令和３年度
高レベル放射性廃棄物等の
地層処分に関する技術開発事業

地質環境長期安定性評価技術高度化開発

報 告 書

令和 4 年 3 月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
一般財団法人電力中央研究所

本報告書は、経済産業省資源エネルギー庁からの委託事業として、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構及び一般財団法人電力中央研究所が実施した「令和 3 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業（地質環境長期安定性評価技術高度化開発）」の成果を取りまとめた報告書である。

目次

1. はじめに 1
1.1 背景と目的 1
1.2 各テーマの概要 2
1.2.1 火山・火成活動に関する調査・評価技術 2
1.2.2 深部流体に関する調査・評価技術 3
1.2.3 地震・断層活動に関する調査・評価技術 3
1.2.4 隆起・侵食に関する調査・評価技術 5
1.2.5 実施体制・役割分担 6
2. 火山・火成活動に関する調査・評価技術 9
2.1 背景と目的 9
2.2 地形データによる放射状岩脈のモデル化の検討 9
2.2.1 背景 9
2.2.2 手法 10
2.2.3 結果 14
2.2.4 まとめ 19
2.3 地形データによる放射状岩脈のモデル化の検討 20
2.3.1 地質図幅からの火山岩岩脈分布に関するデータ収集 20
2.3.2 国内外の論文等からの火山岩岩脈分布に関するデータ収集 33
2.3.3 まとめ 38
3. 深部流体に関する調査・評価技術 41
3.1 深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積 41
3.1.1 背景と目的 41
3.1.2 深部流体の移動・流入プロセスの類型化に係る検討 42
3.1.3 スラブ起源水の判別指標となり得る元素・同位体等の調査 51
3.1.4 室内試験 62
3.1.5 まとめと今後の展望 66
3.2 深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積 73
3.2.1 背景と目的 73
3.2.2 有馬地域における事例 73
3.2.3 本宮地域における事例 76
3.2.4 数値計算による検討 77
3.2.5 まとめ 79
3.3 深部流体の移動経路に関する検討 83
3.3.1 背景と目的 83
3.3.2 S 波スプリッティング解析 83
3.3.3 地形・地質学的検討 112
3.3.4 手法の適用性に関する検討（まとめ） 141
4. 地震・断層活動に関する調査・評価技術 149
4.1 活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法の

検討 149
4.1.1 背景と目的 149
4.1.2 南九州せん断帯を事例とした検討 150
4.1.3 1984 年長野県西部地震の余震域を事例とした検討 159
4.1.4 条線の形成に係る変形試験 167
4.1.5 手法の適用性に関する検討（まとめ） 172
4.2 断層の活動性評価指標を提示するための分析・試験、年代測定による検討 177
4.2.1 背景と目的 177
4.2.2 放射年代測定法による断層の活動性評価技術の開発 177
4.2.3 機械学習に基づいた検討 185
4.2.4 まとめ 198
5. 隆起・侵食に関する調査・評価技術 203
5.1 熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備 203
5.1.1 背景と目的 203
5.1.2 侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス（OSL）熱年代法の適用性の検討 204
5.1.3 角閃石の地質温度圧力計と U–Pb 年代測定法を用いた侵食評価手法の検討 209
5.1.4 岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵食史の検討 217
5.1.5 熱年代法・宇宙線生成核種法・河川縦断形の数値地形解析を組み合わせた隆起・侵食速度の評価手法の検討 228
5.1.6 まとめ 242
5.2 離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化 249
5.2.1 背景と目的 249
5.2.2 内陸部を対象とした検討 250
5.2.3 沿岸部を対象とした検討 257
5.2.4 まとめ 270
5.3 隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討 272
5.3.1 背景と目的 272
5.3.2 実施内容 273
5.3.3 まとめ 297
6. まとめ 299
6.1 火山・火成活動 299
6.2 深部流体 301
6.3 地震・断層活動 302
6.4 隆起・侵食 305

図目次

図 2.2.2-1　解析範囲の設定方法の明確化 11
図 2.2.2-2　各標高の等高線ポリゴンに対する重心位置の算出方法の改良 11
図 2.2.2-3　重心を用いた火山体の方位特性の抽出方法 12
図 2.2.2-4　方位データの集計における標高の重みづけによる解析結果の例（大山） 12
図 2.2.2-5　等高線の形状による火山体の方位特性の抽出方法 13
図 2.2.2-6　火道の安定性による各標高の火山体の等高線のイメージ 14
図 2.2.2-7　等高線ポリゴンの面積データを用いたグラフプロットのイメージ 14
図 2.2.3-1　富士山を対象とした地形解析の結果（重心の分布） 15
図 2.2.3-2　富士山を対象とした地形解析の結果（重心を結ぶ線） 15
図 2.2.3-3　富士山を対象とした地形解析の結果（等高線ポリゴンの長軸） 16
図 2.2.3-4　各火山における地形解析の結果 17
図 2.2.3-5　各火山の地形パラメータによる分類 19
図 2.3.1-1　岩脈の抽出結果（中国地方） 23
図 2.3.1-2　岩脈の抽出結果（四国地方） 24
図 2.3.1-3　岩脈の抽出結果（北海道南西部） 25
図 2.3.1-4　岩脈と最寄り第四紀火山との距離（中国地方） 26
図 2.3.1-5　作業仮説に基づく第四紀火山から岩脈までの方位と岩脈の伸長方向の方位の概念図 27
図 2.3.1-6　「最寄り火山からの岩脈の方位」と「岩脈伸長方向の方位」のなす角（中国地方） 27
図 2.3.1-7　岩脈の伸長方向（中国地方） 28
図 2.3.1-8　岩脈と最寄り第四紀火山との距離（四国地方） 29
図 2.3.1-9　「最寄り火山からの岩脈の方位」と「岩脈伸長方向の方位」のなす角（四国地方） 29
図 2.3.1-10　岩脈の伸長方向（四国地方） 30
図 2.3.1-11　岩脈と最寄り第四紀火山との距離（北海道南西部） 31
図 2.3.1-12　「最寄り火山からの岩脈の方位」と「岩脈伸長方向の方位」のなす角（北海道南西部） 31
図 2.3.1-13　岩脈の伸長方向（北海道南西部） 32
図 2.3.1-14　石鎚コールドロンの地質図 32
図 2.3.2-1　令和 3 年度に収集した論文が対象とした火山の位置（世界） 36
図 2.3.2-2　令和 3 年度に収集した論文が対象とした火山の位置（日本周辺の拡大） 36
図 3.1.1-1　各深部流体と起源水の呼称 41
図 3.1.2-1　火山性熱水に係る影響の広がりの調査・評価内容の整理結果 44
図 3.1.2-2　深部上昇水に係る影響の広がりの調査・評価内容の整理結果 45
図 3.1.2-3　長期停滞水に係る影響の広がりの調査・評価内容の整理結果 47
図 3.1.2-4　火山性熱水・深部流体の流入を判別し影響の広がりを把握するための評価内容と評価事例 50
図 3.1.3-1　スラブ起源水と化石海水・油田かん水の $\delta^{37}Cl$ と 1/Cl の関係 51
図 3.1.3-2　紀伊半島と有馬温泉の $\delta^{37}Cl$ と Cl 濃度の関係 52
図 3.1.3-3　紀伊半島におけるスラブ起源水の形成概念図 53

図 3.1.3-4　Bernard 図 54
図 3.1.3-5　CD 図 55
図 3.1.3-6　^{3}He と CH_4 による混合図 55
図 3.1.3-7　源泉水温、Na/Li 地化学温度計、$\delta^{7}Li$ の関係 57
図 3.1.3-8　微生物群集構成解析の結果（網レベル） 60
図 3.1.3-9　深部流体の判別フロー 61
図 3.1.4-1　海水を練り混ぜた粘土試料と圧縮抽水試験装置 63
図 3.1.4-2　カオリンの圧縮に伴う溶存元素濃度の変化 64
図 3.1.4-3　モンモリロナイトの圧縮に伴う溶存元素濃度と同位体の変化 65
図 3.2.2-1　有馬地域のジルコン FT 長ヒストグラム 74
図 3.2.2-2　有馬地域のジルコン(U-Th)/He 年代測定結果 75
図 3.2.3-1　過年度の熱年代解析結果との比較 77
図 3.2.4-1　代表的な地点における温度-時間履歴の計算結果（熱水温度＝150℃のケース） ... 78
図 3.2.4-2　冷却年代のモデル値 79
図 3.3.2-1　速い S 波の振動方向（φ）の分布 87
図 3.3.2-2　2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の分布 88
図 3.3.2-3　本宮周辺の 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の分布 89
図 3.3.2-4　観測点ごとの φ 及び dt の分布 90
図 3.3.2-5　東西断面の dt と二次元比抵抗構造解析結果及び V_P/V_S 比 91
図 3.3.2-6　宮崎平野及びその周辺地域 96
図 3.3.2-7　S 波スプリッティング解析の対象地域の表層地質と地震観測点 97
図 3.3.2-8　S 波スプリッティング解析の対象とした地震の震源深さとその個数 97
図 3.3.2-9　S 波スプリッティング解析により推定された速い S 波の振動方向（ϕ）の分布 ... 98
図 3.3.2-10　S 波スプリッティング解析により推定された分離した 2 つの S 波の到達時間差（dt）を震源距離により規格化した値（距離規格化 dt）の分布 99
図 3.3.2-11　Ichiki et al. (2000)により推定された宮崎平野南部地域下部の二次元比抵抗分布と 3 点の観測点（N.MJNH, TAKAZA, G.TKAO）からの波線 100
図 3.3.2-12　石丸ほか（2018）により推定された宮崎平野北部地域下部の二次元比抵抗分布と 3 点の観測点（N.NRAH, TSUNO, N.KWMH）からの波線 101
図 3.3.2-13　2011 年東北地震後に得られた各観測点の φ 方向の分布 103
図 3.3.2-14　2011 年東北地震後に発生した地震に対する距離規格化 dt 値の分布 104
図 3.3.2-15　解析対象領域における地震観測点の分布 105
図 3.3.2-16　新たに追加したデータを用いた解析から得られた各観測点の φ 方向の分布 106
図 3.3.2-17　距離規格化 dt の空間変化 107
図 3.3.2-18　距離規格化 dt の時間変化（1）（時間変化が明瞭な観測点の結果） 108
図 3.3.2-19　距離規格化 dt の時間変化（2）（時間変化が不明瞭な観測点の結果） 109
図 3.3.2-20　距離規格化 dt の時間変化（3）（地震数も少なく時間変化が不明瞭な観測点の結果） 110
図 3.3.2-21　N.THGH 観測点における距離規格化 dt のグループ化 111
図 3.3.2-22　N.THGH 観測点近傍の活断層と距離規格化 dt 及び ϕ の分布 111
図 3.3.3-1　地質構造的透水好適性の概念図 114
図 3.3.3-2　地質構造的透水好適性の模式図 115
図 3.3.3-3　物性の異なる領域の接触境界付近で割れ目が形成される概念図 116

図 3.3.3-4　リニアメント判読結果 118
図 3.3.3-5　リニアメントの分布密度 119
図 3.3.3-6　リニアメントの交差点及び交差点密度 119
図 3.3.3-7　割れ目分布調査地点の位置図と割れ目走向のローズダイアグラム 121
図 3.3.3-8　割れ目データを取得した露頭 122
図 3.3.3-9　本宮地域の露頭における測線と割れ目分布 124
図 3.3.3-10　HGS-11 露頭の割れ目のステレオ投影図と走向のローズダイアグラム 125
図 3.3.3-11　HGS-11 露頭の地質構造的透水好適性検討図 126
図 3.3.3-12　HGS-11 露頭の割れ目領域区分長 127
図 3.3.3-13　各露頭の割れ目のステレオ投影図と走向のローズダイアグラム 127
図 3.3.3-14　HGS-12 露頭の地質構造的透水好適性検討図 128
図 3.3.3-15　HGS-21 露頭の地質構造的透水好適性検討図 129
図 3.3.3-16　HGS-22 露頭の地質構造的透水好適性検討図 130
図 3.3.3-17　HGS-23 露頭の地質構造的透水好適性検討図 131
図 3.3.3-18　S 波スプリッティング解析結果と割れ目分布調査による割れ目走向の分布 134
図 3.3.3-19　調査露頭写真 135
図 3.3.3-20　保科地域の露頭における測線と割れ目分布 136
図 3.3.3-21　各露頭の割れ目のステレオ投影図と走向のローズダイアグラム 137
図 3.3.3-22　HOS-1 露頭の地質構造的透水好適性検討図 138
図 3.3.3-23　HOS-2 露頭の地質構造的透水好適性検討図 139
図 3.3.3-24　HOS-3 露頭の地質構造的透水好適性検討図 140
図 4.1.2-1　九州地方のせん断ひずみ速度分布と GNSS 観測点 152
図 4.1.2-2　本事業での GNSS データ解析手順 152
図 4.1.2-3　霧島山と桜島の火山性変動の補正 153
図 4.1.2-4　非線形最小二乗法によるフィッティングの結果 154
図 4.1.2-5　フィリピン海プレートの沈み込みに伴う変形の推定 155
図 4.1.2-6　せん断帯の変形を推定するための水平変位速度場 156
図 4.1.2-7　せん断帯に平行な方向の速度のプロファイル 156
図 4.1.2-8　微小地震から求めた広域応力場に対する小断層のミスフィット角の分布 158
図 4.1.3-1　御嶽山周辺の常設地震観測点における速い S 波の偏向方向 159
図 4.1.3-2　1984 年長野県西部地震の震源断層近傍における S 波の偏向方向 161
図 4.1.3-3　ユーラシアプレートに対する GNSS 変位速度分布 162
図 4.1.3-4　GNSS 変位速度から推定されるひずみ速度の主軸分布と応力比 163
図 4.1.3-5　GNSS 変位速度から設定した応力とのミスフィット角の分布 165
図 4.1.3-6　小区分した領域ごとのミスフィット角が小さい小断層の数と割合 166
図 4.1.3-7　小区分した領域ごとの応力逆解析の結果 167
図 4.1.4-1　条線の模式図及び露頭でみられる小断層の条線 168
図 4.1.4-2　一面せん断試験機の模式図 169
図 4.1.4-3　条線形成試験の試料採取位置 169
図 4.1.4-4　昨年度の試験結果 171
図 4.1.4-5　スリット加工した面の試験結果 172
図 4.2.2-1　阿寺断層の川上露頭試料の IR50 における飽和度 180
図 4.2.2-2　PTFE 製容器を用いた熱水・空気加熱実験の温度変化の例 180

図 4.2.2-3　PTFE 製容器を用いた熱水・空気加熱実験による IRSL 信号の減衰 181
図 4.2.2-4　粉砕処理を行った試料の K-Ar 年代の若返り 184
図 4.2.3-1　線形判別分析の結果図（CASE 1～4） 188
図 4.2.3-2　CASE 2 の判別得点（LEclass；最新活動時期） 190
図 4.2.3-3　CASE 2 の 5 成分のクロスプロット（LEclass；最新活動時期） 191
図 4.2.3-4　活断層試料 GSK3 のイメージング結果 194
図 4.2.3-5　非活断層試料（15042103-1）のイメージング結果 195
図 4.2.3-6　全岩化学組成と交換性陽イオン濃度との間の相関 197
図 5.1.2-1　OSL 年代と環境温度の復元結果 207
図 5.1.2-2　逆解析手法を用いた OSL 熱年代法による熱史解析 208
図 5.1.3-1　分析試料の位置図 210
図 5.1.3-2　谷川岳地域の地質図及び試料位置図 212
図 5.1.3-3　ジルコン(U-Th)/He 年代測定結果 214
図 5.1.3-4　アパタイト(U-Th)/He 年代測定結果 215
図 5.1.3-5　谷川岳地域の花崗岩類の冷却史 216
図 5.1.4-1　大崩山花崗岩体のジルコンの結晶化年代と結晶化温度のプロット 220
図 5.1.4-2　大崩山花崗岩体（ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩）のジルコン粒子（A）の U-Pb 年代（B）とチタン濃度（C)、結晶化温度（D）の変化 221
図 5.1.4-3　遠野複合深成岩体の中心部相、主岩相、周縁部相、それぞれのジルコンの結晶化年代と結晶化温度のプロット 222
図 5.1.4-4　遠野複合深成岩体の中心部相、主岩相におけるジルコンの結晶化年代と温度の関係のプロット 223
図 5.1.4-5　堺ノ神深成岩体の優白質珪長質岩のジルコンの結晶化年代と結晶化温度の関係のプロット 224
図 5.1.4-6　遠野岩体の全岩 SiO_2 濃度と TiO_2 濃度の関係 226
図 5.1.4-7　遠野岩体の全岩 TiO_2 濃度とジルコン中の Ti 濃度の関係 226
図 5.1.4-8　ジルコンの結晶化温度 227
図 5.1.5-1　AFT 長分布と熱史逆解析結果 230
図 5.1.5-2　北上山地における AFT 及び AHe 年代値 232
図 5.1.5-3　北上山地における AFT 及び AHe 年代値 vs. 東経プロット 232
図 5.1.5-4　東北地方の隆起速度設定点 236
図 5.1.5-5　四国及び紀伊半島の隆起速度設定点 236
図 5.1.5-6　東北地方で解析を行った河川系 238
図 5.1.5-7　四国・紀伊半島で解析を行った河川系 238
図 5.1.5-8　東北地方の隆起速度逆解析のチェッカーボードテスト 239
図 5.1.5-9　東北地方の実河川データの逆解析結果 239
図 5.1.5-10　東北地方の逆解析結果の信頼区間 239
図 5.1.5-11　紀伊半島の実河川データの逆解析結果 240
図 5.1.5-12　紀伊半島の逆解析結果の信頼区間 240
図 5.1.5-13　四国の実河川データの逆解析結果 241
図 5.1.5-14　四国の逆解析結果の信頼区間 241
図 5.2.1-1　内陸部を対象とした研究開発の事例地域 250
図 5.2.2-1　離水地形区分図と調査地点 251

図 5.2.2-2　離水地形の縦断プロファイルと調査地点 252
図 5.2.2-3　ボーリングコアの半裁面及び X 線 CT 解析画像（一部） 253
図 5.2.2-4　ボーリングコアの柱状図 254
図 5.2.2-5　露頭調査地点の地形学図と地形断面図 256
図 5.2.2-6　SWM①～③の柱状図 257
図 5.2.3-1　試料採取地点の位置図及び地形断面図 259
図 5.2.3-2　低位岩盤段丘での ^{14}C 年代と ^{10}Be 露出年代、及びそれらのヒプシサーマル期旧汀線アングル高度との関係 260
図 5.2.3-3　中位あるいは高位段丘面下における核種濃度の深度プロファイルとモデルカーブ 260
図 5.2.3-4　調査地点位置図 262
図 5.2.3-5　NNO 地点の露頭柱状図 263
図 5.2.3-6　ボーリングコアの半裁面及び X 線 CT 解析画像 264
図 5.2.3-7　ANY 地点と ANYP 地点の位置関係 265
図 5.2.3-8　ANY 地点の露頭柱状図と ANYP 地点のピット壁面の柱状図 266
図 5.2.3-9　ANYP 地点のピット壁面のスケッチと試料採取位置 267
図 5.2.3-10　ANM 地点の露頭の全景写真 268
図 5.2.3-11　ANM 地点の露頭柱状図と観察された噴砂痕と珪質コンクリーション 269
図 5.3.1-1　本研究項目の立ち位置 273
図 5.3.2-1　実験試料の薄片写真からの粒径分布計測方法（R2MZ-01 の例） 275
図 5.3.2-2　粒径分布計測結果の例 275
図 5.3.2-3　本実験で使用する整形試料（岩石チップ試料・ポロシメータ試料・XRD 試料） 276
図 5.3.2-4　本実験の実施フロー 276
図 5.3.2-5　岩石チップの色調・形状変化の例 277
図 5.3.2-6　浸漬前後のマイクロフォーカス X 線 CT 画像 280
図 5.3.2-7　浸漬前後の鉱物の形状変化の例 282
図 5.3.2-8　有効間隙率測定の結果 284
図 5.3.2-9　希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果の比較（R2MZ-13） 285
図 5.3.2-10　酸浸漬後のポロシメータ測定結果の比較（R2MZ-9） 286
図 5.3.2-11　浸漬後酸溶液の溶存元素濃度の測定結果 286
図 5.3.2-12　露頭及びボーリング調査実施箇所 290
図 5.3.2-13　低位段丘 Lf2 面でのボーリング柱状図及び露頭柱状図 291
図 5.3.2-14　中位低位段丘 Mf4 面でのボーリング柱状図及び露頭柱状図 291
図 5.3.2-15　本研究で収集した柱状図の位置 293
図 5.3.2-16　本事業で収集した柱状図（トレース改変）の例 294
図 5.3.2-17　段丘編年図の例（濵田・幡谷、2011 付録からの抜粋） 295
図 5.3.2-18　段丘対比・編年の基盤情報の GIS 上の整理イメージ（仙台付近の検討例） 296
図 6.3-1　地形学的、地球物理学的、地質学的検討の実施手順における考え方 304
図 6.4-1　隆起・侵食に関する調査・評価技術の成果の見取り図 309

表目次

表 1.2.1-1　全体計画に示された自然現象の影響に関する研究開発項目 2
表 1.2.5-1　本事業で実施する各研究開発項目の役割分担 7
表 2.3.1-1　収集した情報の整理例（松江及び大社） 22
表 2.3.1-2　岩脈の長径の個数頻度（中国地方） 26
表 2.3.1-3　岩脈の長径の個数頻度（四国地方） 28
表 2.3.1-4　岩脈の長径の個数頻度（北海道南西部） 30
表 2.3.1-5　石鎚コールドロン重心位置から各岩脈の距離 33
表 2.3.2-1　令和 3 年度に収集した論文等の一覧 34
表 3.1.3-1　深部流体の判定に用いる指標の検討状況 61
表 3.2.2-1　有馬地域のジルコン FT 長解析結果 74
表 3.2.3-1　本宮地域の熱年代解析の結果 76
表 3.3.3-1　珪長質岩脈に沿って湧出する温泉の例 117
表 3.3.3-2　HGS-11 露頭の温泉湧出地点と地質構造的透水好適性の対応表 127
表 4.1.2-1　本事業で用いた粘弾性モデルの組合せ 153
表 4.1.4-1　試験条件及び試験結果 170
表 4.2.2-1　延岡衝上断層コア試料の K-Ar 年代測定結果の概要 184
表 4.2.3-1　入力データの概要とケース名、判別率 186
表 4.2.3-2　活動性／確実度の分類と基準 187
表 4.2.3-3　活断層・非活断層の最新活動時期 187
表 4.2.3-4　CASE 1～CASE 3 の判別式の係数 β と VIF 189
表 4.2.3-5　LA-ICP-MS による分析条件 193
表 4.2.3-6　全岩化学組成及び交換性陽イオン濃度の分析結果 196
表 5.1.3-1　ジルコン U-Pb 年代測定の結果及び固結圧力・平均削剥速度の推定値のまとめ 211
表 5.1.3-2　谷川岳地域のジルコン U-Pb 年代測定結果 213
表 5.1.4-1　本共同研究で対象とする岩石試料 217
表 5.1.5-1　AHe 年代測定結果 229
表 5.1.5-2　AFT 長測定結果 229
表 5.1.5-3　年代補正パラメータの値（Campforts et al., 2020） 234
表 5.1.5-4　岩質タイプパラメーター（Campforts et al., 2020） 235
表 5.2.2-1　KOM-1o コアの $pIRIR_{225}$ 年代 255
表 5.2.3-1　NNO 地点の $pIRIR_{225}$ 年代 263
表 5.3.2-1　実験用礫サンプルの岩種及び実験内容 275
表 5.3.2-2　本実験における分析項目一覧表 276
表 5.3.2-3　整形試料の浸漬前後の寸法、重量変化 278
表 5.3.2-4　25 日浸漬後の密度変化率 278
表 5.3.2-5　浸漬前試料の主要元素組成 279
表 5.3.2-6　低密度帯の厚さの測定結果 281
表 5.3.2-7　SEM による浸漬前後の変化 282
表 5.3.2-8　XRD 分析で得られた鉱物組み合わせの浸漬前後での変化の例（基質濃集分析） 283
表 5.3.2-9　着目した経験的年代指標の例 293

1. はじめに

1.1 背景と目的

わが国の高レベル放射性廃棄物の地層処分計画を円滑に進めていくためには、地層処分の技術的信頼性をさらに高め、国民の理解と信頼を得ていく必要がある。平成 29 年 7 月には、経済産業省より、地層処分の仕組みや地域の科学的特性についての国民への理解促進を目的として、地層処分を行う場所を選ぶ際にどのような科学的特性を考慮する必要があるのか、それらは日本全国にどのように分布しているか、といったことを分かりやすく示した「科学的特性マップ」が公開された（経済産業省資源エネルギー庁, 2017）。

一方、地層処分事業の遂行には国民の理解と信頼確保と同時に、処分事業や安全規制の基盤となる技術を整備・強化していくための研究開発を着実に行っていく必要がある。そのような中、所管官庁、事業実施主体（原子力発電環境整備機構：以下、「NUMO」という）、関連研究機関、廃棄物発生者により構成された地層処分研究開発調整会議において「地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度～平成 34 年度）」（以下、「全体計画」という）が策定された（地層処分研究開発調整会議, 2018）。地層処分に適した地質環境の選定のためには、火山・火成活動、非火山性深部流体の移動・流入、地震・断層活動、隆起・侵食といった自然現象について、数万年を超えるような長期にわたる影響を調査・評価することが求められる。全体計画では、これらの自然現象の影響の把握及びモデル化に係る課題が整理されており（表 1.2.1-1）、本事業では、これらの解決に向けた研究開発に取り組む。

全体計画は、NUMO が作成した包括的技術報告書（原子力発電環境整備機構, 2021）の外部レビューの結果（日本原子力学会「NUMO 包括的技術報告書レビュー」特別専門委員会, 2019）や、平成 30 年度以降の関連研究機関における研究開発の実績を踏まえ、令和 2 年 3 月に改訂された（地層処分研究開発調整会議, 2020）。改訂版では、本事業で取り組む火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動及び隆起・侵食の自然現象に関する研究課題については、平成 27～30 年度にかけて実施された沿岸部における調査・評価技術開発（産業技術総合研究所など, 2019）の成果などを踏まえた反映があったものの、平成 31 年度（令和元年度）までに進めてきた各課題の解決に向けて引き続き取り組むという大方針に大きな変更はない。

火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動及び隆起・侵食の各自然現象は、地質学、地形学、地震学、測地学、地球化学、地球年代学といった様々な学術分野と密接に関わっており、調査・評価技術の高度化にあたっては、これらの分野横断的な取り組みが重要である。本事業では、各学術分野における最新の研究を俯瞰したうえで、個別分野の技術の高度化に加え、複数分野の技術の適切な組み合わせを検証するための事例研究についても取り組んでいく。そのためには、地層処分の仕組みやサイト選定、安全評価に係る知見・技術の豊富な複数の研究機関が連携し、それぞれが有する知見・技術を相互に補完しながら事業を進めていくことが有効である。そこで本事業は、地層処分や原子力関係施設の評価などを背景とした研究開発に多くの実績を有する日本原子力研究開発機構（以下、「原子力機構」という）と電力中央研究所（以下、「電中研」という）が共同で実施し、各機関が有している知見・技術を相互補完的に利用することで、地層処分システムへの自然現象の影響の観点に対して効果的な成果の創出を目指す。

表 1.2.1-1　全体計画に示された自然現象の影響に関する研究開発項目

①火山・火成活動の発生及び影響の調査・評価技術の高度化	①-1 将来の火山・火成活動の発生に係る評価技術の高度化 ①-2 マグマの影響範囲を把握するための技術の高度化
②深部流体の移動・流入に係る現象理解及び影響の評価技術の整備	②-1 深部流体の形成・移動に係る調査・評価技術の整備
③地震・断層活動の活動性及び影響の調査・評価技術の高度化	③-1 地表において特定が困難な活断層を検出し活動性を把握するための技術の高度化 ③-2 上載地層がない場合の断層の活動性や地質断層の再活動性を把握するための技術の高度化 ③-3 地震及び断層活動による水理学的・力学的影響を把握するための技術の高度化
④地形・地質学的情報に基づく隆起・侵食の調査・評価技術の高度化	④-1 地形学的手法や年代測定などを用いた過去百万～数十万年前以前からの隆起・侵食を把握するための技術の拡充 ④-2 沿岸部の隆起・侵食を把握するための技術の高度化
⑤長期的な自然現象の発生可能性及び地質環境の状態変遷の評価技術の整備	⑤-1 自然現象に係る長期的なシナリオ設定と地質環境の状態変遷に係る影響評価のための手法の整備 ⑤-2 長期にわたる自然現象の発生可能性及びその不確実性を評価するための技術の高度化

令和２年３月に改訂された全体計画の内容に基づく。本事業では、上記のうちの①～④について取り組む。なお、③-2 のうち、地震や応力場などの変化に伴う断層の変位量やその影響に関するシミュレーション技術の整備については、本事業の対象外である。

1.2 各テーマの概要

本事業では、全体計画で提示された自然現象の影響に係る研究開発項目（表 1.2.1-1）のうち、火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動及び隆起・侵食に関する調査・評価技術について、各学術分野における最新の知見を取り入れながら高度化開発を進めていく。得られた成果については、文献調査、概要調査、精密調査と段階的に実施される処分事業に的確に反映できるよう、体系的な技術・知見として整理された取りまとめとなるべく留意している。以下では、各テーマの概要に加え、これまでの進捗及び令和 3 年度の実施概要について示す。

1.2.1 火山・火成活動に関する調査・評価技術

全体計画では、火山フロントの背弧側も含めて、将来の新たな火山・火成活動の発生に係る予測の信頼性の向上や、マグマの影響範囲の把握に係る調査・評価技術の高度化に向けて調査・評価事例の蓄積などを通じた検討を行うことが提示されている。

本事業では、地下深部の三次元地震波速度構造の推定により、マントル内の流体分布に係る知見を提示するとともに、比較的広範囲に及ぶ火山活動や地殻浅部におけるマグマの長距離水平移動に対するマグマ活動範囲の評価に有効な指標を提示することを目標としている。令和 2 年度までの本事業では、将来の火山活動に関与する流体の分布を把握するための地震波トモグラフィ解析に必要な地震データ（マントル内を伝播する地震波）を収集し、解析により日本列島周辺の地下深部の大局的な流体分布を推定するとともに、水平分解能を向上させ、概要調査において求められる将来の新たな火山・火成活動の発生に係る評価に反映できる技術として取りまとめた。また、将来のマグマ活動の範囲に係る指標を提示するため、火山活動が広範囲に及ぶ単成火山群を事例とした MT 法電磁探査（既往データの検証も含む）に基づき地下の部分溶融域の分布を明らかにし、第四紀に活動した個別火山体分布との関連性を検討することにより、部分溶融域の分布を指標として将来のマグマの活動範囲を把握する手法の有効性を示した。この部分溶融域の分布を指標とした手法については、概要調査において火山・火成活動の影響を評価するための技術として反映できる。また、地殻浅部におけるマグマの長距離水平移動（岩脈の伸展）に対する評価について、マグマの水平移動に係る国内外の既存知見の収集・整理を行うとともに、放射状岩脈の分布範囲に係る地形学的解析手法の検討に着手した。令和 3 年度の本事業では、マグマの水平移動に係る国内外の既存知見の収集情報を拡充するとともに、放射状岩脈の分布範囲に係る地形

学的解析手法を改良し、応力場、マグマ化学組成、火山活動史などとの相関関係を検討した。これらの成果については、概要調査において火山・火成活動の影響を評価するための基礎情報に資する形で取りまとめた。

1.2.2 深部流体に関する調査・評価技術

地下深部からの流入の可能性が想定される非火山性の深部流体については、調査・評価事例の蓄積を通じてその形成や移動に係る現象の理解を深め、流入の可能性や影響の評価に必要な技術基盤の整備を図る必要があることが、全体計画においても提示されている。深部流体には、有馬型温泉水のように、高温、高塩濃度、低 pH で多量の二酸化炭素を含む流体があるため、深部流体の流入による地層処分システムへの熱的影響及び化学的影響を把握することが重要である。また、そもそも深部流体の地下深部の賦存域の形成や地表付近への流入に関与する要因の他、流入する流体の性状に係る知見についても現状では限定的であり、それらの知見の蓄積も望まれる。

本事業では、非火山性熱水活動などに関与する深部流体について、熱的・化学的観点から熱水活動の履歴や流入の可能性及び影響の評価に資するための基盤情報を提示するとともに、深部流体が地表へ流入する経路の特性に係る知見を抽出することを目標としている。そのため、非火山性熱水活動の活動域などを事例とした地震学、地質学、熱年代学、同位体地球化学的手法などの適用により、深部流体の特徴や天水などとの混合、移動経路、及び活動継続期間に係る知見の収集・蓄積を進めている。

深部流体に係る化学的特徴については、令和 2 年度までの本事業において、文献収集及び現地調査（温泉水並びに化石海水等の採取・分析）を行い、深部流体などの地下深部に存在する地下水の起源や分類に関する現状の知見と課題について取りまとめるとともに、元素・同位体の情報に基づき、スラブ起源水、化石海水・油田かん水、現海水を分類するためのフローについて検討した。特に、これまで深部流体の評価で扱われた事例の少ないストロンチウム、リチウムやホウ素の同位体比、放射性ヨウ素、炭化水素組成、微生物 DNA などの判別指標としての有効性についての検討を行った。また、深部流体の水質形成メカニズムを解明するための室内試験として、模擬海水を浸潤させた粘土の圧縮抽水試験を進めた。

深部流体に係る熱的影響については、令和 2 年度までの本事業において、深部流体起源の熱水活動の温度や滞留時間などに関する情報を得るため、流体包有物の均質化温度を用いた地質温度計と、FT 法や(U-Th)/He 法といった熱年代学的手法とを組み合わせたアプローチを提案し、複数地域での検討事例の蓄積を進めた。

深部流体の移動経路については、地殻内のクラック性状に係る情報の取得を目的とした、S 波スプリッティング解析の適用性の検討を行った。その結果、速い S 波の振動方向に加え、速い S 波と遅い S 波の到達時間差（dt）の値に基づく検討により、地殻内の流体の移動経路に係る情報が抽出できる可能性が示された。さらに、より局所的なスケールでの流体移動経路に関する情報を把握する目的で、深部流体湧出域の岩盤を対象とした割れ目方向の解析手法の検討に着手した。

以上の取り組みについて、概要調査や精密調査に対応した体系的な技術・知見として反映するためには、更なる事例の蓄積が必要である。そこで、令和 3 年度の本事業においても、令和 2 年度までの実施内容を引き続き実施することにより、深部流体の熱的・化学的特徴、熱水活動の履歴や流入の可能性及び影響の評価方法、並びに流入経路となる地質環境の特徴に係る知見の蓄積・整理を進めた。

1.2.3 地震・断層活動に関する調査・評価技術

全体計画では、「地表において特定が困難な活断層を検出し活動性を把握するための技術の高

度化」、「上載地層がない場合の断層の活動性や地質断層の再活動性を把握するための技術の高度化」、及び「地震及び断層活動による水理学的・力学的影響を把握するための技術の高度化」が研究開発項目として挙げられている（表 1.2.1-1）。

上記を受け本事業では、1）活断層地形が不明瞭な地域における活構造の検出及びそれらの力学的影響範囲の把握のための調査技術の提示と研究事例の蓄積、2）断層の活動性評価及び活動時期の推定に関して高度化した手法の提示、3）地下深部の流体リザーバーの有無や分布などを指標とした、地震・断層活動に伴う長期間湧水の発生ポテンシャルの評価手法の提示を目標とする。

令和 2 年度までの本事業では、活断層地形が不明瞭な地域において活構造を検出しそれらの力学的影響範囲を把握するための技術開発として、GNSS 観測、地形解析、及び地質調査（小断層解析など）を組み合わせたアプローチにより、活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法を提示した。具体的には、南九州せん断帯を事例として、GNSS 観測と地形解析により推定されるせん断帯の中心部を対象とした現地踏査を行い、小断層の運動方向のデータに基づく応力逆解析を行うことにより、現応力場と調和的な運動センスが卓越する領域を抽出し、活構造に伴う力学的影響範囲について検討し、概要調査における調査・評価技術として反映できる形で取りまとめた。このアプローチについては、更なる適用事例の蓄積として、令和 2 年度より、1984 年長野県西部地震の震源域を事例とした検討（測地・地震のデータ解析、及び小断層解析などを行うための地質調査）に着手した。

また、上載地層がない場合の断層の活動性評価手法の高度化として、i）実試料を用いた分析及び実験に基づく、IRSL、ESR、K-Ar、FT 法などの年代測定技術の適用条件・適用限界に関する検討、ii）機械学習（化学組成データを用いた多変量解析）による活断層と非活断層の識別、iii）石英の水和層厚さに基づく年代測定手法の適用性を検討するための水熱実験、及び年代既知の堆積物を対象とした年代測定の試行を進めた。

地震・断層活動に伴う水理学的影響については、地震に伴う湧水の発生などに関する既往の調査事例を収集・整理するとともに、MT 法電磁探査や S 波スプリッティング解析による地下の流体リザーバーの有無や流体の供給経路に関する検討を行った。地震により湧水の発生が継続した代表的な事例である松代群発地震発生域において、MT 法電磁探査や地震波トモグラフィ解析を実施し、これらの手法により地下の流体リザーバーの有無が推定できる見通しを示した。また、地下からの流体の供給経路の有無を把握する目的で、松代群発地震発生域、及び 2011 年福島県浜通りの地震に伴う湧水発生域を事例として、深部流体の移動経路における検討と同様に S 波スプリッティング解析を採用した検討を進めた。

令和 3 年度の本事業では、1）活断層地形が不明瞭な地域における調査技術については、測地・地震学的手法と地質学的手法とを組み合わせたアプローチの信頼性の向上を目的として、1984 年長野県西部地震の震源域を事例とした検討などを継続し、データの拡充を進めた。2）断層の活動性評価手法の高度化のうち、機械学習による活断層と非活断層の識別については、実用化が期待できる成果が得られていることから、更なる化学組成データの拡充に加え、識別の要因となり得る元素の存在状態に関する検討を進めた。年代測定については、令和 2 年度までの実験結果、及び新型コロナウイルスによる国内外の情勢（国外移動の制限により海外での実験が実施できなかった点）を踏まえ、令和 3 年度は IRSL 法及び K-Ar 法に絞って検討を進めた。3）地震・断層活動に伴う水理学的影響については、事例研究対象とした湧水域が深部流体分布域でもあること、S 波スプリッティング解析などを用いた手法が深部流体の移動経路に関する検討において採用した手法と共通することから、令和 3 年度からは、深部流体のテーマの一部として取り扱った。

の情勢（国外移動の制限により海外での実験が実施できなかった点）を踏まえ、令和 3 年度は IRSL 法及び K-Ar 法に絞って検討を進めた。3）地震・断層活動に伴う水理学的影響については、

事例研究対象とした湧水域が深部流体分布域でもあること、S 波スプリッティング解析などを用いた手法が深部流体の移動経路に関する検討において採用した手法と共通することから、令和 3 年度からは、深部流体のテーマの一部として取り扱った。

1.2.4 隆起・侵食に関する調査・評価技術

隆起・侵食に関しては、将来の変動幅を考慮することにより、サイトの設計や安全評価に主に反映される。したがって、サイトの場所に拘らず、隆起速度・侵食速度といったパラメータの推定及びその将来の変動幅の評価は不可欠な調査・評価項目である。さらに、隆起・侵食が引き起こす地形の変化は、動水勾配の変化と密接に関わることから、地下水流動の長期的な変遷を把握するうえでも重要な調査・評価項目である。地層処分施設の設計や安全評価で行われる地下水流動解析は、涵養域から流出域までの広い範囲が対象となる。そのため、サイト近傍のみならず、サイトを横断する内陸部～沿岸部～海底下の広域にわたる隆起・侵食の長期的な変遷に関する情報を取得することが求められる。

以上の観点に基づき、本事業では、将来の隆起・侵食の予測の信頼性向上に向け、特に次のテーマに着目した研究開発を行うこととした。1）堆積段丘を用いた隆起量・侵食量推定が適用できない侵食基盤岩地形における熱年代学的手法などによる隆起・侵食評価手法の整備、2）同様に堆積段丘が良好に分布しない地域における隆起・侵食評価のための、離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化、3）氷期に陸化する地域を考慮した沿岸部の隆起・侵食評価に反映するための、地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸部の隆起・侵食、沈降・堆積現象の把握、4）隆起・沈降境界域における地質調査に基づく地質構造・地殻変動様式の評価技術の整備、5）陸域の隆起・侵食傾向の外挿による沿岸海域の隆起・侵食評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討（文献整理、地形・地質調査や岩石風化実験に基づく検討）、6）最新のデータを反映した日本列島における長期的な隆起・侵食傾向が理解できるマップの整備。これらの研究開発を通じ、過去百万～数十万年以前からの隆起・侵食を把握するための技術の拡充を進め、幅広い年代範囲及び地域（内陸～沿岸海域）において隆起量・侵食量の評価が可能となる技術として整備することとした。また、研究開発にあたっては、各手法の精度・適用限界について整理することとした。

これまでに、1）熱年代学的手法などによる隆起・侵食評価手法については、閉鎖温度の低い OSL 熱年代法を大深度ボーリングコア試料に適用することで、侵食速度が遅い地域においても、従来の手法では困難だった十万年スケールの侵食評価ができる可能性を示した。また、U-Pb 年代測定や鉱物の化学組成に基づく地質温度・圧力計などと組み合わせた検討により、熱史が複雑なケースなどに対する熱年代学的手法の適用範囲の拡充も進めた。さらに、熱年代法などによるデータと、河床縦断形の数値地形解析とを組み合わせた隆起・侵食速度の評価手法の検討にも取り組んできた。2）離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術については、内陸部を対象とした検討として、環流旧河谷に基づく隆起・下刻速度の算出手法を提示した。特に、長石を対象とした IRSL 法が、環流旧河谷中の旧河床堆積物の堆積年代の制約に適用可能であるとの見通しを得た。さらに、沿岸部を対象として、海成の岩石侵食段丘を対象とした宇宙線生成核種法による離水年代決定手法を検討し、海洋酸素同位体ステージで MIS5e に相当する約 12.5 万年前程度までの年代範囲に対しては有効性を確認した。3）地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸部の隆起・侵食、沈降・堆積現象の把握については、音波探査記録などによる海底地形や堆積構造のデータに基づき、日本列島周辺の陸棚から第四紀地殻変動を把握するために必要な手法を整理し、概要調査に向けた計画策定に反映できる知見として取りまとめた。4）隆起・沈降境界域における調査・評価技術の整備については、過去数十万年間の地殻変動量の一様継続性を評価す

るうえで、高海面期（MIS5 及び MIS11）の海成層の分布に基づく検討が、沿岸堆積平野の隆起・沈降境界域においても有効であるとの見通しを得た。5) 段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討については、対比・編年の経験的指標の妥当性・適用性を検討するため、わが国の段丘を構成する地質情報を収集・整理した。さらに、風化を模擬した岩石溶解実験により、天然の段丘礫の岩石種に応じた風化現象のばらつきの要因を明らかにし、岩石風化に基づく編年指標を適用するうえでの基礎情報を取得した。6) 隆起・侵食マップの整備については、既往の隆起・侵食データに、宇宙線生成核種法や熱年代に基づく、より長い時間スケールでの隆起・侵食データを追加するとともに、宇宙線生成核種法による侵食速度と平均傾斜との関係式を活用し、時空間的により高精度な侵食速度マップを整備して取りまとめた。

以上のように各テーマについて、地層処分のサイト設計や安全評価に資する技術的成果が蓄積されつつあるが、特に 1)、2)、5)のテーマについては、概要調査に反映できる調査・評価技術として整備していくうえで、更なる事例研究の蓄積による手法の信頼性の向上、及び、実験・解析的検討などによる学術的課題の解決が望まれる。令和 3 年度の本事業では、これらのテーマに対し、事例研究や追加実験・解析を通じて知見の拡充を図った。

1.2.5 実施体制・役割分担

1.1 で述べた通り、本事業は原子力機構と電中研が共同で実施するものである。両機関はともに、地層処分のサイト選定・設計・安全評価の観点から、火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動及び隆起・侵食の各自然現象の影響を把握するための様々な基盤的な調査・評価技術を有するとともに、これまでにも多くの研究実績を創出している。ただし、本事業の全体期間（全体計画で示された 5 か年）の中で、限られたリソース（人材や設備など）を有効活用して本事業を着実に進め、より効率的に成果を挙げるため、本事業では表 1.2.5-1 のような役割分担で研究開発を進めている。

なお、本事業で扱うすべての研究開発項目について、両機関間で実施計画・進捗・成果について運営会議を開催することなどを通して密接に情報共有をしながら事業を進めてきた。また、外部の専門家・有識者で構成される委員会を設置し、研究計画、実施方法、結果の評価などに関する審議を受けた。令和 3 年度の委員会の議事概要については付録 6 を参照されたい。

表 1.2.5-1　本事業で実施する各研究開発項目の役割分担

	研究開発項目	主担当
火山・火成活動に関する調査・評価技術	（マントル内の流体分布・移動に関する検討）	原子力機構
	マグマの活動範囲に関する検討	原子力機構
深部流体に関する調査・評価技術	深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積	電中研
	深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積	原子力機構
	深部流体の移動経路に関する検討	原子力機構
地震・断層活動に関する調査・評価技術	活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法の検討	原子力機構
	断層の活動性評価指標を提示するための分析・実験、年代測定による検討	原子力機構
	地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討 *	原子力機構
隆起・侵食に関する調査・評価技術	熱年代学的手法等を用いた隆起・侵食評価手法の整備	原子力機構
	離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化	原子力機構
	（地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起/侵食、沈降/堆積現象の把握 ）	原子力機構
	（隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備）	原子力機構
	段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討	電中研
	（最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備 ）	原子力機構

括弧で閉じたテーマは令和2年度までに完了した項目である。また、「地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討」は、令和3年度より、「深部流体の移動経路に関する検討」のテーマの中で扱う。

引用文献

地層処分研究開発調整会議, 地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度～平成 34 年度）, 2018. http://www.meti.go.jp/report/whitepaper/data/pdf/20180329001_01.pdf（2022 年 3 月 25 日最終閲覧）

地層処分研究開発調整会議, 地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度～平成 34 年度）（令和２年３月改訂）, 2020. https://www.meti.go.jp/shingikai/energy_environment/chiso_shobun/pdf/20200331_001.pdf（2022 年 3 月 25 日最終閲覧）

原子力発電環境整備機構, 包括的技術報告：わが国における安全な地層処分の実現, NUMO-TR-20-03, 2021.

経済産業省資源エネルギー庁, 科学的特性マップ, 2017. https://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/kagakutekitokuseimap/（2022 年 3 月 25 日最終閲覧）

日本原子力学会「NUMO 包括的技術報告書レビュー」特別専門委員会, 「NUMO 包括的技術報告書」レビュー報告書, 42p, 2019.

産業技術総合研究所, 日本原子力研究開発機構, 原子力環境整備促進・資金管理センター, 電力中央研究所, 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 沿岸部処分システム高度化開発 平成 27 年度～平成 30 年度 取りまとめ報告書, 288p, 2019.

空白ページ

2. 火山・火成活動に関する調査・評価技術

2.1 背景と目的

火山・火成活動に関する技術的課題の一つとして、比較的広範囲に及ぶ火山活動や地殻浅部におけるマグマの長距離水平移動に対する「マグマ活動範囲の評価技術の高度化」が挙げられる。マグマの長距離水平移動に対しては、特に岩脈の発達が第四紀火山の中心から半径 15 km 以上に及ぶ場合の調査事例を蓄積していくことが重要であるが、現存の火山体下に伏在している火道やそこから派生している岩脈の分布を直接把握することは現実的に困難である。そのため令和 2 年度においては、数値標高モデルの地形データなどに基づいて第四紀火山体下に分布する岩脈の分布範囲を推定する手法を検討するとともに、国内外の岩脈に関する既往の文献を収集し、火山体周辺の地殻応力・歪場、活動年代、マグマ噴出率などと、岩脈の分布範囲や発達過程との関連性について検討した。令和 3 年度は、マグマの長距離水平移動に対するマグマ活動範囲の評価技術の高度化に資することを目的とし、昨年度に引き続き「地形データによる放射状岩脈のモデル化」の手法の高度化及び適用性を検討するとともに、「火山岩岩脈分布に関するデータ収集」に関してはデータ拡充を実施した。

2.2 地形データによる放射状岩脈のモデル化の検討

2.2.1 背景

火山体の内部には、ほぼ鉛直に伸びて山頂火口に繋がる中心火道と、そこから派生する放射状岩脈が存在する。火道の安定性については、先行的な研究事例として高橋（1994b）があり、第四紀の複成火山の火口の変遷が 1 万年以内の期間で 1.5 km 以内にあるものを「火道安定型」、1.5 km よりも広がりを持つものを「火道不安定型」と定義し、火山の構造と地殻応力場との関連性について検討している。放射状岩脈の広がりは周辺の地殻応力場に影響され、最大水平圧縮応力軸の方向に岩脈が密に発達する傾向があり（例えば、高橋, 1994a；三浦ほか, 2006）、この岩脈と火山体の斜面が交差する地点には側火口が形成されると考えられている（Nakamura, 1977）。しかし、現存の火山体における火道及び放射状岩脈は、火山噴出物の被覆などによって地下に伏在しており、それらの正確な分布を把握することは現実的に困難である。

一方で、山体の裾野の広がりが側火山の分布傾向と整合的であることから、山体の地形は実際の岩脈の分布範囲を反映していると考えられる（例えば、Nakamura, 1977）。この考え方を援用し、向山ほか（1996）では 50 m メッシュと 250 m メッシュの数値標高モデル（digital elevation model; DEM）を用いて火山体底面～山頂までの標高ごとの等高線の形状に関する地形パラメータを計測することにより、放射状岩脈の三次元的な分布範囲のモデル化を試みている。本検討では、より詳細な国土地理院の基盤地図情報の 10 m メッシュの DEM（以下、10 m DEM という）と地理情報システム（GIS）ソフトウェアを用いて、第四紀火山を対象として標高ごとの等高線の形状に関する地形パラメータを計測し、放射状岩脈の三次元的な分布範囲のモデル化を図った。なお本解析は、地形的な高まりが火道及び側火口であることを想定した解析であるため、カルデラ壁なども地形的な高まりとして検出される可能性があるカルデラタイプの火山は解析対象から除外した。ここで整備した作業手順で作成した岩脈モデルは、最終的にはその火山の活動年代、マグマ噴出率（噴出量）、化学組成などとの相関を明らかにし、岩脈の発達モデルを構築することを目的としている。昨年度はそのための基礎になる検討として、中心火道と標高ごとの重心のずれを算出することにより、火山の成長過程における放射状岩脈の伸展方向の安定性について検討した。今年度は、昨年度求めた重心分布の算出方法について、エキスパートジャッジを必要としない方法となるよう見直した。また、火山体の地形的高まりについて、等高線で囲われた領域の

面積データをもとに各火山の地形的な分類を行い、火道安定性の評価に資する客観的なデータの抽出方法を検討した。

2.2.2 手法

昨年度は、岩脈分布のモデル化のために、火山体を囲う地形的な高まりを示した等高線の領域（以下、等高線ポリゴン）を用い、各標高でその等高線ポリゴンの重心を算出した。この重心は、昭和新山における検討の結果、火山の活動中心と整合的であることから、重心を求めることでその火山の活動中心の移動履歴及び側火山の活動中心の分布が把握できることを期待したものである。今年度はこの手法を改良し、よりエキスパートジャッジを排した手法へと改良した。以下の(1)、(2)では、その改良の内容を詳述する。

さらに今年度検討した新規の手法として、上記の重心の分布と火山体の各標高の等高線の形状から、それぞれの山体に分布する岩脈の方位トレンドを把握することを試みた。これは、山体の裾野の広がりが放射状岩脈の分布範囲を反映しているという Nakamura (1977)の考えを援用したものである。重心を用いた手法は、面積の小さい等高線ポリゴンの重心を側火口と想定し、火道からそこに向かって伸びる放射状岩脈をイメージしたものである。等高線の形状を用いた手法は、放射状岩脈の分布が、山体全体の地形に影響を与えていることを想定したもので、等高線がどの方位に伸びて分布するかを把握するものである。それぞれ(3)及び(4)で詳述する。

また、各火山の火道の安定性を地形的特徴から評価することを目的に、各等高線ポリゴンの面積データを用いて評価することを試みた。(5)でその手法について詳述する。

なお、解析手法の詳細については、付録 7 を参照されたい。

(1) 解析範囲の設定

本解析では火山体のみの形状を解析対象にしている。そのため、火山周囲の非火山性の地形が解析範囲に入らないように範囲を設定する必要がある。これまでの地形解析では、この条件を満たすために解析範囲の設定時にエキスパートジャッジを必要とした。すなわち、火山の影響による地形と考えられる領域を地質と地形から判断して境界を引き、解析範囲とする手法をとっていた。この手法では境界位置の判断がエキスパートジャッジであり、火山の影響による地形とその他の地形との境界の判断は解析者によって異なる場合がある。その結果、等高線から算出される重心の位置が変わる可能性があった。また、周囲の非火山性の地形が解析範囲に入らないようにする観点で解析範囲の境界を設定した結果、外縁部で等高線と境界が交差する箇所が存在している（図 2.2.2-1 左の火山の西側）。このような設定で解析を進めると、低標高部で火山活動以外にも影響された形状をもつ等高線を用いて重心を求めることとなり、火山体の重心分布推定における潜在的バイアスとなっていた（図 2.2.2-1 左の黒丸の重心）。

これらの問題を考慮して、今年度は以下のように設定した。まず、火山噴出物が分布する領域で 10 m メッシュ DEM を切り出し、標高 50 m 毎の等高線を作成する。これらの等高線のうち、火山噴出物が分布する領域内で途切れず閉じているものを抽出し、解析対象とした（図 2.2.2-1 右）。火山噴出物が分布する領域は、産業技術総合研究所地質調査総合センターの 20 万分の 1 シームレス地質図 V2 で、対象となる火山の火山噴出物が分布する領域とした。この手法を用いることで、昨年度と比較して解析範囲は狭くなるが、解析範囲はエキスパートジャッジに依らず一意的に定まる。また、低標高部の信頼性の低い重心を排除することが可能となった。

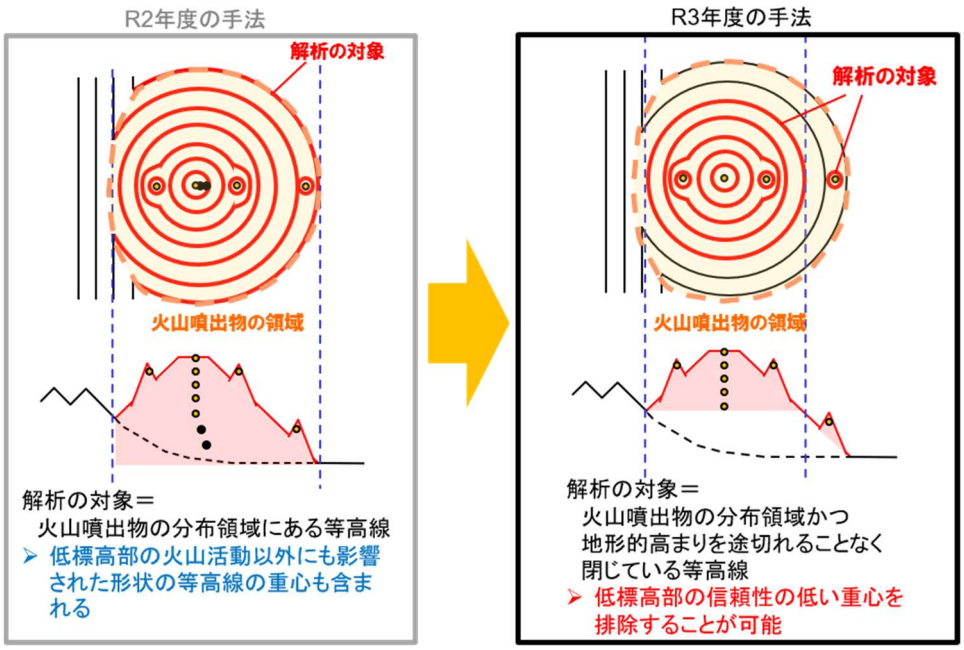


図 2.2.2-1　解析範囲の設定方法の明確化

(2)　重心の算出方法

昨年度の手法では、得られた標高毎の等高線ポリゴンの重心分布を表記する際に、求められたそれぞれの重心に対して、それが側火山の活動によるものか、そうでないかをエキスパートジャッジにより、取捨選択を行う場面があった。今年度は、2 種類の重心を表示し、重心の取捨選択を行わない手法とした。すなわち、図 2.2.2-2 のように各等高線ポリゴンに対して個別に算出される重心（シングルパート重心）と、各標高で複数ある等高線ポリゴンに対して 1 つの重心を算出したもの（マルチパート重心）の両方を表示した。マルチパートの重心は火山体全体の各標高の重心の分布傾向を示し、シングルパートの重心は個々の地形的な高まりに対する各標高の重心分布を示す。このように重心の分類を行った上で分布を表記することで、エキスパートジャッジによる重心の取捨選択をしない作業手順とした。

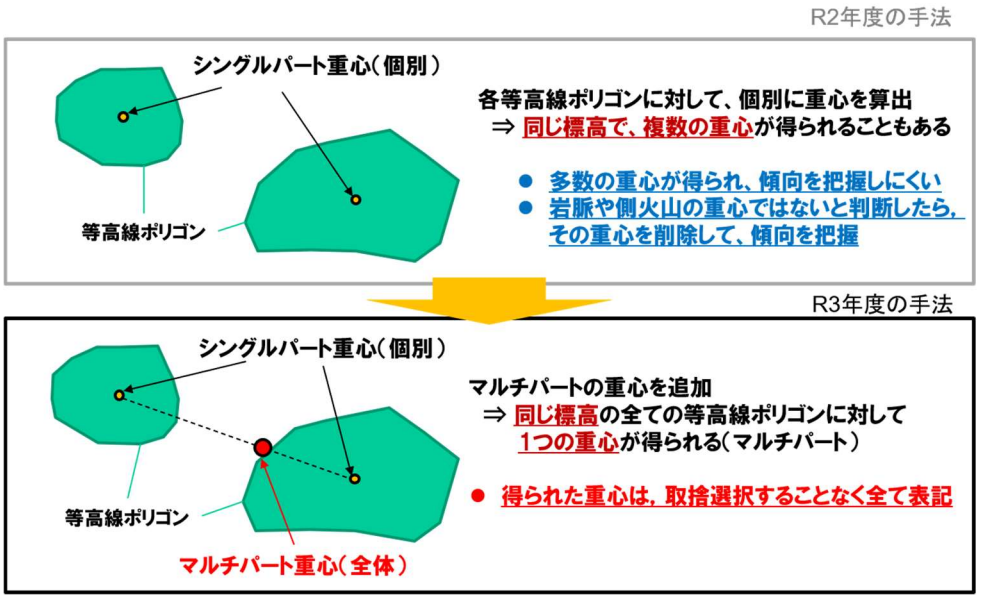


図 2.2.2-2　各標高の等高線ポリゴンに対する重心位置の算出方法の改良

(3) 重心を結ぶ線の作成方法

山体内で伸展した岩脈が、山体表面近傍まで達することにより、側火山などの局所的な高まりを形成していると仮定する。その高まりを示す等高線ポリゴンの重心を用いて、山体内の放射状岩脈の方位特性の把握を試みる。具体的には、各標高で面積が最大であることに加え、火山中心を含む等高線ポリゴン（main）の重心から、同標高の他の等高線ポリゴン（sub）の重心に向かう線の方位を示し、この方位分布をローズダイアグラムでベクトルデータとして表記する（図 2.2.2-3）。main は、sub の低標高部には存在しない場合がある。この場合、main の最低標高の重心を外挿し、その重心から sub の重心を結ぶ線を描くこととし、解析対象となっている全ての等高線ポリゴンに対して結果を抽出した（図 2.2.2-3）。検討の過程で、低標高のシングルパートを用いると、方位の分布が拡散する傾向があることが分かった。低標高でシングルパート重心を形成する小高まりは、火山体形成後の流れ山などであることが多い。そのため、高標高シングルパート重心がより火山活動の影響を反映しているものと仮定し、ローズダイアグラムとして表現する際には、各シングルパートについて標高で重みづけする手法も試みた（図 2.2.2-4）。

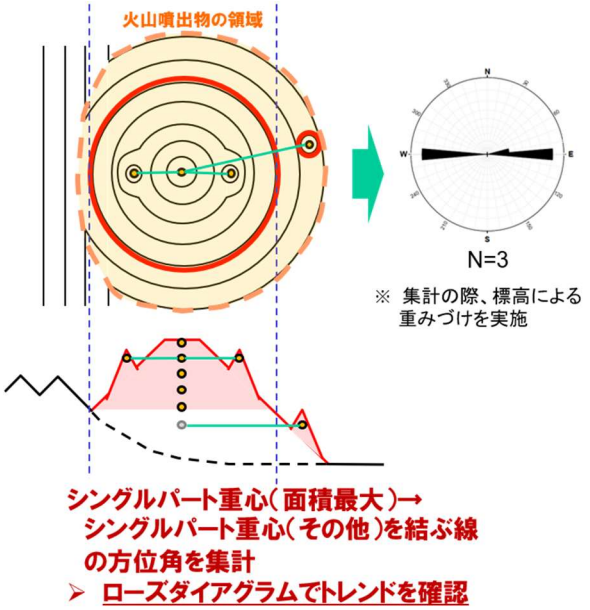


図 2.2.2-3　重心を用いた火山体の方位特性の抽出方法

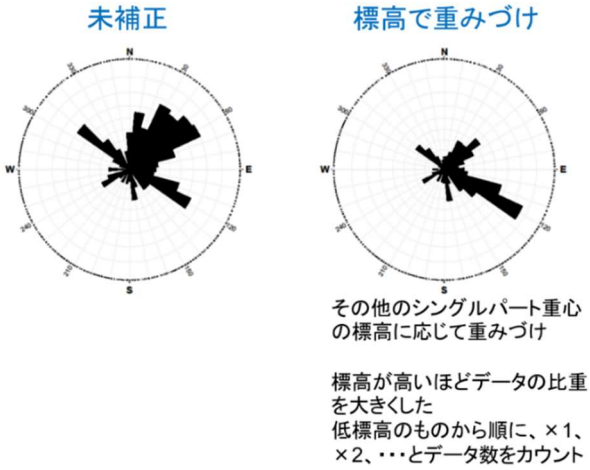


図 2.2.2-4　方位データの集計における標高の重みづけによる解析結果の例（大山）

(4) 等高線の長軸の抽出方法

噴出物が 1 か所から均等に噴出する場合、ほぼ円錐形（等高線としては円形）になると考えられる。しかし、岩脈の伸展方向の方位特性や側火口などの形成により、実際の等高線は楕円形になると考えられる。その方位分布をローズダイアグラムで表現することにより、火山体の伸長の方位特性の把握を試みる（図 2.2.2-5）。作業としては、各標高の sub も含めた全ての等高線ポリゴンの分布について最大距離となる線（以下、長軸）を引き、その方位データを集計した。火山中心を含む領域の等高線ポリゴンが火山活動の影響を反映していると考えられることから、解析対象は山頂から main の最低標高までの間にある等高線ポリゴンとし、main を含まない標高の等高線ポリゴンは対象から除外した。方位の集計結果は、ローズダイアグラムにおいて軸データとして表記した。

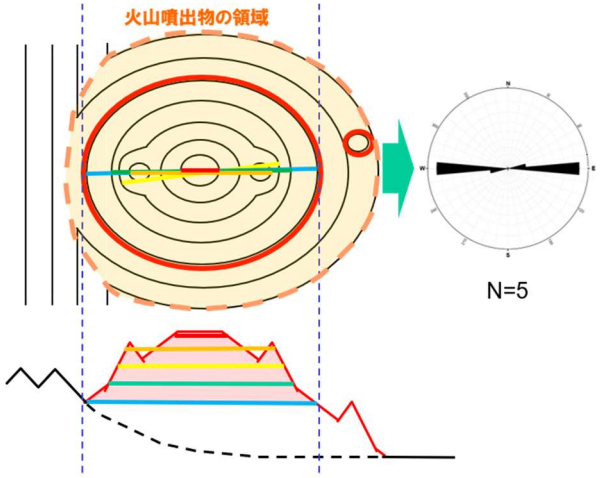


図 2.2.2-5　等高線の形状による火山体の方位特性の抽出方法

(5) 等高線ポリゴンの面積を用いた火山ごとのパラメータ設定

火山のタイプには、中心火道が一定の場所にとどまり噴出し続ける火道安定型と、火道の位置が短い期間で変化する火道不安定型がある（高橋, 1994b）。このようなタイプの違いは、main の等高線ポリゴンの重心が、必ずしもマグマの活動中心である火道を意味しない可能性を示唆している。このことから、火道の安定性に関する地形パラメータを地形解析により抽出し、その結果に基づき、上記の地形解析結果を解釈していく必要があると考えられる。ここでは各等高線ポリゴンの面積データを使用して、各火山の地形的特徴を反映した地形パラメータの抽出を行った。

具体的には、図 2.2.2-6 に示すように、火道安定型と火道不安定型の等高線の形状を仮定し、sub の面積を main の面積で割った数値を算出し、それらを火山全体で平均したものと、全ての sub の面積の平均値を各火山の地形パラメータとして算出した。これらの地形パラメータを図 2.2.2-7 に示すグラフ上にプロットし、どの位置に各火山がプロットされるかを確認した。想定される結果としては、グラフ上の右上にプロットされる場合、火山の形状としては大きな地形的な高まりがバラバラに存在するイメージとなる。これに対して左下にプロットされた場合、一つの大きな地形的な高まりが存在するイメージとなる。また、右下にプロットされた場合は、複数の小さな地形的高まりが山頂付近に存在すると考えらえる。これらの想定から、火道不安定型の火山は右上にプロットされると予想される。なお、火口に近い山頂付近の地形は、侵食作用を受け

やすく、等高線ポリゴンが細分化されて sub/main の値に大きく影響を与える可能性があることから、各火山の最高標高の等高線は用いずに計算した。

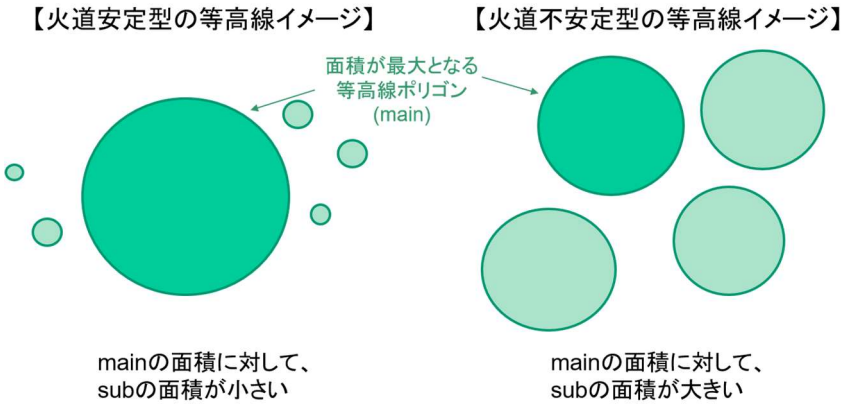


図 2.2.2-6　火道の安定性による各標高の火山体の等高線のイメージ

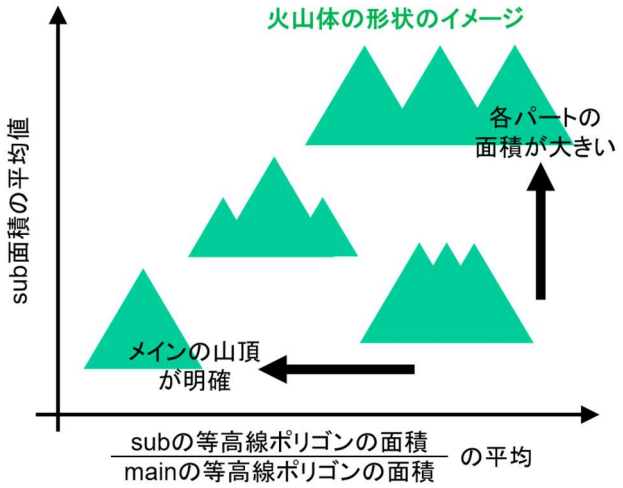


図 2.2.2-7　等高線ポリゴンの面積データを用いたグラフプロットのイメージ

2.2.3 結果

(1) 地形解析手法の適用性の確認

詳細な地質調査により火山形成史がよく把握されている富士山を対象に、上記の一連の手法を適用し、有効性を確認した。図 2.2.3-1a に、地形解析により得られた重心の分布を示す。富士山には多数の側火口の存在が知られており、その配置の方向は広域応力場における σ_1 の方向（NW－SE）に配列している（図 2.2.3-1b）。広域応力場については、産業技術総合研究所の地殻応力場データベース（https://gbank.gsj.jp/crstress/index.html）の P 軸方位を参照した。この火口の分布と比較的高標高部の重心の分布は整合的な傾向が得られた。また、main の重心から sub の重心を結んだ線の方位角のローズダイアグラムは、広域応力場の σ_1 方向と同じトレンドを示し、標高による重みづけを行った方がより整合的な傾向を示した（図 2.2.3-2）。等高線ポリゴンの長軸の方位についても、広域応力場の σ_1 の方向と整合的な結果となった（図 2.2.3-3）。このことは、広域応力場の σ_1 方向に岩脈が進展する特徴があるとされる既存の知見（中村, 1969）と矛盾しない結果であり、岩脈の分布の把握のための手法として上記のような地形解析が有効であることを示した。

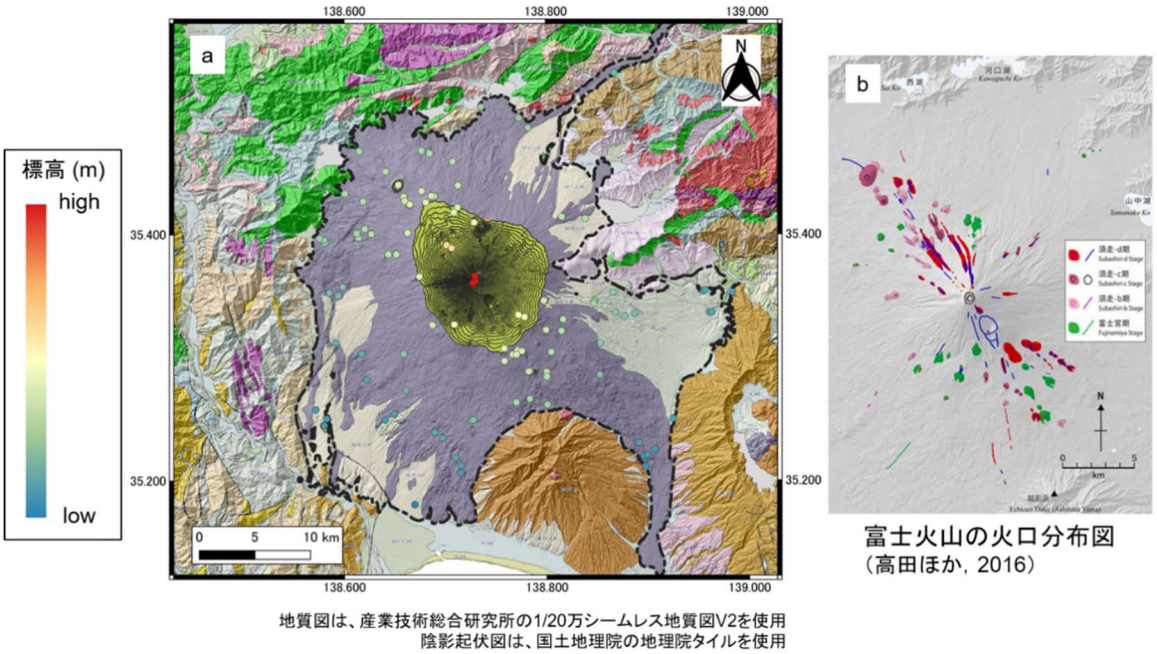


図 2.2.3-1　富士山を対象とした地形解析の結果（重心の分布）
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

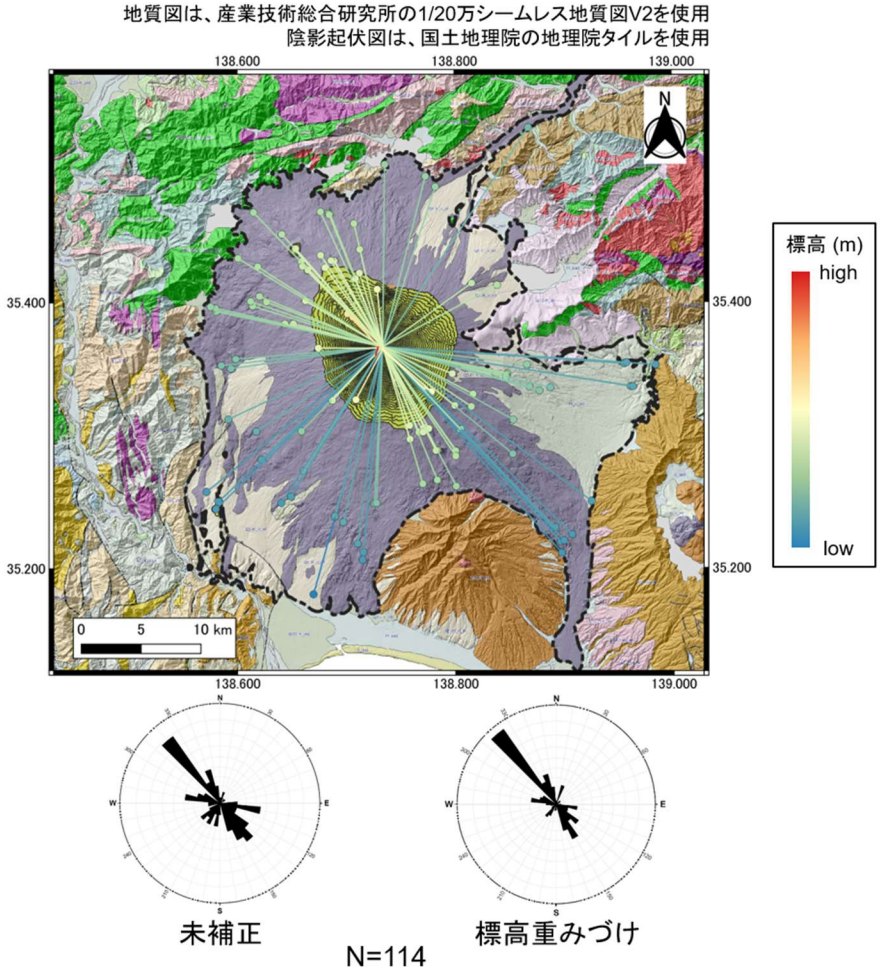


図 2.2.3-2　富士山を対象とした地形解析の結果（重心を結ぶ線）
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

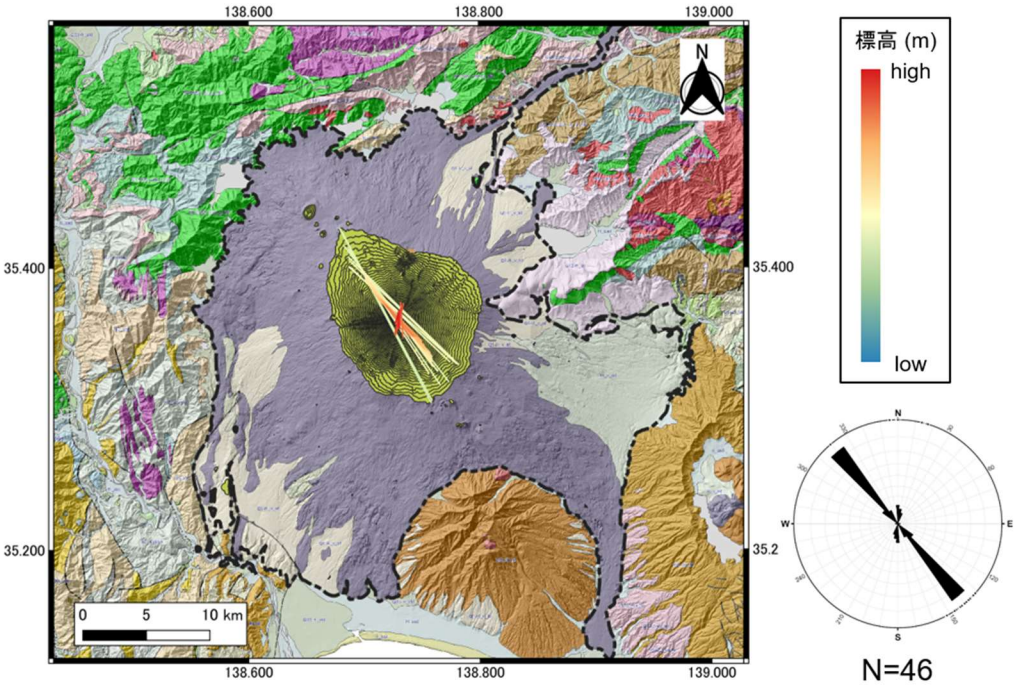


図 2.2.3-3　富士山を対象とした地形解析の結果（等高線ポリゴンの長軸）
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

(2) 他の火山への地形解析の適用及び解析結果の評価

前項で検討した手法を、昨年度検討した火山のうち、カルデラを形成している火山を除いた岩木山、赤城山、那須岳、大山に適用した。また、新たに有珠山、桜島、三宅島、伊豆大島、富士山、秋田駒ヶ岳、霧島、羊蹄山、鳥海山、御嶽山、狩場山、北薩火山群、積丹岳、札幌岳にも適用した。結果を整理したものを図 2.2.3-4 に示す。北薩火山群などのように火山地質の分布が途切れながら広範囲にわたる場合は、その火山の活動領域とされている領域内において活動時期と整合的な時代の噴出物が分布する領域をすべて抜き出し、それらを解析範囲とした。なお、各火山の解析結果の詳細は、付録 3 に掲載する。表には活動時期が新しい火山から順に並べている。現在の応力場については、産業技術総合研究所の地殻応力場データベース（https://gbank.gsj.jp/crstress/index.html）及び Uchide (2020)の P 軸方位を参照した。また、火山の噴火年代と平均噴出率推移については、産業技術総合研究所の「日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図」（https://www.gsj.jp/researches/openfile/openfile2014/openfile0613.html）に掲載されているデータを用いた。このデータは既存の文献を基にしているため、火山毎に噴火履歴の年代精度や火山イベントの識別状況が異なるほか、相対的に古い噴出物ほど年代や噴出量の見積もりにおける不確実性が大きくなる。そのため、最近のマグマ噴出率と過去のマグマ噴出率を同じレベルで比較することは難しい。ここでは、平均マグマ噴出率（過去の噴火イベントから現在までの積算噴出量÷過去の噴火イベントから現在までの時間間隙）を算出し、対数で表示した。これによって各火山の噴出率の変化を概括的に把握できる。

地形解析の結果得られた重心を結ぶ線、及び等高線ポリゴンの長軸の方位は、火山の活動時期の応力場と整合するものが現在の応力場と比較可能な 12 地点の火山のうち 7 地点で認められた。7 地点のうち鳥海山は、山の西側が日本海に面しており、基盤の傾斜が東西方向で大きくなっているものと考えられる。このため、西側では噴出物は海へと流れていくことが想定され、相対的

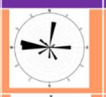
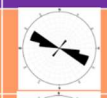
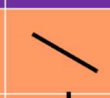
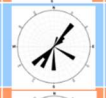
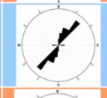
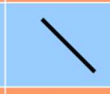
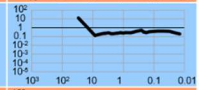
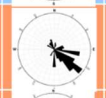
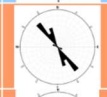
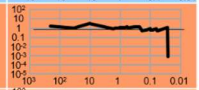
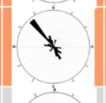
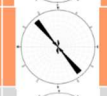
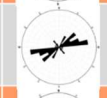
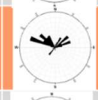
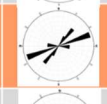
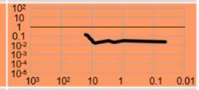
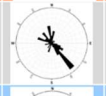
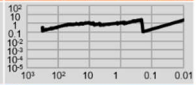
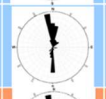
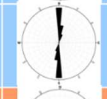
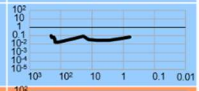
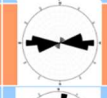
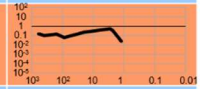
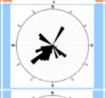
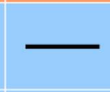
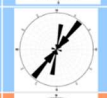
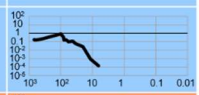
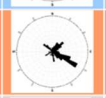
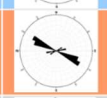
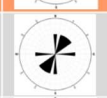
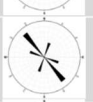
	活動年代	岩石	SiO_2 min (%)	SiO_2 max (%)	重心を結ぶ線	等高線の長軸	現在の応力場(σ_1)	平均噴出率推移 (km^3DRE/ky.) 横軸は活動時期(ky.)
有珠山	0.02 Ma～	デイサイト 流紋岩 玄武岩 安山岩	49.3	73.1				
桜島	0.022 Ma～	安山岩 デイサイト	56.5	67.1				
三宅島	0.025 Ma～	玄武岩 安山岩	49.9	53.2				
伊豆大島	0.04 Ma～	玄武岩 安山岩	51.2	56.9				
富士山	0.08 Ma～	玄武岩	49.1	52.9				
羊蹄山	0.1 Ma～	安山岩 デイサイト	55.3	64.7				詳細なデータなし
秋田駒ヶ岳	0.1 Ma～	玄武岩 安山岩	48.6	63.8				
霧島	0.3 Ma～	安山岩 デイサイト	49.6	61.6				
赤城山	>0.3 Ma～	安山岩 デイサイト	51.5	71.8				
那須岳	0.5 Ma～	安山岩 玄武岩	51.5	61.5				
鳥海山	0.6 Ma～	安山岩 玄武岩	49.8	61.2				
岩木山	0.65 Ma～	安山岩	54.9	63.7				詳細なデータなし
御嶽山	0.78 Ma～	玄武岩 安山岩 デイサイト 流紋岩	50.8	67.3				
大山	1～0.02 Ma	デイサイト 安山岩	65	66				
狩場山	0.8～0.25 Ma	安山岩	53.6	61.4				詳細なデータなし
北薩火山群	2.5～0.8 Ma	安山岩 デイサイト						詳細なデータなし
積丹岳	2.5～2.0 Ma	安山岩					※	詳細なデータなし
札幌岳	3.1～2.8 Ma	安山岩	52.7	55.7				詳細なデータなし

図 2.2.3-4　各火山における地形解析の結果

オレンジ色は、地形解析結果と広域応力場が整合的であるもの、青色は整合的でないものを示す。灰色は、参照できる広域応力場のデータがなく、解析結果と比較ができない火山を示す。解析結果は、火山の活動年代が最近のものから順に並べた。SiO_2 のデータは、付録 3 を参照。

（マグマ噴出量（DRE km^3）：マグマ噴火およびマグマ水蒸気噴火による総噴出物を、マグマの容積に換算したもの）

に西側の重心分布が少なくなり、重心を結ぶ線の西側の方位トレンドが目立たない結果となっているが、本報告では東西方向のトレンドも認められると判断し、応力場と整合的な火山として分類した。また有珠山は、等高線ポリゴンの長軸の方位トレンドは応力場と整合的であるが、重心を結ぶ線の方位トレンドは少し異なる。山頂の東側にある昭和新山は、sub の中でも面積が大きく、これが有珠山の側火山であるかについてはさらに議論が必要である。高橋（1994b）では、有珠山は火道不安定型に分類されており、中心火道から伸びる放射状岩脈という構図が単純に描けない火山である可能性があり、解釈する上で注意が必要である。積丹岳については、活動時期が古いため現在の応力場と比較できないが、活動当時の最大圧縮軸が ENE－WSW 方向とされており（小疇ほか編, 2003）、地形解析結果はこれとほぼ整合的である（図 2.2.3-4 の※）。応力場と整合的な解析結果となったものの火山岩の SiO_2 含有量の値は幅が広く、化学組成による特徴の違いは認められない。一方、応力場と整合しない火山もいくつか認められた。これらについては、火道の安定性なども考慮に入れて個別に検討を行う必要があるが、平均噴出率の大きさを見た場合に比較的噴出率の小さい火山の場合が多い。これは、おそらくマグマの活動による地形変化が、その他の作用による地形変化量に比して小さかったことが原因だと考えられる。例えば、那須岳の場合、関谷断層が南北方向に伸びる地域であり、地形解析の結果得られた方位トレンドと整合的であることから、火山の基盤地質の構造の影響を反映する可能性も考えられる。その他の作用については、火山体の下の基盤の地質構造による局所的な噴出場の規制、基盤の形状による噴出マグマの二次的な移動、及び地形の開析や地すべりなどの削剥現象が考えられる。

(3) 各火山の地形パラメータの算出及び地形による分類の試み

図 2.2.3-5 に各火山の地形パラメータをプロットしたグラフを示す。火山のプロットは、グラフ上の左側ほど縦軸方向のばらつきが少なく下側に集中し、右側ほど大きくばらつく結果となった。左下から中央下側にプロットされた火山は、高橋（1994b）の火道安定型の火山が多くを占めており、火道安定型の地形的特徴を示すと考えられる。火道不安定型の火山は、グラフ上の中央から右上にプロットされる傾向があり、火道の安定性と地形パラメータはある程度関係があるものと考えられる。しかし、火道不安定型の火山の地形解析データが少ないため、今後さらに解析対象を増やし、データの信頼度を高めていく必要がある。一方で、右上にプロットされた火山は、比較的活動時期が古く、すでに活動が停止した火山が多くプロットされている。活動時期が古い火山ほど、開析等により原地形を保持していない可能性がある。今後この地形解析の適用範囲を明確にしていくためには、非火山地域の 10 m DEM を用いた同様の解析を実施し、その解析結果と比較検討することも重要である。

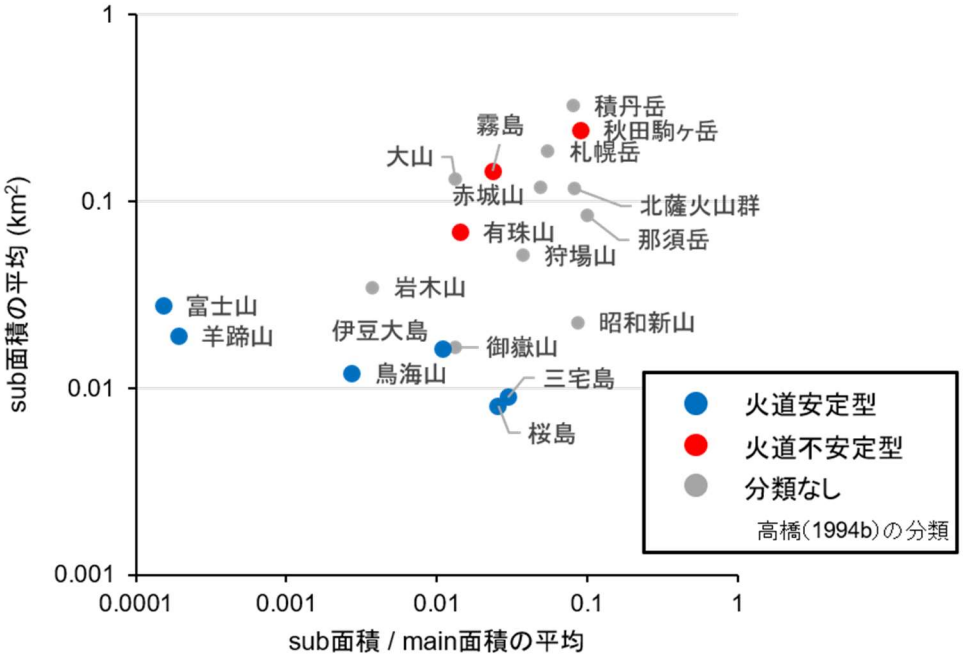


図 2.2.3-5　各火山の地形パラメータによる分類

2.2.4 まとめ

本検討では、地理情報システム（GIS）を活用し、現時点において最新の数値地図と GIS ソフトウェアを用いて第四紀火山の火山体底面から山頂までの等高線の形状、面積、重心などの地形パラメータを計測するとともに、標高ごとの各パラメータから放射状岩脈の三次元的な分布範囲をモデル化し作業手順の改良とマニュアル化を図った。その結果、エキスパートジャッジを極力排した、機械的で客観的な手法を開発することできた。加えて、以上の手法により得られた各火山の地形解析の結果を用いて、山体の形状を決定する要因について検討した。その結果、多くの火山で広域応力場の影響を受けて地形が形成されることが明らかとなった。しかし、一部では広域応力場とは無関係の地形を形成する火山もある。マグマ噴出率のデータも含めた検討の結果、比較的噴出率の小さい火山において広域応力場と整合しない場合が多いことが分かった。これは、噴出率が小さいことによりマグマ活動による地形変化への影響が小さくなり、その他の地形に与える影響が相対的に大きくなったためと考えられる。広域応力場以外に影響を与える要素としては、火山体の下の地質構造、基盤の形状、地形の開析や地すべり及び山体崩壊による火山体地形の変化等も、解析結果に影響を与えると考えられるため、結果の解釈には注意が必要である。火道の安定性については、岩脈の分布モデルを構築する上では重要な評価事項であると考えられることから、地形解析による火道の安定性評価を試みた。その結果、等高線ポリゴンの面積データから得られる各火山の地形パラメータを用いることで、火道安定型と火道不安定型の区分ができる見通しを得た。このことは、火山形成履歴か詳らかになっていない、あるいは有史以降の噴火記録がない火山についても、火山活動時期における火道の安定性について評価できる手法となる可能性がある。今後、地形解析手法を確立していくためには、更なる火山の解析データの拡充、及び、手法の適用範囲を明確にするための非火山地域を対象とした解析結果との比較検討が必要である。

2.3 地形データによる放射状岩脈のモデル化の検討

2.3.1 地質図幅からの火山岩岩脈分布に関するデータ収集

前項で実施した放射状岩脈のモデル化は、地形解析の範囲を火山体としているため、火山体を超えて伸展した岩脈についてはモデル化や評価ができない。一方、野外で地質踏査をすると、第四紀火山から離れた場所でも、小規模ながら第四紀火山に関連する可能性のある岩脈が貫入している露頭が見つかることがある。このような岩脈と第四紀火山との関連性の有無を明らかにすることは、岩脈の広がりを評価するうえで重要となる。岩脈と第四紀火山との関連性の検証には、対象となる岩脈そのものに対する岩石学及び地質構造学的調査が不可欠であるが、本データベースの整備は、そのような具体的な現地調査の前段階の情報収集に資することを目的とした。

本データベースの整備は令和 2 年度から実施しているが、今年度においては、昨年度実施した内容を更新する形で、産業技術総合研究所（旧：地質調査所）発行の地質図幅から「岩脈」を抽出し、その岩型、年代、サイズ、最寄り火山からの距離等の情報を整理し、第四紀火山との関連性について評価した。

作業としては、岩脈の分布についてはデジタルでトレースを行い、GIS データを作成して白地図上に整理したうえで以下の事項について情報を整理した。

・ID（識別番号）
・位置（緯度・経度）
・サイズ（長径・短径（m）など）
・年代
・岩型
・岩脈が貫入している地層の種類と年代
・最寄り火山の火山名、火口からの距離

岩脈などの位置については、分布の重心位置で代表させた。サイズについては、分布形状に外接する最小幅の長方形を描き、その長辺を長径、短辺を短径として計測した。年代、岩型及び岩脈が貫入している地層の種類と年代については図幅凡例に従った。岩脈が貫入している地層が複数該当する場合は、最上位の地層を代表させ、貫入関係が不明な場合は整理表にて空白としている。

A)　対象地域及び地質図幅の選定

火山岩岩脈等の情報を収集する対象地域は、中国地方、四国地方全域及び北海道南西部を中心とする地域とした。中国地方は地質的には花崗岩などが大半を占めるものの、大山や青野山単成火山群などの第四紀火山があり、岩脈と第四紀火山との関係が把握しやすいと考え選定した。また、四国地方は第四紀火山がないことが分かっている地域であり、四国地方でみられる岩脈に第四紀のものはないということを確認するために選定した。一方、北海道南西部は中国・四国地方と比較検討するために活動的な火山がある東北日本弧で、かつ第四紀火山があまり重なり合わない地域として選定した。火山が重なり合っている地域の場合、第四紀岩脈と認定された岩脈があった場合、どの火山に類するものか判定が付きにくく、第四紀火山と岩脈の距離の関係が把握しにくいと判断したからである。

中国地方及び四国地方の情報収集に使用した地質図幅は､縮尺 20 万分の 1 地質図幅の「西郷」、「松江及び大社」、「鳥取」、「浜田」、「高梁」、「小串」、「山口及び見島」、「広島」、「岡山及び丸亀」、「姫路」、「徳島」、「福岡（山口県側のみ）」、「中津（山口県側のみ）」、「松山」、「高知」、「剣山」、「宇和島」及び「窪川」の 18 図幅である。一方、北海道南西部の情報収集に使用した地質図幅は、縮尺 20 万分の 1 地質図幅の「久遠」、「室蘭」、「尻屋崎」、「函館及び渡島大島」の 4 図幅の

渡島半島部（奥尻島、渡島大島、渡島小島を含む）である。情報収集対象を 20 万分の 1 地質図幅とした理由は、5 万分の 1 地質図幅は中国地方・四国地方では全域が発行されていないからである。一方、北海道南西部においても、5 万分の 1 図幅としては「今金」、「上ノ国」及び「大千軒岳」が発刊されておらず、中国地方・四国地方と情報収集精度を合わせるため、20 万分の 1 図幅を対象とした。なお、5 万分の 1 図幅が発行されている区域については 20 万分の 1 図幅との比較を行ったが、図幅の発行時期による解釈等の相違による地質構造などの違いに加え、5 万分の 1 図幅で記載されている小さな岩脈群が 20 万分の 1 図幅では一つにまとめられている場合もあるものの、20 万分の 1 図幅における岩脈分布と 5 万分の 1 図幅におけるそれとが整合していることは確認している。

B)　抽出対象とする火山岩岩脈等の選定及び情報収集・整理結果

まずは各地質図幅の凡例から「寄生火山」、「貫入岩」、「岩頸」、「岩脈」、「岩床」などのキーワードをもって「岩脈類」に相当する地質記号を抽出した。ただし、隣り合う図幅で同年代の同じ岩石名と判断されるものが、片方では「岩脈」、他方では「溶岩」とされている場合もあり、その場合は産状等に着目し「溶岩」とされているものでも「岩脈類」として抽出し、図幅間の整合性を確保した。なお、抽出については年代を特定しなかったが、対象とした図幅に記載された岩脈類の年代は、第四紀、新第三紀、古第三紀、及び白亜紀の 4 年代であった。

抽出対象を決めたのち、GIS ソフトウェアを使用し、地質図幅上の岩脈をトレースしポリゴン化したうえで、岩脈の「重心位置（緯度・経度）」、「サイズ（長径・短径）」、岩脈の「長径の方位」の数値データ化した。また、凡例を参考に岩脈の「年代」、「岩石名」、「岩脈が貫入している地層の年代」、「地層名」を情報として抽出した。また、GIS ソフトウェアの機能を使用し、岩脈と岩脈から見て最短距離にある「最寄り」の「第四紀火山名」及び「コールドロン名」、「火口及びコールドロン重心位置からの（岩脈重心位置までの）距離」及び「方位」を数値データ化した。

データベース化した岩脈情報の例を表 2.3.1-1 に示す（全データについては付録 8 を参照されたい）。また、岩脈の抽出結果を図 2.3.1-1～図 2.3.1-3 に示す。なお、図 2.3.1-1 及び図 2.3.1-2 に示されているコールドロンの位置、形状は以下の文献に基づく。以下の各コールドロン名のうち「(群)」があるものは「コールドロン群」である（例えば；浜田コールドロン群）。

沢田(1978)：掛合（新第三紀）
吉田ほか(1993)：石鎚（新第三紀）
歌田(2006)：田万川、増田（群）、浜田（群）、波佐、旭・川内（群）、作木、大万木山（古第三紀）
吉田ほか(2009)：山口、吉部、佐々並、白滝山（白亜紀）
石川・小室(2016)：柵原（白亜紀）
佐藤ほか(1999)：新見（白亜紀）
Ishihara and Imaoka(1999)：和気（白亜紀）
佐藤ほか(2016)：赤穂（白亜紀）

表 2.3.1-1　収集した情報の整理例（松江及び大社）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	A_0	35.571	133.269	1,941	710	78	松江及び大社	新第三紀中新世後期	安山岩	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	シゲグリ	9	296	掛谷	63	51
2	D_0	35.356	132.838	295	212	14	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	28	244	掛谷	22	18
3	D_1	35.359	132.846	309	170	37	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	28	244	掛谷	22	20
4	D_10	35.500	132.827	472	194	37	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	26	273	掛谷	37	9
5	D_11	35.499	132.902	915	648	29	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	19	273	掛谷	38	21
6	D_12	35.499	132.935	1,873	1,385	85	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	16	274	掛谷	39	26
7	D_13	35.509	132.940	394	194	78	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	15	278	掛谷	41	26
8	D_14	35.516	133.034	581	269	108	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	7	291	掛谷	45	36
9	D_15	35.516	132.951	685	164	67	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_波多層及び古浦層	和久羅山	15	281	掛谷	42	27
10	D_16	35.518	133.011	380	366	1	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	9	288	掛谷	44	34
11	D_17	35.518	133.003	796	190	104	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	10	287	掛谷	44	33
12	D_18	35.518	133.090	585	284	56	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	4	330	掛谷	48	42
13	D_19	35.520	133.033	630	250	91	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	8	294	掛谷	45	36
14	D_2	35.407	132.671	3,295	1,005	102	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	森田山	28	13	掛谷	27	336
15	D_20	35.522	133.038	295	138	47	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	7	297	掛谷	46	36
16	D_21	35.524	133.028	412	226	106	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	8	295	掛谷	46	35
17	D_22	35.529	133.043	1,360	348	94	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	8	303	掛谷	47	36
18	D_23	35.526	133.146	1,182	514	13	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	4	321	掛谷	52	46
19	D_24	35.535	133.150	541	313	113	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	5	332	掛谷	53	45
20	D_25	35.535	133.030	612	396	136	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	9	302	掛谷	47	35
21	D_26	35.540	133.024	332	199	143	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	10	302	掛谷	47	34
22	D_27	35.530	133.122	3,796	1,556	44	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	5	18	掛谷	50	44
23	D_28	35.542	133.154	330	230	5	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	5	340	掛谷	54	45
24	D_29	35.544	133.162	620	124	80	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	5	350	掛谷	54	46
25	D_3	35.418	132.640	395	148	119	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	森田山	29	6	掛谷	30	332
26	D_30	35.541	132.978	1,757	1,127	87	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	13	293	掛谷	45	28
27	D_31	35.554	133.180	628	277	59	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_波多層及び古浦層	大根島	6	9	掛谷	56	46
28	D_32	35.555	133.029	258	179	61	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	10	311	掛谷	49	33
29	D_33	35.557	133.037	663	169	77	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	10	315	掛谷	49	34
30	D_34	35.551	133.158	2,233	954	45	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	6	347	掛谷	54	45
31	D_35	35.557	133.117	616	593	5	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	8	7	掛谷	53	41
32	D_36	35.562	133.162	618	181	73	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	7	352	掛谷	56	44
33	D_37	35.550	133.099	3,739	1,968	141	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	7	352	掛谷	51	40
34	D_38	35.557	133.145	1,845	819	31	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	7	337	掛谷	54	43
35	D_39	35.557	133.058	1,773	1,550	160	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	9	325	掛谷	50	36
36	D_4	35.409	132.702	6,210	1,731	109	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	森田山	29	19	掛谷	26	343
37	D_40	35.565	133.187	293	241	76	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	8	13	掛谷	58	46
38	D_41	35.561	133.171	1,054	791	45	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	7	0	掛谷	56	45
39	D_42	35.566	133.159	553	161	81	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	8	350	掛谷	56	44
40	D_43	35.563	133.114	2,280	870	56	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	8	5	掛谷	53	40
41	D_44	35.568	133.198	401	163	112	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	8	20	掛谷	59	46
42	D_45	35.565	133.130	1,693	314	54	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	9	329	掛谷	54	42
43	D_46	35.568	133.176	495	315	139	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	8	4	掛谷	57	45
44	D_47	35.568	133.192	656	338	64	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	8	16	掛谷	58	46
45	D_48	35.568	133.206	1,422	544	89	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	9	26	掛谷	59	47
46	D_49	35.571	133.189	314	177	167	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	9	13	掛谷	58	46
47	D_5	35.419	132.627	810	317	98	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	森田山	29	3	掛谷	31	329
48	D_50	35.573	133.197	236	127	6	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	-	大根島	9	19	掛谷	59	46
49	D_51	35.577	133.212	334	194	83	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	-	大根島	10	27	掛谷	60	47
50	D_52	35.576	133.216	548	380	6	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	大根島	10	29	掛谷	60	47
51	D_53	35.576	133.195	742	184	34	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	9	17	掛谷	59	46
52	D_6	35.490	132.937	303	264	102	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	15	271	掛谷	39	26
53	D_7	35.490	132.928	806	242	109	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	16	271	掛谷	38	25
54	D_8	35.495	132.820	868	337	44	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	26	272	掛谷	36	8
55	D_9	35.498	132.902	347	254	39	松江及び大社	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	19	273	掛谷	38	21
56	Di_0	35.539	133.069	2,356	1,395	106	松江及び大社	新第三紀中新世後期	閃緑岩及び斑レイ岩	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	7	323	掛谷	48	38
57	Di_1	35.546	133.046	2,151	1,793	80	松江及び大社	新第三紀中新世後期	閃緑岩及び斑レイ岩	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	9	314	掛谷	48	35
58	ND1_0	35.350	133.568	2,073	1,389	47	松江及び大社	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	3	134	新見	39	11
59	ND1_1	35.405	133.520	609	410	114	松江及び大社	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	-	-	大山	4	323	新見	45	3
60	ND1_2	35.409	133.534	1,951	1,143	73	松江及び大社	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	4	342	新見	45	5
61	ND1_3	35.418	133.525	1,096	899	33	松江及び大社	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	5	336	新見	46	4
62	ND1_4	35.381	133.554	5,124	3,057	154	松江及び大社	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	1	39	新見	40	8
63	ND2_0	35.358	133.568	1,284	1,118	105	松江及び大社	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	3	121	新見	40	11
64	ND2_1	35.402	133.529	1,642	815	138	松江及び大社	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	-	-	大山	4	331	新見	44	4
65	ND2_2	35.413	133.530	760	454	49	松江及び大社	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	5	339	新見	46	4
66	ND2_3	35.412	133.555	3,160	652	0	松江及び大社	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	-	-	大山	5	12	新見	45	8
67	ND2_4	35.428	133.543	1,421	1,335	133	松江及び大社	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	-	-	大山	6	357	新見	47	6

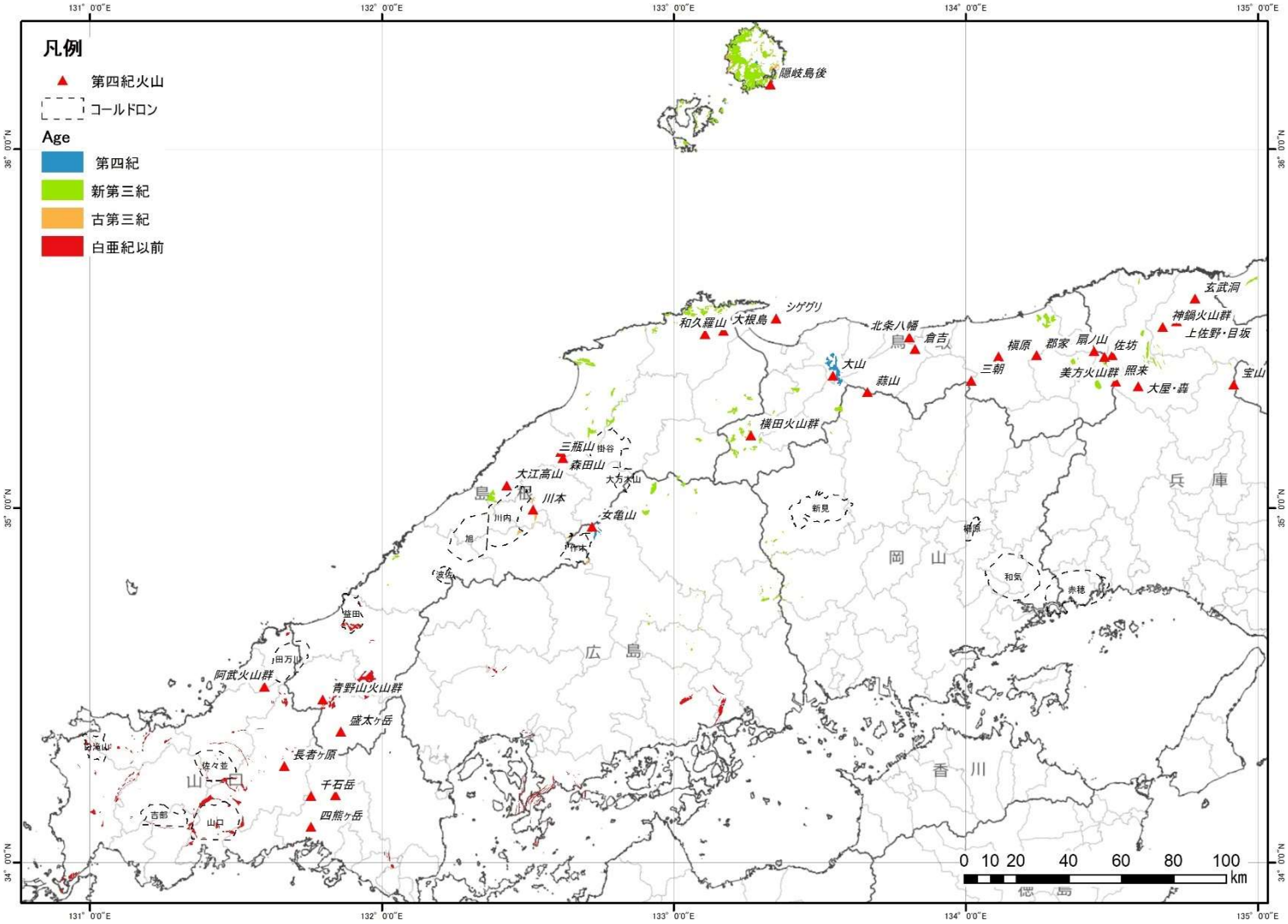


図 2.3.1-1　岩脈の抽出結果（中国地方）

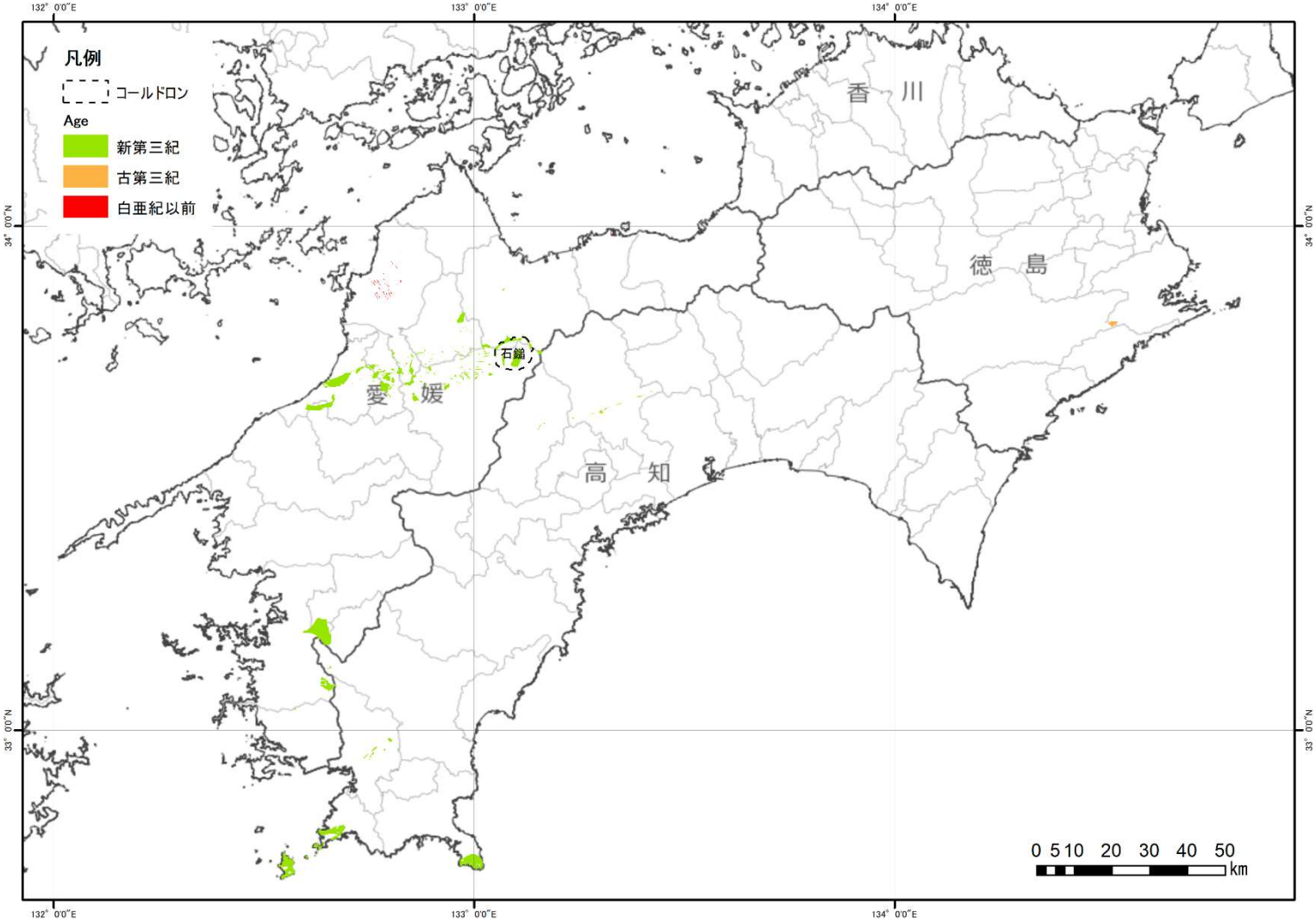


図 2.3.1-2　岩脈の抽出結果（四国地方）

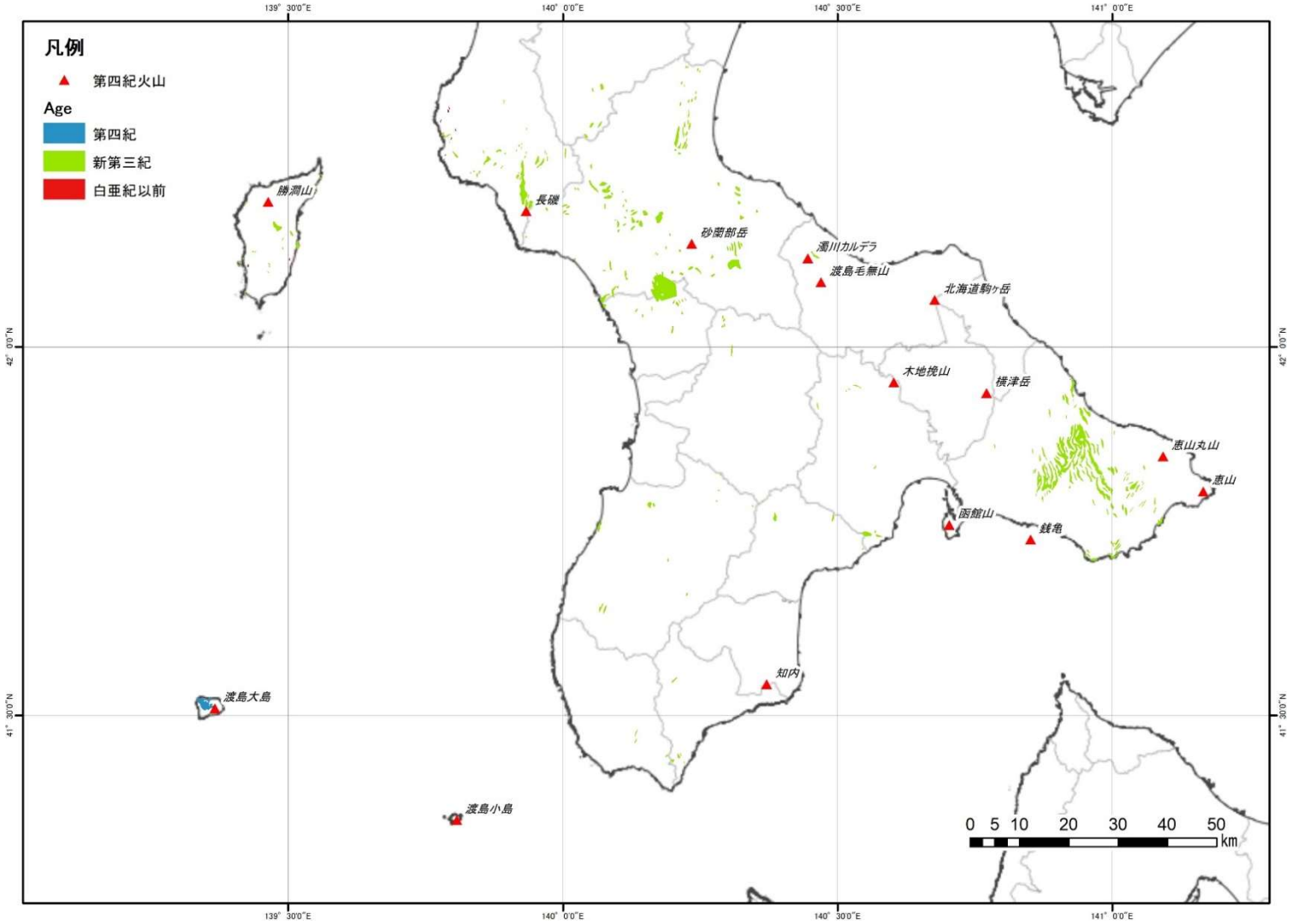


図 2.3.1-3　岩脈の抽出結果（北海道南西部）

C)　収集データを用いた傾向分析

(a)　中国地方

中国地方で抽出された岩脈の総数は 591 個であった。その年代の内訳は、第四紀 16 個、新第三紀 328 個、古第三紀 13 個、白亜紀 234 個であり、新第三紀と白亜紀で大半を占める。岩脈の長径の最大値は 10371.6 m、最小値 109.6 m、平均値 1352.7 m、中央値は 875.5 m であった。なお、最大値のものは佐々並コールドロンの周縁を形成するものであることが確認されている。岩脈の長径の頻度からは、長径が 1 km 未満のものが半数以上を占め、2 km 未満を含めると 80 % を超えることが分かる（表 2.3.1-2）。

表 2.3.1-2　岩脈の長径の個数頻度（中国地方）

図幅上の岩脈の長径 (km)	第四紀	新第三紀	古第三紀	白亜紀	計	比率(%)
0≦<1	5	201	1	116	323	54.65
1≦<2	7	70	6	76	159	26.90
2≦<3	1	31	4	17	53	8.97
3≦<4	1	13	2	8	24	4.06
4≦<5	1	8		6	15	2.54
5≦<6	1	1		4	6	1.02
6≦<7		2		3	5	0.85
7≦<8		1		2	3	0.51
8≦<9				1	1	0.17
9≦<10		1			1	0.17
10≦<11				1	1	0.17
計	16	328	13	234	591	

第四紀火山との距離との関係を図 2.3.1-4 に示す。第四紀岩脈は第四紀火山から 10 km 以内に限定されることが分かる。なお、その第四紀火山は「大山」と「女亀山」の 2 火山のみであった。

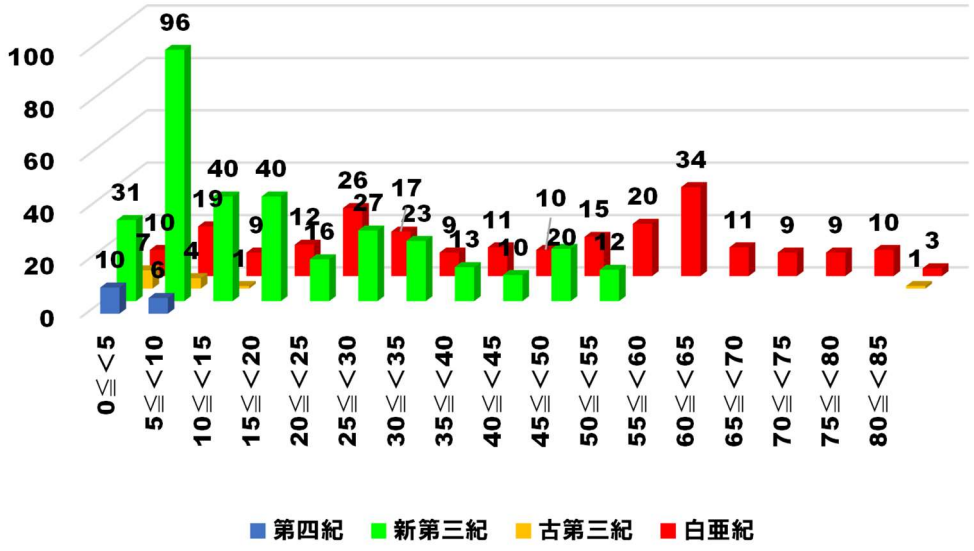


図 2.3.1-4　岩脈と最寄り第四紀火山との距離（中国地方）

第四紀火山から岩脈までの方位と岩脈の伸長方向の方位の概念図を図 2.3.1-5 に示す。本検討の作業仮説は、中村（1969）及び Nakamura (1977)に示された放射状岩脈の概念に基づく。もし岩脈が第四紀火山との関連性が強い場合、岩脈は第四紀火山を中心とした放射状に分布すると考えられるため、「最寄り火山からの岩脈の方位」と「岩脈伸長方向の方位」の「なす角」は小さいと考えられる。一方、関連性が低い場合、それらはランダムな分布になると考えられる。

その関係についての、各年代の「最寄り火山からの岩脈の方位」と「岩脈伸長方向の方位」のなす角の検討結果を図 2.3.1-6 に示す。第四紀及び古第三紀岩脈については数が少なく統計的な検討ができないものの、新第三紀及び白亜紀岩脈についてはランダムな関係、すなわち第四紀火山との関連性は低いと考えられる。

次に、岩脈の伸長方向の方位を図 2.3.1-7 に示す。第四紀及び古第三紀岩脈は数が少ないため統計的な検討はできないが、新第三紀及び白亜紀岩脈については、第一に東－西方向、次にそれに直交する北－南方向が卓越する傾向が見て取れる。

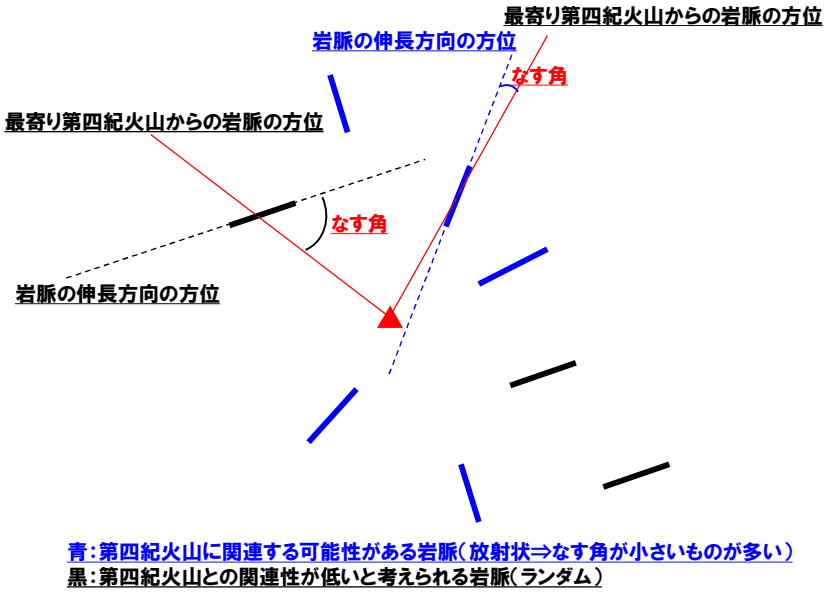


図 2.3.1-5　作業仮説に基づく第四紀火山から岩脈までの方位と岩脈の伸長方向の方位の概念図

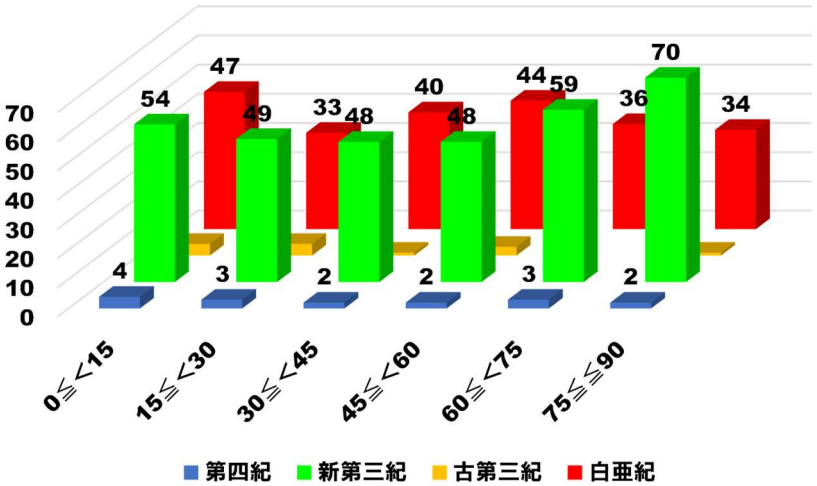


図 2.3.1-6　「最寄り火山からの岩脈の方位」と「岩脈伸長方向の方位」のなす角（中国地方）

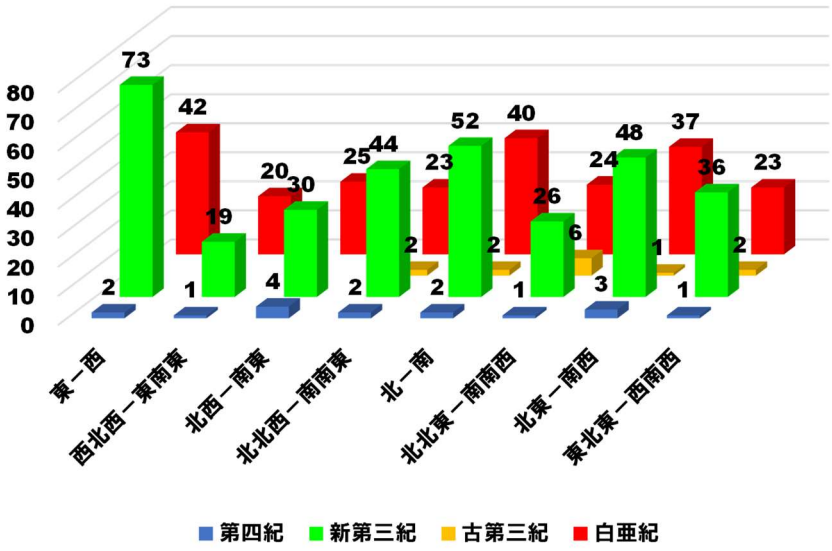


図 2.3.1-7　岩脈の伸長方向（中国地方）

(b)　四国地方

四国地方で抽出された岩脈の総数は 231 個であった。その年代の内訳は、新第三紀 202 個、古第三紀 2 個、白亜紀 27 個であり、第四紀は認められず新第三紀が大半を占める。岩脈の長径の最大値は 7615.0 m、最小値 88.3m、平均値 1051.8 m、中央値は 675.7 m であった。岩脈の長径の頻度からは、長径が 1 km 未満のものが半数以上を占め、2 km 未満を含めると 80 %を超えることが分かる（表 2.3.1-3）。

表 2.3.1-3　岩脈の長径の個数頻度（四国地方）

図幅上の岩脈の長径 (km)	新第三紀	古第三紀	白亜紀	計	比率(%)
0≦<1	139	1	20	160	69.26
1≦<2	39	1	7	47	20.35
2≦<3	14			14	6.06
3≦<4	3			3	1.30
4≦<5					
5≦<6	2			2	0.87
6≦<7	3			3	1.30
7≦<8	2			2	0.87
計	202	2	27	231	

第四紀火山との距離との関係を図 2.3.1-8 に示す。第四紀岩脈は全て第四紀火山から 90 km 以上の距離にあるが、これは岩脈からの最寄りの第四紀火山は四国及び中国地方の瀬戸内海側にはなく全て中国地方日本海側に限られるからである。

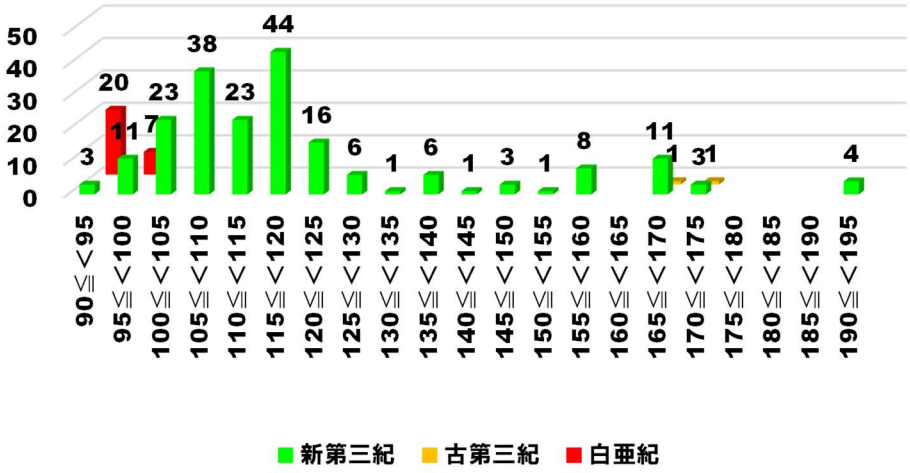


図 2.3.1-8　岩脈と最寄り第四紀火山との距離（四国地方）

各年代の「最寄り火山からの岩脈の方位」と「岩脈伸長方向の方位」のなす角の検討結果を図 2.3.1-9 に示す。古第三紀と白亜紀は数が少なく統計的な検討はできないものの、新第三紀については 15～30 ° の頻度が多い傾向がある。これは岩脈分布が四国の西方に偏在しており、後述するように岩脈の伸長方向も東－西方向が卓越することが影響しているものと考えられる。

一方、岩脈の伸長方向の方位を図 2.3.1-10 に示す。古第三紀と白亜紀は数が少ないため統計的な検討はできないが、新第三紀については、東－西方向が卓越する傾向が見て取れる。

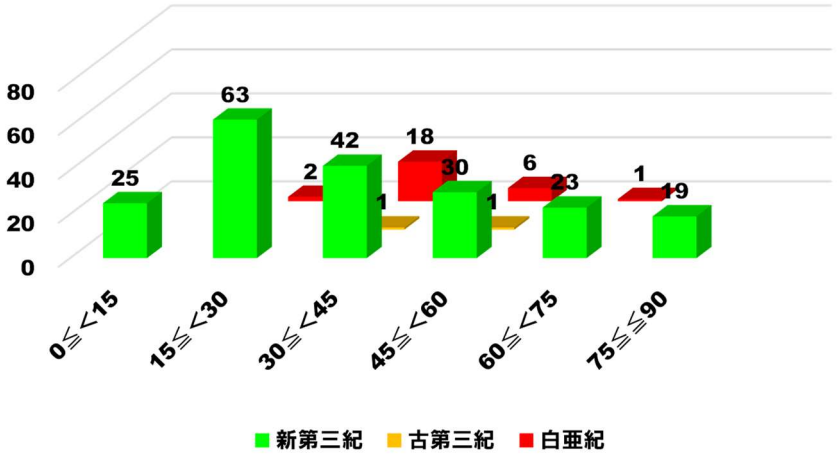


図 2.3.1-9　「最寄り火山からの岩脈の方位」と「岩脈伸長方向の方位」のなす角（四国地方）

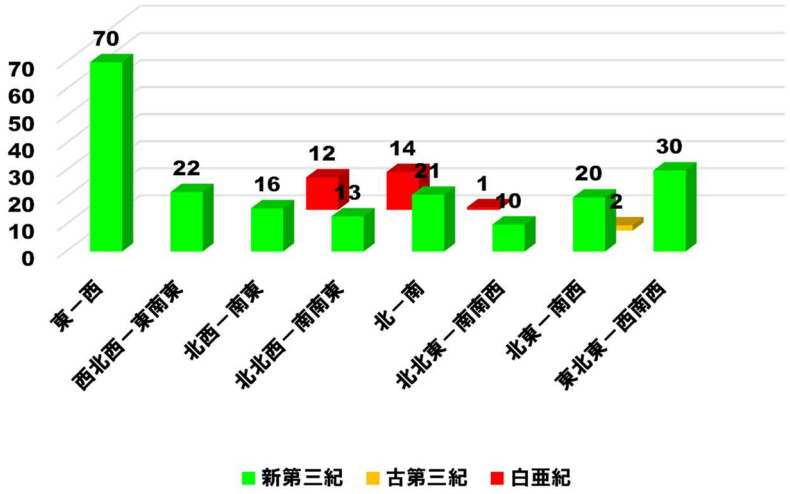


図 2.3.1-10　岩脈の伸長方向（四国地方）

(c)　北海道南西部

北海道南西部で抽出された岩脈の総数は 308 個であった。その年代の内訳は、第四紀 1 個、新第三紀 295 個、白亜紀 12 個であり、新第三紀が大半を占める。第四紀の 1 個は孤島である渡島大島のものである。岩脈の長径の最大値は 8631.2 m、最小値 175.1 m、平均値 948.1 m、中央値は 688.1 m であり、中国地方・四国地方とほぼ同様の傾向を示す。岩脈の長径の頻度からは、長径が 1 km 未満のものが半数以上を占め、2 km 未満を含めると 90 %を超えることが分かる（表 2.3.1-4）。

表 2.3.1-4　岩脈の長径の個数頻度（北海道南西部）

図幅上の岩脈の長径 (km)	第四紀	新第三紀	白亜紀	計	比率(%)
0≦<1		197	12	209	67.86
1≦<2		78		78	25.32
2≦<3	1	12		13	4.22
3≦<4		3		3	0.97
4≦<5		3		3	0.97
5≦<6					0.00
6≦<7		1		1	0.32
7≦<8					0.00
8≦<9		1		1	0.32
9≦<10					0.00
計	1	295	12	308	

第四紀火山との距離との関係を図 2.3.1-11 に示す。先にも記したように第四紀岩脈 1 個は渡島大島火山の山体にみられるものである。新第三紀岩脈が第四紀火山から 5～15 km の範囲に集中しているが、これは渡島半島の東部の亀田半島に新第三紀岩脈が集中しその周辺に第四紀火山も多く存在しているからと考えられる。

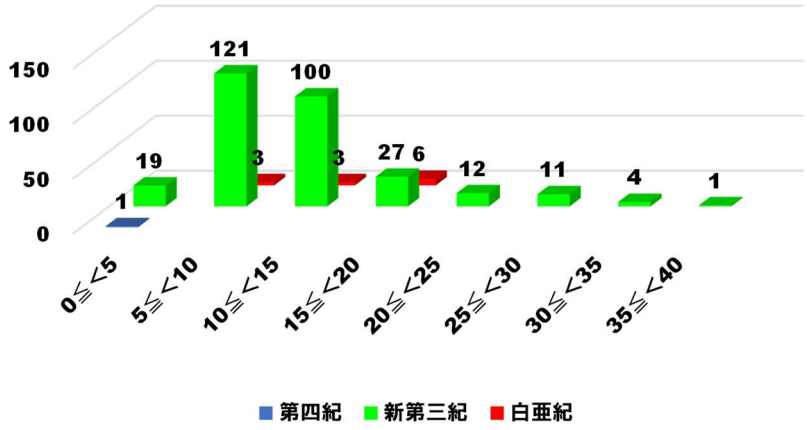


図 2.3.1-11　岩脈と最寄り第四紀火山との距離（北海道南西部）

各年代の「最寄り火山からの岩脈の方位」と「岩脈伸長方向の方位」のなす角の検討結果を図 2.3.1-12 に示す。第四紀と白亜紀の岩脈は数が少なく統計的な検討はできないものの、新第三紀の岩脈については各角度万遍なくランダムに存在する傾向があることが分かる。

一方、岩脈の伸長方向の方位を図 2.3.1-13 に示す。新第三紀の岩脈は、北－南方向が卓越する傾向が見て取れる。

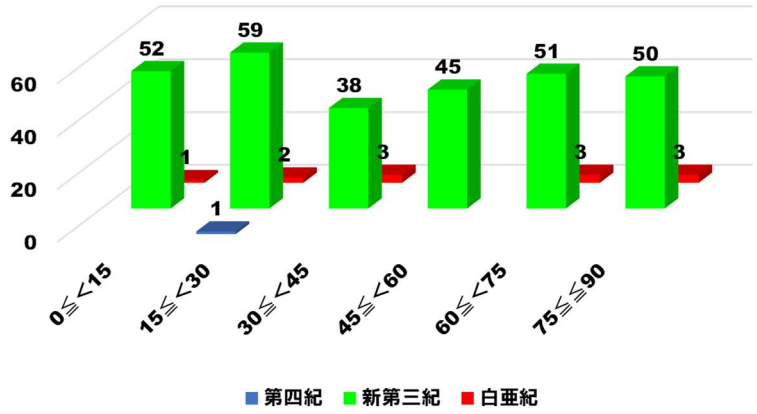


図 2.3.1-12　「最寄り火山からの岩脈の方位」と「岩脈伸長方向の方位」のなす角（北海道南西部）

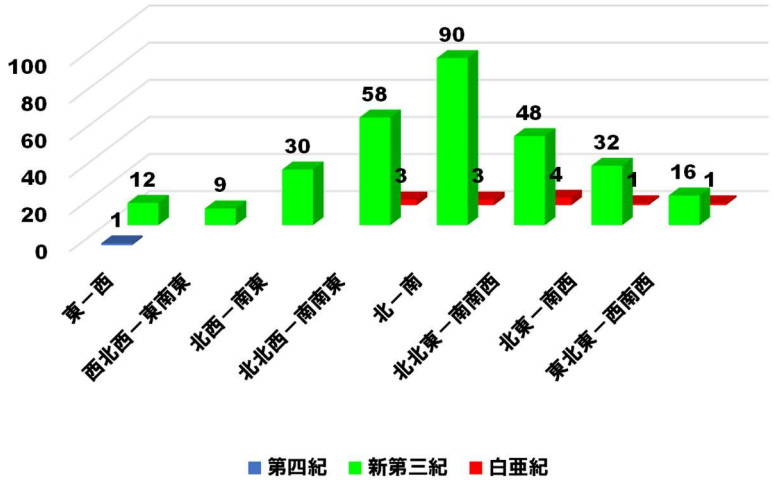


図 2.3.1-13　岩脈の伸長方向（北海道南西部）

(d)　第四紀よりも古い火山活動と岩脈との関係の検討

時代の古い岩脈は、かつての火山活動の際のマグマ移動によって形成されたものが削剥過程によって表層に現れたものと考えられる。中国・四国地方では近年数多くの過去の火山活動の痕跡であるコールドロンが認定されている。収集したコールドロンの位置は、図 2.3.1-1 及び図 2.3.1-2 にも示されている。このうち四国の石鎚コールドロンについては、情報収集対象とした 20 万分の 1「高知」（第 2 版）図幅において、「天狗岳層（石鎚コールドロン）」が明確に分類されており、コールドロンと関連する岩脈が吟味されている。そこで、石鎚コールドロンを対象として、第四紀よりも古い火山活動と岩脈との関係について検討した例を示す。

石鎚コールドロンは、新第三紀中期中新世に形成されたものであり、図幅上のサイズは、長径 8,538 m、短径 7,131 m、面積 48 km^2 である。石鎚コールドロンに関係する岩脈類としては、「Og：面河珪長質貫入岩類」、「Dd：環状割れ目貫入岩類」及び「Yd：夜明峠デイサイト－安山岩類」がある（図 2.3.1-14）。

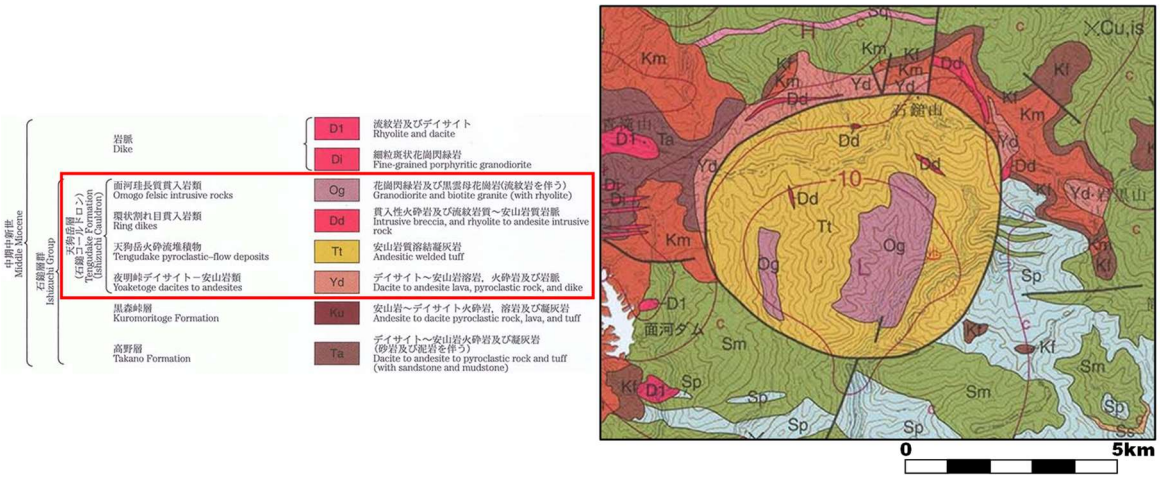


図 2.3.1-14　石鎚コールドロンの地質図

20 万分の 1 地質図幅「高知」（第 2 版）（産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2018）より該当部分（凡例含む）を抜粋・転載のうえ、一部加筆。

表 2.3.1-5 に石鎚コールドロンの重心から各岩脈の重心までの距離を示す。最遠のものは石鎚コールドロンの東方にある Yd（夜明峠デイサイトー安山岩類）の 5.12 km であった。

本文では石鎚コールドロンの 1 事例しか示さなかったが、図 2.3.1-1 及び図 2.3.1-2 に示した他のコールドロンの重心位置と各岩脈との距離については、数値データとして付録 8 に整理しているので参照されたい。

表 2.3.1-5　石鎚コールドロン重心位置から各岩脈の距離

ID	岩脈重心位置		岩脈サイズ		コールドロンからの距離（km）
	経度	緯度	長径（m）	短径（m）	
Og_1	133.100998	33.7378998	3902.67	1923.78	0.03
Dd_0	133.074997	33.7509003	602.23	96.75	1.73
Dd_2	133.112	33.7583008	903.86	147.78	1.91
Dd_3	133.091995	33.7668991	200.89	112.43	2.09
Og_0	133.069	33.7338982	2346.11	576.32	2.15
Yd_2	133.076004	33.7696991	7134.99	2736.86	2.82
Dd_4	133.072998	33.7720985	2533.80	360.11	2.94
Dd_1	133.132996	33.7570992	693.21	246.90	3.58
Yd_1	133.132996	33.7644005	1843.76	553.74	3.64
Dd_5	133.121002	33.7775002	2199.69	633.91	3.83
Yd_0	133.154999	33.7512016	1233.34	747.35	5.12

2.3.2 国内外の論文等からの火山岩岩脈分布に関するデータ収集

前項まではわが国における第四紀火山の火山体を対象とした研究であった。しかしながら三宅島の火山活動（例えば、Furuya et al., 2003）のように海底下 20 km を超えるような岩脈伸展が推定された事例も散見される。昨年度の本事業では、火山岩岩脈が伸展し得る範囲について、国内外の既往の論文等を調査し、火山岩岩脈形成や岩脈の伸展に関する情報等の収集・整理を行った。今年度も、日本近郊の地域を中心に収集情報を追加し、取りまとめた。

(1) 論文等の検索・収集・情報抽出方法

“火山岩岩脈”及び“岩脈形成”をキーワードとして、現世の火山及び火成活動が生じている地域のマグマ活動や岩脈形成に関わる文献を、主に以下のサイトを用いて検索した。

- GEOLIS（https://darc.gsj.jp/archives/）
- CiNii Articles（https://ci.nii.ac.jp/）
- ScienceDirect（https://www.sciencedirect.com/）
- ResearchGate（https://www.researchgate.net/）
- Google Scholar（https://scholar.google.com/）

論文等の収集にあたっては、なるべく地域的偏りが無いよう可能な限り、全世界の多様なテクトニックセッティングにおける火成活動や岩脈形成に関連する事象を網羅するように努めた。同一火山を対象とした複数の論文が検索された場合は、原則として公表年代の新しい論文を収集することとした。

収集した論文等から、火山岩岩脈形成や岩脈の伸展に関する情報を始めとして、以下に示す項目を抽出した。特に着目している現象が火山からの岩脈（マグマ）の水平的な移動であることか

ら、火山周辺の地殻応力・歪場などの地球物理データとの相関や、マグマの水平移動を支配する要因等の情報を抽出することにも留意した。

・火山名
・テクトニックセッティング
・火山タイプ
・供給源からの移動距離（岩脈の長さ）、方位、移動速度
・岩脈・断層の幅、深さ、タイプ（横ずれ、逆断層、正断層など）
・応力場
・側火口の分布傾向
・活動年代（活動開始時期、主な活動時期）
・火山の体積

各論文等から抽出した情報を一覧表として整理した。情報整理にあたっては、各文献に記載されている内容をそのまま一覧表に反映させ、他文献・資料からの補足・補完、作業者による解釈は加えないこととした。整理項目に相当する情報が文献に含まれていない場合は、「該当なし」とした。

(2) 論文等からの情報抽出結果

今年度に追加で収集・整理した論文は 16 編（英文 9 編、和文 7 編）であり、その一覧を表 2.3.2-1 に、文献が対象とした火山の位置図を図 2.3.2-1 及び図 2.3.2-2 に示す。また、抽出した情報一覧については、付録 3 を参照されたい。”“

表 2.3.2-1　令和 3 年度に収集した論文等の一覧

No.	著者	発表年	タイトル	雑誌名、号、頁
1	羽地・佐藤	2020	室戸岬の玄武岩貫入岩群の示唆する中期中新世の逆断層型応力	地質学雑誌, vol.126, No.11, pp.621-630.
2	牛丸・山路	2020	天草下島北部の中新世貫入岩体の方向と応力解析	地質学雑誌, vol.126, No.11, pp.631-638.
3	高田	2010	インドネシア・スンダ弧におけるカルデラ噴火とカルデラ火山の特徴	地質学雑誌, vol.116, No.9, pp.473-483.
4	天白ほか	2020	滋賀県南部後期白亜紀火成活動：特に環状岩脈について	地球科学, vol.74, pp.1-20.
5	江島ほか	2019	北部九州，白亜紀香花花崗閃緑岩牛斬山岩体(牛斬山花崗閃緑岩)のマグマ過程と成因	地質学雑誌, vol.125, No.3, pp.237-253.
6	種子田・木下	1972	種子島の長大な“アルカリ岩脈”	火山第2集, 第17巻, 第2号, pp.88-97.
7	Walter	2007	How a tectonic earthquake may wake up volcanoes: Stress transfer during the 1996 earthquake–eruption sequence at the Karymsky Volcanic Group, Kamchatka	Earth and Planetary Science Letters vol.264, pp.347-359.
8	Maccaferri et al.	2015	On the mechanisms governing dike arrest: Insight from the 2000 Miyakejima dike injection	Earth and Planetary Science Letters, vol.434, pp.64-74.

9	Magee et al.	2012	An alternative emplacement model for the classic Ardnamurchan cone sheet swarm, NW Scotland, involving lateral magma supply via regional dykes	Journal of Structural Geology, vol.43, pp.73-91.
10	Stephens et al.	2017	Igneous sills record far-field and near-field stress interactions during volcano construction: Isle of Mull, Scotland	Earth and Planetary Science Letters, vol.478, pp.159-174.
11	Sykora et al.	2018	The Structure and Significance of Anhydrite-Bearing Vein Arrays, Lienetz Orebody, Lihir Gold Deposit, Papua New Guinea	Economic Geology, vol.113, pp.237-270.
12	Walker	1999	Volcanic rift zones and their intrusion swarms	Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.94, pp.21-34.
13	Giese et al.	1986	The Paracale Intrusion: geologic setting and petrogenesis of a trondhjemite intrusion in the Philippine Island Arc	Journal of Southeast Asian Earth Sciences, vol.1, No.4, pp.235-245.
14	新正ほか	2011	紀伊半島南部，古座川弧状岩脈の凝灰岩，花崗斑岩の全岩化学組成	東京経済大学人文自然科学論集，第 131 号，pp.35-43.
15	Lemoine et al.	2020	The 2018-2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands: seismicity and ground deformation markers of an exeptional submarine eruption	Geophysical Journal International, vol.223, pp.22-44.
16	Feuillet et al.	2021	Birth of a large volcanic edifice offshore Mayotte via lithosphere-scale dyke intrusion	Nature Geoscience, vol.14, pp.787-795.

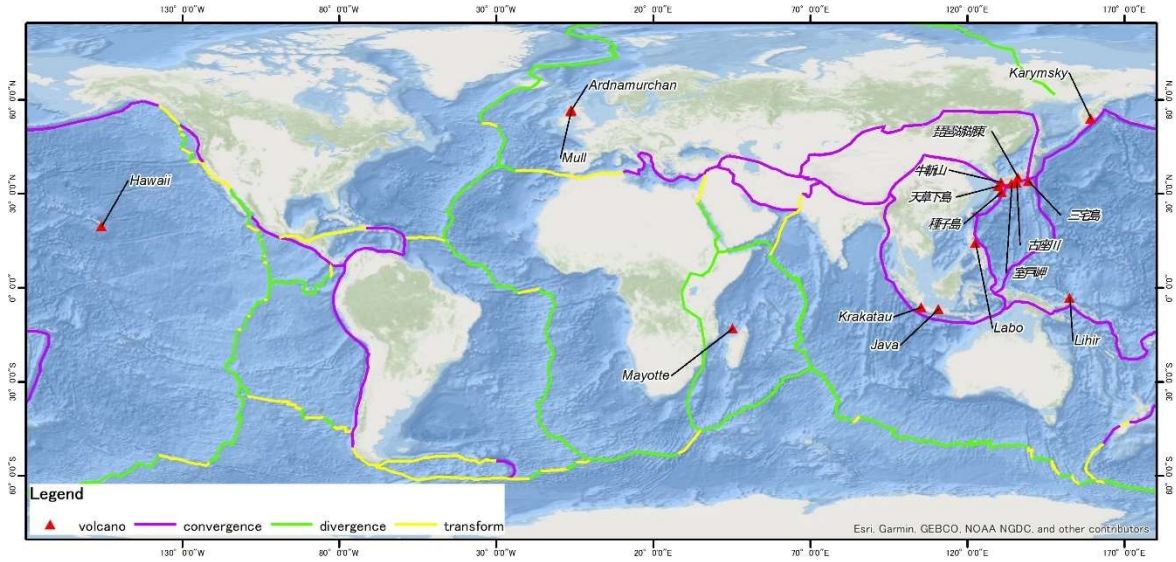


図 2.3.2-1　令和 3 年度に収集した論文が対象とした火山の位置（世界）
地図は Esri, Garmin, GENCO, NOAA, NGDC, HERE の海洋 GIS データをコンパイルしたもの、プレート境界は USGS（2019）より引用。

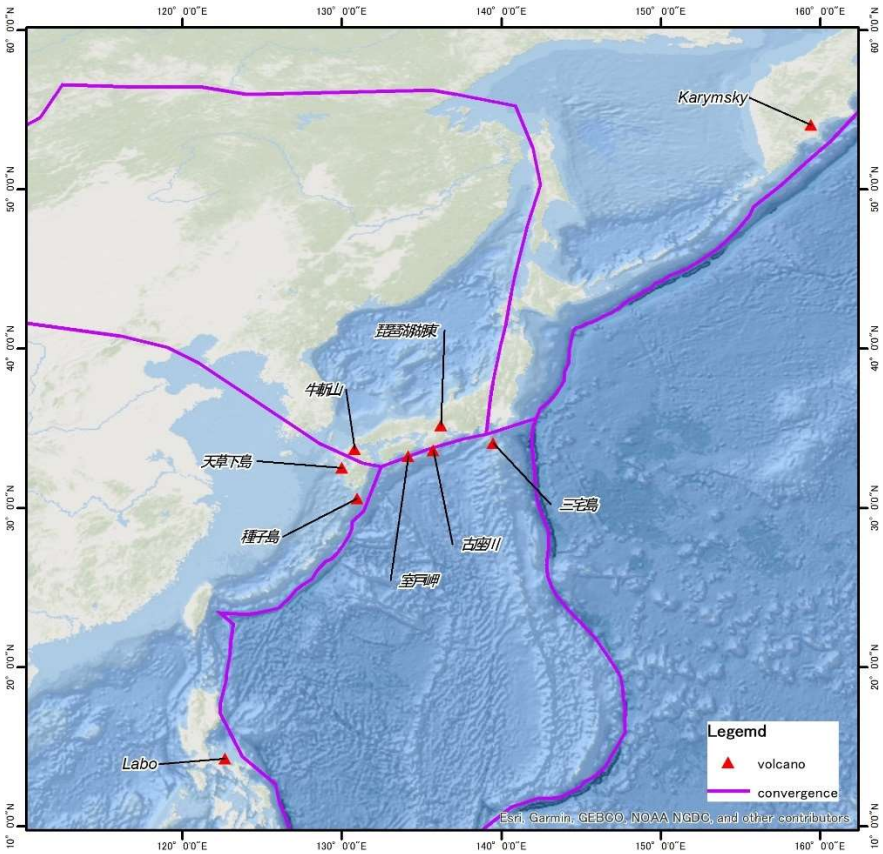


図 2.3.2-2　令和 3 年度に収集した論文が対象とした火山の位置（日本周辺の拡大）
地図は Esri, Garmin, GENCO, NOAA, NGDC, HERE の海洋 GIS データをコンパイルしたもの、プレート境界は USGS（2019）より引用。

① テクトニックセッティング、応力場

本研究で対象としたフィールドは、第四紀についてはプレート収束・発散境界もしくはホットスポット上における火山及び火成活動が生じている地域であり、単成あるいは複成の成層火山、楯状火山、火砕丘、カルデラなど火山タイプは多様である。一方、第四紀よりも古い岩脈に関する論文については、過去の構造運動に伴う広域的な圧縮あるいは引張応力場、または火山体内の局所的応力場に支配された多様な形態（方向、連続性、幅、深さ）の割れ目と岩脈が見出されている。

西太平洋沿岸域では、現世及び過去も含めて、日本の室戸地域（羽地・佐藤, 2020）、天草下島（牛丸・山路, 2020）、伊豆―ボニン火山弧（Maccaferri et al., 2015）やインドネシア島弧のカルデラ火山（高田, 2010）、カムチャツカ半島 Karymsky 火山（Walter, 2007）における岩脈群の発達は、広域応力場が支配しているとされている。

北大西洋のアゾレス諸島 Sao Jorge 島やカナリア諸島 Lanzarote 島（Walker, 1999）、モザンビーク海峡北部に位置する Comoros 諸島 Mayotte 島（Lemoine et al., 2020; Feuillet et al., 2021）など、活発な地震活動が観測される火山島でも、広域応力場とフラクチャや亀裂、断層など山体内の局所応力の発達が議論されている。

② 供給源（火口）からのマグマの水平移動距離（岩脈の長さ）

供給源（火口）からのマグマの水平移動距離（岩脈の長さ）に関しては、0.1～1 km（Ardnamurchan コーンシート：Magee et al., 2012）、14 km（Lanzarote 島：Walker, 1999）、が報告されており、概ね 1 km 未満から十数 km 程度の範囲内に収まることが分かった。このようなマグマの移動は、化学組成、供給量、活動規模、応力場、地質構造等の複数の要因が影響していると見られる。

過去に形成された長大岩脈の事例として、北大西洋地域ではスコットランド地方 Mull 島の古第三紀に形成された Loch Scridain sill コンプレックスの数百 km の事例（Stephens et al., 2017）も収集した。

③ マグマの移動速度

マグマの移動速度に関する事例は限られているが、群発地震の時間的・空間的変化に基づくと、2.9 cm/year（サウジアラビア Rahat 火山、アリゾナ州 San francisco 火山群：Walker, 1999）と推定されている。

④ 岩脈の幅

天白ほか（2020）では、滋賀県南部の白亜紀の琵琶湖コールドロンや湖東コールドロンと呼ばれる環状花崗岩体（Ring Fracture Stoping）に、数十 cm～最大 200 m の幅を持つ珪長質岩脈群の存在を報告している。また、紀伊半島南部の古座川弧状岩脈では、最大幅 800 m、平均幅 500 m 程度の凝灰岩、花崗岩が分布していることが確認された（新正ほか, 2011）。

種子島北西部のアルカリ岩脈の例では、各露頭で 7～8 m ないし 10 数 m 程度の幅のものが貫入している様子が確認されている（種子田・木下, 1972）。

Walker（1999）は、上述とは異なる広域のリフト帯の島弧型火山や岩脈群の水平分布幅、長さを報告している。スコットランド地方の Skye 島亀裂群では 1,000 km 長、300 km 幅、北アイルランドの Antrim の岩脈群では派生岩脈群が 140 km 長、40 km 幅に及ぶことが紹介されている。

2.3.3 まとめ

本検討のうち「地質図幅からの火山岩岩脈分布に関するデータ収集」では、中国地方、四国地方及び北海道南西部の岩脈データを抽出し、データベース化を図った。全体的には岩脈の長軸長は 1 km 未満のものが半数以上を占め、2 km 未満まで含めると 80%を超える。10 km を超える岩脈もあるが、これはコールドロンの外周に分布しているものである。すなわち過去に形成された火山の地下部の痕跡であると考えられ、活動当時に火山近傍に形成されたものであり、火山から離れた場所に形成されたものではない。これら 3 地域において地表に露出している第四紀の岩脈分布は第四紀火山から 10 km 以内に限られる。第四紀火山と岩脈との距離、及び、その方位と岩脈の伸長方向のなす角の関係からは、第四紀よりも古い岩脈と第四紀火山との関係性は低いと考えられた。岩脈の伸長方向については、中国地方では東－西及び北－南方向、四国地方では東－西方向、北海道南西部では北－南方向が卓越する傾向がみられた。

また、四国にある石鎚コールドロンを事例として、先第四紀（新第三紀）の火山活動と、それと関連するとされている岩脈との距離についても検討した。その結果、石鎚コールドロンの場合、関連する岩脈との距離は最大で 5 km 程度であることが示された。このような検討は、火山活動に伴う岩脈の進展の程度が、古い火山活動においても第四紀火山と同様であったかどうかを把握する上で重要であると考えられ、今後は他のコールドロンやカルデラを対象とした情報収集や検討事例の拡充が望まれる。

以上のように、中国地方、四国地方及び北海道南西部を事例対象として進めてきた岩脈情報の網羅的な収集及びそれらを用いた統計的な検討は、処分事業においてマグマの影響範囲を調査・評価する上での基礎情報としても有益であると考えられる。例えば、既存の火山の将来的な発達や、新規火山の発生に係る評価を行う際に、岩脈形成に関する地球物理学的モデルを構築したり、岩脈分布の確率論的な評価を行う際に有用となり得る。

「国内外の論文等からの火山岩岩脈分布に関するデータ収集」では、プレート収束・発散境界もしくはホットスポット上における火山及び火成活動が生じている、または生じていたと考えられる地域、及び長大岩脈の分布が知られている地域を対象に、岩脈形成や岩脈の伸展に関する情報の収集・整理を行った。その中で、テクトニックセッティング、応力場、供給源（火口）からのマグマ水平移動距離（もしくは岩脈の長さ）、マグマの移動速度、岩脈の幅に着目し、情報を一覧表形式に整理した。現世の多くの火山地域におけるマグマの水平移動距離（岩脈の長さ）は、今回の研究対象では、概ね 1 km 未満から十数 km 程度に収まった。

一方で、中生代から古第三紀に活動したスコットランド地方の Mull 島 Loch Scridain Sill コンプレックス、Skye 島亀裂群、北アイルランド Antrim の岩脈群は例外的に数百 km の広範囲に岩脈が確認されている。一方、日本国内の収束境界付近では、現世の火山として伊豆―ボニン火山弧、三宅島、第四紀よりも古い岩脈として室戸地域、天草下島の岩脈や牛斬山花崗岩体などの貫入岩体の特徴を整理した。また、火山岩のマグマ組成変化、火山性群発地震の時空間変化を追う研究として、Lanzarote 島（アゾレス諸島）、Mayotte 島（コモロス諸島）、Karymsky 火山（カムチャツカ半島）の事例を整理した。さらに、インドネシアのスンダ弧などを事例にマグマの水平移動距離、移動速度を推測するための基礎データを整理することができた。

昨年度及び今年度収集した情報を統合すると、第四紀の火成活動で岩脈の延長が 15 km を超えるような事例は、わが国においては、現世の火山としては伊豆大島、三宅島、八丈島の伊豆諸島において報告例があるが、これらは比較的流動性に富む玄武岩質マグマの火山島である。また、海外では Iceland の Krafla や Bárðarbunga、Ethiopia の Manda Hararo - Dabbahu のような海嶺上や地溝帯のプレート発散境界の引張応力場に限られることが分かった。

一方、第四紀よりも古い火成活動としては、わが国においては活動時期が 80～70 Ma の滋賀県

南部の珪長質岩脈群や 14 Ma の紀伊半島南部の古座川弧状岩脈の凝灰岩、花崗斑岩の事例があるが、これらはコールドロンやカルデラに伴って形成されたものと考えられている岩脈群である。海外の事例としては、中生代から古第三紀に活動したスコットランド地方の Mull 島 Loch Scridain Sill コンプレックス、Skye 島亀裂群、北アイルランド Antrim の岩脈群の事例があるが、これらはリフト帯の形成に関わる大規模なマグマの供給により長大な岩脈が発達することを示唆する事例である。将来予測において、テクトニックセッティングの転換等によりそのようなイベントが起こり得るシナリオで評価をする必要がある場合は、留意しておくべき情報であると考えられる。

引用文献（表 2.3.2-1 に記載されたもの以外）

Furuya, M., Okubo, S., Kimata, F., Miyajima, R., Meilano, I., Sun, W., Tanaka, Y. and Miyazaki, T.: Mass budget of the magma flow in the 2000 volcano-seismic activity at Izu-islands, Japan, Earth, Planets and Space, vol.55, pp. 375–385, 2003.

Ishihara, S. and Imaoka, T., A proposal of caldera-related genesisi for the Roseki deposits in the Mitsuishi mining area, southwest Japan, Resource Geology, vol.49, no.3, pp.157-162, 1999.

石川敦代, 小室裕明, 岡山県中央部柵原地域の白亜紀コールドロン, 島根大学地球資源環境学研究報告, 34, pp.51～58, 2016.

小疇　尚, 野上道男, 小野有五, 平川一臣 編, 日本の地形 2　北海道, 東京大学出版会, 384p, 2003.

三浦大助, 土志田潔, 幡谷竜太, 阿部信太郎, 活火山の火口移動に関する検討－電力重要構造物の立地に関わる基本的留意点－, 電力中央研究所報告, 研究報告: N05024, 19p, 2006.

向山 栄, 猪股隆行, 槙田祐子, 日本列島における第四紀火山地形解析, PNC TJ7362 96-001, 1996.

中村一明, 広域応力場を反映した火山体の構造　－側火山の配列方向－, 火山, vol.2, pp.8-20, 1969.

Nakamura, K., Volcanoes as possible indicators of stress orientation – principle and proposal, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.2, pp.1-16, 1977.

佐藤英一, 今岡照喜, 板谷徹丸, 岡山県北西部, 白亜紀新見コールドロン, 地質学論集, 第 53 号, pp.189-198, 1999.

佐藤大介, 山元孝広, 高木哲一, 播州赤穂地域の地質, 地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅, 岡山（12）第 69 号, NI–53–20–12, 2016.

沢田順弘, 島根県出雲市南方地域の地質, 地質学雑誌, 第 84 巻, 第 3 号, pp.111-130, 1978.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 剣山（20 万分の 1 地質図幅）, 1969.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 尻屋崎（20 万分の 1 地質図幅）, 1972.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 鳥取（20 万分の 1 地質図幅）, 1974.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 久遠（20 万分の 1 地質図幅）, 1979.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 姫路（20 万分の 1 地質図幅）, 1981.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 松江及び大社（20 万分の 1 地質図幅）, 1982.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 室蘭（20 万分の 1 地質図幅）, 1983.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 函館及び渡島大島（20 万分の 1 地質図幅）, 1984.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 浜田（20 万分の 1 地質図幅）, 1988.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 宇和島（20 万分の 1 地質図幅）, 1989.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 広島（20 万分の 1 地質図幅）, 1989.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 福岡（20 万分の 1 地質図幅）, 1993.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 徳島（20 万分の 1 地質図幅）（第 2 版）, 1995.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 高梁（20 万分の 1 地質図幅）, 1996
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 岡山及び丸亀（20 万分の 1 地質図幅）, 2002.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 窪川（20 万分の 1 地質図幅）, 2006.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 小串（20 万分の 1 地質図幅）, 2006.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 山口及び見島（20 万分の 1 地質図幅）, 2007.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 中津（20 万分の 1 地質図幅）, 2009.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 西郷（20 万分の 1 地質図幅）, 2010.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 松山（20 万分の 1 地質図幅）（第 2 版）, 2016.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 高知（20 万分の 1 地質図幅）（第 2 版）, 2018.
産業技術総合研究所, 地殻応力場データベース（https://gbank.gsj.jp/crstress/index.html）（2022 年 3 月 18 日最終閲覧）.
高田　亮, 山元孝広, 石塚吉浩, 中野　俊, 富士火山地質図（1:50,000）, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2016.
高橋正樹, 火山活動と地殻応力場－わが国における研究の現状と今後の課題－, 地学雑誌, vol.103, pp.447-467, 1994a.
高橋正樹, 複成火山の構造と地殻応力場 1.火道安定型・不安定型火山, 火山, vol.39, pp.191-206, 1994b.
Uchide, T., Focal mechanisms of small earthquakes beneath the Japanese islands based on first-motion polarities picked using deep learning, Geophysical Journal International, vol.223, pp.1658-1671, 2020.
USGS, Plate Boundaries KMZ file, https://www.usgs.gov/media/files/plate-boundaries-kmz-file, 2019（2022 年 3 月 18 日最終閲覧）
歌田　実, 山陰地方西部の古第三紀コールドロンにおける火山岩類および火山砕屑岩類の変質作用, 地質学雑誌, 第 112 巻, 第 6 号, pp.415-429, 2006.
吉田武義, 村田　守, 山路　敦, 石鎚コールドロンの形成と中新世テクトニクス, 地質学論集, 第 42 号, pp.297-349, 1993.
吉田健司, 高橋厳己, 今岡照喜, 山口県北西部の白亜紀白滝山コールドロン：非対称陥没の例, 地質学雑誌, 第 115 巻, 第 12 号, pp.643-657, 2009.

3. 深部流体に関する調査・評価技術

3.1 深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積

3.1.1 背景と目的

深部流体はスラブ起源水と化石海水・油田かん水に大別されるが、その区別においては明瞭な判断指標はなく、水質、地質、地形などの条件から総合的に判断されており、その定義は文献により異なる。本稿では昨年度本事業報告書（原子力機構・電中研, 2020）でまとめた図 3.1.1-1 の定義を用いる。

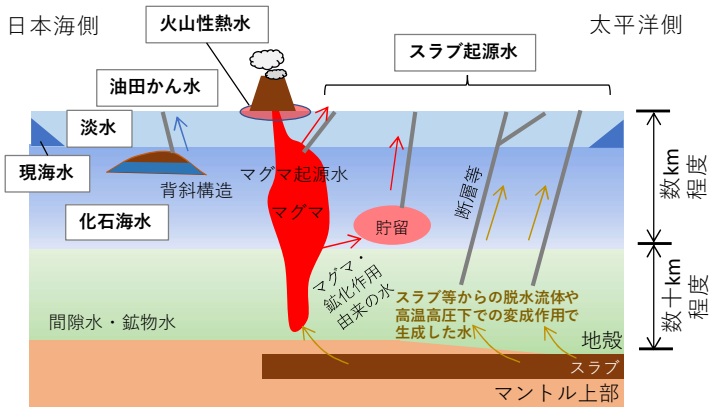


図 3.1.1-1　各深部流体と起源水の呼称

深部流体のうち、化石海水や油田かん水（長期停滞水）は滞留時間が長く、化学的にも安定であると考えられているが、スラブ起源水（深部上昇水）については、高温、高塩分濃度、高 CO_2 濃度、低 pH であり、地表まで上昇する場合があることから、処分環境へ著しい影響を及ぼすことが懸念されている（地層処分技術 WG, 2014; 経済産業省資源エネルギー庁, 2017; 地層処分研究開発調整会議, 2018）。このため、高レベル放射性廃棄物の処分地の選定にあたっては、スラブ起源水のような地下水が湧出する地域はその影響を評価し、著しい影響を回避する必要がある。最終処分地の選定調査においては、大深度ボーリング掘削による地下水調査の他、周辺地域の湧水や温泉などのデータを参考にして深部流体の有無や空間的・時間的広がりについての検討がなされるものと想定される。深部流体の有無や広がりを評価するためには、深部流体の特徴や他の起源の地下水との混合を調査・評価する技術を整備する必要がある。

昨年度までに、Cl イオン濃度、水の安定同位体比、ヘリウム同位体比を取り入れた深部流体判別フローを試行した。概ね各深部流体を判別することができたが、油田かん水において、マントル由来の成分の混合を示すヘリウム同位体比が高い事例がみられるなど、必ずしも判別できていない。また、定性的な判定にとどまっており、閾値の設定などが必要と考えられる。このためには、水質形成メカニズムへの理解を深めるだけではなく、深部流体の貯留・流出に係る水理地質構造を理解・整理することが必要と考えられる。また、各深部流体を判別しうる物質などを見出すとともにそれらを用いた混合評価方法などを整備することが必要である。

今年度は深部流体の移動・流入プロセスの類型化について調査・評価手法の整理、深部流体を判別しうる物質の調査並びに粘土鉱物の圧縮抽水試験による水質形成メカニズムの検討を行った。

3.1.2 深部流体の移動・流入プロセスの類型化に係る検討

深部流体の流入に伴う地質環境への影響（熱・水理・化学的な状態などの変化）を適切に評価するためには、起源の異なる深部流体の化学的特徴に基づいて流入の有無・種類を判別し、その性状及び混合状況を把握するとともに、さらに影響の広がりを把握する必要がある。深部流体はその起源に応じて地下深部から地表に至る移動･流入のプロセスが異なると想定されることから、地質環境への影響に係る調査・評価を適切に実施するためには、地下深部から上昇する熱水・流体の起源に応じてその移動・流入に関与する水理地質構造、地下水流動、水質形成（水・岩石相互作用、浅層地下水との混合・希釈等）の相互関係を把握することが肝要である。

このような観点から、深部流体の移動・流入に係る化学的特徴を考慮した影響評価手法の整備の一環として、令和 2 年度には、既存の文献情報に基づいて、成因の異なる熱水・流体（ここでは地層処分の観点から地質環境に対して影響を及ぼし得る熱水・流体として火山性熱水及び深部流体の両方を検討の対象として扱う）の形成・胚胎の場から地表に至るまでの移動・流入に係る水理地質構造、地下水流動、水質形成のプロセス等の違いを考慮し、それらの特徴と影響の広がりについて類型化を行い、その結果を 7 分類の概念モデルとして提示した。

今年度は、これを受けて引き続き、類型化した各熱水・流体の成因や移動・流入プロセスの特徴（該当する代表地域における諸条件の違い）を考慮した形で深部流体が認められる地域の調査・評価を行うことを想定し、各熱水・流体を対象として、流入を判別し影響の広がりを把握するために実施すべき調査・評価内容について、該当地域等における既往の適用事例（適用実績）を基に整理した。

(1) 調査・評価内容に係る検討方法

令和 2 年度の火山性熱水・深部流体の移動・流入に係る概念モデルの作成にあたっては、火山性熱水（割れ目ネットワーク型貯留層、断裂規制型貯留層）では葛根田地熱地域、大岳－八丁原地熱地域を、深部上昇水（スラブ起源水）（上昇経路明瞭型、上昇経路不明瞭型）では有馬温泉周辺地域、本宮地域を、長期停滞水（化石海水・油田かん水）（$^{3}He/^{4}He$ 同位体比が比較的低い例、高い例）では松之山地域、見附地域を各々代表地域とし、既存の公開文献に基づいて、地形、地質構成・地質構造（地質構造発達史）、水理地質構造（断層・割れ目等の分布・性状）、熱源と地下の温度構造、地下水流動（熱水対流系の有無、熱水･流体の流入と地表からの涵養との関係等）、水質形成（水・岩石相互作用、起源水の特徴と天水による混合・希釈等）に係る情報、及びそれらに関連する水質・同位体データを参照し整理を行った。調査・評価内容の整理にあたっては、さらにこれらの情報を取得するために上記の各分類（代表地域）で実施された調査手法の事例（新エネルギー・産業技術総合開発機構の地熱開発促進調査のような体系的な調査事例の他、個別の調査事例）を含めた、調査手法の適用事例に係る公開文献を併せて、情報の抽出・整理の対象とした。なお、調査手法の適用事例に関しては、上記の代表地域以外にも、それらと類似する条件下で実施され、深部流体の移動・流入に係る影響評価の観点から重要性が高いと思われる情報が取得可能な文献があれば、情報収集の対象とし適宜参照することとした。

各熱水・流体の移動・流入プロセスに係る調査・評価の対象については、地下深部の形成・胚胎の場から地表に至る各深度に応じた評価の内容と適用可能な調査手法の特徴等を考慮し、以下の 3 つの大項目（(a)、(b)、(c)）に区分することが合理的と判断した（NUMO, 2020 の情報整理の考え方に準拠）。これらの各項目に対し、該当する代表地域等における既往の適用事例（適用実績）を基に、各々下記の観点（「評価すべき項目」）に沿って、調査・評価内容（「評価内容」、評価に「必要な情報」、情報を取得するために有効な「調査手法」）について整理を行うこととした。

（a）深部胚胎の場の分布・広がり（深部リザーバー）の調査・評価（～地下数十 km）
- 熱源（高温岩体、マグマ溜り）や深部熱水リザーバーの有無・性状

（b）上昇経路（貯留層）の性状と影響の広がりの調査・評価（～地下数 km）
- 上昇経路（貯留層）を形成する地質・地質構造、断裂系、変質帯の分布・性状（水理地質構造）
- 上記と熱・水理・化学的影響の程度・範囲に係る地下水流動、水質形成との関係
- 熱・熱水活動の履歴（過去の熱・水理・化学的な状態変化）

（c）流入に伴う化学（水質・同位体）的特徴の調査・評価
- 流入の有無・起源の判別
- 既知の端成分組成を指標とした混合状況

以上の調査・評価内容について、熱水・流体を①「火山性熱水」（割れ目ネットワーク型：葛根田地熱地域、断裂規制型貯留層：大岳－八丁原地熱地域）、②「深部上昇水」（上昇経路明瞭型：有馬温泉周辺地域、上昇経路不明瞭型：本宮地域）、③「長期停滞水」（堆積盆の停滞水：松之山地域、マントル起源 He 付加：見附地域）に類別し、各々の移動・流入プロセスの特徴を概念モデルとして提示するとともに、「評価すべき項目」、「評価内容」、「必要な情報（調査手法）」の階層に沿った形で、実施すべき項目・内容を整理した。そのうえで、①～③に示された調査・評価内容の共通性（及び違い）に着目することにより、評価内容（手順）を一般化するとともに、その中での化学的特徴に関する検討の位置付け・役割について検討を行った。

(2) 深部流体の流入を判別し影響の広がりを把握するための調査・評価内容の整理結果

火山性熱水・深部流体の各分類（代表地域）における調査・評価内容の整理結果を、図 3.1.2-1（火山性熱水）、図 3.1.2-2（深部上昇水）、図 3.1.2-3（長期停滞水）に各々示す。また、これらを総括する形で作成した、火山性熱水・深部流体の流入を判別し影響の広がりを把握するための評価内容と評価事例の取りまとめ結果を、図 3.1.2-4 に示す。

以下に、各分類における（a）～（c）の調査・評価内容について、事例に基づいて概説する。

1) 火山性熱水

深部リザーバー（a）については、葛根田地域では、貯留層の広がり（開口性断裂の分布等）を把握する目的で実施された微小地震観測による震源集中域の下限形状（NEDO, 1999a, b）、及び複数測線における地下数 km までの高密度 MT 探査の 2 次元解析による低比抵抗領域（内田ほか, 2000）等から、熱源岩である高温貫入岩体（葛根田花崗岩）の位置・形状等が認定され、さらに熱源岩まで到達する調査井により、貯留層との関係や性状が確認されている。大岳－八丁原地域では、地震波トモグラフィによる地下数 km 以深の低速度領域や地震の空白域からマグマ溜りが（吉川ほか, 2005）、地下 10 km 程度までの MT 探査による低比抵抗領域からマグマの移動経路が（Abdallah et al., 2020）、各々認定されている。

上昇経路（貯留層）と影響の広がり（b）については、葛根田地域では、主に新第三紀堆積岩類の褶曲構造の背斜軸部の一定範囲に比較的透水性が高い 4 方向の断裂系が発達し、貯留層を形成していることが地表及びボーリング孔での断裂系調査、逸泥解析等により確認されている。この割れ目発達部の範囲は、地表での温泉・噴気等の地熱徴候や熱水変質帯等の分布、地下での熱変成鉱物・熱水変質鉱物の分布、微小地震の震源集中域（高透水性断裂と一致）の分布とも対応する（NEDO, 1999a, b）。貯留層内では、複数坑井間の圧力干渉試験により導通性・透水異方性等が確認され、さらに Na-K-Mg 地化学温度計や岩石の酸素同位体分析との対応等により、熱水対

流に伴う岩石との反応の程度や流動状況が把握されている（NEDO, 1999a, b; 柳谷ほか, 1996）。大岳－八丁原地域（久住地域を含む）では、新第三紀～第四紀火山岩類中に発達した断層系（主に NW-SE 方向）に沿う形で地熱貯留層が形成されており、それらはリニアメント、地表での温泉・噴気等の地熱徴候や土壌ガスの分布、熱水変質帯の分布、地下 2 km 程度までの CSAMT 探査による低比抵抗領域と対応する（NEDO, 1989; 松本ほか, 1989）。この地域では、アニオンインデックス、δ^{18}O-Cl 関係等により、断層系に支配された水－岩石反応の現況と熱水流動の関係が把握されている（NEDO, 1989）。

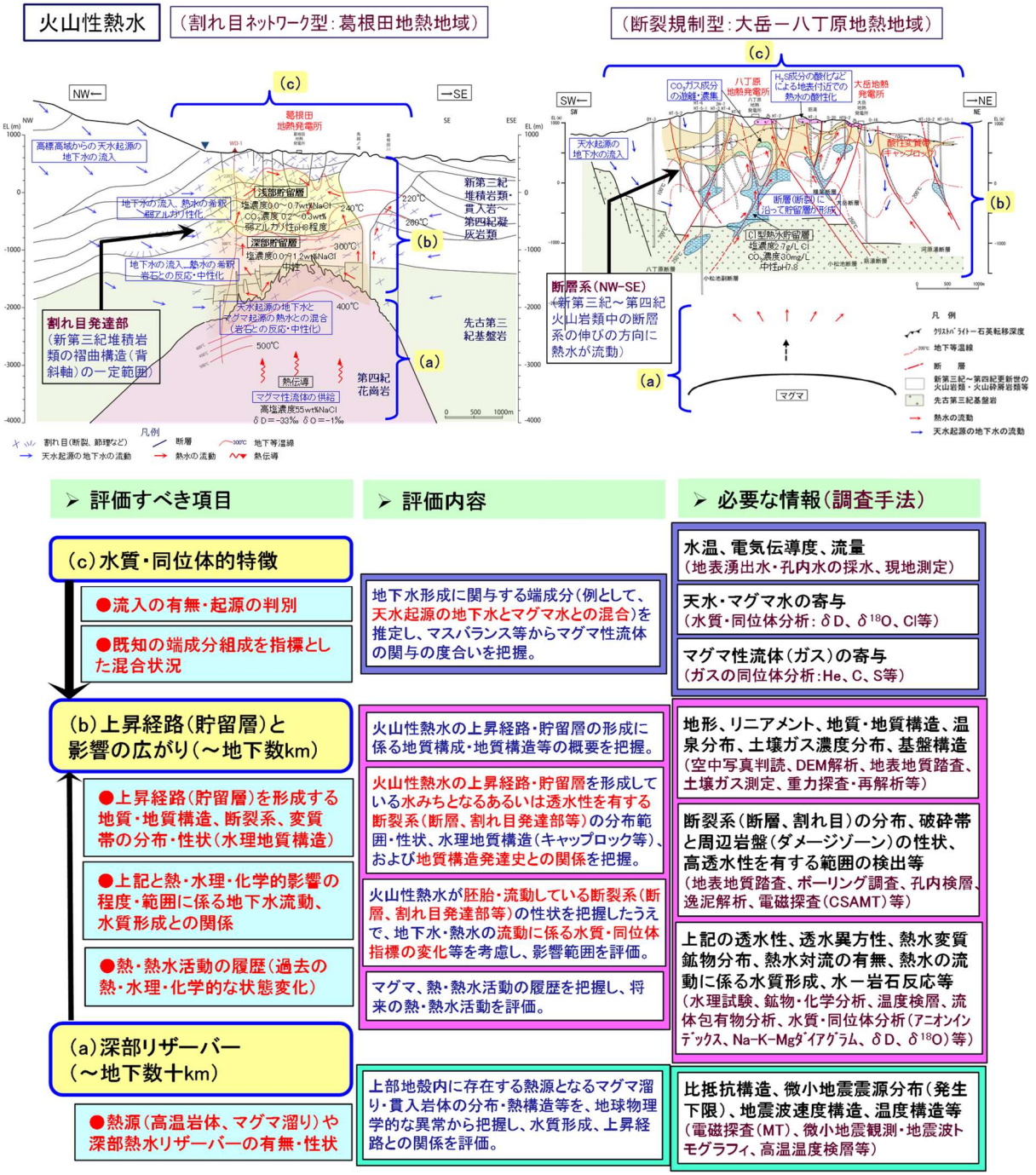
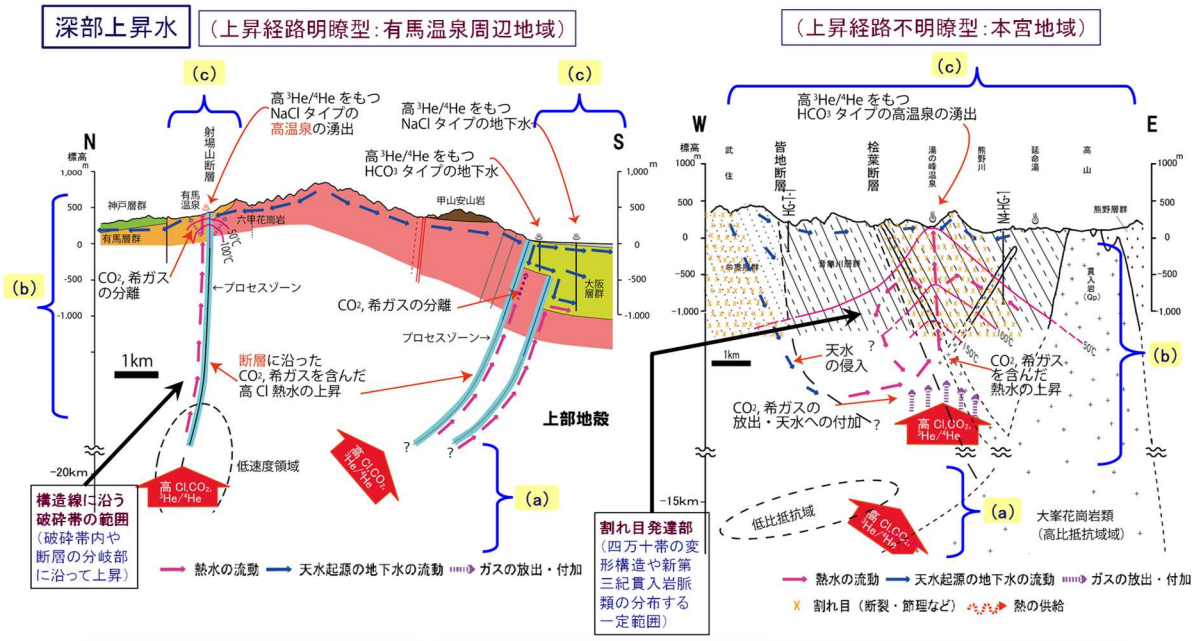


図 3.1.2-1　火山性熱水に係る影響の広がりの調査・評価内容の整理結果

水質・同位体的特徴（c）については、熱水の水素・酸素同位体比（δD-δ^{18}O）において両地域で大部分が天水線付近にプロットされる（天水起源を示唆する）が、葛根田地域の深部調査井の熱水の一部や大岳－八丁原地域周辺の一部の温泉では、スラブ起源水と同様に δ^{18}O がプラス方向のシフトも見られ、マグマ起源水（火山性ガス）との混合を示唆するとともに、葛根田地域では、花崗岩体中の起源水として高塩濃度流体(55 wt%NaCl eq.)の混入が示唆されている（NEDO, 1999a, b; NEDO, 1989; Kasai et al., 1998）。また、ガスの同位体分析（^{3}He/^{4}He、δ^{13}C(CO$_2$)、δ^{34}S(SO$_4$)等）により、マグマ起源ガス成分の混入の程度と流動に伴う変化が把握されている（NEDO, 1999a; NEDO, 1993; NEDO, 1989）。



➢ 評価すべき項目	➢ 評価内容	➢ 必要な情報（調査手法）
（c）水質・同位体的特徴		水温、電気伝導度、流量（地表湧出水・孔内水の採水、現地測定）
●流入の有無・起源の判別	地下水形成に関与する端成分（例として、天水起源の地下水とスラブ起源水との混合）を推定し、マスバランス等からスラブ起源水の関与の度合いを把握。	天水・スラブ起源水の寄与（水質・同位体分析：δD、δ^{18}O、Cl、Li、B、Br、I、δ^{13}C(DIC)等）
●既知の端成分組成を指標とした混合状況		マントル起源流体（ガス）の寄与（ガスの同位体分析：He、C等）
（b）上昇経路（貯留層）と影響の広がり（～地下数km）	地表～地下深部（下部地殻）までのスラブ起源水の上昇経路・貯留層の形成に係る地質構成・地質構造等の概要を把握。	地形、リニアメント、地質・地質構造、温泉分布、土壌ガス濃度分布、基盤構造（空中写真判読、DEM解析、地表地質踏査、土壌ガス測定、重力、反射法地震探査等）
●上昇経路（貯留層）を形成する地質・地質構造、断裂系、変質帯の分布・性状（水理地質構造）	地表～地下深部までのスラブ起源水の上昇経路・貯留層となる断裂系（断層・構造線、割れ目発達部等）の分布範囲・性状、断層の周辺岩盤も含めた水理地質構造、および地質構造発達史との関係を把握。	断層の分布、破砕帯と周辺岩盤（ダメージゾーン）の性状、割れ目発達部（高透水性箇所）の範囲と断裂系の性状（地表地質踏査、ボーリング調査、孔内検層、逸泥解析、電磁探査（CSAMT）等）
●上記と熱・水理・化学的影響の程度・範囲に係る地下水流動、水質形成との関係	上昇経路となる断層・構造線に伴う破砕帯・ダメージゾーン、あるいは割れ目発達部の性状を把握したうえで、地下水・熱水の流動に係る水質・同位体指標の変化等を考慮し、影響範囲を評価。	上記の透水性、透水異方性、熱水変質鉱物分布、熱水対流の有無、熱水の流動に係る水質形成、水－岩石反応等（水理試験、鉱物・化学分析、温度検層、流体包有物分析、水質・同位体分析：溶存イオン、δD、δ^{18}O等）
●熱・熱水活動の履歴（過去の熱・水理・化学的な状態変化）	熱・熱水活動の履歴を把握し、将来の熱・熱水活動を評価。	
（a）深部リザーバー（～地下数十km）	地殻～マントル内に存在が示唆される深部リザーバーの位置・広がりを、地球物理学的・地球化学的な異常から把握し、水質形成、上昇経路との関係を評価。	比抵抗構造、地震波速度構造、深部低周波地震、地震波反射面、マントル起源流体の寄与等（電磁探査（MT）、微小地震観測・地震波トモグラフィ、ガスの同位体分析：He、C等）
●深部リザーバーの有無・性状		

図 3.1.2-2　深部上昇水に係る影響の広がりの調査・評価内容の整理結果

2) 深部上昇水

深部リザーバー（a）については、有馬周辺地域では、地震波トモグラフィによる地下 15 km 程度までの低速度領域（文部科学省ほか, 2006）、及び稠密地震観測を通じた地下数十 km までの反射法解析による S 波反射面の分布（Aoki et al., 2016）等が認定され、流体の上昇経路を示唆すると考えられている。本宮地域では、地下数十 km までの MT 探査による低比抵抗領域、微小地震震源分布、深部低周波微動等から、フィリピン海スラブからの脱水に由来する流体リザーバーに該当する低比抵抗体が認定されている（浅森・梅田, 2005）。

上昇経路（貯留層）と影響の広がり（b）については、有馬周辺地域では、白亜紀後期の溶結凝灰岩と花崗岩の境界部の構造線（六甲断層等）に沿って破砕帯（幅数百 m 以下、カタクレーサイトゾーン）が発達しており、破砕帯の範囲内や断層の分岐部に沿った近傍で熱水が断続的に上昇していることが、局所的熱水変質に係る鉱物分布、温泉・鉱泉の分布、温泉開発のための複数のボーリング調査に基づく温度・塩濃度プロファイルとの対応から確認されている（産業技術総合研究所, 2016; Shimizu et al., 2021; 益田, 2011; 上月, 1962）。本宮地域では、四万十帯堆積岩類の変形構造や新第三紀貫入岩脈類（花崗岩体から派生する石英斑岩）の分布する一定範囲に、主に 2 方向の断裂系からなる割れ目発達部を形成していることが、地表及びボーリング孔での断裂系調査等から確認されている。この範囲は、重力探査による低重力異常域、複数坑井の温度プロファイルによる熱異常域、地下 2 km 程度までの CSAMT 探査による低比抵抗領域とも対応する（NEDO, 1994）。この領域周辺では、温度構造、アニオンインデックス等から、弱い熱水対流を伴い均質な水質（溶存イオン組成）をもつ熱水が一定の広がりを示すことが確認されている（NEDO, 1994）。

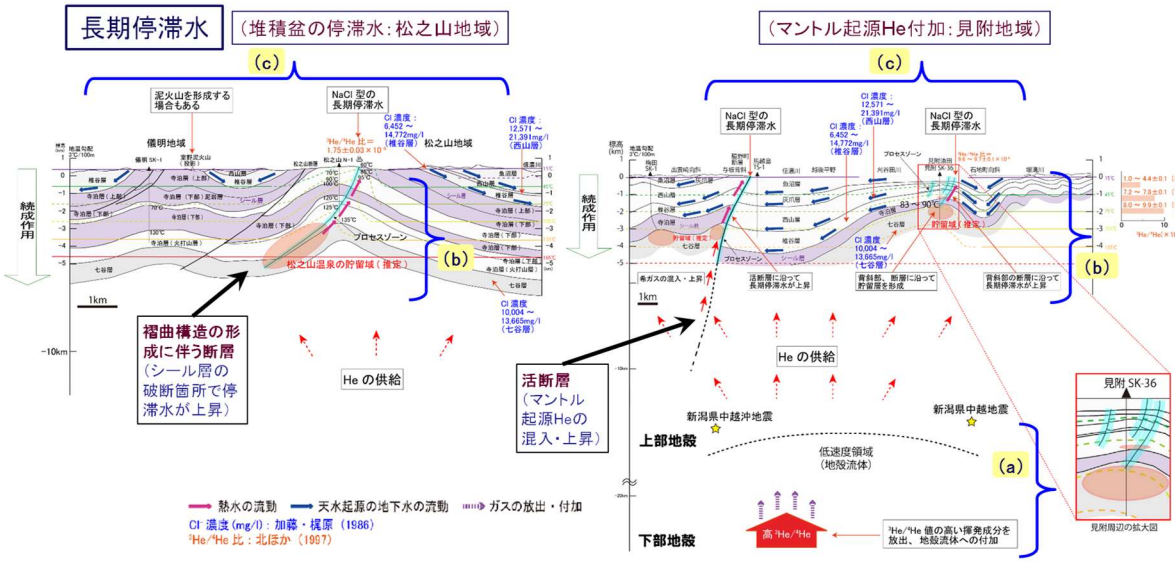
水質・同位体的特徴（c）については、有馬周辺地域では、熱水の水素・酸素同位体比（δD-$\delta^{18}O$）において天水線とスラブ起源水（低 δD，高 $\delta^{18}O$ の端成分組成、例えば、δD は-33 ‰，$\delta^{18}O$ は+6 ‰程度）との混合線の範囲にプロットされる（Kusuda et al., 2014）。一方で、本宮地域では、大部分が天水線付近にプロットされる（天水起源を示唆する）（NEDO, 1994）。ただし、両地域とも Li-Cl-Br 相対組成（産業技術総合研究所, 2016）では高 Li/Cl、低 Br/Cl、高 Li/Br の特徴を示し、またガスの同位体分析（$^3He/^4He$、$\delta^{13}C(CO_2)$等）によりマントル起源成分を示唆することから、本宮地域では、深部流体の移動・流入プロセスの特徴（上昇経路が不明瞭であること）を反映し、深部から上昇するスラブ起源水に対し天水による混合・希釈の度合いが大きいものと考えられる（原子力機構・電中研, 2021）。

3) 長期停滞水

深部リザーバー（a）については、地震波トモグラフィにより、新潟県中越地震（2004）や新潟県中越沖地震（2007）の震源域の地下 15 km ないしは 40 km 程度に、流体リザーバーに該当する低速度領域が認定されている（Nakajima and Hasegawa, 2008）。見附地域では、これと関連し、周辺活断層を介してマントル起源 He が供給されていると考えられる（後述）。

上昇経路（貯留層）と影響の広がり（b）については、松之山地域では、地質構成（岩相区分等）・地質構造（地質構造発達史）（竹内ほか, 2000; 小林・立石, 1992; 米谷, 1982）、及び石油資源開発関連の坑井掘削に係る水理地質学的情報（加藤ほか, 2009）等に基づき、新第三紀堆積岩類における停滞水の貯留層・シール層の分布・性状や褶曲構造（背斜軸）の形成に伴う断層発達と停滞水の上昇との関係が取りまとめられており（NUMO, 2020）、シール層の破断に伴う停滞水の上昇箇所周辺では、複数坑井での温度プロファイルによる地温上昇域（島津, 2001）との対応から、水質分布もこれと整合的であると考えられる。停滞水の上昇に伴う局所的な地温上昇は、Mg-Li 地化学温度計からも確認されている（加藤・岩野, 2019）。見附地域でも、地質構成（岩相区分

等）・地質構造（地質構造発達史）、続成作用に係る熱構造等（小林ほか, 2002; 関口ほか, 1984）から、停滞水の胚胎や上昇については松之山地域と同様の状況にあると考えられるが、重力異常に係る基盤の段差構造や反射法地震探査断面から周辺に活断層（長岡平野西縁断層帯）が確認されており（防災科学技術研究所, 2012; 地震調査研究推進本部, 2004）、$^{3}He/^{4}He$ 比は下位の地層ほど高く、また活断層周辺で高くなることから（北ほか, 1997; Umeda et al., 2008）、マントル起源 He 混入の原因として当該活断層の関与を示唆する。



➢ 評価すべき項目	➢ 評価内容	➢ 必要な情報（調査手法）
(c) 水質・同位体的特徴	地下水形成に関与する端成分（例として、天水起源の地下水と停滞水（続成脱水流体等）との混合）を推定し、マスバランス等から停滞水の関与の度合いを把握。	水温、電気伝導度、流量（地表湧出水・孔内水の採水、現地測定） 天水・停滞水等の寄与（水質・同位体分析：δD、$\delta^{18}O$、Cl、Li、B、Br、I、$\delta^{13}C(DIC)$、$\delta^{13}C(CH_4)$等）
●流入の有無・起源の判別 ●既知の端成分組成を指標とした混合状況		マントル起源流体（ガス）の寄与（ガスの同位体分析：He、C等）
(b) 上昇経路（貯留層）と影響の広がり（～地下数km）	長期停滞水の貯留層、および上昇経路となる断層等の断裂系を含む地質構造・地質構造等の概要を把握。	地形、リニアメント、地質・地質構造、温泉・油ガス徴分布、基盤構造等（空中写真判読、DEM解析、地表地質踏査、重力、反射法地震探査等）
●上昇経路（貯留層）を形成する地質・地質構造、断裂系、変質帯の分布・性状（水理地質構造） ●上記と熱・水理・化学的影響の程度・範囲に係る地下水流動、水質形成との関係 ●熱・熱水活動の履歴（過去の熱・水理・化学的な状態変化）	長期停滞水の貯留層、および上昇経路を形成している水みちとなる断裂系（断層等）の分布・性状、水理地質構造、ならびに地質構造発達史（褶曲構造・背斜軸の形成等）との関係を把握。 貯留層とシール層の関係、および上昇経路となる断裂系や周辺活断層の性状を把握したうえで、地下水・流体の流動に係る水質・同位体指標の変化等を考慮し、影響範囲を評価。 続成作用の履歴を把握し、将来の熱環境を評価。	貯留層・シール層の分布・性状、断裂系（断層等）の分布、破砕帯と周辺岩盤（ダメージゾーン）の性状（地表地質踏査、ボーリング調査、孔内検層、逸泥解析、電磁探査（CSAMT）等） 上記の透水性、透水異方性、地下水・熱水の流動に係る水質形成、水－岩石反応、続成作用に係る鉱物分布、有機物熱成度（ビトリナイト反射率）等（水理試験、温度検層、鉱物・化学分析、有機物熱成度に係る分析、水質・同位体分析：溶存イオン、δD、$\delta^{18}O$等）
(a) 深部リザーバー（～地下数十km）	地殻～マントル内に存在が示唆される深部リザーバーの有無を、地球物理学的・地球化学的な異常から把握し、水質形成、上昇経路との関係を評価。	比抵抗構造、地震波速度構造、マントル起源流体の寄与等（電磁探査（MT）、微小地震観測・地震波トモグラフィ、ガスの同位体分析：He、C等）
●深部リザーバーの有無・性状		

図 3.1.2-3　長期停滞水に係る影響の広がりの調査・評価内容の整理結果

水質・同位体的特徴 (c) については、両地域とも地下水・流体の水素・酸素同位体比 (δD-$\delta^{18}O$)

において天水と続成脱水流体等（低 δD，低～高 $\delta^{18}O$）との混合を示唆し（加藤・梶原, 1986; 加藤, 2018; 加藤・岩野, 2019）、Li-Cl-Br 相対組成（産業技術総合研究所, 2016）では低 Li/Cl，高 Br/Cl，低 Li/Br の特徴を示す。ただし、見附地域では、ガスの同位体分析（$^3He/^4He$）によりマントル起源成分の混入を示唆する（なお、$\delta^{13}C(CH_4)$は有機物の熱分解起源を示す）ことから、スラブ起源水自体の関与は大きくないものの、スラブ・マントル起源の He 成分の供給が周辺活断層を通じて行われているものと考えられる。

(3) 評価内容（手順）の整理と一般化

ここでは、既存の文献情報を用いた検討を基に 3.1.2 (2) に示した各熱水・流体に係る調査・評価内容の共通性に着目することにより、評価内容（手順）の一般化について述べる。

火山性熱水・深部流体の移動・流入プロセスの類型化の観点から、ここで取り扱った各熱水・流体の流入を判別し影響の広がりを把握するための調査・評価内容を総括した場合、(a)「深部リザーバー」、(b)「上昇経路（貯留層）と影響の広がり」、(c)「水質・同位体的特徴」の大項目に沿った評価内容について、以下のような手順に一般化することが可能と考えられる（図 3.1.2-4）。

- Step 1a：水質・同位体的特徴の評価
  - 地表湧出水・温泉水（既存のボーリング孔からの採水を含む）を対象とした水・ガスの化学・同位体分析を行い、地下水形成に関与する端成分（マグマ起源水、スラブ起源水、続成脱水流体等）を推定し、起源流体の関与の度合いを把握する。また、溶存ガスの同位体組成から、マグマ起源あるいはマントル起源成分の混入について確認する。これらを Step 1b 及び Step 2 の評価の基礎情報とする。
- Step 1b：深部リザーバー（～地下数十 km）の評価
  - 熱源や深部リザーバーの有無、広がり（あるいは上昇経路）等を、地球物理学的な異常（地震波トモグラフィによる低速度領域、MT 法電磁探査による低比抵抗領域等）から把握し、Step 1a の評価結果と併せて、水質形成、上昇経路との関係を評価する。
- Step 2：上昇経路（貯留層）と影響の広がり（～地下数 km）の評価
  - ① 空中写真判読、DEM 解析、地表地質踏査（必要に応じボーリング調査）、土壌ガス測定、重力探査・再解析、反射法地震探査等を通じて、貯留層・上昇経路の形成に係る地質構成・地質構造等の概要を把握する。
  - ② 上記に対し、さらに詳細調査（CSAMT 法電磁探査、ボーリング調査、岩石の鉱物・化学分析等）を通じて、貯留層・上昇経路を形成する断裂系（断層に係る破砕帯・ダメージゾーン、熱水変質帯、割れ目発達部等）の分布範囲・性状、水理地質構造（キャップロックやシール層の分布・性状を含む）、及びそれらと地質構造発達史との関係を把握する。
  - ③ 上記の断裂系等の性状を把握したうえで、Step 1a 及び Step 1b の評価結果と併せて、地下水・熱水の流動に係る水質・同位体指標の変化（水－岩石反応や、起源流体と天水との混合・希釈を反映）等を考慮し、影響範囲（現況）を評価する。
  - ④ 熱水（あるいは続成）変質鉱物分布、流体包有物分析等から、熱・熱水活動等の履歴を把握し、将来の熱・熱水の影響を評価する。

以上の評価手順において、3.1.2（2）の事例に示すように、熱水・流体の起源に応じて主に着目すべき水質・同位体指標が異なる点、移動・流入プロセスに影響を与えると考えられる上昇経路（貯留層）を形成する断裂系の性状（断層とそれに伴う破砕帯・ダメージゾーン、あるいは一定

範囲の割れ目発達部等）によって、熱水・流体の流動やそれに伴う水質形成及び化学的特徴が支配され、影響の程度・範囲の違いを生じさせ得る点には注意を要する。

(4) まとめ

今年度は、昨年度に類型化した各熱水・流体の成因や移動・流入プロセスの特徴を考慮した形で調査・評価を行うことを想定し、各熱水・流体を対象として、流入を判別し影響の広がりを把握するために実施すべき調査・評価内容について、該当する代表地域等における既往の適用事例を基に整理し、併せて、各熱水・流体に係る調査・評価内容の共通性から評価内容（手順）を一般化し、さらにその中での化学的特徴に係る検討の位置付け・役割について検討を行った。この検討結果は、NUMO（2020）に提示された熱・熱水の影響評価のためのモデル化（概念モデル・評価モデルの構築）と熱・水理・化学的な影響評価に向けて、サイト調査を通じて必要な情報を取得し熱水・流体の移動・流入プロセスの特徴に応じてモデルに反映すべき条件を整理する際の評価の進め方に対して有用な情報を提供すると考えられる。

今後は、既往の研究事例の対象となった各地域の熱水・流体に対し、これまでに検討した移動・流入プロセスの類型化の考え方を適用し、水理地質学的な特徴と水質・同位体指標との関係を整理するとともに、影響評価のための調査・評価の留意点等について検討を進めることが課題となる。

図 3.1.2-4　火山性熱水・深部流体の流入を判別し影響の広がりを把握するための評価内容と評価事例

3.1.3 スラブ起源水の判別指標となり得る元素・同位体等の調査

深部流体の判別で適用事例の少ない元素・同位体などの、判別に対する適用性の検討を行っている。今年度は、$\delta^{37}Cl$、炭化水素ガスの同位体比、Li・B 同位体比、微生物解析について検討を行った。また、これまでの結果を踏まえて判別フローならびに、各同位体等の適用性についての判別表を更新した。

(1) $\delta^{37}Cl$ の適用性検討

1) 背景と目的

深部流体は化石海水、スラブ起源水共に Cl イオン濃度が高いことが特徴である。Cl イオンは他の溶存物質に比べて水岩石相互作用の影響を受けづらい元素であるが、圧密や拡散の影響で、化石海水や海底堆積物の間隙水において特徴的な低い塩素安定同位体比（$\delta^{37}Cl$）を示すことが知られている。一方で、スラブ起源水の $\delta^{37}Cl$ に関する検討事例はないが、スラブ近傍で形成される際、あるいは地表へと移行する過程で、何らかの同位体分別作用を受けている可能性が考えられる。そこで本節では、化石海水とスラブ起源水の判別を目的として、その特徴の整理を行うとともに、スラブ起源水の水質形成に係る $\delta^{37}Cl$ の変化について考察を行った。

2) 結果と考察

これまでの本研究で採水・分析した温泉水等の $\delta^{37}Cl$ と Cl 濃度の逆数との関係を図 3.1.3-1 に示す。スラブ起源水（マグマ起源水も含む）とされる水は、松代温泉、鹿塩温泉、紀伊半島全域、有馬温泉、津和野周辺、三瓶山近傍で得られたものである。また化石海水・油田かん水とした水は、東北地方日本海側の油・ガス田と原子力機構幌延深地層研究センターの研究坑道で得られたものである。$\delta^{37}Cl$ はスラブ起源水とされる水では-0.45‰以上の値を示し、化石海水とされる水は-1.2～-2.6‰の値を示しており、両者は明瞭に分かれている。化石海水は、長期間滞留する流動性の低い地下水である。拡散現象により移行する場合は、比較的軽い ^{35}Cl が比較的重い ^{37}Cl より先に移行することにより、拡散した先での $\delta^{37}Cl$ は低くなる（長谷川ほか, 2013）。一方で、そのメカニズムは必ずしも明らかではないが、堆積岩にしばしば含まれる粘土鉱物を介したイオンフィルトレーションが起きると、粘土鉱物表面のマイナス荷電による排斥効果で、軽い ^{35}Cl に比べて重い ^{37}Cl の方が粘土鉱物相を通り抜けやすいことから、圧密により残留した水の $\delta^{37}Cl$ が低くなると言われている（Pierre et al., 2021）。化石海水がスラブ起源水に比べて大幅なマイナスの値を示すことから、スラブ起源水と化石海水は $\delta^{37}Cl$ の値から判別が可能と考えられる。

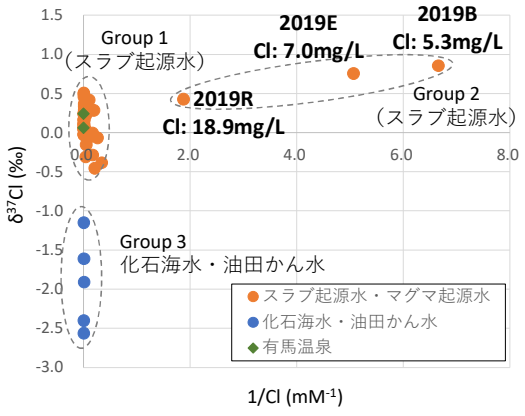


図 3.1.3-1　スラブ起源水と化石海水・油田かん水の $\delta^{37}Cl$ と 1/Cl の関係

図 3.1.3-1 に示した値は 3 つのグループに分けられる。このうち、グループ 3 は化石海水である。スラブ起源水はグループ 1 と 2 に分けられる。グループ 2 は Cl 濃度を付記しているが、天水よりは高いものの、淡水程度の Cl 濃度である。呉・佐竹（2004）は富山県の天水の $\delta^{37}Cl$ についての検討を行っており、海塩粒子や、大気汚染の影響を受けた天水に含まれる $\delta^{37}Cl$ がプラスの値を示すことを報告している。紀伊半島の天水についての $\delta^{37}Cl$ の分析事例はないが、海塩粒子や、大気汚染の影響を受けた天水が Cl 濃度の低いスラブ起源水を含む地下水と混合していると考えれば、整合的な値と言える。グループ 1 は比較的高濃度の Cl を含むスラブ起源水であるが、このうち、マイナスの値を示すものの多くは紀伊半島中南部の温泉水である（図 3.1.3-2(a)）。

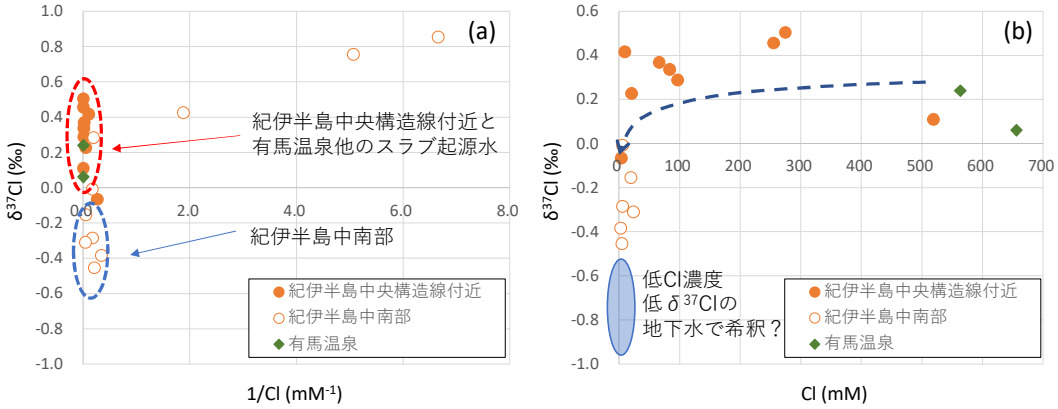


図 3.1.3-2　紀伊半島と有馬温泉の $\delta^{37}Cl$ と Cl 濃度の関係

紀伊半島北部と中南部で $\delta^{37}Cl$ 値は異なる理由は二つ考えられる。一つは化石海水の混合である。化石海水とスラブ起源水の混合のイメージを図 3.1.3-2(b)に示す。例えば有馬温泉が低 Cl 濃度、低 $\delta^{37}Cl$ の地下水すなわち、化石海水で希釈された場合は、紀伊半島中南部と同様の $\delta^{37}Cl$ 組成の地下水を形成できる。二つめの理由として、有馬温泉や中央構造線付近の湧水と紀伊半島中南部のスラブ起源水は別の起源である可能性も考えられる。紀伊半島中南部は、モホ面深度（Matsubara et al., 2017）とプレート深度（Saito, 2017）から、深度 25km 付近のマントルウェッジの端付近に相当する。スラブ起源水は沈み込みの初期には間隙水や粘土からの脱水が主な脱水流体と考えられ、さらに沈み込みが進み、深度 30km 程度から緑色片岩や藍閃石片岩のエクロジャイト化に伴う脱水が起きているものと言われている（片山, 2016）。南海トラフにおける海底堆積物のボーリング調査結果では、デコルマン付近の深度の間隙水から得られる $\delta^{37}Cl$ は大きくマイナスの値を示すことが分かっている（Spivack et al., 2002）。この間隙水の絞り出しがプレート沈み込み深度の浅い紀伊半島中南部で起きているならば、そこから上昇するスラブ起源水の $\delta^{37}Cl$ はマイナスを示すものと考えられる。

紀伊半島はその北部では He 同位体比が高く、海水より薄いものの、比較的高濃度の地下水が湧水している。一方、紀伊半島中南部では Cl 濃度は北部で見られるものよりは低いが、He 同位体比の高い水が湧水している（Morikawa et al., 2016）。紀伊半島中南部のうち、湯の峰温泉や川湯温泉付近に見られる高温の湧水は数百 mg/L 前後の Cl 濃度を持ち、深部の熱水が地表由来の水に薄められて形成されたと考えられている。この熱水は MT 法探査によりその存在が明らかになっている（Umeda et al., 2006）。

マントルウェッジはこれら脱水流体の影響を受けて蛇紋岩化が進んでいるとされる。プレート上面ならびにマントルウェッジに含まれる蛇紋岩の $\delta^{37}Cl$ 組成については、Liu et al.（2021）が理論計算による推定を行っている。そのなかで、沈み込み初期で絞りだされる低い $\delta^{37}Cl$ を持つ間隙水の影響を受けて、蛇紋岩化された前弧側マントルウェッジの固相に含まれる $\delta^{37}Cl$ はマイ

ナスの値を示すと見積もっている。一方で、プレート上面に生成する蛇紋岩はプラスの値を示すとしている。スラブ起源水の代表である有馬温泉は、中国地方・近畿地方の地下 40km 付近のフィリピン海プレートで発生する蛇紋岩の脱水流体が起源とされている（Tatsumi et al., 2020）。蛇紋岩の脱水流体がプレート上面で発生すれば重い $\delta^{37}Cl$ を持つことから、有馬温泉や、紀伊半島北部で得られたスラブ起源水の $\delta^{37}Cl$ が高いことが説明可能である。概念図を図 3.1.3-3 に示す。

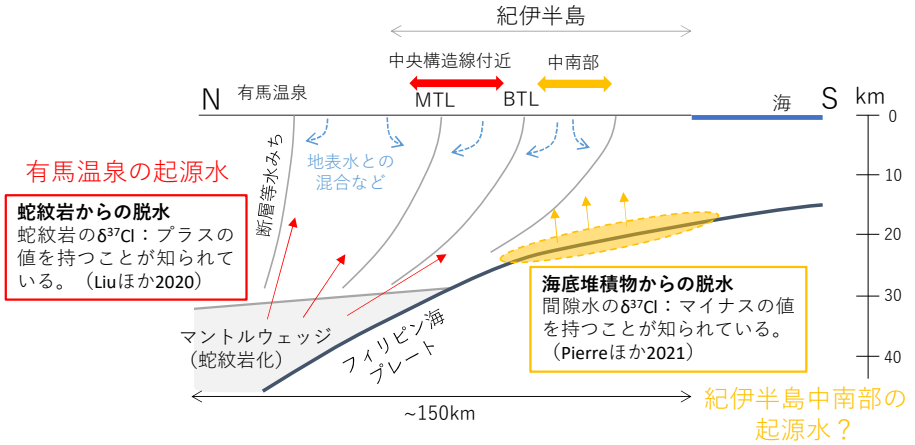


図 3.1.3-3　紀伊半島におけるスラブ起源水の形成概念図

3)　まとめ

- 本研究で得られた化石海水は-1.2～-2.6‰という低い値を示し、スラブ起源水は-0.45～+0.86‰を示すことから、$\delta^{37}Cl$ は化石海水とスラブ起源水を判別する指標となると考えられる。
- 紀伊半島のスラブ起源水は $\delta^{37}Cl$ と 1/Cl との関係から 3 つのグループに大別できる。一つは天水との混合、後の二つは、北部のもので有馬温泉に近い $\delta^{37}Cl$ を持つ。中南部のものは比較的低い $\delta^{37}Cl$ を示す。このことは沈み込み初期から、有馬温泉を生成するまでのスラブ近傍の鉱物相の変遷やそれに伴う脱水挙動を考慮することで整合的な説明が可能である。

今後、様々な地域でのスラブ起源水の採取・分析を蓄積することで同様の現象の有無を確認することで、起源判別法の高精度化に資することができると考えられる。

(2) 炭化水素ガスの同位体比の適用性検討

1)　背景と目的

油・ガス田、温泉水等から得られる炭化水素ガスは地下で形成される。その起源は微生物起源と熱分解起源のものと、地熱の影響で無機的に形成される非生物起源のものとの 3 種類に大別される。また、これらの区別はメタンガスの $\delta^{13}C$ や δD やエタン、プロパンとの組成比などから判定がなされている。スラブ起源水やマグマ起源水は沈み込むスラブ表面近傍やマグマなどの高い温度にさらされて形成されることから、炭化水素ガスがそれら熱水の生成する条件で形成されたとするならば、非生物起源であると考えられる。一方で、油・ガス田から得られる炭化水素は熱分解起源か微生物起源ガス、もしくはそれらの混合であると考えられている（金子・猪狩, 2020）。炭化水素の同位体比を検討することで、起源水の判別や混合の推定が出来る可能性がある。そこで、本研究で得られた炭化水素ガスの起源ならびに、深部流体の判別への適用性についてメタンの $\delta^{13}C$ と δD を用いた検討を行った。

2) 結果と考察

本研究で得た炭化水素ガスのデータのうち、メタン（C_1）、エタン（C_2）、プロパン（C_3）の濃度と、メタンの $\delta^{13}C$ が得られたものを Bernard 図にプロットした（図 3.1.3-4）。Bernard 図は天然ガス起源の判別にしばしば用いられるものである。図上に示したガス起源の領域は、Etiope et al.（2009）と Sano et al.（2017）による。また各点の He 同位体比（R/R_a）を付記した。今回の検討に用いたガスはいずれも R/R_a が 1 以上であり、マントル起源物質の混合を示しておりスラブ起源水の関与が示唆される。

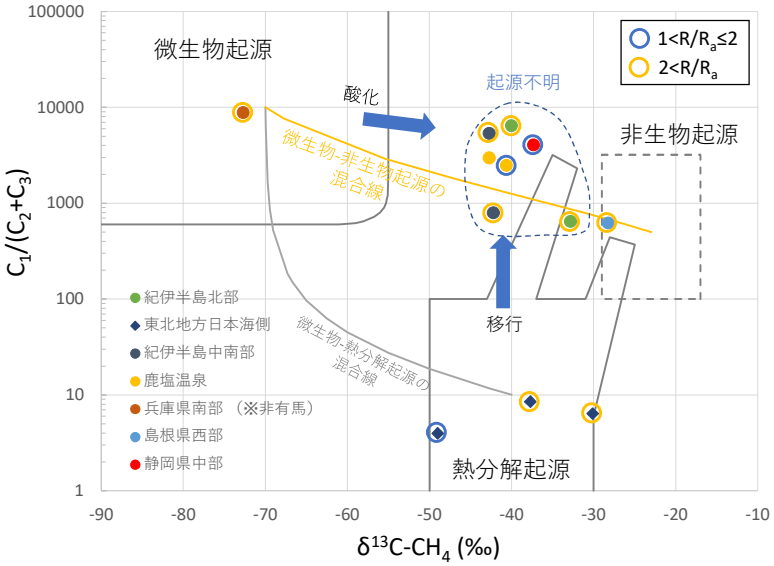


図 3.1.3-4　Bernard 図

微生物起源にプロットされる点は兵庫県南部の温泉水であり、熱分解起源の領域にプロットされる 3 点は東北地方日本海側の油・ガス田から得られたものである。また、島根県西部の温泉で得られたガスが非生物起源とされる領域にある。そのほかの点は Bernard 図上では起源が不明瞭である。図 3.1.3-4 の右上にプロットされる起源不明のガスは、図の青矢印で示したように、微生物起源のものが酸化を受けるか、もしくは熱分解起源のものが移行をすると Bernard 図の右上の領域にプロットされると言われている（早稲田ほか, 2002）。また、図上に黄色の実線で各起源ガスの混合線を示しているが、起源不明の点は微生物起源と非生物起源の混合と考えることも可能である。

次に CD 図を検討する。CD 図はメタンの $\delta^{13}C$ と δD を用いて起源を判別する図である（Etiope and Sharwood Lollar, 2013）。本研究で得た炭化水素ガスのデータのうち、メタンの $\delta^{13}C$ と δD が得られた点を CD 図にプロットした（図 3.1.3-5）。兵庫県南部の微生物起源ガス 1 点を除いて全て熱分解起源の領域にプロットされる。図 3.1.3-5 上には微生物起源ガスのうち二酸化炭素還元により生成した微生物起源ガスが酸化された場合にプロットされるラインを青の点線で示している。メタン生成は酢酸発酵を起源とするものもあるが、酢酸発酵起源のメタンは主に淡水の堆積物や沼地で発生するとされていることから（早稲田ほか, 2002）、塩分が高く、地下深部から得られている本研究で得たメタンは二酸化炭素還元によるものとみなす。この場合、二酸化炭素還元による微生物起源メタンが酸化されても、熱分解の領域には入らないことが分かる。よって、Bernard 図において起源不明ガスは、微生物起源ガスの酸化の可能性が考えられたが、CD 図からは否定される。Bernard 図では起源不明のガスは熱分解起源ガスの移行の可能性も考えられる

が、CD 図では移行が起きた時にメタンの $\delta^{13}C$ と δD がどのように変化するか明らかになっていない。一般論的に考えれば、同位体比の軽いものが重い物よりも移行しやすいことから、非生物起源ガスが移行により $\delta^{13}C$、δD 共に低い、熱分解ガスの領域にプロットされたと考えることも可能である。一方で、メタンの $\delta^{13}C$ と δD がほとんど変化しないまま $C_1/(C_2+C_3)$を変化させながら移行した可能性も考えられる。また、微生物起源ガスと非生物起源ガスが混合して、熱分解起源ガスの位置にプロットされた可能性もある。

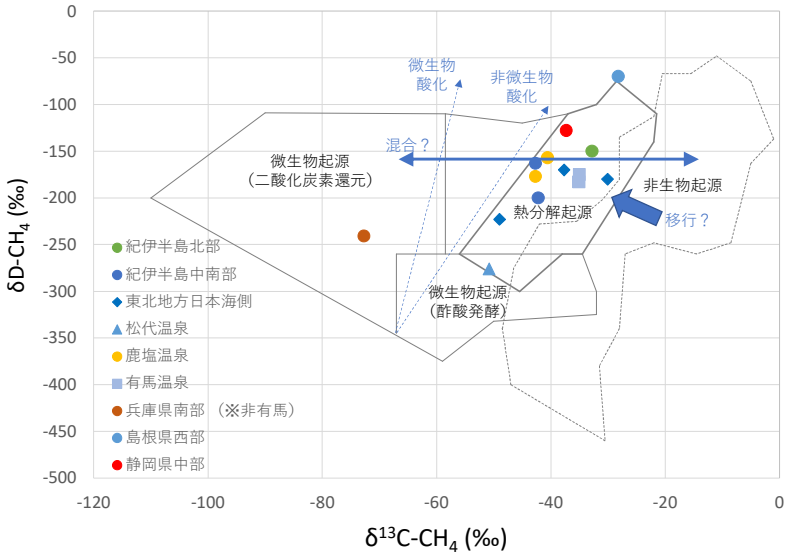


図 3.1.3-5　CD 図

^3He を考慮した混合図を図 3.1.3-6 に示す。なお、この図では、希ガスをガス態で回収できたデータのみを示しているため、図 3.1.3-4 と図 3.1.3-5 で示した点よりもプロット数が少なくなっている。図 3.1.3-5 によると、有馬温泉と島根県西部のガスが非生物起源ガスの含有量が高いことが分かる。他のガスは非生物起源ガスの混合割合は小さく、主に熱分解起源と微生物起源との混合で表される。

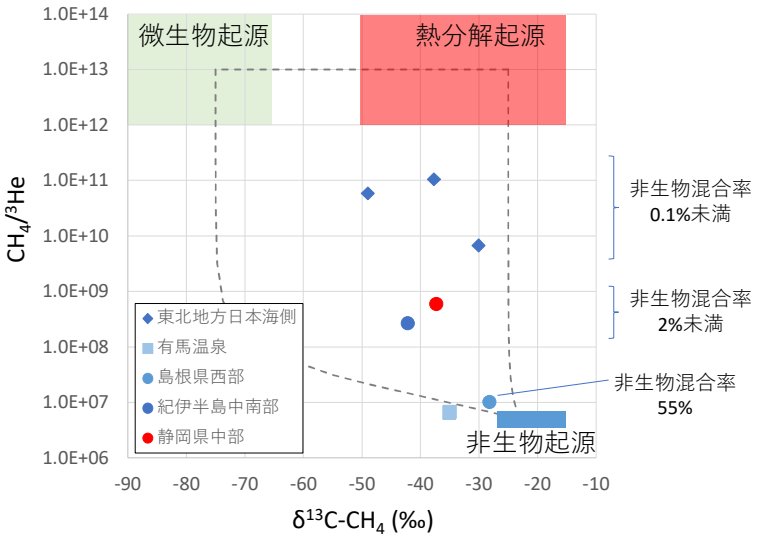


図 3.1.3-6　^3He と CH_4 による混合図

図 3.1.3-4、図 3.1.3-5、図 3.1.3-6 それぞれから解釈される結果に基づくと、それぞれのガスの起源は以下の様に考えられる。図 3.1.3-4 で微生物起源とされた兵庫県南部のガスは図 3.1.3-5 においても微生物起源の位置に示されることから、炭化水素ガスの起源は、微生物起源ガスが主であると考えられる。東北地方日本海側の 3 点については、ほかの研究事例でも熱分解起源とされているが、本研究の図 3.1.3-4、図 3.1.3-5 においても熱分解起源の領域にプロットされる。図 3.1.3-6 においても非生物起源の寄与が小さく、その多くが熱分解起源もしくは熱分解と微生物起源の混合の位置にプロットされることから、東北地方日本海側の炭化水素ガスは、非生物起源ガスが含まれていないか、もしくは混合していてもわずかなものであるといえる。

図 3.1.3-4 で非生物起源ガスの位置にプロットされ、図 3.1.3-6 で非生物起源ガスの割合が高いと考えられる島根県西部の 1 点は、第四紀火山の青野山の南側に位置するマグマ起源水と考えられる温泉水から得られたものである。このことからマグマの影響を受けて生成した非生物起源ガスが多く含まれていると考えることができるが、図 3.1.3-5 では熱分解起源の位置にプロットされる。有馬温泉については、図 3.1.3-5 では熱分解起源の領域であり、図 3.1.3-6 では非生物起源の領域となる。非生物起源のメタンが、地上へと移行するうちに他の起源のガスの混合を受けたか、あるいは移行に伴う同位体分別を受けたものと考えられる。

その他のガスは熱分解起源ガスが移行したもの、非生物起源と微生物起源が混合したもの、非生物起源が同位体分別を受ける移行をした可能性の 3 つが考えられた。

3) まとめ

炭化水素ガスの濃度比、同位体比や $CH_4/^3He$ 濃度比を利用して、深部流体に含まれるガスの起源判別の可能性を検討した。炭化水素ガスの同位体比は起源の異なるガスの混合や移行に伴う同位体分別の影響があると考えられ、起源の特定は困難であった。スラブ起源水の判別への適用性は現状では高いとはいえない。一方で、概ねどのような起源のガスで構成されるかを推定することは可能であることから、水質形成メカニズムや、地下水の流動経路を推定するうえでの検討材料として利用できると考えられる。

(3) Li・B 安定同位体比の適用性検討

1) 背景と目的

地下水中で微量元素である Li, B は、以下のような化学的・同位体的特徴を有する（Wunder et al., 2005; 2006）ことから、深部流体の起源推定や混合評価を行う上でその安定同位体比（δ^7Li・δ^{11}B）が注目されている。

・2 つの安定同位体間の質量差が大きいため、同位体分別の度合いが他の元素より大きい。

・重い同位体が選択的に岩石から水に移動する。分別の程度は基本的に温度に依存する。

重い同位体が液相に移動しやすいのは、一般に高配位サイトに軽い同位体が入りやすいためである。例えば Li は多くのケイ酸塩鉱物内では八面体 6 配位、水溶液中では四面体 4 配位を取るため、液相と固相が共存する場合には液相が重い ^{7}Li に富むと説明されている（西尾, 2013）。

国内の地下水に対して δ^7Li・δ^{11}B を測定した事例では、起源によって特徴的な値を示す可能性が示唆されている（谷水ほか, 2017; 谷水ほか, 2015; Nishio et al., 2010）。また国外では、フランスの地熱水を対象とした検討によって、δ^7Li が水―岩石反応の温度の指標になる可能性が示唆されている（Millot and Négrel, 2007）。δ^7Li・δ^{11}B がもつこれらの特徴を利用して、深部流体の起源推定や混合評価に利用できる可能性がある。しかし測定事例はごく少なく、データの蓄積がほとんど進んでいないのが現状であるため、適用性を検討する上でデータの拡充が求められる。

今年度は、有馬温泉ならびに紀伊半島全域の温泉水を対象とし、地化学温度計を利用して、δ^7Li

が水―岩石反応の温度の指標となりうるかどうかについて検討を実施した。

2) 手法

平成 31 年度～令和 2 年度に本事業において採水を実施した温泉水・地下水を測定に供した。測定は株式会社マリン・ワーク・ジャパンに委託し、海洋研究開発機構高知コアセンターにおいて、Nishio et al.（2010; 2015）ならびに Tanimizu et al.（2018）の手順に従って試料水中の Li と B を単離し、Thermo Fisher Scientific 社製のマルチコレクター型 ICP 質量分析装置（MC-ICP-MS）Neptune を用いて Wet Plasma 法により実施された。

3) 測定結果・考察

有馬温泉は種々の先行研究からスラブ起源流体由来であることが示されており（例えば風早ほか, 2014; Kusuda et al., 2014）、紀伊半島では中央構造線（MTL）などの断層に沿って多くの地点でスラブ起源流体が上昇・湧出しているとされている（Morikawa et al., 2016）。スラブ起源流体由来の温泉水は、湧出時の温度が低くとも地下では高温を経験していると思われ、地化学温度計で高温を示すことが予想される。

地化学温度計は、水と鉱物の間のイオン交換が温度によって定まることを利用して水が経験した温度を推定する手法である（Nicholson, 1993）。シリカ温度計、Na/K 温度計など様々なものが提案されており、反応を想定している鉱物や温度などの適用条件が各々異なる。深部流体に対する地化学温度計の適用事例は少ないが、大沢ほか（2010）では Na-K-Ca 温度計を用いて、宮崎平野の大深度温泉がスメクタイトの層間水の脱水に由来する可能性を提示している。本研究では、比較的広い温度幅かつ様々な母岩に適用できることが経験的に分かっている Na/Li 温度計（Fouillac and Michard, 1981）で検討を行う。

$$t\,(\mathrm{K}) = \frac{1000}{\left[\log\left(\frac{Na}{Li}\right) + 0.389\right]} \quad (Cl < 0.3\,), \qquad \frac{1195}{\left[\log\left(\frac{Na}{Li}\right) + 0.130\right]} \quad (Cl > 0.3\,)$$

$$Na, Li, Cl = concentration\ of\ sodium, lithium, and\ chloride\ in\ molar\ units$$

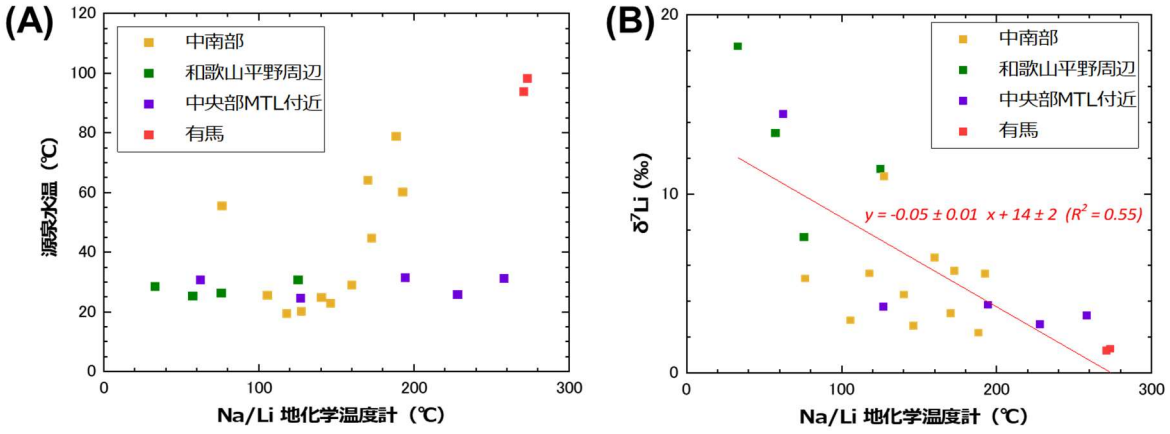


図 3.1.3-7　源泉水温、Na/Li 地化学温度計、δ^7Li の関係

まず、Na/Li 温度計で推定された温度が信頼できる値であるかどうかを議論するために、Na/Li 温度と温泉分析書に記載されている源泉水温の関係を示す（図 3.1.3-7 (A)）。本研究では、紀伊

半島の温泉水データを、採水した場所によって、中南部・和歌山平野周辺・中央部 MTL 付近の 3 地域に分けて示す。このうち中南部及び中央部 MTL 付近の温泉は、風早ほか（2014）などでスラブ起源流体の判別指標として提案されている、Li/Cl > 0.001（重量比）の条件を満たしている。一方、和歌山平野周辺の温泉は 1 サンプルを除いて Li/Cl が 0.001 を下回っている。なお、Na/Li 温度が−30℃と明らかに合理的でない値を示すサンプルが 1 つあり、当該サンプルはプロットから除外した。

有馬温泉の Na/Li 温度は紀伊半島の全温泉を超える約 270℃を示し、源泉水温も紀伊半島より高い約 100℃である。Masuda et al.（1986）では、有馬温泉の源泉ボーリングコアから得られた白雲母と温泉水の $\delta^{18}O$ に基づいて 280℃という反応温度を推定しており、Na/Li 温度計の結果はこれとよく一致する。紀伊半島のうち中南部の温泉は、Na/Li 温度計で有馬よりやや低い 100-200℃を示し、Na/Li 温度が高いほど源泉水温も高い傾向が見られる。和歌山平野周辺の温泉は、Na/Li 温度計で 30-120℃と相対的には低温を示し、源泉水温も 20℃前後の低い値である。一方、中央部 MTL 付近の温泉は、60-260℃の幅広い Na/Li 温度を示すものの、源泉水温はいずれも和歌山平野周辺と同等の 20-30℃であり、湧出までに相当冷却されていると考えられる。このように、中央部 MTL 付近を除くと、Na/Li 温度が高ければ源泉水温も高いという相関が見られることから、Na/Li 温度計では概ね信頼できる値が得られているものと考える。

図 3.1.3-7 (B) に Na/Li 温度計と δ^7Li の関係を示す。Millot and Négrel（2007）で示されたフランス国内の地熱水の分析結果と同様に、Na/Li 温度計と δ^7Li の間に明瞭な負の相関が確認される。直線で近似した関係式は $y = -0.05 x + 14$ であり、Millot and Négrel（2007）で推定された $y = -0.043 x + 11.9$ と近い。地質環境が異なる国同士で同様のトレンドが観察される点は興味深い。

また、δ^7Li は地域ごとに異なる値を示している。今回のサンプル中で最も高い Na/Li 温度を示す有馬温泉は、δ^7Li が 1.3 ‰と最も低い。有馬に次いで高い Na/Li 温度を示す紀伊半島中南部の温泉は概ね 2-6 ‰、最も低い Na/Li 温度を示す和歌山平野周辺の温泉は 8-18 ‰を示す。中央部 MTL 付近の温泉に関しては、源泉水温は低いものの、Na/Li 温度と δ^7Li の関係は全体のトレンドと矛盾していない。元々高温であった水が上昇過程において、Na/Li 温度や δ^7Li が維持されるほど急速に冷却されたものと推測されるが、その詳しいメカニズムは現時点では不明である。

以上の結果から、有馬温泉及び紀伊半島においては、温泉水の δ^7Li が小さいほど Na/Li 温度が高いというトレンドが見られることが判明した。すなわち、δ^7Li が温度の指標となる可能性が示された。

紀伊半島の温泉の大半は湧出母岩のデータが得られていないため、Na/Li 温度計・δ^7Li と地質の関係性については議論しない。ただし、Millot and Négrel（2007）では母岩の種類に関わらず地化学温度計と δ^7Li の関係が成り立っていること、ならびに同文献の近似式と本研究のそれがよく一致することを踏まえると、Na/Li 温度計と δ^7Li の相関は湧出地に関わらず成り立つ可能性も考えられる。

温度が高いほど δ^7Li が小さくなるメカニズムははっきりとは分からない。James et al.（2003）の玄武岩・海底堆積物サンプルを用いた水熱実験によれば、温度を上げると岩石から液相に Li が溶出するが、溶出量の約 40%は二次鉱物に吸収されている。Wunder et al.（2006; 2007; 2010）では様々な鉱物を用いた水熱実験を実施し、液相は生成した二次鉱物よりも重い δ^7Li を示すことと、二次鉱物と液相の δ^7Li の差が高温ほど小さくなることを示している。これらの実験結果を踏まえると、水―岩石反応によって生じた二次鉱物と水の間で、温度に依存した同位体平衡が生じることで、このようなトレンドが生じている可能性が考えられる。

4) まとめと今後の展望

δ^7Li が水―岩石反応の温度の指標となりうるかどうかを検討するため、紀伊半島全域ならびに有馬温泉の温泉水を対象として、地化学温度計と δ^7Li の関係性について検討した。紀伊半島ならびに有馬温泉の δ^7Li は、Na/Li 温度計で推定された温度と負の相関を持ち、その近似式は先行研究とよく一致した。温泉水の δ^7Li が温度の指標となり得ること、またそれが湧出地に関わらず成り立つ可能性が示された。

今後は測定数を拡充して、他地域のスラブ起源流体や化石海水（油田かん水）でもどのような傾向が見られるかを検証し、δ^7Li の温度指標としての適用性を検討していくことが課題である。

(4) 微生物 DNA の適用性の検討

1) 背景と目的

微生物は多様な代謝様式を持ち様々な環境中に存在する。地下水中には 10^2 - 10^8 cells/mL の密度で存在することが明らかとなっており、地下圏における微生物の分布は数キロに及ぶと報告されている（Parkes et al., 1994; McMahon and Parnell, 2014）。近年の遺伝子解析技術の向上により環境中に存在する様々な微生物を遺伝子レベルで検出することが可能となってきた。微生物の分布が温度や pH、溶存酸素濃度、栄養塩などの周辺環境を反映することを考慮すると、起源水の違いにより地下水中の微生物群集構成が異なると考えられる。言い換えれば、群集構成の違いから起源水の違いを検討することができる可能性がある。一方で、今回対象としている高温・好塩濃度の特徴をもつスラブ起源水中に検出可能なレベルで微生物が存在しているかは定かではない。

昨年度は微生物解析用に鹿塩温泉、愛知県南部、兵庫県南部、島根県西部から地下水試料を採取し、微生物数及び微生物群集構成を解析することで深部流体の評価項目としての微生物 DNA の適用可能性を検討した。昨年度採取した地下水 11 試料の微生物数は 10^3 - 10^5 cells/mL であり、超好熱菌が複数検出されたことから対象とした地下水に高温環境に由来する地下水が含まれることが示唆された。本年度は、紀伊半島中南部（本宮地域）、静岡県中部のスラブ起源水の可能性が考えられる地下水に加えて対照実験として地表水（河川水）、化石海水（原子力機構幌延）を含め、分析事例を増やし、データを拡充することで微生物 DNA の解析からスラブ起源水を特徴づけることができるか検討した。

2) 微生物解析方法

地下水試料は、オートクレーブ滅菌済みの 500 mL パイレックスもしくは 2L アイボーイに採取し、冷暗状態で実験室へ持ち帰った。微生物数の計数は Total direct counts（TDC; Porter and Feig, 1980）法を用いた。また、微生物群集構成の評価は 16S rRNA 遺伝子を対象とした次世代シーケンサーiSeq100 を用いた遺伝子解析（next generation sequencing; NGS）により行った（付録 9 参照）。

3) 結果と考察

地下水中の微生物数は 2.2×10^3 - 2.5×10^6 cells/mL（17 地点、昨年度成果を含む）であり、付加体の深部から採取した地下水（10^3 - 10^7 cells/mL; 23 地点、Matsushita et al., 2016; 2018; 2020）や天然ガス田の地下水（10^2 - 10^4 cells/mL; 20 地点、Katayama et al., 2015）と同程度のオーダーであった。地表水（河川水; 2021H、2021I、2021K）のそれは 1.2×10^5 - 3.5×10^5 cells/mL（3 地点）であった。地下水中の微生物数は一般に深度と共に減少する（Kallmeyer et al., 2012; McMahon and Parnell, 2014; Magnabosco et al., 2018）ことを考慮すると、深度 1,500 m から

採取した静岡県中部の地下水 2021M については微生物数が 2.5×10^6 cells/mL と他の地下水と比較しても高い値を示しており、地下水に比べ相対的に微生物数の多い地表水の混入が示唆された。

遺伝子解析の結果を図 3.1.3-8 に網レベルで示す。地表水（河川水）は *Proteobacteria* 門、特に *Betaproteobacteria* 網や *Gammaproteobacteria* 網が優占しており、*Archaea* の相対存在度は 1%以下であった。従って、これらの特徴が地表水を特徴づけているものと考えられる。

一方で地下水に注目すると、紀伊半島中南部（本宮地域）で採取した地下水（2021G、2021J）は群集構成が地表水のそれと大きく異なり、*Proteobacteria* 門の割合が低い一方で、中度好熱性もしくは高度好熱性で熱水温泉から検出される *Aquificae* 網が 60%以上を占めており、その他好熱性の硫酸還元菌である *Thermodesulfobacteria* 網や 2021J では好熱性の *Thermoprotei* 網（*Crenarchaeota* 門）の割合も高い傾向を示した。これは地下水の水温が高温（67.6℃、86.5℃）であったことと調和的であり、微生物群集が地下水環境を反映しているものと考えられる。

静岡県中部で採取した地下水 2021L では紀伊半島中南部の地下水と同じく、*Proteobacteria* 門の割合が低く、*Archaea* の割合が 50%に及んだ。中でも *Methanobacteria* 網や *Methanomicrobia* 網などのその多くが耐塩性の特徴を持ち二酸化炭素と水素あるいはギ酸や酢酸を資化するメタン生成菌が高い割合を示した。また、*Archaeoglobi* 網や *Thermoanaerobacterales* 目（*Clostridia* 網）、*Thermolithobacterales* 目などの好熱性の特徴を持つ微生物も検出されており、2021L の地下水温が 21.4℃であることを考慮すると、高温環境からの地下水の寄与があることを示唆した。これらはスラブ起源水が混合しているといわれる冷鉱泉である鹿塩温泉（Kusuhara et al., 2020）や愛知県東部や兵庫県南部など採取した地下水からも検出されており、共通する特徴である。一方で、同じ静岡県中部で採取した地下水でも微生物数から地表水の混入が示唆された地下水 2021M の群集構成は 2021L のそれとは大きく異なり、*Archaea* の相対存在度が低く、*Betaproteobacteria* 網や *Gammaproteobacteria* 網が多く河川水に近い群集構成を示した。静岡県中部の地下水はヘリウム同位体比が高い値を示すことからスラブ起源水の寄与が示唆されるものの、2021M に関しては 2021L と比較しても電気伝導度が低く、地表水の混入によって希釈されている可能性が考えられる。故に、2021M に注目すると、微生物情報（数及び群集構成）から示唆された地下水の履歴に関する情報が他の分析項目から得られる情報と調和的であり、地下水中の微生物 DNA の情報が多角的な視点から地下水の起源に関する根拠を示す指標の 1 つになりうることを示した。

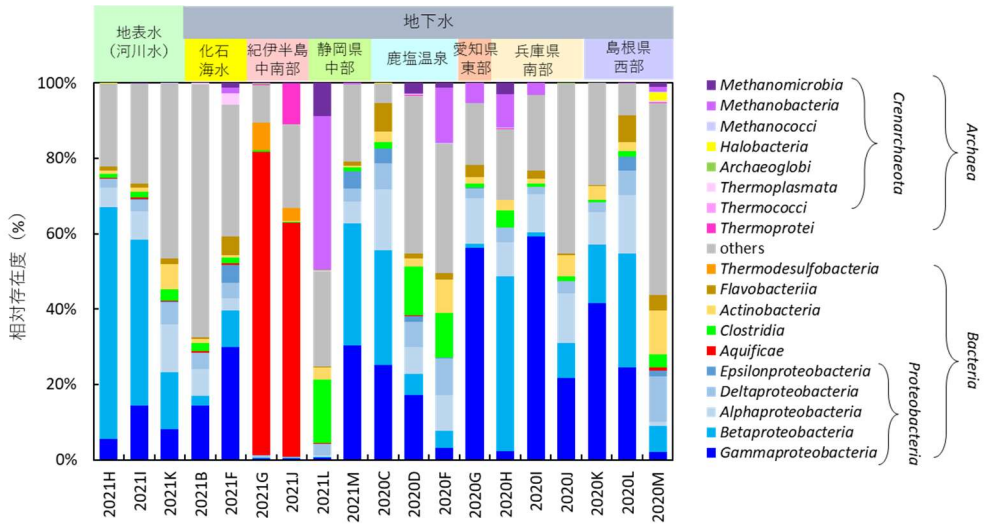


図 3.1.3-8　微生物群集構成解析の結果（網レベル）

4) まとめ

地下水中の微生物数は先行研究と同程度であり、その群集構成は周辺環境を反映していた。一方で、微生物数や群集構成の違いは地下水の混合の可能性を示した。加えて、水温が 20℃程度である地下水（冷鉱泉等）から好熱性の特徴を持つ微生物を検出したことは、高温環境からの地下水流動の可能性を示している。今回得られた微生物 DNA の情報は他の分析項目から得られる情報と調和的なものであり、微生物 DNA の解析が地下水の判別根拠の一つになりうると考えられる。今後の課題として、群集の類似性を評価しそれらを特徴づける微生物を評価することで、微生物 DNA の情報が地下水の起源の違いを特徴づけ、スラブ起源水判定に適用可能か検討を行うことが考えられる。

(5) 深部流体判別への適用性について

深部流体の起源や混合を溶存物質から判別するための検討を行っている。これまでに作成した Cl 濃度、He 同位体比と水の安定同位体比を用いた判別フローならびに、各判別指標を表にまとめたものを今年度の結果を踏まえて更新する。

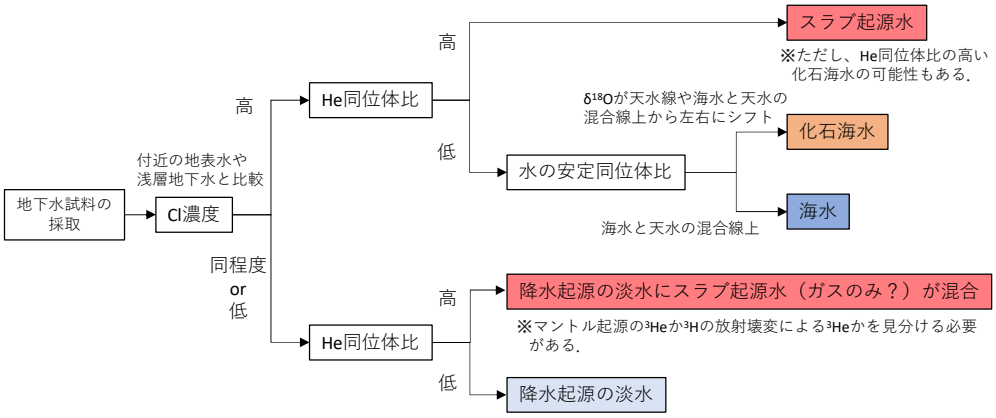


図 3.1.3-9　深部流体の判別フロー

表 3.1.3-1　深部流体の判定に用いる指標の検討状況

	スラブ起源水	化石海水・油田かん水
主要な元素組成	・Na-Cl型。海水と類似している。	・Na-Cl型。海水と類似している。
	・海水よりも総溶存元素濃度が高い場合がある。	・海水よりも総溶存元素濃度が高い場合がある。
その他の元素組成	・Li/Clが重量比で0.001より大きいものが多い。	・Br/Cl、I/Clが海水よりも高い。
	・Br/Clが海水より低いものが多い。	・Li/Clは重量比で0.001より低いが、高いものもある。
ガス組成	・溶存ガスがある場合はCO_2が主。	・溶存ガスがある場合はCH_4が主。
Sr安定同位体比	・Sr安定同位体比だけでは起源水の判断はできないが、周囲の岩石のSr安定同位体比との比較により、起源の推定や混合評価に利用できる。	
$\delta^{37}Cl$	・概ね0‰付近からプラスの値を示す。	・0‰を下回る低い値を示す。
I-129	・有意に$^{129}I/I$が高い可能性（1000×10^{-15}程度）があるが事例を拡充して要検証。	・低い値を示す。
Li・B安定同位体比	・スラブ起源水は海水とは異なるδLi、δB組成を持つと考えられる。また、δLiは起源水の温度を反映している可能性があるが、事例を拡充して要検証。	
微生物	・微生物群集は地下水環境を反映し、好熱性細菌が冷鉱泉等からも検出されており、地下水が高温環境を経験した可能性を示すが、事例を拡充して要検証。	
炭化水素ガス同位体比	・Bernard図やCD図による判定では非生物起源、熱分解起源領域にプロットされるものが多いが、移行や混合の影響を受けるため明瞭ではない。	・熱分解起源か微生物起源もしくはその混合線上にプロットされる場合が多いが、酸化や移行の影響を受けるため解釈が必要。

判別フローを更新したものを図 3.1.3-9 に示す。これまでの判別フローを再整理したものである。東北地方日本海側の油田かん水では He 同位体比が高い。3.1.2(2) 3)での既往文献の調査で記載したとおり、新潟県中越地方では、地震波トモグラフィによる探査により地下 15km~40km に流体が存在すると考えられる低速度領域が見つかっており、そこから周辺の断層を通じて、高い He 同位体比を持つマントル起源物質が上昇していると考えられた。中越地方の油田かん水の水質がスラブ起源水の特徴を有するかどうかは定かではないが、He 同位体比から付近にマントル起源物質の上昇があるか否か判別できる事例である。また、紀伊半島の事例では、ガスと地下水が別々に移行する可能性が示されている（Morikawa et al., 2016）。この場合、淡水にマントル起源物質が混合しているため、ガス以外はスラブ起源水としての性質を示さなくともスラブ起源水に係る成分が混合しうる水みちがあることになる。このように、本フローは Cl 濃度、He 同位体比、水の安定同位体比の 3 つで比較的明瞭に起源を分けうるが、起源水の特定には、他の溶存物質を用いた水質形成評価や水理地質学的な水みちの検討が必要である。

フローにしていない溶存物質の現在の検討状況について表 3.1.3-1 にまとめた。要検証項目が多くあるため、今後、事例を拡充して指標の有効性を明確にする必要がある。

3.1.4 室内試験

(1) 背景と目的

深部流体の水質や同位体比は、降水や海水とは異なった値を示すことが知られており、そのメカニズムの一つとして水―岩石相互作用が考えられる。例えば、高温条件下や長期間にわたって水と岩石が接していることにより、水の酸素同位体比が変化する事例が報告されている。(Savin and Epstein, 1970; Fritz and Reardon, 1979; Truesdell and Hulston, 1980; Fritz and Frape, 1982)。また、圧密時に水の水素・酸素同位体比や Cl 同位体比に変化が生じることも、理論計算や室内実験、海底掘削調査等で報告されている（Hitchon and Friedman, 1969; Coplen and Hanshaw, 1973; Hanshaw and Coplen, 1973; Phillips and Bentley, 1987; Spivack et al., 2002)。深部流体の中でも、特に海底堆積物の間隙に閉じ込められた海水が起源の一つと考えられる化石海水や油田かん水等は、圧密に伴う水質・同位体比変動の影響を受けている可能性がある。

一方で、圧密に伴う微量元素の挙動に関しては、Ocean Drilling Project によって現生の海底堆積物や間隙水中の Li･B の濃度･同位体比の深度プロファイルが数例示された（You et al., 1993; 1995; Kopf et al. 2003）程度であり、特に実験による研究事例はなかった。Li・B は水―岩石相互作用において液相側に濃集する元素とされており、その際に同位体分別が生じる可能性が考えうる。実際に、昨年度までの室内実験において、カオリナイト・モンモリロナイトと海水を混ぜて圧縮すると、抽出水中の Li・B の濃度・同位体比が加圧に伴って変化することが観察された。圧密に伴う Li・B の挙動を明らかにすることで、深部流体の水質形成プロセスの解明や混合指標の開発に繋がる可能性がある。

本研究では、圧縮抽水装置（木方ほか, 1999）を用いて、海底堆積物の圧密を模擬する室内試験を実施し、圧密に伴う水質・同位体比の変化とそのメカニズムについて検討している。昨年度までは天然海水を試料として用いていたが、海水に元々含まれる Li・B の影響を排除するため、今年度は海水に替えて純水や NaCl 溶液を用いた実験を実施し、海水条件と同様の変化が見られるかどうかを確認している。

(2) 実験の概要

実験用の鉱物試料としては､昨年度までの実験でも用いた市販のクニピア(モンモリロナイト)とカオリン（カオリナイト）を用いた。試験試料は、均一な試料を得るため、実験室で製造した

純水をスターラーで攪拌しながら少量ずつ粘土を投入し、液性が失われない程度の固液比とした。なお、クニピアと純水を混ぜた試料は固まらず、圧縮することが不可能であったため、純水の代わりに NaCl 濃度を 3%に調製した NaCl 溶液を用いた。

純水で練り混ぜたカオリン及び NaCl 溶液で練り混ぜたクニピア各約 200 g を圧縮抽水装置に入れ、圧縮抽水を行った。圧縮抽水装置は当所の一軸圧縮型の装置を用いた（木方ほか, 1999）。図 3.1.4-1 に示すように、加圧は油圧シリンダーで実施した。圧縮に伴う排水は、試料上部と下部からシリンジに採取した。また、圧縮圧力と変位量もあわせて計測した。得られた試料の水質分析（溶存イオンと同位体）の分析を実施した。

図 3.1.4-1　海水を練り混ぜた粘土試料と圧縮抽水試験装置

(3) 試験結果

カオリンの圧縮抽水結果を図 3.1.4-2 に示す。加圧は 216 日かけて段階的に 214 MPa まで行い、最終的な間隙率は 22%であった（初期間隙率は 72%）。カチオンでは、Na は 20 MPa 付近を境にして圧力増加とともに濃度増加の傾向を示す一方、K・Ca・Mg は濃度が一度増加した後に減少するという複雑な挙動を示した。アニオンでは、Cl 濃度は実験中ほぼ一定であった一方、SO_4 と Br は圧力増加とともに濃度増加という挙動を示した。δD・$\delta^{18}O$ は、圧力増加とともにわずかに大きくなるようにも見えるが、明確ではない。Cl 及び δD・$\delta^{18}O$ の挙動に関しては、昨年度までに実施した海水条件での実験結果と同様であった。カチオン、SO_4、Br の挙動は海水条件の時とは異なっており、カオリナイト表面に元々吸着していたイオンが影響している可能性が考えられる。

Li・B はいずれも圧力増加に伴って濃度が増加しているが、B は 20 MPa 以上で、Li は 100 MPa 以上で、より急激な濃度上昇が生じている。このような特徴的な濃度増加は、海水条件でも観察されたものである。また、特に B は実験初期から終了までに 10 倍以上も濃度が増加しており、実験器具や実験系外からのコンタミは考えにくい。したがって、カオリンに元々含まれていた Li・B が、圧力増加に伴って溶出しているものと推測される。カオリナイトの鉱物表面には Li・B などのイオンが吸着されることが室内実験で確かめられており（Palmer et al., 1987; Zhang et al. 2021）、また、八面体を構成する Al の一部を Li が置換できる可能性も指摘されている（宮脇, 1994）。カオリナイトに含まれるこのような Li・B が圧密に伴って溶出している可能性が考えられるが、メカニズムの詳細は不明である。

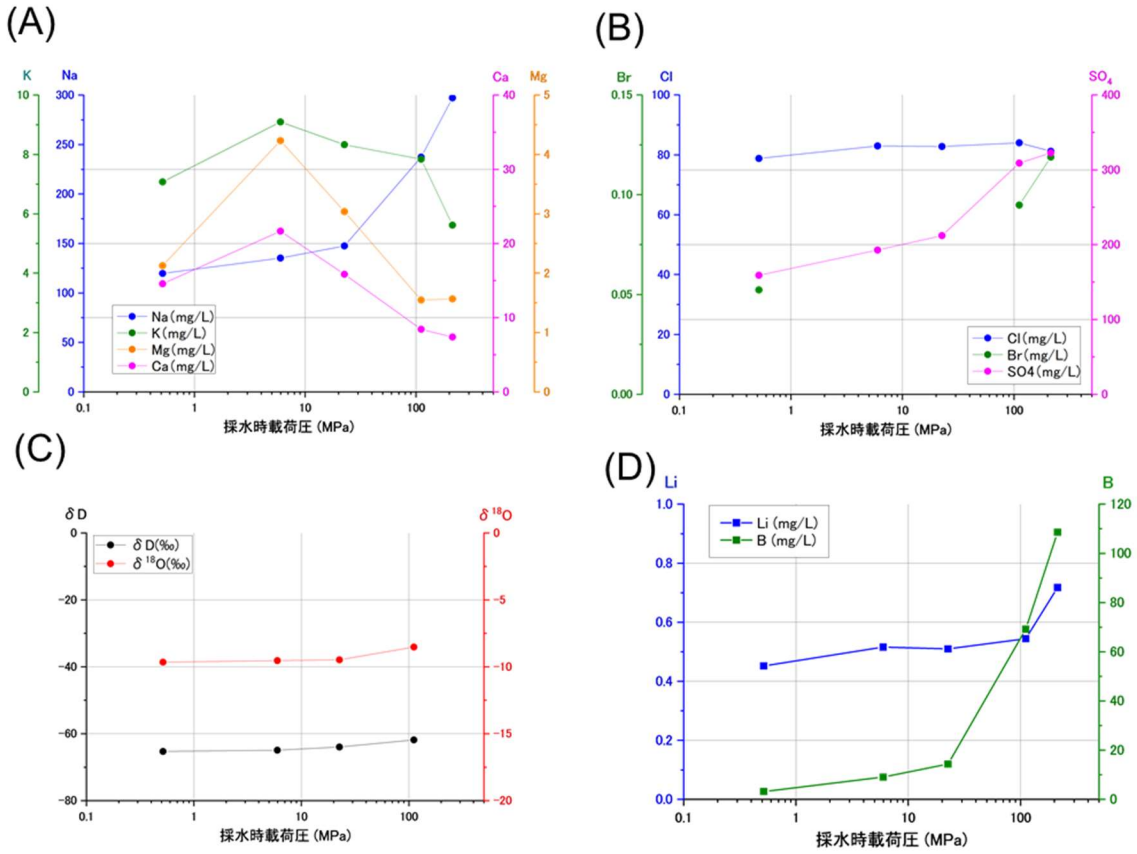


図 3.1.4-2　カオリンの圧縮に伴う溶存元素濃度の変化

クニピアと NaCl 溶液を混ぜた試料については、試験条件の設定ならびに試料調製に時間を要し、現在実験実施中であるため、昨年度実施したが未測定であったクニピアと海水での実験サンプルの測定結果を図 3.1.4-3 に示す。加圧は 94 日間かけて段階的に 499 MPa まで行い、最終的な間隙率は 46%であった（初期間隙率は 79%）。

まず、実験に用いた海水（0.1 MPa）と実験初期の抽出水サンプル（2.7 MPa）を比較する。カチオンでは Na・Ca が増加、K・Mg が減少しており、陽イオン交換が生じたものと考えられる。またアニオンは全体的に濃度が増加しており、海水とクニピアを混合した際に水分子がモンモリロナイトの層間に取り込まれることによって、相対的に濃度増加したものと推定される。δD は変化がないが、$\delta^{18}O$ は海水より 1‰大きくなっており、軽い同位体を持つ水分子が選択的に層間水として取り込まれていると考えられる。また、Li は海水の半分程度まで、B もわずかながら濃度が減少しており、いずれも層間水と一緒に層間に取り込まれたものと考えられる。

載荷圧が 20 MPa に到達するまでは、イオン濃度・同位体比ともにおおむね一定である。$\delta^{11}B$ のみ圧力増加とともに値が大きくなり、10 MPa で海水並の値になっているが、このメカニズムは不明である。

載荷圧 20-30 MPa の区間において、主要イオンと Li の濃度が急激に減少し、B 濃度は逆に 4 倍以上に増加している。これは、圧縮によって層間水が放出され、B 以外のイオンは層間水中の濃度が低いために希釈された一方、B は層間水と共に放出されたと考えられる。前述のように、海水とクニピアの混合時に層間に取り込まれた B の量はそれほど多くないと推定されることから、20 MPa 以降で放出された B の大半は、元々層間に含まれていたと考えるのが自然である。

δD・$\delta^{37}Cl$・$\delta^{7}Li$・$\delta^{11}B$ は 10-20 MPa 時点では海水とほぼ同じ値を示しているが、それより高

圧では顕著な減少が観察された。$\delta^{18}O$ は 20 MPa までは海水より 1‰程度高いが、それより高圧では他の同位体比と同様に顕著に減少した。したがって、層間水そのものについても、また層間水と一緒に放出される元素についても、軽い同位体が選択的に放出されている可能性が考えられる。なお、圧密に伴って δD・$\delta^{18}O$・$\delta^{37}Cl$ が変動する別のメカニズムとしてイオンフィルトレーションが考えうるが、理論的には粘土を透過した水は $\delta^{37}Cl$ が大きくなることが予想されている（Phillip and Bentley, 1987）のに対し、今回の実験では逆に小さくなっていることから、イオンフィルトレーションは生じていないと推測される。

δ^7Li・$\delta^{11}B$ が低い間隙水がクニピアから放出されているという推測は、鉱物よりも水に重い同位体が濃集するという一般的な見解（Wunder et al., 2005; 2006）とは矛盾している。この要因は現時点では不明であるが、上記の見解は同位体平衡を前提としたものであり、それに対して今回の実験では、動的同位体効果が関係している可能性が考えられる。

Kopf et al.（2003）及び Mora（2005）では、気仙沼沖の日本海溝前弧海盆を対象とした海底下 1200 m までの掘削調査において、間隙水の水質や同位体比を測定し、Na・K・Mg・δD・$\delta^{18}O$・$\delta^{37}Cl$・$\delta^{11}B$ が深度 400 m 以深で深度とともに減少し、B は全区間で深度とともに増加するという結果を示している。今回の実験の 20-30 MPa で生じている現象は、Kopf et al.（2003）及び Mora（2005）の観測結果と定性的に一致している。

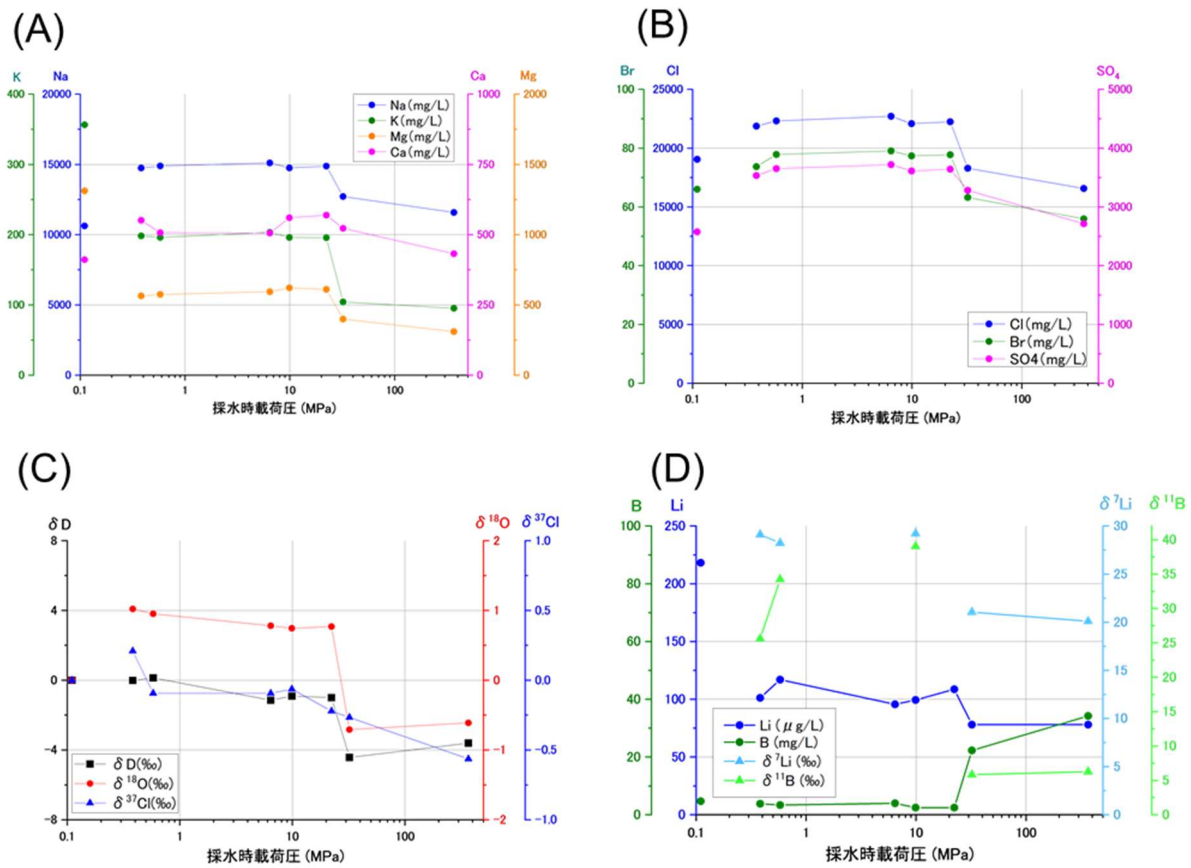


図 3.1.4-3　モンモリロナイトの圧縮に伴う溶存元素濃度と同位体の変化

(4) 室内試験のまとめ

カオリンと純水の混合試料ならびにクニピアと海水・NaCl 溶液の混合試料を用いて、圧縮抽水試験を行い、採水試料の分析と考察を行った。カオリンと純水の実験については、海水での実

験と同様に圧力増加とともに Li・B 濃度が増加しており、カオリンに元々含まれていた Li・B が溶出したと考えられる。

クニピアと海水の実験については、載荷圧が 20 MPa を超えると主要イオン及び Li は濃度が減少する一方、B は逆に濃度が増加し、δD・$\delta^{18}O$・$\delta^{37}Cl$・$\delta^{7}Li$・$\delta^{11}B$ は減少した。軽い同位体比を持つ層間水及びイオンが選択的に放出されたものと推測される。

今後は NaCl 溶液条件での実験サンプルの分析を進めて、再現性を確認するとともに、圧密に伴う Li・B の挙動のメカニズムに関する検討を進めることが課題である。

3.1.5 まとめと今後の展望

今年度は昨年に引き続き、深部流体の移動・流入プロセスの類型化、深部流体を判別しうる物質の調査並びに粘土鉱物の圧縮抽水試験による水質形成メカニズムの検討を行った。

深部流体の移動・流入プロセスの類型化においては、類型化した各熱水・流体の成因や移動・流入プロセスの特徴（該当する代表地域における諸条件の違い）を考慮した深部流体の流入の判別と影響の広がりを把握するために実施すべき調査・評価内容を、該当地域等における既往の適用事例を基に整理した。今後は、類型化で取り纏めた水理地質構造と水質の関係の整理を進めることが課題である。

スラブ起源水の判別指標となり得る元素・同位体などの調査においては、$\delta^{37}Cl$、炭化水素ガスの同位体比、Li・B 安定同位体比、微生物 DNA についての検討を行うとともに、これまでの判別指標検討のまとめを行った。$\delta^{37}Cl$ については、スラブ起源水と化石海水・油田かん水とで大きく異なる値を持つ可能性を示し、また、紀伊半島で湧水するスラブ起源水は北部と中南部で起源が異なる可能性を指摘した。炭化水素ガスの同位体比については、流動プロセスにおける同位体の変化や異なる起源のガスとの混合があるため、起源の特定は困難であった。Li・B 安定同位体比については、$\delta^{7}Li$ が地化学温度計として利用できる可能性を示した。微生物 DNA の検討では、群集構成が地下水環境を反映することが改めて確認できた。また、冷鉱泉において好熱性細菌が認められ、このことは高温の履歴を経た地下水が混合している可能性が考えられた。判別指標検討のまとめにおいては、判別フローを整理更新し、これまでの進捗状況を表にまとめた。今後は、現場採水のデータを蓄積し水質判別方法の高度化、水質形成メカニズムの検討を行い、深部流体の水質による判別、混合評価法について取りまとめることが課題である。

室内実験においては、海水を浸潤させたクニピアの圧縮抽水試料の分析と、純水で練り混ぜたカオリンについて圧縮抽水とその試料の分析を行った。海水を浸潤させた試料の分析においては、昨年度見られた結果と大きな違いはなく、期待された $\delta^{37}Cl$ のイオンフィルトレーション現象は確認されず、モンモリロナイトの層間水の放出に伴ってイオン濃度や同位体比が変化していることが示唆された。また、昨年度の実験で、海水で練り混ぜたカオリンで見られた Li、B 濃度の上昇は、カオリンを純水で練り混ぜた試料でも同様であったことから、増加した Li と B はカオリンから溶出していることが分かった。今後さらなる実験を進め、粘土鉱物が及ぼす Li、B 濃度と同位体の変化について明らかにしていくことが課題である。

引用文献

Abdallah, S., Utsugi, M., Aizawa, K., Uyeshima, M., Kandae, W., Koyama, T, Shiotani, T., Three-dimensional electrical resistivity structure of the Kuju volcanic group, Central Kyushu, Japan revealed by magnetotelluric survey data, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.400, 106898, 2020.

Aoki, S., Iio, Y., Katao, H., Miura, T., Yoneda, I., Sawada, M., Three-dimensional distribution of S wave reflectors in the northern Kinki district, southwestern Japan, Earth Planet Space, vol.68, 107, 2016.

浅森浩一, 梅田浩司, 地下深部のマグマ・高温流体等の地球物理学的調査技術－鬼首・鳴子火山地域および紀伊半島南部地域への適用－, 原子力バックエンド研究, vol.11, pp.147-156, 2005.

防災科学研究所, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト　平成 23 年度研究報告書, pp.12-43, 2012.

地層処分研究開発調整会議, 地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度～令和 4 年度）（令和 2 年 3 月改訂）, 2018.

Coplen, T.B. and Hanshaw, B.B., Ultrafiltration by a compacted clay membrane-I. Oxygen and hydrogen isotopic fractionation, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.37, pp.2295-2310, 1973.

Fouillac, G. and Michard, G., Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs, Geothermics, vol. 10, pp.55-70, 1981

Fritz, P. and Reardon, E.J., Isotopic and cheical characteristics of mine water in the Sudbury area. AECL, Technical Report 35, Atomic Energy of Canada Limitied, Chalk River, Ontario, Canada, 37p., 1979.

Fritz, P. and Frape, S.K., Saline groundwater in the Canadian Shield -a first overview, Chemical Geology, 36, 179-190, 1982.

Hanshaw, B.B. and Coplen, T.B., Ultrafiltration by a compacted clay membrane−II. Sodium ion exclusion at various ionic strengths, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.37, pp.2311-2327, 1973.

Etiope, G. Feyzullayev, A. and Baciu, C., Terrestrial methane and mud volcanoes: A global perspective of gas origin, Marine and Petroleum Geology, vol.26, pp.333-344, 2009.

Epiope G. and Sherwood Lollar, B., Abiotic methane on earth, Reviews of Geophysics, vol.51, pp.276-299, 2013.

長谷川琢磨, 中田弘太郎, 近藤浩文, 五嶋慶一郎, 村元茂則, 富岡祐一, 後藤和幸, 柏谷公希, 沿岸域における地下水の流動性の年代測定による評価, 地学雑誌 vol.122, pp.116-138 , 2013.

Hitchon, B. and Friedman, I., Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin−I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.33, pp.1321-1349, 1969.

James, Rachael H., Allen, Doug E., Seyfried, W.E., An experimental study of alteration of oceanic crust and terrigenous sediments at moderate temperatures (51 to 350°C): insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.67, pp. 681-691, 2003.

地震調査研究推進本部, 長岡平野西縁断層帯の長期評価について, 2004.

Kallmeyer, J., Pockalny, R., Adhikari, R.R., Smith, D.C. and D'Hondt, S., Global distribution of microbial abundance and biomass in subseafloor sediment. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, vol.109(40), pp.16213-16216, 2012.

金子信行, 猪狩俊一郎, 天然ガスの生成・移動・集積過程における炭素同位体・化学組成の変化, 石油技術協会誌, vol.85, pp.62-73, 2020.

Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K., Uchida, T., The origin of hypersaline liquid in the quaternary kakkonda granite, sampled from well WD-1a,

kakkonda geothermal system, Japan, Geothermics, vol.27, pp.631-645, 1998.
片山郁夫, 沈み込み帯での水の循環様式, 火山, vol.61, pp.69-77, 2016.
Katayama, T., Yoshioka, H., Muramoto, Y., Usami, J., Fujiwara, K., Yoshida, S., Kamagata, Y. and Sakata, S., Physicochemical impacts associated with natural gas development on methanogenesis in deep sand aquifers, The ISME journal, vol.9(2), pp.436-446, 2015.
加藤 進, 新潟地域における油・ガス田地層水の地球化学, 石油技術協会誌, vol.83, pp.257-266, 2018.
加藤 進, 梶原義照, 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成, 石油技術協会誌, vol.51, pp.113-122, 1986.
加藤 進, 岩野裕継, 新潟地域における温泉水と付随ガスの地球化学, 石油技術協会誌, vol.84, pp.205-212, 2019.
加藤 進, 早稲田周, 西田英毅, 岩野裕継, 新潟県東頸城地域における泥火山および周辺の原油・ガスの地球化学, 地学雑誌, vol.118, pp.455-471, 2009.
風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤 努, 高橋 浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本 斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田 司, 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴, 日本水文科学会誌, vol.44, pp.3-18, 2014.
木方建造, 大山隆弘, 馬原保典, 圧密型岩石抽水装置の製作と深部堆積岩への適用, 応用地質, vol.40, pp.260-269, 1999.
北 逸郎, 滝沢英夫, 長谷川英尚, 荒屋敷龍一, 長尾敬介, 上田 晃, 深部地層中の He の移動現象と天然ガスの起源, 石油技術協会誌, vol.62, pp.80-99, 1997.
経済産業省資源エネルギー庁, 科学的特性マップ, 2017. https://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/kagakutekitokuseimap/（2022 年 3 月 25 日最終閲覧）
小林巖雄, 立石雅昭, 新潟地域における新第三系の層序と新第三紀古地理, 地質学論集, vol.37, pp.53-70, 1992.
小林巖雄, 立石雅昭, 小松原琢, 三条地域の地質, 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 産業技術総合研究所　地質調査総合センター, 2002.
Kopf, A., Mora, G, Deyhle, A., Frape, S., Hesse, R., Fluid geochemistry in the Japan trench forearc (ODP Leg 186): A synthesis, Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol.186, 2003.
上月順治, 有馬温泉の研究, 日本書院, 1962.
Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura, H., Kazahaya, K. and Morikawa, N., Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab, Earth, Planets and Space, vol.66, pp.119-131, 2014.
Kusuhara, F., Kazahaya, K., Morikawa, N., Yasuhara, M., Tanaka, H., Takahashi, M., and Tosaki, Y., Original composition and formation process of slab-derived deep brine from Kashio mineral spring in central Japan, Earth, Planets and Space, vol.72(1), pp.1-20, 2020.
Liu, Xi., Wei, H-Z., Williams-Jones, A.E., Ma, J., Lu, J-J., Jiang, S-Y., Li, Y-C. amd Don, G., Chlorine isotope fractionation during serpentinization and hydrothermal mineraliztion: A density functional theory study, Chemical Geology, vol.581, 120406, 2021.
Magnabosco, C., Lin, L.H., Dong, H., Bomberg, M., Ghiorse, W., Stan-Lotter, H., Pedersen, K., Kieft, T.L., van Heerden, E. and Onstott, T.C., The biomass and biodiversity of the continental subsurface. Nature Geoscience, vol.11(10), pp.707-717, 2018.

米谷盛寿郎, 新潟・長野地域層序概説, 天然ガス鉱業会, 大陸棚石油開発協会編, 日本の石油・天然ガス資源, pp.151-173, 1982.
益田晴恵, 地球深部の窓－有馬温泉, 温泉科学, vol.61, pp.203-221, 2011.
Masuda, H., Sakai, H., Chiba, H., Matsuhisa, Y., Nakamura, T., Stable isotopic and mineralogical studies of hydrothermal alteration at Arima Spa, Southwest Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.50, pp.19-28, 1986.
Matsubara, M., Sato, H., Ishiyama, T. and Horne, A.V., Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese Islands derived from three-dimensional seismic tomography, Tectonophysics vol.710–711, vol.97–107, 2017.
松本 正, 熊谷岩雄, 原田伸吾, 藤野敏雄, 矢原哲也, 高木 博, 大岳・八丁原地熱発電所の運転実績と貯留層管理, 地熱, vol.26, pp.239-261, 1989.
Matsushita, M., Ishikawa, S., Nagai, K., Hirata, Y., Ozawa, K., Mitsunobu, S. and Kimura, H., Regional Variation of CH_4 and N_2 Production Processes in the Deep Aquifers of an Accretionary Prism, Microbes and Environments, vol.31(3), pp.329-338, 2016.
Matsushita, M., Magara, K., Sato, Y., Shinzato, N. and Kimura, H., Geochemical and microbiological evidence for microbial methane production in deep aquifers of the Cretaceous accretionary prism, Microbes and environments, vol.33(2), pp.205-213, 2018.
Matsushita, M., Ishikawa, S., Magara, K., Sato, Y., and Kimura, H., The Potential for CH_4 Production by Syntrophic Microbial Communities in Diverse Deep Aquifers Associated with an Accretionary Prism and its Overlying Sedimentary Layers, Microbes and environments, vol.35(1), ME19103, 2020.
McMahon, S. and Parnell, J., Weighing the deep continental biosphere, Fems Microbiology Ecology, vol.87(1), pp.113-120, 2014.
Millot, R. and Négrel, P., Multi-isotopic tracing ($\delta^{7}Li$, $\delta^{11}B$, $^{87}Sr/^{86}Sr$) and chemical geothermometry: evidence from hydro-geothermal systems in France, Chemical Geology, vol.244, 664-678, 2007
宮脇律郎, カオリナイトの水熱合成, 粘土科学, vol.33, pp.202-214, 1994.
文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 京都大学防災研究所, 防災科学技術研究所, 大都市大震災軽減化特別プロジェクトⅠ　地震動（強い揺れ）の予測 「大都市圏地殻構造調査研究」　平成 17 年度成果報告書, 2006.
Mora, G., Isotope-tracking of pore water freshening in the fore-arc basin of Japan Trench, Mar. Geol., vol.219, pp.71-79, 2005.
Morikawa, N., Kazahaya, K., Takahashi, M., Inamura, A., Takahashi, H., Yasuhara, M., Ohwada, M., Sato, T., Nakama, A., Handa, H., Sumino, H. and Nagao, K., Widespread distribution of ascending fluids transporting mantle helium in the fore-arc region and their upwelling process: Noble gas and major element composition of deep groundwater in the Kii Peninsula, southwest Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.182, pp.173-196, 2016.
Nakajima, J., Hasegawa, A., Existence of low-velocity zones under the source areas of the 2004 Chuetsu and 2007 Chuetsu-oki earthquakes inferred from travel-time tomography, Earth Planets Space, vol.60, pp.1127-1130, 2008.
NEDO, 地熱開発促進調査報告書, No.18, 久住地域, 1989.
NEDO, 地熱開発促進調査報告書, No.31, 岩手山西部地域, 1993.

NEDO, 地熱開発促進調査報告書, No.37, 本宮地域, 1994.
NEDO, 平成 9 年度地熱探査技術等検証調査　深部地熱資源調査報告書, 2 分冊, 1999a.
NEDO, 平成 10 年度地熱探査技術等検証調査　深部地熱資源調査報告書, 2 分冊, 1999b.
Nicholson, K., Water chemistry. In: Geothermal Fluids, Springer-Verlag, Germany, 1993.
日本原子力研究開発機構, 電力中央研究所, 平成 31 年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書, 251p, 2020.
日本原子力研究開発機構, 電力中央研究所, 令和 2 年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書, 317p, 2021.
Nishio, Y., Okamura, K., Tanimizu, M., Ishikawa, T., and Sano Y., Lithium and strontium isotopic systematics of waters around Ontake volcano, Japan: Implications for deep-seated fluids and earthquake swarms, Earth and Planetary Science Letters, vol.297, 3-4, pp.567-576, 2010.
西尾嘉朗, リチウム同位体による地殻流体研究の新展開―地殻活動の全貌解明に向けて―, 日本水文科学会誌, vol.43, pp.119-135, 2013
Nishio, Y., Ijiri, A., Toki T., Morono, Y., Tanimizu, M., Nagaishi, K., and Inagaki, F., Origins of lithium in submarine mud volcano fluid in the Nankai accretionary wedge, Earth and Planetary Science Letters, vol.414, pp.144-155, 2015.
NUMO, 火山性熱水・深部流体の分類に応じた影響評価手法の整備, NUMO-TR-19-02, 2020.
大沢信二, 網田和宏, 山田 誠, 三島壮智, 風早康平, 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因 : 温泉起源流体としての続成脱水流体, 温泉科学, vol.59, pp.295-319, 2010.
Palmer, M. R., Spivack, A. J., and Edmond, J. M., Temperature and pH controls over isotopic fractionation during adsorption of boron on marine clay, Geochemica et Cosmochimica Acta, vol.51, pp.2319-2323, 1987
Parkes, R.J., Cragg, B.A., Bale, S.J., Getliff, J.M., Goodman, K., Rochelle, P.A., Fry, J.C., Weightman, A.J. and Harvey, S.M., Deep Bacterial Biosphere in pacific-ocean Sediments, Nature, vol.371(6496), pp.410-413, 1994.
Phillips, F. M. and Bentley, Isotopic fractionation during ion filtration: I. Theory, Geochemica et Cosmochimica Acta, 51, 683-695, 1987.
Pierre, A., Magali, B., Gerard, B., Lucazeau, F., Thomas, G., Magali, A., Chlorine isotope data of chlorides challenge the pore fluid paradigm, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.300, pp.258-278, 2021.
Porter, K.G. and Feig, Y.S., The use of DAPI for identifying and counting aquatic microflora, Limnology and Oceanography, vol.25, pp.943-948, 1980.
Saito, E., GIS data of the depth of the oceanic plate surfaces beneath the Japanese archipelago, GSJ Open-File Report, no. 647, Geological Survey of Japan, AIST, 2017.
Sano, Y., Kinoshita, N., Kagoshima, T., Takahata, N., Sakata, S., Toki, T., Kawagucci, S., Waseda, A., Lan, T., Wen, H., Chen, A., Lee, H., Yang, T., Zheng, G., Tomonaga, Y., Roulleau, E. and Pinti, D., Origin of methane-rich natural gas at the West Pacific convergent plate boundary. Scientific Reports, vol.7, 15646, 2017.
産業技術総合研究所, 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（自然事象等の長期予測に関する予察的調査）事業, 平成 27 年度事業報告, 2016.
Savin, S.M. and Epstein, S., The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean

sediments and shales, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.34, pp.43-63, 1970.
関口嘉一, 重川守, 平井明夫, 宮本泰行, 地化学的見地からみた長岡・柏崎地域のグリーンタフ油・ガス鉱床の形成, 石油技術協会誌, vol.49, pp.54-64, 1984.
島津光夫, 新潟温泉風土記, 野島出版, 2001.
Shimizu, T., Manaka, M., Kazahaya, K., Tsukamoto, H., Petrographic and mineralogical study of hydrothermal alteration of the Rokko Granite at Hakusui-kyo and Horai-kyo along the Arima-Takatsuki Tectonic Line in western Japan, Island Arc, vol.30, e12407, https://doi.org/10.1111/iar.12407, 2021.
総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価−地質環境特性および地質環境の長期安定性について−, 2014, 61p.
Spivack, L., Kastner, M. and Ransom. B., Elemental and Isotopic Chloride Geochemistry and Fluid Flow in the Nankai Trough, Geophysical Research Letters, vol.29, doi:10.1029/2001GL014122, 2002.
竹内圭史, 吉川敏之, 釜井俊孝, 松之山温泉地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 2000.
Tanimizu M., Nagaishi K., and Ishikawa T., A Rapid and Precise Determination of Boron Isotope Ratio in Water and Carbonate Samples by Multiple Collector ICP-MS, Analytical Sciences, 34(6), pp. 667-674, 2018.
谷水雅治, 仲 涼, 小林 基, 森 則, 木村浩之, 青 常, 中村仁美, δ^{11}B-δ^{7}Li 値からみた三重県温泉水の地球化学的特徴, 2015 年度日本地球化学会第 62 回年会講演要旨集, 2015.
谷水雅治, 杉本直人, 仲井涼, 小林裕基, ウマロフィクル, 森 康則, 温泉水のホウ素・リチウム同位体システムからみた深部起源流体の特徴, 2017 年度日本地球化学会第 64 回年会講演要旨集, 2017.
Tatsumi, Y., Suenaga, N., Yoshioka, S., Kaneko, K. and Matsumoto, T., Contrasting volcano spacing along SW Japan arc caused by difference in age of subducting lithosphere. Scientific Reports, https://doi.org/10.1038/s41598-020-72173-6, 2020.
Truesdell, A. H. and Hulston, J. R., Isotopic evidence on environments of geothermal systems, In Fritz, P. and Fontes, J. Ch. (Eds.), Handbook of environmental isotope geochemistry, vol.1, Elsevier Press, p.179-226, 1980.
内田利弘, 小川康雄, 高倉伸一, 光畑裕司, MT 法による葛根田地熱地域の貯留層構造の探査, 地質調査所報告, No.284, pp.207-220, 2000.
Umeda, K., Ninomiya, A., McCrank, G. F., High ^{3}He emanations from the source regions of recent large earthquakes, central Japan, Geochemistry Geophysics Geosystems, vol.9, Q12003, doi:10.1029/2008GC002272, 2008.
Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K. and Oikawa, T., Aqueous fluids from a subducting slab: Observed high ^{3}He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.149, pp.47-61, 2006.
早稲田周, 岩野裕継, 武田信従, 地球化学からみた天然ガスの成因と熟成度, 石油技術協会誌, vol.67, pp.3-15, 2002.
呉 佳紅, 佐竹 洋, 富山の降水における Na/Cl と δ^{37}Cl の関係, 2004 年度地球化学会第 51 会年会講演要旨集, https://doi.org/10.14862/geochemproc.51.0.55.0, 2004.

Wunder, B., Deschamps, F., Watenphul, A., Guillot, S., Meixner, A., Romer, R L., Wirth, R., The effect of chrysotile nanotubes on the serpentine-fluid Li-isotopic fractionation, Contrib Mineral Petrol, vol.159, pp.781–790, 2010.

Wunder, B., Meixner, A., Romer, R L., Wirth R., and Heinrich, W., The geochemical cycle of boron: Constraints from boron isotope partitioning experiments between mica and fluid, Lithos, vol.84, pp. 206-216, 2005.

Wunder, B., Meixner, A., Romer, R L., and Heinrich, W., Temperature-dependent isotopic fractionation of lithium between clinopyroxene and high-pressure hydrous fluids, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.151, pp.112-120, 2006.

Wunder, B., Meixner, A., Romer, R L., Feenstra, A., Schettler, G., Heinrich, W., Lithium isotope fractionation between Li-bearing staurolite, Li-mica and aqueous fluids: An experimental study, Chemical Geology, vol.238, pp.277-290, 2007.

柳谷茂夫, 笠井加一郎, Brown, K. L., Giggenbach, W. F., 岩手県葛根田地熱地域における深部地熱流体の化学的特性, 地熱, vol.33, pp.1-18, 1996.

吉川美由紀, 須藤靖明, 増田秀晴, 吉川 慎, 田口幸洋, 地震波速度構造から推定した大岳・八丁原地熱地域の深部地熱構造, 地熱学会誌, pp.275-292, 2005.

You, C.-F., Chan, L. H., Spivack, A. J., Gieskes, J. M., Lithium, boron, and their isotopes in sediments and pore waters of Ocean Drilling Program Site 808, Nankai Trough: Implications for fluid expulsion in accretionary prisms. Geology, vol.23(1), pp.37-40, 1995.

You, C.-F., Spivack, A. J., Smith, J. H., Gieskes, J. M., Mobilization of boron in convergent margins: Implications for the boron geochemical cycle, Geology, vol.21(3), pp.207-210, 1993.

Zhang, X., Saldi, G. D., Schott, J., Bouchez, J., Kuessner, M., Montouillout, V., Henehan, M., and Gaillardet, J., Experimental constraints on Li isotope fractionation during the interaction between kaolinite and seawater, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.292, pp.333-347, 2021.

3.2 深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積

3.2.1 背景と目的

沈み込むスラブやマントルを起源として地表付近に上昇する深部流体は、pH が低く炭酸化学種が高濃度に含まれるなどの特徴があり、温度が高い場合には熱環境への影響も懸念される。これらが流入する範囲では地質環境として好ましくない熱環境や化学場が生成される可能性があり、概要調査などにおいてその影響を排除することが望ましい（地層処分技術 WG, 2014）。「地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度-平成 34 年度）」（地層処分研究開発調整会議, 2018）では、深部流体としてこのようなスラブの脱水を起源とする流体の他に、古海水などを起源とする長期停滞水についても言及されているが、3.2 節及び 3.3 節で述べる研究開発では、特にスラブ起源の深部流体に着目した。

わが国には、常磐地域、能登半島、新潟平野、紀伊半島、有馬地域など、非火山地帯にもかかわらず高温の温泉が湧出している地域がいくつか存在する（産業技術総合研究所, 2004）。これらを事例対象として、熱水活動の熱的変遷や影響範囲などに関する知見を拡充することは、現状ではその性状や活動性に係る知見に乏しい深部流体の流入が地層処分システムへ及ぼす熱的影響を評価するうえで有用な知見となると考えられる。そこで本事業では、深部流体の流入が高温の温泉の湧出などに関与していると指摘されている紀伊半島や有馬地域を事例として地質学的手法（流体包有物、鉱物組成などに基づく地質温度計）及び熱年代学的手法（FT 法、(U-Th)/He 法など）を適用することで、これらの熱水活動の活動継続期間や、過去に流入した深部流体の温度に係る知見を提示することを目標とする。

昨年度までの本事業では、紀伊半島と有馬地域を事例対象とした。紀伊半島では、和歌山県田辺市本宮町平治川の熱水脈露頭から採取した岩石試料を用いて、流体包有物の均質化温度測定と、FT 法や(U-Th)/He 法などによる熱年代解析を実施した。3 か所の熱水脈露頭のうち 2 か所では、初生包有物の均質化温度が約 150℃と 200℃と推定された。一方、熱年代解析の結果では、いずれの熱水脈露頭でも、周囲の母岩からは系統的な熱異常は検出できなかった。この原因としては、熱水活動時期が古かったためその後の隆起・侵食で年代が上書きされた、熱水活動時期は最近であるが到達温度が低いか継続期間が短いため熱年代では検出できなかった、という 2 つの可能性が考えられる。前者の可能性を排除できるバックグラウンドの隆起・侵食速度が遅い地域における事例として、昨年度からは有馬地域での事例にも新たに着手した。昨年度は、熱水変質岩からなるバッドランド地形が分布する白水峡の近くで、六甲断層の露頭（Mitchell et al., 2011）において、試料の採取を行った。試料は、熱水の供給経路となっている可能性がある断層からの距離に応じて採取された。今年度は、昨年度に採取した有馬地域の試料の熱年代分析を実施した。また、紀伊半島についても、熱水脈近傍を cm 単位で採取し、熱年代分析により、微小な範囲における熱異常の検出を試みた。加えて、これら 2 地域の結果を評価するため、数値計算により熱水脈近傍の温度変化及び熱年代分布を推定し、本アプローチの適用性について検討した。

3.2.2 有馬地域における事例

(1) アプローチ

昨年度に採取した花崗岩試料のうち、4 試料を対象に熱年代解析を実施した。対象とした 4 試料は、いずれも Mitchell et al. (2011)の Fig.8a の露頭（以下、F 露頭）から採取したものである。F 露頭は、風化・変質した六甲花崗岩からなり、1 条の主要な断層と、網目状に分布する全体的に波状を呈する節理がみられる。主断層沿いでは、幅 5～10cm 程度で暗灰色半固結状の粘土層がみられ、特に上盤側（北側）では、20cm 程度で連続的な面構造発達ゾーンが認められる。熱年代分析に供した試料は、主断層の上盤側において 5cm 間隔で採取した 3 試料と、断層面から直線距

離で数 m 離れた地点で採取した 1 試料である（表 3.2.2-1）。鉱物分離の結果、アパタイトはほとんど得られなかったため（原子力機構・電中研, 2021）、ジルコンを対象にフィッション・トラック（FT）長解析を実施した。

また、京都大学から提供された 6 試料を用いて、ジルコンの(U-Th)/He 年代測定も併せて実施した。うち 2 試料（BE-02 と SO-01）は六甲花崗岩の堅岩部で採取され、末岡ほか（2010）でアパタイト及びジルコンの FT 年代が報告されている試料である。ARM20-01 は、未変質の六甲花崗岩で、蓬莱峡の南方、Manaka et al. (2020)の Site 8 付近で採取された。残りの 3 試料は、令和 2 年度報告書の六甲断層の破砕帯露頭（AF 露頭）で採取されたもので、ARM20-06E が六甲断層の破砕部から採取された六甲花崗岩のブロック、06F が破砕部北側の基盤岩（有馬層群）、06G が未固結のガウジである。

表 3.2.2-1　有馬地域のジルコン FT 長解析結果

試料名	岩型	断層からの距離	測定 FT 数	平均長±1SD（μm）
HKS20-F (0-5)	六甲花崗岩（変質）	0~5 cm	40	11.03±0.70
HKS20-F (5-10)	六甲花崗岩（変質）	5~10 cm	36	10.94±0.57
HKS20-F (10-15)	六甲花崗岩（変質）	10~15 cm	43	11.00±0.66
HKS20-HR	六甲花崗岩（変質）	>500 cm	50	11.03±0.71

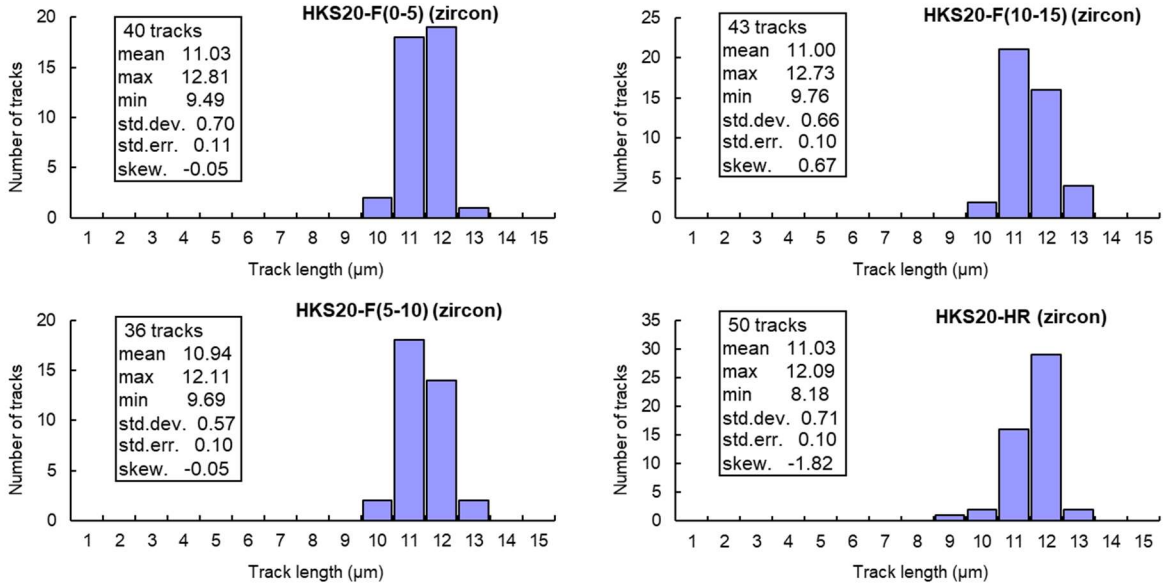


図 3.2.2-1　有馬地域のジルコン FT 長ヒストグラム

(2) 結果と考察

ジルコン FT 長解析の結果を表 3.2.2-1 に示す。平均 FT 長は、いずれの試料でも約 11μm を示し、未短縮時の長さ（例えば、Yamada et al., 1995）と誤差の範囲で一致する。加えて、幅の狭い単峰性の長さ分布を示していることから（図 3.2.2-1）、ジルコン FT 法の閉鎖温度付近（約 200～350℃）では急冷を被ったと考えられる。ジルコンの(U-Th)/He 年代測定の結果は、図 3.2.2-2 の通りである。ジルコン結晶中の放射線損傷の指標である eU が 1000 を超える粒子については、閉鎖温度が一般的な値（約 160～200℃）より低下している可能性がある（Guenthner et

al., 2013, 2014）ため議論から除外すると、いずれの試料でも粒子年代は約 60Ma より古い値を示す。六甲花崗岩の既報年代は、黒雲母 K-Ar 年代（閉鎖温度：約 350～400℃）で 72.9～71.6 Ma（藤田・前田, 1984）、ジルコン FT 年代（閉鎖温度：約 200～350℃）で 68.6～51.9 Ma（末岡ほか, 2010; 測定粒子数が 10 以下のデータは除外）の値が報告されている。一般に(U-Th)/He 年代は古い側に年代値がずれやすいこと（例えば、Fitzgerald et al., 2006; Wildman et al., 2016）から、各試料の最若粒子を採用すると、ジルコン(U-Th)/He 年代は既報年代とは矛盾しない。一方で、第四紀における熱水活動による年代の若返りを積極的に示すデータとは言えない。したがって、同じ露頭で採取された図 3.2.2-1 のジルコン FT 長分布も、熱水活動による再加熱ではなく、岩体の形成・初期冷却時の急冷を反映していると解釈するのが妥当と判断される。

なお、一般的な基盤岩試料のデータと比べると、本測定結果は、期待される年代値よりも古い粒子年代の割合が多いように見える（例えば、六甲花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代より古い粒子が過半数を占めている）。この原因の詳細は不明であるが、アパタイトの(U-Th)/He 法については、フランス・ピレネー山脈の Têt 断層の近傍で、熱水活動に伴う親核種・娘核種の移動と思われる影響で、年代値が期待より古くかつ分析誤差を超えるばらつきを示した事例が報告されている（Milesi et al., 2020）。ジルコンでも同様の現象が発生するかどうかは不明だが、熱水変質帯に(U-Th)/He 法を適用する際には、このような可能性にも今後注意していく必要がある。

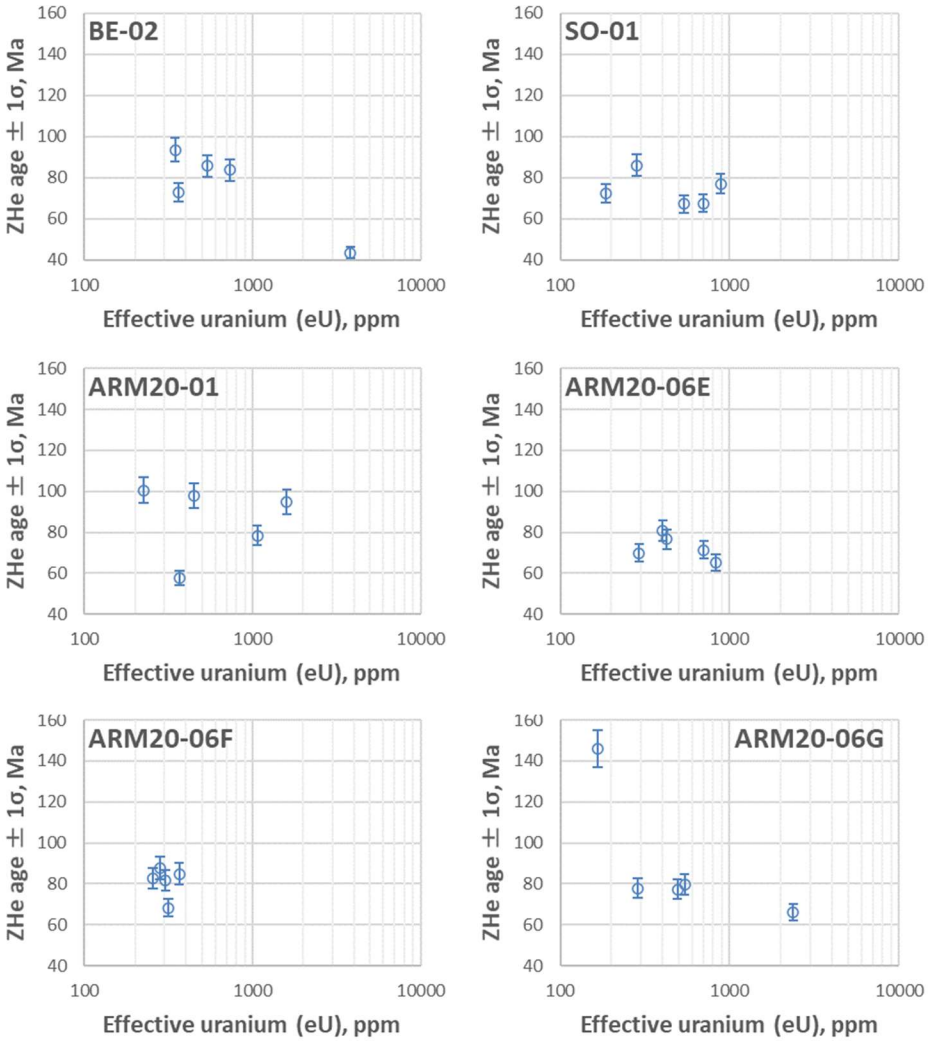


図 3.2.2-2　有馬地域のジルコン(U-Th)/He 年代測定結果

3.2.3 本宮地域における事例

(1) アプローチ

過年度に試料を採取した和歌山県田辺市本宮町平治川の熱水脈露頭(原子力機構・電中研, 2019; Sueoka et al., 2020）を対象に、熱年代解析による追加検討を試みた。HJG-1 地点と HJG-2 地点では、熱水脈近傍での微小な熱異常の検出可能性を検討するため、グラインダーを用いて熱水脈近傍の母岩（四万十帯・音無川層群の堆積岩類）を約 5 cm 間隔で採取した。採取したのは、熱水脈と母岩の境界から 0～5 cm の範囲と 5～10 cm の範囲である。また、熱水脈自体の温度履歴の推定のため、熱水脈本体からも熱年代解析用の試料を採取した。上記に加えて、広域的な冷却史・侵食史の制約のため、過年度にジルコン U-Pb 年代を測定した HJG-3 地点の貫入岩試料も熱年代解析の対象に加えた。これら計 7 試料について、アパタイト FT 年代測定、ジルコン FT 年代測定、ジルコン FT 長解析、ジルコン U-Pb 年代測定を実施した。アパタイトの FT 長解析は実施しなかったが、これは過年度の結果（原子力機構・電中研, 2020; Sueoka et al., 2020）から判断すると、本試料のアパタイトは FT 密度が低く、^{252}Cf 照射による増量処理（Donelick and Miller, 1991）を行っても、十分な数の FT 長を測定することが困難と予想されたためである。

(2) 結果と考察

熱年代解析の結果を表 3.2.3-1 に、過年度の結果との比較を図 3.2.3-1 に示す。HJG1-F2 はアパタイトの含有に乏しくアパタイト FT 年代は得られなかったが、それ以外の項目については測定データを得ることができた。HJG-1 地点及び HJG-2 地点の母岩試料及び熱水脈試料の年代は、過年度の結果と整合的であった。すなわち、熱水脈近傍を 5 cm 単位で採取しても、熱水活動に伴う熱異常は検出できなかったことになる。また、熱水脈本体に含まれるアパタイト及びジルコンは、各種の冷却年代の類似性から母岩起源であると考えられるが、同様に熱水活動に伴う熱異常は認められなかった。貫入岩試料のアパタイト FT 年代は誤差が大きいものの、母岩のアパタイト FT 年代とは誤差で重なっている。したがって、母岩のアパタイト FT 年代が、熱水活動等による局所的な再加熱ではなく、広域的な侵食に伴う冷却を反映しているという解釈（原子力機構・電中研, 2020; Sueoka et al., 2020）とは矛盾しない。なお、貫入岩試料のアパタイト FT 年代の精度が低い原因は、ウラン濃度が約 2 ppm と極めて低く、30 粒子中から自発トラックが 14 本しか測定できなかったためである。

表 3.2.3-1　本宮地域の熱年代解析の結果

地点名	試料名	岩種	AFT 年代 [±1σ, Ma]	ZFT 年代 [±1σ, Ma]	ZFT 長 [±1σ, μm]	ZrU-Pb 年代 [±2σ, Ma]
HJG-1	HJG1-F2	熱水脈	N/A	25.7±1.2	9.87±2.09	74.9±1.2
	HJG1-0-5cm	四万十帯	11.8±1.6	32.6±1.7	9.99±1.84	73.4±1.1
	HJG1-5-10cm	四万十帯	14.9±2.1	26.5±2.1	10.02±1.94	68.4±1.9
HJG-2	HJG2-F2	熱水脈	12.9±1.7	35.3±2.0	9.75±2.01	69.8±1.4
	HJG2-0-5cm	四万十帯	10.4±1.4	27.0±1.3	10.03±1.88	74.9±1.2
	HJG2-5-10cm	四万十帯	14.9±2.2	35.1±1.7	9.75±1.97	75.8±1.6
HJG-3	HJG3-Upb	貫入岩	17.5±5.1	16.4±0.8	11.32±0.77	15.1±0.2

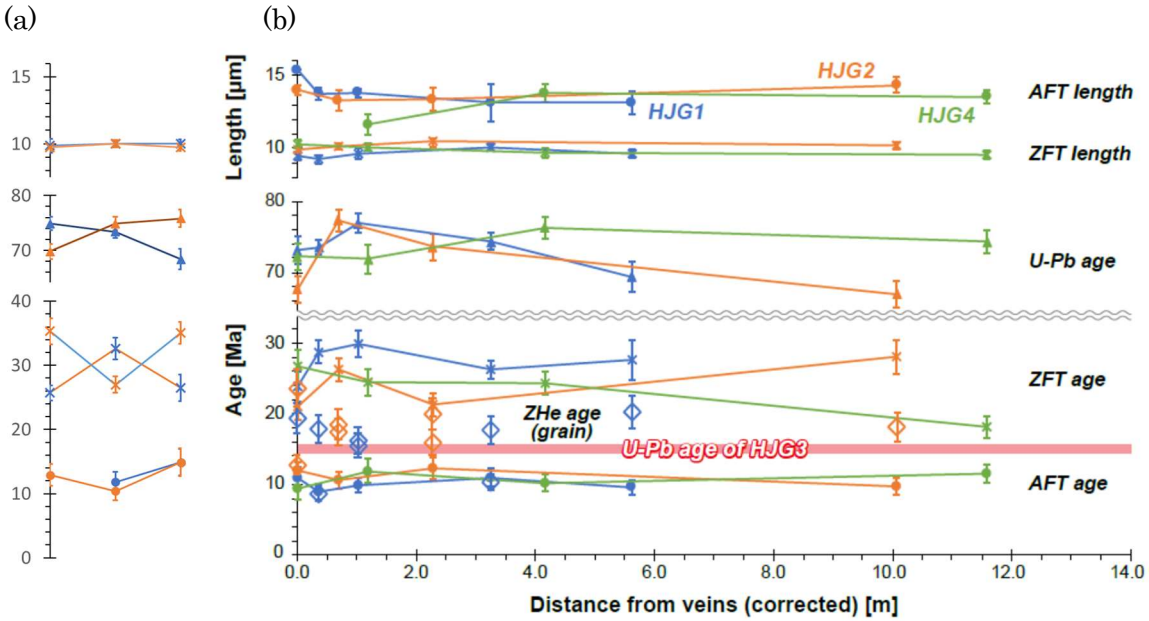


図 3.2.3-1　過年度の熱年代解析結果との比較

(a)今年度の熱年代解析結果。青が HJG-1 地点、オレンジが HJG-2 地点で、左から順に、熱水脈試料（-F2）、脈から 0～5cm の母岩試料（-0-5cm）、同 5～10cm の母岩試料（-5-10cm）。誤差は FT 年代が±1σ、U-Pb 年代が±2σ、FT 長が±1SE。縦軸は(b)と共通。(b)過年度の熱年代解析結果（Sueoka et al., 2020）。

3.2.4 数値計算による検討

(1) アプローチ

有馬地域及び本宮地域で得られた測定結果との比較のため、熱水脈周辺の母岩の温度変化と予測される熱年代パラメータに関するモデル計算を行った。母岩周辺の温度変化は、一次元の熱伝導方程式を用いて計算した。すなわち、距離 x=0 に温度一定の熱水が連続的に供給された場合の、周囲の母岩（x>0）の温度変化を計算した。堆積岩の密度は 2.3 g/cm3、熱拡散率は 3.0×10-6 m2/sec とし、時間 t=0 における母岩の温度は一律 20℃に設定した。熱水の温度は、150℃、200℃、250℃、300℃の 4 通りとした。非加熱時の母岩の冷却年代は一律 50Ma とし、熱水活動の開始は 10Ma に設定した。こうして得られた、各地点の温度-時間履歴（図 3.2.4-1）を、HeFTy ver.1.9.3（Ketcham, 2005）のフォワード計算機能を用いて、冷却年代のモデル値へと変換した。冷却年代の計算に用いたアニーリング関数は、ジルコン FT 法は Yamada et al. (2007)の fanning Arrhenius モデル、ジルコン(U-Th)/He 法は Guenthner et al. (2013)、アパタイト FT 法は Ketcham et al. (2007)である。

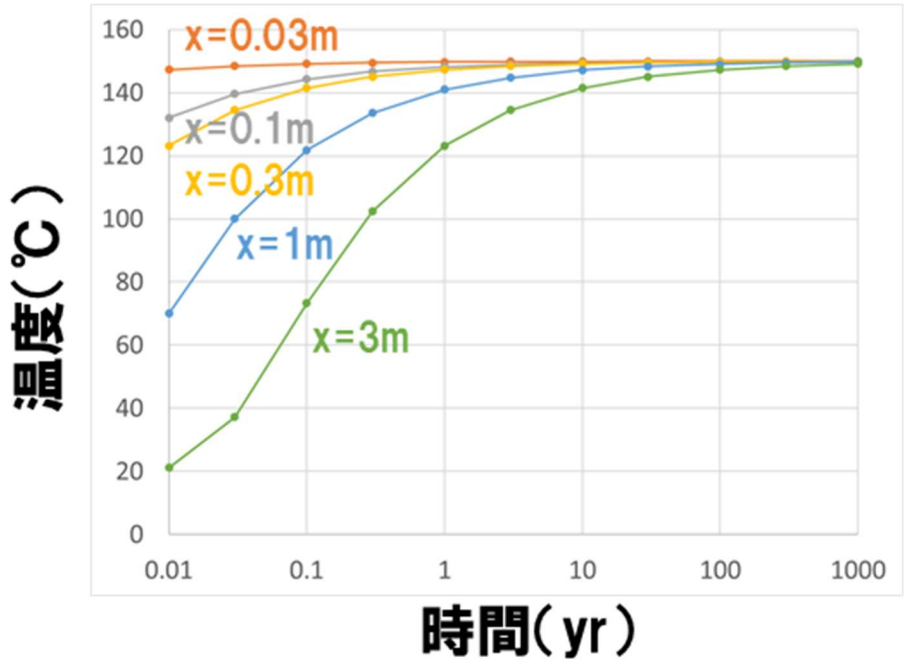


図 3.2.4-1　代表的な地点における温度-時間履歴の計算結果（熱水温度＝150℃のケース）

(2) 結果と考察

計算によって得られた冷却年代のモデル値を図 3.2.4-2 に示す。熱水温度が 150℃の場合、1000 年以下の熱水活動では、母岩の冷却年代には明瞭な若返りが見られない。一方で、200～300℃の場合、活動期間及び熱年代計の種類によっては、アパタイト FT 法とジルコン(U-Th)/He 法では、熱異常の検出が可能であることが示唆された。本宮地域の場合、流体包有物の均質化温度に基づいて、二地点の熱水活動温度が約 140℃及び 210℃と推定されていたが、いずれの地点でも母岩の冷却年代からは熱異常は検出されなかった。210℃の地点で熱異常が検出されなかった原因は、熱水活動の継続時間や、広域的な隆起・侵食史と併せて検討する必要があるが（原子力機構・電中研, 2020; Sueoka et al., 2020）、140℃の地点では、いずれにしても熱年代解析では熱異常の検出は困難だったことが分かる。同様に、有馬地域の場合、300℃以上ないし 1000 年を超える熱水活動が無い限りは、ジルコン FT 法では熱異常の検出は期待できないことが確認できる。なお、スラブ起源流体の場合、熱水温度は脱水深度、地温構造、及び地表までの到達時間などが影響していると考えられるため、地表付近に熱源を持つ火山性の熱水とは異なり、地殻浅部でも 200～300℃ないしそれ以上の高温が維持されている保証はない。熱水脈を対象として熱年代学的手法及び地質温度計を用いた本事業のようなアプローチの適用性の更なる検討のためには、まず現世のスラブ起源流体が、地殻浅部でどのような温度-深度分布を保持しているかを明らかにすることが望ましい。

本計算結果から得られたもう一つの特徴として、およそ x=1cm～30cm の範囲では、いずれのケースでも有意な年代差は見られない、ということが挙げられる。この結果は、断層近傍における摩擦発熱に伴う熱異常の場合、断層面から数 mm～数 cm 幅において冷却年代が変化する（d'Alessio et al., 2003; Murakami and Tagami, 2004; Murakami et al., 2006; 村上, 2010; Takagi et al., 2010）ことと対照的である。このことは、断層摩擦発熱が数秒～数分の加熱で進行するのに対し、熱水活動による加熱時間はより長期に渡るため、熱源近傍のわずかな範囲だけを加熱するのが困難であるためだと予想される。したがって、断層帯の年代測定で用いられるよう

な、数 mm～数 cm 幅の精密な試料採取は、スラブ起源流体の活動を対象とした熱年代解析では求められないと考えられる。このことは、断層帯近傍で検出される熱水活動起原と考えられる熱異常の幅が、一般に数 m～数 100m 程度に及ぶ（例えば、Tagami et al., 2001; Murakami et al., 2002; Tagami and Murakami, 2007; Sueoka et al., 2019; Milesi et al., 2020）ことからも支持される。この結果は、本宮地域で得られた結果とも矛盾しない。

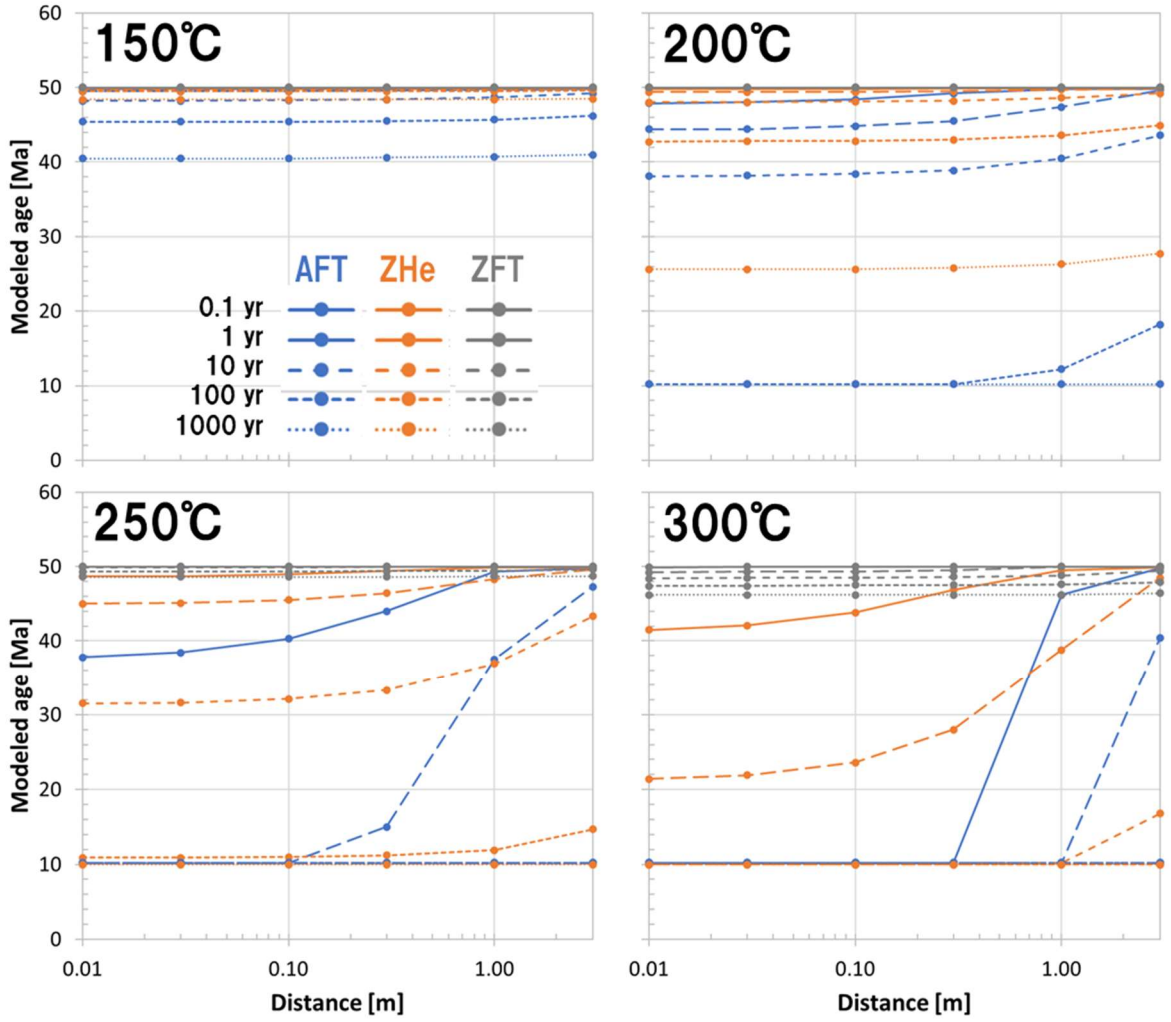


図 3.2.4-2　冷却年代のモデル値

AFT はアパタイト FT 年代、ZHe はジルコン(U-Th)/He 年代、ZFT はジルコン FT 年代をそれぞれ示す。

3.2.5 まとめ

有馬地域及び本宮地域を事例対象として、熱水脈における流体包有物の均質化温度解析と、熱水脈周辺の母岩の熱年代解析に基づいて、過去の深部流体活動の熱的特徴を評価する手法の開発・高度化を試みた。二つの地域の事例を通じて、熱水活動に伴う熱異常を検出するには至らなかったが、以下のような知見・注意点を得ることができた。

① 熱水脈を対象に熱年代解析を実施する場合、対象鉱物の産出による制約を受けやすいことに注意が必要である。火山性熱水と比較すると、深部流体は地殻浅部で高温を保持している可

能性が低いこともあり、特に閉鎖温度が低い熱年代計の対象鉱物となるアパタイトの含有が成否を左右するが、アパタイトは風化・変質等に弱く熱水変質帯ではしばしば安定に保存されないことが本アプローチのボトルネックとなり得る。

② 第四紀の若い時代の熱水イベントを対象とする場合、母岩の冷却・侵食履歴にも注意が必要である。母岩の形成年代が若かったり、隆起・侵食が速かったりする地域では、熱影響を受けていない母岩からも若い冷却年代が得られるため、熱異常の検出が困難となる。

③ アパタイトの(U-Th)/He 法については、熱水活動に伴う核種移行により、年代値の精度・確度が影響を受ける可能性が指摘されている。ジルコン等、他の鉱物の場合を含めて、熱水変質帯への(U-Th)/He 法の適用に当たっては、このような可能性にも注意が必要である。

④ 熱水活動による加熱は、断層摩擦発熱のような数秒～数分のイベントよりは長期間で進行するため、熱異常の範囲が数 mm～数 cm 幅に局在化する可能性は低い。したがって、断層帯の年代測定で実施されるような、精密なサンプリング戦略は要求されないと考えられる。

⑤ 熱水温度が 150℃以下の場合、活動時間が 1000 年を超える長期の熱水活動でない限りは、本アプローチによる熱異常の検出は期待できない。一方、200～300℃の熱水活動であれば、活動時間が 1000 年以下であっても、熱異常が検出できる可能性がある。

引用文献

地層処分研究開発調整会議, 地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度-平成 34 年度）, 44p, 2018.

d'Alessio, M.A., Blythe A.E. and Bürgmann, R., No frictional heat along the San Gabriel fault, California: Evidence from fission-track thermochronology, Geology, vol.31, pp.541-544, 2003. doi: 10.1130/0091-7613(2003)031<0541:NFHATS>2.0.CO;2

Donelick, R.A. and Miller, D.S., Enhanced tint fission track densities in low spontaneous track density apatites using ^{252}Cf-derived fission fragment tracks: A model and experimental observations, International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, vol.18, pp.301-307, 1991.

Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Webb, L.E. and O'Sullivan, P.B., Interpretation of (U–Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land, Chemical Geology, vol.225, pp.91-120, 2006.

Guenthner, W.R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L. and Giester, G., Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology, American Journal of Science, vol.313, pp.145-198, 2013.

Guenthner, W.R., Reiners, P.W. and Tian, Y., Interpreting date–eU correlations in zircon (U-Th)/He datasets: A case study from the Longmen Shan, China, Earth and Planetary Science Letters, vol.403, pp.328-339, 2014.

藤田和夫, 前田保夫, 須磨地域の地質 地域地質研究報告（５万分の１図幅）,地質調査所, 101p, 1984.

Ketcham, R.A., Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol.58, pp.275-314, 2005.

Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. and Hurford, A.J., Improved modeling of fission-track annealing in apatite, American Mineralogist, vol.92, pp.799-810, 2007.

Milesi, G., Monié, P., Münch, P., Soliva, R., Taillefer, A., Bruguier, O., Bellanger, M., Bonno, M. and Martin, C., Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using U-Th/He apatite thermochronology and rare-earth element (REE) analyses: the example of the Têt fault (Pyrenees, France), Solid Earth, vol.11, pp.1747-1771, 2020. https://doi.org/10.5194/se-11-1747-2020

Mitchell, T.M., Ben-Zion, Y. and Shimamoto, T., Pulverized fault rocks and damage asymmetry along the Arima-Takatsuki Tectonic Line, Japan, Earth and Planetary Science Letters, vol.308, pp.284-297, 2011.

Murakami, M., Tagami, T. and Hasebe, N., Ancient thermal anomaly of an active fault system: zircon fission-track evidence from Nojima GSJ 750 m borehole samples, Geophysical Research Letters, vol.29, 2002. doi:10.1029/2002GL015679

Murakami, M. and Tagami, T., Dating pseudotachylyte of the Nojima fault using the zircon fission-track method, Geophysical Research Letters, vol.31, L12604, 2004. doi:10.1029/2004GL020211

Murakami, M., Košler, J., Takagi, H. and Tagami, T., Dating pseudotachylyte of the Asuke Shear Zone using zircon fission-track and U–Pb methods, Tectonophysics, vol.424, pp.99-107, 2006.

村上雅紀, ジルコンフィッショントラック熱年代学から野島断層の平均剪断仕事量を推定する, 月刊地球, vol.32, pp.24-29, 2010.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 平成３０年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書, 2019.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 平成３１年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書, 2020.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 令和２年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書, 2021.

産業技術総合研究所, 日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース, 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-5（CD-ROM）, 2004.

総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価−地質環境特性および地質環境の長期安定性について−, 2014, 61p.

末岡 茂, 田上高広, 堤 浩之, 長谷部徳子, 田村明弘, 荒井章司, 山田隆二, 松田達生, 小村健太朗, フィッション・トラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史, 地学雑誌, vol.119, pp.84-101, 2010.

Sueoka, S., Ikuho, Z., Hasebe, N., Murakami, M., Yamada, R., Tamura, A., Arai, S. and Tagami, T., Thermal fluid activities along the Mozumi-Sukenobu fault, central Japan, identified via zircon fission-track thermochronometry, Journal of Asian Earth Sciences: X, vol.2, 100011, 2019. https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2019.100011

Sueoka, S., Iwano, H., Danhara, T., Niwa, M., Kanno, M., Kohn, B.P., Kawamura, M., Yokoyama, T., Kagami, S., Ogita, Y. and Hirata, T., Thermal characteristics of fossil fluids from the Philippine Sea slab: Insights from fluid inclusions and thermochronology, Earth and Space Science Open Archive, 2020. https://doi.org/10.1002/essoar.10504421.1

Tagami, T., Hasebe, N., Kamohara, H. and Takemura, K., Thermal anomaly around Nojima fault as detected by the fission-track analysis of Ogura 500 m borehole samples, Island Arc,

vol.10, pp.457-464, 2001.

Tagami, T. and Murakami, M., Probing fault zone heterogeneity on the Nojima fault: Constraints from zircon fission-track analysis of borehole samples, Tectonophysics, vol.443, pp.139-152, 2007.

Takagi, H., Shimada, K., Iwano H. and Danhara, T., Oldest record of brittle deformation along the Median Tectonic Line: fission-tarck age for pseudotachylyte in the Taki area, Mie Prefecture, Journal of Geological Society of Japan, vol.116, pp.45-50, 2010.

Wildman, M., Brown, R., Beucher, R., Persano, C., Stuart, F., Gallagher, K., Schwanethal, J. and Carter, A., The chronology and tectonic style of landscape evolution along the elevated Atlantic continental margin of South Africa resolved by joint apatite fission track and (U-Th-Sm)/He thermochronology, Tectonics, vol.35, pp.511-545, 2016. doi:10.1002/2015TC004042.

Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S. and Ito, H., Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study, Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), vol.122, pp.249-258, 1995.

Yamada, R., Murakami, M. and Tagami, T. Statistical modelling of annealing kinetics of fission tracks in zircon; Reassessment of laboratory experiments, Chemical Geology, vol.236, pp.75-91, 2007.

3.3 深部流体の移動経路に関する検討

3.3.1 背景と目的

地質環境に期待される閉じ込め機能の喪失につながる事象の一つが、深部流体の流入である（地層処分技術 WG, 2014）。その流入の可能性や地質環境への影響を適切に評価するためには、深部流体の化学的・熱的特徴だけでなく、流入の経路となり得る地質環境の特性に関する知見を得ておくことが重要である。

地殻深部からの流体移動経路が断層やクラックの性状に起因すると考えた場合、それを知るために有効な手法の一つとして、S 波スプリッティング解析を挙げることができる。震源から放射された S 波は、地殻内に存在する異方性媒質に入射すると、振動方向によって異なる速度で伝播する S 波偏向異方性と呼ばれる性質を示すため、互いに直交し、異なる速度で伝播する 2 つの波に分裂するというスプリッティング現象が生じる。観測点に速い S 波が到達してから遅い S 波が到達するまでの時間差（dt）は、クラック密度やクラックの配列方向に対する S 波の入射角に依存するため（例えば、Mizuno et al., 2001）、クラックがより高密度に分布し、流体の移動経路となり得る可能性が高い領域ほど dt の値は大きくなると考えられる。また、速い S 波の振動方向（φ）はクラックの定向配列する方向（クラックの長軸方向）に平行な方向を向くことが知られている（金嶋, 1991）。

そこで本事業では、本宮地域を含む紀伊半島を事例対象として、S 波スプリッティング解析による地殻内クラック性状に係る検討を実施してきた。本地域は非火山地域でありながら、高温の温泉の湧出などに深部流体の流入が関与していると指摘されている。今年度は、解析プログラムを更新し、紀伊半島本宮地域について再解析を実施するとともに、検討事例の増加として、九州の前弧域に位置する宮崎平野地域の S 波スプリッティング解析に着手した。一方、昨年度まで実施していた有馬温泉地域については、温泉水の上昇に関わる地下構造の検討を目的とするには公的観測点の位置が適切ではないと判断し、検討を中断した。また、昨年度まで「地震・断層活動に関する調査・評価技術」の章のうち、「地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討」の項で扱ってきたいわき地域及び松代地域については、深部流体が地表付近へ上昇する流入経路となる構造の特徴を把握する手法検討の内容が共通することから、本項に統合して実施した。

地下深部の流体移動経路に関する知見と地表付近数 km の流体移動経路を関連づけ、地表付近への深部流体流入の具体的可能性を検討するためには、実際の地表付近の割れ目の性状と湧水などとの関係に関する知見を得ておく必要がある。そこで、昨年度から着手した、本宮地域における、地表でみられる割れ目分布の評価手法の検討と湧水（温泉湧出）との関係に関する検討を継続し、湧水地点の持つ地質構造的特徴を地質構造的透水好適性（structural-permeability favorability; Schneeberger et al., 2018）として把握する手法の高度化を図るとともに、松代地域周辺において適用を試みた。

3.3.2 S 波スプリッティング解析

本宮地域・宮崎平野地域・いわき地域の三つの地域を対象として、S 波スプリッティング解析を実施した。これらの解析は、Silver and Chan（1991）の手法を用いて実施した。ただし、S 波が地表に到達した際、P 波への変換が起こり、S 波の到達時の位相擾乱が生じる可能性が十分にあること（Booth and Crampin, 1985）から、これを避けるため、鉛直下向きから測った各観測点への波線の入射角が 35°以内となるような震源と観測点の組み合わせについて解析対象としている。また、地震数が極端に少ない場合を除いて、共分散行列を用いて得られた速い S 波と遅い S 波の波形の相関係数が 0.9 以上である地震を採用し、速い S 波の振動方向（φ）の分布や速い S 波と遅い S 波の到達時間差（dt、もしくは、震源と観測点間の距離で dt を除した距離規格化

dt）に関する分布図を作成した。なお、対象地域で使用した観測点や地震データについては異なるので、改めて記載する。

(1) 本宮地域

今年度は、昨年度の解析で使用したプログラムを改良して再解析した。基本的な解析手法と解析に用いた地震は令和 2 年度（原子力機構・電中研, 2021）と同じであり、2004 年 4 月 1 日から 2019 年 4 月 30 日までの期間に発生した深さ 30 km 以浅の微小地震(1.0≦M≦3.5) を用いた。解析の対象とした観測点は、令和 2 年度と同様に、東京大学の本宮観測点(E.HGU)、産業技術総合研究所の本宮三越観測点(GS.HGM2)、気象庁の田辺中辺路観測点(TANABE)及び防災科学技術研究所の高感度地震観測網(High Sensitivity Seismograph Network Japan; Hi-net)（Okada et al., 2004 ; Obara et al., 2005; 汐見ほか, 2009）の十津川西観測点(N.TKWH)の 4 観測点である。

図 3.3.2-1 にφの分布を示す。本宮観測点及び本宮三越観測点においては、φの卓越方向は北北西 - 南南東方向を向く。それに対し、十津川西観測点においては、φは東北東 - 西南西方向に卓越し、本宮観測点及び本宮三越観測点におけるφの向きとはほぼ直交する方向を向いている。田辺中辺路観測点におけるφの方向は、ほか 3 観測点の場合と異なり、北北西 - 南南東方向及び東北東 - 西南西方向の互いに直交する 2 つの方向が認められる。

S 波スプリッティング解析では、個々のφの向きはそれに対して平行な方向で配列するクラックの存在に起因するものと解釈される。これに基づき、φの向きから推定されるクラック方向の地域的特徴を応力場の観点から観測点ごとに考える。Saiga et al.（2011）は、φとプレートの固着深度（強さ）に着目し、紀伊半島の南東部は沈み込むフィリピン海スラブ上面の固着により生じる北西－南東方向の圧縮応力が卓越するとしている。本宮観測点及び本宮三越観測点にみられる北西－南東方向のφの卓越は、この圧縮応力の向きとの関係するものと考えられる。それに対し、紀伊半島中部に位置する十津川西観測点のφは東北東―西南西方向に卓越する。Saiga et al.（2011）は、南東部と比べスラブ上面の固着が弱い紀伊半島中部～南西部では、西南日本に広く見られる東西方向の圧縮応力（Townend and Zoback, 2006; Terakawa and Matsu'ura, 2010; Yukutake et al., 2015）の方向にφが卓越するとしている。したがって、十津川観測点の結果はこの応力の影響のもと平行な方向に配列するクラックの存在に起因するものと解釈される。

次に、図 3.3.2-2 に dt の分布を示す。同時に既往研究データとして、本地域で実施された温泉水及び遊離ガスの試料採取地点及びこれらに含まれるヘリウム同位体比（$^3He/^4He$）の値を表示した。ヘリウム同位体比の値は、大気中における値(=1.4×10^{-6})で規格化した場合の数値(Ra)で表した。ヘリウム同位体比のデータは、丸印ものは Morikawa et al. (2016)、それ以外は Nagao et al. (1981)、Sano and Wakita (1985)、Matsumoto et al. (2003)及び Umeda et al. (2006) のデータである。同一地点のデータは新しいほうの値を表示した。dt の値は、田辺中辺路観測点から北西の方向にある地震の値が 0.16 秒を示すことを除くと、全体的に 0.1 秒を下回る。これは、Saiga et al.（2011）及び臨時稠密アレイを用いた地震波形データを解析した dt（Saiga et al. 2013）の結果と概ね調和的であった。全体をみると、本宮観測点と本宮三越観測点の西方であり、S 波スプリッティング解析を実施した 4 観測点の間の地域を通過する波線の dt が比較的高い値を示していることが分かった。

温泉が湧出する本宮地域周辺の観測点の dt と、本地域のヘリウム同位体比について検討を試みる。図 3.3.2-3 に、本宮観測点及び本宮三越観測点周辺の拡大図を示す。はじめに、ヘリウム同位体比が大気中における値を下回り、スラブ起源流体が上昇している可能性が低いとみなされる地点の dt の値を検討する。本宮三越観測点の南東側近傍に位置する 50 番の試料採取地点のヘリウム同位体比は 0.224 Ra で、大気中における値を大きく下回る。これに対し、本宮三越観測点

から東南東方向に延び、50 番の試料採取点のごく近傍を通過する波線の dt は dt=0.01 秒で値が非常に小さい。次に、本宮観測点の近傍を通過する波線の dt の値について検討する。本宮観測点の北西側近傍には、Morikawa et al. (2016) が湯の峰温泉のヘリウム同位体比の調査を行った 51 番の試料採取点が位置する。この地点のヘリウム同位体比は 4.67 Ra で、大気中における値(=1.4 $\times 10^{-6}$)を大きく上回る。51 番の試料採取点のすぐ南側には本宮観測点から西北西方向に延びる波線が通過しており、dt の値としては非常に大きい dt=0.08 秒及び dt=0.04 秒を示す。また、本宮観測点の南に位置するそのほかの試料採取地点のヘリウム同位体比はいずれも 4 Ra 以上であり、大気中の値と比べて高い値を示している。これらの試料採取地点の近傍を通過する地震波線の dt は 0.02～0.06 秒であり幅があるが、51 番の近傍を通過する地震波線の値よりは大きい。

以上のことから、温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比が高く、スラブ起源流体が上昇している可能性が高い場合は、近傍を通過する地震波線の dt は高い値を示す傾向があるといえる。同時に、地盤のクラック密度が高い場合そこを通過する地震波の dt も大きくなると考えられていること（例えば、Mizuno et al., 2001）を考慮すると、本宮周辺では dt の値から推察されるクラック密度の高い領域を通ってスラブ起源水が上昇してきているものと考えられる。

次に、個別の ϕ と dt の関係を、図 3.3.2-4 に示す。これは、各観測点から震央を眺めた場合の方位角（入射方位）と観測点に対する S 波の入射角を元に、それぞれの地震を ϕ の方向のバーでプロットして示したものである。本宮観測点(a)及び十津川西観測点(c)のデータは、地震波の入射方位や dt にばらつきはあるものの、本宮観測点の ϕ は北北西—南南東方向、十津川西観測点の ϕ は北東—南西方向に比較的揃っている。一方で、本宮三越観測点(b)と田辺観測点(d)は地震波の入射方位によって ϕ の向きが異なる。前述のように、田辺観測点の ϕ は、図 3.3.2-1 のローズダイアグラムをみると北北西—南南東の方向のものと東北東－西南西の方向のものが同程度存在し、直交するように表現されている。しかし、個別の地震の ϕ を図 3.3.2-4(d)でみると、観測点の東側から入射した地震の ϕ は北北西—南南東方向で、それ以外のものが東北東－西南西方向である。田辺観測点の東に位置する本宮観測点の ϕ の卓越方向は、概ね北北西—南南東方向で田辺観測点の東側から入射した地震の ϕ の方向と調和的である。これは、観測点からみて異なる方向に存在する S 波偏向異方性の特徴が捉えられた結果であり、本地域内のおけるクラックの配列方向の場所による差異を検出したことを示している。

次に、既往の地球物理学的検討による情報と比較する。Nakajima and Hasegawa（2007）は、本地域で Zhao et al（1992）の手法を用いた地震波トモグラフィ解析を実施し、西南日本の三次元地震波速度構造を推定している。それによると、湯の峰温泉及び川湯温泉付近は、上部地殻に相当する深さ 10 km からフィリピン海スラブ上面の直上に至るまで、P 波及び S 波速度が高速度異常域であり、低速度異常域が深さ方向に連続するといった特徴は認められていない。また、上原ほか, 2005 は、本地域で MT 法による二次元比抵抗構造解析を行っている。図 3.3.2-5 に dt と二次元比抵抗構造解析結果及び Nakajima and Hasegawa（2007）の V_P/V_S 比を示した。二次元比抵抗構造解析結果を示す黒破線による区分をみると、湯の峰温泉及び川湯温泉付近の地下深部には、1,000 Ωm 以上の高比抵抗領域(R1)が存在している。上原ほか (2005)によれば、この高比抵抗領域(R1)は裂かに乏しく、透水性が低い大峰酸性岩類の地下岩体に相当する。したがって、これらの情報からは、スラブ起源流体がスラブ上面から湯の峰温泉及び川湯温泉に向かって鉛直上向きに上昇している可能性は低いと考えられている。一方、V_P/V_S 比は、マグマや流体の存在によってその値が大きく変化するとされている（Christensen, 1996; 趙, 2003）。O’Connell and Budiansky, 1974 によれば、含水クラックの割合が増加するほど、V_P/V_S 比は増大する。V_P/V_S 比の分布を見ると、沈み込むフィリピン海スラブ上面の直上付近に相当する深さ(PHS-2 km)や、下部地殻に相当する深さ 25 km において特に V_P/V_S 比が高い。つまり、スラブ上面以下の深部にお

いてはスラブ起源流体が本宮地域とその周辺に幅広く分布することが示唆されている。そのほかに、二次元比抵抗構造解析結果をみると、高比抵抗領域(R1)より西側及び東側の深さ 5 km から 15 km の範囲には、100 Ω m を下回る低比抵抗領域(C1)が存在する。上原ほか, 2005 は、この低比抵抗領域(C1)について、温度が低下した深部流体からシリカ鉱物などが沈殿して難透水層を形成し、その下に深部流体が貯留した層であると解釈している。

以上の情報と dt の分布と比較する。高比抵抗領域(R_1)の内部を通過し、本宮観測点及び本宮三越観測点に入射する東傾斜の波線の dt は、dt=0.03 秒を下回るものが多い。それに対し、高比抵抗領域(R_1)と西側の低比抵抗領域(C_1)の間を通過し、本宮観測点に入射する西傾斜の波線や、西側の低比抵抗領域(C_1)の内部を通過し、十津川西観測点及び田辺中辺路観測点に対してほぼ鉛直上向きに入射する波線の dt は、dt=0.04 秒以上の大きな値を示す。上原ほか (2005)は、沈み込むフィリピン海スラブから脱水した深部流体は、高比抵抗領域(R_1)の上面に沿って西側の深部から上昇し、湯の峰温泉及び川湯温泉に湧出している（黒矢印）との見方を示しており、dt の分布はその見方に調和的である。

以上より、本年度は S 波スプリッティング解析の再解析を行うとともに、その結果とヘリウム同位体比と二次元比抵抗構造及び三次元地震波速度構造との関係を検討した。スラブ起源水の湧出が確認されている場所付近では dt が高い傾向を示すこと、地震ごとの φ の分布をみることでクラックの配列方向の地域差を検出できること、dt と二次元比抵抗構造の解析結果が調和的であることを示した。これらの結果は、S 波スプリッティング解析結果がスラブ起源の深部流体の上昇領域を把握する手法として有効であることを示している。実際に温泉が湧出している地表付近のクラックとの関連や、本手法のさらなる信頼性の向上のためには、地質学的検討結果を踏まえた検討を試みるとともに今後も適用事例を増やして引き続き検討することが必要である。

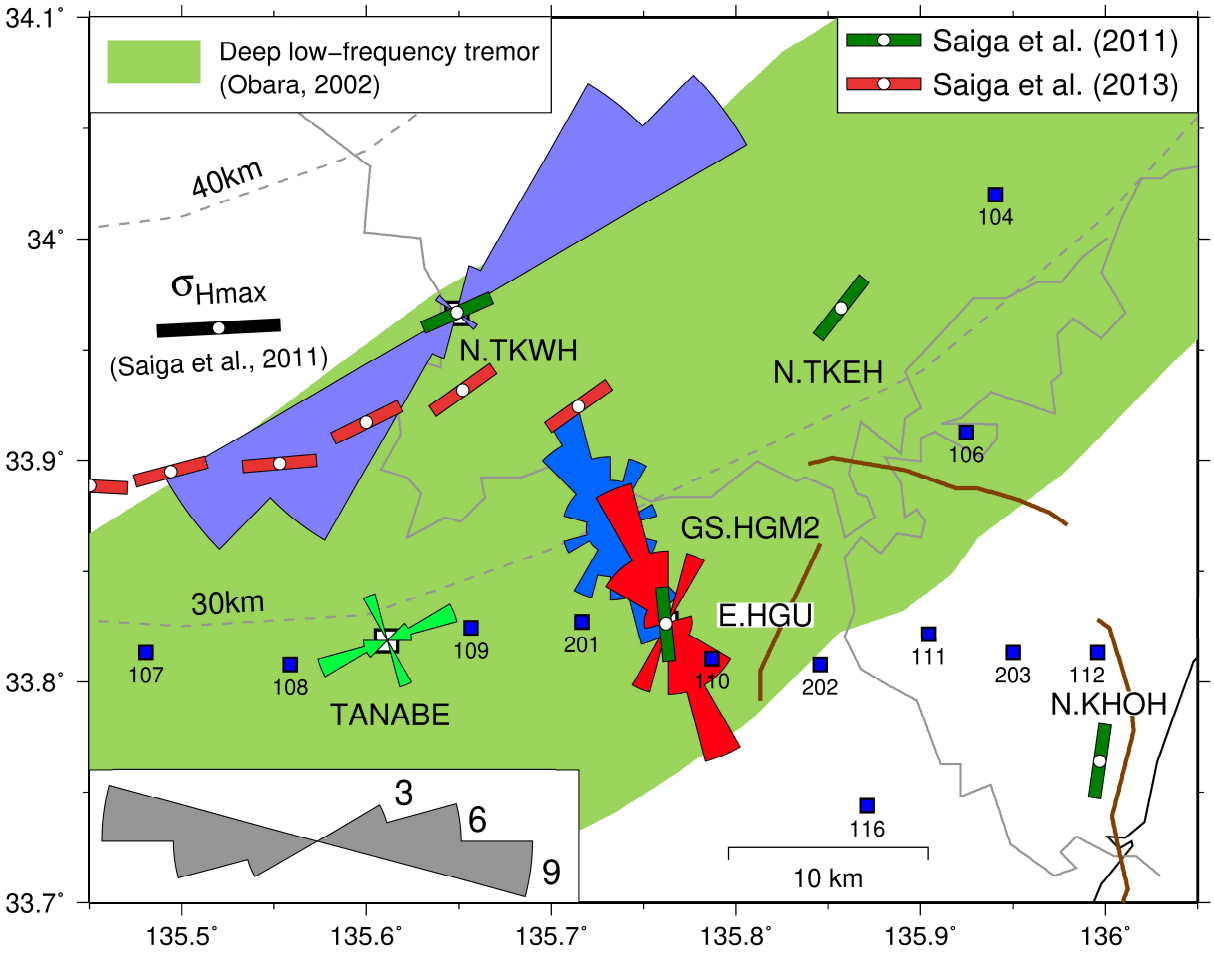


図 3.3.2-1　速い S 波の振動方向（ϕ）の分布

ローズダイアグラムの伸びる向きが ϕ の卓越方向を示す。緑と赤のバーは Saiga et al. (2011) 及び Saiga et al. (2013)の S 波スプリッティング解析による ϕ の卓越方向を示す。紺色の四角は上原ほか (2005) が MT 法による二次元比抵抗構造解析を行った観測点の位置と観測点番号を示す。灰色の破線は紀伊半島の下に沈み込むフィリピン海スラブ上面の深さの等深線（Hirose et al., 2008）を示す。茶色の線は Miura（1999）による熊野カルデラの位置を示す。

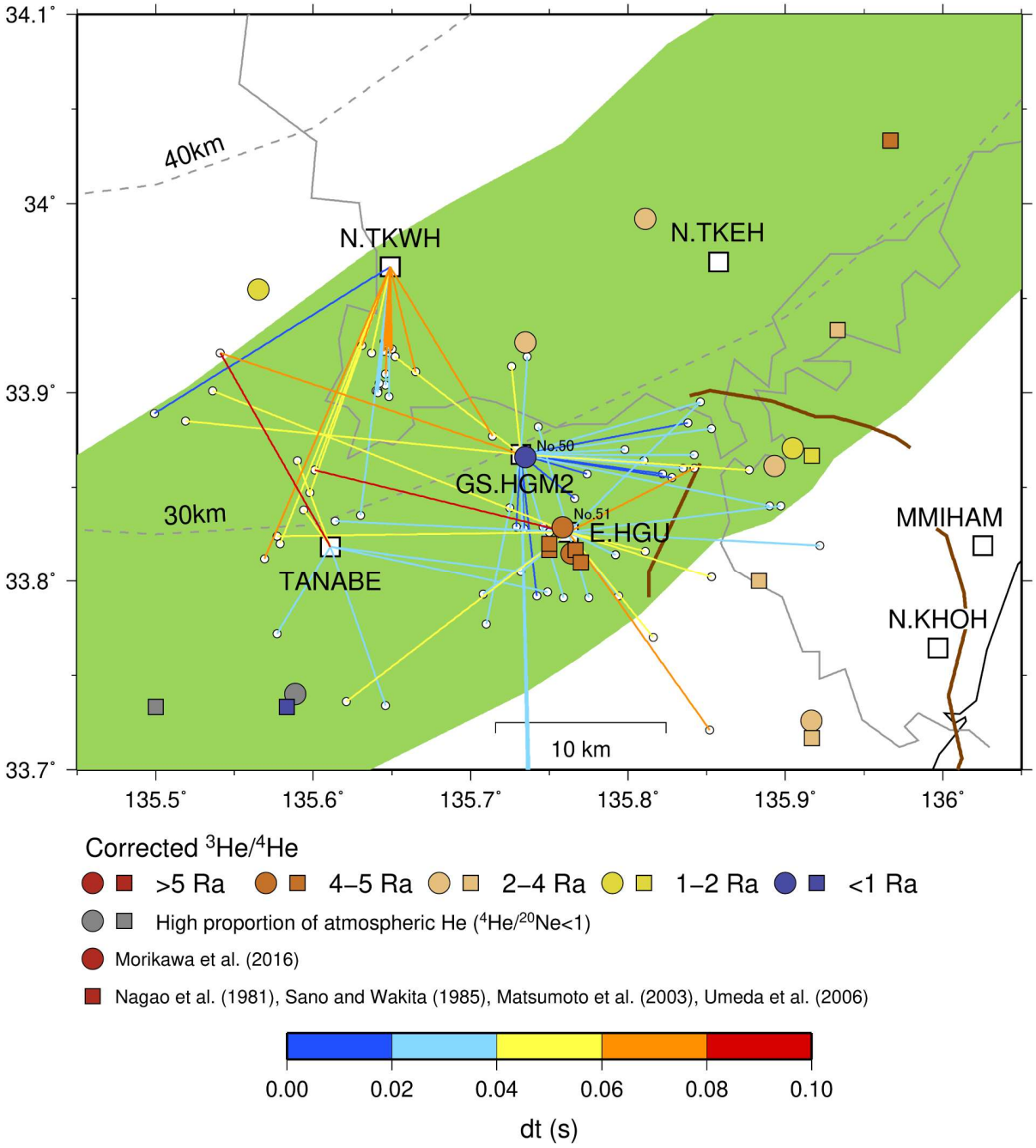


図 3.3.2-2　2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の分布

白丸は解析に用いた震源の震央を示す。dt の値は、各観測点と解析に用いた震源間を結んだ地震波の経路線の色で示した。色付きの丸印及び四角印は、温泉水及び遊離ガス中に含まれるヘリウム同位体比（$^{3}He/^{4}He$）が調査された地点を示し、その色は大気中における値（$=1.4\times10^{-6}$）で規格化した場合の値（Ra）を示す。

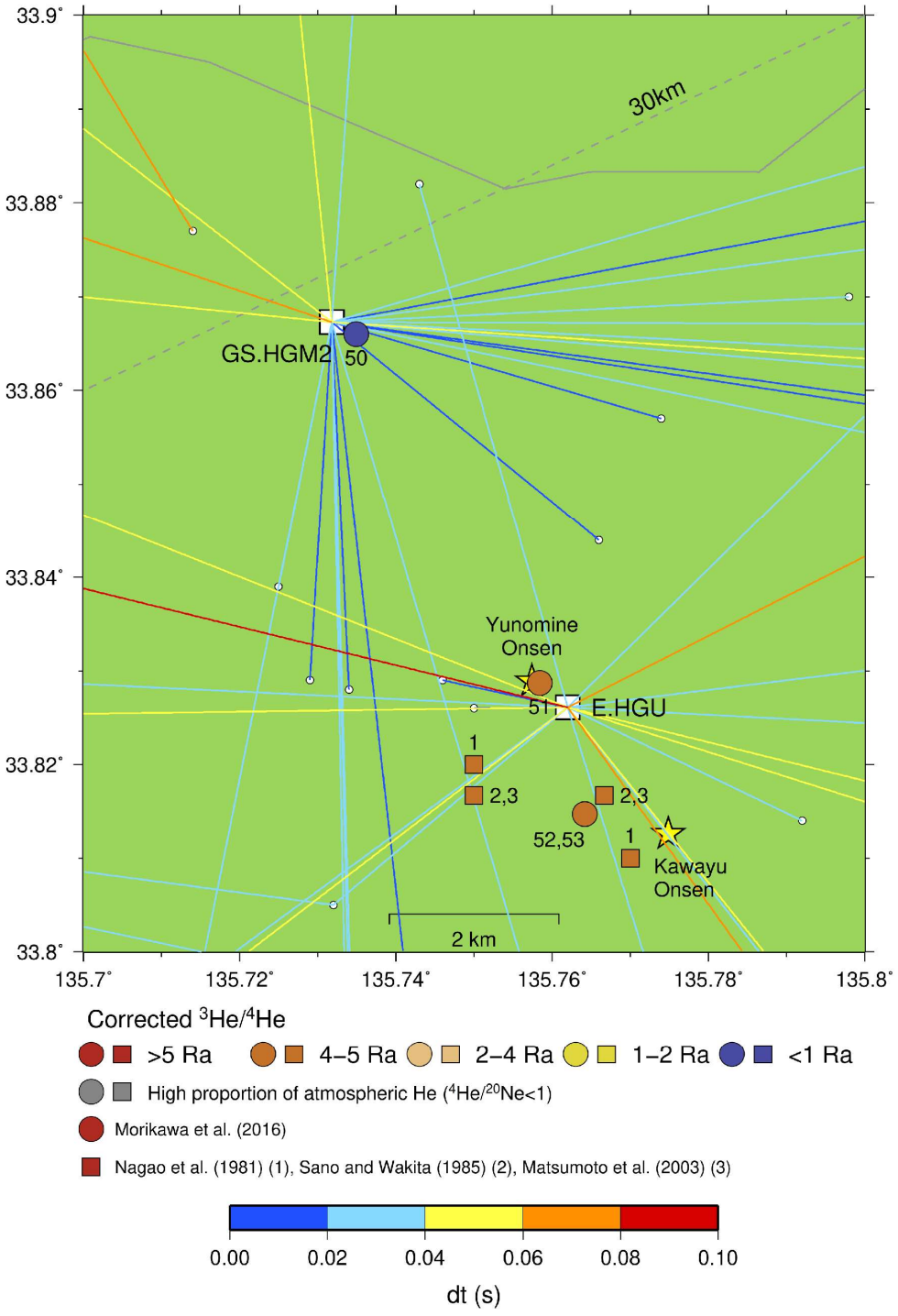


図 3.3.2-3　本宮周辺の 2 つの波に分裂した S 波の到達時間差（dt）の分布
ヘリウム同位体比調査試料採取地点の印の数字は引用文献における採取地点番号を示す。

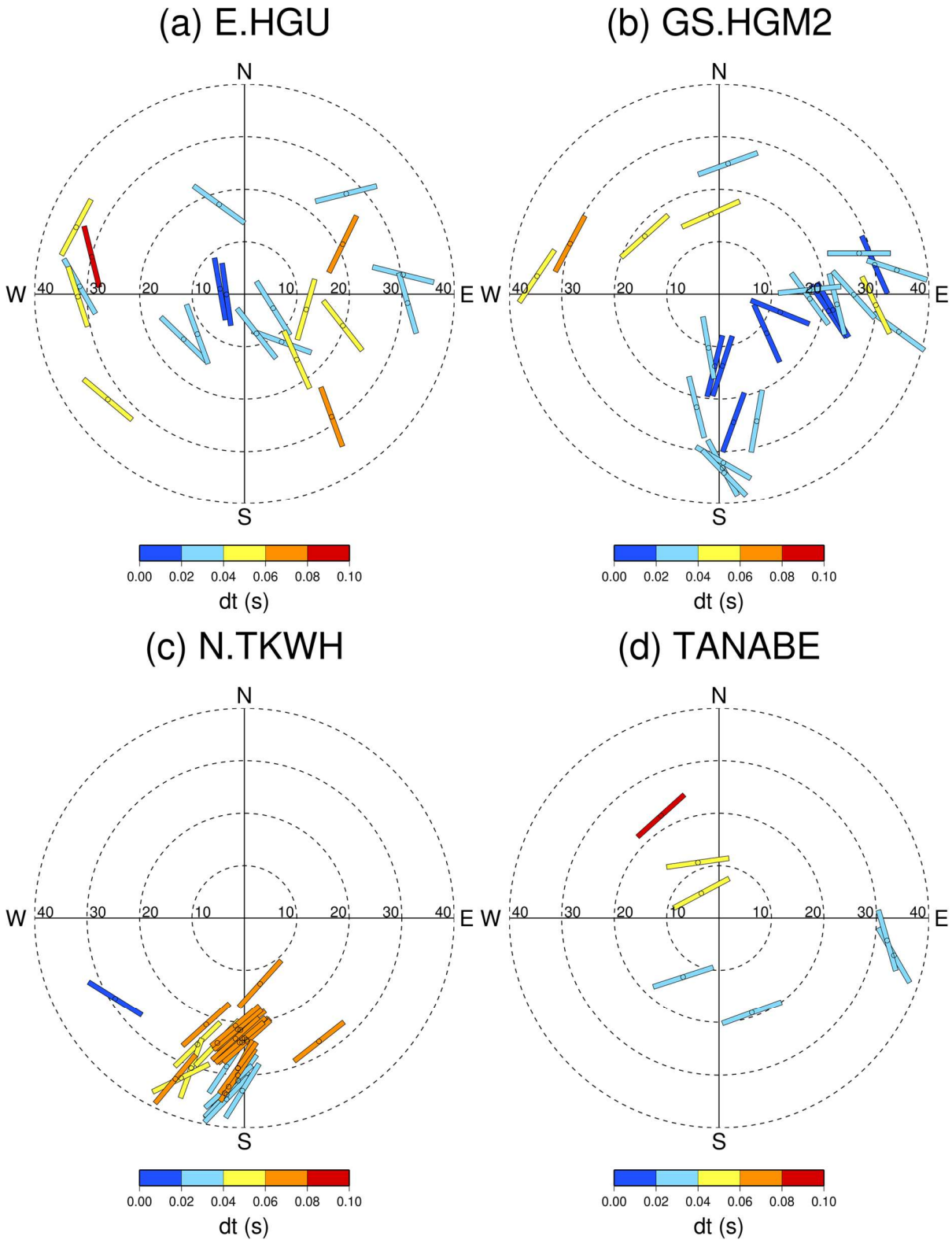


図 3.3.2-4　観測点ごとの φ 及び dt の分布

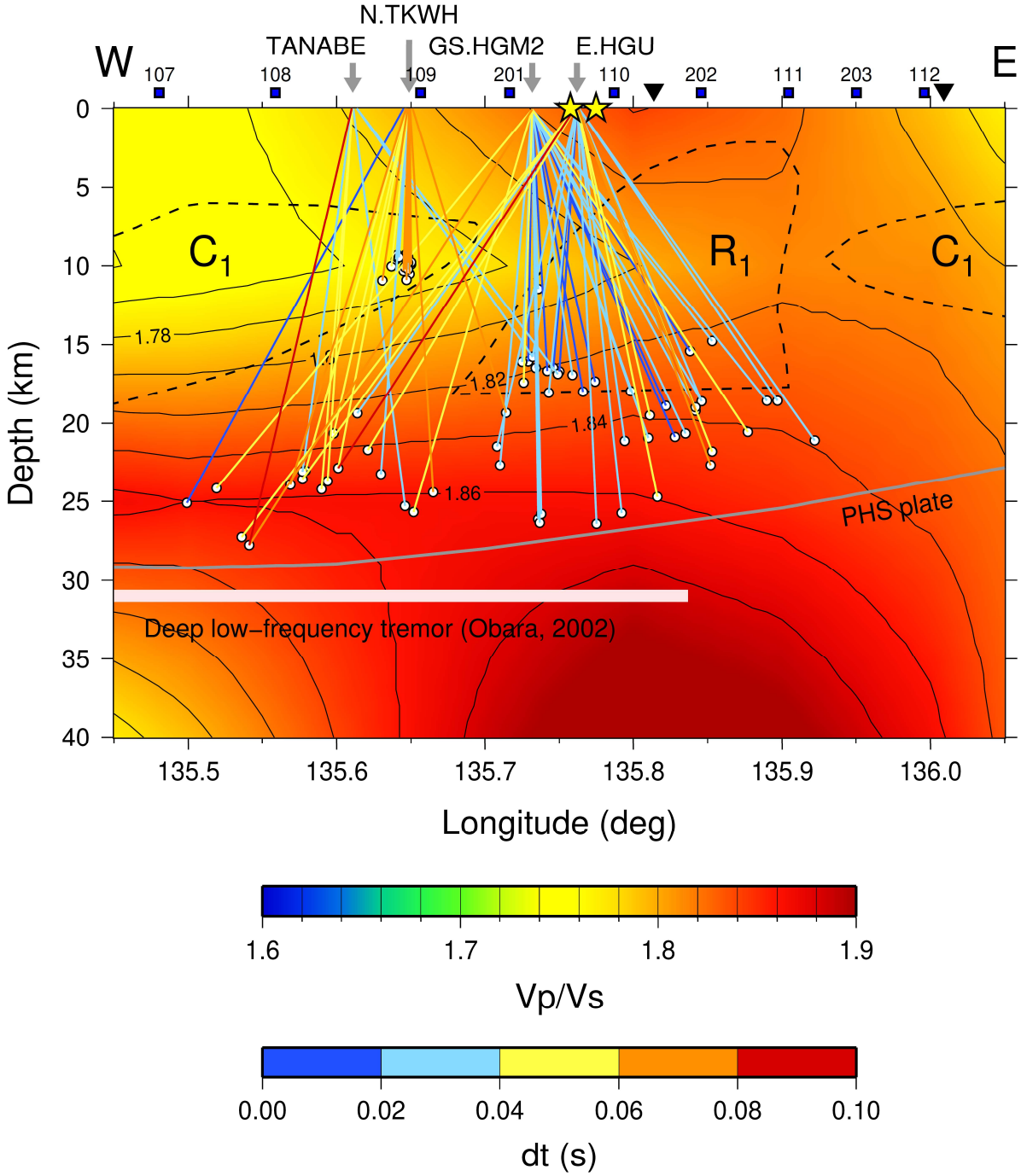


図 3.3.2-5　東西断面の dt と二次元比抵抗構造解析結果及び V_P/V_S 比

背景色は Nakajima ando Hasegawa, 2007 による V_P/V_S 比を示す。黒破線は上原ほか, 2005 の二次元比抵抗構造に基づく比抵抗の領域区分を示す。断面の測線である二次元比抵抗構造の計算に使用する MT 観測の観測点の位置は図 3.3.2-1 を参照。黒の逆三角の位置は熊野カルデラ（Miura, 1999）の位置を示す。星印は湯の峰温泉及び川湯温泉を示す。断面下部の白線で示した幅の領域は深部低周波微動（Obara, 2002）が生じている範囲を示したものである。

(2) 宮崎平野地域

宮崎平野を含む九州地方の前弧域は、フィリピン海プレートの沈み込み帯のうち南海トラフに面した地域であり（例えば、Shiono et al., 1980；Hata et al., 2020）、スラブ脱水由来の流体の影響が部分的に及んでいることが推定される（例えば、Abe et al., 2013）。宮崎平野周辺には、中央構造線（仏像構造線）以北に見られるような大きな活断層や地質構造線が分布せず、地震活動に伴う顕著な地下水湧出（長野県松代地域（大竹, 1976）、福島県いわき市周辺（Sato et al, 2020））は知られていない。図 3.3.2-6 に宮崎平野及びその周辺地域について示す。

本項ではまず、宮崎平野における深部流体に関連した、既往研究における地球物理学的・地球化学的情報を整理する。地球物理学的情報として、地震波トモグラフィによる S 波速度構造（Asamori and Zhao, 2015）及び地磁気・地電流（MT）法電磁探査による二次元比抵抗構造（Ichiki et al., 2000；石丸ほか, 2018）の報告が挙げられる。Asamori and Zhao（2015）による三次元地震波速度構造によると、宮崎平野下部深度 25 ～40 km で顕著な S 波低速度体が、深度 10 km で S 波高速度体が分布することが認められた。この S 波低速度体には、火山下に認められるような低速度異常体（例えば、Nakajima and Hasegawa, 2007）とは異なり、上部マントル深部まで連続する傾向が認められない。そのため、宮崎平野直下の地殻には、火山に供給されるマグマ等の流体とは異なる性質の流体が存在することが示唆される。宮崎平野南部及び北部を横断する測線による MT 法探査（Ichiki et al., 2000；石丸ほか, 2018）の結果、前述の S 波低速度体と良い対応を示す 1～数十 Ωm の低比抵抗体が下部地殻において認められた。Ichiki et al.（2000）及び石丸ほか（2018）のいずれでも、この低比抵抗体がフィリピン海スラブの脱水に起因する流体が地殻内に上昇することで形成された流体賦存域である可能性が示唆された。加えて、宮崎平野南部及び北部のいずれでも、前述した低比抵抗体の上面（深度数～10 km）に 1,000 Ωm 以上の高比抵抗体が示され、それらは S 波高速度体の分布と調和的である。Ichiki et al.（2000）は、この高比抵抗体がスラブ起源水を遮蔽するキャップロック層を示唆するものと解釈した。なお、プレートの沈み込み帯の前弧域直下の地殻に顕著な高比抵抗体が現れる傾向は、北海道東部地域（Satoh et al., 2001）においても報告されていることを追記しておく。一方で、Ichiki et al.（2000）による二次元比抵抗モデルを図読すると、宮崎平野南部の高比抵抗体の上面にあたる深度数 km において、部分的にではあるものの 0.1～1 Ωm の顕著な低比抵抗体が分布している可能性がある。これと同様な傾向は石丸ほか（2018）による宮崎平野北部の二次元比抵抗モデルからは見られず、高比抵抗体の上面の領域の比抵抗は数十～100 Ωm 程度とされていた。

地球化学的情報として、宮崎県中南部から南部にかけての日向灘沿岸域において掘削された調査井を用いた大沢ほか（2010）による温泉水の分析が挙げられる。それによると、宮崎平野の地下には、天水起源地下水やスラブ起源深部上昇水の他に、フィリピン海プレート上部の海成堆積物の脱水によって生成される、20,000 mg/L 以下の Cl 濃度を示す水（続成流体）が存在することが明らかとなった。さらに日本列島におけるスラブ起源水の上昇地域の分布図（風早ほか, 2015）によると、Cl 濃度が 200 mg/L 以上である塩水起源地下水は宮崎県中南部～南部に集中する。また、Li/Cl 比（重量比）が 0.001 以上を示しスラブ起源深部上昇水が関与するとされる地下水（風早ほか, 2014）が、宮崎県においては県南部の日南地区に多い。これらのことは、宮崎平野南部においてキャップロック層の上面に低比抵抗体が現れるとされていること（Ichiki et al., 2000）と矛盾しない。また、宮崎平野には佐土原ガス田、宮崎ガス田及び日南ガス田の 3 つの水溶性ガス田が存在し（例えば、加藤ほか, 2011）、この 3 つのガス田では 1950 年代から 1980 年代にかけて盛んに試掘が行われ（例えば、福田・永田, 1978；木野ほか, 1984；鈴木ほか, 1990）、ガス付随水が温泉として古くから利用されてきた。宮崎平野中部に位置する佐土原ガス田の炭化水素ガスは主に海底堆積物における微生物の作用に起因し（加藤ほか, 2011）、発生深度が浅い

（Claypool and Kvenvolden, 1983；大沢ほか, 2010）。それに対し宮崎平野中南部～南部に分布する宮崎ガス田と日南ガス田には、有機物の熱分解によって生成した炭化水素ガスが多く（加藤ほか, 2011）、地下深部で生成し浅所へ上昇すると考えられている（Claypool and Kvenvolden, 1983；大沢ほか, 2010）。

以上のようなことから、宮崎平野下部の深部流体はキャップロック層によって完全に遮蔽されているわけではなく、地下浅所まで上昇して分布する水が局所的ながら存在することが考えられる。本事業では、スラブ起源深部上昇水の流入経路を大きな異方性媒質として検出できると考え、宮崎平野及びその周辺地域を対象としたS波スプリッティング解析を実施した。宮崎県内に位置する地震観測点を本解析の対象とした。これらは防災科学技術研究所（NIED）の高感度地震観測網（Hi-net）、気象庁（JMA）及び鹿児島大学により運用される観測点である。2004年4月から2018年8月の期間に発生した、マグニチュードが1.0以上の地震を選択した。また、前述した既往研究で指摘された下部地殻の流体賦存域の上面からキャップロック層を通過して流入する流体についての議論を行うため、選択した地震のうち流体賦存域の上面にあたる20 km以浅で発生したものを解析の対象とした。この期間において発生した地震に関する情報（発生時刻、震源位置、マグニチュード等）については、気象庁の公式Webページにおいて公開されている一元化震源カタログを参照した。

以下に、宮崎平野及びその周辺におけるS波偏向異方性の推定結果について述べる。なお、前述したようなS波の2成分の相関係数0.9による選別を行った結果、Hiramatsu et al.（2010）に従いデータ数が3未満となった観測点については以下の考察の対象から除外した。このようにして選び取った計 18 個の観測点の位置を、宮崎平野及びその周辺地域の表層地質とともに図3.3.2-7に示す。また、取得された地震データの震源深さの分布を図 3.3.2-8 に示す。

図 3.3.2-9 に、各観測点で得られた速いS波の振動方向φの分布をローズダイアグラムにより示す。宮崎県では北北東－南南西～北東－南西方向のφが卓越する傾向が認められる。速いS波の振動はその地域の水平圧縮応力軸（P軸）に近い方向を示すことが知られている（例えば、金嶋, 1991）。九州地方においては北北東–南南西～東北東–西南西方向の P 軸方向が卓越しているため（Matsumoto et al., 2015）、宮崎県における大局的なφの傾向はP軸方向と調和的であるといえる。図 3.3.2-9 では、φの平均値とN45°Eの差異が30°以内の観測点を、φがMatsumoto et al（2015）によるP軸卓越方向に近い観測点であるとし、それらのφを青色で示す。反対に、φの平均値とN45°Eの差異が30°を超える観測点は、φがP軸卓越方向と大きく異なる観測点であると考え、それらのφを赤色で示す。それによると、5観測点（N.MJSH, G.TKAO, TSUNO, N.HYGH, N.MRTH）においてP軸卓越方向とほぼ直交する北西-南東方向のφが卓越する傾向が認められる。宮崎平野南部に位置する観測点G.TKAOは、中期中新世－前期更新世の陸棚堆積物からなる宮崎層群と、後期白亜紀から新第三世紀初頭に形成された四万十帯堆積岩コンプレックスで構成される日南層群との境界に近い（例えば、斎藤ほか, 1998）。この北西－南東方向の地質境界に沿って生じた開口クラックの存在が、周囲と大きく異なる偏向方向の原因となっている可能性が考えられる。観測点N.HYGH及びTSUNOは、中新統尾鈴山酸性火山岩・深成岩類が宮崎層群に被覆されずに露出する地域（例えば、遠藤・鈴木, 1986）に位置している。そのため、この2観測点による北西－南東方向のφは、堆積岩が卓越する周囲とは異なる、局所的構造由来の偏向方向を示している可能性が挙げられる。

図 3.3.2-10 に、分離した2つのS波の到達時間差（dt）を震源距離により規格化した値（距離規格化 dt）の分布を示す。それによると、宮崎平野南部や、Asamori and Zhao（2015）の地震波トモグラフィにより推定された S 波低速度体の直上の地域において、周辺に比べて大きい0.008 sec/km以上の距離規格化 dt を示す波線が少数認められた。以下、確認された dt に関する

考察を地域ごとに行う。

宮崎平野南部にある観測点 G.TKAO は 0.00832～0.0123 sec/km の比較的大きい距離規格化 dt を示す波線が少数認められる。この観測点は Li/Cl 比（重量比）が高い 3 点の地下水調査地点に近接するが、大きい距離規格化 dt を示す波線は、概ねこれらの地下水調査地点の方向に延びている。一方で、観測点 G.TKAO と隣接する観測点 TAKAZA は、Li/Cl 比（重量比）が高い地点が集中する領域からは西方向に遠ざかるものの、0.0202 sec/km 以下の大きい距離規格化 dt が多くかつ様々な方向の波線で認められる。ここで図 3.3.2-11 に示すように、Ichiki et al. (2000)により推定された宮崎平野南部地域下部の二次元比抵抗分布に、3 点の観測点（N.MJNH, TAKAZA, G.TKAO）を投影する。これら 3 点の観測点で認められた波線と、Ichiki et al. (2000)により設定された N62° W の測線下の断面における比抵抗分布を対比させる。それによると、観測点 G.TKAO で示された比較的大きい距離規格化 dt の波線の多くは、観測点より鉛直下向きもしくは東方向に傾斜して延びている。これらが深度 25～40 km の領域で見出された低比抵抗体の方向を向いていると考えれば、下部地殻内における流体賦存域に起因する水が上面のキャップロック層により完全には遮蔽されず局所的に上昇した経路を、比較的大きい距離規格化 dt として捉えていた可能性が示唆される。また、そのような一部の深部上昇水が、図 3.3.2-11 に示されるような観測点 G.TKAO の概ね直下の 1 Ωm 以下の低比抵抗体を形成した可能性も考えられる。それに対し観測点 TAKAZA からの波線については、下部地殻内の低比抵抗がある東方向に傾斜するものも一部あるものの、多くは西方向の低比抵抗領域に向かって延びている。Ichiki et al. (2000)は、この地下浅所から 40 km 以深まで連続する低比抵抗領域を霧島火山群直下の部分溶融域を示唆すると解釈した。しかし、風早ほか（2015）の調査によれば観測点 TAKAZA 近傍にあたる地域では塩水起源地下水が特に認められていないため、観測点 TAKAZA からの大きな距離規格化 dt を示す西方向の波線全てに、マグマ起源水の流入経路が存在すると一概には言えない。ここで Ichiki et al. (2000)の二次元比抵抗モデルによると、深度 25 km 以浅に卓越する高比抵抗体は西に向かって徐々に浅いところに分布するため、観測点 TAKAZA の概ね直下には層厚 5 km 以上の高比抵抗体が分布することが考えられる。0.0182～0.0202 sec/km と突出して大きい値を示した 2 本の波線には、クラック密度が大きくかつマグマ起源水が通りやすい経路の存在が疑われるが、観測点 TAKAZA の下部の高比抵抗体により流体が遮蔽されたために地表での湧水には至らなかった可能性がある。なお図 3.3.2-11 によると、観測点 N.MJNH は霧島火山群直下の低比抵抗領域内の地震を多く捉えているものの、大きい距離規格化 dt を示していない。観測点 N.MJNH では北東方向に延びる波線が全体のうち大部分を占め、観測された波線の方向に偏りがある。そのため、今回解析対象とした地震の波線では、実際にマグマ起源水が流入するようなクラック密度が大きい領域を捉えることができなかったことが考えられる。

宮崎平野中部に位置する観測点 N.SDWH は、Li/Cl 比（重量比）が低い塩水起源地下水が検出された地点に囲まれている。しかし距離規格化 dt に関しては、0.00832～0.0123 sec/km の値を示す南西方向の一部の波線を除いては、周囲よりも特に大きな値を示していない。観測点 N.SDWH が位置する宮崎県佐土原地区には、フィリピン海プレート上部の海底堆積物の間隙から排出された海水を起源とする地下水が分布することが指摘されている（大沢ほか, 2010）。こうした水の分布は、スラブ起源深部上昇水等と比較して地下浅いところに限定されるため（大沢ほか, 2010）、震源距離に対して流入経路が小さく、S 波スプリッティング解析において距離規格化 dt を大きくする要因になりにくいことが考えられる。

宮崎平野北部に関しては、0.01 sec/km を超える大きい距離規格化 dt の波線が、観測点 N.KWMH から南西方向に延びていることが特徴的である。ここで図 3.3.2-12 に示すように、石丸ほか（2018）により示された宮崎平野北部地域下部の二次元比抵抗分布に、3 点の観測点

（N.NRAH, TSUNO, N.KWMH）を投影する。この N80° W の測線（浅森浩一, 私信）下の断面図によると、0.01 sec/km を超える距離規格化 dt の波線は他の多くの波線と異なり、西方向にある下部地殻の低比抵抗体の方向に傾斜している。しかし風早ほか（2015）の調査では、観測点 N.KWMH の近傍で塩水起源地下水が検出されていない。このため、この大きい距離規格化 dt の波線が深部流体の上昇経路の一つであると判断を下すのは難しいが、宮崎平野北部において局所的にクラック密度が大きい領域を捉えたものと考えることができる。さらに、観測点 N.NRAH からの波線はいずれも下部地殻の低比抵抗体の方向に延びているものの、これらのいずれでも大きな距離規格化 dt は認められていない。入射角が 35° 以内となる範囲で様々な方向から波線が到来する宮崎平野南部の観測点（図 3.3.2-11 における TAKAZA, G.TKAO）等とは異なり、観測点 N.NRAH への波線は図 3.3.2-12 にある通りほぼ 2 つの方向に限られている。このようなことから、今回観測点 N.NRAH で捉えられた波線ではクラックが多く存在する領域を捉えることができなかったものと推定される。

最後に、宮崎県北部に着目すると、4 点の観測点（N.TGOH, N.HYGH, HICHIY, N.NOBH）が Li/Cl 比（重量比）が高い 2 点の塩水起源地下水の地点に近い。そのため深部上昇水の移行経路となる大きな媒質異方性が現れることが期待されたが、4 観測点のいずれでも大きい距離規格化 dt は認められなかった。観測点 N.TGOH では北東方向、観測点 N.HYGH では北西方向、観測点 N.NOBH では北西方向にそれぞれ延びる波線が全体のうち大部分を占めている。観測された波線の方向に偏りがあるために、水の流入経路を捉えることができなかった可能性が考えられる。

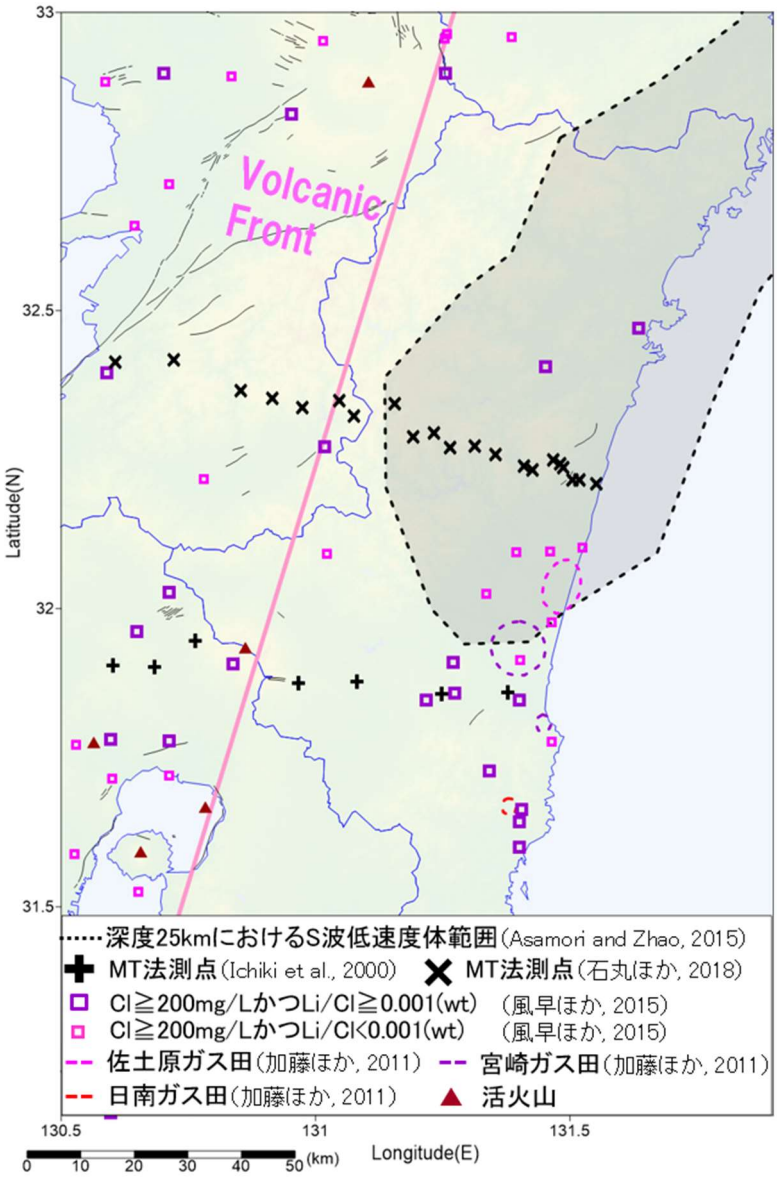


図 3.3.2-6　宮崎平野及びその周辺地域

茶色の三角形は産業技術総合研究所地質調査総合センター「地質 Navi」データベース及び「日本の活火山」に基づく活火山を表す。

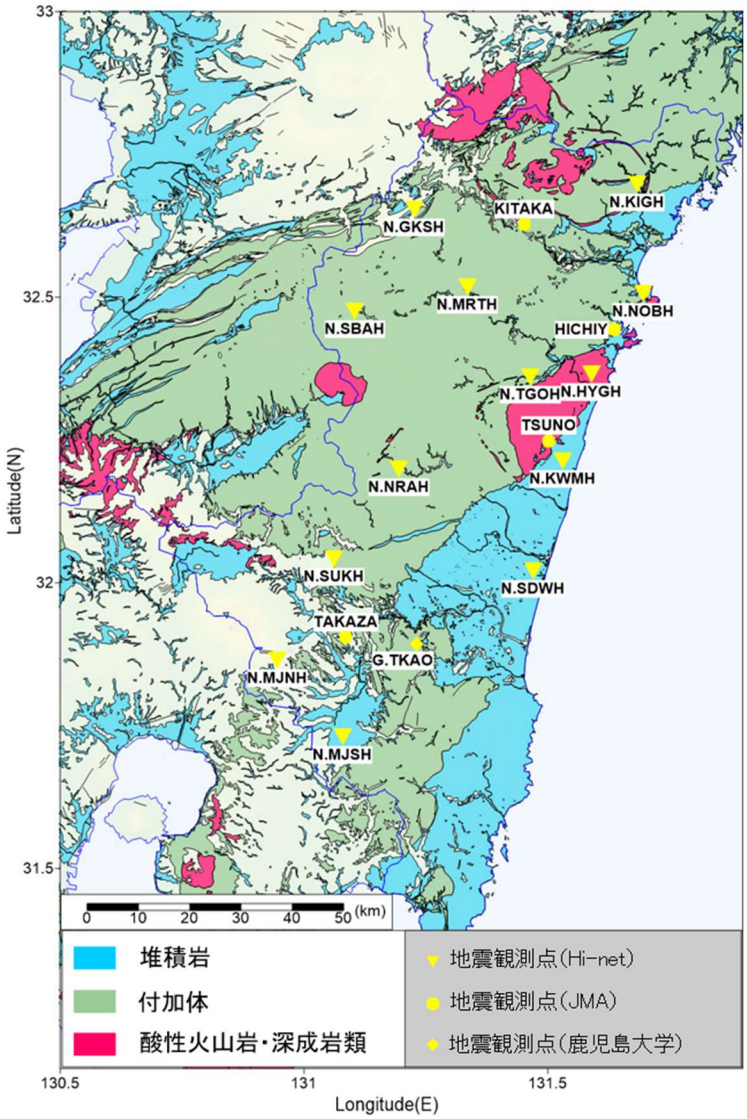


図 3.3.2-7　S 波スプリッティング解析の対象地域の表層地質と地震観測点
地質情報は産業技術総合研究所「1/20 万シームレス地質図 V2」、遠藤・鈴木（1986）及び斎藤ほか（1998）に基づく。

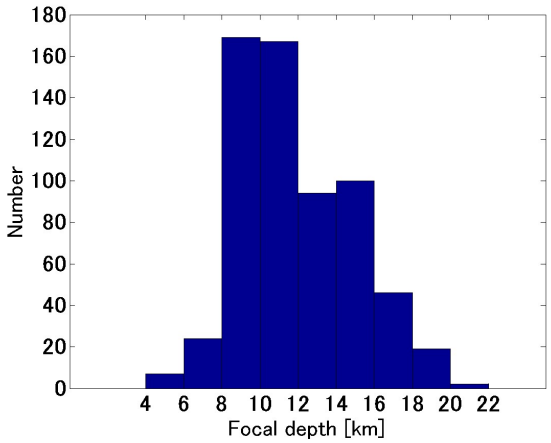


図 3.3.2-8　S 波スプリッティング解析の対象とした地震の震源深さとその個数

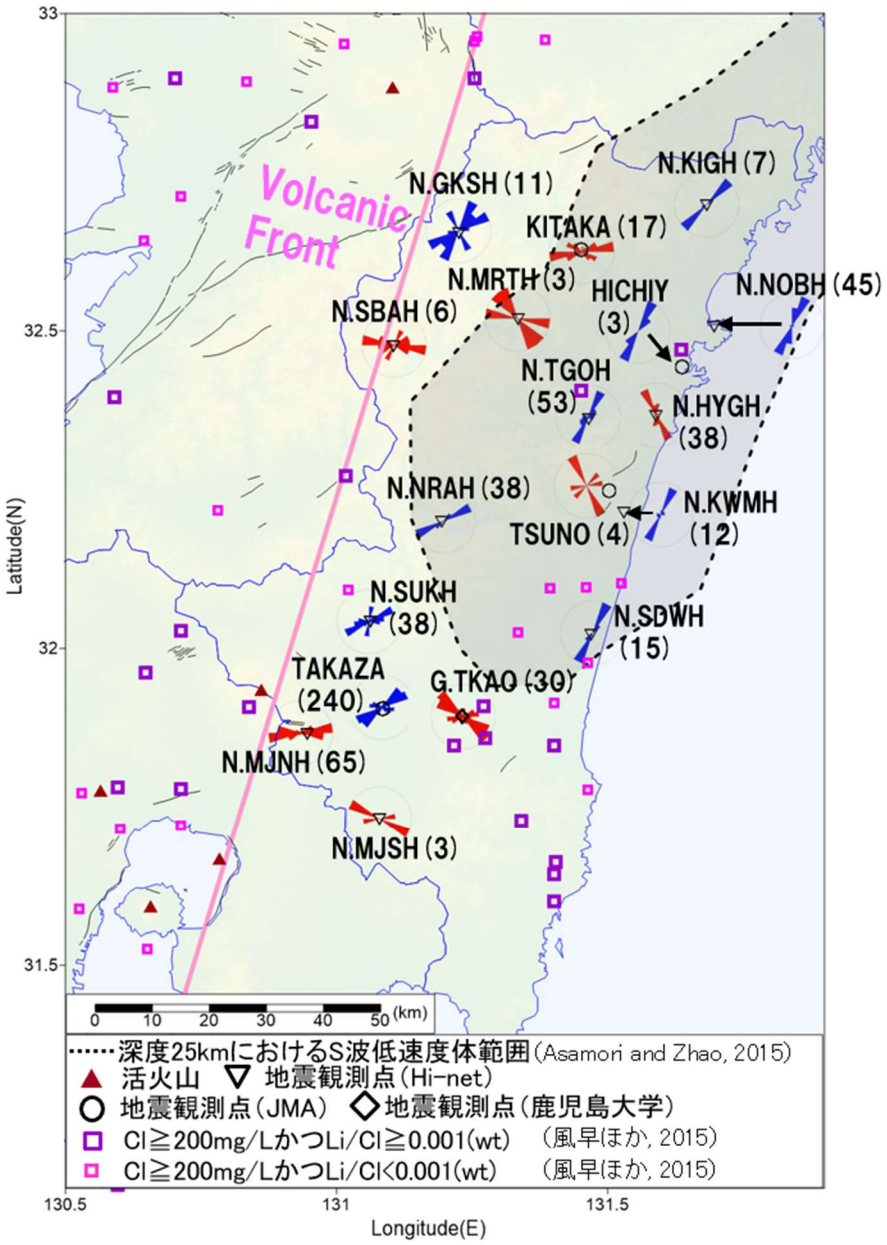


図 3.3.2-9　S 波スプリッティング解析により推定された速い S 波の振動方向（φ）の分布
▽、〇及び◇は地震観測点を表し、それと近い位置に観測点名と取得された地震データ数を記載する。茶色の三角形は産業技術総合研究所地質調査総合センター「地質 Navi」データベースに基づく活火山を表す。黒実線は「新編　日本の活断層」（活断層研究会, 1991）の確実度Ⅰ及びⅡに基づく活断層を表す。

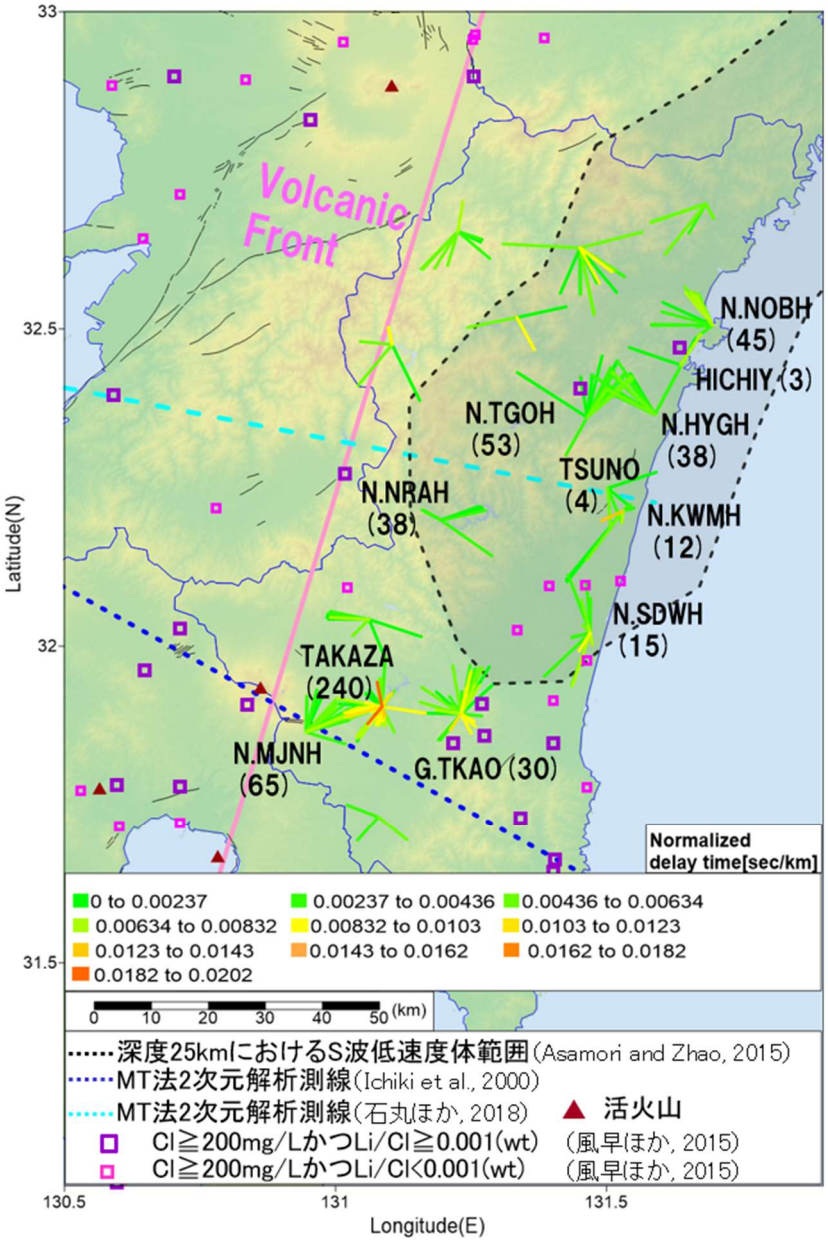


図 3.3.2-10　S 波スプリッティング解析により推定された分離した 2 つの S 波の到達時間差（dt）を震源距離により規格化した値（距離規格化 dt）の分布

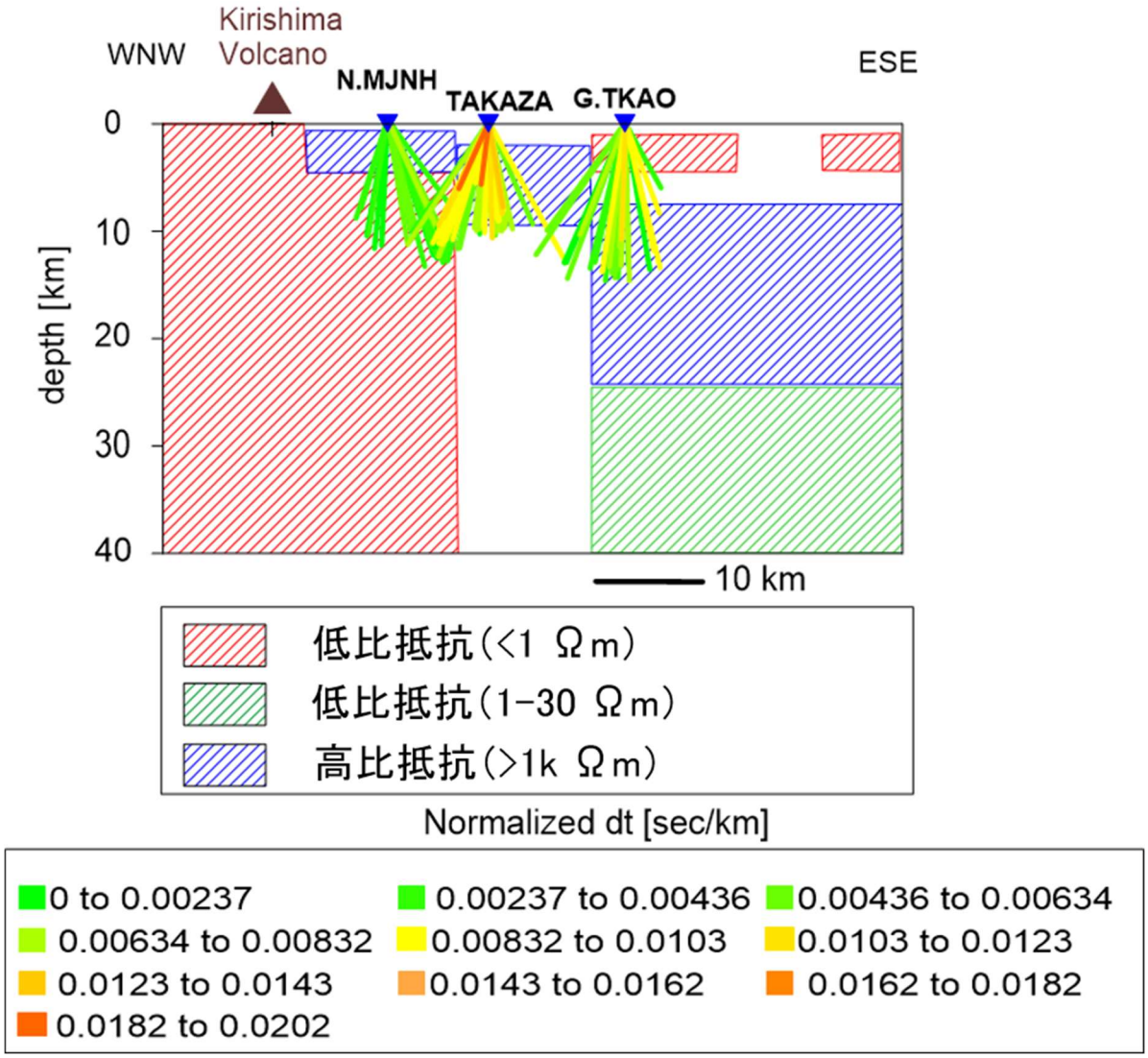


図 3.3.2-11　Ichiki et al. (2000)により推定された宮崎平野南部地域下部の二次元比抵抗分布と 3 点の観測点（N.MJNH, TAKAZA, G.TKAO）からの波線

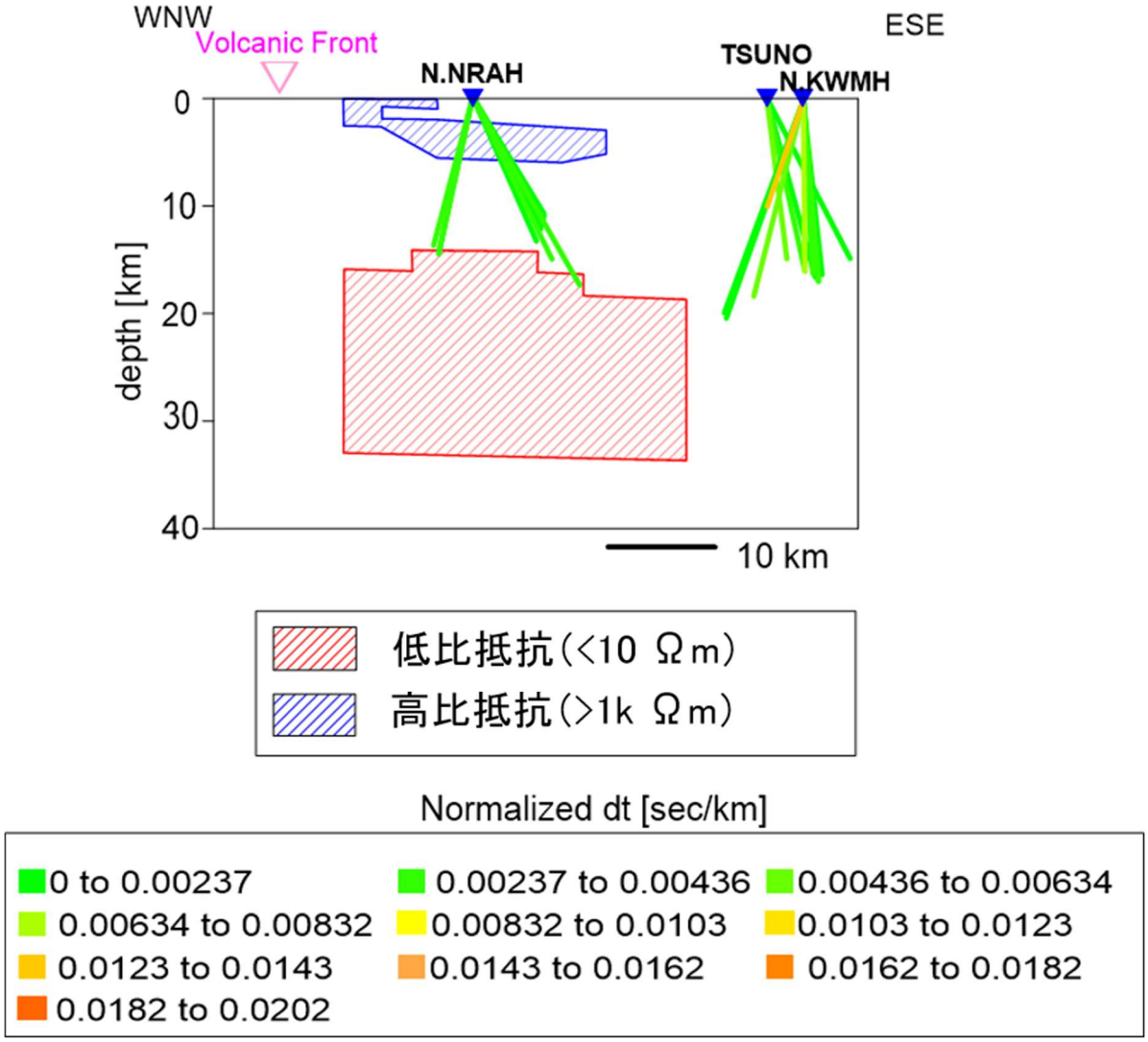


図 3.3.2-12　石丸ほか（2018）により推定された宮崎平野北部地域下部の二次元比抵抗分布と 3 点の観測点（N.NRAH, TSUNO, N.KWMH）からの波線

(3) いわき地域

地震学などの地球物理学的観測から、地殻内における深部流体の移動経路を推定するための手法の適用事例の蓄積として、令和 2 年度より福島県浜通り地域において S 波スプリッティング解析を実施している。この地域では、2011 年東北地方太平洋沖地震（Mw 9.0）（以下、「2011 年東北地震」とよぶ）の発生後、2011 年 4 月 11 日に福島県浜通りの地震（Mw 6.6）が発生した。この地震は、東北東－西南西方向に張力軸を持つ正断層型の地震で、確実度 II あるいは推定活断層とされていた井戸沢断層及び湯ノ岳断層の一部で同時に破壊が生じ、震源断層が現れたことがわかっている（堤・遠田, 2012）。これは、島弧の前弧域では、概ねプレートの沈み込みによる圧縮応力場が卓越するという予想に反する結果であった。なお、当時に比べて地震数は減少したものの現在でも地震活動が継続している。さらに、この地震の直後から、いわき市内の数か所で温泉の異常な湧き出しが報告され、その湧水は湧出量の変化を生じつつも、2018 年以降も継続した（Sato et al., 2020）。

令和 2 年度は、福島県浜通りの地震の震源域を対象に 2004 年 4 月から 2011 年 12 月までに深

さ 30 km 以浅で発生した約 5,000 個の地震データを用いて S 波スプリッティング解析を行い、φと dt の推定を行った。その結果、φの分布から、沿岸部では、方向のばらつきはあるものの、おおまかな特徴として、最大水平圧縮応力や太平洋プレートの収束方向（Yoshida et al., 2015）である西北西－東南東方向ではなく、海溝に対して平行な方向への卓越が推定され、内陸部でも、同様の特徴が示された（図 3.3.2-13）。また、地震数は 2011 年東北地震の前後で劇的に異なるものの、この地震前後で比較してもそれらφの方向が類似することが示された。この結果は、地震の選び方や手法の違いはあるが、Iidaka and Obara（2013）や Iidaka et al.（2014）による S 波スプリッティング解析から示された結果と調和的であった。

さらに、2011 年東北地震後の地震に対する距離規格化 dt 値に関する分布から、いわき市の観測点（IWAKMZ）でこの値の平均値が他の観測点と比べて高いことが示された。同観測点は、Sato et al.（2020）で示された湧水の継続している温泉付近に存在することから（図 3.3.2-14）、地殻内に存在する深部流体の移行経路を反映し、他の観測点に比べて大きな dt 値が得られたことが示唆された。

また、同観測点の近傍では、地震の分布の線状配列が複数確認できたことから、それらの分布と活断層や活断層の疑いのあるリニアメントなど（活断層研究会編, 1991）との関連性についても考察を行った。同領域では、概ね 2 系統の構造が確認でき、浅い地震の線状配列は活構造の向きと一致した。一方、深い地震の線状配列は、地表の構造線に対応して折れ曲がる様子が確認できた。この線状配列の折れ曲がりは 2 系統の構造の交差点付近にあたり、距離規格化 dt 値が大きかったことと合わせて、構造の交差する領域には多くの流体が集中する可能性が高いことが推測された。

令和 3 年度は、Sato et al.（2020）で湧水量の時間変化（減少）が示されていること、Hiramatsu et al.（2005）で地震後の dt の減衰が示されていることなどを踏まえ、φや dt の時間変化に着目し、地震データを追加してイベント後の同パラメータの時間変化について調べた。ここでは、図 3.3.2-15 で示した防災科学技術研究所の高感度地震観測網、気象庁及び東北大学が運用する 22 観測点で取得された 2012 年 1 月 1 日から 2018 年 12 月 30 日に深さ 30 km 以浅で起きた Mj 1.0 以上 Mj 3.4 以下の 13,430 個の地震を追加し、令和 2 年度分と合わせて 19,566 個の地震を対象として解析を行った。

図 3.3.2-13 に 2011 年東北地震後の 2011 年 6 月 1 日から 2011 年 12 月 30 日のデータから得られたφの分布を、図 3.3.2-16 に上述の 2012 年以降の地震データを追加して求めたφの分布を示す。両者間で、φの方向の大きな変化はなく、沿岸部では海溝に対して平行な方向となり、内陸部でもこれまでの解析を支持する結果が得られた。さらに、距離規格化 dt 値の空間分布について、図 3.3.2-17 に示したが、誤差の範囲ではあるものの、IWAKMZ、HITACH 観測点で全観測点の距離規格化 dt 値の平均値よりも高い値を示した。これについても、令和 2 年度の解析を支持する結果であった。なお、N.HTAH、N.YBKH、TU.YMZ 観測点についても距離規格化 dt 値の平均値よりも高い値が得られているが、地震数が少ないことから参考記録とした。一方、距離規格化 dt 値の時間変化については、図 3.3.2-18 以降の図に示したが、Hiramatsu et al.（2005）で示されているように、震源域直上の 7 つの観測点（図 3.3.2-16 の背景が半透明の赤色ローズダイアグラムを参照）では、時間とともに距離規格化 dt 値が減衰する様子が示された。ただし、N.THGH 観測点では、南北に距離規格化 dt 値の顕著な時間変化が見られる観測点（N.KIBH、N.JUOH）が存在するにも関わらず、距離規格化 dt 値の減衰は見られなかった（図 3.3.2-16、図 3.3.2-19 の上段左図）。この原因の一つとして考えられるのは地震数であるが、同観測点での地震数は 847 個と決して少ないわけではない。また、同観測点直下には、MT 観測（Umeda, 2015）から深さ 20～30 km に低比抵抗領域が存在することが分かっており、そこから上昇してきた流

体が定常的に地殻浅部に滞留していることが予想される。これと、距離規格化 dt 値の時間変化（減衰）が見られないこととは整合的のように思えるが、定常的に流体が存在すると想定すると、IWAKMZ 観測点のように距離規格化 dt 値が高い値を示していてもおかしくはない（図 3.3.2-17）。しかし、そのような結果は示されていないことから、今のところ原因は不明である。その他の観測点については、上記の 7 観測点のように距離規格化 dt 値の顕著な変化は見られず（図 3.3.2-19、図 3.3.2-20）、その原因の一つとして、解析に用いた地震数が少なかったことが挙げられる。

N.THGH 観測点で得られた 847 イベントの距離規格化 dt の分布について、詳しく見ると（図 3.3.2-21）、距離規格化 dt が 0.005 km/sec 付近を境に二つに分かれているように見える。そこで、この値未満とこの値以上のイベントに分け、赤丸と青丸で震源をプロットした（図 3.3.2-21、図 3.3.2-22）。赤丸で示した距離規格化 dt 値 0.005 km/sec 未満の 436 イベントは、N.THGH 観測点の北西側に位置し、北北西－南南東方向のクラスターを形成する。図 3.3.2-22 (b) の楕円で囲んだクラスターに関する φ の平均値は N154.1±11.6 °E となる。一方、青丸で示した距離規格化 dt 値 0.005 km/sec 以上の 411 イベントは、N.THGH 観測点の北東から南側に位置し、北北東－南南西方向にクラスターを形成する。図 3.3.2-22 (b) の楕円で囲んだクラスターに関する φ の平均値は N26.8±15.9 °E となる。図 3.3.2-22 (a) には、観測点近傍の活断層（棚倉活動セグメント、高萩活動セグメント: 産業技術総合研究所（2015）活断層データベースより）についても示したが、興味深いことにそれらの走向と上記の φ の方向が類似していることが分かった。これらの地震の発生と活断層との関連性については、今後詳細な検討が必要ではあるが、それぞれの活断層の走向と φ が類似し、それらのクラスターで推定された距離規格化 dt が異なることは、個々の活断層ごとに付近の流体の存在の有無や流体の移動経路となり得るクラックの多寡などの性質が異なる可能性を示しているものと考えられる。

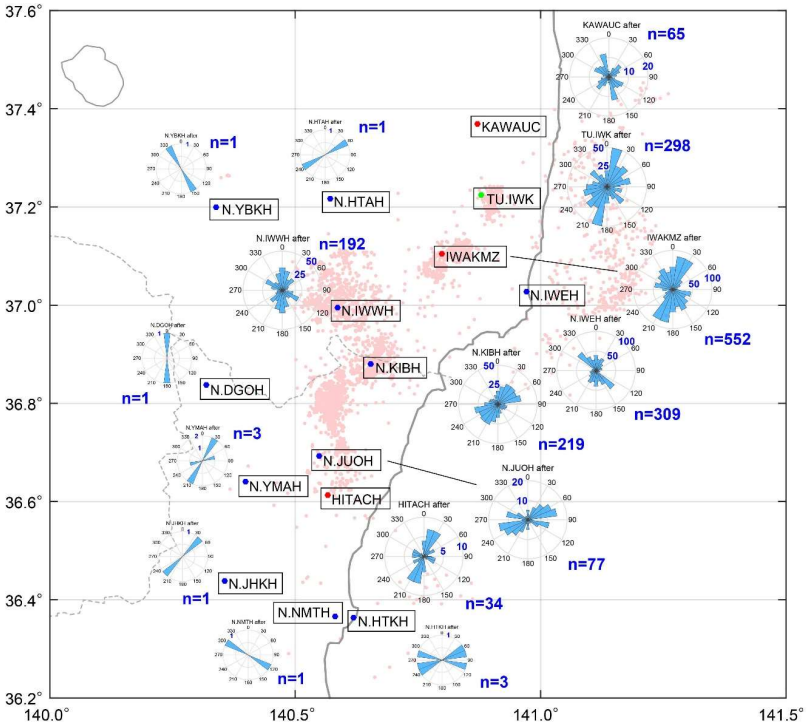


図 3.3.2-13　2011 年東北地震後に得られた各観測点の φ 方向の分布

薄色赤丸は、2011 年 6 月 1 日～2011 年 12 月 30 日に 30 km 以浅で起きた Mj 1.5 以上 Mj 1.9 以下の地震の震央を示す。n は個々の観測点で解析に用いた地震のうち、速い S 波と遅い S 波の相関係数が 0.9 以上となる地震の数を示す（原子力機構・電中研, 2021）。

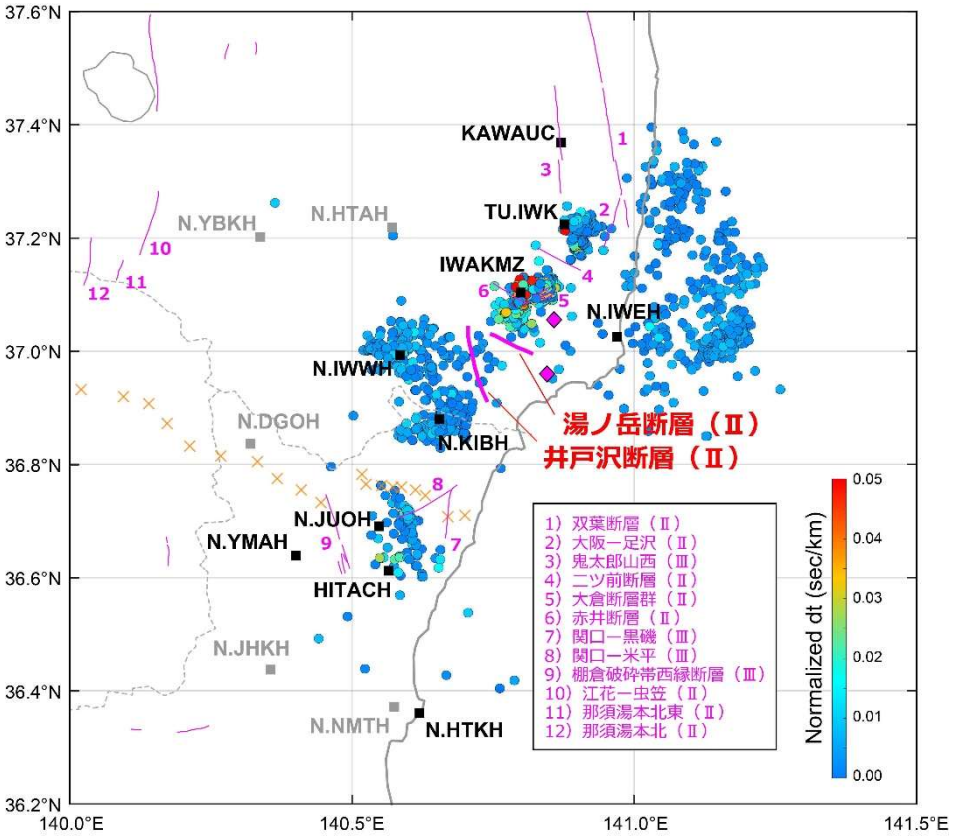


図 3.3.2-14　2011 年東北地震後に発生した地震に対する距離規格化 dt 値の分布

桃色線は活断層や活断層の疑いのあるリニアメント（活断層研究会編, 1991）とそれらの確実度を示す。また、桃色菱形は、Sato et al.（2020）で報告された湧水地点を、橙色×は Umeda et al.（2015）による電磁探査の観測点を示す。距離規格化 dt 値の統計処理の際、地震数が少なかった観測点を灰色で示している（原子力機構・電中研, 2021）。

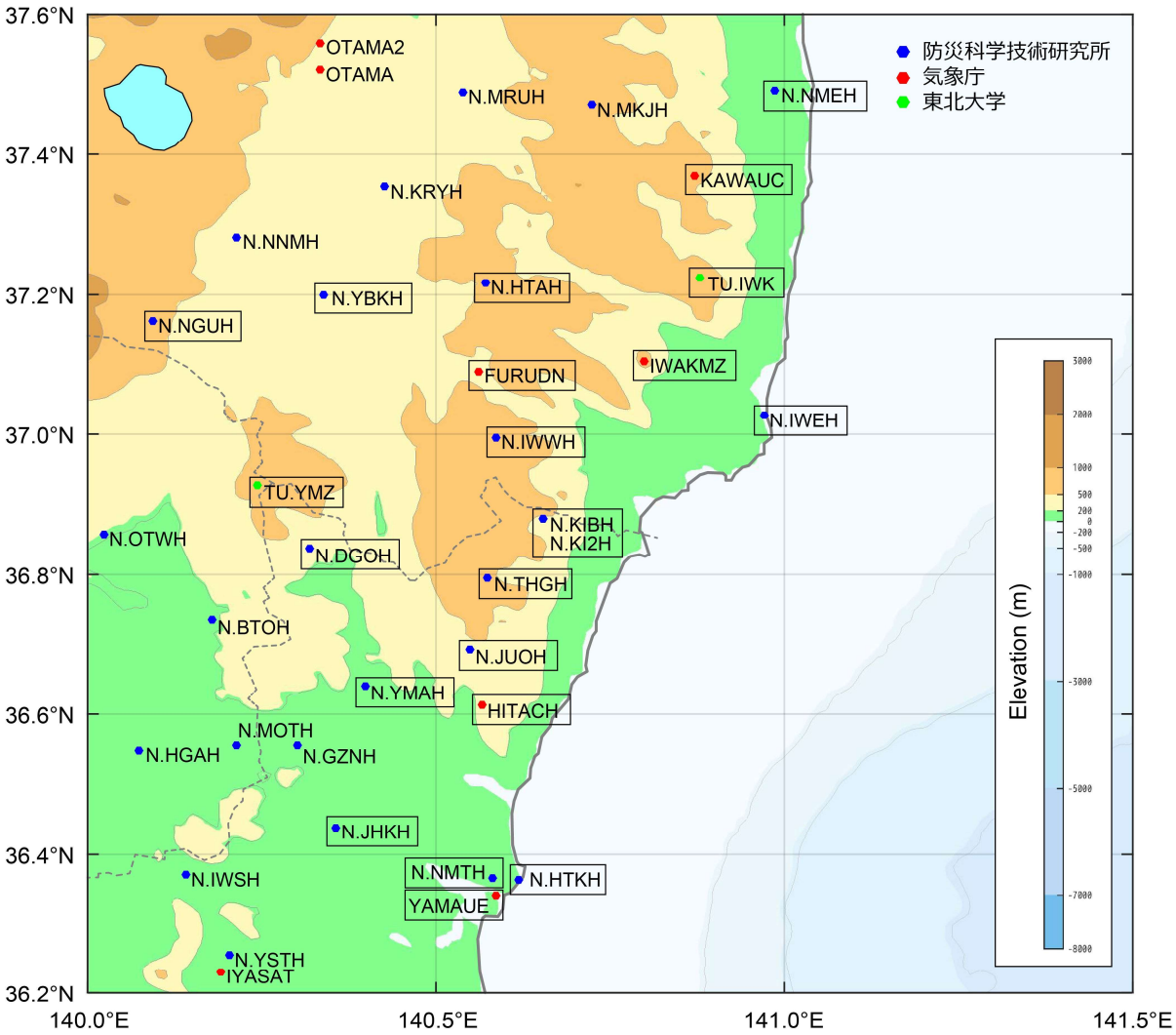


図 3.3.2-15　解析対象領域における地震観測点の分布

青丸は防災科学技術研究所、赤丸は気象庁、緑丸は東北大学の地震観測点を示す。解析では、四角形で囲んだ 22 観測点（N.KI2H は N.KIBH がリプレイスされた観測点）を使用した。

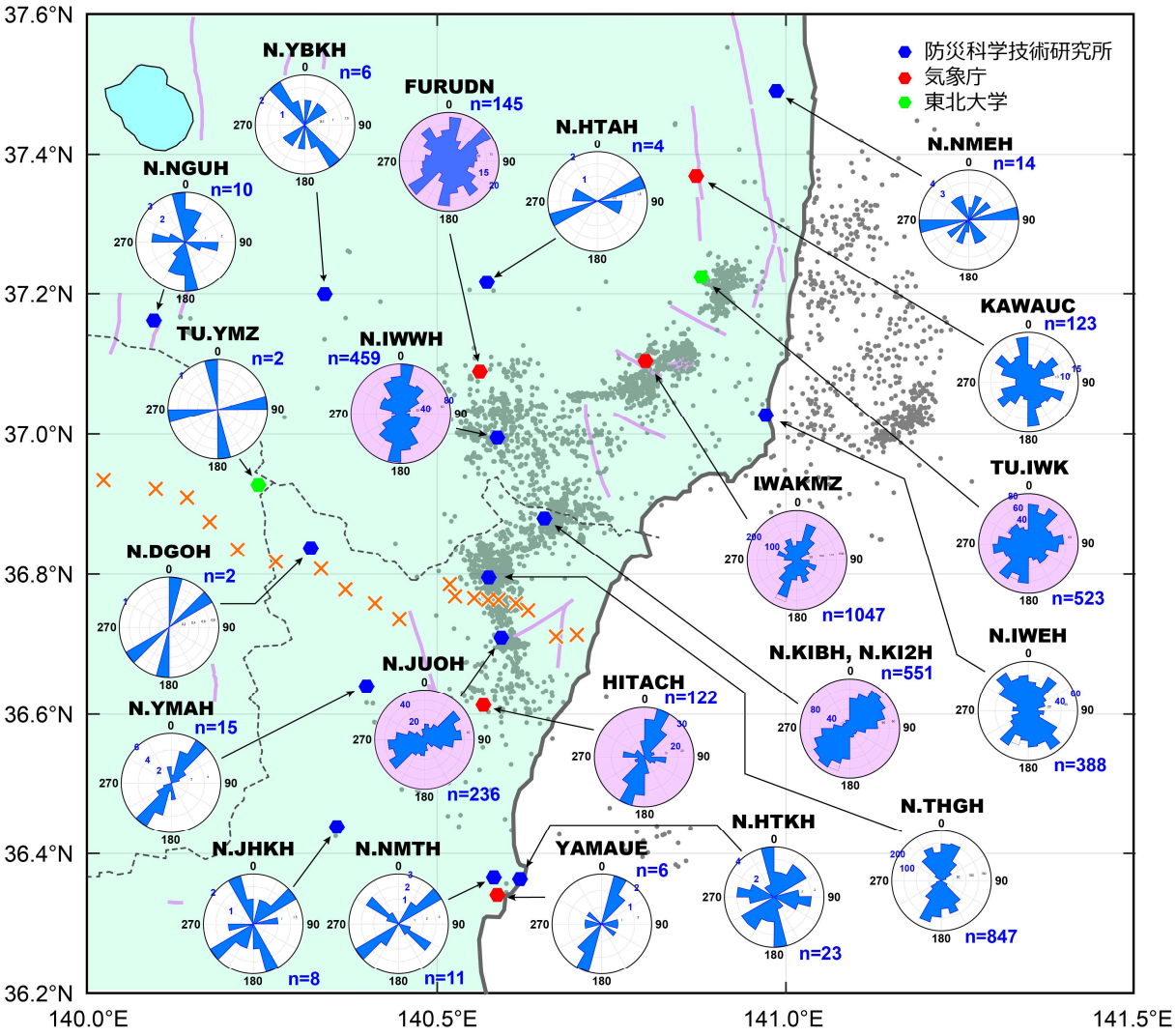


図 3.3.2-16　新たに追加したデータを用いた解析から得られた各観測点の φ 方向の分布
2004 年 4 月 9 日から 2018 年 12 月 30 日までに深さ 30 km 以浅で起きた Mj 1.0 以上 Mj 3.4 以下の地震で相関係数 0.9 以上のもの（灰色丸）を用いて解析を行った結果を示す。n は各観測点で解析に用いた相関係数が 0.9 以上の地震数を示す。令和 2 年度の解析結果も合わせてローズダイアグラムを作成した。また、ローズダイアグラムの背景が半透明の赤色の観測点は、距離規格化 dt 値の時間変化が明瞭な観測点（図 3.3.2-18 参照）を示す。さらに、Umeda et al. (2015) で実施した電磁探査の測線を橙色×で示した。

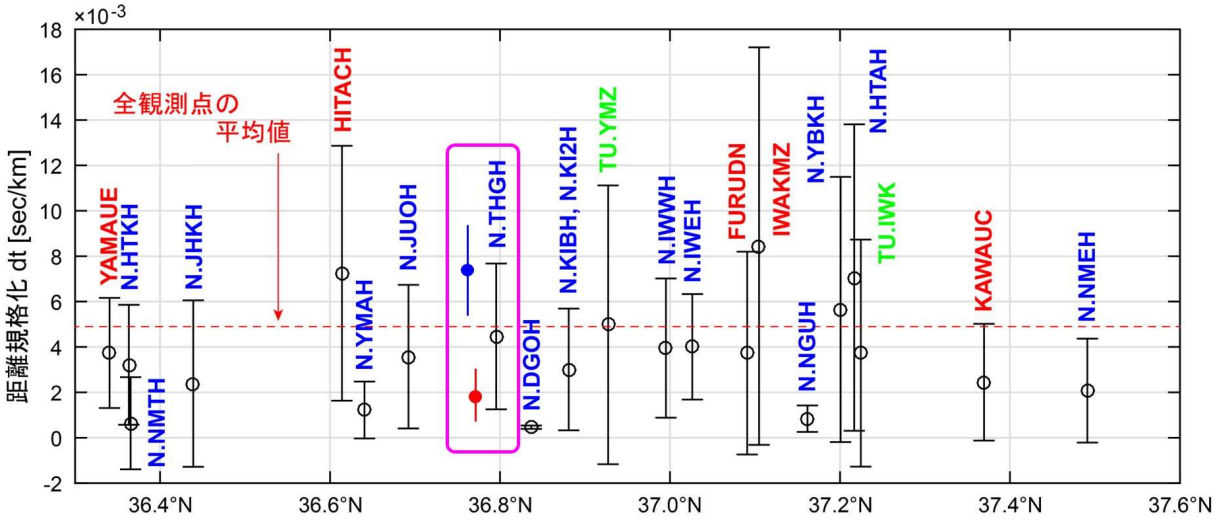


図 3.3.2-17　距離規格化 dt の空間変化

個々の観測点で、距離規格化 dt の平均値（白丸）とそれらの標準偏差（エラーバー）を計算し、観測点名とともに緯度方向に沿ってプロットした。青色は防災科学技術研究所、赤色は気象庁、緑色は東北大学の観測点を示す。また、赤色点線で全観測点の距離規格化 dt の平均値を示した。なお、N.THGH 観測点については、全データの平均値を白丸で、距離規格化 dt の速いグループを赤丸、遅いグループを青丸で示した。

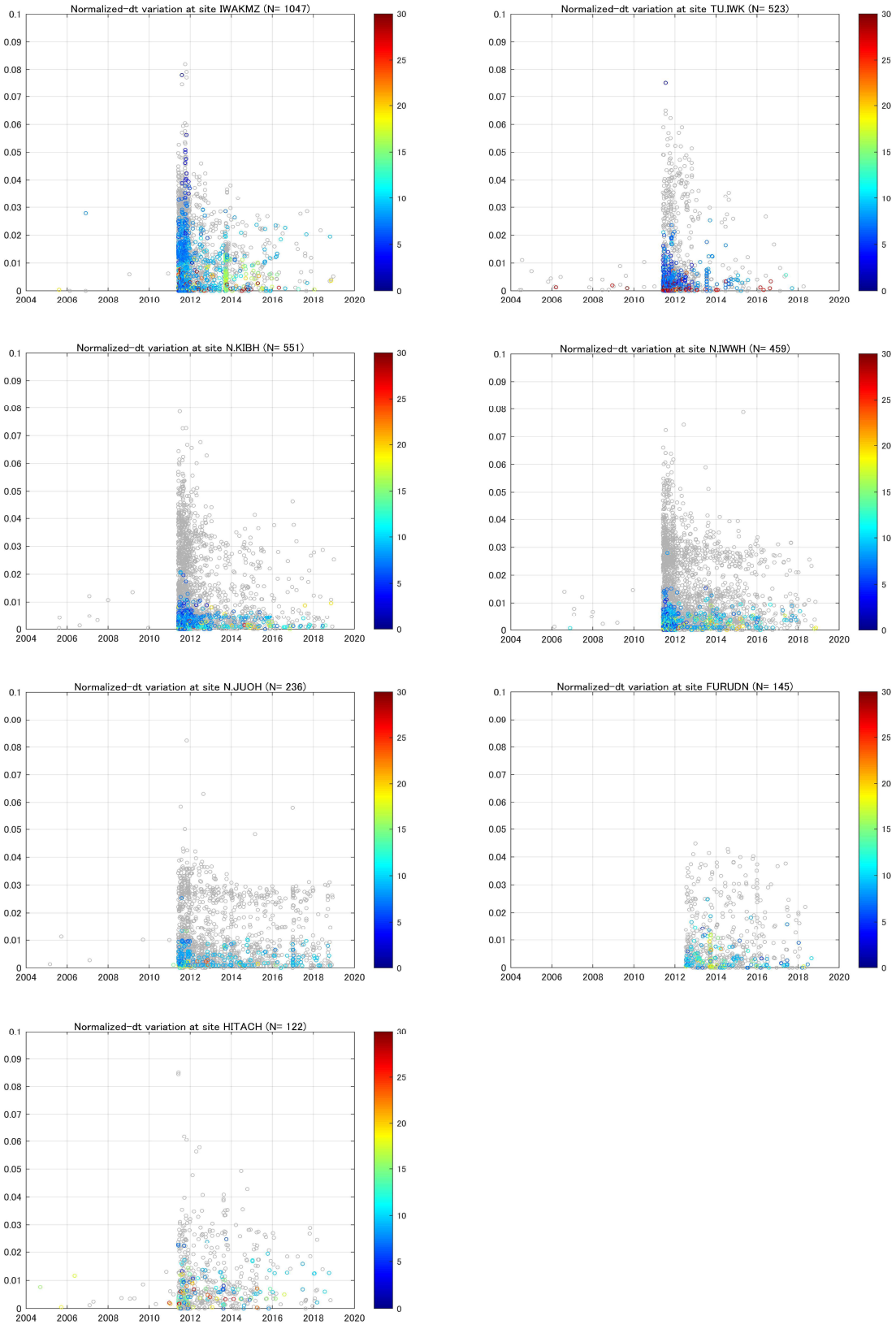


図 3.3.2-18　距離規格化 dt の時間変化（1）（時間変化が明瞭な観測点の結果）
色付きの丸は、速い S 波と遅い S 波の相関係数が 0.9 以上の地震を、また、それらの色は震源の深さを、N はそれらの地震数を示す。灰色丸は、相関係数が 0.9 未満の地震を示す。

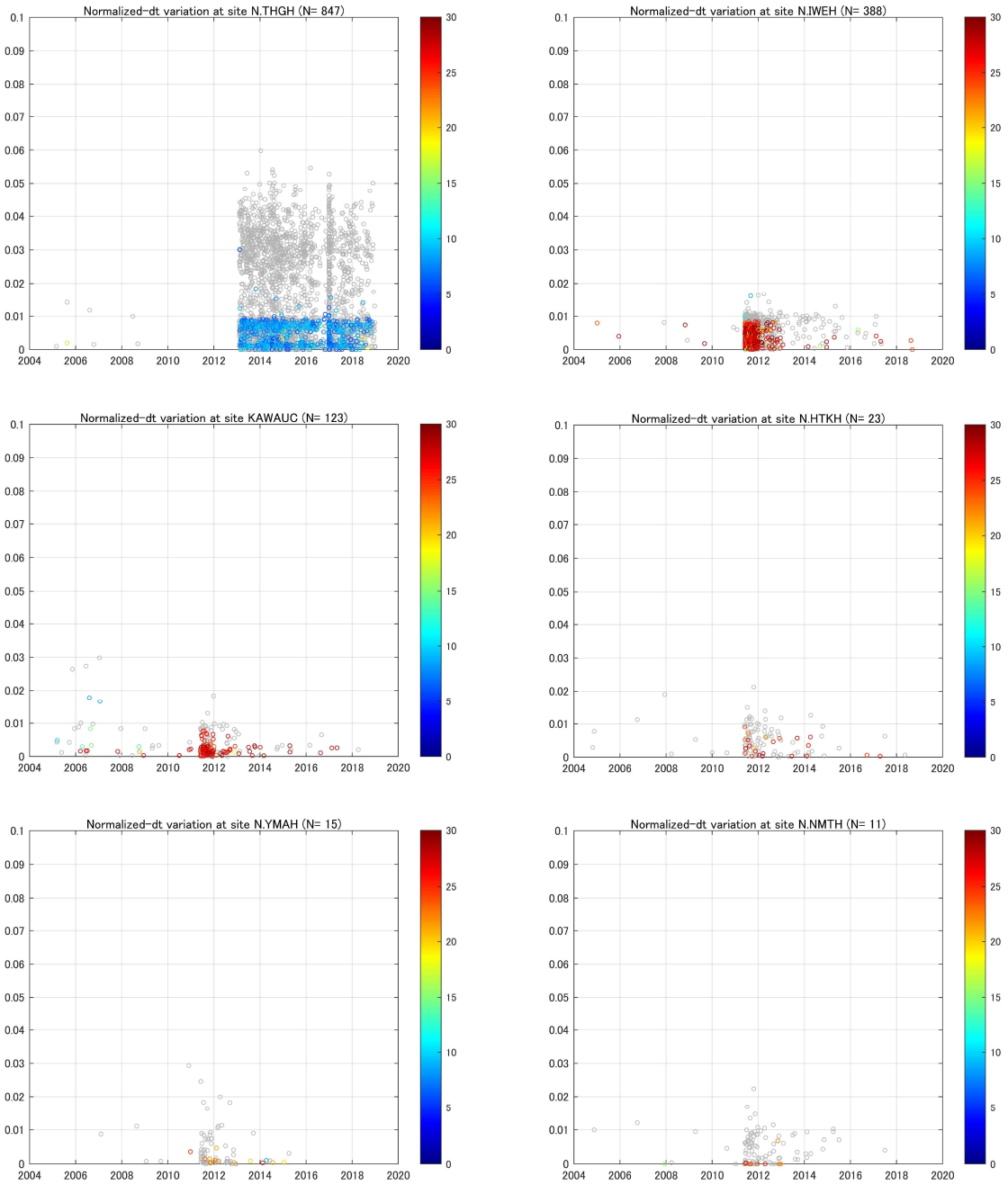


図 3.3.2-19　距離規格化 dt の時間変化（2）（時間変化が不明瞭な観測点の結果）
色付きの丸は、速い S 波と遅い S 波の相関係数が 0.9 以上の地震を、また、それらの色は震源の深さを、N はそれらの地震数を示す。灰色丸は、相関係数が 0.9 未満の地震を示す。

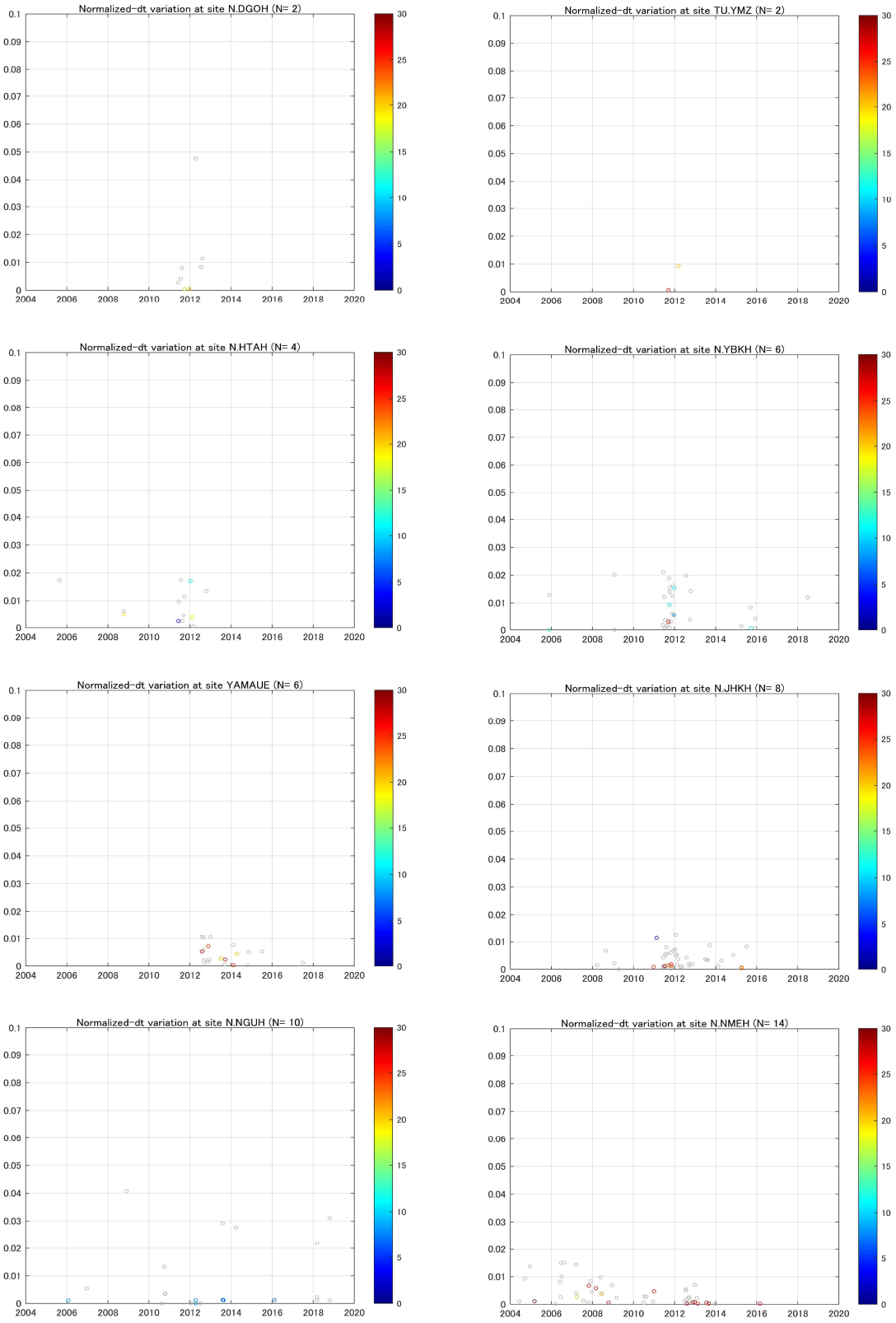


図 3.3.2-20　距離規格化 dt の時間変化（3）（地震数も少なく時間変化が不明瞭な観測点の結果）

色付きの丸は、速い S 波と遅い S 波の相関係数が 0.9 以上の地震を、また、それらの色は震源の深さを、N はそれらの地震数を示す。灰色丸は、相関係数が 0.9 未満の地震を示す。

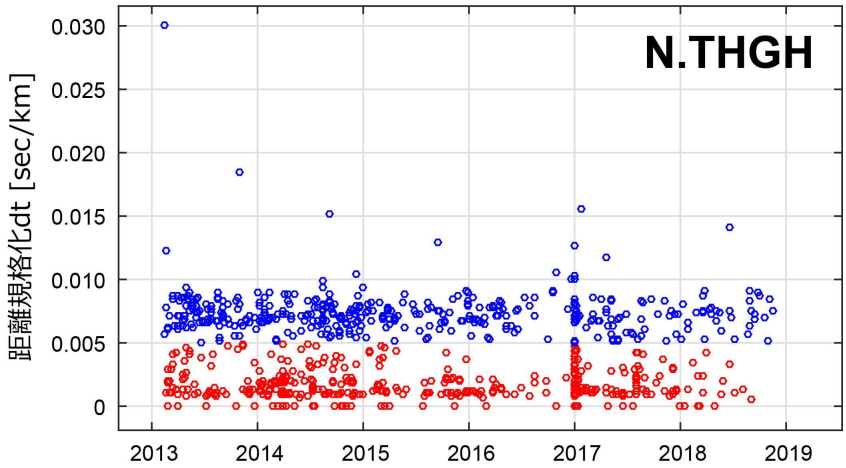


図 3.3.2-21　N.THGH 観測点における距離規格化 dt のグループ化

距離規格化 dt について、0.005 sec/km 未満の地震を赤丸、それ以上の地震を青丸で示した。

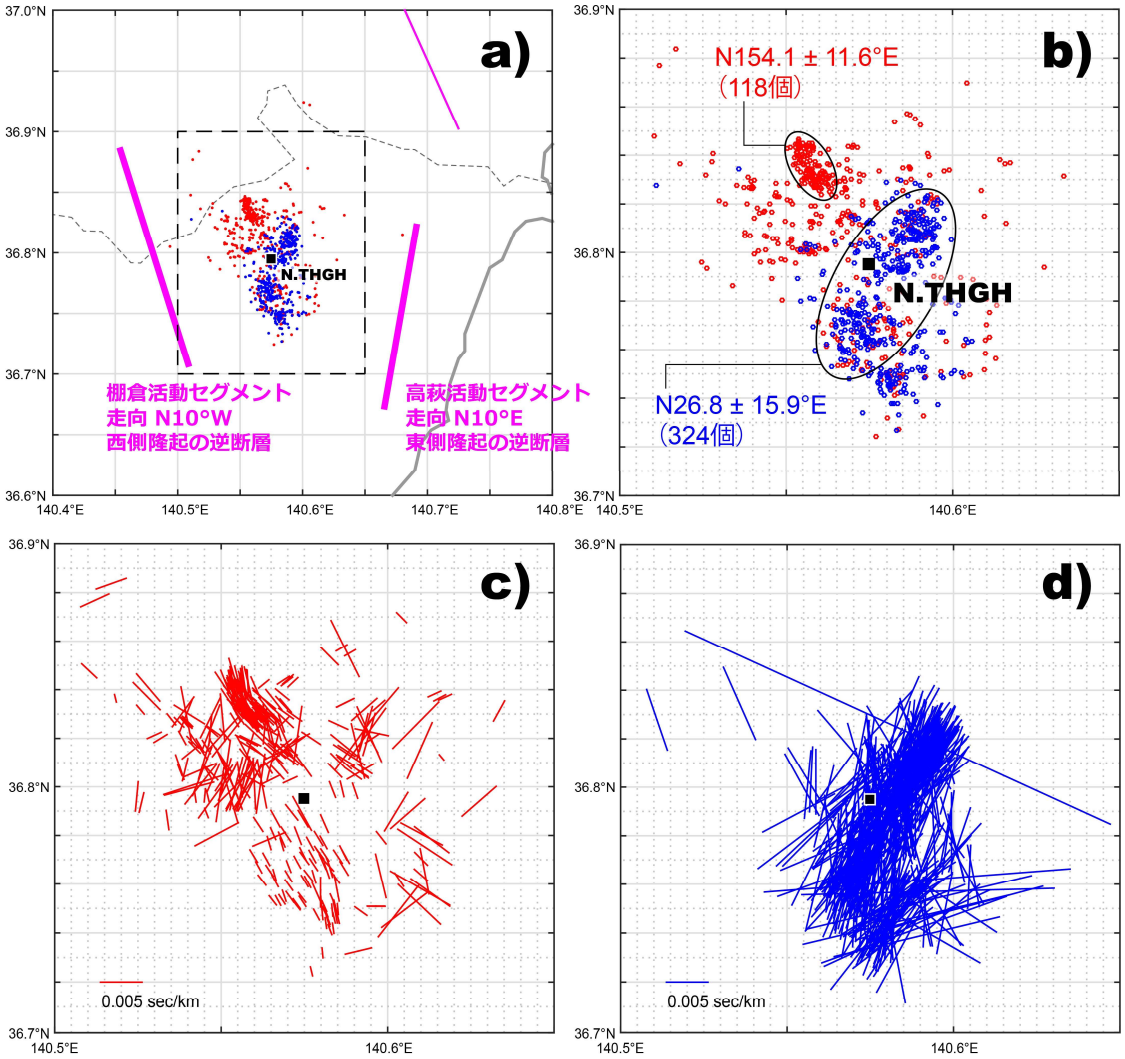


図 3.3.2-22　N.THGH 観測点近傍の活断層と距離規格化 dt 及び ϕ の分布

a）活断層セグメントと震央分布、点線の四角形で囲んだ領域の拡大図を b）に示す。c）距離規格化 dt の速いグループの震央における ϕ の方向の分布（震央は b)、d）距離規格化 dt の遅いグループの震央における ϕ の方向の分布（震央は b）を示す。黒色の四角形は、観測点を示す。

3.3.3 地形・地質学的検討

(1) 深部流体の移動経路の検討に関する地形・地質学的手法の整理、着眼点

1) リニアメント判読の考え方

巨視的にみて線状に認識できる地形的特徴（リニアメント）の一部は、地下の地質構造（地質境界、層理面）や断裂系（断層、破砕帯、節理）の特徴及び分布と関連することが指摘されている（例えば、木立, 1980; 鈴木, 1997）。活断層による地表の変位が線状の地形を成す場合のほか、地域ごとに存在する地質構造や断裂系が構造的弱面を構成し、侵食や風化が周囲と比べて卓越することで、数 100 m～数 km 規模の直線谷や凹地などの地形として現れているとの考え方である。そして、リニアメントの地点周辺の地下岩盤には成因と関係しうる露頭スケールの多数のクラック・破砕帯やそれらを経路とする湧水（天水起源などの浅部地下水を含む）が確認される場合がある（笠ほか, 1999）。また、地すべり地や崩壊地を推定する手がかりとなるため、土木施工や治山などの観点からも注意すべき基礎的な地形・地質情報として扱われる。そのため、広域的な地盤の不均質性や土木施工上注意すべき地点を現地調査前に概査するツールとして、航空写真や衛星写真、数値標高モデルを用いて古くからリニアメントの地形判読が行われている。

深部流体の移動経路は断層や構造線などに沿って存在する水みちを利用しているものと考えられている（風早ほか, 2014）。したがって、リニアメントを深部流体の水みちを構成する断層や構造線等の構造的弱面の指標とすれば、リニアメントの判読によりそれらを抽出することが可能と考えられる。しかし、判読したリニアメントには地盤の弱面と関係が小さい河川の侵食などによる直線的地形も含まれるうえに、実際には熱水湧出が知られる地域においても、大部分のリニアメント沿いには深部からの湧水地点が確認されていない。さらに、平野部などの基盤岩が堆積層で覆われた場所ではリニアメント自体が不明瞭で判読できないことが多い。つまり、深部流体の移動経路の観点からは、リニアメントには①構造的弱面を伴うか、②深部流体が賦存する深部まで弱面が連続するか、③弱面が水みちとして機能するか、④地形で判読可能なリニアメントの偏りといった複数の不確かさが存在している。さらに、地形としての明瞭さは地質・形成年代・侵食速度・植生などにも影響される。そのため、地形判読の段階でそれぞれのリニアメント単体に着目した評価は困難であり、個々のリニアメントの水みちとの関係を評価するためには、最終的に現地調査・ボーリング調査などにより構造的弱面や湧水の有無や連続性の把握が必要である。一方で、リニアメントを（現在湧水がなくとも）潜在的に水みちとなりうる地下の構造的異常を示唆する地形と考えると、複数のリニアメントの分布に基づく分布密度が高い場所・リニアメントの交差地点といった特徴的な領域を抽出する検討であれば、深部流体の移動経路となる岩盤の弱面が分布する可能性が高い地点を概査する観点で、相対的な地域評価ができる可能性がある。このような観点で、現在地表で熱水が湧出する川湯温泉・湯の峰温泉を含む本宮地域を事例として、範囲を西方へ広げ、昨年度に引き続き空中写真判読を行い、リニアメントを抽出した結果を(2)本宮地域 1)地形学的検討結果に示す。(3)松代地域については、今年度は地形学的検討は実施していない。

2) S 波スプリッティング解析と割れ目調査結果との比較方法

S 波スプリッティング解析の結果得られる速い S 波の振動方向（φ）は、地震波が通過してくる経路上のクラックの伸びの方向を向いていると考えられるが、本事業においてφと地質調査によって得られる地表の割れ目分布との対応関係の検討は昨年度から開始されたばかりであり、明確な比較の指針が無いのが現状である。昨年度は、露頭において、割れ目がある方向に伸びている区間を、φの方向と比較したが、地震学的に得られるφと露頭内のメートル規模の情報とのスケールの違いが大きく、その比較が妥当なのか不明である。また、リニアメントと地表の割れ目

との比較についても、検討に適した露頭が見つからなかったため、必ずしも検討が進んでいない。現時点においては、露頭を細かい領域に分割して比較することよりも、各露頭における割れ目の方向をステレオ投影図やローズダイアグラムで集合として示し、ϕ との比較を行っていくことが、どのような比較検討方法があり得るかを考える上でも妥当と考えた。将来的には、露出の良い露頭に臨時地震観測点を設けて S 波スプリッティング解析を行い、付近の多くの露頭の多数の割れ目計測結果と比較することが必要と考えられる。今年度の割れ目調査結果と S 波スプリッティング解析との比較は、(2)本宮地域、(3)松代地域の地質学的検討の項で示す。それぞれの地域で、露頭調査の地点を増やした。

3) 露頭調査で用いる割れ目解析手法

岩盤中の流体は、割れ目やゆるみ領域などからなる都合のよい経路（水みち）を選択的に流れていることは広く認識されているものの（例えば、Ewert, 1985、今泉ほか, 2003）、移動経路となる部分の構造的特徴についてはいまだ不明な点が多い。これまで、地下坑道や内陸地震発生に関わる深部流体の移動に関する研究から、断層や割れ目の交差、分岐（スプレー構造）、ステップ構造などの特徴的な構造の存在が相対的に高透水性を生みだすモデルが提示されている（例えば、渡辺, 1995、Sibson, 2020）。しかし、深部流体の経路を考えた場合、露頭で観察される構造の地殻規模の連結性は不明であり、地殻規模の断層の単純なモデルが露頭規模の割れ目の特徴的な構造として縮小され、それのみが表れていることは、露頭の割れ目分布形態の多様性からは考えにくい。モデルの露頭への適合性を確かめるのではなく、実際の露頭の全湧出地点を説明し得る評価手法が必要である。そこで、昨年度から川湯温泉露頭の温泉湧出地点を説明できる構造的特徴は何かという観点と、分岐・ステップ構造を包含した考え方はできないかという観点から、評価手法の検討を開始した。ただし、従来の分岐やステップに着目する考え方と、新しい方法との整合性は、適用する際に問われることを意識して手法を開発する必要がある。

評価手法のデザインで重要なことは、効果的に湧出地点の構造的特徴を捉える手法であることは当然のこととして、技術的・経済的制約が想定される中での事業における調査手法としての実施可能性である。つまり、実際の概要調査等において、現場の負担が少なく汎用性の高い深部流体移行経路の把握手法であることが必要である。すなわち、露頭でのデータが比較的容易に（例えば、事業においては地質技術者の指導の下で、調査員が測定値を）得られること、露頭だけでなくボーリングや調査坑道でも実施できること、解析において高度な専門的判断が不要である（機械的である）こと、そして、湧水地点とはなっていない箇所も含めて抽出することを許容することにより、実施可能性を確保できるのではないかと考えた。最後の抽出の考え方は、ある特定の事例調査から考案されるジェネリックな手法を特定地域に適用した場合に、地域固有の原因によって失敗する（全ての湧出地点を指摘しきれない）可能性を許容し、手法としての修正可能性を確保する（PDCA が実施可能な形で提示する）ことを重視した。PDCA を可能にするためには、短期間で客観的（機械的）に実施できることも重要である。

最近、Schneeberger et al. (2018)は、割れ目のすべり傾向解析（slip tendency analysis）や、渡辺（1995）が示したような割れ目交差部の分布に基づき、地下坑道施設における地質構造的透水好適性（structural-permeability favorability）のマップを示し、10m 四方のセルに分けた上で、湧水地点が地質構造的透水好適性の高いセルに位置していることを示した。この方法は、網羅的に湧出しやすい候補地点を抽出し、その中の湧出地点を確認しており、昨年度に我々が試みた手法の考え方と共通する。ただし、あらかじめ面的に露出する露頭を常に想定することは、本事業では不可能である。しかし、Schneeberger et al.（2018）の考え方を参考に、露頭の全湧出地点を網羅するような、複数の地質構造的特徴（地質構造的透水好適性 ; 図 3.3.3-1）を示してい

くことは試みる価値があると考えた。なお、すべり傾向解析は、既知の応力場を前提とするため、概要調査の初期段階で適用可能である保証がない。すべり傾向解析を実施した場合の成功（湧水地点の抽出）の見込みは、今後確認する必要があるものの、今年度においてはすべり傾向解析は実施しないこととした。

調査方法は、スキャンライン法である。露頭沿いに巻尺を這わせて概ね水平な測線を設定し、測線と交差する割れ目の位置及び姿勢を記録した。記録した割れ目は、堆積岩の場合には層理面沿いのものは除外し、見かけ長さが 30 cm 以上連続したものを対象とした。地質構造的透水好適性を検討するにあたって今回とりあげた 5 種類の構造的特徴の模式図を図 3.3.3-2 に示し、以下に簡単な説明を加える。いずれの検討も、表計算ソフトで簡単に実施できる。5 種類の手法のうち、①走向ベクトル累積プロットと、②隣接面夾角ランクは昨年度と同じである。新たに③割れ目間距離、④割れ目方向の集中度パラメータ（k）、⑤割れ目交線の傾斜角度の平均傾斜角度卓越領域を用いた。以下に各手法の説明を加える。

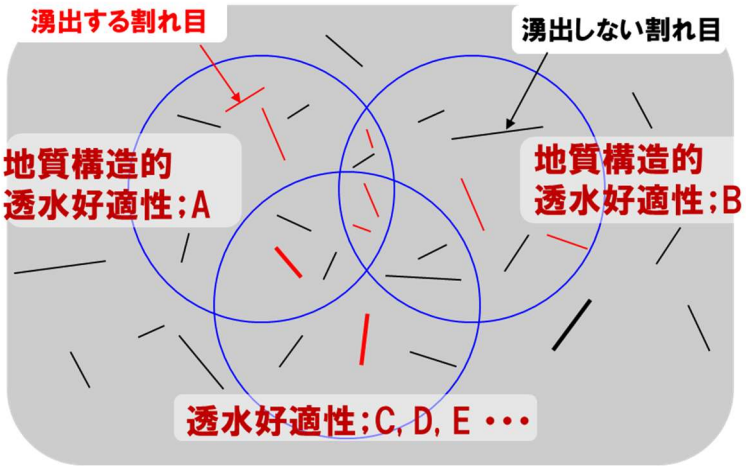


図 3.3.3-1　地質構造的透水好適性の概念図

湧出する割れ目（赤）を、複数の地質構造的透水好適性（複数の青丸）により網羅することにより、それ以外の割れ目（青丸外の割れ目）からスクリーニングされる。この図では、割れ目の長さや配置は空間分布を意味しない。赤及び黒の短線は、太線は断層、細線は節理をイメージしたもの。

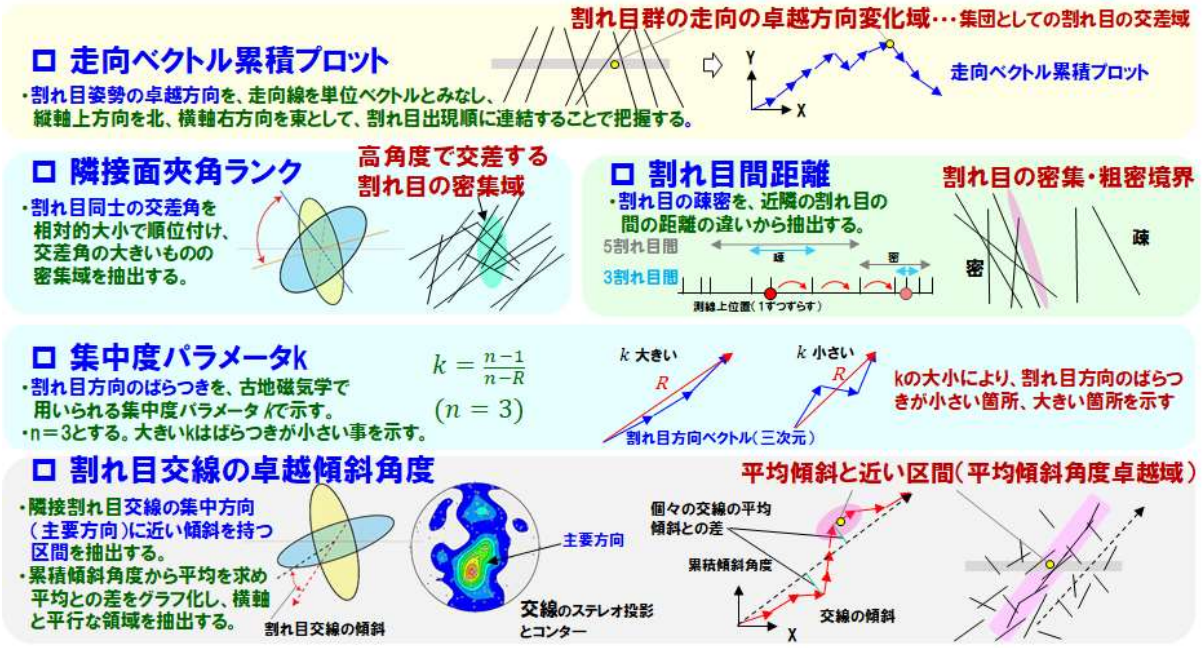


図 3.3.3-2　地質構造的透水好適性の模式図

走向ベクトル累積プロットは昨年度と同様であり、測線沿いに順に遭遇する割れ目の走向を、その方向の単位ベクトルとみなし、各終点を次のデータの始点として連ねたものである。東向きを横軸方向、北向きを縦軸方向にとり、北から時計回りに計測される走向のサインの累積が横軸、コサインの累積が縦軸となる。類似した走向の割れ目が連続的に現れる領域は、その類似した走向方向に累積ベクトルが伸びていくことになる。したがって、走向の傾向が変わると、累積ベクトルの折れ曲がりとして認識され、この折れ曲がりが割れ目群の走向の卓越方向変化域として、類似走向を持つ領域を分ける境界となる。追加調査などによって測線距離が伸びる場合でも、既測定部分のプロットは変化しない。この意味である露頭のデータ増加に対し頑健性をもつ。距離の情報はこのプロットに現れない。

隣接面夾角ランクも昨年度と同様である。測線沿いに順に遭遇する割れ目のペアから、2 つの割れ目の交差角度（2 つの走向ではなく、2 つの割れ目法線のなす角で、最大 90°）を求めた後、相対的に小さな交差角度から大きい交差角度へ、1 から順に順位をつけていく。ここでは、順位の値の 3 データ移動平均をとることによって、相対的に大きな角度の夾角の密集領域を抽出する。この値は、ある露頭などの測線距離が伸び、データが増えると、各夾角の順位の変化に伴い変化する。距離の情報はこのプロットに現れない。横軸は走向ベクトル累積プロットの横軸を用い、比較に供する。

割れ目間距離は、割れ目の密集の程度や疎密境界を抽出するため、注目割れ目を中点とする 3 つまたは 5 つの割れ目について、両端の割れ目の間の距離を取ったものである。注目割れ目は、一つずつずらしていく。割れ目が疎らに分布する場合にグラフとしてはピークが現れ、その両端部が割れ目密度の疎密境界となる。このデータも、ある露頭の測線長・データ増加に対して変化せず、頑健である。横軸は走向ベクトル累積プロットの横軸を用い、縦軸は距離のプロットとなる。

集中度パラメータ k は、方向の揃い方を定量的に評価する尺度で、古地磁気学分野で多用されている（例えば、小玉, 1999）。面の法線を単位ベクトルとみなし、隣接する 3 つの割れ目ごとに

算出する。注目割れ目は、割れ目間距離と同様に、一つずつずらしていく。割れ目方向がよく揃っているとkの値は大きくなる。今回実施したように隣接3データを用いた場合には、ある露頭の測線長・データ増加に対して変化せず頑健であるが、露頭全体のデータに対して適用する場合にはデータ増加により変化する。横軸は走向ベクトル累積プロットの横軸を用い、縦軸はkの対数で示す。距離の情報はこのプロットに現れない。

割れ目交線の傾斜角度の平均傾斜角度卓越領域は、流体が最も通りやすい割れ目（hydraulically most convenient routes）（Ewert, 1985）が、露頭全体で最も卓越する割れ目交線の方向であろうという仮定のもと、その方向を抽出しようとする試みである。今回は、露頭全体でみた隣接割れ目交線の卓越傾斜角度に対する、ある割れ目交線の傾斜角度のずれとしてこれを抽出することにした。具体的には、測定された割れ目の隣接ペアから交線の姿勢（方位と傾斜角度）を計算し、交線の傾斜角度を累積し（順に足していき）、始点と終点を結んだ線の傾きから交線の平均傾斜角度を出し、それぞれの地点の累積値からその地点の平均傾斜角度累積値を引いた残差を連続的にプロットした。横軸は走向ベクトル累積プロットの横軸を用いる。交線の卓越傾斜角度に近い傾斜を持つ交線の密集領域は、横軸と平行な領域として抽出される。卓越傾斜角度は、露頭の調査測線・データ増加に伴って変化する。

これらの方法を組み合わせることで、従来から着目されてきた分岐・ステップ構造も包含する評価となると考えられる。分岐（スプレー構造）は、1本の割れ目に対して斜交する複数の割れ目の会合部である。また、ステップはスプレー構造が2つ組み合わさったものである。これらは、「単純な構造に斜交して会合する複雑な構造の境界部分」という幾何学的特徴を持つ。今回試みる方法のうち、例えば、走向ベクトル累積プロットにおける卓越方向の変化域と割れ目間距離（割れ目の疎密）から、相対的に単純な構造を持つ領域と、これと斜交し相対的に複雑な構造を持つ領域の会合部を機械的に抽出できると考えられる。割れ目の疎密や複雑さの違う領域が接していると、領域ごとの物性の違いによる変形の違いが想定され（図 3.3.3-3）、領域境界付近には、割れ目やせん断応力の大きな部分が形成され、水みちができやすくなると考えられる。

露頭における割れ目解析結果については、(2)本宮地域、(3)松代地域の地質学的検討の項で、地質構造的透水好適性の検討として述べる。

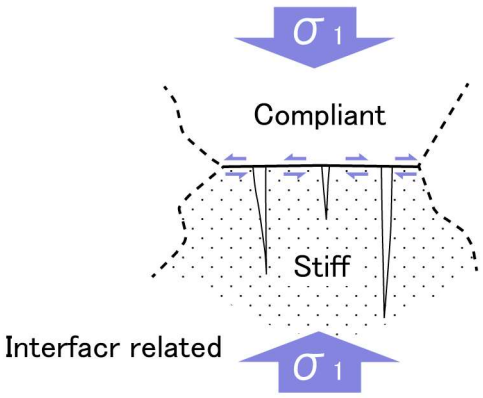


図 3.3.3-3　物性の異なる領域の接触境界付近で割れ目が形成される概念図
相対的に軟らかく変形に追随する部分（compliant）と、硬く変形に追随しない部分（stiff）が接している時、硬い部分に割れ目が形成される。Tapponnier and Brace (1976)に加筆。

4) 地質体の分布に関する着眼点

ここでは本宮地域の川湯温泉露頭を例に、文献・概要調査において深部流体上昇経路となりえる地域を抽出する際の地質体に関する留意点を簡単にまとめておく。川湯温泉露頭では石英斑岩から温泉が湧出している。石英斑岩などの珪長質岩脈（一部安山岩質）が上昇経路と考えられている温泉の例を表 3.3.3-1 に示す。スラブ起源の深部流体とされる有馬温泉が含まれている。

表 3.3.3-1　珪長質岩脈に沿って湧出する温泉の例

温泉名	都道府県	貫入岩	自然湧出	参考文献
川湯温泉	和歌山県	石英斑岩岩脈	○	-
南紀白浜湯崎温泉	和歌山県	酸性岩岩頸		日本温泉科学会（2020）
飯豊温泉	山形県	流紋岩岩脈	○	日本温泉科学会（2020）
法師温泉	群馬県	ひん岩	○	日本温泉科学会（2020）
別所温泉	長野県	ひん岩	○（過去）	日本温泉科学会（2020）
黒薙温泉	富山県	斑岩岩脈	○	山口（1955）
鐘釣温泉	富山県	斑岩岩脈	○	山口（1955）、佐藤ほか（1981）
有馬温泉	兵庫県	石英流紋岩岩脈	○（過去）	西村ほか（2015）
湯田温泉	山口県	石英斑岩岩脈		西山ほか（2021）

深部流体の上昇経路は、一般に、構造線、断層等と考えられている（産総研, 2012、風早ほか, 2014）。しかし、深部流体で注目される有馬温泉と川湯温泉の温泉上昇経路が共通して珪長質岩脈であることは、処分事業における文献調査や概要調査において地質学的観点から珪長質岩脈の分布や産状を確認する必要性を示している。

(2) 本宮地域

1) 地形学的検討

今年度は後述する地質学検討で対象とする露頭調査地点の周辺を含めるために、西方に判読範囲を拡大した。その結果、判読範囲は東西約 35 km 、南北約 20 km の 700 km² ほどの領域となった。用いた空中写真は米軍撮影の白黒写真（縮尺約 4 万分の 1）で、地形の判読基準は、昨年度と同様である。判読の結果を図 3.3.3-4 に示す。範囲全域に直線谷及び凹部の連なりを主体とするさまざまな方向のリニアメントが認められる。リニアメントの規模は最短が 260 m、最長が 12.5 km である。現在の河川流路に沿って伸びるリニアメントは少なく、複数の谷や尾根を横断する長いリニアメントも抽出された。判読段階においては、これらのリニアメントに沿って弱面が存在し、さらに地下深部まで連続するかは不明である。しかし、現在地表から熱水が湧出する湯の峰温泉、渡瀬温泉付近は、リニアメントとして抽出された。渡瀬温泉は、2 条のリニアメントが直交する地点に位置する。なお、上原ほか(2005)は、川湯温泉・湯の峰温泉で湧出する深部流体の経路として珪長質岩脈（石英斑岩）沿いを挙げているが、岩脈に沿って伸びるリニアメントは抽出されなかった。これらのリニアメント判読結果について、特徴的な分布を示す領域を抽出して既知の熱水湧出地点の位置と比較を試みる。

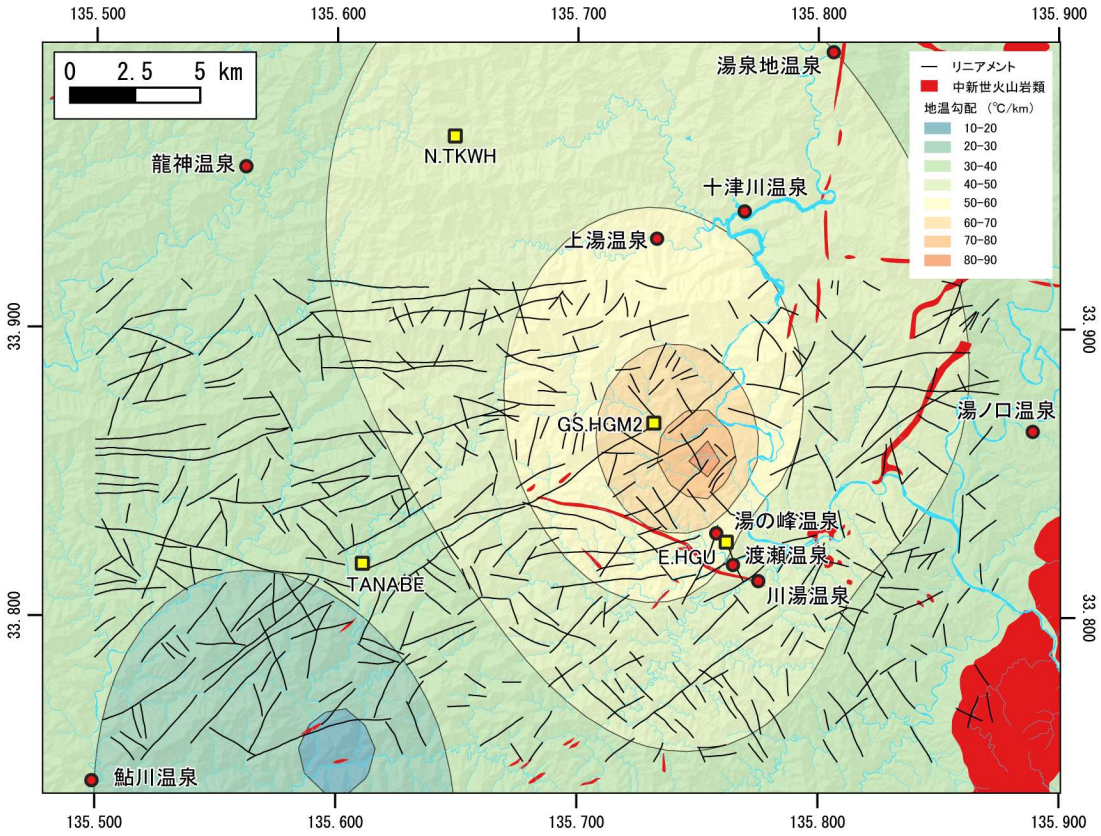


図 3.3.3-4　リニアメント判読結果

赤丸は金原(2005)を参考に温泉位置、黄四角は地震観測点を示す。コンターは産総研地質調査総合センター(2009)の地温勾配を示す。中新世火山岩類の分布は産総研地質調査総合センター(2020)による。背景に地理院タイル（陰影起伏図）を用いた。

図 3.3.3-5 に判読したリニアメントの分布及び分布密度を示す。分布密度の大きい領域は、岩盤中の水みちとなりうる割れ目が多く分布している可能性が大きく、湧出経路を形成しやすい地域であるとの観点である。田辺中辺路観測点（TANABE）の南西に相対的に分布密度が大きい領域が認められる。しかし、当該地域に既知の温泉はなく、湧水があるかは不明である。また、川湯温泉や湯の峰温泉が位置する本宮観測点（E.HGU）の南東側は、リニアメント密度が高い傾向は認められない。したがって、リニアメント密度のみで熱水湧出地点を検出することは困難である。

次に、リニアメントの交差について検討する。断層面・破砕帯などの弱部が交差するあるいは片方が切られる地点の近傍は、それぞれの変位や破砕の影響を受けて流体の移動経路となりうる割れ目が相対的に多く存在する可能性がある。図 3.3.3-6 にリニアメント分布が交差あるいは片方のリニアメントの端部がほかのリニアメント上に位置し、T 字状の分布をなす地点の分布（以上をまとめて、リニアメント交差部とする）を示す。その結果、判読範囲には交差部の分布が多い領域が主に 3 地点（A,B,C）確認された。このうち、A は湯の峰・渡瀬・川湯温泉の西側近傍に位置し、図 3.3.3-4 で示した規模の大きい火山岩岩脈の分布及び地温勾配が高い地点とほぼ重なる。これは本宮地域の S 波スプリッティング解析（図 3.3.2-5）で示したように、流体が西側深部から上昇してきているとの見方と整合的である。一方、交差点密度が大きい C 地点はリニアメント分布密度が大きい領域と重なるが、リニアメント分布密度が小さい B 地点とともに付近に温泉は分布せず、地温勾配も高い傾向はみられない。

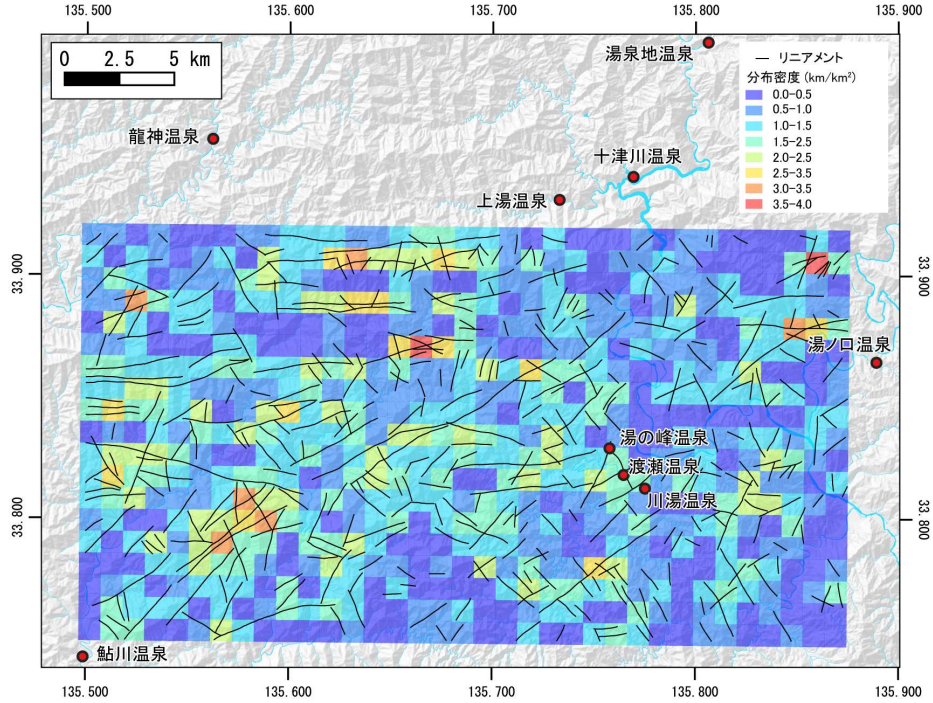


図 3.3.3-5　リニアメントの分布密度

分布密度は 1 km メッシュ領域ごとに重なるリニアメント判読線の長さを領域面積で割った値を表示した。背景に地理院タイル（陰影起伏図）を用いた。

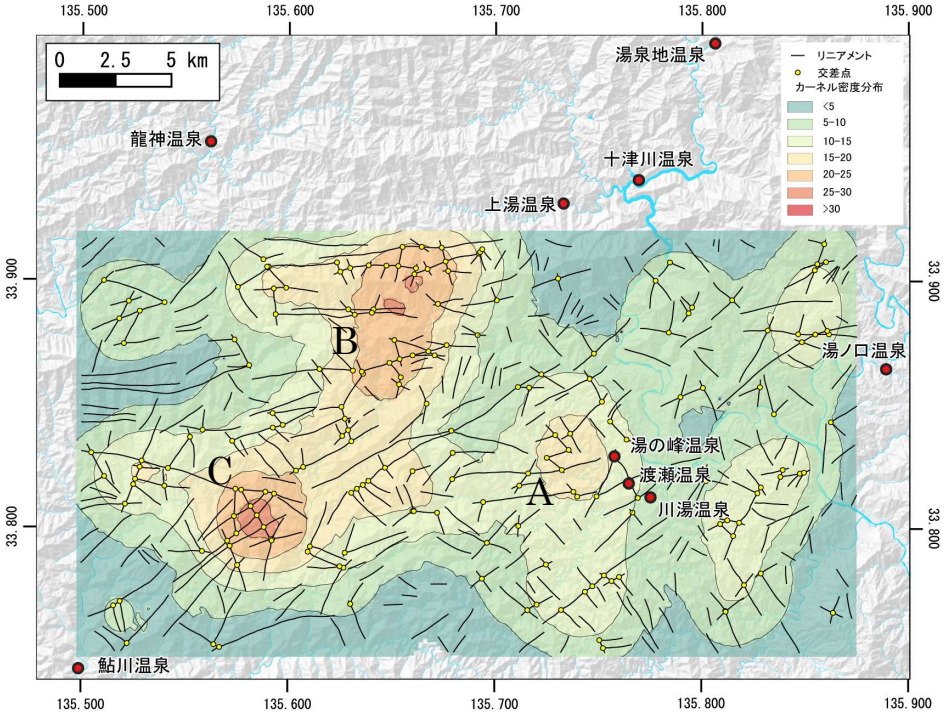


図 3.3.3-6　リニアメントの交差点及び交差点密度

黄の丸が交差部の位置を示す。コンターは交差部のカーネル密度分布を示す。バンド幅は Maximal Smoothing Bandwidth（Terrell, 1990; Fotheringham et al., 2000）、カーネル関数に Gaussian Kernel を用いた。背景に地理院タイル（陰影起伏図）を用いた。

以上より、リニアメント分布密度の検討では熱水湧出地域の推定が難しいものの、リニアメント交差域の検討では、一部で熱水が地表で湧出する既知の温泉近傍の領域を抽出できた。これらの情報は、現地調査前に把握できる簡便な概査情報として、現地調査地点の検討や優先度の決定に活用できる可能性がある。なお、リニアメント交差点の情報が実際に岩盤中の割れ目の多寡と関連するかどうかは不明であるため、現地調査による検証が必要である。

2) 地質学的検討

令和 2 年度に実施した S 波スプリッティング解析では、速い S 波の振動方向（φ）の地域差が検出されている。すなわち、本宮観測点（E.HGU）では概ね南北方向、田辺中辺路観測点（TANABE）では概ね東西方向と、異なる方向が示されている（原子力機構・電中研, 2021）。これを受けて、令和 3 年度は上記のφの卓越方向と岩盤の割れ目分布との関係を検討するため、本宮地域の西方に調査地域を拡大して露頭の割れ目分布調査を実施した。割れ目分布を調査した岩盤露頭の位置を図 3.3.3-7 に示す。令和 3 年度に調査した露頭は旧本宮町の西端に位置し、四村川（よむらがわ）沿いに数十 m にわたって連続する岩盤露頭が分布する 3 地点（HGS-21、HGS-22、HGS-23）である。この場所は、本宮観測点（E.HGU）と気象庁の田辺中辺路観測点（TANABE）の概ね中間地点であり、北東－南西方向に褶曲軸を持つ紀美谷（きみだに）背斜（原田ほか, 1967）の東翼部分に位置する。測定対象とした露頭は、令和 2 年度に調査した石英斑岩（川湯温泉露頭（HGS-11）及び曲川支流露頭（HGS-12））と異なり、基盤の四万十層群牟婁帯の塊状砂岩～砂泥互層である。砂泥互層の一部は数 m 波長で褶曲しており、一部に砕屑岩脈が貫入している。調査した露頭にはいずれも数 10 cm から数 m の間隔で主に高角度の割れ目が分布する。河川による侵食を受けているため、風化による割れ目の軟質化・不明瞭化は少なく岩表面は比較的新鮮な状態である。全調査地点のうち、HGS-11 のみ露頭の一部の割れ目付近から熱水が湧出している（川湯温泉）。また、HGS-22 露頭の一部の割れ目沿いからは、ごく小規模な湧水が認められた。

調査地点ごとの割れ目走向のローズダイアグラムをみると、紀美谷背斜の背斜軸付近では東西系の走向が卓越し（HGS-21 及び HGS-22）、その東方では北東－南西から南北系の走向が卓越する（HGS-11、HGS-12、HGS-23）（図 3.3.3-7）。それぞれ近傍の S 波スプリッティング解析による φ に対し、割れ目走向は紀美谷背斜背斜軸付近ではおおむね調和的、東方では反時計回りに中～低角度で斜交する。細かく見ると、HGS-23 の割れ目走向は、北東－南西方向が卓越し、E.HGU、GS.HGM2 の φ と斜交する。HGS-12 の割れ目走向は、全体的にばらつくが、その中に 2 つの観測点の φ と同じ方向の集中が見られる。HGS-11 の割れ目走向は、南北方向が卓越するものの、一部に 2 つの観測点の φ と同じ方向の集中が見られる。走向の卓越方向との類似は、地表でみられる割れ目分布の地域的特徴と、S 波スプリッティング解析結果が関連する可能性を示唆している。なお、S 波の偏向異方性は地質構造境界にも影響を受けることが指摘されている（Kaneshima, 1990）が、本地域の地質構造は概ね東西走向で 30°～40°で北に緩く傾斜しており、S 波スプリッティング解析で使用している S 波の入射角と重ならないため、地質構造境界が速いφの推定結果に与える影響は小さいと考えられる（Saiga et al. 2011）。ただし、多様な方向を向く露頭の割れ目だけから、地下の岩盤中の割れ目卓越方向を読み取ることは現時点で困難であり、地点を増やすなどの検討を継続する必要がある。

地表でみられる割れ目分布と湧水（温泉湧出）の関係の検討を、露頭で温泉湧出が認められる HGS-11（川湯温泉）露頭を対象に地質構造的透水好適性の観点から実施した。その検討結果を踏まえ、他地点の湧水の見られない露頭についても適用を試みた。

HGS-11 露頭（図 3.3.3-8）は、全体が四万十帯に貫入した石英斑岩からなる。その全岩 K-Ar 年代として 14.4±0.4Ma が得られており、この年代は白雲母形成年代に相当し、ほぼ貫入年代を

表す（村岡, 2008）。温泉は、ボーリングのデータなどから、石英斑岩を通路として上昇してきている（例えば、高橋・佐藤, 1978）。測線長は約 60 m、割れ目分布密度は 3.37 本/m である（図 3.3.3-9）。全割れ目の極の下半球等積投影図から、温泉湧出割れ目 8 地点のうち 6 地点は高角度で、南北～北北西-南南東方向の傾向がみられる（図 3.3.3-10）。

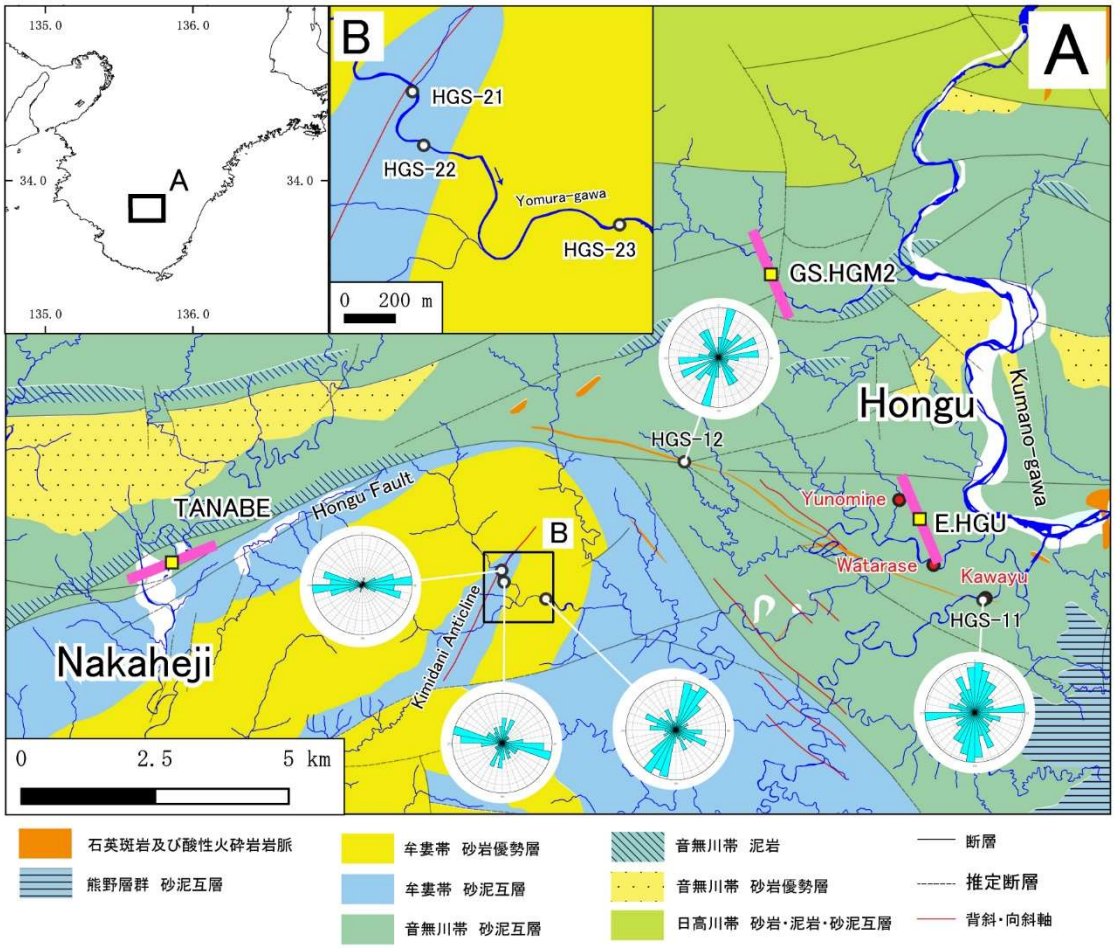


図 3.3.3-7　割れ目分布調査地点の位置図と割れ目走向のローズダイアグラム
白丸は調査露頭位置、赤丸は温泉位置を示す。ローズダイアグラムは露頭で計測した割れ目の走向分布を示す。黄色の四角は地震観測点の位置で、桃色のバーの向きはＳ波スプリッティング解析に基づく速いＳ波の振動方向（φ）の卓越方向を示す。地質分布は産総研地質調査総合センター, 2020 及び鈴木ほか, 1979 を用いた。

図 3.3.3-8　割れ目データを取得した露頭
HGS-11（昨年度報告書内名称；川湯温泉露頭 A）、HGS-12（同；曲川支流露頭 B）。

図 3.3.3-8（続き）　割れ目データを取得した露頭
今年度は調査した HGS-21、HGS-22、HGS-23 の 3 露頭。

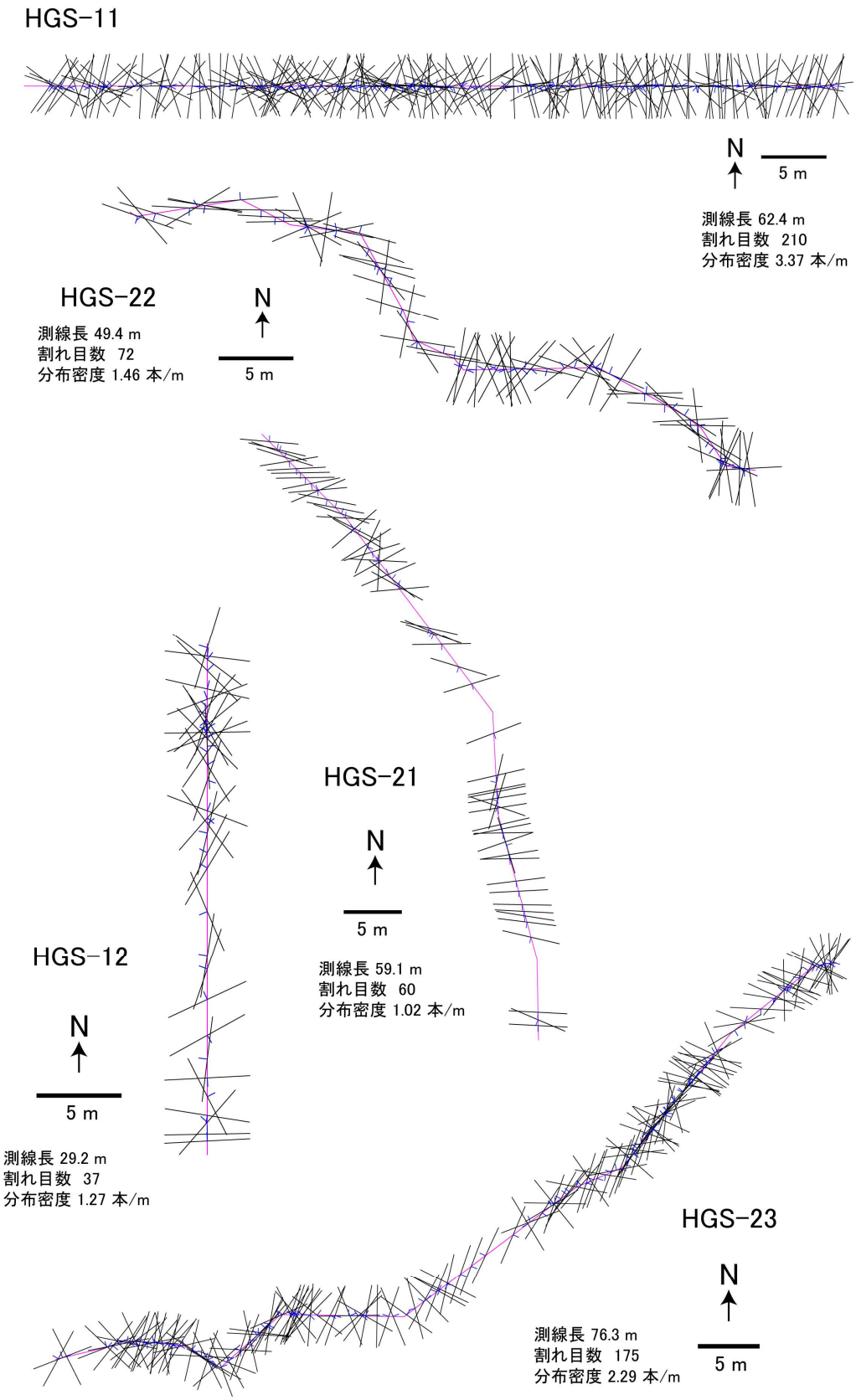


図 3.3.3-9　本宮地域の露頭における測線と割れ目分布
マゼンタ色折線；測線、黒細線；割れ目の走向、青細短線；割れ目の傾斜方向。

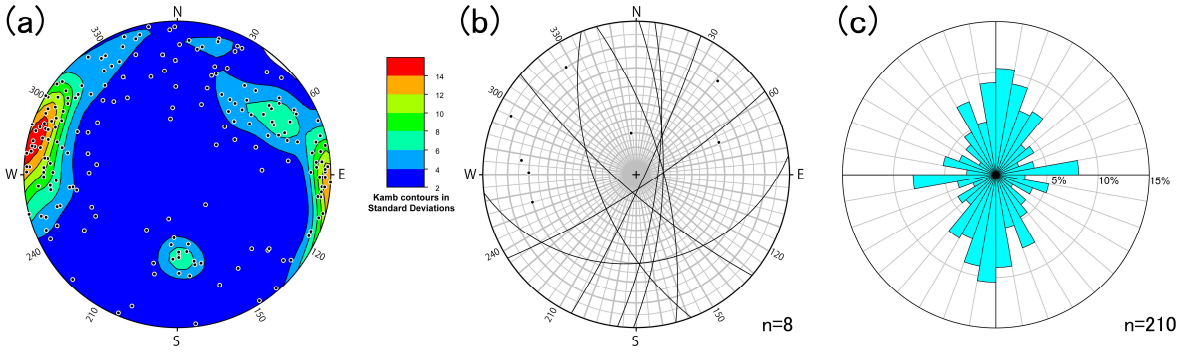


図 3.3.3-10　HGS-11 露頭の割れ目のステレオ投影図と走向のローズダイアグラム
(a)全割れ目の極の下半球等積投影図。Kamb コンター間隔は 2σ。(b)温泉湧出割れ目の大円の下半球等積投影図。(c)全割れ目の走向のローズダイアグラム（区切りは 10°ごと）。

HGS-11 露頭の地質構造的透水好適性の検討図を図 3.3.3-11 に示す。各プロットに共通の青折線が、走向ベクトル累積プロットであり、同折線上の赤丸が温泉湧出地点（①～⑧）である。走向ベクトル累積プロットの折れ曲がりから、卓越方向急変部が抽出される（図 3.3.3-11a）。同図では、面夾角ランク（橙細線）は、右縦軸が値を表しており、隣接面夾角の小さい順のランク付けであり、ランクが大きく夾角が大きいデータが密集している場所を 3 区間移動平均（橙太線）により抽出している。割れ目の疎密は（図 3.3.3-11b）、右縦軸が距離（m）を表しており、3 割れ目間隔（水色線）を参考にしながら 5 割れ目間隔（灰色線）の急増部を疎密の疎領域端（灰色縦短線）として抽出するとともに、5 割れ目間隔が小さい地点を密集領域（灰色下向き矢印）として抽出している。割れ目交線の卓越傾斜角度については（図 3.3.3-11c）、右縦軸が平均傾斜との角度（度表示）の累積差を表しており、平均傾斜方向（グラフの横軸方向）とほぼ平行になる緑線領域を、平均傾斜と近い区間として抽出している。集中度パラメータ k については（図 3.3.3-11d）、右縦軸の対数軸で表示しており、3 データごとの k を桃細線で表し、傾向を把握する観点から 3 区間の k の中央値を赤太線で表し、k の値が大きい（割れ目方向がよく揃っている）領域とその両端の急変部を抽出している。これらの地質構造的透水好適性を統合表示したものが、図 3.3.3-11 図 3.3.3-11e である。

各温泉湧出地点と、各構造的特徴の対応を表 3.3.3-2 に示す。例えば、温泉湧出地点②は、3 つの構造的特徴（地質構造的透水好適性）に合致する地点となっており、面夾角ランクが大きく高角度で交差する割れ目の密集域、割れ目疎密の境界領域ならびに割れ目交線の傾斜角度が平均傾斜と近い区間に位置する。また、温泉湧出地点⑤と⑦は、それぞれ割れ目分布の疎密境界または割れ目卓越方向変化域という 1 つの構造的特徴（地質構造的透水好適性）に合致する地点に位置する。本露頭の温泉湧出地点は、5 つの構造的特徴に合致する領域を挙げ、そのうち 1 つから 3 つの構造的特徴に合致する領域に含まれるという形で抽出できる結果となった。

構造的特徴のうち、走向ベクトル累積プロットと割れ目間距離は、測線長・データの増加に対し頑健であり、この 2 つの特徴を組み合わせることで露頭全体を 18 個の割れ目領域に区分した。湧水地点 8 か所のうち 5 か所が、この割れ目領域境界に位置している。また、割れ目領域長のヒストグラム（図 3.3.3-12）から、領域長 5m 前後のデータが少ないバイモーダルな分布を示すことが分かる。5 m 前後という長さの意味は現時点では不明であるが、数 m 規模の割れ目領域が空間的にモザイク状に分布し、その境界部が深部流体の通路として利用されている可能性が指摘できる。

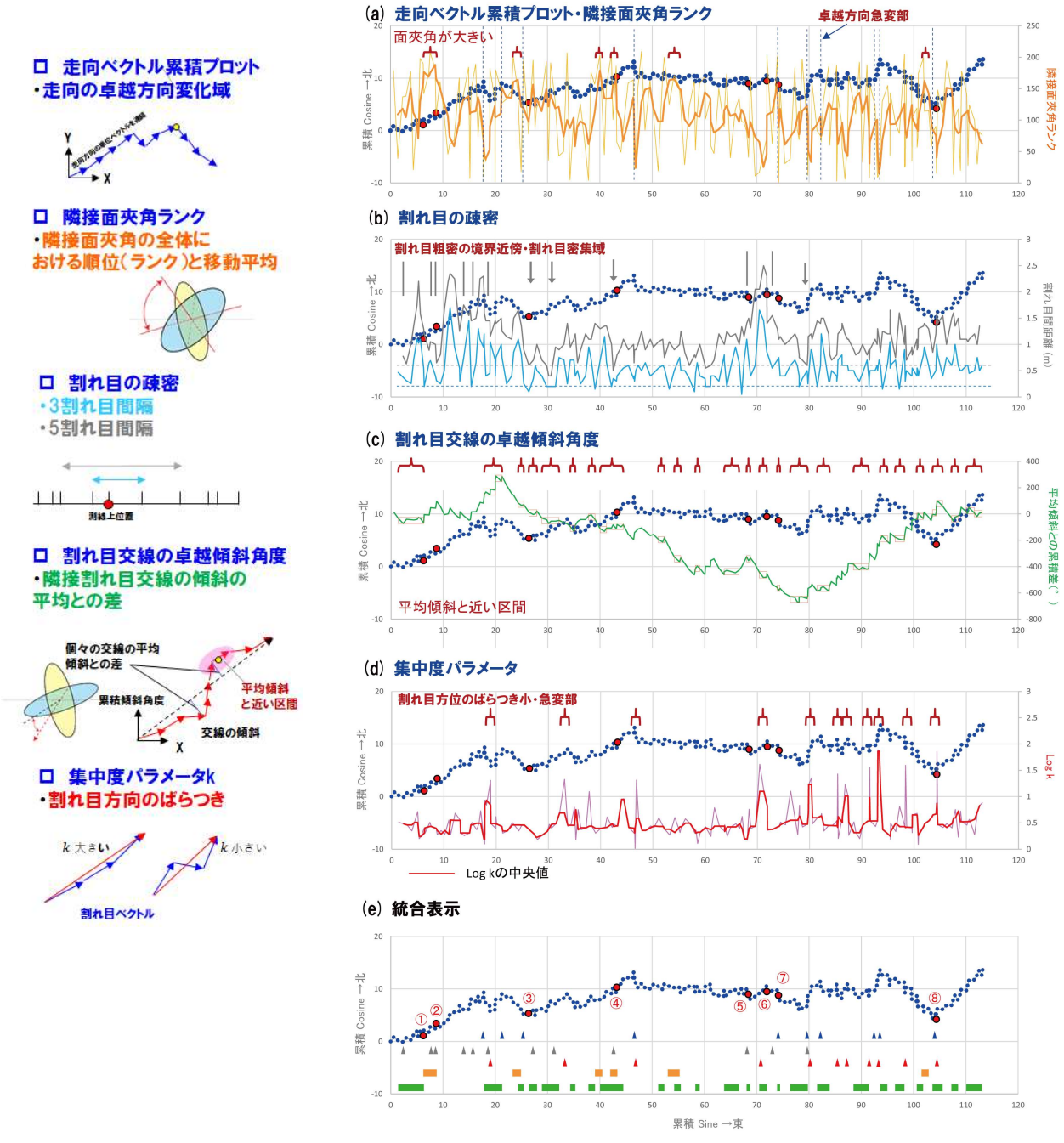


図 3.3.3-11　HGS-11 露頭の地質構造的透水好適性検討図

(a-d)各構造的特徴における抽出箇所の考え方は本文参照。(e)各構造的特徴による抽出箇所の統合表示：青三角；走向ベクトル累積プロットにおける卓越方向急変部、灰色三角；割れ目の疎密境界及び密集部、赤三角；集中度パラメータｋの急変部、橙帯；隣接面夾角ランクが大きいものの集中領域、緑帯；割れ目の平均傾斜と近い区間。

表 3.3.3-2　HGS-11 露頭の温泉湧出地点と地質構造的透水好適性の対応表

温泉湧出 割れ目箇所	走向ベクトル 累積プロット 割れ目の 卓越方向変化域 （昨年度「タイプ1」）	隣接面夾角ランク 高角度で交差する割れ 目の密集域 （昨年度「タイプ2」）	割れ目間距離 密集・疎密境界	割れ目交線の 卓越傾斜角度 平均傾斜と 近い区間	集中度パラメータ 割れ目方向の ばらつき小・急変
①		✓	（✓-疎）	✓	
②		✓	✓-境	✓	
③	✓		✓-密		
④		✓		✓	✓
⑤			✓-境		
⑥			（✓-疎）		✓
⑦	✓				
⑧	✓			✓	

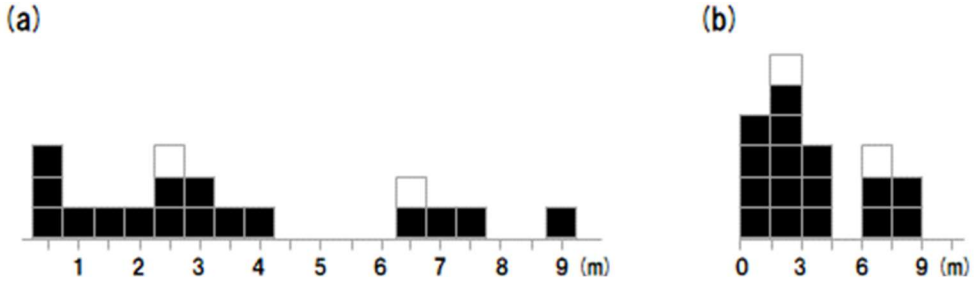


図 3.3.3-12　HGS-11 露頭の割れ目領域区分長

(a)区間長 50 cm 及び(b)区間長 1.5 m のヒストグラム。白抜きデータは、測線の両端の割れ目領域を示しており、測線が伸びると大きい方へ変動する可能性があるものであることを示す。

続いて、図 3.3.3-13 に、HGS-12、HGS-21、HGS-22、HGS-23 の各露頭の割れ目の走向傾斜を、図 3.3.3-14～図 3.3.3-17 に各露頭の地質構造的透水好適性検討図を示す。これらはいずれも、湧水が見られない露頭への適用事例となる。

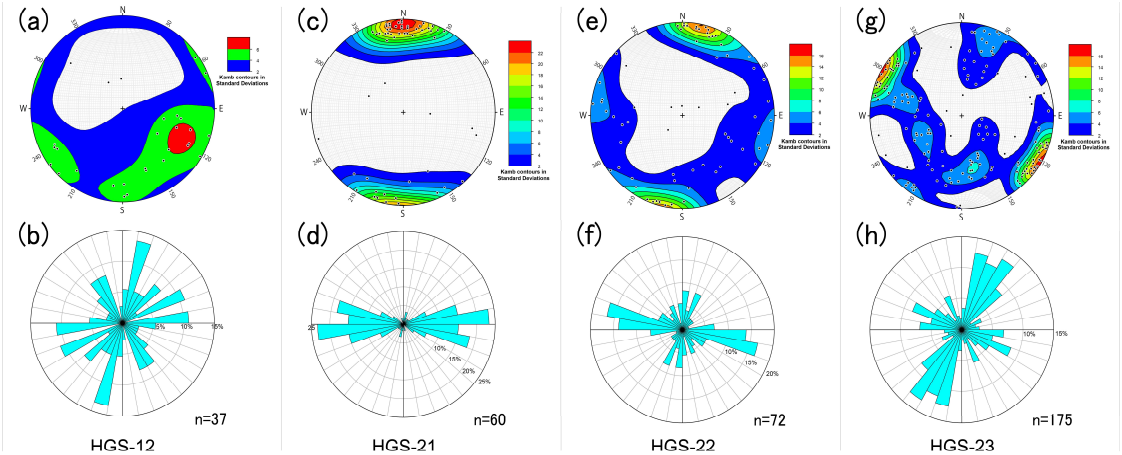


図 3.3.3-13　各露頭の割れ目のステレオ投影図と走向のローズダイアグラム

上段；各露頭の全割れ目の極の下半球等積投影図、下段；各露頭の割れ目走向のローズダイアグラム。(a、b) HGS-12 露頭、(c、d) HGS-21 露頭、(e、f) HGS-22 露頭、(g、h) HGS-23 露頭。Kamb コンター間隔は 2σ。ローズダイアグラムの区切りは 10°。

HGS-12 露頭は、四万十帯の堆積岩と石英斑岩からなり、石英斑岩の両貫入境界が確認できる（図 3.3.3-8）。測線長は約 30 m、割れ目の分布密度は 1.27 本/m である（図 3.3.3-9）。地質構造的透水好適性の検討図（図 3.3.3-14）からは、複数の構造的特徴による抽出地点が 4～5 か所程度の割れ目・領域に集中する様子が認められ、特に 11.1 m 地点は 5 つの構造的特徴による抽出地点・領域として一致している。ただし、露頭では崖の上部から水が伝わって濡れている様子は認められたものの、湧出は認められなかった。4～5 か所程度の領域は、全計測割れ目 37 本の 10～15%程度に相当する（抽出領域には複数の割れ目を含むため、割合は厳密なものではない。他の露頭でも同様である）。

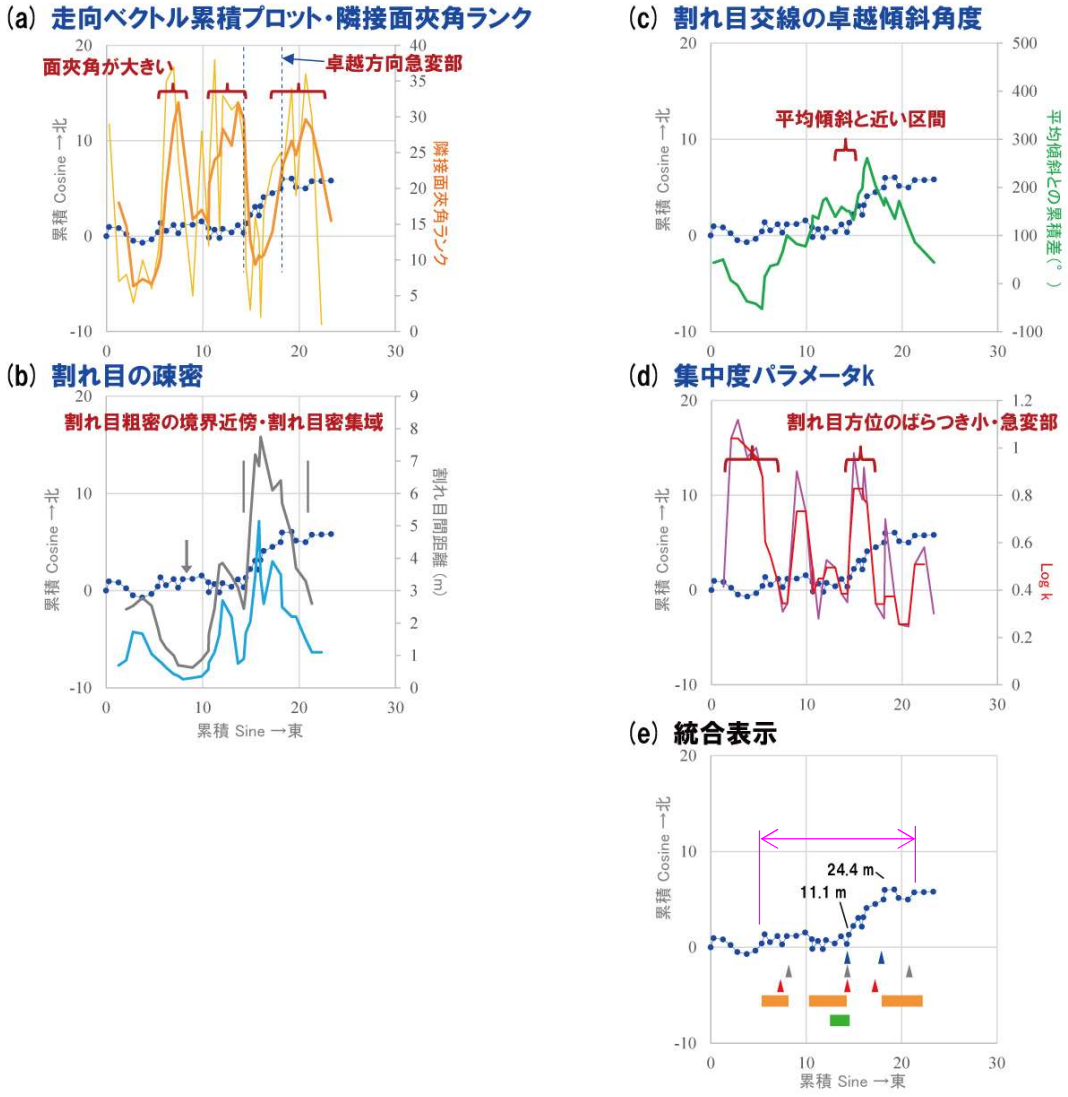


図 3.3.3-14　HGS-12 露頭の地質構造的透水好適性検討図

(a-d)各構造的特徴における抽出箇所の考え方は本文参照。(e)各構造的特徴による抽出箇所の統合表示：青三角；走向ベクトル累積プロットにおける卓越方向急変部、灰色三角；割れ目の疎密境界及び密集部、赤三角；集中度パラメータ k の急変部、橙帯；隣接面夾角ランクが大きいものの集中領域、緑帯；割れ目の平均傾斜と近い区間、桃矢印範囲は石英斑岩。

HGS-21 露頭は、四万十層群牟婁帯の泥岩勝ち砂泥互層からなり、測線長は約 60 m、割れ目の分布密度は 1.02 本/m で、湧水は見られない（図 3.3.3-8, 図 3.3.3-9）。地質構造的透水好適性の検討図（図 3.3.3-15）からは、重複を含めて 15～16 か所程度の地質構造的透水好適性を持つ割れ目・領域が抽出された。約 15～16 か所は、全計測割れ目 60 本の 25～30%程度に相当する。走向ベクトル累積プロットに示されるように、割れ目の走向のばらつきが小さいこと、ならびにこの事に起因して、割れ目の卓越方向変化がわかりにくいことが見て取れる。こうした状況であっても、隣接面夾角ランクでは、相対的に大きな夾角を持つ隣接面が密集していることがよく把握できることが分かる。

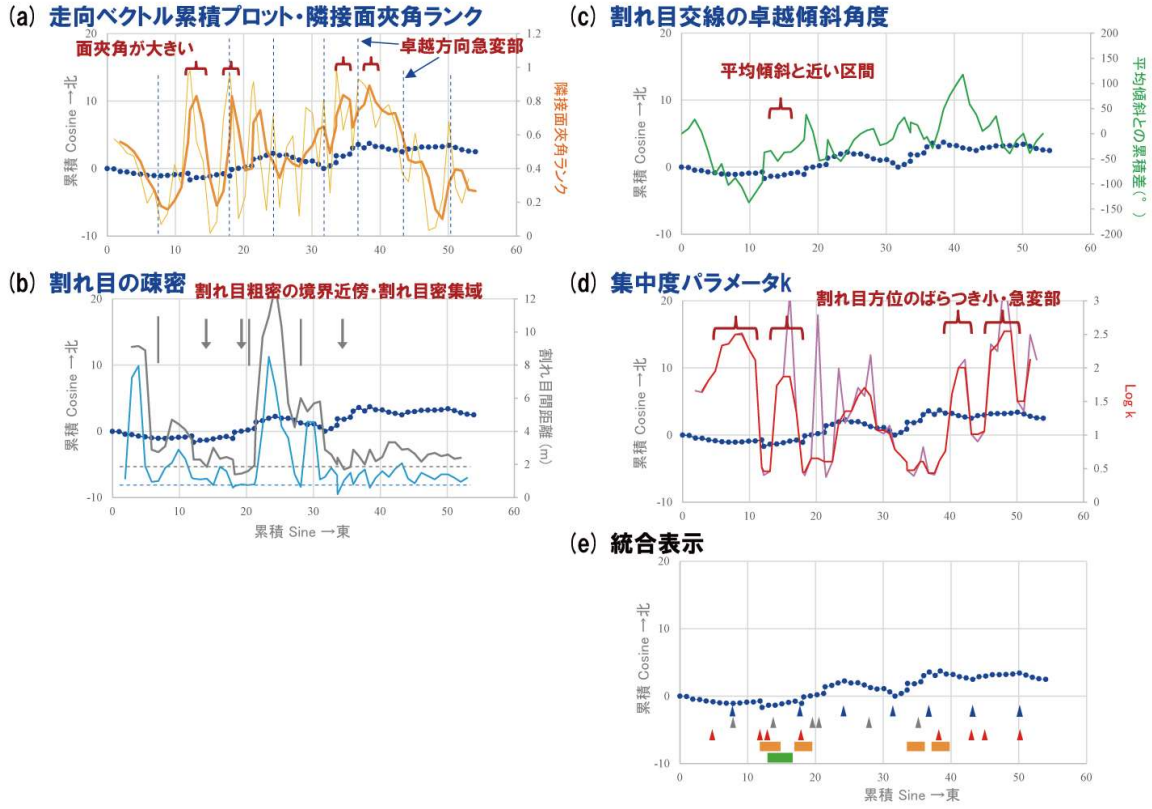


図 3.3.3-15　HGS-21 露頭の地質構造的透水好適性検討図
(a-d)各構造的特徴における抽出箇所の考え方は本文参照。(e)各構造的特徴による抽出箇所の統合表示：青三角；走向ベクトル累積プロットにおける卓越方向急変部、灰色三角；割れ目の疎密境界及び密集部、赤三角；集中度パラメータ k の急変部、橙帯；隣接面夾角ランクが大きいものの集中領域、緑帯；割れ目の平均傾斜と近い区間。

HGS-22 露頭は、四万十層群牟婁帯の砂泥互層からなり、測線長は約 50 m、割れ目の分布密度は 1.46 本/m である（図 3.3.3-8, 図 3.3.3-9）。一部の割れ目から、滴る程度の湧水が認められる（図 3.3.3-16）。地質構造的透水好適性の図からは、重複を含めて 17 か所程度の地質構造的透水好適性を持つ割れ目・領域が抽出された。17 か所は、全計測割れ目 72 本の 24%程度に相当する。走向ベクトル累積プロットの折れ曲がりに近く、5 割れ目間隔が急変する割れ目で、滴る程度の湧水が認められた。ただし、表層の地下水である可能性もある。

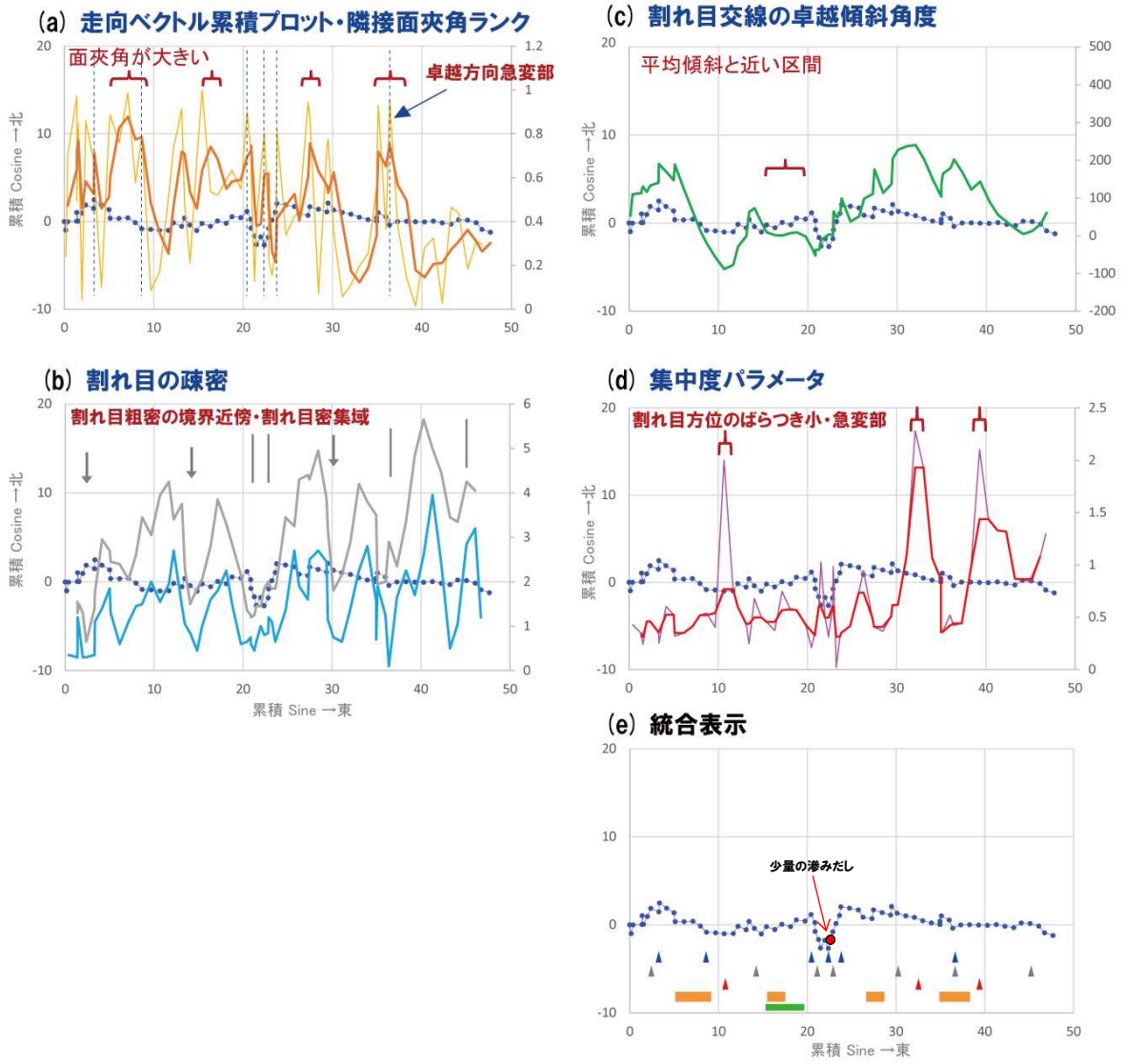


図 3.3.3-16　HGS-22 露頭の地質構造的透水好適性検討図
(a-d)各構造的特徴における抽出箇所の考え方は本文参照。(e)各構造的特徴による抽出箇所の統合表示：青三角；走向ベクトル累積プロットにおける卓越方向急変部、灰色三角；割れ目の疎密境界及び密集部、赤三角；集中度パラメータ k の急変部、橙帯；隣接面夾角ランクが大きいものの集中領域、緑帯；割れ目の平均傾斜と近い区間。

HGS-23 露頭は、四万十層群牟婁帯の主に塊状砂岩からなり、測線長は約 80 m、割れ目の分布密度は 2.29 本/m であり、湧水は見られない（図 3.3.3-8, 図 3.3.3-9）。地質構造的透水好適性の図からは、15 か所前後の地質構造的透水好適性を持つ割れ目・領域が抽出された（図 3.3.3-17）。15 か所とすると、全計測割れ目 175 本の 9%程度に相当する。

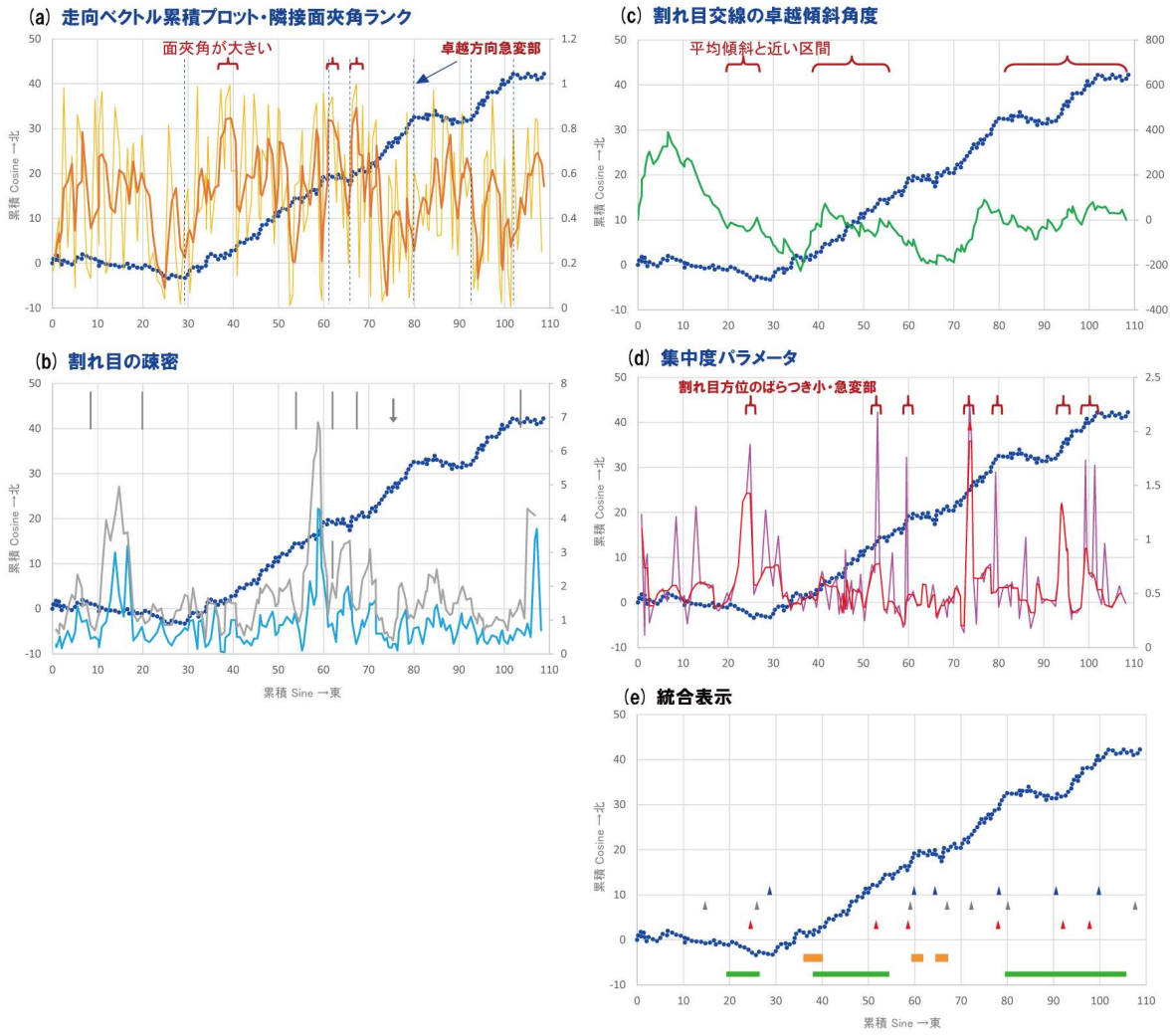


図 3.3.3-17　HGS-23 露頭の地質構造的透水好適性検討図

(a-d)各構造的特徴における抽出箇所の考え方は本文参照。(e)各構造的特徴による抽出箇所の統合表示：青三角；走向ベクトル累積プロットにおける卓越方向急変部、灰色三角；割れ目の疎密境界及び密集部、赤三角；集中度パラメータ k の急変部、橙帯；隣接面夾角ランクが大きいものの集中領域、緑帯；割れ目の平均傾斜と近い区間。

本宮地域の S 波スプリッティング解析からは、川湯温泉に湧出する深部流体は、西側の深部から上昇してきていると考えられる。しかし、川湯温泉の西から HGS-21 露頭の位置する紀美谷背斜付近にかけて、温泉は認識されておらず、湧水を探索しつつ実施した HGS-12、21~23 の調査でも多量の湧水は認められなかった。この理由は、計測データに基づけば、単純に割れ目密度の可能性がある。すなわち、川湯温泉の HGS-11 露頭では 3.37 本/m であるのに対し、それ以外の露頭は 1.02~2.29 本/m であった。つまり、地下深部から地表に割れ目が連結するのには割れ目の発達が不十分であった可能性がある。また、本宮観測点に西から入射する地震波が示す速い S 波の振動方向、すなわち推定される流体通路の割れ目卓越方向は、北北西－南南東方向を示すのに対し、HGS-12、21~23 露頭の割れ目方向はそれと異なり、東西、西北西－東南東、東北－南西方向である。そのため、地下の割れ目卓越方位と地表の割れ目卓越方位が違うことによって、湧

出が妨げられているのかもしれない。さらに、石英斑岩が、泥岩や砂泥互層といった堆積岩に対して異質、かつ連続的な岩体として、温泉の泉源としての深度における通路（例えば、高橋・佐藤, 1978）だけでなく、本地域の地表付近（地殻最浅部）の深部流体の主要な通路となっている可能性は十分に考えられる。したがって、地質学的観点からは、岩脈の分布と割れ目密度が巨視的な流体通路の分布を規定し、割れ目領域の境界が露頭規模の流体通路を規定する可能性が指摘できる。岩脈や高密度の割れ目帯は、地形学的にリニアメントとして抽出される可能性があるが、活断層検出のための地形判読では不十分であることが、本宮地域の石英斑岩方向のリニアメント未検出という事から示されているため、判読基準の再検討も必要となるかもしれない。どのような場所が深部流体の上昇経路となっているかについては、引き続き、地形・地質学的アプローチにおいて、地質構造的透水好適性という視点で整理していくことが有効と考えられる。流体移動に関わる岩脈の分布や、地質構造的透水好適性（割れ目密度・分布）に関する継続な検討事例の増加が説明性の向上に向けて必要と考えられる。

(3) 松代地域

松代地域の検討は、1965 年に始まった松代群発地震の最盛期に伴う湧水を事例対象としている。松代群発地震は、長野県長野市の松代地域を中心に発生し、地震に伴う地割れ（Tsuneishi and Nakamura, 1970）とその周辺における湧水現象を伴っている。この湧水は、溶存イオン濃度や組成の観測から、地震の発生に大きな役割を果たしたとされている（例えば、大竹, 1976）。すなわち、地下深部の高圧水が微小クラック等を通じて地殻を上昇したことで、群発地震が引き起こされたと考えられている（奥澤・塚原, 2001）。

過年度は、地震・断層活動による水理学的影響の観点から、流体の移動経路の範囲や特徴について検討してきた。地震学的検討としては、S 波スプリッティング解析により岩盤中のクラックに関する検討を実施してきた。また、地形・地質学的検討として、岩盤露頭の割れ目分布調査により、流体の移動経路となりうる割れ目の特徴に関する検討を実施してきた（原子力機構・電中研, 2021）（図 3.3.3-18）。その結果、気象庁の松代観測点（MATSUS）の速い S 波の振動方向（φ）の卓越方向は北東―南西方向で、地震域の時間変化から存在が示唆されている東長野断層（Kisslinger, 1975）の走向と概ね同じ方向を示した。また、松代観測点の北に位置する露頭の割れ目分布調査では、割れ目走向の卓越方向が北北東―南南西のものと、北西―南東のものに分かれることを確認した。松代群発地震の第 2 期から第 3 期（1966 年 3 月～12 月）にかけて、地震域の中心部にあたる皆神山北東に発生した地割れ群（松代地震断層）は N55°W 方向の帯状地帯に分布する（図の Mastushiro Fault 付近に相当）。この方向と露頭で得られた割れ目の北西－南東走向は概ね同じであるとともに、露頭自体がこの帯状分布の北西に位置している。

このように、昨年度の検討では S 波スプリッティング解析と露頭の割れ目調査で得られた結果が、地震分布や地震時の割れ目により存在が示唆されている伏在断層の位置や方向と調和的であることを示した。さらに、湧水現象があった松代地域は東長野断層と松代地震断層の交差域に位置していることから、交差部に密集した割れ目が主な上昇経路として機能した可能性を指摘した。

今年度は、湧出経路の条件と割れ目の分布の特徴に関する知見を拡充するため、松代地域と奇妙山を挟んで北東に位置する保科地域周辺において露頭の割れ目分布調査を行った。東京大学地震研究所の保科観測点（E.HSJ）の φ の卓越方向は西北西―東南東方向を示し、松代観測点と大きく異なり上記の断層の方向とも斜交する。また、松代地震断層の N55°W 方向の帯状地帯のなかで確認された個々の地割れは、長さ数 m の開口割れ目でそれぞれがミ型雁行配列を呈するとともに、走向が概ね N80°E で西北西―東南東方向であった。この両者の走向には関連が考えられるものの、観測点が存在する保科地域では松代群発地震時に伴う湧水は知られていない。

今年度に新たに調査した露頭（HOS-1～HOS-3）の位置を図 3.3.3-18 に示す。調査地点は、保科観測点の S 波スプリッティング解析に用いた震源が南東方向に位置していること、観測点の南側で判読されたリニアメントの走向が保科観測点のφの卓越走向と近い東西走向のものが多く分布していることなどを踏まえ、観測点の南側で岩盤の連続露頭の露出状況が良い地点を選定した。調査した露頭（HOS-1～HOS-3）はいずれも保科川上流の沢及びその支流沿いに露出する石英閃緑岩の連続露頭である。

図 3.3.3-19 に露頭写真を示す。 HOS-1 露頭と HOS-2 露頭は概ね同一地点にあり、HOS-1 露頭が上流側で沢の右岸側に位置し、末端で対岸に移動して下流側に HOS-2 露頭が連続する。HOS-3 は保科川の支流の沢である西野入川沿いの露頭である。いずれの露頭も数 10 cm～数 m の間隔で主に高角の割れ目が分布する。侵食を受けているため割れ目面は風化・軟質化は少なく比較的明瞭である。HOS-3 では、一部の割れ目沿いから水が滲み出ていることが確認された。

これらの露頭で本宮の事例と同様に、露頭沿いに巻尺を用いて測線を設定し、測線と交差する割れ目の位置と姿勢を記録した。それぞれ測定区間長、割れ目本数、割れ目密度は HOS-1 が 22m、45 本、2.04 本/m 、HOS-2 が約 25 m、71 本、2.81 本/m 、HOS-3 が約 44 m、129 本、2.90 本/m である（図 3.3.3-20）。HOS-1 と HOS-2 をまとめた割れ目密度は 2.46 本/m である。これらの割れ目のステレオ投影図とローズダイアグラムを図 3.3.3-21 に示した。また、連続する HOS-1 と HOS-2 露頭の割れ目の走向をまとめたローズアグラムを図 3.3.3-18 に示した。いずれも卓越方向は東北東―西南西から北西―南東方向を示し、松代地震断層の走向にやや近い方向である。HOS-2 露頭は、北東－南西方向の発達も見られる。これらの卓越方向は、保科観測点における速い S 波の振動方向とも、露頭周辺で認められるリニアメント方向とも、必ずしも一致しない。なお、昨年度の露頭の割れ目密度は 2.62 本/m であり、今年度と昨年度で大きな違いは認められなかった。

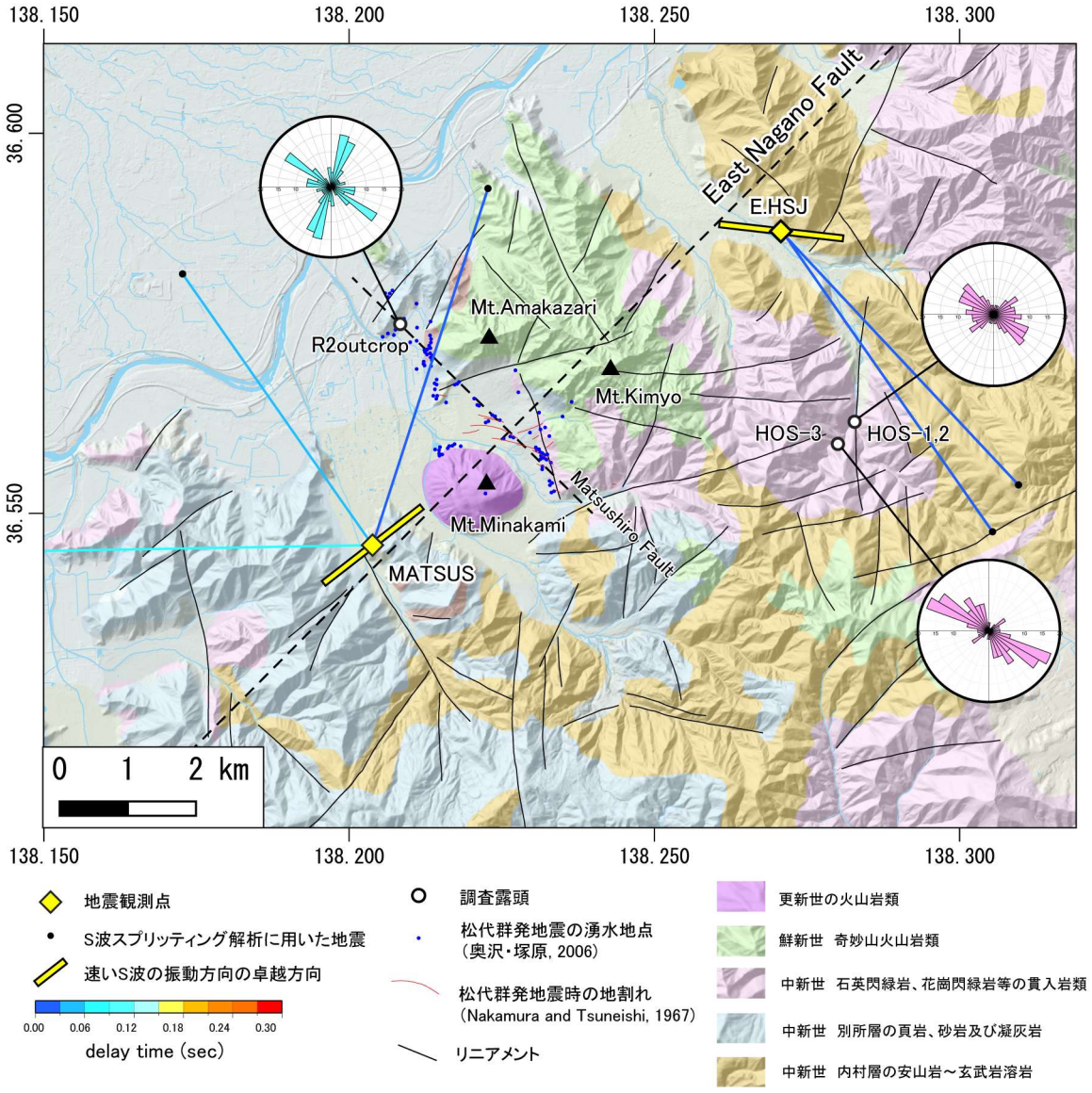


図 3.3.3-18　S 波スプリッティング解析結果と割れ目分布調査による割れ目走向の分布
昨年度及び今年度の割れ目分布調査で取得した割れ目の走向をローズダイアグラムで示した。昨年度までに実施した S 波スプリッティング解析による速い S 波の振動方向（φ）を地震観測点位置にバーの傾きで示し、2 つに分裂した S 波の到達時間差（dt）を観測点と地震位置の間を結ぶ経路線の色で示した。地質分布は加藤・赤羽, 1986 及び産総研地質調査総合センター, 2020 を用いた。背景に地理院タイル（陰影起伏図）を用いた。

図 3.3.3-19　調査露頭写真
HOS-1 露頭の写真は上から底盤に広がる岩盤露頭を撮影したものである。

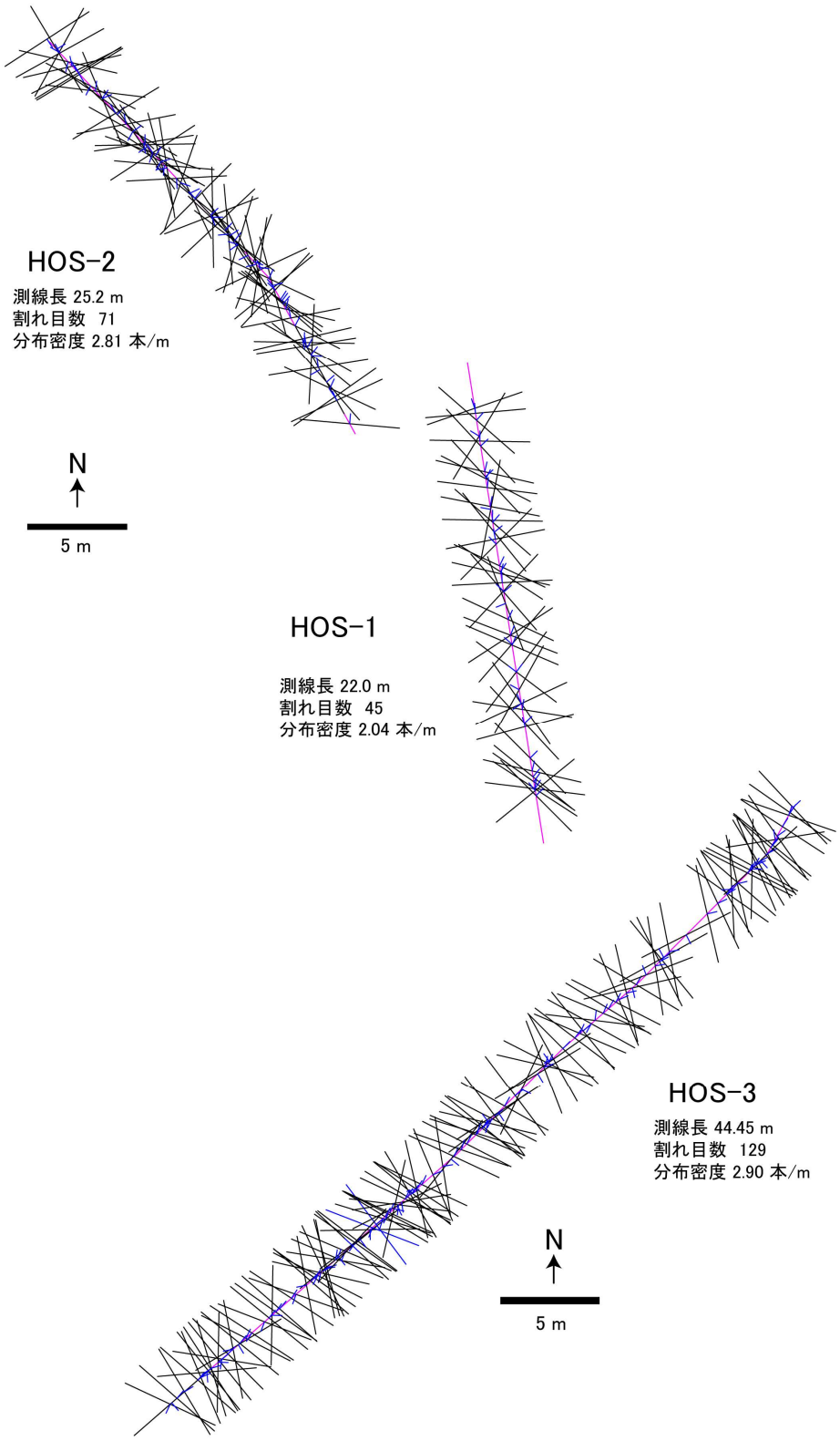


図 3.3.3-20　保科地域の露頭における測線と割れ目分布
マゼンタ色折線；測線、黒細線；割れ目の走向、青細短線；割れ目の傾斜方向

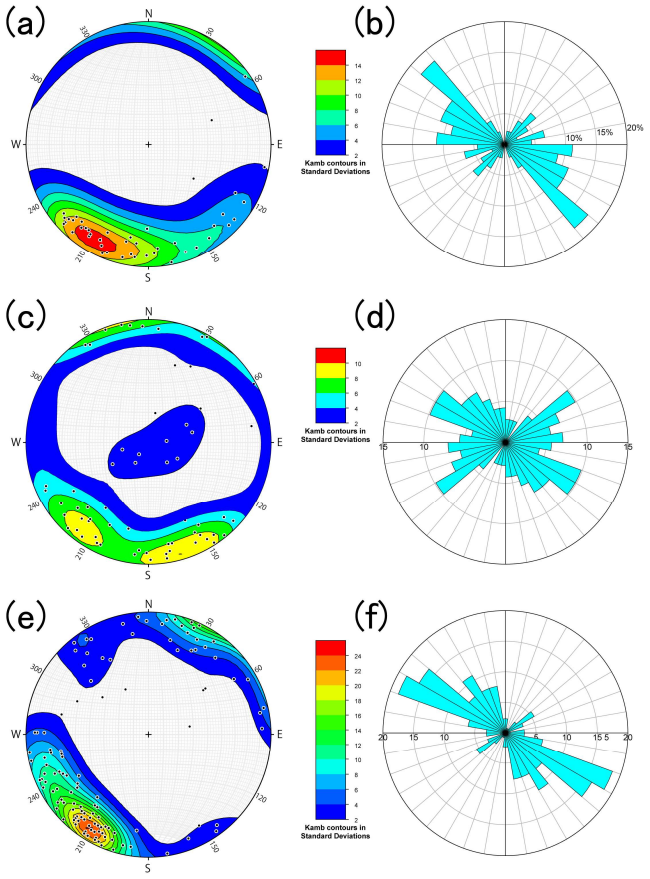


図 3.3.3-21　各露頭の割れ目のステレオ投影図と走向のローズダイアグラム
左列；各露頭の全割れ目の極の下半球等積投影図。右列；各露頭の全割れ目の走向のローズダイアグラム。(a、b)HOS-1 露頭、(c、d) HOS-2 露頭、(e、f) HOS-3 露頭。下半球等積投影図の Kamb コンター間隔は 2σ。ローズダイアグラムの区切りは 10°。

続いて、図 3.3.3-22～図 3.3.3-24 に各露頭の地質構造的透水好適性検討図を示す。

HOS-1 露頭の地質構造的透水好適性の検討図（図 3.3.3-22）からは、重複を含めて 16 か所・領域程度の地質構造的透水好適性を持つ割れ目・領域が抽出された（割れ目の平均傾斜角に近い区間は除く。以下同様）。少なくとも 16 か所の地点数は、全計測割れ目 45 本の 36%程度に相当する。HOS-2 露頭の地質構造的透水好適性の検討図（図 3.3.3-23）からは、重複を含めて 13 か所・領域程度の地質構造的透水好適性を持つ割れ目・領域が抽出された。少なくとも 13 か所の地点数は、全計測割れ目 71 本の 18%程度に相当する。HOS-2 露頭は、低角度な割れ目の弱い集中がみられ、このことは面の方向の集中度パラメータのピーク（3 方向の割れ目がよく揃っている。例えば Log k > 1 の領域）の数・範囲が小さいことに寄与しているように見える。

HOS-3 露頭の地質構造的透水好適性の検討図（図 3.3.3-24）からは、重複を含めて 27 か所・領域程度の地質構造的透水好適性を持つ割れ目・領域が抽出された。27 か所の地点数は、全計測割れ目 129 本の少なくとも 21%程度に相当する。本露頭では、割れ目の疎密境界に位置する割れ目（横軸 72 付近）から、ゆっくりと滲みだす湧水が認められた。湧水地点は水面よりも 20 cm ほど高い位置にあり、自然状態では割れ目に沿った凹地に水がたまっていることから湧水が疑われ、100 ml 程度の溜り水を吸出したところ、1 時間ほどで復旧した。ただし、水面がこの地点よ

りも高くなっている上流から、表層直下の割れ目を伝わってしみ出した地下水である可能性もある。また、横軸 32 付近の割れ目交差部からもゆっくり滲みだす湧水が認められた。湧水地点は水面よりも 20cm ほど高い位置にあり、毎分 1 ml 程度の湧水が認められた。この地点は、局所的ながら割れ目交線の傾斜が平均傾斜と近い区間に位置する。これらの湧水が、表層直下を伝わってきたものだとしても、岩盤中の水みちの構造的特徴を検討する材料としては重要と思われるため、こうした小規模な滲みだしについても引き続き調査する必要がある。

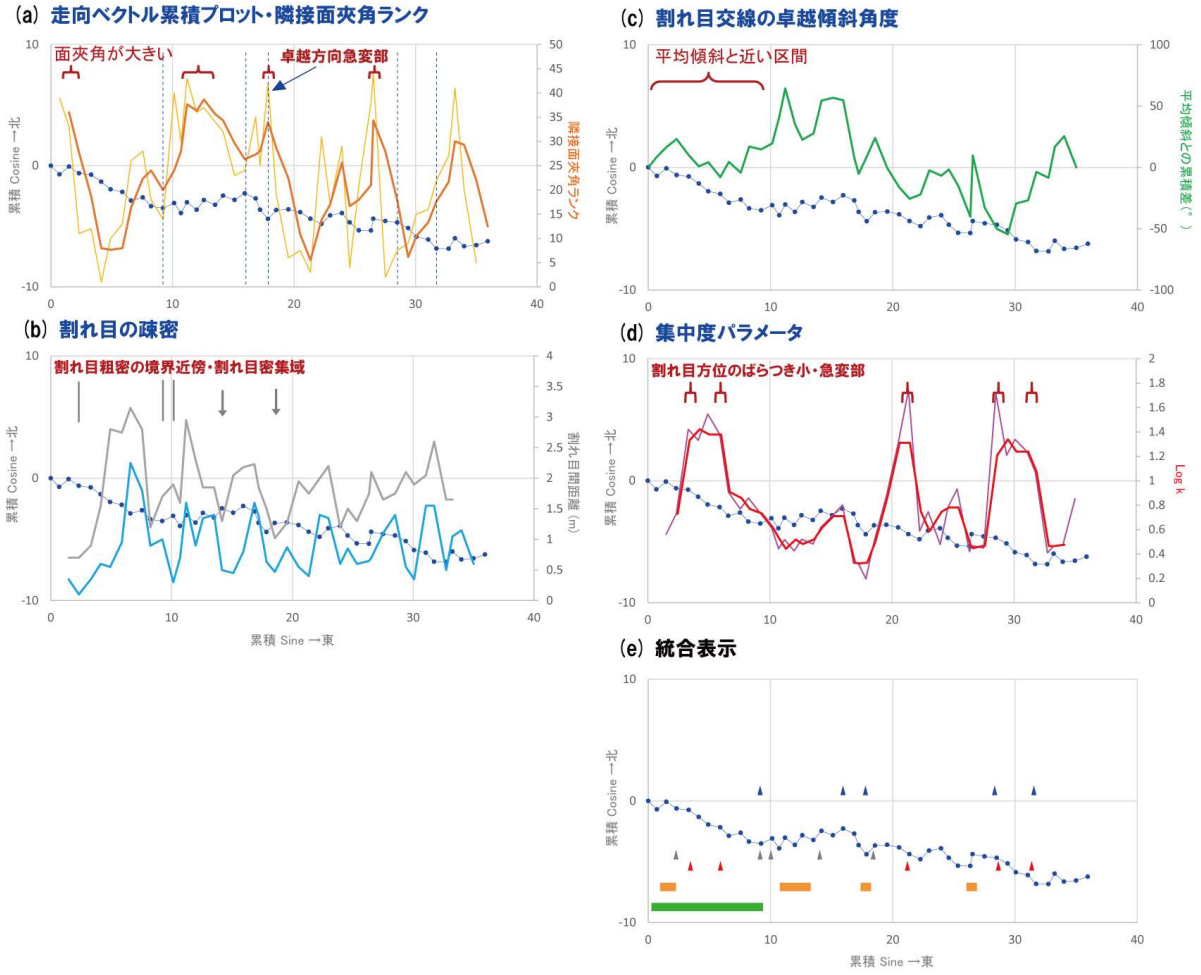


図 3.3.3-22　HOS-1 露頭の地質構造的透水好適性検討図

(a-d)各構造的特徴における抽出箇所の考え方は本文参照。(e)各構造的特徴による抽出箇所の統合表示：青三角；走向ベクトル累積プロットにおける卓越方向急変部、灰色三角；割れ目の疎密境界及び密集部、赤三角；集中度パラメータ k の急変部、橙帯；隣接面夾角ランクが大きいものの集中領域、緑帯；割れ目の平均傾斜と近い区間。

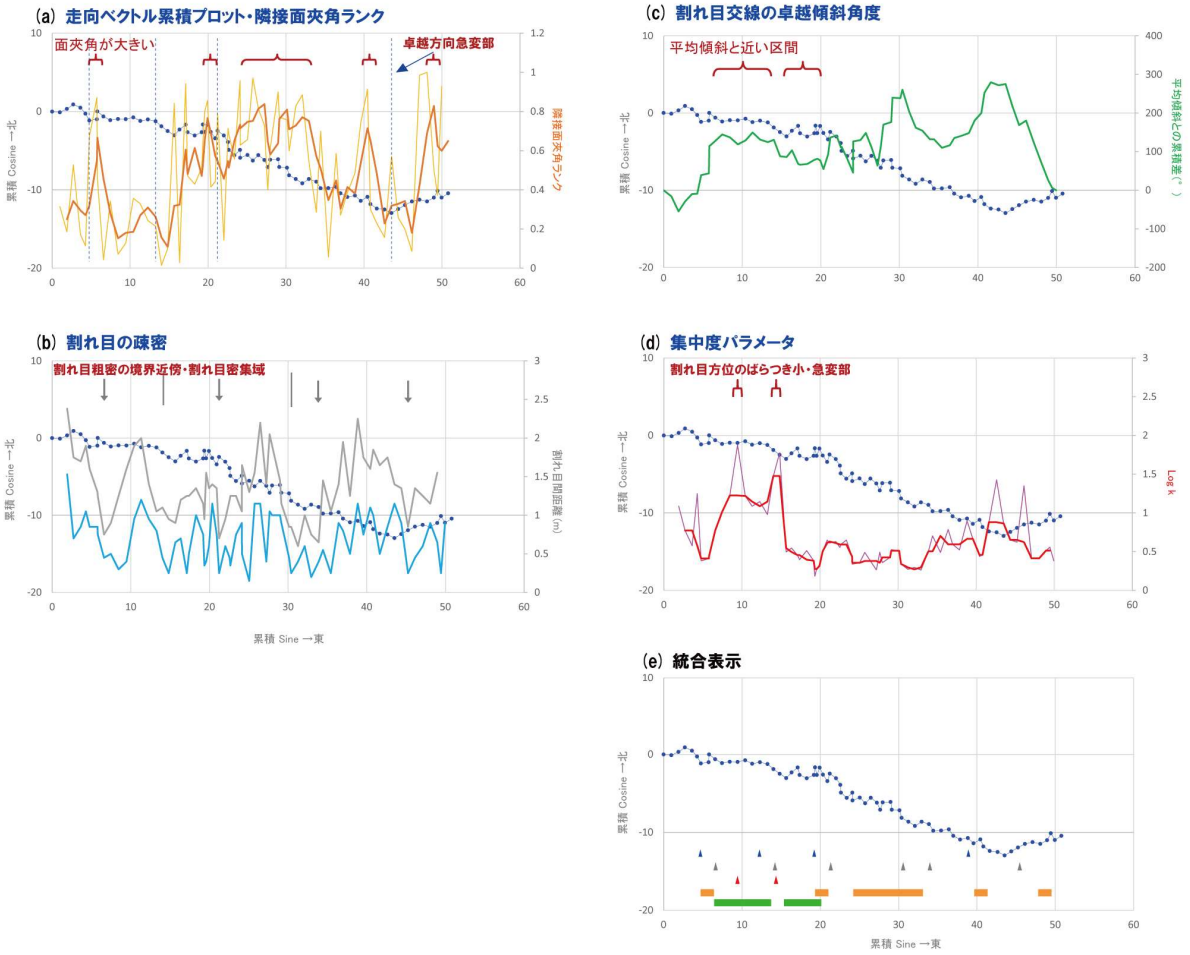


図 3.3.3-23　HOS-2 露頭の地質構造的透水好適性検討図

(a-d)各構造的特徴における抽出箇所の考え方は本文参照。(e)各構造的特徴による抽出箇所の統合表示：青三角；走向ベクトル累積プロットにおける卓越方向急変部、灰色三角；割れ目の疎密境界及び密集部、赤三角；集中度パラメータ k の急変部、橙帯；隣接面夾角ランクが大きいものの集中領域、緑帯；割れ目の平均傾斜と近い区間。

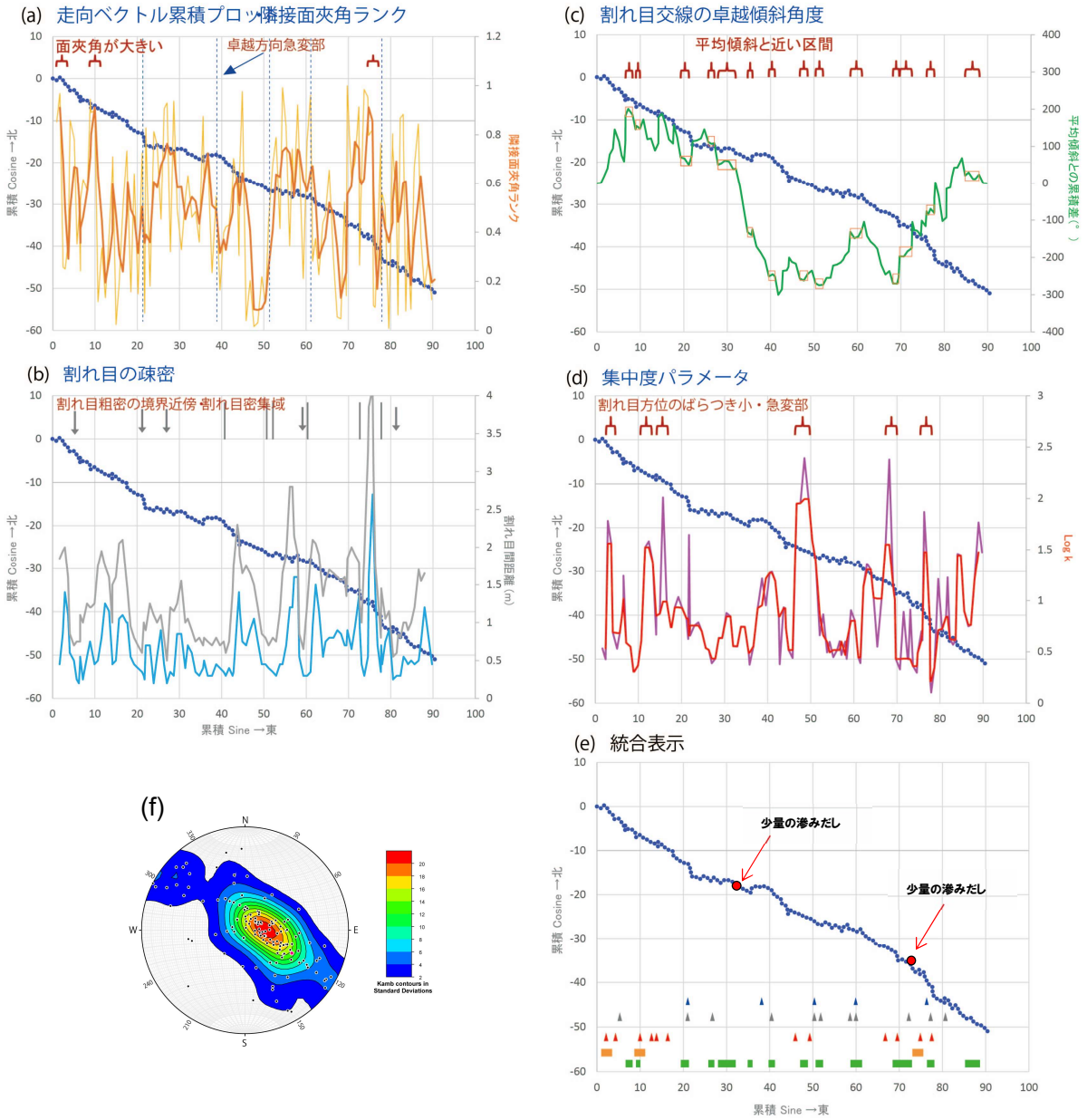


図 3.3.3-24　HOS-3 露頭の地質構造的透水好適性検討図

(a-d)各構造的特徴における抽出箇所の考え方は本文参照。(e)各構造的特徴による抽出箇所の統合表示：青三角；走向ベクトル累積プロットにおける卓越方向急変部、灰色三角；割れ目の疎密境界及び密集部、赤三角；集中度パラメータ k の急変部、橙帯；隣接面夾角ランクが大きいものの集中領域、緑帯；割れ目の平均傾斜と近い区間。(f)隣接割れ目交線の下半球等積投影図、マゼンタ色のデータ点は、(e)の横軸 32 付近の少量の滲みだし部で交差する 2 つの割れ目の交線。

3.3.4 手法の適用性に関する検討（まとめ）

深部流体の移動経路に関する本検討においては、今年度から、手法が共通する地震及び断層活動による水理学的影響に関する検討を合わせて実施した。そのターゲットは、松代地域を除き、前弧域のスラブ起源と考えられる深部流体の移動経路であり、用いる手法は主としてS波スプリッティング解析及び岩盤露頭における割れ目解析であり、これらについての手法開発を事例研究によって進めてきた。S波スプリッティング解析については、地震発生層以浅の地殻内の移動経路を検討するための情報を得る手法としてはおおむね確立されており、その適用性については、情報源としての地震が発生する地域で、地震観測点（計測された地震データ）があれば、実施可能である。一方、岩盤露頭における割れ目解析は、S波スプリッティング解析の対象深度よりも浅い領域の移動経路の構造的特徴を把握するための手法として再検討の試みが昨年度から開始された段階であり、手法自体が発展途上と考えられる。また、S波スプリッティングによる解析可能領域や解像度と、露頭での割れ目解析によるそれらとの間には、ギャップが存在していると考えられる。さらに、地形学的に抽出されるリニアメントとS波スプリッティングや岩盤露頭調査との対応付けは、これまでの調査の経験からは見通せず、方法を模索する段階にある。これらの観点と、今年度までの経験を踏まえて、手法の適用性や注意点について以下のようにまとめた。

S波スプリッティングについて

①概要調査の期間を考慮すれば、地震活動が低調な地域では、既存観測点だけでは情報を得るのに時間がかかるため、能動的に地震観測点を設置するなどして、少ない地震からより多くの情報を引き出せるようにする必要がある。

②面的に地下の異方性の情報を得るためには、地震観測点を設置する必要がある。設置間隔は、地域の地震発生層上端深さと、観測点への地震波入射角の制約（鉛直下方から35°範囲）を考慮して、適切に観測点間隔を決める必要がある。深さ3 km以深の地震を漏れなく解析対象とする場合、直線配置なら約4.2 km間隔、正三角形配置なら約3.6 km間隔となる。

③含水率の高い地層が地下浅部に厚く分布する場合には解析が成功しない場合や、局所的にdtが大きくなる場合があるため、地質学的情報や水文学的情報を踏まえて観測、解析を進める必要がある。

④調査期間が短期の場合には、既存観測点の波形データ収集、切り出しなど、解析に至る前の過程を外注するなどにより効率化を図ることが必要であるとともに、手法としては適用可能だが事業計画としては適用不可能とならないよう、解析実施者の増加、技量向上が重要となる。

割れ目解析について

⑤今年度は地質構造的透水好適性（structural-permeability favorability）という視点で、川湯温泉露頭（HGS-11）の8箇所の湧出地点を説明できるような試行錯誤を継続し、5つの構造的特徴に合致する領域を挙げ、湧水地点はそのうち1つから3つの構造的特徴に合致する領域に含まれるという形で抽出できた。

⑥評価技術のデザインとして、露頭でのデータが比較的容易に得られること、露頭だけでなくボーリングや調査坑道でも実施できること、解析において高度な専門的判断が不要である（機械的である）こと、複数の着眼点で湧水地点を抽出できるようにすることを重視した。実際の作業の結果、スキャンライン法によるデータ取得と表計算シートにおける簡単な解析から湧出地点の抽出が可能で、解析法の標準化なども可能と見込まれることから、事業計画における実施可能性という意味での適用性についてはポテンシャルを持つと考えられる。

⑦いくつかの露頭で試みた結果、深部流体ではないものの、滲みだしや滴る程度の湧水地点は、

抽出された地質構造的透水好適性を持つ地点に位置・近接するとの結果を得た。したがって、実際に湧水地点を特定しうるかという技術的適用性については否定されておらず、継続的に試みる価値があるものと考える。

⑧今回とりあげた構造的特徴、すなわち、割れ目の卓越走向の変換点、隣接面夾角の大きい割れ目の密集域、割れ目の疎密境界、割れ目の密集域、割れ目方位のばらつき小・急変部、割れ目交線が平均傾斜と近い区間の他にも、効果的な構造的特徴（例えば、Schneeberger, et al., 2018 が示した応力場が既知の場合のすべり傾向解析）の探索を継続する必要がある。実際に湧水地点を特定できない場合（失敗）には、新たな構造的特徴の視点を組み込んで、全体としては地質構造的透水好適性という観点で評価をすることが可能であり、必要であると考えられる。

手法間の協働とギャップについて

⑨S 波スプリッティング解析は、MT 法や地震波トモグラフィなどの地球物理学的な先行研究の情報を踏まえることで､効果的な地下構造解釈に至る経験が本宮地域などで得られてきており、このようなアプローチを継続することによって技術的な適用性は一層広がるものと考えられる。

⑩S 波スプリッティング解析を用いて把握した岩盤異方性の広域的な分布について、露頭の割れ目分布調査やボーリングによる割れ目解析を用いることで、妥当性や詳細な領域を検討できる可能性がある。大深度ボーリングの場合でも割れ目方位が測定されれば、地質構造的透水好適性の検討が可能であるように手法を構築したため、例えば 1 km 深度程度まで、S 波スプリッティングと露頭調査との間の、深部流体通路の把握に関する空間的ギャップを埋めることが可能であるかもしれない。

⑪地形学的検討（リニアメントの抽出）は、広域的、網羅的である利点を持つが、現時点では必ずしも地質学的な割れ目解析結果（湧水地点の特定）や S 波スプリッティング解析結果と対応させて考察することができていない。露出状況が良く、リニアメントに対応する岩盤露頭がほとんど無いことが一つの原因と考えられる。引き続き、露頭探索をし、良い露頭における割れ目解析結果とリニアメントとを対応付けることが、適用性を考える上で必須となる。

⑪大量の大深度ボーリングは、事業の効率性の観点からは実施が困難であると想定される。そこで、S 波スプリッティング解析及び地質構造的透水好適性の検討の高度化のみならず、空間的スケールで両者の間を埋めるような別の手法、例えば、数 100 m 深度程度までの地盤の比抵抗構造を探査可能な CSMT 法や、km 規模を下回るような解像度を持ちうる三次元 MT 法等の適用も試みていく必要性が挙げられる。

引用文献

Abe, Y., Ohkura, T., Hirahara, K. and Shibutani, T., Along‐arc variation in water distribution in the uppermost mantle beneath Kyushu, Japan, as derived from receiver function analyses, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.118, no.7, 3540-3556, doi:10.1002/jgrb.50257, 2013.

Asamori, K. and Zhao, D., Teleseismic shear wave tomography of the Japan subduction zone, Geophysical Journal International, vol.203, no.3, pp.1752-1772, 2015.

Booth, D. C. and Crampin, S., Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, vol.83, pp.31-45, 1985.

Christensen, N. I., Poisson's ratio and crustal seismology, Journal of Geophysical Research, vol.101, no.B2, pp.3139-3156, 1996.

Claypool, G. E. and Kvenvolden, K. A., Methane and other hydrocarbon gases in marine sediment, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol.11, pp.299-327, 1983.
遠藤秀典, 鈴木祐一郎, 妻及び高鍋地域の地質, 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 地質調査所, 1986.
Ewert, F. -K., Rock grouting with emphasis on dam sites, Springer-Verlag, 428p, 1985.
Fotheringham, A.S., Brunsdon, C. and Charlton, M., Quantitative Geography Perspectives on Spatial Data Analysis, Sage, 272p, 2000.
福田　理, 永田松三, 宮崎県南那珂郡北郷町 R1 号井自噴す, 地質ニュース, vol.290, pp.1-22, 1978.
原田哲朗, 鈴木博之, 寺嶋英志, 徳岡隆夫, 紀伊半島四万十累帯の研究―本宮町・中辺路町付近の牟婁層群―, 地球科学, vol.21, no.6, pp.1-9, 1967.
Hata, M., Munekane, H., Utada, H. and Kagiyama, T., Three-dimensional electrical resistivity structure beneath a volcanically and seismically active island, Kyushu, Southwest Japan Arc, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.125, e2019JB017485, doi:10.1029/2019JB017485, 2020.
Hiramatsu, Y., Honma, H., Saiga, A., Furumoto, M. and T. Ooida, Seismological evidence on characteristic time of crack healing in the shallow crust, Geophysical Research Letters, vol.32, L09304, doi:10.1029/2007GL022657, 2005.
Hiramatsu, Y., Iwatsuki, K., Ueyama, S., Iidaka, T. and the Japanese University Group of the Joint Seismic Observations at NKTZ, Spatial variation in shear wave splitting of the upper crust in the zone of inland high strain rate, central Japan, Earth, Planets and Space, vol.62, pp.675-684, 2010.
Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, Journal of Geophysical Research, vol.113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.
Ichiki, M., Sumitomo, N. and Kagiyama, T., Resistivity structure of high - angle subduction zone in the southern Kyushu district, southwestern Japan. Earth, Planets and Space, vol.52, 539-548, 2000.
Iidaka, T., Muto, J., Obara, K., Igarashi, T. and Shibazaki, B., Trench-parallel crustal anisotropy along the trench in the fore-arc region of Japan, Geophysical Research Letters, vol.41, pp.1957-1963, doi:10.1002/2013GL058359, 2014.
Iidaka, T. and Obara, K., Shear-wave splitting in a region with newly-activated seismicity after the 2011 Tohoku earthquake, Earth, Planets and Space, vol.65, pp.1059-1064, 2013.
今泉眞之, 石田　聡, 土原健雄, 割れ目系岩盤地下水の流動特性, 農業工学研究所報告, vol.42, pp.63-90, 2003.
Ishibashi, M., Yoshida, H., Sasao, E. and Yuguchi, T., Long term behavior of hydrogeological structures associated with faulting: an example from the deep crystalline rock in the Mizunami URL, Central Japan, Engineering Geology, vol.208, pp.114-127, 2016.
石丸恒存, 安江健一, 浅森浩一, 國分（齋藤）陽子, 丹羽正和, 渡邊隆広, 横山立憲, 藤田奈津子, 雑賀 敦, 清水麻由子, 小川大輝, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書（平成 28 年度）, JAEA-Research 2018-008, 2018, 83p.
金原啓司, 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧（第２版, CD-ROM 版）, 数値地質図 GT-2, 2005.

Kaneshima, S., Origin of crustal anisotropy: Shear wave splitting studies in Japan, Journal of Geophysical Research, vol.95, pp.11121-11133, 1990.
金嶋 聡, 地球内部の異方性とS波のスプリッティング, 地震第2輯, vol.44, pp.71-83, 1991.
風早康平, 高橋正明, 切田　司, 内藤一樹, 渡部芳夫, 日本列島におけるスラブ起源水の上昇地域の分布図, 地質調査総合センター研究資料集, no.616, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2015.
風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤 努, 高橋 浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本 斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田 司, 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴, 日本水文科学会誌, vol.44, pp.3-18, 2014.
笠 博義, 今井 久, 清水 学, 水端八朗, 越野洋一, 湧水量の測定と水質分析による坑内湧水の発生予測, トンネル工学研究論文・報告集, vol.9, pp.77-82, 1999.
活断層研究会（編）, 新編 日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 440p, 1991.
加藤碵一, 赤羽貞幸, 5万分の1地質図幅「長野」, 地質調査所, 1986.
加藤　進, 早稲田周, 岩野裕継, 宮崎県の水溶性天然ガス田における地球化学, 石油技術協会誌, vol.76, no.3, pp.244-253, 2011.
木野義人, 影山邦夫, 奥村公男, 遠藤秀典, 福田　理, 横山勝三, 宮崎地域の地質, 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 地質調査所, 1984.
Kisslinger, C., Processes during the Matsushiro, Japan, earthquake swarm as revealed by leveling, gravity, and spring-flow observations, Geology, vol.3, pp.57-62, 1975.
小玉一人, 古地磁気学, 東京大学出版会, 260p, 1999.
木立正嗣, リニアメントの判別とその活用, 森林立地, vol.22, no.2, pp.8-13, 1980.
Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K. and Mimura, K., $^{3}He/^{4}He$ ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan: surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula, Earth and Planetary Science Letters, vol.216, pp.221-230, 2003.
Matsumoto, S., Nakao, S., Ohkura, T., Miyazaki, M., Shimizu, H., Abe, Y., Inoue, H., Nakamoto, M., Yoshikawa, S. and Yamashita, Y., Spatial heterogeneities in tectonic stress in Kyushu, Japan and their relation to a major shear zone, Earth, Planets and Space, vol.67, 172, doi: 10.1186/s40623-015-0342-8, 2015.
Miura, D., Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.92, pp.271-294, 1999.
Mizuno, T., Yomogida, K., Ito, H. and Kuwahara, Y., Spatial distribution of shear wave anisotropy in the crust of the southern Hyogo region by borehole observations, Geophysical Journal International, vol.147, pp.528-542, 2001.
村岡洋文, 和歌山県本宮温泉地域の中新世貫入岩類の K-Ar 年代と化学組成, 地質調査研究報告, vol.59, pp.27-43, 2008.
Morikawa, N., Kazahaya, K., Takahashi, M., Inamura, A., Takahashi, H., Yasuhara, M., Ohwada, M., Sato, T., Nakama, A., Handa, H., Sumino, H. and Nagao, K., Widespread distribution of ascending fluids transporting mantle helium in the fore-arc region and their upwelling processes: Noble gas and major element composition of deep groundwater in the Kii Peninsula, southwest Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.182, pp.173-196, 2016.

Nagao, K., Takaoka, N. and Matsubayashi, O., Rare gas isotopic compositions in natural gases of Japan, Earth and Planetary Science Letters, vol.53, pp.175-188, 1981.
Nakajima, J. and Hasegawa, A., Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan_Slab geometry and its relationship to arc magmatism, Journal of Geophysical Research, vol.112, no.B8, doi:10.1029/2006JB004770, 2007.
日本原子力研究開発機構, 資料 23-2 超深地層研究所計画（瑞浪）に関する必須の課題成果取りまとめ案について, 第 23 回深地層の研究施設計画検討委員会, 2018b. https://www.jaea.go.jp/04/tisou/iinkai/url_iinkai/23-2.pdf（2022 年 3 月 25 日最終閲覧）
日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 令和 2 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2021.
日本温泉科学会, 図説日本の温泉―170 温泉のサイエンス―, 朝倉書店, 194p, 2020.
西村 進, 近畿地方の高温泉とその地質構造, 温泉科学, vol. 60, pp.481-491, 2011.
西村 進, 桂 郁雄, 西田潤一, 川崎逸男, 城森信豪, 有馬温泉の貯留層について, 温泉科学, vol.65, pp.14-24, 2015.
西山成哲, 鈴木浩一, 田中和弘, 電磁探査法による温泉水の流動経路の推定―山口県湯田温泉における適用―, 物理探査, vol.74, pp.1-16, 2021.
Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, Science, vol.296, pp.1679-1681, 2002.
Obara, K., Kasahara, K., Hori, S. and Okada, Y., A densely distributed high-sensitivity
seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Review of Scientific Instruments, vol.76, 021301, doi:10.1063/1.1854197, 2005.
O'Connell, R. J. and Budiansky, B., Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, 40 Journal of Geophysical Research, vol.79, pp.5412-5426, 1974.
Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H. and Yamamoto, A., Recent progress of seismic observation networks in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net-, Earth, Planets and Space, vol.56, pp.xv-xxviii, 2004.
大沢信二, 網田和宏, 山田　誠, 三島壮智, 風早康平, 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因―温泉起源流体としての続成脱水流体―, 温泉科学, vol.59, 295-319, 2010.
大竹政和, 松代地震から 10 年, 科学, vol.46, no.5, pp.306-313, 1976.
奥澤 保, 塚原弘昭, 松代群発地震地域に湧出する深層地下水, 地震 第 2 輯, vol.53, no.3, pp.241-253, 2001.
奥澤 保, 塚原弘昭, 松代地域湧出水の化学成分から推定した地震を起こした水の化学組成, 地球, vol.28, no.11, pp.776-781, 2006.
Saiga, A., Kato, A., Sakai, S., Iwasaki, T. and Hirata, N., Crustal anisotropy structure related to lateral and down-dip variations in interplate coupling beneath the Kii Peninsula, SW Japan, Geophysical Research Letters, vol.38, L09307, doi:10.1029/2011GL047405, 2011.
Saiga, A., Kato, A., Kurashimo, E., Iidaka, T., Okubo, M., Tsumura, N., Iwasaki, T., Sakai, S. and Hirata, N., Anisotropic structures of oceanic slab and mantle wedge in a deep low-frequency tremor zone beneath the Kii Peninsula, SW Japan, Journal of Geophysical Research, vol.118, pp.1091-1097, 2013.
産業技術総合研究所, 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－立地要件への適合性とその

根拠となる調査結果の妥当性, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 地質調査総合センター研究資料集, no. 560, 2012.
産業技術総合研究所, 産業技術総合研究所地質調査総合センター地質情報データベース（2015 年 8 月 11 日版）, 2015, https://gbank.gsj.jp/activefault/, (2021.12.01).
佐藤幸二, 田中　昭, 高橋　保, (34)黒部川沿いの温泉群について, 第 33 回日本温泉科学会大会一般講演要旨, 温泉科学, vol.31, pp.114, 1981.
斎藤　眞, 阪口圭一, 駒澤正夫, 20 万分の 1 地質図幅「宮崎」, 地質ニュース, vol.521, 28-30, 1998.
Sano, Y. and Wakita, H., Geographical distribution of $^{3}He/^{4}He$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism, Journal of Geophysical Research, vol.90, no.B10, pp.8729-8741, 1985.
産総研地質調査総合センター（編）, 日本の活火山, https://gbank.gsj.jp/volcano/Quat_Vol/act_map.html （2022 年 3 月 25 日最終閲覧）.
産総研地質調査総合センター, 地質図 Navi, https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php#8,34.554,131.095 （2022 年 3 月 25 日最終閲覧）.
産総研地質調査総合センター, 全国地熱ポテンシャルマップ CD-ROM 版, 数値地質図 GT-4, 2009.
産総研地質調査総合センター, 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2, https://gbank.gsj.jp/seamless/, データ更新日:2020 年 4 月 6 日.
Sato, T., Kazahaya, K., Matsumoto, N. and Takahashi, M., Deep groundwater discharge after the 2011 Mw 6.6 Iwaki earthquake, Japan, Earth, Planets and Space, vol.72, 54, 2020.
Satoh, H., Nishida, Y., Ogawa, Y., Takada, M. and Uyeshima, M., Crust and upper mantle resistivity structure in the southwestern end of the Kuril Arc as revealed by the joint analysis of conventional MT and network MT data, Earth, Planets and Space, vol.53, no.8, 829-842, 2001.
Sawada, A., Uchida, M., Shimo, M., Yamamoto, H., Takahara, H., Doe, T. W., Non-sorbing tracer migration experiments in fractured rock at the Kamaishi mine, northeast Japan, Engineering Geology, vol.56, pp.75-96, 2000.
Schneeberger, R., Egli, D., Lanyon, G. W., Mäder, U. K., Berger, A., Kober, F. and Herwegh, M., Structural-permeability favorability in crystalline rocks and implications for groundwater flow paths: a case study from the Aar Massif (central Switzerland), Hydrogeology Journal, vol.26, pp.2725-2738, 2018
Shiono, K., Mikumo, T. and Ishikawa, Y., Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes, Journal of Physics of the Earth, vol.28, no.1, 17-43, 1980.
Sibson, R. H., Preparation zones for large crustal earthquakes consequent on fault-valve action, Earth, Planets and Space, 72:31, 2020.
Silver, P.G. and Chan, W.W., Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, Journal of Geophysical Research, vol.96, pp.16,429-16,454, 1991.
汐見勝彦, 小原一成, 針生義勝, 松村 稔, 防災科研 Hi-net の構築とその成果, 地震第２輯, vol.61, pp.S1-S7, 2009.
総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価−地質環境特性および地質環境の長期安定性について−, 2014, 61p.

鈴木 博之, 原田 哲朗, 石上 知良, 公文 富士夫, 中屋 志津男, 坂本 隆彦, 立石 雅昭, 徳岡 隆夫, 井内 美郎, 栗栖川地域の地質,地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅）, 地質調査所, 1979.
鈴木隆介, 建設技術者のための地形図読図入門　第四巻　火山・変動地形と応用読図, 古今書院, pp.994-1322, 2004.
鈴木尉元, 佐藤岱生, 金子信行, 影山邦夫, 矢崎清貫, 宮崎平野新富町の坑井の地質−宮崎層群の花崗岩質基盤−, 地質調査所月報, vol.41, no.2, pp.87-92, 1990.
高橋 保, 佐藤幸二, 温泉の地球化学的研究第 16 報湯の峯, 渡瀬, 川湯温泉（その 1）, 温泉科学, vol.30, pp.7-19, 1978.
Tapponnier, P. and Brace, W. F., Development of stress-induced microcracks in Westerly granite, International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, vol.13, pp.103-112, 1976.
Terakawa, T. and Matsu'ura, M., The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, Tectonics, vol.29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626, 2010.
Terrell, G.R., The Maximal Smoothing Principle in Density Estimation, Journal of the American Statistical Association, vol.85, pp.470-477, 1990.
Townend, J. and Zoback, M. D., Stress, strain, and mountain building in central Japan, Journal of Geophysical Research, vol.111, B03411, doi:10.1029/2005JB003759, 2006.
Tsuneishi, Y. and Nakamura, K., 3. Faulting associated with the Mastushiro swarm earthquakes, bulletin of the earthwuake research institure, vol.48, pp.29-51, 1970.
Townend, J. and Zoback, M. D., Stress, strain, and mountain building in central Japan, Journal of Geophysical Research, vol.111, B03411, doi:10.1029/2005JB003759, 2006.
堤 浩之, 遠田晋次, 2011 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震の地震断層と活動履歴, 地質学雑誌, vol.118, pp.559-570, 2012.
上原大二郎, 角田地文, 工藤 健, 梅田浩司, 小川康雄, 棚瀬充史, 武田祐啓, 千葉昭彦, 菊池 昇, 鍵山恒臣, 紀伊半島南部地域の重力異常と深部比抵抗構造から推定される地熱構造, 地震第 2 輯, vol.57, pp.245-255, 2005.
Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K. and Oikawa, T., Aqueous fluids derived from a subducting slab: Observed high ^{3}He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.149, pp.47-61, 2006.
Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K. and Hama, Y., Triggering of earthquake swarms following the 2011 Tohoku megathrust earthquake, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.120, pp.2279-2291, doi:10.1002/2014JB011598, 2015.
渡辺邦夫, 地下水研究に関する最近の話題―特に岩盤浸透流の場の評価について―, 土と基礎, vol.43, pp.1-16, 1995.
山口貴雄, 黒部川中流及び白馬岳附近の節理の構造地質学的研究, 総合研究飛騨山地の地質研究概報（1952～1954）飛騨山地の地質研究会, pp.10-20, 1955.
Yoshida, K., Hasegawa, A. and Okada, T., Spatial variation of stress orientations in NE Japan revealed by dense seismic observations, Tectonophysics, vol.647-648, pp.63-72, 2015.
Yukutake, Y., Takeda, T. and Yoshida, A., The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis, Earth and Planetary Science Letters, vol.411, pp.188-198, 2015.

Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, Journal of Geophysical Research, vol.97, no.B13, pp.19,909-19,928, 1992.

趙 大鵬, 内陸の地震での水の関与, 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行（編）「地震発生と水 地球と水のダイナミクス」, 東京大学出版会, pp.263-280, 2003.

4. 地震・断層活動に関する調査・評価技術

4.1 活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法の検討

4.1.1 背景と目的

地層処分事業においては、概要調査における活断層検出のための調査技術の信頼性向上の観点から、地形的に不明瞭な活断層の分布・活動性の調査・評価技術の体系的整備及び事例の蓄積が必要である。地表から活断層を検出する技術については、従来の変動地形学的手法を補完する新たな調査技術として、断層沿いに放出されるガスの特徴を指標とした地球化学的手法（例えば、Umeda et al., 2013）や、GNSS 観測などに基づいた地球物理学手法（例えば、Nishimura and Takada, 2017; 原子力機構, 2018）による調査技術の開発が行われてきた。地形的に不明瞭な活断層の分布・活動性の調査・評価技術の体系的整備のためには、これら複数の手法を適切に組み合わせた調査・評価の進め方を提示することが重要である。

本事業では、昨年度までに、活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や、変位・破砕といった力学的影響範囲を把握するための手法の整備を目的として、南九州せん断帯や 1984 年長野県西部地震（M 6.8）の震源域を事例とした検討を進めてきた（原子力機構・電中研, 2020）。実施手法は、地形学的手法、地球物理学的手法、地質学的手法の三種類で、これらの複数の手法を用いた調査・評価技術の体系的な整備を試みた。地形学的検討では、通常よりもランクの低いリニアメントまでを広域に判読することにより、リニアメントの密集域を抽出した（後藤ほか, 2020）。地球物理学的検討では、稠密 GNSS 観測に基づくひずみ集中帯の分布と変形方向を示した。以上の結果に基づいて調査範囲を設定した地質学的検討では、小断層の応力逆解析により、ひずみ集中帯における変形方向と調和的な応力場を示す領域を抽出し、南九州せん断帯による力学的影響範囲を提示した。このようにして得られた潜在的な活構造の分布域は、1997 年の鹿児島県北西部地震（鹿児島大学理学部, 1997）の余震域や、干渉 SAR による地表変動の境界部付近と重なっており、一連の調査手法の妥当性を支持する結果となった。また、以上の調査の進め方は、文献調査、概要調査から精密調査にかけて、空間スケールを絞り込みながら進められる地層処分のサイト選定プロセスにも反映できる知見である。ただし、それぞれの手法に対し精度・信頼性の向上に向けた課題が残されているとともに、特に応力逆解析を地形的に不明瞭な活構造の検出に適用する手法については、適用事例が十分とは言えない。そこで令和 3 年度の本事業では、南九州せん断帯を事例とした地球物理学的検討（稠密 GNSS 観測）と地質学的検討（応力逆解析）の精度・信頼性の向上に向けたデータの解析を継続するとともに、応力逆解析を用いた手法の適用事例の蓄積のため、令和 2 年度から開始した 1984 年長野県西部地震（気象庁地震予知情報課・地震津波監視課, 1985）の余震域を対象とした事例研究を進めた。この地震は、2004 年時点で、日本の強震観測開始以後に内陸地殻内で発生した地震のうち、地表地震断層が現れず、活断層との関連がなく、活構造との関連が不明と整理された 4 地震のうちの一つであり、上記の鹿児島県北西部地震と同じカテゴリーとして整理されたものである（加藤ほか, 2004）。さらに、応力逆解析を用いた手法の妥当性を補強するため、令和 2 年度から開始した小断層における線構造の形成を再現する変形実験をより多様な条件で実施した。

4.1.2 南九州せん断帯を事例とした検討

(1) 地球物理学的手法による検討

南九州には、10^{-7}/yr を超えるせん断ひずみ速度の高い領域が、これまでの GNSS 変位速度データによる解析から明らかにされている（例えば、Wallace et al., 2009; Nishimura et al., 2018）（図 4.1.2-1）。このせん断ひずみ速度領域に対応する明瞭な活断層は認められていないが、1997 年に発生した鹿児島県北西部地震（M 6.5、M 6.3）を始め M 5～6 クラスの内陸地震も同領域で発生している。これらに対する説明として、地下深部のすべりによって地表で変形が生じていることが推測される。そこで、同領域の地殻変動を詳細に推定するため、2016 年 2 月に同せん断帯を南北に横切るような配置で 10 か所の GNSS 観測点を構築し（図 4.1.2-1）、2016 年 3 月より観測を開始し、2020 年 11 月末まで観測を継続した。

令和 2 年度は、ミリメートルオーダーで進行すると予想される南九州せん断帯での地殻変動の抽出と地下での断層運動（固着域の深さや深部のすべり速度）の推定にあたり、取得した GNSS データには様々な要因（例えば、地震や地震後の余効変動、火山性地殻変動、スロースリップ、プレート沈み込みなど）で生じた変動が含まれていることから、それらをどのように取り除くかといった解析手順を示し（図 4.1.2-2）、実データに適用して解析を進めた。また、その際に生じる問題などについても触れ、それらの対処法も言及した。

その結果、得られた地殻変動データから、同せん断帯の仮中心（130.5°E、32.0°N）より北へ 13.83±6.75 km の位置（32.1206°N、130.5374°E）に 1 つ目の変形中心が求まり、その固着域の深さは 8.13±11.26 km、すべり速度は 10.06±4.13 mm/yr と推定された。さらに、仮中心より南へ 40.98±7.23 km の位置（31.6426°N、130.3896°E）に 2 つ目の変形中心が求まり、その固着域の深さは 5.23±13.36 km、すべり速度は 6.43±4.24 mm/yr という結果が得られた。しかし、1 つ目の変形中心での固着域の深さが同せん断帯で発生する地震の深さなどに比べて、やや浅い深さであったことから、令和 3 年度は、同せん断帯での地殻変動抽出にあたり、これまで検討してきたいくつかの要因について再度見直しを行い、固着域や深部のすべり速度について再推定を行った。

令和 3 年度の解析では、同せん断帯に設置した 10 観測点で得られた日座標値に対し、2013 年 1 月 1 日～2020 年 11 月 30 日の九州地方・四国地方西部・中国地方西部に位置する GEONET 観測点（196 点）の F3 解（中川ほか, 2009）時系列と合わせ Wdowinski et al.（1997）の手法を用いて、共通誤差成分を除去した。そして、2016 年熊本地震の粘弾性緩和による変動について、弾性体と Maxwell 粘弾性体の 2 層構造モデルを仮定し、弾性層の厚さを 15～30 km の 4 通り、粘弾性層の粘性率を 1×1018～1×1020 Pa・s の 15 通りについて、合計 60 通りの計算を行った（表 4.1.2-1）。この計算には、Fukahata and Matsu’ura（2005; 2006）のコードを使用（物性パラメータについても同論文中に掲載された値を参照）し、国土地理院の 3 枚の矩形断層モデル（国土地理院, 2016）による推定値を地震時すべりとして与えた。また、火山噴火予知連絡会における国土地理院（2020a,b）による各圧力源の体積変化に関する推定結果をふまえ、3 つの茂木ソース（Mogi, 1958）を用いて、霧島山と桜島の火山性変動の補正も行った（図 4.1.2-3）。さらに、観測期間中に発生した地震のうち、イベント前後で変位時系列に 5 mm を超える明瞭な差が生じた地震によるステップも除去した。

続いて、各観測点における上記の残差時系列に対し、式（1）で示した近似式を適用し、非線形最小二乗法による時系列フィッティングを行った。ここで、U(t) は時刻 t における変位、T_{eq} は熊本地震の発生時刻、H はヘビサイドのステップ関数、m_1 は定常変位速度、m_2～m_5 は年周・半年周変動の振幅、m_6 は熊本地震の地震時変位、m_7 と m_8 は熊本地震の余効すべりの振幅と時定数、m_9～m_{11} は 2018 年 7 月頃より豊後水道で発生したスローイベントに関する振幅や時定数に

係る変数、m_{12}は時系列のオフセット成分を示す。ここでは、これら 12 個の未知数に対し、初期値・上限値・下限値を設定して、水平 2 成分と上下成分のフィッティングを行った。なお、余効すべりの時定数 m_8については 0.001～500 日とした。そして、観測値と計算値の残差二乗和が最小であったモデル（弾性層の厚さ 15 km、粘弾性層の粘性率 5×10^{19} Pa･s）の結果を図 4.1.2-4 に示す。

$$U(t) = m_1 t + m_2 \sin(2\pi t) + m_3 \cos(2\pi t) + m_4 \sin(4\pi t) + m_5 \cos(4\pi t) + m_6 H(t - T_{eq}) + m_7 \ln\left(1 + \frac{(t - T_{eq})}{m_8}\right) + \frac{m_9}{(1 + \exp(-m_{10}(t - m_{11}))} + m_{12} \quad \cdots (1)$$

以上により、せん断帯で生じる変動を推定する上でノイズとなる余効変動や火山性変動、スローイベントなどの影響が除去されたため、最後にプレート沈み込みに伴う変動の推定・除去を行った。ここでは、観測値として、図 4.1.2-4（e）に示した 206 観測点の水平・上下変位速度（推定誤差をそれぞれ 1 mm/yr、3 mm/yr と仮定）を用い、推定値として、図 4.1.2-5（a）に示した 112 枚の小断層の走向・傾斜方向のすべり欠損速度を未知数として逆解析を行った。ここでは、評価関数 s(m)として、式（2）（d：観測された変位速度、G：グリーン関数、m：プレート沈み込みによるすべり欠損速度の推定値、L：スムージング行列、C：走向・傾斜方向のすべり欠損速度の比率、α、β：ハイパーパラメータ、T：行列の転置）を用いた。なお、ABIC が最小となる際のハイパーパラメータの値を最適値とした。

$$s(m) = (d - Gm)^T (d - Gm) + \alpha^2 L^T L + \beta^2 C^T C \quad \cdots (2)$$

最終的に得られた水平変位速度データ（図 4.1.2-6）対して、Savage and Burford（1973）の半無限弾性媒質中の鉛直横ずれ断層運動に関わる理論式を適用した。ここでは、変形中心の位置、固着域下限の深さ、固着域以深のすべり速度を未知数としてフィッティングを行った。その結果、せん断帯の変形中心位置は 32.0°N、130.5°E より北へ約 1.6 km の位置に求まり、地表から 17.0±10.8 km の深さで固着、それ以深では 5.5±1.5 mm/yr の相対速度で左横ずれの運動が生じていることが明らかとなった（図 4.1.2-7）。この結果はブロック断層モデルによる同領域のすべり速度推定値（6-7 mm/yr; Kimura et al., 2019）に対して誤差の範囲で一致しているものの、1-2 mm/yr 程度下回る結果となった。

この原因の一つとしては、本事業で行った熊本地震の余効変動の推定は、先行研究（Moore et al., 2017; Pollitz et al., 2017）と地殻変動パターンとしては調和的な結果となったものの、地震発生から時間の経過とともに地下媒質のみかけ粘性率が増加するという現象（Wang et al., 2009; Ingleby and Wright, 2017）を考慮していなかったことが挙げられる。本事業では、熊本地震後 4.6 年間の GNSS データを使用し、粘弾性緩和モデルの粘性率最適値 5×10^{19} Pa･s を得た。一方で、国土地理院（2018）は、同地震後半年から一年目までの GNSS データを用いて、2×10^{18} Pa･s という結果を公表しており、粘性率最適値の違いはフィッティングに用いるデータ期間が異なるために生じたものであると推測される。Maxwell 粘弾性体ではこの問題（使用するデータ期間の違いから生じるみかけ粘性率の変化）が再現できないため、Burgers モデルなどの導入による改善の検討が新たな課題として見いだされた。

以上をまとめると、地球物理学的手法による検討では、南九州せん断帯で進行中の地殻変動を明らかにするために、10 点の GNSS 観測点を設置し、2016 年 3 月から 2020 年 11 月末まで観測を行った。2016 年 4 月 14 日以降、熊本地震の発生により同地震の余効変動が継続しており、

それらの変動や観測点近傍に位置する霧島山・桜島の火山性変動、豊後水道のスローイベントなどについて、観測データの補正を行い、同せん断帯で生じる地殻変動の抽出を試みた。その結果、推定された変位速度より、せん断帯を境に地表から 17.0±10.8 km の深さで固着、それ以深で 5.5±1.5 mm/yr の相対速度で左横ずれの運動が生じていることを明らかにした。

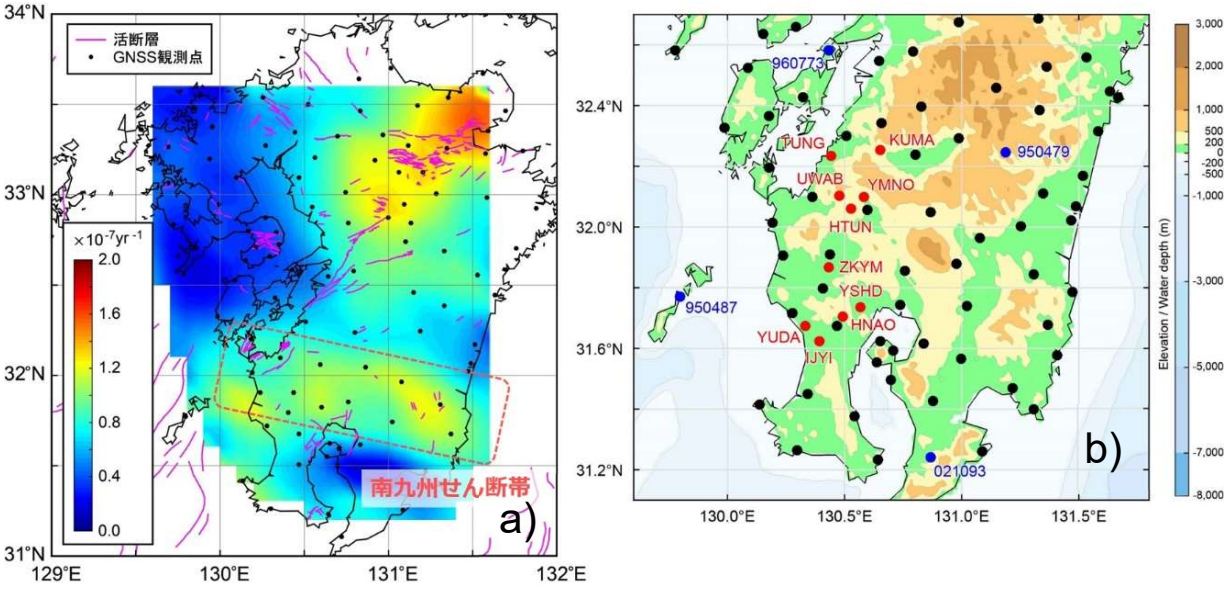


図 4.1.2-1　九州地方のせん断ひずみ速度分布と GNSS 観測点

a）1998 年 1 月 1 日～2001 年 12 月 31 日の国土地理院 GEONET データより推定したせん断ひずみ速度分布。32°N 付近に東西方向に広がるせん断ひずみ速度の高い領域（南九州せん断帯）が確認できる。桃色曲線で、活断層や活断層の疑いのあるリニアメントなど（活断層研究会編, 1991）を、黒丸で GNSS 観測点を示した。b）青丸及び黒丸は、GEONET 観測点、赤丸は、原子力機構が構築した GNSS 稠密観測網の観測点を示す。6 桁の数字を付した青丸の観測点は、座標値推定の際、基準点として利用した。

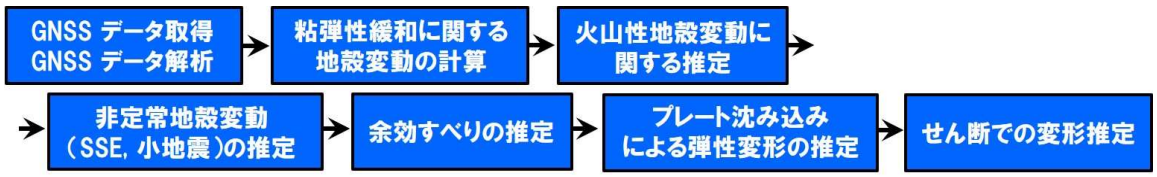


図 4.1.2-2　本事業での GNSS データ解析手順

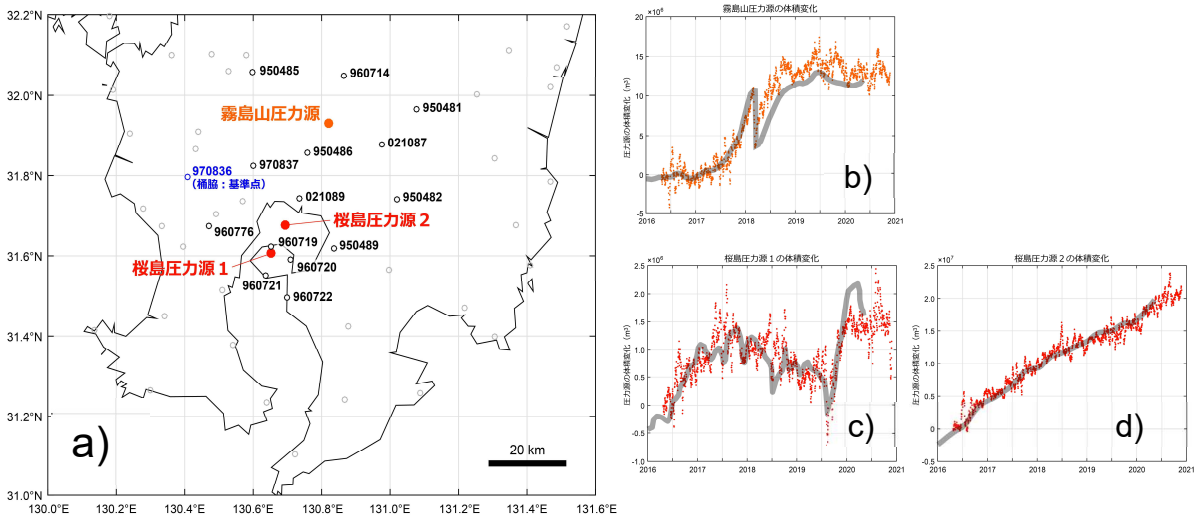


図 4.1.2-3　霧島山と桜島の火山性変動の補正

a）解析に用いた観測点分布：黒色丸及び青色丸で霧島山と桜島の火山性地殻変動の推定に利用した観測点（6 桁の数字は GEONET 観測点コード）を示す。灰色丸は火山活動の解析では利用しなかった観測点を示す。霧島山（橙色丸 1 つ）、桜島（赤色丸 2 つ）の圧力源の位置も同時に示した。b-d）霧島山と桜島の火山活動に伴う各圧力源の体積変化の推定値：推定された霧島山の圧力源の体積変化を橙色丸で、桜島については赤色丸で示した。さらに、灰色太線で国土地理院（2020a,b）による同圧力源に関する推定結果を示した。

表 4.1.2-1　本事業で用いた粘弾性モデルの組合せ

弾性体とMaxwell 粘弾性体の2層構造モデル（4 通り×15 通り＝60 通り）
弾性層の厚さ　15, 20, 25, 30 km（4通り）
粘弾性層の粘性率　1×10^{18}, 2×10^{18}, 3×10^{18}, 4×10^{18}, 5×10^{18}, 6×10^{18}, 7×10^{18}, 8×10^{18}, 9×10^{18}, 1×10^{19}, 2×10^{19}, 3×10^{19}, 4×10^{19}, 5×10^{19}, 1×10^{20} Pa s（15通り）

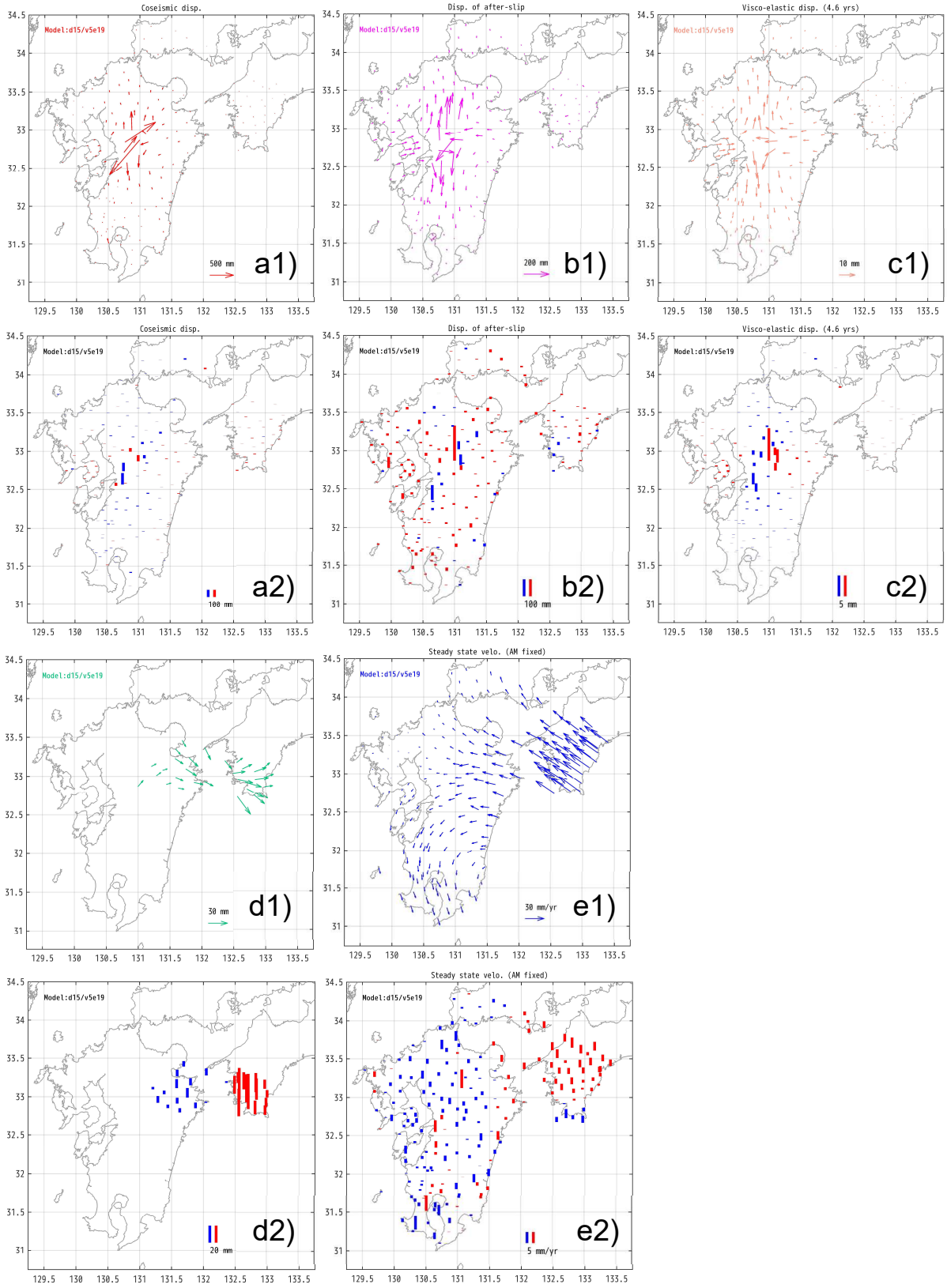


図 4.1.2-4　非線形最小二乗法によるフィッティングの結果

60 通りの 2 層構造モデルのうち、観測値と計算値の残差二乗和が最小であった弾性層の厚さ が 15 km、粘弾性層の粘性率が 5×10 Pa・s のモデルに関する結果を本解析の最適値として示している。a1）2016 年熊本地震時の水平、a2）上下変位。なお、上下方向については青色が沈降、赤色

が隆起を示す。b1）熊本地震の余効すべりに伴う水平、b2）上下変位。ともに地震後 4.6 年間の累積変位を示す。c1）熊本地震の粘弾性緩和に伴う水平、c2）上下変位。ともに地震後 4.6 年間の累積変位を示す。d1）豊後水道のスローイベントに伴う水平、d2）上下変位。2018 年 6 月頃～2019 年 10 月頃までの累積変位を示す。e1）アムールプレートに対する定常変位速度の水平、e2）上下変位速度。

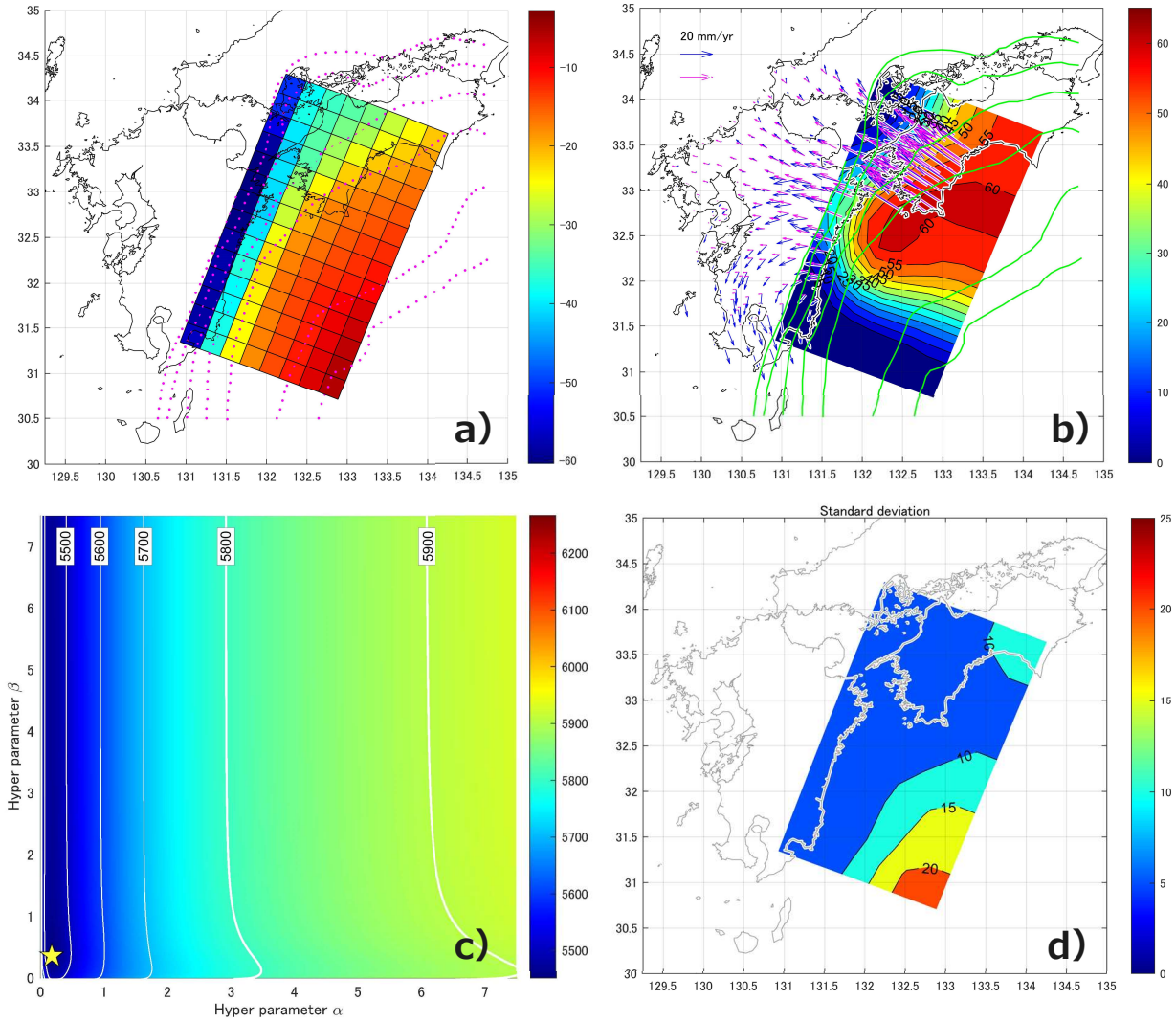


図 4.1.2-5　フィリピン海プレートの沈み込みに伴う変形の推定

a）フィリピン海プレート上面の形状（Hirose et al., 2008）とそれを近似した小断層。幅・長さともに約 25 km とした。b）推定されたすべり欠損速度分布と観測値（青色矢印）と計算値（桃色矢印）の比較。c）ABIC の分布：最小値（α=0.182, β=0.364）を黄色の星印で示した。α, β ともに 0.001～7.5 を探索範囲とし、合計 1,664,100 通りの組み合わせについて計算した。d）すべり欠損速度推定値の標準偏差分布。

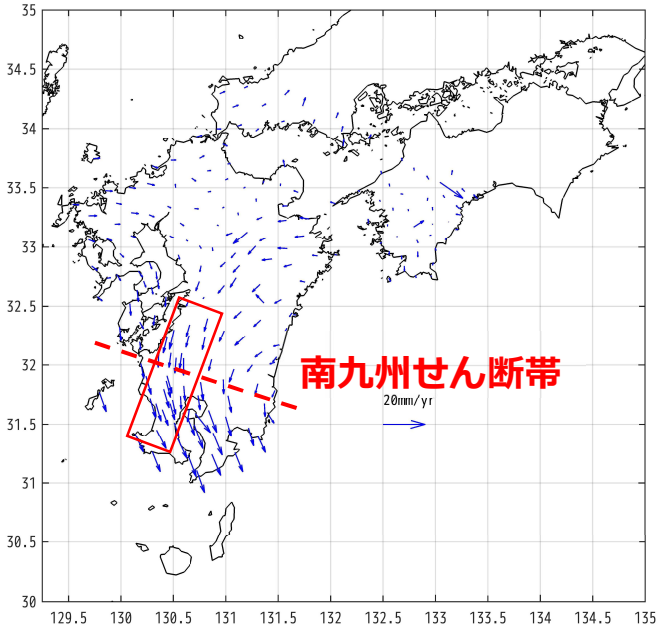


図 4.1.2-6　せん断帯の変形を推定するための水平変位速度場
フィリピン海プレートの沈み込みを除去したアムールプレートに対する変位速度。概ね赤枠で囲んだせん断帯を横断する領域の変位速度を基に同領域で生じている変形の推定（固着域の深さや深部すべり速度）を行った。

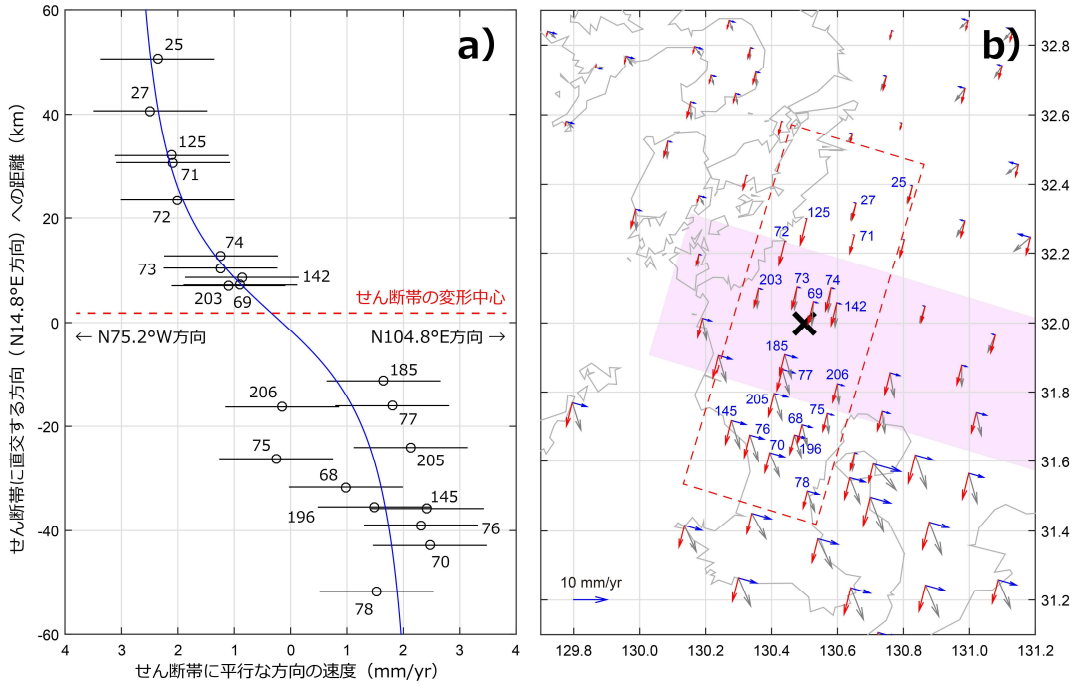


図 4.1.2-7　せん断帯に平行な方向の速度のプロファイル
a）図 4.1.2-5 で示した赤線で囲まれた領域内の観測点について、せん断帯に直交する方向（N14.8°E）に対するせん断帯に平行な方向の速度の空間分布。白丸が観測値で 1σ のエラーバーを付している。青曲線は、推定値による理論変位速度を示す。b）変位速度分布。灰色矢印が観測値を示し、そのうち赤色矢印がせん断帯に直交する成分、青色矢印が平行な成分を示す。黒バツ印は、せん断帯の仮中心である北緯 32.0 度、東経 130.5 度を示す。

(2) 地質学的手法による検討

本事業では、地下に伏在する活構造の力学的影響範囲を把握するため、破砕帯や小断層の断層面に発達する線構造（条線）に記録されている運動方向のデータを用いた解析を実施してきた。南九州せん断帯における昨年度までの事例研究（原子力機構・電中研, 2021）では、南九州せん断帯の左ずれセンスと調和的な応力を示す領域の検出を主眼に、1. 微小地震から求めた広域応力と小断層の運動方向の比較、2. 小断層データを用いた応力逆解析（Yamaji, 2000; 佐藤ほか, 2017）の二つのアプローチによる地域的検討を行った。検討にあたって、調査地域をドメイン 1～6 に小区分した。小断層のデータ数が少ないドメイン 1 を除き、ドメイン領域は鹿児島県西部地震の東西に伸びる余震域の幅に近い南北に緯度 1 分相当（約 1.85 km）で区分した。

昨年度までの成果としては、一つ目のアプローチでは、微小地震から求めた本地域の広域応力場から計算される個々の小断層の理論的なすべり方向と、実際に小断層が運動した方向との角度差（ミスフィット角）に基づき検討した。ミスフィット角が小さい小断層、つまり現在の広域応力場と同様の応力で説明可能な小断層は、鹿児島県北西部地震（M_j 6.6）の東西方向の余震域に最も近く、東西方向のリニアメントの密集域に位置するドメイン 5 に分布する傾向がみられた。約 4 km 北に位置するドメイン 2 においても、ドメイン 5 ほどではないもののミスフィット角が小さい小断層の分布が相対的に卓越することを確認した。

二つ目のアプローチでは、ドメイン 5 に分布する小断層の解析で、左ずれのせん断帯を規定する北東―南西圧縮、北西―南東引張の応力が検出された。その他のドメインからは、明瞭な北東―南西圧縮、北西―南東引張の応力場は検出されなかった。これらの検討により、調査地域でせん断帯の影響を受けたと判断される小断層がドメイン 5 及び 2 の特定領域に集中して分布することから、せん断帯の変形が複数箇所で局所的に進行している可能性を指摘した。

ただし、昨年度の測地学的検討では、GNSS 観測に基づく計算からせん断帯の変形中心位置を求めるにあたり、プレートの固着域の深さを考慮した上で二つの変形中心を仮定して計算していた。地質学的検討における調査範囲は二つの変形中心の間に位置し、せん断帯の領域には含まれるものの、せん断帯の変形中心と上記の地質学的検討で得られた局所的な変形領域の位置が異なっていたという問題点があった。

今年度は GNSS 観測に基づく測地学的検討における再解析により、変形中心の数と位置が変わったことを受け、その結果と昨年度までの地質学的検討結果を比較した。図 4.1.2-8 に微小地震から求めた広域応力場に対する小断層のミスフィット角の分布を示す。新しい変形中心は東経 130.504°、北緯 32.014°の位置（黄色の菱形印）で、走向は原子力機構・電中研（2020）に従い N104.8°E（破線）である。これはドメイン 2 と重なり、地質学的検討の結果で解釈したせん断帯の局所的な変形領域の位置と整合的であることが分かった。

このような結果は、測地学的検討で仮定する断層運動モデルは、地質学的検討結果との比較により、妥当性を検証・向上できる可能性を示している。また、実際の処分事業においては、測地学的検討により得られた変形中心位置を、地質学的検討で実施する現地調査範囲の選定に活用できると考えられる。一方で、測地学的検討で解析対象とする範囲と地質学的検討による現地調査の範囲は一般的に広さが大きく異なり、位置の精度も異なる。そのため、測地学的検討で仮定する断層運動モデルの位置と現地調査を比較する際には注意が必要である。

以上から、実際の処分事業などのプロジェクトにおいては、複数の手法を用いて検討を行い、手法間の比較を通じて成果の妥当性を吟味することが重要である。また、局在する変形領域と広域のテクトニクスの関連について議論するためには、より広い範囲での地質調査によりデータを拡充し、検討を続けることが重要である。

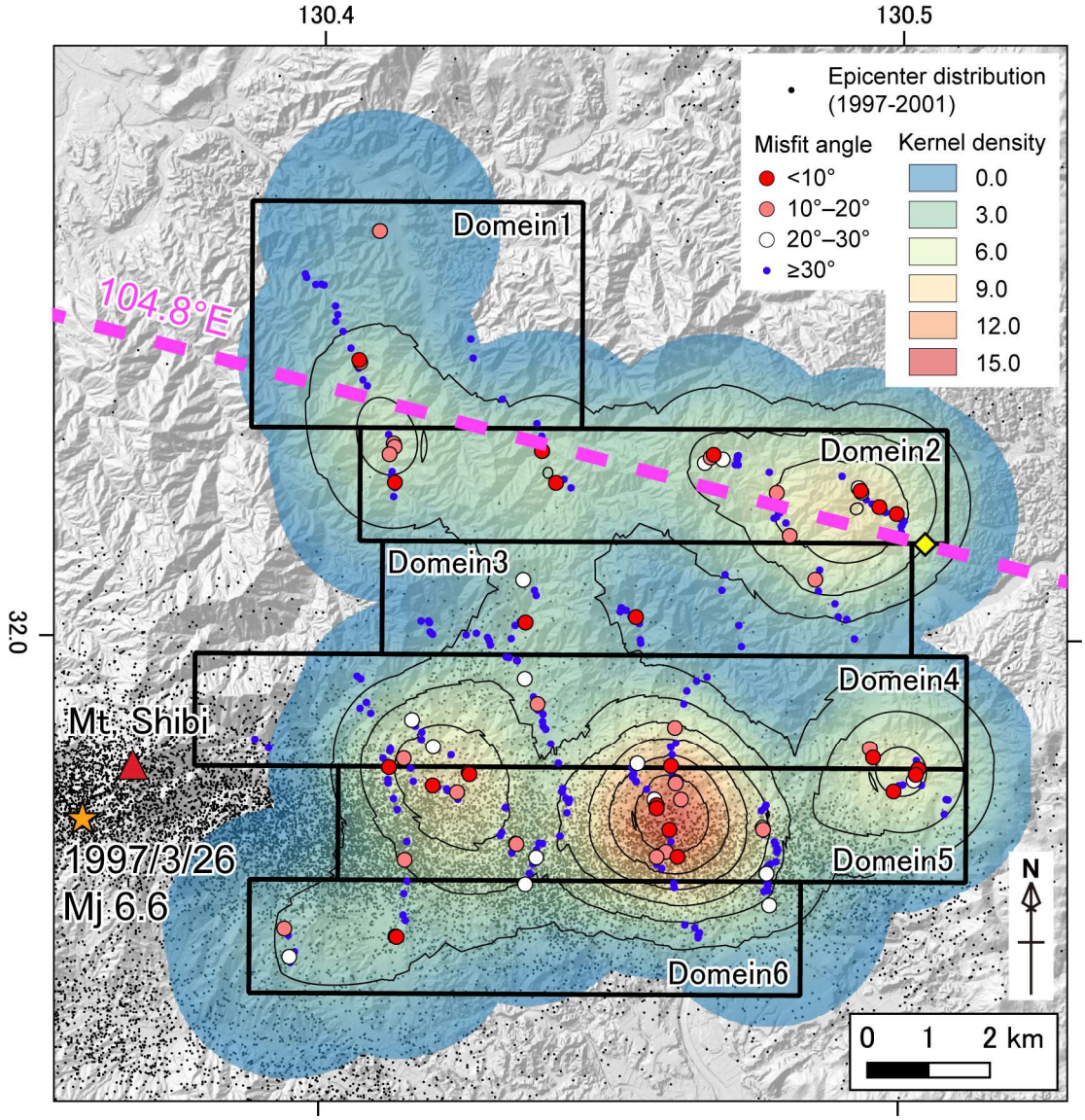


図 4.1.2-8　微小地震から求めた広域応力場に対する小断層のミスフィット角の分布
黒枠はドメイン区分の境界を示す。黄色の菱形印と破線は GNSS 観測に基づく計算から得られたせん断帯の変形中心位置を示す。等高線はミスフィット角が 30 度以下を示す小断層のカーネル密度分布を示す。バンド幅は Maximal Smoothing Bandwidth（Terrell, 1990; Fotheringham et al., 2000）、カーネル関数に Gaussian Kernel を用いた。背景に地理院タイル（陰影起伏図）を用いた。

4.1.3 1984 年長野県西部地震の余震域を事例とした検討

(1) 地球物理学的手法による検討

地震学的検討においては、昨年度は 1984 年長野県西部地震の震源域周辺で発生した地震によるメカニズム解の分布をまとめ、P 軸方位がおおむね北西-南東方向であることを示すとともに、文献調査から余震域の広がり、応力場の地域性をまとめた。これらを踏まえ、今年度は御嶽山周辺の常設地震観測点で観測された浅発地震（震源の深さ 20km 以下）の地震波形データに、S 波スプリッティング解析を適用することで、地殻内の S 波偏向異方性を調べた。解析にあたっては、震源域周辺で 2004 年 4 月 1 日から 2019 年 12 月 31 日までの期間に発生した Mj1.0 以上の地震を使用した。他地域における S 波スプリッティング解析と同様に、地表での S-P 変換波の影響（e.g., Booth and Crampin, 1985）を除外するために、地震波の入射角が 35°以下となる地震-観測点ペアのみを用いた。入射角の計算にあたっては、Nakajima and Hasegawa (2007)の速度構造を仮定し、震源位置については気象庁一元化震源カタログに基づいた。解析対象となる入射角 35°以下の地震-観測点ペアについて、Silver and Chan (1991)の S 波スプリッティング解析の手法を適用して、速い S 波の偏向方向（φ）ならびに、速い S 波と遅い S 波との到達時間差（δt）を推定した（図 4.1.3-1）。

この領域における広域応力場については、昨年度の検討ならびに測地学的検討（図 4.1.3-4）で示されるように、大局的には西北西-東南東方向の最大水平圧縮応力が卓越しており、多くの観測点で早い S 波の偏向方向（φ）も、この方向と調和的である。しかしながら、最大水平圧縮応力の方向とは調和的でない観測点も見られた（例えば、N.GR2H や御嶽山近傍の観測点など）。Hiramatsu et al. (2010)は、S 波の偏向方向と最大水平圧縮ひずみレートの方向との比較から、stress-induced な異方性と structure-induced な異方性とに分類しており、本研究の結果も同様な二元的な分類が可能と思われる。

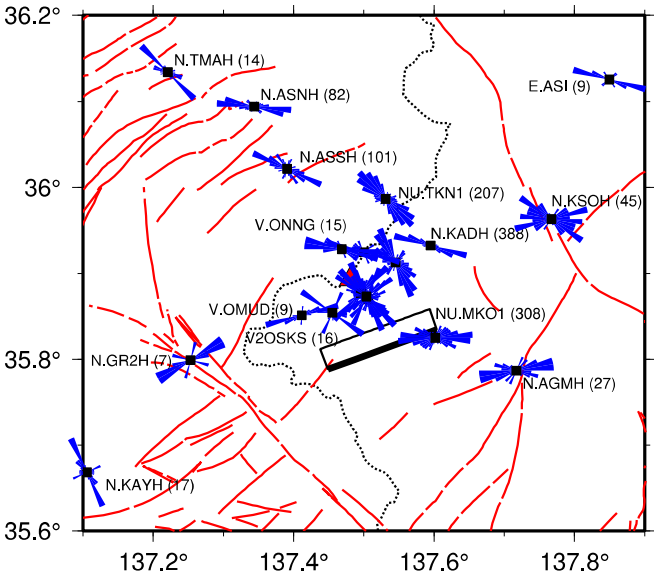


図 4.1.3-1　御嶽山周辺の常設地震観測点における速い S 波の偏向方向

利用可能な S 波スプリッティング解析の結果が 7 個以上の観測点のみについて、速い S 波の偏向方向を rose diagrams で示した。観測点名の後の数字は、S 波スプリッティング解析で用いたイベントの数を示す。なお，御嶽山近傍の観測点については表示の都合上、観測点名を表示していない。赤線は活断層（活断層研究会編, 1991）を，黒の点線は県境を示す。

1984 年長野県西部地震の震源断層近傍の観測点における解析結果を図 4.1.3-2 に示す。本震発生約 2 年後の臨時観測データを用いた解析結果（佐伯・梅田, 1988）によると、速い S 波の偏向方向は、3 つの観測点では広域的な最大水平圧縮応力の方向と調和的な方向を示す一方、そのすぐ東に位置する観測点 NU.MKO1 では調和的な方向を示さなかった。なお、Hiramatsu et al. (2005)は、東海地域において S 波スプリッティング解析を行い、1997 年愛知県東部の地震（Mw5.7）により、速い S 波と遅い S 波との到達時間差（δt）が擾乱をうけたものの、約 2 年でヒーリングし元の状態に戻ったことを示している。その上で、Tadokoro and Ando (2002)による速い S 波の偏向方向のヒーリングに要した時間も 2 年程度であったことなどから、地殻内地震発生後のヒーリングは 2 年程度で完了するのであろうと推測している。このことから、佐伯・梅田(1988)による速い S 波の偏向方向は、1984 年長野県西部地震発生約 2 年後の観測による結果であることを考慮すれば、ヒーリングが完了した状態を観測していたと推察される。そのようなヒーリング完了後の速い S 波の偏向方向と、近傍の観測点 NU.MKO1 での S 波の偏向方向が異なることは、この近傍の観測点での S 波速度異方性が、stress-induced な異方性ではなく、structure-induced な異方性を反映していると考えるのが合理的である。実際に、この観測点は 1984 年長野県西部地震の本震の断層より東に位置しており、溝上ほか(1985)で推定された潜在断層系のうち本震とは別の、規模の大きい余震による分岐断層上にあたり、観測点 NU.MKO1 で推定された S 波の偏向方向は、この分岐断層の走向と調和的である。一方で、近傍で発生した地震のメカニズム解から、Yukutake et al. (2010)が km オーダーの空間分解能でローカルな応力場を推定している。彼らの研究によれば、観測点 NU.MKO1 付近のローカルな応力場の方向は西北西-東南東方向というよりも、だいぶ東西方向に近くなっている。そのため、観測点 NU.MKO1 で観測された S 波速度異方性について、stress-induced な異方性の可能性を完全には排除できない。ただし、Yukutake et al. (2010)のローカルな応力場は、本震発生以後の 1999-2001 年に発生した地震のメカニズム解データを用いているため、この時点で走向が東西方向に近い分岐断層は既に存在していたことは確かである。

地震学的検討における最後の点として、御嶽山山頂付近の観測点における速い S 波の偏向方向のばらつきについて述べておく。山頂付近の多くの観測点では，広域的な応力場の方向とほぼ平行な速い S 波の偏向方向と、それと直交する偏向方向がそれぞれ推定される。この原因としては、解析手法上の問題（cycle skipping; e.g., Teanby et al., 2004）の可能性が高いが、活火山近傍の観測点であるため、地殻内流体の影響も否定できない。これらの観測点でのばらつきについては、更なる検討が必要である。

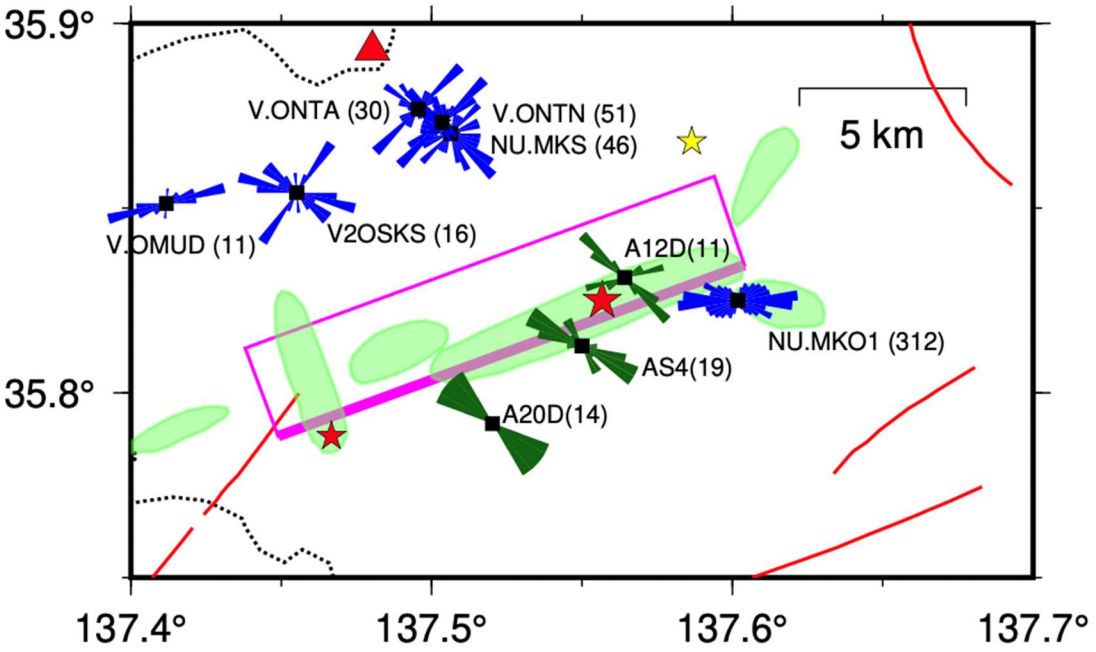


図 4.1.3-2　1984 年長野県西部地震の震源断層近傍における S 波の偏向方向
青の rose diagrams が本研究の S 波スプリッティング解析による結果を示し、濃い緑の rose diagrams は、佐伯・梅田 (1988)による本震発生約 2 年後の臨時観測データによる S 波スプリッティング解析の結果を示す。赤線は活断層、赤の三角形は御嶽山、マゼンタ色の矩形は、Yoshida and Koketsu (1990)による本震断層（太線の方が断層上端）を示す。大きい赤い星印は、1984 年長野県西部地震の本震の震央を、小さい赤い星印はその最大余震の震央を示す。黄色の星印は、2017 年長野県南部の地震（Mj5.6）の震央を示す。薄い緑色の領域は、溝上ほか(1985)による本震と規模の大きい余震について推定された潜在断層系を示す。

測地学的検討として、本年度は、GNSS 観測結果から応力場の推定を行った。まず、GNSS 観測結果を用いた本地域の応力の設定方法について説明する。昨年度は、地球物理学的検討の中で、長野県西部地震の震源域近傍における GNSS 変位速度（図 4.1.3-3）を用いたひずみ速度分布について、GEONET F3 解（中川ほか, 2009）を用いて解析した。この解析では、Shen et al. (1996) の手法によりひずみ速度の推定を行った。今年度は、得られたひずみ速度を基に、以下の方法で応力比の計算を行った。

変位（変位速度）の空間微分はひずみ（ひずみ速度）であり、応力はひずみに剛性率などの弾性定数を作用させることで計算可能である。ここでは、ひずみ速度が既に得られていることから、それらの値を基に応力比（正確には、応力蓄積速度比）を求めた（図 4.1.3-4）。このような応力比を計算する場合、上下方向の変形も考慮する必要があるが、GNSS データから得られるひずみ速度は、水平方向であること、また、上下方向のデータも利用可能であるものの、地表からどの程度の深さまでの変形を仮定するかによって、ひずみの大きさが変化してしまうことなどから、平面ひずみ状態（鉛直方向の変形を無視した状態）を仮定して計算を行った。

平面ひずみ状態では、フックの法則から、ラメ定数 μ と λ（本事業では、35 GPa を仮定）を用いて、ε_x と ε_y を主ひずみ速度、σ_x と σ_y を水平方向の応力、σ_z を上下方向の応力とした際に、

$$\sigma_x = 2\mu\varepsilon_x + \lambda\,(\varepsilon_x + \varepsilon_y)$$
$$\sigma_y = 2\mu\varepsilon_y + \lambda\,(\varepsilon_x + \varepsilon_y)$$
$$\sigma_z = \lambda\,(\varepsilon_x + \varepsilon_y)$$

と記述できることが知られている（例えば、ジェーガー, 1968）。この関係に基づいて、主ひずみ速度から σ_x , σ_y , σ_z を計算し、応力の大小関係を考慮しつつ、 σ_1 , σ_2 , σ_3 を決定した後、応力比 $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ を求めた（図 4.1.3-4）（例えば、佐藤ほか, 2017）。同領域における応力比の最大値は 0.614 で最小値が 0.004 となり、1983 年長野県西部地震の震源域近傍では、概ね 0.2～0.4 であることが明らかとなった。

上記の結果を元に、ミスフィット角を検討するための本地域の応力を設定した。図 4.1.3-3 から、小断層データの取得地域のひずみ主軸方向は N41.55°W（318.45°）方向の 1.0×10^{-7} /yr の短縮で、応力比は平均して 0.28 である。Yukutake et al. (2010)は、長野県西部地震の余震域で発生した地震について、本震断層近傍を除き σ_2の軸が水平方向に近く、ほとんどが逆断層型であるとしている。以上から、検討に用いる応力を σ_1（318.45°, 0°）、σ_2（228.45°, 0°）、σ_3（228.45°, 90°）R= 0.23 と設定した。

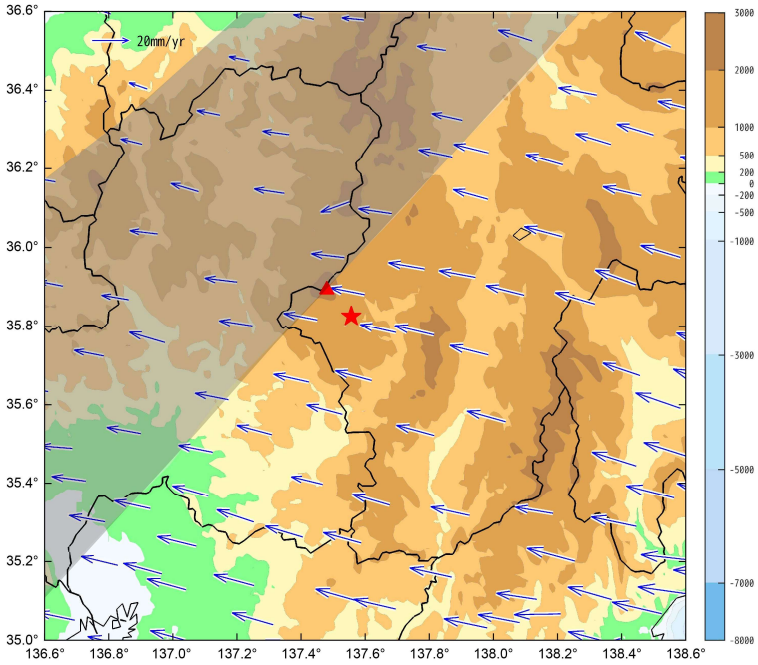


図 4.1.3-3　ユーラシアプレートに対する GNSS 変位速度分布

2007 年 1 月 1 日から 2009 年 12 月 31 日までの平均変位速度。赤星は 1984 年長野県西部地震の震央、赤三角は御嶽山を示す。また、新潟－神戸歪集中帯に灰色のハッチをかけて示した。

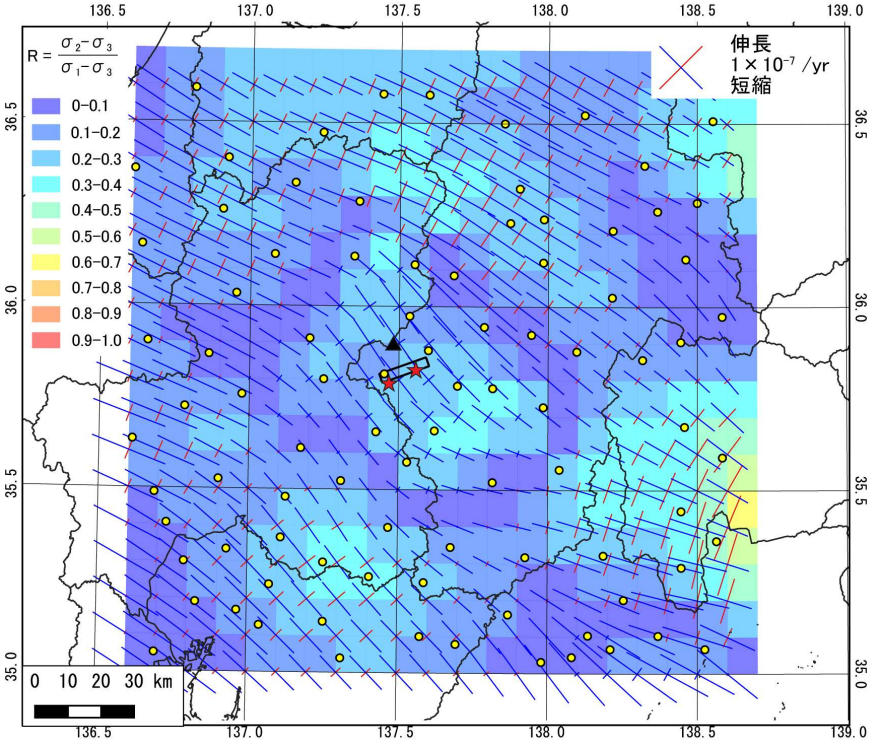


図 4.1.3-4　GNSS 変位速度から推定されるひずみ速度の主軸分布と応力比
黒三角は御嶽山、赤の星印は長野県西部地震の本震と最大余震の位置を示す。黒枠は長野県西部地震の伏在断層を示す。黄色丸はひずみ速度の推定に利用した GNSS 観測点を示す。

(2) 地形・地質学的手法による検討

昨年度から着手した地形・地質学的検討では、地下に伏在する断層の分布の推定や、断層活動による影響範囲を把握する手法の検証と事例の蓄積を目的として、長野県西部地震の伏在する本震断層（Yoshida and Koketsu, 1990）を事例対象に、南九州せん断帯の事例と同様の手法を用いて検討を進めている。すなわち、一般的なリニアメントの判読基準に、不明瞭なリニアメントを対象とする基準を加えて空中写真判読を実施し、さらに露頭観察により破砕帯や小断層の断層面に発達する線構造（条線）に記録されている運動方向のデータを取得する。その解析結果から現在の応力場による変位や本震断層の活動による変位が考えられる小断層を推定して、分布範囲や分布密度を把握する。それらの情報を総合して検討することで、伏在断層の影響範囲を推定することを試みてきた。

昨年度は、まず地形学的検討として、長野県西部地震の震源域周辺である東西 22.6 km、南北 13.6 km の約 300 km² を対象に、空中写真判読を実施した。その結果、明瞭な断層変位地形は確認できず、長野県西部地震の本震断層は抽出されなかった。一方で、調査範囲の概ね全域を占める山地地形の谷崖沿いに、活断層の可能性が低いリニアメントが複数抽出された。リニアメント分布の地域的な偏りは少ないが、相対的にリニアメントの分布密度が高く長野県西部地震の本震断層の走向（N70°E）と近い東西走向のリニアメントが卓越する領域を、御岳湖の南側に確認した。そのうえで、地質学的検討として伏在断層の延長に相当する地点の近傍で露頭状況が比較的良好な谷・沢筋のルートを選定し、小断層のデータを取得した。得られた小断層データは分布を元に検討領域を分けたうえで、それぞれ応力逆解析を行い検出される応力状態を調べた。その結果、長野県西部地震の右ずれ運動（溝上ほか, 1985）と調和的な北西—南東方向の圧縮及び北東—南西方向の伸張を示す応力が、伏在断層付近から南北に 3 km 幅程度の領域で認められた。し

かし、取得した小断層データの分布のほとんどは本震断層付近に集中していため、上記のような応力が認められなくなる地点を把握し、断層の影響範囲を制約することができなかった。

今年度は、昨年度の解析で得られた長野県西部地震の右ずれ運動と調和的な応力が検出される範囲を制約することを主眼に、調査範囲を拡大して小断層データを拡充し解析を進めた。特に、伏在断層と直交する南北方向の応力変化を検討するために、より北方及び南方に位置する谷・沢筋及び林道沿いに調査範囲を拡大した。今年度拡大した調査領域は、昨年度の空中写真判読で本震断層方向と概ね同じ走向のリニアメントが相対的に多く認められた､御岳湖の南側領域を含む。小断層に認められる線構造及び運動センスの判定基準は原子力機構・電中研（2020）と同様である。ただし、本震位置周辺の基盤をなす美濃帯の堆積岩類の露頭においては、層理面沿いのすべり（層面すべり）や泥岩中の劈開に沿うせん断変形など、付加体形成時に形成された可能性がある条線は除外し、層理面や劈開面と斜交する面上の条線を測定した。今年度の調査の結果、小断層データは昨年度の 113 データから 293 データに増加した。主に美濃帯の堆積岩類の小断層データが増えたほか、北方では御嶽火山噴出物に分布する小断層、南方などでは苗木・上松花崗岩類に分布する小断層のデータも少量得られた。細粒の粘土を挟むような破砕帯は、御岳湖南側に見られる本震断層方向のリニアメント分布域も含め、ほとんど認められなかった。

このようにして得られた小断層の運動データを基に、南九州せん断帯の事例と同様に、二つのアプローチから長野県西部地震の伏在断層の分布や影響範囲の推定を行った。一つ目のアプローチは、地球物理学的に推定した本地域の応力から計算される個々の小断層の理論的なすべり方向と、実際の小断層が運動した方向との角度差（ミスフィット角）に基づく検討である。二つ目のアプローチは、小断層データを用いた応力逆解析による検討である。

一つ目のアプローチについては、南九州せん断帯の事例では微小地震から求めた応力を検討に用いたが、計算に必要な微小地震データが得られなかったため、本事例では GNSS 観測結果から推定した本地域の逆断層型の応力場（σ_1（318.45°, 0°）、σ_3（228.45°, 90°）、R= 0.23）を用いた。実際の処分事業で候補となる地域でも、十分な微小地震データが利用できるとは限らないため、双方の手法について適用事例を蓄積しておくことは有用だと考えられる。図 4.1.3-5 に、得られたミスフィット角の分布を示す。ミスフィット角が小さい（本検討では Otsubo et al, 2008；藤内ほか, 2011 と同様に、30 度以下とする）小断層は、設定した現在の応力場の下で変位した可能性があるものと解釈する。そして、このような小断層が多い領域と、地下に伏在する断層の位置がどのような対応にあるかを比較する。そのために、小断層データを取得した領域を東西に大きく区分した上で、長野県西部地震の本震断層の走向に平行な方向に南北 1 km 幅の領域に分割した。

図 4.1.3-6 に小区分した領域ごとのミスフィット角が 30 度以下の小断層の数と割合を示す。ミスフィット角が 30 度以下の小断層の割合が比較的高く、データ数も多いと判断した領域は背景を黄色で着色した。このデータの分布範囲を 1 領域として示すと、図 4.1.3-5 の橙色の破線で囲んだ領域となる。これは、調査範囲の概ね中央付近であり長野県北西部地震の本震位置から 1～4 km 程度でやや東西に伸びる領域である。以上から、抽出した領域が本検討の調査範囲全体の半分程度を占めており、断層の影響が考えられる局所的な変形領域を把握したとは言えないものの、伏在断層が存在する可能性がある領域を提示することができた。長野県西部地震が発生以前において、このような領域が抽出された場合には、解釈はいくつか考えられる。すなわち、現在の応力場において、抽出された領域規模に（長さ 7～8 km 規模に）、a；発達した活断層が伏在する、b；発達した活断層ではなく立体的に散在している小断層が分布して変位をまかなっている。あるいは、地質時代の一時期に現在と類似する応力場におかれ、当時の状況において a’；発達した断層が付近に存在した（構造的下位だけでなく上位や側方の可能性を含む）、b’；発達した

断層ではなく立体的に散在した小断層が分布して変位をまかなっていた、などの解釈も取り得る。文献調査で活断層が認められない地域において概要調査が行われ、今回と同様な調査・解析を実施した場合にも、このような、伏在断層が存在する可能性を含む指摘をすることができ、次の段階の調査の重点を絞るなどの効率化が可能となる。

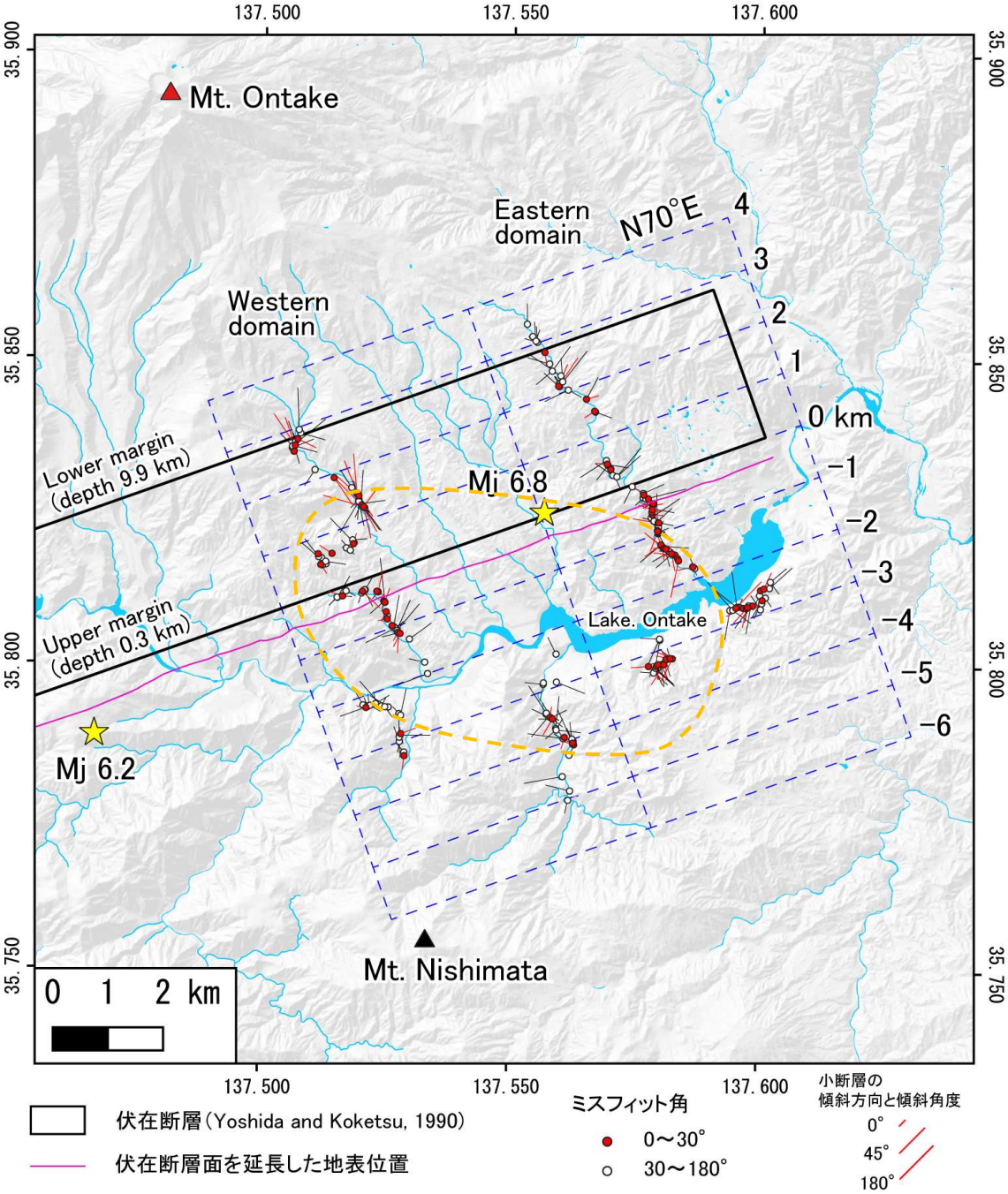


図 4.1.3-5　GNSS 変位速度から設定した応力とのミスフィット角の分布

丸印は小断層データの取得位置を示し、ミスフィット角の値について 30°を境に赤白で分けている。丸印から伸びる線は小断層の傾斜方向と傾斜角度を示す。青破線は、分布密度の検討にあたり断層面の方向と平行に設定した、南北 1 km 幅の領域区分を示す。橙色の破線はミスフィット角が小さい小断層が相対的に多く分布する領域を示す。背景図に地理院タイル（陰影起伏図）を用いた。

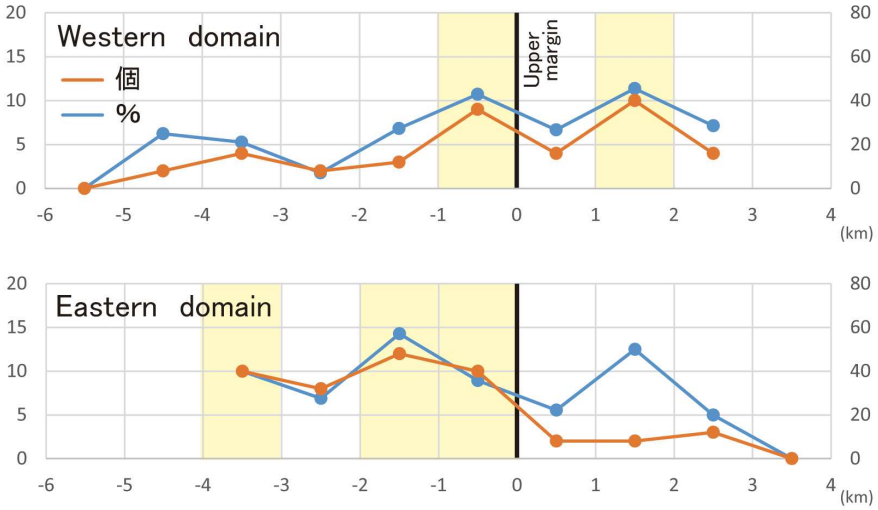


図 4.1.3-6　小区分した領域ごとのミスフィット角が小さい小断層の数と割合

二つ目のアプローチでは、小断層データを用いた応力逆解析による検討を行った。応力逆解析は、断層のすべり方向がせん断応力に平行であると仮定する Wallace-Bott 仮説に基づき、多数の小断層の面構造・線構造の姿勢と運動センスのデータを用いて、それらの小断層の運動を説明する応力を逆解析的に検出する手法である。本検討では、昨年度と同様に調査範囲を区分した領域ごとに逆解析し、本地域の応力を示す領域の分布を確認することで、活構造の影響範囲の抽出を試みる。応力逆解析ではまとまった数の小断層データを用いるが、応力の解を安定して得るためには 15 程度のデータ数が必要となる。これを概ね満たし、分布範囲の大きさに極端な差が出ないように今年度は小断層の分布を区分（1～11）して解析領域とした。

図 4.1.3-7 に応力逆解析対象の領域と結果を示す。応力逆解析の結果、長野県北西部地震の右ずれ運動を示す北西－南東方向の σ_1及び北東—南西方向の σ_3の横ずれ型の応力を示す領域が 2、3、9 で確認できた。これらの領域はいずれも本震断層を延長した場合の地表位置の近傍にあり、これらを合わせて 1 つの領域とみなすと概ね断層に沿う領域（図 4.1.3-7 の桃色の破線）となる。このように、二つ目のアプローチでは一つ目のアプローチの検討結果と比べて、本震断層の影響領域を精度よく抽出できた。なお、領域 2、3、9 で得られた応力場は横ずれ型であり、長野県北西部地震のメカニズム解（溝上ほか，1985 など）と一致するが、GNSS データから推定された広域の逆断層型の応力場と一致しない。これについて、Yukutake et al.（2010）は、応力場が本震の震源断層近傍で横ずれ型（σ_2が鉛直）、遠方の広域で逆断層型（σ_3が鉛直）となっていたことを説明している。今回、二つ目のアプローチ（応力逆解法）による横ずれ型の応力場を示す領域が、一つ目のアプローチから得られた、逆断層型の応力場で活動したと解釈し得る小断層が相対的に多く分布する領域よりも狭いことは、Yukutake et al.（2010）と調和的である。

以上のように、小断層データに基づく複数のアプローチを用いて、伏在断層の影響範囲が推定できる可能性を示した。一方で、実際の処分事業の観点からすると、伏在断層の位置とその運動様式を示す地震がまだ起こっていないか、観測データが存在しない場合があることを考えるべきである。その場合は、一つ目のアプローチで潜在的な断層を示す大まかな範囲を捉え、二つ目のアプローチで範囲内の共通する応力状態を示す局所的な範囲を特定する、といった組み合わせた手法で、活構造の伏在の可能性を考慮しつつ検討を進めることが重要である。

今年度は、豪雨災害による道路の長期通行止めの影響などから、伏在断層全体のうち西側は調査できず小断層データを得られなかった。これまでのアプローチの検討結果の妥当性についてさらなる検討を行うために、今後はさらに広い範囲のデータを拡充していく必要がある。

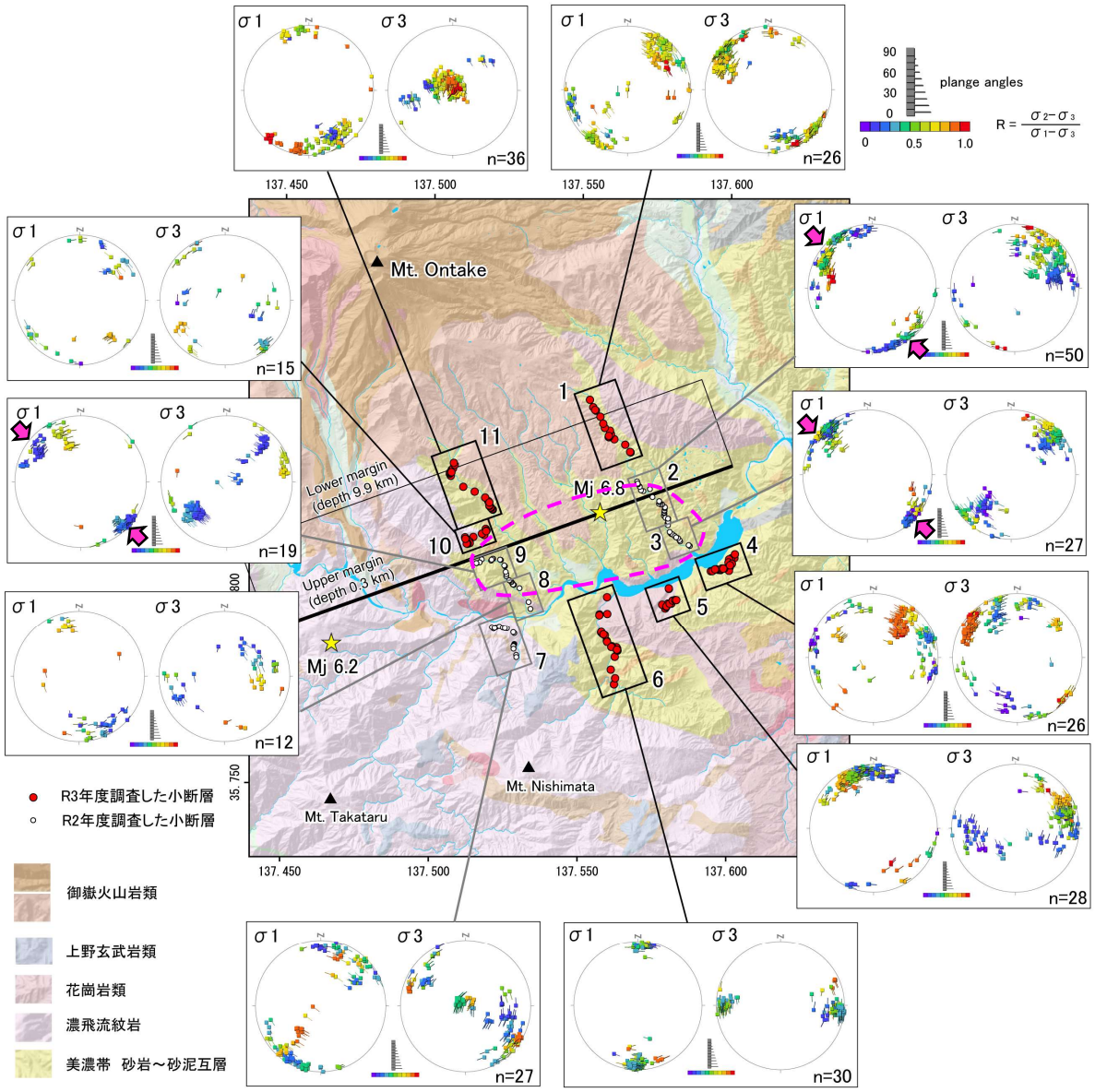


図 4.1.3-7　小区分した領域ごとの応力逆解析の結果

応力逆解析結果は各領域で計算された複数の応力状態（σ_1 及び σ_3）の下半球投影を示した。応力のプロットの色は応力比を示し、そこから伸びる短線の方向は対応するもう片方の応力（σ_1 または σ_3）がプロットされる方向を示す。地図上の枠は区分した領域の範囲とその番号を示す。領域 2、3、9 の σ_1 の図の太矢印は、長野県北西部地震のメカニズム解及び現在の応力場と調和的な北西－南東方向を示す。地質分布は産業地質総合研究所, 2020 を利用した。背景図に地理院タイル（陰影起伏図）を用いた。

4.1.4 条線の形成に係る変形試験

本研究では、現在の地表に露出する露頭で得られた小断層の運動方向のデータを利用した解析検討を行っている。断層沿いのせん断や摩擦で形成された痕が条線であり、断層面上の擦り傷のような線状模様をいう。また、条線には溝状の凹みや直交する方向に伴う階段状の凹凸（スリッケンステップ）などの非対称的な構造がみられる（図 4.1.4-1）。断層の運動方向は、条線の線状模様の方向と上記の非対称構造の向きを調べることで判断する。露頭で観察される条線は、小断

層の分布する母岩が形成された後、地表に露出するまでの間に変形を受けて形成されたものである。上記の地質学的検討では、小断層データを用いて伏在する断層やせん断帯の現在継続する活動の影響範囲の推定を試みているが、個々の条線の実際の形成年代は不明である。そのため、それらの小断層の一部を活構造の影響によるものと解釈して検討を進めるには、第四紀の削剥でも地表に露出しうる地下浅部の環境において、条線が形成できることを確認しておく必要がある。

このような背景のもと、昨年度から、地質学的検討で着目する条線の形成条件の検討を目的として、地盤材料の力学試験で用いられる直接せん断試験機（一面せん断試験機）を用いた条線形成実験を行っている（図 4.1.4-2）。試験用供試体の準備及び試験方法は地盤工学会の岩盤不連続面の一面せん断試験方法（JGS 2541 2008）の基準に準ずる。昨年度の検討着手段階では、地質学的手法の事例対象である南九州せん断帯に位置する、四万十帯の砂岩を供試体作製に用いた。今年度は、より系統的な条件での実験を目指し、昨年度の試料に比較して均質な試料が得やすいと判断された和歌山県田辺市本宮に分布する四万十帯の粗粒砂岩を用いた。先第四紀の変形によって割れ目が形成された後に、地殻のごく浅い場所で第四紀の変形を受ける場合を想定すると、条線が形成される面は多少なりとも風化が進んでいる蓋然性が高い。風化面を模擬しつつ、均質な試料を得るためには、試料全体として固結のやや弱い地質体、すなわち、昨年度用いた白亜系試料ではなく、古第三系試料が適切と判断した。図 4.1.4-3 に今年度に試験した砂岩試料の採取位置を示す。試験用試料は 3 地点（HGS-20、HGS-24-1、HGS-24-2）で採取した。今年度は、全て HGS-20 で採取した砂岩試料から供試体を作製して試験を実施した。

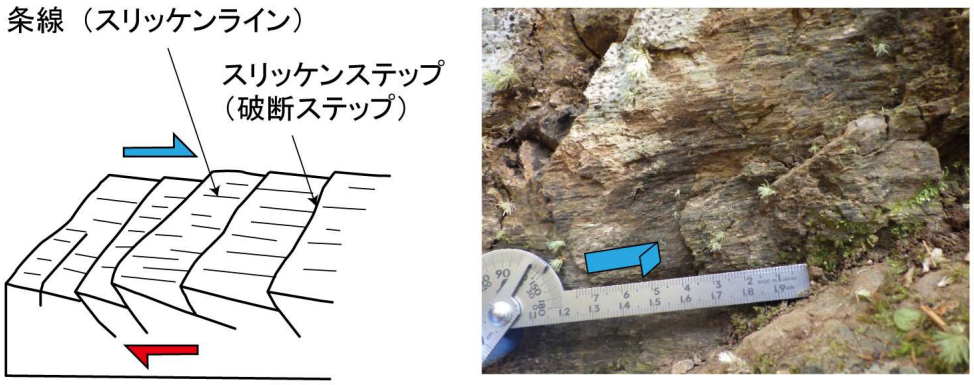


図 4.1.4-1　条線の模式図及び露頭でみられる小断層の条線
条線の模式図は、Petit (1987) を改変した。写真の小断層は、写っている面側が左方向に動いたと判定される（左ずれ）。

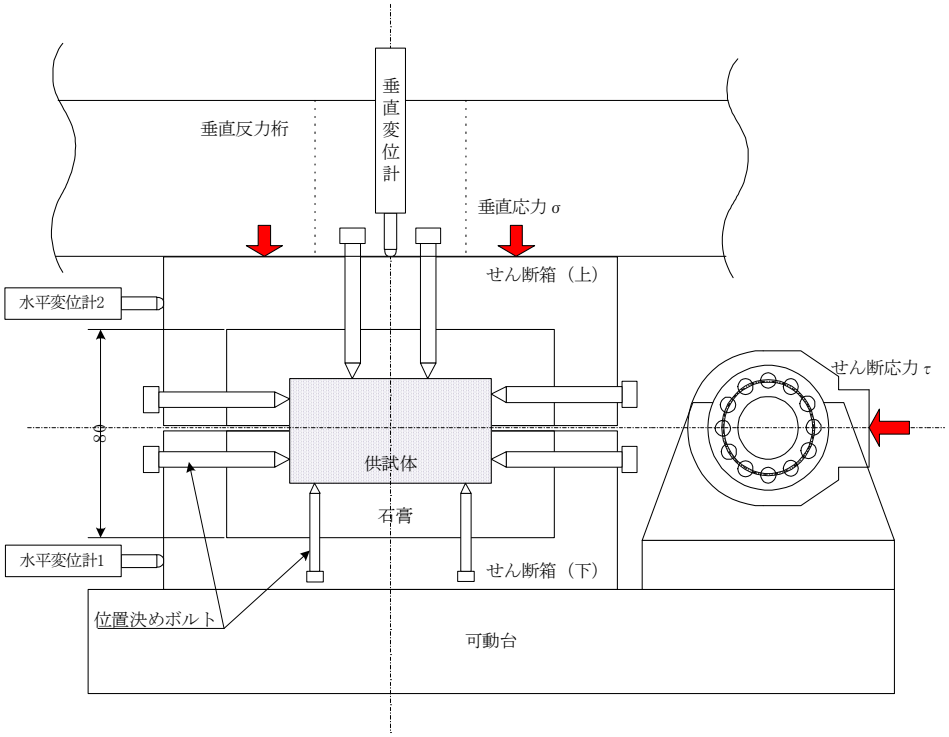


図 4.1.4-2　一面せん断試験機の模式図

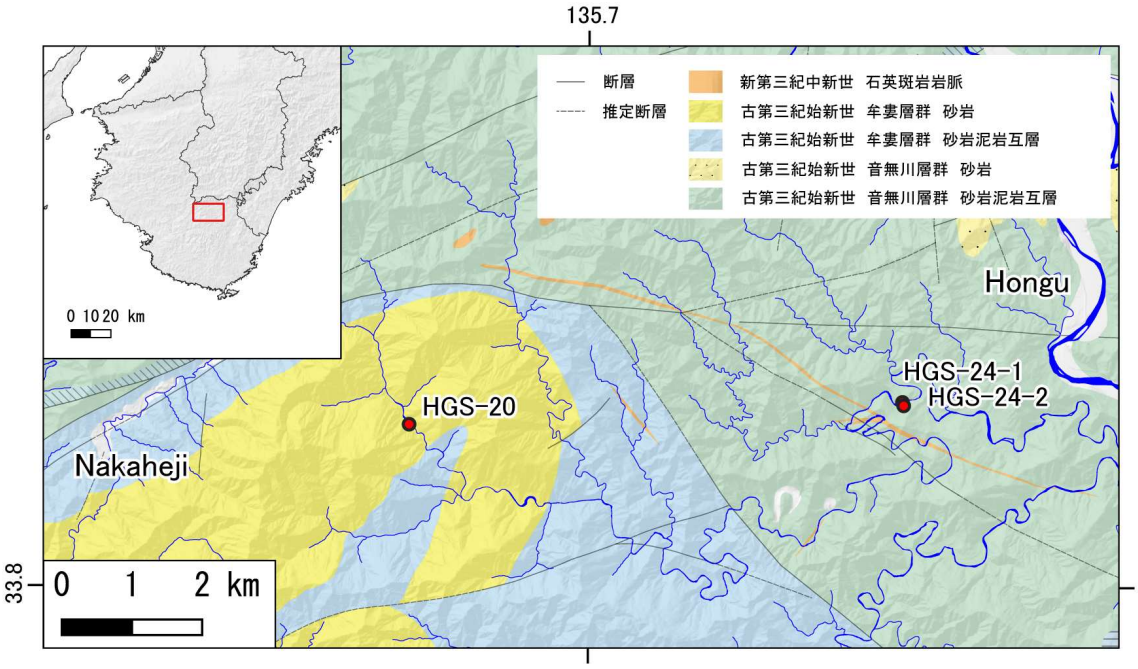


図 4.1.4-3　条線形成試験の試料採取位置

地質分布は、産総研地質調査総合センター(2020)及び鈴木ほか(1979)を用いた。背景に地理院タイル（陰影起伏図）を用いた。

試験では、地下環境において既存の割れ目に変形が加わることで新たに小断層面として条線が形成される状況を模擬する。そこで、既存の割れ目としてこすり合わせる面は、ダイヤモンドカッターによる切断仕上げとし、研磨等は実施しないこととした。試料面の大きさは 5×7.5 cm である。せん断箱（上）と（下）（図 4.1.4-2）に石膏充填によりセットした二つの供試体を密着させた上で、所定の上載圧を加え、上載圧を保持した状態でせん断力の載荷を開始し、所定のせん断変位速度のもとで連続的に規定の変位量まで変位させた（変位速度制御）。

表 4.1.4-1　試験条件及び試験結果

上載圧 (MPa)	2020年度	2021年度		相当深度
	細～中粒砂岩	中～粗粒砂岩		
	クラック有	クラック無		
	スリット無	上盤スリット有	スリット無	
0.1	-	×(7)	-	～4m
0.5	-	○(7)	×(1,4,7)	～20m
1	-	○(7)	-	～40m
2	○(7※,14)	○(7)	×(7)	～80m
4	○(14)	-	-	～160m

クラック：自然状態の割れ目、スリット：人工的に作成した溝
○：条線が形成される、×：条線が形成されない
変位速度：※0.1mm/min、無印0.2mm/min、（）内の数値は変位量（mm）

昨年度及び今年度に実施した試験条件及び結果を表 4.1.4-1 に示す。昨年度は、上載圧 2 MPa または 4 MPa で、7 mm または 14 mm せん断させる条件で試験した。これらの上載圧は、岩盤の密度を 2500 kg/m^3 とした時、それぞれ深度約 80 m、約 160 m に相当する。有効応力として静水圧を考慮すると、それぞれ地下約 130 m、約 270 m に相当する。なお、供試体には少数ながら既存の割れ目が存在している。試験の結果、上載圧 2 MPa、4 MPa のどちらの条件においても条線を確認した。図 4.1.4-4 に昨年度最も上載圧及び変位量の小さい設定である上載圧 2 MPa、7 mm の変位量でせん断した結果の写真を示す。せん断方向と直交する方向の割れ目沿いまたは供試体の端から伸びる箇所に条線が形成されていることが確認できる。

今年度は、条線が形成される上載圧の下限を確認する目的で、まず、昨年度より上載圧が小さい 0.5 MPa で変位量が 1、4、7 mm の設定で試験した。なお、供試体に用いた砂岩は昨年度のものと比較して粗粒であり、整形した供試体には割れ目は認められない。試験の結果、いずれも試験条件においても条線の形成が認められなかった。次に、昨年度の試験で条線が形成された設定の上載圧 2 MPa、変位量 7 mm の設定で試験したところ、これも条線の形成が認められなかった。

条線が形成されない原因は、昨年度と今年度の試料のせん断強度や粒度組成の違いなどの様々な要因が考えられる。しかし、昨年度の条線が形成したケースでは、既存の割れ目沿いに条線ができていた（図 4.1.4-4）ことを考慮すると、面上に存在する凹凸の存在が条線形成のしやすさに大きく寄与している可能性が考えられた。また、露頭で認められる条線にはしばしばスリッケン

ステップ等の非対称な凹凸が認められるほか、自然状態で存在する割れ目面は一般に凹凸している。したがって、凹凸をもつ面でせん断させることでより実際の環境に近い形成条件を検討できるものと考え、その後の試験はあらかじめ面上に人工的な凹凸を整形した供試体を用いて実施した。人工的な凹凸は、ダイヤモンドカッターを用いてせん断方向に直交する方向に幅 0.5 mm、深さ 1 mm の溝（スリット）を 2 本掘り込んで作った。凹凸のある面は片側（上盤側）のみとした。

この設定で実施した試験は変位量がいずれも 7 mm で、上載圧が 0.1、0.5、1、2 MPa の条件の 4 種類である。その結果、上載圧が 0.1 Mpa の条件を除く試験で小規模ではあるものの条線の形成が認められた。図 4.1.4-5 に上載圧が 0.5 MPa の条件で試験した結果の供試体写真を示す。

以上から、今年度までに実施した条線形成試験で最も上載圧の小さい条件は、0.5 MPa（深度約 20 m 相当）である。地下 20 m の深度は、年間 0.1mm の削剥で 20 万年に相当する。有効応力に関する水の効果を考慮しても、期間は 2 倍以下となる。したがって、現在地表の露頭で観察される条線の中には、第四紀のテクトニックセッティングにおいて地下で形成されたものが含まれている可能性があるといえる。これらの結果は地質学的検討で実施している小断層の運動データを用いた解析の妥当性を補強するものである。また、形成された条線の構造を詳細に観察して形成過程の検討を進めることが必要である。今後は、地表付近のどの程度の深度条件まで条線が形成されうるかについてさらに詳細に検討するため、せん断面の状態を含む様々な条件や試料での実験データが蓄積されることが望ましい。

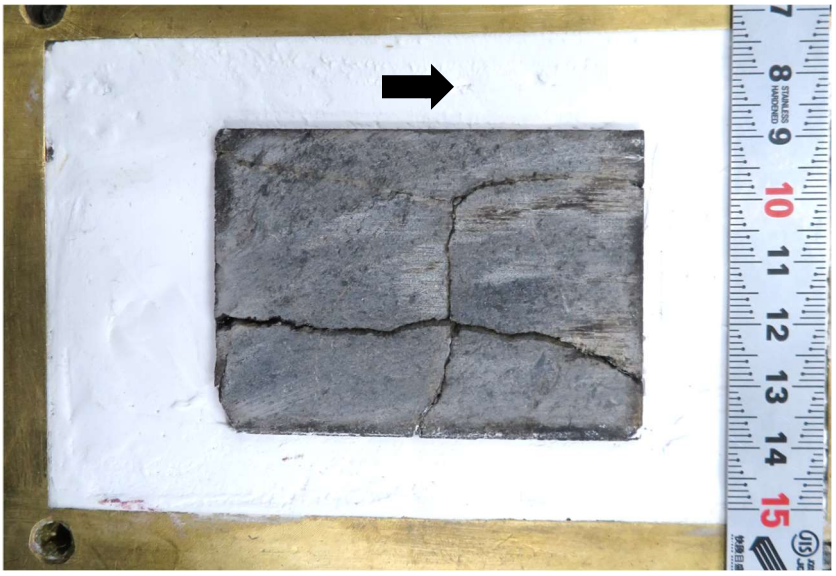


図 4.1.4-4　昨年度の試験結果

上載圧 2 MPa、7 mm の設定でせん断した上盤側の供試体写真。もう片方の下盤側の供試体と密着した状態で上盤が矢印方向に移動するようにせん断させた。せん断方向と平行な条線の形成が認められた。

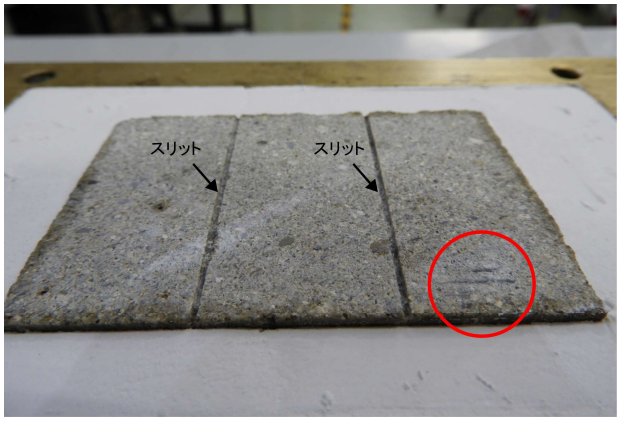


図 4.1.4-5　スリット加工した面の試験結果
上載圧 0.5 MPa、変位量 7 mm の条件で試験した結果。スリット加工した上盤供試体を斜めから撮影した。赤丸で示した部分に小規模な条線が認められる。

4.1.5 手法の適用性に関する検討（まとめ）

活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法の処分事業への適用について、本事業でこれまで実施してきた地球物理学的、地形学的、地質学的手法を組み合わせたアプローチが可能かつ必須であることが、南九州せん断帯における再検討と 1984 年長野県西部地震震源域における適用性検討から明らかとなってきた。

地球物理学的手法からは、広域応力場、地下のせん断帯の存否、断層帯の構造に関する情報を得ることができる。このうち、特に広域応力場は地質学的検討と組み合わせることにより活構造か否かを判断するために必須となる。具体的には、全国を網羅する GNSS 観測点が存在しているが、海岸沿いなどは観測点間隔が粗いことから、10 点ほどの追加観測点を設けて継続的に観測することにより、測地学的なひずみ速度分布に基づく広域応力場の推定を行うとともに、地下のせん断帯の分布（存否）や現在及び将来の活動性を把握することができると考えられる。また、公共の地震観測点の観測データを用いた S 波スプリッティング解析などにより、地下の断層帯の分布の把握に利用できることが明らかになってきたため、追加観測点の設置による詳細な把握が可能であると言える。このとき、地震観測点の数は、地震発生数などにも依存することから一概には言えないものの、仮に地下 3 km で生じた地震を用いて S 波スプリッティング解析を実施する場合、観測点への入射角の制約である 35°未満を考慮すれば、単純計算で 4.2 km 間隔の観測点配置が必要となる。地球物理学的手法では、三次元 MT 探査法による km オーダーの地殻構造の推定なども（1984 年長野県西部地震の北東で 2017 年に発生した長野県南部の地震（M5.6）震源域付近；Ichihara et al., 2018）、地下の活構造を捉えるために有効と考えられる。

地形学的手法は、南九州せん断帯においては、空中写真判読から把握されたリニアメントの密集域が地質調査範囲の決定に役立つ経験が得られたが、火山噴出物の分布が比較的広い 1984 年長野県西部地震震源域ではこの目的には必ずしも合致しなかった。しかし、活断層がこれまで知られていない地域において、活断層地形が不明瞭であることを示す基本的な情報であることから、処分事業においては必須の作業として適用していく必要性があると考えられる。また、両地域における判読事例は、実際の処分事業における空中写真判読結果を解釈していく際に参照できると考えられる。さらに今後は空中写真判読だけでなく、詳細な DEM 情報を取得して解析を行うことも必要になるものと考えられる。加えて、地球物理学的な観測点を展開する際には、リニアメントの分布（密集地域など）を把握した上で実施することが望ましい。したがって、詳細な地形

学的なデータの取得は地質学的検討、地球物理学的な観測の展開に先立って実施されるべきものである。

地質学的手法は、南九州せん断帯における経験を踏まえて、1984 年長野県西部地震震源域に適用したところ、約 300 の小断層のすべり方向データを今年度までに得ることと、地球物理学的手法による広域応力場の推定に基づいて、地下の活断層による影響範囲（幅方向）を把握できることが実証されつつある。室内試験からは、露頭で観察される条線が、第四紀の変形によるものと解釈できる結果が得られており、手法の信頼性は向上したと考えられる。また、地下の活断層の長さの規模（例えば、M6 クラスの地震で 15 km 程度）は、現時点では推定困難であるものの、伸びの方向については 2 つの横断測線によって推定可能となっている。今後は、横断測線をどの程度増やすと、地下の活断層の伸びの方向が明確になってくるかという視点での、適用事例増加を含む検討継続が必要と考えられる。

引用文献

Booth, D. C. and S. Crampin, Shear-wave polarizations on a curved wave- front at anisotropic free surface, Geophys. J. R. Astron. Soc., 83, 31–45, 1985.

Fotheringham, A.S., Brunsdon, C. and Charlton, M., Quantitative Geography Perspectives on Spatial Data Analysis, Sage, 272p, 2000.

Fukahata, Y. and Matsu'ura, M., General expressions for internal deformation fields due to a dislocation source in a multilayered elastic half-space, Geophysical Journal International, vol.161, pp.507-521. 2005.

Fukahata, Y. and Matsu'ura, M., Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, Geophysical Journal International, vol.166, pp.418-434, 2006.

後藤 翠, 佐々木亮道, 小松哲也, 三輪敦志, 照沢秀司, 楮原京子, 島田耕史, 断層変位地形が不明瞭なひずみ集中帯におけるリニアメントカタログの作成 : 南九州せん断帯における事例（受託研究）, JAEA-Research 2020-013, 2020.

Hiramatsu, Y., Honma, H., Saiga, A., Furumoto, M. and Ooida, Seismological evidence on characteristic time of crack healing in the shallow crust, Geophys. Res. Lett, 32, L09304, doi:10.1029/2007GL022657, 2005.

Hiramatsu, Y., S. Iwatsuki, S. Ueyama, T. Iidaka, and the Japanese University Group of the Joint Seismic Observations at NKTZ, Spatial variation in shear wave splitting of the upper crust in the zone of inland high strain rate, central Japan, Earth Planet Space, 62, 675-684, 2010.

Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, Journal of Geophysical Research, vol.113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.

Ichihara, H., Kanehiro, J., Mogi, T., Yamaoka, K., Tada, N., Bertrand, E. A. and Adachi, M., A 3D electrical resistivity model around the focal zone of the 2017 southern Nagano Prefecture earthquake (M_{JMA} 5.6): implications for relationship between seismicity and crustal heterogeneity, Earth, Planets and Space, 70: 182, 2018.

Ingleby, T. and J. Wright, Omori-like decay of postseismic velocities following continental

earthquakes, Geophysical Research Letters, vol.44, pp.3119-3130, 2017.
ジェーガー, J. C., 弾性・破壊・流動論―工学および地球科学への応用―, 飯田汲事訳, 共立全書 535, 213p, 1968.
鹿児島大学理学部, 1997 年 3 月 26 日と 5 月 13 日に鹿児島県北西部で発生した地震（M6.3, M6.2）, 地震予知連絡会会報, vol.58, pp.630-637, 1997.
加藤研一, 宮腰勝義, 武村雅之, 井上大榮, 上田圭一, 壇 一男, 震源を特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル―地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討―, 日本地震工学会論文集, vol.4, pp.46-86, 2004.
活断層研究会（編）, 新編 日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 440p, 1991.
Kimura, H., Tadokoro, K. and Ito, T., Interplate coupling distribution along the Nankai Trough in southwest Japan estimated from the block motion model based on onshore GNSS and seafloor GNSS/A observations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.124, pp.6140-6164, https://doi.org/10.1029/2018JB016159, 2019.
気象庁地震予知情報課, 地震津波監視課, 昭和 59 年（1984 年）長野県西部地震, 地震予知連絡会会報, vol.33, pp.116-122, 1985.
国土地理院, 平成 28 年熊本地震の震源断層モデル（暫定）, 2016, http://www.gsi.go.jp/common/000140781.pdf（2022 年 3 月 25 日最終閲覧）
国土地理院, 10-5 九州・沖縄地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, vol.99, pp.383-388, 2018.
国土地理院, 日々の座標値(F3 解)及び 2019 度版地殻変動補正パラメータの修正について, 2020a, https://www.gsi.go.jp/eiseisokuchi/eisei20200123.html（2022 年 3 月 25 日最終閲覧）
国土地理院, 霧島地域の茂木ソースの位置と体積変化, 第 146 回火山噴火予知連絡会資料（その１の２ 霧島山）, pp.103-104, 2020b.
溝上 恵, 中村正夫, 瀬戸憲彦, 酒井 要, 小林 勝, 羽田敏夫, 橋本信一, 1984 年長野県西部地震（M=6.8）の余震活動から推定される潜在断層系について, 東京大學地震研究所彙報, vol.60, pp.199-220, 1985.
Mogi, K., Relations between the Eruptions of Various Volcanoes and the Deformations of the Ground Surfaces around them, 東京大学地震研究所彙報, vol.36, pp.99-134, 1958.
Moore, J.D.P., Yu, H., Tang, C-H., Wang, T., Barbot, S., Peng, D., Masuti, S., Dauwels, J., Hsu, Y-J., Lambert, V., Nanjundiah, P., Wei, S., Lindsey, E., Feng, L. and Shibazaki, B., Imaging the distribution of transient viscosity after the 2016 Mw 7.1 Kumamoto earthquake, Science, vol.356, pp.163-167, 2017.
中川弘之, 豊福隆史, 小谷京湖, 宮原伐折羅, 岩下知真子, 川元智司, 畑中雄樹, 宗包浩志, 石本正芳, 湯通堂 亨, 石倉信広, 菅原安宏, GPS 連続観測システム（GEONET）の新しい解析戦略（第 4 版）によるルーチン解析システムの構築について, 国土地理院時報, vol.118, 2009, pp.1-8, 2009.
Nakajima, J., and A. Hasegawa, Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism, J. Geophys. Res., 112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770, 2007.
日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 平成 29 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2018.
日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 平成 31 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2020.
日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 令和 2 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関

する技術開発事業地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2021.
Nishimura, T. and Takada, Y., San-in shear zone in southwest Japan, revealed by GNSS observations, Earth, Planets and Space, vol.69, 85, 2017.
Nishimura, T., Yokota, Y., Tadokoro, K. and Ochi, T., Strain partitioning and interplate coupling along the northern margin of the Philippine Sea plate, estimated from Global Navigation Satellite System and Global Positioning System‐Acoustic data, Geosphere, vol.14, no.2, pp.535-551, doi:10.1130/GES01529.1, 2018.
Otsubo, M., Yamaji, A., Kubo, A., Determination of stresses from heterogeneous focal mechanism data: An adaptation of the multiple inverse method, Tectonophysics, vol.457, pp.150-160, 2008.
Petit, J. P., Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks, Journal of Structural Gology, vol.9, pp.597-608, 1987.
Pollitz, F.F., Kobayashi, T., Yarai, H., Shibazaki, B. and Matsumoto, T., Viscoelastic lower crust and mantle relaxation following the 14-16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake sequence, Geophysical Research Letter, vol.44, pp.8795-8803, doi:10.1002/2017GL074783, 2017.
佐伯龍男, 梅田康弘, 1984 年長野県西部地震の破壊域における S 波偏向異方性, 地震 2, 41, 163-171, 1988.
佐藤活志, 大坪 誠, 山路 敦, 応力逆解析手法の発展と応用, 地質学雑誌, vol.123, no.6, pp.391-402, 2017.
産総研地質調査総合センター, 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2, https://gbank.gsj.jp/seamless/, データ更新日:2020 年 4 月 6 日
Savage, J.C. and Burford, R.O., Geodetic Determination of Relative Plate Motion in Central California, Journal of Geophysical Research, vol.78, pp.832-845, 1973.
Shen, Z., Jackson, D.D. and Ge, B.X., Crustal Deformation Across and Beyond the Los Angeles Basin from Geodetic Measurements, Journal of Geophysical Research, vol.101, pp.27957-27980, 1996.
Silver, P. G. and W. W. Chan, Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, J. Geophys. Res., 96, 16429–16454, 1991.
鈴木 博之, 原田 哲朗, 石上 知良, 公文 富士夫, 中屋 志津男, 坂本 隆彦, 立石 雅昭, 徳岡 隆夫, 井内 美郎, 栗栖川地域の地質,地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅）, 地質調査所, 1979.
Tadokoro, K., and M. Ando, Evidence for rapid fault healing derived from temporal changes in S wave splitting, Geophys. Res. Lett., 29(4), 1047, doi:10.1029/2001GL013644, 2002.
Teanby, N., J. M. Kendall, and M. van der Baan, Automation of shear-wave splitting measurements using cluster analysis, Bull. Seism. Soc. Am. 94, 453-463, 2004.
Terrell, G.R., The Maximal Smoothing Principle in Density Estimation, Journal of the American Statistical Association, vol.85, pp.470-477, 1990.
藤内智士, 重松紀生, 今西和俊, 吾妻 崇, 溝口一生, 大谷具幸, 沓名亮輔, 地震学的に推定される応力と地質学的に推定される活断層の運動方向との比較：阿寺断層系の例, 活断層・古地震研究報告, no.11, pp.139-150, 2011.
Umeda, K., Asamori, K. and Kusano, T., Release of mantle and crustal helium from a fault following an inland earthquake, Applied Geochemistry, vol.37, pp.134-141, 2013.

Wallace, L. M., Ellis, S., Miyao, K., Miura, S., Beavan, J. and Goto, J., Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision, Geology, vol.37, pp.143-146, 2009.

Wang, L., R. Wang, F. Roth, B. Enescu, S. Hainzl, and S. Ergintav, Afterslip and viscoelastic relaxation following the 1999 M 7.4 İzmit earthquake from GPS measurements, Geophysical Journal International, vol.178, pp.1220-1237, 2009.

Wdowinski, S., Bock, Y., Zhang, J., Fang, P. and Genrich, J., Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Spatial filtering of daily positions for estimating coseismic and postseismic displacements induced by the 1992 Landers earthquake, Journal of Geophysical Research, vol.102, pp.18057-18070, 1997.

Yamaji, A., Multiple inverse method applied to mesoscale faults in mid Quaternary sediments near the triple trench junction off central Japan, Journal of Structural Geology, vol.22, pp.429-440, 2000.

Yoshida, S., and K. Koketsu, Simultaneous inversion of waveform and geodetic data for the rupture process of the 1984 Naganoken-Seibu, Japan, earthquake, Geophys. J. Int., 103, 355– 362, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb01776.x, 1990.

Yukutake, Y., Iio, Y. and Horiuchi, S., Detailed spatial changes in the stress field of the 1984 western Nagano earthquake region, Journal of Geophysical Research, vol.115, B06305, doi:10.1029/2008JB006111, 2010.

4.2 断層の活動性評価指標を提示するための分析・試験、年代測定による検討

4.2.1 背景と目的

地層処分事業に当たっては、上載地層がない場合の断層の活動性や地質断層の再活動性を把握するための技術の高度化が求められている。このような技術は、ボーリングや坑道調査で遭遇した断層に対する調査・評価技術の整備、及び断層運動に伴う周辺岩盤の破砕などの影響の評価の観点から重要である。従来は、破砕帯内物質の形状などの定性的な特徴（例えば、Niwa et al., 2016a; 植木ほか, 2016; 田中ほか, 2018）や、化学組成などの定量的な指標（例えば、大谷ほか, 2014; 椿ほか, 2016）、あるいは放射年代測定を用いた活動性評価（例えば、田上ほか, 2010; Tagami, 2012）などが試みられてきたが、現状、信頼性の高い調査・評価技術は確立されておらず、さらなる高度化が必要である。

本事業ではこれまでに、放射年代測定、機械学習、石英水和層の 3 つの手法・指標に基づいた検討を進めてきた。放射年代測定法では、脆性領域の断層破砕帯内物質の年代測定手法としてこれまでに特に広く試みられてきた光ルミネッセンス（OSL）法（鴈澤ほか, 2013）、電子スピン共鳴（ESR）法（Fukuchi et al., 2007; Fantong et al., 2013）、フィッション・トラック（FT）法（Murakami and Tagami, 2004; Murakami et al., 2006）、(U-Th)/He 法（Yamada et al., 2012）及び粘土鉱物の K-Ar 法（Zwingmann and Mancktelow, 2004; Niwa et al., 2016b）について、当該分野の研究を精力的に進めてきた大学との共同研究を通じた技術の高度化を行ってきた。令和 3 年度については、特に赤外線励起による長石のルミネッセンス（IRSL）法、及び粘土鉱物の K-Ar 法の適用性に係る研究に進展があったため、それらについて報告書に取りまとめた。機械学習に基づく検討は、Kuwatani et al.（2014）が津波堆積物と非津波堆積物の化学組成をもとに機械学習による多変量解析を実施し両者の分類に成功していることから、同様のアプローチを既知の活断層及び非活断層の破砕帯内物質に適用するものである。令和 3 年度も引き続き、破砕帯内物質の化学組成データの拡充を進めるとともに、活断層・非活断層の判別の指標となる元素組み合わせの探索や元素の存在状態に関する検討を行った。石英の水和層に基づく手法は、断層破砕帯内物質に対する新たな年代測定手法の構築を目指し、石英粒子の表面に発達した水和層の厚さに着目したものであったが、令和 2 年度に実施した摩擦実験を施した試料に対する二次イオン質量分析による測定では、地表付近での断層運動による明確な水和層の発達を示す積極的な証拠が検出できなかったため、令和 3 年度は検討対象からは除外した。

4.2.2 放射年代測定法による断層の活動性評価技術の開発

(1) IRSL 法による検討

ルミネッセンスや ESR 年代測定による断層の活動時期の推定は、一般に断層運動に伴い放出される摩擦発熱などの熱エネルギーによって信号が減衰またはリセットされることを前提としている（鴈澤ほか, 2013）。本事業ではルミネッセンス年代測定に関して高度な技術を有し、これらの手法の断層破砕帯内物質への適用性検討に先駆的に取り組んできた石川県立大学との共同研究により、ルミネッセンスや ESR 法を用いた断層の活動性評価技術の開発を進めてきた。これまでの検討からは、長石の IRSL（赤外光刺激のルミネッセンス）法については、特に multiple elevated temperature（MET）法（原子力機構・電中研, 2020）により測定時のアシスト温度を 50℃とした時に得られる信号（IR50）において、断層ガウジ試料の部分リセットが認められ、断層の活動性評価に係る有用な情報が得られる可能性が示唆された。また、IRSL 信号測定で求められたフェーディング率（時間に伴う非熱的な信号の減衰 ; Wintle, 1973; Buyleart et al., 2009）に基づくと、異なる温度での IRSL 信号における飽和度の違いはフェーディングの強弱が原因ではないことが示された。長石の IRSL 法の場合、段階的に加熱して異なる温度ごとに信号情報を

取り出す MET 法が適用できる点は、断層ガウジにおける低温の加熱の影響を評価するうえで非常に有利であると言える。一方、石英の OSL 法では、一般に MET 法は適用されない。また、ESR 信号については、IRSL 信号に比べ飽和線量が高く、熱や光に対してはるかに安定なため、より最近の断層運動による熱影響を検出するのは困難である可能性が示された。

以上のことから、令和 2 年度以降は、長石の IRSL 法に焦点を絞り、断層岩への適用性についてさらなる検討を行った。まず、令和 2 年度は、断層岩を対象とした IRSL 測定データを拡充するとともに、IRSL 信号の熱に対する減衰（残存率）を明らかにし、断層運動に伴う熱影響の規模を制約するため、大気環境下での加熱実験を実施した。加熱実験結果に基づき、温度と時間の相関を見るために作成したアレニウスプロットから導かれる近似直線から計算される、短時間（5～20 秒）の断層加熱による IRSL リセット開始温度は、IR50 の場合 230～250℃程度となった。令和 3 年度は、天然の断層岩を対象とした IRSL 測定データの拡充を継続するとともに、実際の地質環境により近い水熱条件下でのデータの取得を目標として、熱水による IRSL 信号の減衰とリセットに係る情報を得るための実験を進めた。

天然の断層岩を用いた IRSL 測定では、平成 31 年度（令和元年度）及び令和 2 年度に測定を実施した阿寺断層田瀬露頭（遠田ほか, 1994）とは別に、同じ阿寺断層の川上露頭（Niwa et al., 2009, 2015）の花崗岩起源の断層ガウジ及びカタクレーサイトを対象とした測定を行った。測定は、3 ステップの温度（50, 125, 225℃）で測定皿を加熱する MET 法により行った。試料採取位置の詳細及び測定手順については石川県立大学との共同研究報告書（付録 4）を参照されたい。測定の結果、川上露頭の試料はすべて（断層ガウジ及びカタクレーサイトともに）、IR225、IR125 のみならず、測定時のアシスト温度が最も低い IR50 についても、天然の IRSL 強度（NI）と測定上限 IRSL 強度 I(2D0)との比である飽和率 NI/I(2D0)が 1.0 を超え、IRSL 信号を消失させる熱影響を被っていない可能性があると判断された（図 4.2.2-1）。田瀬露頭の断層ガウジ試料では、IR50 における IRSL 強度が未飽和であったため（原子力機構・電中研, 2020）、同一の活断層の中でも、IRSL 信号に及ぼす熱影響が均一ではなかった可能性が高い。

熱水による IRSL 信号の減衰とリセットに係る情報を得るための実験については、熱水及び空気環境での IRSL 信号の減衰比較を行う加熱実験を行った。本研究では水熱条件下での実験において、耐熱性に優れたカーボン繊維含有 PTFE 製容器を用いたが、それでも実用的な耐熱上限温度は 260℃で、IRSL 信号が短時間で消失する 260℃～400℃温度帯の実験が行えない制約がある。さらに、容器内は温度上昇とともに圧力も大きく上昇するため、容器からの蒸気の漏れとそれに伴う温度変化を完全に防止することが難しい。また、加熱後に試料を容器から取り出して IRSL 信号測定を行うまでに時間を要するので、その間に生じるフェーディングの影響も考慮しなければならない。そのため、昨年度の大気環境下での加熱実験のようにアレニウスプロットを作成することは断念した。一方、温度履歴はロガーによりかなり正確に把握することができたので、熱水環境と空気環境とで同じ方法・時間で実験から IRSL 信号測定までを行い、両者の結果を比較することで、熱水環境が IRSL 信号に及ぼす影響を明らかにする手法をとった。実験及び IRSL 信号測定手順の詳細は石川県立大学との共同研究報告書（付録 4）を参照されたい。実験に用いた試料は、起源が明確な阿寺断層田瀬露頭の花崗岩カタクレーサイトから抽出したカリ長石である。

熱水環境と空気環境とで同じ方法・時間で加熱実験を行った時の温度変化の例を図 4.2.2-2 に示す。この例の場合、熱水実験での加熱時間 24～25 分と 47～48 分で温度上昇が停滞してわずかかに温度が低下する様子が認められる。ここで PTFE 製容器から、わずかながら蒸気が漏れたと見られる。このようなケースでの温度低下が著しい場合や、実験終了後に容器内に水が残っていなかった場合（すべて蒸発してしまった場合）は、実験失敗とみなし、データとして採用しなか

った。さらに、実験後の IRSL 信号消失率は 1.0 を下回ることが期待されるが、計算した結果 1.0 を上回った場合は、熱トランスファーが起きていると判断し、やはりデータとして採用しなかった。計 26 回実験を行った結果、IR50、IR125、IR225 のそれぞれについて半数程度のデータを採用した。

実験結果は図 4.2.2-3 の通りとなった。IR50 では熱水・空気加熱ともに 200℃を超えると信号の減衰が始まる。熱水環境と空気環境の違いによる信号消失率に大きな差はないように見える。IR125 では 225℃程度から空気加熱で信号の減衰が始まるが、熱水加熱では不明瞭である。IR225 では熱水・空気加熱ともに 250℃付近から信号の減衰が始まるようにも見えるが、実験で実施可能な温度上限に近いため、確定的なデータは得られなかった。IR50 や IR225 における信号減衰開始温度は、昨年度に実施した大気環境下での加熱実験結果（原子力機構・電中研, 2021）と比べやや低い傾向がある。おそらく今年度の実験では、厳密な密封下にあるため熱効率が良いことに起因すると考えられる。

以上のように、熱水加熱が IRSL 信号に与える影響について検討を加えたところ、特に IR50 では、信号減衰開始温度及び消失率について空気加熱との明瞭な違いは認められなかった。そうであれば、昨年度の大気環境下での加熱実験に基づき作成したアレニウスプロットによるデータを使用して、実際の断層ガウジで認められた信号減衰がどれくらいの温度・時間の条件で生じたか議論することに妥当性を持たせることができるかもしれない。一方で、前述の通り、断層ガウジにおいて信号減衰が認められる（未飽和の）部分は同一の活断層の中でも限られている可能性があり、現状では、IRSL 信号のみで断層の活動時期を議論するのは困難である。

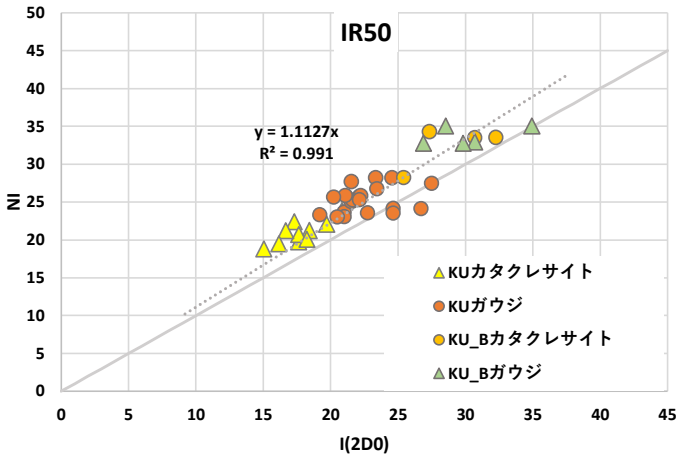


図 4.2.2-1　阿寺断層の川上露頭試料の IR50 における飽和度

グラフの傾きに相当する飽和率 NI/I(2D0)が 1.0 以上（グラフの太実線より左上の領域にプロット）だと飽和に達したことになる。断層ガウジ試料（試料名 KU）の一部を除くすべての試料が飽和に達している。

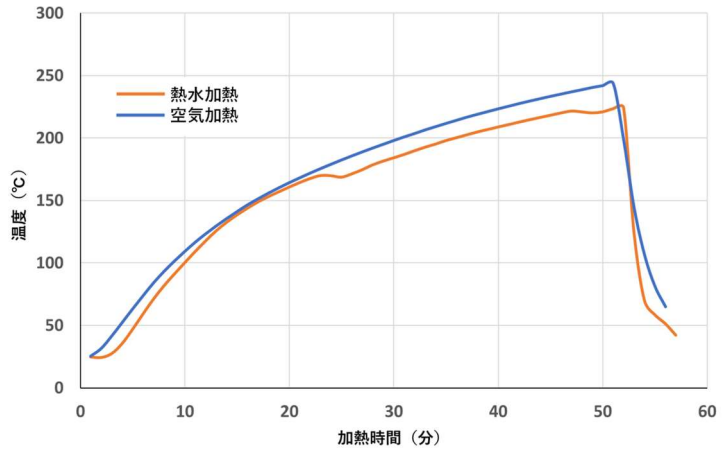


図 4.2.2-2　PTFE 製容器を用いた熱水・空気加熱実験の温度変化の例

実験では最高到達温度を 250℃、加熱時間を約 55 分に設定した。熱水実験での加熱時間 24～25 分と 47～48 分において温度上昇が停滞し、わずかに温度が低下する様子が認められる。

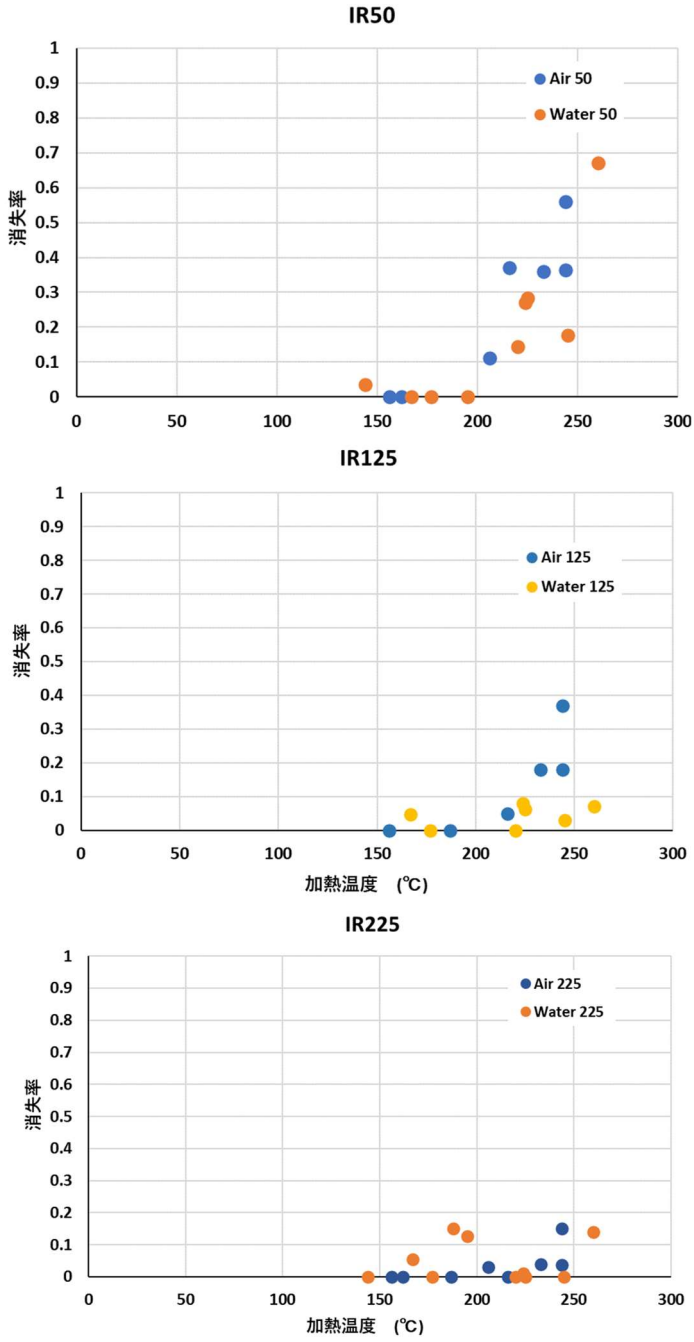


図 4.2.2-3　PTFE 製容器を用いた熱水・空気加熱実験による IRSL 信号の減衰

(2) 粘土鉱物を対象としたK-Ar法による検討

断層ガウジ中には断層運動に伴う熱水活動により生成した自生の粘土鉱物が含まれることが知られており、K を含み細粒でも Ar を保持することができるイライトは K-Ar 年代測定の可能な鉱物である。ただし、断層ガウジ中のイライトの K-Ar 年代の評価にあたっては、断層運動起源の自生イライトと、周辺母岩から混入する他の K 含有鉱物（カリ長石や砕屑性イライトなど）との分離・識別・量比の推定や（例えば、Zwingmann and Manckeltow, 2004；Zwingmann et al., 2010）、閉鎖温度の異なる他の年代測定法の結果と組み合わせて復元される周辺母岩の冷却史を踏まえた考察（Yamasaki et al., 2013；Niwa et al., 2016b）など、考慮すべき重要な点が複数ある。また、断層破砕帯はしばしば、繰り返しの活動に伴い複雑な構造を呈しており、構造地質学的アプローチに基づく発達史の復元を踏まえた試料採取及び年代測定結果の評価が重要である。これらの検討をするうえで、断層運動に伴う熱的影響や破壊の影響などと、K-Ar 年代との関係（自生イライトの形成条件や、イライトからの Ar の離脱など）を把握しておく必要があるが、そのための基礎的な知見は未だ十分とは言えない。そこで本事業では、K-Ar 年代測定に関して高度な技術を有し、これらの手法の破砕帯内物質への適用性検討に精力的に取り組んでいる京都大学との共同研究により、発達史が良く知られている破砕帯試料の K-Ar 年代測定に関する検討や、鉱物組成既知の試料を用いた実験的検討を進めている。

本共同研究では、主に次の 3 つのテーマについて K-Ar 年代に関する検討を進めている。1 つ目は、粉砕が K-Ar 年代に及ぼす影響を検証するための、イライトを豊富に含む米国ウェストバージニア州のシルル系 Rochester shale（Folk, 1962）を用いた、温度・時間・粉砕機構を変えた複数のケース（未処理試料やブランクの測定も含め全 24 測定；一部のケースでは 2 試料の測定を実施）における K-Ar 年代測定である。Rochester shale の鉱物組成や年代（421.4±8.4 Ma）に関する情報は Zwingmann et al. (2019)及び原子力機構・電中研（2020）を参照されたい。2 つ目は、天然の試料において、断層運動に伴う機械的な粉砕や熱水活動が K-Ar 年代に及ぼす影響に関する情報を得るための、延岡衝上断層を貫くボーリングコアを対象とした K-Ar 年代測定である。本試料では、破砕帯及び隣接する母岩の岩相、物性、鉱物組成及びビトリナイト反射率などの特徴が詳しく調べられており（Kondo et al., 2005；Hamahashi et al., 2013 など）、特に、イライト結晶度の詳細な分析により、破砕帯内において、機械的な粉砕の影響が大きい部分と、熱水活動の影響が大きい部分との識別がなされている（Fukuchi et al., 2014）。3 つ目は、破砕帯の詳細な記載に基づき第四紀の活動史が復元されている活断層露頭を対象とした K-Ar 年代測定に関する研究事例の蓄積のための、阿寺断層の露頭（Niwa et al., 2009, 2015）から採取した試料に対する K-Ar 年代測定である。

断層運動に伴う主な変形機構としては、せん断と粉砕とが挙げられる。うちせん断に伴う Ar 離脱の影響については、Zwingmann et al. (2019)により回転式せん断試験を行った試料における K-Ar 年代測定結果が取りまとめられている。本研究では、粉砕に伴う Ar 離脱の影響の検討として、メノウ球体を用いた遊星ボールミルで粉砕した試料と、48 個の円筒形のメノウ製のペレットを試料とともにポリプロピレン容器に詰めた状態で細かく振動させてすりつぶす McCrone mill で処理した試料（原子力機構・電中研, 2021）に対する K-Ar 年代測定を行い、両者の比較を行った。遊星ボールミルに比べ McCrone mill の方が粉砕時の衝撃が少なく、静かにかつ効率よく粉砕されると考えられる。

年代測定に基づく Ar 離脱の計算結果（未処理試料の年代との差）を図 4.2.2-4 に示す。本研究では、室温に加え、100℃、200℃、及び 300℃の条件で粉砕した試料の測定を行ったが、300℃までは Ar 離脱量の温度依存性は認められない。また、遊星ボールミルと McCrone mill の粉砕ともに、長時間の粉砕ほど Ar 離脱量が多い傾向がある。一方、遊星ボールミルによる粉砕よりも

McCrone mill の粉砕の方が Ar 離脱の程度がやや大きいようにも見えるが、これについては、年代測定を行った試料の粒度分析や電子顕微鏡観察などによって試料の特徴を詳細に確認したうえで考察をする必要があり、それらの検討が今後の課題である。

延岡衝上断層を貫くボーリングコアを対象とした K-Ar 年代測定については、平成 31 年度（令和元年度）に<2 μm のフラクションの K-Ar 年代を測定したのに引き続き、今年度までに<0.8 μm 及び 2–6 μm のフラクションの K-Ar 年代を測定した。本試料はボーリングコアのため試料量に制約があり、<0.8 μm よりもさらに細粒のフラクションを対象とした K-Ar 年代測定は実施できなかった。年代測定結果は表 4.2.2-1 の通りである。延岡衝上断層については、地表の露頭の試料において、Fisher et al. (2019)などが K-Ar 年代を報告しているが、それら従来の研究とは異なり、本研究では断層破砕帯そのものに加え、延岡衝上断層形成以前から変成作用や変形を被っていた可能性の高い周辺母岩も含めて年代測定を実施している。断層中軸部の年代は、本研究と Fisher et al. (2019)とで結果に大きな違いは無いように見えるが、今後、フラクションごとの XRD 分析などの結果も含めてデータを整理し、機械的な粉砕及び熱水活動の影響について、破砕帯と周辺母岩とで比較していくことが課題である。

阿寺断層の露頭から採取した試料に対する K-Ar 年代測定については、今年度までに複数の断層ガウジで<2 μm のフラクションの K-Ar 年代を測定しており、今後、他のフラクション及び母岩の年代測定結果及び電子顕微鏡観察結果なども踏まえて、断層発達史について考察していくことが課題である。

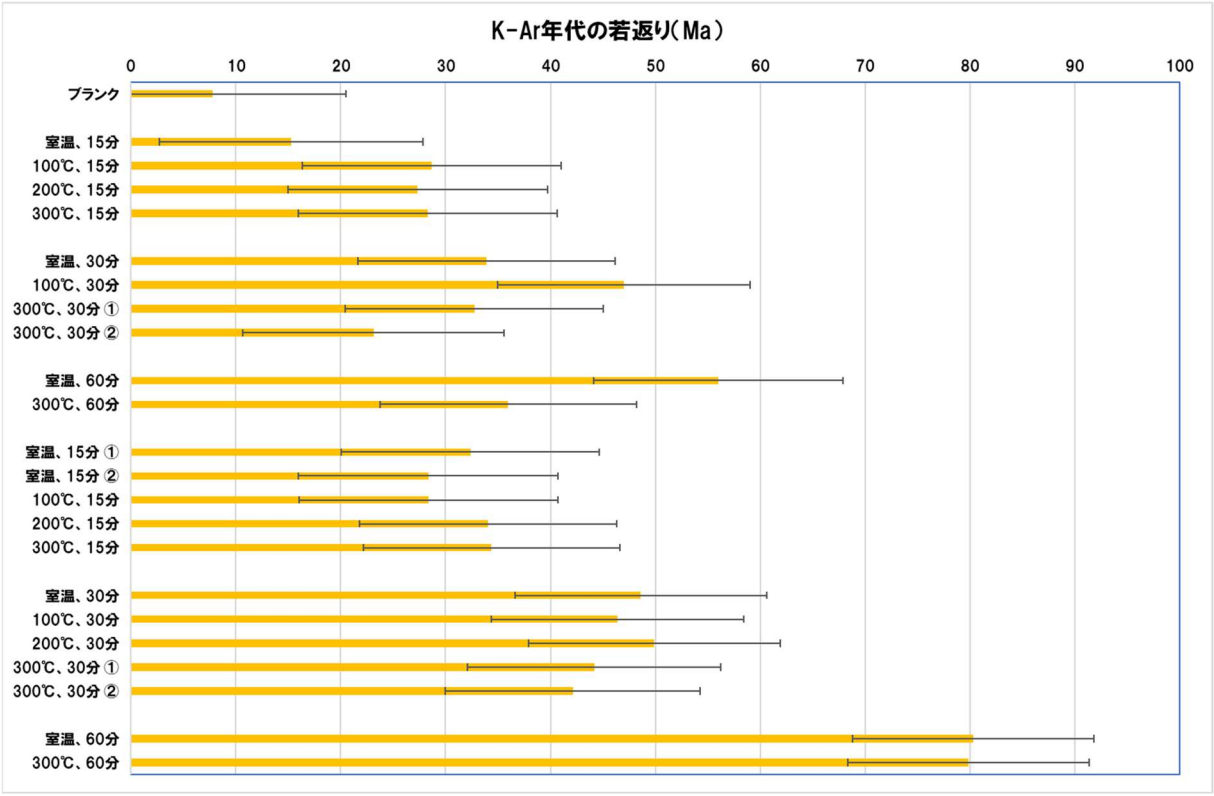


図 4.2.2-4　粉砕処理を行った試料の K-Ar 年代の若返り

表 4.2.2-1　延岡衝上断層コア試料の K-Ar 年代測定結果の概要

深度	位置	フラクション（μm）	年代（Ma）
30.22–30.29 m	上盤（北川層群）	<2	36.4
35.40–35.59 m	上盤（北川層群）	<0.8	35.4
		<2	39.3
		2–6	47.4
41.10–41.16 m	断層中軸部	<0.8	29.8
		<2	31.7
		2–6	32.3
41.55–41.64 m	断層中軸部	<0.8	29.7
		<2	27.8
		2–6	30.2
44.92–45.00 m	下盤（日向層群）	<0.8	32.6
		<2	34.2
		2–6	41.1
49.25–49.30 m	下盤（日向層群）	<0.8	29.5
		<2	29.8
		2–6	33.5
79.49–79.52 m	下盤（日向層群）	<2	41.4

4.2.3 機械学習に基づいた検討

(1) はじめに

断層の物理的・化学的性質によって活断層と非活断層を識別できるのならば、上載地層法の適用が困難な場合の活動性評価手法となり得る。本検討では化学的性質のうち全岩化学組成に注目し、多変量解析を用いた教師あり機械学習（Machine-learning techniques）に基づいた判別手法を検討する。これにより、定量的な化学組成データに対し、研究者の先験的な特定元素の選択を排することができる。対象とすべき断層の最新活動部は一般にわずかな厚みであり、採取できる試料量は少ない。しかし、その最新活動部は断層ガウジなどの細粒物質からなるため、全岩化学組成分析は通常の岩石学的検討に比較して少量の試料で実施可能である。また、断層ガウジの採取及び分析に特殊な手順や装置を要さないため、実践的かつ汎用的な手法となりえる。近年、活断層の特徴や地震時の断層で生じた物理化学過程、地下水と岩石の反応を解明する観点から、全岩化学組成上の特徴を検討する多くの研究が進展してきた（Anderson et al., 1980；Tanaka et al., 2001, 2007; Bradbury et al., 2015；Ishikawa et al., 2014；加藤ほか, 2015 など）。その一方で、非活断層や活断層に付随する古い断層ガウジの全岩化学組成上の特徴に関する研究は最近注目を集めつつあるものの比較的少ない（大谷ほか, 2013, 2014；椿ほか, 2016；Niwa et al., 2019 など）。これらの研究は、化学組成の結果を得て、活断層と非活断層の違いの検討を試み、例えば Mn などの特定の元素に着目し、どのような事象が起き、なぜその元素が重要なのかという考察を並行して実施しながら事例を増やしていく段階にある。しかし、まず確認すべきは、化学組成で活断層か非活断層かが識別可能かどうかを確かめることである。その方法としては、特定元素に注目するよりも、化学組成的に類似する珪長質の高度変成岩について、原岩が堆積岩起源か火成岩起源かを判別するために Shaw（1972）が採用したような、多元素を用いる方法が望ましいと考えられる。地質体が経験した事象が二択である時にそのどちらであるかを定量的に判断する手法の近年の事例として、物質のバルク化学組成データによる、津波由来の堆積物（津波堆積物）と通常堆積物の区別を試みた例がある（Kuwatani et al., 2014）。そこで、本事業においては、津波堆積物で用いられた手法と同様に、多くの種類の化学成分を用いて多変量解析を用い、活断層と非活断層を、線形判別分析により定量的に識別する手法の検討を進めてきた。

平成 30 年度は、断層ガウジの化学組成データを用い、活断層か否かを判断する判別機としての判別用一次式群の存否を検討した。その結果、活断層（41 試料）と非活断層（16 試料）の 2 群を化学組成から正確に分ける一次式が複数得られた。平成 31 年度（令和元年度）には、化学組成データベースを拡充し、珪長質岩中の断層ガウジの化学組成データ（活断層 53 データ、非活断層 24 データ）を用い、元素数 8（TiO_2、Al_2O_3、MgO、CaO、P_2O_5、Rb、Ba、Th）で判別率 100%となる結果を得るとともに、判別への寄与が大きい 4 元素を明らかにした（元素種類と寄与の大きさは $Rb > Al_2O_3 > P_2O_5 > TiO_2$）。しかしながら、化学成分の重量%や ppm のそのままの数値を使用することの適否が課題として挙げられた。すなわち化学組成データは、変数の総和が原理的には 100%となる（定数で固定されている）ため、変数の独立性が保たれず（定数和制約と呼ばれる）、実数データのように統計処理を行うことはできないことが指摘されている（Aitchison, 1986）。そこで、令和 2 年度には、この課題の解決方法である対数比解析（Aitchison, 1986；太田・新井, 2006）を用いた組成データの実数への変換を採用し、手法の統計学的妥当性の向上を試みた（立石ほか, 2021）。

令和 3 年度は、昨年度に引き続き、継続的なデータベース拡充を進め、化学組成データの対数比変換を採用するとともに、活断層と非活断層の評価の確実度をA～Fに6区分することにより、判別式の妥当性を評価しやすくした。さらに、最新活動時期の新旧に基づいて活断層を 4 つのグループに分け（I～IV）、非活断層をもう一つのグループ（V）とし、活動終了後の経過時間と各元

素の濃集／移動との関係の把握を進めた。また、化学的性質によって活断層と非活断層を識別するための科学的根拠（断層運動と元素の濃集・溶脱メカニズムとの関係）に迫るため、昨年度の検討で判別への寄与が最も大きい元素となった Rb と、今年度の検討で判別への寄与が大きくなった Sr、Ba、Na などに着目し、断層ガウジ中での元素の存在状態を検討した。

本事業は、国立大学法人富山大学との「機械学習に基づいた断層の活動性評価手法の開発に関する共同研究」として実施した。以下に令和 3 年度の成果の概要を示す。詳細は付録 5 の共同研究報告書を参照されたい。

(2) データベースの拡充と解析用データの整理

データベースのデータ総数は、昨年度までに文献及び化学分析の実施により収集した 327 試料のデータに加え、24 試料の化学分析を実施し、母岩、断層周縁、断層中軸を合わせた 351 試料のデータとした。文献や分析により報告されている元素の種類が異なるため、元素の種類を多くしつつ、用いるデータ数を増やす観点から、15 元素（SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3*（Total Fe as Fe_2O_3）、MnO、MgO、CaO、Na_2O、K_2O、P_2O_5、Ba、Rb、Sr、Th、Y）の分析結果がある試料を抽出した（表 4.2.3-1）。この 15 元素を基に、対数比変換に用いた規格化成分と、AIC（Akaike, 1973）による選択成分が異なる計 4 つのケースについて解析を行った（表 4.2.3-1）。対数比変換は、検討に供する試料の各成分濃度の幾何平均に対する各成分の濃度の比の自然対数をとる方法（有心対数比変換）と、変数（成分）の一つを分母とした各成分の商の自然対数をとる方法（相加対数比変換）がある。昨年度は有心対数比変換を用いたが、今年度は相加対数比変換で実施した。また、活動性と確実度を A から F まで表 4.2.3-2 のように分類した。A～C が活断層、D～F が非活断層である。さらに、活断層、非活断層の最新活動時期をクラス（LEclass）I から V まで表 4.2.3-3 に示すように分類した。

表 4.2.3-1　入力データの概要とケース名、判別率

解析対象：母岩；花崗岩質岩類、断層タイプ；横ずれ断層				
解析に使用した成分	規格化成分	試料数（AFG; 活断層、NFG; 非活断層）	ケース名	判別率
15 成分：SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3*, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, Ba, Rb, Sr, Th, Y	—	109 試料（AFG57，NFG52）	—	—
14 成分：SiO_2, TiO_2, Fe_2O_3*, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, Ba, Rb, Sr, Th, Y	Al_2O_3	109 試料（AFG57，NFG52）	CASE 1	88%
5 成分（AIC による変数選；(p 値 0.05 未満)：TiO_2, Na_2O, Ba, Rb, Sr	Al_2O_3	109 試料（AFG57，NFG52）	CASE 2	85%
3 成分（AIC による変数選；(p 値 0.01 未満)：TiO_2, Rb, Sr	Al_2O_3	109 試料（AFG57，NFG52）	CASE 3	83%
4 成分（AIC による変数選；(p 値 0.01 未満)：TiO_2, Na_2O, Rb, Sr	SiO_2	109 試料（AFG57，NFG52）	CASE 4	83%

表 4.2.3-2　活動性／確実度の分類と基準

判定	活動性／確実度	基準
A	活断層／確実	・ トレンチ調査などで上載地層法に基づき活断層と認定された破砕帯から採取した試料
B	活断層／ほぼ確実	・ 空中写真判読で認定された活断層*と位置・走向が一致する破砕帯から採取した試料 かつ ・ 直線性が高く、切断関係から最新と言える断層ガウジから採取した試料
C	活断層／疑いあり	・ 空中写真判読で認定された活断層*沿いで採取された試料であるが、文献からは詳細な採取位置が読み取れず、活断層の変位面で直接採取したものかどうか分からない試料
D	非活断層／疑い大	・ 空中写真判読で認定された活断層*から1km以内に分布するが、上載地層との関係が分からない破砕帯から採取した試料 あるいは ・ 空中写真判読で認定された活断層*沿いに分布するが、他の断層に切られている破砕帯から採取した試料
E	非活断層／疑い小	・ 空中写真判読で認定された推定活断層*から1km以内に分布する破砕帯から採取した試料
F	非活断層／ほぼ確実	・ 空中写真判読で認定された活断層*及び推定活断層*から1km以上離れている破砕帯から採取した試料 または ・ 上載地層の変位が認められない破砕帯から採取した試料

※基準の「活断層」「推定活断層」は、今泉ほか編（2018）に準ずる。

表 4.2.3-3　活断層・非活断層の最新活動時期

断層名	最新活動時期	LEclass
野島断層	1995 年兵庫県南部地震	I
跡津川断層	1858 年飛越地震	II
六甲断層	1596 年慶長伏見地震	III
阿寺断層	1586 年天正地震	III
五助橋断層	16 世紀	III
敦賀断層	11−14 世紀	III
下蔦木断層	約 1 千 3 百年前以降、約 9 百年前以前	IV
山田断層	約 3 千 3 百年前以前	IV
非活断層	不明	V
非活断層	不明	V

(3) 解析結果と考察

CASE 1～4 の線形判別分析の結果（図 4.2.3-1）、CASE 1 は 109 試料中 13 試料が誤判別（判別率 88%）、CASE 2 は 109 試料中 16 試料が誤判別（判別率 85%）、CASE 3 は 109 試料中 18 試料が誤判別（判別率 83%）、CASE 4 は 109 試料中 19 試料が誤判別（判別率 83%）となった。CASE 1 の誤判別は、活動性／確実度 A が 0/39 試料、B が 3/11 試料、C が 1/7 試料、D が 2/7

試料、E が 7/14 試料、F が 0/31 試料で、確実度の高い A 及び F は含まれない。CASE 2 の誤判別は、活動性／確実度 A が 0/39 試料、B が 3/11 試料、C が 3/7 試料、D が 2/7 試料、E が 8/14 試料、F が 0/31 試料で、やや誤判別が増えたものの、確実度の高い A 及び F は含まれない。CASE 3 の誤判別は、活動性／確実度 A が 1/39 試料、B が 3/11 試料、C が 1/7 試料、D が 7/7 試料、E が 5/14 試料，F が 1/31 試料で、さらに誤判別が増え、確実度の高い A 及び F が含まれている。CASE 4 の誤判別は、活動性／確実度 A が 0/39 試料、B が 3/11 試料、C が 3/7 試料、D が 4/7 試料、E が 9/14 試料，F が 0/31 試料で、CASE 2 と類似するが、D と E が若干多い結果となった。CASE 1～CASE 4 の結果、成分数を減らしても 80%以上の高確率で 2 群を分けられることが示された。CASE 4 のみ SiO_2 を規格化成分としたが、結果は他のケースとさほど変わらず、誤判別となった試料に大きな違いはなかった。このことから、今回の解析では規格化成分の違いは結果に大きな影響を与えないと考えられる。そのため今年度は、CASE 1～CASE 3 に基づき、判別係数の比較を通じて、各成分の判別への寄与度と、相対的により良い判別式について考察を進めた。

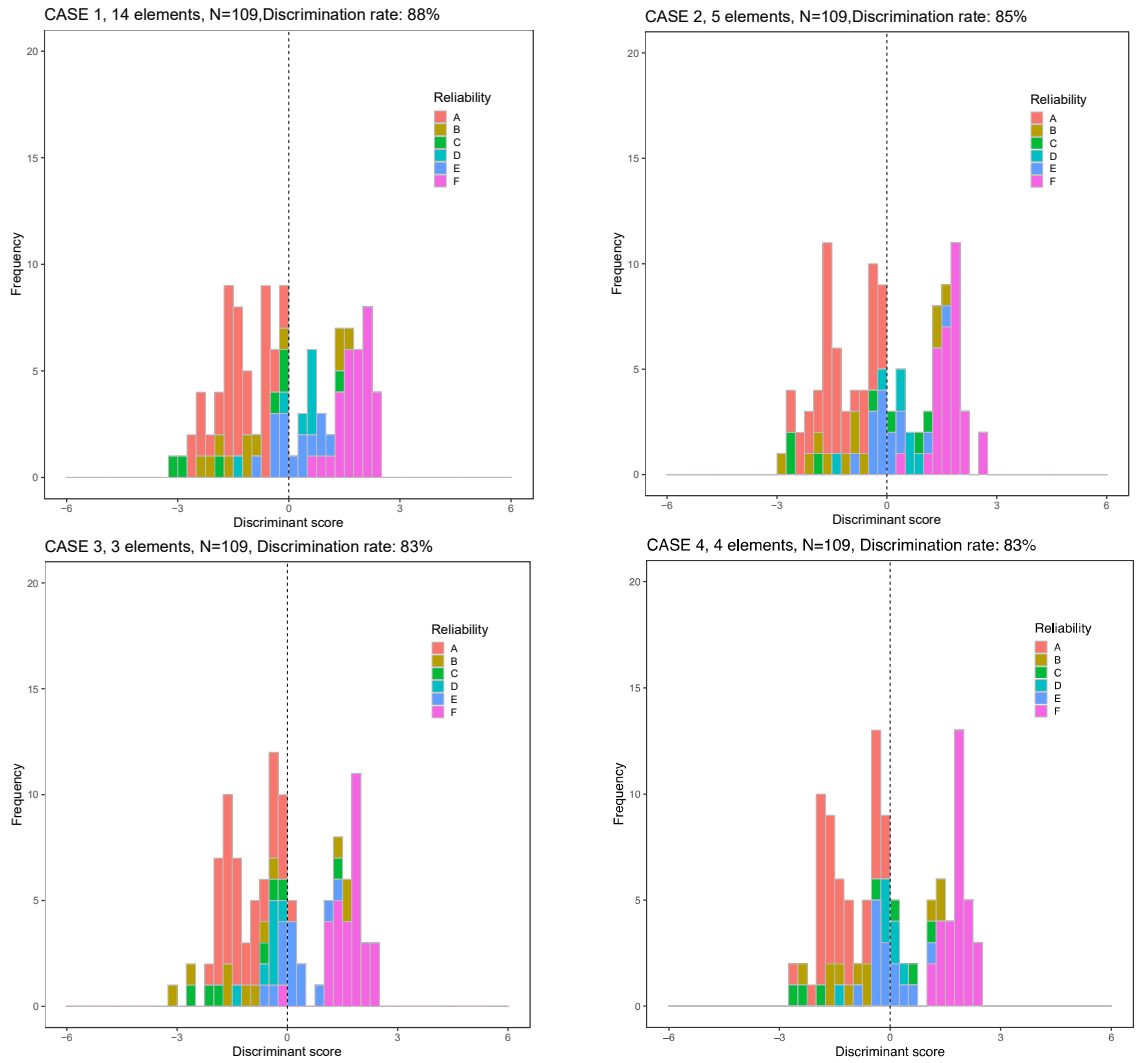


図 4.2.3-1　線形判別分析の結果図（CASE 1～4）

表 4.2.3-4 に、CASE 1～3 の判別係数を VIF とともに降順で示す。判別係数の大きな成分は各ケースで共通する傾向があり、全てのケースで上位 3 位は TiO_2、Rb、Sr である。また CASE 1 と CASE 2 ではこれに Na_2O と Ba を加えた上位 5 位が共通である。昨年度の共同研究では Sr が 1 位だったが、今年度のデータでは Rb が 3 ケース中 2 ケースで 1 位となっている。なお、Na_2O を除いた 4 成分は昨年度の結果とも共通している。少なくとも、TiO_2、Rb、Sr の 3 成分は判別に寄与する成分、すなわち 2 群の違いを表す成分として挙げられる。また、TiO_2、Na_2O、Ba、Sr は活断層＞非活断層の傾向が、Rb は活断層＜非活断層の傾向がある。このうち Rb と TiO_2 は活断層と非活断層の分布の違いが明瞭で、判別係数と整合する。

表 4.2.3-4　CASE 1～CASE 3 の判別式の係数 β と VIF

CASE 1	判別係数	絶対値	VIF
TiO_2	-0.81	0.81	3.28
Sr	-0.60	0.60	8.41
Rb	0.56	0.56	5.88
Na_2O	-0.43	0.43	2.46
Ba	0.39	0.39	3.29
K_2O	0.37	0.37	6.55
Th	-0.35	0.35	5.77
Y	0.20	0.20	4.48
MgO	0.11	0.11	1.94
MnO	-0.10	0.10	1.48
P_2O_5	0.10	0.10	3.48
SiO_2	0.07	0.07	3.56
Fe_2O_3*	0.07	0.07	3.17
CaO	0.06	0.06	3.89

CASE 2	判別係数	絶対値	VIF
Rb	-1.67	1.67	1.53
TiO_2	-1.25	1.25	1.48
Sr	0.96	0.96	2.32
Ba	0.89	0.89	2.15
Na_2O	0.85	0.85	1.29

CASE 3	判別係数	絶対値	VIF
Rb	0.73	0.73	1.53
TiO_2	-0.56	0.56	1.29
Sr	-0.47	0.47	1.66

今年度の解析の結果、判別率 100%となったケースはなく、2 群を完全に分ける判別式は得られなかった。しかし、全てのケースで 80%以上の判別率が得られており、2 群の化学的性質には明らかな違いがあると見なせる。CASE 2 では活断層／非活断層の確実度の高い A と F に誤判別がなく、判別率も 85%とかなり高い。構成成分の VIF も 10 を大きく下回り、多重共線性の問題もない。以上のことから、現時点では、CASE 2 の判別式が活断層／非活断層を判別する最良の式と考えられる。

最良の式と判断した CASE 2 について、活断層／非活断層の最新活動時期（LEclass の区分）の判別得点ヒストグラムを図 4.2.3-2 に示す。その結果、ばらつきはあるものの、判別得点がクラス I からクラス V へ連続的に高くなる傾向が認められる。また、CASE 2 の 5 成分のクロスプロットでは、TiO_2 と Rb でクラス I からクラス V へ遷移する傾向が認められた（図 4.2.3-3）。TiO_2 はクラス I からクラス V へ低くなることから、断層活動で濃集したものが、その後の活動休止期間に溶脱していく過程が想起される。これに対して、Rb はクラス I からクラス V へ高くなることから、断層活動で溶脱し、活動休止期間に濃集していく過程が考えられる。

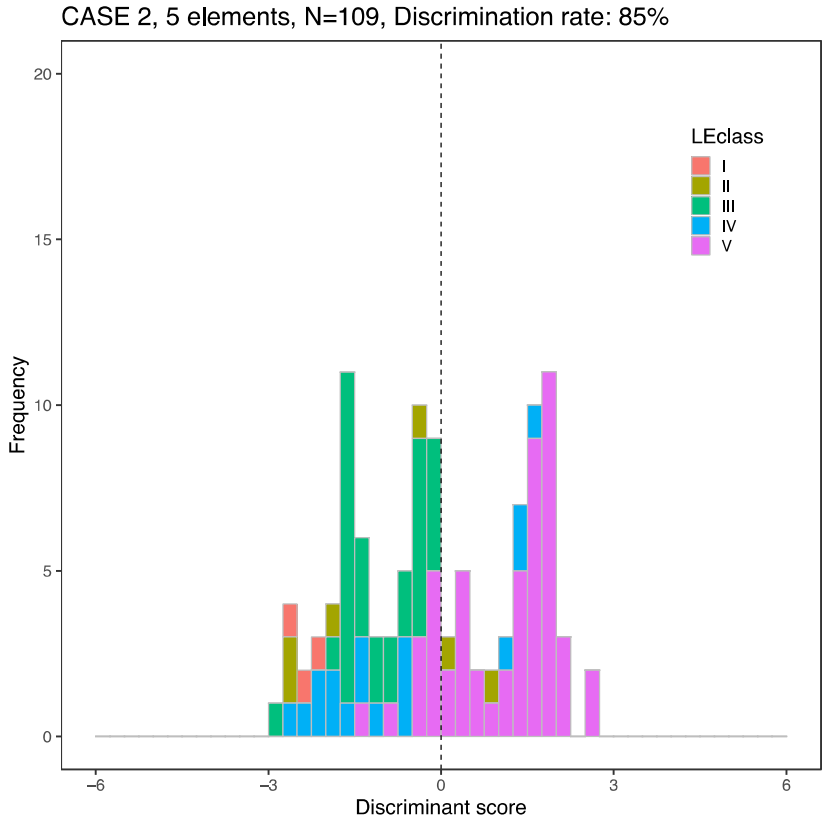


図 4.2.3-2　CASE 2 の判別得点（LEclass；最新活動時期）

判別に寄与する成分として挙げた TiO_2 に着目してみると、一般に Ti は移動しにくい元素とされており、このような遷移が生じるとは考えにくい。しかし、昨年度も述べたが、例えば Pe-Piper et al. (2011) は、白亜系砂岩中から産するチタン鉱物の晶出過程を議論した上で、Ti は不動元素ではないと主張している。Pe-Piper et al.（2011）の主張が正しいとすると、Ti は移動しにくくとも不動ではなく、断層活動のような激しい現象で大きく移動し、その後の休止期間にゆっくりと溶脱したことが考えられる。活断層と非活断層の違いを強く表す成分として TiO_2 が挙げられることも、Ti が不動元素ではないが定常時には大きく動くこともない、と考えれば説明がつく。

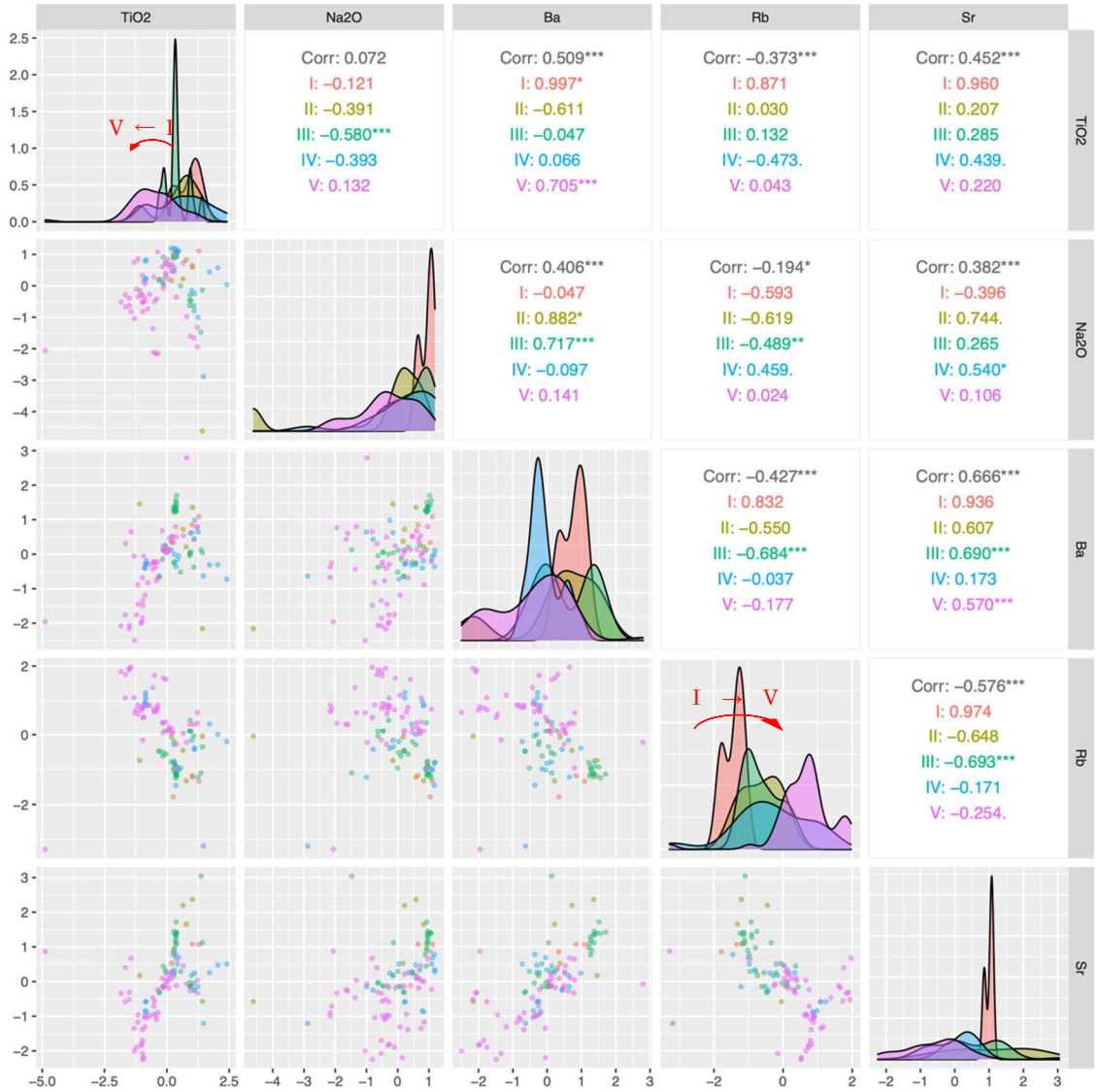


図 4.2.3-3　CASE 2 の 5 成分のクロスプロット（LEclass；最新活動時期）

(4) 判別寄与元素の存在状態の検討

化学組成データに基づき活断層と非活断層とを識別する手法の信頼性を担保するうえでは、両者の識別に影響する元素が、断層運動に伴って濃集・溶脱するメカニズムを理解することも重要である。令和 2 年度は、走査型 X 線分析顕微鏡（XGT）、電子プローブマイクロアナライザ（EPMA）、及び交換性陽イオンの分析により、判別寄与元素の候補である Rb などが断層ガウジのどこに濃集しているかを調べた。しかしながら、XGT 及び EPMA については、分解能や検出限界の制約から、特に微量元素に関する情報を効率よく得ることが困難であった。交換性陽イオンの分析については、全岩化学組成との相関に基づくと、判別寄与元素の候補である Rb、Sr、Ba は、断層ガウジにおいては粘土鉱物中の層間イオンとして主に存在している可能性があることが分かった。そこで令和 3 年度は、交換性陽イオンの分析データを拡充して検討を進めるとともに、新たな元素マッピングの手法として、レーザーアブレーション装置（LA : Photon-Machines, Analyte G2）と四重極型誘導結合プラズマ質量分析装置（ICP-MS : Agilent, 7700x）を組み合わせた元素イメージングを実施した。

元素イメージングでは、試料にパルスレーザーを照射し、試料の一部を加熱蒸発（アブレーション）させ、気化あるいはエアロゾル化した試料を高温のプラズマ中でイオン化することにより、質量ごとにイオンの量を測定する。さらに、レーザーを走査することで、対象とする領域の元素濃度分布を取得できる。レーザーは四角形で走査し、空間分解能に相当する照射径は 5×5 μm～150×150 μm の範囲で段階的に選択可能である。検出限界はバックグラウンドの条件にもよるが、数百 ppb レベルの微量元素の検出も可能であり、XGT や EPMA よりも感度は格段に高い。ただし、アブレーション効率は試料に依存し、LA から ICP-MS の検出器への運搬時間と検出タイミングの完全な同期が難しいため、現状では正確な定量は困難である。そこで本研究では、特に判別寄与元素の候補である Rb に着目し、カリ長石を含む範囲でイメージングを行った。これは、花崗岩質岩石起源の断層ガウジにおける Rb の有力な存在場所として、1) 粘土鉱物中の層間イオンとして存在、2) カリ長石中で、K を置換する形で存在、の 2 つが考えられるためである。カリ長石と基質との間の濃度差を活断層・非活断層それぞれで比較することにより、Rb の分布位置の違いを検討するものである。

本研究では、原子力機構（2018）において構築した炭酸塩試料に対するイメージングの手法に基づき、次の手順で元素イメージングを行った。1) 元素イメージングを行う断層ガウジ試料を乾燥させ、樹脂で固定してブロック試料（2×3×1 cm 程度の大きさ）を作成し、上面を#6000 の細粒研磨紙を用いて研磨する。2) 実体顕微鏡観察や非破壊の XGT 分析により、試料中からカリ長石を含む断層ガウジの範囲を特定する。3) 標準試料 NIST SRM 610 と分析試料をレーザーアブレーション装置にセットする。4) 標準試料を用いて装置チューニングを行った後、レーザーを走査する領域をセットし、LA-ICP-MS による分析を行う。5) 得られたデータから、イメージングソフトウェア iQuant2+を用いて元素濃度分布を可視化する。LA-ICP-MS による分析条件は表 4.2.3-5 の通りである。

元素イメージングを行った試料（活断層：五助橋断層の GSK3、非活断層：広島花崗岩中の 15042103-1）は、昨年度に EPMA や交換性陽イオンの分析で検討した試料と同一である。主な元素のイメージング結果を図 4.2.3-4 及び図 4.2.3-5 に示す。カリ長石との比較で見ると、GSK3 の基質では Rb がカリ長石に比べ乏しいが、15042103-1 の基質では逆に、カリ長石に比べ Rb に富むことが分かる。このように、元素イメージングにより、EPMA などと比べて格段に高感度かつ比較的容易な前処理で断層ガウジ中の元素分布を把握することが可能である。今後は、異なる試料間の比較における、標準試料の繰り返し測定などと組み合わせたより定量的な評価が課題である。

交換性陽イオンの分析では、原子力機構・電中研（2021）に示した方法の通り、CsCl 溶液との処理によって、粘土鉱物の層間に含まれていた Rb、K、Na、Mg、Ca、Sr、Ba の各イオンの濃度を ICP-MS／ICP-OES 分析により調べた。交換性陽イオンの分析結果は、XRF による全岩化学組成分析結果とともに表 4.2.3-6 に示す。昨年度の結果と同様に、Rb については、活断層に比べ非活断層で濃集する傾向にある（図 4.2.3-6）。これは、元素イメージングにより認められた、粘土鉱物に富む基質において、活断層よりも非活断層で Rb が濃集する特徴と調和的である。ただし、図 4.2.3-6 によると、Rb 濃度において活断層試料と非活断層試料とで重なるものも多く、Rb 濃度のみを両者の識別指標とすることはできない。一方、Ba について見ると、活断層試料と非活断層試料とで増加の傾向が異なる（全岩化学組成の増加に対する交換性陽イオン濃度の増加の割合が、活断層試料よりも非活断層試料で大きい）様子が認められる。Ba も Rb とともに判別寄与元素であり、今後、さらにデータを拡充したうえで、多変量解析結果と元素イメージングや交換性陽イオン分析などの結果とを比較していくことが望ましい。

表 4.2.3-5　LA-ICP-MS による分析条件

Excimer laser	Analyte G2 (Photon Machines)
Laser source	193 nm/5 ns ATLEX-I-LR (ATL Lasertechnik GmbH)
Sample cell	HelEx 2-volume cell
Signal smoother	not apply
Pulse width	<5 ns
Pulse energy	6 mJ
Beam size	20 x 20 μm square
Repetition rate	10 Hz
Scan speed	30 μm/s
Laser fluence	~4.6 J/cm^2 on sample surface
ICP-MS	Agilent 7700x (Agilent Technologies)
RF-power	1600 W
RF-matching	1.8 V
Sample gas (Ar)	0.85 L/min
Laser carrier gas (He)	1.2 L/min
Data reduction	Time resolved analysis (TRA)
Detection mode	Pulse counting and analog counting mode
Monitored isotopes	^{7}Li, ^{9}Be, ^{11}B, ^{23}Na, ^{24}Mg, ^{27}Al, ^{34}S, ^{39}K, ^{43}Ca, ^{45}Sc, ^{52}Cr, ^{55}Mn, ^{57}Fe, ^{59}Co,^{60}Ni, ^{63}Cu, ^{66}Zn, ^{85}Rb, ^{87}Sr, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{118}Sn, ^{127}I, ^{137}Ba, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb,^{232}Th, ^{238}U
Integration time	0.01 s for all mass peaks
Total integration time per reading	0.346 s
Formation rate of ^{232}Th^{16}O	<0.5%
Interval of each line	30 s
Gas blank	Gas blank counts were obtained for 10s before and after each line analysis
Data processing software iQuant2+ developed by Dr. Toshihiro Suzuki, Tokyo Univ.	

^{87}Sr は ^{87}Rb と同重体となるため、^{88}Sr と ^{85}Rb をそれぞれ採用した。

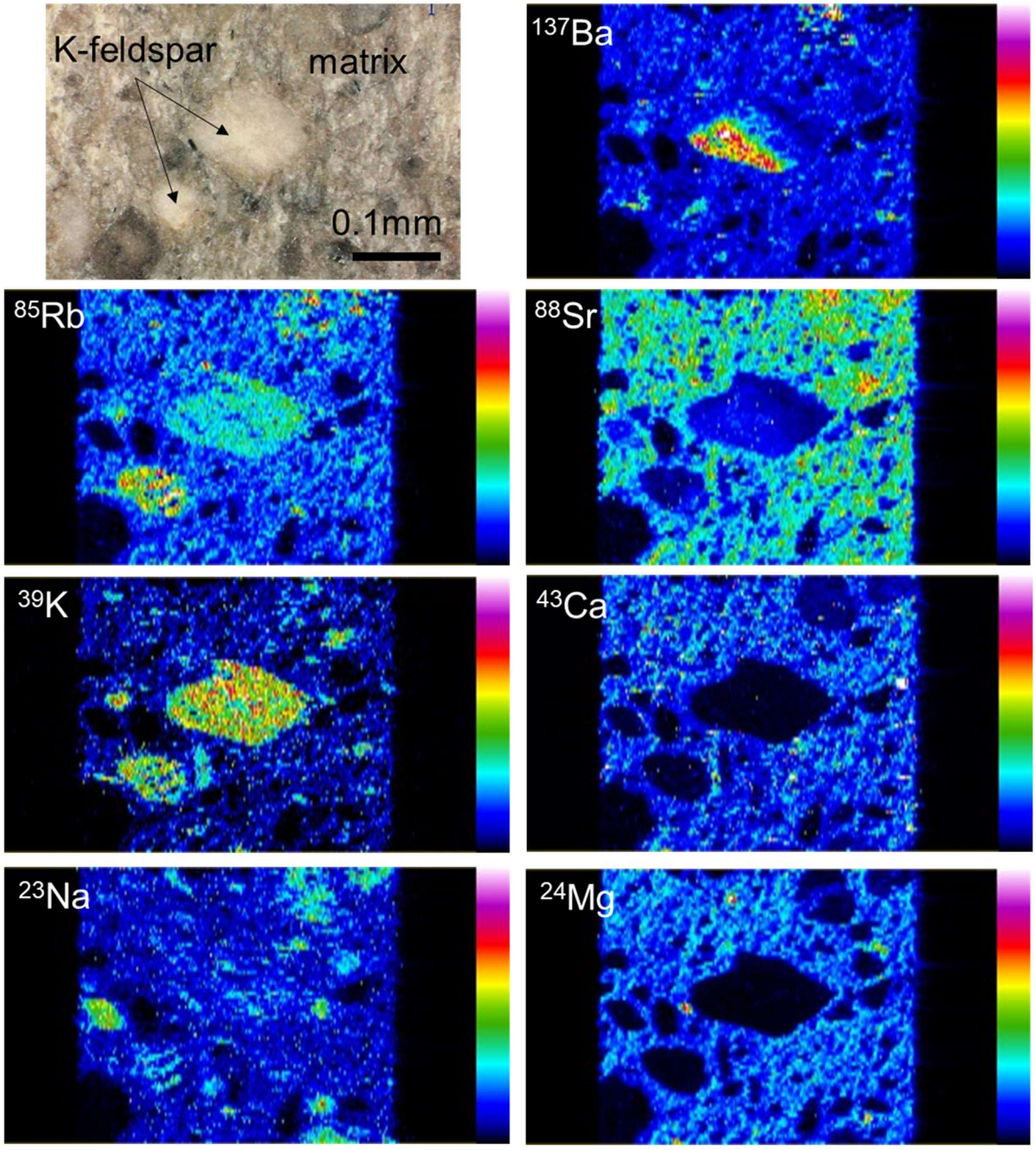


図 4.2.3-4　活断層試料 GSK3 のイメージング結果
左上は測定部分の研磨片写真。

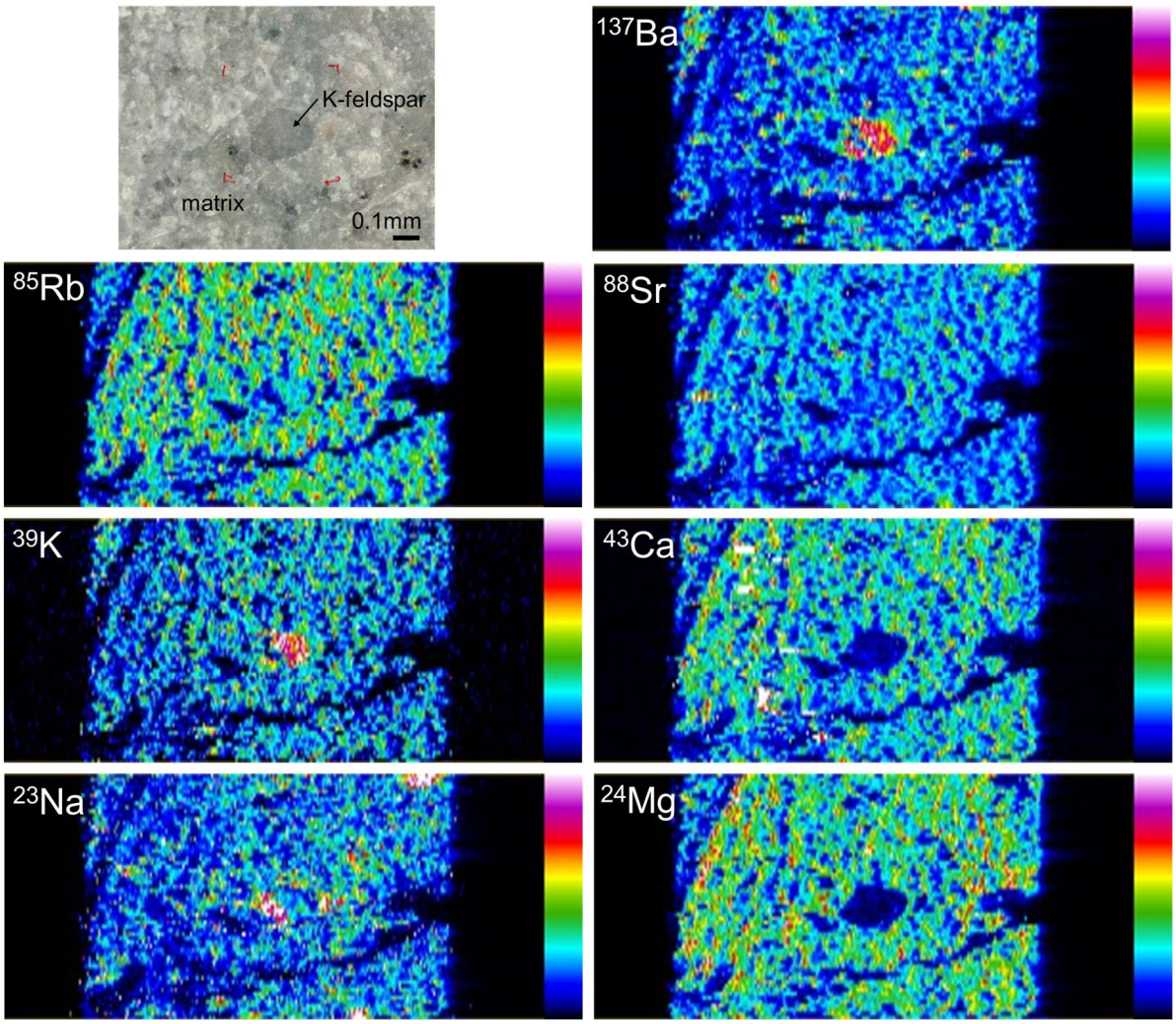


図 4.2.3-5　非活断層試料（15042103-1）のイメージング結果
左上は測定部分の研磨片写真。

表 4.2.3-6　全岩化学組成及び交換性陽イオン濃度の分析結果

			全岩化学組成						
	断層	試料名	Na_2O [wt%]	MgO [wt%]	K_2O [wt%]	CaO [wt%]	Rb [ppm]	Sr [ppm]	Ba [ppm]
活断層	五助橋断層	GSK1	2.70	0.52	2.80	2.51	108	250	787
	五助橋断層	GSK3	2.57	0.49	2.73	2.36	103	160	684
	六甲断層	FSW-1	0.28	0.19	3.08	0.23	163	39	281
	跡津川断層	06070105-5	0.95	1.77	1.52	7.17	135	185	295
	屏風山断層	サンプル8	0.31	1.95	3.88	0.97	241	72	520
	屏風山断層	サンプル10	0.29	0.27	2.59	0.29	99	45	1490
	阿寺断層	190610-1	0.37	0.60	4.45	1.01	462	43	286
	阿寺断層	190610-2	0.69	0.54	3.15	8.62	178	44	238
	阿寺断層	11121301	2.32	1.18	6.01	2.34	344	103	1132
非活断層	広島花崗岩中の断層	15042102-2	2.78	0.40	4.06	0.66	235	53	229
	広島花崗岩中の断層	15042103-1	1.83	0.88	4.29	0.85	474	72	368
	広島花崗岩中の断層	15042103-3	1.05	1.23	3.47	0.89	440	62	360
	六甲花崗岩中の断層	HRK-1	0.88	0.08	4.45	0.36	296	32	105
	六甲花崗岩中の断層	HRK-3	0.87	0.11	3.00	0.67	425	50	115
	貝月山花崗岩中の断層	21061102-1	2.87	0.81	2.55	0.57	201	108	237
	貝月山花崗岩中の断層	21061102-2	3.30	0.81	3.78	0.40	214	153	627
	貝月山花崗岩中の断層	21061104	1.80	1.13	3.60	0.54	192	90	394
	貝月山花崗岩中の断層	21102001	3.37	0.94	2.09	0.79	89	86	879
	貝月山花崗岩中の断層	21102004-1	2.01	1.65	3.05	0.63	192	115	595
	貝月山花崗岩中の断層	21102004-2	1.04	1.15	3.55	0.36	153	99	754

			交換性陽イオン濃度 [ppm]						
	断層	試料名	Na	Mg	K	Ca	Rb	Sr	Ba
活断層	五助橋断層	GSK1	59.7	164	312	3960	0.91	91	21
	五助橋断層	GSK3	43.0	161	238	3650	0.58	47	12
	六甲断層	FSW-1	20.0	116	209	750	2.5	5.4	3.0
	跡津川断層	06070105-5	15.7	224	316	6790	1.3	12	1.3
	屏風山断層	Tg-8	28.0	179	322	5110	0.84	9.3	3.2
	屏風山断層	TK-10	10.0	45.7	143	1420	0.34	3.3	6.2
	阿寺断層	190610-1	15.6	65.9	258	4360	0.92	15	0.28
	阿寺断層	190610-2	22.0	24.9	183	2590	0.46	12	0.19
	阿寺断層	11121301	28.7	183	357	4080	1.2	15	5.1
非活断層	広島花崗岩中の断層	15042102-2	31.4	127	279	3050	3.1	9.2	4.1
	広島花崗岩中の断層	15042103-1	25.9	272	370	3440	5.9	12	1.6
	広島花崗岩中の断層	15042103-3	46.3	311	414	5040	6.0	16	3.1
	六甲花崗岩中の断層	HRK-1	23.5	13.7	252	2390	5.9	14	2.5
	六甲花崗岩中の断層	HRK-3	26.9	1.25	456	3730	16	26	4.2
	貝月山花崗岩中の断層	21061102-1	49.8	82.6	187	851	2.2	9.3	13
	貝月山花崗岩中の断層	21061102-2	36.5	253	291	1340	2.3	12	24
	貝月山花崗岩中の断層	21061104	8.85	86.8	324	357	3.0	2.2	50
	貝月山花崗岩中の断層	21102001	30.3	84.4	230	466	2.7	10	469
	貝月山花崗岩中の断層	21102004-1	15.4	549	360	1900	1.4	20	122
	貝月山花崗岩中の断層	21102004-2	25.4	553	265	1640	2.0	19	94

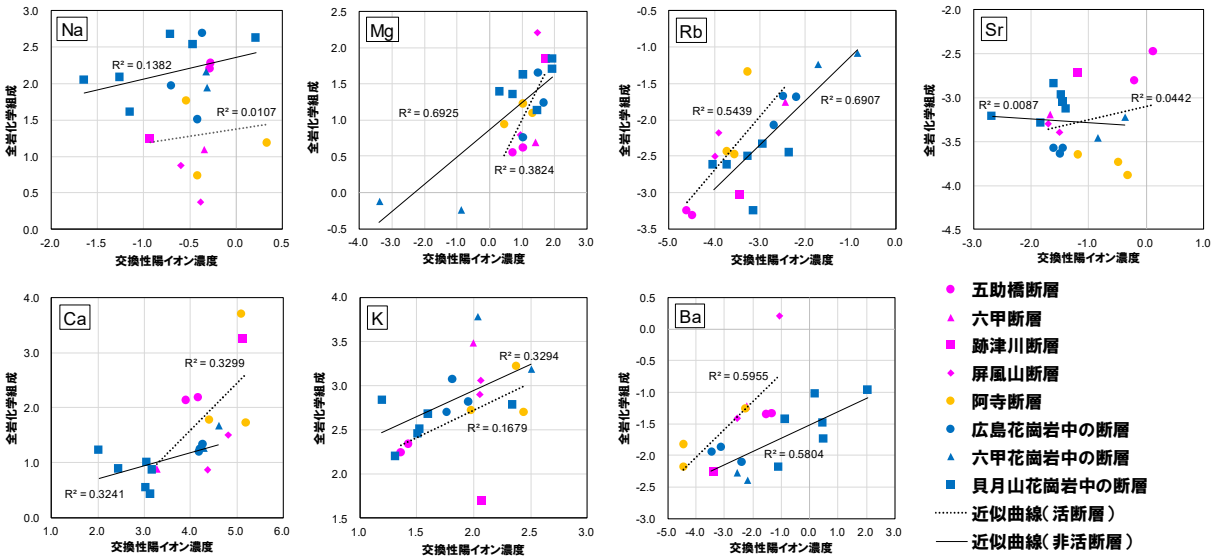


図 4.2.3-6　全岩化学組成と交換性陽イオン濃度との間の相関

変数の総和が定数で固定されているデータに対し統計的な検討を可能にするため、分析結果は有心対数比変換（各元素の分析値を、各試料の測定した全元素組成の幾何平均で除し、その自然対数をとる変換法 ; Aitchison, 1986）により規格化した値で表示。桃色、黄色のプロットは活断層、青色のプロットは非活断層。黄色の阿寺断層は、Sr について他の活断層とは異なる傾向を示す。

(5) まとめ

データ拡充を行い、化学組成データを相加対数比変換することで、統計学的により妥当と考えられる線形判別分析を実施した。断層の活動性に関する確実度の考え方を取り入れて検討することにより、判別式の誤判別の程度をより明確に示すことができた。今年度実施した解析においても、母岩の岩種と断層タイプをそろえることにより、昨年度同様に Rb、Sr、TiO_2 の寄与度が相対的に大きいことが示された。手法の信頼性、妥当性を高めるために、今後も引き続きデータ拡充と検討を繰り返すことが効率的と考えられる。一方、元素の存在状態については、交換性陽イオン分析により、Rb、Sr、Ba は粘土鉱物中の層間イオンとして存在すると考えられる。各元素の変化は断層活動時や静穏期に進行する断層中軸部、特に細粒の粘土鉱物中の元素の濃集や溶脱、保持などのメカニズム解明に至る手がかりを与えるものであり、今後も検討を続ける必要がある。

4.2.4 まとめ

上載地層がない断層の活動性や、地質断層の再活動性の評価技術の高度化を目的として、放射年代測定及び機械学習に基づいた検討を行った。

放射年代測定に基づいた検討のうち、IRSL 法については、天然の断層岩を対象とした IRSL 測定データの拡充を継続するとともに、実際の地質環境により近い水熱条件下での IRSL 信号の減衰とリセットに係る情報を得るため、熱水及び空気環境での IRSL 信号の減衰比較を行う加熱実験を行った。実験の結果、特に測定時のアシスト温度が低温の 50℃の時の信号（IR50）では、信号減衰開始温度及び消失率について空気加熱との明瞭な違いは認められなかった。一方、天然の断層岩を対象とした IRSL 測定では、同一の活断層の中でも、IR50 の飽和度に不均質性があることが分かった。現状では、IRSL 信号のみで断層の活動時期を議論するのは困難であるが、今年度までに実施した実験において、熱水及び空気加熱における IRSL 信号の挙動に関する有益な基礎データが取得できたと言える。

粘土鉱物を対象とした K-Ar 法による検討については、1）粉砕が K-Ar 年代に及ぼす影響を検証するための、温度・時間・粉砕機構を変えた複数のケースでイライト標準試料を粉砕させた試料に対する K-Ar 年代測定、2）天然の試料において、断層運動に伴う機械的な粉砕や熱水活動が K-Ar 年代に及ぼす影響に関する情報を得るための、延岡衝上断層を貫くボーリングコアを対象とした K-Ar 年代測定、3）破砕帯の詳細な記載に基づき第四紀の活動史が復元されている活断層露頭を対象とした K-Ar 年代測定に関する研究事例の蓄積のための、阿寺断層の露頭から採取した試料に対する K-Ar 年代測定をそれぞれ継続した。今後は、XRD 分析によるイライトのポリタイプ解析や、電子顕微鏡によるイライトの形状観察、さらに粉砕試料の K-Ar 年代測定については、試料の粒径分布を把握するための粒度分析を行ったうえで、得られた年代を評価していくことが課題である。

機械学習に基づいた検討では、活断層と非活断層を客観的に判別する手法の開発を目的として、多変量解析を用いた機械学習を実施した。令和 3 年度は、これまで整備した化学組成データベースの拡充と、統計学的に妥当性の高い対数比変換データ(相加対数比変換)を用いた線形判別分析を行い、断層活動性の確実度を用いて誤判別の程度を検討できるようにした。また、判別の寄与度が相対的に大きい元素は Rb 、Sr、TiO_2 であり、Ba も比較的大きい。このうち Rb、Sr、及び Ba の存在形態は粘土鉱物中の層間イオンと考えられる見通しをえており、これらの元素の挙動にも着目して今後の検討を継続していく必要がある。

引用文献

Aitchison, J., ed., The statistical analysis of compositional data, Chapman & Hall, London, 416p, 1986.

Akaike, H., "Information theory and an extension of the maximum likelihood principle", Proceedings of the 2nd International Symposium on Information Theory, Petrov, B. N., and Caski, F. (eds.), Akadimiai Kiado, Budapest: p. 267-281, 1973.

Anderson, J.L., Osborne, R.H. and Palmer, D.F., Petrogenesis of cataclastic rocks within the San Andreas fault zone of southern California, U.S.A., Tectonophysics, vol.67, pp.221-249, 1980.

Bradbury, K.K., Davis, C.R., Shervais, J.W., Janecke, S.U. and Evans, J.P., Composition, alteration, and texture of fault-related rocks from Safod core and surface outcrop analogs:

evidence for deformation processes and fluid-rock interactions, Pure and Applied Geophysics, vol.172, pp.1053-1078, DOI 10.1007/s00024-014-0896-6, 2015.

Buyleart, J.P., Murray, A.S., Thmsen, K.J. and Jain, M., Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar, Radiation Measurements, Vol.44, pp.560-565, 2009.

Fantong, E.B., Takeuchi, A. and Doke, R., Electron Spin Resonance (ESR) Dating of Calcareous Fault Gouge of the Ushikubi Fault, Central Japan, Applied Magnetic Resonance, vol.44, pp. 1105-1123, 2013.

Fisher, D.M., Tonai, S., Hashimoto, Y., Tomioka, N. and Oakley, D., K-Ar dating of fossil seismogenic thrusts in the Shimanto accretionary complex, southwest Japan, Tectonics, vol.38, 2019. https://doi.org/10.1029/2019TC005571

Folk, R.L., Petrography and origin of the Silurian Rochester and McKenzie Shales, Morgan County, West Virginia, Journal of Sedimentary Petrology, vol.32, pp.539-578, 1962.

Fukuchi, R., Fujimoto, K., Kameda, J., Hamahashi, M., Yamaguchi, A., Kimura, G., Hamada, Y., Hashimoto, Y., Kitamura, Y. and Saito, S., Changes in illite crystallinity within an ancient tectonic boundary thrust caused by thermal, mechanical, and hydrothermal effects: an example from the Nobeoka Thrust, southwest Japan, Earth, Planets and Space, vol.66: 116, 12p, 2014.

Fukuchi, T., Yurugi, J. and Imai, N., ESR detection of seismic frictional heating events in the Nojima fault drill core samples, Japan, Tectonophysics, vol.443, pp.127-138, 2007.

鴈澤好博, 高橋智佳史, 三浦知督, 清水 聡, 光ルミネッセンスと熱ルミネッセンスを利用した活断層破砕帯の年代測定法, 地質学雑誌, vol.119, pp.714-726, 2013.

Hamahashi, M., Saito, S., Kimura, G., Yamaguchi, A., Fukuchi, R., Kameda, J., Hamada, Y., Kitamura, Y., Fujimoto, K., Hashimoto, Y., Hina, S. and Eida, M., Contrasts in physical properties between the hanging wall and footwall of an exhumed seismo-genic megasplay fault in a subduction zone－An example from the Nobeoka Thrust Drilling Project, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.14, pp.5354-5370, 2013.

今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 編, 活断層詳細デジタルマップ「新編」, 東京大学出版会, 154 pp, 2018.

Ishikawa, T., Hirono, T., Matsuda, N., Kawamoto, K., Fujimoto, K., Kameda, J., Nishio, Y., Maekawa, Y. and Honda, G., Geochemical and mineralogical characteristics of fault gouge in the Median Tectonic Line, Japan, Earth, Planets and Space, 66:36, http://www.earth-planets-space.com/content/66/1/36, 2014.

加藤尚希, 廣野哲朗, 石川剛志, 大谷具幸, 阿寺断層田瀬露頭における断層ガウジの鉱物学的・地球化学的特徴, 活断層研究, vol.43, pp.1-16, 2015.

Kondo, H., Kimura, G., Masago, H., Ohmori-Ikehara, K., Kitamura, Y., Ikesawa, E., Sakaguchi, A., Yamaguchi, A. and Okamoto, S., Deformation and fluid flow of a major out-ofsequence thrust located at seismogenic depth in an accretionary complex: Nobeoka Thrust in the Shimanto Belt, Kyushu, Japan, Tectonics, vol.24, TC6008, doi:10.1029/2004TC001655, 2005.

Kuwatani, T., Nagata, K., Okada, M., Watanabe, T., Ogawa, Y., Komai, T. and Tsuchiya, N., Machine-learning techniques for geochemical discrimination of 2011 Tohoku tsunami deposits, Scientific Reports, vol.4, 7077, 2014.

Murakami, M. and Tagami, T., Dating pseudotachylyte of the Nojima Fault using the zircon fission-track method, Geophysical Research Letters, vol.31, doi:10.1029/2004GL020211, 2004.

Murakami, M., Košler, J., Takagi, H. and Tagami, T., Dating pseudotachylyte of the Asuke Shear Zone using zircon fission-track and U–Pb methods, Tectonophysics, vol.424, pp.99-107, 2006.

日本原子力研究開発機構, 平成 29 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業地質環境長期安定性評価確証技術開発報告書, 2018.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 平成 30 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2019.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 平成 31 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2020.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 令和 2 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 2021.

Niwa, M., Mizuochi, Y. and Tanase, A., Reconstructing the evolution of fault zone architecture: A field-based study of the core region of the Atera Fault, Central Japan, The Island Arc, vol.18, pp.577-598, 2009.

Niwa, M., Mizuochi, Y. and Tanase, A., Changes in chemical composition caused by water-rock interactions across a strike-slip fault zone: case study of the Atera Fault, Central Japan, Geofluids, vol.15, pp.387-409, 2015.

Niwa, M., Shimada, K., Aoki, K.and Ishimaru, T., Microscopic features of quartz and clay particles from fault gouges and infilled fractures ingranite: discriminating between active and inactive faulting, Engineering Geology, vol.210, pp.180-196, 2016a.

Niwa, M., Shimada, K., Tamura, H., Shibata, K., Sueoka, S., Yasue, K., Ishimaru, T. and Umeda, K., Thermal constraints on clay growth in fault gouge and their relationship with fault zone evolution and hydrothermal alteration: Case study of gouges in the Kojaku Granite, Central Japan, Clays and Clay Minerals, vol.64, pp.86-107, 2016b.

Niwa, M., Shimada, K., Ishimaru, T. and Tanaka, Y., Identification of capable faults using fault rock geochemical signatures: a case study from offset granitic bedrock on the Tsuruga peninsulra, central Japan, Engineering Geology, vol.260, 15235, 2019.

太田 亨, 新井宏嘉, 組成データ解析の問題点とその解決方法, 地質学雑誌, 112, p.173-187, 2006.

大谷具幸, 河野雅弘, 小嶋 智, 前期更新世までに活動を停止した断層における破砕帯の鉱物学的・地化学的特徴, 日本地質学会第 121 年学術大会講演要旨, R15-O-12, 2014.

大谷具幸, 沓名亮輔, 金折裕司, 小嶋 智, 57. 山口県・木戸山西方断層破砕帯における最新すべり面と元素移動の関係, 平成 25 年度日本応用地質学会研究発表会講演論文集, pp.113-114, 2013.

Pe-Piper, G., Karim, A. and Piper, D., Authigenesis of titania minerals and the mobility of Ti: new evidence from pro-deltaic sandstones, Cretaceous Scotian Basin, Canada, Journal of Sedimentary Research, 81, 10, p.762-773, 2011.

Shaw, D.M., The origin of the Apsley gneiss, Ontario, Canadian Journal of Sciences, vol.9, pp,18-35, 1972.

田上高広, 渡邊裕美子, 板谷徹丸, 地震断層の年代学―最近の新展開と今後の展望―, 月刊地球, vol.32, pp.3-9, 2010.

Tagami, T., Thermochronological investigation of fault zones, Tectonophysics, vol.538-540,

pp.67-85, 2012.
Tanaka, H., Fujimoto, K., Ohtani, T. and Ito, H., Structural and chemical characterization of shear zones in the freshly activated Nojima fault, Awaji island, southwest Japan, Journal of Geophysical Research, vol.106, pp.8789-8810, 2001
Tanaka, H, Omura, K., Matsuda, T., Ikeda, R., Kobayashi, K., Murakami, M. and Shimada, K., Architectural evolution of the Nojima fault and identification of the activated slip layer by Kobe earthquake, Journal of Geophysical Research, vol.112, B07304, doi:10.1029/2005JB003977, 2007
田中義浩, 亀高正男, 岡崎和彦, 鈴木一成, 瀬下和芳, 青木和弘, 島田耕史, 渡邊貴央, 中山一彦, 断層面の形態観察に基づく断層活動性評価手法の検討, 応用地質, vol.59, pp.13-27, 2018.
立石　良, 島田耕史, 清水麻由子, 植木忠正, 丹羽正和, 末岡　茂, 石丸恒存, 断層ガウジの化学組成に基づく活断層と非活断層の判別―線形判別分析による試み, 応用地質, vol.62, 104-112, 2021. エラータ, vol.62, E-1-E-5, 2021.
遠田晋次・井上大栄・高瀬信一・久保内明彦・冨岡伸芳, 阿寺断層の最新活動時期：1586 年天正地震の可能性, 地震第 2 輯, Vol.47, pp.73-77, 1994.
椿 純一, 大谷具幸, 河野雅弘, 小嶋 智, 第四紀後期に活動していない断層における破砕帯の特徴―奈良県大淀町における中央構造線を例として―, 日本地球惑星科学連合 2016 年大会, SSS31-P11, 2016.
植木忠正, 田辺裕明, 丹羽正和, 石丸恒存, 島田耕史, 花崗岩中に発達する粘土脈の観察・分析データ, JAEA-Data/Code 2016-010, 292p, 2016.
Wintle, A.G., Anomalous fading of thermo-luminesence in mineral samples, Nature, vol.245, pp.143-144, 1973.
Yamada, K., Hanamuro, T., Tagami, T., Shimada, K., Takagi, H., Yamada, R. and Umeda, K., The first (U–Th)/He thermochronology of pseudotachylyte from the Median Tectonic Line, southwest Japan, Journal of Asian Earth Sciences, vol.45, pp.17-23, 2012.
Yamasaki, S., Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T. and Umeda, K., Constraining the timing of brittle deformation and faulting in the Toki granite, central Japan, Chemical Geology, vol.351, pp.168-174, 2013.
Zwingmann, H. and Mancktelow, N., Timing of Alpine fault gouges, Earth and Planetary Science Letters, vol.223, pp.415-425, 2004.
Zwingmann, H., Yamada, K. and Tagami, T., Timing of brittle deformation within the Nojima fault zone, Japan, Chemical Geology, vol.275, pp.176-185, 2010.
Zwingmann, H., den Hartog, S.A.M. and Todd, A., The effect of sub-seismic fault slip processes on the isotopic signature of clay minerals – Implications for K-Ar dating of fault zones, Chemical Geology, vol.514, pp.112-121, 2019.

空白ページ

5. 隆起・侵食に関する調査・評価技術

5.1 熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備

5.1.1 背景と目的

地層処分事業においては、将来の隆起・侵食の予測の信頼性向上に向け、過去百万から数十万年以前からの隆起・侵食量の把握が求められる。火山・火成活動や地震・断層活動と異なり、隆起・侵食は、程度の差はあれ、場所を問わず普遍的に生じる自然現象であり、将来の地下水流動を評価する観点からも、サイトの場所に関わらず評価が必要となる。したがって、地形、地質、テクトニクスなどの条件に依らず、隆起・侵食量を評価するための手法の整備が望まれる。

一般に、過去百万年程度ないしそれ以上の期間の侵食量の評価には、鉱物の年代測定法における閉鎖温度の違いを利用した熱年代法が有効である（例えば、Reiners and Brandon, 2006; Ault et al., 2019; 末岡・田上, 2019）。熱年代学は、温度条件によって放射年代がリセットされることを利用して、岩石や鉱物等の冷却過程や熱イベントの時期を推定する学問領域である。年代がリセットするときの温度領域は閉鎖温度（Dodson, 1973）と呼ばれ、年代測定手法と対象鉱物の組み合わせによって固有な値を持つ（例えば、Ault et al., 2019）。熱年代学を山地の隆起・侵食に適用する場合、現在地表で得られる岩石試料は、岩石が形成された地下深部から、隆起・侵食によって地殻中を上昇し地表に露出したとみなす。一般に地下深部は高温であり、利用する年代計の閉鎖温度に対応した深度（＝閉鎖深度）以深では、高温により年代はゼロリセットされる。一方、閉鎖深度以浅では、年代値は経過時間に応じて増加していく。したがって、地表の岩石から得られた年代は、閉鎖深度から地表への移動に要した時間に相当する（より詳細な説明は、末岡ほか, 2015；末岡・田上, 2019 参照）。熱年代法が侵食の評価に使用されたのは、1970 年代のヨーロッパアルプスの事例（Wagner et al., 1977）に端を発しており、以降、世界各地の造山帯や安定陸塊などに適用されてきた（Herman et al., 2013）。日本列島においては、比較的山地の規模が小さく、隆起の開始時期が若いことから、現在のテクトニクスを反映した侵食量の推定は相対的に困難であったが、近年の特に低温領域における熱年代法の発展により、中部山岳地域（Yamada and Tagami, 2008; Sueoka et al., 2012, 2017a）や東北日本弧（Sueoka et al., 2017b; Fukuda et al., 2019, 2020）などで研究事例が増えつつある（末岡ほか, 2015; Sueoka et al., 2016; 福田ほか, 2021）。一方で、百万年オーダーの侵食量の推定が可能な地域は平均標高約 1,000 m 以上などの条件を満たす地域に限られることや（末岡ほか, 2015）、飛騨山脈のような複雑な熱史・熱構造を持つ地域では冷却年代から侵食量への換算が困難である（Yamada and Harayama, 1999）などの問題点があり、手法の適用性の拡充が望まれる。

本事業では、主に四種類の検討を行った。侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス（Optically stimulated luminescence：以下、「OSL」という）熱年代法の適用性の検討では、10 万年スケールの侵食史の推定が可能な OSL 熱年代法を大深度ボーリングに適用することで、侵食速度が遅い地域に対する本手法の適用可能性を検討した。角閃石の地質温度圧力計とウラン－鉛（U–Pb）年代測定法を用いた侵食評価手法の検討では、地熱地域など、熱史や熱構造が複雑で熱年代による侵食史の評価が困難な地域に適用可能な手法として、花崗岩の固結深度と固結年代に基づいた侵食史の復元手法を試みた。岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵食史の検討では、ジルコンのチタン温度計と U–Pb 年代測定法を組み合わせて、高温領域における熱史・侵食史の評価手法の高度化を検討した。熱年代法・宇宙線生成核種法・河川縦断形の数値地形解析を組み合わせた隆起・侵食速度の評価手法の検討では、河川縦断形解析を用いた隆起速度評価手法の高度化と、それに向けた侵食パラメータの較正を目的とした熱年代法及び宇宙線生成核種法による侵食速度評価を実施した。これらにより、

より多様な地形、地質、テクトニクス条件に対して、隆起・侵食速度を評価するための手法の高度化を試みた。

5.1.2 侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス（OSL）熱年代法の適用性の検討

(1) アプローチ

近年、OSL 年代測定法の応用手法として、超低温領域の熱史を推定する OSL 熱年代法が提唱されている（Herman et al., 2010; King et al., 2016; Herman and King, 2018）。手法の詳細な原理については、平成 31 年度の報告書（原子力機構・電中研, 2020）を参照されたい。この手法は、フィッション・トラック（FT）法や(U–Th)/He 法といった既存の熱年代法では測定が困難な、過去数十万年の低温領域（30~100℃）の熱史の推定を得意とするため（Herman et al., 2010; Herman and King, 2018; Ault et al., 2019）、一般的な地温構造を仮定すると、深度数百 m 以浅における侵食史の評価が期待できる。しかしながら、ルミネッセンス信号は数万年から数十万年で飽和するため、OSL 熱年代法による侵食速度の定量化は、露頭試料においては侵食速度の速い地域に制限される。先行研究のほとんども、東ヒマラヤや南アルプス（ニュージーランド）、飛騨山脈といった侵食速度が数 mm/yr を超える地域で行われている（Herman and King, 2018）。一方、Gurlnik et al.（2015）は過去約 2500 万年間熱的に安定している地域で掘削された大深度ボーリングコア（ドイツ；KTB borehole；Hirshmann et al., 1997）に長石の OSL 熱年代法を適用し、深度 1.1~2.3 km（40~75℃）のボーリング孔温度と OSL シグナルから復元した地温構造が調和的であることを報告した。これにより、OSL 熱年代法は侵食速度の遅い地域の地殻浅部の熱構造を復元できる可能性が示された。

本事業では、隆起・侵食速度の評価技術の高度化に資するため、深度数百 m 以浅における 10 万年スケールの熱史の評価を可能とする大深度ボーリングコアを用いた OSL 熱年代法の技術開発を進めている。平成 31 年度までは侵食速度が比較的遅い岐阜県東農地域（0.1 mm/yr 以下）に対する長石の multi-OSL 熱年代法（Li and Li, 2012; King et al., 2016）の適用性を検討した。令和 2 年度からは侵食速度が中程度の兵庫県の六甲山地（0.5 mm/yr 程度）の事例研究に着手した。六甲山地のボーリングコア 3 試料について予察的な検討を行った結果、少なくとも過去約 10 万年間は熱的に安定していることが推測された。令和 3 年度は、六甲山地のボーリングコアの追加測定をするとともに、熱史モデリングの再検討及び新たな熱史解析法の適用を行い、六甲山地に対する長石の multi-OSL 熱年代法の適用性の確認（信頼性の補強）を行った。

(2) 測定試料

六甲山地は、大阪層群の海成粘土層 Ma-1 の堆積（約 1 Ma）以降に少なくとも 500 m の隆起（隆起速度：0.5 mm/yr 以上）を起こしたことが知られている（藤田, 1983）。末岡ほか（2010）は、アパタイト FT のピーク年代値（約 20~30 Ma）から現在までの平均侵食速度を約 0.04~0.10 mm/yr と推定した。一方、松四ほか（2014）は、石英中の宇宙線生成核種（^{10}Be）濃度から、六甲山地の計 7 流域を対象として、10^3 年スケールの侵食速度を 0.37~0.81 mm/yr と算出した。両者の不一致の原因として、六甲山地の侵食速度が、1 Ma 以降の地殻変動の活性化（六甲変動；藤田, 1983）によって増加した可能性が挙げられている（松四ほか, 2014）。これらの先行研究の結果を参考にすると、六甲山地の 10^4~10^5 年スケールの侵食速度は、0.5 mm/yr 程度に達する可能性がある。

六甲山地の OSL 熱年代用分析試料として、防災科学技術研究所所有の「甲山」ボーリングコア（以下、甲山コア）を用いた。甲山コアは、兵庫県西宮市甲山森林公園内で掘削され、最大掘削

深度は 1,313.2 m に達する（山田ほか, 2012）。甲山コアの詳細については、昨年度の報告書（原子力機構・電中研, 2021）を参照されたい。甲山コアのうち、風化や断層破砕帯の著しい部分や、ノンコアリング掘削部分をさけ、408 m（KBT-1）、642 m（KBT-2）、818 m（KBT-3）、1,048 m（KBT-4）の計 4 地点の試料を採取した。各試料採取地点のボーリング孔内温度は 23、28、33、38℃であった（Matsuda et al., 2008）。これらの温度に基づいた地温勾配は 23.9℃/km、表層温度は 13.1℃である。昨年度までに KBT-1、KBT-2、KBT-4 の OSL 測定を終えていたが、今年度は追加で KBT-3 の OSL 測定を行った。

(3) 実験条件

OSL 熱年代解析のために、試料からのカリ長石の抽出、年間線量率の算出、OSL 測定を行った。カリ長石の抽出と年間線量の算出については、昨年度の報告書（原子力機構・電中研, 2021）を参照されたい。OSL 測定には、東濃地科学センターの Risø-TL/OSL-DA-20（Bøtter-Jensen et al., 2010）を用いた。この装置には、放射線源として β 線源（^{90}Sr/^{90}Y；1.48GBq；~0.1 Gy/s）、励起光源として赤外線発光ダイオード（870 nm；145 mW/cm^2）が装着されている。試料から抽出したカリ長石を直径 9.7 mm のステンレス皿の中心部分（直径約 2 mm）に載せて、OSL 測定を行った。測定温度は 50、100、150 及び 225℃に設定した。以下、測定温度 T（℃）の赤外光ルミネッセンス（infrared luminescence）を IR_T と表記する。50～150℃の測定は大気雰囲気下で、225℃の測定は窒素雰囲気下で行った。加熱率は 5℃/s に設定した。発光の検出には光電子増倍管（EMI9235QA）を用いた。OSL の検出波長は、Schott BG3 と Schott BG39 のフィルターを用いることで青～紫色に制限した。

(4) OSL 熱年代解析

OSL 測定では、放射線反応曲線測定、等温減衰測定及びフェーディング測定を行い、電子のトラップ速度、熱的脱トラップ速度及び非熱的脱トラップ速度に関するカイネティックパラメーターを求めた。このカイネティックパラメーターと OSL 熱年代式（原子力機構・電中研, 2020）から、1) フェーディング補正年代の算出、2) 逆モデリングによる熱史の推定、3) 環境温度の復元を行った。1)、3)は今年度から新たに追加した熱史解析法であり、2)は昨年度のモデリング条件を基に再検討した。

1) フェーディング補正年代の算出

甲山コアのアパタイト FT 年代は 42.8~51.0 Ma（末岡ほか, 2010）であり、地温による OSL の減衰を考慮しなければ、甲山コア試料の OSL 年代は飽和していると考えられる。そこで、環境温度による OSL 減衰の影響を調べるために、フェーディングのみを補正した OSL 年代（見かけの年代）を算出した。

2) 逆モデリングによる熱史の推定

逆モデリングによる熱史の推定（King et al., 2016）を試みた。推定手順としては、まず熱履歴を無作為に発生させ、OSL 測定で求めたカイネティックパラメーターと OSL 熱年代式を基に、それぞれの熱履歴に対応するトラップ電子（OSL シグナル）の成長曲線とその蓄積トラップ電子量を算定した。この中から試料の実測値と一致する蓄積トラップ電子量の成長曲線のみを抽出することで、熱履歴の分布範囲を制約し、熱史の復元及び信頼性の評価を行った。モデリングの条件として、熱履歴の終点の温度は、掘削深度における孔内温度とした（Matsuda et al., 2008）。昨年度は、始点の年代と温度を King et al. (2016)に倣い 0.5 Ma と 150℃に設定したが、今年度

は六甲地域のアパタイト FT 年代（末岡ほか, 2010）を考慮し、5.0 Ma と 60℃とした。60℃はアパタイト FT 法の partial annealing 温度の下限に相当しており、この設定は、5.0 Ma 以降、アパタイト FT 年代を若返らせるような被熱は受けていないことを意味する。

3) 環境温度の復元

OSL 熱年代法で侵食速度を定量化するためには、不飽和状態の OSL シグナルが必要である。そのため、侵食速度の定量化は試料が閉鎖温度（数十℃）より冷却されてから数十万年以内に地表に到達するような侵食速度の速い地域（数 mm/yr 以上）に制限される。六甲山地の推定侵食速度は 0.5 mm/yr 程度と OSL 熱年代法による定量化の制限（数 mm/yr 以上）を大きく下回り、OSL 熱年代法の解像度においては等温環境の領域に含まれてしまう可能性が高い。そこで、熱史モデリングによる冷却・侵食史の推定とは別に、等温環境を仮定した環境温度の復元を試みた（Guralnik et al., 2015）。復元手順としては、まず 0~100℃（0.2℃間隔）で過去 100 万年間等温環境であることを仮定し、OSL 測定で求めたカイネティックパラメーターと OSL 熱年代式を基に、それぞれの設定温度に対応するトラップ電子（OSL シグナル）の成長曲線とその蓄積トラップ電子量を算定した。この中から試料の実測値に最も近い蓄積トラップ電子量の設定温度を過去の環境温度とした。一般的に、地温構造は山の隆起によって変化するが（Sueoka et al., 2017 とその引用文献を参照されたい）、六甲山地は最大標高が 1000 m 未満と小規模であり、また本格的な隆起の開始が約 100 万年前と比較的最近であることから、六甲山地の隆起が地温構造に与える影響は無視できるほど小さく、過去 100 万年の等温状態の仮定は成り立つと考えられる。

(5) OSL 熱年代解析の結果と考察

1) フェーディング補正年代の算出

フェーディングを補正した OSL 年代の結果を図 5.1.2-1a に示す。浅部の 2 試料の IR_{50} シグナルは OSL 年代が飽和していた。IR_{50} と IR_{100} シグナルは深度とともに OSL 年代が減少する傾向にあるが、IR_{150} と IR_{225} シグナルにその傾向はなかった。IR_{50} と IR_{100} シグナルの OSL 年代の減少傾向は、IR シグナルの保持率が遷移的に変化する温度区間である部分安定領域（partial retention zone; Guralnik et al., 2015）を示している可能性がある。IR_{150} と IR_{225} シグナルに減少傾向が確認できないのは、低温度の IR シグナルよりも閉鎖温度が高く、熱による OSL 減衰の影響が比較的小さいためと考えられる。

2) 逆モデリングによる熱史の推定

逆モデリングを用いた OSL 熱年代法による熱史の推定結果を図 5.1.2-2 に示す。図の色相は、熱履歴の確率密度（probability density function; PDF）を表し、暖色系ほど高確率を表す。赤線はその時間における熱履歴の分布の中央値、緑線が±60%信頼区間、黒線が±90%信頼区間の範囲を示す。時間ごとの熱履歴の分布の中央値（赤線）、もしくはその周辺を通り、かつ熱履歴の確率密度分布の高い部分（色相が暖色系の部分）が信頼性の高い熱史を表す。

OSL シグナルの飽和線量から推定した OSL 熱年代法の適用上限である過去約 10 万年について着目すると、全ての結果で暖色系の確率密度が現在の温度付近に分布し、熱履歴の中央値も暖色系の確率密度分布と一致した。これらの結果より、OSL 熱年代法の解像度においては、六甲山地は過去約 10 万年間熱的に安定しており、大きな侵食（数 mm/yr 以上）を経験していないことが推測される。これは、六甲山地の 10^4~10^5 年スケールの推定侵食速度（0.5 mm/yr 程度）と調和的な結果である。

3) 環境温度の復元

復元した環境温度は、IR_{100} シグナルが最も現在温度に近い値を示した（図 5.1.2-1b）。IR_{50} シグナルについては、浅部の 2 試料はシグナルが飽和しているため、現在温度を大きく下回る結果となった。飽和していない深部の 2 試料については、現在温度を下回るが、浅部 2 試料より比較的近い値であった。IR_{150} と IR_{225} シグナルの復元温度は現在温度よりも高かった。IR シグナルの測定温度によって復元温度は異なったが、いずれの IR シグナルについても、現在温度（孔内温度）とともに復元温度が増加する傾向にあった。

次に、復元温度を深度に対してプロットし、地温勾配の復元を行った（図 5.1.2-1c）。IR_{50} は浅部 2 試料のシグナルが飽和しているため、地温勾配の復元は行わなかった。IR_{100}、IR_{150}、IR_{225} シグナルの地温勾配は 27.2、24.9、23.6℃/km、表層温度は 17.9、32.0、34.7℃であった。地温勾配は全てのシグナルで、現在の地温勾配（23.9℃/km）と良い一致を示した。IR_{100} シグナルの復元表層温度は現在の表層温度（13.1℃）と近い値を示した。しかし IR_{150} と IR_{225} シグナルについては、復元表層温度は現在表層温度よりも高い値を示した。

これらの結果より、IR シグナルの測定温度によって復元温度は様々であったが、復元地温勾配については、IR_{50} シグナルを除く全ての IR シグナルで現在の地温勾配と良い一致を示した。これらより、復元温度は過小・過大評価されるものの、温度によるルミネッセンス減衰傾向は正しく反映されることが確認できた。また、過去から現在まで地温勾配が変化していないことから、六甲山地は過去約 10 万年間（OSL シグナルの飽和線量より算出した OSL 熱年代法の適用上限）熱的に安定しており、数 mm/yr を超えるような侵食は起きていないと推測される。これは、六甲山地の 10^4~10^5 年スケールの推定侵食速度（0.5 mm/yr 程度）と調和的な結果である。

IR シグナルの測定温度によって復元温度が過小・過大評価される原因としては、IR シグナルの測定温度によって、①測定データの精度・確度が異なる、もしくは、②測定データから導出したカイネティックパラメーターの確度が異なることが考えられる。②に関しては、導出に用いた物理式や測定データの選定条件等の複数の要因が考えられる。本研究開発のデータでは原因の特定は困難なのでこれ以上の議論は行わないが、カイネティックパラメーターの確度は検証すべき重要な課題である。現状、本研究開発のように複数の IR シグナル（multi-OSL 熱年代法）や複数の試料でのクロスチェックを必要とするが、将来的にはデータの蓄積から原因を特定し、問題点を解決することで最適なカイネティックパラメーターの導出方法を確立することが望まれる。

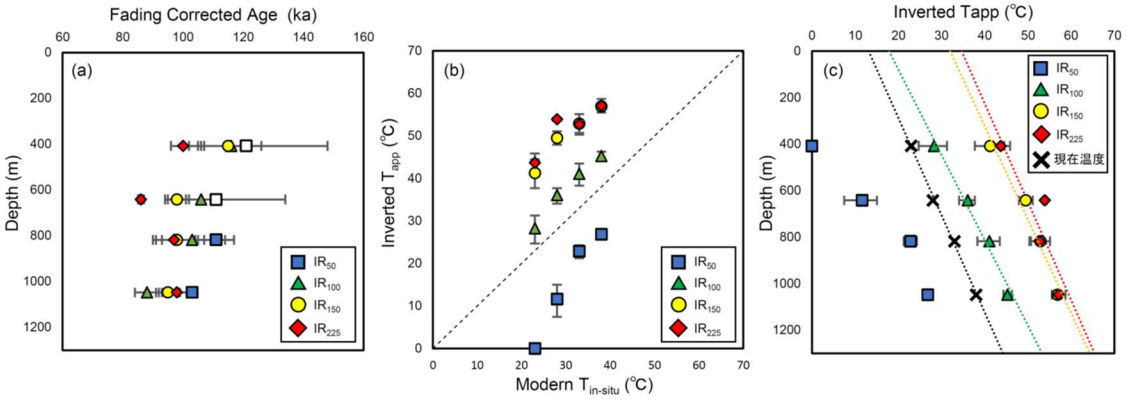


図 5.1.2-1　OSL 年代と環境温度の復元結果

(a) 深度に対するフェーディング補正年代。白抜きは OSL 年代が飽和に達しているため、年代の最小値を示す。(b) 現在の環境温度と復元した環境温度。点線は 1:1 を示す。(c) 深度に対する現在温度と復元温度。点線の傾きは地温勾配を示す。

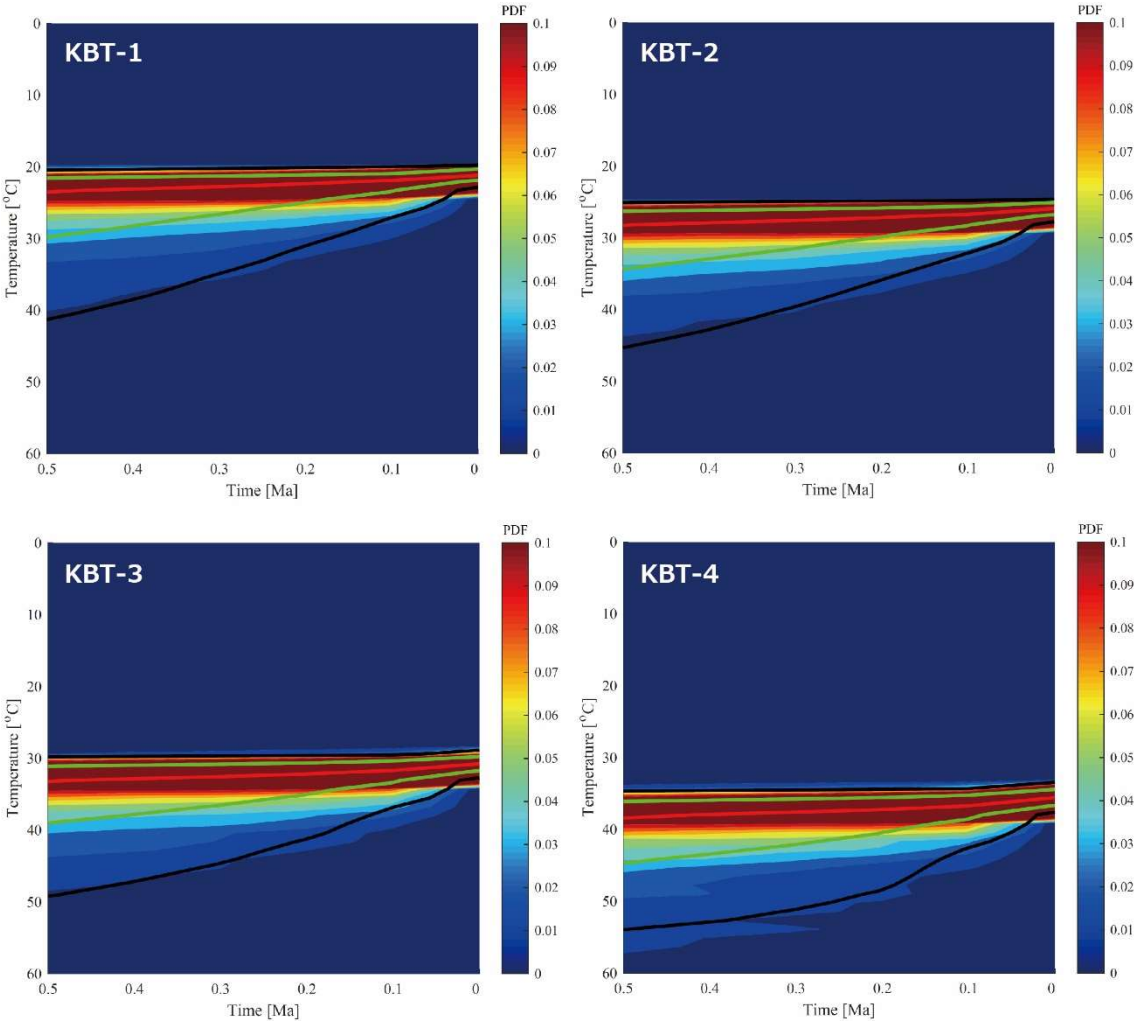


図 5.1.2-2　逆解析手法を用いた OSL 熱年代法による熱史解析

図の色相は、熱履歴の確率密度を表し、暖色系ほど高確率を示す。赤線はその時間における熱履歴の分布の中央値、緑線が±60%信頼区間、黒線が±90%信頼区間の範囲を示す。

(6) まとめ

本研究では、甲山（六甲山地）で掘削された大深度ボーリングコアに対して、OSL 熱年代法を適用した。逆モデリングによる熱史の復元は、昨年度のモデリング条件を基に再検討を行った。また、六甲山地の推定侵食速度は 0.5 mm/yr 程度と OSL 熱年代法による定量化の制限（数 mm/yr 以上）を大きく下回るため、逆モデリングによる冷却・侵食史の推定とは別に、過去の環境温度の復元も試みた。両方の解析から、六甲山地は過去約 10 万年間熱的に安定しており、数 mm/yr を超えるような大きな侵食を経験していないと推測され、六甲山地の推定侵食速度と調和的な結果となった。これらより、OSL 熱年代法は侵食速度が中程度（0.5 mm/yr 程度）の地域に対しても適用できる可能性が示されたが、OSL 熱年代法による侵食速度の定量化の制限を下回るような侵食速度が遅い地域では、逆モデリング熱史解析と環境温度復元の両手法を用いて統合的に冷却・侵食史を評価することが重要と考えられる。今後の課題は OSL 熱年代法の適用可能性のより詳細な評価及び最適なカイネティックパラメーターの導出方法の確立による OSL 熱年代法の精度・確度の向上であり、そのために様々な地形・地質・テクトニクス条件の地域を対象に OSL 熱年代法の研究事例の蓄積を進める必要がある。

5.1.3 角閃石の地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた侵食評価手法の検討

花崗岩類に含まれる角閃石の組成を用いた地質温度圧力計を利用して花崗岩体の固結深度を決定すると同時に、岩体固結時の絶対年代を、ジルコンの U-Pb 年代測定によって決定する。これを研究対象地域（飛騨山脈黒部地域、谷川岳地域）で複数の岩体内の異なる地理的位置の試料について行うことで、侵食量の上限を制約する。条件がそろえば研究対象地域の侵食史を推定できる。

(1) 飛騨山脈黒部地域の検討事例

1) 研究手法

研究手法については、原子力機構・電中研（2021）や Kawakami et al. (2021)に詳述されているため、ここでは簡単に述べる。

本研究で花崗岩類の固結深度推定に用いる地質温度圧力計は、Al-in-Hbl 圧力計（Mutch et al., 2016）と角閃石–斜長石温度計（Holland and Blundy, 1994）である。研究試料中に Al-in-Hbl 圧力計の適用に必要な相、すなわち角閃石、黒雲母、斜長石、カリ長石、石英、チタン石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱のうち 2 相、メルト、H_2O 流体が共存したことを岩石組織解析から確認したうえで、これらの相と平衡共存した角閃石部分の組成を分析・決定する。その組成を用いて Al-in-Hbl 圧力計により固結圧力を計算する。次に、当該角閃石部分と平衡な斜長石部分を岩石組織学的に決定し、これらの組成ペアに角閃石–斜長石温度計を適用し、Al-in-Hbl 圧力計の結果と連立して、花崗岩類の固結温度圧力条件を求める。こうして求めた固結温度圧力条件が誤差の範囲内でハプロ花崗岩の含水ソリダス上にのることを確認できれば、この条件を花崗岩類の固結温度圧力推定値として採用する。

こうして決定した花崗岩類の固結圧力を、静岩圧を仮定して固結深度に変換し、ジルコンの U-Pb 年代測定によって決定した固結年代と組み合わせることで、平均削剥速度を推定する。

2) 研究試料

本研究では、飛騨山脈黒部地域の、黒部川花崗岩体を含む花崗岩類分布地域 8 地点から採取済みの岩石試料 KRG19-00、KRG19-A01、KRG19-A02、KRG19-A04、KRG19-A06、KRG19-B04、KRG19-B08b、KRG19-B11、KRG19-AB02 MME（図 5.1.3-1）を用いて、固結温度・圧力推定を行った。

図 5.1.3-1　分析試料の位置図

（a）地質図を示した地域の地図。20 万分の 1 シームレス地質図 V2 より引用。（b）岩石試料採取地点と周辺地域の地質図。KRG19-00、KRG19-A01、KRG19-A02、KRG19-A04、KRG19-A06、KRG19-B04、KRG19-B08b、KRG19-B11、KRG19-AB02 が本研究で用いた試料の採取地点である。地質図とその凡例は 20 万分の 1 シームレス地質図 V2 に加筆して使用。

3) 分析方法

本研究で用いた鉱物化学組成の分析には、京都大学設置の波長分散型電子線マイクロアナライザーJEOL JXA-8105 を用いた。定量分析は、ダイヤモンド研磨した岩石薄片試料を炭素蒸着後、加速電圧 15.0 kV、電流値 10 nA、ビーム径 3 μm の条件で行った。ピークとバックグラウンドの計測時間は、F についてはそれぞれ 60 秒と 30 秒、Cl については 30 秒と 15 秒、他の元素については 10 秒と 5 秒とした。標準試料には Astimex 社製 MINM25-53 及びその他の天然及び合成鉱物を用い、濃度計算にあたっては ZAF 補正を適用した。また、同機器による X 線元素マッピングは、加速電圧 15.0 kV、ビーム径 2-4 μm、電流値 300 nA、一点当たりの電子線照射時間 10 msec、あるいは電流値 70 nA、一点当たりの電子線照射時間 20 msec で行った。角閃石の Fe^{3+} の見積もりやフォーミュラ計算は Holland and Blundy (1994) に従った。

4) 地質温度・圧力計の適用

岩石記載（付録 1）の結果、Al-in-Hbl 地質圧力計（Mutch et al., 2016）と角閃石-斜長石温度計（Holland and Blundy, 1994）を適用するのに必要な鉱物組合せと、適切な角閃石-斜長石の組成ペアが確認できた 8 試料（KRG19-B04 以外）について、これらの地質温度・圧力計を適用して試料の固結温度圧力条件を見積もった。温度計の誤差は±75℃、圧力計の誤差は±16%である。ハプロ花崗岩の含水ソリダスと誤差の範囲内で交わる点を有意な固結圧力推定値であると判定した。各試料の測定結果の詳細は付録 1 を参照されたい。

5) U-Pb ジルコン年代測定

ジルコン U-Pb 年代測定は、東濃地科学センターの LA-ICP-MS で実施した。測定結果を表 5.1.3-1 に示す。2 Ma よりも若い試料に対しては U-Th 非平衡計算を行った。年代測定の方法の詳細については Kawakami et al. (2021)を参照されたい。

表 5.1.3-1　ジルコン U-Pb 年代測定の結果及び固結圧力・平均削剥速度の推定値のまとめ

	KRG19 series	東経(°)	北緯(°)	U-Pbジルコン年代 (Ma)	95%信頼区間 (Ma)	文献	固結圧力 (kbar)下限		固結圧力 (kbar)上限		文献	削剥速度* 下限値 (mm/yr)		削剥速度* 上限値 (mm/yr)		備考
					±			±		±			±		±	
1	KRG19-AB02 MME	137.7912	36.60451	2.02	0.065	JAEA+2021	1.4	0.2	2.1	0.3		2.6	0.4	3.9	0.6	
2	KRG19-00	137.7726	36.68987	64.7	2.4	JAEA+2021	2.9	0.5	4.8	0.8		0.2	0.0	0.3	0.0	
3	KRG19-A01	137.7474	36.67915	5.13	0.21	JAEA+2021	1.3	0.2	2.3	0.4		1.0	0.1	1.7	0.3	
4	KRG19-A02	137.7151	36.68002	1.124	0.048	JAEA+2021	1.9	0.3	3.0	0.5		6.4	1.0	10.1	1.7	
5	KRG19-A03 granite	137.684	36.68606	0.831	0.055	JAEA+2021	1.6	0.3	2.3	0.4	JAEA+2021	7.3	1.4	10.5	1.8	
6	KRG19-A03 MME	137.684	36.68606	0.755	0.045		1.8	0.3	2.6	0.4	JAEA+2021	9.0	1.5	13.0	2.0	
7	KRG19-A04 MME	137.6836	36.69047	0.761	0.036		1.5	0.2	2.9	0.5		7.4	1.0	14.4	2.5	
8	KRG19-A06	137.6685	36.69583	187.6	3.2		1.9	0.3	2.8	0.4		0.0	0.0	0.1	0.0	参考値
9	KRG19-B04	137.686	36.64301	0.733	0.047											固結圧力決定不可
10	KRG19-B08b granite	137.6924	36.64075	0.735	0.042		1.3	0.2	1.8	0.3		6.7	1.0	9.3	1.5	
11	KRG19-B08b mafic	137.6924	36.64075	0.672	0.033		1.6	0.2	2.1	0.3	JAEA+2021	9.0	1.1	11.8	1.7	
12	KRG19-B11	137.6799	36.65451	4.964	0.093		1.4	0.2	1.9	0.3		1.1	0.2	1.4	0.2	

*密度2.7kg/m^3とした時の値

6) 黒部地域の削剥速度に関する考察

本研究で決定できた、花崗岩試料固結以降の平均削剥速度を表 5.1.3-1 にまとめた。平均削剥速度は岩石の密度を 2.7 kg/m^3 として算出した。この結果によると、1.1Ma 頃を境にして、平均削剥速度の急激な変化がみられる。1.1Ma より若い岩体における顕著な平均削剥速度の地域差は、現在のところ見受けられない。東西方向の平均削剥速度の地域差の有無の検証には、追加試料の採取と本研究と同様の解析が必要である。

(2) 谷川地域の検討事例

本アプローチの適用性の更なる検討のため、黒部地域に加えて、令和 3 年度からは新たに谷川岳地域における事例研究に着手した。谷川岳地域は東北日本弧の南西端に位置し（図 5.1.3-2）、火山フロントより背弧側に分布している。本地域に露出する花崗岩類では、K-Ar 法や FT 法などによる冷却年代が、鮮新世の若い値を示すことが報告されている（例えば、川野ほか, 1992; 大平・本多, 1999; 佐藤, 2016）。しかし、本地域では、ジルコン U-Pb 年代が報告されていないため、花崗岩類の形成年代が実際に若いかどうかは不確実である。また、これらの花崗岩体の周辺には複数の第四紀火山が分布しており、熱年代法のみでは、侵食史の復元には大きな不確実性を伴うことが予想される。以上を踏まえて、令和 3 年度は、京都大学の提供試料を用いて、代表的な地点でジルコン U-Pb 年代を取得し、本地域の花崗岩類について信頼性の高い形成年代を推定した。また、予察的な検討として、アパタイト及びジルコンの(U-Th)/He 熱年代に基づき、冷却・侵食史の推定を試みた。

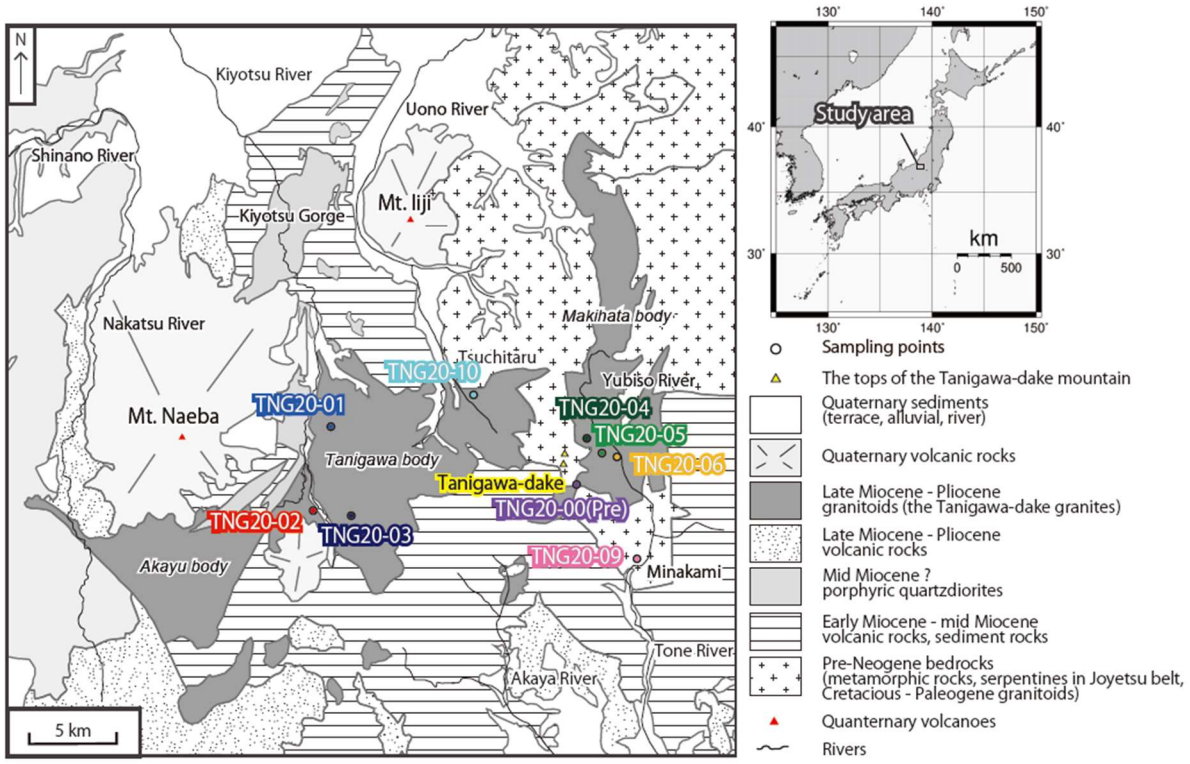


図 5.1.3-2　谷川岳地域の地質図及び試料位置図
佐藤ほか (2016)、Minami et al. (2021)を改変。

1) ジルコン U-Pb 年代測定

ジルコン U-Pb 年代測定は、東濃地科学センターの LA-ICP-MS（Photon Machines Analyte G2 及び Thermo Fisher Scientific, Neptune-Plus）で実施した。測定結果を表 5.1.3-2 に示す。コンコーディア年代は、赤湯岩体で 6.03±0.34 Ma、谷川岩体で 5.47±0.27～3.18±0.13 Ma、巻機岩体で 4.08±0.15～3.95±0.11 Ma、水上岩体で 109.4±2.2 Ma となった（誤差はすべて±2σ）。測定はジルコン結晶のリム部分を対象に行われていることから、これらの年代値は各岩体の形成年代を表すと考えられる。すなわち、谷川岳地域の花崗岩類のうち赤湯・谷川・巻機の三岩体は、中新世末～鮮新世に形成された若い岩体であることが確認できた。なお、TNG20-01 は地質図上では谷川岩体に属するが（図 5.1.3-2）、以下ではジルコン U-Pb 年代に基づいて、赤湯岩体に対比できると考えられる。この場合、各岩体の形成年代は、赤湯岩体が 6.03±0.34～5.47±0.27 Ma、谷川岩体が 3.32±0.15～3.18±0.13 Ma、巻機岩体が 4.08±0.15～3.95±0.11 Ma と推定される。これらの形成年代は、岩体間では誤差 2σ で有意に異なるため、本地域では中新世末～鮮新世の間に少なくとも 3 回の花崗岩形成イベントが存在したことになる。

表 5.1.3-2　谷川岳地域のジルコン U-Pb 年代測定結果

Body name	Sample	Lithology	Zircon U-Pb Concordia age ± 2 sigma (Ma)	Number of grains	secondary standard
Akayu	TNG20-02	Granodiorite	6.03 ± 0.34	29	OD-3-F
Tanigawa	TNG20-01	Granodiorite	5.47 ± 0.27	20	OD-3-C, -E
	TNG20-03	Granodiorite	3.18 ± 0.13	29	OD-3-A, -C
	TNG20-10	Granodiorite	3.32 ± 0.15	20	OD-3-B
Makihata	TNG20-04-a	Granodiorite	4.08 ± 0.15	20	OD-3-D, -E
	TNG20-05	Porphyritic granites	3.95 ± 0.11	30	OD-3-A, -C
	TNG20-06	Granodiorite	4.00 ± 0.11	28	OD-3-D, -F
Minakami	TNG20-09	Quartzdiorite	109.4 ± 2.2	29	OD-3-B, -D
Seceondary standard	OD-3-A		33.4 ± 2.8	4	
	OD-3-B		33.1 ± 1.8	6	
	OD-3-C		32.9 ± 2.1	3	
	OD-3-D		32.0 ± 2.0	3	
	OD-3-E		33.7 ± 1.9	5	
	OD-3-F		33.1 ± 1.9	5	

二次標準試料として OD-3 ジルコン（33.0±0.1 Ma; Iwano et al., 2013）を測定することで分析の信頼性を確認した。TNG20-01 は地質図上では谷川岩体に属するが、ジルコン U-Pb 年代に基づくと赤湯岩体に対比される可能性がある。

2) (U-Th)/He 年代測定

(U-Th)/He 年代測定は、メルボルン大学で実施した。ジルコンとアパタイトの(U-Th)/He 年代測定結果を、図 5.1.3-3 と図 5.1.3-4 にそれぞれ示す。ジルコンの年代は 30.4±1.8 Ma～1.4±0.2 Ma、アパタイトの年代は 3.3±0.5～1.2±0.3 Ma となり、水上岩体のジルコン年代を除くと、すべて鮮新世～第四紀の若い冷却年代を示した。測定粒子の放射線損傷（eU）は概して低いことから、ジルコンとアパタイトの(U-Th)/He 法の閉鎖温度をそれぞれ 160～200℃（Guenthner et al., 2013, Guenthner, 2020）と 55～80℃（Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009）と仮定できる。これらの情報に基づくと、図 5.1.3-5 のような冷却史が復元できる。すなわち、TNG20-01、-04、-05 では、160～200℃から 55～80℃にかけて急冷され、その後は徐冷に転じる。一方で、TNG-06 と-10 は、160～200℃から地表温度付近まで、比較的一定の速度で冷却される。巻機岩体の 3 試料では、いずれのパターンもみられるため、単なる岩体間の違いではないと判断される。また、試料の空間的分布に応じた傾向も明瞭ではなく、冷却史と地形発達・地質構造等との関係を踏まえた侵食史の検討が必要となる。ただし注意点として、このような岩体間・地点間の冷却史の違いの原因については、貫入深度の違いや二次的加熱（他の岩体貫入時の熱影響、周辺の第四紀火山の活動など）の影響も考えられ、単純に侵食史の違いを反映しているとは限らない。また、冷却年代と岩体形成年代との差が小さいことから、貫入深度や地温構造によっては、岩体貫入直後の初期冷却と並行して、侵食による冷却が進行した時期が含まれている可能性にも注意が必要である。

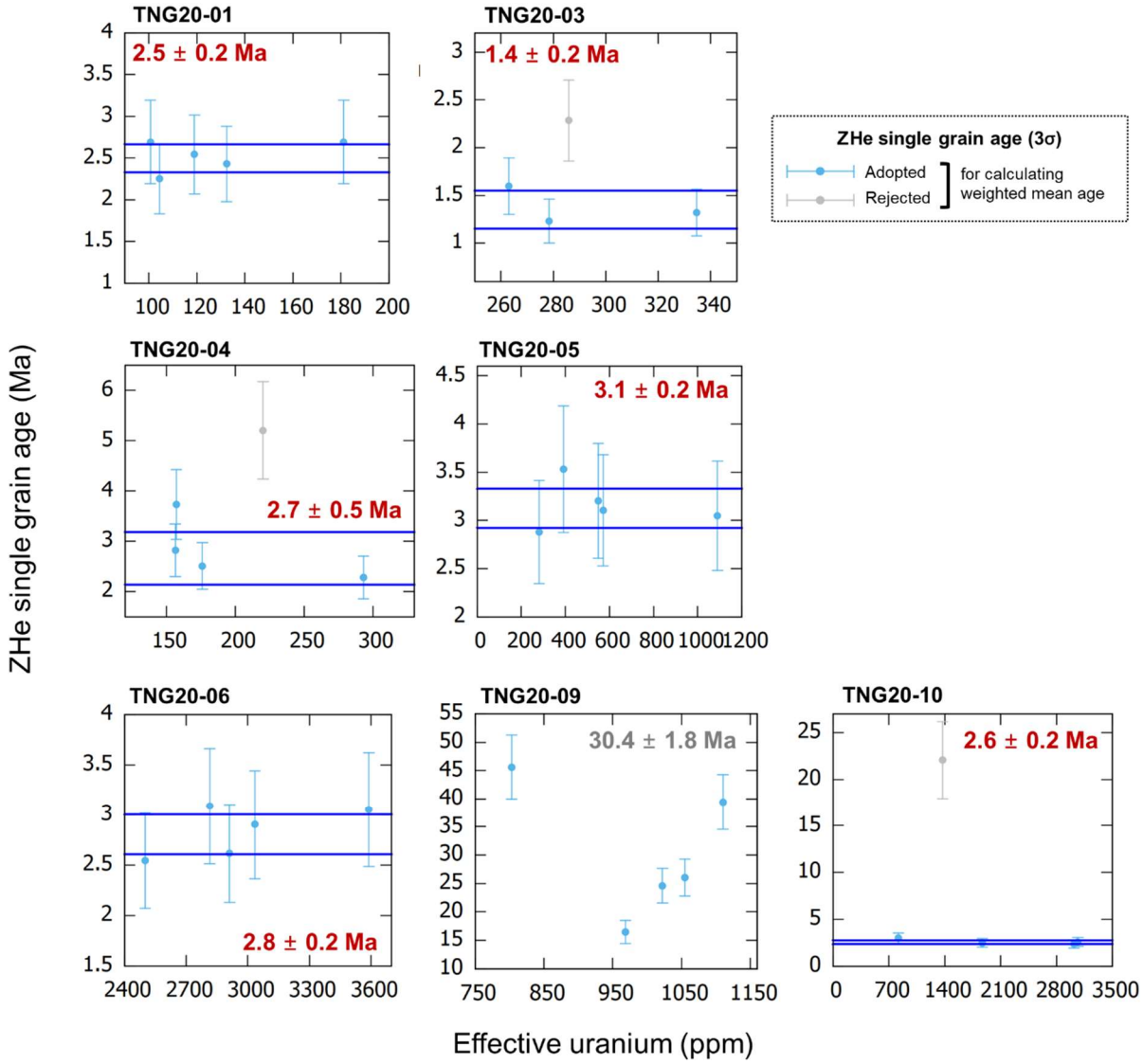


図 5.1.3-3　ジルコン(U-Th)/He 年代測定結果

Effective uranium (eU)は、結晶中の放射線損傷の代替指標で、eU = U + 0.235×Th で計算される（Shuster et al., 2006）。赤字の数値と図中の青線の範囲は、加重平均年代（±95%CI）を表す。加重平均年代の計算には、加重平均値（±95%CI）と年代値（±3σ）が重なる粒子（水色のデータ）のみを用いた。粒子年代のばらつきが大きい TNG20-09 については、加重平均年代を計算せず、参考値として全粒子の幾何平均年代（±1σ）を計算した（灰色の数値）。

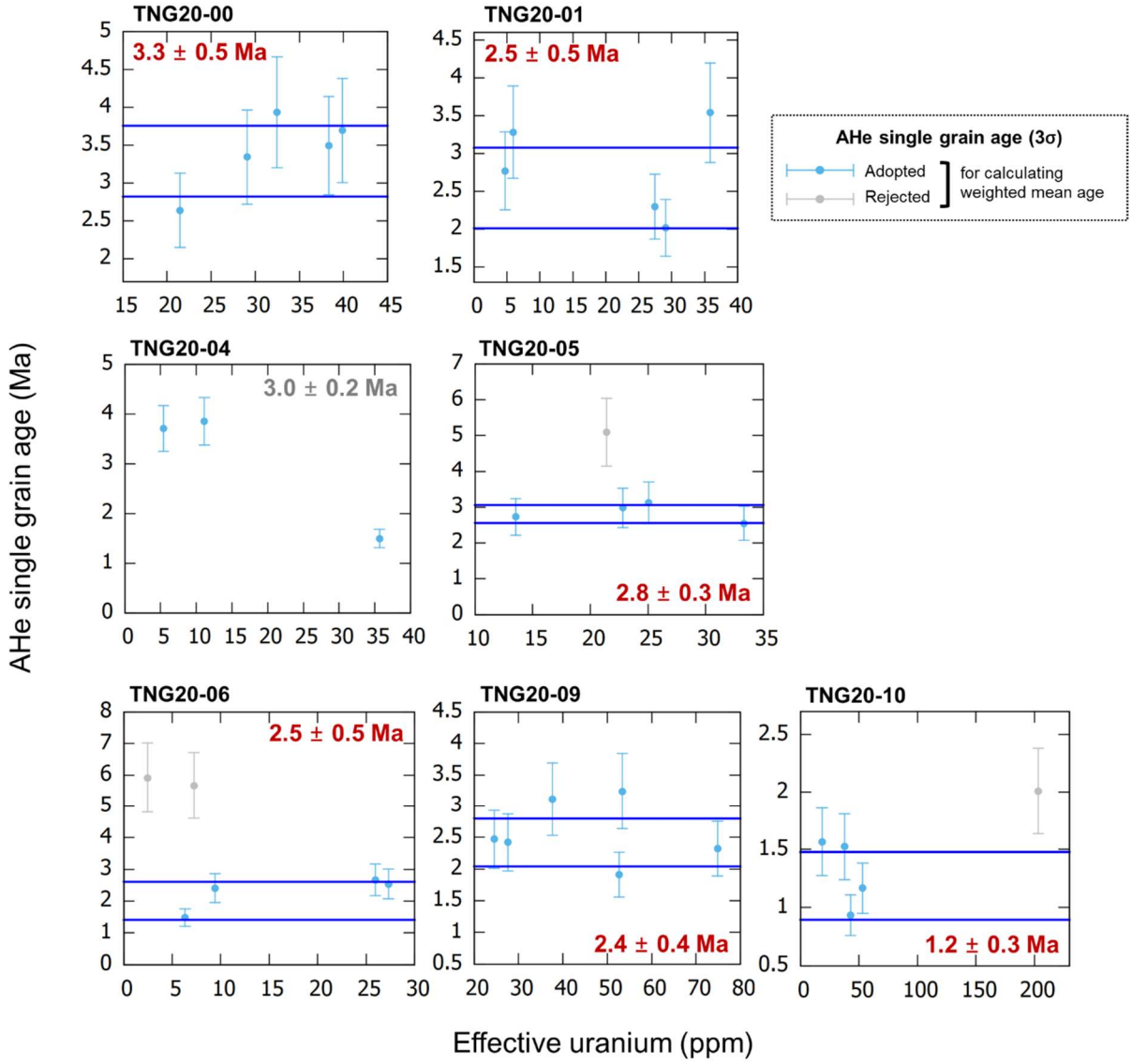


図 5.1.3-4　アパタイト(U-Th)/He 年代測定結果

Effective uranium (eU)は、結晶中の放射線損傷の代替指標で、eU = U + 0.235×Th で計算される（Shuster et al., 2006）。赤字の数値と図中の青線の範囲は、加重平均年代（±95%CI）を表す。加重平均年代の計算には、加重平均値（±95%CI）と年代値（±3σ）が重なる粒子（水色のデータ）のみを用いた。粒子年代のばらつきが大きい TNG20-04 については、加重平均年代を計算せず、参考値として全粒子の幾何平均年代（±1σ）を計算した（灰色の数値）。

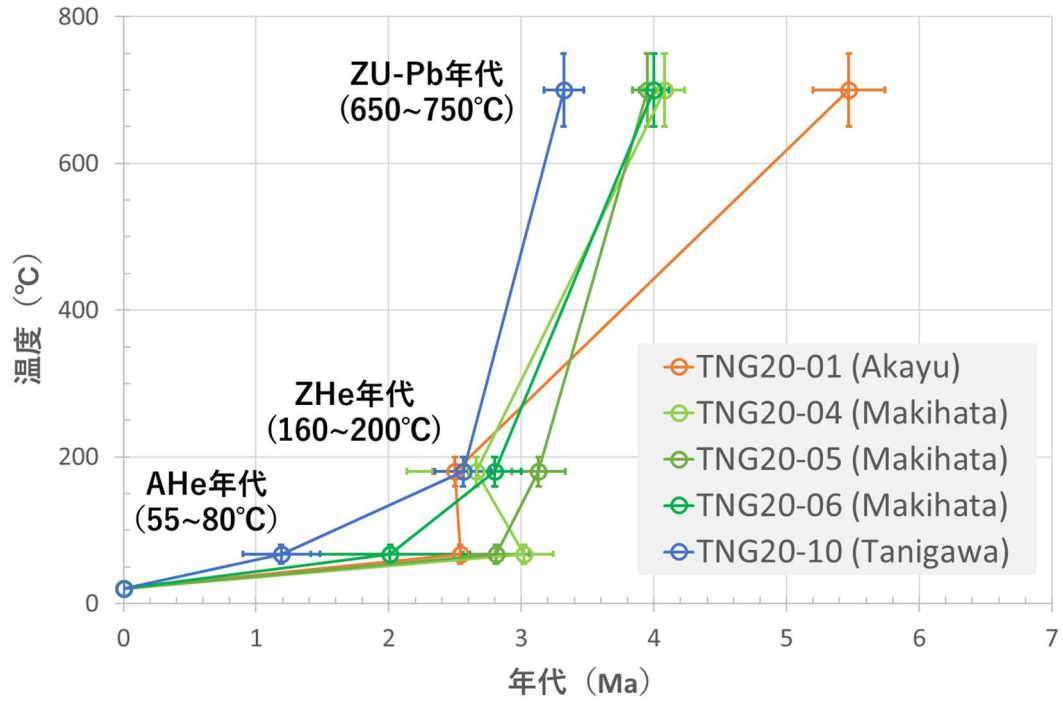


図 5.1.3-5　谷川岳地域の花崗岩類の冷却史

ジルコン U-Pb 年代、ジルコンとアパタイトの(U-Th)/He 年代の計 3 つのデータが得られている 5 試料のみで作成した。ジルコン U-Pb 年代の閉鎖温度は 900℃以上だが、ここではジルコンの晶出時期（花崗岩の形成年代）を反映していると考えられるため、花崗岩質マグマの含水ソリダス温度（650～750℃）にプロットした。

3) 谷川岳地域のまとめ

以上のように、ジルコン U-Pb 年代測定から、谷川岳地域には中新世末～鮮新世に形成された若い花崗岩が複数分布していることが確認された。一方で、(U-Th)/He 年代測定では鮮新世～第四紀の極めて若い冷却年代が得られたものの、熱年代学的手法のみでは冷却史から侵食史への読み替えは簡単ではないことが確認できた。今後は、黒部地域と同様、地質温度圧力計の併用による、信頼性の高い侵食史の検討が望まれる。

(3) まとめと今後の課題

黒部地域から採取した角閃石を含む花崗岩・花崗閃緑岩試料に、Al-in-Hbl 地質圧力計（Mutch et al., 2016）と角閃石-斜長石温度計（Holland and Blundy, 1994）を適用して固結深度を決定し、ジルコンの U-Pb 年代と組み合わせることで、花崗岩体固結以降の平均削剥速度の推定を行った。この結果、1.1Ma 頃を境にして、平均削剥速度の急激な変化がみられることが分かった。今後、追加試料の採取と本研究と同様の解析数を増やすことで、東西方向の平均削剥速度の差など、地域差の有無を検証できるだろう。

また、本アプローチの適用性のさらなる検証のため、谷川岳地域の事例にも着手した。ジルコン U-Pb 年代測定により、中新世末～鮮新世に形成された若い花崗岩の露出が確認された。アパタイトとジルコンの(U-Th)/He 年代測定では、鮮新世～第四紀の極めて若い冷却年代が得られたものの、冷却史から侵食史への換算には大きな不確実性が伴う。黒部地域と同じく Al-in-Hbl 地質圧力計と角閃石-斜長石温度計を適用することで、侵食史の信頼性を高められると期待される。

5.1.4 岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵食史の検討

深成岩体を伴う地域の隆起量・侵食量の評価には地球年代学的（熱年代学的）な手法が有用である（例えば、末岡ほか，2015; Yuguchi et al., 2019）。また、鉱物の組織的特徴や化学組成は、鉱物生成時の温度条件や環境を把握するための手がかりとなる（Yuguchi et al., 2019）。深成岩中に産出するジルコンに着目し、カソードルミネッセンス（CL）観察に基づく成長様式の解明、U-Pb 年代に基づく結晶化年代の推定、及び Ti-in-zircon 温度計（Ferry and Watson, 2007）を用いた結晶化温度の推定を通じて、ジルコン成長の物理化学条件の決定手法の構築を行うことから、隆起・侵食史の起点となるマグマの貫入・定置に情報を取得することを目的とする。また、これを見積もる分析技術等の高度化・最適化のために複数岩体に手法を適用して、熱年代学データ及び岩石学データの拡充を図った。

(1) 研究対象

3 つの深成岩体から採取したジルコンを研究対象とした。試料とした岩体は、生成年代の異なる宮崎県の大崩山花崗岩体、岩手県の遠野複合深成岩体及び岩手県の堺ノ神深成岩体からなる（表 5.1.4-1）。生成年代の異なる岩体のジルコンを用いることで、研究に用いる手法の汎用性が評価可能となる。それぞれの岩体の記載については、付録 2 を参照されたい。

表 5.1.4-1　本共同研究で対象とする岩石試料

岩体名	試料個数	サンプル名
大崩山花崗岩体	3	黒雲母花崗岩：052405 ホルンブレンド黒雲母花崗岩：091417 ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩：091418
遠野複合深成岩体	3	中心部相 主岩相 周辺部相
堺ノ神深成岩体	1	優白質珪長質岩

(2) 研究手法

研究手法については、原子力機構・電中研（2021）や Yuguchi et al. (2020)及び Yuguchi et al. (2022)に詳述されているため、ここでは簡単に述べる。

1) CL 観察によるジルコンの内部構造の取得と分析点の選定

ジルコンの結晶化年代及び結晶化温度を導出する上で、ジルコンの成長様式を反映する内部構造を把握する必要がある。この成長構造の解明のために、電子顕微鏡によるカソードルミネッセンス像観察（SEM-CL）を実施した。SEM-CL 像観察には山形大学理学部に設置された SEM-CL 装置（JEOL IT-100A + Gatan Mini CL）、東濃地科学センター所有の EPMA 装置（JEOL JXA-8530F + CL イメージングシステム XM-26740PCLI 及び CL 分光システム XM-Z10009TMCL）を使用した。U-Pb 年代・チタン濃度同時定量地点は、SEM-CL 像観察によって得られた内部構造に基づき選定を行った。

2) ジルコンの結晶化年代・温度の推定

ジルコンの結晶化年代及び Ti-in-zircon 温度計による結晶化温度の推定を行うため、LA-ICP-MS による U-Pb 同位体分析及びチタン濃度の同時定量分析を実施した。LA-ICP-MS による分析

では、学習院大学所有の分析装置（LA：ESI 製 NWR213 （Nd:YAG laser）; ICP 質量分析装置（Agilent Technology 製 Agilent8800））を使用した。分析条件やデータの詳細は、付録 2 を参照されたい。

3) 結晶化温度推定の妥当性の検証

これまでの研究により、ジルコン中のチタン濃度は LA-ICP-MS を用いた同時定量分析によって、高精度での定量が可能となった（原子力機構・電中研, 2021; Yuguchi et al., 2020, Yuguchi et al., 2022）。一方で、Ti-in-zircon 温度計を用いた結晶化温度推定において、その推定した温度の妥当性の検証が課題となっていた。ジルコンのチタン温度計の使用に際して、温度の決定には、ジルコン中のチタン濃度とジルコン結晶時の TiO_2 活動度の設定が必要となる。TiO_2 活動度は、深成岩体中でルチルなどのチタンの高濃度含有鉱物が認められる場合は、1 と仮定できる（Yuguchi et al., 2020）が、鉱物結晶化過程における局所的な活動度の変動も認められており（Yuguchi et al., 2020）、ジルコン結晶化時における妥当な TiO_2 活動度の検討が必要となっている。そこで、結晶化温度推定の妥当性を検証するため、①全岩化学組成とジルコンのチタン濃度の相関を確認し、②rhyolite-MELTS（Ghiorso and Sack, 1995; Gualda et al., 2012）を用いて、熱力学的計算に基づくジルコンの TiO_2 活動度の導出を行った。結晶化温度推定の妥当性を検証には、薄片観察でルチルが確認されていない遠野複合深成岩体から採取した 3 岩相の試料を選定した（表 5.1.4-1）。全岩化学組成の分析の条件や全岩化学組成データ及び TiO_2 活動度の導出は付録 2 を参照されたい。

(3) 各岩体のジルコンの結晶化年代及び結晶化温度の推定結果

1) 大崩山花崗岩体

ジルコンの CL 観察より、大崩山花崗岩体の優白質岩と優黒質岩のいずれにおいても、①均質な領域、②オシラトリーゾーニング領域が観察された。また、複数の③外来性コアを有するジルコン（外来性ジルコン）が観察された。①から③のそれぞれの領域から、15 μm 直径の円領域をデータ収集地点として選定した。

大崩山花崗岩体のジルコンの分析点 219 点（黒雲母花崗岩：74 地点、ホルンブレンド黒雲母花崗岩：62 地点、ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩：83 地点）の U-Pb 年代（U-Th-Pb の同位体データ）及びチタン濃度を取得した（データの詳細は付録 2 参照）。その結果、17 粒子から外来性起源を示す古い年代が導出された。大崩山花崗岩体の形成をもたらすマグマ活動を示す年代として、黒雲母花崗岩では 15.27±1.65 Ma から 10.37±1.06 Ma の年代幅を、ホルンブレンド黒雲母花崗岩では 17.60±2.86 Ma から 9.94±1.14 Ma の年代幅を、ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩では 16.44±1.00 Ma から 10.21±0.60 Ma の年代幅を有することが分かった。チタン濃度は、黒雲母花崗岩において 1.29±0.18 ppm から 35.75±1.96 ppm の幅を、ホルンブレンド黒雲母花崗岩では 1.37±0.22 ppm から 10.54±0.66 ppm の幅を、またホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩では 1.18±0.13 ppm から 13.78±0.78 ppm の幅を有することが分かった。

Ti-in-zircon 温度計（Ferry and Watson, 2007）を用い、得られたチタン濃度から結晶化温度を導出した。その際に、大崩山花崗岩体では石英とルチルが産出するため SiO_2 活動度は 1、TiO_2 活動度を 1 と仮定した。黒雲母花崗岩のジルコンの結晶化温度は 584±36 ℃から 881±48 ℃の幅を、ホルンブレンド黒雲母花崗岩のジルコンの結晶化温度は 588±38 ℃から 851±41 ℃の幅を、ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩は、578±33 ℃から 777±42 ℃のジルコン結晶化の温度幅を示すことが分かった。

図 5.1.4-1 に大崩山花崗岩体における 3 岩相のジルコンの結晶化温度と結晶化年代をプロット

した。3 岩相に共通して 800 ℃から 600 ℃までの急冷の傾向を有する。このことは 3 岩相が同一の貫入・定置プロセスを持つことを示唆しており、この温度時間履歴を岩体の隆起・侵食の初期条件とみなすことができる。

図 5.1.4-2 はオシラトリーゾーニングを有するジルコン粒子内の結晶化年代とチタン濃度（結晶化温度）の相違を表した図である。ジルコンの C 軸に沿って分析地点を設定し、その距離に対する年代とチタン濃度の変化をプロットした。分析対象としたジルコンは距離 100 μm 付近にコア（結晶化開始地点）を有し、距離 0 μm 付近と 320 μm 付近にリム（最縁辺部）を有する（図 5.1.4-2A）。このジルコン（HGD13）各点の U-Pb 同位体分析から 16.4 Ma から 13.0 Ma の幅を有する年代値が得られた。コア周辺（HGD13-20）から図 5.1.4 2A の右側のリム方向（HGD13-27）にかけて年代が若くなる傾向が認められるものの、各点の年代値に対する誤差は±10%程度であり、また、CL 等の結晶構造観察から明らかに形成年代が古いことが示唆されるコア部分の年代値は約 13.8±0.8 Ma を示した。（図 5.1.4-2B）。チタン濃度に関しては、コアにおいて最大の 8.93±0.52 ppm の値を有し、誤差を考慮してもコアからリムに向けて系統的に減少する（図 5.1.4-2C）。Ti-in-zircon 温度計（Ferry and Watson, 2007）を適用すると、隣り合う分析地点のデータの誤差範囲はオーバーラップするが、コア（距離 100 μm 付近）とリム（距離 320 μm 付近）との温度の比較では、コアで高く、リムで低いことが言及できる（図 5.1.4-2D）。このことは、形成年代を求める U-Pb 年代測定の精度に課題が残るものの、これまで構築してきた分析技術により、大崩山花崗岩体のジルコンに対して、結晶内のチタン濃度、つまり結晶化に伴う温度の変化を評価できることが示された。

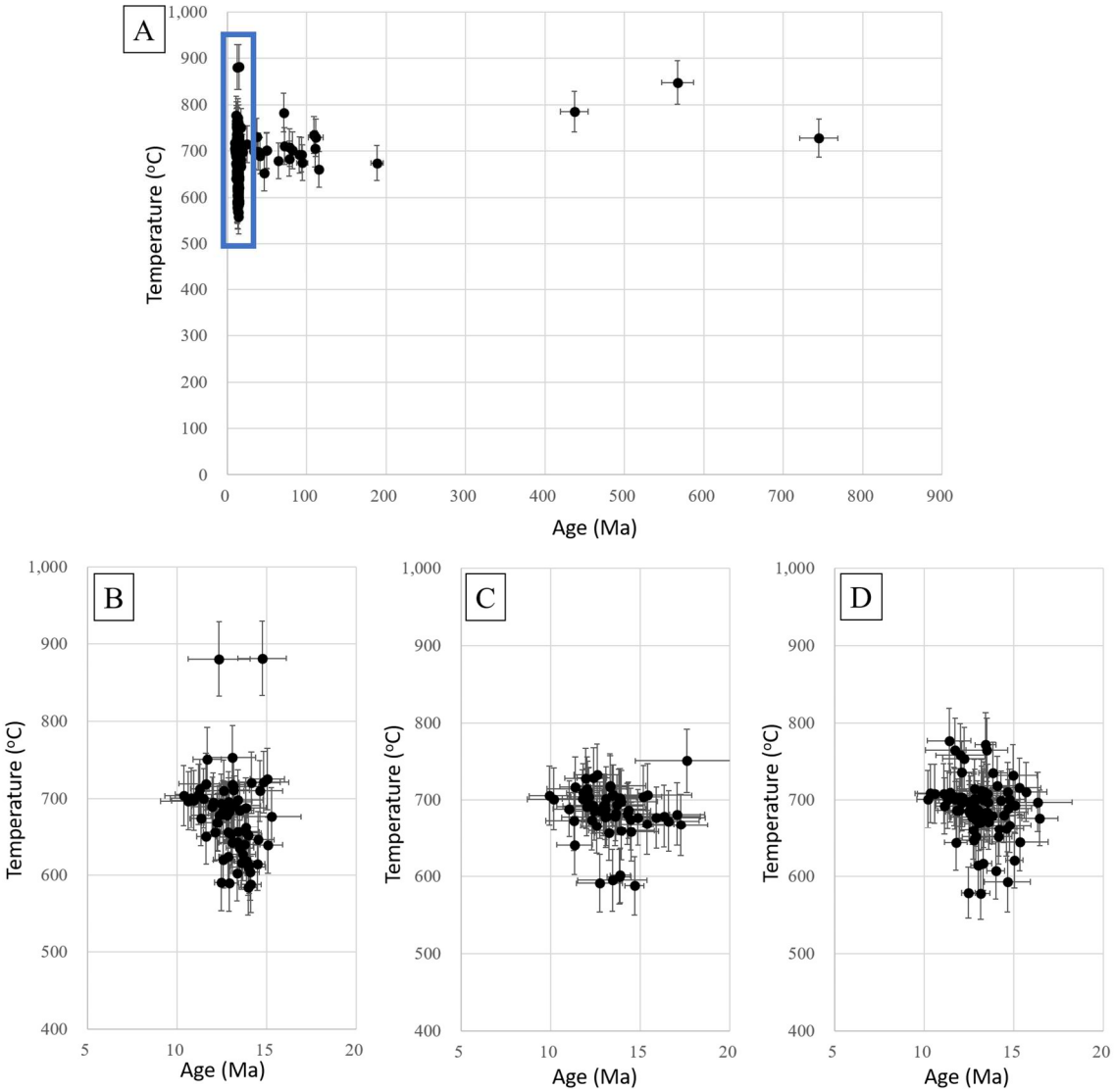


図 5.1.4-1　大崩山花崗岩体のジルコンの結晶化年代と結晶化温度のプロット
岩体全体：A、黒雲母花崗岩体：B、ホルンブレンド黒雲母花崗岩：C、ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩：D

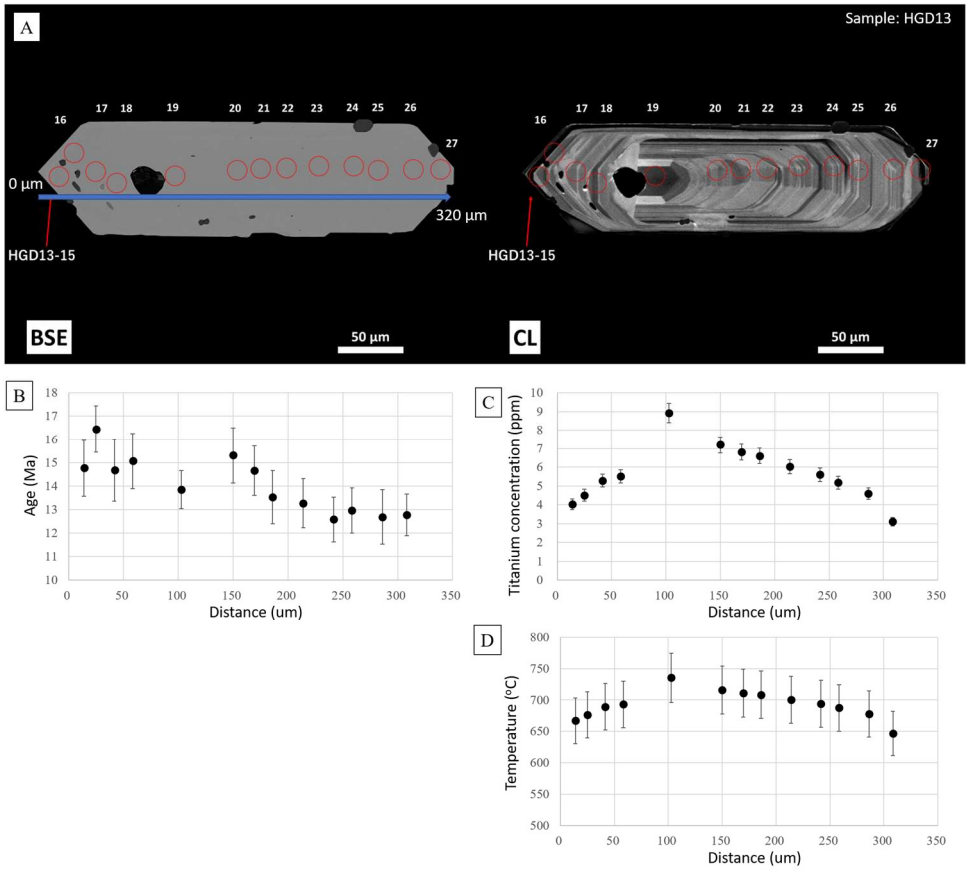


図 5.1.4-2　大崩山花崗岩体（ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩）のジルコン粒子（A）の U-Pb 年代（B）とチタン濃度（C）、結晶化温度（D）の変化
ジルコンの C 軸を距離として、それに対する年代、チタン濃度と温度の変化をプロット

2)　遠野複合深成岩体

遠野複合深成岩体の 3 岩相のジルコンに対する CL 観察の結果、いずれの岩相においても①均質な領域、②オシラトリーゾーニング領域が観察された。また、2 粒子の③外来性コアを有するジルコン（外来性ジルコン）が観察された。①から③のそれぞれの領域から、15 μm 直径の円領域をデータ収集地点として選定した。

遠野複合深成岩体のジルコンの分析点 88 点（中心部相試料：29 地点、主岩相試料：29 地点、周縁部相試料：30 地点）に対する U-Pb 年代（U-Th-Pb の同位体データ）及びチタン濃度のデータを得た（データの詳細は付録 2 参照）。その結果、中心部相の U-Pb 年代は 1347.65±47.05 Ma から 96.08±2.74 Ma の年代幅を有し、そのうち、1347.65±47.05 Ma と 1113.64±28.67 Ma を示す 2 つの外来性ジルコンと考えられるデータが確認された。中心部相を形成した本質的なマグマ活動の期間は 126.00±7.45 Ma から 96.08±2.74 Ma を示した。主岩相のジルコンからは外来性ジルコンは認められず、U-Pb 年代は 121.65±14.70 Ma から 91.93±8.49 Ma の年代幅を有することが分かった。周縁部相の U-Pb 年代は 135.25±6.76 Ma から 103.73±5.94 Ma の年代幅を有することが分かった。一方、中心部相のジルコンのチタン濃度は 1.52±0.13 ppm から 28.70±1.48 ppm の幅、主岩相のジルコンのチタン濃度は 6.21±0.45 ppm から 20.01±1.10 ppm の幅、周縁部相のジルコンのチタン濃度は 5.31±0.31 ppm から 15.79±0.87 ppm の幅を示した。

得られたチタン濃度から Ti-in-zircon 温度計（Ferry and Watson, 2007）を用い、結晶化温度を導出した。ここでは、SiO_2 活動度は 1、TiO_2 活動度は 1 と仮定した（妥当な TiO_2 活動度の検

証は 5.1.4（4）で論じ、ここでは活動度を 1 と設定した）。その結果、中心部相のジルコンの結晶化温度は 595±33 ℃から 856±46 ℃（外来性ジルコンのデータ）の幅を、主岩相のジルコンの結晶化温度は 703±39 ℃から 816±44 ℃の幅を、周縁部相のジルコンは 690±37 ℃から 791±42 ℃の結晶化温度幅を有することが分かった。

図 5.1.4-3 は遠野複合深成岩体の中心部相、主岩相、周縁部相によらず全てのジルコンの結晶化年代と結晶化温度をプロットした図である。外来性ジルコンの 2 つのデータ（1347.65±47.05 Ma と 1113.64±28.67 Ma）を除く、遠野複合深成岩体を形成した本質的なマグマ活動は 140 Ma から 90 Ma の間に 850 ℃から 600 ℃まで冷却した温度時間履歴を示す。これらの温度時間履歴は、岩相の隆起・侵食の初期状態と捉えることができる。また、図 5.1.4-4 は中心部相、主岩相、周縁部相のそれぞれのジルコンの結晶化年代と結晶化温度をプロットした図である。この図から、SiO_2 活動度、TiO_2 活動度を 1 と仮定した場合、中心部相、主岩相、周縁部相の 3 岩相は、温度と時間のプロットの分布は区分可能であることが分かった。中心部相はおよそ 700 ℃以下、主岩相は 120 Ma より若く、結晶化温度は 700 ℃以上、周縁部相は 100 Ma より古く、結晶化温度は 700 ℃以上となる。これらのデータから、①主岩相と周縁部相の形成時期は周縁部相の方が古い、②中心部相はおよそ 700 ℃以下の結晶化温度を示すことは、中心部相は、主岩相や周縁部相と異なる形成プロセスを持つなど、遠野複合岩体の貫入・定置現象に関する新たな議論を可能とするが、活動度の設定次第で導出される温度が異なるため、活動度の慎重な議論が重要となる。

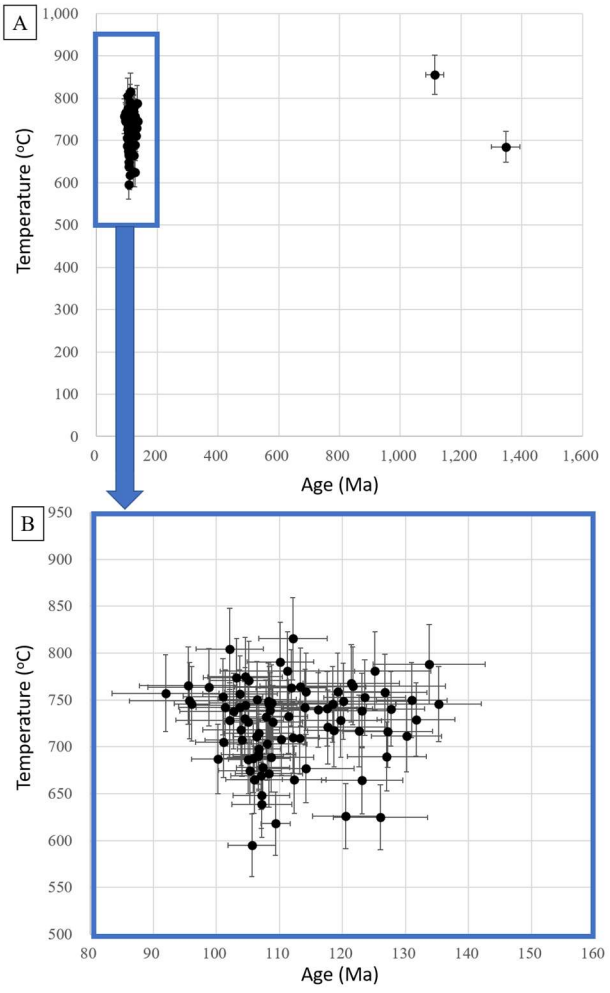


図 5.1.4-3　遠野複合深成岩体の中心部相、主岩相、周縁部相、それぞれのジルコンの結晶化年代と結晶化温度のプロット

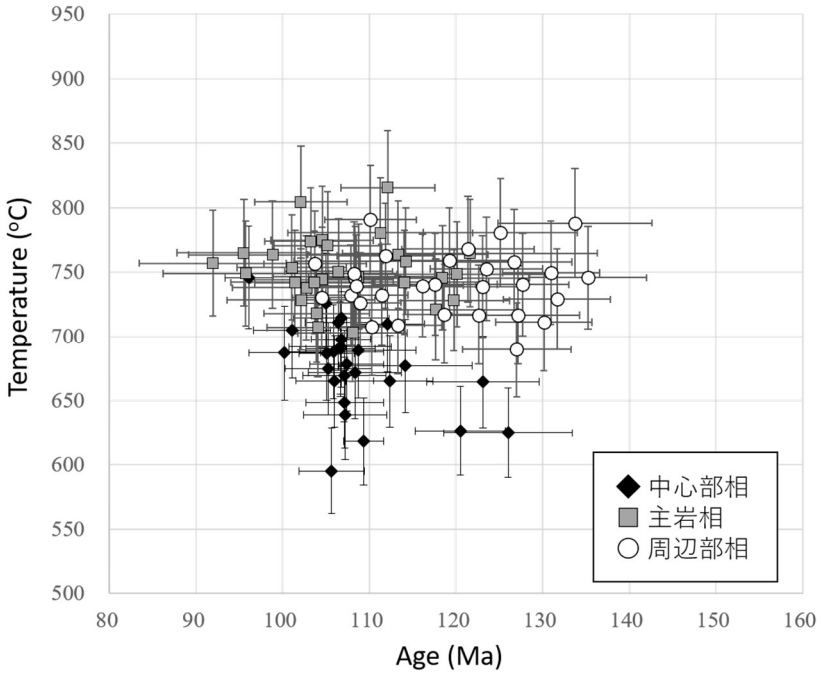


図 5.1.4-4　遠野複合深成岩体の中心部相、主岩相におけるジルコンの結晶化年代と温度の関係のプロット
（SiO_2 活動度、TiO_2 活動度を共に 1 と仮定）

3) 堺ノ神深成岩体

堺ノ神深成岩体の 3 岩相のジルコンに対する CL 観察の結果、優白質珪長質岩相から採取したジルコンにおいては、CL 観察より②オシラトリーゾーニング領域が優位に観察され、5 粒子から③外来性ジルコンが観察された。本研究では、②オシラトリーゾーニング領域と③外来性コア領域から、15 μm 直径の円領域をデータ収集地点として選定した。

堺ノ神深成岩体の優白質珪長質岩のジルコンの分析点 29 点に対する U-Pb 年代（U-Th-Pb の同位体データ）及びチタン濃度を得た（データの詳細は付録 2 参照）。その結果、ジルコン U-Pb 年代は 248.72±12.69 Ma から 101.21±3.97 Ma の年代幅を有し、外来性ジルコンとして、5 点のデータが確認された。優白質珪長質岩を形成した本質的なマグマ活動の期間は 145.00±4.24 Ma から 101.20±3.97 Ma を示した。チタン濃度は 3.51±0.30 ppm から 10.24±0.62 ppm の幅を有していた。

取得したチタン濃度から Ti-in-zircon 温度計（Ferry and Watson, 2007）を用い結晶化温度を導出した。その際、堺ノ神深成岩体に石英、ルチル、角閃石、イルメナイトが産出することから SiO_2 活動度は 1、TiO_2 活動度は 1 と仮定した。これらの活動度を規定するとジルコンの結晶化温度は、656±37 ℃から 748±40 ℃の幅を示した。大崩山花崗岩体や遠野複合岩体と比較すると、堺ノ神深成岩体の優白質珪長質岩のジルコン結晶化の温度幅は狭く、年代幅は大きいことが分かる（図 5.1.4-5）。このことは、この優白質珪長質岩の冷却が 750℃からソリダス温度に到達するまでに 4000 万年間の時間を要したことを示す。鉱物中のオシラトリーゾーニングは非平衡組織であり、温度一定の条件下で形成されることが知られている（Yuguchi et al., 2020）。優白質珪長質岩において、ジルコン内部の組織にオシラトリーゾーニングが卓越することと、優白質岩の温度時間履歴は、岩体の冷却に時間を要するという観点から整合的であると言える。

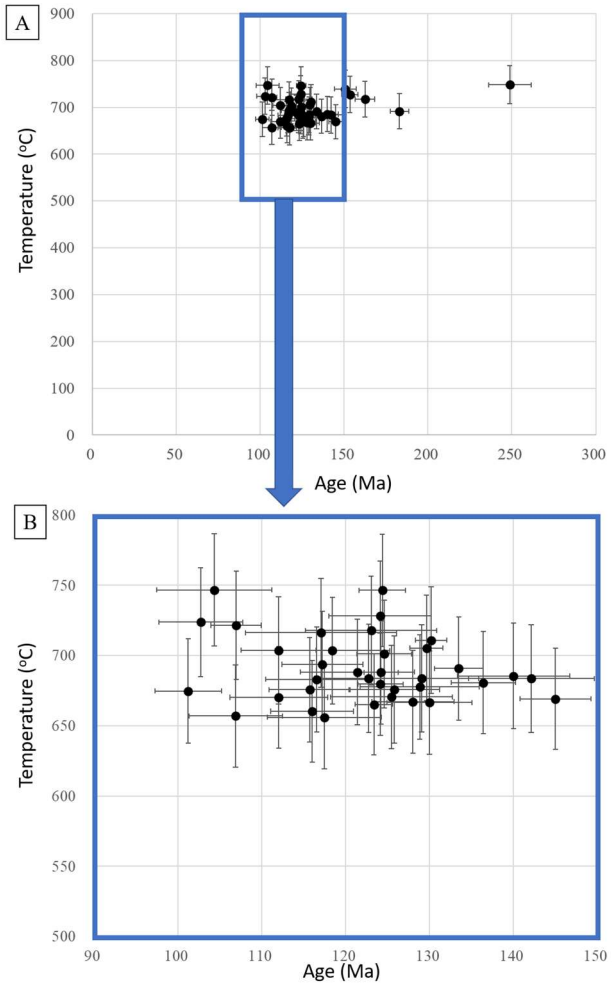


図 5.1.4-5　堺ノ神深成岩体の優白質珪長質岩のジルコンの結晶化年代と結晶化温度の関係のプロット

(4)　ジルコンの結晶化温度推定の妥当性検討

薄片観察においてルチルの認められない遠野岩体の 3 岩相の試料について、全岩化学組成分析の結果と rhyolite-MELTS（Ghiorso and Sack, 1995; Gualda et al., 2012）を用いた熱力学的計算に基づき、結晶化温度推定に係る TiO_2 活動度の評価とその妥当性の検証を行った。遠野岩体の 3 岩相の試料について、全岩化学組成を取得した（詳細は付録 2 参照）。図 5.1.4-6 には全岩の SiO_2 と TiO_2 の相関を示した。既往研究の報告値と本研究で得られた化学組成分析の結果から、全岩組成には SiO_2 濃度と TiO_2 濃度の間で逆相関の関係が見られる。全岩のチタン濃度とジルコン中のチタン濃度との相関関係を確認した（図 5.1.4-7）。その結果、中心部相では全岩、ジルコン中のチタン濃度ともに低く、一方で周縁部相ではともに高い傾向が認められた。

rhyolite-MELTS を用いた計算では、インプットとして(1) 初期マグマ組成、(2) マグマの固結開始温度、(3) 圧力条件、(4) 酸素フガシティ条件の 4 種類のパラメータを入力する。それぞれの設定方法を以下に述べる。(1) 初期マグマ組成は、全岩化学組成と同様と仮定した。(2) マグマの固結開始温度は、含水花崗岩質マグマのリキダス温度（1000℃；Martin, 1986）とした。(3) 圧力条件は、遠野岩体の定置圧力（3.0 kbar；高橋・中島, 2010）を用いた。(4) 酸素フガシティ条件は、島弧マグマの一般的な条件（Ni-NiO バッファ；Parkinson and Arculus, 1999）とした。これらをインプットとした系で計算を行った。その結果、TiO_2 の化学親和力の値（A）を得た。

この値と TiO_2 活動度(a_{TiO_2}) との関係は次式で表される。

$$a_{TiO_2} = e^{\left(\frac{-A}{R \cdot T}\right)}$$

a_{TiO_2} は TiO_2 活動度、A は TiO_2 の化学親和力、R は気体定数、T は温度である（Ghoirso and Gualda, 2013）。この式を用いると、それぞれのサンプルにおける活動度は、中心部相でa_{TiO_2}=0.38、主岩相でa_{TiO_2}=0.35、周縁部相でa_{TiO_2}=0.29 となった。

活動度を 1.0 と仮定した場合と、rhyolite-MELTS の計算結果に基づき得られた活動度を仮定した場合で、ジルコン中の Ti 濃度からそれぞれ推定されたのジルコンの結晶化温度を図 5.1.4-8 に示す。活動度 a_{TiO2}=1.0 を仮定した際の中心部相、主岩相、周縁部相のジルコンの結晶化温度は、それぞれ 618±34 ℃から 746±40 ℃、703±39 ℃から 816±44 ℃、708±38 ℃から 791±42 ℃（a_{TiO_2}=1.0）となった。これに対し、rhyolite-MELTS からそれぞれの活動度を推定して得られる中心部相、主岩相、周縁部相のジルコンの結晶化温度は 、694±38 ℃から 846±46 ℃（a_{TiO_2}=0.38）、803±45 ℃から 941±52 ℃（a_{TiO_2}=0.35）、829±46 ℃から 935±52 ℃（a_{TiO_2}=0.29）と見積もられた。

rhyolite-MELTS の計算から求めた活動度を規定した場合も 5.1.4 (3) 2)で議論したように、中心部相、主岩相、周縁部相の 3 岩相は、温度と時間のプロットの分布は区分可能であることが分かった。活動度を 1.0 と仮定した場合、特に中心部相のジルコン結晶化温度は、一般的な花崗岩質マグマのソリダス（マグマが固化する温度；Johannes and Holtz, 1996）に近い比較的低温の結晶化温度が導出されていた。一方で、rhyolite-MELTS の計算から求めた活動度を規定した場合は、主岩相、周縁部相のジルコンで 900℃以上の結晶化温度を示すものが認められたが、リキダスからソリダスの間の温度であるため、活動度の推定は今のところ妥当性と判断できる。今後も活動度推定の妥当性・信頼性を検証し、より精確な結晶化温度を見積もる必要がある。その方法として、ジルコンの結晶形から見積もられる結晶化温度（Pupin, 1980; 林, 1990 など）など他の方法から制約し、計算結果が整合的か確認する必要がある。また、ジルコンを晶出させた花崗岩質マグマの含水率の推定や Zircon saturation temperature（Watson and Harrison, 1983）の推定から、活動度導出の際に MELTS に入力する各パラメータ（初期マグマ組成、マグマの固結開始温度、圧力条件、酸素フガシティ条件）の妥当性を検証することで、より信頼性の高い活動度の算出が可能となると考えられる。

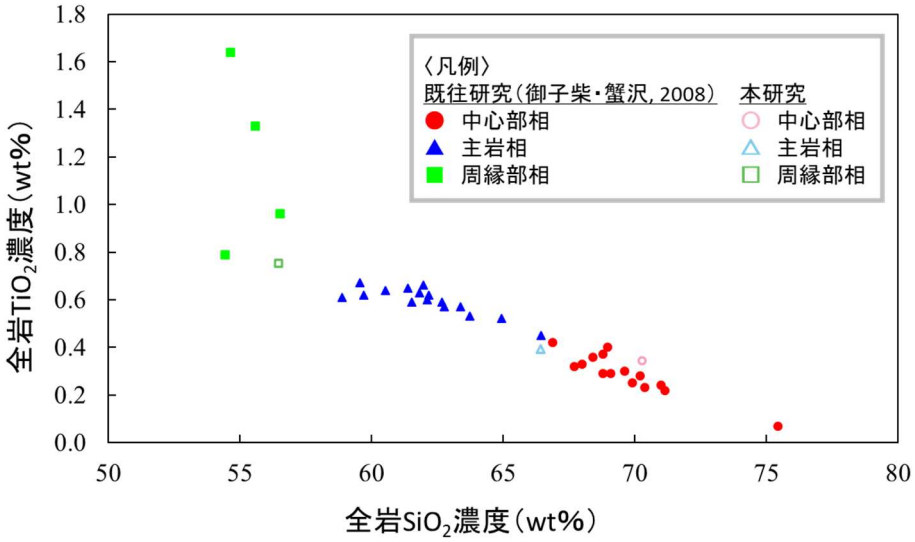


図 5.1.4-6　遠野岩体の全岩 SiO_2 濃度と TiO_2 濃度の関係

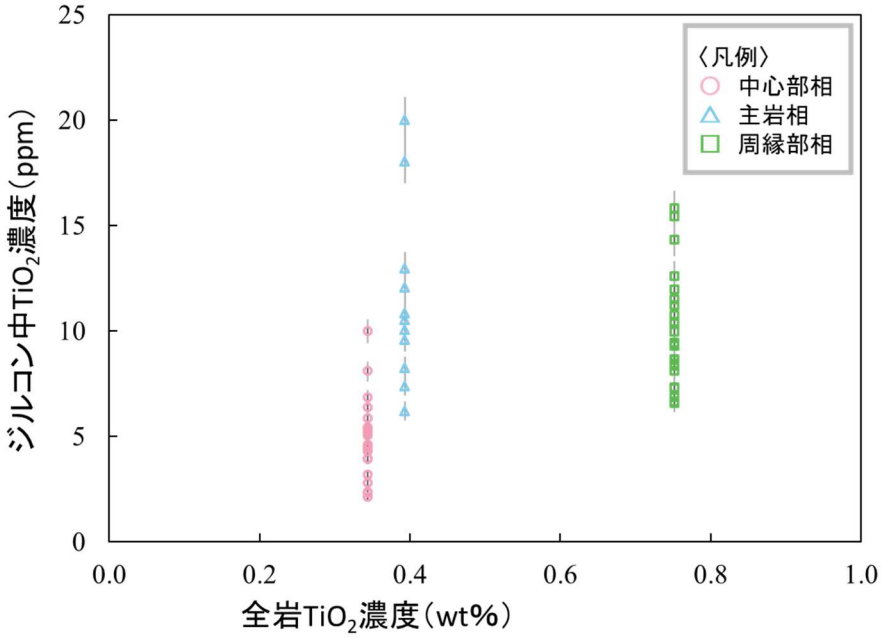


図 5.1.4-7　遠野岩体の全岩 TiO_2 濃度とジルコン中の Ti 濃度の関係

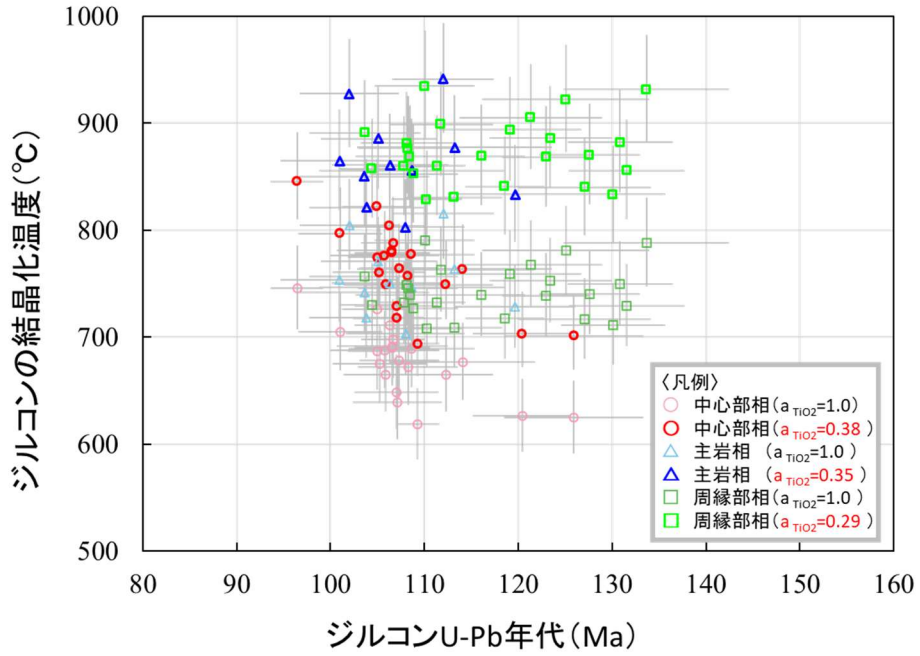


図 5.1.4-8　ジルコンの結晶化温度

(5) まとめと今後の課題

隆起・侵食史の起点となるマグマの貫入・定置に情報を取得することを目的としたジルコンの U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量技術の高度化・最適化のため、熱年代学データ及び岩石学データの拡充を実施した。

大崩山花崗岩体、遠野複合深成岩体、堺ノ神深成岩体の 3 岩体に対して LA-ICP-MS によるジルコンの U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量分析を実施した。それぞれの岩体の温度時間履歴は、マグマ溜りから深成岩体へと至る冷却史を反映する。得られた温度時間履歴や岩相ごとの相違などの情報は、より高度な隆起史・侵食史を解明する上で有意義な情報となる。今後は、年代情報の取得における精度向上が課題として挙げられる。

また、ジルコンのチタン温度計を用いた結晶化温度推定の妥当性の検証を、ルチルが確認されない（TiO_2 活動度を 1 と規定できない）遠野複合深成岩体から採取した 3 岩相の試料に対して実施した。全岩化学組成を基に rhyolite-MELTS を用いて、熱力学的計算に基づくジルコンの TiO_2 活動度の導出を行い、その活動度から温度の推定を行った結果、3 岩相それぞれにおける活動度は、中心部相でa_{TiO_2}=0.38、主岩相でa_{TiO_2}=0.35、周縁部相でa_{TiO_2}=0.29 となった。マグマの定置に関して温度情報を制約する上では、TiO_2 の活動度の設定によって、異なるジルコンの結晶化温度が算出されるため、妥当な活動度の設定が必要である。今後は、活動度導出の際に rhyolite-MELTS に入力する各パラメータの妥当性を他の手法などを適用して相補的に検証することで、より信頼性の高い活動度の算出をすることが求められる。

5.1.5 熱年代法・宇宙線生成核種法・河川縦断形の数値地形解析を組み合わせた隆起・侵食速度の評価手法の検討

(1) 熱年代法による山地の隆起・侵食過程の検討

東北日本前弧域の北上山地を対象に、熱年代学に基づいた長期スケール（$>10^6$ yr）の熱史・侵食史の推定を試みた。令和 3 年度は、令和 2 年度までに鉱物分離済みの 12 試料のうち 8 地点でアパタイト(U-Th-Sm)/He（AHe）年代測定を適用した。また令和 2 年度までにアパタイトフィッション・トラック（AFT）年代測定を実施済みの 7 試料のうち、4 地点で FT 長分布を用いた熱史逆解析を実施した。これにより、熱史・侵食史のより詳細な制約が期待できる。

1) 研究手法

熱年代学は、岩石や鉱物などの放射年代が、特定の温度・時間条件でリセットすることを利用して、試料の冷却過程や熱イベントの時期を推定する学問領域である。年代がリセットする温度の下限は閉鎖温度（Dodson, 1973）と呼ばれ、年代計（年代測定法と鉱物の組み合わせ）によって固有の値を持つ（例えば、Ault et al., 2019）。これを現在の地表で採取した岩石試料に適用すると、冷却史を基に侵食史を復元できる。すなわち、地下深部は高温であるため、この場合の岩石の年代は、岩石の形成年代ではなく、閉鎖深度から地表に到達するまでの経過時間に相当する（詳細な原理は、末岡ほか, 2015; 末岡・田上, 2019 参照）。このような山地の隆起・侵食史の推定には、地殻浅部での温度履歴を記録していると期待される、閉鎖温度が低温領域（＜300℃）の熱年代学的手法を用いるのが一般的である。本研究で利用した AHe 法の閉鎖温度は一般的な鉱物条件では約 55～80℃（Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009）で、地下 1~2km 程度以浅の侵食履歴を反映していることが期待される。また AFT 年代と FT 長分布を用いた熱史逆解析では、AFT 年代の partial annealing zone(PAZ)に相当する 60～130℃の温度領域（地下 2~3km 程度以浅）における詳細な熱史の復元が可能となる。

2) 分析試料

本研究で用いる岩石試料は、京都大学が北上山地において別途採取した岩石を JAEA が受領して分析を行った。これらの試料は令和 2 年度に鉱物分離を実施済である。

3) AHe 年代測定

AHe 法は、アパタイト中に含まれる、U や Th 系列などのα壊変を利用した放射年代測定法である。親核種である ^{238}U、^{235}U、^{232}Th、^{147}Sm、娘核種であるα粒子（^{4}He 原子核）を計測することで年代を求めることができる。 本事業の AHe 分析は、Melbourne 大学に依頼した。主な分析手順は、鉱物の選別及び幾何学的パラメータの測定、Pt パケットへの封入、He 濃度測定、U-Th-Sm 濃度測定、年代算出である。詳細な分析手順は Evans et al. (2005)などを参照されたい。

4) AFT 解析と熱史逆解析

FT 法は、^{238}U の自発核分裂時に結晶中に形成される線状損傷（フィッション・トラック; FT）を利用した放射年代測定法である。親核種は ^{238}U、娘核種には FT が相当するため、両者を計測することで年代を求めることができる。FT は被熱により修復され短縮・消滅（アニーリング）するため、試料の熱史を反映して FT 長分布は様々に変化する（Ketcham, 2019）。FT のアニーリング挙動の数学的モデル（アニーリング関数）に基づいて、モンテカルロ法などの逆解析手法を適用することにより、FT 年代と FT 長分布から試料の詳細な熱史を推定することが可能である（Ketcham, 2005; Gallagher, 2012）。

本事業では、令和 2 年度までに AFT 年代値を算出した 7 試料のうち、新たに 4 試料について FT 長測定を実施し、これらの結果をもとに HeFTy ソフトウェア（ver. 1.9.3）を用いて熱史逆解析を実施した。FT 長分析は、鉱物の選定及び樹脂包埋、研磨、^{252}Cf の照射、化学処理（エッチング）といった試料の前処理を経て、全長を保持した confined track と呼ばれる FT のみを対象に測定を行った。前処理は主に京都大学大学院理学研究科で実施したが、^{252}Cf の照射は Melbourne 大学に依頼し、FT の画像取得及び FT 長分布の測定には、東濃地科学センターに設置された TrackScan Plus Professional（Autoscan Systems, Pty., Ltd.）を利用した。

5) 分析結果と年代学的解釈

AHe 年代測定結果を表 5.1.5-1 に示す。AHe 年代は 76.3～33.6 Ma を示し、北上山地における AHe 既報年代（88.6～43.7 Ma : Fukuda et al., 2020）と 2σ の誤差範囲内で整合的であった。FT 長測定の結果を表 5.1.5-2、熱史逆解析の結果を図 5.1.5-1 に示す。逆解析結果からは、過去約 1 億年間にわたって、冷却速度の急激な変化は見られず単調な徐冷過程が復元された。これは少なくともサンプリング地点において AFT 長分布に影響するほどの再加熱または急冷は無かったことを示唆する。

表 5.1.5-1　AHe 年代測定結果

試料名	AHe 年代（Ma）	誤差（2σ）
FSK19-09	76.3	13.0
KFS20-01	35.8	8.0
KFS20-04	33.6	3.3
KFS20-06	36.4	3.3
KFS20-07	36.1	10.3
KFS20-08	35.7	1.2
KFS20-09	37.5	4.0
KFS20-10	36.1	6.0

表 5.1.5-2　AFT 長測定結果

試料名	測定本数（本）	平均 FT 長（μm）
FST18-20	98	14.12
KFS20-04	35	14.08
KFS20-06	102	14.14
KFS20-08	70	14.19

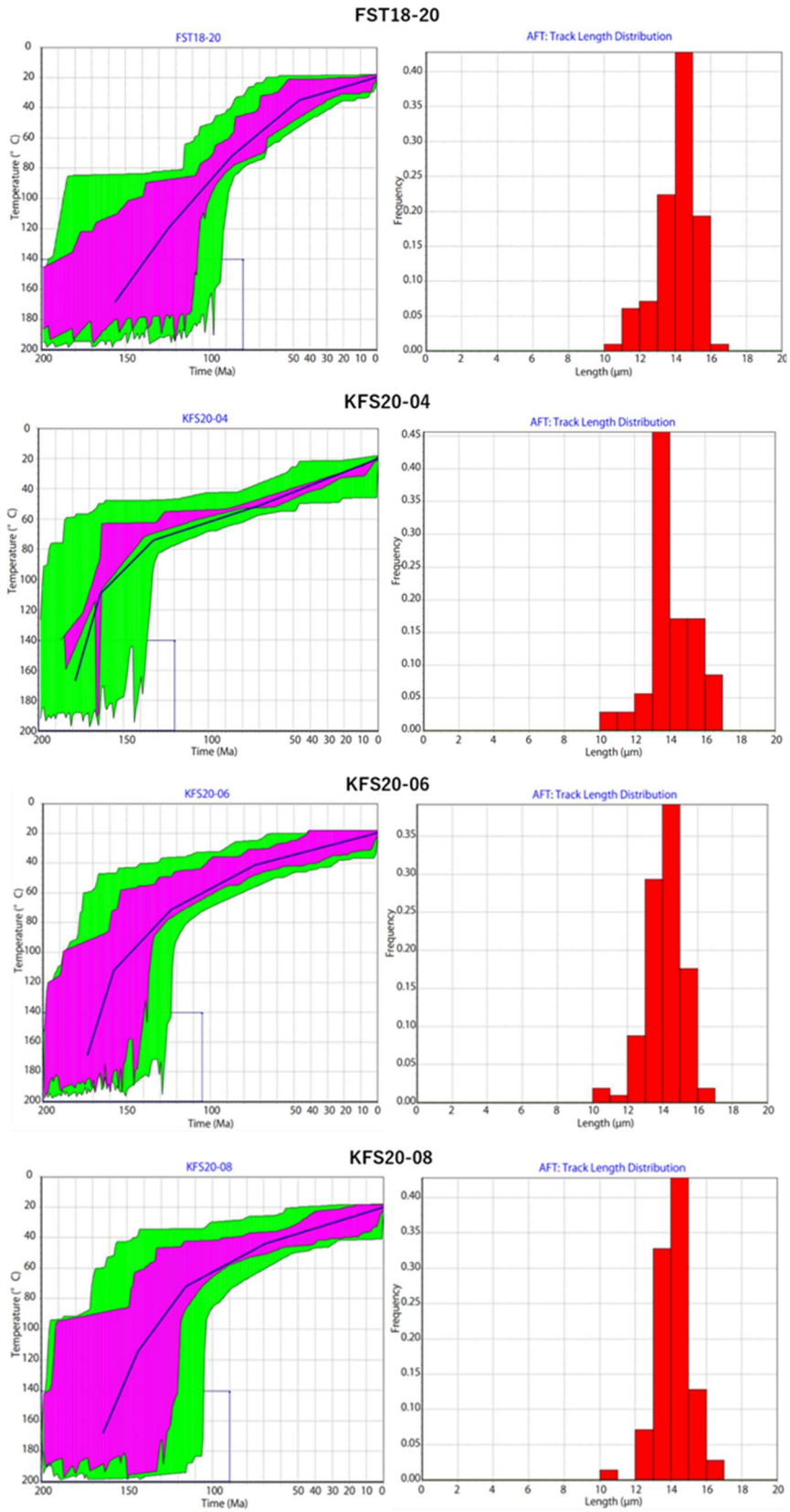


図 5.1.5-1　AFT 長分布と熱史逆解析結果

右図が FT 長の分布を示し、左図が熱史逆解析の結果を示す。

6) 熱年代データに基づく地質学的知見

過年度に得られた AFT・AHe データ及び既往年代データ（後藤, 2001; Fukuda et al., 2020; Fukuda et al., unpublished）には、全体として、南北方向には特徴的な傾向は観察されないのに対し、東西方向には若返りの傾向が見られる（図 5.1.5-2）。すなわち、AFT 年代は東縁部で最も古く、西方に約 70Ma まで若返るのに対し、AHe 年代は西縁部での古い年代を除き東西でほぼ一様に約 40Ma を示す（図 5.1.5-3）。北上山地に産する白亜紀花崗岩類のジルコン U-Pb 年代は、おおよそ 130～110 Ma（Osozawa et al., 2019; 原子力機構・電中研, 2021）でまとまっているため、これらの東西傾向は岩石の形成年代の違いではなく、冷却史の東西差に起因すると考えられる。

なお、深成岩類の上昇に伴う冷却を想定する場合、閉鎖温度が高い AFT 年代の方が AHe 年代より古くなるはずだが、西縁部の 2 地点では両者が 2 σ の誤差範囲内で一致するか AHe 年代の方が有意に古い。これは、短期間（1 年以下）の被熱による閉鎖温度の大小関係の逆転で説明できる可能性がある(Reiners, 2009)。すなわち、これら 2 地点については熱水活動などに起因するような局所的かつ短期間の加熱・急冷イベントを被っており、北上山地の広域テクトニクスを反映していないことが考えられる。したがって、以下の議論からはこの 2 地点は除外する。

東西で冷却史が異なる原因としては（ⅰ）地温構造が東西で異なること（ⅱ）削剥史が東西で異なること、もしくは（ⅰ）と（ⅱ）の両方が考えられる。（ⅰ）地温構造が異なる場合には、70 Ma 頃までの北上山地の地温勾配は大陸側が海溝側よりも大きいことが AFT 年代の傾向から示唆され、この原因として火山フロントの移動などが考えられる。Yoshida et al. (2014) によると、約 40 Ma～現在までに東北日本弧の火山フロントは現在の位置よりも海溝側へ移動した時期があったことが指摘されている。しかし、AHe 年代は約 40 Ma で空間的に一様で、この移動に伴う熱影響はみられない。約 70 Ma 以前には火山フロントが北上山地中央付近にあり、約 40Ma までに内陸側に移動したと考えると、AFT 年代と AHe 年代の分布を同時に説明できるが、このような火成活動を示す地質学的な証拠は報告されていない。したがって、地温構造のみで本研究で得られた熱年代の空間分布を説明することは難しい。

対して（ⅱ）削剥史が異なる場合、70 Ma 頃までは内陸側の削剥速度が海溝側よりも速く、約 40 Ma 以降はほぼ一様な削剥速度となるはずである。このような削剥史は、海洋地殻の沈み込みに伴う底付け付加作用（underplating model: Menant et al., 2020）による 10^7 年以上のスケールでの前弧域の隆起により説明可能である。Menant et al. (2020) は、沈み込み速度がおよそ 5 cm/yr より遅い場合、底付け付加作用による前弧域の隆起が起きないことを数値実験により示しており、このことから比較的若く温かい海洋プレートが沈み込む場合などには底付け付加に伴う隆起は起こらないと考えられる。土谷ほか（1999, 2008）は、北上山地最東部に露出する浄土ヶ浜流紋岩類を初生的なスラブメルトの代表例であるとしているが、スラブメルティングの発生には、沈み込む海洋プレートが比較的温かいことが条件である。浄土ヶ浜流紋岩のジルコン U-Pb 年代（原子力機構・電中研, 2021）の結果と合わせると、44.3 Ma 前後には北上山地には温かい海洋プレートが沈み込んでおり、底付け付加作用による隆起が停止していた可能性が考えられる。AHe 年代からおよそ 40 Ma 以降はほぼ一様な削剥速度であるため、その後底付け付加作用による隆起は再開したが、AHe 年代の有意な東西差を生じるほどの削剥量の違いを生むに至らなかったと解釈できる。

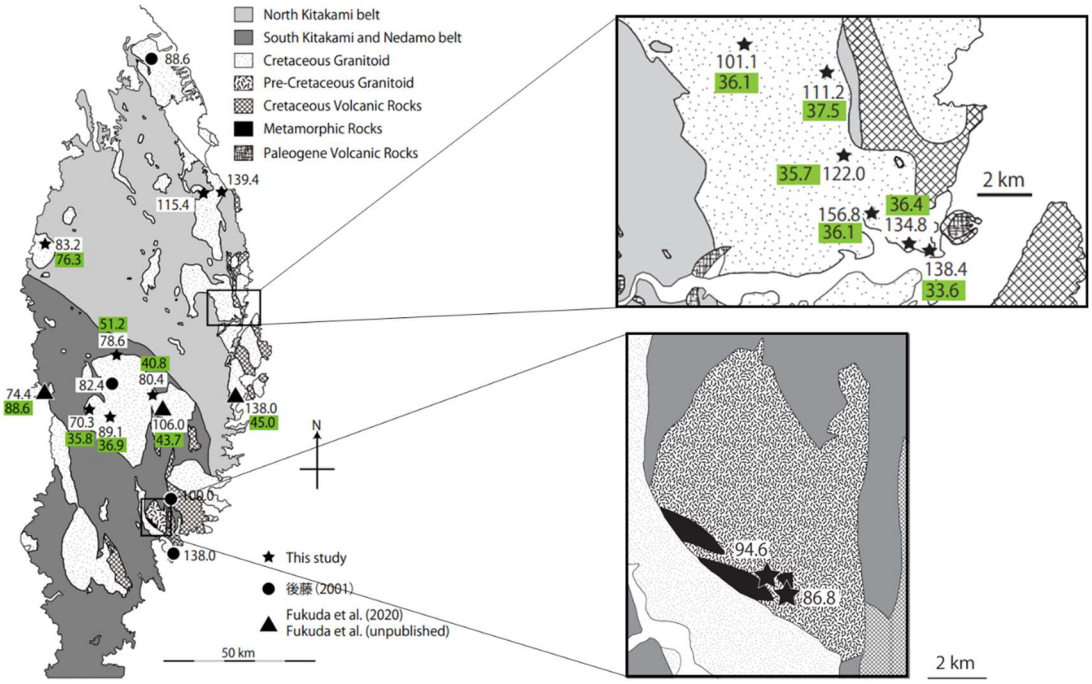


図 5.1.5-2　北上山地における AFT 及び AHe 年代値
白背景が AFT 年代（Ma）を示し、緑背景が AHe 年代を示す。

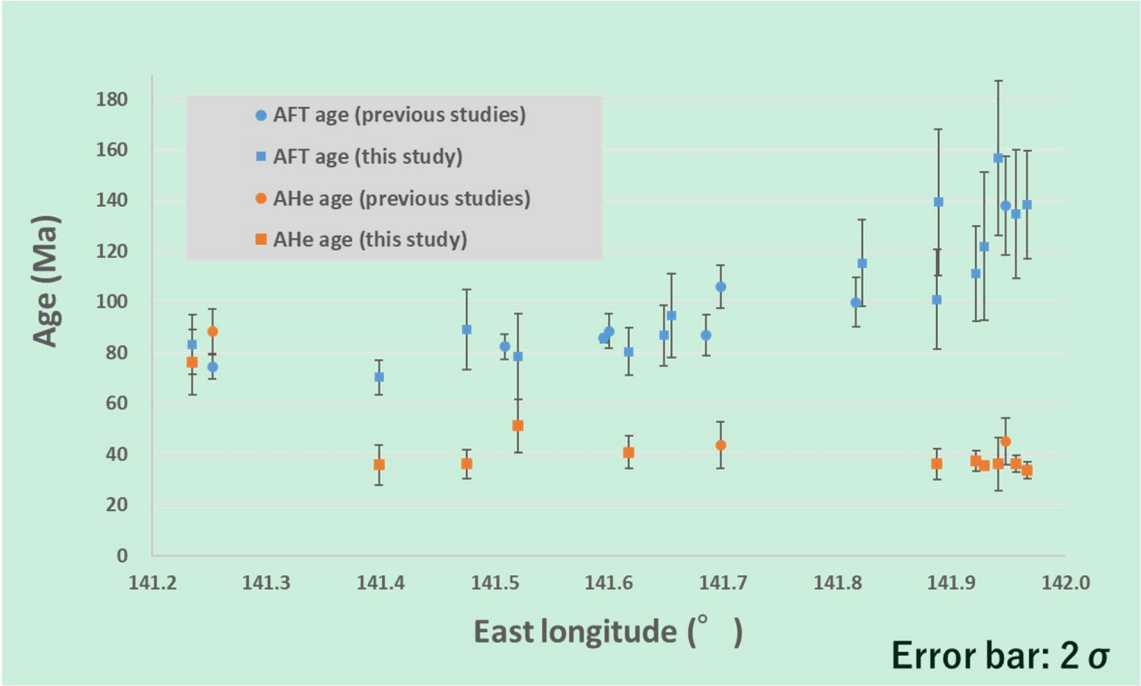


図 5.1.5-3　北上山地における AFT 及び AHe 年代値 vs. 東経プロット

7) まとめ

本研究では、北上山地の白亜紀花崗岩類について、AFT 及び AHe 年代測定、AFT 長分布を用いた熱史逆解析を実施した。結果として、AFT 年代は西方若化、AHe 年代は西縁部を除いてほぼ一様な年代を示し、熱史逆解析からは徐冷の傾向が示唆された。この北上山地の東西傾向は、地温構造史または削剥史の東西差によって説明される。地質学的知見からは、削剥史による説明の方がより妥当だと考えられ、底付け付加に起因する前弧域での隆起により説明できる。

8) 今後の展望

より新しい時代も含めた熱史・削剥史の検討のためには、AFT・AHe 法よりも閉鎖温度が低い超低温熱年代学計として期待される電子スピン共鳴（Electron Spin Resonace: ESR）熱年代の適用が有効と考えられる。山岳地域における ESR 熱年代学については、Grün et al. (1999) のコーカサス山脈における大深度ボーリングコアを用いた削剥速度の推定が最初の例として知られる。その後 ESR 年代測定の手法の改良（Tsukamoto et al., 2015; Rchter et al., 2020）があり、ようやく King et al. (2020) から本格的な熱年代計としての応用研究が始まった。現状では ESR 熱年代学の山地への適用例はこの 2 例のみであり、北上山地を含め日本の各山地における ESR 熱年代学の適用可能性の検討が必要である。

(2) 宇宙線生成核種を用いた隆起・侵食過程の検討

今年度より、本検討は「5.2 離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化」に統合する事とした。これらのテーマは、いずれも陸域の隆起・侵食評価手法の高度化を目的とした宇宙線生成核種法の適用を含んでおり、両者を統合した方が、より効率的かつ網羅的に技術開発を進める事ができると判断したためである。今年度の京都大学との共同研究報告書（付録 1）にて、本テーマで実施した内容は「5.2.3 沿岸部を対象とした検討」に反映している。

(3) 地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討

1) 河床縦断形逆解析による山地隆起速度の復元手法の問題点

河川流域における地殻隆起速度の時間的・空間的な変化を推定するため、河床縦断形を逆解析する手法が考案され、さまざまな地域で適用が進んでいる（Roberts and White, 2010）。しかしながら、日本列島のような活動的縁辺域の地殻隆起速度復元に関しては、この手法の適用が進んでいるとは言い難い。その理由の一つが、この手法で基盤岩強度の影響を取り込むことが難しいということが挙げられる。日本列島のような変動帯の地質構造は複雑であり、極端に異なる強度をもつ基盤岩が隣接していることがある。このような場合、河川の遷急点の移動速度は地域によって大幅に変化し、それに伴って地殻隆起速度の逆解析結果も大きく影響をうけることになる。

河川縦断形の逆解析手法は、実際に測定された河床の縦断面における河床高の観測値と、数値計算によって求められる予測値との偏差を最小化する隆起速度の時間・空間分布の最適値を求めるという手法である（Roberts and White, 2010）。河川は陸上の広範囲にわたって普遍的に存在しているため、河川縦断形逆解析からは、面的な広がりを持って隆起速度の時空変化を復元できるという利点がある。この手法は、Roberts and White（2010）によって開発されたもので、地殻変動に関する面的な情報が得られるというメリットがある。本手法を用いて、先行研究において、マダガスカルや、アフリカ大陸・オーストラリア大陸といった非常に大規模の時間・空間スケールにおける隆起速度履歴の復元が行われ（Roberts et al., 2012; Rudge et al., 2015）、10～100 Ma といったオーダーの地質年代における過去から現在までの隆起速度の面的な分布が推定された。

通常、河川縦断形逆解析には Stream power model と呼ばれるフォワードモデルが使用される。Stream Power Model は河川の何らかの水理量によって岩盤侵食速度が決まると考える河川侵食モデルである。このモデルは単純で、必要とされる入力値も流域面積及び河床勾配という DEM から容易に計測できる値であるため、これまで広く河川地形発達のフォワードモデルとして用いられてきた。しかしながら、モデルに必要とされる係数を明示的に求める方法がないことが大きな弱点となっている。このことは、岩盤強度の影響を取り込んだ逆解析モデルを構築するうえで大きな障害となる。しかし、近年になって、Campforts et al. (2020) によって基盤岩強度を考慮した Stream power model が提案された。彼らのモデルをフォワードモデルで採用すれば、従来の河川縦断形逆解析モデルを活動的縁辺域の複雑な地質にも適用可能なものへ拡張できる可能性がある。次節では、Campforts らのモデルについて説明を行う。

2) 基盤岩強度を考慮した岩盤河川侵食のフォワードモデル

Campforts et al. (2020)は、既存のさまざまなタイプの stream power model を検討し、岩盤侵食速度の支配要因の検討を行った。彼らが検討をしたのは Area-based stream power model (Howard, 1994)、Stochastic-Threshold stream power model (Crave and Davy, 2001), Runoff-based stream power model (Campforts et al., 2020)である。これらのモデルの相互比較に加えて、彼らは以下の式によって計算される岩質侵食係数を設定した：

$$L_{\mathrm{E}} = \frac{2}{7} L'$$

$$L' = \begin{cases} \frac{(L_{\mathrm{A}} + L_{\mathrm{L}})}{3}, & \text{non-igneous rocks} \\ \frac{L_{\mathrm{L}}}{2}, & \text{igneous rocks.} \end{cases}$$

ここで、L_{A} は年代補正パラメータ、L_{L} は岩質タイプパラメーターであり、Aalto et al. (2006) 及び Kober et al. (2015) の研究に基づいて、それぞれ表 5.1.5-3 及び表 5.1.5-4 の経験的数値が与えられる。

表 5.1.5-3　年代補正パラメータの値（Campforts et al., 2020）

	$\mathbf{L_A}$
Cambrium	1
Ordovicium	1.2
Silurian	1.3
Devonian	1.5
Carboniferous	1.8
Permian	2.5
Permian/Triassic	2.6
Triassic	2.7
Triassic/Jurassic	3
Jurassic	3.3
Jurassic/Cretaceous	3.7
Cretaceous	4.2
Cretaceous/Paleogene	4.6
Paleogene	5.2
Paleogene/Neogene	5.5
Neogene	5.8
Neogene/Quaternary	5.9
Quaternary	6

表 5.1.5-4　岩質タイプパラメーター（Campforts et al., 2020）

	L_{L}
Igneous	$2-3$
Metamorphic (igneous)	2
Metasedimentary	$2-4$
Strong sedimentary	4
Weak sedimentary	$10-12$
Unconsolidated	12

この岩盤強度補正係数 L_{E} により、例えば Area-based stream power model における基盤岩削剥速度は以下の式によって求められる。

$$E = k_a \bar{L}_{\mathrm{E}} A^m S^n$$

ここで、k_{a} は降水量などを反映した侵食効率性係数、A は流域面積、S は斜面勾配で、m と n はそれぞれ経験的な指数である。

Campforts et al. (2020) はエクアドル・アンデス山地の河川において ^{10}Be に基づく岩盤削剥速度の推定値と各種モデルの予測値との比較を行った。その結果、どのモデルにおいても岩質強度係数を導入することによって大幅に予測の精度が向上することを明らかにした。また、モデル間比較の結果、非線形 Area-based stream power model 及び Stochastic stream power model がほぼ同等によい予測を行うことが明らかにしている。そこで、本研究では Area-based stream power model に Campoforts et al. (2020)の岩質強度係数を加えたものをフォワードモデルとして採用し、日本列島の河床縦断形の逆解析を試みた。

3) マルコフ連鎖モンテカルロ法による逆解析

本研究は、河川縦断形逆解析法における最適化計算手法としてマルコフ連鎖モンテカルロ法（Markov Chain Monte Carlo method: MCMC）を採用し、日本列島の河川系に本手法を初めて適用した。既存の河川縦断形逆解析手法は最適化計算手法として準ニュートン法（共役勾配法や L-BFGS 法など）を採用しているため（e.g., Roberts et al., 2012）、解析結果は点推定となり、推定値の不確定性に関する評価が十分ではなかった。また、計算が局所的最適解に陥る可能性も高く、最適化計算を開始するパラメータ初期値に計算結果が依存するという問題点が指摘されている。

MCMC はベイズ統計学における事後分布のサンプリング法として発達した手法であり、最適化計算にも応用することができる（Gallagher et al., 2009）。この手法の利点は、適切に計算のチューニングが行われれば局所的最適解を避けることができ、さらに計算結果の不確定性についても評価が可能であるという点である。

本研究では、地殻の隆起速度履歴を時間的・空間的に離散化し、フォワードモデルが観測された地形を最もよく再現する隆起速度値を探索した。隆起速度値の空間的離散化に当たっては、隆起速度を設定する点を等間隔に東北地方で 17 点（図 5.1.5-4）、四国で 21 点、紀伊半島で 18 点配置した（図 5.1.5-5）。これらの設定点に与えた値から、放射基底関数法を用いて隆起速度の空間的な補完を行い、各河川の流路に沿った任意の位置における隆起速度を求めた。一方、時間的な離散化については、東北地方では 0.8 Ma まで 0.2 Ma ごと、四国・紀伊半島では 2.5 Ma まで 0.5 Ma ごとに離散化し、スプライン補間によって任意の時間における各地点での隆起速度を求めた。すなわち、求めるべき離散化された隆起速度値は、東北地方では 17×5 = 85、四国では 21×5 = 105 個、紀伊半島においては 18×5=90 個ということになる。

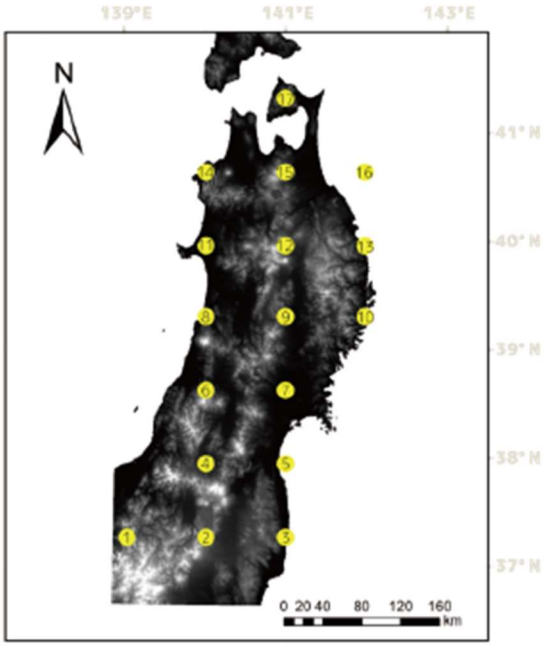


図 5.1.5-4　東北地方の隆起速度設定点

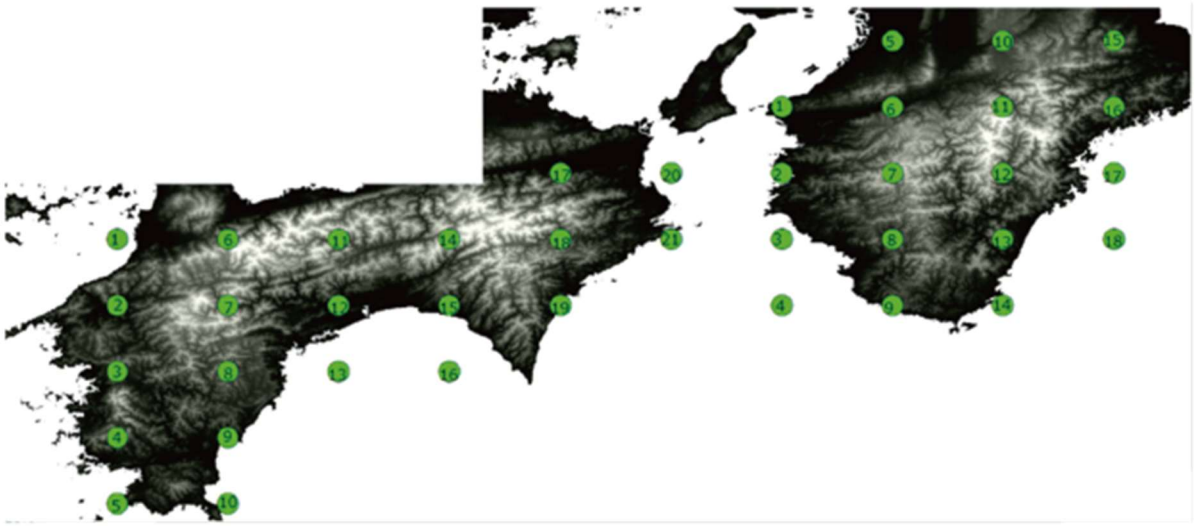


図 5.1.5-5　四国及び紀伊半島の隆起速度設定点

本研究で行うベイズ推定では、以下の関係を想定する：

$$\eta = f(U_{ij}) + \epsilon$$

ここで、ηは河床地形の標高、U_{ij}は隆起速度（iは年代ステップ、jは地点をあらわす）で、$f(U_{ij})$は stream power model の予測する標高値、εは予測誤差である。

本研究では、マルコフ連鎖モンテカルロ（MCMC）法によって Uij 及び予測誤差の標準偏差の事後確率分布を推定した。MCMC 法はベイズ推論を行う際の事後確率分布をマルコフ連鎖となるランダムウォークサンプリングによって近似的に求める計算手法である。本研究では、MCMC 法のサンプラーとしてメトロポリス・ヘイスティングス法（MH 法）を用いた。この手法では、

推定するパラメータに何らかの初期値を与え、その後に何らかの分布（提案分布）に基づく乱数を発生させてパラメータの移動を検討する。この新しいパラメーターセットの移動の採択率 は、MH 法においては以下の式に従う。

$$r = \min\left(1, \frac{q\left(\theta^{(t)} \mid a\right) f_p\left(\theta^{(t)}\right)}{q\left(a \mid \theta^{(t)}\right) f_p(a)}\right)$$

ここで、q は提案分布、f_p はパラメータの事前分布である。q はステップ t におけるパラメータのセットであり、a は提案分布に従って発生させた乱数である。この提案分布 q 及び採択率 r に基づいて作成したマルコフ連鎖は詳細つり合い条件を満たしており（Hastings et al., 1970）、無限回の試行を行えば得られる分布が事後分布と一致することが示されている。

本研究では、最適化計算に MCMC 法を利用するため、パラメータの事前分布としては隆起速度 0~1000 m/Myr の範囲の一様分布とし、尤度に関しては予測誤差が正規分布となることを想定して算出した。

本研究ではこの計算を Python 上で行っており、ライブラリ PyMC2.3.8 を用いてサンプリングを行った。また、MH 法によるサンプリングの収束を早めるため、初期パラメータについては L-BFGS 法による MAP(maximum a posterior)推定を行って得られた値を用いている。MCMC の計算ステップ回数は 30 万回とし、バーンイン区間として最初の 20 万回のデータを切り捨てた結果、合計 10 万サンプルを得た。さらに、サンプルの自己相関を避けるため、得られたサンプルから 4 つごとにサブサンプリングを行った。その結果、最終的に得られたのは 2 万 5 千サンプルであり、このサンプルを本研究では隆起速度パラメータの事後分布とみなした。そして、得られた事後分布の期待値（EAP 値）を逆解析によって得られた隆起速度の復元値とした。また、事後分布から無作為に 100 サンプルを抽出し、それらのばらつきを図示することで、逆解析結果の信頼性を検討した。

4) 東北地方・紀伊半島・四国山地の逆解析結果

本研究は、国土地理院基盤地図情報（https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php）10 m メッシュ DEM (Degital Elevation Model)より QGIS を用いて河川縦断形のデータを抽出した。研究対象として選んだ河川系は、東北地方からは 7 河川（阿武隈川、雄物川、北上川、子吉川、馬淵川、最上川、米代川）であり（図 5.1.5-6）、西南日本外帯の紀伊半島からは 2 河川系（紀の川、熊野川）、四国からは 6 河川系（那賀川、吉野川、物部川、仁淀川、肱川、四万十川）を計測した（図 5.1.5-7）。それぞれの流路沿いの基盤岩の岩質については、産業技術総合研究所による 20 万分の 1 シームレス地質図（https://gbank.gsj.jp/seamless/v2.html）を利用し、自動的に座標情報から岩質データを取得する Python スクリプトを作成して、岩質強度パラメータを算出した。

まず、本研究の逆解析モデルに対して人工的にチェッカーボード状の隆起速度分布を与えて逆解析を行ったところ、入力値がほぼ完全に再現されることが確認された（図 5.1.5-8）。これを受けて、東北地方・四国・紀伊半島の河川地形を逆解析した結果を図 5.1.5-9 から図 5.1.5-14 に示す。

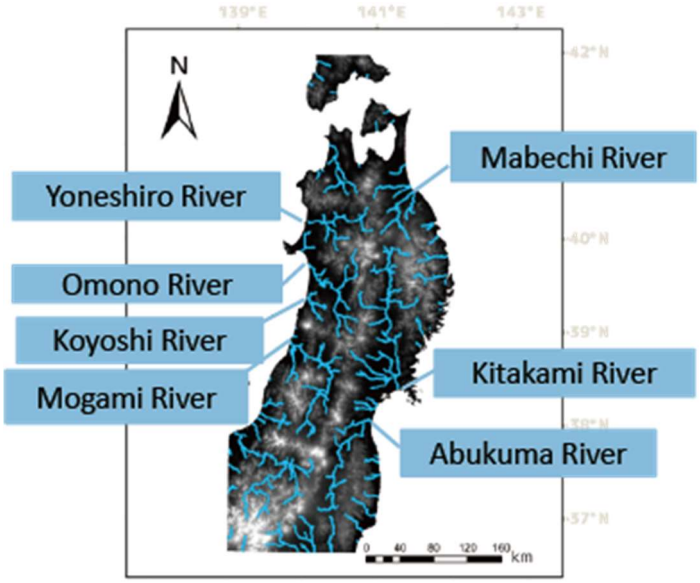


図 5.1.5-6　東北地方で解析を行った河川系

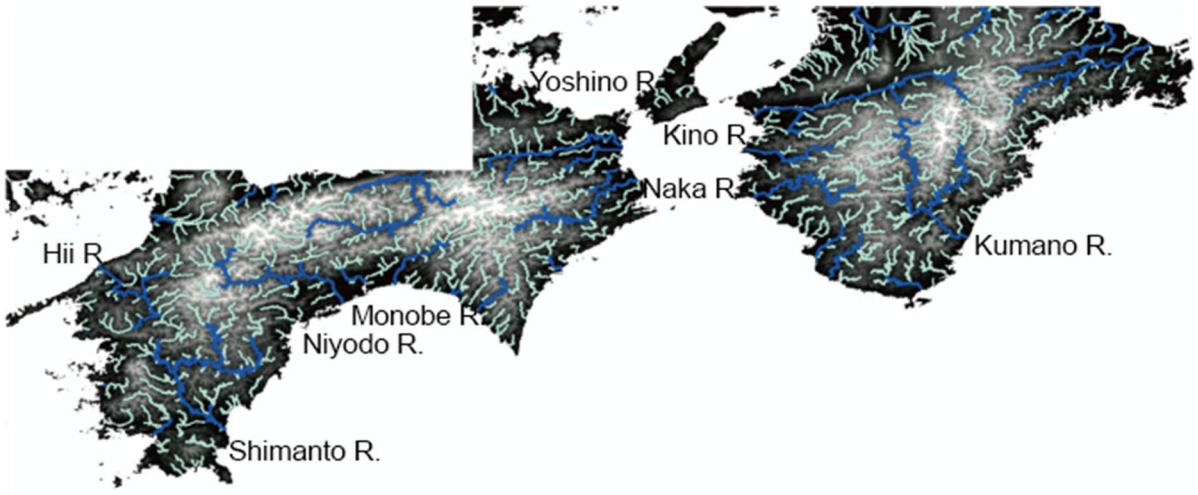


図 5.1.5-7　四国・紀伊半島で解析を行った河川系

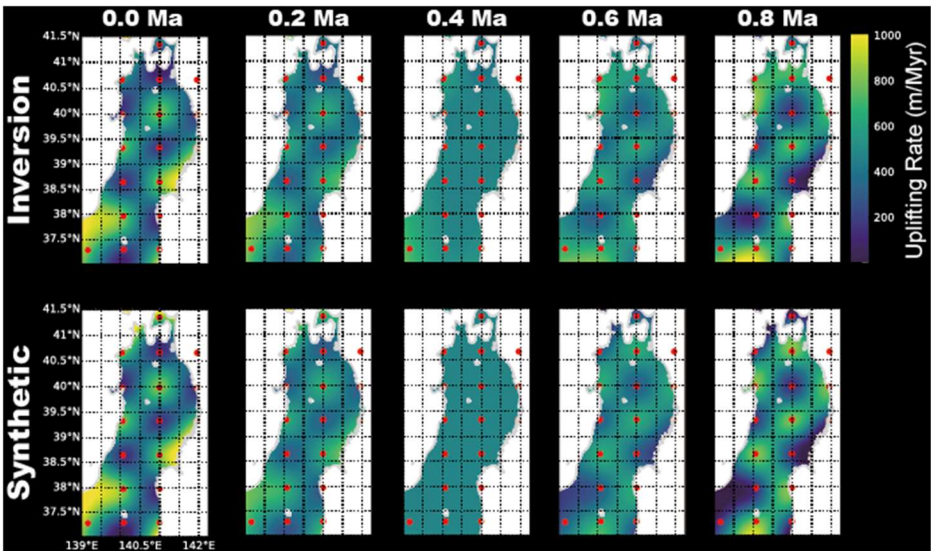


図 5.1.5-8　東北地方の隆起速度逆解析のチェッカーボードテスト

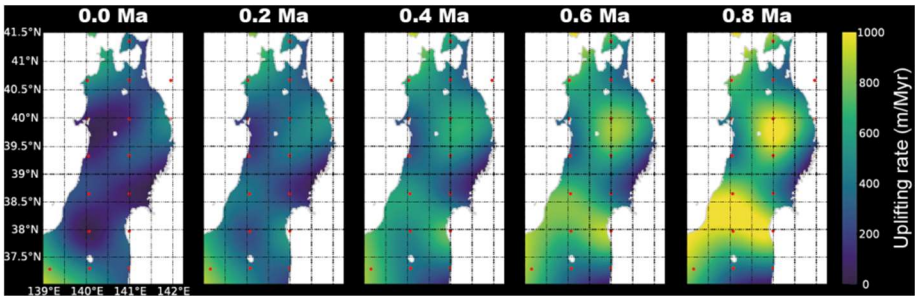


図 5.1.5-9　東北地方の実河川データの逆解析結果

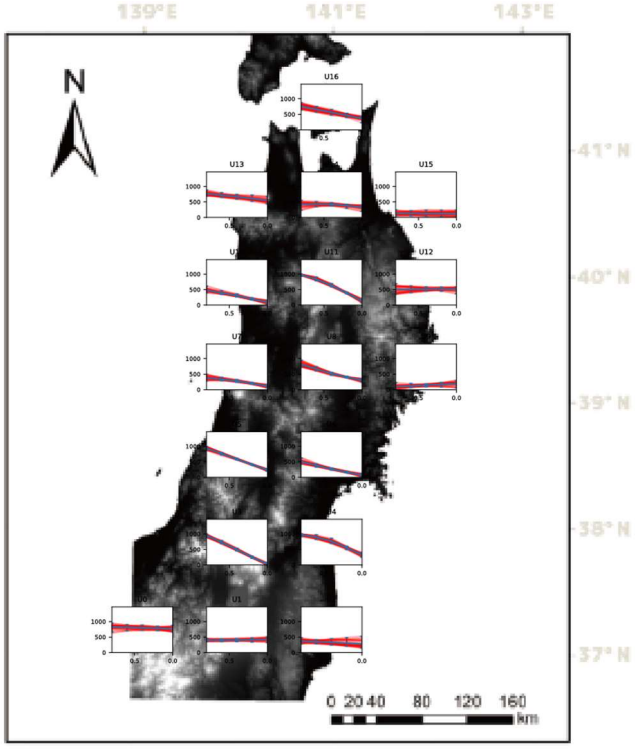


図 5.1.5-10　東北地方の逆解析結果の信頼区間

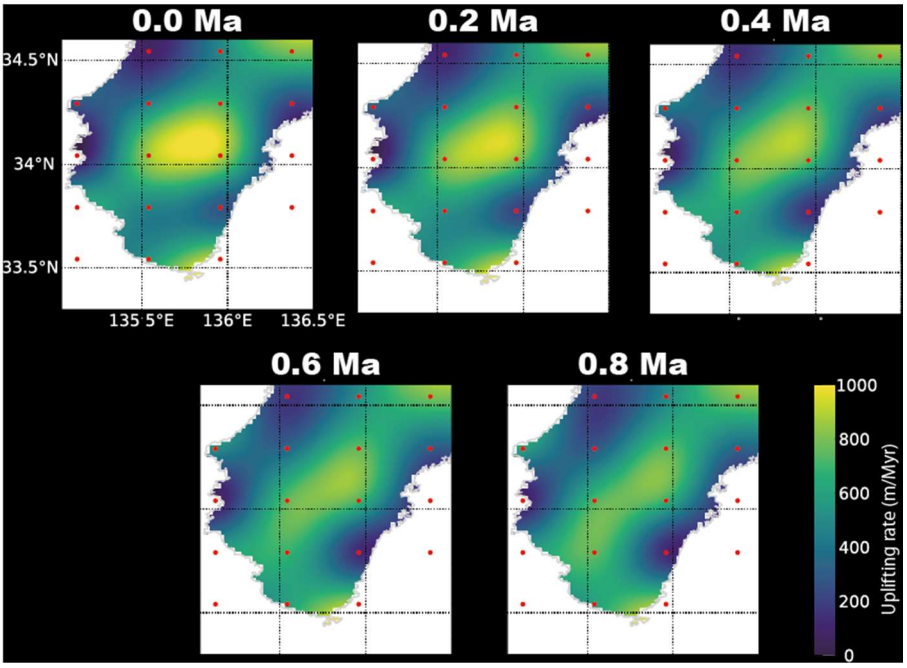


図 5.1.5-11　紀伊半島の実河川データの逆解析結果

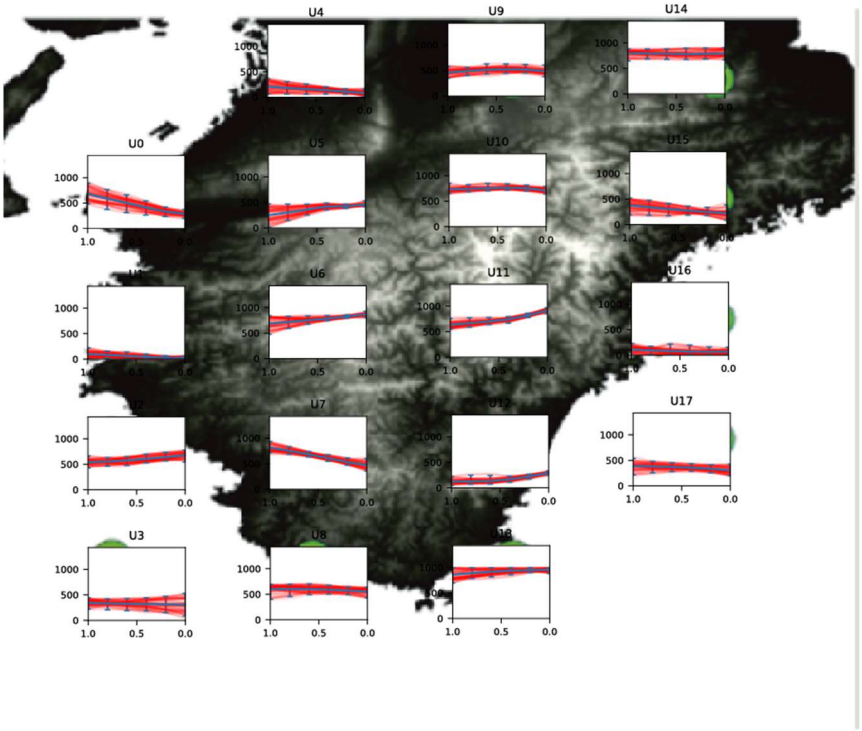


図 5.1.5-12　紀伊半島の逆解析結果の信頼区間

人工的にチェッカーボード状の隆起速度分布を与えて逆解析を行ったところ、入力値がほぼ完全に再現された。

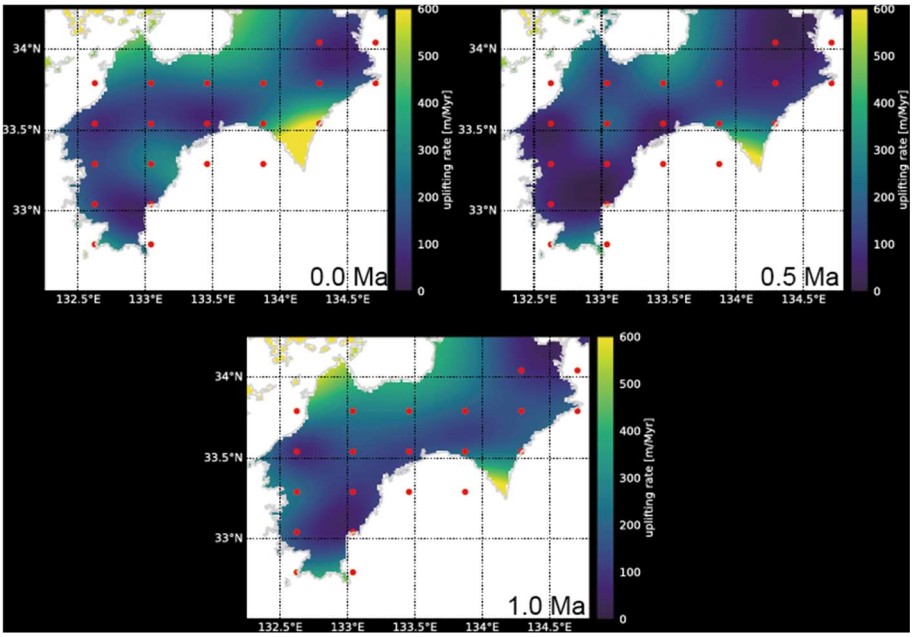


図 5.1.5-13　四国の実河川データの逆解析結果

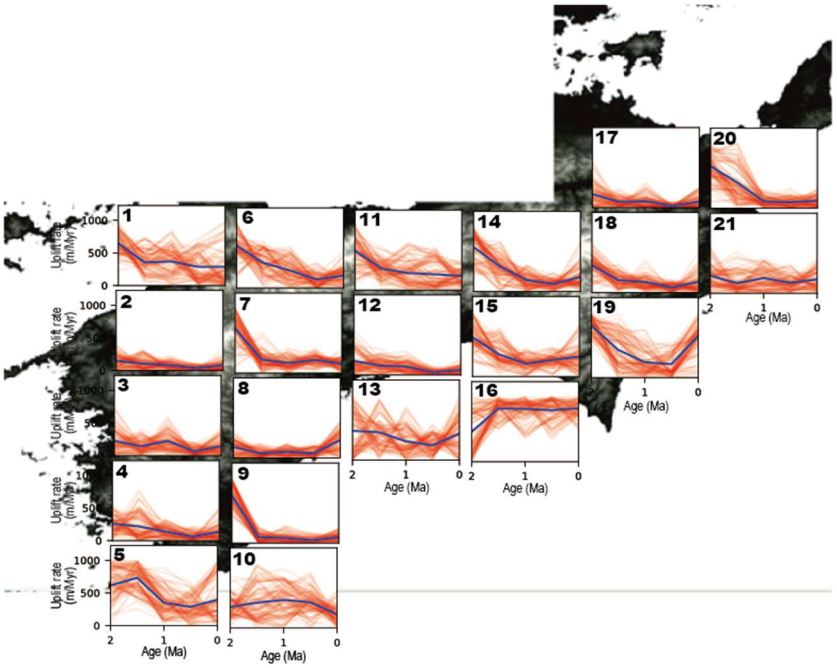


図 5.1.5-14　四国の逆解析結果の信頼区間

5)　今後の課題

今回の結果での実河川での解析結果は、あくまでも予察的なものである。Stream power model には降水量や植生などに関連したチューニングパラメータ ka や m, n があり、実河川の逆解析に際しては隆起速度が既知な地域でのパラメータチューニングが避けられない。今後は、パラメータの検証とチューニングを行い、実河川の逆解析の信頼性を向上することが必要となるだろう。

5.1.6 まとめ

「侵食速度が遅い地域の侵食速度評価に反映するための光ルミネッセンス（OSL）熱年代法の適用性の検討」では、10 万年スケールの侵食史の推定を目的に、侵食速度が中程度（0.1～1 mm/yr 前後）の地域の事例として、令和 2 年度に引き続いて六甲山地の甲山で掘削された大深度ボーリング試料に OSL 熱年代を適用した。熱史逆解析と環境温度という 2 種類の異なるアプローチを適用した結果、共通して、過去 10 万年程度は熱的に安定な環境が推測された。今後は、OSL 熱年代法の適用性のさらなる検討のため、新たな事例対象地域への適用が課題である。

「角閃石の地質温度圧力計と U–Pb 年代測定法を用いた侵食評価手法の検討」では、研究対象地域の侵食史推定を目的として、花崗岩試料に対する地質温度・圧力計の適用を行った。黒部地域では、過年度の成果に加えて、新たに 8 試料の分析を実施した。その結果、1.1Ma 頃を境にして、平均削剥速度の急激な変化がみられることが明らかとなった。今後は試料及び解析数を増やすことで、地域差について検討することが課題である。また、本アプローチの適用性のさらなる検証のため、谷川岳地域の事例にも着手した。数地点で予察的に実施したジルコン U-Pb 年代測定により、中新世末～鮮新世の若い花崗岩の存在が確認された。今後、黒部地域と同様のアプローチにより、侵食史の推定が可能となることが期待される。

「岩石学的手法と地球年代学的手法を用いた高温領域の熱史及び隆起・侵食史の検討」では、ジルコンの結晶化年代と結晶化温度への制約から、隆起・侵食史の起点となるマグマの貫入・定置に関する情報を取得することを目的として、その手法の高度化、適用性の拡大のため、新たに大崩山花崗岩体、遠野複合深成岩体、堺ノ神深成岩体の 3 岩体のジルコンに対して U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量分析を実施した。今後は、ジルコン粒子内の形成年代の差異を評価するため、年代情報の取得における精度向上が課題として挙げられる。また、ジルコンのチタン温度計を用いた結晶化温度推定の妥当性の検証を、ルチルが確認されない（TiO_2 活動度を 1 と規定できない）遠野複合深成岩体から採取した 3 岩相の試料に対して実施した。マグマの定置に関して温度情報を制約する上では、TiO_2 の活動度の設定によって、異なるジルコンの結晶化温度が算出されるため、妥当な活動度の設定が必要である。今後は、活動度導出の際に rhyolite-MELTS に入力する各パラメータの妥当性を他の手法などを適用して相補的に検証することで、より信頼性の高い活動度の算出をすることが求められる。

「熱年代学、宇宙線生成核種法、地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討」では、以下の二つの検討を行った（「隆起速度の推定を目指した宇宙線生成核種による離水地形の年代決定」は 5.2.3 に統合した）。

「熱年代学による山地の隆起・侵食過程の検討」では、東北日本弧の前弧域の北上山地において、地質学的タイムスケールの熱史・削剥史の推定を目的に熱年代解析を実施した。今年度は、特に約 55～130℃の低温域における冷却・削剥史の解像度を上げるため、AHe 年代の測定数と、AFT 長に基づいた熱史逆解析のデータ数を拡充した。過年度及び先行研究の熱年代と併せると、AFT 年代は東から西に向かって約 70 Ma まで若くなる一方、AHe 年代は約 40 Ma で東西方向にほぼ均一となった。この傾向は、火山フロントの移動のような地温勾配の変化では説明が困難であるが、プレートの底付け付加に起因する前弧域の隆起により説明できる。今後の課題としては、ESR 熱年代のようなさらに低温域対象とした熱年代法による、より最近の時代における削剥史の検討が挙げられる。

「地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討」では、河川縦断形の逆解析に際して行う最適化計算について、令和 2 年度に引き続いて、マルコフ連鎖モンテカルロ（Markov ChainMCMC）法を用いた検討を実施した。Campforts et al. (2020)に従い、Stream Power Model に岩質強度係数を取り込んだ。また、アルゴリズムの整理によるフォワード計算の高速化と、MCMC 法のハ

イパーパラメータの検討による逆解析の精度・確度向上を実施した。人工的にチェッカーボード状の隆起速度分布を与えて逆解析を行ったところ、入力値がほぼ完全に再現されることが確認された。これらの結果を踏まえて、東北地方に加えて、新たに四国・紀伊半島にも逆解析を適用した。今後の課題としては、パラメータの検証とチューニングを行い、実河川の逆解析の信頼性を向上させることが挙げられる。

引用文献

Ault, A.X., Gautheron, C. and King, G.E., Innovations in (U-Th)/He, fission track, and trapped charge thermochronometry with applications to earthquakes, weathering, surface - mantle connections, and the growth and decay of mountains, Tectonics, vol.38, pp.3705-3739, doi:10.1029/2018TC005312, 2019.

Bøtter-Jensen, L., Thomsen, K.J. and Jain, M., Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry, Radiation Measurements, vol.45, pp.253-257, doi: 10.1016/j.radmeas.2009.11.030, 2010.

Campforts, B., Vanacker, V., Herman, F., Vanmaercke, M., Schwanghart, W., Tenorio, G. E., ... and Govers, G., Parameterization of river incision models requires accounting for environmental heterogeneity: insights from the tropical Andes, Earth Surface Dynamics, vol.8(2), pp.447-470, 2020.

Crave, A. and Davy, P., A stochastic “precipiton” model for simulating erosion/sedimentation dynamics, Computers & Geosciences, vol.27(7), pp.815-827, 2001.

Dodson, M.T., Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.40, pp.259-274, 1973.

Evans, N. J., Byrne, J. P., Keegan, J. T. and Dotter, L. E., Determination of uranium and thorium in zircon, apatite, and fluorite: Application to laser (U-Th)/He thermochronology, Journal of Analytical Chemistry, vol.60(12), pp.1159-1165, 2005.

Ferry J.M. and Watson, E.B., New thermodynamics models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers, Contribution to Mineralogy and Petrology, vol.154, pp.429-437, 2007.

Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L. and Farley, K.A., Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol.73, pp.2347-2365, 2009.

Fukuda, S., Sueoka, S., Hasebe, N., Tamura, A., Arai, S. and Tagami, T., Thermal history analysis of granitic rocks in an arc-trench system based on apatite fission-track thermochronology: A case study of the Northeast Japan Arc, Journal of Asian Earth Sciences: X, vol.1, 100005, https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2019.100005, 2019.

Fukuda, S., Sueoka, S., Kohn, B.P. and Tagami, T., (U–Th)/He thermochronometric mapping across the northeast Japan Arc: towards understanding mountain building in an island-arc setting, Earth, Planets and Space, vol.72, 24, https://doi.org/10.1186/s40623-020-01151-z, 2020.

福田将眞, 末岡　茂, 田上高広, フィッション・トラック法を利用した島弧山地の熱年代学, RADIOISOTOPES, vol.70, pp.173-187, doi:10.3769/radioisotopes.70.173, 2021.

Gallagher, K., Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative

thermochronology, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.117(B2), B02408, 2012. doi:10.1029/2011JB008825

Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M. and Stephenson, J., Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems, Marine and Petroleum Geology, vol.26(4), pp.525-535, 2009.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J. and Pagel, M., Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology, Chemical Geology, Vol.266, pp.157-170, 2009.

Ghiorso, M.S. and Sack, R.O., Chemical mass transfer in magmatic processes IV, A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures, CMP, vol.119, pp.197-212, 1995.

Ghiorso M.S. and Gualda, G.A.R., A method for estimating the activity of titania in magmatic liquids from the compositions of coexisting rhombohedral and cubic iron–titanium oxides, CMP, vol.165, vol.73-81, 2013.

後藤　篤, 日本列島の隆起準平原の平坦化の時期―フィッション・トラック年代学からのアプローチ―, 科研費成果報告書, 課題番号 10440144, 2001.

Grün, R., Tani, A., Gurbanov, A., Koshchug, D., Williams, I. and Braun, J., A new method for the estimation of cooling and denudation rates using paramagnetic centers in quartz: A case study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.104(B8), pp.17531-17549, 1999.

Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemonsi, R.V. and Carley, T.L., Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems, Journal of Petrology, vol.53, pp.875-890, 2012.

Guenthner, W.R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L. and Giester, G., Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology, American Journal of Science, vol.313, pp.145-198, 2013.

Guenthner, W.R., Implementation of an alpha damage annealing model for zircon (U-Th)/He thermochronology with comparison to a zircon fission track annealing model, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.22, e2019GC008757, 2020. https://doi.org/10.1029/2019GC008757

Guralnik, B., Jain, M., Herman, F., Ankjærgaard, C., Murray, A.S., Valla, P.G., Preusser, F., King, G.E., Chen, R., Lowick, S.E., Kook, M. and Rhodes, E.J., OSL-thermochronometry of feldspar from the KTB borehole, Germany, Earth and Planetary Science Letters, vol.423, pp.232-243, doi:10.1016/j.epsl.2015.04.032, 2015.

林 正雄, ジルコン結晶形態と地球科学への応用, 地質学雑誌, vol 96, pp.117-123, 1990.

Herman, F., Rhodes, E.J., Braun, J. and Heiniger, L., Uniform erosion rates and relief amplitude during glacial cycles in the Southern Alps of New Zealand, as revealed from OSL-thermochronology, Earth and Planetary Science Letters, vol.297, pp.183-189, doi: 10.1016/j.epsl.2010.06.019, 2010.

Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D. and Ehlers, T.A., Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate, Nature, vol.504, pp.423-426, doi:10.1038/nature12877, 2013.

Herman, F. and King, G.E., Luminescence thermochronometry: Investigating the link between mountain erosion, tectonics and climate, Elements, vol.14, pp.33-38, doi: 10.2138/gselements.14.1.33, 2018.

Hirschmann, G., Duyster, J., Harms, U., Kontny, A., Lapp, M., De Wall, H. and Zulauf, G., The KTB superdeep borehole: petrography and structure of a 9-km-deep crustal section, Geologische Rundschau, vol.86, pp. S3-S14, dio:10.1007/PL00014663, 1997.

Holland, T. and Blundy, J., Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.116, pp.433-447, 1994. https://doi.org/10.1007/BF00310910

Howard, A. D., A detachment‐limited model of drainage basin evolution, Water resources research, vol.30(7), pp.2261-2285, 1994.

藤田和夫, 日本の山地形成論―地質学と地形学の間―, 蒼樹書房, 466p, 1983.

藤田和夫, 前田保夫, 須磨地域の地質 地域地質研究報告(５万分の１図幅), 地質調査所, 101p, 1984.

Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, Y., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K., An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U–Pb dating standard, Island Arc, vol.22, pp.382-394, 2013. doi:10.1111/iar.12038

Kawakami, T., Sueoka, S., Yokoyama, T., Kagami, S., King, G.E., Herman, F., Tsukamoto, S. and Tagami, T., Solidification depth and crystallization age of the shiaidani granodiorite: Constraints to the average denudation rate of the Hida range, central Japan, Island Arc, vol.30, e12414, 2021. https://doi.org/10.1111/iar.12414

川野良信, 柴田 賢, 内海 茂, 大平寛人, 谷川岳鮮新世深成岩体の K-Ar 年代, 岩鉱, Vol.87, pp.221-225, 1992.

Ketcham, R.A., Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol.58, pp.275-314, 2005.

Ketcham, R. A., Fission-track annealing: from geologic observations to thermal history modeling, In Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology, pp.49-75, 2019.

King, G.E., Herman, F., Lambert, R., Valla, P.G. and Guralnik, B., Multi-OSL-thermochronometry of feldspar, Quaternary Geochronology, vol.33, pp.76-87, doi: 10.1016/j.quageo.2016.01.004, 2016.

King, G. E., Tsukamoto, S., Herman, F., Biswas, R. H., Sueoka, S. and Tagami, T., Electron spin resonance (ESR) thermochronometry of the Hida range of the Japanese Alps: validation and future potential, Geochronology, vol.2(1), pp.1-15, 2020.

Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P. W. and Wieler, R., Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets, Geomorphology, vol.83(1-2), pp.97-120, 2007.

Li, B. and Li, S.-H., Determining the cooling age using luminescence-thermochronology, Tectonophysics, vol.580, pp.242-248, 2012.

Martin, H., Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas, Geology, vol.14, pp.753-756, 1986.

Matsuda, T., Omura, K. and Ikeda, R., Geological and Data of the NIED Boreholes, Japan - Active Fault, Seismogenic Zone, Hingeline-, Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 310, 1-29, 2008.

松四雄騎, 松崎浩之, 牧野久識, 宇宙線生成核種による流域削剥速度の決定と地形方程式の検証, 地形, vol.35, pp.165-185, 2014.

Menant, A., Angiboust, S., Gerya, T., Lacassin, R., Simoes, M. and Grandin, R., Transient stripping of subducting slabs controls periodic forearc uplift, Nature Communications, vol.11(1), pp.1-10, 2020.

Minami, S., Nagata, M., Sueoka, S., Fukuda, S., Kajita, Y., Ogita, Y., Kagami, S., Yokoyama, T. and Tagami, T., Two pulse intrusive events of the Pliocene Tanigawa-dake granites revealed from zircon U–Pb dating, Earth, Planets, and Space, vol.73, 231, 2021. https://doi.org/10.1186/s40623-021-01556-4

Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J. and Brooker, R.A., An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.171, pp.1-27, 2016. https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9

日本原子力研究開発機構, 電力中央研究所, 平成 31 年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書, 251p, 2020.

日本原子力研究開発機構, 電力中央研究所, 令和 2 年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書, 317p, 2021.

大平寛人, 本多照幸, 北部フォッサマグナ谷川岳深成岩体のフィッション・トラック年代とジルコンの Th/U 比, フィッション・トラックニュースレター, Vol.12, pp.60-63, 1999.

Osozawa, S., Usuki, T., Usuki, M., Wakabayashi, J. and Jahn, B. M., Trace elemental and Sr-Nd-Hf isotopic compositions, and U-Pb ages for the Kitakami adakitic plutons: Insights into interactions with the early Cretaceous TRT triple junction offshore Japan, Journal of Asian Earth Sciences, vol.184, 103968, 2019.

Parkinson, I.J. and Arculus, R.J., The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites, Chemical Geology, vol.160, pp.409-423, 1999.

Pupin J.P., Zircon and granite petrology, Contribution of Mineralogy and Petrology, vol.73, pp. 207-220, 1980.

Reiners, P.W. and Brandon, M.T., Using thermochronology to understand orogenic erosion, Annual Review of Earth and Planetary Science, vol.34, pp.419-466, 2006. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125202

Richter, M., Tsukamoto, S. and Long, H., ESR dating of Chinese loess using the quartz Ti centre: A comparison with independent age control, Quaternary International, vol.556, pp.159-164, 2020.

Roberts, G. G. and White, N., Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.115(B2), B02406, 2010. https://doi.org/10.1029/2009JB006692

Roberts, G. G., White, N. J., Martin‐Brandis, G. L. and Crosby, A. G., An uplift history of the Colorado Plateau and its surroundings from inverse modeling of longitudinal river profiles, Tectonics, vol.31(4), TC4022, 2012. https://doi.org/10.1029/2012TC003107

Rudge, J. F., Roberts, G. G., White, N. J., & Richardson, C. N., Uplift histories of Africa and

Australia from linear inverse modeling of drainage inventories, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, vol.120(5), pp.894-914, 2015.
産業技術総合研究所, 日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース, 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-5（CD-ROM）, 2004.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2 (https://gbank.gsj.jp/seamless/)
佐藤興平, 谷川岳花崗岩体の年代とフォッサマグナ地域における新第三紀の珪長質火成活動, 群馬県立自然史博物館研究報告, Vol.20, pp.85-104, 2016.
総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価−地質環境特性および地質環境の長期安定性について−, 2014, 61p.
Shuster, D.L., Flowers, R.M. and Farley, K.A., The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite, Earth and Planetary Science Letters, vol.249, pp.148-161, 2006. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.028
Sueoka, S., Kohn, B.P., Tagami, T., Tsutsumi, H., Hasebe, N., Tamura, A. and Arai, S., Denudation history of the Kiso Range, central Japan, and its tectonic implications: constraints from low-temperature thermochronology, Island Arc, vol.21, pp.32-52, doi:10.1029/GM107p0237, 2012.
末岡 茂, 田上高広, 堤 浩之, 長谷部徳子, 田村明弘, 荒井章司, 山田隆二, 松田達生, 小村健太朗, フィッション・トラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史, 地学雑誌, vol.119, pp.84-101, 2010.
末岡 茂, 堤 浩之, 田上高広, 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応用, 地球科学, vol.69, pp.47-70, 2015.
Suoeka, S., Tsutsumi, H. and Tagami, T., New approach to resolve the amount of Quaternary uplift and associated denudation of the mountain ranges in the Japanese Islands, Geoscience Frontiers, vol.7, pp.197-210, 2016. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.06.005
Sueoka, S., Ikeda, Y., Kano, K., Tsutsumi, H., Tagami, T., Kohn, B.P., Hasebe, N., Tamura, A., Arai, S. and Shibata, K., Uplift and denudation history of the Akaishi Range, a thrust block formed by arc-arc collision in central Japan: Insights from low-temperature thermochronometry and thermokinematic modeling, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.122, pp.6787-6810, 2017a. https://doi.org/10.1002/2017JB014320
Sueoka, S., Tagami, T. and Kohn, B.P., First report of (U–Th)/He thermochronometric data across Northeast Japan Arc: implications for the long-term inelastic deformation, Earth, Planets and Space, vol.69, 2017b. https://doi.org/10.1186/s40623-017-0661-z
末岡 茂, 田上高広, 低温領域の熱年代学の原理と地殻浅部のテクトニクスへの応用, 地学雑誌, vol.128, pp.707-730, 2019.
高橋俊仁, 中島和夫, 遠野周辺における花崗類岩類の岩石組織からみた貫入固結条件と鉱化作用の関連, 日本鉱物科学会 2010 年年会講演要旨集, 2010.
土谷信高, アダカイト研究の現状と問題点: アダカイト質岩の多様性の成因とその地質学的意義, 地球科学, vol.62(3), pp.161-182, 2008.
土谷信高, 古川聡子, 木村純一, 北上山地古第三紀浄土ケ浜流紋岩類の岩石学的研究-パーアルミナスなアダカイト質マグマの成因, 地質学論集, vol.53, pp.57-83, 1999.
土谷信高, 武田朋代, 足立達朗, 中野伸彦, 小山内康人, 足立佳子, 北上山地の前期白亜紀アダカ

イト質火成活動とテクトニクス, 岩石鉱物科学, vol.44(2), pp.69-90, 2015.

Tsukamoto, S., Toyoda, S., Tani, A. and Oppermann, F., Single aliquot regenerative dose method for ESR dating using X-ray irradiation and preheat, Radiation Measurements, vol.81, pp.9-15, 2015.

Watson., E.B. and Harrison, T.M., Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types, Earth and Planetary Science Letters, vol.64, pp.295-304, 1983.

Wagner, G.A., Reimer, G.M. and Jäger, E., Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps, University of Padova, Memoir of the Institute of Geology and Mineralogy, vol.30, pp.1-27, 1977.

Wildman, M., Brown, R., Beucher, R., Persano, C., Stuart, F., Gallagher, K., Schwanethal, J. and Carter, A., The chronology and tectonic style of landscape evolution along the elevated Atlantic continental margin of South Africa resolved by joint apatite fission track and (U-Th-Sm)/He thermochronology, Tectonics, vol.35, pp.511-545, 2016. doi:10.1002/2015TC004042.

Yamada, R. and Harayama, S., Fission track and K-Ar dating on some granitic rocks of the Hida mountain range, central Japan, Geochemical Journal, vol.33, pp.59-66, doi:10.2343/geochemj.33.59, 1999.

山田隆二, 小村健太朗, 池田隆司, 野島断層における深層掘削調査の概要と岩石物性試験結果（平林・岩尾・甲山）, 防災科学技術研究所研究資料, no.371, 16p, 2012.

Yoshida, T., Kimura, J. I., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., ... and Imaizumi, T., Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust–mantle structure in the NE Japan Arc, Geological Society, London, Special Publications, vol.385(1), pp.335-387, 2014.

Yuguchi, T., Sueoka, S., Iwano, H., Izumino, Y., Ishibashi, M., Danhara, T., Sasao, E., Hirata, T. and Nishiyama, T., Position-by-position cooling paths within the Toki granite, central Japan: Constraints and the relation with fracture population in a pluton, Journal of Asian Earth Sciences, vol.169, pp.47-66, 2019.

Yuguchi, T., Ishibashi, K., Sakata, S., Yokoyama, T., Itoh, D., Ogita, Y., Yagi, K. and Ohno, T., Simultaneous determination of zircon U–Pb age and titanium concentration using LA-ICP-MS for crystallization age and temperature, Lithos, vol.372-373, 105682, 2020.

Yuguchi, T., Yamazaki, H., Ishibashi, K., Sakata, S., Yokoyama, T., Suzuki, S., Ogita, Y., Sando, K., Imura, T. and Ohno, T., Simultaneous determination of zircon 248rystallization age and temperature: Common thermal evolution of mafic magmatic enclaves and host granites in the Kurobegawa granite, central Japan, Journal of Asian Earth Sciences, vol.226, 105075, 2022.

5.2 離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化

5.2.1 背景と目的

わが国における信頼性の高い地形学的時間スケール（数千から数十万年）での隆起速度の推定は、放射性炭素（^{14}C）年代測定法やテフロクロノロジーにより離水時期が制約された海成段丘や河成段丘に基づいている。逆にいえば、段丘が存在しなかったり、段丘が存在しても、その離水時期が ^{14}C 年代の適用限界である約 5 万年以前であり、かつ段丘構成層や被覆層にテフラが検出できなかったりする場では、隆起速度の推定は難しい。本事業では、そうした場における、離水地形の離水時期の制約に基づいた隆起速度の推定技術の適用性の拡充を目指す。特に重点を置くのは、複数の年代測定手法を組み合わせたマルチ年代測定法による離水地形の離水時期制約である。具体的には、離水地形に対して、わが国における地形・堆積物の一般的な編年技術であった ^{14}C 年代測定法やテフラ分析に加えて、10 万年前以前の地形・堆積物の編年が可能な長石の赤外光ルミネッセンス（InfraRed Stimulated Luminescence：以下、「IRSL」という）年代測定法、石英の宇宙線生成核種（Terrestrial Cosmogenic Nuclide：以下、「TCN」という）年代測定法の適用を検討する。

本事業のテーマは、内陸部を対象としたものと沿岸部を対象としたものに大別される。内陸部を対象とした研究開発では､河成段丘に代わる過去の河床高度を近似する離水河成地形を認定し、それらの離水時期の制約から隆起速度を推定する手法を検討する。そうした手法には、安江ほか（2014）に示された穿入蛇行跡である環流旧河谷に着目するものがある。これは、環流旧河谷から旧河床堆積物を見出し、それらと現河床との比高を、旧河床堆積物の堆積時期で除することにより河川の下刻速度を算出する手法である。対象とする河川が、下刻速度と隆起速度が釣り合っている平衡河川であるならば、下刻速度を隆起速度に読み替えることができる。

内陸部を対象とした研究開発では、上記手法にマルチ年代測定を援用することにより、環流旧河谷から下刻速度（≒隆起速度）を推定する手法の信頼性の向上を目指す。昨年度までの本事業では、紀伊山地の新宮川中流部に分布する環流旧河谷を事例にボーリング調査を実施し、環流旧河谷の埋積物の採取とコア試料の分析を行った。その結果、環流旧河谷の相対編年において、基質の赤色度と礫の酸化帯の幅の測定が有効な手法となることが明らかになった。さらに、環流旧河谷の旧河床堆積物の堆積年代を制約する手法として、長石の IRSL 年代測定法が適用可能であるとの見通しが得られた。しかし、広い流域をもつ環流旧河谷で採取したコアでは、支流性の斜面堆積物の被覆により、旧河床堆積物を観察できなかった。このことから、ボーリング調査を実施する場所としては、流域が狭く、斜面堆積物の層厚が薄いと推定される環流旧河谷が適していることが示された。令和 2 年度からは、環流旧河谷を用いた隆起・下刻速度の算出方法の信頼性の更なる向上を目的として、穿入蛇行河川の痕跡地形となる環流旧河谷が多く残されている（高取ほか, 2013）赤石山脈の大井川の事例に着手した（図 5.2.1-1）。ボーリング調査地点の検討においては、流域の面積に留意し、支流性の斜面堆積物が比較的薄いと考えられる小規模な環流旧河谷を選定した。本報告書では、事例地域において実施した野外調査とその結果の概要について報告する。

沿岸部を対象とした研究開発では、沿岸部に広く分布するものの被覆層中のテフラや被覆層そのものを欠くため離水時期の制約が困難であった海成侵食段丘に対してマルチ年代測定の中でも特に TCN 年代測定法を用いた離水時期の制約手法を検討する。平成 30 年度～令 2 年度の本事業では、隆起地域の海成侵食段丘上での、離水後の岩盤中の宇宙線生成核種濃度の時間変化を計算し、TCN 年代測定法の適用性を検討した。その結果、離水以降の侵食または堆積量が約 3m を超えると、一般にこの手法の適用は困難であると結論づけられた。また、この検討結果に基づき、土佐湾沿岸の更新世段丘を事例対象として、TCN 年代測定法の適用性を検討したところ、MIS5e

に対比される段丘面では離水年代と調和的な ^{10}Be 濃度の深度プロファイルを得ることができた。一方、より高位の段丘では、離水後の侵食量が多かったためか、離水年代の制約が困難な結果となった。以上の結果を踏まえて、「どの程度古い時代まで年代の遡及が可能であるか」、「離水後の段丘面の削剥・堆積がどの程度の不確かさをもたらすか」の 2 点についての検討と、さらなる検討事例の蓄積のため、複数段の更新世段丘が発達する能登半島での事例研究にも令和 2 年度から新たに着手した。

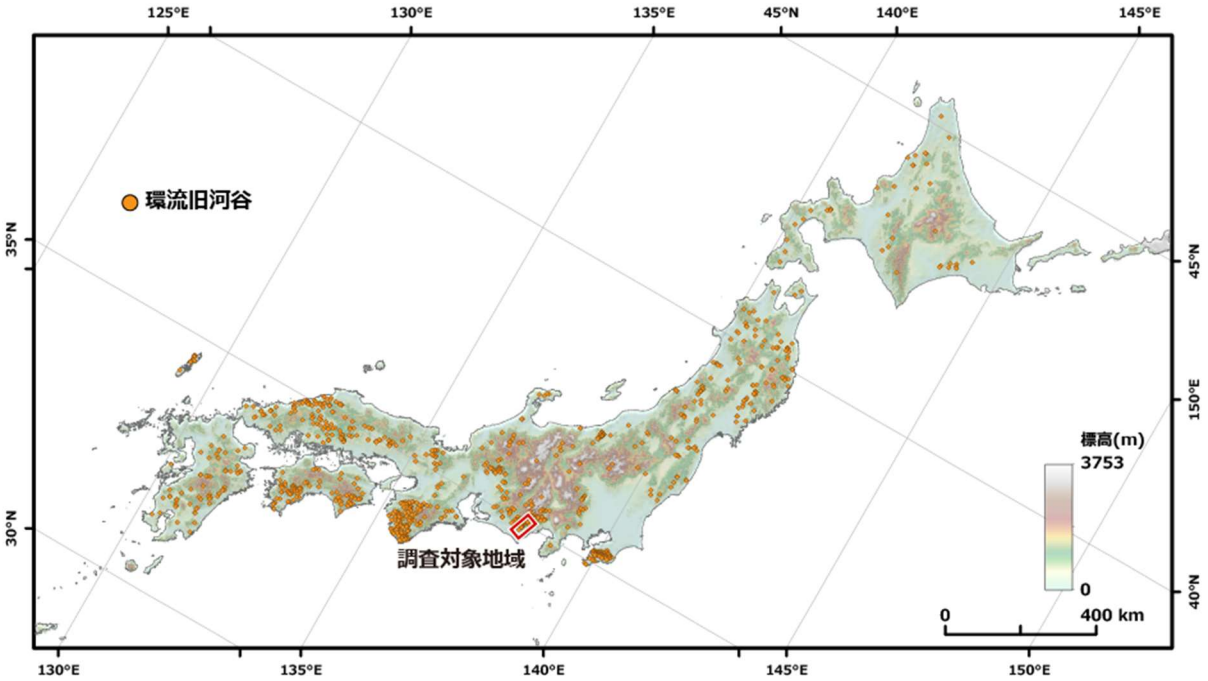


図 5.2.1-1　内陸部を対象とした研究開発の事例地域
環流旧河谷の分布については、高取ほか（2013）のデータベースに基づく。

5.2.2 内陸部を対象とした検討

(1) アプローチ

令和 3 年度においては、赤石山地の大井川の河口から約 87 km 上流に位置する環流旧河谷で令和 2 年度に採取したボーリングコア試料（図 5.2.2-1、図 5.2.2-2）に対して、各種の分析を実施した。まず、環流旧河谷の埋積過程を把握するために、堆積物の詳細な観察・記載を目的とした X 線コンピュータ断層撮影解析（Computed Tomography：以下、「X 線 CT 解析」という）と半裁作業、堆積環境推定を目的とした珪藻分析と花粉分析を行った。さらに、堆積物の形成時期を制約するために、テフラ分析を行った。最後に、大井川の河口から約 75 km 上流に位置する，旧河床堆積物と解釈された砂層及び離水層準直上の斜面堆積物と解釈されたシルト層を対象に IRSL 年代測定を実施し、その堆積年代を求めた。また、多様な指標を用いた隆起速度の算出事例を蓄積するために、同じく大井川沿いで攻撃斜面側に断片的に残された露頭を対象に観察・記載及び試料採取を行った（図 5.2.2-1、図 5.2.2-2）。

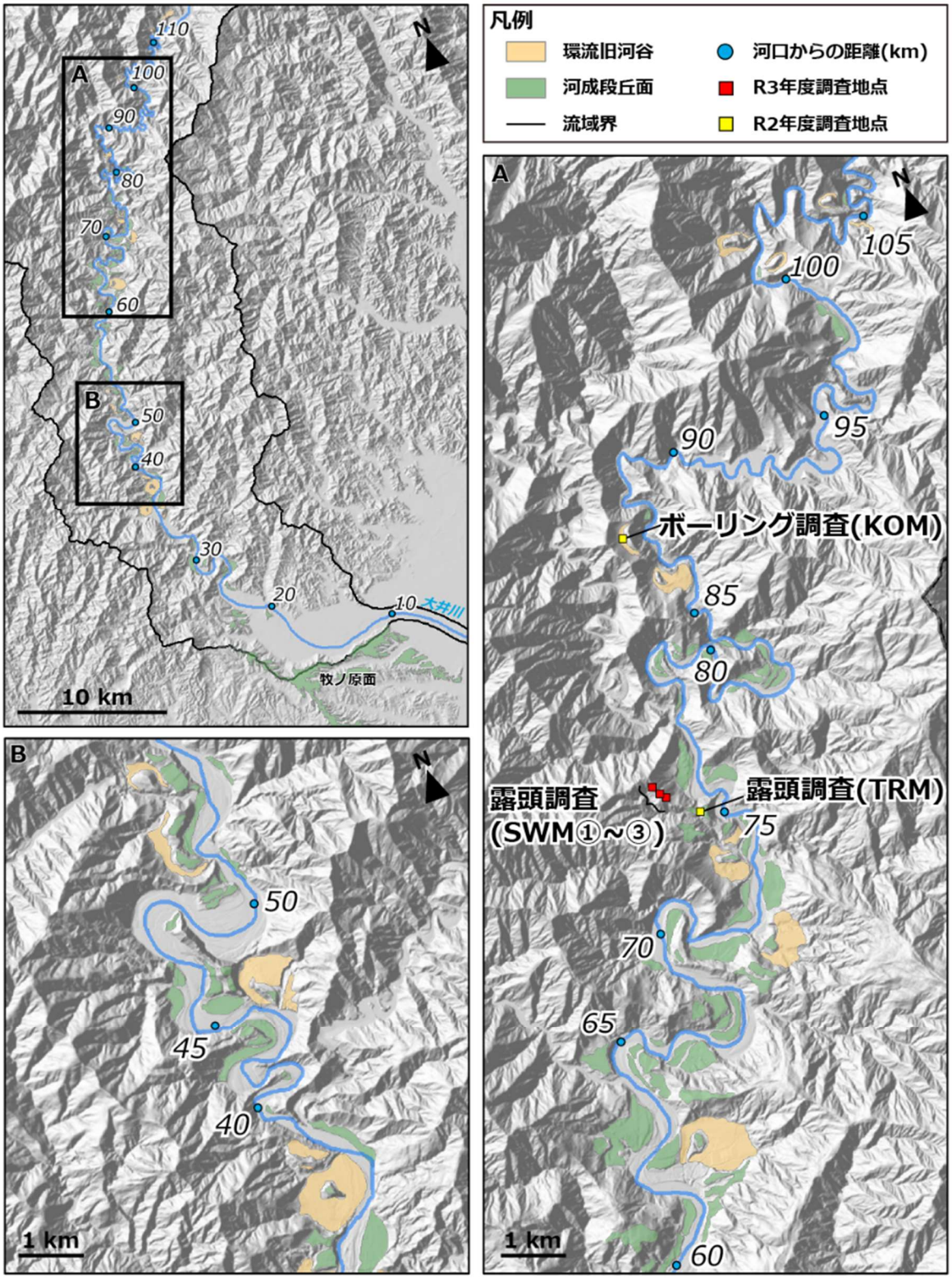


図 5.2.2-1　離水地形区分図と調査地点
地形区分はカラー空中写真の実体視判読に基づく。

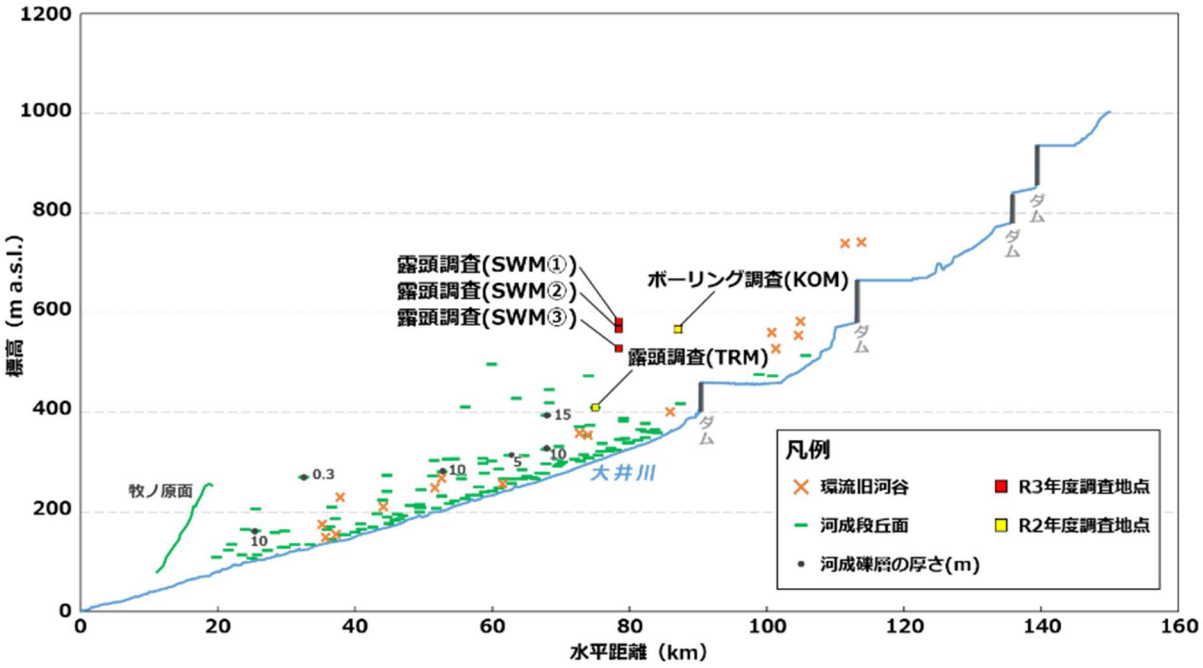


図 5.2.2-2　離水地形の縦断プロファイルと調査地点

以下には、環流旧河谷のコアの記載、分析結果及び IRSL 年代測定の結果、ならびに河川流路堆積物の露頭調査結果について記す。

(2) 環流旧河谷から採取したコアの観察結果と IRSL 年代測定結果

1) X 線 CT と半裁に基づく堆積ユニット区分

令和 2 年度の本事業において大井川流域に分布する環流旧河谷から採取した 2 本のボーリングコア（KOM-1、KOM-2; 河床からの比高 200 m; 内径 65 mm）を対象に、層相と堆積構造の確認及び分析試料の採取を目的として、X 線 CT 解析と半裁作業を実施した。また、堆積物の堆積年代や堆積環境を推定するために、珪藻の群集組成解析、テフラ分析及び IRSL 年代測定を実施した。X 線 CT 解析画像及び半裁写真を図 5.2.2-3 に示す。珪藻分析とテフラ分析結果の詳細は付録 12、付録 14 を参照されたい。

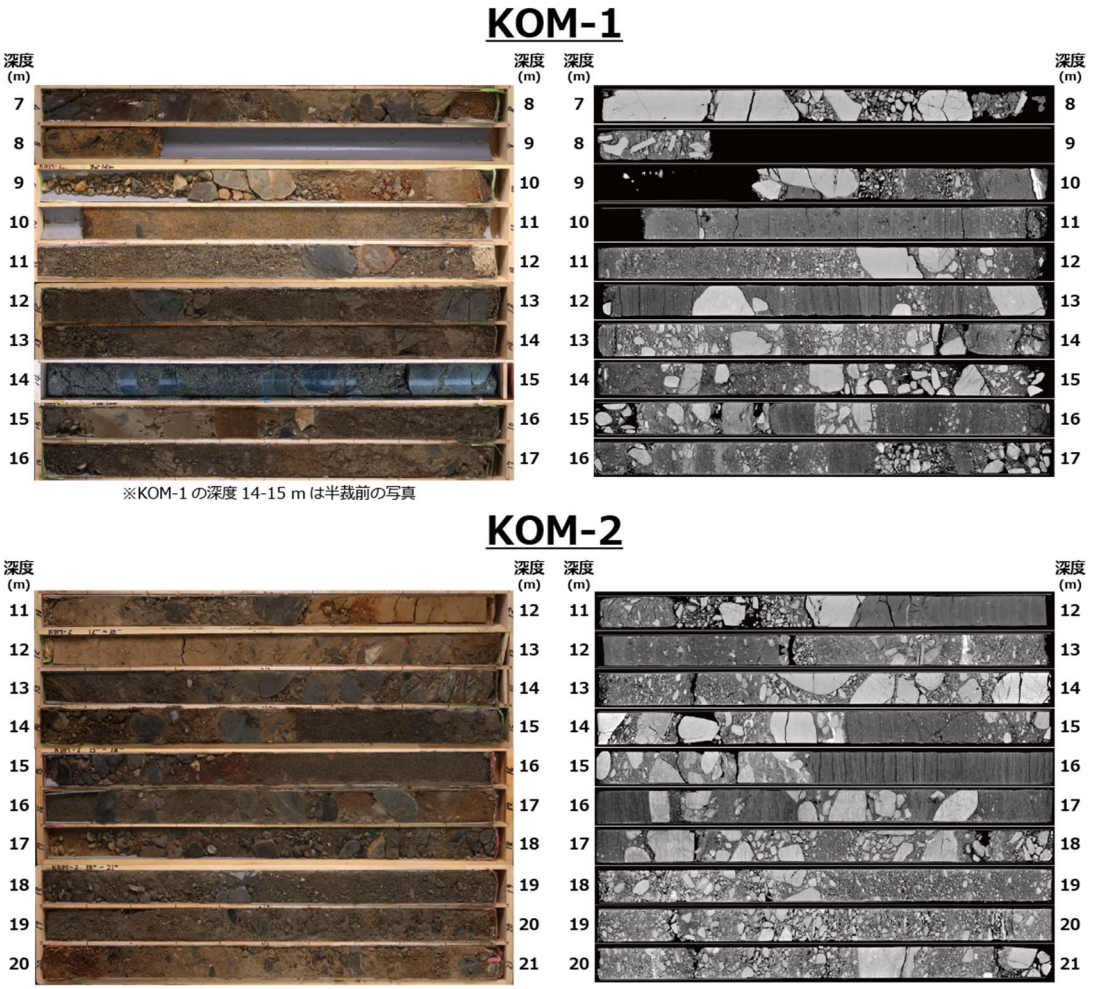


図 5.2.2-3　ボーリングコアの半裁面及び X 線 CT 解析画像（一部）
離水面（KOM-1 コア；深度 9.6 m、KOM-2 コア；12.8 m）の上下を観察できるように、斜面堆積物の下部と河川流路堆積物の上部のみを示す。

こうして得られたボーリングコアの半裁面及び X 線 CT 解析結果に基づき、泥質基質の混在岩からなる基盤岩（BR）（杉山ほか, 1987）とコンクリート片やビニール片を含む礫層からなる盛土（AS）の間に、河川流路堆積物（RC）及び斜面堆積物（SD）の堆積ユニットを認定した（図 5.2.2-4）。以下に、環流旧河谷の離水過程を復元する上で重要となる河川流路堆積物（RC）、斜面堆積物（SD）の特徴を述べる。

・河川流路堆積物（RC）

記載：同ユニットは、厚さ 0.3～5.5 m の円礫層と粒径の揃った厚さ 0.4～1.9 m の砂層の互層で構成され、KOM-1 コアの深度 9.6～21.5 m と KOM-2 コアの深度 12.8～22.7 m で確認される。円礫層は直径 2～100 mm の円礫～亜円礫を主体とする。礫種は岩や砂岩を主体とし、一部で緑色岩も認められる。それらに挟在する砂層は粒径が揃った細粒砂～粗粒砂で構成され、上方細粒化する。KOM-1 コアの深度 10.6～16.0 m 及び KOM-2 コアの深度 14.5～16.5 m の砂層では明瞭な斜交層理が発達する。

解釈：円礫層から砂層へと上方細粒化する特徴は、河川流路の側方移動や水量減少に伴う流速の減少を示唆しており（Miall, 1992）、このユニットは掃流環境で形成された河川流路堆積物で

あると考えられる。よく円磨された礫は遠方から運ばれてきたことを示唆する。また、円礫層中に、環流旧河谷の流域に分布しない緑色岩の礫が確認されることから、このユニットは本流性の河川流路堆積物であると考えられる。

・斜面堆積物（SD）

記載：同ユニットは、円磨度が低い角～亜角礫を主体とする厚さ 1.2～4.0 m の角礫層、厚さ 0.2～1.6 m の灰白色～淡黄色のシルト層及び厚さ 0.4～0.9 m の黒色の腐植土層の互層で構成され、KOM-1 コアの深度 2.1～9.6 m と KOM-2 コアの深度 3.7～12.8 m において認められる。角礫層に含まれる礫は、直径 2～300 mm の泥岩や砂岩であった。それらの上下の灰白色～淡黄色のシルト層は、円磨度が低い角礫が散在する。KOM-1 コアの 3.2 m 付近と KOM-2 コアの 6.1 m 付近で、上位に向かって層相が灰白色のシルトから腐植土へと漸移的に移り変わる。

解釈：このユニットは環流旧河谷を充填して分布しており、運搬営力が全く異なる角礫層とシルト層の互層によって構成されるので、近隣斜面の崩壊や崩落の繰り返しによって形成されたと推定される。運搬営力が大きな礫層は近隣の斜面もしくは大規模な崩壊によって、反対に運搬営力の小さなシルト層は遠方の斜面もしくは小規模な崩壊によって生じた可能性が高い。同ユニットの特徴である円磨されていない角礫は、いずれも近隣起源の堆積物であることを示唆する。シルト層中の珪藻化石の群集組成を検討すれば、湿地や池のような小規模な堆積場の存在が検討できる。

以上の観察結果を基に、河川流路堆積物（RC）と斜面堆積物（SD）との境界に認定される離水面の標高は、KOM-1 コアで 557 m、KOM-2 コアで 554 m と考えられる。それらの現河床からの比高は、KOM-1 コアで 180 m、KOM-2 コアで 186 m となる。

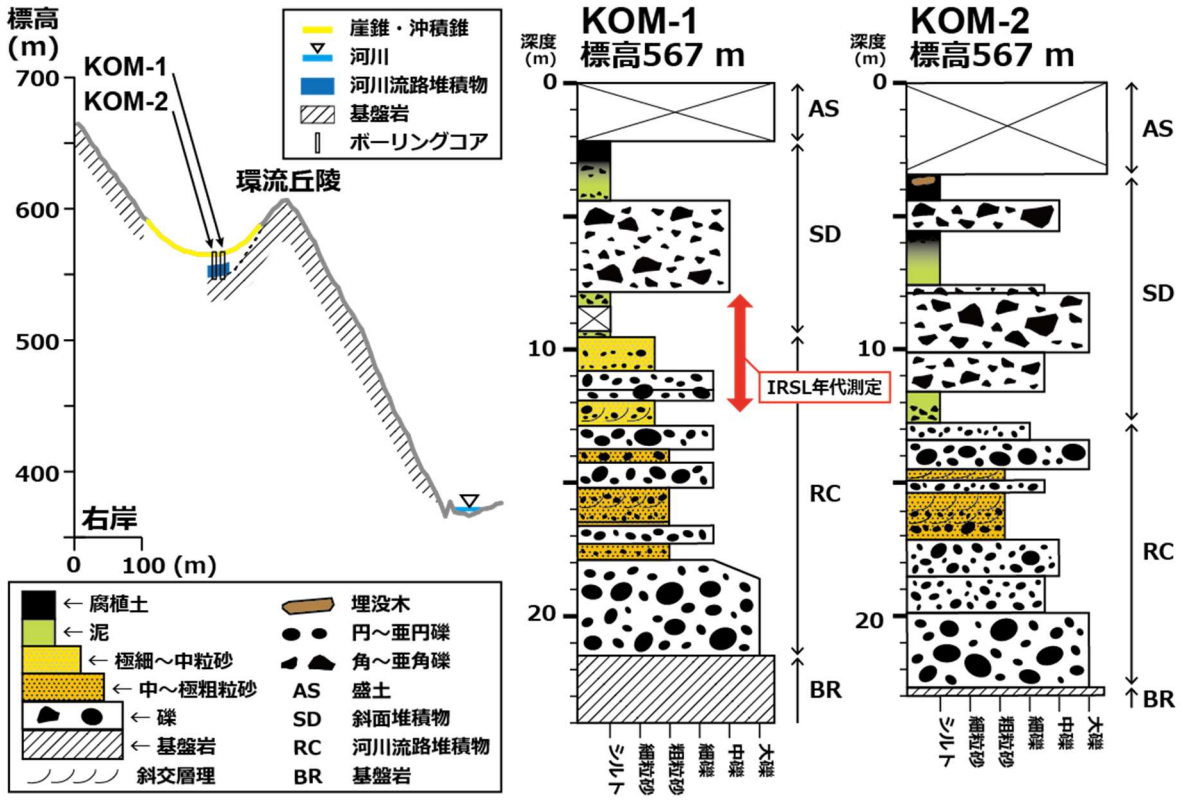


図 5.2.2-4　ボーリングコアの柱状図

2) IRSL 年代測定

以上のコア観察結果をもとに、昨年度掘削した IRSL 年代測定用の KOM-1o コアの分析層準を決定した。測定試料は計 4 試料（KOM-1o-1、-2、-3、-4）で、KOM-1o-1、-2 は離水面上位の斜面堆積物であるシルト層より、KOM-1o-3、-4 は河川流路堆積物のうち最も離水面に近い細粒砂層より採取を行った。これらの試料からカリ長石を抽出し、IRSL 年代測定を行った。本研究開発では、IRSL 強度が自然に減衰するフェーディング現象の影響を少なくするために、post-IR IRSL（pIRIR ; Thomsen et al, 2008）測定を採用した。測定温度は 50℃と 225℃とした。その他の IRSL 測定条件と年間線量率の算出方法については小形ほか（2021）を参照されたい。IRSL 年代の算出には、統計ソフト R と「Luminescence」パッケージ（Kreutzer et al., 2012）を用いた。各試料で 10 アリコートずつ測定を行い、外れ値を除いた平均値から IRSL 年代を求めた。KOM-1o-1、-2、-3、-4 の $pIRIR_{225}$ 年代は 59±7、112±48、164±31、143±26 ka であった（表 5.2.2-1）。KOM-1o-2、-3、-4 のアリコート間の年代はばらついており、誤差が大きくなった。これは、年代のリセット（ブリーチ）が不完全であったこと、もしくは年間線量率の空間的不均一性が原因と考えられる。より正確な年代測定のためには、これらについてのさらなる議論が必要と考えられる。また、他年代測定法とのクロスチェックによる信頼性の評価も必要である。

表 5.2.2-1　KOM-1o コアの $pIRIR_{225}$ 年代

試料名	測定数	採用数	年間線量率 (Gy/ka)	g-value (%/decade)	年代 (ka)
KOM-1o-1	10	10	3.92 ± 0.11	1.96 ± 0.61	59 ± 7
KOM-1o-2	10	9	4.40 ± 0.26	1.82 ± 0.79	112 ± 48
KOM-1o-3	10	10	4.96 ± 0.15	1.53 ± 0.71	164 ± 31
KOM-1o-4	10	10	5.37 ± 0.14	1.33 ± 0.36	143 ± 26

(3) 断片的に残された河川流路堆積物の観察と記載

令和 3 年度の本事業では、大井川の河口から約 75 km 上流に位置する、現河床よりも 230~280 m 程高位に露出する細粒堆積物の露頭 3 か所で記載と試料採取を行った。これらの細粒堆積物の周辺には円礫が散在しており（図 5.2.2-5）、令和 2 年度の本事業で露頭調査を行った河成段丘露頭の TRM 地点より 100~150 m 程高位の尾根沿いに露出する。これらの露頭から得られる情報は、周辺の円礫層と合わせて解釈すれば、より古い時期の離水面の指標にできると期待される。そのため、露頭の標高が高い順に SWM①、SWM②、SWM③と名付け、記載してテフラ・珪藻分析、年代測定試料の採取を行った。図 5.2.2-5 には、1962 年及び 1976 年に撮影された国土地理院カラー空中写真を用いて実施した実体視判読の結果と地形断面図を示す。SWM①と②は滑落崖の崖上に位置する一方、SWM③は滑落崖の内側に位置する。

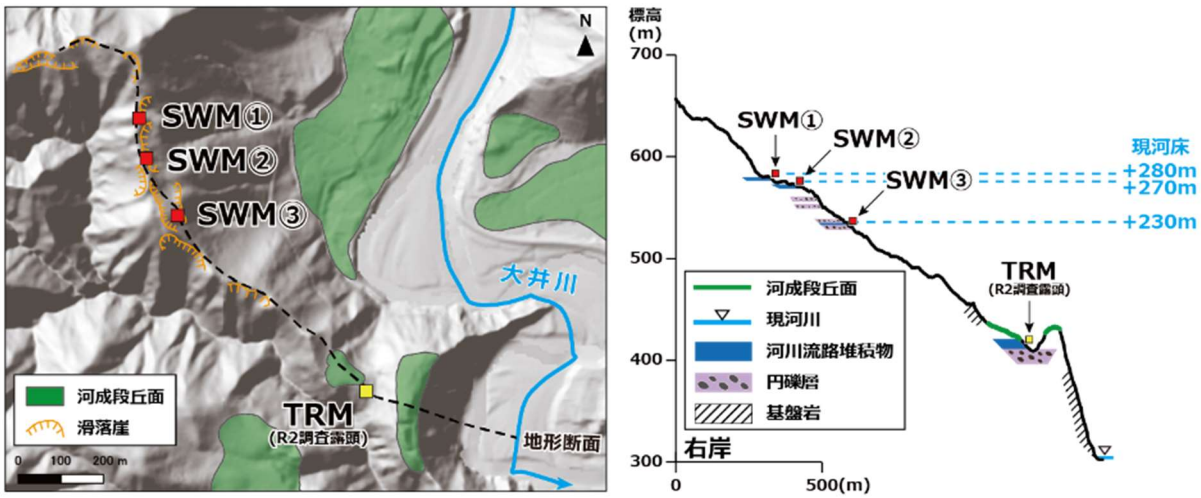


図 5.2.2-5　露頭調査地点の地形学図と地形断面図

以下に、各露頭（SWM①～③）における堆積物の層相の特徴を記載して今後の解析方法を概説する。柱状図は図 5.2.2-6 に示す。

・SWM①

SWM①地点では、標高 580 m 付近に細粒堆積物が露出する。この露頭では、下位から順に 1）亜角礫を主体とする厚さ 10 cm 以上の角礫層、2）厚さ 40 cm 程度の有機質な黒色泥層、3）灰白色の泥層と暗褐色の泥質な細粒砂層から構成される厚さ 150 cm 程度の砂泥互層が確認できた。3）の砂泥互層は平行葉理及び斜交層理が顕著な下部 50 cm 程度の層準と植物根を含む上部 100 cm 程度の層準に二分できる。

SWM①では、火山灰編年及び堆積環境を推定するためにテフラ・珪藻分析に供する連続採取試料を 18 試料採取した。また、堆積物の絶対年代を直接的に評価するために IRSL 年代測定に供する試料を 4 試料、^{14}C 年代測定に供する試料を 1 試料採取した。

・SWM②

SWM②では、標高約 570 m 付近に細粒堆積物が露出する。この露頭では、下位から順に 1）厚さ 30 cm 以上の有機質な黒色泥層、2）灰白色の泥層と暗褐色の泥質な細粒砂層から構成される厚さ 60 cm 以上の砂泥互層が確認できた。2）の砂泥互層には、粒径が揃った細粒砂層が狭在する。

SWM②では、テフラ・珪藻分析に供する連続採取試料を 10 試料、IRSL 年代測定に供する試料を 2 試料、^{14}C 年代測定に供する試料を 1 試料採取した。

・SWM③

SWM③では、標高約 535 m 付近に細粒堆積物が露出する。この露頭では、下位から順に 1）厚さ 30 cm 以上の有機質な黒色泥層、2）灰白色の泥層と暗褐色の泥質な細粒砂層から構成される厚さ 80 cm 程度の砂泥互層、3）厚さ 10 cm 以上の有機質な黒色泥層が確認できた。

SWM③では、テフラ・珪藻分析に供する連続採取試料を 12 試料、IRSL 年代測定に供する試料を 3 試料、^{14}C 年代測定に供する試料を 1 試料採取した。

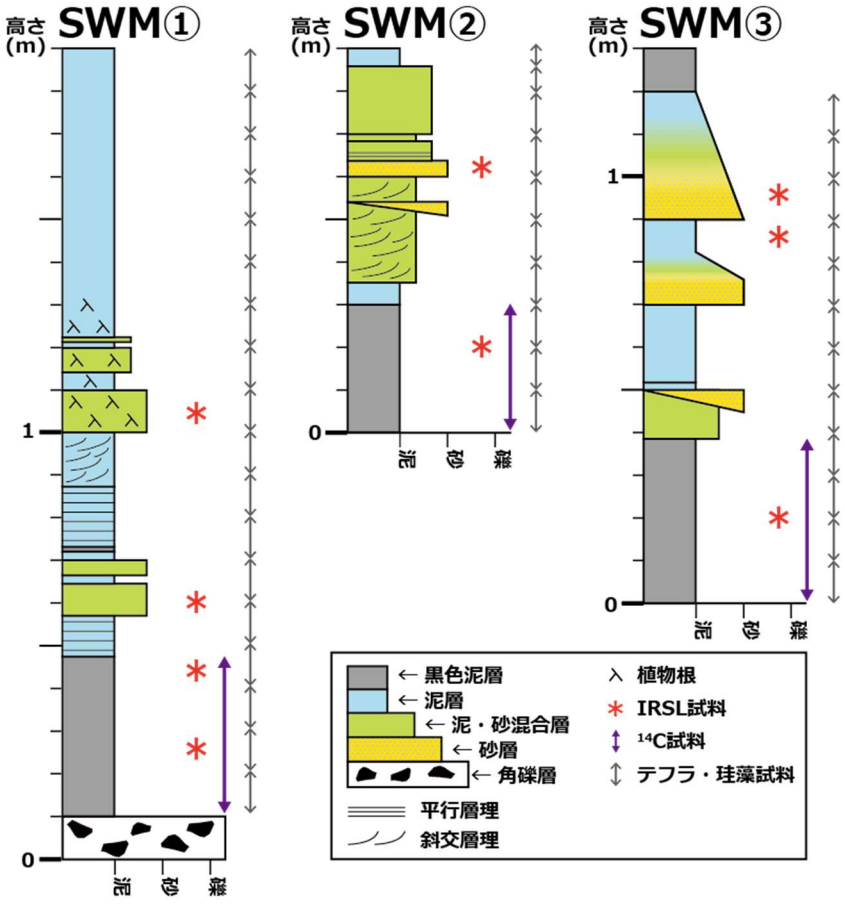


図 5.2.2-6　SWM①～③の柱状図

5.2.3 沿岸部を対象とした検討

(1) アプローチ

令和 3 年度は、二つの課題について検討を行った。一つは、TCN 年代測定法に基づいた海成侵食段丘の編年に係る適用性の確認、もう一つは、中期更新世海成段丘を対象としたマルチ年代測定法に基づく年代推定及び新規調査地点での露頭調査である。

TCN 年代測定法の適用性確認においては、昨年度に引き続き、地形層序学的手法とテフロクロノロジーによって海成段丘の発達史が明らかにされている土佐湾北東岸地域に発達する海成侵食段丘（例えば、Matsu'ura, 2015）を事例対象とした。今年度は、特に継承核種の見積もりに重点をおき、完新世の離水ベンチの岩盤中の TCN 年代と潮間帯生物の ^{14}C 年代の比較を行った。また、その結果を踏まえて、更新世海成段丘の岩盤中の TCN 濃度の深度分布から、段丘面の離水過程の再検討を行った。

一方、マルチ年代測定法に基づく年代推定及び試料採取においては、昨年度に引き続き、能登半島七尾湾沿岸地域に分布する中期更新世の海成段丘を事例対象とした（太田・平川, 1979）。今年度は、昨年度の採取試料の分析や IRSL 年代測定を実施するとともに、新たに認定した露頭での試料採取や段丘面上でのピット掘削を実施した。

(2) 海成侵食段丘への TCN 年代測定法の適用

氷期・間氷期サイクルに伴う海水準変動とテクトニックな地盤の隆起によって形成された典型

的な海成段丘群の発達する西南日本外帯の太平洋岸を対象に、手法の適用性を検討した。対象地点はMGT及びMHNの2サイトである（図 5.2.3-1）。本年度は特に、継承核種の見積もりに重点を置き、現成波食棚に近い離水直後の最低位岩盤段丘に対する分析を行った。また、その結果を踏まえて、中位あるいは高位段丘面で取得された核種濃度の深度分布データを再解析した。

MGTサイトには、MIS5に形成されたと考えられている、面的な拡がりの良い中位段丘が分布する。このうちMIS5e（125 ka）に対比される段丘面は海抜標高150–180 mに位置している。この段丘面は横断方向にも連続性が良く、500 m以上の幅で傾斜10度以下の平坦面となっている。この中位段丘面の中央付近（MGT-c: 海抜標高153.4 m）において、岩盤ボーリングコアを用いて2 m程度の深さまでの石英中の^{10}Be濃度を測定した。ヒプシサーマル期の旧汀線アングル高度は海抜標高14 m付近にあり、それ以降に離水した低位段丘面と、傾斜を保持して海側へ延長した中位段丘相当面との比高は約114 mである。最低位の岩盤段丘面（MGT-b: 海抜標高3–5 m）において、潮間帯性ゴカイ化石の^{14}C年代測定及び離水後の削剥が無視できると考えられる堅岩の^{10}Be露出年代測定を行った。

MHNサイトには、MIS5に形成されたと考えられる面的な拡がりの良い中位段丘（海抜標高70–110 m）の上位に、やや開析の進んだ高位段丘面（海抜標高140–160 m）が分布する。この高位段丘面は連続性が悪く、横断形は丘陵状の高まりとなっている。この高位段丘面の中央付近（MHN-c: 海抜標高160.6 m）において、岩盤ボーリングコアを用いて2.5 m程度の深さまでの石英中の^{10}Be濃度を測定した。ヒプシサーマル期の旧汀線アングル高度は海抜標高9 m付近にあり、それ以降に離水した低位段丘面と、傾斜を保持して海側へ延長した中位段丘相当面との比高は約50 m、中位段丘と高位段丘の比高は約30 mである。最低位の岩盤段丘面（MHN-b: 海抜標高2–3 m）において、潮間帯性ゴカイ化石の^{14}C年代測定及び離水後の削剥が無視できると考えられる堅岩の^{10}Be露出年代測定を行った。

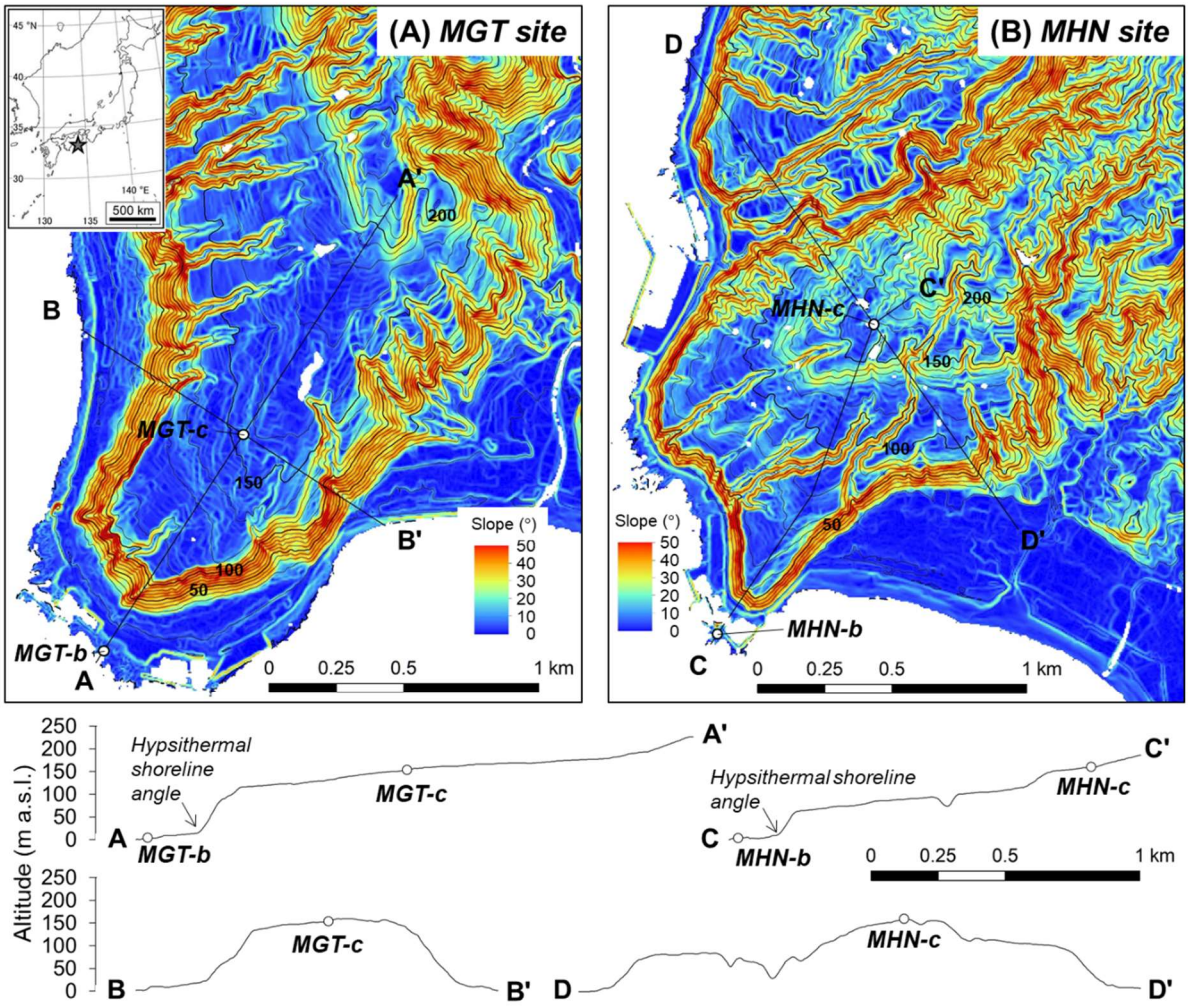


図 5.2.3-1　試料採取地点の位置図及び地形断面図
国土地理院の基盤地図情報（数値標高モデル 5A）を用いて作成した。

1)　低位岩盤段丘に蓄積した継承核種量の評価

これら 2 サイトにおける最低位岩盤段丘での ^{14}C 年代測定と ^{10}Be 露出年代測定の結果、及びそれらのヒプシサーマル期旧汀線アングル高度との関係を図 5.2.3-2 に示す。両サイトでは、段丘面の高度分布からみても明らかなように隆起速度に差異があるため、サイト間で一致はしないが、一つのサイト内ではこれら 3 者の関係性は整合的である。すなわち、離水時に継承核種が存在することにより、みかけ上 ^{10}Be の単純露出年代が全体の傾向から古い方へとシフトする様子が認められない。このことは、これらのサイトにおいては、離水時に段丘構成層に持ち込まれる継承核種量が十分に小さい（分析の精度に比して無視しうる程度である）ことを意味する。よって、中位あるいは高位段丘での核種濃度の深度プロファイルの解析においては、継承核種量をゼロとしたモデルを当てはめることができるものと判断した。

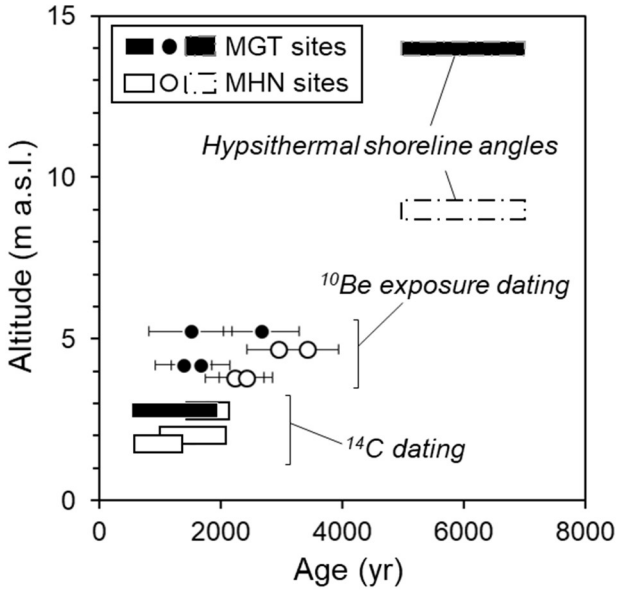


図 5.2.3-2　低位岩盤段丘での ^{14}C 年代と ^{10}Be 露出年代、及びそれらのヒプシサーマル期旧汀線アングル高度との関係

2)　中位及び高位段丘の核種濃度プロファイル

次に中位及び高位段丘の核種濃度プロファイルについて検討する。データはいずれの地点でも、深さ方向に指数関数的に核種濃度が減少する傾向を示す（図 5.2.3-3）。試料の計測かさ密度が浅部と深部で系統的に異なっている場合は、便宜上、その相対的な大小で補正した深さの値を用いてプロットした。

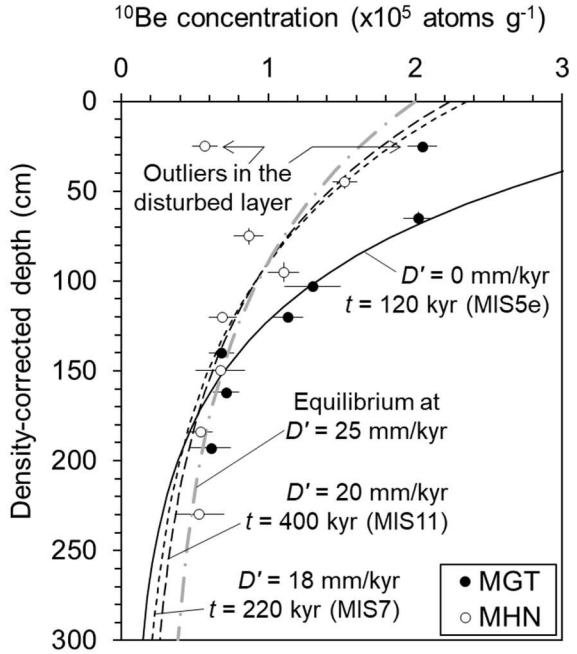


図 5.2.3-3　中位あるいは高位段丘面下における核種濃度の深度プロファイルとモデルカーブ

まず、MGT サイトの核種濃度の深度分布については、MIS5e の海退期に離水したのち、段丘化した面の削剥が無いとした場合のモデルカーブと良く適合する。このことは、その拡がりのある平坦な地形（図 5.2.3-1A）により、段丘面が離水後の削剥を免れ、原面が良く保存されていることを意味する。換言すれば、そのような場の条件の試料採取点を適切に選択することで、比較的単純に年代決定が可能になるということになる。

これに対し、MHN サイトのプロファイルは削剥による平衡に近い状態となっている。平衡状態に達しているとみた場合の、最尤削剥速度は約 25 mm/kyr である。この面は、平坦面の相対的な拡がりと高度の分布からみて、MIS7、9、11 のいずれかに対比されるものと考えられるが、その範囲をカバーする年代値（240–400 ka）を代入して計算しても、削剥速度が 19–20 mm/kyr の狭い範囲で変化するだけでモデルカーブとデータが、統計上有意に適合してしまう。すなわちこの程度の削剥が作用することにより、離水当時の原面から数メートル程度の厚みで物質が除去され、段丘上面が更新されたために、時間情報が失われてしまっている。確かにこの地点は緩やかだが起伏のある丘陵状の地形を呈しており（図 5.2.3-1A）、段丘面の開析に伴う削剥が及んでしまったものと考えられる。換言すれば、年代推定を企図して試料採取を実施する場合には、こうした平坦部の拡がりが限定的な地点を選択してしまうと、手法特性上の壁に阻まれて有益な情報が得られなくなるため注意が必要である。

最後に、隆起速度の時間変化について検討を加えておく。MGT-c 地点について、この場所が約 120 ka に離水したとすると、現在までの平均隆起速度は、約 1.3 m/kyr と算出される。また、MHN-c 地点について、仮にこの面の離水が MIS7（240 ka）であったとすると、離水以降、現在までに削剥された物質の厚みは約 4 m と算出され、標高を考慮すると、その間の平均隆起速度は 0.7 m/kyr と計算される。MHN サイトの中位段丘面の中央付近（約 90 m）が MIS5e（120 ka）に離水したとすると、それ以降の平均隆起速度は約 0.8 m/kyr となる。この低位段丘面の地形と年代から推定される完新世の隆起速度は MGT サイトと MHN サイトで、それぞれ、約 2.2 m/kyr、約 1.5 m/kyr となる（図 5.2.3-2）。MGT 及び MHN のいずれにおいても、過去 10-20 万年間に隆起が 2 倍程度、加速している可能性が示唆される。

(3) 中期更新世海成段丘へのマルチ年代測定法の適用

能登半島東部に発達する中期更新世海成段丘を事例に、昨年度採取した試料における各種分析によるデータの拡充とマルチ年代測定、新規調査地点における試料採取を実施した。データの拡充及びマルチ年代測定は昨年度の調査地点である NNO 地点、ANW 地点、ANY 地点を対象に、試料採取は今年度の新規調査地点である石川県穴水町の 2 地点（ANYP 地点、ANM 地点）で実施した（図 5.2.3-4）。以下に、昨年度の調査地点における分析結果及びマルチ年代測定結果、ならびに今年度の新規調査地点における観察結果を記す。なお、珪藻・花粉・テフラ分析の結果の詳細については付録 12、付録 13、付録 14 に示す。

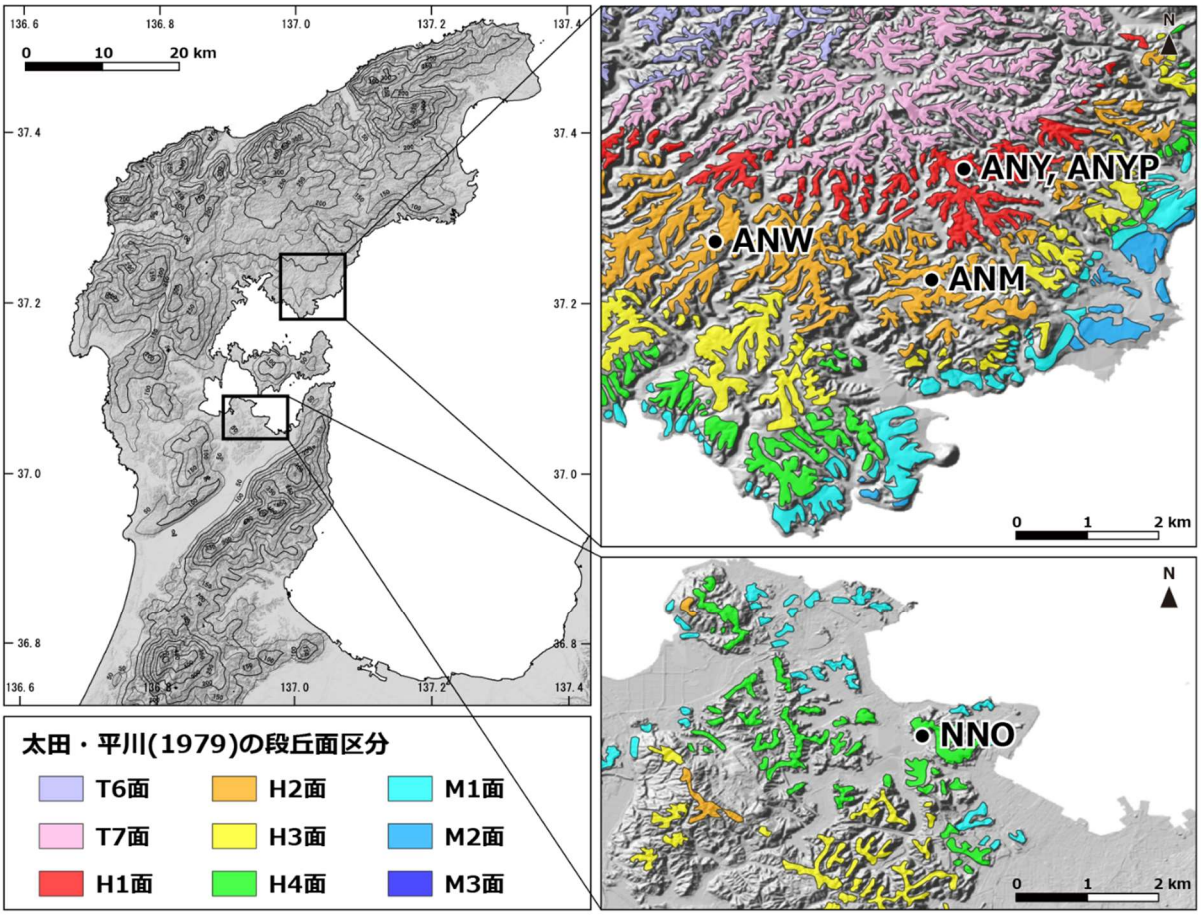


図 5.2.3-4　調査地点位置図
背景図として地理院タイルを使用した。

1) NNO 地点

NNO 地点は、太田・平川（1979）では H4 面に分類され、小池・町田編（2001）では MIS7 に対比される海成段丘面の端部に位置する。昨年度の本事業では、この地点に露出する礫まじりの砂層や砂礫まじりのローム層といった海成段丘構成層を対象に、露頭記載、試料採取及び分析作業を実施した。今年度は、分析試料の拡充及び IRSL 年代測定を行った（図 5.2.3-5）。

テフラ分析では、標高 31.80～32.05m で SK（110～115Ka）、32.10m で K-Tz（95Ka）、32.15m で Aso-4（85～90Ka）、32.60～32.75m で DKP（55Ka）のクリプトテフラが検出された。

IRSL 年代測定は、標高 31.70m、31.00m、30.05m で採取した 3 試料（N2～4）について、各試料から抽出したカリ長石を対象に実施した。IRSL の測定条件については、5.2.2(2) 2)を参照されたい。各試料で 10 アリコートずつ測定を行い、外れ値を除いた平均値から IRSL 年代を求めた。N-2、N-3、N-4 の $pIRIR_{225}$ 年代は 88±9、163±26、206±21 ka であった（表 5.2.3-1）。大井川の KOM-1o 試料（5.2.2(2) 2)）と比較すると、年代の誤差（アリコート間のばらつき）が小さく、不完全ブリーチや空間的年間線量不均一性の影響は小さいと考えられる。しかし、含水比・放射性元素濃度の年変化による年代の過小・過大評価も考えられるので、この年代の信頼性については、慎重に議論する必要がある。

本露頭では、クリプトテフラの年代と $pIRIR_{225}$ 年代が矛盾する。この原因としては、検出されたクリプトテフラが再堆積したテフラであり、本来の降下層準を示していない（降灰年代より堆積年代が新しい）可能性や、年間線量の過大評価やフェーディング影響の過小評価により

$pIRIR_{225}$ 年代が過小評価されている可能性が考えられる。次年度、TCN 年代測定等の他年代測定法とのクロスチェックによって、検討する必要がある。

表 5.2.3-1　NNO 地点の $pIRIR_{225}$ 年代

試料名	測定数	採用数	年間線量率 (Gy/ka)	g-value (%/decade)	年代 (ka)
N-2	10	9	3.26 ± 0.14	3.00 ± 0.89	88 ± 9
N-3	10	9	3.44 ± 0.38	3.36 ± 0.37	163 ± 26
N-4	10	9	3.93 ± 0.38	3.57 ± 0.39	206 ± 21

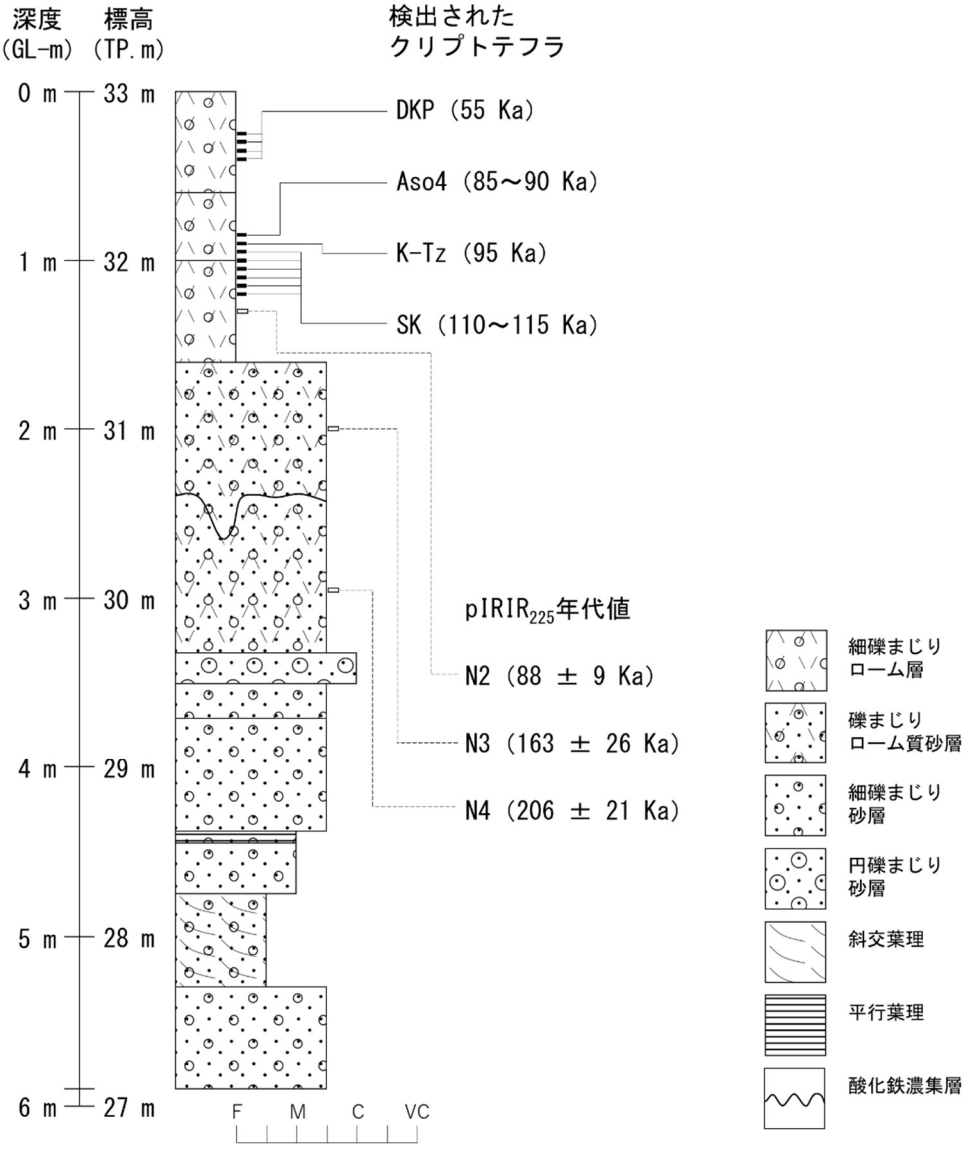


図 5.2.3-5　NNO 地点の露頭柱状図

2) ANW 地点

ANW 地点は、太田・平川（1979）では H2 面に分類され、小池・町田編（2001）では MIS11 に対比される海成段丘面上に位置する。昨年度の本事業では、ANW 地点の 2 か所において掘削調査を行い、計 3 本のボーリングコア（ANW-1、ANW-1r、ANW-2; 内径 65 mm）を採取した。今年度は、これらのボーリングコアを対象に、層相と堆積構造の確認及び分析試料の採取を目的として、X 線 CT 解析と半裁作業を実施した。さらに、堆積物の堆積年代や堆積環境を推定するために、花粉分析とテフラ分析を実施した。X 線 CT 解析及び半裁写真を図 5.2.3-6 に、花粉分析とテフラ分析の結果の詳細を付録 13、付録 14 に示す。

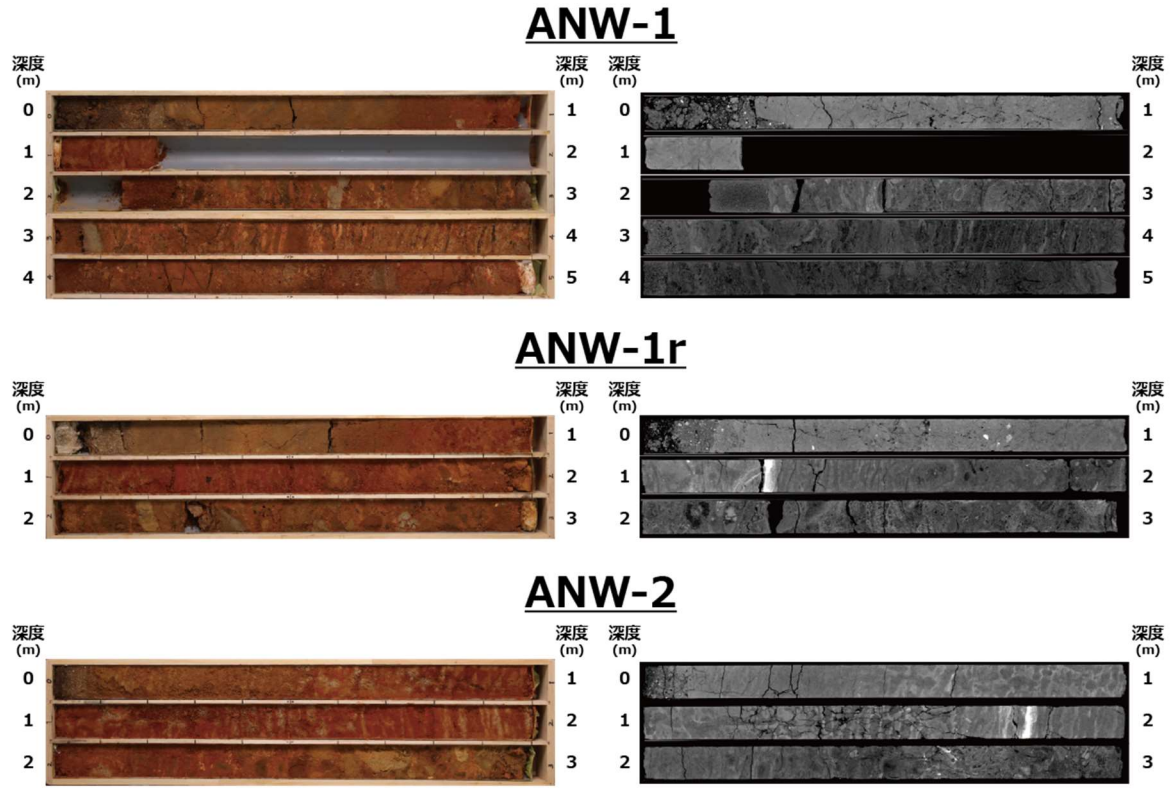


図 5.2.3-6　ボーリングコアの半裁面及び X 線 CT 解析画像

3) ANY 地点と ANYP 地点

①ANY 地点

ANY 地点は、太田・平川（1979）では H1 面に分類され、小池・町田編（2001）では MIS13 に対比される標高 100m 程度の海成段丘面の端部に位置する。この地点に露出する露頭では、下位から順に強風化した安山岩から成る基盤岩、強風化砂礫層、シルトまじり砂層、ローム層が観察される（図 5.2.3-8）。昨年度の本事業では、この露頭を対象に、露頭記載、試料採取及び分析作業を行った。今年度は、分析試料の拡充を行った。テフラ分析では、露頭の基部から高さ 4.3m で八甲田 I （760Ka）のクリプトテフラが検出された。花粉分析の結果は付録 13 に示す。

②ANYP 地点

ANY 地点の露頭が露出する海成段丘面を対象に、露頭では確認できない被覆層最上部を観察する目的で、段丘面上でピット掘削を行った。掘削地点は ANY 地点から約 15 m 離れた場所であり、ピット壁面の堆積物を露頭上部と対比できるように、約 1.4 m の深さで掘削した（図

5.2.3-7；図 5.2.3-8)。

ピット壁面のスケッチを図 5.2.3-9 に示す。壁面の上端 5 cm から下端までトラ斑の発達したローム層が分布し、ローム層上部は表土で覆われている。深度 60～70 cm ではローム層の固結度が明確に変化する。上部のローム層にはブロック状に灰白色のシルト層が混在し、手で容易に崩すことが可能なほど柔らかい。一方、下部のローム層は固く締まり、縦方向のトラ斑が発達する。

ピット壁面からはテフラ・珪藻・花粉分析に供する連続採取試料を 14 試料、TCN 年代測定に供する試料を 5 試料採取した。

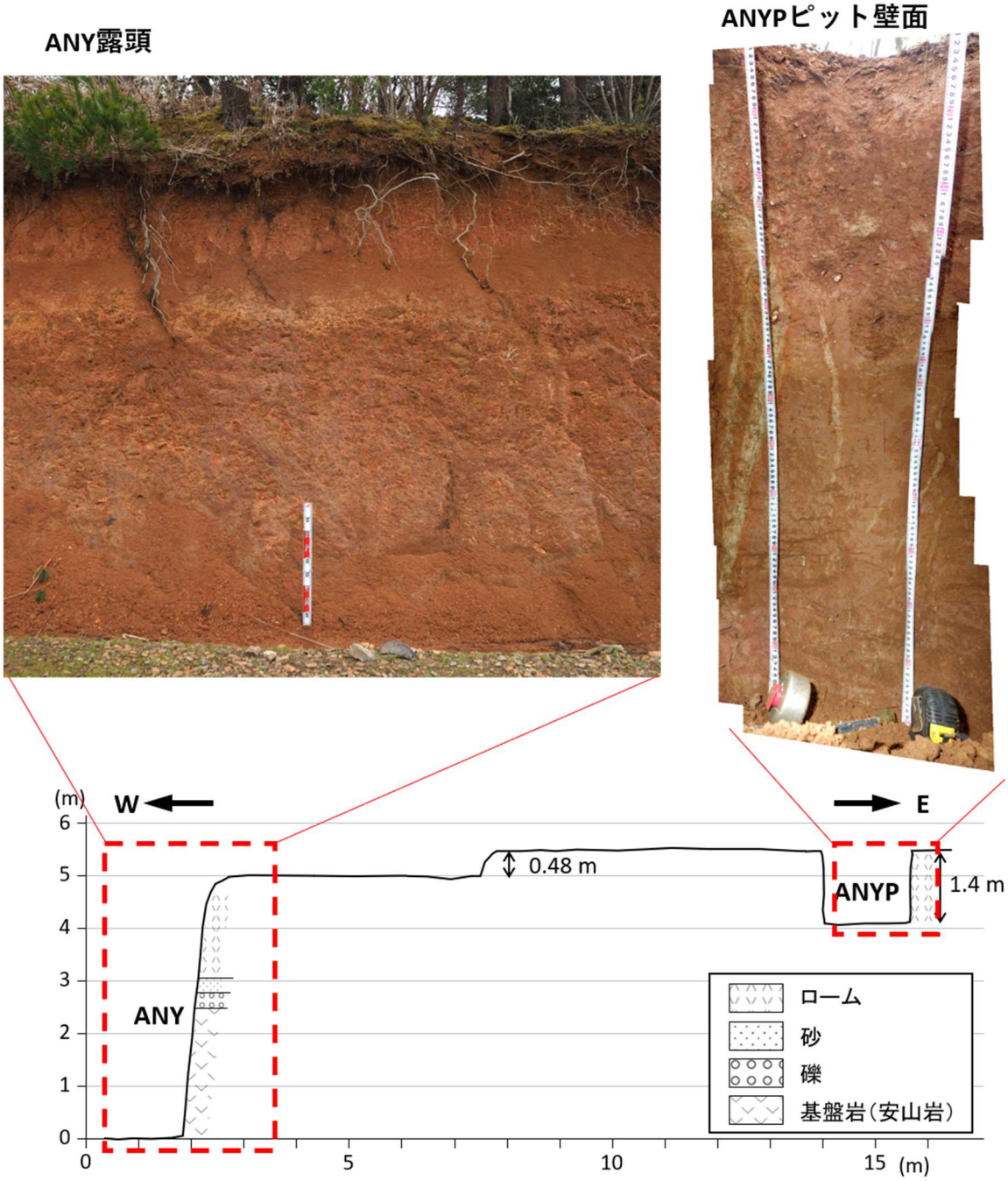


図 5.2.3-7　ANY 地点と ANYP 地点の位置関係

ANY 地点と ANYP 地点間の距離は約 15 m である。ANYP 地点では、深さ 1.4 m のピットを掘削した。

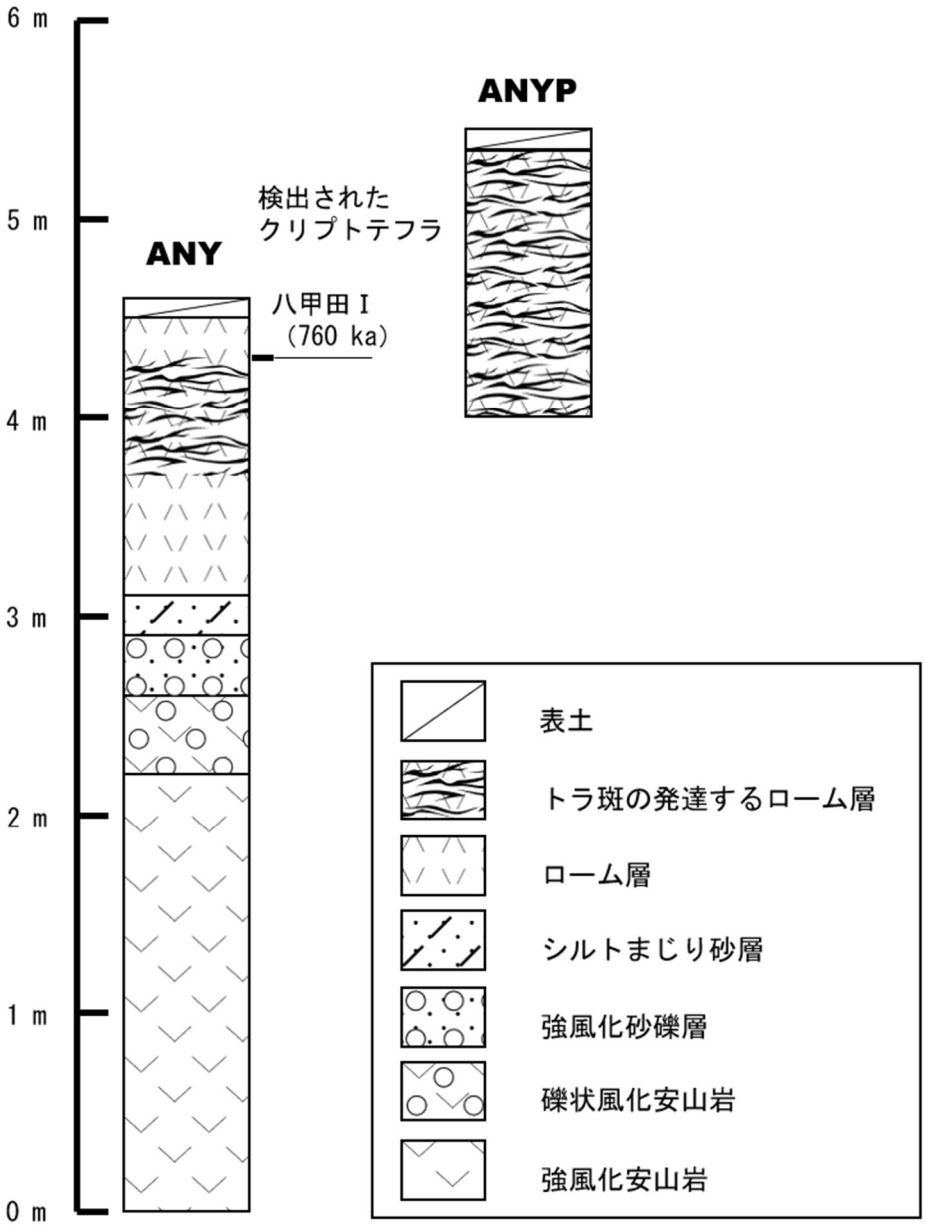


図 5.2.3-8　ANY 地点の露頭柱状図と ANYP 地点のピット壁面の柱状図
露頭の上部とピット壁面の下部は、約 50 cm の幅で重なる。

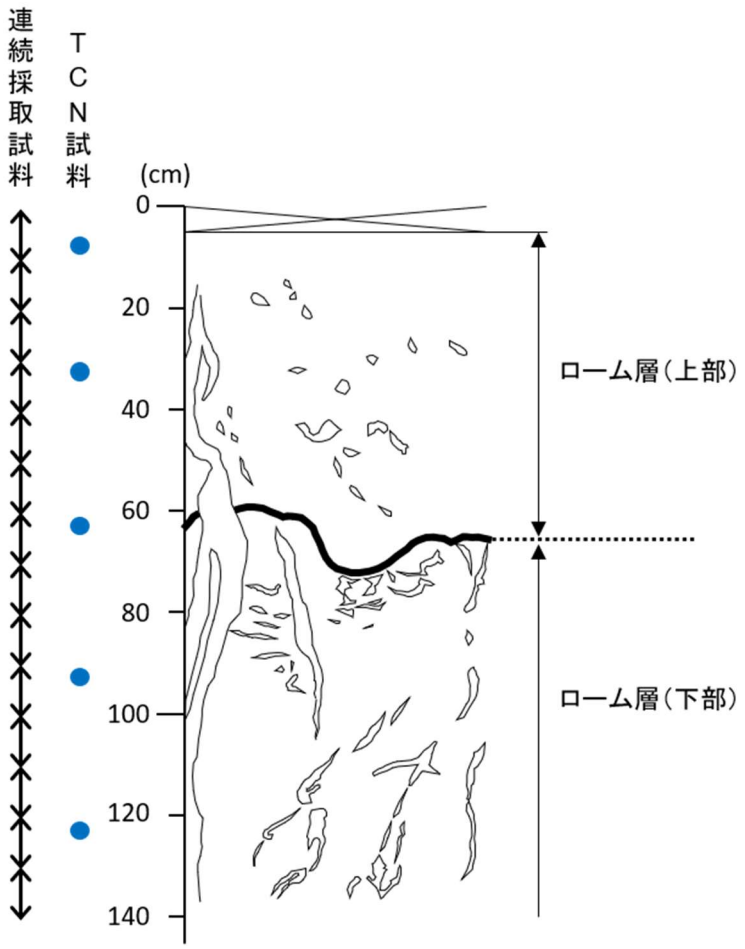


図 5.2.3-9　ANYP 地点のピット壁面のスケッチと試料採取位置

ローム層には縦方向のトラ斑が発達する。ローム層の固結度は深度 60～70 cm を境界に変化する。

4) ANM 地点

ANM 地点は、太田・平川（1979）では H2 面に分類され、小池・町田編（2001）では MIS11 に対比される標高約 80 m の海成段丘面が道路によって切り開かれて露出した壁面に位置する。ANM 地点から約 2.5 km 西方の H2 面上には昨年度ボーリング掘削を行った ANW 地点が位置し約 1.5km 北方の H1 面上には ANY 及び ANYP 地点が位置する（図 5.2.3-4）。

この露頭では、比高 2～3 m の崖に被覆層、段丘構成層、基盤岩が露出する。図 5.2.3-10 に本露頭の全景写真を、図 5.2.3-11 に柱状図を示す。本露頭では下位から順に、基盤岩である層厚 1 m 以上の風化が著しく進んだ安山岩層、層厚 0.3～0.6 m のシルト層、層厚 0.5～0.6 m の砂層、層厚 0～0.3 m の砂質シルト層、層厚 0.02～0.03 m の固結シルト層、層厚 0.1 m の礫層、層厚 0.1～0.2 m の礫混じりシルト層、及び層厚 0.2～0.4 m のトラ斑の発達するローム層が観察された。安山岩層直上のシルト層、砂層、及び砂質シルト層には、長さ数 cm～10 cm の珪質コンクリーションが数多く含まれる。珪質コンクリーションは、筒状の形態をとるものが多く、筒の内側が空洞となっているものや、色味が異なるものも存在する（図 5.2.3-11）。礫層は、礫径 2cm～10 cm の亜角礫から亜円礫で構成されており、基質支持である。含まれる礫のほぼ全てが、基盤岩と同じ風化安山岩礫である。砂質シルト層、固結シルト層及び礫層では、それらを下位の砂層

から貫く噴砂の痕跡が観察された（図 5.2.3-11）。

本露頭では、テフラ・珪藻・花粉分析に供する連続採取試料を 19 試料、IRSL 年代測定に供する試料を 3 試料、TCN 年代測定に供する試料を 7 試料採取した（図 5.2.3-11）。今年度は、堆積物の堆積環境を推定するために、珪藻分析を実施した。珪藻分析の結果は付録 12 に示す。

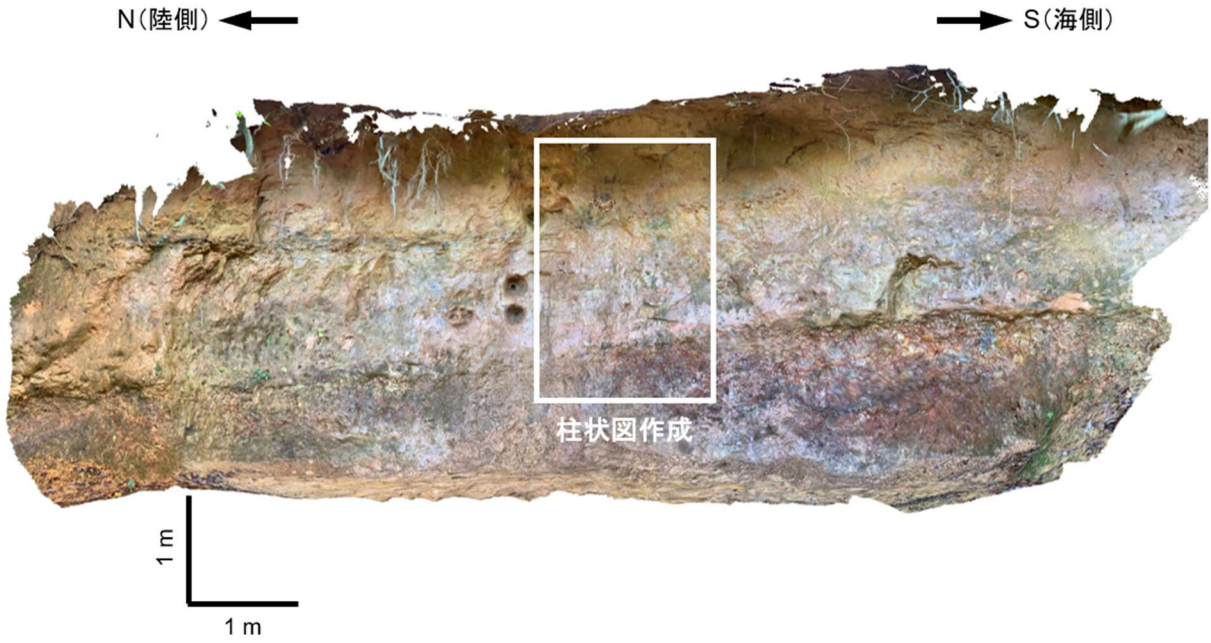


図 5.2.3-10　ANM 地点の露頭の全景写真

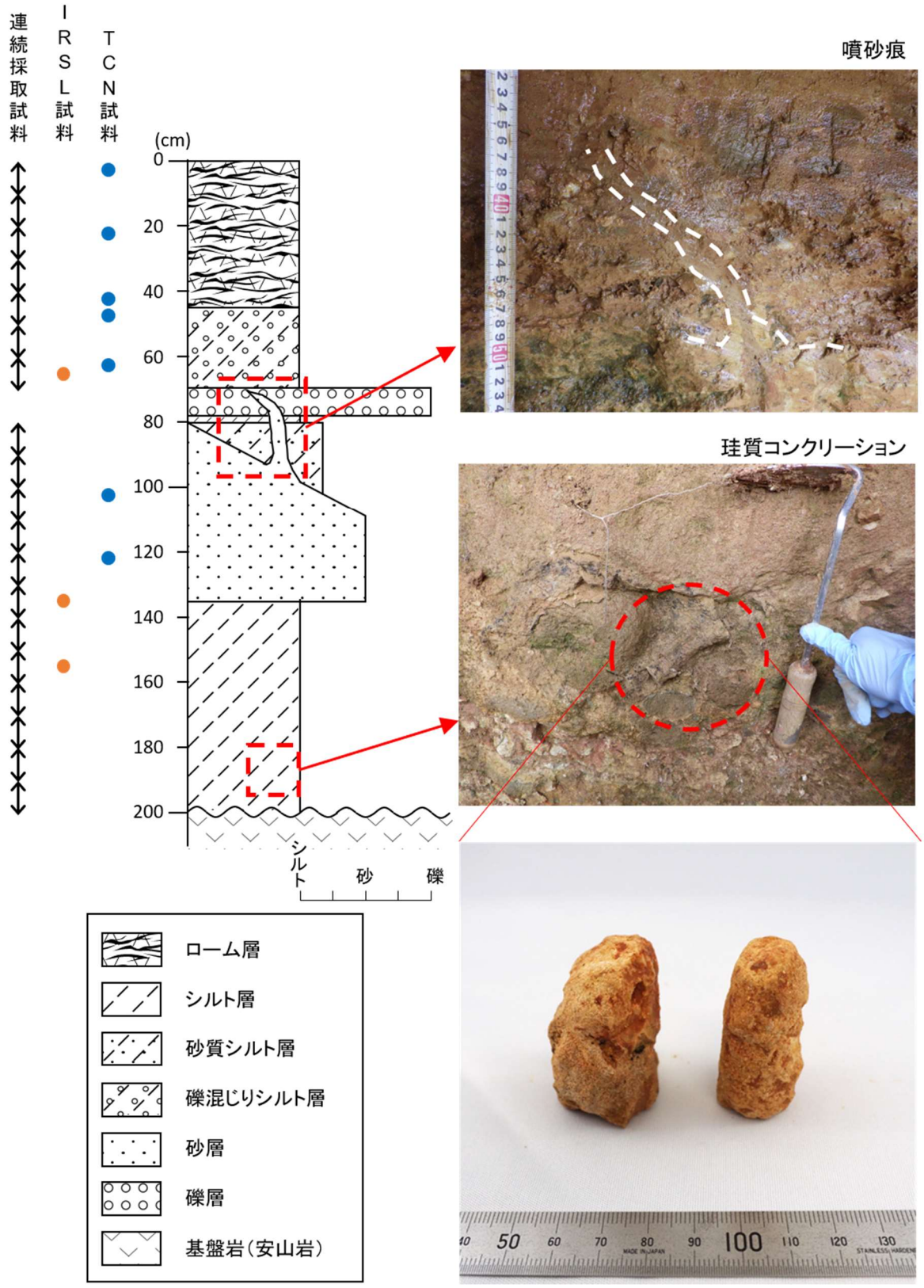


図 5.2.3-11　ANM 地点の露頭柱状図と観察された噴砂痕と珪質コンクリーション

噴砂痕は砂層から噴出し、砂質シルト層、固結シルト層、礫層を貫く。珪質コンクリーションは、シルト層、砂層、砂質シルト層に普遍的に分布する。

5.2.4 まとめ

本事業では、離水地形を指標とした隆起・侵食速度の推定技術の高度化を目的として、マルチ年代測定に基づいた技術開発を行った。

内陸部を対象とした検討では、過年度に引き続き、赤石山地の大井川流域を事例対象に、環流旧河谷を指標とした下刻速度（≒隆起速度）推定に係る研究開発を進めるとともに、断片的に残された河川流路堆積物を指標とした隆起速度の算出事例蓄積に着手した。環流旧河谷については、昨年度採取したオールコアボーリング試料を対象に、コアの半裁、X 線 CT 解析、微化石分析及びテフラ分析を実施し、堆積ユニットの見直しや堆積環境の推定を行った。さらに、絶対年代による環流旧河谷の離水年代の制約のため、IRSL 用ボーリング試料の年代測定を実施し、予察的に 4 試料分の年代値（164～59ka）を取得した。断片的な河川流路堆積物については、尾根沿いに露出する 3 地点の露頭を対象に、記載及び各種分析や年代測定に供する試料の採取を行った。今後はこれらの試料の分析を実施し、離水時期ひいては隆起速度を推定することが課題となる。

沿岸部を対象とした検討では、過年度に引き続き、土佐湾北東岸と能登半島七尾湾沿岸を事例対象として、海成段丘を指標とした隆起速度の推定技術の開発を進めた。土佐湾北東岸の事例では、最低位岩盤段丘の ^{14}C 年代と ^{10}Be 露出年代を比較することで、離水時に段丘構成層に持ち込まれる継承核種量の評価を行った。その結果、^{10}Be 露出年代が系統的に古くなる傾向は認められず、本地域の更新世段丘の核種濃度の深度プロファイルの解析においては、継承核種量をゼロとしたモデルを当てはめることができることが確認された。能登半島七尾湾沿岸の事例では、昨年度採取した試料を対象にした分析や年代測定を進めるとともに、新規調査地点を対象に試料採取に取り組んだ。昨年度採取した試料については、コアの半裁、X 線 CT 解析、微化石分析及びテフラ分析を実施した。さらに、離水年代の制約のため、MIS7 に対比される海成段丘露頭を対象に IRSL 年代測定を行い、予察的に 3 試料分の年代値（206～88ka）を取得した。新規調査地点については、海成段丘の露頭観察や段丘面上でのピット掘削を実施し、各種分析や年代測定に供する試料の採取を行った。今後はこれらの分析による離水年代の推定と、隆起速度の検討が課題となる。

引用文献

小池一之, 町田 洋編, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 122p, 2001.

Kreutzer, S., Schmidt, C., Fuchs, M.C., Dietze, M., Fischer, M. and Fuchs, M., Introducting an R package for luminescence dating analysis, Ancient TL, vol.30, pp.1-8, 2012.

小形学, 小松哲也、中西利典, 長石光ルミネッセンス（OSL）年代測定法を用いた穿入蛇行河川堆積物の年代推定：紀伊半島の事例, 第四紀研究, vol.60, pp.27-41, 2021

太田陽子, 平川一臣, 能登半島の海成段丘とその変形, 地理学評論, vol.52, pp.169-189, 1979.

Matsu'ura, T., Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Muroto Peninsula, southwest Japan: Forearc deformation in an oblique subduction zone, Geomorphology, vol.234 pp.133-150, 2015. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.012

Miall, A.D., Alluvial Deposits. In Walker, R.G.and James, N.P. eds., Facies Models: response to sea level change. Geol. Assoc. Canada, 119-142, 1992.

杉山雄一, 寒川 旭, 下川浩一, 水野清秀, 静岡県御前崎地域の段丘堆積物（上部更新統）と更新世後期における地殻変動, 地質調査所月報, vol.38, pp.443-472, 1987.

高取亮一, 安江健一, 谷川晋一, 二ノ宮淳, 日本列島における環流旧河谷分布データベースの作成, JAEA-Data/Code 2012-028, 15p., doi: 10.11484/jaea-data-code-2012-028, 2013.

Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M. and Bøtter-Jensen, L., Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts, Radiation Measurements, vol.43, pp.1474-1486, 2008. https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.06.002
安江健一, 高取亮一, 谷川晋一, 二ノ宮 淳, 棚瀬充史, 古澤 明, 田力正好, 内陸部における侵食速度の指標に関する検討：環流丘陵を伴う旧河谷を用いた研究, 地質学雑誌, vol.120, pp.435-445, 2014.

5.3 隆起・侵食量評価手法の高度化に向けた段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討

5.3.1 背景と目的

数十万年前以降の隆起・侵食の時空間的傾向を把握するためには、隆起運動と海水準変動によって形成される段丘を用いた方法が重要な手法であり、地層処分におけるサイト選定調査においても欠くことができないものである（図 5.3.1-1）。段丘対比・編年は、そのための最も基礎的な技術であり、その高精度化や信頼性の向上が必須である。

段丘の対比・編年の主要な調査の一つは、段丘堆積物・段丘被覆層の堆積年代の調査である。原理的に、段丘の離水年代は、段丘堆積物の堆積年代以降、被覆層の堆積年代以前で与えられるからである。これを補う技術が、同時代と見做せる段丘を探す対比である。

段丘の編年において中心的な年代調査法は、しばしばローム層と呼ばれる風成層からなる段丘被覆層中に見出されるテフラの層序を利用した手法、すなわちテフラ層序である。しかし、段丘被覆層は、離水以降の全ての地質時間の情報を記録しているわけではない。しばしば、離水後から風成層定着までの時間間隙、後の時代における削剥・侵食によるテフラ層を含む堆積層の欠如などがあり、例えば、目に見えるテフラ層の年代に引っ張られ、段丘被覆層の形成年代を新しく見積りすぎる場合があることが指摘されている（幡谷ほか, 2005; 幡谷 2005 など）。

一方、段丘地形の主体である段丘堆積物の年代調査では、堆積物中に指標となるテフラ層を見出すことや、^{14}C 年代測定を行うことに加え、近年では、本事業でも精力的に技術開発を行っているように、砂層からなる堆積物に対するルミネッセンス年代測定も適用されている。しかし、礫層などの粗粒な段丘堆積物の場合、テフラ層が保存されていないことも多い。同じく、^{14}C 年代測定が適用できる炭質物などの試料や、ルミネッセンス年代測定に適した細粒堆積物が見いだせないことも考えられる。また、^{14}C 年代測定では、5 万年を超える年代レンジに対しては適用外となる。以上のような点は、段丘の編年における不確実性の要因となり、その不確実性が段丘を用いた隆起量の見積りにも大きく影響することがある。

これらの問題を考慮すると、段丘堆積物の対比・編年の高精度化を進めることは引き続き重要である。幡谷（2005, 2006）、濱田・幡谷（2011）は、主にテフラ層序隆盛以前に用いられていた、段丘礫の風化の程度、段丘被覆層の色調及び地形面の開析度などの定性的な指標（本研究では、これらを経験的指標と呼ぶ）に着目した。段丘堆積物（特に、段丘礫層）の風化に関する様式、性状、過程及び要因、さらには、地形面の開析状況、それらの相互関係などが定量的かつ／または系統的に理解されるならば、一部のデータ欠如を補完し、例えば、テフラが見出せない段丘の形成年代の推定の信頼性を向上させるなど、段丘の離水年代決定の問題解決に資すると考えられる。

これらも踏まえ、本事業では、二つのアプローチをとった。一つは、段丘堆積物のうち段丘礫の風化様式、性状の把握を目的とした岩石風化過程の模擬実験（以下、「風化実験」という）である。二つ目は、わが国における高位段丘、中位段丘及び低位段丘などといった段丘群ごとの風化の様式、性状といった特徴の把握を目的とした既往文献を対象とした段丘の対比・編年に関わる基盤情報の整備である。

平成 30 年度からこれまでに行ってきた一連の実験により、炭酸塩鉱物、有色鉱物、粘土鉱物などが、石英や長石に比べて溶解しやすいこと、また溶解する鉱物の溶けやすさの順番、あるいは初期間隙率や基質の鉱物種、粒径の違いなど岩石組織の違いによって、溶けやすさに差があることなどを確認した。また、こうした条件組み合わせによって岩石の溶解のパターンや進展過程が規制され、溶結凝灰岩、砂岩、泥岩等、異なる岩石種で風化の進み具合に差が生じると推定された。これらの実験は、硝酸、硫酸、塩酸などの酸を用いて行ったが、天然の風化礫の観察・分析結果との比較により、実験結果が天然の風化作用の一部は模擬できていると推定された。一方、

既往文献からの情報収集については、段丘礫の風化、段丘被覆層の赤色化といった現象が、古い段丘において進行しており、日本の各地の段丘において共通して見出され、年代指標となりうることを確認した。

これらを受け、今年度は、天然の段丘礫の風化度の定量的評価を目指す方向性を進めるため、風化作用を左右する条件を絞り込むべく堆積岩のうち、岩石組織、性状の異なる試料を対象とした実験を行うこととした。また、既往文献に基づくわが国の段丘にみられる経験的指標に関する風化性状の情報収集については、集めたデータの地理情報システム（GIS）上での提示方法について検討した。更に、室内実験で得られた岩石の溶解様式と野外での段丘礫の風化の実態との比較検討を行うため、野外調査データの不足する低位段丘を対象とした、露頭調査、ピット調査を実施し、段丘礫試料を採取した。

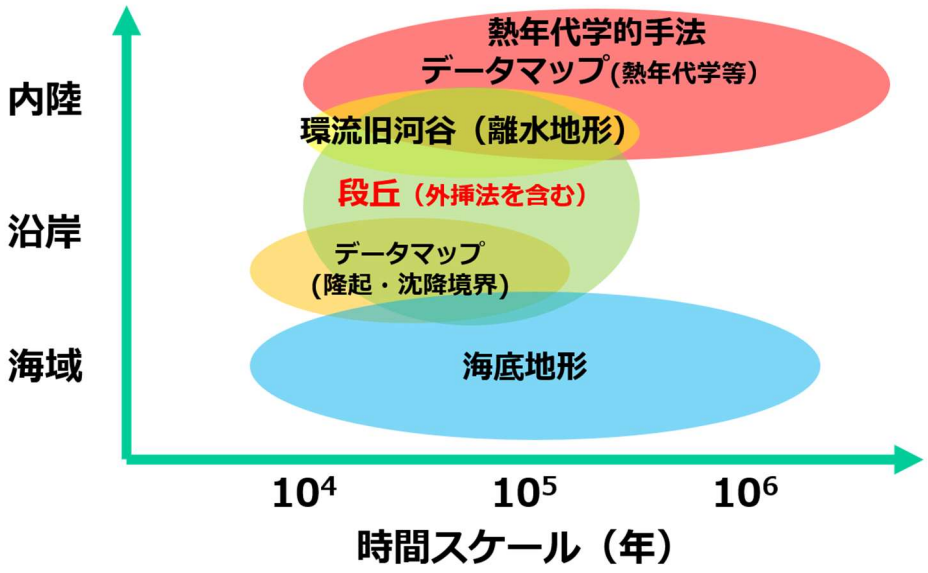


図 5.3.1-1　本研究項目の立ち位置
本事業で実施している隆起・侵食に関する各研究を全体に俯瞰すると図の通りとなる。

5.3.2　実施内容

(1) 岩石風化過程の模擬実験

1) 試料、手順及び方法

宮崎平野を流れる複数の河川から河床礫を採取したものと風化が進んだ状態からの変化を確認すための段丘礫 1 試料を、実験に供した。採取した河床礫は主に砂岩、泥岩などの堆積岩類で、河川の上流部に分布する四万十帯に由来すると推定されるものである。分布する四万十帯は、いくつかのユニットに区分されており、西部と東部のユニットの砂岩に組成に違いがあるとされる（木村ほか, 1991）。

採取した礫を実験室で切断して断面を観察し、鉱物種や岩石組織の異なるものが含まれるように、砂岩・泥岩を中心として 10 個の礫を選び、実験用礫サンプルとした。試料の一覧を表 5.3.2 1 に示す。

試料は、砂岩礫を主体とし、粒径の違いの溶解への影響を見るため、泥岩も含めたものとした。また、砂粒子と泥質部が不規則に混合した組織を示すものを混在岩として実験に含めている。

粒径については、肉眼での観察に加えて、適量的な評価を可能とするため、薄片写真内で確認

される粒子の径の長さの計測と粒子の数をカウントし、試料の粒径分布（ヒストグラム）を求め、分類した（図 5.3.2-1、図 5.3.2-2）。各試料のヒストグラムのピークに当たる粒子の大きさをもとにして、中～細粒砂岩、細粒砂岩、極細粒砂岩、粗粒シルト岩等に分類した。混在岩と呼んでいる不規則な組織を持つ試料は、ヒストグラム分布からは細粒砂岩に分類される。

実験は、上述の通り自然界の岩石の化学的風化の主要な要因と考えられる炭酸、有機酸を用いて行うこととし、有機酸としてシュウ酸を用いた。また、本事業でのこれまでの実験結果との比較などを考慮し、炭酸、有機酸に浸漬した試料は、別途、希硝酸にも浸漬するとともに、一部の試料についてはさらに濃硝酸にも浸漬した。これら酸への浸漬により、岩石を溶解させ、それを模擬的な風化と捉えたうえで、浸漬前後の試料の岩石・鉱物組織の変化や物理化学的変化を観察した。選定した礫サンプルの各々から、顕微鏡観察及び SEM 観察などを行う岩石チップ試料（20×20 ×10 mm 大）、水銀ポロシメータ測定を行うポロシメータ試料（10×10×20 mm 大）、及び XRD 分析を行う XRD 試料（10×10×20 mm 大）を切出し整形した（図 5.3.2-3）。浸漬前の礫サンプルの性状や特徴を把握することを目的に、岩石薄片の作成・観察、光学顕微鏡観察、マイクロフォーカス X 線 CT 観察、SEM 観察、XRD 分析、XRF 分析及びポロシメータ測定を行った。なお、岩石薄片、XRD 分析及びポロシメータ測定は、他の非破壊分析とは異なり試料を切断もしくは粉砕などする必要があることから、浸漬試料と同じ礫サンプルから別に切出し用意したものを分析し、それを礫サンプルの浸漬前の性状とみなした。XRD 分析については複数の手法を用いた。タングステン乳鉢でサンプルを粗粉砕した後、①1/4 を取り分けてメノウ乳鉢で手粉砕して不定方位で測定、②1/4 を取り分けて水簸したのち、上澄みを採取して定方位で測定（必要に応じてエチレングリコールや塩酸処理）、③1/2 を取り分けて、鈴木（1992）の基質濃集の手法に基づき、水簸したのち懸濁液を採取して定方位ならびに不定方位で測定した。

浸漬実験には、未希釈の市販の炭酸水と炭酸水の pH に合わせたシュウ酸、さらに硝酸を希釈しないもの（濃硝酸）と、10 倍希釈したもの（希硝酸）の 2 種類を用いた。岩石チップ試料・ポロシメータ試料・XRD 試料の浸漬は、炭酸については、気密性を考慮して、炭酸水の入っていた PET ボトルを使用し、それ以外の酸の浸漬にはテフロン容器中で行った。いずれも、酸 50 ml を入れたテフロン容器は、試料投入後、容器の封を固く締めたうえで、恒温器で継続して 50℃に維持した。浸漬期間は、全てのサンプルについて 25 日間とした。浸漬期間の途中、浸漬後 15 日に容器を開封し、試料及び酸溶液の産状などに関する目視観察を行うとともに酸溶液を新しいものに入れ替え、浸漬後の溶液は溶存元素分析用試料とした。浸漬終了後、岩石チップ試料・ポロシメータ試料・XRD 試料を酸溶液から取り出し、表面及び内部に付着した酸溶液を除去するため、イオン交換水で洗浄のうえイオン交換水中に数日間浸漬させた。

以上の工程が終了した後、各試料を浸漬後の分析に資した。浸漬後の試料については XRF 分析を行わなかったが、それ以外の分析手順は浸漬前と同様である。浸漬に使用した酸溶液は、岩石から酸溶液へ溶出した元素組成を把握するため、ICP-OES 及び ICP-MS 装置により溶存元素濃度を分析した。なお、作業時における混染の把握のため、試料を浸漬しない酸溶液をブランク試料として準備し、他の浸漬用試料と同様に、恒温器に保管したうえで各実験期間後、溶存元素分析を行った。

以上のことをまとめた実験フロー図、実験項目をそれぞれ図 5.3.2-4 及び表 5.3.2-2 に示す。なお、各項目の詳細な分析手順などは、付録 15 を参照されたい。

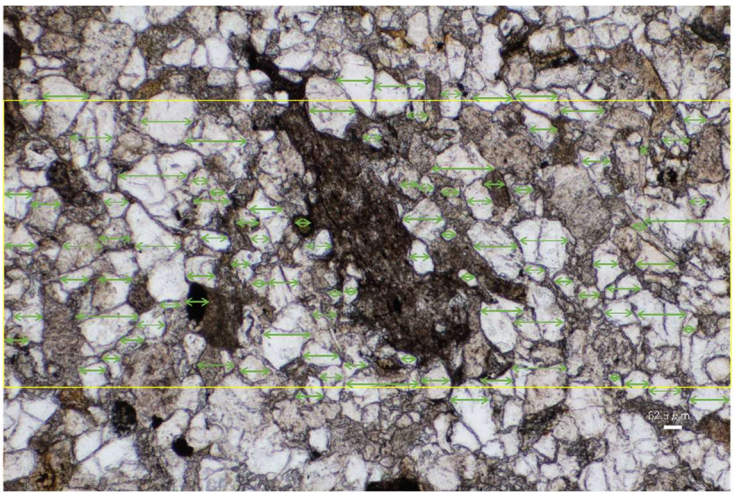


図 5.3.2-1　実験試料の薄片写真からの粒径分布計測方法（R2MZ-01 の例）
薄片内で確認される粒子（62.5μm 以上）の径（緑線）の長さを計測し、粒子の数をカウントした。

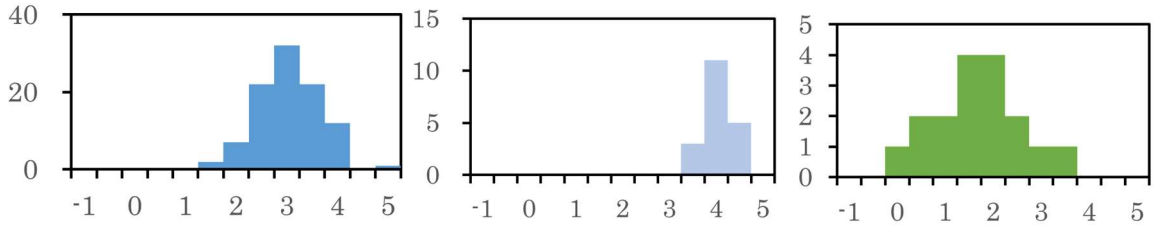


図 5.3.2-2　粒径分布計測結果の例
粒径分布から R2MZ-01 は、極細粒砂岩、R2MZ-05 は、粗粒シルト岩、R2MZ-07 は中～細粒砂岩に区分される。

表 5.3.2-1　実験用礫サンプルの岩種及び実験内容

礫サンプル名	岩種	実験内容（いずれも 25 日間浸漬）			
		濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
R2MZ-01	極細粒砂岩	○	○	○	○
R2MZ-05	粗粒シルト岩	－	○	○	－
R2MZ-06	粗粒シルト岩	－	○	○	○
R2MZ-07	中～細粒砂岩	－	○	○	○
R2MZ-09	粗粒シルト岩	－	－	○	○
R2MZ-13	混在岩	－	○	○	○
R2MZ-15	極細粒砂岩	－	○	○	－
R2MZ-17	極細粒砂岩	－	○	○	－
R2MZ-18	極細粒砂岩	－	○	○	－
H29MZ-01	風化砂岩（極細粒）	○	－	－	－

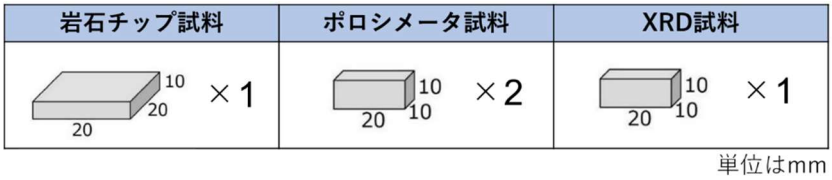


図 5.3.2-3　本実験で使用する整形試料（岩石チップ試料・ポロシメータ試料・XRD 試料）

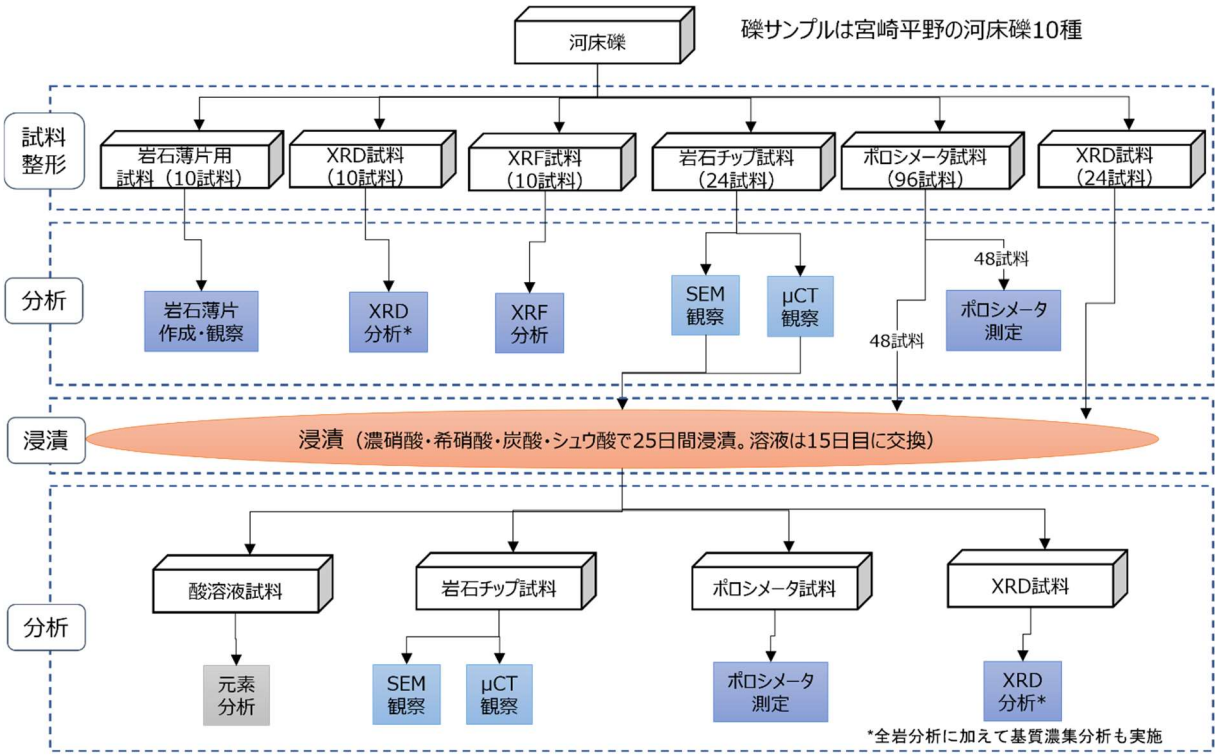


図 5.3.2-4　本実験の実施フロー

表 5.3.2-2　本実験における分析項目一覧表

分析項目	分析目的	備考
光学・実体顕微鏡観察	初生的な岩石組織	浸漬前の試料のみ
XRF 分析	初生的な化学組成	浸漬前の試料のみ
寸法・質量計測	試料の形状・密度の変化	浸漬前後で測定
μX 線 CT 観察	試料内部の密度分布及びその変化	浸漬前後で測定
SEM 観察	試料の微視的構造及びその変化	浸漬前後で測定
XRD 分析	鉱物組成及びその変化	全岩分析・基質を濃集した分析を実施
水銀ポロシメータ測定	試料の間隙率及びその変化	浸漬前後で測定
元素分析	試料から酸溶液に溶出した元素の種類及びその存在量の把握	ICP-OES と ICP-MS を併用（詳細は、付録 15 を参照）

2) 結果

実験結果を、目視観察、寸法・重量測定、XRF 分析、マイクロフォーカス X 線 CT 観察、SEM 観察、XRD 分析、水銀ポロシメータ測定、溶存元素分析の順に以下に記す。令和 3 年度に得られた全実験結果は、付録 15 に収録した。

① 目視観察

硝酸に浸漬した試料では、昨年までの実験と同様、明瞭な脱色が確認されたが、炭酸やシュウ酸では肉眼で確認できる色の変化は生じていない（図 5.3.2-5）。ただし、R2MZ-13 や 17 などではシュウ酸浸漬後、容器開封時にごく少量の気泡が確認され、岩石との反応によるガスが発生したとみられる。炭酸は、容器開封時に気泡が発生したが、ガスの顕著な増加が確認できず、岩石との反応を示すものは確認できなかった。また、硝酸浸漬試料では、岩石試料の脱色に対応するように、酸溶液が黄色ないし黄褐色に変色に変化したが、炭酸やシュウ酸では溶液の方にも、肉眼で確認できる色の変化は生じていない。ただし、R2MZ-09 の炭酸浸漬試料では、容器が薄く褐色の着色が確認され、少量の沈殿が生じていると見られる。酸溶液が黄色ないし黄褐色に変色に変化試料では、容器の蓋を開けた瞬間は、NO_2 と見られる赤褐色ないし茶色のガスが容器から放出された。なお、全般に、浸漬試料は、試料の角が丸くなるなどの顕著な形状変化は見られなかった。

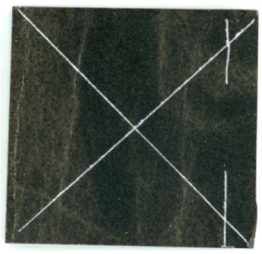
サンプルID	R2MZ-05-3	R2MZ-07-4	H29MZ-1
岩相	泥岩	砂岩	風化砂岩
酸種	シュウ酸	炭酸	濃硝酸
浸漬前			
浸漬後			

図 5.3.2-5　岩石チップの色調・形状変化の例

② 寸法・重量・密度

浸漬前後の試料の幅、奥行、高さの寸法は、明瞭な変化は見られなかった（表 5.3.2-3）。一方で、重量に関しては、濃硝酸、希硝酸に浸漬した試料（表の枝番, 1 及び 2 の試料）では 0.数 g の減少が認め有られたが、シュウ酸、炭酸（表の枝番, 3 及び 4 の試料）には、明瞭な変化は見られなかった。

また、酸浸漬による試料の密度の変化を見ると、硝酸浸漬では、１％以上の密度低下が認められ、低下率の大きいものでは 20%超の低下となっていた（表 5.3.2-4）。これに対し、シュウ酸、

炭酸浸漬では多くが 1%未満であり、明確な密度低下と認識できるものはほとんどない。ただし、シュウ酸と炭酸を比べると炭酸の方が僅かに低下率が大きい傾向が共通して見られることから、僅かながら浸漬二よる溶解が進行しているように見える。また、炭酸浸漬の試料のうち、方解石に富む R2MZ-09 については、炭酸浸漬により 3%超密度低下が見られ、他の試料に比べ溶解が進んでいると見られる。

表 5.3.2-3　整形試料の浸漬前後の寸法、重量変化

試料名	浸漬前後の差			
	幅 [mm]	奥行 [mm]	高さ [mm]	重量 [g]
R2MZ-01-1	-0.06	-0.04	-0.01	-0.40
R2MZ-01-2	-0.03	-0.03	-0.02	-0.35
R2MZ-01-3	0.01	0.00	0.00	-0.02
R2MZ-01-4	0.00	-0.01	0.03	-0.03
R2MZ-05-2	-0.05	-0.02	-0.01	-0.37
R2MZ-05-3	-0.04	0.01	0.01	-0.01
R2MZ-06-2	-0.02	-0.03	0.00	-0.21
R2MZ-06-3	-0.01	0.00	0.01	0.00
R2MZ-06-4	0.02	0.02	0.04	0.00
R2MZ-07-2	-0.06	0.01	0.00	-0.20
R2MZ-07-3	0.00	-0.01	0.01	0.00
R2MZ-07-4	0.03	0.03	0.02	-0.01
R2MZ-09-3	0.03	0.00	0.03	-0.01
R2MZ-09-4	-0.02	0.06	0.04	-0.25
R2MZ-13-2	0.00	-0.03	0.02	-0.56
R2MZ-13-3	0.02	0.02	0.02	-0.02
R2MZ-13-4	0.03	0.02	0.02	-0.02
R2MZ-15-2	0.00	0.00	0.03	-0.46
R2MZ-15-3	0.03	0.00	0.02	-0.02
R2MZ-17-2	-0.01	-0.02	0.01	-0.33
R2MZ-17-3	0.02	0.02	0.02	-0.04
R2MZ-18-2	0.00	-0.03	0.02	-0.33
R2MZ-18-3	0.02	0.02	0.03	-0.03
H29MZ-01-1	-0.01	-0.04	-0.02	-1.49

表 5.3.2-4　25 日浸漬後の密度変化率

サンプル	25 日浸漬後の密度変化率 [%]			
	濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
R2MZ-01	-3.27	-2.91	-0.22	-0.57
R2MZ-05	—	-2.90	-0.04	—
R2MZ-06	—	-1.73	-0.08	-0.66
R2MZ-07	—	-1.62	-0.10	-0.63
R2MZ-09	—	—	-0.55	-3.05
R2MZ-13	—	-5.14	-0.62	-0.67
R2MZ-15	—	-4.43	-0.50	—
R2MZ-17	—	-2.84	-0.78	—
R2MZ-18	—	-2.97	-0.71	—
H29MZ-01	-20.89	—	—	—

③ XRF 分析

酸による溶解のしやすさ、鉱物組成との対応を考察する上での基礎データとして、XRF 分析により、浸漬前岩石試料の元素組成を求めた（表 5.3.2-5）。

主要な元素である Si は、SiO_2 換算で 64%から 90%程度、次いで多い Al については、Al_2O_3 換算で 5.1%から 16.4%程度であり、CaO を 16.7%含む試料を除くと、SiO_2 と Al_2O_3 を足し合わせた割合は、90%程度となる試料が多い。Fe_2O_3、K_2O も試料により、含まれる量に差が見られるが、数%である。

表 5.3.2-5　浸漬前試料の主要元素組成

試料名	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	S
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
R2MZ-01	80.05	0.38	9.88	2.22	0.01	0.72	0.24	2.48	2.27	0.07	-0.0158
R2MZ-05	66.78	0.85	14.88	6.52	0.07	2.53	1.86	1.64	2.97	0.18	-0.013
R2MZ-06	64.27	0.87	17.47	6.34	0.07	2.34	1.47	1.42	4.17	0.17	0.0511
R2MZ-07	72.03	0.46	13.94	3.75	0.03	1.10	0.99	3.52	2.57	0.08	0.0489
R2MZ-09	64.50	0.36	8.14	2.53	0.17	0.99	16.71	2.26	0.98	0.10	0.0536
R2MZ-13	70.07	0.76	16.43	4.65	0.03	1.61	0.17	1.66	3.14	0.09	-0.0057
R2MZ-15	81.18	0.40	9.27	2.56	0.03	0.79	0.44	2.06	2.30	0.08	0.0011
R2MZ-17	85.29	0.35	8.00	2.02	0.00	0.34	0.15	2.27	1.02	0.06	0.0032
R2MZ-18	83.11	0.38	8.94	2.46	0.00	0.58	0.17	2.52	1.24	0.07	-0.0068
H29MZ_01	90.13	0.64	5.13	3.92	0.03	0.10	0.05	0.07	0.14	0.04	-0.0004

④ マイクロフォーカス X 線 CT 観察

浸漬前後の岩石チップ試料の密度変化を把握することを目的に、マイクロフォーカス X 線 CT スキャナーによる観察を行った。CT 画像における輝度値（brightness value）は物質の密度に相当する。よって、岩石試料において相対的に密度の高いものは高輝度値（より明るく）、相対的に密度の低いものは低輝度値（より暗く）で表示される。浸漬前の試料は、混在岩のようにもとより岩石組織に不均一があるものを除き、すべての岩石試料において、試料内の輝度値は一様であった。浸漬後の試料は、酸の種類により、試料の密度変化が明瞭に認められないもの、試料内に認められる空隙の数が増加したもの、試料の四辺に平行に低密度領域が認められたものがあった（図 5.3.2-6）。

炭酸に浸漬した試料は岩石の種類に関わらず、すべての試料について浸漬前後の密度変化は認められなかった。シュウ酸に浸漬した試料は、岩石の種類に関わらず、浸漬前後の密度変化が認められなかったものと、浸漬後の試料内に認められる空隙の数が増加した試料があった。図 5.3.2-6 の R2MZ-13-3（混在岩）の浸漬後には、浸漬前に試料内に認められた空隙の大きさが増加し、かつそれらの空隙の周囲に新たな空隙が増加したように見える。希硝酸及び濃硝酸に浸漬した試料は、いずれも試料の四辺に平行に低密度領域が認められた。低密度領域の幅の平均値は、希硝酸の場合は、砂岩の場合は、中～細粒、極細粒の粒径の違いによらず 1.5～3.275 mm と 1mm 以上あったのに対し、より細粒な粗粒シルトでは、0.45mm、0.975mm と 1mm 未満であった。同一試料（R2MZ-01）に対しての酸種の違いでは、希硝酸では 2.750mm であるのに対し、濃硝酸の場合は、で 3.30 mm であった。H29MZ01-1（風化砂岩）の場合には、5.175 mm と浸漬後の低密度領域の幅が最も大きくなった（表 5.3.2-6）。

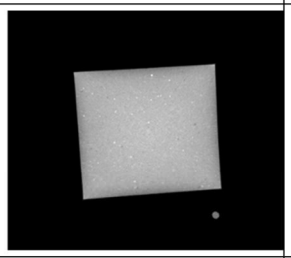
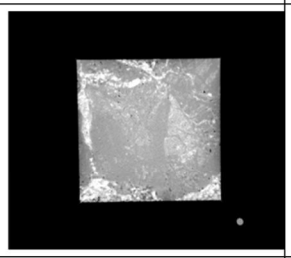
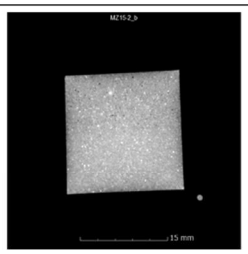
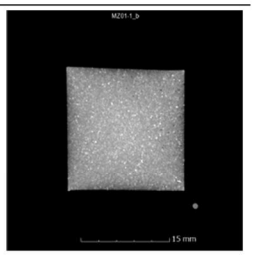
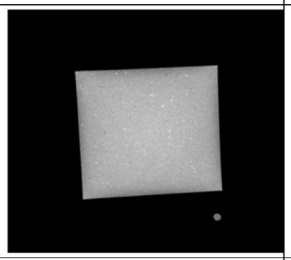
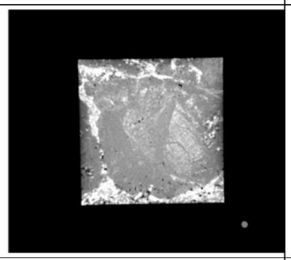
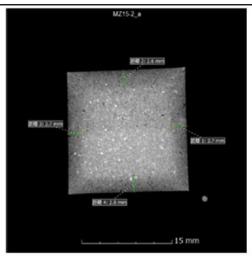
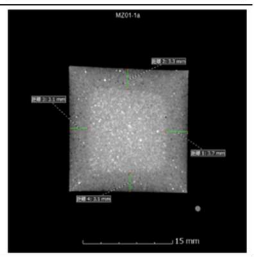
試料	炭酸 R2MZ-06-4	シュウ酸 R2MZ-13-3	希硝酸 R2MZ-15-2	濃硝酸 R2MZ-01-1
浸漬前				
浸漬後				
変化	明瞭な低密度領域が認められない	試料内の空隙の量が増加した	四方に低密度領域が認められる （平均 2.70 mm）	四方に低密度領域が認められる （平均 3.30 mm）

図 5.3.2-6　浸漬前後のマイクロフォーカス X 線 CT 画像

表 5.3.2-6　低密度帯の厚さの測定結果

試料名	25 日浸漬後	酸種
R2MZ-01-4	明瞭な反応が無かったため測定なし	炭酸
R2MZ-06-4	明瞭な反応が無かったため測定なし	炭酸
R2MZ-07-4	明瞭な反応が無かったため測定なし	炭酸
R2MZ-09-4	明瞭な反応が無かったため測定なし	炭酸
R2MZ-13-4	明瞭な反応が無かったため測定なし	炭酸
R2MZ-01-3	明瞭な反応が無かったため測定なし	シュウ酸
R2MZ-05-3	明瞭な反応が無かったため測定なし	シュウ酸
R2MZ-06-3	明瞭な反応が無かったため測定なし	シュウ酸
R2MZ-07-3	明瞭な反応が無かったため測定なし	シュウ酸
R2MZ-09-3	明瞭な反応が無かったため測定なし	シュウ酸
R2MZ-13-3	試料内の間隙が増加（空洞が増える）	シュウ酸
R2MZ-15-3	試料内の間隙が増加（空洞が増える）	シュウ酸
R2MZ-17-3	試料内の間隙が増加（空洞が増える）	シュウ酸
R2MZ-18-3	試料内の間隙が増加（空洞が増える）	シュウ酸
R2MZ-01-2	2.750mm	希硝酸
R2MZ-05-2	0.975mm	希硝酸
R2MZ-06-2	0.450mm	希硝酸
R2MZ-07-2	1.500mm	希硝酸
R2MZ-13-2	2.575mm	希硝酸
R2MZ-15-2	2.700mm	希硝酸
R2MZ-17-2	3.275mm	希硝酸
R2MZ-18-2	2.925mm	希硝酸
R2MZ-01-1	3.300mm	濃硝酸
H29MZ01-1	5.175mm	濃硝酸

⑤ SEM 観察

方解石とアパタイトは、シュウ酸・炭酸を含む、いずれの酸でも消失や密度低下が生じている。緑泥石と雲母は硝酸では消失や密度低下が生じるが、シュウ酸・炭酸ではその傾向はない。一方、石英、斜長石、カリ長石などは、溶解が確認できていない（図 5.3.2-7、表 5.3.2-7）。

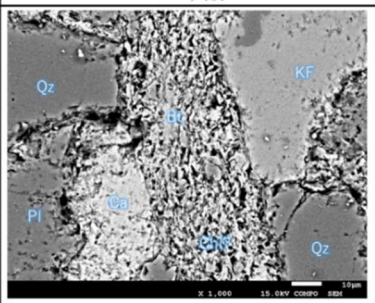
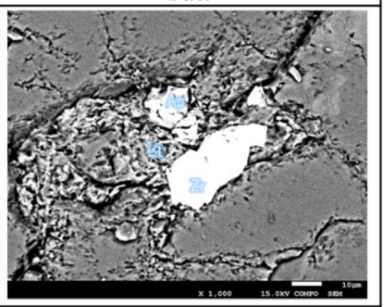
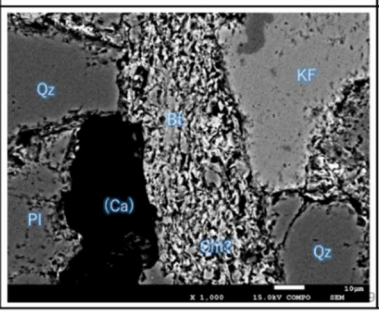
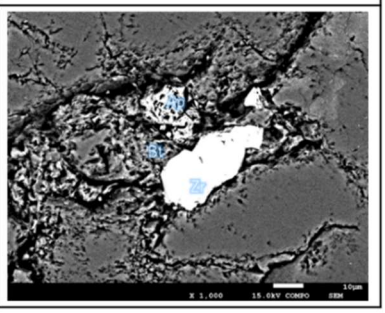
サンプルID	R2MZ-15-3	R2MZ-01-4
岩相	砂岩	泥岩
酸種	シュウ酸	炭酸
浸漬前		
浸漬後		

図 5.3.2-7　浸漬前後の鉱物の形状変化の例

Bt：黒雲母　Ca：方解石　Chl：緑泥石　Mv：白雲母　Pl：斜長石　Qz：石英

表 5.3.2-7　SEM による浸漬前後の変化

		石英	斜長石	カリ長石	黒雲母	白雲母	緑泥石	アパタイト	方解石	ドロマイト	イルメナイト	ジルコン	酸化チタン	パイライト	モナズ石	鉄酸化物	輝石？
R2MZ-01	濃硝酸	○	○	○	□		△		×	×	○						
	希硝酸	○	○	○	○		×	×	×		○						
	シュウ酸	○	○	○	○		○		×		○						
	炭酸	○	○	○	○		○	□	×			○				○	
R2MZ-05	希硝酸	○	□	○	○	□	×	×				○					
	シュウ酸	○	○	○	○	○	○	□									
R2MZ-06	希硝酸	○	○	○	○	×		×			○						□
	シュウ酸	○	○	○	○	○		□			○			□			
	炭酸	○	○	○	○			○			○			○			
R2MZ-07	希硝酸	○	○	○			×						○	×			
	シュウ酸	○	○	○		○	○	□						○			
	炭酸	○	○	○	○		□	○	×				○	□			
R2MZ-09	シュウ酸	○	○	○	○		○		□		○		○				
	炭酸	○	○			○			×			○					
R2MZ-13	希硝酸	○				□	×						○	×	○		
	シュウ酸	○				○	○						○				
	炭酸	○	○			○	○										
R2MZ-15	希硝酸	○	○	○	□		□	×	×								
	シュウ酸	○	○	○	○	○	○	○	×				○				
R2MZ-17	希硝酸	○	○			○	×										
	シュウ酸	○	○		□		○								○		
R2MZ-18	希硝酸	○	○		□		×	×								□	
	シュウ酸	○	○	○			△								○		
H29MZ-01	濃硝酸	○															

○：変化なし，△：外形に変化ないが密度や組成に変化有，□：部分的に消失，×：消失

⑥ XRD 分析

XRD 分析は、全岩の試料の分析と、水簸により基質部分を集めて実施した分析を行った。全岩試料の分析結果を表 5.3.2-8 に示す。すべての分析結果については、付録 15 に収録する。

方解石は、シュウ酸・炭酸を含む、いずれの酸でも消失やピーク低下が生じている。緑泥石、雲母は、硝酸ではピークの低下が確認できるが、シュウ酸・炭酸では、ピーク低下のように見えるものも存在するものの、不明瞭である。一方、石英、斜長石、カリ長石などは、一部の試料でピークが小さくなっているように見えるものもあるが、例外的である。

表 5.3.2-8　XRD 分析で得られた鉱物組み合わせの浸漬前後での変化の例（基質濃集分析）

	浸漬液	石英	斜長石	カリ長石	スメクタイト	雲母	I/S	緑泥石	カオリナイト	方解石	ドロマイト	イルメナイト	ギブサイト	ヘマタイト	ゲーサイト	コーディエライト
R2MZ-01	(出発物質)	◎	○	△		+		+		・						
	濃硝酸	◎	△	+		・										
	希硝酸	◎	△	△		+		・		・						
	シュウ酸	◎	△	△		・		+		・						
	炭酸	◎	△	△		+		+		・						
R2MZ-05	(出発物質)	◎	△			○		△								
	希硝酸	◎	△	・		◎		△								
	シュウ酸	○	△			◎		△								
R2MZ-06	(出発物質)	○	+	+		○			+			・				△
	希硝酸	○	+	+		○			+			・				+
	シュウ酸	○	+	+		△			+			・				+
	炭酸	○	+	+		△			+			・				+
R2MZ-07	(出発物質)	◎	△	△		+		+		・						
	希硝酸	◎	△	△		+		+		・						
	シュウ酸	◎	△	+		+		+								
	炭酸	◎	△	△		+		+								
R2MZ-09	(出発物質)	◎	△			+	・	+		◎	・					
	シュウ酸	◎	○			+		+		◎	・					
	炭酸	◎	△			+		+		◎	・					
R2MZ-13	(出発物質)	○	△	+		◎		◎								
	希硝酸	◎	△	・		◎		○								
	シュウ酸	○	△	・		◎		◎								
	炭酸	◎	・			○		△								
R2MZ-15	(出発物質)	◎	○	△		△		△		△						
	希硝酸	◎	△	△		+		・		・						
	シュウ酸	◎	△	△		+		+		・						
R2MZ-17	(出発物質)	◎	○			+		・								
	希硝酸	◎	△			・		+								
	シュウ酸	◎	△			・		・								
R2MZ-18	(出発物質)	◎	△	・		+		+								
	希硝酸	◎	△	・		・		・								
	シュウ酸	◎	△	・		+		+								
H29MZ-01	(出発物質)	◎			・							・	△	△	+	
	濃硝酸	◎										・				

- 量比：◎ ＞ ○ ＞ △ ＞ + ＞ ・
- □はピーク強度低下

⑦ 水銀ポロシメータ測定

濃硝酸と希硝酸は初期の有効間隙率が概ね 1%以下だった試料を除き、浸漬後に有効間隙率が増加した。シュウ酸と炭酸は、浸漬前後で試料の有効間隙率がほぼ変化が確認できない（図 5.3.2-8）。個々の測定結果については、付録 15 に収録する。風化礫（H29MZ-01）は浸漬前に 30%と顕著に高かったが、浸漬により更に 41%と間隙が増加した。

酸浸漬前の試料は、試料の粒径により、分布する間隙径が異なり、中～細粒砂岩（R2MZ-7）では、5、6μm 程度の比較的大きな空隙が認められるのに対し、極細粒砂岩では、1μm 以下のより小さな空隙が認められる。極細粒砂岩の試料をさらに細かく見ると、0.1～1μm のやや大きめの空隙をもつ試料（R2MZ-17）とより小さい 0.01～0.1μm の空隙をもつもの（R2MZ-1、15、18）があり、すべてが類似した間隙径分布を示しているわけではない。一方、さらに粒径の細かい粗粒シルト岩では、同一礫から切り取った試料でも、測定回ごとに計測結果が異なっており、明瞭な間隙径分布が認められなかった。これは、間隙がほとんどないとみられ、測定試料ごとに、試料の凹凸面や不均質な空隙分布を示しているものとみられる。

酸浸漬前後の、間隙径分布を比較すると、もともとの間隙が増加するとともに間隙径が拡大するような変化が認められ、その変化は、溶解が明瞭な濃硝酸、希硝酸浸漬試料では、明瞭となっている（図 5.3.2-9）。図の例では、もともとの約 0.2μm の径の間隙が増加するとともに拡大するように変化を示している。こうした変化の傾向は、シュウ酸、炭酸浸漬でもわずかに認められるものもあるが、ほとんどのものは、溶解が進んでおらず、確認できない。一方、浸漬前に間隙がほとんどない細粒な試料（粗粒シルト岩）では、0.1μm より細かな径の間隙が生じており、希硝酸で顕著であるが、シュウ酸、炭酸でも若干ではあるが、同様の溶解は確認できた。

シュウ酸、炭酸は、濃硝酸、希硝酸に比べ、明らかに溶解が小さい。シュウ酸と炭酸の比較では、多くの試料で、溶解が小さいため、差を認めがたいが、方解石に富む試料である R2MZ-9 では、シュウ酸では溶解がほとんど進んでいないものの、炭酸浸漬試料では、10μm 前後にピークをもって溶解が進んでおり、酸種による溶解の差が認められる（図 5.3.2-10）。

風化礫（H29MZ-01）は浸漬前に 30%と顕著に高かったが、浸漬により更に 41%と間隙が増加した。間隙径は、浸漬前に 1～10μm であったものが、浸漬後に 10～100μm に拡大していた。

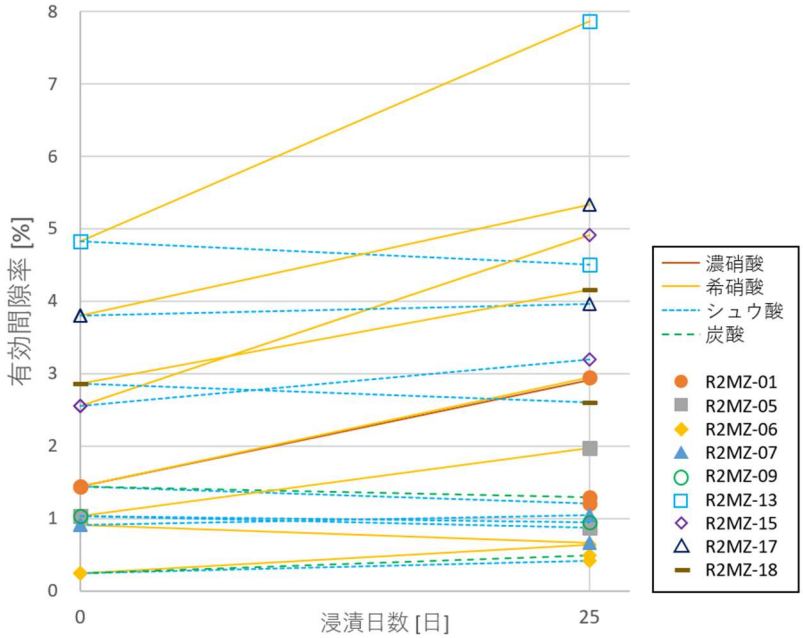


図 5.3.2-8　有効間隙率測定の結果

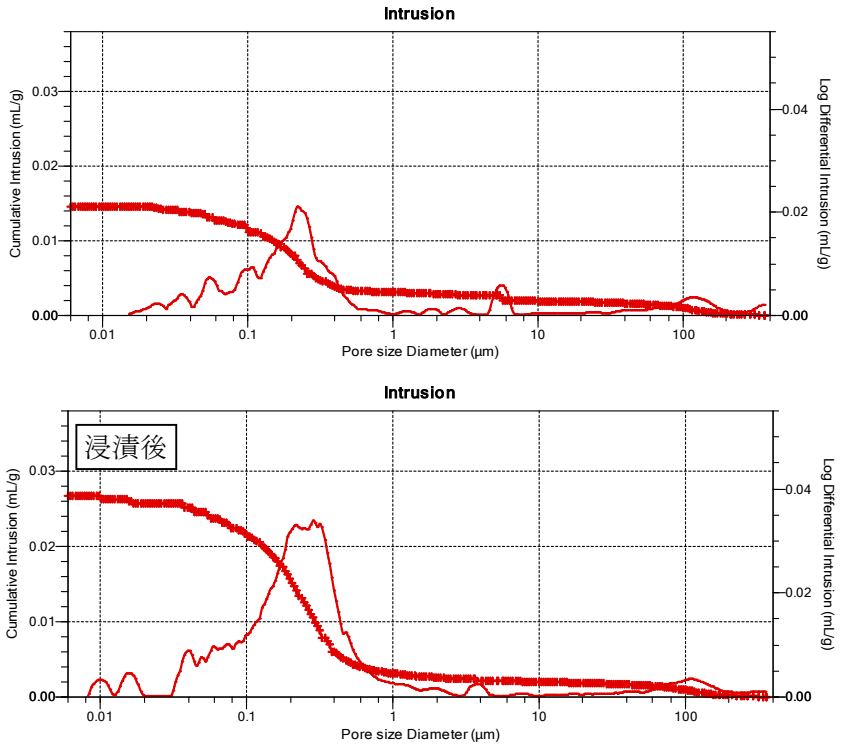
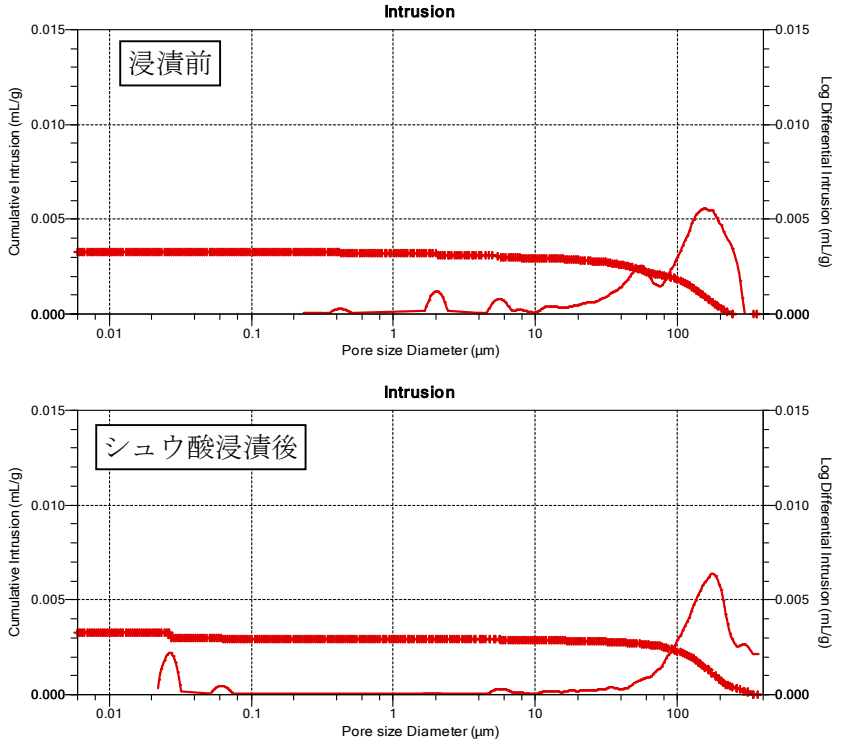


図 5.3.2-9　希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果の比較（R2MZ-13）



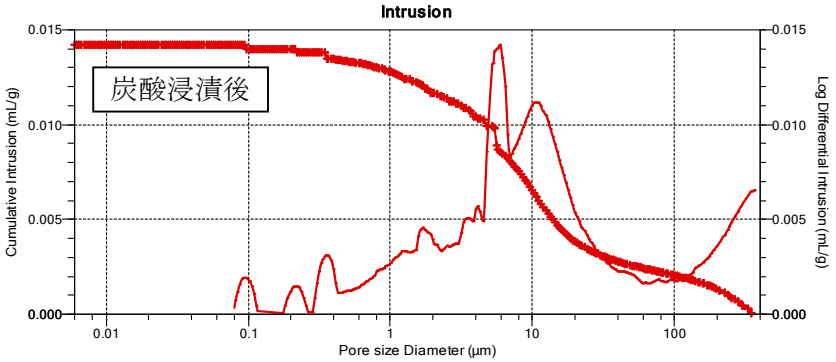


図 5.3.2-10　酸浸漬後のポロシメータ測定結果の比較（R2MZ-9）

⑧ 溶存元素濃度測定

浸漬後の酸溶液の ICP-OES 分析結果を図 5.3.2-11 に示す。硝酸浸漬では、Fe の溶出量が最も多く、次いで Al、Mg、Ca となっている。ただし、風化礫（H29MZ-01）は他の硝酸浸漬試料と比べて Ca の溶出量が少ない。一方シュウ酸・炭酸では Ca の溶出量が最も多く、次いで K、Mg、Na が同じくらい溶出しており、Fe の溶出量は少ない。

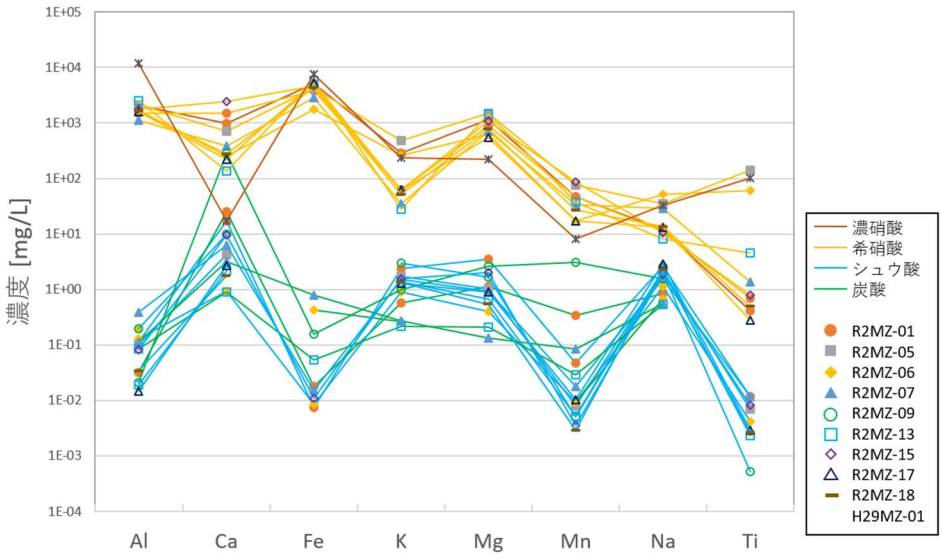


図 5.3.2-11　浸漬後酸溶液の溶存元素濃度の測定結果

3) 考察

①溶解鉱物種・元素

マイクロ X 線 CT 観察、ポロシメータ測定、X 線分析顕微鏡、SEM 観察、ICP 分析などの観察・分析結果から、岩石試料では、特定の鉱物、元素の選択的な溶解が推定される。これは、これまでの実験結果を追認する結果といえる。濃硝酸、硝酸を用いた浸漬による結果は、昨年などに得られたのと同様の変化が得られた。一方、炭酸、シュウ酸による鉱物、元素の溶解の仕方は、硝酸のものとは、異なる部分が見られた。

昨年度までの実験で、堆積岩に含まれる鉱物では、方解石、アパタイト、次いで、緑泥石、雲母などの粘土鉱物の順で溶けやすいことが推定されていた。硝酸については、今年度の実験でも、基本的に同様の反応結果を示していると判断される。一方で、シュウ酸や炭酸では、方解石、アパタイトの溶解は、確認されたが、緑泥石、雲母の溶解を示す明確なデータは得られていない。

炭酸は、方解石の多い試料ではシュウ酸に比べてより強く反応しており、方解石などの炭酸塩鉱物の溶解に作用しやすい特徴を持つと推定される。XRD 分析では、シュウ酸、炭酸浸漬試料についても、雲母のピークが小さくなったように見えるものも見られたが、これらはもともと小さなピークであり、かつ主に基質に含まれる鉱物であるため、岩石組織中の分布の不均質性により、ピークが小さく見えている可能性も考えられる。炭酸とシュウ酸では、緑泥石、雲母は、方解石、アパタイトなどに比べて、硝酸浸漬の場合よりもより溶けにくいと考えられる。

鉱物分析や SEM による形態的な特徴では、シュウ酸、炭酸浸漬は、方解石、アパタイト以外の鉱物を溶かしている証拠が得られないが、ICP 分析の結果を見ると、これら以外の鉱物を溶解させていることが考えられる。シュウ酸、炭酸浸漬溶液の溶出元素は、硝酸浸漬溶液とは異なり、Ca の溶出量が最も多く、次いで K、Mg、Na が同じくらい溶出している。逆に硝酸で溶出している Al、Fe はこれらに比べて明らかに溶出していない。溶出量は、ほとんどの場合、硝酸浸漬より少ないもの、Al、Fe、Mn、Ti の値と比べ明らかに高く、僅かではあるが溶出していると考えられる。これらの溶出元素は、XRD 分析、SEM 観察で溶解が確認されている方解石やアパタイトには含まれていないことから、これら以外の鉱物の溶解が推定される。このうち、Na に関しては、XRD 分析で存在が確かめられている鉱物の中では斜長石くらいにしか含まれていないため、斜長石の溶解の可能性が高いと考えられる。

一方、硝酸浸漬では、溶出が顕著な Al、Fe は、シュウ酸、炭酸では溶出量が少ない。このうち、Al は、岩石中に比較的多く含まれる主要な元素あるが、より含まれる量の少ない K、Mg、Na よりも溶出量が少ないことから、天然の風化現象では、Al の溶出は、さほど顕著でない可能性が考えられる。Fe についても、岩石中に K、Mg、Na と同程度かあるいはやや多く含まれることを考慮すると、Al と同様のことが考えられる。一方で、炭酸浸漬で、容器に褐色の沈殿物が認められたことは、Fe の溶出と沈殿が生じていることを示していると考えられ、炭酸では、溶存可能な量が硝酸に比べて少ないため、大量の Fe を溶出させることができないことを示していると考えられる。一般的に Al、Fe の酸化物が岩石風化により、濃集して残留することを考慮すると、これらは、炭酸やシュウ酸といった天然の風化を規制する酸では、溶出はするものの、すぐに飽和し、沈殿してしまうと考えられる。また、このことは、風化によってこれらの元素が岩石組織内に元の鉱物とは異なる酸化鉱物として残留する可能性も示唆する。これらが、岩石中に残留するか、岩石から溶けだすものの、ごく近い場所（例えば、段丘礫層の基質部分）で沈殿するかについては、室内実験では検証が難しいと考えられ、野外での確認を行う必要があると考えられる。

以上のことから、天然の風化で作用すると考えられる炭酸やシュウ酸などの酸でも、過年度までの室内実験で確かめられたのと同様、鉱物を溶解さているが、硝酸で確認したほど、溶解し易い鉱物のみを選択的に溶解させているのではなく、昨年までの実験ではほとんど溶けていないと考えられていた斜長石も含め、溶解させていると考えられる。

② 岩石組織と溶解の進展との関係

昨年度までのものを含むこれまでの一連の酸浸漬実験でのマイクロ X 線 CT の観察結果などから、岩石の溶解は、基本的には、岩石の表面付近から徐々に内側へ進展していると考えられる。

今年度の実験で用いたシュウ酸、炭酸に関しては、このような溶解の進展過程が確認できる直接的な証拠は確認できなかったが、シュウ酸浸漬を行った炭酸塩鉱物に富む試料では試料の外側の部位の炭酸塩脈に空隙が確認されており、これまでと同様、溶解は、岩石の表面付近から徐々に内側へ進展過程は同様であると推定される。今回のシュウ酸、炭酸の浸漬で試料の外側に低密度部が形成されなかった理由は、これらの酸が弱い酸であることと、浸漬期間が短かったためと推定される。

一方、これまで岩石の溶解の進展は、一部の溶けやすい鉱物の選択的溶解から始まっていくものと推定していたが、斜長石を含む多くの構成鉱物が初期段階から溶解していると推定される。今回の実験結果では、方解石やアパタイトなどの鉱物以外では、それぞれがどのくらい溶解しているのかが分からないため、鉱物種によりどの程度、溶解され易いのかは不明であるが、酸に対する溶解のしやすさに差があるであろうことは推定される。

昨年までの実験結果も含め、これまで確認してきた鉱物の変化、重金属の挙動を考慮すると、岩石の溶解の仕方は、間隙率及び間隙分布、ならびに基質などを埋める方解石など溶解速度の大きな鉱物の含有量比に規制されていると推定される。今年度の実験でも希硝酸を用いた試料では、細粒な粗粒シルト岩に分類された岩石は、砂岩に比べて試料外側から内側に向かう溶解が遅く、粒径の違いが影響していると考えることができる。一方で砂岩では、極細粒砂岩と中～細粒砂岩では、試料外側から内側に向かう溶解の速度に差は認められない。砂岩の溶解あるいは天然の風化が基質の選択的溶解によるものであると考えると、砂以上の大きさの砕屑物に関しては、粒径サイズは、溶解・風化速度に関してはあまり影響がないのかもしない。基質が選択的に溶解していくことを考慮すると、砂粒子と基質との量比のほうが重要であると考えられる。

基質部分の組織と鉱物に限定して考えるならば、細粒で、間隙率が低く、間隙径が小さい組織を持ち、かつ基質鉱物としては比較的溶けにくい鉱物の量比が多くなれば、溶解が遅く進み、逆に間隙率が高く、間隙径が大きい組織を持ち、かつ非常に容易に溶ける方解石などの量比が多ければ、溶解が速やかに進むと推定される。

このように岩石の組織が溶解の進展に影響を与える可能性を考えると、それぞれの岩石自身、溶解の進展の過程で生じる組織変化により、刻刻と溶解の進展のスピードなどが変わっていく可能性もある。シュウ酸、炭酸といった天然の風化に作用する酸では、鉱物の溶解とともに酸化鉄の沈殿をも同時に生じさせていると考えられ、その場合、溶解によって生じた空隙を埋め戻していく作用を引き起こしていると推定される。この場合、岩石の溶解を妨げる効果を生じさせる。また、このような沈殿を生じさせる溶解現象の場合には、溶解能を持つ酸がどのくらい供給されるかといった地層の環境条件も重要になるだろうと推定される。

いずれにしても、溶脱、溶解の進展過程については、複数の要因が複合していると考えられ、条件を整えた実験やより長い浸漬期間を取った実験、あるいは野外観察等による実データの蓄積などにより検証していく必要があると考えられる。

③ 溶解実験結果の段丘対比・編年指標への寄与

段丘礫の風化現象を段丘対比・編年の指標として、精度・信頼性を向上させるためには、風化程度を客観的に理解できる形で定量的に評価できること、すなわちある時代の段丘に存在する段丘礫の風化等の性状について合理的な説明が可能にしておく必要がある。一括りに砂岩あるいは堆積岩と呼ばれる岩種においても、これまでの野外での観察事例から風化の様式にはバリエーションがあり、様々な条件が作用していると考えられるが、それら考えうる条件がどのようにどの程度作用して実際の野外での性状に至っているかを理解しておく必要がある。

今年度、シュウ酸、炭酸といった実際の風化現象で作用していると考えられる酸を用いた実験を行った結果、これまでの硝酸を使った実験と基本的に同様で、方解石などの酸に溶けやすい鉱物が選択的に溶解すること、また斜長石も溶解していることなどが確認でき、天然の風化現象を少なくとも部分的には模擬できていることをさらに確かめることができた。ただし、これまでの硝酸の浸漬実験で確認できていた、鉱物の溶解しやすさの順番がシュウ酸、炭酸でも同じなのか、違うのかについては、実験では、明らかにできていない。しかし、既往の研究の知見では、天然の風化現象における砂岩礫では、基質の鉱物が斜長石やカリ長石などの砂粒子を構成する鉱物に

先立って溶解していることが確かめられており（西山・松倉, 2002）、基本的に基質の鉱物が選択的に溶解していることは確かであろう。

こうした砂岩の風化のメカニズムが少しずつ明らかになっていく中で、天然の風化現象を理解し、性状を説明するうえで重要となるのが、酸への暴露条件が風化に及ぼす影響の評価と考えられる。今回のシュウ酸、炭酸を用いた実験では、これらの天然の風化に作用する酸は、少量の元素の溶解で飽和し、溶解能を失うことが、より明らかになった。こうした条件は、これまでに実施しているバッチ式の溶解実験で天然条件を再現することは困難である。天然の条件を再現するとしては、フロー式の溶解実験を行う必要があるが、仮に天然に近い条件を再現できたとしてもその条件の妥当性を示すのは難しいと考えられる。この問題の理解には、室内実験よりもむしろ、酸の供給条件に差が生じていると予想される露頭とボーリングなどで得られる段丘中央部の礫の性状の調査、あるいはボーリングの深度方向の礫の性状の調査が、風化現象の理解を助けるものと期待できる。

以上に見てきたように、砂岩礫の風化性状を左右する条件として、基質をはじめとする構成鉱物の種類とその量比、岩石の組織の違い重要であるとともに、その礫の存在する礫層の風化条件、より具体的には大気や水との接触が重要であると考えられる。これらの条件と風化性状との関係についてデータを蓄積、整理していくことにより、年代の同じ段丘間の段丘礫の風化程度の違いあるいは時代の異なる段丘の風化度の類似性を評価する上で、有用となる可能性がある。

4) まとめ

本実験では、天然の風化現象において作用するシュウ酸、炭酸を用い、段丘礫の風化を模擬した室内溶解実験を実施した。溶解様式の観察及び分析の結果から、これまで確認してきた岩石の溶解様式が天然の風化現象を部分的には再現できているであろうことが確認できた。実験結果は、段丘礫の風化程度の差やばらつきの理解につながると期待され、天然の事例の蓄積と実験データとの比較検討を行うことにより、天然における風化をより定量的に理解・評価できる可能性をある。

(2) 野外調査による段丘構成物の風化性状調査

1) 調査対象の選定手順・方法

段丘構成物（段丘礫及び段丘被覆層）の風化現象を指標とした対比・編年を行うためには、各年代のそれぞれの構成物の風化性状を明らかにしておく必要がある。段丘礫層の礫が同一の岩種で同一の風化作用を受けていれば、同一時代の段丘の構成物であれば、理想的には同様の風化性状を示すはずであるが、実際には風化の程度にある程度の幅を持ったばらつきが生じているのが普通である。

この原因として考えられるのは、風化を模擬した岩石溶解実験から明らかになってきたように、岩石の構成鉱物の種類、量比の違い、粒径、間隙率の違い、あるいは段丘露頭のような露出部と露出していない段丘面の中央部付近かの違いによる風化環境の違いが考えられる。また、こうした環境条件により、比較的年代の近い段丘では、新旧の違いが識別できないほど、風化性状が非常に類似することがある。

以上の課題を解決するため、同一中位段丘、Mf4 面において露頭・ボーリング調査、及び、近接する低位段丘、Lf2 面において露頭・ボーリング調査をそれぞれ実施した（図 5.3.2-12）。

2) 露頭面観察及びボーリングコア観察

露頭箇所、ボーリング掘削箇所を図 5.3.2-12 に、露頭、ボーリング柱状図を図 5.3.2-13 及び

図 5.3.2-14 に示す。

図に示す通り、砂礫層からなる段丘堆積物及びそれを覆って連続的に堆積した段丘被覆層が確認された。段丘礫、被覆層について、今後の風化性状の観察・分析のため、試料採取を行った。今後、採取試料の調査・分析を進め、岩石の構成鉱物の種類、量比の違い、粒径、間隙率の違い、あるいは、風化環境の違いが風化性状に影響しているかについて明らかにする。

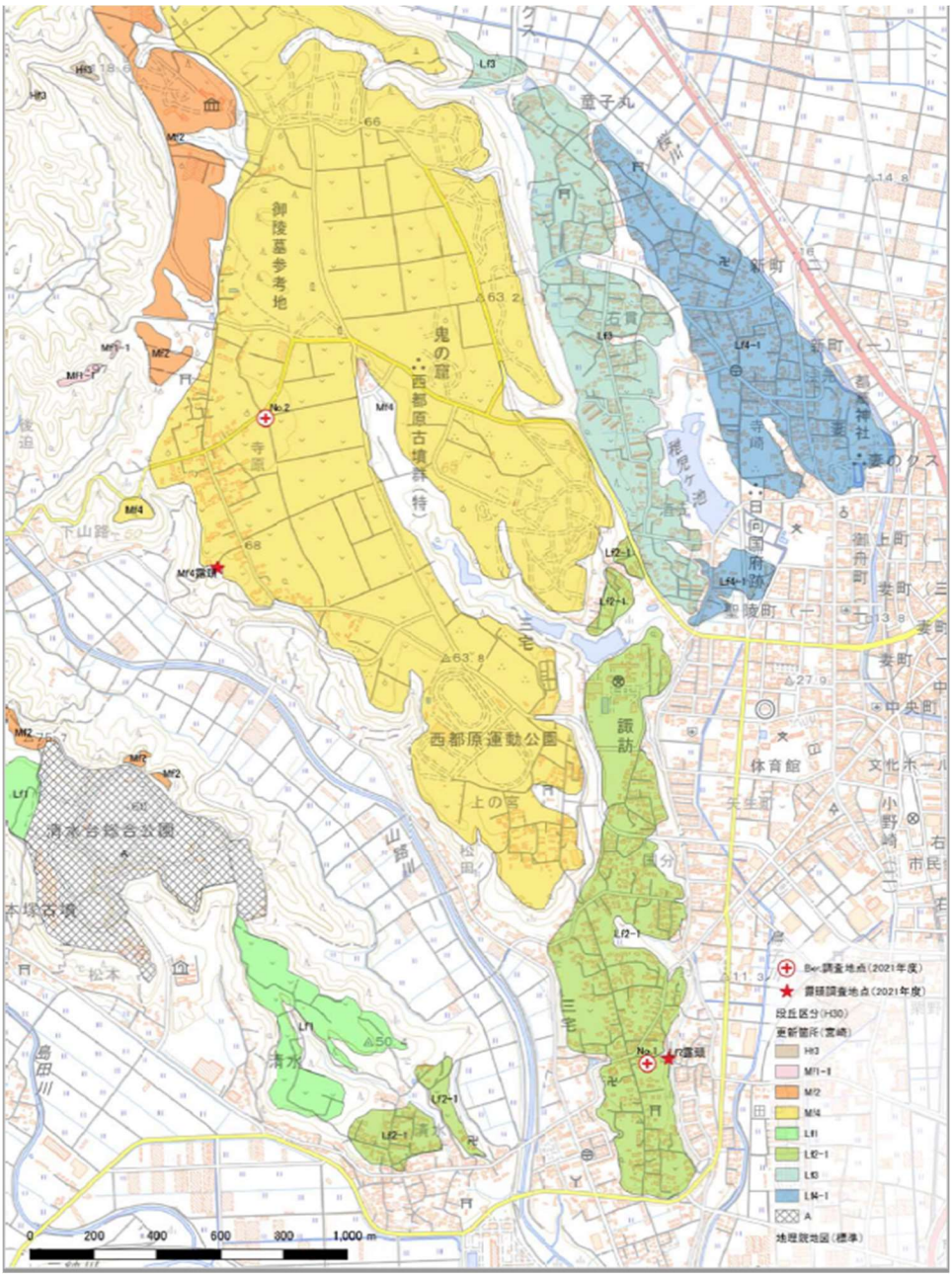


図 5.3.2-12　露頭及びボーリング調査実施箇所
背景図に地理院地図を使用し追記

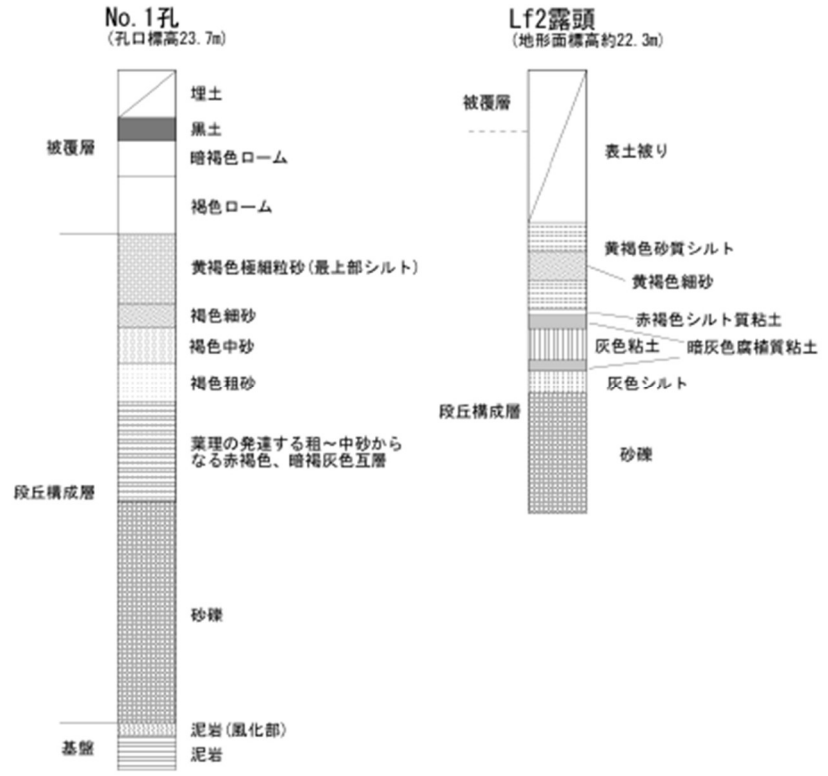


図 5.3.2-13　低位段丘 Lf2 面でのボーリング柱状図及び露頭柱状図

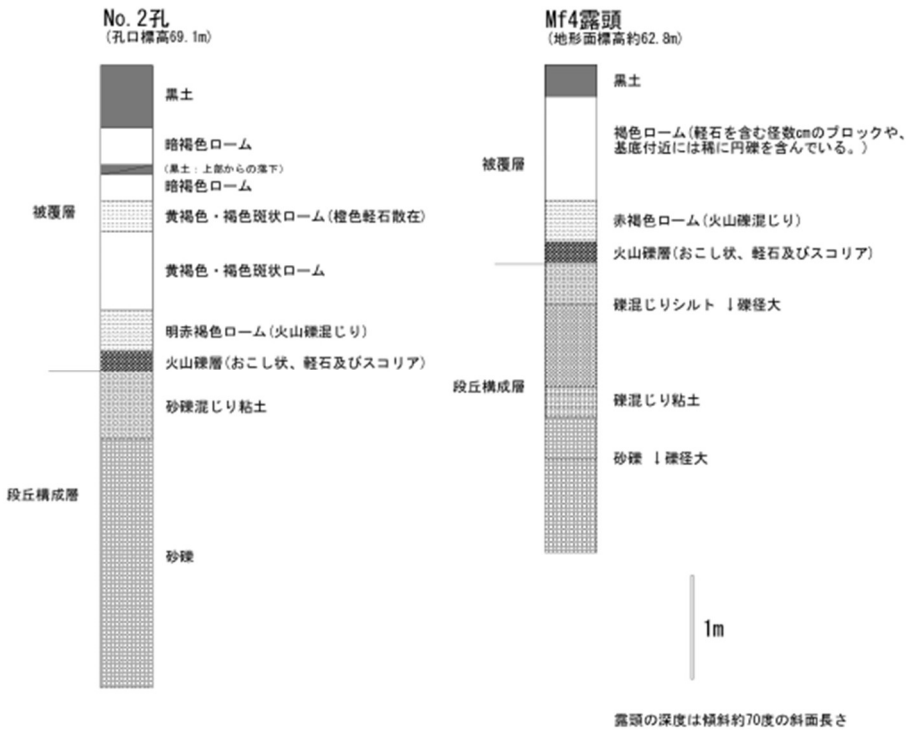


図 5.3.2-14　中位低位段丘 Mf4 面でのボーリング柱状図及び露頭柱状図

(3) 段丘の対比・編年に関わる基盤情報の整備

1) 実施概要

昨年度までの本事業において、わが国で柱状図の形で記載されている段丘を構成する地質、すなわち、段丘堆積物の基盤、段丘堆積物及びその被覆層に見られる経験的年代指標の情報整理を行った。具体的には、濱田・幡谷（2011）で実施された段丘の分布に関わる文献調査を参考に、段丘を構成する地層の柱状図を収集・整理した。これを受けて、本年度は、段丘を構成する地質の柱状図及び対比・編年（各地域の段丘の横並びとそれらの形成年代のモデル）に関わる資料集の作成に向けた整理方法の検討とその例示を行うこととした。

2) 実施内容

① 基本方針

国土地理院地形図の図郭ごとに、柱状図とその位置データ、対比・編年情報を関連づけ、地理情報システム上で整理する。今年度は、概ね 20 万分の 1 図郭単位での作業をしている。

② プラットホーム

地理情報システムについては、汎用性と作業性を考慮して、ESRI 社の ArcGIS で整理することとした。ただし、将来的には、オープンソースソフトウェアの GIS ソフトである QGIS へのプラットホーム化が望ましいと思われる。

③ 段丘を構成する地質柱状図

柱状図位置に対し、そこで記載された柱状図を一つ一つリンクを貼るという考え方もあるが、本研究全体の最終的な目的が段丘対比・編年情報の提供にあるので、GIS 上は位置情報の提示に留め、基本的には、図郭中で同一（連続性から対比されたものを含む）の地形面ごとに柱状図をならべて提示した方がわかりやすいと考えた。

柱状図の記載は、ある程度の共通性はあるが、細部は千差万別である。このため、本研究の目的である経験的指標に関わるデータを統一的に表示する必要がある。このため、昨年度までの検討で提示した表 5.3.2-9 の経験的指標に基づいて凡例を定め、柱状図を書き改めることとした。

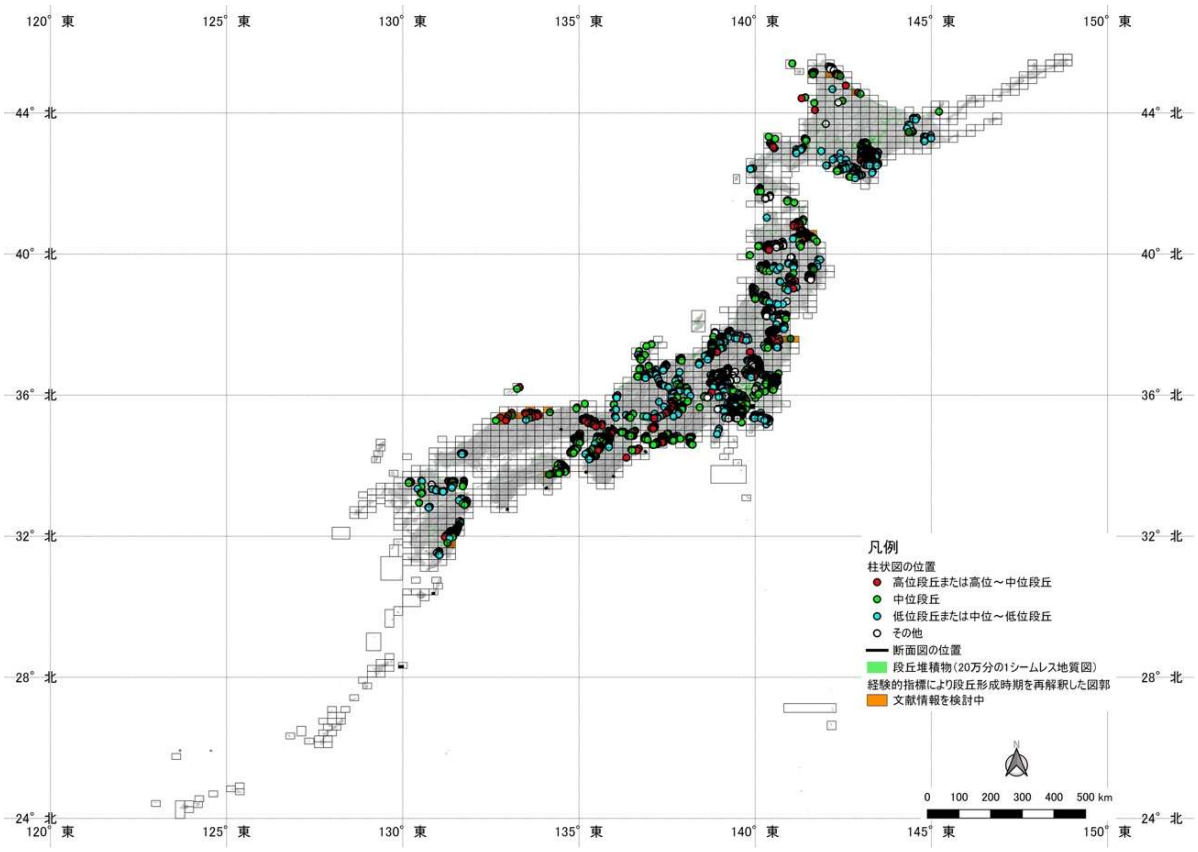


図 5.3.2-15　本研究で収集した柱状図の位置

昨年度までに本事業で収集された箇所に加え、今年度補足した箇所を加えている。国土地理院の1/5 万地形図の図郭のうちの 194 面から、1720 の柱状図・地質断面図を収集した。

表 5.3.2-9　着目した経験的年代指標の例

対象段丘構成物	着目対象
段丘堆積物 （特に、礫層）	層厚、構成物（シルト、砂質シルトなど）、段丘礫表面の産状（色調・凹凸など）、段丘礫基質の締まり具合、段丘礫の風化殻の厚さ、クサリ礫の有無、量、割合、程度など
段丘被覆層	層厚、構成物（シルト、砂質シルトなど）、粘土化の程度、クラックの有無、色調、火山灰層の有無、など
基盤	地層・岩石の種類、風化帯の色調、厚さ、硬さ、など

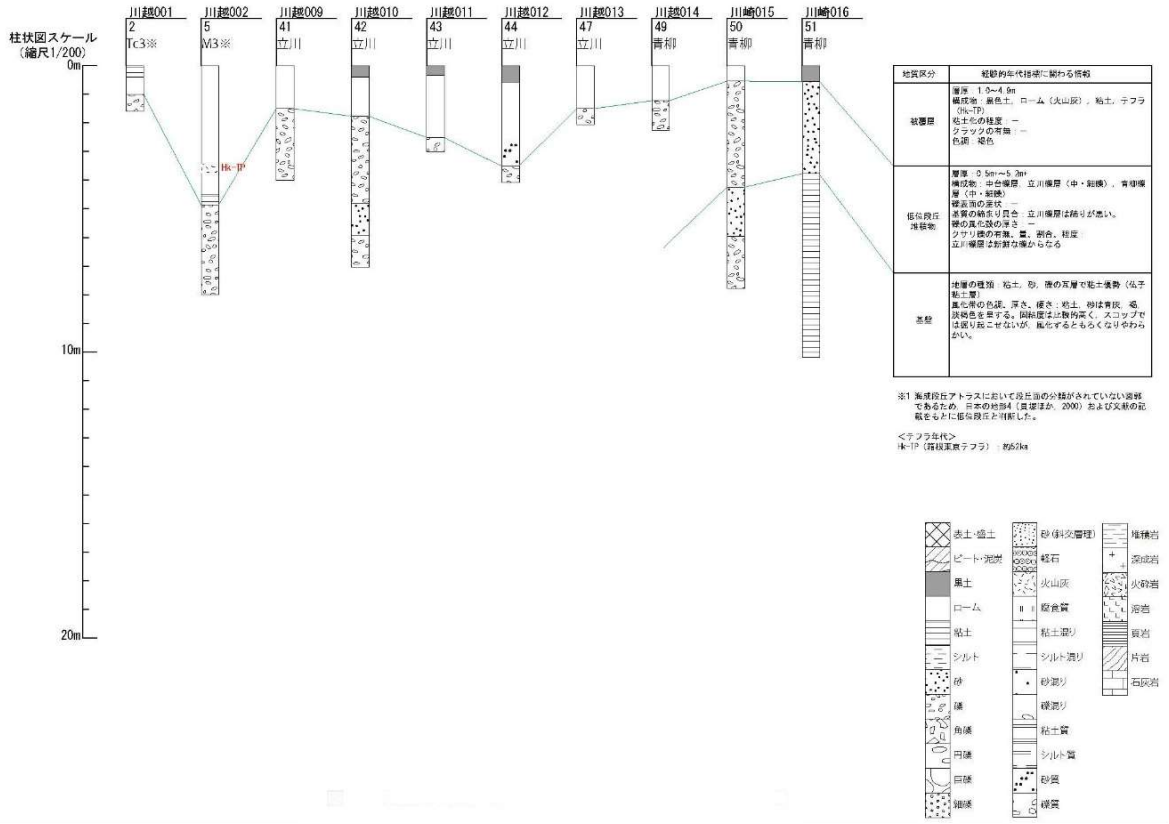


図 5.3.2-16　本事業で収集した柱状図（トレース改変）の例
5 万分の 1 地形図郭「川越」に分布する低位段丘の例。町田（1973）、山崎（1978）、廣内（1999）のデータを本研究で読み替え、統一的な凡例に基づき、柱状図を作成した。

④ 段丘対比・編年図

段丘の編年は、ある程度の広がりのある地域情報を示す図である。また、地域間の比較、即ち対比も重要な要素である。そこで、まずは、編年データが比較的揃っている代表的な地点を選定し、その範囲に含まれる図郭にその範囲での編年図のリンクを貼ることとした。代表的な地域としては、濱田・幡谷（2011）で取り上げた 50 地点を基本とし、本事業において、新たにまとまった情報が得られた地域を加えることとした。

また、これらとは別に、段丘面の連続性、テフラ層序、経験的指標などを踏まえて本研究での解釈を加えた対比・編年図を提示した。

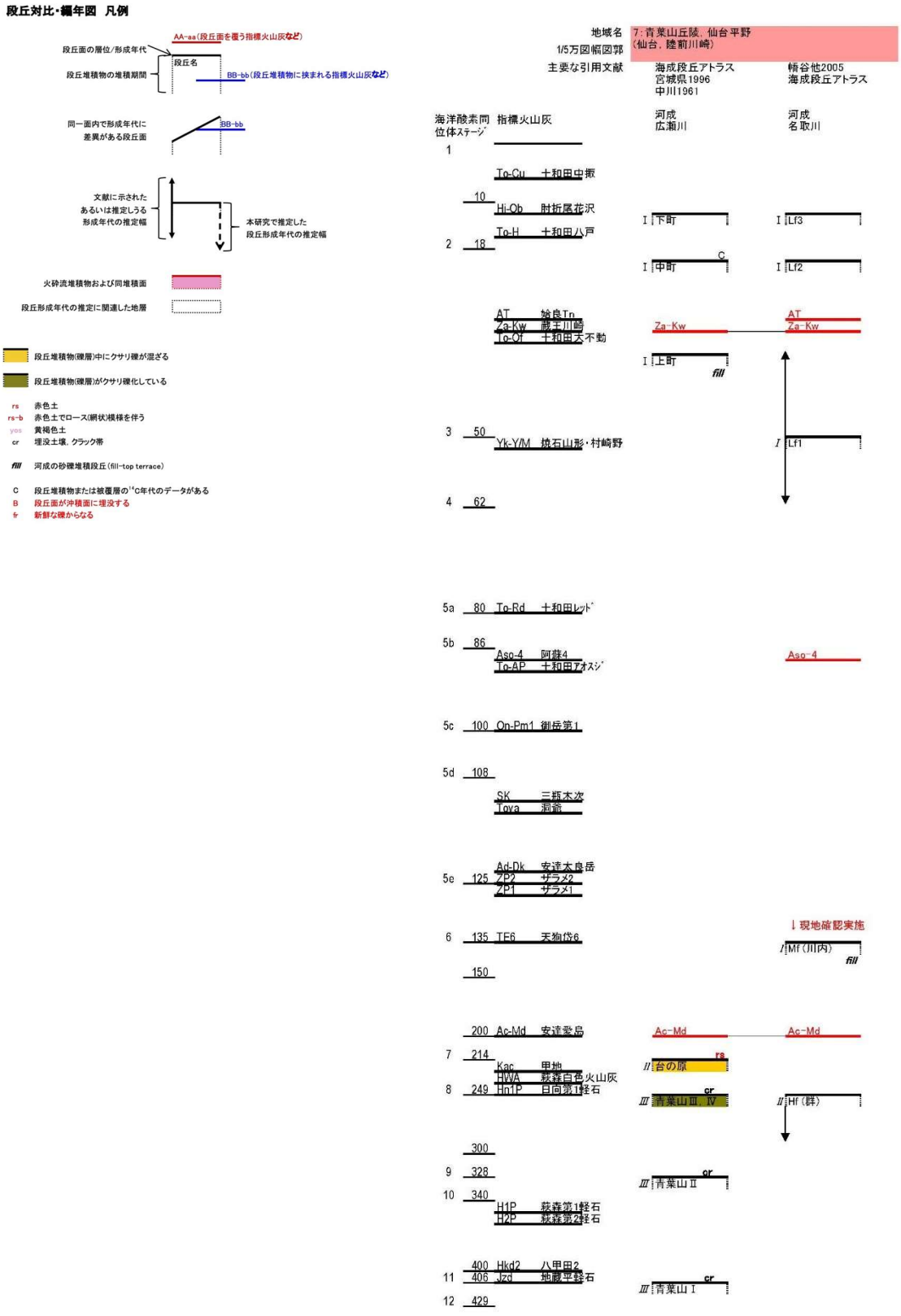


図 5.3.2-17　段丘編年図の例（濵田・幡谷、2011 付録からの抜粋）
宮城県仙台市西部～川崎町付近の段丘編年図。中川（1961）、宮城県企画部（1986）、小池・町田編（2001）、幡谷ほか（2005）に基づき濵田・幡谷（2011）が作成。

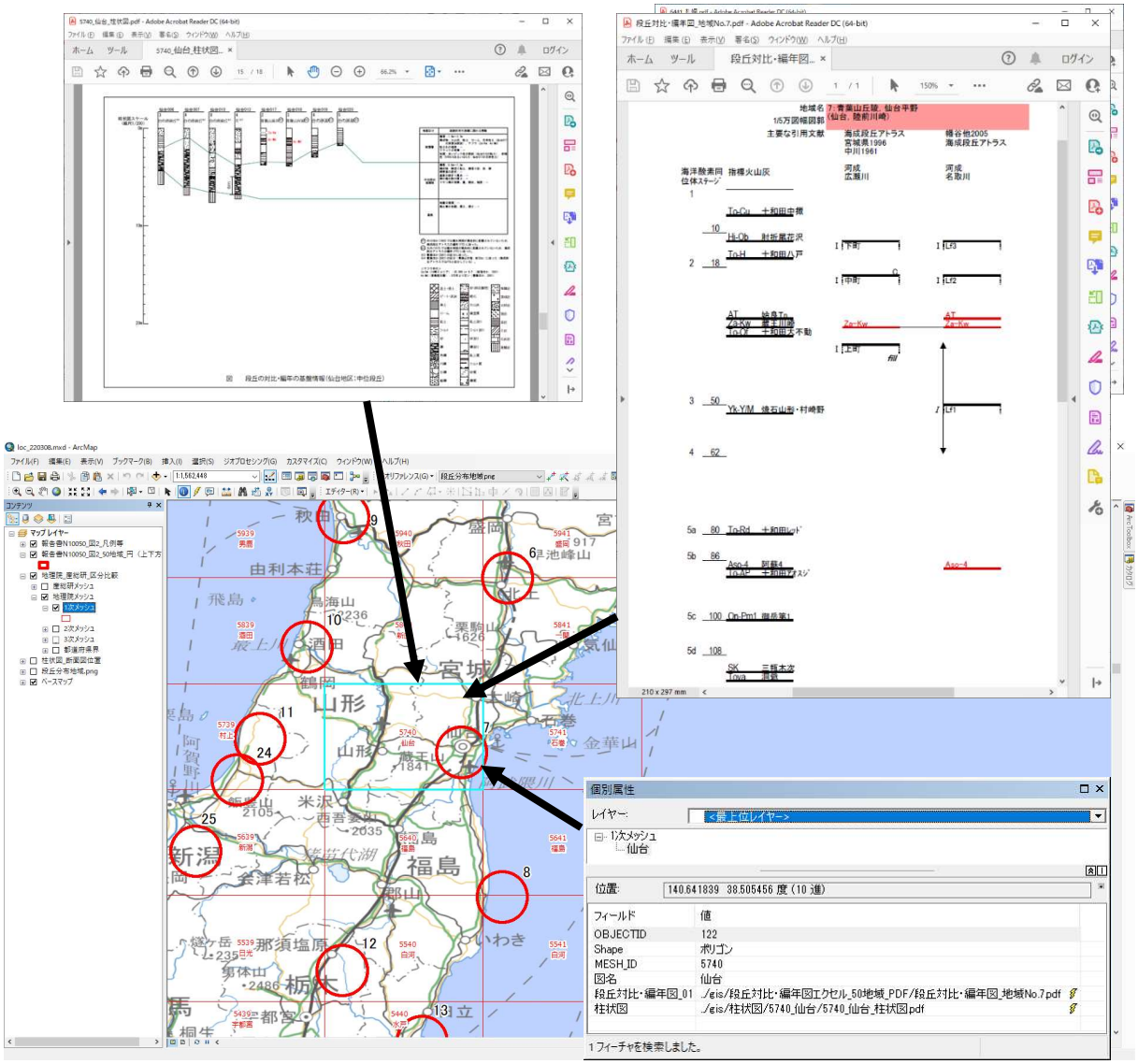


図 5.3.2-18　段丘対比・編年の基盤情報の GIS 上の整理イメージ（仙台付近の検討例）
情報を呼び出したい箇所をクリックすることで、当該地域に分布する段丘を構成する地質の柱状図、当該地域における段丘編年図を呼び出す。なお、段丘対比図については、別途総括的なものを作成する（地理院タイルを背景図として使用し追記）。

3) まとめ

ここまでの研究により、わが国に分布する段丘の柱状図情報は概ね収集できた。どのようなデータに加工して表示するか、どのような方法で表示するかが次の課題であり、今年度は、段丘を構成する地質の柱状図及び対比・編年（各地域の段丘の横並びとそれらの形成年代のモデル）に関わる資料集の作成に向けた整理方法を検討し、その例示を行った。

今後は、このイメージに沿って、全国の段丘を構成する地質の柱状図、対比・編年情報をまとめることで、段丘対比・編年のエビデンスとしての地質情報への容易なアクセスを可能とし、追跡性を確保できるようにすることが望ましい。そのための技術的課題としては、柱状図の地質記載・凡例の統一化、及び、それに基づく各地域の段丘対比・編年ならびに地域間の対比の見直しが挙げられる。

また、この作業により、テフラ層序に過度に依存した段丘編年の不確実性、特に、隆起量の見

積もりへの影響が大きい被覆層の欠如に基づく段丘の形成年代の若取りの可能性がある箇所の抽出を可能としたい。また、完成した資料は、経験的指標の有効性を示す基礎データであり、かつ、段丘対比・編年のデータベースとなる。また、地層処分事業の概要調査地区選定における隆起量評価に関わる文献情報の提供とその解釈、精密調査地区選定におけるサイトの隆起量評価の問題の所在と調査における留意点を提示し、調査計画の立案に貢献するものと期待される。

5.3.3 まとめ

段丘対比・編年手法の整備・高度化の一環として、テフラから独立した経験的指標の信頼性・適用性の向上を目指し、段丘礫の風化を模擬した実験を行い、加えて実験で確認されてきた風化に作用する条件が実際の野外の風化性状に影響しているかを確認するため、風化に作用する条件の異なる複数の環境条件下の試料を野外露頭及びボーリングにより採取した。また、これまで収集した段丘を構成する被覆層、段丘礫層、基盤岩の風化性状に関する情報を、GIS ベースで、閲覧、検索するシステムのプロトタイプを、一部、試行的に作成した。

風化模擬実験については、より天然の条件に近い酸を用いて実験を行い、段丘礫の風化現象の再現と風化程度の差やばらつきの理解を客観的に説明する上での基礎的なデータを得た。また、わが国に分布する段丘について､それら構成する地質柱状図･断面図の収集したデータベースを、利活用し易い形で閲覧、検索できるシステム構築ができることを示した。今後は、採取、収集した段丘構成物の試料の観察・分析を進めるとともに、更に野外調査により、風化作用を左右する条件をどのような条件下でどの程度の風化性状になるかについて、確認し、知見を蓄積することにより、実際の概要調査での段丘対比・編年に用いる経験的指標の信頼性・適用性向上を行っていくことが望ましい。段丘の対比・編年に関して収集整理した文献情報については、今回示した閲覧、検索機能の拡充とともに、より利活用し易い形式に整備、発展させていき、実用性を高めていくことが課題である。

引用文献

濱田崇臣, 幡谷竜太, 河成段丘を用いた内陸部隆起量評価手法の適用性の検討～経験的指標を重視したアプローチ～（本編及び別冊付録）, 電力中央研究所報告（研究報告）, N10050, 28p, 2011.

濱田崇臣, 幡谷竜太, 能登半島志賀町に分布する海成段丘のローム層に発達する斑紋構造の形成時期, 日本地質学会第 122 年学術大会講演要旨, 2015.

幡谷竜太, 柳田 誠, 佐藤 賢, 佐々木俊法, 宮崎県陸前川崎盆地における海洋酸素同位体ステージ 6 河成段丘の認定とその意義, 第四紀研究, vol.44, pp.155-167, 2005.

幡谷竜太, 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討（1）－段丘対比の考え方の提案と河成段丘の編年に関わるケーススタディー, 電力中央研究所報告, N05005, 28p, 2005.

幡谷竜太, 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討（2）那珂川沿いに分布する河成段丘の層序, 電力中央研究所報告, N05016, 29p, 2006.

廣内大助（1999）武蔵野台地、大宮台地における第四紀後期段丘面の高度分布から見た荒川断層の活動性についての再検討、地理学評論、72、5、pp.335-344.

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.

木村克己・巌谷敏光・三村弘二・佐藤喜男・佐藤岱生・鈴木祐一郎・坂巻幸雄, 尾鈴山地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 137p, 1991.

中川久夫（1961）東北日本南部太平洋沿岸地方の段丘群、地質学雑誌、67、66-78.

西山賢一・松倉公憲（2002）風化による砂岩の岩石組織の変化：南九州における四万十帯砂岩の例, 地質學雜誌, 108, 6, p. 410-413.
町田瑞男（1973）武蔵野台地北部およびその周辺地域における火山灰層医学的研究、地質学雑誌、79、pp.167-180.
宮城県企画部（1986）土地分類基本調査川崎・山形 1/5 万表層地質図.
鈴木茂之（1992）砂岩のモード組成と化学組成からみた超丹波帯の古環境, 地質学論集, 第 38 号, p.71−83.
山崎晴雄（1978）立川断層とその第四紀後期の運動、第四紀研究、16、pp.231-246.

6. まとめ

本事業では、「地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度～平成 34 年度）」（地層処分研究開発調整会議, 2018, 2020）において提示された火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動、隆起・侵食のそれぞれの自然現象の影響に係る研究課題に対応するため、地質学、地形学、地震学、地球化学、地球年代学といった各学術分野における最新の研究を踏まえた技術の適用による事例研究を通じて、課題の解決に必要な知見の蓄積や調査・評価技術の高度化を進めてきた。本章では、各自然現象に関するテーマごとに本事業の令和 3 年度の実施内容及びその成果を要約するとともに、上述の全体計画で示された課題の解決に向けた達成状況、得られた成果の処分事業への反映、及び今後の課題について取りまとめる。

大局的には、いずれのテーマについても、5 か年の全体計画の中で成果達成に向けた見通しが得られつつあると考えられるが、日々進展する新たな科学的知見への対応に加え、手法の信頼性向上のための学術的課題への取り組み（実験・解析的検証）や、適用事例の更なる蓄積が引き続き課題となる。また、処分事業におけるサイト選定・設計や安全評価への反映を踏まえた、それぞれのテーマの中で見出された複数の手法の適切な組み合わせや知見の共有に基づく、効果的なアプローチ（調査の効率化など）の検討が今後一層必要になると考えられる。

6.1 火山・火成活動

全体計画では、将来の火山・火成活動の発生に係る地殻及びマントル内の流体の分布や移動を把握する技術の高度化と、マグマの影響範囲の把握に係る調査・評価技術の高度化が課題として提示されている。

このうち、将来の火山・火成活動の発生に係る評価技術の高度化に関しては、適用できる技術の選択肢が限られているマントルウェッジ領域の流体の分布や移動を把握するための地震波トモグラフィについて、本事業において水平分解能の向上を図り、主に概要調査に反映できる技術として取りまとめた。マグマの影響範囲を把握するための技術の高度化に関しては、これまでに、火山活動が広範囲に及ぶ単成火山群を対象とした調査・評価技術を提示するため、既往データの検証も含めた MT 法電磁探査に基づく検討を行い、電磁探査で検知される低比抵抗域に相当する現在の部分溶融域の分布が、マグマの活動範囲を検討する上で有用な指標となることを明らかにした。

令和 2 年度及び令和 3 年度は、マグマの影響範囲を把握するための技術の高度化の中で残された課題として、地殻浅部におけるマグマの長距離水平移動に対する知見の蓄積や評価手法の検討に取り組んできた。具体的には、1) 数値標高モデルの地形データなどに基づいて第四紀火山体下に分布する岩脈の分布範囲を推定する手法の検討、及び 2) 国内外の岩脈に関する既往の文献や地質図幅の収集・整理（データベース化）に基づく、火山体周辺の地殻応力、活動年代、マグマ噴出率などと、岩脈の分布範囲や発達過程との関連性についての検討を実施した。1)は、将来の火山・火成活動に伴うマグマの水平移動（岩脈の水平方向への発達）の影響が及ぶ蓋然性の高い方向や範囲を評価する上での基礎情報としての活用が期待される。2)は、特に岩脈の発達が火山の中心から半径 15 km（科学的特性マップ（経済産業省資源エネルギー庁, 2017）における第四紀火山に対する好ましくない範囲の基準とされている距離）を超える場合の国内外の過去の事例を把握する上で重要な知見となる。

1)の数値標高モデルに基づく検討では、地理情報システムを用いて第四紀火山の火山体底面から山頂までの等高線の形状、面積、重心などの地形パラメータを計測するとともに、標高ごとの各パラメータから放射状岩脈の三次元的な分布範囲を推定するための手法を提示した。本手法に

よる各火山の地形解析の結果から、山体の地形を支配する要因については、多くの火山で広域応力場の影響を受けることが明らかとなった。これは火山体内の火道を中心に伸展していると考えられる放射状岩脈が、火道から離れるにつれ、広域応力場の主応力軸方向に伸展方向が卓越するという知見（Nakamura, 1977）と整合的である。しかし、一部では広域応力場とは無関係の地形を形成する火山もあり、これはマグマ噴出率のデータも含めた検討の結果、比較的噴出率の小さい火山において広域応力場と整合しない場合が多いことが分かった。このことは、噴出率が小さいことによりマグマ活動による地形改変（山体の成長）の影響が小さくなり、その他の要因（地質構造など）が地形に与える影響が相対的に大きくなったためと考えられる。ただし、山体地形を支配する要因が広域応力場であっても他の要因であっても、山体地形にはある程度方向性が認められる結果となった。したがって、本手法による地形解析を実施した上で、広域応力場や地質構造などの知見を組み合わせて検討することにより、既存火山の今後の火山活動の再発を想定することが必要な場合、その活動の確率分布を示すなどの重みづけを付与した影響範囲の評価にも適用することが可能であると考えられる。一方、本手法による地形解析において、等高線ポリゴンの面積データから得られる各火山の地形パラメータを用いることで、火道安定型と火道不安定型（高橋, 1994）の区分ができる見通しを得た。このことは、火山の活動履歴の詳細が不明な火山についても、本手法により、火道の安定性に関する情報が得られることを示す。

2)の国内外の岩脈に関する情報収集・整理については、まず、岩脈の発達が火山の中心から半径 15 km を超えるような事例を中心に、国内外のプレートの収束・発散境界もしくはホットスポット上における火山・火成活動が知られている（第四紀より古い活動も含む）地域を対象とした文献収集を行った。収集した情報は、テクトニックセッティング、応力場、供給源（火口）からのマグマ水平移動距離（もしくは岩脈の長さ）、マグマの移動速度、岩脈の幅などに着目して整理した。その結果、現世の多くの火山地域におけるマグマの水平移動距離は、ほとんどが 1 km オーダー～10 km オーダーであり、15 km を超えるような事例は、アイスランドのようなプレートの発散境界、あるいは三宅島のような流動性に富む玄武岩質マグマの火山に限られることが分かった。また、第四紀より古い火山・火成活動の事例も含め、岩脈の伸長方向はその当時の広域応力場と整合的な場合が多いことが分かった。

さらに本事業においては、産業技術総合研究所発行の地質図幅の情報に基づき、中国・四国地方及び北海道南部渡島半島を事例として、火山岩岩脈の分布や特徴に関するデータベース化を図った。この結果、いずれの地域でも第四紀の岩脈の露出は第四紀火山の近傍に限られることが分かった。また、第四紀火山から離れた地域に見られる第四紀より古い時代とされている岩脈は、岩脈の伸長方向などの特徴が周辺の第四紀火山の分布傾向との相関性がないことから、第四紀火山を形成した火成活動とは無関係である可能性が高いとした。このことは、地表で見られる岩脈の多くは第四紀より前の古い時代に形成されたものが削剥により地表に露出してきたものであり、第四紀火山に関連する岩脈は、火山体の侵食により露出してきたもの以外は、火山噴出物で覆われた（火山体）範囲内の直下に分布していることを示唆しているものと考えられる。また、地質図幅から抽出した岩脈の長さは、いずれの地域でも 1 km 未満のものが半数以上であった。10 km を超えるようなある程度長大なものは古いカルデラの痕跡であるコールドロンの外縁などに限られる。このことは、第四紀火山のみならずそれより古い時代の火成活動においても、その活動域を大きく超えて長大な岩脈が形成される可能性は低いことを示唆しているものと考えられる。以上のようなデータベース化及びそれに伴う統計的な検討は、処分事業においてマグマの影響範囲を調査・評価する際の基礎情報として反映できる。

以上の今年度までの成果をもって、全体計画の中で火山・火成活動の発生及び影響の調査・評価技術の高度化に関して示された課題については、概ね対応したものと考えられる。ただし今後

も引き続き、最新の学術的知見の進展に応じて、地震波トモグラフィや電磁探査といった個別の技術の高度化（例えば、Ogawa et al., 2021）を進めていくことが重要であることは言うまでもない。また、処分事業におけるサイト選定調査の信頼性向上の観点からは、鮮新世末期～更新世前期の活動が報告されているものの、その後の最近の活動が認められない古い火山を対象とした、物理探査、地化学探査、地質踏査、地形解析、年代測定などを総合的に実施した調査・評価事例が蓄積されることが望ましい。さらに、火山体の成長は山地の形成という観点から、隆起・侵食とも密接な関係がある。隆起・侵食に係る検討において、本事業で実施した地形解析のノウハウが適用できる可能性（例えば、山地の成因や成長速度の検討など）も考えられる。

6.2 深部流体

地下深部から地表付近に流入する深部流体は、化学場や熱環境へ影響を与える可能性が指摘されており、その流入の可能性や影響を適切に評価するための知見の蓄積が求められている。このため本事業では、深部流体の化学的・熱的性状に加えて、その流入経路の特徴に係る知見の蓄積・検討を行った。個別課題において得られた成果のまとめについては、各節の最終項において既に述べた。ここでは、処分事業への反映という観点で、令和 3 年度までの成果を踏まえて、各手法の適用性についての評価・取りまとめを行う。

深部流体の化学的特徴に係る知見の蓄積では、既往文献に基づく深部流体の調査・評価手法の整理検討、採水調査に基づく溶存物質を用いた深部流体起源の判別方法の構築、並びに水質形成に及ぼす粘土鉱物の影響について室内実験を行った。これらの調査・研究を通じて、深部流体の混合を評価しうる元素、同位体等の指標を探索し、地下水溶存物質から深部流体の起源水を見分けるフローを作成すると共に、深部流体調査において適用事例の少ない同位体等の適用性検討結果を表にまとめた（図 3.1.3-9 及び表 3.1.3-1）。本フローと表を用いることで、地下水に混合する深部流体の起源について定性的な判別が可能である。ただし、その有効性が明らかではない指標もあることから、引き続きデータの拡充と検討を行い、指標の有効性の明確化を進める必要がある。

深部流体の熱的特徴に係る知見の蓄積においては、紀伊半島本宮地域と有馬地域の 2 つの事例を通じて、かつて深部流体が活動した痕跡である熱水脈や熱水変質帯を対象に、熱年代法と地質温度計を用いて、熱的特徴に係る知見の蓄積と、その評価手法の整備を試みてきた。本宮の事例では、流体包有物解析により熱水の温度を推定できたが、二つの事例を通じて、熱年代法による有意な熱異常の検出はできなかった。このような熱年代測定結果は、数値計算による検討結果とは整合的であり、熱水の温度または活動期間の不足が原因で年代の若返りには至らなかったと考えられる。なお、このことは、熱水の温度が推定できた場合、活動期間の上限の制約は可能であることを示している。以上の検討結果を踏まえた、本アプローチ適用に当たっての注意点、適用限界などは、すでに 3.2.5 で述べた通りである。これらの知見・技術は、概要調査計画策定の際への反映が期待される。今後の課題としては、現世における深部流体起源の流体活動を含め、熱的特徴に係る更なる知見の蓄積が挙げられる。また、深部流体の熱的特徴を評価する手法整備のためには、他の起源の熱水活動も含めた事例の蓄積が望まれる。例えば、熱水活動への熱年代法の適用事例としては、野島断層（Murakami et al., 2002）、茂住祐延断層（Sueoka et al., 2019）、仏・Têt 断層（Milesi et al., 2020）などの事例が知られているが、世界的にみても数は限られている。様々な熱水活動地域を対象とした調査事例の蓄積に基づき、幅広い地質環境に対応できる深部流体の熱的特徴の評価のフローを確立していくことが望まれる。

深部流体の移動経路に関する地球物理学的検討では、流体賦存域を捉えるための広域を対象とした地球物理学的手法（MT 法、地震波トモグラフィなど）は概ね確立されていることを踏まえ、

地殻内の流体の通路としてのクラック性状に係る情報を得る手法として、S 波スプリッティング解析の事例研究を、本宮地域、いわき地域、宮崎地域等で進めた。本宮地域では、速い S 波と遅い S 波の到達時間差（dt）の解析と既往の地球物理学的研究から、地殻内の深部流体の上昇経路が、直下からの鉛直上昇ではなく、地下の高比抵抗体の周縁に沿っていると考えられることを示した。いわき地域については、dt の年単位での時間変化が確認されており、地下の流体通路の状態モニタリング手法としても発展が見込まれる。令和 3 年度から着手した宮崎地域では、速い S 波の振動方向（φ）が互いに大きく斜交する地域が認められ、地質学的、地球化学的（地下水の化学組成等）情報との比較も含めた更なる詳細な検討が必要である。S 波スプリッティング解析は、概要調査に適用できる技術レベルに達しているものの、こうした各地に固有の課題について事例研究を進めることにより、技術的信頼性の向上を図ることが課題である。短期間で地下の状態を把握するためには、臨時観測点を設けることが望ましい。令和 2 年度から着手した地質学的検討では、地質構造的透水好適性という考え方を、本宮地域（川湯温泉）と松代（保科）地域の露頭に適用し、湧水地点を網羅する構造的特徴を抽出することができた。この実施方法は比較的簡便であり、地質踏査の中に組み込むことができるため、概要調査への適用が期待される。今後は露頭調査だけでなく、ボーリングや地下坑道の既存資料を対象として、湧水地点の特定の可否に関する検討を継続的な実施により技術的信頼性を高めていくことが望ましい。流体移動経路を把握する手法としての広域地球物理学的探査、S 波スプリッティング解析、割れ目調査は、調査期間が限られている場合を想定すると、調査フローとして直列で行うのではなく、並列かつ独立に評価・解析結果を提示しつつ、互いの結果を踏まえた全体アプローチの適正化をしていくといった形の調査パッケージとしてまとめることが重要と考えられる。

これまで 4 年間の本事業の実施を通じて、深部流体の化学的・熱的特徴と、それらを把握するための調査・評価手法、及び深部流体の地表への流入経路を明らかにするための調査・評価手法については、多くの新しい知見が蓄積・整理されたと考えられる。ただし、概要調査（場合によっては、精密調査も含む）において深部流体が地層処分システムに及ぼす影響を調査・評価するための全体を統合したフローが確立されたとは言えない。今後は、個別の手法の信頼性向上のための適用事例の拡充に加え、深部流体に係る複数の特徴、あるいは複数の調査手法間の比較を通じた、深部流体の特徴把握における抜け落ちの補完、及び、手法の統合による最適化・効率化を進め、地層処分のサイト設計や安全評価に適切に反映するための調査・評価フローを構築していくことが課題である。そのためには、深部流体の発生ポテンシャルの認められる典型的な地域において複数の手法を総合的に適用するアプローチを提示することも重要になってくると考えられる。

6.3 地震・断層活動

全体計画では、地表において特定が困難な活断層を検出し、活動性や変形・破砕などの力学的影響を把握するための技術の高度化、及び、上載地層がない場合の断層の活動性や地質断層の再活動性を把握するための技術の高度化が課題として挙げられている。なお、地震の発生に伴う湧水などの水理学的影響を把握するための技術の高度化については、手法の共通性の観点から、令和 3 年度以降は、深部流体の移動経路に関する検討の中で実施したことは、1.2 で述べた通りである。

地形的に不明瞭な活構造の分布や力学的影響範囲を把握する技術の高度化については、令和 2 年度までに、概要調査に適用可能な形で、地形学的検討、地球物理学的検討、地質学的検討を組み合わせた一連のアプローチを整備し、1997 年鹿児島県北西部地震（M6.6）の余震域を含む南九州せん断帯を事例対象として示した。文献調査によって活断層が分布しないと判断される地域

においては、概要調査の段階で、伏在する活断層の規模としてM6.5～7.0程度の地震を起こすが地表地震断層が現れないようなものの存否や、断層が存在した場合の影響範囲を把握するための調査を実施する必要がある。令和2年度以降は、地球物理学的検討（稠密GNSS観測）と地質学的検討（小断層を用いた応力逆解析）の精度・信頼性の向上や、地形的に不明瞭な活構造に対する応力逆解析の適用事例が不十分であるという課題を踏まえ、南九州せん断帯においてこれらのデータ蓄積と解析を継続するとともに、1984 年長野県西部地震（M6.8）の余震域を対象とした事例研究を進めた。

南九州せん断帯における事例研究では、令和3年度は、GNSS観測データについて、2016年熊本地震に伴う粘弾性緩和の影響などについて再検討を行い、同せん断帯で生じる地殻変動について再計算を行った。その結果、計算されたせん断帯の変形中心の位置は、地質学的検討（応力逆解析）で抽出された南九州の左ずれせん断帯の影響領域と概ね一致し、各手法の信頼性の向上が図られた。

1984年長野県西部地震余震域における事例研究では、令和3年度は、国土地理院のGNSSデータを用いた応力比の計算、防災科学技術研究所などによる常設地震観測点で観測された浅発地震を用いたS波スプリッティング解析、及び地質調査で抽出された小断層を用いた応力逆解析に係る検討を行った。GNSSデータから計算された応力比は、小断層を用いた応力逆解析に反映することができた。また、S波スプリッティング解析の結果得られた、速いS波の偏向方向の一部は、1984年長野県西部地震の推定震源断層に係る分岐断層と関連している可能性が示された。小断層を用いた応力逆解析の結果は、1984 年長野県西部地震の推定震源断層の分布と概ね調和的であった。ただし、地質調査範囲が限られたことから、精度・信頼性の向上のための更なるデータの蓄積が課題である。

1984年長野県西部地震余震域においては、新規に測地・地震観測点を設置していないため、詳細な測地学・地震学的検討には至っていない。実際の概要調査においては、新規の測地・地震観測点を設置することにより、S波スプリッティング解析などによって地下構造をより詳細に推定することが求められると考えられる。

現在までに蓄積された経験及び見通しに基づき、概要調査を考慮した場合の、地形学的、地球物理学的、地質学的検討を進めていく際の考え方を図 6.3-1 に示す。ここでは、各検討が調査の進展に伴って進み、相互の連携やフィードバックがより高い確度の結果をもたらすという経験から、1検討項目を1回通過するようなフローの形はとらずに示した。最終的には、約2年間を目安として、地形・地球物理・地質学的に整合性のある伏在活構造及び力学的影響範囲モデルの提示に至る形としているが、期間的な要請、地域の特性に応じ、かつ新たな知見の取り込みの観点からも、柔軟に実施項目を組み合わせていく必要がある。新たな知見は、M6.5～7.0程度の地震が発生し、かつ、地表地震断層が現れなかったような地域における検討事例の増加によりもたらされると考えられるため、引き続き事例研究を通じた手法開発を進める必要がある。

	活断層地形が不明瞭なせん断帯における活構造の分布や力学的影響範囲を把握する手法（文献調査に基づく活断層非分布地域における伏在活構造存否及び力学的影響範囲確認のためのパッケージ）			
時間目安	地形学的検討	地球物理学的検討	地質学的検討	発展・特記
1年目 ↓	□空中写真判読の実施 ・不明瞭なリニアメントも抽出対象とする下位基準を追加する。既存DEMデータを用いた定量的地形解析。リニアメントの統計学的検討（A→）。 □地形分類図の作成（L→） （C→） □リニアメント分布と地質概査を踏まえたルート選定（E→） （G→） □リニアメント分布とルート調査結果を踏まえたルート選定（I→）	（A→） □（測地）GNSSの展開地点検討 ・リニアメント密集域やランクの高いリニアメントを挟む。地震活動が活発な領域を囲む（B→）。 □（測地）既存GNSS観測点データによるひずみ速度分布の解析 ・主ひずみ軸や平面ひずみ状態に基づく応力場の推定、伏在せん断帯の存否に関する検討（D→） □（地震）既存観測点データによるメカニズム解の検討 ・広域応力場の推定（D→） □（地震）既存観測点データによるS波スプリッティング解析 ・地下構造の推定（D→） （B→） □（測地）新規GNSS観測点の展開 ・10地点程度（H→）。 □（地震）新規地震観測点の展開 ・地震活動状況による（H→）。	（A→） □リニアメント密集域などの概査 ・断層条線の存否の確認。破砕帯の探索（C→） （C→・E→） □ルート調査 ・条線データの収集（F→） （D→・F→） □ミスフィット角の検討 ・伏在活構造分布推定、現世応力場による影響範囲の推定（G→） □応力逆解法の実施 ・伏在活構造の分布推定（G→）	地形学的検討として、航空レーザー測量による詳細DEM取得は、定量的地形解析に有効。 （C→）小規模破砕帯は構造解析を実施。大規模な破砕帯は、活断層としての調査を実施（群列ボーリング、トレンチ調査、物理探査など） （例えば、深部流体やマグマ賦存域の概要調査により）地球物理学的検討として、MT法などの地下構造に関する情報が得られれば、地質構造発達シミュレーション等へ活用（H→）
2年目 ↓	（L→・N→） □地形分類図（段丘区分図）を用いた影響範囲の面的検証（O→・I→）	（H→） □（測地）既存・新規観測点データによるひずみ速度分布の解析 ・主ひずみ軸や平面ひずみ状態に基づく応力場の推定、伏在せん断帯の存否に関する検討（J→） ・伏在せん断帯の活動を考慮した構造発達シミュレーションの実施（L→） （H→） □（地震）既存・新規観測点データによるメカニズム解の検討・S波スプリッティング解析 ・広域応力場の推定、地下構造の推定（J→・K→） （K→・M→） □（測地）伏在せん断帯の活動を考慮した構造発達シミュレーションの実施（N→・H→・I→）	（I→） □ルート調査 ・条線データの収集（J→） （J→） □ミスフィット角の検討 ・伏在活構造分布推定、現世応力場による影響範囲の推定、詳細化（K→・M→・I→） （J→） □応力逆解法の実施 ・伏在活構造の分布推定、詳細化（K→・M→・I→）	地球物理学的検討として、InSARなどの地表変動の面的変化が得られれば、地形学的観点での伏在せん断帯による影響範囲の検討に活用（L→）
↓	（K→・N→・O→） □地形・地球物理・地質学的に整合性のある伏在活構造及び力学的影響範囲モデルの提示			精密調査段階以降においても新規設置観測点は活用

図 6.3-1　地形学的、地球物理学的、地質学的検討の実施手順における考え方

地形・地球物理・地質学的検討の各実施項目を□で示す。各段落末尾の（　）は検討結果の反映先、段落頭の（　）は同反映元を示す。

上載地層がない場合の断層の活動性評価技術については、本事業では、破砕帯物質の年代測定に基づく検討と、断層粘土の物理・化学分析と機械学習を用いた活断層と非活断層の分類手法の開発を主なテーマとして進めてきた。年代測定に基づく検討では、令和 3 年度は、長石の赤外光ルミネッセンス（IRSL）法及びイライトの K-Ar 年代法を中心に検討を継続した。IRSL 法については、令和 2 年度に実施した大気環境下での実験に加え、令和 3 年度は水熱環境下での実験も実施し、IRSL 信号の熱による減衰を評価するための基礎データを収集・整理することができた。一方、天然の断層ガウジに対する IRSL 信号の特徴に関するデータの蓄積も進めたが，同じ活断層でも IRSL 信号の飽和度に不均質性があり、現状では、IRSL 信号のみで断層の活動時期を議論するのは困難であることも分かった。K-Ar 年代法と、今年度は新型コロナウイルスによる国外移動の制限により追加の実験が実施できなかった FT 法及び(U-Th)/He 法については、引き続きデータの拡充を進める必要がある。ただし、令和 2 年度まで検討してきた石英粒子の表面に発達した水和層に基づく検討も含めて、これまでに検討してきた各年代測定法のみでは、断層の活動時期推定における適用限界の問題を完全に解決することは難しい見通しであることから、中長期的には、従来の手法とは異なる新しい年代測定法の開発も望まれる。

断層粘土の物理・化学分析と機械学習に基づく検討では、令和 3 年度も引き続きデータ拡充を行い、令和 2 年度までに提示した花崗岩質岩起源の断層粘土に対する適用性については、より高い確度をもって示すことができた。活断層と非活断層とを識別する指標となり得る判別寄与元素についても、昨年度とほぼ同様の結果（Rb、Sr、TiO_2 の寄与度が大きい）となった。機械学習に基づく本手法の信頼性の確保のためには、判別寄与元素を対象とした活断層と非活断層との間のふるまい（元素の移動や存在状態）の違いを明らかにすることが重要であるが、令和 3 年度は、レーザーアブレーション装置と四重極型誘導結合プラズマ質量分析装置を組み合わせた元素イメージングによる新しい検討方法を提示できた。今後は、花崗岩質岩以外の岩体（あるいは、花崗岩質岩起源の断層粘土に特徴的なイライト・二八面体型スメクタイト主体のものとは異なる粘土鉱物組成（緑泥石や三八面体型スメクタイトなど）を持つ断層粘土）を対象とした適用性の検証や、元素イメージングなどを活用した判別寄与元素のふるまいに関する更なる検討が課題である。

6.4 隆起・侵食

隆起・侵食に関する調査・評価技術においては、全体計画において提示された「地形学的手法や年代測定などを用いた過去百万～数十万年前以前からの隆起・侵食を把握するための技術の拡充」と「沿岸部の隆起・侵食を把握するための技術の高度化」という 2 つの課題の下で、わが国の山地・沿岸・海底で生じた過去数万～百万年間の隆起・侵食の傾向・速度の評価に必要となる技術の開発・整備を進めた。1.2 で述べた通り、これまでに、「地形解析と堆積構造解析に基づく沿岸域の隆起／侵食、沈降／堆積現象の把握」、「隆起・沈降境界域における地殻変動評価技術の整備」、及び「最新知見を踏まえた隆起・侵食データマップの整備」については、概ね取りまとめがなされている一方、「熱年代学的手法等を用いた隆起・侵食評価手法の整備」、「離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化」、及び「段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討」については、更なる事例研究の蓄積による手法の信頼性の向上に加え、実験・解析的検討などによる学術的課題の解決が望まれたことから、令和 3 年度は、これら 3 つのテーマに焦点を絞って技術開発を進めた。各テーマにおいて令和 3 年度に得られた成果のまとめについては、各節の最終項において既に述べた。ここでは、地層処分事業への反映という観点で、これまでの成果を踏まえて、各手法の適用性についての評価・取りまとめを行う。

なお、隆起・侵食に関する調査・評価技術に係る知見は、基本的には、いずれも概要調査における適切なサイト選定及び設計への反映が期待される。火山・火成活動などとは異なり、隆起・

侵食は地球上のあらゆる地点で普遍的に生じる現象であり、これを完全に避けることは困難である。したがって、如何なる地形学・地質学的条件の地域でも、将来予測に必要なマルチタイムスケールでの隆起・侵食評価が実現できるよう、多様かつ信頼性の高い手法を整備していくことが重要となる。

・熱年代法などを用いた隆起・侵食評価手法の整備

本研究課題においては、光ルミネッセンス（OSL）熱年代と大深度ボーリング試料、U-Pb 年代測定とチタン温度計分析、Al-in-Hbl 地質圧力計と U-Pb 年代測定、熱年代学的手法・宇宙線生成核種（TCN）法及び河川縦断形解析といった、様々なアプローチの組み合わせ・高度化により、主に内陸の侵食卓越地域を対象として、多様な時空間スケール／地質学的条件における隆起・侵食評価手法の整備を進めてきた。

OSL 熱年代と大深度ボーリング試料によるアプローチは、東濃地域と六甲地域の 2 つの事例を経て、侵食速度が遅い地域でも、過去 10～20 万年程度の侵食評価に有用であることが実証されてきた（例えば、小形・末岡, 2021; Ogata et al., in review）。また、侵食速度が遅い地域では、熱史逆解析と環境温度推定とのクロスチェックにより、評価の信頼性を高められることも提示された。OSL 熱年代は、年代値の測定上限の問題により、露頭試料では侵食地域が速い地域のみに適用が限られるのが欠点だったが（Herman and King, 2018）、本事業の成果により、侵食速度による制約は対策可能であることが確かめられた。大深度ボーリングを要するため、適用地域が制限されるのが難点だが、概要調査ではボーリング掘削は必須であるため、処分事業への反映の上では障害とならない。一方、課題としては、本手法の適用限界や精度・確度に関する理解が十分とは言えない点が挙げられる。例えば、熱史逆解析における温度変化・冷却速度の検出下限、花崗岩地域以外における適用性、長石の化学組成の違いによる閉鎖温度への影響などについて検証が必要である。今後は、より多様な地域・条件における事例の蓄積と、OSL 熱年代法自体における基礎研究を進めることで、これらの課題が克服されることが望ましい。

U-Pb 年代測定とチタン温度計分析によるアプローチは、トリプル四重極型の ICP 質量分析法により、Ti 濃度定量の分析精度を上げ、また、対象元素・同位体を感度良く（マスシフト法で存在度の高い同位体を干渉なく測ることができるようになる）測ることで、レーザーの照射径を絞るなど、CL 像などで観察されるようなジルコンの結晶成長構造に対応した分解能でのデータ取得が可能となった（Yuguchi et al., 2020）。また、複数の検討事例を通じて、日本列島の白亜紀～第四紀の花崗岩体への適用性は確認済みである（Yuguchi et al., 2020; Yuguchi et al., 2022）。課題としては、各分析点における U-Pb 年代の精度の向上、チタンの活動度の計算条件・計算手法の改善、検証方法の妥当性評価による温度推定の信頼性の向上、他の地質温度計と組み合わせたより詳細な温度履歴の検討などが挙げられる。

Al-in-Hbl 地質圧力計と U-Pb 年代測定によるアプローチは、飛騨山脈黒部地域の事例を通じて、鮮新世～第四紀の花崗岩類を中心に検討を進めてきた（例えば、Kawakami et al., 2021）。令和 3 年度末時点では、累計で 14 地点における形成深度と形成年代のペアのデータを取得した。これらに基づいて黒部地域の侵食史を復元すると、約 5～1 Ma ではほぼ侵食が生じないのに対し、約 1 Ma 以降に数～10 mm/yr に達する速度で急速に侵食が進んだ可能性がある。この結果は、約 1 Ma を境に松本盆地側に黒部起源と考えられる花崗岩礫の供給が増加することや（及川・和田, 2004）、前期更新世に形成された爺ヶ岳カルデラがその後の地殻変動で 90° 近い傾動を被っていること（原山, 2015）などの地質学的証拠とも矛盾しない。また、ダム堆砂量や TCN 法から推定された完新世以降の侵食速度（例えば、Ohmori, 1978; 松四ほか, 2014）とも一致しており、本アプローチによる侵食評価の有効性を示している。本アプローチは、熱年代と併用するこ

とで数百万年スケールの侵食評価の信頼性向上に寄与できるほか、地下水流動解析の際に必要となる上流山地の隆起・侵食評価において、上流山地が熱年代の適用が困難（例えば、熱史・熱構造が複雑）なケースでの活用が想定される。一方で、現状では適用事例が一例にとどまっており、手法の適用性・信頼性についてはさらなる検証が必要である。令和 3 年度の検討により若い花崗岩の分布がすでに確認されている谷川岳地域（Minami et al., 2021）を始めとして、今後の事例の蓄積が望まれる。

熱年代学的手法・TCN 法及び河川縦断形解析によるアプローチについては、本事業における技術発展が特に顕著であった河川縦断形解析について述べる（TCN 法に関しては後述）。河川縦断形解析に基づいた隆起評価は、海外の安定陸塊の事例では、数千万年オーダーの隆起史の推定が可能なことが知られていたが（例えば、Roberts and White, 2010）、本事業により始めて日本列島に適用され、数十万年オーダーの隆起評価に有用なことが確認された。令和 3 年度年度時点では、チェッカーボードテストにより、80 万年前まで隆起速度の正確な復元が可能となっている。また、マルコフ連鎖モンテカルロ法を導入したことにより、推定値の不確実性を、信頼区間として評価できるようになった。さらに、Stream Power Model に岩質強度係数を取り込んだことにより、日本列島のような地質構造が複雑な地域への適用性が向上した。今後は、パラメータの検証を通じた実河川の逆解析の信頼性向上が課題として挙げられるが、令和 3 年度時点で得られている東北日本、紀伊半島、四国における予察的な計算結果をみると、他のデータから示唆される隆起・侵食傾向と大局的には一致しており、変動地形学的に意味のある計算結果が得られていると期待できる（例えば、奥羽山地や飯豊・朝日山地の隆起（福田ほか, 2021）、三陸海岸北部の隆起（丹羽, 2019）、潮岬・室戸岬・足摺岬の隆起（小池・町田, 2001）、紀伊山地中心部の隆起（平石ほか, 2013）など）。処分事業においては、例えば、隆起の著しい地域を抽出するためのスクリーニングや、離水地形などの隆起指標が乏しい地域での隆起評価手法としての活用が考えられる。

・離水地形のマルチ年代測定に基づく隆起・侵食速度推定技術の高度化

本研究課題においては、適用年代範囲が数十万年前に及ぶ長石の IRSL 年代測定法と石英の TCN 年代測定法の離水地形への適用を重点的に進めた。具体的には、内陸部に発達する環流旧河谷（穿入蛇行跡に形成される地形）に残された旧河床堆積物に対して IRSL 年代測定を行うとともに、沿岸部に発達する海成段丘に対して IRSL 年代測定と TCN 年代測定を行った。

内陸部における検討では、紀伊山地十津川と赤石山脈大井川を事例として、環流旧河谷を用いた検討を進めてきた。環流旧河谷は、河成段丘の分布に乏しく隆起評価が困難だった西南日本など（例えば、藤原ほか, 2005）でも多数分布することが知られており（高取ほか, 2013）、内陸部の隆起評価の空白域を埋められるポテンシャルを有している。従来は、放射性炭素年代法や石英 OSL 法しか編年手法がなかったため、数～10 万年より古い離水面での検討は困難だった（安江ほか, 2014）。本事業では、より古い時代にも適用可能な長石の IRSL 法を用いることにより、十津川の環流旧河谷において、離水年代を約 28 万年前以降と制約することができた（小形ほか, 2021）。これにより、環流旧河谷を用いた約 30 万年前以降の隆起評価の可能性が示された。大井川の事例では、令和 3 年度末現在、長石 IRSL 年代として約 16～6 万年前の年代が予察的に得られており、離水年代の検討を進めているところである。今後もさらなる事例の蓄積を通じた本アプローチの信頼性の検証と適用条件の確認が課題となるであろう。

沿岸部における検討では、土佐湾沿岸の室戸地域と能登半島の七尾・穴水地域を事例として、海成段丘を用いた検討を進めてきた。また、これらの地域への適用と並行して、数値モデルによる TCN 法による編年の適用条件についても整理してきた。数値モデルの結果に基づくと、離水

後の累積の堆積量または侵食量が約 3 m を超えると、^{10}Be 法による編年が困難になることが予測された。室戸地域の事例では、MIS5e に対比されていた侵食段丘で ^{10}Be 濃度の深度プロファイルを取得したところ、MIS5e に離水し、その後侵食を受けていないと仮定した場合の理論曲線と調和的な結果となり、^{10}Be 法により MIS5e の侵食段丘の編年が可能なことが確かめられた。一方、より高位の段丘では、侵食が進んでいたことにより、離水年代の推定には不確実性が伴った。また、完新世の侵食段丘については、離水以前に蓄積した ^{10}Be の継承核種の影響が懸念されたが、ゴカイ化石の ^{14}C 年代との比較の結果では有意な影響はみられず、^{10}Be 法による完新世侵食段丘の編年の可能性が示された。今後は、現在進めている能登半島の事例を始めとして、より多様な年代・地形地質条件における事例を増やすことで、さらに本アプローチの適用性や信頼性に関する知見が蓄積されることが望まれる。

・段丘対比・編年技術の高精度化に関する検討

本研究課題については、段丘の対比・編年技術の信頼性向上、高精度化を目的として、わが国の段丘を構成する地層の風化の様式・性状に関する既存情報の収集・整理、及び編年指標となる段丘礫の風化現象把握のための岩石風化の模擬実験を実施した。また、風化性状に関するデータの不足する低位段丘の構成層、並びに岩石風化模擬実験で得られた風化に影響する条件の野外での実性状の程度を確認するため、ボーリング調査、ピット調査、露頭調査及び礫層試料採取を行った。

風化模擬実験では、溶解様式、溶解速度は、岩石の構成鉱物の種類・量比、岩石が初生的に持つ間隙率など岩石組織により差が生じることが確認された。また、実験での岩石での溶解は、実際の風化には関与しない硝酸のような強酸だけでなく、炭酸、シュウ酸といった実際の風化に関与する酸でも共通することが確認され、実験が天然の風化現象を模擬していることを確認した。

段丘を構成する地質柱状図･断面図の収集については､経験的年代指標に関わる情報を収集し、クサリ礫などの経験的指標の記載される段丘には、層位的な同時代性あるいは時空分布の広域的な共通性が見られることを確認した。また、収集した文献をどのようなデータに加工して表示するか、どのような方法で表示するかを検討・整備し、その例示を行った。

概要調査で用いる調査・評価技術及び支援データとして提示していくためには、これまでの検討結果を踏まえて、風化作用を左右する条件の影響を確認するため、天然の段丘礫の風化性状の調査・分析を進め、段丘対比・編年指標の説明性を向上させることにより、評価法と活用法を具体化していく必要がある。収集整理した文献中の段丘構成物の柱状図中の情報については、地層処分事業の概要調査地区選定における隆起量評価に関わる文献情報の提供とその解釈、精密調査地区選定におけるサイトの隆起量評価の問題の所在と調査における留意点を提示し、調査計画の立案に貢献するものと期待される。

以上の成果を総括するため、過年度も含めた、本事業における隆起・侵食に関する調査・評価技術の成果の見取り図を図 6.4-1 に示す。地層処分研究開発第 2 次取りまとめ（核燃料サイクル開発機構, 1999）の時点では、日本列島における隆起・侵食の評価は、気候段丘に基づいた主に 10 万年スケールの隆起速度と、ダム堆砂量に基づいた数 10 年スケールの侵食速度に依る部分が大きかった（概要は、藤原ほか, 2005 を参照）。しかし、それ以降、低温領域の熱年代法（末岡ほか, 2015; Sueoka et al., 2016）、TCN 法（若狭ほか, 2004; 松四ほか, 2007）、OSL 法（特に長石の IRSL 法：塚本・岩田, 2005; 塚本, 2018）といった、国際的に急速に発展してきた新しい年代測定法が、日本にも普及してきた。個別課題において述べたように、本事業では、これらの新たな手法を駆使して、より多様な地域と時間スケールを対象とした隆起・侵食評価技術開発を進め

てきた。その結果、概ね 30 万年以降について、隆起・侵食評価技術の整備に顕著な進展が見られた。すなわち、隆起については気候段丘を指標とし、堆積段丘は OSL 法、侵食段丘は TCN 法で離水年代を推定することで隆起速度が評価できる。侵食については、侵食速度にも依るが、TCN 法または OSL 熱年代による侵食速度の推定が可能である。これらの手法は石英や長石のような極めて一般的な鉱物を対象としているため、適用可能な地域が幅広いのも利点である。まだ検証事例が不十分とはいえ、河成段丘に乏しい西南日本等では環流旧河谷、離水地形に乏しい基盤岩地域では河川縦断形解析といった新たな指標／アプローチの利用も可能になってきた。加えて、海底、隆起／沈降境界、地熱地域といった、従来は検討が及ばなかった地域についても、本事業により評価手法の整備と知見の蓄積が進んできた。今後の課題としては、外挿法による将来予測の信頼性を高めるために、より長期の数 10 万年スケールを対象とした手法の整備と、様々な時空間スケールにおける隆起・侵食評価を通じた、外挿に用いるデータの時空間代表性に関する知見の蓄積が挙げられる。

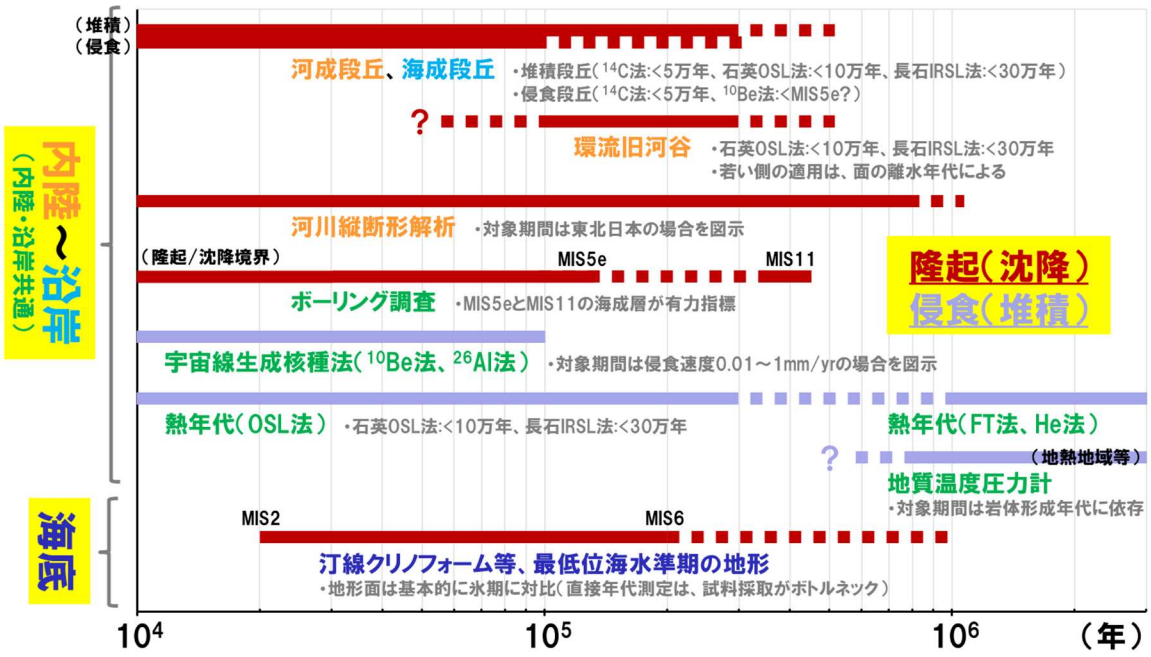


図 6.4-1　隆起・侵食に関する調査・評価技術の成果の見取り図

引用文献

地層処分研究開発調整会議, 地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度～平成 34 年度）, 2018. http://www.meti.go.jp/report/whitepaper/data/pdf/20180329001_01.pdf（2022 年 3 月 25 日最終閲覧）

地層処分研究開発調整会議, 地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度～平成 34 年度）（令和２年３月改訂）, 2020. https://www.meti.go.jp/shingikai/energy_environment/chiso_shobun/pdf/20200331_001.pdf（2022 年 3 月 25 日最終閲覧）

藤原　治, 柳田　誠, 三箇智二, 守屋俊文, 地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究, 原子力バックエンド研究, vol.11, pp.113-124, 2005.

福田将眞, 末岡　茂, 田上高広, フィッション・トラック法を利用した島弧山地の熱年代学, Radioisotopes, vol.70, pp.173-187, 2021.

原山　智, 北アルプス鹿島槍ヶ岳-爺ヶ岳に露出する，直立した第四紀陥没カルデラ-黒部川花崗

岩コンプレックス：短縮テクトニクスによる傾動山脈隆起の典型例, 地質学雑誌, vol.121, pp.293-308, 2015.

Herman, F. and King, G.E., Luminescence thermochronometry: Investigating the link between mountain erosion, tectonics and climate, Elements, vol.14, pp.33-38, 2018. https://doi.org/10.2138/gselements.14.1.33

平石成美, 千木良雅弘, 松四雄騎, 紀伊山地北部天川地域に分布する遷急線, 京都大学防災研究所年報, vol.56B, pp.731-740, 2013.

核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性−地層処分研究開発第 2 次取りまとめ−総論レポート, JNC-TN1400-99-020, 1999.

Kawakami, T., Sueoka, S., Yokoyama, T., Kagami, T., King, G.E., Herman, F., Tsukamoto, S. and Tagami, T., Solidification depth and crystallization age of the Shiaidani Granodiorite: Constraints to the average denudation rate of the Hida Range, central Japan, Island Arc, col.30, e12414, 2021. https://doi.org/10.1111/iar.12414

経済産業省資源エネルギー庁, 科学的特性マップ, 2017. https://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/kagakutekitokuseimap/（2022 年 3 月 25 日最終閲覧）

小池一之, 町田　洋, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 122p, 2001.

松四雄騎, 若狭　幸, 松崎浩之, 松倉公憲, 宇宙線生成核種 ^{10}Be および ^{26}l のプロセス地形学的応用, 地形, vol.28, pp.87-107, 2007.

松四雄騎, 松崎浩之, 千木良雅弘, 宇宙線生成核種による山地流域からの長期的土砂生産量の推定, 応用地質, vol.54, pp272-280, 2014.

Milesi, G., Monié, P., Münch, P., Soliva, R., Taillefer, A., Bruguier, O., Bellanger, M., Bonno, M. and Martin, C., Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using U-Th/He apatite thermochronology and rare-earth element (REE) analyses: the example of the Têt fault (Pyrenees, France), Solid Earth, vol.11, pp.1747-1771, 2020. https://doi.org/10.5194/se-11-1747-2020

Minami, S., Nagata, M., Sueoka, S., Fukuda, S., Kajita, Y., Ogita, Y., Kagami, S., Yokoyama, T. and Tagami, T., Two pulse intrusive events of the Pliocene Tanigawa-dake granites revealed from zircon U‐Pb dating, Earth, Planets and Space, vol.73:231, 2021. https://doi.org/10.1186/s40623-021-01556-4

Murakami, M., Tagami, T. and Hasebe, N., Ancient thermal anomaly of an active fault system: Zircon fission-track evidence from Nojima GSJ 750 m borehole samples, Geophysical Research Letters, vol.29, 2123, 2002. https://doi.org/10.1029/2002GL015679

Nakamura, K., Volcanoes as Possible Indicators of Stress Orientation – Principle and Proposal, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.2, pp.1-16, 1977.

丹羽雄一, 2019, 三陸海岸における地震サイクル解明に向けた地形・地質研究の現状と課題, 第四紀研究, vol.58, pp.3-11, 2019.

小形　学, 末岡　茂, 光ルミネッセンス（OSL）を用いた超低温領域の熱年代学, Radioisotopes, vol.70, pp.159-172, 2021.

小形　学, 小松哲也, 中西利典, 長石光ルミネッセンス（OSL）年代測定法を用いた穿入蛇行河川堆積物の年代測定：紀伊山地十津川の事例, 第四紀研究, vol.60, pp.27-41, 2021.

Ogata, M., King, G.E., Herman, F. and Sueoka, S., Multi-OSL-thermochronometry using deep borehole core for thermal history of Toki granite over 0.1 Myr in a slowly denuded region,

Earth and Planetary Science Letters, in review.
Ogawa, H., Asamori, K. and Ueda, T., Numerical experiment for processing noisy magnetotelluric data based on independence of signal sources and continuity of response functions, Proceedings of the 14th SEGJ International Symposium, Online, 18–21 October 2021, pp.51-54, 2021.
Ohmori, H., Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development, Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo, vol.10, pp.31-85, 1978.
及川輝樹, 和田　肇, 飛騨山脈北部における 1Ma 頃の急激な隆起-北部フォッサマグナ西縁, 居谷里層の礫組成を指標として, 地質学雑誌, vol.110, pp.528-535, 2004.
Roberts, G.G. and White, N., Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples, Journal of Geophysical Research, vol.115, B02406, 2010. https://doi.org/10.1029/2009JB006692
Sueoka, S., Ikuho, Z., Hasebe, N., Murakami, M., Yamada, R., Tamura, A., Arai, S. and Tagami, T., Thermal fluid activities along the Mozumi-Sukenobu fault, central Japan, identified via zircon fission-track thermochronometry, Journal of Asian Earth Sciences: X, vol.2, 100011, 2019. https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2019.100011
末岡　茂, 堤　浩之, 田上高広, 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応用, 地球科学, vol.69, pp.47-70, 2015.
Sueoka, S., Tsutsumi, H. and Tagami, T., New approach to resolve the amount of Quaternary uplift and associated denudation of the mountain ranges in the Japanese Islands, Geoscience Frontiers, vol.7, pp.197-210, 2016.
高取亮一, 安江健一, 谷川晋一, 二ノ宮淳, 日本列島における環流旧河谷分布データベースの作成, JAEA-Data/Code 2012-028, 15p., 2013.
高橋正樹, 複成火山の構造と地殻応力場 1.火道安定型・不安定型火山, 火山, vol.39, pp.191-206, 1994b.
塚本すみ子, 光ルミネッセンス（OSL）年代測定法の最近の発展と日本の堆積物へのさらなる応用の可能性, 第四紀研究, vol.57, pp.157-167, 2018.
塚本すみ子, 岩田修二, ルミネッセンス年代測定法の最近の進歩-適用年代の拡大と石英の OSL 成分について-, 地質学雑誌, vol.111, pp.643-653, 2005.
若狭　幸, 松崎浩之, 松倉公憲, 原位置宇宙線生成核種年代測定法: 侵食地形変化速度の解明への適用, 地形, vol.25, pp.247-265, 2004.
安江健一, 高取亮一, 谷川晋一, 二ノ宮 淳, 棚瀬充史, 古澤 明, 田力正好, 内陸部における侵食速度の指標に関する検討：環流丘陵を伴う旧河谷を用いた研究, 地質学雑誌, vol.120, pp.435-445, 2014.
Yuguchi, T., Ishibashi, K., Sakata, S., Yokoyama, T., Itoh, D., Ogita, Y., Yagi, K. and Ohno, T., Simultaneous determination of zircon U–Pb age and titanium concentration using LA-ICP-MS for crystallization age and temperature, Lithos, vol.372-373, 105682, 2020.
Yuguchi, T., Yamazaki, H., Ishibashi, K., Sakata, S., Yokoyama, T., Suzuki, S., Ogita, Y., Sando, K., Imura, T. and Ohno, T., Simultaneous determination of zircon crystallization age and temperature: Common thermal evolution of mafic magmatic enclaves and host granites in the Kurobegawa granite, central Japan, Journal of Asian Earth Sciences, vol.226, 105075, 2022.

（様式２）

二次利用未承諾リスト

報告書の題名：令和３年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発
事業　地質環境長期安定性評価技術高度化開発　報告書

委託事業名：令和３年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発
事業（地質環境長期安定性評価技術高度化開発）

受注事業者名：国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
一般財団法人電力中央研究所

頁	図表番号	タイトル
	図3.3.2-17	距離規格化dtの空間変化
	図3.3.3-11	HGS-11露頭の地質構造的透水好適性検討図
	図3.3.3-14	HGS-12露頭の地質構造的透水好適性検討図
	図3.3.3-15	HGS-21露頭の地質構造的透水好適性検討図
	図3.3.3-16	HGS-22露頭の地質構造的透水好適性検討図
	図3.3.3-17	HGS-23露頭の地質構造的透水好適性検討図
	図3.3.3-22	HOS-1露頭の地質構造的透水好適性検討図
	図3.3.3-23	HOS-2露頭の地質構造的透水好適性検討図
	図3.3.3-24	HOS-3露頭の地質構造的透水好適性検討図
	図4.1.2-3	霧島山と桜島の火山性変動の補正
	図4.1.2-7	せん断帯に平行な方向の速度のプロファイル
	図4.1.3-6	小区分した領域ごとのミスフィット角が小さい小断層の数と割合
	図 5.1.2-1	OSL年代と環境温度の復元結果

令和３年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業
地質環境長期安定性評価技術高度化開発

【　付　録　集　】

令和４年３月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
一般財団法人電力中央研究所

【 付録１ 】
地質環境の長期安定性評価に係る地形・地質・断層調査技術の高度化に関する共同研究
国立大学法人京都大学
pp.付 1-1～pp.付 1-73

【 付録２ 】
岩石・年代学的手法を用いた自然現象の影響評価手法の高度化に関する研究
国立大学法人山形大学・国立大学法人東京大学地震研究所・学校法人学習院学習院大学
pp.付 2-1～pp.付 2-42

【 付録３ 】
第四紀地殻変動の評価手法の高度化に関する共同研究
国立大学法人弘前大学
pp.付 3-1～pp.付 3-60

【 付録４ 】
断層内物質の年代測定による断層活動性評価手法に関する共同研究
石川県公立大学法人石川県立大学
pp.付 4-1～pp.付 4-15

【 付録５ 】
機械学習に基づいた断層の活動性評価手法の開発に関する共同研究
国立大学法人富山大学
pp.付 5-1～pp.付 5-63

【 付録６ 】
地質環境長期安定性評価技術高度化開発委員会の開催実績
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構・一般財団法人電力中央研究所
pp.付 6-1～pp.付 6-7

【 付録７ 】
火山岩岩脈分布に関する地形解析手法
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
pp.付 7-1～pp.付 7-10

【 付録８ 】
火山岩岩脈分布に関するデータ収集作業－地質図幅からの岩脈情報の抽出結果
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
pp.付 8-1～pp.付 8-45

【 付録 9 】
深部流体の微生物解析で用いた解析方法
一般財団法人電力中央研究所
pp.付 9-1～pp.付 9-3

【 付録 10 】
機械学習を用いた活断層と非活断層の分類に関する研究における断層ガウジの鉱物・化学分析データ
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
pp.付 10-1～pp.付 10-20

【 付録 11 】
第四紀堆積物コアの半裁写真集
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
pp.付 11-1～pp.付 11-9

【 付録 12 】
第四紀堆積物の珪藻分析結果
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
pp.付 12-1～pp.付 12-11

【 付録 13 】
第四紀堆積物の花粉分析結果
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
pp.付 13-1～pp.付 13-28

【 付録 14 】
第四紀堆積物のテフラ分析結果
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
pp.付 14-1～pp.付 14-54

【 付録 15 】
岩石風化模擬実験に係るデータ集
一般財団法人電力中央研究所
pp.付 15-1～pp.付 15-158

本付録は、経済産業省資源エネルギー庁からの委託事業として、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構及び一般財団法人電力中央研究所が実施した「令和 3 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業（地質環境長期安定性評価技術高度化開発）」に関する共同研究の成果及び実施された委員会の議事録などを取りまとめたものである。

地質環境の長期安定性評価に係る
地形・地質・断層調査技術の高度化に関する共同研究

令和３年度共同研究報告書

令和４年１月

国立大学法人京都大学

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

目　次

1. 概要 ..... 付 1-5
1.1 共同研究件名 ..... 付 1-5
1.2 研究目的 ..... 付 1-5
1.3 研究内容 ..... 付 1-6
1.4 研究期間 ..... 付 1-7
2. 地質温度計と熱年代による深部流体の温度・滞留時間の検討 ..... 付 1-8
2.1 有馬地域における事例 ..... 付 1-8
2.1.1 アプローチ ..... 付 1-8
2.1.2 結果と考察 ..... 付 1-9
2.2 本宮地域における事例 ..... 付 1-11
2.2.1 アプローチ ..... 付 1-11
2.2.2 結果と考察 ..... 付 1-12
2.3 数値計算による検討 ..... 付 1-13
2.3.1 アプローチ ..... 付 1-13
2.3.2 結果と考察 ..... 付 1-14
2.4 まとめ ..... 付 1-15
3. 粘土鉱物の K-Ar 年代測定に基づいた断層活動性の検討 ..... 付 1-17
3.1 Mechanical comminution and its influence of isotope signature of clay minerals ..... 付 1-17
3.2 K–Ar dating of Nobeoka drilling core samples (NOBELL) ..... 付 1-18
3.3 Atera fault zone study ..... 付 1-20
3.4 Sample characterization ..... 付 1-21
3.5 Summary ..... 付 1-23
4. 室内実験に基づいた、熱年代による断層活動性評価手法の高度化 ..... 付 1-24
5. 地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた侵食史の推定 ..... 付 1-25
5.1 飛騨山脈黒部地域の検討事例 ..... 付 1-25
5.1.1 研究方法 ..... 付 1-25
5.1.2 研究試料 ..... 付 1-25
5.1.3 分析方法 ..... 付 1-26
5.1.4 岩石記載 ..... 付 1-26
5.1.5 地質温度・圧力計の適用 ..... 付 1-34
5.1.6 U-Pb ジルコン年代測定 ..... 付 1-38
5.1.7 黒部地域の削剥速度に関する考察 ..... 付 1-38
5.2 谷川岳地域の検討事例 ..... 付 1-39
5.2.1 ジルコン U-Pb 年代測定 ..... 付 1-39
5.2.2 (U-Th)/He 年代測定 ..... 付 1-40
5.2.3 谷川岳地域のまとめ ..... 付 1-43
5.3 まとめと今後の展望 ..... 付 1-43
6. 熱年代学、宇宙線生成核種法、地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討 ..... 付 1-44
6.1 熱年代学による山地の隆起・侵食過程の検討 ..... 付 1-44
6.1.1 研究手法 ..... 付 1-44
6.1.2 分析試料 ..... 付 1-44

6.1.3 AHe 年代測定 ..... 付 1-44
6.1.4 熱史逆解析 ..... 付 1-45
6.1.5 分析結果と年代学的解釈 ..... 付 1-45
6.1.6 熱年代データに基づく地質学的知見 ..... 付 1-47
6.1.7 まとめ ..... 付 1-50
6.1.8 今後の展望 ..... 付 1-51
6.2 隆起速度の推定を目指した宇宙線生成核種による離水地形の年代決定 ..... 付 1-51
6.2.1 離水後に削剥を受ける海成段丘面下における宇宙線生成核種の深度分布 ..... 付 1-51
6.2.2 離水年代推定の適用検討サイトと試料の採取および分析 ..... 付 1-53
6.2.3 宇宙線生成核種分析の結果とデータの解析 ..... 付 1-54
6.2.4 まとめ: 手法適用性の手順および課題の整理 ..... 付 1-56
6.3 地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討 ..... 付 1-57
6.3.1 河床縦断形逆解析による山地隆起速度の復元手法の問題点 ..... 付 1-57
6.3.2 基盤岩強度を考慮した岩盤河川侵食のフォワードモデル ..... 付 1-57
6.3.3 マルコフ連鎖モンテカルロ法による逆解析 ..... 付 1-59
6.3.4 東北地方・紀伊半島・四国山地の逆解析結果 ..... 付 1-61
6.3.5 今後の課題 ..... 付 1-65
7. まとめ ..... 付 1-66
8. 引用文献 ..... 付 1-68

図 目 次

図 2-1 有馬地域のジルコン FT 長ヒストグラム ..... 付 1-9
図 2-2 有馬地域のジルコン(U-Th)/He 年代測定結果 ..... 付 1-11
図 2-3 過年度の熱年代解析結果との比較 ..... 付 1-13
図 2-4 代表的な地点における温度-時間履歴の計算結果（熱水温度＝150℃のケース） . 付 1-14
図 2-5 冷却年代のモデル値 ..... 付 1-15
Figure 3-1 Comparison of ball mill and Mccrown mill results (D: duplicate) ..... 付 1-18
Figure 3-2 Locations of K–Ar samples from the Atera fault zone (red circles) ..... 付 1-20
Figure 3-3 Examples of SEM and TEM images for milling experiment samples ..... 付 1-22
Figure 3-4 Examples of TEM images for <0.1 μm fraction of Atera 1 and 2 samples. . 付 1-23
図 5-1 岩石試料採取地点と周辺地域の地質図 ..... 付 1-26
図 5-2 KRG19-00 の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット ..... 付 1-27
図 5-3 KRG19-A01 の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット ..... 付 1-28
図 5-4 KRG19-A02 の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット ..... 付 1-29
図 5-5 KRG19-A04 MME の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット ..... 付 1-30
図 5-6 KRG19-A06 の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット ..... 付 1-31
図 5-7 KRG19-B08b granite の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット ..... 付 1-32
図 5-8 KRG19-B11 の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット ..... 付 1-33
図 5-9 KRG19-AB02 MME の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット ..... 付 1-34
図 5-10 固結温度圧力条件をプロットした温度圧力図 ..... 付 1-38
図 5-11 谷川岳地域の地質図及び試料位置図 ..... 付 1-39

図 5-12　ジルコン(U-Th)/He 年代測定結果 ..... 付 1-41
図 5-13　アパタイト(U-Th)/He 年代測定結果 ..... 付 1-42
図 5-14　谷川岳地域の花崗岩類の冷却史 ..... 付 1-43
図 6-1　FT 長分布と熱史逆解析結果 ..... 付 1-46
図 6-2　北上山地における AFT 及び AHe 年代値 ..... 付 1-49
図 6-3　北上山地における AFT および AHe 年代値 vs 東経プロット ..... 付 1-49
図 6-4　北上山地の AFT と AHe 年代の東西傾向を説明するモデル ..... 付 1-50
図 6-5　離水以降の段丘面下における核種濃度の深度プロファイルの時間発展 ..... 付 1-52
図 6-6　試料採取地点の位置図および地形断面図 ..... 付 1-54
図 6-7　低位岩盤段丘での ^{14}C 年代と ^{10}Be 露出年代, およびそれらのヒプシサーマル期旧汀線アングル高度との関係 ..... 付 1-55
図 6-8　中位あるいは高位段丘面下における核種濃度の深度プロファイルとモデルカーブ ..... 付 1-55
図 6-9　東北地方の隆起速度設定点 ..... 付 1-60
図 6-10　四国および紀伊半島の隆起速度設定点 ..... 付 1-60
図 6-11　東北地方で解析を行った河川系 ..... 付 1-62
図 6-12　四国・紀伊半島で解析を行った河川系 ..... 付 1-62
図 6-13　東北地方の隆起速度逆解析のチェッカーボードテスト ..... 付 1-63
図 6-14　東北地方の実河川データの逆解析結果 ..... 付 1-63
図 6-15　東北地方の逆解析結果の信頼区間. ..... 付 1-63
図 6-16　紀伊半島の実河川データの逆解析結果 ..... 付 1-64
図 6-17　紀伊半島の逆解析結果の信頼区間 ..... 付 1-64
図 6-18　四国の実河川データの逆解析結果 ..... 付 1-65
図 6-19　四国の逆解析結果の信頼区間 ..... 付 1-65

表　目　次

表 2-1　有馬地域のジルコン FT 長解析結果 ..... 付 1-9
表 2-2　本宮地域の熱年代解析の結果 ..... 付 1-12
Table 3-1　Milling age data ..... 付 1-17
Table 3-2　Nobeoka K–Ar age data ..... 付 1-19
Table 3-3　K–Ar age data from the Atera fault zone ..... 付 1-21
表 5-1　ジルコン U-Pb 年代測定の結果および固結圧力・平均削剥速度の推定値のまとめ ..... 付 1-38
表 5-2　谷川岳地域のジルコン U-Pb 年代測定結果 ..... 付 1-40
表 6-1　AHe 年代測定結果 ..... 付 1-45
表 6-2　FT 長測定 ..... 付 1-46
表 6-3　年代補正パラメータの値（Campforts et al., 2020） ..... 付 1-58
表 6-4　岩質タイプパラメーター（Campforts et al., 2020） ..... 付 1-59

1. 概要

1.1 共同研究件名

地質環境の長期安定性評価に係る地形・地質・断層調査技術の高度化に関する共同研究

1.2 研究目的

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構（以下「原子力機構」という。）では、経済産業省資源エネルギー庁から受託した「令和 3 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業（地質環境長期安定性評価技術高度化開発）」において、地層処分に適した地質環境の選定に係る自然現象の影響把握及びモデル化に関連する研究課題として示された火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動、隆起・侵食に対し、地質学、地形学、地震学、地球年代学等の各学術分野における最新の研究を踏まえた技術の適用による事例研究を通じて、課題の解決に必要な知見の蓄積や調査・評価技術の高度化を総合的に進めている。

このうち深部流体に関しては、深部流体および非火山性熱水の形成・移動メカニズム等の把握のために、これらの熱水活動に伴う熱影響の定量的な検討事例の蓄積が課題として挙げられている。地震・断層活動については、上載法の適用が困難な断層の活動性の評価方法の整備が、隆起・侵食については、隆起量・侵食量の評価に反映するための、地形学的手法や堆積物の年代測定に基づく評価方法の整備が、それぞれ技術開発課題として挙げられている。

平成 30～令和 2 年度における国立大学法人京都大学（以下「京都大学」という。）との共同研究「地質環境の長期安定性評価に係る地形・地質・断層調査技術の高度化に関する共同研究」では、地形学、地質学、地球年代学等の手法を総合的に用いることで、これらの課題に係る検討を実施した。非火山性熱水の熱影響については、熱水の温度、滞留時間、活動時期、加熱範囲等の推定を行うことを目的として、地質温度計（岩石が経験した温度条件を推定する手法）と熱年代学の手法（岩石が経験した温度-時間条件を推定する手法）を組み合わせることにより、深部流体起源の熱水脈露頭試料を対象に、本宮地域の事例では熱水の温度や滞留時間等を推定し、新たに有馬地域の事例にも着手した。上載法の適用が困難な断層の活動性については、断層破砕帯物質の年代測定による活動性評価手法の高度化を目的とした K-Ar 年代測定法の適用性確認のために、粘土鉱物試料の粉砕処理の方法や粉砕時の温度を変えた実験を行うとともに天然の断層試料の K-Ar 分析を進めた。また、断層の活動性評価における熱年代学的手法の適用性を確認するため、地下深部の断層帯を模した水熱環境や還元環境における標準ジルコンの加熱実験を実施するとともに、比較対象となる非加熱での標準ジルコン試料の年代学的評価を行った。隆起量・侵食量の評価手法の整備については、熱年代学的手法や宇宙線生成核種法等の年代測定法に基づいて様々な時間スケールにおける隆起・侵食速度を推定するとともに、河川縦断形を用いた隆起速度推定手法へのマルコフ連鎖モンテカルロ法の適用について検討を行い、数値標高モデルを用いた地形解析によって、これまでは隆起量・侵食量の評価が困難だった地域・条件下にも適用可能な手法の整備を図った。

以上を踏まえ、本年度の共同研究では、以下の検討を実施する。非火山性熱水の熱影響については、侵食速度が遅い地域の事例である有馬地域を対象として、昨年度に採取した試料を用いて地質温度計や熱年代学の手法を適用し、流体活動の熱的特徴を検討する。上載法の適用が困難な断層の活動性については、昨年度に引き続き、天然試料や粉砕実験を行った標準試料の K-Ar 年代測定を進め、同手法の適用性について検討する。さらに、断層の活動性評価における熱年代学的手法の適用性を確認するため、一昨年度に加熱実験を行った標準ジルコンにより熱年代の測定を実施する（コロナ禍の影響で実施困難な場合は、昨年度に実施した非加熱での標準ジルコン試

料の年代学的評価を継続する)。隆起量・侵食量の評価手法の整備については、昨年度までの検討結果の比較や統合を進めるとともに、各年代測定法に基づいた隆起・侵食速度データの拡充や各解析手法の高度化を引き続き進める。これにより、これまでは隆起量・侵食量の評価が困難だった地域・条件下における隆起量・侵食量の推定手法の高度化を図る。

1.3 研究内容

本共同研究では、以下に示す作業を行い、成果を取りまとめた。

(1) 地質温度計と熱年代による深部流体の温度・滞留時間の検討

非火山性の深部起源の高温流体による熱影響（温度、滞留時間等）の検討を目的として、地質温度計や熱年代を用いた解析及びデータの解釈を行った。事例地域は、昨年度に引き続き、非火山性の深部起源温泉の模式地として知られる、兵庫県有馬地域を対象とする。昨年度に深部流体起源の熱水脈露頭において採取した岩石試料を用いて、地質温度計解析や熱年代解析を適宜適用し、熱水の熱的特徴（滞留時間、活動時期、活動範囲など）の推定を試みた。

(2) 粘土鉱物の K-Ar 年代測定に基づいた断層活動性の検討

粉砕等の実験を行った標準試料や、その実験条件と同等の地質環境に対比できる天然試料の K-Ar 年代測定を行い、断層破砕帯の粘土鉱物の K-Ar 年代測定に基づいた断層活動性評価への適用性について検討した。昨年度の時点では、粉砕実験を行った標準試料や、その実験条件と同等の地質環境に対比できる天然試料について、前処理及び K 測定まで完了していた。今年度は、これらの試料の Ar 測定を行い、K-Ar 年代データを取得する。これにより、粉砕方法や粉砕時の温度が年代に与える影響の確認や、天然試料の年代データの地質学的解釈を進めた。

(3) 室内実験に基づいた、熱年代による断層活動性評価手法の高度化

断層破砕帯物質の熱年代測定に基づく断層活動性評価手法の高度化を目的として、水熱実験等の室内実験により断層破砕帯近傍における熱年代のリセット条件について検討した。今年度は、一昨年度に水熱環境や還元環境での加熱実験を行ったジルコン試料について、フィッション・トラック法や(U-Th)/He 法等の熱年代の測定を実施して解析を進め、先行研究による大気中（乾燥環境・酸化環境）における加熱実験のデータとのリセット条件の比較を行うことにより、断層破砕帯近傍における熱年代の適用性について検討した。コロナ禍により上記が実施困難と判断される場合には、昨年度に引き続いて、加熱試料との比較対象となる、非加熱の標準試料の年代学的評価を継続し、比較検討の信頼性を向上させた。

(4) 地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた侵食史の推定

熱年代学の手法による侵食史の検討が困難な地熱地域を対象に、地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた侵食史の推定を行った。また、同手法の適用性について検討する。今年度は、昨年度に引き続き、一昨年度に新たに京都大学から提供された飛騨山脈黒部地域の試料を対象として、地質温度圧力計と U-Pb 年代測定の測定を進めた。加えて、他の地域での事例についても検討する。これにより、岩石の種類や年代等が異なる試料における本アプローチの有効性を確認した。

(5) 熱年代学、宇宙線生成核種法、地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討

熱年代学、宇宙線生成核種法、地形解析を複合的に適用することにより、様々な時空間スケー

ルにおける山地の隆起・侵食過程について検討した。熱年代学については、昨年度までの手法では対象外だった数 10 万～数 100 万年オーダーの侵食速度評価を目的として、新たな熱年代計の適用を試みた（実験は海外のラボの協力により実施するため、コロナ禍により実施困難と判断される場合、昨年度に引き続いて、＞数 100 万年オーダーのデータを拡充する）。宇宙線生成核種法については、数 10 万年オーダーの隆起速度評価への有効性を確認するため、10 万年より古い時代に形成されたと考えられる段丘の形成年代の推定に必要な手法の整備を試みた。地形解析については、マルコフ連鎖モンテカルロ法を用いた解析手法の解析パフォーマンス向上を試みた。

1.4 研究期間

令和 3 年 6 月 16 日～令和 4 年 1 月 31 日

2. 地質温度計と熱年代による深部流体の温度・滞留時間の検討

沈み込むスラブやマントルを起源として地表付近に上昇する深部流体は、pH が低く炭酸化学種が高濃度に含まれるなどの特徴があり、温度が高い場合には熱環境への影響も懸念される。これらが流入する範囲では地質環境として好ましくない熱環境や化学場が生成される可能性があり、概要調査などにおいてその影響を排除することが望ましい（地層処分技術 WG, 2014）。「地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度-平成 34 年度）」（地層処分研究開発調整会議, 2018）では、深部流体としてこのようなスラブの脱水を起源とする流体の他に、古海水などを起源とする長期停滞水についても言及されているが、本研究開発では、特にスラブ起源の深部流体に着目した。

わが国には、常磐地域、能登半島、新潟平野、紀伊半島、有馬地域など、非火山地帯にもかかわらず高温の温泉が湧出している地域がいくつか存在する（産業技術総合研究所, 2004）。これらを事例対象として、熱水活動の熱的変遷や影響範囲などに関する知見を拡充することは、現状ではその性状や活動性に係る知見に乏しい深部流体の流入が地層処分システムへ及ぼす熱的影響を評価するうえで有用な知見となると考えられる。そこで本事業では、深部流体の流入が高温の温泉の湧出などに関与していると指摘されている紀伊半島や有馬地域を事例として地質学的手法（流体包有物、鉱物組成などに基づく地質温度計）及び熱年代学的手法（FT 法、(U-Th)/He 法など）を適用することで、これらの熱水活動の活動継続期間や、過去に流入した深部流体の温度に係る知見を提示することを目標とする。

昨年度までの本事業では、紀伊半島と有馬地域を事例対象とした。紀伊半島では、和歌山県田辺市本宮町平治川の熱水脈露頭から採取した岩石試料を用いて、流体包有物の均質化温度測定と、FT 法や(U-Th)/He 法などによる熱年代解析を実施した。3 か所の熱水脈露頭のうち 2 か所では、初生包有物の均質化温度が約 150℃と 200℃と推定された。一方、熱年代解析の結果では、いずれの熱水脈露頭でも、周囲の母岩からは系統的な熱異常は検出できなかった。この原因としては、熱水活動時期が古かったためその後の隆起・侵食で年代が上書きされた、熱水活動時期は最近であるが到達温度が低いか継続期間が短いため熱年代では検出できなかった、という 2 つの可能性が考えられる。前者の可能性を排除できるバックグラウンドの隆起・侵食速度が遅い地域における事例として、昨年度からは有馬地域での事例にも新たに着手した。昨年度は、熱水変質岩からなるバッドランド地形が分布する白水峡の近くで、六甲断層の露頭（Mitchell et al., 2011）において、試料の採取を行った。試料は、熱水の供給経路となっている可能性がある断層からの距離に応じて採取された。今年度は、昨年度に採取した有馬地域の試料の熱年代分析を実施した。また、紀伊半島についても、熱水脈近傍を cm 単位で採取し、熱年代分析により、微小な範囲における熱異常の検出を試みた。加えて、これら 2 地域の結果を評価するため、数値計算により熱水脈近傍の温度変化及び熱年代分布を推定し、本アプローチの適用性について検討した。

2.1 有馬地域における事例

2.1.1 アプローチ

昨年度に採取した花崗岩試料のうち、4 試料を対象に熱年代解析を実施した。対象とした 4 試料は、いずれも Mitchell et al. (2011)の Fig.8a の露頭（以下、F 露頭）から採取したものである。F 露頭は、風化・変質した六甲花崗岩からなり、1 条の主要な断層と、網目状に分布する全体的に波状を呈する節理がみられる。主断層沿いでは、幅 5～10cm 程度で暗灰色半固結状の粘土層がみられ、特に上盤側（北側）では、20cm 程度で連続的な面構造発達ゾーンが認められる。熱年代分析に供した試料は、主断層の上盤側において 5cm 間隔で採取した 3 試料と、断層面から直線距離

で数 m 離れた地点で採取した 1 試料である（表 2-1）。鉱物分離の結果、アパタイトはほとんど得られなかったため（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2021）、ジルコンを対象にフィッション・トラック（FT）長解析を実施した。

また、京都大学から提供された 6 試料を用いて、ジルコンの(U-Th)/He 年代測定も併せて実施した。うち 2 試料（BE-02 と SO-01）は六甲花崗岩の堅岩部で採取され、末岡ほか（2010）でアパタイト及びジルコンの FT 年代が報告されている試料である。ARM20-01 は、未変質の六甲花崗岩で、蓬莱峡の南方、Manaka et al. (2020)の Site 8 付近で採取された。残りの 3 試料は、R2 年度報告書の六甲断層の破砕帯露頭（AF 露頭）で採取されたもので、ARM20-06E が六甲断層の破砕部から採取された六甲花崗岩のブロック、06F が破砕部北側の基盤岩（有馬層群）、06G が未固結のガウジである。

表 2-1　有馬地域のジルコン FT 長解析結果

試料名	岩型	断層からの距離	測定 FT 数	平均長±1SD（μm）
HKS20-F (0-5)	六甲花崗岩（変質）	0~5 cm	40	11.03±0.70
HKS20-F (5-10)	六甲花崗岩（変質）	5~10 cm	36	10.94±0.57
HKS20-F (10-15)	六甲花崗岩（変質）	10~15 cm	43	11.00±0.66
HKS20-HR	六甲花崗岩（変質）	>500 cm	50	11.03±0.71

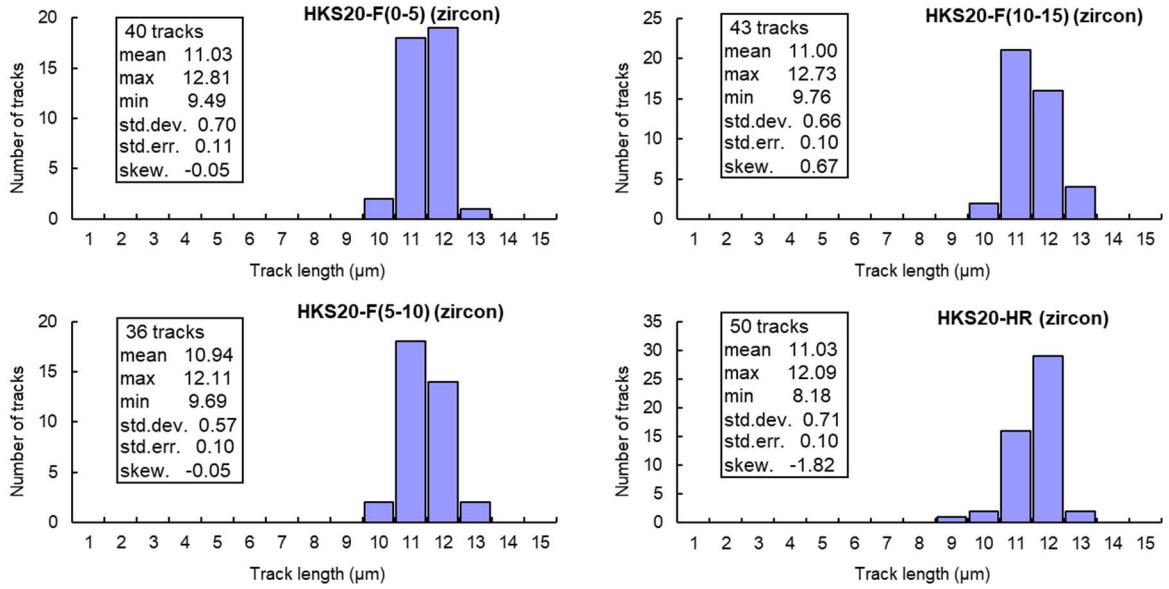


図 2-1　有馬地域のジルコン FT 長ヒストグラム

2.1.2 結果と考察

ジルコン FT 長解析の結果を表 2-1 に示す。平均 FT 長は、いずれの試料でも約 11μm を示し、未短縮時の長さ（例えば、Yamada et al., 1995）と誤差の範囲で一致する。加えて、幅の狭い単峰性の長さ分布を示していることから（図 2-1）、ジルコン FT 法の閉鎖温度付近（約 200～350℃）では急冷を被ったと考えられる。ジルコンの(U-Th)/He 年代測定の結果は、図 2-2 の通りである。ジルコン結晶中の放射線損傷の指標である eU が 1000 を超える粒子については、閉鎖温度が一般的な値（約 160～200℃）より低下している可能性がある（Guenthner et al., 2013, 2014）ため議論から除外すると、いずれの試料でも粒子年代は約 60Ma より古い値を示す。六甲

花崗岩の既報年代は、黒雲母 K-Ar 年代（閉鎖温度：約 350～400℃）で 72.9～71.6 Ma（藤田・前田, 1984）、ジルコン FT 年代（閉鎖温度：約 200～350℃）で 68.6～51.9 Ma（末岡ほか, 2010; 測定粒子数が 10 以下のデータは除外）の値が報告されている。一般に(U-Th)/He 年代は古い側に年代値がずれやすいこと（例えば、Fitzgerald et al., 2006; Wildman et al., 2016）から、各試料の最若粒子を採用すると、ジルコン(U-Th)/He 年代は既報年代とは矛盾しない。一方で、第四紀における熱水活動による年代の若返りを積極的に示すデータとは言えない。したがって、同じ露頭で採取された図 2-1 のジルコン FT 長分布も、熱水活動による再加熱ではなく、岩体の形成・初期冷却時の急冷を反映していると解釈するのが妥当と判断される。

なお、一般的な基盤岩試料のデータと比べると、本測定結果は、期待される年代値よりも古い粒子年代の割合が多いように見える（例えば、六甲花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代より古い粒子が過半数を占めている）。この原因の詳細は不明であるが、アパタイトの(U-Th)/He 法については、フランス・ピレネー山脈の Têt 断層の近傍で、熱水活動に伴う親核種・娘核種の移動と思われる影響で、年代値が期待より古くかつ分析誤差を超えるばらつきを示した事例が報告されている（Milesi et al., 2020）。ジルコンでも同様の現象が発生するかどうかは不明だが、熱水変質帯に(U-Th)/He 法を適用する際には、このような可能性にも今後注意していく必要がある。

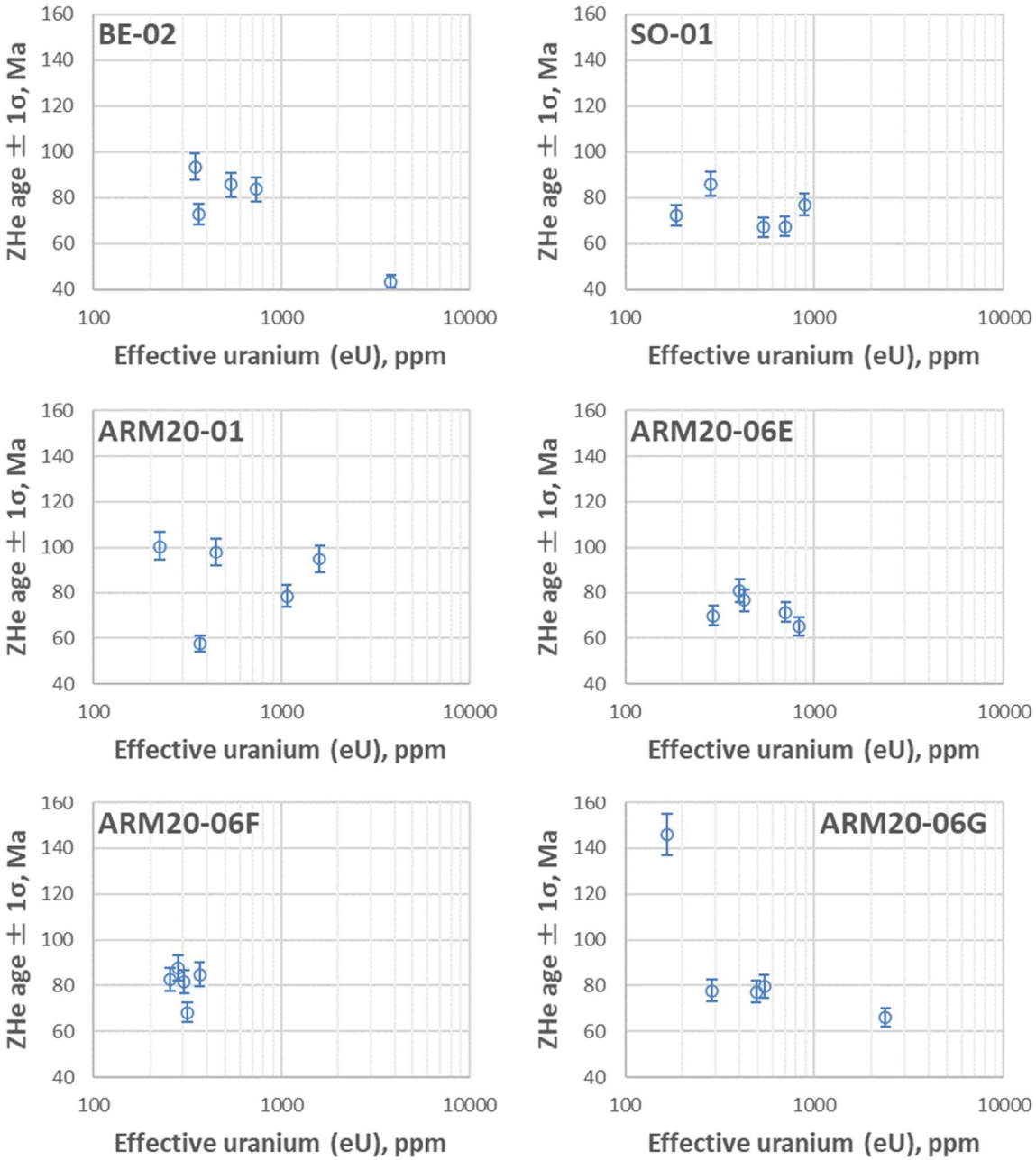


図 2-2　有馬地域のジルコン(U-Th)/He 年代測定結果

2.2 本宮地域における事例

2.2.1 アプローチ

過年度に試料を採取した和歌山県田辺市本宮町平治川の熱水脈露頭（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2019; Sueoka et al., 2020）を対象に、熱年代解析による追加検討を試みた。HJG-1 地点と HJG-2 地点では、熱水脈近傍での微小な熱異常の検出可能性を検討するため、グラインダーを用いて熱水脈近傍の母岩（四万十帯・音無川層群の堆積岩類）を約 5 cm 間隔で採取した。採取したのは、熱水脈と母岩の境界から 0～5 cm の範囲と 5～10 cm の範囲である。また、熱水

脈自体の温度履歴の推定のため、熱水脈本体からも熱年代解析用の試料を採取した。上記に加えて、広域的な冷却史・侵食史の制約のため、過年度にジルコン U-Pb 年代を測定した HJG-3 地点の貫入岩試料も熱年代解析の対象に加えた。これら計 7 試料について、アパタイト FT 年代測定、ジルコン FT 年代測定、ジルコン FT 長解析、ジルコン U-Pb 年代測定を実施した。アパタイトの FT 長解析は実施しなかったが、これは過年度の結果（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2020; Sueoka et al., 2020）から判断すると、本試料のアパタイトは FT 密度が低く、^{252}Cf 照射による増量処理（Donelick and Miller, 1991）を行っても、十分な数の FT 長を測定することが困難と予想されたためである。

2.2.2 結果と考察

熱年代解析の結果を表 2-2 に、過年度の結果との比較を図 2-3 に示す。HJG1-F2 はアパタイトの含有に乏しくアパタイト FT 年代は得られなかったが、それ以外の項目については測定データを得ることができた。HJG-1 地点及び HJG-2 地点の母岩試料及び熱水脈試料の年代は、過年度の結果と整合的であった。すなわち、熱水脈近傍を 5 cm 単位で採取しても、熱水活動に伴う熱異常は検出できなかったことになる。また、熱水脈本体に含まれるアパタイト及びジルコンは、各種の冷却年代の類似性から母岩起源であると考えられるが、同様に熱水活動に伴う熱異常は認められなかった。貫入岩試料のアパタイト FT 年代は誤差が大きいものの、母岩のアパタイト FT 年代とは誤差で重なっている。したがって、母岩のアパタイト FT 年代が、熱水活動等による局所的な再加熱ではなく、広域的な侵食に伴う冷却を反映しているという解釈（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2020; Sueoka et al., 2020）とは矛盾しない。なお、貫入岩試料のアパタイト FT 年代の精度が低い原因は、ウラン濃度が約 2 ppm と極めて低く、30 粒子中から自発トラックが 14 本しか測定できなかったためである。

表 2-2　本宮地域の熱年代解析の結果

地点名	試料名	岩種	AFT 年代 [±1σ, Ma]	ZFT 年代 [±1σ, Ma]	ZFT 長 [±1σ, μm]	ZrU-Pb 年代 [±2σ, Ma]
HJG-1	HJG1-F2	熱水脈	N/A	25.7±1.2	9.87±2.09	74.9±1.2
	HJG1-0-5cm	四万十帯	11.8±1.6	32.6±1.7	9.99±1.84	73.4±1.1
	HJG1-5-10cm	四万十帯	14.9±2.1	26.5±2.1	10.02±1.94	68.4±1.9
HJG-2	HJG2-F2	熱水脈	12.9±1.7	35.3±2.0	9.75±2.01	69.8±1.4
	HJG2-0-5cm	四万十帯	10.4±1.4	27.0±1.3	10.03±1.88	74.9±1.2
	HJG2-5-10cm	四万十帯	14.9±2.2	35.1±1.7	9.75±1.97	75.8±1.6
HJG-3	HJG3-Upb	貫入岩	17.5±5.1	16.4±0.8	11.32±0.77	15.1±0.2

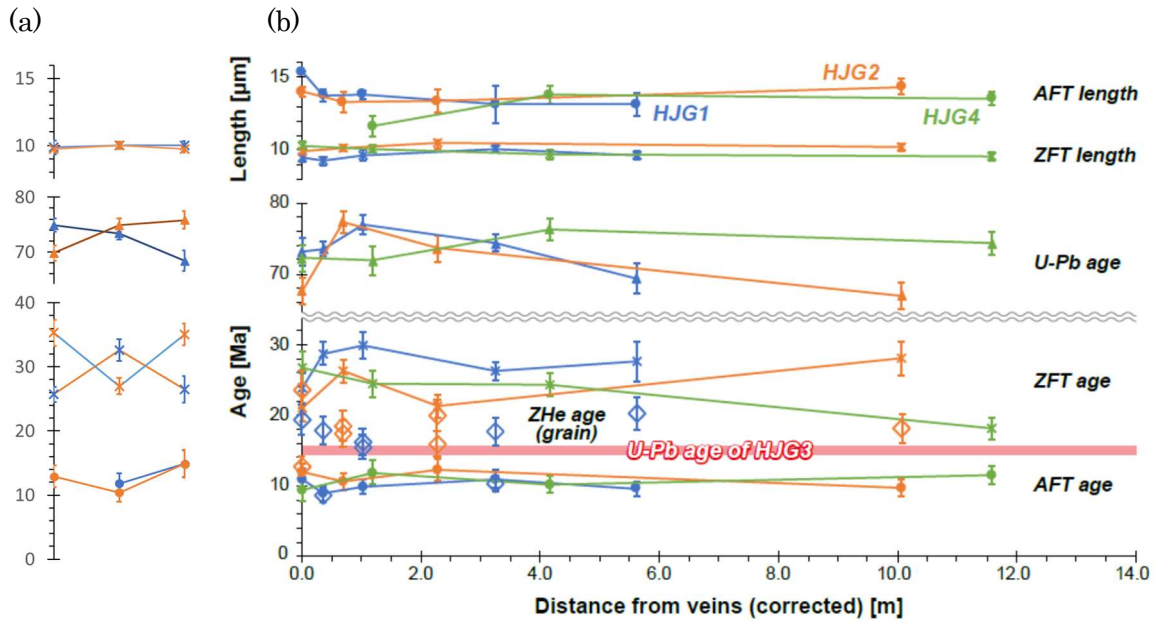


図 2-3　過年度の熱年代解析結果との比較

(a)今年度の熱年代解析結果。青が HJG-1 地点、オレンジが HJG-2 地点で、左から順に、熱水脈試料（-F2)、脈から 0～5cm の母岩試料（-0-5cm)、同 5～10cm の母岩試料（-5-10cm)。誤差は FT 年代が±1σ、U-Pb 年代が±2σ、FT 長が±1SE。縦軸は(b)と共通。(b)過年度の熱年代解析結果（Sueoka et al., 2020)。

2.3 数値計算による検討

2.3.1 アプローチ

有馬地域及び本宮地域で得られた測定結果との比較のため、熱水脈周辺の母岩の温度変化と予測される熱年代パラメータに関するモデル計算を行った。母岩周辺の温度変化は、一次元の熱伝導方程式を用いて計算した。すなわち、距離 x=0 に温度一定の熱水が連続的に供給された場合の、周囲の母岩 (x>0) の温度変化を計算した。堆積岩の密度は 2.3 g/cm^3、熱拡散率は 3.0×10^{-6} m^2/sec とし、時間 t=0 における母岩の温度は一律 20℃に設定した。熱水の温度は、150℃、200℃、250℃、300℃の 4 通りとした。非加熱時の母岩の冷却年代は一律 50Ma とし、熱水活動の開始は 10Ma に設定した。こうして得られた、各地点の温度-時間履歴 (図 2-4) を、HeFTy ver.1.9.3 (Ketcham, 2005) のフォワード計算機能を用いて、冷却年代のモデル値へと変換した。冷却年代の計算に用いたアニーリング関数は、ジルコン FT 法は Yamada et al. (2007)の fanning Arrhenius モデル、ジルコン(U-Th)/He 法は Guenthner et al. (2013)、アパタイト FT 法は Ketcham et al. (2007)である。

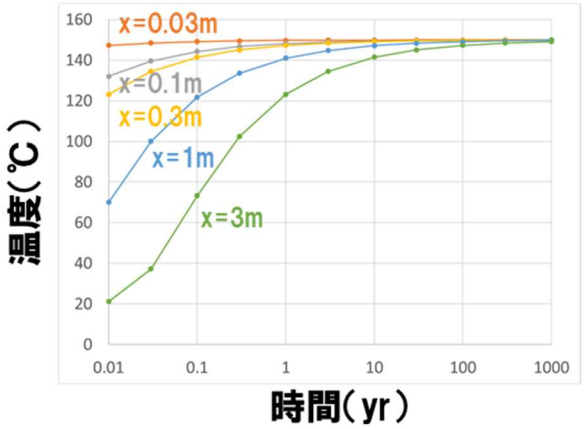


図 2-4　代表的な地点における温度-時間履歴の計算結果（熱水温度＝150℃のケース）

2.3.2 結果と考察

計算によって得られた冷却年代のモデル値を図 2-5 に示す。熱水温度が 150℃の場合、1000 年以下の熱水活動では、母岩の冷却年代には明瞭な若返りが見られない。一方で、200～300℃の場合、活動期間及び熱年代計の種類によっては、アパタイト FT 法とジルコン(U-Th)/He 法では、熱異常の検出が可能であることが示唆された。本宮地域の場合、流体包有物の均質化温度に基づいて、二地点の熱水活動温度が約 140℃及び 210℃と推定されていたが、いずれの地点でも母岩の冷却年代からは熱異常は検出されなかった。210℃の地点で熱異常が検出されなかった原因は、熱水活動の継続時間や、広域的な隆起・侵食史と併せて検討する必要があるが（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2020; Sueoka et al., 2020）、140℃の地点では、いずれにしても熱年代解析では熱異常の検出は困難だったことがわかる。同様に、有馬地域の場合、300℃以上ないし 1000 年を超える熱水活動が無い限りは、ジルコン FT 法では熱異常の検出は期待できないことが確認できる。なお、スラブ起源流体の場合、熱水温度は脱水深度、地温構造、及び地表までの到達時間などが影響していると考えられるため、地表付近に熱源を持つ火山性の熱水とは異なり、地殻浅部でも 200～300℃ないしそれ以上の高温が維持されている保証はない。熱水脈を対象として熱年代学的手法及び地質温度計を用いた本事業のようなアプローチの適用性の更なる検討のためには、まず現世のスラブ起源流体が、地殻浅部でどのような温度-深度分布を保持しているかを明らかにすることが望ましい。

本計算結果から得られたもう一つの特徴として、およそ x=1cm～30cm の範囲では、いずれのケースでも有意な年代差は見られない、ということが挙げられる。この結果は、断層近傍における摩擦発熱に伴う熱異常の場合、断層面から数 mm～数 cm 幅において冷却年代が変化する（d'Alessio et al., 2003; Murakami and Tagami, 2004; Murakami et al., 2006; 村上, 2010; Takagi et al., 2010）ことと対照的である。このことは、断層摩擦発熱が数秒～数分の加熱で進行するのに対し、熱水活動による加熱時間はより長期に渡るため、熱源近傍のわずかな範囲だけを加熱するのが困難であるためだと予想される。したがって、断層帯の年代測定で用いられるような、数 mm～数 cm 幅の精密な試料採取は、スラブ起源流体の活動を対象とした熱年代解析では求められないと考えられる。このことは、断層帯近傍で検出される熱水活動起原と考えられる熱異常の幅が、一般に数 m～数 100m 程度に及ぶ（例えば、Tagami et al., 2001; Murakami et al., 2002; Tagami and Murakami, 2007; Sueoka et al., 2019; Milesi et al., 2020）ことからも支持される。この結果は、本宮地域で得られた結果とも矛盾しない。

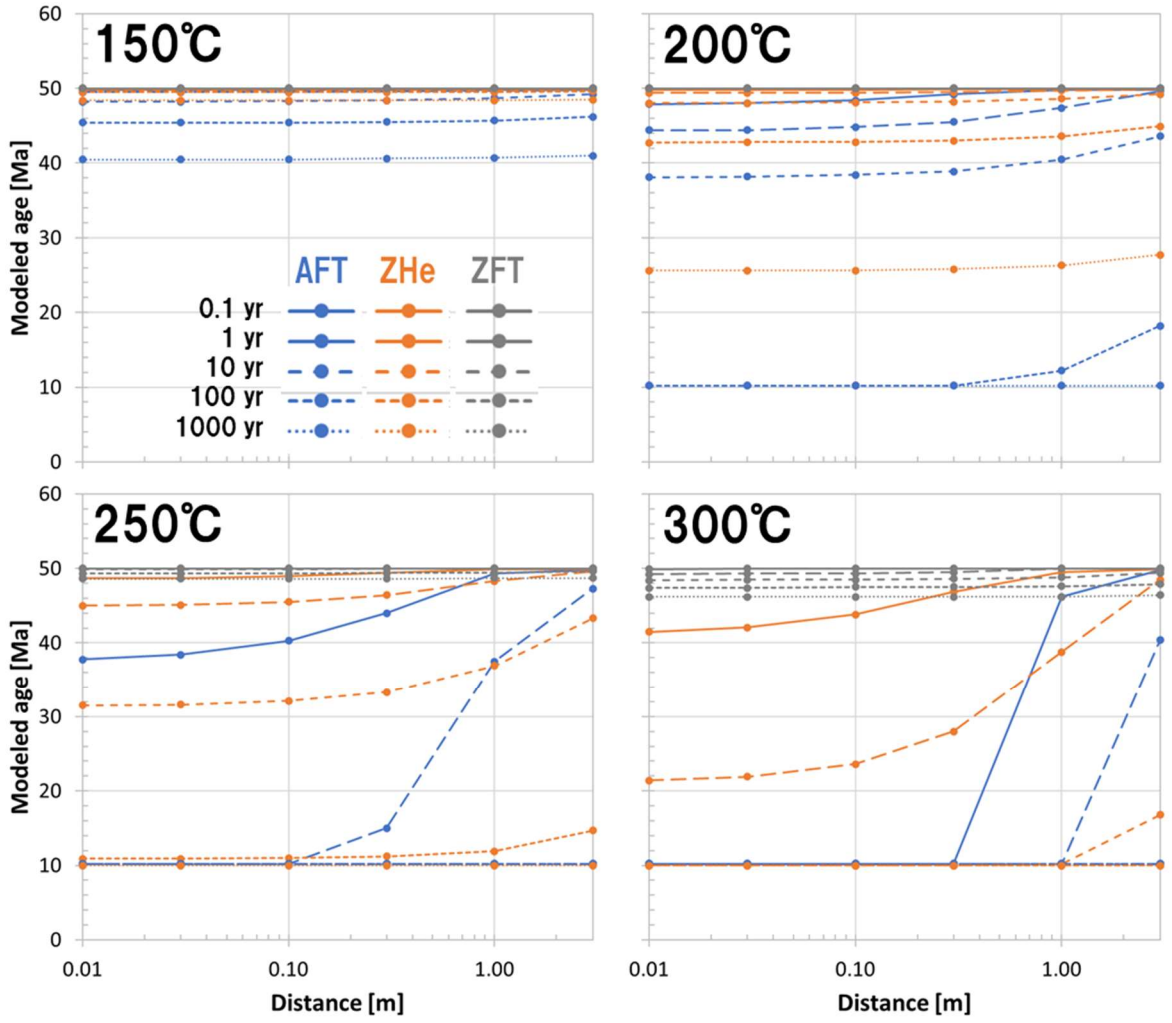


図 2-5　冷却年代のモデル値

AFT はアパタイト FT 年代、ZHe はジルコン(U-Th)/He 年代、ZFT はジルコン FT 年代をそれぞれ示す。

2.4 まとめ

有馬地域及び本宮地域を事例対象として、熱水脈における流体包有物の均質化温度解析と、熱水脈周辺の母岩の熱年代解析に基づいて、過去の深部流体活動の熱的特徴を評価する手法の開発・高度化を試みた。二つの地域の事例を通じて、熱水活動に伴う熱異常を検出するには至らなかったが、以下のような知見・注意点を得ることができた。

① 熱水脈を対象に熱年代解析を実施する場合、対象鉱物の産出による制約を受けやすいことに注意が必要である。火山性熱水と比較すると、深部流体は地殻浅部で高温を保持している可能性が低いこともあり、特に閉鎖温度が低い熱年代計の対象鉱物となるアパタイトの含有が成否を左右するが、アパタイトは風化・変質等に弱く熱水変質帯ではしばしば安定に保存されないことが本アプローチのボトルネックとなり得る。

② 第四紀の若い時代の熱水イベントを対象とする場合、母岩の冷却・侵食履歴にも注意が必要である。母岩の形成年代が若かったり、隆起・侵食が速かったりする地域では、熱影響を受けていない母岩からも若い冷却年代が得られるため、熱異常の検出が困難となる。

③ アパタイトの(U-Th)/He 法については、熱水活動に伴う核種移行により、年代値の精度・確度が影響を受ける可能性が指摘されている。ジルコン等、他の鉱物の場合を含めて、熱水変質帯への(U-Th)/He 法の適用に当たっては、このような可能性にも注意が必要である。

④ 熱水活動による加熱は、断層摩擦発熱のような数秒～数分のイベントよりは長期間で進行するため、熱異常の範囲が数 mm～数 cm 幅に局在化する可能性は低い。したがって、断層帯の年代測定で実施されるような、精密なサンプリング戦略は要求されないと考えられる。

⑤ 熱水温度が 150℃以下の場合、活動時間が 1000 年を超える長期の熱水活動でない限りは、本アプローチによる熱異常の検出は期待できない。一方、200～300℃の熱水活動であれば、活動時間が 1000 年以下であっても、熱異常が検出できる可能性がある。

3. 粘土鉱物の K-Ar 年代測定に基づいた断層活動性の検討

K–Ar dating studies in FY2021

Three main JAEA – Kyoto University projects are in progress and continue to experience delays due to ongoing COVID 19 restrictions.

3.1 Mechanical comminution and its influence of isotope signature of clay minerals

Within the completed pilot milling study in 2019 (Japan Atomic Energy Agency and Central Research Institute of Electric Power Industry, 2020), the influence of physical deformation via mechanical comminution (grinding) and its influence of isotope signature of clay minerals in a set of well-defined laboratory experiments was completed. Twenty two planetary ball mill and Mccrown mill experiments and one blank Rochester shale same ranging from room temperature to elevated temperature milling experiments (to 300ºC) have been analysed by K–Ar dating. The milling experiments enable to simulate conditions occurring at seismogenic depths and decipher the conditions on isotopic signatures on the first microns to millimetres during earthquake slip. The age data have been summarized inTable 3-1, Figure 3-1 and are prepared for joint publication with JAEA.

Table 3-1 Milling age data

Conditions (Temp/time)	Ball mill [Ma]	Mccrown mill [Ma]
RT 15 min	[failed]	389.0
RT 15 min D	406.1	393.1
RT 30 min	387.5	372.8
RT 60 min	365.4	341.1
100° C 15 min	392.8	393.0
100° C 30 min	374.4	375.0
200° C 15 min	394.1	387.4
200° C 30 min	[failed]	371.5
300° C 15 min	393.1	387.0
300° C 30 min	388.7	377.2
300° C 30 min	398.3	379.3
300° C 60 min	385.4	341.5

RT: room temperature, D: duplicate. Age of the blank Rochester shale was 413.6 Ma.

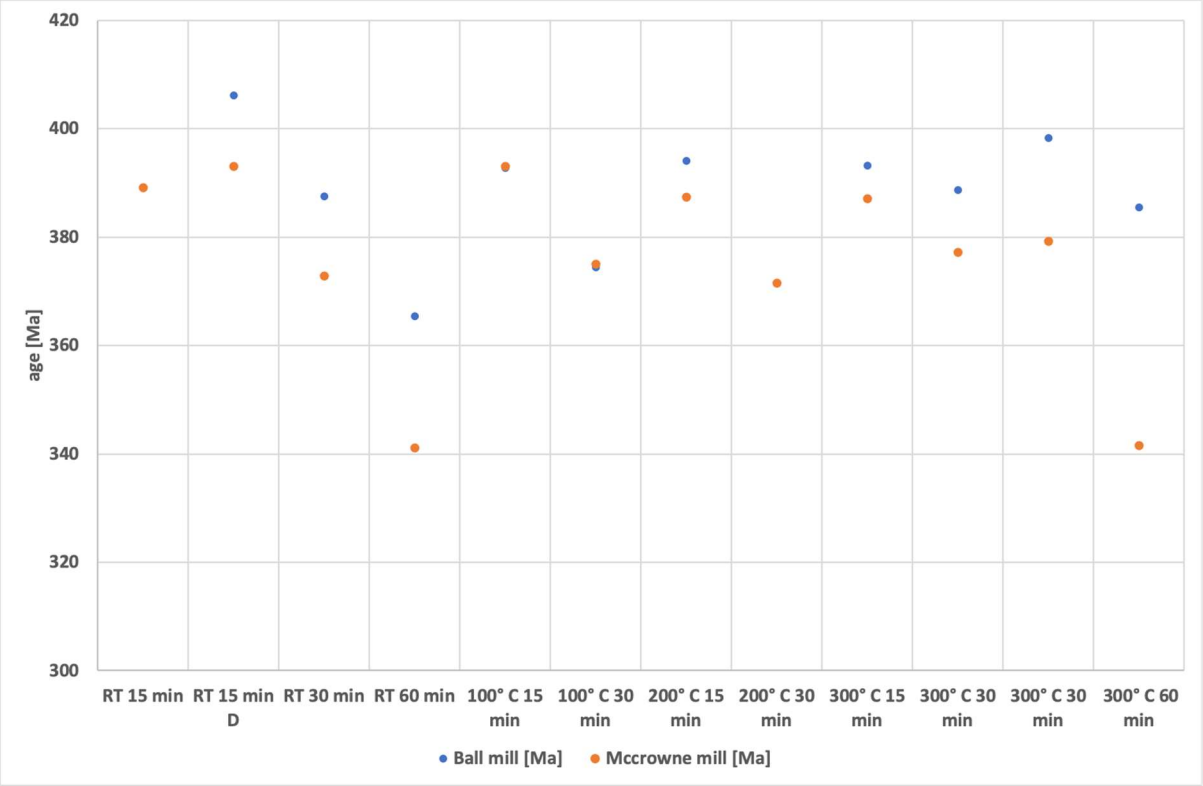


Figure 3-1　Comparison of ball mill and Mccrown mill results (D: duplicate)

3.2 K–Ar dating of Nobeoka drilling core samples (NOBELL)

Based on the initial basic <2 μm clay mineral fraction (Japan Atomic Energy Agency and Central Research Institute of Electric Power Industry, 2020), K–Ar dating 12 additional clay fractions were separated from the NOBELL core material. Core sample separations comprised <0.1, <0.8 and 2–6 μm fractions. Due to sample nature it was not possible to separate sufficient <0.1 μm material from all samples and the fraction <0.1, <0.4 were combined with the <0.8 μm fraction for 4 samples. The K–Ar age data are listed in Table 3-2and are prepared for joint publication with JAEA.

Table 3-2　Nobeoka K–Ar age data

Sample ID [depth, weight, position]	Ar sample ID [μm]	Age [Ma]
135 Nobell 1 - 30.22–30.29 m 72.5 g [HW 1]	3286 <2	36.4
136 Nobell 2 - 35.40–35.59 m 83.1 g [HW 2]	3287 <0.8	35.4
	3287 <2	39.3
	3287 2-6	47.4
137 Nobell 3 - 41.10–41.16 m 74.4 g [FZ1]	3288 <0.8	29.8
	3288 <2	31.7
	3288 2-6	32.3
138 Nobell 4 - 41.55–41.64 m 40.2 g [FZ 2]	3289 <0.8	29.7
	3289 <2	27.8
	3289 2-6	30.2
139 Nobell 5 - 44.92–45.00 m 83.4 g [FW 1]	3290 <0.8	32.6
	3290 <2	34.2
	3290 2-6	41.1
140 Nobell 6 - 49.25–49.30 m 50 g [FW 2]	3291 <0.8	29.5
	3291 <2	29.8
	3291 2-6	33.5
141 Nobell 7 - 79.49–79.52 m 35 g [FW 3]	3292 <2	41.4

HW: hanging wall, FW: foot wall, FZ: fault zone.

3.3 Atera fault zone study

Three fault gouge samples were collected from the Atera fault zone outcrop in Kawaue (Figure 3-2; Niwa et al., 2015). Dating studies in the Atera fault zone are better suited because its structure and kinematic have been well-studied. Smaller 2 μm fractions were separated from the samples and analysed by K–Ar age dating. An additional <2 μm fraction from a sample collected from another outcrop at the Norimasa river (35.792° N, 137.290° E) was analysed by K–Ar dating. Additional <0.1, 2–6 and 6–10 μm fractions have been separated from fault samples Atera 1 and 2 and the Norimasa sample and are loaded into the Argon measurement equipment (Table 3-3). Sampling of a host rock sample from the Atera fault zone has been delayed due to COVID 19 restrictions. The Atera sample ID's are listed in Table 3-3. The new K–Ar age data from the <2 μm fractions are also shown inTable 3-3.

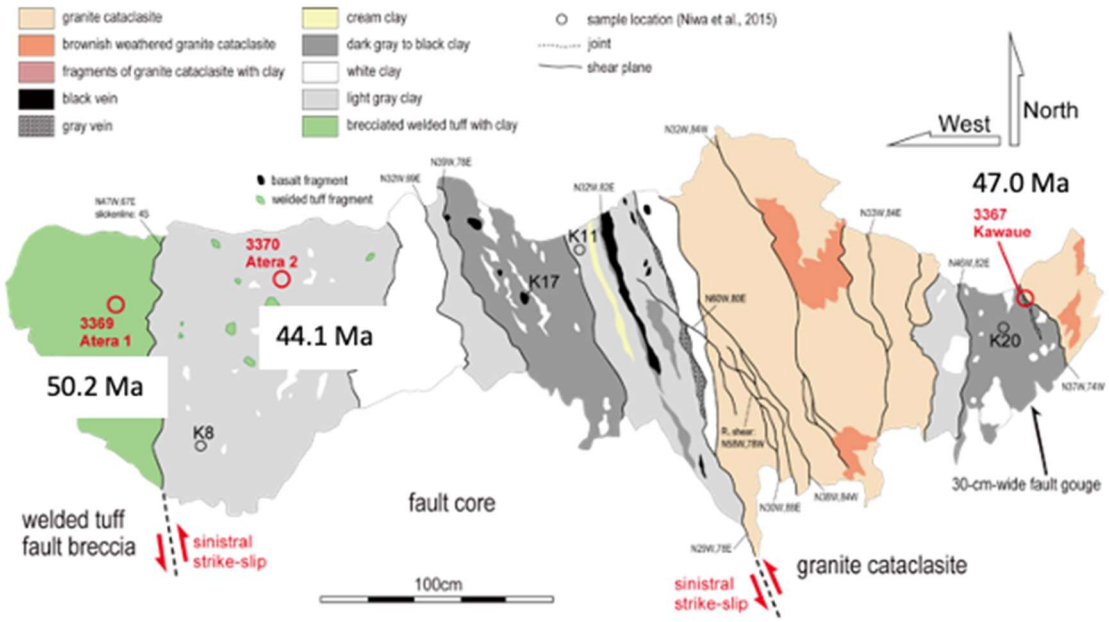


Figure 3-2 Locations of K–Ar samples from the Atera fault zone (red circles)
Sketch of the fault zone is after Niwa et al. (2015)

Table 3-3 K–Ar age data from the Atera fault zone

Sample ID	Argon ID [µm]	Age [Ma]	Timescale by Gradstein et al. (2005)
Kawaue <2 µm 0.1 g	3367 <2	47.0	Paleogene-Eocene-Lutetian
Atera 1 (white gouge near K7), 260 g	3369 <2	50.2	Paleogene-Eocene-Ypresian
	3369 <0.1 *		
	3369 2–6 *		
	3369 6–10 *		
Atera 2 (~70 cm E of Atera 1 - close to granite), 177 g	3370 <2	44.1	Paleogene-Eocene-Lutetian
	3370 <0.1 *		
	3370 2–6 *		
	3370 6–10 *		
	3370 HR **		
Norimasa, 200 g	3371 <2	58.0	Paleogene-Paleocene-Thanetian
	3371 <0.1 *		
	3371 2–6 *		
	3371 6–10 *		

HR: host rock

* Clay fraction separated and analyse in progress - fraction loaded into Argon analyse line

** Sampling delayed due to COVID 19

Sample ID

1 3367 : Kawaue (gray gouge in the 30-cm-wide fault gouge), collected by JAEA

2 3369 : Atera 1 (white gouge in the welded tuff fault breccia), 260 g

3 3370 : Atera 2 (light gray clay in the fault core: ~70 cm E of Atera 1 - closer to granite), 177 g

3.4 Sample characterization

Extensive clay morphology investigations of samples from the milling study and fractions obtained from the Atera fault study have been completed by (1) scanning electron microscope (SEM) and (2) transmission electron microscope (TEM) investigations. To identify minerals, the composition of individual particles was investigated by an attached energy dispersive system X-ray analyzer (EDS).

Representative SEM and TEM images are shown in Figure 3-3 and Figure 3-4.

X-ray diffraction (XRD) and laser particle size analyses (LPS) of fractions are in progress.

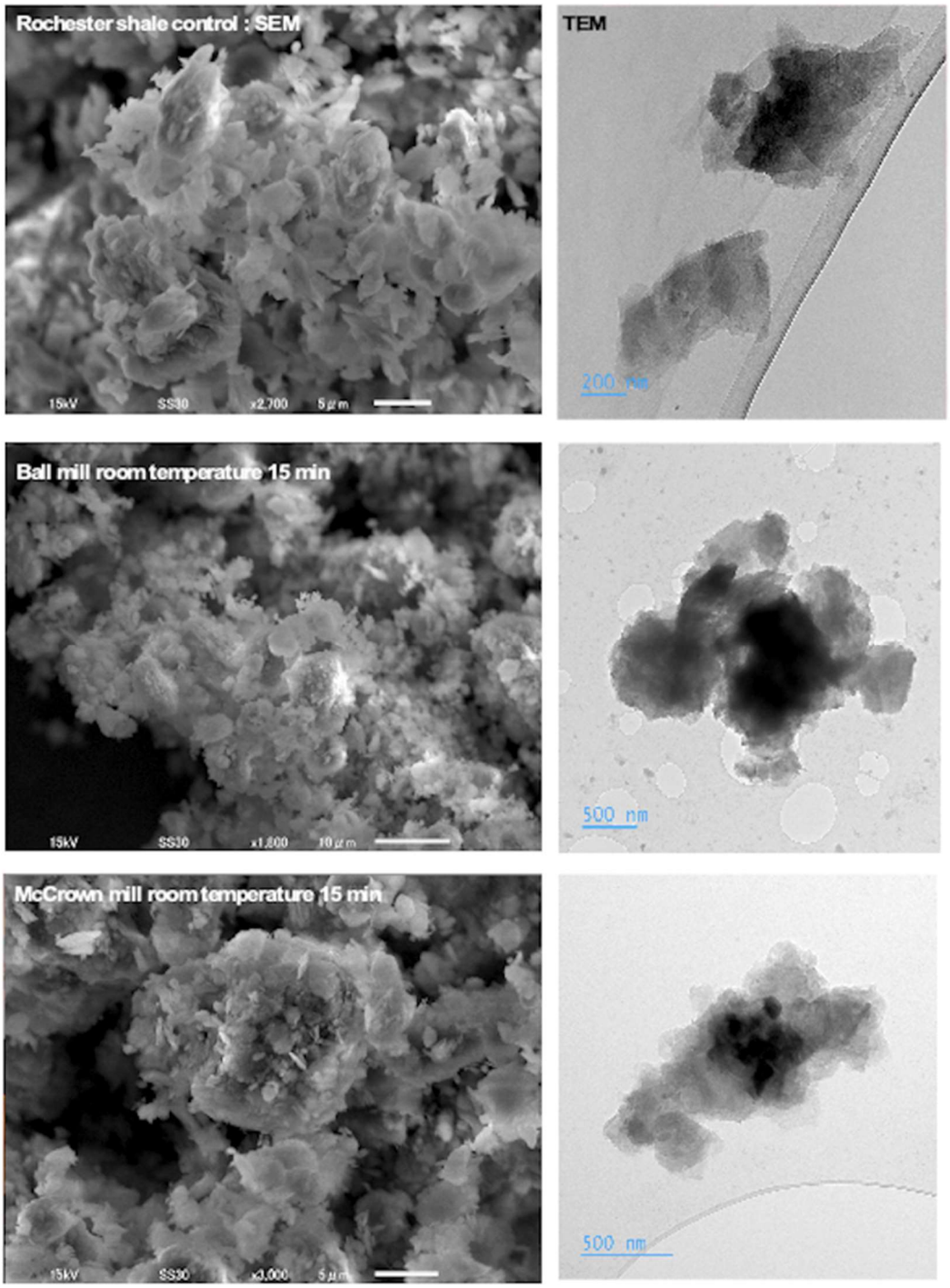


Figure 3-3　Examples of SEM and TEM images for milling experiment samples

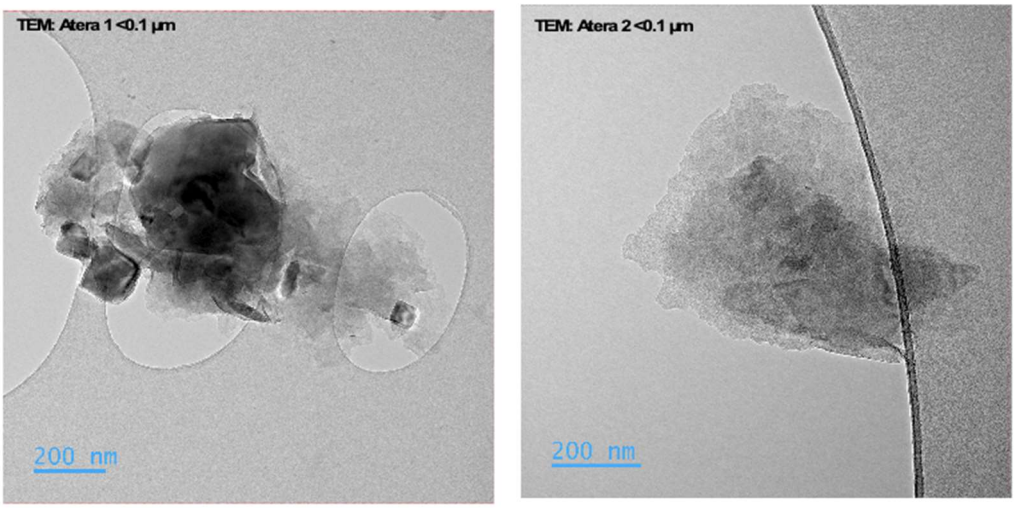


Figure 3-4　Examples of TEM images for <0.1 µm fraction of Atera 1 and 2 samples.

3.5 Summary

Following analyses have been completed:

1. K–Ar analyses of milling experiments : 22 milling runs and one blank. Two experiments failed.
2. Seventeen K–Ar analyses of Nobeoka - NOBELL core sample fractions ranging from <0.8 (combined <0.1 and <0.4 µm fractions), <2 and 2–6 µm.
3. K–Ar analyses of four <2 µm Atera fault zone samples. Separation of <0.1, 2–6 and 6–10 µm fractions from Atera 1, Atera 2 and Norimasa. Nine fractions are loaded into the Argon line and in progress. Host rock sampling of the Atera fault zone delayed due to COVID 19 restrictions.
4. In total 44 K–Ar analyses were obtained from all three projects:
    a. Project 1 milling experiments: 23
    b. Project 2 Nobeoka NOBELL drill core: 17
    c. Project 3 Atera fault zone: 4. An additional 9 fractions in progress. Analyse delay is caused by COVID 19 lab access restrictions.
5. Sample characterizations by SEM and TEM of milling experiments and fault zone studies are mostly completed. XRD and LPS characterization has been started.

4. 室内実験に基づいた、熱年代による断層活動性評価手法の高度化

本テーマは、熱年代学の手法に基づいた断層活動性評価手法の高度化を目的に、室内加熱実験を用いた検討を計画していた。令和 2 年度までは、スイス・ローザンヌ大の加熱炉を用いて、地下深部の破砕帯の環境を模した水熱環境と還元環境における標準ジルコン試料の加熱実験に着手した。また、用いた標準ジルコンの年代学的特徴の把握のため、非加熱状態において各種の熱年代測定を行った。今後は、さらに多様な温度-時間-環境条件における加熱実験を進めるとともに、加熱試料の熱年代解析を行い、先行研究による大気中（乾燥環境、酸化環境）での加熱試料の測定結果との比較を通じて、地下深部の破砕帯における各熱年代法の適用性を検討する予定であった。しかし、昨今のコロナ禍の影響により、ローザンヌ大学では実験室の使用や来客の訪問等が制限されており、今後の見通しが極めて不透明となった。そのため、原子力機構との協議の結果、本テーマは中断することにした。

5. 地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた侵食史の推定

花崗岩類に含まれる角閃石の組成を用いた地質温度圧力計を利用して花崗岩体の固結深度を決定すると同時に、岩体固結時の絶対年代を、ジルコンの U-Pb 年代測定によって決定する。これを研究対象地域（飛騨山脈黒部地域、谷川岳地域）で複数の岩体内の異なる地理的位置の試料について行うことで、侵食量の上限を制約する。条件がそろえば研究対象地域の侵食史を推定できる。

5.1 飛騨山脈黒部地域の検討事例

5.1.1 研究方法

研究手法については、日本原子力研究開発機構・電力中央研究所（2021）や Kawakami et al. (2021)に詳述されているため、ここでは簡単に述べる。

本研究で花崗岩類の固結深度推定に用いる地質温度圧力計は、Al-in-Hbl 圧力計（Mutch et al., 2016）と角閃石–斜長石温度計（Holland and Blundy, 1994）である。研究試料中に Al-in-Hbl 圧力計の適用に必要な相、すなわち角閃石、黒雲母、斜長石、カリ長石、石英、（チタン石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱）のうち 2 相、メルト、H_2O 流体が共存したことを岩石組織解析から確認したうえで、これらの相と平衡共存した角閃石部分の組成を分析・決定する。その組成を用いて Al-in-Hbl 圧力計により固結圧力を計算する。次に、当該角閃石部分と平衡な斜長石部分を岩石組織学的に決定し、これらの組成ペアに角閃石–斜長石温度計を適用し、Al-in-Hbl 圧力計の結果と連立して、花崗岩類の固結温度圧力条件を求める。こうして求めた固結温度圧力条件が誤差の範囲内でハプロ花崗岩の含水ソリダス上にのることを確認できれば、この条件を花崗岩類の固結温度圧力推定値として採用する。

こうして決定した花崗岩類の固結圧力を、静岩圧を仮定して固結深度に変換し、ジルコンの U-Pb 年代測定によって決定した固結年代と組み合わせることで、平均削剥速度を推定する。

5.1.2 研究試料

本研究では、飛騨山脈黒部地域の、黒部川花崗岩体を含む花崗岩類分布地域 8 地点から採取済みの岩石試料 KRG19-00、KRG19-A01、KRG19-A02、KRG19-A04、KRG19-A06、KRG19-B04、KRG19-B08b、KRG19-B11、KRG19-AB02 MME（**図 5-1**）を用いて、固結温度・圧力推定を行った。

図 5-1　岩石試料採取地点と周辺地域の地質図

（a）地質図を示した地域の地図。20 万分の 1 シームレス地質図 V2 より引用。（b）岩石試料採取地点と周辺地域の地質図。KRG19-00、KRG19-A01、KRG19-A02、KRG19-A04、KRG19-A06、KRG19-B04、KRG19-B08b、KRG19-B11、KRG19-AB02 が本研究で用いた試料の採取地点である。地質図とその凡例は 20 万分の 1 シームレス地質図 V2 に加筆して使用。

5.1.3 分析方法

本研究で用いた鉱物化学組成の分析には、京都大学設置の波長分散型電子線マイクロアナライザーJEOL JXA-8105 を用いた。定量分析は、ダイヤモンド研磨した岩石薄片試料を炭素蒸着後、加速電圧 15.0 kV、電流値 10 nA、ビーム径 3 μm の条件で行った。ピークとバックグラウンドの計測時間は、F についてはそれぞれ 60 秒と 30 秒、Cl については 30 秒と 15 秒、他の元素については 10 秒と 5 秒とした。標準試料には Astimex 社製 MINM25-53 およびその他の天然及び合成鉱物を用い、濃度計算にあたっては ZAF 補正を適用した。また、同機器による X 線元素マッピングは、加速電圧 15.0 kV、ビーム径 2-4 μm、電流値 300 nA、一点当たりの電子線照射時間 10 msec、あるいは電流値 70 nA、一点当たりの電子線照射時間 20 msec で行った。角閃石の Fe^{3+}の見積もりやフォーミュラ計算は Holland and Blundy (1994) に従った。

5.1.4 岩石記載

KRG19-00

本試料は黒雲母-角閃石花崗閃緑岩である。主要構成鉱物は角閃石、黒雲母、斜長石、カリ長石、石英であり、副成分鉱物として磁鉄鉱、チタン鉄鉱、チタン石、燐灰石、ジルコン、褐簾石を含む。角閃石は緑色から褐色の多色性を示す。2 次的な黒雲母による角閃石の置換は弱く、マグマティックな角閃石が良く保存されている。顕微鏡下では、角閃石に色によるパッチ状のゾーニングは認められない（図 5-2a）。化学組成は主としてパーガス閃石からエデン閃石であり（図 5-2c）、

コア・リムの組成差はほとんど認められない（図 5-2b-d）。斜長石はコアが細粒鉱物を多数含む変質部となっているがリム（~An14-15）は包有物が少なく弱い組成累帯構造を示す（図 5-2a）。組成は主として~An12-20 程度である。角閃石のリムは斜長石リムと部分的な包有・被包有関係を持ち、同時成長したと考えられる（図 5-2a）。斜長石リム（~An15）には細粒の角閃石が包有される場合がある（図 5-2b）。

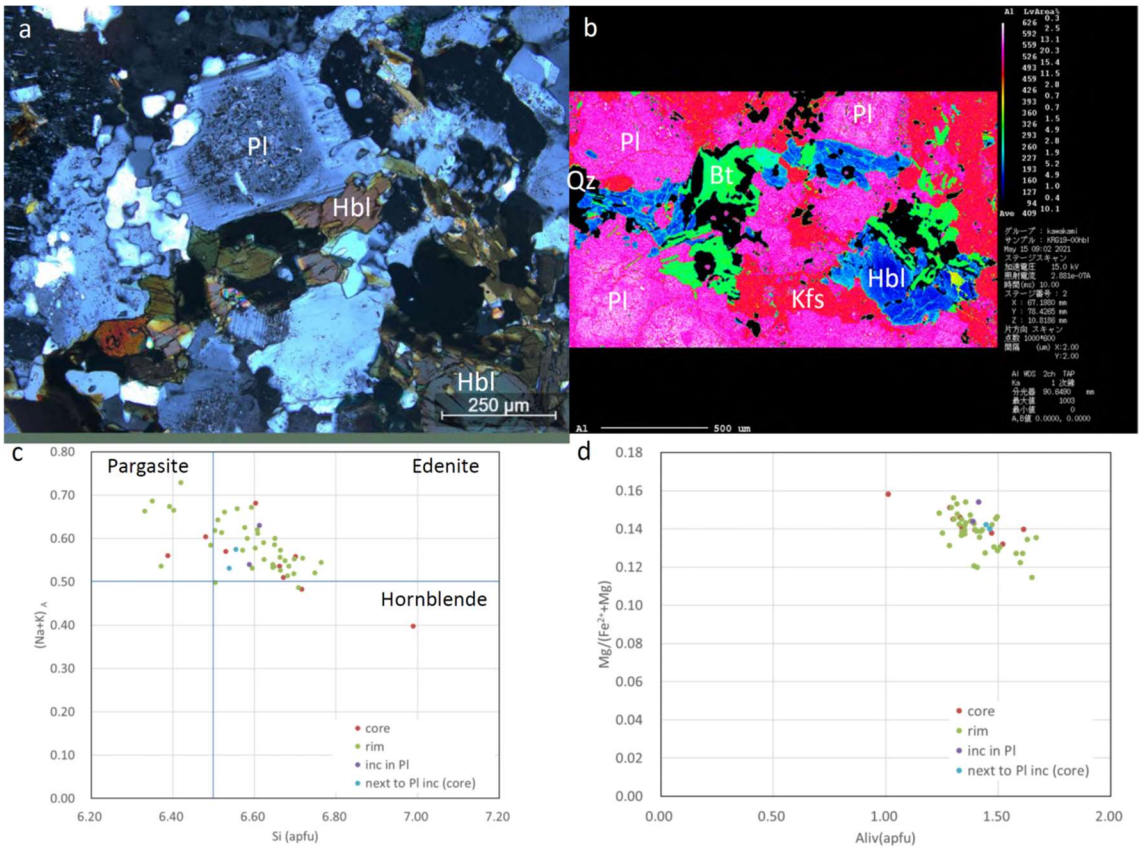


図 5-2　KRG19-00 の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット
(a)偏光顕微鏡写真(クロスニコル)、(b)Al による X 線元素マップ、(c)角閃石の組成プロット[Si vs $(Na+K)_A$]、(d) 角閃石の組成プロット[Aliv vs $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$]

KRG19-A01

本試料は黒雲母-角閃石花崗閃緑岩である。主要構成鉱物は角閃石、黒雲母（一部緑泥石化）、斜長石、カリ長石、石英であり、副成分鉱物として磁鉄鉱、チタン鉄鉱、チタン石、燐灰石、ジルコン、褐簾石を含む。2 次的な熱水変質が激しく、黒雲母は部分的に緑泥石に、角閃石は褐色および緑色の黒雲母に置き換えられる。変質の少ない角閃石は、褐色の普通角閃石組成のコアから漸移する普通角閃石組成の緑色のリムを持つ（図 5-3a, c）。斜長石は An 値に富み細粒鉱物を多数含む変質部となっているコア(~An77-80)、マントル（~An43-52）と An 値の低いリム(~An16-25)からなり、リムが角閃石の緑色リムと共存する（図 5-3a, b）。角閃石には、2 次的な脈状やパッチ状の形状をした、アクチノ閃石組成の低 Al 部が存在する（図 5-3b-d）。

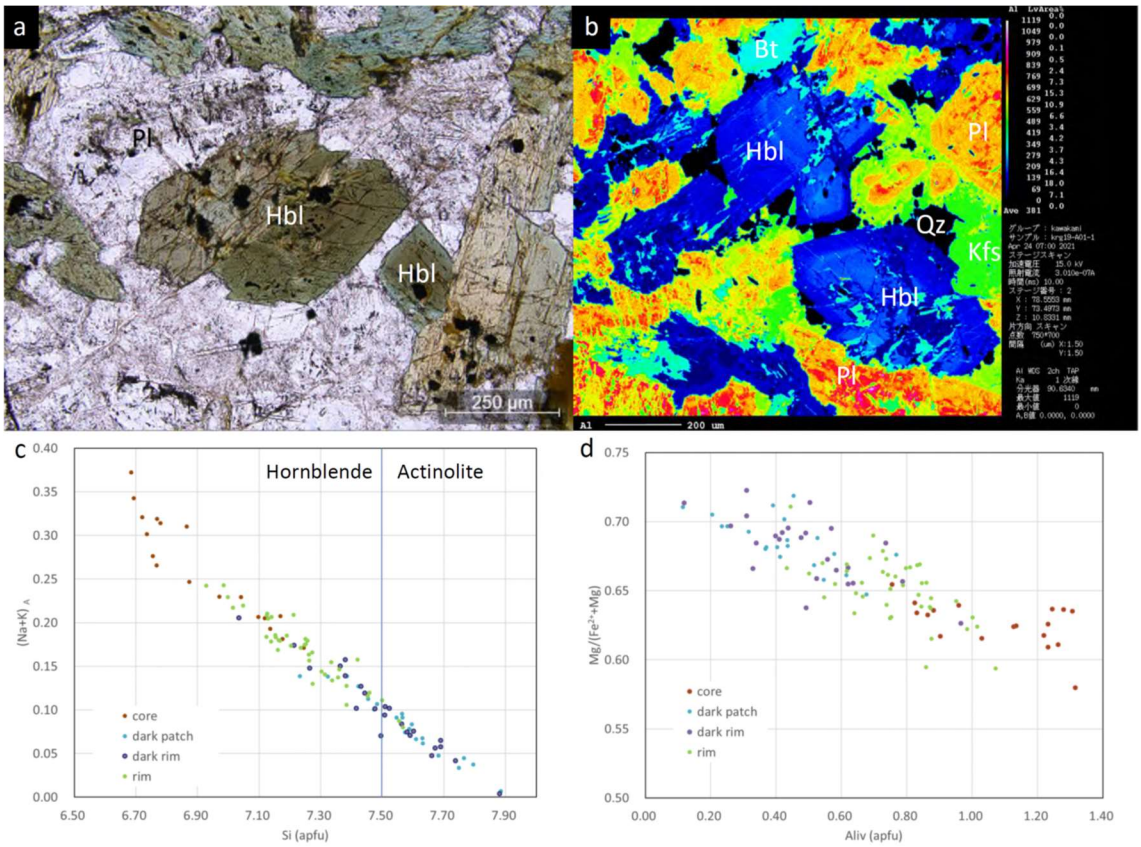


図 5-3　KRG19-A01 の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット
(a)偏光顕微鏡写真(オープンニコル)、(b)Al による X 線元素マップ、(c)角閃石の組成プロット[Si vs $(Na+K)_A$]、(d) 角閃石の組成プロット[Aliv vs $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$]

KRG19-A02

本試料は角閃石-黒雲母花崗岩である。主要構成鉱物は黒雲母、斜長石、カリ長石、石英であり、副成分鉱物として角閃石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、ジルコン、褐簾石を含む。2 次的な熱水変質が激しく、角閃石はパーガス閃石から普通角閃石組成で、褐色の黒雲母およびカミングトン閃石に置き換えられる（図 5-4a-c)。変質の少ない角閃石は、褐色のコアから漸移する緑色のリムを持つ。斜長石コアは An 値が高く、部分的に変質している（図 5-4a-b)。角閃石リムが斜長石リム(~An14-21)と共存する。斜長石のコア（~An43-54)、マントル(~An29-34)、リムに角閃石が包有される。

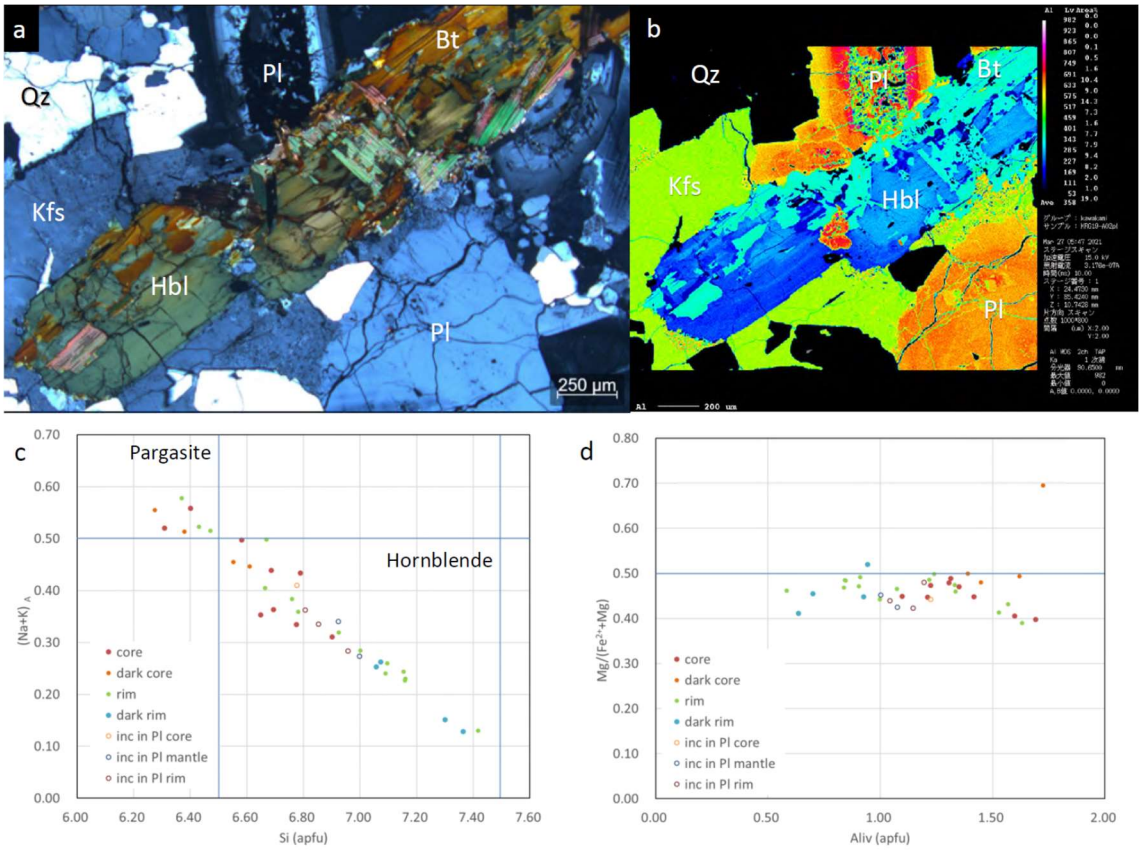


図 5-4　KRG19-A02 の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット
(a)偏光顕微鏡写真(クロスニコル)、(b)Al による X 線元素マップ、(c)角閃石の組成プロット[Si vs $(Na+K)_A$]、(d) 角閃石の組成プロット[Aliv vs $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$]

KRG19-A04 MME

本試料は黒雲母花崗岩中の MME 部分(黒雲母-角閃石花崗閃緑岩)である。主要構成鉱物は角閃石、黒雲母（一部緑泥石化)、斜長石、カリ長石、石英であり、副成分鉱物として磁鉄鉱、チタン鉄鉱、チタン石、燐灰石、ジルコン、褐簾石を含む。角閃石は、褐色のパーガス閃石から普通角閃石組成のコアと、それを不連続的にオーバーグロウスする緑色の普通角閃石組成のリムを持ち（図 5-5c, d)、黒雲母や斜長石、磁鉄鉱などを包有する（図 5-5a)。基質には針状の角閃石も多くみられる（図 5-5a)。斜長石は自形の組成累帯構造を呈し、コアは An 値が高く（~An45-55)、部分的に変質している（図 5-5b)。その外側に中間的な An 値のマントル(~An34-38)とリム（~An10-20）が発達し、リムは緑色の角閃石リムと共存している。角閃石のリムは~An18-23 の斜長石を包有する（図 5-5b)。

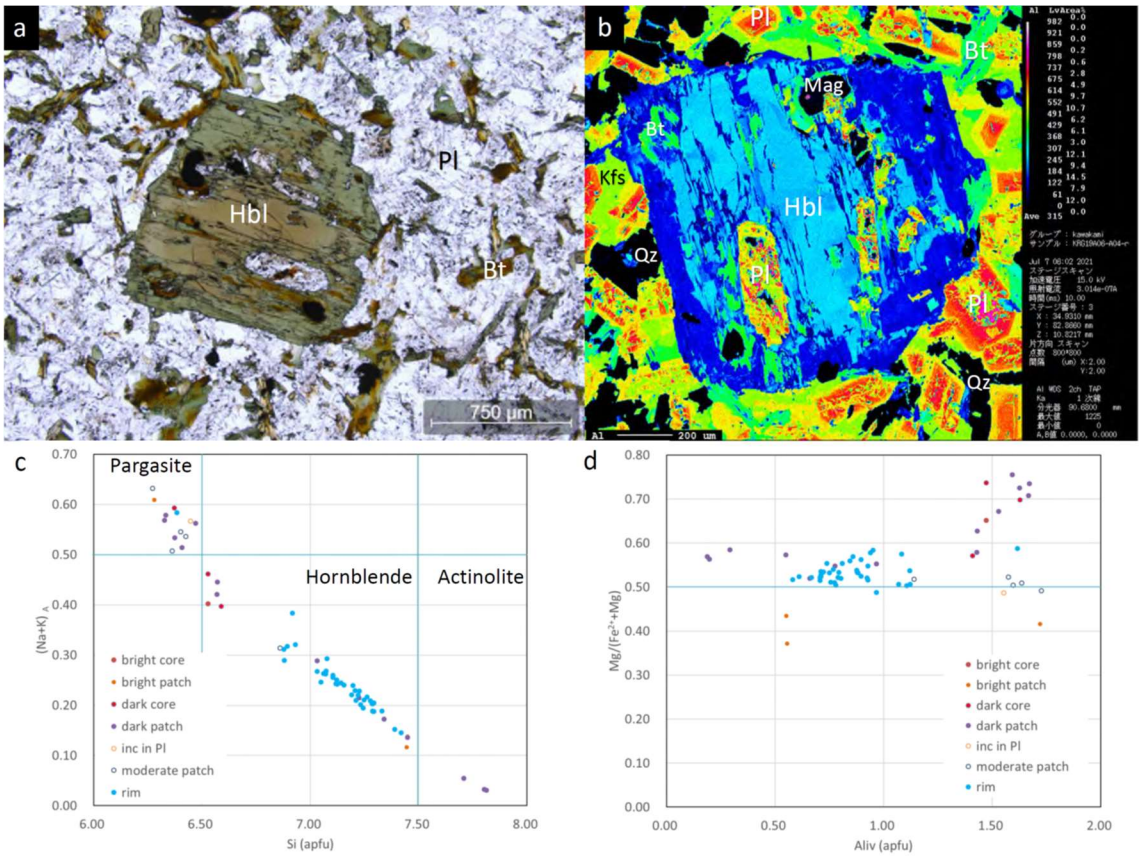


図 5-5　KRG19-A04 MME の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット
(a)偏光顕微鏡写真(オープンニコル)、(b)Al による X 線元素マップ、(c)角閃石の組成プロット[Si vs $(Na+K)_A$]、(d) 角閃石の組成プロット[Aliv vs $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$]

KRG19-A06

本試料は黒雲母-角閃石花崗閃緑岩である。主要構成鉱物は角閃石、黒雲母（一部緑泥石化）、斜長石、カリ長石、石英であり、副成分鉱物として磁鉄鉱、チタン鉄鉱、チタン石、燐灰石、ジルコンを含む。2 次的な脈状の緑簾石を多産する。2 次的な熱水変質が激しく、マグマ起源の斜長石(~An30-36)がネットワーク状の斜長石（~An5-14）と脈状のカリ長石によって部分的に置換されている（図 5-6a, b)。角閃石にもカリ長石脈に関連する 2 次的な脈状の組成改変部があり、Al 濃度が低いが、それ以外の部分はほぼ均質な組成を示す（図 5-6b)。角閃石の組成は 2 次的な変質部はアクチノ閃石であるのに対し、それ以外の部分は普通角閃石組成を示す（図 5-6c, d)。角閃石リムには An36-39 の斜長石が包有される。

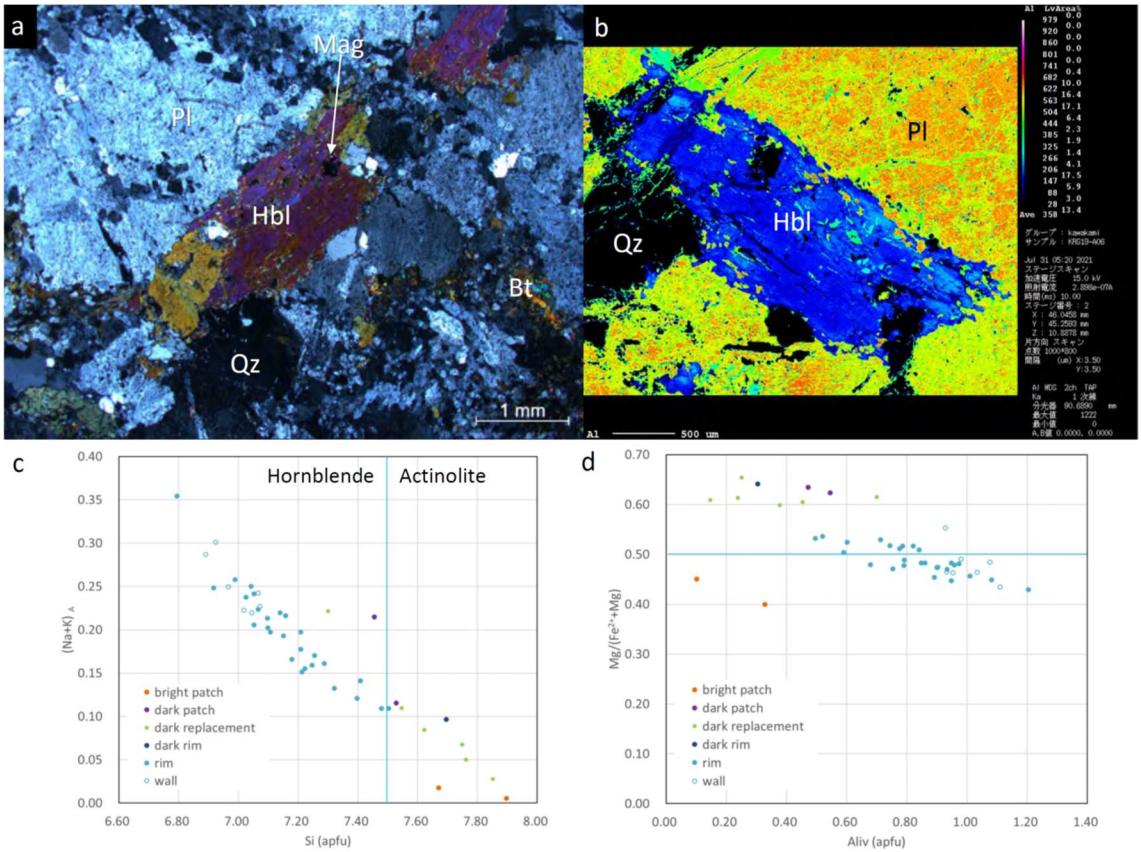


図 5-6　KRG19-A06 の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット
(a)偏光顕微鏡写真(クロスニコル)、(b)Al による X 線元素マップ、(c)角閃石の組成プロット[Si vs $(Na+K)_A$]、(d) 角閃石の組成プロット[Aliv vs $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$]

KRG19-B04

本試料は角閃石-黒雲母花崗岩である。主要構成鉱物は黒雲母、斜長石、カリ長石、石英であり、副成分鉱物として角閃石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、チタン石、燐灰石、ジルコン、褐簾石を含む。2 次的な熱水変質が激しく、マグマ起源の角閃石は、ほぼ全てが Fe-Mg 角閃石の集合体に Ca 角閃石は一部に残存するのみである。～An80 の斜長石コアに普通角閃石が包有される。

KRG19-B08b granite

本試料は角閃石-黒雲母花崗岩で、長径 1cm 程度の楕円形の角閃石と斜長石に富むクロット部分を含む。マトリクスの主要構成鉱物は黒雲母（一部緑泥石化）、斜長石、カリ長石、石英であり、副成分鉱物として角閃石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、チタン石、燐灰石、ジルコンを含む（図 5-7a）。角閃石は、2 次的な黒雲母などによる置換が激しい。残存している部分を図 5-7c-d では「relic」と呼称した。

クロット部分は同様の鉱物組合せながら、石英はほとんど認められず、角閃石のモードが高く、自形の斜長石の粒間を角閃石と黒雲母（一部緑泥石化）などの他鉱物が埋める（図 5-7b）。角閃石はマトリクスとクロット部分で組成差が認められない。角閃石の 2 次的な黒雲母などによる置換は限定的であるが、局所的に 2 次的な緑簾石が認められる。BSE 像で暗い 2 次的な脈状再結晶部分は Al 濃度が低くアクチノ閃石組成であるが、それ以外の部分は普通角閃石組成である。斜長石の組成もマトリクスとクロット部分で差は認められず、クロット部分ではコアが~An56-71、リ

ムが~An14-27 であり、マトリクスではコアが~An70、リムが~An19-26 である。クロット部分の角閃石中に、~An17-27 のリムを持つ斜長石が包有される。

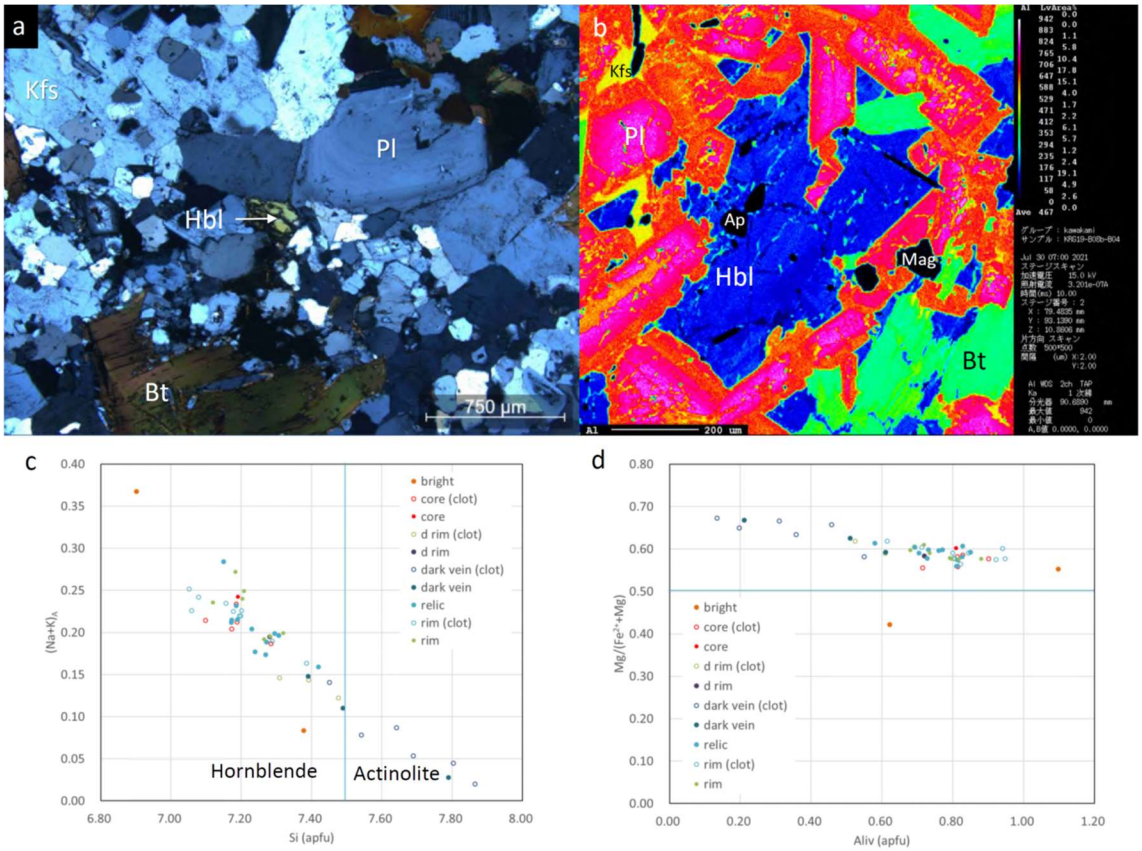


図 5-7　KRG19-B08b granite の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット
(a)偏光顕微鏡写真(クロスニコル)、(b)Al による X 線元素マップ、(c)角閃石の組成プロット[Si vs $(Na+K)_A$]、(d) 角閃石の組成プロット[Aliv vs $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$]

KRG19-B11

本試料は角閃石-黒雲母花崗岩である。主要構成鉱物は黒雲母（一部緑泥石化）、斜長石、カリ長石、石英であり、副成分鉱物として角閃石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、ジルコン、褐簾石を含む。マトリクスの角閃石は黒雲母によって部分的に置換されることが多い（図 5-8a）。マトリクスの斜長石は~An23-41 で角閃石と接する斜長石は得られなかった。カリ長石や石英中には角閃石が包有される。中でもカリ長石中には、隣り合って普通角閃石組成の角閃石と斜長石（コア~An40-42、リム~An23-34）が包有される（図 5-8b, c）。角閃石はモザイク状の組成改変を受けており、低 Al 濃度の部分は BSE 像で暗く（図 5-8c の dark と記載のある分析点）、普通角閃石からアクチノ閃石の組成を示す（図 5-8b-d）。

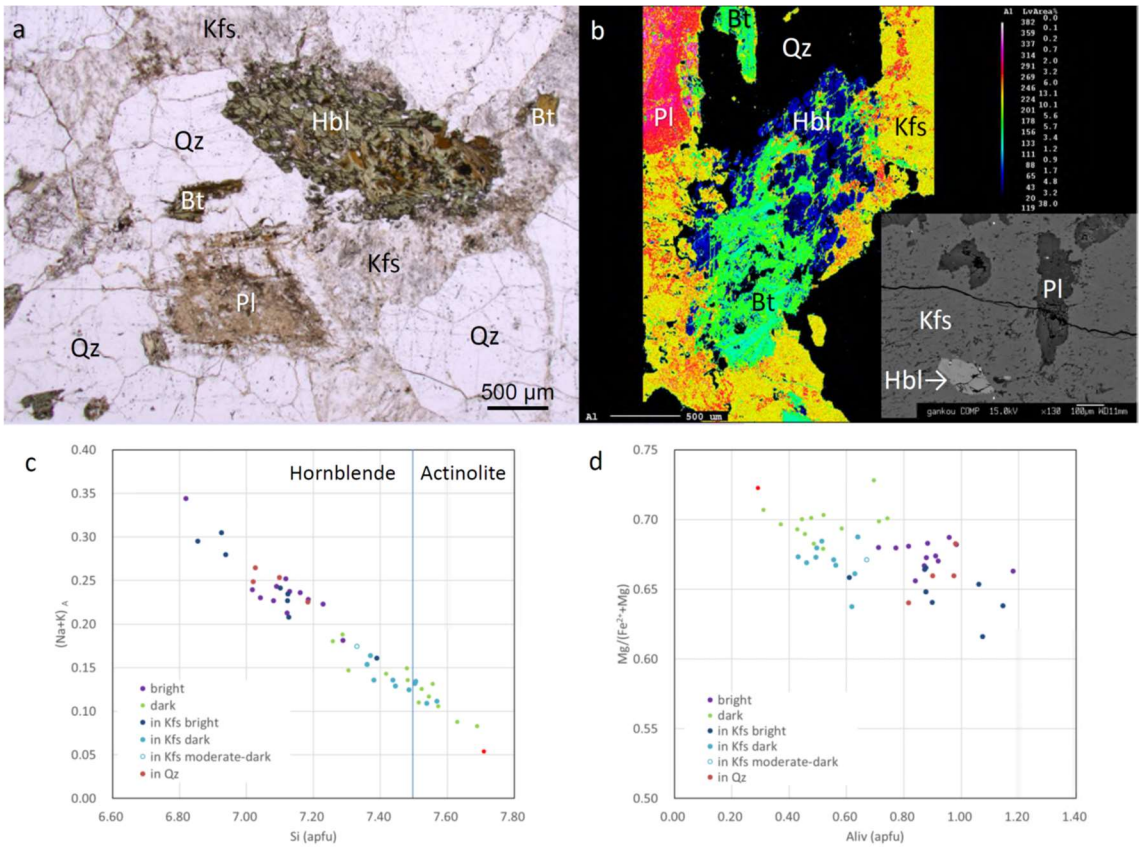


図 5-8　KRG19-B11 の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット
(a)偏光顕微鏡写真(オープンニコル)、(b)Al による X 線元素マップと、カリ長石中に包有される普通角閃石と斜長石の BSE 像（インセット）、(c)角閃石の組成プロット[Si vs $(Na+K)_A$]、(d) 角閃石の組成プロット[Aliv vs $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$]

KRG19-AB02 MME

本試料は黒雲母花崗岩中の MME 部分(黒雲母-角閃石花崗閃緑岩)である。主要構成鉱物は角閃石、黒雲母、単斜輝石、斜長石、カリ長石、石英であり、副成分鉱物として磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、ジルコンを含む。2 次的な熱水変質が激しく、黒雲母は部分的に緑泥石に置換されている（図 5-9b）。角閃石は、褐色の普通角閃石組成のコアと、それを不連続にオーバーグロウスする緑色のアクチノ閃石組成のリムを持つ（図 5-9a-d）。角閃石コアには、カリ長石、磁鉄鉱、燐灰石、組成累帯構造を呈する斜長石（コア~An 42-58、リム~An 19）などが包有されている。基質の斜長石も組成累帯構造を呈し、コアは An 値が高く（~An33-63）、リムは An 値が低い（~An14-21）（図 5-9b）。基質の斜長石リムは、An 値が非常に低いネットワーク状の斜長石（~An 4-10）によって部分的に置換されている（図 5-9b）。普通角閃石組成の角閃石コアは斜長石リムと、アクチノ閃石組成の角閃石リムはネットワーク状の斜長石と、それぞれ接している（図 5-9b）。

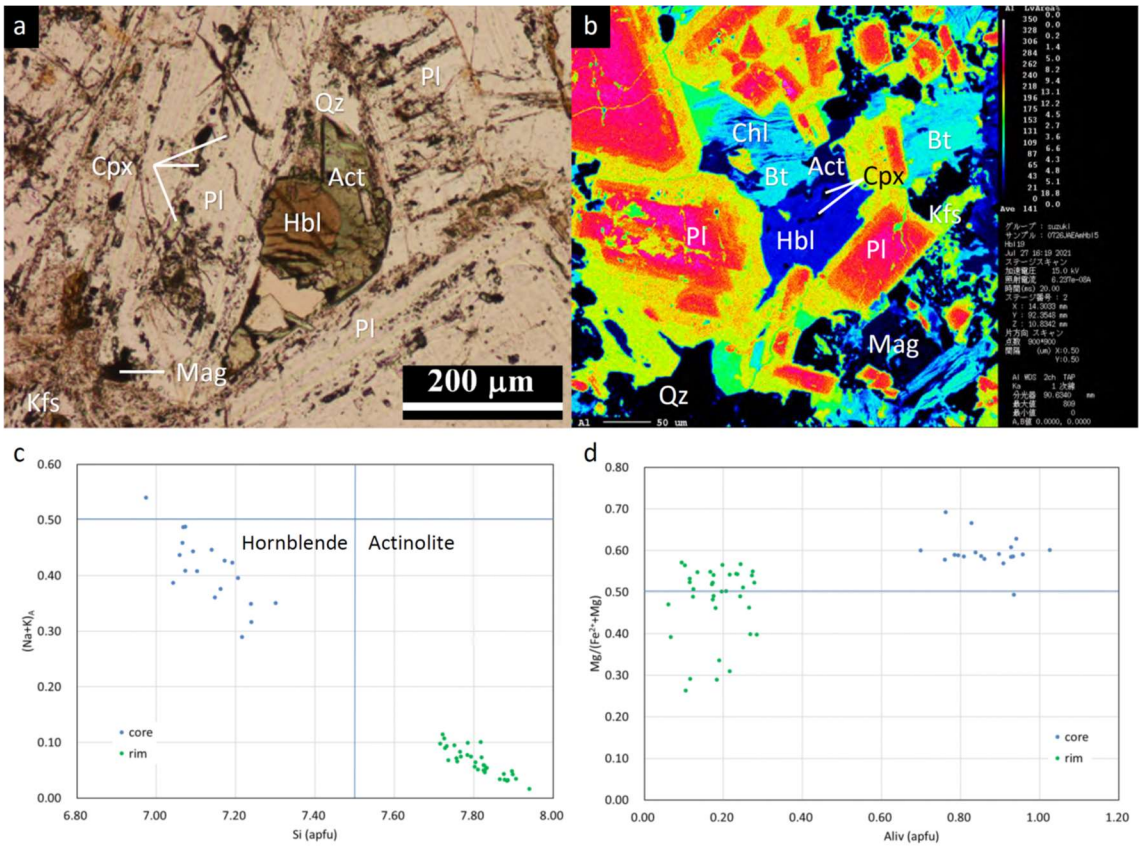


図 5-9　KRG19-AB02 MME の偏光顕微鏡写真、元素マップ、角閃石組成プロット
(a)偏光顕微鏡写真(クロスニコル)、(b)Al による X 線元素マップ、(c)角閃石の組成プロット[Si vs $(Na+K)_A$]、(d) 角閃石の組成プロット[Aliv vs $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$]

5.1.5 地質温度・圧力計の適用

岩石記載の結果、Al-in-Hbl 地質圧力計（Mutch et al., 2016）と角閃石-斜長石温度計（Holland and Blundy, 1994）を適用するのに必要な鉱物組合せと、適切な角閃石-斜長石の組成ペアが確認できた 8 試料（KRG19-B04 以外）について、これらの地質温度・圧力計を適用して試料の固結温度圧力条件を見積もった。温度計の誤差は±75℃、圧力計の誤差は±16%である。ハプロ花崗岩の含水ソリダスと誤差の範囲内で交わる点を有意な固結圧力推定値であると判定した。

KRG19-00

普通角閃石組成の角閃石リムに~An15 の斜長石が包有される（図 5-2b）ことや、角閃石リムが斜長石リムと部分的な包有・被包有関係をもつ（図 5-2a）ことから、普通角閃石組成の角閃石リムは~An14-15 の斜長石と同時成長したと考えられる。そこで、これらの組成ペアに対して上述の地質温度計・圧力計を適用し、試料の固結温度圧力条件を見積もった。この結果、固結圧力は 2.9±0.5 kbar から 4.8±0.8 kbar と見積もられた（図 5-10a）。

また、比較のために、角閃石のコアに包有される斜長石と角閃石コア組成のペア、および、斜長石の包有物として産する角閃石と角閃石を包有する部分の斜長石組成のペアについても同様の方法で温度圧力条件を見積もった（図 5-10a）。これらのペアから得られた数値も上記の圧力範囲内に収まった。

RG19-A01

マトリクスの~An16-25の斜長石リムと角閃石の緑色リムとが直接接して共存することから(図 5-3a, b)、これらの組成ペア（図 5-10b の rim）に対して、上述の地質温度計・圧力計を適用し、試料の固結温度圧力条件を見積もった。ただし BSE 像で暗く Al 濃度が低い角閃石と隣接する斜長石のペアである dark rim と dark patch については、角閃石が 2 次的な組成改変の影響を受けているとみなし、固結圧力の推定からは除いた。この結果、固結圧力は 1.3±0.2 kbar から 2.3±0.4 kbar と見積もられた（図 5-10b)。

KRG19-A02

緑色の角閃石リムが斜長石リム(~An14-21)と直接接して共存し（図 5-4a, b)、斜長石コア、マントル、リムに斜長石が包有される。マグマ結晶化の最終段階は、斜長石リムとそこに包有される角閃石のペア（inc in Pl rim)、斜長石リムと角閃石リムのペア（rim)、あるいは BSE 像でやや暗い普通角閃石組成の角閃石リムと隣接する斜長石のペア（dark rim）に記録されていると考え、これらの組成ペアに対して、上述の地質温度計・圧力計を適用し、試料の固結温度圧力条件を見積もった。この結果、固結圧力は 1.9±0.3 kbar から 3.0±0.5 kbar と見積もられた(図 5-10c)。

また、比較のために、斜長石コアとそこに包有される角閃石ペア（inc in Pl core)、斜長石マントルとそこに包有される角閃石ペア（inc in Pl mantle)、角閃石コアとそこに包有される斜長石のリムのペア（core）についても上述の地質温度計・圧力計を適用した。斜長石マントルとそこに包有される角閃石ペア（inc in Pl mantle）は、rim、inc in Pl rim、dark rim のペアが与える圧力条件内の結果を与えたが、それ以外のペアはハプロ花崗岩の含水ソリダス上に乗る結果を与えなかった（図 5-10c)。

KRG19-A04 MME

斜長石リム（~An10-20）は緑色の角閃石リムと直接接して共存し、角閃石のリムは~An18-23の斜長石を包有する(図 5-5b)。マグマ結晶化の最終段階は、斜長石リムと角閃石リムのペア(rim)、および斜長石リムとそこに包有される角閃石のペア（Pl inc in Hbl rim）に記録されていると考え、これらの組成ペアに対して、上述の地質温度計・圧力計を適用し、試料の固結温度圧力条件を見積もった。この結果、固結圧力は 1.5±0.2 kbar から 2.9±0.5 kbar と見積もられた(図 5-10d)。Al-in-Hbl 地質圧力計（Mutch et al., 2016）の外挿となる An10 程度の組成と共存する角閃石は 1.5 kbar 程度の低い値を与えたが、ハプロ花崗岩の含水ソリダス上に乗らなかったため、固結圧力見積もりに影響を与えていない。

KRG19-A06

角閃石リムに An36-39 の斜長石が包有されることから、これらのペアがマグマ結晶化の最終段階を記録していると考える。マトリクスの斜長石と接する角閃石リムのペアも同等に図 5-10e の rim として扱ったが、このペアの斜長石は An 値が~An11 以下と低く、2 次的な熱水変質の影響を受けている可能性がある。実際、図 5-10e でもハプロ花崗岩の含水ソリダス上に乗らない。この結果、固結圧力は 1.9±0.3 kbar から 2.8±0.4 kbar と見積もられた（図 5-10e)。ただし、他の試料に比べすべての温度圧力見積もりが含水ソリダスの低温側にプロットされ、誤差バーの端部のみがソリダスにかかるデータも多いことに注意が必要である。このため、本試料からの圧力見積もりは他試料に比べ信頼度が低く、参考値と考えるべきである。

また、比較のために、角閃石中の脈状低 Al 再結晶部分に隣接するマグマ起源角閃石部分とそこに包有される斜長石のリム組成のペア（wall）についても上述の地質温度計・圧力計を適用した。

この結果は、rim ペアの圧力見積もりと誤差の範囲内で一致する値を与えたが、固結圧力見積もりには反映していない。

KRG19-B04

本試料ついては、岩石微細組織から Ca 角閃石と他の Al-in-Hbl 地質圧力計適用に必要な鉱物との共存関係を読み取ることは困難であった。このため、地質温度計・圧力計を適用した固結圧力見積もりを行うことはできなかった。

KRG19-B08b granite

マトリクスおよびクロット部分の角閃石と斜長石に組成差はないが、温度圧力計の適用においては、区別して取り扱った（図 5-10f-g）。マトリクスについては、角閃石リムと隣接する斜長石リムのペア（rim）、2 次的な鉱物に置換され残った角閃石と近隣の斜長石ペア（relic）、BSE 像で暗い角閃石リムと隣接する斜長石のペア（dark rim）がマグマ結晶化の最終段階を記録していると考え、上述の地質温度計・圧力計を適用した。この結果、固結圧力は 1.3±0.2 kbar から 1.8±0.3 kbar と見積もられた（図 5-10g）。

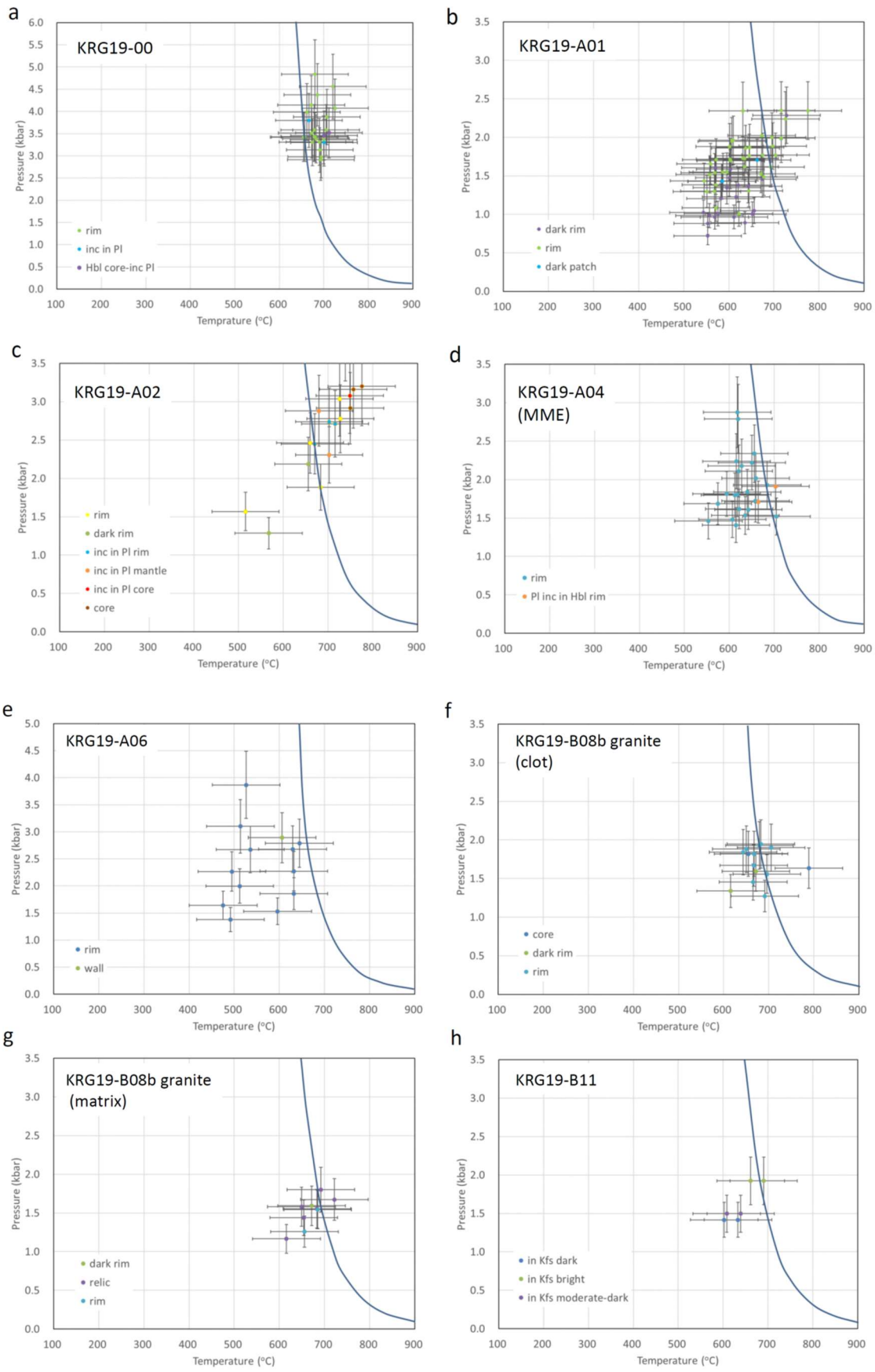
クロット部分の角閃石中には、~An17-27 のリムを持つ斜長石が包有される。従って、角閃石リムとそこに包有される斜長石や隣接する斜長石のペア（rim）、2 次的な鉱物に置換され残った角閃石と近隣の斜長石ペア（relic）、BSE 像で暗い角閃石リムと隣接する斜長石のペア（dark rim）がマグマ結晶化の最終段階を記録していると考え、上述の地質温度計・圧力計を適用した。この結果、固結圧力は 1.3±0.2 kbar から 1.9±0.3 kbar と見積もられた（図 5-10f）。また、比較のために、角閃石コアとそこに包有される斜長石のペアについても上述の地質温度計・圧力計を適用した。この結果は、固結圧力見積もり範囲内の値を与えた。

KRG19-B11

カリ長石中には、隣り合って普通角閃石組成の角閃石と斜長石（コア~An40-42、リム~An23-34）が包有される（図 5-8b, c）。これらのペアに上述の地質温度計・圧力計を適用した。この結果、固結圧力は 1.4±0.2 kbar から 1.9±0.3 kbar と見積もられた（図 5-10h）。

KRG19-AB02 MME

普通角閃石組成の角閃石コアに~An19 のリムを持つ斜長石が包有されることや、角閃石コアが基質の斜長石リム（~An14-21）と直接接することから、普通角閃石組成の角閃石コアは~An14-21 の斜長石と同時成長したと考えられる。そこで、これらの組成ペアに対して上述の地質温度計・圧力計を適用した結果、固結圧力は 1.4±0.2 kbar から 2.1±0.3 kbar と見積もられた（図 5-10i）。


a
KRG19-00
Pressure (kbar)
Temprature (°C)
rim
inc in Pl
Hbl core-inc Pl
b
KRG19-A01
Pressure (kbar)
Temperature (°C)
dark rim
rim
dark patch
c
KRG19-A02
Pressure (kbar)
Temperature (°C)
rim
dark rim
inc in Pl rim
inc in Pl mantle
inc in Pl core
core
d
KRG19-A04
(MME)
Pressure (kbar)
Temperature (°C)
rim
Pl inc in Hbl rim
e
KRG19-A06
Pressure (kbar)
Temperature (°C)
rim
wall
f
KRG19-B08b granite
(clot)
Pressure (kbar)
Temperature (°C)
core
dark rim
rim
g
KRG19-B08b granite
(matrix)
Pressure (kbar)
Temperature (°C)
dark rim
relic
rim
h
KRG19-B11
Pressure (kbar)
Temperature (°C)
in Kfs dark
in Kfs bright
in Kfs moderate-dark

i

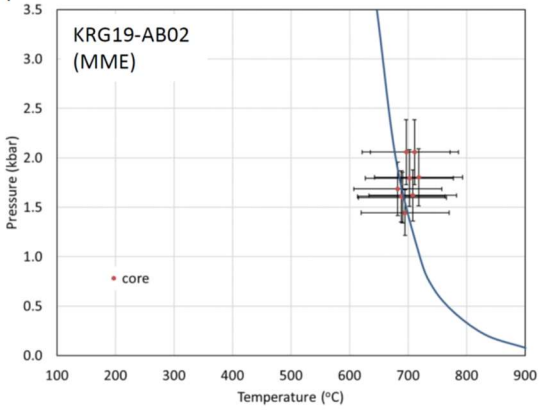


図 5-10　固結温度圧力条件をプロットした温度圧力図
水色の曲線はハプロ花崗岩の含水ソリダス(Johannes and Holtz, 1996)
(a)KRG19-00、(b)KRG19-A01、(c)KRG19-A02、(d)KRG19-A04 MME、(e)KRG19-A06、
(f)KRG19-B08b granite 中のクロット部分、(g)KRG19-B08b のマトリクス、(h)KRG19-B11、
(i)KRG19-AB02 MME

5.1.6 U-Pb ジルコン年代測定

ジルコン U-Pb 年代測定は、原子力機構東濃地科学センターの LA-ICP-MS で実施した。測定結果を**表 5-1** に示す。2 Ma よりも若い試料に対しては U-Th 非平衡計算を行った。年代測定の方法の詳細については Kawakami et al. (2021)を参照されたい。

表 5-1　ジルコン U-Pb 年代測定の結果および固結圧力・平均削剥速度の推定値のまとめ

	KRG19 series	東経(°)	北緯(°)	U-Pbジルコン年代(Ma)	95%信頼区間(Ma)	文献	固結圧力(kbar)下限		固結圧力(kbar)上限		文献	削剥速度*下限値(mm/yr)		削剥速度*上限値(mm/yr)		備考
					±			±		±			±		±	
1	KRG19-AB02 MME	137.7912	36.60451	2.02	0.065	JAEA+2021	1.4	0.2	2.1	0.3		2.6	0.4	3.9	0.6	
2	KRG19-00	137.7726	36.68987	64.7	2.4	JAEA+2021	2.9	0.5	4.8	0.8		0.2	0.0	0.3	0.0	
3	KRG19-A01	137.7474	36.67915	5.13	0.21	JAEA+2021	1.3	0.2	2.3	0.4		1.0	0.1	1.7	0.3	
4	KRG19-A02	137.7151	36.68002	1.124	0.048	JAEA+2021	1.9	0.3	3.0	0.5		6.4	1.0	10.1	1.7	
5	KRG19-A03 granite	137.684	36.68606	0.831	0.055	JAEA+2021	1.6	0.3	2.3	0.4	JAEA+2021	7.3	1.4	10.5	1.8	
6	KRG19-A03 MME	137.684	36.68606	0.755	0.045		1.8	0.3	2.6	0.4	JAEA+2021	9.0	1.5	13.0	2.0	
7	KRG19-A04 MME	137.6836	36.69047	0.761	0.036		1.5	0.2	2.9	0.5		7.4	1.0	14.4	2.5	
8	KRG19-A06	137.6685	36.69583	187.6	3.2		1.9	0.3	2.8	0.4		0.0	0.0	0.1	0.0	参考値
9	KRG19-B04	137.686	36.64301	0.733	0.047											固結圧力決定不可
10	KRG19-B08b granite	137.6924	36.64075	0.735	0.042		1.3	0.2	1.8	0.3		6.7	1.0	9.3	1.5	
11	KRG19-B08b mafic	137.6924	36.64075	0.672	0.033		1.6	0.2	2.1	0.3	JAEA+2021	9.0	1.1	11.8	1.7	
12	KRG19-B11	137.6799	36.65451	4.964	0.093		1.4	0.2	1.9	0.3		1.1	0.2	1.4	0.2	

*密度2.7kg/m^3とした時の値

5.1.7 黒部地域の削剥速度に関する考察

本研究で決定できた、花崗岩試料固結以降の平均削剥速度を表 5-1 にまとめた。平均削剥速度は岩石の密度を 2.7 kg/m^3 として算出した。この結果によると、1.1Ma 頃を境にして、平均削剥速度の急激な変化がみられる。1.1Ma より若い岩体における顕著な平均削剥速度の地域差は、現在のところ見受けられない。東西方向の平均削剥速度の地域差の有無の検証には、追加試料の採取と本研究と同様の解析が必要である。

5.2 谷川岳地域の検討事例

本アプローチの適用性の更なる検討のため、黒部地域に加えて、R3 年度からは新たに谷川岳地域における事例研究に着手した。谷川岳地域は東北日本弧の南西端に位置し（図 5-11）、火山フロントより背弧側に分布している。本地域に露出する花崗岩類では、K-Ar 法や FT 法などによる冷却年代が、鮮新世の若い値を示すことが報告されている（例えば、川野ほか, 1992; 大平・本多, 1999; 佐藤, 2016）。しかし、本地域では、ジルコン U-Pb 年代が報告されていないため、花崗岩類の形成年代が実際に若いかどうかは不確実である。また、これらの花崗岩体の周辺には複数の第四紀火山が分布しており、熱年代法のみでは、侵食史の復元には大きな不確実性を伴うことが予想される。以上を踏まえて、R3 年度は、京都大学の提供試料を用いて、代表的な地点でジルコン U-Pb 年代を取得し、本地域の花崗岩類について信頼性の高い形成年代を推定した。また、予察的な検討として、アパタイト及びジルコンの(U-Th)/He 熱年代に基づき、冷却・侵食史の推定を試みた。

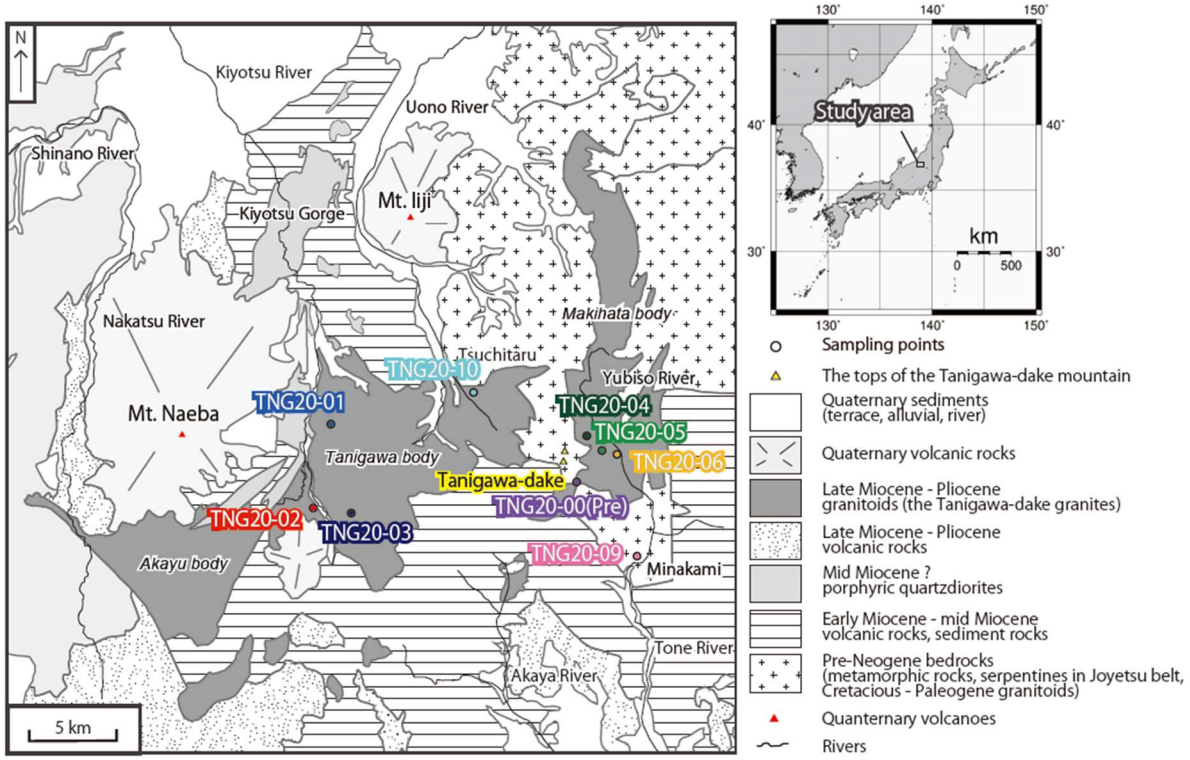


図 5-11　谷川岳地域の地質図及び試料位置図
（佐藤ほか, 2016; Minami et al., 2021 を改変）

5.2.1 ジルコン U-Pb 年代測定

ジルコン U-Pb 年代測定は、原子力機構東濃地科学センターのレーザーアブレーション型誘導プラズマ質量分析装置（LA-ICP-MS ; Photon Machines Analyte G2 及び Thermo Fisher Scientific, Neptune-Plus）で実施した。測定結果を表 5-2 に示す。コンコーディア年代は、赤湯岩体で 6.03±0.34 Ma、谷川岩体で 5.47±0.27～3.18±0.13 Ma、巻機岩体で 4.08±0.15～3.95±0.11 Ma、水上岩体で 109.4±2.2 Ma となった（誤差はすべて±2σ）。測定はジルコン結晶のリム部分を対象に行われていることから、これらの年代値は各岩体の形成年代を表すと考えられる。すなわち、谷川岳地域の花崗岩類のうち赤湯・谷川・巻機の三岩体は、中新世末～鮮新世に形成された若い岩体であることが確認できた。なお、TNG20-01 は地質図上では谷川岩体に属す

るが（図 5-11）、以下ではジルコン U-Pb 年代に基づいて、赤湯岩体に対比できると考えられる。この場合、各岩体の形成年代は、赤湯岩体が 6.03±0.34～5.47±0.27 Ma、谷川岩体が 3.32±0.15～3.18±0.13 Ma、巻機岩体が 4.08±0.15～3.95±0.11 Ma と推定される。これらの形成年代は、岩体間では誤差 2σ で有意に異なるため、本地域では中新世末～鮮新世の間に少なくとも 3 回の花崗岩形成イベントが存在したことになる。

表 5-2　谷川岳地域のジルコン U-Pb 年代測定結果

Body name	Sample	Lithology	Zircon U-Pb Concordia age ± 2 sigma (Ma)	Number of grains	secondary standard
Akayu	TNG20-02	Granodiorite	6.03 ± 0.34	29	OD-3-F
Tanigawa	TNG20-01	Granodiorite	5.47 ± 0.27	20	OD-3-C, -E
	TNG20-03	Granodiorite	3.18 ± 0.13	29	OD-3-A, -C
	TNG20-10	Granodiorite	3.32 ± 0.15	20	OD-3-B
Makihata	TNG20-04-a	Granodiorite	4.08 ± 0.15	20	OD-3-D, -E
	TNG20-05	Porphyritic granites	3.95 ± 0.11	30	OD-3-A, -C
	TNG20-06	Granodiorite	4.00 ± 0.11	28	OD-3-D, -F
Minakami	TNG20-09	Quartzdiorite	109.4 ± 2.2	29	OD-3-B, -D
Seceondary standard	OD-3-A		33.4 ± 2.8	4	
	OD-3-B		33.1 ± 1.8	6	
	OD-3-C		32.9 ± 2.1	3	
	OD-3-D		32.0 ± 2.0	3	
	OD-3-E		33.7 ± 1.9	5	
	OD-3-F		33.1 ± 1.9	5	

二次標準試料として OD-3 ジルコン（33.0±0.1 Ma; Iwano et al., 2013）を測定することで分析の信頼性を確認した。TNG20-01 は地質図上では谷川岩体に属するが、ジルコン U-Pb 年代に基づくと赤湯岩体に対比される可能性がある。

5.2.2 (U-Th)/He 年代測定

(U-Th)/He 年代測定は、メルボルン大学で実施した。ジルコンとアパタイトの(U-Th)/He 年代測定結果を、図 5-12 と図 5-13 にそれぞれ示す。ジルコンの年代は 30.4±1.8 Ma～1.4±0.2 Ma、アパタイトの年代は 3.3±0.5～1.2±0.3 Ma となり、水上岩体のジルコン年代を除くと、すべて鮮新世～第四紀の若い冷却年代を示した。測定粒子の放射線損傷（eU）は概して低いことから、ジルコンとアパタイトの(U-Th)/He 法の閉鎖温度をそれぞれ 160～200℃（Guenthner et al., 2013, Guenthner, 2020）と 55～80℃（Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009）と仮定できる。これらの情報に基づくと、図 5-14 のような冷却史が復元できる。すなわち、TNG20-01、-04、-05 では、160～200℃から 55～80℃にかけて急冷され、その後は徐冷に転じる。一方で、TNG-06 と-10 は、160～200℃から地表温度付近まで、比較的一定の速度で冷却される。巻機岩体の 3 試料では、いずれのパターンもみられるため、単なる岩体間の違いではないと判断される。また、試料の空間的分布に応じた傾向も明瞭ではなく、冷却史と地形発達・地質構造等との関係を踏まえた侵食史の検討が必要となる。ただし注意点として、このような岩体間・地点間の冷却史の違いの原因については、貫入深度の違いや二次的加熱（他の岩体貫入時の熱影響、周辺の第四紀火

山の活動など）の影響も考えられ、単純に侵食史の違いを反映しているとは限らない。また、冷却年代と岩体形成年代との差が小さいことから、貫入深度や地温構造によっては、岩体貫入直後の初期冷却と並行して、侵食による冷却が進行した時期が含まれている可能性にも注意が必要である。

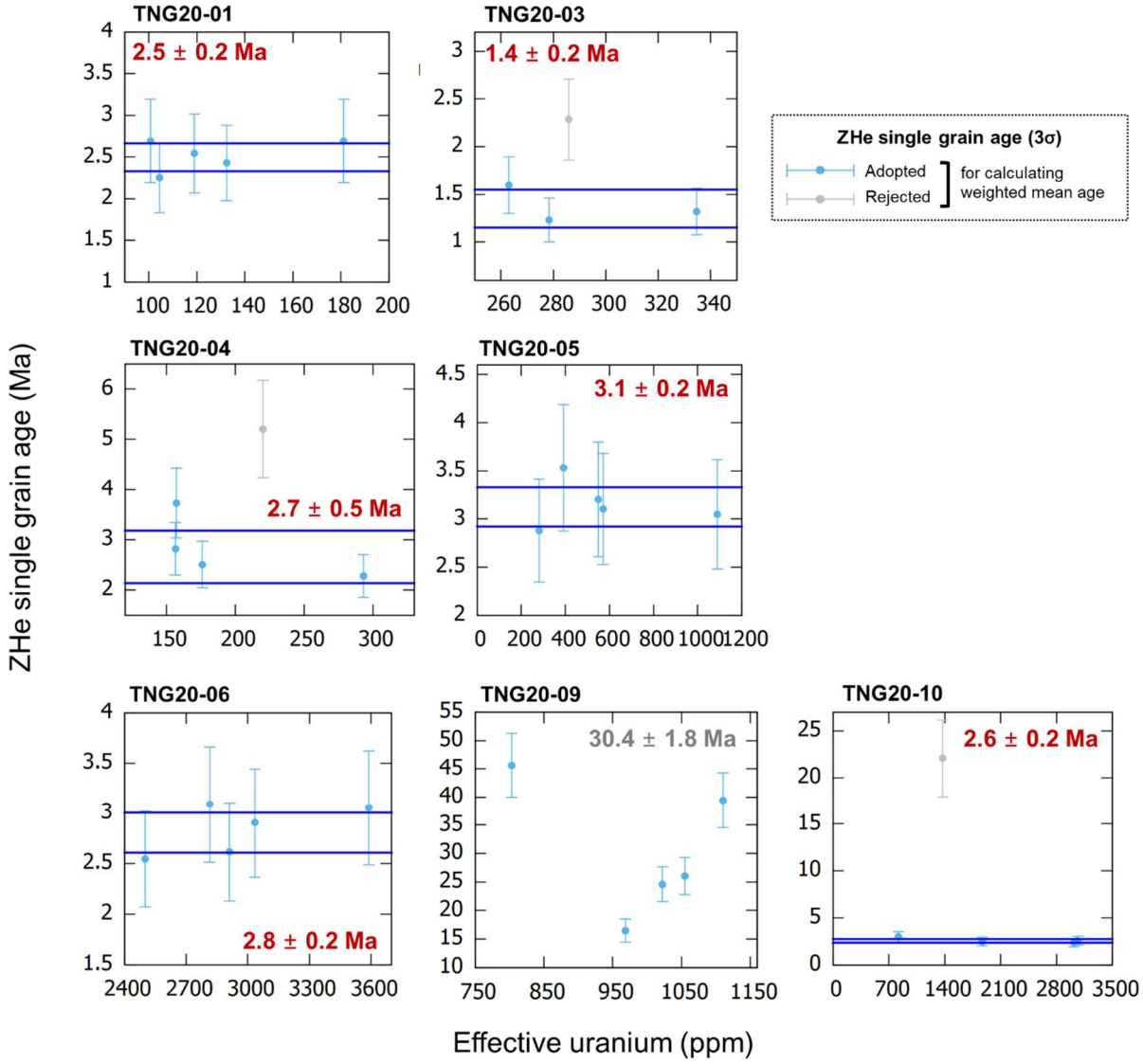


図 5-12　ジルコン(U-Th)/He 年代測定結果

Effective uranium (eU)は、結晶中の放射線損傷の代替指標で、eU = U + 0.235 × Th で計算される（Shuster et al., 2006）。赤字の数値と図中の青線の範囲は、加重平均年代（±95%CI）を表す。加重平均年代の計算には、加重平均値（±95%CI）と年代値（±3σ）が重なる粒子（水色のデータ）のみを用いた。粒子年代のばらつきが大きい TNG20-09 については、加重平均年代を計算せず、参考値として全粒子の幾何平均年代（±1σ）を計算した（灰色の数値）。

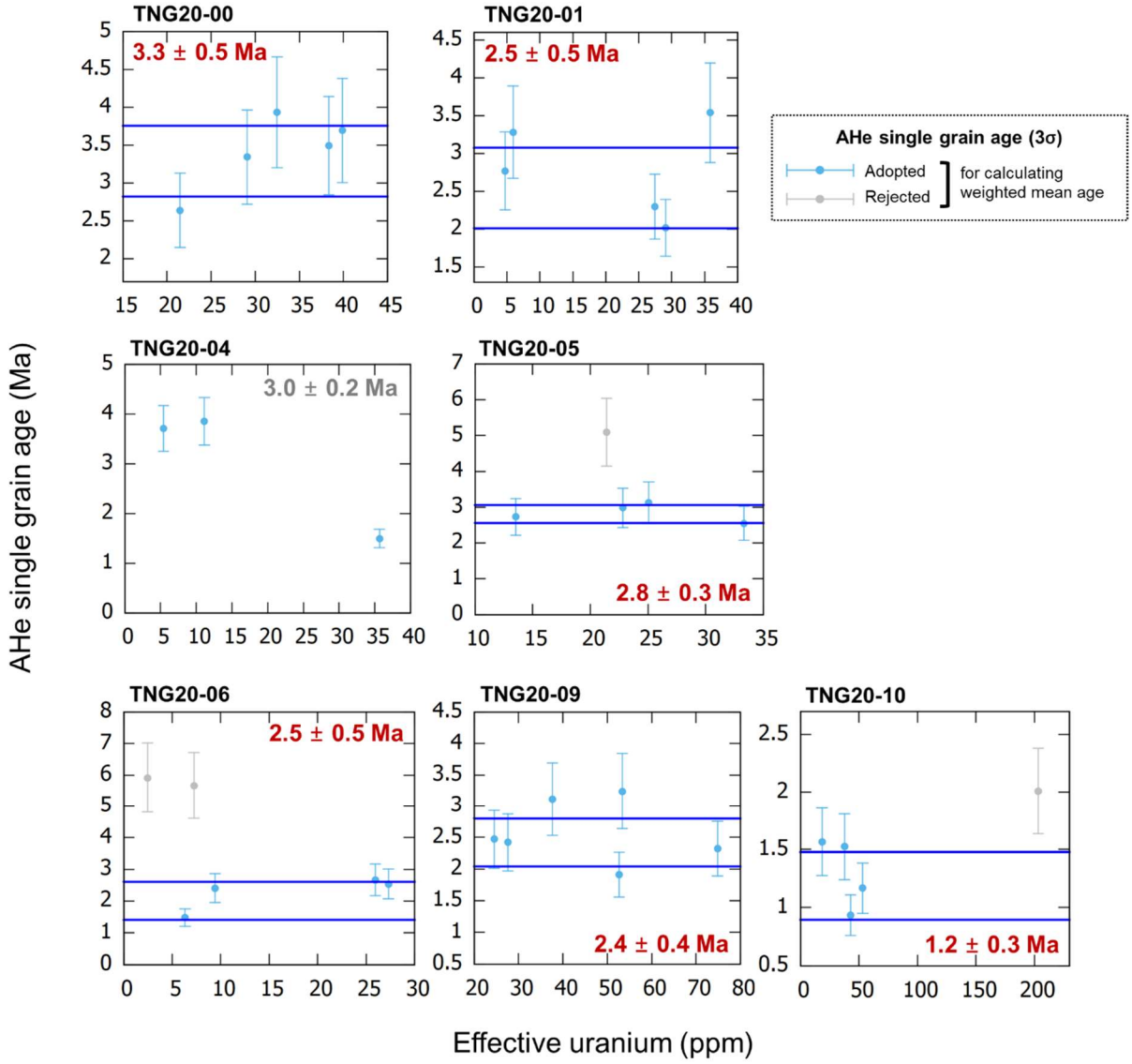


図 5-13　アパタイト(U-Th)/He 年代測定結果

Effective uranium (eU)は、結晶中の放射線損傷の代替指標で、eU = U + 0.235×Th で計算される（Shuster et al., 2006）。赤字の数値と図中の青線の範囲は、加重平均年代（±95%CI）を表す。加重平均年代の計算には、加重平均値（±95%CI）と年代値（±3σ）が重なる粒子（水色のデータ）のみを用いた。粒子年代のばらつきが大きい TNG20-04 については、加重平均年代を計算せず、参考値として全粒子の幾何平均年代（±1σ）を計算した（灰色の数値）。

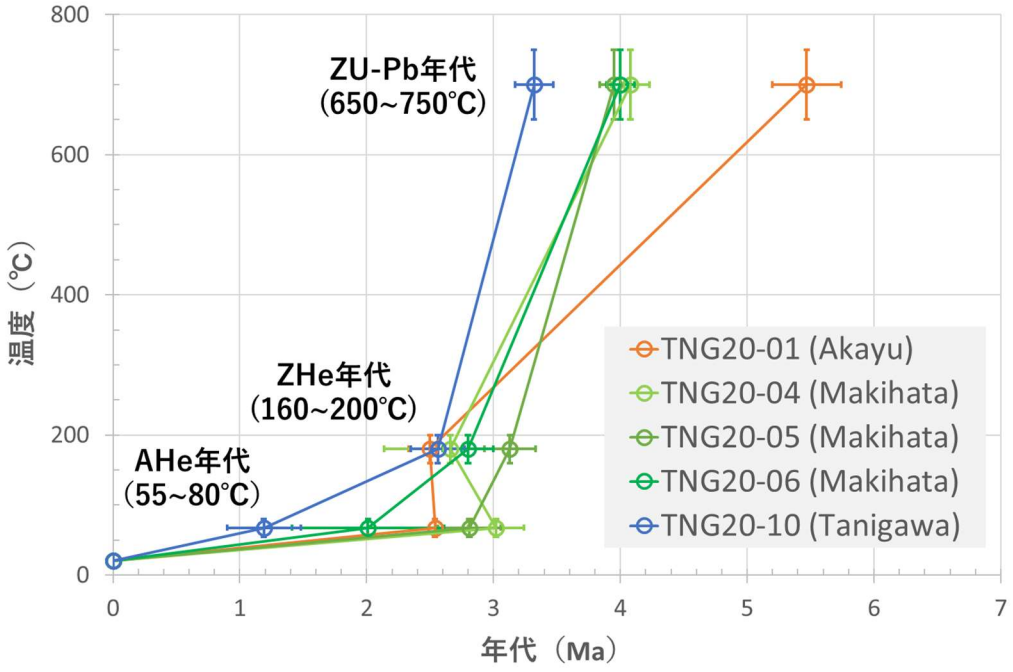


図 5-14　谷川岳地域の花崗岩類の冷却史
ジルコン U-Pb 年代、ジルコンとアパタイトの(U-Th)/He 年代の計 3 つのデータが得られている 5 試料のみで作成した。ジルコン U-Pb 年代の閉鎖温度は 900℃以上だが、ここではジルコンの晶出時期（花崗岩の形成年代）を反映していると考えられるため、花崗岩質マグマの含水ソリダス温度（650～750℃）にプロットした。

5.2.3 谷川岳地域のまとめ

以上のように、ジルコン U-Pb 年代測定から、谷川岳地域には中新世末～鮮新世に形成された若い花崗岩が複数分布していることが確認された。一方で、(U-Th)/He 年代測定では鮮新世～第四紀の極めて若い冷却年代が得られたものの、熱年代学的手法のみでは冷却史から侵食史への読み替えは簡単ではないことが確認できた。今後は、黒部地域と同様、地質温度圧力計の併用による、信頼性の高い侵食史の検討が望まれる。

5.3 まとめと今後の展望

黒部地域から採取した角閃石を含む花崗岩・花崗閃緑岩試料に、Al-in-Hbl 地質圧力計（Mutch et al., 2016）と角閃石-斜長石温度計（Holland and Blundy, 1994）を適用して固結深度を決定し、ジルコンの U-Pb 年代と組み合わせることで、花崗岩体固結以降の平均削剥速度の推定を行った。この結果、1.1Ma 頃を境にして、平均削剥速度の急激な変化がみられることがわかった。今後、追加試料の採取と本研究と同様の解析数を増やすことで、東西方向の平均削剥速度の差など、地域差の有無を検証できるだろう。

また、本アプローチの適用性のさらなる検証のため、谷川岳地域の事例にも着手した。ジルコン U-Pb 年代測定により、中新世末～鮮新世に形成された若い花崗岩の露出が確認された。アパタイトとジルコンの(U-Th)/He 年代測定では、鮮新世～第四紀の極めて若い冷却年代が得られたものの、冷却史から侵食史への換算には大きな不確実性が伴う。黒部地域と同じく Al-in-Hbl 地質圧力計と角閃石-斜長石温度計を適用することで、侵食史の信頼性を高められると期待される。

6. 熱年代学、宇宙線生成核種法、地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討

6.1 熱年代学による山地の隆起・侵食過程の検討

北日本弧前弧域に位置する北上山地を対象に、熱年代学に基づいた長期スケール（$>10^6$ yr）の熱史・侵食史の推定を試みた。令和 3 年度は、令和 2 年度までに鉱物分離済みの 12 試料のうち 8 地点でアパタイト(U-Th-Sm)/He（AHe）年代測定を適用した。また令和 2 年度までにアパタイトフィッション・トラック（AFT）年代測定を実施済みの 7 試料のうち、4 地点でトラック長分布を用いた熱史逆解析を実施した。これにより、令和 2 年度までに得られた岩石の形成年代以降の熱履歴および、火山フロントが与える熱影響の時空間的範囲について、より詳細な制約が加えられると考えられる。

6.1.1 研究手法

本研究で実施した熱年代学は、岩石や鉱物の地質試料を対象として年代測定を行い、その手法と鉱物組み合わせ（＝年代計）に固有の温度領域より高温の場合に年代がリセットすることを利用して、試料の冷却過程や熱イベントの時期を推定する学問領域である。年代がリセットするときの温度領域は閉鎖温度（Dodson, 1973）と呼ばれ、年代計によってさまざまな値を持つ（例えば，Ault et al., 2019）。

熱年代学を山地の隆起・侵食に適用する場合、現在地表で得られる岩石試料は、岩石が形成した地下深部以降、隆起・侵食によって地表に向かって接近し地表に露出したと仮定する。一般に地下深部は高温であり、利用する年代計の閉鎖温度に対応した深度（＝閉鎖深度）以深は、高温により年代はゼロリセットする。一方、閉鎖温度より低温となる閉鎖深度以浅では、年代値は時間経過に比例して徐々に蓄積していく。したがって、地表で採取した岩石から得られた年代は、岩石の形成年代ではなく，閉鎖深度から地表に到達するまでの経過時間に相当する（詳細な原理は、末岡ほか, 2015; 末岡＆田上, 2019 参照）。そのため、対象とする試料は閉鎖温度よりも深部で形成した岩石であることが条件となる。閉鎖温度が低温の手法を適用すると、地殻のより浅い部分からの熱履歴を記録していることが期待されるため、山地の隆起・侵食の推定には、閉鎖温度が低温領域（＜300℃）である熱年代学的手法を用いるのが一般的である。本研究で利用した AHe 法は一般的な条件下では約 55～80℃（Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009）と比較的低温領域で年代が若返るため, 地殻浅部の隆起･侵食履歴を反映していることが期待される。また AFT 年代とトラック長分布を用いた熱史逆解析では、専用の計算ソフトウェアを用いることで AFT 年代の partial annealing zone(PAZ)に相当する 60～130℃の領域で詳細な熱史を検討することが可能となる。

6.1.2 分析試料

本研究で用いる岩石試料は、京都大学が北上山地において別途採取した岩石を JAEA が受領して分析を行った。これらの試料は令和 2 年度に既に鉱物分離を実施済である。

6.1.3 AHe 年代測定

AHe 法は、ウラン含有鉱物であるアパタイト中に含まれる、U や Th 系列の放射性核種が α 壊変することを利用した放射年代測定法である。親核種は U・Th 系列である ^{238}U、^{235}U、^{232}Th、^{147}Sm であり、子孫核種は α 粒子である ^{4}He 原子核を測定することで年代を求めることができる。

本事業で実施した AHe 分析は、Melbourne 大学に依頼した。主な分析手順は、鉱物の選別および幾何学的パラメータの測定、Pt パケットへの封入、He 濃度測定、および U-Th-Sm 濃度測定

を行い、年代を算出した。詳細な分析手順は Evans et al. (2005)などを参照のこと。

6.1.4 熱史逆解析

FT 法は、鉱物中に含まれる ^{238}U の自発核分裂現象によってできる線状損傷を利用した放射年代測定法である。親核種は ^{238}U，子孫核種は鉱物中の傷（＝フィッション・トラック）に相当するため、両者を計測することで年代を求めることができる。

また FT の特性として、被熱により FT は修復され短縮・消滅する現象（＝アニーリング）が知られる。アニーリングは試料の温度・時間履歴に依存するため、試料の経験した熱史によって試料中の FT 長分布は様々に変化する（Ketcham, 2019）。FT のアニーリング挙動については、理論的・実験的データに基づいた数学的モデルであるアニーリング関数が開発されたことにより、温度・時間履歴との関係が定量的に議論可能である。最近では、アニーリング関数を搭載した計算プログラム（例えば、HeFTy: Ketcham, 2005, QTQt: Gallagher, 2012）の登場により、FT 年代と試料中のトラック長分布から適当な熱史を逆解析することが主流となっている。

本事業では、令和 2 年度までに AFT 年代値を算出した 7 試料のうち、新たに 4 試料についてトラック長分布測定を実施し、これらの結果をもとに計算ソフトである HeFTy（ver. 1.9.3）を利用して熱史逆解析を実施した。トラック長分析は、鉱物の選定および樹脂包埋、研磨、^{252}Cf の照射、化学処理（エッチング）といった試料の前処理を経て、全長を保持した Confined track と呼ばれる構造のみを対象として測定を行った。前処理に係る一連の分析作業は、主に京都大学大学院理学研究科で実施したが、^{252}Cf の照射は Melbourne 大学に外注を依頼し、FT の画像取得および FT 長分布の測定には東濃地科学センターに設置された TrackScan Plus Professional（Autoscan Systems, Pty., Ltd.）を利用した。

6.1.5 分析結果と年代学的解釈

He 年代測定結果を表 6-1 に示す。結果として、76.3～33.6 Ma の AHe 年代が得られた。これらの年代値は北上山地における AHe 既報年代（88.6～43.7 Ma：Fukuda et al., 2020）と 2σ の誤差範囲内で整合的であった。

次に、FT 長測定の結果を表 6-2 に示す。この測定結果と年代値に基づき実施した熱史逆解析の結果を図 6-1 に示す。逆解析結果からは冷却速度の急激な変化は見られず単調な徐冷過程が観察された。これは少なくともサンプリング地点において AFT 長分布に影響するほどの再加熱または急冷は無かったことを示唆する。

表 6-1　AHe 年代測定結果

試料名	AHe 年代(Ma)	誤差(2σ)
FSK19-09	76.3	13.0
KFS20-01	35.8	8.0
KFS20-04	33.6	3.3
KFS20-06	36.4	3.3
KFS20-07	36.1	10.3
KFS20-08	35.7	1.2
KFS20-09	37.5	4.0
KFS20-10	36.1	6.0

表 6-2　FT 長測定

試料名	測定本数(本)	平均 FT 長(μm)
FST18-20	98	14.12
KFS20-04	35	14.08
KFS20-06	102	14.14
KFS20-08	70	14.19

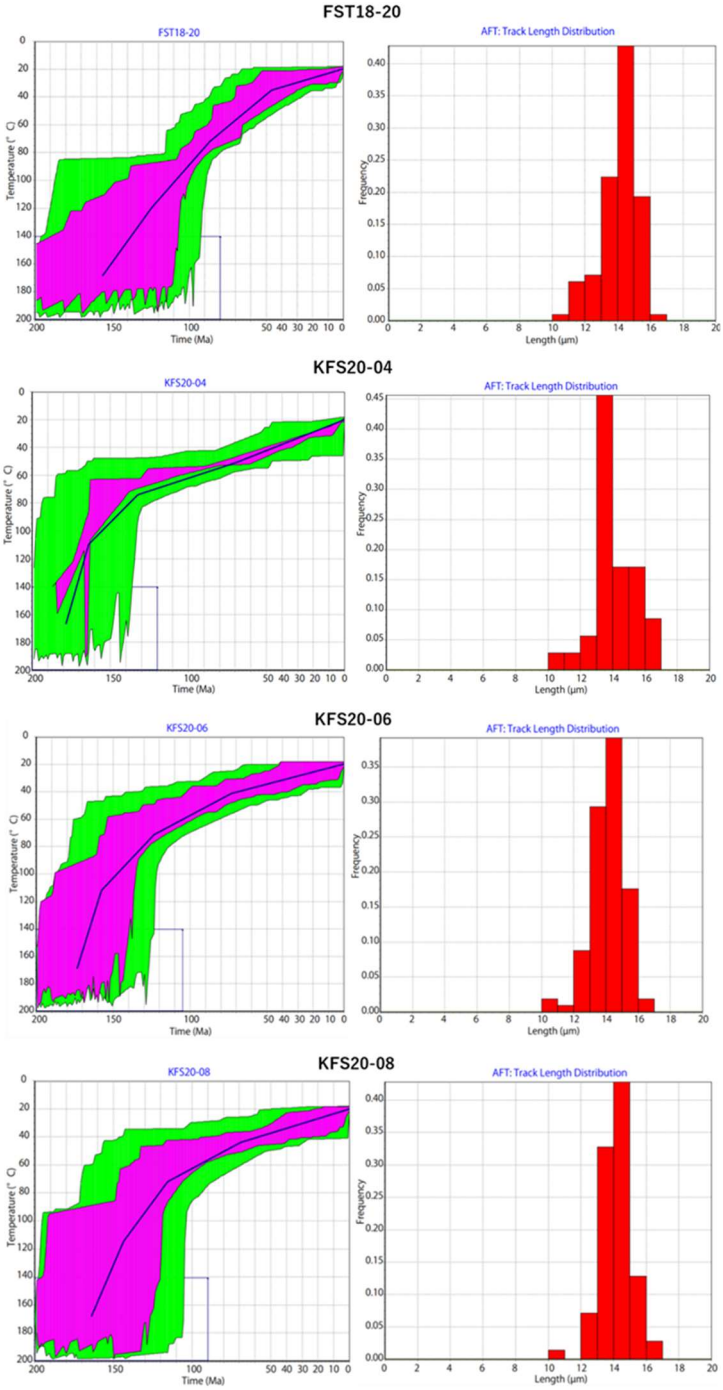


図 6-1　FT 長分布と熱史逆解析結果
右図がトラック長の分布を示し、左図が熱史逆解析の結果を示す。

6.1.6 熱年代データに基づく地質学的知見

これまでに得られた AFT・AHe データ及び既往研究における年代データ（後藤, 2001; Fukuda et al., 2020; Fukuda et al., unpublished）からは、全体として、南北方向には特徴的な年代値の傾向は観察されないのに対し、東西方向については年代値の空間的な若返りの傾向が見られる（図 6-2）。つまり AFT 年代は東縁部で最も古い年代を示し、西方に向かって若返っていくのに対し、AHe 年代は西縁部での古い年代を除き東西でほぼ一様の年代となっている（図 6-3）。北上山地に産する白亜紀花崗岩類のジルコン U-Pb 年代は、令和 2 年度の測定データ及び Osozawa et al. (2019)などにより、おおよそ 130～110 Ma であるため、AFT 年代および AHe 年代の東西傾向は岩石の形成年代に起因するのではなく、冷却史が東西で異なることが原因と考えられる。さらに熱史逆解析の結果から、比較的短期間の熱イベントの存在は積極的には支持されないことから、10^7 年以上の長期スケールで作用するファクターが想定される。つまり、少なくとも 130 Ma 頃から現在までの間に、北上山地全域にわたる範囲で東西方向に冷却史の空間的傾向を生じさせるようなテクトニクスなどの影響があったことが示唆される。

ところで、土谷ほか（2015）によると現在の北上山地に広く露出する白亜紀花崗岩類は年代及び化学的特徴から現在の分布で東列と西列の 2 列に分かれることが知られている。これらの花崗岩類はアダカイト質であり海嶺沈み込みやスラブのロールバックもしくは断裂によるスラブメルティングの可能性が示唆されている。土谷ほか（2015）ではこれらを踏まえ、海溝側からスラブメルティングが生じ、次第に大陸側へ火成活動の場が変遷するモデルを提示している。これに従えば、ジルコン U-Pb 年代の 130～110 Ma 頃には北上山地は海溝に対して現在と比較的似た“配置”で沈み込み場に存在していたと推定される。ただし、ここで言う“配置”とは海溝に対する方向のことであり、海溝からの距離については議論していない。過去の海溝と北上山地の位置関係が，現在の姿に至るまでどのような時空間的変化を経験してきたかを正確に復元することは難しい。しかしながら、本研究から示唆される現在の島弧横断方向の長期スケール（≥10^7 年）のテクトニクスを考慮すると、白亜紀前期から北上山地は海溝に対して現在とおおよそ変わらない“配置”で存在し続けた可能性は高い。

以上を踏まえ年代値 vs. 東経プロット（図 6-3）をもとに北上山地における冷却史の東西傾向を熱年代学的に解釈する。深成岩類の上昇に伴う冷却を想定する場合、地質学的時間スケールにおいては AFT 法の方が AHe 法よりも閉鎖温度が高いため、AFT 年代の方が AHe 年代より古くなる。しかし西縁部の 2 地点では 80 Ma 前後で AFT と AHe 年代が 2σ の誤差範囲内で一致するか AHe 年代の方が有意に古い年代となっている。例えば Reiners (2009)で示されるように短期間（1 年以下）での急冷では AFT 法の閉鎖温度が AHe 法よりも低温となることが知られている。したがって AFT 年代と AHe 年代が逆転する場合、何かしらの急冷イベントが想定される。よって西縁部では 80 Ma 頃かそれ以前に熱水活動に起因するような局所的かつ短期間の加熱・急冷イベントが推定される。西縁部の試料採取地点は北上山地の西縁を区切る断層付近であり、この断層を通じた熱水活動があった可能性が考えられる。いずれにせよ西縁部の年代値が北上山地の広域テクトニクスを反映しているとは考えづらい。したがって以下この 2 地点を除いた地点で考える。

改めて年代値の東西傾向を記すと、AFT 年代が東から西に向かって約 70 Ma まで若くなり、AHe 年代が約 40 Ma で東西で一様である。東西で冷却史が異なる原因としては（ⅰ）地温構造が東西で異なること（ⅱ）削剥史が東西で異なること、もしくは（ⅰ）と（ⅱ）の両方が考えられる（図 6-4）。以下、2 つの原因について考察する。（ⅰ）地温構造が異なるとき、AFT 年代の傾向から 70 Ma 頃までは北上山地は大陸側の地温勾配が海溝側よりも大きいと想定され、この原因として火山フロントの移動などが考えられる。Yoshida et al. (2014) によるとおよそ 40 Ma から現

在までに東北日本弧の火山フロントは現在の位置よりも海溝側へ移動することがあったとされる。火山フロントの移動は地温構造に大きな影響を与えると考えられるが、AHe 年代は約 40 Ma で空間的に一様なため、矛盾が生じる。仮に、40 Ma 以前にも火山フロントは同様に移動しており、約 70 Ma 以前には火山フロントが北上山地中央付近にあったと仮定すると説明可能である。ただし、40 Ma 以降の火山フロントの移動による地温構造が AHe 年代値に影響していないことを考慮すると、火山フロントは 70 Ma～40 Ma 程度までの長期間北上山地の中央付近にあったと推測されるが、その時の火成活動を示す地質学的な証拠は見られない。したがって、地温構造のみで本研究で得られた熱年代の空間分布を説明することは難しい。

対して（ⅱ）削剥史が異なるとき、AFT 年代の傾向から 70 Ma 頃まで北上山地大陸側の削剥速度が海溝側よりも速いと想定され、AHe 年代に基づくと約 40 Ma 以降はほぼ一様な削剥速度となるはずである。このような削剥史は，marker-in-cell 法を用いた保存則とレオロジーに基づくシミュレーションにより 10^7 年以上のスケールでの前弧山地の隆起に寄与することが示唆される underplating model（Menant et al., 2020）により説明可能である。この underplating model では、沈み込み帯での底付け付加作用により 10^7 年以上の長期スケールで前弧域の隆起が起きるとされる。このとき海岸部に比べ内陸側をより隆起させるような隆起形態となることが分かっている．したがって長期スケールでの隆起と削剥が釣り合う動的平衡状態を仮定すると（Ohmori, 1985）、北上山地大陸側での隆起・削剥速度が海溝側よりも速いことになる。また Menant et al. (2020) では沈み込み速度がおよそ 5 cm/yr を境に遅い場合には underplating model による隆起が起きないこともシミュレーションで示した。つまり、比較的若く温かい海洋プレートが沈み込む場合などには底付け付加に関した前弧域での隆起は起きないことが分かっている。土谷ほか（1999, 2008）では北上山地最東部に露出する浄土ヶ浜流紋岩類が初生的なスラブメルトの代表例であるとし、スラブメルティングに起因して生じた岩石であると述べている。スラブメルティングが起きる場合には、沈み込む海洋プレートが比較的温かいことが条件である。令和 2 年度に本研究において測定した浄土ヶ浜流紋岩のジルコン U-Pb 年代の結果と合わせると、44.3 Ma 前後には北上山地には温かい海洋プレートが沈み込んでおり、underplating model による隆起が停止していた可能性が考えられる。AHe 年代からおよそ 40 Ma 以降はほぼ一様な削剥速度であるため、その後 underplating model による隆起は再開したが AHe 年代を大きく変化するほどの削剥量の違いを生むに至らなかったなどの可能性が考えられる。

以上年代データについて（ⅰ）地温構造と（ⅱ）削剥史から熱年代学に基づいた説明を試みたが、地質学的情報を鑑みると（ⅱ）削剥史に起因する方がより整合的であると思われる。

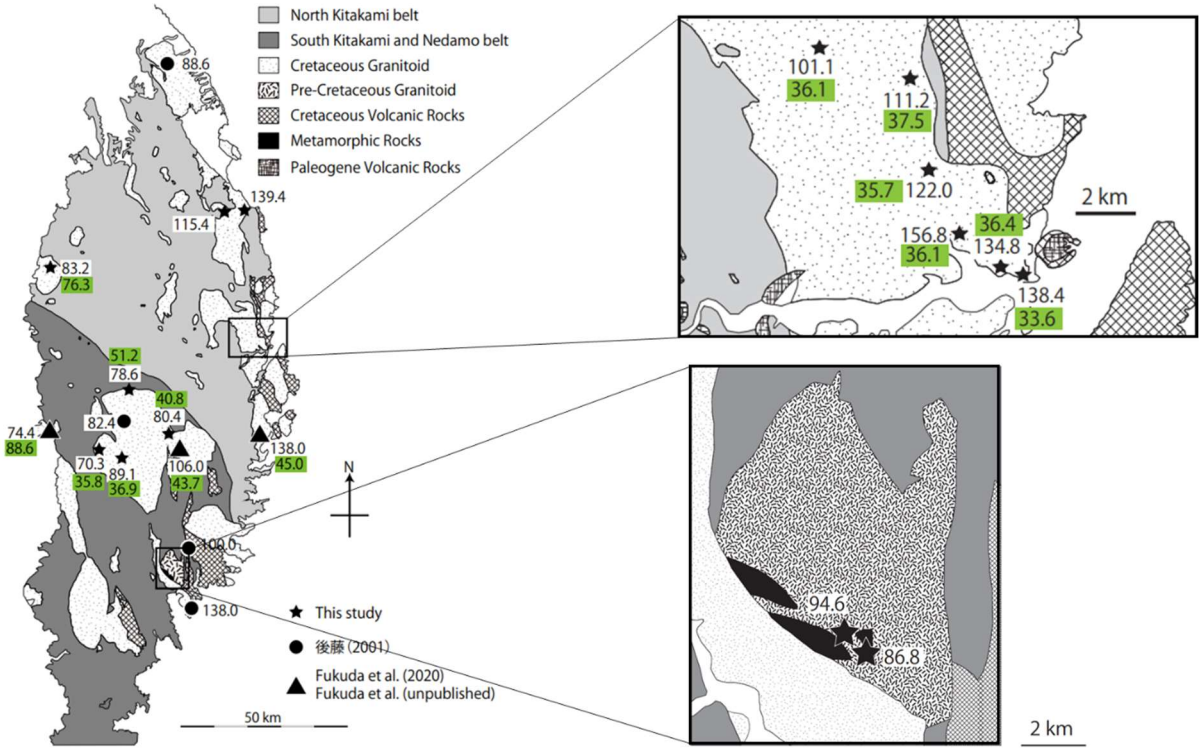


図 6-2　北上山地における AFT 及び AHe 年代値
白背景が AFT 年代（Ma）を示し、緑背景が AHe 年代を示す

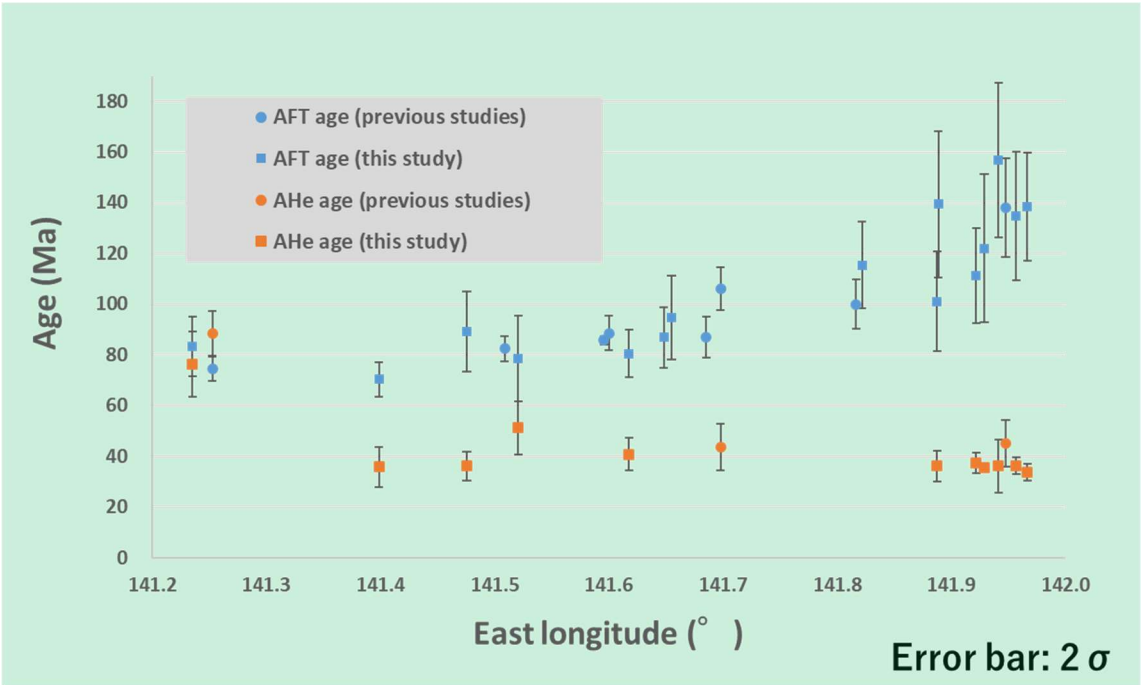


図 6-3　北上山地における AFT および AHe 年代値 vs 東経プロット

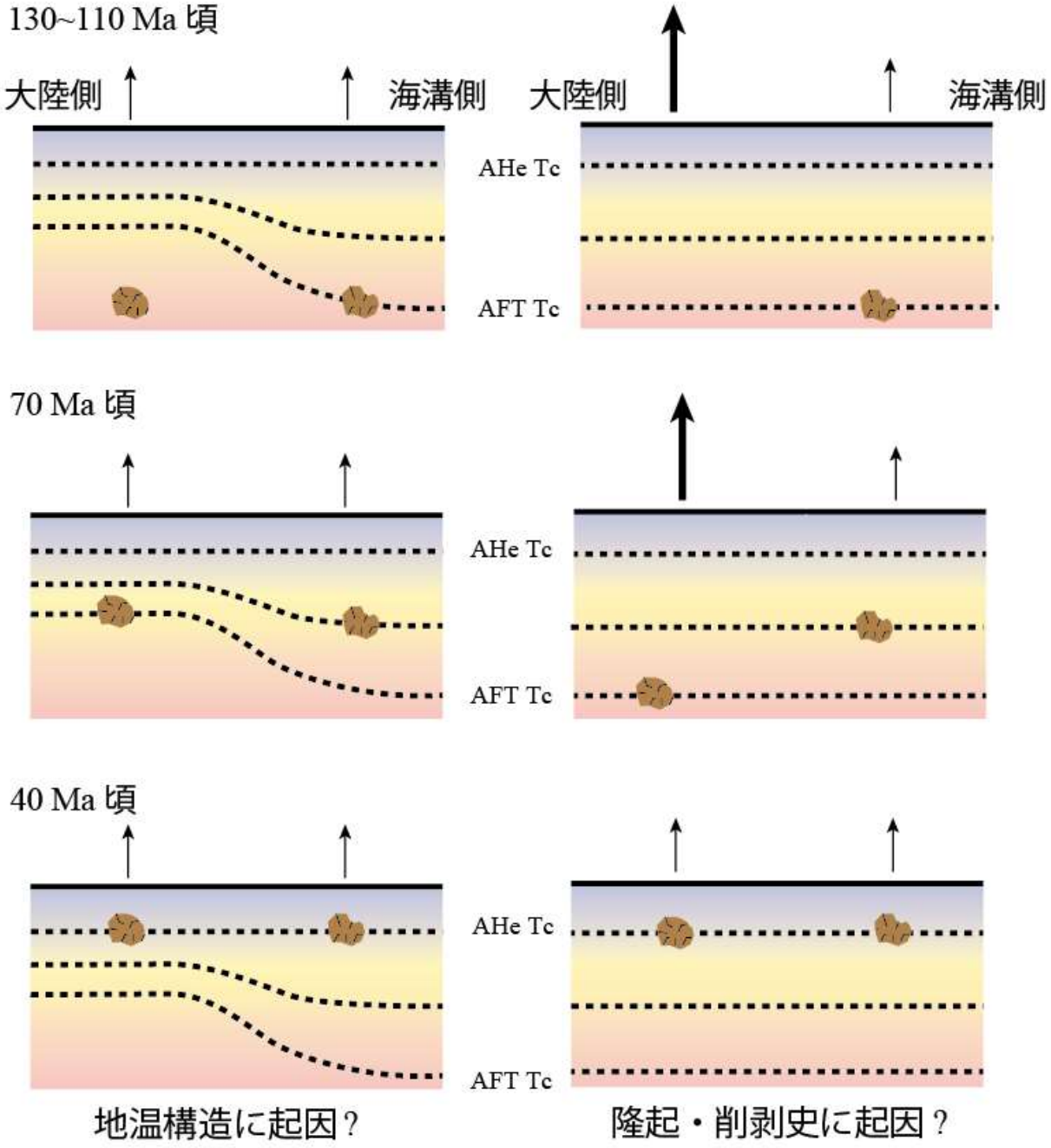


図 6-4　北上山地の AFT と AHe 年代の東西傾向を説明するモデル
AFT Tc と AHe Tc がそれぞれの閉鎖温度に相当する深度を表す

6.1.7 まとめ

本研究では、北上山地の白亜紀花崗岩類について、AFT 及び AHe 年代測定、FT 長分布を用いた熱史逆解析を試みた。結果として、AFT 年代は西方若化、AHe 年代は西縁部を除いてほぼ一様な年代を示し、熱史逆解析からは徐冷の傾向が示唆された。この北上山地の東西傾向は熱年代学に基づいて適当な地温構造史または削剥史の仮定によって説明される。ただし、地質学的知見からは削剥史による説明の方がより整合的と考えられ、底付け付加に起因する前弧域での隆起による説明が可能であることが示された。

6.1.8 今後の展望

前述の underplating model を示した Menant et al. (2020)では削剥量について定量的な議論を行っていない。したがって北上山地における隆起・削剥史のさらなる推定には、隆起・削剥過程を考慮した地形発達モデルと本研究で得られた年代データを比較検討することが今後の課題として挙げられる。

また AFT・AHe 法よりも閉鎖温度が低い超低温熱年代学計として期待される電子スピン共鳴（Electron Spin Resonace: ESR）法を利用した ESR 熱年代学の研究計画も目下進行中である。山岳地域における ESR 熱年代学については、Grün et al. (1999) のコーカサス山脈における大深度ボーリングコアを用いた削剥速度の推定が最初の例として知られる。しかし続く研究は長らく出てこなかった。その後 ESR 年代測定の手法の改良（Tsukamoto et al., 2015; Rchter et al., 2020）があり、ようやく King et al. (2020) から本格的な熱年代計としての応用研究が始まった。現状では ESR 熱年代学の山地への適用例はこの 2 例のみであり、今後の発展が期待される分野である。本研究計画では北上山地及び木曽山脈での ESR 熱年代学の適用を予定している。北上山地ではボーリングコアを利用し AFT・AHe 法では観察することの出来なかったより最近（第四紀）の隆起・削剥史について ESR 熱年代学から推定する。木曽山脈では、隆起・削剥史に関する先行研究（例えば森山・光野、1989; 菅沼ほか、2003; Sueoka et al., 2012 など）との比較を通じて日本の山地における ESR 熱年代学の適用可能性のさらなる検討を試みる。

6.2 隆起速度の推定を目指した宇宙線生成核種による離水地形の年代決定

隆起が継続的に進行する場において、氷期・間氷期サイクルに伴う海水準の変化によって沿岸域に形成される離水地形である一連の海成段丘群は、数万年から数十万年程度の時間スケールでの隆起の履歴を記録する。海成段丘の離水年代を決定することができれば、その現標高分布に基づき、隆起速度を定量的に評価できる。しかし、一般に日本のような温暖湿潤気候下の沿岸部では、段丘面は離水以降に削剥されて、その原面や、そこに供給された風成物等の手がかりが失われてしまうことが多く、年代決定は困難なことが多い。そのような場合でも、段丘構成層（岩盤やそれを覆う初生的な段丘堆積物）の鉱物粒子中に蓄積している宇宙線生成核種を用いることで、段丘面の形成年代を知ることができる可能性がある。ただし、その適用範囲は地形の形成過程による制約を受け、以下に示すような適用上の留意点に関して、対象とする場の条件に照らした精査が不可欠である。

6.2.1 離水後に削剥を受ける海成段丘面下における宇宙線生成核種の深度分布

物理的な侵食あるいは化学的な溶出による物質損失の総和としての削剥を受けている段丘面下での宇宙線生成核種濃度の時間変化は次の式によって表される。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = P_0 \sum P_i \, \mathrm{e}^{-\frac{\rho_b x}{\Lambda_i}} - C\lambda + \frac{D}{\rho_b}\frac{\partial C}{\partial x} \qquad (6.2.1)$$

ここで C は核種濃度（atoms g^{-1}）、t は地形成立以降の経過時間（yr）、P_0 は地表での核種生成率（atoms g^{-1} yr^{-1}）、λ は核種の壊変定数（yr^{-1}）、x は任意時点の地表を零点にとった深さ（m）、D は地表面の削剥速度（g m^{-2} yr^{-1}）、ρ_b は地盤を構成する物質の密度（g m^{-3}）、P_i は複数の核種生成過程の寄与率、Λ_i は各々の核種生成に関与する宇宙線由来粒子の平均自由行程（g m^{-2}）である。

削剥速度が時間変化しないものと仮定すると、式（6.2.1）の解は、

$$C = C_0 \mathrm{e}^{-\lambda t} + P_0 \sum P_i \, \mathrm{e}^{-\frac{\rho_b x}{\Lambda_i}} \left[\frac{1 - \mathrm{e}^{-(D/\Lambda_i + \lambda)t}}{D/\Lambda_i + \lambda} \right] \qquad (6.2.2)$$

と書くことができる。ここで、C_0は、継承核種量（inheritance）（atoms g^{-1}）であり、段丘が形成される以前の波食の速度等を反映して、初期値として段丘構成層に持ち込まれる核種の量である。

この式は、離水以降の段丘面下における核種濃度の深度プロファイルの時間発展を表す（**図 6-5**）。ここでは、グローバルな海水量を反映する底生有孔虫殻の酸素同位体比に一定の基準を設け、各海洋酸素同位体ステージ（MIS: Marine Isotope Stage）における海退のフェーズにおいて、ある程度の拡がりをもった波食棚が離水するであろうタイミングを海成段丘の形成時期とした。図にはそれ以降、現在までに種々の速度で削剥を受けた場合に蓄積する核種量を深度プロファイルとして示している。計算では地表における核種生成率 P_0 を 5 atoms g^{-1} yr^{-1} とし、核破砕、負ミュオン捕獲、高エネルギーミュオン由来の光核反応の三過程を考慮して、それぞれの地表面での寄与率および平均自由行程には、$P_{n\text{-}spal.} = 0.9815$、$P_{m\text{-}cap.} = 0.012$、$P_{m\text{-}cas.} = 0.0065$ および $\Lambda_{n\text{-}spal.} = 1.6 \times 10^{-2}$ g m^{-2}、$\Lambda_{m\text{-}cap.} = 1.5 \times 10^{-1}$ g m^{-2}、$\Lambda_{m\text{-}cas.} = 5.3 \times 10^{-1}$ g m^{-2} の値を用いた。岩盤の密度は $\rho_b = 2.5 \times 10^6$ g m^{-3} とした。また、継承核種量 C_0 は、離水前の波食による高度低下速度を 500 g m^{-2} yr^{-1} （200 mm kyr^{-1} 相当）として、動的平衡に至った核種濃度の深度分布に基づき与えている。

図 6-5 から、削剥が無ければ、時間とともに（あるいは古い段丘ほど）核種濃度が高くなることがわかるが、削剥の速度が大きい場合には、核種濃度の時間変化が小さくなり、動的平衡に至ることがわかる。年代決定法としての適用範囲は、まずこの特性によって限定される。すなわち、段丘面が離水以降に宇宙線の貫入深度以上に削剥されてしまっている場合には，時間情報は失われてしまうのである。もちろん対象とする段丘地形が、削剥と埋積を繰り返す複雑な履歴を経て形成されていたり、削剥の速度が復元不能な変遷を遂げていたりする場合には、ここで示したような単純なモデルが当てはまらない。基本的には、そうしたケースでは、本手法による年代決定は適用外とならざるを得ない。

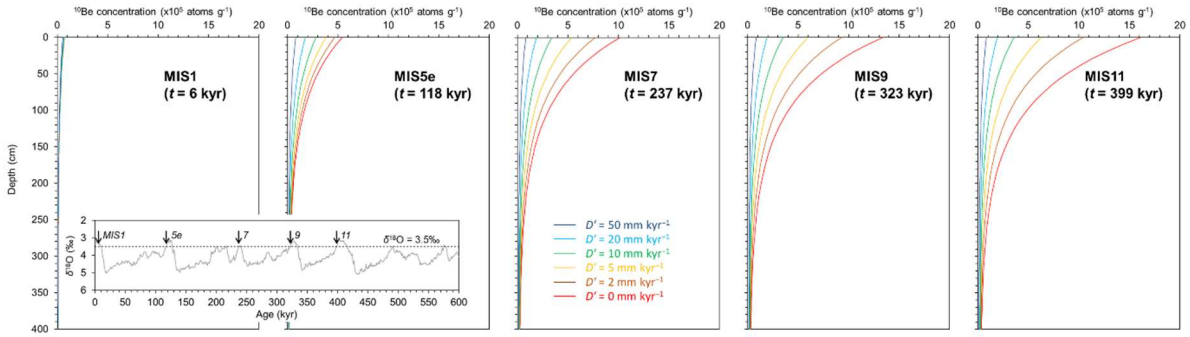


図 6-5　離水以降の段丘面下における核種濃度の深度プロファイルの時間発展

比較的単純な地形発達史が当てはまる場合、核種の濃度を決定づけるパラメータは露出時間と削剥速度および継承核種の量である。適用に際しては、一地点につき、複数の異なる深度から試料を採取して分析を行い、得られた核種濃度の深度分布にモデルカーブをフィッティングさせることで、未知変数の最尤値を得ることができる。ただし、加速器質量分析における分析値の不確かさは 5–10%程度となることが一般的であり、これら 3 つのパラメータを、完全に自由な変数として扱う最適化では、確度の高い年代推定ができないことが多い。そこで、現実的には継承核種の量を現成地形からのアナロジーにより推定したり、酸素同位体曲線（**図 6-5** 挿入図）に基づいて離水時期をある程度限定したりすることが有効となる。

6.2.2 離水年代推定の適用検討サイトと試料の採取および分析

氷期・間氷期サイクルに伴う海水準変動とテクトニックな地盤の隆起によって形成された典型的な海成段丘群の発達する西南日本外帯の太平洋岸を対象に、手法の適用性を検討した。対象地点は MGT および MHN の 2 サイトである（図 6-6）。本年度は特に、継承核種の見積もりに重点を置き、現成波食棚に近い離水直後の最低位岩盤段丘に対する分析を行った。また、その結果を踏まえて、中位あるいは高位段丘面で取得された核種濃度の深度分布データを再解析した。

MGT サイトには、MIS5 に形成されたと考えられている、面的な拡がりの良い中位段丘が分布する。このうち MIS5e（125 ka）に対比される段丘面は海抜標高 150–180 m に位置している。この段丘面は横断方向にも連続性が良く、500 m 以上の幅で傾斜 10 度以下の平坦面となっている。この中位段丘面の中央付近（MGT-c: 海抜標高 153.4 m）において、岩盤ボーリングコアを用いて 2 m 程度の深さまでの石英中の ^{10}Be 濃度を測定した。ヒプシサーマル期の旧汀線アングル高度は海抜標高 14 m 付近にあり、それ以降に離水した低位段丘面と、傾斜を保持して海側へ延長した中位段丘相当面との比高は約 114 m である。最低位の岩盤段丘面（MGT-b: 海抜標高 3–5 m）において、潮間帯性貝化石の ^{14}C 年代測定および離水後の削剥が無視できると考えられる堅岩の ^{10}Be 露出年代測定を行った。

MHN サイトには、MIS5 に形成されたと考えられる面的な拡がりの良い中位段丘（海抜標高 70–110 m）の上位に、やや開析の進んだ高位段丘面（海抜標高 140–160 m）が分布する。この高位段丘面は連続性が悪く、横断形は丘陵状の高まりとなっている。この高位段丘面の中央付近（MHN-c: 海抜標高 160.6 m）において、岩盤ボーリングコアを用いて 2.5 m 程度の深さまでの石英中の ^{10}Be 濃度を測定した。ヒプシサーマル期の旧汀線アングル高度は海抜標高 9 m 付近にあり、それ以降に離水した低位段丘面と、傾斜を保持して海側へ延長した中位段丘相当面との比高は約 50 m、中位段丘と高位段丘の比高は約 30 m である。最低位の岩盤段丘面（MHN-b: 海抜標高 2–3 m）において、潮間帯性貝化石の ^{14}C 年代測定および離水後の削剥が無視できると考えられる堅岩の ^{10}Be 露出年代測定を行った。

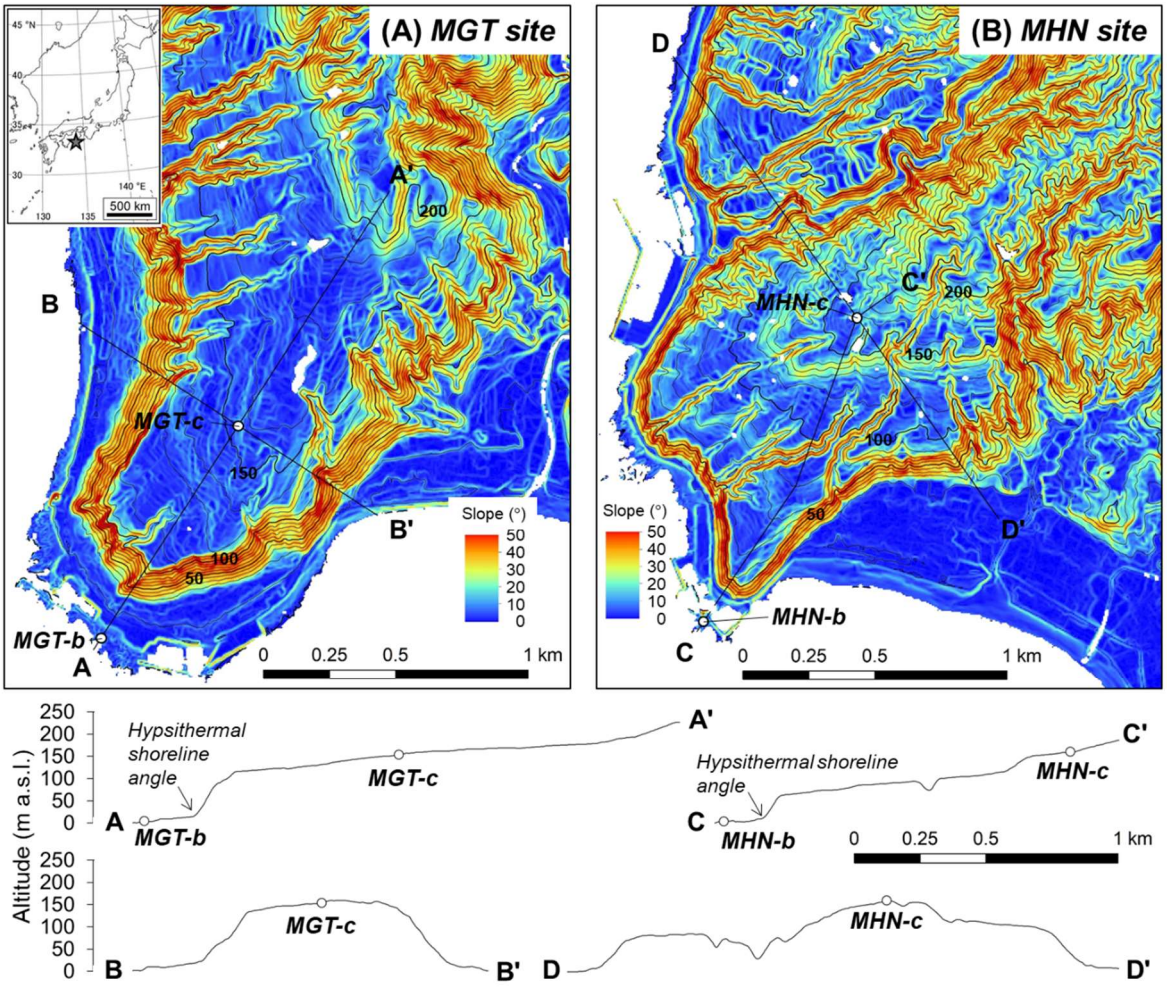


図 6-6　試料採取地点の位置図および地形断面図
国土地理院の基盤地図情報（数値標高モデル 5A）を用いて作成した。

6.2.3 宇宙線生成核種分析の結果とデータの解析

これら 2 サイトにおける最低位岩盤段丘での ^{14}C 年代測定と ^{10}Be 露出年代測定の結果、およびそれらのヒプシサーマル期旧汀線アングル高度との関係を図 6-7 に示す。両サイトでは、段丘面の高度分布からみても明らかなように隆起速度に差異があるため、サイト間で一致はしないが、一つのサイト内ではこれら 3 者の関係性は整合的である。すなわち、離水時に継承核種が存在することにより、みかけ上 ^{10}Be の単純露出年代が全体の傾向から古い方へとシフトする様子が認められない。このことは、これらのサイトにおいては、離水時に段丘構成層に持ち込まれる継承核種量が十分に小さい（分析の精度に比して無視しうる程度である）ことを意味する。よって、中位あるいは高位段丘での核種濃度の深度プロファイルの解析においては、継承核種量をゼロとしたモデルを当てはめることができるものと判断した。

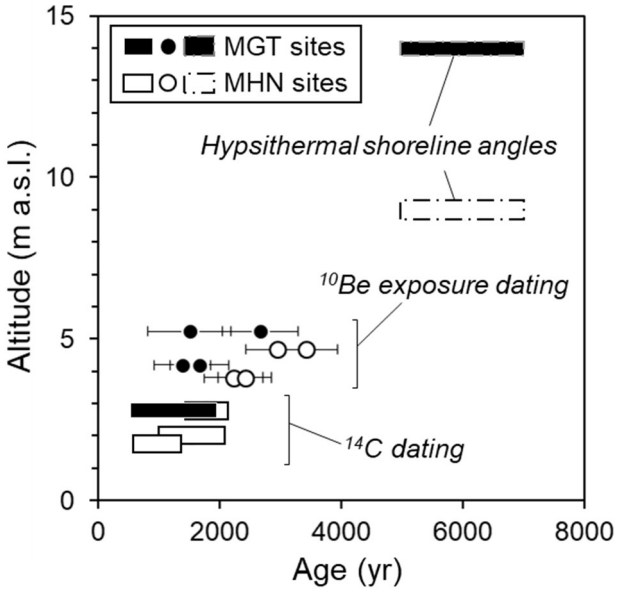


図 6-7　低位岩盤段丘での ^{14}C 年代と ^{10}Be 露出年代，およびそれらのヒプシサーマル期旧汀線アングル高度との関係

次に中位および高位段丘の核種濃度プロファイルについて検討する。データはいずれの地点でも、深さ方向に指数関数的に核種濃度が減少する傾向を示す（図 6-8）。試料の計測かさ密度が浅部と深部で系統的に異なっている場合は、便宜上、その相対的な大小で補正した深さの値を用いてプロットした。

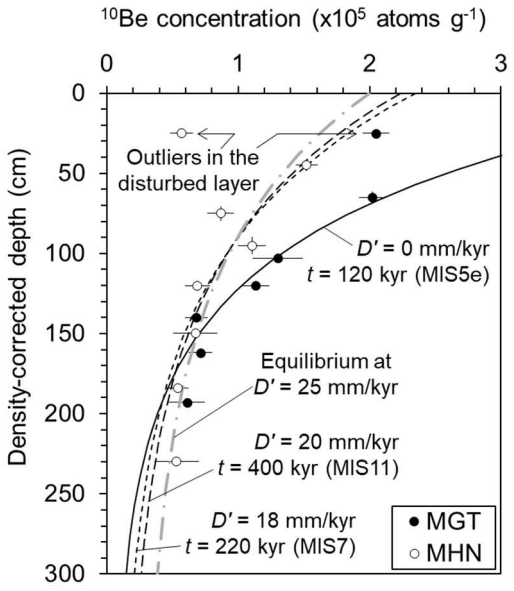


図 6-8　中位あるいは高位段丘面下における核種濃度の深度プロファイルとモデルカーブ

まず、MGT サイトの核種濃度の深度分布については、MIS5e の海退期に離水したのち、段丘化した面の削剥が無いとした場合のモデルカーブと良く適合する。このことは。その拡がりのある平坦な地形（図 6-6）により、段丘面が離水後の削剥を免れ、原面が良く保存されていること

を意味する。換言すれば、そのような場の条件の試料採取点を適切に選択することで、比較的単純に年代決定が可能になるということになる。

これに対し、MHN サイトのプロファイルは削剥による平衡に近い状態となっている。平衡状態に達しているとみた場合の、最尤削剥速度は約 25 mm/kyr である。この面は、平坦面の相対的な拡がりと高度の分布からみて、MIS7, 9, 11 のいずれかに対比されるものと考えられるが、その範囲をカバーする年代値（240–400 ka）を代入して計算しても、削剥速度が 19–20 mm/kyr の狭い範囲で変化するだけでモデルカーブとデータが、統計上有意に適合してしまう。すなわちこの程度の削剥が作用することにより、離水当時の原面から数メートル程度の厚みで物質が除去され、段丘上面が更新されたために，時間情報が失われてしまっている．確かにこの地点は緩やかだが起伏のある丘陵状の地形を呈しており（図 6-6）、段丘面の開析に伴う削剥が及んでしまったものと考えられる。換言すれば、年代推定を企図して試料採取を実施する場合には、こうした平坦部の拡がりが限定的な地点を選択してしまうと、手法特性上の壁に阻まれて有益な情報が得られなくなるため注意が必要である。

最後に、隆起速度の時間変化について検討を加えておく。MGT-c 地点について、この場所が約 120 ka に離水したとすると、現在までの平均隆起速度は、約 1.3 m/kyr と算出される。また、MHN-c 地点について、仮にこの面の離水が MIS7（240 ka）であったとすると、離水以降、現在までに削剥された物質の厚みは約 4 m と算出され、標高を考慮すると、その間の平均隆起速度は 0.7 m/kyr と計算される。MHN サイトの中位段丘面の中央付近（約 90 m）が MIS5e（120 ka）に離水したとすると、それ以降の平均隆起速度は約 0.8 m/kyr となる。この低位段丘面の地形と年代から推定される完新世の隆起速度は MGT サイトと MHN サイトで、それぞれ, 約 2.2 m/kyr、約 1.5 m/kyr となる（図 6-7）。MGT および MHN のいずれにおいても、過去 10-20 万年間に隆起が 2 倍程度、加速している可能性が示唆される。

6.2.4 まとめ: 手法適用性の手順および課題の整理

海成段丘に対し、段丘構成層に含まれる宇宙線生成核種濃度の深度分布を測定し、核種の蓄積モデルカーブをフィッティングさせることで、離水年代を決定する手法の整理を行い、西南日本の太平洋岸において実際に適用性を検討した。離水直後の最低位岩盤段丘を対象に継承核種の量を見積もったところ、離水時に段丘構成層に持ち込まれる継承核種量は当該地域ではほぼ無視できるレベルであることがわかった。MIS5e に離水したと考えられてきた中位段丘については、期待される年代値と整合的な結果が得られた。一方、より古い、丘陵化しつつある地形面においては、核種濃度が単純な露出履歴から期待されるよりも有意に小さく、削剥による動的平衡に近いと判断された。このことは、離水してから 10^5 年程度以上の時間が経過した古い段丘については、陸化後の削剥の影響が、年代推定に大きな不確かさをもたらすことを意味している。

宇宙線生成核種を用いた離水地形の年代決定について、適用の手順と留意点は次のように要約される。1）試料採取の時点で、原面の保存性について十分注意深く検討すべきであり、宇宙線の貫入深度（約 3 m 以浅）に比して有意な厚みで地表面の削剥（あるいは埋積）が進行していると判断される場合には、その場所での試料採取を避ける。2） 削剥あるいは埋積が、それほど進行していないとみられる場所でも、地盤浅層構造の観察などに基づき、核種濃度の時間変化を支配する地形過程が単純にモデル化でき、分析結果に対してモデルをフィッティングしてパラメータの推定を行うことができるかどうか、事前に慎重な検討が求められる。3）分析にあたっては，深さ 2–3 m 程度までの、段丘構成層（初生的な段丘礫層と基盤岩）を対象とした、核種濃度の深度プロファイリングを実施することが望ましい。これにより。より精度の高い離水年代の決定を行うことができる。段丘構成層を覆う上載層は、供給の過程やタイミングの不明な異地性堆積物で

あることが多いため、分析あるいはデータ解析の対象から除外すべきである。4）離水時点で持ち込まれる継承核種の量については、現成地形での核種濃度の分析結果を援用するなど、何らかの独立した方法で見積もりができると良い。それが無視できるレベルであるということを確認することもまた有用である。5）その他にも、隆起に伴う標高（核種生成率）の時間変化や、地形構成物質の密度、積雪や上載層による遮蔽効果など、年代の確度・精度を上げるために必要なパラメータは、可能な限り精確に定量すべきであろう。同一段丘面の多点分析による再現性の確認、および高度の異なる複数段丘面での系統的な年代決定が、今後の課題として位置づけられる。

6.3 地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討

6.3.1 河床縦断形逆解析による山地隆起速度の復元手法の問題点

河川流域における地殻隆起速度の時間的・空間的な変化を推定するため、河床縦断形を逆解析する手法が考案され、さまざまな地域で適用が進んでいる（Roberts and White, 2010）。しかしながら、日本列島のような活動的縁辺域の地殻隆起速度復元に関しては、この手法の適用が進んでいるとは言い難い。その理由の一つが、この手法で基盤岩強度の影響を取り込むことが難しいということが挙げられる。日本列島のような変動帯の地質構造は複雑であり、極端に異なる強度をもつ基盤岩が隣接していることがある。このような場合、河川の遷急点の移動速度は地域によって大幅に変化し、それに伴って地殻隆起速度の逆解析結果も大きく影響をうけることになる。

河川縦断形の逆解析手法は、実際に測定された河床の縦断面における河床高の観測値と、数値計算によって求められる予測値との偏差を最小化する隆起速度の時間・空間分布の最適値を求めるという手法である（Roberts and White, 2010）。河川は陸上の広範囲にわたって普遍的に存在しているため、河川縦断形逆解析からは、面的な広がりを持って隆起速度の時空変化を復元できるという利点がある。この手法は、Roberts and White（2010）によって開発されたもので、地殻変動に関する面的な情報が得られるというメリットがある。本手法を用いて、先行研究において、マダガスカルや、アフリカ大陸・オーストラリア大陸といった非常に大規模の時間・空間スケールにおける隆起速度履歴の復元が行われ（Roberts et al., 2012; Rudge et al., 2015）、10～100 Ma といったオーダーの地質年代における過去から現在までの隆起速度の面的な分布が推定された。

通常、河川縦断形逆解析にはStream power modelと呼ばれるフォワードモデルが使用される。Stream Power Model は河川の何らかの水理量によって岩盤侵食速度が決まると考える河川侵食モデルである。このモデルは単純で、必要とされる入力値も流域面積および河床勾配という DEM から容易に計測できる値であるため、これまで広く河川地形発達のフォワードモデルとして用いられてきた。しかしながら、モデルに必要とされる係数を明示的に求める方法がないことが大きな弱点となっている。このことは、岩盤強度の影響を取り込んだ逆解析モデルを構築するうえで大きな障害となる。しかし、近年になって、Campforts et al. (2020) によって基盤岩強度を考慮した Stream power model が提案された。彼らのモデルをフォワードモデルで採用すれば、従来の河川縦断形逆解析モデルを活動的縁辺域の複雑な地質にも適用可能なものへ拡張できる可能性がある。次節では、Campforts らのモデルについて説明を行う。

6.3.2 基盤岩強度を考慮した岩盤河川侵食のフォワードモデル

Campforts et al. (2020)は、既存のさまざまなタイプの stream power model を検討し、岩盤侵食速度の支配要因の検討を行った。彼らが検討をしたのは Area-based stream power model (Howard, 1994)、Stochastic-Threshold stream power model (Crave and Davy, 2001), Runoff-based stream power model (Campforts et al., 2020)である。これらのモデルの相互比較に加えて、彼らは以下の式によって計算される岩質侵食係数を設定した：

$$L_{\mathrm{E}} = \frac{2}{7}L'$$
$$L' = \begin{cases} \frac{(L_{\mathrm{A}}+L_{\mathrm{L}})}{3}, & \text{non-igneous rocks} \\ \frac{L_{\mathrm{L}}}{2}, & \text{igneous rocks.} \end{cases}$$

ここで、L_{A}は年代補正パラメータ、L_{L}は岩質タイプパラメーターであり、Aalto et al. (2006) および Kober et al. (2015) の研究に基づいて、下記の経験的数値が与えられる。

表 6-3　年代補正パラメータの値（Campforts et al., 2020）

	$\mathbf{L_A}$
Cambrium	1
Ordovicium	1.2
Silurian	1.3
Devonian	1.5
Carboniferous	1.8
Permian	2.5
Permian/Triassic	2.6
Triassic	2.7
Triassic/Jurassic	3
Jurassic	3.3
Jurassic/Cretaceous	3.7
Cretaceous	4.2
Cretaceous/Paleogene	4.6
Paleogene	5.2
Paleogene/Neogene	5.5
Neogene	5.8
Neogene/Quaternary	5.9
Quaternary	6

表 6-4　岩質タイプパラメーター（Campforts et al., 2020）

	L_{L}
Igneous	$2-3$
Metamorphic (igneous)	2
Metasedimentary	$2-4$
Strong sedimentary	4
Weak sedimentary	$10-12$
Unconsolidated	12

この岩盤強度補正係数 L_{E} により、例えば Area-based stream power model における基盤岩削剥速度は以下の式によって求められる。

$$E = k_a \bar{L}_{\mathrm{E}} A^m S^n$$

ここで、k_{a} は降水量などを反映した侵食効率性係数、A は流域面積、S は斜面勾配で、m と n はそれぞれ経験的な指数である。

Campforts et al. (2020) はエクアドル・アンデス山地の河川において ^{10}Be に基づく岩盤削剥速度の推定値と各種モデルの予測値との比較を行った。その結果、どのモデルにおいても岩質強度係数を導入することによって大幅に予測の精度が向上することを明らかにした。また、モデル間比較の結果、非線形 Area-based stream power model および Stochastic stream power model がほぼ同等によい予測を行うことが明らかにしている。そこで、本研究では Area-based stream power model に Campoforts et al. (2020)の岩質強度係数を加えたものをフォワードモデルとして採用し、日本列島の河床縦断形の逆解析を試みた。

6.3.3 マルコフ連鎖モンテカルロ法による逆解析

本研究は、河川縦断形逆解析法における最適化計算手法としてマルコフ連鎖モンテカルロ法（Markov Chain Monte Carlo method: MCMC）を採用し、日本列島の河川系に本手法を初めて適用した。既存の河川縦断形逆解析手法は最適化計算手法として準ニュートン法（共役勾配法や L-BFGS 法など）を採用しているため（e.g., Roberts et al., 2012）、解析結果は点推定となり、推定値の不確定性に関する評価が十分ではなかった。また、計算が局所的最適解に陥る可能性も高く、最適化計算を開始するパラメータ初期値に計算結果が依存するという問題点が指摘されている。

MCMC はベイズ統計学における事後分布のサンプリング法として発達した手法であり、最適化計算にも応用することができる（Gallagher et al., 2009）。この手法の利点は、適切に計算のチューニングが行われれば局所的最適解を避けることができ、さらに計算結果の不確定性についても評価が可能であるという点である。

本研究では、地殻の隆起速度履歴を時間的・空間的に離散化し、フォワードモデルが観測された地形を最もよく再現する隆起速度値を探索した。隆起速度値の空間的離散化に当たっては、隆起速度を設定する点を等間隔に東北地方で 17 点、四国で 21 点、紀伊半島で 18 点配置した。これらの設定点に与えた値から、放射基底関数法を用いて隆起速度の空間的な補完を行い、各河川の流路に沿った任意の位置における隆起速度を求めた。一方、時間的な離散化については、東北地方では 0.8 Ma まで 0.2 Ma ごと、四国・紀伊半島では 2.5 Ma まで 0.5 Ma ごとに離散化し、

スプライン補間によって任意の時間における各地点での隆起速度を求めた。すなわち、求めるべき離散化された隆起速度値は、東北地方では 17×5 = 85、四国では 21×5 = 105 個、紀伊半島においては 18×5=90 個ということになる。

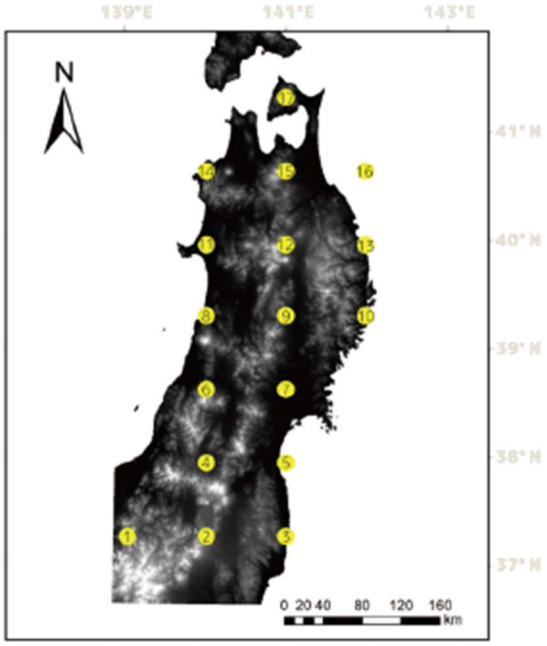


図 6-9　東北地方の隆起速度設定点

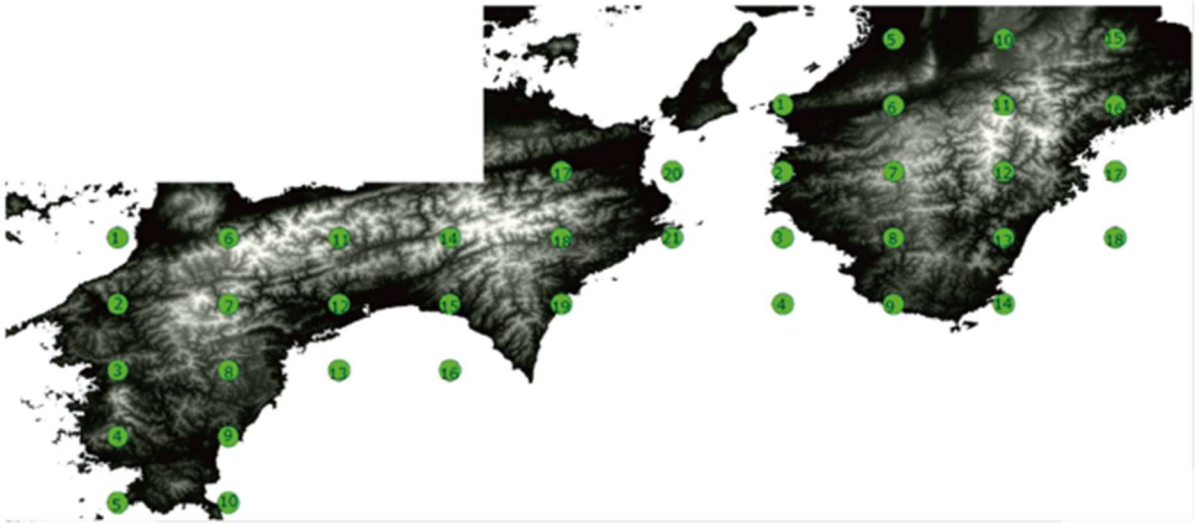


図 6-10　四国および紀伊半島の隆起速度設定点

本研究で行うベイズ推定では、以下の関係を想定する：

$$\eta = f\left(U_{ij}\right) + \epsilon$$

ここで、ηは河床地形の標高、U_{ij}は隆起速度（iは年代ステップ、jは地点をあらわす）で、$f(U_{ij})$は stream power model の予測する標高値、εは予測誤差である。

本研究では、マルコフ連鎖モンテカルロ（MCMC）法によって U_{ij} および予測誤差の標準偏差

の事後確率分布を推定した。MCMC 法はベイズ推論を行う際の事後確率分布をマルコフ連鎖となるランダムウォークサンプリングによって近似的に求める計算手法である。本研究では、MCMC 法のサンプラーとしてメトロポリス・ヘイスティングス法（MH 法）を用いた。この手法では、推定するパラメータに何らかの初期値を与え、その後に何らかの分布（提案分布）に基づく乱数を発生させてパラメータの移動を検討する。この新しいパラメーターセットの移動の採択率 は、MH 法においては以下の式に従う。

$$r = \min\left(1, \frac{q\left(\theta^{(t)} \mid a\right) f_p\left(\theta^{(t)}\right)}{q\left(a \mid \theta^{(t)}\right) f_p(a)}\right)$$

ここで、q は提案分布、f_pはパラメータの事前分布である。θはステップ t におけるパラメータのセットであり、a は提案分布に従って発生させた乱数である。この提案分布 q および採択率 r に基づいて作成したマルコフ連鎖は詳細つり合い条件を満たしており（Hastings et al., 1970）、無限回の試行を行えば得られる分布が事後分布と一致することが示されている。

本研究では、最適化計算に MCMC 法を利用するため、パラメータの事前分布としては隆起速度 0-−1000 m/Myr の範囲の一様分布とし、尤度に関しては予測誤差が正規分布となることを想定して算出した。

本研究ではこの計算を Python 上で行っており、ライブラリ PyMC2.3.8 を用いてサンプリングを行った。また、MH 法によるサンプリングの収束を早めるため、初期パラメータについては L-BFGS 法による MAP(maximum a posterior)推定を行って得られた値を用いている。 MCMC の計算ステップ回数は 30 万回とし、バーンイン区間として最初の 20 万回のデータを切り捨てた結果、合計 10 万サンプルを得た。さらに、サンプルの自己相関を避けるため、得られたサンプルから 4 つごとにサブサンプリングを行った。その結果、最終的に得られたのは 2 万 5 千サンプルであり、このサンプルを本研究では隆起速度パラメータの事後分布とみなした。そして、得られた事後分布の期待値（EAP 値）を逆解析によって得られた隆起速度の復元値とした。また、事後分布から無作為に 100 サンプルを抽出し、それらのばらつきを図示することで、逆解析結果の信頼性を検討した。

6.3.4 東北地方・紀伊半島・四国山地の逆解析結果

本研究は、国土地理院基盤地図情報（https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php）10 m メッシュ DEM (Degital Elevation Model)より QGIS を用いて河川縦断形のデータを抽出した。研究対象として選んだ河川系は、東北地方からは 7 河川（阿武隈川、雄物川、北上川、子吉川、馬淵川、最上川、米代川）であり、西南日本外帯の紀伊半島からは 2 河川系（紀の川、熊野川）、四国からは 6 河川系（那賀川、吉野川、物部川、仁淀川、肱川、四万十川）を計測した。それぞれの流路沿いの基盤岩の岩質については、産業技術総合研究所による 20 万分の 1 シームレス地質図（https://gbank.gsj.jp/seamless/v2.html）を利用し、自動的に座標情報から岩質データを取得する Python スクリプトを作成して、岩質強度パラメータを算出した。

まず、本研究の逆解析モデルに対して人工的にチェッカーボード状の隆起速度分布を与えて逆解析を行ったところ、入力値がほぼ完全に再現されることが確認された（図 6-13）。これを受けて、東北地方・四国・紀伊半島の河川地形を逆解析した結果を図 6-14～図 6-19 に示す。

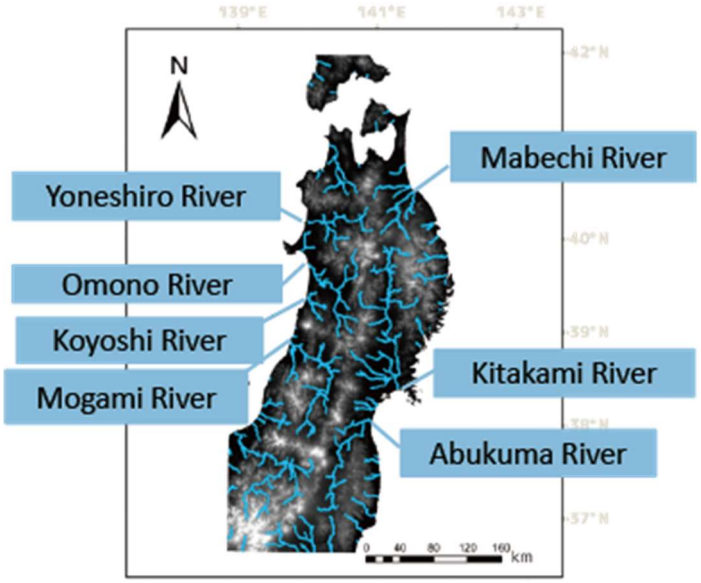


図 6-11　東北地方で解析を行った河川系

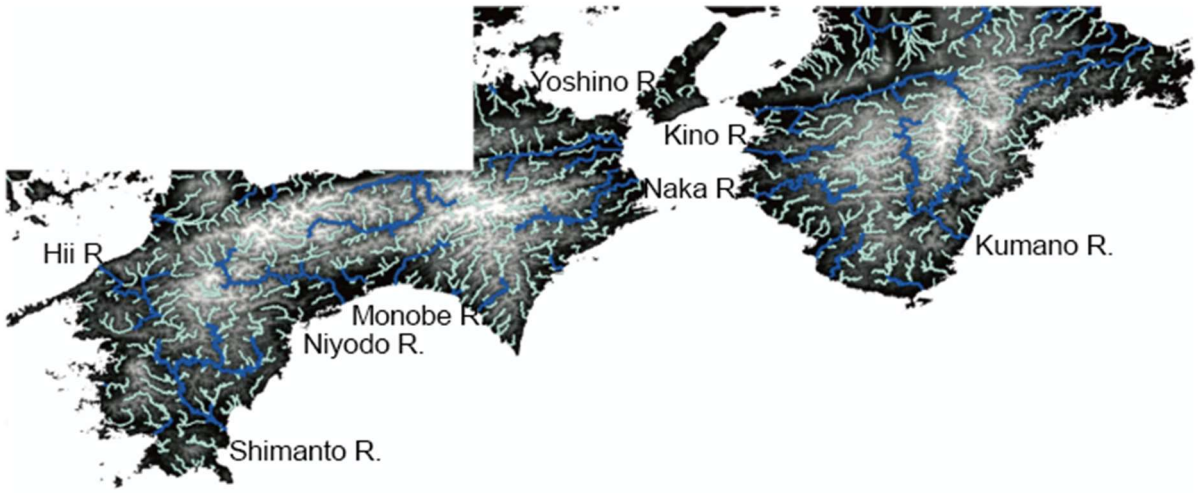


図 6-12　四国・紀伊半島で解析を行った河川系

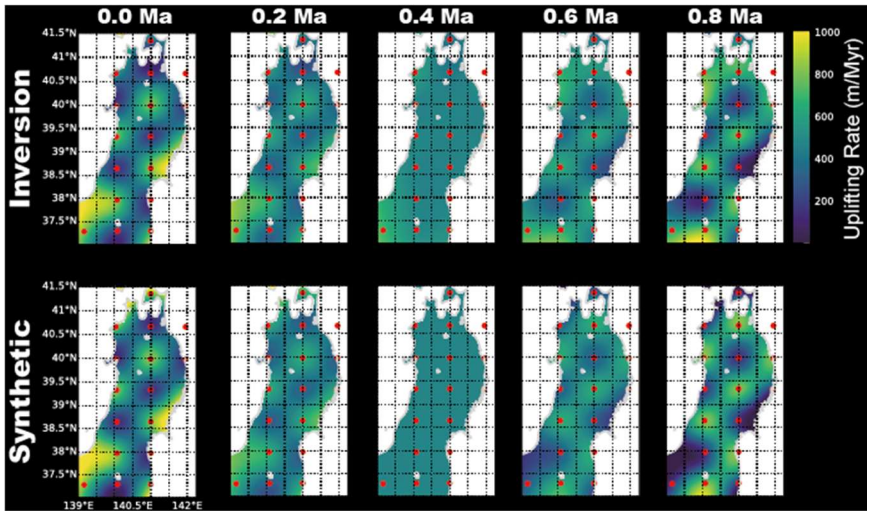


図 6-13　東北地方の隆起速度逆解析のチェッカーボードテスト

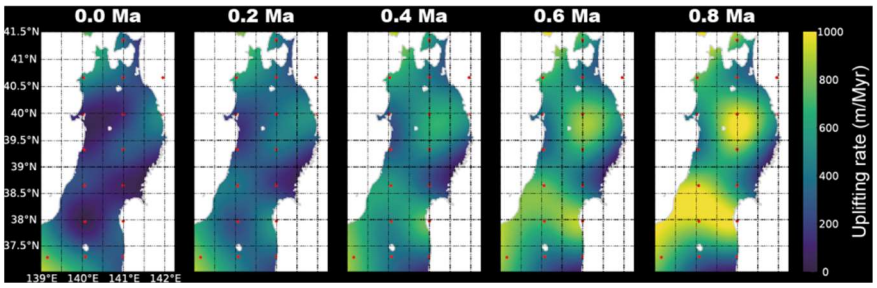


図 6-14　東北地方の実河川データの逆解析結果

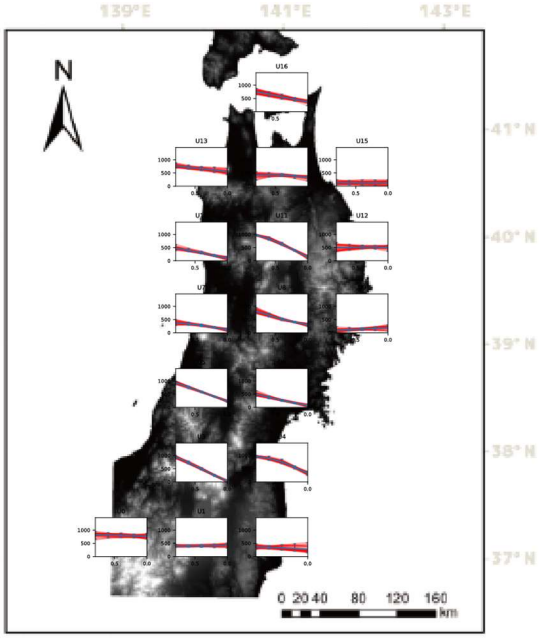


図 6-15　東北地方の逆解析結果の信頼区間.

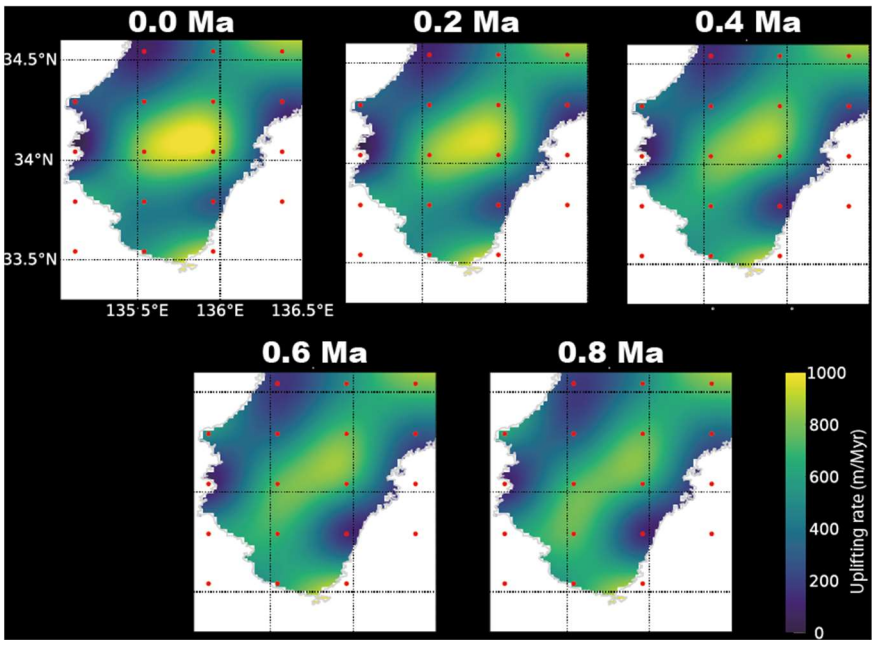


図 6-16　紀伊半島の実河川データの逆解析結果

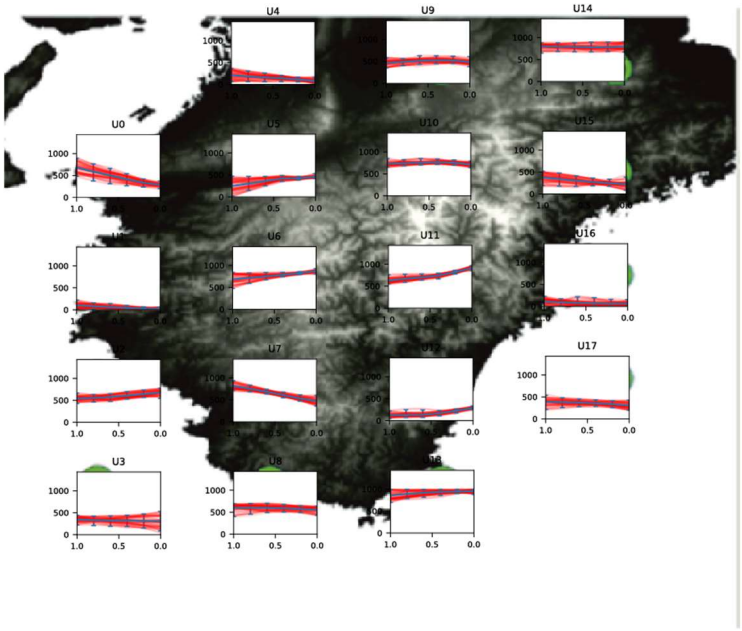


図 6-17　紀伊半島の逆解析結果の信頼区間

人工的にチェッカーボード状の隆起速度分布を与えて逆解析を行ったところ、入力値がほぼ完全に再現された。

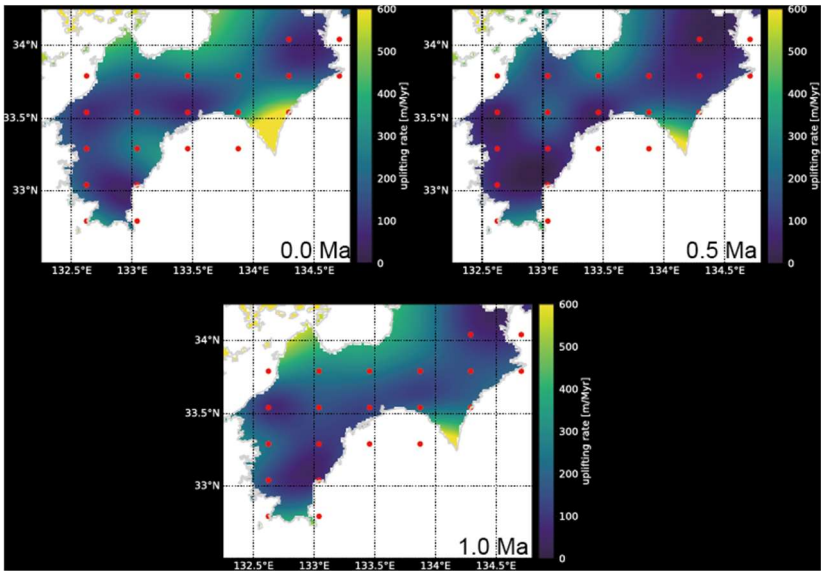


図 6-18　四国の実河川データの逆解析結果

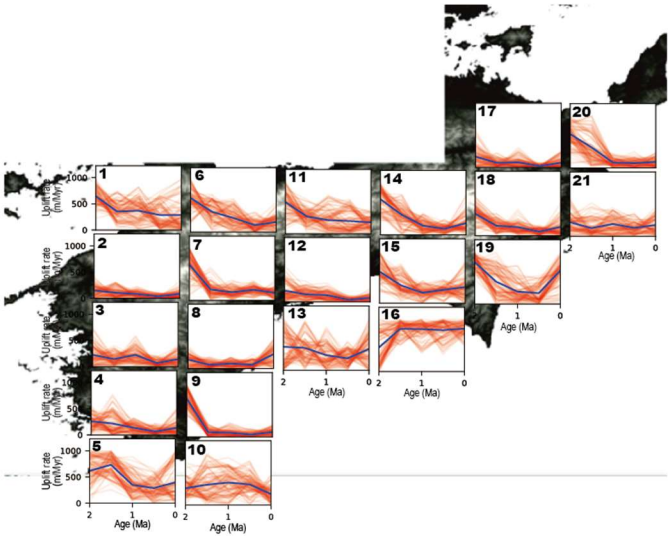


図 6-19　四国の逆解析結果の信頼区間

6.3.5 今後の課題

今回の結果での実河川での解析結果は、あくまでも予察的なものである。Stream power model には降水量や植生などに関連したチューニングパラメータ k_a や m、 n があり、実河川の逆解析に際しては隆起速度が既知な地域でのパラメータチューニングが避けられない。今後は、パラメータの検証とチューニングを行い、実河川の逆解析の信頼性を向上することが必要となるだろう。

7. まとめ

「地質温度計と熱年代による深部流体の温度・滞留時間の検討」では、深部流体起源の熱水活動の温度や滞留時間などの更なる検討を目的として、有馬地域及び本宮地域を事例対象として、熱水脈における流体包有物の均質化温度解析と、熱水脈周辺の母岩の熱年代解析に基づいて、過去の深部流体活動の熱的特徴を評価する手法の開発・高度化を試みた。熱水活動に伴う熱異常を検出するには至らなかったが、これらの事例地域における測定結果と数値計算との比較を通じて、本アプローチの適用にあたっての注意点及び適用条件について整理することができた。

「粘土鉱物の K-Ar 年代測定に基づいた断層帯の活動性の検討」では、脆性変形の時期の推定を目的として、過年度に引き続いて 3 種類の検討を実施した。粉砕が K-Ar 年代に及ぼす影響の検証については、粉砕器具、粉砕時間、加熱時間の異なる試料（R2 年度に調製と K 測定を実施）の Ar 測定を完了し、通算で 23 点の K-Ar 年代を得た。延岡衝上断層を貫くボーリングコア試料の K-Ar 年代測定については、R2 年度に K 測定まで完了していた試料（粒径は<0.8μm、<2μm、2-6μm の 3 通り）の Ar 測定を完了し、通算で 17 点の K-Ar 年代を得た。阿寺断層の断層ガウジ試料の K-Ar 年代測定については、R2 年度に調製した試料及び今年度に追加で鉱物分離と K 測定を実施した試料のうち、計 4 試料の K-Ar 年代が得られた（9 試料は測定中）。今後は、これらの試料の Ar 測定を完了して K-Ar 年代を取得し、SEM／TEM 観察や XRD／LPS 分析結果と併せて、それぞれの検討目的に沿ってデータの解釈を進めていく予定である。

「地質温度圧力計と U-Pb 年代測定法を用いた侵食史の推定」では、研究対象地域の侵食史推定を目的として、花崗岩試料に対する地質温度・圧力計の適用を行った。黒部地域では、過年度の成果に加えて、新たに 8 試料の分析を実施した。その結果、1.1Ma 頃を境にして、平均削剥速度の急激な変化がみられることが明らかとなった。今後は試料及び解析数を増やすことで、地域差についても検討する予定である。また、本アプローチの適用性のさらなる検証のため、谷川岳地域の事例にも着手した。数地点で予察的に実施したジルコン U-Pb 年代測定により、中新世末～鮮新世の若い花崗岩の存在が確認された。今後は、黒部地域と同様のアプローチにより、侵食史推定を行う予定である。

「熱年代学、宇宙線生成核種法、地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討」では、以下の三つの検討を行った。

「熱年代学による山地の隆起・侵食過程の検討」では、東北日本弧の前弧域の北上山地において、地質学的タイムスケールの熱史・削剥史の推定を目的に熱年代解析を実施した。今年度は、特に約 55～130℃の低温域における冷却・削剥史の解像度を上げるため、AHe 年代の測定数と、AFT 長に基づいた熱史逆解析のデータ数を拡充した。過年度及び先行研究の熱年代と併せると、AFT 年代は東から西に向かって約 70 Ma まで若くなる一方、AHe 年代は約 40 Ma で東西方向にほぼ均一となった。この傾向は、火山フロントの移動のような地温勾配の変化では説明が困難であるが、プレートの底付け付加に起因する前弧域の隆起により説明できる。今後の課題としては、ESR 熱年代のようなさらに低温域対象とした熱年代法による、より最近の時代における削剥史の検討が挙げられる。

「隆起速度の推定を目指した宇宙線生成核種による離水地形の年代決定」では、海成段丘を対象に、宇宙線生成核種濃度の深度分布を測定し、それに核種蓄積のモデルカーブをフィッティングして離水年代を求める手法が検討され、実用上の留意点が整理された。離水時に持ち込まれる継承核種の量を推定したうえ、試料採取地点として原面残存性の高い場の条件を選択して、確実な段丘構成層を分析対象とすることで、数十万年スケールでの離水地形の年代決定の可能性が拓かれた。今後、この手法を用いた多点分析によって、地域的な隆起速度の時間変遷についての推

定精度が向上することが期待される。

「地形解析による山地の隆起・侵食過程の検討」では、河川縦断形の逆解析に際して行う最適化計算について、R2 年度に引き続いて、マルコフ連鎖モンテカルロ（Markov ChainMCMC）法を用いた検討を実施した。Campforts et al. (2020)に従い、Stream Power Model に岩質強度係数を取り込んだ。また、アルゴリズムの整理によるフォワード計算の高速化と、MCMC 法のハイパーパラメータの検討による逆解析の精度・確度向上を実施した。人工的にチェッカーボード状の隆起速度分布を与えて逆解析を行ったところ、入力値がほぼ完全に再現されることが確認された。これらの結果を踏まえて、東北地方に加えて、新たに四国・紀伊半島にも逆解析を適用した。今後の課題としては、パラメーターの検証とチューニングを行い、実河川の逆解析の信頼性を向上させることが挙げられる。

8. 引用文献

Aalto, R., Dunne, T., & Guyot, J. L. (2006). Geomorphic controls on Andean denudation rates. *The Journal of geology*, *114*(1), 85-99.

Ault, A. K., Gautheron, C. and King, G. E., Innovations in (U‐Th)/He, fission track, and trapped charge thermochronometry with applications to earthquakes, weathering, surface‐mantle connections, and the growth and decay of mountains, Tectonics, vol.38(11), pp.3705-3739, 2019.

Campforts, B., Vanacker, V., Herman, F., Vanmaercke, M., Schwanghart, W., Tenorio, G. E., ... & Govers, G. (2020). Parameterization of river incision models requires accounting for environmental heterogeneity: insights from the tropical Andes. *Earth Surface Dynamics*, *8*(2), 447-470.

地層処分研究開発調整会議, 地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度-平成 34 年度）, 44p, 2018.

Crave, A., & Davy, P. (2001). A stochastic "precipiton" model for simulating erosion/sedimentation dynamics. *Computers & Geosciences*, *27*(7), 815-827.

d'Alessio, M.A., Blythe A.E. and Bürgmann, R., No frictional heat along the San Gabriel fault, California: Evidence from fission-track thermochronology, Geology, vol.31, pp.541-544, 2003. doi: 10.1130/0091-7613(2003)031<0541:NFHATS>2.0.CO;2

Dodson, M. H., Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.40(3), pp.259-274, 1973.

Donelick, R.A. and Miller, D.S., Enhanced tint fission track densities in low spontaneous track density apatites using ^{252}Cf-derived fission fragment tracks: A model and experimental observations, International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, vol.18, pp.301-307, 1991.

Evans, N. J., Byrne, J. P., Keegan, J. T. and Dotter, L. E., Determination of uranium and thorium in zircon, apatite, and fluorite: Application to laser (U-Th)/He thermochronology, Journal of Analytical Chemistry, vol.60(12), pp.1159-1165, 2005.

Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Webb, L.E. and O'Sullivan, P.B., Interpretation of (U–Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land, Chemical Geology, vol.225, pp.91-120, 2006.

Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L. and Farley, K.A., Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol.73, pp.2347-2365, 2009.

Fukuda, S., Sueoka, S., Kohn, B. P. and Tagami, T., (U–Th)/He thermochronometric mapping across the northeast Japan Arc: towards understanding mountain building in an island-arc setting. Earth, Planets and Space, vol.72(1), pp.1-19, 2020.

Gallagher, K., Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.117(B2), B02408, 2012. doi:10.1029/2011JB008825

Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., & Stephenson, J. (2009). Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems. *Marine and Petroleum*

Geology, *26*(4), 525-535.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J. and Pagel, M., Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology, Chemical Geology, Vol.266, pp.157-170, 2009.

後藤　篤, 日本列島の隆起準平原の平坦化の時期—フィッション・トラック年代学からのアプローチ—, 科研費成果報告書, 課題番号 10440144, 2001.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A.G., A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press, 2005.

Grün, R., Tani, A., Gurbanov, A., Koshchug, D., Williams, I. and Braun, J., A new method for the estimation of cooling and denudation rates using paramagnetic centers in quartz: A case study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.104(B8), pp.17531-17549, 1999.

Guenthner, W.R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L. and Giester, G., Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology, American Journal of Science, vol.313, pp.145-198, 2013.

Guenthner, W.R., Reiners, P.W. and Tian, Y., Interpreting date–eU correlations in zircon (U-Th)/He datasets: A case study from the Longmen Shan, China, Earth and Planetary Science Letters, vol.403, pp.328-339, 2014.

Guenthner, W.R., Implementation of an alpha damage annealing model for zircon (U-Th)/He thermochronology with comparison to a zircon fission track annealing model, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.22, e2019GC008757, 2020. https://doi.org/10.1029/2019GC008757

Holland, T. and Blundy, J., Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.116, pp.433-447, 1994. https://doi.org/10.1007/BF00310910

Howard, A. D. (1994). A detachment - limited model of drainage basin evolution. Water resources research, 30(7), 2261-2285.

藤田和夫, 前田保夫, 須磨地域の地質　地域地質研究報告(5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 101p, 1984.

Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, Y., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K., An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U–Pb dating standard, Island Arc, vol.22, pp.382-394, 2013. doi:10.1111/iar.12038

Johannes, W. and Holtz, F., Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks, Springer-Verlag, 335p, 1996.

Kawakami, T., Sueoka, S., Yokoyama, T., Kagami, S., King, G.E., Herman, F., Tsukamoto, S. and Tagami, T., Solidification depth and crystallization age of the shiaidani granodiorite: Constraints to the average denudation rate of the Hida range, central Japan, Island Arc, vol.30, e12414, 2021. https://doi.org/10.1111/iar.12414

川野良信, 柴田 賢, 内海 茂, 大平寛人, 谷川岳鮮新世深成岩体の K-Ar 年代, 岩鉱, Vol.87, pp.221-225, 1992.

Ketcham, R.A., Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol.58, pp.275-314, 2005.

Ketcham, R. A., Fission-track annealing: from geologic observations to thermal history modeling, In Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology, pp.49-75, 2019.

Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. and Hurford, A.J., Improved modeling of fission-track annealing in apatite, American Mineralogist, vol.92, pp.799-810, 2007.

King, G. E., Tsukamoto, S., Herman, F., Biswas, R. H., Sueoka, S. and Tagami, T., Electron spin resonance (ESR) thermochronometry of the Hida range of the Japanese Alps: validation and future potential, Geochronology, vol.2(1), pp.1-15, 2020.

Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P. W., & Wieler, R. (2007). Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, *83*(1-2), 97-120.

Manaka, M., Shimizu, T. and Takeda, M., Comparison of rock outcrop permeability with increasing distance from the Rokko fault zone, Engineering Geology, vol.271, 105591. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105591

Menant, A., Angiboust, S., Gerya, T., Lacassin, R., Simoes, M. and Grandin, R., Transient stripping of subducting slabs controls periodic forearc uplift, Nature Communications, vol.11(1), pp.1-10, 2020.

Milesi, G., Monié, P., Münch, P., Soliva, R., Taillefer, A., Bruguier, O., Bellanger, M., Bonno, M. and Martin, C., Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using U-Th/He apatite thermochronology and rare-earth element (REE) analyses: the example of the Têt fault (Pyrenees, France), Solid Earth, vol.11, pp.1747-1771, 2020. https://doi.org/10.5194/se-11-1747-2020

Minami, S., Nagata, M., Sueoka, S., Fukuda, S., Kajita, Y., Ogita, Y., Kagami, S., Yokoyama, T. and Tagami, T., Two pulse intrusive events of the Pliocene Tanigawa-dake granites revealed from zircon U–Pb dating, Earth, Planets, and Space, vol.73, 231, 2021. https://doi.org/10.1186/s40623-021-01556-4

Mitchell, T.M., Ben-Zion, Y. and Shimamoto, T., Pulverized fault rocks and damage asymmetry along the Arima-Takatsuki Tectonic Line, Japan, Earth and Planetary Science Letters, vol.308, pp.284-297, 2011.

森山昭雄, 光野克彦, 伊那谷南部, 伊那層の堆積構造からみた木曽・赤石両山脈の隆起時期, 地理学評論 Ser. A, vol.62(10), pp.691-707, 1989.

Murakami, M., Tagami, T. and Hasebe, N., Ancient thermal anomaly of an active fault system: zircon fission-track evidence from Nojima GSJ 750 m borehole samples, Geophysical Research Letters, vol.29, 2002. doi:10.1029/2002GL015679

Murakami, M. and Tagami, T., Dating pseudotachylyte of the Nojima fault using the zircon fission-track method, Geophysical Research Letters, vol.31, L12604, 2004. doi:10.1029/2004GL020211

Murakami, M., Košler, J., Takagi, H. and Tagami, T., Dating pseudotachylyte of the Asuke Shear Zone using zircon fission-track and U–Pb methods, Tectonophysics, vol.424, pp.99-107, 2006.

村上雅紀, ジルコンフィッショントラック熱年代学から野島断層の平均剪断仕事量を推定する, 月刊地球, vol.32, pp.24-29, 2010.

Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J. and Brooker, R.A., An experimental

study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.171, pp.1-27, 2016. https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 平成３０年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書, 2019.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 平成３１年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書, 2020.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 令和２年度 高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発 報告書, 2021.

Niwa, M., Mizuochi, Y. and Tanase, A., Changes in chemical composition caused by water–rock interactions across a strike-slip fault zone: case study of the Atera Fault, Central Japan, Geofluids, vol.15, pp.387-409, 2015.

大平寛人, 本多照幸, 北部フォッサマグナ谷川岳深成岩体のフィッション・トラック年代とジルコンの Th/U 比, フィッション・トラックニュースレター, Vol.12, pp.60-63, 1999.

Ohmori, H., A comparison between the Davisian scheme and landform development by concurrent tectonics and denudation, Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo, vol.17, pp.19-28, 1985.

Osozawa, S., Usuki, T., Usuki, M., Wakabayashi, J. and Jahn, B. M., Trace elemental and Sr-Nd-Hf isotopic compositions, and U-Pb ages for the Kitakami adakitic plutons: Insights into interactions with the early Cretaceous TRT triple junction offshore Japan, Journal of Asian Earth Sciences, vol.184, 103968, 2019.

Richter, M., Tsukamoto, S. and Long, H., ESR dating of Chinese loess using the quartz Ti centre: A comparison with independent age control, Quaternary International, vol.556, pp.159-164, 2020.

Roberts, G. G., & White, N. (2010). Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(B2).

Roberts, G. G., White, N. J., Martin‐Brandis, G. L., & Crosby, A. G. (2012). An uplift history of the Colorado Plateau and its surroundings from inverse modeling of longitudinal river profiles. *Tectonics*, *31*(4).

Rudge, J. F., Roberts, G. G., White, N. J., & Richardson, C. N. (2015). Uplift histories of Africa and Australia from linear inverse modeling of drainage inventories. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *120*(5), 894-914.

産業技術総合研究所, 日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース, 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-5（CD-ROM）, 2004.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2 (https://gbank.gsj.jp/seamless/)

佐藤興平, 谷川岳花崗岩体の年代とフォッサマグナ地域における新第三紀の珪長質火成活動, 群馬県立自然史博物館研究報告, Vol.20, pp.85-104, 2016.

総合資源エネルギー調査会電力・ガス事業分科会原子力小委員会地層処分技術ワーキンググループ, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価−地質環境特性および地質環境の長期安定性について−, 2014, 61p.

Shuster, D.L., Flowers, R.M. and Farley, K.A., The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite, Earth and Planetary Science Letters, vol.249, pp.148-

161, 2006. doi:10.1016/j.epsl.2006.07.028

末岡 茂, 田上高広, 堤 浩之, 長谷部徳子, 田村明弘, 荒井章司, 山田隆二, 松田達生, 小村健太朗, フィッション・トラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史, 地学雑誌, vol.119, pp.84-101, 2010.

Sueoka, S., Kohn, B. P., Tagami, T., Tsutsumi, H., Hasebe, N., Tamura, A. and Arai, S., Denudation history of the Kiso Range, central Japan, and its tectonic implications: Constraints from low-temperature thermochronology, Island Arc, vol.21(1), pp.32-52, 2012.

末岡　茂, 堤　浩之, 田上高広, 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応用, 地球科学, vol.69(1), pp.47-70, 2015.

末岡　茂, 田上高広, 低温領域の熱年代学の原理と地殻浅部のテクトニクスへの応用, 地学雑誌, vol.128(5), pp.707-730, 2019.

Sueoka, S., Ikuho, Z., Hasebe, N., Murakami, M., Yamada, R., Tamura, A., Arai, S. and Tagami, T., Thermal fluid activities along the Mozumi-Sukenobu fault, central Japan, identified via zircon fission-track thermochronometry, Journal of Asian Earth Sciences: X, vol.2, 100011, 2019. https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2019.100011

Sueoka, S., Iwano, H., Danhara, T., Niwa, M., Kanno, M., Kohn, B.P., Kawamura, M., Yokoyama, T., Kagami, S., Ogita, Y. and Hirata, T., Thermal characteristics of fossil fluids from the Philippine Sea slab: Insights from fluid inclusions and thermochronology, Earth and Space Science Open Archive, 2020. https://doi.org/10.1002/essoar.10504421.1

菅沼悠介, 鈴木毅彦, 山崎晴雄, 菊地隆男, 長野県南部, 伊那層群のテフラとその対比, 第四紀研究, vol.42(5), pp.321-334, 2003.

Tagami, T., Hasebe, N., Kamohara, H. and Takemura, K., Thermal anomaly around Nojima fault as detected by the fission-track analysis of Ogura 500 m borehole samples, Island Arc, vol.10, pp.457-464, 2001.

Tagami, T. and Murakami, M., Probing fault zone heterogeneity on the Nojima fault: Constraints from zircon fission-track analysis of borehole samples, Tectonophysics, vol.443, pp.139-152, 2007.

Takagi, H., Shimada, K., Iwano H. and Danhara, T., Oldest record of brittle deformation along the Median Tectonic Line: fission-tarck age for pseudotachylyte in the Taki area, Mie Prefecture, Journal of Geological Society of Japan, vol.116, pp.45-50, 2010.

土谷信高, アダカイト研究の現状と問題点: アダカイト質岩の多様性の成因とその地質学的意義, 地球科学, vol.62(3), pp.161-182, 2008.

土谷信高, 古川聡子, 木村純一, 北上山地古第三紀浄土ケ浜流紋岩類の岩石学的研究-パーアルミナスなアダカイト質マグマの成因, 地質学論集, vol.53, pp.57-83, 1999.

土谷信高, 武田朋代, 足立達朗, 中野伸彦, 小山内康人, 足立佳子, 北上山地の前期白亜紀アダカイト質火成活動とテクトニクス, 岩石鉱物科学, vol.44(2), pp.69-90, 2015.

Tsukamoto, S., Toyoda, S., Tani, A. and Oppermann, F., Single aliquot regenerative dose method for ESR dating using X-ray irradiation and preheat, Radiation Measurements, vol.81, pp.9-15, 2015.

Wildman, M., Brown, R., Beucher, R., Persano, C., Stuart, F., Gallagher, K., Schwanethal, J. and Carter, A., The chronology and tectonic style of landscape evolution along the elevated Atlantic continental margin of South Africa resolved by joint apatite fission track and (U-Th-Sm)/He thermochronology, Tectonics, vol.35, pp.511-545, 2016.

doi:10.1002/2015TC004042.

Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S. and Ito, H., Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study, Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), vol.122, pp.249-258, 1995.

Yamada, R., Murakami, M. and Tagami, T. Statistical modelling of annealing kinetics of fission tracks in zircon; Reassessment of laboratory experiments, Chemical Geology, vol.236, pp.75-91, 2007.

Yoshida, T., Kimura, J. I., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., ... and Imaizumi, T., Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust–mantle structure in the NE Japan Arc, Geological Society, London, Special Publications, vol.385(1), pp.335-387, 2014.

空白ページ

岩石・年代学的手法を用いた自然現象の影響評価手法の高度化に関する研究

令和 3 年度共同研究報告書

令和 4 年 1 月

国立大学法人山形大学
国立大学法人東京大学地震研究所
学校法人学習院学習院大学

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

目　次

1. 概要 ..... 付 2-4
1.1 共同研究件名 ..... 付 2-4
1.2 研究目的 ..... 付 2-4
1.3 研究概要 ..... 付 2-4
1.4 研究内容 ..... 付 2-4
1.5 研究期間 ..... 付 2-5
2. 研究方法 ..... 付 2-6
2.1 U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量技術 ..... 付 2-6
2.1.1 ジルコン内での分析地点の選定 ..... 付 2-6
2.1.2 試料選定 ..... 付 2-8
2.1.3 U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量手法 ..... 付 2-9
2.2 結晶化温度推定の妥当性検討 ..... 付 2-10
2.2.1 全岩化学組成分析 ..... 付 2-10
2.2.2 rhyolite-MELTS ..... 付 2-10
3. 研究成果 ..... 付 2-12
3.1 データ拡充に伴う U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量技術の最適化・高度化 ..... 付 2-12
3.1.1 ジルコン内での内部構造に基づく分析地点の選定 ..... 付 2-12
3.1.2 ジルコンの U-Pb 年代とチタン濃度から結晶化年代・温度の導出 ..... 付 2-15
3.2 ジルコンの結晶化温度推定の妥当性検討 ..... 付 2-35
3.2.1 ジルコンのチタン濃度と全岩化学組成の関係 ..... 付 2-35
3.2.2 rhyolite-MELTS ..... 付 2-37
4. まとめ ..... 付 2-39

図　目　次

図 2-1　黒部川花崗岩体（優白質岩）中のジルコンの化学組成（BSE）像とカソードルミネッセンス（CL）像 ..... 付 2-7
図 2-2　内部構造に基づく U-Pb 年代測定とチタン濃度の同時定量分析地点 ..... 付 2-7
図 2-3　大崩山花崗岩体の鉛直方向の岩相変化 ..... 付 2-8
図 3-1　大崩山花崗岩体のジルコンの分析点 ..... 付 2-13
図 3-2　遠野複合深成岩体のジルコンの分析点 ..... 付 2-14
図 3-3　堺ノ神深成岩体のジルコンの分析点 ..... 付 2-15
図 3-4　大崩山花崗岩体のジルコンの結晶化年代と結晶化温度のプロット ..... 付 2-18
図 3-5　大崩山花崗岩体（ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩）のジルコン粒子の年代、チタン濃度及び結晶化温度のプロット ..... 付 2-19
図 3-6　遠野複合深成岩体の中心部相、主岩相、周縁部相、それぞれのジルコンの結晶化年代と結晶化温度のプロット ..... 付 2-20
図 3-7　遠野複合深成岩体の中心部相、主岩相におけるジルコンの結晶化年代と温度の関係のプロット ..... 付 2-21

図 3-8　堺ノ神深成岩体の優白質珪長質岩のジルコンの結晶化年代と結晶化温度の関係のプロット ..... 付 2-22
図 3-9　遠野岩体の全岩 SiO_2 濃度と TiO_2 濃度の関係 ..... 付 2-36
図 3-10　遠野岩体の全岩 TiO_2 濃度とジルコン中の Ti 濃度の関係 ..... 付 2-36
図 3-11　ジルコンの結晶化温度 ..... 付 2-38

表　目　次

表 2-1　本共同研究で対象とする岩石試料..... 付 2-8
表 2-2　LA-ICP-MS の分析条件 .....付 2-11
表 3-1　大崩山花崗岩体（黒雲母花崗岩）のジルコン U-Pb 年代データ及びチタン濃度.. 付 2-23
表 3-2　遠野複合深成岩体のジルコン U-Pb 年代データ及びチタン濃度 ..... 付 2-29
表 3-3　堺ノ神深成岩体のジルコン U-Pb 年代データ及びチタン濃度 ..... 付 2-33
表 3-4　遠野岩体の全岩化学組成 ..... 付 2-35

1. 概要

1.1 共同研究件名

岩石・年代学的手法を用いた自然現象の影響評価手法の高度化に関する研究

1.2 研究目的

日本原子力研究開発機構（以下、原子力機構）では、経済産業省資源エネルギー庁から受託した「令和 3 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業（地質環境長期安定性評価技術高度化開発）」において、地層処分に適した地質環境の選定に係る自然現象の影響把握及びモデル化に関連する研究課題として示された火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動、隆起・侵食に対し、地質学、地形学、地震学、地球年代学等の各学術分野における最新の研究を踏まえた技術の適用による事例研究を通じて、課題の解決に必要な知見の蓄積や調査・評価技術の高度化を総合的に進めている。このうち隆起・侵食については、隆起量・侵食量の評価に反映するための、熱年代学的手法等を用いた隆起・侵食評価手法の整備が、技術開発課題として提示されている。

本共同研究では、岩石学、地球年代学等の手法を融合的に用いることで、隆起量・侵食量の評価方法の整備に関する課題の検討を行う。深成岩体を伴う地域の隆起量・侵食量の評価には地球年代学の中でも熱年代学的な手法が有用である。また鉱物の組織的特徴や化学組成は、鉱物生成時の環境や温度条件を把握するための手がかりとなる。これらの岩石学的手法と熱年代学的な手法を融合することにより、隆起・侵食史のスタートに相当するマグマの貫入・定置に関する情報等、熱年代学のみでは得られない地質情報の取得が期待できる。

これらの手法を通じて隆起量・侵食量評価に寄与する自然現象の影響評価手法の整備及び高度化を目的とした。

1.3 研究概要

本共同研究は、地形学的手法や年代測定などを用いた過去百万年～数十万年前以前からの隆起・侵食を把握するための技術の拡充を目指すものである。この研究背景に基づき、本共同研究では、岩石学、地球年代学等の手法を融合的に用いることで、隆起量・侵食量の評価方法の整備に関する課題の検討を実施した。

深成岩体を伴う地域の隆起量・侵食量の評価には地球年代学的（熱年代学的）な手法が有用である（例えば、末岡ほか, 2015 ; Yuguchi et al., 2019）。また鉱物の組織的特徴や化学組成は、鉱物生成時の温度条件や環境を把握するための手がかりとなる（Yuguchi et al., 2019）。これらのことから、岩石学的手法と地球年代学的な手法の融合は、マグマの貫入・定置に関する情報等の、熱年代学のみでは得られない、隆起史・侵食史の解明に資する地質情報の取得が可能となる。本共同研究では、深成岩中に産出するジルコンに着目し、これらの手法の構築を通じて隆起量・侵食量評価に寄与する自然現象の影響評価手法の高度化に向けた整備を実施した。

1.4 研究内容

令和 3 年度の本共同研究では、ジルコンの U-Pb 年代に基づく結晶化年代、及びカソードルミネッセンス（CL）観察に基づく成長様式の解明を通じて、ジルコン成長の物理化学条件の決定手法の構築を行った。また、ジルコンの結晶化温度を推定するためにジルコン中のチタン濃度を活用した温度計（チタン温度計）を適用した。

平成 31 年度（令和元年度）に山形大学、東大地震研及び原子力機構間で実施した共同研究「岩石・年代学的手法を用いた自然現象の影響評価手法の高度化に関する研究」では、レーザーアブ

レーション ICP 質量分析装置を用いた U-Pb 年代とチタン濃度の同時定量技術を構築した（Yuguchi et al., 2020）。令和 2 年度に山形大学、東大地震研、学習院大学及び原子力機構間で実施した共同研究では、LA-ICP 質量分析装置のレーザー径を調整するなど、U-Pb 年代とチタン濃度の同時定量技術の最適化が図られ、若い年代値（1 Ma 以下）や古い年代値（100 Ma 以上）を示すことが予測される複数の深成岩体を対象試料として用いることで、研究手法の汎用性について検討を行った。

令和 3 年度の本共同研究では、これまでの共同研究の成果を踏まえ、複数の岩体を対象とし、熱年代学データ及び岩石学的なデータの拡充を図り、隆起・侵食史のスタートとなるマグマの貫入・定置に関する情報の評価手法の高度化を実施する。また、これまでの共同研究において、チタン温度計を用いた結晶化温度推定で課題となっていたチタンの活動度（活量）を定めるにあたり、その手法と妥当性を評価するため、岩石薄片試料の観察及び全岩試料の主成分化学組成の分析を行い、結晶化温度推定の妥当性を検証した。

（1） 情報整理

既往情報を整理し、本年度分析を行う試料の選定基準や数量を決定した。

（2） 試料選定

(1)で決定した選定基準をもとに分析対象とする鉱物試料を選定した。試料については、比較的若い年代値（14 Ma）や古い年代値（100 Ma 以上）を示すことが予測される複数の深成岩体を対象試料として選定した。

（3） 鉱物試料の分析及び結果の解釈

(2)で選定した鉱物に対して前処理を行った後、カソードルミネッセンス観察に基づく組織的特徴の観察、化学組成の取得、U-Pb 年代に基づく結晶化年代など地球年代学的データの取得を実施した。また、鉱物試料の中でもジルコンの結晶化温度を推定するためにチタン温度計を適用した。

令和 2 年度に山形大学、東大地震研、学習院大学及び原子力機構と実施した共同研究「岩石・年代学的手法を用いた自然現象の影響評価手法の高度化に関する研究」に引き続き、複数の岩体を対象にし、熱年代学データ及び岩石学的データの拡充を図った。これにより、隆起・侵食史のスタートとなるマグマの貫入・定置に関する情報の評価手法の高度化を実施した。また、地質温度計を適用するために必要なチタンの活動度を決定する手法と妥当性を評価するため、岩石薄片試料の観察及び全岩試料の主成分化学組成の分析を行い、結晶化温度推定の妥当性を検証した。これらの結果に基づき、得られた地質情報の解釈を行い、自然現象の影響評価手法の高度化に向けた検討を行った。

1.5 研究期間

令和 3 年 7 月 21 日～令和 4 年 1 月 31 日

2. 研究方法

2.1 U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量技術

Yuguchi et al. (2016)では、土岐花崗岩体のジルコンに対して内部構造を考慮しつつ、U-Pb 年代測定による結晶化年代の決定及びチタン濃度分析に基づく結晶化年代の決定を行った。しかし、U-Pb 年代測定は LA-ICP-MS、チタン濃度の定量は EPMA を用いてデータの収集を行ったため、それぞれの年代データ、温度データと成長構造を関連づけることは、平成 31 年度（令和元年度）以前は未到達の課題であった。

平成 31 年度（令和元年度）に山形大学、東大地震研及び原子力機構間で実施した共同研究「岩石・年代学的手法を用いた自然現象の影響評価手法の高度化に関する研究」では、レーザーアブレーション ICP 質量分析法(Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry: LA-ICP-MS)を用いた U-Pb 年代とチタン濃度の同時定量技術を構築した（本成果は Yuguchi et al.(2020a)において公表）。これによって同一の微小領域における年代とチタン濃度を関連付けることを可能にした（図 2-1）。令和 2 年度の共同研究では、更なる発展的な課題として、LA-ICP-MS による同時定量データとカソードルミネッセンス像の内部構造を関連付けるため、レーザー径の検討を行った。レーザー径が大きい場合、ICP-MS に導入する試料の量が多くなり、高い精度の分析が可能となるが内部構造にまたがった分析点となり、内部構造を反映したデータの取得は困難である。しかし、レーザー径を小さくしようとした場合、ICP-MS に導入する試料の量が少なくなり、分析精度が低減する。つまり、分析精度を保ちつつ、内部構造を反映できるようなレーザー径の設定が必要となる。令和 2 年度の共同研究では、遠野複合深成岩体と堺ノ神深成岩体に対して 15 μm のレーザー径と黒部川花崗岩体に対して 25 μm のレーザー径を設定し（図 2-2）、それぞれで妥当な結果が得られることを確認した。

令和 2 年度の成果を踏まえ、令和 3 年度の共同研究では、14 Ma の年代値が報告されている宮崎県の大崩山花崗岩体のジルコンと 100 Ma 以上の年代値が報告されている遠野複合深成岩体と堺ノ神深成岩体のジルコンを研究対象とし、U-Pb 年代測定及びチタン濃度の同時定量分析技術の最適化・高度化に資するデータの拡充を図り、年代値の異なる複数の深成岩体に対する本研究手法の汎用性を検証した。

2.1.1 ジルコン内での分析地点の選定

ジルコンの結晶化年代及び結晶化温度を導出する上で、ジルコンの成長様式を反映する内部構造の把握は重要な課題である。この成長構造の解明のために、電子顕微鏡によるカソードルミネッセンス像観察（SEM-CL）を実施した。カソードルミネッセンス（CL）とは、電子顕微鏡で電子線を鉱物に照射した際に発する光を像としたものである。鉱物中の微量元素や格子欠陥などにより、その発光量は変化する。CL 像観察により、ジルコンの内部構造を可視化できる。SEM-CL 像観察には山形大学理学部に設置された SEM-CL 装置（JEOL IT-100A + Gatan Mini CL）、原子力機構 東濃地科学センター所有の EPMA 装置（JEOL JXA-8530F + CL イメージングシステム XM-26740PCLI 及び CL 分光システム XM-Z10009TMCL）を使用した。大崩山花崗岩体および堺ノ神深成岩体のジルコンの CL 像は山形大学の SEM-CL 装置を用い、遠野複合深成岩のジルコンの CL 像は東濃地科学センターの EPMA 装置を用いた。本研究での分析点は、既述の平成 31 年度及び令和 2 年度に実施した共同研究と同様に、図 2-1 や図 2-2 に示すような SEM-CL 像観察に基づき、U-Pb 年代・チタン濃度同時定量地点を内部構造に基づき選定を行った。

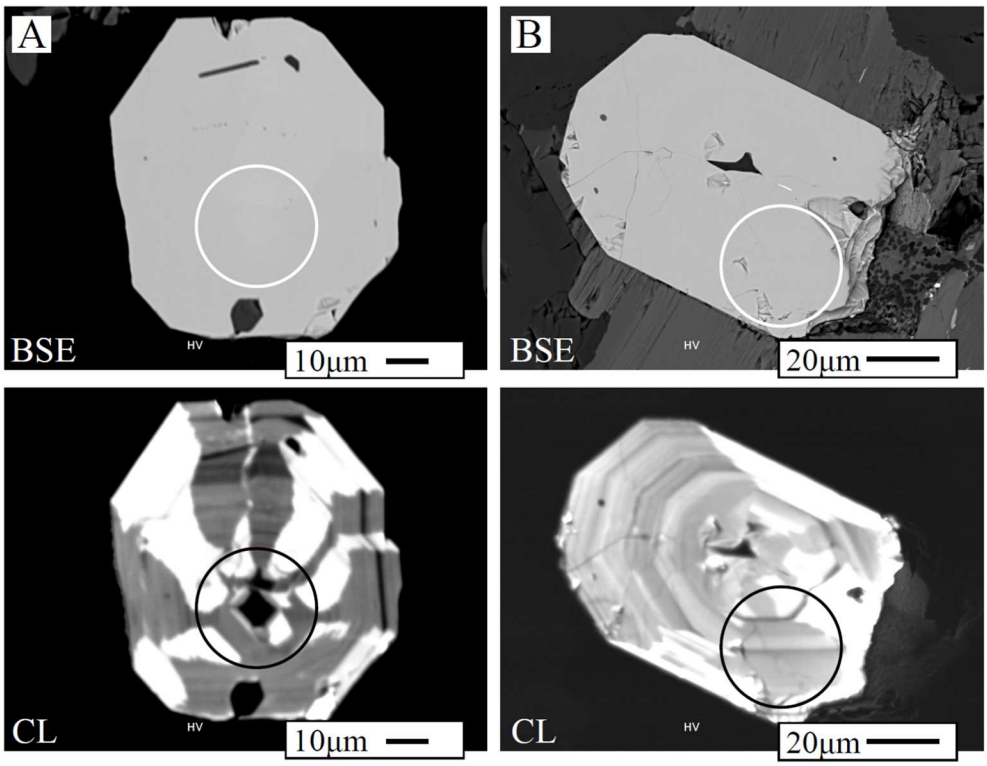


図 2-1　黒部川花崗岩体（優白質岩）中のジルコンの化学組成（BSE）像とカソードルミネッセンス（CL）像
（Yuguchi et al., 2020a）
図中の丸印が LA-ICP-MS による U-Pb 年代測定とチタン濃度の同時定量分析地点
A: KRG-9-2a No. 1, B: KRG-9-2b No. 2

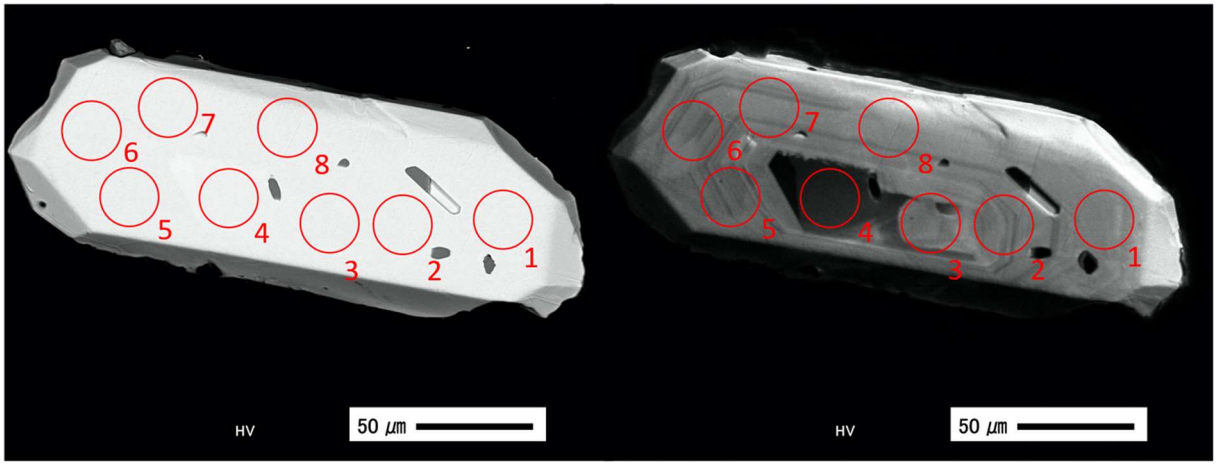


図 2-2　内部構造に基づく U-Pb 年代測定とチタン濃度の同時定量分析地点
図中の丸印が LA-ICP-MS による U-Pb 年代測定とチタン濃度の同時定量分析の検討地点
（黒部川花崗岩体（優黒質岩）中のジルコン 009-1 e No.9）

2.1.2 試料選定

本共同研究においては、3 つの深成岩体から採取したジルコンを研究対象とする。試料とした岩体は、生成年代の異なる宮崎県の大崩山花崗岩体、岩手県の遠野複合深成岩体及び岩手県の堺ノ神深成岩体からなる。生成年代の異なる岩体のジルコンを用いることで、本共同研究にて用いる手法の汎用性が評価可能となる。以下にそれぞれの岩体の特徴を記す。

大崩山花崗岩体は、西南日本外帯に位置する 14 Ma の年代値を有する深成岩体である。この 14 Ma という年代値は、黒雲母 K-Ar 年代、全岩 K-Ar 年代より決定されている（Shibata and Ishihara, 1979）。大崩山花崗岩体は大崩山火山－深成複合岩体の一部であり、垂直方向の組成累帯構造を持つ（Takahashi, 1986）。天井部境界から標高が下がるにつれ、珪長質から苦鉄質に変化し、岩相も黒雲母花崗岩、ホルンブレンド黒雲母花崗岩、ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩へと推移する（図 2-3）。大崩山花崗岩は、地殻の浅部に貫入したマグマ溜りが冷却固化した岩体であり、鉛直方向の冷却様式がサブソリダス組織を通じて観察できる（Yuguchi and Nishiyama, 2007）。このように、岩体の貫入、定置そして冷却を把握する上で、鉛直方向に変化する 3 岩相に着目することが有効である。本研究では、3 岩相（黒雲母花崗岩、ホルンブレンド黒雲母花崗岩、ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩）から 1 試料ずつを選定した（表 2-1）。試料はジルコンを分離した後、マウント試料とし、分析を行った。

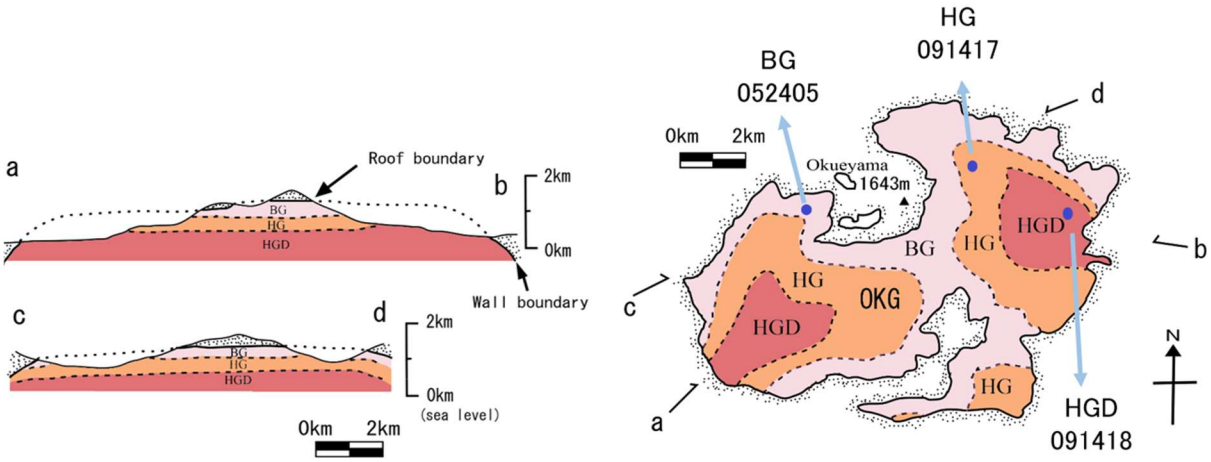


図 2-3　大崩山花崗岩体の鉛直方向の岩相変化
（Takahashi, 1986 を一部改変）

表 2-1　本共同研究で対象とする岩石試料

岩体名	試料個数	サンプル名
大崩山花崗岩体	3	黒雲母花崗岩：052405 ホルンブレンド黒雲母花崗岩：091417 ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩：091418
遠野複合深成岩体	3	中心部相 主岩相 周辺部相
堺ノ神深成岩体	1	優白質珪長質岩

遠野複合深成岩体は、北上山地の中央部に位置する深成岩体である。遠野複合深成岩体は 3 つの岩相を有している。その構成は、岩体の中心部の優白質な岩相（中心部相）、その周囲を取り囲む花崗閃緑岩・トーナル岩（主岩相）、岩体西縁部に閃緑岩（周辺部相）からなる累帯深成岩体である（御子柴・蟹沢，2008）。主岩相でカリ長石 K-Ar 年代測定が行われており、109±3 Ma の年代が報告されている（内海ほか，1990）。また、中心部相の全岩 Rb-Sr 年代は 98±20 Ma であり、主岩相と周辺部相の全岩 Rb-Sr 年代は 114±13 Ma の報告がなされている（加々美，2005）。このことからそれぞれの岩相で貫入・定置様式が異なっていることが解釈される。御子柴・蟹沢（2008）では生成プロセスとアダカイトとの関連も議論されており、それぞれの岩相でのジルコンの結晶化年代と結晶化温度の導出は、形成プロセスの解明にも有用な知見をもたらすことが可能である。本研究では 3 岩相のそれぞれから試料を選定した（表 2-1）。遠野複合深成岩体の試料も大崩山花崗岩体の試料と同様に、ジルコン分離を行った後、マウント試料として分析を行った。

堺ノ神深成岩体は、北上山地に位置する深成岩体である。先に記した遠野複合深成岩体の北方に位置する。堺ノ神深成岩体は、斑レイ岩から花崗閃緑岩の岩相変化に富んだ岩体である（Kato and Hama, 1976）。堺ノ神深成岩体は、今日まで引用可能な年代報告は行われておらず、ジルコン U-Pb 年代の導出は地質学的意義も深い。本年度の共同研究では、対象とする岩相としてアダカイト質岩の特徴を有する優白質珪長質岩相から産出するジルコンをサンプルとして選定した（表 2-1）。堺ノ神深成岩体の試料は、薄片中のジルコンに対して分析を行った。

作製した 3 岩体の試料について、マウント試料はジルコンの中心部分を分析面とした分析が可能である一方で、薄片試料は分析面が粒子のいずれの断面か判断することはできないが、ジルコンの周辺産状を保存するメリットを有する。

2.1.3 U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量手法

ジルコンの結晶化年代及びチタン温度計による結晶化温度の推定を行うため、レーザーアブレーション ICP 質量分析法（Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry: LA-ICP-MS）による U-Pb 同位体分析及びチタン濃度の同時定量分析を実施した。分析手法は、平成 31 年度（令和元年度）の共同研究成果である Yuguchi et al. (2020a)の分析条件を踏襲した。約 14 Ma の年代を有する大崩山花崗岩体のジルコンに対しても、100 Ma よりも古い年代を有すると考えられる遠野複合深成岩体と堺ノ神深成岩体に対しても、U や Pb 及び Ti に対する感度が年代や結晶化温度を推定するのに十分確保できると判断し、空間分解能を優先して、レーザー径は 15 μm を設定した。

本共同研究では、学習院大学所有の LA-ICP 質量分析装置（LA：ESI 製 NWR213 （Nd:YAG laser）; ICP 質量分析装置（Agilent Technology 製 Agilent8800））を使用した。分析条件を表 2-2 に示す。なお、使用した ICP 質量分析装置は、トリプル四重極型の質量分析装置で、酸素ガスをリアクションガスに使用したマスシフトモードで分析を行った。

ブラケッティング法による U-Pb 同位体分析の標準試料として、標準ジルコン GJ-1（609 Ma; Jackson et al., 2004）を用いた。また、得られる年代値の妥当性を評価するため、標準ジルコン 91500（Wiedenbeck et al., 1995）を年代標準試料として分析した。チタンの定量では、SRM NIST610 を標準試料とし、Si を内部標準としてモニターした。

分析領域周辺からの鉛汚染やジルコン結晶に初生的に分配される微量の非放射壊変起源鉛も得られる年代値に大きく影響（特にジルコン中の放射起源 ^{207}Pb の検出に影響）するため、補正が必須となる（Sakata, 2018）。本共同研究では、放射非平衡による効果と非放射壊変鉛の影響については、Sakata (2018) に従い補正を行った。

2.2 結晶化温度推定の妥当性検討

これまでの共同研究により、ジルコン中のチタン濃度自体は LA-ICP-MS を用いた同時定量分析によって、高精度での定量が可能となった。一方で、昨年度までの共同研究ではチタン温度計を用いた結晶化温度推定において、その推定した温度の妥当性の検証が課題となっていた。ジルコンのチタン温度計の使用に際して、温度の決定には、ジルコン中のチタン濃度とジルコン結晶時の TiO_2 活動度(a_{TiO2})の設定が必要となる。TiO_2 活動度は、深成岩体中でルチルなどのチタンの高濃度含有鉱物が認められる場合は、$a_{TiO2}=1$ と仮定できる（Yuguchi et al., 2020a）が、鉱物結晶化過程における局所的な活動度の変動も認められており（Yuguchi et al., 2020b）、ジルコン結晶化時における妥当な TiO_2 活動度の検討が必要となっている。そこで令和 3 年度の共同研究では、結晶化温度推定の妥当性を検証するため、①全岩化学組成とジルコンのチタン濃度の相関の確認を実施し、②'rhyolite-MELTS'を用いて、熱力学的計算に基づくジルコンの TiO_2 活動度の導出を行う。結晶化温度推定の妥当性を検証には、遠野複合深成岩体から採取した 3 岩相の試料を選定した（表 2-1）。

2.2.1 全岩化学組成分析

全岩化学組成の分析には、東濃地科学センター設置の蛍光エックス線分析装置（Rigaku ZSX Primus Ⅱ）を用いた。分析は、希釈率 1:2 のガラスビードを用いた蛍光エックス線分析法（XRF）によって行い、主要元素 10 元素（SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、MnO、MgO、CaO、Na_2O、K_2O、P_2O_5）、微量元素 19 元素（Ba、Ce、Cl、Co、Cr、F、Ga、Nb、Ni、Pb、Rb、S、Sc、Sr、Th、U、V、Y、Zr）について分析を行った。試料の前処理やガラスビードの作製、XRF 分析条件は、清水ほか (2016)に従った。

2.2.2 rhyolite-MELTS

ジルコン晶出時における TiO_2 活動度を推定するために、熱力学計算プログラム'rhyolite-MELTS'を用いた。rhyolite-MELTS は、相平衡計算を行うためのソフトウェアであり（Ghiorso and Sack, 1995); Gualda et al., 2012）、火山岩岩石学の分野で多く用いられている（例えば、石橋・鈴木, 2018）。このプログラムでは、系（結晶作用する前のメルト）の主成分化学組成、含水量、温度、圧力、酸素フガシティの条件を与えると、メルトー結晶間の化学ポテンシャルの釣り合いと質量保存の関係から、晶出した鉱物と残液メルトそれぞれの質量と化学組成を計算できる（石橋・鈴木, 2018)。また MELTS による計算によって、TiO_2 活動度に係る化学親和力を出力することが可能である（Ghoirso and Gualda, 2013）

表 2-2　LA-ICP-MS の分析条件

Laser ablation system	
Instrument	NWR213 Nd:YAG laser (ESI, Portland. U.S.A.)
Cell type	Two volume cell
Laser wave length	213 nm
Pulse duration	<5 ns
Fluence	1.9 -2.2 J/cm^2
Repetition rate	4 Hz
Ablation pit size	15 μm
Sampling mode	Single hole drilling
Pre-cleaning	1 shot with 50 μm
Carrier gas	He gas and Ar make-up gas combined outside ablation cell
He gas flow rate	0.40 l/min
Ar make-up gas flow rate	1.6 l/min
Ablation duration	15 s
Signal smoothing device	Baffle type filled with φ7 mm glass beads (volume: 100 ml)
ICP Mass Spectrometer	
Instrument	Agilent8800 (Agilent Technology, Santa Clara, California, U.S.A.)
RF power	1540 W
Data reduction	Integration of total ion counts per single ablation. Signals obtained from first few seconds were not used for data reduction, and next signals obtained from 13 or 17 s (for pit size of 20 μm and 25 μm) were integrated for further calculations. Signal intensity of ^{235}U was not monitored and ^{207}Pb/^{235}U is calculated assuming ^{238}U/^{235}U = 137.88 (Jaffey et al., 1971).
Detection mode	Pulse counting mode
Mass scan mode	MS/MS mode
Collision/reaction gas and flow rate	O_2 (0.005 ml/min) and He (2.0 ml/min)
Octa pole bias	0.0 V
Octa pole RF	160 V
Energy discrimination	-7.8 V
Monitored mass peak (amu) and permeable mass value for first quadrupole (Q1) and second quadrupole (Q2)	28 (Si; Q1 = 28; Q2 = 44), 48 (Ti ; Q1 = 48; Q2 = 64), 206 (Pb; Q1 = 206; Q2 = 206), 207 (Pb; Q1 = 207; Q2 = 207), 232 (Th; Q1 = 232; Q2 = 248), 238 (U; Q1 = 238; Q2 = 254)
Integration time per mass peak	28 (20 ms), 48 (100 ms), 206 (100 ms), 207 (200 ms), 232 (30 ms), 238 (30 ms)
Total integration time per reading	0.5057 s
Integration time per single ablation	12 s
Data processing	
Gas blank	Gas blank counts were obtained for 15 s before each ablation pit.

3. 研究成果

令和 3 年度に取得した研究成果を本章に記す。3.1 章で「データ拡充に伴う U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量技術の最適化・高度化」を、3.2 章で「結晶化温度推定の妥当性検討」について論じる。

3.1 データ拡充に伴う U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量技術の最適化・高度化

3.1.1 ジルコン内での内部構造に基づく分析地点の選定

ジルコンの内部構造はその生成温度・年代の違い（生成ステージの違い）を反映するため（Yuguchi et al., 2016）、このジルコンの内部構造に基づき、分析点の選定を行った。各岩体のジルコンのカソードルミネッセンス（CL）観察の相違から、3 つの領域に区分できる：①輝度の変化が乏しく均質な領域（homogeneous luminescence region）、②輝度の明暗が繰り返し生じるオシラトリーゾーニング領域（oscillatory zoning region）、③外来性コア（inherited core）（Yuguchi et al., 2016）。

1） 大崩山花崗岩体のジルコン

大崩山花崗岩体の 3 岩相に対するジルコンに対する SEM-CL 画像を図 3-1 に示す。優白質岩と優黒質岩のいずれにおいても CL 観察より①均質な領域、②オシラトリーゾーニング領域が観察された。また、複数の③外来性コアを有するジルコン（外来性ジルコン）が観察された。本共同研究では①から③のそれぞれの領域から、15 μm 直径の円領域をデータ収集地点として選定した。

2） 遠野複合深成岩体のジルコン

遠野複合深成岩体の 3 岩相に対するジルコンに対する SEM-CL 画像を図 3-2 に示す。CL 観察の結果、いずれの岩相においても①均質な領域、②オシラトリーゾーニング領域が観察された。また、2 粒子の③外来性コアを有するジルコン（外来性ジルコン）が観察された。①から③のそれぞれの領域から、15 μm 直径の円領域をデータ収集地点として選定した。

3） 堺ノ神深成岩体のジルコン

堺ノ神深成岩体の優白質珪長質岩相に対するジルコンに対する SEM-CL 画像を図 3-3 に示す。優白質珪長質岩相から採取したジルコンにおいては、CL 観察より②オシラトリーゾーニング領域が優位に観察され、5 粒子から③外来性ジルコンが観察された。本研究では、②オシラトリーゾーニング領域と③外来性コア領域から、15 μm 直径の円領域をデータ収集地点として選定した。

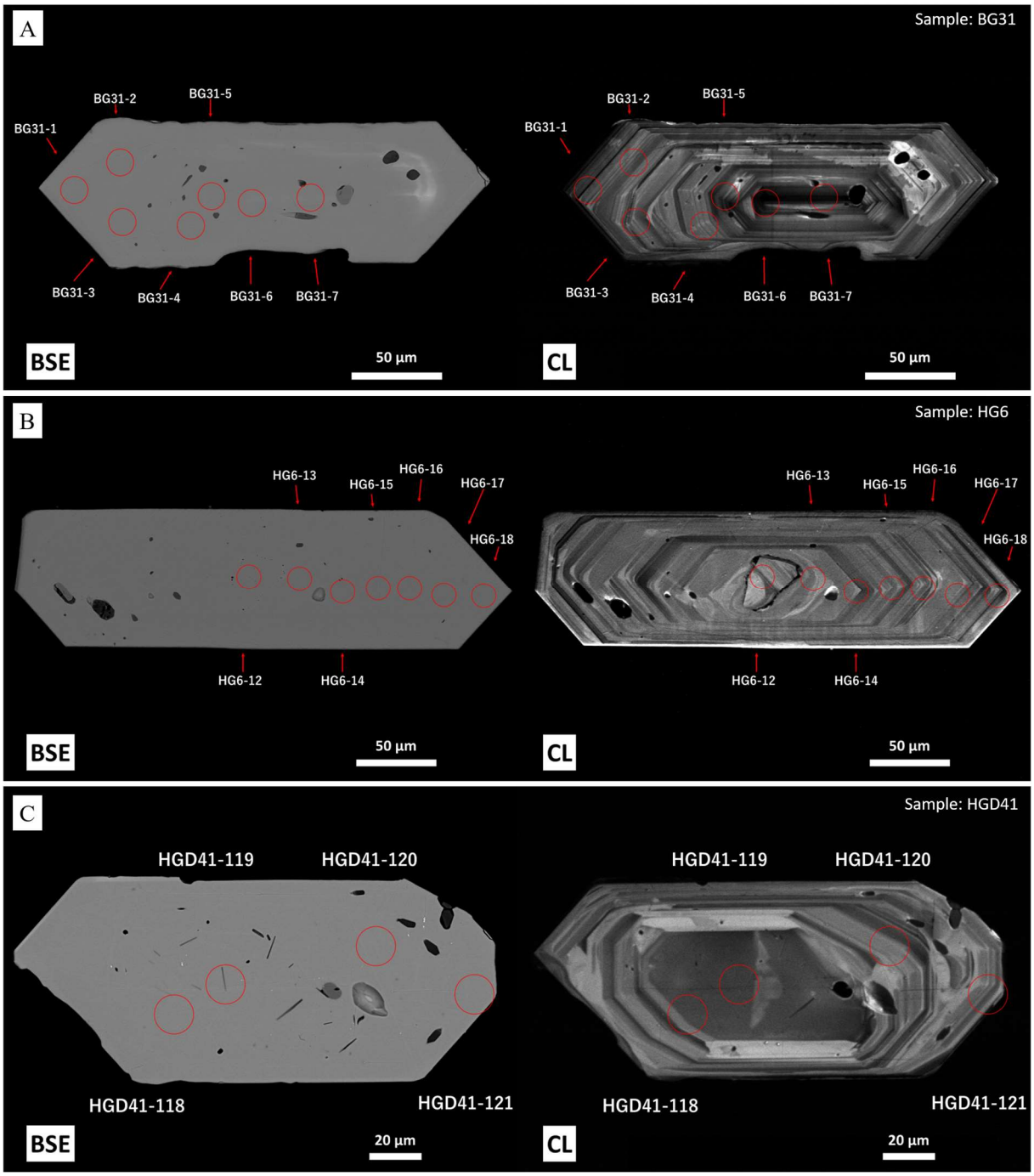


図 3-1　大崩山花崗岩体のジルコンの分析点

（左図：BSE 像、右図：CL 像）

A：オシラトリーゾーニングを示すジルコン（No. BG31）

B：外来性コアとオシラトリーゾーニングを示すジルコン（No. HG6）

C：均質なコアとオシラトリーゾーニング領域からなるジルコン（No.KTG36）

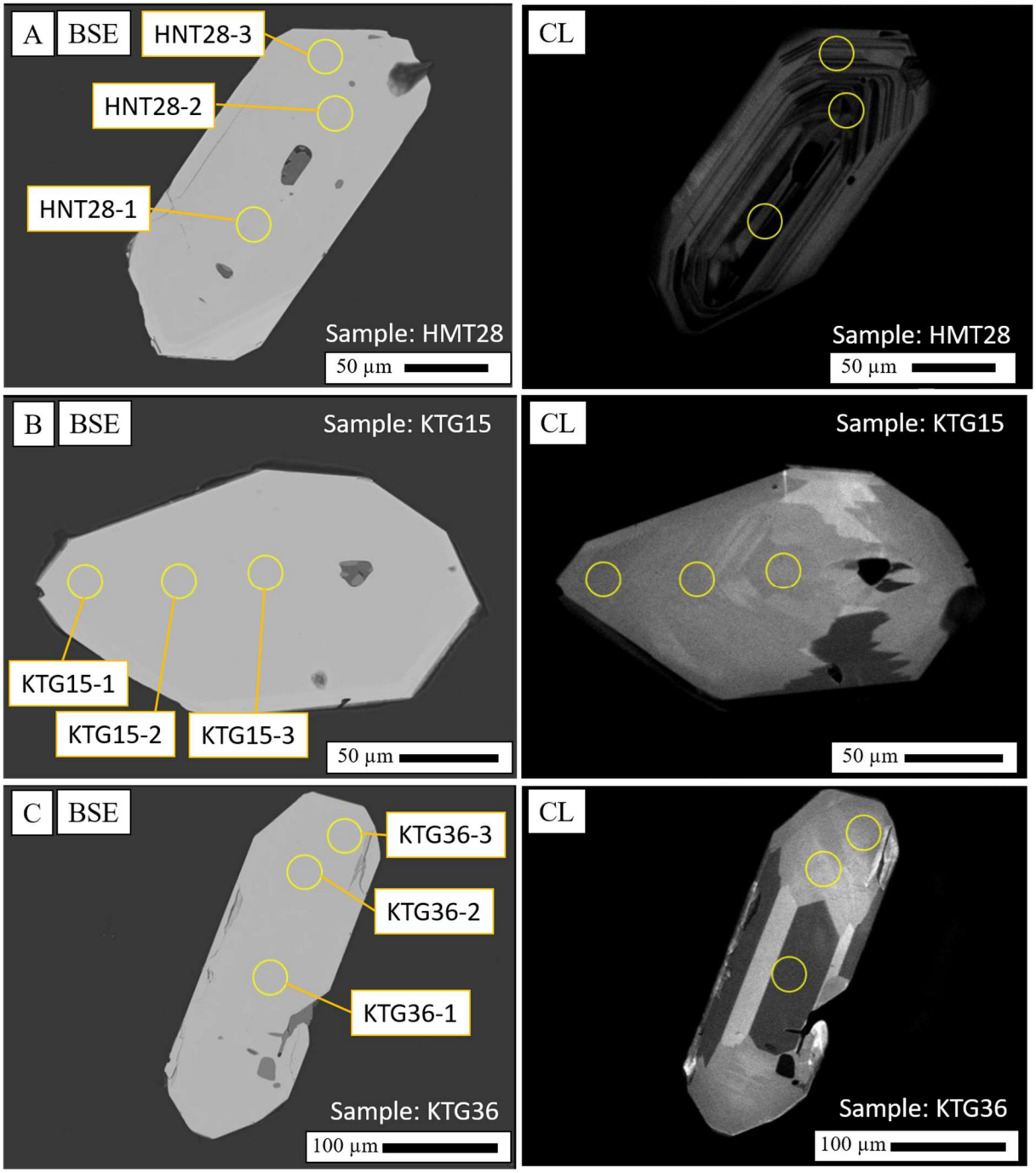


図 3-2　遠野複合深成岩体のジルコンの分析点

（左図：BSE 像、右図：CL 像）

A：中心部相中のオシラトリーゾーニングを示すジルコン（No.HMT28）

B：主岩相中のオシラトリーゾーニングを示すジルコン（No.KTG15）

C：周辺部相中の均質なコアとオシラトリーゾーニングからなるジルコン（No.KTG36）

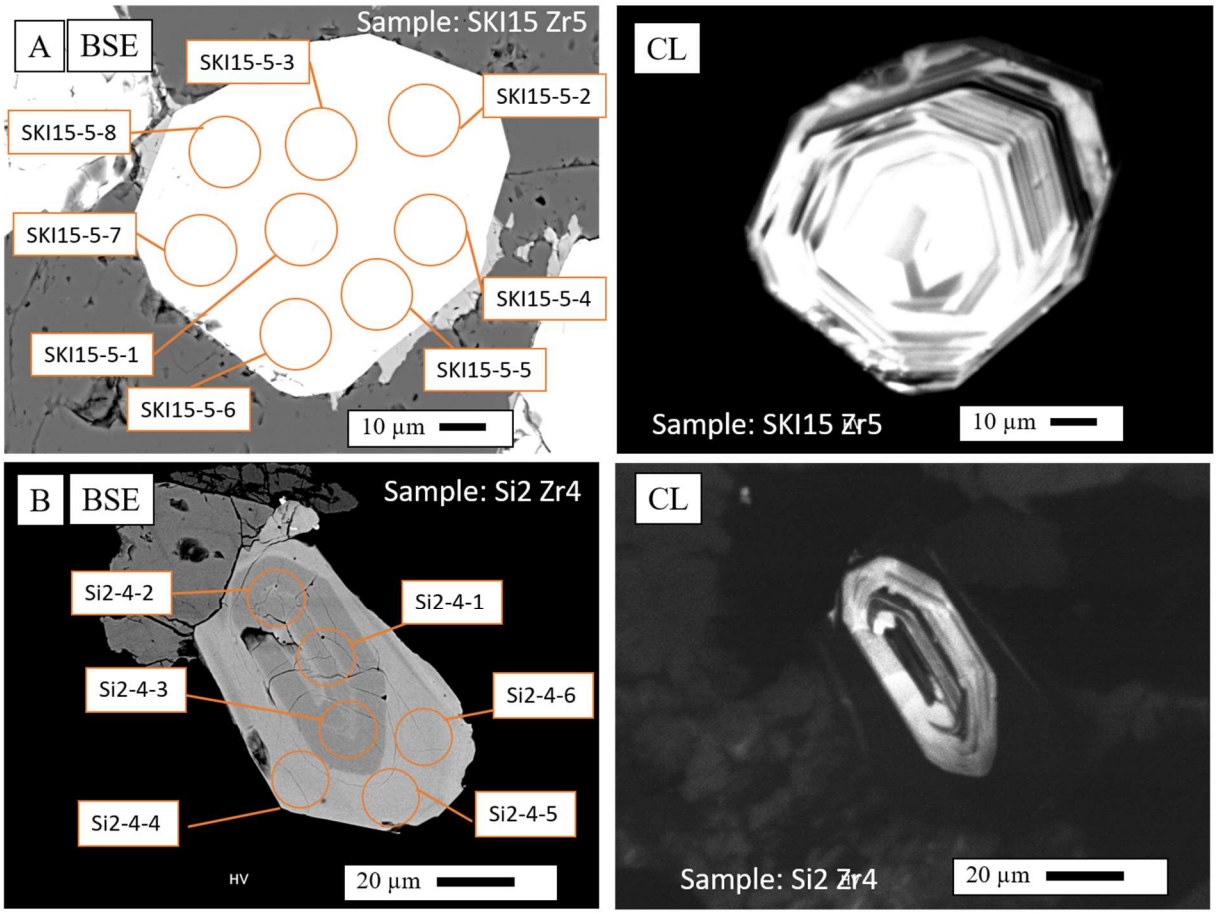


図 3-3　堺ノ神深成岩体のジルコンの分析点
（左図：BSE 像、右図：CL 像）
オシラトリーゾーニングを示すジルコン（A：No. SKI15 Zr5、B：No. Si2 Zr4）

3.1.2 ジルコンの U-Pb 年代とチタン濃度から結晶化年代・温度の導出

1） 大崩山花崗岩体のジルコン

大崩山花崗岩体のジルコンの各分析点に対する U-Pb 年代（U-Th-Pb の同位体データ）及びチタン濃度を表 3-1 に記す。議論に利用できる 219 地点（黒雲母花崗岩：74 地点、ホルンブレンド黒雲母花崗岩：62 地点、ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩：83 地点）のデータを取得した。

その結果、17 粒子から外来性起源を示す古い年代が導出された（図 3-4；表 3-1）。大崩山花崗岩体の形成をもたらすマグマ活動を示す年代として、黒雲母花崗岩では 15.27±1.65 Ma から 10.37±1.06 Ma の年代幅を有する。ホルンブレンド黒雲母花崗岩では 17.60±2.86 Ma から 9.94±1.14 Ma を有する。ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩では 16.44±1.00 Ma から 10.21±0.60 Ma の年代幅を有する。チタン濃度は、黒雲母花崗岩において 1.29±0.18 ppm から 35.75±1.96 ppm の幅を有し、ホルンブレンド黒雲母花崗岩では 1.37±0.22 ppm から 10.54±0.66 ppm の分布幅を示す。またホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩では 1.18±0.13 ppm から 13.78±0.78 ppm の幅を有する。

Ti-in-zircon 温度計（Ferry and Watson, 2007）を用い、得られたチタン濃度から結晶化温度を導出した。その際に、大崩山花崗岩体では石英とルチルが産出するため SiO_2 活動度は 1、TiO_2 活動度を 1 と仮定した。黒雲母花崗岩のジルコンの結晶化温度は 584±36 ℃から 881±48 ℃の幅

を有し、ホルンブレンド黒雲母花崗岩のジルコンの結晶化温度は 588±38 ℃から 851±41 ℃の温度幅を示す。ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩は、578±33 ℃から 777±42 ℃のジルコン結晶化の温度幅を示す。

図 3-4 は大崩山花崗岩体における 3 岩相のジルコンの結晶化温度と結晶化年代をプロットした図である。3 岩相に共通して 800 ℃から 600 ℃までの急冷の傾向を有する。このことは 3 岩相が同一の貫入・定置プロセスを持つことを示唆しており、この温度時間履歴を岩体の隆起・侵食の初期条件とみなすことができる。

図 3-5 はオシラトリーゾーニングを有するジルコン粒子内の結晶化年代とチタン濃度（結晶化温度）の相違を表した図である。ジルコンの C 軸に沿って分析地点を設定し、その距離に対する年代とチタン濃度の変化をプロットした。分析対象としたジルコンは距離 100 μm 付近にコア（結晶化開始地点）を有し、距離 0 μm 付近と 320 μm 付近にリム（最縁辺部）を有する（図 3-5A）。このジルコン（HGD13）各点の U-Pb 同位体分析から 16.4 Ma から 13.0 Ma の幅を有する年代値が得られた。コア周辺（HGD13-20）から図 3-5A の右側のリム方向（HGD13-27）にかけて年代が若くなる傾向が認められるものの、各点の年代値に対する誤差は±10%程度であり、また、CL 等の結晶構造観察から明らかに形成年代が古いことが示唆されるコア部分の年代値は約 13.8 ±0.8 Ma を示した（図 3-5B）。チタン濃度に関しては、コアにおいて最大の 8.93±0.52 ppm の値を有し、誤差を考慮してもコアからリムに向けて系統的に減少する（図 3-5C）。Ti-in-zircon 温度計（Ferry and Watson, 2007）を適用すると、隣り合う分析地点のデータの誤差範囲はオーバーラップするが、コア（距離 100 μm 付近）とリム（距離 320 μm 付近）との温度の比較では、コアで高く、リムで低いことが言及できる（図 3-5D）。このことは、形成年代を求める U-Pb 年代測定の精度に課題が残るものの、これまで構築してきた分析技術により、大崩山花崗岩体のジルコンに対して、結晶内のチタン濃度、つまり結晶化に伴う温度の変化を評価できることが示された。

この結果は、U-Pb 年代とチタン濃度の同時定量分析手法の高度化を目指す本共同研究の大きな成果である。

2） 遠野複合深成岩体のジルコン

遠野複合深成岩体のジルコンの各分析点に対する U-Pb 年代（U-Th-Pb の同位体データ）及びチタン濃度を表 3-2 に記す。全分析点は 88 地点（中心部相試料 : 29 地点、主岩相試料 : 29 地点、周縁部相試料 : 30 地点）に対して実施した。その結果、中心部相の U-Pb 年代は 1347.65±47.05 Ma から 96.08±2.74 Ma の年代幅を有する。そのうち、1347.65±47.05 Ma と 1113.64±28.67 Ma の外来性ジルコンの 2 つのデータを有する。中心部相を形成した本質的なマグマ活動の期間は 126.00±7.45 Ma から 96.08±2.74 Ma を示し、その加重平均は 105.7±1.8 Ma であった。主岩相のジルコンからは外来性ジルコンは認められず、U-Pb 年代は 121.65±14.70 Ma から 91.93 ±8.49 Ma の年代幅を有し、その加重平均は 106.3±2.5 Ma であった。周縁部相の U-Pb 年代は 135.25±6.76 Ma から 103.73±5.94 Ma の年代幅を有し、その加重平均は 115.9±3.3 Ma であった。中心部相のジルコンのチタン濃度は 1.52±0.13 ppm から 28.70±1.48 ppm の幅、主岩相のジルコンのチタン濃度は 6.21±0.45 ppm から 20.01±1.10 ppm の幅、周縁部相のジルコンのチタン濃度は 5.31±0.31 ppm から 15.79±0.87 ppm の幅を示す。

得られたチタン濃度から Ti-in-zircon 温度計（Ferry and Watson, 2007）を用い、結晶化温度を導出した。その際、SiO_2 活動度は 1、TiO_2 活動度は 1 と仮定した（妥当な TiO_2 活動度の検証は 3.2 章で実施する）。この結果、中心部相のジルコンの結晶化温度は 595±33 ℃から 856± 46 ℃（外来性ジルコンのデータ）の幅を有する。主岩相のジルコンの結晶化温度は 703±39 ℃

から 816±44 ℃の幅を示す。周縁部相のジルコンは 690±37 ℃から 791±42 ℃の結晶化温度幅を有する。

図 3-6 は遠野複合深成岩体の中心部相、主岩相、周縁部相によらず全てのジルコンの結晶化年代と結晶化温度をプロットした図である。外来性ジルコンの 2 つのデータ（1347.65±47.05 Ma と 1113.64±28.67 Ma）を除く、遠野複合深成岩体を形成した本質的なマグマ活動は 140 Ma から 90 Ma の間に 850 ℃から 600 ℃まで冷却した温度時間履歴を示す。これらの温度時間履歴は、岩相の隆起・侵食の初期状態と捉えることができる。また、図 3-7 は中心部相、主岩相、周縁部相のそれぞれのジルコンの結晶化年代と結晶化温度をプロットした図である。この図から中心部相、主岩相、周縁部相の 3 岩相は、温度と時間のプロットの分布は区分可能である。中心部相はおよそ 700 ℃以下、主岩相は 120 Ma より若く、結晶化温度は 700 ℃以上、周縁部相は 100 Ma より古く、結晶化温度は 700 ℃以上となる。これらのデータは、遠野複合岩体の貫入・定置現象に関する以下の新たな議論を可能とする。: ①主岩相と周縁部相の形成時期は周縁部相の方が古い。②中心部相はおよそ 700 ℃以下の結晶化温度を示すことは、中心部相は、主岩相や周縁部相と異なる形成プロセスを持つ。各岩相の貫入・定置現象の相違を把握できることは、精緻な隆起・侵食史の構築に有用である。

3） 堺ノ神深成岩体のジルコン

堺ノ神深成岩体の優白質珪長質岩のジルコンの各分析点に対する U-Pb 年代（U-Th-Pb の同位体データ）及びチタン濃度を表 3-3 に記す。分析は 29 地点（オシラトリゾーニング領域）に対して実施した。その結果、ジルコン U-Pb 年代は 248.72±12.69 Ma から 101.21±3.97 Ma の年代幅を有する（図 3-8A）。外来性ジルコンとして、5 点のデータが確認された（248.71±12.69 Ma、182.96±5.55 Ma、162.42±5.75 Ma、153.38±4.76 Ma、150.58±6.50 Ma：表 3-3）。優白質珪長質岩を形成した本質的なマグマ活動の期間は 145.00±4.24 Ma から 101.20±3.97 Ma を示し、その加重平均は 124.1±2.8 Ma であった。チタン濃度は 3.51±0.30 ppm から 10.24±0.62 ppm の幅を有する。

取得したチタン濃度から Ti-in-zircon 温度計（Ferry and Watson, 2007）を用い結晶化温度を導出した。その際、堺ノ神深成岩体に石英、ルチル、角閃石、イルメナイトが産出することから SiO_2 活動度は 1、TiO_2 活動度は 1 と仮定した。これらの活動度に基づくとジルコンの結晶化温度は、656±37 ℃から 748±40 ℃の幅を示す。大崩山花崗岩体や遠野複合岩体と比較すると、堺ノ神深成岩体の優白質珪長質岩のジルコン結晶化の温度幅は狭く、年代幅は大きい（図 3-8B）。このことは、この優白質珪長質岩の冷却が 750℃からソリダス温度に到達するまでに 4000 万年間の時間を要したことを示す。鉱物中のオシラトリーゾーニングは非平衡組織であり、温度一定の条件下で形成されることが知られている（Yuguchi et al., 2020b）。優白質珪長質岩において、ジルコン内部の組織にオシラトリーゾーニングが卓越することと、優白質岩の温度時間履歴は、岩体の冷却に時間を要するという観点から整合的であると言える。

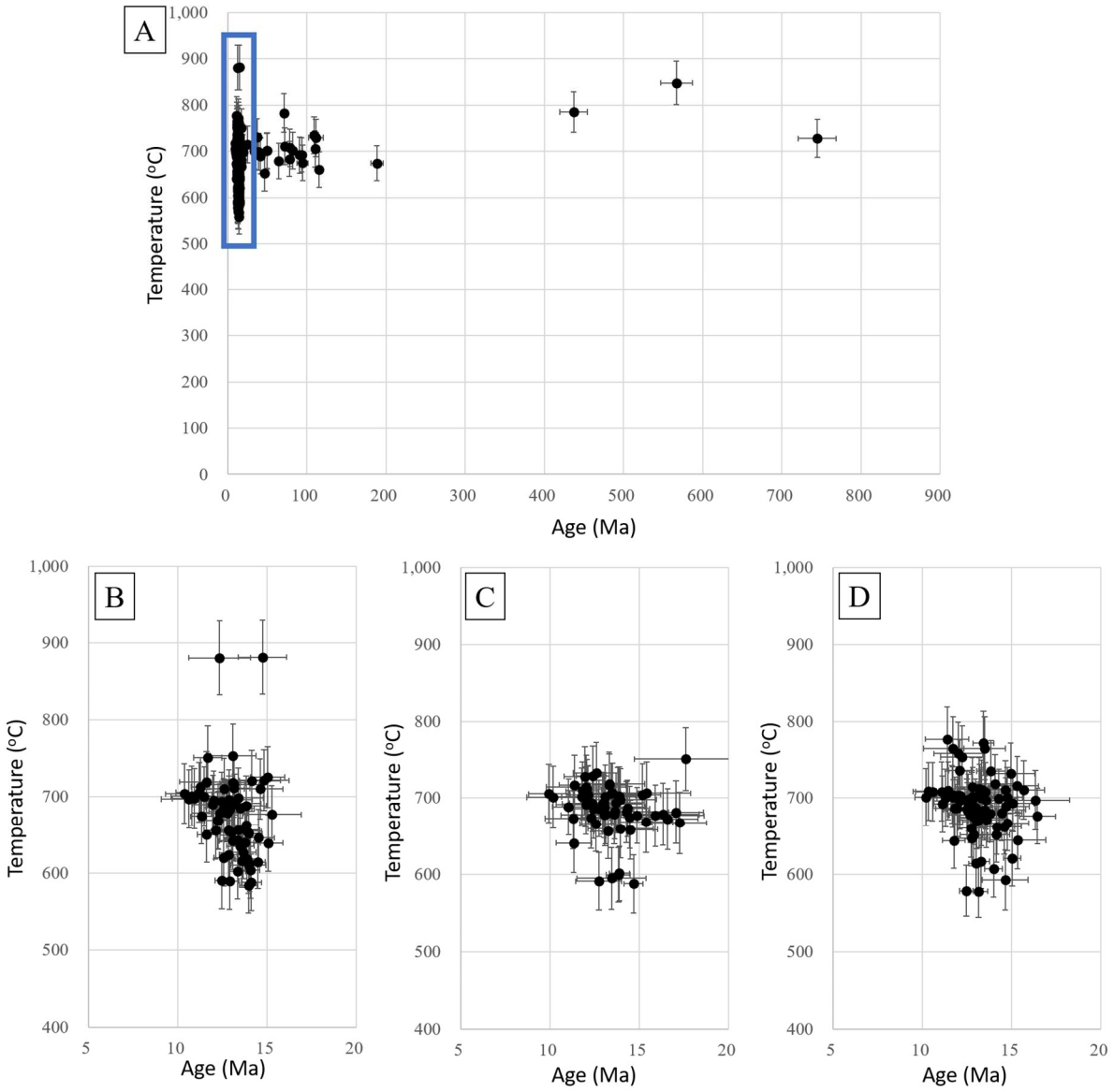


図 3-4　大崩山花崗岩体のジルコンの結晶化年代と結晶化温度のプロット
岩体全体：A、黒雲母花崗岩体：B、ホルンブレンド黒雲母花崗岩：C、
ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩：D）

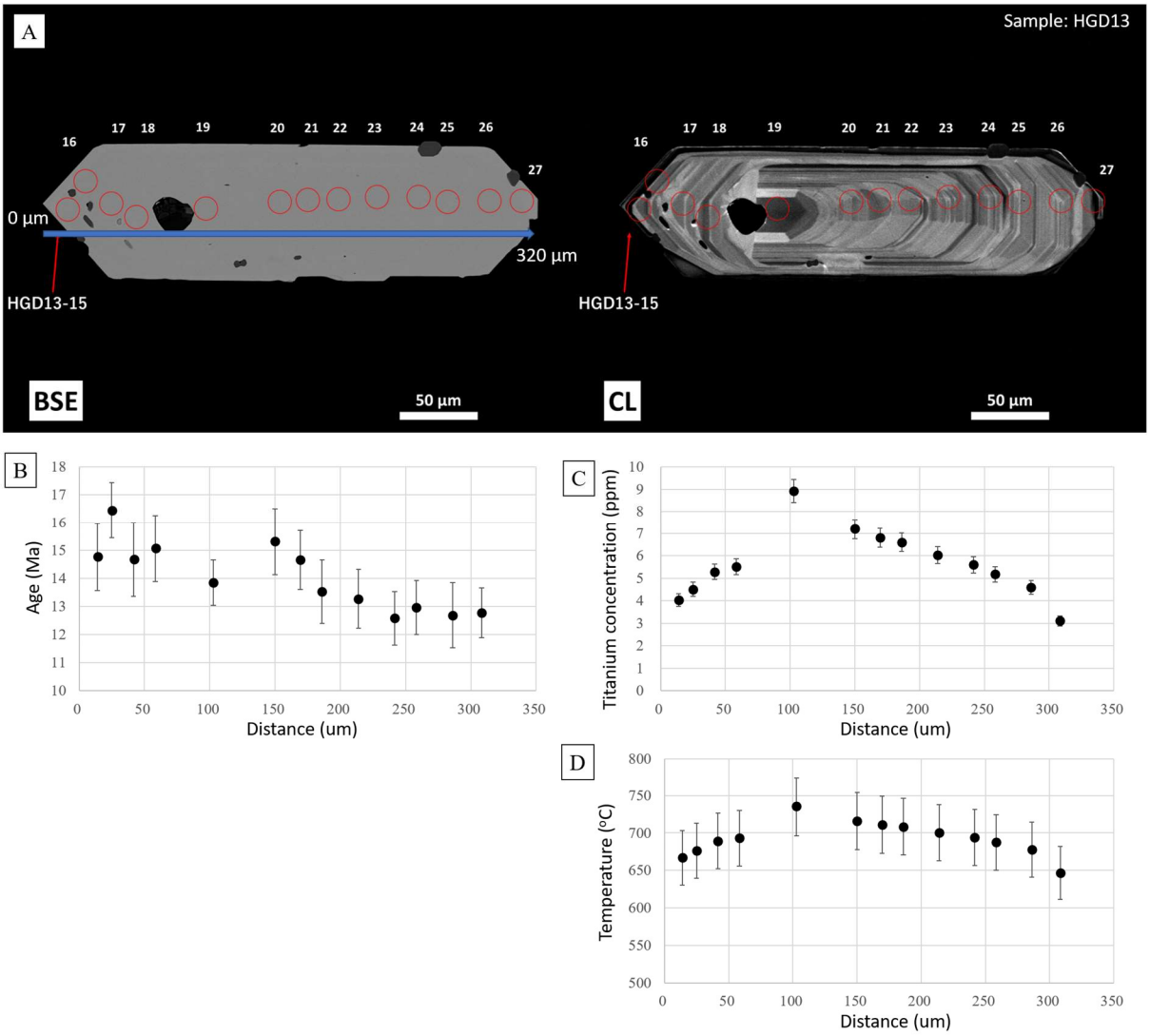


図 3-5　大崩山花崗岩体（ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩）のジルコン粒子の年代、チタン濃度及び結晶化温度のプロット

ジルコン粒子の BSE 及び CL 画像（A）、ジルコンの C 軸を距離としてそれに対する U-Pb 年代（B）、チタン濃度（C）、結晶化温度（D）の変化をプロット

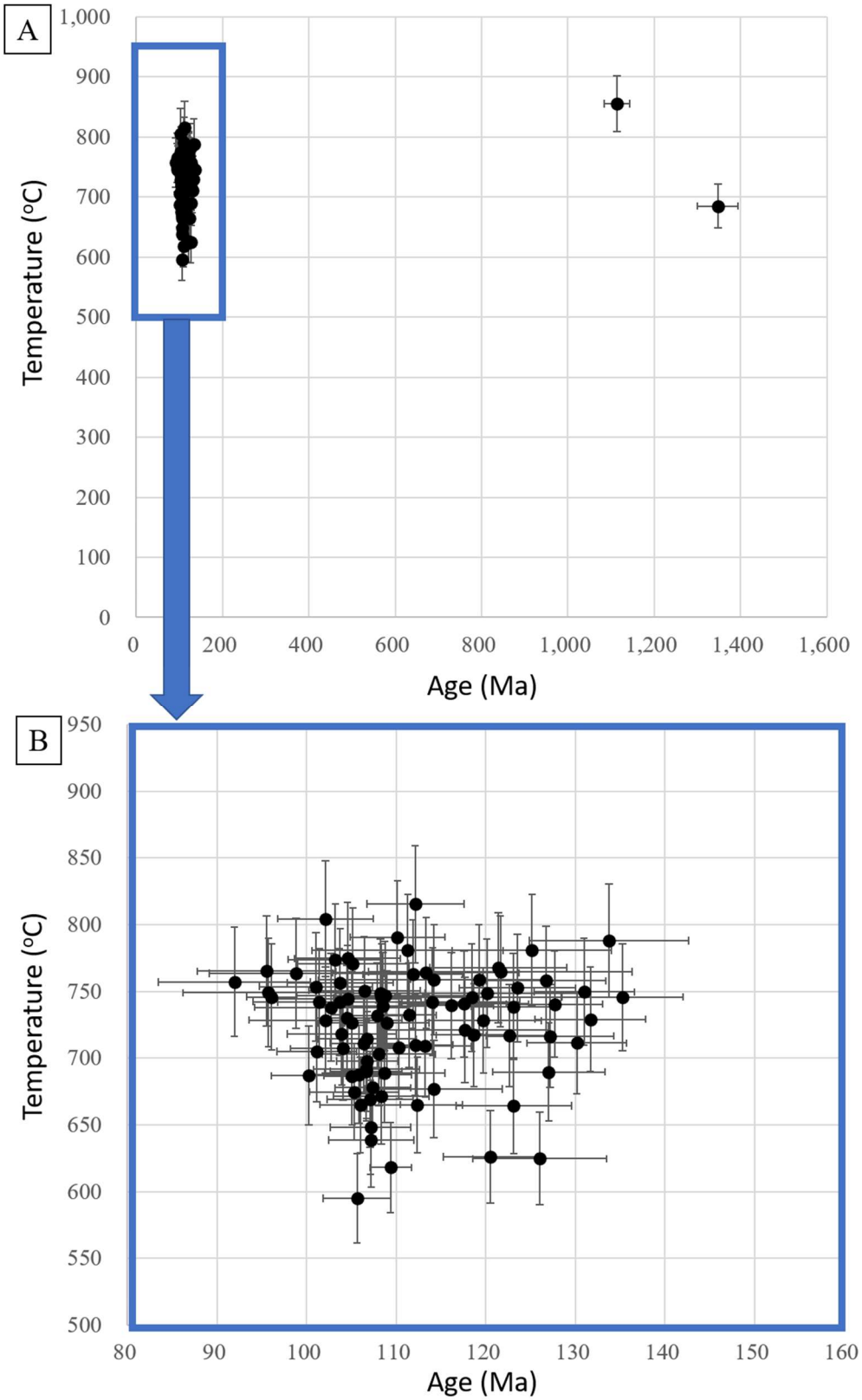


図 3-6　遠野複合深成岩体の中心部相、主岩相、周縁部相、それぞれのジルコンの結晶化年代と結晶化温度のプロット

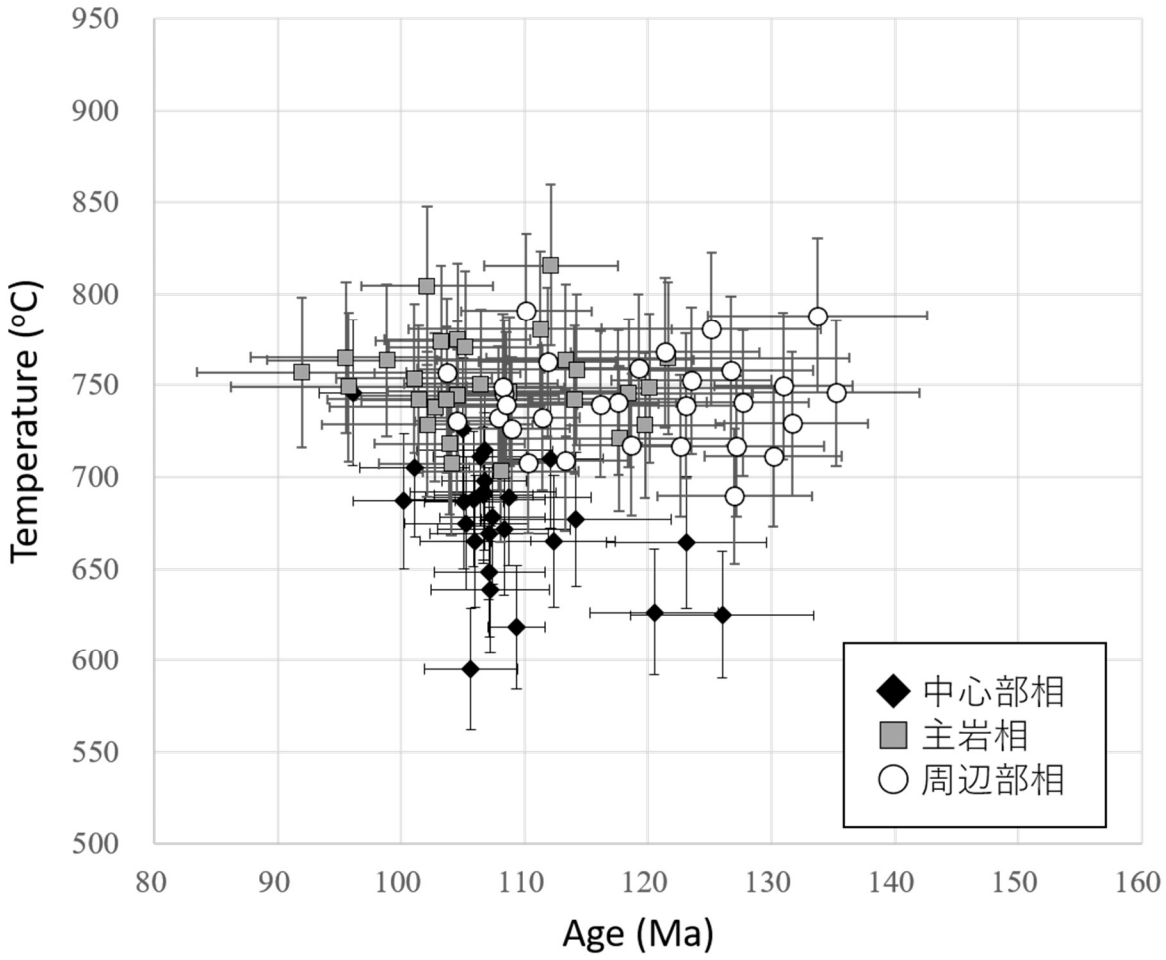


図 3-7　遠野複合深成岩体の中心部相、主岩相におけるジルコンの結晶化年代と温度の関係のプロット

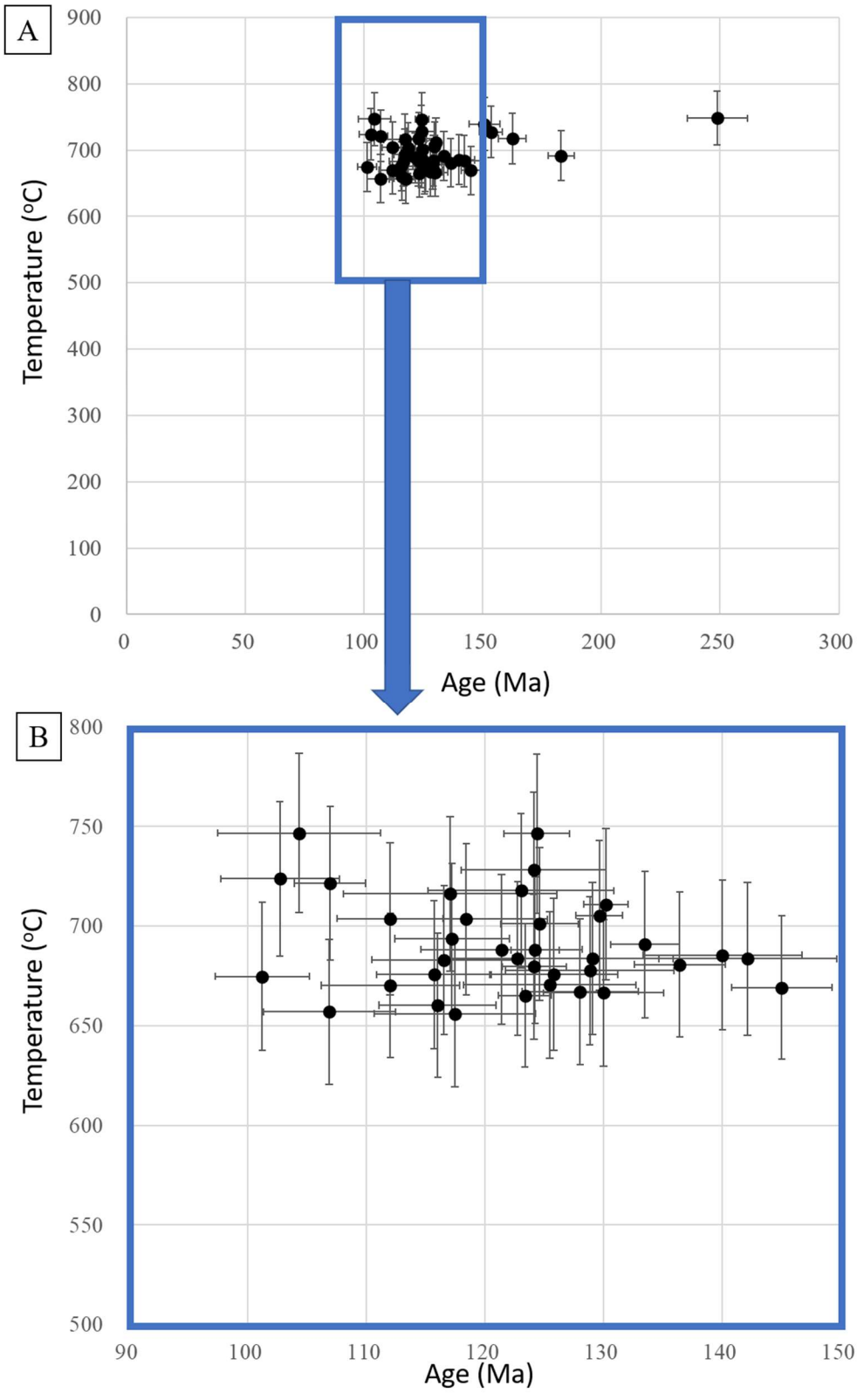


図 3-8　堺ノ神深成岩体の優白質珪長質岩のジルコンの結晶化年代と結晶化温度の関係のプロット

表 3-1　大崩山花崗岩体（黒雲母花崗岩）のジルコン U-Pb 年代データ及びチタン濃度

Litho-facies[*1]	Sample name		CL parts[*2]	Isotope ratios							Age (Ma)								Elemental concentration (μg/g) and ratio										Temperature (°C) [*5]
				$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	error correlation	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	^{235}U-^{207}Pb	2σ	^{238}U-^{206}Pb	2σ	^{207}Pb-^{206}Pb	2σ	Corrected age[*3]	2σ	Si	2σ	Ti[*4]	2σ	Th	2σ	U	2σ	Th/U	2σ	a_{TiO2}=1
BG	**BG4-109**		OZ	0.01088	0.00358	0.00192	0.00014	0.21421	0.04105	0.01320	10.99	3.60	12.38	0.87	-284.26	819.40	12.47	0.87	152804	5501.84	5.54	0.45	468.77	14.30	1165.68	42.47	0.40	0.03	693 ± 39
BG	**BG4-110**		OZ	0.00844	0.00341	0.00198	0.00014	0.17590	0.03095	0.01233	8.53	3.44	12.73	0.91	-1064.35	1198.30	12.82	0.91	152804	5501.84	4.95	0.41	222.25	7.41	1097.43	40.05	0.20	0.01	684 ± 38
BG	**BG4-111**		OZ	0.01217	0.00863	0.00204	0.00023	0.15923	0.04334	0.03034	12.28	8.65	13.11	1.48	-148.05	1736.12	13.20	1.48	152804	5501.84	5.39	0.44	228.09	7.62	412.19	16.69	0.55	0.04	691 ± 39
BG	**BG4-112**		OZ	0.00705	0.00603	0.00199	0.00019	0.11107	0.02571	0.02185	7.13	6.08	12.80	1.21	-1660.43	2934.42	12.89	1.21	152804	5501.84	5.24	0.43	294.96	9.40	555.53	21.44	0.53	0.04	689 ± 39
BG	**BG4-113**		OZ	0.01127	0.00768	0.00169	0.00020	0.17616	0.04841	0.03248	11.38	7.71	10.88	1.30	119.45	1581.32	10.95	1.25	152804	5501.84	5.80	0.47	232.41	7.78	466.27	18.61	0.50	0.04	697 ± 39
BG	**BG31-1**		OZ	0.01225	0.00357	0.00199	0.00014	0.23985	0.04460	0.01263	12.37	3.58	12.83	0.90	-77.42	692.65	12.92	0.90	152804	5501.84	4.93	0.40	350.42	10.77	1014.14	36.73	0.35	0.02	684 ± 38
BG	**BG31-2**		OZ	0.00531	0.00528	0.00185	0.00018	0.09561	0.02088	0.02066	5.38	5.33	11.88	1.13	-2450.56	4146.92	11.97	1.13	152804	5501.84	5.31	0.42	226.39	7.37	562.76	21.41	0.40	0.03	690 ± 38
BG	**BG31-3**		OZ	0.01186	0.00650	0.00202	0.00020	0.17807	0.04254	0.02293	11.97	6.52	13.02	1.27	-194.22	1349.17	13.11	1.27	152804	5501.84	10.82	0.71	241.82	7.76	470.30	18.18	0.51	0.04	753 ± 41
BG	**BG31-4**		OZ	0.02697	0.01111	0.00246	0.00027	0.27102	0.07953	0.03153	27.03	10.98	15.84	1.77	1185.36	783.11	15.27	1.65	152804	5501.84	4.53	0.38	146.40	5.09	304.32	12.47	0.48	0.04	677 ± 38
BG	**BG31-5**		OZ	0.01236	0.00606	0.00226	0.00020	0.18103	0.03972	0.01916	12.47	6.08	14.53	1.29	-369.44	1250.38	14.62	1.29	152804	5501.84	6.73	0.50	470.75	14.13	552.22	21.08	0.85	0.06	710 ± 39
BG	**BG31-6**		OZ	0.00870	0.00314	0.00232	0.00015	0.17792	0.02716	0.00965	8.79	3.16	14.95	0.96	-1476.18	1174.82	15.04	0.96	152804	5501.84	7.99	0.57	1384.88	39.16	1103.06	39.77	1.26	0.08	725 ± 40
BG	**BG31-7**		OZ	0.01124	0.00513	0.00214	0.00018	0.18075	0.03816	0.01711	11.35	5.15	13.76	1.13	-473.97	1187.52	13.84	1.13	152804	5501.84	5.23	0.41	559.16	16.35	603.61	22.51	0.93	0.06	688 ± 38
BG	**BG2-8**		IHC	1.53681	0.07341	0.09189	0.00337	0.76889	0.12130	0.00370	945.23	29.38	566.70	19.93	1975.42	54.41	566.78	19.98	152804	5501.84	26.84	1.63	242.06	8.53	485.81	20.57	0.50	0.04	848 ± 47
BG	**BG2-9**		IHC	0.08128	0.01574	0.00615	0.00045	0.37546	0.09593	0.01721	79.35	14.78	39.49	2.86	1546.32	337.16	37.14	2.65	152804	5501.84	8.51	0.61	103.58	3.94	317.99	12.99	0.33	0.03	731 ± 40
BG	**BG2-10**		OZ	0.03265	0.01234	0.00235	0.00027	0.30495	0.10096	0.03635	32.62	12.14	15.10	1.74	1641.90	668.15	14.16	1.61	152804	5501.84	7.61	0.55	164.45	5.62	301.45	12.35	0.55	0.04	721 ± 40
BG	**BG2-11**		OZ	0.01555	0.00235	0.00215	0.00010	0.31119	0.05234	0.00753	15.66	2.35	13.87	0.65	300.37	328.22	13.86	0.63	152804	5501.84	2.10	0.24	695.92	20.16	2212.76	76.40	0.31	0.02	618 ± 36
BG	**BG5-12**		OZ	0.01302	0.00191	0.00216	0.00009	0.29568	0.04361	0.00610	13.13	1.91	13.94	0.60	-132.69	345.90	14.03	0.60	152804	5501.84	1.95	0.23	896.97	25.58	2725.61	93.43	0.33	0.02	612 ± 36
BG	**BG5-13**		OZ	0.01959	0.00473	0.00203	0.00014	0.29322	0.06999	0.01614	19.70	4.71	13.07	0.92	928.00	473.59	12.78	0.88	152804	5501.84	4.61	0.39	482.21	14.38	924.40	33.40	0.52	0.04	678 ± 38
BG	**BG5-14**		OZ	0.01859	0.00907	0.00179	0.00021	0.24509	0.07534	0.03563	18.71	9.04	11.53	1.38	1077.49	949.37	11.20	1.29	152804	5501.84	6.38	0.49	129.96	4.71	382.45	15.24	0.34	0.03	705 ± 39
BG	**BG5-15**		IHC	0.11580	0.00725	0.01728	0.00053	0.48679	0.04860	0.00266	111.26	6.60	110.46	3.34	128.45	128.68	110.55	3.34	152804	5501.84	6.39	0.49	366.75	11.20	1682.88	58.74	0.22	0.01	705 ± 39
BG	**BG5-16**		OZ	0.01298	0.00436	0.00215	0.00015	0.21157	0.04367	0.01435	13.09	4.37	13.88	0.99	-129.24	812.07	13.96	0.99	152804	5501.84	1.88	0.22	104.64	3.92	849.70	30.80	0.12	0.01	610 ± 36
BG	**BG6-18**		OZ	0.00757	0.00671	0.00229	0.00022	0.10635	0.02398	0.02111	7.66	6.76	14.75	1.39	-1909.37	3227.46	14.84	1.39	152804	5501.84	7.64	0.55	354.83	10.85	452.56	17.49	0.78	0.06	721 ± 40
BG	**BG6-19**		OZ	0.11924	0.01700	0.00318	0.00024	0.53168	0.27156	0.03279	114.38	15.42	20.50	1.55	3315.05	189.23	14.75	1.34	152804	5501.84	35.75	1.96	334.23	10.14	464.28	17.64	0.72	0.05	881 ± 48
BG	**BG6-20**		OZ	0.01255	0.00134	0.00215	0.00008	0.33793	0.04224	0.00424	12.66	1.34	13.88	0.50	-212.17	252.28	13.96	0.50	152804	5501.84	1.29	0.18	1395.30	38.86	4483.42	151.52	0.31	0.02	584 ± 36
BG	**BG6-21**		OZ	0.01116	0.00237	0.00187	0.00010	0.25298	0.04335	0.00892	11.27	2.38	12.03	0.65	-147.51	510.22	12.12	0.65	152804	5501.84	3.47	0.31	377.74	11.36	1698.55	58.92	0.22	0.01	655 ± 37
BG	**BG12-22**		OZ	0.01515	0.00294	0.00210	0.00012	0.30625	0.05238	0.00966	15.27	2.94	13.51	0.80	302.15	420.37	13.51	0.77	152804	5501.84	2.66	0.29	424.20	13.16	1830.04	65.10	0.23	0.02	635 ± 37
BG	**BG12-23**		IHC	0.07844	0.01479	0.01019	0.00064	0.33236	0.05585	0.00993	76.68	13.93	65.33	4.07	446.35	395.32	64.72	3.89	152804	5501.84	4.65	0.42	162.87	5.85	382.13	15.73	0.43	0.03	679 ± 39
BG	**BG12-25**		IHC	0.07816	0.01197	0.01284	0.00068	0.34734	0.04414	0.00634	76.41	11.28	82.25	4.35	-102.67	353.18	82.34	4.35	152804	5501.84	6.12	0.50	222.35	7.57	521.10	20.57	0.43	0.03	702 ± 39
BG	**BG12-26**		IHC	0.04153	0.01287	0.00645	0.00049	0.24357	0.04673	0.01405	41.31	12.55	41.42	3.12	35.35	719.71	41.50	3.12	152804	5501.84	5.35	0.45	82.68	3.49	342.47	14.28	0.24	0.02	690 ± 39
BG	**BG12-27**		OZ	0.01653	0.00360	0.00226	0.00015	0.29587	0.05304	0.01103	16.64	3.60	14.55	0.94	330.34	471.92	14.53	0.90	152804	5501.84	3.06	0.31	301.71	9.64	1266.00	45.58	0.24	0.02	646 ± 37
BG	**BG12-28**		OZ	0.01424	0.00147	0.00218	0.00009	0.41174	0.04733	0.00445	14.36	1.47	14.05	0.60	66.05	223.99	14.13	0.58	152804	5501.84	1.36	0.20	1790.88	50.56	5206.64	178.77	0.34	0.02	588 ± 37
BG	**BG15-29**		OZ	0.01488	0.00134	0.00201	0.00008	0.45755	0.05376	0.00431	15.00	1.34	12.93	0.53	361.15	181.04	12.91	0.51	152804	5501.84	1.40	0.21	1716.46	48.61	6718.26	230.12	0.26	0.02	590 ± 37
BG	**BG15-30**		OZ	0.02139	0.00705	0.00169	0.00018	0.32137	0.09168	0.02860	21.49	7.01	10.90	1.15	1460.83	593.00	10.37	1.06	152804	5501.84	6.26	0.49	320.19	10.07	529.06	20.38	0.61	0.04	704 ± 39
BG	**BG15-31**		OZ	0.07457	0.02000	0.00244	0.00031	0.47250	0.22133	0.05231	73.03	18.89	15.73	1.99	2990.36	380.21	12.35	1.73	152804	5501.84	35.54	1.97	94.66	3.69	242.62	10.43	0.39	0.03	881 ± 48
BG	**BG15-32**		OZ	0.01301	0.00275	0.00202	0.00012	0.27872	0.04670	0.00950	13.12	2.76	13.01	0.77	34.16	487.14	13.09	0.77	152804	5501.84	2.90	0.30	388.67	11.97	1669.80	59.00	0.23	0.02	642 ± 37
BG	**BG15-33**		OZ	0.01526	0.00103	0.00218	0.00008	0.55029	0.05066	0.00286	15.38	1.03	14.07	0.52	225.38	130.63	14.09	0.50	152804	5501.84	1.72	0.21	3042.61	84.21	10588.14	358.76	0.29	0.02	603 ± 36
BG	**BG23-29**		OZ	0.01325	0.00298	0.00213	0.00013	0.27490	0.04517	0.00976	13.36	2.98	13.70	0.85	-46.43	525.51	13.78	0.85	152804	5501.84	2.83	0.28	269.52	8.55	1267.13	45.06	0.21	0.01	640 ± 37
BG	**BG23-30**		OZ	0.01312	0.00279	0.00214	0.00013	0.27603	0.04438	0.00908	13.23	2.80	13.80	0.81	-89.80	501.66	13.89	0.81	152804	5501.84	3.42	0.33	761.53	22.34	1463.10	51.84	0.52	0.03	654 ± 37
BG	**BG23-31**		OZ	0.02907	0.01252	0.00194	0.00025	0.29985	0.10853	0.04460	29.09	12.35	12.51	1.61	1774.93	749.88	11.62	1.49	152804	5501.84	7.47	0.56	129.15	4.75	286.79	12.00	0.45	0.04	719 ± 40
BG	**BG23-33**		OZ	0.01244	0.00237	0.00206	0.00011	0.28880	0.04377	0.00800	12.55	2.38	13.27	0.73	-123.81	450.98	13.36	0.73	152804	5501.84	2.95	0.30	215.16	7.16	1812.94	63.62	0.12	0.01	643 ± 37
BG	**BG24-41**		OZ	0.01974	0.00906	0.00209	0.00024	0.24578	0.06863	0.03054	19.85	9.03	13.44	1.51	887.65	919.60	13.15	1.42	152804	5501.84	7.17	0.53	130.10	4.73	340.87	13.74	0.38	0.03	716 ± 40
BG	**BG16-45**		OZ	0.02247	0.01148	0.00199	0.00026	0.25403	0.08174	0.04039	22.57	11.40	12.84	1.67	1239.29	968.72	12.36	1.55	152804	5501.84	4.64	0.40	59.76	2.70	284.89	11.93	0.21	0.02	678 ± 38
BG	**BG16-46**		IHC	0.01844	0.00775	0.00301	0.00027	0.21025	0.04445	0.01827	18.55	7.73	19.37	1.71	-85.49	1006.77	19.45	1.71	152804	5501.84	5.85	0.47	65.07	2.84	399.81	15.79	0.16	0.01	698 ± 39
BG	**BG16-47**		OZ	0.00845	0.00770	0.00207	0.00021	0.11412	0.02964	0.02683	8.54	7.75	13.31	1.38	-1195.82	2804.20	13.40	1.38	152804	5501.84	5.87	0.45	167.77	5.75	349.25	13.91	0.48	0.04	698 ± 39
BG	**BG16-48**		OZ	0.01480	0.00468	0.00191	0.00014	0.23456	0.05617	0.01729	14.91	4.69	12.30	0.91	459.06	682.52	12.25	0.88	152804	5501.84	4.12	0.35	259.77	8.31	672.69	24.90	0.39	0.03	669 ± 38
BG	**BG18-50**		OZ	0.01534	0.00679	0.00197	0.00018	0.21141	0.05658	0.02449	15.46	6.79	12.67	1.18	475.36	957.00	12.60	1.14	152804	5501.84	6.76	0.53	316.74	10.17	506.17	19.68	0.63	0.05	710 ± 40
BG	**BG18-51**		OZ	0.00482	0.00640	0.00199	0.00020	0.07667	0.01760	0.02332	4.88	6.47	12.79	1.30	-3241.03	6784.64	12.87	1.30	152804	5501.84	5.74	0.47	320.90	10.25	431.29	17.03	0.74	0.06	696 ± 39
BG	**BG18-52**		OZ	0.02328	0.00892	0.00187	0.00020	0.28473	0.09012	0.03309	23.37	8.85	12.07	1.31	1428.08	701.00	11.49	1.23	152804	5501.84	6.00	0.48	238.87	7.94	400.00	15.98	0.60	0.05	700 ± 39
BG	**BG18-53**		OZ	0.03454	0.01002	0.00187	0.00020	0.36064	0.13418	0.03631	34.48	9.84	12.02	1.26	2153.35	472.39	10.78	1.15	152804	5501.84	6.05	0.49	188.93	6.56	451.86	17.85	0.42	0.03	701 ± 39
BG	**BG27-54**		OZ	0.01675	0.00253	0.00198	0.00009	0.30635	0.06146	0.00885	16.87	2.53	12.73	0.59	655.41	308.80	12.58	0.57	152804	5501.84	2.15	0.25	744.69	22.08	1957.61	69.06	0.38	0.03	619 ± 37
BG	**BG27-55**		OZ	0.01830	0.00753	0.00211	0.00020	0.22711	0.06297	0.02525	18.41	7.51	13.57	1.27	707.38	852.83	13.38	1.22	152804	5501.84	3.50	0.34	221.44	7.44	475.61	18.58	0.47	0.04	656 ± 38
BG	**BG27-56**		OZ	0.02241	0.00477	0.00189	0.00013	0.32198	0.08579	0.01728	22.50	4.74	12.20	0.84	1333.46	389.67	11.69	0.79	152804	5501.84	10.54	0.72	571.85	17.26	927.44	33.96	0.62	0.04	751 ± 41
BG	**BG27-57**		OZ	0.02862	0.00479	0.00204	0.00013	0.37002	0.10198	0.01585	28.66	4.73	13.11	0.81	1660.54	287.77	12.28	0.76	152804	5501.84	4.13	0.38	686.26	20.49	1064.72	38.68	0.64	0.04	669 ± 38
BG	**BG28-58**		OZ	0.01209	0.00322	0.00233	0.00013	0.20714	0.03768	0.00981	12.20	3.23	14.98	0.82	-507.84	694.26	15.07	0.83	152804	5501.84	2.80	0.29	255.55	8.33	1149.33	41.46	0.22	0.02	639 ± 37
BG	**BG28-62**		OZ	0.01354	0.00144	0.00206	0.00007	0.32632	0.04766	0.00480	13.66	1.45	13.27	0.46	82.46	239.00	13.35	0.45	152804	5501.84	1.68	0.21	392.02	12.13	4177.86	145.56	0.09	0.01	602 ± 36
BG	**BG28-63**		OZ	0.01187	0.00101	0.00192	0.00006	0.35382	0.04476	0.00355	11.98	1.01	12.39	0.37	-68.79	193.63	12.47	0.37	152804	5501.84	1.41	0.20	2129.56	60.83	7252.93	251.07	0.29	0.02	590 ± 36
BG	**BG8-64**		OZ	0.01367	0.00226	0.00181	0.00009	0.29151	0.05476	0.00867	13.79	2.27	11.66	0.56	402.26	354.59	11.64	0.55	152804	5501.84	3.23	0.24	271.38	9.47	1088.03	43.99	0.25	0.02	650 ± 35
BG	**BG8-65**		OZ	0.01341	0.00471	0.00195	0.00016	0.23855	0.04995	0.01705	13.53	4.72	12.54	1.05	192.70	793.78	12.58	1.00	152804	5501.84	5.08	0.32	118.28	4.60	284.79	12.80	0.42	0.04	686 ± 37
BG	**BG8-66**		OZ	0.01181	0.00194	0.00174	0.00008	0.28437	0.04916	0.00773	11.92	1.94	11.22	0.52	155.48	368.02	11.28	0.51	152804	5501.84	6.96	0.42	855.75	26.70	1063.86	42.30	0.80	0.06	713 ± 38
BG	**BG30-67**		OZ	0.01557	0.00299	0.00204	0.00011	0.28886	0.05539	0.01019	15.69	2.99	13.13	0.73	428.01	410.16	13.07	0.70	152804	5501.84	7.36	0.45	757.08	23.86	687.87	28.24	1.10	0.08	718 ± 38
BG	**BG30-68**		OZ	0.01345	0.00479	0.00197	0.00016	0.22831	0.04948	0.01718	13.56	4.80	12.69	1.03	170.55	810.67	12.74	0.99	152804	5501.84	4.76	0.31	227.96	7.91	289.35	12.85	0.79	0.07	681 ± 37
BG	**BG30-69**		OZ	0.01141	0.00353	0.00203	0.00014	0.22068	0.04083	0.01231	11.52	3.54	13.06	0.89	-298.42	770.66	13.15	0.89	152804	5501.84	6.81	0.42	288.22	9.86	442.39	18.92	0.65	0.05	711 ± 38
BG	**BG30-70**		OZ	0.01454	0.00334	0.00209	0.00013	0.26672	0.05039	0.01114	14.66	3.34	13.48	0.82	213.23	512.23	13.50	0.80	152804	5501.84	5.00	0.32	169.17	6.12	471.22	19.72	0.36	0.03	685 ± 37
BG	**BG32-83**		OZ	0.01395	0.00137	0.00224	0.00007	0.30216	0.04523	0.00424	14.07	1.37	14.40	0.43	-43.35	227.91	14.49	0.43	152804	5501.84	1.99	0.16	381.11	12.50	2217.47	85.67	0.17	0.01	614 ± 34
BG	**BG19-94**		OZ	0.01176	0.00219	0.00201	0.00009	0.25268	0.04247	0.00764	11.87	2.19	12.93	0.61	-198.84	450.61	13.02	0.61	152804	5501.84	3.38	0.24	231.80	8.08	913.22	36.57	0.25	0.02	653 ± 36
BG	**BG19-95**		OZ	0.01765	0.00301	0.00219	0.00012	0.32436	0.05846	0.00944	17.77	3.01	14.10	0.78	547.02	352.64	13.99	0.75	152804	5501.84	3.28	0.23	178.95	6.52	702.48	28.72	0.25	0.02	651 ± 35
BG	**BG19-96**		OZ	0.01337	0.00244	0.00211	0.00011	0.28657	0.04595	0.00804	13.48	2.45	13.59	0.71	-4.77	421.91	13.67	0.71	152804	5501.84	2.38	0.19	195.26	6.99	818.63	33.09	0.24	0.02	627 ± 34
BG	**BG19-97**		OZ	0.01302	0.00108	0.00198	0.00007	0.40491	0.04764	0.00362	13.14	1.09	12.77	0.43	81.66	180.58	12.84	0.42	152804	5501.84	3.48	0.25	899.09	28.23	3630.01	139.84	0.25	0.02	656 ± 36
BG	**BG19-98**		OZ	0.01616	0.00269	0.00179	0.00010	0.33768	0.06554	0.01026	16.27	2.68	11.52	0.65	791.78	328.36	11.33	0.62	152804	5501.84	4.40	0.30	289.52	9.89	835.76	33.82	0.35	0.03	674 ± 36
BG	**BG20-100**		OZ	0.01439	0.00154	0.00199	0.00008	0.37124	0.05232	0.00520	14.50	1.54	12.84	0.51	299.37	226.65	12.84	0.49	152804	5501.84	2.28	0.18	241.61	8.44	1916.61	74.79	0.13	0.01	624 ± 34
BG	**BG20-101**		OZ	0.01152	0.00221	0.00214	0.00011	0.26714	0.03913	0.00723	11.63	2.22	13.75	0.70	-408.16	482.78	13.84	0.70	152804	5501.84	3.81	0.26	178.00	6.50	877.48	35.38	0.20	0.02	663 ± 36
BG	**BG20-102**		OZ	0.01481	0.00188	0.00211	0.00009	0.34368	0.05091	0.00608	14.93	1.88	13.58	0.59	236.80	275.54	13.60	0.57	152804	5501.84	2.04	0.17	426.29	13.89	1260.03	49.70	0.34	0.03	616 ± 34
BG	**BG3-72**		OZ	0.01479	0.01180	0.00167	0.00026	0.19196	0.06410	0.05019	14.91	11.81	10.78	1.65	745.07	1654.95	10.63	1.56	152804	5501.84	5.78	0.41	88.50	4.26	200.23	10.52	0.44	0.05	697 ± 38
BG	**BG3-74**		OZ	0.02556	0.00657	0.00197	0.00018	0.34940	0.09410	0.02266	25.62	6.50	12.69	1.14	1510.10	454.73	12.02	1.05	152804	5501.84	5.66	0.40	281.20	10.15	445.66	19.78	0.63	0.05	695 ± 38

[*1] Biotite granite(BG), hornblende-biotite granite(HG), and hornblende-biotite granodiorite(HGD). [*2] Homogeneous-luminescence region (HR), oscillatory zoning region (OZ), and inherited core (IHC). [*3] The corrected U-Pb ages according to the method of Sakata (2018) were employed for the zircon samples of Okueyama granite.

[*4] The lower limit of quantification for titanium is defined as 0.1 ppm based on a 10σ level compared with the standard deviation of the background signal intensity (Yuguchi et al., 2020). [*5] The temperature estimation uncertainty includes errors in both titanium quantification and Ti-in-zircon calibration of Ferry and Watson (2007).

空白ページ

表 3-1　大崩山花崗岩体（ホルンブレンド黒雲母花崗岩）のジルコン U-Pb 年代データ及びチタン濃度（つづき）

Litho-facies[*1]	Sample name		CL parts[*2]	Isotope ratios							Age (Ma)								Elemental concentration (μg/g) and ratio										Temperature (°C) [*5]
				$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	error correlation	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	^{235}U-^{207}Pb	2σ	^{238}U-^{206}Pb	2σ	^{207}Pb-^{206}Pb	2σ	Corrected age[*3]	2σ	Si	2σ	Ti[*4]	2σ	Th	2σ	U	2σ	Th/U	2σ	a_{TiO2}=1
HG	**HG1-1**		OZ	0.03823	0.01735	0.00229	0.00033	0.31476	0.12106	0.05215	38.10	16.97	14.75	2.10	1971.83	767.71	13.45	1.93	152804	5501.84	1.52	0.30	82.17	4.24	371.00	17.94	0.22	0.02	595 ± 40
HG	**HG1-2**		OZ	0.02051	0.01954	0.00193	0.00037	0.20335	0.07710	0.07192	20.61	19.44	12.42	2.40	1123.73	1859.71	12.04	2.24	152804	5501.84	7.10	0.69	130.15	5.88	270.39	13.93	0.48	0.05	715 ± 41
HG	**HG1-3**		OZ	0.01685	0.01860	0.00239	0.00041	0.15451	0.05109	0.05571	16.97	18.57	15.40	2.62	244.75	2511.91	15.41	2.48	152804	5501.84	6.46	0.64	123.52	5.65	279.00	14.24	0.44	0.05	706 ± 41
HG	**HG1-4**		OZ	0.01183	0.00713	0.00267	0.00024	0.14728	0.03217	0.01918	11.94	7.15	17.17	1.52	-949.64	1747.63	17.25	1.52	152804	5501.84	4.05	0.48	540.02	18.87	782.72	33.81	0.69	0.06	668 ± 40
HG	**HG1-5**		HR	0.02967	0.01423	0.00216	0.00029	0.28418	0.09945	0.04573	29.69	14.03	13.93	1.90	1613.79	856.49	13.09	1.75	152804	5501.84	6.12	0.64	361.33	13.43	458.51	21.50	0.79	0.07	702 ± 41
HG	**HG1-6**		HR	0.01800	0.02230	0.00248	0.00044	0.14311	0.05273	0.06466	18.11	22.24	15.94	2.82	317.10	2788.01	15.91	2.71	152804	5501.84	4.55	0.49	144.88	6.16	219.81	11.42	0.66	0.07	677 ± 40
HG	**HG1-7**		HR	0.00367	0.01724	0.00221	0.00037	0.03565	0.01208	0.05667	3.72	17.44	14.20	2.37	-5885.32	46457.13	14.29	2.37	152804	5501.84	4.82	0.54	178.85	7.41	282.07	14.23	0.63	0.06	682 ± 40
HG	**HG1-8**		HR	0.01661	0.01365	0.00252	0.00033	0.15810	0.04772	0.03871	16.73	13.63	16.26	2.11	85.29	1924.02	16.33	2.03	152804	5501.84	4.65	0.52	304.04	11.43	394.42	18.69	0.77	0.07	679 ± 40
HG	**HG1-9**		HR	0.01508	0.00753	0.00264	0.00024	0.18163	0.04150	0.02037	15.20	7.53	16.97	1.54	-256.80	1243.75	17.06	1.54	152804	5501.84	4.82	0.58	686.02	24.13	889.39	38.95	0.77	0.06	682 ± 41
HG	**HG1-10**		OZ	0.02280	0.01890	0.00210	0.00038	0.21792	0.07888	0.06382	22.89	18.77	13.50	2.44	1169.21	1602.13	13.04	2.26	152804	5501.84	5.24	0.58	159.71	6.92	303.62	15.40	0.53	0.05	689 ± 41
HG	**HG1-11**		OZ	0.01330	0.02111	0.00223	0.00042	0.11864	0.04317	0.06807	13.41	21.16	14.38	2.71	-157.62	3917.55	14.47	2.71	152804	5501.84	4.44	0.51	116.90	5.41	250.55	13.10	0.47	0.05	675 ± 40
HG	**HG6-12**		IHC	0.60868	0.04241	0.07012	0.00288	0.58996	0.06295	0.00354	482.73	26.77	436.90	17.36	706.70	119.66	436.98	17.41	152804	5501.84	14.93	1.13	82.47	4.19	516.10	23.47	0.16	0.02	785 ± 44
HG	**HG6-13**		OZ	0.03713	0.02393	0.00222	0.00042	0.29069	0.12104	0.07464	37.02	23.43	14.32	2.68	1971.65	1098.98	13.07	2.45	152804	5501.84	4.60	0.50	15.03	1.43	224.79	11.69	0.07	0.01	678 ± 40
HG	**HG6-14**		OZ	0.02080	0.01560	0.00212	0.00033	0.20560	0.07119	0.05224	20.90	15.52	13.65	2.10	962.94	1498.82	13.31	1.98	152804	5501.84	7.41	0.67	188.29	7.46	309.01	14.92	0.61	0.06	718 ± 41
HG	**HG6-16**		OZ	0.01663	0.01529	0.00217	0.00033	0.16309	0.05547	0.05031	16.75	15.27	14.00	2.10	431.25	2021.24	13.94	2.01	152804	5501.84	5.87	0.59	171.66	7.00	329.70	15.87	0.52	0.05	698 ± 41
HG	**HG6-18**		OZ	0.00649	0.01014	0.00174	0.00024	0.08889	0.02703	0.04208	6.56	10.23	11.21	1.56	-1492.12	5165.93	11.30	1.56	152804	5501.84	4.34	0.46	200.26	7.69	419.39	18.93	0.48	0.04	673 ± 40
HG	**HG8-19**		OZ	0.02881	0.00215	0.00239	0.00009	0.49957	0.08745	0.00566	28.84	2.13	15.38	0.57	1370.40	124.62	14.68	0.54	152804	5501.84	1.37	0.22	1228.91	38.13	5149.22	195.29	0.24	0.02	588 ± 38
HG	**HG8-20**		OZ	0.02807	0.01458	0.00228	0.00030	0.25503	0.08945	0.04492	28.11	14.40	14.66	1.94	1413.86	960.57	13.95	1.82	152804	5501.84	3.66	0.37	121.82	4.81	258.76	11.94	0.47	0.04	659 ± 38
HG	**HG8-22**		OZ	0.00815	0.00673	0.00196	0.00020	0.12287	0.03008	0.02464	8.24	6.77	12.65	1.28	-1150.30	2511.78	12.74	1.28	152804	5501.84	1.43	0.22	4.24	0.59	488.23	20.77	0.01	0.00	591 ± 37
HG	**HG9-29**		OZ	0.01287	0.00906	0.00212	0.00024	0.16354	0.04410	0.03062	12.98	9.08	13.63	1.57	-105.24	1707.87	13.72	1.57	152804	5501.84	5.56	0.49	167.04	6.18	346.84	15.34	0.48	0.04	694 ± 39
HG	**HG12-31**		OZ	0.00965	0.00515	0.00175	0.00016	0.16695	0.04009	0.02109	9.75	5.18	11.24	1.00	-345.00	1356.54	11.33	1.00	152804	5501.84	2.87	0.33	278.84	9.62	692.27	28.50	0.40	0.03	641 ± 38
HG	**HG13-35**		OZ	0.06288	0.01587	0.00250	0.00027	0.43495	0.18222	0.04141	61.92	15.16	16.11	1.77	2673.16	376.18	13.44	1.57	152804	5501.84	6.42	0.52	163.79	5.94	278.60	12.44	0.59	0.05	706 ± 40
HG	**HG13-36**		OZ	0.01729	0.00929	0.00212	0.00024	0.20702	0.05926	0.03117	17.40	9.28	13.62	1.51	576.54	1143.27	13.50	1.44	152804	5501.84	6.45	0.53	166.98	6.10	330.49	14.52	0.51	0.04	706 ± 40
HG	**HG13-37**		HR	0.00827	0.00300	0.00202	0.00013	0.17927	0.02965	0.01056	8.37	3.02	13.03	0.85	-1194.79	1103.44	13.12	0.85	152804	5501.84	4.64	0.42	362.50	11.94	1127.41	44.37	0.32	0.02	678 ± 39
HG	**HG13-38**		HR	0.01653	0.00342	0.00212	0.00013	0.30426	0.05648	0.01112	16.65	3.41	13.67	0.86	471.22	435.88	13.59	0.82	152804	5501.84	4.65	0.43	394.10	12.92	1202.88	47.29	0.33	0.02	679 ± 39
HG	**HG20-39**		OZ	0.02534	0.01026	0.00233	0.00025	0.26901	0.07877	0.03071	25.41	10.16	15.02	1.63	1166.45	772.24	14.50	1.53	152804	5501.84	3.61	0.38	152.52	5.74	334.64	14.85	0.46	0.04	658 ± 38
HG	**HG20-40**		OZ	0.01112	0.01097	0.00185	0.00026	0.14194	0.04358	0.04256	11.23	11.02	11.92	1.67	-134.09	2415.33	12.01	1.67	152804	5501.84	5.44	0.48	158.47	5.89	275.10	12.53	0.58	0.05	692 ± 39
HG	**HG20-41**		OZ	0.01782	0.00964	0.00196	0.00024	0.22205	0.06587	0.03476	17.93	9.62	12.63	1.52	802.11	1105.46	12.42	1.43	152804	5501.84	5.07	0.47	217.03	7.69	344.96	15.24	0.63	0.05	686 ± 39
HG	**HG24-45**		OZ	0.00944	0.00482	0.00190	0.00016	0.16778	0.03612	0.01818	9.54	4.85	12.21	1.04	-621.75	1374.30	12.30	1.05	152804	5501.84	4.39	0.45	338.21	11.64	844.21	34.67	0.40	0.03	674 ± 39
HG	**HG24-46**		HR	0.00855	0.00365	0.00206	0.00015	0.16608	0.03017	0.01270	8.65	3.68	13.24	0.94	-1141.50	1288.18	13.33	0.94	152804	5501.84	7.28	0.62	1706.61	52.83	1210.90	48.51	1.41	0.10	717 ± 41
HG	**HG24-47**		HR	0.01704	0.00469	0.00236	0.00017	0.25559	0.05237	0.01394	17.16	4.68	15.20	1.07	301.44	606.74	15.18	1.03	152804	5501.84	6.32	0.58	1509.27	47.28	1170.33	47.39	1.29	0.10	705 ± 40
HG	**HG11-49**		OZ	0.01707	0.00789	0.00204	0.00021	0.22687	0.06063	0.02728	17.18	7.87	13.15	1.38	626.21	969.97	13.01	1.31	152804	5501.84	5.61	0.49	204.89	7.33	424.93	18.25	0.48	0.04	694 ± 39
HG	**HG11-50**		OZ	0.12363	0.02346	0.00282	0.00029	0.53923	0.31839	0.05089	118.35	21.20	18.13	1.85	3562.10	245.95	11.98	1.61	152804	5501.84	6.11	0.52	169.15	6.24	317.89	14.17	0.53	0.05	702 ± 40
HG	**HG27-52**		OZ	0.02164	0.00915	0.00243	0.00025	0.23884	0.06459	0.02652	21.73	9.09	15.64	1.58	760.89	865.88	15.38	1.50	152804	5501.84	4.09	0.45	259.92	9.50	498.70	21.92	0.52	0.04	668 ± 39
HG	**HG27-53**		OZ	0.00613	0.01616	0.00200	0.00035	0.06635	0.02228	0.05861	6.21	16.31	12.85	2.25	-2187.09	10323.39	12.94	2.25	152804	5501.84	5.50	0.55	133.34	5.55	236.79	11.81	0.56	0.05	693 ± 40
HG	**HG27-55**		OZ	0.01018	0.00860	0.00256	0.00026	0.12134	0.02881	0.02416	10.29	8.65	16.50	1.69	-1284.57	2651.54	16.59	1.69	152804	5501.84	4.33	0.48	241.85	9.04	470.32	20.98	0.51	0.04	673 ± 40
HG	**HG29-57**		OZ	0.01813	0.01174	0.00164	0.00024	0.22805	0.08039	0.05067	18.25	11.71	10.54	1.55	1206.69	1241.29	10.18	1.46	152804	5501.84	6.07	0.60	230.39	8.79	401.67	18.51	0.57	0.05	701 ± 41
HG	**HG2-60**		OZ	0.01588	0.00496	0.00215	0.00017	0.25908	0.05364	0.01619	15.99	4.96	13.82	1.12	355.82	681.49	13.79	1.06	152804	5501.84	6.15	0.38	247.06	8.60	304.21	13.55	0.81	0.07	702 ± 38
HG	**HG2-62**		OZ	0.01886	0.00644	0.00188	0.00019	0.29661	0.07287	0.02375	18.97	6.41	12.09	1.22	1010.22	660.92	11.78	1.13	152804	5501.84	6.11	0.38	99.70	4.09	217.29	10.20	0.46	0.04	702 ± 38
HG	**HG2-64**		OZ	0.02980	0.00813	0.00200	0.00020	0.36738	0.10822	0.02747	29.81	8.02	12.86	1.29	1769.68	463.48	11.95	1.17	152804	5501.84	8.27	0.49	109.62	4.41	211.01	9.98	0.52	0.05	728 ± 39
HG	**HG2-65**		OZ	0.01539	0.00232	0.00230	0.00011	0.32908	0.04851	0.00690	15.50	2.32	14.81	0.73	124.06	335.07	14.87	0.71	152804	5501.84	4.55	0.31	498.00	16.48	1273.39	52.74	0.39	0.03	677 ± 37
HG	**HG10-650**		OZ	0.01913	0.00429	0.00192	0.00014	0.31625	0.07221	0.01534	19.24	4.27	12.38	0.88	991.83	432.07	12.07	0.83	152804	5501.84	6.89	0.44	511.96	17.20	718.45	31.35	0.71	0.06	712 ± 38
HG	**HG10-66**		OZ	0.07197	0.01036	0.00239	0.00018	0.51815	0.21839	0.02689	70.57	9.81	15.39	1.15	2968.87	198.44	12.13	0.99	152804	5501.84	6.30	0.43	353.84	12.65	605.95	27.38	0.58	0.05	704 ± 38
HG	**HG10-67**		OZ	0.01537	0.00741	0.00193	0.00021	0.22476	0.05762	0.02708	15.49	7.41	12.46	1.35	515.41	1032.08	12.38	1.27	152804	5501.84	5.54	0.38	129.78	5.60	328.01	16.12	0.40	0.04	693 ± 38
HG	**HG10-68**		OZ	0.00826	0.00640	0.00153	0.00018	0.14965	0.03915	0.03002	8.35	6.45	9.86	1.14	-406.49	2002.06	9.94	1.14	152804	5501.84	6.40	0.43	101.65	4.64	351.67	16.98	0.29	0.03	706 ± 38
HG	**HG15-69**		OZ	0.01735	0.00333	0.00208	0.00013	0.31567	0.06049	0.01102	17.47	3.32	13.40	0.81	621.23	392.87	13.26	0.77	152804	5501.84	3.52	0.26	432.49	14.52	823.95	35.08	0.52	0.04	656 ± 36
HG	**HG15-70**		OZ	0.01320	0.00467	0.00210	0.00017	0.22607	0.04553	0.01568	13.31	4.68	13.54	1.08	-27.13	834.54	13.63	1.08	152804	5501.84	4.89	0.33	223.37	8.13	428.73	19.41	0.52	0.04	683 ± 37
HG	**HG15-71**		OZ	0.03252	0.00961	0.00211	0.00022	0.34455	0.11156	0.03093	32.50	9.45	13.62	1.38	1824.99	502.89	12.59	1.27	152804	5501.84	8.70	0.53	168.61	6.56	280.99	13.71	0.60	0.06	733 ± 39
HG	**HG19-73**		OZ	0.01487	0.00168	0.00215	0.00009	0.37580	0.05014	0.00523	14.99	1.68	13.85	0.59	201.70	242.32	13.88	0.57	152804	5501.84	1.67	0.19	1623.48	51.91	3557.57	145.20	0.46	0.03	601 ± 36
HG	**HG19-74**		OZ	0.01467	0.00223	0.00214	0.00011	0.32820	0.04966	0.00713	14.78	2.23	13.79	0.69	179.12	334.77	13.83	0.66	152804	5501.84	1.62	0.19	936.52	30.76	2013.10	83.70	0.47	0.04	600 ± 35
HG	**HG19-75**		OZ	0.09853	0.03279	0.00342	0.00051	0.44924	0.20877	0.06206	95.42	30.30	22.03	3.29	2896.03	482.18	17.60	2.86	152804	5501.84	10.54	0.66	44.54	2.89	123.61	8.11	0.36	0.05	751 ± 41
HG	**HG19-76**		IHC	0.09358	0.00856	0.01227	0.00052	0.46121	0.05530	0.00449	90.84	7.95	78.65	3.30	424.19	181.17	77.97	3.17	152804	5501.84	4.91	0.38	423.52	15.17	909.27	40.14	0.47	0.04	683 ± 38
HG	**HG23-85**		OZ	0.01210	0.00449	0.00182	0.00014	0.21402	0.04815	0.01744	12.21	4.50	11.74	0.93	106.65	855.65	11.81	0.90	152804	5501.84	6.70	0.39	148.69	5.29	291.73	12.65	0.51	0.04	710 ± 38
HG	**HG23-88**		OZ	0.01237	0.00473	0.00171	0.00014	0.21890	0.05239	0.01957	12.48	4.75	11.03	0.92	302.47	851.33	11.04	0.89	152804	5501.84	5.24	0.32	120.34	4.43	273.67	11.94	0.44	0.04	689 ± 37
HG	**HG21-90**		OZ	0.00927	0.00584	0.00187	0.00018	0.15701	0.03600	0.02241	9.37	5.88	12.03	1.19	-630.61	1703.27	12.12	1.19	152804	5501.84	6.27	0.38	100.98	4.02	222.83	10.34	0.45	0.04	704 ± 38
HG	**HG21-91**		OZ	0.01959	0.00506	0.00197	0.00015	0.29499	0.07195	0.01775	19.70	5.04	12.71	0.97	984.65	502.13	12.40	0.92	152804	5501.84	8.33	0.49	199.81	7.04	357.86	15.56	0.56	0.05	729 ± 39
HG	**HG21-92**		OZ	0.02309	0.00532	0.00185	0.00014	0.33082	0.09033	0.01966	23.17	5.28	11.94	0.91	1432.42	415.28	11.37	0.85	152804	5501.84	7.30	0.44	211.77	7.41	387.75	16.71	0.55	0.04	717 ± 38
HG	**HG21-93**		OZ	0.01404	0.00570	0.00221	0.00019	0.21422	0.04599	0.01823	14.16	5.70	14.26	1.24	-2.82	955.85	14.34	1.24	152804	5501.84	5.11	0.33	112.54	4.41	252.11	11.50	0.45	0.04	686 ± 37
HG	**HG21-94**		OZ	0.01254	0.00375	0.00214	0.00014	0.22026	0.04249	0.01238	12.66	3.76	13.79	0.91	-197.56	729.47	13.88	0.91	152804	5501.84	6.21	0.38	249.20	8.46	431.99	18.28	0.58	0.05	703 ± 38
HG	**HG28-95**		IHC	0.07792	0.00436	0.01114	0.00022	0.35933	0.05075	0.00265	76.19	4.11	71.39	1.43	229.67	120.67	71.18	1.42	152804	5501.84	14.65	0.81	1333.07	40.12	1312.79	51.35	1.02	0.07	783 ± 42
HG	**HG28-96**		OZ	0.02454	0.00912	0.00207	0.00023	0.29733	0.08602	0.03052	24.61	9.04	13.32	1.47	1338.63	685.87	12.75	1.36	152804	5501.84	5.09	0.33	80.05	3.40	170.56	8.35	0.47	0.05	686 ± 37
HG	**HG28-97**		OZ	0.01172	0.00393	0.00194	0.00014	0.21569	0.04384	0.01434	11.83	3.94	12.49	0.90	-119.82	806.66	12.58	0.90	152804	5501.84	3.98	0.27	186.93	6.65	394.50	16.90	0.47	0.04	666 ± 36

[*1] Biotite granite(BG), hornblende-biotite granite(HG), and hornblende-biotite granodiorite(HGD). [*2] Homogeneous-luminescence region (HR), oscillatory zoning region (OZ), and inherited core (IHC). [*3] The corrected U-Pb ages according to the method of Sakata (2018) were employed for the zircon samples of Okueyama granite.

[*4] The lower limit of quantification for titanium is defined as 0.1 ppm based on a 10σ level compared with the standard deviation of the background signal intensity (Yuguchi et al., 2020). [*5] The temperature estimation uncertainty includes errors in both titanium quantification and Ti-in-zircon calibration of Ferry and Watson (2007).

空白ページ

表 3-1　大崩山花崗岩体（ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩）のジルコン U-Pb 年代データ及びチタン濃度（つづき）

Litho-facies[*1]	Sample name	CL parts[*2]	Isotope ratios							Age (Ma)								Elemental concentration (μg/g) and ratio										Temperature (°C) [*5]
			$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	error correlation	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	^{235}U-^{207}Pb	2σ	^{238}U-^{206}Pb	2σ	^{207}Pb-^{206}Pb	2σ	Corrected age[*3]	2σ	Si	2σ	Ti[*4]	2σ	Th	2σ	U	2σ	Th/U	2σ	a_{TiO2}=1
HGD	**HGD2-2**	OZ	0.01700	0.00678	0.00197	0.00019	0.23609	0.06270	0.02429	17.12	6.77	12.67	1.19	697.95	825.39	12.50	1.14	152804	5501.84	5.06	0.47	266.58	9.26	518.62	21.79	0.51	0.04	686 ± 39
HGD	**HGD2-3**	OZ	0.02403	0.01122	0.00191	0.00025	0.27842	0.09127	0.04093	24.11	11.12	12.30	1.60	1452.19	853.36	11.70	1.48	152804	5501.84	6.09	0.53	160.32	6.01	310.03	13.81	0.52	0.04	701 ± 40
HGD	**HGD2-5**	OZ	0.01434	0.00124	0.00216	0.00008	0.41752	0.04807	0.00378	14.45	1.24	13.93	0.50	102.86	185.93	14.00	0.49	152804	5501.84	1.81	0.24	2462.15	74.67	5954.01	223.66	0.41	0.03	607 ± 37
HGD	**HGD18-6**	OZ	0.01297	0.00317	0.00197	0.00012	0.25507	0.04785	0.01130	13.09	3.18	12.66	0.79	92.03	559.63	12.74	0.76	152804	5501.84	3.71	0.36	393.90	12.79	1095.93	42.68	0.36	0.03	661 ± 38
HGD	**HGD18-7**	OZ	0.18770	0.02703	0.00355	0.00030	0.58482	0.38372	0.04482	174.67	23.11	22.83	1.92	3846.48	176.33	13.18	1.65	152804	5501.84	6.92	0.56	199.14	7.10	365.66	15.76	0.54	0.04	712 ± 40
HGD	**HGD18-8**	IHC	0.11876	0.00872	0.01808	0.00064	0.48572	0.04763	0.00306	113.95	7.91	115.54	4.08	80.78	152.30	115.63	4.09	152804	5501.84	3.72	0.37	247.03	8.48	1050.33	41.18	0.24	0.02	661 ± 38
HGD	**HGD18-9**	IHC	0.09597	0.01040	0.01422	0.00061	0.39446	0.04895	0.00488	93.05	9.64	91.02	3.86	145.38	233.68	90.98	3.75	152804	5501.84	5.45	0.47	218.87	7.63	601.01	24.45	0.36	0.03	692 ± 39
HGD	**HGD18-10**	IHC	0.07610	0.03325	0.01743	0.00145	0.19102	0.03167	0.01358	74.47	31.37	111.37	9.21	-995.09	1270.00	111.45	9.22	152804	5501.84	8.36	0.64	35.10	1.93	97.24	5.47	0.36	0.04	729 ± 41
HGD	**HGD10-11**	OZ	0.01905	0.00813	0.00188	0.00020	0.24923	0.07345	0.03037	19.16	8.11	12.12	1.29	1026.34	836.46	11.80	1.22	152804	5501.84	5.14	0.52	206.74	7.84	613.09	26.17	0.34	0.03	687 ± 40
HGD	**HGD10-13**	OZ	0.03252	0.02097	0.00225	0.00038	0.26556	0.10503	0.06528	32.50	20.62	14.46	2.47	1714.78	1142.91	13.49	2.29	152804	5501.84	5.00	0.50	99.83	4.37	206.03	10.39	0.48	0.05	685 ± 40
HGD	**HGD10-14**	OZ	0.02187	0.00765	0.00232	0.00021	0.25968	0.06825	0.02304	21.96	7.60	14.96	1.36	876.05	699.03	14.65	1.29	152804	5501.84	1.47	0.27	173.99	6.87	706.49	29.88	0.25	0.02	593 ± 39
HGD	**HGD13-15**	OZ	0.02019	0.00682	0.00233	0.00019	0.24637	0.06295	0.02062	20.30	6.79	14.98	1.25	706.52	696.73	14.76	1.19	152804	5501.84	4.03	0.28	148.87	5.27	301.02	12.69	0.49	0.04	667 ± 36
HGD	**HGD13-16**	OZ	0.01486	0.00403	0.00254	0.00016	0.22608	0.04244	0.01122	14.98	4.04	16.35	1.00	-200.57	662.43	16.44	1.00	152804	5501.84	4.51	0.31	249.39	8.06	561.72	21.61	0.44	0.03	676 ± 37
HGD	**HGD13-17**	OZ	0.01849	0.00771	0.00230	0.00021	0.22341	0.05834	0.02370	18.60	7.68	14.80	1.38	542.58	888.20	14.68	1.32	152804	5501.84	5.28	0.34	114.76	4.23	239.11	10.30	0.48	0.04	689 ± 37
HGD	**HGD13-18**	OZ	0.01575	0.00608	0.00233	0.00019	0.21228	0.04898	0.01848	15.86	6.08	15.01	1.23	146.91	884.55	15.06	1.19	152804	5501.84	5.52	0.35	141.97	5.02	310.56	12.83	0.46	0.04	693 ± 37
HGD	**HGD13-19**	HR	0.01905	0.00378	0.00218	0.00013	0.30199	0.06332	0.01198	19.16	3.77	14.05	0.84	719.09	401.76	13.84	0.81	152804	5501.84	8.93	0.52	463.77	13.78	610.88	23.07	0.76	0.05	735 ± 39
HGD	**HGD13-20**	OZ	0.01318	0.00540	0.00237	0.00019	0.19106	0.04041	0.01626	13.29	5.41	15.23	1.19	-324.65	1033.48	15.32	1.19	152804	5501.84	7.20	0.44	164.52	5.60	312.72	12.83	0.53	0.04	716 ± 38
HGD	**HGD13-21**	OZ	0.01021	0.00418	0.00226	0.00016	0.17765	0.03272	0.01318	10.31	4.20	14.57	1.06	-900.20	1168.54	14.66	1.06	152804	5501.84	6.80	0.41	178.29	5.96	378.73	15.07	0.47	0.04	711 ± 38
HGD	**HGD13-22**	OZ	0.01653	0.00612	0.00211	0.00018	0.23434	0.05675	0.02042	16.65	6.11	13.60	1.18	481.70	794.78	13.52	1.13	152804	5501.84	6.60	0.40	125.36	4.50	284.03	11.82	0.44	0.04	708 ± 38
HGD	**HGD13-23**	OZ	0.01978	0.00580	0.00210	0.00017	0.27832	0.06820	0.01920	19.89	5.77	13.55	1.10	874.64	582.84	13.27	1.05	152804	5501.84	6.03	0.37	151.65	5.21	314.90	12.85	0.48	0.04	700 ± 38
HGD	**HGD13-24**	OZ	0.01319	0.00467	0.00194	0.00015	0.22253	0.04918	0.01698	13.30	4.68	12.52	0.99	156.61	808.07	12.58	0.95	152804	5501.84	5.60	0.36	179.74	6.04	383.04	15.30	0.47	0.04	694 ± 37
HGD	**HGD13-25**	OZ	0.01563	0.00491	0.00202	0.00016	0.24532	0.05604	0.01705	15.75	4.91	13.03	1.00	453.93	675.52	12.97	0.96	152804	5501.84	5.18	0.33	191.98	6.36	379.12	15.14	0.51	0.04	688 ± 37
HGD	**HGD13-26**	OZ	0.01488	0.00661	0.00198	0.00019	0.21477	0.05463	0.02371	15.00	6.61	12.72	1.21	397.21	972.86	12.68	1.16	152804	5501.84	4.60	0.30	92.27	3.58	252.73	10.78	0.37	0.03	678 ± 37
HGD	**HGD13-27**	OZ	0.00712	0.00330	0.00197	0.00014	0.15062	0.02621	0.01202	7.21	3.33	12.69	0.89	-1594.68	1558.90	12.78	0.89	152804	5501.84	3.10	0.23	167.43	5.72	481.88	18.74	0.35	0.03	647 ± 35
HGD	**HGD21-28**	OZ	0.00641	0.00614	0.00203	0.00019	0.09916	0.02293	0.02183	6.49	6.19	13.06	1.24	-2076.67	3637.30	13.15	1.24	152804	5501.84	4.95	0.33	87.78	3.55	275.66	11.82	0.32	0.03	684 ± 37
HGD	**HGD21-29**	OZ	0.01294	0.00157	0.00203	0.00008	0.32078	0.04629	0.00532	13.06	1.58	13.06	0.51	12.58	276.51	13.15	0.51	152804	5501.84	1.18	0.13	528.88	15.64	1991.53	70.46	0.27	0.02	578 ± 33
HGD	**HGD21-30**	IHC	0.01209	0.01042	0.00277	0.00029	0.12352	0.03165	0.02706	12.21	10.45	17.84	1.90	-997.47	2533.09	17.93	1.90	152804	5501.84	7.03	0.44	27.38	1.65	165.93	7.92	0.17	0.02	714 ± 38
HGD	**HGD21-31**	IHC	0.12004	0.01455	0.01709	0.00081	0.38947	0.05094	0.00569	115.10	13.19	109.24	5.11	238.19	257.53	109.32	5.12	152804	5501.84	8.89	0.53	279.55	8.90	239.45	10.51	1.17	0.09	735 ± 39
HGD	**HGD21-32**	OZ	0.01521	0.00471	0.00219	0.00016	0.23973	0.05027	0.01512	15.33	4.71	14.13	1.05	207.34	697.74	14.16	1.01	152804	5501.84	3.80	0.27	131.31	4.81	419.06	16.81	0.31	0.03	663 ± 36
HGD	**HGD26-33**	IHC	0.11224	0.00626	0.00822	0.00026	0.56088	0.09898	0.00457	108.01	5.72	52.80	1.65	1605.05	86.12	49.43	1.52	152804	5501.84	6.09	0.40	61.42	2.84	1573.44	56.63	0.04	0.00	701 ± 38
HGD	**HGD26-34**	OZ	0.01152	0.00513	0.00187	0.00016	0.19249	0.04476	0.01957	11.63	5.15	12.02	1.03	-68.78	1068.09	12.11	1.03	152804	5501.84	6.23	0.40	142.53	5.10	359.02	14.67	0.40	0.03	703 ± 38
HGD	**HGD26-35**	OZ	0.00737	0.00438	0.00221	0.00017	0.12593	0.02424	0.01430	7.46	4.42	14.20	1.06	-1869.27	2141.55	14.29	1.06	152804	5501.84	5.98	0.39	231.21	7.63	414.29	16.70	0.56	0.04	700 ± 38
HGD	**HGD26-36**	OZ	0.00906	0.00482	0.00242	0.00018	0.14237	0.02715	0.01428	9.16	4.85	15.59	1.18	-1476.52	1738.47	15.68	1.18	152804	5501.84	6.78	0.43	207.59	7.01	389.74	15.92	0.53	0.04	711 ± 38
HGD	**HGD29-38**	OZ	0.01106	0.00861	0.00237	0.00025	0.13335	0.03390	0.02614	11.17	8.65	15.24	1.58	-798.75	2187.42	15.33	1.58	152804	5501.84	3.02	0.31	206.32	8.27	433.56	19.98	0.48	0.04	645 ± 37
HGD	**HGD29-39**	IHC	0.03153	0.00608	0.00397	0.00023	0.30481	0.05756	0.01057	31.52	5.98	25.56	1.50	513.12	403.58	25.30	1.44	152804	5501.84	7.12	0.51	599.23	19.00	741.72	30.08	0.81	0.06	715 ± 39
HGD	**HGD29-41**	OZ	0.01079	0.00615	0.00231	0.00021	0.15746	0.03390	0.01909	10.89	6.18	14.86	1.33	-798.63	1597.10	14.95	1.33	152804	5501.84	8.62	0.58	377.45	12.64	470.77	20.30	0.80	0.06	732 ± 40
HGD	**HGD30-41**	OZ	0.01614	0.00148	0.00233	0.00007	0.34775	0.05023	0.00431	16.25	1.48	15.00	0.48	205.88	199.16	15.02	0.47	152804	5501.84	2.20	0.23	1396.37	41.00	4669.60	167.25	0.30	0.02	621 ± 36
HGD	**HGD30-43**	OZ	0.01595	0.00382	0.00229	0.00014	0.25001	0.05056	0.01174	16.07	3.82	14.73	0.88	220.85	537.07	14.75	0.86	152804	5501.84	6.06	0.48	247.60	9.50	1310.83	51.50	0.19	0.02	701 ± 39
HGD	**HGD30-44**	OZ	0.00989	0.01162	0.00252	0.00030	0.10127	0.02844	0.03323	9.99	11.68	16.24	1.93	-1326.40	3729.96	16.33	1.93	152804	5501.84	5.81	0.46	149.94	6.52	306.51	15.34	0.49	0.05	697 ± 39
HGD	**HGD36-45**	OZ	0.01813	0.00191	0.00209	0.00008	0.35411	0.06283	0.00619	18.24	1.90	13.47	0.50	702.55	209.63	13.29	0.49	152804	5501.84	2.07	0.18	750.51	21.83	2037.82	72.93	0.37	0.02	617 ± 35
HGD	**HGD36-46**	OZ	0.01815	0.00676	0.00208	0.00019	0.24680	0.06338	0.02289	18.26	6.74	13.37	1.23	720.85	766.49	13.18	1.17	152804	5501.84	4.25	0.31	150.81	5.47	314.72	13.50	0.48	0.04	671 ± 37
HGD	**HGD36-48**	OZ	0.01435	0.00632	0.00206	0.00019	0.21292	0.05046	0.02171	14.47	6.33	13.28	1.24	216.04	996.20	13.31	1.19	152804	5501.84	4.41	0.31	154.94	5.56	294.74	12.76	0.53	0.04	674 ± 37
HGD	**HGD28-49**	OZ	0.03341	0.00522	0.00219	0.00013	0.39302	0.11063	0.01590	33.37	5.13	14.10	0.87	1809.78	261.19	13.05	0.80	152804	5501.84	4.13	0.26	185.92	5.90	392.59	15.16	0.47	0.03	669 ± 36
HGD	**HGD28-51**	OZ	0.02160	0.00338	0.00195	0.00010	0.34376	0.08040	0.01181	21.70	3.36	12.55	0.67	1206.84	289.32	12.10	0.64	152804	5501.84	9.01	0.52	603.06	17.48	735.17	27.44	0.82	0.06	736 ± 39
HGD	**HGD28-52**	OZ	0.02775	0.00269	0.00186	0.00008	0.43152	0.10826	0.00948	27.79	2.66	11.97	0.50	1770.30	159.93	11.13	0.47	152804	5501.84	5.48	0.33	414.87	12.19	1169.06	42.02	0.35	0.02	692 ± 37
HGD	**HGD38-53**	OZ	0.01420	0.00913	0.00187	0.00022	0.18453	0.05505	0.03480	14.32	9.14	12.05	1.43	414.23	1412.78	12.01	1.37	152804	5501.84	11.38	0.63	42.20	1.93	142.42	6.62	0.30	0.03	758 ± 40
HGD	**HGD38-54**	OZ	0.01933	0.00731	0.00195	0.00020	0.27334	0.07197	0.02617	19.44	7.28	12.54	1.29	985.12	740.02	12.23	1.21	152804	5501.84	10.86	0.62	174.56	6.48	214.52	10.35	0.81	0.07	754 ± 40
HGD	**HGD38-55**	OZ	0.01792	0.00759	0.00181	0.00020	0.26424	0.07170	0.02930	18.03	7.57	11.67	1.31	977.55	832.63	11.40	1.22	152804	5501.84	13.78	0.78	181.52	6.88	230.72	11.29	0.79	0.07	777 ± 42
HGD	**HGD38-56**	OZ	0.01402	0.01161	0.00183	0.00027	0.18139	0.05568	0.04534	14.14	11.62	11.76	1.76	439.57	1812.08	11.72	1.66	152804	5501.84	12.19	0.69	63.11	3.05	124.35	6.87	0.51	0.06	765 ± 41
HGD	**HGD1-57**	OZ	0.01466	0.00151	0.00202	0.00006	0.29908	0.05263	0.00519	14.77	1.52	13.01	0.40	312.94	224.43	13.00	0.40	152804	5501.84	1.99	0.16	756.69	23.16	1877.01	72.06	0.40	0.03	614 ± 34
HGD	**HGD1-58**	OZ	0.01250	0.00451	0.00210	0.00016	0.20552	0.04328	0.01529	12.61	4.53	13.49	1.00	-151.70	877.09	13.58	1.00	152804	5501.84	4.25	0.28	186.34	6.60	344.67	14.84	0.54	0.04	671 ± 36
HGD	**HGD1-59**	OZ	0.01048	0.00536	0.00193	0.00017	0.17248	0.03944	0.01987	10.58	5.39	12.41	1.09	-387.76	1310.78	12.50	1.09	152804	5501.84	5.84	0.37	144.36	5.38	274.17	12.25	0.53	0.05	698 ± 37
HGD	**HGD1-60**	OZ	0.01777	0.00929	0.00191	0.00024	0.23734	0.06735	0.03422	17.89	9.27	12.32	1.53	848.70	1056.34	12.09	1.43	152804	5501.84	5.75	0.36	68.03	3.04	148.52	7.46	0.46	0.05	696 ± 37
HGD	**HGD1-61**	OZ	0.01226	0.00477	0.00175	0.00015	0.21947	0.05085	0.01929	12.37	4.78	11.26	0.96	233.83	875.55	11.30	0.92	152804	5501.84	6.00	0.38	197.99	6.99	325.45	14.20	0.61	0.05	700 ± 38
HGD	**HGD1-62**	OZ	0.01228	0.00275	0.00159	0.00010	0.27135	0.05602	0.01210	12.39	2.76	10.24	0.62	453.32	479.34	10.21	0.60	152804	5501.84	6.07	0.38	549.41	17.27	668.84	26.95	0.82	0.06	701 ± 38
HGD	**HGD1-63**	OZ	0.00897	0.00222	0.00180	0.00009	0.21272	0.03617	0.00874	9.07	2.23	11.58	0.61	-617.80	658.99	11.67	0.61	152804	5501.84	6.31	0.39	702.77	21.75	792.39	31.54	0.89	0.07	704 ± 38
HGD	**HGD1-64**	OZ	0.01357	0.00359	0.00198	0.00013	0.24733	0.04978	0.01274	13.69	3.59	12.74	0.83	184.57	596.14	12.78	0.80	152804	5501.84	5.88	0.36	402.89	12.93	456.71	18.97	0.88	0.07	698 ± 37
HGD	**HGD1-65**	OZ	0.02390	0.00827	0.00215	0.00022	0.29154	0.08071	0.02671	23.98	8.20	13.83	1.39	1214.45	650.91	13.32	1.30	152804	5501.84	6.85	0.41	102.27	4.06	180.34	8.60	0.57	0.05	712 ± 38
HGD	**HGD1-66**	OZ	0.01508	0.00511	0.00207	0.00017	0.23957	0.05280	0.01736	15.20	5.11	13.34	1.08	320.08	747.16	13.33	1.03	152804	5501.84	6.19	0.38	155.70	5.73	301.25	13.28	0.52	0.04	703 ± 38
HGD	**HGD1-67**	OZ	0.00714	0.00426	0.00204	0.00017	0.13811	0.02542	0.01503	7.22	4.30	13.11	1.08	-1700.45	2061.03	13.20	1.08	152804	5501.84	6.44	0.39	160.96	5.83	279.86	12.37	0.58	0.05	706 ± 38
HGD	**HGD1-68**	OZ	0.01055	0.00429	0.00193	0.00015	0.19018	0.03959	0.01579	10.66	4.31	12.45	0.96	-377.83	1035.68	12.54	0.96	152804	5501.84	4.94	0.32	200.57	7.00	331.74	14.31	0.60	0.05	684 ± 37
HGD	**HGD1-69**	OZ	0.01382	0.00292	0.00218	0.00012	0.25276	0.04591	0.00937	13.94	2.92	14.06	0.75	-7.19	492.55	14.15	0.75	152804	5501.84	3.31	0.24	262.94	8.85	619.70	25.04	0.42	0.03	652 ± 35
HGD	**HGD5-70**	OZ	0.01116	0.00293	0.00199	0.00012	0.22465	0.04072	0.01043	11.27	2.95	12.80	0.76	-305.08	655.12	12.89	0.76	152804	5501.84	3.30	0.23	225.61	7.72	540.39	22.05	0.42	0.03	652 ± 35
HGD	**HGD5-76**	OZ	0.01363	0.00116	0.00193	0.00006	0.36777	0.05113	0.00406	13.74	1.17	12.45	0.39	246.66	182.90	12.47	0.38	152804	5501.84	1.19	0.12	691.50	21.37	2861.93	108.53	0.24	0.02	579 ± 33
HGD	**HGD8-77**	OZ	0.01609	0.00375	0.00201	0.00014	0.28863	0.05797	0.01293	16.20	3.75	12.96	0.87	528.54	488.87	12.87	0.83	152804	5501.84	4.45	0.28	179.75	6.20	362.47	15.16	0.50	0.04	675 ± 36
HGD	**HGD8-79**	OZ	0.01861	0.00494	0.00202	0.00015	0.28472	0.06666	0.01697	18.72	4.93	13.04	0.98	827.17	531.23	12.80	0.94	152804	5501.84	7.11	0.41	146.31	5.20	281.80	12.13	0.52	0.04	715 ± 38
HGD	**HGD8-80**	OZ	0.01609	0.00483	0.00164	0.00014	0.29346	0.07100	0.02036	16.20	4.82	10.58	0.93	957.40	586.27	10.35	0.87	152804	5501.84	6.63	0.39	101.61	3.85	250.22	10.92	0.41	0.03	709 ± 38
HGD	**HGD8-82**	HR	0.01098	0.00249	0.00176	0.00010	0.25825	0.04512	0.00989	11.09	2.50	11.36	0.67	-48.92	533.21	11.45	0.67	152804	5501.84	6.70	0.39	559.17	17.31	552.01	22.24	1.01	0.08	710 ± 38
HGD	**HGD45-84**	OZ	0.02132	0.00255	0.00214	0.00009	0.36842	0.07228	0.00805	21.42	2.54	13.77	0.61	993.83	226.49	13.42	0.58	152804	5501.84	13.07	0.81	1443.92	45.57	2279.54	90.31	0.63	0.05	772 ± 42
HGD	**HGD45-85**	OZ	0.01891	0.00684	0.00203	0.00019	0.26183	0.06755	0.02359	19.02	6.82	13.08	1.24	854.67	725.42	12.82	1.17	152804	5501.84	6.16	0.40	141.28	5.47	266.01	12.31	0.53	0.05	702 ± 38
HGD	**HGD35-88**	OZ	0.02057	0.00448	0.00230	0.00016	0.31525	0.06474	0.01338	20.67	4.46	14.83	1.02	765.95	435.49	14.59	0.96	152804	5501.84	3.79	0.27	141.91	5.41	423.68	18.12	0.33	0.03	662 ± 36
HGD	**HGD35-89**	OZ	0.00461	0.00571	0.00185	0.00020	0.08523	0.01808	0.02232	4.67	5.77	11.91	1.26	-3107.03	6112.47	12.00	1.26	152804	5501.84	6.24	0.39	82.97	3.48	197.26	9.30	0.42	0.04	703 ± 38
HGD	**HGD35-90**	OZ	0.01192	0.00530	0.00217	0.00019	0.19842	0.03980	0.01734	12.03	5.31	13.98	1.23	-363.89	1127.78	14.07	1.23	152804	5501.84	7.41	0.44	148.54	5.45	231.55	10.55	0.64	0.06	719 ± 38
HGD	**HGD35-91**	OZ	0.01348	0.00580	0.00213	0.00019	0.21227	0.04591	0.01931	13.60	5.81	13.72	1.25	-7.01	1015.21	13.80	1.25	152804	5501.84	4.68	0.31	114.45	4.51	245.49	11.25	0.47	0.04	679 ± 37
HGD	**HGD43-92**	OZ	0.01632	0.00278	0.00185	0.00010	0.32435	0.06389	0.01031	16.44	2.78	11.93	0.66	738.08	341.47	11.76	0.63	152804	5501.84	3.00	0.24	479.46	15.82	1056.14	42.52	0.45	0.03	644 ± 36
HGD	**HGD43-93**	OZ	0.01266	0.00427	0.00197	0.00016	0.23479	0.04663	0.01529	12.77	4.28	12.68	1.00	30.22	785.73	12.77	1.00	152804	5501.84	5.72	0.39	338.85	11.61	452.36	19.72	0.75	0.06	696 ± 38
HGD	**HGD43-94**	OZ	0.01863	0.00590	0.00170	0.00016	0.29762	0.07957	0.02404	18.74	5.88	10.94	1.03	1186.25	596.88	10.57	0.96	152804	5501.84	6.59	0.43	214.53	7.82	355.79	15.95	0.60	0.05	708 ± 38
HGD	**HGD43-95**	OZ	0.01730	0.00481	0.00176	0.00014	0.29411	0.07121	0.01892	17.41	4.80	11.35	0.93	963.52	542.63	11.08	0.87	152804	5501.84	6.62	0.43	294.91	10.24	457.39	19.81	0.64	0.05	709 ± 38
HGD	**HGD41-119**	HR	0.00930	0.00709	0.00197	0.00021	0.14230	0.03421	0.02582	9.40	7.14	12.70	1.38	-772.19	2127.92	12.79	1.38	152804	5501.84	4.63	0.34	207.36	7.82	272.42	13.10	0.76	0.07	678 ± 37
HGD	**HGD41-120**	OZ	0.01227	0.00721	0.00185	0.00020	0.18311	0.04817	0.02781	12.38	7.23	11.90	1.28	107.85	1363.65	11.97	1.23	152804	5501.84	5.13	0.38	162.37	6.64	336.71	15.97	0.48	0.04	687 ± 38
HGD	**HGD41-121**	OZ	0.03124	0.00840	0.00225	0.00020	0.33902	0.10093	0.02554	31.24	8.27	14.46	1.32	1641.26	469.68	13.55	1.22	152804	5501.84	5.77	0.39	154.16	6.13	321.91	14.91	0.48	0.04	697 ± 38
HGD	**HGD39-230**	OZ	0.03091	0.00741	0.00223	0.00020	0.36429	0.10042	0.02244	30.91	7.30	14.37	1.25	1631.94	415.17	13.49	1.15	152804	5501.84	12.18	0.69	144.96	5.50	265.87	12.12	0.55	0.05	765 ± 41
HGD	**HGD39-232**	OZ	0.02505	0.00622	0.00232	0.00019	0.32265	0.07825	0.01840	25.12	6.17	14.95	1.20	1153.23	466.79	14.44	1.12	152804	5501.84	4.74	0.32	142.25	5.36	297.39	13.22	0.48	0.04	680 ± 37

[*1] Biotite granite(BG), hornblende-biotite granite(HG), and hornblende-biotite granodiorite(HGD). [*2] Homogeneous-luminescence region (HR), oscillatory zoning region (OZ), and inherited core (IHC). [*3] The corrected U-Pb ages according to the method of Sakata (2018) were employed for the zircon samples of Okueyama granite.
[*4] The lower limit of quantification for titanium is defined as 0.1 ppm based on a 10σ level compared with the standard deviation of the background signal intensity (Yuguchi et al., 2020). [*5] The temperature estimation uncertainty includes errors in both titanium quantification and Ti-in-zircon calibration of Ferry and Watson (2007).

空白ページ

表 3-2　遠野複合深成岩体のジルコン U-Pb 年代データ及びチタン濃度

Litho-facies[*1]	Sample name	CL parts[*2]	Isotope ratios							Age (Ma)								Elemental concentration (μg/g) and ratio										Temperature (°C)[*5]
			$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	error correlation	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	^{235}U-^{207}Pb	2σ	^{238}U-^{206}Pb	2σ	^{207}Pb-^{206}Pb	2σ	Corrected age[*3]	2σ	Si	2σ	Ti[*4]	2σ	Th	2σ	U	2σ	Th/U	2σ	a_{TiO2}=1
Central	**TTH19-1**	OZ	0.11151	0.01563	0.01693	0.00084	0.35606	0.04777	0.00626	107.35	14.28	108.23	5.36	87.83	310.50	108.32	5.36	152804	5501.84	4.26	0.28	63.78	2.71	178.47	8.04	0.36	0.03	672 ± 36
Central	**TTH19-2**	OZ	0.10027	0.01785	0.01667	0.00093	0.31407	0.04363	0.00737	97.03	16.47	106.57	5.91	-131.72	417.76	106.66	5.91	152804	5501.84	5.44	0.34	80.57	3.25	147.46	7.06	0.55	0.05	692 ± 37
Central	**TTH19-3**	OZ	0.11259	0.01838	0.01654	0.00092	0.34070	0.04937	0.00758	108.33	16.77	105.76	5.83	165.27	358.63	105.85	5.84	152804	5501.84	5.19	0.32	61.25	2.58	133.27	6.34	0.46	0.04	688 ± 37
Central	**TTH24-1**	OZ	0.10488	0.00744	0.01642	0.00050	0.42816	0.04633	0.00297	101.27	6.83	104.99	3.16	14.70	154.04	105.07	3.17	152804	5501.84	5.12	0.32	356.13	10.63	658.80	24.16	0.54	0.04	687 ± 37
Central	**TTH24-2**	OZ	0.13292	0.01806	0.01668	0.00087	0.38375	0.05779	0.00725	126.72	16.19	106.65	5.52	521.82	275.29	106.74	5.52	152804	5501.84	7.07	0.42	55.33	2.44	160.00	7.36	0.35	0.03	714 ± 38
Central	**TTH24-3**	OZ	0.10636	0.01220	0.01674	0.00071	0.36832	0.04607	0.00491	102.63	11.19	107.05	4.48	1.20	256.93	107.13	4.49	152804	5501.84	3.17	0.22	80.01	3.15	259.14	10.74	0.31	0.03	648 ± 35
Central	**TTH28-1**	OZ	0.10176	0.01203	0.01656	0.00071	0.36110	0.04456	0.00491	98.40	11.08	105.89	4.48	-79.66	269.74	105.98	4.49	152804	5501.84	3.93	0.26	117.43	4.21	258.06	10.74	0.46	0.04	665 ± 36
Central	**TTH28-2**	OZ	0.09637	0.00920	0.01651	0.00060	0.37828	0.04234	0.00374	93.42	8.52	105.55	3.78	-206.33	221.73	105.64	3.79	152804	5501.84	1.52	0.13	105.89	3.83	371.01	14.40	0.29	0.02	595 ± 33
Central	**TTH28-3**	OZ	0.13769	0.01225	0.01753	0.00067	0.42866	0.05697	0.00458	130.99	10.93	112.02	4.23	490.45	177.24	112.11	4.24	152804	5501.84	6.74	0.41	227.27	7.22	340.56	13.57	0.67	0.05	710 ± 38
Central	**TTH54-1**	OZ	0.12415	0.02591	0.01785	0.00121	0.32524	0.05043	0.00995	118.83	23.41	114.08	7.68	214.93	457.08	114.17	7.68	152804	5501.84	4.55	0.31	53.78	2.61	111.42	6.08	0.48	0.05	677 ± 37
Central	**TTH54-2**	OZ	0.10973	0.01803	0.01927	0.00102	0.32193	0.04131	0.00642	105.72	16.49	123.02	6.44	-268.57	395.01	123.11	6.45	152804	5501.84	3.90	0.27	89.45	3.56	163.43	7.73	0.55	0.05	664 ± 36
Central	**TTH54-3**	OZ	0.13687	0.02348	0.01972	0.00118	0.34800	0.05032	0.00809	130.25	20.97	125.92	7.44	210.02	372.80	126.00	7.45	152804	5501.84	2.31	0.19	41.00	2.14	129.11	6.60	0.32	0.03	625 ± 35
Central	**TTH58-1**	OZ	0.13842	0.01514	0.01885	0.00082	0.39895	0.05325	0.00534	131.64	13.50	120.41	5.20	339.34	227.09	120.50	5.21	152804	5501.84	2.36	0.19	91.03	3.54	243.00	10.36	0.37	0.03	626 ± 34
Central	**TTH58-2**	OZ	0.12168	0.01401	0.01757	0.00079	0.39214	0.05024	0.00532	116.59	12.68	112.26	5.02	206.05	245.61	112.34	5.03	152804	5501.84	3.93	0.27	100.74	3.74	227.03	9.65	0.44	0.04	665 ± 36
Central	**TTH58-3**	OZ	0.12083	0.02164	0.01699	0.00106	0.34793	0.05158	0.00866	115.82	19.61	108.60	6.71	266.88	385.29	108.69	6.72	152804	5501.84	5.25	0.33	46.39	2.17	109.13	5.56	0.43	0.04	689 ± 37
Central	**TTH72-1**	OZ	0.11447	0.01122	0.01678	0.00067	0.40721	0.04947	0.00443	110.04	10.23	107.29	4.25	169.95	209.11	107.38	4.25	152804	5501.84	4.61	0.30	124.80	4.41	318.37	12.73	0.39	0.03	678 ± 36
Central	**TTH72-2**	OZ	0.11222	0.01034	0.01667	0.00063	0.41166	0.04883	0.00410	107.99	9.44	106.56	4.01	139.65	197.16	106.65	4.01	152804	5501.84	5.34	0.33	173.71	5.65	336.88	13.17	0.52	0.04	690 ± 37
Central	**TTH72-3**	OZ	0.13385	0.01459	0.01674	0.00076	0.41467	0.05801	0.00575	127.55	13.06	106.99	4.79	530.02	217.24	107.08	4.80	152804	5501.84	4.13	0.27	98.16	3.60	214.15	9.07	0.46	0.04	669 ± 36
Central	**TTH73-1**	OZ	0.09186	0.01059	0.01566	0.00065	0.36284	0.04255	0.00457	89.23	9.85	100.14	4.16	-193.63	268.77	100.23	4.16	152804	5501.84	5.14	0.33	112.54	4.04	280.16	11.37	0.40	0.03	687 ± 37
Central	**TTH73-2**	OZ	0.10677	0.00912	0.01641	0.00059	0.41756	0.04719	0.00366	103.01	8.37	104.94	3.71	58.68	185.08	105.02	3.72	152804	5501.84	8.08	0.47	217.88	6.87	417.02	15.91	0.52	0.04	726 ± 39
Central	**TTH73-3**	OZ	0.11477	0.00818	0.01668	0.00054	0.45285	0.04989	0.00317	110.32	7.45	106.67	3.42	189.79	147.89	106.76	3.42	152804	5501.84	5.84	0.36	296.92	8.95	555.21	20.46	0.53	0.04	698 ± 37
Central	**TTH75-1**	OZ	0.11014	0.00303	0.01709	0.00036	0.76987	0.04673	0.00082	106.09	2.77	109.26	2.30	35.46	42.05	109.35	2.30	152804	5501.84	2.11	0.16	4303.63	113.72	8721.14	288.15	0.49	0.03	618 ± 34
Central	**TTH75-2**	OZ	0.11405	0.01275	0.01579	0.00070	0.39657	0.05237	0.00537	109.66	11.62	101.02	4.44	301.63	233.99	101.11	4.45	152804	5501.84	6.36	0.39	144.06	4.92	242.99	10.16	0.59	0.05	705 ± 38
Central	**TTH75-3**	IHC	2.40480	0.07961	0.18856	0.00526	0.84282	0.09250	0.00165	1244.03	23.74	1113.55	28.54	1477.64	33.79	1113.64	28.67	152804	5501.84	28.70	1.48	504.33	14.44	476.95	17.89	1.06	0.07	856 ± 46
Central	**TTH76-1**	OZ	0.10119	0.01356	0.01645	0.00078	0.35452	0.04461	0.00559	97.87	12.51	105.19	4.96	-77.02	306.58	105.28	4.96	152804	5501.84	4.43	0.29	77.08	3.02	187.95	8.18	0.41	0.04	675 ± 36
Central	**TTH76-2**	OZ	0.11331	0.00936	0.01663	0.00059	0.43153	0.04943	0.00368	108.99	8.53	106.30	3.76	168.09	173.98	106.39	3.76	152804	5501.84	6.82	0.41	238.38	7.35	385.15	14.72	0.62	0.04	711 ± 38
Central	**TTH76-3**	IHC	3.22539	0.14838	0.23250	0.00895	0.83679	0.10062	0.00253	1463.28	35.66	1347.56	46.81	1635.50	46.79	1347.65	47.05	152804	5501.84	5.01	0.32	32.24	1.68	125.89	5.99	0.26	0.03	685 ± 37
Central	**TTH79-1**	OZ	0.11557	0.01408	0.01675	0.00075	0.36868	0.05003	0.00567	111.05	12.82	107.11	4.77	196.30	263.22	107.20	4.78	152804	5501.84	2.79	0.21	61.12	2.62	198.48	8.62	0.31	0.03	639 ± 35
Central	**TTH79-3**	OZ	0.10730	0.00777	0.01507	0.00044	0.40287	0.05163	0.00342	103.49	7.12	96.43	2.79	269.12	151.92	96.08	2.74	152804	5501.84	10.00	0.57	260.63	7.96	532.61	19.50	0.49	0.03	746 ± 40
Main	**HMT09-1**	OZ	0.12523	0.01670	0.01753	0.00086	0.36575	0.05181	0.00643	119.80	15.07	112.02	5.42	277.23	284.25	112.11	5.42	152804	5501.84	20.01	1.10	127.08	4.89	230.34	10.51	0.55	0.05	816 ± 44
Main	**HMT09-2**	OZ	0.12319	0.02782	0.01584	0.00117	0.32772	0.05639	0.01203	117.96	25.15	101.34	7.44	467.73	472.47	101.42	7.45	152804	5501.84	9.63	0.59	51.91	2.70	108.09	6.25	0.48	0.06	742 ± 40
Main	**HMT10-1**	OZ	0.09536	0.02897	0.01634	0.00129	0.25994	0.04234	0.01242	92.49	26.86	104.46	8.18	-206.40	736.01	104.55	8.19	152804	5501.84	9.83	0.63	56.85	3.13	118.89	7.23	0.48	0.06	744 ± 40
Main	**HMT10-2**	OZ	0.10263	0.01925	0.01663	0.00098	0.31376	0.04475	0.00797	99.21	17.72	106.35	6.21	-69.25	434.93	106.44	6.21	152804	5501.84	10.51	0.66	127.35	5.24	203.23	10.23	0.63	0.06	751 ± 41
Main	**HMT10-3**	OZ	0.12064	0.01898	0.01873	0.00101	0.34289	0.04670	0.00690	115.65	17.20	119.65	6.40	34.17	354.01	119.74	6.40	152804	5501.84	8.25	0.53	89.65	3.92	197.80	9.61	0.45	0.04	728 ± 39
Main	**HMT15-1**	OZ	0.09510	0.04017	0.01740	0.00168	0.22861	0.03964	0.01630	92.24	37.25	111.19	10.65	-374.14	1066.88	111.28	10.66	152804	5501.84	14.30	0.86	43.64	2.73	81.58	5.84	0.53	0.08	781 ± 42
Main	**HMT15-2**	OZ	0.16141	0.06785	0.01903	0.00232	0.29009	0.06151	0.02474	151.94	59.32	121.54	14.68	657.15	862.72	121.62	14.70	152804	5501.84	12.19	0.76	25.94	2.03	50.42	4.42	0.51	0.09	765 ± 42
Main	**HMT15-3**	OZ	0.14334	0.03448	0.01841	0.00147	0.33107	0.05648	0.01282	136.01	30.62	117.58	9.28	471.31	502.28	117.66	9.29	152804	5501.84	7.63	0.52	61.99	3.34	113.84	7.12	0.54	0.07	721 ± 39
Main	**HMT19-1**	OZ	0.13126	0.01874	0.01626	0.00093	0.39907	0.05855	0.00766	125.23	16.82	103.97	5.88	550.36	285.78	104.06	5.88	152804	5501.84	6.52	0.46	52.66	2.99	262.99	12.44	0.20	0.02	707 ± 39
Main	**HMT19-2**	OZ	0.07689	0.03560	0.01543	0.00153	0.21420	0.03613	0.01634	75.21	33.56	98.73	9.72	-621.05	1234.83	98.82	9.73	152804	5501.84	12.04	0.75	38.70	2.51	82.81	5.76	0.47	0.07	764 ± 41
Main	**HMT19-3**	OZ	0.13695	0.03428	0.01853	0.00158	0.34005	0.05361	0.01262	130.32	30.61	118.35	9.98	354.62	531.60	118.43	9.99	152804	5501.84	9.96	0.63	47.87	2.79	95.67	6.17	0.50	0.07	746 ± 40
Main	**HMT22-1**	OZ	0.20026	0.04605	0.01879	0.00176	0.40645	0.07729	0.01624	185.35	38.96	120.01	11.11	1128.74	418.51	120.10	11.12	152804	5501.84	10.28	0.67	62.34	3.45	88.69	6.18	0.70	0.09	748 ± 41
Main	**HMT22-2**	OZ	0.11276	0.03644	0.01772	0.00164	0.28613	0.04615	0.01429	108.49	33.25	113.23	10.38	5.55	745.54	113.32	10.39	152804	5501.84	12.07	0.76	71.66	3.74	91.52	6.24	0.78	0.10	764 ± 42
Main	**HMT22-3**	OZ	0.14269	0.03289	0.01605	0.00134	0.36182	0.06448	0.01386	135.43	29.23	102.64	8.49	757.51	453.36	102.72	8.50	152804	5501.84	9.19	0.61	64.28	3.49	119.84	7.40	0.54	0.07	738 ± 40
Main	**HMT28-1**	OZ	0.09389	0.03052	0.01783	0.00153	0.26456	0.03818	0.01197	91.12	28.33	113.95	9.71	-472.52	829.90	114.04	9.72	152804	5501.84	9.62	0.63	86.65	4.23	105.68	6.83	0.82	0.10	742 ± 40
Main	**HMT28-2**	OZ	0.11953	0.03614	0.01700	0.00155	0.30225	0.05100	0.01470	114.64	32.78	108.66	9.85	240.82	664.36	108.74	9.86	152804	5501.84	10.07	0.67	53.75	3.27	105.30	7.09	0.51	0.07	747 ± 41
Main	**HMT28-3**	OZ	0.11614	0.01848	0.01689	0.00099	0.37006	0.04987	0.00737	111.57	16.82	107.97	6.31	188.97	344.07	108.06	6.31	152804	5501.84	6.21	0.45	113.89	4.98	233.50	11.42	0.49	0.05	703 ± 39
Main	**HMT29-1**	OZ	0.11012	0.01487	0.01595	0.00084	0.38856	0.05008	0.00623	106.08	13.60	102.00	5.31	198.68	288.95	102.09	5.31	152804	5501.84	18.04	1.01	253.23	8.55	259.58	11.68	0.98	0.08	804 ± 43
Main	**HMT29-2**	OZ	0.09533	0.01606	0.01634	0.00093	0.33861	0.04231	0.00671	92.45	14.89	104.48	5.91	-207.83	397.87	104.56	5.92	152804	5501.84	13.49	0.80	225.55	8.00	232.48	11.07	0.97	0.08	775 ± 42
Main	**HMT29-3**	OZ	0.11243	0.01776	0.01643	0.00097	0.37262	0.04962	0.00728	108.19	16.21	105.08	6.14	177.16	341.93	105.17	6.14	152804	5501.84	12.96	0.78	200.77	7.28	211.14	10.27	0.95	0.08	771 ± 42
Main	**HMT36-1**	OZ	0.06316	0.02952	0.01435	0.00134	0.19904	0.03192	0.01462	62.19	28.20	91.84	8.48	-971.93	1349.55	91.93	8.49	152804	5501.84	11.25	0.69	61.62	3.14	80.36	5.27	0.77	0.10	757 ± 41
Main	**HMT36-2**	OZ	0.26518	0.06758	0.01786	0.00204	0.44847	0.10769	0.02453	238.84	54.24	114.12	12.93	1760.66	416.42	114.20	12.94	152804	5501.84	11.43	0.72	32.19	2.28	55.40	4.53	0.58	0.10	759 ± 41
Main	**HMT36-3**	OZ	0.23730	0.05653	0.01615	0.00170	0.44110	0.10658	0.02279	216.21	46.40	103.26	10.77	1741.74	391.81	95.72	9.53	152804	5501.84	10.35	0.65	36.55	2.38	64.82	4.83	0.56	0.09	749 ± 41
Main	**HMT53-1**	OZ	0.17961	0.03632	0.01562	0.00133	0.42102	0.08341	0.01530	167.72	31.26	99.89	8.44	1278.94	357.49	95.52	7.70	152804	5501.84	12.23	0.72	40.30	2.32	84.45	5.26	0.48	0.06	765 ± 41
Main	**HMT53-2**	OZ	0.11324	0.02164	0.01620	0.00109	0.35345	0.05070	0.00906	108.92	19.74	103.58	6.94	227.22	413.09	103.67	6.95	152804	5501.84	9.59	0.58	64.96	3.01	124.17	6.56	0.52	0.05	742 ± 40
Main	**HMT53-3**	OZ	0.11819	0.01848	0.01624	0.00096	0.37741	0.05279	0.00764	113.43	16.78	103.83	6.08	319.97	329.05	103.91	6.08	152804	5501.84	7.38	0.45	59.34	2.69	148.56	7.14	0.40	0.04	718 ± 39
Main	**HMT65-1**	OZ	0.04419	0.02404	0.01595	0.00134	0.15451	0.02009	0.01080	43.91	23.37	102.01	8.51	-2615.00	2347.52	102.10	8.51	152804	5501.84	8.29	0.54	53.54	2.89	97.52	6.03	0.55	0.07	729 ± 40
Main	**HMT65-2**	OZ	0.09459	0.01782	0.01578	0.00099	0.33374	0.04346	0.00772	91.77	16.53	100.96	6.30	-141.02	439.84	101.05	6.30	152804	5501.84	10.86	0.66	127.11	5.07	180.18	9.01	0.71	0.07	754 ± 41
Main	**HMT65-3**	OZ	0.09279	0.01361	0.01613	0.00084	0.35378	0.04173	0.00573	90.10	12.65	103.12	5.31	-242.57	346.76	103.21	5.32	152804	5501.84	13.38	0.78	217.69	7.56	276.86	12.29	0.79	0.07	774 ± 42

[*1] Central facies (Central), main facies (Main) and marginal facies (Marginal). [*2] Oscillatory zoning region (OZ), heterogeneous region (HR), and inherited core (IHC). [*3] The corrected U-Pb ages according to the method of Sakata (2018) were employed for the zircon samples of the Tono granite.

[*4] The lower limit of quantification for titanium is defined as 0.1 ppm based on a 10σ level compared with the standard deviation of the background signal intensity (Yuguchi et al., 2020). [*5] The temperature estimation uncertainty includes errors in both titanium quantification and Ti-in-zircon calibration of Ferry and Watson (2007).

空白ページ

表 3-2　遠野複合深成岩体のジルコン U-Pb 年代データ及びチタン濃度（つづき）

Litho-facies[*1]	Sample name	CL parts[*2]	Isotope ratios							Age (Ma)								Elemental concentration (μg/g) and ratio										Temperature (°C)[*5]
			$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	error correlation	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	^{235}U-^{207}Pb	2σ	^{238}U-^{206}Pb	2σ	^{207}Pb-^{206}Pb	2σ	Corrected age[*3]	2σ	Si	2σ	Ti[*4]	2σ	Th	2σ	U	2σ	Th/U	2σ	a_{TiO2}=1
Marginal	**KTG15-1**	OZ	0.10635	0.01954	0.01839	0.00113	0.33351	0.04193	0.00726	102.62	17.93	117.49	7.13	-230.47	436.63	117.58	7.14	152804	5501.84	9.46	0.56	74.79	3.21	136.51	6.84	0.55	0.05	741 ± 40
Marginal	**KTG15-2**	OZ	0.12606	0.02221	0.01899	0.00120	0.35895	0.04813	0.00792	120.55	20.03	121.30	7.60	105.78	388.66	121.39	7.61	152804	5501.84	12.58	0.71	96.55	3.82	122.10	6.28	0.79	0.08	768 ± 41
Marginal	**KTG15-3**	OZ	0.12300	0.02618	0.01959	0.00140	0.33657	0.04554	0.00913	117.78	23.67	125.06	8.87	-26.77	485.54	125.14	8.88	152804	5501.84	14.32	0.80	58.73	2.69	89.51	5.05	0.66	0.07	781 ± 42
Marginal	**KTG16-1**	OZ	0.14252	0.01288	0.01999	0.00085	0.46971	0.05171	0.00412	135.28	11.44	127.59	5.36	272.62	182.79	127.67	5.37	152804	5501.84	9.44	0.55	188.45	6.32	339.24	13.67	0.56	0.04	741 ± 40
Marginal	**KTG16-2**	OZ	0.12880	0.01260	0.02051	0.00088	0.44109	0.04555	0.00400	123.02	11.34	130.86	5.59	-25.91	212.69	130.94	5.60	152804	5501.84	10.41	0.60	175.60	5.91	303.74	12.37	0.58	0.04	750 ± 40
Marginal	**KTG16-3**	OZ	0.15817	0.02115	0.02119	0.00107	0.37763	0.05414	0.00670	149.10	18.54	135.16	6.75	376.97	278.57	135.25	6.76	152804	5501.84	9.99	0.58	88.14	3.56	160.08	7.77	0.55	0.05	746 ± 40
Marginal	**KTG17-1**	HR	0.13255	0.01531	0.02038	0.00088	0.37348	0.04717	0.00505	126.38	13.73	130.07	5.56	57.62	255.50	130.16	5.56	152804	5501.84	6.84	0.42	173.26	5.99	229.27	10.29	0.76	0.06	711 ± 38
Marginal	**KTG17-2**	HR	0.12351	0.01945	0.01933	0.00102	0.33641	0.04634	0.00687	118.25	17.58	123.42	6.48	15.42	356.41	123.51	6.48	152804	5501.84	10.74	0.62	134.64	4.95	158.87	7.83	0.85	0.08	753 ± 40
Marginal	**KTG17-3**	HR	0.13595	0.02825	0.02095	0.00140	0.32172	0.04707	0.00926	129.43	25.26	133.65	8.84	52.68	469.63	133.73	8.85	152804	5501.84	15.41	0.85	58.57	2.66	88.74	5.08	0.66	0.07	788 ± 42
Marginal	**KTG20-1**	HR	0.14837	0.02104	0.01984	0.00105	0.37439	0.05425	0.00713	140.47	18.60	126.62	6.66	381.42	295.59	126.70	6.66	152804	5501.84	11.36	0.66	114.01	4.51	177.17	8.80	0.64	0.06	758 ± 41
Marginal	**KTG20-2**	HR	0.24084	0.02550	0.01988	0.00099	0.46914	0.08785	0.00821	219.11	20.86	126.92	6.24	1379.12	179.70	127.01	6.25	152804	5501.84	5.31	0.31	70.05	2.60	99.54	4.76	0.70	0.06	690 ± 37
Marginal	**KTG20-3**	HR	0.11922	0.01155	0.01856	0.00067	0.37107	0.04658	0.00419	114.36	10.48	118.56	4.22	27.77	215.72	118.65	4.23	152804	5501.84	7.32	0.46	148.26	5.40	394.39	16.38	0.38	0.03	717 ± 39
Marginal	**KTG21-1**	HR	0.11187	0.01161	0.01919	0.00071	0.35519	0.04228	0.00410	107.68	10.60	122.53	4.47	-209.65	243.45	122.62	4.48	152804	5501.84	7.29	0.44	159.30	5.54	319.65	13.41	0.50	0.04	717 ± 38
Marginal	**KTG21-2**	HR	0.11438	0.00779	0.01742	0.00047	0.39966	0.04762	0.00297	109.97	7.10	111.34	3.00	80.34	148.22	111.43	3.01	152804	5501.84	8.64	0.51	461.32	13.93	728.98	27.83	0.63	0.04	732 ± 39
Marginal	**KTG21-3**	HR	0.12175	0.00980	0.01686	0.00054	0.39954	0.05236	0.00386	116.66	8.87	107.80	3.44	301.36	168.23	107.88	3.44	152804	5501.84	8.62	0.51	299.46	9.46	483.26	19.22	0.62	0.05	732 ± 39
Marginal	**KTG23-1**	HR	0.13049	0.01385	0.01817	0.00074	0.38321	0.05209	0.00511	124.54	12.44	116.06	4.68	289.48	223.96	116.15	4.68	152804	5501.84	9.35	0.56	165.56	5.90	305.88	13.29	0.54	0.04	740 ± 40
Marginal	**KTG23-2**	HR	0.12053	0.01716	0.01693	0.00084	0.34903	0.05162	0.00689	115.56	15.55	108.25	5.33	268.70	305.90	108.34	5.34	152804	5501.84	9.96	0.59	121.77	4.70	214.89	10.13	0.57	0.05	745 ± 40
Marginal	**KTG23-3**	HR	0.11057	0.00953	0.01633	0.00054	0.38145	0.04911	0.00391	106.49	8.71	104.42	3.40	152.94	186.58	104.51	3.41	152804	5501.84	8.44	0.51	336.96	10.61	507.96	20.32	0.66	0.05	730 ± 39
Marginal	**KTG26-1**	HR	0.11933	0.00990	0.01725	0.00059	0.41557	0.05019	0.00379	114.46	8.99	110.22	3.77	203.60	175.21	110.31	3.78	152804	5501.84	6.56	0.41	324.16	10.15	460.29	18.40	0.70	0.05	708 ± 38
Marginal	**KTG26-2**	HR	0.10565	0.01399	0.01771	0.00081	0.34509	0.04327	0.00538	101.98	12.85	113.17	5.13	-152.16	308.56	113.25	5.13	152804	5501.84	6.66	0.42	99.77	3.94	237.14	10.65	0.42	0.04	709 ± 38
Marginal	**KTG26-3**	HR	0.11164	0.01320	0.01703	0.00074	0.36782	0.04755	0.00523	107.47	12.05	108.85	4.69	76.98	261.10	108.93	4.70	152804	5501.84	8.10	0.49	135.77	4.93	262.56	11.46	0.52	0.04	726 39
Marginal	**KTG34-1**	OZ	0.12104	0.01677	0.01749	0.00088	0.36195	0.05020	0.00648	116.01	15.19	111.76	5.56	204.17	299.74	111.84	5.56	152804	5501.84	11.95	0.67	128.40	4.64	173.72	8.13	0.74	0.06	763 41
Marginal	**KTG34-2**	OZ	0.12578	0.01622	0.01722	0.00084	0.37680	0.05299	0.00633	120.30	14.63	110.03	5.30	328.45	271.01	110.12	5.31	152804	5501.84	15.79	0.87	123.34	4.59	204.78	9.42	0.60	0.05	791 42
Marginal	**KTG34-3**	OZ	0.11851	0.01448	0.01692	0.00078	0.37737	0.05081	0.00575	113.72	13.14	108.13	4.94	232.24	261.15	108.22	4.95	152804	5501.84	10.33	0.59	108.04	4.07	215.90	9.65	0.50	0.04	749 40
Marginal	**KTG36-1**	HR	0.10988	0.01721	0.01696	0.00091	0.34177	0.04699	0.00691	105.86	15.74	108.42	5.75	48.70	351.44	108.50	5.76	152804	5501.84	9.31	0.55	78.21	3.30	170.82	8.22	0.46	0.04	739 40
Marginal	**KTG36-2**	HR	0.11785	0.01957	0.01621	0.00094	0.34739	0.05274	0.00821	113.12	17.78	103.65	5.93	317.44	354.03	103.73	5.94	152804	5501.84	11.20	0.65	86.68	3.57	151.06	7.53	0.57	0.05	757 41
Marginal	**KTG36-3**	HR	0.13211	0.02485	0.01865	0.00120	0.34152	0.05137	0.00908	125.99	22.29	119.13	7.58	257.45	406.25	119.22	7.59	152804	5501.84	11.48	0.67	66.20	2.99	114.88	6.24	0.58	0.06	759 41
Marginal	**KTG40-1**	HR	0.13745	0.02144	0.01991	0.00112	0.36001	0.05007	0.00729	130.77	19.14	127.08	7.07	198.33	338.05	127.17	7.07	152804	5501.84	7.26	0.45	53.52	2.49	131.04	6.62	0.41	0.04	717 38
Marginal	**KTG40-2**	HR	0.12934	0.01686	0.02062	0.00098	0.36410	0.04549	0.00552	123.50	15.16	131.57	6.18	-29.10	294.34	131.66	6.19	152804	5501.84	8.34	0.50	87.14	3.54	193.48	8.95	0.45	0.04	729 39
Marginal	**KTG40-3**	HR	0.13661	0.01293	0.01926	0.00074	0.40435	0.05144	0.00445	130.02	11.55	122.99	4.66	260.51	198.78	123.07	4.67	152804	5501.84	9.27	0.55	184.04	6.30	337.98	14.09	0.54	0.04	739 40

[*1] Central facies (Central), main facies (Main) and marginal facies (Marginal). [*2] Oscillatory zoning region (OZ), and heterogeneous region (HR). [*3] The corrected U-Pb ages according to the method of Sakata (2018) were employed for the zircon samples of the Tono granite.

[*4] The lower limit of quantification for titanium is defined as 0.1 ppm based on a 10σ level compared with the standard deviation of the background signal intensity (Yuguchi et al., 2020). [*5] The temperature estimation uncertainty includes errors in both titanium quantification and Ti-in-zircon calibration of Ferry and Watson (2007).

空白ページ

表 3-3　堺ノ神深成岩体のジルコン U-Pb 年代データ及びチタン濃度

Litho-facies[*1]	Sample name	CL parts[*2]	Isotope ratios							Age (Ma)								Elemental concentration (μg/g) and ratio										Temperature (°C)[*5]
			$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	error correlation	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	^{235}U-^{207}Pb	2σ	^{238}U-^{206}Pb	2σ	^{207}Pb-^{206}Pb	2σ	Corrected age[*3]	2σ	Si	2σ	Ti[*4]	2σ	Th	2σ	U	2σ	Th/U	2σ	a_{TiO2}=1
FGD	**SKI15 1-1**	OZ	0.12704	0.01192	0.01834	0.00076	0.44290	0.05025	0.00423	121.43	10.74	117.13	4.83	206.63	195.20	117.21	4.83	152804	5501.84	5.57	0.37	705.13	22.76	439.40	19.74	1.60	0.13	694 ± 38
FGD	**SKI15 1-2**	OZ	0.20246	0.01455	0.02004	0.00077	0.53628	0.07327	0.00444	187.20	12.29	127.91	4.88	1021.41	122.78	128.00	4.89	152804	5501.84	4.03	0.30	795.22	25.72	578.31	25.40	1.38	0.11	667 ± 37
FGD	**SKI15 4-1**	OZ	0.10509	0.01328	0.01605	0.00079	0.38718	0.04750	0.00554	101.46	12.21	102.62	4.98	74.29	277.02	102.71	4.99	152804	5501.84	7.86	0.46	198.42	7.11	218.42	10.40	0.91	0.08	724 ± 39
FGD	**SKI15 5-1**	OZ	0.10561	0.02078	0.01630	0.00108	0.33654	0.04699	0.00870	101.94	19.08	104.23	6.84	48.83	442.41	104.32	6.85	152804	5501.84	10.09	0.59	86.87	4.01	139.29	7.85	0.62	0.07	747 ± 40
FGD	**SKI15 5-2**	OZ	0.21436	0.01734	0.01814	0.00078	0.53096	0.08569	0.00587	197.20	14.50	115.92	4.94	1331.09	132.66	116.00	4.94	152804	5501.84	3.70	0.27	466.85	15.63	388.16	17.67	1.20	0.10	660 ± 36
FGD	**SKI15 5-3**	OZ	0.16255	0.02138	0.01899	0.00107	0.43018	0.06207	0.00737	152.93	18.67	121.29	6.80	676.52	253.80	121.38	6.81	152804	5501.84	5.22	0.36	216.27	8.20	199.94	10.49	1.08	0.10	688 ± 37
FGD	**SKI15 5-4**	OZ	0.21454	0.02640	0.01964	0.00115	0.47659	0.07924	0.00857	197.35	22.07	125.36	7.28	1178.03	213.95	125.45	7.29	152804	5501.84	4.21	0.31	169.66	6.77	181.19	9.74	0.94	0.09	671 ± 37
FGD	**SKI15 5-5**	OZ	0.14536	0.03013	0.01831	0.00142	0.37375	0.05758	0.01107	137.81	26.71	116.97	8.98	513.74	422.39	117.05	8.99	152804	5501.84	7.22	0.46	63.80	3.35	99.14	6.32	0.64	0.08	716 ± 39
FGD	**SKI15 5-6**	OZ	0.15338	0.02459	0.01925	0.00124	0.40045	0.05778	0.00849	144.89	21.65	122.94	7.82	521.37	322.29	123.02	7.83	152804	5501.84	7.36	0.46	123.82	5.19	132.50	7.51	0.93	0.10	718 ± 39
FGD	**SKI15 5-7**	OZ	0.16442	0.02203	0.01852	0.00108	0.43490	0.06438	0.00777	154.57	19.21	118.32	6.83	754.07	254.68	118.41	6.84	152804	5501.84	6.25	0.41	196.29	7.51	177.82	9.46	1.10	0.11	704 ± 38
FGD	**SKI15 5-8**	OZ	0.24889	0.02329	0.01942	0.00097	0.53194	0.09294	0.00736	225.67	18.93	124.00	6.11	1486.68	150.08	124.09	6.12	152804	5501.84	8.25	0.51	293.63	10.43	246.83	12.12	1.19	0.11	728 ± 39
FGD	**SKI15 8-1-1**	OZ	0.11176	0.01479	0.01670	0.00088	0.39680	0.04853	0.00590	107.57	13.51	106.78	5.56	125.27	286.02	106.86	5.57	152804	5501.84	3.54	0.28	335.41	12.00	273.88	13.62	1.22	0.11	657 ± 36
FGD	**SKI15 8-1-2**	OZ	0.19082	0.01937	0.02194	0.00106	0.47476	0.06307	0.00564	177.33	16.52	139.92	6.67	710.69	189.94	140.01	6.68	152804	5501.84	5.05	0.37	649.42	21.61	312.38	15.30	2.08	0.18	685 ± 38
FGD	**SKI15 8-1-3**	OZ	0.14428	0.01341	0.02036	0.00080	0.42342	0.05140	0.00433	136.85	11.90	129.91	5.06	258.99	193.51	130.00	5.07	152804	5501.84	4.00	0.31	430.56	15.00	415.85	19.15	1.04	0.09	667 ± 37
FGD	**SKI15 8-1-4**	OZ	0.11714	0.01270	0.01810	0.00076	0.38847	0.04695	0.00469	112.47	11.55	115.61	4.83	46.68	238.75	115.69	4.83	152804	5501.84	4.48	0.34	461.46	16.07	396.89	18.60	1.16	0.10	676 ± 37
FGD	**SKI15 8-2-1**	OZ	0.10641	0.01136	0.01751	0.00070	0.37666	0.04407	0.00436	102.67	10.42	111.91	4.46	-106.83	243.30	112.00	4.47	152804	5501.84	6.26	0.42	715.29	23.63	426.14	19.54	1.68	0.14	704 ± 38
FGD	**SKI15 8-2-2**	OZ	0.27579	0.02781	0.01823	0.00096	0.52154	0.10973	0.00944	247.32	22.14	116.46	6.07	1794.85	156.65	116.54	6.08	152804	5501.84	4.90	0.35	327.06	11.82	228.48	11.81	1.43	0.13	683 ± 37
FGD	**SKI15 8-2-3**	OZ	0.12485	0.01170	0.01581	0.00062	0.42132	0.05727	0.00487	119.46	10.56	101.12	3.96	502.08	187.02	101.21	3.97	152804	5501.84	4.43	0.33	443.92	15.46	491.45	22.21	0.90	0.08	675 ± 37
FGD	**SKI15 9-1**	OZ	0.13971	0.01841	0.01751	0.00092	0.39821	0.05786	0.00699	132.78	16.40	111.92	5.82	524.33	265.08	112.01	5.83	152804	5501.84	4.19	0.27	98.67	4.00	134.78	6.90	0.73	0.07	670 ± 36
FGD	**SKI15 9-2**	OZ	0.29424	0.01510	0.02273	0.00067	0.57467	0.09387	0.00394	261.89	11.85	144.92	4.23	1505.42	79.34	145.00	4.24	152804	5501.84	4.13	0.27	498.17	16.01	469.59	19.73	1.06	0.08	669 ± 36
FGD	**SKI15 9-3**	OZ	0.24256	0.01241	0.02137	0.00061	0.55436	0.08232	0.00351	220.52	10.14	136.31	3.83	1253.13	83.32	136.40	3.84	152804	5501.84	4.77	0.30	1095.69	33.82	541.43	22.47	2.02	0.15	681 ± 36
FGD	**Si2 5-1**	IHC	0.52610	0.03689	0.02362	0.00103	0.62242	0.16154	0.00887	429.21	24.54	150.50	6.49	2471.81	92.64	150.58	6.50	152804	5501.84	9.33	0.60	645.10	21.97	366.05	17.84	1.76	0.15	739 ± 40
FGD	**Si2 5-2**	OZ	0.16298	0.00844	0.01950	0.00051	0.50758	0.06061	0.00270	153.30	7.36	124.51	3.24	625.37	96.14	124.60	3.25	152804	5501.84	6.07	0.42	2487.96	77.41	1364.48	55.89	1.82	0.14	701 ± 38
FGD	**Si2 10-1-1**	OZ	0.18797	0.02390	0.02017	0.00112	0.43738	0.06758	0.00773	174.90	20.43	128.75	7.09	855.72	237.46	128.84	7.10	152804	5501.84	4.59	0.34	376.75	13.26	189.09	10.18	1.99	0.19	678 ± 37
FGD	**Si2 10-2-2**	IHC	2.54285	0.17005	0.03932	0.00204	0.77694	0.46902	0.01975	1284.39	48.74	248.62	12.67	4146.68	62.40	248.71	12.69	152804	5501.84	10.24	0.62	139.00	5.95	159.84	9.11	0.87	0.09	748 ± 40
FGD	**Si2 6-1**	OZ	0.50710	0.02759	0.01672	0.00056	0.61914	0.22002	0.00940	416.50	18.59	106.87	3.57	2980.82	68.80	106.95	3.00	152804	5501.84	7.67	0.45	216.09	7.69	362.43	16.09	0.60	0.05	722 ± 39
FGD	**Si2 8-1**	OZ	0.12857	0.00665	0.01943	0.00042	0.42211	0.04800	0.00225	122.82	5.98	124.04	2.68	99.14	110.87	124.13	2.69	152804	5501.84	4.70	0.30	1406.66	43.37	847.19	34.70	1.66	0.12	680 ± 36
FGD	**Si2 8-2**	OZ	0.21525	0.00654	0.01944	0.00032	0.54077	0.08031	0.00205	197.95	5.47	124.11	2.02	1204.59	50.38	124.20	2.03	152804	5501.84	5.20	0.32	2121.20	64.73	1773.26	70.36	1.20	0.09	688 ± 37
FGD	**Si2 4-1**	IHC	0.82193	0.04419	0.02550	0.00091	0.66543	0.23376	0.00938	609.13	24.63	162.33	5.74	3078.01	64.10	162.42	5.75	152804	5501.84	7.32	0.43	329.01	11.05	247.53	11.50	1.33	0.11	717 ± 38
FGD	**Si2 4-2**	IHC	0.55139	0.02796	0.02406	0.00075	0.61797	0.16618	0.00663	445.90	18.30	153.29	4.75	2519.55	66.99	153.38	4.76	152804	5501.84	8.19	0.47	574.15	18.40	332.38	14.77	1.73	0.14	727 ± 39
FGD	**Si2 4-3**	OZ	0.15192	0.00744	0.02091	0.00046	0.44455	0.05270	0.00231	143.60	6.56	133.39	2.87	315.78	99.78	133.48	2.89	152804	5501.84	5.38	0.33	1471.18	45.22	790.64	32.42	1.86	0.14	691 ± 37
FGD	**Si2 4-4**	OZ	0.15164	0.00427	0.02038	0.00029	0.51053	0.05395	0.00131	143.35	3.76	130.09	1.85	368.95	54.54	130.18	1.87	152804	5501.84	6.81	0.40	4256.98	128.47	2505.59	98.37	1.70	0.12	711 ± 38
FGD	**Si2 4-6**	OZ	0.14816	0.00459	0.02030	0.00031	0.49210	0.05293	0.00143	140.29	4.06	129.55	1.95	325.99	61.21	129.64	1.97	152804	5501.84	6.38	0.38	2959.91	89.71	2117.79	83.50	1.40	0.10	705 ± 38
FGD	**Si2 3-1**	OZ	0.27569	0.01129	0.01947	0.00043	0.54233	0.10272	0.00354	247.23	8.99	124.28	2.73	1673.85	63.62	124.36	2.75	152804	5501.84	10.06	0.58	1308.03	40.69	966.32	39.70	1.35	0.10	746 ± 40
FGD	**Si2 3-2**	IHC	1.43590	0.06069	0.02877	0.00088	0.72636	0.36193	0.01051	904.01	25.30	182.87	5.54	3757.96	44.11	182.96	5.55	152804	5501.84	5.43	0.35	464.64	15.36	390.57	17.43	1.19	0.10	692 ± 37
FGD	**Si2 3-3**	OZ	0.22369	0.00700	0.01931	0.00035	0.58755	0.08403	0.00213	204.97	5.81	123.27	2.25	1293.34	49.26	123.35	2.26	152804	5501.84	3.93	0.27	4069.20	122.86	2201.49	86.42	1.85	0.13	665 ± 36
FGD	**Si2 2-1**	OZ	0.18086	0.02466	0.01838	0.00107	0.42692	0.07139	0.00880	168.80	21.20	117.38	6.77	968.47	251.61	117.47	6.78	152804	5501.84	3.51	0.30	201.82	8.17	210.63	11.55	0.96	0.10	656 ± 37
FGD	**Si2 2-2**	OZ	0.44525	0.04066	0.02021	0.00107	0.57943	0.15981	0.01189	373.95	28.57	128.97	6.76	2453.62	125.87	129.05	6.76	152804	5501.84	4.95	0.40	277.20	11.03	300.88	15.96	0.92	0.09	684 ± 38
FGD	**Si2 1-1**	OZ	0.16118	0.02121	0.01921	0.00102	0.40286	0.06086	0.00733	151.73	18.54	122.65	6.44	634.22	259.25	122.74	6.45	152804	5501.84	4.95	0.42	430.39	16.38	361.45	19.14	1.19	0.11	684 ± 38
FGD	**Si2 9-1**	OZ	0.23383	0.02716	0.02228	0.00119	0.45879	0.07612	0.00786	213.35	22.35	142.03	7.49	1098.35	206.54	142.12	7.50	152804	5501.84	4.93	0.42	581.43	20.96	319.98	17.27	1.82	0.17	684 ± 38
FGD	**Si2 9-2**	OZ	0.17415	0.01748	0.01969	0.00085	0.43248	0.06414	0.00580	163.02	15.11	125.71	5.40	746.33	191.23	125.79	5.41	152804	5501.84	4.48	0.40	883.79	30.39	532.24	25.87	1.66	0.14	676 ± 38

[*1] FGD is biotite hornblende granodiorite(adakitic rock) in the Sakainokami plutonic body. [*2] oscillatory zoning region (OZ) and inherited core (IHC). [*3] The corrected U-Pb ages according to the method of Sakata (2018) were employed for the zircon samples of the Skainokami granite.

[*4] The lower limit of quantification for titanium is defined as 0.1 ppm based on a 10σ level compared with the standard deviation of the background signal intensity (Yuguchi et al., 2020). [*5] The temperature estimation uncertainty includes errors in both titanium quantification and Ti-in-zircon calibration of Ferry and Watson (2007).

空白ページ

3.2 ジルコンの結晶化温度推定の妥当性検討

3.2.1 ジルコンのチタン濃度と全岩化学組成の関係

遠野岩体の 3 岩相の試料について、全岩化学組成分析の結果を表 3-4 に示す。図 3-9 には全岩の SiO_2 と TiO_2 の相関を示した。既往研究の報告値と本研究で得られた化学組成分析の結果から、全岩組成には SiO_2 濃度と TiO_2 濃度の間で逆相関の関係が見られる。全岩のチタン濃度とジルコン中のチタン濃度との相関関係を確認した（図 3-10）。その結果、中心部相では全岩、ジルコン中のチタン濃度ともに低く、一方で周縁部相ではともに高い傾向が認められた。

表 3-4　遠野岩体の全岩化学組成

	中心部相	主岩相	周縁部相
(wt%)			
SiO_2	70.28	66.42	56.49
TiO_2	0.34	0.39	0.75
Al_2O_3	15.64	15.89	17.79
Fe_2O_3	3.10	4.19	8.55
MnO	0.06	0.06	0.15
MgO	1.49	1.71	3.68
CaO	3.57	4.29	7.20
Na_2O	3.95	3.48	3.22
K_2O	2.35	2.21	1.30
P_2O_5	0.06	0.09	0.18
(ppm)			
Ba	599	556	256
Ce	27	33	36
Cl	0	66	226
Co	7	10	22
Cr	34	29	32
F	376	434	465
Ga	17	16	18
Nb	7	5	5
Ni	17	13	14
Pb	12	13	6
Rb	60	63	34
S	24	30	29
Sc	8	13	27
Sr	483	417	429
Th	5	5	1
U	1	1	1
V	58	85	174
Y	6	13	28
Zr	47	88	107

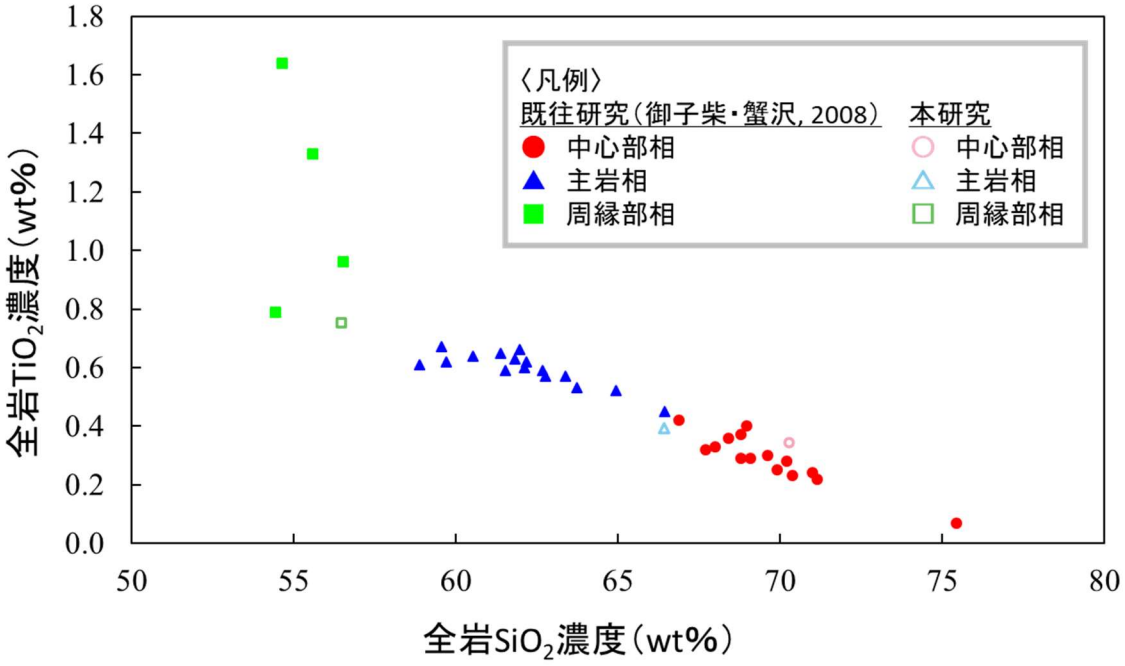


図 3-9　遠野岩体の全岩 SiO_2 濃度と TiO_2 濃度の関係

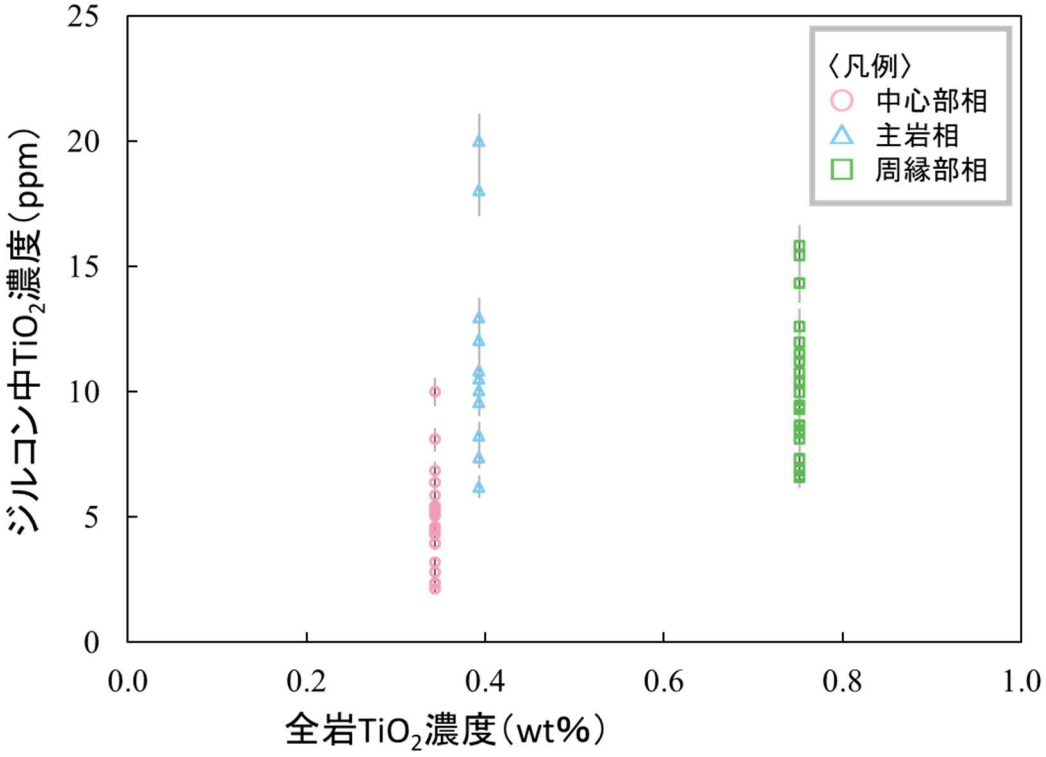


図 3-10　遠野岩体の全岩 TiO_2 濃度とジルコン中の Ti 濃度の関係

3.2.2 rhyolite-MELTS

Ti-in-zircon 温度計を用いたジルコンの結晶化温度の導出では、TiO_2 を主成分とするルチルが存在する場合 TiO_2 活動度を a_{TiO2}=1.0 と仮定できるが、ルチルが存在しない場合は活動度 a_{TiO2}=1.0 以下であることは示唆するものの、正確な値を決定できない（Ferry and Watson, 2007）。遠野岩体の主岩相では、ルチルの産出が報告されている（西村ほか, 1999）。しかし、本研究で使用した主岩相のサンプルでは、ルチルが認められなかった。既往研究において中心部相及び周縁部相ではルチルの産出は報告されておらず、本研究で使用した各サンプルでも、ルチルは認められなかった。これらのことを踏まえ、本研究では 3 岩相全てのサンプルについて、rhyolite-MELTS を用いた活動度の導出を行った。

rhyolite-MELTS を用いた計算では、インプットとして(1) 初期マグマ組成、(2) マグマの固結開始温度、(3) 圧力条件、(4) 酸素フガシティ条件の 4 種類のパラメータを入力する。それぞれの設定方法を以下に述べる。(1) 初期マグマ組成は、全岩化学組成と同様と仮定し、XRF の分析結果（表 3-4）を用いた。(2) マグマの固結開始温度は、含水花崗岩質マグマのリキダス温度（1000℃; Martin, 1986）とした。(3) 圧力条件は、遠野岩体の定置圧力（3.0 kbar；高橋・中島, 2010）を用いた。(4) 酸素フガシティ条件は、島弧マグマの一般的な条件（Ni-NiO バッファ；Parkinson and Arculus, 1999）とした。これらをインプットとした系で計算を行った。その結果、TiO_2 の化学親和力の値（A）を得た。この値 A と a_{TiO2} との関係は次式で表される。

$$a_{TiO_2} = e^{\left(\frac{-A}{R \cdot T}\right)}$$

a_{TiO2} は TiO_2 活動度、A は TiO_2 の化学親和力、R は気体定数、T は温度である（Ghoirso and Gualda, 2013）。この式を用いると、それぞれのサンプルにおける活動度は、中心部相で a_{TiO2}=0.38、主岩相で a_{TiO2}=0.35、周縁部相で a_{TiO2}=0.29 となった。

活動度を 1.0 と仮定した場合と、rhyolite-MELTS の計算結果に基づき得られた活動度を仮定した場合で、ジルコン中の Ti 濃度からそれぞれ推定されるジルコンの結晶化温度を図 3-11 に示す。活動度 a_{TiO2}=1.0 を仮定した際の中心部相、主岩相、周縁部相のジルコンの結晶化温度は、それぞれ 618±34 ℃から 746±40 ℃、703±39 ℃から 816±44 ℃、708±38 ℃から 791±42 ℃（a_{TiO2}=1.0）となった。これに対し、rhyolite-MELTS からそれぞれの活動度を推定して得られる中心部相、主岩相、周縁部相のジルコンの結晶化温度は、694±38 ℃から 846±46 ℃（a_{TiO2}=0.38）、803±45 ℃から 941±52 ℃（a_{TiO2}=0.35）、829±46 ℃から 935±52 ℃（a_{TiO2}=0.29）と見積もられた。

見積もられた結晶化温度の評価から、TiO_2 活動度の推定方法の妥当性を検討した。ジルコンの結晶化は、マグマが固化し始める温度（リキダス）から固化が完了する温度（ソリダス）の間で生じる。本研究で仮定した定置圧力 3.0 kbar の下では、含水珪長質マグマのリキダスとソリダスは、それぞれ約 1000℃、約 650℃である（Johannes and Holtz, 1996）。中心部相のジルコンでは、a_{TiO2}=1.0 を仮定した際の結晶化温度のうちいくつかは、ソリダス温度 650℃よりも有意に低く、明らかに活動度の仮定に問題があった。一方、rhyolite-MELTS の計算から求めた活動度 a_{TiO2}=0.38 を仮定した場合の結晶化温度は、全ての分析点においてソリダスからリキダスの範囲に収まり、今回行った活動度の推定方法は妥当であるように見える。一方、主岩相、周縁部相のジルコンでは最大 940℃程度の比較的高い結晶化温度が見積もられたが、これらもリキダスからソリダスの間の範囲となるため、推定した活動度が妥当と判断できる。

今後も活動度推定の妥当性・信頼性を検証し、より精確な結晶化温度を見積もる必要がある。その方法として、ジルコンの結晶形から見積もられる結晶化温度（Pupin, 1980; 林, 1990 など）など他の方法から制約し、計算結果が整合的か確認する必要がある。また、ジルコンを晶出させ

た花崗岩質マグマの含水率の推定や Zircon saturation temperature（Watson and Harrison, 1983）の推定から、活動度導出の際に MELTS に入力する各パラメータ（初期マグマ組成、マグマの固結開始温度、圧力条件、酸素フガシティ条件）の妥当性を検証することで、より信頼性の高い活動度の算出が可能となると考えられる。

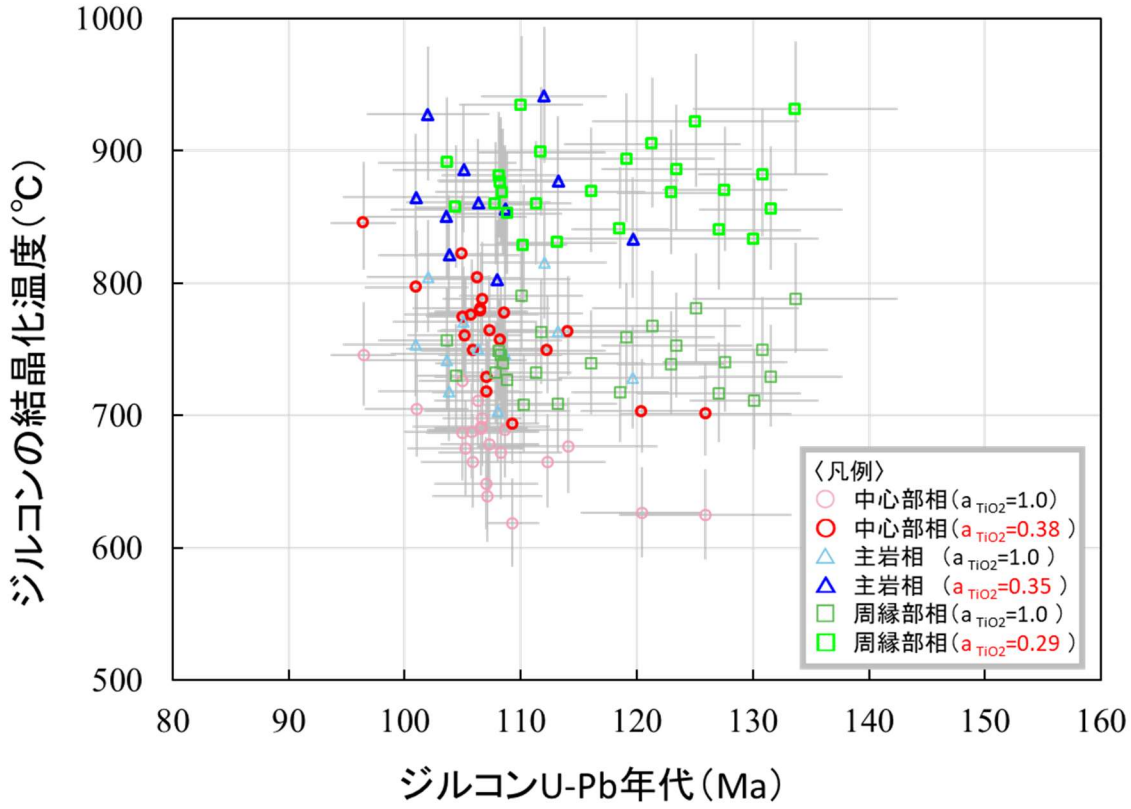


図 3-11　ジルコンの結晶化温度

4. まとめ

深成岩体を産出する地域の隆起量・侵食量の評価には地球年代学的（熱年代学的）な手法が有用である。この地球年代学的手法と岩石学的手法の融合は、マグマの貫入・定置に関する情報等の、熱年代学のみでは得られない、隆起史・侵食史の解明に資する地質情報の取得が可能とする。これらの手法の構築を通じて隆起量・侵食量評価に寄与する自然現象の影響評価手法の高度化に向けた整備を実施した。

令和 3 年度の共同研究では、ジルコンの U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量技術の高度化・最適化を目的とした熱年代学データ及び岩石学データの拡充を実施した。本共同研究においては、大崩山花崗岩体、遠野複合深成岩体、堺ノ神深成岩体の 3 岩体を対象とした。同時定量によって得られる年代や温度はマグマの貫入・定置・結晶化の物理化学条件に相当する。つまり、このマグマの貫入・定置・結晶化に関する物理化学条件は隆起史・侵食史の初期条件と見なすことが出来る。

大崩山花崗岩体、遠野複合深成岩体、堺ノ神深成岩体の 3 岩体に対して LA-ICP-MS によるジルコンの U-Pb 年代測定・チタン濃度の同時定量分析を実施した結果、径 15 μm 程度が結晶化年代及び結晶化温度の評価に対して十分な分析精度を確保しつつ、内部構造に対応した分析が可能である最適なレーザー径であるという結論を得た。これは 10 Ma から 150 Ma の年代を持つ他岩体においても、この条件を適用することで、同時定量が可能であることを示す。各岩体の同時定量分析の結果を以下に記す。

1）大崩山花崗岩体：黒雲母花崗岩、ホルンブレンド黒雲母花崗岩、ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩の温度時間履歴は、3 岩相に共通して 800 ℃から 600 ℃までの急冷の傾向を有する。このことは 3 岩相が同一の貫入・定置プロセスを持つことを示唆する。オシラトリーゾーニングを有するジルコン結晶内部の結晶化年代とチタン濃度のライン分析の結果、大崩山花崗岩体のジルコンに対しては、結晶内のチタン濃度・結晶化温度のコアからリムへの変化を精緻に評価できることを示した。
2）遠野複合深成岩体：中心部相、主岩相、周縁部相の 3 岩相は、温度と時間のプロットの分布から 3 つの領域に区分できる。中心部相はおよそ 700 ℃以下、主岩相は 120 Ma より若く、結晶化温度は 700 ℃以上、周縁部相は 100 Ma より古く、結晶化温度は 700 ℃以上となる。これらのデータは、貫入・定置現象に関する以下の情報をもたらす：①主岩相と周縁部相の形成時期は周縁部相の方が古い。②中心部相はおよそ 700 ℃以下の結晶化温度を示すことは、中心部相は、主岩相や周縁部相と異なる形成プロセスを持つ。
3）堺ノ神複合深成岩体：大崩山花崗岩体や遠野複合岩体と比較すると、堺ノ神深成岩体の優白質珪長質岩のジルコン結晶化の温度幅は狭く、年代幅は大きい傾向を有する。このことは、この優白質珪長質岩のマグマの貫入から固化に至るまで比較的長い時間を要することを示す。

それぞれの岩体の温度時間履歴は、マグマ溜りから深成岩体へと至る冷却史を反映する。得られた温度時間履歴や岩相ごとの相違などの情報は、より高度な隆起史・侵食史を解明する上で有意義な情報となる。

一方、ジルコンのチタン温度計を用いた結晶化温度推定の妥当性の検証を、遠野複合深成岩体から採取した 3 岩相の試料に対して実施した。実施内容としては、全岩化学組成とジルコンのチタン濃度の相関の確認を行い、次に‘rhyolite-MELTS’を用いて、熱力学的計算に基づくジルコンの TiO_2 活動度の導出を行い、その活動度から温度の推定を行った。その結果、3 岩相それぞれの

サンプルにおける活動度は、中心部相で a_{TiO2}=0.38、主岩相で a_{TiO2}=0.35、周縁部相で a_{TiO2}=0.29 と推定された。マグマの定置に関して温度情報を制約する上では、TiO_2活動度の推定値によって、ジルコンの結晶化温度が大きく変化するため、適切な活動度の推定が必要である。今後は、活動度導出の際に rhyolite-MELTS に入力する各パラメータの信頼性を向上させることで、より信頼性の高い活動度の算出を目指す。

引用文献

Ferry J.M., Watson, E.B., New thermodynamics models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contribution to Mineralogy and Petrology 154, 2007, 429–437.

Ghiorso, M.S., Sack, R.O., Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures, CMP, 119, 1995, 197-212.

Ghiorso M.S., Gualda, G.A.R., A method for estimating the activity of titania in magmatic liquids from the compositions of coexisting rhombohedral and cubic iron–titanium oxides, CMP, 165, 2013, 73-81.

Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemonsi, R.V., Carley, T.L., Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems, Journal of Petrology, 53, 2012, 875-890.

林 正雄, ジルコン結晶形態と地球科学への応用, 地質学雑誌, vol 96, pp.117-123, 1990.

石橋秀巳・鈴木琉斗, 熱力学的結晶作用シミュレーションによるメルト粘性スケールの信頼性の検討（序報）, 静岡大学地球科学研究報告, 45, 2018, 67-76.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology 211, 2004, 47-69.

Johannes, W., Holtz, F., Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Minerals and Rocks 22, Springer, 1996, 115-275.

加々美寛雄, 本州弧に分布する白亜紀～古第三紀花崗岩の活動と起源物質. 地質学雑誌, vol. 111, 2005, 441-457.

Kato, Y. and Hama, S., Petrochemistry of the Sakainokami plutonic body, Kitakami Mountains, northeastern Japan. The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, 71, 1976, 363-373.

Martin, H., Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas, Geology, 14, 1986, 753-756.

御子柴（氏家）真澄, 蟹澤聰史, 北上山地, 遠野複合深成岩体の岩石学的特徴, 地球科学, vol. 62, 2008, 183-201.

西村幸一, 丸山孝彦, 山元正継, 浅川敬公, 南部北上帯, 遠野複合深成岩体の中心相と主部相の関係, 地質学論集, 53, 1999, 177-188.

Parkinson, I.J., Arculus, R.J., The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites, Chemical Geology, 160, 1999, 409-423.

Pupin J.P., Zircon and granite petrology, Contribution of Mineralogy and Petrology, vol.73, 1980, 207-220.

Sakata, S., A practical method for calculating the U-Pb age of Quaternary zircon: Correction for common Pb and initial disequilibria, Geochemical Journal, 52, 2018, 281-286.

Shibata, K., Ishihara, S., Rb-Sr whole rock ages and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. Geochemical Journal. vol. 13, 1979, 113-119.

清水麻由子, 佐野直美, 柴田健二, 東濃地科学センターにおける蛍光 X 線分析装置を用いた岩石

試料の主要元素および微量元素の定量分析，JAEA-Testing，2016-004，2016，1-40.
末岡茂，堤浩之，田上高広，低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応用，地球科学，vol. 69，2015，47-70.
Takahashi, M., Anatomy of a middle Miocene Valles-type caldera cluster: geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research. vol. 29, 1986, 33-70.
高橋俊仁・中島和夫, 遠野周辺における花崗類岩類の岩石組織からみた貫入固結条件と鉱化作用の関連，日本鉱物科学会 2010 年年会講演要旨集, 2010.
Yuguchi, T., Nishiyama, T., Cooling process of a granitic body deduced from the extents of exsolution and deuteric sub-solidus reactions: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. Lithos. vol. 97, 2007, 396-421.
Yuguchi, T., Iwano, H., Kato, T., Sakata, S., Hattori, K., Hirata, T., Sueoka, S., Danhara, T., Ishibashi, M., Sasao, E., Nishiyama, T., Zircon growth in a granitic pluton with specific mechanisms, crystallization temperatu3res and U-Pb ages: Implication to the 'spatiotemporal' formation process of the Toki granite, central Japan. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, vol. 111, 2016, 9-34.
Yuguchi, T., Sueoka, S., Iwano, H., Izumino, Y., Ishibashi, M., Danhara, T., Sasao, E., Hirata, T., Nishiyama, T., Position-by-position cooling paths within the Toki granite, central Japan: Constraints and the relation with fracture population in a pluton. Journal of Asian Earth Sciences, vol. 169, 2019, 47-66.
Yuguchi, T. Ishibashi, K., Sakata, S., Yokoyama, T., Itoh, D., Ogita, Y., Yagi, K., Ohno, T., Simultaneous determination of zircon U–Pb age and titanium concentration using LA-ICP-MS for crystallization age and temperature. Lithos, vol. 372-373, 2020a, 105682.
Yuguchi, T., Ogita, Y., Kato, T., Yokota, R., Nishiyama, T., Crystallization processes of quartz in a granitic magma: Cathodoluminescence zonation pattern controlled by temperature and titanium diffusivity. Journal of Asian Earth Sciences, 192, 2020b, 104289.
内海茂，宇都浩三，柴田賢，K-Ar 年代測定結果-3 -地質調査所未公表資料-. 地質調査所月報，vol. 41，1990，567-575.
Watson., E.B. and Harrison, T.M., Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types, Earth and Planetary Science Letters, vol.64, pp.295-304, 1983.
Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. Geostandards Newsletter 19, 1995, 1-23.

第四紀地殻変動の評価手法の高度化に関する共同研究

令和３年度共同研究報告書

令和４年１月

国立大学法人弘前大学

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

目　次

1. 概要 ..... 付 3-4
1.1 共同研究件名 ..... 付 3-4
1.2 研究目的及び実施内容 ..... 付 3-4
1.3 研究期間 ..... 付 3-4
2. 実施内容 ..... 付 3-5
2.1 地形データによる放射状岩脈のモデル化 ..... 付 3-5
2.1.1 手法の改良 ..... 付 3-5
2.1.2 手法の適用性確認 ..... 付 3-7
2.1.3 手法の適用性確認 ..... 付 3-9
2.2 岩脈の発達過程の検討 ..... 付 3-18
2.2.1 火山体地形解析結果を評価するための対象火山の活動性の検討について ..... 付 3-18
2.2.2 火山体地形解析結果を評価するためのマグマの化学組成データの蓄積 ..... 付 3-23
2.2.3 火山体地形解析結果の評価 ..... 付 3-24
2.3 マグマの水平移動とその要因の検討 ..... 付 3-26
2.3.1 文献の検索・収集・情報抽出方法 ..... 付 3-26
2.3.2 文献調査結果 ..... 付 3-26
2.4 我が国における第四紀よりも古い時代の火山活動（コールドロン） ..... 付 3-47
2.4.1 情報抽出・整理 ..... 付 3-48
2.4.2 抽出情報のまとめ ..... 付 3-57
3. まとめ ..... 付 3-59
4. 引用文献 ..... 付 3-60

図　目　次

図 2-1　解析範囲の決定方法の明確化 ..... 付 3-5
図 2-2　各標高の等高線ポリゴンに対する重心位置の算出方法の改良 ..... 付 3-6
図 2-3　火山体の方位特性の抽出方法 ..... 付 3-7
図 2-4　シングルパート重心の重みづけ（大山を例として） ..... 付 3-7
図 2-5　富士火山の火口分布図（高田ほか、2016） ..... 付 3-8
図 2-6　シングルパート重心（最大面積）→シングルパート重心（その他）を結ぶ線の方位角のローズダイヤグラム ..... 付 3-8
図 2-7　等高線プロゴンの長軸の方位角のローズダイヤグラム ..... 付 3-9
図 2-8　有珠山の地形解析結果 ..... 付 3-9
図 2-9　桜島の地形解析結果 ..... 付 3-10
図 2-10　三宅島の地形解析結果 ..... 付 3-10
図 2-11　伊豆大島の地形解析結果 ..... 付 3-11
図 2-12　富士山の地形解析結果 ..... 付 3-11
図 2-13　羊蹄山の地形解析結果 ..... 付 3-12
図 2-14　秋田駒ヶ岳の地形解析結果 ..... 付 3-12

図 2-15　霧島の地形解析結果 ..... 付 3-13
図 2-16　赤城山の地形解析結果 ..... 付 3-13
図 2-17　那須岳の地形解析結果 ..... 付 3-14
図 2-18　鳥海山の地形解析結果 ..... 付 3-14
図 2-19　岩木山の地形解析結果 ..... 付 3-15
図 2-20　御岳の地形解析結果 ..... 付 3-15
図 2-21　大山の地形解析結果 ..... 付 3-16
図 2-22　狩場山の地形解析結果 ..... 付 3-16
図 2-23　北薩火山群の地形解析結果 ..... 付 3-17
図 2-24　積丹岳の地形解析結果 ..... 付 3-17
図 2-25　札幌岳の地形解析結果 ..... 付 3-18
図 2-26　有珠山の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-19
図 2-27　桜島の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-19
図 2-28　三宅島の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-20
図 2-29　伊豆大島の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-20
図 2-30　富士山の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-20
図 2-31　秋田駒ヶ岳の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-20
図 2-32　霧島の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-21
図 2-33　赤城山の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-21
図 2-34　那須岳の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-21
図 2-35　御岳の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-22
図 2-36　大山の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-22
図 2-37　鳥海山の平均マグマ噴出率と休止期間 ..... 付 3-22
図 2-38　シングルパート重心による火山体地形の分類の試み ..... 付 3-23
図 2-39　火山体地形とマグマの粘性（SiO_2 含有率）の検討 ..... 付 3-24
図 2-40　文献収集した火山の位置（世界） ..... 付 3-28
図 2-41　文献収集した火山の位置（日本周辺の拡大） ..... 付 3-29
図 2-42　対象コールドンの位置図 ..... 付 3-47

表　目　次

表 2-1　岩木火山の最新のマグマ噴火の産物である Iw-b 及び Iw-b'のガラスの化学組成 . 付 3-24
表 2-2　主要な火山における解析結果の統合表（整合的な結果を示すもの） ..... 付 3-25
表 2-3　主要な火山における解析結果の統合表（整合的な結果を示さないもの） ..... 付 3-25
表 2-4　収集文献一覧（岩脈） ..... 付 3-27
表 2-5　情報整理一覧表（岩脈） ..... 付 3-31
表 2-6　収集文献一覧（コールドロン） ..... 付 3-47
表 2-7　情報整理一覧（コールドロン） ..... 付 3-49

1. 概要

1.1 共同研究件名

第四紀地殻変動の評価手法の高度化に関する共同研究

1.2 研究目的及び実施内容

日本原子力研究開発機構（以下、原子力機構）では、経済産業省資源エネルギー庁から受託した「令和 3 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業（地質環境長期安定性評価技術高度化開発）」において、地層処分に適した地質環境の選定に係る自然現象の影響把握及びモデル化に関連する研究課題として示された火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動、隆起・侵食に対し、地質学、地形学、地震学、地球年代学等の各学術分野における最新の研究を踏まえた技術の適用による事例研究を通じて、課題の解決に必要な知見の蓄積や調査・評価技術の高度化を総合的に進めている。このうち火山・火成活動に関する技術的課題の一つとして、マグマの影響範囲を把握するための技術の高度化が挙げられる。この課題に対しては、特に岩脈の発達が第四紀火山の中心から半径 15 km 以上に及ぶ場合の調査事例を蓄積していくことが重要であるが、現存の火山体下に伏在している火道やそこから派生している岩脈の分布を把握することは現実的に困難である。そのため令和 2 年度においては、既往の文献や数値標高モデルなどの地形データなどに基づいて第四紀火山体下に分布する岩脈の分布範囲を推定するとともに、火山体周辺の地殻応力・歪場、活動年代、マグマ噴出率などと、岩脈の分布範囲や発達過程との関連性について検討した。その結果、地形解析の手順の整備やその手順に基づく解析によるでは山体内の岩脈の分布について試行的な検討ができ、文献調査では海外の火山を含めた岩脈分布の事例を収集し岩脈分布についての一般論的な傾向を把握することができた。

令和 3 年度では令和 2 年度に引き続き、文献調査や数値標高モデルなどの地形データなどに基づいて第四紀火山体下に分布する岩脈の分布範囲の推定事例を増やすとともに、火山体周辺の地殻応力・歪場、活動年代、マグマ噴出率などと、岩脈の分布範囲や発達過程との関連性についての詳細検討を実施した。また、地質時代の火山では現世火山よりも広範囲の活動も知られていることから、文献調査の拡充を実施した。

1.3 研究期間

令和 3 年 5 月 18 日～令和 4 年 1 月 31 日

2. 実施内容

2.1 地形データによる放射状岩脈のモデル化

火山体の内部には、ほぼ鉛直に伸びて山頂火口に繋がる中心火道とそこから派生する放射状岩脈が存在する。放射状岩脈の広がりは周辺の地殻応力場に影響され、最大水平圧縮応力軸の方向に岩脈が密に発達する傾向がある。また、岩脈と火山体の斜面が交差する地点には側火口が形成される。そのため、側火口の分布範囲から放射状岩脈の広がりを推定した場合は、分布範囲を過小に見積る可能性が高い。一方、山体の裾野の広がりが側火山の分布傾向と整合的であることから、山体の地形は実際の岩脈の分布範囲を反映していると考えられる（例えば、Nakamura, 1977）。

このため本研究項目では、地理情報システム（GIS：Geographic Information System）を用いて、代表的な第四紀火山の火山体底面から山頂までの標高ごとの等高線の形状に関する地形パラメータを計測することにより、放射状岩脈の三次元的な分布範囲のモデル化を検討した。

2.1.1 手法の改良

火山の山体の裾野の広がりは、実際の岩脈の分布範囲を反映していると考えられている（Nakamura, 1977）。我々はこの考え方を援用し，国土地理院の 10 m DEM および GIS ソフトウェアを用い、50 m の標高毎に等高線の形状、面積、重心などの地形パラメータを計測し、各パラメータから岩脈の三次元的な分布範囲のモデル化を検討してきた（日浦ほか, 2021）。今年度はこの GIS を用いた地形解析作業の手順を一部改良し、よりエキスパートジャッジの少ない作業手順のマニュアル化を図った。

これまでの地形解析では、エキスパートジャッジを必要とする場面が 2 か所あった。1 点目は解析の範囲を設定する場面である。今年度は、解析範囲の決定方法を、山体を示す地質のうち、山体を囲う最も低標高の等高線とすることで、火山周辺の地形の影響を受けない範囲に限定し、エキスパートジャッジを必要としない設定方法とした（図 2-1）。

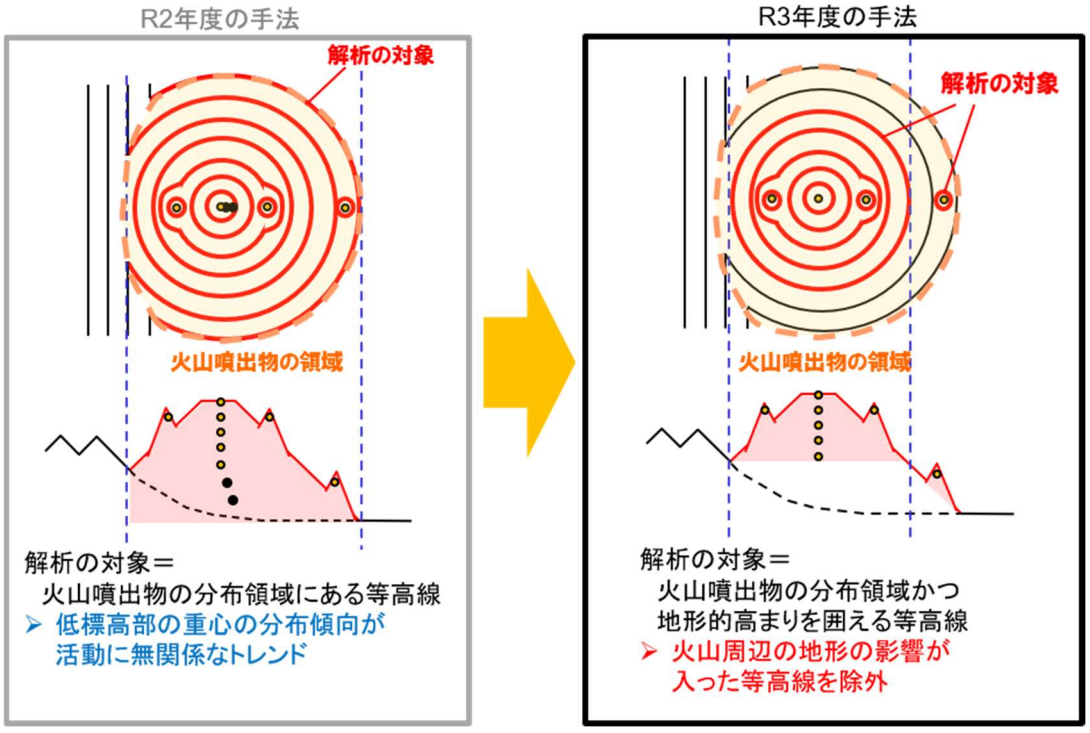


図 2-1　解析範囲の決定方法の明確化

2 点目は、得られた標高毎の等高線ポリゴンの重心分布を表記する場面である。昨年度の手法では、求められたそれぞれの重心に対して、それが側火山の活動によるものか、そうでないかをエキスパートが判断し、重心の取捨選択を行っていた。今年度は、求められる重心に対して、図 2-2 のようにマルチパートの重心とシングルパートの重心の 2 種類の重心を表示し、重心の取捨選択を行わない手法とした。マルチパートの重心は火山体全体の各標高の重心の分布傾向を示し、シングルパートの重心は個々の地形的な高まりに対する各標高の重心分布を示す。このように重心の分類を行った上で分布を表記することで、エキスパートジャッジによる重心の取捨選択をしない作業手順とした。

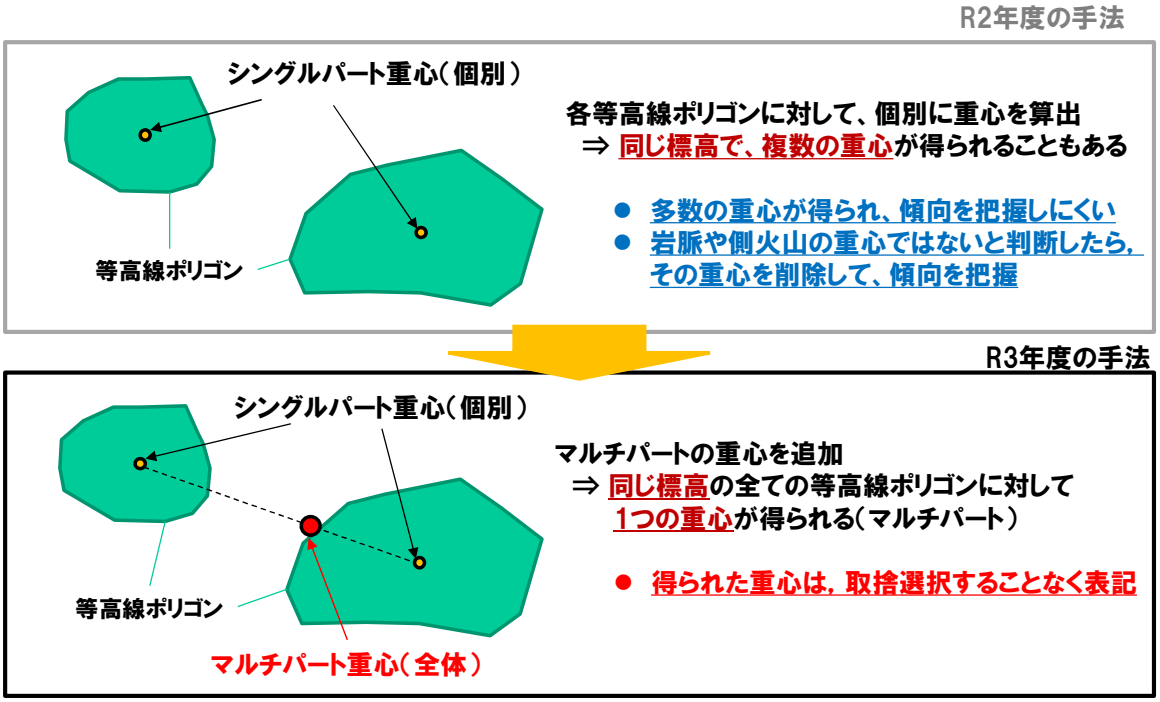


図 2-2　各標高の等高線ポリゴンに対する重心位置の算出方法の改良

さらに今年度検討した新規の手法として、上記のシングルパートの分布や火山体の各標高の等高線の長軸方向を抽出し、ローズダイヤグラムでそのトレンドを確認できるようにした（図 2-3）。前者は山体内で伸長した岩脈が山体表面近傍まで達することによる局所的な高まりを形成していると仮定することにより、その方位分布をローズダイヤグラムで表現することにより、山体内の放射状岩脈の方位特性の把握を試みるものである。一方、後者は、噴出物が 1 か所から均等に噴出する場合、ほぼ円錐形（等高線としては円形）になると考えられるが、岩脈の伸長方向の方位特性や側火口などの形成により等高線としては楕円形になると考え、その方位分布をローズダイヤグラムで表現することにより、火山体の伸長の方位特性の把握を試みるものである。

なお、前者の「シングルパート重心（最大面積）→シングルパート重心（その他）を結ぶ線の方位角のローズダイヤグラム」では、検討の過程で低標高のシングルパートを用いると方位の分布が拡散する傾向があることが分かった。低標高でシングルパート重心を形成する小高まりは、火山体形成後の流山などであることが多い。そのため、高標高シングルパート重心がより火山体形成に寄与しているものと仮定し、ローズダイヤグラムとして表現する際には、各シングルパートについて標高で重みづけする手法も試みた（図 2-4）。

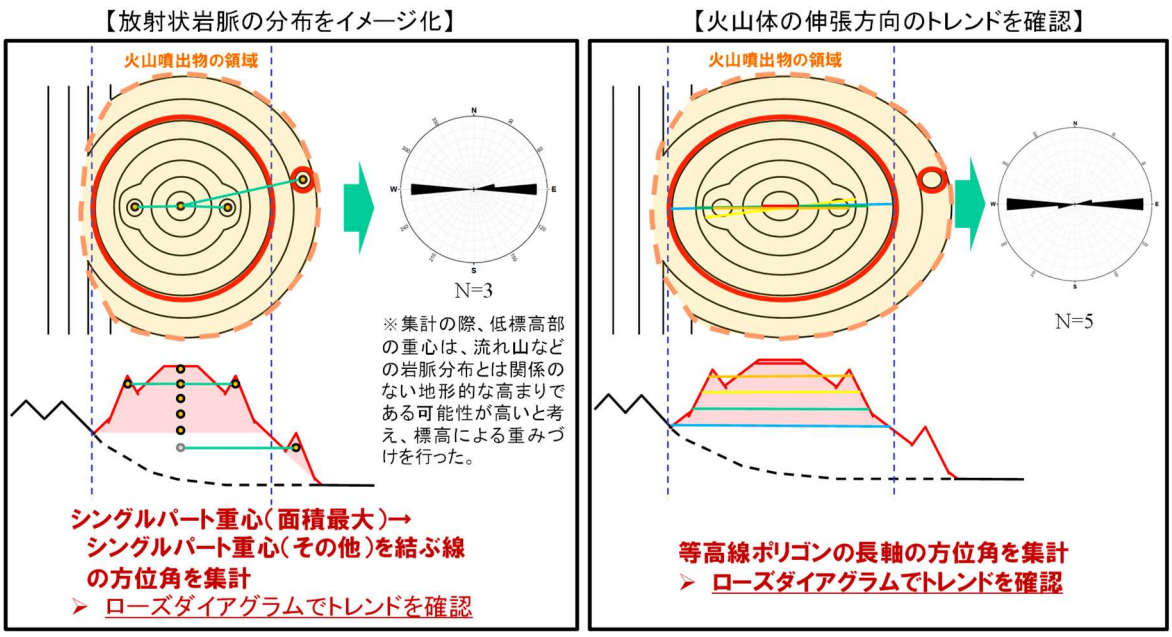


図 2-3　火山体の方位特性の抽出方法

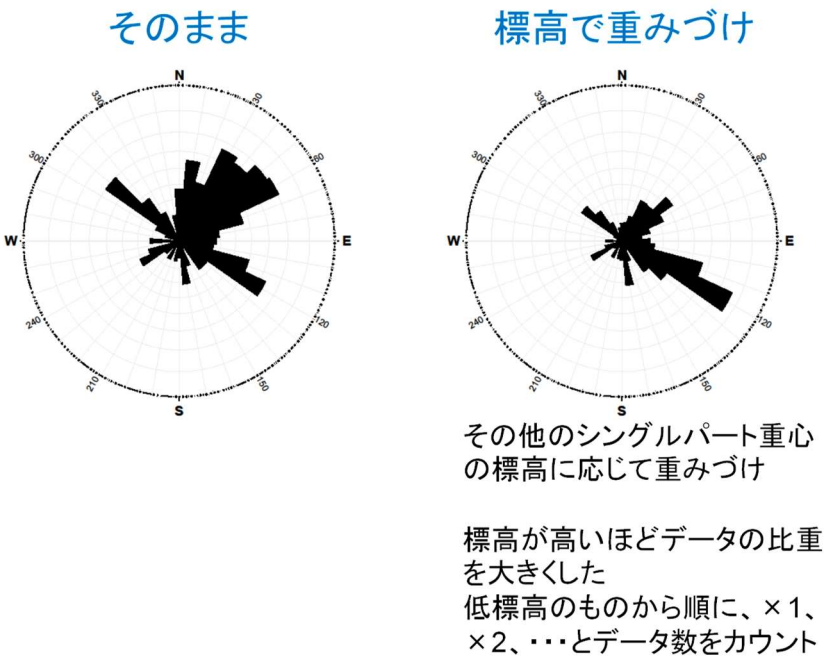


図 2-4　シングルパート重心の重みづけ（大山を例として）

2.1.2 手法の適用性確認

火山形成史がよくなされている富士山を対象に、手法を適用し、有効性を確認した。富士山には多数の側火口の存在が知られており、その配置の方向は広域応力場における σ_1 の方向（NW－SE）に配列している（図 2-5）。シングルパート重心（最大面積）→シングルパート重心（その他）を結ぶ線の方位角のローズダイヤグラムを図 2-6 に、等高線ポリゴンの長軸の方位角のローズダイヤグラムを図 2-7 に示す。その結果、両者ともに NW－SE 方向が卓越し、広域応力場の σ_1 の方向と整合的な結果となった。

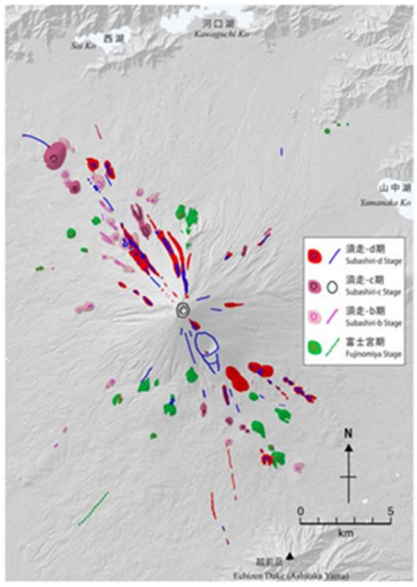


図 2-5　富士火山の火口分布図（高田ほか、2016）

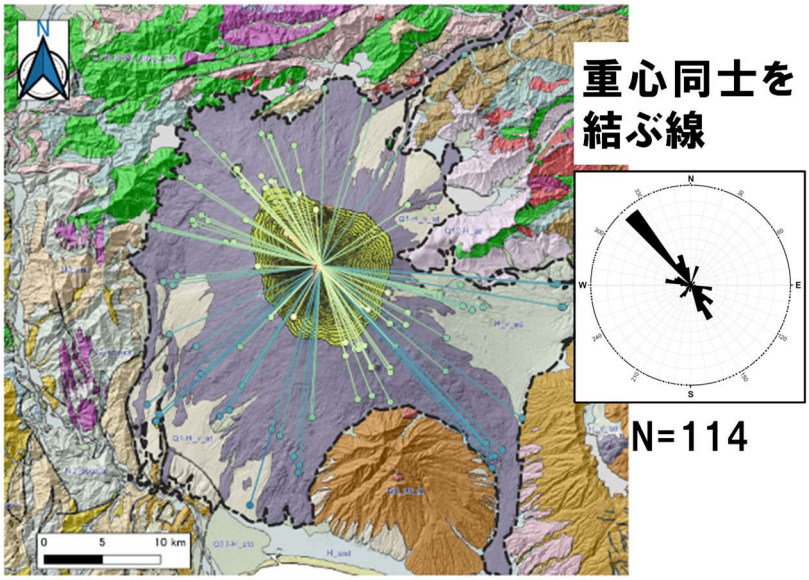


図 2-6　シングルパート重心（最大面積）→シングルパート重心（その他）を結ぶ線の方位角のローズダイヤグラム
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

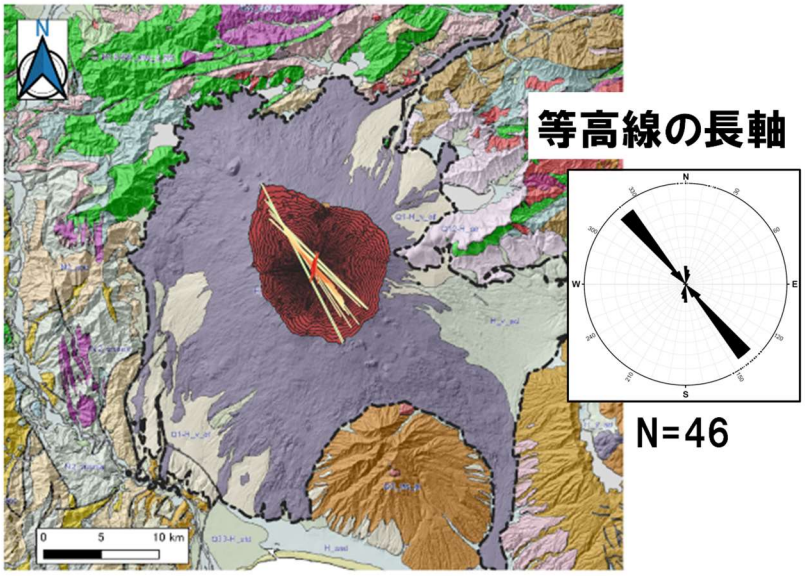


図 2-7　等高線プロゴンの長軸の方位角のローズダイヤグラム
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

2.1.3 手法の適用性確認

前項で検討した手法を、昨年度検討した火山のうち、カルデラを形成している火山以外の岩木山、赤城山、那須岳、大山に適用をした。また、新たに有珠山、桜島、三宅島、伊豆大島、富士山、秋田駒ヶ岳、霧島、羊蹄山、鳥海山、狩場山、北薩火山群、積丹岳、札幌岳にも適用した。それぞれについて結果を示す。

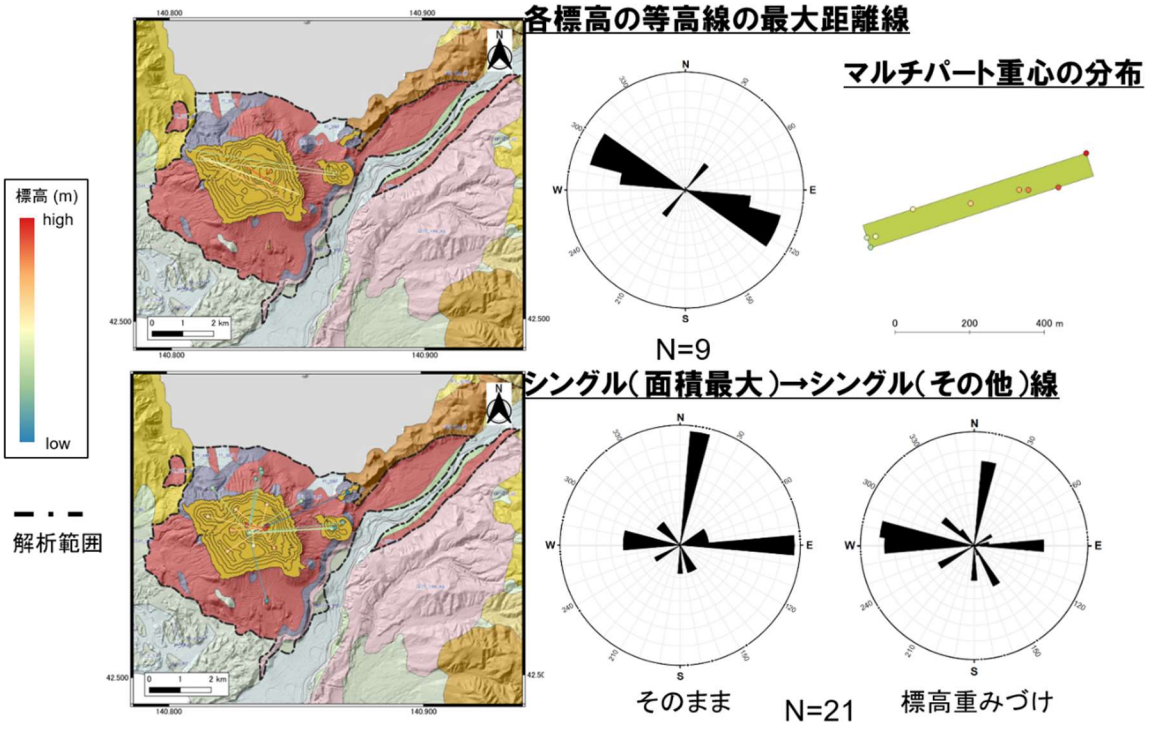


図 2-8　有珠山の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

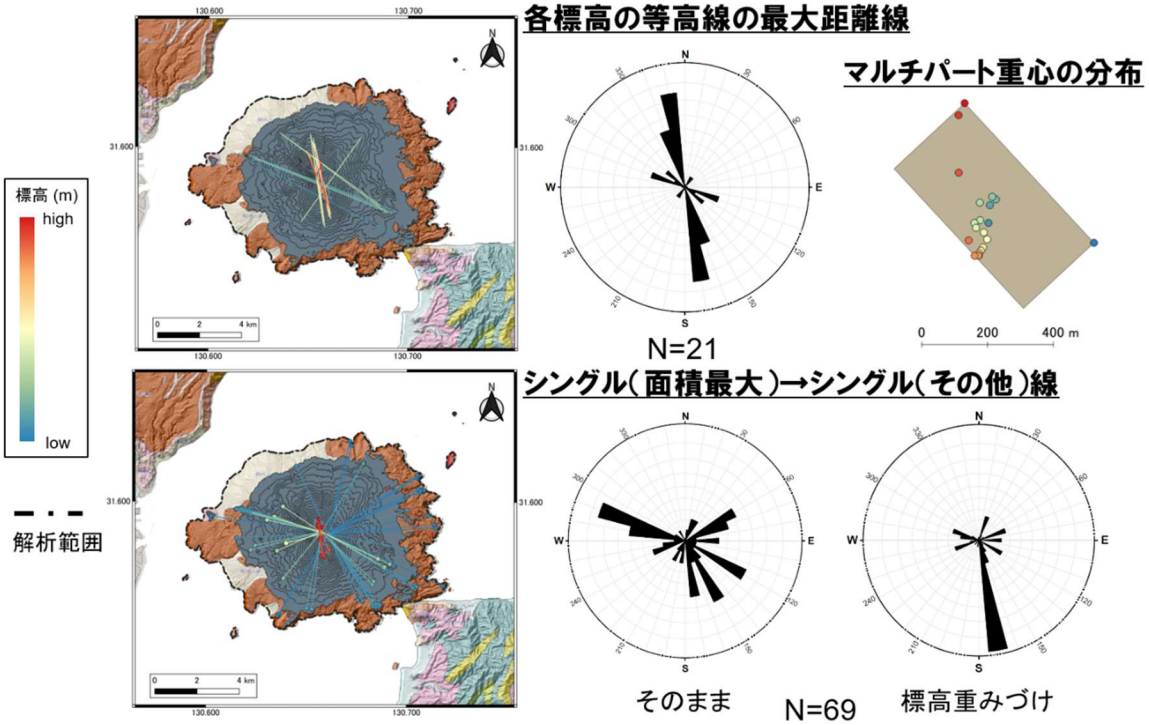


図 2-9　桜島の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

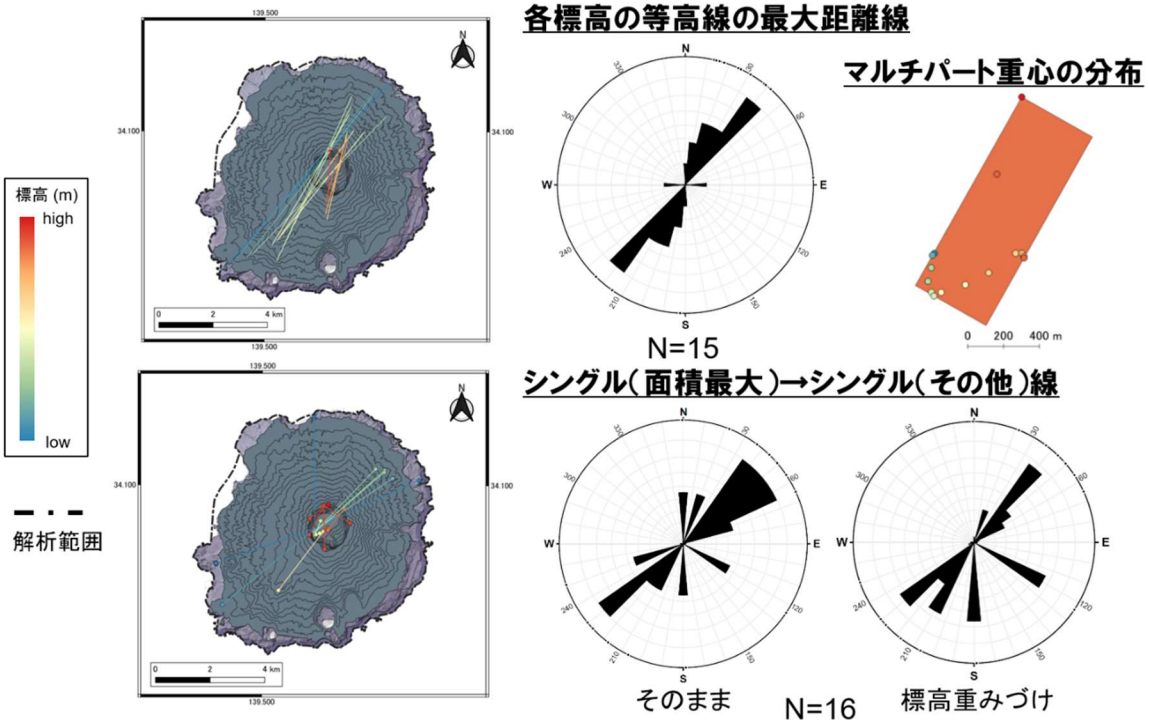


図 2-10　三宅島の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

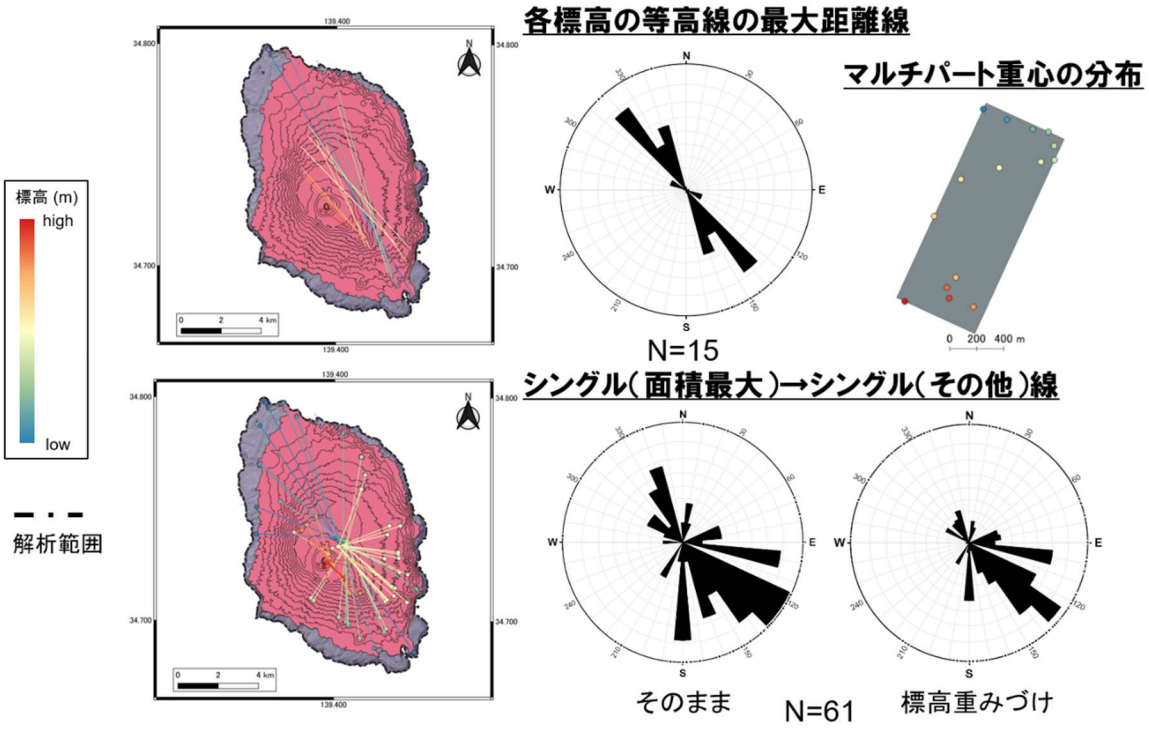


図 2-11　伊豆大島の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

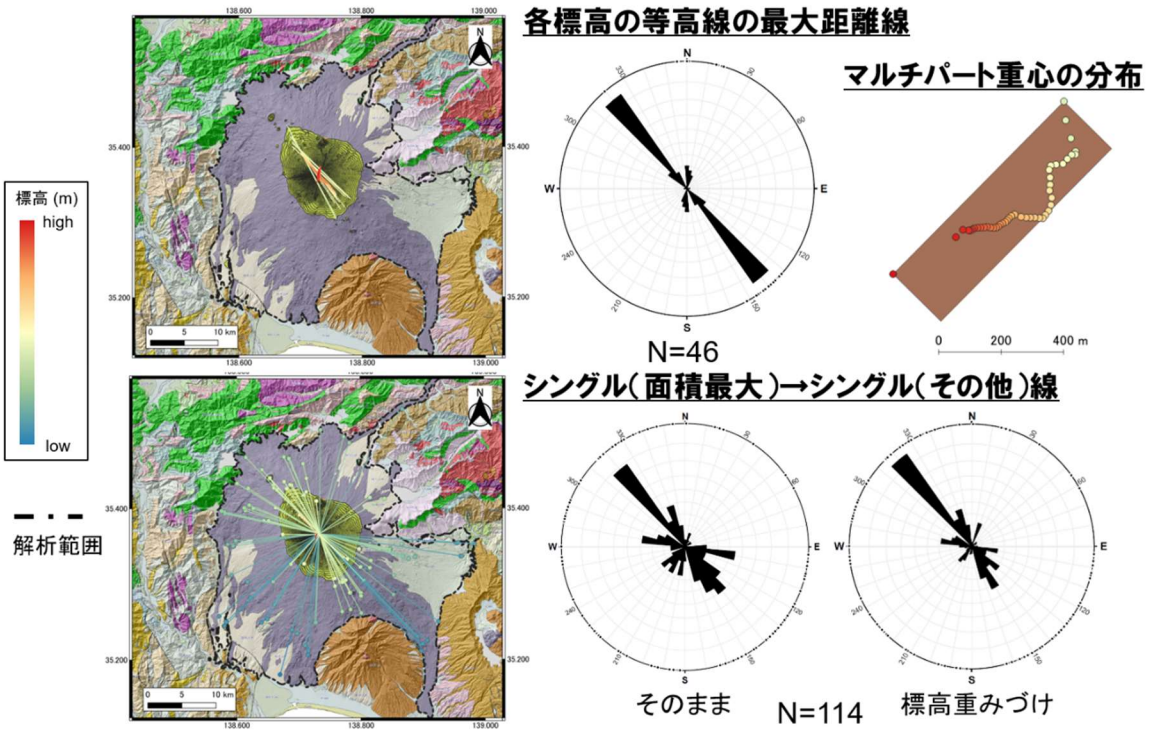


図 2-12　富士山の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

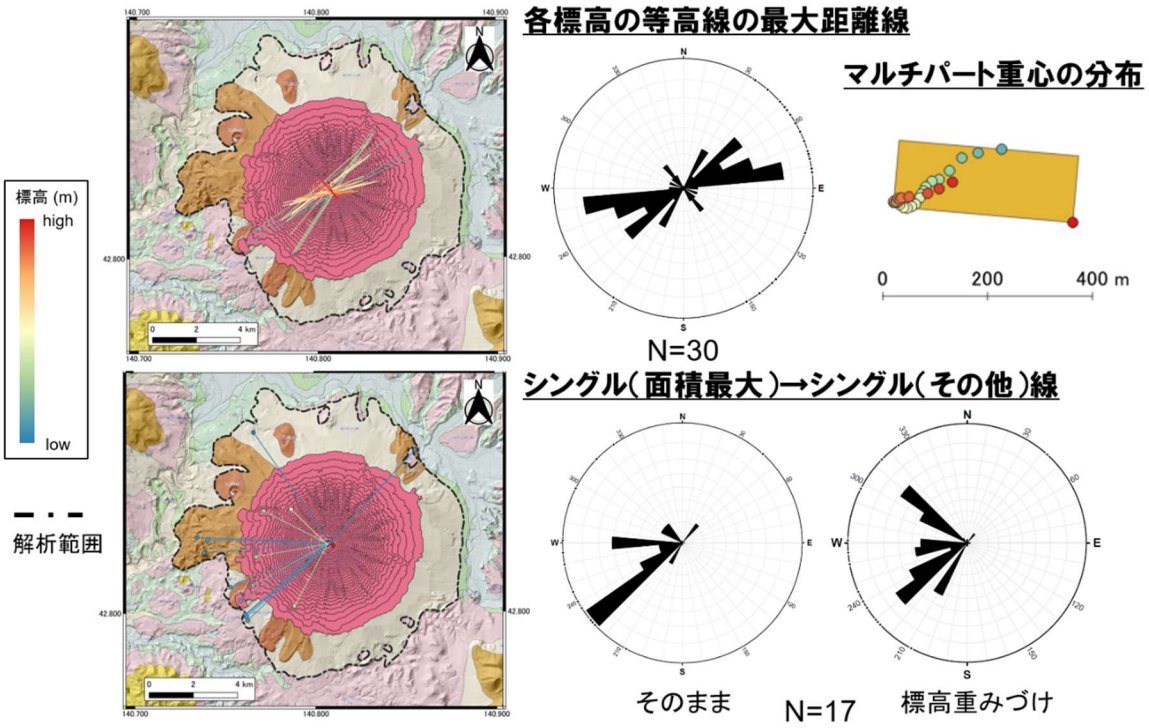


図 2-13　羊蹄山の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

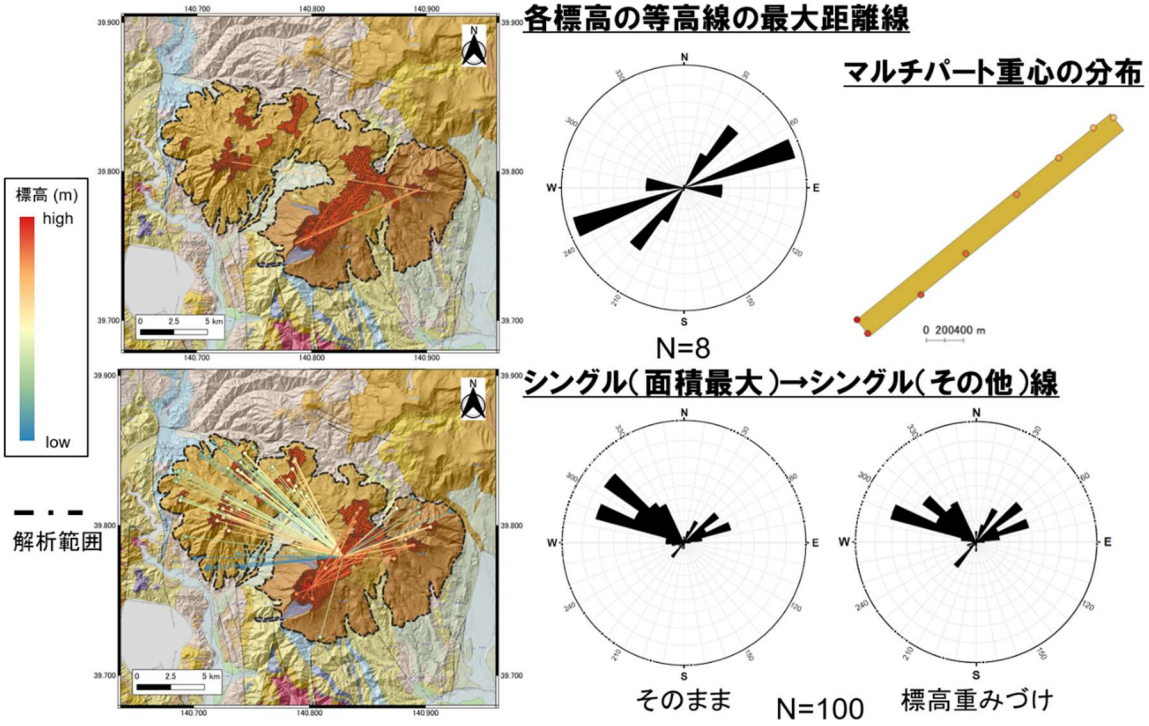


図 2-14　秋田駒ヶ岳の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

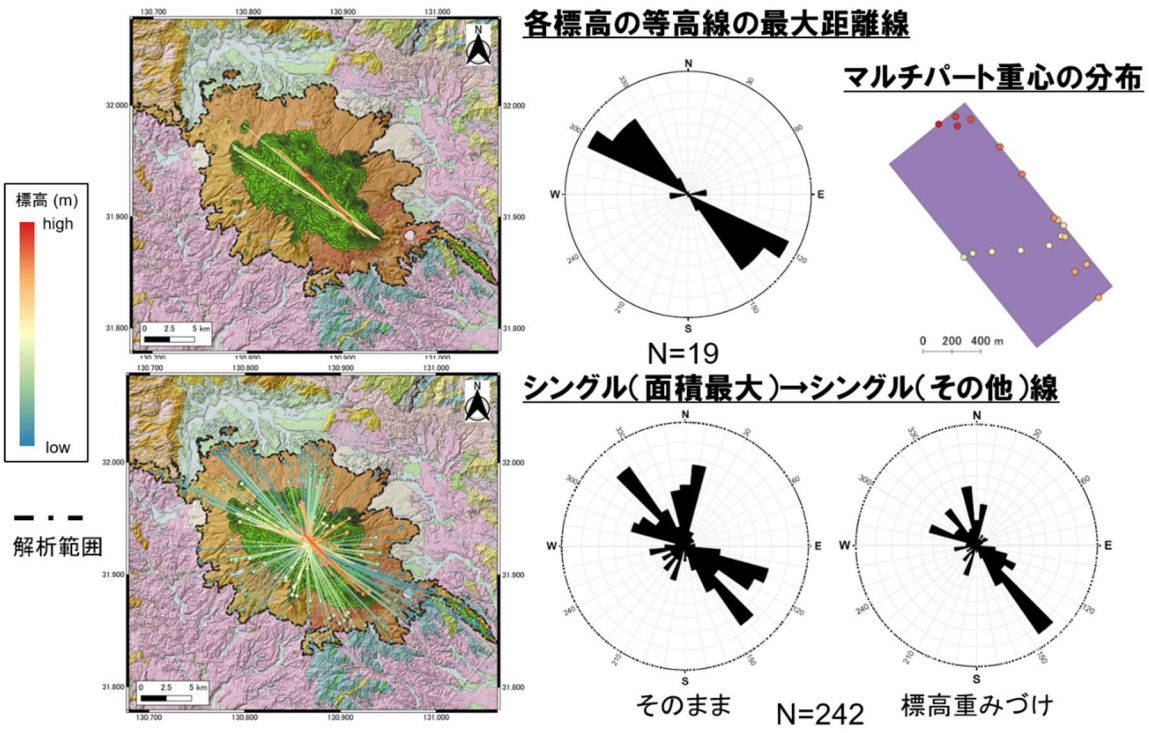


図 2-15　霧島の地形解析結果

背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

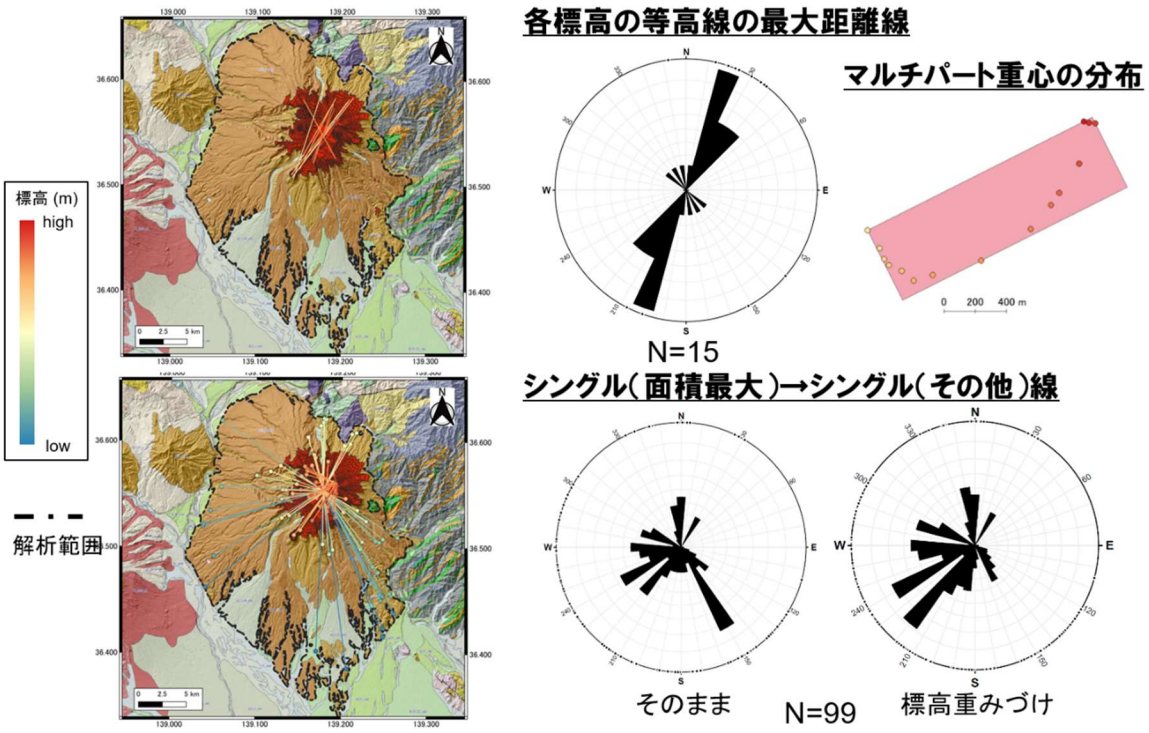


図 2-16　赤城山の地形解析結果

背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

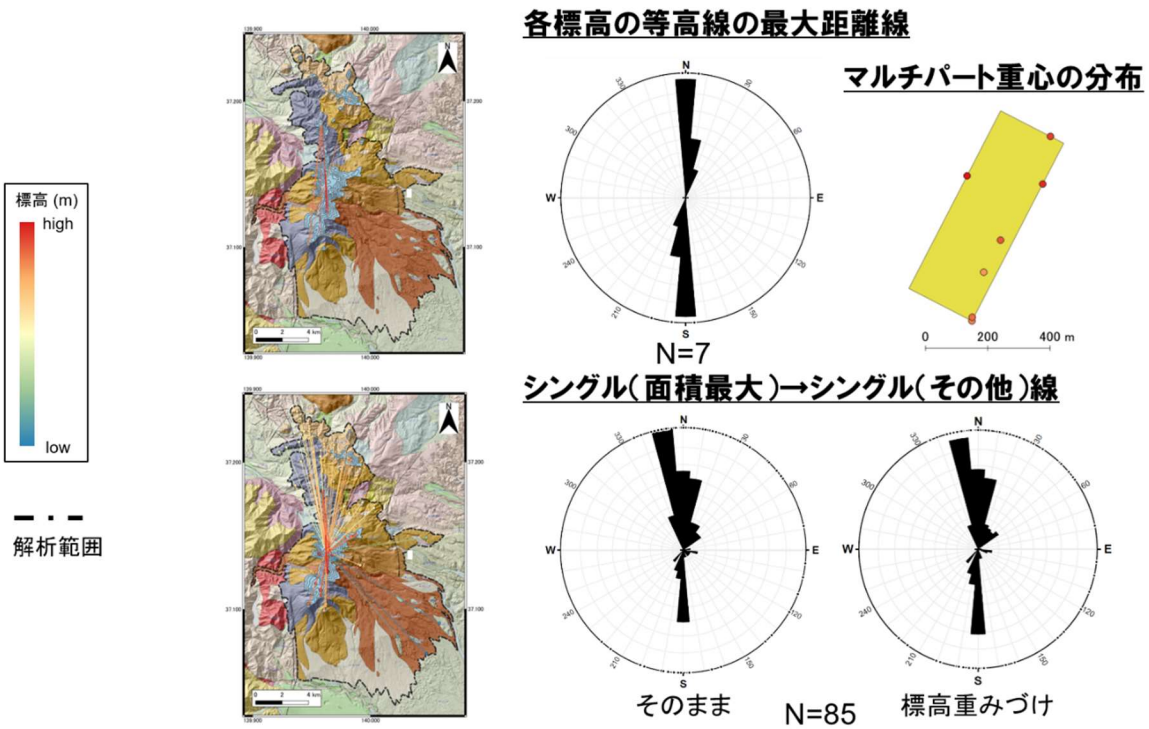


図 2-17　那須岳の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

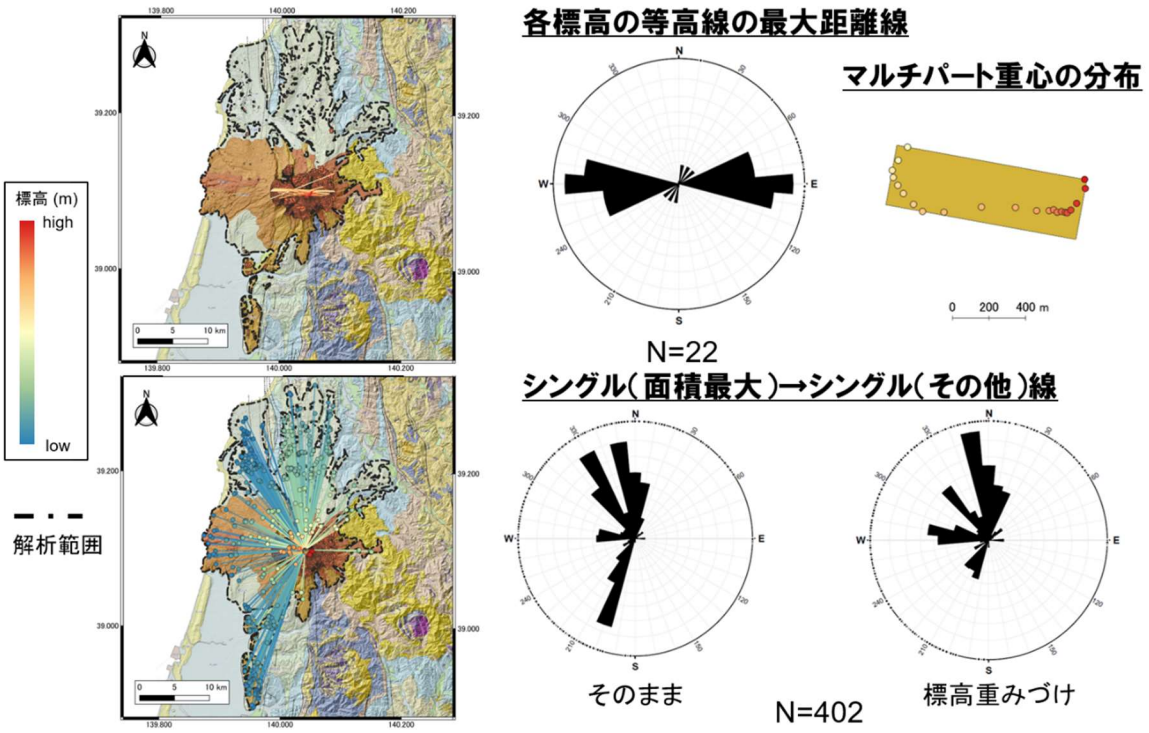


図 2-18　鳥海山の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

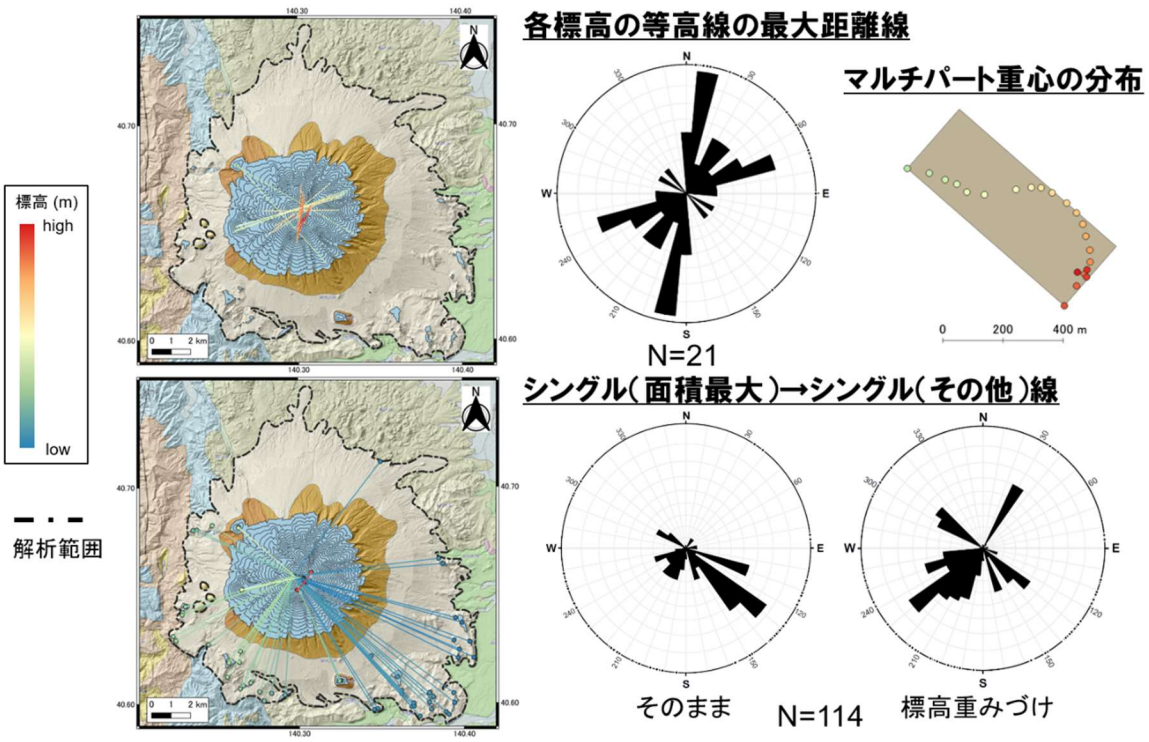


図 2-19　岩木山の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

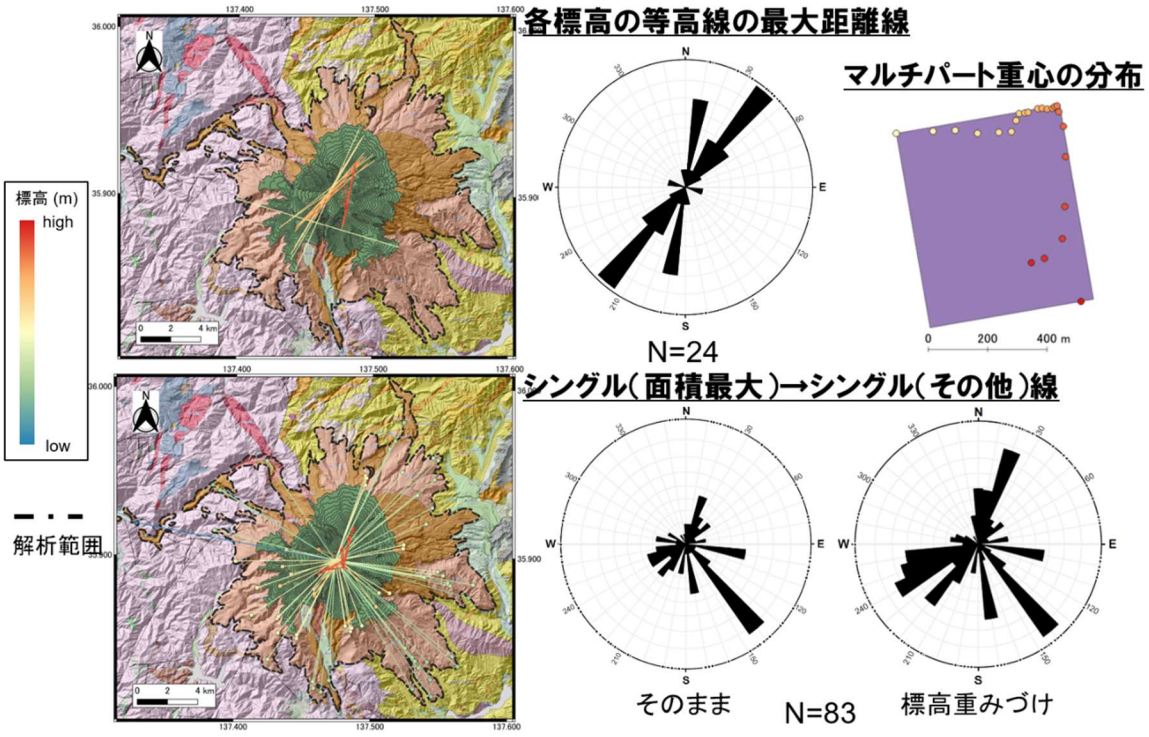


図 2-20　御岳の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

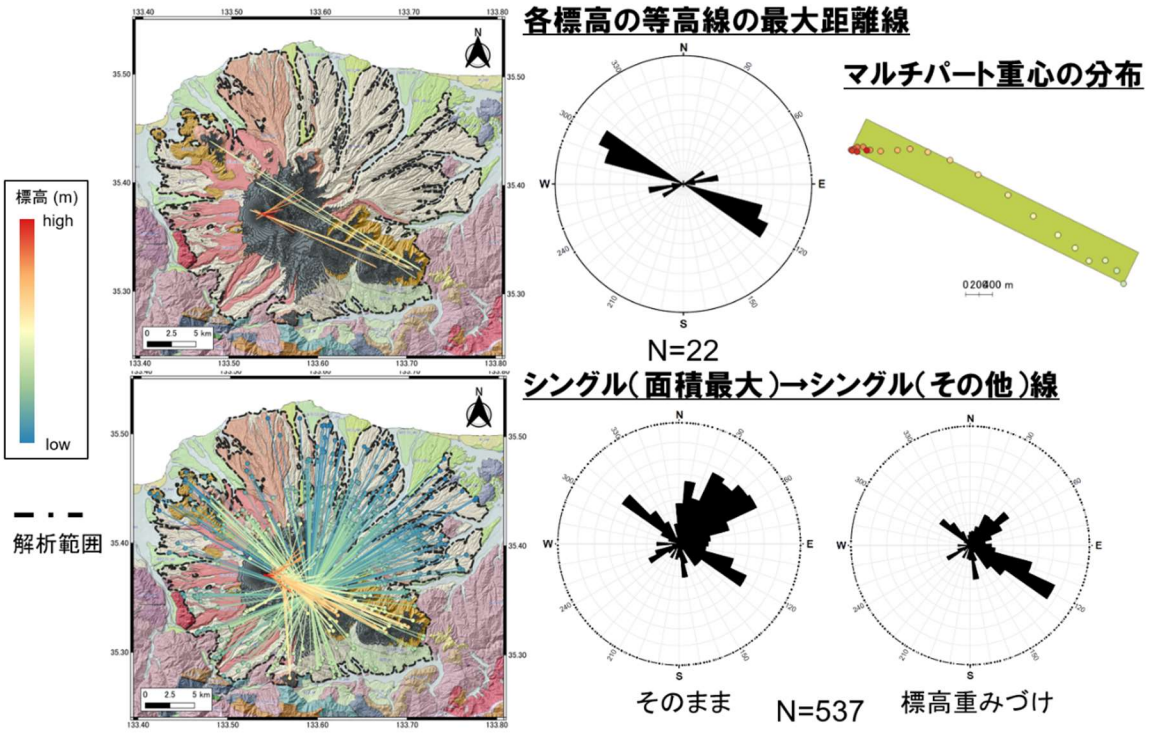


図 2-21　大山の地形解析結果

背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

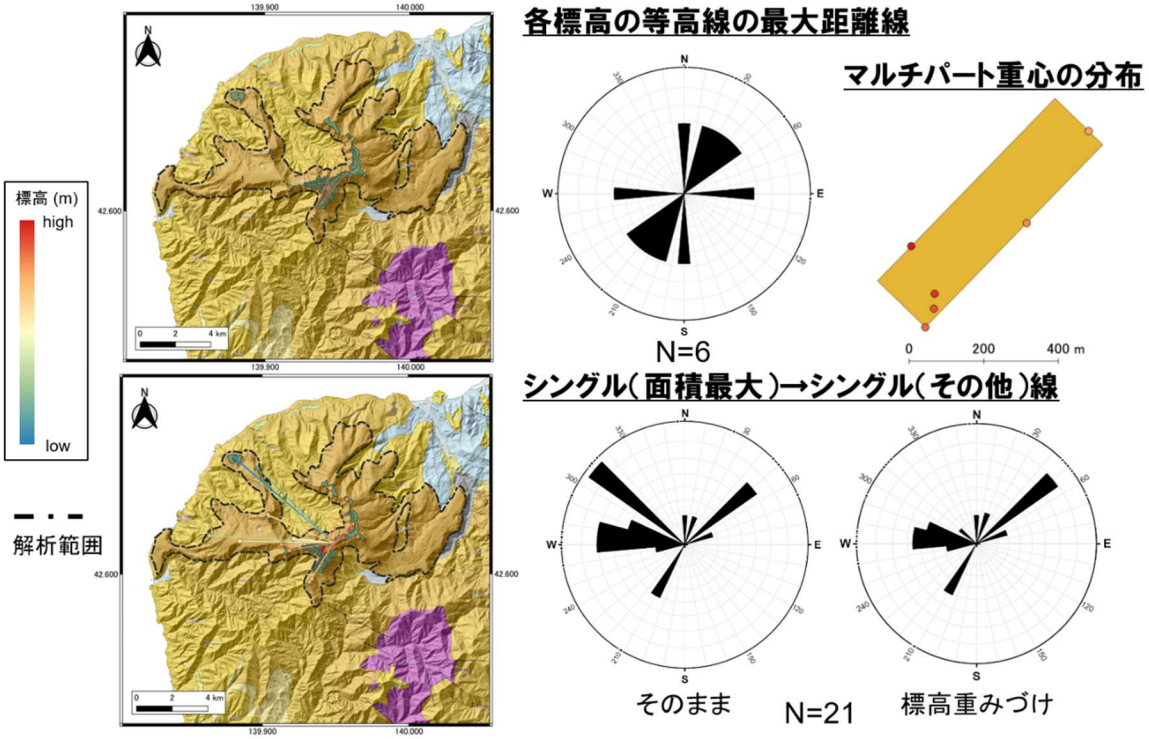


図 2-22　狩場山の地形解析結果

背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

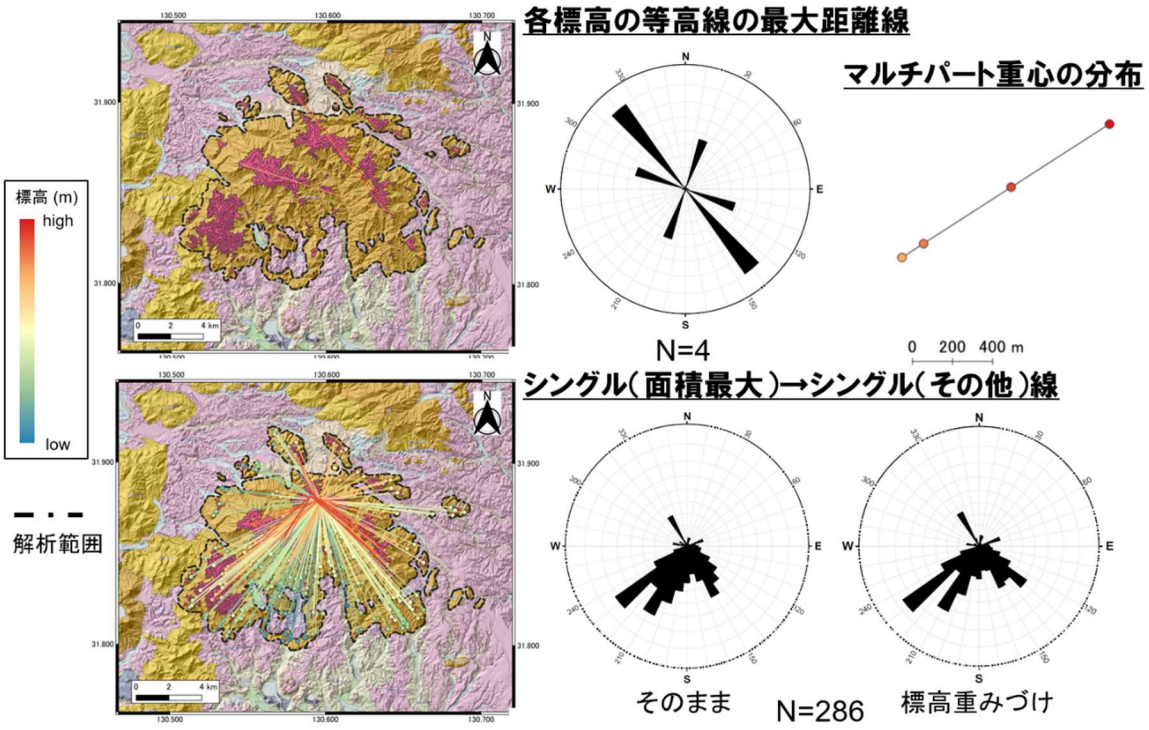


図 2-23　北薩火山群の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

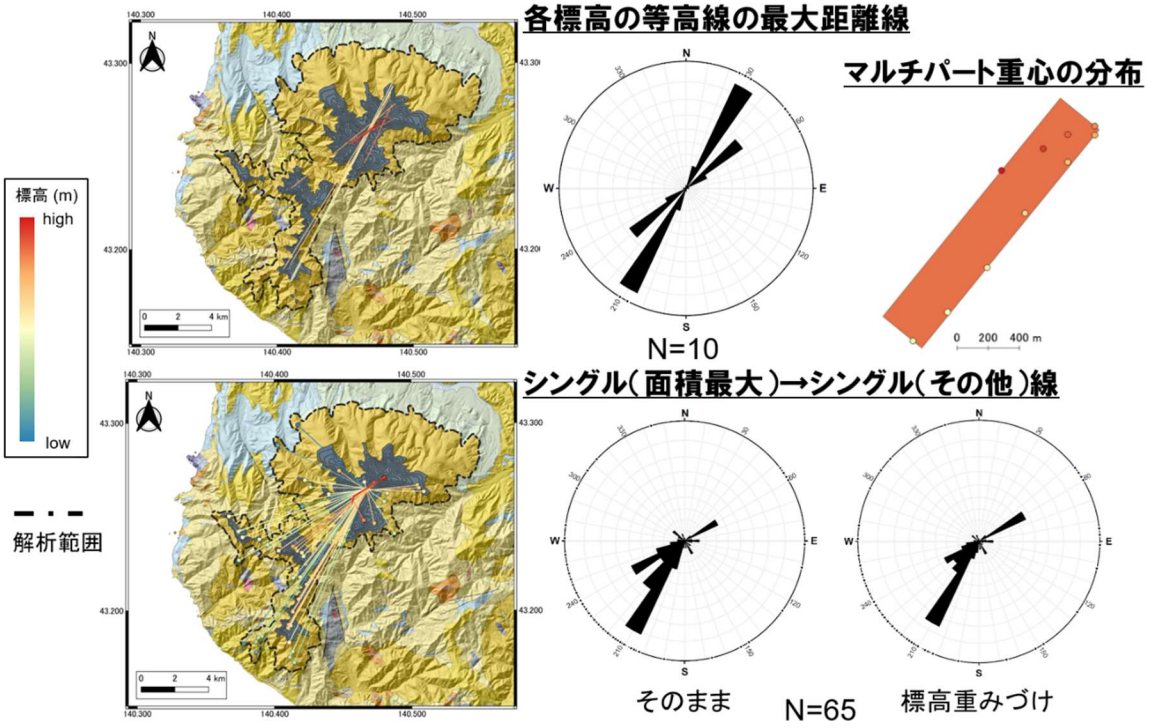


図 2-24　積丹岳の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

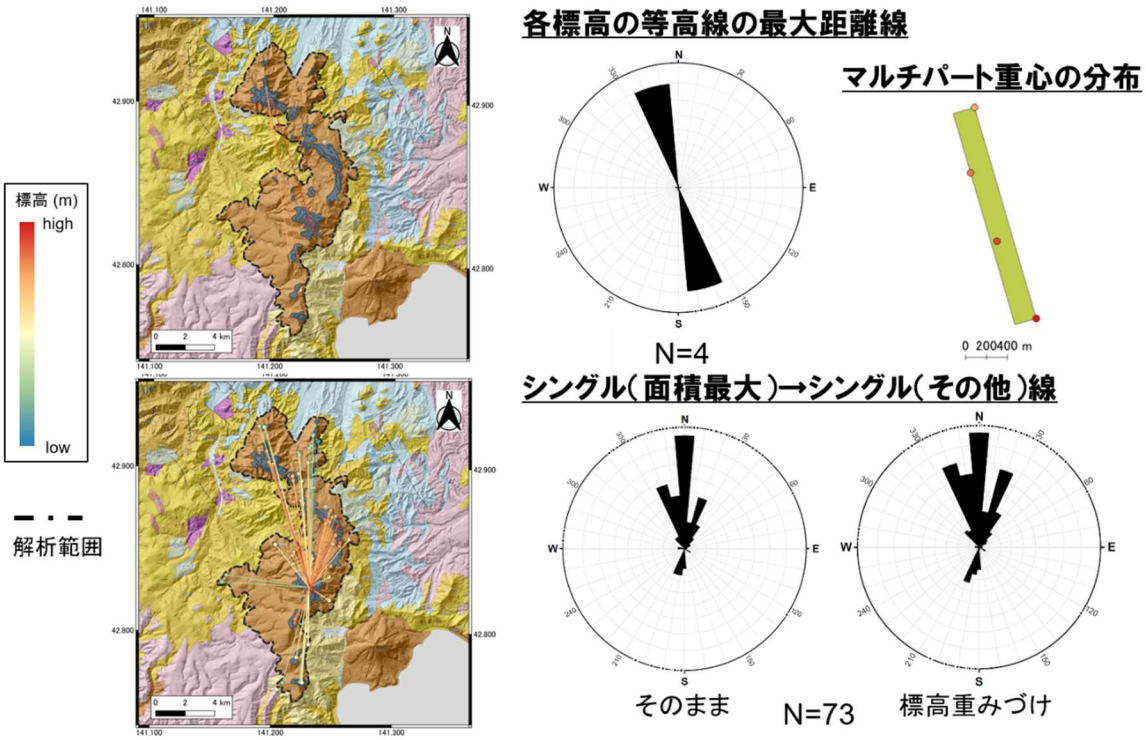


図 2-25　札幌岳の地形解析結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

2.2 岩脈の発達過程の検討

2.1 で作成した岩脈モデルとその火山の活動年代、マグマ噴出率（噴出量）、化学組成などとの相関を明らかにする。また、中心火道と火山体の底面の重心のずれを標高ごとに算出することにより、火山の成長過程における火道位置や放射状岩脈の伸展方向の安定性について検討した。

2.2.1 火山体地形解析結果を評価するための対象火山の活動性の検討について

火山体の地形を支配する要因については、火道の安定性のほか、噴出物の種類（溶岩、火山砕屑岩の量比）、溶岩の粘性、基盤の形状などが考えられるが、マグマの噴出率やその変化、形成された山体の侵食の影響を反映する最終活動年代などの違いも重要となる。そのため、本研究では、令和 2 年度に火山体地形解析を行った各火山について、噴火年代とマグマ噴出量（km^3DRE）のデータから活動性の検討を行った。

今回対象とした火山は、有珠山、桜島、三宅島、伊豆大島、富士山、秋田駒ヶ岳、霧島、赤城山、那須岳、御岳、大山及び鳥海山の 12 火山である。これらの火山の噴火年代とマグマ噴出量については、産業技術総合研究所の「日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図」（https://www.gsj.jp/researches/openfile/openfile2014/openfile0613.html）に掲載されているデータを用いた。このデータは既存の文献を基にしているため、火山毎に噴火履歴の年代精度や火山イベントの識別状況が異なるほか、相対的に古い噴出物ほど年代や噴出量の見積もりにおける不確実性が大きくなる。そのため、最近のマグマ噴出率と過去のマグマ噴出率を同じレベルで比較することは難しい。ここでは、平均マグマ噴出率（過去の噴火イベントから現在までの積算噴出量÷過去の噴火イベントから現在まで時間間隔）を算出し、対数で表示した（図 2-26～図 2-37 各左図）。これによって各火山の時間スケールでの噴出率の変化を概括的に把握できる。また、それぞれの噴火と噴火の間の期間（休止期間）を活動年代ごとに示している（図 2-26～図 2-37 各

右図)。この図により各火山の噴火頻度を把握することができる。

各火山の平均マグマ噴出率と休止期間の変化を (図 2-26～図 2-37)。に示した。これによると、火山毎に平均マグマ噴出率が大きく異なることがわかる。例えば、桜島や有珠山のような大規模珪長質マグマ活動に伴うカルデラ火山に関連するものは、平均マグマ噴出率が 1 km^3DRE/ky. を越える。これは最近数万年間に AT や Toya などの広域テフラを噴出したマグマ量が反映されている。伊豆－小笠原弧の玄武岩質マグマによって形成された富士山、伊豆大島、三宅島や九州南部の霧島では、0.1～1.0 km^3DRE/ky. の平均マグマ噴出率であるが、この値は時代による大きな違いはなく、長期間一定の割合でマグマを噴出していると考えられる。また、最近数千年間の噴火頻度が高い。東北日本弧の秋田駒ヶ岳、那須岳、赤城山や山陰の大山も比較的長期にわたり一定の割合でマグマを噴出しているが、玄武岩マグマに伴う火山に比べて噴出率は一桁低い。また、最近数千年間の噴火頻度が低い。中部日本の御岳は数十万年オーダーでは玄武岩質マグマに匹敵するようなマグマ噴出率を示すが、万年オーダーになるとマグマ噴出率が二桁以上減少していることがわかる。また、最近数千年間の噴火頻度が 0 に近い。

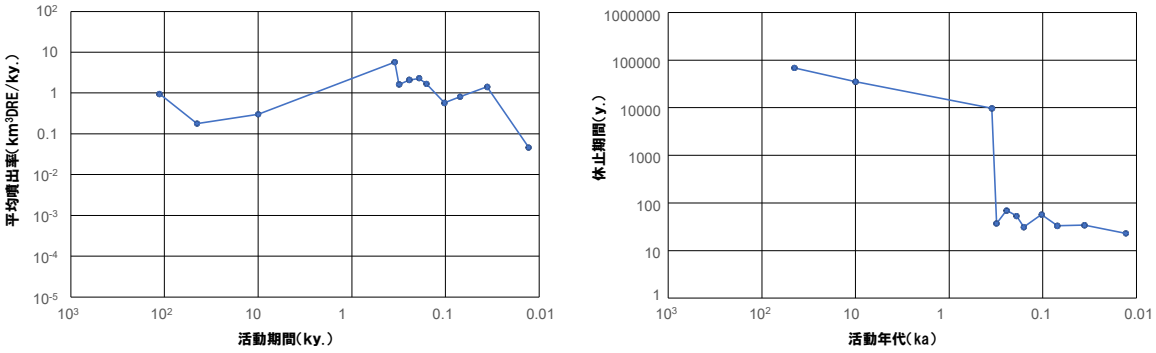


図 2-26　有珠山の平均マグマ噴出率と休止期間

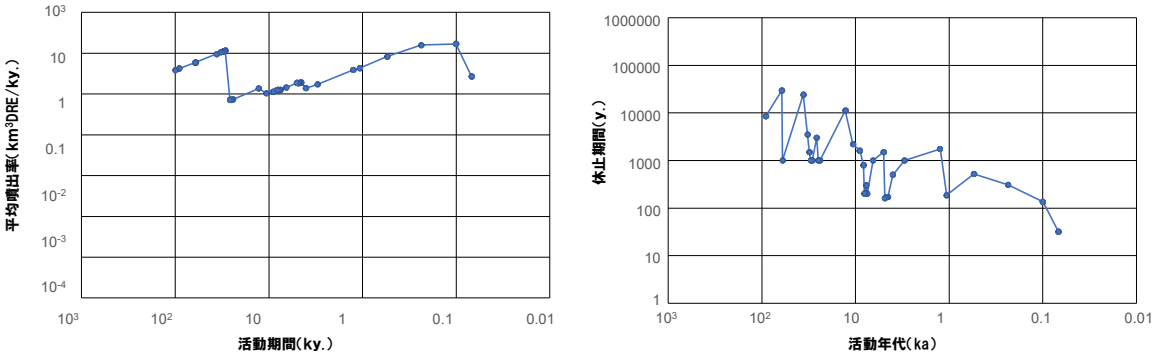


図 2-27　桜島の平均マグマ噴出率と休止期間

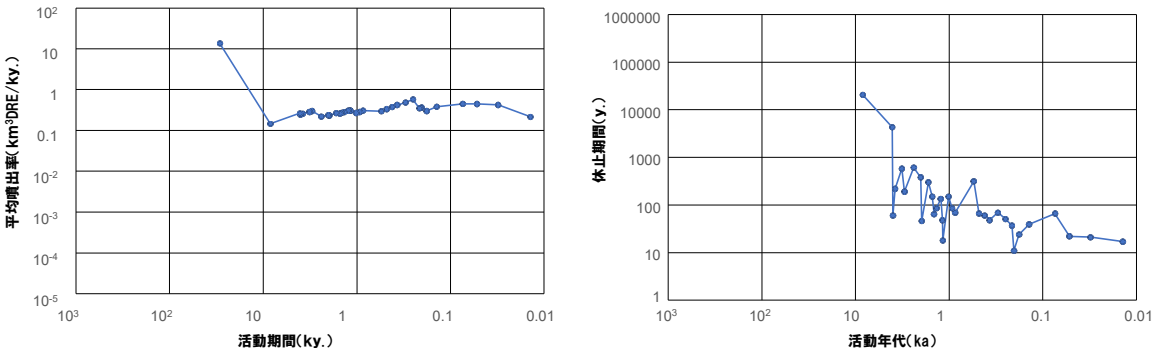


図 2-28　三宅島の平均マグマ噴出率と休止期間

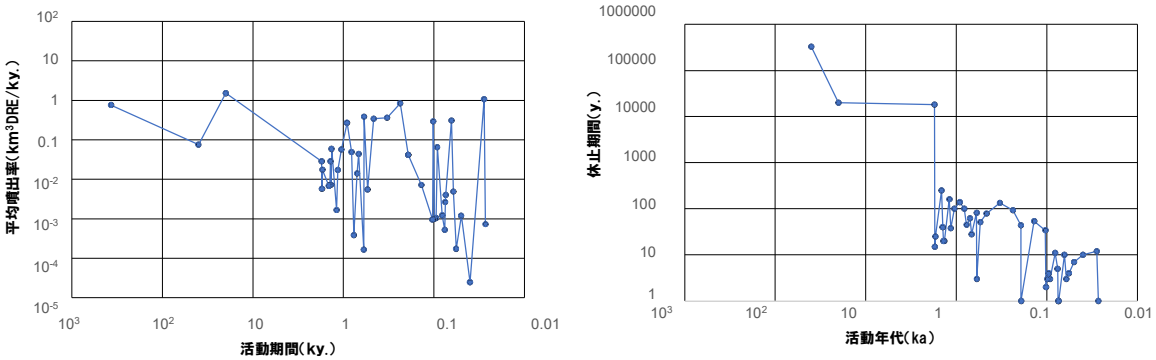


図 2-29　伊豆大島の平均マグマ噴出率と休止期間

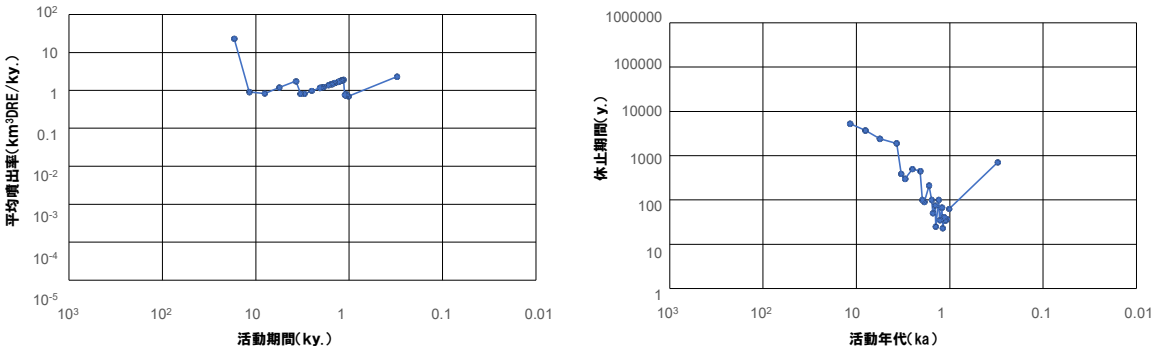


図 2-30　富士山の平均マグマ噴出率と休止期間

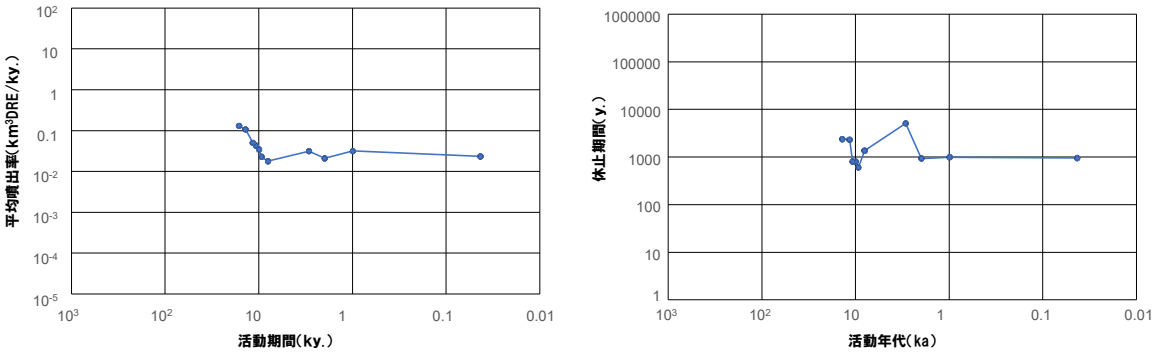


図 2-31　秋田駒ヶ岳の平均マグマ噴出率と休止期間

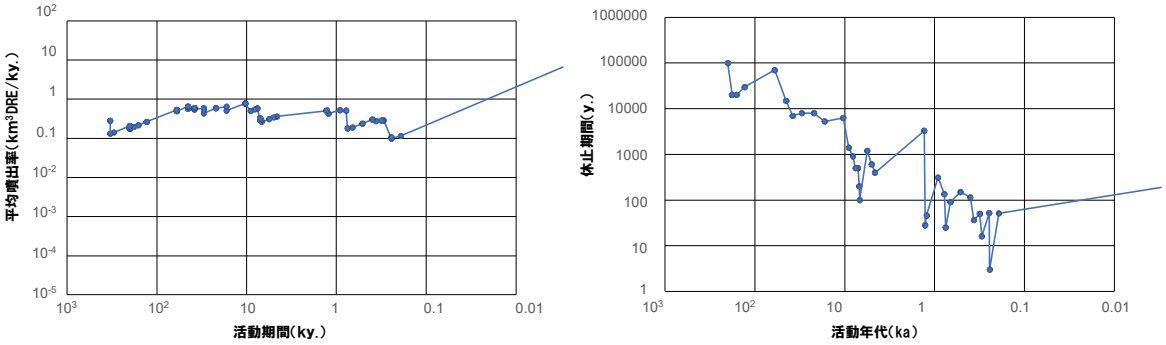


図 2-32　霧島の平均マグマ噴出率と休止期間

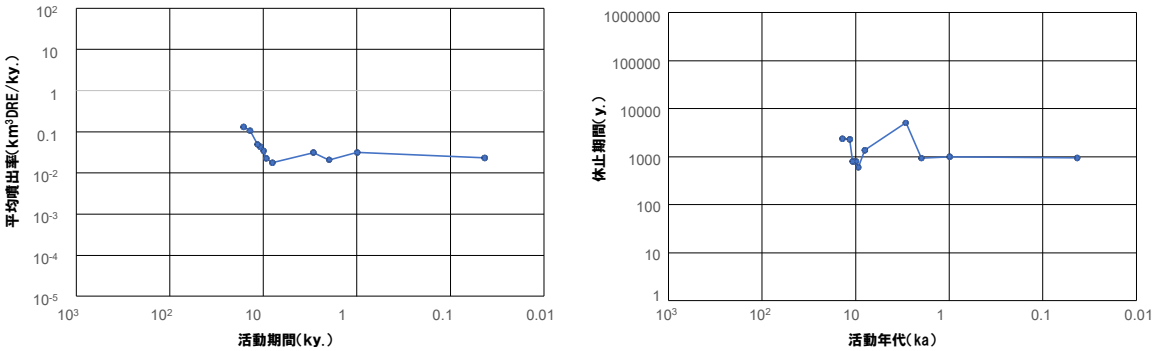


図 2-33　赤城山の平均マグマ噴出率と休止期間

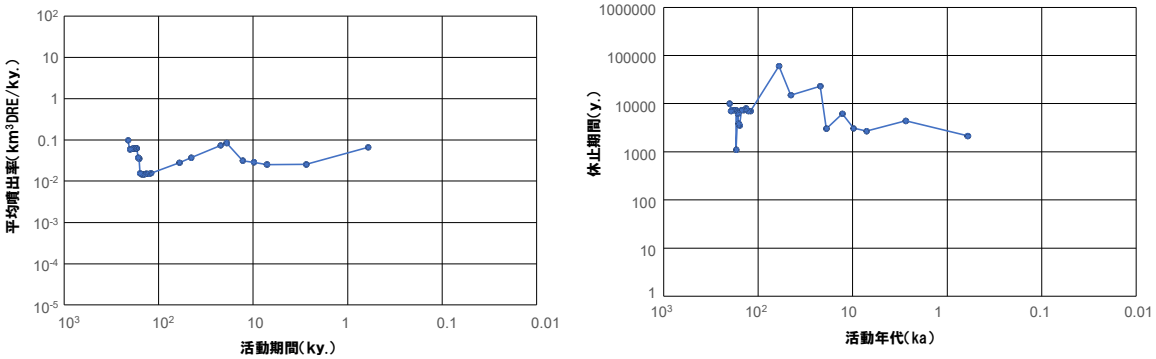


図 2-34　那須岳の平均マグマ噴出率と休止期間

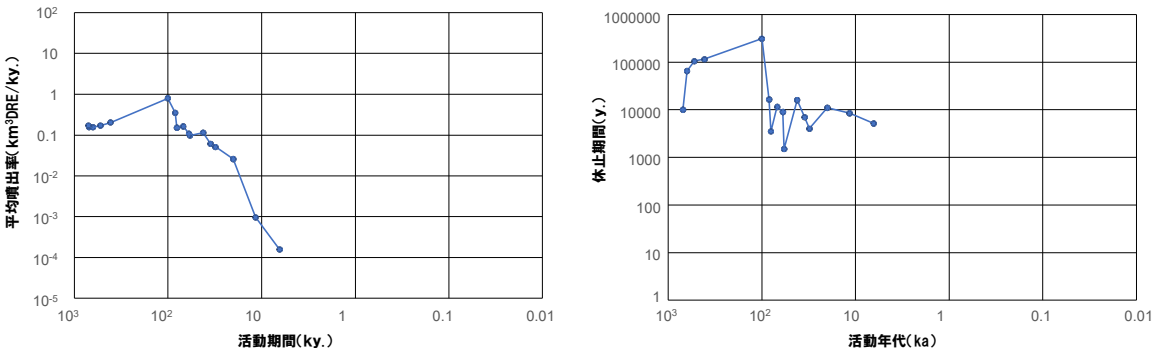


図 2-35　御岳の平均マグマ噴出率と休止期間

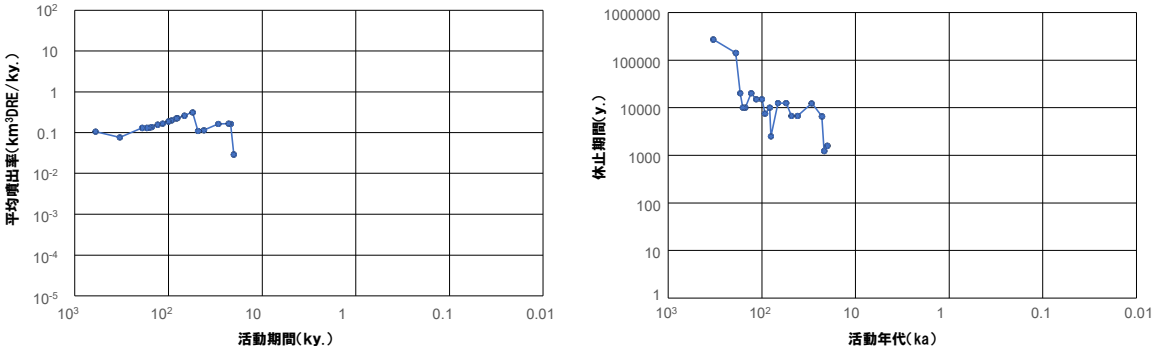


図 2-36　大山の平均マグマ噴出率と休止期間

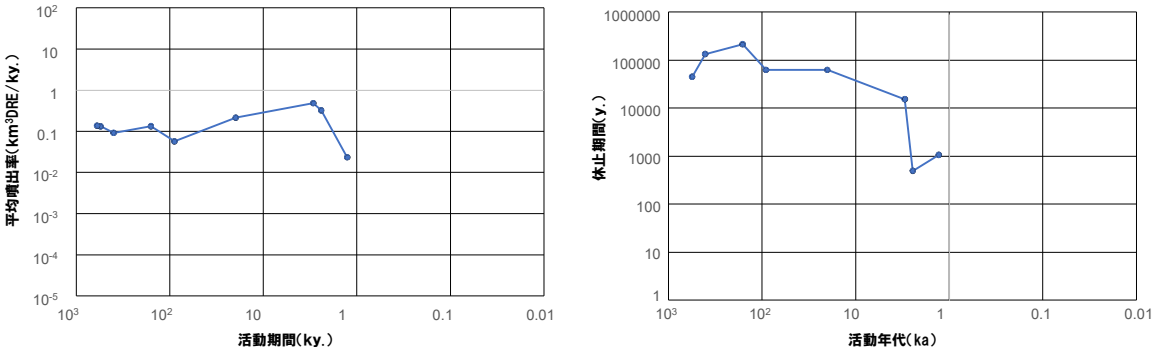


図 2-37　鳥海山の平均マグマ噴出率と休止期間

平均マグマ噴出率について、シングルパート重心による火山体地形の分類と比較してみると(図 2-38)、全体的な傾向として噴出率が比較的大きい富士山、三宅島、伊豆大島は左下の領域にプロットされる。これに対して、噴出率が低い秋田駒ヶ岳、那須岳、赤城山の火山は右上にプロットされる。

最もマグマ噴出率が高い桜島、有珠山も左下にプロットされるが sub / main 平均がやや高くなる。これらの火山はカルデラを伴うため、円錐火山のようにメインの山頂が明確ではないが、カルデラを含む火山全体の地形はマルチパート重心に反映され，重心分布のばらつきは小さい。平均マグマ噴出率が高く、最近数千年間の噴火頻度が高いにも係わらずシングルパート重心がばらつく霧島は、典型的な火道不安定型火山といえる。

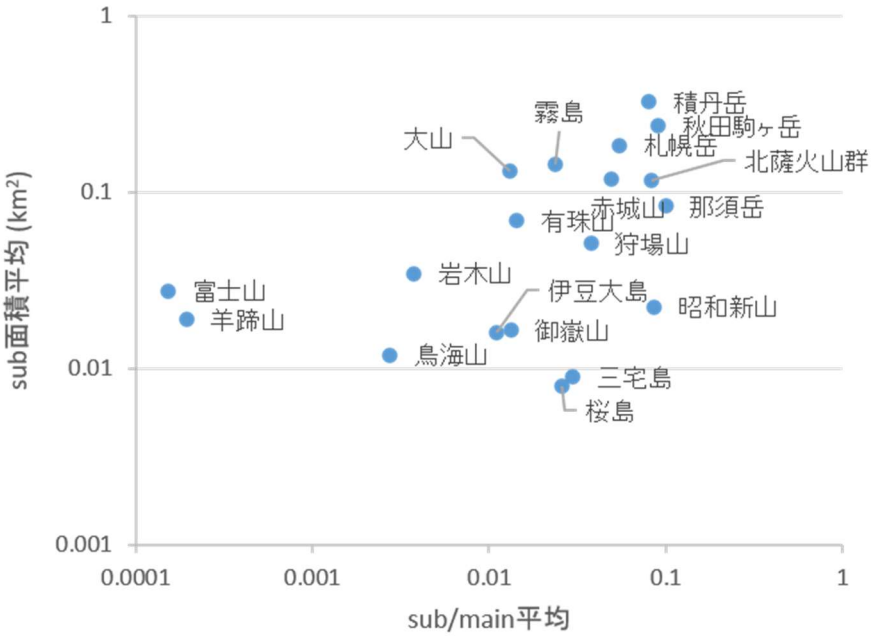


図 2-38　シングルパート重心による火山体地形の分類の試み

2.2.2 火山体地形解析結果を評価するためのマグマの化学組成データの蓄積

マグマの粘性はその化学組成を反映している。そのため、各火山のマグマの化学組成のデータを蓄積することは極めて重要である。弘前大学が保有するテフラ試料のうち、未分析のものについて、電子プローブマイクロアナライザー（EPMA）を用いて火山ガラスの主成分元素の測定を行った。試料はナイロン製使い捨て＃255 メッシュシート（糸径 43 μm，目開き 57 μm）を使い、流水中で指圧にて粉砕しながら洗浄した。残渣を＃125 メッシュシート（糸径 70 μm，目開き 133 μm）を用いて水中で篩分けした。これにより 1/8 mm～1/16 mm に粒度調整した試料を超音波洗浄機により洗浄し、粒子表面に付着した粘土分を洗い流した。洗浄した試料はエポキシ樹脂を用いてスライドグラス上包埋し、＃3000 カーボンランダムで研磨した後、1 μm のダイヤモンドペーストにて鏡面研磨した薄片を作成した、EPMA は、弘前大学共用機器基盤センターに設置されている JEOL JXA-8230 を使用した。測定条件は加速電圧 15kV，照射電流ビーム径 5 μm とし、照射電流は定量中に Na_2O の拡散を低減するために 6.00×10^{-9} A に設定し、主成分 9 元素（Si、Ti、Al、Fe、Mn、Mg、Ca、Na および K、ただし Fe は全鉄）について定量を行った。なお、測定ごとにワーキングスタンダードである AT 火山灰の火山ガラスを用いてチェックした。今回は岩木火山の最新のマグマ噴火の産物である Iw-b および Iw-b'のガラスの測定を行った（表 2-1）。

今回測定データおよび弘前大学で保有している分析データを用いた、シングルパート重心による火山体地形の分類を再度試みたのが図 2-39 である。事例が少なく確定的なことは言えないものの、SiO_2 含有量と山体形状について関連性を示唆する結果となった。

表 2-1　岩木火山の最新のマグマ噴火の産物である Iw-b 及び Iw-b'のガラスの化学組成

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total
Iw-b	55.38	0.70	16.73	9.09	0.16	5.68	8.37	2.74	0.78	0.08	99.71
2000年前	56.06	0.70	17.31	8.58	0.17	5.01	7.98	2.84	0.86	0.08	99.59
	63.03	0.55	16.60	6.50	0.15	2.54	6.30	3.56	1.26	0.08	100.57
	54.19	0.77	17.86	9.35	0.17	5.66	8.59	2.73	0.72	0.08	100.12
	63.32	0.55	16.41	6.44	0.15	2.57	6.30	3.52	1.27	0.09	100.62
	63.00	0.54	16.44	6.41	0.15	2.57	6.38	3.60	1.28	0.09	100.46
Iw-b'	57.32	0.71	18.43	8.26	0.16	3.46	7.15	2.87	0.94	0.09	99.39
2300年前	61.53	0.59	16.89	7.57	0.17	2.99	6.51	3.31	1.01	0.09	100.66
	55.66	0.76	18.62	9.04	0.17	3.86	7.80	2.88	0.86	0.09	99.74
	55.84	0.76	18.81	9.01	0.17	3.76	7.42	2.83	0.86	0.10	99.56
	55.74	0.78	18.56	9.17	0.17	3.87	7.69	2.90	0.86	0.09	99.83
	55.65	0.77	18.60	9.12	0.17	3.88	7.81	2.88	0.86	0.09	99.83
	57.00	0.73	18.34	8.60	0.17	3.60	7.38	2.93	0.93	0.10	99.78
	57.49	0.76	17.90	8.76	0.17	3.82	7.46	2.98	0.98	0.09	100.41

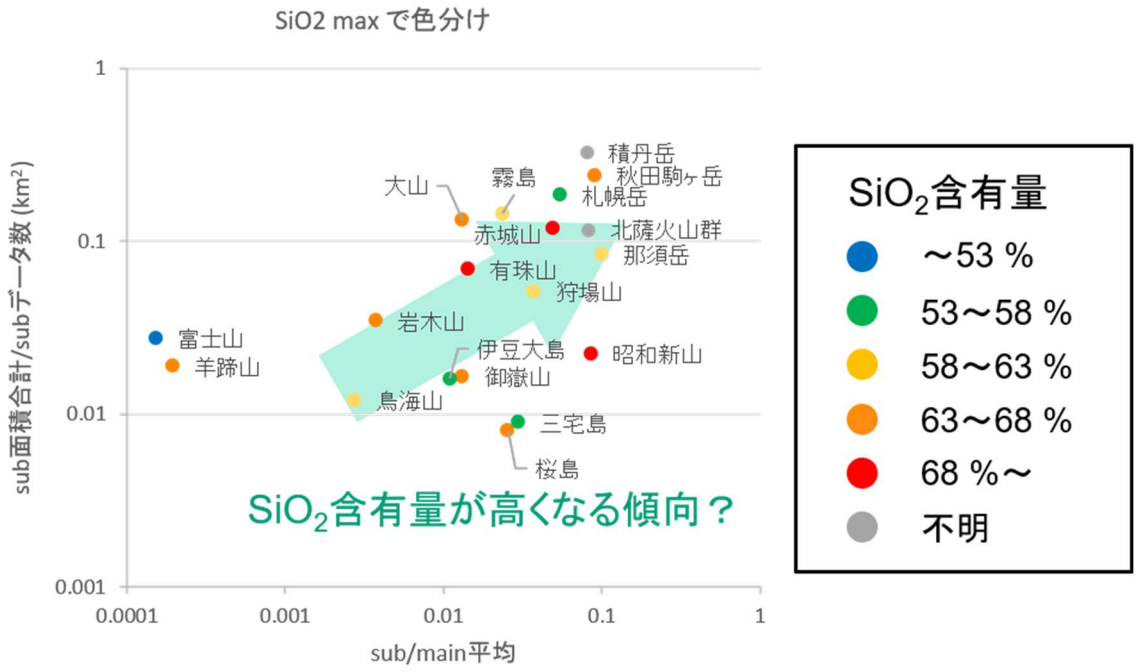


図 2-39　火山体地形とマグマの粘性（SiO_2 含有率）の検討

2.2.3 火山体地形解析結果の評価

前項までの検討結果を統合的なまとめを表 2-2～表 2-3 に示す。各解析に関して整合的な火山が多いと考えられるが（表 2-2）、例えば三宅島や那須岳のように解析結果と広域応力場との関係が整合的でないケースも散見される（表 2-3）。この原因としては、山体形成後の侵食等の影響もあると考えられるが、大山のように有史では噴火が確認されていない比較的古い火山では整合的な結果を示す例もあることから、他の要因の有無についても検討が必要である。

表 2-2　主要な火山における解析結果の統合表（整合的な結果を示すもの）

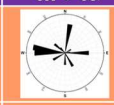
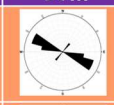
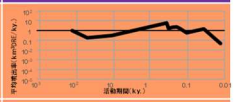
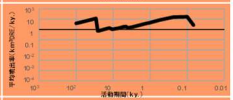
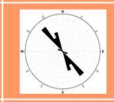
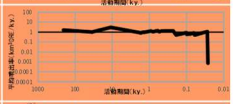
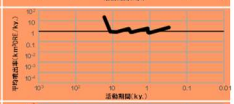
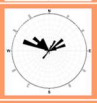
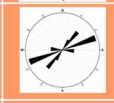
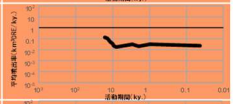
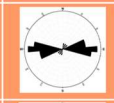
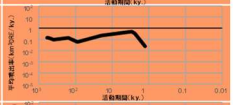
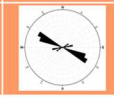
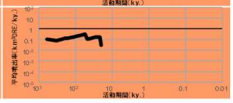
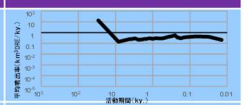
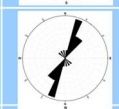
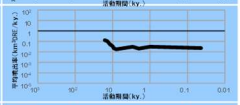
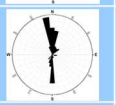
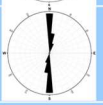
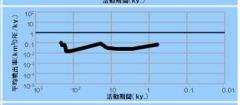
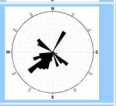
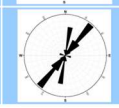
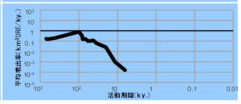
	活動年代	岩石	SiO_2 min	SiO_2 max	重心同士を結ぶ線	等高線の長軸	現在の応力場（σ_1）	平均噴出率推移
有珠山	0.02 Ma～	デイサイト、流紋岩、玄武岩、安山岩	49.3	73.1				
桜島	0.022 Ma～	安山岩、デイサイト	56.5	67.1				
伊豆大島	0.04 Ma～	玄武岩、安山岩	51.2	56.9				
富士山	0.08 Ma～	玄武岩	49.1	52.9				
秋田駒ヶ岳	0.1 Ma～	玄武岩、安山岩	48.6	63.8				
鳥海山	0.6 Ma～	安山岩、玄武岩	49.8	61.2				
大山	1～0.02 Ma	デイサイト、安山岩	65	66				

表 2-3　主要な火山における解析結果の統合表（整合的な結果を示さないもの）

	活動年代	岩石	SiO_2 min	SiO_2 max	重心同士を結ぶ線	等高線の長軸	現在の応力場（σ_1）	平均噴出率推移
三宅島	0.025 Ma～	玄武岩	49.9	53.2				
赤城山	>0.3 Ma～	安山岩、デイサイト	51.5	71.8				
那須岳	0.5 Ma～	安山岩、玄武岩	51.5	61.5				
岩木山	0.65 Ma～	安山岩	54.9	63.7				詳細なデータなし
御嶽山	0.78 Ma ～	玄武岩、安山岩、デイサイト、流紋岩	50.8	67.3				

2.3 マグマの水平移動とその要因の検討

前項まではわが国における第四紀火山の火山体を対象とした研究であった。しかしながら三宅島の火山活動のように海底下 20 km を超えるような岩脈進展が推定された事例も散見される。そこで、今年度も昨年度に引き続き、火山岩岩脈が進展し得る範囲について、国内外の既往文献を調査し、火山岩岩脈形成や岩脈の進展に関する情報等の収集・整理を行った。前項までに作成した火道や岩脈モデルとその火山周辺の地殻応力・歪場などの地球物理データとの相関性の検討、及び既往の文献・図幅等から岩脈分布について検討し、マグマの水平移動を支配する要因について検討した。

2.3.1 文献の検索・収集・情報抽出方法

“火山岩岩脈”および“岩脈形成”をキーワードとして、現世の火山および火成活動が生じている地域のマグマ活動や岩脈形成に関わる文献を、主に以下のサイトを用いて検索した。

- GEOLIS（https://darc.gsj.jp/archives/）
- CiNii Articles（https://ci.nii.ac.jp/）
- Science Direct（https://www.sciencedirect.com/）
- Research Gate（https://www.researchgate.net/）
- Google Scholar（https://scholar.google.com/）

文献収集にあたっては、なるべく地域的偏りが無いよう可能な限り、全世界の多様なテクトニックセッティングにおける火成活動や岩脈形成に関連する事象を網羅するように努めた。同一火山を対象とした複数の文献が検索された場合は、原則として公表年代の新しい文献を収集することとした。

収集した文献から、火山岩岩脈形成や岩脈の進展に関する情報を始めとして以下に示す項目を抽出した。機構殿の研究で特に着目している現象が火山からの岩脈（マグマ）の水平的な移動であることから、火山周辺の地殻応力・歪場などの地球物理データとの相関や、マグマの水平移動を支配する要因等の情報を抽出することにも留意した。

- 火山名
- テクトニックセッティング
- 火山タイプ
- 供給源からの移動距離、方位、速度
- 岩脈・断層の幅、深さ、タイプ
- 応力場
- 側火口の分布傾向
- 活動年代（活動開始時期、主な活動時期）
- 火山の体積

各文献から抽出した情報を一覧表として整理した。情報整理にあたっては、各文献に記載されている内容をそのまま一覧表に反映させ、他文献・資料からの補足・補完、作業者による解釈は加えないこととした。整理項目に相当する情報が文献に含まれていない場合は、「該当なし」とした。

2.3.2 文献調査結果

今年度の本研究で収集した文献は、16 編（英文 9 編、和文 7 編）である。文献一覧を表 2-4 に示す。収集した文献は、構造地質学、岩石学、地球物理学、測地学といった様々なアプローチか

ら、それぞれの場所で発生するマグマ移動に伴う岩脈形成の現象を解明した研究事例からなる。収集・観測したデータに基づき、シミュレーション解析によってある特定の応力場における割れ目発生とマグマ移動に関わるメカニズムのモデル化を試みた研究例も含まれる。情報整理一覧表を**エラー! 参照元が見つかりません。**に示す。

表 2-4　収集文献一覧（岩脈）

No.	著者	発表年	タイトル	雑誌名、号、頁
1	羽地・佐藤	2020	室戸岬の玄武岩貫入岩群の示唆する中期中新世の逆断層型応力	地質学雑誌, vol.126, No.11, pp.621-630.
2	牛丸・山路	2020	天草下島北部の中新世貫入岩体の方向と応力解析	地質学雑誌, vol.126, No.11, pp.631-638.
3	高田	2010	インドネシア　スンダ弧におけるカルデラ噴火とカルデラ火山の特徴	地質学雑誌, vol.116, No.9, pp.473-483.
4	天白ほか	2020	滋賀県南部後期白亜紀火成活動：特に環状岩脈について	地球科学, vol.74, pp.1-20.
5	江島ほか	2019	北部九州，白亜紀香花花崗閃緑岩牛斬山岩体(牛斬山花崗閃緑岩)のマグマ過程と成因	地質学雑誌, vol.125, No.3, pp.237-253.
6	種子田・木下	1972	種子島の“長大なアルカリ岩脈”	火山第 2 集, 第 17 巻, 第 2 号, pp.88-97.
7	Walter	2007	How a tectonic earthquake may wake up volcanoes: Stress transfer during the 1996 earthquake–eruption sequence at the Karymsky Volcanic Group, Kamchatka	Earth and Planetary Science Letters vol.264, pp.347–359.
8	Maccaferri et al.	2015	On the mechanisms governing dike arrest: Insight from the 2000 Miyakejima dike injection	Earth and Planetary Science Letters, vol.434, pp.64-74.
9	Magee et al	2012	An alternative emplacement model for the classic Ardnamurchan cone sheet swarm, NW Scotland, involving lateral magma supply via regional dykes	Journal of Structural Geology, vol.43, pp.73-91.
10	Stephens et al	2017	Igneous sills record far-field and near-field stress interactions during volcano construction: Isle of Mull, Scotland	Earth and Planetary Science Letters, vol.478, pp.159–174.
11	Sykora et al.	2018	The Structure and Significance of Anhydrite-Bearing Vein Arrays, Lienetz Orebody, Lihir Gold Deposit, Papua New Guinea	Economic Geology, vol.113, pp.237–270.
12	Walker	1999	Volcanic rift zones and their intrusion swarms	Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.94, pp.21-34.
13	Giese et al.	1986	The Paracale Intrusion: geologic setting and petrogenesis of a trondhjemite intrusion in the Philippine Island Arc	Journal of Southeast Asian Earth Sciences, Vol.1, No.4, pp.235-245.

14	新正ほか	2011	紀伊半島南部，古座川弧状岩脈の凝灰岩，花崗斑岩の全岩化学組成	東京経済大学人文自然科学論集，第 131 号, pp.35-43.
15	Lemoine et al.	2020	The 2018-2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands: seismicity and ground deformation markers of an exeptional submarine eruption	Geophysical Journal International, vol.223, pp.22-44.
16	Feuillet et al.	2021	Birth of a large volcanic edifice offshore Mayotte via lithosphere-scale dyke intrusion	Nature Geoscience, vol.14, pp.787-795.

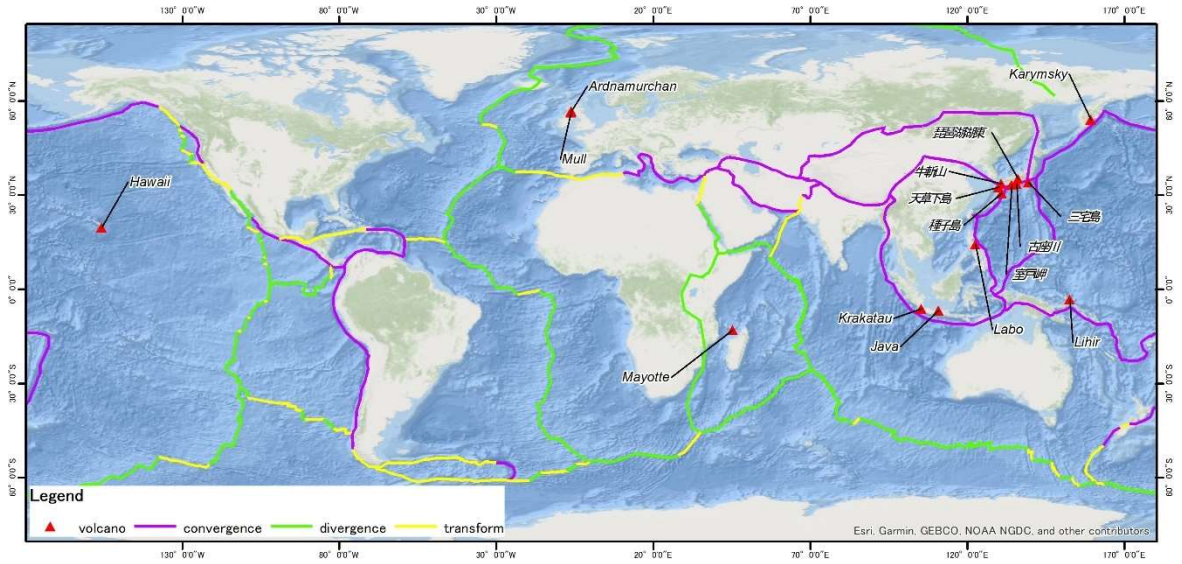


図 2-40　文献収集した火山の位置（世界）

地図は Esri, Garmin, GENCO, NOAA, NGDC, HERE の海洋 GIS データをコンパイルしたもの、プレート境界は USGS（2019）より引用。

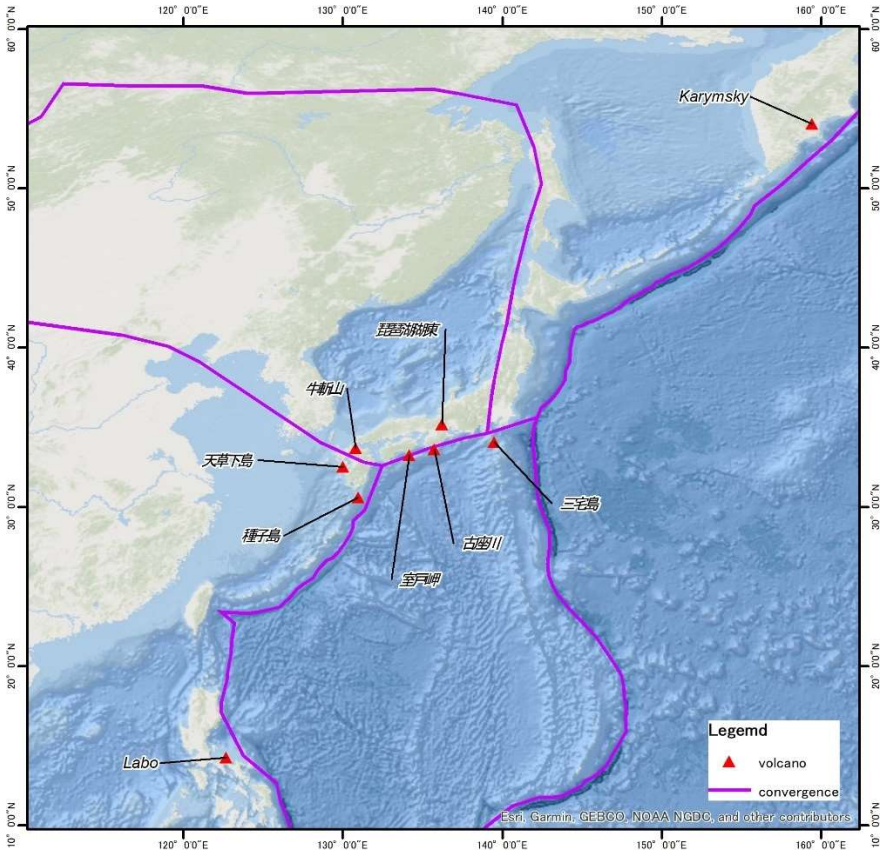


図 2-41　文献収集した火山の位置（日本周辺の拡大）

地図は Esri, Garmin, GENCO, NOAA, NGDC, HERE の海洋 GIS データをコンパイルしたもの、プレート境界は USGS（2019）より引用。

（1） テクトニックセッティング、応力場

本研究で対象としたフィールドは、第四紀についてはプレート収束・発散境界もしくはホットスポット上における火山及び火成活動が生じている地域であり、単成あるいは複成の成層火山、楯状火山、カルデラ、火砕丘、カルデラなど火山タイプは多様である。一方、第四紀よりも古い岩脈に関する論文については、過去の構造運動に伴う広域的な圧縮あるいは引張応力場、または火山体内の局所的応力場に支配された多様な形態（方向、連続性、幅、深さ）の割れ目と岩脈が見出されている。

西太平洋沿岸域では、現世及び過去も含めて、日本の室戸地域（羽地・佐藤, 2020）、天草下島（牛丸・山路, 2020）、伊豆―ボニン火山弧（Maccaferri et al., 2015）やインドネシア島弧のカルデラ火山（高田, 2010）、カムチャツカ半島 Karymsky 火山（Walter, 2007）における岩脈群の発達は、広域応力場が支配しているとされている。

北大西洋のアゾレス諸島 Sao Jorge 島やカナリア諸島 Lanzarote 島（Walker, 1999）、モザンビーク海峡北部に位置する Comoros 諸島 Mayotte 島（Lemoine et al., 2020; Feuillet et al., 2021）など、活発な地震活動が観測される火山島でも、広域応力場とフラクチャや亀裂、断層など山体内の局所応力の発達が議論されている。

（2） 供給源（火口）からのマグマの水平移動距離（岩脈の長さ）

供給源（火口）からのマグマの水平移動距離（岩脈の長さ）に関しては、0.1～1 km（Ardnamurchan コーンシート：Magee et al., 2012）、1.1 km（小野子火山：中村, 1997）、14

km（Lanzarote 島：Walker, 1999）、が報告されており、概ね 1 km 未満から十数 km 程度の範囲内に収まることが分かった。このようなマグマの移動は、化学組成、供給量、活動規模、応力場、地質構造等の複数の要因が影響していると見られる。

過去に形成された長大岩脈の事例として、北大西洋地域ではスコットランド地方 Mull 島の古第三紀に形成された Loch Scridain sill コンプレックスの数百 km の事例（Stephens et al., 2017）も収集した。

（3） マグマの移動速度

マグマの移動速度に関する事例は限られているが、群発地震の時間的・空間的変化に基づくと、2.9cm/year（サウジアラビア Rahat 火山、アリゾナ州 San francisco 火山群：Walker, 1999）と推定されている。

（4） 岩脈の幅

天白ほか（2020）では、滋賀県南部の白亜紀の琵琶湖コールドロンや湖東コールドロンと呼ばれる環状花崗岩体（Ring Fracture Stoping）に、数十 cm～最大 200 m の幅を持つ珪長質岩脈群の存在を報告している。また、紀伊半島南部の古座川弧状岩脈では、最大幅 800 m、平均幅 500 m 程度の凝灰岩、花崗岩が分布していることが確認された（新正ほか, 2011）。

種子島北西部のアルカリ岩脈の例では、各露頭で 7～8 m ないし 10 数 m 程度の幅のものが貫入している様子が確認されている（種子田・木下, 1972）。

Walker（1999）は、上述とは異なる広域のリフト帯の島弧型火山や岩脈群の水平分布幅、長さを報告している。スコットランド地方の Skye 島亀裂群では 1,000 km 長、300 km 幅、北アイルランドの Antrim の岩脈群では派生岩脈群が 140 km 長、40 km 幅に及ぶことが紹介されている。

表 2-5　情報整理一覧表（岩脈）

No.	著者名(年代)	火山名/調査地名	テクトニックセッティング	火山タイプ	供給源からの			岩脈・断層			応力場	側火口の分布傾向	活動年代（活動開始時期、主な活動時期）	火山の体積
					距離	方位	速度	幅	深さ	タイプ				
1	羽地・佐藤(2020)	室戸岬地域の中新世貫入岩群。	室戸岬地域には古第三系から新第三系の付加体（菜生層群）が分布し、それを抜いて中期中新世の苦鉄質火成岩が貫入している。 外帯の広い範囲で特徴的な中期中新世の火山岩がみられ、日本海拡大終了時の火成活動の産物と考えられている。	該当なし。 （室戸岬周辺の菜生層を貫く玄武岩質貫入岩。中期中新世当時は貫入岩解析から逆断層型応力状態と推定されている。）	該当なし。	ビシャゴ谿シート群の方位 NNW トレンド玄武岩質シート群（Fig.2、Table.1より）	該当なし。	1．室戸岬斑レイ岩体 最大厚さ200m程度 2．ビシャゴ谿シート群 厚さ 10cm～30 cm程度 3．丸山ドレライト岩体 厚さ約150m 4．丸山-六ヶ谷貫入岩群 厚さ 10 cmから数 m程度まで様々	該当なし。	玄武岩質シート状貫入岩に対し、厚さや岩相を基に４つの区分を本研究で扱った。(Fig.1bより) 1．室戸岬斑レイ岩体 多様な苦鉄質岩石からなる層状貫入岩体層状構造と母岩の層理面は調和的と考えられる。 2．ビシャゴ谿シート群 室戸岬斑レイ岩体北東延長のビシャゴ谿で厚さが 10～30cm 程度の玄武岩質シートになる。これらを本研究で区分している。 3．丸山ドレライト岩体 室戸岬斑レイ岩体と同様に地層の層理面とほぼ平行な層状構造を持つ。 4．丸山-六ヶ谷貫入岩群 玄武岩～ドレライト。露頭規模の変形を被っており、多様な姿勢を持つ。	逆断層型応力状態。 海嶺、若い海盆が西南日本弧と衝突し、形成された圧縮場が想定されている。 しかし本研究のビシャゴ谿シート群の形成期の応力場を解析した結果､NE方向の圧縮となったが､プレートの運動方向はNW､NNW方向と考えられている。	該当なし。	14.4±0.4Ma 菜生層群と貫入岩はどちらも前期中新世から中期中新世初頭と考えられる。	該当なし。
2	牛丸・山路(2020)	天草下島北部 苓北町付近 始新統中の貫入岩体。	・天草地方：貫入年代 14～17Ma に対し、褶曲時期は始新世約36Maから下島南部の鮮新世 3Ma まで。褶曲構造は北西トレンドで多数の断層で切られている。多くは横ずれ断層とされているが根拠はない。 ・広域:日本海拡大期の北東～北北東トレンドの褶曲形成期とは不調和。鹿児島県甑島岩脈・小断層（NE～WNW の引っ張り）で、本研究のσ3 (N-S) とも異なる。	該当なし。 （花崗閃緑岩、流紋岩、石英斑岩、安山岩、斑レイ岩、玄武岩）	該当なし。 （貫入岩の長さの最長は300m程度。）	本研究の岩脈の卓越方向は E-W 。(Fig.3, 4より。地域全体は NW 方向の多数の横ずれ断層で切られている。)	該当なし。	Fig.4より、調査地76枚の板状貫入岩体は0.5～9m。1.5m程度の幅が最も多い。	該当なし。	該当なし。 （今回の板状貫入岩体は日本海拡大期に形成されたものだが､4種類とも応力NE～NNEトレンドの褶曲形成とは不調和。）	Fig.5より。応力A～D にクラスタ分け。傾動補正しなくても板状貫入岩体の曲は水平で N-S 方向に集中する。 一方で今回検出された 4 種の応力は NE～NNE トレンドの褶曲形成とは不調和である。 （岩体がどのような応力を意味するか議論できない。）	該当なし。	14～17Ma 天草地方の流紋岩、安山岩放射年代は 14～15Ma、石英斑岩 K-Ar 年代は 16.7Ma（Fig.2より）。	該当なし。
3	高田(2010)	インドネシア島弧の内、クラカタウ火山ワジャワ島からスンバワ島までのカルデラ火山	インド・オーストラリアプレートと太平洋プレートで囲まれたスンダプレートに、スンダ列島からサンギヘ諸島まで6000km長以上に及ぶインドネシア島弧。(Fig.1より) ジャワ島はインド・オーストラリアプレートが島弧と直交方向に S-N 方向で島弧下に 60～70° の角度で沈み込んでいる。	2種に区分されたカルデラの内、「カルデラ形成前に円錐火山が発達する」タイプの円錐火山に加え、複成火山（溶岩流を伴う楯状火山、複数の山頂火口を持つ火山など）が見られる、スンダ弧のカルデラ火山。	該当なし。	該当なし。	該当なし。 （噴出量は「活動年代」参照。）	該当なし。	該当なし。	該当なし。	火山成長に伴い、火山帯内に蓄積された岩脈からの圧縮応力増加によりマグマ上昇が抑制される。 ・タンボラ火山：山体に蓄積された岩脈による局所応力増加によって、山体内でマグマの上昇が時間とともに抑制されたため、噴出率が低下したと解釈できる。 ・リンジャニ火山：山頂カルデラ形成の位置とマグマだまり（噴火位置）が 10km 異なる。キラウエア火山（ハワイ）やカトマイ火山（アラスカ）のように、マグマだまり直上の岩脈（カトマイ火山は岩床）が発達することで圧縮応力がマグマだまりへ働く。その結果、10～20km ほどカルデラ離れた噴火位置が形成される。（岩床は地殻応力が水平方向へ圧縮的だったことを示す。）	・リンジャニ火山：中央ロンボク火山コンプレックスから 5km 東へシフトし、最近5000 年間でさらに 5km 東へ火口が移動。「応力場」参照。	Fig.4より。 ・クラカタウ火山：1883年5月、有感地震を伴う中規模噴火を開始。6月爆発的噴火、8月破局的噴火。 ・タンボラ火山:1812年小規模噴火開始、1815年大規模噴火。K-Ar 年代値から 10万年間の長期平均噴出率 3～6km³/k.y.で、最近 4000 年間は 0.05km³/k.y. へ低下した。。 ・ピナツボ火山:1991年の最盛期（6/15）9時間の噴火。それまでの 3 月から 3 か月間に地震、噴煙、熱水活動が活性化、拡大 ・リンジャニ火山:カルデラ形成までの 1万年は平均噴出率 0.6km³/k.y.、最近 5000 年間は 0.15km³/k.y. と推定。	Fig.5より。 ジャワ島からスンバワ島までのインドネシア島弧カルデラ火山は山体体積とカルデラ規模に相関がある。 ・クラカタウ火山：1883 年噴火で径数 km カルデラ形成。噴出量は約 12.4km³ と見積もられている。 ・タンボラ火山：1815 年総噴出量はマグマ換算体積（DRE）で 30～50km³ と推定。 ・ピナツボ火山：6/15 の噴火で数 km³（DRE）以上のマグマが噴出したと推定。 Fig.6 より、東ジャワの西側火山群（ケルート、アルジュノ-ウェリラン、ペナングンガンなど活火山）の山体規模は 300km³ 以下。東側火山群（テンガル）が山体規模 1000km³ 程で大カルデラを有する。テンガルカルデラ南のアエカエクやジャンバンガンにカルデラがある。

空白ページ

表 2-5　情報整理一覧表（岩脈）

No.	著者名（年代）	火山名/調査地名	テクトニックセッティング	火山タイプ	供給源からの			岩脈・断層			応力場	側火口の分布傾向	活動年代（活動開始時期、主な活動時期）	火山の体積
					距離	方位	速度	幅	深さ	タイプ				
4	天白ほか（2020）	滋賀県南部、後期白亜紀火成活動の珪長質岩脈群。	該当なし。	鈴鹿・田上・比叡・比良および野洲花崗岩等をつくった、巨大なマグマだまりを想定し、環状割れ目に沿って上昇した環状花崗岩体（ring fracture stoping）であり、それに伴う岩脈列は火砕流の火道に貫入したと推定されている。これに湖東コールドロンの規模を上回る、琵琶湖コールドロンとした。	該当なし。（第９図より、湖東コールドロンモデルから、「琵琶湖コールドロン」は長径約60km、短径約 40km におよぶ陥没構造を持つコールドロンと推定された。）	「鈴鹿・野洲・田上・比叡・比良の花崗岩体中の岩脈」 ・花崗岩貫入前：仙ヶ岳西方の岩脈は湖東コールドロン外周とほぼ同心円状。それ以外は斜交-直交する。 ・花崗岩貫入後：おおむね湖東コールドロン外周とほぼ同心円状（鈴鹿山地の風越谷花崗閃緑斑岩脈、阿星山周辺の花崗斑岩・花崗閃緑斑岩、比良花崗岩体中の花崗斑岩脈など）。斜交-直交する小規模な岩脈は石部の花崗斑岩脈などがある。	該当なし。	分布は第２図、第３図、第４図より。 （本文中に幅記載のある岩脈のみ、本文の記載の順で以下に示す。） ・鈴鹿山地の火砕岩脈：最大数十 cm 幅。 ・猪ノ鼻珪長質岩脈：石英斑岩 II は岩床状または岩脈状に数 m から数十 m 幅。火砕岩 cmから数 m 幅で石英斑岩 I との間隙を埋め、同岩を貫入する。 ・青土の花崗斑岩・火砕岩脈：幅数m。 ・小野峠北方の石英斑岩脈：厚さ数m。 ・宇川林道の石英斑岩脈:幅 8m を超える。 ・石部の花崗斑岩脈：幅約 15m。 ・阿星山花崗斑岩・花崗閃緑斑岩脈:最大幅 100m。小規模なもので幅約 10m。 ・田上花崗岩体中の流紋岩脈：幅数m。 ・野洲花崗岩体中の花崗斑岩：幅 1～2km。 ・比叡花崗岩体中の花崗斑岩脈：幅約 200m。 ・同岩体中の花崗閃緑斑岩脈：幅約 200m。 （比叡花崗岩体地域には幅数 m～30m の流紋岩、幅 2m 以下のスペサルタイトや玄武岩の苦鉄質岩脈も見られる。） ・大尾山東麓の珪長質岩脈：幅数十 cm から数十 m。 ・比良花崗岩体中の花崗斑岩脈：幅約 100m。小岩脈は幅数m。 ・比良花崗岩体中の流紋デイサイト岩脈：幅 50～100m。 ・曼荼羅山の花崗斑岩脈：幅 10m。 ・石釜丘陵の花崗閃緑斑岩：幅約 50m。コアでは2層準で数m幅の花崗閃緑斑岩脈が雄琴花崗岩から確認されている。	該当なし。	第１表より。黒雲母の K-Ar 年代、トール石や全岩、黒雲母、閃ウラン鉱の N-Th-Pb 法, Rb-Sr 法の年代から、貫入時期と貫入方向（「方位」参照）から琵琶湖コールドロンは以下のように区分された。 「鈴鹿・野洲・田上・比叡・比良の花崗岩体中の岩脈」 ・花崗岩体貫入前の岩脈:仙ヶ岳西方の斑状花崗岩脈、小野峠北方の石英斑岩脈、宇川林道の石英斑岩脈、阿星山の石英斑岩・火砕岩是のブロック。 ・花崗岩体固結期とほぼ同時期か、それより後に貫入した岩脈：鈴鹿山地の風越花崗斑岩脈、下谷尻谷花崗斑岩、火砕岩脈、阿星山周辺の花崗斑岩・花崗閃緑斑岩脈、田上花崗岩体中の流紋岩脈、野洲花崗岩中の花崗斑岩脈、比叡花崗岩体中の花崗斑岩、花崗閃緑斑岩、比良花崗岩体中の花崗斑岩脈、流紋デイサイト岩脈 「花崗岩体と直接的な貫入関係が不明である岩脈」 ・花崗岩体貫入前の岩脈：猪ノ鼻の珪長質岩脈、青土南方の石英斑岩と火砕岩脈、石部の花崗斑岩脈 ・花崗岩体固結期とほぼ同時期かそれより後に貫入した岩脈：大津市仰木大尾山東麓の珪長質岩脈	該当なし。	該当なし。	第１表、第２表より、新期(80～70Ma 前後)に集中して多重の陥没構造を有する火山-深成活動が発生したと考えられる。	該当なし。

空白ページ

表 2-5　情報整理一覧表（岩脈）

No.	著者名（年代）	火山名/調査地名	テクトニックセッティング	火山タイプ	供給源からの			岩脈・断層			応力場	側火口の分布傾向	活動年代（活動開始時期、主な活動時期）	火山の体積
					距離	方位	速度	幅	深さ	タイプ				
5	江島ほか（2020）	Fig.2c より。牛斬山花崗閃緑岩と同岩体に貫入する斑状細粒トーナル岩、斑状細粒閃緑岩、斑状細粒花崗岩	牛斬山花崗閃緑岩北部九州の白亜紀花崗岩類からなる小倉-田川構造線の西側に分布し、牛斬山周辺では、同地域花崗閃緑岩体のうち、香春花崗閃緑岩体のなかのストック状岩体を指す。	Fig.1,2 より。牛斬山花崗閃緑岩 ・本調査地では岩脈は斑状細粒トーナル岩、斑状細粒閃緑岩、斑状細粒花崗岩を呈する。 ・牛斬山花崗閃緑岩の貫入母岩の変成岩類は南部に結晶質石灰岩、北部に砂泥質変成岩が分布する。花崗閃緑岩は変成岩類の構造に対して非調和的に貫入するストック状岩体である。 ・母岩との接触域は細粒相が発達し、中央部でルーフ状に張り出した変成岩とそれに沿った東西に伸びる細粒相を境界に北部、南部の岩体に区分される Fig.3e より。斑状細粒トーナル岩、斑状細粒閃緑岩、斑状閃緑花崗岩：貫入岩の「タイプ」参照。いずれも幅5m以下、延長 300m 以下の小規模岩脈。この3種岩脈と牛斬山花崗閃緑岩の境界には、明瞭な急冷周縁相が発達していない。	該当なし。（Fig.2 より、牛斬山花崗閃緑岩は南北約6km×東西約 3km に分布する。）	Fig.3c-3e より。 ・牛斬山花崗閃緑岩：結晶質石灰岩と砂泥質変成岩境界の走向傾斜はN70° E、30～45° S。 ・斑状細粒トーナル岩：N-S から N20° E 方向に延び、ほぼ垂直に南部岩体と砂泥変成岩を貫いている。 ・斑状閃緑岩：N-S から N20° E 方向に延び、ほぼ垂直に貫入する。 ・斑状細粒花崗岩：N-S 方向の走向で、傾斜は垂直である。	該当なし。	Fig.3c-3e より。 ・斑状細粒トーナル岩：幅 2～5m。 ・斑状閃緑岩：南部岩体を貫く幅数 10cm～数 cm の岩脈。 ・斑状細粒花崗岩：幅 1.0～5.0m。	該当なし。（Fig.13 より、Sanukitic HMA マグマを含む苦鉄質マグマによる、下部地殻溶融-花崗岩質マグマ貫入のモデル図があり。）	・牛斬山花崗閃緑岩：「火山タイプ」参照。 ・斑状細粒トーナル岩：Fig.8b より MgO (wt%) -Fe_2O_3 (wt%) 図から、南部岩体と斑状細粒閃緑岩を結ぶ直線状にプロットされる。また斑状細粒花崗岩と南部岩体の分別結晶作用トレンドとは斜交する。 ・斑状閃緑岩：Fig.12a、12c より、Mg/（MgO +FeO) -TiO_2 (wt%) 図で関門層群安山岩（今岡・村上, 1979)、北多久地域閃緑岩、国東地域閃緑岩と比較すると、本研究の閃緑岩は、Sanukitic HMA 領域にプロットされる。（Fig.12d より、前3種の火成岩は LREE に富み、HREE に乏しい。） ・斑状細粒花崗岩：Fig.4f より、南部岩体とは組成差があり、Fig.9b より、マグマ混合や混交を示す組成をほとんど示さない。つまり花崗閃緑岩マグマからホルンブレンド、斜長石、黒雲母を分別することで再現できる（Fig.11 のスパイダー図、Table.5 マスバランス計算結果より）。	該当なし。（Fig.13 より、牛斬山花崗閃緑岩のマグマ過程あり。南部岩体は北部岩体にくらべ自形緑簾石に富み、マグマ起源緑簾石が安定な圧力下（≧ 0.6-0.8GP）にて、南部岩体マグマは水平方向へ成長したとされる。）	該当なし。	Table.3 より。 3 種の貫入岩類は南部岩体とほぼ同じ形成時期か、連続して貫入したことを示唆する。 牛斬山花崗閃緑岩南部岩体のホルンブレンドの K-Ar 年代：105.3±3.2Ma 牛斬山花崗閃緑岩北部岩体のホルンブレンドの K-Ar 年代：100.9±2.9Ma 斑状細粒花崗岩の黒雲母の K-Ar 年代：101.4±2.6Ma	該当なし。
6	種子島・木下（1972）	鹿児島県種子島、北西部に分布するアルカリ岩脈。	種子島の熊毛層群（古第三系深海性堆積物）は高千穂変動の時期にあり、褶曲・断層運動を受けて侵食されたのち、新第三系堆積層の茎永層が形成された。第１図より、鮮新世～更新世に構造運動を受けて、大広野～田の脇にみられる NW-SE 方向の構造断層が生じたと解されている。	該当なし。(第１図より.)	該当なし。（種子島北西部に約 30 か所の露頭があり、NNE-SSW 方向の露頭約 20 kmにわたり、熊毛層群に貫入している。）	伸張方向は熊毛層群の走向（北北東-南南西、傾斜は北部で高角で北西、南部で西南西傾向）と平行の場合が多いが斜交する場合もある。NNE-SSW へ岩石組成変化を示さず、残留磁化も場所による変化が著しくない。	該当なし。	各露頭の岩体幅は7～8 から 10 数ｍ程度。（NNE-SSW 方向の露頭約 20 kmにわたり、熊毛層群に貫入している。）	該当なし。	・岩体と周囲の地層境界は明瞭で、砂岩・頁岩は数 cm にわたり硬化し、細かい黒雲母を生ずるなど、熱変成の影響を受けている。岩体の節理は接触面に平行および直角に発達している。・鮮新世から更新世の上中層群に覆わるが、茎永層群との直接関係は不明。・「緑東海運動」に伴う構造線と同方向。・岩相周辺部（堆積岩接触部から 20cm 程度）：結晶粒が比較的小さい。数 mm 範囲の接触部はしばしば急冷相をなす。中間部（周辺部から中心に向けて 1～1.5m の範囲）：周辺部より結晶粒が大きく、やや白っぽい。方解石を中心に包有する長石の白色斑晶が点在する。中心部（中心付近の数 m）：結晶粒が大きく、角閃石は 20mm 程度に及ぶ。）	該当なし。	該当なし。	K-Ar 法より 16±2m.y.（中新世）となり、貫入時期は熊毛層群（古第三紀）と上中層群（鮮新世～更新世）の堆積期間の間で、おそらく茎永層群（中期中新世）以後と推定される。	該当なし。

空白ページ

表 2-5　情報整理一覧表（岩脈）

No.	著者名(年代)	火山名/調査地名	テクトニックセッティング	火山タイプ	供給源からの			岩脈・断層			応力場	側火口の分布傾向	活動年代（活動開始時期、主な活動時期）	火山の体積
					距離	方位	速度	幅	深さ	タイプ				
7	Walter (2007)	Kamchatka 半島の Karymsky 火山群における 1996 年地震-噴火イベント。	Fig.1 より、Kamchatka 半島の Karymsky 火山は、半島の太平洋岸から 30 km離れた成層火山で 2 つの活火山（Karymsky 成層火山と Maly Semyachik 山）から成る。 同半島東に連なる、14 の活火山の一つで SW-NE トレンドのフラクチャゾーンの僅かに北に位置する。	Karymsky の火山岩は安山岩、デイサイト-安山岩、デイサイトからなる。 Karymsky 成層火山丘の南南東方向 7km の位置に Karymskoy 湖があり、Akademia Nauk 火山の北部が崩落してカルデラになった場所がある。	・測地データから、Karymsky 成層火山と Akademia Nauk カルデラ間で、フラクチャを跨いで最大 2.3m 拡大した。 ・ Akademia Nauk カルデラでは 1996 年に N 方向（「方位」参照）へ 1km 以上フラクチャは伸展した。 ・上記のフラクチャは震源から 15 km離れており、表層に発現した貫入岩脈と考えられる。	Akademia Nauk 火山カルデラ 1996 年では北方向の引張によりこの力とほぼ平行な、N175° ±10° のフラクチャが発達した（Fig.2、Fig3 より）。	Karymsky 成層火山 ・1996/1/2 開始の噴火では平均噴出速度は 0.35m²/s	該当なし。	マグマだまりは、最近数百年間は、Karymsky 下の浅部に複数あると考えられ、それぞれ測地データから深度 1.5 km、重力・地震観測データから深度 4～5km の海抜深度に分布すると推定されている	Karymsky 成層火山 ・1996/1/2 に噴火開始し、山頂から 100m 下に噴出口が形成されて 2 週間、ガスや火山灰、間欠的なブルカノ式爆発が続いた。その後ストロンボリ式噴火が約 1 年続き、安山岩～デイサイト-安山岩質の溶岩噴出流が形成された。 Akademia Nauk カルデラ ・カルデラ湖内に陥没、半島が形成された。	Fig.7、Fig.8 より、クーロン破壊応力モデルによって、Karymsky 火山から N170° E の Akademia Nauk カルデラ間で、1996 年 1 月から発生した地震をもとに、テクトニックフラクチャシミュレーションから再現した。 結果、NE-SW 方位の局所フラクチャ帯が、モデル上の全体破壊応力に大きく寄与しており、地震の引き金となっている可能性がある。 1996 年 1 月 1 日の主応力変化によって、Karymsky 成層火山と Akademia Nauk カルデラで南北トレンドの亀裂を開放し(Fig.2b より)、岩脈貫入と噴火を促したと考えられる。	該当なし。	Karymsky 火山 2500 年前から 20 世紀まで Karymsky 成層火山は主に活動していなかったが、20 世紀に入り 9 件の記録的噴火を確認している。 上部地殻で 1996 の地震の他にも地震が観測されており、著しいもので 1964 年、1971 年、1975 年、1978 年、1985 年である Akademia Nauk 火山カルデラ ・48,000 年、40,000 年、28,000 年前に火砕流噴火が発生し、カルデラを形成した。 また過去 5,000 年間で 2 度噴火が確認されており、火山システムは 30 年前に消滅したと考えられている。	Karymsky 成層火山 ・～4.7km 幅のカルデラがあり、これは 7,900 年前の軽石噴火が体積で 11～12km³、DRE（Dacite dense rock equivalent）5～7km³以上発生したことによる。 ・1970 年から 1982 年の間に DRE で～110×100,000m³ の噴火が発生した。 Akademia Nauk 火山カルデラ ・該当なし。
8	Maccaferri et al. (2015)	伊豆-ボニン火山弧の三宅島火山で観測された 2000 年の貫入イベント	フィリピン海プレートと太平洋プレートの沈み込み帯。駿河-相模トラフから本州北へ沈み込み、NW-SE 圧縮、NE-SW 引張場を形成している。	三宅島は、10 万年前に形成された円形成層火山で、最近 500 年間で玄武岩質岩脈が形成した 14 条の亀裂噴火口が広く火山側面に広がる。 2000 年の地震発生時は噴出体積が少なく（「体積」参照）、マグマだまりから三宅島下地殻に貫入したと考えられる。	地震の震央は三宅島から NW、神津島から SE へ 10km 地点のほぼ鉛直方向に分布。	岩脈の屈曲方向は EW から SE-NW 方位。 地震の震央は三宅島から NW 方向、神津島から SE 方向（「距離」参照）。	2014 年 Bardarbunga 火山の地形不均一性と岩脈伸展速度を比較したところ、母岩の静圧が上昇すると速度が鈍化する。	該当なし。	活動開始当初の 18 時間は、山体下の深度 3～5km に震源が集中。 その 2 か月後、Ml＞6 を記録する地震が、神津島北方-三宅島南方で発生し、GPS 観測から 4～6km 深度にマグマだまりがあると推定。 三宅島山頂のカルデラが、水平 1.6km、深さ 450m まで拡張した。	該当なし。	該当なし。	該当なし。	2000 年 6 月 26 日から活動開始。	噴出物の体積はわずか 0.02km³ と見積もられている
9	Magee et al. (2012)	Scotland 北西の古第三紀、Ardnamurchan コーンシート。	北大西洋拡大期の"the British and Irish Paleogene Igneous Province"（BIPIP）	コーンシート状岩脈（ドレライト岩脈）の同心円状脈 Centre 1 ～ 3 を空間、時間的に古い順で区分した。	個別の脈では数十 m で不連続だが、少数は走向方向に 0.1～1km 長伸展する。 （解析結果から、伸展方位が複数のマグマだまりの深度位置を示し、年変代を追ってたため正確なマグマだまりの位置を求めることは本研究では不能。）	Ardnamurchan：NW-SE トレンド（Ardnamurchan の東、北東 2km 程では Centre1～2 が NW-SE トレンド。Fig.2 より） 残留磁化の方位も水平方向の南東（150～330°）への分布が多く、供給源から側方へマグマフローが確認できた。Fig.12 より。	該当なし。	Ardnamurchan コーンシート Centre1～2 5cm～2.5m(平均 0.6m) 最大 10m 厚	Ardnamurchan コーンシート同様の標高 350m 以下の岩床から、深さは 5km 以下と推定されている。 一方、本研究は Centre1～3 の走向傾斜を中心からの距離、頻度から精密に分類しており、一概にマグマだまりからの深度が変化しただけと結論付けていない。	Ardnamurchan コーンシート Centre1：Fig5a より、中心から距離を置くほど、傾斜が増角する。 Centre2：少なくとも 152 枚（3 種の内、最多）があり、頻度角が傾斜 10～20° と 40～50° の二峰性分布を示す。Fig.4a より	ローカルな応力：σ1 は同心円中心のマグマソースから内側に傾斜した放射方向。σ3 は同心円に平行方向。 （ただしσ3 は母岩のさまざまな異方性に影響を大きく受ける。） 広域：σ1～3 主応力は Fig.2 より	該当なし。 （Centre1 ～ 3 のマグマ溜まりの位置は不明。）	61～55Ma	該当なし。

空白ページ

表 2-5　情報整理一覧表（岩脈）

No.	著者名（年代）	火山名/調査地名	テクトニックセッティング	火山タイプ	供給源からの			岩脈・断層			応力場	側火口の分布傾向	活動年代（活動開始時期、主な活動時期）	火山の体積
					距離	方位	速度	幅	深さ	タイプ				
10	Stephens et al.（2017）	Scotland 北西、Mull 島の Loch Scridain sill コンプレックス（LSSC）。	Mull 島西部の褶曲（SSW-NNE 軸のプランジ向斜）部で傾斜はほぼ垂直。基盤岩の傾斜も垂直～水平まで３種類分布する。	該当なし。	研究エリアは Mull 島西部コンプレックス中央から 15km。	コンプレックス中央付近では３種の中央火道があった。Mull 島西部の岩脈（コンプレックス中央から 15 km)は北西-南東が支配的。（Mull 島南西部では円状褶曲や衝上帯（thrust belt）が卓越。）	該当なし。	該当なし。	該当なし。	ほぼ垂直傾斜の岩脈（Fig.2）、数 km 規模の 1～25°傾斜の岩床（Fig.3）	広域：NW-SE（最大水平圧縮応力軸σH と同じ。 最小水平圧縮応力軸σh は北東-南西）	該当なし。	古第三紀（中生代から 2.52 ± 0.36Myr 間）で活動した	該当なし。
11	Sykora et al.（2018）	Papua new Guinea（PNG）、Lihir 金鉱床。	PNG 北西のニューアイルランド、Lihir 島。Tabar－Lihir－Tanga －Feni 列島（約 80km 間隔）に位置する。西方へ収束する太平洋プレートとオーストラリアプレートの一部が回転、運搬された、マイクロプレートの一部。 収束はメラネシア海溝延長の沈み込み帯に、漸新世から Ontong Java Plateau の結合から継続している。	Luise 円形劇場型火山。第三紀（漸新世～）の安山岩質マグマを起源とする斑岩貫入岩体。	（鉱化帯の分布、断裂、脈の方位など記載は多いが距離は該当なし。） Luise 円形劇場型火山は 4×3.5km海面上に分布する。北東方向に 10km 延長した遠洋で崩壊時のデブリが確認されている。	NW 方向の引張場と同じ方向。（ポーフィリー～熱水脈が発達した時代）	該当なし。	・Anhydrite-biotite 脈（V1） 個々は 1cm 以下だが場所によって 20cm 幅。 ・ Anhydrite-chlorite±epidote 脈（V1chlorite-epidote） 0.5cm 以下。 ・ Anhydrite － K-feldspar 脈（V1K-feldspar） 0.5 以上 5cm 未満。 ・ Irregular anhydrite and breccia 脈（V1M1） 3cm から 30m まで多様。 ・ Pyrite-anhydrite 脈（V2pyrite） 0.5cm 以下 ・ Calcite-anhydrite-quartz 脈、角礫脈（V1M2） 1cm から 35m ・V3、V4 は厚さの記載なし。	該当なし。	・Anhydrite-biotite 脈（V1） biotite ± phlogopite のハローを伴う Anhydrite 脈。 ・ Anhydrite-chlorite ± epidote 脈（V1chlorite-epidote） 細脈状に発達し、Chlotite と Calcite ± Epidote が充填し、類似組成がハロー状に変質している。 ・Anhydrite－K-feldspar 脈（V1K-feldspar） Anhydrite と Quartz を含む。3cm 幅に至るピンク～灰色の K-feldsper 変質ハローが認められる。 ・Irregular anhydrite and breccia 脈（V1M1） V1biotete と V1k-felsper が起源と考えられる、多様な角礫を含む脈。 ・Pyrite-anhydrite 脈（V2pyrite） Pyrite、Anhydrite、Chlorite±Muscovite±K-feldspar±Quartz±Biotite を含む。 ・ Aduralia-pyrite 脈および角礫脈（V3aduralia） 不規則脈で熱水性の角礫セメントを形成する。>10%ほど空隙を含む。 ・Quartz-Anhydrite 脈および角礫、空洞充填脈（V4quartz） 不規則脈で角礫上に空洞を充填するように発達する。Anhydrite は刃状構造を形成する。 ・Calcite-anhydrite-quartz 脈、角礫脈（V1M2） 最も脈として体積が多い脈群で V1biotite、V1k-felspar、V1M1 から由来すると考えられる角礫脈から成る。Calcite、Quartz、Anhydrite、Aduralia の沈積鉱物が著しい。	NW-SE 圧縮と WNW 引張により準垂直方向のσ1 が形成され、脈形成とともにポーフィリー状の変質が発達した。火山―マグマ活動による応力場の変化は多岐にわたる。	該当なし。	プレートの活動開始時期 50～42Ma と推定されている。	該当なし。

空白ページ

表 2-5　情報整理一覧表（岩脈）

No.	著者名(年代)	火山名/調査地名	テクトニックセッティング	火山タイプ	供給源からの			岩脈・断層			応力場	側火口の分布傾向	活動年代（活動開始時期、主な活動時期）	火山の体積
					距離	方位	速度	幅	深さ	タイプ				
12	Walker (1999)	Antrim、Azore、Hawaii、Iceland、Samoa、Scotland などのリフト帯の島弧火山～岩脈群。	テクトニックストレスが働くリフト帯の円形劇場火山（Volcanic Anphytheatre）や火山。	リフト帯の火山（ハワイ楯状火山、成層-中央火道火山、単成火山、洪水玄武岩火山）	・ハワイ楯状火山:若い小噴火口や亀裂噴火口は 1～3km に広がる。Fig.1 参照（リフト帯東は水平に陸上50km、海域 90km まで広がる。） ・成層-中央火道火山:Fig.3、4 より。(図示のみ) ・単成火山:カナリア諸島 Lanzarote 島は 1730-36 年に 14km 長の範囲に 15 の円丘が形成され、さらに 1824 年には 1.3～2km 北へ離れて亀裂噴火が確認された。 ・洪水玄武岩火山:供給源からの距離記載なし。 ・その他:大西洋アゾレス諸島、Sao Jorge 島の噴火口（1808年)は亀裂から 3km 離れた位置で発生。1580 年噴火は亀裂から 5km 離れていた。これは地形からテクトニックな要因が大きく寄与していたことが推察されている。	・ハワイ楯状火山：方位記載なし。 ・成層-中央火道火山:Etna では北北西もしくは北東の、アフリカプレート収束による剪断フラクチャと同じ方位。 ・単成火山：方位記載なし。 ・洪水玄武岩火山：方位記載なし。 ・その他：アゾレス諸島 Faial 島はホルスト-グラーベン断層が地形を形成しており、島を通して ESE トレンドの 1m 以上の引張、同じく 1m 以上のグラーベン構造の応力が働いていた。サモアの Sao Miguel 島と周辺海山列は、リフト帯と同じおよそ ESE 走向に分布する。	・洪水玄武岩火山：サウジアラビア Rahat 火山とアリゾナ州 San francisco 火山群の玄武岩火山では、過去 2Ma の水平方向に 2.9cm/year 程度と示されている。 ・その他:記載なし。	Fig.3 に火山岩脈群の水平分布幅、長をまとめている。 ・ハワイ楯状火山:記載なし。 ・成層-中央火道火山:Hako 北東は平均 2.85m 幅の 96 条の岩脈が走向を跨いで 855m 分布する（Kuno, 1964)。Otoge 環状亀裂群は計 230 条が 600m 幅の内に広がる。 ・単成火山：記載なし。 ・洪水玄武岩火山:カナダ Mackenzie 亀裂群は 1000km 幅間に 2500km 長に分布する。Antrim 島では、岩脈は 40km 幅に渡り僅か 5%の平面の分布密度で、派生群は少なくとも水平 140km 長に及ぶ。Skye 島の亀裂群の分布密度は 20%まで上がる。後期石炭紀のノルウェー～スコットランド間の岩脈群は 1000km 長、300km 幅に至る。 ・その他（大西洋アゾレス諸島、Sao Jorge 島など）：記載なし。	該当なし。	・ハワイ楯状火山:岩脈分布が（当文献の中で）狭く、集中分布している。アルカリ岩質（マフィック、ウルトラマフィック）なマグマや捕獲岩をゼノリスとして含む場合があり、楯状山体形成中に噴石丘を作ることがある。 ・成層-中央火道火山：三宅島、桜島、伊豆大島、Etna など。Fig.2 より。 ・単成火山:Lanzarote 島、ネヴァダ州 Lunar Crater 火山など。噴火の時間間隔が 1～100ka と非常に長い。また 1 度の噴火で単層を形成する場合が多い。マントル起源のゼノリスを一般的に含み、地殻内のマグマだまりの証拠が乏しい。 ・洪水玄武岩火山:体積的に他の火山より大きく、玄武岩流が地形を制限する大きな要素になる。地殻内か直下にマグマだまりがあると考えられ、マントル由来ゼノリスは乏しい。 ・その他：アゾレス諸島やサモアなど。	・ハワイ楯状火山:記載なし。(岩脈群は既存脈や弱線に沿って、玄武岩質マグマの密度差から自然浮力を基に噴出。） ・成層-中央火道火山:伊豆大島はプレートの延長曲線状に位置するため、テクトニクスな最大圧縮応力の影響下にあると示している。 ・単成火山：記載なし。 ・洪水玄武岩火山：記載なし。 ・その他:アゾレス諸島は中央大西洋拡大軸から東、ESE トレンドの断層帯に地震活動が活発。これは拡大軸からジブラルタルと地中海西部 Alboran 海へ続く、分枝の一つ。	該当なし。	古生代（主に後期石炭紀、デボン紀）から現在まで。	該当なし。

空白ページ

表 2-5　情報整理一覧表（岩脈）

No.	著者名(年代)	火山名/調査地名	テクトニックセッティング	火山タイプ	供給源からの			岩脈・断層			応力場	側火口の分布傾向	活動年代（活動開始時期、主な活動時期）	火山の体積
					距離	方位	速度	幅	深さ	タイプ				
13	Giese et al. (1986)	フィリピン、Luzon 島の中期三畳紀 Camarines Norte 地区 Paracale 貫入岩。	Fig.1 より、Camarines Norte は Luzon 島南東に位置し、金鉱化を伴う Paracale 深成貫入岩が対象。 フィリピン東部は、島弧に融合した、フィリピン変動帯（Philippine Mobile Belt）の一部、Talaud-Mindanao 弧に含まれる可能性があった。 火成岩コンプレックスと堆積岩層は NW-SE トレンドの断層でわけられる。	いくつかの岩脈が確認されており、アプライト、ペグマタイト、ランプロファイア、鉱化石英脈、安山岩貫入岩が分布する。 Pracale 貫入岩は超塩基性岩コンプレックス（オフィオライト）に貫入しており、断層を通して中生代から新生代にかけて層序が明らかな部分と接する。	該当なし。（供給源からの記述なし。貫入岩体の規模は岩脈の「幅」や Fig.1 の露頭地質図参照。）	・貫入岩は葉片状を呈し、Fig.6 より（「タイプ」参照）NW-SE 方位の走向と一致し、傾斜は岩体 SW 縁辺から NE 縁辺にかけて、SW 方向から NE 方向へ露頭上で変化する。これは背斜構造と等しい。 ・アプライトやペグマタイトの走向は NNE-SSW。ランプロファイヤや石英脈でも同様。 ・安山岩の走向は N-S。	該当なし。	・ランプロファイヤ：貫入岩の北東縁辺部でのみ確認され、不連続・不規則に最大 2m 幅で分布していた。 ・石英脈：幅 1cm から約 7m まで大きく変化する。 ・アプライト、ペグマタイト：超塩基性岩を切るように貫入しており、数 100m 以上連続している。 ・その他記載なし。	該当なし。	Paracale 貫入岩：粗粒優白質で斜長石、石英、黒雲母、カリ長石から成り、黒雲母は葉片状を呈する。暗色部は黒雲母、燐灰石、スフェーン、緑簾石や有色鉱物がゼノリスやシュリーレン構造中に含まれる。岩石名としてトロニエム岩（トーナル岩の一種で斜長花崗岩とも言われる。） 葉片状組織は、黒雲母の配列からなっており（Fig. 6、Fig.7）、走向は NW-SE、SW から NE にかけて、徐々に SW から NE へ変化する。 超塩基性岩とは異なるゼノリス（花崗変晶質組織を持つ緑色片岩）を含む。 アプライト・ペグマタイト：アプライトは細粒で長石やザクロ石の斑晶を含む。ペグマタイトも同様の組成。 ランプロファイヤ：黒雲母、角閃石、石英の斑晶を含み長石は完全に方解石に置換されている。黒雲母は見掛け上新鮮である。角閃石は典型的なランプロファイヤにみられるパーケビ角閃石である。 安山岩：・褐色の斑状組織を呈し、斑晶は 5mm に至る斜長石で、硫化物、セリサイト、方解石に一般的に置換されている。自形黄鉄鉱がマトリックス内に散見され、微細脈中にも見られる。 石英脈：方鉛鉱、閃亜鉛鉱を伴う。結晶質で熱水活動による相転移を受けた石英は見られない。	・Pracale 貫入岩と長塩基性岩に対する圧縮応力によって、層序が明らかな SW 地域（「テクトニックセッティング」、「火山タイプ」参照）と接する軸、および軸と交差する方位にジョイントが形成され、これは繰り返し活動した。 安山岩、石英脈、ランプロファイヤはそのパスを伝って形成されたと考えられる。 露頭観察結果から、貫入岩に続いてアプライト・ペグマタイト脈が貫入したと考えられ、テクトニックな応力によって複合岩体全体のマイロナイト化やカタクレーサイト化、再結晶化が進んだと考えられる。	該当なし。	Pracale 貫入岩の貫入年代は不確実だが、Wolfe (1981)の全岩同位体分析 K-Ar 年代では 14.9Ma で中期中新世とされている。 テクトニックな上書きによる、トロニエム岩（Pracale 貫入岩）の変質・変形作用の時期と Sr 同位体データからも同様の結果となった。	該当なし。
14	新正ほか（2011）	紀伊半島南部の古座川弧状岩脈の凝灰岩、花崗斑岩。	古座川弧状岩脈は熊野酸性岩類の主岩体部の南方に分布し、一連の火成活動で形成されたと考えられている。	熊野酸性岩類岩類は外帯花崗岩類の一員で、現存する主岩体みの花崗岩のみで 300 km^3 におよぶ珪長質火成岩体である。	太地から古座峡にかけて約 22 kmにわたり半弧状に分布する。	該当なし。	該当なし。	幅は最大 800m、平均 500m 程度で、露出域の岩相の約 8 割が凝灰岩、2 割が花崗岩からなる	該当なし。	（先行研究の発達モデル）は熊野酸性岩類の形成過程について、巨大な漏斗状の割れ目を通じて、火山灰を噴出した後、大量のマグマが火道を満たして貫入し形成された、巨大な熔岩湖が冷却して形成されたと考えている。古座川弧状岩脈はこの内側に傾斜した円錐形岩床で、マグマだまり内部の静水圧により基盤眼中に形成された割れ目に由来し、熊野酸性岩を形成したマグマだまりが、より南西まで広がっていた可能性が指摘されていた。 ・南岩体を取り巻く弧状断層の存在を示し、南岩体が全体として陥没カルデラ（熊野カルデラ）を形成し、花崗斑岩はコールドロンを埋めた火砕岩中にラコリス状の貫入岩として形成されたものとした。 ・全体の SiO_2 は 70～76wt%（酸化物総計を 100%とする。）SiO_2 増に対し、TiO_2、Al_2O_3、FeO、MgO、CaO は減少、K_2O は増加するトレンドを示す。・花崗岩と凝灰岩の組成範囲は多くの元素で重複するが、凝灰岩は花崗岩に比べ SiO_2 量に対し FeO、MgO、CaO に富み、Al_2O_3、K_2O、P_2O_5 に乏しい。（斑晶サイズの結晶量が花崗斑岩の斑晶量より多く、火砕流の運搬定置過程でガラス片が選択的に失われるためと推定されている。（希土類元素組成）　Fig.4 より。・フラットな希土類元素と負の Eu 異常があり、SiO_2 量の高い試料は Eu 異常が大きく、軽希土類元素に乏しくなる。	該当なし。	該当なし。	角井ほか，1998 古座川弧状岩脈　花崗斑岩　14.3 ±0.2Ma（同報告内の、熊野酸性岩類、南岩体の花崗岩（14.4±0.1Ma）と神之ノ木流紋岩（14.2±0.2Ma）の黒雲母 K-Ar 年代とよく一致している。）ジルコンフィッショントラック年代古座川弧状岩脈　凝灰岩 14.6±0.2Ma　同岩脈花崗斑岩　14.7 ±0.4Ma（同報告内、尾鷲白浜火砕岩類（15.1±0.2Ma）と花崗斑岩（15.1 ±0.2Ma）とも 2σ の範囲で一致している。）	現存する主岩体の花崗岩のみで 300 km^3 におよぶ珪長質火成岩体である。

空白ページ

表 2-5　情報整理一覧表（岩脈）

No.	著者名(年代)	火山名/調査地名	テクトニックセッティング	火山タイプ	供給源からの			岩脈・断層			応力場	側火口の分布傾向	活動年代（活動開始時期、主な活動時期）	火山の体積
					距離	方位	速度	幅	深さ	タイプ				
15	Lemoine et al. (2020)	Comoros 諸島東端、Mayotte 島。	Comoros 諸島はモザンビーク海峡北部に位置する、東西トレンドの群島。Comoros ベーズンは群島の南部では、ペルム紀ー三畳紀 Karro 北西-南東リフト（ゴンドワナ大陸とマダガスカルの大陸地塊が分離する結果になった運動。e.g. Malod et al.）により形成されたと考えられている。 モザンビーク海峡のテクトニックレジームは東北東-西南西方向の引張場で、東アフリカリフトシステムとマダガスカルを特徴づけている。	Comoros 火山活動はマダガスカルと東アフトシンカリフトリフトシステムとした地域は火山活動と同期している 地震の震源は、震央、深度、発生時期から、3つのクラスタに分けられる。	該当なし。	Mayotte 島の地震は東西方向に分布し、1982 年から 2016 年間の Mw5.0～5.3 規模の地震は Mayotte 島の特に東に多い。正断層、横ずれ断層型の地震が発生している。「幅」参照。	2018 年に噴出速度のピークを迎えており、93.8m^3/sec だった。 （モデル上のマグマ噴出期間は 2018 年 6 月～2020 年 1 月までで、総量 2.5～3km^3 のマグマが噴出したと考えられる。）	（モザンビーク海峡は Fig.2 より、南北帯状に分布し、Fig.1 より Davie リッジと関連付けられて正断層構造を示すとされている（Grimison and Chen, 1988）。このリッジから東西 48° E から 42.5° E にわたり約 100km 幅におよぶ地震衰退が Comoros 諸島まで続いている。）	深さ海底下 30 km前後が、観測網で検出できた時間、マグニチュードで検出できた、最も誤差の少ない深度の地震である。	Mayotte 島東沖の活動は西北西―東南東方向に発達する地震活動として現れた。この方位はソマリアプレートとルワンドルプレート間の広域引張場の方向と一致する。 ・Fig.3、4 より震源位置と S-P 時間、発生期間からクラスタを３つに分けた。 ・Fig..11、13 より。地震の震源と GNSS 測位の結果からフェーズ C（浅部へのマグマ移動）、B（地殻のフラクチャ発達）、D（噴火にともなう変形）に分割、マグマの移動、量、変位量をモデル化している。	Comoros 諸島の NE―SW 方向の引張場であることは GNSS データから確認されている（Fig.1、Table.S1 より。）。	Mayotte島の島棚斜面には数十の小海底火山が北部、北西、北東部に確認されている Petite Terre の西北西-東南東リッジ方向まで分布する。	Mayotte 島のマグマ活動は～20Ma から始まり、Comoros 諸島では最も古い（Michon 2016）。火山岩の年代は～11Myr を示す。 Mayotte 島の新しい活動は北東エリアの Grande-Terre の火山コンプレックス（500kyr～150kyr）と Petite-Terre の火山コンプレックス（4kyr）である。	モデル上では 2018 年 6 月～2020 年 1 月の間で 2.5～3km^3 のマグマが噴出したと考えられる。 2018 年 5/10 から 2019 年 5/15 までのマグマの体積は、他の手法で求めた研究はで 1.55km^3 で、GNSS で本研究で求めた 2.21km^3 より少ない。R/V Marion Dufres 北東による海底調査から水深の差から求めた主要部の噴出量で 5km^3 に及ぶとしている。
16	Feuillet et al. (2021)	アフリカ、マダガスカル沖と Comoros 諸島の間にある、Mayotte 島から 50 km東のインド洋にある海底火山。	該当なし。 （「火山名」参照。）	Mayotte 島と海底火山の間に巨大な海底カルデラがあると推定されている。 2018 年 11 月に Mayotte 島の地震観測所で、異常に長い振動周期が確認され、マグマの移動と火山活動が影響していると考えられている。	該当なし。	Mayotte 島含め、環状の構造から東にリッジが延びる。 海底火山から噴出前に 2018 年 5 月、6 月の地震では岩脈は西から東へ貫入し、マグマを西方深部リザーバから火山へ押し上げたと考えられる。	該当なし。	該当なし。	該当なし。 （25-55km 下で地震が発生したと考えられるが、沈み込み帯ではないので深部でマントルに端を発した地震ではないと議論されている。）	火山性地震を伴う岩脈貫入。Mayotte 島東の海域で地震の分布範囲から 2 つのクラスタがある。	該当なし。	Mayotte島の東は直径 10km の円環状に海底に円頂丘が分布する。	Mayotte 島は約 11Ma に形成された。 2018 年 5 月 10 日以降の 2 か月でマグニチュード 4.5 以上が 100 件（マグニチュード 5.9 を含む。）確認された。 船上調査中も水素ガスが海水柱に存在していたため、2019 年 5 月でも初期噴火期の新鮮な熔岩を発見したことを意味する。	2019 年 5 月、平坦なはずの海底に 5km^3 の溶岩と、それが高さ 800m の火山体を形成したことを船上調査から明らかにした。

空白ページ

2.4 我が国における第四紀よりも古い時代の火山活動（コールドロン）

前項までの検討では、第四紀よりも古い年代の火山活動に関する情報も収集したが、「コールドロン」や「カルデラ」も重要であることが示された。そこで、ここでは我が国におけるコールドロンやカルデラの事例についても、追加的に情報収集した。情報収集方法等については前項に準じ、今年度は表 2-6 に示す 6 文献を収集した。対象となったコールドロンの位置を図 2-42 に示す。

表 2-6　収集文献一覧（コールドロン）

No.	著者名	発表年	文献タイトル	雑誌名、号、頁
1	下司信夫	2003	愛知県設楽地域に分布する中期中新世大峠火山岩体の構造発達過程とそのマグマ供給系	地質学雑誌,第 109 巻,第 10 号,p580-594
2	岸司、今岡昭喜、東風平博、西村裕二郎、板谷徹丸	2007	山口県における白亜紀吉部コールドロンおよび関連岩類の K-Ar 年代：西中国地域における白亜紀火山-深成活動の時空変遷	地質学雑誌,第 113 巻,第 9 号,p479-491
3	吉田武義、村田守、山路敦	1993	石鎚コールドロンの形成と中新世テクトニクス	地質学論集,第 42 号,p297-349
4	高橋正樹、東野公則、金丸龍夫	2014	大崩山火山深成複合岩体火成岩類の全岩主化学組成	日本大学理学部自然科学研究所研究紀要,No49,pp173-195
5	西田知浩、今岡昭喜、飯泉滋	2005	山陰中央部における白亜紀～古第三紀火成活動：Rb-Sr アイソクロン年代からの検討	地質学雑誌,第 111 巻,第 3 号,p123-140
6	Daisuke Miura	1999	Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan	Journal of Volcanology and Geothermal Research,92,p271-294

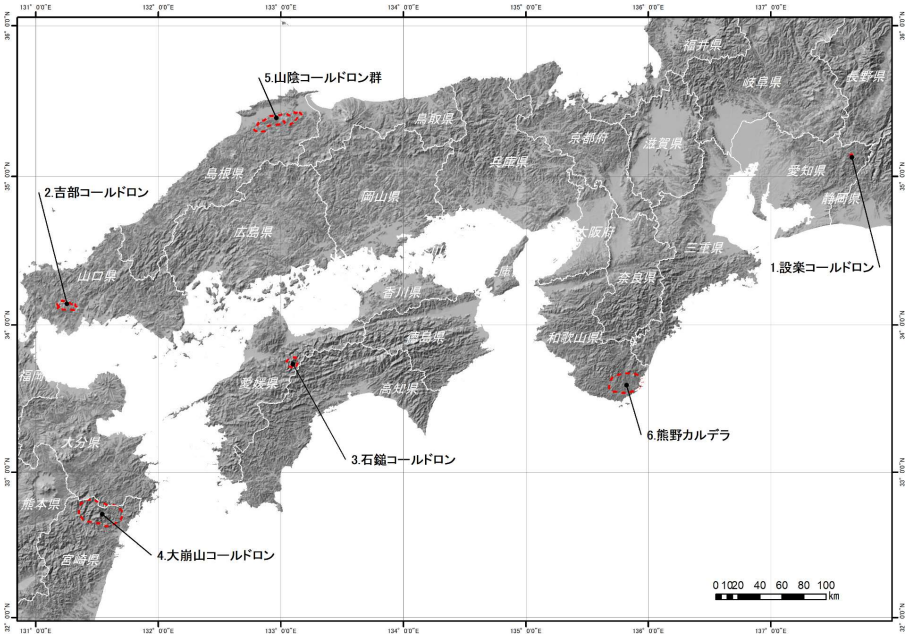


図 2-42　対象コールドンの位置図
地図は地理院タイルを使用。

2.4.1 情報抽出・整理

収集した文献から、火山岩岩脈形成や岩脈の伸展に関する情報を始めとして以下に示す項目を抽出した。原子力機構殿の研究で特に着目している現象が火山からの岩脈（マグマ）の水平的な移動であることから、火山周辺の地殻応力・歪場などの地球物理データとの相関や、マグマの水平移動を支配する要因等の情報を抽出することにも留意した。

・コールドロンまたはカルデラ名
・コールドロンのサイズ（長径、短径など）
・岩石構成
・活動年代
・活動時のテクトニックセッティング、発達史

各文献から抽出した情報を一覧表として整理した。情報整理にあたっては、各文献に記載されている内容をそのまま一覧表に反映させ、他文献・資料からの補足・補完、作業者による解釈は加えないこととした。整理項目に相当する情報が文献に含まれていない場合は、「該当なし」とした。情報整理一覧表を表 2-7 に示す。

表 2-7　情報整理一覧（コールドロン）

No.	著者名/年代	コールドロンまたはカルデラ名	コールドロンのサイズ	火山タイプ （岩石構成など）	活動年代	テクトニックセッティング、発達史
1	下　司 (2003)	設楽コールドロン	大峠火砕岩類：現存する体積は 20km³以上。 鴨山川トラカイト岩脈：延長 300m、厚さ 50m 以上。 大峠コーンシート群：大峠コールドロンを中心とする直径約 13 ㎞の範囲。（それぞれのシート厚さは数 m で最大 20m に達し、シート群の開口量から地表面以下に貫入した体積は 10km³と推測） 大峠ストック群：現存体積 1～2km³程度。 （深さ方向の延長が大峠コーンシート群の下方延長が収斂する深さ 2 ㎞程度（高田,1987）と仮定の場合。） 設楽中央岩脈群：現存体積 2～3km³程度。 （深さ方向の延長が大峠コーンシート群の下方延長が収斂する深さ 2 ㎞程度（Takada,1988）と仮定の場合。）	大峠火砕岩類：本質物質はさまざまな程度に発泡したアルカリ玄武岩～トラカイト質安山岩質スコリアからなる。岩片サイズは一般に数 cm 以下でしばしばレンズ状の外形を示すものや厚さ数 mm の緻密な急冷縁に囲まれているものが観察される。 釜沢自破砕貫入岩体群（新称）：アルカリ玄武岩～トラカイト質安山岩からなる直径数 m から 10m におよぶ不定形・角礫質の岩体が発達する（Fig.2b）。大峠コールドロン南部東栄町稲目～古戸地区にかけて集中する（Fig.3）。 鴨山川トラカイト岩脈：大峠火砕岩類にほぼ垂直に貫入する、斑状トラカイト貫入岩体。 大峠コーンシート群：アルカリ岩質玄武岩～トラカイト質安山岩から構成される。大峠火砕岩類に貫入するコーンシートは全体的に板状で貫入面はシャープだが局所的に湾曲したり、シート末端で自破砕構造が観察されたりする。いくつかのコーンシートは雁行配列をなす。シート群分布の東西で 100～150 枚だが、南北では 10～50 枚程度となり、岩床の走向頻度は北北西-南南東に偏る。 設楽中央岩脈群：アルカリ玄武岩～トラカイト質安山岩からなる平行岩脈群である（Fig.6）。走向はほぼ北北西-南南東から大峠コールドロンより北側では北東-南西へシフトする。雁行配列する岩脈同士が末端付近で薄い岩脈を介して連結している構造が確認される。大峠火砕岩類中に貫入するものは板状で直線的な貫入面（Fig.2d）を示し、厚さ 10cm 以下の薄い岩脈でも自破砕構造などはほとんど認められない。	大峠火山岩体の岩脈：約 15Ma、約 13Ma(大峠コーンシート群、13.6±0.4。	大峠火山岩体の形成過程は以下のようにまとめられる（Fig.14）。 ・アルカリ玄武岩からトラカイトまでさまざまな程度の分化・結晶化マグマが爆発的噴火により基盤が陥没、大峠コールドロンが形成。同時に内部を埋積して大峠火砕岩類が形成され（Fig.14a）、コールドロン内の熱水活動で大峠火山岩類は熱水変質作用を受け固結し始めた。 ・大峠コールドロンの形成直後、コールドロン中央部に比較的未分化なマグマの貫入が開始し、釜沢自破砕貫入岩体が形成された。強く分化したトラカイトマグマはコールドロン縁に沿って貫入し、鴨山川トラカイト岩脈が形成された（Fig.14b）。 ・大峠コールドロン直下数 km の深さに大峠コーンシート群が形成され、ほぼ同時に、マグマ溜り壁岩の溶融によって形成されたカルクアルカリ岩質デイサイトマグマがコールドロン中心部に上昇・貫入し、大峠ストックが形成された（Fig.14c）。 ・コールドロン直下のマグマ溜りからの苦鉄質マグマの貫入形態は、コーンシートから平行岩脈に漸移し、大峠火山岩体の活動の末期に設楽中央岩脈群が形成された（Fig.14d）。
2	岸 ほ か (2007)	吉部コールドロン	吉部コールドロン：東西約 15km，南北約 7km のほぼ楕円形（第 1 図）。 山口コールドロン：長径 15km，短径 13km の複合環状岩脈の分布から楕円形コールドロン（第 3 図）。 四熊地域の深成岩類：1×2km 程度（花崗岩類の小岩体） （地下で連続した直径約 3.5km に及ぶ閃緑岩類岩体をなす）（第 4 図）。	吉部コールドロン：上部白亜系周南層群禅定寺山層、岩脈、黒五郎深成岩類および天郷貫入岩類から成り、東側で新規の広島花崗岩に相当する岩郷山花崗岩に貫かれる。禅定寺山層と基盤岩類の境界部に岩脈が比較的連続的に分布し、コールドロン南部、北部の一部で珪長岩、石英斑岩が見られる。黒五郎深成岩類はコールドロン中央-東部に東西約 11 km、南北最大約 3km に分布し（第 2 図）、石英モンゾ斑レイ岩、石英閃緑岩、花崗閃緑岩、花崗岩およびアプライト質花崗岩からなる。天郷貫入岩類はコールドロン北西-西-南西部に、基盤ー禅定寺山層境界にアーチ状分布する。斑状組織の顕著な石英閃緑岩、石英モンゾ斑レイ岩からなり一部閃緑ひん岩、グラノファイヤーを伴う。 山口コールドロン：複合環状岩脈は古期環状岩脈（石英斑岩）と新期環状岩脈（花崗斑岩および貫入性角礫岩）に区分される。コールドロン内には環状岩脈とは別系統の石英斑岩も分布する。2 回のピストンシリンダー状陥没が認められ、古期、新期環状岩脈はそれぞれの陥没時に環状断層にそって貫入した。 四熊地域の深成岩類：花崗岩類と閃緑岩類は接触関係が観察されていないが、閃緑岩類は花崗岩近接部で黒雲母、角閃石など変成鉱物が認められるため、花崗岩類より先に貫入したと考えられる。	吉部コールドロン：93.1±4.7Ma（禅定寺山層安山岩、角閃石 K-Ar）、94.0±4.8Ma と 91.9±4.6Ma（黒五郎深成岩類、角閃石 K-Ar）および 96-86Ma（同深成岩、黒雲母）,97.9±2.2Ma と 92.2±2.1Ma（天郷貫入岩類、角閃石 K-Ar）および 90.7±2.0Ma（同貫入岩、黒雲母） 山口コールドロン：91.3±2.1Ma と 90.2±2.0Ma（デイサイト質凝灰岩、角閃石 K-Ar） 四熊地域の深成岩類：93.7±2.0Ma と 92.9±2.0Ma（花崗岩類、黒雲母 K-Ar）、94.1±2.1Ma と 93.2±2.0Ma（石英閃緑岩類、黒雲母 K-Ar） 山口コールドロン、吉部コールドロンの接触変成による若返りは最大でも 5m.y.と見積もられる（第 1 表）。	Sr、Nd 同位体比、ジルコン年代、Rb-Sr アイソクロン年代を含めて統括して示す。 関門層群火山岩類（関門期）、周南層群火山岩類と関連貫入岩（周南期）、阿武層群火山岩類と関連貫入岩類（阿武期）の活動期を並べると、関門期はおよそ 110～100Ma、周南期は 100～90Ma、阿武期は 90～80Ma に区分される（第 5 図）。

空白ページ

表 2-7　情報整理一覧（コールドロン）

No.	著者名/年代	コールドロンまたはカルデラ名	コールドロンのサイズ	火山タイプ （岩石構成など）	活動年代	テクトニックセッティング、発達史
3	吉田ほか(1993)	石鎚コールドロン	石鎚コールドロン：外、内環状フラクチャ含め、直径 7～8km （第 1 図、第 2 図、第 3 図） （土泥複合貫入岩体：幅約 500m で北東から南西に延長した複合小貫入岩体。 黒森峠平行岩脈群：石鎚コールドロンの西側、梅ヶ市付近、丸滝山西方など東西幅数 10m の平行岩脈。黒雲母輝石安山岩が多く、一部は無斑晶質暗灰色安山岩類なども見られる。石鎚コールドロンの一部をなす夜明峠デイサイトに対比できると考えられる。）	石鎚層群：久万層群（基盤岩類を覆う始新統堆積物層）を覆い、中期中新世の火山噴出物を主とする。活動順に高野累層、黒森峠累層、皿ヶ嶺累層、天狗岳累層で、石鎚コールドロンを構成するのは天狗岳累層である。天狗岳累層は夜明峠変質デイサイト、天狗岳火砕流堆積物（溶結凝灰岩）、面河珪長質貫入岩類からなる。 土泥複合貫入岩体：貫入した順序は、流紋岩質の周縁相をもつデイサイト（灰白色）、デイサイト等を角礫状にもつ貫入性角礫岩（溶結度強）、細粒斑状石英閃緑岩（幅 150m 程度。しばしば薄いアプライト脈に切られる。）、流紋岩の順である。皿ヶ嶺の凝灰岩、安山岩、流紋岩の順で、デイサイト、石英閃緑岩、アプライトに岩質が類似する。 面河珪長質貫入岩類：面河渓付近と坂瀬川上流でカルデラ陥没地塊を貫き、2 つのセントラル・プルトン（面河渓岩体（2×4km）、坂瀬川岩体 0.5×2km）をなす。これらに加え、多数の細粒黒雲母アダメロ岩～黒雲母流紋岩、黒雲母花崗斑岩、細粒斑状花崗閃緑岩質岩脈などからなる。	石鎚コールドロンの天狗岳溶結凝灰岩：14.1±0.3Ma 同コールドロン、面河珪長質貫入岩：14±2Ma 安山岩質溶結凝灰岩（石鎚安山岩質火山岩類：15.1～15.4±0.4Ma、岩脈類：15Ma、珪長質火山岩、貫入岩：14Ma）。	天狗岳火砕流堆積物：皿が嶺累層形成以降、天狗岳火砕流の噴出に先だって、石鎚山系全体を含む石鎚山地域の隆起運動があった可能性がある。こういった隆起は南北性の引張により生じた黒森峠平行岩脈群の形成に関連すると考えられている。中期中新世の平行脈群は、テクトニック応力場は西南日本弧の方向にほぼ平行な σHmax を持つ状態で貫入したもので、その場合 σHmax は中間主応力軸（σ2）に相当するとした報告もあり、広域のテクトニック場に関連したと推察されている。 石鎚コールドロン形成史：夜明峠デイサイト以降 １）外側逆円錐状割れ目形成、それに沿った貫入性火砕岩と流紋岩～デイサイト質マグマの噴出 ２）天狗岳火砕流の環状割れ目に沿った噴出と陥没カルデラ内への堆積 ３）続く陥没と階段状に内側環状割れ目が形成され、これに沿って流紋岩～デイサイト質火砕物質が噴出 ４）内側カルデラの陥没地塊に岩床～逆鍋底状割れ目が生じ、マグマ溜まりからマグマが侵入、カルデラ底中央部の隆起を起こすようなセントラル・プルトンが形成 ５）珪長質貫入岩体の接触変成作用と岩体の冷却固結

空白ページ

表 2-7　情報整理一覧（コールドロン）

No.	著者名/年代	コールドロンまたはカルデラ名	コールドロンのサイズ	火山タイプ （岩石構成など）	活動年代	テクトニックセッティング、発達史
4	高橋ほか(2014)	大崩山コールドロン	祖母山コールドロン：18km×13km 傾山コールドロン：12km×6km 大崩山コールドロン：33km×23km	・祖母山コールドロン：デイサイト質火砕流堆積物（SDT）がコールドロン内外で厚く堆積する。これら火山岩類下底部は基盤岩を欠いて直接バソリス花崗岩が貫入している。 ・傾山コールドロン：無斑晶質流紋岩質溶岩（KRL）がコールドロン東方で見られる。またデイサイト質火砕流堆積物（KDT）がコールドロン外側に見られ、最大 500m 厚を超える火砕流台地を形成している。内側は安山岩質溶岩および火砕岩から成り、これに直接バソリス花崗岩が貫入している。 ・大崩山コールドロン：花崗斑岩の環状岩脈に囲まれており、花崗斑岩の一部は祖母山、傾山コールドロンの縁辺部に貫入している。花崗斑岩岩脈に先だって珪長岩、凝灰岩・凝灰角礫岩が貫入しており、重複岩脈となっている。	古期コールドロン群形成期：祖母山デイサイト質火砕流堆積物（SDT）により祖母山コールドロンが形成され、後に傾山無斑晶質流紋岩質溶岩（KRL）が噴出した。さらにその後傾山デイサイト質火砕流堆積物（KDT）が噴出した。 安山岩質複成火山形成期：安山岩～デイサイト質溶岩と火砕流堆積物が祖母山・傾山両カルデラを埋めるように平坦な複成火山（SACV）を形成した。また古期コールドロン群に貫入した花崗岩類（古期花崗岩類 I （斜方輝石・黒雲母花崗閃緑岩　OKG3)、古期花崗岩類 II（石英モンゾニ閃緑岩　OKG2)）が大崩山花崗岩体東部と祖母山コールドロンの東縁に貫入している。 新期コールドロン形成期：上記の複成火山が侵食間隙を経て国見岳流紋岩質火砕流堆積物（KRT）が噴出し、大崩山コールドロンが形成された。この大部分を花崗斑岩の環状岩脈が囲っており、その後花崗岩バソリス（OKG1,2、FKG、HNG1,2、UHG、OBG1など）が貫入した。	該当なし。 （大崩山火山深成複合岩体のマグマ活動の時間変化に対する議論では、SDT は 300km³以上、KRL が 60 km³以上、KDT が 360 km³以上の噴出量とする超巨大噴火と推定するも、中生代付加体のものか新生代以降の付加堆積体かは不明である。）
5	西田ほか(2005)	山陰中央部_白亜紀～古第三紀火成活動	7,500 万年前（75Ma）から約 2500 万年の間に出雲市南方から米子市南方にかけて東西約 60km、南北約 40km の巨大バソリスの大枠が形成された。	第 9 図を基に第 10 図をまとめた記載より。 用瀬期貫入岩類（85Ma 前後）：用瀬花崗岩、智頭花崗岩-越畑花崗岩、倉見-那岐山花崗岩など、いずれも全岩 Rb-Sr アイソクロン年代が示されている。また山陰帯に稀なチタン鉄鉱系の花崗岩を伴う。 因美期貫入岩類（75～50Ma）：高畑花崗岩、赤名花崗閃緑岩や乙原花崗岩が、島根県中央で報告されている。山陰東部では奥津花崗閃緑岩、小鴨花崗岩および人形峠花崗岩、三軒屋花崗閃緑岩が見られる。山陰中央部では浅利富士流紋岩、矢田川層群が対比されている。 田万川期貫入岩類（44～30Ma）：因美～田万川期間には 600 万年間の休止期が認められる。山口・島根県境から島根県中央まで円形～楕円形の古第三紀コールドロン群は田万川コールドロン、益田コールドロン、弥栄・浜田コールドロン、波佐コールドロン、桜江コールドロン、川内コールドロン、作木コールドロン、大万木山コールドロン等からなる。この火山岩類と密接に関わるのが、田万川花崗岩、雲城花崗岩、岡見深成複合岩体などがある。	用瀬期貫入岩類（85Ma 前後）：Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン年代が以下の通り報告されている。用瀬花崗岩（79.2±0.4Ma）、智頭花崗岩-越畑花崗岩（80.7±0.6Ma）、倉見-那岐山花崗岩（78.1±0.6Ma） 因美期貫入岩類（75～50Ma）：高畑花崗岩（67.4±4.2Ma、全岩 Rb-Sr 年代）、赤名花崗閃緑岩や乙原花崗岩（56～69Ma、黒雲母・白雲母 K-Ar 年代）奥津花崗閃緑岩（69.1±0.3Ma）、小鴨花崗岩および人形峠花崗岩（60.5±0.2Ma）では全岩 Rb-Sr アイソクロン年代があり、三軒屋花崗閃緑岩（51Ma、黒雲母 K-Ar 年代）である。浅利富士流紋岩(63.5Ma、ジルコン FT 年代)、矢田川層群（62.6±1.6Ma、全岩-鉱物 Rb-Sr アイソクロン年代） 田万川期貫入岩累（44～30Ma）：Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン年代は、田万川花崗岩（39.3±4.6Ma、Seki，1978)、雲城花崗岩（31～34Ma、黒雲母 K-Ar 年代,もしくは、30～34Ma、セリサイト K-Ar 年代,）が報告されている。	山陰帯中央部の白亜紀～古第三紀の火成活動は 86Ma で、八雲火山岩類の活動から開始した。 その後、75Ma 前後から暁新世後期にかけて貫入岩類の活動が連続し、約 2500 万年の間に米子市南方にかけて東西約 60 km、南北 40 km 巨大バソリスの大枠が形成された。 その後 1000 万年以上の休止期を挟んだ後 40Ma 前後から古第三紀中後期の火成活動が開始され、30Ma まで継続した。これに伴う小規模な貫入岩類の活動により、本地域のバソリスが完成した。

空白ページ

表 2-7　情報整理一覧（コールドロン）

No.	著者名/年代	コールドロンまたはカルデラ名	コールドロンのサイズ	火山タイプ （岩石構成など）	活動年代	テクトニックセッティング、発達史
6	Miura (1999)	熊野カルデラ	熊野カルデラ：41×23km（Fig.1、4）。 （南北のカルデラ地形は 21×15km と 26×23km に構造から区分される。このモデルは、従来までの解釈である、ファンネル型の陥没構造ではなく、非対称跳ね上げ扉型のピストンシリンダー状陥没構造と解釈している。）	酸性岩体（Kumano Acidic Rocks 略称 KAR s）：神ノ木流紋岩、凝灰岩、花崗斑岩（Fig.1）。 花崗斑岩塊から南北の分布ユニットに分けられるが、本研究では、コーンシートとして多く研究されている南部 KARs をカルデラ構造として記載。 神ノ木流紋岩：南北ユニットの境界に分布し、推定分布量は約 9km^3 である。北東ー南西方位の高原を最大 400m 厚で、15km 幅、数 km 長で形成（Aramaki et al., 1977）。 凝灰岩：珪長質で花崗斑岩縁辺に分布する。上部の凝灰岩はルーフペンダントと呼ばれる葉状パミスが圧密を受けている。推定分布量は約 3km^3 程度。 花崗斑岩：KARs の体積のほとんどを占めると推定される、約 300km^3 のほとんどがカルデラの北部に集中していると考えられ、10～30°程度の緩い傾斜で流紋岩、凝灰岩と接する。	K-Ar、FT 年代（Fig.2）。 神ノ木流紋岩：14.2±0.2Ma 花崗斑岩：14.4±0.1Ma	カルデラ南部には弧状断層（古座川-七川断層）や貫入岩が南部に卓越する（Fig.3a,3b）、中新世の母岩のボーリング調査から、カルデラ南部と北部に 700m 以上のギャップがあることが示された（Fig.4、Fig.5）。 熊野カルデラの形成には跳ね上げ扉型のピストンシリンダー状陥没構造が推定でき、KARs を構成する凝灰岩形成時の噴火に続く、カルデラ南部の断層、岩脈形成とカルデラ崩壊が考えられる。

空白ページ

2.4.2 抽出情報のまとめ

本研究では第四紀よりも古い時代（新第三紀以前）を対象に、コールドロン、カルデラのサイズ、岩石構成、活動年代、テクトニクスセッティング、活動史についてまとめた。

設楽コールドロンは、愛知県設楽地域に分布する大峠火山岩体が活動初期に形成され陥没構造の形成に伴って噴出した大峠火砕岩類と、それに貫入する岩脈・岩床群からなる。大峠火山岩体の岩脈は約 15Ma、約 13Ma(大峠コーンシート群、13.6±0.4Ma であることから、大峠火山岩体の後コールドロン期の活動の継続時間は、数 10 万年程度かそれ以下であったと考えられている。

大峠火山岩体の形成過程はアルカリ玄武岩からトラカイトまでさまざまな程度の分化・結晶化マグマが爆発的噴火により基盤が陥没、大峠コールドロンが形成された。同時に内部を埋積して大峠火砕岩類が形成され、コールドロン内の熱水活動で大峠火山岩類は熱水変質作用を受け固結し始めた。大峠コールドロンの形成直後、コールドロン中央部に比較的未分化なマグマの貫入が開始し、釜沢自破砕貫入岩体が形成された。強く分化したトラカイトマグマはコールドロン縁に沿って貫入し、鴨山川トラカイト岩脈が形成された。大峠コールドロン直下数 km の深さに大峠コーンシート群が形成され、ほぼ同時に、マグマ溜り壁岩の溶融によって形成されたカルクアルカリ岩質デイサイトマグマがコールドロン中心部に上昇・貫入し、大峠ストックが形成された。コールドロン直下のマグマ溜りからの苦鉄質マグマの貫入形態は、コーンシートから平行岩脈に漸移し、大峠火山岩体の活動の末期に設楽中央岩脈群が形成された。

吉部コールドロンは、山口県美祢市南東部から宇部市北部に位置し、東西約 15km, 南北約 7km のほぼ楕円形の形態を示す。上部白亜系周南層群禅定寺山層，岩脈，黒五郎深成岩類および天郷貫入岩類から成る。吉部コールドロンの活動年代は、約 90.7～97.7±2.2Ma と見積もられる。

石鎚コールドロンは、四国山地西部に位置し、外、内環状フラクチャ含め、直径 7~8km の形態を示す。石鎚コールドロンの天狗岳溶結凝灰岩は 14.1±0.3Ma、面河珪長質貫入岩は 14±2Ma、安山岩質溶結凝灰岩（石鎚安山岩質火山岩類：15.1～15.4±0.4Ma、岩脈類：15Ma、珪長質火山岩、貫入岩：14Ma であった。

石鎚コールドロンの形成史は、1)外側逆円錐状割れ目形成、それに沿った貫入性火砕岩と流紋岩～デイサイト質マグマの噴出、2)天狗岳火砕流の環状割れ目に沿った噴出と陥没カルデラ内への堆積、3)続く陥没と階段状に内側環状割れ目が形成され、これに沿って流紋岩～デイサイト質火砕物質が噴出、4)内側カルデラの陥没地塊に岩床～逆鍋底状割れ目が生じ、マグマ溜まりからマグマが侵入、カルデラ底中央部の隆起を起こすようなセントラル・プルトンが形成、5)珪長質貫入岩体の接触変成作用と岩体が冷却固結した。

大崩山コールドロンは、九州中部の大分県と宮崎県の県境付近に位置する。14Ma 頃に活動したカルデラ火山群とそれに貫入するバソリス規模の花崗岩体からなる。古期コールドロン群形成期は祖母山デイサイト質火砕流堆積物（SDT）により祖母山コールドロンが形成され、後に傾山無斑晶質流紋岩質溶岩（KRL）が噴出した。さらにその後傾山デイサイト質火砕流堆積物（KDT）が噴出した。安山岩質複成火山形成期は安山岩～デイサイト質溶岩と火砕流堆積物が祖母山・傾山両カルデラを埋めるように平坦な複成火山（SACV）を形成した。また古期コールドロン群に貫入した花崗岩類（古期花崗岩類 I （斜方輝石・黒雲母花崗閃緑岩　OKG3)、古期花崗岩類 II（石英モンゾニ閃緑岩　OKG2)）が大崩山花崗岩体東部と祖母山コールドロンの東縁に貫入している。新期コールドロン形成期は上記の複成火山が侵食間隙を経て国見岳流紋岩質火砕流堆積物（KRT）が噴出し、大崩山コールドロンが形成された。この大部分を花崗斑岩の環状岩脈が囲っており、その後花崗岩バソリス（OKG1,2、FKG、HNG1,2、UHG、OBG1 など）が貫入した。

山陰中央部_白亜紀～古第三紀火成活動については、7,500 万年前から約 2500 万年の間に出雲市南方から米子市南方にかけて東西約 60km、南北約 40km の巨大バソリスの大枠が形成された。

用瀬期貫入岩類（85Ma 前後）は Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン年代が以下の通り報告されている。用瀬花崗岩（79.2±0.4Ma）、智頭花崗岩-越畑花崗岩（80.7±0.6Ma）、倉見-那岐山花崗岩（78.1±0.6Ma）。因美期貫入岩類（75~50Ma）は高畑花崗岩（67.4±4.2Ma、全岩 Rb-Sr 年代）、赤名花崗閃緑岩や乙原花崗岩（56~69Ma、黒雲母・白雲母 K-Ar 年代）奥津花崗閃緑岩（69.1±0.3Ma）、小鴨花崗岩および人形峠花崗岩（60.5±0.2Ma）では全岩 Rb-Sr アイソクロン年代があり、三軒屋花崗閃緑岩（51Ma）である。浅利富士流紋岩(63.5Ma)、矢田川層群がある（62.6±1.6Ma）。田万川期貫入岩累（44～30Ma）は、Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン年代か、田万川花崗岩（39.3±4.6Ma）、雲城花崗岩（31~34Ma、黒雲母 K-Ar 年代、もしくは、30~34Ma、セリサイト K-Ar 年代）が報告されている。

熊野カルデラは、紀伊半島南部熊野地方に位置し、41×23km の範囲を示す。酸性岩体（Kumano Acidic Rocks 略称 KARs）は神ノ木流紋岩、凝灰岩、花崗斑岩からなる。花崗斑岩塊から南北の分布ユニットに分けられる。神ノ木流紋岩は南北ユニットの境界に分布し、推定分布量は約 9km^3 である。北東ー南西方位の高原を最大 400m 厚で、15km 幅、数 km 長で形成されている。凝灰岩は珪長質で花崗斑岩縁辺に分布する。上部の凝灰岩はルーフペンダントと呼ばれる葉状パミスが圧密を受けている。推定分布量は約 3km3 程度である。花崗斑岩は KARs の体積のほとんどを占めると推定される、約 300km3 のほとんどがカルデラの北部に集中していると考えられ、10～30° 程度の緩い傾斜で流紋岩、凝灰岩と接する。

カルデラ南部には弧状断層（古座川-七川断層）や貫入岩が南部に卓越する、中新世の母岩のボーリング調査から、カルデラ南部と北部に 700m 以上のギャップがあることが示された。熊野カルデラの形成には跳ね上げ扉型のピストンシリンダー状陥没構造が推定でき、KARs を構成する凝灰岩形成時の噴火に続く、カルデラ南部の断層、岩脈形成とカルデラ崩壊が考えられる。

3. まとめ

火山・火成活動に関する技術的課題の一つとして、マグマの影響範囲を把握するための技術の高度化が挙げられる。この課題に対しては、特に岩脈の発達が第四紀火山の中心から半径 15 km 以上に及ぶ場合の調査事例を蓄積していくことが重要であるが、現存の火山体下に伏在している火道やそこから派生している岩脈の分布を把握することは現実的に困難である。そのため令和 3 年度では、令和 2 年度に引き続き、既往の文献や数値標高モデルなどの地形データなどに基づいて第四紀火山体下に分布する岩脈の分布範囲を推定するとともに、火山体周辺の地殻応力・歪場、活動年代、マグマ噴出率などと、岩脈の分布範囲や発達過程との関連性について検討した。

「地形データによる放射状岩脈のモデル化」では、地理情報システム（GIS）を活用し、現時点において最新の数値地図と GIS ソフトウェアを用いて代表的な第四紀火山の火山体底面から山頂までの等高線の形状に関する地形パラメータを計測するとともに、標高ごとの各パラメータから放射状岩脈の三次元的な分布範囲をモデル化し作業手順の改良とマニュアル化を図った。その結果、エキスパートジャッジを極力排した、機械的かつ客観的な手法を開発することできた。

「岩脈の発達過程の検討」では、火山体の地形を支配する要因について検討した。その要因の一つとして、マグマの噴出率やその変化、形成された山体の侵食の影響を反映する最終活動年代などの違いも重要となると考え、本研究では、火山体地形解析を行った各火山について、噴火年代とマグマ噴出量のデータから活動性の検討を行った。その結果、先の「地形データによる放射状岩脈のモデル化」の地形解析で抽出し火山体の各標高の重心位置とここでの検討を合わせることにより、火道安定型と不安定型火山の区分ができる見通しを得た。このことは、火山形成履歴か詳らかになっていない、あるいは有史以降の噴火記録がない火山についても、火山活動時期における火道の安定性について評価できる手法となる可能性がある。

「マグマの水平移動とその要因の検討」では、プレート収束・発散境界もしくはホットスポット上における火山および火成活動が生じている、または生じていたと考えられる地域を対象に、岩脈形成や岩脈の伸展に関する情報の収集・整理を行った。その中で、テクトニックセッティング、応力場、供給源（火口）からのマグマ水平移動距離（もしくは岩脈の長さ）、マグマの移動速度、岩脈の幅に着目し、情報を一覧表形式に整理した。現世の多くの火山地域におけるマグマの水平移動距離（岩脈の長さ）は、今回の研究対象ではほとんどが、1 km オーダーから 10 km オーダーである。一方で、中生代から古第三紀に活動したスコットランド地方の Mull 島 Loch Scridain Sill コンプレックス、Skye 島亀裂群、北アイルランド Anrtim の岩脈群は例外的に数百 km の広範囲に岩脈が確認されている。これらは上述の比較的新しい広域のリフト帯島弧型火山に伴うものとは異なり、北大西洋域 Mull 島、Skye 島の石炭紀から三畳紀に形成されたものと考えられている。一方、日本国内の収束境界付近では、現世の火山として伊豆―ボニン火山弧、三宅島、室戸地域、天草下島の岩脈や牛斬山花崗岩体、南九州剪断帯やプレート衝突に伴う逆断層など広域応力場に規制された岩脈の発達方位となっている紫尾山花崗閃緑岩体（末岡ほか, 2021）など貫入岩体の特徴を整理した。現世火山から火山岩のマグマ組成変化、火山性群発地震の時空間変化を追う研究として、Lanzarote 島（アゾレス諸島）、Mayotte 島（コモロス諸島）、Karymsky 火山（カムチャツカ半島）、インドネシアのスンダ弧などでマグマの水平移動距離、移動速度を推測するための基礎データを整理することができた。

一方、第四紀よりも古い時代（新第三紀以前）に着目し、コールドロン、カルデラのサイズ、岩石構成、活動年代、テクトニクスセッティング、活動史について情報の収集・整理を行った。その中で、主にコールドロンに着目し、情報を一覧表形式に整理した。今回収集したコールドロンの情報では、長径約 10~60km サイズの新第三紀～白亜紀にかけて形成されたものである。コ

ールドロンサイズの小さいものから以下のようにまとめることができる。石鎚コールドロンは石鎚層群、土泥複合貫入岩体、面河珪長質貫入岩類から構成されており、天狗岳溶結凝灰岩から 14.1±0.3Ma と報告されている。吉部コールドロンは、上部白亜系周南層群禅定寺山層、岩脈、黒五郎深成岩類および天郷貫入岩類から成り、東側で新規の広島花崗岩に相当する岩郷山花崗岩に貫かれる。形成年代は 93.1±4.7Ma、94.0±4.8Ma と 91.9±4.6Ma および 96-86Ma,97.9±2.2Ma と 92.2±2.1Ma および 90.7±2.0Ma であった。設楽コールドロンは、玄武岩～安山岩からなる大峠火砕岩類、釜沢自破砕貫入岩体群、鴨山川トラカイト岩脈、大峠コーンシート群、設楽中央岩脈群から構成されている。大峠火山岩体の岩脈は約 15Ma、約 13Ma である。大崩山コールドロンは、花崗斑岩の環状岩脈に囲まれており、花崗斑岩の一部は祖母山、傾山コールドロンの縁辺部に貫入している。花崗斑岩岩脈に先だって珪長岩、凝灰岩・凝灰角礫岩が貫入しており、重複岩脈となっている。熊野カルデラは、神ノ木流紋岩、凝灰岩、花崗斑岩からなる酸性岩体である。神ノ木流紋岩は 14.2±0.2Ma、花崗斑岩は 14.4±0.1Ma と報告されている。山陰中央部のバソリスは、花崗岩が主体で、用瀬期貫入岩類、因美期貫入岩類、田万川期貫入岩類から成る。形成年代はそれぞれ、85Ma 前後、75~50Ma、44～30Ma であった。

4. 引用文献

（「2.3 マグマの水平移動とその要因の検討」及び「2.4 我が国における第四紀よりも古い時代の火山活動（コールドロン）」以外で引用したもの）

Nakamura, K. (1977): Volcanoes as Possible Indicators of Stress Orientation – Principle and Proposal, Jpurnal of Volcanology and Geothermal Research, vol.2, pp.1-16.

高橋正樹（1994）: 複成火山の構造と地殻応力場　1.火道安定型・不安定型火山，火山，第 39 巻、第 4 号，191-206 ページ.

USGS, Plate Boundaries KMZ file, https://www.usgs.gov/media/files/plate-boundaries-kmz-file, 2019（2022 年 3 月 18 日最終閲覧）

断層内物質の年代測定による断層活動性評価手法に関する共同研究

令和３年度共同研究報告書

令和４年１月

石川県公立大学法人石川県立大学

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

目　次

1. 概要 ..... 付 4-3
1.1 共同研究件名 ..... 付 4-3
1.2 研究目的及び実施内容 ..... 付 4-3
1.3 研究期間 ..... 付 4-3
2. 実施内容 ..... 付 4-4
2.1 実験試料（断層ガウジとカタクレサイト）および IRSL 測定 ..... 付 4-4
2.2 川上露頭の IRSL 測定結果 ..... 付 4-6
2.3 川上・田瀬露頭の熱影響の比較 ..... 付 4-8
2.4 アレニウスプロットによる熱影響の評価 ..... 付 4-9
2.5 田瀬露頭断層ガウジの部分消失の評価 ..... 付 4-11
2.6 熱水および空気環境における IRSL シグナルの減少比較 ..... 付 4-11
2.7 まとめ ..... 付 4-14
3. 引用文献 ..... 付 4-15

図　目　次

図 2.1-1　阿寺断層川上露頭の試料採取位置 ..... 付 4-5
図 2.2-1　川上露頭の IRSL 飽和度 ..... 付 4-8
図 2.3-1　田瀬露頭断層ガウジの IR50 飽和度 ..... 付 4-9
図 2.4-1　加熱時間設定を追加した実験による IR50 シグナルの減衰 ..... 付 4-10
図 2.4-2　加熱実験による完全(100%)消失および 15%消失の実測値（橙点、緑点）とアレニウスプロットのフィッティング ..... 付 4-11
図 2.6-1　熱水加熱実験に用いた容器 ..... 付 4-13
図 2.6-2　PTFE 製容器を用いた熱水・空気加熱実験の温度変化の例（実験 8） ..... 付 4-13
図 2.6-3　PTFE 製容器を用いた熱水・空気加熱実験による各種 IRSL シグナルの減少 .. 付 4-14

表　目　次

表 2.1-1　SAR およびフェーディング測定の手順 ..... 付 4-4
表 2.2-1　SAR およびフェーディング測定の実験結果 ..... 付 4-7
表 2.2-2　各試料の年間線量 ..... 付 4-7
表 2.4-1　IRSL シグナル減少加熱実験手順 ..... 付 4-10
表 2.6-1　PTFE 製容器による熱水および空気加熱実験の手順 ..... 付 4-13

1. 概要

1.1 共同研究件名

断層内物質の年代測定による断層活動性評価手法に関する共同研究

1.2 研究目的及び実施内容

日本原子力研究開発機構（以下、原子力機構）では、地層処分に適した地質環境の選定に係る自然現象（火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動、隆起・侵食等）の影響把握およびモデル化に必要な知見の蓄積や調査・評価技術の高度化のため、地質学、地形学、地震学、地球年代学等の各学術分野における最新の研究を踏まえた技術の適用による事例研究を通じて、課題の解決を総合的に進めている。

このうち地震・断層活動に関しては、断層変位の有無の判定に係る年代既知の被覆層（上載地層）がない場合の断層の活動性評価が課題の一つとして挙げられている。この課題への対応として、断層内物質に着目した評価手法を確立することが有効であると考えられるが、これまでは主に定性的な特徴（鉱物粒子の形状等）に基づく検討が主体であった。断層内物質を対象とした化学組成分析や年代測定（カリウム・アルゴン（K-Ar）法、電子スピン共鳴（ESR）法、熱ルミネッセンス（TL）法、光ルミネッセンス（OSL）法等）に基づく定量的な検討も進められてきているが、これらの年代測定に基づく断層の活動性評価の信頼性を確保するためには、各手法の適用範囲の拡充や精度の向上が大きな課題となっている。そこで本共同研究では、断層活動性評価手法の高度化を目的として、断層内物質を対象とした年代測定に係る検討を行う。

令和 2 年度までの共同研究では、主に石英を対象とした ESR 法と OSL 法、および長石類を対象とした赤外光刺激のルミネッセンスを用いた IRSL 法に着目し、断層内物質の年代測定のための手法の検討を進めた。これまでの検討により、ESR 法や OSL 法よりも IRSL 法の方が、断層の活動性に係る情報を引き出すうえで有望であること、IRSL 法については、測定時のアシスト温度を低温に設定した際に得られるシグナルにおいて、断層運動に係る摩擦発熱等に係る情報が残っている可能性があることを見出した。ただし、IRSL 法の断層内物質への適用性評価のためには、含水環境下での加熱実験等のさらなる実験的検討および測定事例の蓄積が不可欠である。そこで令和 3 年度の共同研究では、IRSL 法等の年代測定手法について、実験的検討を継続するとともに、性状・構造や発達史が詳しく調べられた断層において採取された試料の測定に適用し、結果を比較することにより、適用範囲や精度、技術的改善点について取りまとめた。

1.3 研究期間

令和 3 年 6 月 1 日～令和 4 年 1 月 31 日

2. 実施内容

2.1 実験試料（断層ガウジとカタクレサイト）および IRSL 測定

昨年度の共同研究では、岐阜県の活断層である阿寺断層の田瀬露頭を対象に、断層ガウジおよびカタクレサイトについてIRSLシグナルの飽和・未飽和の検討など、各種の実験を実施した。今年度はさらに、阿寺断層の別の良好な露出地点である川上露頭を対象として同様の実験を行った（図 2.1-1A）。この地点の断層破砕帯に関する記載はNiwa et al. (2009, 2015)などによって詳細に行われている。それらによると, 川上露頭では、新旧の2つの破砕帯が分布している（図 2.1-1B）。すなわち、濃飛流紋岩である溶結凝灰岩の断層角礫と花崗岩のカタクレサイトに挟まれた幅約1.2 mの粘土鉱物に富む断層コア（西側）と、花崗岩カタクレサイト中の幅約30 cmの断層ガウジ（東側）からなり、後者がより新規の断層活動とされる（Niwa et al., 2009, 2015）。本報告では便宜的に前者を西側断層、後者を東側断層と呼ぶ。

今回の実験には、西側断層からカタクレサイトと黒色ガウジ各1試料（試料番号 : KU-B1、KU-B2）を用いた。東側断層からは、カタクレサイト2試料（試料番号 : KU1、KU2）と灰色ガウジ4試料(試料番号 : KU3～6)を実験に用いた（図 2.1-1C）。このうちKU3は、カタクレサイトに接する砂質な明灰色ガウジ（幅約2 cm）よりなる。

試料は粉砕、水洗後、篩い分け、HClなどによる薬品処理、磁石選別、重液分離などを施し、最終的には125-250μmサイズのアルカリ長石を分離した。IRSL測定は、MET(50, 125, 225)により表 2.1-1の手順で、SAR法で各試料について10皿の測定を進めた。このIRSL測定に基づき、各試料の再生照射IRSL強度をRobert and Duller (2004)の成長線関数にフィッティングさせ、IMax（IRSL強度の上限）、D0（トラップ数の上限に対する許容線量）を求め、蓄積線量(De)の解析を行った。その後、同じ試料を用いて、Kars et al. (2008)などに基づいてフェーディングテストを進めた（表 2.1-1）。フェーディングは照射直後から4ステップの時間をおき、最大14日間放置し、それぞれのIRSL強度をIR50、P-IRIR125（以下、IR125）、P-IRIR225（以下、IR225）で測定した。いずれも5 Gyの感度補正を行った。

表 2.1-1　SAR およびフェーディング測定の手順

step	SAR測定
1	Dose (N,100, 0, 200, 300, 400, 100Gy)
2	Preheat at 250°C, 60s
3	IRSL measurement 50°C, 100s
4	IRSL measurement 125°C, 100s
5	IRSL measurement 225°C, 100s
6	Give test dose (5Gy)
7	Preheat at 250°C, 60s
8	IRSL measurement 50°C, 100s
9	IRSL measurement 125°C, 100s
10	IRSL measurement 225°C, 100s
11	Hot bleach 290°C, 40s +IR laser

Step	フェーディング測定
1	Dose(30Gy)
2	Preheat at 250°C, 60s
3	10, 35, 100, 350h abandon
4	IRSL measurement 50°C, 100s
5	IRSL measurement 125°C, 100s
6	IRSL measurement 225°C, 100s
7	Give test dose(5Gy)
8	Preheat at 250°C, 60s
9	IRSL measurement 50°C, 100s
10	IRSL measurement 125°C, 100s
11	IRSL measurement 225°C, 100s
12	Hot bleach 290°C, 40s + IR laser

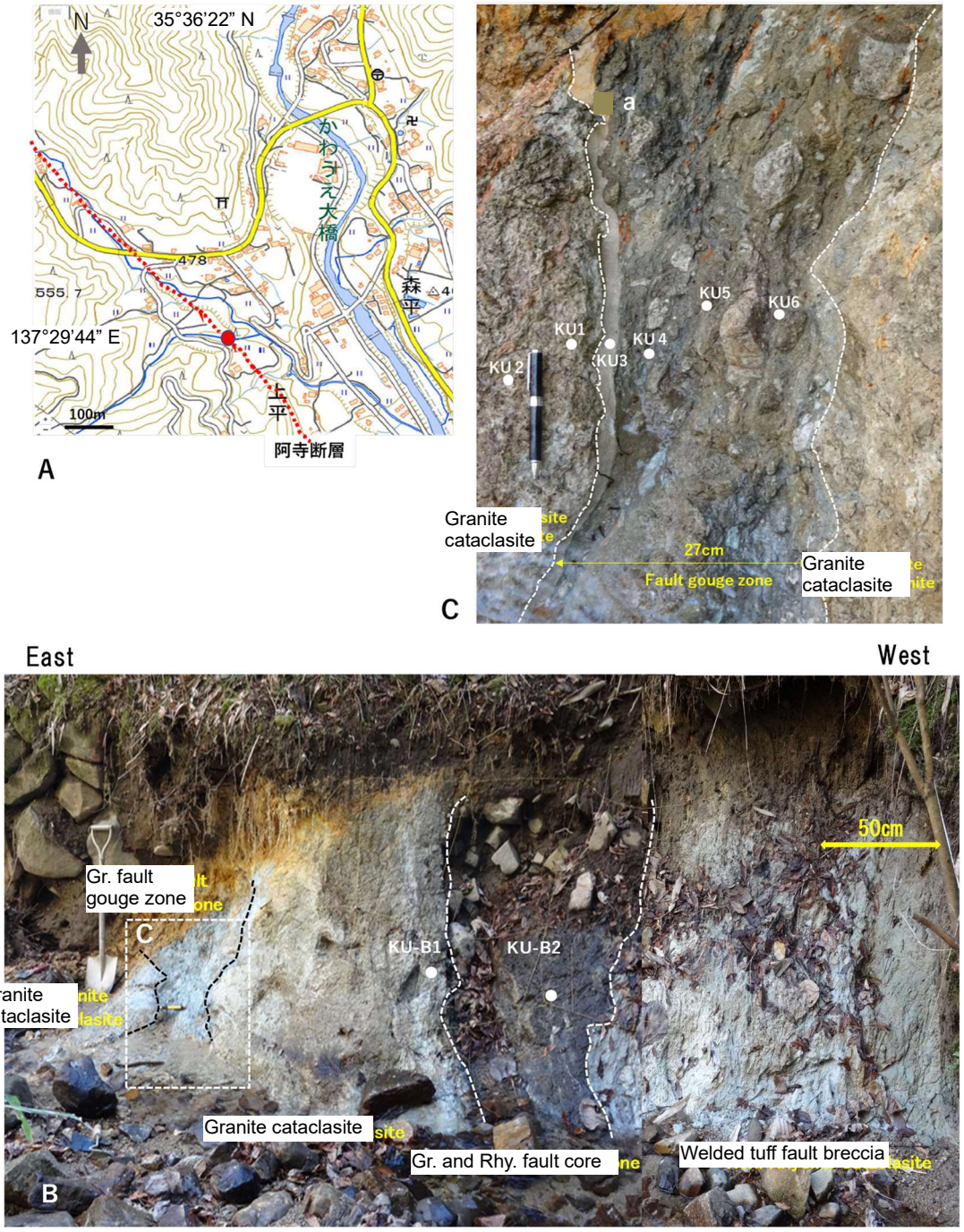


図 2.1-1　阿寺断層川上露頭の試料採取位置

A: 川上露頭の位置。地形図は地理院地図を利用した。B: 川上露頭の全体写真。左側の白破線枠(C)が東側断層、中央破線範囲が西側断層。KU-B1（カタクレサイト）、KU-B2（断層ガウジ）は試料採取位置。C: 東側断層からの試料採取位置（KU1～6）。

2.2 川上露頭の IRSL 測定結果

それぞれの実験結果を表 2.2-1 と表 2.2-2 に示した。De に注目すると、IR50、IR125、IR225 の全てで 1000 Gy を超えており、特に IR125 と IR225 では Imax 上限の 4000 Gy を超える試料も存在する。測定上限（I(2D0)）に注目すると、飽和度（NI/I(2D0)）は全ての試料において 1.0 を超え、測定上限値に到達していることが明らかになった。なお、NI は天然 IRSL 強度である。昨年度は飽和度を NI/Imax で示したが，この場合の飽和値は 0.865 となる．この値を基準とするより，NI/I(2D0)

それらを東側露頭（KU）と西側露頭（KU-B）に区分し、さらにカタクレサイトとガウジに区分した飽和度を I(2D0) - NI 図上にプロットした（図 2.2-1）。図から IR50 では KU ガウジに数点 NI/I(2D0)（グラフの傾きに相当）が 1.0 以下（0.96 程度）を示す試料があるが、KU でも KU-B でもカタクレサイト-ガウジの間に飽和度の違いはほとんど認められず、ほぼ全てが飽和に達している。また、IR125 および IR225 も IR50 と同様であり、NI/I(2D0)の最低値は 0.98 で、これを除くと、全ての測定点がカタクレサイト、ガウジに関わらず飽和に達している。飽和度の平均は IR50 で 1.1、IIR125 で 1.3、IR225 で 1.4 を示し、高温測定で飽和度がより高くなる傾向がある。このように IR50、IR125、IR225 のいずれもが電子のトラップ充填とトンネリングとが平衡状態にある field saturation に到達している(Lamothe et al., 2003; Huntley and Lian, 2006)。

したがって NI/I(2D0)に基づくと、川上露頭では東側断層、西側断層のいずれでも、IR シグナルが消失されるほどの温度には到達していなかったと判断される。

そこで、各試料について主な放射性元素である K_2O、U、Th の濃度を測定して年間線量を求めたうえで（表 2.2-2）、2D0 の値から IR50 の上限年代を計算した。K_2O、U、Th の濃度は、KU1, 3, 4, 5, 6 については、粉末試料からガラスビードを作成しての蛍光X線分析により測定した。装置は原子力機構東濃地科学センター設置の Rigaku ZSX Primus Ⅱ を使用し、測定方法や条件は清水ほか（2017）に準拠した。TS1, TS3, KUB1 については、北海道教育大学・日本原子力研究開発機構（2016, 2017）の結果を参考にして設定した。KU1 と KU2、および KUB1 と KUB2 は、近傍にあるほぼ同じ岩相の試料ということで、K_2O、U、Th の濃度は同じと見なした。

SAR 法で測定した東側断層のガウジ（KU3～6）のフェーディング未補正の平均年代は 42 ka（FD 補正飽和年代：44 ka）であるので、少なくともこの間はほとんど熱影響を被っていないと言うことができる。同様に計算すると、西側断層のガウジ（KU-B2）ではフェーディング未補正年代が 61 ka（FD 補正飽和年代：65 ka）となる。

表 2.2-1　SAR およびフェーディング測定の実験結果

IR50	NI	Imax	2D0	I(2D0)	De	NI/Imax	NI/I(2D0)	gvalue	Da (mGy/a)	Age (ka)
KU1	21.9	21.7	244	18.8	1098	1.01	1.17	0.62	7.80	31.3
KU2	20.1	19.4	201	16.8	3285	1.04	1.20	1.07	7.80	25.8
KU3	23.8	24.4	272	21.1	1850	0.98	1.13	0.52	7.83	34.7
KU4	24.4	26.0	296	22.5	1815	0.94	1.09	1.38	7.30	40.5
KU5	26.1	25.0	268	21.7	3328	1.04	1.21	1.53	6.60	40.6
KU6	27.0	29.0	316	25.1	1217	0.93	1.08	2.11	6.15	51.4
KUB1	30.4	35.5	346	30.7	1145	0.88	1.02	2.36	6.13	56.4
KUB2	33.7	34.9	374	30.2	1903	0.97	1.12	2.30	6.13	61.1

IR125	NI	Imax	2D0	I(2D0)	De	NI/Imax	NI/I(2D0)	gvalue
KU1	22.6	21.2	234	18.3	3287	1.07	1.24	0.80
KU2	21.6	21.6	266	18.7	1826	1.03	1.25	0.00
KU3	23.2	22.6	272	19.6	3276	1.03	1.19	0.16
KU4	22.0	20.7	220	17.9	2519	1.10	1.32	0.48
KU5	22.9	21.8	249	18.9	4000	1.05	1.22	1.66
KU6	24.1	23.1	270	20.0	3282	1.06	1.22	1.04
KUB1	28.8	25.6	290	22.1	3293	1.13	1.31	0.51
KUB2	27.3	24.6	276	21.3	3309	1.11	1.28	0.18

IR225	NI	Imax	2D0	I(2D0)	De	NI/Imax	NI/I(2D0)	gvalue
KU1	17.7	16.0	184	13.9	3248	1.11	1.29	1.38
KU2	16.2	13.7	159	11.8	4000	1.17	1.36	1.11
KU3	18.0	15.5	154	13.4	4000	1.17	1.36	0.00
KU4	18.3	15.7	168	13.6	3229	1.25	1.45	0.23
KU5	17.9	16.1	170	13.9	3282	1.13	1.30	0.62
KU6	20.1	16.4	198	14.2	3092	1.26	1.46	0.18
KUB1	21.0	19.4	208	16.8	2487	1.10	1.27	0.27
KUB2	22.2	19.0	194	16.5	4000	1.17	1.35	2.28

表 2.2-2　各試料の年間線量

試料番号	平均粒径（μm）	U（ppm）	Th（ppm）	K_2O（%）	w.c値	C.R値	外部線量（mGy/a）	総線量（mGy/a）
TS1	187.5	2.93	20.7	4.30	0.30	0.12	5.51	6.29
TS3	187.5	4.5	20.7	2.84	0.28	0.12	5.27	6.05
KU1	187.5	2.85	21.40	5.49	0.16	0.12	7.02	7.80
KU2	187.5	2.85	21.40	5.49	0.16	0.12	7.02	7.80
KU3	187.5	5.19	19.90	4.33	0.15	0.12	7.06	7.83
KU4	187.5	6.50	18.50	3.45	0.20	0.12	6.53	7.30
KU5	187.5	6.27	16.60	2.77	0.20	0.12	5.82	6.60
KU6	187.5	5.95	13.60	2.72	0.20	0.12	5.37	6.15
KUB1	187.5	5.89	16.75	2.82	0.28	0.12	5.35	6.13
KUB2	187.5	5.89	16.75	2.82	0.28	0.12	5.35	6.13

内部線量は一律0.776mGy/aとした

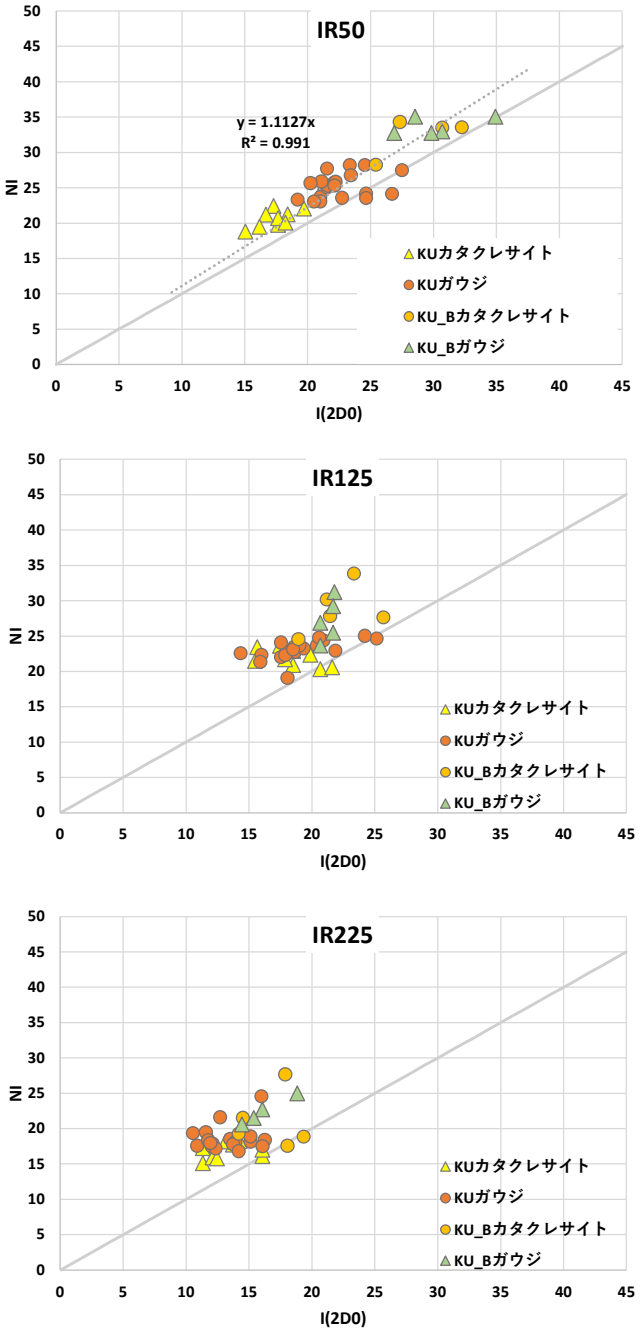


図 2.2-1　川上露頭の IRSL 飽和度

2.3 川上・田瀬露頭の熱影響の比較

前述のように、川上露頭では、断層ガウジに熱影響を認めることができなかったが、昨年度報告した田瀬露頭では熱影響に関与すると判断される IR50 の減少が確認された。そこで、川上露頭と田瀬露頭の IR50 について比較検討を行う。田瀬露頭の TS1、TS3 試料の NI/I(2D0)を図 2.3-1 に示した。ほぼ全ての TS1、TS3 は傾き 1.0 の点線より下位に分布しており、それらの IR50 の飽和率（0.78、0.85）は川上露頭のガウジの IR50 の飽和率（1.11）より明らかに低い。このことは田瀬露頭 TS1 や TS3 において field saturation にあった IR50 シグナルが、おそらく熱影響を被っていることを示唆する。ここにはフェーディングの要素も加味される必要があるが、田瀬露頭カタクレサイト（TSB）のフェーディング率(g 値: 2.03)が TS1 や TS3 のそれとほぼ同程度(g

値: 1.94～2.28)であるにも関わらず、TSB だけが飽和率 1.06 に達していること（図 2.3-1)、また、川上露頭でもガウジ試料（KU3～6）の IR50 のフェーディング率(g 値: 0.52～2.11)が TS1、TS3 のそれ(g 値: 1.94～2.28)と同程度かむしろ低い値を示すにも関わらず飽和に達していることから類推すると、田瀬露頭 TS1 や TS3 は熱影響を受けている可能性を示す。

もしこれが正しいとすれば、TS1、TS3 の IR50 の消去率は 0.15～0.22 とみなすことができる。また、飽和率の基準に TSB の飽和率 1.06 を用いると、消失率は 0.21～0.28 となる。

一方、川上露頭と田瀬露頭では IR125 と IR225 がともにすべての測定試料で飽和に達していることは、熱影響がこれらのシグナルに影響を及ぼすほど高温に達していないことを示している。したがって、地表から採取した試料を用いて断層の熱影響を IRSL で検出する場合、有効なのは IR50 だけに限られる可能性が高い。

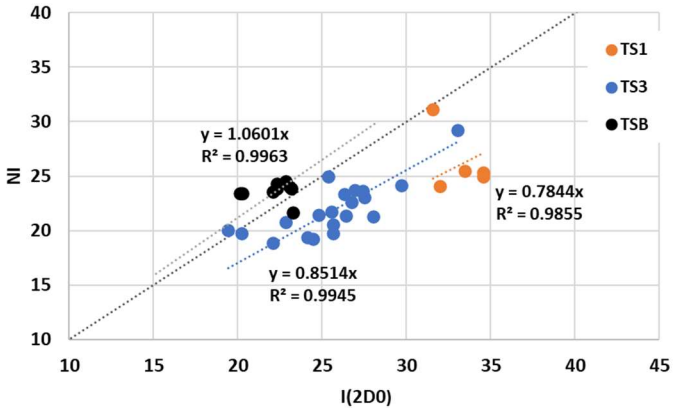


図 2.3-1　田瀬露頭断層ガウジの IR50 飽和度

2.4 アレニウスプロットによる熱影響の評価

次に加熱実験とそれに基づいて検討したトラップ寿命について、IR50 に絞って検討する。試料は田瀬露頭の TSB である。TSB を用いたのは、花崗岩起源のカタクレサイトということで、カリ長石の起源がはっきりしているためである。まず加熱実験について述べる。加熱実験は、断層が実際に経験すると想定される温度変化に対応させるため、目的温度まで試料温度を上昇させ、その温度を一定時間保持し、そこから室温まで低下させる方法を採用した。昨年度の大気環境下での加熱実験では、この保持時間を 30、300、3000 秒間としたが、今年度はさらに 120、900 秒間の加熱実験を実施して実験精度を高めた。実験手順は**表** 2.4-1 の通りである。その結果、IR50 では**図** 2.4-1 のような結果が得られた。シグナル減衰は 200～400℃で進行し、加熱時間の増加に従ってより速く減衰する。

次に、この実験結果に基づいて IR50 のトラップ寿命について検討した。トラップ深度（E, eV）や頻度因子（s, s^{-1}）から決定する場合、一般には加熱速度（β）を変化させ、それに応じたピーク温度（Tm）を求める。この関係は下記の①式で示される。

$$\ln(Tm^2/\beta) = E/(k \cdot Tm) - \ln(s \cdot k/E) \qquad ①$$

ここで、k はボルツマン係数である。そこで**図** 2.4-1 の結果に基づいて、トラップ深度（E）および頻度因子（s）の検討を行った。その際、①式の β は加熱速度であるので、Li et al. (1997)および Li and Li (2011)を参考に今回の実験の加熱保持時間を β に変換した。その結果、E として 1.71～1.76 ev、s として 3.8E+13～1.2E+14 s^{-1} が得られた。この値は Li et al. (1997)および Li

and Li (2011)や Murray et al. (2009)の E=1.7～1.8 ev、s として 9.1E+10～6.1E+13 s^{-1} にほぼ一致するが、加熱方法が異なるため、参考値としておく。

次に、**図** 2.4-1 からシグナル完全リセット温度を読み取り、これに最もフィットするアレニウスプロットを作成した（**図** 2.4-2）。この図から、例えば地震時の断層加熱時間を石川・廣野(2012)を参考に数十秒（10～30 秒）程度と仮定すると、IR50 の完全消失には 370～400℃程度が必要となる。

表 2.4-1　IRSL シグナル減少加熱実験手順

step	Treatment
1	Hot bleach 290°C, 40s +IR laser
2	Give dose 100Gy
3	Heating（50, 150, 175 200, 225, 250, 275, 300, 325, 400, 425, 450, 475°C ） x120s, x900s
4	Preheat at 250°C, 60s
5	IRSL measurement 50°C, 100s
6	IRSL measurement 125°C, 100s
7	IRSL measurement 225°C, 100s
8	Give test dose (5Gy)
9	Preheat at 250°C, 60s
10	IRSL measurement 50°C, 100s
11	IRSL measurement 125°C, 100s
12	IRSL measurement 225°C, 100s
13	Return to 1

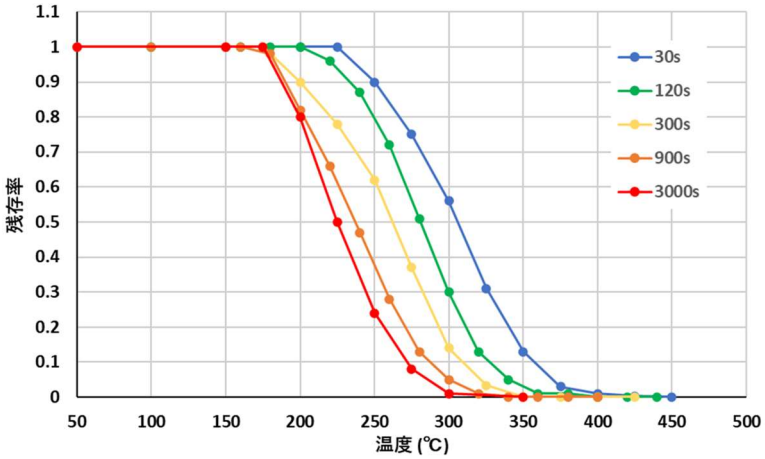


図 2.4-1　加熱時間設定を追加した実験による IR50 シグナルの減衰

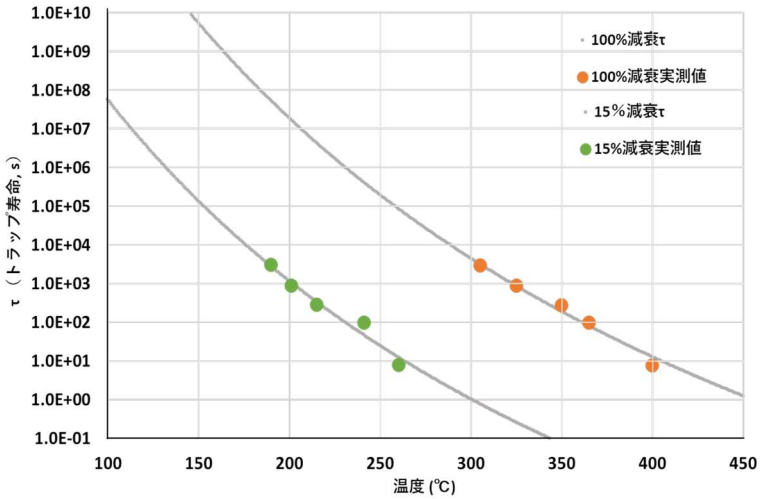


図 2.4-2　加熱実験による完全(100%)消失および 15%消失の実測値（橙点、緑点）とアレニウスプロットのフィッティング

2.5 田瀬露頭断層ガウジの部分消失の評価

田瀬露頭の TS3 の IR50 シグナル減衰率が 15%程度だったので、これを満たす温度・時間条件を検討する。そのために、**図** 2.4-2 に IR50 シグナルが 15%減衰した時のアレニウスプロットを示した。断層の到達温度として仮に 200℃を想定すると、1,000 秒程度が必要とされる。また、250℃とすると、20～30 秒程度となる。地表付近の断層ガウジがこのような高温・長時間の加熱条件にさらされたか別の観点からの評価が必要である。ただし、今回行った加熱実験は加熱 1 回分を想定した減少率であり、実際の断層ガウジは異なる熱履歴と不定期な時間間隔をおいた複合的な熱影響を被っていると考えられるので、直ちにここで示した温度・時間条件を適応できわけではない。あくまで目安としての条件である。

2.6 熱水および空気環境における IRSL シグナルの減少比較

地下深度に従って飽和水蒸気圧も上昇するため、地表とは異なった水状態にある。そこでこのような疑似環境を作り、熱水および空気環境での IRSL シグナルの減衰比較を行う加熱実験を行った。熱水実験はこれまで事例がないため、PTFE 製容器からの蒸気の漏れ評価とその対策、温度制御の方法、IRSL シグナルの減衰の評価方法などの基礎実験と改善が必要とされた。また、同じ容器と実験方法により空気環境での加熱実験との比較も進めた。実験には耐熱性に優れたカーボン繊維含有 PTFE 製容器を用いたが、それでも実用的な耐熱上限温度は 260℃で、IRSL シグナルが短時間で消失する 260℃～400℃温度帯の実験が行えない制約がある。

具体的な実験方法は次の通りである。銀皿上にシリコンスプレーで固定された試料をカーボン繊維含有 PTFE 製容器（25 ml）に入れ、そこに 5～10 ml の水を注ぐ（**図** 2.6-1A）。容器の蓋は耐熱性シリコンスグリースで密着される。これをノズル型ステンレス製内筒（三愛科学 HRNS-70）に挿入し、ステンレス蓋で固定後、CA 熱電対(K タイプ)を挿入する（**図** 2.6-1B）。ステンレス製内筒を断熱材コンテナ（厚さ 3 cm グラスウール）に挿入する。加熱装置（ケニス RCH-3）により内筒を常温（20℃）から目的温度（最高 260℃程度）まで 30 分から 60 分程度かけて加熱し、その後、急冷あるいは徐冷を行う。その間、温度測定ロガー（サトテック BTM-4208SD）で温度変化をモニターする。密封された PTFE 製容器内の圧力は、熱水環境の場合、容器内の温度とともに大きく変化する。具体的には、100℃で約 2 気圧（0.2 MPa）、150℃で約 6 気圧（0.6 MPa）、200℃で約 17 気圧(1.7 MPa)、250℃で約 44 気圧（4.4 MPa）に変化すると推定される。

実験試料は、ホットブリーチ後 100 Gy 照射した田瀬露頭のカタクレサイト（TSB）である（**表** 2.6-1A）。IRSL 測定手順は、上述の熱水加熱後、IRSL 強度測定(Hw)とテスト照射(5 Gy)測定（Ht）を行い、両者の比（Hw/Ht=H）を決定する（**表** 2.6-1B）。次に同じ試料を用いて、再生照射(100 Gy)の IRSL 測定（Ns）と、テストドーズ(5 Gy)照射の IRSL 測定(Ts)を行い、この比(Ns/Ts=S)を測定した（**表** 2.6-1C）。熱水加熱によるシグナル減衰率は H/S から評価した。空気加熱でも同様の方法をとった。加熱温度と時間を変えた一連の実験から、熱水加熱と空気加熱によるシグナル減少の評価を行った。この実験はステンレス容器に封入して行うため、加熱から IRSL 測定までに時間を要する。そのためフェーディングを考慮し、加熱終了から IRSL 測定までの時間をほぼ同じとした。

次に実験結果について述べる。熱水加熱の場合、PTFE 製容器から蒸気漏れが生じる場合があり、まずこの点を温度測定ロガーからモニターした。その例（実験 8）を**図** 2.6-2 に示した。この実験の場合、最高到達温度を 250℃、加熱時間を約 55 分に設定した。空気加熱では最高温度 244℃まで漸増する。一方、熱水加熱では加熱時間 24～25 分と 47～48 分で温度上昇が停滞して僅かに温度が低下する様子が認められる。ここで PTFE 製容器から、わずかながら蒸気が漏れたと見られる。その後、最高温度の 224℃に到達した。実験終了後、PTFE 製容器内には水が確認されたので、熱水環境は実験を通して維持されたと判断された。この加熱中の温度上昇停滞時に生じる温度低下幅が大きく、また実験終了後に水が確認できない場合、熱水環境は維持されなかったと判断した。IRSL 測定結果（H/S）は熱水および空気加熱のため 1.0 未満であることが期待されるが、試料によっては 1.0 以上（最高値：1.7）を示すこともあり、この場合熱トランスファーが起きていると推定された。このような結果は採用しなかった。実験は 26 回行ったが、そのうち条件をクリア（熱水環境が維持され、かつ H/S が 1.0 未満）できたものは半分程度であった。

実験結果を**図** 2.6-3 に示した。X 軸は実験の最高到達温度、Y 軸は IR シグナルの消失率である。IR50 では熱水・空気加熱ともに 200℃を超えるとシグナルの減少が始まり、250℃で 40%程度の消失率を示す。熱水環境と空気環境の違いによるシグナル消失率に大きな差はないように見える。IR125 では 225℃程度から空気加熱でシグナルの消失が開始されるが、熱水加熱実験では不明瞭である。また、IR225 では空気加熱でも熱水加熱でも 250℃付近からシグナル消失が開始されるように見えるが、確定できるほどのデータではない。

シグナル間で見ると、シグナル消失開始温度は、IR50 で 200℃前後、IR125 で 225℃、IR225 では 250℃あるいはそれ以上である。これらの消失開始温度は、昨年度に IRSL 装置で行った大気環境下での加熱実験結果と比べやや低く、消失率も大きい傾向がある。おそらく厳密な密封下にあるため熱効率が良いことに起因すると考えられる。

このように様々な限界がある中で行った今回の実験であるが、熱水加熱と空気加熱の異なる環境下において、IRSL の消失開始温度に両者の明瞭な違いは現段階では認められない。今回の実験方法のように、水もしくは空気の入った 2 つの圧力容器に対して、同じ加熱装置を用いて、同じ目的温度を設定すれば、その 2 つの圧力容器内の温度は同じように変化し、鉱物粒子の温度変化も同じになると考えられる。例えば、**図** 2.6-2 は目的温度を 250℃に設定したときの圧力容器内の温度変化を示しており、これら 2 つに大きな違いは見られず、両者の鉱物粒子の温度変化は同じであったと考えられる。鉱物粒子の温度変化が同じであれば、熱水加熱と空気加熱という異なる環境下であっても、鉱物粒子が得る熱量も同じになる。このことが、IRSL に及ぼす熱効果が同じになる理由として考えられる。

表 2.6-1　PTFE 製容器による熱水および空気加熱実験の手順

A	B	C
1 Hot bleach	1 preheat	1 100Gy
↓	↓	↓
2 100Gy	2 IR測定	2 preheat
↓	(IR50, IR125, IR225)	↓
3 Heating for 40-180min. (a. and b.)	↓	IR測定
a. Atmospheric heating	3 TD(5Gy)	3 (IR50, IR125, IR225)
b. Water heating	↓	↓
↓	4 preheat	4 TD(5Gy)
B1	↓	↓
	5 IR測定	5 preheat
	(IR50, IR125, IR225)	↓
	↓	6 IR測定
	6 HB	(IR50, IR125, IR225)
	↓	
	C1	

図 2.6-1　熱水加熱実験に用いた容器
カーボン繊維含有 PTFE 製容器（A）とノズル型ステンレス製内筒（B）

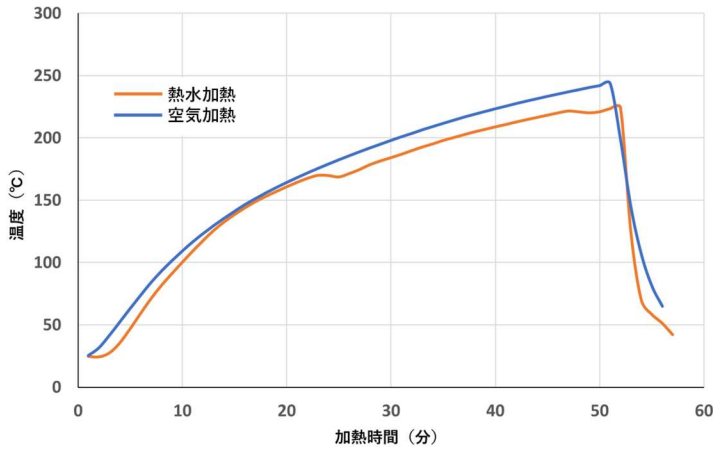


図 2.6-2　PTFE 製容器を用いた熱水・空気加熱実験の温度変化の例（実験 8）

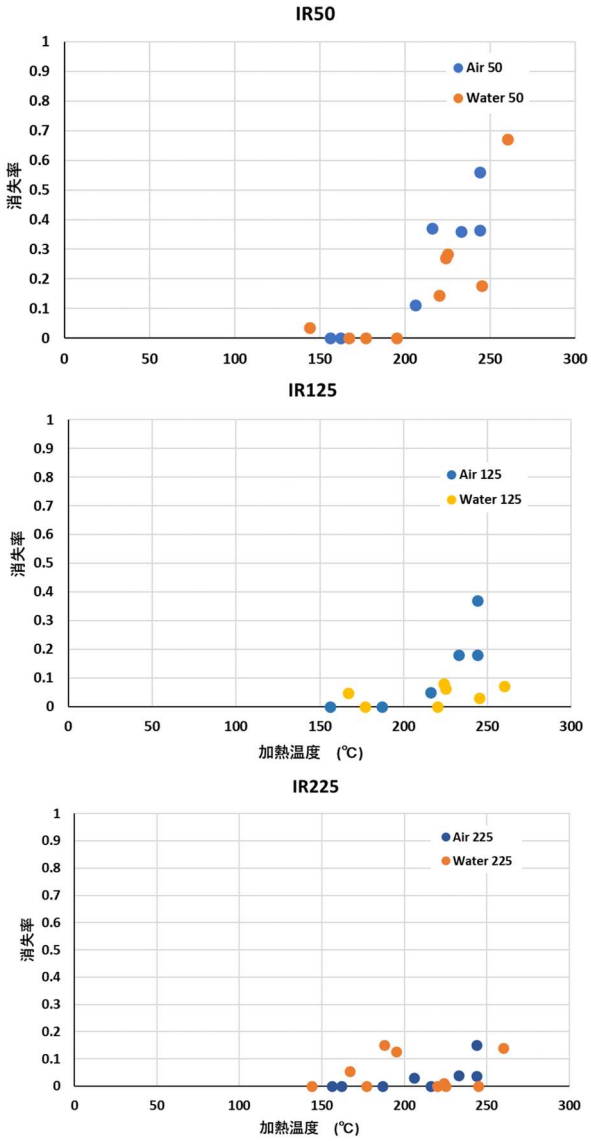


図 2.6-3　PTFE 製容器を用いた熱水・空気加熱実験による各種 IRSL シグナルの減少

2.7 まとめ

- 阿寺断層川上露頭を対象として行った断層ガウジ・カタクレサイトのカリ長石の IRSL 測定から、IR50、IR125、IR225 はいずれも飽和率 NI/I(2D0)が 1.0 を超え、IR シグナルを消失させる熱影響を被っていないと判断された。
- 阿寺断層田瀬露頭ではカタクレサイトの IR50 の飽和率は 1.0 以上を示すが、断層ガウジの飽和率は 1.0 以下であり、断層ガウジへの熱影響が示唆された。シグナル消失率は 0.15 程度であった。
- 大気環境下での加熱実験によるアレニウスプロットに基づいて、田瀬露頭断層ガウジの到達温度と時間の関係を推定したところ、200℃では 1,000 秒程度、250℃では 20～30 秒程度となった。
- 熱水加熱が IR シグナルに与える影響について検討を加えたところ、IRSL の消失開始温度について空気加熱との明瞭な違いは認められなかった。

3. 引用文献

北海道教育大学・日本原子力研究開発機構, 2016, 放射線損傷を用いた断層破砕帯の活動性評価手法に関する研究, 北海道教育大学・日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度共同研究報告書, 6p.

北海道教育大学・日本原子力研究開発機構, 2017, 放射線損傷を用いた断層破砕帯の活動性評価手法に関する研究, 北海道教育大学・日本原子力研究開発機構, 平成 28 年度共同研究報告書, 8p.

Huntley, D.J., Lian, O.B., 2006, Some observation on tunneling of trapped electrons in feldspars and their implications for optical dating. Quaternary Science Reviews, 25, 2503-2512.

石川剛志・廣野哲朗, 2012, 断層岩の微量元素組成・同位体組成からみた地震時の流体岩石相互作用. 地球化学, 46, 217-230.

Kars, R.H., Wallinga, J., Cohen, K.M., 2008, A new approach towards anomalous fading correction for feldspar IRSL dating-tests on samples in field saturation. Radiation Measurements, 43, 786-790.

Lamothe, M., Auclair, M., Hamzaoui, C., Hout, S., 2003, Toward a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL. Radiation Measurements, 37, 493-498.

Li, B., Tso, M.Y.W, Wong, N.W.L., 1997, Parameters of OSL traps determined with various linear heating rates. Radiation Measurements, 27, 43-47.

Li, B., and Li, S.H., 2011, Thermal stability of infrared stimulated luminescence of sedimentary K-feldspar. Radiation Measurements, 46, 29-36.

Murray, A.S., Buylaert, J.P., Thomsen, K.J., Jain, M., 2009, The effect of preheating on the IRSL signal from feldspars. Radiation Measurements, 44, 554-559.

Niwa, M., Mizuochi, Y., Tanase, A., 2009, Reconstructing the evolution of fault zone architecture: Field-based study of the core region of the Atera Fault, Central Japan. Island Arc, 18, 577–598.

Niwa, M., Mizuochi, Y., Tanase, A., 2015, Changes in chemical composition caused by water–rock interactions across a strike-slip fault zone: case study of the Atera Fault, Central Japan. Geofluids, 15, 387–409.

Robert, H.M., Duller, G.A.T., 2004, Standardized growth curves for optical dating of sediment using multiple-grain aliquots. Radiation Measurements, 38, 241-252.

清水麻由子・佐野直美・柴田健二, 2017, 東濃地科学センターにおける蛍光 X 線分析装置を用いた岩石試料の主要元素および微量元素の定量分析. JAEA-Testing 2016-004.

空白ページ

機械学習に基づいた
断層の活動性評価手法の開発に関する共同研究

令和 3 年度共同研究報告書

令和 4 年 1 月

国立大学法人富山大学

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

目　次

1. 概要 ..... 付 5-4
1.1 共同研究件名 ..... 付 5-4
1.2 研究目的及び研究内容 ..... 付 5-4
1.3 研究期間 ..... 付 5-4
2. データベースの拡充 ..... 付 5-5
2.1 文献収集 ..... 付 5-5
2.2 整理結果 ..... 付 5-8
3. 既往試料の化学分析 ..... 付 5-10
3.1 手法 ..... 付 5-10
3.2 結果 ..... 付 5-10
4. 機械学習による検討作業 ..... 付 5-12
4.1 解析手法 ..... 付 5-12
4.1.1 概要 ..... 付 5-12
4.1.2 解析の流れとツール ..... 付 5-12
4.2 結果 ..... 付 5-19
5. 考察 ..... 付 5-31
5.1 2 群の違いを表す成分について ..... 付 5-31
5.2 2 群の化学的性質の違いについて ..... 付 5-31
5.3 最良の判別式について ..... 付 5-32
5.4 判別結果／元素濃度と断層の活動性との関係に関する考察 ..... 付 5-33
6. まとめと今後の課題 ..... 付 5-37
付録 A　今年度化学分析を行った試料採取位置 ..... 付 5-41
付録 B　今年度化学分析を行った試料の産状リスト ..... 付 5-59
付録 C　全岩化学組成分析結果 ..... 付 5-60

図　目　次

図 4.1-1　結果図の例 ..... 付 5-18
図 4.2-1　線形判別分析の結果図（CASE 1） ..... 付 5-29
図 4.2-2　線形判別分析の結果図（CASE 2） ..... 付 5-29
図 4.2-3　線形判別分析の結果図（CASE 3） ..... 付 5-30
図 4.2-4　線形判別分析の結果図（CASE 4） ..... 付 5-30
図 5.2-1　CASE 2 のクロスプロット ..... 付 5-32
図 5.4-1　CASE 2 の判別得点（LEclass；最新活動時期） ..... 付 5-34
図 5.4-2　CASE 2 の 5 成分のクロスプロット（LEclass；最新活動時期） ..... 付 5-35
図 5.4-3　CASE 4 の 4 成分のクロスプロット（LEclass；最新活動時期） ..... 付 5-36

表　目　次

表 2.1-1　収集文献一覧 ..... 付 5-6
表 2.1-2　既往報告書一覧 ..... 付 5-7
表 2.2-1　化学組成データベースの分類一覧 ..... 付 5-8
表 2.2-2　化学組成データベースの例① ..... 付 5-9
表 2.2-3　化学組成データベースの例② ..... 付 5-9
表 2.2-4　化学組成データベースの例③ ..... 付 5-9
表 2.2-5　化学組成データベースの例④ ..... 付 5-9
表 2.2-6　化学組成データベースの例⑤ ..... 付 5-9
表 2.2-7　化学組成データベースの例⑥ ..... 付 5-9
表 2.2-8　化学組成データベースの例⑦ ..... 付 5-9
表 3.2-1　分析試料一覧 ..... 付 5-11
表 4.1-1　解析の流れと使用ツール ..... 付 5-12
表 4.1-2　活動性／確実度の分類と基準 ..... 付 5-14
表 4.2-1　入力データの概要 ..... 付 5-19
表 4.2-2　解析対象試料の一覧① ..... 付 5-20
表 4.2-3　解析対象試料の一覧② ..... 付 5-21
表 4.2-4　解析対象試料の一覧③ ..... 付 5-22
表 4.2-5　規格化成分による判別係数，VIF，AIC による p 値のオーダー① ..... 付 5-25
表 4.2-6　規格化成分による判別係数，VIF，AIC による p 値のオーダー② ..... 付 5-26
表 4.2-7　判別係数と VIF の平均値の順位（降順） ..... 付 5-27
表 4.2-8　AIC による p 値のオーダーの数 ..... 付 5-27
表 5.1-1　CASE 1～CASE 3 の判別式の係数 β と VIF ..... 付 5-31
表 5.4-1　入力データの活断層・非活断層の最新活動時期 ..... 付 5-33

1. 概要

1.1 共同研究件名

機械学習に基づいた断層の活動性評価手法の開発に関する共同研究

1.2 研究目的及び研究内容

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構（以下「原子力機構」という。）では、経済産業省資源エネルギー庁から受託した「令和 3 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業（地質環境長期安定性評価技術高度化開発）」において、地層処分に適した地質環境の選定に係る自然現象の影響把握及びモデル化に関連する研究課題として示された火山・火成活動、深部流体、地震・断層活動、隆起・侵食に対して、地質学、地形学、地震学、地球年代学等の各学術分野における最新の研究を踏まえた技術の適用による事例研究を通じて、課題の解決に必要な知見の蓄積や調査・評価技術の高度化を総合的に進めている。

このうち地震・断層活動に関しては、上載地層がない場合の断層の活動性評価手法の開発が技術開発課題として提示されている。令和 2 年度における国立大学法人富山大学（以下「富山大学」という。）との共同研究「機械学習に基づいた断層の活動性評価手法の開発に関する共同研究」では、令和元年度に引き続き、断層帯物質である断層粘土の化学成分等の分析結果と機械学習を組み合わせるとともに、対数比統計学的手法を高度化し、この課題に係る検討を実施した。その結果、断層ガウジの化学組成を用いた線形判別分析により、活断層と非活断層を高確率で判別する一次式が複数得られ、その中から汎化性能が高いと考えられる判別式を得た。さらに、これらの判別式に共通する元素の組合せから、活断層と非活断層の判別に寄与する元素として Sr、Ti、Rb が抽出された。また、活断層の活動間隔に応じ、これらの元素や P、Th、Y の濃集の程度が変化する傾向が認められた。しかし、その傾向が確からしいかどうかについては、継続的にデータの拡充を進める必要がある。さらに、活動性未知試料に対する判別用一次式の本格的な適用や、元素濃集の程度の確認には至っていない。

そこで、本年度の共同研究では、活動性評価手法の信頼度を向上させることを目的として、データベースの拡充を行うとともに、機械学習による検討を継続実施した。

1.3 研究期間

令和 3 年 6 月 16 日～令和 4 年 1 月 31 日

2. データベースの拡充

平成 30 年度から令和 2 年度まで、日本国内の断層岩の全岩化学組成が掲載された公表文献を収集し、それらのデータを取りまとめたデータベースを作成した。今年度は、以下に示す通り追加文献はなかった。

2.1 文献収集

文献収集は、国内の活断層及び非活断層の断層ガウジの化学組成分析値が掲載されている文献を対象として行った。表 2.1-1、表 2.1-2 に収集した文献の一覧を示す。

表 2.1-1 は論文として公表されているものの一覧である。論文の収集にあたっては、分析対象が活断層か非活断層かが明記されていること、付加体、花崗岩質岩など多様な基盤岩を持つことに留意した。今年度の文献収集の結果、追加すべき文献は見当たらなかった（表 2.1-1 着色部）。表 2.1-2 は原子力機構において過去に実施した、断層を分析対象とした業務の報告書である。表 2.1-2 の文献番号 A～E は、上載地層法により活断層か非活断層かが明らかになっている花崗岩質岩中の断層を分析対象とした報告書である。文献番号 F，G，H は、本共同研究の平成 30 年度から令和 2 年度の報告書である。

表 2.1-1　収集文献一覧

通番	著者名	発行年	論文タイトル	雑誌名	巻, 号, 頁	分析値の出典	分析対象	活断層の断層タイプ
1	R. Sugisaki, H.Anno, M. Adachi and H. Ui	1980	Geochemical features of gases and rocks along active faults	Geochemical Journal	14, 101-112	Table 3a, Table 3b	【活断層】跡津川断層, 牛首断層, 根尾谷断層, 飯田断層, 富坂断層 【非活断層】中央構造線	横ずれ断層
2	K. Fujimoto, H. tanaka, T. Higuchi, N. Tomida, T. Ohtani and H. Ito	2001	Alteration and mass transfer inferred from the Hirabayashi GSJ drill penetrating the Nojima Fault, Japan	The Island Arc	10, 401-410	Table 1	【活断層】野島断層	横ずれ断層
3	T. Matsuda, T. Arai, R. Ikeda, K. Omura, K. Kobayashi, H. Sano, T. Sawaguchi, H. Tanaka, T. Tomita, N. Tomida, S. Hirano and A. Yamazaki	2001	Examination of mineral assemblage and chemical composition in the fracture zone of the Nojima Fault at a depth of 1140 m: Analyses of the Hirabayashi NIED drill cores	The Island Arc	10, 422-429	Table 1, Table 2	【活断層】野島断層	横ずれ断層
4	Y. Hashimoto, A. Nikaizo and G. Kimura	2009	A geochemical estimation of fluid flux and permeability for a fault zone in Mugi me'lange, the Cretaceous Shimanto Belt, SW Japan	Journal of Structural Geology	31, 208-214	Table 1	【非活断層】地質境界断層	—
5	長友晃夫・吉田英一	2009	断層と割れ目系およびその重点鉱物を用いた阿寺断層の地質的履歴解析	地質学雑誌	115, 10, 512-527	Table 1	【活断層】阿寺断層	横ずれ断層
6	加藤尚希・廣野哲郎・石川剛志・大谷具幸	2015	阿寺断層田瀬露頭における断層ガウジの鉱物学的・地球科学的特徴	活断層研究	43, 1-16	Table 2	【活断層】阿寺断層	横ずれ断層
7	M. Niwa, Y. Mizuochi and A. Tanase	2015	Changes in chemical composition caused by water–rock interactions across a strike-slip fault zone: case study of the Atera Fault, Central Japan	Geofluids	15, 387-409	Table 3	【活断層】阿寺断層	横ずれ断層
8	M. Niwa, K. Shimada, T. Ishimaru and Y. Tanaka	2019	Identification of capable faults using fault rock geochemical signatures: A case study from offset granitic bedrock on the Tsuruga Peninsula, central Japan	Engineering Geology	260	Table 3, Table 4, Table 5	【活断層】白木－丹生断層 【非活断層】花崗岩中の断層	逆断層

表 2.1-2　既往報告書一覧

通番	報告書名	年度	分析値の出典	分析対象	活断層の断層タイプ
A	22耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破砕部の調査・分析	平成22年度	表3.3.6-1, 表3.3.6-2	【活断層】五助橋断層, 下蔦木断層	横ずれ断層
B	23耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破砕部の調査・分析	平成23年度	表3.3.6-1	【活断層】六甲断層	横ずれ断層
C	24耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破砕部の調査・分析	平成24年度	表3.5.7-1	【非活断層】六甲蓬莱峡	―
D	25耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する 断層破砕部の調査・分析	平成25年度	―	―	―
E	26耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破砕部の調査・分析	平成26年度	―	―	―
F	機械学習に基づいた断層の活動性評価手法の開発に関する共同研究	平成30年度	付録B	【活断層】白木－丹生断層 【非活断層】花崗岩中の断層	逆断層
G	機械学習に基づいた断層の活動性評価手法の開発に関する共同研究	令和元年度	付録B	【活断層】五助橋断層，下蔦木断層 【非活断層】花崗岩中の断層	横ずれ断層
H	機械学習に基づいた断層の活動性評価手法の開発に関する共同研究	令和２年度	付録B	【活断層】阿寺断層，跡津川断層 【非活断層】花崗岩および溶結凝灰岩中の断層	横ずれ断層

2.2 整理結果

2.1 で収集した文献に基づき、化学組成データベースを作成した。このデータベースには、各試料の試料名と分析値のほか、文献中の記載に基づいて表 2.2-1 に示す二つの分類を与えた。また、母岩の種類と活断層の断層名を追記した。表 2.2-2～表 2.2-8 に作成した化学組成データベースの一部を示す。なお、化学組成データベースは別途電子ファイルで提出する。

表 2.2-1　化学組成データベースの分類一覧

Type 1	説明
AF	活断層
NF	非活断層
R	母岩

Type 2	説明
AFB	活断層・断層角礫
AFC	活断層・カタクレーサイト
AFG	活断層・断層ガウジ
AFW	活断層・弱変形
NFB	非活断層・断層角礫
NFC	非活断層・カタクレーサイト
NFG	非活断層・断層ガウジ
NFW	非活断層・弱変形
R	母岩

表 2.2-2　化学組成データベースの例①

連番	文献番号	Sample	Host Rock	Active Fault	Type1	Type2	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
1	A	GSB-C01	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	71.46	0.22	13.19	1.37	1.88	0.09	0.45	2.12	3.01	2.60	0.12
2	A	GSB-C02	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	70.87	0.19	12.84	1.92	0.98	0.04	0.45	1.07	2.29	2.79	0.05
3	A	GSB-C03	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	71.29	0.20	13.04	2.61	0.04	0.06	0.44	1.12	2.40	2.63	0.05
4	A	GSB-C04	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	68.80	0.24	13.02	2.29	0.62	0.10	0.45	3.18	2.64	2.64	0.08
5	A	GSB-C05	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	70.39	0.21	12.59	1.78	1.21	0.07	0.43	2.42	2.43	2.78	0.05
6	A	GSB-C06	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	70.20	0.21	12.92	2.20	0.55	0.08	0.44	2.75	2.64	2.66	0.06
7	A	GSB-C07	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	70.09	0.22	13.06	2.32	0.51	0.10	0.48	3.05	2.72	2.63	0.05
8	A	GSB-C08	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	69.52	0.21	12.89	2.70	0.17	0.08	0.44	2.55	2.49	2.69	0.06
9	A	GSB-C09	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	68.34	0.21	12.80	2.70	0.12	0.05	0.45	2.85	2.43	2.65	0.06
10	A	GSB-C10	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	69.41	0.21	13.40	1.21	1.40	0.06	0.46	2.86	2.86	2.65	0.05

表 2.2-3　化学組成データベースの例②

連番	文献番号	Sample	Host Rock	Active Fault	Type1	Type2	Cr_2O_3	SrO	BaO	LOI	H_2O+	H_2O-	F	S	K	Ti	Mn
1	A	GSB-C01	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC				2.16	1.60	0.90					
2	A	GSB-C02	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG				5.18	2.30	2.90					
3	A	GSB-C03	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG				4.86	2.00	2.40					
4	A	GSB-C04	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC				5.30	1.80	1.90					
5	A	GSB-C05	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC				3.74	2.10	1.10					
6	A	GSB-C06	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG				4.13	2.10	1.20					
7	A	GSB-C07	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG				4.29	1.70	1.50					
8	A	GSB-C08	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG				4.92	2.30	1.70					
9	A	GSB-C09	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG				5.64	1.70	2.10					
10	A	GSB-C10	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG				4.63	2.10	1.40					

表 2.2-4　化学組成データベースの例③

連番	文献番号	Sample	Host Rock	Active Fault	Type1	Type2	Ag	As	Ba	Be	Bi	Ce	Cl	Co	Cr	Cs	Cu
1	A	GSB-C01	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	1	12	663	2	2	60		3	20	3	40
2	A	GSB-C02	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	1	5	669	2	1	50		2	20	4	10
3	A	GSB-C03	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	1	5	694	2	0	60		2	20	5	10
4	A	GSB-C04	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	1	5	636	2	0	59		2	20	4	10
5	A	GSB-C05	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	1	5	666	2	0	48		2	20	4	10
6	A	GSB-C06	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	1	5	924	2	2	56		3	20	3	20
7	A	GSB-C07	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	1	5	765	2	2	56		2	20	3	20
8	A	GSB-C08	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	1	5	721	2	1	66		3	20	4	10
9	A	GSB-C09	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	1	5	704	2	2	55		1	20	4	10
10	A	GSB-C10	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	1	12	858	2	1	58		3	20	4	10

表 2.2-5　化学組成データベースの例④

連番	文献番号	Sample	Host Rock	Active Fault	Type1	Type2	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Ge	Hf	Ho	In	La	Li
1	A	GSB-C01	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	4	3	1	17	5	2	4	1	0	30	
2	A	GSB-C02	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	4	2	1	17	4	2	4	1	0	30	
3	A	GSB-C03	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	4	3	1	17	5	1	4	1	0	29	
4	A	GSB-C04	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	5	3	1	17	5	1	5	1	0	31	
5	A	GSB-C05	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	4	2	1	16	4	2	4	1	0	25	
6	A	GSB-C06	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	4	2	1	16	4	2	4	1	0	29	
7	A	GSB-C07	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	4	2	1	17	4	1	4	1	0	29	
8	A	GSB-C08	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	5	3	1	17	5	2	4	1	0	31	
9	A	GSB-C09	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	5	3	1	16	5	2	4	1	0	30	
10	A	GSB-C10	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	4	3	1	16	4	1	4	1	0	30	

表 2.2-6　化学組成データベースの例⑤

連番	文献番号	Sample	Host Rock	Active Fault	Type1	Type2	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sb	Sc	Sm
1	A	GSB-C01	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	0	2	7	25	20	15	6	77	0	6	5
2	A	GSB-C02	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	0	2	8	26	20	21	6	88	0	6	5
3	A	GSB-C03	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	0	2	8	27	20	19	6	87	0	6	5
4	A	GSB-C04	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	0	2	9	28	20	18	6	79	0	8	5
5	A	GSB-C05	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	0	2	8	22	20	18	5	79	0	7	4
6	A	GSB-C06	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	0	2	8	25	20	17	6	81	0	6	5
7	A	GSB-C07	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	0	2	7	24	20	14	6	80	0	6	5
8	A	GSB-C08	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	0	2	8	27	20	21	6	82	0	7	5
9	A	GSB-C09	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	0	2	8	26	20	20	6	80	0	6	5
10	A	GSB-C10	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	0	2	8	26	20	18	6	79	0	6	5

表 2.2-7　化学組成データベースの例⑥

連番	文献番号	Sample	Host Rock	Active Fault	Type1	Type2	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y
1	A	GSB-C01	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	3	215	1	1	8.76	1	0	1.37	13	1	25
2	A	GSB-C02	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	3	127	1	1	8.73	1	0	1.19	9	1	23
3	A	GSB-C03	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	5	144	1	1	8.54	0	0	1.22	12	1	26
4	A	GSB-C04	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	3	153	1	1	8.05	1	0	1.93	11	1	32
5	A	GSB-C05	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	2	153	1	1	7.52	1	0	1.43	8	1	25
6	A	GSB-C06	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	4	226	1	1	7.83	1	0	1.24	10	1	27
7	A	GSB-C07	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	2	222	1	1	7.72	1	0	1.20	11	1	26
8	A	GSB-C08	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	2	172	1	1	8.37	1	0	1.32	11	1	28
9	A	GSB-C09	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	2	208	1	1	8.04	0	0	1.27	11	1	27
10	A	GSB-C10	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	2	227	1	1	8.00	1	0	1.75	12	1	26

表 2.2-8　化学組成データベースの例⑦

連番	文献番号	Sample	Host Rock	Active Fault	Type1	Type2	Yb	Zn	Zr
1	A	GSB-C01	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	3	60	136
2	A	GSB-C02	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	3	80	135
3	A	GSB-C03	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	3	70	132
4	A	GSB-C04	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	3	70	161
5	A	GSB-C05	花崗岩	五助橋断層	AF	AFC	2	70	154
6	A	GSB-C06	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	2	60	133
7	A	GSB-C07	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	2	50	130
8	A	GSB-C08	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	3	70	150
9	A	GSB-C09	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	3	70	148
10	A	GSB-C10	花崗岩	五助橋断層	AF	AFG	3	70	145

3. 既往試料の化学分析

3.1 手法

今年度新たに化学分析を行った試料のうち、解析に用いた断層中軸部の 24 試料を表 3.2-1 に示す（Type 1、Type 2 は表 2.2-1 に同じ）。露頭における試料採取位置、ブロックサンプリング試料からの採取部位などは付録 A、B に示すほか、文献を参照されたい。

採取試料は、東濃地科学センター設置の高速粉砕機（安井器械株式会社製マルチビーズショッカーPV1001(S)）を用いて粉砕した。試料への異質物の混染を防ぐため、試料はポリカーボネイト製の粉砕容器に入れ、粉砕にはめのう製のコーンを用いた。

全岩化学組成の分析は東濃地科学センター設置の蛍光 X 線分析装置（株式会社リガク製 ZSX PrimusⅡ）を使用し、希釈率 1：2 のガラスビードにて行った。ガラスビードの作成方法及び分析方法は清水ほか（2017）に従った。分析は、主成分（SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、MnO、MgO、CaO、Na_2O、K_2O、P_2O_5 の 10 成分）と微量成分（Ba、Ce、Cl、Co、Cr、F、Ga、Nb、Ni、Pb、Rb、S、Sc、Sr、Th、U、V、Y、Zr の 19 成分）について行った。分析条件、分析誤差などについては、清水ほか（2017）に準ずる。

3.2 結果

全岩化学組成の分析結果を付録 C に示す。微量成分については、分析下限未満のものを表中に灰色で示す。検量線作成に用いた標準試料の組成値を上回る、または下回る値は赤太字で示した。Ig（Ignission Loss）は、ここでは含有率の計算時に残分として取り扱う成分を表す。すなわち Ig の含有率は 100 wt.%から他の成分の合計を差し引いた値である。

表 3.2-1　分析試料一覧

No.	試料名	母岩	Type 1	Type 2	採取地
1	orito-1-2	花崗岩	AF	AFG	敦賀断層 orito-1 露頭
2	orito-1-4	花崗岩	AF	AFG	敦賀断層 orito-1 露頭
3	orito-1-5	花崗岩／緑色岩	AF	AFG	敦賀断層 orito-1 露頭(最新活動面)
4	orito-1-6	緑色岩	AF	AFG	敦賀断層 orito-1 露頭
5	orito-2-1	花崗岩	AF	AFG	敦賀断層 orito-2 露頭
6	orito-2-2	緑色岩	AF	AFG	敦賀断層 orito-2 露頭(最新活動面)
7	orito-3-1	花崗岩	AF	AFG	敦賀断層 orito-3 露頭
8	orito-3-2	花崗岩／緑色岩	AF	AFG	敦賀断層 orito-3 露頭(最新活動面)
9	orito-3-3	緑色岩	AF	AFG	敦賀断層 orito-3 露頭
10	HT207	花崗岩／緑色岩	AF	AFG	敦賀断層
11	HT209	花崗岩	NF	NFG	山田断層虫生 A 露頭
12	HT210	花崗岩／堆積層境界	AF	AFG	山田断層虫生 A 露頭
13	HT211A	花崗岩	AF	AFG	山田断層虫生 B 露頭
14	HT211B	花崗岩	AF	AFG	山田断層虫生 B 露頭
15	Ina_F-1-1	砂泥質片麻岩	AF	AFG	北村・大塚(2009)F-1 露頭
16	Ina_F-1-2	砂泥質片麻岩	AF	AFG	北村・大塚(2009)F-1 露頭
17	Ina_F-1-3	砂泥質片麻岩	AF	AFG	北村・大塚(2009)F-1 露頭
18	YMD_KC01	花崗岩	AF	AFG	山田断層　口藤露頭
19	YMD_NK01	花崗岩	AF	AFG	山田断層　中藤露頭(逆断層)
20	YMD_NK02	花崗岩	AF	AFG	山田断層　中藤露頭(逆断層)
21	YMD_IW01	花崗岩	AF	AFG	山田断層　岩屋露頭
22	S-14-111a	花崗岩	AF	AFG	白木-丹生断層露頭(最新活動面)
23	S-14-111b	花崗岩	AF	AFG	白木-丹生断層露頭(最新活動面)
24	S-14-112	花崗岩	NF	NFG	白木-丹生断層露頭(最新面から約 2m)

4. 機械学習による検討作業

本章では、2. で作成した化学組成データベースに 3. で得られたデータを加えたものに対して、多変量解析を用いた機械学習を適用し、活断層と非活断層の効率的な判別手法について検討した。

4.1 解析手法

4.1.1 概要

多変量解析は、複数の変数からなるデータを統計的に扱う手法であり、地球科学分野でも応用が進んできている。例えば、Kuwatani et al.（2014）は、2011 年東北地方太平洋沖地震時の津波堆積物と非津波堆積物の化学組成（18 成分）を説明変数として、多変量解析手法の一つである SVM（サポートベクターマシン）を用いて両者が高確率で分けられることを示すとともに、18 成分から最も判別率の良い成分の組合せを探索した。平成 30 年度の本共同研究では、Kuwatani et al.（2014）の考え方を踏襲し、活断層／非活断層の断層ガウジの化学組成データを用いて多変量解析（線形判別分析）を行い、その結果得られた複数の一次式が両者を誤判別なく識別できること、両者の違いを表す成分の組み合わせが TiO_2、Al_2O_3、MgO、Na_2O、P_2O_5、Ba の 6 成分に絞られることを示した。この研究成果を端緒とし、これまで本共同研究を進め，都度成果を公表してきた。立石ほか（2021）は、入力データの整理の際に、組成データを定数和制約と呼ばれる問題から解放する対数比解析の方法を取り入れるとともに、試料の母岩を花崗岩質岩類に、活断層の運動像を横ずれ断層に絞って線形判別分析を実施し、両者の違いを表す成分が TiO_2、MnO、CaO、Na_2O、Sr、Ba であるとした。また令和 2 年度の本研究では、データ数を追加するとともに、活断層／非活断層の確実性との関係や、活断層の最新活動時期についても議論した。その結果、確実性の高い活断層／非活断層はほぼ確実に判別できること、断層の最新活動時期と複数の判別式における判別得点、および TiO_2、P_2O_5、Th、Y の密度分布とに連続的な関係があることを示した。これらの成果を踏まえ、今年度はさらにデータ数を増やして解析を行う。ただし、入力データの整理においては、対数比解析において新たな方法を取り入れ、かつその検証も行う。このため、今年度の解析対象は立石ほか（2021）と同様、母岩が花崗岩質岩類、活断層の運動像が横ずれ断層であるものに限る。これにより、本研究で開発する手法の信頼性と適用性の向上を目指す。

4.1.2 解析の流れとツール

解析の流れと使用したツールを表 4.1-1 に示す。

表 4.1-1　解析の流れと使用ツール

順番	作業	ツール
①	入力データの整理	Microsoft Excel (https://products.office.com/ja-jp/excel)
②	変数選択	R (R Core Team, 2020) (https://www.r-project.org) 使用パッケージ ② MASS, car ③ MASS ④ ggplot2, GGally
③	線形判別分析	
④	結果図作成	

(1) 入力データの整理

入力データは 2. で作成した化学組成データベースに 3. で得られたデータを加えたものを元としている。これを、Microsoft Excel を用いて整理し、CSV（コンマ区切りテキスト）形式に変換した。

線形判別分析において必要な情報は、2 群の分類とそれに付随する多変量である。これらを踏まえ、2 群の分類として表 2.2-1 の AFG 及び NFG（活断層／非活断層の断層ガウジ）を選択した。これらの試料は、試料ごとに活断層なのか非活断層なのかの確実性、信頼性が異なるため、昨年度同様、活動性と確実度を考慮した区分を表 4.1-2 の基準に従い決定した。この区分（活動性／確実度）を判別結果と比較することで、本研究の手法、および判別式の適用性を詳しく評価できる。

判別分析において、質の良い結果を得るためには、できるだけ多くの入力データを準備することが肝要である。しかし、化学組成データベースに収録した試料は、必ずしも同じ成分が測定されている訳ではない。そこで、データ数が多く取れるように成分を取捨選択し、主成分の SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、MnO、MgO、CaO、Na_2O、K_2O、P_2O_5 の 10 成分と微量成分のうち Ba、Rb、Sr、Th、Y の 5 成分の計 15 成分とした（表 4.2-1）。また、昨年度の成果も踏まえ、卓越する母岩の種類（花崗岩質岩類）と活断層試料の中で卓越する断層タイプ（横ずれ断層）で解析対象を絞り込んだデータセットを作成し、解析に供した。なお、花崗岩質岩類で絞り込んだデータセットには、化学組成の類似する流紋岩を母岩とする試料も含めた。

岩石学における化学組成の検討では、酸化物の総和を 100%として規格化されることも多い。この場合、吸着水（H_2O^-）や構造水（H_2O^+）及び強熱減量（LOI ; loss of ignition）などは無視されることになる。また、鉄の酸化物については、目的により、Fe_2O_3 と FeO とが湿式分析を用いて分けて定量される場合や、全鉄を Fe_2O_3 もしくは FeO として機器分析で定量される場合がある。文献により、これらの扱いは様々であるものの、本研究の目的に照らせば、極力簡単な作業で活断層と非活断層が区別される可能性を追求することが必要である。したがって、化学組成の文献表示の 100%規格化は行わず文献値をそのまま採用する。主成分については各酸化物の重量%、微量成分については各成分の ppm の数値である。さらに鉄については湿式分析を不要とすべく、全鉄を Fe_2O_3 換算することとした。具体的には、文献に Fe_2O_3、FeO それぞれの重量%が掲載されている場合、FeO の値を 1.1114 倍して Fe_2O_3 の値と足し合わせる岩石学の一般的取り扱いに則った。

なお、0 値については Martín-Fernández et al. (2000, 2003)に則り、検出限界以下の値は十分小さい値（例えば検出限界）で置換した後、組成定数和が変化しないようにデータを再規格化する乗法置換を施した。検出限界は、主成分を 0.001wt.%、微量成分を 0.0001wt.%とした。すなわち、元のデータの検出限界未満の値は切り捨てている。

表 4.1-2　活動性／確実度の分類と基準

判定	活動性／確実度	基準
A	活断層／確実	・ トレンチ調査等で上載地層法に基づき活断層と認定された破砕帯から採取した試料
B	活断層／ほぼ確実	・ 空中写真判読で認定された活断層*と位置・走向が一致する破砕帯から採取した試料 かつ ・ 直線性が高く、切断関係から最新と言える断層ガウジから採取した試料
C	活断層／疑いあり	・ 空中写真判読で認定された活断層*沿いで採取された試料であるが、文献からは詳細な採取位置が読み取れず、活断層の変位面で直接採取したものかどうか分からない試料
D	非活断層／疑い大	・ 空中写真判読で認定された活断層*から1km以内に分布するが、上載地層との関係が分からない破砕帯から採取した試料 あるいは ・ 空中写真判読で認定された活断層*沿いに分布するが、他の断層に切られている破砕帯から採取した試料
E	非活断層／疑い小	・ 空中写真判読で認定された推定活断層*から1km以内に分布する破砕帯から採取した試料
F	非活断層／ほぼ確実	・ 空中写真判読で認定された活断層*および推定活断層*から1km以上離れている破砕帯から採取した試料 または ・ 上載地層の変位が認められない破砕帯から採取した試料

※基準の「活断層」「推定活断層」は、今泉ほか編（2018）に準ずる。

(2) 対数比解析

ここまでの処理は平成 31 年度までの共同研究でも行っていたが、令和 2 年度以降は対数比解析と呼ばれる処理を取り入れた。組成データは、変数の総和が定数で固定されているため、変数の独立性が保たれず、実数データのように統計処理を行うことはできないことが指摘されている（定数和制約；Aitchison, 1986）。そこで、対数比解析（Aitchison, 1986；太田・新井，2006）を用いて組成データを実数に変換した。対数比解析は、組成データをある共通の変数で規格化し、変数の相対的な変動のみを表すものである。対数比解析には相加対数比変換と有心対数比変換があり、相加対数比変換は元の変数のうち一つを規格化の単位として用いることから、令和 2 年度の本研究、および立石ほか（2021）では有心対数比変換を採用していた。しかし、有心対数比変換は対数比解析の本来の目的である定数和制約からの解放を実現しないとの知見を得たため、今回は相加対数比変換を採用することとした。すなわち、試料の化学成分のうち一つで他の成分を規格化し、その自然対数をとった。ここで、規格化成分として用いる成分については、15 成分全てで規格化を行うとともに、以下のようなテストと検証を踏まえて決定した。Ohta et al. (2011) は、各変数の変動係数の比をとることで不変量を推測できると考え、以下の 2 つの方法を提案した。1 つめは，不変量の変動係数比は小さくなる傾向があることを利用し、全ての変数の 2 成分の組合せでとった変動係数比（V*xi/xj*, V*xj/xi*）が小さい方の分母の数を数える方法である（Test 1）。2 つめは，2 変数が共に不変量であった場合、変動係数比がゼロになることを利用し、変動係数比が最も小さい組合せを不変量とみなす方法である（Test 2）。Test 1 と Test 2 はいずれも真の不変量を約 95%の確率で検知するが、Test 1 は正に歪んだ分布を持つ変数が存在する場合に、Test 2 は正の相関がある変数が存在する場合に確率が下がることが知られている（Ohta et al., 2011）。検証においては、令和 2 年度の入力データを用いて後述する線形判別分析を概略的に行い、判別率や判別得点、判別係数、VIF を比較した。

(3) 変数選択

入力データの説明変数は 15 成分である（表 4.2-1）。これは本来、本研究で扱うような 100 程度のデータ数では到底分けられない次元とみなされる。一般に、説明変数の数（＝次元）が増えると、個別のデータの差異が小さくなり、判別ができなくなる（これを次元の呪いと呼ぶ）。また、説明変数が増えた結果、分類が細分化し、入力データに特化した判別式となってしまう場合がある（過剰適合と呼ぶ）。その他にも、説明変数同士に極端に高い相関がある場合、標準誤差が大きくなり、新たなデータが加わった時に推定値が大きく変化する問題がある（多重共線性と呼ぶ）。これらはいずれも、線形判別分析の結果として得られる判別式の汎化性能を低下させる原因となりうる。さらに、15 個の成分の組合せは約 3 万通りとなり、最適な成分の組合せの探索が困難になる。これを回避するためには、予め判別に適した成分を選択する必要がある。そこで、赤池情報量規準（AIC、Akaike, 1973）を使って変数選択を行った。また、選択された変数同士が多重共線性をもつかどうかを判断するため、各変数の分散拡大係数（VIF）を算出した。

AIC は、複数の統計的モデルの良さを比較評価するための規準であり、AIC= −2×（モデルの最大対数尤度）＋2×（モデルの自由パラメータ数） の値が小さいほど予測精度の高いモデルであるとしたものである（二宮，1999）。R で実装されているものは、変数の組合せを変えて AIC を逐次評価し、最も低い値を出したものを最良モデルとする。AIC の計算方法は昨年度と同じく変数増減法と呼ばれる方法を採用した。結果の出力も昨年度と同じく、AIC のステップと残った成分とともに、重回帰分析により計算した各成分の t 値と p 値、及びそれに基づく重みが出力されるようにした。t 値と p 値はいずれも統計的仮説検定に用いられ、本共同研究の場合は活断層と非活断層の 2 群における各成分の平均値が有意に異なると言えるかどうかを検定する値となる。

t 値が大きく、p 値が小さいほど、その成分は 2 群の違いを有意に説明しうる、ということになる。通例、p 値が 0.05（5%）を下回ると帰無仮説が棄却され、各変数における 2 群の分布が等しいことを否定する。

VIF は、多重共線性の程度を表す量であり、$VIF=1/(1-R^2)$の値が小さいほど多重共線性が低い。ここで、R^2はある説明変数（X とする）を他の全ての説明変数で重回帰分析した時の決定係数である。X を他の説明変数で 9 割説明できる場合の VIF は 10 であり、完全相関の場合はゼロ除算となるため解が得られない。VIF が 10 を超えると、その変数は多重共線性の要因になっていることが示唆される（川端ほか，2018 など）。

これらの作業は全て、オープンソースの統計解析プログラミング言語である R で実行した。R 及び CRAN と呼ばれる R の計算ライブラリの信頼性は高く、FDA（アメリカ食品医薬局）における薬事申請・報告での使用が公式に認められている。

以下に R における AIC 計算のコードを解説（#で始まる行）とともに示す。このコードを実行すると、最適な成分の組合せの候補が計算過程とともに aic.txt というテキストファイルに出力される。

```
#パッケージの読み込み
> library(MASS)
> library(car)
#入力データ（forAIC.csv）の読み込み（タイプを数値化した Z という列を追加したファイル）
> data<-read.csv("forAIC.csv",header = T)
#重回帰分析（目的変数 Z を説明変数候補である成分 15 個でどの程度説明できるか）
> mod.full<-glm(Z ~.,data=dat)
#変数を減らしたり増やしたりして AIC を計算し、改善されなくなった時に残っている変数を採用する
> mod.step<-stepAIC(mod.full, direction = "both")
#AIC の出力ファイルの用意
> sink("aic.txt")
#AIC の結果の出力
> summary(mod.step)
#出力ファイルを閉じる
> sink()
#VIF の出力ファイルの用意
> sink("vif.txt")
#VIF の結果の出力
> vif(mod.full)
#出力ファイルを閉じる
> sink()
```

(4) 線形判別分析

線形判別分析は、2 群が正規分布すること、等分散性を持つことを前提として、2 群が最も良く分かれる判別式を一次式（線形）で求める手法である。この時、基準となるのは多次元における 2 群の中心点である。今回のように成分を説明変数とした場合、判別式の形は以下のようになる。

判別式：　$Y = \beta_1 \times SiO_2 + \beta_2 \times TiO_2 + \cdots - \alpha$

ここで、α と β は判別係数である。得られた一次式に 2 群のどちらか不明な試料の化学組成を代入すると、どちらのグループに属するかが判別できる。判別の精度は、データ数が多いほど高くなることが期待される。

線形判別分析は、変数選択で決定した成分の組合せで行った。分析は変数選択と同じく R で行った。以下に解析の一連のコードを解説とともに示す。

```
#ライブラリの読み込み
> library("MASS")
#入力データ（CASE1_*.csv）の読み込み
> data <- read.csv("CASE1_*.csv",header = T)
#2 群の分類データ列の読み込み（AFG/NFG）
> type <- data[,3]
#多変量列の読み込み（15 成分の場合）
> com <- data[4:18]
#多変量列の標準化　係数比較のために必要
> com.scale <- data.frame(scale(com))
#分類データ列と多変量列の結合（教師データ作成）
> learn.data <- cbind(type, com.scale)
#線形判別分析
> Z<-lda(type ~., data = learn.data)
#一次式の係数α
> aa <- apply(Z$means %*% Z$scaling, 2, mean)
#一次式の係数β
> scaling <- Z$scaling
#各試料の判別得点　正負で 2 群の推定結果が判別できる
> score <- predict(Z)$x – aa
#type と score の結合
> df <- data.frame(type, score)
#α，β，判別得点の出力
> sink("CASE1_a.txt")
> aa
> sink()
> sink("CASE1_b.txt")
> scaling
> sink()
> sink("CASE1_score.txt")
> score
> sink()
```

(5) 結果図作成

線形判別分析の結果を判断しやすくするため、R のグラフ描画ライブラリ ggplot2 を用いて図 4.1-1 のような結果図を作成した（昨年度の例を示す）。

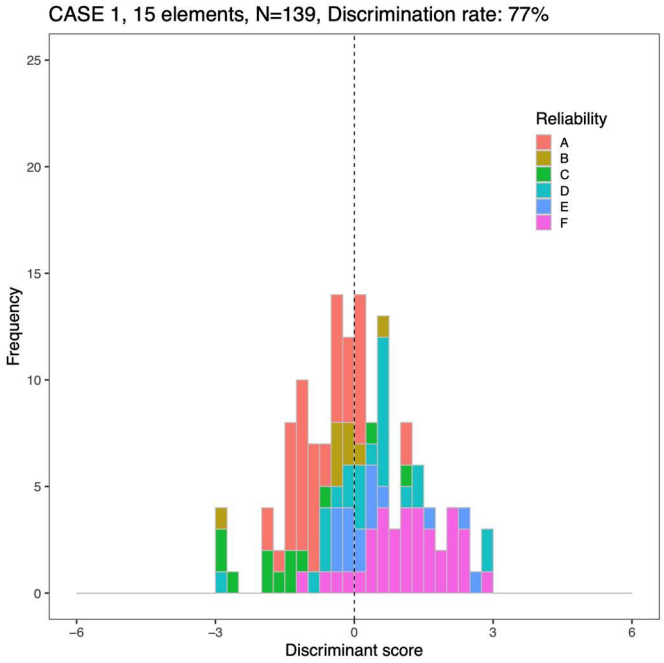


図 4.1-1　結果図の例

プロットは判別得点のヒストグラムであり、縦軸が頻度を表す。棒の色は活動性／確実度で分かれており、A，B，C が活断層（AFG）の、D，E，F が非活断層（NFG）のデータである。判別得点が正の値なら非活断層、負の値なら活断層と判別されたことになり、この図を見れば判別結果と活動性／確実度との関係が把握できる。プロットのタイトルは、以下の情報を表す。

CASE 1, 15elements, N=139, Discrimination rate: 77%
①　②　③　④

① 分析ケースの番号
② 線形判別分析に用いた成分の数
③ 同じく試料の数
④ 判別率

結果図のプロット用のコードを以下に示す。

```
> library(ggplot2, GGally)
> g<-ggplot(df, aes(x = score, fill = Reliability))
> g<-g+geom_histogram(boundary = 0, breaks=seq(-6, 6,by=0.25), position="stack",colour="gray")
+scale_y_continuous(breaks = seq(0,25,by=5),limits = c(0,25))+geom_vline(xintercept = 0,
linetype=2)+theme_bw(base_size = 18)+labs(title = "CASE 1, 15 elements, N=139,
Discrimination rate: 77%")+xlab("Discriminant score")+ylab("Frequency")
> g<-g+theme(panel.grid = element_blank())
> g<-g+theme(legend.position=c(1,1), legend.justification=c(1.5,1.5))
> plot(g)
```

4.2 結果

(1) 入力データの整理

入力データの整理の結果、解析対象試料（母岩：花崗岩質岩類，断層タイプ：横ずれ断層）の数は 109 試料となった。入力データの概要を表 4.2-1 に、解析対象試料の一覧を表 4.2-2～表 4.2-4 に示す。

表 4.2-1　入力データの概要

解析に使用した成分	解析対象	試料の数
15 成分：SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3*, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, Ba, Rb, Sr, Th, Y	母岩の種類：花崗岩質岩類 断層タイプ：横ずれ断層	109 試料（AFG57，NFG52）

Fe_2O_3*：全鉄を Fe_2O_3 換算したもの

表 4.2-2　解析対象試料の一覧①

文献番号	試料名	母岩	活断層名	断層タイプ	AFG/NFG	活動性・確実度
1	AU 1b	花崗岩	跡津川断層	横ずれ断層	AFG	C
1	AU 5	花崗岩	跡津川断層	横ずれ断層	AFG	C
1	AU 6	花崗岩	跡津川断層	横ずれ断層	AFG	C
1	AU 8a	花崗岩	跡津川断層	横ずれ断層	AFG	C
1	AU 8b	花崗岩	跡津川断層	横ずれ断層	AFG	C
1	AU 9	花崗岩	跡津川断層	横ずれ断層	AFG	C
2	98-10	花崗閃緑岩	野島断層	横ずれ断層	AFG	A
2	99-1	花崗閃緑岩	野島断層	横ずれ断層	AFG	A
2	114-1	花崗閃緑岩	野島断層	横ずれ断層	AFG	A
6	FG01-1	流紋岩／花崗岩	阿寺断層	横ずれ断層	AFG	A
6	FG01-2	流紋岩／花崗岩	阿寺断層	横ずれ断層	AFG	A
6	FG03-1	流紋岩／花崗岩	阿寺断層	横ずれ断層	AFG	A
6	FG05-1	流紋岩／花崗岩	阿寺断層	横ずれ断層	AFG	A
6	FG06-1	流紋岩／花崗岩	阿寺断層	横ずれ断層	AFG	A
6	FG02-A	流紋岩／花崗岩	阿寺断層	横ずれ断層	AFG	A
6	FG02-B	流紋岩／花崗岩	阿寺断層	横ずれ断層	AFG	A
7	K-19	花崗岩	阿寺断層	横ずれ断層	AFG	B
7	K-20	花崗岩	阿寺断層	横ずれ断層	AFG	B
8	m005-3	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
8	m004-2	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
8	m003-1	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
8	m003-3	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
8	m003-4	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
8	m004-1	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
8	m005-1	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
8	m005-7	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
8	m003-2	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
A	GSB-C02	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
A	GSB-C03	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
A	GSB-C06	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
A	GSB-C07	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
A	GSB-C08	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
A	GSB-C09	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
A	GSB-C10	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
A	GSB-C11	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
A	GSB-C12	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
A	GSB-C13	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
A	GSB-C14	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A

表 4.2-3　解析対象試料の一覧②

文献番号	試料名	母岩	活断層名	断層タイプ	AFG/NFG	活動性・確実度
A	STK-C02	花崗岩	下蔦木断層	横ずれ断層	AFG	A
A	STK-C03	花崗岩	下蔦木断層	横ずれ断層	AFG	A
A	STK-C07	花崗岩	下蔦木断層	横ずれ断層	AFG	A
A	STK-C08	花崗岩	下蔦木断層	横ずれ断層	AFG	A
A	STK-C09	花崗岩	下蔦木断層	横ずれ断層	AFG	A
B	HRK-C05	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
B	HRK-C06	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
B	HRK-C09	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
B	HRK-C13	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
B	HRK-C14	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
B	HRK-C15	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
C	FSW-C08	花崗岩	六甲断層	横ずれ断層	AFG	A
C	FSW-C09	花崗岩	六甲断層	横ずれ断層	AFG	A
C	FSW-C10	花崗岩	六甲断層	横ずれ断層	AFG	A
F	1602	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
F	1603	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
F	2301	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
F	2504	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
F	2602	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
F	2603	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
F	Hr10A①	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
F	Hr10A②	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
F	Ko9-4-2②	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
F	Ko9-4-2③	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
G	GSK1	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
G	GSK2	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
G	GSK3	花崗岩	五助橋断層	横ずれ断層	AFG	A
G	ARM1	花崗岩	六甲断層	横ずれ断層	AFG	A
G	ARM4	花崗岩	六甲断層	横ずれ断層	AFG	A
G	MP-07-1	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
G	MP-07-2	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
G	MP-07-3	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
G	Ko12-1-1	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
H	07110401E	花崗岩	阿寺断層	横ずれ断層	AFG	B
H	KS-7	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
H	06070105-5	花崗岩	跡津川断層	横ずれ断層	AFG	B
H	06070105-2	花崗岩	跡津川断層	横ずれ断層	AFG	B
H	07020301	流紋岩	非活断層	—	NFG	D

表 4.2-4　解析対象試料の一覧③

文献番号	試料名	母岩	活断層名	断層タイプ	Type 2	活動性／確実度
H	サンプル４	砂礫層／花崗岩	非活断層	—	NFG	D
H	サンプル５	砂礫層／花崗岩	非活断層	—	NFG	D
H	サンプル６	砂礫層／花崗岩	非活断層	—	NFG	D
H	サンプル８	砂礫層／花崗岩	非活断層	—	NFG	D
H	サンプル９	砂礫層／花崗岩	非活断層	—	NFG	D
H	サンプル１０	砂礫層／花崗岩	非活断層	—	NFG	D
H	15042102-2	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	15042103-1	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	15042103-3	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	15042003-1	花崗岩	非活断層	—	NFG	F
H	FKM-FG-01	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	FKM-FG-02	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	FKM-FG-03	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	FKM-FG-04	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	FKM-FG-05	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	FKM-FG-06	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	FKM-FG-07	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	FKM-FG-08	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	FKM-FG-09	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
H	FKM-FG-10	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
2021	orito-1-2	花崗岩	敦賀断層	横ずれ断層	AFG	C
2021	orito-1-4	花崗岩	敦賀断層	横ずれ断層	AFG	B
2021	orito-1-5	花崗岩／緑色岩	敦賀断層	横ずれ断層	AFG	A
2021	orito-2-1	花崗岩	敦賀断層	横ずれ断層	AFG	B
2021	orito-3-1	花崗岩	敦賀断層	横ずれ断層	AFG	B
2021	orito-3-2	花崗岩／緑色岩	敦賀断層	横ずれ断層	AFG	A
2021	HT207	花崗岩／緑色岩	敦賀断層	横ずれ断層	AFG	A
2021	HT209	花崗岩	非活断層	—	NFG	E
2021	HT210	堆積層／花崗岩	山田断層	横ずれ断層	AFG	A
2021	HT211A	花崗岩	山田断層	横ずれ断層	AFG	A
2021	HT211B	花崗岩	山田断層	横ずれ断層	AFG	B
2021	YMD_KC01	花崗岩	山田断層	横ずれ断層	AFG	B
2021	YMD_IW01	花崗岩	山田断層	横ずれ断層	AFG	B

(2) 対数比解析

解析対象データ（15 成分・109 試料；母岩の種類は花崗岩質岩類・断層タイプは横ずれ断層）を用いて、15 成分全てを規格化成分として相加対数比変換を行った。その結果、全てのケースで判別率は 88%となり、判別得点や誤判別となった試料も全く同じであった。すなわち、相加対数比変換と線形判別分析の組合せでは、どの成分で規格化しても判別結果に影響はないということが分かった。これは、線形判別分析では 2 群を最大限分けるべく判別係数が調整され、規格化成分の違いによる数値の違いが相殺されるためである。このような結果は、判別係数が調整される線形判別分析の特性によるものであり、他の統計解析手法で同様の結果が得られるとは限らない。ただし、規格化成分によって判別係数と VIF は大きく変化した。表 4.2-5、表 4.2-6 に 15 成分で規格化した時の各成分の判別係数、VIF、AIC による p 値のオーダーを示す。また表 4.2-7 に判別係数と VIF の平均値の順位を、表 4.2-8 にと AIC による p 値のオーダーの数を示す。判別係数の平均値は、高い順に Rb、K_2O、TiO_2、Al_2O_3、Sr…と続く。VIF の平均値は、高い順に SiO_2、K_2O、Al_2O_3、Rb、Sr…であった。ただし、VIF は規格化成分により大きく変化し、VIF の平均値の高い SiO_2、K_2O、Al_2O_3 で規格化した場合、VIF が 10 を超えるのは Al_2O_3 ではゼロで、SiO_2、K_2O では Sr のみであったのに対して、この 3 成分以外で規格化した場合、5 つ以上の成分で VIF が 10 を超えた。AIC の結果については、規格化成分によらず同じ成分が選ばれており、判別係数の平均値との緩い相関が認められる。

次に、同じ入力データを用いて、Ohta et al. (2011)の不変量検定 Test 1 と Test 2 を行った。その結果、不変量の候補として Test 1 では Y が、Test 2 では SiO_2 と Al_2O_3 が選定された。これらはいずれも規格化成分によらず AIC で除去される成分であり（表 4.2-8）、判別における重要性は低いと考えられる。これは不変量検定結果とも整合しており、不変量であるからこそ 2 群の違いを反映しないと考えられる。また、Test 2 で不変量の候補とされた Al_2O_3 で規格化した場合、VIF が 10 を超える成分がない（表 4.2-6）。以上より、規格化成分としては Al_2O_3 が最も有望で、次点で SiO_2 が挙げられる。

(3) 変数選択

解析対象データを用いて、規格化成分を Al_2O_3 として AIC を実行した結果、14 個の成分から TiO_2、Na_2O、Ba、Rb、Sr の 5 成分が最適な組合せとして抽出された。このうち p 値 0.001 未満となった成分は TiO_2 と Rb で、p 値 0.01 未満となった成分は Sr であり、帰無仮説が棄却される 0.05 未満となった成分は、Na_2O と Ba であった（表 4.2-5、表 4.2-6）。なお、SiO_2 を規格化成分として AIC を実行した場合でも、ほぼ同様の結果となったが、Ba は p 値 0.05 以上で除かれた。

規格化成分を Al_2O_3 とした場合の AIC の計算過程を以下に示す。Start 時点の成分数は 14 個で、AIC は 99.37 であった。Step ごとに成分の数が一つずつ減って AIC が改善され、最後の Step では前述の 5 成分が残り、AIC は 86.13 となった。

```
Start:  AIC=99.37
TypeN ~ SiO2 + TiO2 + Fe2O3 + MnO + MgO + CaO + Na2O + K2O + P2O5 + Ba + Rb + Sr + Th + Y

Step:  AIC=97.42
TypeN ~ SiO2 + TiO2 + Fe2O3 + MnO + MgO + Na2O + K2O + P2O5 + Ba + Rb + Sr + Th + Y

Step:  AIC=95.48
```

TypeN ~ SiO2 + TiO2 + MnO + MgO + Na2O + K2O + P2O5 + Ba + Rb + Sr + Th + Y

Step:　AIC=93.67
TypeN ~ SiO2 + TiO2 + MnO + MgO + Na2O + K2O + Ba + Rb + Sr + Th + Y

Step:　AIC=91.85
TypeN ~ TiO2 + MnO + MgO + Na2O + K2O + Ba + Rb + Sr + Th + Y

Step:　AIC=90.05
TypeN ~ TiO2 + MgO + Na2O + K2O + Ba + Rb + Sr + Th + Y

Step:　AIC=89.02
TypeN ~ TiO2 + Na2O + K2O + Ba + Rb + Sr + Th + Y

Step:　AIC=87.9
TypeN ~ TiO2 + Na2O + K2O + Ba + Rb + Sr + Y

Step:　AIC=86.72
TypeN ~ TiO2 + Na2O + K2O + Ba + Rb + Sr

Step:　AIC=86.13
TypeN ~ TiO2 + Na2O + Ba + Rb + Sr

Call:　glm(formula = TypeN ~ TiO2 + Na2O + Ba + Rb + Sr, data = aic.data)

表 4.2-5　規格化成分による判別係数，VIF，AIC による p 値のオーダー①

規格化成分：SiO_2

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2				
TiO_2	-0.86	0.86	3.70	***
Al_2O_3	-0.22	0.22	2.08	-
Fe_2O_3	0.07	0.07	3.56	-
MnO	-0.10	0.10	1.47	-
MgO	0.11	0.11	1.95	-
CaO	0.06	0.06	3.98	-
Na_2O	-0.43	0.43	2.46	**
K_2O	0.26	0.26	3.20	-
P_2O_5	0.11	0.11	3.90	-
Ba	0.39	0.39	3.38	.
Rb	0.49	0.49	4.48	***
Sr	-0.66	0.66	10.12	**
Th	-0.30	0.30	4.14	-
Y	0.19	0.19	3.90	-

規格化成分：TiO_2

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.36	0.36	92.21	-
TiO_2				
Al_2O_3	-1.06	1.06	47.74	-
Fe_2O_3	0.10	0.10	7.65	-
MnO	-0.12	0.12	2.14	-
MgO	0.13	0.13	2.44	-
CaO	0.06	0.06	4.45	-
Na_2O	-0.64	0.64	5.46	**
K_2O	1.25	1.25	75.56	-
P_2O_5	0.07	0.07	1.83	-
Ba	0.52	0.52	5.91	*
Rb	1.41	1.41	37.32	***
Sr	-0.72	0.72	12.30	**
Th	-0.67	0.67	21.59	-
Y	0.36	0.36	13.86	-

規格化成分：Al_2O_3

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.07	0.07	3.56	-
TiO_2	-0.81	0.81	3.28	***
Al_2O_3				
Fe_2O_3	0.07	0.07	3.17	-
MnO	-0.10	0.10	1.48	-
MgO	0.11	0.11	1.94	-
CaO	0.06	0.06	3.89	-
Na_2O	-0.43	0.43	2.46	*
K_2O	0.37	0.37	6.55	-
P_2O_5	0.10	0.10	3.48	-
Ba	0.39	0.39	3.29	*
Rb	0.56	0.56	5.88	***
Sr	-0.60	0.60	8.41	**
Th	-0.35	0.35	5.77	-
Y	0.20	0.20	4.48	-

規格化成分：Fe_2O_3

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.24	0.24	40.20	-
TiO_2	-0.83	0.83	3.46	***
Al_2O_3	-0.70	0.70	20.89	-
Fe_2O_3				
MnO	-0.09	0.09	1.22	-
MgO	0.12	0.12	2.29	-
CaO	0.06	0.06	3.66	-
Na_2O	-0.59	0.59	4.56	*
K_2O	0.93	0.93	41.76	-
P_2O_5	0.09	0.09	2.84	-
Ba	0.51	0.51	5.77	*
Rb	0.88	0.88	14.73	***
Sr	-0.65	0.65	9.93	*
Th	-0.49	0.49	11.21	-
Y	0.22	0.22	5.54	-

規格化成分：MnO

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.51	0.51	182.10	-
TiO_2	-1.46	1.46	10.69	***
Al_2O_3	-1.59	1.59	107.40	-
Fe_2O_3	0.14	0.14	13.46	-
MnO				
MgO	0.17	0.17	4.49	-
CaO	0.07	0.07	5.11	-
Na_2O	-0.83	0.83	9.14	**
K_2O	1.75	1.75	149.07	-
P_2O_5	0.13	0.13	5.46	-
Ba	0.95	0.95	19.95	*
Rb	1.69	1.69	53.61	***
Sr	-1.20	1.20	33.68	**
Th	-0.81	0.81	30.95	-
Y	0.36	0.36	13.84	-

規格化成分：MgO

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.42	0.42	124.36	-
TiO_2	-1.12	1.12	6.27	***
Al_2O_3	-1.31	1.31	72.30	-
Fe_2O_3	0.13	0.13	12.97	-
MnO	-0.13	0.13	2.31	-
MgO				
CaO	0.07	0.07	5.05	-
Na_2O	-0.80	0.80	8.42	**
K_2O	1.45	1.45	102.45	-
P_2O_5	0.12	0.12	4.91	-
Ba	0.84	0.84	15.49	*
Rb	1.45	1.45	39.67	***
Sr	-1.20	1.20	33.72	**
Th	-0.64	0.64	19.64	-
Y	0.31	0.31	10.72	-

規格化成分：CaO

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.51	0.51	178.30	-
TiO_2	-1.26	1.26	8.00	***
Al_2O_3	-1.55	1.55	101.95	-
Fe_2O_3	0.14	0.14	14.55	-
MnO	-0.11	0.11	1.84	-
MgO	0.15	0.15	3.54	-
CaO				
Na_2O	-0.69	0.69	6.38	**
K_2O	1.78	1.78	153.90	-
P_2O_5	0.10	0.10	3.50	-
Ba	0.81	0.81	14.50	*
Rb	1.85	1.85	64.59	***
Sr	-0.85	0.85	16.95	**
Th	-0.89	0.89	37.59	-
Y	0.41	0.41	18.53	-

規格化成分：Na_2O

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.29	0.29	58.87	-
TiO_2	-1.02	1.02	5.25	***
Al_2O_3	-0.90	0.90	34.49	-
Fe_2O_3	0.11	0.11	9.70	-
MnO	-0.11	0.11	1.76	-
MgO	0.15	0.15	3.16	-
CaO	0.06	0.06	3.41	-
Na_2O				
K_2O	0.95	0.95	43.43	-
P_2O_5	0.11	0.11	4.18	-
Ba	0.49	0.49	5.40	*
Rb	1.18	1.18	26.16	***
Sr	-0.69	0.69	11.26	**
Th	-0.53	0.53	13.56	-
Y	0.30	0.30	9.73	-

規格化成分：K_2O

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.08	0.08	4.17	-
TiO_2	-0.89	0.89	3.96	***
Al_2O_3	-0.34	0.34	4.99	-
Fe_2O_3	0.08	0.08	4.83	-
MnO	-0.11	0.11	1.57	-
MgO	0.12	0.12	2.09	-
CaO	0.06	0.06	4.48	-
Na_2O	-0.42	0.42	2.36	**
K_2O				
P_2O_5	0.11	0.11	4.28	-
Ba	0.43	0.43	4.03	-
Rb	0.43	0.43	3.43	*
Sr	-0.72	0.72	12.24	**
Th	-0.27	0.27	3.39	-
Y	0.18	0.18	3.72	-

表 4.2-6　規格化成分による判別係数，VIF，AIC による p 値のオーダー②

規格化成分：P_2O_5

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.55	0.55	207.60	-
TiO_2	-0.88	0.88	3.92	***
Al_2O_3	-1.60	1.60	108.36	-
Fe_2O_3	0.13	0.13	13.40	-
MnO	-0.13	0.13	2.34	-
MgO	0.17	0.17	4.09	-
CaO	0.06	0.06	4.16	-
Na_2O	-0.83	0.83	9.29	**
K_2O	1.90	1.90	174.57	-
P_2O_5				
Ba	0.82	0.82	15.01	*
Rb	1.96	1.96	72.10	***
Sr	-0.90	0.90	18.86	**
Th	-0.94	0.94	41.84	-
Y	0.45	0.45	21.84	-

規格化成分：Ba

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.23	0.23	35.66	-
TiO_2	-0.70	0.70	2.50	***
Al_2O_3	-0.69	0.69	20.26	-
Fe_2O_3	0.09	0.09	5.39	-
MnO	-0.11	0.11	1.69	-
MgO	0.13	0.13	2.55	-
CaO	0.06	0.06	3.41	-
Na_2O	-0.42	0.42	2.38	**
K_2O	0.82	0.82	32.54	-
P_2O_5	0.09	0.09	2.97	-
Ba				
Rb	1.08	1.08	21.99	***
Sr	-0.46	0.46	4.89	**
Th	-0.53	0.53	13.59	-
Y	0.30	0.30	10.07	-

規格化成分：Rb

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.15	0.15	16.06	-
TiO_2	-1.03	1.03	5.38	***
Al_2O_3	-0.54	0.54	12.31	-
Fe_2O_3	0.08	0.08	4.68	-
MnO	-0.10	0.10	1.55	-
MgO	0.12	0.12	2.23	-
CaO	0.07	0.07	5.17	-
Na_2O	-0.54	0.54	3.91	**
K_2O	0.44	0.44	9.43	-
P_2O_5	0.12	0.12	4.85	-
Ba	0.58	0.58	7.48	*
Rb				
Sr	-0.88	0.88	18.14	**
Th	-0.22	0.22	2.38	-
Y	0.14	0.14	2.06	-

規格化成分：Sr

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.30	0.30	61.10	-
TiO_2	-0.77	0.77	2.98	***
Al_2O_3	-0.84	0.84	29.66	-
Fe_2O_3	0.08	0.08	5.31	-
MnO	-0.11	0.11	1.64	-
MgO	0.15	0.15	3.19	-
CaO	0.05	0.05	2.28	-
Na_2O	-0.46	0.46	2.84	**
K_2O	1.08	1.08	56.66	-
P_2O_5	0.08	0.08	2.14	-
Ba	0.36	0.36	2.80	*
Rb	1.27	1.27	30.54	***
Sr				
Th	-0.66	0.66	20.95	-
Y	0.34	0.34	12.39	-

規格化成分：Th

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.21	0.21	29.80	-
TiO_2	-1.11	1.11	6.25	***
Al_2O_3	-0.76	0.76	24.29	-
Fe_2O_3	0.10	0.10	7.16	-
MnO	-0.11	0.11	1.79	-
MgO	0.12	0.12	2.21	-
CaO	0.07	0.07	6.04	-
Na_2O	-0.55	0.55	4.08	*
K_2O	0.62	0.62	18.70	-
P_2O_5	0.13	0.13	5.66	-
Ba	0.65	0.65	9.29	*
Rb	0.50	0.50	4.78	***
Sr	-1.03	1.03	24.99	**
Th				
Y	0.14	0.14	2.18	-

規格化成分：Y

	判別係数	絶対値	VIF	AIC
SiO_2	0.29	0.29	59.69	-
TiO_2	-1.30	1.30	8.52	***
Al_2O_3	-0.97	0.97	40.06	-
Fe_2O_3	0.10	0.10	7.51	-
MnO	-0.11	0.11	1.71	-
MgO	0.13	0.13	2.57	-
CaO	0.08	0.08	6.33	-
Na_2O	-0.68	0.68	6.21	**
K_2O	0.95	0.95	43.59	-
P_2O_5	0.14	0.14	6.27	-
Ba	0.81	0.81	14.63	*
Rb	0.68	0.68	8.81	**
Sr	-1.16	1.16	31.42	**
Th	-0.31	0.31	4.64	-
Y				

	判別係数（平均）	VIF（平均）
SiO_2	0.30	78.12
TiO_2	1.00	5.30
Al_2O_3	0.93	44.77
Fe_2O_3	0.10	8.10
MnO	0.11	1.75
MgO	0.14	2.77
CaO	0.06	4.39
Na_2O	0.59	5.00
K_2O	1.04	65.10
P_2O_5	0.11	4.02
Ba	0.61	9.07
Rb	1.10	27.72
Sr	0.84	17.64
Th	0.54	16.52
Y	0.28	9.49

表 4.2-7　判別係数と VIF の平均値の順位（降順）

順位	判別係数（平均）	VIF（平均）
1	Rb	SiO_2
2	K_2O	K_2O
3	TiO_2	Al_2O_3
4	Al_2O_3	Rb
5	Sr	Sr
6	Ba	Th
7	Na_2O	Y
8	Th	Ba
9	SiO_2	Fe_2O_3
10	Y	TiO_2
11	MgO	Na_2O
12	MnO	CaO
13	P_2O_5	P_2O_5
14	Fe_2O_3	MgO
15	CaO	MnO

表 4.2-8　AIC による p 値のオーダーの数

	p値（AIC）				
	***	**	*	.	-
	0<p<0.001	0.001<p<0.01	0.01<p<0.05	0.05<p<0.1	0.1<p
SiO_2	0	0	0	0	14
TiO_2	14	0	0	0	0
Al_2O_3	0	0	0	0	14
Fe_2O_3	0	0	0	0	14
MnO	0	0	0	0	14
MgO	0	0	0	0	14
CaO	0	0	0	0	14
Na_2O	0	11	3	0	0
K_2O	0	0	0	0	14
P_2O_5	0	0	0	0	14
Ba	0	0	12	1	1
Rb	12	1	1	0	0
Sr	0	13	1	0	0
Th	0	0	0	0	14
Y	0	0	0	0	14

(4) 線形判別分析

線形判別分析は Al_2O_3 で規格化した CASE 1～CASE 3 と SiO_2 で規格化した CASE 4 の 4 ケースで実施した。

1) CASE 1：14 成分・109 試料（規格化成分 Al_2O_3・変数選択なし）

線形判別分析の結果を図 4.2-1 に示す。判別率は 88%で、109 試料中 13 試料が誤判別となった。誤判別となった試料は活動性／確実度 A が 0/39 試料、B が 3/11 試料、C が 1/7 試料、D が 2/7 試料、E が 7/14 試料、F が 0/31 試料で、確実度の高い A および F は含まれない。E で誤判別が多いが、これらは全て FKM シリーズのものである。

2) CASE 2：5 成分・109 試料（規格化成分 Al_2O_3・p 値 0.05 未満）

AIC の結果 p 値 0.05 未満となった 5 成分（TiO_2、Na_2O、Ba、Rb、Sr）のデータを用いて線形判別分析を行った。結果を図 4.2-2 に示す。判別率は 85%で、109 試料中 16 試料で誤判別となった。誤判別となった試料は活動性／確実度 A が 0/39 試料、B が 3/11 試料、C が 3/7 試料、D が 2/7 試料、E が 8/14 試料，F が 0/31 試料で、やや誤判別が増えたものの、確実度の高い A および F は含まれない。

3) CASE 3：3 成分・109 試料（規格化成分 Al_2O_3・p 値 0.01 未満）

AIC の結果 p 値 0.01 未満となった 3 成分（TiO_2、Rb、Sr）のデータを用いて線形判別分析を行った。結果を図 4.2-3 に示す。判別率は 83%で、109 試料中 18 試料で誤判別となった。誤判別となった試料は活動性／確実度 A が 1/39 試料、B が 3/11 試料、C が 1/7 試料、D が 7/7 試料、E が 5/14 試料，F が 1/31 試料で、さらに誤判別が増え、確実度の高い A および F が含まれている。

4) CASE 4：4 成分・109 試料（規格化成分 SiO_2・p 値 0.05 未満）

AIC の結果 p 値 0.05 未満となった 4 成分（TiO_2、Na_2O、Rb、Sr）のデータを用いて線形判別分析を行った。なお、この 4 成分の p 値は全て 0.01 未満である。結果を図 4.2-4 に示す。判別率は 83%で、109 試料中 19 試料で誤判別となった。誤判別となった試料は活動性／確実度 A が 0/39 試料、B が 3/11 試料、C が 3/7 試料、D が 4/7 試料、E が 9/14 試料，F が 0/31 試料で、CASE 2 と類似するが、D と E が若干多い結果となった。

CASE 1～CASE 4 の結果、成分数を減らしても 80%以上の高確率で 2 群を分けられることが示された。CASE 4 のみ SiO_2 を規格化成分としたが、結果は他のケースとさほど変わらず、誤判別となった試料に大きな違いはなかった。このことから、規格化成分の違いは結果に大きな影響を与えないと判断し、以下の議論は CASE 1～CASE 3 の結果を用いることとする。

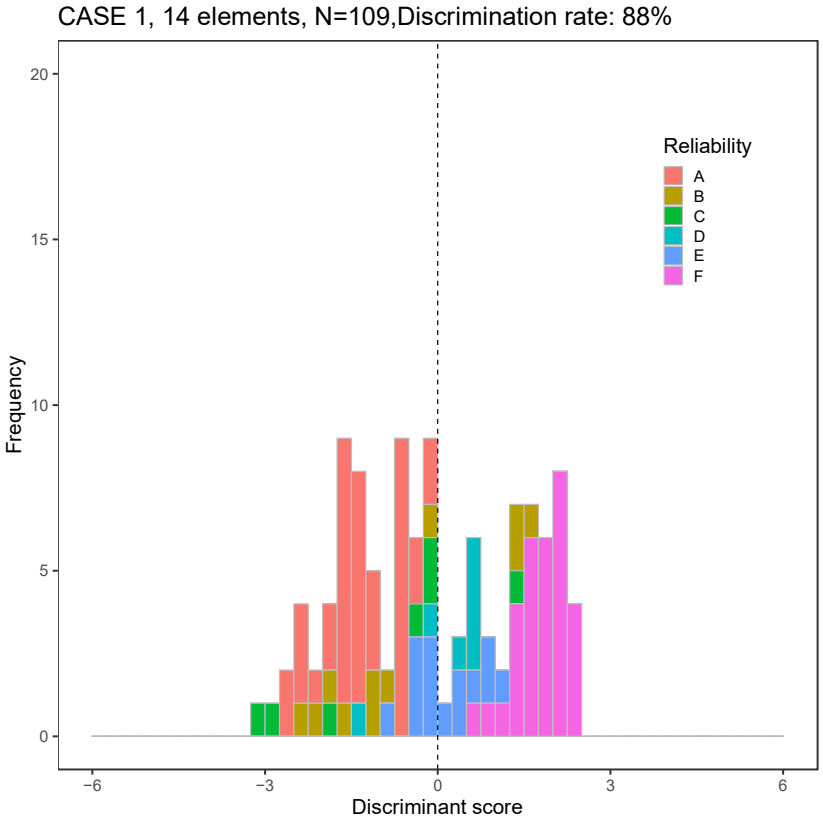


図 4.2-1　線形判別分析の結果図（CASE 1）

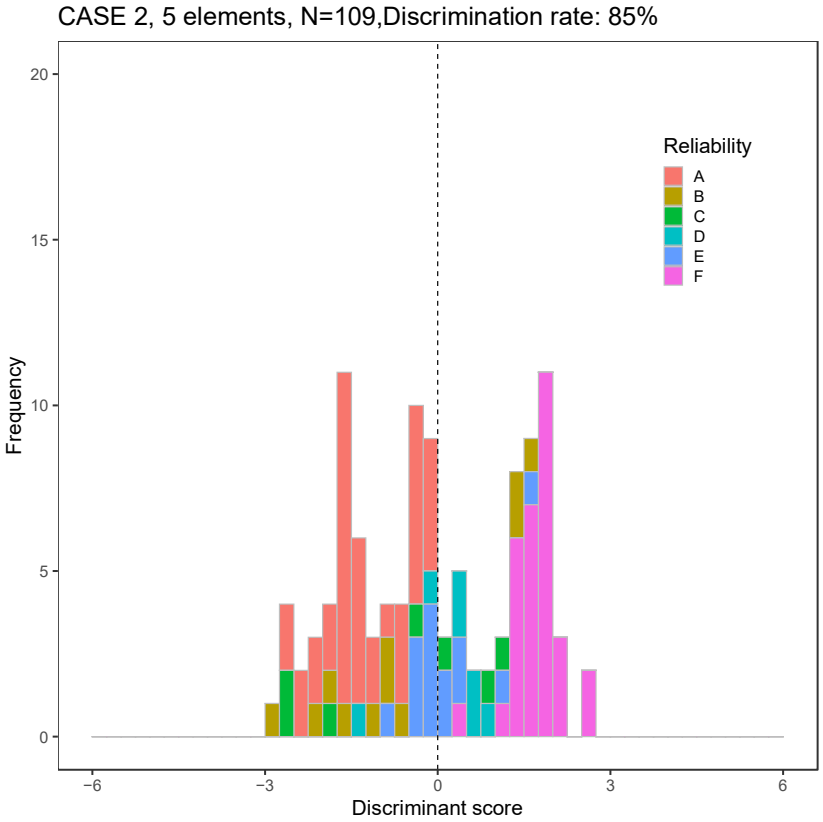


図 4.2-2　線形判別分析の結果図（CASE 2）

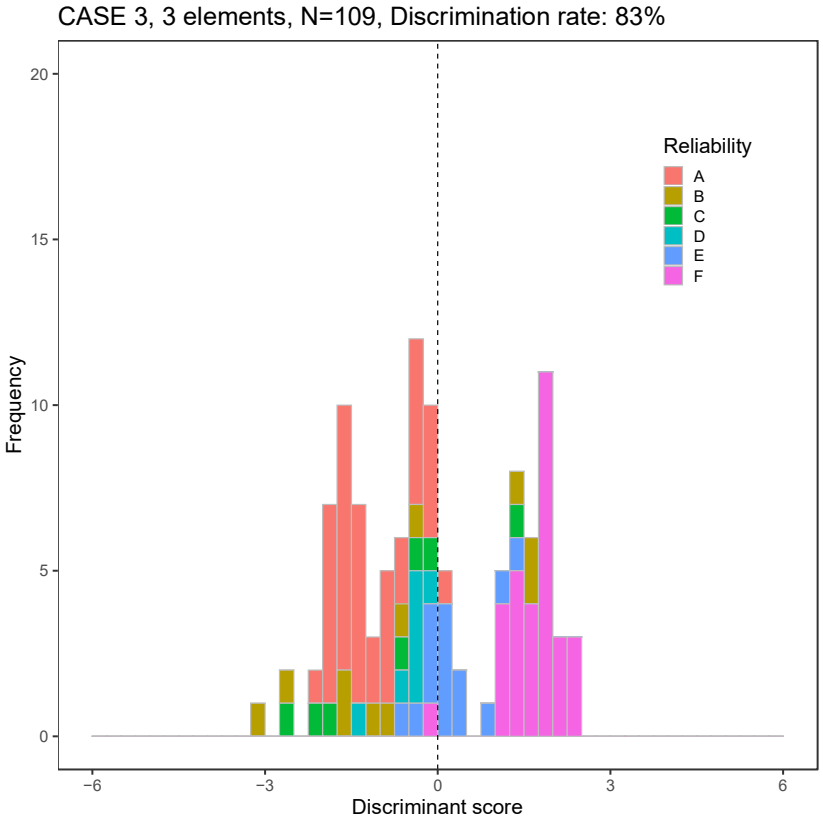


図 4.2-3　線形判別分析の結果図（CASE 3）

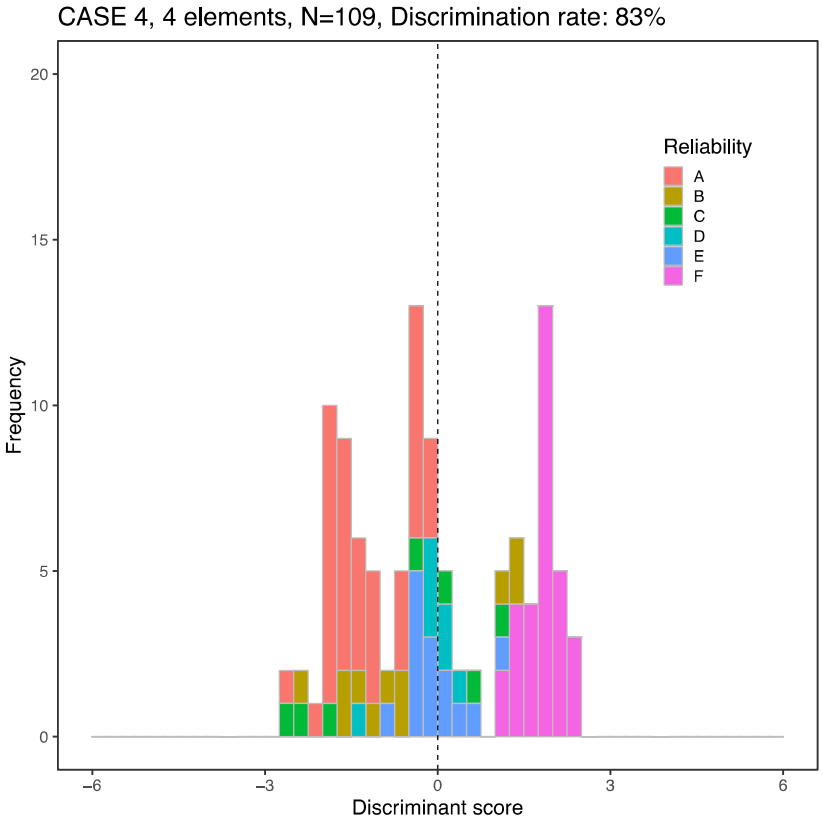


図 4.2-4　線形判別分析の結果図（CASE 4）

5. 考察

5.1 2 群の違いを表す成分について

立石ほか（2021）は、2 群の違いを表す成分が TiO_2、MnO、CaO、Na_2O、Sr、Ba であるとした。データ数を増やした昨年度の共同研究では、判別に強く寄与する成分は TiO_2、Ba、Rb、Sr となった。今年度は、データ数を増やすとともに、相加対数比変換を採用して線形判別分析を行った。

ここでは、CASE 1～CASE 3 の判別係数を比較し、各成分の判別への寄与度を測る。

表 5.1-1 に、各ケースの判別係数を VIF とともに降順で示す。判別係数の大きな成分は各ケースで共通する傾向があり、全てのケースで上位 3 位は TiO_2、Rb、Sr である。また CASE 1 と CASE 2 ではこれに Na_2O と Ba を加えた上位 5 位が共通である。昨年度の共同研究では Sr が 1 位だったが、今年度のデータでは Rb が 3 ケース中 2 ケースで 1 位となっている。なお、Na_2O を除いた 4 成分は昨年度の結果とも共通している。少なくとも、TiO_2、Rb、Sr の 3 成分は判別に寄与する成分、すなわち 2 群の違いを表す成分として挙げられる。

表 5.1-1　CASE 1～CASE 3 の判別式の係数 β と VIF

CASE 1	判別係数	絶対値	VIF
TiO_2	-0.81	0.81	3.28
Sr	-0.60	0.60	8.41
Rb	0.56	0.56	5.88
Na_2O	-0.43	0.43	2.46
Ba	0.39	0.39	3.29
K_2O	0.37	0.37	6.55
Th	-0.35	0.35	5.77
Y	0.20	0.20	4.48
MgO	0.11	0.11	1.94
MnO	-0.10	0.10	1.48
P_2O_5	0.10	0.10	3.48
SiO_2	0.07	0.07	3.56
Fe_2O_3*	0.07	0.07	3.17
CaO	0.06	0.06	3.89

CASE 2	判別係数	絶対値	VIF
Rb	-1.67	1.67	1.53
TiO_2	-1.25	1.25	1.48
Sr	0.96	0.96	2.32
Ba	0.89	0.89	2.15
Na_2O	0.85	0.85	1.29

CASE 3	判別係数	絶対値	VIF
Rb	0.73	0.73	1.53
TiO_2	-0.56	0.56	1.29
Sr	-0.47	0.47	1.66

5.2 2 群の化学的性質の違いについて

今回解析を行った全てのケースで 80%以上の判別率が得られており、2 群の化学的性質には明らかな違いがあると見なせる。このことは、図 5.2-1 を見ても明らかで、TiO_2、Na_2O、Ba、Sr は AFG＞NFG の傾向が、Rb は AFG＜NFG の傾向がある。このうち Rb と TiO_2 は AFG と NFG の分布の違いが明瞭で、判別係数と整合する（図 5.2-1）。

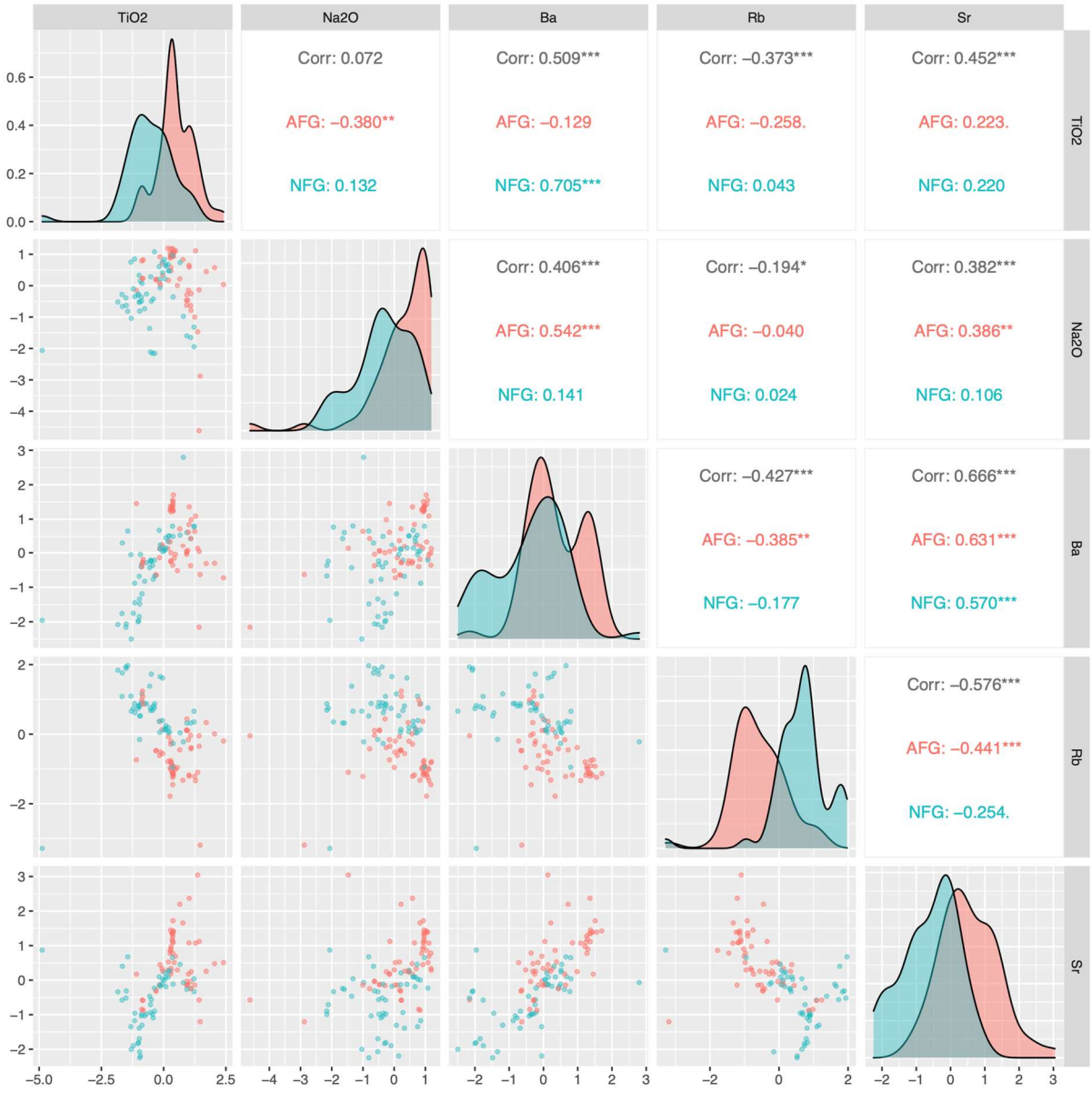


図 5.2-1　CASE 2 のクロスプロット

数値右のアスタリスクは p 値（***; p < 0.001、**; p < 0.01、*; p < 0.05）

5.3 最良の判別式について

今年度の解析の結果、判別率 100%となったケースはなく、2 群を完全に分ける判別式は得られなかった。しかし、CASE 2 では活断層／非活断層の確実度の高い A と F に誤判別がなく、判別率も 85%とかなり高い。構成成分の VIF も 10 を大きく下回り、多重共線性の問題もない。以上のことから、現時点では、CASE 2 の判別式が活断層／非活断層を判別する最良の式と見なせる。

5.4 判別結果／元素濃度と断層の活動性との関係に関する考察

これまでの解析・検討は、断層ガウジの化学組成を活断層と非活断層という 2 群に分けて実施してきたが、活断層と非活断層の化学的性質に違いがあるとすると、その違いは最新活動後の経過時間を反映したものと考えられる。すなわち、断層活動と同時に生じる物理学的・化学的現象は活断層／非活断層とも同じであったとしても、その後の断層活動休止期間に生じる累積的な元素移動プロセスにより、両者の化学的性質が別れるものと考えられる。ここでは、入力データの最新活動時期と各ケースの判別得点および単成分の密度分布を比較し、経過時間との関係について議論する。昨年度の本共同研究でも同様の検討を行ったが、今年度は対数比解析の方法を変更し、入力データが増えている。

入力データは 109 試料のデータからなり、うち活断層試料は 57 試料で、野島断層、跡津川断層、六甲断層、阿寺断層、五助橋断層、敦賀断層、下蔦木断層、山田断層のものである。これらの活断層の最新活動時期を、地震調査研究推進本部による主要活断層帯の長期評価に基づいて I～IV の 4 つに区分し、LEclass として与えた（表 5.4-1）。なお、非活断層試料は最新活動時期不明のため LEclass =V とした。

表 5.4-1　入力データの活断層・非活断層の最新活動時期

断層名	最新活動時期	LEclass
野島断層	1995 年兵庫県南部地震	I
跡津川断層	1858 年飛越地震	II
六甲断層	1596 年慶長伏見地震	III
阿寺断層	1586 年天正地震	III
五助橋断層	16 世紀	III
敦賀断層	11–14 世紀	III
下蔦木断層	約 1 千 3 百年前以降、約 9 百年前以前	IV
山田断層	約 3 千 3 百年前以前	IV
非活断層	不明	V

この LEclass の区分を用いて、最良の式と判断した CASE 2 の判別得点のヒストグラムを作成した。その結果、ばらつきはあるものの、判別得点がクラス I からクラス V へ連続的に高くなる傾向が認められる（図 5.4-1）。また、CASE 2 の 5 成分のクロスプロットでは、TiO_2 と Rb でクラス I からクラス V へ遷移する傾向が認められた（図 5.4-2）。TiO_2 はクラス I からクラス V へ低くなることから、断層活動で濃集したものが、その後の活動休止期間に溶脱していく過程が想起される。これに対して、Rb はクラス I からクラス V へ高くなることから、断層活動で溶脱し、活動休止期間に濃集していく過程が考えられる。なおこのような傾向は、SiO_2 を規格化成分とした CASE 4 でも同様である（図 5.4-3）。この中で、5.1 において判別に寄与する成分として挙げた TiO_2 に着目してみると、一般に Ti は移動しにくい元素とされており、このような遷移が生じるとは考えにくい。しかし、昨年度も述べたが、例えば Pe-Piper et al. (2011) は、白亜系砂岩中から産するチタン鉱物の晶出過程を議論した上で、Ti は不動元素ではないと主張している。Pe-Piper et al. (2011)の主張が正しいとすると、Ti は移動しにくくとも不動ではなく、断層活動のような激しい現象で大きく移動し、その後の休止期間にゆっくりと溶脱したことが考えられる。活断層と非活断層の違いを強く表す成分として TiO_2 が挙げられることも、Ti が不動元素ではないが定常時には大きく動くこともない、と考えれば説明がつく。

図 5.4-2 では、TiO_2 と Ba、Rb、Sr、および Sr と Na_2O、Ba、Rb で線形性が認められ、断層活動後の経過時間に大きなギャップがあると推測されるクラス I～IV とクラス V の間に折れ点が認められる。また、線形性はクラス V で特に強く見られ、例えば TiO_2 と Ba、Rb、Sr ではクラス I～IV は発散傾向にある。クラス I～IV の発散傾向は地域差による可能性も考えられるが、クラス V の線形性はこれに反する。このことは、ある程度の時間が経過すると元素の移動が収束していくモデルで説明できる。

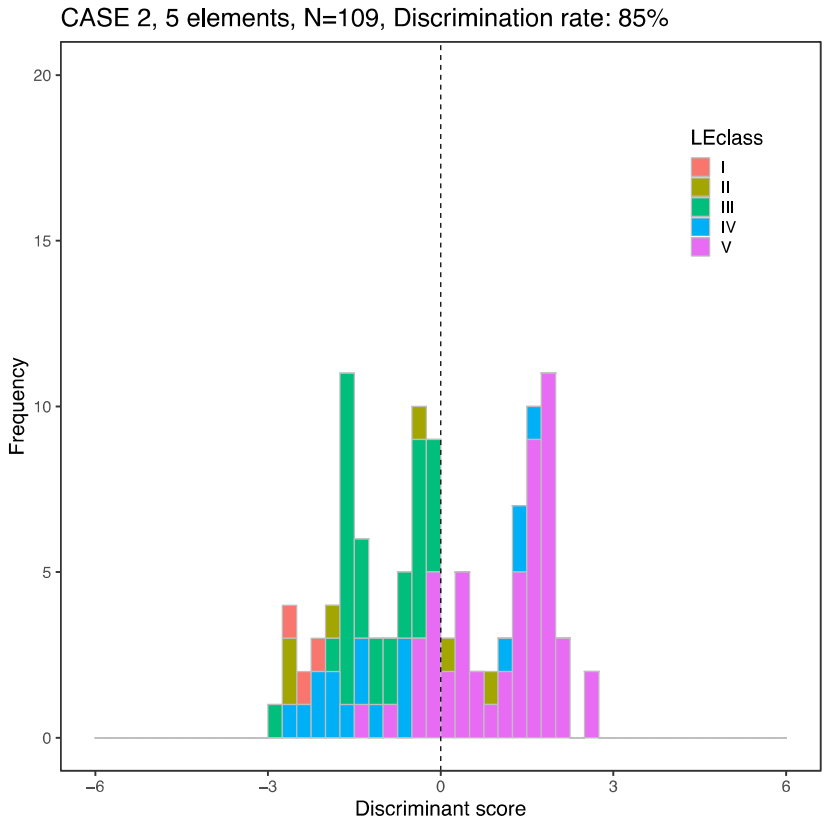


図 5.4-1　CASE 2 の判別得点（LEclass；最新活動時期）

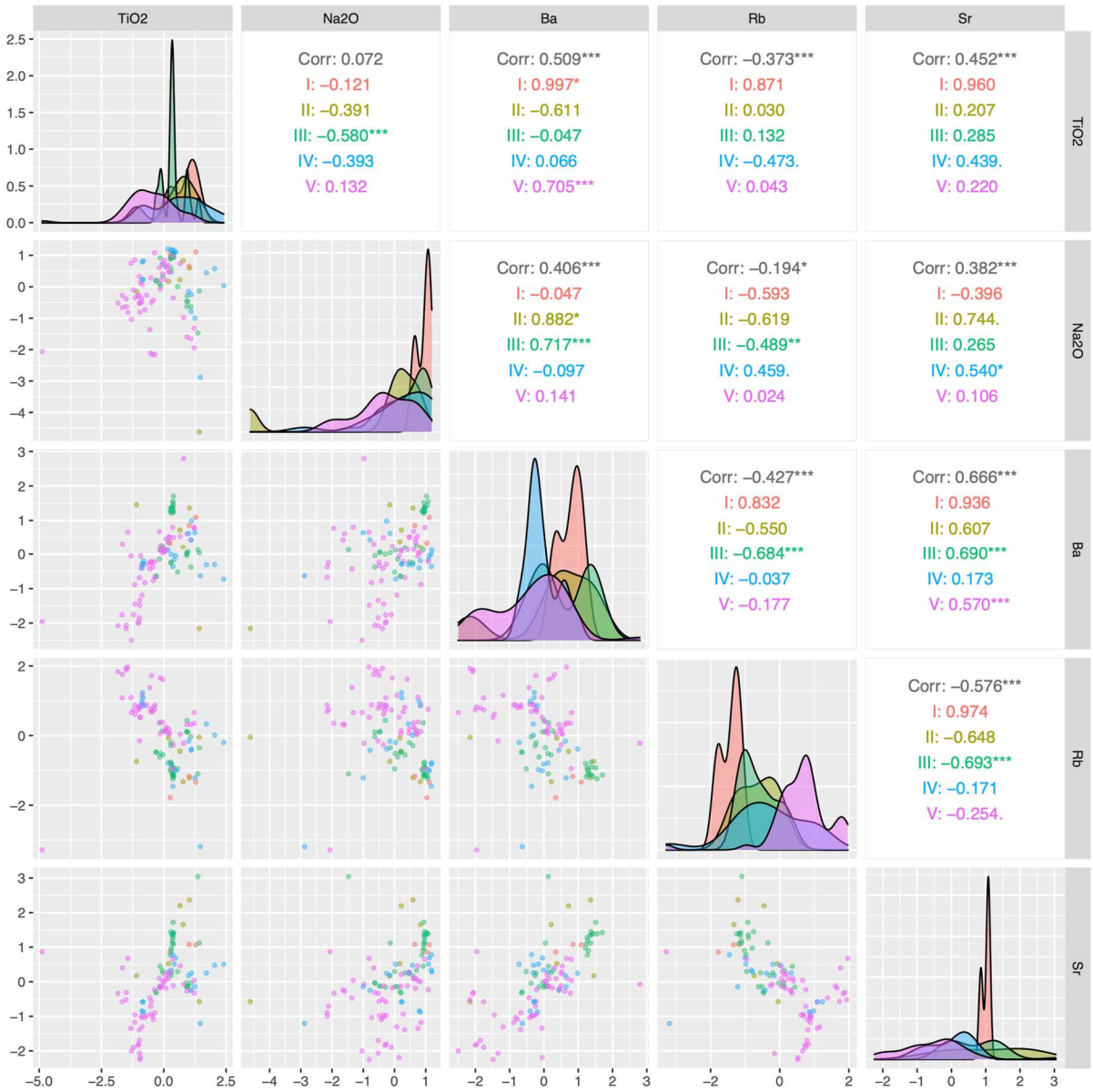


図 5.4-2　CASE 2 の 5 成分のクロスプロット（LEclass；最新活動時期）
数値右のアスタリスクは p 値（***; $p < 0.001$、**; $p < 0.01$、*; $p < 0.05$）

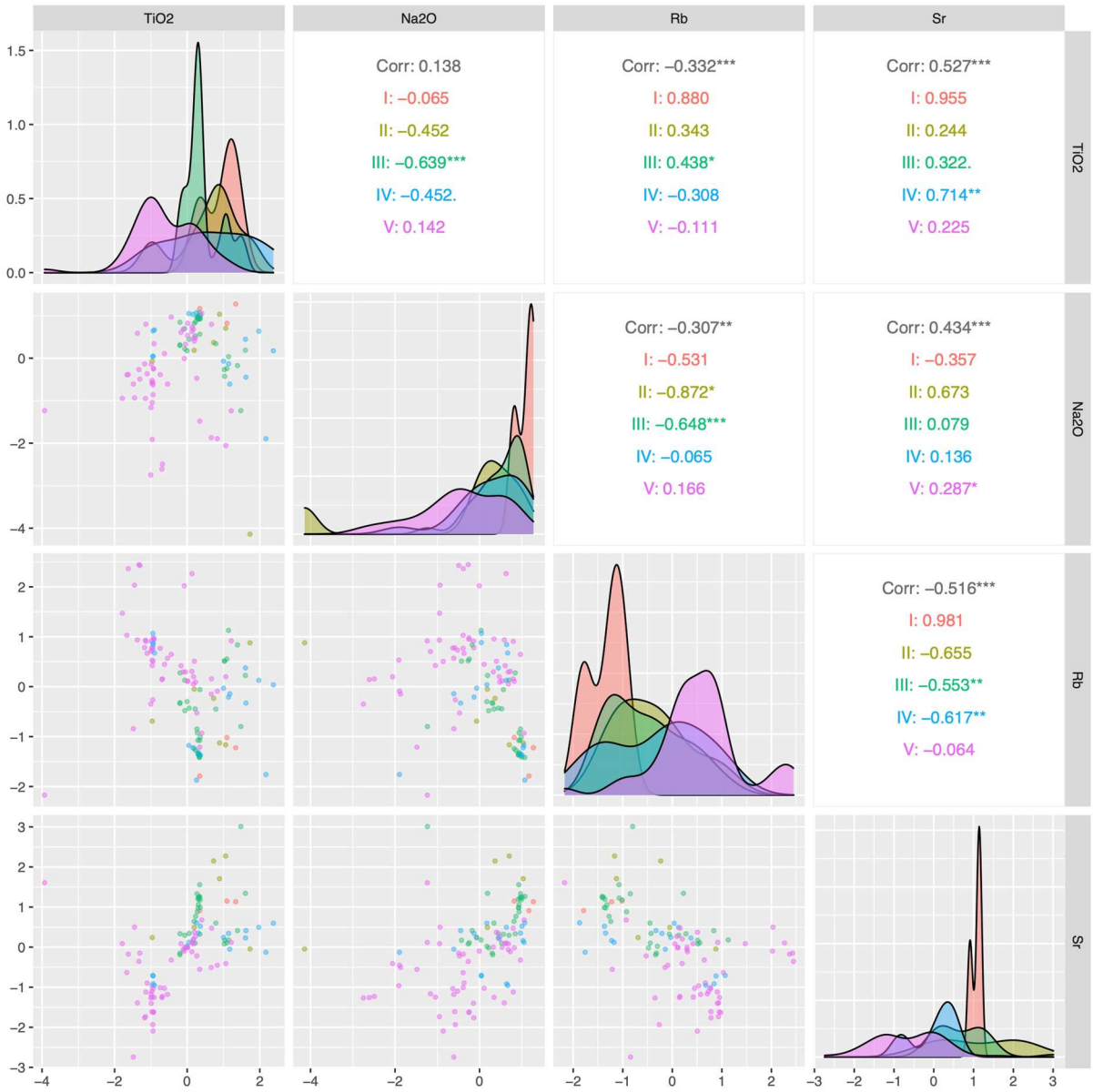


図 5.4-3　CASE 4 の 4 成分のクロスプロット（LEclass；最新活動時期）
数値右のアスタリスクは p 値（***; $p < 0.001$、**; $p < 0.01$、*; $p < 0.05$）

6. まとめと今後の課題

今年度は、昨年度から試料数を増やすとともに、対数比解析の方法を改善して断層ガウジの化学組成を整理し、線形判別分析を行った。その結果、昨年度と同様、花崗岩質岩類を母岩とする活断層（横ずれ断層）と非活断層の 2 群を高確率で判別する式が複数得られた。さらに、これらの判別式に共通する成分の組合せから、活断層（横ずれ断層）と非活断層の違いを表す元素として Ti、Rb、Sr が挙げられることを示した。さらに、判別得点、および Ti と Ba、Rb、Sr、および Sr と Na、Ba、Rb の分布と断層の最新活動時期に連続的な関係があることを示した。これらの成果から、活断層と非活断層の化学的性質に違いがあること、その違いは最新活動後の経過時間を反映したものであることが改めて強く示唆され、本共同研究で採用してきた方法の基本的な考え方が間違っていないことが明らかになってきた。解析に用いたデータ数も 100 を超え、判別式の信頼性は従来から大きく向上したと思われる。

今後は、より多くのデータを追加することで、判別式の精度向上とともに、様々な地質、断層タイプに適用できる判別式の確立が期待される。

引用文献

Aitchison, J., ed., The statistical analysis of compositional data, Chapman & Hall, London, 416p, 1986.

相山光太郎, 田中姿郎, 佐々木俊法, 断層破砕帯の詳細構造解析に基づく断層の活動性の検討 : 山田断層の例, 応用地質, 58, 2-18, 2017.

Akaike, H., "Information theory and an extension of the maximum likelihood principle", Proceedings of the 2nd International Symposium on Information Theory, Petrov, B. N., and Caski, F. (eds.), Akadimiai Kiado, Budapest: p. 267-281, 1973.

Fujimoto, K., Tanaka, H., Higuchi, T., Tomida, N., Ohtani, T. and Ito, H., Alteration and mass transfer inferred from the Hirabayashi GSJ drill penetrating the Nojima Fault, Japan, The Island Arc, vol.10, pp.401-410, 2001.

後藤秀昭, 石村大輔, 岡田真介, 堤　浩之, 中田　高, 1:25,000 都市圏活断層図「彦根東部」, 国土地理院, 2017.

Hashimoto, Y, Nikaizo, A. and Kimura, G., A geochemical estimation of fluid flux and permeability for a fault zone in Mugi mélange, the Cretaceous Shimanto Belt, SW Japan, Journal of Structural Geology, vol.31, pp.208-214, 2009.

池田安隆, 澤　祥, 鈴木康弘, 松多信尚, 1:25,000 都市圏活断層図「赤穂」, 国土地理院, 2002.

今井利宗, 金折裕司, 丹後半島, 山田断層の非活動部における地震危険度評価, 日本応用地質学会平成 23 年度研究発表会講演論文集, P21, 2011.

今泉俊文, 宮内崇裕, 堤　浩之, 中田　高　編, 活断層詳細デジタルマップ「新編」, 東京大学出版会, 154 pp, 2018.

Iwamori, A., Takagi, H., Asahi, N., Sugimori, T., Nakata, E., Nohara, S. and Ueta, K., Quantitative determination of the lowest density domain in major fault zones via medical X-ray computed tomography, Progress in Earth and Planetary Science, vol.54, https://doi.org/10.1186/s40645-021-00442-7, 2021.

狩野謙一, 林　愛明, 福井亜紀子, 田中秀人, 糸魚川–静岡構造線活断層系, 下円井断層に伴う粉砕起源のシュードタキライト, 地質学雑誌, vol.110, pp.779-790, 2004.

加藤尚希, 廣野哲朗, 石川剛志, 大谷具幸, 阿寺断層田瀬露頭における断層ガウジの鉱物学的・地球科学的特徴, 活断層研究, vol.43, pp.1-16, 2015.

川端一光, 岩間徳兼, 鈴木雅之, R による多変量解析, オーム社, 417p, 2018.

北村悠子, 大塚　勉, 木曽山脈東麓部, 伊那市西春近地区における活断層露頭, 信州大学環境科学年報, vol.31, pp.71-76, 2009.

Kuwatani, T., Nagata, K., Okada, M., Watanabe, T., Ogawa, Y., Komai T. and Tsuchiya, N., Machine-learning techniques for geochemical discrimination of 2011 Tohoku tsunami deposits. Scientific Reports volume 4, Article number: 7077, 2014.

Martín-Fernández, J.A., Barceló-Vidal, C. and Pawlowsky-Glahn, V., Zero replacement in compositional data sets, in Kiers, H.A.L., Rasson, J.-P., Groenen, P.J.F. and Shader, M., eds., Data analysis, classification, and related methods. Springer-Verlag, Berlin, pp.155-160, 2000.

Martín-Fernández, J.A., Barceló-Vidal, C. and Pawlowsky-Glahn, V., Dealing with zeros and missing values in compositional data sets using nonparametric imputation, Mathmatical Geology, vol.35, pp.253-278, 2003.

Matsuda, T., Arai, T., Ikeda, R., Omura, K., Kobayashi, K., Sano, H., Sawaguchi, T., Tanaka,

H., Tomita, T., Tomida, N., Hirano, S. and Yamazaki, A., Examination of mineral assemblage and chemical composition in the fracture zone of the Nojima Fault at a depth of 1140 m: Analyses of the Hirabayashi NIED drill cores, The Island Arc, vol.10, pp.422-429, 2001.

三重県, 鈴鹿東縁断層帯に関する調査　平成 7 年度地震関係基礎調査交付金 成果報告書, 465p, 1996.

三浦大助, 幡谷竜太, 宮腰勝義, 井上大榮, 小俣雅志, 佐々木俊法, 川崎泰照, 佐藤　賢, 宮脇明子, 田中竹延, 宮脇理一郎, 糸魚川–静岡構造線活断層系南部, 白州断層の活動履歴の再検討–横手地点トレンチ調査–, 地質学雑誌, vol.110, pp.255-270, 2004.

長友晃夫, 吉田英一, 断層と割れ目系およびその重点鉱物を用いた阿寺断層の地質的履歴解析, 地質学雑誌, vol.115, pp.512-527, 2009.

二宮正士, AIC(赤池情報量規準:Akaike Information Criterion), 日本食品科学工学会誌, vol.46, pp.37-38, 1999.

Niwa, M., Kurosawa, H. and Ishimaru, T., Spatial distribution and characteristics of fracture zones near a long-lived active fault: A field-based study for understanding changes in underground environment caused by long-term fault activities, Engineering Geology, vol.119, pp.31-50, 2011.

Niwa, M., Mizuochi, Y. and Tanase, A., Changes in chemical composition caused by water–rock interactions across a strike-slip fault zone: case study of the Atera Fault, Central Japan, Geofluids, vol.15, pp.387-409, 2015.

Niwa, M., Shimada, K., Ishimaru, T. and Tanaka, Y., Identification of capable faults using fault rock geochemical signatures: A case study from offset granitic bedrock on the Tsuruga Peninsula, central Japan. Engineering Geology, vol.260, 105235, 2019.

丹羽正和, 島田耕史, 黒澤英樹, 三輪敦志, 圧縮性ステップにおける破砕帯の構造—岐阜県飛騨市の跡津川断層西部の例—, 地質学雑誌, vol.114, pp.495-515, 2008.

太田 亨, 新井宏嘉, 組成データ解析の問題点とその解決方法, 地質学雑誌, vol.112, pp.173-187, 2006.

Ohta, T., Arai, H. and Noda, A., Identification of the Unchanging Reference Component of Compositional Data from the Properties of the Coefficient of Variation, Math. Geosci., vol.43, pp.421-434, 2011.

岡田篤正, 今泉俊文, 熊原康博, 千田　昇, 東郷正美, 中田　高, 1:25,000 都市圏活断層図「敦賀」, 国土地理院, 2005.

岡田真介, 石山達也, 岡田篤正, 宮内崇裕, 1:25,000 活断層図「大江山」, 国土地理院, 2018.

Pe-Piper, G., Karim, A. and Piper, D., Authigenesis of Titania Minerals and the Mobility of Ti: New Evidence From Pro-Deltaic Sandstones, Cretaceous Scotian Basin, Canada, Journal of Sedimentary Research, vol.81, pp.762-773, 2011.

R Core Team, R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL; https://www.R-project.org/, 2020.

清水麻由子, 佐野直美, 柴田健二, 東濃地科学センターにおける蛍光 X 線分析装置を用いた岩石試料の主要元素および微量元素の定量分析, JAEA-Testing 2016-004, 40p, 2017.

Sugisaki, R., Anno, H., Adachi, M. and Ui, H., Geochemical features of gases and rocks along active faults, Geochemical Journal, vol.14, pp.101-112, 1980.

鈴木悠爾, 杉田匠平, 亀高正男, 岡崎和彦, 溝口一生, 飯田高弘, 鈴鹿山脈東麓に分布する一志断

層の断層露頭，日本地質学会第 124 年学術大会講演要旨（2017 愛媛），R15-P-5，2017.
田力正好，池田安隆，澤　祥，今泉俊文，東郷正美，1:25,000 都市圏活断層図「韮崎」，国土地理院，1998.
立石　良，島田耕史，清水麻由子，植木忠正，丹羽正和，末岡　茂，石丸恒存，断層ガウジの化学組成に基づく活断層と非活断層の判別―線形判別分析による試み，応用地質，vol.62，pp.104-112，2021.
植木忠正，田辺裕明，丹羽正和，石丸恒存，島田耕史，花崗岩中に発達する粘土脈の観察・分析データ，JAEA-Data/Code 2016-010，292p，2016.

付録Ａ　今年度化学分析を行った試料採取位置

１．白州断層（糸魚川―静岡構造線断層帯）試料数０

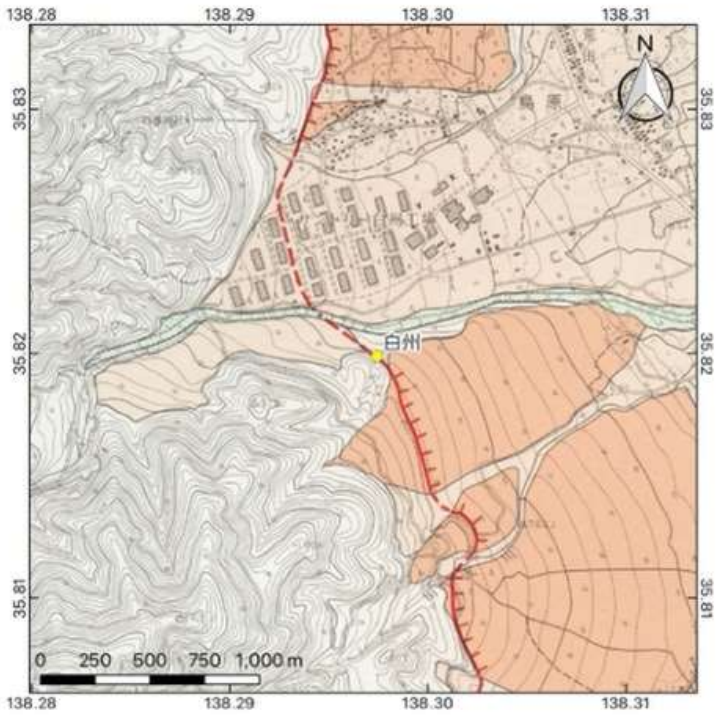


図１　白州断層露頭位置

国土地理院　活断層図「韮崎」（田力ほか，1998）を使用．

図２　露頭位置周辺

三浦ほか（2004）で報告された露頭．崩壊し埋まっていた．段丘堆積物が厚く堆積する．

2．下円井断層（糸魚川―静岡構造線断層帯）試料数 0

図 3　戸沢露頭位置

国土地理院　活断層図「韮崎」（田力ほか，1998）を使用.

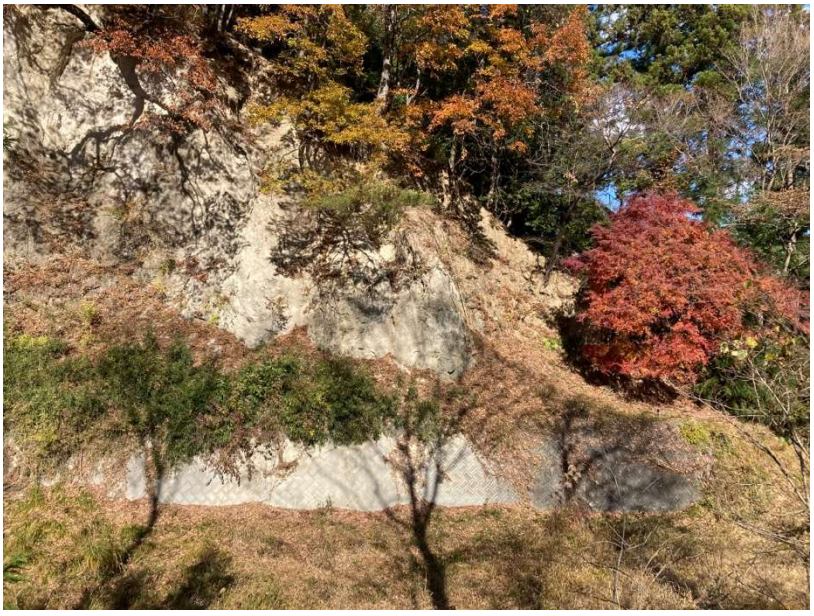


図 4　戸沢露頭

韮崎市の指定文化財であり，調査には許可が必要.

図 5　戸沢露頭上流側右岸の露頭

狩野ほか（2004）で報告された露頭.

3．木曽山脈山麓断層（伊那谷断層帯）試料数 3

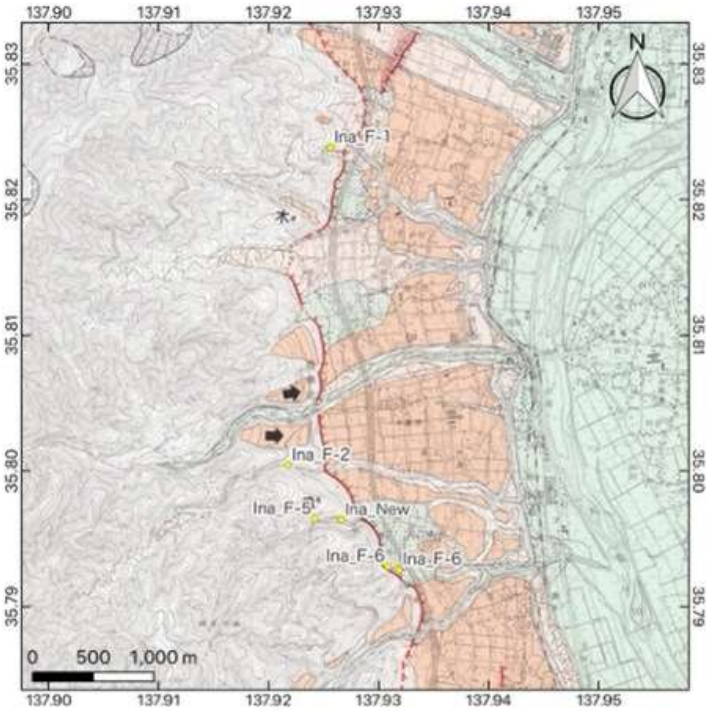


図 6　露頭位置

国土地理院　活断層図「赤穂」（池田ほか，2002）を使用.

図 7　Ina_F-1（全景）

北村・大塚（2009）の F-1 露頭．片麻岩と角礫層の境界をなす.

図 8　Ina_F-1（断層ガウジ周辺）

断層ガウジは灰色粘土からなり，走向・傾斜は N2E80W であった．
最新活動面は識別できなかったため，3 試料採取した．試料名：Ina-F-1①～③

北村・大塚（2009）の F-2～F-6 は確認できなかった．崩壊で埋まったものと思われる．

4．敦賀断層（湖北山地断層帯）試料数 12

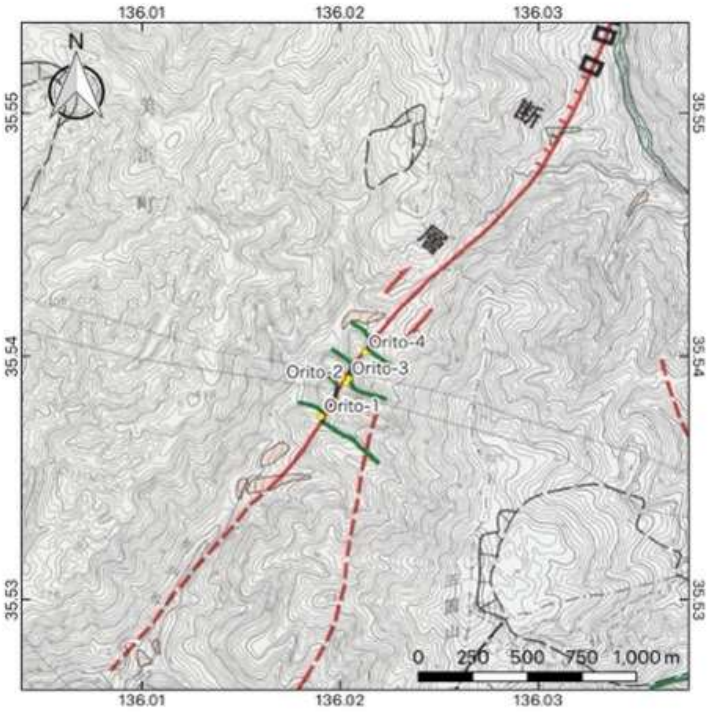


図 9　敦賀断層露頭位置

国土地理院　活断層図「敦賀」（岡田ほか，2005）を使用.

図 10　Orito-1（全景）

Iwamori et al. (2021)で報告された露頭.
花崗岩と混在岩の境界をなす.

図 11　Orito-1（断層ガウジ周辺）

断層ガウジ主部は褐色粘土からなり，走向・傾斜は N36E・81NW であった.
Orito-1-1～Orito-1-7 の 7 試料を採取した.

図 12　Orito-2（全景）

新たに確認された断層露頭.
花崗岩と混在岩の境界をなす.

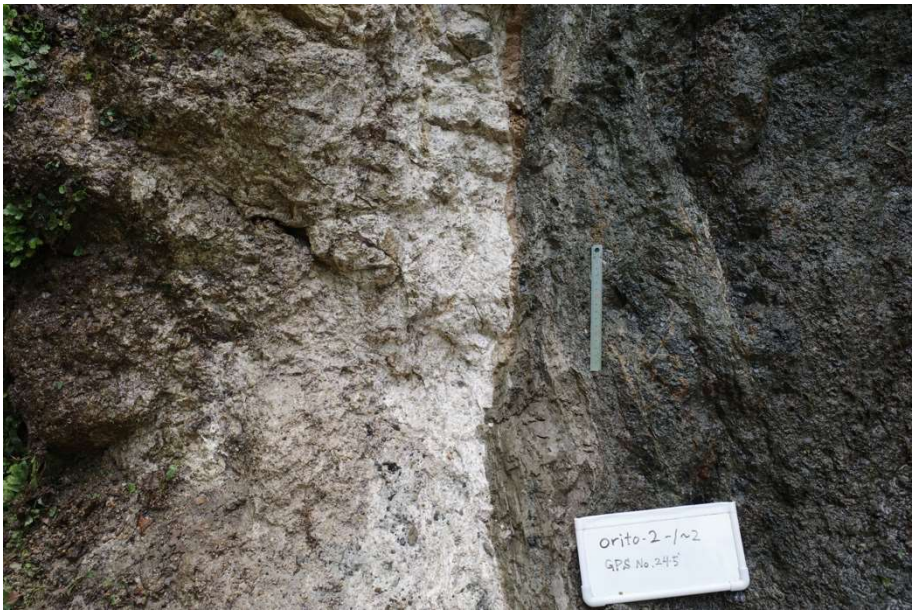


図 13　Orito-2（断層ガウジ周辺）

断層ガウジ主部は暗灰色粘土からなり，走向・傾斜は N31E・82E であった.
Orito-2-1～Orito-2-2 の 2 試料を採取した.

図 14　Orito-3（全景）

新たに確認された断層露頭.
花崗岩と混在岩の境界をなす.

図 15　Orito-3（断層ガウジ周辺）

断層ガウジ主部は暗灰色粘土からなり，走向・傾斜は N31E・78E であった．
Orito-3-1～Orito-3-3 の 3 試料を採取した．

５．上石津断層　試料数０

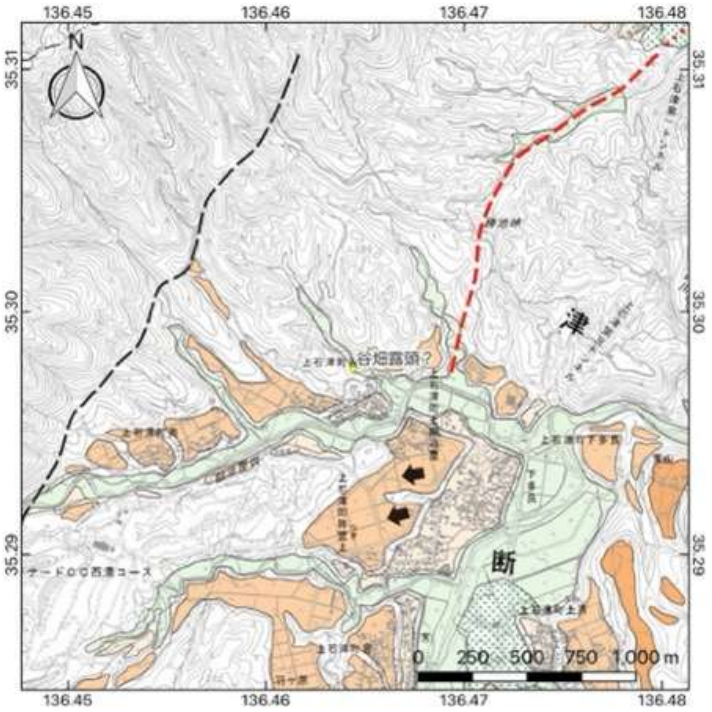


図 16　谷畑露頭（？）位置

鈴木ほか（2017）の報告した露頭位置付近で確認した露頭．変位地形とは一致しない．
国土地理院　活断層図「彦根東部」（後藤ほか，2017）を使用．

図 17　谷畑露頭（？）

鈴木ほか（2017）の報告内容とは一致しない．東海層群の変形が認められるが，上石津断層のセンス（東側隆起）とは整合しない．

6．坂本断層　試料数 0

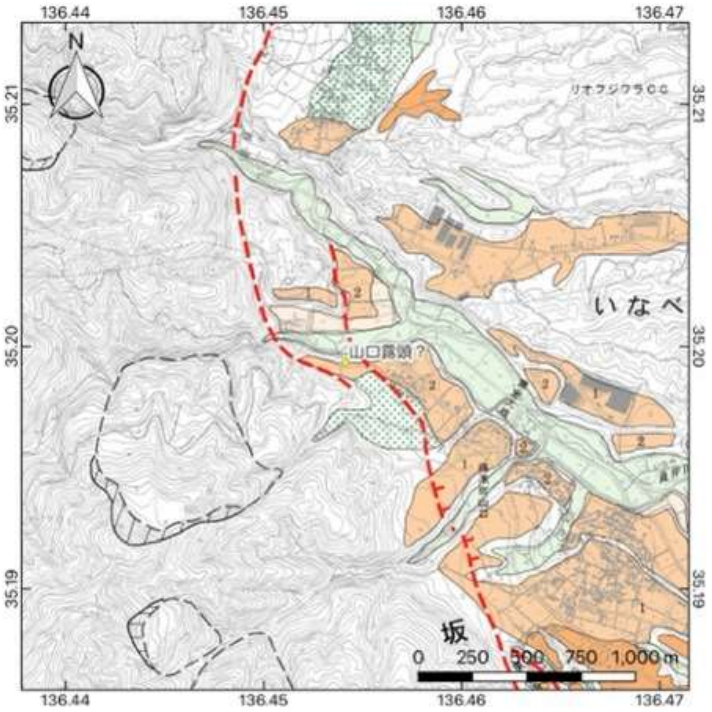


図 18　山口露頭（？）位置

三重県（1996）の報告した露頭位置付近で確認した．
国土地理院　活断層図「彦根東部」（後藤ほか，2017）を使用．

図 19　山口露頭（？）

崖錐で埋まっていたが，一部露岩していた．

7．山田断層（山田断層帯）試料数 8

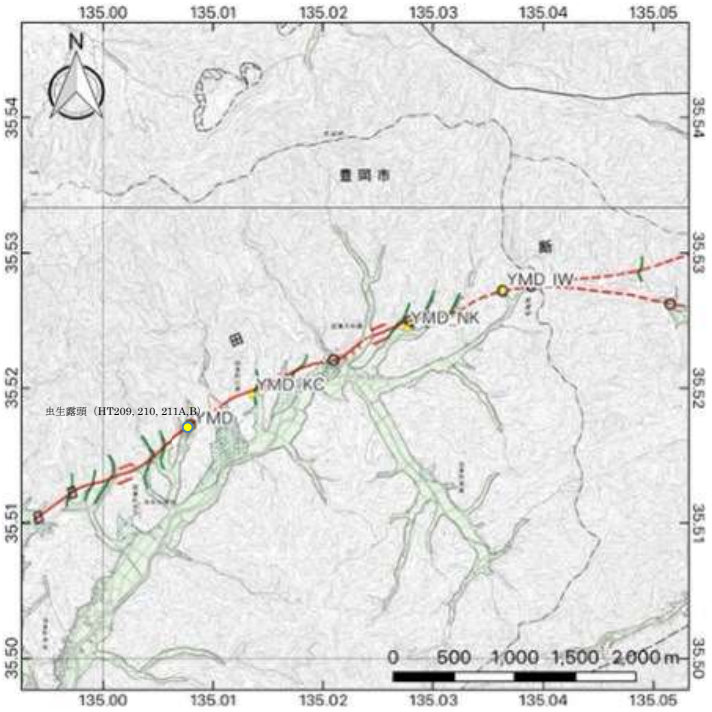


図 20　山田断層露頭位置

今井・金折（2011）等を参考に露頭を確認した．
国土地理院　活断層図「大江山」（岡田ほか，2018）を使用．

図 21　YMD_IW（全景）

岩屋付近の断層露頭．宮津花崗岩を切断する．

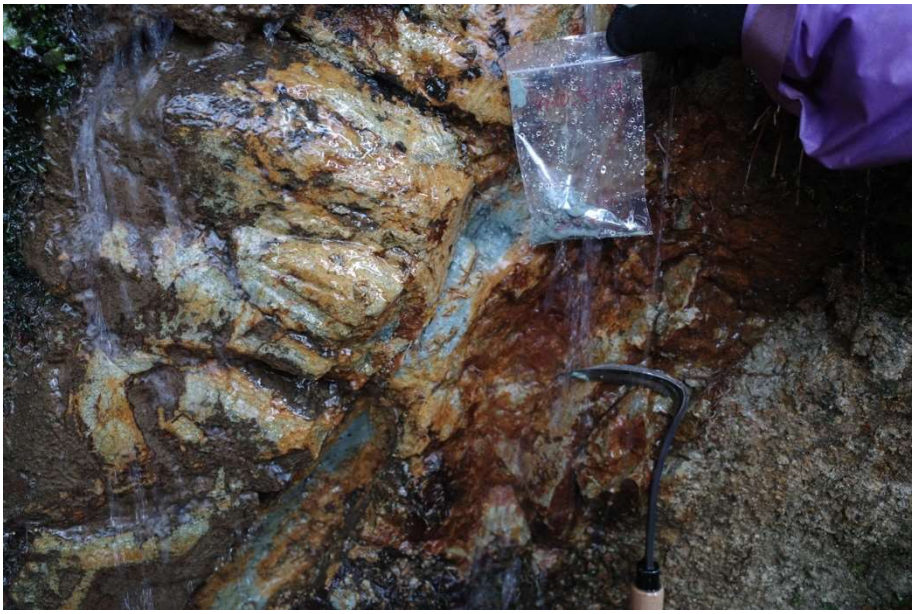


図 22　YMD_IW（断層ガウジ周辺）

断層ガウジ主部は灰白色の粘土〜砂からなり，走向・傾斜は N80E62N であった．
YMD_IW01 の 1 試料を採取した．

図 23　YMD_NK（全景）

中藤付近の露頭．花崗岩が段丘堆積物にのし上がる．

図 24　YMD_NK（断層ガウジ周辺）

断層ガウジ主部は赤褐色あるいは暗灰色を呈し，走向・傾斜は N26W28E であった．
赤褐色部から YMD_NK1，暗灰色部から YMD_NK2 の 2 試料を採取した．

図 25　YMD_KC（全景）

口藤付近の露頭．宮津花崗岩を切断する．

図 26　YMD_KC（断層ガウジ周辺）

断層ガウジ主部は白色粘土からなり，走向・傾斜は N78W84N であった．
YMD_KC01 の 1 試料を採取した．

図 27　YMD（全景）

口藤と虫生の間の露頭．変位地形と重なる断層破砕帯が認められた．
明瞭な断層ガウジが認められなかったため，試料は採取していない．

図 28　虫生露頭（HT209, 210, 211A, B 全景）

虫生の間の露頭．上段から HT209、210 を採取．

図 29　虫生露頭（HT209, 210）

虫生の間の露頭．上段から HT209、210 を採取．

図 30　虫生露頭（HT211）

虫生の間の露頭．下段から HT211 を採取．左側灰色部が HT211A、右側酸化部が HT211B

8．白木－丹生断層　試料数 3

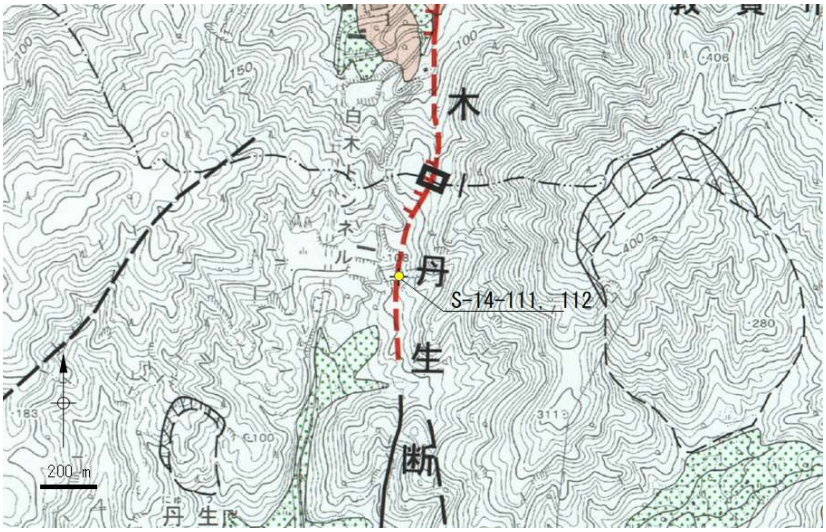


図 31　白木－丹生断層露頭位置

国土地理院　活断層図「三方」（岡田ほか，2012）を使用．

図 32　白木－丹生断層試料採取位置（S-14-111）

下（西側；下盤側）褐色部が 111A、上（東側；上盤側）帯赤明灰色部が 111B.

図 33　白木－丹生断層試料採取位置（S-14-112）

付録Ｂ　今年度化学分析を行った試料の産状リスト

試料番号	緯度経度	断層名	断層の産状	割れ目の姿勢	断層との関係	母岩
orito-1-2	35.53753, 136.01904	敦賀断層	淡褐色ガウジ	N36E・88W	活断層花崗岩側11～14cm	花崗岩
orito-1-4	35.53753, 136.01904	敦賀断層	灰白色ガウジ	N36E・88W	活断層花崗岩側0～4cm	花崗岩
orito-1-5	35.53753, 136.01904	敦賀断層	緑灰色ガウジ	N36E・88W	活断層最新面（色調灰白/緑灰色境界を0cmとし、-1～0cm）	花崗岩/緑色岩境界
orito-1-6	35.53753, 136.01904	敦賀断層	暗緑灰色ガウジ	N36E・88W	活断層緑色岩側-2～-5cm	緑色岩
orito-2-1	35.53893, 136.02031	敦賀断層	褐色ガウジ	N31E・82E	活断層花崗岩側0～1cm	花崗岩
orito-2-2	35.53893, 136.02031	敦賀断層	灰褐色ガウジ	N31E・82S	活断層最新面（色調褐色/灰褐色境界を0cmとし、-1～0cm）	緑色岩中
orito-3-1	35.53909, 136.02044	敦賀断層	褐色ガウジ	N31E・78E	活断層花崗岩側0～1cm	花崗岩
orito-3-2	35.53909, 136.02044	敦賀断層	灰褐色ガウジ	N31E・78E	活断層最新面（色調褐色/灰褐色境界を0cmとし、-1～0cm）	花崗岩/緑色岩境界
orito-3-3	35.53909, 136.02044	敦賀断層	暗褐色ガウジ	N31E・78E	活断層緑色岩側-3～-5cm	緑色岩中
HT207	35.53753, 136.01904	敦賀断層	暗緑灰色ガウジ	N36E・88W	活断層最新面（orito-1-5相当）	花崗岩/緑色岩境界
HT209	35.517073, 135.008082	山田断層	褐色ガウジ（砂状）	N49E・26N	活断層から1.5m離れた非活断層（露頭上段の虫生A露頭）	花崗岩
HT210	35.517073, 135.008082	山田断層	灰白色ガウジ	N59E・68N	活断層最新面（露頭上段の虫生A露頭、走向傾斜は相山ほか（2017）による）	花崗岩
HT211A	35.517073, 135.008082	山田断層	灰色ガウジ	N55°60E・62°71	活断層最新面（色調境界の灰色側）（露頭下段の虫生B露頭、走向傾斜は相山ほか（2017）による）	花崗岩
HT211B	35.517073, 135.008082	山田断層	黄褐色ガウジ	N55°60E・62°71	活断層最新面（色調境界の黄褐色側）（露頭下段の虫生B露頭、走向傾斜は相山ほか（2017）による）	花崗岩
Ina_F-1-1	35.82386, 137.92564	木曽山脈山麓断層（伊那谷断層帯）	灰色ガウジ（砂状）	N2E・80W	非活断層（走向は最も細粒化している砂状断層ガウジ部）	砂泥質片麻岩
Ina_F-1-2	35.82386, 137.92564	木曽山脈山麓断層（伊那谷断層帯）	灰色ガウジ（砂状）	-	非活断層、試料F-1-1から約20cm	砂泥質片麻岩
Ina_F-1-3	35.82386, 137.92564	木曽山脈山麓断層（伊那谷断層帯）	灰色ガウジ（砂状）	-	非活断層、試料F-1-1から約40cm	砂泥質片麻岩
YMD_KC01	35.51949, 135.01356	山田断層	暗灰色ガウジ	N78W・84N	活断層最新面　口藤（KC）露頭	花崗岩
YMD_NK01	35.5244, 135.0276	山田断層	赤褐色ガウジ	N26W・28E	活断層最新面　中藤（NK）露頭	花崗岩
YMD_NK02	35.5244, 135.0276	山田断層	暗灰色ガウジ	N26W・28E	活断層最新面　中藤（NK）露頭	花崗岩
YMD_IW01	35.52726, 135.03634	山田断層	灰白色ガウジ（砂～粘土）	N80E・62N	活断層最新面　岩屋（IW）露頭	花崗岩
S-14-111a	35.721758, 135.979009	白木－丹生断層	褐色ガウジ	N11E・64E	活断層最新面　下盤側褐色部（白木－丹生断層露頭）	花崗岩
S-14-111b	35.721758, 135.979009	白木－丹生断層	帯赤明灰色ガウジ	N11E・64E	活断層最新面　上盤側帯赤明灰色部（白木－丹生断層露頭）	花崗岩
S-14-112	35.721759, 135.979001	白木－丹生断層	帯赤灰色カタクレーサイト	N1E・70E	非活、活断層から下盤側約2m（固結）	花崗岩

付録 C　全岩化学組成分析結果

Sample name	orito-1-2	orito-1-4	orito-1-5	orito-1-6	orito-2-1	orito-2-2	orito-3-1
Host rock	花崗岩	花崗岩	花崗岩/緑色岩境界	緑色岩	花崗岩	緑色岩中	花崗岩
Type-1	AF	AF	AF	AF	AF	AF	AF
Type-2	AFG	AFG	AFG	AFG	AFG	AFG	AFG
Major elements (wt.%)							
SiO_2	71.77	75.20	61.33	61.39	75.75	60.51	75.26
TiO_2	0.06	0.05	1.29	1.56	0.06	1.23	0.05
Al_2O_3	11.89	12.62	12.52	9.29	12.29	12.72	12.14
Fe_2O_3	1.33	1.66	8.24	8.20	1.52	9.45	1.57
MnO	0.08	0.02	0.14	0.15	0.07	0.29	0.10
MgO	0.38	0.44	2.33	2.54	0.47	2.35	0.50
CaO	3.40	0.53	2.67	6.66	0.63	2.25	0.84
Na_2O	2.02	2.07	1.67	2.00	1.19	1.52	1.18
K_2O	4.05	4.42	2.48	0.82	4.27	2.77	4.18
P_2O_5	0.01	0.01	0.37	0.65	0.01	0.28	0.01
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	-	-
SrO	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-
LOI	4.88	2.82	6.77	6.55	3.57	6.44	3.98
Trace elements (ppm)							
Ag	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-
Ba	215	196	209	118	208	253	205
Be	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-
Ce	54	53	60	49	71	64	58
Cl	6	8	64	45	-15	60	-31
Co	0.5	0.3	13.6	14.6	1.9	11.7	0.9
Cr	6	7	18	18	7	16	7
Cs	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-
F	536	795	817	1119	785	770	997
Ga	20.3	21.1	23.6	17.0	21.9	27.0	21.5
Gd	-	-	-	-	-	-	-
Ge	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-
In	-	-	-	-	-	-	-
La	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-
Nb	18.6	20.3	24.5	17.0	19.5	23.8	19.9
Nd	-	-	-	-	-	-	-
Ni	4.0	4.4	10.2	8.7	4.2	13.4	5.2
Pb	33.0	30.6	22.0	4.9	120.0	20.9	89.3
Pr	-	-	-	-	-	-	-
Rb	229.5	261.3	149.6	42.1	293.8	171.5	266.6
S	22	22	23	23	20	24	20
Sb	-	-	-	-	-	-	-
Sc	6.4	2.6	14.3	20.6	2.9	12.9	3.5
Sm	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-
Sr	27.7	30.1	95.4	121.5	37.1	107.0	36.3
Ta	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-
Th	26.2	24.6	13.0	1.7	29.2	11.3	29.4
Tl	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-
U	4.8	3.0	5.7	3.2	3.2	4.4	4.2
V	8	11	52	45	10	30	9
W	-	-	-	-	-	-	-
Y	69.7	61.5	78.8	62.8	126.0	91.7	74.6
Yb	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-
Zr	97.3	99.3	216.4	179.2	99.5	212.2	100.4

Sample name	orito-3-2	orito-3-3	HT207	HT209	HT210	HT211A	HT211B
Host rock	花崗岩/緑色岩境界	緑色岩中	花崗岩/緑色岩境界	花崗岩	花崗岩／堆積層境界	花崗岩	花崗岩
Type-1	AF	AF	AF	NF	AF	AF	AF
Type-2	AFG	AFG	AFG	NFG	AFG	AFG	AFG
Major elements (wt.%)							
SiO_2	54.53	54.66	65.06	71.65	70.28	70.53	65.09
TiO_2	1.84	1.77	0.89	0.32	0.57	0.55	0.43
Al_2O_3	11.99	11.92	12.50	14.61	16.02	15.25	13.53
Fe_2O_3	10.82	10.62	6.19	3.06	2.54	2.35	9.32
MnO	0.20	0.16	0.10	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	2.90	2.93	1.81	0.43	0.70	0.77	0.60
CaO	4.77	5.12	2.39	0.54	0.17	0.72	0.43
Na_2O	0.97	1.00	1.48	2.28	0.59	0.94	0.92
K_2O	1.83	1.91	2.96	4.25	2.98	3.08	3.20
P_2O_5	0.57	0.55	0.23	0.05	0.03	0.17	0.25
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	-	-
SrO	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-
LOI	9.33	9.14	6.22	2.58	5.89	5.38	6.04
Trace elements (ppm)							
Ag	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-
Ba	147	135	207	447	457	646	442
Be	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-
Ce	62	57	51	78	68	298	340
Cl	161	158	43	48	-6	3	-21
Co	16.2	15.7	9.6	2.1	1.6	4.2	6.6
Cr	11	10	18	8	7	-4	-2
Cs	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-
F	1488	1218	617	989	1228	900	521
Ga	24.0	23.4	22.7	18.1	20.4	18.8	16.9
Gd	-	-	-	-	-	-	-
Ge	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-
In	-	-	-	-	-	-	-
La	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-
Nb	22.8	22.9	23.7	12.5	13.0	10.5	7.7
Nd	-	-	-	-	-	-	-
Ni	5.0	5.0	8.7	3.9	5.0	4.9	6.3
Pb	45.4	49.0	25.6	19.4	12.7	52.4	24.4
Pr	-	-	-	-	-	-	-
Rb	127.3	130.0	179.4	177.4	150.1	145.7	146.9
S	27	26	25	30	30	78	26
Sb	-	-	-	-	-	-	-
Sc	17.4	18.9	11.5	4.4	7	6	5
Sm	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-
Sr	93.6	98.5	78.3	109.2	64.6	94.7	79.3
Ta	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-
Th	7.0	7.1	17.6	21.1	15.6	15.3	17.3
Tl	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-
U	4.0	4.6	6.4	1.9	1.7	3.5	1.9
V	46	43	46	28	48	53	48
W	-	-	-	-	-	-	-
Y	89.5	86.1	72.6	36.8	43.8	141.3	127.1
Yb	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-
Zr	228.0	227.1	187.2	180.9	192.3	176.7	154.6

Sample name	Ina_F-1-1	Ina_F-1-2	Ina_F-1-3	YMD_KC01	YMD_NK01	YMD_NK02	YMD_IW01
Host rock	砂泥質片麻岩	砂泥質片麻岩	砂泥質片麻岩	花崗岩	花崗岩	花崗岩	花崗岩
Type-1	AF	AF	AF	AF	AF	AF	AF
Type-2	AFG	AFG	AFG	AFG	AFG	AFG	AFG
Major elements (wt.%)							
SiO_2	73.43	68.92	69.54	63.34	60.73	60.13	48.18
TiO_2	0.42	0.54	0.55	0.87	0.45	0.78	1.28
Al_2O_3	11.74	14.04	13.34	20.65	20.33	22.08	23.67
Fe_2O_3	4.12	4.09	4.64	2.09	6.36	4.72	8.26
MnO	0.05	0.06	0.05	0.00	0.22	0.08	0.06
MgO	1.54	1.58	1.75	0.85	0.70	0.69	2.42
CaO	1.32	1.75	1.45	0.53	0.02	0.03	0.41
Na_2O	3.32	3.38	3.41	0.62	0.16	0.13	0.13
K_2O	1.82	2.65	2.28	3.01	1.92	0.71	1.00
P_2O_5	0.12	0.12	0.13	0.06	0.14	0.04	0.13
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	-	-
SrO	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-
LOI	1.98	2.69	2.63	7.68	8.71	10.467	14.162
Trace elements (ppm)							
Ag	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-
Ba	206	448	326	686	257	207	311
Be	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-
Ce	59	57	71	40	131	87	43
Cl	17	21	37	6	445	242	0
Co	10.4	10.2	9.7	0.7	15.9	5.6	24.9
Cr	43	49	51	9	7	15	15
Cs	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-
F	528	532	673	1580	1260	498	1992
Ga	12.9	16.2	16.5	23.7	15.6	19.7	24.3
Gd	-	-	-	-	-	-	-
Ge	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-
In	-	-	-	-	-	-	-
La	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-
Nb	9.6	12.0	11.7	9.3	7.9	8.7	6.4
Nd	-	-	-	-	-	-	-
Ni	24.7	27.3	27.4	4.4	3.7	5.7	8.7
Pb	16.2	17.9	17.0	4.6	8.3	7.3	5.7
Pr	-	-	-	-	-	-	-
Rb	93.1	105.5	107.3	123.4	112.3	24.8	46.3
S	35	47	151	24	73	51.6	63.8
Sb	-	-	-	-	-	-	-
Sc	6.0	8.8	6.7	18.1	5.8	10.4	21.7
Sm	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-
Sr	208.9	228.5	224.8	91.1	16.2	31.7	41.1
Ta	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-
Th	9.4	10.6	10.9	8.9	12.9	4.1	3.6
Tl	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-
U	3.1	2.7	2.6	3.4	3.2	3.5	1.5
V	41	62	57	125	65	93	198
W	-	-	-	-	-	-	-
Y	21.7	21.5	25.3	41.8	67.8	77.3	72.7
Yb	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-
Zr	226.7	223.5	226.7	166.4	128.1	150.4	131.5

Sample name	S-14-111a	S-14-111b	S-14-112
Host rock	花崗岩	花崗岩	花崗岩
Type-1	AF	AF	NF
Type-2	AFG	AFG	NFG
Major elements (wt.%)			
SiO_2	77.39	76.42	77.07
TiO_2	0.04	0.04	0.05
Al_2O_3	11.41	11.92	12.53
Fe_2O_3	1.69	1.68	1.26
MnO	0.69	0.04	0.02
MgO	0.63	0.88	0.30
CaO	0.14	0.16	0.06
Na_2O	1.25	0.44	1.84
K_2O	2.39	3.07	4.57
P_2O_5	0.01	0.01	0.01
Cr_2O_3	-	-	-
SrO	-	-	-
BaO	-	-	-
LOI	4.237	5.245	2.175
Trace elements (ppm)			
Ag	-	-	-
As	-	-	-
Ba	105	83	132
Be	-	-	-
Bi	-	-	-
Ce	173	25	29
Cl	-21	-14	31
Co	2.5	1.5	-0.1
Cr	1	6	15
Cs	-	-	-
Cu	-	-	-
Dy	-	-	-
Er	-	-	-
Eu	-	-	-
F	360	419	490
Ga	18.1	17.6	18.0
Gd	-	-	-
Ge	-	-	-
Hf	-	-	-
Ho	-	-	-
In	-	-	-
La	-	-	-
Li	-	-	-
Lu	-	-	-
Mo	-	-	-
Nb	16.6	16.4	24.6
Nd	-	-	-
Ni	4.4	3.8	9.1
Pb	137.6	10.4	18.6
Pr	-	-	-
Rb	147.7	167.0	237.1
S	22.2	23.8	34.0
Sb	-	-	-
Sc	1.1	1.2	1.8
Sm	-	-	-
Sn	-	-	-
Sr	25.7	26.3	18.8
Ta	-	-	-
Tb	-	-	-
Th	35.5	21.0	23.7
Tl	-	-	-
Tm	-	-	-
U	11.7	5.8	3.6
V	5	5	7
W	-	-	-
Y	133.8	132.6	63.7
Yb	-	-	-
Zn	-	-	-
Zr	75.7	76.8	105.3

空白ページ

地質環境長期安定性評価技術高度化開発委員会の開催実績

A.　第 1 回委員会開催実績
B.　第 2 回委員会開催実績

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
一般財団法人電力中央研究所

A. 第 1 回委員会開催実績

日　　時		令和 3 年 7 月 29 日（木）　13 時 00 分～17 時 15 分
場　　所		原子力機構　東濃地科学センター　土岐地球年代学研究所　第 1・2 会議室（オンライン併用）
審　議　事　項		令和 2 年度までの成果と令和 3 年度の実施内容について報告し、その適切性の観点から検討を行っていただく。
主なコメント	全体	研究内容の取りまとめに当たっては、マニュアルや指針といった形で成果を示すことができるとよい。
		本受託研究では様々な手法の開発を行っており、（事業の最終年度である）来年度までに良い成果が得られるものと期待する。サイトを限定した評価手法の開発も大事だが、全国を対象とした幅広の研究についても継続をお願いしたい。
	火山・火成活動に関する調査・評価技術	火山体の地形解析において、低標高部の重心は古い活動を、高標高部の重心は新しい活動を見ているという理解で正しいのであれば、火道の位置が時間とともに移動することは理解できる。しかし、火道の動きと岩脈の関係が分かりにくいので、取りまとめに当たり留意してほしい。
		玄武岩質や安山岩質などの粘性が低いマグマからなる火山体の形成は、マグマの流下方向に左右されるため、地形から火道の移動を読み取ることは難しいようにも思われる。マグマの化学組成との関係についても検討してほしい。
		火山体下部が非火山性の地質であったり、地殻変動で火山体が隆起したりするなど、火山活動とは関係ない作用が山体形成に影響を及ぼしていないかについても考察を進めてほしい。
		シングルパートの重心は本当に地形的重心なのか。例えば、山体の侵食が進んでいる場合、火山体の重心が捉えられていない可能性もあるので、解析に当たり留意してほしい。
	深部流体に関する調査・評価技術	マントルの He 同位体比は高い一方でスラブのそれは低いことから、He 同位体比の低いスラブ起源水というのもあるのではないかと考えている。そのため He 同位体比以外にスラブ起源水を特徴づける指標が必要ではないかと考えている。溶存ガスの安定炭素同位体比を検討しているようだが、このような He 同位体比とは別の指標を用いたスラブ起源水判別の試みは重要であると考えている。溶存ガスについて炭素以外の安定同位体比についても測定できれば、より確度の高い議論ができる可能性がある。

主なコメント（続き）	深部流体に関する調査・評価技術（続き）	化石海水で見られる特徴的な Cl 同位体比について、生物活動が関与している可能性は考えられないか、確認してほしい。
		S 波スプリッティング解析に関して、活断層の近くの観測点については、活断層の面構造を反映した振動方向である可能性があるため、慎重に解釈する必要がある。
		宮崎地域における低比抵抗域の深度は下部地殻に相当するが、現状の S 波スプリッティング解析で対象にしているのは主に上部地殻である。低比抵抗域を議論の対象にするのであれば、より深い領域の地震データを用いて解析してみるのも興味深い。
		深さの異なる 2 つの地震の時間差を使えば S 波スプリッティング解析の垂直分解能を向上させることができるかもしれないので、検討していただきたい。
		本宮地域における事例研究についても、更にデータを充実させることで、より詳しく理解が進む可能性があるので、引き続き解析を進めてほしい。
	地震・断層活動に関する調査・評価技術	長野県西部 Mj6.8 の地震は、地表に断層が到達するか否か微妙なスケールなので、実際地表まで変位が伝わって小断層となったか否かはとても重要である。また、地表付近の地質によって変位が地表に到達するか否かに差がありそうなので、今後検討してほしい。
		K-Ar 年代測定におけるアルゴンの離脱実験について二つの手法を比べているが、それぞれの手法は全く異なる手法のため単純に結果を比較することはできない。指標として粉砕効率などを取り入れてみてはどうか。粉砕率は 100#で粉砕効率を測るのが一般的なので、ぜひ取り入れてほしい。
		断層ガウジの化学組成から断層の活動性を判断できる可能性があるという研究結果は、工学的にはそれで十分となるのかもしれないが、その一方で、理学の人間からするとやはり理由・メカニズムを解明することも重要と思われる。いずれ明らかになることを期待したい。
	隆起・侵食に関する調査・評価技術	大井川における事例研究について、円礫層と粘土層が綺麗に見えている。それぞれ別の露頭とのことだが、組み合わせとしては段丘堆積物にあたる円礫層とフラッドローム的な粘土層のセットであり、一般的な河成段丘と同じように扱えると考えられる。旧河床堆積物と現河床の比高が非常に大きいため、かなり古い時代の堆積物なのではと思ってしまう。年代測定の結果が楽しみである。

主なコメント（続き）	隆起・侵食に関する調査・評価技術（続き）	尾根に分布する粘土層は、山体重力変形で形成された凹地に堆積した粘土層という可能性も考えられる。河成堆積物に関する調査を行う場合もそのような可能性も考慮して進めてほしい。
		現地調査を予定している宮崎平野の段丘面について、既往文献に記載されている Mf4 面と Lf2 面のデータが似通っているとのことだが、これらの年代は別の手法で明らかになっているか。おそらく Lf2 は最終氷期であり、Mf4 も氷期中の段丘なので、どちらも寒冷な気候のため風化が進みにくかった可能性が考えられる。氷期は風化が進まず、間氷期が挟まると風化が進むといった気候変動による影響も考慮できるとよい。
		礫の風化に関する室内実験は天然での現象を加速させて観察しているものと思料するが、実験で得られた風化部の厚みや密度変化等のパラメータを天然環境での観察に適用する際に、どのような対応関係があるのかについて把握するための見通しはついているのか。例えば、天然の風化礫の赤色化は実験だと何に対応しているのか。せっかくの実験結果なので、定性的だけでなく定量的な評価に結び付けられるのが望ましい。
		風化礫による評価がテフラを使った対比と比べて精度等の面で優位であると言えるとよいが、テフラの方が高精度であると指摘されると反論がしにくいのではないかと懸念される。
		赤色化や風化度で得られるのは絶対的な年代ではなく、例えば最終氷期であるか最終間氷期であるかという程度のざっくりとした年代感になる。一方、テフラでは年代は高確度で得られるものの、テフラ自体が抜け落ちていることが頻繁にある（例えば、段丘礫が顕著に風化しているにも関わらず、非常に新しい時代のテフラしか載っていないなど）。そういったことを避けるために礫の風化を適用するという方向性であると認識している。
		宮崎平野の段丘に関して、場所によっては段丘に火砕流の本体が載っていることがあり、同じ面であっても被覆層の厚さが大きく異なる場合がある。被覆層が厚ければ風化は進みにくいことが予想されるので、被覆層の厚さという観点で研究するのもよいかもしれない。

B. 第 2 回委員会開催実績

日　　時		令和 4 年 1 月 28 日（金）　13 時 15 分～17 時 20 分
場　　所		原子力機構　東濃地科学センター　土岐地球年代学研究所　第 1・2 会議室（オンライン併用）
審　議　事　項		令和 3 年度の成果について報告し、その適切性の観点から検討を行っていただく。
主なコメント	全体	黒部地域を事例対象とした隆起・侵食史推定では、約 100 万年前からの急激な隆起・侵食が推定された。言い換えれば約 400 万年間ほとんど隆起・侵食がなかった地域で突然急激な隆起・侵食が生じたことになる。外挿法の考え方からすると、400 万年安定だった状態をもって 40 万年後まで安定であるという予測をすることになったのかもしれないが、実際に黒部は急速な隆起・侵食に転じてしまっている。こういった事例からも、まだまだ分からないことが多く残されていることが示唆されている。思い上がらずに自然に対して謙虚に向かい合わねばならないと感じる。
	火山・火成活動に関する調査・評価技術	地形解析結果が応力場と整合しない火山は、削剥等により原地形が保存されていないような古い火山だと考えていた。しかし、今回の発表では、古い時代から活動している大山のように応力場と一致する例も存在するため、年代による違いは認められないと結論づけている。古い火山でも原地形が保存されていれば応力場と整合的になるということは、年代以外で地形を変化させる要因（例えば、海からの距離や降水量）を変数として考慮することも考えられるのではないか。
		赤城山のように独立した火山は、地形改変によって影響を受けることは考えにくいと思う。しかし、那須岳のように山地の中にある火山は、周辺の地形改変の影響を受ける可能性があると思われる。
		岩脈データベースに関する第四紀火山と岩脈の関係表では、非常に綺麗な分布が示されている。確率分布についての検討は行っているのか。将来の安全性評価では、確率を示すことも重要である。また、ここで示された実データに基づく確率分布と、モデリングにより計算された確率分布との整合性を示すことができれば、科学的に根拠がある使いやすいデータになっていくと思う。
	深部流体に関する調査・評価技術	深部流体の化学的検討において、$^{20}Ne/^{22}Ne$ が 10 を超えているものについては、マントル起源のシグナルが十分検出できていると思われる。一方で、兵庫県南部の 17.1 はこれまでに知られていない非常に高い値であり、分析に問題がある可能性もあるので精査してみるとよい。

主なコメント（続き）	深部流体に関する調査・評価技術（続き）	熱年代的手法について、モデリングでも示された通り、熱年代のデータは温度―時間の関数を見ている。本宮地域での事例研究では脈の流体包有物から温度を制約し、議論が深まったように思う。一方、有馬地域では流体包有物から温度を制約できなかったのは残念だが、イライトの結晶化度など他の地質温度計から温度を制約すれば熱年代と結び付けて議論ができるかもしれない。今後検討してほしい。
		S 波スプリッティング解析について、いろいろな入射角のデータがあれば、クラックの方位や密度、傾斜、流体の有無などに関してさらに検討を深めることができると思われる。
		割れ目分布について、これまでの報告からいくつかの評価指標が追加された。いくつの指標にチェックが付くと湧出の可能性が高いかなど、クライテリアが示せると望ましい。
		以前コアの割れ目解析を行った際に、水みちとして一つの割れ目が地下から地表まで連続的につながっているわけではなく、複数の割れ目がたまたま水みちとしてつながっていることが重要であるという議論があった。地表で見えているクラックが地下までつながっているか否かが、複数指標の議論に関係しているのではないかと感じた。
	地震・断層活動に関する調査・評価技術	フィッション・トラックに関する海外での水熱実験が進められないのは残念だが、今後国内の基盤研究機関が自前の水熱実験設備を構築してゆくことも検討してほしい。
		機械学習による断層の活動性評価について、非常にきれいに分かれているが、候補として挙げられた元素がなぜ指標として使えるのかを明らかにしてほしい。また、元素のイメージングを行うことでアプローチしようとしているが、具体的に元素の分布を活動性評価とどのように関連付けるのかが明確になるように計画的に進めてほしい。
	隆起・侵食に関する調査・評価技術	黒部地域における事例研究において推定された、約 100 万年前からの急激な隆起・侵食の要因について、例えば広域応力場の変化などから検討することも考えてほしい。
		甲山地域の OSL 熱年代について、近くには有馬―高槻断層系があり、大地震も実際に生じている。OSL 熱年代からは約 10 万年は安定であるという結果が出てきたが、このような断層運動の影響は無視できるのか。安定であるという方に結論を振りすぎてしまわないよう、他の手法と組み合わせた検討も進めてほしい。

主なコメント（続き）	隆起・侵食に関する調査・評価技術（続き）	甲山は六甲山地の南側に位置している。六甲山地は、南の断層に近い地域では侵食速度が速く、背後側では遅いという関係になっているため、甲山における最近の侵食速度の変化は、甲山付近まで侵食が進行してきたことを示唆しているのではないかと思った。
		色々なタイムスケールの技術を開発しているが、長いタイムスケールで色々なことを明らかにした上で、短いタイムスケールについて明らかにしてゆくことを考えていくと、両者が必ずしも合致しないケースも考えられるので、技術開発に当たり留意されたい。
		大井川の新規露頭について、河成の砂礫層は観察できていないが、河川の堆積物ならば水深も深くないと考えられるため、指標になるデータだと思う。一方、環流旧河谷とは異なり、このような断片的な堆積物は本流性と支流性の判断が難しい。侵食速度の算出に用いる河床高度は、本流と支流で値が変わるため、注意が必要である。礫であれば、円磨度・淘汰度・礫種を現河床の礫と比較することで判断できるケースが多いが、細粒の堆積物だと困難である。判断が難しい場合は、現在の本流と支流の河床高度の差を当てはめ、誤差込みで検討する等の工夫が求められる。
		能登半島での事例研究で見出された八甲田Ｉテフラは二次堆積だと考えられる。付近の高位段丘や山体崩壊の堆積物が風で運ばれて堆積するケースが想定される。また、検出されたクリプトテフラが１つだけの場合は、二次堆積であることが多い。複数のクリプトテフラが検出され、その年代と産出順序が整合的な場合のみ採用するなど、クリプトテフラの扱いには注意が必要である。
		礫の風化に関する室内実験に供している礫の構成鉱物や物性値の違いは、後背地の地質の違いや、同じ四万十帯でも年代によって物性が異なるなどの理由であろうか。白亜系の四万十帯では、斜長石が一部曹長石に変化しているという文献を読んだことがあり、白亜系と古第三系を分ける指標になるかもしれない。
		ボーリング調査によって、鉛直方向に環境条件の異なる礫が得られる可能性がある。地下水面以深は風化されにくいという考えを踏まえると、風化指標としては地下水面以浅の礫が有用であるなどの知見が得られるかもしれない。
		いずれの機関の担当項目についても、実施事項が多く残っている印象がある。本事業の最終年度である来年度までにどこまで到達できるかの見通しを示していただきたい。

空白ページ

火山体の岩脈分布に関する地形解析手法

令和 4 年 3 月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

目　次

1. 目的および概要 ..... 付 7-3
2. 地形解析の全体フロー ..... 付 7-3
3. 出力される結果 ..... 付 7-5
3.1 「DEM-重心・面積」モデル ..... 付 7-5
3.2 「マルチパート重心の解析」モデル ..... 付 7-5
3.3 「long axis」モデル ..... 付 7-5
3.4 「シングルパート重心の解析」モデル ..... 付 7-5
3.5 「Under_main-sub line」モデル ..... 付 7-5
4. 各時点での作業手順 ..... 付 7-6
5. 最終的に出力される解析結果の例 ..... 付 7-7
6. まとめ ..... 付 7-10

図　目　次

図 2-1　火山体の地形解析の全体フロー ..... 付 7-4
図 5-1　高度面積曲線（霧島の例） ..... 付 7-7
図 5-2　等高線ポリゴンの長軸の方位データの集計（富士山の例）　右下のローズダイアグラムが方位データの集計結果 ..... 付 7-8
図 5-3　重心を結ぶ線の方位データの集計（大山の例） ..... 付 7-9
図 5-4　重心を結ぶ線の方位データの集計において標高で重みづけする方法　（大山の例） ..... 付 7-9

1. 目的および概要

昨年度は、火山の成長過程におけるマグマの伸展方向の安定性について検討するため，火山体に対して地形解析により，標高ごとの重心位置の抽出作業を 1995 年度動力炉・核燃料開発事業団　業務報告書（向山ほか, 1996）に基づいて行った（原子力機構・電中研, 2021）。

昨年度の解析作業で出力された等高線ポリゴンの重心および高度面積曲線は、今年度も引き続き解析結果として出力した。等高線ポリゴンの重心については、昨年度の手法から改良し、標高ごとの各等高線に対する重心位置（シングルパート重心）と標高ごとの各等高線をひとまとめにした等高線の重心（マルチパート重心）をそれぞれ抽出した。さらに、各標高の等高線の最大面積の重心（main）とそれ以外の等高線の重心（sub）とを結ぶ線の抽出、各標高の等高線の最大径となる線（長軸）の抽出作業を行い、これらの線の方位を統計処理するため、各線の方位データを出力した。また、等高線ポリゴンの面積データを用いた解析を行うために、面積データを付した等高線ポリゴンの csv ファイルを出力し、表計算ソフトにおいて計算を行い、火道の安定性評価を試みた。

2. 地形解析の全体フロー

本作業では、GIS ソフトウェアとして QGIS (ver. 3.16.13)、表計算ソフトとして Excel 2013、ローズダイアグラムの作成ソフトとして stereonet 11 を用いた。

図 2-1 に作業フローを示す。解析作業にインプットするデータは、解析対象の火山およびその周辺の DEM データ、および解析範囲（今回の場合、シームレス地質図 V2 における火山噴出物の領域）のデータの 2 つのみであり、エキスパートジャッジを必要とする場面が極めて少ない解析方法である。本付録では、その解析の手順について記述する。

なお、本解析作業では、GIS 上での作業が膨大であり、その作業を各火山で繰り返し行う必要がある。そのため、図 2-1 のオレンジ枠に示すように QGIS のモデルデザイナー機能を用いて、作業内容を記憶させ、記憶した作業については自動で進められるようにした。ここでは、モデルにより出力される結果について解説する。また、モデルデザイナーを用いる上で、GIS の機能だけでは対応できない部分もあるため、手動の作業が必要となる箇所が出てくる (図 2-1 の①～⑦)。この部分については、4 に作業手順を簡単に解説する。また、GIS 上での解析作業後は、csv によりデータを出力し、最終的な解析結果として出力される。出力した解析結果の例について、5 に記述する。

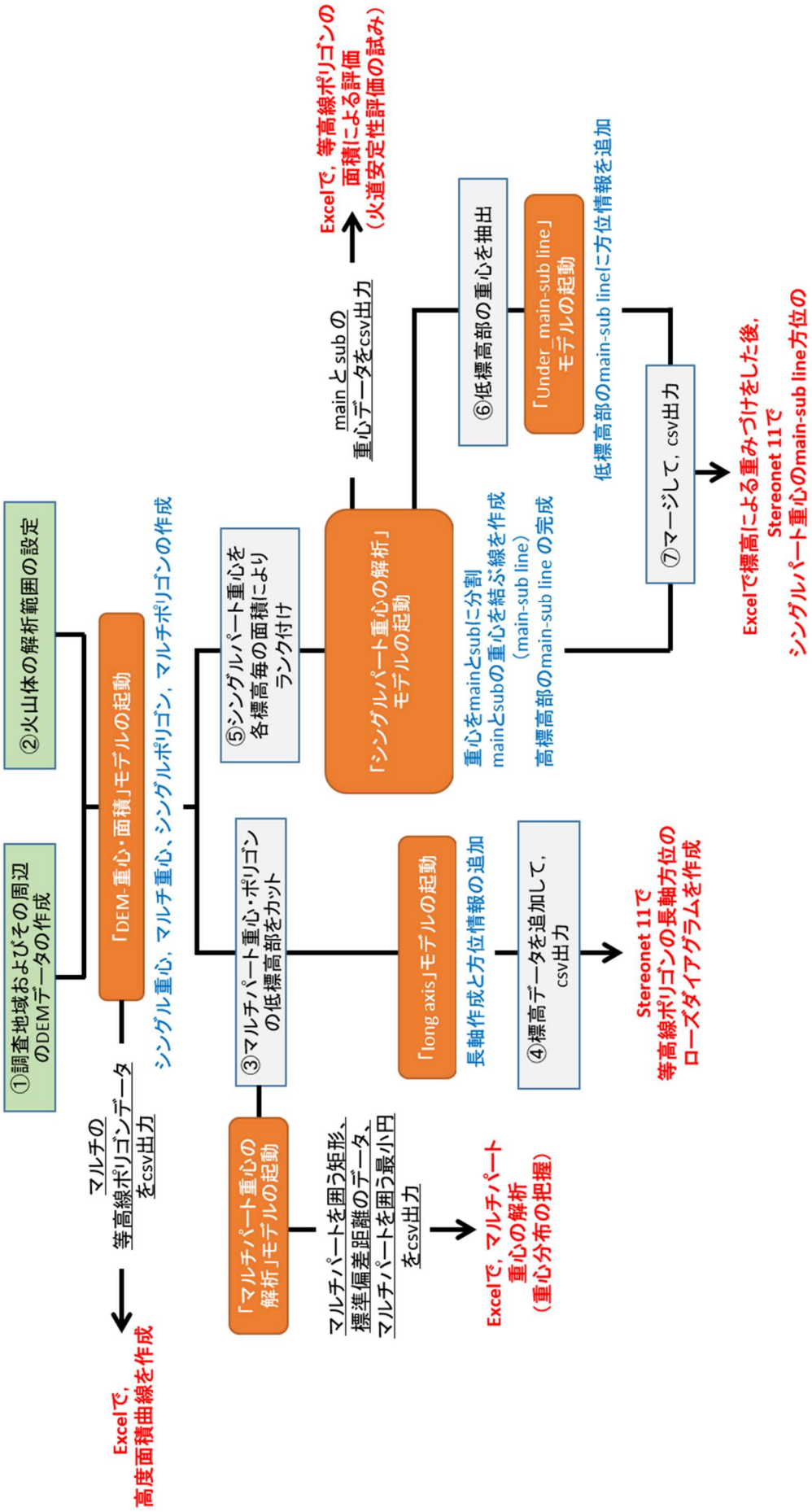


図 2-1　火山体の地形解析の全体フロー

3. 出力される結果

3.1 「DEM-重心・面積」モデル

入力データとして解析対象の火山およびその周辺地域の DEM データ、および設定した解析範囲のデータを用いる。この 2 つのデータを入力することで、マルチパートの等高線ポリゴンおよび重心、シングルパートの等高線ポリゴンおよび重心が結果として出力される。等高線ポリゴンのデータには、各ポリゴンの面積データも付与されており、後に面積データを用いた解析作業に用いることとなる。重心データは、後に重心を結ぶ線を作成する際の基のデータとなるものである。

3.2 「マルチパート重心の解析」モデル

マルチパートの重心データを入力データとし、重心の分布領域に対する最小面積の矩形および最小面積円の描画およびその直径、重心分布の標準偏差距離のデータが付与された結果が出力される。

3.3 「long axis」モデル

マルチパートの等高線ポリゴンのデータを入力データとし、等高線ポリゴンの長軸を作成し、その線の方位データが付与された結果が出力される。

3.4 「シングルパート重心の解析」モデル

シングルパートの重心データを入力データとし、各標高の main の重心と sub の重心とに分類し、両者を結ぶ線（以下、重心を結ぶ線）が作成され、結果として重心を結ぶ線の作成途中段階のものが出力される。重心を結ぶ線は、この解析モデルでは、解析範囲で等高線が切られる標高より高い領域（以下、高標高部）の線だけが方位データも付与された完成状態となり、低標高部については、後ほど作業が必要となる。

3.5 「Under_main-sub line」モデル

低標高部の重心を結ぶ線を入力データとし、低標高部の重心を結ぶ線が完成したものが結果として出力される。重心を結ぶ線には、それぞれに方位データが付与されている。

4. 各時点での作業手順

① 調査地域およびその周辺の DEM データの作成

国土地理院の基盤地図情報（https://fgd.gsi.go.jp/download/mapGis.php?tab=dem）より必要な範囲の 10mDEM をダウンロードする。DEM データをラスター形式に変換する作業には、株式会社エコリスが提供する基盤地図情報標高 DEM 変換ツール（https://www.ecoris.co.jp/contents/demtool.html）を使用した。

② 火山体の解析範囲の設定

解析範囲の設定には、シームレス地質図 V2 のシェープファイルを事前にダウンロードし、QGIS に読み込んでおく。シェープファイルは https://gbank.gsj.jp/seamless/v2.html でダウンロードが可能である。その後、QGIS 上で解析対象の火山の火山噴出物が分布する領域を選択状態とし、解析範囲として保存する。以上の作業を経て、①の DEM データと解析範囲のデータが揃うこととなり、この 2 つのデータを基に、火山体の地形解析へと進む。

③ マルチパート重心・ポリゴンの低標高部削除

低標高部の等高線は、解析範囲と交差するため等高線ポリゴンとして抽出されていない。このような標高に位置する等高線は、火山中心を囲う等高線がないため、該当する標高のデータを選択、削除する。

④ 標高データを追加して、csv 出力

得られた等高線ポリゴンの長軸データには、標高データが消えてしまっているため、再び標高データを付与する。

⑤ シングルパート重心を各標高の面積によりランク付け

得られたシングルパート重心のデータに、各標高での面積によるランク付けを行う。これは、後に各標高で面積が最大のデータ（main）とそれ以外のデータ（sub）とを区別するために行うものである。

⑥ main の最低標高未満の sub 重心を抽出

低標高部の重心を結ぶ線が作成途中で出力されているため、それを完了させる。

⑦ マージして、csv 出力

低標高部と高標高部でそれぞれ重心を結ぶ線のデータが出力されているため、これらを統合させる。マージされたシェープファイルは、マップ上で表示した際に標高順となっていない場合があり、見栄えが良くないことがある。その場合の修正方法として、重心を結ぶ線が標高順となるようにデータを並べ替える。

5. 最終的に出力される解析結果の例

(1) 高度面積曲線の作成

図 5-1 に、高度面積曲線の例を示す。高度面積曲線は、向山ほか（1996）の火山体の地形解析において出された結果の一部であり、本解析でも引き続きデータを出力している。横軸に各標高の等高線ポリゴンの面積の合計、縦軸に標高を取ったグラフを Excel で作成した。

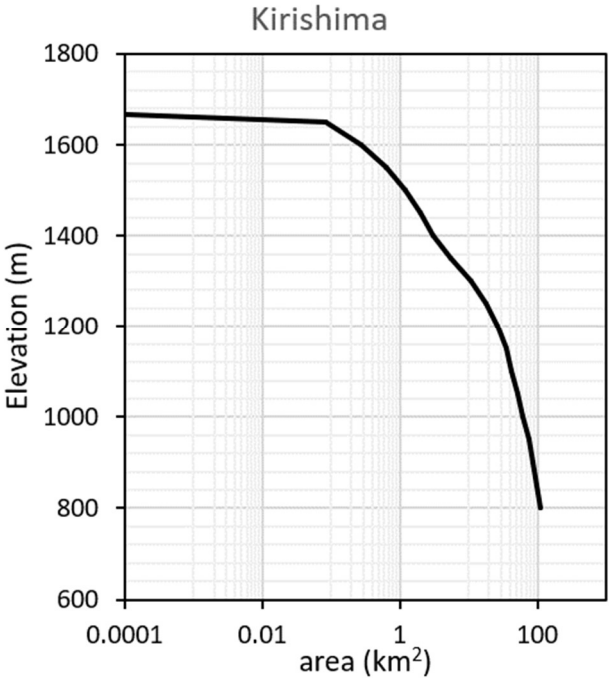


図 5-1　高度面積曲線（霧島の例）

(2) 等高線ポリゴンの長軸方位をローズダイアグラムで集計

等高線ポリゴンの長軸データを csv 出力したデータを基に、stereonet 11 のソフトを用いてローズダイアグラムを作成した（図 5-2）。長軸方位は、ローズダイアグラムでは軸データとして表示した。階級幅は 10°、ローズダイアグラムの扇形の面積による補正は行わずピークの方位がより明確に表現されるようにした。

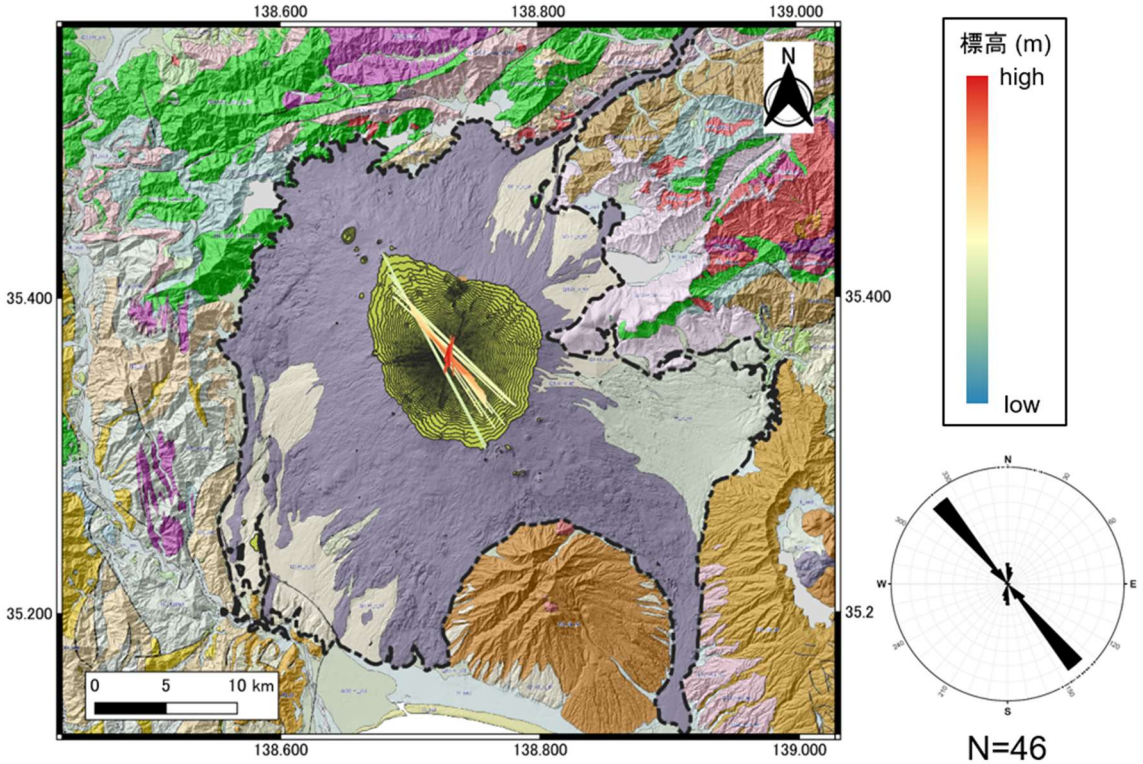


図 5-2　等高線ポリゴンの長軸の方位データの集計（富士山の例）
右下のローズダイアグラムが方位データの集計結果
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

(3) 重心を結ぶ線の方位を、標高重みづけ後にローズダイアグラムで集計

重心を結ぶ線の方位についても、stereonet 11 のソフトを用いて、集計した結果をローズダイアグラムで表示した（図 5-3）。方位は、ローズダイアグラムでベクトルデータとして表示した。重心を結ぶ線の方位集計の際には、図 5-4 に示すような標高による重みづけを行い、方位データを集計した。

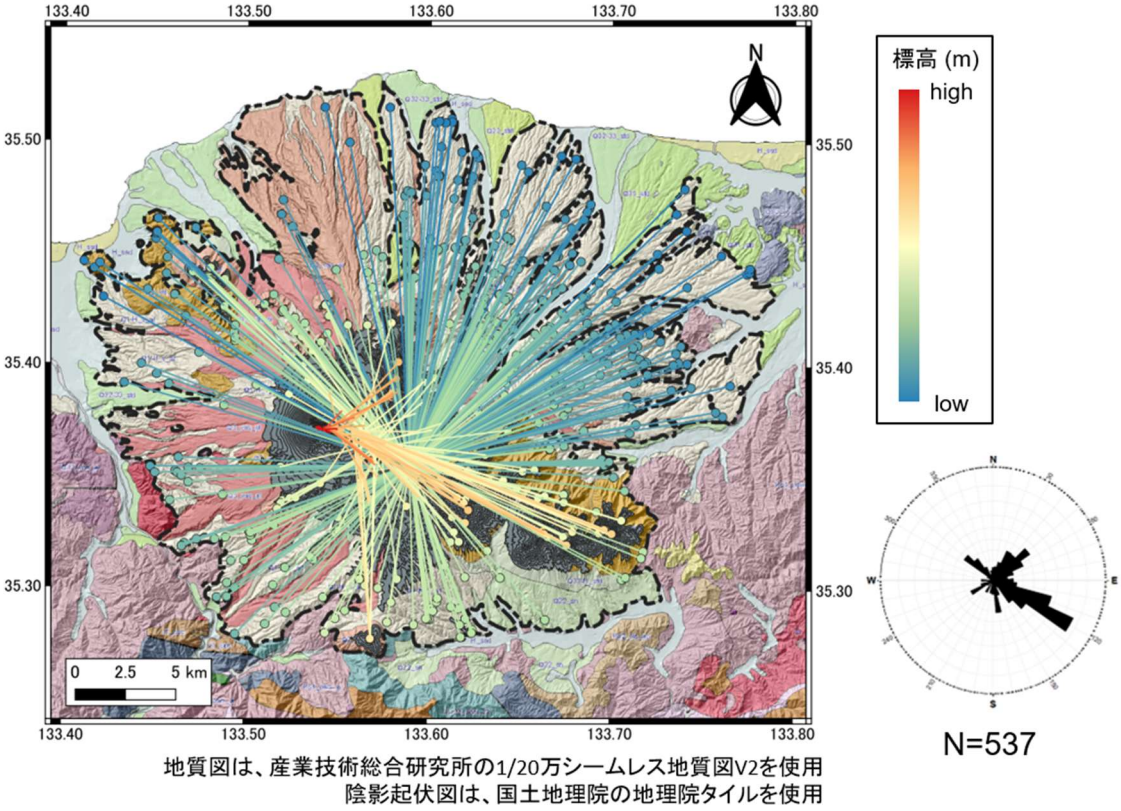


図 5-3　重心を結ぶ線の方位データの集計（大山の例）
背景図には、産業技術総合研究所の「1/20 シームレス地質図 V2」を使用した。

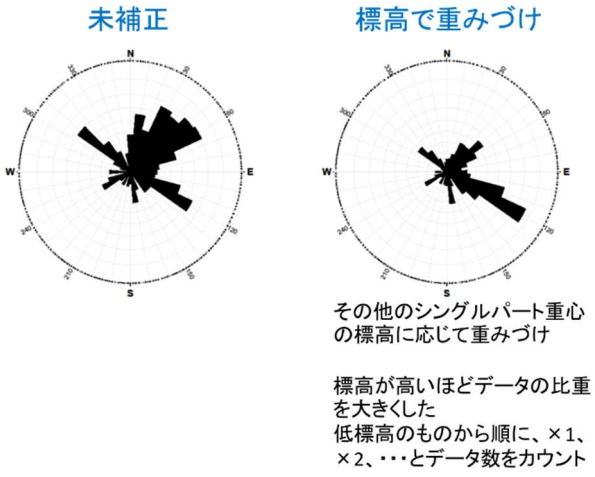


図 5-4　重心を結ぶ線の方位データの集計において標高で重みづけする方法　（大山の例）

6. まとめ

本付録でまとめた手法は、火山の活動中心の移動履歴および火道の安定性を、可能な限り客観的な手法で評価できるよう地形解析の手順を構築したものである。解析手法自体は、向山ほか（1996）および原子力機構・電中研（2021）でされている手法を踏襲し、さらに大幅に手法を追加、改善を行った上で、それらの作業が GIS 上で可能となるよう手順を整理した。解析の概念については、報告書本文に記述したが、具体的な解析手順については本付録を参考にしていただければ幸いである。

引用文献

向山 栄, 猪股隆行, 槙田祐子, 日本列島における第四紀火山地形解析, PNC TJ7362 96-001, 1996.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 令和 2 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業 地質環境長期安定性評価技術高度化開発報告書, 317p, 2021.

火山岩岩脈分布に関するデータ収集作業
地質図幅からの岩脈情報の抽出結果

令和４年３月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

目　次

1. 目的および概要 ..... 付 8-4
2. 作業内容及び方法 ..... 付 8-4
　2.1 対象地域及び地質図幅の選定 ..... 付 8-4
　2.2 作業内容 ..... 付 8-4
3. 作業結果一覧 ..... 付 8-6
　3.1 距離計測対象とした第四紀火山及びコールドロンの情報 ..... 付 8-7
　3.2 図幅毎の抽出対象表 ..... 付 8-11
　3.3 岩脈の抽出結果図 ..... 付 8-22
　3.4 図幅毎の抽出結果一覧表 ..... 付 8-25
引用文献 ..... 付 8-45

図　目　次

図 2.2-1　岩脈・コールドロンの長径・短径の求め方 ..... 付 8-5
図 3.3-1　岩脈の抽出結果（中国地方） ..... 付 8-22
図 3.3-2　岩脈の抽出結果（四国地方） ..... 付 8-23
図 3.3-3　岩脈の抽出結果（北海道南西部） ..... 付 8-24

表　目　次

表 3.1-1　第四紀火山の名称と位置情報（中国地方） ..... 付 8-7
表 3.1-2　第四紀火山の名称と位置情報（北海道南西部） ..... 付 8-9
表 3.1-3　コールドロン・カルデラの名称と形状情報 ..... 付 8-10
表 3.2-1　抽出対象：「西郷」図幅（島後及び竹島） ..... 付 8-11
表 3.2-2　抽出対象：「西郷」図幅（島前） ..... 付 8-11
表 3.2-3　抽出対象：「松江及び大社」図幅 ..... 付 8-11
表 3.2-4　抽出対象：「鳥取」図幅 ..... 付 8-12
表 3.2-5　抽出対象：「浜田」図幅 ..... 付 8-12
表 3.2-6　抽出対象：「高梁」図幅 ..... 付 8-12
表 3.2-7　抽出対象：「姫路」図幅 ..... 付 8-13
表 3.2-8　抽出対象：「小串」図幅 ..... 付 8-13
表 3.2-9　抽出対象：「山口及び見島」図幅 ..... 付 8-13
表 3.2-10　抽出対象：「広島」図幅 ..... 付 8-14
表 3.2-11　抽出対象：「岡山及び丸亀」図幅 ..... 付 8-14
表 3.2-12　抽出対象：「徳島」図幅 ..... 付 8-15
表 3.2-13　抽出対象：「福岡」図幅（本州側のみ） ..... 付 8-15
表 3.2-14　抽出対象：「中津」図幅（本州側のみ） ..... 付 8-16
表 3.2-15　抽出対象：「松山」図幅 ..... 付 8-16
表 3.2-16　抽出対象：「高知」図幅 ..... 付 8-17

表 3.2-17　抽出対象：「剣山」図幅 ..... 付 8-17
表 3.2-18　抽出対象：「宇和島」図幅 ..... 付 8-18
表 3.2-19　抽出対象：「窪川」図幅 ..... 付 8-18
表 3.2-20　抽出対象：「久遠」図幅（渡島半島） ..... 付 8-19
表 3.2-21　抽出対象：「久遠」図幅（奥尻島） ..... 付 8-19
表 3.2-22　抽出対象：「室蘭」図幅 ..... 付 8-20
表 3.2-23　抽出対象：「尻屋崎」図幅（亀田半島部） ..... 付 8-20
表 3.2-24　抽出対象：「函館及び渡島大島」図幅（函館） ..... 付 8-21
表 3.2-25　抽出対象：「函館及び渡島大島」図幅（渡島大島） ..... 付 8-21
表 3.4-1　抽出結果一覧：「西郷」図幅 ..... 付 8-25
表 3.4-2　抽出結果一覧：「松江及び大社」図幅 ..... 付 8-26
表 3.4-3　抽出結果一覧：「鳥取」図幅 ..... 付 8-27
表 3.4-4　抽出結果一覧：「浜田」図幅 ..... 付 8-27
表 3.4-5　抽出結果一覧：「高梁」図幅 ..... 付 8-28
表 3.4-6　抽出結果一覧：「姫路」図幅 ..... 付 8-29
表 3.4-7　抽出結果一覧：「小串」図幅 ..... 付 8-29
表 3.4-8　抽出結果一覧：「山口及び見島」図幅 ..... 付 8-29
表 3.4-9　抽出結果一覧：「広島」図幅 ..... 付 8-32
表 3.4-10　抽出結果一覧：「岡山及び丸亀」図幅 ..... 付 8-33
表 3.4-11　抽出結果一覧：「福岡」図幅（山口県側のみ） ..... 付 8-33
表 3.4-12　抽出結果一覧：「松山」図幅 ..... 付 8-33
表 3.4-13　抽出結果一覧：「高知」図幅 ..... 付 8-37
表 3.4-14　抽出結果一覧：「剣山」図幅 ..... 付 8-37
表 3.4-15　抽出結果一覧：「宇和島」図幅 ..... 付 8-38
表 3.4-16　抽出結果一覧：「窪川」図幅 ..... 付 8-38
表 3.4-17　抽出結果一覧：「久遠」図幅 ..... 付 8-39
表 3.4-18　抽出結果一覧：「室蘭」図幅 ..... 付 8-40
表 3.4-19　抽出結果一覧：「尻屋崎」図幅 ..... 付 8-42
表 3.4-20　抽出結果一覧：「函館及び渡島大島」図幅 ..... 付 8-43

1. 目的および概要

野外で地質踏査をすると、第四紀火山から離れた場所でも、小規模ながら第四紀火山に関連する可能性のある岩脈が貫入している露頭が見つかることがある。このような岩脈と第四紀火山との関連性の有無を明らかにすることは、岩脈の広がりを評価するうえで重要となる。岩脈と第四紀火山との関連性の検証には、対象となる岩脈そのものに対する岩石学及び地質構造学的調査が不可欠であるが、本データベースの整備は、そのような具体的な現地調査の前段階の情報収集に資することを目的とした。

本データベースの整備は令和 2 年度から実施しているが、今年度においては、昨年度実施した内容を更新する形で、産業技術総合研究所（旧：地質調査所）発行の地質図幅から「岩脈」を抽出し、その岩型、年代、サイズ、最寄り火山からの距離等の情報を整理し、第四紀火山との関連性について評価した。

2. 作業内容及び方法

2.1 対象地域及び地質図幅の選定

火山岩岩脈等の情報を収集する対象地域は、中国地方、四国地方全域及び北海道南西部を中心とする地域とした。中国地方は地質的には花崗岩などが大半を占めるものの、大山や青野山単成火山群などの第四紀火山があり、岩脈と第四紀火山との関係が把握しやすいと考え選定した。また、四国地方は第四紀火山がないことが分かっている地域であり、四国地方でみられる岩脈に第四紀のものはないということを確認するために選定した。一方、北海道南西部は中国・四国地方と比較検討するために活動的な火山がある東北日本弧で、かつ第四紀火山があまり重なり合わない地域として選定した。火山が重なり合っている地域の場合、第四紀岩脈と認定された岩脈があった場合、どの火山に類するものか判定が付きにくく、第四紀火山と岩脈の距離の関係が把握しにくいと判断したからである。

中国地方及び四国地方の情報収集に使用した地質図幅は､縮尺 20 万分の 1 地質図幅の｢西郷｣、｢松江及び大社｣、｢鳥取｣、｢浜田｣、｢高梁｣、｢姫路｣、｢小串｣、｢山口及び見島｣、｢広島｣、｢岡山及び丸亀｣、｢徳島｣、｢福岡（山口県側のみ)｣、｢中津（山口県側のみ)｣、｢松山｣、｢高知｣、｢剣山｣、｢宇和島｣及び｢窪川｣の 18 図幅である。一方、北海道南西部の情報収集に使用した地質図幅は、縮尺 20 万分の 1 地質図幅の「久遠」、「室蘭」、「尻屋崎」、「函館及び渡島大島」の 4 図幅の渡島半島部（奥尻島、渡島大島、渡島小島を含む）である。情報収集対象を 20 万分の 1 地質図幅とした理由は、5 万分の 1 地質図幅は中国地方・四国地方では全域が発行されていないからである。一方、北海道南西部においても、5 万分の 1 図幅としては「今金」、「上ノ国」及び「大千軒岳」が発刊されておらず、中国地方・四国地方と情報収集精度を合わせるため、20 万分の 1 図幅を対象とした。なお、5 万分の 1 図幅が発行されている区域については 20 万分の 1 図幅との比較を行ったが、図幅の発行時期による解釈等の相違による地質構造などの違いに加え、5 万分の 1 図幅で記載されている小さな岩脈群が 20 万分の 1 図幅では一つにまとめられている場合もあるものの、20 万分の 1 図幅における岩脈分布と 5 万分の 1 図幅におけるそれとが整合していることは確認している。

2.2 作業内容

まずは各地質図幅の凡例から「寄生火山」、「貫入岩」、「岩頸」、「岩脈」、「岩床」などのキーワードをもって「岩脈類」に相当する地質記号を抽出した。ただし、隣り合う図幅で同年代の同じ

岩石名と判断されるものが、片方では「岩脈」、他方では「溶岩」とされている場合もあり、その場合は産状等に着目し「溶岩」とされているものでも「岩脈類」として抽出し、図幅間の整合性を確保した。なお、抽出については年代を特定しなかったが、対象とした図幅に記載された岩脈類の年代は、第四紀、新第三紀、古第三紀、及び白亜紀の 4 年代であった。

抽出対象を決めたのち、GIS ソフトウェアを使用し、地質図幅上の岩脈をトレースしポリゴン化したうえで、岩脈及びコールドロンの位置については、分布の重心位置で代表させた。また、サイズについては、分布形状に外接する最小幅の長方形を描き、その長辺を長径、短辺を短径として計測した（図 2.2-1）。

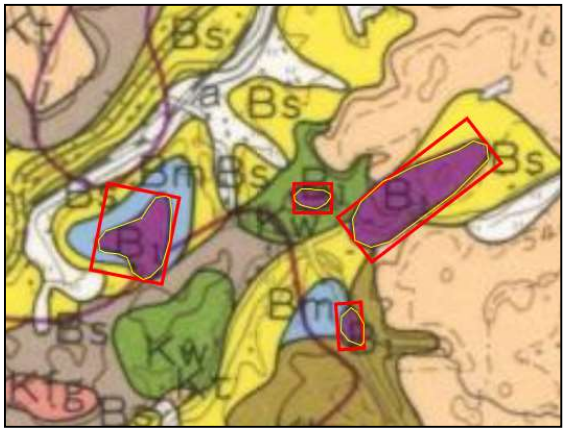


図 2.2-1　岩脈・コールドロンの長径・短径の求め方
背景は「松江及び大社」図幅から一部抜粋

岩脈の「重心位置（緯度・経度）」、「サイズ（長径・短径）」、岩脈の「長径の方位」の数値データ化した。また、凡例を参考に岩脈の「年代」、「岩石名」、「岩脈が貫入している地層の年代」、「地層名」を情報として抽出した。また、GIS ソフトウェアの機能を使用し、岩脈と岩脈から見て最短距離にある「最寄り」の「第四紀火山名」及び「コールドロン名」、「火口及びコールドロン重心位置からの（岩脈重心位置までの）距離」及び「方位」を数値データ化した。

岩脈などの位置については、分布の重心位置で代表させた。サイズについては、分布形状に外接する最小幅の長方形を描き、その長辺を長径、短辺を短径として計測した。年代、岩型及び岩脈が貫入している地層の種類と年代については図幅凡例に従った。岩脈が貫入している地層が複数該当する場合は、最上位の地層を代表させ、貫入関係が不明な場合は整理表にて空白とした。

3. 作業結果一覧

以下､岩脈との距離計測対象とした第四紀火山及びコールドロンの情報､図幅毎の抽出対象表、岩脈の抽出結果図、及び図幅毎の抽出結果一覧表を示す。

第四紀火山については､産業技術総合研究所地質調査総合センターの Web サイト「日本の火山（第 3 版)」（https://gbank.gsj.jp/volcano/）に基づく。また、コールドロンについては以下の文献に基づく。なお、以下の各コールドロン名のうち「(群)」があるものは「コールドロン群」である（例えば；浜田コールドロン群)。

沢田(1978)：掛合（新第三紀）
吉田ほか(1993)：石鎚（新第三紀）
歌田(2006)：田万川、増田（群)、浜田（群)、波佐、旭・川内（群)、作木、大万木山（古第三紀）
吉田ほか(2009)：山口、吉部、佐々並、白滝山（白亜紀）
石川・小室(2016)：柵原（白亜紀）
佐藤ほか(1999)：新見（白亜紀）
Ishihara and Imaoka(1999)：和気（白亜紀）
佐藤ほか(2016)：赤穂（白亜紀）

3.1 距離計測対象とした第四紀火山及びコールドロンの情報

表 3.1-1　第四紀火山の名称と位置情報（中国地方）

番号	火山名	緯度	経度	活動年代	主な岩石
H01	宝山	35°20′ 46″	134°55′ 07″	40 万ないし 30 万年前	玄武岩
H02	玄武洞	35°35′ 08″	134°47′ 11″	約 160 万年前	玄武岩
H03	上佐野・目坂	35°31′ 20″	134°43′ 20″	約 23-13 万年前	玄武岩
H04	神鍋火山群	35°30′ 25″	134°40′ 30″	70 万年前以降（西気（にしき）火山のみが約 70 万年前、それ以外は約 20 万年前以降)。最新の神鍋山は 2 万ないし 1 万年前	玄武岩
H05	大屋・矗	35°20′ 26″	134°35′ 28″	約 280～240 万年前	玄武岩
H06	照来	35°21′ 14″	134°30′ 50″	約 310～220 万年前	安山岩、流紋岩、デイサイト
H07	佐坊	35°25′ 25″	134°28′ 34″	約 170 万年前	デイサイト
H08	美方火山群	35°25′ 41″	134°30′ 09″	葛畑は約 70 万年前、味取は約 22 万年前、そのほかは 170 万～120 万年前	玄武岩、安山岩
H08	美方火山群	35° 25′41″	134°30′ 09″	葛畑は約 70 万年前、味取は約 22 万年前、そのほかは 170 万～120 万年前	玄武岩、安山岩
H09	扇ノ山	35° 26′ 23″	134° 26′ 27″	約 120 万～40 万年前	玄武岩、安山岩
H10	郡家	35° 25′ 42″	134° 14′ 33″	約 210 万年前	安山岩
H11	槇原	35° 25′ 27″	134° 06′ 45″	約 80-70 万年前	安山岩
H12	三朝	35° 21′ 25″	134° 01′ 10″	140-130 万年前	安山岩、玄武岩
H13	倉吉	35° 26′ 41″	133° 49′ 38″	180～170 万年前、120～100 万年前、50 万年前	玄武岩、安山岩
H14	北条八幡	35° 28′ 41″	133° 48′ 25″	約 220 万年前（年代測定の結果約 1.05Ma の山体もあり）	安山岩
H16	蒜山	35° 19′ 30″	133° 39′ 49″	約 100 万-50 万年前	安山岩
H17	大山	35° 22′ 16″	133° 32′ 46″	約 100 万年前から約 1.7 万年前	デイサイト、安山岩
H18	シゲグリ	35° 31′ 48″	133° 21′ 06″	約 90 万±30 年前	安山岩、デイサイト
H19	大根島	35° 29′ 44″	133° 10′ 16″	約 25 万ないし 20 万年前	玄武岩
H20	横田火山群	35° 12′ 15″	133° 15′ 52″	約 240 万～100 万年前	玄武岩
H21	森田山	35° 09′ 31″	132° 36′ 50″	約 115 ないし 100 万年前	デイサイト
H22	三瓶山	35° 08′ 25″	132° 37′ 17″	10 万年前以降。最新の噴火：1,400-1,300 年前	デイサイト、安山岩

H23	女亀山	34° 56′ 53″	132° 43′ 14″	約 180 万年前	玄武岩
H24	川本	34° 59′ 44″	132° 31′ 09″	約 210 万年前	玄武岩
H25	大江高山	35° 03′ 49″	132° 25′ 43″	約 260 万～150 万年前	デイサイト
H26	阿武火山群	34° 29′ 53″	131° 35′ 56″	約 80 万年前から約 1 万年前まで活動。190 万-150 万年前には先阿武火山活動があった。 最新の噴火：8,800 年前	玄武岩、安山岩
H27	青野山火山群	34° 27′ 43″	131° 47′ 53″	約 130 万～50 万年前、約 15 万年前以降の 2 回の活動期があるらしい。青野山は約 15 あるいは 10 万年前	安山岩、デイサイト
H28	盛太ヶ岳	34° 22′ 16″	131° 51′ 38″	約 60 万年前	安山岩
H29	徳山金峰山	34° 11′ 30″	131° 50′ 30″	約 43 万年前の単成火山	安山岩、デイサイト
H30	千石岳	34° 11′ 21″	131° 45′ 29″	千石岳は 60 万ないし 50 万年前	安山岩
H31	長者ヶ原	34° 16′ 26″	131° 40′ 00″	約 17 万年前	安山岩
H32	四熊ヶ岳	34° 06′ 05″	131° 45′ 30″	約 45 万年前	安山岩
H34	隠岐島後	36° 10′ 46″	133° 19′ 54″	約 280 万～42 万年前	玄武岩
H36	和久羅山	35° 29′ 11.8″	133° 06′ 27.3″	約 86～72 万年前	デイサイト

出典：日本の火山（第３版）

表 3.1-2　第四紀火山の名称と位置情報（北海道南西部）

番号	火山名	緯度	経度	活動年代	主な岩石
C29	勝間山	42° 11′ 45″	139° 27′ 51″	30 万ないし 20 万年前	流紋岩
C30	長磯	42° 11′ 00″	139° 56′ 02″	約 220～170 万年	安山岩
C31	砂蘭部岳	42° 08′ 21″	140° 14′ 05″	約 180 万年前	安山岩
C32	濁川カルデラ	42° 07′ 11″	140° 26′ 47″	約 1 万 5000 年前にカルデラ形成	デイサイト、安山岩
C33	渡島毛無山	42° 05′ 15″	140° 28′ 14″	ジェラシアン-カラブリアン	安山岩
C34	北海道駒ヶ岳	42° 03′ 48″	140° 40′ 38″	3 万年前以前（数万年前？）に活動開始。最新の噴火：2000 年	安山岩
C35	横津岳	41° 56′ 16″	140° 46′ 17″	約 110 万年前以降	安山岩
C36	木地挽山	41° 57′ 07″	140° 36′ 09″	約 190 万年前以降に形成	安山岩
C37	恵山丸山	41° 51′ 07″	141° 05′ 35″	約 20 万年前	安山岩
C38	恵山	41° 48′ 16″	141° 09′ 58″	約 5 万年前以降。最新の噴火：1874 年	安山岩
C39	函館山	41° 45′ 33″	140° 42′ 14″	約 120 万～90 万年前	デイサイト
C40	銭亀	41° 44′ 21″	140° 51′ 05″	4 万 5000 年前	安山岩、デイサイト
C41	知内	41° 32′ 33″	140° 22′ 17″	約 250 万～140 万年前	安山岩
C42	渡島小島	41° 21′ 27″	139° 48′ 27″	約 16-11 万年前	安山岩
C43	渡島大島	41° 30′ 35″	139° 22′ 02″	最新の噴火：1759 年	玄武岩、安山岩

出典：日本の火山（第 3 版）

表 3.1-3　コールドロン・カルデラの名称と形状情報

名称	年代	出典（出版年）	長径（m）	短径（m）	方向（度）	面積（㎢）
石鎚	新第三紀	吉田ほか(1993)	8,583	7,131	89.5	48
掛谷	新第三紀	沢田(1978)	12,980	11,765	23	103
田万川	古第三紀	今岡(1991)	14,797	9,417	35.7	104
益田	古第三紀	歌田(2006)	12,254	6,907	5.1	60
波佐	古第三紀	歌田(2006)	5,962	5,549	66.7	24
作木	古第三紀	村上ほか(1993)	9,826	8,406	14.8	58
旭	古第三紀	歌田(2006)	15,731	12,180	4.6	136
川内	古第三紀	歌田(2006)	19,366	12,736	4.5	162
大万木山	古第三紀	歌田(2006)	7,501	4,955	18.7	28
吉部	白亜紀	西田ほか(2005)	14,842	6,595	94.1	76
山口	白亜紀	西田ほか(2005)	14,842	6,595	94.1	148
佐々並	白亜紀	井川ほか(2001)	14,842	6,595	94.1	95
白滝山	白亜紀	西田ほか(2005)	9,725	7,353	174.5	47
赤穂	白亜紀	佐藤ほか(2016)	21,194	12,203	69.2	185
和気	白亜紀	Ishihara & Imaoka(1999)	15,202	14,457	135.6	176
柵原	白亜紀	石川・小室(2016)	8,377	3,329	23.9	15
新見	白亜紀	佐藤ほか(1999)	20,076	10,480	78.5	132

3.2 図幅毎の抽出対象表

表 3.2-1　抽出対象：「西郷」図幅（島後及び竹島）

地質時代			西郷（島後及び竹島）		
第四紀	更新世	後期	池田玄武岩など	Ib	玄武岩、粗面玄武岩及びテフライト熔岩・貫入岩
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期		大久北玄武岩など	Ob	玄武岩及び粗面玄武岩溶岩・貫入岩
	中新世	後期	貫入岩	ia	粗面岩（流紋岩、玄武岩～安山岩及び粗面玄武岩-粗面安山岩を伴う）
			重栖層及び葛尾層	Os	ショショナイト溶岩・貫入岩
				Ot	粗面岩熔岩・貫入岩（粗面岩火砕岩を伴う）
				Or	流紋岩熔岩・貫入岩（流紋岩火砕岩を伴う）
		中期			
		前期	郡層	Krb	玄武岩溶岩・貫入岩
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期			

表 3.2-2　抽出対象：「西郷」図幅（島前）

地質時代			西郷（島前）			
第四紀	更新世	後期				
	鮮新世末～更新世前期					
新第三紀	中新世末～鮮新世前期					
	中新世	後期	島前火山	外輪山（上部）	St	粗面岩熔岩・貫入岩（粗面岩火砕岩を伴う）
		中期				
		前期				
古第三紀	漸新世					
	始新世					
	暁新世					
白亜紀		後期				

表 3.2-3　抽出対象：「松江及び大社」図幅

地質時代			松江及び大社			
第四紀	更新世	後期	新規大山火山噴出物	寄生火山溶岩	ND1	黒雲母角閃石安山岩
					ND2	黒雲母角閃石安山岩
新第三紀	鮮新世末～更新世前期					
	中新世末～鮮新世前期					
	中新世	後期	貫入岩類		Di	閃緑岩及び斑レイ岩
					D	ドレライト
					A	安山岩
		中期				
		前期				
古第三紀	漸新世					
	始新世					
	暁新世					
白亜紀		後期				

表 3.2-4　抽出対象：「鳥取」図幅

地質時代			鳥取		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期		貫入岩	D	ひん岩及び石英閃緑岩
	中新世	後期			
		中期			
		前期			
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期			

表 3.2-5　抽出対象：「浜田」図幅

地質時代			浜田		
第四紀	更新世	後期			
新第三紀	鮮新世末～更新世前期		女亀山のアルカリ玄武岩など	Bm	アルカリかんらん石玄武岩・ミネットなどの溶岩及び火砕岩
	中新世末～鮮新世前期		浜田のアルカリ玄武岩	Bh	アルカリかんらん石玄武岩・霞石溶岩などの溶岩
	中新世	後期	岩脈・岩床など	I2	安山岩・ひん岩・ドレライトなど
		中期	世羅台地のアルカリ玄武岩など（神西層のアルカリ玄武岩を含む）	Bs	アルカリかんらん石玄武岩溶岩などの溶岩
		前期			
古第三紀	漸新世				
	始新世		酸性岩脈	D	流紋岩・珪長岩など
	暁新世				
白亜紀		後期			

表 3.2-6　抽出対象：「高梁」図幅

地質時代			高梁		
第四紀	更新世	後期			
新第三紀	鮮新世末～更新世前期		アルカリ火山岩類（横田地域）	B3	アルカリ玄武岩溶岩
	中新世末～鮮新世前期		アルカリ火山岩類（津山地域）	B2	アルカリ玄武岩溶岩及びベイサナイト溶岩（岩頸を含む）
	中新世	後期			
		中期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	B1	アルカリ玄武岩溶岩（岩頸を含む）（粗面安山岩及びベイサナイト溶岩（岩頸）を伴う）
		前期			
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期			

表 3.2-7　抽出対象：「姫路」図幅

地質時代			姫路		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期		岩脈	D	ひん岩・石英閃緑岩及び流紋岩
	中新世	後期			
		中期			
		前期			
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期			

表 3.2-8　抽出対象：「小串」図幅

地質時代			小串		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期				
	中新世	後期			
		中期			
		前期			
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期	岩脈	Gp	花崗斑岩及び石英斑岩

表 3.2-9　抽出対象：「山口及び見島」図幅

地質時代			山口及び見島		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期				
	中新世	後期			
		中期			
		前期	比礼振山火山岩類	TI	斜長流紋岩貫入岩体（一部溶岩）
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期	岩脈	Gp	花崗斑岩、珪長岩及び流紋岩
				Gdp	花崗閃緑斑岩
				P	ドレライト及びひん岩

表 3.2-10　抽出対象：「広島」図幅

地質時代			広島		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期				
	中新世	後期			
		中期			
		前期			
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期	岩脈	Po	ひん岩
				Gph	花崗斑岩及び文象斑岩
				F	珪長岩及び石英斑岩

表 3.2-11　抽出対象：「岡山及び丸亀」図幅

地質時代			岡山及び丸亀		
第四紀	更新世	後期			
新第三紀	鮮新世末～更新世前期				
	中新世末～鮮新世前期		芸予火山岩類	Gv	安山岩岩脈
	中新世	後期			
		中期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	Bl	アルカリ石玄武岩溶岩
		前期			
古第三紀	漸新世		串の山玄武岩	Bp	玄武岩岩頸
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期	岩脈	Gp	花崗斑岩及び石英斑岩

表 3.2-12　抽出対象：「徳島」図幅

地質時代			徳島（記載項目対象なし）		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期				
	中新世				
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期			

表 3.2-13　抽出対象：「福岡」図幅（本州側のみ）

地質時代			福岡（本州側のみ）		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期				
	中新世				
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期		Gp	花崗斑岩
			関門層群	Po	角閃石ひん岩

表 3.2-14　抽出対象：「中津」図幅（本州側のみ）

地質時代			中津（本州側のみ；記載項目対象なし）		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期				
	中新世				
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期			

表 3.2-15　抽出対象：「松山」図幅

地質時代			松山		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期				
	中新世		中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類岩脈	D3	斜方輝石単斜輝石安山岩及び普通角閃石安山岩貫入岩及び溶岩
				D2	粗面安山岩貫入岩
				D1	流紋岩及びデイサイト貫入岩
				Di	粗粒斑状花崗閃緑岩
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期	岩脈	Dy	粗粒斑状花崗岩

表 3.2-16　抽出対象：「高知」図幅

地質時代			高知		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期				
	中新世				
			岩脈	Dl	流紋岩及びデイサイト
				Di	細粒斑状花崗閃緑岩
			石鎚層群　天狗岳層（石鎚コールドロン）面河珪長質貫入岩類	Og	花崗閃緑岩及び黒雲母花崗岩（流紋岩を伴う）
			石鎚層群　天狗岳層（石鎚コールドロン）環状割れ目貫入岩類	Dd	貫入性火砕岩及び流紋岩質～安山岩質岩脈
			石鎚層群　天狗岳層（石鎚コールドロン）夜明峠デイサイト-安山岩類	Yd	デイサイト～安山岩溶岩、火砕岩及び岩脈
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期	領家深成変成コンプレックス（変成岩の原岩年代はジュラ紀）珪長質岩脈	Dy	細粒斑状花崗岩（細粒斑状花崗閃緑岩及び微文象花崗岩を伴う）

表 3.2-17　抽出対象：「剣山」図幅

地質時代			剣山		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期				
	中新世				
古第三紀	漸新世		室戸半島層群（中村層群）大山岬層	D	閃緑岩
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期			

表 3.2-18　抽出対象：「宇和島」図幅

地質時代			宇和島		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期				
	中新世		岩脈類	Qp/Po	石英斑岩及びひん岩
			花崗岩類	G	花崗岩・花崗閃緑岩及び花崗斑岩
				Gs	花崗岩・閃長岩及び斑れい岩質岩
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期			

表 3.2-19　抽出対象：「窪川」図幅

地質時代			窪川		
第四紀	更新世	後期			
	鮮新世末～更新世前期				
新第三紀	中新世末～鮮新世前期				
	中新世		深成岩類	Gb	黒雲母花崗岩及び岩脈類
				Gs	閃長岩、アルカリ花崗岩、ラビキビ花崗岩など
				Ga	斑れい岩及びドレライト
古第三紀	漸新世				
	始新世				
	暁新世				
白亜紀		後期			

表 3.2-20　抽出対象：「久遠」図幅（渡島半島）

地質時代				久遠（渡島半島）		
第四紀		完新世				
		更新世	後期			
新第三紀		鮮新世末～更新世前期		岩脈類	A	安山岩
					B	玄武岩
					R2	流紋岩
		中新世末～鮮新世前期				
		中新世	後期	北桧山層群岩脈	D2	ドレライト
			中期			
			前期			
先新第三紀	古第三紀	漸新世		岩脈	D1	輝緑岩およびドレライト
		始新世				
		暁新世				
	白亜紀		後期			

表 3.2-21　抽出対象：「久遠」図幅（奥尻島）

地質時代				久遠（奥尻島）		
第四紀		完新世				
		更新世	後期			
新第三紀		鮮新世末～更新世前期		岩脈類	A	安山岩
					B	玄武岩
					R2	流紋岩Ⅱ
		中新世末～鮮新世前期				
		中新世	後期	岩脈および岩床	D2	ドレライトⅡ
			中期			
			前期	岩脈類	P	輝石ひん岩
					R1	流紋岩Ⅰ
先新第三紀	古第三紀	漸新世		岩脈	D1	輝緑岩およびドレライトⅠ
		始新世				
		暁新世				
	白亜紀		後期			

表 3.2-22　抽出対象：「室蘭」図幅

地質時代				室蘭		
第四紀		完新世				
		更新世	後期			
新第三紀		鮮新世末～更新世前期		瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	An	輝石安山岩及び角閃石安山岩
		中新世末～鮮新世前期			Do	ドレライト及び玄武岩
		中新世	後期	貫入岩	P	変質安山岩
					Po	石英斑岩・角閃石斑岩及び黒雲母石英斑岩
			中期			
			前期			
先新第三紀	古第三紀	漸新世		貫入岩	R1	流紋岩
		始新世				
		暁新世				
	白亜紀		後期			

表 3.2-23　抽出対象：「尻屋崎」図幅（亀田半島部）

地質時代				尻屋崎（亀田半島部）		
第四紀		完新世				
		更新世	後期			
新第三紀		鮮新世末～更新世前期				
		中新世末～鮮新世前期				
		中新世	後期	木直層	Pq	石英玢岩
			中期		Ba	玄武岩・粗粒玄武岩・塩基性玢岩
			前期			
先新第三紀	古第三紀	漸新世				
		始新世				
		暁新世				
	白亜紀		後期			

表 3.2-24　抽出対象：「函館及び渡島大島」図幅（函館）

地質時代				函館及び渡島大島（函館）		
第四紀		完新世				
		更新世	後期			
新第三紀		鮮新世末～更新世前期		磯谷川火砕岩類	B2	ドレライト及び玄武岩
		中新世末～鮮新世前期				
		中新世	後期	厚沢部層など	B1	ドレライト及び玄武岩
			中期			
			前期			
先新第三紀	古第三紀	漸新世				
		始新世				
		暁新世				
	白亜紀		後期			

表 3.2-25　抽出対象：「函館及び渡島大島」図幅（渡島大島）

地質時代				函館及び渡島大島（渡島大島）		
第四紀		完新世		渡島大島火山　中央火口丘及び寄生火山	0c	かんらん石普通輝石玄武岩溶岩・軽石・スコリア及び火山灰
		更新世	後期			
新第三紀		鮮新世末～更新世前期				
		中新世末～鮮新世前期				
		中新世	後期			
			中期			
			前期			
先新第三紀	古第三紀	漸新世				
		始新世				
		暁新世				
	白亜紀		後期			

3.3 岩脈の抽出結果図

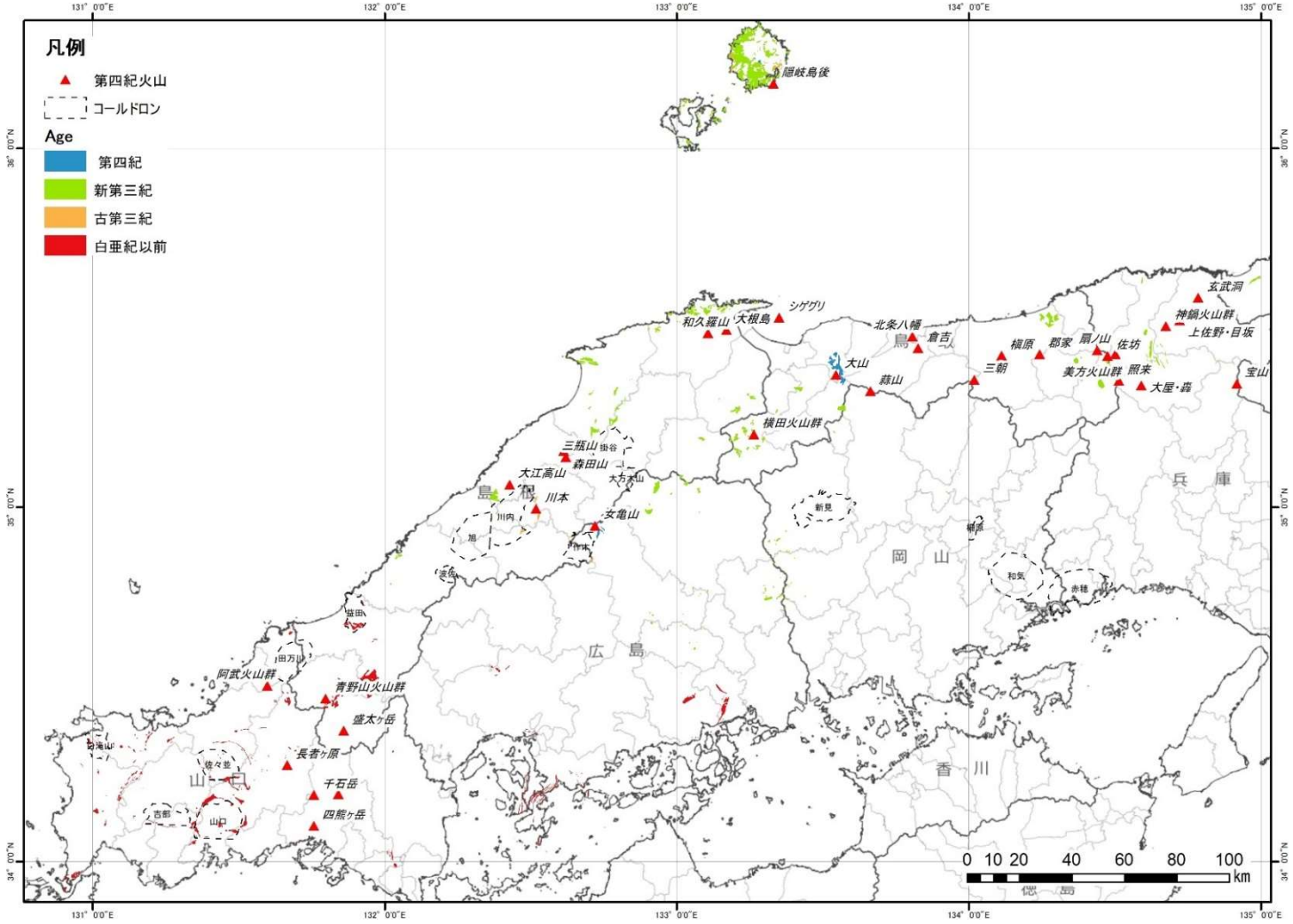


図 3.3-1 岩脈の抽出結果（中国地方）

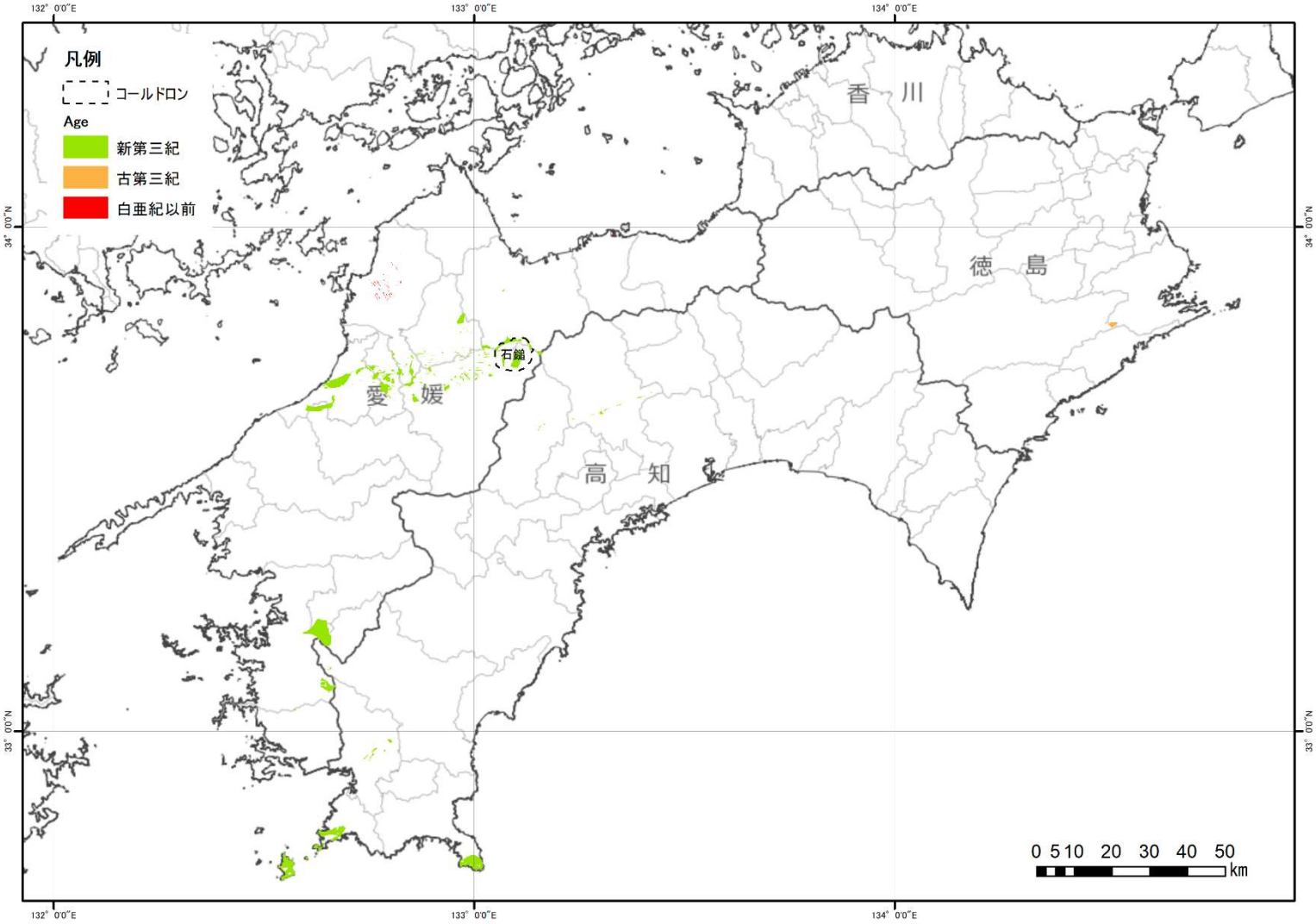


図 3.3-2　岩脈の抽出結果（四国地方）

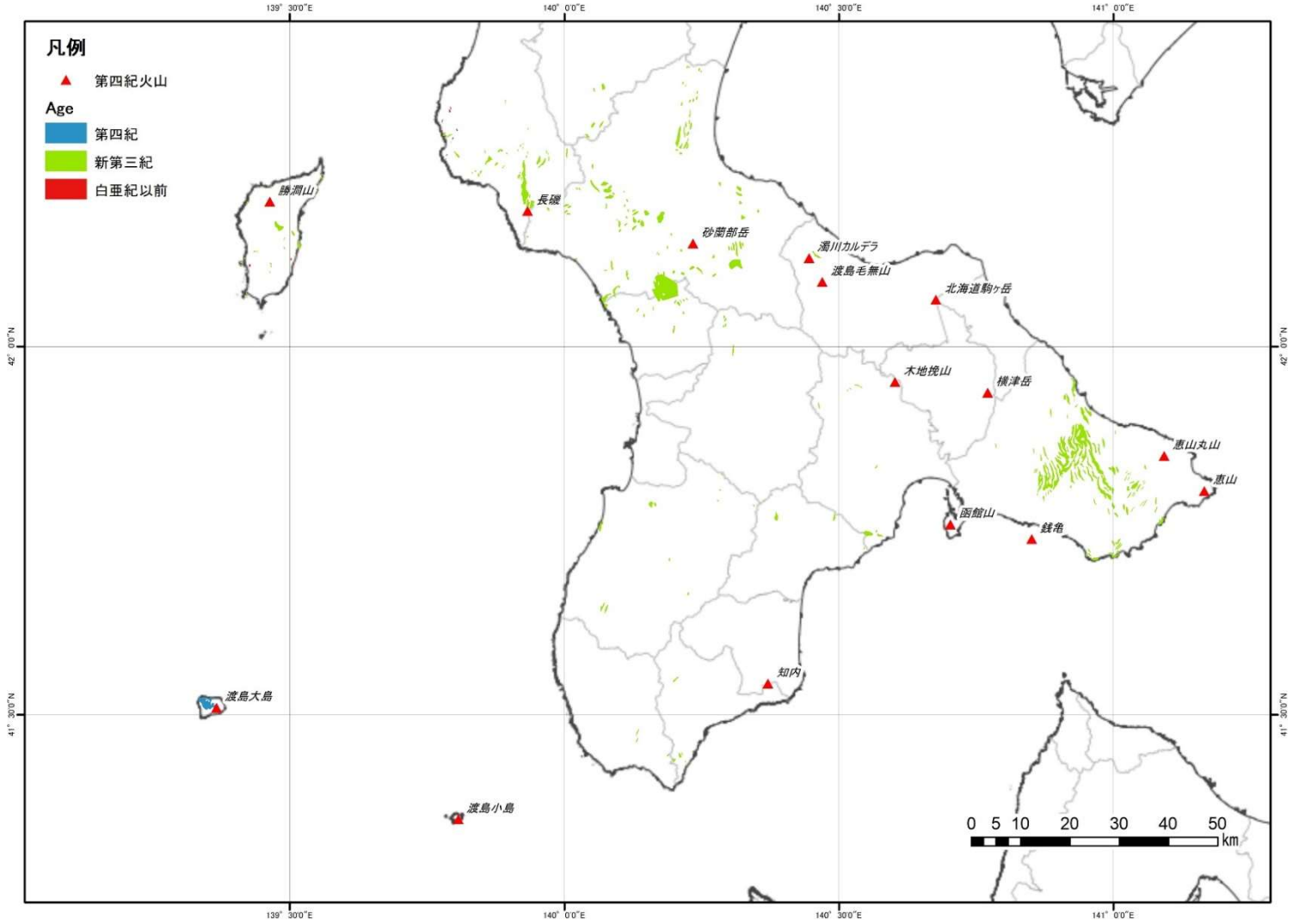


図 3.3-3　岩脈の抽出結果（北海道南西部）

3.4 図幅毎の抽出結果一覧表

表 3.4-1　抽出結果一覧：「西郷」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（° ）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	St_0	35.996	133.040	442	204	125	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	–	–	隠岐島後	33	238	掛谷	95	18
2	St_1	35.999	133.061	335	299	83	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	32	236	掛谷	96	19
3	St_2	35.997	133.078	774	379	174	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	–	–	隠岐島後	31	234	掛谷	96	20
4	St_3	36.002	133.049	110	108	171	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	32	238	掛谷	96	18
5	St_4	36.002	133.053	174	150	16	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	32	238	掛谷	96	18
6	St_5	36.006	133.017	1,041	374	64	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	34	241	掛谷	95	16
7	St_6	36.018	133.038	1,556	1,090	148	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	32	241	掛谷	97	17
8	St_7	36.021	133.020	752	280	151	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	33	243	掛谷	97	16
9	St_8	36.029	133.024	493	101	159	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	32	244	掛谷	98	16
10	St_9	36.030	133.030	472	108	179	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	32	244	掛谷	98	16
11	St_10	36.032	133.001	174	174	92	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	34	246	掛谷	98	15
12	St_11	36.049	133.005	190	129	168	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	–	–	隠岐島後	33	248	掛谷	100	15
13	St_12	36.059	132.982	1,353	281	149	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	34	251	掛谷	100	13
14	St_13	36.062	133.078	1,333	937	22	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	26	245	掛谷	102	19
15	St_14	36.069	133.137	371	264	5	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	–	–	隠岐島後	21	241	掛谷	105	22
16	St_15	36.077	133.071	359	102	91	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	26	249	掛谷	104	18
17	St_16	36.080	133.073	152	94	88	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	26	249	掛谷	105	18
18	St_17	36.077	133.078	737	590	145	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	25	248	掛谷	104	18
19	St_18	36.083	133.073	534	383	108	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	26	250	掛谷	105	18
20	St_19	36.080	133.137	2,730	1,342	87	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	21	243	掛谷	106	22
21	St_20	36.089	133.078	414	322	107	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	25	250	掛谷	106	18
22	St_21	36.096	133.071	640	532	43	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	25	252	掛谷	106	18
23	St_22	36.100	133.086	328	323	112	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	24	252	掛谷	107	18
24	St_23	36.102	133.129	1,089	388	75	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	20	249	掛谷	108	21
25	St_24	36.106	133.080	189	98	166	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	24	254	掛谷	108	18
26	St_25	36.097	133.117	2,335	886	34	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	21	249	掛谷	107	20
27	St_26	36.112	133.096	544	465	84	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	23	254	掛谷	109	19
28	St_27	36.113	132.998	577	101	140	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	31	259	掛谷	107	13
29	St_28	36.107	133.164	1,373	1,222	34	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	–	–	隠岐島後	17	247	掛谷	109	22
30	St_29	36.110	133.010	1,451	539	174	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	30	258	掛谷	106	14
31	St_30	36.116	133.071	565	289	38	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	24	256	掛谷	108	17
32	St_31	36.117	132.987	183	155	145	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	32	260	掛谷	107	13
33	St_32	36.119	133.022	915	547	54	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	29	259	掛谷	108	14
34	St_33	36.129	133.121	367	143	52	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	–	–	隠岐島後	20	257	掛谷	111	20
35	St_34	36.129	133.051	729	314	95	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	26	260	掛谷	110	16
36	St_35	36.131	133.043	548	329	119	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	26	260	掛谷	110	15
37	St_36	36.130	133.027	1,490	1,157	131	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	新第三紀後期中新世	島前火山外輪山	隠岐島後	28	261	掛谷	109	15
38	St_37	36.137	133.174	1,100	626	42	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	–	–	隠岐島後	15	255	掛谷	113	22
39	St_38	36.148	133.123	503	199	95	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	–	–	隠岐島後	19	261	掛谷	113	19
40	Ot_0	36.154	133.255	179	172	87	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	7	252	掛谷	118	26
41	St_39	36.154	133.073	292	194	163	新第三紀後期中新世	島前火山焼火山火砕丘上部	–	–	隠岐島後	23	264	掛谷	113	17
42	Or_0	36.158	133.238	296	246	180	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	9	257	掛谷	118	25
43	Or_1	36.160	133.238	131	129	179	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	9	258	掛谷	118	25
44	Ot_1	36.158	133.253	419	285	153	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	7	255	掛谷	118	26
45	Or_2	36.165	133.240	139	126	93	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	8	261	掛谷	118	25
46	Ot_2	36.171	133.275	798	446	81	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	5	262	掛谷	120	26
47	Ot_3	36.179	133.198	399	116	97	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	12	270	掛谷	119	23
48	Ot_4	36.180	133.191	142	104	88	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	13	270	掛谷	119	22
49	Or_3	36.174	133.240	1,848	1,359	27	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	8	267	掛谷	119	25
50	Or_4	36.180	133.285	1,764	863	170	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	4	270	掛谷	121	27
51	Or_5	36.186	133.298	2,589	2,406	163	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	3	280	掛谷	121	27
52	Or_6	36.195	133.330	876	809	90	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	第四紀更新世	岬玄武岩など	隠岐島後	2	353	掛谷	124	28
53	Or_7	36.189	133.314	2,090	1,169	9	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	第四紀更新世	岬玄武岩など	隠岐島後	2	299	掛谷	122	28
54	Ot_5	36.200	133.347	263	245	149	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	3	36	掛谷	126	29
55	Or_8	36.200	133.326	228	221	89	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	第四紀更新世	岬玄武岩など	隠岐島後	2	344	掛谷	125	28
56	Or_9	36.201	133.348	1,551	890	69	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	3	37	掛谷	125	29
57	Or_10	36.207	133.348	247	153	96	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	3	30	掛谷	126	29
58	Or_11	36.206	133.320	718	488	160	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀中期中新世	久見層	隠岐島後	3	336	掛谷	125	28
59	Or_12	36.209	133.347	269	127	90	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	4	27	掛谷	127	29
60	Os_0	36.210	133.218	844	594	42	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	11	285	掛谷	122	23
61	Krb_0	36.213	133.199	726	575	94	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	13	284	掛谷	122	22
62	Or_13	36.211	133.362	1,774	1,585	31	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	4	44	掛谷	127	29
63	Or_14	36.203	133.220	3,362	2,239	7	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	10	282	掛谷	120	23
64	Or_15	36.220	133.333	521	264	23	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	第四紀更新世	西郷玄武岩	隠岐島後	4	1	掛谷	127	28
65	Os_1	36.219	133.329	968	396	25	新第三紀後期中新世	貫入岩	第四紀更新世	西郷玄武岩	隠岐島後	4	356	掛谷	127	28
66	Krb_1	36.221	133.356	1,008	315	68	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	5	30	掛谷	128	29
67	Ot_6	36.222	133.202	521	304	9	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	13	288	掛谷	123	22
68	Or_16	36.226	133.349	439	273	12	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	5	20	掛谷	128	28
69	Krb_2	36.225	133.358	1,049	229	51	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	6	30	掛谷	128	29
70	Krb_3	36.218	133.187	2,096	1,090	11	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	14	285	掛谷	122	21
71	Krb_4	36.225	133.333	1,449	1,071	93	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	5	1	掛谷	127	28
72	Ot_7	36.225	133.251	1,618	831	124	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	9	300	掛谷	125	24
73	Ib_0	36.231	133.299	342	235	91	第四紀更新世	池田玄武岩など	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	6	327	掛谷	127	26
74	Or_17	36.199	133.266	7,777	6,173	39	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	6	286	掛谷	118	25
75	Or_18	36.231	133.252	872	681	103	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	9	303	掛谷	125	24
76	Krb_5	36.227	133.374	1,512	382	20	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	7	41	掛谷	129	29
77	Ib_1	36.234	133.301	279	170	44	第四紀更新世	池田玄武岩など	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	7	330	掛谷	127	26
78	Krb_6	36.230	133.350	1,935	794	55	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	6	20	掛谷	128	28
79	Ia_0	36.235	133.341	764	224	71	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	6	9	掛谷	129	28
80	Krb_7	36.237	133.306	867	333	92	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	7	336	掛谷	128	26
81	Krb_8	36.234	133.342	2,079	439	70	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	6	10	掛谷	128	28
82	Ia_1	36.227	133.281	4,714	2,668	141	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	7	313	掛谷	125	25
83	Ia_2	36.237	133.336	1,425	231	64	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	6	4	掛谷	129	28
84	Krb_9	36.238	133.299	819	202	180	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	7	331	掛谷	128	26
85	Or_19	36.241	133.373	681	496	99	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	8	34	掛谷	131	29
86	Krb_10	36.243	133.355	641	502	99	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期中新世	時張山層	隠岐島後	7	20	掛谷	130	28
87	Ib_2	36.241	133.283	1,324	822	3	第四紀更新世	池田玄武岩など	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	8	321	掛谷	127	25
88	Or_20	36.248	133.375	326	173	151	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	9	32	掛谷	132	29
89	Ib_3	36.249	133.267	500	432	131	第四紀更新世	池田玄武岩など	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	10	317	掛谷	128	24
90	Ia_3	36.249	133.262	986	400	44	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	10	315	掛谷	128	24
91	Or_21	36.251	133.377	220	137	68	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	9	32	掛谷	132	29
92	Ia_4	36.258	133.260	386	232	47	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	11	317	掛谷	129	24
93	Or_22	36.259	133.342	1,163	715	91	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	三畳紀－ジュラ紀	隠岐変成岩類	隠岐島後	9	7	掛谷	131	27
94	Krb_11	36.252	133.190	3,301	2,157	161	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	15	297	掛谷	125	21
95	Ia_5	36.262	133.266	1,111	504	158	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	11	321	掛谷	129	24
96	Ia_6	36.263	133.311	1,545	798	3	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	隠岐島後	9	346	掛谷	130	26
97	Ia_7	36.265	133.380	1,128	414	48	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	時張山層	隠岐島後	11	29	掛谷	133	29
98	Ob_0	36.267	133.377	1,178	593	76	新第三紀後期鮮新世	大久北玄武岩など	新第三紀前期中新世	時張山層	隠岐島後	11	27	掛谷	133	29
99	Ia_8	36.270	133.276	470	189	54	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	11	328	掛谷	130	24
100	Ia_9	36.271	133.374	370	124	87	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	時張山層	隠岐島後	11	25	掛谷	134	28

表 3.4-1　抽出結果一覧：「西郷」図幅（続き）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
101	Ob_1	36.272	133.386	220	175	20	新第三紀後期鮮新世	大久北玄武岩など	–	–	隠岐島後	11	30	掛谷	134	29
102	Or_23	36.275	133.332	872	607	90	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	隠岐島後	11	0	掛谷	133	27
103	Ia_10	36.276	133.284	1,147	208	0	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	時張山層	隠岐島後	12	334	掛谷	131	25
104	Ot_8	36.285	133.196	200	130	180	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	17	308	掛谷	130	21
105	Or_24	36.278	133.214	4,310	2,326	125	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	15	310	掛谷	128	22
106	Or_25	36.267	133.312	4,542	3,322	115	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	三畳紀－ジュラ紀	隠岐変成岩類	隠岐島後	10	347	掛谷	130	26
107	Ot_9	36.249	133.214	9,085	6,443	127	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	13	300	掛谷	122	22
108	Or_26	36.292	133.340	984	812	83	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	隠岐島後	12	4	掛谷	134	27
109	Or_27	36.294	133.304	861	839	84	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	三畳紀－ジュラ紀	隠岐変成岩類	隠岐島後	13	346	掛谷	134	25
110	Ot_10	36.299	133.243	600	452	78	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	15	323	掛谷	132	22
111	Krb_12	36.296	133.279	1,848	547	59	古第三紀前期中新世	郡層	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	14	336	掛谷	133	24
112	Ot_11	36.295	133.202	1,775	1,453	108	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	17	312	掛谷	130	21
113	Or_28	36.299	133.330	1,296	794	127	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	隠岐島後	13	359	掛谷	135	26
114	Ot_12	36.305	133.241	301	244	178	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	16	324	掛谷	133	22
115	Ia_11	36.311	133.342	430	239	91	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	時張山層	隠岐島後	15	4	掛谷	137	26
116	Ia_12	36.312	133.335	553	361	55	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	時張山層	隠岐島後	15	1	掛谷	136	26
117	Ot_13	36.315	133.215	166	124	50	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	18	319	掛谷	133	21
118	Ot_14	36.310	133.219	2,289	1,268	74	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	18	319	掛谷	132	21
119	Ia_13	36.326	133.319	600	289	48	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期中新世	郡層	隠岐島後	16	355	掛谷	137	25
120	Ot_15	36.327	133.228	714	484	139	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	19	325	掛谷	135	21
121	Ia_14	36.317	133.300	2,965	850	38	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	16	347	掛谷	135	24
122	Ia_15	36.330	133.312	298	230	68	新第三紀後期中新世	貫入岩	–	–	隠岐島後	17	352	掛谷	138	25
123	Or_29	36.311	133.240	6,367	4,279	79	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	17	325	掛谷	131	22
124	Or_30	36.335	133.279	2,873	2,440	71	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	新第三紀前期鮮新世	向ヶ丘層	隠岐島後	18	341	掛谷	136	23
125	Ot_16	36.351	133.283	164	115	89	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	20	344	掛谷	139	23
126	Or_31	36.351	133.276	178	162	41	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	20	342	掛谷	139	23
127	Ot_17	36.353	133.280	632	206	19	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	20	343	掛谷	139	23
128	Ot_18	36.355	133.277	367	185	179	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	–	–	隠岐島後	20	343	掛谷	139	23
129	Ia_16	36.252	133.315	631	154	145	新第三紀後期中新世	貫入岩	新第三紀後期中新世	重栖層及び葛尾層	隠岐島後	8	347	掛谷	130	26
130	Ia_17	36.258	133.320	609	150	42	新第三紀後期中新世	貫入岩	三畳紀－ジュラ紀	隠岐変成岩類	隠岐島後	9	351	掛谷	130	26

表 3.4-2　抽出結果一覧：「松江及び大社」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	A_0	35.571	133.269	1,941	710	78	新第三紀中新世後期	安山岩	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	シゲグリ	9	296	掛谷	63	51
2	D_0	35.356	132.838	295	212	14	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	28	244	掛谷	22	18
3	D_1	35.359	132.846	309	170	37	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	28	244	掛谷	22	20
4	D_10	35.500	132.827	472	194	37	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	26	273	掛谷	37	9
5	D_11	35.499	132.902	915	648	29	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	19	273	掛谷	38	21
6	D_12	35.499	132.935	1,873	1,385	85	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	16	274	掛谷	39	26
7	D_13	35.509	132.940	394	194	78	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	15	278	掛谷	41	26
8	D_14	35.516	133.034	581	269	108	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	7	291	掛谷	45	36
9	D_15	35.516	132.951	685	164	67	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_波多層及び古浦層	和久羅山	15	281	掛谷	42	27
10	D_16	35.518	133.011	380	366	1	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	9	288	掛谷	44	34
11	D_17	35.518	133.003	796	190	104	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	10	287	掛谷	44	33
12	D_18	35.518	133.090	585	284	56	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	4	330	掛谷	48	42
13	D_19	35.520	133.033	630	250	91	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	8	294	掛谷	45	36
14	D_2	35.407	132.671	3,295	1,005	102	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	森田山	28	13	掛谷	27	336
15	D_20	35.522	133.038	295	138	47	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	7	297	掛谷	46	36
16	D_21	35.524	133.028	412	226	106	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	8	295	掛谷	46	35
17	D_22	35.529	133.043	1,360	348	94	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	8	303	掛谷	47	36
18	D_23	35.526	133.146	1,182	514	13	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	4	321	掛谷	52	46
19	D_24	35.535	133.150	541	313	113	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	5	332	掛谷	53	45
20	D_25	35.535	133.030	612	396	136	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	9	302	掛谷	47	35
21	D_26	35.540	133.024	332	199	143	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	10	302	掛谷	47	34
22	D_27	35.530	133.122	3,796	1,556	44	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	5	18	掛谷	50	44
23	D_28	35.542	133.154	330	230	5	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	5	340	掛谷	54	45
24	D_29	35.544	133.162	620	124	80	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	5	350	掛谷	54	46
25	D_3	35.418	132.640	395	148	119	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	森田山	29	6	掛谷	30	332
26	D_30	35.541	132.978	1,757	1,127	87	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	13	293	掛谷	45	28
27	D_31	35.554	133.180	628	277	59	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_波多層及び古浦層	大根島	6	9	掛谷	56	46
28	D_32	35.555	133.029	258	179	61	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	10	311	掛谷	49	33
29	D_33	35.557	133.037	663	169	77	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	10	315	掛谷	49	34
30	D_34	35.551	133.158	2,233	954	45	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	6	347	掛谷	54	45
31	D_35	35.557	133.117	616	593	5	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	8	7	掛谷	53	41
32	D_36	35.562	133.162	618	181	73	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	7	352	掛谷	56	44
33	D_37	35.550	133.099	3,739	1,968	141	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	7	352	掛谷	51	40
34	D_38	35.557	133.145	1,845	819	31	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	7	337	掛谷	54	43
35	D_39	35.557	133.058	1,773	1,550	160	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	9	325	掛谷	50	36
36	D_4	35.409	132.702	6,210	1,731	109	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	森田山	29	19	掛谷	26	343
37	D_40	35.565	133.187	293	241	76	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	8	13	掛谷	58	46
38	D_41	35.561	133.171	1,054	791	45	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	7	0	掛谷	56	45
39	D_42	35.566	133.159	553	161	81	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	8	350	掛谷	56	44
40	D_43	35.563	133.114	2,280	870	56	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	8	5	掛谷	53	40
41	D_44	35.568	133.198	401	163	112	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	8	20	掛谷	59	46
42	D_45	35.565	133.130	1,693	314	54	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	9	329	掛谷	54	42
43	D_46	35.568	133.176	495	315	139	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	8	4	掛谷	57	45
44	D_47	35.568	133.192	656	338	64	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	8	16	掛谷	58	46
45	D_48	35.568	133.206	1,422	544	89	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	9	26	掛谷	59	47
46	D_49	35.571	133.189	314	177	167	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	9	13	掛谷	58	46
47	D_5	35.419	132.627	810	317	98	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	森田山	29	3	掛谷	31	329
48	D_50	35.573	133.197	236	127	6	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	-	大根島	9	19	掛谷	59	46
49	D_51	35.577	133.212	334	194	83	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	-	大根島	10	27	掛谷	60	47
50	D_52	35.576	133.216	548	380	6	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	大根島	10	29	掛谷	60	47
51	D_53	35.576	133.195	742	184	34	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	大根島	9	17	掛谷	59	46
52	D_6	35.490	132.937	303	264	102	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	15	271	掛谷	39	26
53	D_7	35.490	132.928	806	242	109	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	16	271	掛谷	38	25
54	D_8	35.495	132.820	868	337	44	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	26	272	掛谷	36	8
55	D_9	35.498	132.902	347	254	39	新第三紀中新世後期	ドレライト	新第三紀中新世前～中期	石見層群_河合・久利層及び成相寺層	和久羅山	19	273	掛谷	38	21
56	Di_0	35.539	133.069	2,356	1,395	106	新第三紀中新世後期	閃緑岩及び斑レイ岩	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	7	323	掛谷	48	38
57	Di_1	35.546	133.046	2,151	1,793	80	新第三紀中新世後期	閃緑岩及び斑レイ岩	新第三紀中新世前～中期	石見層群_大森層及び牛切層	和久羅山	9	314	掛谷	48	35
58	ND1_0	35.350	133.568	2,073	1,389	47	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	3	134	新見	39	11
59	ND1_1	35.405	133.520	609	410	114	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	-	-	大山	4	323	新見	45	3
60	ND1_2	35.409	133.534	1,951	1,143	73	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	4	342	新見	45	5
61	ND1_3	35.418	133.525	1,096	899	33	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	5	336	新見	46	4
62	ND1_4	35.381	133.554	5,124	3,057	154	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	1	39	新見	40	8
63	ND2_0	35.358	133.568	1,284	1,118	105	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	3	121	新見	40	11
64	ND2_1	35.402	133.529	1,642	815	138	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	-	-	大山	4	331	新見	44	4
65	ND2_2	35.413	133.530	760	454	49	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	第四紀更新世中期	古期大山火山噴出物	大山	5	339	新見	46	4
66	ND2_3	35.412	133.555	3,160	652	0	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	-	-	大山	5	12	新見	45	8
67	ND2_4	35.428	133.543	1,421	1,335	133	第四紀更新世後期	黒雲母角閃石安山岩	-	-	大山	6	357	新見	47	6

表 3.4-3　抽出結果一覧：「鳥取」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	D_0	35.346	134.451	2,879	1,708	153	新第三紀	貫入岩類	古生代二畳紀	三郡変成岩	照来	6	263	橲原	58	47
2	D_1	35.371	134.530	1,450	596	87	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	照来	2	43	橲原	66	50
3	D_2	35.372	134.541	807	194	159	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群豊岡累層	照来	3	56	橲原	67	50
4	D_3	35.389	134.432	1,341	705	131	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	佐坊	6	232	橲原	62	42
5	D_4	35.396	134.442	705	233	162	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	佐坊	4	231	橲原	63	43
6	D_5	35.404	134.906	1,096	277	156	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群丹後累層	宝山	7	347	赤穂	85	40
7	D_6	35.401	134.662	3,152	247	151	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	大屋・轟	9	49	赤穂	74	25
8	D_7	35.409	134.612	1,407	186	147	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	大屋・轟	8	17	赤穂	74	21
9	D_8	35.407	134.626	2,113	231	158	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	大屋・轟	8	28	赤穂	73	22
10	D_9	35.409	134.851	2,190	219	46	新第三紀	貫入岩類	白亜紀後期	谷田川層群	宝山	9	313	赤穂	82	37
11	D_10	35.409	134.678	1,683	173	163	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群豊岡累層	神鍋火山群	11	178	赤穂	75	26
12	D_11	35.403	134.477	4,134	650	144	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	照来層群寺田安山岩	佐坊	2	177	橲原	65	45
13	D_12	35.410	134.366	2,182	1,456	143	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群丹後累層	扇ノ山	8	248	橲原	59	36
14	D_13	35.419	134.384	727	341	162	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	扇ノ山	6	250	橲原	62	37
15	D_14	35.420	134.633	1,058	272	166	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	大屋・轟	10	28	赤穂	75	22
16	D_15	35.410	134.645	3,615	408	155	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	大屋・轟	9	38	赤穂	74	23
17	D_16	35.424	134.609	1,412	212	150	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	大屋・轟	9	12	赤穂	75	20
18	D_17	35.433	134.672	1,985	160	172	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	神鍋火山群	8	182	赤穂	77	24
19	D_18	35.451	134.644	1,246	236	164	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	神鍋火山群	7	209	赤穂	79	22
20	D_19	35.453	134.659	1,801	221	141	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	神鍋火山群	6	197	赤穂	80	23
21	D_20	35.441	134.622	5,469	843	2	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	神鍋火山群	9	219	赤穂	75	20
22	D_21	35.464	134.359	1,097	1,059	57	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	扇ノ山	8	286	橲原	65	33
23	D_22	35.467	134.323	3,322	967	158	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	都家	8	64	橲原	63	30
24	D_23	35.490	134.604	1,910	1,001	19	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	神鍋火山群	7	256	橲原	80	47
25	D_24	35.530	134.298	2,076	1,527	161	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群村岡累層	都家	12	29	橲原	68	25
26	D_25	35.532	134.249	2,419	1,460	175	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群丹後累層	都家	11	4	橲原	67	21
27	D_26	35.524	134.276	4,102	3,010	147	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群丹後累層	都家	11	20	橲原	66	24
28	D_27	35.634	134.593	1,983	413	9	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群豊岡累層	神鍋火山群	16	327	橲原	92	40
29	D_28	35.636	134.979	4,670	858	62	新第三紀	貫入岩類	新第三紀中新世	北但層群豊岡累層	玄武洞	18	75	赤穂	108	35

表 3.4-4　抽出結果一覧：「浜田」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	D_0	34.850	132.704	2,405	444	52	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	白亜紀後期	高田流紋岩類	女亀山	11	190	作木	5	137
2	D_1	34.922	132.645	3,185	694	59	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	古第三紀暁新世	古第三紀前期併入岩類	女亀山	7	251	作木	4	325
3	D_2	34.933	132.471	2,547	1,051	59	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	古第三紀始新世	作木火山岩類・高山層群・弥栄層群など	川本	8	218	川内	5	132
4	D_3	34.953	132.514	1,978	205	3	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	古第三紀始新世	作木火山岩類・高山層群・弥栄層群など	川本	5	187	川内	8	102
5	D_4	34.984	132.382	1,774	199	26	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	古第三紀始新世	作木火山岩類・高山層群・弥栄層群など	大江高山	10	211	川内	4	285
6	D_5	34.978	132.526	3,678	734	2	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	古第三紀始新世	作木火山岩類・高山層群・弥栄層群など	川本	2	159	川内	9	87
7	D_6	35.000	132.515	1,483	220	153	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	古第三紀始新世	作木火山岩類・高山層群・弥栄層群など	川本	1	315	川内	8	73
8	D_7	35.019	132.589	1,730	780	147	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	古第三紀始新世	作木火山岩類・高山層群・弥栄層群など	川本	7	72	川内	15	74
9	D_8	35.020	132.506	1,395	108	25	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	白亜紀後期	高田流紋岩類	川本	3	332	川内	8	59
10	D_9	35.025	132.522	1,397	112	19	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	古第三紀始新世	作木火山岩類・高山層群・弥栄層群など	川本	3	6	川内	10	61
11	D_10	35.022	132.516	2,336	445	18	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	古第三紀始新世	作木火山岩類・高山層群・弥栄層群など	川本	3	354	川内	9	61
12	D_11	35.027	132.505	2,087	212	25	古第三紀始新世	流紋岩・珪長岩など	白亜紀後期	高田流紋岩類	川本	4	336	川内	8	55
13	I2_0	35.031	132.376	4,109	2,973	165	新第三紀中新世中期	安山岩・ひん岩・ドレライトなど	新第三紀中新世中期	河合層	大江高山	6	238	川内	6	318
14	I2_1	35.158	132.708	1,616	247	171	新第三紀中新世中期	安山岩・ひん岩・ドレライトなど	新第三紀中新世前期	波多層及び相当層	三瓶山	8	79	掛谷	6	263
15	I2_2	35.175	132.706	1,425	226	9	新第三紀中新世中期	安山岩・ひん岩・ドレライトなど	新第三紀中新世中期	久利層	森田山	9	80	掛谷	6	277
16	I2_3	35.214	132.715	3,852	2,821	180	新第三紀中新世中期	安山岩・ひん岩・ドレライトなど	新第三紀中新世中期	久利層	森田山	11	61	掛谷	6	308
17	I2_4	35.241	132.721	1,989	403	16	新第三紀中新世中期	安山岩・ひん岩・ドレライトなど	新第三紀中新世中期	久利層	森田山	13	52	掛谷	9	324
18	I2_5	35.243	132.782	3,067	2,712	79	新第三紀中新世中期	安山岩・ひん岩・ドレライトなど	新第三紀中新世中期	大森層	森田山	18	63	掛谷	7	5
19	I2_6	35.278	132.700	1,152	574	45	新第三紀中新世中期	安山岩・ひん岩・ドレライトなど	新第三紀中新世中期	大森層	森田山	15	36	掛谷	14	326
20	I2_7	35.280	132.798	3,624	935	45	新第三紀中新世中期	安山岩・ひん岩・ドレライトなど	新第三紀中新世中期	久利層	森田山	22	57	掛谷	11	11
21	I2_8	35.299	132.822	2,547	216	4	新第三紀中新世中期	安山岩・ひん岩・ドレライトなど	新第三紀中新世中期	久利層	森田山	25	56	掛谷	14	19
22	I2_9	35.325	132.790	2,852	789	21	新第三紀中新世中期	安山岩・ひん岩・ドレライトなど	新第三紀中新世中期	大森層	森田山	24	47	掛谷	16	5
23	Bm_0	34.784	132.020	595	435	148	新第三紀中新世	野山岳のアルカリ玄武岩など	古第三紀始新世	古第三紀中期	青野山火山群	41	35	益田	14	57
24	Bm_1	34.940	132.747	1,545	402	131	新第三紀鮮新世末期～第四紀更新世前期	女亀山のアルカリ玄武岩など	古第三紀始新世	古第三紀中期併入岩類	女亀山	3	108	作木	9	56
25	Bm_2	34.937	132.726	4,578	3,530	148	新第三紀鮮新世末期～第四紀更新世前期	女亀山のアルカリ玄武岩など	古第三紀始新世	古第三紀中期併入岩類	女亀山	1	156	作木	6	49
26	Bh_0	34.862	132.046	2,567	1,082	64	新第三紀中新世後期	浜田のアルカリ玄武岩	ジュラ紀又はそれ以前	三郡変成岩類	大江高山	41	242	波佐	15	287
27	Bs_0	35.319	132.705	2,406	696	55	新第三紀中新世中期	神西層	新第三紀中新世中期	神西層	森田山	20	30	掛谷	18	335
28	Bs_1	34.675	132.914	773	745	95	新第三紀中新世中期	神西層	白亜紀後期後期	高田流紋岩類	女亀山	35	145	作木	32	131
29	Bs_2	34.703	132.907	410	402	91	新第三紀中新世中期	神西層	古第三紀始新世	古第三紀中期併入岩類	女亀山	32	143	作木	30	128
30	Bs_3	34.697	132.917	491	459	131	新第三紀中新世中期	神西層	古第三紀始新世	古第三紀中期併入岩類	女亀山	33	142	作木	31	128
31	Bs_4	34.988	132.903	2,445	1,720	89	新第三紀中新世中期	神西層	新第三紀中新世中期	備北層群	女亀山	17	78	大万木山	11	142
32	Bs_5	35.008	132.906	578	383	166	新第三紀中新世中期	神西層	新第三紀中新世中期	備北層群	女亀山	18	72	大万木山	10	134
33	Bs_6	35.056	132.930	4,054	1,677	14	新第三紀中新世中期	神西層	白亜紀後期後期	高田流紋岩類	女亀山	23	63	大万木山	9	104
34	Bs_7	35.038	132.980	729	448	33	新第三紀中新世中期	神西層	古第三紀暁新世	古第三紀前期併入岩類	女亀山	26	71	大万木山	14	106

表 3.4-5　抽出結果一覧：「高梁」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	B1_0	34.671	133.032	532	195	91	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	高田流紋岩類など_	女亀山	42	132	作木	41	121
2	B1_1	34.674	133.086	321	275	95	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	二畳紀	舞鶴層群	女亀山	45	127	作木	45	117
3	B1_2	34.700	133.020	368	272	96	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	女亀山	39	130	作木	38	118
4	B1_3	34.715	133.371	719	409	153	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀前期	関門層群	横田火山群	55	168	新見	33	204
5	B1_4	34.731	133.357	472	279	94	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	53	169	新見	32	208
6	B1_5	34.742	133.377	895	471	113	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	52	166	新見	30	206
7	B1_6	34.744	133.342	606	449	161	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	52	170	新見	31	212
8	B1_7	34.743	133.312	2,743	1,109	86	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	51	174	新見	32	216
9	B1_8	34.750	133.306	311	249	78	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	石炭紀～二畳紀	中国帯上部古生界	横田火山群	51	175	新見	32	218
10	B1_9	34.750	133.440	492	364	146	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	古第三紀漸新世	古第三紀礫岩(山砂利層)	横田火山群	53	159	新見	28	193
11	B1_10	34.751	133.074	310	240	87	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	女亀山	39	119	作木	40	109
12	B1_11	34.752	133.355	1,913	708	63	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	51	169	新見	29	210
13	B1_12	34.757	133.081	447	307	90	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	吉舎安山岩類	女亀山	39	118	作木	40	108
14	B1_13	34.757	133.295	361	316	176	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	石炭紀～二畳紀	中国帯上部古生界	横田火山群	50	176	新見	32	220
15	B1_14	34.761	133.101	301	262	99	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	吉舎安山岩類	女亀山	41	116	作木	42	106
16	B1_15	34.761	133.299	362	341	89	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀前期	関門層群	横田火山群	49	175	新見	32	220
17	B1_16	34.766	133.304	392	324	86	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀前期	関門層群	横田火山群	49	175	新見	31	220
18	B1_17	34.766	133.105	647	375	3	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	吉舎安山岩類	女亀山	41	115	作木	42	106
19	B1_18	34.771	133.303	571	485	174	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	48	175	新見	31	221
20	B1_19	34.774	133.055	478	376	1	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	吉舎安山岩類	女亀山	36	117	作木	37	106
21	B1_20	34.775	133.369	545	359	82	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	吉舎安山岩類	横田火山群	49	166	新見	27	210
22	B1_21	34.776	133.331	485	359	178	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	吉舎安山岩類	横田火山群	48	171	新見	29	217
23	B1_22	34.778	133.384	402	260	45	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	49	164	新見	26	208
24	B1_23	34.780	133.299	406	377	77	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	47	175	新見	30	223
25	B1_24	34.782	133.378	577	408	94	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	48	165	新見	26	209
26	B1_25	34.783	133.388	438	244	53	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	48	164	新見	26	207
27	B1_26	34.788	133.392	373	269	74	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	48	163	新見	25	207
28	B1_27	34.803	133.356	324	244	57	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	吉舎安山岩類	横田火山群	45	167	新見	25	216
29	B1_28	34.819	133.368	528	323	23	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	吉舎安山岩類	横田火山群	44	165	新見	23	216
30	B1_29	34.844	133.334	849	386	39	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	高田流紋岩類など_	横田火山群	40	169	新見	22	227
31	B1_30	34.858	133.402	417	391	92	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	石炭紀～二畳紀	中国帯上部古生界	横田火山群	40	158	新見	18	215
32	B1_31	34.859	133.324	302	283	95	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	39	170	新見	22	232
33	B1_32	34.870	133.343	479	386	93	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	高田流紋岩類など_	横田火山群	38	167	新見	20	231
34	B1_33	34.871	133.388	288	267	91	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	39	160	新見	17	221
35	B1_34	34.875	133.384	431	352	6	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	38	160	新見	17	223
36	B1_35	34.876	133.376	767	430	152	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	38	161	新見	17	225
37	B1_36	34.878	133.354	471	338	3	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	高田流紋岩類など_	横田火山群	37	165	新見	18	231
38	B1_37	34.879	133.311	367	272	176	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	36	172	新見	21	238
39	B1_38	34.896	133.339	380	234	177	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	35	166	新見	18	238
40	B1_39	34.905	133.315	874	659	55	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	34	170	新見	19	243
41	B1_40	34.909	133.334	394	232	100	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀前期	関門層群	横田火山群	33	167	新見	18	242
42	B1_41	34.909	133.345	1,672	557	54	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	34	165	新見	16	240
43	B1_42	34.933	133.373	655	392	152	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	32	158	新見	13	243
44	B1_43	34.986	133.078	469	264	159	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	高田流紋岩類など_	横田火山群	30	221	大万木山	25	111
45	B2_0	35.043	133.923	418	377	39	新第三紀中新世末～鮮新世前期	アルカリ火山岩類(津山地域)	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	三朝	36	197	楢原	14	315
46	B2_1	35.050	133.834	403	343	3	新第三紀中新世末～鮮新世前期	アルカリ火山岩類(津山地域)	石炭紀～二畳紀	中期三郡変成岩類	蒜山	34	148	楢原	21	300
47	B1_44	34.047	133.075	1,779	981	173	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	白亜紀後期	高田流紋岩類など_	横田火山群	25	230	大万木山	22	98
48	B1_45	35.067	133.032	1,646	1,205	37	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	横田火山群	26	239	大万木山	18	94
49	B1_46	35.086	133.015	1,432	1,116	4	新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（吉備高原、世羅台地及び比婆山地）	古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	26	245	大万木山	16	88
50	B2_2	35.093	133.968	274	270	89	新第三紀中新世末～鮮新世前期	アルカリ火山岩類(津山地域)	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	三朝	30	191	楢原	17	340

表 3.4-5　抽出結果一覧：「高梁」図幅（続き）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
51	B2_3	35.097	133.964	245	200	4	新第三紀中新世末～鮮新世前期	アルカリ火山岩類(津山地域)	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	三朝	29	192	楢原	18	339
52	B2_4	35.100	133.936	276	266	98	新第三紀中新世末～鮮新世前期	アルカリ火山岩類(津山地域)	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	三朝	29	198	楢原	19	331
53	B2_5	35.104	133.936	299	291	85	新第三紀中新世末～鮮新世前期	アルカリ火山岩類(津山地域)	新第三紀中新世前～中期	備北層群及び相当層	三朝	29	198	楢原	19	332
54	B3_0	35.189	133.593	315	238	175	新生代新第三紀鮮新世末～更新世前期	アルカリ火山岩類（横田地域）	中生代白亜紀後期	白亜紀後期深成岩類	蒜山	16	208	新見	23	26
55	B3_1	35.178	133.583	180	144	59	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	中生代白亜紀後期	白亜紀後期深成岩類	蒜山	18	209	新見	21	25
56	B3_2	35.173	133.589	172	153	76	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	中生代白亜紀後期	白亜紀後期深成岩類	蒜山	18	206	新見	21	27
57	B3_3	35.211	133.538	938	312	140	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	中生代白亜紀後期	白亜紀後期深成岩類	蒜山	17	228	新見	24	10
58	B3_4	35.247	133.559	433	321	83	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	蒜山	13	233	新見	28	13
59	B3_5	35.230	133.430	1,667	1,485	91	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	15	81	新見	26	343
60	B3_6	35.255	133.332	1,448	524	171	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	8	53	新見	32	327
61	B3_7	35.269	133.341	1,248	540	29	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	10	50	新見	33	330
62	B3_8	35.316	133.243	879	754	170	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	13	349	新見	42	321
63	B3_9	35.307	133.259	1,875	1,123	93	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	11	357	新見	40	322
64	B3_10	35.273	133.203	3,374	2,000	54	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	9	318	大万木山	38	63
65	B3_11	35.303	133.145	345	317	7	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	15	310	掛谷	37	70
66	B3_12	35.192	133.085	2,028	949	124	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	16	266	大万木山	25	66
67	B3_13	35.189	133.185	1,762	885	156	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	7	259	大万木山	34	73
68	B3_14	35.156	133.209	3,640	1,760	148	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	7	229	新見	30	299
69	B3_15	35.165	133.242	1,166	645	42	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	中生代三畳紀ージュラ紀	新期三郡変成岩類（変成の時代はジュラ	横田火山群	5	209	新見	30	303
70	B3_16	35.166	133.263	930	329	125	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	中生代三畳紀ージュラ紀	新期三郡変成岩類（変成の時代はジュラ	横田火山群	4	181	新見	28	306
71	B3_17	35.169	133.276	1,524	1,352	76	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	中生代三畳紀ージュラ紀	新期三郡変成岩類（変成の時代はジュラ	横田火山群	4	161	新見	27	308
72	B3_18	35.191	133.296	1,928	1,027	177	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	3	113	新見	28	314
73	B3_19	35.210	133.261	2,093	1,319	3	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	1	332	新見	31	312
74	B3_20	35.234	133.258	915	898	127	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	3	349	新見	34	315
75	B3_21	35.242	133.259	626	368	50	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	4	353	新見	35	316
76	B3_22	35.194	133.253	409	328	2	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	中生代三畳紀ージュラ紀	新期三郡変成岩類（変成の時代はジュラ	横田火山群	2	226	新見	31	309
77	B3_23	35.198	133.245	668	424	149	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	2	252	新見	32	308
78	B3_24	35.203	133.234	592	279	154	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	3	269	新見	33	308
79	B3_25	35.216	133.232	2,283	1,553	139	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	3	291	新見	33	309
80	B3_26	35.195	133.202	2,540	1,602	18	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	横田火山群	6	262	新見	34	304
81	B3_27	35.332	133.417	2,941	1,385	91	新生代新第三紀鮮新世末	アルカリ火山岩類（横田地域）	新生代古第三紀暁新世	古第三紀前期深成岩類	大山	13	253	新見	37	346
82	DI_0	35.278	133.565	2,568	1,795	99	新生代新第三紀鮮新世以	三平山安山岩	新生代第四紀更新世中後期	古期大山火山、蒜山火山群及び三平山火	蒜山	10	244	新見	32	13

表 3.4-6　抽出結果一覧：「姫路」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	D_0	35.335	134.456	1,021	452	90	新生代新第三紀中新世	岩脈	古生代石炭紀	三郡変成岩類	照来	6	252	楢原	58	48

表 3.4-7　抽出結果一覧：「小串」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	Gp_0	34.140	130.882	653	161	75	後期白亜紀	岩脈	白亜紀後期白亜紀	小串花崗岩	長者ヶ原	74	260	白滝山	24	216
2	Gp_1	34.273	130.963	1,221	237	143	後期白亜紀	岩脈	ジュラ紀前期白亜紀	関門層群　脇野亜層群	阿武火山群	64	251	白滝山	8	226
3	Gp_2	34.317	130.996	533	300	1	後期白亜紀	岩脈	ジュラ紀前期白亜紀	関門層群　下関亜層群	阿武火山群	59	253	白滝山	2	245
4	Gp_3	34.340	130.989	1,874	1,072	150	後期白亜紀	岩脈	白亜紀後期白亜紀	阿武層群	阿武火山群	59	255	白滝山	2	292

表 3.4-8　抽出結果一覧：「山口及び見島」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	Gp_0	34.040	131.649	808	216	74	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	四熊ヶ岳	12	240	山口	22	109
2	Gp_1	34.049	131.333	1,076	309	67	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	長者ヶ原	40	236	山口	11	236
3	Gp_2	34.049	131.697	680	261	37	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	四熊ヶ岳	8	229	山口	25	104
4	Gp_3	34.055	131.347	1,829	1,065	70	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	長者ヶ原	38	236	山口	9	235
5	Gp_4	34.070	131.390	1,249	251	85	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	長者ヶ原	34	234	山口	6	223
6	Gdp_0	34.070	131.356	898	183	163	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	長者ヶ原	36	237	山口	8	240
7	Gp_5	34.080	131.439	647	343	89	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	四熊ヶ岳	30	266	山口	4	167
8	Gp_6	34.088	131.457	651	362	104	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	四熊ヶ岳	28	267	山口	3	135
9	Gp_7	34.089	131.472	1,561	399	81	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	四熊ヶ岳	27	268	山口	4	121
10	Gp_8	34.086	131.487	2,057	1,002	118	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	四熊ヶ岳	25	267	山口	5	116
11	Gdp_1	34.086	131.357	3,472	1,116	155	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	長者ヶ原	35	239	山口	7	250
12	Gp_9	34.099	131.273	2,479	173	96	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	周南層群	長者ヶ原	41	246	吉部	3	145
13	Gdp_2	34.096	131.346	857	402	158	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	長者ヶ原	36	241	山口	8	258
14	Gdp_3	34.102	131.349	842	446	70	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	長者ヶ原	35	242	山口	7	262
15	Gp_10	34.102	131.442	1,157	241	173	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	周南層群	長者ヶ原	28	233	山口	1	137
16	Gdp_4	34.105	131.343	3,005	1,249	31	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類III（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	長者ヶ原	35	242	山口	7	264
17	Gp_11	34.105	131.434	2,179	815	2	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	周南層群	長者ヶ原	29	234	山口	0	162
18	Gp_12	34.108	131.044	1,717	506	16	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代ジュラ紀前－中期	豊浦層群　東長野層	長者ヶ原	60	255	吉部	19	264
19	Gp_13	34.107	131.223	6,703	505	112	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	周南層群	長者ヶ原	45	249	吉部	3	230
20	Gp_14	34.119	131.045	198	125	94	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代ジュラ紀前－中期	豊浦層群　東長野層	長者ヶ原	60	256	吉部	19	267

表 3.4-8　抽出結果一覧：「山口及び見島」図幅（続き）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
21	Gp_15	34.125	131.140	399	202	97	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類Ⅲ（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	長者ヶ原	51	254	吉部	10	267
22	Gp_16	34.125	131.436	1,145	187	2	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	周南層群	長者ヶ原	27	237	山口	1	24
23	Gp_17	34.129	131.141	759	315	92	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類Ⅲ（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	長者ヶ原	51	255	吉部	10	270
24	Gp_18	34.110	131.520	4,350	1,636	24	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類Ⅲ（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	四熊ヶ岳	22	272	山口	7	92
25	Gdp_5	34.133	131.355	1,293	305	176	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	33	246	山口	7	284
26	Gp_19	34.144	131.035	557	281	45	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代ジュラ紀前－中期	豊浦層群　西中山層	長者ヶ原	60	258	吉部	20	274
27	Gp_20	34.133	131.361	4,968	309	20	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	32	245	山口	7	286
28	Gp_21	34.143	131.012	1,712	1,496	142	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代ジュラ紀前－中期	豊浦層群　歌野層	長者ヶ原	62	259	白滝山	20	182
29	Gp_22	34.152	131.356	458	433	92	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	32	249	山口	8	297
30	Gp_23	34.161	131.476	851	708	46	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	22	239	山口	6	44
31	Gp_24	34.173	131.464	280	214	4	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	22	244	山口	7	29
32	Gp_25	34.175	131.458	371	219	108	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	22	245	山口	7	24
33	Gp_26	34.177	131.096	457	97	49	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，麻生層	長者ヶ原	54	260	吉部	15	287
34	Gp_27	34.180	131.473	257	201	66	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	21	244	山口	8	33
35	Gp_28	34.180	131.440	1,579	233	102	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	23	247	山口	7	8
36	Gp_29	34.180	131.084	390	100	13	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，麻生層	長者ヶ原	55	261	吉部	16	287
37	Gp_30	34.173	131.504	3,124	1,483	140	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	19	238	山口	9	51
38	Gp_31	34.178	131.092	1,567	771	26	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，麻生層	長者ヶ原	54	261	吉部	15	287
39	Gp_32	34.189	131.482	478	312	63	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	19	245	山口	9	34
40	Gp_33	34.175	131.398	6,016	1,952	64	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	27	250	山口	7	332
41	Gp_34	34.206	131.509	687	300	20	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	16	247	佐々並	10	130
42	P_0	34.208	131.170	424	147	33	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，桃木層	長者ヶ原	46	262	吉部	11	314
43	Gp_35	34.191	131.094	4,828	757	27	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，麻生層	長者ヶ原	54	262	白滝山	15	152
44	P_1	34.210	131.099	932	574	48	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、脇野亜層群	長者ヶ原	53	264	白滝山	15	146
45	Gp_36	34.213	131.502	1,069	197	14	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	17	250	佐々並	9	130
46	Gp_37	34.208	131.532	1,691	1,165	51	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	14	244	佐々並	11	123
47	P_2	34.221	131.109	365	199	63	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、脇野亜層群	長者ヶ原	52	265	白滝山	14	140
48	Gp_38	34.218	131.523	1,657	470	163	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	15	249	佐々並	10	121
49	Gp_39	34.221	131.117	1,649	266	48	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，麻生層	長者ヶ原	51	265	白滝山	15	138
50	Gp_40	34.227	131.453	1,432	283	93	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	20	258	佐々並	5	152
51	P_3	34.227	131.129	352	132	60	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，桃木層	長者ヶ原	50	265	白滝山	15	133
52	Gp_41	34.229	131.454	1,174	185	96	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	20	258	佐々並	5	150
53	Gp_42	34.229	131.417	851	378	86	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	花崗岩類Ⅲ（防府花崗岩、真砂花崗岩など）	長者ヶ原	24	260	佐々並	5	193
54	Gp_43	34.230	131.149	316	124	89	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，桃木層	長者ヶ原	48	265	吉部	14	314
55	Gp_44	34.232	131.553	510	238	58	中生代白亜紀後期	岩脈	吉生代ペルム紀	秋吉帯（ペルム紀付加コンプレックス），錦層群，大田層群，常森層，別府層，秋吉石灰岩層群及び相当層	長者ヶ原	11	250	佐々並	12	109
56	P_4	34.231	131.138	1,119	417	92	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，桃木層	長者ヶ原	49	265	白滝山	15	129
57	Gp_45	34.233	131.122	634	292	14	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、脇野亜層群	長者ヶ原	50	266	白滝山	14	133
58	Gp_46	34.234	131.413	841	364	101	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	24	261	佐々並	5	200
59	Gp_47	34.235	131.150	965	377	56	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，桃木層	長者ヶ原	48	266	吉部	15	316
60	Gp_48	34.237	131.137	961	145	52	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，桃木層	長者ヶ原	49	266	白滝山	15	128
61	Gp_49	34.238	131.126	827	293	52	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、脇野亜層群	長者ヶ原	50	266	白滝山	14	130
62	Gp_50	34.239	131.144	563	111	38	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，桃木層	長者ヶ原	48	266	白滝山	15	126
63	Gp_51	34.230	131.474	5,319	4,532	98	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	18	257	佐々並	5	134
64	Gp_52	34.241	131.402	1,119	621	109	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	25	263	佐々並	4	217
65	Gp_53	34.243	131.335	606	366	114	中生代白亜紀後期	岩脈	吉生代ペルム紀	秋吉帯（ペルム紀付加コンプレックス），錦層群，大田層群，常森層，別府層，秋吉石灰岩層群及び相当層	長者ヶ原	31	265	佐々並	9	251
66	Gp_54	34.247	131.136	1,152	890	10	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	長者ヶ原	49	267	白滝山	13	125
67	Gp_55	34.251	131.165	1,041	782	90	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀後期	美祢層群，桃木層	長者ヶ原	46	267	吉部	15	325
68	Gp_56	34.253	131.019	1,006	589	179	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	長者ヶ原	60	268	白滝山	8	181
69	Gp_57	34.253	131.148	1,245	480	43	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	長者ヶ原	48	268	白滝山	14	120
70	Gp_58	34.256	131.579	473	201	2	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	周南層群	長者ヶ原	8	258	佐々並	14	97
71	Gp_59	34.257	131.595	606	288	41	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	周南層群	長者ヶ原	7	257	佐々並	15	96
72	Gp_60	34.259	131.405	800	176	156	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	24	267	佐々並	3	236
73	Gp_61	34.260	131.018	483	244	143	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	60	248	白滝山	7	182
74	Gp_62	34.261	131.579	295	203	7	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	周南層群	長者ヶ原	8	262	佐々並	14	95
75	Gp_63	34.262	131.395	718	197	153	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	25	267	佐々並	3	249
76	Gp_64	34.264	131.378	1,029	700	124	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	27	268	佐々並	4	258
77	Gp_65	34.276	131.181	814	271	35	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	長者ヶ原	45	270	白滝山	16	108
78	Gp_66	34.281	131.404	1,022	320	131	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	24	271	佐々並	2	284
79	Gp_67	34.282	131.387	694	143	162	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	26	272	佐々並	4	280
80	Gp_68	34.286	131.556	375	84	133	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	10	276	佐々並	12	85
81	Gp_69	34.285	131.144	1,686	246	44	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	48	245	白滝山	12	109
82	Gp_70	34.294	131.660	964	147	60	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	2	341	佐々並	21	85
83	Gp_71	34.294	131.543	1,007	207	125	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	12	279	佐々並	10	80
84	Gp_72	34.294	131.436	847	173	145	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	21	275	佐々並	2	22
85	Gp_73	34.298	131.035	368	305	123	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	56	250	白滝山	3	153
86	Gp_74	34.299	131.601	722	210	159	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	7	291	佐々並	16	82
87	Gp_75	34.301	131.661	586	170	55	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	3	347	佐々並	21	84
88	Gp_76	34.305	131.428	615	153	141	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	22	277	佐々並	3	0
89	Gp_77	34.305	131.448	741	200	136	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	20	278	佐々並	4	33
90	Gp_78	34.313	131.165	1,854	224	105	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	45	247	白滝山	13	96
91	Gp_79	34.315	131.694	981	291	93	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	5	33	佐々並	24	81
92	Gp_80	34.317	131.000	502	400	1	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	59	253	白滝山	2	241
93	Gp_81	34.314	131.141	1,454	409	155	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	47	248	白滝山	11	96
94	Gp_82	34.317	131.511	1,059	204	123	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	15	285	佐々並	9	63
95	Gp_83	34.318	131.180	791	394	3	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	43	247	白滝山	15	93
96	Gp_84	34.321	131.675	1,284	339	131	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	5	10	佐々並	23	79
97	P_5	34.325	131.070	632	330	84	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	52	252	白滝山	4	94
98	Gp_85	34.325	131.051	1,391	243	114	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	54	252	白滝山	2	96
99	Gp_86	34.324	131.705	551	119	138	中生代白亜紀後期	岩脈	吉生代ペルム紀	秋吉帯（ペルム紀付加コンプレックス），錦層群，大田層群，常森層，別府層，秋吉石灰岩層群及び相当層	長者ヶ原	7	37	佐々並	26	80
100	Gp_87	34.324	131.703	821	128	145	中生代白亜紀後期	岩脈	吉生代ペルム紀	秋吉帯（ペルム紀付加コンプレックス），錦層群，大田層群，常森層，別府層，秋吉石灰岩層群及び相当層	長者ヶ原	7	35	佐々並	26	80

表 3.4-8　抽出結果一覧：「山口及び見島」図幅（続き）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
101	Gp_88	34.326	131.707	570	120	137	中生代白亜紀後期	岩脈	古生代ペルム紀	秋吉帯（ペルム紀付加コンプレックス），錦層群，大田層群，常森層，別府層，秋吉石灰岩層群及び相当層	長者ヶ原	7	38	佐々並	26	80
102	Gp_89	34.325	131.125	1,248	315	126	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	48	250	白滝山	9	92
103	P_6	34.326	131.098	952	828	77	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	50	251	白滝山	7	91
104	P_7	34.329	131.074	389	185	74	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	52	252	白滝山	5	88
105	P_8	34.330	131.005	551	323	166	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	58	254	白滝山	1	278
106	Gp_90	34.328	131.025	1,313	495	53	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	56	254	白滝山	0	85
107	Gp_91	34.332	131.016	474	352	96	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	57	254	白滝山	0	314
108	Gp_92	34.334	131.072	572	434	4	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	52	253	白滝山	5	83
109	Gp_93	34.338	130.999	370	230	2	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	58	255	白滝山	2	296
110	Gp_94	34.338	131.437	4,413	362	90	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	22	286	佐々並	7	8
111	P_9	34.339	131.024	304	233	85	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	56	255	白滝山	1	19
112	Gp_95	34.314	131.512	10,372	1,915	138	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	長者ヶ原	15	284	佐々並	8	65
113	Gp_96	34.339	131.271	1,438	148	51	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	35	244	佐々並	16	292
114	Gp_97	34.342	131.019	549	131	132	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	56	255	白滝山	1	356
115	Gp_98	34.343	131.259	1,564	650	49	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	36	245	佐々並	17	292
116	Gp_99	34.347	131.020	477	191	117	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、脇野亜層群	阿武火山群	56	255	白滝山	2	0
117	Gp_100	34.350	131.152	636	174	67	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	44	252	白滝山	12	80
118	Gp_101	34.349	131.273	1,642	329	56	中生代白亜紀後期	岩脈	古生代石炭紀	長門構造帯付加コンプレックス	阿武火山群	34	245	佐々並	16	296
119	Gp_102	34.354	131.009	859	129	157	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、脇野亜層群	阿武火山群	57	256	白滝山	3	337
120	Gp_103	34.359	131.184	638	223	50	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	41	251	白滝山	15	79
121	Gp_104	34.359	131.144	470	374	1	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	45	253	白滝山	12	76
122	Gp_105	34.366	131.193	829	482	20	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	40	252	白滝山	16	78
123	Gp_106	34.369	131.490	942	621	104	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	17	220	佐々並	12	33
124	Gp_107	34.372	131.503	321	155	114	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	17	217	佐々並	13	38
125	Gp_108	34.351	131.191	5,983	899	31	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	41	250	白滝山	15	82
126	Gp_109	34.375	131.520	2,810	354	85	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	16	213	佐々並	13	43
127	Gp_110	34.379	131.580	2,415	169	89	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	13	189	佐々並	17	56
128	Gp_111	34.401	131.191	658	221	20	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	39	257	白滝山	18	67
129	Gp_112	34.411	131.188	572	169	21	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	39	258	白滝山	18	64
130	Gp_113	34.424	131.227	655	200	90	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	35	259	白滝山	22	65
131	Gdp_6	34.437	131.797	1,454	928	95	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	3	182	田万川	18	140
132	Gp_114	34.444	131.697	1,169	167	52	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	10	260	田万川	14	173
133	Gdp_7	34.447	131.796	477	354	42	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	2	188	田万川	17	138
134	Gp_115	34.447	131.804	1,517	332	42	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	2	159	田万川	18	136
135	Gdp_8	34.452	131.811	789	457	52	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	2	126	田万川	18	133
136	Gdp_9	34.445	131.833	2,324	1,329	174	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	4	115	田万川	19	130
137	Gdp_10	34.449	131.822	1,997	731	4	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	3	119	田万川	18	132
138	Gp_116	34.454	131.628	1,304	170	162	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	6	146	田万川	14	205
139	Gp_117	34.455	131.622	1,207	226	163	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	5	152	田万川	14	207
140	P_10	34.454	131.669	2,525	1,838	153	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	8	122	田万川	12	186
141	Gp_118	34.467	131.821	769	342	180	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	2	78	田万川	17	127
142	Gdp_11	34.469	131.854	525	519	1	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	5	83	田万川	19	121
143	Gp_119	34.468	131.836	3,049	1,023	39	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	4	81	田万川	18	124
144	Gp_120	34.478	131.666	615	285	122	中生代白亜紀後期	岩脈	古生代ペルム紀	秋吉帯（ペルム紀付加コンプレックス），錦層群，大田層群，常森層，別府層，秋吉石灰岩層群及び相当層	阿武火山群	7	107	田万川	10	190
145	Gdp_12	34.481	131.853	776	551	80	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	5	71	田万川	18	118
146	Gp_121	34.480	131.650	1,161	278	139	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀前期	関門層群、下関亜層群	阿武火山群	5	110	田万川	10	199
147	Gp_122	34.513	131.843	1,677	1,017	8	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代ジュラ紀	美濃－丹波帯（ジュラ紀付加コンプレックス）秋吉層群及び鹿足層群	青野山火山群	7	42	田万川	16	110
148	Gdp_13	34.507	131.945	8,952	6,722	31	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	青野山火山群	14	73	益田	18	166
149	Gp_123	34.623	131.959	695	229	55	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	青野山火山群	23	45	益田	10	142
150	Gp_124	34.628	131.967	1,398	426	93	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	青野山火山群	24	45	益田	10	136
151	Gp_125	34.647	131.677	1,552	851	41	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	18	28	田万川	8	356
152	Gp_126	34.661	131.674	799	249	174	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代白亜紀後期	阿武層群及び匹見層群	阿武火山群	19	25	田万川	9	355
153	TI_0	34.676	131.876	657	181	152	中生代白亜紀後期	岩脈	新生代古第三紀後期始新世－鮮新世	田万川及び益田火山深成岩複合岩体（田万川層群，比礼振山火山岩類及び烏帽子山火山岩類）	青野山火山群	25	20	益田	3	217
154	TI_1	34.673	131.868	1,686	1,204	75	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代ジュラ紀	美濃－丹波帯（ジュラ紀付加コンプレックス）秋吉層群及び鹿足層群	青野山火山群	24	18	益田	3	223
155	TI_2	34.667	131.903	5,212	2,604	100	中生代白亜紀後期	岩脈	新生代古第三紀後期始新世－鮮新世	田万川及び益田火山深成岩複合岩体（田万川層群，比礼振山火山岩類及び烏帽子山火山岩類）	青野山火山群	25	27	益田	3	169
156	TI_3	34.710	131.889	1,052	235	71	中生代白亜紀後期	岩脈	新生代古第三紀後期始新世－鮮新世	田万川及び益田火山深成岩複合岩体（田万川層群，比礼振山火山岩類及び烏帽子山火山岩類）	青野山火山群	29	20	益田	1	314
157	TI_4	34.728	131.926	1,421	572	151	中生代白亜紀後期	岩脈	新生代古第三紀後期始新世－鮮新世	田万川及び益田火山深成岩複合岩体（田万川層群，比礼振山火山岩類及び烏帽子山火山岩類）	青野山火山群	32	26	益田	4	50
158	Gp_127	34.187	131.047	321	148	102	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代ジュラ紀前－中期	豊浦層群　歌野層	長者ヶ原	58	262	白滝山	16	169
159	Gp_128	34.201	131.400	1,129	86	2	中生代白亜紀後期	岩脈	中生代三畳紀	周防変成岩	長者ヶ原	26	255	佐々並	8	201

表 3.4-9　抽出結果一覧：「広島」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（° ）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	F_0	34.006	132.021	600	117	179	白亜紀後期	岩脈	白亜紀前期-後期	領家花崗岩類古期（大畠花崗閃緑岩及び蒲野花崗閃緑岩）	徳山金峰山	26	136	山口	56	100
2	F_1	34.017	132.017	872	167	176	白亜紀後期	岩脈	白亜紀前期-後期	領家花崗岩類古期（大畠花崗閃緑岩及び蒲野花崗閃緑岩）	徳山金峰山	25	135	山口	55	99
3	F_2	34.023	132.021	972	157	179	白亜紀後期	岩脈	白亜紀前期-後期	領家花崗岩類古期（大畠花崗閃緑岩及び蒲野花崗閃緑岩）	徳山金峰山	25	133	山口	55	99
4	F_3	34.015	132.025	2,958	253	178	白亜紀後期	岩脈	白亜紀前期-後期	領家花崗岩類古期（大畠花崗閃緑岩及び蒲野花崗閃緑岩）	徳山金峰山	26	134	山口	56	99
5	F_4	34.026	132.009	961	91	2	白亜紀後期	岩脈	白亜紀前期-後期	領家花崗岩類古期（大畠花崗閃緑岩及び蒲野花崗閃緑岩）	徳山金峰山	24	135	山口	54	99
6	F_5	34.028	132.014	2,153	160	3	白亜紀後期	岩脈	白亜紀前期-後期	領家花崗岩類古期（大畠花崗閃緑岩及び蒲野花崗閃緑岩）	徳山金峰山	24	134	山口	55	98
7	F_6	34.044	132.008	866	134	179	白亜紀後期	岩脈	白亜紀前期-後期	領家花崗岩類古期（大畠花崗閃緑岩及び蒲野花崗閃緑岩）	徳山金峰山	22	132	山口	54	97
8	Gph_0	34.055	132.527	1,953	293	1	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	65	101	石鎚	62	298
9	Gph_1	34.060	132.534	1,382	161	10	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	66	101	石鎚	62	299
10	Gph_2	34.117	132.567	1,478	159	180	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	67	96	石鎚	63	305
11	Gph_3	34.119	132.509	2,122	216	7	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	62	96	石鎚	67	302
12	Gph_4	34.156	132.486	1,485	574	5	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	60	93	石鎚	72	304
13	Gph_5	34.147	132.459	3,319	304	15	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	57	94	石鎚	73	302
14	Gph_6	34.152	132.470	3,767	374	5	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	58	94	石鎚	72	303
15	Gph_7	34.167	132.535	945	183	43	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	64	92	石鎚	69	307
16	Gph_8	34.174	132.468	717	139	161	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	58	92	波佐	74	158
17	Gph_9	34.174	132.478	1,087	337	156	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	59	92	石鎚	73	305
18	Gph_10	34.178	132.547	1,012	161	34	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	65	91	石鎚	69	308
19	Gph_11	34.176	132.533	3,709	626	43	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	64	91	石鎚	70	307
20	Gph_12	34.179	132.521	2,872	308	34	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	63	91	石鎚	71	307
21	Gph_13	34.188	132.470	1,267	274	146	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	58	90	波佐	72	158
22	Gph_14	34.181	132.515	6,344	2,335	27	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	62	91	石鎚	70	307
23	Gph_15	34.193	132.696	2,549	403	4	白亜紀後期	岩脈	ジュラ紀	玖珂層群及びその相当層	徳山金峰山	79	90	石鎚	61	318
24	Gph_16	34.204	132.485	1,006	194	1	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	59	89	波佐	71	156
25	Gph_17	34.203	132.479	2,328	205	4	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	59	89	波佐	71	156
26	Gph_18	34.217	132.672	900	316	149	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	77	88	石鎚	65	318
27	Gph_19	34.210	132.554	3,599	357	50	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	66	88	石鎚	71	311
28	Gph_20	34.206	132.556	4,861	264	53	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	66	89	石鎚	71	310
29	Gph_21	34.217	132.682	1,537	242	143	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	77	88	石鎚	64	319
30	Gph_22	34.223	132.668	509	154	148	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	76	100	石鎚	66	318
31	Gph_23	34.226	132.661	1,471	146	152	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	75	100	石鎚	66	318
32	Gph_24	34.240	132.480	1,392	219	14	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	59	102	波佐	67	155
33	Gph_25	34.234	132.485	2,865	278	178	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	59	102	波佐	67	155
34	Gph_26	34.245	132.659	1,601	104	143	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	高田流紋岩類及び匹見層群	盛太ヶ岳	75	99	石鎚	67	319
35	Gph_27	34.249	132.674	1,125	196	89	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	高田流紋岩類及び匹見層群	盛太ヶ岳	76	99	石鎚	67	320
36	Gph_28	34.220	132.580	7,276	2,033	29	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	徳山金峰山	68	88	石鎚	70	313
37	Gph_29	34.250	132.637	1,008	228	113	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	高田流紋岩類及び匹見層群	盛太ヶ岳	73	99	石鎚	69	318
38	Gph_30	34.255	132.637	1,624	249	124	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	高田流紋岩類及び匹見層群	盛太ヶ岳	73	99	石鎚	70	318
39	F_7	34.312	132.027	684	380	3	白亜紀後期	岩脈	石炭紀	都濃層群（三郡変成岩）	盛太ヶ岳	17	110	田万川	43	127
40	Po_0	34.361	132.506	1,120	326	84	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	59	91	波佐	56	147
41	Po_1	34.366	132.494	835	116	91	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	58	90	波佐	55	148
42	Po_2	34.367	132.510	1,343	192	76	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	60	90	波佐	56	146
43	Po_3	34.369	132.494	876	111	91	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	58	90	波佐	55	148
44	Po_4	34.371	132.480	689	112	90	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	57	90	波佐	55	149
45	Po_5	34.371	132.511	915	103	83	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	60	90	波佐	56	146
46	Po_6	34.372	132.493	980	113	87	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	58	90	波佐	55	148
47	Po_7	34.375	132.485	808	109	89	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	広島花崗岩類	盛太ヶ岳	57	90	波佐	54	148
48	Gph_31	34.528	132.381	968	277	73	白亜紀後期	岩脈	ジュラ紀	玖珂層群及びその相当層	盛太ヶ岳	51	73	波佐	35	149
49	Gph_32	34.540	132.392	700	687	26	白亜紀後期	岩脈	ジュラ紀	玖珂層群及びその相当層	川本	52	196	波佐	34	147
50	Gph_33	34.545	132.384	1,157	636	135	白亜紀後期	岩脈	ジュラ紀	玖珂層群及びその相当層	川本	51	197	波佐	33	147
51	Gph_34	34.550	132.390	374	196	132	白亜紀後期	岩脈	ジュラ紀	玖珂層群及びその相当層	川本	51	196	波佐	33	146
52	Gph_35	34.551	132.367	737	502	113	白亜紀後期	岩脈	ジュラ紀	玖珂層群及びその相当層	盛太ヶ岳	51	70	波佐	32	149
53	Gph_36	34.549	132.419	1,797	356	47	白亜紀後期	岩脈	ジュラ紀	玖珂層群及びその相当層	川本	50	193	波佐	34	142
54	Po_8	34.661	132.366	1,248	147	85	白亜紀後期	岩脈	白亜紀後期	高田流紋岩類及び匹見層群	川本	40	205	波佐	21	135

表 3.4-10　抽出結果一覧：「岡山及び丸亀」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		緯度	経度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	Gp_0	34.351	133.063	824	97	72	白亜紀後期	花崗斑岩	ジュラ紀	丹波帯の堆積岩コンプレックス	女亀山	73	150	石鎚	67	357
2	Gp_1	34.352	133.073	527	123	76	白亜紀後期	花崗斑岩	ジュラ紀	丹波帯の堆積岩コンプレックス	女亀山	74	149	石鎚	67	358
3	Gp_2	34.353	133.050	769	121	122	白亜紀後期	花崗斑岩	ジュラ紀	丹波帯の堆積岩コンプレックス	女亀山	73	151	石鎚	67	356
4	Gp_3	34.428	133.158	7,769	1,392	18	白亜紀後期	花崗斑岩	白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	70	140	作木	66	133
5	Gp_4	34.458	133.170	2,533	1,326	19	白亜紀後期	花崗斑岩	白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	68	138	作木	65	131
6	Gp_5	34.462	133.156	2,288	168	35	白亜紀後期	花崗斑岩	ペルム紀	舞鶴層群	女亀山	67	138	作木	65	131
7	Gp_6	34.460	133.040	5,129	1,471	60	白亜紀後期	花崗斑岩	白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	62	147	作木	57	139
8	Gp_7	34.489	133.147	4,668	764	132	白亜紀後期	花崗斑岩	白亜紀後期	高田流紋岩類	女亀山	64	137	作木	60	130
9	Bp_0	34.549	133.709	199	100	19	古第三紀始新世～漸新世	串の山玄武岩	白亜紀後期	花崗岩類III	横田火山群	83	146	和気	50	240
10	B1_0	34.603	133.060	875	693	76	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	古生代ペルム紀	舞鶴層群	女亀山	49	136	作木	47	126
11	B1_1	34.619	133.043	343	318	89	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	47	136	作木	45	126
12	B1_2	34.619	133.068	296	219	134	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	48	133	作木	47	124
13	B1_3	34.563	133.030	344	219	27	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	高田流紋岩類	女亀山	51	141	作木	49	132
14	B1_4	34.552	133.025	268	206	1	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	52	143	作木	49	133
15	B1_5	34.549	133.054	184	153	43	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	54	140	作木	51	131
16	B1_6	34.534	133.014	303	246	3	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	53	145	作木	50	136
17	B1_7	34.667	133.014	329	305	131	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	高田流紋岩類	女亀山	41	134	作木	40	123
18	B1_8	34.669	133.034	399	208	91	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	高田流紋岩類	女亀山	42	132	作木	41	121
19	B1_9	34.663	133.086	240	222	144	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	46	128	作木	45	118
20	B1_10	34.665	133.094	297	260	26	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	46	127	作木	46	118
21	B1_11	34.657	133.083	373	318	89	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	46	129	作木	45	119
22	B1_12	34.658	133.095	389	361	53	新生代新第三紀中新世後期	アルカリ火山岩類（世羅台地）	中生代白亜紀後期	花崗岩類III	女亀山	47	128	作木	46	118

表 3.4-11　抽出結果一覧：「福岡」図幅（山口県側のみ）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	Po_0	130.921	33.915	333	191	88	福岡	中生代前期白亜紀後半	関門層群	中生代前期白亜紀前半	関門層群	長者ヶ原	80	244	吉部	39	237
2	Po_1	130.913	33.916	390	140	99	福岡	中生代前期白亜紀後半	関門層群	中生代前期白亜紀前半	関門層群	長者ヶ原	80	245	吉部	39	238
3	Gp_0	130.905	33.917	771	607	88	福岡	中生代後期白亜紀前半	-	中生代前期白亜紀前半	関門層群	長者ヶ原	81	245	吉部	39	238
4	Gp_1	130.902	33.925	897	439	82	福岡	中生代後期白亜紀前半	-	中生代前期白亜紀前半	関門層群	長者ヶ原	81	245	吉部	39	239
5	Po_2	130.908	33.951	1487	635	69	福岡	中生代前期白亜紀後半	関門層群	中生代前期白亜紀前半	関門層群	長者ヶ原	79	247	吉部	37	242
6	Gp_2	130.915	33.962	843	230	89	福岡	中生代後期白亜紀前半	-	中生代前期白亜紀前半	関門層群	長者ヶ原	78	247	吉部	36	243
7	Po_3	130.934	33.960	1805	1192	54	福岡	中生代前期白亜紀後半	関門層群	中生代前期白亜紀前半	関門層群	長者ヶ原	76	247	吉部	34	242
8	Po_4	130.950	33.967	2865	1248	56	福岡	中生代前期白亜紀後半	関門層群	中生代前期白亜紀前半	関門層群	長者ヶ原	74	247	吉部	31	242

表 3.4-12　抽出結果一覧：「松山」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			地質図幅名	時代	岩脈年代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）					時代		火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	D1_0	132.634	33.645	7165	2463	73	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	95	125	石鎚	40	257
2	D2_0	132.792	33.667	165	97	95	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	105	119	石鎚	29	255
3	D2_1	132.798	33.665	1034	287	133	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	106	119	石鎚	29	254
4	D3_0	132.859	33.661	2173	1169	143	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	111	118	石鎚	23	250
5	D2_2	132.799	33.678	945	439	88	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	105	118	石鎚	28	257
6	D2_3	132.815	33.682	455	76	82	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	106	118	石鎚	27	257
7	D1_1	132.647	33.682	711	391	66	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	93	122	石鎚	42	262
8	D2_4	132.812	33.683	559	113	69	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	106	118	石鎚	27	257
9	D2_5	132.810	33.684	454	62	74	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	106	118	石鎚	27	257
10	D3_1	132.792	33.677	1669	581	5	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	泥質片岩新三紀前期中新世岩	新第三紀	徳山金峰山	105	118	石鎚	29	257
11	D2_6	132.805	33.685	658	178	94	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	105	118	石鎚	27	258
12	D1_2	132.642	33.686	644	106	91	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	93	122	石鎚	42	262
13	D1_3	132.934	33.682	1590	818	61	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	116	115	石鎚	16	248
14	D2_7	132.710	33.689	150	119	177	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	98	120	石鎚	36	261
15	D1_4	132.885	33.686	718	570	58	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	112	116	石鎚	20	254
16	D1_5	132.929	33.688	407	352	56	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	115	115	石鎚	16	250
17	D2_8	132.963	33.688	552	97	142	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	118	114	石鎚	14	246
18	D1_6	132.965	33.690	536	79	131	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	118	114	石鎚	13	246
19	D2_9	132.960	33.692	295	222	103	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	117	114	石鎚	14	247
20	D2_10	132.785	33.683	2955	2096	104	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	104	118	石鎚	28	258

表 3.4-12　抽出結果一覧：「松山」図幅（続き）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			地質図幅名	時代		岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			岩脈年代		時代		火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
21	D1_7	132.874	33.692	618	238	115	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	110	116	石鎚	21	256
22	D2_11	132.760	33.693	491	76	87	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	101	118	石鎚	31	261
23	D2_12	132.732	33.695	499	52	50	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	99	119	石鎚	34	262
24	D2_13	132.758	33.698	189	93	90	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	101	118	石鎚	32	262
25	D2_14	132.986	33.698	406	64	130	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	119	113	石鎚	11	245
26	D2_15	132.729	33.697	719	64	58	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	99	119	石鎚	34	262
27	D1_8	132.946	33.698	666	294	84	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	116	114	石鎚	14	252
28	D2_16	132.806	33.695	1181	741	170	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	105	117	石鎚	27	260
29	D1_9	132.973	33.698	738	300	9	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	118	114	石鎚	12	248
30	D1_10	132.941	33.701	238	132	90	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	115	114	石鎚	15	253
31	D2_17	132.878	33.703	270	63	87	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	110	115	石鎚	21	258
32	D2_18	132.874	33.702	297	84	81	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	110	115	石鎚	21	258
33	D2_19	132.983	33.700	674	79	163	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	119	113	石鎚	12	247
34	D3_2	132.848	33.692	2788	1225	47	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	108	116	石鎚	23	257
35	D1_11	132.859	33.703	814	405	81	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	109	116	石鎚	22	259
36	D3_3	132.968	33.703	557	318	164	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	117	113	石鎚	13	251
37	D1_12	132.955	33.704	515	366	94	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	116	114	石鎚	14	252
38	D2_20	132.756	33.705	419	101	105	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	100	118	石鎚	31	263
39	D1_13	132.969	33.705	871	85	131	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	117	113	石鎚	12	251
40	D2_21	132.985	33.708	259	96	107	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	119	113	石鎚	11	250
41	D2_22	132.912	33.709	624	55	94	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	112	114	石鎚	17	258
42	D2_23	132.906	33.707	811	249	144	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	112	115	石鎚	18	258
43	D2_24	132.984	33.709	364	70	95	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	118	113	石鎚	11	251
44	D1_14	132.677	33.695	6501	2206	69	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	95	121	石鎚	36	263
45	D2_25	132.888	33.709	829	96	101	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	111	115	石鎚	19	260
46	D2_26	132.793	33.702	3753	1787	89	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	103	117	石鎚	26	261
47	D2_27	132.904	33.710	579	50	94	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	112	114	石鎚	18	259
48	D2_28	132.829	33.708	523	365	18	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	106	116	石鎚	25	262
49	D2_29	132.969	33.709	439	61	159	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	117	113	石鎚	12	253
50	D2_30	132.970	33.710	443	63	152	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	117	113	石鎚	12	253
51	D2_31	132.971	33.710	501	66	149	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	117	113	石鎚	12	253
52	D2_32	132.915	33.712	360	84	101	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	113	114	石鎚	17	259
53	D2_33	132.911	33.713	280	60	88	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	112	114	石鎚	17	259
54	D1_15	132.706	33.712	315	220	83	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	96	119	石鎚	36	265
55	D2_34	132.893	33.712	568	110	56	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	111	115	石鎚	19	260
56	D2_35	132.811	33.713	411	112	111	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	104	116	石鎚	26	263
57	D2_36	132.989	33.712	358	98	2	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	119	113	石鎚	10	251
58	D2_37	132.987	33.712	315	66	168	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	118	113	石鎚	11	252
59	D3_4	132.766	33.706	1990	987	28	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	101	118	石鎚	30	263
60	D2_38	132.982	33.706	2211	478	140	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	118	113	石鎚	11	249
61	D2_39	132.887	33.715	527	58	94	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	110	115	石鎚	19	261
62	D3_5	132.782	33.713	1249	552	75	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	102	117	石鎚	29	264
63	D2_40	132.990	33.717	417	80	89	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	118	112	石鎚	10	254
64	D2_41	132.775	33.717	499	137	94	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	101	117	石鎚	30	265
65	D1_16	132.714	33.715	850	347	84	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	96	119	石鎚	35	265
66	D2_42	132.994	33.718	451	71	82	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	119	112	石鎚	10	253
67	D2_43	132.806	33.717	1139	429	114	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	104	116	石鎚	26	264
68	D1_17	132.724	33.715	1646	805	48	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	97	118	石鎚	34	265
69	D2_44	132.822	33.710	1143	679	83	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	105	116	石鎚	25	262
70	D1_18	132.850	33.713	1972	1484	24	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	107	115	石鎚	22	262

表 3.4-12　抽出結果一覧：「松山」図幅（続き）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			地質図幅名	時代		岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）			岩脈年代		時代		火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
71	Di_0	132.968	33.721	791	141	68	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	116	113	石鎚	12	258
72	D1_19	132.893	33.718	997	849	160	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	110	114	石鎚	18	262
73	D1_20	132.734	33.720	923	406	81	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	98	118	石鎚	33	266
74	D1_21	132.749	33.719	1551	417	119	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	99	118	石鎚	32	265
75	D2_45	132.770	33.724	593	56	92	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	100	117	石鎚	30	266
76	D1_22	132.834	33.724	292	69	61	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	105	115	石鎚	24	265
77	D2_46	132.882	33.725	415	62	84	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	109	114	石鎚	20	264
78	D1_23	132.837	33.725	241	70	77	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	106	115	石鎚	24	265
79	D2_47	132.770	33.725	569	75	96	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	100	117	石鎚	30	266
80	D1_24	132.756	33.722	2231	1156	111	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	99	117	石鎚	31	266
81	D2_48	132.885	33.727	480	55	90	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	109	114	石鎚	19	264
82	Di_1	132.822	33.729	443	196	100	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	104	115	石鎚	25	266
83	D3_6	132.838	33.729	366	361	76	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	105	115	石鎚	24	266
84	Di_2	132.813	33.729	518	259	28	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	103	115	石鎚	26	266
85	D3_7	132.819	33.731	292	218	147	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	104	115	石鎚	25	266
86	D2_49	132.893	33.732	468	85	88	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	110	114	石鎚	19	266
87	D2_50	132.885	33.732	439	58	87	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	109	114	石鎚	19	266
88	D2_51	132.915	33.733	454	82	95	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	111	113	石鎚	16	265
89	D1_25	132.850	33.729	1564	452	8	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	106	115	石鎚	22	266
90	D2_52	132.897	33.736	538	56	91	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	110	113	石鎚	18	267
91	D3_8	132.733	33.735	395	354	2	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	97	117	石鎚	33	268
92	D1_26	132.854	33.737	217	127	90	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	106	114	石鎚	22	267
93	D1_27	132.859	33.737	280	68	79	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	107	114	石鎚	22	268
94	Di_3	132.970	33.737	1056	188	78	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	116	112	石鎚	11	265
95	D2_53	132.900	33.739	506	65	83	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	110	113	石鎚	18	267
96	D1_28	132.842	33.741	400	111	65	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	105	114	石鎚	23	268
97	D3_9	132.809	33.740	547	349	158	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	102	115	石鎚	26	269
98	D1_29	132.845	33.742	212	47	172	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	105	114	石鎚	23	269
99	D1_30	132.848	33.742	253	55	1	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	106	114	石鎚	23	269
100	D1_31	132.878	33.743	177	101	148	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	108	113	石鎚	20	269
101	Di_4	132.968	33.744	992	182	79	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	115	112	石鎚	11	268
102	Di_5	132.987	33.744	1030	172	76	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	117	111	石鎚	9	268
103	D1_32	132.902	33.747	788	163	104	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	110	113	石鎚	17	270
104	D1_33	132.852	33.744	1067	343	151	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	106	114	石鎚	22	269
105	Di_6	132.982	33.749	230	48	78	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	116	111	石鎚	10	271
106	D1_34	132.873	33.749	1181	285	78	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	107	113	石鎚	20	270
107	D1_35	132.864	33.747	710	314	3	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	107	114	石鎚	21	270
108	D3_10	132.808	33.748	640	523	40	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	102	115	石鎚	26	270
109	D1_36	132.891	33.751	289	93	171	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	109	113	石鎚	19	271
110	D1_37	132.867	33.751	274	131	36	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	107	113	石鎚	21	271
111	Di_7	132.962	33.752	860	108	76	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	114	111	石鎚	12	272
112	Di_8	132.983	33.752	442	87	86	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	116	111	石鎚	10	272
113	Di_9	132.995	33.752	793	141	81	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	117	111	石鎚	9	272
114	Di_10	132.955	33.753	988	140	78	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	114	112	石鎚	12	272
115	D1_38	132.924	33.752	376	294	179	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	111	112	石鎚	16	271
116	Di_11	132.977	33.753	579	93	80	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	116	111	石鎚	11	273
117	D1_39	132.893	33.755	95	72	90	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	109	113	石鎚	19	272
118	D3_11	132.805	33.754	497	305	139	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	101	114	石鎚	27	271
119	Di_12	132.993	33.756	709	80	84	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	117	111	石鎚	9	275
120	D1_40	132.883	33.754	522	168	172	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	第四紀後期更新世	第四紀	徳山金峰山	108	113	石鎚	20	272

表 3.4-12　抽出結果一覧：「松山」図幅（続き）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			地質図幅名	時代	岩脈年代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）					時代		火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
121	D2_54	132.972	33.762	323	83	101	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	115	111	石鎚	11	277
122	D2_55	132.980	33.762	162	70	87	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期中新世	新第三紀	徳山金峰山	115	111	石鎚	11	277
123	D2_56	132.994	33.791	543	78	107	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	115	109	石鎚	10	293
124	D2_57	132.968	33.792	799	92	55	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	泥質片新第三紀前期中新世岩		徳山金峰山	113	110	石鎚	12	289
125	D2_58	132.985	33.793	583	89	117	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	114	109	石鎚	11	293
126	D2_59	132.974	33.799	548	82	115	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	113	109	石鎚	12	293
127	D2_60	132.979	33.800	863	67	131	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	114	109	石鎚	12	294
128	D1_41	132.969	33.818	2743	1358	29	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀前期～中期カンパニアン期	新第三紀	徳山金峰山	112	108	石鎚	13	299
129	Dy_0	132.795	33.859	676	109	146	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	96	109	石鎚	30	290
130	Dy_1	132.792	33.858	824	90	151	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	95	109	石鎚	30	290
131	Dy_2	132.774	33.860	564	64	146	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	94	110	石鎚	32	289
132	Dy_3	132.768	33.860	1519	158	150	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	93	110	石鎚	32	289
133	Dy_4	132.795	33.864	686	68	155	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	95	109	石鎚	30	291
134	Dy_5	132.792	33.866	617	65	161	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	95	109	石鎚	31	291
135	Dy_6	132.769	33.867	833	61	147	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	93	109	石鎚	33	290
136	Dy_7	132.802	33.869	748	76	152	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	96	109	石鎚	30	293
137	Dy_8	132.784	33.869	1223	109	160	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	94	109	石鎚	31	291
138	Dy_9	132.798	33.868	1830	133	166	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	95	109	石鎚	30	292
139	Dy_10	132.769	33.877	552	61	141	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	92	109	石鎚	33	292
140	Dy_11	132.774	33.877	783	70	139	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	93	109	石鎚	33	292
141	Dy_12	132.793	33.882	828	73	145	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	94	108	石鎚	31	294
142	Dy_13	132.795	33.883	797	76	143	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	94	108	石鎚	31	294
143	Dy_14	132.756	33.885	636	52	148	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	91	109	石鎚	34	292
144	Dy_15	132.816	33.883	1181	102	175	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	96	108	石鎚	29	296
145	Dy_16	132.762	33.886	798	254	138	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	91	108	石鎚	34	293
146	Dy_17	132.787	33.887	866	74	139	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	94	108	石鎚	32	294
147	Dy_18	132.765	33.890	850	99	137	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	92	108	石鎚	34	293
148	Dy_19	132.825	33.891	913	140	158	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	97	107	石鎚	29	298
149	Dy_20	132.773	33.888	1617	158	144	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	92	108	石鎚	33	294
150	Dy_21	132.753	33.893	1146	74	143	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	91	108	石鎚	35	293
151	Dy_22	132.786	33.894	841	71	143	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	93	108	石鎚	32	295
152	Dy_23	132.785	33.905	456	93	137	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	93	107	石鎚	33	297
153	Dy_24	132.814	33.920	1089	65	150	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	95	106	石鎚	32	302
154	Dy_25	132.804	33.928	942	79	150	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	94	105	石鎚	33	302
155	Dy_26	132.826	33.947	711	50	153	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	徳山金峰山	95	104	石鎚	33	307
156	Dy_27	132.036	33.990	1278	805	131	松山	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	岩脈	白亜紀　前期ー後期白亜紀	白亜紀	四熊ヶ岳	28	112	山口	57	102
157	D2_61	132.819	33.719	248	82	172	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	104	116	石鎚	26	264
158	D3_12	132.821	33.718	454	420	6	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	105	116	石鎚	25	264
159	D2_62	132.824	33.717	1046	812	91	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	105	116	石鎚	25	263
160	D3_13	132.822	33.713	832	437	80	松山	新第三紀中期中新世	新第三紀	中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類　岩脈	新第三紀中期中新世	新第三紀	徳山金峰山	105	116	石鎚	25	263

表 3.4-13　抽出結果一覧：「高知」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（° ）		サイズ			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	D1_0	133.155	33.602	1340	178	28	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	ジュラ紀～前期白亜紀の前半前期から中期ジュラ紀	北部秩父帯の付加コンプレックス	徳山金峰山	138	114	石鎚	17	157
2	D1_1	133.167	33.610	644	113	84	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	ジュラ紀～前期白亜紀の前半前期から中期ジュラ紀	北部秩父帯の付加コンプレックス	徳山金峰山	139	114	石鎚	17	152
3	D1_2	133.235	33.621	517	212	91	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	ジュラ紀～前期白亜紀の前半前期から中期ジュラ紀	北部秩父帯の付加コンプレックス	徳山金峰山	144	112	石鎚	19	132
4	D1_3	133.281	33.629	918	156	89	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	ジュラ紀～前期白亜紀の前半前期から中期ジュラ紀	北部秩父帯の付加コンプレックス	徳山金峰山	147	111	石鎚	21	122
5	D1_4	133.302	33.633	1092	764	104	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	ジュラ紀～前期白亜紀の前半前期から中期ジュラ紀	北部秩父帯の付加コンプレックス	徳山金峰山	149	111	石鎚	23	119
6	D1_5	133.314	33.639	1433	221	64	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	ジュラ紀～前期白亜紀の前半前期から中期ジュラ紀	北部秩父帯の付加コンプレックス	徳山金峰山	149	111	石鎚	23	116
7	D1_6	133.343	33.648	1984	240	71	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	ジュラ紀～前期白亜紀の前半前期から中期ジュラ紀	北部秩父帯の付加コンプレックス	徳山金峰山	151	110	石鎚	25	112
8	D1_7	133.395	33.664	2330	184	78	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	ジュラ紀～前期白亜紀の前半前期から中期ジュラ紀	北部秩父帯の付加コンプレックス	徳山金峰山	155	109	石鎚	28	106
9	D1_8	133.422	33.673	544	157	53	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	ジュラ紀～前期白亜紀の前半前期から中期ジュラ紀	北部秩父帯の付加コンプレックス	女亀山	155	151	石鎚	31	103
10	Di_0	133.005	33.701	1372	398	52	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀前期中新世	久万層群	徳山金峰山	121	113	石鎚	9	242
11	Di_1	133.004	33.707	1092	166	77	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀前期中新世	久万層群	徳山金峰山	120	113	石鎚	9	246
12	D1_9	133.038	33.707	979	643	119	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	白亜紀後期白亜紀	三波川変成コンプレックス（原岩年代は後期白亜紀以前）	徳山金峰山	123	112	石鎚	6	234
13	Di_2	133.004	33.710	980	241	99	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀前期中新世	久万層群	徳山金峰山	120	113	石鎚	9	247
14	Di_3	133.019	33.711	613	150	32	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀前期中新世	久万層群	徳山金峰山	121	112	石鎚	8	244
15	Di_4	133.009	33.716	1864	144	86	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀前期中新世	久万層群	徳山金峰山	120	112	石鎚	8	250
16	Di_5	133.006	33.721	821	108	83	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	120	112	石鎚	8	253
17	D1_10	133.036	33.726	507	275	85	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	白亜紀後期白亜紀	三波川変成コンプレックス（原岩年代は後期白亜紀以前）	徳山金峰山	122	111	石鎚	6	250
18	Di_6	133.013	33.732	1839	142	87	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	120	111	石鎚	7	259
19	Di_7	133.027	33.742	1637	101	85	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	120	111	石鎚	5	265
20	Og_0	133.069	33.734	2346	576	177	高知	新第三紀中期中新世	石鎚層群	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	124	110	石鎚	2	241
21	Di_8	133.030	33.744	1109	81	88	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	121	111	石鎚	5	267
22	Di_9	133.012	33.746	501	188	89	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	119	111	石鎚	7	269
23	Di_10	133.028	33.748	1575	113	85	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	120	111	石鎚	5	270
24	Di_11	133.029	33.750	1247	124	85	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	120	110	石鎚	5	272
25	Dd_0	133.075	33.751	602	97	168	高知	新第三紀中期中新世	石鎚層群	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	124	110	石鎚	2	280
26	Di_12	133.026	33.753	656	151	84	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	120	110	石鎚	6	275
27	Yd_0	133.155	33.751	1233	747	113	高知	新第三紀中期中新世	石鎚層群	新第三紀前期中新世	久万層群	徳山金峰山	131	109	石鎚	5	87
28	Og_1	133.101	33.738	3903	1924	17	高知	新第三紀中期中新世	石鎚層群	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	127	110	石鎚	0.03	144
29	Di_13	133.022	33.757	488	156	82	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	119	110	石鎚	6	277
30	Dd_1	133.133	33.757	693	247	37	高知	新第三紀中期中新世	石鎚層群	新第三紀前期中新世	久万層群	徳山金峰山	129	109	石鎚	4	76
31	Dd_2	133.112	33.758	904	148	127	高知	新第三紀中期中新世	石鎚層群	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	127	109	石鎚	2	59
32	D1_11	133.027	33.763	2007	938	85	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	119	110	石鎚	5	283
33	Dd_3	133.092	33.767	201	112	88	高知	新第三紀中期中新世	石鎚層群	新第三紀中期中新世	石鎚層群	徳山金峰山	125	109	石鎚	2	354
34	Yd_1	133.133	33.764	1844	554	170	高知	新第三紀中期中新世	石鎚層群	新第三紀前期中新世	久万層群	徳山金峰山	128	108	石鎚	4	67
35	Dd_4	133.073	33.772	2534	360	76	高知	新第三紀中期中新世	石鎚層群	新第三紀前期中新世	久万層群	徳山金峰山	123	109	石鎚	3	319
36	Dd_5	133.121	33.778	2200	634	136	高知	新第三紀中期中新世	石鎚層群	新第三紀前期中新世	久万層群	徳山金峰山	127	108	石鎚	4	42
37	Yd_2	133.076	33.770	7135	2737	55	高知	新第三紀中期中新世	石鎚層群	新第三紀前期中新世	久万層群	徳山金峰山	123	109	石鎚	3	321
38	D1_12	133.070	33.874	669	308	38	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	白亜紀後期白亜紀	和泉層群	徳山金峰山	119	104	石鎚	14	349
39	D1_13	133.073	33.876	216	77	12	高知	新第三紀中期中新世	岩脈	白亜紀後期白亜紀	和泉層群	徳山金峰山	119	104	石鎚	14	351
40	Dy_0	133.325	33.985	655	52	2	高知	白亜紀後期白亜紀	領家深成変成コンプレックス（変成岩の原岩年代はジュラ紀）	白亜紀後期白亜紀	領家深成変成コンプレックス（変成岩の原岩年代はジュラ紀）	女亀山	120	148	石鎚	34	44
41	Dy_1	133.326	33.992	590	53	2	高知	白亜紀後期白亜紀	領家深成変成コンプレックス（変成岩の原岩年代はジュラ紀）	白亜紀後期白亜紀	領家深成変成コンプレックス（変成岩の原岩年代はジュラ紀）	女亀山	120	148	石鎚	34	44

表 3.4-14　抽出結果一覧：「剣山」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（° ）		サイズ			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	D_0	134.519	33.808	1819	1129	55	剣山	新生代古第三紀	室戸半島層群（中村層群）	中生代白亜紀	四万十川層群	大屋・轟	170	183	赤穂	107	171
2	D_1	134.502	33.811	439	269	45	剣山	新生代古第三紀	室戸半島層群（中村層群）	中生代白亜紀	四万十川層群	大屋・轟	170	183	赤穂	107	172

表 3.4-15　抽出結果一覧：「宇和島」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	Gs_0	132.533	32.708	281	269	91	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	-	-	四熊ヶ岳	171	151	石鎚	127	208
2	Gs_1	132.605	32.744	216	132	84	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	-	-	四熊ヶ岳	170	148	石鎚	120	206
3	Gs_2	132.570	32.745	336	153	178	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	-	-	四熊ヶ岳	168	149	石鎚	121	208
3	Gs_3	132.601	32.747	619	474	93	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	-	-	四熊ヶ岳	169	148	石鎚	120	206
4	Gs_4	132.622	32.749	88	75	98	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	-	-	四熊ヶ岳	170	147	石鎚	119	205
5	Gs_5	132.996	32.738	5426	3315	105	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	古第三紀漸新世～中新世前期	上部四万十層群	四熊ヶ岳	190	138	石鎚	111	186
5	Gs_6	132.555	32.728	5751	3694	169	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	-	-	四熊ヶ岳	169	150	石鎚	121	208
6	Gs_7	132.626	32.756	341	201	124	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	-	-	四熊ヶ岳	170	147	石鎚	118	205
7	Gs_8	132.551	32.757	176	140	78	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	-	-	四熊ヶ岳	166	149	石鎚	121	209
8	Gs_9	132.633	32.766	1248	581	41	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	古第三紀始新世～漸新世	上部四万十層群	四熊ヶ岳	169	147	石鎚	116	205
8	Gs_10	132.624	32.769	1214	835	85	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	-	-	四熊ヶ岳	168	147	石鎚	116	206
9	Gs_11	132.641	32.774	980	601	157	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	古第三紀始新世～漸新世	上部四万十層群	四熊ヶ岳	169	146	石鎚	116	205
10	Gs_12	132.665	32.798	6430	2926	78	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	古第三紀始新世～漸新世	上部四万十層群	四熊ヶ岳	167	145	石鎚	110	204
10	Qp_0	132.751	32.942	386	146	24	宇和島	新第三紀中新世	岩脈類	古第三紀漸新世～中新世前期	上部四万十層群	四熊ヶ岳	158	139	石鎚	95	203
11	Qp_1	132.742	32.948	1454	213	49	宇和島	新第三紀中新世	岩脈類	古第三紀漸新世～中新世前期	上部四万十層群	四熊ヶ岳	157	140	石鎚	94	204
12	Qp_2	132.757	32.951	1495	340	39	宇和島	新第三紀中新世	岩脈類	古第三紀漸新世～中新世前期	上部四万十層群	四熊ヶ岳	158	139	石鎚	93	203
12	Qp_3	132.787	32.961	437	332	18	宇和島	新第三紀中新世	岩脈類	古第三紀漸新世～中新世前期	上部四万十層群	四熊ヶ岳	159	138	石鎚	92	201
13	Qp_4	132.763	32.963	1596	341	49	宇和島	新第三紀中新世	岩脈類	古第三紀漸新世～中新世前期	上部四万十層群	四熊ヶ岳	157	139	石鎚	92	203
14	Qp_5	132.800	32.981	1030	570	129	宇和島	新第三紀中新世	岩脈類	古第三紀漸新世～中新世前期	上部四万十層群	四熊ヶ岳	158	137	石鎚	89	201
15	Po_0	132.573	33.043	507	293	59	宇和島	新第三紀中新世	岩脈類	白亜紀～古第三紀サントニアン～カンパニアン	四万十累層群	四熊ヶ岳	140	142	石鎚	92	216
15	G_0	132.640	33.095	1035	813	92	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	白亜紀～古第三紀サントニアン～カンパニアン	四万十累層群	四熊ヶ岳	138	139	石鎚	83	215
16	G_1	132.652	33.090	3696	2177	121	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	白亜紀～古第三紀サントニアン～カンパニアン	四万十累層群	四熊ヶ岳	140	139	石鎚	83	214
17	G_2	132.657	33.125	1156	437	56	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	白亜紀～古第三紀サントニアン～カンパニアン	四万十累層群	四熊ヶ岳	137	137	石鎚	80	215
17	G_3	132.635	33.198	6755	5104	119	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	白亜紀～古第三紀サントニアン	四万十累層群	四熊ヶ岳	129	136	石鎚	72	220
18	Gs_13	132.625	32.755	122	106	105	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	-	-	四熊ヶ岳	170	147	石鎚	118	205
19	Gs_14	132.623	32.750	113	94	42	宇和島	新第三紀中新世	花崗岩類	-	-	四熊ヶ岳	170	147	石鎚	119	205

表 3.4-16　抽出結果一覧：「窪川」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報			最寄りコールドロンの情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）	コールドロン名	コールドロンからの距離（km）	方位（度）
1	Gs_0	133.004	32.730	2530	1413	143	窪川	新第三紀中期中新世	深成岩類	第三紀暁新世ー前期中新世	PG1-N1	四熊ヶ岳	191	138	石鎚	112	185
2	Ga_0	133.013	32.732	2800	1162	133	窪川	新第三紀中期中新世	深成岩類	第三紀暁新世ー前期中新世	PG1-N1	四熊ヶ岳	192	137	石鎚	112	185
3	Gb_0	133.008	32.743	2624	1376	121	窪川	新第三紀中期中新世	深成岩類	第三紀暁新世ー前期中新世	PG1-N1	四熊ヶ岳	190	137	石鎚	111	185

表 3.4-17　抽出結果一覧：「久遠」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（° ）		サイズ			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）
1	D2_0	139.422	42.071	468	352	177	久遠	新第三紀中新世	岩脈	新第三紀中新世	千畳層	勝澗山	14	199
2	B_0	139.464	42.101	296	124	135	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層主部	勝澗山	11	180
3	B_1	139.466	42.109	325	116	148	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層主部	勝澗山	10	179
4	D2_1	139.411	42.110	208	186	94	久遠	新第三紀中新世	岩脈	新第三紀中新世	青苗川層松江玄武岩	勝澗山	10	212
5	B_2	139.466	42.112	460	152	146	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層主部	勝澗山	9	179
6	D2_2	139.411	42.113	219	183	87	久遠	新第三紀中新世	岩脈	新第三紀中新世	青苗川層松江玄武岩	勝澗山	10	213
7	A_0	139.418	42.119	287	153	8	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀鮮新世	米岡層	勝澗山	9	211
8	D1_0	139.512	42.126	576	170	63	久遠	白亜紀	岩脈	白亜紀	花崗岩類	勝澗山	9	145
9	B_3	139.440	42.128	291	170	74	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層主部	勝澗山	8	200
10	B_4	139.436	42.129	368	171	57	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層主部	勝澗山	8	203
11	P_0	139.490	42.133	420	137	166	久遠	新第三紀中新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層鳥頭川流紋岩	勝澗山	7	157
12	R2_0	139.423	42.137	326	200	63	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	白亜紀	花崗岩類	勝澗山	7	215
13	P_1	139.517	42.137	1,210	415	2	久遠	新第三紀中新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層鳥頭川流紋岩	勝澗山	8	138
14	P_2	139.490	42.146	475	143	17	久遠	新第三紀中新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層鳥頭川流紋岩	勝澗山	6	153
15	R2_1	139.933	42.149	317	173	150	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀鮮新世	長磯安山岩類	長磯	4	182
16	P_3	139.506	42.153	941	294	150	久遠	新第三紀中新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層鳥頭川流紋岩	勝澗山	6	135
17	P_4	139.515	42.156	353	174	144	久遠	新第三紀中新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層鳥頭川流紋岩	勝澗山	6	128
18	A_1	139.519	42.166	175	125	1	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	釣懸層	勝澗山	6	118
19	R1_0	139.480	42.162	1,670	968	145	久遠	新第三紀中新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層主部	勝澗山	4	154
20	R2_2	139.969	42.188	1,237	327	155	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	太櫓層及び臼別層	長磯	3	82
21	B_5	139.422	42.194	475	139	172	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	白亜紀	花崗岩類	勝澗山	3	268
22	R2_3	139.941	42.192	1,368	540	14	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	1	38
23	R2_4	139.934	42.193	1,212	470	12	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	1	0
24	R2_5	139.937	42.203	557	210	7	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	2	9
25	B_6	139.545	42.205	370	129	147	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	釣懸層	勝澗山	7	83
26	B_7	139.549	42.211	426	237	155	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	釣懸層	勝澗山	7	80
27	B_8	139.466	42.216	344	139	1	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	青苗川層主部	勝澗山	2	6
28	B_9	139.552	42.220	442	133	73	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	釣懸層	勝澗山	8	75
29	R2_6	139.922	42.227	447	155	8	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	太櫓層及び臼別層	長磯	5	345
30	B_10	139.559	42.228	462	164	144	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	釣懸層	勝澗山	9	71
31	R2_7	139.917	42.230	723	382	19	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	太櫓層及び臼別層	長磯	5	340
32	B_11	139.559	42.232	219	175	90	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	釣懸層	勝澗山	9	69
33	R2_8	139.844	42.232	708	170	7	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	太櫓層及び臼別層	長磯	9	298
34	R2_9	139.832	42.235	257	132	22	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	先白亜紀	-	長磯	10	297
35	R2_10	139.919	42.235	351	83	158	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	6	344
36	R2_11	139.838	42.237	269	147	78	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	先白亜紀	-	長磯	10	299
37	R2_12	139.848	42.236	563	176	25	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	9	301
38	B_12	139.889	42.243	565	135	36	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	8	323
39	R2_13	139.876	42.246	672	279	43	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	8	317
40	R2_14	139.927	42.217	6,600	1,117	173	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	太櫓層及び臼別層	長磯	4	348
41	R2_15	139.960	42.248	1,846	412	38	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	7	22
42	D1_1	139.784	42.254	379	102	32	久遠	白亜紀	岩脈	白亜紀	花崗岩類	長磯	15	295
43	R2_16	139.972	42.254	655	175	3	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	太櫓層及び臼別層	長磯	8	28
44	R2_17	139.953	42.251	1,440	428	22	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	8	16
45	R2_18	139.862	42.252	1,332	752	47	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	先白亜紀	-	長磯	10	314
46	R2_19	139.931	42.256	514	162	22	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	8	358
47	D1_2	139.785	42.259	335	118	54	久遠	白亜紀	岩脈	白亜紀	花崗岩類	長磯	15	297
48	R2_20	139.895	42.261	269	202	104	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀鮮新世	真駒内層及び館層	長磯	9	333
49	B_13	139.971	42.261	340	113	0	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	9	26
50	B_14	139.933	42.262	360	103	177	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	9	359
51	R2_21	139.805	42.259	1,224	283	135	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	太櫓層及び臼別層	長磯	14	300
52	B_15	139.967	42.263	485	129	178	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	9	22
53	R2_22	139.855	42.263	563	120	167	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	先白亜紀	-	長磯	11	315
54	R2_23	139.883	42.265	801	383	74	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	10	328
55	B_16	139.924	42.268	338	109	12	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	宮野玄武岩類	長磯	9	353
56	B_17	139.920	42.271	369	143	9	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	宮野玄武岩類	長磯	10	351
57	B_18	139.925	42.274	346	90	14	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	宮野玄武岩類	長磯	10	354
58	R2_24	139.793	42.276	226	141	4	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	16	303
59	D1_3	139.797	42.281	407	153	13	久遠	白亜紀	岩脈	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	16	305
60	R2_25	139.783	42.282	230	193	146	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	17	303
61	R2_26	139.791	42.285	939	187	58	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	16	305
62	R2_27	139.781	42.287	680	280	35	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	左俣川及び馬場川層	長磯	17	304
63	D1_4	139.777	42.291	415	138	20	久遠	白亜紀	岩脈	白亜紀	花崗岩類	長磯	18	304
64	D1_5	139.804	42.293	413	186	161	久遠	白亜紀	岩脈	白亜紀	花崗岩類	長磯	16	310
65	B_19	139.934	42.294	357	119	2	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	宮野玄武岩類	長磯	12	0
66	D1_6	139.778	42.305	519	152	22	久遠	白亜紀	岩脈	白亜紀	花崗岩類	長磯	19	308
67	D1_7	139.791	42.318	477	168	171	久遠	白亜紀	岩脈	白亜紀	花崗岩類	長磯	19	313
68	D1_8	139.793	42.322	480	160	156	久遠	白亜紀	岩脈	白亜紀	花崗岩類	長磯	19	315
69	A_2	139.892	42.329	420	70	170	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	小川峠層・貉岱層及び江差層	長磯	17	344
70	A_3	139.893	42.332	376	83	163	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	小川峠層・貉岱層及び江差層	長磯	17	345
71	R2_28	139.915	42.265	318	141	4	久遠	新第三紀鮮新世	岩脈類	新第三紀中新世	小川峠層・貉岱層及び江差層	長磯	9	347
72	D1_9	139.502	42.118	406	149	7	久遠	白亜紀	岩脈	白亜紀	花崗岩類	勝澗山	9	154
73	D1_10	139.507	42.112	425	175	150	久遠	白亜紀	岩脈	白亜紀	花崗岩類	勝澗山	10	153
74	D1_11	139.427	42.110	436	190	1	久遠	白亜紀	岩脈	白亜紀	藻内溶結凝灰岩類	勝澗山	10	203

表 3.4-18　抽出結果一覧：「室蘭」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）
1	An_0	140.199	42.023	1,198	249	9	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	黒松内層・館層及び室蘭層	砂蘭部岳	13	197
2	Po_0	140.290	42.028	475	181	1	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	先白亜紀	-	砂蘭部岳	13	154
3	Po_1	140.294	42.029	465	169	180	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	先白亜紀	-	砂蘭部岳	13	152
4	Po_2	140.293	42.036	552	252	27	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	先白亜紀	-	砂蘭部岳	12	151
5	Po_3	140.290	42.040	482	213	180	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	先白亜紀	-	砂蘭部岳	12	151
6	An_1	140.145	42.042	522	204	9	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	黒松内層・館層及び室蘭層	砂蘭部岳	13	223
7	Do_0	140.217	42.046	361	299	119	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	10	191
8	An_2	140.134	42.049	638	180	38	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	黒松内層・館層及び室蘭層	砂蘭部岳	13	228
9	An_3	140.162	42.052	549	157	1	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	黒松内層・館層及び室蘭層	砂蘭部岳	11	220
10	Do_1	140.075	42.056	621	575	19	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	16	242
11	Do_2	140.208	42.058	713	339	149	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	9	198
12	Do_3	140.202	42.061	675	220	31	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	9	203
13	Do_4	140.212	42.061	657	132	149	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	9	196
14	An_4	140.217	42.063	520	152	152	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	9	193
15	An_5	140.223	42.065	430	148	144	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	8	189
16	An_6	140.169	42.067	343	162	156	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	貫入岩	砂蘭部岳	10	222
17	An_7	140.176	42.066	1,277	268	132	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	貫入岩	砂蘭部岳	9	219
18	Do_5	140.074	42.066	1,793	777	41	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	16	245
19	Do_6	140.092	42.075	1,862	669	13	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	14	246
20	An_8	140.100	42.081	381	206	177	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	13	247
21	Po_4	140.183	42.080	3,937	3,853	162	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	8	221
22	An_9	140.273	42.097	829	279	63	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	6	138
23	An_10	140.216	42.099	581	359	112	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	5	205
24	An_11	140.171	42.099	460	163	158	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	7	238
25	An_12	140.181	42.099	670	290	5	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	6	233
26	An_13	140.199	42.101	428	406	168	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	5	223
27	An_14	140.115	42.097	1,473	334	170	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	11	250
28	An_15	140.075	42.103	465	184	92	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	14	257
29	An_16	140.247	42.104	1,337	300	133	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世中期	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	4	161
30	An_17	140.233	42.107	829	397	68	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	4	184
31	An_18	140.086	42.110	1,466	247	174	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	13	259
32	Po_5	140.311	42.112	2,008	1,460	88	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	7	110
33	An_19	140.022	42.119	263	251	3	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世後期	黒松内層・館層及び室蘭層	長磯	10	126
34	Do_7	140.271	42.122	552	347	18	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	4	116
35	An_20	140.172	42.125	409	135	31	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	5	257
36	An_21	140.169	42.126	405	142	26	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	6	259
37	An_22	140.459	42.124	1,622	419	131	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	濁川カルデラ	1	73
38	Do_8	140.213	42.130	420	231	1	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	黒松内層・館層及び室蘭層	砂蘭部岳	2	247
39	An_23	140.188	42.134	468	171	4	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	4	264
40	Do_9	140.304	42.133	759	169	165	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	6	95
41	Do_10	140.300	42.133	817	225	174	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	5	95
42	Do_11	140.308	42.135	1,182	209	175	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	6	93
43	Do_12	140.324	42.138	642	246	162	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	7	91
44	Do_13	140.313	42.132	2,278	304	177	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	7	95
45	Do_14	140.321	42.137	1,235	274	166	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	7	91
46	An_24	140.195	42.152	471	155	152	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	黒松内層・館層及び室蘭層	砂蘭部岳	4	288
47	An_25	140.101	42.157	470	272	51	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	11	277
48	An_26	140.127	42.161	1,059	258	48	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	9	281
49	An_27	140.112	42.165	571	208	54	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	11	282
50	Po_6	140.142	42.166	952	571	163	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	8	286

表 3.4-18　抽出結果一覧：「室蘭」図幅（続き）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）
51	Do_15	140.100	42.166	1,121	305	179	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	12	281
52	Po_7	140.136	42.169	544	357	45	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	9	287
53	An_28	140.095	42.171	255	137	4	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	12	283
54	Po_8	140.127	42.171	902	473	147	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	10	286
55	An_29	140.113	42.175	452	217	136	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	11	286
56	Do_16	140.324	42.175	663	643	43	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	8	68
57	Do_17	140.008	42.180	726	226	89	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	白亜紀	花崗岩類	長磯	6	93
58	Po_9	140.176	42.175	1,796	937	30	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	6	301
59	Do_18	140.129	42.180	1,179	310	55	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	10	291
60	Po_10	140.150	42.181	839	625	153	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	8	296
61	An_30	140.003	42.182	715	247	54	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	白亜紀	花崗岩類	長磯	6	91
62	An_31	140.127	42.184	575	232	55	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	10	293
63	Do_19	140.353	42.183	492	316	180	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	濁川カルデラ	10	304
64	An_32	140.116	42.184	437	216	175	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	11	291
65	An_33	140.009	42.189	655	241	66	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	白亜紀	花崗岩類	長磯	6	86
66	An_34	140.110	42.190	482	187	29	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	12	292
67	Do_20	140.003	42.191	978	289	70	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	白亜紀	花崗岩類	長磯	6	84
68	Do_21	140.076	42.190	799	188	177	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	長磯	12	87
69	Do_22	140.320	42.195	491	482	164	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	9	57
70	Do_23	140.114	42.198	531	210	137	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	12	296
71	Po_11	140.082	42.202	1,301	522	90	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	長磯	12	83
72	Do_24	140.089	42.207	480	194	149	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	長磯	13	81
73	Do_25	140.318	42.206	1,117	357	114	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	10	51
74	An_35	140.109	42.209	251	190	3	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	13	299
75	Po_12	140.078	42.211	1,205	577	95	室蘭	新第三紀中新世	貫入岩	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	長磯	12	79
76	Do_26	140.028	42.213	473	184	146	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	白亜紀	花崗岩類	長磯	8	72
77	Do_27	140.023	42.214	421	156	141	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	白亜紀	花崗岩類	長磯	8	71
78	Do_28	140.318	42.214	1,042	436	119	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	11	48
79	An_36	140.083	42.215	840	345	43	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	長磯	13	78
80	Do_29	140.283	42.220	602	327	179	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	10	31
81	An_37	140.073	42.220	1,138	660	97	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	長磯	12	75
82	An_38	140.055	42.217	2,350	402	143	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	先白亜紀	-	長磯	11	75
83	An_39	140.051	42.243	746	266	1	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	福山層及び臼別層	長磯	12	63
84	An_40	140.212	42.261	454	307	71	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	14	349
85	Do_30	140.205	42.266	334	236	89	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	14	347
86	Do_31	140.004	42.261	1,486	216	2	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世前期	福山層及び臼別層	長磯	10	42
87	Do_32	140.224	42.271	933	255	25	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	15	355
88	Do_33	140.212	42.271	945	382	17	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	15	350
89	Do_34	140.221	42.273	1,836	263	26	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	15	354
90	An_41	140.042	42.285	736	380	139	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世後期	黒松内層・館層及び室蘭層	長磯	14	47
91	Do_35	140.220	42.285	867	165	14	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	16	354
92	Do_36	140.225	42.288	736	236	20	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	17	356
93	Do_37	140.218	42.291	1,316	169	5	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	17	354
94	Do_38	140.208	42.283	3,191	481	13	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	16	349
95	An_42	140.052	42.299	911	372	34	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	第四紀更新世	熱郛火山灰及びオチャラッペ火山灰	長磯	16	45
96	Do_39	140.230	42.298	1,145	250	5	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	18	358
97	Do_40	140.221	42.300	914	172	179	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	18	355
98	An_43	140.067	42.300	1,205	259	33	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	黒松内層・館層及び室蘭層	長磯	17	49
99	Do_41	140.228	42.303	666	165	4	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	18	358
100	Do_42	140.229	42.315	1,355	177	5	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	20	358

表 3.4-18　抽出結果一覧：「室蘭」図幅（続き）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報		
		経度	緯度	長径（m）	短径（m）	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）
101	Do_43	140.214	42.328	603	201	7	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	21	354
102	Do_44	140.229	42.332	590	192	16	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	21	358
103	Do_45	140.235	42.333	551	171	10	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	21	0
104	Do_46	140.241	42.335	586	185	9	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	八雲層及び江差層	砂蘭部岳	22	2
105	Do_47	140.242	42.343	509	163	1	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	23	2
106	An_44	140.054	42.347	609	208	166	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	黒松内層・館層及び室蘭層	長磯	21	36
107	An_45	140.221	42.353	386	112	16	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	24	356
108	An_46	140.071	42.351	910	462	168	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	黒松内層・館層及び室蘭層	長磯	22	39
109	Do_48	140.215	42.356	481	189	22	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	24	355
110	An_47	140.249	42.371	386	158	11	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	26	3
111	Do_49	140.245	42.374	529	185	10	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	26	2
112	Do_50	140.224	42.377	458	129	13	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	26	357
113	Do_51	140.227	42.377	327	132	0	室蘭	新第三紀鮮新世	瀬棚層・美和層及び留ノ沢層	新第三紀中新世	調縫層・左俣川層・幌別層及び豊浦層	砂蘭部岳	26	358

表 3.4-19　抽出結果一覧：「尻屋崎」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ（m）			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報		
		緯度	経度	長径	短径	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）
1	Ba_0	141.003	41.718	1,425	805	63	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	銭亀	13	98
2	Ba_1	141.011	41.729	1,264	154	44	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	銭亀	13	94
3	Ba_2	141.008	41.730	1,462	160	38	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	銭亀	13	93
4	Ba_3	140.999	41.734	1,076	242	145	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	銭亀	12	92
5	Ba_4	141.008	41.735	1,108	552	60	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	銭亀	13	91
6	Ba_5	141.087	41.764	1,310	661	42	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	木直層	恵山	8	243
7	Ba_6	141.005	41.772	853	282	137	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	恵山丸山	11	228
8	Pq_0	141.034	41.779	1,033	120	33	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	9	219
9	Ba_7	141.077	41.779	962	146	25	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	恵山	8	254
10	Ba_8	141.024	41.778	1,341	317	175	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	恵山丸山	10	223
11	Ba_9	141.019	41.783	962	258	1	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	恵山丸山	10	227
12	Ba_10	140.999	41.784	1,049	393	146	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	恵山丸山	11	234
13	Pq_1	141.051	41.787	1,200	123	41	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	8	213
14	Pq_2	141.057	41.788	1,429	192	32	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	8	209
15	Ba_11	141.077	41.791	1,127	227	1	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	恵山丸山	7	195
16	Pq_3	141.037	41.799	783	101	35	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	7	227
17	Ba_12	141.029	41.799	1,114	142	32	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	8	230
18	Pq_4	141.035	41.800	821	88	31	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	7	228
19	Ba_13	140.998	41.805	1,222	363	0	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	恵山丸山	9	244
20	Ba_14	141.026	41.807	676	360	168	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	恵山丸山	7	236
21	Pq_5	141.052	41.808	898	132	38	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	6	223
22	Pq_6	141.045	41.809	1,355	237	27	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	6	228
23	Pq_7	141.055	41.814	700	89	39	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	5	225
24	Pq_8	141.033	41.816	927	137	69	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	6	239
25	Pq_9	141.039	41.812	1,742	601	44	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	6	233
26	Pq_10	141.054	41.817	428	110	38	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	5	228
27	Ba_15	141.027	41.821	696	79	30	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	7	245
28	Ba_16	141.022	41.822	837	129	26	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	7	247
29	Pq_11	141.030	41.828	397	75	36	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	6	249
30	Ba_17	141.027	41.827	602	118	30	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	6	249
31	Pq_12	141.024	41.830	493	93	40	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	中生代	戸井層	恵山丸山	6	253
32	Ba_18	141.007	41.834	996	244	154	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	恵山丸山	7	258
33	Ba_19	141.000	41.833	1,454	563	180	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	恵山丸山	8	258
34	Ba_20	141.057	41.837	756	203	163	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	汐泊川層	恵山丸山	3	248
35	Ba_21	141.003	41.884	678	128	10	尻屋崎	新第三紀中新世	木直層	新第三紀中新世	川汲層	恵山丸山	8	290

表 3.4-20　抽出結果一覧：「函館及び渡島大島」図幅

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ（m）			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報		
		経度	緯度	長径	短径	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）
1	B1_0	140.223	41.431	388	93	164	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	調縫層・川汲層など	知内	18	233
2	B1_1	140.221	41.436	475	99	167	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	調縫層・川汲層など	知内	17	235
3	B1_2	140.200	41.438	553	454	174	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	吉岡層及び湯ノ岱層	知内	18	239
4	B1_3	140.188	41.445	533	175	38	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	19	242
5	B1_4	140.211	41.444	782	388	147	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	17	239
6	B1_5	140.214	41.447	450	175	164	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	調縫層・川汲層など	知内	17	239
7	B1_6	140.132	41.465	751	127	25	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	22	252
8	B1_7	140.133	41.476	1,261	177	18	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	21	254
9	B1_8	140.203	41.548	1,195	188	47	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	14	272
10	B1_9	140.076	41.644	1,438	226	20	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	27	289
11	B1_10	140.069	41.646	1,735	359	25	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	28	289
12	B1_11	140.226	41.665	498	190	4	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	18	310
13	B1_12	140.191	41.711	463	200	174	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	24	313
14	B1_13	140.966	41.712	1,253	427	86	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	三畳紀ージュラ紀	上磯層群・戸井層及び長浜層	銭亀	10	103
15	B1_14	140.950	41.717	546	240	179	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	三畳紀ージュラ紀	上磯層群・戸井層及び長浜層	銭亀	9	103
16	B1_15	140.957	41.718	715	173	129	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	三畳紀ージュラ紀	上磯層群・戸井層及び長浜層	銭亀	9	101
17	B1_16	140.994	41.720	459	316	92	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	12	98
18	B1_17	140.956	41.724	746	201	143	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	三畳紀ージュラ紀	上磯層群・戸井層及び長浜層	銭亀	9	98
19	B2_0	140.546	41.727	586	139	26	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	磯谷川火砕岩類	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	函館山	14	258
20	B2_1	140.574	41.744	1,028	302	110	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	磯谷川火砕岩類	新第三紀鮮新世	館層など	函館山	11	263
21	B2_2	140.553	41.747	1,441	723	107	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	磯谷川火砕岩類	新第三紀鮮新世	館層など	函館山	13	265
22	B2_3	140.568	41.750	553	184	3	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	磯谷川火砕岩類	新第三紀鮮新世	館層など	函館山	11	266
23	B1_18	140.065	41.755	1,373	407	15	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	35	305
24	B1_19	140.069	41.762	651	182	176	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	35	306
25	B1_20	140.491	41.768	1,078	328	11	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	函館山	18	272
26	B1_21	140.386	41.770	1,297	556	10	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	知内	25	4
27	B1_22	140.991	41.777	937	170	169	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	恵山丸山	12	234
28	B1_23	140.345	41.785	390	135	144	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	福山層	知内	27	354
29	B1_24	140.165	41.786	568	332	160	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	知内	32	320
30	B1_25	140.158	41.786	910	632	9	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	知内	32	319
31	B1_26	140.364	41.791	385	133	168	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	石炭紀ー三畳紀	松前層群	木地挽山	27	236
32	B1_27	140.280	41.791	357	162	143	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	石炭紀ー三畳紀	松前層群	知内	29	340
33	B1_28	140.966	41.790	1,061	218	153	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	11	66
34	B1_29	140.872	41.794	832	304	6	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	6	21
35	B1_30	140.877	41.800	547	76	179	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	7	23
36	B1_31	140.881	41.802	722	141	2	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	7	25
37	B1_32	140.885	41.804	442	214	134	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	8	28
38	B1_33	140.284	41.806	312	181	160	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	石炭紀ー三畳紀	松前層群	知内	30	342
39	B1_34	140.987	41.807	1,191	248	132	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	恵山丸山	10	247
40	B1_35	140.922	41.810	578	162	0	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	三畳紀ージュラ紀	上磯層群・戸井層及び長浜層	銭亀	10	45
41	B1_36	140.982	41.804	4,071	1,126	147	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	恵山丸山	11	247
42	B1_37	140.986	41.816	2,868	766	148	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	恵山丸山	10	251
43	B1_38	140.287	41.827	346	172	151	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	石炭紀ー三畳紀	松前層群	木地挽山	30	248
44	B1_39	140.932	41.825	1,401	212	157	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	12	43
45	B1_40	140.866	41.817	3,875	736	5	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	9	11
46	B1_41	140.964	41.826	1,486	383	148	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	恵山丸山	11	259
47	B1_42	140.947	41.830	1,065	227	148	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	恵山丸山	12	262
48	B1_43	140.924	41.823	2,255	553	165	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	11	41
49	B1_44	140.856	41.832	808	191	20	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	10	3
50	B1_45	140.860	41.832	937	182	15	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	10	6

表 3.4-20　抽出結果一覧：「函館及び渡島大島」図幅（続き）

No.	ID	位置（重心位置）（°）		サイズ（m）			地質図幅名	時代	岩石名	岩脈が貫入している地層情報		最寄り火山の情報		
		経度	緯度	長径	短径	方向（度）				時代	地層名など	火山名	火口からの距離（km）	方位（度）
51	B1_46	140.994	41.835	597	290	131	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	恵山丸山	8	260
52	B1_47	140.957	41.827	2,534	396	155	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	恵山丸山	12	260
53	B1_48	140.939	41.828	2,461	513	155	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	12	45
54	B1_49	140.568	41.837	760	189	35	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	木地挽山	13	196
55	B1_50	140.942	41.840	717	311	132	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	恵山丸山	13	265
56	B1_51	140.881	41.832	2,662	289	160	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	11	18
57	B1_52	140.881	41.821	4,323	1,742	1	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	9	20
58	B1_53	140.895	41.822	4,480	1,037	176	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	10	28
59	B1_54	140.956	41.841	2,220	452	155	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	恵山丸山	11	266
60	B1_55	140.900	41.851	1,117	206	135	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	13	24
61	B1_56	140.868	41.850	1,167	205	172	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	12	9
62	B1_57	140.855	41.859	900	107	178	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	横津岳	11	133
63	B1_58	140.875	41.856	2,178	275	159	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	横津岳	12	128
64	B1_59	140.916	41.861	918	185	162	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	銭亀	15	28
65	B1_60	140.786	41.866	641	137	176	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	横津岳	8	168
66	B1_61	140.973	41.861	1,805	256	173	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	調縫層・川汲層など	恵山丸山	10	274
67	B1_62	140.966	41.863	1,705	386	161	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	調縫層・川汲層など	恵山丸山	11	275
68	B1_63	140.981	41.870	1,681	279	169	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世後期	厚沢部層など	恵山丸山	9	279
69	B1_64	140.954	41.882	1,298	210	155	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	調縫層・川汲層など	恵山丸山	12	282
70	B1_65	140.932	41.860	8,631	6,312	156	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	恵山丸山	13	273
71	B1_66	140.916	41.905	636	123	176	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	調縫層・川汲層など	横津岳	12	103
72	B1_67	140.886	41.911	1,297	189	177	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	調縫層・川汲層など	横津岳	10	103
73	B1_68	140.946	41.907	2,827	578	156	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世後期	厚沢部層など	恵山丸山	14	291
74	B1_69	140.954	41.912	1,708	532	139	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世中期	調縫層・川汲層など	恵山丸山	13	293
75	B1_70	140.932	41.920	775	157	35	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	調縫層・川汲層など	横津岳	13	96
76	B1_71	140.463	41.920	1,060	174	168	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	木地挽山	12	257
77	B1_72	140.928	41.928	467	117	2	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	横津岳	13	93
78	B1_73	140.911	41.931	881	334	173	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	調縫層・川汲層など	横津岳	12	93
79	B1_74	140.917	41.929	1,777	389	170	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	調縫層・川汲層など	横津岳	12	93
80	B1_75	140.515	41.941	393	122	23	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	木地挽山	7	263
81	B1_76	140.521	41.943	355	138	117	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	木地挽山	7	264
82	B1_77	140.535	41.947	1,251	274	109	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	木地挽山	6	266
83	B1_78	140.927	41.945	2,630	603	2	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	横津岳	13	87
84	B1_79	140.923	41.957	295	176	57	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	横津岳	13	83
85	B1_80	140.307	41.995	1,700	197	4	函館及び渡島大島	新第三紀鮮新世	厚沢部層など	新第三紀中新世	木古内層・戸田川層・汐川層など	渡島毛無山	17	241
86	Oc_0	139.349	41.516	2,507	2,009	82	函館及び渡島大島	完新世	渡島大島火山中央火口丘及び寄生火山	完新世	渡島大島火山西山外輪山	渡島大島	2	289

引用文献

Ishihara, S. and Imaoka, T., A Proposal od Caldera-Related Genesisi for the Roseki Deposits in the Mitsuishi Mining Area, Southwest Japan, Resource Geology, vol.49, no.3, pp.157-162, 1999.

石川敦代, 小室裕明, 岡山県中央部柵原地域の白亜紀コールドロン, 島根大学地球資源環境学研究報告, 34, pp.51～58, 2016.

佐藤英一, 今岡照喜, 板谷徹丸, 岡山県北西部, 白亜紀新見コールドロン, 地質学論集, 第 53 号, pp.189-198, 1999.

佐藤大介, 山元孝広, 高木哲一, 播州赤穂地域の地質, 地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅, 岡山（12）第 69 号, NI–53–20–12, 2016.

沢田順弘, 島根県出雲市南方地域の地質, 地質学雑誌, 第 84 巻, 第 3 号, pp.111-130, 1978.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 剣山（20 万分の 1 地質図幅）, 1969.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 尻屋崎（20 万分の 1 地質図幅）, 1972.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 鳥取（20 万分の 1 地質図幅）, 1974.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 久遠（20 万分の 1 地質図幅）, 1979.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 姫路（20 万分の 1 地質図幅）, 1981.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 松江及び大社（20 万分の 1 地質図幅）, 1982.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 室蘭（20 万分の 1 地質図幅）, 1983.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 函館及び渡島大島（20 万分の 1 地質図幅）, 1984.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 浜田（20 万分の 1 地質図幅）, 1988.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 宇和島（20 万分の 1 地質図幅）, 1989.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 広島（20 万分の 1 地質図幅）, 1989.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 福岡（20 万分の 1 地質図幅）, 1993.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 徳島（20 万分の 1 地質図幅）（第 2 版）, 1995.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 高梁（20 万分の 1 地質図幅）, 1996

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 岡山及び丸亀（20 万分の 1 地質図幅）, 2002.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 窪川（20 万分の 1 地質図幅）, 2006.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 小串（20 万分の 1 地質図幅）, 2006.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 山口及び見島（20 万分の 1 地質図幅）, 2007.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 中津（20 万分の 1 地質図幅）, 2009.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 西郷（20 万分の 1 地質図幅）, 2010.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 松山（20 万分の 1 地質図幅）（第 2 版）, 2016.

産業技術総合研究所地質調査総合センター, 高知（20 万分の 1 地質図幅）（第 2 版）, 2018.

歌田　実, 山陰地方西部の古第三紀コールドロンにおける火山岩類および火山砕屑岩類の変質作用, 地質学雑誌, 第 112 巻, 第 6 号, pp.415-429, 2006.

吉田武義, 村田　守, 山路　敦, 石鎚コールドロンの形成と中新世テクトニクス, 地質学論集, 第 42 号, pp.297-349, 1993.

吉田健司, 高橋厳己, 今岡照喜, 山口県北西部の白亜紀白滝山コールドロン：非解消陥没の例, 地質学雑誌, 第 115 巻, 第 12 号, pp.643-657, 2009.

空白ページ

深部流体の微生物解析で用いた解析方法

令和 4 年 3 月

一般財団法人 電力中央研究所

微生物解析方法

1) 採水

微生物解析用の試料は、オートクレーブ滅菌（121℃、20 分）済みの 500 mL パイレックスもしくは 2L アイボーイに採取した。採取した地下水に鉄イオンが多く含まれる場合、還元環境にあった地下水が大気に暴露されることにより遊離していた鉄イオンが析出し、以降の解析を阻害することが考えられる。そのため、採水後直ちに簡易的に鉄濃度の測定を行い、濃度に応じて EDTA を添加することで鉄イオンの析出を抑制した（Nagaosa et al., 2008）。採取した試料は、冷暗状態で実験室へ輸送した。

2) 蛍光顕微鏡観察

微生物数の計数は Total direct counts（TDC; Porter and Feig, 1980）法を用いた。採取した試料はグルタルアルデヒドを用いて最終濃度 1%で固定し、分析までの間冷蔵保存した。試料を孔径 0.2 µm のアイソポアメンブレンフィルター（Merck, Darmstadt, German）にろ過し、最終濃度 0.01 µg/mL の 4,6-diamidino-2-phenylinedole（DAPI）で 10 分染色しオールインワン蛍光顕微鏡（BZ-X800, KEYENCE）で観察し、各フィルター300 細胞以上を計数した。計数は各試料 3 連で実施し、1 試料当たりの微生物数の標準偏差を求めた。

3) 遺伝子解析

微生物群集構成の評価は 16S rRNA 遺伝子を対象とした次世代シーケンサーiSeq100 を用いた遺伝子解析（next generation sequencing; NGS）を行った。試料 2～10L を孔径 0.2 µm のメンブレンフィルター（Merck）にろ過し、解析までの間冷凍保存した。DNA 抽出は PowerWater DNA Isolation kit（Qiagen, Hilden, Germany）により行った。抽出した DNA の濃度を Qubit 1.0（dsDNA HS Assay kit; Thermo Fisher Scientific）により測定した。抽出した DNA をテンプレートとして使用して、16S rRNA 遺伝子の V4 領域（320 bp）に特異的なプライマーである 515f/806r を用いて 2-step tailed PCR 法（Caporaso et al., 2011）によってライブラリーを作成し、Miseq platform（Illumina, San Diego, CA, USA）によりペアエンドシーケンスを行った。First PCR および Second PCR の反応溶液、反応条件は図 S1 にまとめた。試料の調整は 16S Metagenomic Sequencing Library Preparation および iSeq 100 Sequencing System Guide（Illumina）に従い、次世代シーケンサーiSeq 100（Illumina）を用いて、2×300 bp の条件でシーケンシングを行った。得られたリードのクオリティおよびキメラチェックを行い、群集構成解析に用いた。系統推定は RefSeq RDP 16S v3 Database を用いて BaseSpace Sequence Hub（Illumina）によって行った。

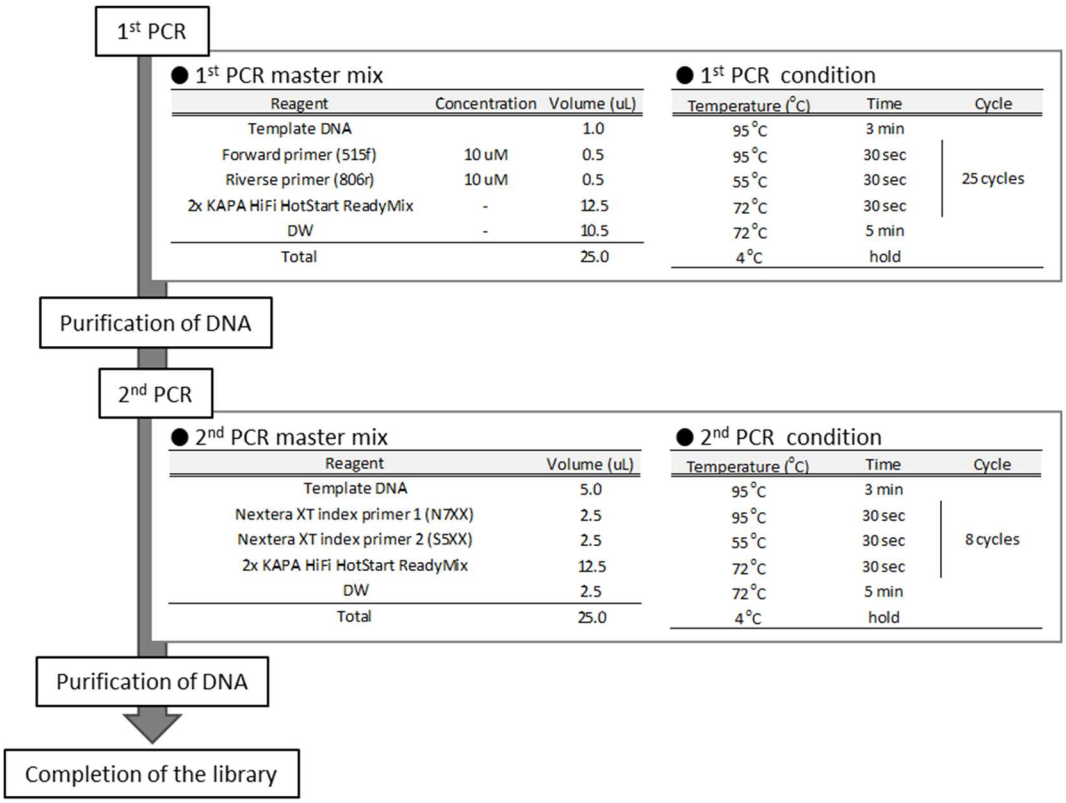


図 S1　PCR 条件

引用文献

Caporaso, J.G., Lauber, C.L., Walters, W.A., Berg-Lyons, D., Lozupone, C.A., Turnbaugh, P.J., Fierer, N., Knight, R., Global patterns of 16S rRNA diversity at a depth of millions of sequences per sample, Proceedings of the national academy of sciences, vol.108(Supplement 1), pp.4516-4522, 2011.

Nagaosa, K., Maruyama, T., Welikala, N., Yamashita, Y., Saito, Y., Kato, K., Fortin, D., Nanba, K., Miyasaka, I. and Fukunaga, S., Active Bacterial Populations and Grazing Impact Revealed by an In Situ Experiment in a Shallow Aquifer, Geomicrobiology Journal, vol.25(3-4), pp.131-141, 2008.

Sasaki, K., Morita, M., Hirano, S. I., Ohmura, N. and Igarashi, Y., Effect of adding carbon fiber textiles to methanogenic bioreactors used to treat an artificial garbage slurry, Journal of bioscience and bioengineering, vol.108(2), pp.130-135, 2009.

空白ページ

機械学習を用いた活断層と非活断層の分類に関する研究における断層ガウジの鉱物・化学分析データ

令和 4 年 3 月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

図リスト

図 1　XRD チャート（貝月山花崗岩地域：その 1）
図 2　XRD チャート（貝月山花崗岩地域：その 2）
図 3　XRD チャート（阿寺断層及び 1997 年長野県西部地震震源域）
図 4　XRD チャート（敦賀断層）
図 5　XRD チャート（MBC 及び S-14 シリーズ）
図 6　XRD チャート（Ina_F, HT, YMD シリーズ）

表リスト

表 1　試料リスト（貝月山花崗岩地域）
表 2　粉末 XRD 分析結果（貝月山花崗岩地域）
表 3　主成分元素分析結果（貝月山花崗岩地域）
表 4　微量元素分析結果（貝月山花崗岩地域）
表 5　試料リスト（塩ノ平、岩国、阿寺断層及び 1997 年長野県西部地震震源域）
表 6　粉末 XRD 分析結果（塩ノ平、岩国、阿寺断層及び 1997 年長野県西部地震震源域）
表 7　主成分元素分析結果（塩ノ平、岩国、阿寺断層及び 1997 年長野県西部地震震源域）
表 8　微量元素分析結果（塩ノ平、岩国、阿寺断層及び 1997 年長野県西部地震震源域）
表 9　粉末 XRD 分析結果（もんじゅ敷地内及び周辺の破砕帯）
表 10　主成分元素分析結果（もんじゅ敷地内及び周辺の破砕帯）
表 11　微量元素分析結果（もんじゅ敷地内及び周辺の破砕帯）
表 12　粉末 XRD 分析結果（敦賀断層、白木-丹生断層、山田断層、伊那谷の断層）

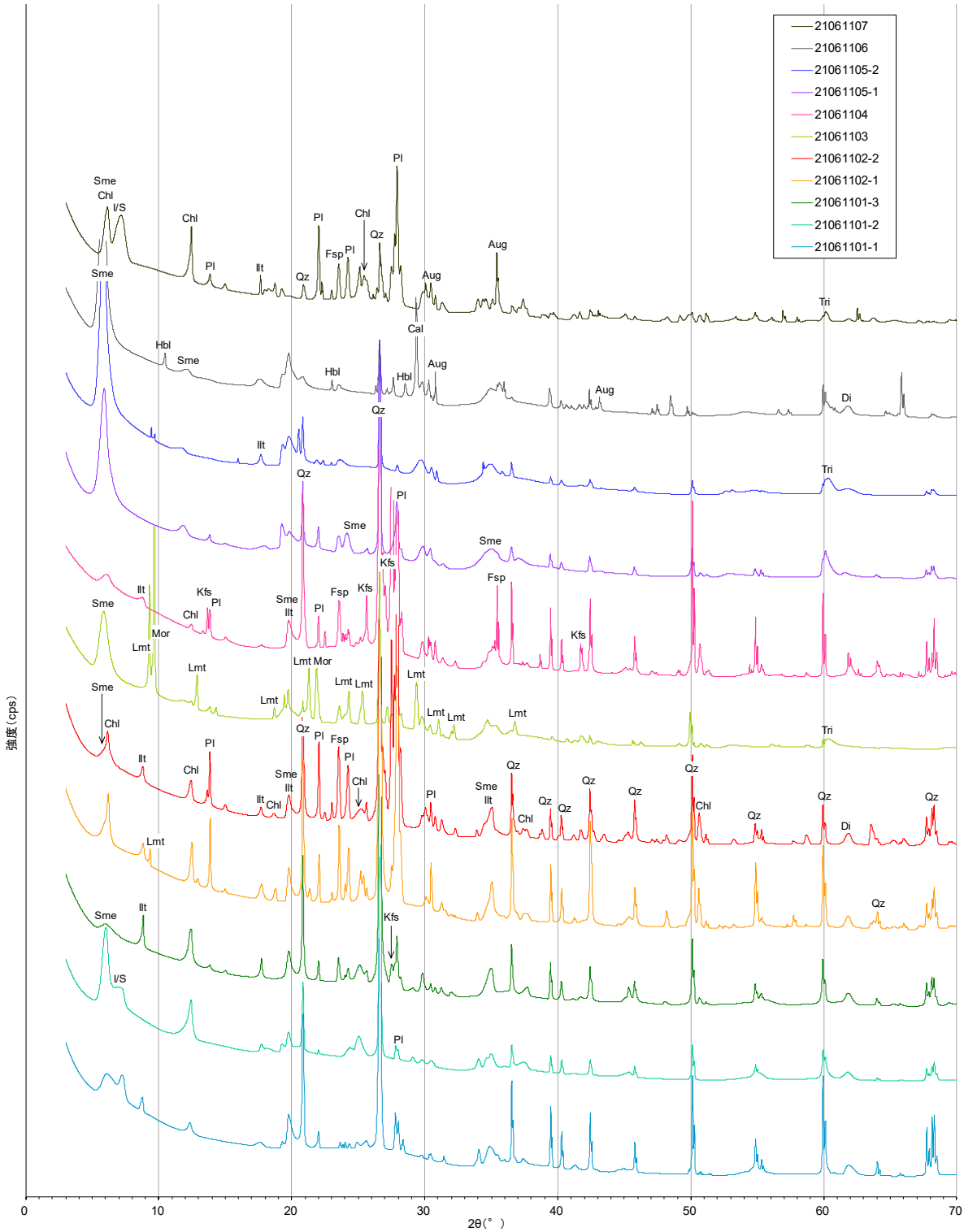


図 1　XRD チャート（貝月山花崗岩地域：その 1）

Aug: Augite, Cal: Calcite, Chl: Chlorite, Fsp: Feldspar, Hbl: Hornblende, I/S: Illite/smectite interstratified mineral, Ilt: Illite. Kfs: K-feldsper, Lmt: Laumontite, Mor: Mordenite, Pl: Plagioclase, Qz: Quartz, Sme: Smectite, Di: 二八面体型粘土鉱物, Tri: 三八面体型粘土鉱物.

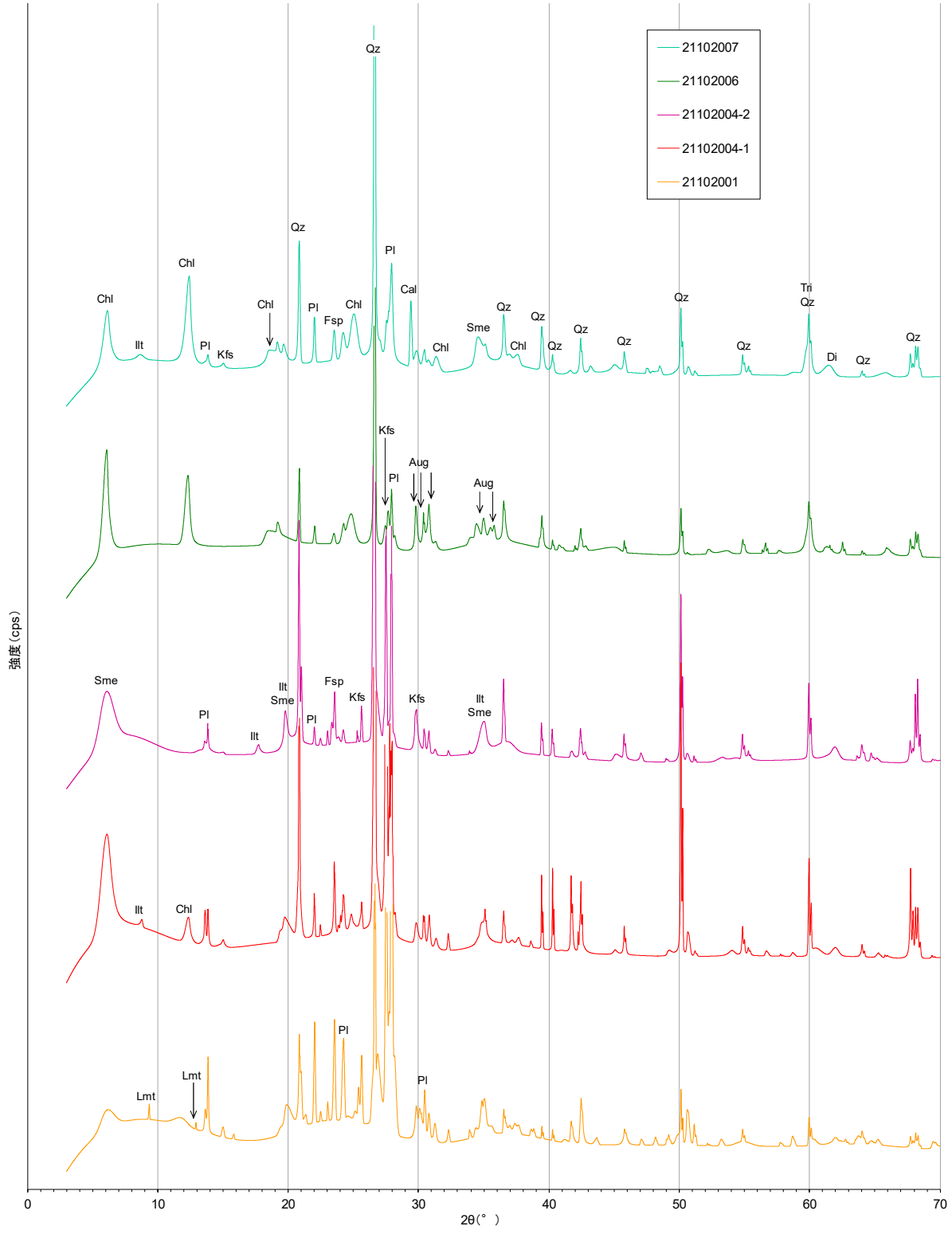


図 2　XRD チャート（貝月山花崗岩地域：その 2）

ナイフエッジを付けて測定したため、低角側の強度が低く抑えられている。鉱物名の略称は図 1 に同じ。

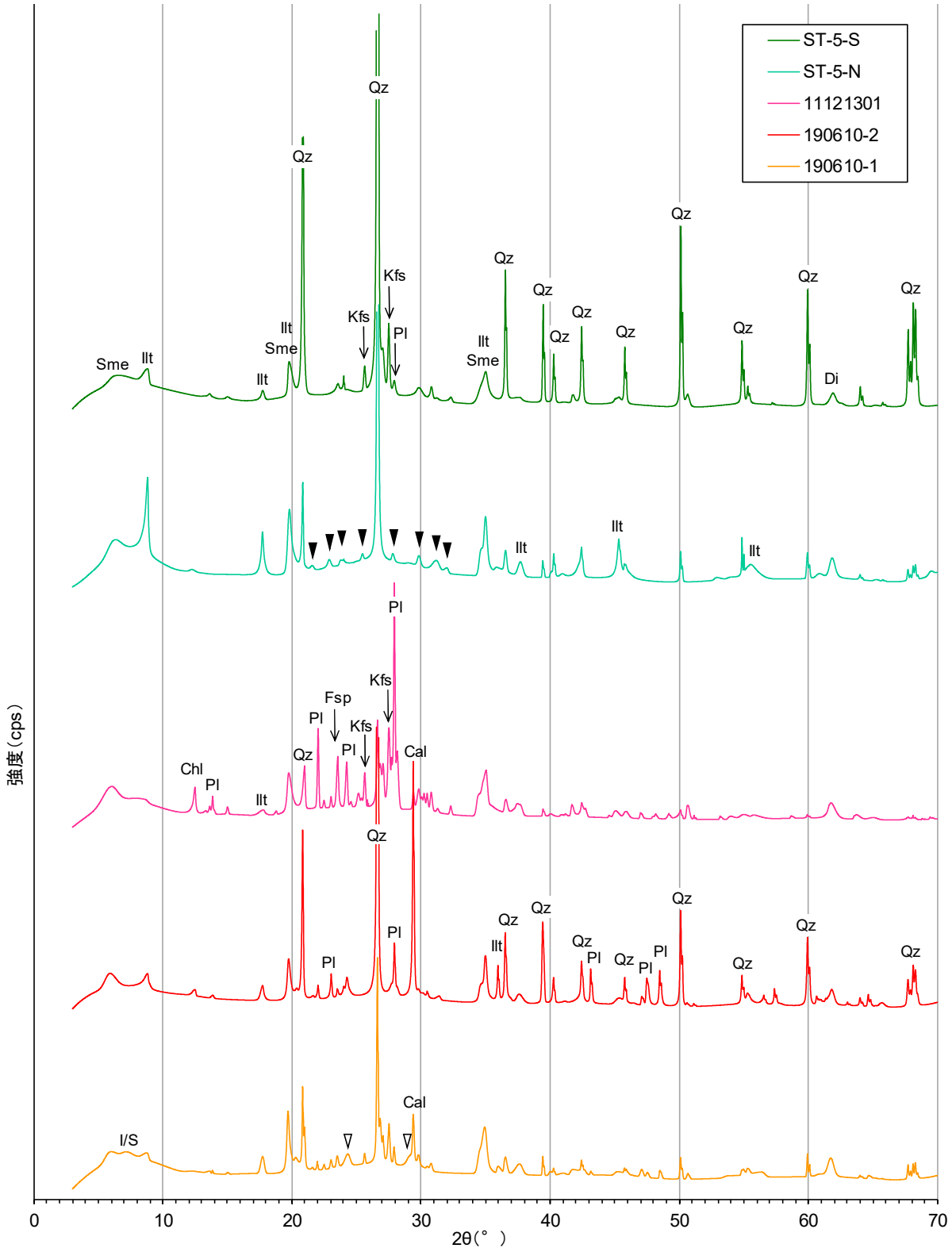


図 3　XRD チャート（阿寺断層及び 1997 年長野県西部地震震源域）
ナイフエッジを付けて測定したため、低角側の強度が低く抑えられている。黒三角は $2M_1$ ポリタイプ、白三角は 1M ポリタイプのイライトのピークを示す。鉱物名の略称は図 1 に同じ。

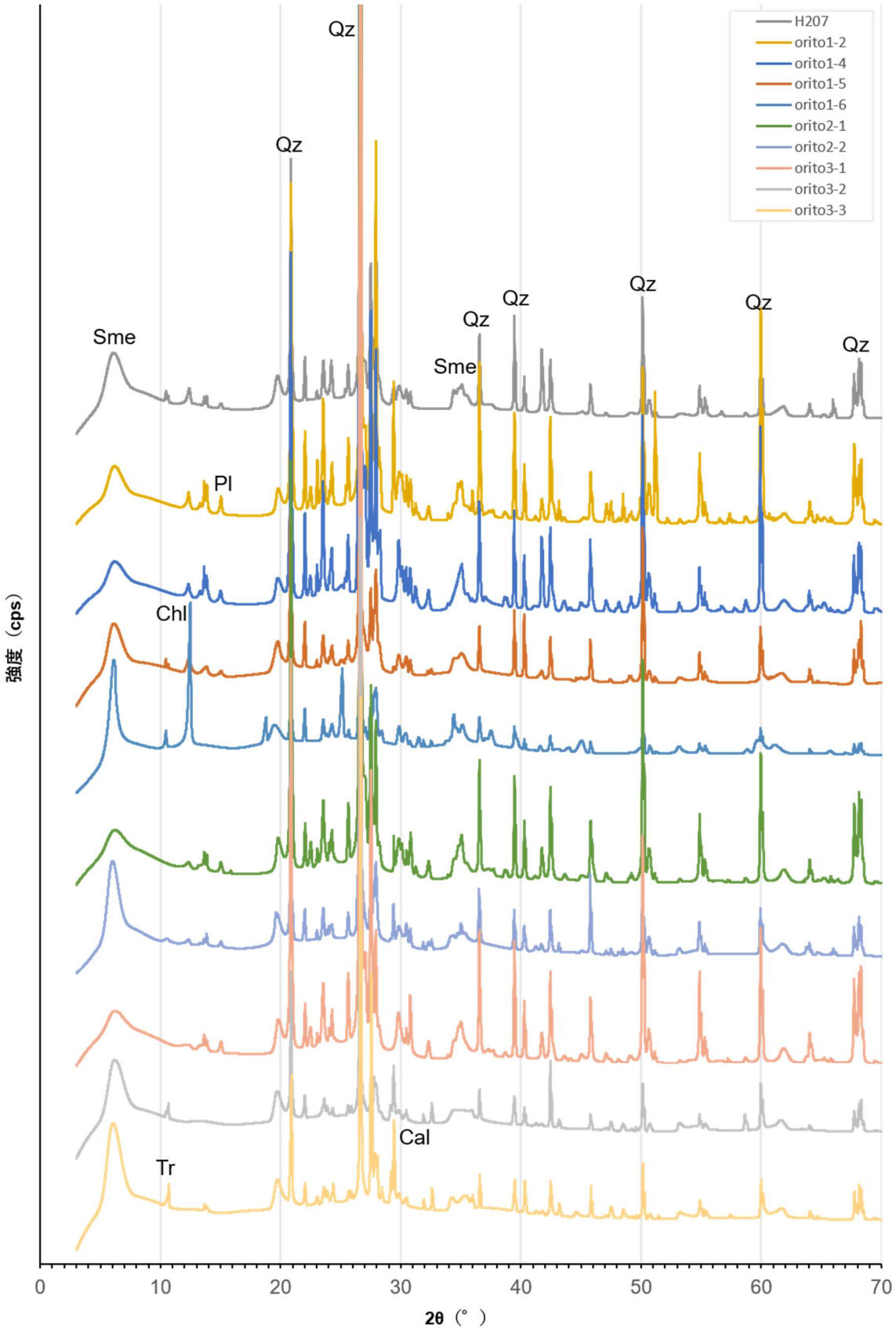


図 4　XRD チャート（敦賀断層）

ナイフエッジを付けて測定したため、低角側の強度が低く抑えられている。鉱物名の略称は図 1 に同じ。

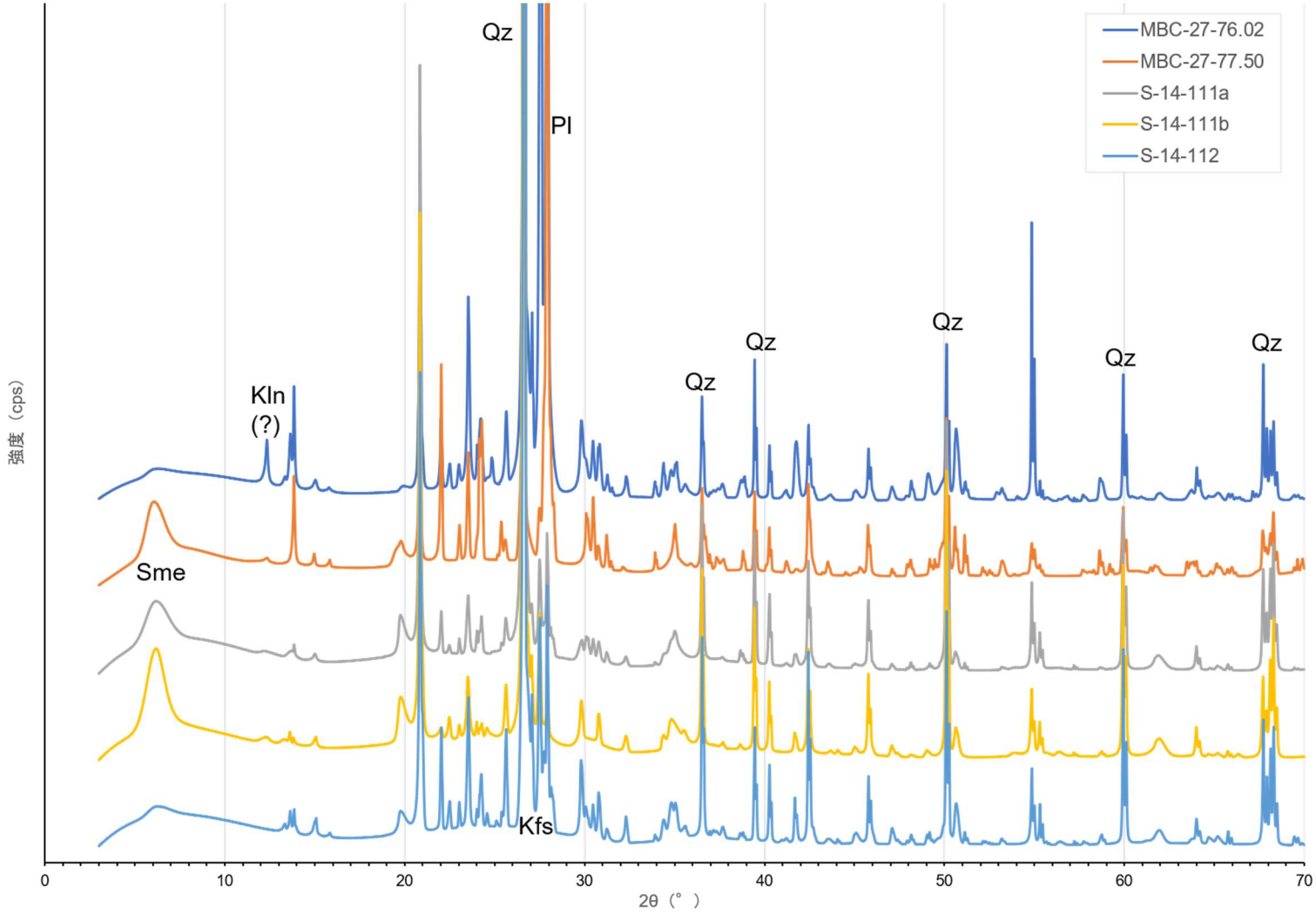


図 5　XRD チャート（MBC 及び S-14 シリーズ）
ナイフエッジを付けて測定したため、低角側の強度が低く抑えられている。鉱物名の略称は図 1 に同じ。

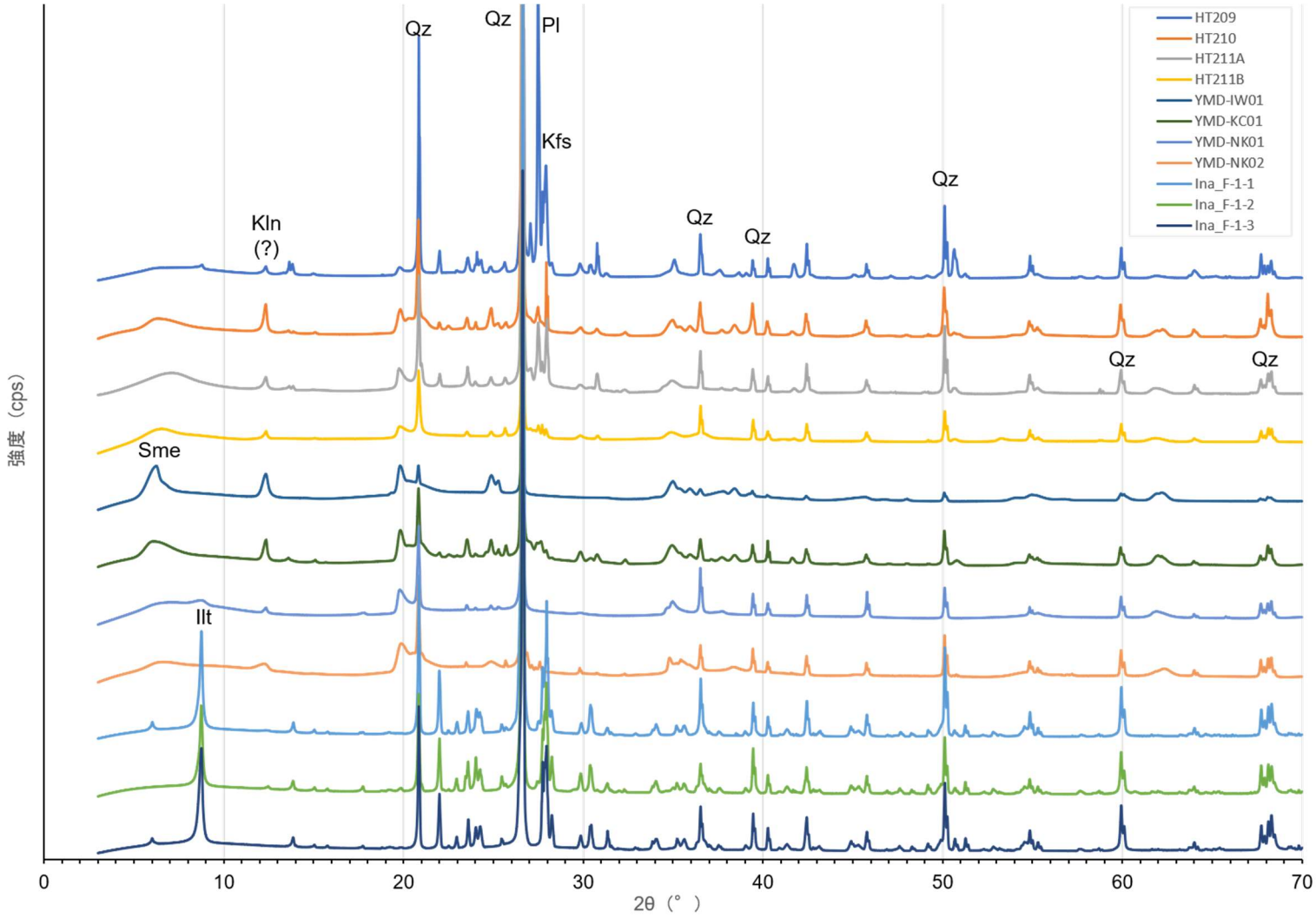


図 6　XRD チャート（Ina_F, HT, YMD シリーズ）

ナイフエッジを付けて測定したため、低角側の強度が低く抑えられている。鉱物名の略称は図 1 に同じ。

表１　試料リスト（貝月山花崗岩地域）

試料名	母岩	色調	走向・傾斜 （偏角補正済）	主要な断層との関係	緯度・経度	露頭での産状	試料の産状
21061101-1	美濃帯泥岩	灰色ガウジ	N76W57N	日坂断層（低位段丘に変位なし）沿い	35.558022,136.486888	泥岩が破砕細粒化したゾーンが2，3列発達。全体幅約1 m。被覆する崖錐堆積物は変位していない。	細粒化しているが粘土質ではない。
21061101-2	美濃帯泥岩	褐色ガウジ	N66E81N	日坂断層（低位段丘に変位なし）沿い	35.558022,136.486888	幅5～10 cmで膨縮して発達。	細粒化しているが粘土質ではない。
21061101-3	美濃帯泥岩	濃灰色ガウジ	N66E81N	日坂断層（低位段丘に変位なし）沿い	35.558022,136.486888	21061101-2に接する細粒化した泥岩。幅20 cm程度。	わずかに粘土質。
21061102-1	貝月山花崗岩	明灰色ガウジ	N16W87W	日坂断層（低位段丘に変位なし）沿い	35.543208,136.439960	マサ化した花崗岩中に数mm厚のガウジのフィルムを伴う割れ目がanastomosingに幅10 cm程度で発達。	ガウジのフィルムが薄いため，母岩が多く混入する。
21061102-2	貝月山花崗岩	明灰色ガウジ	N9W78W	日坂断層（低位段丘に変位なし）沿い	35.543208,136.439960	マサ化した花崗岩中に数mm厚のガウジのフィルムを伴う割れ目が3本，直線的に発達。全体幅30 cm。被覆する崖錐堆積物は変位していない。	ガウジのフィルムが薄いため，母岩が多く混入する。
21061103	貝月山花崗岩・玄武岩岩脈	褐色ガウジ	N13E67W	—	35.536612,136.418967	直線的に発達する幅5 mm～1 cmのガウジで，花崗岩中に貫入する玄武岩岩脈を30 cm程度（？）変位させる。	固結したガウジ。
21061104	貝月山花崗岩	明灰色ガウジ	N19E79W	日坂断層（低位段丘に変位なし）沿い	35.522811,136.403739	ややマサ化した花崗岩中に数mm厚のガウジのフィルムを伴う割れ目がanastomosingに幅50 cm程度で発達。	ガウジのフィルムが薄いため，母岩が多く混入する。
21061105-1	貝月山花崗岩・玄武岩岩脈	褐灰色ガウジ	N27W48E	日坂断層（低位段丘に変位なし）沿い	35.522461,136.402853	風化した玄武岩岩脈中に幅5～10 cmで膨縮して発達。花崗岩を巻き込む。鱗片状劈開を伴う。	やや粘土質。
21061105-2	貝月山花崗岩・玄武岩岩脈	褐灰色ガウジ	N13E75W	日坂断層（低位段丘に変位なし）沿い	35.522461,136.402853	風化した玄武岩岩脈とマサ化した花崗岩との貫入境界に沿って直線的に発達。幅1 cm程度。	やや粘土質。
21061106	貝月山花崗岩・玄武岩岩脈	灰色粘土	—	日坂断層（低位段丘に変位なし）沿い	35.524464,136.406057	花崗岩や玄武岩岩脈の亜円～角礫を含む，基質の粘土支持の典型的な地すべり粘土。	粘性の高い粘土。
21061107	美濃帯泥岩・緑色岩	褐灰色ガウジ	N56W60N	小津衝上断層（ユニット境界断層）	35.611159,136.416972	緑色岩岩塊と泥岩との境界付近に（泥岩側に）直線的に発達する幅約1 cmのガウジ。周囲の泥岩は幅10 cm余りにわたって破砕細粒化。	細粒化しているが粘土質ではない。
21102001	貝月山花崗岩	褐色変質脈	N38W89E	川上断層沿い	35.571794,136.355202	花崗岩健岩中に複数本発達するシャープな変質脈。1～2 cm幅で花崗岩が破砕・せん断変形を受けているが，全体として固結している。褐色部の厚さは5 mm程度。	ガウジのフィルムが薄いため，母岩が多く混入する。
21102004-1	貝月山花崗岩	褐色変質脈	N73W82N	川上断層沿い	35.580328,136.356447	幅1～ 2 cmの褐色変質脈がanastomosingに幅1 m程度で発達。	細粒化しているが粘土質ではない。花崗岩岩片を多く伴う。
21102004-2	貝月山花崗岩	褐色変質脈	N73W82N	川上断層沿い	35.580328,136.356447		やや粘土質。
21102006	美濃帯緑色岩	緑灰色ガウジ	N15E22W	川上断層沿い	35.632949,136.367594	幅20～30 cmの低角の破砕部。緑灰色ガウジの基質中に主に数cm径の緑色岩角礫を含む。	細粒化しているが粘土質ではない。緑色岩岩片を多く伴う。
21102007	美濃帯緑色岩	緑灰色ガウジ	N3E46W	川上断層沿い	35.631598,136.367337	鱗片状劈開を伴う緑灰色～赤灰色ガウジの基質中に主に数cm径の緑色岩角礫を含む。	やや粘土質。

いずれも非活断層の試料。

表 2　粉末 XRD 分析結果（貝月山花崗岩地域）

試料名	Quartz	Plagioclase	K-feldspar	Chlorite	Smectite	Illite	I/S	Augite	Hornblende	Laumontite	Mordenite	Calcite
21061101-1	◎	△		△	○	△	○					
21061101-2	◎	△		△	◎	△	○					
21061101-3	◎	△	△	△	△	○						
21061102-1	◎	◎		△	△	△				△		
21061102-2	◎	◎	○	△	△	△						
21061103	△	△			◎					◎	◎	
21061104	◎	○	◎	△	△	△						
21061105-1	◎	○			◎							
21061105-2	○	△			◎	△						
21061106	○	△			◎			△	△			○
21061107	△	○	△	○	△	△	○	△				
21102001	○	◎	○		○					△		
21102004-1	◎	○	○	△	◎	△						
21102004-2	◎	○	○		◎	△						
21102006	○	△	△	○				△				
21102007	◎	△	△	○	△	△						△

◎：多量、○：中程度、△：少量。

I/S はイライト／スメクタイト混合層鉱物。

XRD 分析は、土岐地球年代学研究所に設置してある Rigaku Ultima IV を用いて行った。メノウ乳鉢で粉末にした試料をガラスホルダーに詰めて不定方位で分析した。測定は、2 軸ゴニオメーター、kβ フィルター、D/teX Ultra のカウンタ、0.5°の発散スリット、10 mm の発散縦制限スリット、8 mm の散乱スリット、及び CuKα の X 線を用いて行った。測定時の条件は、管電圧 40 kV、管電流 30 mA、走査範囲 3°～70°、スキャンスピード 1°/min、サンプリング幅 0.01°とした。

表 3　主成分元素分析結果（貝月山花崗岩地域）

Sample name	SiO_2 mass%	TiO_2 mass%	Al_2O_3 mass%	Fe_2O_3 mass%	MnO mass%	MgO mass%	CaO mass%	Na_2O mass%	K_2O mass%	P_2O_5 mass%	Ig mass%	Total mass%
21061101-1	63.95	0.63	14.66	4.65	0.06	2.20	0.85	0.85	1.99	0.08	8.41	98.43
21061101-2	49.35	1.02	16.84	11.34	0.09	5.46	1.23	0.44	2.43	0.33	10.25	98.97
21061101-3	60.22	0.68	16.98	6.57	0.05	1.63	0.51	1.08	3.82	0.14	6.30	98.12
21061102-1	68.49	0.33	15.79	2.59	0.03	0.81	0.57	2.88	2.55	0.08	4.82	99.04
21061102-2	67.70	0.29	16.08	2.14	0.05	0.81	0.40	3.30	3.78	0.08	4.30	99.09
21061103	47.13	0.97	17.53	8.31	0.24	4.20	4.18	1.42	1.19	0.11	14.82	100.27
21061104	64.38	0.24	17.60	2.09	0.05	1.12	0.54	1.79	3.60	0.10	6.10	97.73
21061105-1	48.05	0.79	13.94	8.88	0.16	8.92	1.51	1.50	0.85	0.11	14.31	99.21
21061105-2	46.05	0.23	14.63	8.06	0.13	8.03	1.92	0.26	1.07	0.09	18.97	99.74
21061106	42.10	0.71	11.48	7.47	0.12	9.40	8.45	0.28	0.84	0.24	18.19	99.44
21061107	45.96	1.89	16.77	13.57	0.23	4.05	3.06	3.57	2.51	0.24	6.23	98.20
JB-3	51.19	1.45	17.33	11.86	0.18	5.08	9.82	2.84	0.79	0.29		
JG-1	72.50	0.26	14.30	2.16	0.07	0.76	2.18	3.47	4.00	0.09		
21102001	62.04	0.50	17.96	4.98	0.56	0.94	0.79	3.37	2.09	0.12		
21102004-1	60.71	0.37	16.33	7.47	0.03	1.65	0.63	2.01	3.05	0.11		
21102004-2	61.88	0.41	14.64	8.57	0.03	1.15	0.36	1.04	3.55	0.13		
21102006	46.31	1.55	12.15	15.09	0.17	8.34	6.78	1.64	0.14	0.17		
21102007	53.00	1.08	13.32	8.98	0.14	6.25	4.45	1.93	2.44	0.18		
JB-3	52.02	1.46	17.61	11.97	0.18	5.10	9.89	2.88	0.80	0.29		
JG-1	73.63	0.26	14.54	2.18	0.07	0.76	2.20	3.51	4.06	0.09		

清水ほか（2017）に準拠し、粉末試料からガラスビードを作成しての蛍光X線分析により測定。

JB-3 及び JG-1 は、産業技術総合研究所地質調査総合センター提供の岩石標準試料の分析結果である。

Ig は強熱減量で、以下の手順で測定した。

①磁性皿を 900℃で 3 時間加熱。

②冷却後、磁性皿を秤量。

③磁性皿に粉末試料を 2.5g 程度載せ、900℃で 3 時間加熱。

④冷却後、再度秤量し、②から④を差し引くことにより強熱減量を計算。

引用文献

清水麻由子・佐野直美・柴田健二, 東濃地科学センターにおける蛍光 X 線分析装置を用いた岩石試料の主要元素および微量元素の定量分析. JAEA-Testing 2016-004, 2017.

表 4　微量元素分析結果（貝月山花崗岩地域）

Sample name	Ba	Ce	Co	Cr	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zr
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
21061101-1	191	66	8	49	20	12	14	7	171	7	92	15	4	72	23	179
21061101-2	494	52	33	440	19	10	81	5	176	20	88	7	2	178	31	142
21061101-3	553	67	9	60	22	13	25	24	215	8	75	16	2	84	31	211
21061102-1	241	65	3	15	21	11	5	26	201	5	108	21	3	57	20	111
21061102-2	636	94	2	10	20	10	4	24	213	2	152	22	3	39	25	108
21061103	334	42	38	392	22	8	102	11	88	27	270	6	13	175	21	117
21061104	392	45	3	30	18	12	6	20	192	5	90	12	4	18	72	87
21061105-1	219	48	31	381	20	7	94	5	43	16	626	3	3	138	28	112
21061105-2	434	38	19	127	24	5	44	203	150	8	1743	<1	4	75	27	29
21061106	246	32	34	506	14	5	146	3	41	27	227	2	10	147	18	92
21061107	189	24	47	239	24	10	63	2	66	32	144	<1	<1	188	39	147
JB-3	251	18	38	63	20	1	36	6	17	38	409	1	<1	379	27	94
JG-1	471	49	3	73	17	12	9	26	182	8	187	15	3	29	32	118
21102001	879	72	10	12	24	13	5	27	89	5	86	16	15	25	15	171
21102004-1	595	78	9	12	19	9	5	20	192	6	115	17	6	33	51	135
21102004-2	754	68	6	12	20	10	5	16	153	5	99	13	4	35	37	137
21102006	44	12	44	228	16	4	60	5	5	41	51	<1	<1	275	31	97
21102007	398	38	24	76	19	19	33	5	55	23	188	3	1	136	47	265
JB-3	245	16	37	62	21	1	37	6	16	37	411	1	<1	383	27	93
JG-1	487	47	3	71	18	13	8	28	183	7	188	14	3	31	32	118

清水ほか（2017）に準拠し、粉末試料からガラスビードを作成しての蛍光X線分析により測定。
JB-3 及び JG-1 は、産業技術総合研究所地質調査総合センター提供の岩石標準試料の分析結果である。

表 5　試料リスト（塩ノ平、岩国、阿寺断層及び 1997 年長野県西部地震震源域）

地域	試料名	母岩	色調	走向・傾斜（偏角補正済）	活断層／非活断層の別	緯度・経度	備考
塩ノ平	SIO	緑色片岩／新生界砂岩境界	褐色ガウジ	N22W74W	活断層	36.994472,140.687206	青木ほか（2021）図-2のGu1（塩ノ平露頭）
	BET	風化結晶片岩	褐色ガウジ	N11W76W	活断層	36.973647,140.697784	青木ほか（2021）図-3のGu1（別当露頭）
	SNH-ST-01B	緑色片岩・泥質片岩	灰色ガウジ	N2W64W	活断層	37.024236,140.677807	青木ほか（2021）の塩ノ平露頭より約3.5 km北の精道川沿いの塩ノ平地震断層露頭
	15072801	緑色片岩・泥質片岩	緑灰色ガウジ	N3E60W	活断層	37.024390,140.677764	青木ほか（2021）の塩ノ平露頭より約3.5 km北の精道川沿いの塩ノ平地震断層露頭
	SSH-1 5.96-6.00m	緑色片岩／新生界礫岩境界	濃灰色ガウジ	－	活断層	36.994472,140.687206	青木ほか（2021）図-4のSSH-1孔（塩ノ平地区）の深度5.96-6.00 m
	STB-1 12.82-12.87m	緑色片岩	褐色ガウジ	－	活断層	36.973647,140.697784	青木ほか（2021）図-5のSBT-1孔（別当地区）の深度12.82-12.87 m
	0614-01	緑色片岩・砂質片岩	濃灰色ガウジ	N18W62W	非活断層	37.114580,140.654376	青木ほか（2021）の塩ノ平露頭より約13.7 km北の入遠野川沿いの馬場平断層露頭
	NMI-ST-01B	緑色片岩	緑灰色ガウジ	NS80W	非活断層	36.945305,140.709286	青木ほか（2021）の別当露頭より約3.3 km南の露頭
	15110102	緑色片岩	褐色ガウジ	N17E43W	非活断層	36.923196,140.717268	青木ほか（2021）の別当露頭より約5.8 km南の露頭
	15072802	緑色片岩	緑灰色ガウジ	N13E66W	非活断層	36.865365,140.722547	青木ほか（2021）図-6のKMK-1孔（水上北地区）のすぐ南の露頭
	KMK-2 20.39m	緑色片岩・砂質片岩	黒緑色ガウジ	－	非活断層	36.865365,140.722547	青木ほか（2021）図-6のKMK-2孔（水上北地区）の深度20.39 m
	KMK-2 20.92m	緑色片岩・砂質片岩	緑灰色ガウジ	－	非活断層	36.865365,140.722547	青木ほか（2021）図-6のKMK-2孔（水上北地区）の深度20.92 m
	15110101-1	新生界砂岩	明灰色ガウジ	N12W86E	非活断層	36.855750,140.724735	青木ほか（2021）の水上北地区より約1.1 km南の断層露頭
	15110101-2	新生界砂岩	濃灰色ガウジ	N12W86E	非活断層	36.855750,140.724735	青木ほか（2021）の水上北地区より約1.1 km南の断層露頭
	15110101-4	新生界砂岩	灰色ガウジ	N12W86E	非活断層	36.855750,140.724735	青木ほか（2021）の水上北地区より約1.1 km南の断層露頭
岩国断層帯	20110223-01	花崗岩	白・褐・灰緑色ガウジ	N28E88E	活断層？	34.088915,132.007620	宮下ほか（2011）のトレンチ底盤における石英脈を伴う幅1～5 cmのガウジ
	20110223-03B	花崗岩	白・褐・灰緑色ガウジ	N62W87N	活断層？	34.088915,132.007620	宮下ほか（2011）のトレンチ底盤におけるほぼ水平の条線を伴う幅約5 cmのガウジ
	20110223-04A	花崗岩・アプライト	緑灰色ガウジ	－	活断層？	34.088915,132.007620	宮下ほか（2011）のトレンチ底盤におけるアプライト貫入境界の変質部
阿寺断層帯	190610 loc.3-1	濃飛流紋岩	褐灰色ガウジ	N14W70W	活断層？	35.792188,137.290370	乗政川沿いの湯ヶ峰断層近傍の粘土脈
	190610 loc.3-2	濃飛流紋岩	緑灰色ガウジ	N37W90	活断層？	35.792188,137.290370	乗政川沿いの湯ヶ峰断層近傍の粘土脈
	11121301	濃飛流紋岩	赤褐色ガウジ	N20W70E	活断層？	35.776261,137.290242	乗政川沿いの下呂断層近傍の破砕帯（幅約15 cmの断層角礫と幅1～3 cmのガウジ）崖錐は変位させていない。レイク8Nの条線伴う。
王滝	ST-5-N	花崗斑岩	明灰色ガウジ	N56E51N	非活断層	35.793476,137.557025	幅1～5 cmのガウジで、ST-5-Sに切られる（1997年長野県西部地震震源域より南）。レイク10Eの条線、左ずれ破断ステップ。
	ST-5-S	花崗斑岩	明灰色ガウジ	N29E80E	非活断層	35.793476,137.557025	幅3～5 cmのガウジ（1997年長野県西部地震震源域より南）。レイク6Nの条線、左ずれ破断ステップ。

引用文献

青木和弘・田中遊雲・吉田拓海・島田耕史・酒井 亨・亀高正男・瀬下和芳, 2011 年福島県浜通りの地震で活動した塩ノ平断層と活動しなかった車断層の断層破砕帯の特徴. 応用地質, vol.62, no.2, pp.64-81, 2021.

宮下由香里・宮脇昌弘・北尾秀夫・岡崎和彦, 山口県岩国市下長野における岩国断層帯のトレンチ調査 -断層岩試料の採取-. 活断層・古地震研究報告, no.11, pp.227-247, 2011.

表 6　粉末 XRD 分析結果（塩ノ平、岩国、阿寺断層及び 1997 年長野県西部地震震源域）

地域	試料名	Quartz	Plagioclase	K-feldspar	Chlorite	Smectite	Illite	I/S	Kaolinite	Laumontite	Calcite	Dolomite	Pyrite
塩ノ平	SIO	◎	△		○	○	△						
	BET	◎		△	△	◎	△						
	SNH-ST-01B	◎	△	△	○	○	△			△	△	△	
	15072801	◎	○	○	○	○	△			○		○	
	SSH-1 5.96-6.00m												
	STB-1 12.82-12.87m												
	0614-01	◎	△	△	○	○	△			△		△	
	NMI-ST-01B	◎	△		○		△				△		
	15110102					◎			◎				
	15072802	○	△	△	◎		△				△		
	KMK-2 20.39m												
	KMK-2 20.92m												
	15110101-1	◎	△	△	△	○	○						△
	15110101-2	◎	○	△	△	△	○						△
	15110101-4	◎	○	○	△	○	△						△
岩国断層帯	20110223-01					○	◎						
	20110223-03B	◎	◎	△		○	○						
	20110223-04A					○	◎						
阿寺断層帯	190610 loc.3-1	○	△	△		○	○ 1M illite	○			△		
	190610 loc.3-2	◎	△		△	○	○				○		
	11121301	○	◎	△	△	○	△	△			△		
王滝	ST-5-N	○				○	◎ 2M1 illite						
	ST-5-S	◎	△	△		○	△						

SSH-1 5.96-6.00m、STB-1 12.82-12.87m、KMK-2 20.39m、KMK-2 20.92m については分析を行っていないが、青木ほか（2021）に近傍の試料の XRD 分析結果が記載されている。XRD 分析における設定については、表 2 の脚注参照。

◎：多量、○：中程度、△：少量。

I/S はイライト／スメクタイト混合層鉱物。

表 7　主成分元素分析結果（塩ノ平、岩国、阿寺断層及び 1997 年長野県西部地震震源域）

Sample name	SiO_2 mass%	TiO_2 mass%	Al_2O_3 mass%	Fe_2O_3 mass%	MnO mass%	MgO mass%	CaO mass%	Na_2O mass%	K_2O mass%	P_2O_5 mass%
SIO	52.49	1.12	13.90	10.17	0.15	4.20	1.40	0.82	0.97	0.13
BET	49.25	1.08	15.50	12.44	0.17	2.45	0.55	0.12	1.17	0.08
SNH-ST-01B	42.46	1.08	15.92	11.16	0.23	8.35	4.65	0.58	0.99	0.21
15072801	47.49	0.97	16.88	10.24	0.19	6.14	5.31	1.16	1.73	0.19
SSH-1 5.96-6.00m	47.75	0.98	13.28	11.54	0.15	6.73	5.36	0.78	1.00	0.13
STB-1 12.82-12.87m	44.14	1.05	12.94	16.95	0.47	5.74	1.43	0.20	1.10	0.24
0614-01	53.40	0.90	14.72	8.39	0.18	5.11	1.96	0.68	1.18	0.15
NMI-ST-01B	48.54	1.30	13.78	13.25	0.18	5.85	2.62	0.90	1.37	0.16
15110102	52.80	1.35	20.92	5.93	0.02	1.42	0.75	3.25	1.21	0.03
15072802	46.31	1.16	15.57	11.79	0.17	7.21	4.61	1.29	1.98	0.11
KMK-2 20.92m	56.17	1.38	12.12	7.55	0.18	4.90	5.03	2.64	1.13	0.41
15110101-1	63.53	0.68	13.20	4.23	0.06	2.43	0.61	1.06	2.51	0.03
15110101-2	62.26	0.50	11.11	3.54	0.06	3.81	0.41	0.88	2.02	0.05
15110101-4	64.00	0.60	12.12	3.89	0.04	1.72	0.70	1.35	2.88	0.07
20110223-01	53.17	0.29	25.77	2.49	0.03	0.93	0.74	0.37	6.11	0.08
20110223-03B	56.51	0.22	21.40	4.04	0.04	0.94	0.78	1.70	4.63	0.09
20110223-04A	63.60	0.06	20.98	1.83	0.03	0.39	0.36	0.95	4.91	0.02
JB-3	51.19	1.45	17.33	11.86	0.18	5.08	9.82	2.84	0.79	0.29
JG-1	72.50	0.26	14.30	2.16	0.07	0.76	2.18	3.47	4.00	0.09
190610 loc.3-1	60.55	0.30	16.15	8.51	0.49	0.60	1.01	0.37	4.45	0.07
190610 loc.3-2	61.11	0.29	13.07	2.86	0.14	0.54	8.62	0.69	3.15	0.08
11121301	54.76	0.42	21.13	4.62	0.05	1.18	2.34	2.32	6.01	0.10
JB-3	51.93	1.46	17.59	11.96	0.18	5.09	9.88	2.87	0.80	0.29
JG-1	73.64	0.26	14.53	2.18	0.07	0.76	2.20	3.53	4.06	0.09
ST-5-N	54.81	0.09	25.77	4.06	0.04	0.49	0.34	0.13	5.79	0.03
ST-5-S	76.91	0.06	12.68	1.87	0.02	0.30	0.23	0.20	3.59	0.02
JB-3	51.79	1.45	17.53	11.93	0.18	5.08	9.84	2.85	0.80	0.29
JG-1	73.54	0.26	14.51	2.17	0.06	0.76	2.19	3.52	4.06	0.09

清水ほか（2017）に準拠し、粉末試料からガラスビードを作成しての蛍光X線分析により測定。
KMK-2 20.39m については、試料量の不足により分析を行っていない。
JB-3 及び JG-1 は、産業技術総合研究所地質調査総合センター提供の岩石標準試料の分析結果である。

表 8　微量元素分析結果（塩ノ平、岩国、阿寺断層及び 1997 年長野県西部地震震源域）

Sample name	Ba	Ce	Co	Cr	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zr
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
SIO	153	24	49	256	17	6	129	11	37	21	81	2	1	190	30	109
BET	150	72	73	309	15	6	83	12	71	21	34	3	<1	169	38	108
SNH-ST-01B	128	28	49	588	19	16	160	4	26	32	172	3	<1	204	27	114
15072801	165	32	40	400	22	13	132	3	39	27	306	3	<1	211	30	111
SSH-1 5.96-6.00m	41	8	50	433	17	4	188	5	40	26	93	<1	<1	190	21	85
STB-1 12.82-12.87m	190	10	49	516	14	2	187	5	54	22	71	<1	<1	158	38	80
0614-01	122	14	18	198	21	4	67	5	33	22	86	2	<1	171	24	99
NMI-ST-01B	181	20	46	119	18	6	60	8	74	31	76	<1	<1	296	25	109
15110102	78	17	6	53	19	6	20	4	57	24	70	6	2	205	38	178
15072802	152	<8	50	346	19	2	92	3	68	36	31	<1	<1	318	16	69
KMK-2 20.92m	379	77	29	91	15	33	95	5	28	17	120	5	2	132	25	185
15110101-1	354	53	12	67	16	12	28	21	108	7	89	12	3	81	17	136
15110101-2	292	34	8	44	16	9	21	11	79	5	62	7	2	53	12	107
15110101-4	370	46	18	56	15	11	28	11	99	7	107	10	3	64	18	156
20110223-01	246	78	<1	9	44	22	5	18	466	4	33	14	5	21	33	86
20110223-03B	243	130	3	9	46	17	5	41	528	4	89	19	13	22	36	109
20110223-04A	217	47	<1	9	40	14	5	24	352	3	31	11	3	7	37	100
JB-3	251	18	38	63	20	1	36	6	17	38	409	1	<1	379	27	94
JG-1	471	49	3	73	17	12	9	26	182	8	187	15	3	29	32	118
190610 loc.3-1	286	282	21	9	59	7	4	3860	462	6	43	<1	<1	46	24	194
190610 loc.3-2	238	78	2	11	18	9	5	52	178	17	44	10	2	20	30	177
11121301	1132	103	7	11	29	13	6	56	344	10	103	18	2	44	35	268
JB-3	269	18	37	60	20	<1	36	6	16	39	408	2	<1	384	26	94
JG-1	482	49	3	69	17	12	8	28	183	8	187	15	4	29	31	117
ST-5-N	116	237	6	3	58	26	5	176	319	4	31	14	45	12	295	146
ST-5-S	280	73	<1	7	19	14	4	43	216	3	25	25	7	9	88	122
JB-3	256	21	35	62	20	1	36	7	17	38	409	2	<1	380	27	93
JG-1	494	55	3	70	18	12	8	28	183	8	187	15	3	30	31	117

清水ほか（2017）に準拠し、粉末試料からガラスビードを作成しての蛍光X線分析により測定。

KMK-2 20.39m については、試料量の不足により分析を行っていない。

JB-3 及び JG-1 は、産業技術総合研究所地質調査総合センター提供の岩石標準試料の分析結果である。

表 9　粉末 XRD 分析結果（もんじゅ敷地内及び周辺の破砕帯）

試料名	採取場所の記載	採取地点（緯度・経度）	Quartz	Plagioclase	K-feldspar	Chlorite	Smectite	Illite	I/S	Kaolinite
121226β	β破砕帯（Niwa et al., 2016のlocation 2でK-Ar年代測定を行ったガウジ）	日本原子力研究開発機構（2014）参照	◎	○	○		○	△	△	△
121226β-2	β破砕帯（褐色ガウジ）									
MP06②-1	β破砕帯（明灰色ガウジ）		◎	○	○					
MP06②-2	β破砕帯（明灰色ガウジ）		◎	○	○					
MP08①	β破砕帯（明灰色ガウジ）		◎	△	○		○	△	△	△
MP08②	β破砕帯（明灰色ガウジ）		○	△	△		○	△	△	△
MP08③	β破砕帯（明灰色ガウジ）		○	△	△		○	△	△	△
MBC-7 H24-01	もんじゅ原子炉建屋東側を掘削したボーリングコア中の明灰色ガウジ									
MBC-7 H24-02	もんじゅ原子炉建屋東側を掘削したボーリングコア中の明灰色ガウジ									
MP04①	α破砕帯（明灰色ガウジ）		◎	○	○					
121226α	α破砕帯（明灰色ガウジ）		○	△	△		○			△
粘土化帯	もんじゅ原子炉建屋底盤（建設時試料）		△	△	△	△	○			
130207　低角	β破砕帯近傍の低角の節理充填物		◎	◎	◎		○	△		△
MP05①	β破砕帯近傍の節理充填物		◎	◎	○		○	△		△
13022603①B	幅約1 mの破砕帯のすべり面（N40W83E, Plunge 64S）の肌色ガウジ	35.724399,135.977830	△	△	△		△	△		△
13022603②	幅約40 cmの破砕帯（N56W78E）に伴うアプライトの白色変質部	35.724399,135.977830	○	△	△		△	△		
13022613 clay	樹脂状マンガンを伴う脈状変質部（N29E78E）	35.727093,135.978981								
13022609⑤-2 green	幅3～6 cmのアプライト脈（N31E76S）に伴う緑色充填物（Niwa et al., 2016のlocation 4）	35.726156,135.978316					△	◎		
13022609⑤-2 black	幅3～6 cmのアプライト脈（N31E76S）に伴う黒色充填物（Niwa et al., 2016のlocation 4）	35.726156,135.978316								

いずれも非活断層で、江若花崗岩を母岩とする試料。XRD 分析における設定については、表 2 の脚注参照。
121226β-2、MBC-7 H24-01、MBC-7 H24-02、13022613 clay、13022609⑤-2 black は、分析を行っていない。
◎：多量、○：中程度、△：少量。I/S はイライト／スメクタイト混合層鉱物。

引用文献

日本原子力研究開発機構, 高速増殖原型炉もんじゅ 敷地内破砕帯の追加地質調査 全体とりまとめ報告. 2014.
https://www.jaea.go.jp/04/turuga/jturuga/press/2014/03/p140328.pdf
Niwa, M., Shimada, K., Tamura, H., Shibata, K., Sueoka, S., Yasue, K., Ishimaru, T., Umeda, K., Thermal constraints on clay growth in fault gouge and their relationship with fault zone evolution and hydrothermal alteration: Case study of gouges in the Kojaku Granite, Central Japan, Clays and Clay Minerals, vol.64, pp.86-107, 2016.

表 10　主成分元素分析結果（もんじゅ敷地内及び周辺の破砕帯）

試料名	SiO_2 mass%	TiO_2 mass%	Al_2O_3 mass%	Fe_2O_3* mass%	MnO mass%	MgO mass%	CaO mass%	Na_2O mass%	K_2O mass%	P_2O_5 mass%	lg mass%	Total mass%	FeO mass%
121226β	76.76	0.05	12.37	1.17	<0.02	0.60	0.71	0.94	3.64	<0.02	3.25	99.49	0.07
121226β-2	72.60	0.07	11.70	1.78	0.10	0.71	0.68	1.13	3.74	＜0.2			
MP06②-1	74.38	0.07	12.52	1.37	0.04	0.58	0.55	0.96	3.76	<0.02	6.15	100.38	<0.04
MP06②-2	79.02	0.07	11.59	1.00	0.02	0.41	0.38	1.06	3.94	<0.02	4.46	101.95	0.07
MP08①	75.26	0.07	12.32	1.47	0.05	0.61	0.55	0.82	3.38	<0.02	4.74	99.27	<0.04
MP08②	75.50	0.07	12.17	1.40	0.17	0.58	0.50	0.82	3.51	<0.02	4.67	99.39	<0.04
MP08③	76.85	0.07	11.58	1.46	0.15	0.54	0.47	0.82	3.34	<0.02	4.55	99.83	<0.04
MBC-7 H24-01	74.10	0.07	11.81	1.01	0.02	0.55	0.74	1.41	4.36	<0.02	6.21	100.28	
MBC-7 H24-02	72.86	0.06	11.35	1.04	0.07	0.79	0.85	0.97	3.89	<0.02	9.39	101.27	
MP04①	72.19	0.07	13.63	1.29	0.03	0.58	0.35	1.96	5.06	<0.02	3.82	98.98	0.04
121226α	71.62	0.09	12.85	2.81	0.05	0.54	0.27	1.07	3.66	＜0.2			
粘土化帯	77.06	0.09	12.35	1.31	0.04	0.92	0.70	1.28	4.50	<0.02	5.43	103.68	0.22
130207　低角	68.96	0.10	15.61	2.00	0.11	0.52	0.62	2.87	4.18	<0.02	4.07	99.04	<0.04
MP05①	73.62	0.10	13.68	1.41	0.04	0.49	0.41	2.30	4.76	<0.02	3.51	100.32	0.07
13022603①B	70.14	0.06	15.72	1.67	0.10	0.40	0.23	0.88	4.17	＜0.02	6.70	100.07	0.04
13022603②	78.59	0.07	12.33	1.51	0.04	0.49	0.11	0.40	1.39	＜0.02	6.51	101.44	<0.04
13022613 clay	66.04	0.04	19.40	0.98	0.21	0.47	0.16	1.41	4.66	＜0.02	6.51	99.88	<0.04
13022609⑤-2 green	57.80	0.02	25.40	2.49	0.04	0.80	0.13	0.20	6.00	＜0.02	7.24	100.12	0.65
13022609⑤-2 black	88.12	0.03	4.67	1.29	1.04	0.17	0.10	0.31	0.97	＜0.02	2.42	99.12	<0.04

分析手法については、Niwa et al. (2019)を参照。空欄は未測定部分。

Fe_2O_3*は Total Fe as Fe_2O_3 を表す.

引用文献

Niwa, M., Shimada, K., Ishimaru, T., Tanaka, Y., Identification of capable faults using fault rock geochemical signatures: A case study from offset granitic bedrock on the Tsuruga Peninsula, central Japan. Engineering Geology, vol.260, 105235, 2019.
doi:10.1016/j.enggeo.2019.105235

表 11　微量元素分析結果（もんじゅ敷地内及び周辺の破砕帯）

試料名	As ppm	Ba ppm	Rb ppm	Sr ppm	Th ppm	U ppm	Y ppm	Zr ppm	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm
121226β	2	143	250	30	26	12	130	79	23	15	6.0	23	6.4	0.2	9.0	1.9	14	3.4	12	1.8	10	2
121226β-2	3	137	220	29	32	11	327	94	61	108	14	53	14	0.5	22	4.8	37	8.4	28	4.2	30	4
MP06②-1	2	147	247	28	27	9.5	123	75	25	15	6.4	24	6.5	0.2	8.5	1.9	15	3.3	12	1.8	10	2
MP06②-2	1	140	267	23	18	6.3	71	79	9.8	10	2.6	10	2.9	0.1	5	1.1	8.3	2.0	7	1.1	8	1
MP08①	0	147	220	28	28	9.1	127	96	57	14	15	53	13	0.3	14	2.7	18	3.8	12	1.9	10	2
MP08②	2	190	260	29	26	11	130	65	40	27	10	40	11	0.3	14	2.7	19	4.2	13	2.1	13	2
MP08③	2	130	243	26	19	8.5	110	73	33	57	7.9	29	7.9	0.2	9.7	2.1	14	3.2	10.0	1.6	10	2
MBC-7 H24-01	1	72	283	17	31	8.0	93	91	14	26	3.7	14	3.9	0.1	5.6	1.3	9.6	2.5	8.9	1.6	10	2
MBC-7 H24-02	1	89	253	20	34	14	180	92	15	40	4.1	16	5.5	0.1	8.7	2.2	18	4.6	17	3.2	28	5
MP04①	0	190	263	32	26	4.5	71	70	25	22	5.2	19	4.6	0.2	6.4	1.3	9.5	2.1	6.9	1.1	8	1
121226α	2	140	203	26	44	18	473	79	31	110	9.8	39	18	0.5	28	7.5	60	13.3	45	7.3	50	8
粘土化帯	1	147	220	29	19	5.2	84	49	25	22	6.0	23	6.5	0.3	7.9	1.5	10	2.4	7.6	1.1	8.3	1
130207　低角	0	89	220	33	48	10	113	104	42	100	10	37	9	0.3	12	2.3	16	3.6	11	1.8	10	2
MP05①	0	120	247	30	32	4.6	54	78	23	41	5.5	20	5.1	0.2	6.2	1.2	7.7	1.7	5.4	0.9	6.3	1
13022603①B	2	130	250	13	46	3.7	177	64	73	103	18	66	16	0.4	20	3.5	23	5.1	16	2.2	13	2
13022603②	3	30	97	4.2	29	3.4	100	69	41	64	9.9	36	8.0	0.3	10.1	2.0	13	3.0	9.5	1.3	8.7	1
13022613 clay	2	41	283	4.9	22	1.3	79	38	95	250	21	75	15	0.6	14	2.1	12	2.6	8.2	1.3	8.3	1
13022609⑤-2 green	3	37	437	3.7	1.0	3.1	253	5	81	8.8	20	76	22	0.4	28	5.3	36	7.6	22	3.1	20	3
13022609⑤-2 black	17	51	64	4.5	6.3	2.1	97	9	30	100	8.4	31	9.3	0.2	12	2.4	15	3.3	10	1.6	10	2

分析手法については、Niwa et al. (2019)を参照。

表 12　粉末 XRD 分析結果（敦賀断層、白木-丹生断層、山田断層、伊那谷の断層）

Sample	Smectite	Illite	Chlorite	Quartz	Plagioclase	K-feldspar	Calcite	Kaolinite	Tremonite
orito-1-2	○	-	?	◎	○	○	△	?	-
orito-1-4	○	-	?	◎	○	○	-	?	-
orito-1-5	○	-	?	◎	○	○	+	?	+
orito-1-6	◎	-	◎	◎	○	○	-	-	△
orito-2-1	△	-	?	◎	△	○	+	?	-
orito-2-2	◎	-	?	◎	○	△	△	?	△
orito-3-1	△	-	?	◎	△	△	-	?	-
orito-3-2	◎	-	-	◎	△	△	○	-	△
orito-3-3	◎	-	-	◎	△	○	○	-	△
HT207	○	-	?	◎	○	○	△	?	△
HT209	△	△	?	◎	◎	◎	-	?	-
HT210	○	-	?	◎	△	△	-	?	-
HT211A	○	-	?	◎	△	○	-	?	-
HT211B	○	-	?	◎	△	△	-	?	-
Ina_F-1-1	△	○	?	◎	○	△	-	?	-
Ina_F-1-2	-	○	+	◎	○	△	△	-	-
Ina_F-1-3	△	○	-	◎	○	-	-	-	-
YMD_KC01	○	-	?	◎	△	-	-	?	-
YMD_NK01	○	△	?	◎	-	-	-	?	-
YMD_NK02	○	-	?	◎	-	-	-	?	-
YMD_IW01	◎	-	?	○	-	-	-	?	-
S-14-111a	○	-	?	◎	△	△	-	?	-
S-14-111b	○	-	?	◎	△	△	-	?	-
S-14-112	△	-	-	◎	○	△	-	-	-
MBC-27-77.50	◎	-	?	◎	◎	△	-	?	-
MBC-27-76.02	△	-	?	◎	○	○	-	?	-

◎ high abundance, ○ medium abundance, △ low abundance, + traces, - not detected, ? uncertainty

第四紀堆積物コアの半裁写真集

令和 4 年 3 月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

図版リスト

図版 1　KOM-1 ボーリングコアの半裁面(1)
図版 2　KOM-1 ボーリングコアの半裁面(2)
図版 3　KOM-2 ボーリングコアの半裁面(1)
図版 4　KOM-2 ボーリングコアの半裁面(2)
図版 5　ANW-1、ANW-1r、ANW-2 ボーリングコアの半裁面

【堆積物コアの半裁作業】

１．概要

半裁の対象の堆積物コアは、KOM-1、KOM-2、ANW-1、ANW-1r および ANW-2 である（別表参照)。合計 59 m 長の堆積物コア（コア径は 65mm）を半裁した。半裁後のコアは元あった箱に二段重ねにして保管した。半裁したコアのコア箱への収納の際は、保存用、観察用のいずれのコアも型崩れや人為的な原因等で乱れることのないように、適切な保護処置を行った。

半裁したコアは、試料の混染に留意しながら表面をクリーニングし、一方は乾燥や劣化を防ぐために速やかにビニルシートなどを用いて封入・保存し（保存用)、もう一方は、コアの岩相や礫種、基質の種類、堆積構造や色調などの地質情報が確認できるようにした（観察用)。観察用のコアの半裁面については、乾燥や酸化などの劣化の起こらないうちに、速やかにコア全体の写真撮影を行った。写真撮影は、コア箱にコアが収納された状態で行った。なお、写真撮影の際には、スケールとカラーチャートを入れ、採取深度、採取率等がわかるようにした。

２．手順

別表に示される試料を対象に半裁を行った。まず、試料を固定するためコアの片側の塩ビパイプ内側に剥がし剤を噴霧した後、木工用ボンドを塗った。その後、塩ビパイプをコアに押し付けて、圧着させた。もう片側も同様にし、結束バンドで固定し、3 日間、室温でボンドを固めた。その後、コンクリートカッター(NC-LX)を用いて、試料が崩壊しないように、金具でコア側面を挟んで固定し、ゆっくり(毎分 30mm 程度)と刃を進めるように切断を行った。

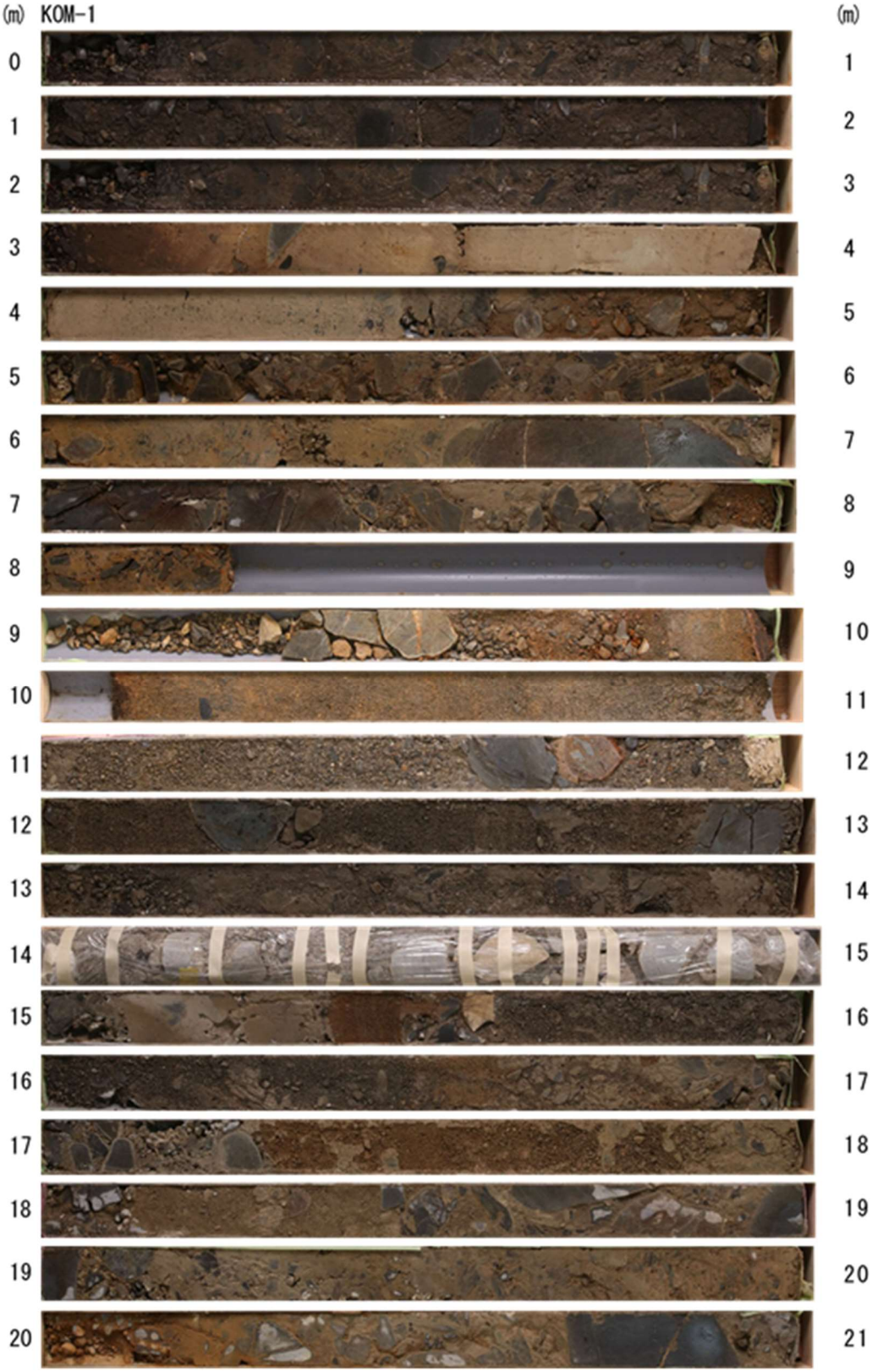
ただし、KOM-1_14_15m については、コア試料の崩壊が激しく、切断中に試料が流出してしまう恐れがあったため、半裁を断念した。

ボーリングコアの半裁面を図版 1～5 に示す。

別表　ボーリングコア試料

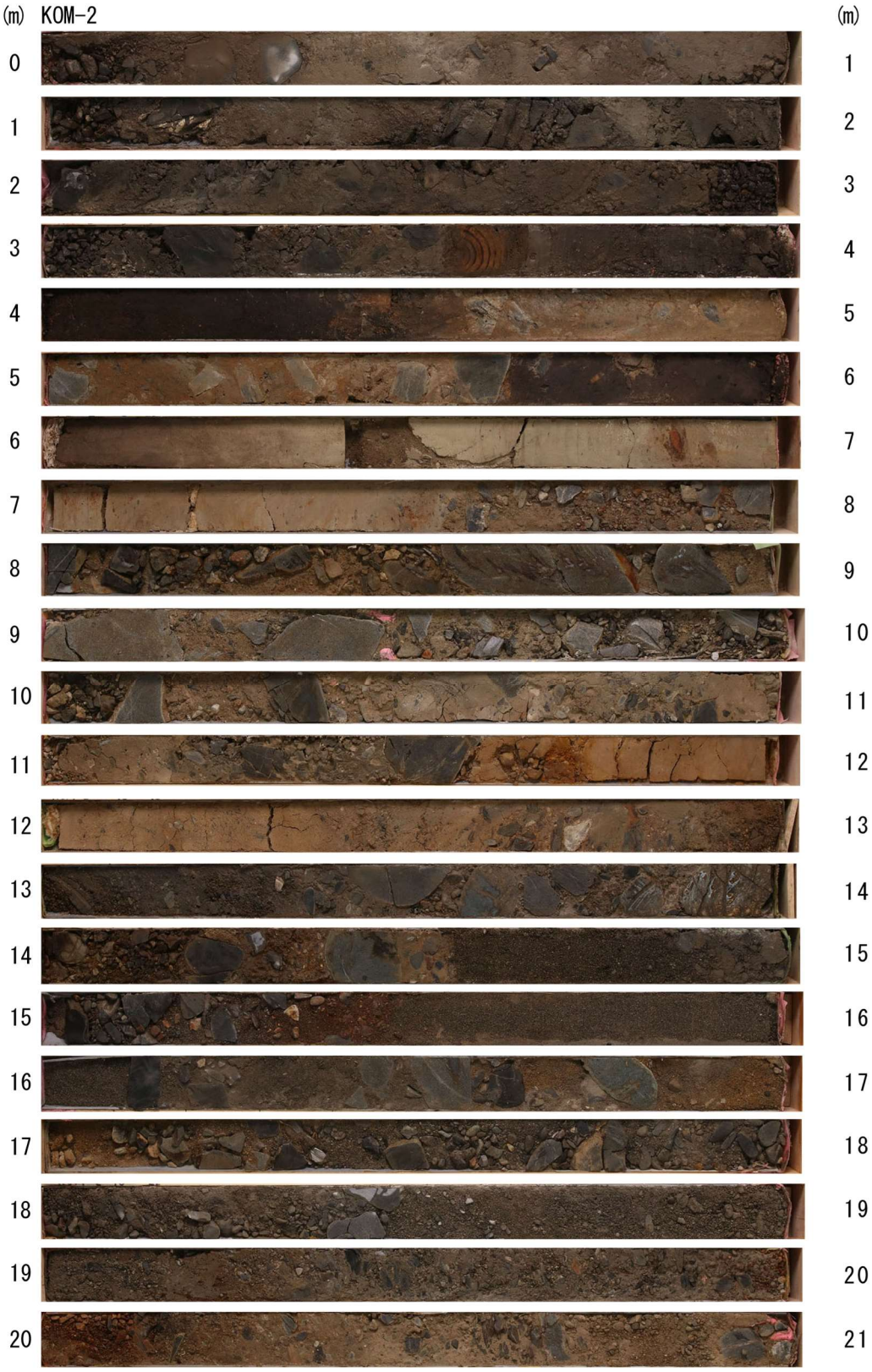
コア名	コア名・深度	コア名	コア名・深度	コア名	コア名・深度
KOM1	KOM1_00_01m	KOM2	KOM2_00_01m	ANW1	ANW1_00_01m
	KOM1_01_02m		KOM2_01_02m		ANW1_01_02m
	KOM1_02_03m		KOM2_02_03m		ANW1_02_03m
	KOM1_03_04m		KOM2_03_04m		ANW1_03_04m
	KOM1_04_05m		KOM2_04_05m		ANW1_04_05m
	KOM1_05_06m		KOM2_05_06m	ANW1r	ANW1r_00_01m
	KOM1_06_07m		KOM2_06_07m		ANW1r_01_02m
	KOM1_07_08m		KOM2_07_08m		ANW1r_02_03m
	KOM1_08_09m		KOM2_08_09m	ANW2	ANW2_00_01m
	KOM1_09_10m		KOM2_09_10m		ANW2_01_02m
	KOM1_10_11m		KOM2_10_11m		ANW2_02_03m
	KOM1_11_12m		KOM2_11_12m		
	KOM1_12_13m		KOM2_12_13m		
	KOM1_13_14m		KOM2_13_14m		
	KOM1_14_15m		KOM2_14_15m		
	KOM1_15_16m		KOM2_15_16m		
	KOM1_16_17m		KOM2_16_17m		
	KOM1_17_18m		KOM2_17_18m		
	KOM1_18_19m		KOM2_18_19m		
	KOM1_19_20m		KOM2_19_20m		
	KOM1_20_21m		KOM2_20_21m		
	KOM1_21_22m		KOM2_21_22m		
	KOM1_22_23m		KOM2_22_23m		
	KOM1_23_24m		KOM2_23_24m		

図版 1　KOM-1 ボーリングコアの半裁面(1)



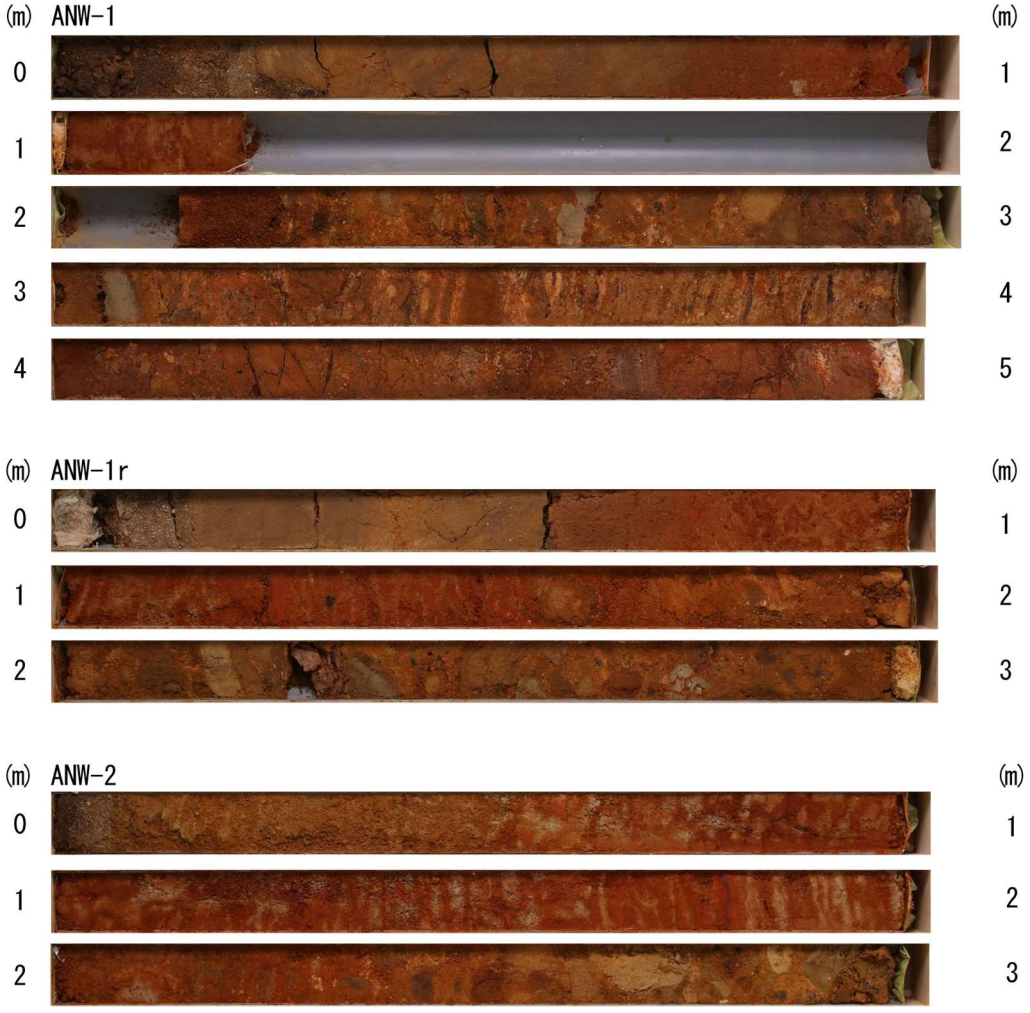
図版 2　KOM-1 ボーリングコアの半裁面(2)

図版 3　KOM-2 ボーリングコアの半裁面(1)



図版 4　KOM-2 ボーリングコアの半裁面(2)

図版 5　ANW-1、ANW-1r、ANW-2 ボーリングコアの半裁面



空白ページ

第四紀堆積物の珪藻分析結果

令和 4 年 3 月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

目　次

1. ANM 露頭

1.1. はじめに .....付 12-3
1.2. 試料.....付 12-3
1.3. 分析手法 .....付 12-4
1.4. 結果および考察 .....付 12-5
1.5. 引用文献 .....付 12-6

2. KOM コアおよび SWM 露頭

2.1. はじめに .....付 12-8
2.2. 試料.....付 12-8
2.3. 分析手法 .....付 12-10
2.4. 結果および考察 .....付 12-10
2.5. 引用文献 .....付 12-10

1. ANM 露頭

1.1 はじめに

本分析では、第四紀の古環境変遷の復元を目的として、石川県能登半島の穴水町で行われた ANM 露頭調査より採取された第四紀堆積物を対象に珪藻分析を実施した。以下にその結果を記載する。

1.2 試料

試料は、石川県穴水町の海成段丘 H2 面(MIS11 相当)における ANM 露頭調査の露頭①から採取された試料 8 点と、露頭②から採取された試料 7 点の計 15 点である。対象となる地層は、シルト層、砂層、礫層、ローム層などであり、試料は生痕コンクリーションやその周囲などから採取されている。試料の採取位置ほかの詳細を表 1 に示す。

表 1　分析試料

番号	試料名	地域	採取露頭	採取位置(cm)	採取層準および備考
1	ANM-1D	石川県	①	190-200	シルト(生痕コンクリーション混じり)
2	ANM-4D	穴水町		160-170	シルト(生痕コンクリーション混じり)
3	ANM-6D	馬飛池横		140-150	シルト(生痕コンクリーション混じり)
4	ANM-8D			120-130	砂
5	ANM-10D			100-110	砂
6	ANM-12D			80-90	砂
7	ANM-15D			50-60	礫混じりシルト
8	ANM-17D			30-40	ローム層(トラ斑)
9	ANM-b-D	石川県	②	40-45cm	シルト層(固結)、礫層直下の固結砂岩層
10	ANM-c2-D	穴水町		125cm	シルト層、生痕を埋める軟らかい堆積物
11	ANM-d-D	馬飛池横		23cm	礫混じりシルト層、基質部
12	ANM-f-D			50cm	砂質シルト層、生痕コンクリーション産出層の上部
13	ANM-g-D			80cm	砂層、生痕コンクリーション産出層の中部
14	ANM-h-D			130cm	シルト層、生痕コンクリーション産出層の下部
15	ANM-i1-1-D			45～150cmのどこか	砂層～シルト層、生痕コンクリーション(切断済)

1.3 分析手法

湿重約 5g をビーカーに計り取り、過酸化水素水と塩酸を加えて試料の泥化と有機物の分解・漂白を行う。次に、分散剤を加えた後、蒸留水を満たし放置する。その後、上澄み液中に浮遊した粘土分を除去し、珪藻殻の濃縮を行う。この操作を 4～5 回繰り返す。次に、自然沈降法による砂質分の除去を行い、検鏡し易い濃度に希釈し、カバーガラス上に滴下して乾燥させる。乾燥した試料上に封入剤のプリュウラックスを滴下し、スライドガラスに貼り付け永久プレパラートを作製する。

検鏡は、油浸 600 倍または 1000 倍で行い、メカニカルステージを用い任意に出現する珪藻化石が 200 個体以上になるまで同定・計数した。なお、原則として、珪藻殻が半分以上破損したものについては、誤同定を避けるため同定・計数は行わない。200 個体が産出した後は、示準種等の重要な種類の見落としがないように、全体を精査し、含まれる種群すべてが把握できるように努める。

珪藻の同定と種の生態性については、Horst Lange-Bertalot et al.(2000)、Hustedt(1930-1966)、Krammer and Lange-Bertalot(1985～1991)、Desikachary(1987)などを参考にする。群集解析にあたり個々の産出化石は、まず塩分濃度に対する適応性により、海水生、海水～汽水生、汽水生、淡水生に生態分類し、さらにその中の淡水生種は、塩分、pH、水の流動性の 3 適応性についても生態分類し、表に示した。

塩分に対する適応性とは、淡水中の塩類濃度の違いにより区分したもので、ある程度の塩分が含まれた方がよく生育する種類は好塩性種とし、少量の塩分が含まれていても生育できるものを不定性種、塩分が存在する水中では生育できないものを嫌塩性種として区分している。これは、主に水域の化学的な特性を知る手がかりとなるが、単に塩類濃度が高いか低いかといったことが分かるだけでなく、塩類濃度が高い水域というのは概して閉鎖水域である場合が多いことから、景観を推定する上でも重要な要素である。

pH に対する適応性とは、アルカリ性の水域に特徴的に認められる種群を好アルカリ性種、逆に酸性水域に生育する種群を好酸性種、中性の水域に生育する種を不定性種としている。これも、単に水の酸性・アルカリ性のいずれかがわかるだけでなく、酸性の場合は湿地であることが多いなど、間接的には水域の状況を考察する上で必要不可欠である。

流水に対する適応性とは、流れのある水域の基物(岩石・大型の藻類・水生植物など)に付着生育する種群であり、特に常時、流れのあるような水域でなければ生育出来ない種群を好流水性種、逆に流れのない水域に生育する種群を好止水性種として区分している。流水不定は、どちらにでも生育できる可能性もあるが、それらの大半は止水域に多い種群である。なお、好流水性種と流水不定性種の多くは付着性種であるが、好止水性種には水塊中を浮遊生活する浮遊性種も存在する。浮遊性種は、池沼あるいは湖沼の環境を指標する。

なお、淡水生種の中には、水中から出て陸域の乾いた環境下でも生育する種群が存在し、これらを陸生珪藻と呼んで、水中で生育する種群と区分している。陸生珪藻は、陸域の乾いた環境を指標することから、古環境を推定する上で極めて重要な種群である。

1.4 結果および考察

分析結果を表 2 に示す。分析を行った 15 試料のうち、露頭①から採取された ANM-1D および ANM-6D からは珪藻化石が産出したが、その他の試料は無化石であった。産出した 2 試料も産出数は非常に少なかった。プレパラート内の状況写真および産出した珪藻化石の写真を図版 1 に示す。

ANM-1D および ANM-6D からは、それぞれ 1 個体産出した。産出した分類群は、海水生種である。保存状態は、完形である。産出した種の生態性について述べると、海水生種の Thalassionema nitzschioides は、日本近海の沿岸・内湾に極めて普通にかつ冬春季に多量にあらわれるとされる（山路,1980）。本種は、生産力の高い種であり、海洋全般に認められる種である。

ただ、露頭①および露頭②の試料はほとんどが無化石であり、産出した試料も 1 個体と非常に産出数は少ない。1g 当たりに換算すると 30 個体程度であり、通常、珪藻化石が産出する試料で同様の分析を行うと、1g あたり 6,000 個体以上産出することを考慮すれば、もともとの環境下で堆積していた珪藻化石のほとんどは消失しており、珪藻化石の生態性や群集の生育特性による、直接的な堆積環境の推定は非常に困難である。経験的には、堆積後に好気的環境下で大気に曝されると、短期間に分解消失することがわかっている。次に、珪藻化石を構成するシリカ鉱物は、温度が高いほど、流速が早いほど、水素イオン濃度指数が高いほど溶解度が大きくなり溶けやすいことが実験により推定されている(千木良,1995)。また、小杉(1986)によると、珪藻の遺骸は、堆積する際には、その大きさからシルトと挙動と共にするとされていることから、粗粒な堆積物の場合、珪藻殻は取り込まれにくいことが推定される。

今回分析した 15 試料も、もともと堆積していた珪藻化石のほとんどは分解・消失し、殻の厚い珪藻がわずかに残った状態であると考えられ、詳細な考察は差し控える。

表 2　珪藻分析結果

種　　類	生態性			環境	露頭① ANM-								露頭② ANM-						
	塩分	pH	流水	指標種	1D	4D	6D	8D	10D	12D	15D	17D	b-D	c2-D	d-D	f-D	g-D	h-D	i1-1-D
Thalassionema nitzschioides (Grun.) Grunow	Euh			A,B	1	－	1	－	－	－	－	－	－	－	－	－	－	－	－
海水生種					1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
海水～汽水生種					0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
汽水生種					0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
淡水～汽水生種					0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
淡水生種					0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
珪藻化石総数					1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

凡例

塩分:塩分濃度に対する適応性
- Euh　:海水生種
- Euh-Meh:海水生種-汽水生種
- Meh　:汽水生種
- Ogh-Meh:淡水生種-汽水生種
- Ogh-hil:貧塩好塩性種
- Ogh-ind:貧塩不定性種
- Ogh-hob:貧塩嫌塩性種
- Ogh-unk:貧塩不明種

pH:水素イオン濃度に対する適応性
- al-bi:真アルカリ性種
- al-il:好アルカリ性種
- ind　:pH不定性種
- ac-il:好酸性種
- ac-bi:真酸性種
- unk　:pH不明種

流水:流水に対する適応性
- l-bi:真止水性種
- l-ph:好止水性種
- ind :流水不定性種
- r-ph:好流水性種
- r-bi:真流水性種
- unk :流水不明種

環境指標種

A:外洋指標種 B:内湾指標種 C1:海水藻場指標種 C2:汽水藻場指標種
D1:海水砂質干潟指標種 D2:汽水砂質干潟指標種
E1:海水泥質干潟指標種 E2:汽水泥質干潟指標種 F:淡水底生種群(以上は小杉,1988)

1.5 引用文献

千木良雅弘,1995, 風化と崩壊. 近未来社, 204p.

Desikachary, T. V., 1987, Atlas of Diatoms. Marine Diatoms of the Indian Ocean. Madras science foundation,1-13, Plates, 401-621.

Hustedt, F., 1930, Die Kieselalgen Deutschlands, Oesterreichs und der Schweiz. under Berucksichtigung der ubrigen Lander Europas Sowie der angrenzenden Meeresgebiete. in Dr. Rabenhorsts Kryptogamen Flora von Deutschland, Oesterreichs unt der Schweiz, 7, Leipzig, Part 1, 920p.

Hustedt, F., 1937-1938, Systematische unt okologische Untersuchungen mit die Diatomeen-Flora von Java, Bali und Sumatra. Ⅰ～Ⅲ. Arch. Hydrobiol. Suppl., 15, 131-809p, 1-155p, 274-349p.

Hustedt, F., 1959, Die Kieselalgen Deutschlands, Oesterreichs und der Schweiz. under Berucksichtigung der ubrigen Lander Europas Sowie der angrenzenden Meeresgebiete. in Dr. Rabenhorsts Kryptogamen Flora von Deutschland, Oesterreichs unt der Schweiz, 7, Leipzig, Part 2, 845p.

Hustedt, F., 1961-1966, Die Kieselalgen Deutschlands, Oesterreichs und der Schweiz. under Berucksichtigung der ubrigen Lander Europas Sowie der angrenzenden Meeres-gebiete. in Dr. Rabenhorsts Kryptogamen Flora von Deutschland, Oesterreichs unt der Schweiz, 7, Leipzig, Part 3, 816p.

小杉正人, 1986, 陸生珪藻による古環境の解析とその意義－わが国への導入とその展望－. 植生史研究, 1, 9-44.

小杉正人, 1988, 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復原への応用. 第四紀研究, 27, 1-20.

Krammer, K. and Lange-Bertalot H., 1985, Naviculaceae. Bibliothyca Diatomologica, vol. 9,p.250.

Krammer, K. and Lange-Bertalot H., 1986, Bacillariophyceae, Susswasser flora von Mitteleuropa, 2(1)：876p.

Krammer, K. and Lange-Bertalot H., 1988, Bacillariophyceae, Susswasser flora von Mitteleuropa 2(2): 596p.

Krammer, K. and Lange-Bertalot H., 1990, Bacillariophyceae, Susswasser flora von Mitteleuropa 2(3): 576p.

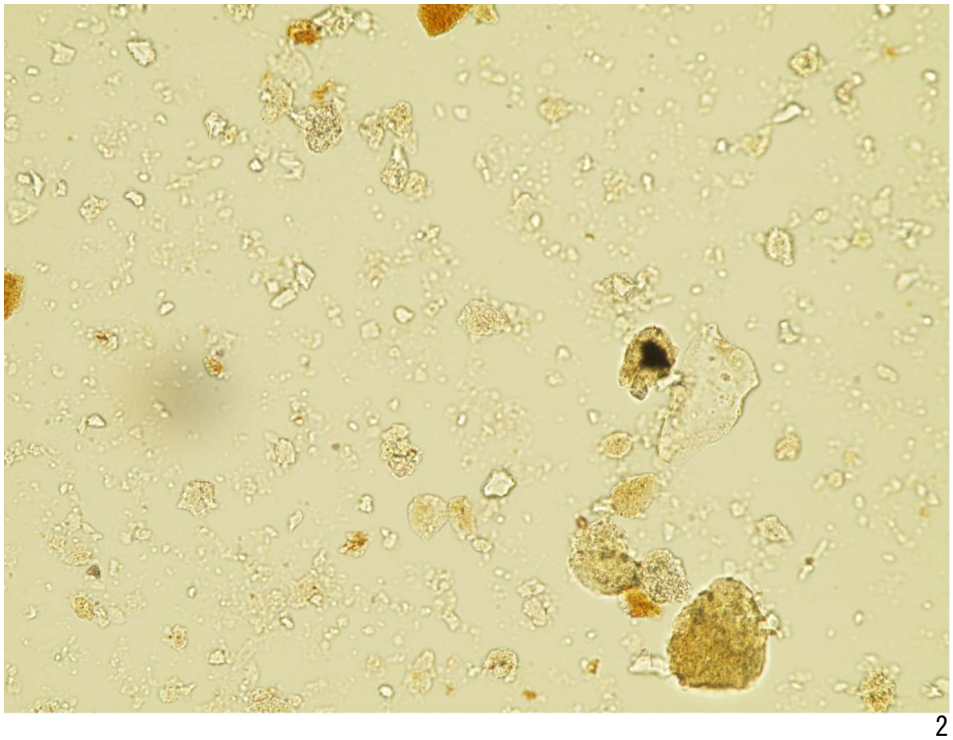
Krammer, K. and Lange-Bertalot H., 1991a, Bacillariophyceae, Susswasser flora von Mitteleuropa 2(4): 437p.

Lange-Bertalot, H., Witowski, A., and Metzeltin, D., 2000,ICONOGRAPHIA DIATOMOLOGICA Annotated diatom micrographs. Diatom Flora of Marine Coasts, 1, 925p.

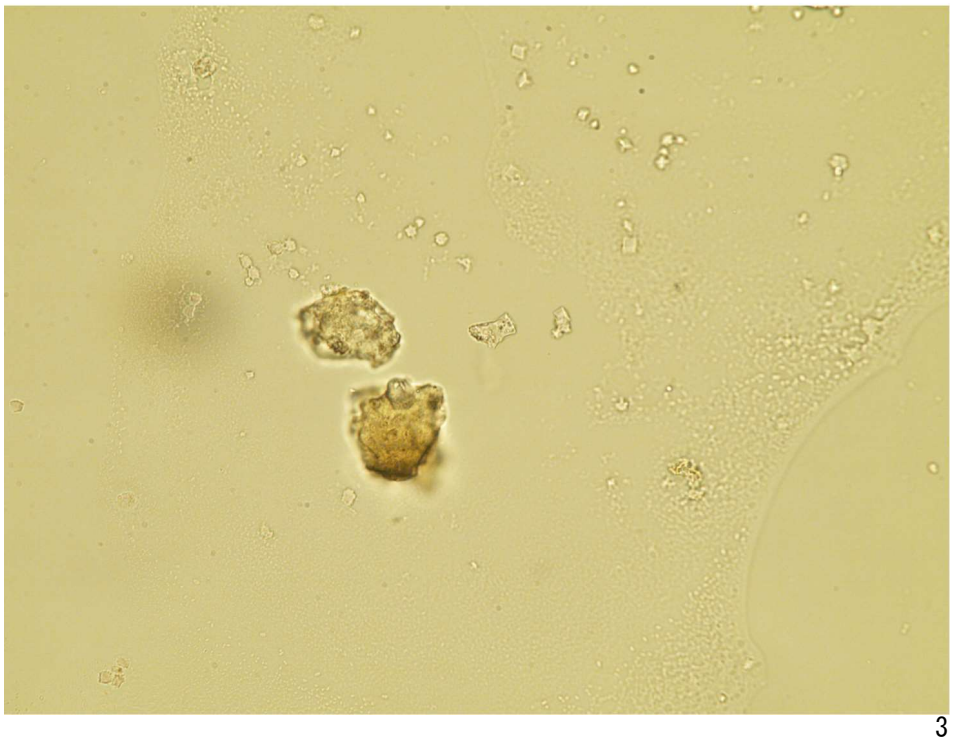
山路勇, 1980, 日本海洋プランクトン図鑑. 保育社, 1-537p.

図版 1　プレパラート内の状況写真

1



2



3

10 μm　　50 μm

(1)　　(2, 3)

1. *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) Grunow (露頭①;ANM-1D)
2. プレパラート内の状況写真 (露頭①;ANM-10D)
3. プレパラート内の状況写真 (露頭②;ANM-b-D)

2. KOM コアおよび SWM 露頭

2.1 はじめに

本分析では、第四紀の古環境変遷の復元を目的として、静岡県川根本町大井川の穿入蛇行跡上の掘削地点である KOM-1 および KOM-2 と静岡県川根本町大井川の河成段丘の SWM 露頭で採取された第四紀堆積物を対象に珪藻分析を実施した。以下にその結果を記載する。

2.2 試料

珪藻分析の対象は、KOM-1 および KOM-2 から採取した 48 点と大井川露頭（SWM）から採取された 27 点の計 75 点である。分析試料を表 3 および表 4 に示す。

表 3　分析試料（KOM-1、2）

コア名	深度(cm)	分析項目	
		珪藻分析	花粉分析
KOM-1	211-212	○	
KOM-1	241-242	○	
KOM-1	271-272	○	
KOM-1	288-289	○	
KOM-1	311-312	○	
KOM-1	321-322	○	
KOM-1	351-352	○	
KOM-1	361-362	○	
KOM-1	405-406	○	
KOM-1	418-419	○	
KOM-1	445-446	○	
KOM-1	814-815	○	
KOM-1	945-946	○	
KOM-1	981-982	○	
KOM-1	991-992	○	
KOM-1	1015-1016	○	
KOM-1	1050-1051	○	
KOM-1	1120-1121	○	
KOM-1	1155-1156	○	
KOM-1	1210-1211	○	
KOM-1	1250-1251	○	
KOM-2	367-368	○	
KOM-2	381-382	○	
KOM-2	431-432	○	
KOM-2	575-576	○	
KOM-2	595-596	○	
KOM-2	621-622	○	
KOM-2	651-652	○	
KOM-2	665-666	○	
KOM-2	681-682	○	
KOM-2	702-703	○	
KOM-2	719-720	○	
KOM-2	751-752	○	
KOM-2	761-762	○	
KOM-2	779-780	○	
KOM-2	791-792	○	
KOM-2	1055-1056	○	
KOM-2	1161-1162	○	
KOM-2	1205-1206	○	
KOM-2	1255-1256	○	
KOM-2	1265-1266	○	
KOM-2	1305-1306	○	
KOM-2	1479-1480	○	
KOM-2	1535-1536	○	
KOM-2	1551-1552	○	
KOM-2	1589-1590	○	
KOM-2	1635-1636	○	
KOM-2	1691-1692	○	

表 4　分析試料（SWM）

試料名	採取高度(柱状図基準)		分析項目	
	上端	下端	珪藻分析	花粉分析
SWM①-1D	10	0	○	
SWM①-2D	20	10	○	
SWM①-3D	30	20	○	
SWM①-4D	40	30	○	
SWM①-5D	50	40	○	
SWM①-6D	60	50	○	
SWM①-7D	70	60	○	
SWM①-8D	80	70	○	
SWM①-9D	90	80	○	
SWM①-10D	100	90	○	
SWM①-11D	110	100	○	
SWM①-12D	120	110	○	
SWM①-13D	130	120	○	
SWM①-14D	140	130	○	
SWM①-15D	150	140	○	
SWM①-16D	160	150	○	
SWM①-17D	170	160	○	
SWM①-18D	180	170	○	
SWM①-19D	190	180	○	
SWM②-1D	10	5	○	
SWM②-2D	20	10	○	
SWM②-3D	30	20	○	
SWM②-4D	40	30	○	
SWM②-5D	50	40	○	
SWM②-6D	60	50	○	
SWM②-7D	70	60	○	
SWM②-8D	80	70	○	
SWM②-9D	86	80	○	
SWM②-10D	90	86	○	
SWM③-1D	10	0	○	
SWM③-2D	20	10	○	
SWM③-3D	30	20	○	
SWM③-4D	38	30	○	
SWM③-5D	50	40	○	
SWM③-6D	60	50	○	
SWM③-7D	70	60	○	
SWM③-8D	80	70	○	
SWM③-9D	90	80	○	
SWM③-10D	100	90	○	
SWM③-11D	110	100	○	
SWM③-12D	120	110	○	

2.3 分析手法

珪藻の分離と抽出は、試料の性状を考慮したうえで、一般的に確立された手法の中から最適な手法で実施した。

湿重約 5g をビーカーに計り取り、過酸化水素水と塩酸を加えて試料の泥化と有機物の分解・漂白を行った。次に、分散剤を加えた後、蒸留水を満たし放置した。その後、上澄み液中に浮遊した粘土分を除去し、珪藻殻の濃縮を行った。この操作を 4～5 回繰り返した。次に、自然沈降法による砂質分の除去を行い、検鏡し易い濃度に希釈し、カバーガラス上に滴下して乾燥させた。乾燥した試料上に封入剤のプリュウラックスを滴下し、スライドガラスに貼り付け永久プレパラートを作製した。

検鏡は、油浸 600 倍または 1000 倍で行い、メカニカルステージを用い任意に出現する珪藻化石が 200 個体以上になるまで同定・計数した。なお、原則として、珪藻殻が半分以上破損したものについては、誤同定を避けるため同定・計数は行わなかった。200 個体が産出した後は、示準種等の重要な種類の見落としがないように、全体を精査し、含まれる種群すべてが把握できるように努めた。

2.4 結果および考察

分析の結果、いずれの試料においても、珪藻化石は 1 個体も産出しなかった。

本分析試料(KOM-1 および KOM-2)には珪藻化石が産出しなかったため、珪藻化石の生態性や群集の生育特性による、直接的な堆積環境の推定は行わなかった。経験的には、堆積後に好気的環境下で大気に曝されると、短期間に分解消失することがわかっている。次に、珪藻化石を構成するシリカ鉱物は、温度が高いほど、流速が早いほど、水素イオン濃度指数が高いほど溶解度が大きくなり溶けやすいことが実験により推定されている(千木良,1995)。また、小杉(1986)によると、珪藻の遺骸は、堆積する際には、その大きさからシルトと挙動と共にするとされていることから、粗粒な堆積物の場合、珪藻殻は取り込まれにくいことが推定される。

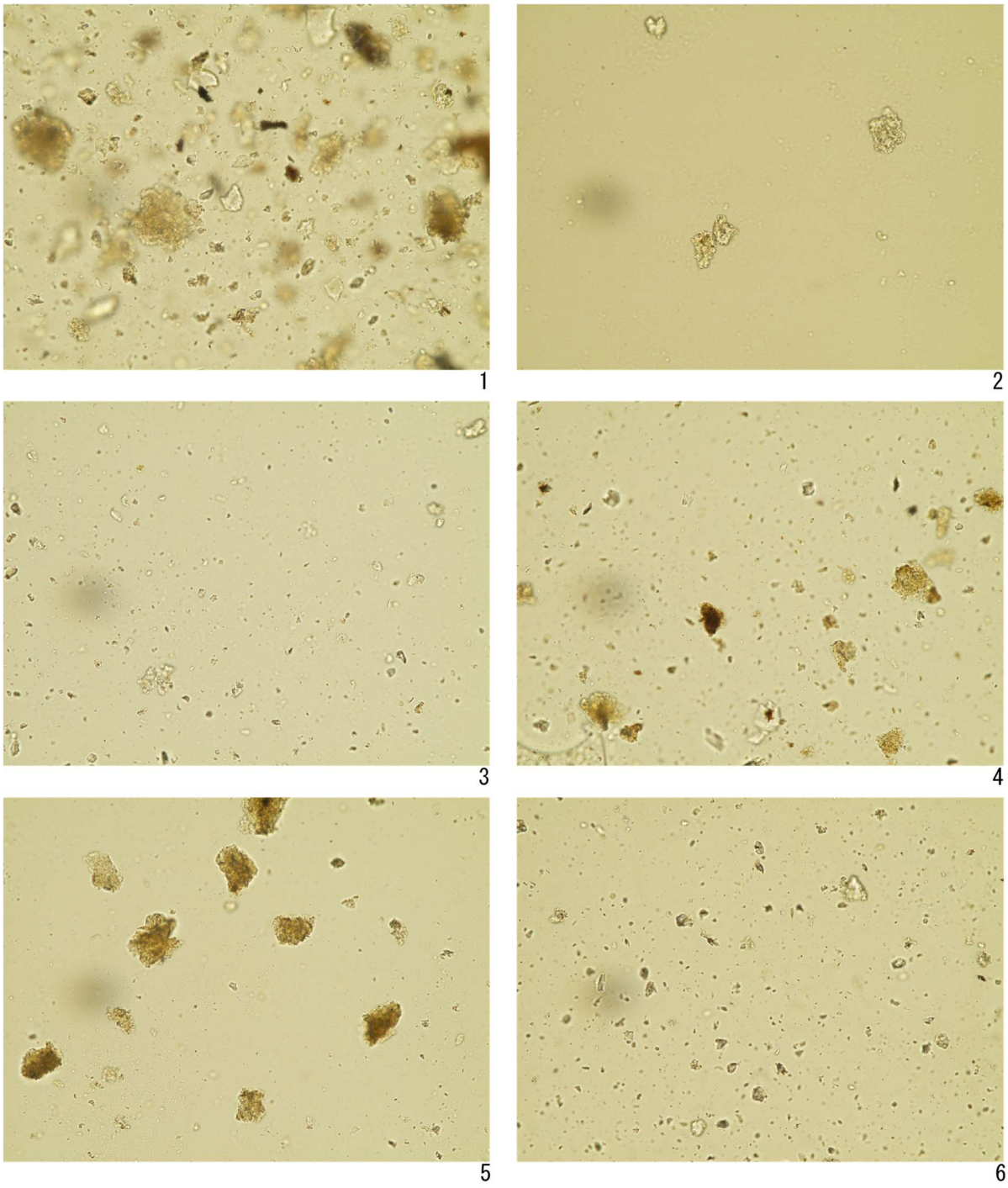
本分析試料(KOM-1 および KOM-2)の場合も、流速が早かった等の理由で珪藻化石が取り込まれにくい環境であったか、取り込まれた珪藻化石も堆積後に、好機的な環境下において、分解・消失した可能性が高い。

2.5 引用文献

千木良雅弘,1995,風化と崩壊.近未来社,204p.

小杉正人,1986,陸生珪藻による古環境の解析とその意義－わが国への導入とその展望－. 植生史研究,1,9-44.

図版 2　プレパラート内の状況写真



1．プレパラート内の状況写真（KOM-1;595-596）
2．プレパラート内の状況写真（KOM-1;751-752）
3．プレパラート内の状況写真（KOM-1;1178-1179）
4．プレパラート内の状況写真（KOM-2;311-312）
5．プレパラート内の状況写真（KOM-2;1015-1016）
6．プレパラート内の状況写真（KOM-2;1210-1211）

空白ページ

第四紀堆積物の花粉分析結果

令和 4 年 3 月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

目　次

1. ANW コア

1.1. はじめに .....付 13-3
1.2. 試料.....付 13-3
1.3. 分析手法 .....付 13-4
1.4. 結果および考察 .....付 13-4
1.5. 引用文献 .....付 13-5

2.ANY 露頭

2.1. はじめに .....付 13-7
2.2. 花粉分析方法.....付 13-8
　2.2.1 堆積物試料からの花粉・胞子化石の分離.....付 13-8
　2.2.2 花粉・胞子化石の形態観察および同定 .....付 13-8
　2.2.3 花粉・胞子化石の形態観察および同定 .....付 13-8
　2.2.4 堆積物 1g 試料当たりに含まれる花粉・胞子化石量.....付 13-8
2.3. 分析結果 .....付 13-8
2.4. 考察.....付 13-9
　2.4.1 花粉化石群集に基づく地域花粉帯.....付 13-9
　2.4.2 海成段丘の古環境変遷について .....付 13-10
2.5. まとめ.....付 13-11
　2.5.1 花粉化石群集に基づく地域花粉帯.....付 13-11
　2.5.2 海成段丘の古環境変遷について .....付 13-11
2.6. 参考文献 .....付 13-12

1. ANW コア

1.1 はじめに

本分析では、第四紀の古環境変遷の復元を目的として、石川県穴水町能登半島において、中期更新世とみられる河成段丘面で採取されたオールコア ANW-2 を対象に、花粉分析を行った。以下にその結果を記載する。

1.2 試料

花粉分析の対象は、ANW-2 コアから採取した 57 点である。各試料の分析項目を表 1 に示す。

表 1. 分析試料

コア名	深度(cm)	分析項目	
		珪藻分析	花粉分析
ANW-2	5-7		○
ANW-2	10-12		○
ANW-2	15-17		○
ANW-2	20-22		○
ANW-2	25-27		○
ANW-2	30-32		○
ANW-2	35-37		○
ANW-2	40-42		○
ANW-2	45-47		○
ANW-2	50-52		○
ANW-2	55-57		○
ANW-2	60-62		○
ANW-2	65-67		○
ANW-2	70-72		○
ANW-2	75-77		○
ANW-2	80-82		○
ANW-2	85-87		○
ANW-2	90-92		○
ANW-2	95-97		○
ANW-2	105-107		○
ANW-2	110-112		○
ANW-2	115-117		○
ANW-2	120-122		○
ANW-2	125-127		○
ANW-2	130-132		○
ANW-2	135-137		○
ANW-2	140-142		○
ANW-2	145-147		○
ANW-2	150-152		○
ANW-2	155-157		○
ANW-2	160-162		○
ANW-2	165-167		○
ANW-2	170-172		○
ANW-2	175-177		○
ANW-2	180-182		○
ANW-2	185-187		○
ANW-2	190-192		○
ANW-2	195-197		○
ANW-2	205-207		○
ANW-2	210-212		○
ANW-2	215-217		○
ANW-2	220-222		○
ANW-2	225-227		○
ANW-2	230-232		○
ANW-2	235-237		○
ANW-2	240-242		○
ANW-2	245-247		○
ANW-2	250-252		○
ANW-2	255-257		○

コア名	深度(cm)	分析項目	
		珪藻分析	花粉分析
ANW-2	260-262		○
ANW-2	265-267		○
ANW-2	270-272		○
ANW-2	275-277		○
ANW-2	280-282		○
ANW-2	285-287		○
ANW-2	290-292		○
ANW-2	295-297		○

1.3 分析手法

花粉・胞子化石の分離と抽出は、試料の性状を考慮したうえで、一般的に確立された手法の中から最適な手法で実施した。

試料約 15g について、水酸化カリウムによる腐植酸の除去、0.25mm の篩による篩別、重液(臭化亜鉛，比重 2.2)による有機物の分離、フッ化水素酸による鉱物質の除去、アセトリシス(無水酢酸 9：濃硫酸 1 の混合液)処理による植物遺体中のセルロースの分解を行い、花粉を濃集する。残渣をグリセリンで封入してプレパラートを作成し、400 倍の光学顕微鏡下で観察した。

1.4 結果および考察

分析結果を表 2 に示す。いずれの試料も分析残渣が非常に少ない。分析残渣には有機物がほとんどみられず、フッ化水素酸で溶解できなかった軽鉱物がみられる程度である。花粉化石は全ての試料で微量だが花粉化石の保存状態は良い。堆積物 1g あたりの花粉数は、表層付近(5-7cm)で 10 個未満、それより下位では 1 個未満と少ない。

表層に近い 5-7cm では、マツ属、スギ属、ニレ属―ケヤキ属、イネ科、ヨモギ属などがみられる。これらは空中から飛来、もしくは雨水によって堆積した表層花粉と考えられる。検出された種類は風媒花が多いが(上記に示した種類は全て風媒花)、これらは花粉生産量が多く、多量の花粉が大気中に飛散されることが、多産する要因である。一方、ナデシコ科等は虫媒花であるが、花粉外膜が厚く、かつ形状が特徴的で保存が悪くても種類が判明するため、同定できたと思われる。

それより下位の試料は、花粉化石が極端に少ない。花粉は、空中や地表にも存在するため、生物による堆積物の擾乱や、試料採取時などに、これらが混入することは避けられない。堆積物に花粉化石が多量に含まれる場合(一般的な花粉分析では、堆積物 1g あたり数千個以上含まれる)堆積物に元々含まれる花粉化石に比べ、後代に混入する花粉の量が非常に少ないため、汚染の影響は無視しても良い。しかし、堆積物中に花粉化石がほとんど含まれない場合は、微量の混入が、そのまま堆積物の花粉組成に反映される。今回検出された花粉化石は堆積物中に花粉化石が少ないわりには保存状態が良く、後代に混入した花粉の組成の可能性が高いため、考察は差し控える。

表 2.　花粉分析結果

コア	深度	結果
ANW-2	5-7	マツ属(3)、スギ属(3)、ニレ属―ケヤキ属(1)、イネ科(1)、サナエタデ節-ウナギツカミ節(2)、アカザ科(1)、ナデシコ科(1)、セリ科(1)、ヨモギ属(4)、キク亜科(1)、タンポポ7亜科(1)、シダ類胞子(3)
ANW-2	10-12	マツ属(2)
ANW-2	15-17	マツ属(3)、スギ属(2)、キク亜科(2)
ANW-2	20-22	マツ属(1)、ナデシコ科(1)
ANW-2	25-27	マツ属(1)
ANW-2	30-32	なし
ANW-2	35-37	スギ属(1)
ANW-2	40-42	なし
ANW-2	45-47	ツバキ属(1)、タケニグサ属(1)
ANW-2	50-52	なし
ANW-2	55-57	不明(1)
ANW-2	60-62	なし
ANW-2	65-67	なし
ANW-2	70-72	なし
ANW-2	75-77	なし
ANW-2	80-82	不明(1)
ANW-2	85-87	なし
ANW-2	90-92	なし
ANW-2	95-97	なし
ANW-2	105-107	ツバキ属(1)、キク亜科(1)
ANW-2	110-112	なし
ANW-2	115-117	なし
ANW-2	120-122	なし
ANW-2	125-127	コナラ亜属(1)
ANW-2	130-132	なし
ANW-2	135-137	なし
ANW-2	140-142	なし
ANW-2	145-147	なし
ANW-2	150-152	キク亜科(1)
ANW-2	155-157	ニレ属―ケヤキ属(1)
ANW-2	160-162	なし
ANW-2	165-167	マツ属(1)
ANW-2	170-172	コナラ亜属(1)、アカガシ亜属(1)
ANW-2	175-177	キク亜科(2)
ANW-2	180-182	なし
ANW-2	185-187	なし
ANW-2	190-192	キク亜科(1)
ANW-2	195-197	ニレ属―ケヤキ属(1)、キク亜科(1)
ANW-2	205-207	なし
ANW-2	210-212	なし
ANW-2	215-217	なし
ANW-2	220-222	なし
ANW-2	225-227	アカザ科(1)
ANW-2	230-232	クワ科(1)
ANW-2	235-237	なし
ANW-2	240-242	なし
ANW-2	245-247	なし
ANW-2	250-252	マツ属(1)
ANW-2	255-257	サワグルミ属(1)
ANW-2	260-262	キク亜科(1)
ANW-2	265-267	なし
ANW-2	270-272	なし
ANW-2	275-277	コナラ亜属(1)
ANW-2	280-282	サワグルミ属(1)、アカザ科(1)
ANW-2	285-287	なし
ANW-2	290-292	なし
ANW-2	295-297	なし

1.5 引用文献

千木良雅弘,1995,風化と崩壊.近未来社,204p.

小杉正人,1986,陸生珪藻による古環境の解析とその意義－わが国への導入とその展望－. 植生史研究,1,9-44.

写真図版

1. マツ属(ANW-2;5-7)
2. スギ属(ANW-2;5-7)
3. サナエタデ節-ウナギツカミ節(ANW-2;5-7)
4. アカザ科(ANW-2;5-7)
5. ナデシコ科(ANW-2;5-7)
6. ヨモギ属(ANW-2;5-7)
7. キク亜科(ANW-2;5-7)
8. タンポポ亜科(ANW-2;5-7)

2.ANY 露頭

2.1 はじめに

能登半島の石川県穴水町に分布する海成段丘で採取された堆積物試料 16 試料の花粉分析を実施し、花粉・胞子化石の分類群の同定・計測を行った。

併せて、堆積物 1g 試料当たりに含まれる花粉・胞子化石量の検討を行った。これらの分析結果と昨年度の 2 試料の結果を合わせて資料整理し、対象海成段丘の古環境変遷について考察した。

試料番号及び試料重量を表 1 に示す。

表 1　分析試料

露頭No	サンプルNo	試料重量（g）
石川県穴水町①	ANY-20P	63.383
	ANY-19P	60.560
	ANY-18P	62.207
	ANY-17P	61.084
	ANY-16P	64.298
	ANY-15P	61.698
	ANY-14P	60.936
	ANY-13P	60.921
	ANY-12P	61.844
	(ANY-11P)	(30.569)
	ANY-10P	60.688
	ANY-9P	61.783
	(ANY-8P)	(37.132)
	ANY-7P	62.798
	ANY-6P	61.420
	ANY-5P	60.694
	ANY-4P	62.634
	ANY-3P	61.642

（過年度分析試料）

2.2 花粉分析方法

2.2.1 堆積物試料からの花粉・胞子化石の分離

各試料から 60～64 g を分取し（表 1)、水酸化カリウム処理により試料を泥化・分散させる。1 μm 振動篩で粘土鉱物を分離・除去し、大型時計皿処理により植物質を濃集した。フッ化水素酸処理により珪酸塩鉱物を分解除去した。重液（塩化亜鉛，比重約 1.9）を用いて比重分離し、植物質を濃集する。酢酸処理を行った後、アセトリシス処理（濃硫酸：無水酢酸＝1：9 の混合液を加え、1 分間湯煎）によりセルロースを分解・除去した。酢酸処理および水洗を行った後、分離試料をグリセリンジェリーで封入した。なお、2.4 項に後述する堆積物 1g 試料当たりに含まれる花粉・胞子化石量を検討可能にするため、分離試料と封入材（グリセリンジェリー）の混合物の重量を電子天秤で秤量し、かつ、スライドグラス上へ封入後の残量を秤量することにより、1 枚のプレパラート（カバーグラス：18×24mm）への試料封入率を算定した。

2.2.2 花粉・胞子化石の形態観察および同定

花粉・胞子化石の形態観察は生物顕微鏡 600 倍を用いて行った。花粉化石の同定にあたっては、当社所有の現生花粉標本と比較して分類群を決定した。このほか、島倉（1973)、中村（1980)、Wang et al.（1995)、応・張（1994)、Stone and Broom (1975)及び Huang (1972)などを参考にした。また、胞子化石については那須・瀬戸（1986)、Zhang et al. (1990)および Huang (1981)などを参考にして分類群の同定を行った。分類群の学名と和名の対照を付表 1 に示す。

2.2.3 花粉・胞子化石の形態観察および同定

同定された花粉・胞子化石のうち、完全形または破片の場合は半分以上残っていたものを計数対象とした。目標鑑定数は樹木の花粉化石総数が 1 試料につき 250 粒を越えるまでとした。また、この過程で観察される草本植物の花粉化石およびシダ・コケ植物の胞子化石も集計した。

2.2.4 堆積物 1g 試料当たりに含まれる花粉・胞子化石量

プレパラート作製に使用したカバーグラスは 18×24mm であり、その面積は 432mm^2 である。この面積に前述の 2.1 項により計量された堆積物から分離された試料とグリセリンジェリーの混合物が封入されている。

そこで、生物顕微鏡のメカニカルステージに付属するスケールを用いて、2.3 項で述べた計数過程の走査範囲を計測し、走査面積（S）を算出した。すなわち、全面を検鏡した場合はカバーグラスの面積（432mm^2）と等しくなることから、S=432mm^2 となる。

次に、カバーグラスの全面積（432mm^2）および走査面積（S）の比から、1 枚のプレパラートに含まれる花粉・胞子化石の粒数を算出する。これを 2.1 項の試料封入率で除して、試料から産出した花粉・胞子化石の総数を算出し、これを試料重量で除することにより堆積物 1g 試料当たりに含まれる花粉・胞子化石量を算定した。計算書は付表 2 に示した。

2.3 分析結果

花粉・胞子化石の同定・計数結果および堆積物 1g 試料当たりに含まれる花粉・胞子化石量を表 2 に示す。海成段丘を構成する強風化砂礫層及びシルトまじり砂層の層準（試料番号 ANY-3P～-7P）では堆積物 1g 試料当たり 1000 粒以上含まれていた。一方、ローム層の層準（ANY-

9P～-11P、-20P）では堆積物 1g 試料当たり 100 粒オーダー、トラ斑の発達するローム層（ANY-14P～-19P）では堆積物 1g 試料当たり 10 粒未満で、特に ANY-14P では希少であった（図 1）。なお、各試料の化石の保存状態は写真図版のとおりで、良好である。

産出した樹木花粉の主な分類群（下線付きの分類群は、代表的な構成分類群のため写真図版あり）は、常緑針葉樹の *Pinus*（マツ属）、*Sciadopitys*（コウヤマキ属）、*Cryptomeria*（スギ属）、落葉広葉樹の *Carpinus*/*Ostrya*（クマシデ属／アサダ属）、*Alnus*（ハンノキ属）、*Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*；コナラ属コナラ亜属)、*Mallotus*（アカメガシワ属）、*Rhus*（ウルシ属）、*Cornus*（ミズキ属）、常緑広葉樹の *Q.* (subgen. *Cyclobalanopsis*；コナラ属アカガシ亜属) 及び *Castanopsis/Pasania*（シイノキ属／マテバシイ属）、*Camellia*（ツバキ属）、落葉または常緑広葉樹の Rosaceae（バラ科）、*Ilex*（モチノキ属）などであった。また、現在の日本列島には自生していない *Sequoia*（セコイア属）及び *Metasequoia*（メタセコイア属）がわずかに産出した。

全体の組成（花粉・胞子総数に対する樹木植物花粉、草本植物花粉、シダ・コケ植物の胞子、同定不明・不能の化石の割合）は、図 1 の左側に示した。

また、図 1 中央に図示した棒グラフは、古植生の主体をなす「樹木花粉」を構成する分類群ごとに分解して産出率を図示したものである。これらの棒グラフは表 2 に示した同定・計数結果に基づき、樹木花粉の総数を基数として産出率を算出・図示したものである。なお、樹木花粉の産出粒数が特に希少であった試料番号 ANY-14P は産出事実のみの表示「*」とし、樹木花粉 250 粒に満たなかったその他の試料については産出率のスペクトルバーを灰色で参考表示した。

2.4 考察

2.4.1 花粉化石群集に基づく地域花粉帯

樹木花粉の分類群の組み合わせに基づき、3 帯（下位より 1 帯、2 帯、3 帯）の地域花粉群集帯に区分した（図 1）。以下に各帯の特徴を下位より述べる。

1 帯：試料番号 ANY-3P～ANY-7P

Rosaceae（バラ科）、*Mallotus*（アカメガシワ属）、*Rhus*（ウルシ属）などの常緑または落葉広葉樹の分類群が卓越する。極相林の高木層となり得る分類群では落葉広葉樹の *Q.* (subgen. *Lepidobalanus*；コナラ属コナラ亜属)が稀に高率を呈する。また、現在の日本列島には自生していない常緑針葉樹の *Sequoia*（セコイア属）及び落葉針葉樹の *Metasequoia*（メタセコイア属）を伴う。常緑広葉樹の *Q.* (subgen. *Cyclobalanopsis*；コナラ属アカガシ亜属)、常緑針葉樹の Pinaceae（マツ科）や *Cryptomeria*（スギ属）などはいずれも極めて低率である。

なお、この帯では、樹木花粉が極めて優勢で、胞子化石はほとんど産出しない。

2 帯：試料番号 ANY-8P～ANY-10P

常緑広葉樹の *Ilex*（モチノキ属）が卓越するほか、落葉広葉樹の *Cornus*（ミズキ属）も極めて高率に産出する場合がある。下位の帯で優勢であった Rosaceae（バラ科）や *Mallotus*（アカメガシワ属）は極めて低率である。また、極相林の高木層となり得る常緑針葉樹の Pinaceae（マツ科）、*Cryptomeria*（スギ属）、落葉広葉樹の *Q.* (subgen. *Lepidobalanus*；コナラ属コナラ亜属)、常緑広葉樹の *Q.* (subgen. *Cyclobalanopsis*；コナラ属アカガシ亜属) などはいずれも極めて低率である。

なお、胞子化石はほとんど産出しない。下位の 1 帯に比べ草本花粉の産出率が増加する。

3 帯：試料番号 ANY-11P～ANY-20P

最下部の 1 試料（ANY-11P）を除き、樹木花粉の産出粒数が少ない層序区間である。

常緑針葉樹の *Cryptomeria*（スギ属）、落葉広葉樹の *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus* ; コナラ属コナラ亜属)、常緑広葉樹の *Q.* (subgen. *Cyclobalanopsis* ; コナラ属アカガシ亜属)などの分類群が優勢で、*Pinus*（マツ属）がこれらに次ぐ。また、現在の日本列島には自生していない *Metasequoia*（メタセコイア属）が稀に産出する。

なお、この帯の上部では胞子化石の産出率が高くなり、樹木花粉の産出率が低下する。

2.4.2 海成段丘の古環境変遷について

花粉・胞子化石は前節 4.1 で述べた地域花粉群集帯の 1 帯に対応する海成段丘を構成する強風化砂礫層及びシルトまじり砂層に豊富に含まれている（堆積物 1g 試料当たり 1000 粒以上）ことが明らかとなった。ただし、1 帯から産出した樹木花粉の組成は、Rosaceae（バラ科）、*Mallotus*（アカメガシワ属）、*Rhus*（ウルシ属）などの常緑または落葉広葉樹の分類群が卓越しており、現在の日本の森林植生における極相林の高木層となり得る一般的な分類群がほとんど認められない。すなわち、極めて特異な産出組み合わせを呈している。

花粉化石は異地性が大きいことで知られ、散布・堆積水域と花粉化石群集との間の関係は一般に図 4（山野井，1994）のように理解されている。従って、産出した「樹木花粉」、「草本花粉」、「シダ・コケ植物の胞子」、「同定不明・不能の化石」の全体組成（図 1 の柱状図右側に図示した帯グラフ）のなかで、「樹木花粉」が卓越する試料の場合の堆積環境は「陸域から遠く離れた水域」であった、あるいは「汀線付近の森林密度が極めて高い状況」であったと推定・解釈できる。また、「草本花粉」や「シダ・コケ植物の胞子」が著しく卓越する試料の場合、その堆積環境は陸域の近い水域であったと推定・解釈できる。

1 帯（海成段丘を構成する強風化砂礫層及びシルトまじり砂層）の場合、樹木花粉が極めて優勢で、胞子化石はほとんど産出しないことから、堆積した当時の古環境は「汀線付近の森林密度が極めて高い状況」であったと推定できる。*Metasequoia*（メタセコイア属）のような現在の日本列島には自生していない新第三紀型の温暖な分類群がわずかに産出していることも考慮すると、温暖期の堆積物であると考えられる。

これまでの近畿地方などの過去 100 万年間の森林古植生の変遷に関する研究（楡井・本郷、2018 など）では、照葉樹林の主要な構成要素である暖温帯常緑広葉樹の *Q.* (subgen. *Cyclobalanopsis* ; コナラ属アカガシ亜属)の高率な産出によって、温暖期の堆積物が識別されていた。これに対し、今回分析した能登半島の海成段丘構成層中の 1 帯からは、*Q.* (subgen. *Cyclobalanopsis* ; コナラ属アカガシ亜属)はほとんど認められない。しかしながら、卓越産出した Rosaceae（バラ科）、*Mallotus*（アカメガシワ属）、*Rhus*（ウルシ属）などはいずれも照葉樹林の林床や林縁、海岸低木林の主要な構成要素となりうる分類群である。ただし、当時の古環境が海岸低木林であったとの解釈では、極相林の高木層を構成する分類群が極めて低率な産出であったことを含めて合理的に説明するのは困難である。

そこで、このほかに考えられる解釈として、照葉樹林の主体が *Machilus*（タブノキ属）など Lauraceae（クスノキ科）の高木で占められていた場合（亜熱帯の照葉樹林）が挙げられる。なお、Lauraceae（クスノキ科）の花粉化石は、今回の分析結果においても 1 粒も産出を認めていない。この分類群はアルカリ性の試薬で分解されてしまう性質を持ち、堆積物中からは発見されない（中村、1967）。このため、Lauraceae（クスノキ科）の消長については具体的な化石の産出事実が得られない。以上のことから、1 帯の古環境は亜熱帯の照葉樹林およびその海

岸低木林であろうと解釈する。すなわち、古気候は温暖・湿潤であったと考えられる。

2 帯（ローム層；ANY-8P～-10P）では卓越する分類群が常緑広葉樹の *Ilex*（モチノキ属）と落葉広葉樹の *Cornus*（ミズキ属）に変化するが、これらも照葉樹林の林床や林縁、海岸低木林の主要な構成要素となりうる分類群である。したがって、森林古植生の解釈は 1 帯と同様に亜熱帯の照葉樹林およびその海岸低木林であろうと解釈する。すなわち、古気候は温暖・湿潤であったと考えられる。また、胞子化石はほとんど産出しないが、下位の 1 帯に比べ草本花粉の産出率が増加することから、岸辺の環境が発達したと考えられる。海成段丘の層相観察結果によれば、離水後のローム層の層準であることと調和的と考えられる。

3 帯（ローム層・トラ斑の発達するローム層；ANY-11P～-20P）では暖温帯常緑広葉樹の *Q.*（subgen. *Cyclobalanopsis*；コナラ属アカガシ亜属）の産出率が増加する。このほかに温帯常緑針葉樹の *Pinus*（マツ属）、*Cryptomeria*（スギ属）、温帯落葉広葉樹の *Q.*（subgen. *Lepidobalanus*；コナラ属コナラ亜属）などの分類群が優勢となり、新第三紀型の温暖な分類群である *Metasequoia*（メタセコイア属）を伴う。これらのことから、湿潤ではあったが下位の帯より相対的に冷涼化し、暖温帯の照葉樹林へと古環境が変化したと考えられる。なお、この帯の上部では胞子化石の産出率が高くなり、樹木花粉の産出率が低下することから、陸域はさらに拡大したのではないかと推察される。

2.5 まとめ

能登半島の海成段丘で採取された堆積物試料 16 試料の花粉分析を実施し、花粉・胞子化石の分類群の同定・計測を行った。併せて、堆積物 1g 試料当たりに含まれる花粉・胞子化石量の検討を行った。これらの分析結果と昨年度の 2 試料の結果を合わせて資料整理し、対象海成段丘の古環境変遷について考察した。

2.5.1 花粉化石群集に基づく地域花粉帯

樹木花粉の分類群の組み合わせに基づき、海成段丘の構成層を 3 帯（下位より 1 帯、2 帯、3 帯）の地域花粉群集帯に区分した（図 1）。

3 帯：試料番号 ANY-11P～ANY-20P
2 帯：試料番号 ANY-8P～ANY-10P
1 帯：試料番号 ANY-3P～ANY-7P

2.5.2 海成段丘の古環境変遷について

海成段丘を構成する強風化砂礫層及びシルトまじり砂層（＝1 帯）には花粉・胞子化石が豊富に含まれている（堆積物 1g 試料当たり 1000 粒以上）ことが明らかとなった。

Metasequoia（メタセコイア属）のような現在の日本列島には自生していない新第三紀型の温暖な分類群がわずかに産出していることも考慮すると、温暖期の堆積物である。

ただし、1 帯から産出した樹木花粉の組成は、Rosaceae（バラ科）、*Mallotus*（アカメガシワ属）、*Rhus*（ウルシ属）などの常緑または落葉広葉樹の分類群が卓越しており、極めて特異な産出組み合わせを呈している。この解釈として、堆積物中から化石を発見することのできない Lauraceae（クスノキ科）の高木で照葉樹林の主体が占められていた場合（亜熱帯の照葉樹林）の可能性について考察した。各帯の古環境の変遷は下位より以下のとおり。

1 帯：亜熱帯の照葉樹林およびその海岸低木林。汀線付近の森林密度が極めて高い状況。
古気候は温暖・湿潤。

2 帯：亜熱帯の照葉樹林およびその海岸低木林。下位の 1 帯に比べ岸辺の環境が発達した。
古気候は温暖・湿潤。

3 帯：暖温帯の照葉樹林。下位の 2 帯に比べ陸域はさらに拡大した。
古気候は温暖（下位の 2 帯よりは相対的に冷涼）・湿潤。

2.6 参考文献

Huang, T.C. (1972) Pollen flora of Taiwan. Botany Department, National Taiwan University, Taipei, 297p.

Huang, T.C. (1981) Spore flora of Taiwan. Botany Department, National Taiwan University, Taipei, 111p.

中村　純 (1967) 花粉分析．古今書院，232p.

中村　純 (1980) 日本産花粉の標徴 I・II．大阪市立自然史博物館収蔵試料目録第 13 集，91p.

那須孝悌・瀬戸　剛 (1986) 日本産シダ植物の胞子形態 I．大阪市立自然史博物館収蔵試料目録第 18 集，42p.

楡井　尊・本郷美佐緒 (2018) 中部日本における前期末～中期更新世の花粉生層序．第四紀研究，57，143-155.

島倉巳三郎 (1973) 日本植物の花粉形態. 大阪市立自然史博物館収蔵試料目録第 5 集, 60p.

Stone, D.E. and Broom, C.R. (1975) Juglandaceae. In: Nilsson, S. (chief Ed.), World Pollen and Spore Flora 4. Almqvist and Wiksell Periodical Company, Stockholm, pp 1–35.

Wang, F., Chien, N., Zhang, Y. and Yang, H. (1995) Pollen flora of China. Second edition. Science Press, Beijing, China, 461p.

応俊生・張玉龍 (1994)中国種子植物特有属．科学出版社，北京，699p.

Zhang, Y., Xi, Y., Zhang J., Gao, G., Du, N., Sun, X. and Kong, Z. (1990) Spore morphology of Chinese Pteridophytes. Science Press, Beijing, China, 592p.

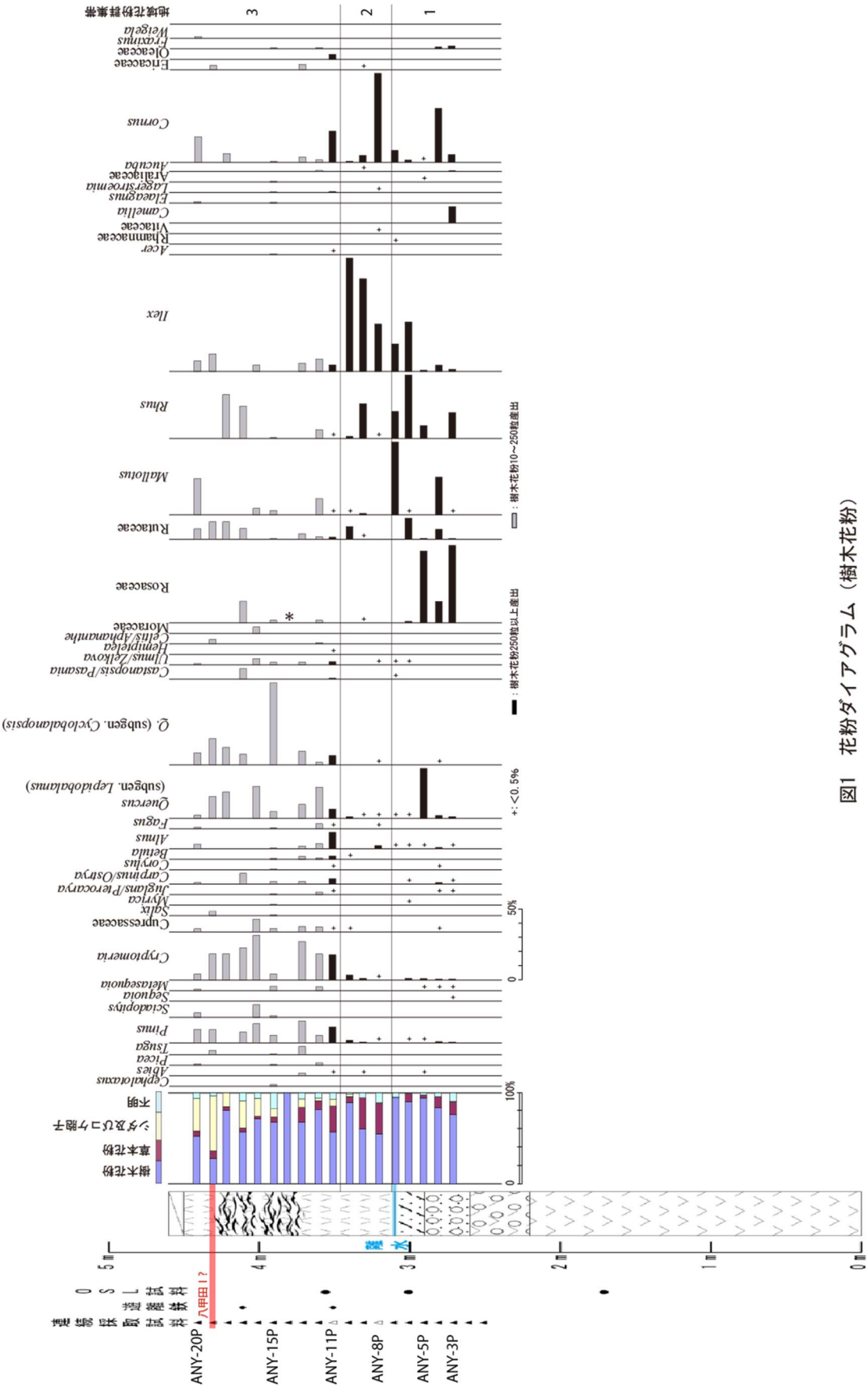


図1　花粉ダイアグラム（樹木花粉）

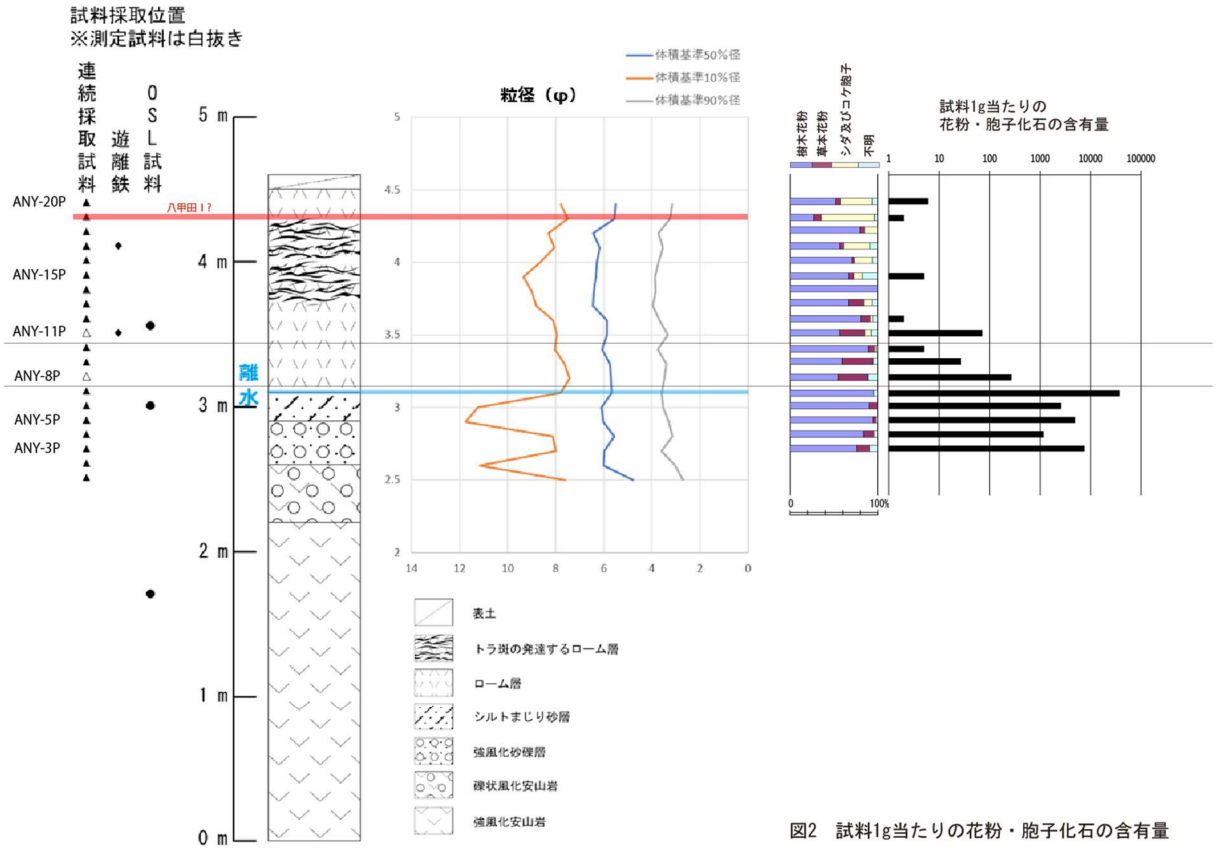


図2　試料1g当たりの花粉・胞子化石の含有量

表2 花粉・胞子産出数一覧表.

分類コード	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2
分類群 / 試料番号	*Cephalotaxus*	*Abies*	*Picea*	*Tsuga*	*Pinus*	*P.* (subgen. *Haploxylon*)	*P.* (subgen. *Diploxylon*)	*Sciadopitys*	*Sequoia*	*Metasequoia*	*Cryptomeria*	Cupressaceae	*Salix*	*Myrica*	*Juglans/Pterocarya*	*Carpinus/Ostrya*	*Corylus*	*Betula*
ANY-20P			1		5		4	3		1	4	2				1		
ANY-19P				1			3				6		1					
ANY-18P											3							
ANY-17P					1						3					1		
ANY-16P					2		1	2			7	2						
ANY-15P	2		1	1	3	1	5	2		5	7	4	1	1	1	3	1	1
ANY-14P																		
ANY-13P		1		3	3		5				14	2				1		1
ANY-12P			2		2		4			3	21	4			2			1
(ANY-11P)		1			4	+	25				46	1			1	10	1	6
ANY-10P					+		5				9	1						1
ANY-9P		1					2				4							
(ANY-8P)					1		1				+							
ANY-7P																		
ANY-6P							+				4			+		+		
ANY-5P		+					+				4							
ANY-4P					1	+	3			1	3	1			1	4	1	
ANY-3P							2		1	1	2				1	1		

( ):過年度分析試料

+:250粒の計数外で産出 .

分類コード 1: 木本植物(針葉樹類); 2: 木本植物 (広葉樹類); 3: 草本植物; 4: シダ植物;
5: コケ植物; 6: 不明花粉・胞子.

表2 花粉・胞子産出数一覧表(つづき).

分類コード	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
分類群 / 試料番号	*Alnus* (subgen. *Alnus*)	*Alnus* (subgen. *Alnaster*)	*Fagus crenata* type	*Fagus japonica* type	*Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*)	*Q.* (subgen. *Cyclobalanopsis*)	*Castanopsis/Pasania*	*Ulmus/Zelkova*	*Hemiptelea*	*Celtis/Aphananthe*	Moraceae	Rosaceae	Rutaceae	*Mallotus*	*Rhus*	*Ilex*	*Acer*	Rhamnaceae
ANY-20P		3	1		2	8		1					7	24		7		
ANY-19P					5	6				1			4			4		
ANY-18P					3	2							2		5			
ANY-17P						1	1					2	1		3			
ANY-16P					5			1			1			1		1		
ANY-15P	1		1		8	96		3				3	1	5	1		1	
ANY-14P												1						
ANY-13P	1				5	5		1					2			3		
ANY-12P	2	2		4	25	2				1		2	2	13	7	10		
(ANY-11P)	23	7		1	17	17	2	6	1				4	1	1	12	1	
ANY-10P					3								23	1	4	204		
ANY-9P					1							1	1	3	84	224		
(ANY-8P)	7	4	+		+	+		+							1	169		
ANY-7P		+			1		1	1						243	90	92		1
ANY-6P		+			1			+				4	54	1	163	127		
ANY-5P		1			140							205	3		36	3		
ANY-4P	1	3			8	1						63	29	110		18		
ANY-3P		1			4							191	2	1	63	5		

(　):過年度分析試料

+:250粒の計数外で産出 .

分類コード 1: 木本植物(針葉樹類); 2: 木本植物 (広葉樹類); 3: 草本植物; 4: シダ植物;
5: コケ植物; 6: 不明花粉・胞子.

表2 花粉・胞子産出数一覧表（つづき）.

分類コード	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3
分類群 / 試料番号	Vitaceae	*Camellia*	*Elaeagnus*	*Lagerstroemia*	Araliaceae	*Aucuba*	*Cornus*	Ericaceae	Oleaceae	*Fraxinus*	*Weigela*	*Rumex*	*Polygonum* (sect.*Bistorta*)	P. (sect.*Reynoutria*)	Chenopdiaceae	Caryophyllaceae	Ranunculaceae	*Ranunculus*
ANY-20P			1				17				1			1		3	1	
ANY-19P								1								1		
ANY-18P							1											
ANY-17P																		
ANY-16P					1													
ANY-15P			1	1			1			1								
ANY-14P																		
ANY-13P							2	2				1						
ANY-12P						1	2			1								
(ANY-11P)				2			57		9						1			
ANY-10P							2							1		1		
ANY-9P						1	17	1										
(ANY-8P)	+			+			318					1	1			1		
ANY-7P							40									+		
ANY-6P							6									1		
ANY-5P					1		1									1	2	1
ANY-4P							158			5						37		4
ANY-3P		40				2	19			7						26		

(　): 過年度分析試料

+: 250粒の計数外で産出 .

分類コード 1: 木本植物（針葉樹類）; 2: 木本植物（広葉樹類）; 3: 草本植物; 4: シダ植物;
5: コケ植物; 6: 不明花粉・胞子.

表2 花粉・胞子産出数一覧表（つづき）.

分類コード	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	6
分類群 / 試料番号	*Thalictrum*	Euphorbiaceae	Umbelliferae	Carduoideae	*Artemisia*	Cichorioideae	*Typha*	Gramineae	Cyperaceae	Liliaceae	*Lycopodium* (subgen. *Urostachys*)	*L.* (subgen. *Lycopodium*)	*Osmunda*	*Davallia*	monolete type spores	trilete type spores	unknown pollen and spores
ANY-20P				2				2	1		1				35	29	11
ANY-19P				1	5			1	2					4	24	43	4
ANY-18P				1											3		
ANY-17P								1							6	1	2
ANY-16P					1										4	3	2
ANY-15P								13	1			1			19	3	43
ANY-14P																	
ANY-13P					1			8	3				1		4	2	5
ANY-12P						1		8	6			1			1	2	8
(ANY-11P)	1		1	4	94	1	3	21	4	1					10	23	33
ANY-10P				6	1	7		2	1						5	1	5
ANY-9P			1	177		22		2									29
(ANY-8P)	+		+	290	13	5		1	1						1	3	101
ANY-7P																	23
ANY-6P				37		+											1
ANY-5P		1		1		+	1		7								9
ANY-4P				14		4											20
ANY-3P		3				36		2								1	42

(　): 過年度分析試料

+: 250粒の計数外で産出 .

分類コード 1: 木本植物（針葉樹類）; 2: 木本植物（広葉樹類）; 3: 草本植物; 4: シダ植物; 5: コケ植物; 6: 不明花粉・胞子.

表2 花粉・胞子産出数一覧表（つづき）.

分類群 / 試料番号	木本植物花粉数小計	草本植物花粉数小計	シダ植物胞子数小計	不明花粉・胞子数小計	花粉・胞子数合計	試料1gあたりの産出粒数※（粒/g）
ANY-20P	93	10	65	11	179	6
ANY-19P	32	10	71	4	117	2
ANY-18P	16	1	3	0	20	0
ANY-17P	13	1	7	2	23	0
ANY-16P	24	1	7	2	34	1
ANY-15P	163	14	23	43	243	5
ANY-14P	1	0	0	0	1	0
ANY-13P	51	13	7	5	76	1
ANY-12P	113	15	4	8	140	2
(ANY-11P)	256	131	33	33	453	72
ANY-10P	253	19	6	5	283	5
ANY-9P	340	202	0	29	571	27
(ANY-8P)	502	313	4	101	920	268
ANY-7P	469	0	0	23	492	37622
ANY-6P	361	38	0	1	400	2588
ANY-5P	394	14	0	9	417	4923
ANY-4P	411	59	0	20	490	1167
ANY-3P	343	67	1	42	453	7517

(　): 過年度分析試料
※: 計算書は付表2参照

分類コード 1: 木本植物（針葉樹類）; 2: 木本植物（広葉樹類）; 3: 草本植物; 4: シダ植物; 5: コケ植物; 6: 不明花粉・胞子.

付表1　産出した分類群の学名および和名対照表.

学名	和名
Cephalotaxus	イヌガヤ属
Abies	モミ属
Picea	トウヒ属
Tsuga	ツガ属
Pinus	マツ属
P. (subgen. *Haploxylon*)	マツ属ゴヨウマツ類
P. (subgen. *Diploxylon*)	マツ属ニヨウマツ類
Sciadopitys	コウヤマキ属
Sequoia	セコイア属
Metasequoia	メタセコイア属
Cryptomeria	スギ属
Cupressaceae	ヒノキ科
Salix	ヤナギ属
Myrica	ヤマモモ属
Juglans/Pterocarya	クルミ属／サワグルミ属
Carpinus/Ostrya	クマシデ属／アサダ属
Corylus	ハシバミ属
Betula	カバノキ属
Alnus (subgen. *Alnus*)	ハンノキ属ハンノキ亜属
A. (subgen. *Alnaster*)	ハンノキ属ヤシャブシ亜属
Fagus crenata type	ブナ属（ブナ型）
F. japonica type	ブナ属（イヌブナ型）
Quercus (subgen. *Lepidobalanus*)	コナラ属コナラ亜属
Q. (subgen. *Cyclobalanopsis*)	コナラ属アカガシ亜属
Castanopsis / Pasania	シイノキ属／マテバシイ属
Ulmus / Zelkova	ニレ属／ケヤキ属
Hemiptelea	ハリゲヤキ属
Celtis / Aphananthe	エノキ属／ムクノキ属
Moraceae	クワ科
Rosaceae	バラ科
Rutaceae	ミカン科
Mallotus	アカメガシワ属
Rhus	ウルシ属
Ilex	モチノキ属
Acer	カエデ属
Rhamnaceae	クロウメモドキ科
Vitaceae	ブドウ科
Camellia	ツバキ属
Elaeagnus	グミ属
Lagerstroemia	サルスベリ属
Araliaceae	ウコギ科
Aucuba	アオキ属
Cornus	ミズキ属
Ericaceae	ツツジ科
Oleaceae	モクセイ科
Fraxinus	トネリコ属
Weigela	タニウツギ属
Rumex	ギシギシ属
Polygonum（sect. *Bistorta*）	タデ属イブキトラノオ節
P. (sect. *Reynoutria*)	タデ属イタドリ節
Chenopdiaceae	アカザ科
Caryophyllaceae	ナデシコ科
Ranunculaceae	キンポウゲ科
Ranunculus	キンポウゲ属
Thalictrum	カラマツソウ属
Euphorbia	トウダイグサ属
Umbelliferae	セリ科
Carduoideae	キク科キク亜科
Artemisia	ヨモギ属
Cichorioideae	キク科タンポポ亜科
Typha	ガマ属
Gramineae	イネ科
Cyperaceae	カヤツリグサ科
Liliaceae	ユリ科
Lycopodium(subgen. *Urostachys*)	ヒカゲノカズラ属トウゲシバ亜属型
L. (subgen. *Lycopodium*)	ヒカゲノカズラ属ヒカゲノカズラ亜属
Osmunda	ゼンマイ属
Davallia	シノブ属
monolete type spores	単条口型胞子
trilete type spores	三条口型胞子

付表2 試料1gあたりの産出粒数 ≪ 計算書 ≫

試料番号	分析試料重量（g）	産出した化石重量（g）	1枚のプレパラートへの封入量(g)	封入率（%）	プレパラート番号	走査視野範囲			走査面積（S）中の総粒数	検鏡面積補正比	プレパラート1枚中の総粒数	産出した化石総粒数	試料1gあたりの産出粒数
						走査面積（mm^2）	横（mm）	縦（mm）					
	W_0	W_1	W_2	M $=W_2/W_1*100$		S $=X*Y$	X	Y	Gs	R $=432/S$	G_2 $=Gs*R$	G_1 $=G_2/M*100$	G $=G_1/W0$
ANY-20P	63.383	0.1121	0.0488	35	2	432	24	18	123	1.0	123	351	6
	63.383	0.1388	0.0267	19	1	432	24	18	56	1.0	56	295	5
ANY-19P	60.560	0.0454	0.0446	98	1	432	24	18	117	1.0	117	119	2
ANY-18P	62.207	0.0483	0.0441	91	1	432	24	18	20	1.0	20	22	0
ANY-17P	61.084	0.0228	0.0211	93	1	432	24	18	23	1.0	23	25	0
ANY-16P	64.298	0.0223	0.0206	92	1	432	24	18	34	1.0	34	37	1
ANY-15P	61.698	0.0357	0.0344	75	2	432	24	18	171	1.0	171	228	4
	61.698	0.0457	0.0100	22	1	432	24	18	72	1.0	72	327	5
ANY-14P	60.936	0.0263	0.0207	79	1	432	24	18	1	1.0	1	1	0
ANY-13P	60.921	0.0097	0.0082	85	1	432	24	18	76	1.0	76	89	1
ANY-12P	61.844	0.0311	0.0287	92	1	432	24	18	140	1.0	140	152	2
(ANY-11P)	30.569	0.0703	0.0438	62	2	144.72	8.04	18	453	3.0	1,359	2,192	72
ANY-10P	60.688	0.0183	0.0178	97	1	432	24	18	283	1.0	283	292	5
ANY- 9P	61.783	0.0563	0.0190	34	1	432	24	18	571	1.0	571	1,679	27
(ANY- 8P)	37.132	0.0781	0.0579	74	2	54.27	3.015	18	920	8.0	7,359	9,945	268
ANY- 7P	62.798	0.2104	0.0091	4	1	2.25	0.125	18	492	192.0	94,502	2,362,560	37,622
ANY- 6P	61.420	0.0909	0.0186	18	2	6.03	0.335	18	400	71.6	28,611	158,952	2,588
ANY- 5P	60.694	0.1033	0.0101	10	1	6.03	0.335	18	417	71.6	29,879	298,787	4,923
ANY- 4P	62.634	0.0807	0.0195	24	1	12.06	0.67	18	490.1	35.8	17,546	73,107	1,167
ANY- 3P	61.642	0.1453	0.0104	7	1	6.03	0.335	18	453	71.6	32,435	463,354	7,517

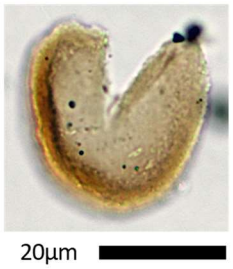
（過年度分析試料）

写真図版

Pinus (subgen. *Haploxylon*)

Cryptomeria

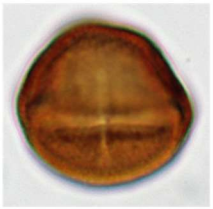
Metasequoia



Quercus
(subgen. *Lepidobalanus*)

Q.
(subgen. *Cyclobalanopsis*)

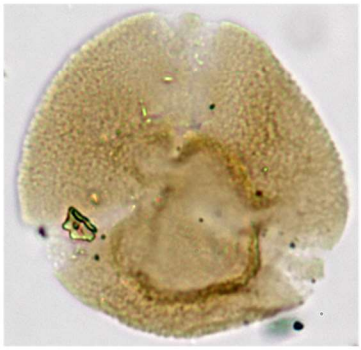
Mallotus



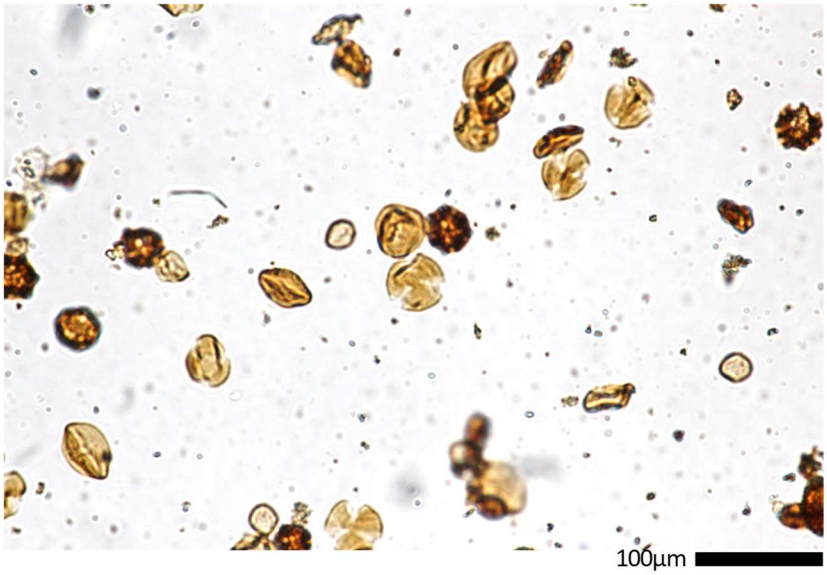
Ilex

Rosaceae

Camellia



Cornus


ANY-3P
100μm

ANY-4P
100μm

ANY-5P
100μm

ANY-6P
100μm

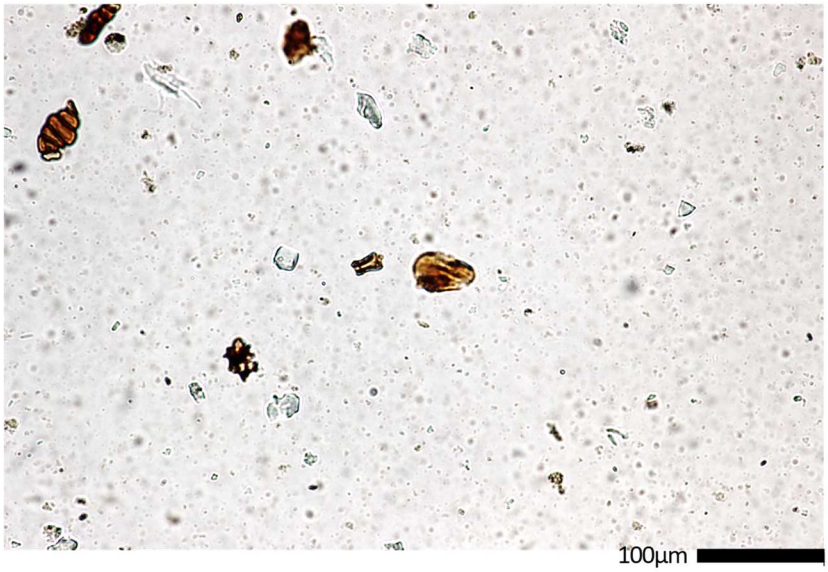
ANY-7P
100μm

ANY-9P
100μm

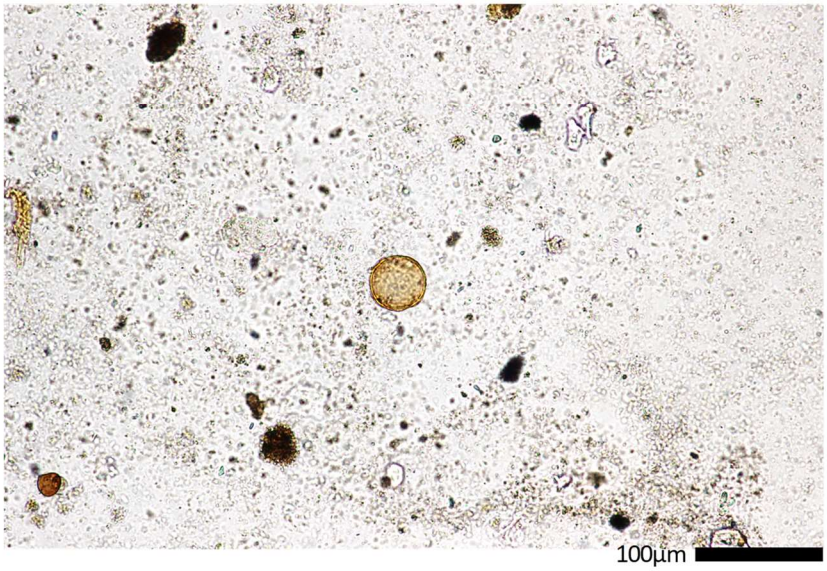
ANY-10P

ANY-12P

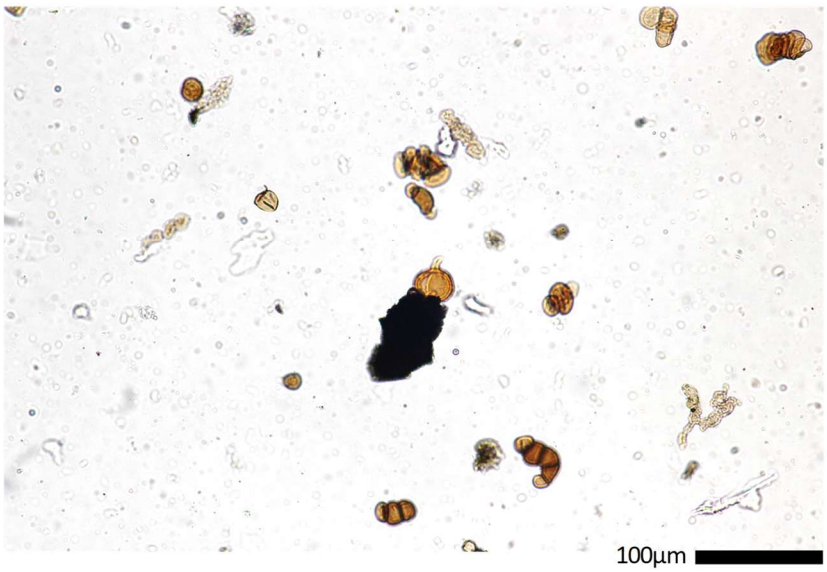
ANY-13P



ANY-14P



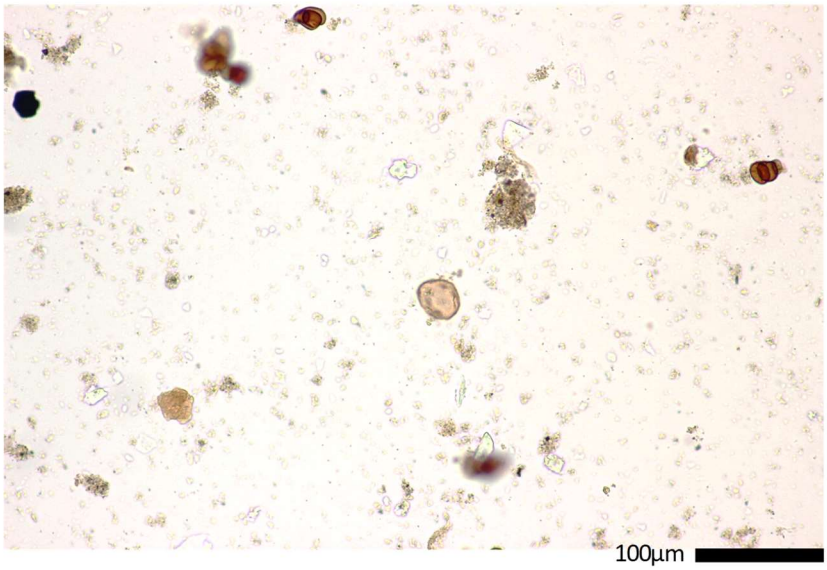
ANY-15P



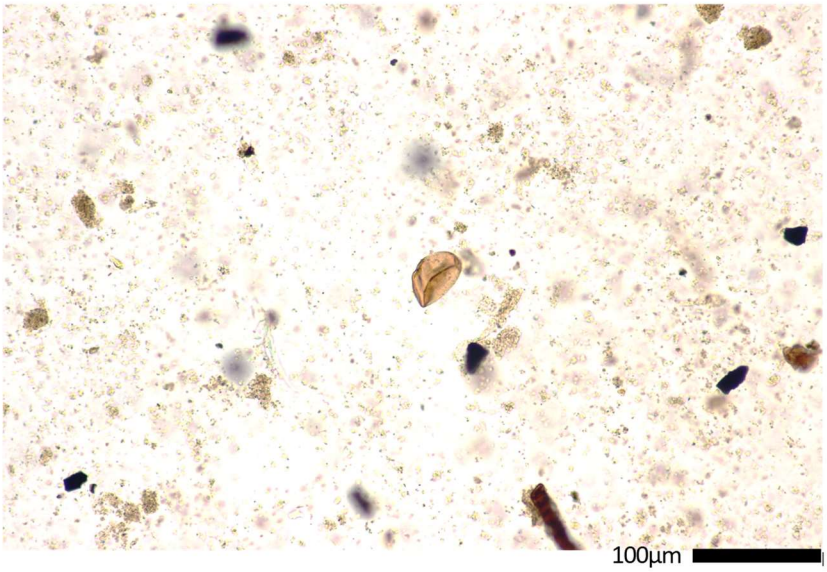
ANY-16P

ANY-17P

ANY-18P



ANY-19P


ANY-20P
100μm

第四紀堆積物のテフラ分析結果

令和 4 年 3 月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門　東濃地科学センター
地層科学研究部　ネオテクトニクス研究グループ

目　次

1. 分析手法 ..... 付 14-3
1.1 前処理 ..... 付 14-3
1.2 粒子組成分析用薄片作成 ..... 付 14-3
1.3 主成分分析用薄片作成 ..... 付 14-3
1.4 検鏡(粒子組成分析)方法 ..... 付 14-3
1.5 屈折率測定方法 ..... 付 14-3
1.6 主成分分析方法 ..... 付 14-4
2. 分析結果 ..... 付 14-5
2.1 静岡県川根本町大井川 KOM1 ボーリングコア ..... 付 14-5
2.2 静岡県川根本町大井川 KOM2 ボーリングコア ..... 付 14-8
2.3 石川県鳳珠郡穴水町 ANYP 露頭（ピット） ..... 付 14-11
2.4 石川県鳳珠郡穴水町 ANY-2 ボーリングコア ..... 付 14-14
3. テフラの対比 ..... 付 14-16
3.1 静岡県川根本町大井川 KOM-1 ..... 付 14-16
3.2 静岡県川根本町大井川 KOM-2 ..... 付 14-18
3.3 石川県鳳珠郡穴水町露頭 ANYP ..... 付 14-21
3.4 石川県鳳珠郡穴水町 ANW-2 ..... 付 14-22
4. 引用文献 ..... 付 14-23
粒子組成分析結果 ..... 付 14-24
主成分分析結果 ..... 付 14-28

図　目　次

図 2-1　KOM-1 の試料採取位置 ..... 付 14-6
図 2-2　KOM-2 の試料採取位置 ..... 付 14-9
図 2-3　能登半島におけるテフラ分析試料採取位置図 ..... 付 14-12
図 2-4　ANYP の試料採取位置 ..... 付 14-13
図 2-5　ANW-2 ボーリングコアの試料採取位置 ..... 付 14-15

表　目　次

表 3-1　テフラ対比表：KOM-1 ..... 付 14-17
表 3-2　テフラ対比表：KOM-2 ..... 付 14-20
表 3-3　テフラ対比表：ANYP ..... 付 14-21
表 3-4　テフラ対比表：ANY-2 ..... 付 14-22

1. 分析手法

1.1 前処理

古澤(2003)の方法を基本に前処理を行った。洗浄は、はじめにナイロン製使い捨て#255 メッシュシート(糸径 43μm,オープニングワイド 57μm)を用い、流水中で洗浄した。残砂を#125 メッシュシート(糸径 70μm,オープニングワイド 133μm)を用い水中で篩い分けした。これにより 1/8～1/16mm に粒度調整した試料を超音波洗浄機を用いて洗浄し、表面に付着した粘土分などを洗い流した。

1.2 粒子組成分析用薄片作成

鉱物観察用スライドグラスの上に硬化後屈折率が 1.545 程度となる光硬化樹脂を載せ、この樹脂に上記洗浄・篩い分けを行った試料を攪拌・封入させ、カバーグラスで覆い粒子組成観察用薄片を作成した。樹脂の屈折率を 1.545 とする目的は石英や長石類の識別にある。

1.3 主成分分析用薄片作成

上記前処理試料を偏光顕微鏡を用い、火山ガラスのみを手選し、これをエポキシ樹脂を用いてスライドグラス上に包埋し、#3000 カーボランダムで研磨し、1μm のダイヤモンドペーストにて鏡面研磨した薄片を作成した。

1.4 検鏡(粒子組成分析)方法

前処理・プレパラートした粒子を偏光顕微鏡(100 倍)を用いて観察し、300 粒子(1000 粒子の平均値)を古澤(2003)の区分手法にしたがって、火山ガラス、長石類・石英、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石、カミングトン閃石、その他の重鉱物(カンラン石、ジルコンなど)、不透明鉱物および岩片・風化粒に区分した。火山ガラスは発泡跡の大きさにより、発泡跡が 0.1mm 四方に 2-3 個以内しか見られない大きな発泡跡を有するバブルウォールタイプ(Bw)、発泡跡が 0.1mm 四方に 4 個以上見られるパミスタイプ(Pm)、発泡跡同士が密着せずガラス中に細かい泡となって含まれるか全く含まれない急冷タイプ(O)の 3 タイプにまとめて区分した。また、重鉱物組成については、100 粒子を目処に、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石、黒雲母、その他(不透明鉱物、ジルコン、アパタイト etc.）に区分し、粒子組成とは別に記載した。

一方、テフラ起源粒子の含有率が著しく低いクリプトテフラの検出ではテフラ起源粒子の含有率が低いことから、3000 粒子(10000 粒子の平均値)の粒子組成分析を行った。粒子組成区分の対象となる粒子はテフラ識別に有効な指標となる火山ガラス、高温型石英、斜方輝石、普通角閃石、カミングトン閃石とした。その他、テフラの識別に有効な鉱物(例えば黒雲母やカンラン石など)が含まれている場合、特記した。

1.5 屈折率測定方法

測定には、浸液の温度を直接測定しつつ屈折率を測定する温度変化型測定装置"MAIOT(*f*}*f*C*f*I*f*b*f*g)MAIOT"を使用した。測定精度は火山ガラスで±0.0001 程度である（古澤,1995)。

顕微鏡は、ニコン顕微鏡 ECLIPSE600 シリーズ（偏光・位相差装置付)、位相差用対物レンズ（10 倍および長作動 20 倍)、光源は 12Ｖ100Wハロゲンランプ、全誘電体干渉フィルター（589.3nm）を使用した。温度変化装置として全面等温度透明加温板（0.1℃の精度で制御可能)、プログラム温度コントローラー（0.1℃の精度で制御可能)、高感度熱電対（0.1℃の精度で測定可

能)、パーソナルコンピューターを使用した。

以下に測定の手順を示す。

顕微鏡ステージ上に設置した加温板に、浸液と試料および熱電対とを密封したごく薄いカプセルを載せる。カプセルは、大きさ 18×24mm、厚さ 0.12～0.17mm のガラス板（下板）と、直径 18mm で同じ厚さのガラス板（上板）との間に、熱伝導性の高いシーリング材を使用して浸液と試料および熱電対を密封したもので、総厚が 0.5～0.6mm 程度である。浸液は単一化学式を有する有機化学合成液である。つぎに、加温板の温度を制御して、ほぼ一定の温度変化速度で、浸液および試料の温度を室温～60℃の範囲で変化させる。この様子を、位相差状態の顕微鏡で観察する。観察時の波長はナトリウム D 線(589.3nm)である。この画像を観察しながら、ガラスの輪郭が消失する温度を記録する。実際には温度上昇あるいは下降時に 1 回パーソナルコンピューターに接続されたマウスを左クリックする。屈折率は、あらかじめ作成した各浸液の温度と屈折率との一次式から変換され、パーソナルコンピューターに記録される。測定個数の目処はガラスが 30 片、斜方輝石が 10 片である。ただし、値にバラツキがある試料では、モードを把握できるまで測定した。記録された屈折率、熱伝対の温度データはリアルタイムにパーソナルコンピューターに入力され、温度、測定個数などとともに屈折率ヒストグラムとしてモニターに表示される。

1.6 主成分分析方法

以下の分析装置および条件により、エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー(EDX)を用い、火山ガラスの主成分を分析した。

使用機材：SEM:HITACHI SU1510　EDX:HORIBA EMAXEvolution EX-270
　　検出器　液体窒素レス検出器 X-Max(80mm^2)
加速電圧：15kV
試料電流：0.3nA
ビーム径：4μm 四方の範囲を約 90nm のビーム径にて走査させて測定
ライブタイム：50sec。
主成分組成計算方法：ファイローゼット(φ(ρZ)補正)

スタンダードには高純度人工酸化物結晶(純度 99.99%以上の SiO_2, Al_2O_3,TiO_2, MnO, MgO)、純度 99.99%以上の単結晶 NaCl, KCl, CaF_2 を用いた。また、測定終了時毎に、ヨーロッパで二次標準物質となっている MPI-DING の ATHO-G および StHz(Jochumet al., 2000；2006)ガラスを用い、測定値をチェックした。

2. 分析結果

各地点毎に粒子組成分析結果、屈折率測定結果および主成分分析結果をまとめて記載する。また各地点の分析結果をまとめ地点毎の分析結果およびテフラ層序図を示した。

2.1　静岡県川根本町大井川 KOM1 ボーリングコア

本地点ではテフラ起源粒子の含有率から 5 層準にテフラ降灰イベントが識別できる。上位から T_2.3-2.5m、T_2.8-3.0m、T_3.4-3.5m、T_4.2-4.5m および T_9.5-9.7m の 5 層準である。

T_2.3-2.5m 層準には低発泡火山ガラスが上下層準に比し明らかに多く含まれる。また、同層準上部(T_2.3-2.4m)付近にはバブルウォールおよびパミスタイプ火山ガラスも少量(20/3000 程度)含まれる。バブルウォールタイプを除く火山ガラスの屈折率は 1.495-1.498 である。低発泡火山ガラスの主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 78.1 wt.%、TiO_2 で 0.1 wt.%、Al_2O_3 で 12.6 wt.%、FeO で 0.6 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.1 wt.%、CaO で 0.4 wt.%、Na_2O で 3.9 wt.%、K_2O で 4.1 wt.%付近にクラスターを形成する。

一方、同層準上部に含まれるパミスタイプ火山ガラスの屈折率は 1.498-1.504 で、主成分元素組成が平均値が SiO_2 含有率で 77.7 wt.%、TiO_2 で 0.3 wt.%、Al_2O_3 で 12.5 wt.%、FeO で 1.1 wt.%、MnO で 0.2 wt.%、MgO で 0.3 wt.%、CaO で 1.6 wt.%、Na_2O で 3.6 wt.%、K_2O で 2.9 wt.%付近にクラスターを形成する火山ガラスを多く含むようになる。

T_2.8-3.0m には上下層準に比し明らかにバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれる。火山ガラスの屈折率は 1.495-1.500 と 1.509-1.516 にモードがみられ、上下層準より後者のモード(1.509-1.516)を示す火山ガラスが多くなる.火山ガラスの主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 75.0 wt.%、TiO_2 で 0.5 wt.%、Al_2O_3 で 12.9 wt.%、FeO で 2.3 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.5 wt.%、CaO で 2.0 wt.%、Na_2O で 3.9 wt.%、K_2O で 2.9 wt.%付近にクラスターを形成する。

T_3.4-3.5m には多量のバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれる。火山ガラスの屈折率は 1.498-1.501 である。火山ガラスの主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 78.2 wt.%、TiO_2 で 0.1 wt.%、Al_2O_3 で 12.2 wt.%、FeO で 1.2 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.1 wt.%、CaO で 1.2 wt.%、Na_2O で 3.4 wt.%、K_2O で 3.5 wt.%付近にクラスターを形成する。

T_4.2-4.5m には上下層準に比し明らかに斜方輝石および緑色普通角閃石が多く含まれる。斜方輝石の屈折率(γ)は 1.701-1.717 である。角閃石の屈折率(n2)は 1.668-1.686 とブロードである。

T_9.5-9.7m には上下層準に比し明らかに斜方輝石および緑色普通角閃石が多く含まれる。斜方輝石の屈折率(γ)は 1.669-1.708 である。角閃石の屈折率(n2)は 1.676-1.684 である。

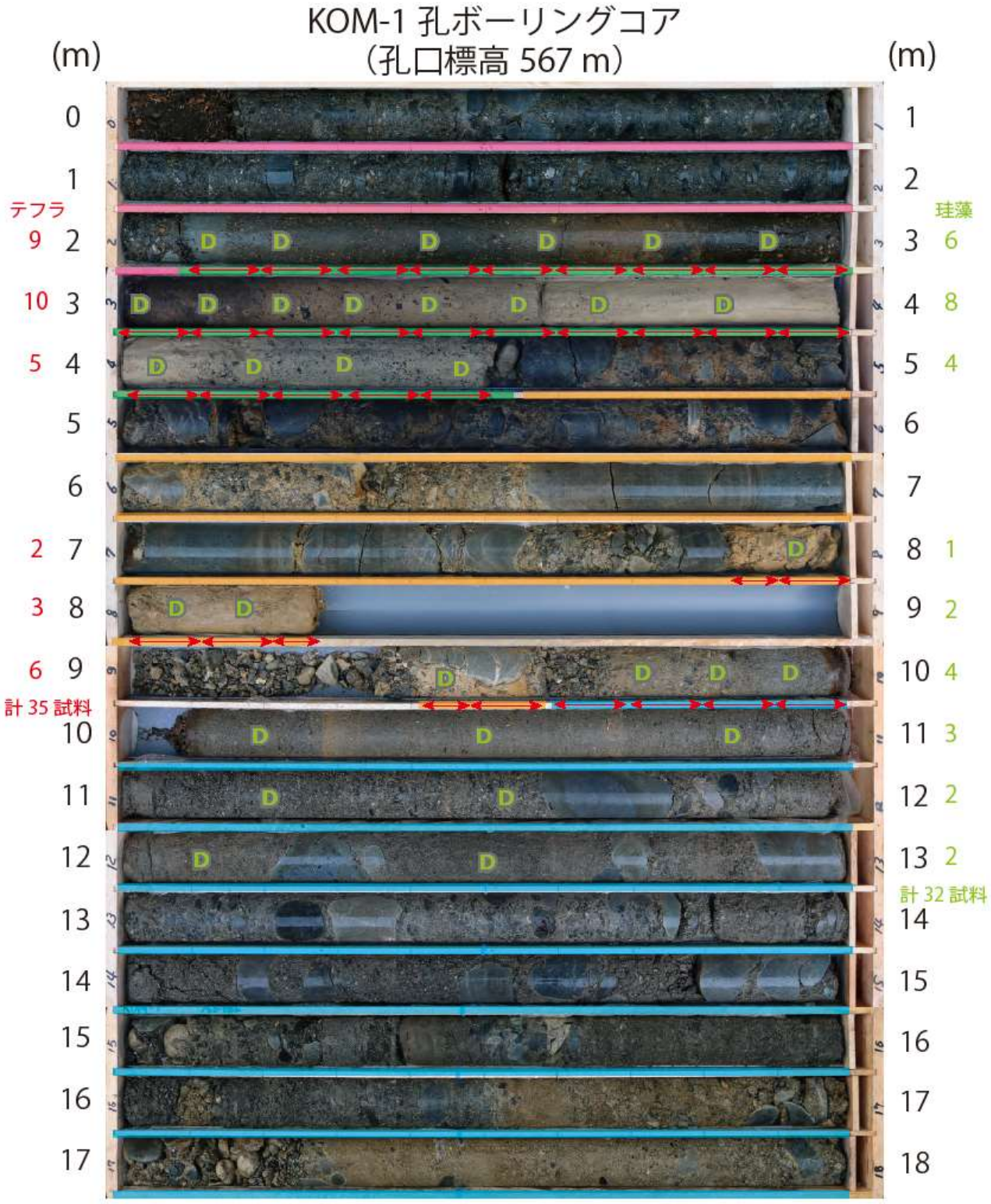


図 2-1　KOM-1 の試料採取位置

AS（盛土）

BS（埋没土壌）

SD（斜面堆積物）

RC（河川流路堆積物）

BR（基盤岩）

図 2-1　KOM-1 の試料採取位置（続き）

2.2　静岡県川根本町大井川 KOM2 ボーリングコア

本地点では KOM1 地点同様テフラ起源粒子の含有率から 6 層準にテフラ降灰イベントが識別できる。上位から T_4.0-4.1m、T_4.1-4.4m、T_6.0-6.1m、T_6.8-7.0m、T_10.15-10.30m、T_10.6-10.7m、T_12.1-12.2m および T_12.4-12.6m の 8 層準である。

T_4.0-4.1m 層準には低発泡火山ガラスが上下層準に比し明らかに多く含まれる。また、同層準付近にはバブルウォールおよびパミスタイプ火山ガラスも少量(40/3000 程度)含まれる。バブルウォールタイプを除く火山ガラスの屈折率は 1.494-1.497 である。火山ガラスの主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 78.1 wt.%、TiO_2 で 0.1 wt.%、Al_2O_3 で 12.6 wt.%、FeO で 0.6 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.1 wt.%、CaO で 0.4 wt.%、Na_2O で 3.9 wt.%、K_2O で 4.1 wt.%付近にクラスターを形成する。

T_4.1-4.4m には上下層準に比しバブルウォール～パミスタイプ火山ガラスがやや多く含まれる。火山ガラスの屈折率は 1.495-1.498 と 1.499-1.503 および 1.509-1.516 にモードがみられ、上下層準よりモード(1.500-1.503)を示す火山ガラスが多くなる。火山ガラスの主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 78.2 wt.%、TiO_2 で 0.1 wt.%、Al_2O_3 で 12.2 wt.%、FeO で 1.2 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.1 wt.%、CaO で 1.1 wt.%、Na_2O で 3.4 wt.%、K_2O で 3.5 wt.%付近および平均値が SiO_2 含有率で 77.7 wt.%、TiO_2 で 0.3 wt.%、Al_2O_3 で 12.5 wt.%、FeO で 1.2 wt.%、MnO で 0.2 wt.%、MgO で 0.3 wt.%、CaO で 1.6 wt.%、Na_2O で 3.6 wt.%、K_2O で 2.9 wt.%付近にクラスターを形成し、下位ほど後者のクラスターを形成する火山ガラスの含有率が多くなる。

T_6.0-6.1m には多量のバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれる。火山ガラスの屈折率は 1.497-1.502 である。火山ガラスの主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 78.2 wt.%、TiO_2 で 0.1 wt.%、Al_2O_3 で 12.2 wt.%、FeO で 1.2 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.1 wt.%、CaO で 1.1 wt.%、Na_2O で 3.4 wt.%、K_2O で 3.5 wt.%付近にクラスターを形成する。

T_6.8-7.0m には上下層準に比し明らかに斜方輝石および緑色普通角閃石が多く含まれる。斜方輝石の屈折率(γ)は 1.701-1.720 である.角閃石の屈折率(n2)は 1.668-1.690 である。

T_10.15-10.30m には上下層準に比し明らかに斜方輝石および緑色普通角閃石が多く含まれる。斜方輝石の屈折率(γ)は 1.701-1.709 である。角閃石の屈折率(n2)は 1.668-1.675 と 1.681-1.687 にモードが見られ Bi-modal である。

T_10.6-10.7m には上下層準に比し明らかに緑色普通角閃石が多く含まれる。高温型石英の含有率もやや高くなる。角閃石の屈折率(n2)は 1.650-1.650 である.高温型石英に付着する火山ガラスの主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 78.9 wt.%、TiO_2 で 0.2 wt.%、Al_2O_3 で 11.8 wt.%、FeO で 1.0 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.2 wt.%、CaO で 1.1 wt.%、Na_2O で 3.3 wt.%、K_2O で 3.4 wt.%付近にクラスターを形成する。

T_12.1-12.2m には上下層準に比し明らかに斜方輝石が多く含まれる.斜方輝石の屈折率(γ)は 1.700-1.710 で 1.700-1.704 にモードが見られる。

T_12.4-12.6m には上下層準に比し明らかに緑色普通角閃石が多く含まれる.高温型石英の含有率も高くなる。角閃石の屈折率(n2)は 1.677-1.687 である。高温型石英に付着する火山ガラスの主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 78.9 wt.%、TiO_2 で 0.2 wt.%、Al_2O_3 で 11.8 wt.%、FeO で 1.0 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.2 wt.%、CaO で 1.1 wt.%、Na_2O で 3.4 wt.%、K_2O で 3.3 wt.%付近にクラスターを形成する。

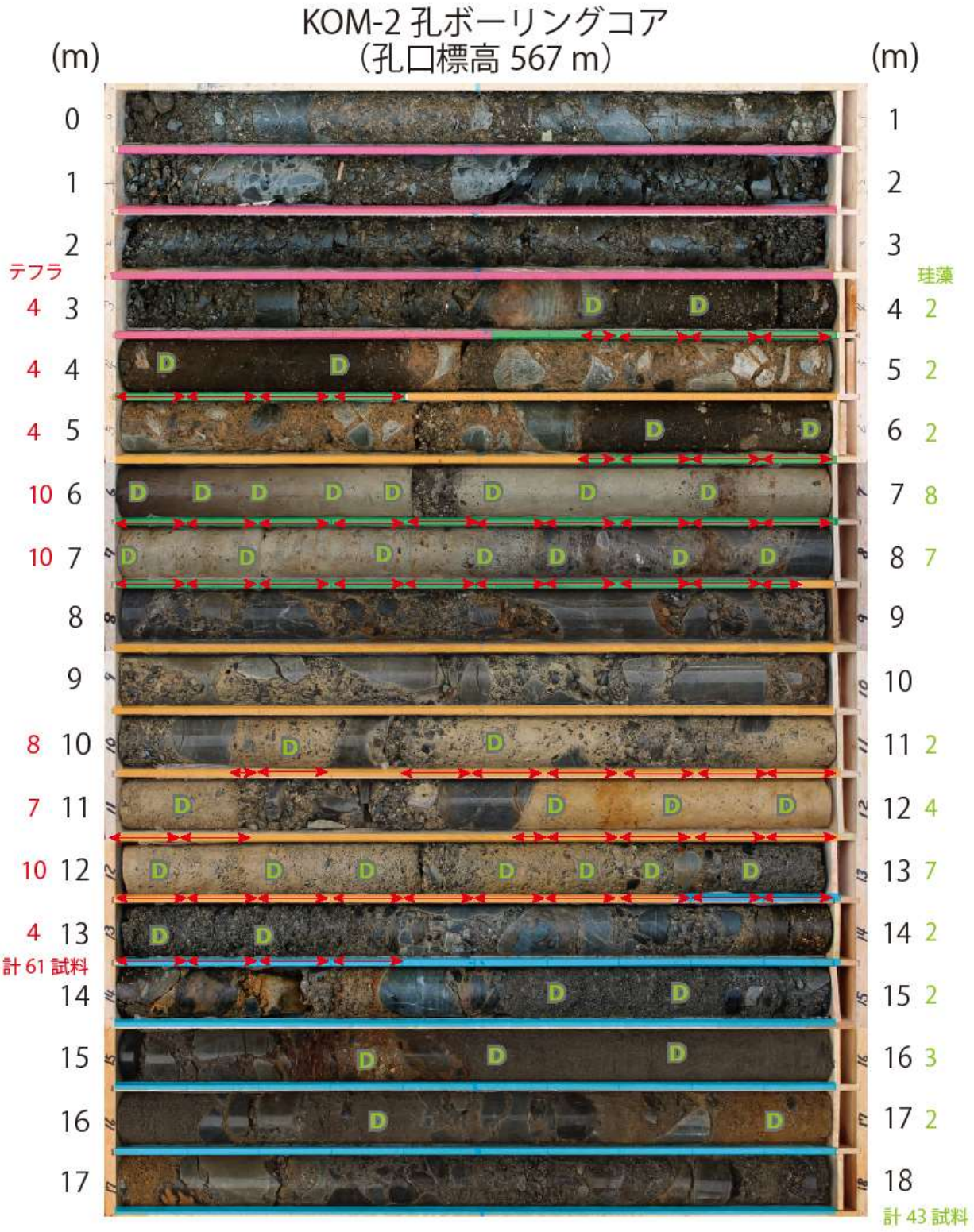


図 2-2　KOM-2 の試料採取位置

AS（盛土）

BS（埋没土壌）

SD（斜面堆積物）

RC（河川流路堆積物）

BR（基盤岩）

図 2-2　KOM-2 の試料採取位置（続き）

2.3　石川県鳳珠郡穴水町 ANYP 露頭（ピット）

本地点では海成層を覆ういわゆるローム層を連続的に採取している。ローム層はトラ斑模様の見られる下部層とこれを覆うシルトブロック含有ローム層(上部層)に区分されている.試料採取番号 1T-8T が下部層，9T-14T が上部層である。

これらローム層の内下部層上部および上部層にはテフラ起源の高温型石英がやや多く含まれる(3/3000)。

また、試料採取層準最上部試料番号 14T にはバブルウォールタイプ火山ガラスが微量含まれている。火山ガラスの屈折率は 1.494-1.4951.498-1.491.504-1.505 にモードがみられる。

ローム層の内下部層上部および上部層にはテフラ起源の高温型石英がやや多く含まれ、下部層上部 6T の石英中に含まれるガラス包有物の主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 78.5 wt.%、TiO_2 で 0.3 wt.%、Al_2O_3 で 12.2 wt.%、FeO で 1.3 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.3 wt.%、CaO で 1.8 wt.%、Na_2O で 3.5 wt.%、K_2O で 2.1 wt.%付近および SiO_2 含有率で 79.1 wt.%、TiO_2 で 0.3 wt.%、Al_2O_3 で 11.7 wt.%、FeO で 1.2 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.2 wt.%、CaO で 1.5 wt.%、Na_2O で 3.3 wt.%、K_2O で 2.7 wt.%付近にクラスターを形成する。

一方、上部層 13T の石英中に含まれるガラス包有物の主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 79.0 wt.%、TiO_2 で 0.2 wt.%、Al_2O_3 で 11.9 wt.%、FeO で 1.3 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.2 wt.%、CaO で 1.3 wt.%、Na_2O で 3.7 wt.%、K_2O で 2.3 wt.%付近にクラスターを形成する。

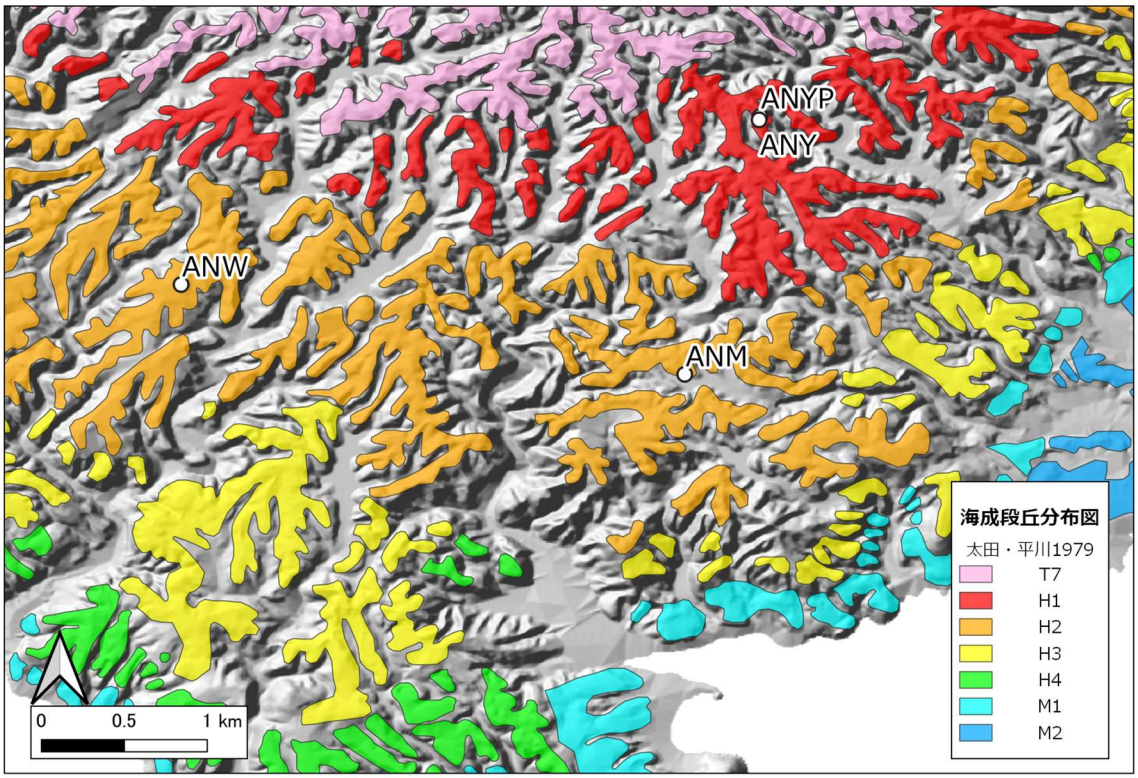


図 2-3　能登半島におけるテフラ分析試料採取位置図

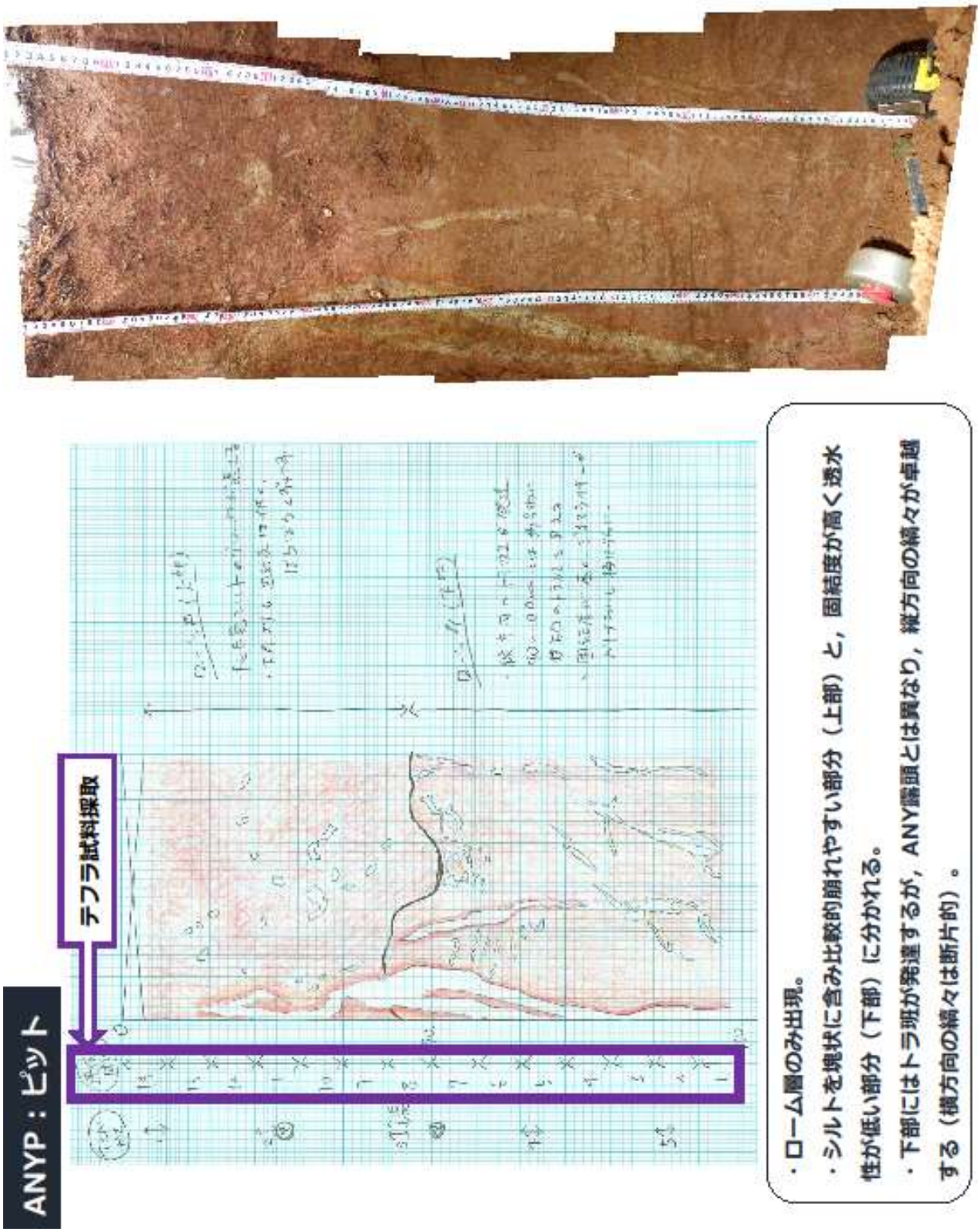


図 2-4　ANYP の試料採取位置

2.4　石川県鳳珠郡穴水町 ANY-2 ボーリングコア

本地点では海成砂層およびこれを覆ういわゆるローム層を連続的に採取している。ローム層はトラ斑模様の見られる下部層(砂混じり粘土)とこれを覆う砂混じり粘土質上部ローム層に区分されている.試料採取番号 T_0.0-0.1m～T_0.4-0.5m が上部ローム層、試料採取番号 T_0.5-0.6m～T_1.5-1.6m がローム下部層、試料採取番号 T_1.6-1.7m～T_2.9-3.0m が海成砂層である。
下部ローム層にはテフラ起源の高温型石英が多く含まれる(18/3000)。

また、試料採取層準最上部試料番号 T_0.0-0.1m にはバブルウォールタイプ火山ガラスが微量含まれている。火山ガラスの屈折率は 1.498-1.505 でありわずかに 1.510-1.511 程度のものを含む。

これら微量に含まれる火山ガラスの主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 78.0 wt.%、TiO_2 で 0.2 wt.%、Al_2O_3 で 12.2 wt.%、FeO で 1.2 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.2 wt.%、CaO で 1.2 wt.%、Na_2O で 3.5 wt.%、K_2O で 3.4 wt.%付近にクラスターを形成する。また、少量ではあるが成分元素組成が SiO_2 含有率で 75.3 wt.%、TiO_2 で 0.4 wt.%、Al_2O_3 で 12.9 wt.%、FeO で 2.1 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.5 wt.%、CaO で 2.0 wt.%、Na_2O で 3.8 wt.%、K_2O で 2.9 wt.%程度の火山ガラス含む。

ローム層下部層 1.4-1.5 に含まれる高温型石英中のガラス包有物の主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 79.0 wt.%、TiO_2 で 0.4 wt.%、Al_2O_3 で 11.7 wt.%、FeO で 1.5 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.3 wt.%、CaO で 1.7 wt.%、Na_2O で 3.1 wt.%、K_2O で 2.3 wt.%で値にまとまりが見られない。

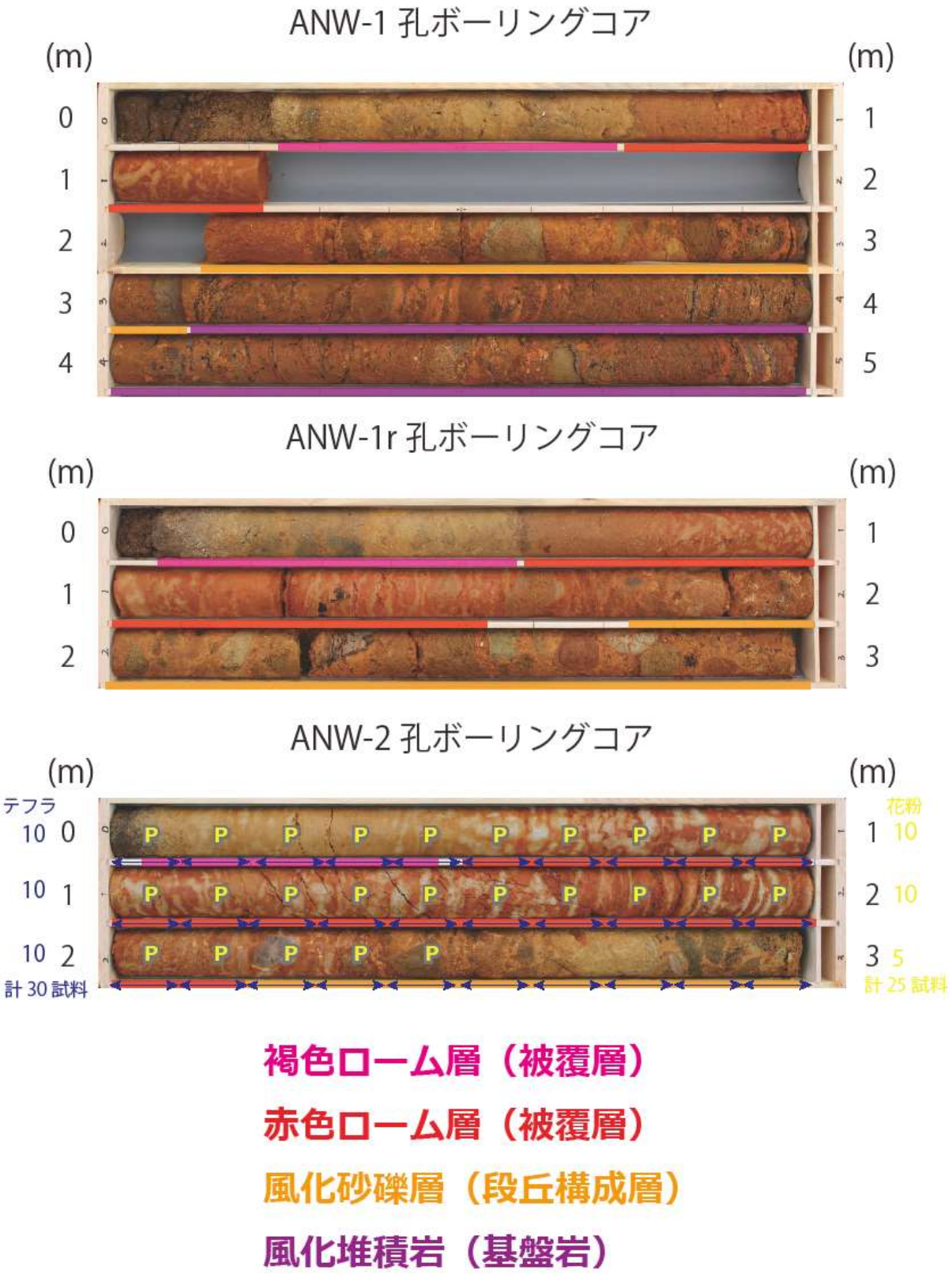


図 2-5　ANW-2 ボーリングコアの試料採取位置

3. テフラの対比

3.1　静岡県川根本町大井川 KOM-1

1） T_2.3-2.5m 層準

本層準には低発泡火山ガラスが上下層準に比し明らかに多く含まれる。この火山ガラスの屈折率(1.495-1.498)、および火山ガラスの主成分元素組成(平均値が SiO_2 含有率で 78.2 wt.%、TiO_2 で 0.2 wt.%、Al_2O_3 で 12.3 wt.%、FeO で 0.4 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.2 wt.%、CaO で 0.5 wt.%、Na_2O で 3.9 wt.%、K_2O で 4.1 wt.%付近にクラスターを形成する)は神津島天上山；Iz-Kt テフラの特徴(小林ほか，2002)と良く似ている。しかし K_2O の含有率が Iz-Kt よりやや高いこと、および後述するように本層準にはカワゴ平；Kg テフラが含まれており、これより下位の層準に Kg テフラ起源の火山ガラスは残存していないことから、本層準に多量含まれる低発泡火山ガラスは Kg テフラ降灰期あるいは同期以降に伊豆諸島から噴出したテフラ起源粒子と考えられる。

一方、同層準上部に含まれるパミスタイプ火山ガラスは、屈折率(1.498-1.504)および主成分元素組成(平均値が SiO_2 含有率で 77.7 wt.%、TiO_2 で 0.3 wt.%、Al_2O_3 で 12.5 wt.%、FeO で 1.1 wt.%、MnO で 0.2 wt.%、MgO で 0.3 wt.%、CaO で 1.6 wt.%、Na_2O で 3.6 wt.%、K_2O で 2.9 wt.%付近にクラスターを形成する)が Kg テフラの特徴(杉原，1984)とほぼ一致する。この特徴を示す火山ガラスは本層準にしか含まれないことから、本層準上部付近には Kg テフラが降灰あるいは擾乱作用などにより混在していると考えられ、Kg テフラ降灰期に近接した時期に堆積したと考えられる。

2） T_2.8-3.0m 層準

本層準には上下層準に比し明らかにバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれる。火山ガラスは、屈折率(モード(1.509-1.516)を示す火山ガラスが多い)および火山ガラスの主成分元素組成(平均値が SiO_2 含有率で 75.0 wt.%、TiO_2 で 0.5 wt.%、Al_2O_3 で 12.9 wt.%、FeO で 2.3 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.5 wt.%、CaO で 2.0 wt.%、Na_2O で 3.9 wt.%、K_2O で 2.9 wt.%)が K-Ah テフラの特徴(町田・新井，2003)と一致する。これらの特徴を示す火山ガラスは K-Ah テフラ起源と考えられ、同火山ガラスが上下層準に比し本層準に多く含まれることから、本層準付近に K-Ah テフラが降灰していると考える。

3） T_3.4-3.5m 層準

本層準には多量のバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれる。火山ガラスは屈折率(1.498-1.501)および主成分元素組成(平均値が SiO_2 含有率で 78.2 wt.%、TiO_2 で 0.2 wt.%、Al_2O_3 で 12.1 wt.%、FeO で 1.2 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.1 wt.%、CaO で 1.2 wt.%、Na_2O で 3.4 wt.%、K_2O で 3.4 wt.%付近にクラスターを形成する) が AT テフラの特徴(町田・新井，2003)と一致する.本層準には AT テフラが降灰している。

4） T_4.2-4.5m 層準

本層準には上下層準に比し明らかに斜方輝石および緑色普通角閃石が多く含まれる。斜方輝石の屈折率(γ)は 1.701-1.717 である。角閃石の屈折率(n2)は 1.668-1.686 とブロードである.斜方輝石、角閃石とも屈折率がブロードで、この特徴のみから同鉱物の給源テフラを識別するのは難しいが、本層準より下位に大山火山起源の DNP テフラとみられるテフラが降灰していることから、DNP テフラ降灰以降、AT テフラ降灰以前に発生した御岳火山起源のテフラが複数集積している

可能性がある。

5） T_4.5-4.7m 層準

本層準には上下層準に比し明らかに斜方輝石および緑色普通角閃石が多く含まれる。斜方輝石の屈折率(γ)は 1.669-1.708、角閃石の屈折率(n2)は 1.676-1.684 であり DNP テフラの特徴(町田・新井、2003；古澤・梅田，2002)とほぼ一致する。本層準はこれより上位に K-Tz 起源とみられる高温型石英多産層準が見られないことから K-Tz テフラ降灰期以前堆積したと考えられる。また、採取地域が位置する静岡県では DNP テフラの降灰が報告されている町田・新井，2003)。これらの既往研究結果も本層準に含まれる斜方輝石および角閃石が DNP テフラ起源であることを支持する。

表 3-1　テフラ対比表：KOM-1

コア名：KOM1

試料名	地質	火山ガラスの形態別含有量(/3000粒子)			重鉱物の含有量(/3000粒子)			β石英	テフラ名
		Bw	Pm	O	Opx	Gho	Cum	(/3000粒子)	
KOM1_T_2.1-2.2m	埋没土壌	2	0	25	6	11	0	0.3	
KOM1_T_2.2-2.3m		6	0	55	22	16	0	1.7	
KOM1_T_2.3-2.4m		20	22	141	25	22	0	0.8	Kg, 伊豆諸島
KOM1_T_2.4-2.5m		17	8	360	17	14	0	0.7	
KOM1_T_2.5-2.6m		4	5	64	20	18	0	1.5	
KOM1_T_2.6-2.7m		12	0	2	6	12	0	2.9	
KOM1_T_2.7-2.8m		7	0	5	6	8	0	1.6	
KOM1_T_2.8-2.9m		20	0	8	6	22	0	1.6	K-Ah
KOM1_T_2.9-3m		33	0	9	16	17	1	0.8	
KOM1_T_3-3.1m		17	0	2	1	7	0	0.2	
KOM1_T_3.1-3.2m		25	0	3	4	11	0	0.2	
KOM1_T_3.2-3.3m		128	0	0	14	28	0	0.3	
KOM1_T_3.3-3.4m		270	0	0	14	20	0	0	
KOM1_T_3.4-3.5m		794	0	12	90	56	0	0.1	AT
KOM1_T_3.5-3.6m		264	0	14	55	57	0	0.1	
KOM1_T_3.6-3.7m		48	0	6	16	14	0	0	
KOM1_T_3.7-3.8m		3	0	0	8	12	0	0	
KOM1_T_3.8-3.9m		3	0	1	2	2	0	0	
KOM1_T_3.9-4m		27	0	1	34	4	0	0	
KOM1_T_4-4.1m		1	0	2	46	6	0	0	
KOM1_T_4.1-4.2m		3	0	0	63	18	0	0	
KOM1_T_4.2-4.3m		0	0	1	76	41	0	0.2	
KOM1_T_4.3-4.4m		0	0	0	38	34	0	0.2	KOM2 6.8-7.0m層準(A)
KOM1_T_4.4-4.5m		0	0	0	78	34	0	0	
KOM1_T_7.85-7.9m		0	0	0	4	8	0	0.2	
KOM1_T_7.9-8m	斜面堆積物	0	0	0	7	8	0	0	
KOM1_T_8-8.1m		0	0	0	7	6	0	0	
KOM1_T_8.1-8.2m		0	0	0	6	6	0	0.2	
KOM1_T_8.2-8.3m		0	0	0	18	5	0	0.5	
KOM1_T_9.45-9.5m		0	0	0	3	7	0	0.7	
KOM1_T_9.5-9.6m	河川流路堆積物	0	0	0	20	17	0	0.1	KOM2 10.15-10.3m層準(B)
KOM1_T_9.6-9.7m		0	0	0	24	23	0	0	
KOM1_T_9.7-9.8m		0	0	0	15	9	0	0.1	
KOM1_T_9.8-9.9m		0	0	0	15	7	0	0	
KOM1_T_9.9-10m		0	0	0	2	10	0	0.1	

Bw：バブルウォールタイプ　　Opx：斜方輝石
Pm：パミスタイプ　　Gho：緑色普通角閃石
O：低発泡タイプ　　Cum：カミングトン閃石

3.2　静岡県川根本町大井川 KOM-2

1） T_4.0-4.1m 層準

本層準に多量含まれる発泡火山ガラスは、火山ガラスの屈折率(1.494-1.497)および火山ガラスの主成分元素組成(平均値が SiO_2 含有率で 78.2 wt.%、TiO_2 で 0.2 wt.%、Al_2O_3 で 12.1 wt.%、FeO で 0.4 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.1 wt.%、CaO で 0.5 wt.%、Na_2O で 3.9 wt.%、K_2O で 4.1 wt.%付近にクラスターを形成する)が KOM-1 の T_2.4-2.5m 層準と一致する。両層準は対比できる。

2） T_4.1-4.4m 層準

本層準に含まれるパミスタイプ火山ガラスは、火山ガラスの屈折率(モード 1.500-1.503)および主成分元素組成(平均値が SiO_2 含有率で 78.2 wt.%、TiO_2 で 0.2 wt.%、Al_2O_3 で 12.3 wt.%、FeO で 1.4 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.2 wt.%、CaO で 1.6 wt.%、Na_2O で 3.9 wt.%、K_2O で 2.1 wt.%付近にクラスターを形成する)が Kg テフラの特徴杉原，1984)とほぼ一致する。この特徴を示す火山ガラスは本層準に最も多く含まれることから、本層準上部付近には Kg テフラが降灰していると考えられる。

3） T_6.0-6.1m 層準

本層準には多量のバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれる。火山ガラスは屈折率(1.497-1.502)および主成分元素組成(平均値が SiO_2 含有率で 78.2 wt.%、TiO_2 で 0.2 wt.%、Al_2O_3 で 12.3 wt.%、FeO で 1.2 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.1 wt.%、CaO で 1.2 wt.%、Na_2O で 3.4 wt.%、K_2O で 3.4 wt.%付近にクラスターを形成する）が AT テフラの特徴(町田・新井，2003)と一致する。本層準には AT テフラが降灰しており、KOM-1 の T_3.4-3.5m 層準に対比できる。

4） T_6.8-7.0m 層準

本層準には上下層準に比し明らかに斜方輝石および緑色普通角閃石が多く含まれる。斜方輝石の屈折率(γ；1.701-1.720)および角閃石の屈折率(n2；1.668-1.690 は KOM1 の T_4.2-4.5m 層準の両鉱物とほぼ一致する。両層準は対比できる。

5） T_10.15-10.30m 層準

本層準に上下層準に比し明らかに斜方輝石および緑色普通角閃石が多く含まれる.斜方輝石の屈折率(γ)は 1.701-1.709、角閃石の屈折率(n2)は 1.668-1.675 と 1.681-1.687 にモードが見られ Bi-modal であり、角閃石の屈折率に若干の差異はみられるが、概ね DNP テフラの特徴(町田・新井，2003；古澤・梅田，2002)とほぼ一致し、KOM1 の T_4.5-4.7m 層準に対比できる。本層準は、上位に K-Tz テフラの降灰はみられないことなどからやはり DNP テフラ降灰層準である可能性が高いと考えられる。

6） T_10.6-10.7m 層準

本層準には上下層準に比し明らかに緑色普通角閃石が多く含まれる。高温型石英の含有率もやや高くなる。石英に付着する火山ガラスの主成分元素組成は K-Tz テフラの特徴(町田・新井，2003)と一致する。なお、本層準より下位に高温型石英多産層準が識別されており、同層準に含まれる石英の K-Tz テフラ起源であることから、本層準は K-Tz テフラのリワーク層準である。

7） T_12.1-12.2m 層準

本層準には上下層準に比し明らかに斜方輝石が多く含まれる。斜方輝石の屈折率(γ)は 1.700-1.710 で 1.700-1.704 にモードが見られる。斜方輝石の屈折率が 1.710 を下回るテフラは後期更新統の御岳新期テフラには見当たらない。本層準に含まれる多量の斜方輝石は御岳以外の火山起源であるか、あるいは後期更新世より古い時期に発生した噴火により降灰した可能性がある。

8） T_12.4-12.6m 層準

本層準には上下層準に比し明らかに緑色普通角閃石が多く含まれる。高温型石英の含有率も高くなる。石英に付着する火山ガラスの主成分元素組成は K-Tz テフラの特徴(町田・新井，2003)と一致する。本層準は K-Tz テフラ降灰層準である。

表 3-2　テフラ対比表：KOM-2

コア名：KOM2

試料名		火山ガラスの形態別含有量(/3000粒子)			重鉱物の含有量(/3000粒子)			β石英	テフラ名
		Bw	Pm	O	Opx	Gho	Cum	(/3000粒子)	
KOM2_T_3.65-3.7m		32	30	53	12	6	0	0.2	
KOM2_T_3.7-3.8m		17	6	86	8	10	0	0.2	
KOM2_T_3.8-3.9m		19	25	71	10	13	0	0.2	
KOM2_T_3.9-4m		7	12	148	8	13	0	0.2	
KOM2_T_4-4.1m		16	44	414	28	18	0	0.7	伊豆諸島
KOM2_T_4.1-4.2m		24	29	93	13	10	0	0.1	
KOM2_T_4.2-4.3m		35	36	61	20	22	0	0.5	Kg
KOM2_T_4.3-4.4m		45	27	71	21	25	0	0.8	
KOM2_T_5.65-5.7m		63	0	0	13	13	0	0.1	
KOM2_T_5.7-5.8m		64	0	2	19	24	0	0.4	
KOM2_T_5.8-5.9m		121	0	0	15	24	0	0.5	
KOM2_T_5.9-6m		233	0	0	17	38	0	0.2	
KOM2_T_6-6.1m		722	0	0	23	48	0	0	
KOM2_T_6.1-6.2m		537	1	8	34	50	1	0	AT
KOM2_T_6.2-6.3m		543	0	0	31	75	0	0	
KOM2_T_6.3-6.4m	埋没土壌	492	0	0	18	78	0	0.1	
KOM2_T_6.4-6.5m		90	0	4	15	17	0	0.1	
KOM2_T_6.5-6.6m		32	0	0	9	13	0	0	
KOM2_T_6.6-6.7m		3	0	0	17	17	0	0.2	
KOM2_T_6.7-6.8m		0	0	0	12	11	0	0.2	
KOM2_T_6.8-6.9m		0	0	0.7	135	28	0	0.1	KOM1 4.2-4.5m層準(A)
KOM2_T_6.9-7m		0.2	0	0.4	123	52	0	0	
KOM2_T_7-7.1m		1	0	0	17	28	0	0.2	
KOM2_T_7.1-7.2m		0.1	0	0	12	35	1	0	
KOM2_T_7.2-7.3m		0.1	0	0.4	5	55	0	0.7	
KOM2_T_7.3-7.4m		0	0	0.2	0.5	5	0	0.6	
KOM2_T_7.4-7.5m		0	0	0.1	14	13	0	0.3	
KOM2_T_7.5-7.6m		0	0	0.3	18	8	0	0.1	
KOM2_T_7.6-7.7m		0	0	0	6	3	0	0.5	
KOM2_T_7.7-7.8m		0	0	0	2	5	0	0	
KOM2_T_7.8-7.9m		0	0	0	0.4	2	0	0.1	
KOM2_T_7.9-7.95m		0	0	0	0.2	2	0	0	
KOM2_T_10.15-10.2m		0.2	0	0	43	20	0	0	KOM1 4.5-4.7m層準(B)
KOM2_T_10.2-10.3m		0	0	0	25	20	0	0.2	
KOM2_T_10.4-10.5m		0	0	0	6	14	0	0.3	
KOM2_T_10.5-10.6m		0.1	0	0	6	74	0	0.4	
KOM2_T_10.6-10.7m		0.1	0	0.2	17	99	0	0.4	K-Tz再堆積
KOM2_T_10.7-10.8m		0	0	0	9	40	0	0.1	
KOM2_T_10.8-10.9m		0	0	0.1	8	3	0	0.2	
KOM2_T_10.9-11m		0	0	0	0.2	3	0	0.1	
KOM2_T_11-11.1m		0	0	0	0.3	1	0	0.3	
KOM2_T_11.1-11.2m		0	0	0	1.6	2.3	0	0.3	
KOM2_T_11.55-11.6m		0	0	0	0.1	0.8	0	0.1	
KOM2_T_11.6-11.7m	斜面堆積物	0	0	0	2.6	3.1	0	0.9	
KOM2_T_11.7-11.8m		0.1	0	0.1	0.7	1.3	0	0.2	
KOM2_T_11.8-11.9m		0	0	0	1.5	1.8	0	0.1	
KOM2_T_11.9-12m		0	0	0	0.1	1.2	0	0.1	
KOM2_T_12-12.1m		0	0	0	3.7	4.4	0	0.2	
KOM2_T_12.1-12.2m		0	0	0.2	230	16	0	1.4	
KOM2_T_12.2-12.3m		0	0	0	20	13	0	2.2	
KOM2_T_12.3-12.4m		0	0	0	19	26	0	2.3	K-Tz
KOM2_T_12.4-12.5m		0	0	0	0.8	15	0	1.9	
KOM2_T_12.5-12.6m		0	0	0	0.5	16	0	2.3	
KOM2_T_12.6-12.7m		0	0	0	0.1	2.3	0	0.9	
KOM2_T_12.7-12.8m		0	0	0	6	7	0	1.4	
KOM2_T_12.8-12.9m		0	0	0	0.3	1.7	0	0	
KOM2_T_12.9-13m		0	0	0	0.1	0.7	0	0.1	
KOM2_T_13-13.1m	河川流路堆積物	0	0	0	0.5	0.1	0	0	
KOM2_T_13.1-13.2m		0	0	0	0.1	0	0	0	
KOM2_T_13.2-13.3m		0	0	0	0.1	0	0	0	
KOM2_T_13.3-13.4m		0	0	0	0	0.1	0	0	

Bw：バブルウォールタイプ　　Opx：斜方輝石
Pm：パミスタイプ　　Gho：緑色普通角閃石
O：低発泡タイプ　　Cum：カミングトン閃石

3.3 石川県鳳珠郡穴水町露頭 ANYP

1） 試料採取層準最上部試料番号 14T 層準

本層準にはバブルウォールタイプ火山ガラスが微量含まれている。火山ガラスの屈折率は 1.494-1.495、1.498-1.491、1.504-1.505 にモードがみられる。屈折率の特徴(町田・新井，2003)から本層準には Kg，AT などいわゆる表層土に多く含まれるテフラが混在していると考えられる。

2） ローム層の内下部層上部および上部層準(6T-13T)

本層準にはテフラ起源の高温型石英がやや多く含まれ、下部層上部 6T の石英中に含まれるガラス包有物の主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 78.5 wt.%、TiO_2 で 0.3 wt.%、Al_2O_3 で 12.2 wt.%、FeO で 1.3 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.3 wt.%、CaO で 1.8 wt.%、Na_2O で 3.5 wt.%、K_2O で 2.1 wt.%付近および SiO_2 含有率で 79.1 wt.%、TiO_2 で 0.3 wt.%、Al_2O_3 で 11.7 wt.%、FeO で 1.2 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.2 wt.%、CaO で 1.5 wt.%、Na_2O で 3.3 wt.%、K_2O で 2.7 wt.%付近にクラスターを形成する。この特徴を示す石英含有広域テフラは既往研究では報告されていない。

一方、上部層 13T の石英中に含まれるガラス包有物の主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 79.0 wt.%、TiO_2 で 0.2 wt.%、Al_2O_3 で 11.9 wt.%、FeO で 1.3 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.2 wt.%、CaO で 1.3 wt.%、Na_2O で 3.7 wt.%、K_2O で 2.3 wt.%付近にクラスターを形成する。この特徴は八甲田カルデラ起源 Hkd-1 テフラの石英に含まれるものとほぼ一致する。

以上から本地点ではシルトブロック含有ローム層(上部層)に八甲田 1(Hkd-1)起源石英が多く含まれ、同層準を層相から周辺地域からの再堆積層準と考えるとこれより下位に分布する段丘堆積物は同テフラ堆積期以降に、再堆積ではないと考えると Hkd-1 テフラ堆積期以前に堆積したと考えられる。

表 3-3　テフラ対比表：ANYP

場所：石川県穴水町

試料番号	地質	火山ガラスの形態別含有量(/3000粒子)			重鉱物の含有量(/3000粒子)			β 石英	テフラ名
		Bw	Pm	O	Opx	Gho	Cum	(/3000粒子)	
ANYP-14T		0.4	0	0	0.5	0	0	4.7	表層土
ANYP-13T		0	0	0	0	0	0	3.5	
ANYP-12T	シルトブロック含有ローム層	0	0	0	0	0	0	2.1	
ANYP-11T		0	0	0	0	0	0	1.8	八甲田1再堆積？
ANYP-10T		0	0	0	0	0	0	2.8	
ANYP-9T		0	0	0	0	0	0	1.9	
ANYP-8T		0	0	0	0	0	0	2.7	
ANYP-7T		0	0	0	0	0	0	1.1	
ANYP-6T		0	0	0	0	0	0	2.3	
ANYP-5T	トラ斑模様の見えるローム層	0	0	0	0	0	0	1.9	未記載石英含有テフラ
ANYP-4T		0	0	0	0	0	0	1.2	
ANYP-3T		0	0	0	0	0	0	1	
ANYP-2T		0	0	0	0	0	0	0.3	
ANYP-1T		0	0	0	0	0	0	1.3	

Bw：バブルウォールタイプ　　Opx：斜方輝石
Pm：パミスタイプ　　Gho：緑色普通角閃石
O：低発泡タイプ　　Cum：カミングトン閃石

3.4 石川県鳳珠郡穴水町 ANW-2

1） 試料採取層準最上部試料番号 T_0.0-0.1m

本層準にはバブルウォールタイプ火山ガラスが微量含まれている。火山ガラスの屈折率は 1.498-1.505 でありわずかに 1.510-1.511 程度のものを含む。

これら微量含まれる火山ガラスの主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 78.2 wt.%、TiO_2 で 0.2 wt.%、Al_2O_3 で 12.3 wt.%、FeO で 1.2 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.1 wt.%、CaO で 1.2 wt.%、Na_2O で 3.4 wt.%、K_2O で 3.4 wt.%付近にクラスターを形成する。これらのガラスの特徴は AT テフラの特徴(町田・新井，2003)と一致する。また、屈折率が 1.510-1.511 程度と高い火山ガラスの主成分元素組成は SiO_2 含有率で 75.3 wt.%、TiO_2 で 0.4 wt.%、Al_2O_3 で 12.9 wt.%、FeO で 2.1 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.5 wt.%、CaO で 2.0 wt.%、Na_2O で 3.8 wt.%、K_2O で 2.9 wt.%程度を示す。この特徴は K-Ah テフラの特徴(町田・新井，2003)と一致する。

以上から本層準には主に AT テフラ起源粒子が含まれ、微量 K-Ah テフラ起源粒子が混在していると考えられる.この特徴はいわゆる表層土に多く見られる特徴である。

2） 下部ローム層に多く含まれる高温型石英

ローム層下部層 1.4-1.5 に含まれる石英中のガラス包有物の主成分元素組成は平均値が SiO_2 含有率で 79.0 wt.%、TiO_2 で 0.4 wt.%、Al_2O_3 で 11.7 wt.%、FeO で 1.5 wt.%、MnO で 0.1 wt.%、MgO で 0.3 wt.%、CaO で 1.7 wt.%、Na_2O で 3.1 wt.%、K_2O で 2.3 wt.%で値にまとまりが見られない。このため多くの粒子は再堆積粒子と考えられる。なお、本層準に含まれるものの特徴は、一部 ANYP-6T に含まれるものと近似している。あるいは両層準は近似している可能性がある。

表 3-4　テフラ対比表：ANY-2

コア名：ANW2

試料名	地質	火山ガラスの形態別含有量(/3000粒子)			重鉱物の含有量(/3000粒子)			β石英	テフラ名
		Bw	Pm	O	Opx	Gho	Cum	(/3000粒子)	
ANW2_T_0-0.1m	褐色ローム	1.5	0	0.2	2.5	33	0	0.1	AT, K-Ah混在
ANW2_T_0.1-0.2m		0	0	0	1	0	0	0	
ANW2_T_0.2-0.3m		0	0	0	0.5	1	0	1	
ANW2_T_0.3-0.4m		0	0	0	0.5	1	0	1	
ANW2_T_0.4-0.5m		0	0	0	0	0	0	4	
ANW2_T_0.5-0.6m	赤色ローム	0	0	0	0	0	0	5	
ANW2_T_0.6-0.7m		0	0	0	0	0	0	4	
ANW2_T_0.7-0.8m		0	0	0	0	0	0	12	
ANW2_T_0.8-0.9m		0	0	0	0	0	0	12	
ANW2_T_0.9-1m		0	0	0	0	0	0	9	
ANW2_T_1-1.1m		0	0	0	0	0	0	12	
ANW2_T_1.1-1.2m		0	0	0	0	0	0	18	
ANW2_T_1.2-1.3m		0	0	0	0	0	0	13	
ANW2_T_1.3-1.4m		0	0	0	0	0	0	5	
ANW2_T_1.4-1.5m		0	0	0	0	0	0	18	ANYP-T6層準近接？
ANW2_T_1.5-1.6m		0	0	0	0	0	0	13	
ANW2_T_1.6-1.7m		0	0	0	0	0	0	9	
ANW2_T_1.7-1.8m		0	0	0	0	0	0	0.7	
ANW2_T_1.8-1.9m		0	0	0	0	0	0	0	
ANW2_T_1.9-2m		0	0	0	0	0	0	0	
ANW2_T_2-2.1m		0	0	0	0.1	0	0	0.1	
ANW2_T_2.1-2.2m		0	0	0	0	0	0	0	
ANW2_T_2.2-2.3m		0.1	0	0	0	0	0	0	
ANW2_T_2.3-2.4m	段丘構成層	0	0	0.1	0	0	0	0	
ANW2_T_2.4-2.5m		0	0	0	0	0	0	0	
ANW2_T_2.5-2.6m		0	0	0	0	0	0	0	
ANW2_T_2.6-2.7m		0	0	0	0	0	0	0	
ANW2_T_2.7-2.8m		0	0	0	0	0	0	0	
ANW2_T_2.8-2.9m		0	0	0	0	0	0	0	
ANW2_T_2.9-3m		0	0	0	0	0	0	0	

Bw：バブルウォールタイプ　　Opx：斜方輝石
Pm：パミスタイプ　　Gho：緑色普通角閃石
O：低発泡タイプ　　Cum：カミングトン閃石

4. 引用文献

古澤　明，1995，火山ガラスの屈折率測定・形態分類とその統計的な解析．地質雑，101，123-133.

古澤　明，2003，洞爺火山灰降下以降の岩手火山のテフラの識別．地質雑，109，1-19.

古澤　明・梅田浩司，2002，新期大山テフラ DNP,DSP,DKP の岩石記載的特徴の再検討.第四紀研究，41，123-129.

古澤　明・中村千怜，2009，石英に含まれるガラス包有物の主成分分析による K-Tz の識別．地質雑，115，544-547.

古澤　明・佐々木俊法・後藤憲央，2021，緑色普通角閃石の主成分および微量成分元素組成による美浜テフラと四国沖 MD012422 コアから検出されたテフラとの対比と給源の推定．地質雑，127，91-103.

Jochum, K. P., Dingwell, D. B., Rocholl, A., Stoll, B., Hofmann, A. W., Becker, S., and Zimmer, M., 2000, The preparation and preliminary characterization of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis. Geostand. Newsl., 24, 87-133.

Jochum, K. P., Stoll, B., Herwig, K., Willbold, M., Hofmann, A. W., Amini, M. and Woodhead, J. D., 2006, MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios, Geochem. Geophys. Geosyst, 7, Q02008, doi: 10.1029/2005GC001060.

町田　洋・新井房夫，2003，新編　火山灰アトラスーー日本列島とその周辺ーー,336p,東京大学出版会.

杉原重夫，1984,丹那断層名賀地区トレンチにおける示標テフラの岩石記載的特性と噴出年代．地球，6，171-177

粒子組成分析結果

コア名：KOM-1

試料名	火山ガラスの形態別含有量(/3000粒子)			重鉱物の含有量(/3000粒子)			β石英	特記事項	火山ガラスの屈折率(nd)	斜方輝石の屈折率(γ)	角閃石の屈折率(n2)	テフラ名
	Bw	Pm	O	Opx	Gho	Cum	(/3000粒子)					
KOM1_T_2.1-2.2m	2	0	25	6	11	0	0.3		1.494-1.497(14/30),1.498-1.504(15/30),1.508			
KOM1_T_2.2-2.3m	6	0	55	22	16	0	1.7		1.495-1.498(16/31),1.499-1.505(15/31)	1.706-1.713(27/35),1.717-1.721(8/35)	1.669-1.689	
KOM1_T_2.3-2.4m	20	22	141	25	22	0	0.8		1.495-1.498(24/30),1.500-1.503(6/30)			
KOM1_T_2.4-2.5m	17	8	360	17	14	0	0.7		1.495-1.499(28/30) 1.502,1.513混在			
KOM1_T_2.5-2.6m	4	5	64	20	18	0	1.5		1.495-1.498(7/30),1.499-1.505(22/30) 1.513混在	1.701-1.711(29/35),1.713-1.716(4/35),1.718-1.720(2/35)	1.668-1.684	
KOM1_T_2.6-2.7m	12	0	2	6	12	0	2.9		1.495-1.500(21/31),1.501-1.503(6/31),1.510-1.513(4/31)			
KOM1_T_2.7-2.8m	7	0	5	6	8	0	1.6		1.494-1.500(19/30),1.501-1.505(5/30),1.509-1.515(6/30)			
KOM1_T_2.8-2.9m	20	0	8	6	22	0	1.6		1.495-1.501(23/30),1.509-1.516(7/30)			
KOM1_T_2.9-3m	33	0	9	16	17	1	0.8		1.495-1.501(24/30),1.511-1.515(5/30)			
KOM1_T_3-3.1m	17	0	2	1	7	0	0.2		1.497-1.502 (モード1.497-1.500)			
KOM1_T_3.1-3.2m	25	0	3	4	11	0	0.2		1.496-1.501(29/30) 1コンタミ			
KOM1_T_3.2-3.3m	128	0	0	14	28	0	0.3		1.496-1.501(29/30) 1コンタミ			
KOM1_T_3.3-3.4m	270	0	0	14	20	0	0		1.497-1.501(30/30)			
KOM1_T_3.4-3.5m	794	0	12	90	56	0	0.1		1.498-1.501(30/30)	1.704-1.708(22/35),1.719-1.734(13/35)	1.668-1.688	
KOM1_T_3.5-3.6m	264	0	14	55	57	0	0.1		1.497-1.501(30/30)	1.701-1.710(19/40),1.711-1.720(14/40),1.732-1.735(7/40)	1.667-1.684	
KOM1_T_3.6-3.7m	48	0	6	16	14	0	0		1.497-1.502(30/30)			
KOM1_T_3.7-3.8m	3	0	0	8	12	0	0	(試料微量)				
KOM1_T_3.8-3.9m	3	0	1	2	2	0	0	(試料微量)	1.497-1.501(11/11)			
KOM1_T_3.9-4m	27	0	1	34	4	0	0	(試料微量)	1.497-1.503(13/15),1.515-1.517(2/15)	1.699-1.710	1.666-1.680(32/35),1.688-1.690(3/35)	
KOM1_T_4-4.1m	1	0	2	46	6	0	0					
KOM1_T_4.1-4.2m	3	0	0	63	18	0	0		1.496-1.501(29/30) 1コンタミ	1.698-1.710(16/35),1.712-1.718(19/35)	1.669-1.687	
KOM1_T_4.2-4.3m	0	0	1	76	41	0	0.2			1.702-1.720	1.668-1.687	
KOM1_T_4.3-4.4m	0	0	0	38	34	0	0.2					
KOM1_T_4.4-4.5m	0	0	0	78	34	0	0			1.701-1.715	1.669-1.684	
KOM1_T_7.85-7.9m	0	0	0	4	8	0	0.2					
KOM1_T_7.9-8m	0	0	0	7	8	0	0					
KOM1_T_8-8.1m	0	0	0	7	6	0	0					
KOM1_T_8.1-8.2m	0	0	0	6	6	0	0.2					
KOM1_T_8.2-8.3m	0	0	0	18	5	0	0.5			1.699-1.719	1.670-1.686	
KOM1_T_9.45-9.5m	0	0	0	3	7	0	0.7					
KOM1_T_9.5-9.6m	0	0	0	20	17	0	0.1			1.701-1.713	1.671-1.675(5/35),1.678-1.685(30/35)	
KOM1_T_9.6-9.7m	0	0	0	24	23	0	0	DKP混在？		1.699-1.708(30/35),1.711-1.713(5/35)	1.676-1.684	
KOM1_T_9.7-9.8m	0	0	0	15	9	0	0.1					
KOM1_T_9.8-9.9m	0	0	0	15	7	0	0			1.701-1.708(27/35),1.712-1.717(8/35)	1.676-1.685	
KOM1_T_9.9-10m	0	0	0	2	10	0	0.1					

Bw：バブルウォールタイプ
Pm：パミスタイプ
O：低発泡タイプ

Opx：斜方輝石
Gho：緑色普通角閃石
Cum：カミングトン閃石

コア名：KOM-2

試料名	火山ガラスの形態別含有量(/3000粒子)			重鉱物の含有量(/3000粒子)			β石英	特記事項	火山ガラスの屈折率(nd)	斜方輝石の屈折率（γ）	角閃石の屈折率(n2)	テフラ名
	Bw	Pm	O	Opx	Gho	Cum	(/3000粒子)					
KOM2_T_3.65-3.7m	32	30	53	12	6	0	0.2		1.495-1.498(20/30),1.500-1.503(8/30),1.511-1.515(2/30)			
KOM2_T_3.7-3.8m	17	6	86	8	10	0	0.2		1.495-1.498(16/30),1.499-1.504(12/30),1.511-1.513(2/30)			
KOM2_T_3.8-3.9m	19	25	71	10	13	0	0.2		1.494-1.499(22/30),1.499-1.503(8/30)			
KOM2_T_3.9-4m	7	12	148	8	13	0	0.2		1.495-1.497(21/30),1.498-1.505(9/30)			
KOM2_T_4-4.1m	16	44	414	28	18	0	0.7		1.494-1.497(21/30),1.499-1.503(9/30)	1.703-1.711	1.668-1.685	
KOM2_T_4.1-4.2m	24	29	93	13	10	0	0.1		1.495-1.499(8/30),1.499-1.504(21/30) ,1.514			
KOM2_T_4.2-4.3m	35	36	61	20	22	0	0.5		1.495-1.497(9/30),1.498-1.503((19/30),1.505-1.510(2/30)			
KOM2_T_4.3-4.4m	45	27	71	21	25	0	0.8		1.496-1.499(6/30),1.499-1.504(23/30) ,1.511			
KOM2_T_5.65-5.7m	63	0	0	13	13	0	0.1		1.497-1.503(30/30) (モード1.497-1.501)			
KOM2_T_5.7-5.8m	64	0	2	19	24	0	0.4		1.495-1.501(30/30)			
KOM2_T_5.8-5.9m	121	0	0	15	24	0	0.5		1.496-1.501(30/30)			
KOM2_T_5.9-6m	233	0	0	17	38	0	0.2		1.497-1.503(30/30)			
KOM2_T_6-6.1m	722	0	0	23	48	0	0		1.497-1.502(29/30) ,1.504			
KOM2_T_6.1-6.2m	537	1	8	34	50	1	0		1.498-1.501(30/30)	1.700-1.722(36/40),1.729-1.733(4/40)	1.671-1.687	
KOM2_T_6.2-6.3m	543	0	0	31	75	0	0		1.497-1.501(30/30)			
KOM2_T_6.3-6.4m	492	0	0	18	78	0	0.1		1.497-1.502(30/30)			
KOM2_T_6.4-6.5m	90	0	4	15	17	0	0.1		1.497-1.501(29/30) ,1.505			
KOM2_T_6.5-6.6m	32	0	0	9	13	0	0		1.497-1.501(29/30) ,1.495			
KOM2_T_6.6-6.7m	3	0	0	17	17	0	0.2		1.495-1.501(29/30) ,1.502			
KOM2_T_6.7-6.8m	0	0	0	12	11	0	0.2					
KOM2_T_6.8-6.9m	0	0	0.7	135	28	0	0.1	Opx,Ghoテフラ混在		1.699-1.705(12/40),1.711-1.727(28/40)	1.677-1.689	
KOM2_T_6.9-7m	0.2	0	0.4	123	52	0	0			1.701-1.720	1.668-1.690	
KOM2_T_7-7.1m	1	0	0	17	28	0	0.2			1.699-1.718	1.668-1.686	
KOM2_T_7.1-7.2m	0.1	0	0	12	35	1	0			1.699-1.717	1.668-1.691	
KOM2_T_7.2-7.3m	0.1	0	0.4	5	55	0	0.7					
KOM2_T_7.3-7.4m	0	0	0.2	0.5	5	0	0.6					
KOM2_T_7.4-7.5m	0	0	0.1	14	13	0	0.3			1.700-1.717	1.667-1.676(26/35),1.681-1.686(9/35)	
KOM2_T_7.5-7.6m	0	0	0.3	18	8	0	0.1					
KOM2_T_7.6-7.7m	0	0	0	6	3	0	0.5					
KOM2_T_7.7-7.8m	0	0	0	2	5	0	0					
KOM2_T_7.8-7.9m	0	0	0	0.4	2	0	0.1					
KOM2_T_7.9-7.95m	0	0	0	0.2	2	0	0					
KOM2_T_10.15-10.2m	0.2	0	0	43	20	0	0			1.701-1.716	1.668-1.675(16/35),1.681-1.687(19/35)	
KOM2_T_10.2-10.3m	0	0	0	25	20	0	0.2					
KOM2_T_10.4-10.5m	0	0	0	6	14	0	0.3	ガラス付着βQu含む				
KOM2_T_10.5-10.6m	0.1	0	0	6	74	0	0.4	ガラス付着βQu含む				
KOM2_T_10.6-10.7m	0.1	0	0.2	17	99	0	0.4	ガラス付着βQu含む				
KOM2_T_10.7-10.8m	0	0	0	9	40	0	0.1					
KOM2_T_10.8-10.9m	0	0	0.1	8	3	0	0.2					
KOM2_T_10.9-11m	0	0	0	0.2	3	0	0.1					
KOM2_T_11-11.1m	0	0	0	0.3	1	0	0.3					
KOM2_T_11.1-11.2m	0	0	0	1.6	2.3	0	0.3					
KOM2_T_11.55-11.6m	0	0	0	0.1	0.8	0	0.1					
KOM2_T_11.6-11.7m	0	0	0	2.6	3.1	0	0.9			1.700-1.708(32/35),1.711-1.714(3/35)	1.673-1.685(18/35),1.690-1.697(17/35)	
KOM2_T_11.7-11.8m	0.1	0	0.1	0.7	1.3	0	0.2					
KOM2_T_11.8-11.9m	0	0	0	1.5	1.8	0	0.1					
KOM2_T_11.9-12m	0	0	0	0.1	1.2	0	0.1					
KOM2_T_12-12.1m	0	0	0	3.7	4.4	0	0.2					
KOM2_T_12.1-12.2m	0	0	0.2	230	16	0	1.4			1.700-1.710	1.677-1.687	
KOM2_T_12.2-12.3m	0	0	0	20	13	0	2.2	ガラス付着βQu含む				
KOM2_T_12.3-12.4m	0	0	0	19	26	0	2.3	ガラス付着βQu含む				
KOM2_T_12.4-12.5m	0	0	0	0.8	15	0	1.9	ガラス付着βQu含む				
KOM2_T_12.5-12.6m	0	0	0	0.5	16	0	2.3					
KOM2_T_12.6-12.7m	0	0	0	0.1	2.3	0	0.9					
KOM2_T_12.7-12.8m	0	0	0	6	7	0	1.4			1.700-1.706(25/35),1.714-1.720(10/35)	1.678-1.685	
KOM2_T_12.8-12.9m	0	0	0	0.3	1.7	0	0					
KOM2_T_12.9-13m	0	0	0	0.1	0.7	0	0.1					
KOM2_T_13-13.1m	0	0	0	0.5	0.1	0	0					
KOM2_T_13.1-13.2m	0	0	0	0.1	0	0	0					
KOM2_T_13.2-13.3m	0	0	0	0.1	0	0	0					
KOM2_T_13.3-13.4m	0	0	0	0	0.1	0	0					

Bw：バブルウォールタイプ
Pm：パミスタイプ
O：低発泡タイプ

Opx：斜方輝石
Gho：緑色普通角閃石
Cum：カミングトン閃石

場所：石川県穴水町

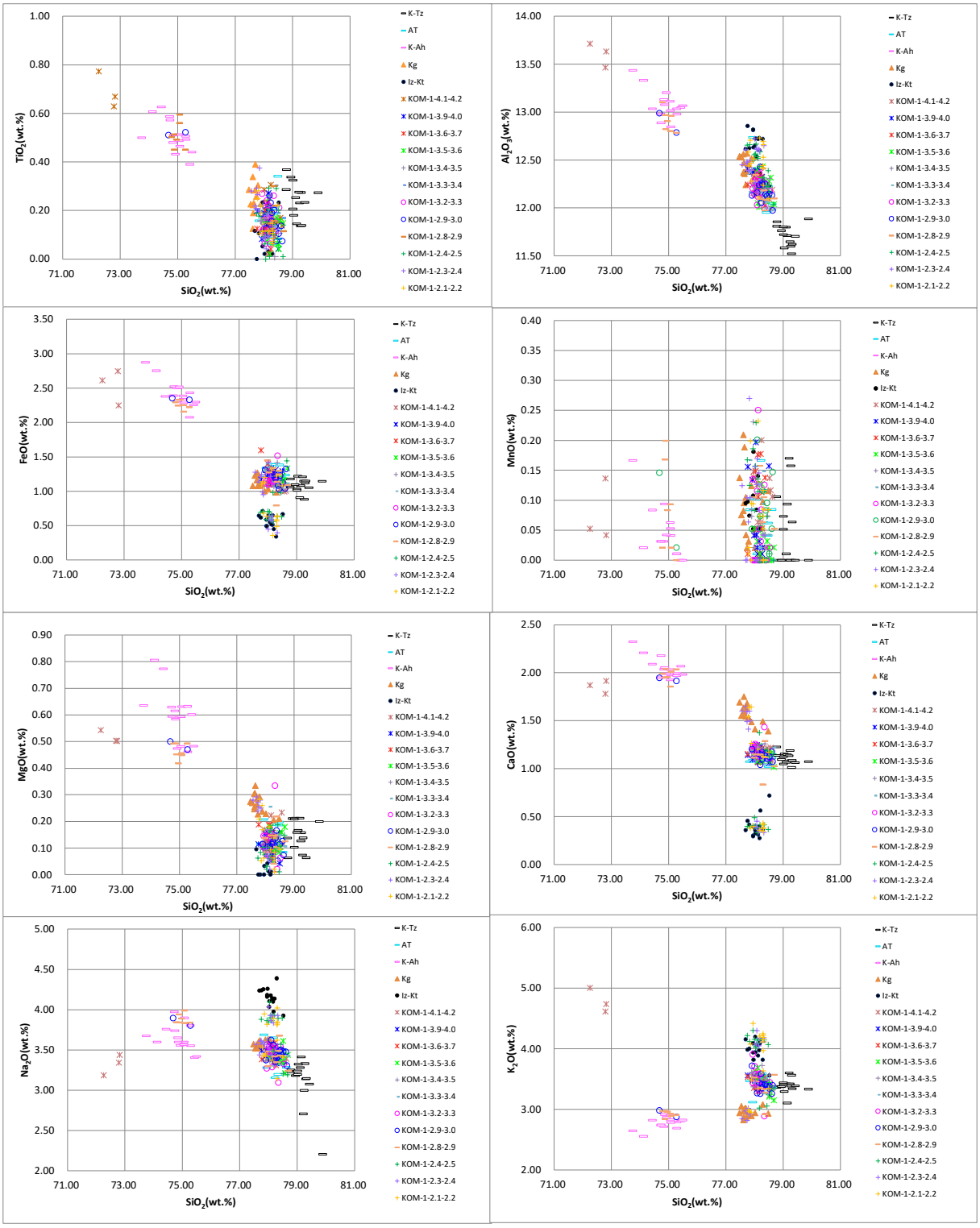
試料番号	火山ガラスの形態別含有量(/3000粒子)			重鉱物の含有量(/3000粒子)			β石英	特記事項	火山ガラスの屈折率(nd)	斜方輝石の屈折率(γ)	角閃石の屈折率(n2)	テフラ名
	Bw	Pm	O	Opx	Gho	Cum	(/3000粒子)					
ANYP-14T	0.4	0	0	0.5	0	0	4.7	K-Tz,ATコンタミ？	1.494-1.495(2/7),1.498-1.499(4/7),1.505			
ANYP-13T	0	0	0	0	0	0	3.5					
ANYP-12T	0	0	0	0	0	0	2.1					
ANYP-11T	0	0	0	0	0	0	1.8					
ANYP-10T	0	0	0	0	0	0	2.8					
ANYP-9T	0	0	0	0	0	0	1.9					
ANYP-8T	0	0	0	0	0	0	2.7					
ANYP-7T	0	0	0	0	0	0	1.1					
ANYP-6T	0	0	0	0	0	0	2.3					
ANYP-5T	0	0	0	0	0	0	1.9					
ANYP-4T	0	0	0	0	0	0	1.2					
ANYP-3T	0	0	0	0	0	0	1					
ANYP-2T	0	0	0	0	0	0	0.3					
ANYP-1T	0	0	0	0	0	0	1.3					

Bw：バブルウォールタイプ
Pm：パミスタイプ
O：低発泡タイプ

Opx：斜方輝石
Gho：緑色普通角閃石
Cum：カミングトン閃石

主成分分析結果

火山ガラス：KOM-1


TiO2(wt.%)
Al2O3(wt.%)
FeO(wt.%)
MnO(wt.%)
MgO(wt.%)
CaO(wt.%)
Na2O(wt.%)
K2O(wt.%)
SiO2(wt.%)
K-Tz
AT
K-Ah
Kg
Iz-Kt
KOM-1-4.1-4.2
KOM-1-3.9-4.0
KOM-1-3.6-3.7
KOM-1-3.5-3.6
KOM-1-3.4-3.5
KOM-1-3.3-3.4
KOM-1-3.2-3.3
KOM-1-2.9-3.0
KOM-1-2.8-2.9
KOM-1-2.4-2.5
KOM-1-2.3-2.4
KOM-1-2.1-2.2

採取地点　KOM-1-2.1-2.2

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	73.78	74.84	73.95	75.22	75.87	74.90	73.73	74.67	74.09	74.35	74.33	74.57	74.55	74.40	74.69	SiO_2	74.53	0.56
TiO_2	0.10	0.11	0.18	0.12	0.07	0.21	0.08	0.24	0.11	0.21	0.10	0.27	0.11	0.14	0.06	TiO_2	0.14	0.07
Al_2O_3	11.70	12.01	11.66	12.16	12.14	11.99	11.52	12.08	11.49	11.46	12.13	11.92	12.14	12.06	11.87	Al_2O_3	11.89	0.26
FeO	0.59	0.61	1.14	0.47	0.55	1.08	1.15	1.06	1.24	1.02	0.65	1.09	0.34	0.61	0.56	FeO	0.81	0.30
MnO	0.08	0.09	0.09	0.00	0.00	0.00	0.11	0.01	0.22	0.08	0.19	0.02	0.07	0.07	0.05	MnO	0.07	0.07
MgO	0.05	0.06	0.16	0.01	0.08	0.25	0.13	0.20	0.17	0.09	0.05	0.27	0.09	0.02	0.06	MgO	0.11	0.08
CaO	0.39	0.38	1.20	0.37	0.36	1.58	1.06	1.48	1.14	1.11	0.36	1.57	0.34	0.33	0.41	CaO	0.81	0.51
Na_2O	3.79	3.67	3.25	3.68	3.73	3.32	2.96	3.39	3.20	3.23	3.77	3.29	3.71	3.44	3.64	Na_2O	3.47	0.26
K_2O	3.74	4.24	3.31	4.02	4.09	2.84	3.42	2.87	3.17	3.17	3.89	2.84	4.01	3.94	4.05	K_2O	3.57	0.51
Total	94.22	96.01	94.94	96.05	96.89	96.17	94.16	96.00	94.83	94.72	95.47	95.84	95.36	95.01	95.39		95.40	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差	*,**除く平均値	標準偏差
SiO_2	78.31	77.95	77.89	78.31	78.31	77.88	78.30	77.78	78.13	78.49	77.86	77.81	78.18	78.31	78.30	SiO_2	78.12	0.23	77.82	0.05	78.19	0.18	78.20	0.26
TiO_2	0.11	0.11	0.19	0.12	0.07	0.22	0.08	0.25	0.12	0.22	0.10	0.28	0.12	0.15	0.06	TiO_2	0.15	0.07	0.25	0.03	0.11	0.03	0.15	0.06
Al_2O_3	12.42	12.51	12.28	12.66	12.53	12.47	12.23	12.58	12.12	12.10	12.71	12.44	12.73	12.69	12.44	Al_2O_3	12.46	0.20	12.50	0.08	12.59	0.13	12.18	0.09
FeO	0.63	0.64	1.20	0.49	0.57	1.12	1.22	1.10	1.31	1.08	0.68	1.14	0.36	0.64	0.59	FeO	0.85	0.32	1.12	0.02	0.57	0.11	1.20	0.10
MnO	0.08	0.09	0.09	0.00	0.00	0.00	0.12	0.01	0.23	0.08	0.20	0.02	0.07	0.07	0.05	MnO	0.08	0.07	0.01	0.01	0.07	0.06	0.13	0.07
MgO	0.05	0.06	0.17	0.01	0.08	0.26	0.14	0.21	0.18	0.10	0.05	0.28	0.09	0.02	0.06	MgO	0.12	0.08	0.25	0.04	0.05	0.03	0.15	0.04
CaO	0.41	0.40	1.26	0.39	0.37	1.64	1.13	1.54	1.20	1.17	0.38	1.64	0.36	0.35	0.43	CaO	0.84	0.53	1.61	0.06	0.38	0.03	1.19	0.06
Na_2O	4.02	3.82	3.42	3.83	3.85	3.45	3.14	3.53	3.37	3.41	3.95	3.43	3.89	3.62	3.82	Na_2O	3.64	0.26	3.47	0.05	3.85	0.12	3.34	0.13
K_2O	3.97	4.42	3.49	4.19	4.22	2.95	3.63	2.99	3.34	3.35	4.07	2.96	4.21	4.15	4.25	K_2O	3.75	0.53	2.97	0.02	4.18	0.13	3.45	0.14
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00		100.00	
	**	**		**	**	*		*			**	*	**	**					n=3		n=8		n=4	

採取地点　KOM-1-2.3-2.4

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.57	74.57	74.70	75.35	74.56	73.31	74.90	73.85	74.55	74.34	74.74	75.18	75.16	74.81	74.70	SiO_2	74.62	0.51
TiO_2	0.21	0.28	0.36	0.08	0.04	0.25	0.19	0.17	0.20	0.09	0.16	0.18	0.09	0.08	0.27	TiO_2	0.18	0.09
Al_2O_3	12.10	11.96	11.99	12.17	12.04	11.68	11.93	11.50	11.97	12.02	11.75	12.13	12.11	12.20	11.99	Al_2O_3	11.97	0.19
FeO	1.09	1.16	0.91	0.38	0.56	1.17	0.95	1.15	1.09	0.61	1.36	0.55	0.61	0.43	1.23	FeO	0.88	0.33
MnO	0.00	0.00	0.10	0.04	0.00	0.06	0.26	0.16	0.10	0.12	0.00	0.14	0.08	0.15	0.12	MnO	0.09	0.07
MgO	0.28	0.26	0.24	0.06	0.07	0.24	0.27	0.16	0.23	0.06	0.09	0.02	0.05	0.07	0.27	MgO	0.16	0.10
CaO	1.58	1.53	1.44	0.32	0.43	1.33	1.54	1.16	1.43	0.37	1.04	0.33	0.35	0.38	1.54	CaO	0.98	0.54
Na_2O	3.30	3.46	3.42	3.78	3.69	3.37	3.40	3.25	3.47	3.74	3.35	3.77	3.69	3.87	3.44	Na_2O	3.53	0.20
K_2O	2.85	2.70	2.80	4.02	4.10	2.84	2.81	3.17	2.86	3.88	3.30	3.89	4.01	3.91	2.74	K_2O	3.33	0.57
Total	95.98	95.92	95.96	96.20	95.49	94.25	96.25	94.57	95.90	95.23	95.79	96.19	96.15	95.90	96.30		95.74	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差	*,**除く平均値	標準偏差
SiO_2	77.69	77.74	77.84	78.33	78.08	77.78	77.82	78.09	77.74	78.06	78.02	78.16	78.17	78.01	77.57	SiO_2	77.94	0.21	77.74	0.09	78.13	0.11	78.06	0.05
TiO_2	0.22	0.29	0.38	0.08	0.04	0.27	0.20	0.18	0.21	0.09	0.17	0.19	0.09	0.08	0.28	TiO_2	0.18	0.09	0.26	0.06	0.10	0.05	0.17	0.01
Al_2O_3	12.61	12.47	12.49	12.65	12.61	12.39	12.39	12.16	12.48	12.62	12.27	12.61	12.59	12.72	12.45	Al_2O_3	12.50	0.15	12.47	0.07	12.63	0.05	12.21	0.08
FeO	1.14	1.21	0.95	0.40	0.59	1.24	0.99	1.22	1.14	0.64	1.42	0.57	0.63	0.45	1.28	FeO	0.92	0.34	1.13	0.13	0.55	0.10	1.32	0.14
MnO	0.00	0.00	0.10	0.04	0.00	0.06	0.27	0.17	0.10	0.13	0.00	0.15	0.08	0.16	0.12	MnO	0.09	0.08	0.10	0.09	0.09	0.06	0.08	0.12
MgO	0.29	0.27	0.25	0.06	0.07	0.25	0.28	0.17	0.24	0.06	0.09	0.02	0.05	0.07	0.28	MgO	0.17	0.10	0.27	0.02	0.06	0.02	0.13	0.05
CaO	1.65	1.60	1.50	0.33	0.45	1.41	1.60	1.23	1.49	0.39	1.09	0.34	0.36	0.40	1.60	CaO	1.03	0.57	1.55	0.08	0.38	0.04	1.16	0.10
Na_2O	3.44	3.61	3.56	3.93	3.86	3.58	3.53	3.44	3.62	3.93	3.50	3.92	3.84	4.04	3.57	Na_2O	3.69	0.20	3.56	0.06	3.92	0.07	3.47	0.04
K_2O	2.97	2.81	2.92	4.18	4.29	3.01	2.92	3.35	2.98	4.07	3.45	4.04	4.17	4.08	2.85	K_2O	3.47	0.59	2.92	0.07	4.14	0.09	3.40	0.07
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00		100.00	
	*	*	*	**	**	*	*		*	**		**	**	**	*				n=7		n=6		n=2	

採取地点　KOM-1-2.4-2.5

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	75.83	75.17	75.53	75.56	74.93	74.19	74.34	75.07	75.46	74.82	74.88	74.47	75.41	74.16	74.87	SiO_2	74.98	0.52
TiO_2	0.10	0.09	0.28	0.01	0.08	0.01	0.18	0.28	0.15	0.18	0.00	0.06	0.11	0.19	0.17	TiO_2	0.13	0.09
Al_2O_3	11.92	12.10	11.77	12.16	11.83	11.35	12.10	11.94	12.11	11.99	12.15	11.99	12.09	11.56	12.18	Al_2O_3	11.95	0.24
FeO	0.61	0.68	0.94	0.54	0.60	1.36	0.66	0.94	0.56	0.62	0.67	0.61	0.57	1.09	0.68	FeO	0.74	0.24
MnO	0.11	0.08	0.07	0.07	0.08	0.00	0.16	0.07	0.11	0.13	0.22	0.15	0.18	0.01	0.12	MnO	0.10	0.06
MgO	0.06	0.07	0.18	0.07	0.01	0.14	0.06	0.16	0.10	0.06	0.03	0.02	0.10	0.10	0.08	MgO	0.08	0.05
CaO	0.40	0.47	1.15	0.40	0.35	1.09	0.38	1.32	0.32	0.36	0.37	0.38	0.39	1.07	0.38	CaO	0.59	0.36
Na_2O	3.77	3.71	3.44	3.80	3.72	3.01	3.71	3.35	3.80	3.70	3.74	3.91	3.74	3.03	3.76	Na_2O	3.61	0.28
K_2O	4.01	4.00	2.94	4.02	3.88	3.16	4.03	2.90	4.00	3.92	3.87	3.84	4.16	3.25	3.96	K_2O	3.73	0.43
Total	96.81	96.37	96.30	96.63	95.48	94.31	95.62	96.03	96.61	95.78	95.93	95.43	96.75	94.46	96.20		95.91	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	*除く平均値	標準偏差
SiO_2	78.33	78.00	78.43	78.20	78.48	78.67	77.75	78.17	78.11	78.12	78.06	78.04	77.94	78.51	77.83	SiO_2	78.17	0.26	78.08	0.21	78.45	0.21
TiO_2	0.10	0.09	0.29	0.01	0.08	0.01	0.19	0.29	0.16	0.19	0.00	0.06	0.11	0.20	0.18	TiO_2	0.13	0.09	0.11	0.07	0.20	0.13
Al_2O_3	12.31	12.56	12.22	12.58	12.39	12.03	12.65	12.43	12.53	12.52	12.67	12.56	12.50	12.24	12.66	Al_2O_3	12.46	0.19	12.54	0.11	12.23	0.16
FeO	0.63	0.71	0.98	0.56	0.63	1.44	0.69	0.98	0.58	0.65	0.70	0.64	0.59	1.15	0.71	FeO	0.77	0.25	0.64	0.05	1.14	0.22
MnO	0.11	0.08	0.07	0.07	0.08	0.00	0.17	0.07	0.11	0.14	0.23	0.16	0.19	0.01	0.12	MnO	0.11	0.06	0.13	0.05	0.04	0.04
MgO	0.06	0.07	0.19	0.07	0.01	0.15	0.06	0.17	0.10	0.06	0.03	0.02	0.10	0.11	0.08	MgO	0.09	0.05	0.06	0.03	0.15	0.03
CaO	0.41	0.49	1.19	0.41	0.37	1.16	0.40	1.37	0.33	0.38	0.39	0.40	0.40	1.13	0.40	CaO	0.62	0.38	0.40	0.04	1.21	0.11
Na_2O	3.89	3.85	3.57	3.93	3.90	3.19	3.88	3.49	3.93	3.86	3.90	4.10	3.87	3.21	3.91	Na_2O	3.77	0.27	3.91	0.07	3.36	0.19
K_2O	4.14	4.15	3.05	4.16	4.06	3.35	4.21	3.02	4.14	4.09	4.03	4.02	4.30	3.44	4.12	K_2O	3.89	0.44	4.13	0.08	3.22	0.21
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
	*	*		*	*		*		*	*	*	*	*		*				n=11		n=4	

採取地点　KOM-1-2.8-2.9

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	72.41	74.59	75.19	74.13	74.19	71.77	71.69	75.46	71.31	74.14	74.34	74.99	71.41	72.00	71.39	SiO_2	73.27	1.57
TiO_2	0.54	0.15	0.11	0.11	0.11	0.43	0.47	0.29	0.43	0.16	0.14	0.21	0.49	0.57	0.48	TiO_2	0.31	0.18
Al_2O_3	12.35	11.60	11.56	11.75	11.68	12.19	12.34	11.53	12.21	11.73	11.50	11.56	12.37	12.43	12.51	Al_2O_3	11.95	0.39
FeO	2.17	1.08	1.04	0.75	1.38	2.12	2.23	1.20	2.22	1.21	1.27	1.24	2.14	2.07	2.19	FeO	1.62	0.54
MnO	0.09	0.10	0.05	0.06	0.10	0.00	0.08	0.00	0.19	0.00	0.15	0.08	0.16	0.02	0.02	MnO	0.07	0.06
MgO	0.44	0.14	0.12	0.04	0.13	0.47	0.40	0.21	0.43	0.08	0.14	0.10	0.47	0.43	0.47	MgO	0.27	0.17
CaO	1.79	1.07	0.98	0.79	1.06	1.94	1.87	1.24	1.94	1.09	1.09	1.07	1.86	1.93	1.90	CaO	1.44	0.45
Na_2O	3.85	3.32	3.10	3.17	3.14	3.66	3.72	3.54	3.66	3.31	3.25	3.28	3.76	3.68	3.67	Na_2O	3.47	0.26
K_2O	2.82	3.17	3.41	3.89	3.35	2.77	2.83	2.81	2.83	3.29	3.19	3.13	2.71	2.77	2.83	K_2O	3.05	0.33
Total	96.46	95.22	95.56	94.69	95.14	95.35	95.63	96.28	95.22	95.01	95.07	95.66	95.37	95.90	95.46		95.47	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差
SiO_2	75.07	78.33	78.68	78.29	77.98	75.27	74.97	78.38	74.89	78.03	78.20	78.39	74.88	75.08	74.79	SiO_2	76.75	1.71	78.27	0.26	74.99	0.16
TiO_2	0.56	0.16	0.12	0.12	0.12	0.45	0.49	0.30	0.45	0.17	0.15	0.22	0.51	0.59	0.50	TiO_2	0.33	0.19	0.15	0.04	0.51	0.05
Al_2O_3	12.80	12.18	12.10	12.41	12.28	12.78	12.90	11.98	12.82	12.35	12.10	12.08	12.97	12.96	13.10	Al_2O_3	12.52	0.40	12.18	0.11	12.91	0.11
FeO	2.25	1.13	1.09	0.79	1.45	2.22	2.33	1.25	2.33	1.27	1.34	1.30	2.24	2.16	2.29	FeO	1.70	0.57	1.26	0.13	2.26	0.06
MnO	0.09	0.11	0.05	0.06	0.11	0.00	0.08	0.00	0.20	0.00	0.16	0.08	0.17	0.02	0.02	MnO	0.08	0.06	0.08	0.05	0.08	0.08
MgO	0.46	0.15	0.13	0.04	0.14	0.49	0.42	0.22	0.45	0.08	0.15	0.10	0.49	0.45	0.49	MgO	0.28	0.18	0.12	0.03	0.46	0.03
CaO	1.86	1.12	1.03	0.83	1.11	2.03	1.96	1.29	2.04	1.15	1.15	1.12	1.95	2.01	1.99	CaO	1.51	0.46	1.11	0.04	1.98	0.06
Na_2O	3.99	3.49	3.24	3.35	3.30	3.84	3.89	3.68	3.84	3.48	3.42	3.43	3.94	3.84	3.84	Na_2O	3.64	0.26	3.39	0.10	3.88	0.06
K_2O	2.92	3.33	3.57	4.11	3.52	2.91	2.96	2.92	2.97	3.46	3.36	3.27	2.84	2.89	2.96	K_2O	3.20	0.36	3.42	0.12	2.92	0.05
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
	**	*	*		*	**	**		**	*	*	*	**	**	**				n=6		n=7	

採取地点 KOM-1-2.9-3.0

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.24	74.81	74.07	75.59	72.00	74.64	73.92	75.36	75.01	73.93	74.43	73.98	74.86	71.69	75.47	SiO_2	74.27	1.13
TiO_2	0.22	0.13	0.07	0.13	0.50	0.10	0.12	0.10	0.18	0.19	0.25	0.18	0.07	0.49	0.15	TiO_2	0.19	0.13
Al_2O_3	11.44	11.55	11.45	11.71	12.23	11.69	11.51	11.66	11.68	11.56	11.83	11.57	11.40	12.47	11.82	Al_2O_3	11.70	0.30
FeO	1.18	0.99	1.16	0.99	2.23	1.18	1.19	1.08	1.26	1.02	1.22	1.14	1.26	2.26	1.14	FeO	1.29	0.40
MnO	0.05	0.05	0.09	0.08	0.02	0.00	0.19	0.01	0.05	0.00	0.07	0.11	0.14	0.14	0.00	MnO	0.07	0.06
MgO	0.11	0.12	0.05	0.16	0.45	0.10	0.10	0.11	0.11	0.13	0.06	0.11	0.07	0.48	0.12	MgO	0.15	0.13
CaO	1.08	1.12	1.04	1.12	1.83	1.10	1.11	1.08	1.16	1.07	0.99	1.04	1.02	1.87	1.13	CaO	1.18	0.27
Na_2O	3.18	3.31	3.31	3.37	3.64	3.40	3.43	3.34	3.25	3.23	3.23	3.21	3.15	3.74	3.31	Na_2O	3.34	0.16
K_2O	3.40	3.10	3.20	3.28	2.75	3.28	3.09	3.25	3.58	3.22	3.10	3.17	3.23	2.86	3.29	K_2O	3.19	0.20
Total	94.90	95.18	94.44	96.43	95.65	95.49	94.66	95.99	96.28	94.35	95.18	94.51	95.20	96.00	96.43		95.38	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.23	78.60	78.43	78.39	75.27	78.17	78.09	78.51	77.91	78.36	78.20	78.28	78.63	74.68	78.26	SiO_2	77.87	1.19
TiO_2	0.23	0.14	0.07	0.13	0.52	0.10	0.13	0.10	0.19	0.20	0.26	0.19	0.07	0.51	0.16	TiO_2	0.20	0.14
Al_2O_3	12.05	12.13	12.12	12.14	12.79	12.24	12.16	12.15	12.13	12.25	12.43	12.24	11.97	12.99	12.26	Al_2O_3	12.27	0.27
FeO	1.24	1.04	1.23	1.03	2.33	1.24	1.26	1.13	1.31	1.08	1.28	1.21	1.32	2.35	1.18	FeO	1.35	0.41
MnO	0.05	0.05	0.10	0.08	0.02	0.00	0.20	0.01	0.05	0.00	0.07	0.12	0.15	0.15	0.00	MnO	0.07	0.06
MgO	0.12	0.13	0.05	0.17	0.47	0.10	0.11	0.11	0.11	0.14	0.06	0.12	0.07	0.50	0.12	MgO	0.16	0.14
CaO	1.14	1.18	1.10	1.16	1.91	1.15	1.17	1.13	1.20	1.13	1.04	1.10	1.07	1.95	1.17	CaO	1.24	0.28
Na_2O	3.35	3.48	3.50	3.49	3.81	3.56	3.62	3.48	3.38	3.42	3.39	3.40	3.31	3.90	3.43	Na_2O	3.50	0.16
K_2O	3.58	3.26	3.39	3.40	2.88	3.43	3.26	3.39	3.72	3.41	3.26	3.35	3.39	2.98	3.41	K_2O	3.34	0.21
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点 KOM-1-3.2-3.3

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	75.19	74.53	75.12	74.87	74.30	74.23	75.24	74.27	74.59	74.13	73.65	74.81	74.59	74.95	73.89	SiO_2	74.56	0.48
TiO_2	0.06	0.14	0.12	0.25	0.16	0.16	0.26	0.06	0.23	0.20	0.16	0.11	0.11	0.11	0.21	TiO_2	0.16	0.06
Al_2O_3	11.84	11.59	11.69	11.47	11.75	11.61	11.78	11.79	11.49	11.49	11.54	11.60	11.65	11.80	11.61	Al_2O_3	11.65	0.12
FeO	1.06	1.18	1.18	1.45	1.09	1.22	1.08	1.10	1.23	1.06	1.07	1.21	1.16	1.11	1.14	FeO	1.16	0.10
MnO	0.00	0.03	0.00	0.12	0.05	0.00	0.00	0.08	0.11	0.02	0.00	0.24	0.00	0.13	0.00	MnO	0.05	0.07
MgO	0.14	0.13	0.09	0.32	0.15	0.09	0.10	0.10	0.09	0.06	0.11	0.07	0.02	0.14	0.13	MgO	0.12	0.07
CaO	1.21	1.10	1.18	1.37	1.07	1.18	1.15	1.10	1.11	1.05	1.09	1.15	1.08	1.19	1.07	CaO	1.14	0.08
Na_2O	3.41	3.38	3.35	2.96	3.35	3.32	3.16	3.24	3.33	3.14	3.18	3.15	3.37	3.43	3.27	Na_2O	3.27	0.13
K_2O	3.45	3.21	3.57	2.76	3.14	3.24	3.77	3.21	3.33	3.25	3.38	3.42	3.15	3.30	3.23	K_2O	3.29	0.22
Total	96.36	95.29	96.30	95.57	95.06	95.05	96.54	94.95	95.51	94.40	94.18	95.76	95.13	96.16	94.55		95.39	

point No.																	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
SiO_2	78.03	78.21	78.01	78.34	78.16	78.10	77.94	78.22	78.10	78.53	78.20	78.12	78.41	77.94	78.15	SiO_2	78.16	0.17	78.15	0.16
TiO_2	0.06	0.15	0.12	0.26	0.17	0.17	0.27	0.06	0.24	0.21	0.17	0.11	0.12	0.11	0.22	TiO_2	0.16	0.07	0.16	0.06
Al_2O_3	12.29	12.16	12.14	12.00	12.36	12.21	12.20	12.42	12.03	12.17	12.25	12.11	12.25	12.27	12.28	Al_2O_3	12.21	0.11	12.22	0.10
FeO	1.10	1.24	1.23	1.52	1.15	1.28	1.12	1.16	1.29	1.12	1.14	1.26	1.22	1.15	1.21	FeO	1.21	0.10	1.19	0.06
MnO	0.00	0.03	0.00	0.13	0.05	0.00	0.00	0.08	0.12	0.02	0.00	0.25	0.00	0.14	0.00	MnO	0.05	0.07	0.05	0.07
MgO	0.15	0.14	0.09	0.33	0.16	0.09	0.10	0.11	0.09	0.06	0.12	0.07	0.02	0.15	0.14	MgO	0.12	0.07	0.11	0.04
CaO	1.26	1.15	1.23	1.43	1.13	1.24	1.19	1.16	1.16	1.11	1.16	1.20	1.14	1.24	1.13	CaO	1.19	0.08	1.18	0.05
Na_2O	3.54	3.55	3.48	3.10	3.52	3.49	3.27	3.41	3.49	3.33	3.38	3.29	3.54	3.57	3.46	Na_2O	3.43	0.13	3.45	0.10
K_2O	3.58	3.37	3.71	2.89	3.30	3.41	3.91	3.38	3.49	3.44	3.59	3.57	3.31	3.43	3.42	K_2O	3.45	0.22	3.49	0.17
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00	

*

n=14

採取地点　KOM-1-3.3-3.4

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.34	74.19	74.52	75.00	74.99	74.12	74.64	73.50	74.87	74.37	74.30	75.18	74.44	75.16	73.88	SiO_2	74.50	0.48
TiO_2	0.18	0.13	0.15	0.17	0.21	0.16	0.15	0.24	0.29	0.16	0.15	0.11	0.21	0.18	0.13	TiO_2	0.17	0.05
Al_2O_3	11.56	11.63	11.70	11.68	11.65	11.29	11.66	11.54	11.52	11.56	11.51	11.83	11.64	11.77	11.46	Al_2O_3	11.60	0.13
FeO	0.99	1.28	1.08	1.09	1.18	1.05	1.06	1.06	1.09	1.13	1.10	1.06	1.24	1.23	1.16	FeO	1.12	0.08
MnO	0.04	0.10	0.02	0.11	0.09	0.00	0.08	0.12	0.00	0.00	0.04	0.12	0.16	0.10	0.14	MnO	0.07	0.05
MgO	0.14	0.10	0.12	0.10	0.13	0.10	0.13	0.24	0.11	0.15	0.09	0.13	0.10	0.13	0.11	MgO	0.13	0.04
CaO	1.06	1.09	1.14	1.12	1.05	1.15	1.08	1.04	1.10	1.13	1.03	1.08	1.12	1.15	0.99	CaO	1.09	0.05
Na_2O	3.33	3.23	3.36	3.43	3.38	3.23	3.31	3.11	3.30	3.29	3.30	3.35	3.44	3.40	3.28	Na_2O	3.32	0.09
K_2O	3.09	3.43	3.25	3.26	3.14	3.14	3.24	3.23	3.22	3.35	3.25	3.35	3.32	3.31	3.22	K_2O	3.25	0.09
Total	94.73	95.18	95.34	95.96	95.82	94.24	95.35	94.08	95.50	95.14	94.77	96.21	95.67	96.43	94.37		95.25	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.48	77.95	78.16	78.16	78.26	78.65	78.28	78.13	78.40	78.17	78.40	78.14	77.81	77.94	78.29	SiO_2	78.21	0.22
TiO_2	0.19	0.14	0.16	0.18	0.22	0.17	0.16	0.26	0.30	0.17	0.16	0.11	0.22	0.19	0.14	TiO_2	0.18	0.05
Al_2O_3	12.20	12.22	12.27	12.17	12.16	11.98	12.23	12.27	12.06	12.15	12.15	12.30	12.17	12.21	12.14	Al_2O_3	12.18	0.08
FeO	1.05	1.34	1.13	1.14	1.23	1.11	1.11	1.13	1.14	1.19	1.16	1.10	1.30	1.28	1.23	FeO	1.18	0.08
MnO	0.04	0.11	0.02	0.11	0.09	0.00	0.08	0.13	0.00	0.00	0.04	0.12	0.17	0.10	0.15	MnO	0.08	0.06
MgO	0.15	0.11	0.13	0.10	0.14	0.11	0.14	0.26	0.12	0.16	0.09	0.14	0.10	0.13	0.12	MgO	0.13	0.04
CaO	1.12	1.15	1.20	1.17	1.10	1.22	1.13	1.11	1.15	1.19	1.09	1.12	1.17	1.19	1.05	CaO	1.14	0.05
Na_2O	3.52	3.39	3.52	3.57	3.53	3.43	3.47	3.31	3.46	3.46	3.48	3.48	3.60	3.53	3.48	Na_2O	3.48	0.07
K_2O	3.26	3.60	3.41	3.40	3.28	3.33	3.40	3.43	3.37	3.52	3.43	3.48	3.47	3.43	3.41	K_2O	3.42	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点　KOM-1-3.4-3.5

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.76	74.11	73.83	74.16	75.41	73.78	74.11	74.24	74.51	75.32	74.26	75.39	75.05	75.34	74.28	SiO_2	74.57	0.59
TiO_2	0.15	0.12	0.08	0.16	0.01	0.15	0.17	0.13	0.10	0.18	0.13	0.12	0.21	0.08	0.21	TiO_2	0.13	0.05
Al_2O_3	11.76	11.53	11.68	11.43	11.74	11.74	11.68	11.52	11.68	11.77	11.50	11.60	11.65	11.62	11.56	Al_2O_3	11.63	0.10
FeO	1.25	0.95	1.25	1.34	1.14	1.23	1.04	1.11	0.97	1.03	1.20	1.16	1.24	1.04	1.02	FeO	1.13	0.12
MnO	0.07	0.07	0.13	0.00	0.04	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.04	0.22	MnO	0.05	0.06
MgO	0.09	0.10	0.11	0.12	0.15	0.11	0.16	0.11	0.14	0.08	0.11	0.14	0.10	0.08	0.12	MgO	0.11	0.02
CaO	1.15	1.02	1.11	1.09	1.07	1.10	1.17	1.07	1.08	1.15	1.15	1.12	1.07	1.21	1.20	CaO	1.12	0.05
Na_2O	3.27	3.29	3.18	3.22	3.35	3.19	3.27	3.15	3.04	3.35	3.30	3.30	3.35	3.36	3.46	Na_2O	3.27	0.10
K_2O	3.46	3.27	3.23	3.16	3.30	3.33	3.42	3.53	3.38	3.43	3.16	3.33	3.33	3.37	3.21	K_2O	3.33	0.11
Total	95.96	94.46	94.60	94.68	96.21	94.71	95.04	94.86	94.90	96.31	94.85	96.18	96.00	96.14	95.28		95.35	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	77.91	78.46	78.04	78.33	78.38	77.90	77.98	78.26	78.51	78.21	78.29	78.38	78.18	78.36	77.96	SiO_2	78.21	0.21
TiO_2	0.16	0.13	0.08	0.17	0.01	0.16	0.18	0.14	0.11	0.19	0.14	0.12	0.22	0.08	0.22	TiO_2	0.14	0.06
Al_2O_3	12.26	12.21	12.35	12.07	12.20	12.40	12.29	12.14	12.31	12.22	12.12	12.06	12.14	12.09	12.13	Al_2O_3	12.20	0.10
FeO	1.30	1.01	1.32	1.42	1.18	1.30	1.09	1.17	1.02	1.07	1.27	1.21	1.29	1.08	1.07	FeO	1.19	0.13
MnO	0.07	0.07	0.14	0.00	0.04	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.04	0.23	MnO	0.05	0.06
MgO	0.09	0.11	0.12	0.13	0.16	0.12	0.17	0.12	0.15	0.08	0.12	0.15	0.10	0.08	0.13	MgO	0.12	0.03
CaO	1.20	1.08	1.17	1.15	1.11	1.16	1.23	1.13	1.14	1.19	1.21	1.16	1.11	1.26	1.26	CaO	1.17	0.05
Na_2O	3.41	3.48	3.36	3.40	3.48	3.37	3.44	3.32	3.20	3.48	3.48	3.43	3.49	3.49	3.63	Na_2O	3.43	0.10
K_2O	3.61	3.46	3.41	3.34	3.43	3.52	3.60	3.72	3.56	3.56	3.33	3.46	3.47	3.51	3.37	K_2O	3.49	0.11
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点　KOM-1-3.5-3.6

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.30	75.64	73.76	74.14	74.07	73.91	75.07	75.20	74.08	74.14	75.46	75.04	73.81	74.40	74.65	SiO_2	74.51	0.62
TiO_2	0.14	0.06	0.15	0.16	0.14	0.06	0.07	0.02	0.16	0.10	0.04	0.19	0.06	0.24	0.15	TiO_2	0.12	0.06
Al_2O_3	11.37	11.83	11.59	11.61	11.57	11.74	11.58	11.83	11.40	11.77	11.67	11.73	11.46	11.43	11.70	Al_2O_3	11.62	0.15
FeO	1.26	1.10	1.21	1.12	1.15	1.03	1.25	1.16	1.13	1.24	1.17	1.15	1.15	1.25	1.10	FeO	1.16	0.07
MnO	0.02	0.00	0.05	0.12	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	MnO	0.02	0.03
MgO	0.17	0.10	0.08	0.09	0.09	0.05	0.16	0.11	0.11	0.10	0.15	0.09	0.08	0.17	0.15	MgO	0.11	0.04
CaO	0.96	1.04	1.10	1.03	1.11	1.01	1.15	1.07	1.10	1.02	1.09	1.08	1.09	1.18	1.10	CaO	1.08	0.06
Na_2O	3.25	3.48	3.23	3.26	3.18	3.24	3.28	3.33	3.16	3.24	3.23	3.35	3.23	3.23	3.05	Na_2O	3.25	0.09
K_2O	2.97	3.09	3.40	3.21	3.23	3.33	3.54	3.43	3.27	3.29	3.28	3.33	3.16	3.28	3.11	K_2O	3.26	0.14
Total	94.44	96.34	94.57	94.74	94.54	94.41	96.10	96.15	94.44	94.93	96.11	95.97	94.04	95.18	95.01		95.13	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.67	78.51	78.00	78.26	78.35	78.29	78.12	78.21	78.44	78.10	78.51	78.19	78.49	78.17	78.57	SiO_2	78.32	0.20
TiO_2	0.15	0.06	0.16	0.17	0.15	0.06	0.07	0.02	0.17	0.11	0.04	0.20	0.06	0.25	0.16	TiO_2	0.12	0.07
Al_2O_3	12.04	12.28	12.26	12.25	12.24	12.44	12.05	12.30	12.07	12.40	12.14	12.22	12.19	12.01	12.31	Al_2O_3	12.21	0.13
FeO	1.33	1.14	1.28	1.18	1.22	1.09	1.30	1.21	1.20	1.31	1.22	1.20	1.22	1.31	1.16	FeO	1.22	0.07
MnO	0.02	0.00	0.05	0.13	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	MnO	0.02	0.03
MgO	0.18	0.10	0.08	0.09	0.10	0.05	0.17	0.11	0.12	0.11	0.16	0.09	0.09	0.18	0.16	MgO	0.12	0.04
CaO	1.02	1.08	1.16	1.09	1.17	1.07	1.20	1.11	1.16	1.07	1.13	1.13	1.16	1.24	1.16	CaO	1.13	0.06
Na_2O	3.44	3.61	3.42	3.44	3.36	3.43	3.41	3.46	3.35	3.41	3.36	3.49	3.43	3.39	3.21	Na_2O	3.42	0.09
K_2O	3.14	3.21	3.60	3.39	3.42	3.53	3.68	3.57	3.46	3.47	3.41	3.47	3.36	3.45	3.27	K_2O	3.43	0.14
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点　KOM-1-3.6-3.7

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	75.31	73.91	74.58	73.32	73.36	74.18	75.30	74.16	74.99	73.71	74.23	75.37	75.86	73.98	74.26	SiO_2	74.43	0.77
TiO_2	0.12	0.14	0.11	0.15	0.19	0.12	0.02	0.10	0.10	0.22	0.15	0.16	0.04	0.22	0.18	TiO_2	0.13	0.06
Al_2O_3	11.94	11.34	11.67	11.59	11.43	11.68	11.89	11.64	11.70	11.48	11.66	11.75	11.95	11.65	11.53	Al_2O_3	11.66	0.18
FeO	1.06	1.04	1.10	1.24	1.24	1.52	1.20	1.33	1.13	1.21	1.11	1.16	1.07	1.15	1.16	FeO	1.18	0.12
MnO	0.05	0.13	0.01	0.13	0.14	0.01	0.00	0.05	0.17	0.12	0.10	0.17	0.11	0.00	0.05	MnO	0.08	0.06
MgO	0.13	0.09	0.17	0.11	0.12	0.18	0.18	0.12	0.06	0.12	0.14	0.18	0.13	0.09	0.15	MgO	0.13	0.04
CaO	1.09	1.12	1.12	1.13	1.12	1.10	1.03	1.16	1.10	1.06	1.11	1.03	1.07	1.12	1.15	CaO	1.10	0.04
Na_2O	3.31	3.22	3.29	3.20	3.23	3.23	3.39	3.25	3.44	3.22	3.38	3.43	3.31	3.21	3.14	Na_2O	3.28	0.09
K_2O	3.49	3.32	3.35	3.15	3.18	3.37	3.33	3.26	3.19	3.18	3.13	3.23	3.42	3.30	3.27	K_2O	3.28	0.10
Total	96.50	94.31	95.40	94.02	94.01	95.39	96.34	95.07	95.88	94.32	95.01	96.48	96.96	94.72	94.89		95.29	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.04	78.37	78.18	77.98	78.03	77.76	78.16	78.01	78.21	78.15	78.13	78.12	78.24	78.10	78.26	SiO_2	78.12	0.14
TiO_2	0.12	0.15	0.12	0.16	0.20	0.13	0.02	0.11	0.10	0.23	0.16	0.17	0.04	0.23	0.19	TiO_2	0.14	0.06
Al_2O_3	12.37	12.02	12.23	12.33	12.16	12.24	12.34	12.24	12.20	12.17	12.27	12.18	12.32	12.30	12.15	Al_2O_3	12.24	0.09
FeO	1.10	1.10	1.15	1.32	1.32	1.59	1.25	1.40	1.18	1.28	1.17	1.20	1.10	1.21	1.22	FeO	1.24	0.13
MnO	0.05	0.14	0.01	0.14	0.15	0.01	0.00	0.05	0.18	0.13	0.11	0.18	0.11	0.00	0.05	MnO	0.09	0.06
MgO	0.13	0.10	0.18	0.12	0.13	0.19	0.19	0.13	0.06	0.13	0.15	0.19	0.13	0.10	0.16	MgO	0.14	0.04
CaO	1.13	1.19	1.17	1.20	1.19	1.15	1.07	1.22	1.15	1.12	1.17	1.07	1.10	1.18	1.21	CaO	1.16	0.05
Na_2O	3.43	3.41	3.45	3.40	3.44	3.39	3.52	3.42	3.59	3.41	3.56	3.56	3.41	3.39	3.31	Na_2O	3.45	0.08
K_2O	3.62	3.52	3.51	3.35	3.38	3.53	3.46	3.43	3.33	3.37	3.29	3.35	3.53	3.48	3.45	K_2O	3.44	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点　KOM-1-3.9-4.0

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.06	75.48	74.59	74.60	74.76	74.59	73.91	73.82	74.87	75.38	75.53	74.30	75.15	74.85	74.98	SiO_2	74.72	0.54
TiO_2	0.19	0.08	0.11	0.12	0.26	0.21	0.17	0.19	0.04	0.09	0.15	0.11	0.16	0.20	0.19	TiO_2	0.15	0.06
Al_2O_3	11.59	11.99	11.71	11.64	11.64	11.67	11.74	11.49	11.58	11.86	11.85	11.70	11.91	11.77	11.96	Al_2O_3	11.74	0.15
FeO	1.23	1.27	1.05	1.25	1.08	1.11	1.17	1.18	1.23	1.06	1.29	1.19	1.17	1.18	1.13	FeO	1.17	0.07
MnO	0.02	0.13	0.00	0.02	0.03	0.05	0.00	0.04	0.15	0.19	0.01	0.01	0.04	0.00	0.15	MnO	0.06	0.06
MgO	0.11	0.10	0.15	0.07	0.16	0.15	0.07	0.12	0.04	0.14	0.13	0.08	0.15	0.05	0.11	MgO	0.11	0.04
CaO	1.18	1.06	1.14	1.09	1.04	1.10	1.10	1.10	1.01	1.12	1.03	1.05	1.11	1.18	1.10	CaO	1.09	0.05
Na_2O	3.30	3.39	3.38	3.18	3.38	3.41	3.33	3.28	3.32	3.43	3.32	3.17	3.26	3.23	3.37	Na_2O	3.32	0.08
K_2O	3.16	3.36	3.21	3.33	3.30	3.21	3.24	3.33	3.13	3.31	3.38	3.33	3.42	3.24	3.43	K_2O	3.29	0.09
Total	94.84	96.86	95.34	95.30	95.65	95.50	94.73	94.55	95.37	96.58	96.69	94.94	96.37	95.70	96.42		95.66	

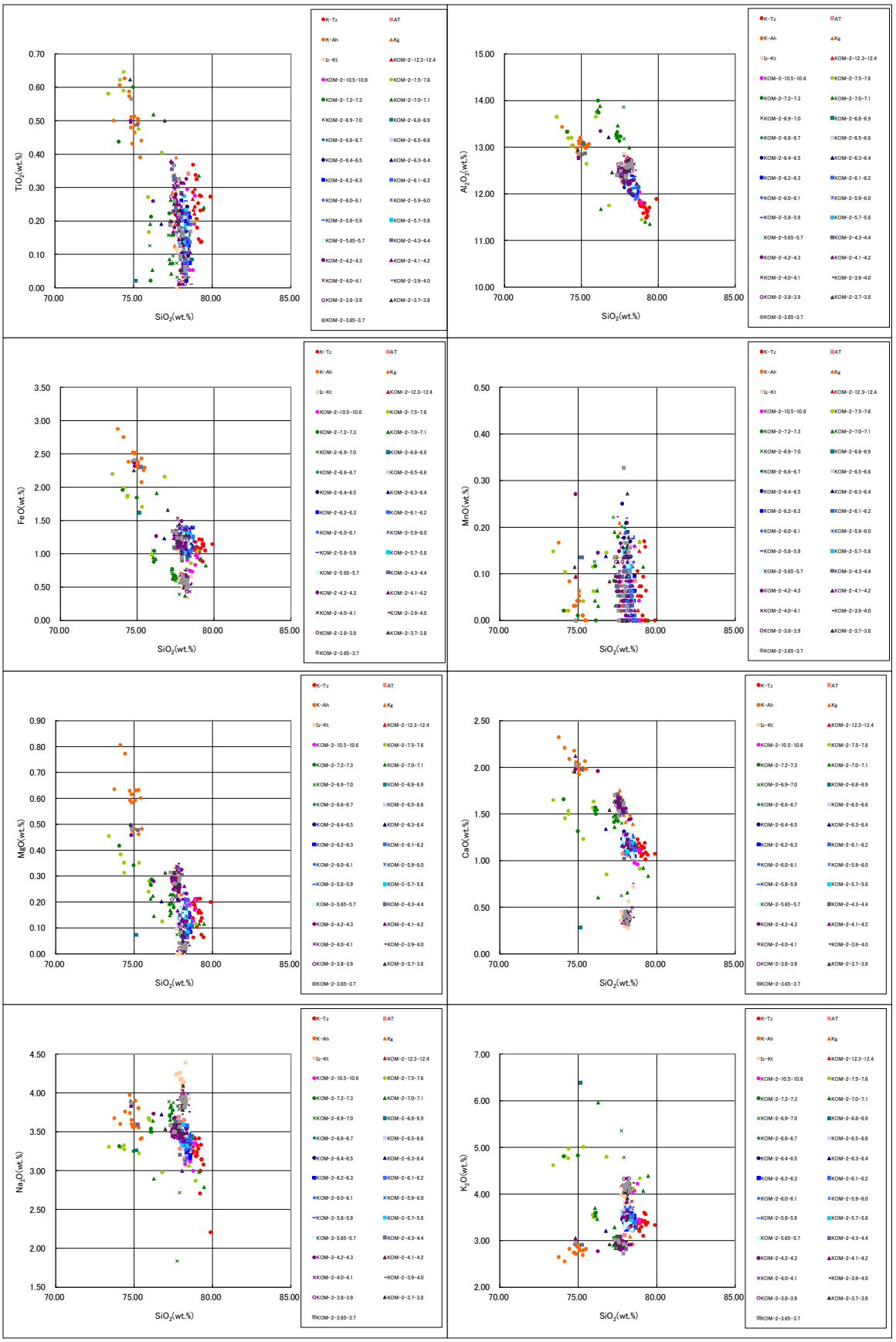
point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.09	77.93	78.24	78.28	78.16	78.10	78.02	78.08	78.50	78.05	78.12	78.26	77.98	78.21	77.76	SiO_2	78.12	0.17
TiO_2	0.20	0.08	0.12	0.13	0.27	0.22	0.18	0.20	0.04	0.09	0.16	0.12	0.17	0.21	0.20	TiO_2	0.16	0.06
Al_2O_3	12.22	12.38	12.28	12.21	12.17	12.22	12.39	12.15	12.14	12.28	12.26	12.32	12.36	12.30	12.40	Al_2O_3	12.27	0.09
FeO	1.30	1.31	1.10	1.31	1.13	1.16	1.24	1.25	1.29	1.10	1.33	1.25	1.21	1.23	1.17	FeO	1.23	0.08
MnO	0.02	0.13	0.00	0.02	0.03	0.05	0.00	0.04	0.16	0.20	0.01	0.01	0.04	0.00	0.16	MnO	0.06	0.07
MgO	0.12	0.10	0.16	0.07	0.17	0.16	0.07	0.13	0.04	0.14	0.13	0.08	0.16	0.05	0.11	MgO	0.11	0.04
CaO	1.24	1.09	1.20	1.14	1.09	1.15	1.16	1.16	1.06	1.16	1.07	1.11	1.15	1.23	1.14	CaO	1.14	0.05
Na_2O	3.48	3.50	3.55	3.34	3.53	3.57	3.52	3.47	3.48	3.55	3.43	3.34	3.38	3.38	3.50	Na_2O	3.47	0.08
K_2O	3.33	3.47	3.37	3.49	3.45	3.36	3.42	3.52	3.28	3.43	3.50	3.51	3.55	3.39	3.56	K_2O	3.44	0.08
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点　KOM-1-4.1-4.2

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.40	73.82	73.62	74.26	74.00	75.98	74.38	69.65	74.56	69.46	73.99	74.32	74.18	69.19	74.14	SiO_2	73.33	2.09
TiO_2	0.11	0.19	0.27	0.13	0.09	0.09	0.15	0.64	0.15	0.60	0.13	0.29	0.13	0.74	0.16	TiO_2	0.26	0.22
Al_2O_3	11.71	11.59	11.52	11.69	11.61	11.90	11.47	13.04	11.48	12.85	11.70	11.49	11.50	13.13	11.32	Al_2O_3	11.87	0.61
FeO	1.05	1.05	1.11	1.13	1.14	1.09	0.99	2.15	1.06	2.62	1.06	1.10	0.95	2.50	0.94	FeO	1.33	0.58
MnO	0.12	0.00	0.04	0.06	0.06	0.02	0.02	0.04	0.13	0.13	0.14	0.19	0.10	0.05	0.11	MnO	0.08	0.05
MgO	0.12	0.21	0.09	0.08	0.11	0.14	0.13	0.48	0.10	0.48	0.16	0.06	0.11	0.52	0.22	MgO	0.20	0.16
CaO	1.07	1.08	1.12	1.13	1.11	1.10	1.15	1.83	1.14	1.70	1.15	1.08	1.02	1.79	1.15	CaO	1.24	0.28
Na_2O	3.34	3.18	3.40	3.18	3.34	3.31	3.33	3.29	3.26	3.19	3.23	3.18	3.20	3.05	3.16	Na_2O	3.24	0.09
K_2O	3.35	3.28	3.20	3.28	3.27	3.31	3.21	4.53	3.07	4.40	3.34	3.28	3.16	4.79	3.16	K_2O	3.51	0.56
Total	95.27	94.40	94.37	94.94	94.73	96.94	94.83	95.65	94.95	95.43	94.90	94.99	94.35	95.76	94.36		95.06	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	*除く平均値	標準偏差
SiO_2	78.09	78.20	78.01	78.22	78.12	78.38	78.44	72.82	78.53	72.79	77.97	78.24	78.62	72.25	78.57	SiO_2	77.15	2.36	72.62	0.32	78.28	0.22
TiO_2	0.12	0.20	0.29	0.14	0.10	0.09	0.16	0.67	0.16	0.63	0.14	0.31	0.14	0.77	0.17	TiO_2	0.27	0.23	0.69	0.07	0.17	0.07
Al_2O_3	12.29	12.28	12.21	12.31	12.26	12.28	12.10	13.63	12.09	13.47	12.33	12.10	12.19	13.71	12.00	Al_2O_3	12.48	0.59	13.60	0.13	12.20	0.11
FeO	1.10	1.11	1.18	1.19	1.20	1.12	1.04	2.25	1.12	2.75	1.12	1.16	1.01	2.61	1.00	FeO	1.40	0.60	2.53	0.26	1.11	0.07
MnO	0.13	0.00	0.04	0.06	0.06	0.02	0.02	0.04	0.14	0.14	0.15	0.20	0.11	0.05	0.12	MnO	0.08	0.06	0.08	0.05	0.09	0.06
MgO	0.13	0.22	0.10	0.08	0.12	0.14	0.14	0.50	0.11	0.50	0.17	0.06	0.12	0.54	0.23	MgO	0.21	0.16	0.52	0.02	0.13	0.05
CaO	1.12	1.14	1.19	1.19	1.17	1.13	1.21	1.91	1.20	1.78	1.21	1.14	1.08	1.87	1.22	CaO	1.31	0.29	1.85	0.07	1.17	0.04
Na_2O	3.51	3.37	3.60	3.35	3.53	3.41	3.51	3.44	3.43	3.34	3.40	3.35	3.39	3.19	3.35	Na_2O	3.41	0.10	3.32	0.13	3.43	0.08
K_2O	3.52	3.47	3.39	3.45	3.45	3.41	3.39	4.74	3.23	4.61	3.52	3.45	3.35	5.00	3.35	K_2O	3.69	0.58	4.78	0.20	3.42	0.08
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
								*		*				*					n=3		n=12	

火山ガラス：KOM-2


TiO2(wt.%)
Al2O3(wt.%)
FeO(wt.%)
MnO(wt.%)
MgO(wt.%)
CaO(wt.%)
Na2O(wt.%)
K2O(wt.%)
SiO2(wt.%)
K-Tz
AT
K-Ah
Kg
Iz-Kt
KOM-2-12.3-12.4
KOM-2-10.5-10.6
KOM-2-7.5-7.6
KOM-2-7.2-7.3
KOM-2-7.0-7.1
KOM-2-6.9-7.0
KOM-2-6.8-6.9
KOM-2-6.6-6.7
KOM-2-6.5-6.6
KOM-2-6.4-6.5
KOM-2-6.3-6.4
KOM-2-6.2-6.3
KOM-2-6.1-6.2
KOM-2-6.0-6.1
KOM-2-5.9-6.0
KOM-2-5.8-5.9
KOM-2-5.7-5.8
KOM-2-5.65-5.7
KOM-2-4.3-4.4
KOM-2-4.2-4.3
KOM-2-4.1-4.2
KOM-2-4.0-4.1
KOM-2-3.9-4.0
KOM-2-3.8-3.9
KOM-2-3.7-3.8
KOM-2-3.65-3.7

採取地点　KOM-2-3.7-3.8

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.25	74.36	74.64	74.45	73.83	75.01	74.64	74.99	74.66	75.44	71.98	74.79	74.70	74.63	74.63	SiO_2	74.47	0.78
TiO_2	0.13	0.24	0.19	0.22	0.48	0.16	0.15	0.11	0.05	0.09	0.60	0.14	0.15	0.05	0.14	TiO_2	0.19	0.15
Al_2O_3	11.89	11.97	11.80	11.94	11.95	12.07	12.08	12.11	12.10	11.60	12.46	11.97	11.96	12.16	12.17	Al_2O_3	12.02	0.19
FeO	0.58	1.12	1.39	1.00	1.59	0.63	0.47	0.52	0.48	1.24	2.17	0.60	0.62	0.61	0.62	FeO	0.91	0.50
MnO	0.15	0.06	0.00	0.15	0.08	0.00	0.13	0.17	0.26	0.13	0.11	0.09	0.06	0.14	0.00	MnO	0.10	0.07
MgO	0.07	0.30	0.25	0.26	0.30	0.05	0.08	0.01	0.03	0.17	0.48	0.07	0.08	0.09	0.04	MgO	0.15	0.14
CaO	0.35	1.57	1.55	1.47	1.48	0.44	0.39	0.34	0.34	1.10	1.88	0.37	0.43	0.38	0.35	CaO	0.83	0.59
Na_2O	3.65	3.45	3.41	3.36	3.39	3.63	3.77	3.74	3.91	3.36	3.75	3.77	3.76	3.77	3.64	Na_2O	3.62	0.18
K_2O	4.01	2.78	2.78	2.78	2.80	4.05	3.93	3.91	3.74	3.37	2.83	4.00	3.95	3.86	3.99	K_2O	3.52	0.55
Total	95.08	95.85	96.01	95.63	95.90	96.04	95.64	95.90	95.57	96.50	96.26	95.80	95.71	95.69	95.58		95.81	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差
SiO_2	78.09	77.58	77.74	77.85	76.99	78.10	78.04	78.20	78.12	78.18	74.78	78.07	78.05	77.99	78.08	SiO_2	77.72	0.87	78.08	0.06	77.54	0.39
TiO_2	0.14	0.25	0.20	0.23	0.50	0.17	0.16	0.11	0.05	0.09	0.62	0.15	0.16	0.05	0.15	TiO_2	0.20	0.16	0.13	0.04	0.29	0.14
Al_2O_3	12.51	12.49	12.29	12.49	12.46	12.57	12.63	12.63	12.66	12.02	12.94	12.49	12.50	12.71	12.73	Al_2O_3	12.54	0.21	12.60	0.09	12.43	0.09
FeO	0.61	1.17	1.45	1.05	1.66	0.66	0.49	0.54	0.50	1.28	2.25	0.63	0.65	0.64	0.65	FeO	0.95	0.52	0.60	0.07	1.33	0.28
MnO	0.16	0.06	0.00	0.16	0.08	0.00	0.14	0.18	0.27	0.13	0.11	0.09	0.06	0.15	0.00	MnO	0.11	0.08	0.12	0.09	0.08	0.06
MgO	0.07	0.31	0.26	0.27	0.31	0.05	0.08	0.01	0.03	0.18	0.50	0.07	0.08	0.09	0.04	MgO	0.16	0.14	0.06	0.03	0.29	0.03
CaO	0.37	1.64	1.61	1.54	1.54	0.46	0.41	0.35	0.36	1.14	1.95	0.39	0.45	0.40	0.37	CaO	0.86	0.62	0.39	0.04	1.58	0.05
Na_2O	3.84	3.60	3.55	3.51	3.53	3.78	3.94	3.90	4.09	3.48	3.90	3.94	3.93	3.94	3.81	Na_2O	3.78	0.19	3.91	0.09	3.55	0.04
K_2O	4.22	2.90	2.90	2.91	2.92	4.22	4.11	4.08	3.91	3.49	2.94	4.18	4.13	4.03	4.17	K_2O	3.67	0.58	4.12	0.10	2.91	0.01
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
	*	**	**	**	**	*	*	*	*			*	*	*	*				n=9		n=4	

採取地点　KOM-2-3.65-3.7

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	71.52	74.34	75.53	75.19	75.37	75.00	74.92	74.31	75.31	75.52	73.78	74.04	74.44	74.60	74.21	SiO_2	74.54	1.01
TiO_2	0.54	0.21	0.09	0.15	0.03	0.12	0.11	0.31	0.05	0.06	0.17	0.18	0.16	0.25	0.35	TiO_2	0.19	0.13
Al_2O_3	12.28	11.82	12.22	12.16	12.13	12.08	12.12	11.79	12.19	12.13	11.91	11.87	12.04	12.16	11.95	Al_2O_3	12.06	0.15
FeO	2.30	1.18	0.60	0.53	0.47	0.63	0.46	0.90	0.52	0.58	0.57	1.28	0.58	1.19	1.26	FeO	0.87	0.50
MnO	0.00	0.05	0.06	0.03	0.10	0.16	0.14	0.07	0.15	0.10	0.31	0.13	0.02	0.00	0.02	MnO	0.09	0.08
MgO	0.46	0.27	0.10	0.02	0.03	0.08	0.03	0.28	0.02	0.03	0.04	0.30	0.02	0.26	0.26	MgO	0.15	0.14
CaO	1.93	1.52	0.44	0.39	0.37	0.41	0.30	1.54	0.37	0.37	0.37	1.63	0.33	1.47	1.41	CaO	0.86	0.62
Na_2O	3.70	3.47	3.80	3.74	3.80	3.77	3.66	3.40	3.71	3.76	3.59	3.43	3.76	3.36	3.35	Na_2O	3.62	0.17
K_2O	2.82	2.60	4.01	4.06	3.99	3.93	4.07	2.79	3.89	3.92	3.97	2.89	3.96	2.84	2.87	K_2O	3.51	0.60
Total	95.55	95.46	96.85	96.27	96.29	96.18	95.81	95.39	96.21	96.47	94.71	95.75	95.31	96.13	95.68		95.87	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差
SiO_2	74.85	77.88	77.99	78.10	78.27	77.98	78.20	77.90	78.28	78.28	77.90	77.33	78.10	77.60	77.56	SiO_2	77.75	0.85	78.12	0.14	77.65	0.24
TiO_2	0.57	0.22	0.09	0.16	0.03	0.12	0.11	0.32	0.05	0.06	0.18	0.19	0.17	0.26	0.37	TiO_2	0.19	0.14	0.11	0.05	0.27	0.07
Al_2O_3	12.85	12.38	12.62	12.63	12.60	12.56	12.65	12.36	12.67	12.57	12.58	12.40	12.63	12.65	12.49	Al_2O_3	12.58	0.13	12.61	0.04	12.46	0.12
FeO	2.41	1.24	0.62	0.55	0.49	0.66	0.48	0.94	0.54	0.60	0.60	1.34	0.61	1.24	1.32	FeO	0.91	0.53	0.57	0.06	1.21	0.16
MnO	0.00	0.05	0.06	0.03	0.10	0.17	0.15	0.07	0.16	0.10	0.33	0.14	0.02	0.00	0.02	MnO	0.09	0.09	0.12	0.09	0.06	0.05
MgO	0.48	0.28	0.10	0.02	0.03	0.08	0.03	0.29	0.02	0.03	0.04	0.31	0.02	0.27	0.27	MgO	0.15	0.15	0.04	0.03	0.29	0.02
CaO	2.02	1.59	0.45	0.41	0.38	0.43	0.31	1.61	0.38	0.38	0.39	1.70	0.35	1.53	1.47	CaO	0.89	0.65	0.39	0.04	1.58	0.09
Na_2O	3.87	3.64	3.92	3.88	3.95	3.92	3.82	3.56	3.86	3.90	3.79	3.58	3.95	3.50	3.50	Na_2O	3.78	0.17	3.89	0.05	3.56	0.06
K_2O	2.95	2.72	4.14	4.22	4.14	4.09	4.25	2.92	4.04	4.06	4.19	3.02	4.15	2.95	3.00	K_2O	3.66	0.62	4.14	0.07	2.92	0.12
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
		**	*	*	*	*	*	**	*	*	*	**	*	**	**				n=9		n=5	

採取地点　KOM-2-3.8-3.9

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	73.91	74.99	73.84	75.37	74.68	75.35	73.90	74.40	74.15	74.96	74.71	75.54	74.41	74.43	74.70	SiO_2	74.62	0.55
TiO_2	0.21	0.01	0.26	0.07	0.16	0.03	0.24	0.20	0.21	0.12	0.03	0.05	0.02	0.20	0.01	TiO_2	0.12	0.09
Al_2O_3	11.60	12.08	12.05	12.26	11.52	12.08	11.80	11.89	11.89	12.21	12.09	12.36	11.74	12.12	11.92	Al_2O_3	11.97	0.24
FeO	1.13	0.50	1.28	0.45	1.19	0.62	1.22	1.06	1.17	0.63	0.41	0.54	1.15	0.66	0.62	FeO	0.84	0.33
MnO	0.06	0.13	0.12	0.09	0.14	0.03	0.09	0.04	0.12	0.06	0.08	0.07	0.03	0.00	0.00	MnO	0.07	0.05
MgO	0.11	0.04	0.20	0.02	0.12	0.07	0.26	0.24	0.25	0.08	0.04	0.07	0.10	0.02	0.10	MgO	0.11	0.08
CaO	1.10	0.43	1.52	0.38	1.14	0.36	1.52	1.55	1.53	0.34	0.35	0.35	1.23	0.32	0.38	CaO	0.83	0.54
Na_2O	3.22	3.79	3.33	3.75	3.32	3.73	3.38	3.35	3.26	3.77	3.64	3.82	3.40	3.66	3.69	Na_2O	3.54	0.22
K_2O	3.10	4.03	2.79	3.98	3.36	3.97	2.77	2.85	2.71	3.98	4.14	4.04	3.43	4.13	4.02	K_2O	3.55	0.57
Total	94.44	96.00	95.39	96.37	95.63	96.24	95.18	95.58	95.29	96.15	95.49	96.84	95.51	95.54	95.44		95.67	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差	*,**除く平均値	標準偏差
SiO_2	78.26	78.11	77.41	78.21	78.09	78.29	77.64	77.84	77.82	77.96	78.24	78.00	77.91	77.90	78.27	SiO_2	78.00	0.25	77.68	0.20	78.09	0.18	78.12	0.15
TiO_2	0.22	0.01	0.27	0.07	0.17	0.03	0.25	0.21	0.22	0.12	0.03	0.05	0.02	0.21	0.01	TiO_2	0.13	0.10	0.24	0.03	0.14	0.10	0.07	0.07
Al_2O_3	12.28	12.58	12.63	12.72	12.05	12.55	12.40	12.44	12.48	12.70	12.66	12.76	12.29	12.69	12.49	Al_2O_3	12.51	0.20	12.49	0.10	12.21	0.14	12.64	0.09
FeO	1.20	0.52	1.34	0.47	1.24	0.64	1.28	1.11	1.23	0.66	0.43	0.56	1.20	0.69	0.65	FeO	0.88	0.35	1.24	0.10	1.21	0.03	0.58	0.10
MnO	0.06	0.14	0.13	0.09	0.15	0.03	0.09	0.04	0.13	0.06	0.08	0.07	0.03	0.00	0.00	MnO	0.07	0.05	0.10	0.04	0.08	0.06	0.06	0.05
MgO	0.12	0.04	0.21	0.02	0.13	0.07	0.27	0.25	0.26	0.08	0.04	0.07	0.10	0.02	0.10	MgO	0.12	0.09	0.25	0.03	0.12	0.01	0.06	0.03
CaO	1.16	0.45	1.59	0.39	1.19	0.37	1.60	1.62	1.61	0.35	0.37	0.36	1.29	0.33	0.40	CaO	0.87	0.56	1.60	0.01	1.21	0.06	0.38	0.03
Na_2O	3.41	3.95	3.49	3.89	3.47	3.88	3.55	3.50	3.42	3.92	3.81	3.94	3.56	3.83	3.87	Na_2O	3.70	0.21	3.49	0.05	3.48	0.08	3.89	0.05
K_2O	3.28	4.20	2.92	4.13	3.51	4.13	2.91	2.98	2.84	4.14	4.34	4.17	3.59	4.32	4.21	K_2O	3.71	0.58	2.92	0.06	3.46	0.16	4.20	0.08
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00		100.00	
	**		*		**		*	*	*				**						n=4		n=3		n=8	

採取地点　KOM-2-3.9-4.0

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.79	74.82	74.98	74.21	74.75	74.99	73.72	75.31	73.13	74.95	74.57	74.08	74.33	74.46	73.76	SiO_2	74.46	0.59
TiO_2	0.03	0.03	0.04	0.04	0.20	0.01	0.01	0.02	0.29	0.11	0.03	0.22	0.18	0.14	0.14	TiO_2	0.10	0.09
Al_2O_3	12.08	11.92	12.12	12.11	12.32	12.13	11.89	12.17	11.68	11.82	12.06	11.96	11.49	11.95	11.79	Al_2O_3	11.97	0.21
FeO	0.64	0.53	0.71	0.60	0.64	0.72	0.65	0.52	1.25	0.51	0.60	1.12	1.16	0.54	1.24	FeO	0.76	0.28
MnO	0.21	0.01	0.00	0.08	0.17	0.06	0.18	0.08	0.21	0.07	0.07	0.03	0.02	0.16	0.02	MnO	0.09	0.07
MgO	0.05	0.03	0.08	0.01	0.01	0.00	0.01	0.06	0.28	0.13	0.11	0.28	0.09	0.06	0.33	MgO	0.10	0.11
CaO	0.40	0.37	0.43	0.38	0.31	0.38	0.41	0.42	1.41	0.72	0.35	1.58	1.06	0.40	1.45	CaO	0.67	0.46
Na_2O	3.57	3.58	3.72	3.79	3.76	3.62	3.78	3.70	3.35	3.67	3.67	3.43	3.22	3.67	3.23	Na_2O	3.58	0.19
K_2O	4.05	4.04	3.89	3.97	4.02	4.18	3.75	4.09	2.81	3.55	3.96	2.84	3.31	3.90	2.83	K_2O	3.68	0.49
Total	95.82	95.33	95.97	95.19	96.18	96.09	94.40	96.37	94.41	95.53	95.42	95.54	94.86	95.28	94.79		95.41	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差	*,**除く平均値	標準偏差
SiO_2	78.05	78.49	78.13	77.96	77.72	78.04	78.09	78.15	77.46	78.46	78.15	77.54	78.36	78.15	77.81	SiO_2	78.04	0.30	77.60	0.19	78.30	0.19	78.09	0.20
TiO_2	0.03	0.03	0.04	0.04	0.21	0.01	0.01	0.02	0.31	0.12	0.03	0.23	0.19	0.15	0.15	TiO_2	0.10	0.10	0.23	0.08	0.11	0.09	0.06	0.07
Al_2O_3	12.61	12.50	12.63	12.72	12.81	12.62	12.60	12.63	12.37	12.37	12.64	12.52	12.11	12.54	12.44	Al_2O_3	12.54	0.17	12.44	0.07	12.36	0.24	12.63	0.09
FeO	0.67	0.56	0.74	0.63	0.67	0.75	0.69	0.54	1.32	0.53	0.63	1.17	1.22	0.57	1.31	FeO	0.80	0.29	1.27	0.08	0.82	0.36	0.64	0.08
MnO	0.22	0.01	0.00	0.08	0.18	0.06	0.19	0.08	0.22	0.07	0.07	0.03	0.02	0.17	0.02	MnO	0.10	0.08	0.09	0.11	0.10	0.09	0.10	0.08
MgO	0.05	0.03	0.08	0.01	0.01	0.00	0.01	0.06	0.30	0.14	0.12	0.29	0.09	0.06	0.35	MgO	0.11	0.11	0.31	0.03	0.08	0.06	0.05	0.04
CaO	0.42	0.39	0.45	0.40	0.32	0.40	0.43	0.44	1.49	0.75	0.37	1.65	1.12	0.42	1.53	CaO	0.71	0.49	1.56	0.08	0.77	0.34	0.40	0.04
Na_2O	3.73	3.76	3.88	3.98	3.91	3.77	4.00	3.84	3.55	3.84	3.85	3.59	3.39	3.85	3.41	Na_2O	3.76	0.19	3.52	0.10	3.75	0.32	3.84	0.08
K_2O	4.23	4.24	4.05	4.17	4.18	4.35	3.97	4.24	2.98	3.72	4.15	2.97	3.49	4.09	2.99	K_2O	3.85	0.50	2.98	0.01	3.73	0.24	4.19	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00		100.00	
size(μm)							**		*	**		*	**		*				n=3		n=3		n=9	

採取地点　KOM-2-4.0-4.1

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	73.93	74.68	74.26	73.70	74.30	73.52	75.03	74.63	74.28	75.30	74.66	74.12	73.97	74.04	74.69	SiO_2	74.34	0.49
TiO_2	0.06	0.06	0.12	0.28	0.04	0.30	0.15	0.09	0.29	0.26	0.16	0.10	0.16	0.23	0.30	TiO_2	0.17	0.10
Al_2O_3	12.07	12.04	12.00	11.74	11.92	11.62	12.17	11.96	11.73	11.90	11.98	11.91	11.85	11.94	12.07	Al_2O_3	11.93	0.15
FeO	0.65	0.41	0.62	1.34	0.64	1.22	0.49	0.56	1.14	1.49	1.17	0.49	1.11	0.59	1.14	FeO	0.87	0.36
MnO	0.08	0.07	0.18	0.10	0.05	0.07	0.05	0.20	0.15	0.03	0.06	0.00	0.02	0.06	0.02	MnO	0.08	0.06
MgO	0.06	0.04	0.02	0.25	0.06	0.32	0.07	0.10	0.28	0.25	0.31	0.02	0.30	0.04	0.27	MgO	0.16	0.12
CaO	0.34	0.47	0.33	1.47	0.39	1.49	0.31	0.32	1.50	1.63	1.53	0.43	1.53	0.35	1.43	CaO	0.90	0.59
Na_2O	3.82	3.80	3.69	3.28	3.79	3.25	3.69	3.72	3.40	3.37	3.35	3.69	3.24	3.71	3.29	Na_2O	3.54	0.23
K_2O	3.64	3.66	3.82	2.78	3.84	2.78	4.15	3.96	2.78	2.77	2.83	3.86	2.77	3.92	2.97	K_2O	3.37	0.55
Total	94.65	95.23	95.04	94.94	95.03	94.57	96.11	95.54	95.55	97.00	96.05	94.62	94.95	94.88	96.18		95.36	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	*除く平均値	標準偏差
SiO_2	78.11	78.42	78.14	77.63	78.19	77.74	78.07	78.11	77.74	77.63	77.73	78.33	77.90	78.04	77.66	SiO_2	77.96	0.26	77.72	0.10	78.18	0.13
TiO_2	0.06	0.06	0.13	0.29	0.04	0.32	0.16	0.09	0.30	0.27	0.17	0.11	0.17	0.24	0.31	TiO_2	0.18	0.10	0.26	0.07	0.11	0.06
Al_2O_3	12.75	12.64	12.63	12.37	12.54	12.29	12.66	12.52	12.28	12.27	12.47	12.59	12.48	12.58	12.55	Al_2O_3	12.51	0.15	12.39	0.11	12.61	0.07
FeO	0.69	0.43	0.65	1.41	0.67	1.29	0.51	0.59	1.19	1.54	1.22	0.52	1.17	0.62	1.19	FeO	0.91	0.38	1.29	0.14	0.58	0.09
MnO	0.08	0.07	0.19	0.11	0.05	0.07	0.05	0.21	0.16	0.03	0.06	0.00	0.02	0.06	0.02	MnO	0.08	0.06	0.07	0.05	0.09	0.07
MgO	0.06	0.04	0.02	0.26	0.06	0.34	0.07	0.10	0.29	0.26	0.32	0.02	0.32	0.04	0.28	MgO	0.17	0.13	0.30	0.03	0.05	0.03
CaO	0.36	0.49	0.35	1.55	0.41	1.58	0.32	0.33	1.57	1.68	1.59	0.45	1.61	0.37	1.49	CaO	0.94	0.62	1.58	0.06	0.39	0.06
Na_2O	4.04	3.99	3.88	3.45	3.99	3.44	3.84	3.89	3.56	3.47	3.49	3.90	3.41	3.91	3.42	Na_2O	3.71	0.25	3.46	0.05	3.93	0.07
K_2O	3.85	3.84	4.02	2.93	4.04	2.94	4.32	4.14	2.91	2.86	2.95	4.08	2.92	4.13	3.09	K_2O	3.53	0.59	2.94	0.07	4.05	0.16
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
				*		*			*	*	*		*		*				n=7		n=8	

採取地点　KOM-2-4.1-4.2

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.14	74.00	73.85	75.12	74.58	74.97	74.78	74.85	74.50	72.36	75.31	74.64	73.83	73.36	73.96	SiO_2	74.28	0.77
TiO_2	0.10	0.16	0.19	0.24	0.29	0.27	0.22	0.30	0.22	0.48	0.14	0.24	0.19	0.36	0.25	TiO_2	0.24	0.09
Al_2O_3	11.52	11.95	11.93	12.12	12.06	11.61	12.05	11.58	11.88	12.35	12.09	11.75	11.78	11.80	11.89	Al_2O_3	11.89	0.23
FeO	1.04	1.19	1.23	0.99	1.17	1.32	0.55	1.31	1.08	2.25	1.20	1.33	0.95	1.17	1.10	FeO	1.19	0.35
MnO	0.02	0.12	0.08	0.05	0.09	0.06	0.12	0.01	0.04	0.09	0.13	0.00	0.11	0.09	0.00	MnO	0.07	0.05
MgO	0.14	0.24	0.28	0.25	0.30	0.13	0.02	0.25	0.24	0.48	0.20	0.16	0.28	0.28	0.25	MgO	0.23	0.10
CaO	1.10	1.60	1.62	1.46	1.52	1.13	0.36	1.38	1.46	2.05	1.52	1.11	1.48	1.62	1.47	CaO	1.39	0.37
Na_2O	3.15	3.33	3.38	3.37	3.30	2.88	3.69	3.25	3.39	3.71	3.31	3.38	3.33	3.33	3.37	Na_2O	3.34	0.19
K_2O	3.12	2.87	2.84	2.80	2.84	3.67	3.93	2.79	2.86	2.95	2.80	3.36	2.82	2.79	2.82	K_2O	3.02	0.36
Total	94.33	95.46	95.40	96.40	96.15	96.04	95.72	95.72	95.67	96.72	96.70	95.97	94.77	94.80	95.11		95.66	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差	無印平均値	標準偏差
SiO_2	78.60	77.52	77.41	77.93	77.57	78.06	78.12	78.20	77.87	74.81	77.88	77.77	77.90	77.38	77.76	SiO_2	77.65	0.85	77.74	0.26	78.19	0.58	78.09	0.04
TiO_2	0.11	0.17	0.20	0.25	0.30	0.28	0.23	0.31	0.23	0.50	0.14	0.25	0.20	0.38	0.26	TiO_2	0.25	0.10	0.24	0.07	0.18	0.10	0.26	0.04
Al_2O_3	12.21	12.52	12.51	12.57	12.54	12.09	12.59	12.10	12.42	12.77	12.50	12.24	12.43	12.45	12.50	Al_2O_3	12.43	0.19	12.45	0.13	12.23	0.02	12.34	0.35
FeO	1.10	1.25	1.29	1.03	1.22	1.37	0.57	1.37	1.13	2.33	1.24	1.39	1.00	1.23	1.16	FeO	1.24	0.36	1.19	0.11	1.24	0.20	0.97	0.57
MnO	0.02	0.13	0.08	0.05	0.09	0.06	0.13	0.01	0.04	0.09	0.13	0.00	0.12	0.09	0.00	MnO	0.07	0.05	0.08	0.05	0.01	0.01	0.09	0.04
MgO	0.15	0.25	0.29	0.26	0.31	0.14	0.02	0.26	0.25	0.50	0.21	0.17	0.30	0.30	0.26	MgO	0.24	0.11	0.27	0.03	0.16	0.01	0.08	0.08
CaO	1.17	1.68	1.70	1.51	1.58	1.18	0.38	1.44	1.53	2.12	1.57	1.16	1.56	1.71	1.55	CaO	1.45	0.39	1.58	0.09	1.16	0.01	0.78	0.57
Na_2O	3.34	3.49	3.54	3.50	3.43	3.00	3.85	3.40	3.54	3.84	3.42	3.52	3.51	3.51	3.54	Na_2O	3.50	0.20	3.49	0.05	3.43	0.13	3.43	0.61
K_2O	3.31	3.01	2.98	2.90	2.95	3.82	4.11	2.91	2.99	3.05	2.90	3.50	2.98	2.94	2.96	K_2O	3.15	0.37	2.95	0.04	3.40	0.14	3.96	0.20
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00		100.00	
	**	*	*	*	*			*	*		*	**	*	*	*				n=10		n=2		n=2	
										***														

採取地点　KOM-2-4.2-4.3

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.80	74.67	74.53	74.53	75.11	75.18	73.93	74.69	73.94	73.14	71.85	74.27	73.53	74.60	74.41	SiO_2	74.21	0.86
TiO_2	0.18	0.01	0.31	0.26	0.21	0.27	0.21	0.36	0.10	0.17	0.48	0.16	0.25	0.30	0.12	TiO_2	0.23	0.11
Al_2O_3	12.01	11.82	11.40	12.03	12.06	12.06	11.55	12.06	11.57	11.77	12.28	11.65	12.87	11.70	11.68	Al_2O_3	11.90	0.36
FeO	1.12	1.43	1.20	1.06	1.20	1.16	1.05	1.27	1.10	1.14	2.27	0.94	1.22	1.06	1.03	FeO	1.22	0.31
MnO	0.06	0.04	0.04	0.08	0.16	0.00	0.13	0.06	0.13	0.14	0.26	0.08	0.14	0.01	0.02	MnO	0.09	0.07
MgO	0.23	0.11	0.12	0.25	0.28	0.27	0.12	0.27	0.12	0.27	0.44	0.22	0.27	0.31	0.08	MgO	0.22	0.10
CaO	1.51	1.10	1.06	1.60	1.50	1.53	1.21	1.57	1.16	1.49	1.90	1.37	1.89	1.49	1.11	CaO	1.43	0.26
Na_2O	3.47	3.33	3.31	3.36	3.43	3.38	3.24	3.32	3.19	3.47	3.68	3.35	3.60	3.29	3.31	Na_2O	3.38	0.13
K_2O	2.72	3.35	3.15	2.83	2.71	2.93	3.25	2.83	3.32	2.66	2.87	2.76	2.67	2.84	3.46	K_2O	2.96	0.27
Total	96.10	95.86	95.12	96.00	96.66	96.78	94.69	96.43	94.63	94.25	96.03	94.80	96.44	95.60	95.22		95.64	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差
SiO_2	77.84	77.89	78.35	77.64	77.71	77.68	78.08	77.46	78.14	77.60	74.82	78.34	76.24	78.03	78.15	SiO_2	77.60	0.92	77.79	0.28	78.12	0.16
TiO_2	0.19	0.01	0.33	0.27	0.22	0.28	0.22	0.37	0.11	0.18	0.50	0.17	0.26	0.31	0.13	TiO_2	0.24	0.12	0.25	0.07	0.16	0.12
Al_2O_3	12.50	12.33	11.98	12.53	12.48	12.46	12.20	12.51	12.23	12.49	12.79	12.29	13.35	12.24	12.27	Al_2O_3	12.44	0.31	12.44	0.11	12.20	0.13
FeO	1.17	1.49	1.26	1.10	1.24	1.20	1.11	1.32	1.16	1.21	2.36	0.99	1.27	1.11	1.08	FeO	1.27	0.32	1.17	0.10	1.22	0.17
MnO	0.06	0.04	0.04	0.08	0.17	0.00	0.14	0.06	0.14	0.15	0.27	0.08	0.15	0.01	0.02	MnO	0.09	0.07	0.08	0.06	0.08	0.06
MgO	0.24	0.11	0.13	0.26	0.29	0.28	0.13	0.28	0.13	0.29	0.46	0.23	0.28	0.32	0.08	MgO	0.23	0.10	0.27	0.03	0.12	0.02
CaO	1.57	1.15	1.11	1.67	1.55	1.58	1.28	1.63	1.23	1.58	1.98	1.45	1.96	1.56	1.17	CaO	1.50	0.27	1.57	0.06	1.19	0.07
Na_2O	3.61	3.47	3.48	3.50	3.55	3.49	3.42	3.44	3.37	3.68	3.83	3.53	3.73	3.44	3.48	Na_2O	3.54	0.13	3.53	0.08	3.44	0.05
K_2O	2.83	3.49	3.31	2.95	2.80	3.03	3.43	2.93	3.51	2.82	2.99	2.91	2.77	2.97	3.63	K_2O	3.09	0.30	2.91	0.08	3.48	0.12
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
Group	*			*	*	*		*		*		*		*					n=8		n=5	
		**	**				**		**						**							

採取地点　KOM-2-4.3-4.4

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	73.72	73.46	72.45	75.07	74.40	73.78	74.45	73.82	73.92	73.91	74.78	74.83	74.22	74.35	74.35	SiO_2	74.10	0.64
TiO_2	0.17	0.19	0.47	0.22	0.29	0.08	0.31	0.31	0.24	0.05	0.22	0.23	0.34	0.32	0.27	TiO_2	0.25	0.10
Al_2O_3	11.74	11.80	12.39	11.93	11.94	11.91	11.90	11.88	11.89	11.56	12.01	12.04	12.03	11.87	11.68	Al_2O_3	11.90	0.19
FeO	1.05	0.85	2.22	1.25	1.05	0.60	1.28	1.09	1.09	1.07	1.20	1.05	1.05	1.29	1.20	FeO	1.16	0.34
MnO	0.10	0.05	0.13	0.09	0.00	0.03	0.03	0.05	0.00	0.10	0.07	0.09	0.07	0.06	0.00	MnO	0.06	0.04
MgO	0.25	0.14	0.46	0.32	0.30	0.01	0.28	0.21	0.24	0.12	0.24	0.24	0.27	0.30	0.29	MgO	0.24	0.10
CaO	1.46	0.96	1.91	1.48	1.57	0.34	1.54	1.49	1.43	1.14	1.65	1.53	1.57	1.49	1.44	CaO	1.40	0.36
Na_2O	3.33	3.02	3.46	3.34	3.30	3.70	3.35	3.45	3.45	3.28	3.43	3.34	3.44	3.42	3.35	Na_2O	3.38	0.14
K_2O	2.79	3.80	2.80	2.78	2.76	3.84	2.84	2.75	2.80	3.33	2.86	2.97	2.86	2.77	2.68	K_2O	2.98	0.37
Total	94.61	94.27	96.29	96.48	95.61	94.29	95.98	95.05	95.06	94.56	96.46	96.32	95.85	95.87	95.26		95.46	

point No.																	平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差
SiO_2	77.92	77.93	75.24	77.81	77.82	78.25	77.57	77.66	77.76	78.16	77.52	77.69	77.43	77.55	78.05	SiO_2	77.62	0.70	77.71	0.18	78.11	0.17
TiO_2	0.18	0.20	0.49	0.23	0.30	0.08	0.32	0.33	0.25	0.05	0.23	0.24	0.35	0.33	0.28	TiO_2	0.26	0.11	0.28	0.06	0.11	0.08
Al_2O_3	12.41	12.52	12.87	12.37	12.49	12.63	12.40	12.50	12.51	12.23	12.45	12.50	12.55	12.38	12.26	Al_2O_3	12.47	0.15	12.44	0.08	12.46	0.21
FeO	1.11	0.90	2.31	1.30	1.10	0.64	1.33	1.15	1.15	1.13	1.24	1.09	1.10	1.35	1.26	FeO	1.21	0.35	1.20	0.10	0.89	0.25
MnO	0.11	0.05	0.14	0.09	0.00	0.03	0.03	0.05	0.00	0.11	0.07	0.09	0.07	0.06	0.00	MnO	0.06	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04
MgO	0.26	0.15	0.48	0.33	0.31	0.01	0.29	0.22	0.25	0.13	0.25	0.25	0.28	0.31	0.30	MgO	0.26	0.11	0.28	0.03	0.10	0.07
CaO	1.54	1.02	1.98	1.53	1.64	0.36	1.60	1.57	1.50	1.21	1.71	1.59	1.64	1.55	1.51	CaO	1.46	0.37	1.58	0.06	0.86	0.44
Na_2O	3.52	3.20	3.59	3.46	3.45	3.92	3.49	3.63	3.63	3.47	3.56	3.47	3.59	3.57	3.52	Na_2O	3.54	0.15	3.53	0.06	3.53	0.36
K_2O	2.95	4.03	2.91	2.88	2.89	4.07	2.96	2.89	2.95	3.52	2.96	3.08	2.98	2.89	2.81	K_2O	3.12	0.41	2.93	0.07	3.88	0.31
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
	*			*	*		*	*	*		*	*	*	*	*				n=11		n=3	
		**				**				**												

採取地点　KOM-2-5.65-5.7

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.95	74.77	74.30	75.37	73.77	74.47	73.44	75.03	73.65	74.28	73.85	74.04	74.20	74.44	73.89	SiO_2	74.30	0.55
TiO_2	0.16	0.17	0.15	0.11	0.15	0.16	0.16	0.13	0.18	0.11	0.15	0.14	0.08	0.08	0.14	TiO_2	0.14	0.03
Al_2O_3	11.91	11.49	11.75	11.72	11.57	11.95	11.40	11.78	11.58	11.57	11.51	11.68	11.67	11.72	11.73	Al_2O_3	11.67	0.15
FeO	1.23	1.14	1.15	1.24	1.19	1.17	1.05	1.17	1.15	1.11	1.04	1.22	1.16	1.21	1.09	FeO	1.15	0.06
MnO	0.16	0.10	0.09	0.12	0.08	0.10	0.16	0.00	0.07	0.00	0.17	0.06	0.11	0.01	0.15	MnO	0.09	0.06
MgO	0.10	0.12	0.15	0.11	0.14	0.15	0.16	0.19	0.12	0.15	0.12	0.13	0.12	0.09	0.16	MgO	0.13	0.03
CaO	1.18	0.99	1.09	1.13	1.08	1.11	1.19	1.09	1.10	1.20	1.01	1.12	1.11	1.11	1.15	CaO	1.11	0.06
Na_2O	3.36	3.35	3.37	3.40	3.31	3.36	3.29	3.31	3.33	3.27	3.29	3.36	3.33	3.33	3.25	Na_2O	3.33	0.04
K_2O	3.14	3.14	3.30	3.42	3.15	3.41	3.19	3.41	3.15	3.18	3.05	3.14	3.12	3.21	3.19	K_2O	3.21	0.12
Total	96.19	95.27	95.35	96.62	94.44	95.88	94.04	96.11	94.33	94.87	94.19	94.89	94.90	95.20	94.75		95.14	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	77.92	78.48	77.92	78.01	78.11	77.67	78.09	78.07	78.08	78.30	78.41	78.03	78.19	78.19	77.98	SiO_2	78.10	0.20
TiO_2	0.17	0.18	0.16	0.11	0.16	0.17	0.17	0.14	0.19	0.12	0.16	0.15	0.08	0.08	0.15	TiO_2	0.15	0.03
Al_2O_3	12.38	12.06	12.32	12.13	12.25	12.46	12.12	12.26	12.28	12.20	12.22	12.31	12.30	12.31	12.38	Al_2O_3	12.27	0.11
FeO	1.28	1.20	1.21	1.28	1.26	1.22	1.12	1.22	1.22	1.17	1.10	1.29	1.22	1.27	1.15	FeO	1.21	0.06
MnO	0.17	0.10	0.09	0.12	0.08	0.10	0.17	0.00	0.07	0.00	0.18	0.06	0.12	0.01	0.16	MnO	0.10	0.06
MgO	0.10	0.13	0.16	0.11	0.15	0.16	0.17	0.20	0.13	0.16	0.13	0.14	0.13	0.09	0.17	MgO	0.14	0.03
CaO	1.23	1.04	1.14	1.17	1.14	1.16	1.27	1.13	1.17	1.26	1.07	1.18	1.17	1.17	1.21	CaO	1.17	0.06
Na_2O	3.49	3.52	3.53	3.52	3.50	3.50	3.50	3.44	3.53	3.45	3.49	3.54	3.51	3.50	3.43	Na_2O	3.50	0.03
K_2O	3.26	3.30	3.46	3.54	3.34	3.56	3.39	3.55	3.34	3.35	3.24	3.31	3.29	3.37	3.37	K_2O	3.38	0.10
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点　KOM-2-5.7-5.8

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.98	74.07	73.84	74.38	73.95	74.33	74.05	74.12	74.41	74.88	73.86	75.53	74.28	73.85	74.09	SiO_2	74.31	0.48
TiO_2	0.21	0.22	0.21	0.17	0.13	0.16	0.26	0.12	0.16	0.13	0.10	0.18	0.09	0.11	0.14	TiO_2	0.16	0.05
Al_2O_3	11.70	11.64	11.64	11.59	11.69	11.71	11.65	11.75	11.54	11.67	11.56	11.65	11.77	11.71	11.59	Al_2O_3	11.66	0.07
FeO	1.24	1.12	0.96	1.18	1.25	1.08	1.15	1.29	1.22	1.07	1.26	1.18	1.27	1.22	1.21	FeO	1.18	0.09
MnO	0.02	0.11	0.08	0.04	0.07	0.03	0.03	0.10	0.04	0.09	0.06	0.11	0.00	0.11	0.14	MnO	0.07	0.04
MgO	0.11	0.09	0.14	0.08	0.12	0.14	0.16	0.08	0.11	0.13	0.08	0.09	0.11	0.10	0.13	MgO	0.11	0.03
CaO	1.11	1.04	1.03	1.04	1.11	1.12	1.03	1.09	1.13	1.18	1.04	1.08	1.12	1.15	1.12	CaO	1.09	0.05
Na_2O	3.32	3.24	3.40	3.15	3.28	3.28	3.26	3.25	3.14	3.30	3.20	3.27	3.29	3.15	3.31	Na_2O	3.26	0.07
K_2O	3.38	3.07	3.20	3.26	3.20	3.21	3.11	3.26	3.07	3.28	3.16	3.36	3.31	3.20	3.32	K_2O	3.23	0.10
Total	96.07	94.60	94.50	94.89	94.80	95.06	94.70	95.06	94.82	95.73	94.32	96.45	95.24	94.60	95.05		95.06	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.05	78.30	78.14	78.39	78.01	78.19	78.19	77.97	78.48	78.22	78.31	78.31	77.99	78.07	77.95	SiO_2	78.17	0.16
TiO_2	0.22	0.23	0.22	0.18	0.14	0.17	0.27	0.13	0.17	0.14	0.11	0.19	0.09	0.12	0.15	TiO_2	0.17	0.05
Al_2O_3	12.18	12.30	12.32	12.21	12.33	12.32	12.30	12.36	12.17	12.19	12.26	12.08	12.36	12.38	12.19	Al_2O_3	12.26	0.09
FeO	1.29	1.18	1.02	1.24	1.32	1.14	1.21	1.36	1.29	1.12	1.34	1.22	1.33	1.29	1.27	FeO	1.24	0.09
MnO	0.02	0.12	0.08	0.04	0.07	0.03	0.03	0.11	0.04	0.09	0.06	0.11	0.00	0.12	0.15	MnO	0.07	0.04
MgO	0.11	0.10	0.15	0.08	0.13	0.15	0.17	0.08	0.12	0.14	0.08	0.09	0.12	0.11	0.14	MgO	0.12	0.03
CaO	1.16	1.10	1.09	1.10	1.17	1.18	1.09	1.15	1.19	1.23	1.10	1.12	1.18	1.22	1.18	CaO	1.15	0.05
Na_2O	3.46	3.42	3.60	3.32	3.46	3.45	3.44	3.42	3.31	3.45	3.39	3.39	3.45	3.33	3.48	Na_2O	3.43	0.07
K_2O	3.52	3.25	3.39	3.44	3.38	3.38	3.28	3.43	3.24	3.43	3.35	3.48	3.48	3.38	3.49	K_2O	3.39	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点　KOM-2-5.8-5.9

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	73.78	75.39	75.53	75.65	73.93	74.29	74.82	74.25	75.13	73.67	74.32	74.29	74.27	73.95	74.34	SiO_2	74.51	0.64
TiO_2	0.07	0.25	0.21	0.17	0.13	0.10	0.01	0.16	0.11	0.16	0.12	0.16	0.04	0.17	0.22	TiO_2	0.14	0.07
Al_2O_3	11.57	11.59	11.59	11.87	11.64	11.61	11.51	11.49	11.76	11.59	11.54	11.61	11.68	11.53	11.59	Al_2O_3	11.61	0.10
FeO	1.08	1.09	1.06	1.16	1.15	1.14	1.34	1.15	0.97	1.09	1.10	1.25	1.12	1.25	1.16	FeO	1.14	0.09
MnO	0.00	0.10	0.11	0.00	0.12	0.06	0.00	0.00	0.08	0.13	0.07	0.04	0.13	0.00	0.09	MnO	0.06	0.05
MgO	0.12	0.07	0.09	0.11	0.11	0.16	0.11	0.11	0.09	0.06	0.11	0.11	0.12	0.14	0.14	MgO	0.11	0.03
CaO	1.06	1.10	1.10	1.13	1.11	1.15	1.05	1.09	1.13	1.18	1.06	1.06	1.06	1.11	1.03	CaO	1.09	0.04
Na_2O	3.19	3.28	3.30	3.29	3.31	3.23	3.11	3.10	3.45	3.36	3.27	3.19	3.32	3.19	3.23	Na_2O	3.25	0.09
K_2O	3.48	3.39	3.31	3.42	3.17	3.30	3.16	3.31	3.23	3.18	3.28	3.37	3.09	3.38	3.29	K_2O	3.29	0.11
Total	94.35	96.26	96.30	96.80	94.67	95.04	95.11	94.66	95.95	94.42	94.87	95.08	94.83	94.72	95.09		95.21	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.20	78.32	78.43	78.15	78.09	78.17	78.67	78.44	78.30	78.02	78.34	78.13	78.32	78.07	78.18	SiO_2	78.26	0.17
TiO_2	0.07	0.26	0.22	0.18	0.14	0.11	0.01	0.17	0.11	0.17	0.13	0.17	0.04	0.18	0.23	TiO_2	0.15	0.07
Al_2O_3	12.26	12.04	12.04	12.26	12.30	12.22	12.10	12.14	12.26	12.27	12.16	12.21	12.32	12.17	12.19	Al_2O_3	12.20	0.09
FeO	1.14	1.13	1.10	1.20	1.21	1.20	1.41	1.21	1.01	1.15	1.16	1.31	1.18	1.32	1.22	FeO	1.20	0.10
MnO	0.00	0.10	0.11	0.00	0.13	0.06	0.00	0.00	0.08	0.14	0.07	0.04	0.14	0.00	0.09	MnO	0.07	0.05
MgO	0.13	0.07	0.09	0.11	0.12	0.17	0.12	0.12	0.09	0.06	0.12	0.12	0.13	0.15	0.15	MgO	0.12	0.03
CaO	1.12	1.14	1.14	1.17	1.17	1.21	1.10	1.15	1.18	1.25	1.12	1.11	1.12	1.17	1.08	CaO	1.15	0.04
Na_2O	3.38	3.41	3.43	3.40	3.50	3.40	3.27	3.27	3.60	3.56	3.45	3.36	3.50	3.37	3.40	Na_2O	3.42	0.09
K_2O	3.69	3.52	3.44	3.53	3.35	3.47	3.32	3.50	3.37	3.37	3.46	3.54	3.26	3.57	3.46	K_2O	3.46	0.11
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点　KOM-2-5.9-6.0

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	73.74	75.65	74.53	74.52	74.54	74.56	75.17	75.16	73.85	74.62	73.77	73.53	74.52	75.20	75.64	SiO_2	74.60	0.67
TiO_2	0.14	0.16	0.13	0.14	0.07	0.08	0.09	0.04	0.08	0.10	0.22	0.13	0.05	0.17	0.08	TiO_2	0.11	0.05
Al_2O_3	11.53	11.76	11.77	11.56	11.59	11.78	11.81	11.82	11.44	11.49	11.51	11.28	11.58	11.85	11.89	Al_2O_3	11.64	0.18
FeO	1.07	1.18	1.35	1.21	1.16	1.12	1.15	1.06	1.33	0.99	1.14	1.22	1.08	1.24	1.20	FeO	1.17	0.10
MnO	0.05	0.10	0.00	0.00	0.05	0.03	0.13	0.02	0.01	0.10	0.00	0.00	0.02	0.06	0.04	MnO	0.04	0.04
MgO	0.22	0.16	0.13	0.07	0.09	0.13	0.12	0.18	0.09	0.14	0.10	0.12	0.10	0.11	0.16	MgO	0.13	0.04
CaO	1.11	1.17	1.10	1.08	1.13	1.11	1.09	1.08	1.10	1.09	1.02	1.20	1.07	1.03	1.15	CaO	1.10	0.05
Na_2O	3.24	3.33	3.30	3.35	3.35	3.25	3.29	3.19	3.21	3.34	3.25	3.19	3.30	3.34	3.06	Na_2O	3.27	0.08
K_2O	3.22	3.40	3.37	3.26	3.23	3.56	3.38	3.35	3.31	3.22	3.37	3.33	3.35	3.40	3.34	K_2O	3.34	0.09
Total	94.32	96.91	95.68	95.19	95.21	95.62	96.23	95.90	94.42	95.09	94.38	94.00	95.07	96.40	96.56		95.40	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.18	78.06	77.90	78.29	78.29	77.98	78.11	78.37	78.21	78.47	78.16	78.22	78.38	78.01	78.33	SiO_2	78.20	0.16
TiO_2	0.15	0.17	0.14	0.15	0.07	0.08	0.09	0.04	0.08	0.11	0.23	0.14	0.05	0.18	0.08	TiO_2	0.12	0.05
Al_2O_3	12.22	12.13	12.30	12.14	12.17	12.32	12.27	12.33	12.12	12.08	12.20	12.00	12.18	12.29	12.31	Al_2O_3	12.21	0.10
FeO	1.13	1.22	1.41	1.27	1.22	1.17	1.20	1.11	1.41	1.04	1.21	1.30	1.14	1.29	1.24	FeO	1.22	0.10
MnO	0.05	0.10	0.00	0.00	0.05	0.03	0.14	0.02	0.01	0.11	0.00	0.00	0.02	0.06	0.04	MnO	0.04	0.04
MgO	0.23	0.17	0.14	0.07	0.09	0.14	0.12	0.19	0.10	0.15	0.11	0.13	0.11	0.11	0.17	MgO	0.13	0.04
CaO	1.18	1.21	1.15	1.13	1.19	1.16	1.13	1.13	1.17	1.15	1.08	1.28	1.13	1.07	1.19	CaO	1.16	0.05
Na_2O	3.44	3.44	3.45	3.52	3.52	3.40	3.42	3.33	3.40	3.51	3.44	3.39	3.47	3.46	3.17	Na_2O	3.42	0.09
K_2O	3.41	3.51	3.52	3.42	3.39	3.72	3.51	3.49	3.51	3.39	3.57	3.54	3.52	3.53	3.46	K_2O	3.50	0.08
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点 KOM-2-6.0-6.1

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.67	74.32	74.71	74.28	74.38	74.86	74.49	74.29	74.22	74.14	75.50	75.74	75.28	75.33	74.29	SiO_2	74.70	0.52
TiO_2	0.15	0.19	0.21	0.19	0.22	0.07	0.12	0.12	0.21	0.13	0.14	0.18	0.15	0.22	0.21	TiO_2	0.17	0.05
Al_2O_3	11.59	11.72	11.43	11.66	11.62	11.62	11.72	11.69	11.59	11.46	11.43	11.66	11.86	11.69	11.37	Al_2O_3	11.61	0.13
FeO	1.15	1.16	0.97	0.91	1.26	1.17	1.18	1.16	1.17	1.11	1.00	1.21	1.16	1.22	1.21	FeO	1.14	0.10
MnO	0.02	0.06	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.10	0.12	0.01	0.04	0.04	0.02	MnO	0.04	0.04
MgO	0.11	0.14	0.10	0.15	0.13	0.13	0.13	0.10	0.15	0.13	0.08	0.12	0.06	0.11	0.11	MgO	0.12	0.02
CaO	1.14	1.09	1.11	1.07	1.13	1.12	1.15	1.09	1.09	1.19	1.20	1.05	1.10	1.09	1.09	CaO	1.11	0.04
Na_2O	2.98	3.29	3.24	3.23	3.24	3.25	3.27	3.39	3.29	3.21	3.31	3.16	3.26	3.33	3.27	Na_2O	3.25	0.09
K_2O	3.55	3.14	3.38	3.15	3.12	3.19	3.17	3.15	3.27	3.38	3.38	3.60	3.54	3.26	3.27	K_2O	3.30	0.16
Total	95.36	95.11	95.21	94.69	95.10	95.41	95.23	95.06	95.05	94.85	96.16	96.73	96.45	96.29	94.84		95.44	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.30	78.14	78.47	78.45	78.21	78.46	78.22	78.15	78.09	78.17	78.51	78.30	78.05	78.23	78.33	SiO_2	78.27	0.15
TiO_2	0.16	0.20	0.22	0.20	0.23	0.07	0.13	0.13	0.22	0.14	0.15	0.19	0.16	0.23	0.22	TiO_2	0.18	0.05
Al_2O_3	12.15	12.32	12.01	12.31	12.22	12.18	12.31	12.30	12.19	12.08	11.89	12.05	12.30	12.14	11.99	Al_2O_3	12.16	0.14
FeO	1.21	1.22	1.02	0.96	1.32	1.23	1.24	1.22	1.23	1.17	1.04	1.25	1.20	1.27	1.28	FeO	1.19	0.10
MnO	0.02	0.06	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.11	0.12	0.01	0.04	0.04	0.02	MnO	0.05	0.04
MgO	0.12	0.15	0.11	0.16	0.14	0.14	0.14	0.11	0.16	0.14	0.08	0.12	0.06	0.11	0.12	MgO	0.12	0.03
CaO	1.20	1.15	1.17	1.13	1.19	1.17	1.21	1.15	1.15	1.25	1.25	1.09	1.14	1.13	1.15	CaO	1.17	0.05
Na_2O	3.13	3.46	3.40	3.41	3.41	3.41	3.43	3.57	3.46	3.38	3.44	3.27	3.38	3.46	3.45	Na_2O	3.40	0.10
K_2O	3.72	3.30	3.55	3.33	3.28	3.34	3.33	3.31	3.44	3.56	3.51	3.72	3.67	3.39	3.45	K_2O	3.46	0.16
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点 KOM-2-6.1-6.2

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	75.59	75.69	74.81	74.76	74.43	74.05	74.72	73.90	74.59	75.02	74.38	74.78	74.40	75.66	75.15	SiO_2	74.80	0.55
TiO_2	0.11	0.14	0.13	0.16	0.12	0.14	0.15	0.12	0.18	0.15	0.16	0.13	0.09	0.08	0.11	TiO_2	0.13	0.03
Al_2O_3	11.58	11.67	11.71	11.55	11.40	11.65	11.72	11.50	11.32	11.58	11.54	11.59	11.72	11.68	11.83	Al_2O_3	11.60	0.13
FeO	1.02	1.08	1.22	1.19	1.20	1.15	1.01	1.31	1.19	1.32	1.01	1.15	1.18	1.15	1.19	FeO	1.16	0.10
MnO	0.05	0.08	0.00	0.00	0.07	0.00	0.18	0.00	0.00	0.13	0.03	0.01	0.13	0.11	0.11	MnO	0.06	0.06
MgO	0.20	0.13	0.12	0.19	0.06	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.13	0.11	0.10	0.17	0.12	MgO	0.13	0.03
CaO	1.09	1.15	1.06	1.14	1.11	1.03	1.14	1.07	1.05	1.18	1.20	1.06	1.13	1.13	1.17	CaO	1.11	0.05
Na_2O	3.42	3.37	3.28	3.31	3.40	3.15	3.33	3.30	3.19	3.34	3.28	3.23	3.22	3.39	3.44	Na_2O	3.31	0.09
K_2O	3.34	3.43	3.33	3.30	3.15	3.43	3.37	3.16	3.23	3.22	3.12	3.11	3.42	3.26	3.21	K_2O	3.27	0.11
Total	96.40	96.74	95.66	95.60	94.94	94.72	95.75	94.48	94.87	96.06	94.85	95.17	95.39	96.63	96.33		95.57	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.41	78.24	78.20	78.20	78.40	78.18	78.04	78.22	78.62	78.10	78.42	78.58	78.00	78.30	78.01	SiO_2	78.26	0.19
TiO_2	0.11	0.14	0.14	0.17	0.13	0.15	0.16	0.13	0.19	0.16	0.17	0.14	0.09	0.08	0.11	TiO_2	0.14	0.03
Al_2O_3	12.01	12.06	12.24	12.08	12.01	12.30	12.24	12.17	11.93	12.05	12.17	12.18	12.29	12.09	12.28	Al_2O_3	12.14	0.12
FeO	1.06	1.12	1.28	1.24	1.26	1.21	1.05	1.39	1.25	1.37	1.06	1.21	1.24	1.19	1.24	FeO	1.21	0.10
MnO	0.05	0.08	0.00	0.00	0.07	0.00	0.19	0.00	0.00	0.14	0.03	0.01	0.14	0.11	0.11	MnO	0.06	0.06
MgO	0.21	0.13	0.13	0.20	0.06	0.13	0.14	0.13	0.13	0.12	0.14	0.12	0.10	0.18	0.12	MgO	0.14	0.04
CaO	1.13	1.19	1.11	1.19	1.17	1.09	1.19	1.13	1.11	1.23	1.27	1.11	1.18	1.17	1.21	CaO	1.17	0.05
Na_2O	3.55	3.48	3.43	3.46	3.58	3.33	3.48	3.49	3.36	3.48	3.46	3.39	3.38	3.51	3.57	Na_2O	3.46	0.08
K_2O	3.46	3.55	3.48	3.45	3.32	3.62	3.52	3.34	3.40	3.35	3.29	3.27	3.59	3.37	3.33	K_2O	3.42	0.11
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点 KOM-2-6.2-6.3

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.01	74.18	74.69	74.64	74.25	75.20	74.42	74.11	74.49	74.42	73.49	74.53	73.84	74.18	74.97	SiO_2	74.36	0.43
TiO_2	0.02	0.12	0.20	0.13	0.21	0.08	0.07	0.18	0.14	0.06	0.14	0.25	0.07	0.21	0.12	TiO_2	0.13	0.07
Al_2O_3	11.51	11.33	11.40	11.46	11.43	11.87	11.42	11.52	11.77	11.64	11.58	11.80	11.51	11.68	11.63	Al_2O_3	11.57	0.16
FeO	1.13	1.25	1.14	1.20	1.05	1.30	1.32	1.17	1.16	1.12	1.24	1.01	1.13	1.20	1.07	FeO	1.17	0.09
MnO	0.05	0.10	0.09	0.17	0.04	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	MnO	0.05	0.05
MgO	0.09	0.12	0.11	0.15	0.13	0.10	0.08	0.08	0.12	0.15	0.13	0.12	0.07	0.14	0.09	MgO	0.11	0.03
CaO	1.12	1.08	1.06	1.09	1.06	1.05	0.99	1.05	1.05	1.15	1.07	1.10	1.13	1.20	1.13	CaO	1.09	0.05
Na_2O	3.20	3.10	3.00	3.11	3.16	3.35	3.03	3.25	3.20	3.28	3.27	3.40	3.05	3.36	3.33	Na_2O	3.21	0.13
K_2O	3.31	3.36	3.35	3.16	3.24	3.29	3.30	3.05	3.21	3.33	3.20	3.25	3.38	3.07	3.15	K_2O	3.24	0.10
Total	94.44	94.64	95.04	95.11	94.57	96.24	94.69	94.47	95.14	95.15	94.16	95.50	94.22	95.04	95.49		94.93	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.37	78.38	78.59	78.48	78.51	78.14	78.59	78.45	78.30	78.21	78.05	78.04	78.37	78.05	78.51	SiO_2	78.34	0.20
TiO_2	0.02	0.13	0.21	0.14	0.22	0.08	0.07	0.19	0.15	0.06	0.15	0.26	0.07	0.22	0.13	TiO_2	0.14	0.07
Al_2O_3	12.19	11.97	11.99	12.05	12.09	12.33	12.06	12.19	12.37	12.23	12.30	12.36	12.22	12.29	12.18	Al_2O_3	12.19	0.13
FeO	1.20	1.32	1.20	1.26	1.11	1.35	1.39	1.24	1.22	1.18	1.32	1.06	1.20	1.26	1.12	FeO	1.23	0.09
MnO	0.05	0.11	0.09	0.18	0.04	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	MnO	0.05	0.05
MgO	0.10	0.13	0.12	0.16	0.14	0.10	0.08	0.08	0.13	0.16	0.14	0.13	0.07	0.15	0.09	MgO	0.12	0.03
CaO	1.19	1.14	1.12	1.15	1.12	1.09	1.05	1.11	1.10	1.21	1.14	1.15	1.20	1.26	1.18	CaO	1.15	0.05
Na_2O	3.39	3.28	3.16	3.27	3.34	3.48	3.20	3.44	3.36	3.45	3.47	3.56	3.24	3.54	3.49	Na_2O	3.38	0.13
K_2O	3.50	3.55	3.52	3.32	3.43	3.42	3.49	3.23	3.37	3.50	3.40	3.40	3.59	3.23	3.30	K_2O	3.42	0.11
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点 KOM-2-6.3-6.4

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	73.86	74.73	75.02	75.32	75.14	74.57	72.34	74.41	74.24	75.28	74.35	74.19	73.58	75.68	74.75	SiO_2	74.50	0.83
TiO_2	0.13	0.13	0.15	0.11	0.14	0.19	0.18	0.16	0.22	0.16	0.14	0.12	0.19	0.17	0.12	TiO_2	0.15	0.03
Al_2O_3	11.57	11.70	11.76	11.74	11.75	11.59	12.45	11.63	11.56	11.58	11.61	11.53	11.70	11.69	11.81	Al_2O_3	11.71	0.22
FeO	1.05	1.25	1.00	1.12	1.15	1.28	1.16	1.05	1.21	1.10	1.22	1.26	0.98	1.16	1.01	FeO	1.13	0.10
MnO	0.00	0.03	0.09	0.13	0.09	0.01	0.13	0.06	0.18	0.01	0.07	0.00	0.11	0.04	0.05	MnO	0.07	0.05
MgO	0.03	0.20	0.16	0.13	0.13	0.15	0.19	0.09	0.13	0.12	0.09	0.14	0.09	0.12	0.17	MgO	0.13	0.04
CaO	1.06	1.06	1.14	1.14	1.15	1.11	1.26	1.09	1.17	1.07	1.02	1.12	1.13	1.15	1.05	CaO	1.11	0.06
Na_2O	3.29	3.37	3.20	3.35	3.33	3.33	3.51	3.29	3.23	3.36	3.24	3.30	3.32	3.43	3.35	Na_2O	3.33	0.08
K_2O	3.34	3.21	3.35	3.33	3.35	3.09	3.02	3.32	3.25	3.21	3.23	3.20	3.27	3.27	3.28	K_2O	3.25	0.09
Total	94.33	95.68	95.87	96.37	96.23	95.32	94.24	95.10	95.19	95.89	94.97	94.86	94.37	96.71	95.59		95.38	

point No.																	平均値	標準偏差	*除く平均値	標準偏差
SiO_2	78.30	78.10	78.25	78.16	78.08	78.23	76.76	78.24	77.99	78.51	78.29	78.21	77.97	78.25	78.20	SiO_2	78.10	0.39	78.20	0.14
TiO_2	0.14	0.14	0.16	0.11	0.15	0.20	0.19	0.17	0.23	0.17	0.15	0.13	0.20	0.18	0.13	TiO_2	0.16	0.03	0.16	0.03
Al_2O_3	12.27	12.23	12.27	12.18	12.21	12.16	13.21	12.23	12.14	12.08	12.22	12.15	12.40	12.09	12.35	Al_2O_3	12.28	0.27	12.21	0.09
FeO	1.11	1.31	1.04	1.16	1.20	1.34	1.23	1.10	1.27	1.15	1.28	1.33	1.04	1.20	1.06	FeO	1.19	0.10	1.19	0.11
MnO	0.00	0.03	0.09	0.13	0.09	0.01	0.14	0.06	0.19	0.01	0.07	0.00	0.12	0.04	0.05	MnO	0.07	0.06	0.07	0.06
MgO	0.03	0.21	0.17	0.13	0.14	0.16	0.20	0.09	0.14	0.13	0.09	0.15	0.10	0.12	0.18	MgO	0.14	0.05	0.13	0.04
CaO	1.12	1.11	1.19	1.18	1.20	1.16	1.34	1.15	1.23	1.12	1.07	1.18	1.20	1.19	1.10	CaO	1.17	0.06	1.16	0.05
Na_2O	3.49	3.52	3.34	3.48	3.46	3.49	3.72	3.46	3.39	3.50	3.41	3.48	3.52	3.55	3.50	Na_2O	3.49	0.09	3.47	0.06
K_2O	3.54	3.35	3.49	3.46	3.48	3.24	3.20	3.49	3.41	3.35	3.40	3.37	3.47	3.38	3.43	K_2O	3.41	0.09	3.42	0.08
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00	
							*												n=14	

採取地点　KOM-2-6.4-6.5

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	73.92	74.81	74.92	74.32	73.93	74.22	74.68	73.99	74.11	74.71	74.54	74.43	74.31	74.59	74.27	SiO_2	74.38	0.32
TiO_2	0.14	0.17	0.12	0.08	0.15	0.09	0.19	0.12	0.10	0.19	0.10	0.19	0.16	0.19	0.23	TiO_2	0.15	0.05
Al_2O_3	11.50	11.72	11.58	11.71	11.55	11.43	11.49	11.43	11.56	11.69	11.66	11.38	11.63	11.64	11.62	Al_2O_3	11.57	0.11
FeO	1.11	1.22	1.10	1.06	1.15	1.21	1.30	1.19	1.19	1.18	1.08	1.28	1.18	1.10	1.12	FeO	1.16	0.07
MnO	0.16	0.17	0.01	0.00	0.15	0.00	0.00	0.09	0.02	0.09	0.20	0.13	0.04	0.24	0.04	MnO	0.09	0.08
MgO	0.13	0.15	0.12	0.14	0.07	0.15	0.10	0.15	0.12	0.11	0.13	0.09	0.12	0.20	0.10	MgO	0.13	0.03
CaO	1.03	1.26	1.13	1.11	1.15	1.12	1.09	1.11	1.04	1.12	1.13	1.13	1.07	1.18	0.98	CaO	1.11	0.07
Na_2O	3.23	3.27	3.33	3.23	3.27	3.12	3.29	3.27	3.30	3.43	3.43	3.31	3.34	3.43	3.16	Na_2O	3.29	0.09
K_2O	3.17	3.24	3.31	3.32	3.22	3.23	3.18	3.27	3.19	3.36	3.20	3.07	3.32	3.31	3.20	K_2O	3.24	0.08
Total	94.39	96.01	95.62	94.97	94.64	94.57	95.32	94.62	94.63	95.88	95.47	95.01	95.17	95.88	94.72		95.13	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.31	77.92	78.35	78.26	78.12	78.48	78.35	78.20	78.32	77.92	78.08	78.34	78.08	77.80	78.41	SiO_2	78.19	0.20
TiO_2	0.15	0.18	0.13	0.08	0.16	0.10	0.20	0.13	0.11	0.20	0.10	0.20	0.17	0.20	0.24	TiO_2	0.16	0.05
Al_2O_3	12.18	12.21	12.11	12.33	12.20	12.09	12.05	12.08	12.22	12.19	12.21	11.98	12.22	12.14	12.27	Al_2O_3	12.17	0.09
FeO	1.18	1.27	1.15	1.12	1.22	1.28	1.36	1.26	1.26	1.23	1.13	1.35	1.24	1.15	1.18	FeO	1.22	0.07
MnO	0.17	0.18	0.01	0.00	0.16	0.00	0.00	0.10	0.02	0.09	0.21	0.14	0.04	0.25	0.04	MnO	0.09	0.08
MgO	0.14	0.16	0.13	0.15	0.07	0.16	0.10	0.16	0.13	0.11	0.14	0.09	0.13	0.21	0.11	MgO	0.13	0.03
CaO	1.09	1.31	1.18	1.17	1.22	1.18	1.14	1.17	1.10	1.17	1.18	1.19	1.12	1.23	1.03	CaO	1.17	0.06
Na_2O	3.42	3.41	3.48	3.40	3.46	3.30	3.45	3.46	3.49	3.58	3.59	3.48	3.51	3.58	3.34	Na_2O	3.46	0.08
K_2O	3.36	3.37	3.46	3.50	3.40	3.42	3.34	3.46	3.37	3.50	3.35	3.23	3.49	3.45	3.38	K_2O	3.41	0.07
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点　KOM-2-6.5-6.6

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	73.88	74.20	73.80	75.44	74.40	74.18	73.84	74.32	74.83	74.63	74.21	75.38	74.03	74.37	73.70	SiO_2	74.35	0.53
TiO_2	0.23	0.18	0.10	0.15	0.16	0.06	0.19	0.20	0.15	0.19	0.16	0.18	0.13	0.08	0.19	TiO_2	0.16	0.05
Al_2O_3	11.69	11.66	11.74	11.75	11.68	11.52	11.50	11.53	11.60	11.73	11.65	11.39	11.58	11.61	11.49	Al_2O_3	11.61	0.11
FeO	1.21	1.23	1.10	1.33	1.20	1.09	1.14	1.06	1.14	1.21	1.16	1.15	1.20	1.20	1.11	FeO	1.17	0.07
MnO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.13	0.04	0.07	0.12	0.09	0.08	0.00	0.04	0.08	0.01	0.01	MnO	0.05	0.05
MgO	0.17	0.15	0.09	0.12	0.11	0.11	0.15	0.10	0.15	0.09	0.13	0.09	0.07	0.11	0.17	MgO	0.12	0.03
CaO	1.11	1.10	1.16	1.09	1.12	1.12	1.02	1.13	1.09	1.15	1.05	1.12	1.13	1.06	1.10	CaO	1.10	0.04
Na_2O	3.38	3.11	3.25	3.40	3.37	3.26	3.22	3.25	3.05	3.31	3.25	3.24	3.31	3.24	3.18	Na_2O	3.25	0.10
K_2O	3.05	3.30	3.34	3.29	3.47	3.22	3.14	3.25	3.49	3.33	3.22	3.47	3.28	3.19	3.16	K_2O	3.28	0.13
Total	94.72	94.94	94.59	96.57	95.64	94.60	94.27	94.96	95.59	95.72	94.83	96.06	94.81	94.87	94.11		95.09	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.00	78.15	78.02	78.12	77.79	78.41	78.33	78.26	78.28	77.97	78.26	78.47	78.08	78.39	78.31	SiO_2	78.19	0.19
TiO_2	0.24	0.19	0.11	0.16	0.17	0.06	0.20	0.21	0.16	0.20	0.17	0.19	0.14	0.08	0.20	TiO_2	0.16	0.05
Al_2O_3	12.34	12.28	12.41	12.17	12.21	12.18	12.20	12.14	12.14	12.25	12.29	11.86	12.21	12.24	12.21	Al_2O_3	12.21	0.12
FeO	1.28	1.30	1.16	1.38	1.25	1.15	1.21	1.12	1.19	1.26	1.22	1.20	1.27	1.26	1.18	FeO	1.23	0.07
MnO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.14	0.04	0.07	0.13	0.09	0.08	0.00	0.04	0.08	0.01	0.01	MnO	0.05	0.05
MgO	0.18	0.16	0.10	0.12	0.12	0.12	0.16	0.11	0.16	0.09	0.14	0.09	0.07	0.12	0.18	MgO	0.13	0.03
CaO	1.17	1.16	1.23	1.13	1.17	1.18	1.08	1.19	1.14	1.20	1.11	1.17	1.19	1.12	1.17	CaO	1.16	0.04
Na_2O	3.57	3.28	3.44	3.52	3.52	3.45	3.42	3.42	3.19	3.46	3.43	3.37	3.49	3.42	3.38	Na_2O	3.42	0.10
K_2O	3.22	3.48	3.53	3.41	3.63	3.40	3.33	3.42	3.65	3.48	3.40	3.61	3.46	3.36	3.36	K_2O	3.45	0.12
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点 KOM-2-6.6-6.7

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	74.74	74.59	74.58	75.10	74.69	74.87	74.98	75.31	74.14	73.99	74.21	75.00	74.98	73.90	73.90	SiO_2	74.60	0.46
TiO_2	0.03	0.18	0.16	0.16	0.12	0.16	0.15	0.21	0.20	0.26	0.16	0.17	0.10	0.12	0.21	TiO_2	0.16	0.05
Al_2O_3	11.67	11.61	11.69	11.70	11.80	11.81	11.48	11.77	11.51	11.55	11.43	11.76	11.58	11.70	11.48	Al_2O_3	11.64	0.13
FeO	1.18	1.23	1.15	1.12	1.15	1.26	1.02	1.31	1.10	1.13	1.17	1.15	1.20	1.12	1.23	FeO	1.17	0.07
MnO	0.00	0.19	0.06	0.14	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.01	0.05	0.16	MnO	0.05	0.07
MgO	0.10	0.09	0.14	0.07	0.10	0.16	0.15	0.15	0.12	0.10	0.08	0.09	0.13	0.10	0.13	MgO	0.11	0.03
CaO	1.12	1.14	1.18	1.06	1.06	1.13	1.06	1.10	1.11	1.11	1.01	1.08	1.08	1.11	1.03	CaO	1.09	0.04
Na_2O	3.27	3.28	3.27	3.42	3.23	3.38	3.21	3.31	3.23	3.18	3.07	3.37	3.38	3.28	3.19	Na_2O	3.27	0.09
K_2O	3.22	3.36	3.37	3.34	3.39	3.15	3.41	3.31	3.26	3.25	3.46	3.36	3.34	3.40	3.19	K_2O	3.32	0.09
Total	95.33	95.67	95.60	96.11	95.57	95.92	95.46	96.47	94.67	94.57	94.60	96.06	95.80	94.78	94.52		95.41	

point No.																	平均値	標準偏差
SiO_2	78.40	77.97	78.01	78.14	78.15	78.05	78.55	78.07	78.31	78.24	78.45	78.08	78.27	77.97	78.18	SiO_2	78.19	0.18
TiO_2	0.03	0.19	0.17	0.17	0.13	0.17	0.16	0.22	0.21	0.27	0.17	0.18	0.10	0.13	0.22	TiO_2	0.17	0.06
Al_2O_3	12.24	12.14	12.23	12.17	12.35	12.31	12.03	12.20	12.16	12.21	12.08	12.24	12.09	12.34	12.15	Al_2O_3	12.20	0.09
FeO	1.24	1.29	1.20	1.17	1.20	1.31	1.07	1.36	1.16	1.19	1.24	1.20	1.25	1.18	1.30	FeO	1.22	0.07
MnO	0.00	0.20	0.06	0.15	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.01	0.05	0.17	MnO	0.05	0.07
MgO	0.10	0.09	0.15	0.07	0.10	0.17	0.16	0.16	0.13	0.11	0.08	0.09	0.14	0.11	0.14	MgO	0.12	0.03
CaO	1.17	1.19	1.23	1.10	1.11	1.18	1.11	1.14	1.17	1.17	1.07	1.12	1.13	1.17	1.09	CaO	1.14	0.05
Na_2O	3.43	3.43	3.42	3.56	3.38	3.52	3.36	3.43	3.41	3.36	3.25	3.51	3.53	3.46	3.37	Na_2O	3.43	0.08
K_2O	3.38	3.51	3.53	3.48	3.55	3.28	3.57	3.43	3.44	3.44	3.66	3.50	3.49	3.59	3.37	K_2O	3.48	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点 KOM-2-6.8-6.9

point No.	1	2	3	4	5	6		平均値	標準偏差
SiO_2	72.14	74.50	74.34	74.66	74.40	74.00	SiO_2	74.01	0.94
TiO_2	0.02	0.08	0.08	0.19	0.22	0.20	TiO_2	0.13	0.08
Al_2O_3	12.56	11.66	11.47	11.79	11.79	11.51	Al_2O_3	11.80	0.40
FeO	1.55	1.19	1.04	0.91	1.12	1.29	FeO	1.18	0.22
MnO	0.13	0.05	0.00	0.00	0.00	0.18	MnO	0.06	0.08
MgO	0.07	0.11	0.10	0.06	0.14	0.10	MgO	0.10	0.03
CaO	0.27	1.16	1.10	1.13	1.06	1.07	CaO	0.97	0.34
Na_2O	3.13	3.25	3.25	3.25	3.25	3.18	Na_2O	3.22	0.05
K_2O	6.13	3.34	3.09	3.40	3.36	3.18	K_2O	3.75	1.17
Total	96.00	95.34	94.47	95.39	95.34	94.71		95.21	

point No.								平均値	標準偏差	*除く平均値	標準偏差
SiO_2	75.15	78.14	78.69	78.27	78.04	78.13	SiO_2	77.74	1.29	78.25	0.26
TiO_2	0.02	0.08	0.08	0.20	0.23	0.21	TiO_2	0.14	0.09	0.16	0.07
Al_2O_3	13.08	12.23	12.14	12.36	12.37	12.15	Al_2O_3	12.39	0.35	12.25	0.11
FeO	1.61	1.25	1.10	0.95	1.17	1.36	FeO	1.24	0.23	1.17	0.15
MnO	0.14	0.05	0.00	0.00	0.00	0.19	MnO	0.06	0.08	0.05	0.08
MgO	0.07	0.12	0.11	0.06	0.15	0.11	MgO	0.10	0.03	0.11	0.03
CaO	0.28	1.22	1.16	1.18	1.11	1.13	CaO	1.01	0.36	1.16	0.04
Na_2O	3.26	3.41	3.44	3.41	3.41	3.36	Na_2O	3.38	0.06	3.40	0.03
K_2O	6.39	3.50	3.27	3.56	3.52	3.36	K_2O	3.93	1.21	3.44	0.12
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00	

採取地点　KOM-2-6.9-7.0

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9		平均値	標準偏差
SiO_2	75.42	73.88	73.47	73.45	73.47	74.03	72.50	73.71	74.82	SiO_2	73.86	0.85
TiO_2	0.11	0.15	0.15	0.03	0.09	0.14	0.12	0.07	0.21	TiO_2	0.12	0.05
Al_2O_3	12.01	12.73	12.60	12.45	12.55	11.44	13.11	13.14	11.65	Al_2O_3	12.41	0.60
FeO	0.96	0.65	0.70	0.53	0.56	0.73	1.00	0.37	0.88	FeO	0.71	0.21
MnO	0.16	0.09	0.21	0.19	0.05	0.08	0.12	0.04	0.04	MnO	0.11	0.06
MgO	0.13	0.15	0.18	0.15	0.18	0.19	0.26	0.07	0.13	MgO	0.16	0.05
CaO	1.09	1.42	1.39	1.32	1.40	1.10	1.46	0.59	1.11	CaO	1.21	0.28
Na_2O	3.34	3.67	3.70	3.62	3.67	2.96	3.35	1.74	2.61	Na_2O	3.18	0.66
K_2O	3.38	2.76	2.74	2.71	2.82	3.99	3.43	5.08	4.59	K_2O	3.50	0.88
Total	96.60	95.50	95.14	94.45	94.79	94.66	95.35	94.81	96.04		95.26	

point No.											平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差
SiO_2	78.07	77.36	77.22	77.77	77.51	78.21	76.04	77.74	77.91	SiO_2	77.54	0.65	77.46	0.23
TiO_2	0.11	0.16	0.16	0.03	0.09	0.15	0.13	0.07	0.22	TiO_2	0.12	0.05	0.11	0.06
Al_2O_3	12.43	13.33	13.24	13.18	13.24	12.09	13.75	13.86	12.13	Al_2O_3	13.03	0.66	13.25	0.06
FeO	0.99	0.68	0.74	0.56	0.59	0.77	1.05	0.39	0.92	FeO	0.74	0.22	0.64	0.08
MnO	0.17	0.09	0.22	0.20	0.05	0.08	0.13	0.04	0.04	MnO	0.11	0.07	0.14	0.08
MgO	0.13	0.16	0.19	0.16	0.19	0.20	0.27	0.07	0.14	MgO	0.17	0.06	0.17	0.02
CaO	1.13	1.49	1.46	1.40	1.48	1.16	1.53	0.62	1.16	CaO	1.27	0.29	1.46	0.04
Na_2O	3.46	3.84	3.89	3.83	3.87	3.13	3.51	1.84	2.72	Na_2O	3.34	0.69	3.86	0.03
K_2O	3.50	2.89	2.88	2.87	2.97	4.22	3.60	5.36	4.78	K_2O	3.67	0.92	2.90	0.05
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00	
		*	*	*	*								n=4	

採取地点　KOM-2-7.0-7.1

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		平均値	標準偏差
SiO_2	71.79	73.43	73.80	71.81	75.56	74.80	72.80	76.09	74.34	74.58	73.47	73.68	SiO_2	73.85	1.33
TiO_2	0.18	0.19	0.07	0.05	0.32	0.11	0.08	0.23	0.07	0.04	0.50	0.25	TiO_2	0.17	0.14
Al_2O_3	13.02	12.54	12.27	13.08	10.88	11.81	12.56	10.87	12.72	12.75	11.24	12.82	Al_2O_3	12.21	0.81
FeO	0.89	0.60	0.35	0.87	0.88	1.09	0.72	0.79	0.68	0.65	1.84	0.59	FeO	0.83	0.37
MnO	0.04	0.18	0.10	0.06	0.11	0.04	0.11	0.00	0.13	0.13	0.03	0.03	MnO	0.08	0.05
MgO	0.20	0.16	0.08	0.21	0.11	0.13	0.14	0.11	0.22	0.19	0.14	0.15	MgO	0.15	0.04
CaO	1.46	1.29	0.62	1.46	0.88	1.23	1.54	0.80	1.43	1.44	0.58	1.37	CaO	1.18	0.35
Na_2O	3.31	3.47	3.73	3.43	2.85	3.26	3.49	2.67	3.67	3.61	2.79	3.65	Na_2O	3.33	0.37
K_2O	3.49	3.12	3.45	3.26	3.88	3.24	2.75	4.20	2.90	2.97	5.74	2.70	K_2O	3.48	0.84
Total	94.38	94.98	94.47	94.23	95.47	95.71	94.19	95.76	96.16	96.36	96.33	95.24		95.27	

point No.														平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差
SiO_2	76.06	77.31	78.12	76.21	79.15	78.15	77.29	79.46	77.31	77.40	76.27	77.36	SiO_2	77.51	1.08	77.34	0.05
TiO_2	0.19	0.20	0.07	0.05	0.34	0.11	0.08	0.24	0.07	0.04	0.52	0.26	TiO_2	0.18	0.14	0.12	0.10
Al_2O_3	13.80	13.20	12.99	13.88	11.40	12.34	13.33	11.35	13.23	13.23	11.67	13.46	Al_2O_3	12.82	0.90	13.31	0.11
FeO	0.94	0.63	0.37	0.92	0.92	1.14	0.76	0.82	0.71	0.67	1.91	0.62	FeO	0.87	0.38	0.69	0.06
MnO	0.04	0.19	0.11	0.06	0.12	0.04	0.12	0.00	0.14	0.13	0.03	0.03	MnO	0.08	0.06	0.10	0.05
MgO	0.21	0.17	0.08	0.22	0.12	0.14	0.15	0.11	0.23	0.20	0.15	0.16	MgO	0.16	0.05	0.18	0.04
CaO	1.55	1.36	0.66	1.55	0.92	1.29	1.63	0.84	1.49	1.49	0.60	1.44	CaO	1.23	0.37	1.51	0.08
Na_2O	3.51	3.65	3.95	3.64	2.99	3.41	3.71	2.79	3.82	3.75	2.90	3.83	Na_2O	3.49	0.39	3.78	0.06
K_2O	3.70	3.28	3.65	3.46	4.06	3.39	2.92	4.39	3.02	3.08	5.96	2.83	K_2O	3.65	0.86	2.96	0.11
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00	
							*		*	*		*				n=4	

採取地点 KOM-2-7.2-7.3

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9		平均値	標準偏差
SiO_2	72.41	73.56	72.86	71.06	75.09	75.57	71.74	71.57	75.01	SiO_2	73.21	1.68
TiO_2	0.58	0.15	0.21	0.42	0.07	0.21	0.02	0.20	0.15	TiO_2	0.22	0.17
Al_2O_3	12.40	12.55	12.51	12.79	12.73	11.78	13.20	12.92	11.77	Al_2O_3	12.52	0.48
FeO	1.78	0.60	0.73	1.88	0.65	1.13	0.83	0.98	1.05	FeO	1.07	0.47
MnO	0.01	0.17	0.08	0.02	0.09	0.15	0.11	0.00	0.20	MnO	0.09	0.07
MgO	0.33	0.17	0.18	0.40	0.22	0.14	0.25	0.27	0.12	MgO	0.23	0.09
CaO	1.27	1.35	1.33	1.59	1.42	1.12	1.48	1.41	1.13	CaO	1.34	0.15
Na_2O	3.14	3.48	3.50	3.18	3.66	3.29	3.34	3.29	3.28	Na_2O	3.35	0.17
K_2O	4.66	2.85	2.88	4.61	2.99	3.35	3.32	3.38	3.41	K_2O	3.49	0.68
Total	96.58	94.88	94.28	95.95	96.92	96.74	94.29	94.02	96.12		95.53	

point No.											平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差
SiO_2	74.97	77.53	77.28	74.06	77.48	78.12	76.08	76.12	78.04	SiO_2	76.63	1.42	77.43	0.13	78.08	0.06
TiO_2	0.60	0.16	0.22	0.44	0.07	0.22	0.02	0.21	0.16	TiO_2	0.23	0.18	0.15	0.08	0.19	0.04
Al_2O_3	12.84	13.23	13.27	13.33	13.13	12.18	14.00	13.74	12.25	Al_2O_3	13.11	0.61	13.21	0.07	12.21	0.05
FeO	1.84	0.63	0.77	1.96	0.67	1.17	0.88	1.04	1.09	FeO	1.12	0.48	0.69	0.07	1.13	0.05
MnO	0.01	0.18	0.08	0.02	0.09	0.16	0.12	0.00	0.21	MnO	0.10	0.08	0.12	0.05	0.18	0.04
MgO	0.34	0.18	0.19	0.42	0.23	0.14	0.27	0.29	0.12	MgO	0.24	0.10	0.20	0.02	0.13	0.01
CaO	1.31	1.42	1.41	1.66	1.47	1.16	1.57	1.50	1.18	CaO	1.41	0.17	1.43	0.03	1.17	0.01
Na_2O	3.25	3.67	3.71	3.31	3.78	3.40	3.54	3.50	3.41	Na_2O	3.51	0.18	3.72	0.05	3.41	0.01
K_2O	4.83	3.00	3.05	4.80	3.09	3.46	3.52	3.59	3.55	K_2O	3.66	0.70	3.05	0.04	3.51	0.06
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
		*	*		*	**			**				n=3		n=2	

採取地点 KOM-2-7.5-7.6

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		平均値	標準偏差
SiO_2	72.70	71.37	71.81	73.04	75.37	71.49	69.47	72.92	74.01	74.92	SiO_2	72.71	1.78
TiO_2	0.26	0.62	0.57	0.16	0.19	0.60	0.55	0.46	0.39	0.19	TiO_2	0.40	0.19
Al_2O_3	13.07	12.50	12.75	13.22	10.93	12.72	12.92	12.24	11.32	11.48	Al_2O_3	12.32	0.80
FeO	0.95	1.80	1.79	0.94	0.99	1.92	2.08	1.65	2.08	0.82	FeO	1.50	0.51
MnO	0.11	0.02	0.02	0.06	0.16	0.10	0.14	0.04	0.14	0.06	MnO	0.09	0.05
MgO	0.23	0.30	0.34	0.27	0.11	0.37	0.43	0.34	0.12	0.12	MgO	0.26	0.11
CaO	1.50	1.44	1.48	1.57	0.87	1.40	1.56	1.19	0.82	1.00	CaO	1.28	0.29
Na_2O	3.52	3.14	3.21	3.51	2.74	3.18	3.13	3.12	2.87	2.92	Na_2O	3.13	0.25
K_2O	3.40	4.77	4.60	3.36	4.14	4.64	4.37	4.85	4.62	3.93	K_2O	4.27	0.55
Total	95.74	95.96	96.57	96.13	95.50	96.42	94.65	96.81	96.37	95.44		95.96	

point No.												平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差
SiO_2	75.93	74.37	74.36	75.98	78.92	74.14	73.40	75.32	76.80	78.50	SiO_2	75.77	1.85	75.96	0.03	74.32	0.69
TiO_2	0.27	0.65	0.59	0.17	0.20	0.62	0.58	0.48	0.40	0.20	TiO_2	0.42	0.19	0.22	0.07	0.58	0.07
Al_2O_3	13.65	13.03	13.20	13.75	11.45	13.19	13.65	12.64	11.75	12.03	Al_2O_3	12.83	0.84	13.70	0.07	13.14	0.36
FeO	0.99	1.88	1.85	0.98	1.04	1.99	2.20	1.70	2.16	0.86	FeO	1.56	0.54	0.99	0.01	1.92	0.18
MnO	0.11	0.02	0.02	0.06	0.17	0.10	0.15	0.04	0.15	0.06	MnO	0.09	0.05	0.09	0.04	0.07	0.06
MgO	0.24	0.31	0.35	0.28	0.12	0.38	0.45	0.35	0.12	0.13	MgO	0.27	0.12	0.26	0.03	0.37	0.05
CaO	1.57	1.50	1.53	1.63	0.91	1.45	1.65	1.23	0.85	1.05	CaO	1.34	0.30	1.60	0.05	1.47	0.15
Na_2O	3.68	3.27	3.32	3.65	2.87	3.30	3.31	3.22	2.98	3.06	Na_2O	3.27	0.26	3.66	0.02	3.28	0.04
K_2O	3.55	4.97	4.76	3.50	4.34	4.81	4.62	5.01	4.79	4.12	K_2O	4.45	0.56	3.52	0.04	4.83	0.16
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
	*	**	**	*		**	**	**						n=2		n=5	

採取地点　KOM-2-10.5-10.6

point No.	1	2	3	4	5	6		平均値	標準偏差
SiO_2	74.44	74.54	74.17	74.67	74.44	74.34	SiO_2	74.43	0.17
TiO_2	0.18	0.26	0.05	0.05	0.28	0.11	TiO_2	0.16	0.10
Al_2O_3	11.16	11.15	11.45	11.41	11.51	11.39	Al_2O_3	11.35	0.15
FeO	0.94	0.89	0.69	0.79	0.71	0.86	FeO	0.81	0.10
MnO	0.04	0.00	0.15	0.00	0.08	0.17	MnO	0.07	0.07
MgO	0.16	0.20	0.18	0.12	0.10	0.20	MgO	0.16	0.04
CaO	1.05	1.05	0.92	0.91	0.99	1.14	CaO	1.01	0.09
Na_2O	3.16	3.17	2.94	2.84	3.00	2.93	Na_2O	3.01	0.13
K_2O	3.26	3.21	3.84	4.00	3.82	3.85	K_2O	3.66	0.34
Total	94.39	94.47	94.39	94.79	94.93	94.99		94.66	

point No.								平均値	標準偏差	β＋平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差
SiO_2	78.86	78.90	78.58	78.77	78.42	78.26	SiO_2	78.63	0.26	78.88	0.03	78.51	0.22
TiO_2	0.19	0.28	0.05	0.05	0.29	0.12	TiO_2	0.16	0.11	0.23	0.06	0.13	0.11
Al_2O_3	11.82	11.80	12.13	12.04	12.12	11.99	Al_2O_3	11.98	0.14	11.81	0.01	12.07	0.07
FeO	1.00	0.94	0.73	0.83	0.75	0.91	FeO	0.86	0.11	0.97	0.04	0.80	0.08
MnO	0.04	0.00	0.16	0.00	0.08	0.18	MnO	0.08	0.08	0.02	0.03	0.11	0.08
MgO	0.17	0.21	0.19	0.13	0.11	0.21	MgO	0.17	0.04	0.19	0.03	0.16	0.05
CaO	1.11	1.11	0.97	0.96	1.04	1.20	CaO	1.07	0.09	1.11	0.00	1.04	0.11
Na_2O	3.35	3.36	3.11	3.00	3.16	3.08	Na_2O	3.18	0.15	3.35	0.01	3.09	0.07
K_2O	3.45	3.40	4.07	4.22	4.02	4.05	K_2O	3.87	0.35	3.43	0.04	4.09	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
	β＋	β＋	*	*	*	*				n=2		n=4	

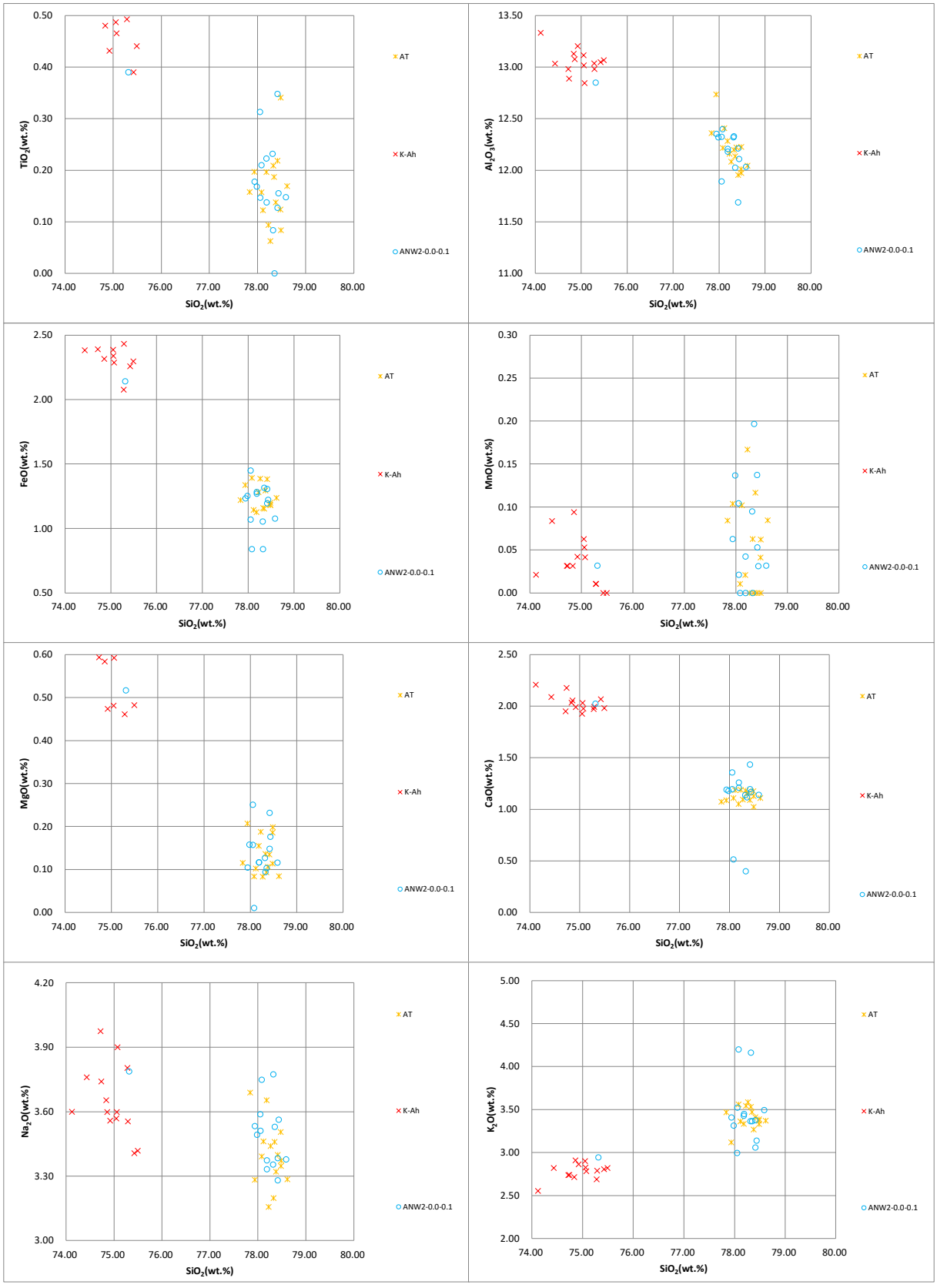
＊：低発泡火山ガラス

採取地点　KOM-2-12.3-12.4

point No.	1	2	3	4	5	6		平均値	標準偏差
SiO_2	74.43	74.61	74.27	74.21	74.25	74.55	SiO_2	74.39	0.17
TiO_2	0.28	0.23	0.23	0.25	0.22	0.21	TiO_2	0.24	0.03
Al_2O_3	11.12	11.19	11.05	11.13	11.08	11.12	Al_2O_3	11.12	0.05
FeO	0.91	0.91	0.97	1.00	0.93	1.05	FeO	0.96	0.06
MnO	0.05	0.16	0.14	0.05	0.02	0.07	MnO	0.08	0.06
MgO	0.17	0.17	0.18	0.19	0.18	0.17	MgO	0.18	0.01
CaO	1.12	1.03	1.05	1.06	1.12	1.07	CaO	1.08	0.04
Na_2O	3.17	3.24	3.21	3.12	3.22	3.23	Na_2O	3.20	0.05
K_2O	3.08	3.03	3.05	3.21	3.20	3.05	K_2O	3.10	0.08
Total	94.33	94.57	94.15	94.22	94.22	94.52		94.34	

point No.								平均値	標準偏差
SiO_2	78.90	78.89	78.88	78.76	78.80	78.87	SiO_2	78.85	0.06
TiO_2	0.30	0.24	0.24	0.27	0.23	0.22	TiO_2	0.25	0.03
Al_2O_3	11.79	11.83	11.74	11.81	11.76	11.76	Al_2O_3	11.78	0.04
FeO	0.96	0.96	1.03	1.06	0.99	1.11	FeO	1.02	0.06
MnO	0.05	0.17	0.15	0.05	0.02	0.07	MnO	0.09	0.06
MgO	0.18	0.18	0.19	0.20	0.19	0.18	MgO	0.19	0.01
CaO	1.19	1.09	1.12	1.13	1.19	1.13	CaO	1.14	0.04
Na_2O	3.36	3.43	3.41	3.31	3.42	3.42	Na_2O	3.39	0.05
K_2O	3.27	3.20	3.24	3.41	3.40	3.23	K_2O	3.29	0.09
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	
	β＋	β＋	β＋	β＋	β＋	β＋			

火山ガラス：ANW-2

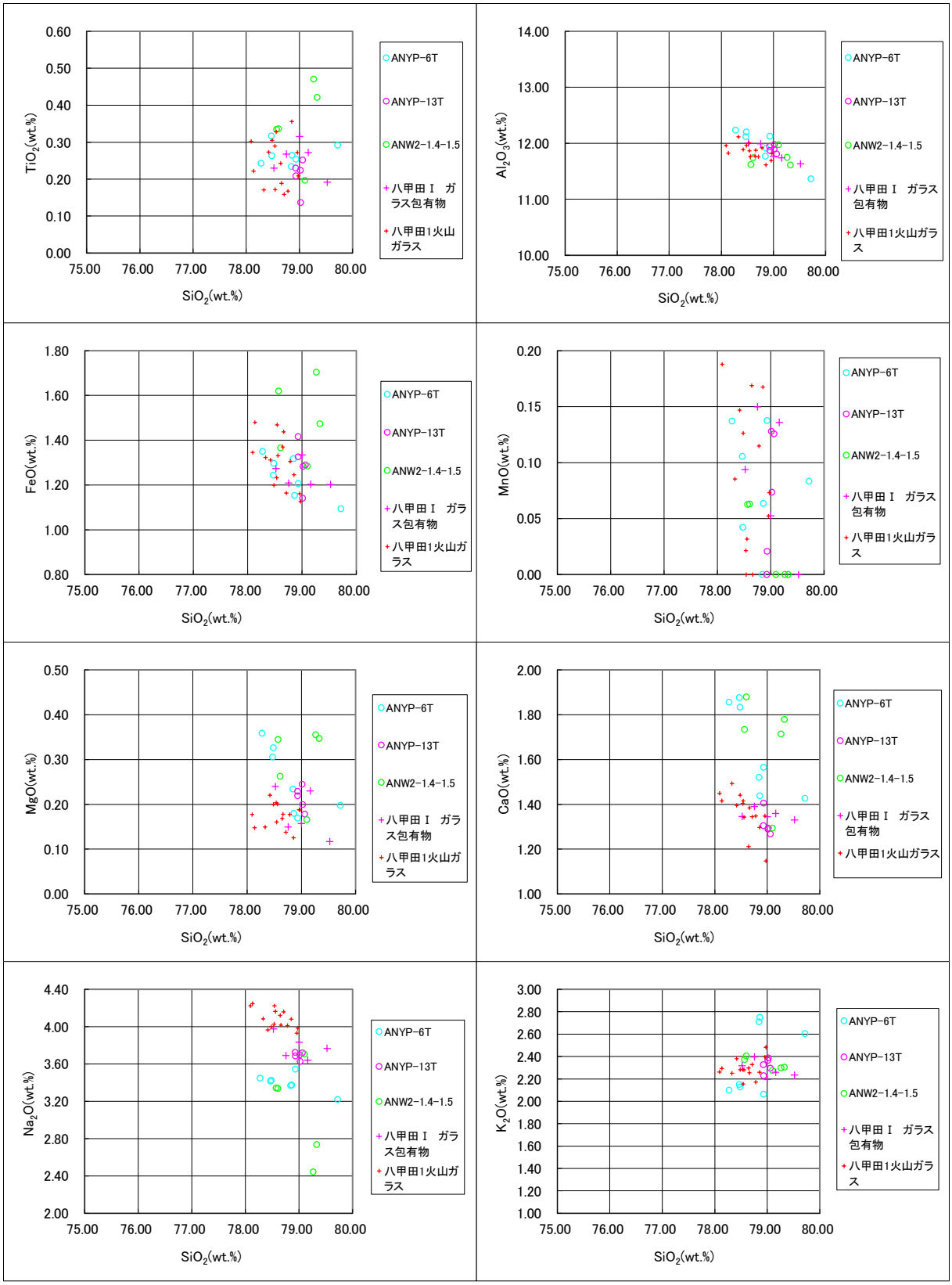

TiO2(wt.%)
SiO2(wt.%)
Al2O3(wt.%)
FeO(wt.%)
MnO(wt.%)
MgO(wt.%)
CaO(wt.%)
Na2O(wt.%)
K2O(wt.%)
AT
K-Ah
ANW2-0.0-0.1

採取地点　ANW2-0.0-0.1

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		平均値	標準偏差
SiO_2	75.72	74.58	74.82	74.46	74.37	73.69	73.91	74.48	74.39	74.10	75.71	74.25	71.39	74.72	74.13	SiO_2	74.31	0.99
TiO_2	0.15	0.17	0.30	0.14	0.20	0.21	0.13	0.14	0.33	0.12	0.00	0.22	0.37	0.08	0.16	TiO_2	0.18	0.10
Al_2O_3	11.69	11.82	11.40	11.40	11.81	11.48	11.54	11.76	11.09	11.54	11.62	11.68	12.18	11.76	11.71	Al_2O_3	11.63	0.25
FeO	1.18	1.18	1.39	1.02	0.80	1.21	1.20	1.02	1.24	1.13	1.27	1.00	2.03	0.80	1.19	FeO	1.18	0.29
MnO	0.03	0.06	0.10	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.13	0.05	0.19	0.09	0.03	0.00	0.13	MnO	0.06	0.06
MgO	0.17	0.10	0.24	0.11	0.01	0.11	0.11	0.15	0.22	0.14	0.10	0.12	0.49	0.09	0.15	MgO	0.15	0.11
CaO	1.13	1.14	1.30	1.08	0.49	1.14	1.19	1.14	1.36	1.13	1.08	1.08	1.92	0.38	1.12	CaO	1.11	0.35
Na_2O	3.44	3.38	3.44	3.20	3.57	3.18	3.15	3.35	3.21	3.10	3.41	3.18	3.59	3.60	3.32	Na_2O	3.34	0.17
K_2O	3.03	3.26	2.87	3.31	4.00	3.23	3.26	3.36	2.90	3.19	3.25	3.19	2.79	3.97	3.15	K_2O	3.25	0.34
Total	96.54	95.69	95.86	94.75	95.25	94.25	94.53	95.42	94.87	94.50	96.63	94.81	94.79	95.40	95.06		95.22	

point No.																	平均値	標準偏差	*除く平均値	標準偏差
SiO_2	78.43	77.94	78.05	78.59	78.08	78.19	78.19	78.05	78.41	78.41	78.35	78.31	75.31	78.32	77.98	SiO_2	78.04	0.78	78.24	0.20
TiO_2	0.16	0.18	0.31	0.15	0.21	0.22	0.14	0.15	0.35	0.13	0.00	0.23	0.39	0.08	0.17	TiO_2	0.19	0.10	0.18	0.09
Al_2O_3	12.11	12.35	11.89	12.03	12.40	12.18	12.21	12.32	11.69	12.21	12.03	12.32	12.85	12.33	12.32	Al_2O_3	12.22	0.26	12.17	0.20
FeO	1.22	1.23	1.45	1.08	0.84	1.28	1.27	1.07	1.31	1.20	1.31	1.05	2.14	0.84	1.25	FeO	1.24	0.30	1.17	0.18
MnO	0.03	0.06	0.10	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.14	0.05	0.20	0.09	0.03	0.00	0.14	MnO	0.06	0.06	0.07	0.06
MgO	0.18	0.10	0.25	0.12	0.01	0.12	0.12	0.16	0.23	0.15	0.10	0.13	0.52	0.09	0.16	MgO	0.16	0.11	0.14	0.06
CaO	1.17	1.19	1.36	1.14	0.51	1.21	1.26	1.19	1.43	1.20	1.12	1.14	2.03	0.40	1.18	CaO	1.17	0.37	1.11	0.29
Na_2O	3.56	3.53	3.59	3.38	3.75	3.37	3.33	3.51	3.38	3.28	3.53	3.35	3.79	3.77	3.49	Na_2O	3.51	0.16	3.49	0.15
K_2O	3.14	3.41	2.99	3.49	4.20	3.43	3.45	3.52	3.06	3.38	3.36	3.36	2.94	4.16	3.31	K_2O	3.41	0.36	3.45	0.35
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00	
													*						n=14	

高温石英：ANYP-6T, ANYP-13T, ANW-2



採取地点　ANYP-6T

point No.	1	2	3	4	5	6	7		平均値	標準偏差
SiO_2	74.60	74.48	74.43	74.23	74.55	74.17	76.54	SiO_2	74.71	0.82
TiO_2	0.24	0.25	0.30	0.23	0.25	0.22	0.28	TiO_2	0.25	0.03
Al_2O_3	11.46	11.58	11.49	11.60	11.26	11.07	10.91	Al_2O_3	11.34	0.27
FeO	1.14	1.23	1.18	1.28	1.09	1.24	1.05	FeO	1.17	0.08
MnO	0.13	0.04	0.10	0.13	0.06	0.00	0.08	MnO	0.08	0.05
MgO	0.16	0.31	0.29	0.34	0.17	0.22	0.19	MgO	0.24	0.07
CaO	1.48	1.74	1.78	1.76	1.36	1.43	1.37	CaO	1.56	0.19
Na_2O	3.35	3.25	3.24	3.27	3.19	3.17	3.09	Na_2O	3.22	0.08
K_2O	1.95	2.02	2.04	1.99	2.60	2.55	2.50	K_2O	2.24	0.30
Total	94.51	94.90	94.85	94.83	94.53	94.07	96.01		94.81	

point No.									平均値	標準偏差	*平均値	標準偏差	**平均値	標準偏差
SiO_2	78.93	78.48	78.47	78.28	78.86	78.85	79.72	SiO_2	78.80	0.48	78.54	0.28	79.14	0.50
TiO_2	0.25	0.26	0.32	0.24	0.26	0.23	0.29	TiO_2	0.27	0.03	0.27	0.03	0.26	0.03
Al_2O_3	12.13	12.20	12.11	12.23	11.91	11.77	11.36	Al_2O_3	11.96	0.31	12.17	0.06	11.68	0.28
FeO	1.21	1.30	1.24	1.35	1.15	1.32	1.09	FeO	1.24	0.09	1.27	0.06	1.19	0.12
MnO	0.14	0.04	0.11	0.14	0.06	0.00	0.08	MnO	0.08	0.05	0.11	0.04	0.05	0.04
MgO	0.17	0.33	0.31	0.36	0.18	0.23	0.20	MgO	0.25	0.08	0.29	0.08	0.20	0.03
CaO	1.57	1.83	1.88	1.86	1.44	1.52	1.43	CaO	1.65	0.20	1.78	0.15	1.46	0.05
Na_2O	3.54	3.42	3.42	3.45	3.37	3.37	3.22	Na_2O	3.40	0.10	3.46	0.06	3.32	0.09
K_2O	2.06	2.13	2.15	2.10	2.75	2.71	2.60	K_2O	2.36	0.31	2.11	0.04	2.69	0.08
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00		100.00		100.00	
	*	*	*	*	**	**	**							

採取地点　ANYP-13T

point No.	1	2	3	4	5		平均値	標準偏差
SiO_2	75.80	75.63	75.45	75.15	74.14	SiO_2	75.23	0.66
TiO_2	0.20	0.22	0.24	0.13	0.21	TiO_2	0.20	0.04
Al_2O_3	11.40	11.44	11.27	11.39	11.16	Al_2O_3	11.33	0.12
FeO	1.36	1.27	1.23	1.22	1.07	FeO	1.23	0.11
MnO	0.02	0.00	0.12	0.07	0.12	MnO	0.07	0.06
MgO	0.22	0.21	0.17	0.19	0.23	MgO	0.20	0.02
CaO	1.35	1.25	1.21	1.23	1.21	CaO	1.25	0.06
Na_2O	3.54	3.57	3.55	3.45	3.47	Na_2O	3.52	0.05
K_2O	2.14	2.23	2.19	2.27	2.22	K_2O	2.21	0.05
Total	96.03	95.82	95.43	95.10	93.83		95.24	

point No.							平均値	標準偏差
SiO_2	78.93	78.93	79.06	79.02	79.02	SiO_2	78.99	0.06
TiO_2	0.21	0.23	0.25	0.14	0.22	TiO_2	0.21	0.04
Al_2O_3	11.87	11.94	11.81	11.98	11.89	Al_2O_3	11.90	0.06
FeO	1.42	1.33	1.29	1.28	1.14	FeO	1.29	0.10
MnO	0.02	0.00	0.13	0.07	0.13	MnO	0.07	0.06
MgO	0.23	0.22	0.18	0.20	0.25	MgO	0.21	0.03
CaO	1.41	1.30	1.27	1.29	1.29	CaO	1.31	0.05
Na_2O	3.69	3.73	3.72	3.63	3.70	Na_2O	3.69	0.04
K_2O	2.23	2.33	2.29	2.39	2.37	K_2O	2.32	0.06
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点　ANW2-1.4-1.5

point No.	1	2	3	4	5		平均値	標準偏差
SiO_2	76.42	75.20	74.85	75.38	75.85	SiO_2	75.54	0.61
TiO_2	0.19	0.32	0.32	0.40	0.45	TiO_2	0.34	0.10
Al_2O_3	11.57	11.12	11.18	11.03	11.24	Al_2O_3	11.23	0.21
FeO	1.24	1.55	1.30	1.40	1.63	FeO	1.42	0.16
MnO	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	MnO	0.02	0.03
MgO	0.16	0.33	0.25	0.33	0.34	MgO	0.28	0.08
CaO	1.25	1.66	1.79	1.69	1.64	CaO	1.61	0.21
Na_2O	3.58	3.20	3.18	2.60	2.34	Na_2O	2.98	0.50
K_2O	2.20	2.27	2.29	2.19	2.20	K_2O	2.23	0.05
Total	96.61	95.71	95.22	95.02	95.69		95.65	

point No.							平均値	標準偏差
SiO_2	79.10	78.57	78.61	79.33	79.27	SiO_2	78.98	0.36
TiO_2	0.20	0.33	0.34	0.42	0.47	TiO_2	0.35	0.10
Al_2O_3	11.98	11.62	11.74	11.61	11.75	Al_2O_3	11.74	0.15
FeO	1.28	1.62	1.37	1.47	1.70	FeO	1.49	0.17
MnO	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	MnO	0.03	0.03
MgO	0.17	0.34	0.26	0.35	0.36	MgO	0.30	0.08
CaO	1.29	1.73	1.88	1.78	1.71	CaO	1.68	0.23
Na_2O	3.71	3.34	3.34	2.74	2.45	Na_2O	3.11	0.51
K_2O	2.28	2.37	2.40	2.30	2.30	K_2O	2.33	0.05
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

岩石風化模擬実験に係るデータ集

令和 4 年 3 月

一般財団法人 電力中央研究所

目　次

1.　岩石風化模擬実験の分析結果 ..... 付 15-11
1.1　粒度分析 ..... 付 15-11
1.2　蛍光 X 線分析 ..... 付 15-15
1.3　試料性状 ..... 付 15-16
1.4　浸漬期間中の目視観察 ..... 付 15-23
1.5　マイクロフォーカス X 線 CT スキャナーによる撮影結果 ..... 付 15-28
1.6　SEM 観察 ..... 付 15-39
1.7　XRD 分析 ..... 付 15-88
1.8　水銀ポロシメータ測定 ..... 付 15-116
1.9　溶液の ICP-OES および ICP-MS 分析 ..... 付 15-151

図 目 次

図 1.1-1 R2MZ-01 の薄片写真および粒度分布 ..... 付 15-11
図 1.1-2 R2MZ-05 の薄片写真および粒度分布 ..... 付 15-12
図 1.1-3 R2MZ-06 の薄片写真および粒度分布 ..... 付 15-12
図 1.1-4 R2MZ-07 の薄片写真および粒度分布 ..... 付 15-12
図 1.1-5 R2MZ-09 の薄片写真および粒度分布 ..... 付 15-13
図 1.1-6 R2MZ-13 の薄片写真および粒度分布 ..... 付 15-13
図 1.1-7 R2MZ-15 の薄片写真および粒度分布 ..... 付 15-13
図 1.1-8 R2MZ-17 の薄片写真および粒度分布 ..... 付 15-14
図 1.1-9 R2MZ-18 の薄片写真および粒度分布 ..... 付 15-14
図 1.1-10 H29MZ-01 の薄片写真および粒度分布 ..... 付 15-14
図 1.3-1 R2MZ-01 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像 ..... 付 15-18
図 1.3-2 R2MZ-05 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像 ..... 付 15-18
図 1.3-3 R2MZ-06 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像 ..... 付 15-19
図 1.3-4 R2MZ-07 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像 ..... 付 15-19
図 1.3-5 R2MZ-09 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像 ..... 付 15-20
図 1.3-6 R2MZ-13 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像 ..... 付 15-20
図 1.3-7 R2MZ-15 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像 ..... 付 15-21
図 1.3-8 R2MZ-17 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像 ..... 付 15-21
図 1.3-9 R2MZ-18 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像 ..... 付 15-22
図 1.3-10 H29MZ-01 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像 ..... 付 15-22
図 1.4-1 濃硝酸浸漬中の試料観察結果（1/2） ..... 付 15-23
図 1.4-2 濃硝酸浸漬中の試料観察結果（2/2） ..... 付 15-24
図 1.4-3 希硝酸浸漬中の試料観察結果 ..... 付 15-25
図 1.4-4 シュウ酸浸漬中の試料観察結果 ..... 付 15-26
図 1.4-5 炭酸浸漬中の試料観察結果 ..... 付 15-27
図 1.5-1 炭酸用試料(R2MZ-01-4,06-4,07-4) μCT 測定結果画像 ..... 付 15-28
図 1.5-2 炭酸用試料(R2MZ-09-4,13-4) μCT 測定結果画像 ..... 付 15-29
図 1.5-3 シュウ酸用試料(R2MZ-01-3,05-3,06-3) μCT 測定結果画像 ..... 付 15-31
図 1.5-4 シュウ酸用試料(R2MZ-07-3,09-3,13-3) μCT 測定結果画像 ..... 付 15-32
図 1.5-5 シュウ酸用試料(R2MZ-15-3,17-3,18-3) μCT 測定結果画像 ..... 付 15-33
図 1.5-6 希硝酸用試料(R2MZ-01-2,05-2,06-2) μCT 測定結果画像 ..... 付 15-34
図 1.5-7 希硝酸用試料(R2MZ-07-2,13-2,15-2) μCT 測定結果画像 ..... 付 15-35
図 1.5-8 希硝酸用試料(R2MZ-17-2,18-2) μCT 測定結果画像 ..... 付 15-36
図 1.5-9 濃硝酸用試料(R2MZ-01-1,H29MZ01-1) μCT 測定結果画像 ..... 付 15-37
図 1.6-1 R2MZ-01-1 の濃硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-40
図 1.6-2 R2MZ-01-1 の濃硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center） ..... 付 15-40
図 1.6-3 R2MZ-01-1 の濃硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower） ..... 付 15-41

図 1.6-4　R2MZ-01-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-42
図 1.6-5　R2MZ-01-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-42
図 1.6-6　R2MZ-01-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）. 付 15-43
図 1.6-7　R2MZ-01-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-44
図 1.6-8　R2MZ-01-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-44
図 1.6-9　R2MZ-01-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower)付 15-45
図 1.6-10　R2MZ-01-4 の炭酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-46
図 1.6-11　R2MZ-01-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-46
図 1.6-12　R2MZ-01-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）.... 付 15-47
図 1.6-13　R2MZ-05-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-48
図 1.6-14　R2MZ-05-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-48
図 1.6-15　R2MZ-05-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）. 付 15-49
図 1.6-16　R2MZ-05-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-50
図 1.6-17　R2MZ-05-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-50
図 1.6-18　R2MZ-05-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower)付 15-51
図 1.6-19　R2MZ-06-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-52
図 1.6-20　R2MZ-06-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-52
図 1.6-21　R2MZ-06-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）. 付 15-53
図 1.6-22　R2MZ-06-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-54
図 1.6-23　R2MZ-06-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-54
図 1.6-24　R2MZ-06-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower)付 15-55
図 1.6-25　R2MZ-06-4 の炭酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-56
図 1.6-26　R2MZ-06-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-56
図 1.6-27　R2MZ-06-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）.... 付 15-57
図 1.6-28　R2MZ-07-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-58
図 1.6-29　R2MZ-07-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-58
図 1.6-30　R2MZ-07-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）. 付 15-59
図 1.6-31　R2MZ-07-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-60
図 1.6-32　R2MZ-07-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-60
図 1.6-33　R2MZ-07-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower)付 15-61
図 1.6-34　R2MZ-07-4 の炭酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-62
図 1.6-35　R2MZ-07-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-62
図 1.6-36　R2MZ-07-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）.... 付 15-63
図 1.6-37　R2MZ-09-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-64
図 1.6-38　R2MZ-09-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-64
図 1.6-39　R2MZ-09-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower)付 15-65
図 1.6-40　R2MZ-09-4 の炭酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 ..... 付 15-66
図 1.6-41　R2MZ-09-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）..... 付 15-66

図 1.6-42　R2MZ-09-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）....付 15-67
図 1.6-43　R2MZ-13-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像.....付 15-68
図 1.6-44　R2MZ-13-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）.....付 15-68
図 1.6-45　R2MZ-13-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower).付 15-69
図 1.6-46　R2MZ-13-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 .....付 15-70
図 1.6-47　R2MZ-13-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center） .....付 15-70
図 1.6-48　R2MZ-13-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower)付 15-71
図 1.6-49　R2MZ-13-4 の炭酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 .....付 15-72
図 1.6-50　R2MZ-13-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center).....付 15-72
図 1.6-51　R2MZ-13-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）....付 15-73
図 1.6-52　R2MZ-15-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像.....付 15-74
図 1.6-53　R2MZ-15-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）.....付 15-74
図 1.6-54　R2MZ-15-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower).付 15-75
図 1.6-55　R2MZ-15-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 .....付 15-76
図 1.6-56　R2MZ-15-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center） .....付 15-76
図 1.6-57　R2MZ-15-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower)付 15-77
図 1.6-58　R2MZ-17-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像.....付 15-78
図 1.6-59　R2MZ-17-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）.....付 15-78
図 1.6-60　R2MZ-17-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower).付 15-79
図 1.6-61　R2MZ-17-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 .....付 15-80
図 1.6-62　R2MZ-17-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center） .....付 15-80
図 1.6-63　R2MZ-17-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower)付 15-81
図 1.6-64　2MZ-18-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 .....付 15-82
図 1.6-65　R2MZ-18-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）.....付 15-82
図 1.6-66　R2MZ-18-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower).付 15-83
図 1.6-67　R2MZ-18-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 .....付 15-84
図 1.6-68　R2MZ-18-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center） .....付 15-84
図 1.6-69　R2MZ-18-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower)付 15-85
図 1.6-70　H29MZ-01-1 の濃硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像 .....付 15-86
図 1.6-71　H29MZ-01-1 の濃硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center).....付 15-86
図 1.6-72　H29MZ-01-1 の濃硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower)付 15-87
図 1.7-1　R2MZ-01 の濃硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較.....付 15-91
図 1.7-2　R2MZ-01 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較.....付 15-91
図 1.7-3　R2MZ-01 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較.....付 15-92
図 1.7-4　R2MZ-01 の炭酸浸漬前後の XRD 測定測定結果比較.....付 15-92
図 1.7-5　R2MZ-05 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較.....付 15-93
図 1.7-6　R2MZ-05 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較.....付 15-93
図 1.7-7　R2MZ-06 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較.....付 15-94

図 1.7-8　R2MZ-06 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-94
図 1.7-9　R2MZ-06 の炭酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-95
図 1.7-10　R2MZ-07 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-95
図 1.7-11　R2MZ-07 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-96
図 1.7-12　R2MZ-07 の炭酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-96
図 1.7-13　R2MZ-09 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-97
図 1.7-14　R2MZ-09 の炭酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-97
図 1.7-15　R2MZ-13 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-98
図 1.7-16　R2MZ-13 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-98
図 1.7-17　R2MZ-13 の炭酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-99
図 1.7-18　R2MZ-15 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-109
図 1.7-19　R2MZ-15 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-100
図 1.7-20　R2MZ-17 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-100
図 1.7-21　R2MZ-17 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-101
図 1.7-22　R2MZ-18 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-101
図 1.7-23　R2MZ-18 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-102
図 1.7-24　H29MZ-01 の濃硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較 ..... 付 15-102
図 1.7-25　R2MZ-01 の濃硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-103
図 1.7-26　R2MZ-01 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-103
図 1.7-27　R2MZ-01 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-104
図 1.7-28　R2MZ-01 の炭酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定測定結果比較 ..... 付 15-104
図 1.7-29　R2MZ-05 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-105
図 1.7-30　R2MZ-05 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-105
図 1.7-31　R2MZ-06 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-106
図 1.7-32　R2MZ-06 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-106
図 1.7-33　R2MZ-06 の炭酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-107
図 1.7-34　R2MZ-07 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-107
図 1.7-35　R2MZ-07 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-108
図 1.7-36　R2MZ-07 の炭酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-108
図 1.7-37　R2MZ-09 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-109
図 1.7-38　R2MZ-09 の炭酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-109
図 1.7-39　R2MZ-13 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-110
図 1.7-40　R2MZ-13 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-110
図 1.7-41　R2MZ-13 の炭酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-111
図 1.7-42　R2MZ-15 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-111
図 1.7-43　R2MZ-15 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-112
図 1.7-44　R2MZ-17 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-112
図 1.7-45　R2MZ-17 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-113

図 1.7-46　R2MZ-18 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-113
図 1.7-47　R2MZ-18 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-114
図 1.7-48　H29MZ-01 の濃硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-114
図 1.7-49　R2MZ-01 の定方位 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-115
図 1.7-50　R2MZ-01 の細粒粒子定方位 XRD 測定結果比較 ..... 付 15-115
図 1.8-1　R2MZ-01 浸漬前の間隙径分布 ..... 付 15-117
図 1.8-2　R2MZ-01 濃硝酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-118
図 1.8-3　R2MZ-01 希硝酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-119
図 1.8-4　R2MZ-01 シュウ酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-120
図 1.8-5　R2MZ-01 炭酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-121
図 1.8-6　R2MZ-05 浸漬前の間隙径分布 ..... 付 15-122
図 1.8-7　R2MZ-05 希硝酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-123
図 1.8-8　R2MZ-05 シュウ酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-124
図 1.8-9　R2MZ-06 浸漬前の間隙径分布 ..... 付 15-125
図 1.8-10　R2MZ-06 希硝酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-126
図 1.8-11　R2MZ-06 シュウ酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-127
図 1.8-12　R2MZ-06 炭酸酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-128
図 1.8-13　R2MZ-07 浸漬前の間隙径分布 ..... 付 15-129
図 1.8-14　R2MZ-07 希硝酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-130
図 1.8-15　R2MZ-07 シュウ酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-131
図 1.8-16　R2MZ-07 炭酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-132
図 1.8-17　R2MZ-09 浸漬前の間隙径分布 ..... 付 15-133
図 1.8-18　R2MZ-09 シュウ酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-134
図 1.8-19　R2MZ-09 炭酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-135
図 1.8-20　R2MZ-13 浸漬前の間隙径分布 ..... 付 15-136
図 1.8-21　R2MZ-13 希硝酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-137
図 1.8-22　R2MZ-13 シュウ酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-138
図 1.8-23　R2MZ-13 炭酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-139
図 1.8-24　R2MZ-15 浸漬前の間隙径分布 ..... 付 15-140
図 1.8-25　R2MZ-15 希硝酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-141
図 1.8-26　R2MZ-15 シュウ酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-142
図 1.8-27　R2MZ-17 浸漬前の間隙径分布 ..... 付 15-143
図 1.8-28　R2MZ-17 希硝酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-144
図 1.8-29　R2MZ-17 シュウ酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-145
図 1.8-30　R2MZ-18 浸漬前の間隙径分布 ..... 付 15-146
図 1.8-31　R2MZ-18 希硝酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-147
図 1.8-32　R2MZ-18 シュウ酸浸漬後の間隙径分布 ..... 付 15-148
図 1.8-33　H29MZ-01 浸漬前の間隙径分布 ..... 付 15-149

図 1.8-34　H29MZ-01 濃硝酸浸漬後の間隙径分布.....付 15-150

表 目 次

表 1.1-1 岩種と粒度 ..... 付 15-11
表 1.2-1 蛍光 X 線分析の測定条件 ..... 付 15-15
表 1.2-2 蛍光 X 線分析結果 ..... 付 15-15
表 1.3-1 浸漬前の試料の寸法・重量・密度の測定結果 ..... 付 15-16
表 1.3-2 浸漬後の試料の寸法・重量・密度の測定結果 ..... 付 15-17
表 1.5-1 マイクロフォーカス X 線 CT スキャンの測定条件 ..... 付 15-28
表 1.5-2 低密度帯の厚さの測定結果 ..... 付 15-38
表 1.6-1 SEM の観察条件 ..... 付 15-39
表 1.7-1 XRD 分析の測定条件 ..... 付 15-88
表 1.7-2 浸漬前後の鉱物組み合わせ（1/2） ..... 付 15-89
表 1.7-3 浸漬前後の鉱物組み合わせ（2/2） ..... 付 15-90
表 1.8-1 水銀ポロシメータの測定条件 ..... 付 15-116
表 1.8-2 R2MZ-01 浸漬前のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-117
表 1.8-3 R2MZ-01 濃硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-118
表 1.8-4 R2MZ-01 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-119
表 1.8-5 R2MZ-01 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-120
表 1.8-6 R2MZ-01 炭酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-121
表 1.8-7 R2MZ-05 浸漬前のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-122
表 1.8-8 R2MZ-05 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-123
表 1.8-9 R2MZ-05 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-124
表 1.8-10 R2MZ-06 浸漬前のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-125
表 1.8-11 R2MZ-06 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-126
表 1.8-12 R2MZ-06 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-127
表 1.8-13 R2MZ-06 炭酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-128
表 1.8-14 R2MZ-07 浸漬前のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-129
表 1.8-15 R2MZ-07 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-130
表 1.8-16 R2MZ-07 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-131
表 1.8-17 R2MZ-07 炭酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-132
表 1.8-18 R2MZ-09 浸漬前のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-133
表 1.8-19 R2MZ-09 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-134
表 1.8-20 R2MZ-09 炭酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-135
表 1.8-21 R2MZ-13 浸漬前のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-136
表 1.8-22 R2MZ-13 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-137
表 1.8-23 R2MZ-13 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-138
表 1.8-24 R2MZ-13 炭酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-139
表 1.8-25 R2MZ-15 浸漬前のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-140

表 1.8-26　R2MZ-15 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-141
表 1.8-27　R2MZ-15 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-142
表 1.8-28　R2MZ-17 浸漬前のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-143
表 1.8-29　R2MZ-17 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-144
表 1.8-30　R2MZ-17 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-145
表 1.8-31　R2MZ-18 浸漬前のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-146
表 1.8-32　R2MZ-18 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-147
表 1.8-33　R2MZ-18 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-148
表 1.8-34　H29MZ-01 浸漬前のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-149
表 1.8-35　H29MZ-01 濃硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果 ..... 付 15-150
表 1.9-1　濃硝酸溶液の成分分析結果 ..... 付 15-152
表 1.9-2　希硝酸溶液の成分分析結果（1/2） ..... 付 15-153
表 1.9-3　希硝酸溶液の成分分析結果（2/2） ..... 付 15-154
表 1.9-4　シュウ酸溶液の成分分析結果（1/2） ..... 付 15-155
表 1.9-5　シュウ酸溶液の成分分析結果（2/2） ..... 付 15-156
表 1.9-6　炭酸溶液の成分分析結果（1/2） ..... 付 15-157
表 1.9-7　炭酸溶液の成分分析結果（2/2） ..... 付 15-158

1. 岩石風化模擬実験の分析結果

今回の実験で得られた結果について、分析項目ごとに記す。

1.1 粒度分析

対象となる堆積岩の産状を調べるため、浸漬試験前に粒度分析を実施した。結果を表 1.1-1、図 1.1-1～図 1.1-10 に示す。粒子径は、岩石試料を代表する組織の 50 倍の薄片写真から、画像の長辺(水平)方向で最大となる粒子径を測定して求めた。なお、粒度分布のヒストグラムは色分けし、最大頻度が中細粒砂のものは緑とし、同様に細粒砂は橙色、微粒砂は青、粗粒シルトは青灰色とした。

表 1.1-1 岩種と粒度

試料名	岩種	粒度区分
R2MZ-01	砂岩	微粒砂
R2MZ-05	泥岩	粗粒シルト
R2MZ-06	泥岩	粗粒シルト
R2MZ-07	砂岩	中細粒砂
R2MZ-09	泥岩	粗粒シルト
R2MZ-13	混在岩	細粒砂
R2MZ-15	砂岩	微粒砂
R2MZ-17	砂岩	微粒砂
R2MZ-18	砂岩	微粒砂
H29MZ-01	風化砂岩	微粒砂

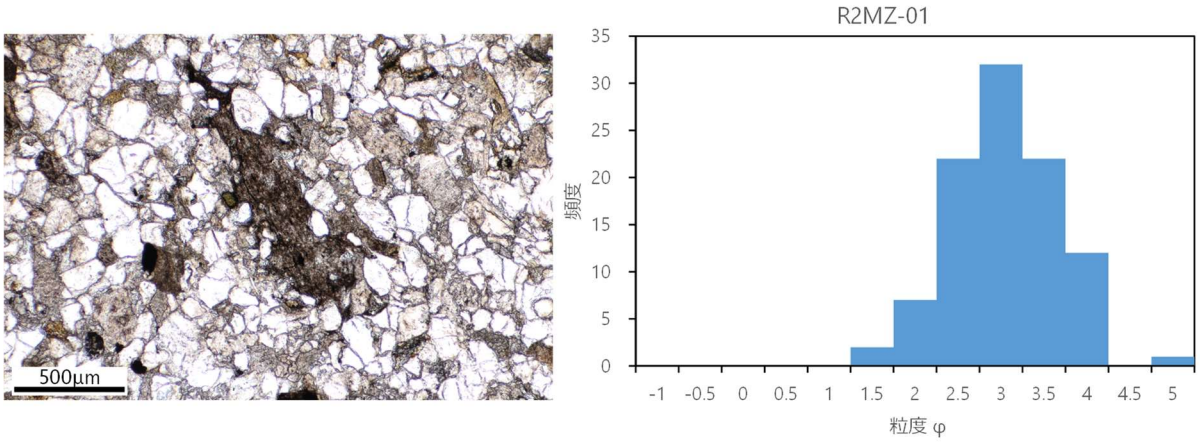


図 1.1-1 R2MZ-01 の薄片写真および粒度分布

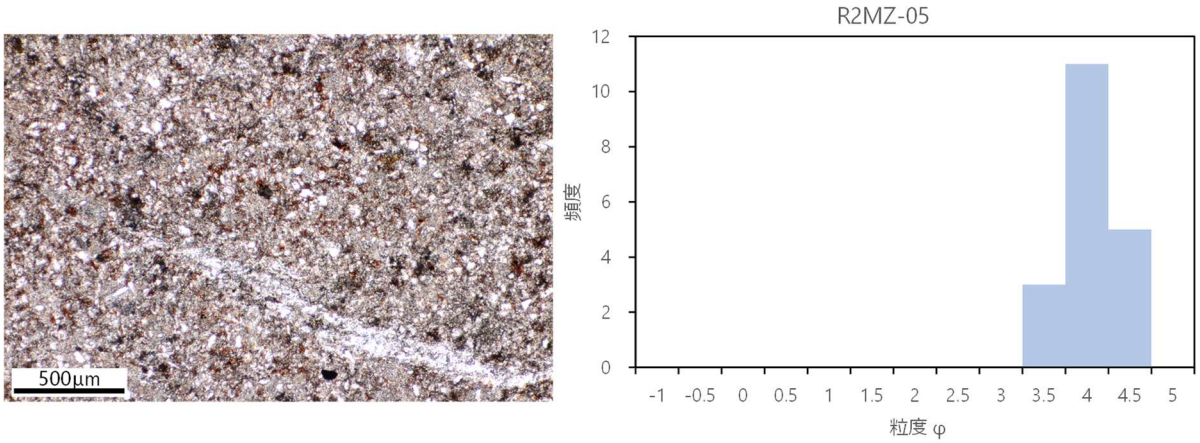


図 1.1-2　R2MZ-05 の薄片写真および粒度分布

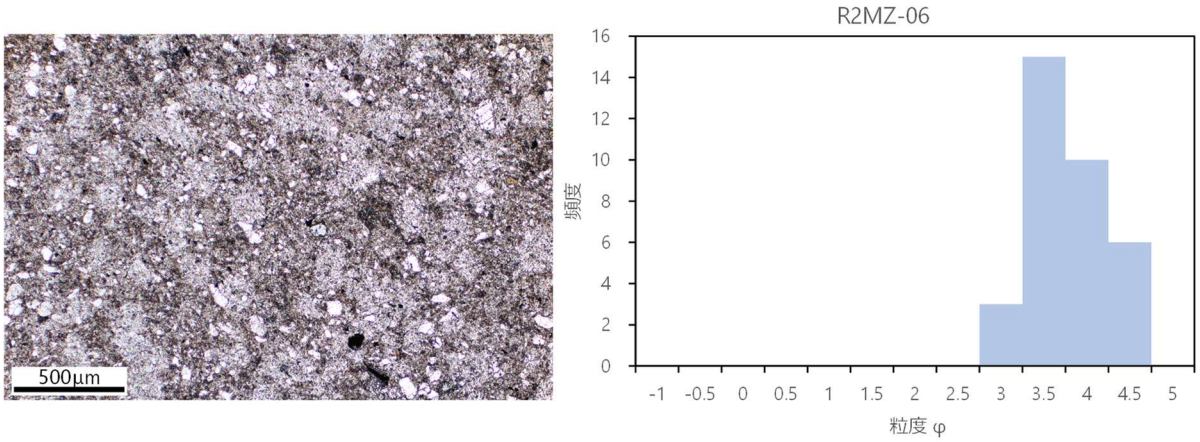


図 1.1-3　R2MZ-06 の薄片写真および粒度分布

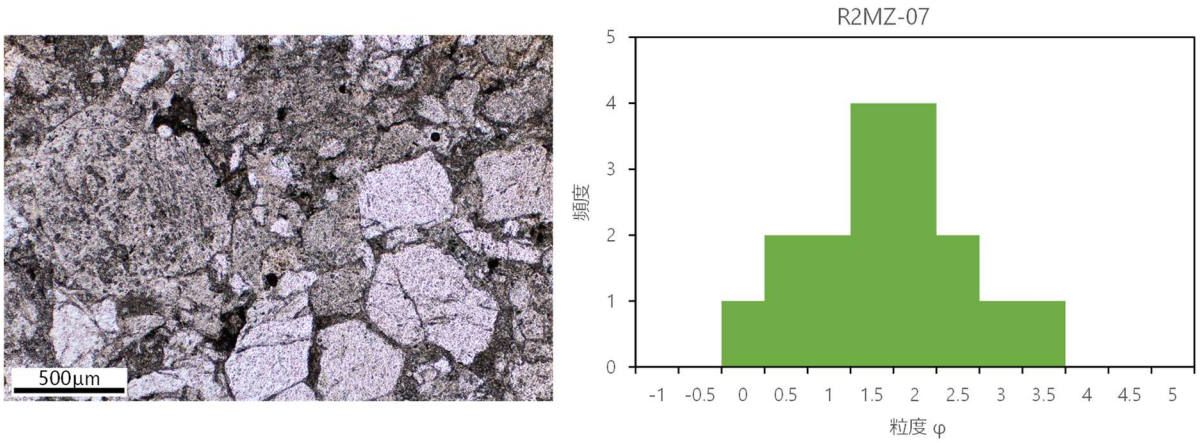


図 1.1-4　R2MZ-07 の薄片写真および粒度分布

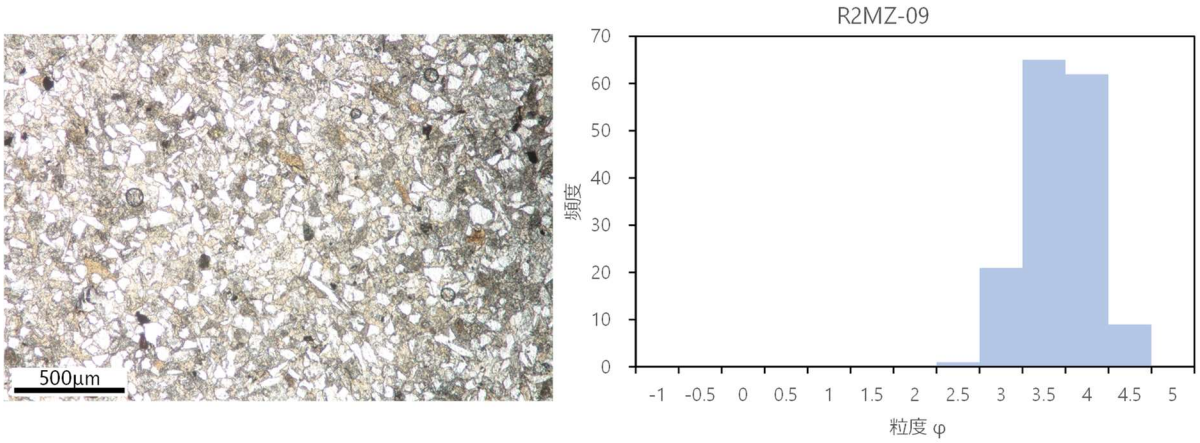


図 1.1-5　R2MZ-09 の薄片写真および粒度分布

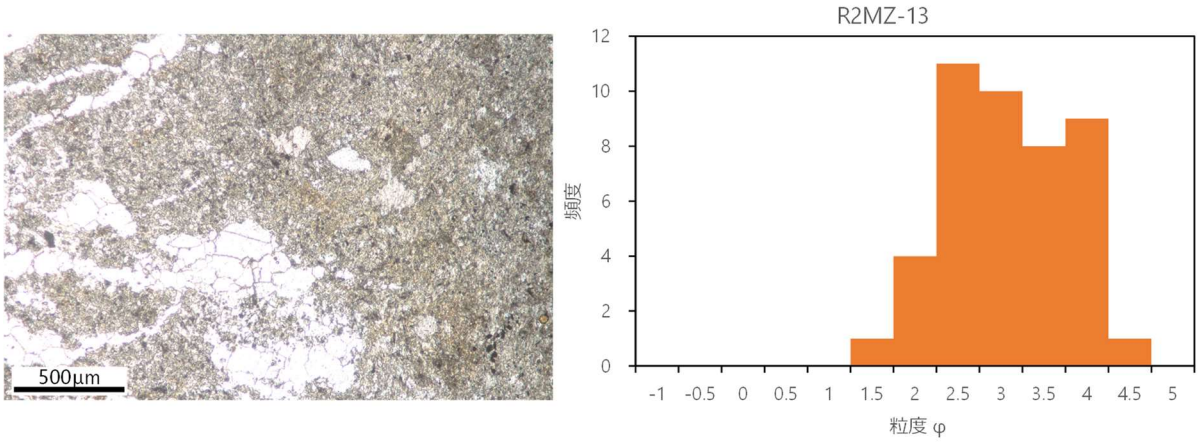


図 1.1-6　R2MZ-13 の薄片写真および粒度分布

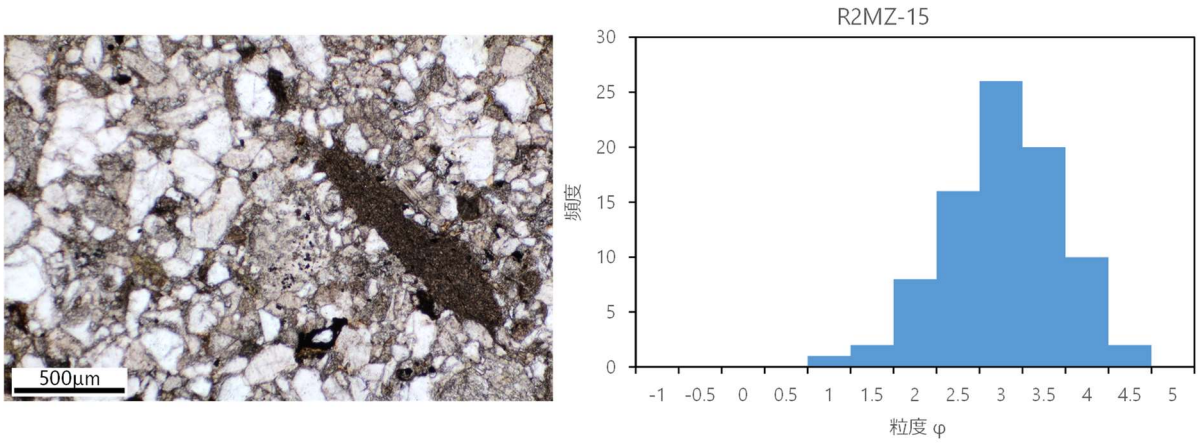


図 1.1-7　R2MZ-15 の薄片写真および粒度分布

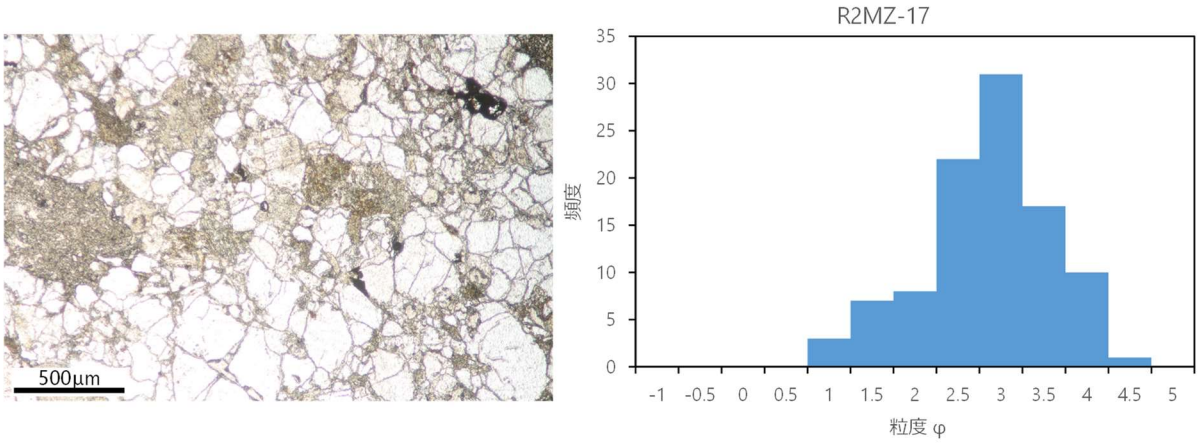


図 1.1 -8　R2MZ-17 の薄片写真および粒度分布

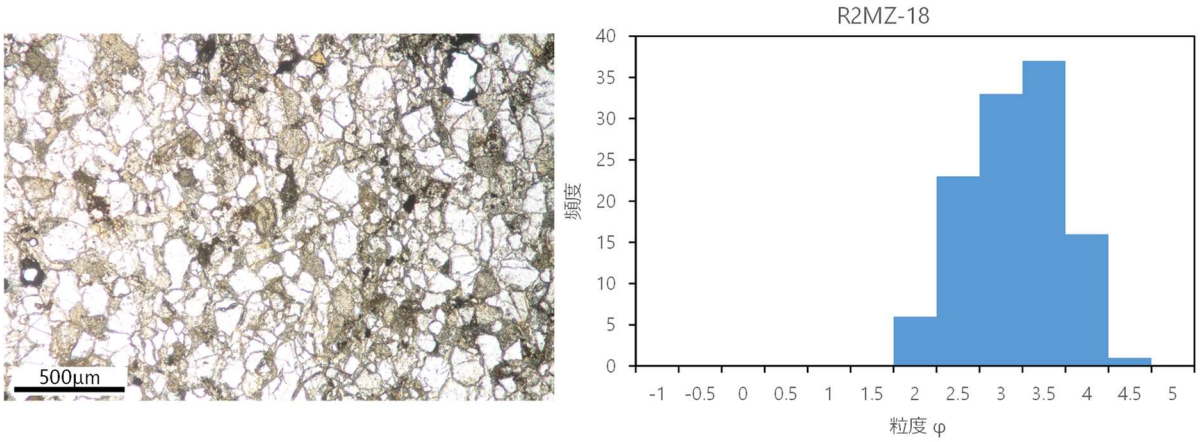


図 1.1 -9　R2MZ-18 の薄片写真および粒度分布

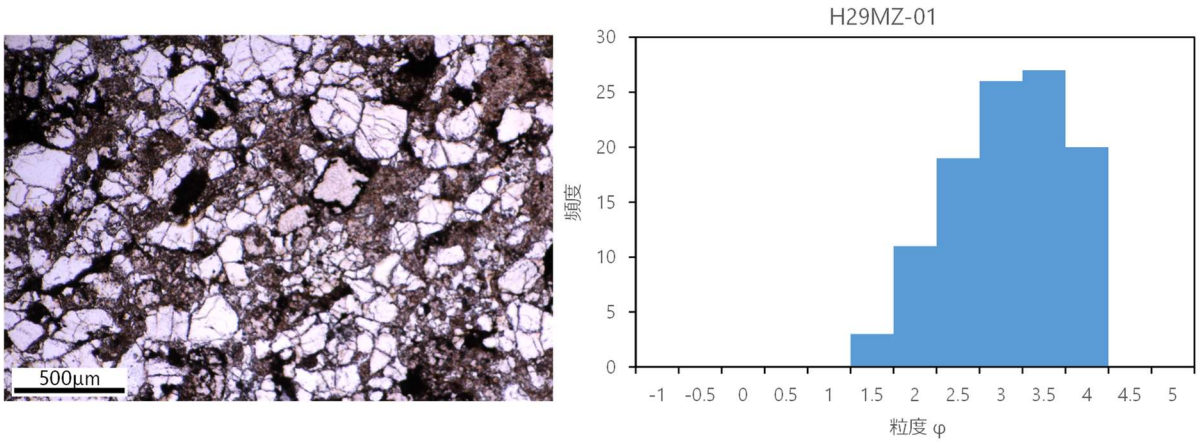


図 1.1-10　H29MZ-01 の薄片写真および粒度分布

1.2 蛍光 X 線分析

元々の岩石がどのような化学組成かを調べるため、浸漬試験前に岩石試料に対し蛍光 X 線分析を行った。使用した装置および測定条件を表 1.2-1 に示す。浸漬用分析結果を表 1.2-2 に示す。

表 1.2-1 蛍光 X 線分析の測定条件

装置名	島津製作所製 波長分散型蛍光 X 線分析装置 LAB CENTER XRF-1500
X 線管球	Rh
電圧	30kV
電流	90mA
定量方法	検量線法
試料処理	ガラスビード法（$Li_2B_4O_7$ による 10 倍希釈）
測定元素	SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5

表 1.2-2 蛍光 X 線分析結果

wt%	R2MZ-01	R2MZ-05	R2MZ-06	R2MZ-07	R2MZ-09	R2MZ-13	R2MZ-15	R2MZ-17	R2MZ-18	H29MZ-01
SiO_2	80.05	66.78	64.27	72.03	64.50	70.07	81.18	85.29	83.11	90.13
TiO_2	0.38	0.85	0.87	0.46	0.36	0.76	0.40	0.35	0.38	0.64
Al_2O_3	9.88	14.88	17.47	13.94	8.14	16.43	9.27	8.00	8.94	5.13
Fe_2O_3	2.22	6.52	6.34	3.75	2.53	4.65	2.56	2.02	2.46	3.92
MnO	0.01	0.07	0.07	0.03	0.17	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03
MgO	0.72	2.53	2.34	1.10	0.99	1.61	0.79	0.34	0.58	0.10
CaO	0.24	1.86	1.47	0.99	16.71	0.17	0.44	0.15	0.17	0.05
Na_2O	2.48	1.64	1.42	3.52	2.26	1.66	2.06	2.27	2.52	0.07
K_2O	2.27	2.97	4.17	2.57	0.98	3.14	2.30	1.02	1.24	0.14
P_2O_5	0.07	0.18	0.17	0.08	0.10	0.09	0.08	0.06	0.07	0.04
LOI	1.16	1.97	1.40	1.59	10.76	2.53	1.66	1.28	1.34	2.26
total	99.48	100.24	99.99	100.06	107.50	101.14	100.77	100.79	100.82	102.53

1.3 試料性状

実験に用いた岩石チップの寸法・重量・密度の測定を浸漬前後で行った。結果を表 1.3-1 と表 1.3-2 に示す。また、岩石チップの表面(観察面)のスキャン画像撮影を実施し、図 1.3-1～図 1.3-10 に示す。

なお、試料名の枝番号は浸漬する酸によって区別しており、濃硝酸浸漬の場合は-1、希硝酸・シュウ酸・炭酸はそれぞれ-2・-3・-4 となっている。

表 1.3-1 浸漬前の試料の寸法・重量・密度の測定結果

	浸漬前					
	幅 [mm]	奥行 [mm]	高さ [mm]	重量 [g]	体積 [cm^3]	密度 [g/cm^3]
R2MZ-01-1	19.94	19.96	9.88	10.32	3.93	2.62
R2MZ-01-2	20.1	19.64	9.86	10.22	3.89	2.63
R2MZ-01-3	19.75	20.08	9.85	10.30	3.91	2.64
R2MZ-01-4	17.64	20.51	9.84	9.39	3.56	2.64
R2MZ-05-2	20.05	18.63	11	11.10	4.11	2.70
R2MZ-05-3	20.37	19.58	10.74	11.60	4.28	2.71
R2MZ-06-2	20.28	20.97	9.07	10.46	3.86	2.71
R2MZ-06-3	20.08	20.42	9.39	10.41	3.85	2.70
R2MZ-06-4	17.27	19.87	9.66	8.97	3.31	2.70
R2MZ-07-2	20.41	19.76	9.8	10.53	3.95	2.66
R2MZ-07-3	19.28	20	9.87	10.13	3.81	2.66
R2MZ-07-4	16.79	19.78	10	8.82	3.32	2.66
R2MZ-09-3	19.33	20.77	9.97	10.74	4.00	2.68
R2MZ-09-4	18.33	20.51	10.01	10.07	3.76	2.68
R2MZ-13-2	20.26	20.73	10.04	11.03	4.22	2.62
R2MZ-13-3	19.48	20.27	10.2	10.56	4.03	2.62
R2MZ-13-4	17.11	19.9	10.33	9.38	3.52	2.67
R2MZ-15-2	19.67	19.91	10.85	11.09	4.25	2.61
R2MZ-15-3	20.15	20.19	11.06	11.75	4.50	2.61
R2MZ-17-2	20.12	20.67	10.56	11.28	4.39	2.57
R2MZ-17-3	19.81	20.18	10.44	10.74	4.17	2.57
R2MZ-18-2	19.79	20.16	10.7	11.09	4.27	2.60
R2MZ-18-3	19.84	20.2	10.84	11.28	4.34	2.60
H29MZ-01-1	20.42	20.55	8.99	7.03	3.77	1.86

表 1.3-2　浸漬後の試料の寸法・重量・密度の測定結果

	浸漬後					
	幅 [mm]	奥行 [mm]	高さ [mm]	重量 [g]	体積 [cm^3]	密度 [g/cm^3]
R2MZ-01-1	19.88	19.92	9.87	9.92	3.91	2.54
R2MZ-01-2	20.07	19.61	9.84	9.87	3.87	2.55
R2MZ-01-3	19.76	20.08	9.85	10.29	3.91	2.63
R2MZ-01-4	17.64	20.50	9.87	9.36	3.57	2.62
R2MZ-05-2	20.00	18.61	10.99	10.73	4.09	2.62
R2MZ-05-3	20.33	19.59	10.75	11.59	4.28	2.71
R2MZ-06-2	20.26	20.94	9.07	10.25	3.85	2.66
R2MZ-06-3	20.07	20.42	9.40	10.41	3.85	2.70
R2MZ-06-4	17.29	19.89	9.70	8.96	3.34	2.69
R2MZ-07-2	20.35	19.77	9.80	10.33	3.94	2.62
R2MZ-07-3	19.28	19.99	9.88	10.13	3.81	2.66
R2MZ-07-4	16.82	19.81	10.02	8.82	3.34	2.64
R2MZ-09-3	19.36	20.77	10.00	10.73	4.02	2.67
R2MZ-09-4	18.31	20.57	10.05	9.82	3.79	2.59
R2MZ-13-2	20.26	20.70	10.06	10.47	4.22	2.48
R2MZ-13-3	19.50	20.29	10.22	10.54	4.04	2.61
R2MZ-13-4	17.14	19.92	10.35	9.36	3.53	2.65
R2MZ-15-2	19.67	19.91	10.88	10.63	4.26	2.50
R2MZ-15-3	20.18	20.19	11.08	11.73	4.51	2.60
R2MZ-17-2	20.11	20.65	10.57	10.96	4.39	2.50
R2MZ-17-3	19.83	20.20	10.46	10.70	4.19	2.55
R2MZ-18-2	19.79	20.13	10.72	10.77	4.27	2.52
R2MZ-18-3	19.86	20.22	10.87	11.25	4.37	2.58
H29MZ-01-1	20.41	20.51	8.97	5.53	3.75	1.47

R2MZ-01				
	濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
浸漬前				
浸漬後				

図 1.3-1　R2MZ-01 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像

R2MZ-05				
	濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
浸漬前	未実施			未実施
浸漬後	未実施			未実施

図 1.3-2　R2MZ-05 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像

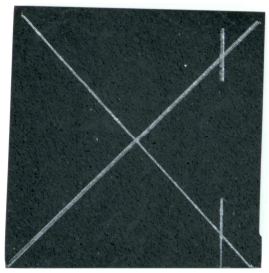
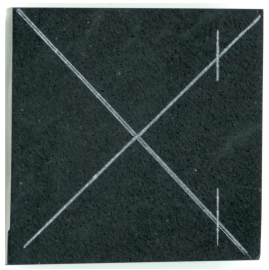
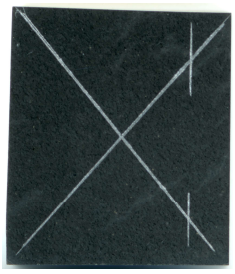
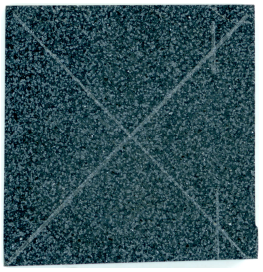
R2MZ-06				
	濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
浸漬前	未実施			
浸漬後	未実施			

図 1.3-3　R2MZ-06 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像

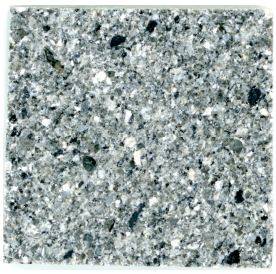
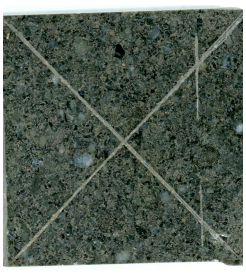
R2MZ-07				
	濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
浸漬前	未実施			
浸漬後	未実施			

図 1.3-4　R2MZ-07 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像

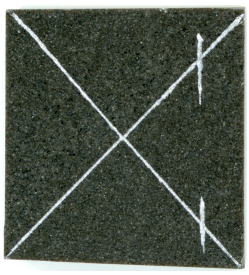
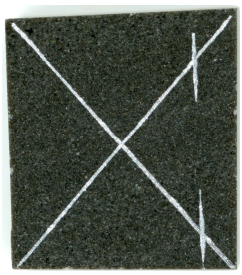
R2MZ-09				
	濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
浸漬前	未実施	未実施		
浸漬後	未実施	未実施		

図 1.3-5　R2MZ-09 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像

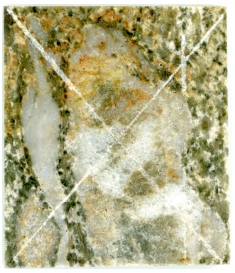
R2MZ-13				
	濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
浸漬前	未実施			
浸漬後	未実施			

図 1.3-6　R2MZ-13 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像

R2MZ-15				
	濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
浸漬前	未実施			未実施
浸漬後	未実施			未実施

図 1.3-7　R2MZ-15 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像

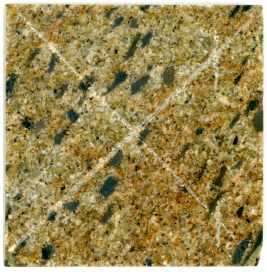
R2MZ-17				
	濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
浸漬前	未実施			未実施
浸漬後	未実施			未実施

図 1.3-8　R2MZ-17 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像

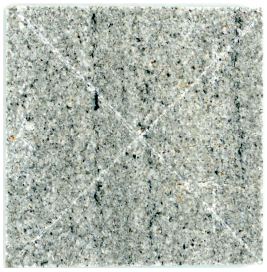
R2MZ-18				
	濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
浸漬前	未実施			未実施
浸漬後	未実施			未実施

図 1.3-9　R2MZ-18 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像

H29MZ-01				
	濃硝酸	希硝酸	シュウ酸	炭酸
浸漬前		未実施	未実施	未実施
浸漬後		未実施	未実施	未実施

図 1.3-10　H29MZ-01 試料観察面における浸漬前後のスキャン画像

1.4　浸漬期間中の目視観察

実験試料を各種酸溶液に浸漬している期間中、定期的に目視観察を実施し、試料および溶液の変化を確認した。浸漬試料の観察結果を図 1.4-1～図 1.4-5 に示す。

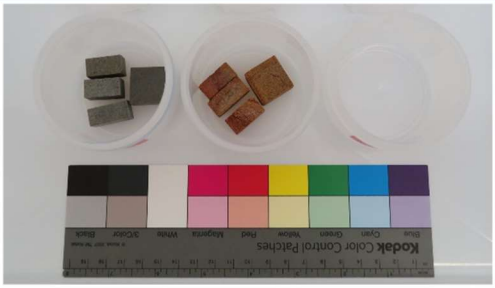
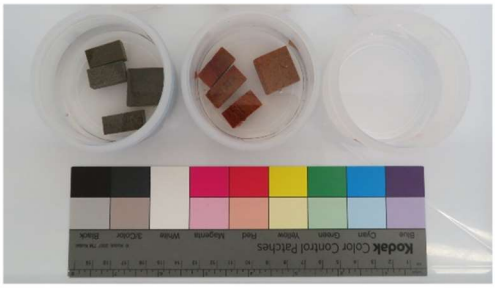
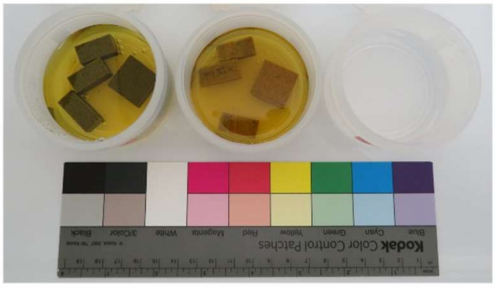
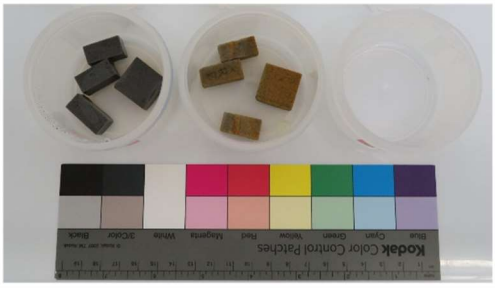
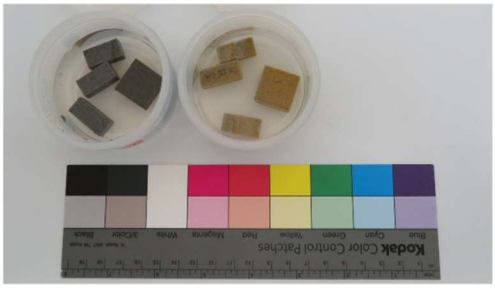
		R2MZ-01　H29MZ-01　BL濃硝酸	備考
2021/12/27	浸漬前		
	浸漬後		H29MZ-01：少量の気泡発生
2022/1/11	15日 浸漬 終了時		R2MZ-01：NO2ガス発生 H29MZ-01：NO2ガス発生
	浸漬液 取出し後		H29MZ-01：ひび割れあり。崩れなし BL濃硝酸：試験終了
	浸漬液 交換後		

図 1.4-1　濃硝酸浸漬中の試料観察結果（1/2）

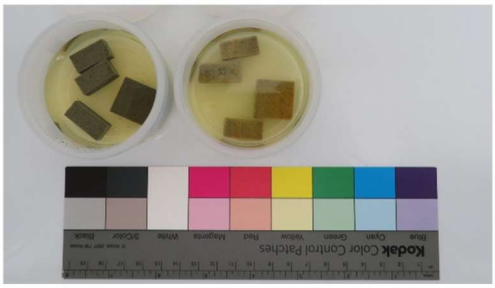
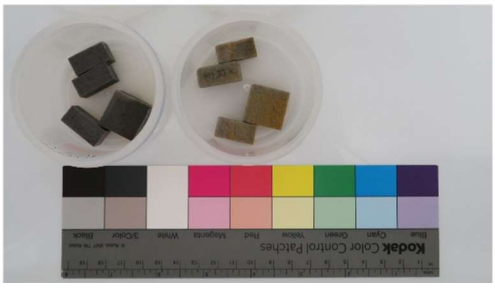
		R2MZ-01　H29MZ-01　BL濃硝酸	備考
2022/1/21	25日 浸漬 終了時		
	浸漬液 取出し後		H29MZ-01：角が丸くなっている。ひび割れ部分がオレンジ色に着色
2022/1/25	洗浄後		

図 1.4-2　濃硝酸浸漬中の試料観察結果（2/2）

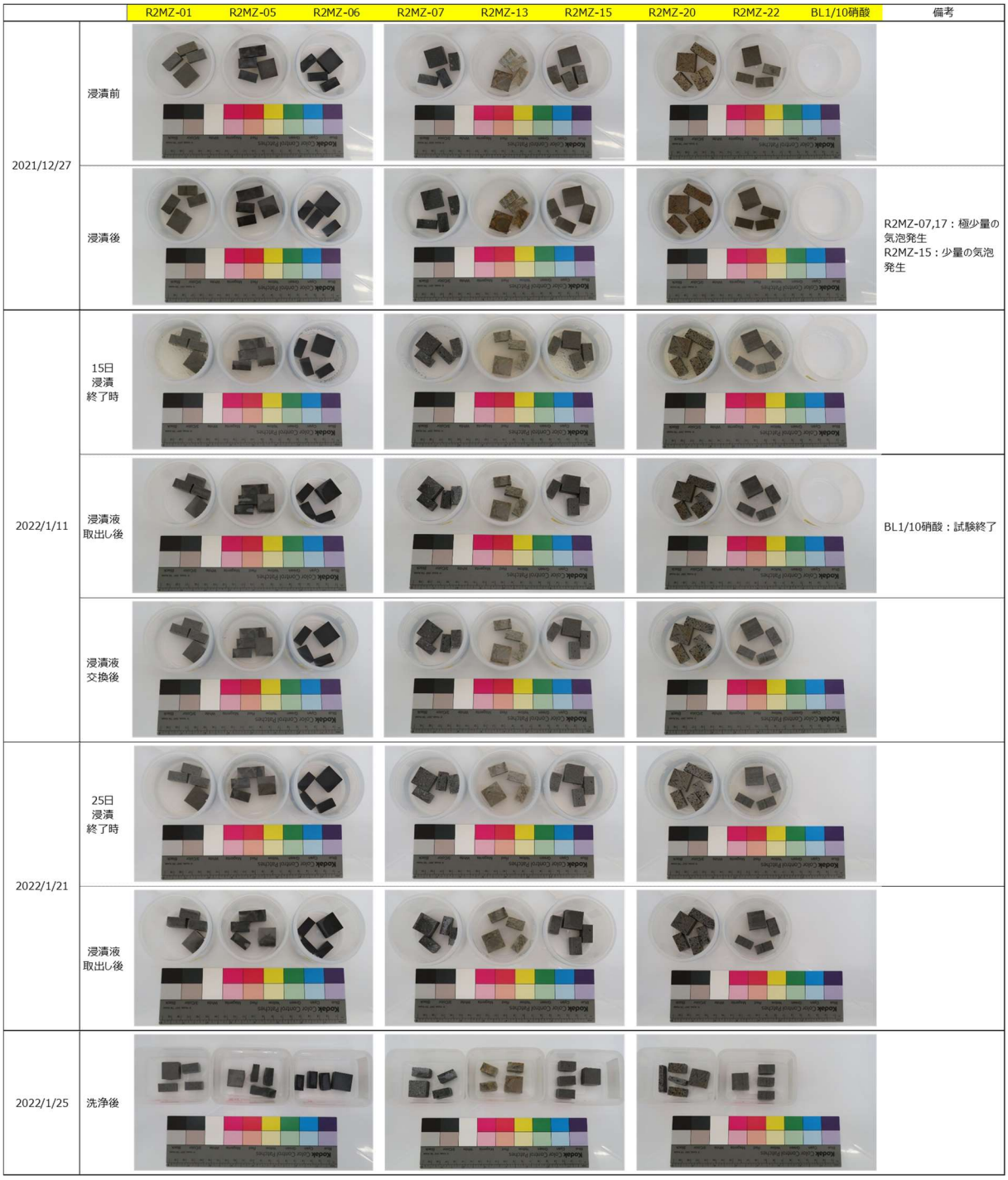


図 1.4-3　希硝酸浸漬中の試料観察結果

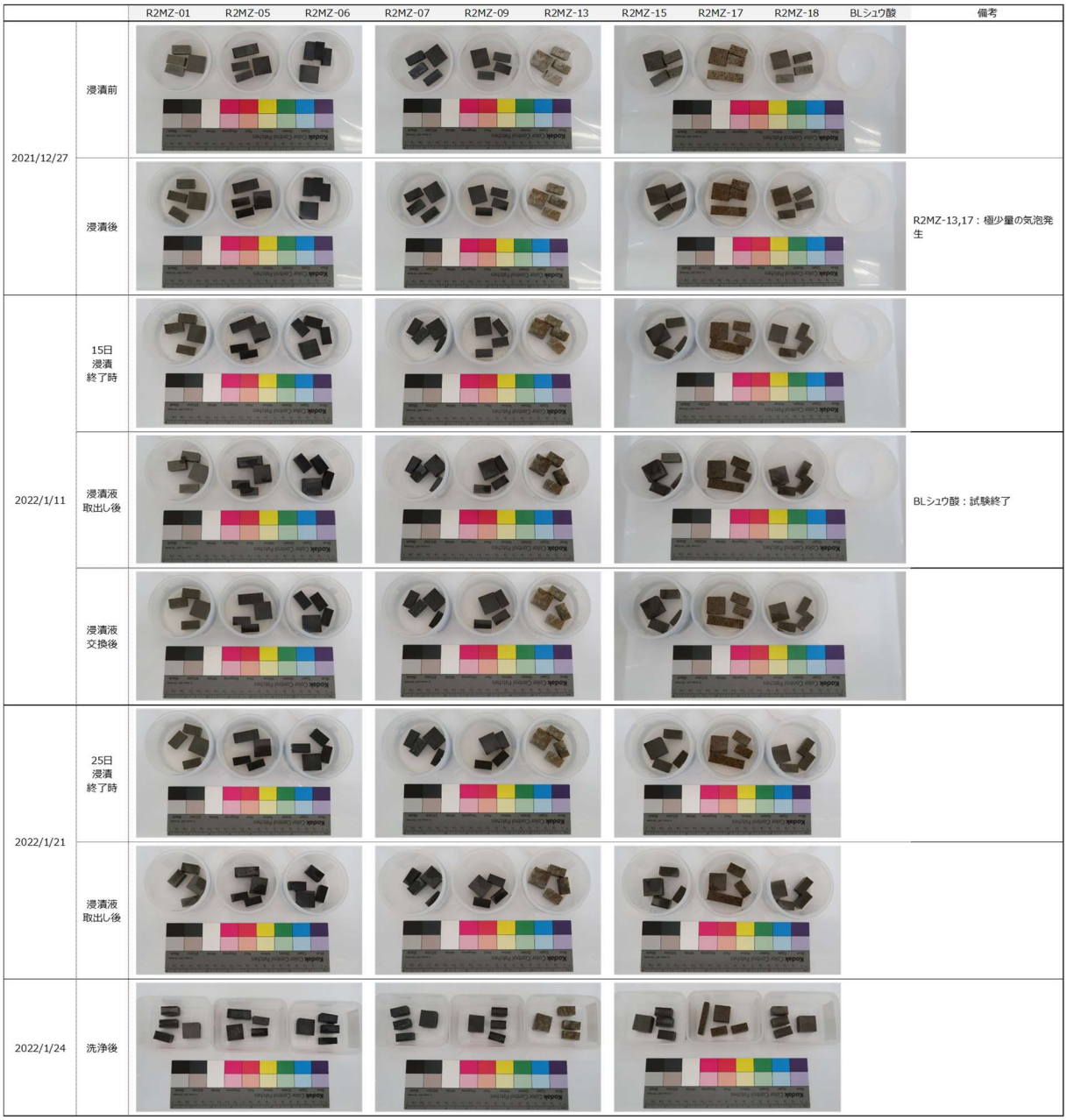


図 1.4-4　シュウ酸浸漬中の試料観察結果

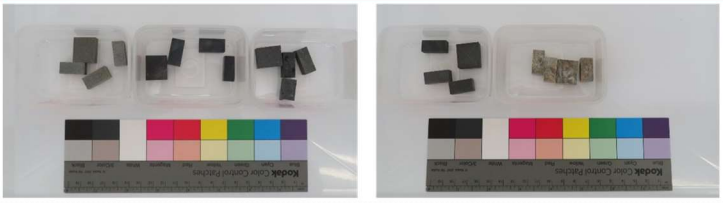
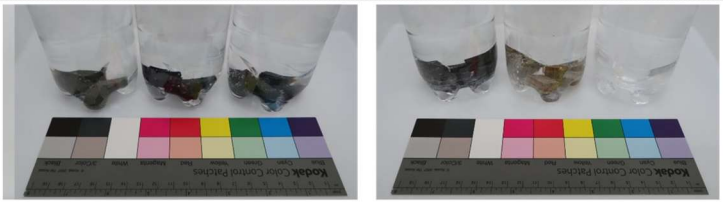
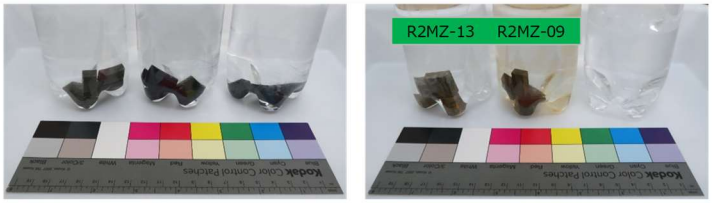
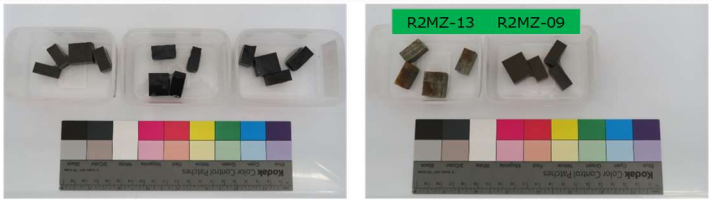
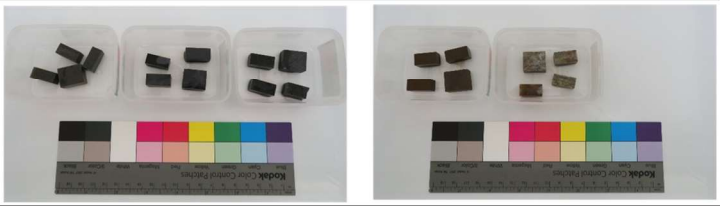
		R2MZ-01 R2MZ-06 R2MZ-07 R2MZ-09 R2MZ-13 BL炭酸	備考
2021/12/27	浸漬前		
	浸漬後		全サンプル：多量の気泡発生
2022/1/11	15日 浸漬 終了時		（炭酸） R2MZ-09：容器が褐色に変色 BL炭酸-①：液量が230mL位まで減少 全サンプル：開栓時に試料片から多量の気泡発生 ※写真-09,-13が位置逆
	浸漬液 取出し後		（炭酸） BL炭酸-①：試験終了 ※写真-09,-13が位置逆
	浸漬液 交換後		（炭酸） 全サンプル：多量の気泡発生
2022/1/21	25日 浸漬 終了時		（炭酸） R2MZ-09：容器がうすく褐色に変色 全サンプル：開栓時に試料片から多量の気泡発生
	浸漬液 取出し後		
2022/1/24	洗浄後		

図 1.4-5　炭酸浸漬中の試料観察結果

1.5 マイクロフォーカス X 線 CT スキャナーによる撮影結果

浸漬前後での試料内部の密度変化を把握することを目的として、浸漬前後の実験試料について、マイクロフォーカス X 線 CT スキャナー（テスコ社、TXS-CT450/160）による観察を実施した。測定条件を表 1.3-1　**浸漬前の試料の寸法・重量・密度の測定結果**　付 15-16

表 1.3-2　浸漬後の試料の寸法・重量・密度の測定結果.....付 15-17
表 1.5-1　マイクロフォーカス X 線 CT スキャンの測定条件.....付 15-28
表 1.5-2　低密度帯の厚さの測定結果.....付 15-38

表 1.6-1 に、測定結果を図 1.5-1～1.5-9 に示す。また、浸漬後の試料表面に低密度帯が認められたものについては、低密度帯の厚さを測定した。測定結果を表 1.5-2 に示す。

表 1.5-1　マイクロフォーカス X 線 CT スキャンの測定条件

項目	条件
使用線源	160kV 線源
管電圧/管電流	140kV/200μA
SID/SOD	1000mm/200mm
拡大率	5
画素サイズ	40μm/pixel
有効視野	81.9mm
プロジェクション	3600
露光時間	500msec
ゲイン	×1
フィルター	無し

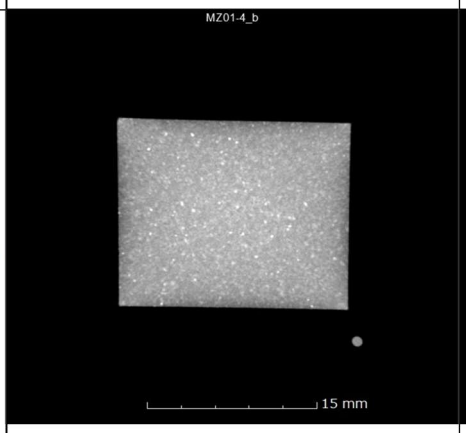
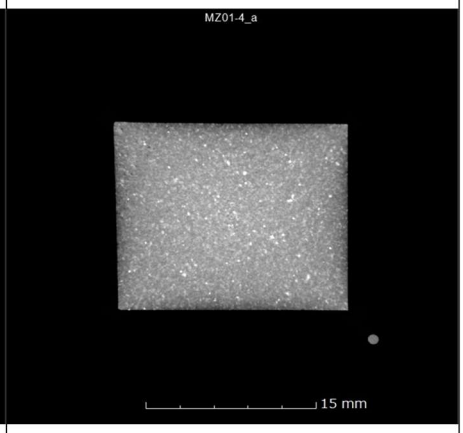
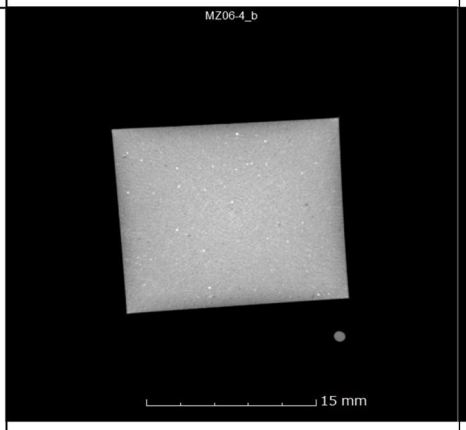
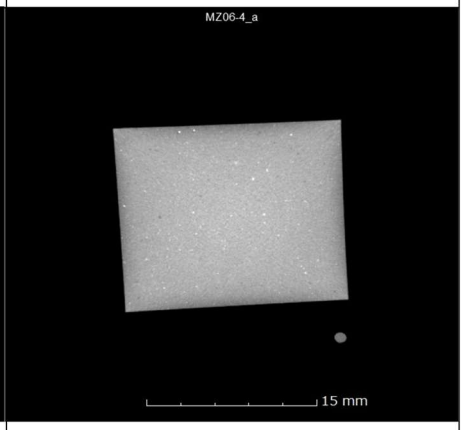
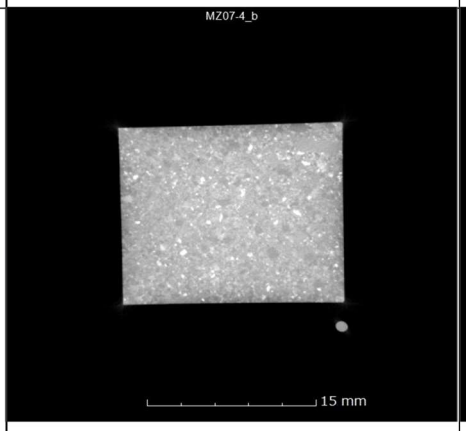
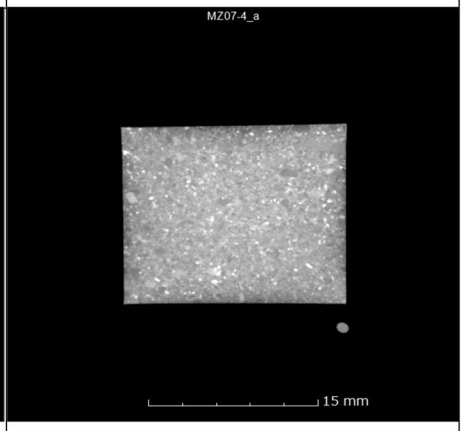
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-01-4		
		明瞭な低密度領域が認められなかった
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-06-4		
		明瞭な低密度領域が認められなかった
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-07-4		
		明瞭な低密度領域が認められなかった

図 1.5-1　炭酸用試料(R2MZ-01-4,06-4,07-4) μCT 測定結果画像

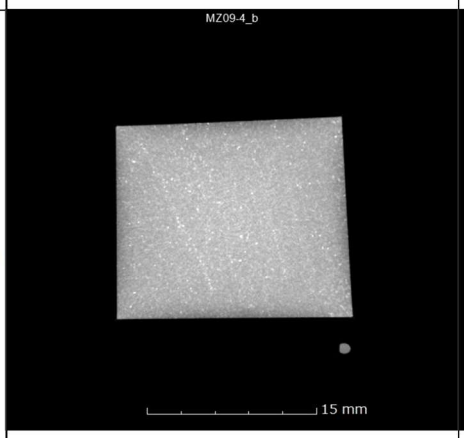
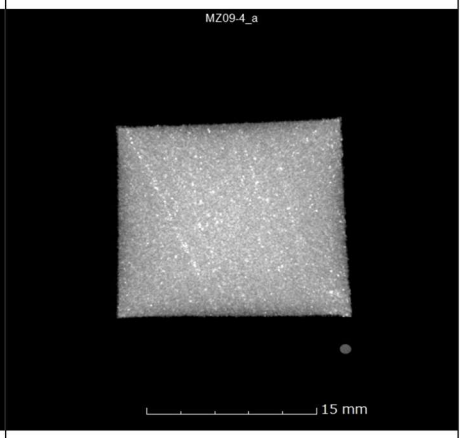
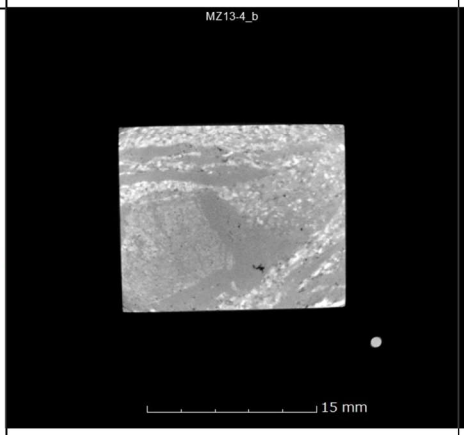
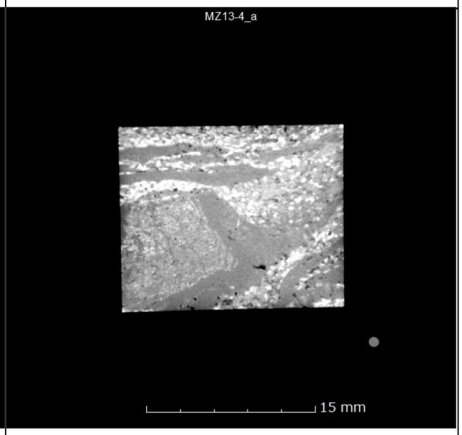
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-09-4		
		明瞭な低密度領域が認められなかった
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-13-4		
		明瞭な低密度領域が認められなかった

図 1.5-2　炭酸用試料(R2MZ-09-4,13-4) μCT 測定結果画像

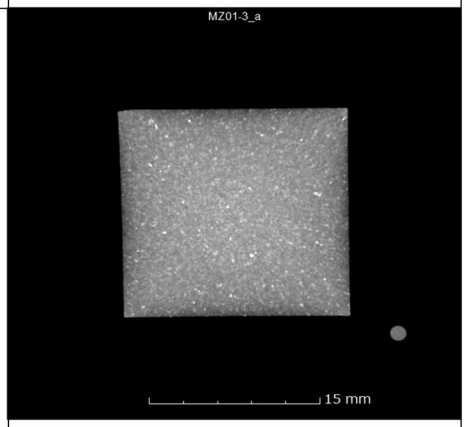
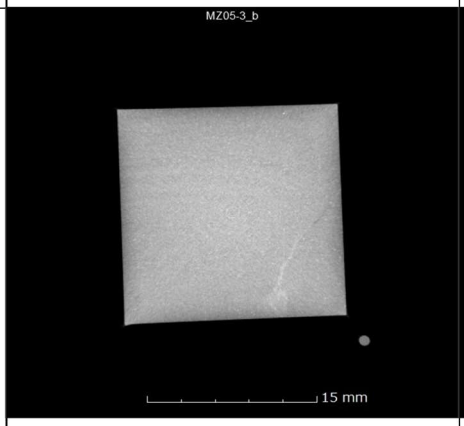
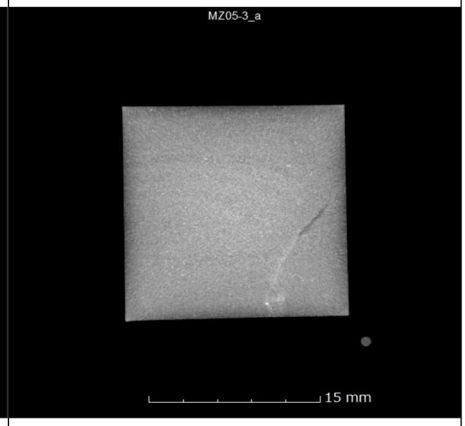
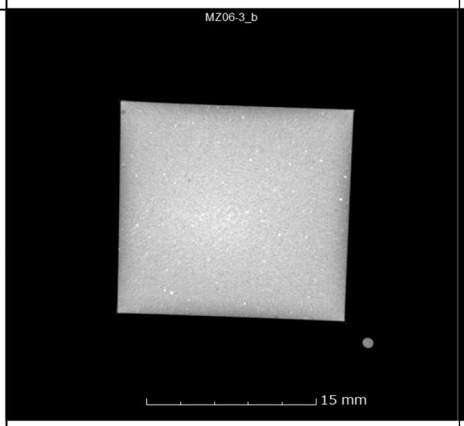
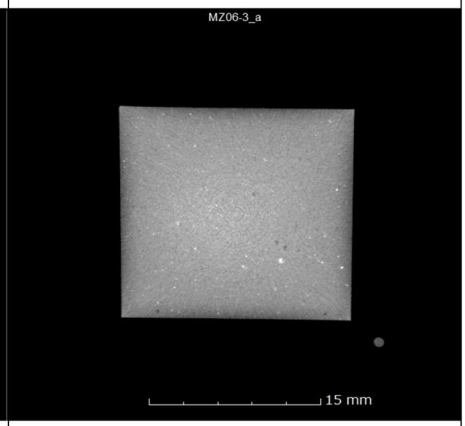
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-01-3	CT撮影画像なし	 明瞭な低密度領域が認められなかった
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-05-3		 明瞭な低密度領域が認められなかった
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-06-3		 明瞭な低密度領域が認められなかった

図 1.5-3　シュウ酸用試料(R2MZ-01-3,05-3,06-3) μCT 測定結果画像

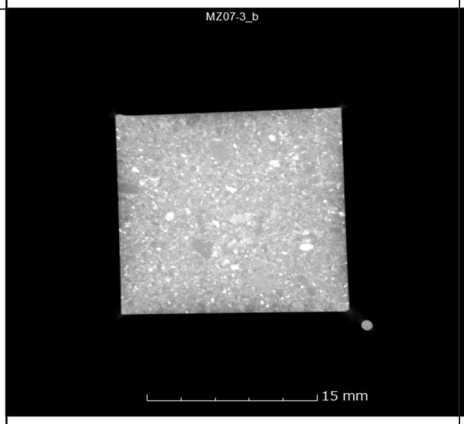
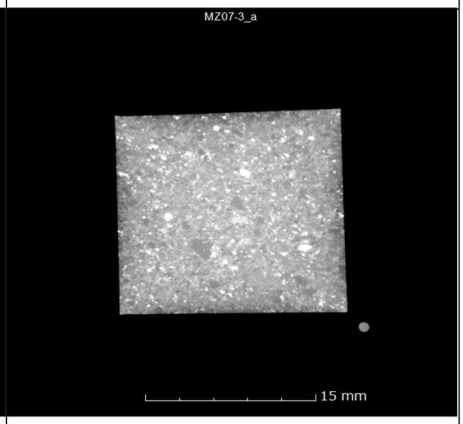
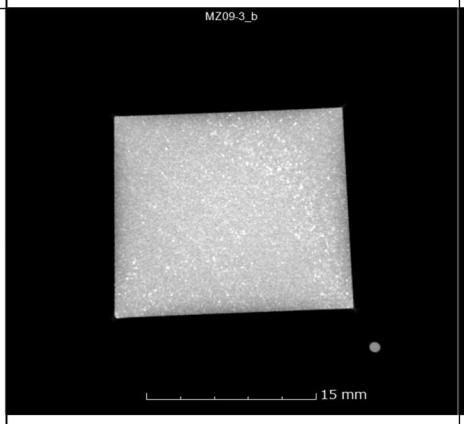
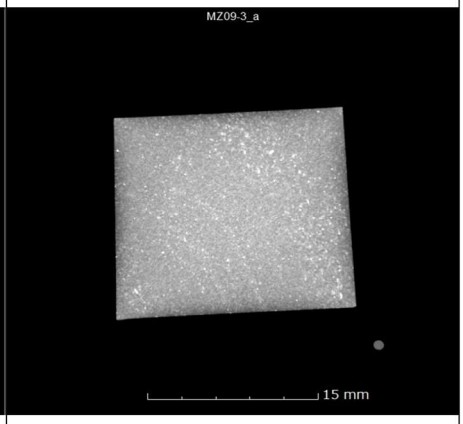
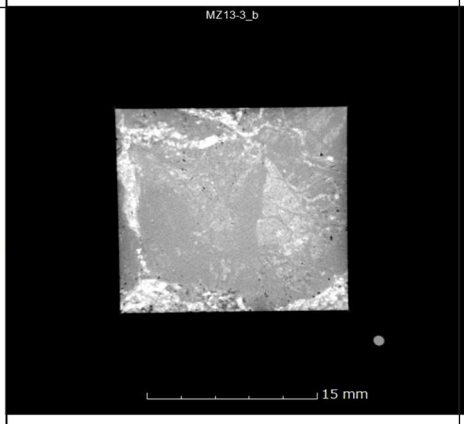
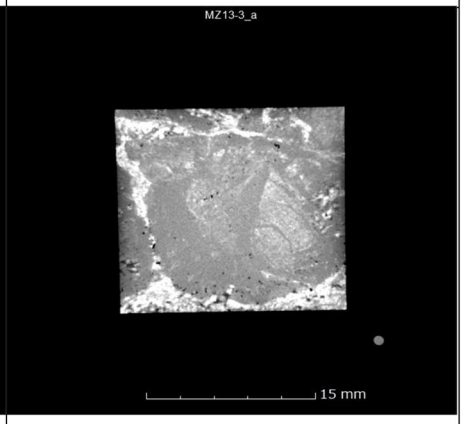
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-07-3		
		明瞭な低密度領域が認められなかった
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-09-3		
		明瞭な低密度領域が認められなかった
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-13-3		
		試料中の空隙の数が増加した

図 1.5-4　シュウ酸用試料(R2MZ-07-3, 09-3, 13-3) μCT 測定結果画像

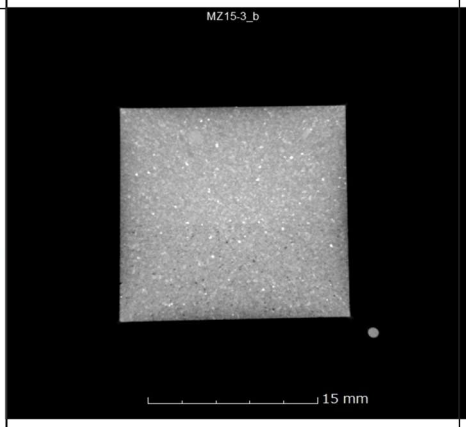
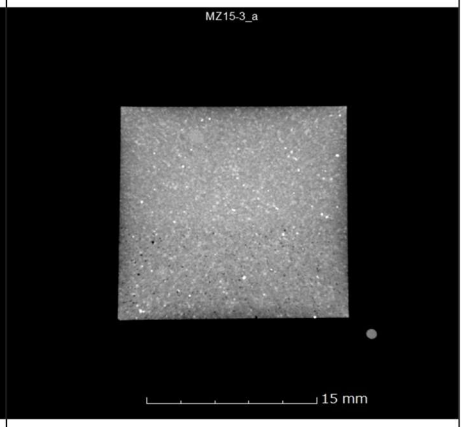
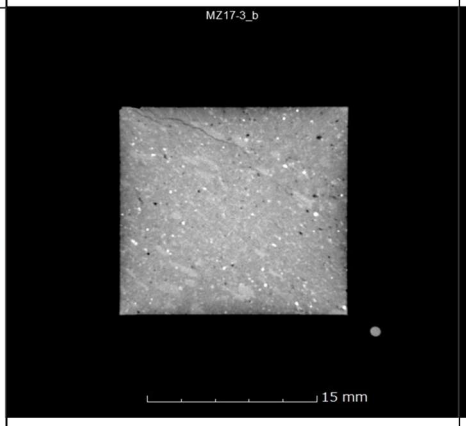
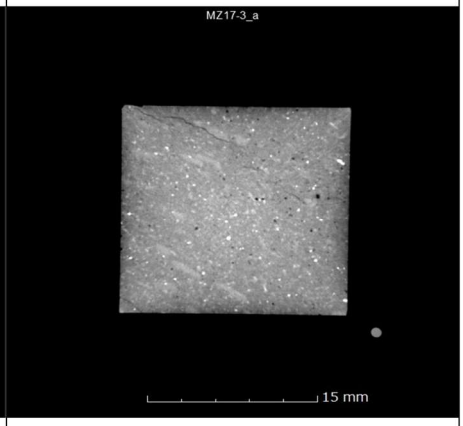
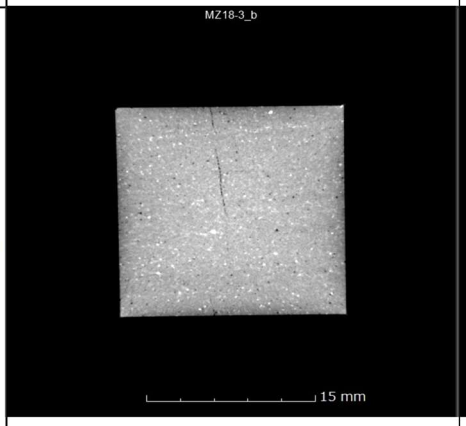
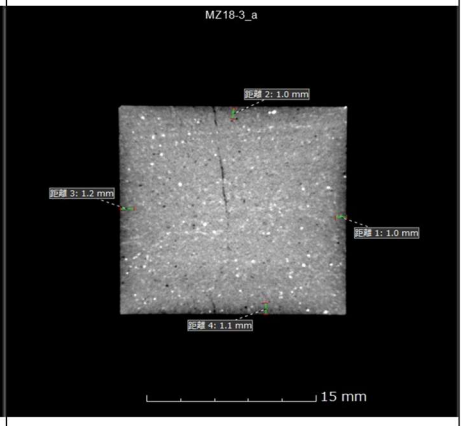
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-15-3		
		試料中の空隙の数が増加した
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-17-3		
		試料中の空隙の数が増加した
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-18-3		
		25日浸漬後平均溶解厚さ:1.075mm

図 1.5-5　シュウ酸用試料(R2MZ-15-3,17-3,18-3) μCT 測定結果画像

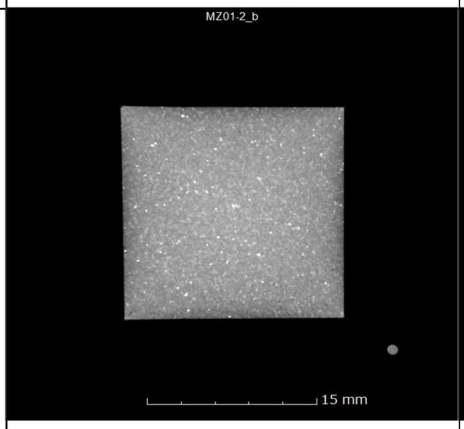
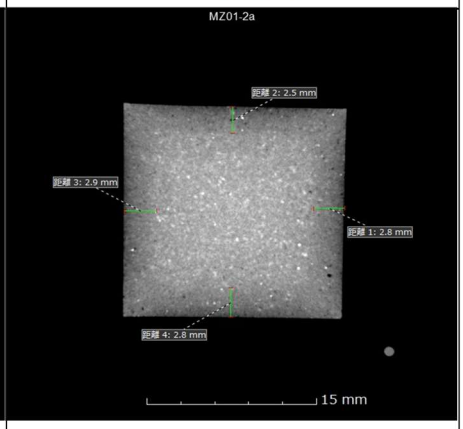
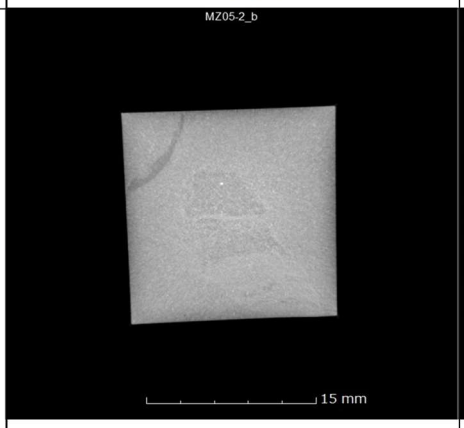
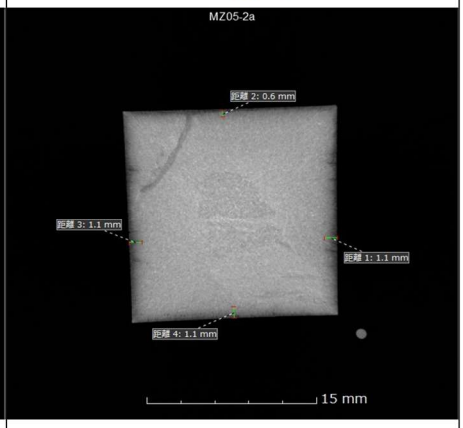
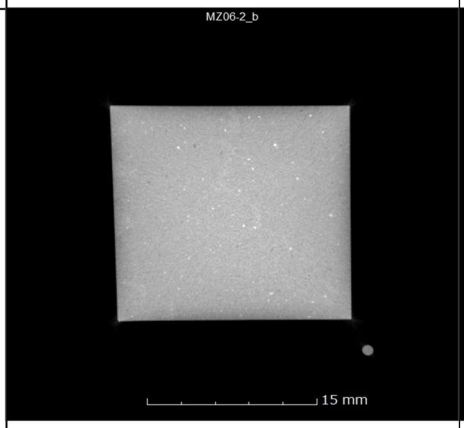
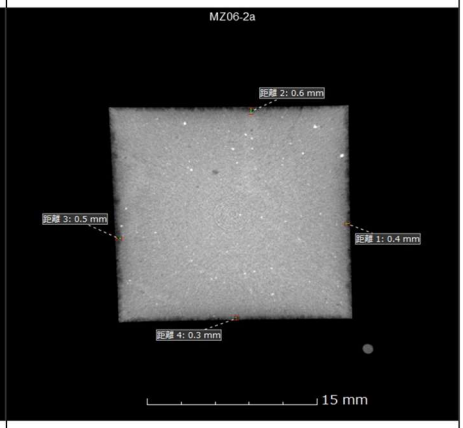
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-01-2		
		25日浸漬後平均溶解厚さ:2.750mm
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-05-2		
		25日浸漬後平均溶解厚さ:0.975mm
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-06-2		
		25日浸漬後平均溶解厚さ:0.450mm

図 1.5-6　希硝酸用試料(R2MZ-01-2,05-2,06-2) μCT 測定結果画像

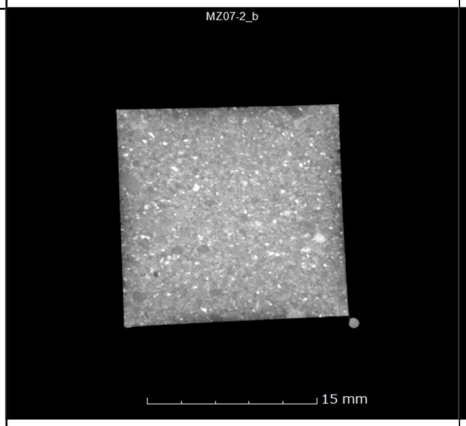
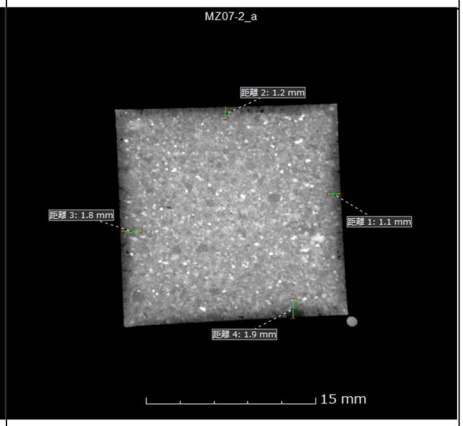
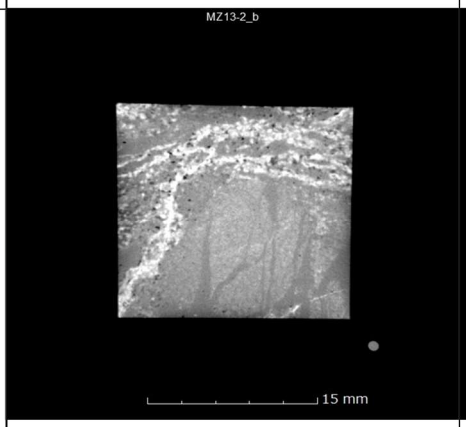
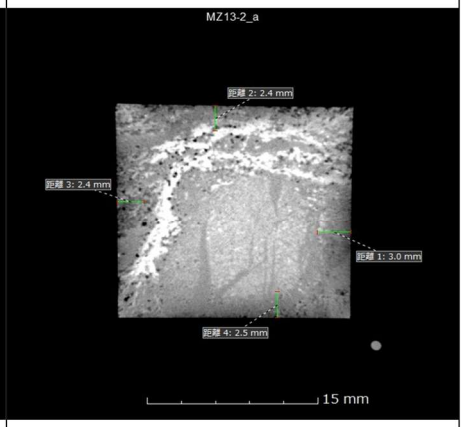
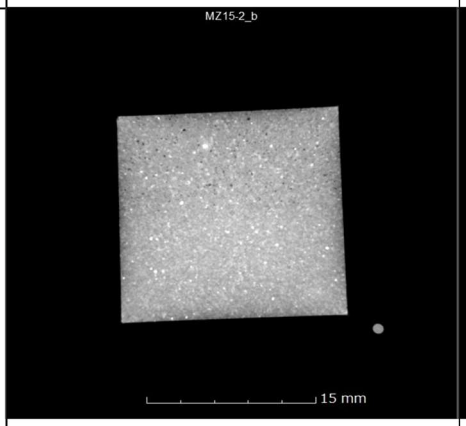
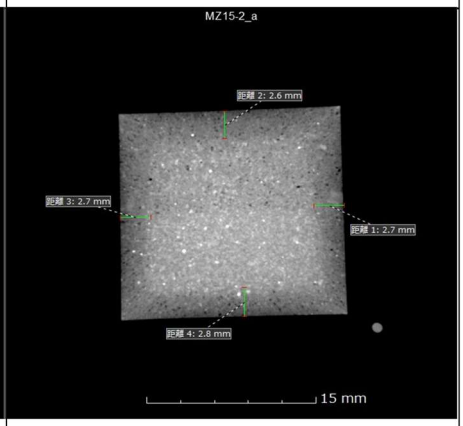
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-07-2		
		25日浸漬後平均溶解厚さ:1.500mm
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-13-2		
		25日浸漬後平均溶解厚さ:2.575mm
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-15-2		
		25日浸漬後平均溶解厚さ:2.700mm

図 1.5-7　希硝酸用試料(R2MZ-07-2, 13-2, 15-2) μCT 測定結果画像

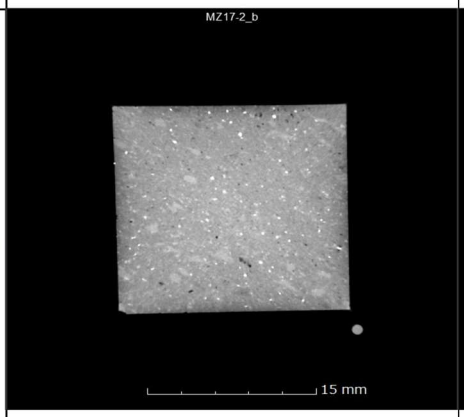
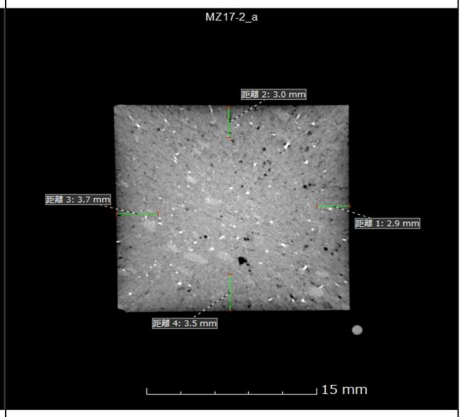
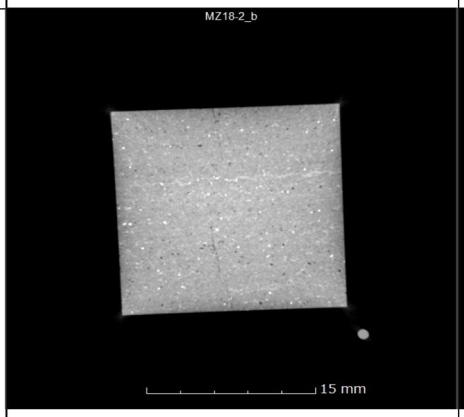
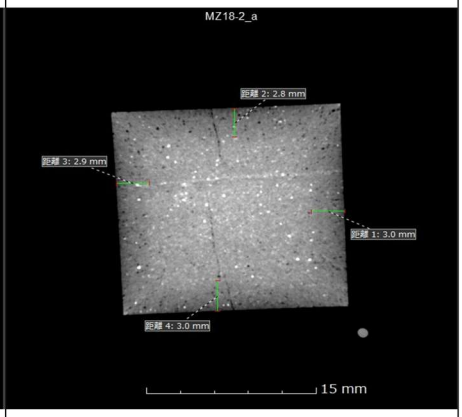
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-17-2		
		25日浸漬後平均溶解厚さ:3.275mm
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-18-2		
		25日浸漬後平均溶解厚さ:2.925mm

図 1.5-8　希硝酸用試料(R2MZ-17-2,18-2) μCT 測定結果画像

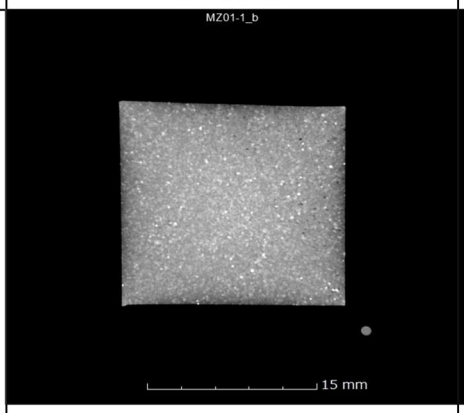
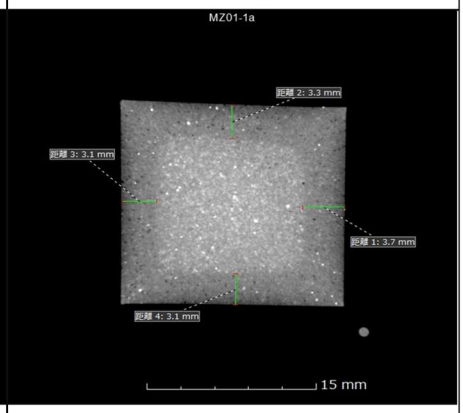
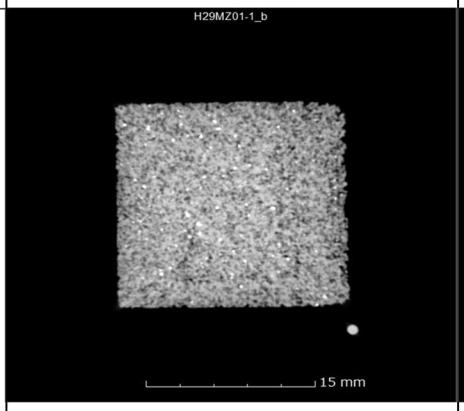
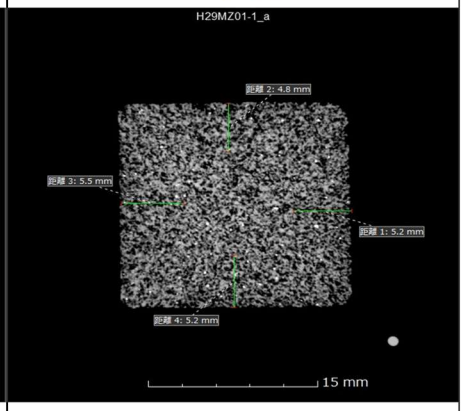
	25日浸漬前	25日浸漬後
R2MZ-01-1		
		25日浸漬後平均溶解厚さ:3.300mm
	25日浸漬前	25日浸漬後
H29MZ01-1		
		25日浸漬後平均溶解厚さ:5.175mm

図 1.5-9　濃硝酸用試料(R2MZ-01-1,H29MZ01-1) μCT 測定結果画像

表 1.5-2　低密度帯の厚さの測定結果

試料名	25 日浸漬後	浸漬
R2MZ-01-4	明瞭な反応が無かったため測定なし	炭酸
R2MZ-06-4	明瞭な反応が無かったため測定なし	炭酸
R2MZ-07-4	明瞭な反応が無かったため測定なし	炭酸
R2MZ-09-4	明瞭な反応が無かったため測定なし	炭酸
R2MZ-13-4	明瞭な反応が無かったため測定なし	炭酸
R2MZ-01-3	明瞭な反応が無かったため測定なし	シュウ酸
R2MZ-05-3	明瞭な反応が無かったため測定なし	シュウ酸
R2MZ-06-3	明瞭な反応が無かったため測定なし	シュウ酸
R2MZ-07-3	明瞭な反応が無かったため測定なし	シュウ酸
R2MZ-09-3	明瞭な反応が無かったため測定なし	シュウ酸
R2MZ-13-3	試料内の間隙が増加（空洞が増える）	シュウ酸
R2MZ-15-3	試料内の間隙が増加（空洞が増える）	シュウ酸
R2MZ-17-3	試料内の間隙が増加（空洞が増える）	シュウ酸
R2MZ-18-3	試料内の間隙が増加（空洞が増える）	シュウ酸
R2MZ-01-2	2.750mm	希硝酸
R2MZ-05-2	0.975mm	希硝酸
R2MZ-06-2	0.450mm	希硝酸
R2MZ-07-2	1.500mm	希硝酸
R2MZ-13-2	2.575mm	希硝酸
R2MZ-15-2	2.700mm	希硝酸
R2MZ-17-2	3.275mm	希硝酸
R2MZ-18-2	2.925mm	希硝酸
R2MZ-01-1	3.300mm	濃硝酸
H29MZ01-1	5.175mm	濃硝酸

1.6 SEM 観察

浸漬前後で鉱物や結晶粒間等の形状変化を捉えるために SEM 観察を行った。使用装置は日本電子(株)製 JSM-7001F である。試料には、およそ厚さ t=1cm、2×2cm に切り出した岩石チップを用い、2×2cm の面を観察面とした。ただし、炭酸浸漬試料の寸法は浸漬容器の取り出し口の形状により厚さ t=1cm、2×1.8cm とした。表面の微細な変化を見るために観察面は DP 研磨してある。SEM 観察では、観察面上のケガキ線上の 3 箇所(center、upper、lower)を対象に観察と二次電子像の取得を行い、浸漬前後で比較した。測定条件を表 1.6-1 に、測定結果を図 1.6-1～図 1.6-72 に示す。

表 1.6-1 SEM の観察条件

観察条件	加速電圧	15kV
	エミッション電流	1.8×10^{-4}A
	画像形式	BMP

なお図中の鉱物の略号は以下のとおりである。石英：Qz、斜長石：Pl、カリ長石：KF、黒雲母：Bt、白雲母：Mv、緑泥石：Chl、方解石：Ca、黄鉄鉱：Py、鉄酸化物：Fe、チタン酸化物：Ti、鉄ーチタン酸化物：FeTi、燐灰石:Ap、菫青石：Crd、モナズ石：Mnz、ジルコン：Zr。

浸漬前に存在していたものの浸漬後に認められなかった鉱物は、浸漬後の図中で括弧表記した。

(1) R2MZ-01-1

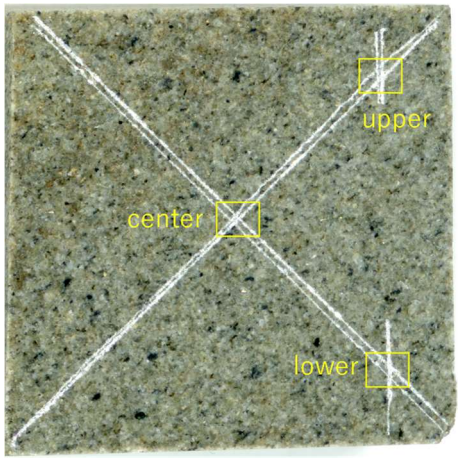
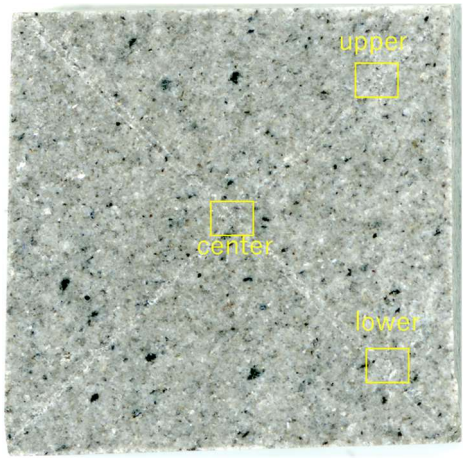
R2MZ-01-1	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-1 R2MZ-01-1 の 25 日浸漬前・後のスキャン画像

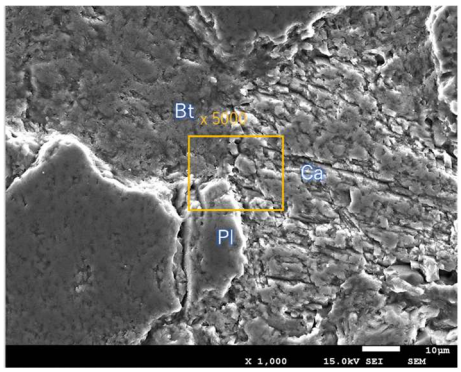
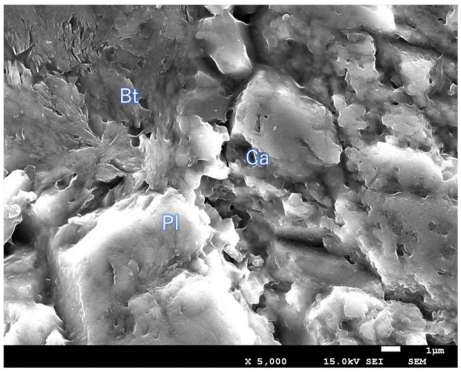
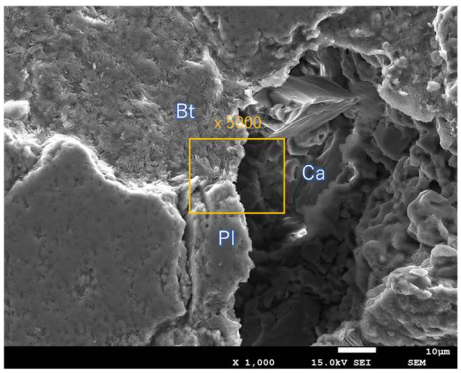
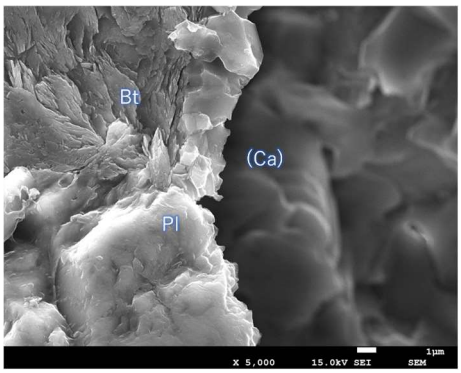
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-2 R2MZ-01-1 の濃硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

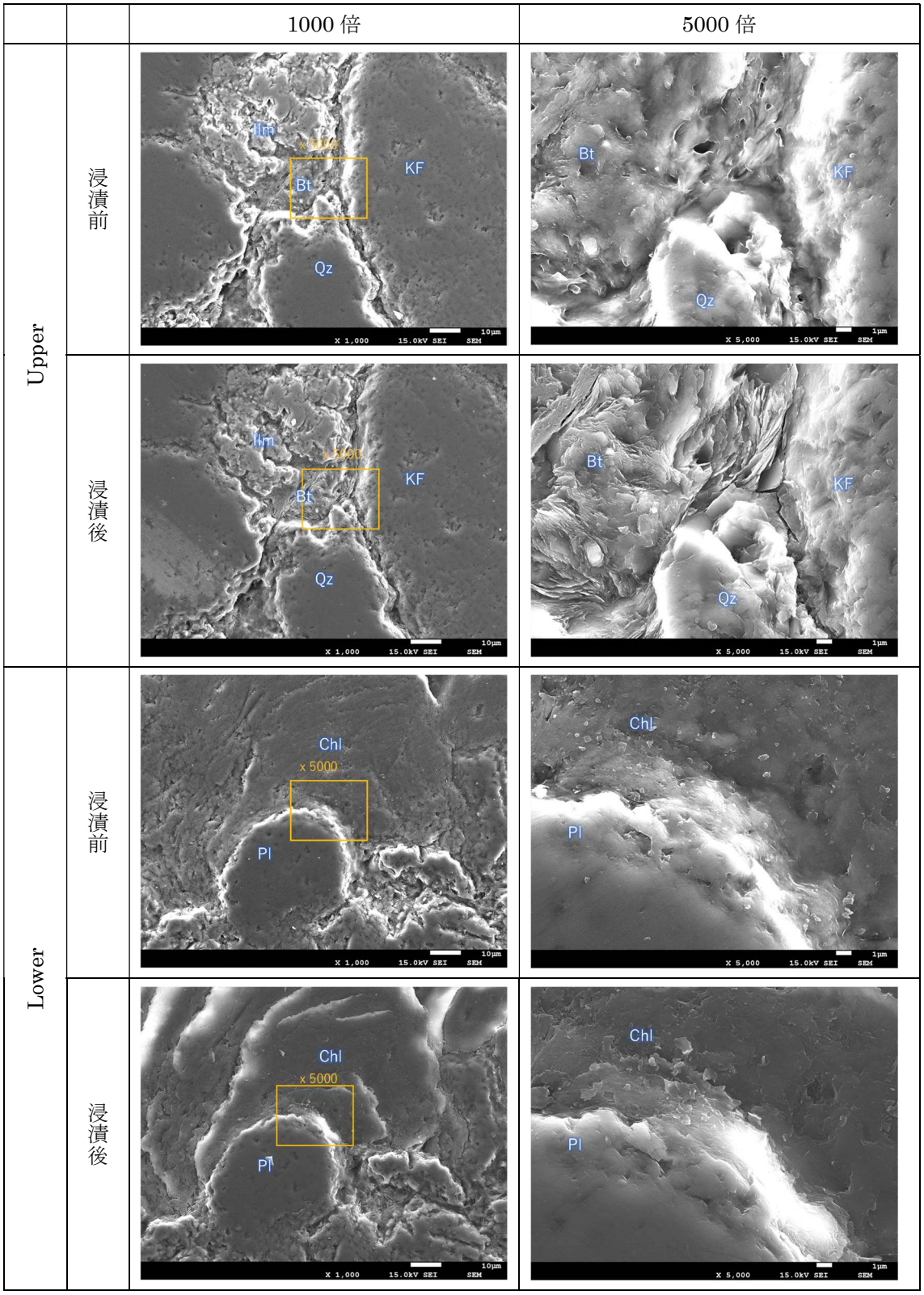


図 1.6-3　R2MZ-01-1 の濃硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(2) R2MZ-01-2

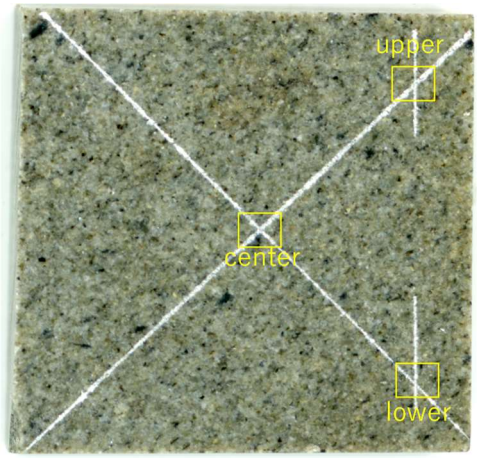
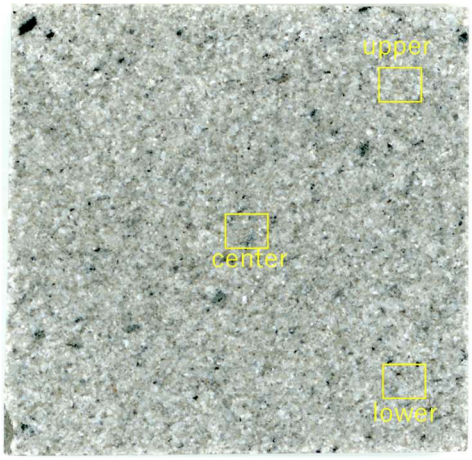
R2MZ-01-2	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-4 R2MZ-01-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

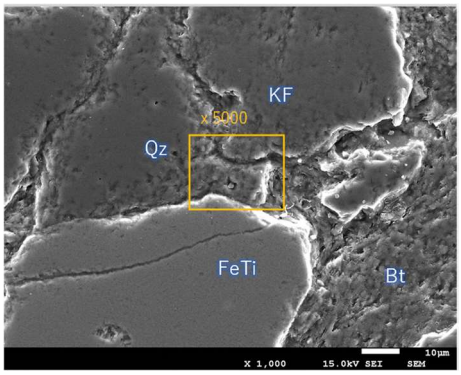
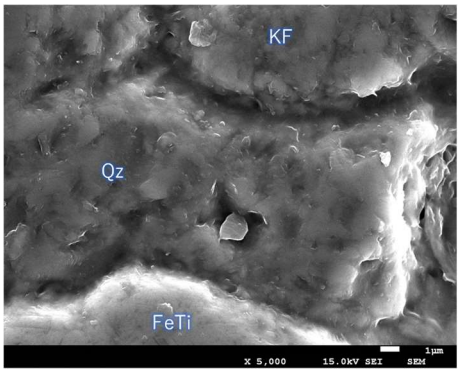
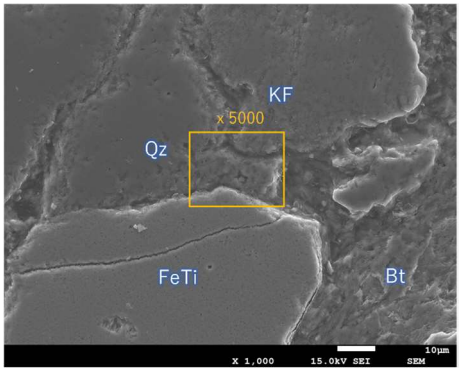
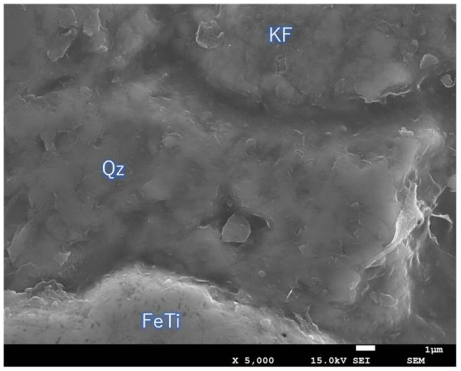
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-5 R2MZ-01-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

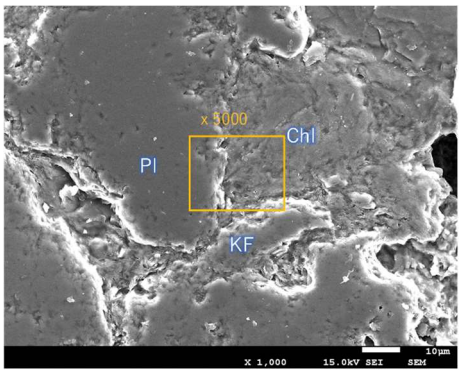
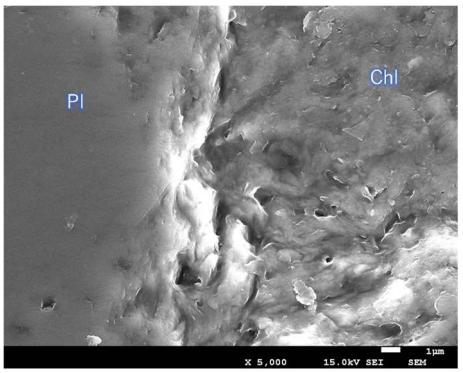
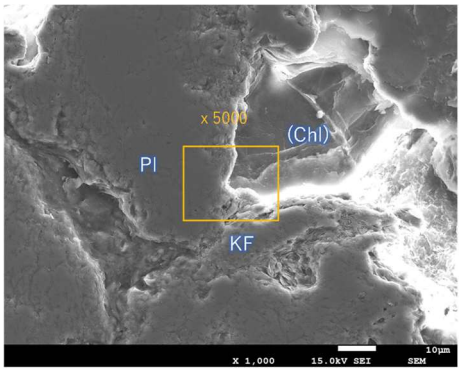
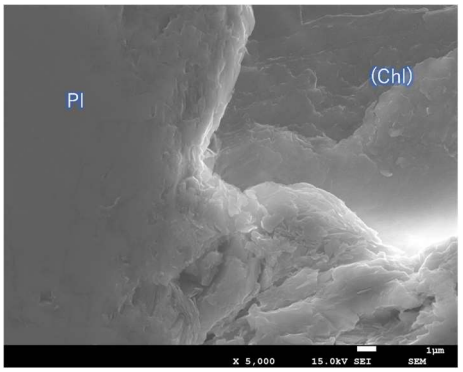
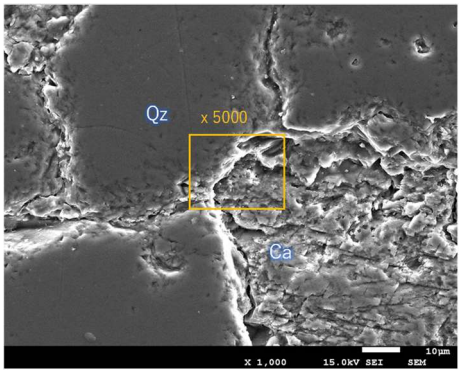
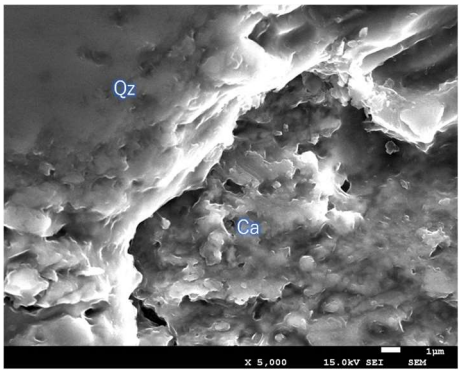
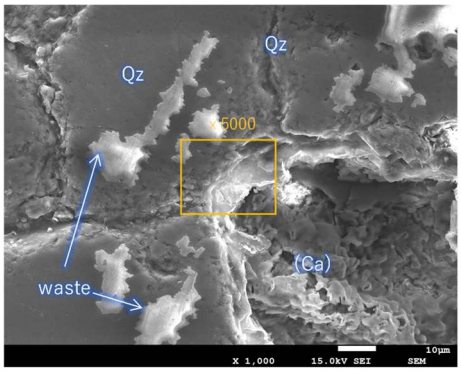
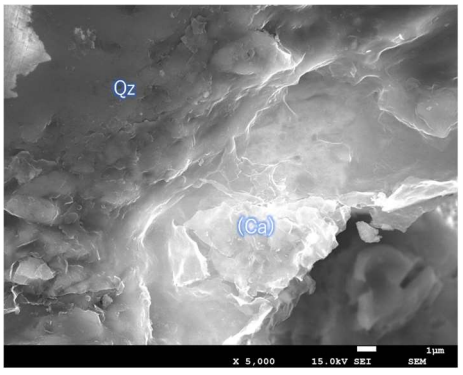
		1000 倍	5000 倍
Upper	浸漬前		
	浸漬後		
Lower	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-6　R2MZ-01-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(3) R2MZ-01-3

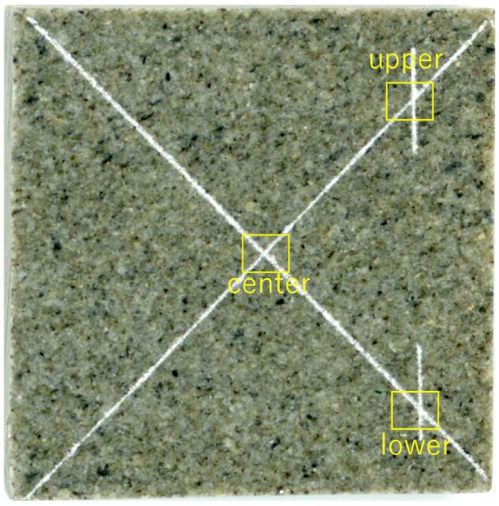
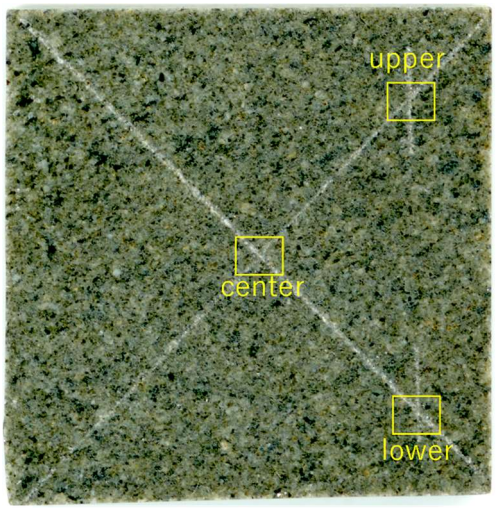
R2MZ-01-3	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-7 R2MZ-01-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

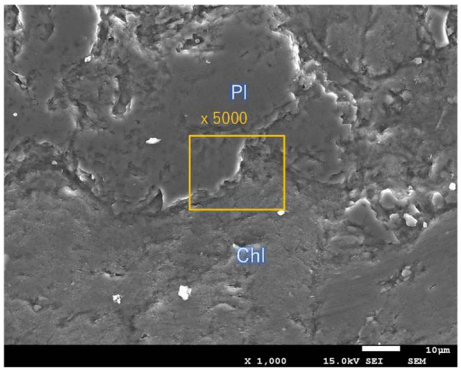
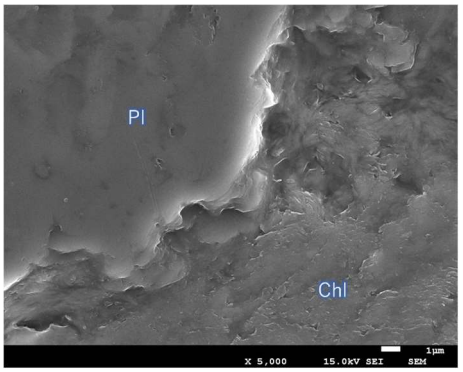
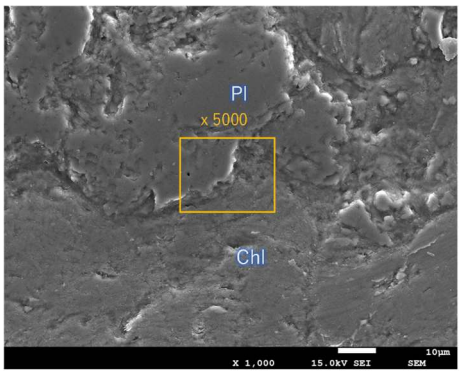
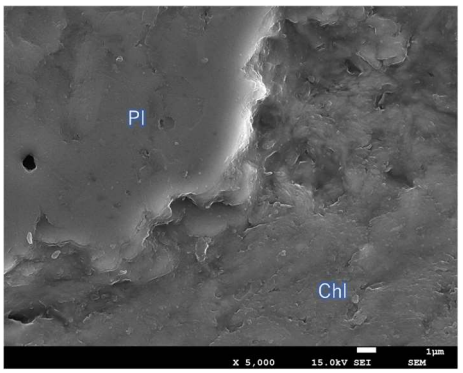
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-8 R2MZ-01-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（center）

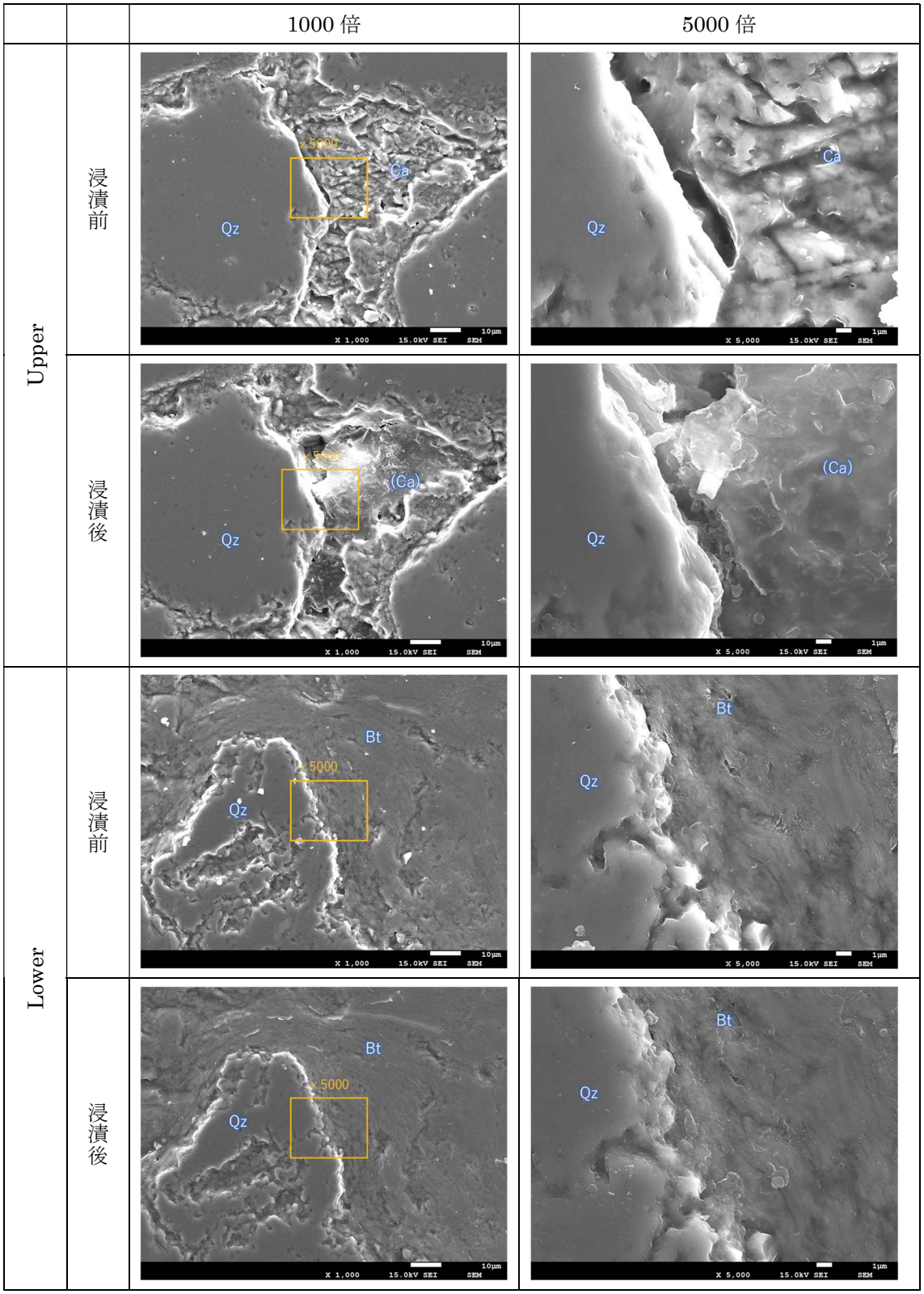


図 1.6-9　R2MZ-01-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(4) R2MZ-01-4

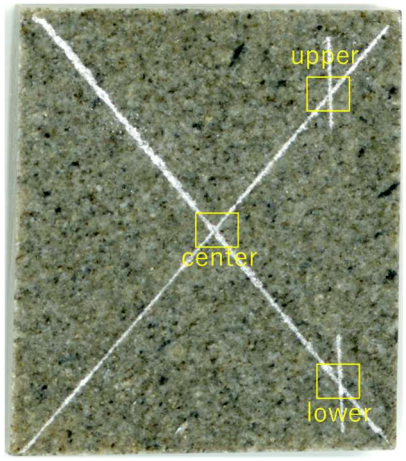
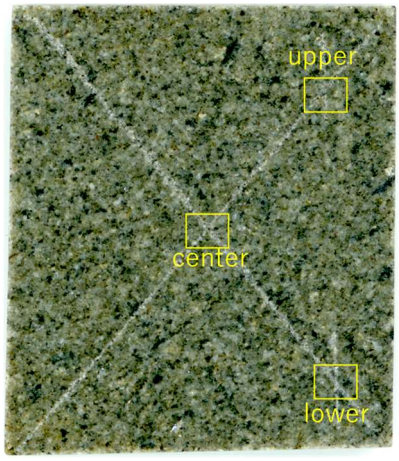
R2MZ-01-4	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-10 R2MZ-01-4 の炭酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

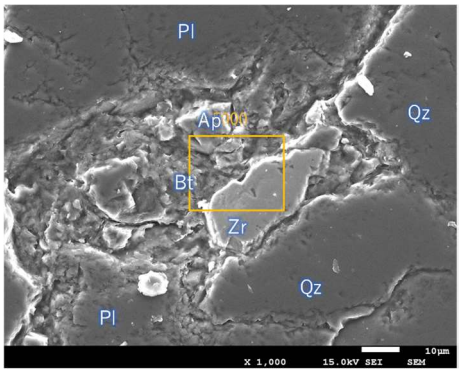
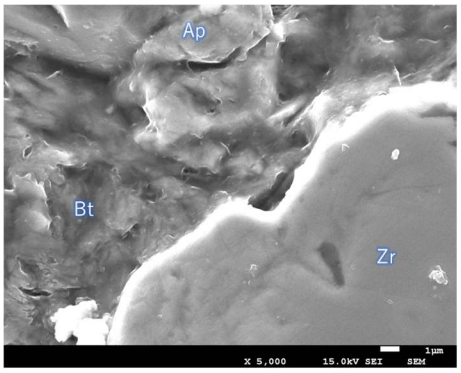
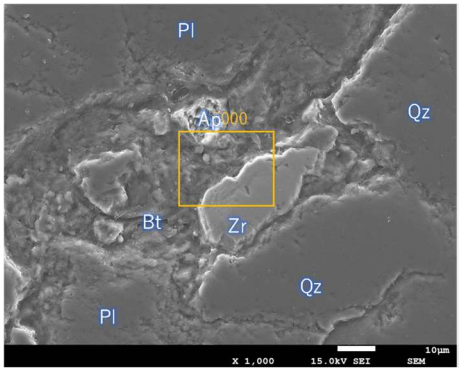
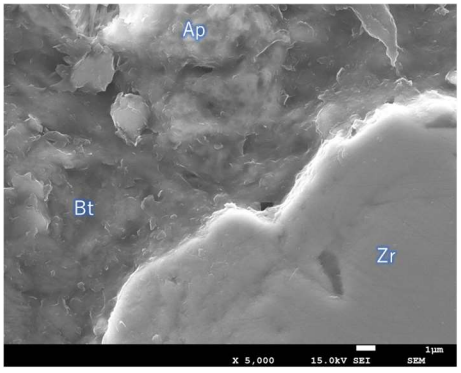
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-11 R2MZ-01-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

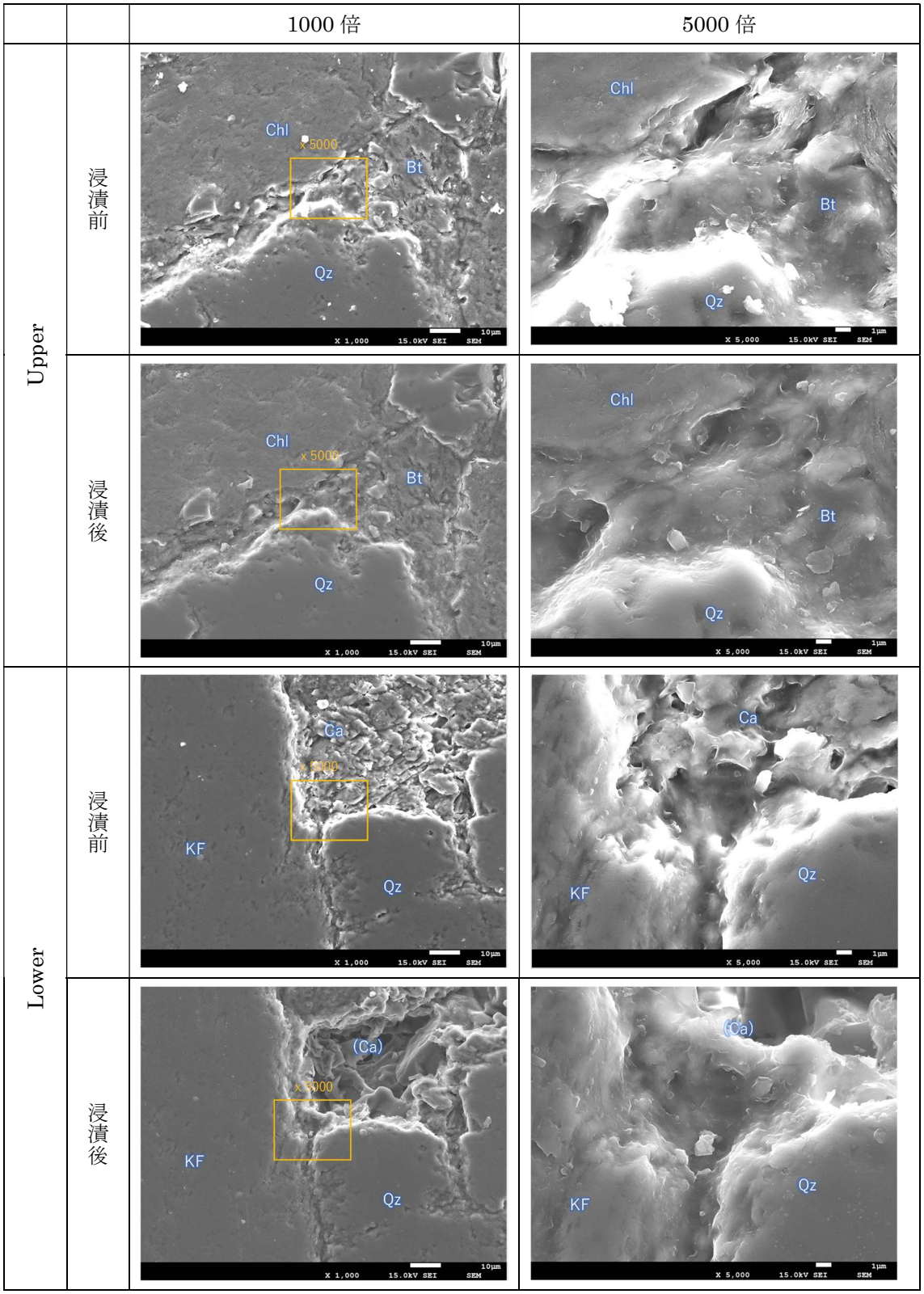


図 1.6-12　R2MZ-01-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(5) R2MZ-05-2

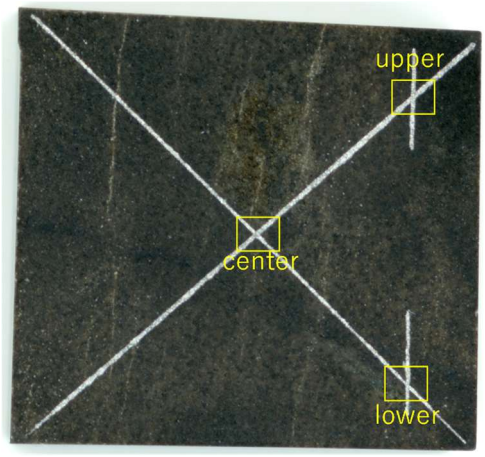
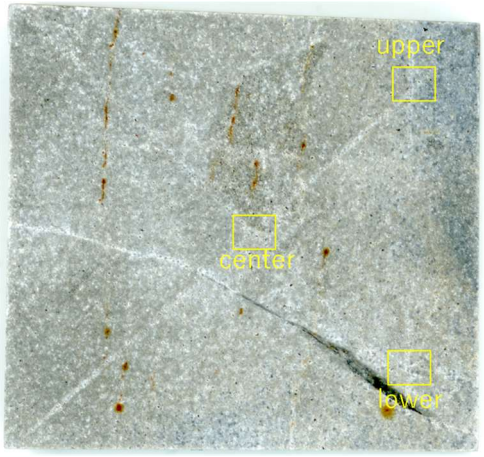
R2MZ-05-2	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-13 R2MZ-05-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

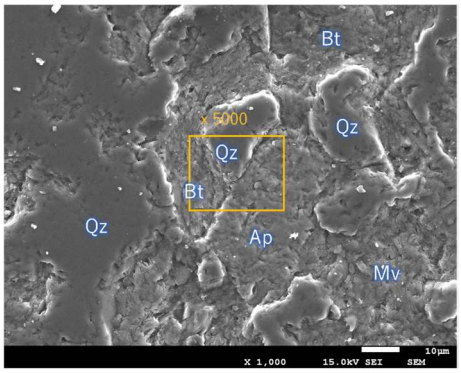
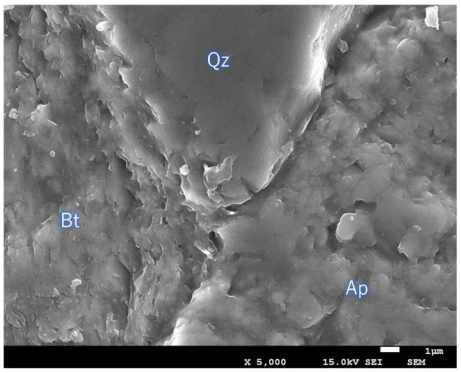
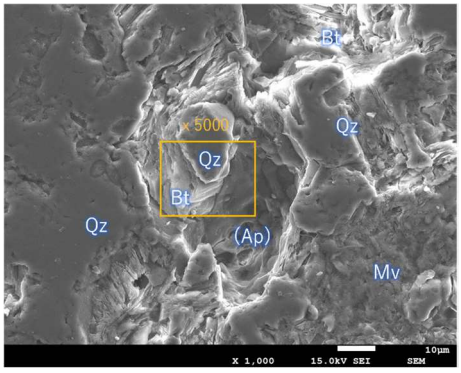
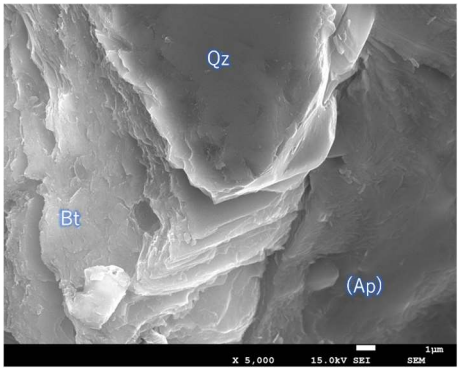
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-14 R2MZ-05-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

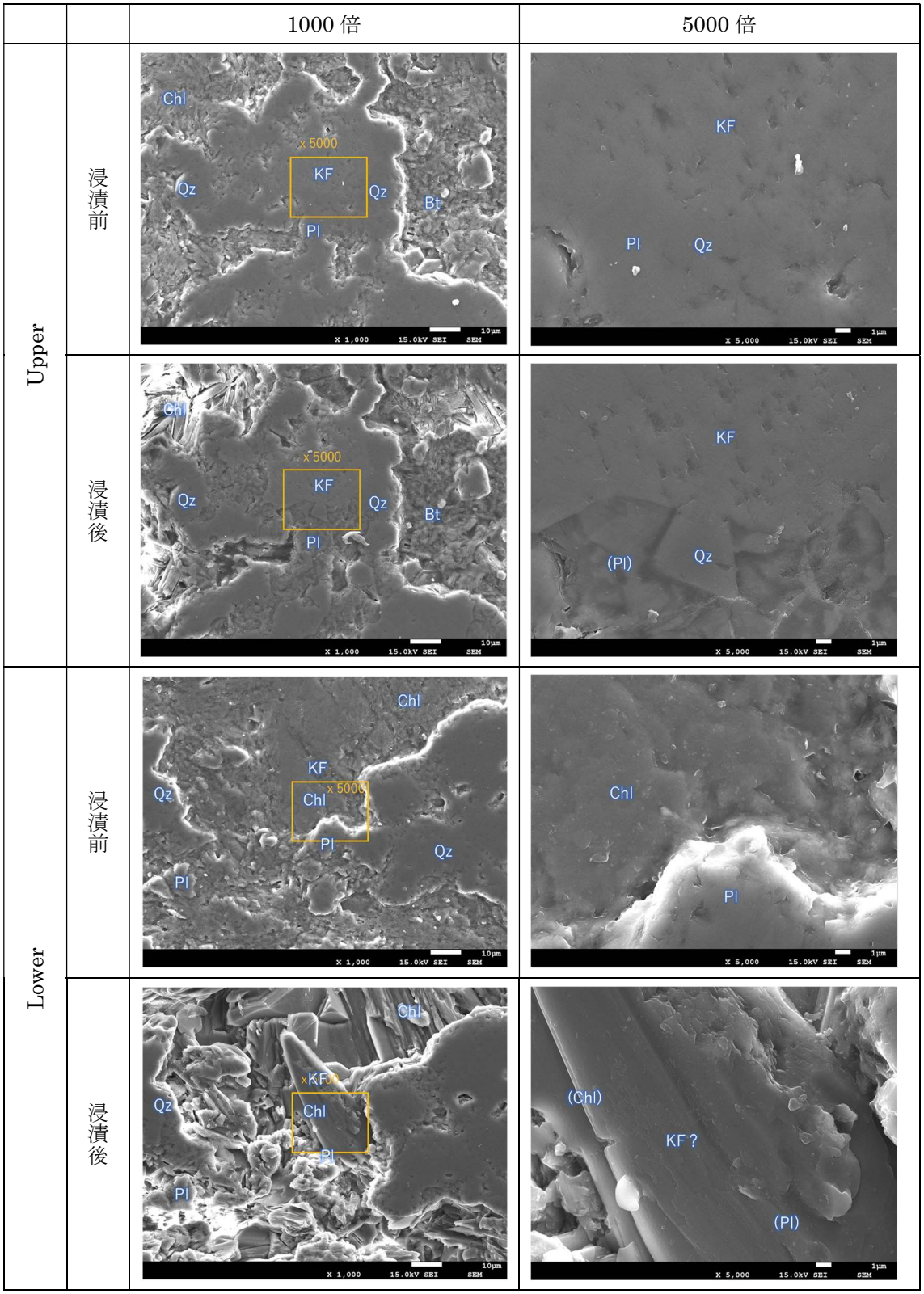


図 1.6-15　R2MZ-05-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(6) R2MZ-05-3

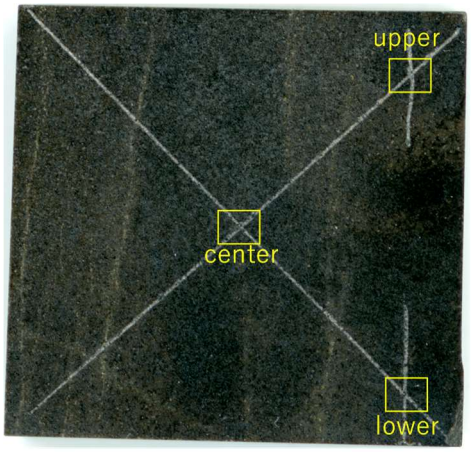
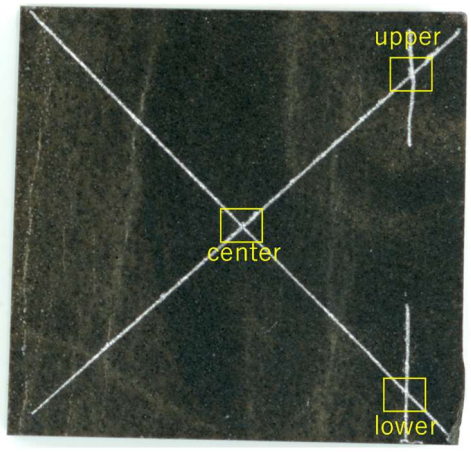
R2MZ-05-3	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-16 R2MZ-05-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

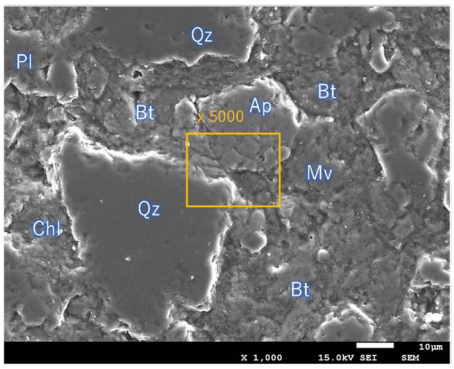
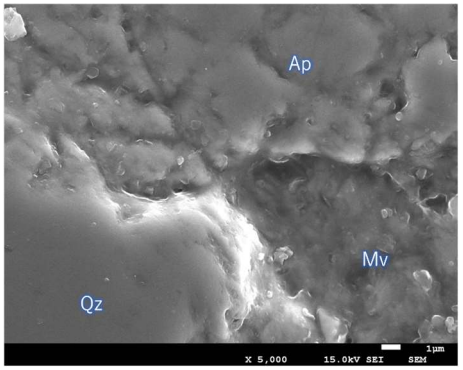
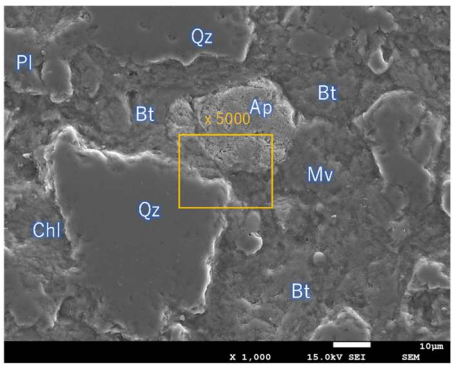
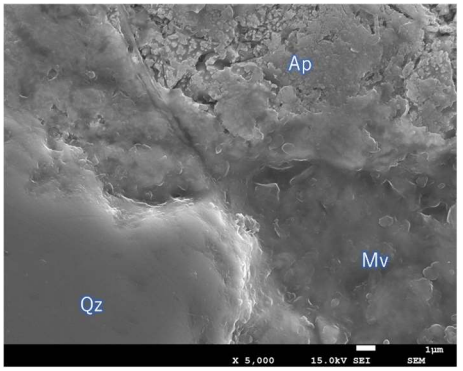
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-17 R2MZ-05-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

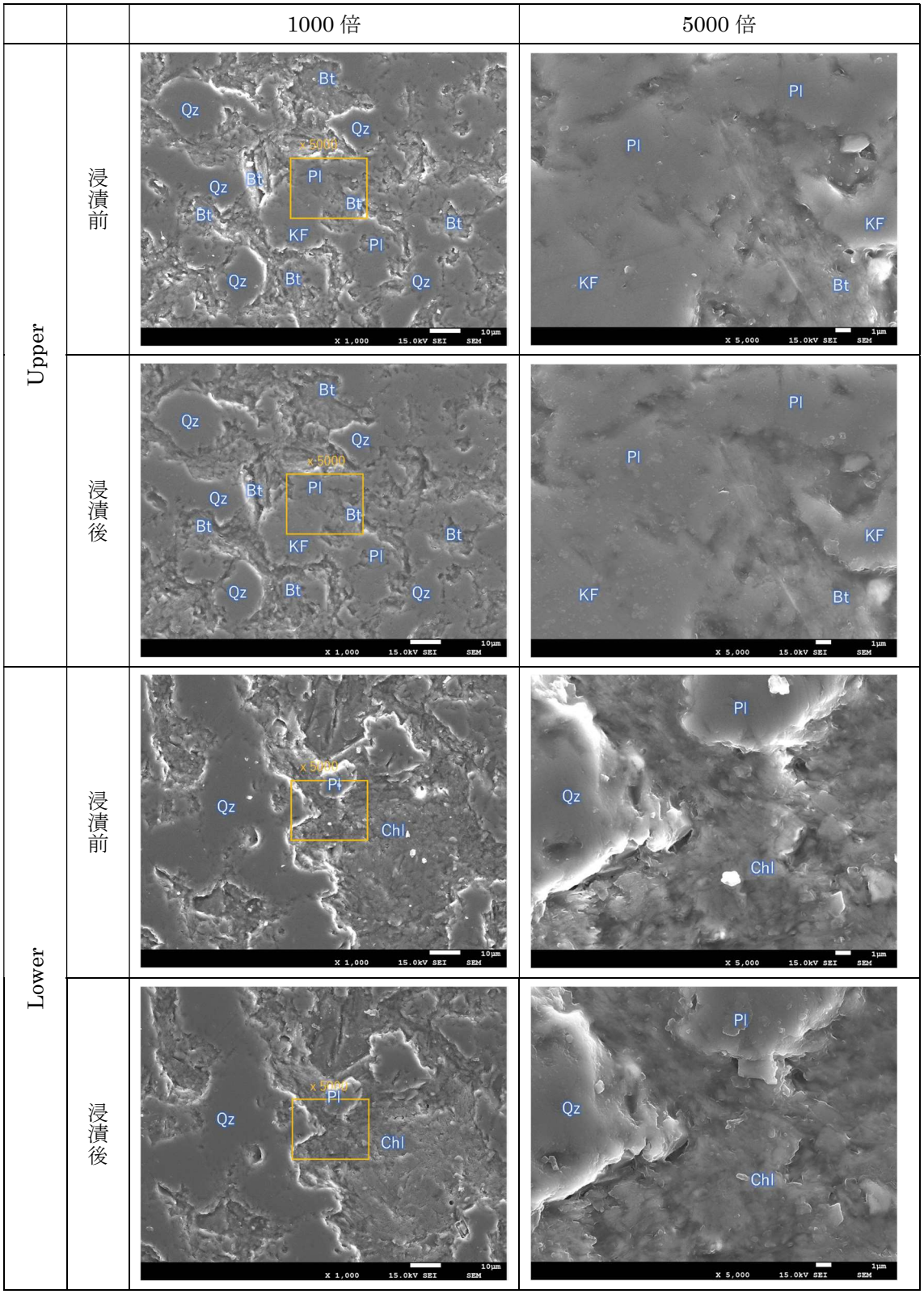


図 1.6-18　R2MZ-05-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(7) R2MZ-06-2

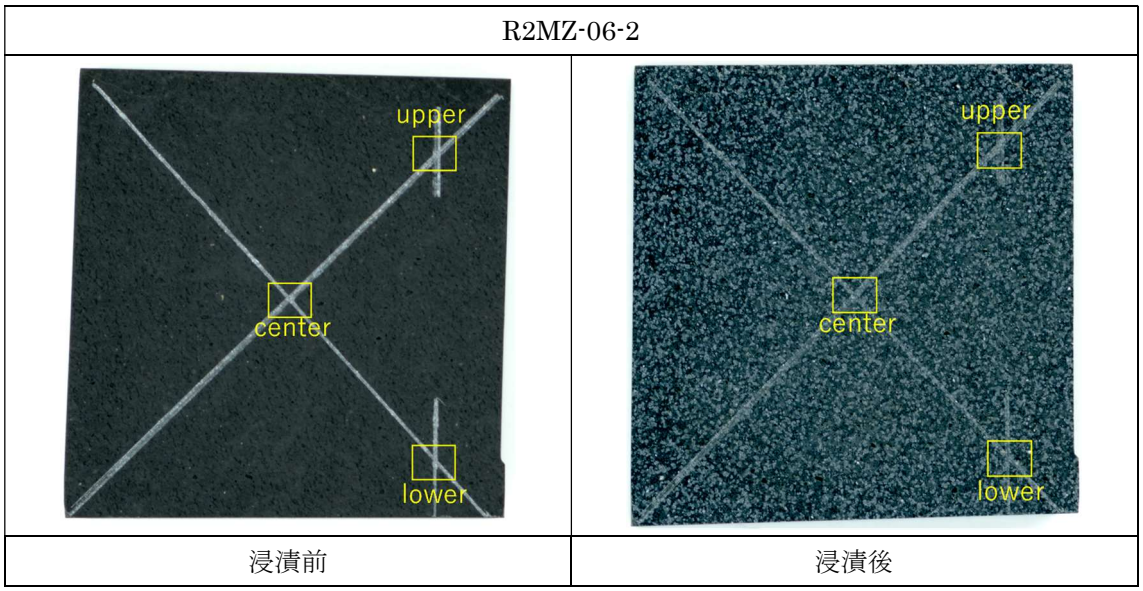


図 1.6-19 R2MZ-06-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

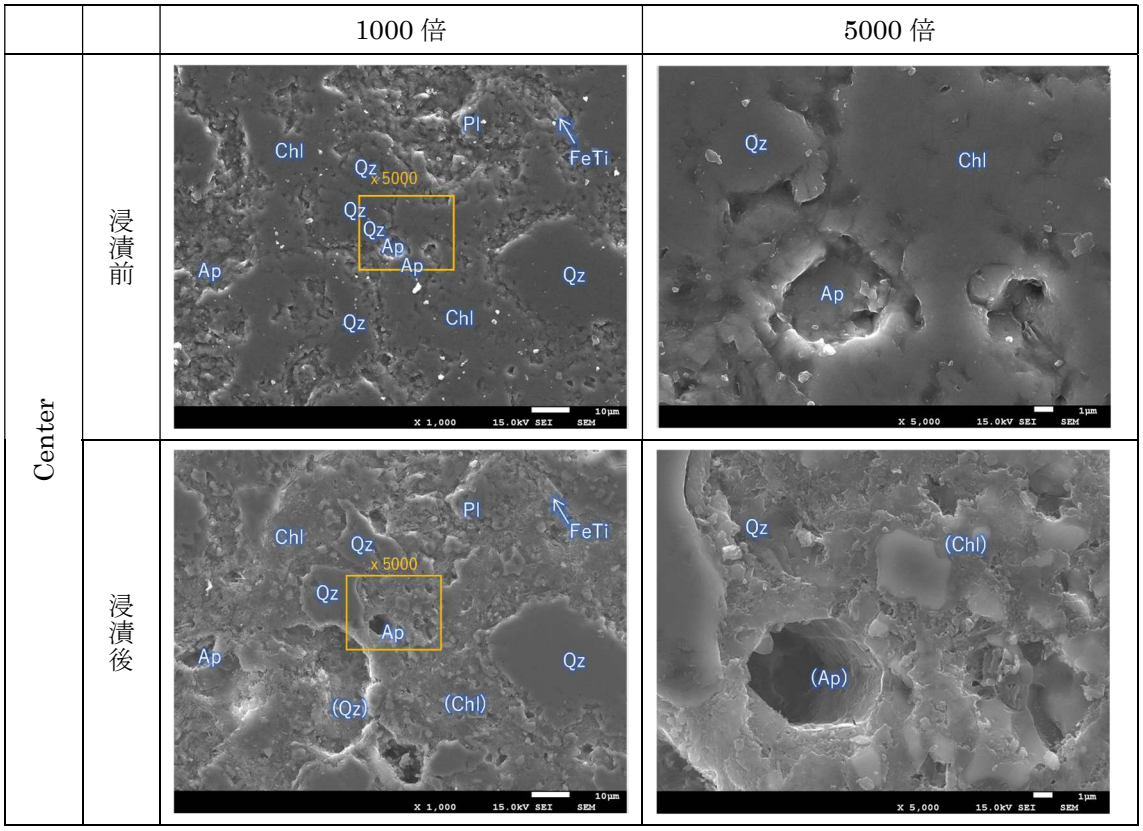


図 1.6-20 R2MZ-06-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

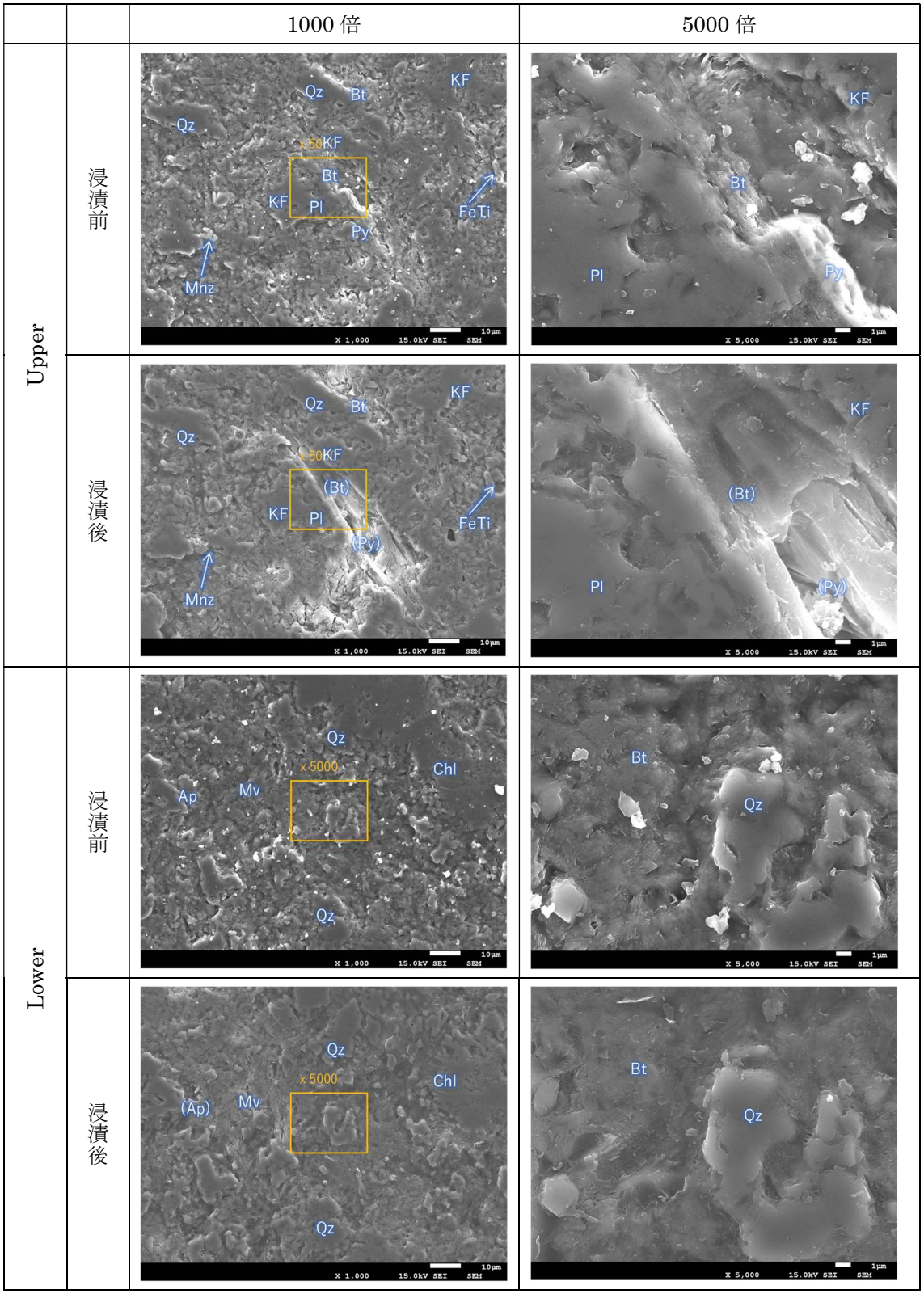


図 1.6-21　R2MZ-06-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(8) R2MZ-06-3

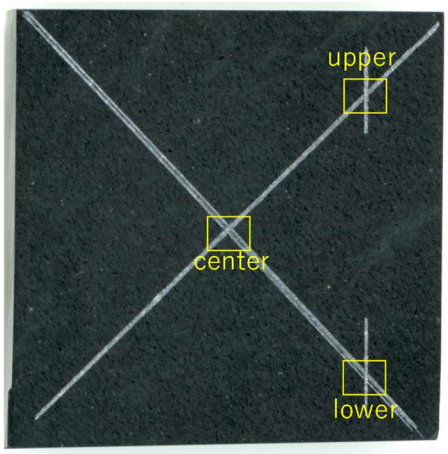
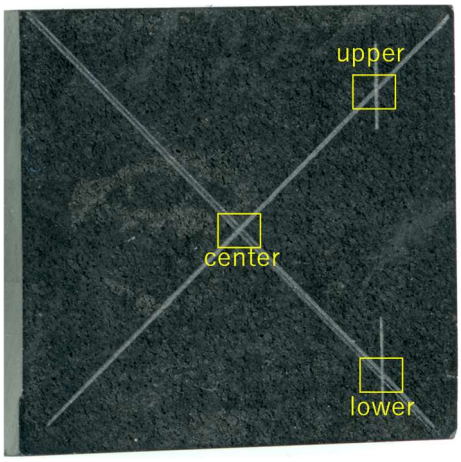
R2MZ-06-3	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-22 R2MZ-06-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

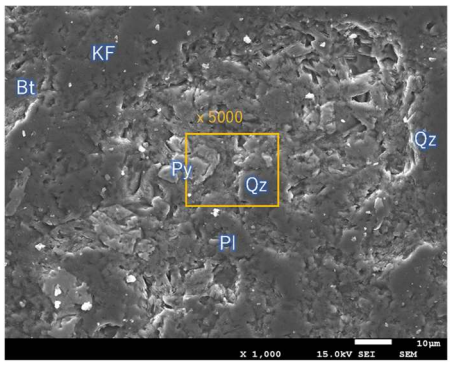
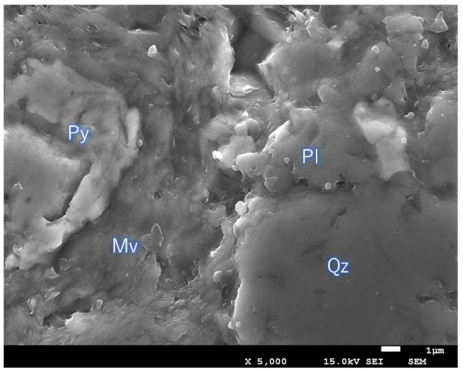
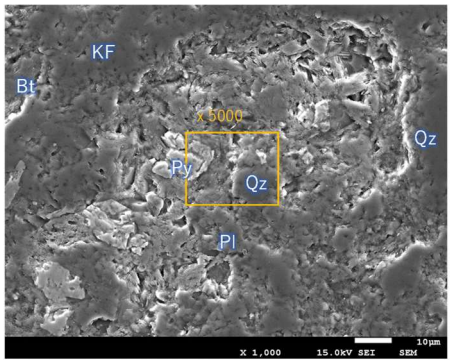
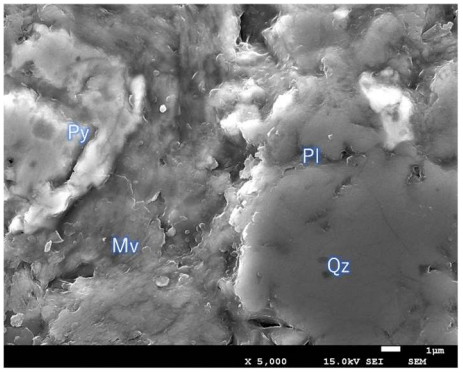
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-23 R2MZ-06-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

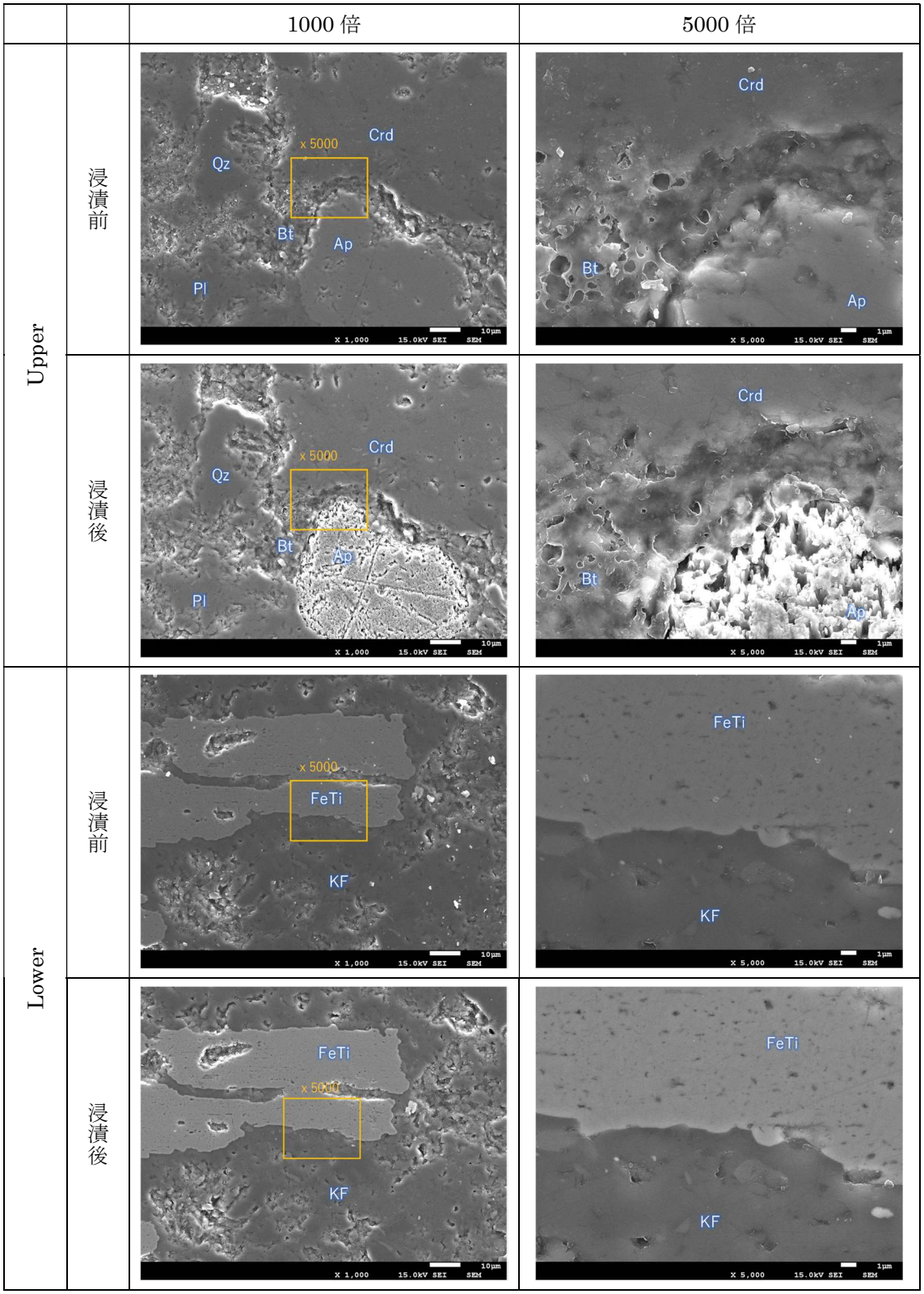


図 1.6-24　R2MZ-06-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(9) R2MZ-6-4

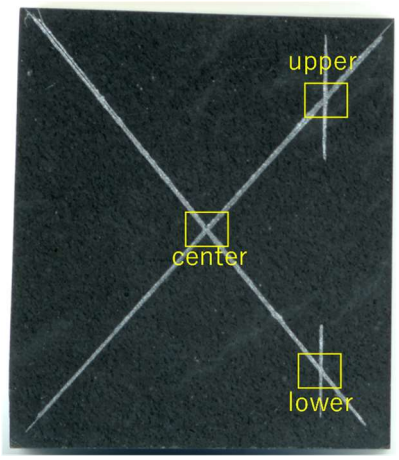
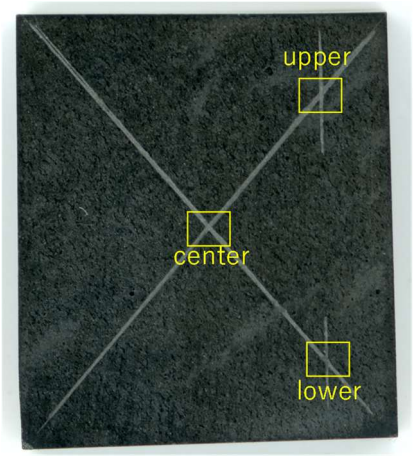
R2MZ-06-4	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-25 R2MZ-06-4 の炭酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

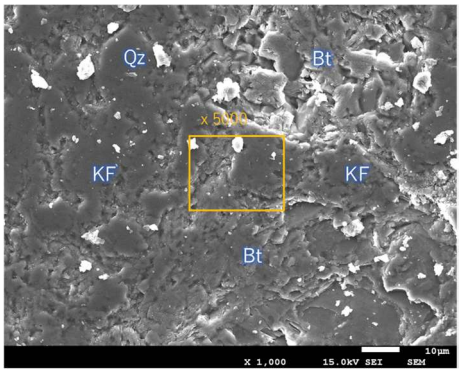
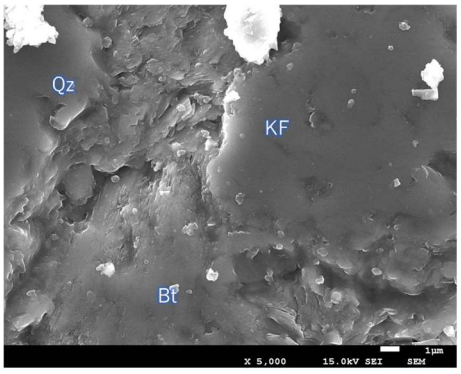
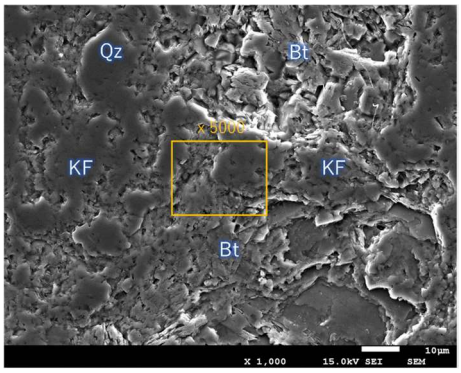
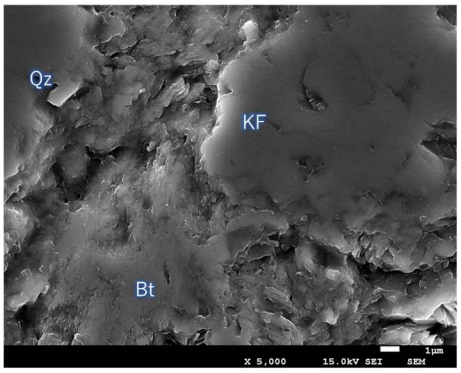
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-26 R2MZ-06-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

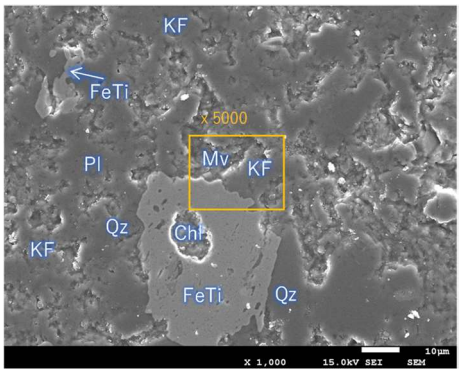
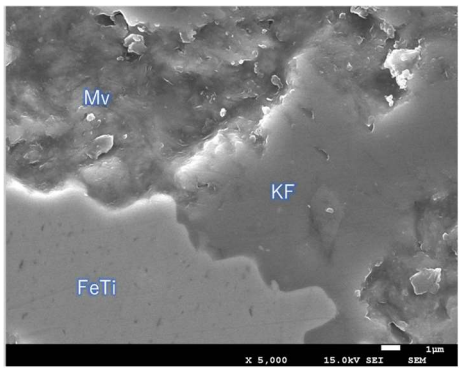
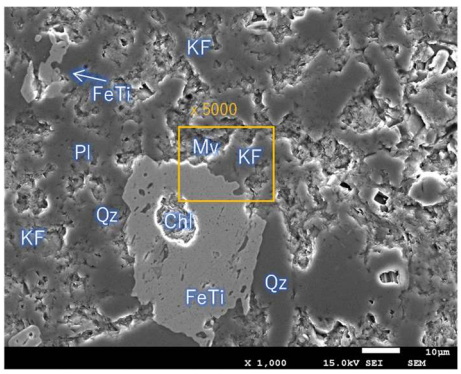
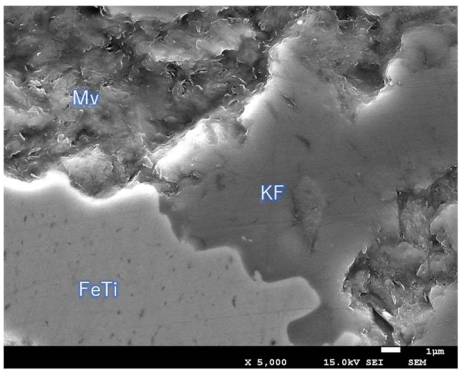
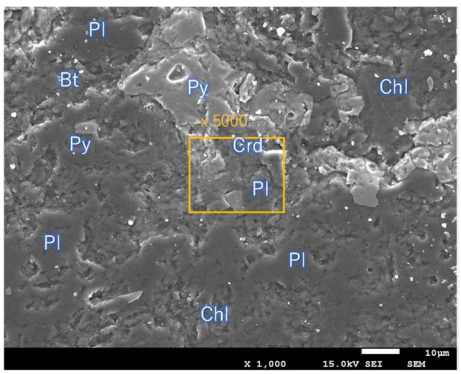
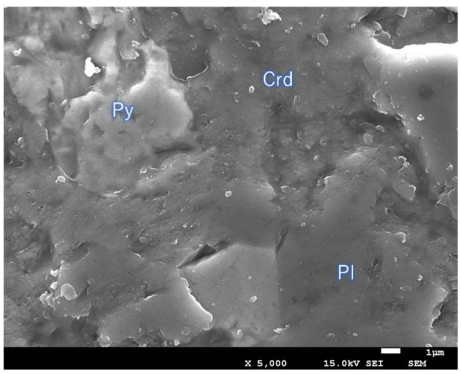
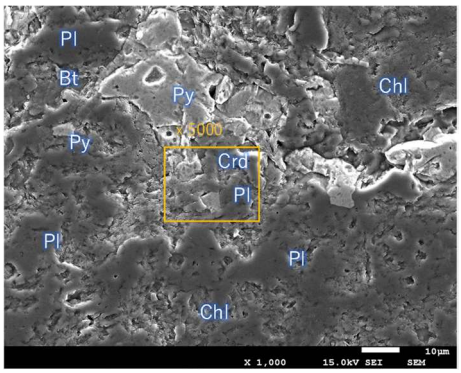
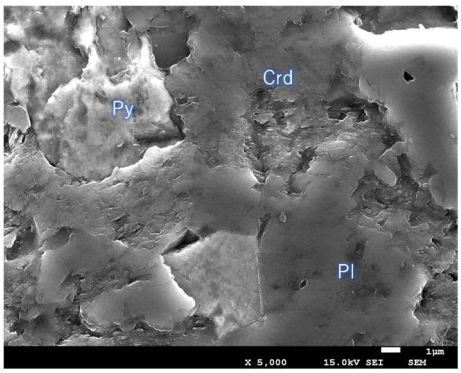
		1000 倍	5000 倍
Upper	浸漬前		
	浸漬後		
Lower	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-27　R2MZ-06-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(10) R2MZ-07-2

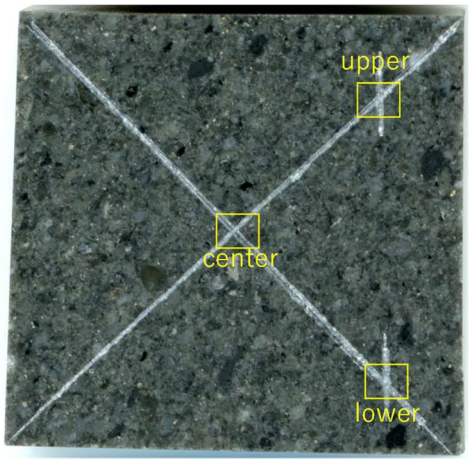
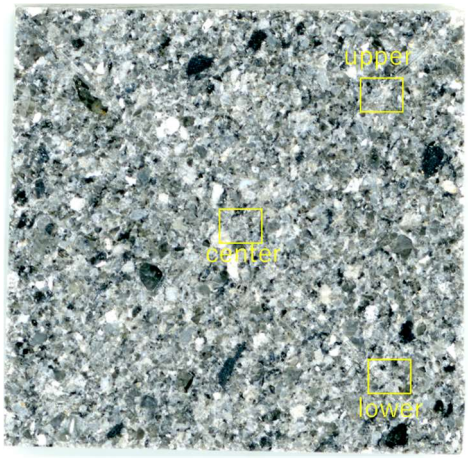
R2MZ-07-2	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-28 R2MZ-07-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

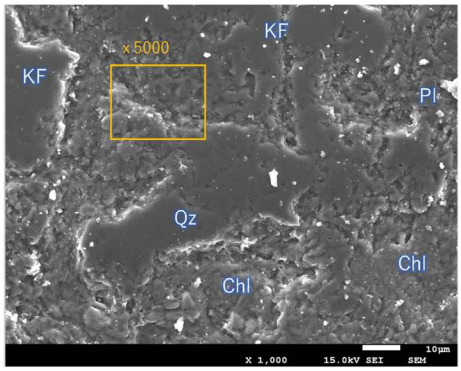
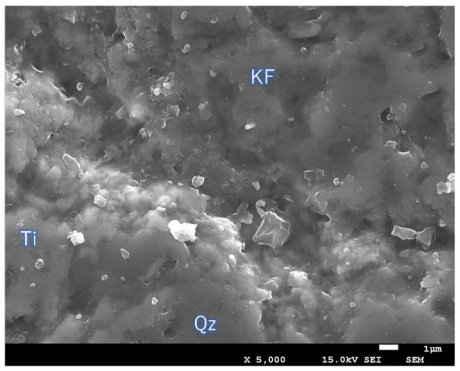
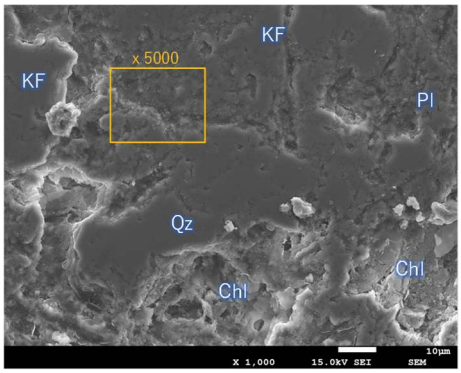
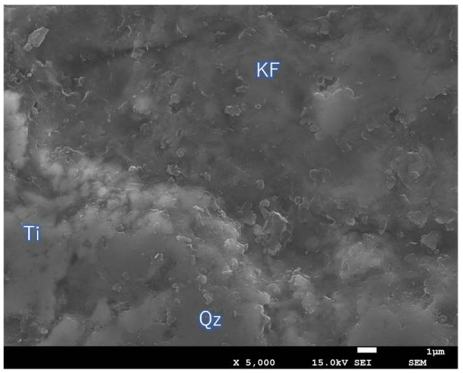
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-29 R2MZ-07-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

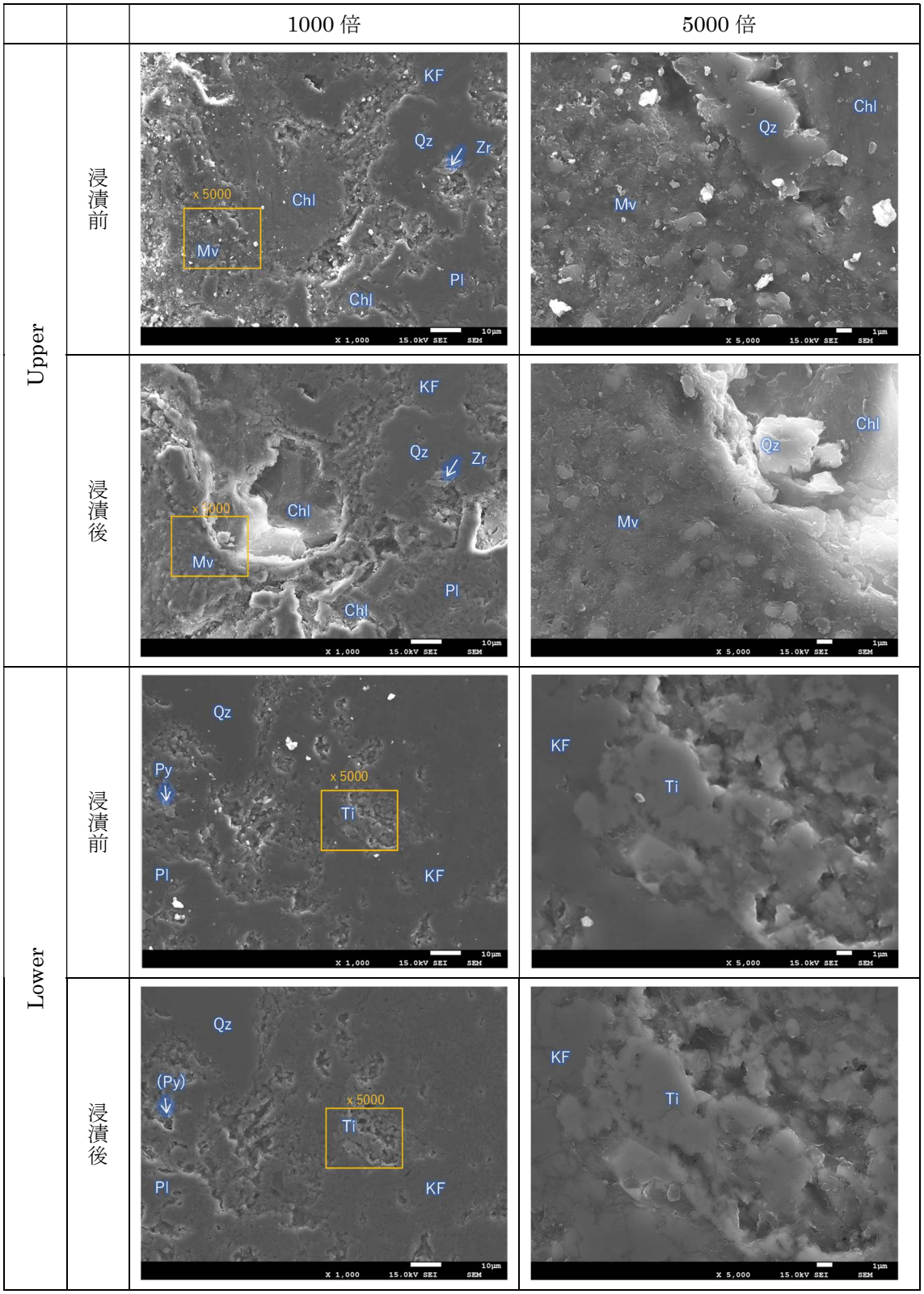


図 1.6-30　R2MZ-07-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(11) R2MZ-07-3

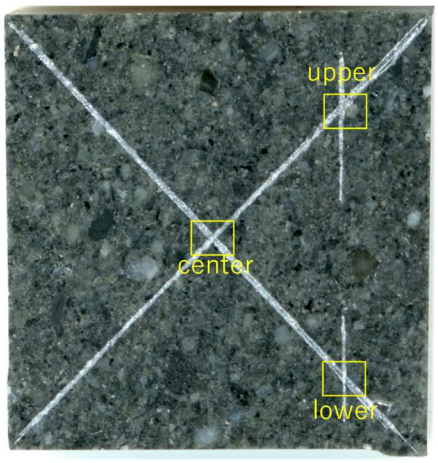
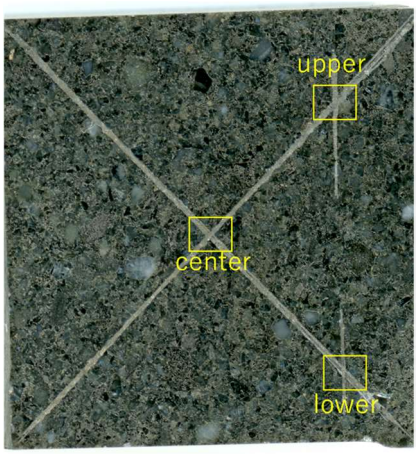
R2MZ-07-3	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-31 R2MZ-07-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

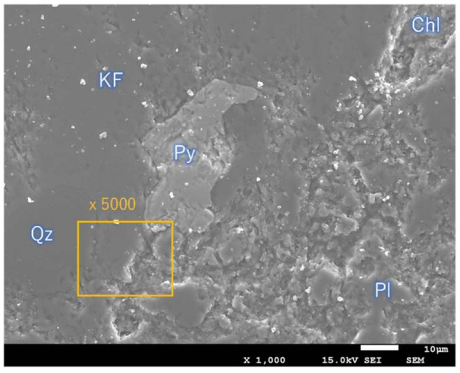
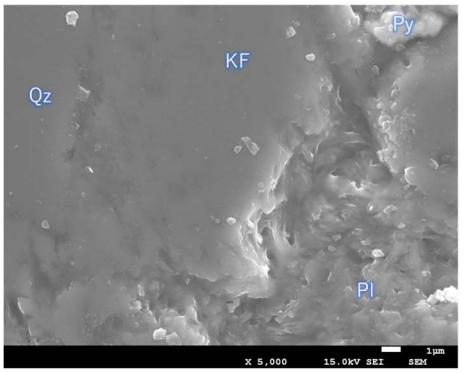
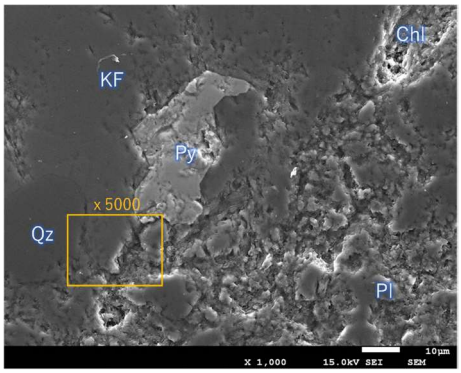
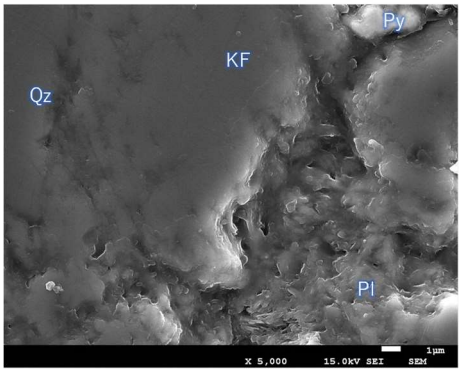
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-32 R2MZ-07-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

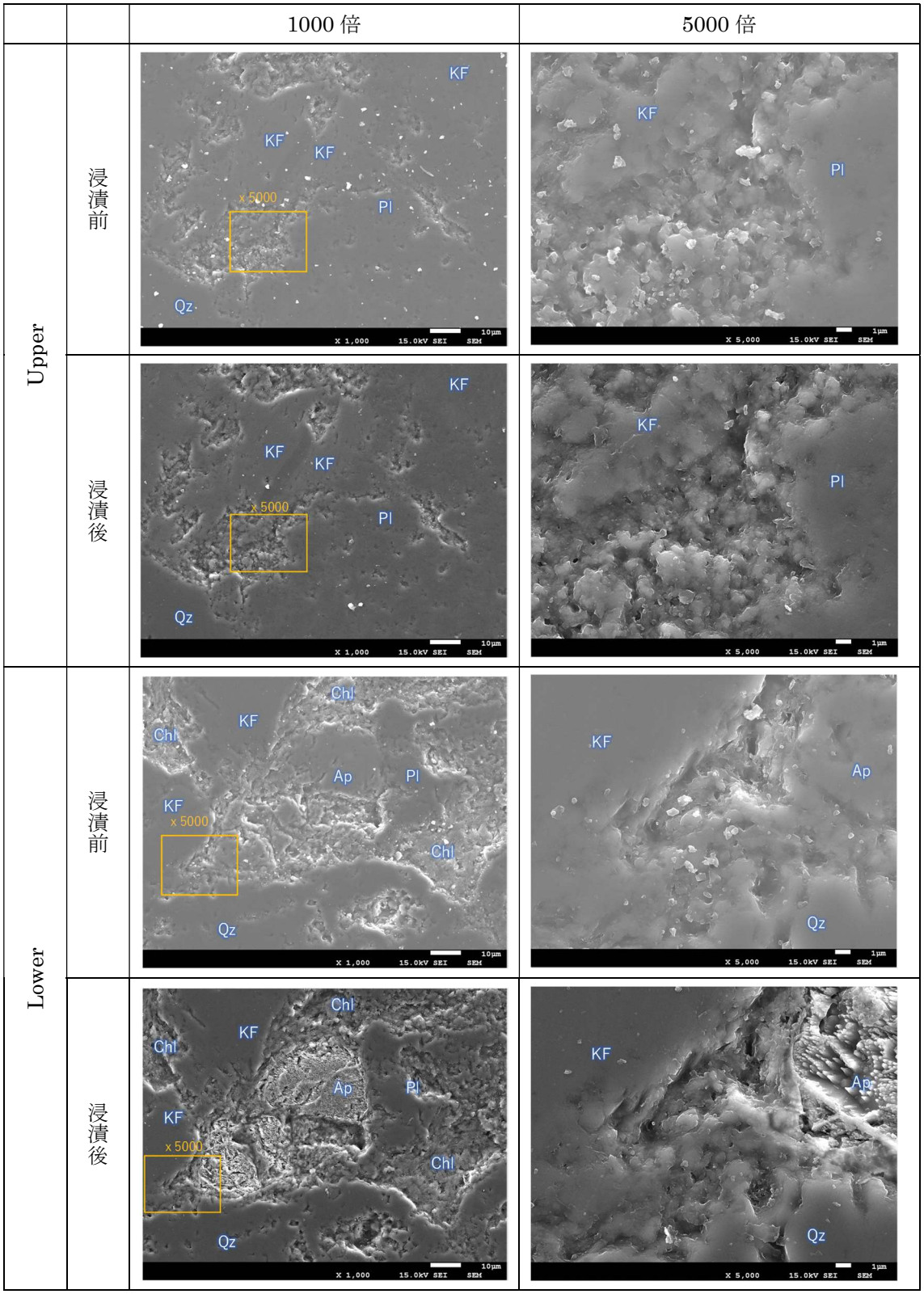


図 1.6-33　R2MZ-07-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(12) R2MZ-07-4

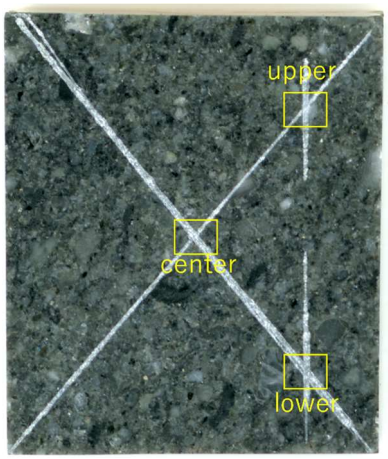
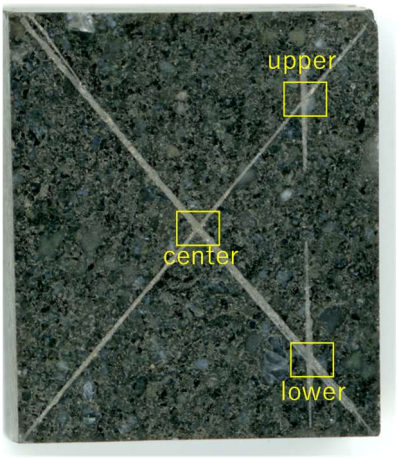
R2MZ-07-4	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-34 R2MZ-07-4 の炭酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

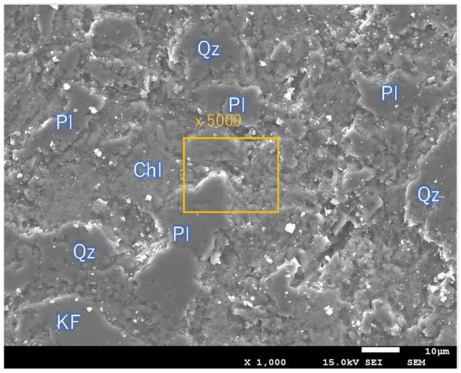
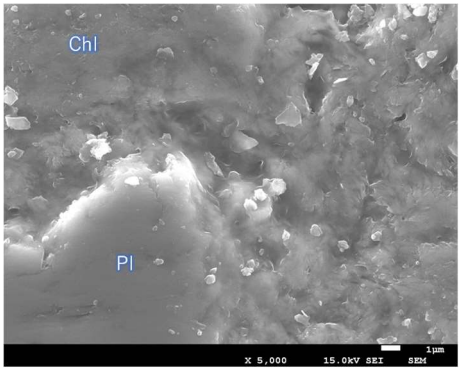
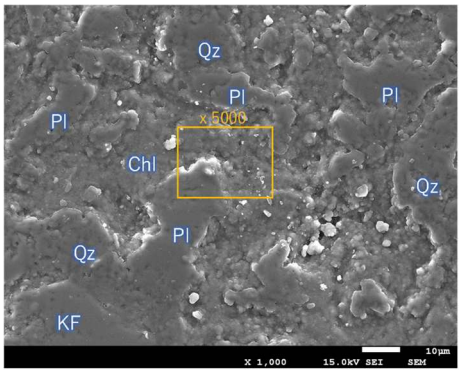
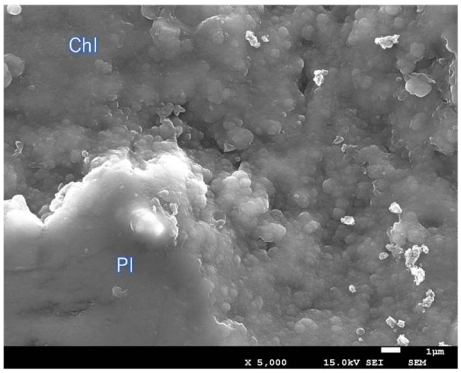
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-35 R2MZ-07-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

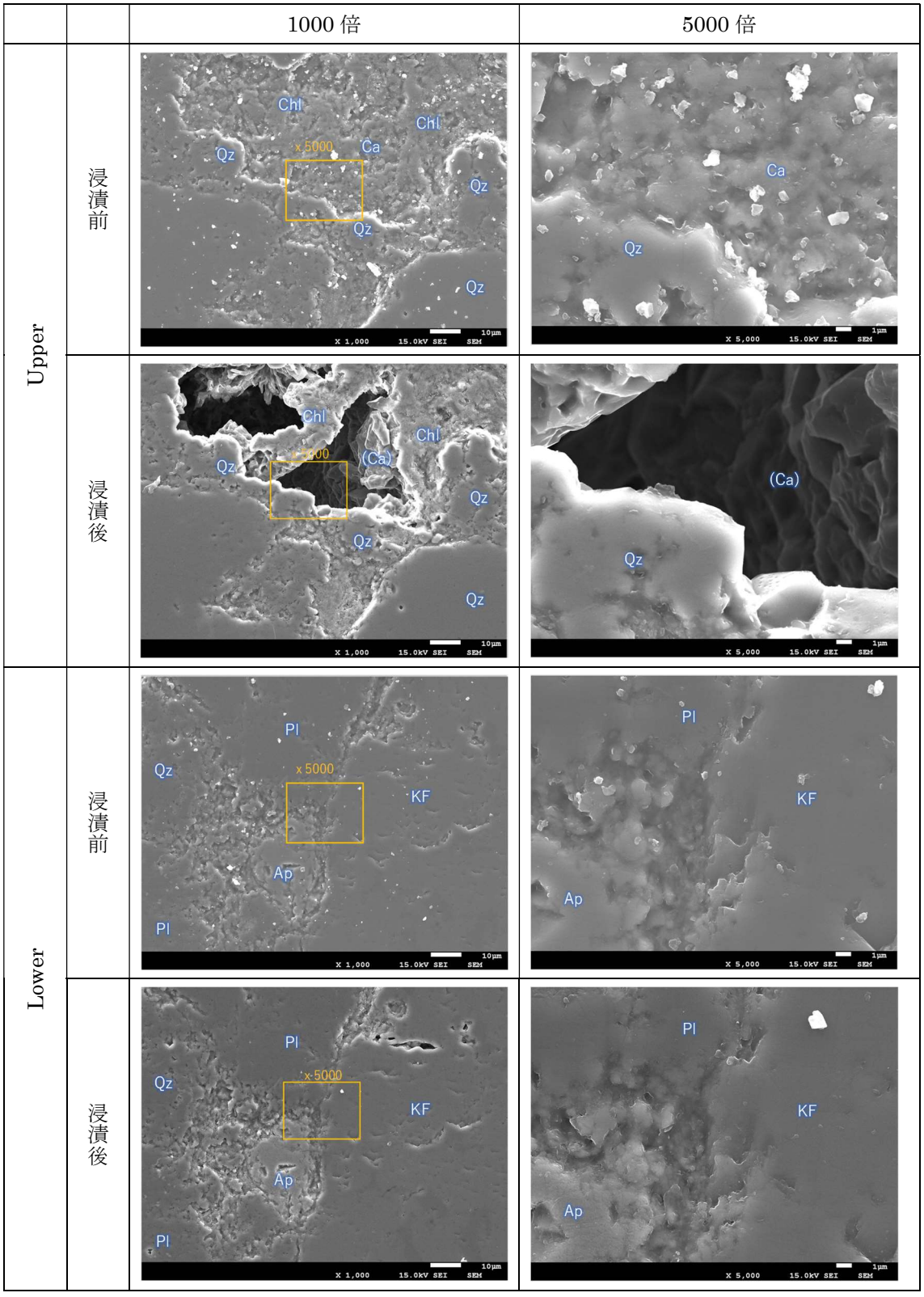


図 1.6-36　R2MZ-07-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(13) R2MZ-09-3

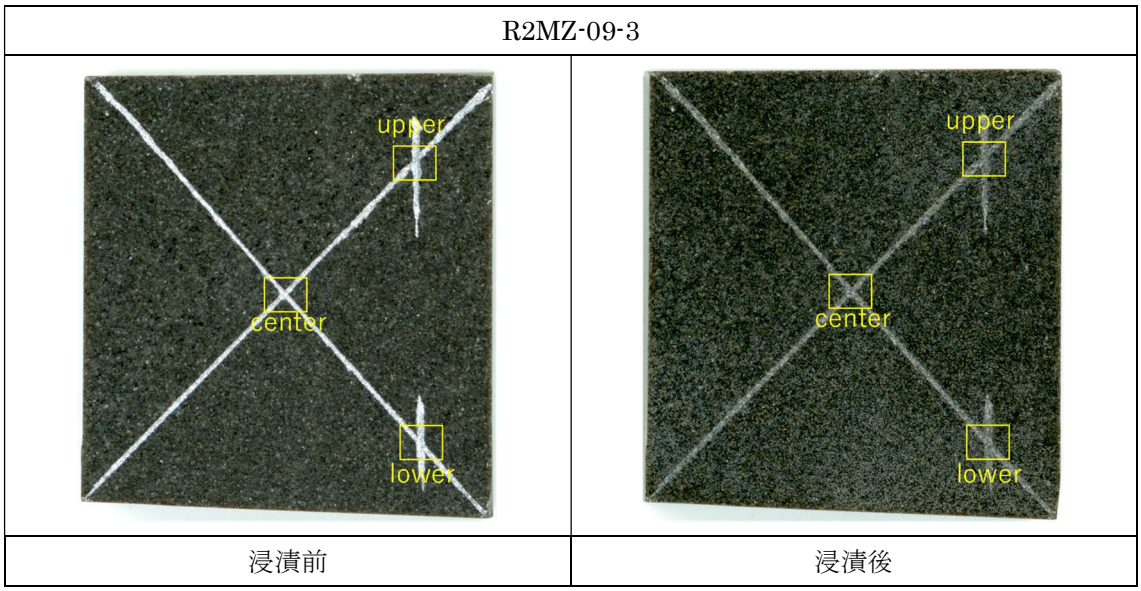


図 1.6-37 R2MZ-09-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

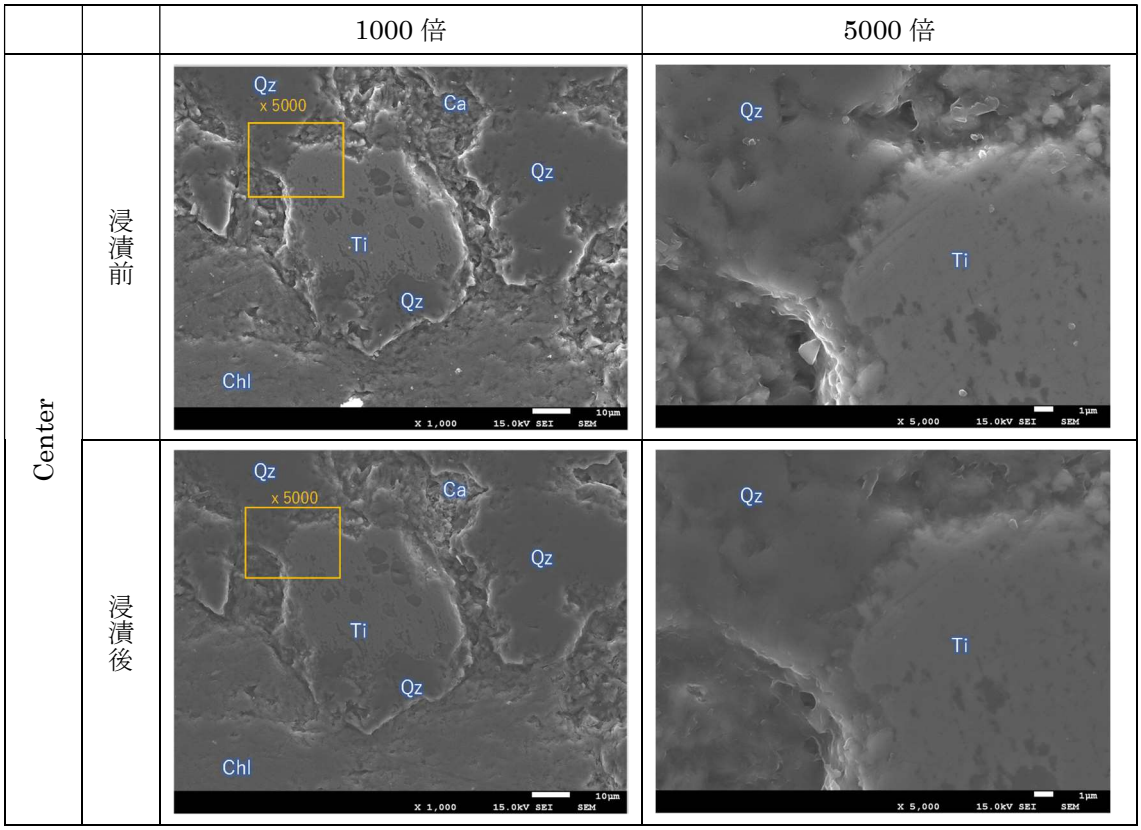


図 1.6-38 R2MZ-09-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

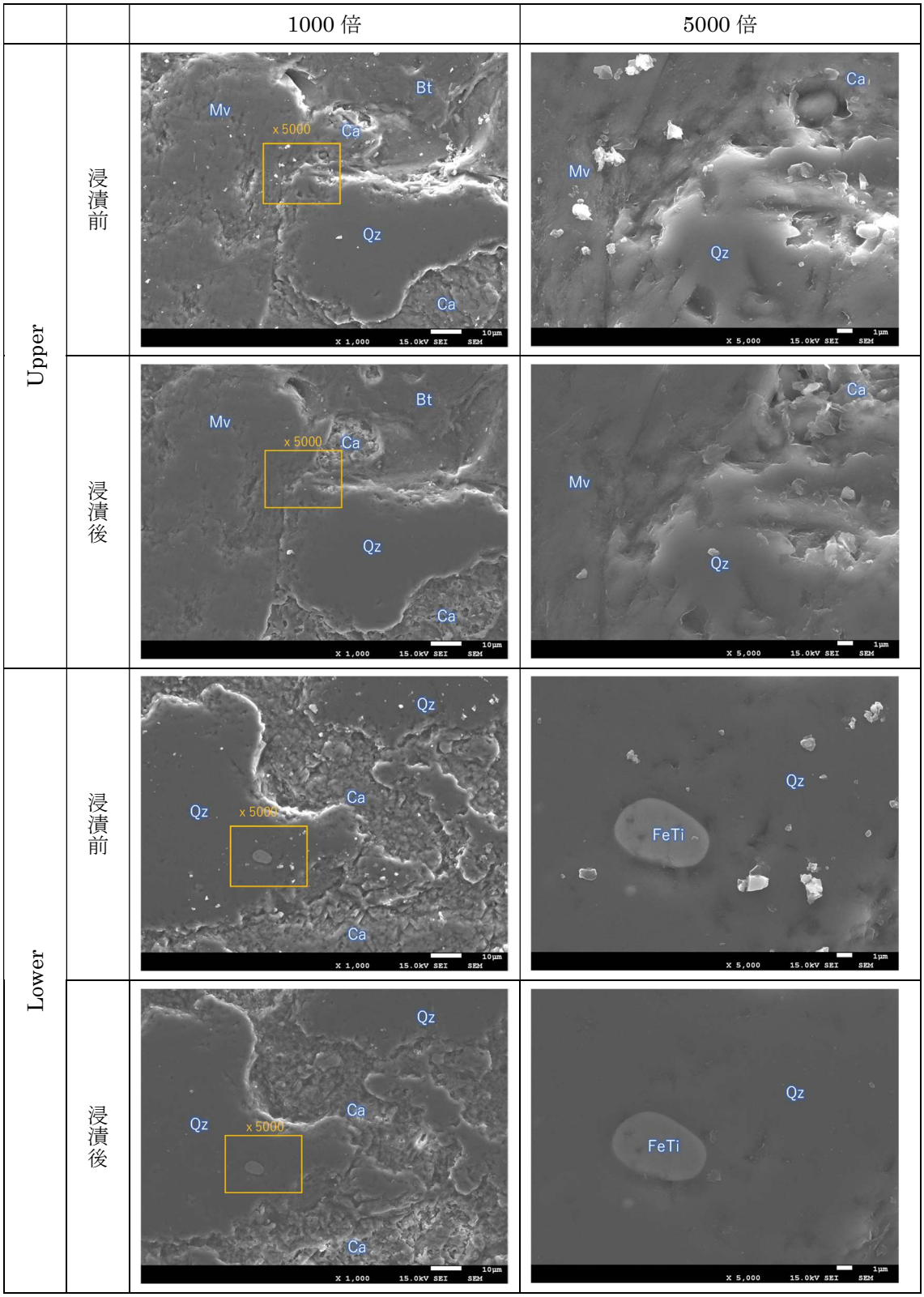


図 1.6-39　R2MZ-09-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(14) R2MZ-15

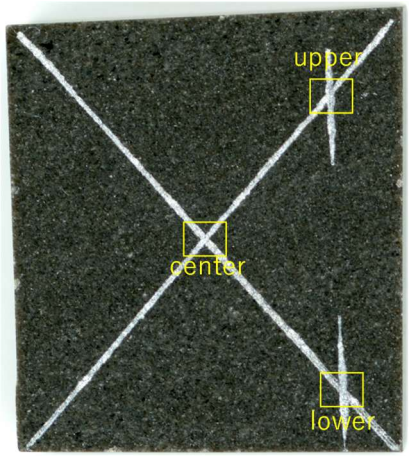
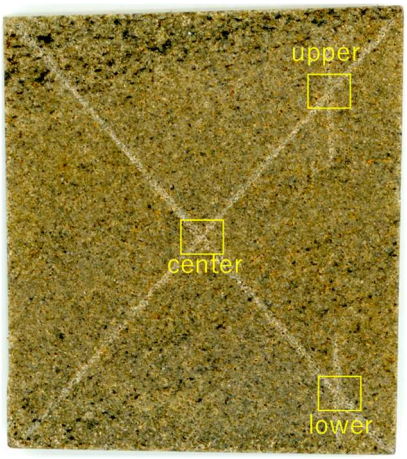
R2MZ-09-4	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-40 R2MZ-09-4 の炭酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

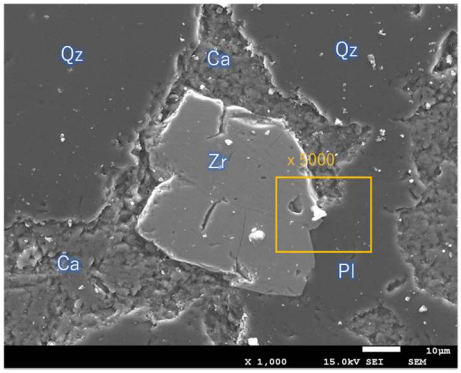
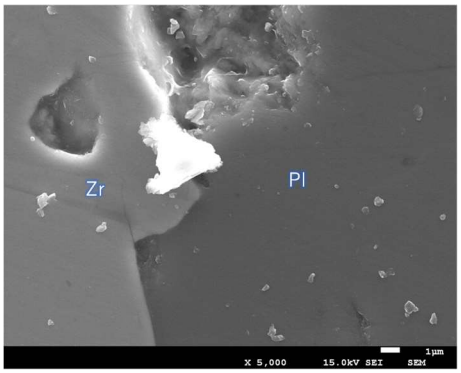
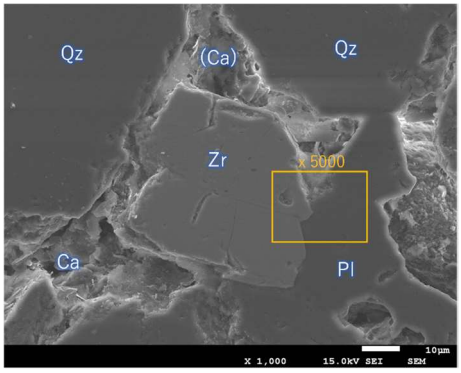
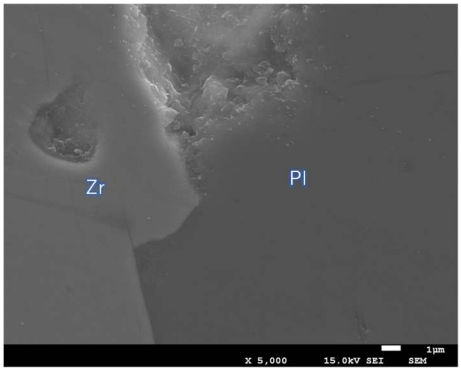
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-41 R2MZ-09-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

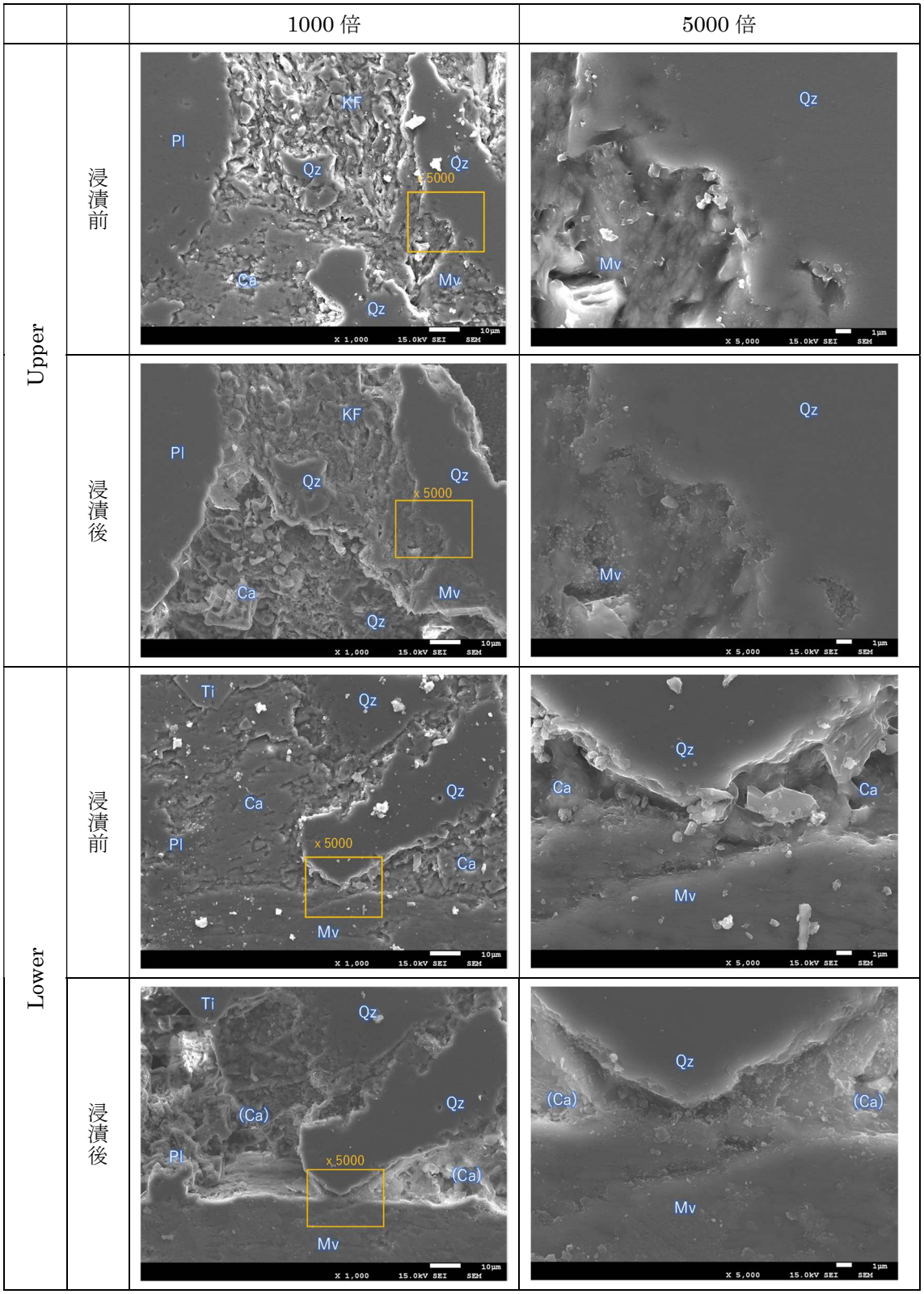


図 1.6-42　R2MZ-09-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(15) R2MZ-13-2

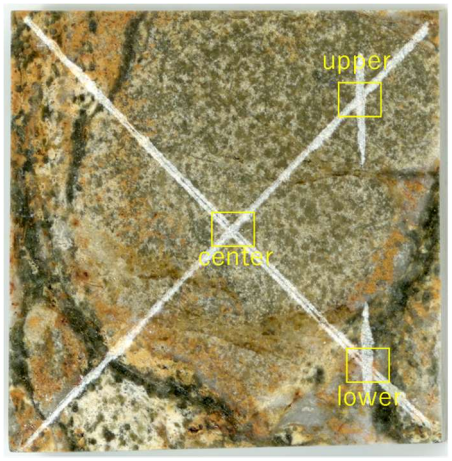
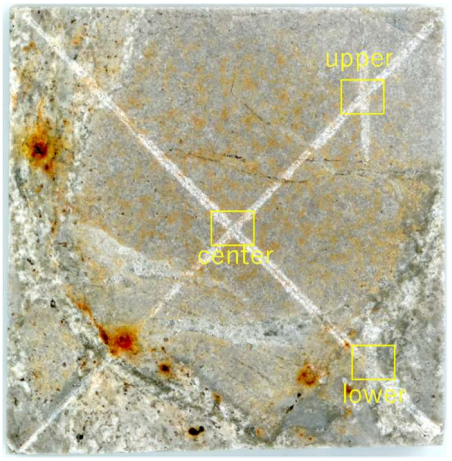
R2MZ-13-2	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-43 R2MZ-13-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

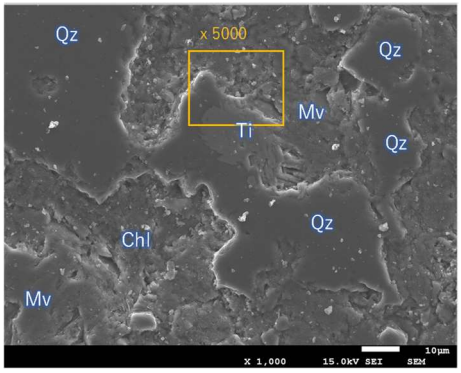
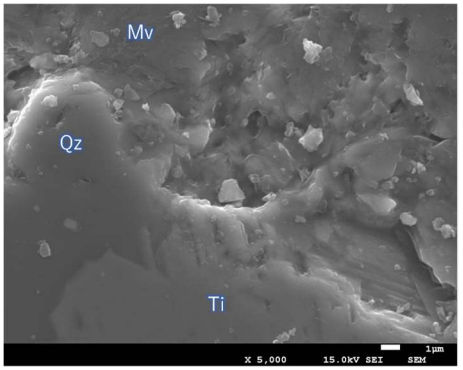
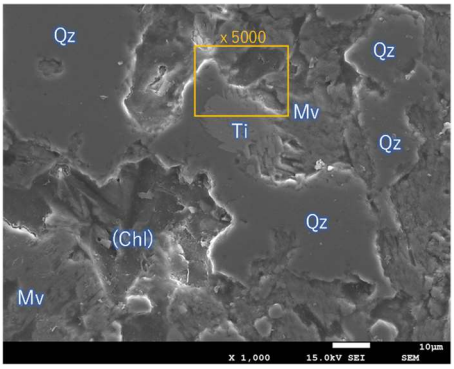
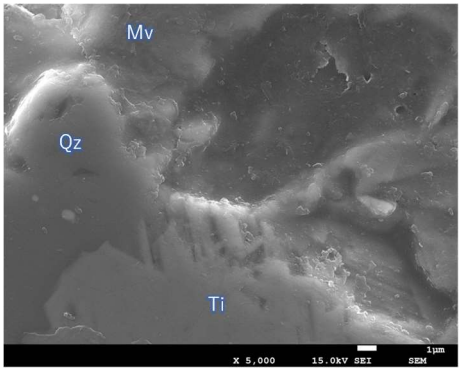
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-44 R2MZ-13-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

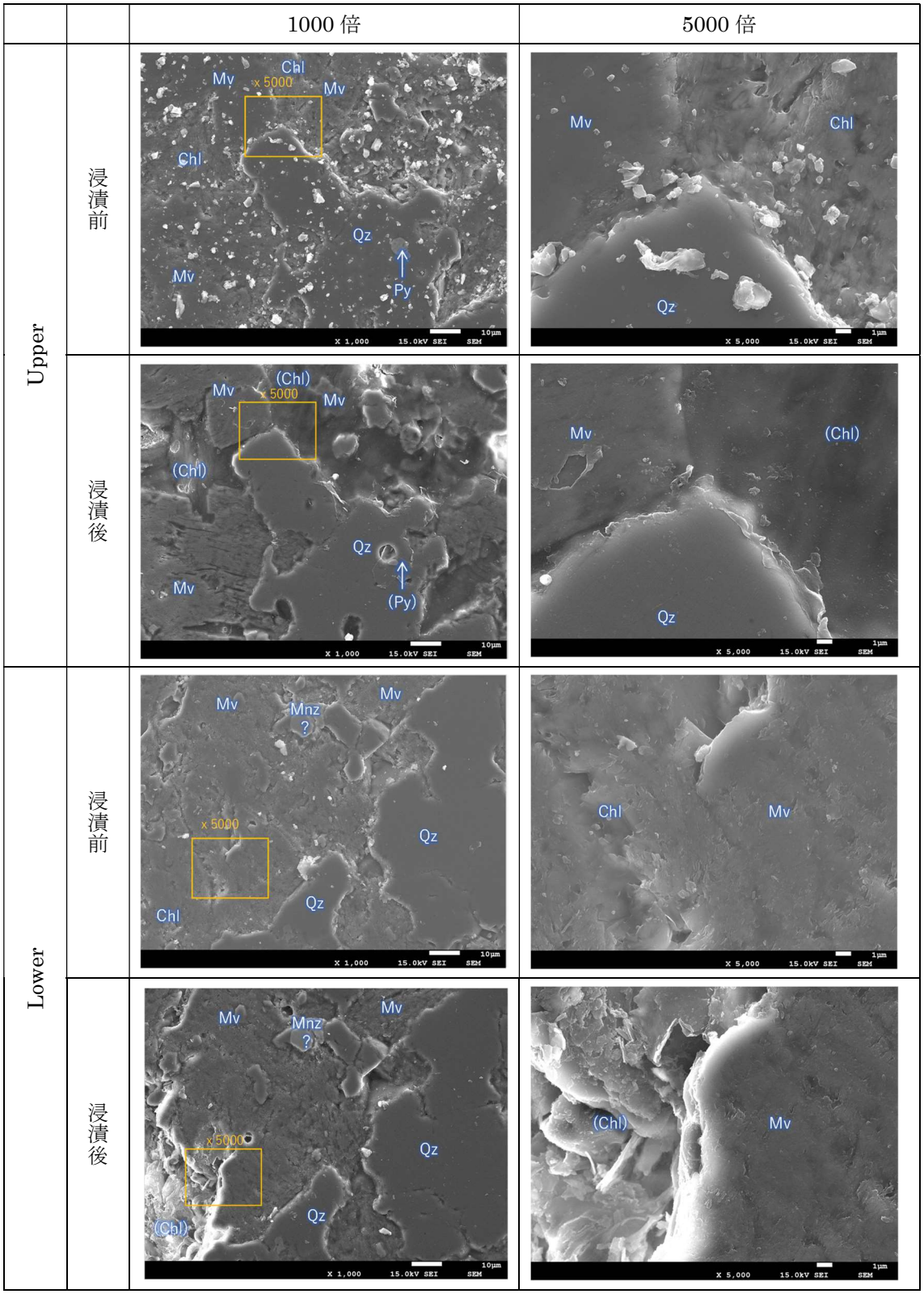


図 1.6-45　R2MZ-13-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(16) R2MZ-13-3

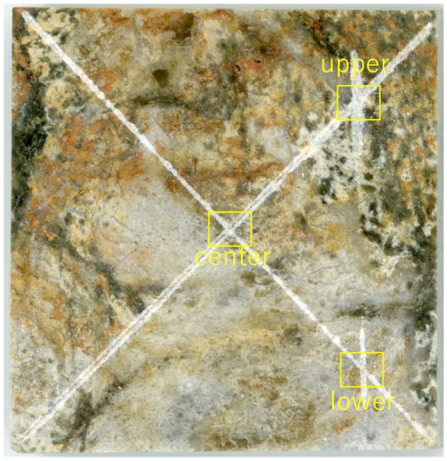
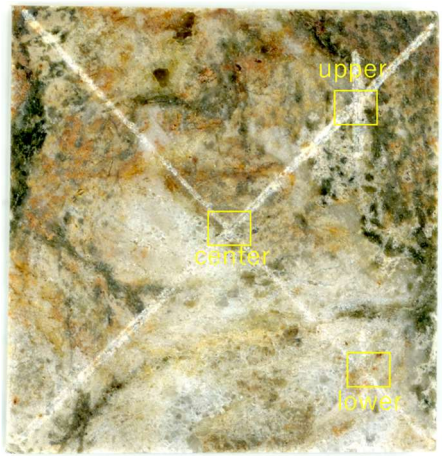
R2MZ-13-3	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-46 R2MZ-13-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

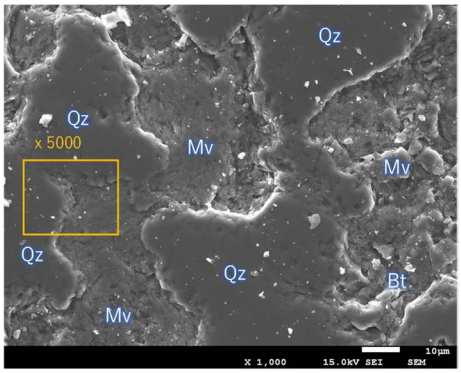
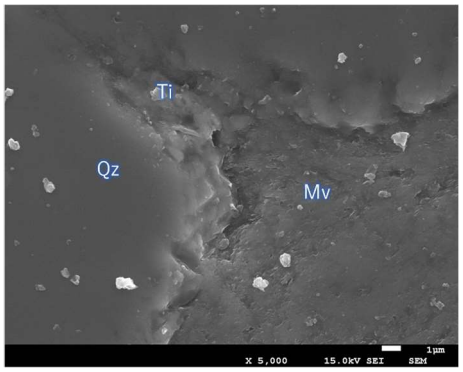
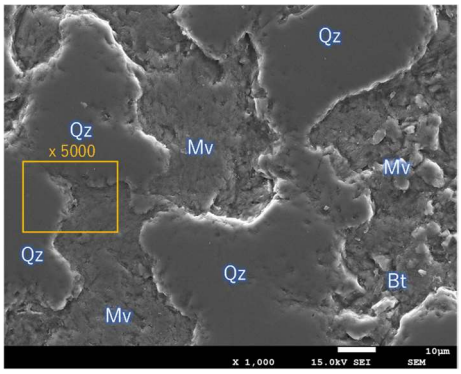
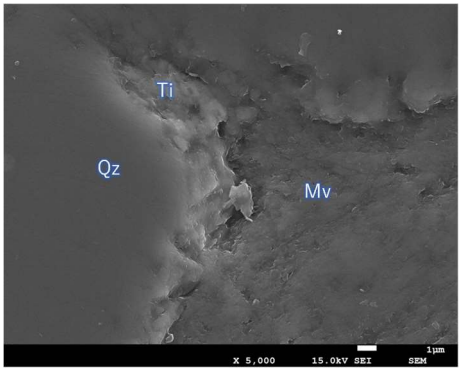
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-47 R2MZ-13-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

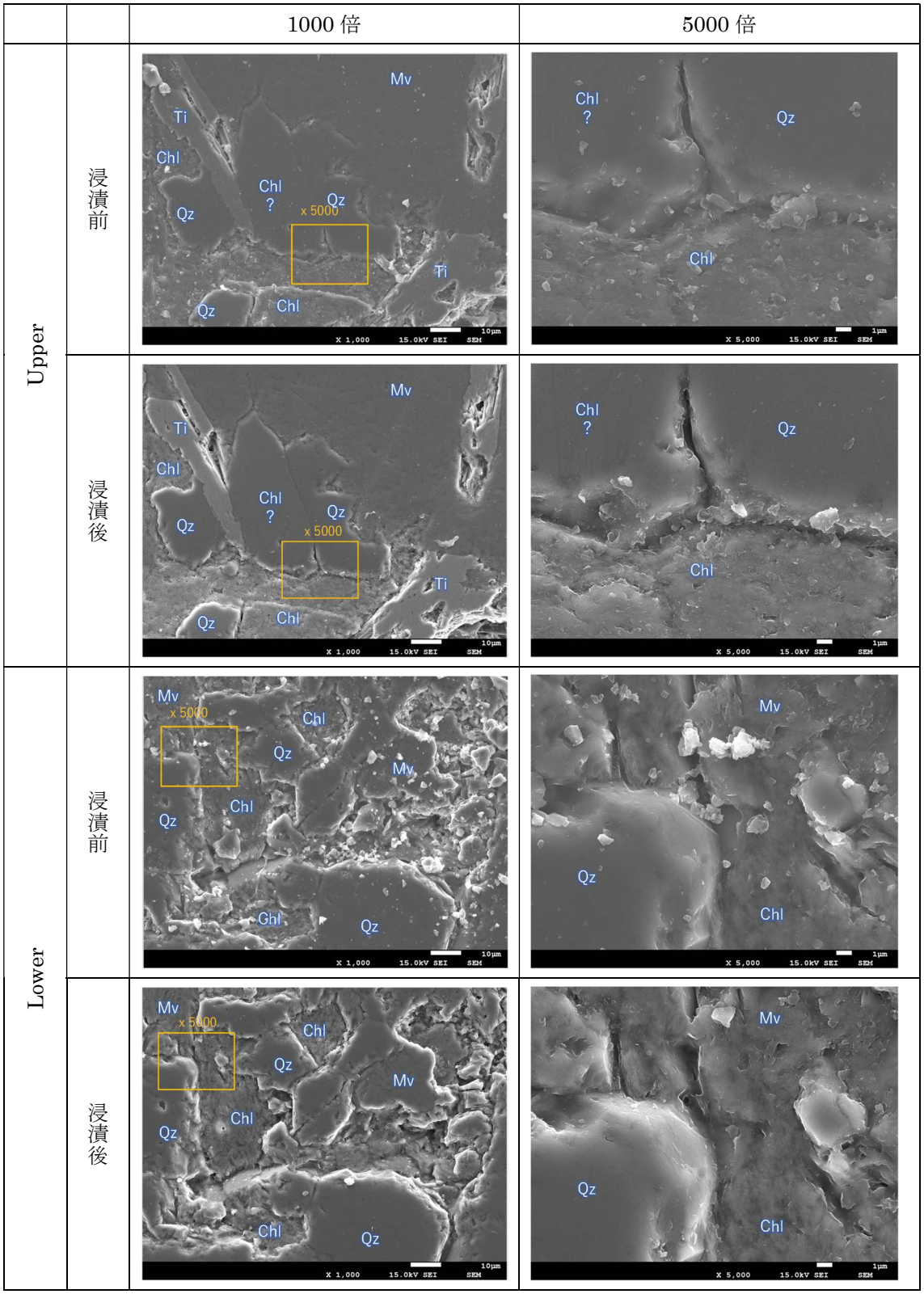


図 1.6-48　R2MZ-13-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(17) R2MZ-13-4

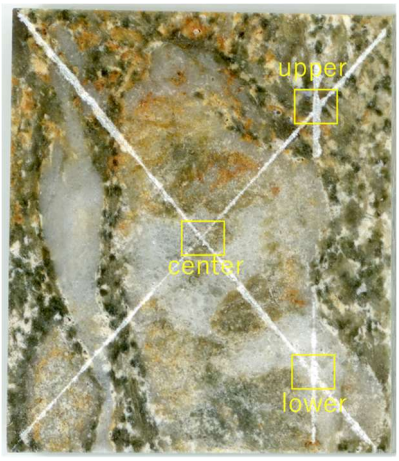
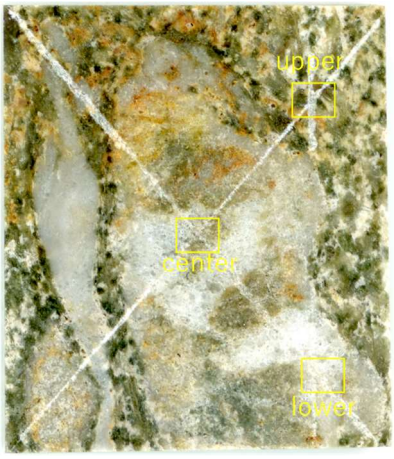
R2MZ-13-4	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-49 R2MZ-13-4 の炭酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

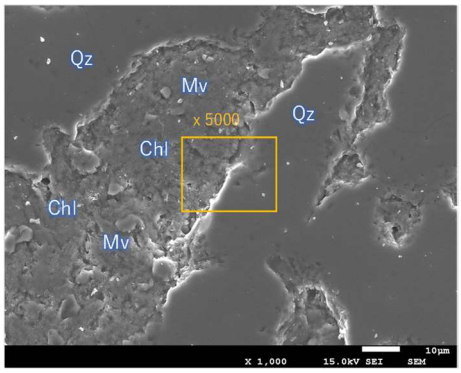
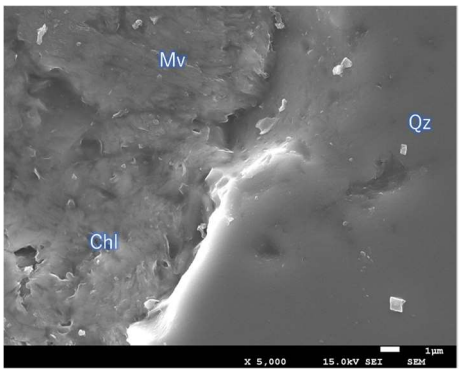
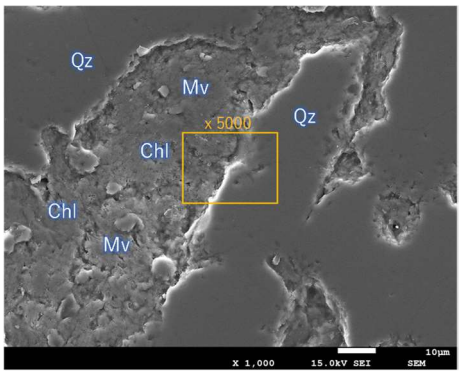
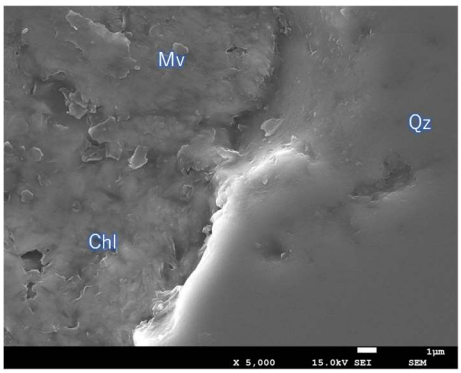
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-50 R2MZ-13-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

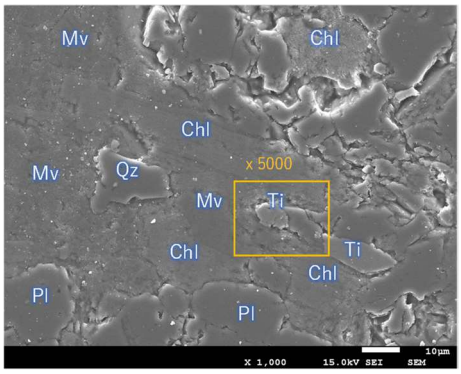
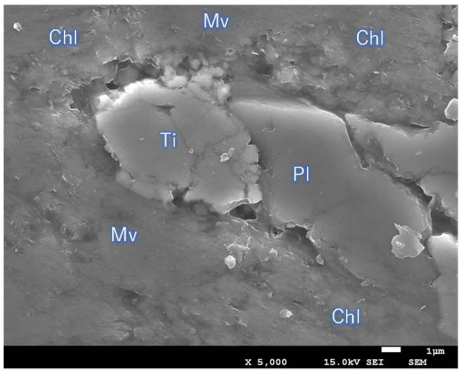
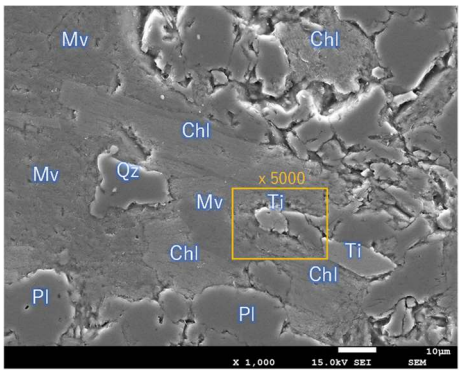
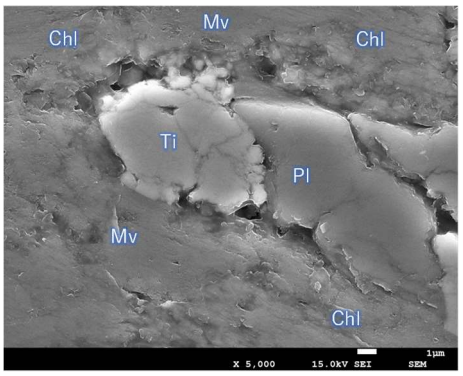
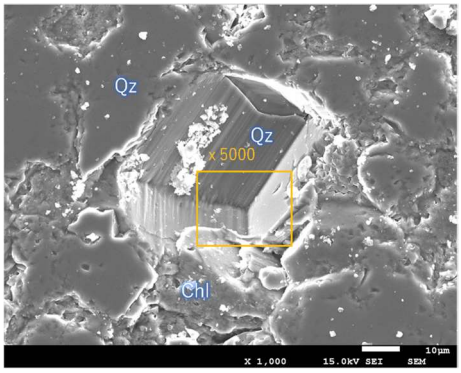
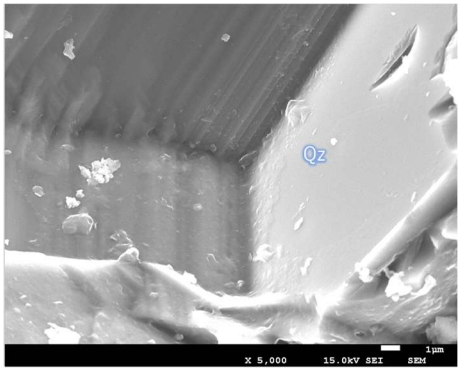
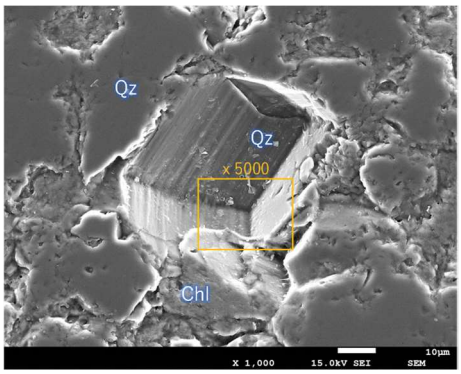
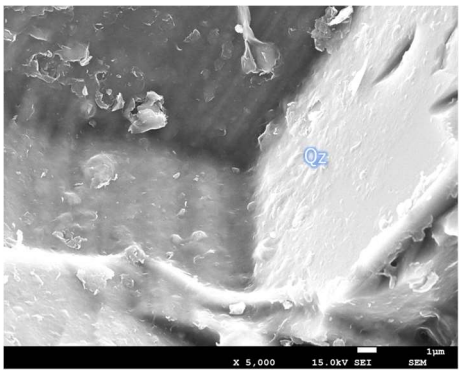
		1000 倍	5000 倍
Upper	浸漬前		
	浸漬後		
Lower	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-51　R2MZ-13-4 の炭酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(18) R2MZ-15-2

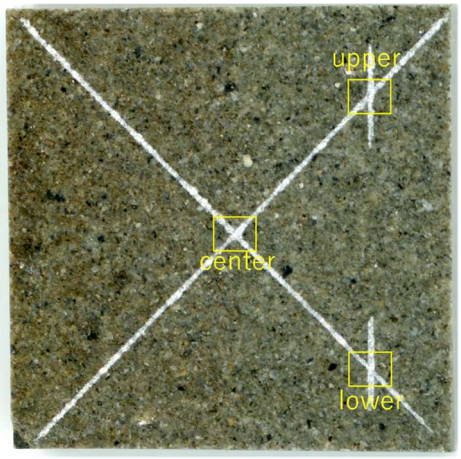
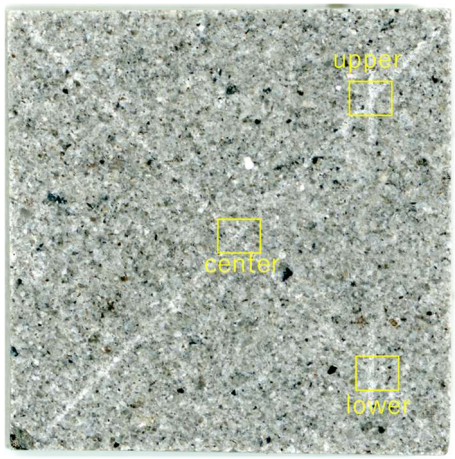
R2MZ-15-2	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-52 R2MZ-15-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

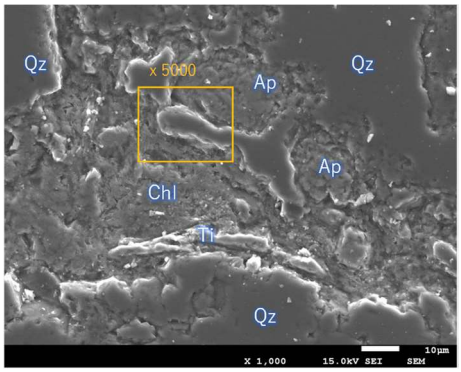
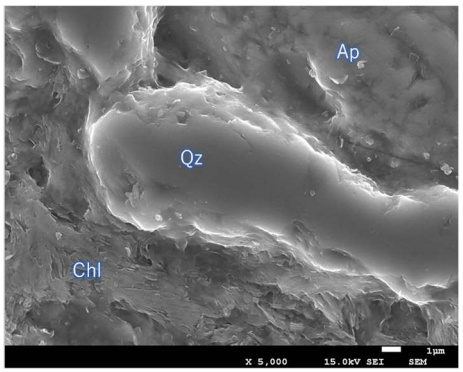
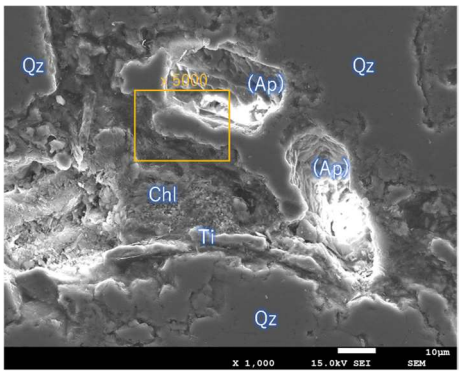
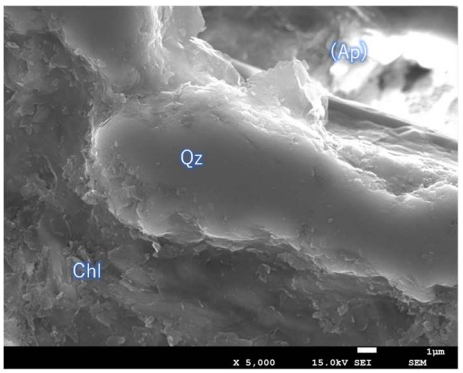
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-53 R2MZ-15-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

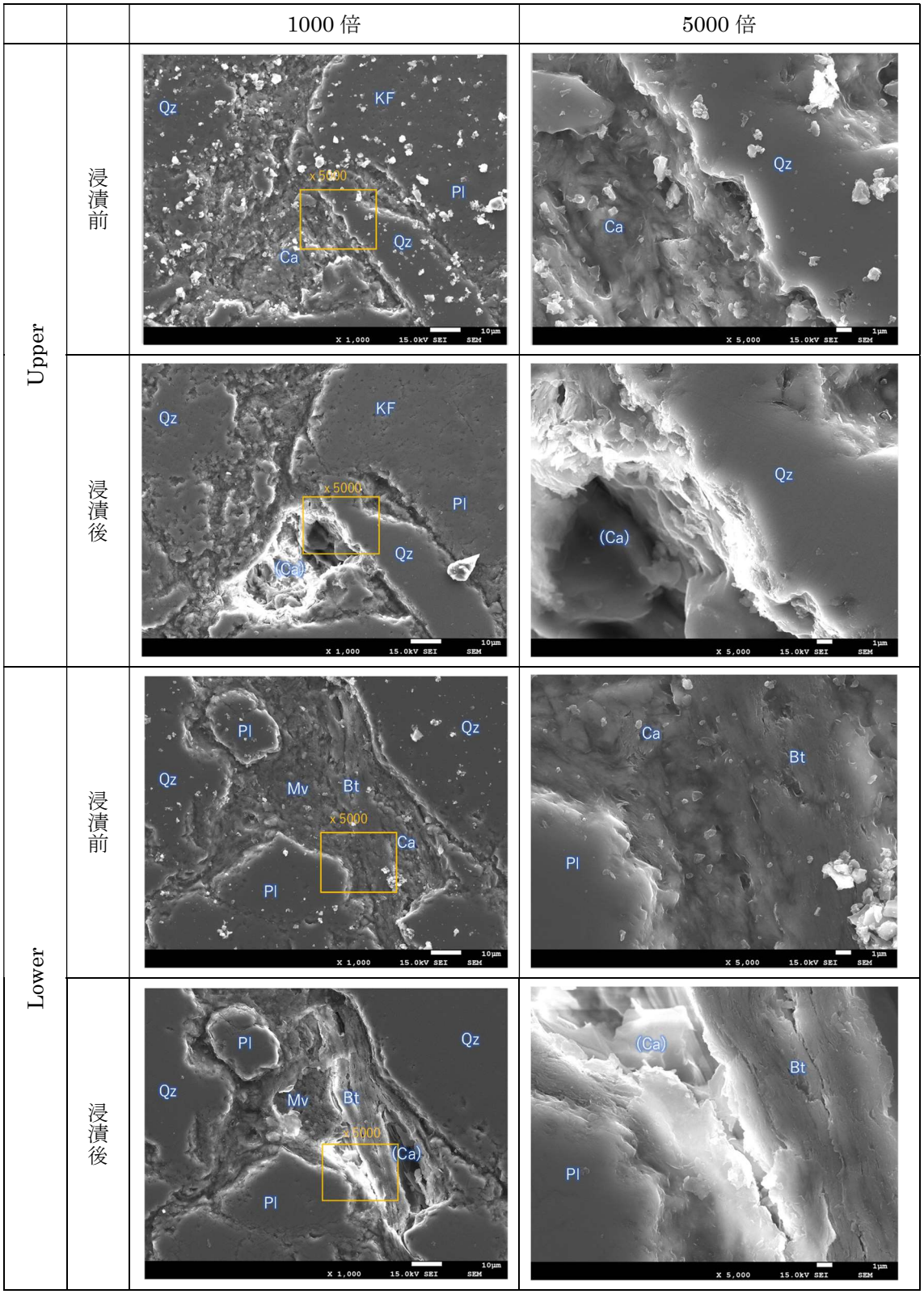


図 1.6-54　R2MZ-15-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(19) R2MZ-15-3

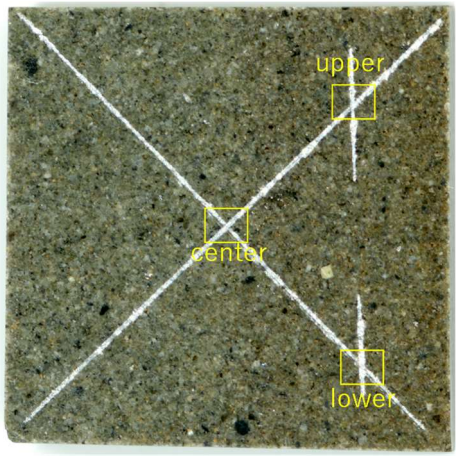
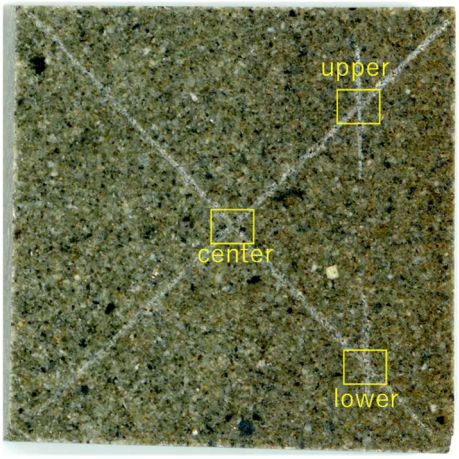
R2MZ-15-3	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-55 R2MZ-15-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

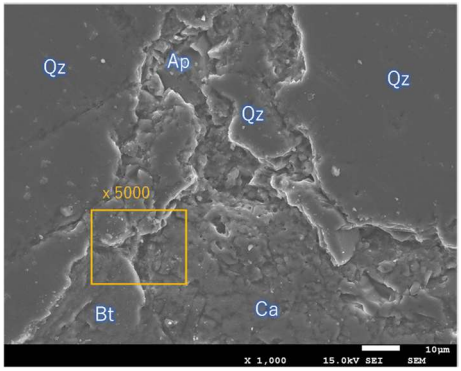
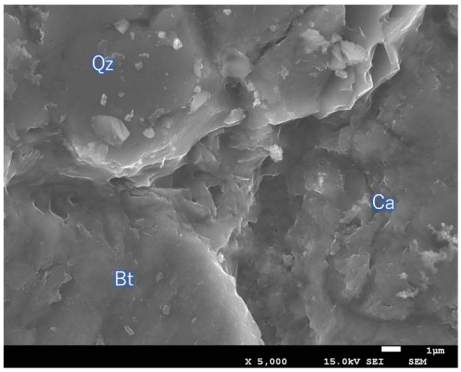
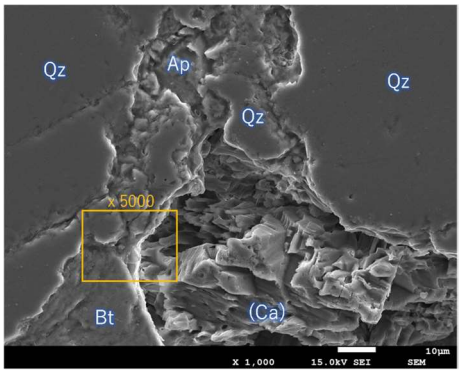
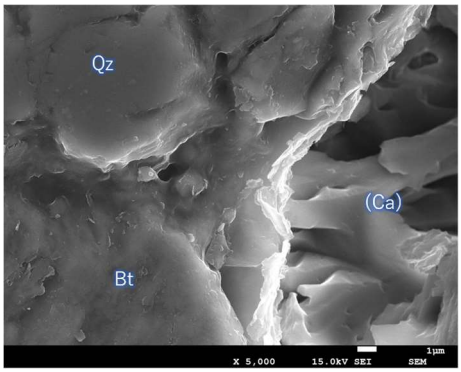
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-56 R2MZ-15-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

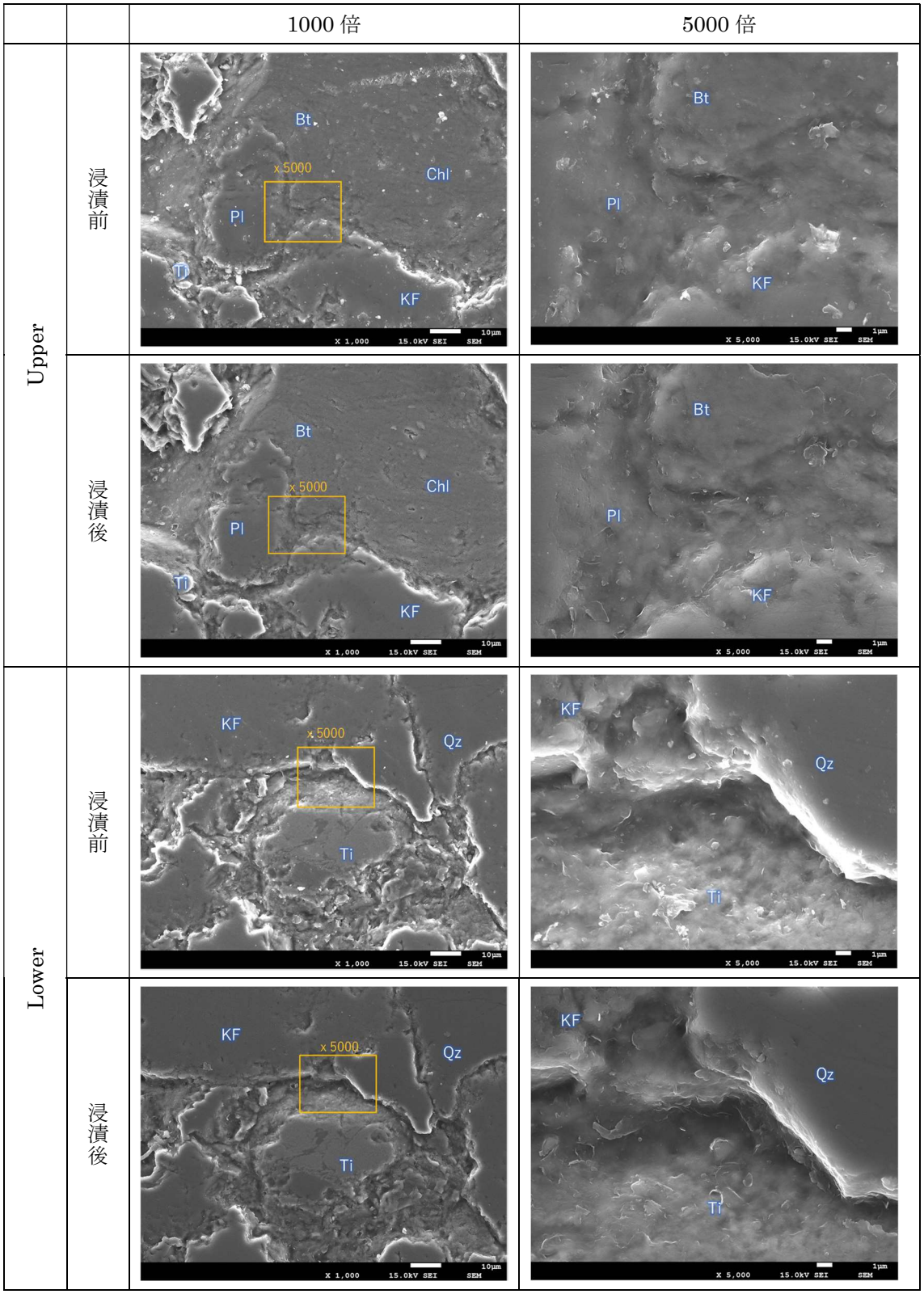


図 1.6-57　R2MZ-15-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(20) R2MZ-17-2

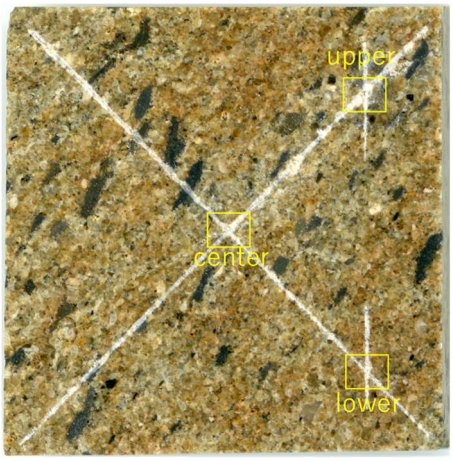
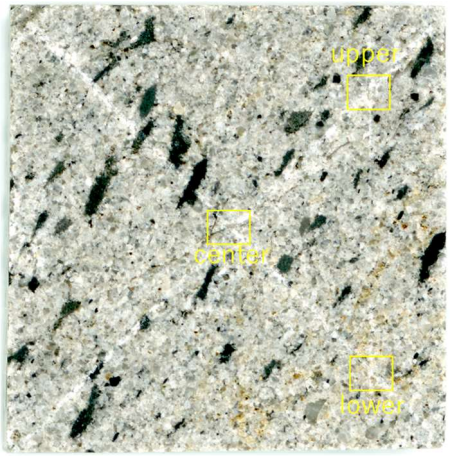
R2MZ-17-2	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-58 R2MZ-17-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

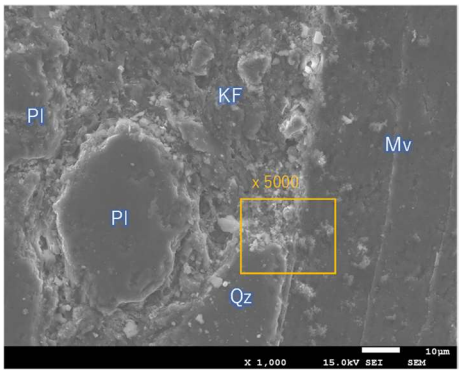
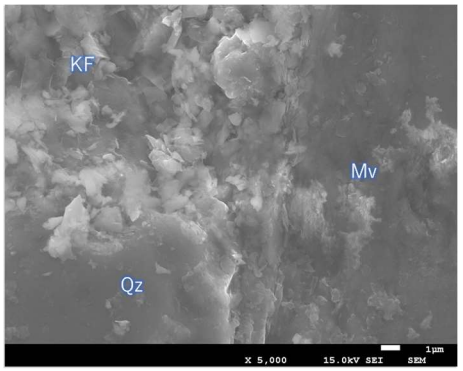
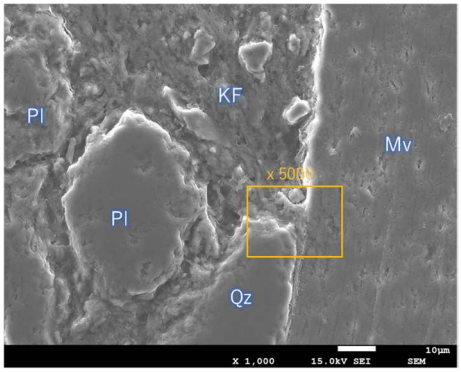
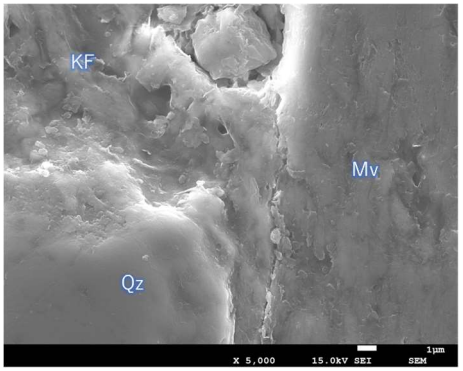
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-59 R2MZ-17-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

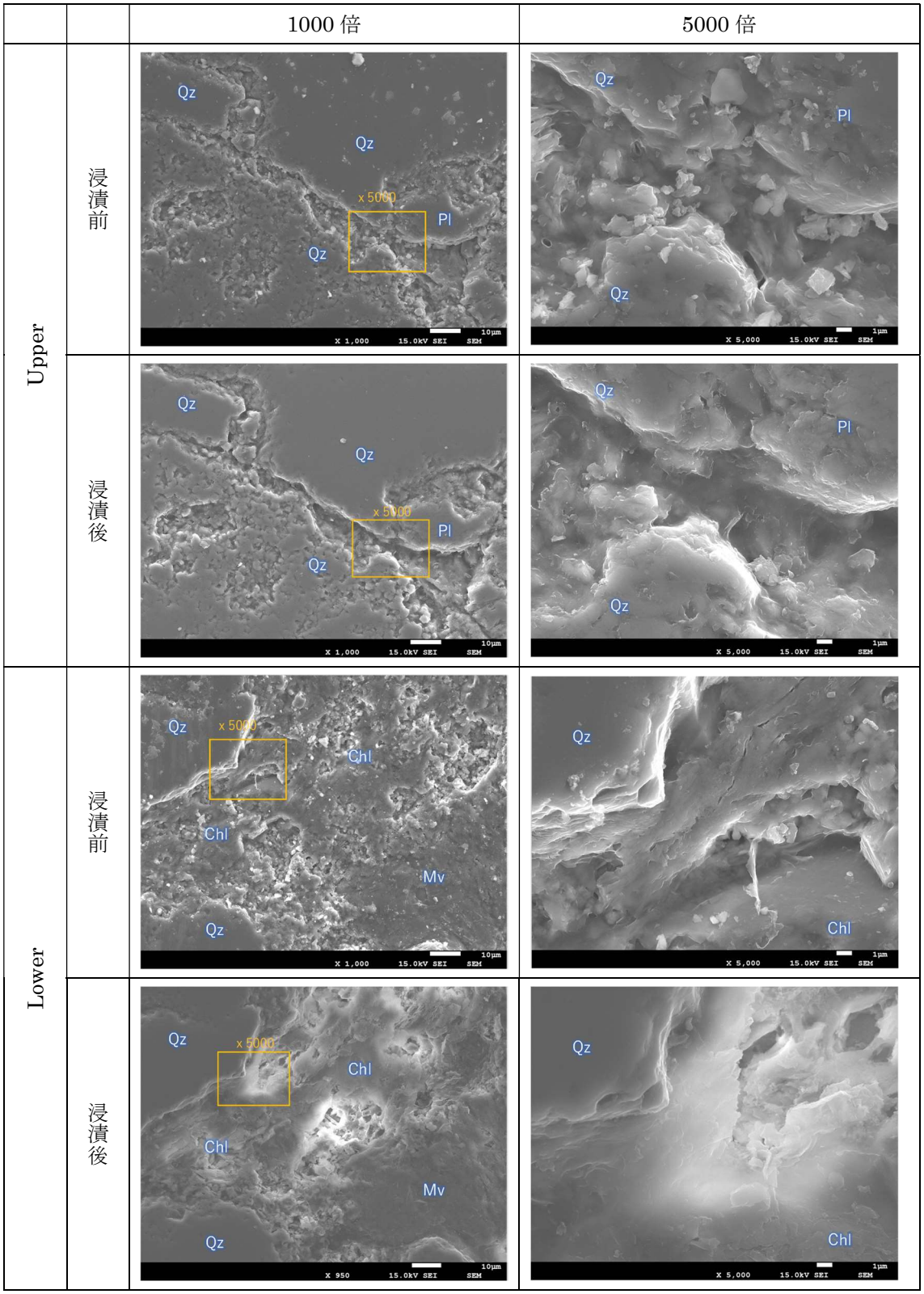


図 1.6-60　R2MZ-17-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(21) R2MZ-17-3

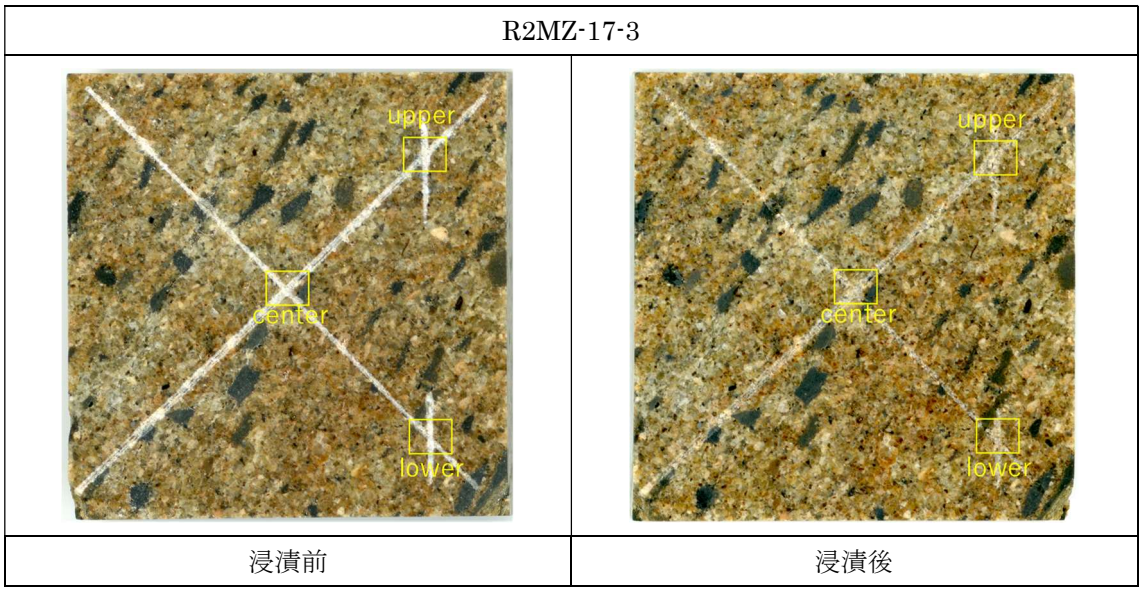


図 1.6-61 R2MZ-17-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

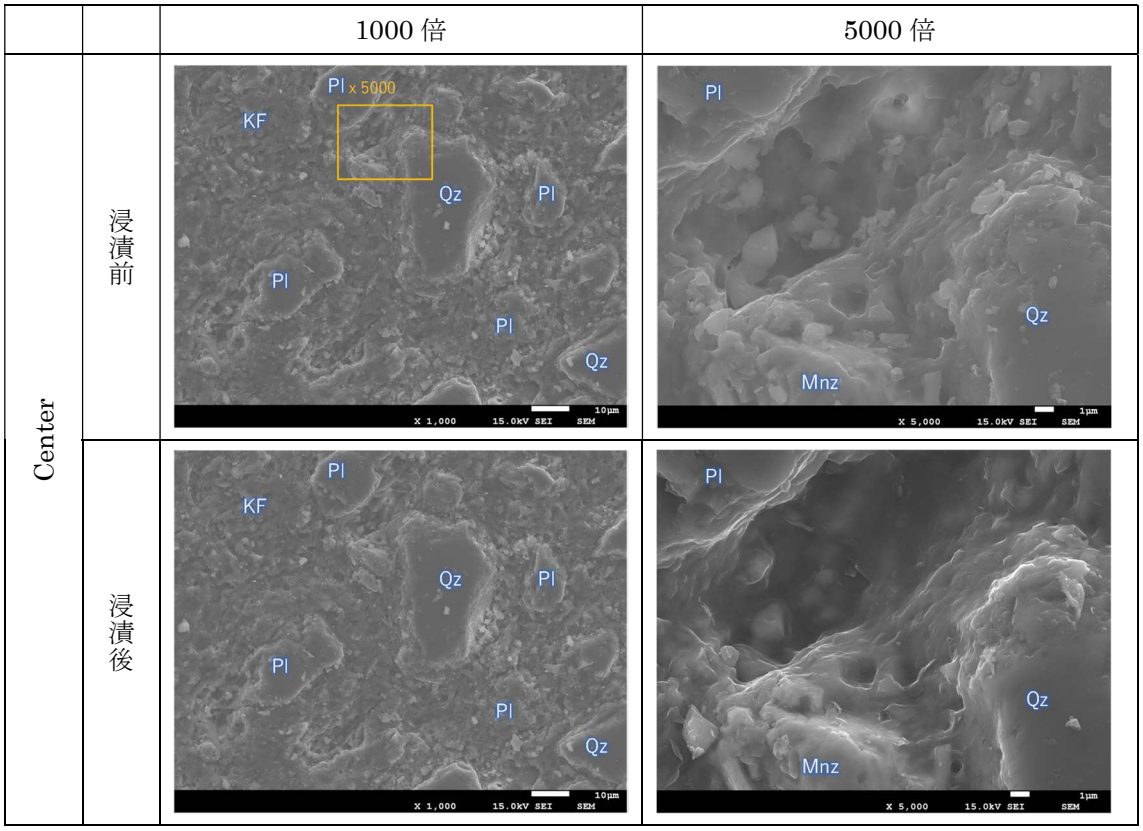


図 1.6-62 R2MZ-17-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

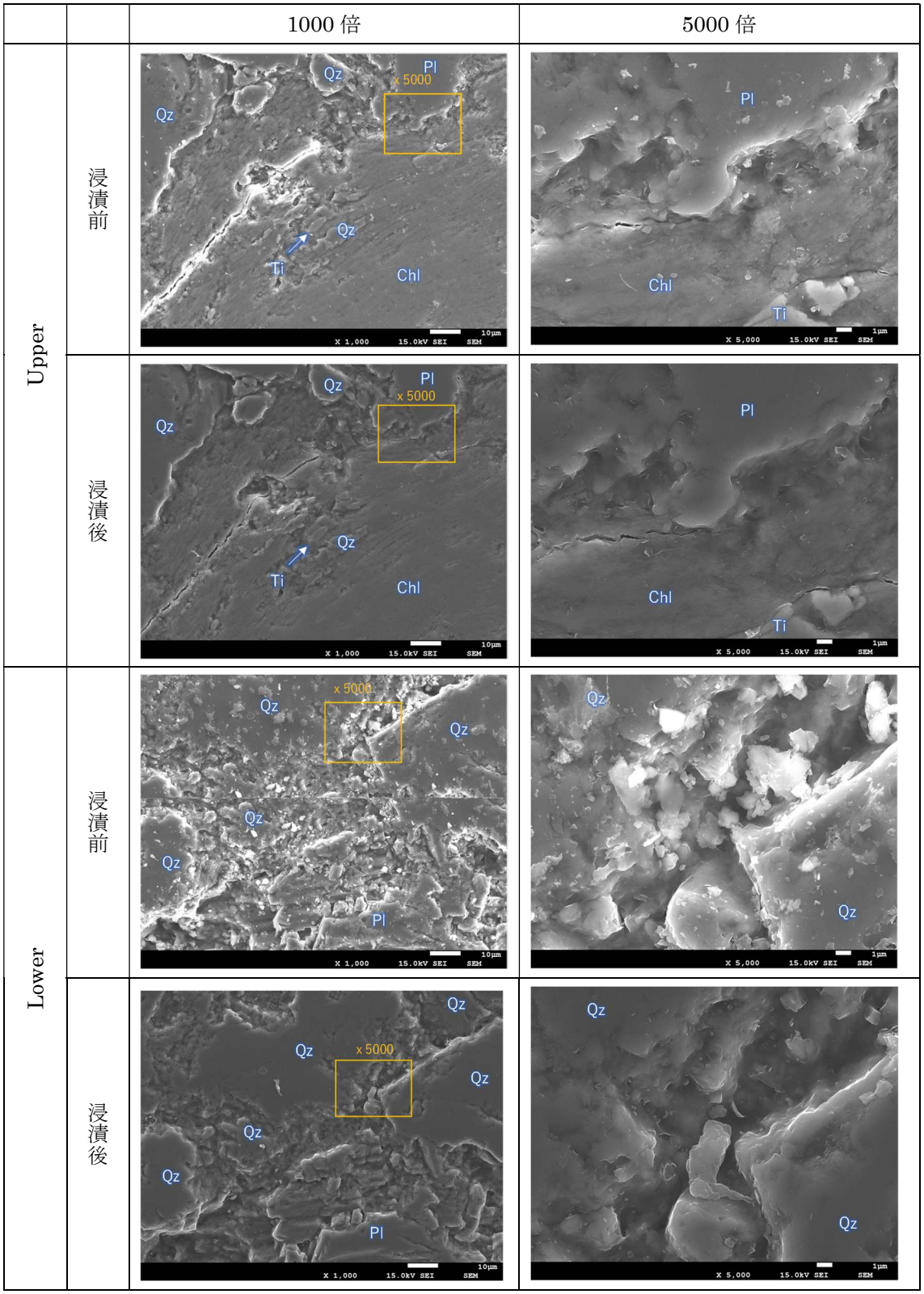


図 1.6-63　R2MZ-17-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(22) R2MZ-18-2

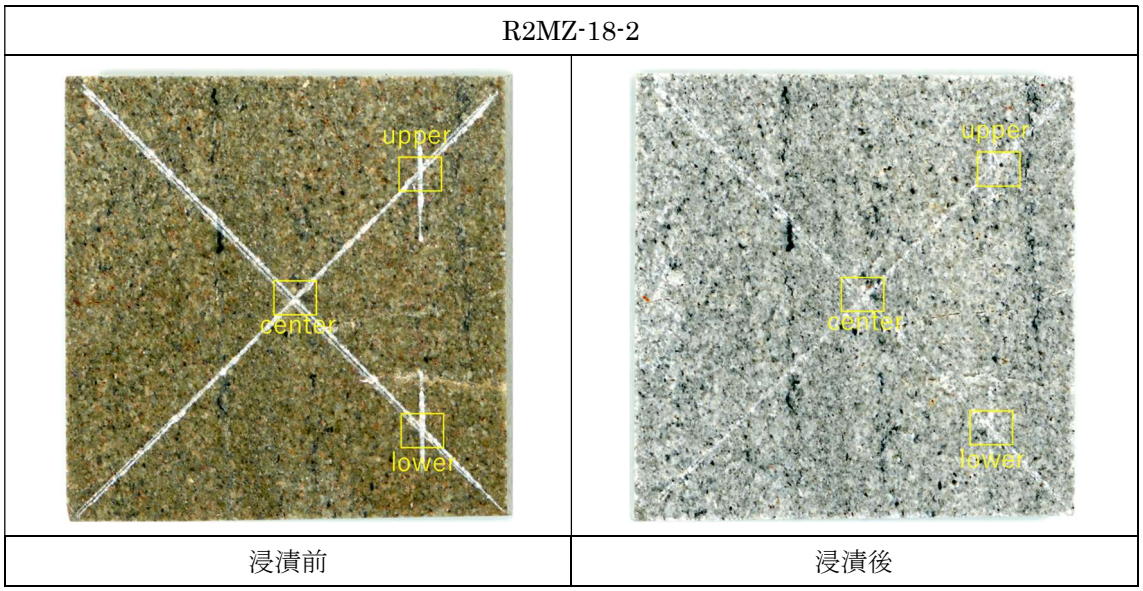


図 1.6-64 R2MZ-18-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

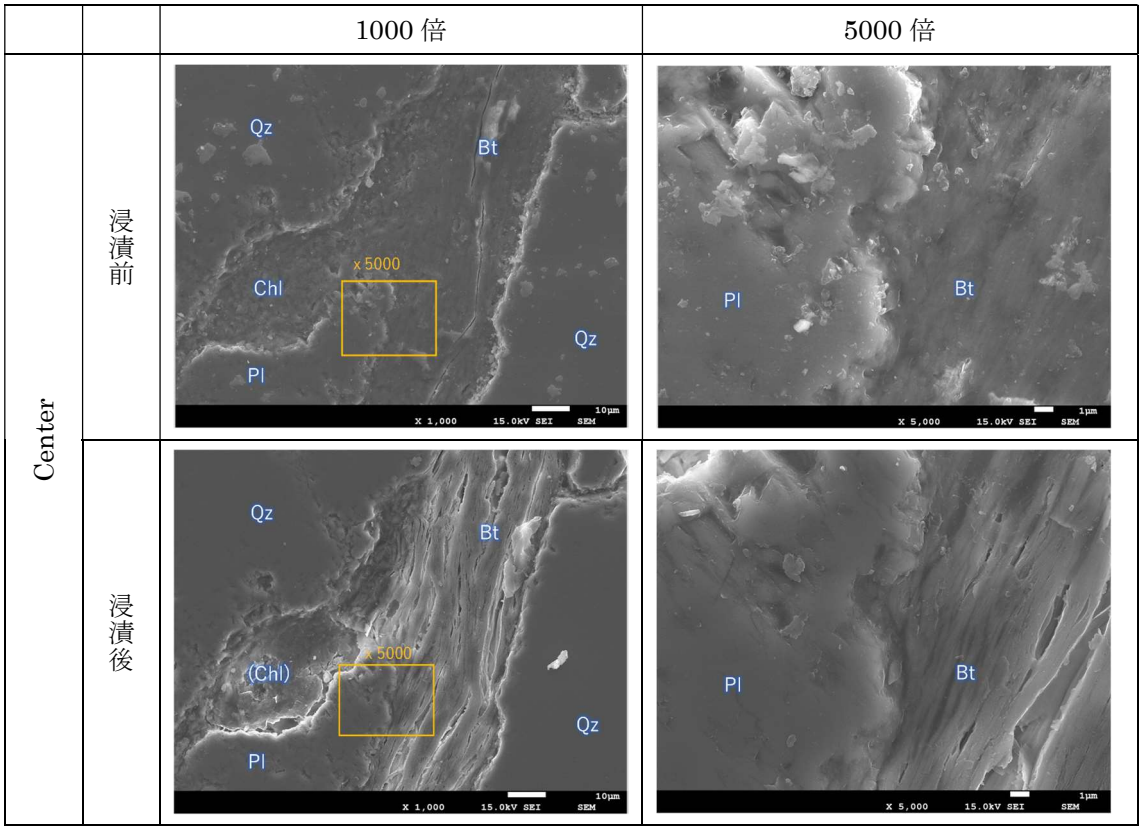


図 1.6-65 R2MZ-18-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

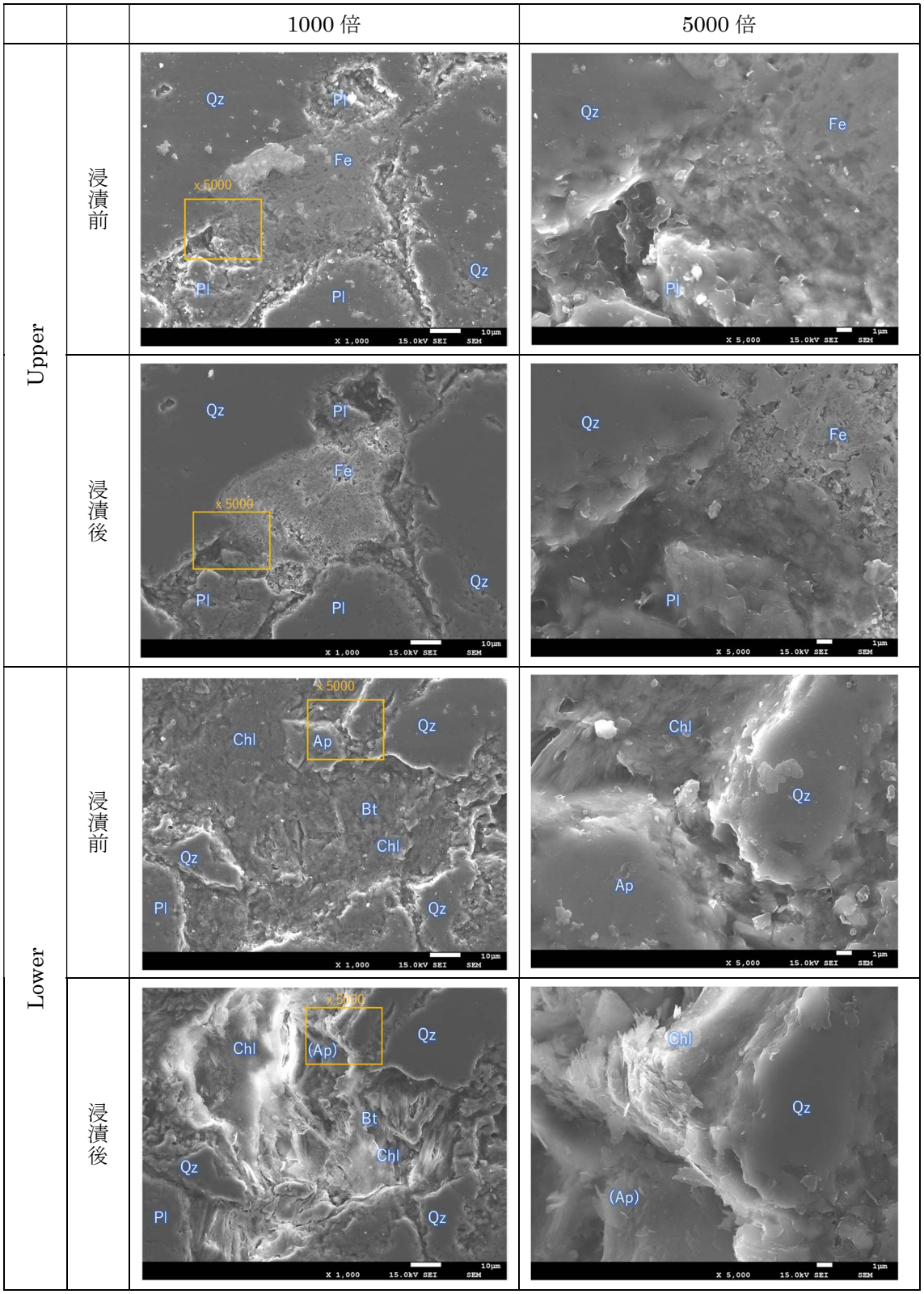


図 1.6-66　R2MZ-18-2 の希硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(23) R2MZ-18-3

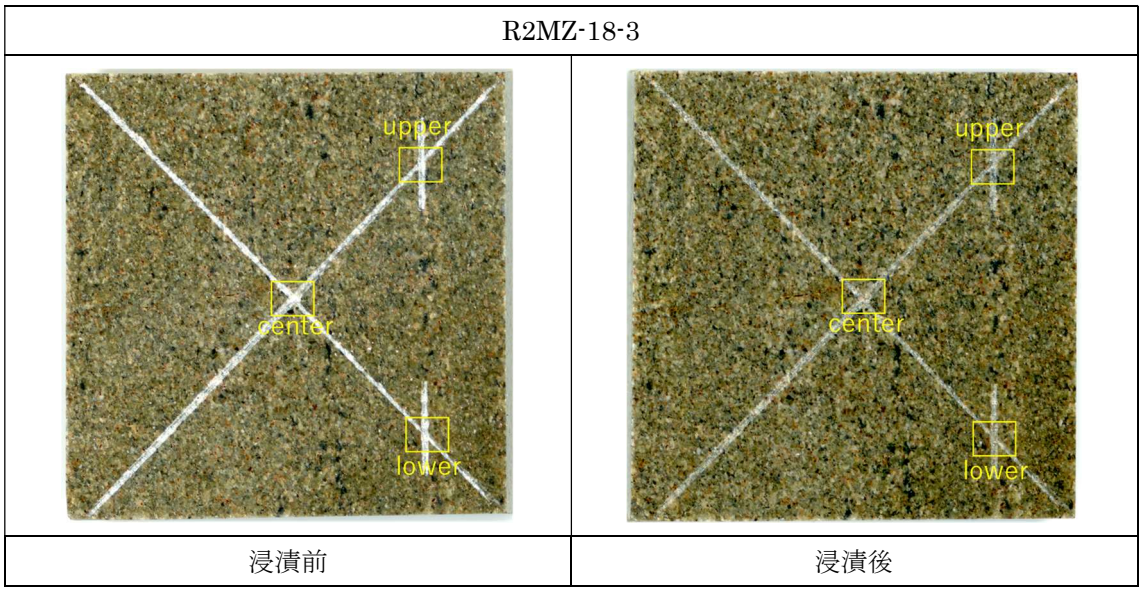


図 1.6-67 R2MZ-18-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

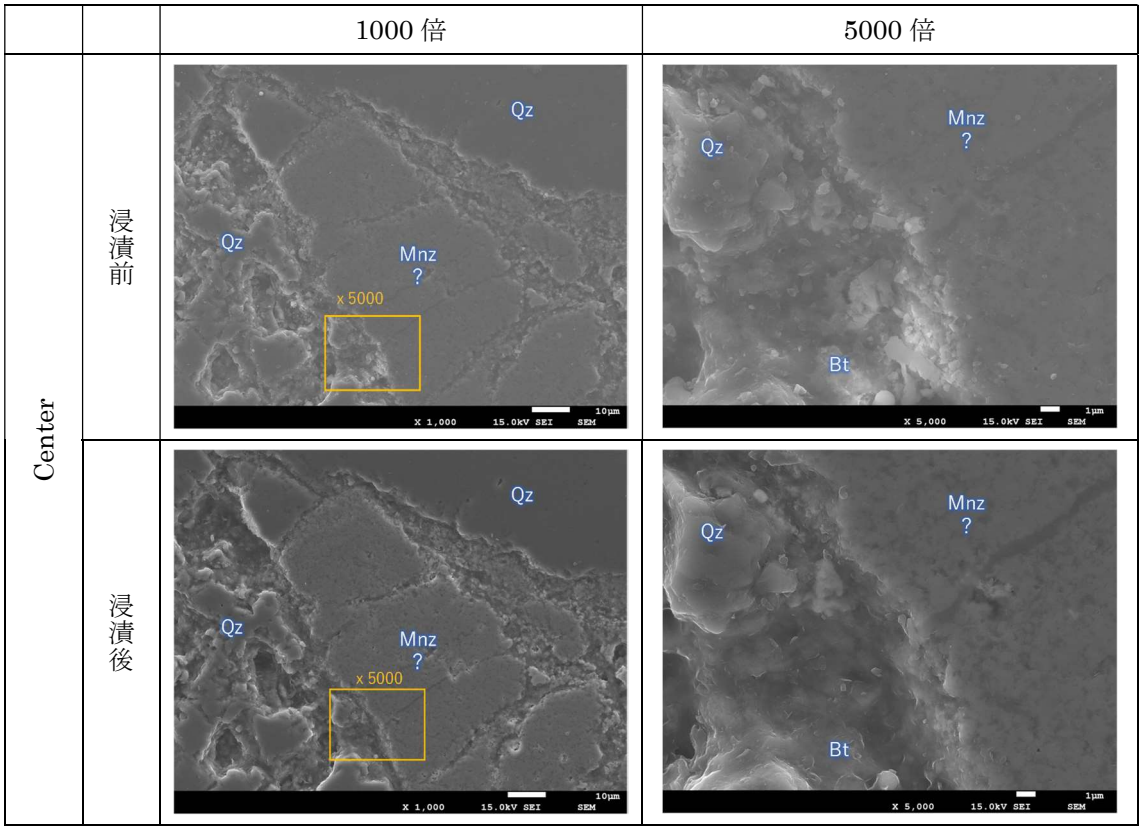


図 1.6-68 R2MZ-18-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

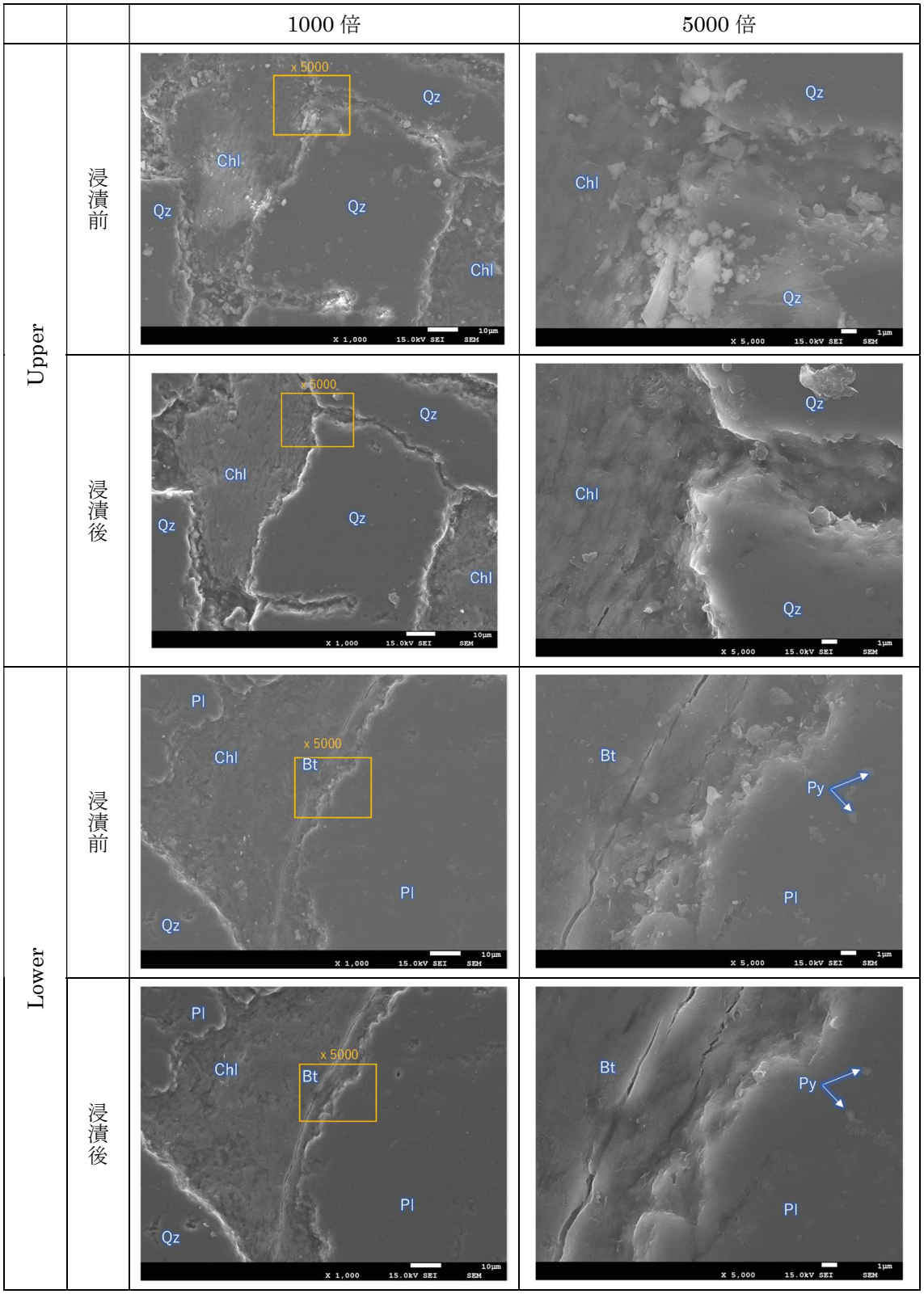


図 1.6-69　R2MZ-18-3 のシュウ酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

(24) H29MZ01-1

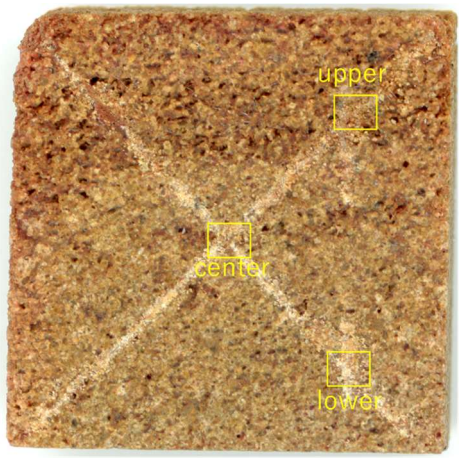
H29MZ-01-1	
	
浸漬前	浸漬後

図 1.6-70 H29MZ-01-1 の濃硝酸 25 日浸漬前・後のスキャン画像

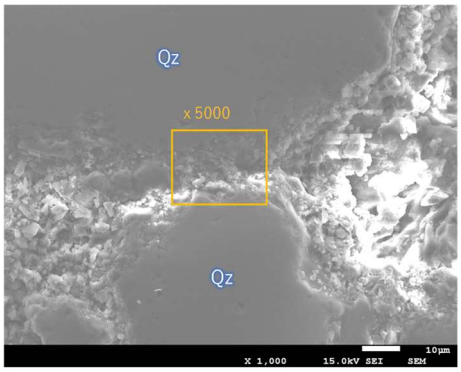
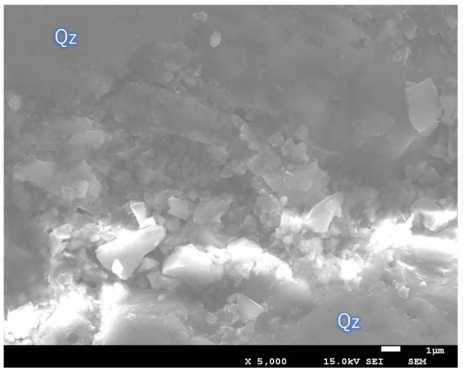
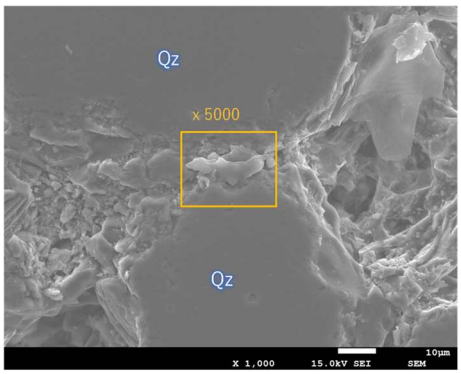
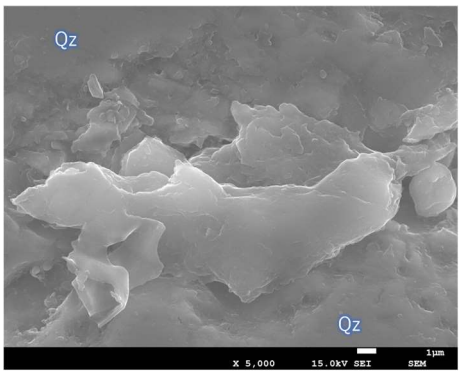
		1000 倍	5000 倍
Center	浸漬前		
	浸漬後		

図 1.6-71 H29MZ-01-1 の濃硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較 (center)

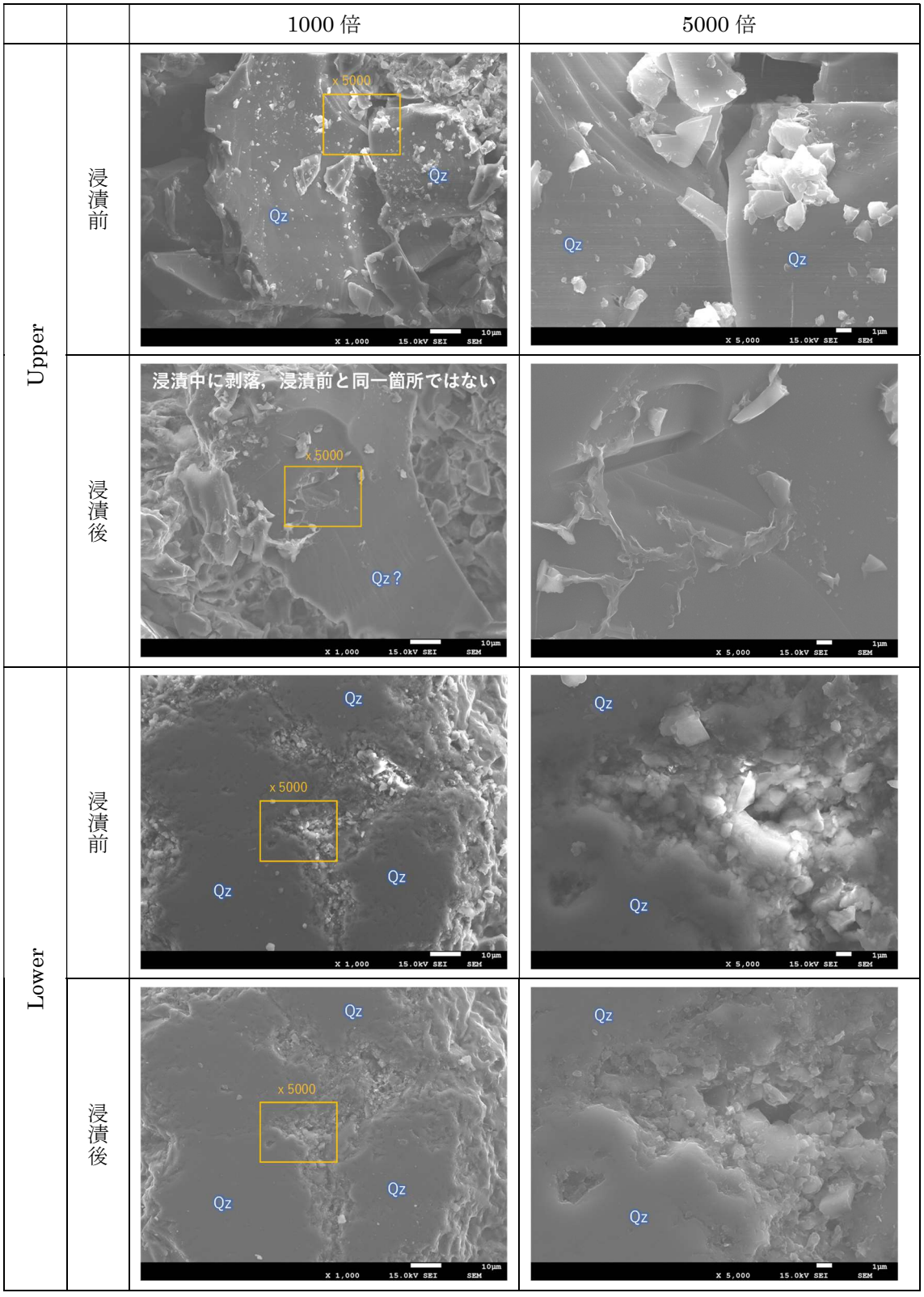


図 1.6-72　H29MZ-01-1 の濃硝酸 25 日浸漬前・後の SEM 画像比較（upper/lower）

1.7 XRD 分析

浸漬前後で試料中の鉱物種や鉱物組成の変化を把握することを目的として、浸漬前試料及び浸漬後試料に対し、X 線回折装置を用いた分析を実施した。試料は 2cm 以下の岩石チップと、岩石チップを中程度に粉砕して沈降法(水簸)で回収した 20μm 以下の粒子を対象とした(鈴木,1992)。測定条件を表 1.7-1 に示す。浸漬前後試料における鉱物組合せを表 1.7-2、表 1.7-3 に示す。また浸漬前後の回折線の比較を行い、図 1.7-1～図 1.7-24 に岩石チップの結果を、図 1.7-25～48 に細粒粒子の結果を示す。なお細粒粒子の H29MZ-01 は浸漬前のデータが欠損しているため、参考にバルクのデータを並べた。R2MZ-01 は 4 種の酸すべてで実験していたため、岩石チップと細粒粒子ともに定方位分析をかけた。結果を図 1.7-49 および図 1.7-50 に示す。

なお、回折線は浸漬前を黒に、濃硝酸浸漬後、希硝酸浸漬後、シュウ酸浸漬後、炭酸浸漬後をそれぞれ赤、黄色、灰色、緑で色分けしてある。

表 1.7-1 XRD 分析の測定条件

装置名	Malvern PANalytical X'Pert Pro
X 線	CuKα（λ=1.54178Å）
電圧，電流	40kV，50mA
検出器	比例計数管（Xe）
ステップサイズ	0.02°
スリット条件	DS：15mm(auto) AS(SS)：15mm(auto) RS：0.2mm

表 1.7-2　浸漬前後の鉱物組み合わせ (1/2)

	石英	斜長石	カリ長石	スメクタイト	雲母	I/S	緑泥石	カオリナイト	方解石	単斜輝石	ドロマイト	イルメナイト	黄鉄鉱	ギブサイト	ヘマタイト	ゲーサイト	コーディエライト
R2MZ-01	◎	○	△		＋		＋		・								
濃硝酸	◎	△	＋		・												
希硝酸	◎	△	△		＋		・		・								
シュウ酸	◎	△	△		・		＋		・								
炭酸	◎	△	△		＋		＋		・								
R2MZ-05	◎	△			○		△										
希硝酸	◎	△	・		◎		△										
シュウ酸	○	△			◎		△										
R2MZ-06	○	＋	＋		○			＋				・					△
希硝酸	○	＋	＋		○			＋				・					＋
シュウ酸	○	＋	＋		△			＋				・					＋
炭酸	○	＋	＋		△			＋				・					＋
R2MZ-07	◎	△	△		＋		＋		・								
希硝酸	◎	△	△		＋		＋		・								
シュウ酸	◎	△	＋		＋		＋										
炭酸	◎	△	△		＋		＋										

表 1.7-3　浸漬前後の鉱物組み合わせ (2/2)

	石英	斜長石	カリ長石	スメクタイト	雲母	I/S	緑泥石	カオリナイト	方解石	単斜輝石	ドロマイト	イルメナイト	黄鉄鉱	ギブサイト	ヘマタイト	ゲーサイト	コーディエライト
R2MZ-09	◎	△			+	・	+		◎		・						
シュウ酸	◎	○			+		+		◎		・						
炭酸	◎	△			+		+		◎		・						
R2MZ-13	○	△	+		◎		◎										
希硝酸	◎	△	・		◎		○										
シュウ酸	○	△	・		◎		◎										
炭酸	◎	・			○		△										
R2MZ-15	◎	○	△		△		△		△								
希硝酸	◎	△	△		+		・		・								
シュウ酸	◎	△	△		+		+		・								
R2MZ-17	◎	○			+		・										
希硝酸	◎	△			・		+										
シュウ酸	◎	△			・		・										
R2MZ-18	◎	△	・		+		+										
希硝酸	◎	△	・		・		・										
シュウ酸	◎	△	・		+		+										
H29MZ-01	◎			・								・		△	△	+	
濃硝酸	◎											・					

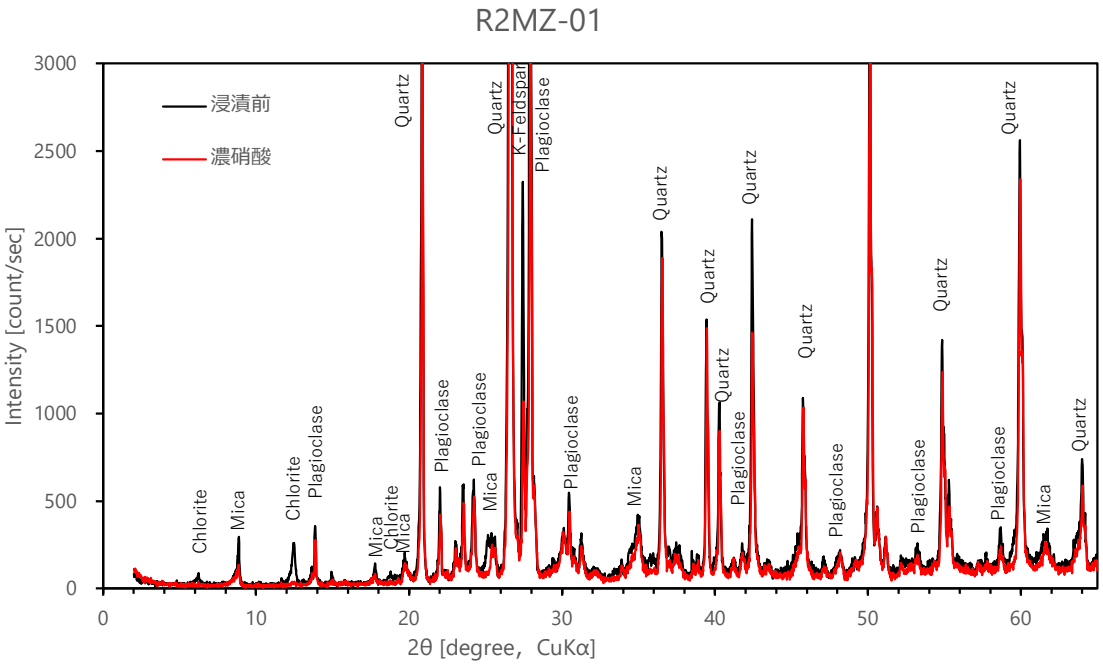


図 1.7-1　R2MZ-01 の濃硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

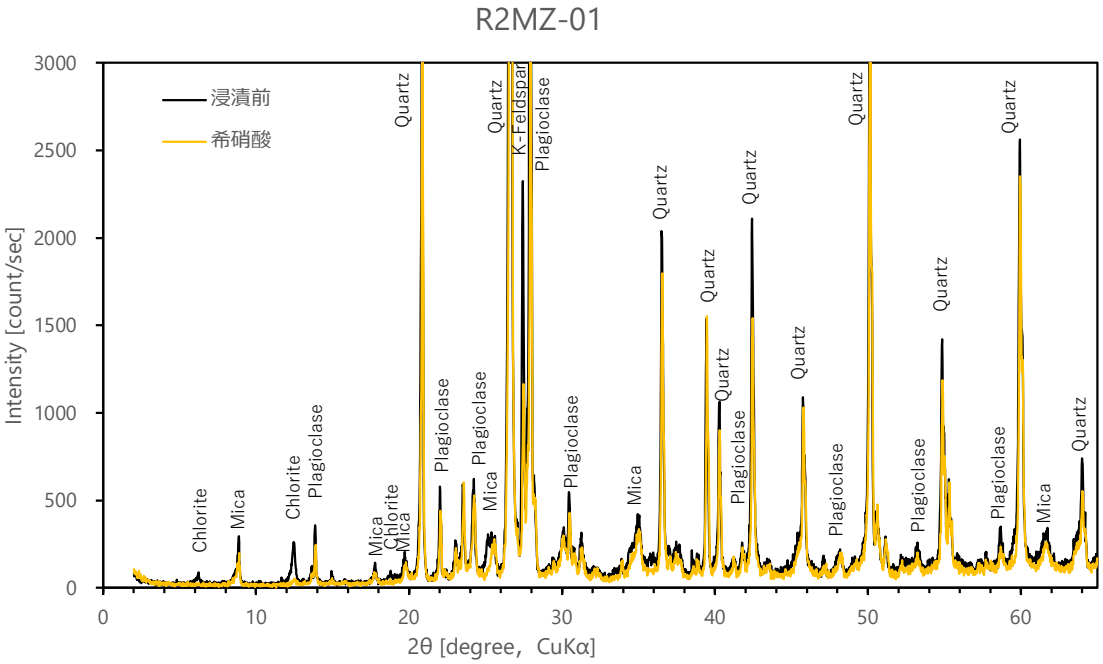


図 1.7-2　R2MZ-01 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

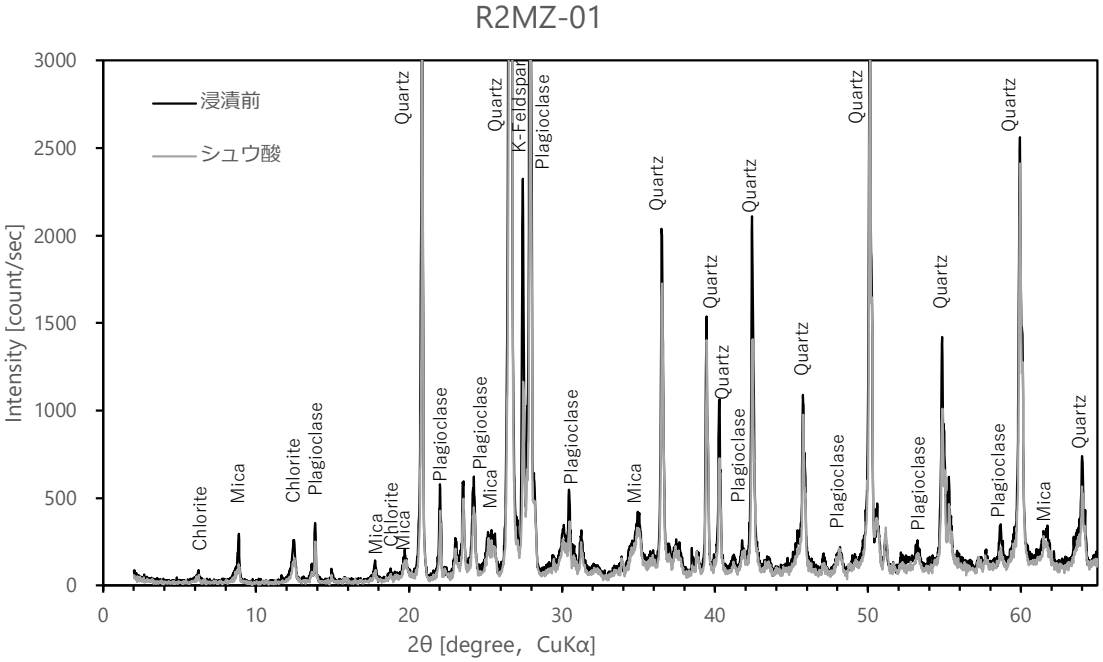


図 1.7-3　R2MZ-01 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

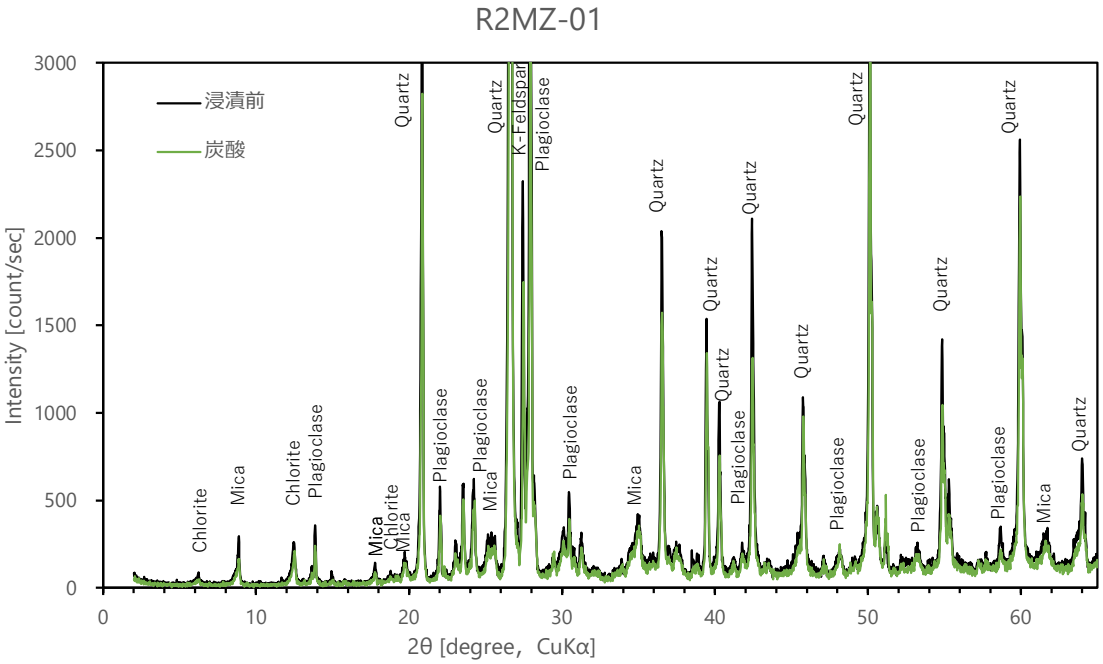


図 1.7-4　R2MZ-01 の炭酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

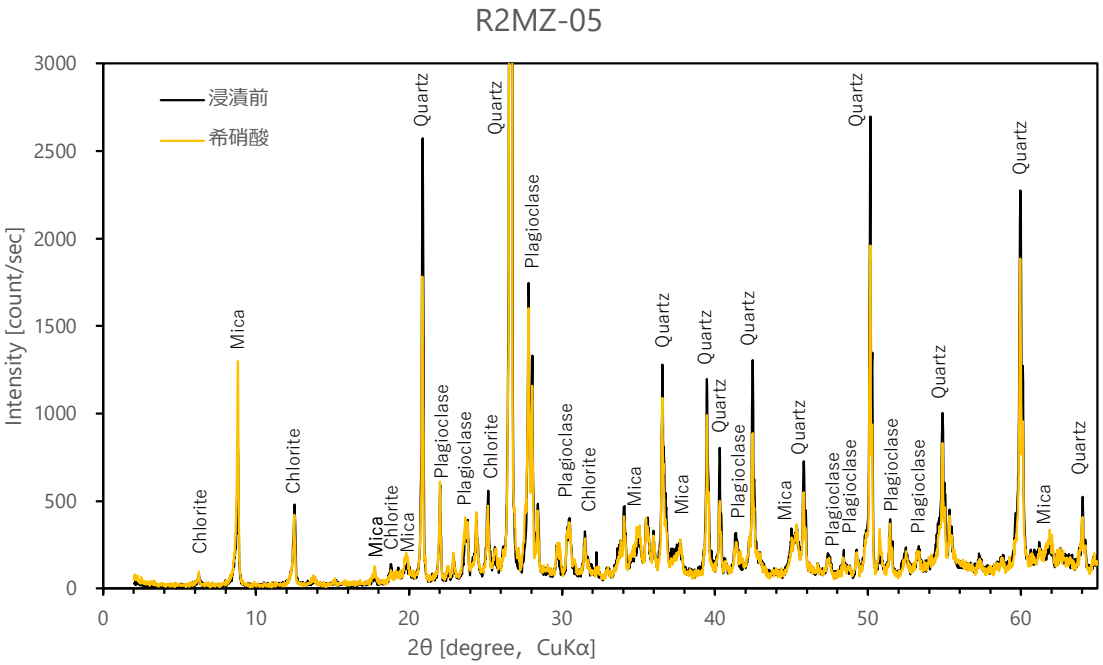


図 1.7-5　R2MZ-05 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

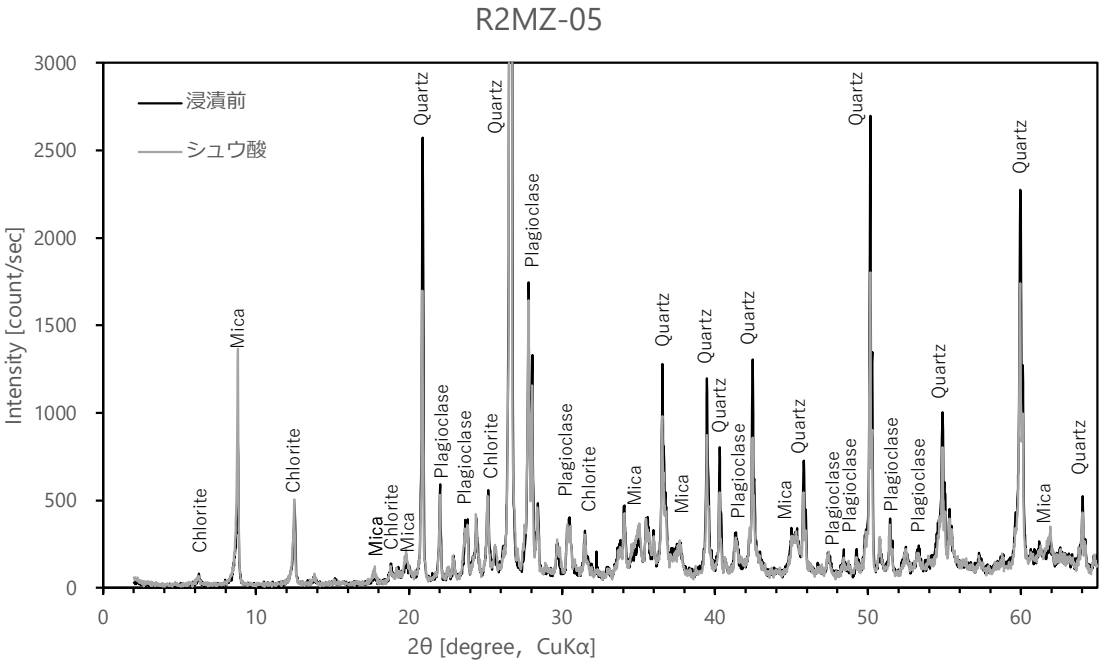


図 1.7-6　R2MZ-05 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

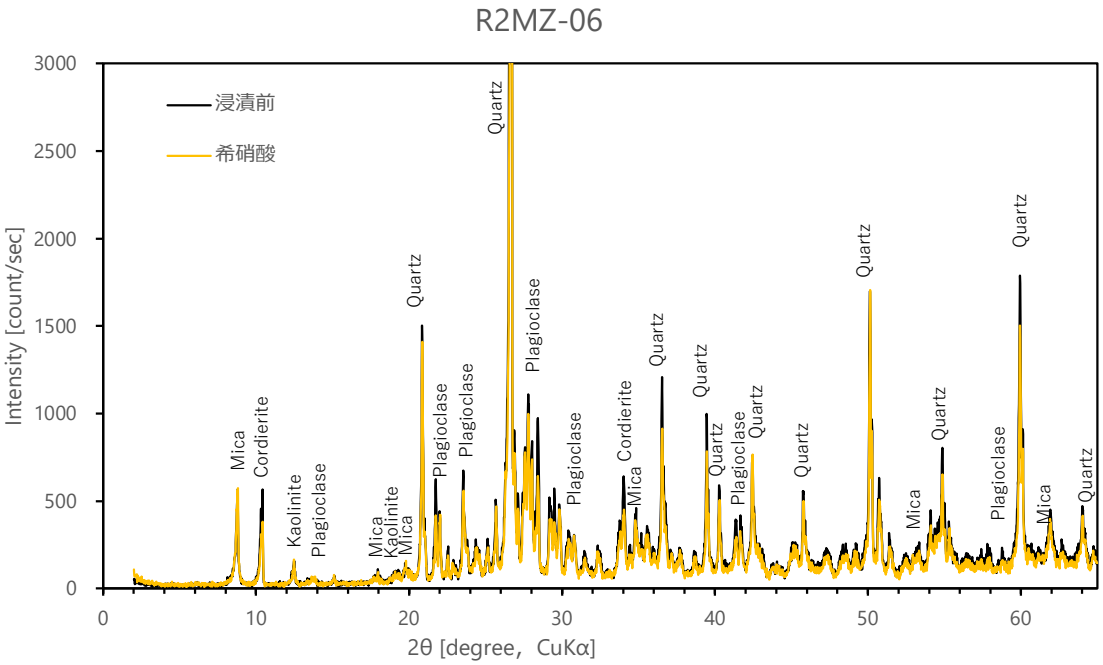


図 1.7-7　R2MZ-06 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

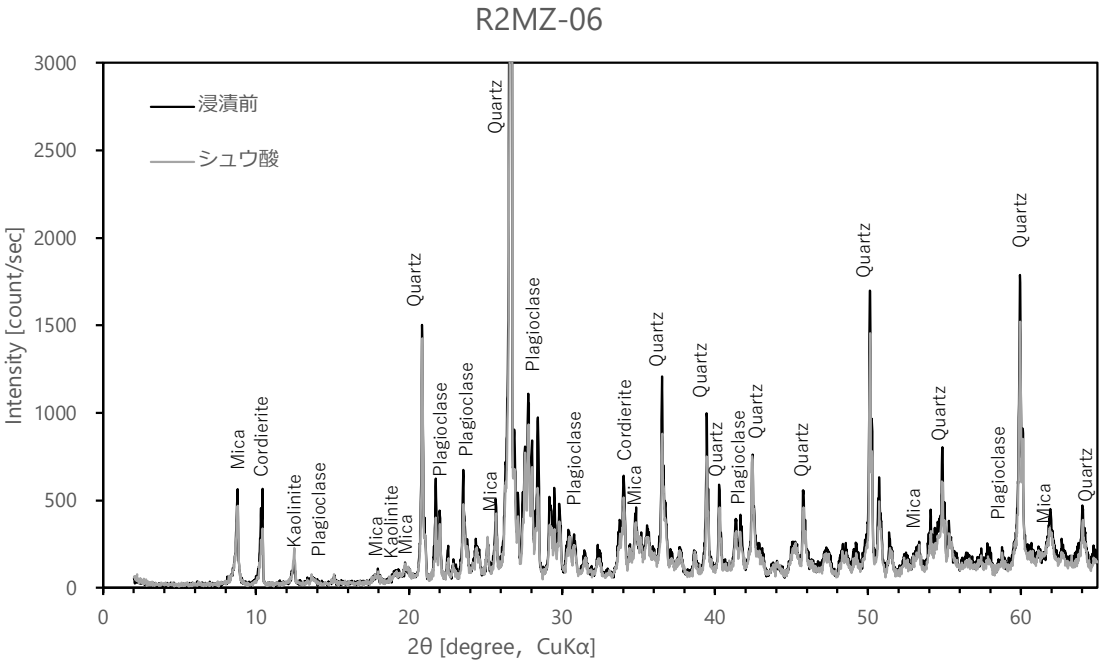


図 1.7-8　R2MZ-06 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

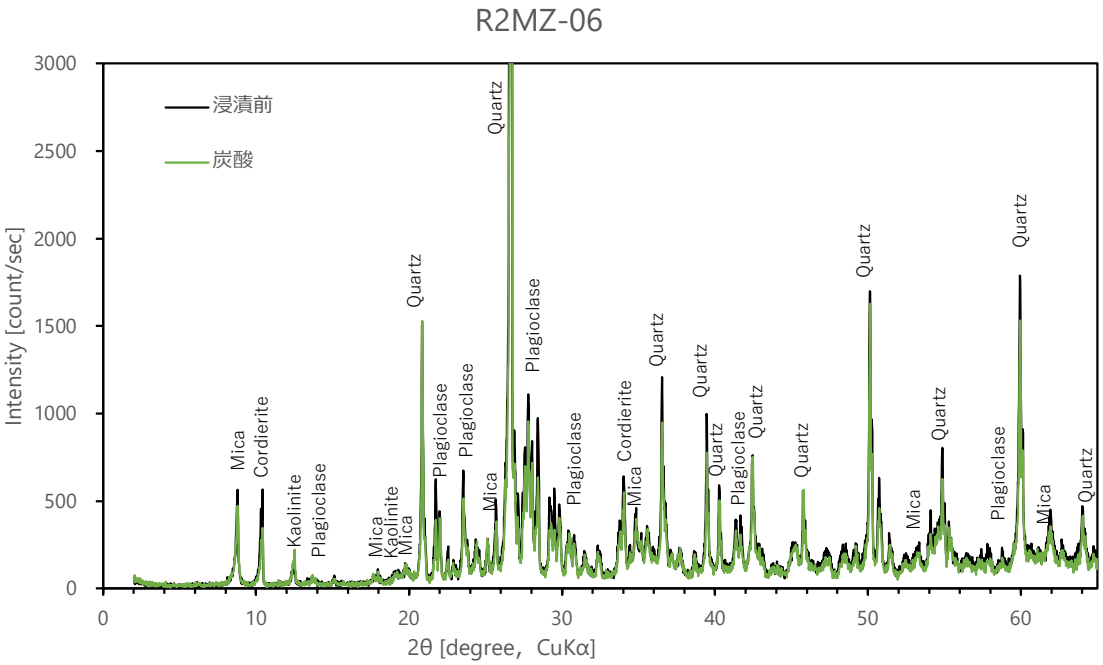


図 1.7-9　R2MZ-06 の炭酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

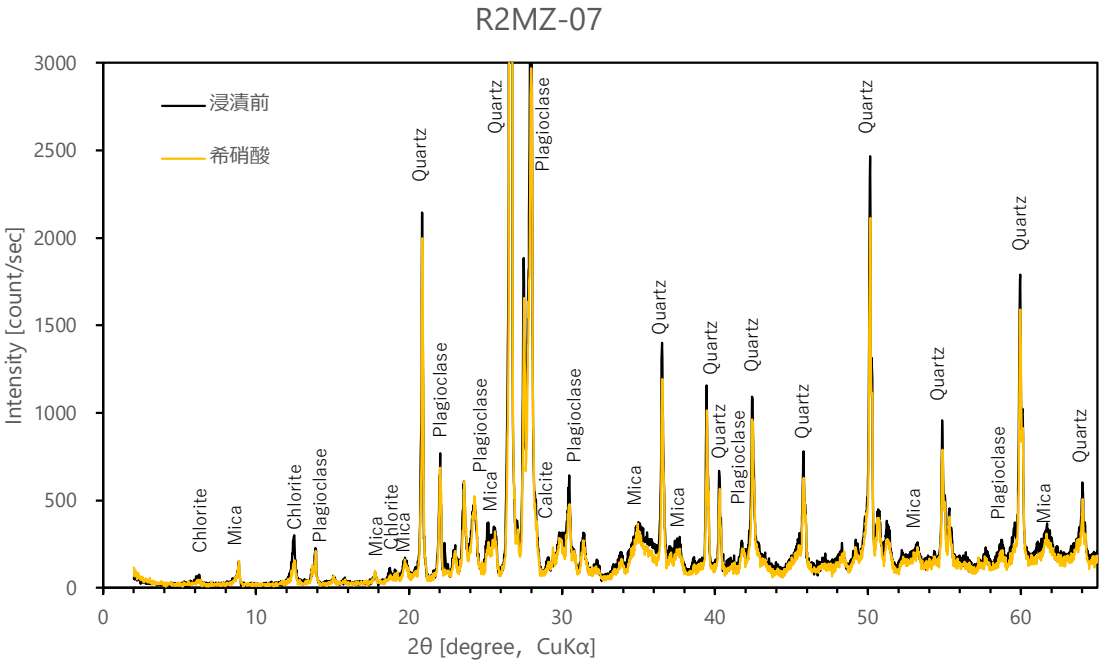


図 1.7-10　R2MZ-07 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

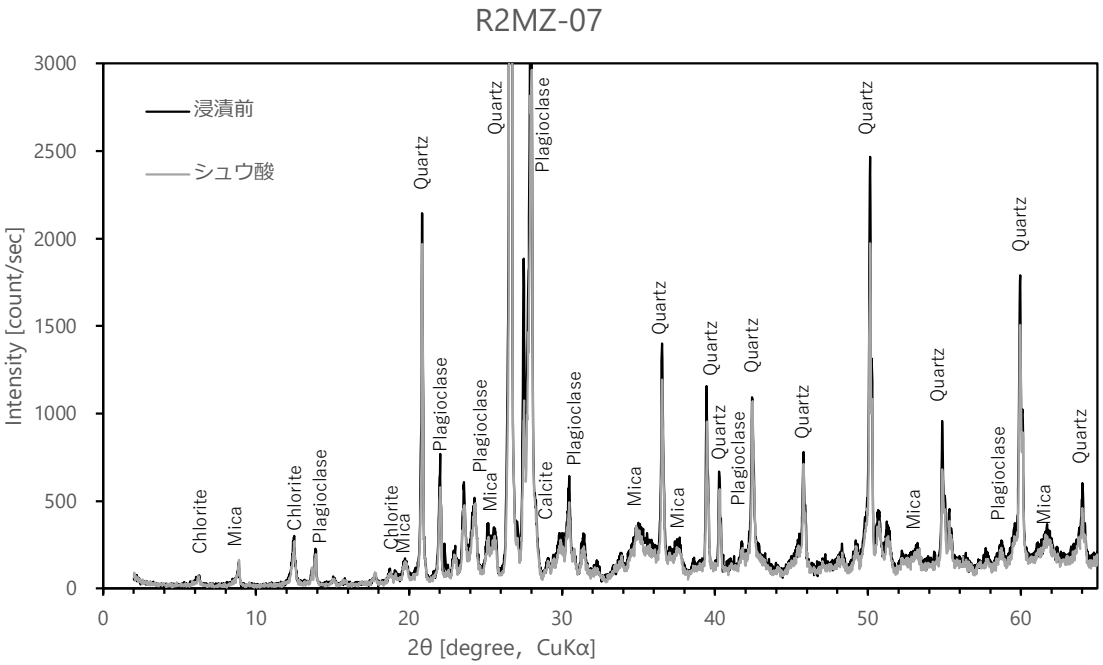


図 1.7-11　R2MZ-07 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

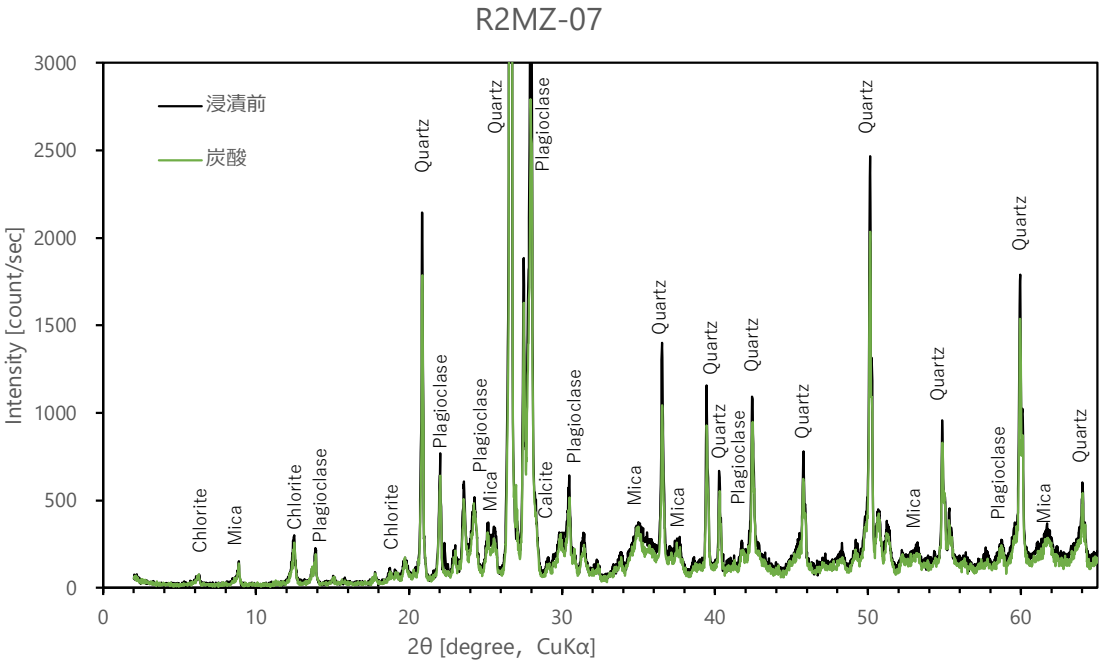


図 1.7-12　R2MZ-07 の炭酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

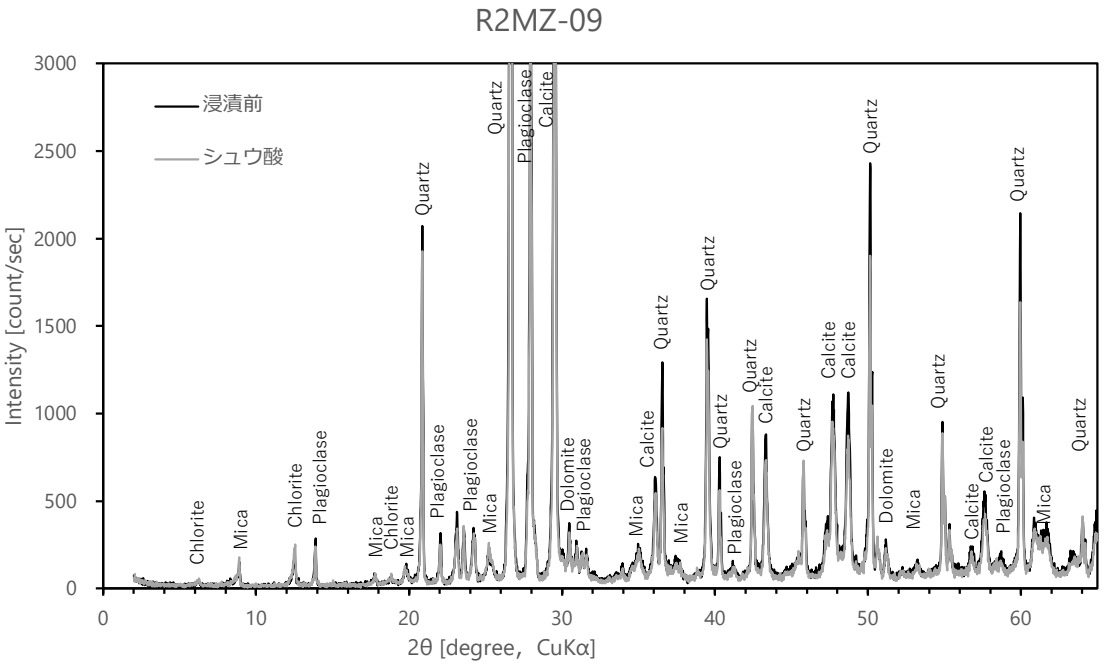


図 1.7-13　R2MZ-09 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

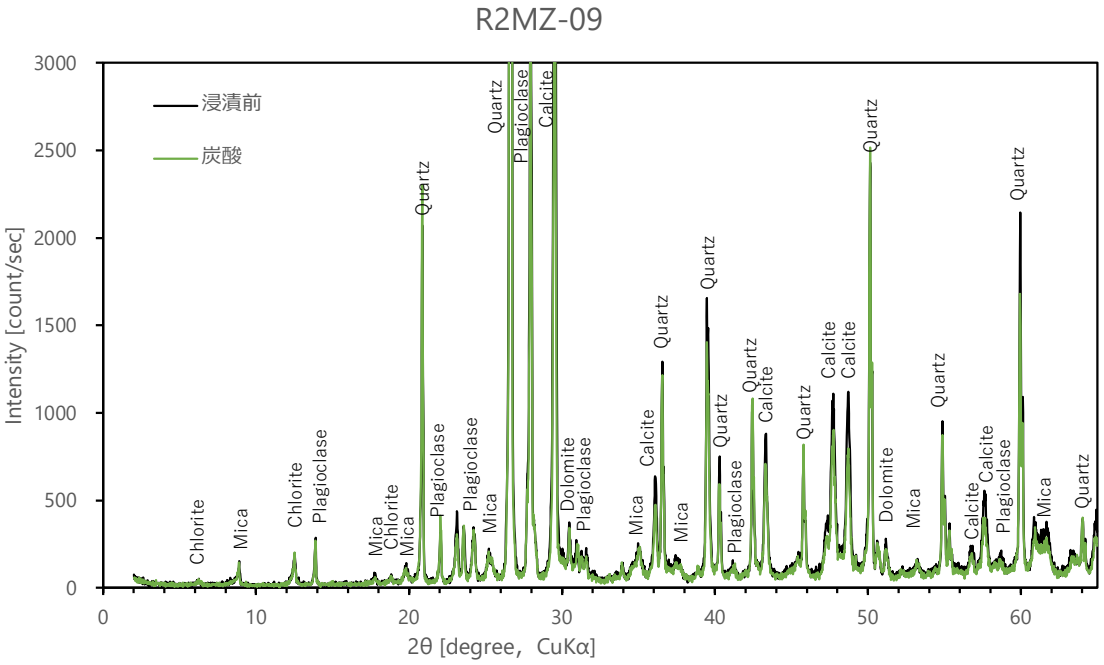


図 1.7-14　R2MZ-09 の炭酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

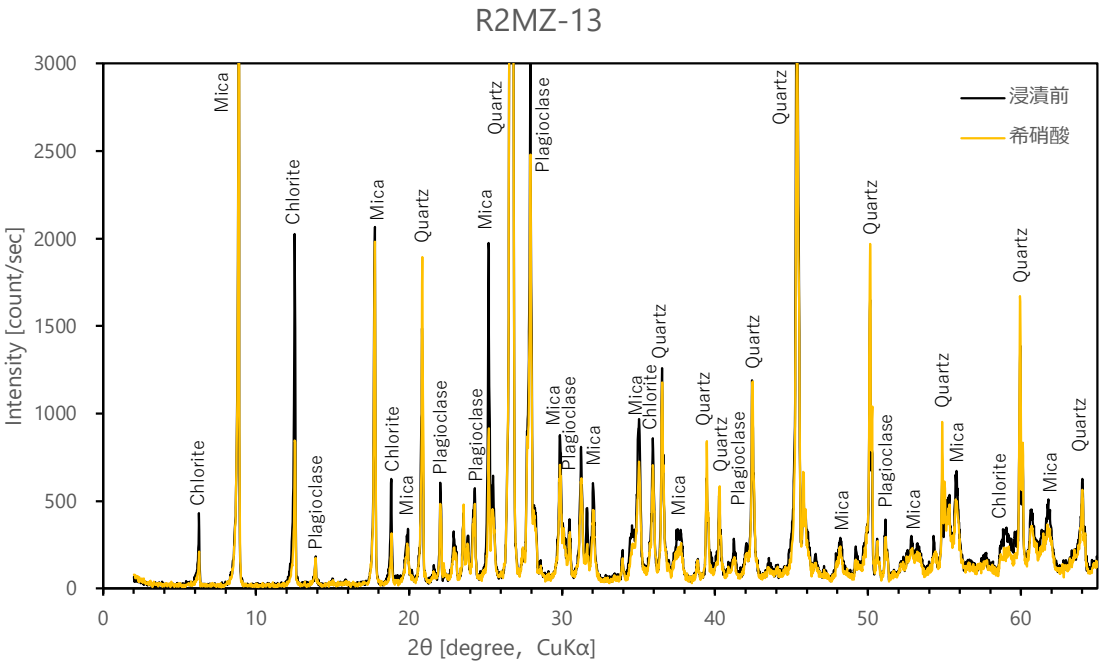


図 1.7-15　R2MZ-13 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

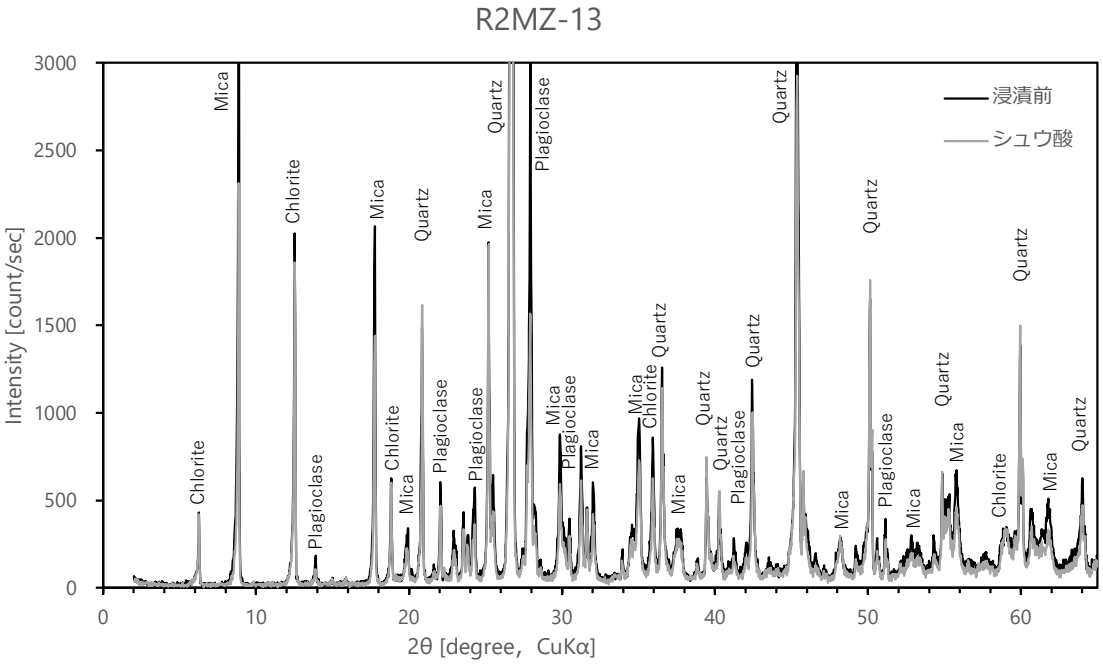


図 1.7-16　R2MZ-13 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

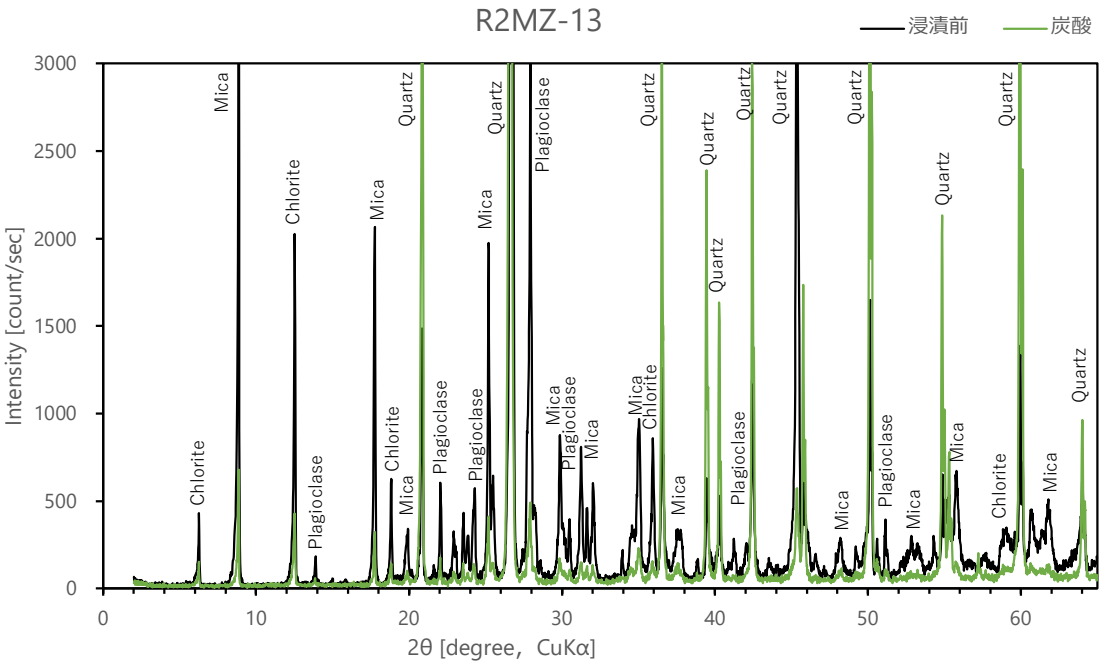


図 1.7-17　R2MZ-13 の炭酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

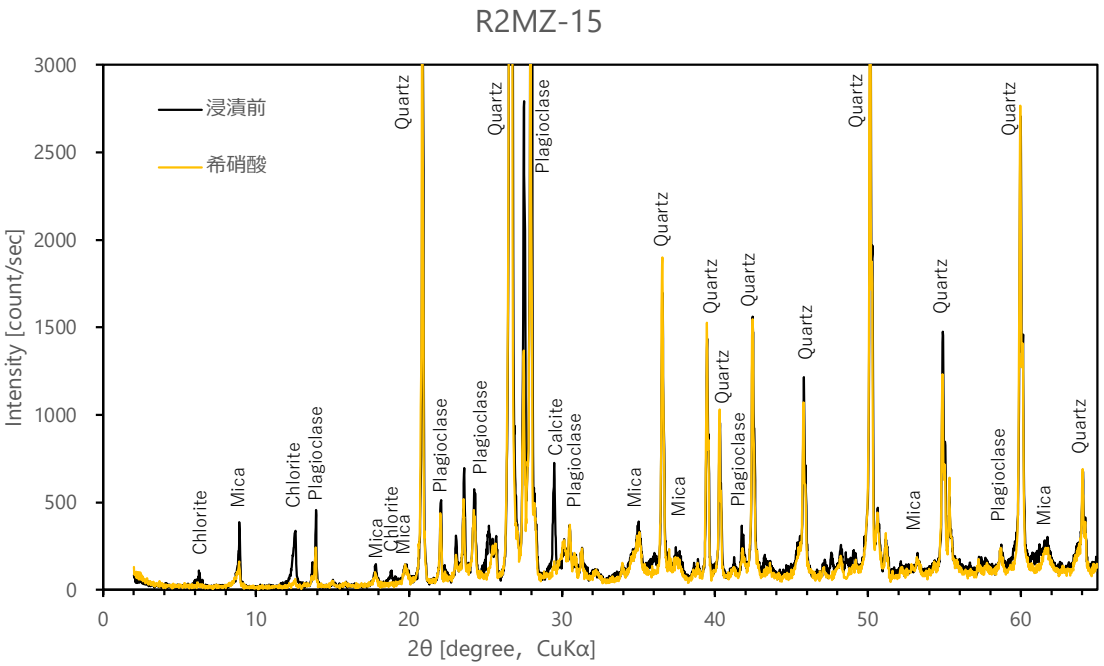


図 1.7-18　R2MZ-15 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

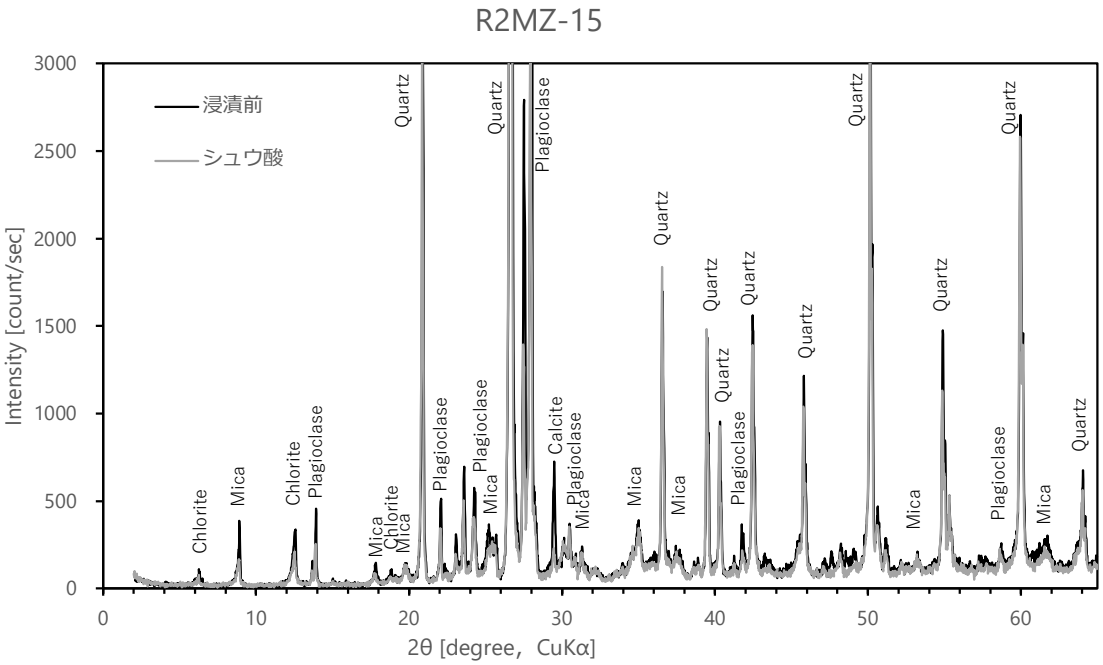


図 1.7-19　R2MZ-15 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

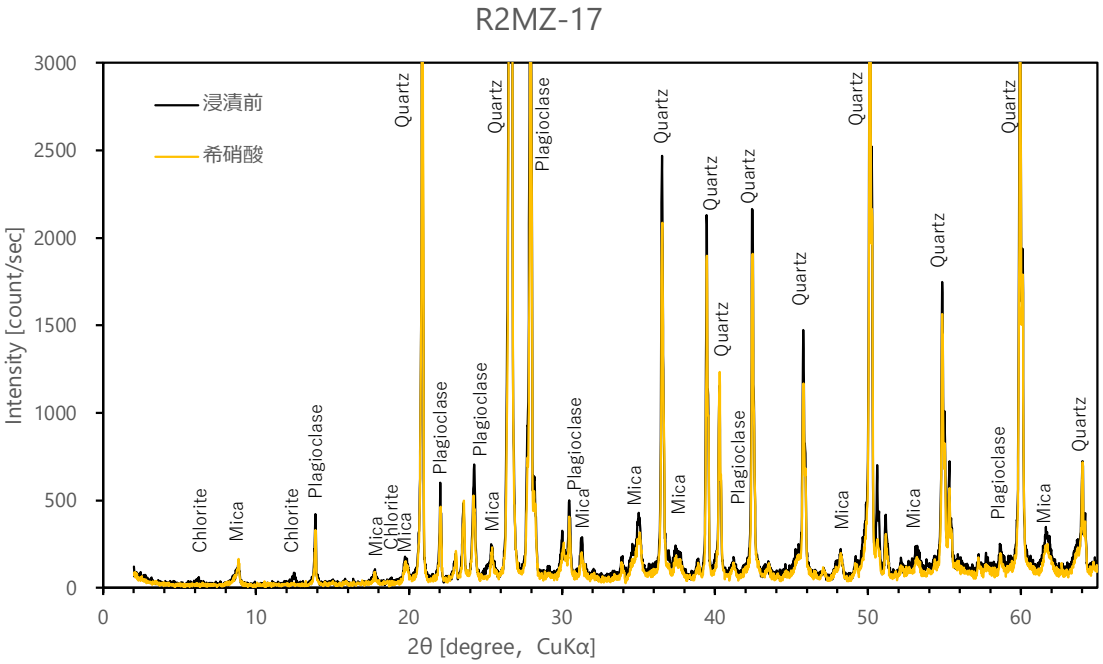


図 1.7-20　R2MZ-17 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

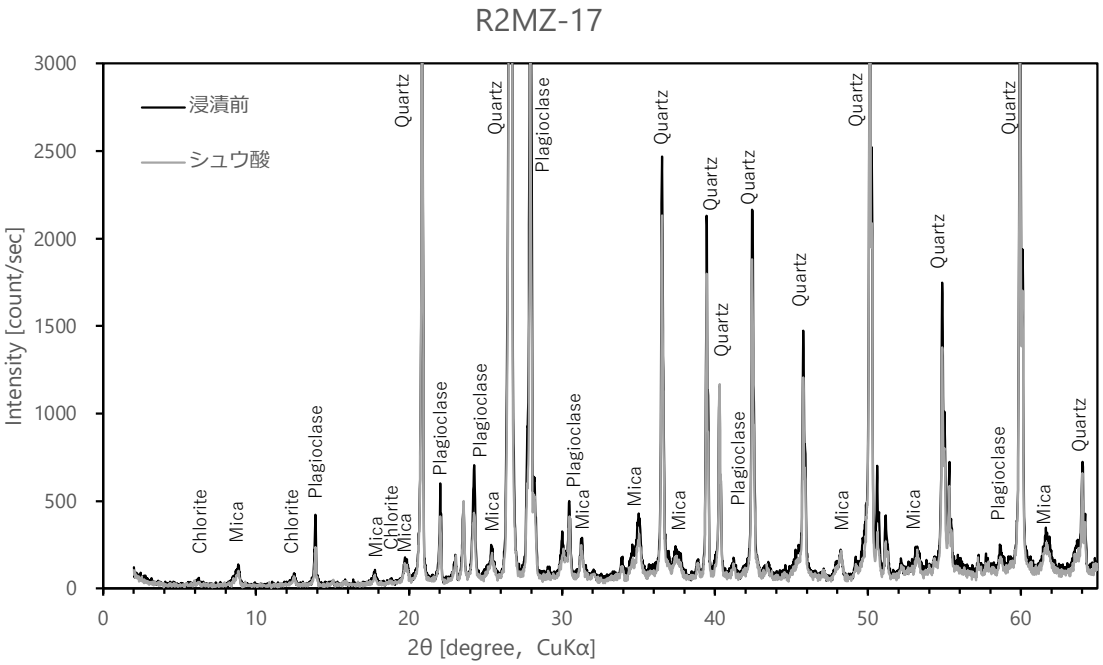


図 1.7-21　R2MZ-17 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

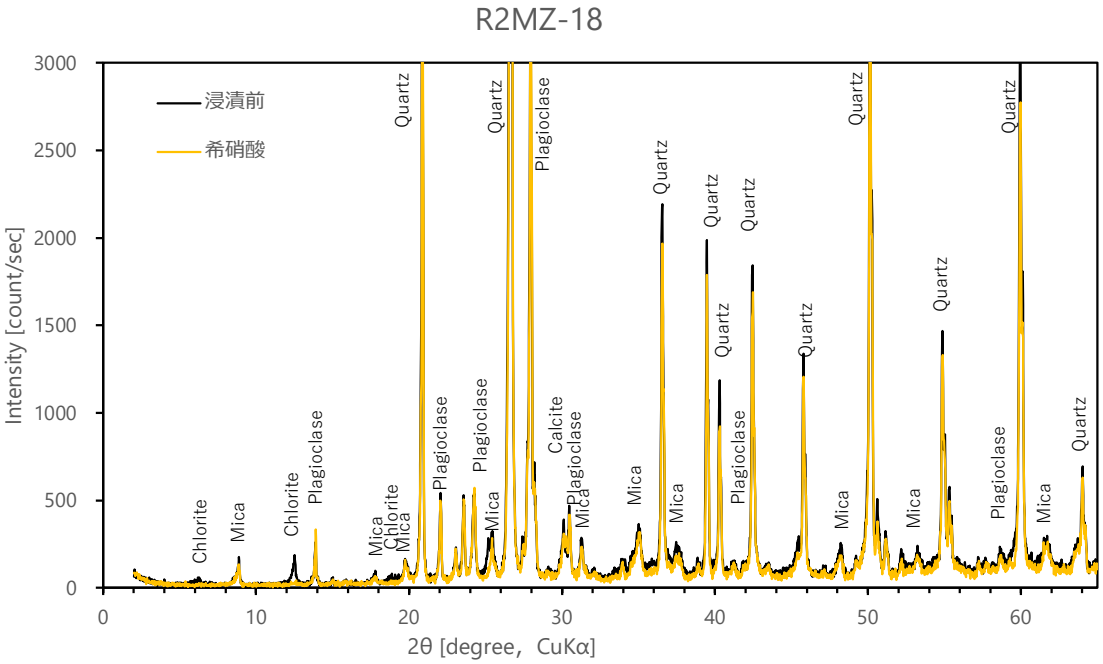


図 1.7-22　R2MZ-18 の希硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

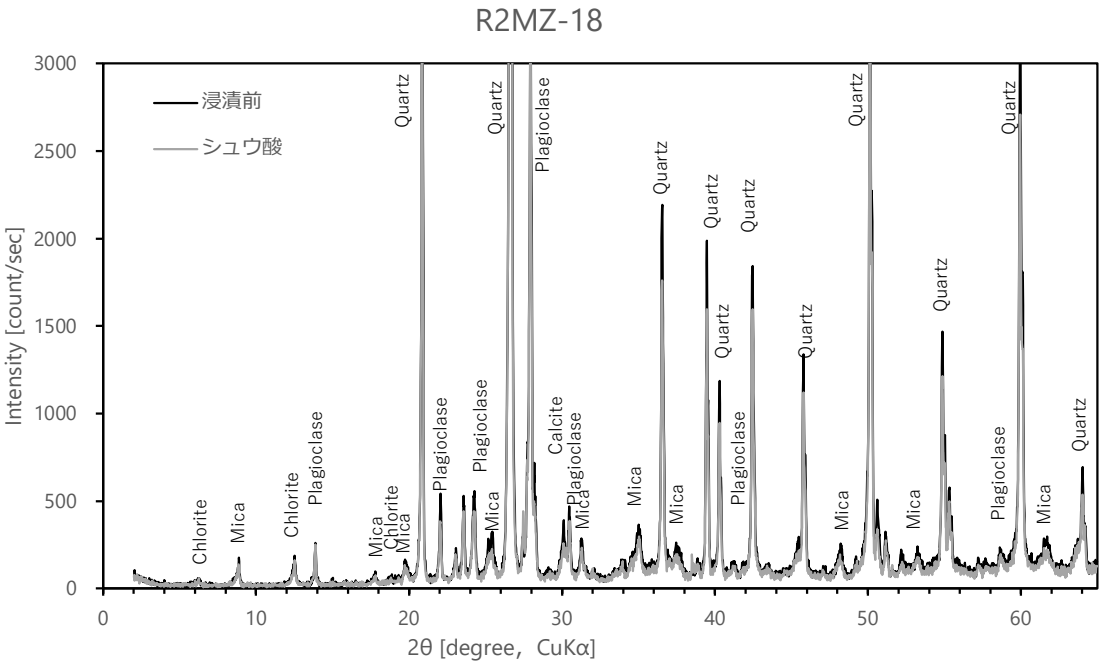


図 1.7-23　R2MZ-18 のシュウ酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

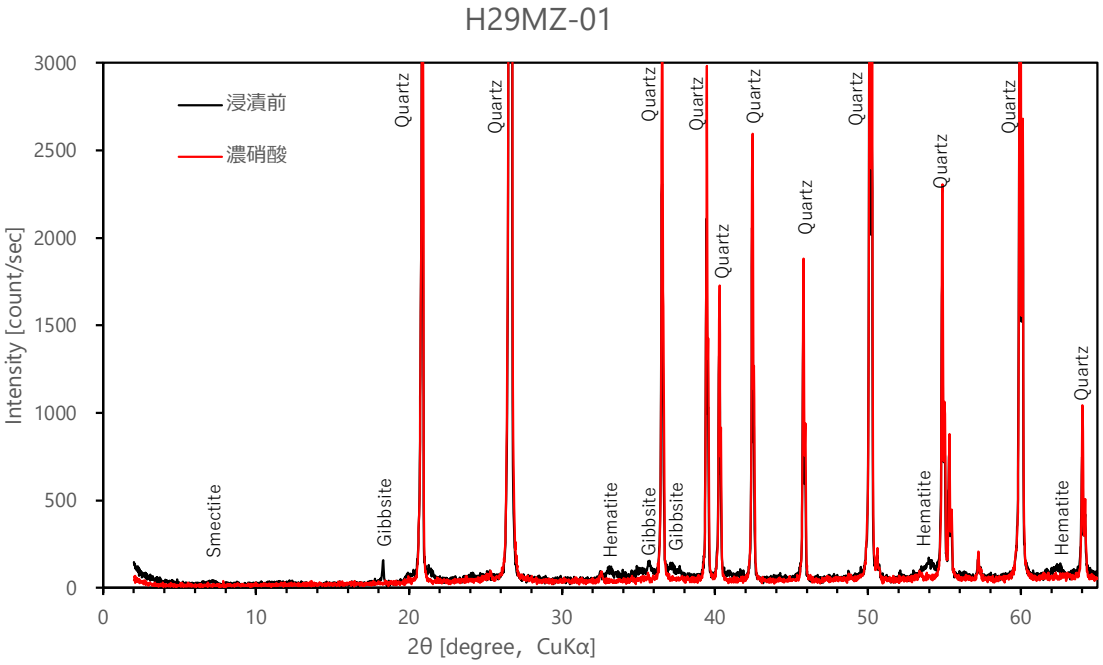


図 1.7-24　H29MZ-01 の濃硝酸浸漬前後の XRD 測定結果比較

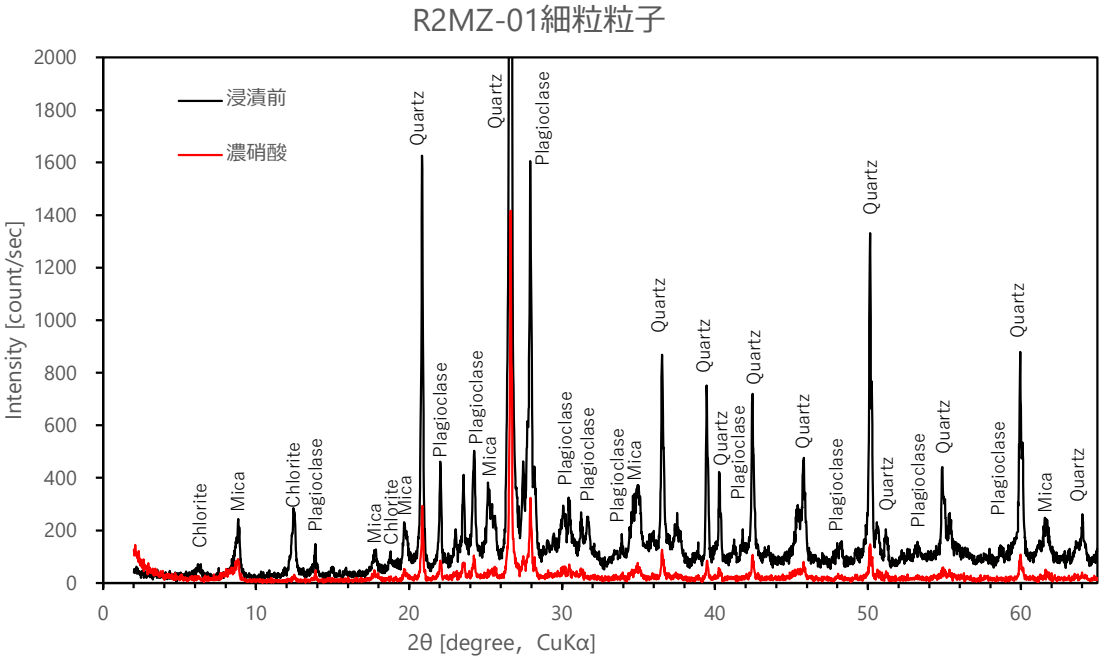


図 1.7-25　R2MZ-01 の濃硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

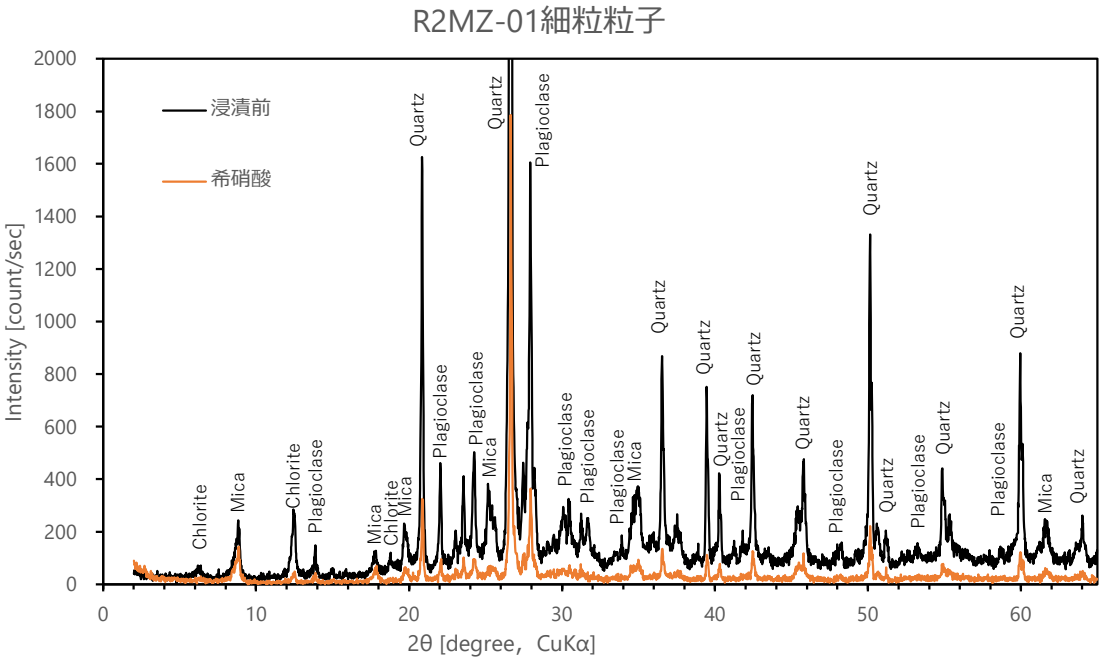


図 1.7-26　R2MZ-01 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

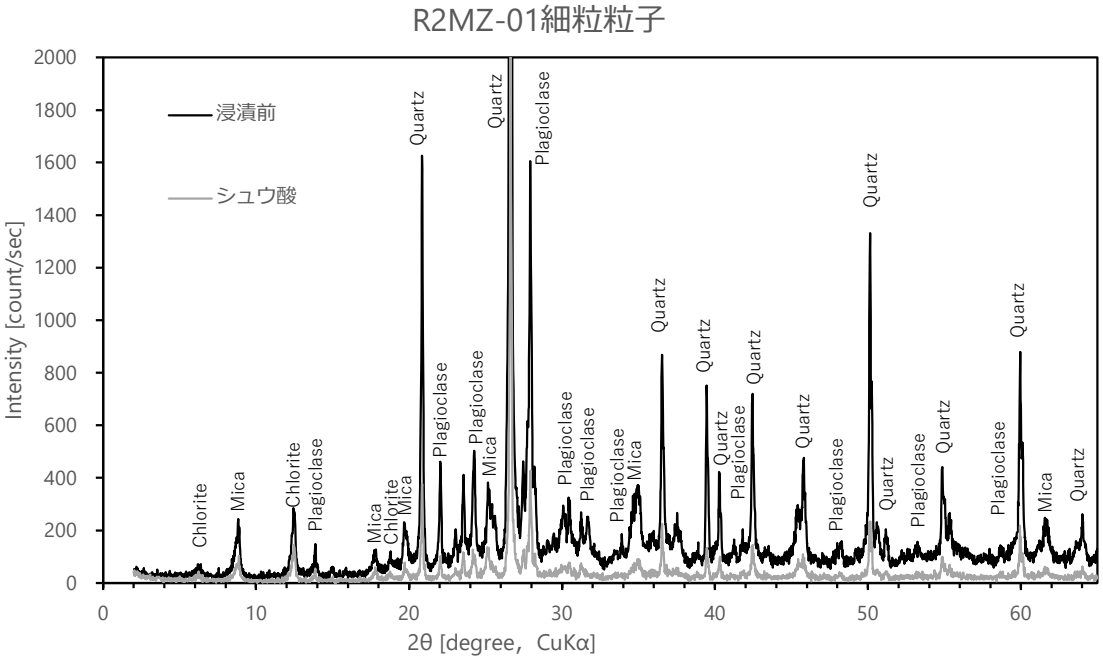


図 1.7-27　R2MZ-01 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

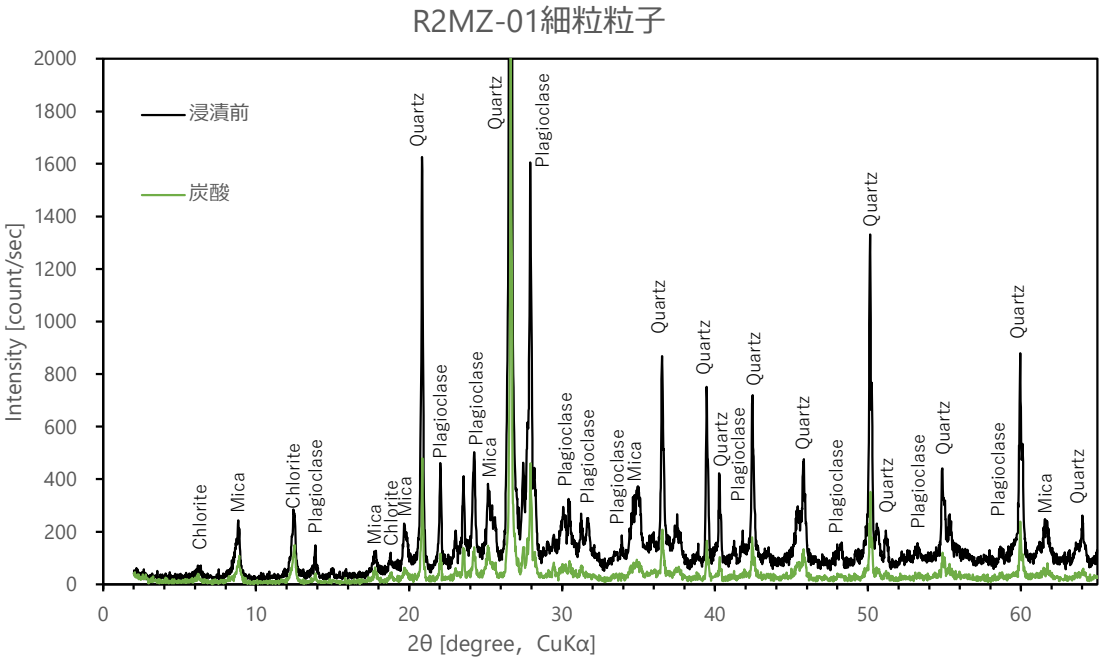


図 1.7-28　R2MZ-01 の炭酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定測定結果比較

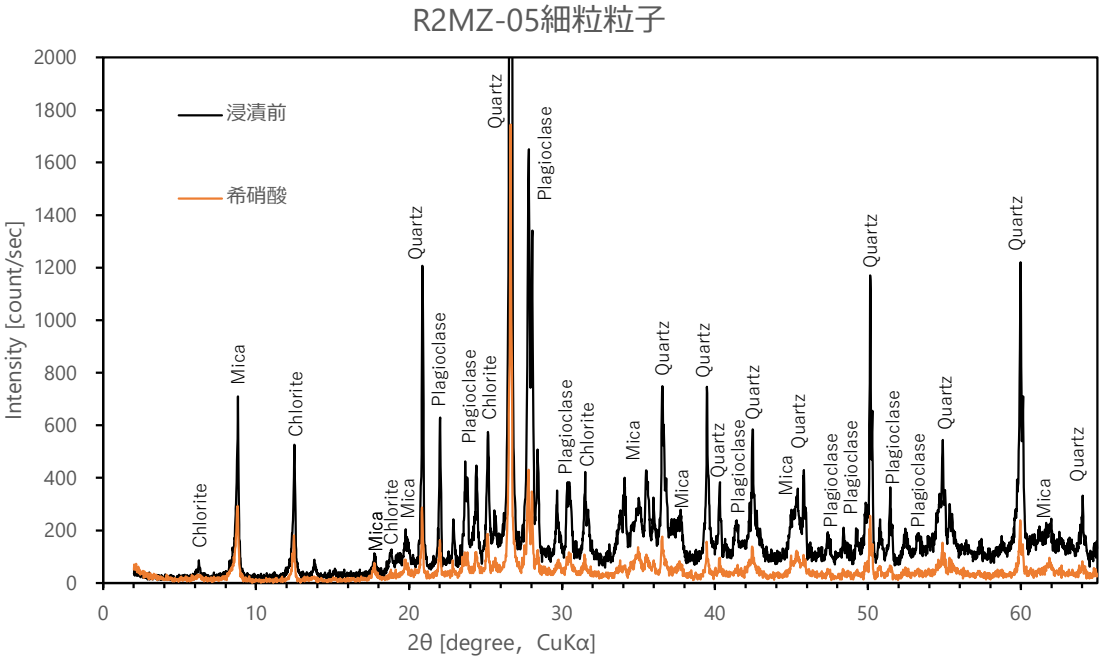


図 1.7-29　R2MZ-05 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

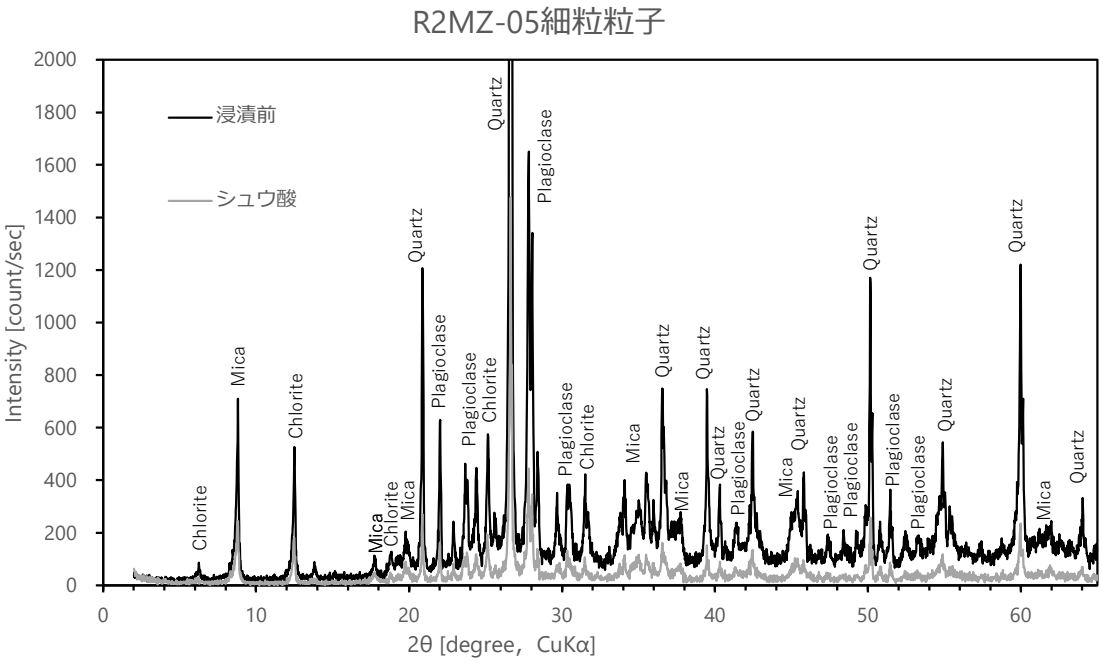


図 1.7-30　R2MZ-05 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

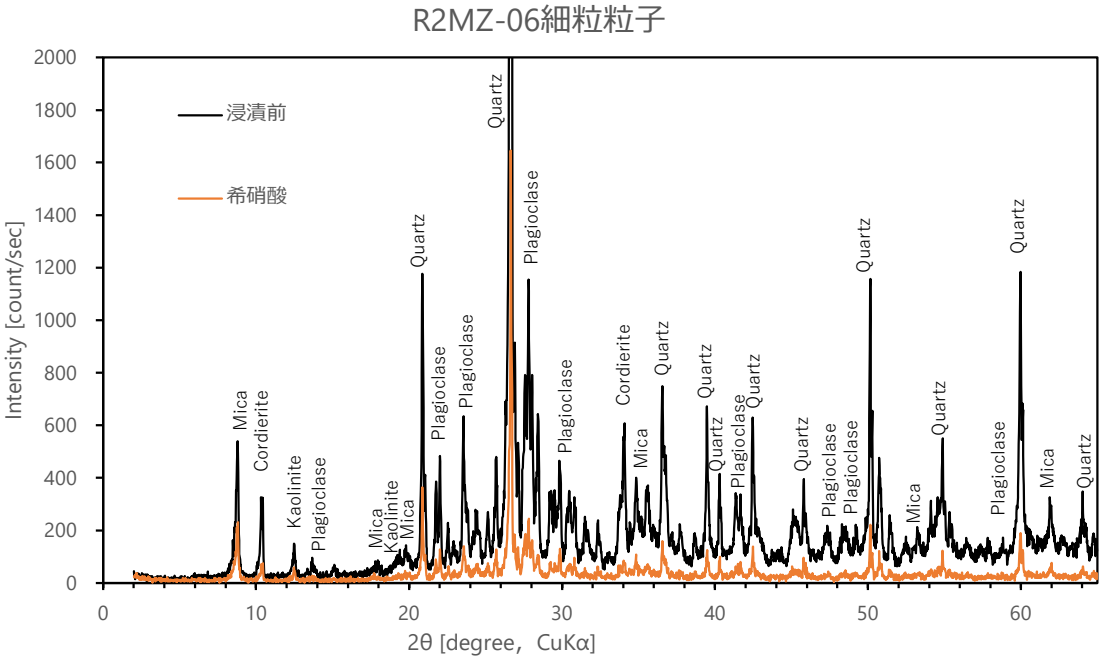


図 1.7-31　R2MZ-06 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

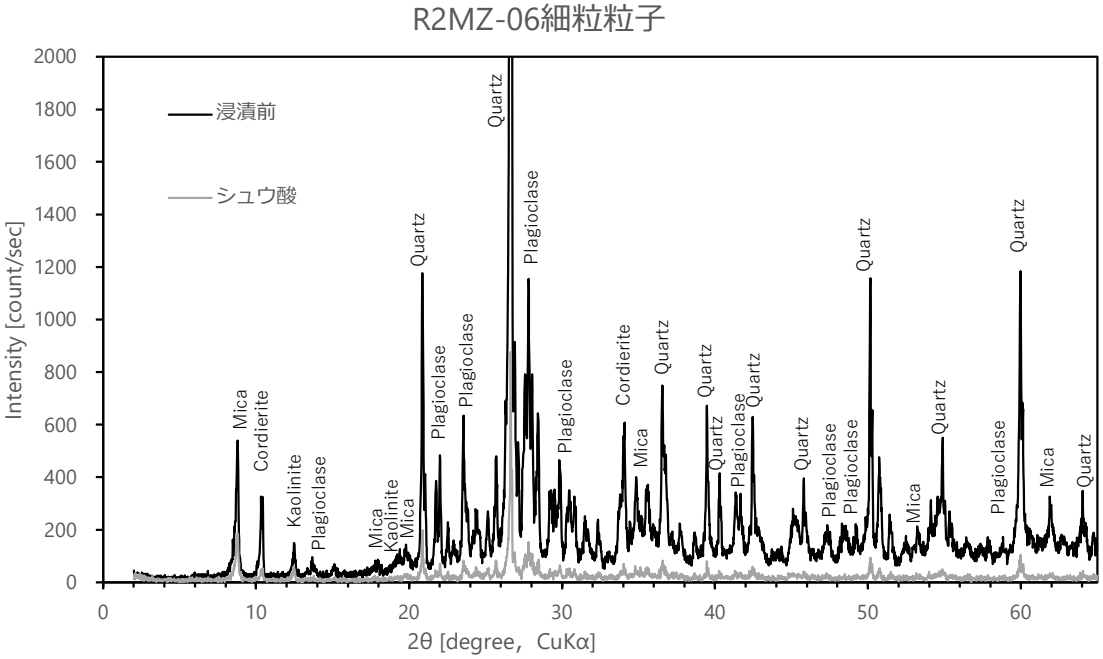


図 1.7-32　R2MZ-06 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

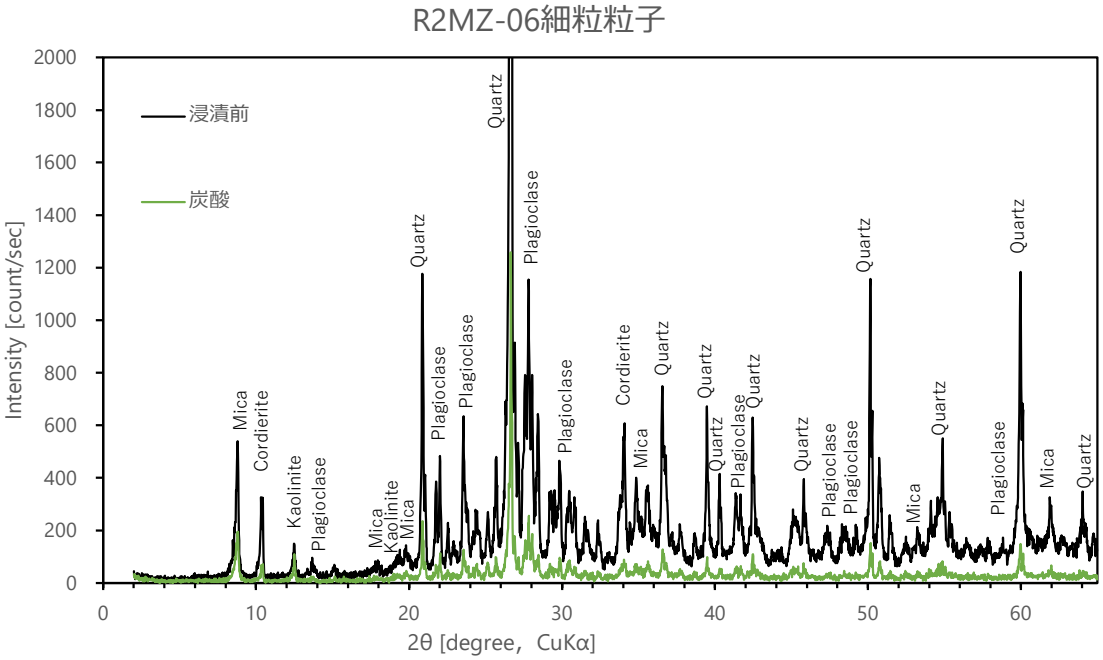


図 1.7-33　R2MZ-06 の炭酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

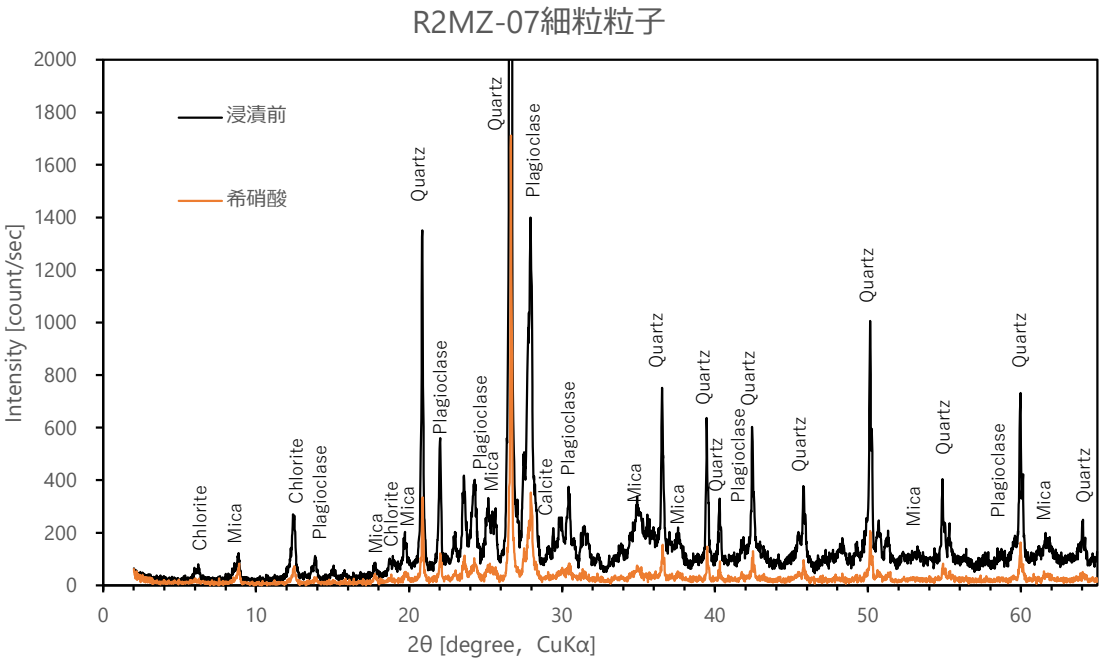


図 1.7-34　R2MZ-07 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

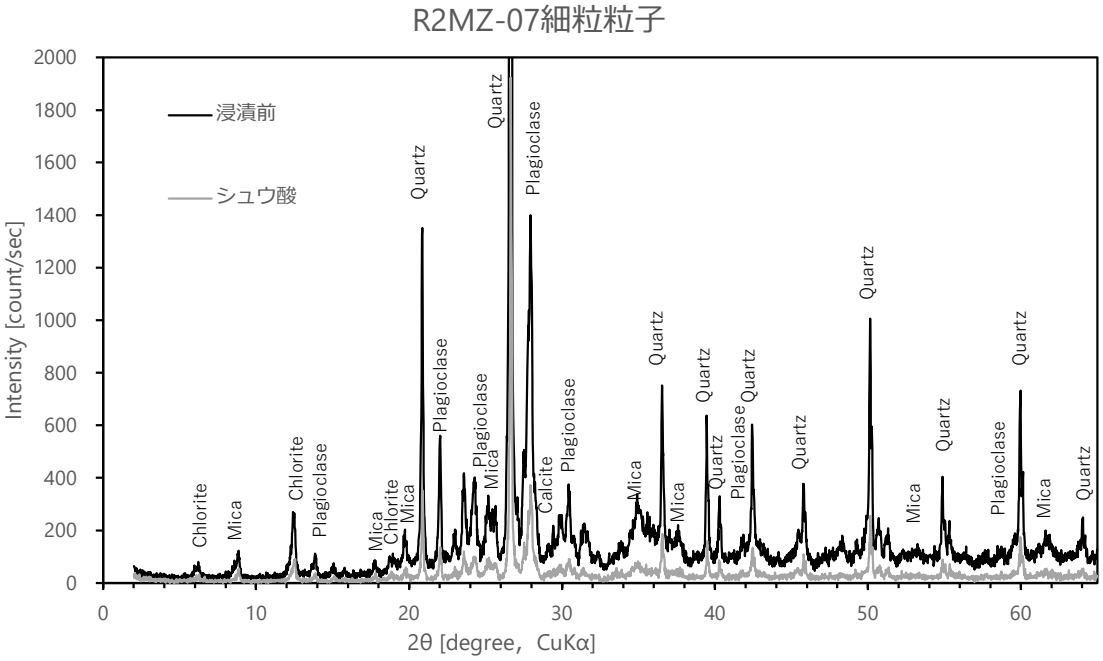


図 1.7-35　R2MZ-07 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

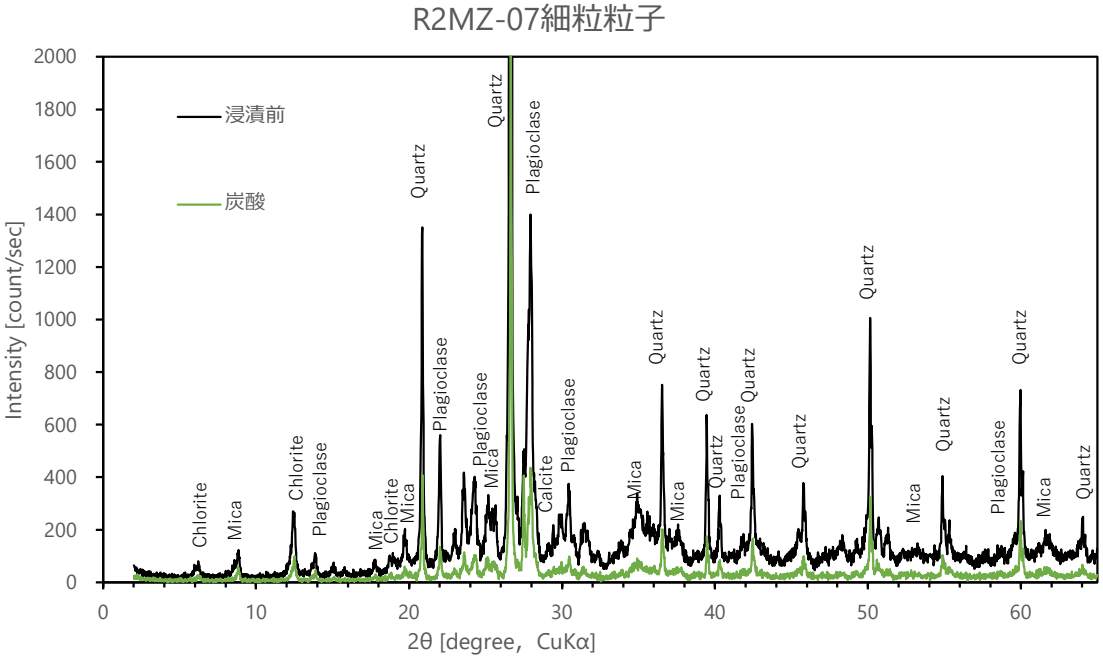


図 1.7-36　R2MZ-07 の炭酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

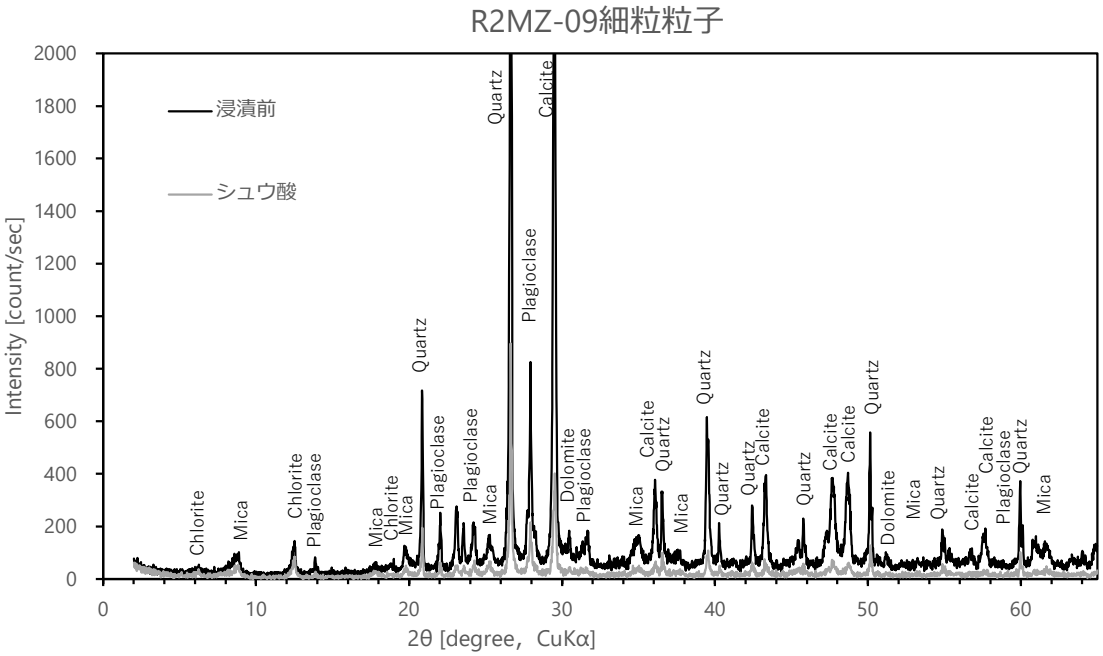


図 1.7-37　R2MZ-09 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

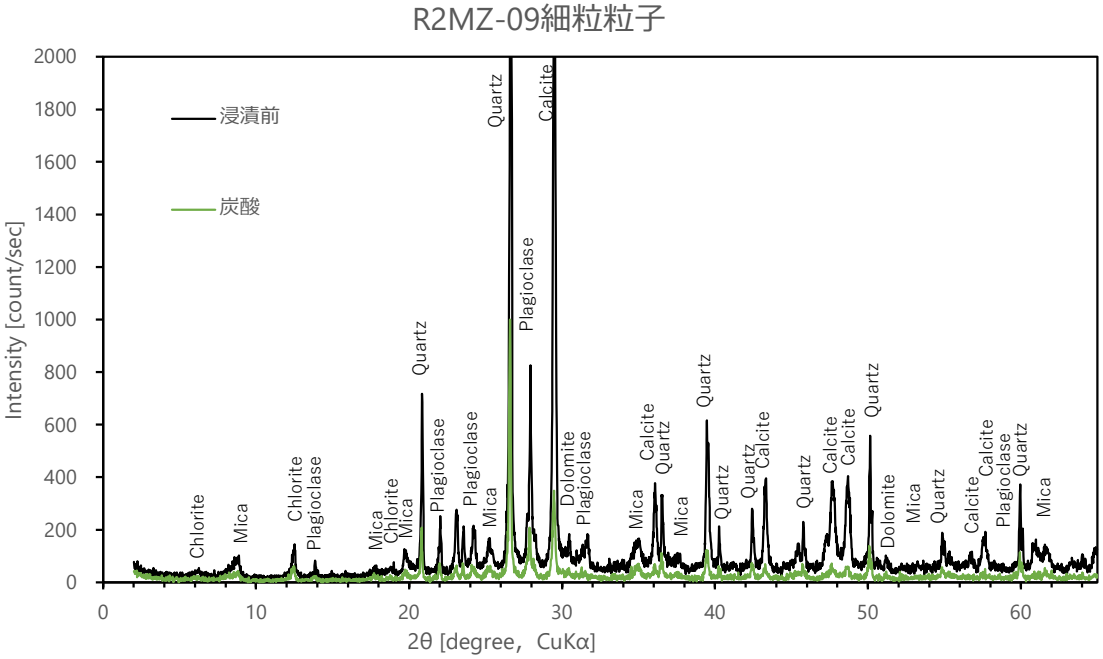


図 1.7-38　R2MZ-09 の炭酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

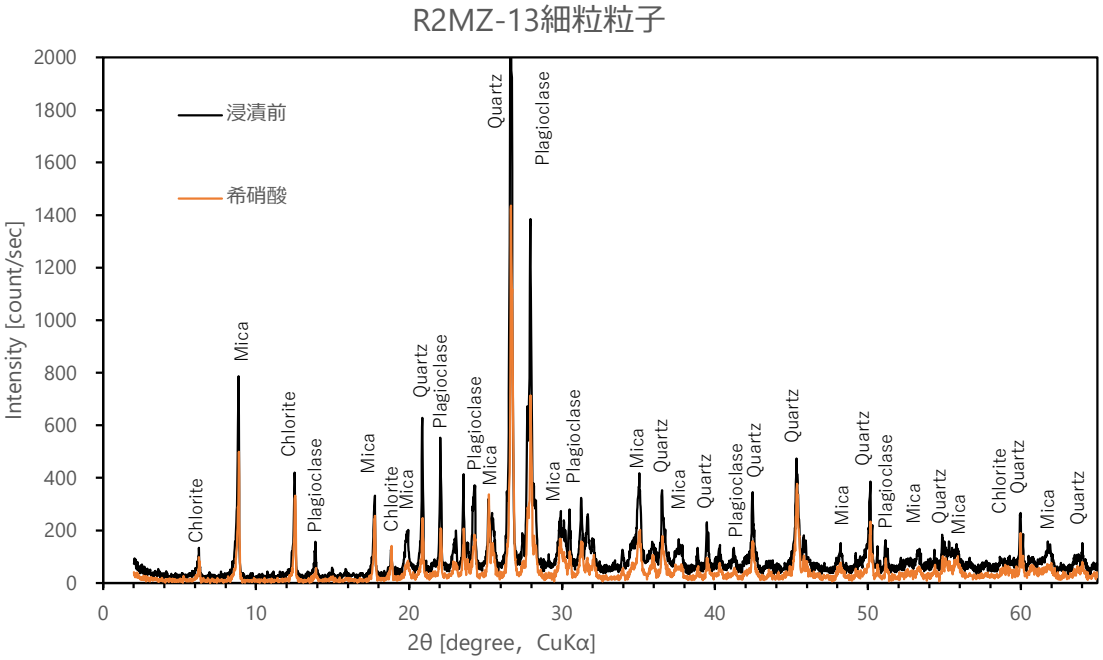


図 1.7-39　R2MZ-13 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

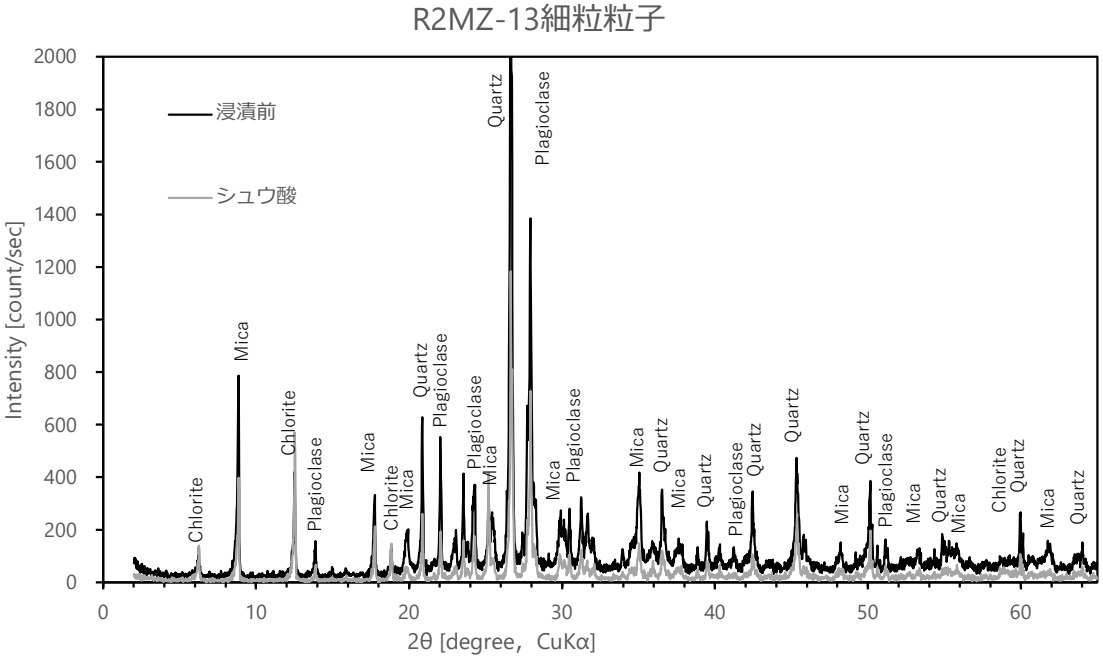


図 1.7-40　R2MZ-13 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

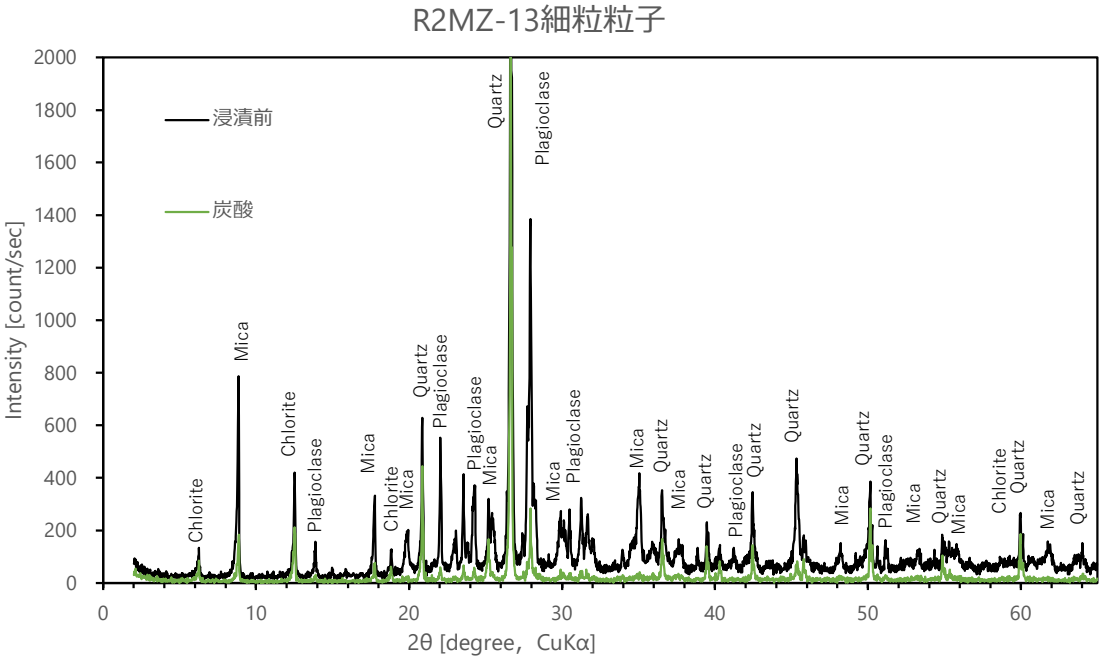


図 1.7-41　R2MZ-13 の炭酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

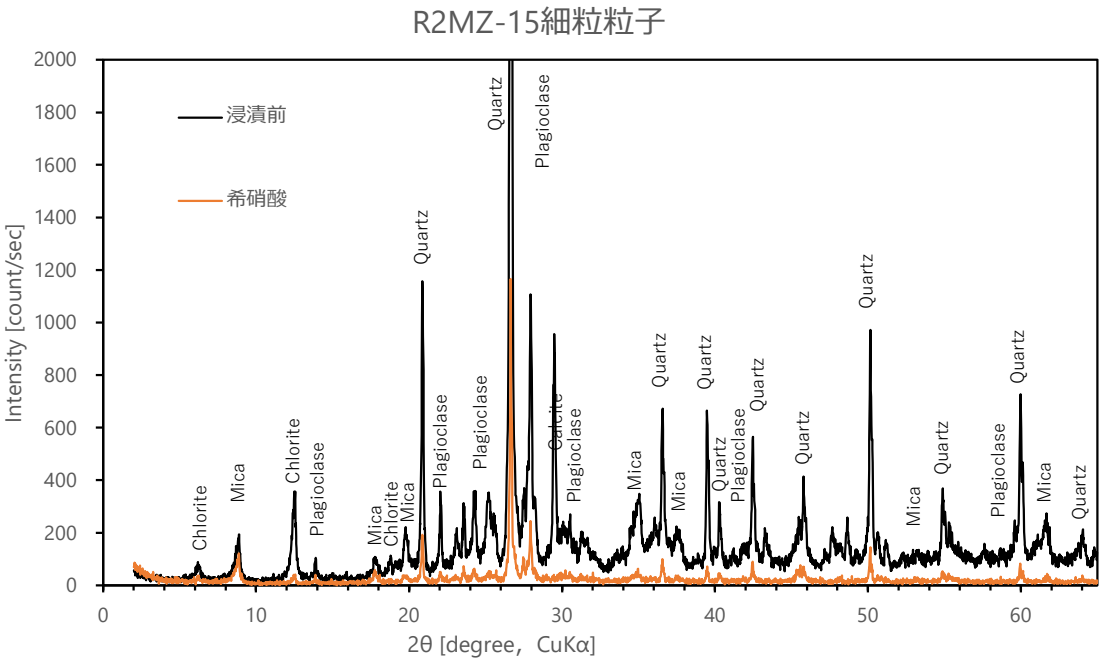


図 1.7-42　R2MZ-15 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

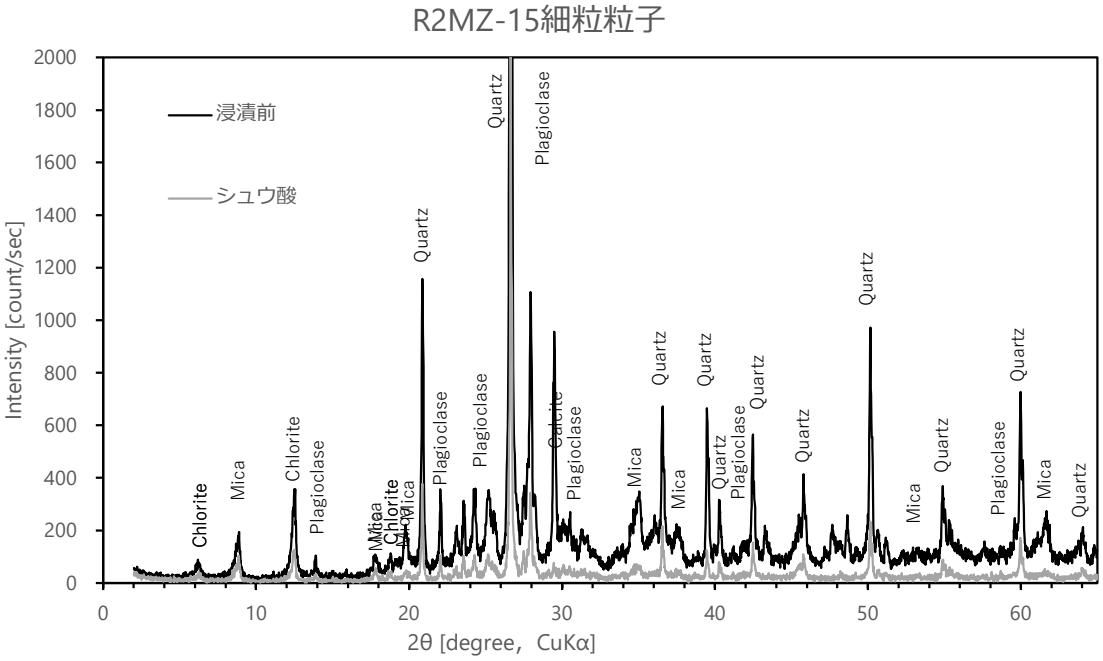


図 1.7-43　R2MZ-15 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

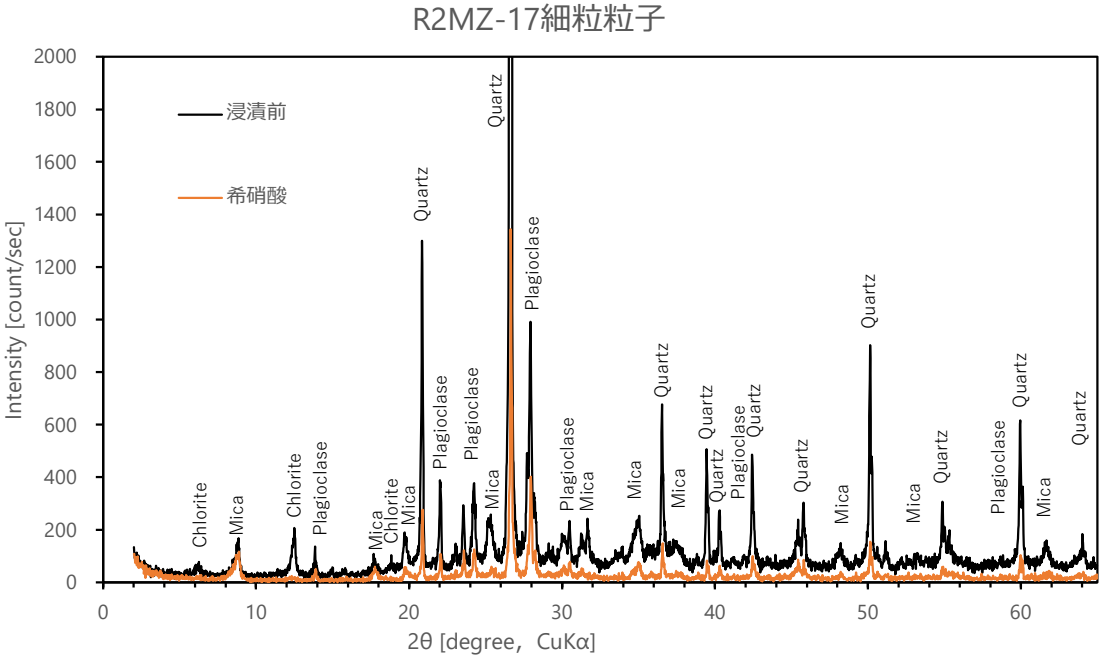


図 1.7-44　R2MZ-17 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

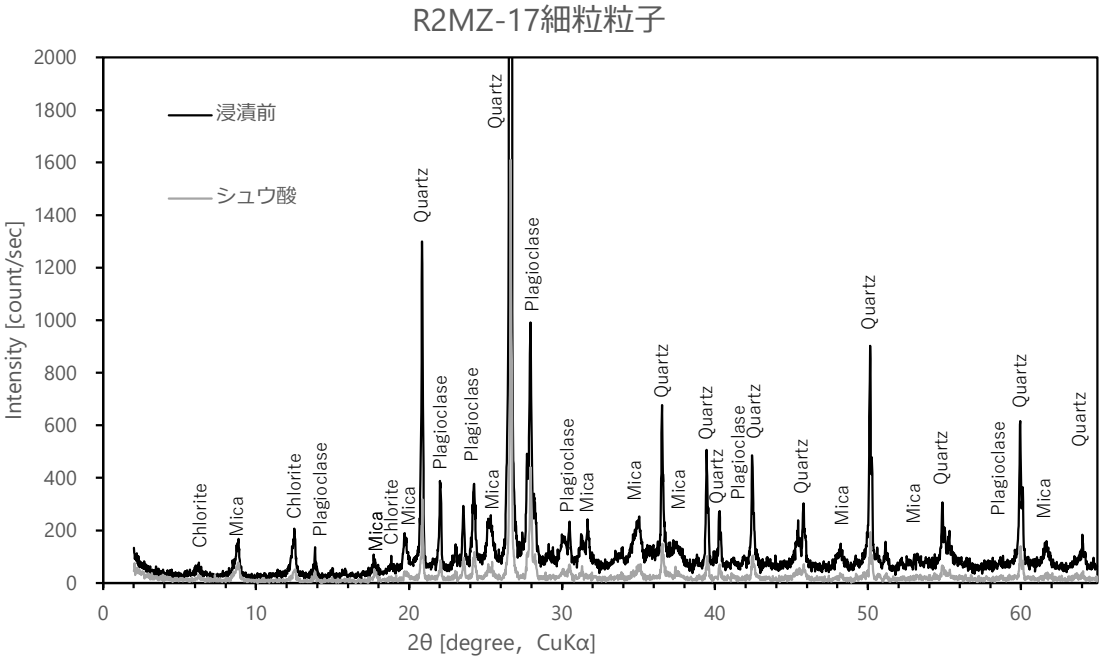


図 1.7-45　R2MZ-17 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

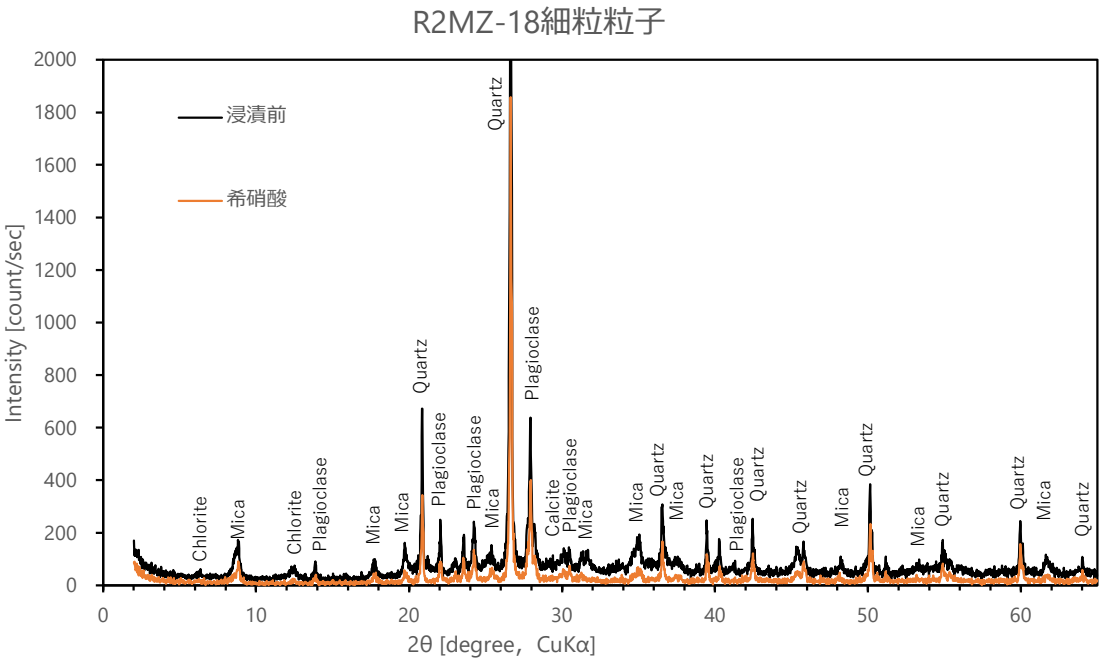


図 1.7-46　R2MZ-18 の希硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

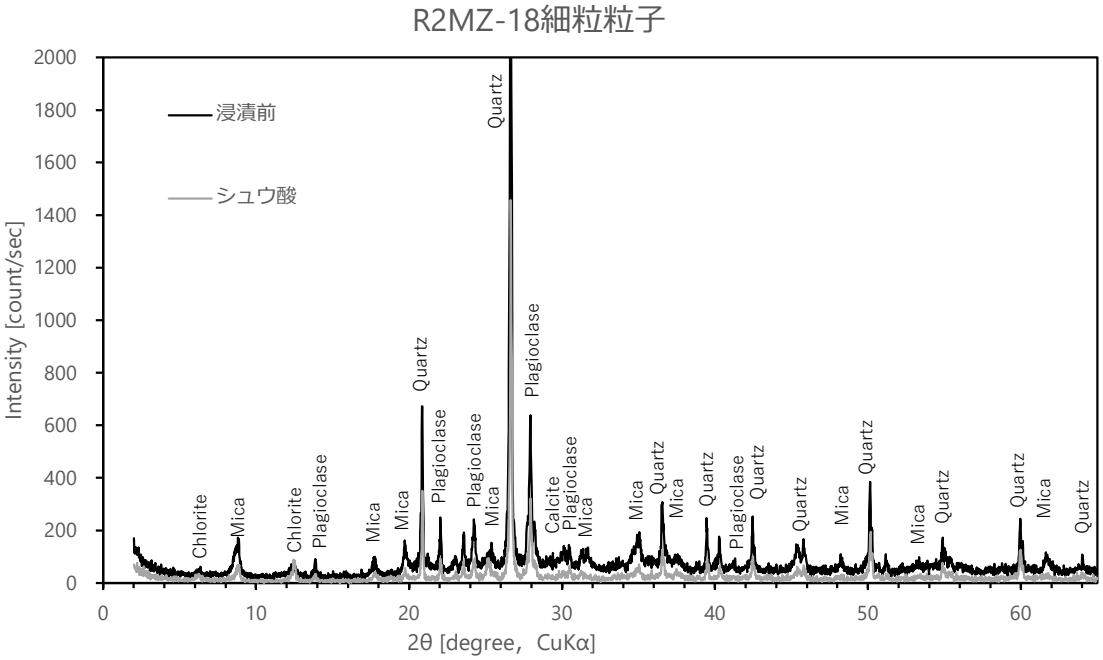


図 1.7-47　R2MZ-18 のシュウ酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

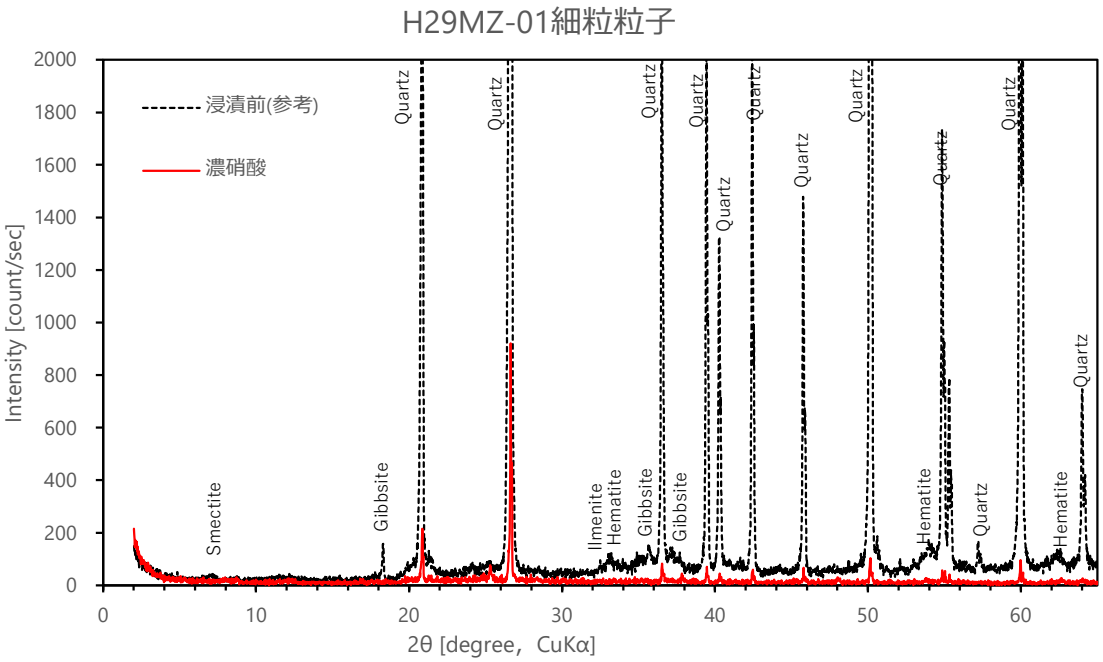


図 1.7-48　H29MZ-01 の濃硝酸浸漬前後の細粒粒子 XRD 測定結果比較

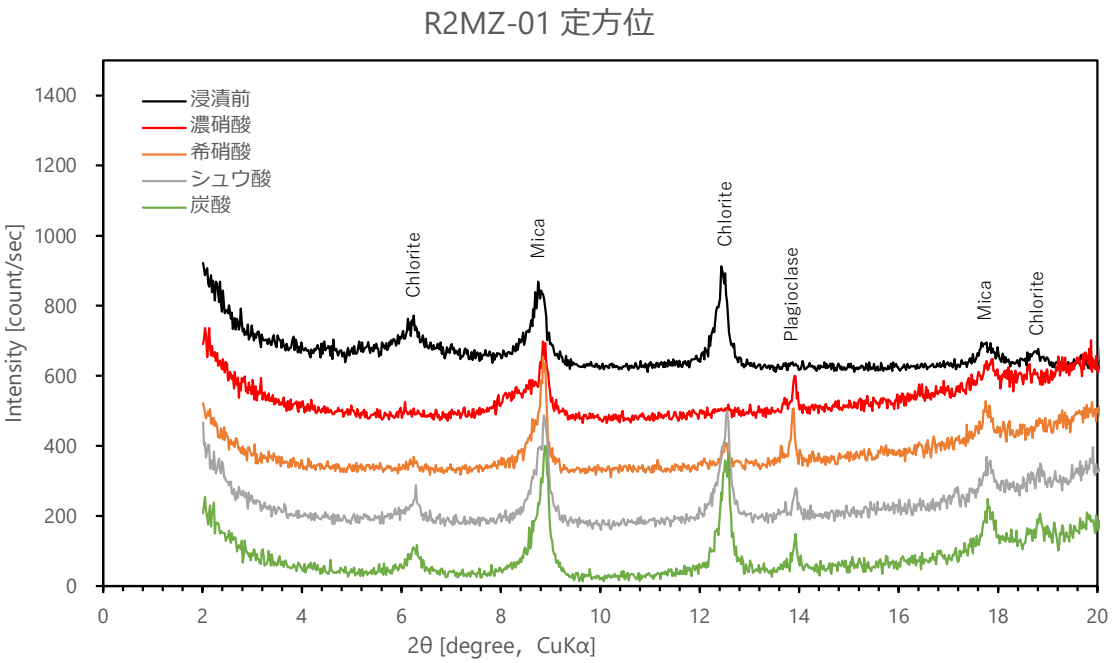


図 1.7-49　R2MZ-01 の定方位 XRD 測定結果比較

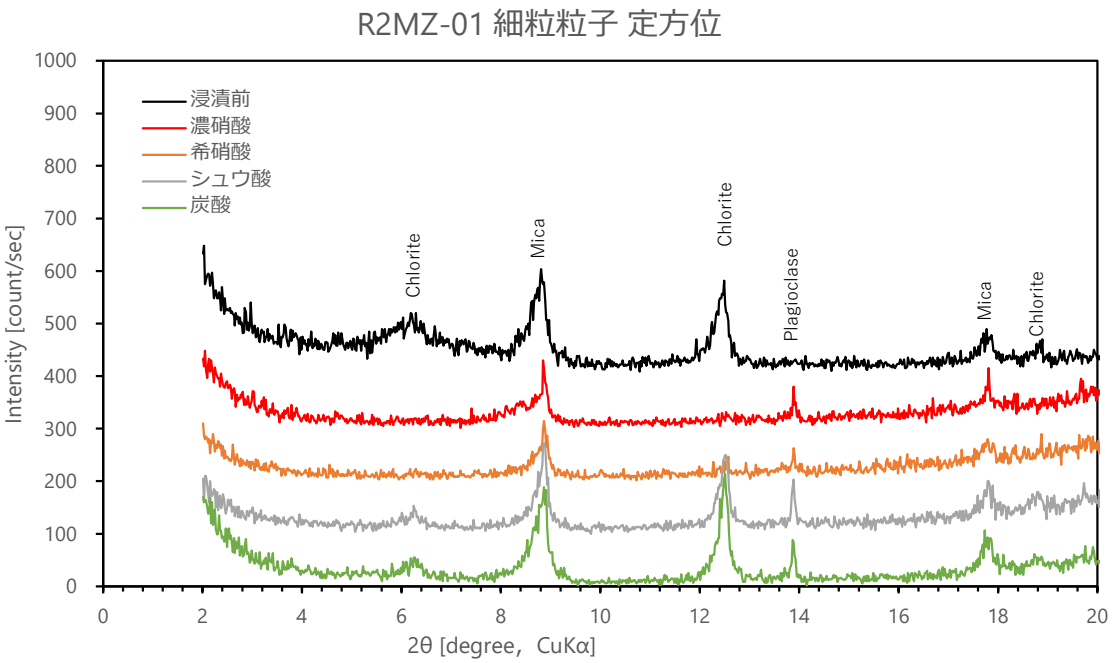


図 1.7-50　R2MZ-01 の細粒粒子定方位 XRD 測定結果比較

1.8 水銀ポロシメータ測定

浸漬前後での試料の間隙率や間隙径分布の変化を捉えることを目的として、水銀ポロシメータ（Micromeritics 社、AutoPore IV 9505）を用いた間隙測定を実施した。測定条件を表 1.8-1 に、測定結果を表 1.8-2～表 1.8-35 および、図 1.8-1～図 1.8-34 に示す。測定には約 1×1×2cm の岩石チップを 4 つ用意し、浸漬前後で 2 回ずつ測定している。

R2MZ-07-3 の 2 回目、R2MZ-17-2 の 1 回目は、それぞれ測定中のエラーによりデータが得られなかった。

表 1.8-1 水銀ポロシメータの測定条件

	低圧測定部	高圧測定部
接続点	0.50psia(34.47kPa)～ 30psia(206.84kPa)	30psia(206.84kPa)～ 約30,000psia(206.8428MPa)
孔隙径	約360μm～約6μm	約6μm～0.006μm
測定点数	約300点	

表 1.8-2　R2MZ-01 浸漬前のポロシメータ測定結果

R2MZ-01_浸漬前		R2MZ-01_Pb-1		R2MZ-01_Pb-2		R2MZ-01_Pb	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0067	29,993.41	0.0044	29,992.36	0.00555	0.00163
Total pore area	m²/g	0.299	29,993.41	0.147	29,992.36	0.223	0.10748
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	0.08962	2018.05	5.28943	34.19	2.689525	3.67682
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm	0.07026	2,574.25	0.052	3,477.81	0.06113	0.01291
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.08924	-	0.11964	-	0.10444	0.021496
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.612	0.48	2.6273	0.48	2.61965	0.01082
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6583	29,993.41	2.658	29,992.36	2.65815	0.00021
Porosity:	%	1.7405	-	1.1544	-	1.44745	0.41444
Stem volume	%	3	-	2	-	2.5	0.7071068

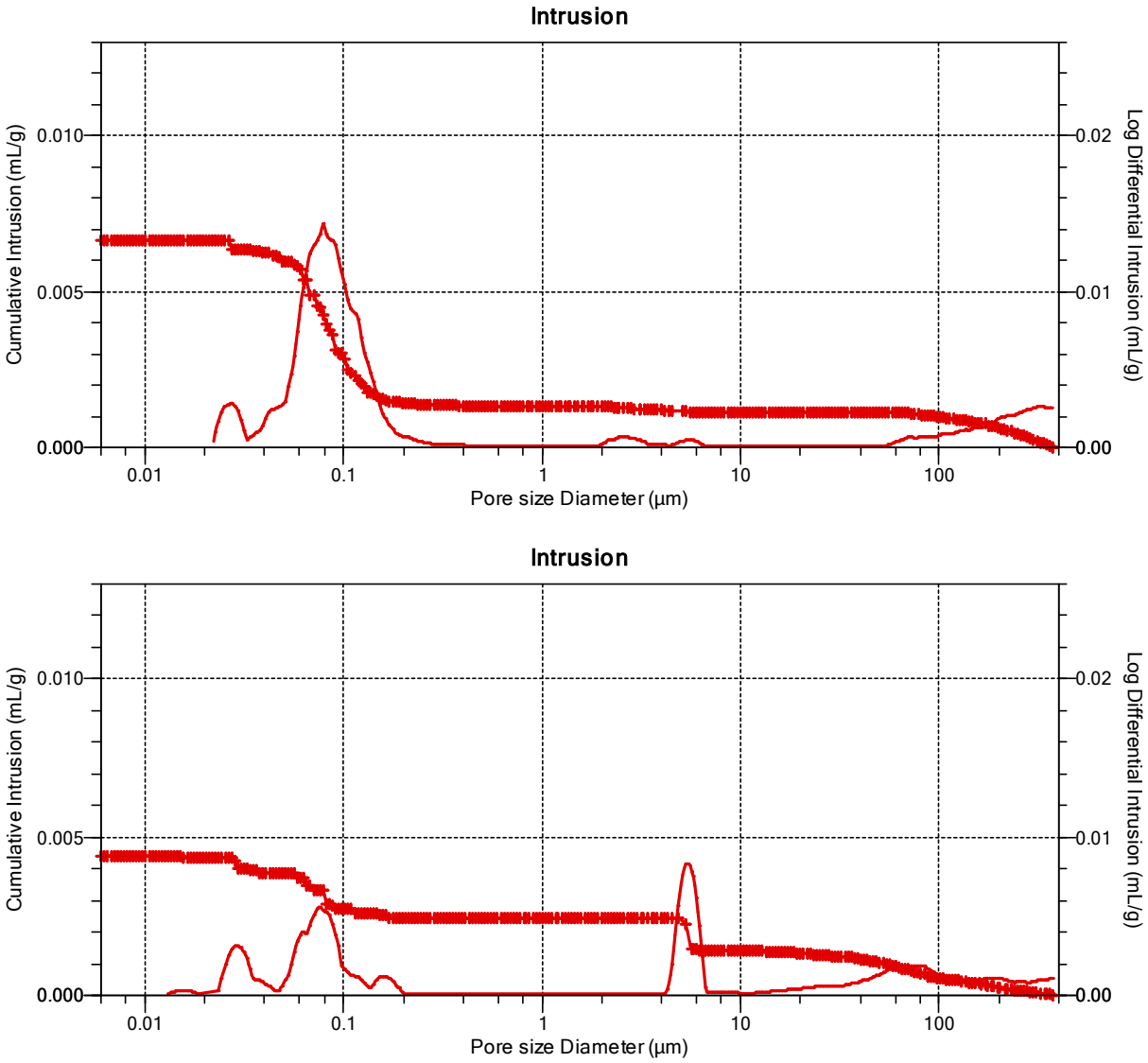


図 1.8-1　R2MZ-01 浸漬前の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-3　R2MZ-01 濃硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-01_25日間浸漬(濃硝酸)		R2MZ-01_P1-1		R2MZ-01_P1-2		R2MZ-01_P1	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0121	29,992.45	0.0112	29,991.94	0.01165	0.00064
Total pore area	m²/g	1.337	29,992.45	0.842	29,991.94	1.0895	0.35002
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	0.08176	2,212.16	0.07491	2,414.54	0.078335	0.00484
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm	0.00838	21,582.93	0.04259	4,246.76	0.025485	0.02419
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.03611	-	0.053	-	0.044555	0.01194
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5032	0.5	2.5071	0.5	2.50515	0.00276
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.5814	29,992.45	2.5794	29,991.94	2.5804	0.00141
Porosity:	%	3.0271	-	2.8039	-	2.9155	0.15783
Stem volume	%	5	-	5	-	5	0.00000

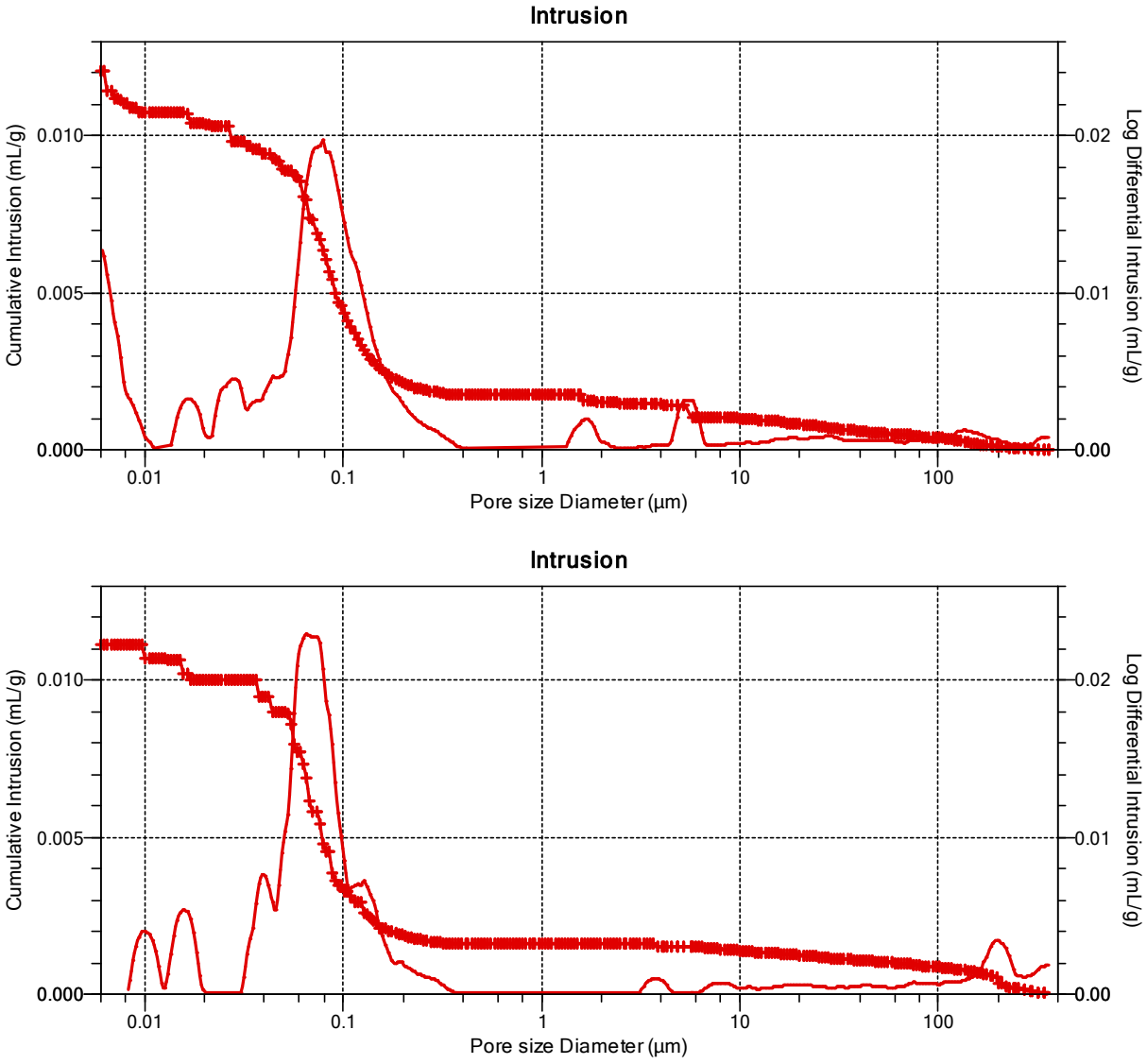


図 1.8-2　R2MZ-01 濃硝酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-4　R2MZ-01 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-01_25日間浸漬(希硝酸)		R2MZ-01_P2-1		R2MZ-01_P2-2		R2MZ-01_P2	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0122	29,991.23	0.0111	29,991.38	0.01165	0.00078
Total pore area	m²/g	1.274	29,991.23	0.92	29,991.38	1.097	0.25032
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	0.0599	3,019.47	0.06072	2,978.72	0.06031	0.00058
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm	0.02381	7,596.83	0.03548	5,098.21	0.029645	0.00825
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.03842	-	0.04821	-	0.043315	0.00692
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5211	0.5	2.524	0.5	2.52255	0.00205
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6014	29,991.23	2.5969	29,991.38	2.59915	0.00318
Porosity:	%	3.0887	-	2.8101	-	2.9494	0.19700
Stem volume	%	6	-	5	-	5.5	0.70711

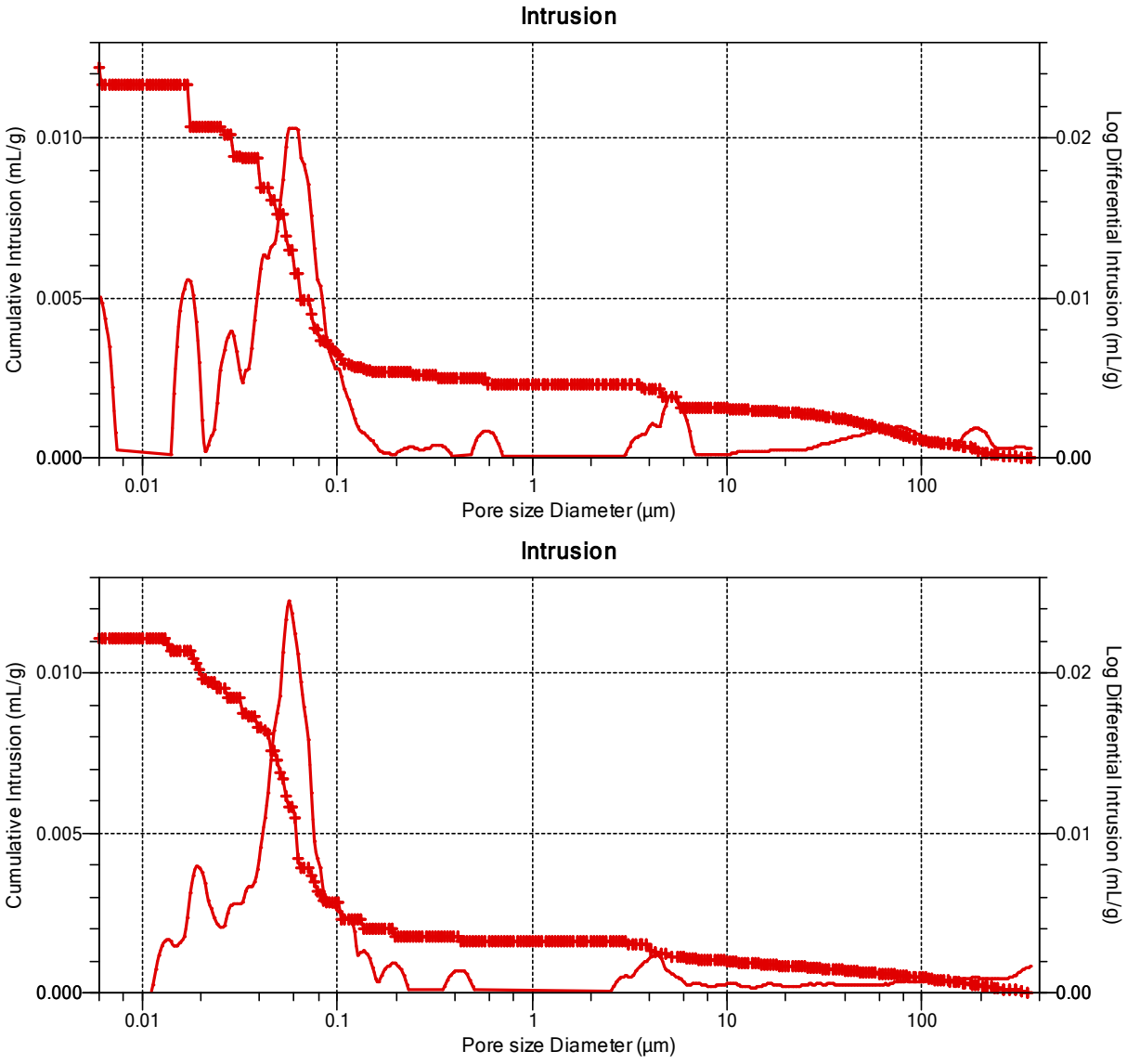


図 1.8-3　R2MZ-01 希硝酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-5　R2MZ-01 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-01_25日間浸漬(シュウ酸)		R2MZ-01_P3-1		R2MZ-01_P3-2		R2MZ-01_P3	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0044	29,989.97	0.0048	29,991.98	0.0046	0.00028
Total pore area	m²/g	0.256	29,989.97	0.195	29,991.98	0.2255	0.04313
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	0.06346	2,850.12	0.11972	1,510.68	0.09159	0.03978
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm	0.04857	3,723.62	0.05198	3,479.48	0.050275	0.00241
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.06855	-	0.09902	-	0.083785	0.02155
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6234	0.5	2.6248	0.5	2.6241	0.00099
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6541	29,989.97	2.6586	29,991.98	2.65635	0.00318
Porosity:	%	1.1545	-	1.2692	-	1.21185	0.08111
Stem volume	%	2	-	2	-	2	0.00000

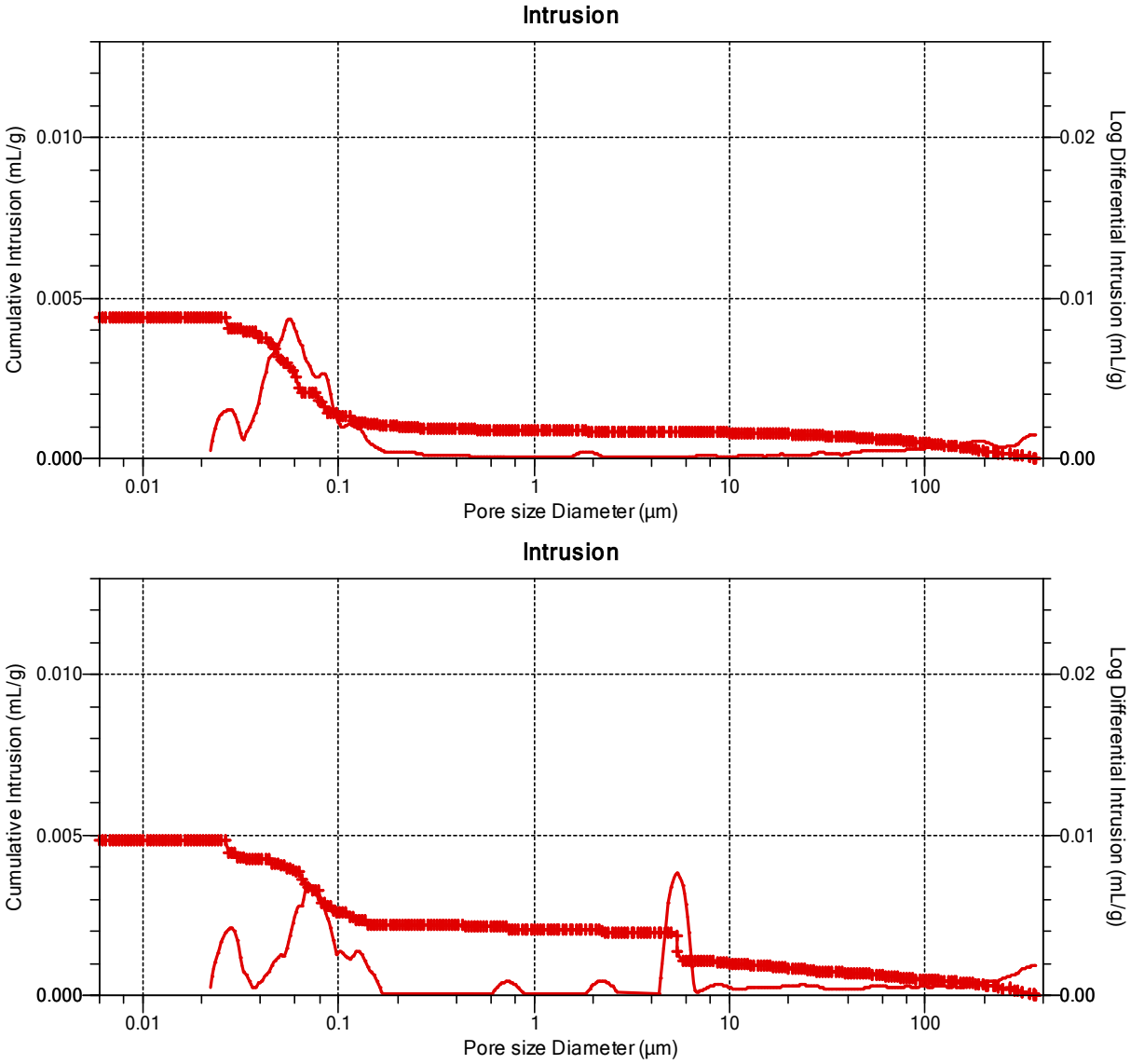


図 1.8-4　R2MZ-01 シュウ酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-6　R2MZ-01 炭酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-01_25日間浸漬(炭酸)		R2MZ-01_P4-1		R2MZ-01_P4-2		R2MZ-01_P4	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0048	29,990.78	0.005	29,992.68	0.0049	0.00014
Total pore area	m²/g	0.195	29,990.78	0.162	29,992.68	0.1785	0.02333
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	μm	0.10739	1,684.23	0.1333	1,356.83	0.120345	0.01832
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	μm	0.05754	3,143.21	0.06112	2,959.34	0.05933	0.00253
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.09844	-	0.12357	-	0.111005	0.01777
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6184	0.5	2.6199	0.5	2.61915	0.00106
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6518	29,990.78	2.6551	29,992.68	2.65345	0.00233
Porosity:	%	1.2612	-	1.3274	-	1.2943	0.04681
Stem volume	%	2	-	2	-	2	0.00000

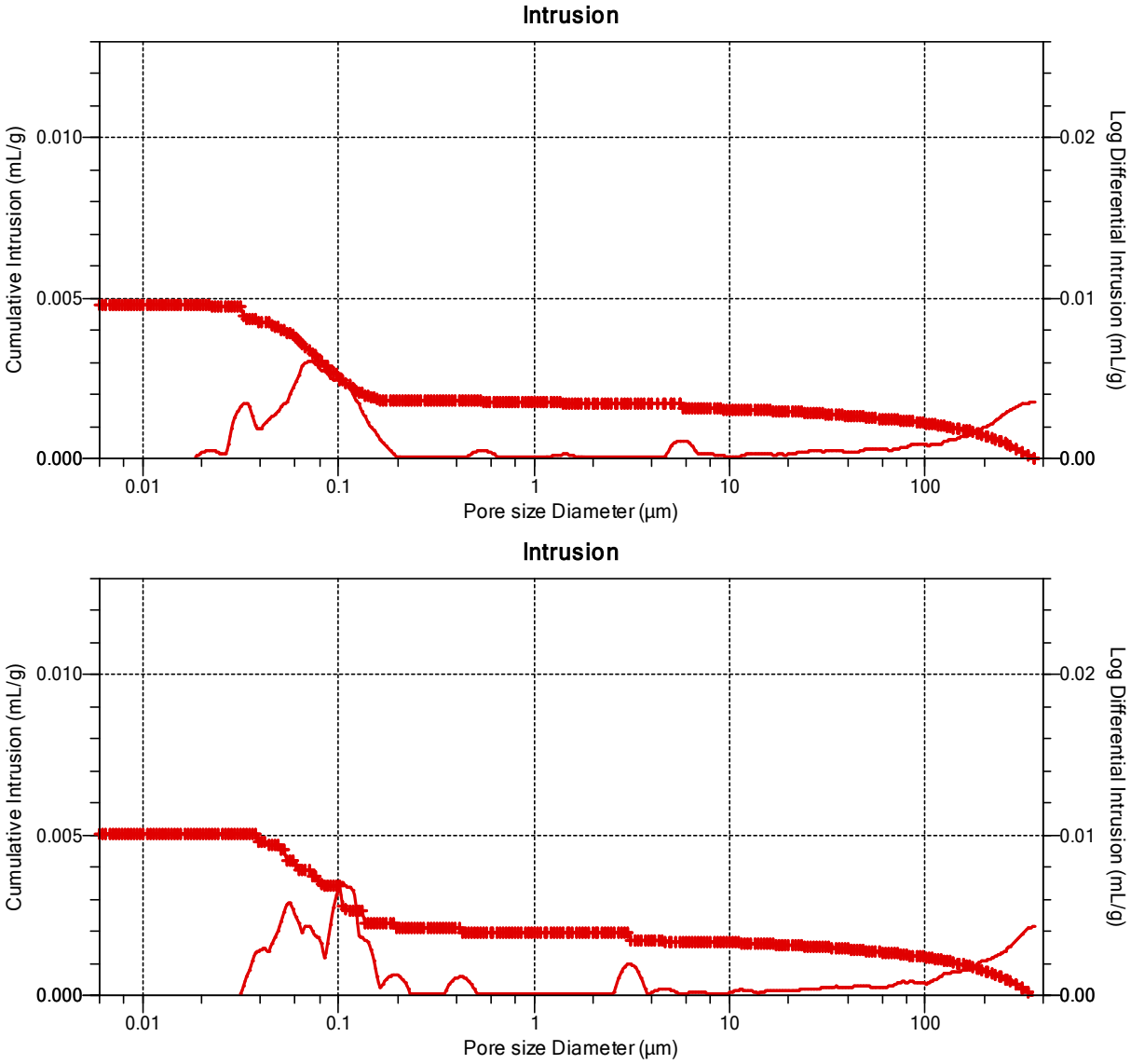


図 1.8-5　R2MZ-01 炭酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-7　R2MZ-05 浸漬前のポロシメータ測定結果

R2MZ-05_浸漬前		R2MZ-05_Pb-1		R2MZ-05_Pb-2		R2MZ-05_Pb	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0035	29,991.93	0.0042	29,991.75	0.00385	0.00049
Total pore area	m²/g	0.14	29,991.93	0	29,991.75	0.07	0.09899
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	5.60363	32.28	114.60249	1.58	60.10306	77.07383
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm	0.02185	8,275.68	16.06724	11.26	8.044545	11.34580
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.09936	-	0	-	0.04968	0.0702581
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.7048	0.5	2.6888	0.5	2.6968	0.01131
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.7307	29,991.93	2.7197	29,991.75	2.7252	0.00778
Porosity:	%	0.9478	-	1.1347	-	1.04125	0.13216
Stem volume	%	1	-	2	-	1.5	0.7071068

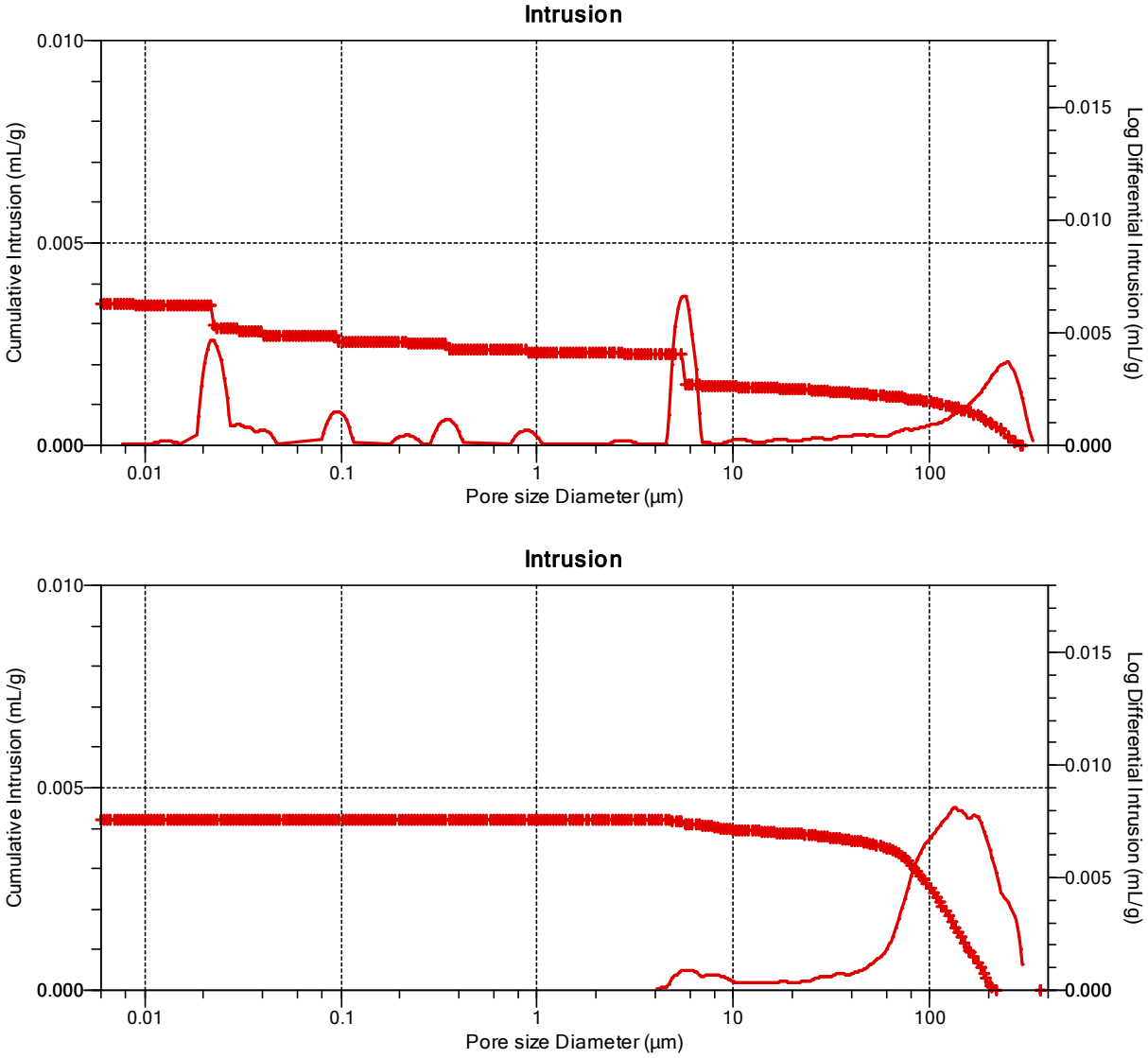


図 1.8-6　R2MZ-05 浸漬前の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-8　R2MZ-05 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-05_25日間浸漬(希硝酸)		R2MZ-05_P2-1		R2MZ-05_P2-2		R2MZ-05_P2	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0055	29,990.96	0.0097	29,989.68	0.0076	0.00297
Total pore area	m²/g	0.98	29,990.96	2.452	29,989.68	1.716	1.04086
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	μm	0.34386	525.98	0.01461	12,380.88	0.179235	0.23281
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	μm	0.01152	15,705.25	0.00916	19,752.56	0.01034	0.00167
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.0225	-	0.01583	-	0.019165	0.00472
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6159	0.49	2.5813	0.49	2.5986	0.02447
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6543	29,990.96	2.6478	29,989.68	2.65105	0.00460
Porosity:	%	1.4483	-	2.5105	-	1.9794	0.75109
Stem volume	%	2	-	4	-	3	1.41421

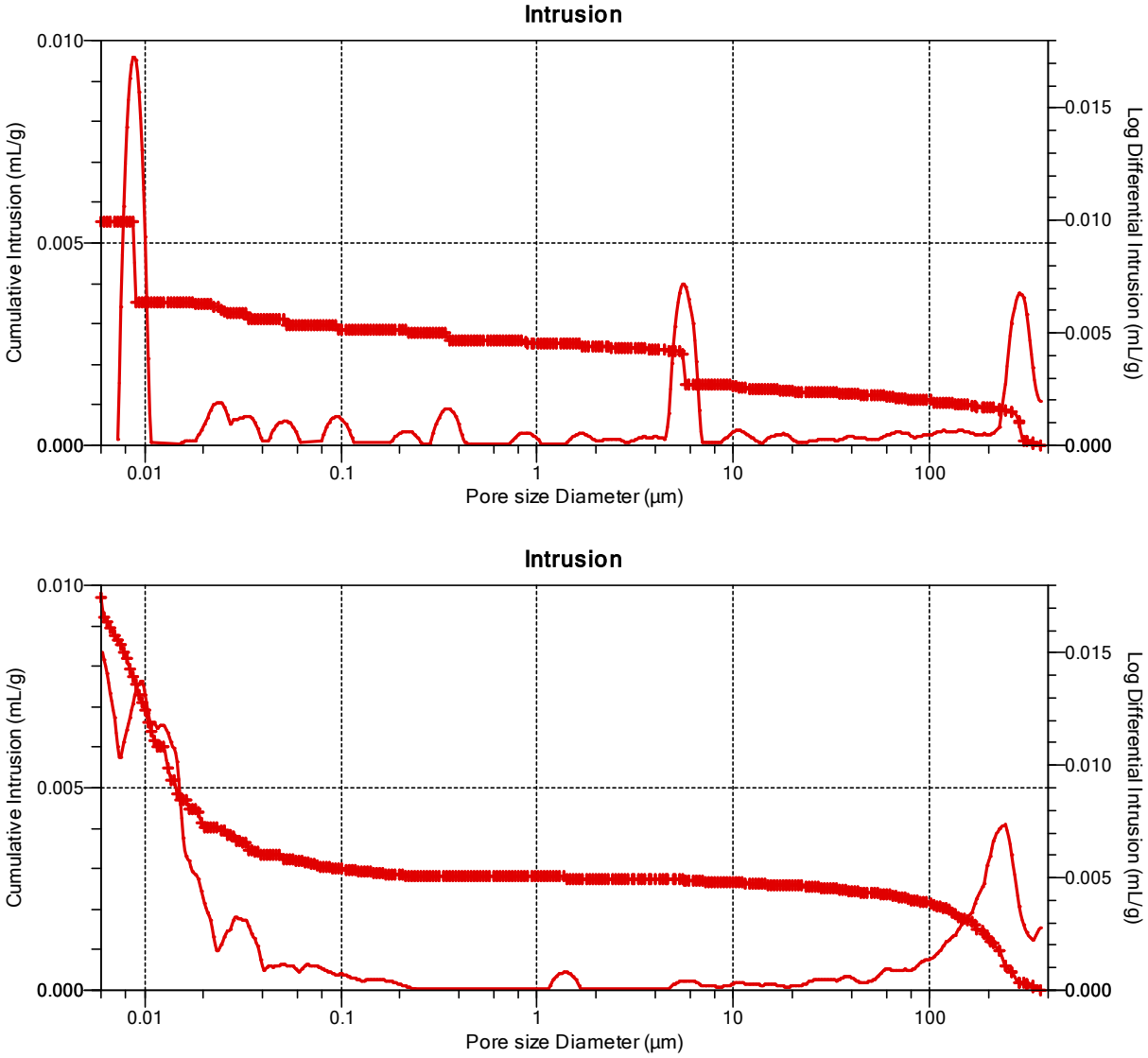


図 1.8-7　R2MZ-05 希硝酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-9　R2MZ-05 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-05_25日間浸漬(シュウ酸)		R2MZ-05_P3-1		R2MZ-05_P3-2		R2MZ-05_P3	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0041	29,992.27	0.0024	29,991.29	0.00325	0.00120
Total pore area	m²/g	0.049	29,992.27	0.004	29,991.29	0.0265	0.03182
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	67.05934	2.7	103.34988	1.75	85.20461	25.66129
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm	0.02102	8,603.89	0.08875	2,038.01	0.054885	0.04789
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.33213	-	2.21358	-	1.272855	1.33039
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.7009	0.5	2.6948	0.5	2.69785	0.00431
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.7311	29,992.27	2.7124	29,991.29	2.72175	0.01322
Porosity:	%	1.1088	-	0.6486	-	0.8787	0.32541
Stem volume	%	1	-	1	-	1	0.00000

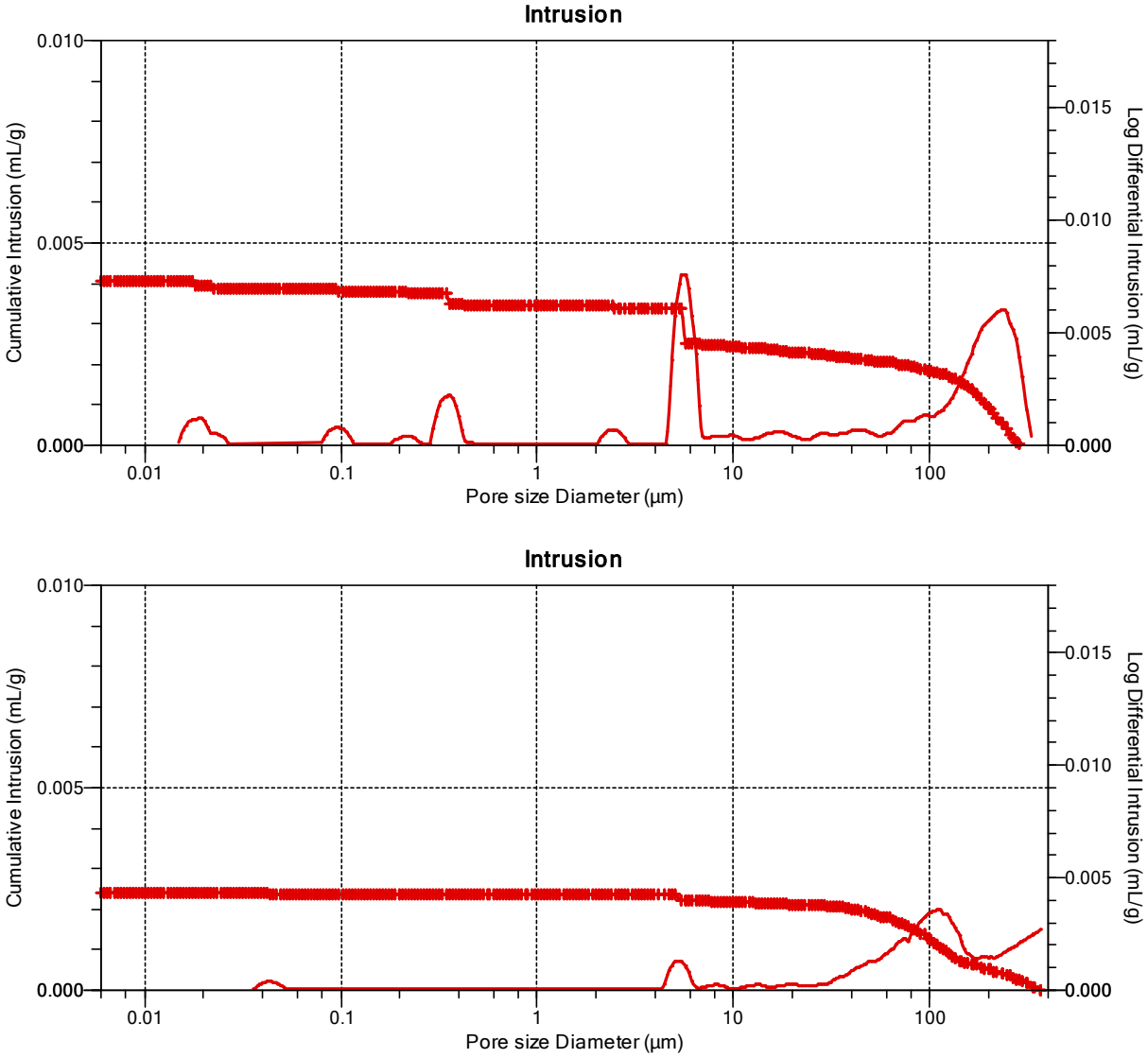
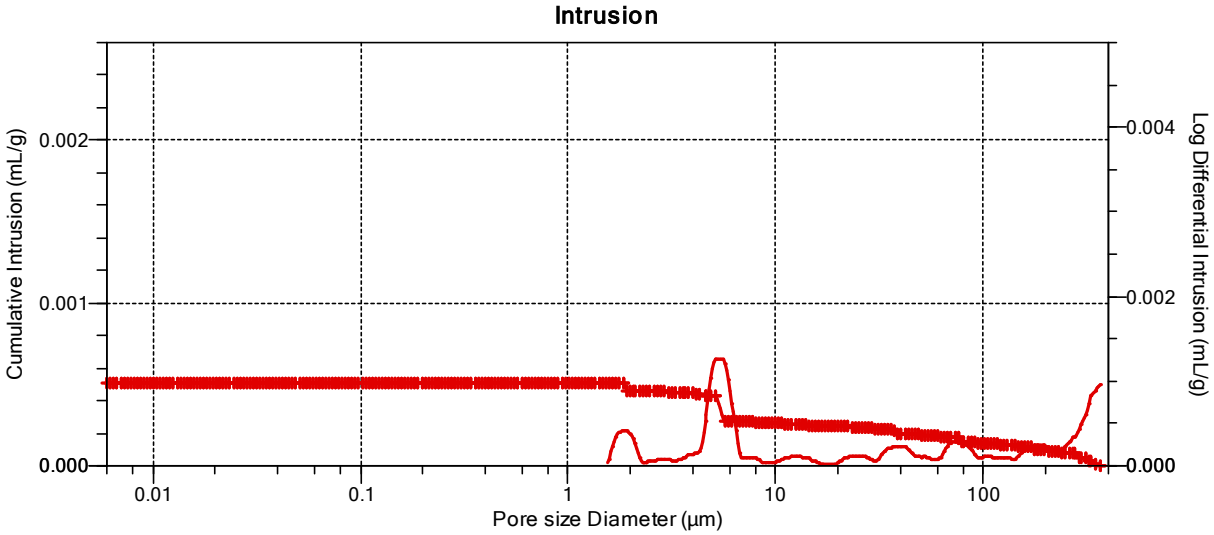


図 1.8-8　R2MZ-05 シュウ酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-10　R2MZ-06 浸漬前のポロシメータ測定結果

R2MZ-06_浸漬前		R2MZ-06_Pb-1		R2MZ-06_Pb-2		R2MZ-06_Pb	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0005	29,992.06	0.0013	29,992.42	0.0009	0.00057
Total pore area	m²/g	0	29,992.06	0	29,992.42	0	0.00000
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	12.59382	14.36	63.8424	2.83	38.21811	36.23822
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm	4.95301	36.52	5.47414	33.04	5.213575	0.36849
Average pore diameter (4V/A)	µm	0	-	0	-	0	0
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6926	0.49	2.6802	0.49	2.6864	0.00877
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6965	29,992.06	2.6896	29,992.42	2.69305	0.00488
Porosity:	%	0.1425	-	0.3517	-	0.2471	0.14793
Stem volume	%	0	-	1	-	0.5	0.7071068



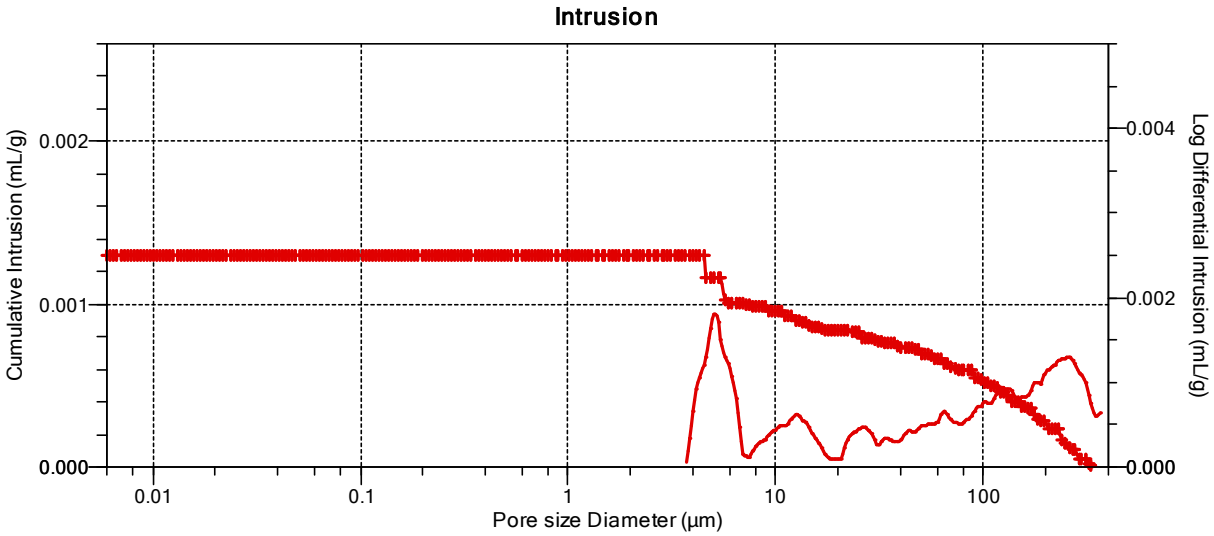


図 1.8-9　R2MZ-06 浸漬前の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-11　R2MZ-06 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-06_25日間浸漬(希硝酸)		R2MZ-06_P2-1		R2MZ-06_P2-2		R2MZ-06_P2	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0025	29,990.65	0.0023	29,992.51	0.0024	0.00014
Total pore area	m^2/g	0.053	29,990.65	0.036	29,992.51	0.0445	0.01202
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	μm	98.3442	1.84	104.32266	1.73	101.33343	4.22741
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	μm	0.02765	6,541.55	0.04724	3,828.41	0.037445	0.01385
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.19081	-	0.25455	-	0.22268	0.04507
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6213	0.5	2.6141	0.5	2.6177	0.00509
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6389	29,990.65	2.6299	29,992.51	2.6344	0.00636
Porosity:	%	0.6675	-	0.6009	-	0.6342	0.04709
Stem volume	%	1	-	1	-	1	0.00000

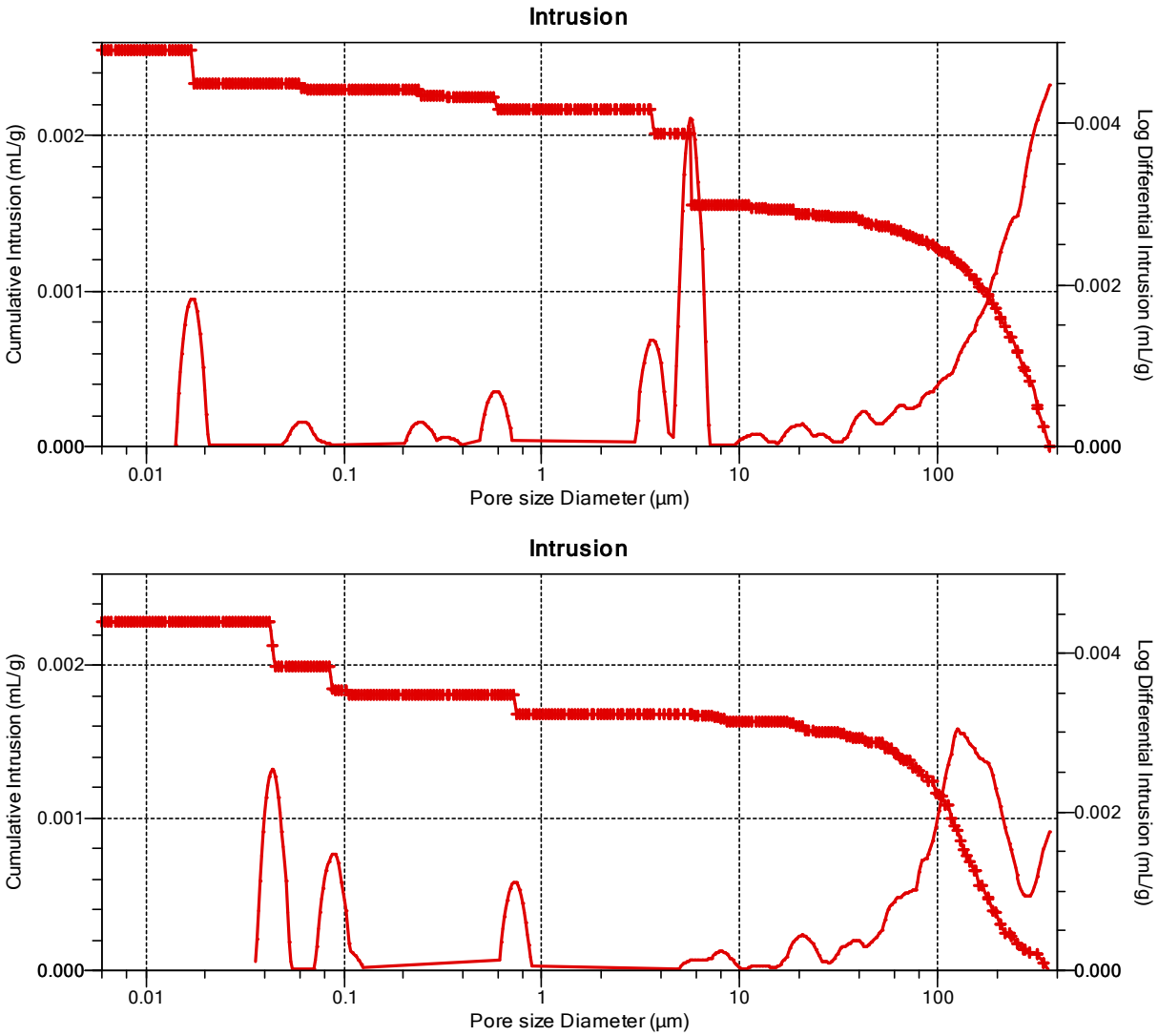


図 1.8-10　R2MZ-06 希硝酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-12　R2MZ-06 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-06_25日間浸漬(シュウ酸)		R2MZ-06_P3-1		R2MZ-06_P3-2		R2MZ-06_P3	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0013	29,991.83	0.0018	29,990.66	0.00155	0.00035
Total pore area	m²/g	0.114	29,991.83	0.154	29,990.66	0.134	0.02828
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	μm	4.01733	45.02	22.11611	8.18	13.06672	12.79777
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	μm	0.0219	8,259.26	0.01631	11,090.79	0.019105	0.00395
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.04569	-	0.04785	-	0.04677	0.00153
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6908	0.49	2.6916	0.49	2.6912	0.00057
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.7003	29,991.83	2.705	29,990.66	2.70265	0.00332
Porosity:	%	0.3515	-	0.4955	-	0.4235	0.10182
Stem volume	%	1	-	1	-	1	0.00000

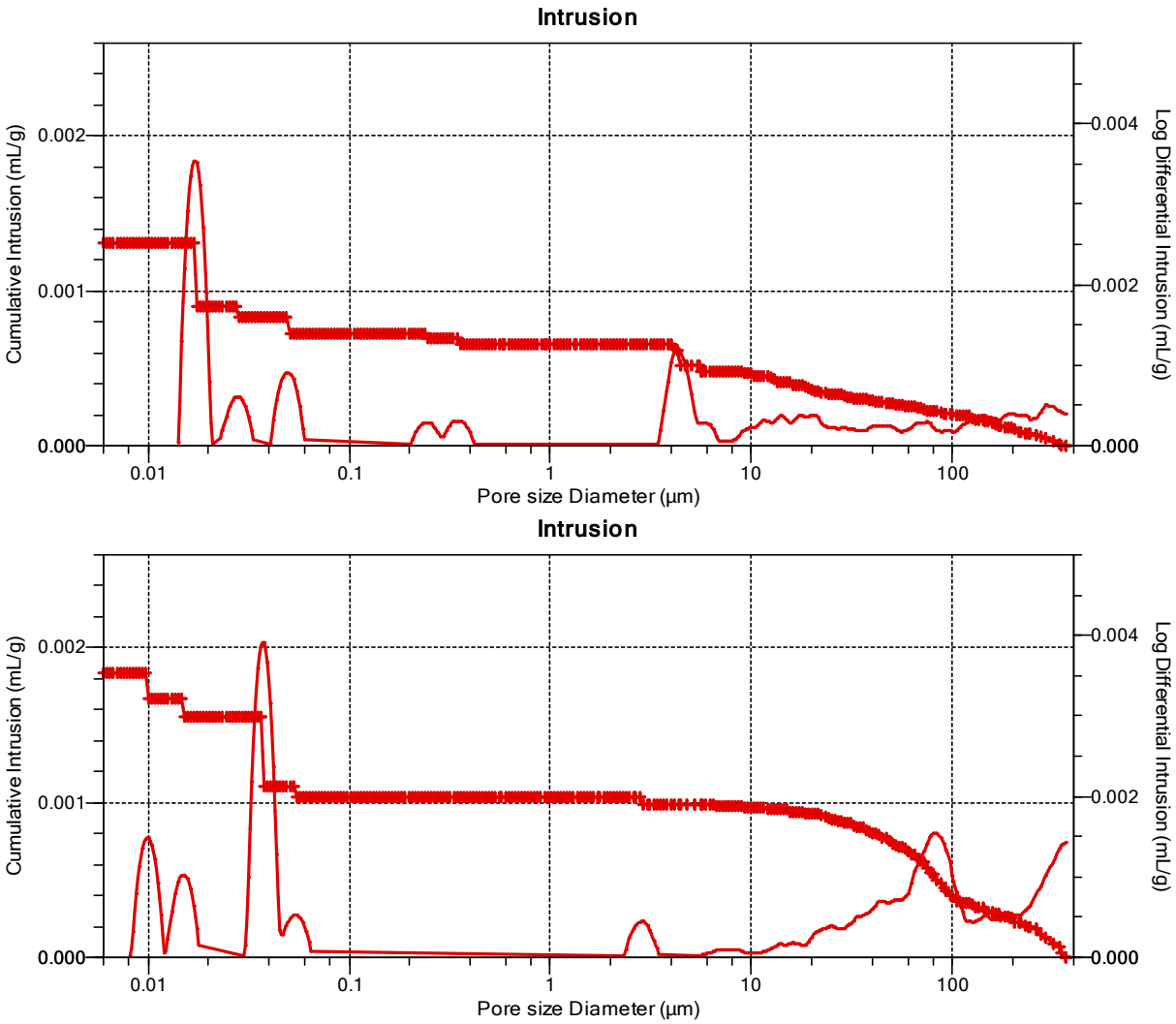


図 1.8-11　R2MZ-06 シュウ酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-13　R2MZ-06 炭酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-06_25日間浸漬(炭酸)		R2MZ-06_P4-1		R2MZ-06_P4-2		R2MZ-06_P4	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0017	29,991.82	0.0019	29,991.10	0.0018	0.00014
Total pore area	m²/g	0	29,991.82	0.1	29,991.10	0.05	0.07071
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	μm	199.26746	0.91	5.34763	33.82	102.307545	137.12203
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	μm	16.48525	10.97	0.04891	3,698.03	8.26708	11.62225
Average pore diameter (4V/A)	μm	0	-	0.07787	-	0.038935	0.05506
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.677	0.5	2.685	0.5	2.681	0.00566
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6892	29,991.82	2.6992	29,991.10	2.6942	0.00707
Porosity:	%	0.4512	-	0.5254	-	0.4883	0.05247
Stem volume	%	1	-	1	-	1	0.00000

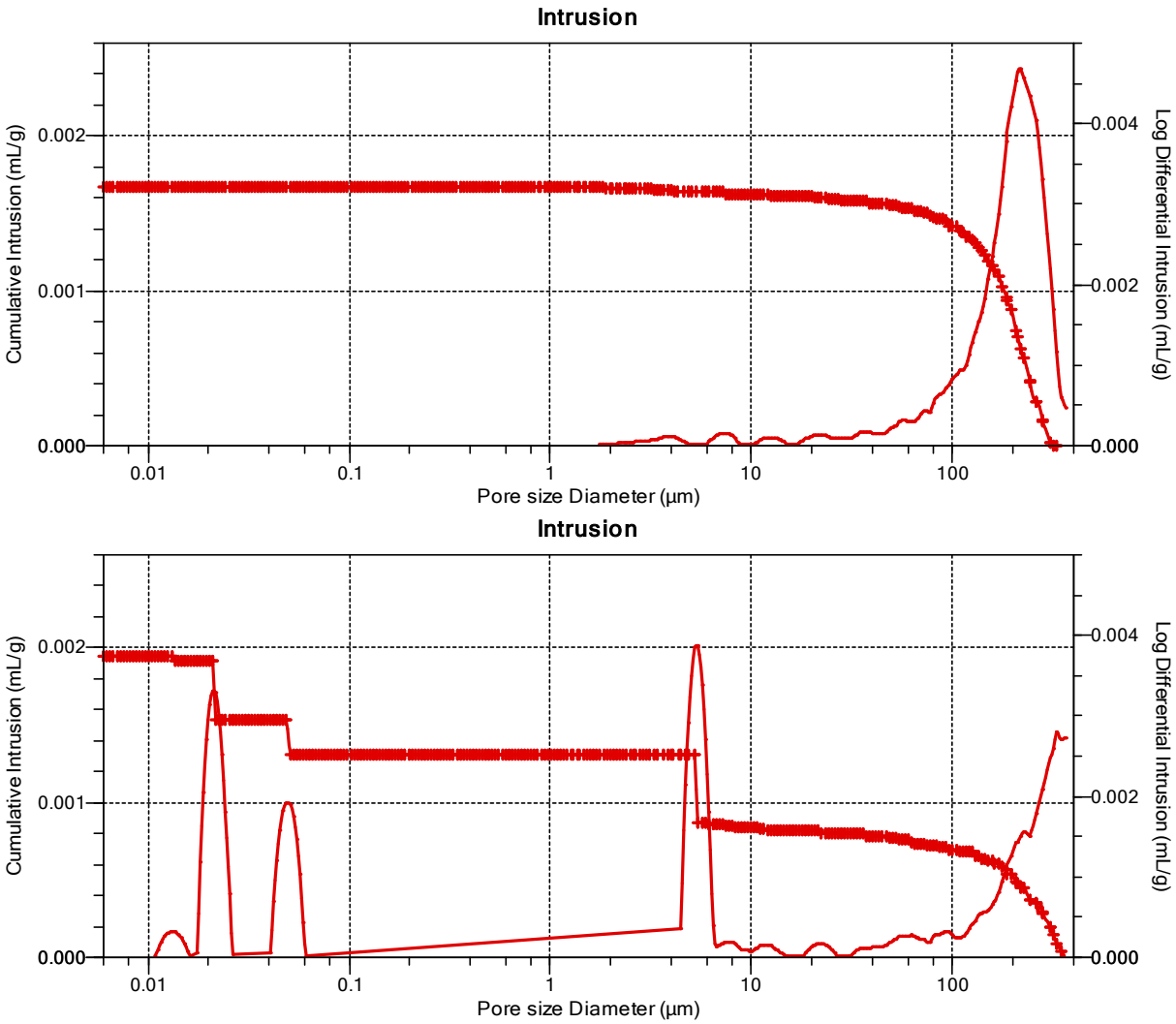


図 1.8-12　R2MZ-06 炭酸酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-14　R2MZ-07 浸漬前のポロシメータ測定結果

R2MZ-07_浸漬前		R2MZ-07_Pb-1		R2MZ-07_Pb-2		R2MZ-07_Pb	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0037	29,991.72	0.0032	29,984.93	0.00345	0.00035
Total pore area	m²/g	0.03	29,991.72	0	29,984.93	0.015	0.02121
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	54.16185	3.34	84.99354	2.13	69.577695	21.80130
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm	0.04025	4,493.23	8.97628	20.15	4.508265	6.31873
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.49531	-	0	-	0.247655	0.3502371
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6478	0.5	2.6397	0.5	2.64375	0.00573
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6741	29,991.72	2.662	29,984.93	2.66805	0.00856
Porosity:	%	0.9817	-	0.8372	-	0.90945	0.10218
Stem volume	%	1	-	2	-	1.5	0.7071068

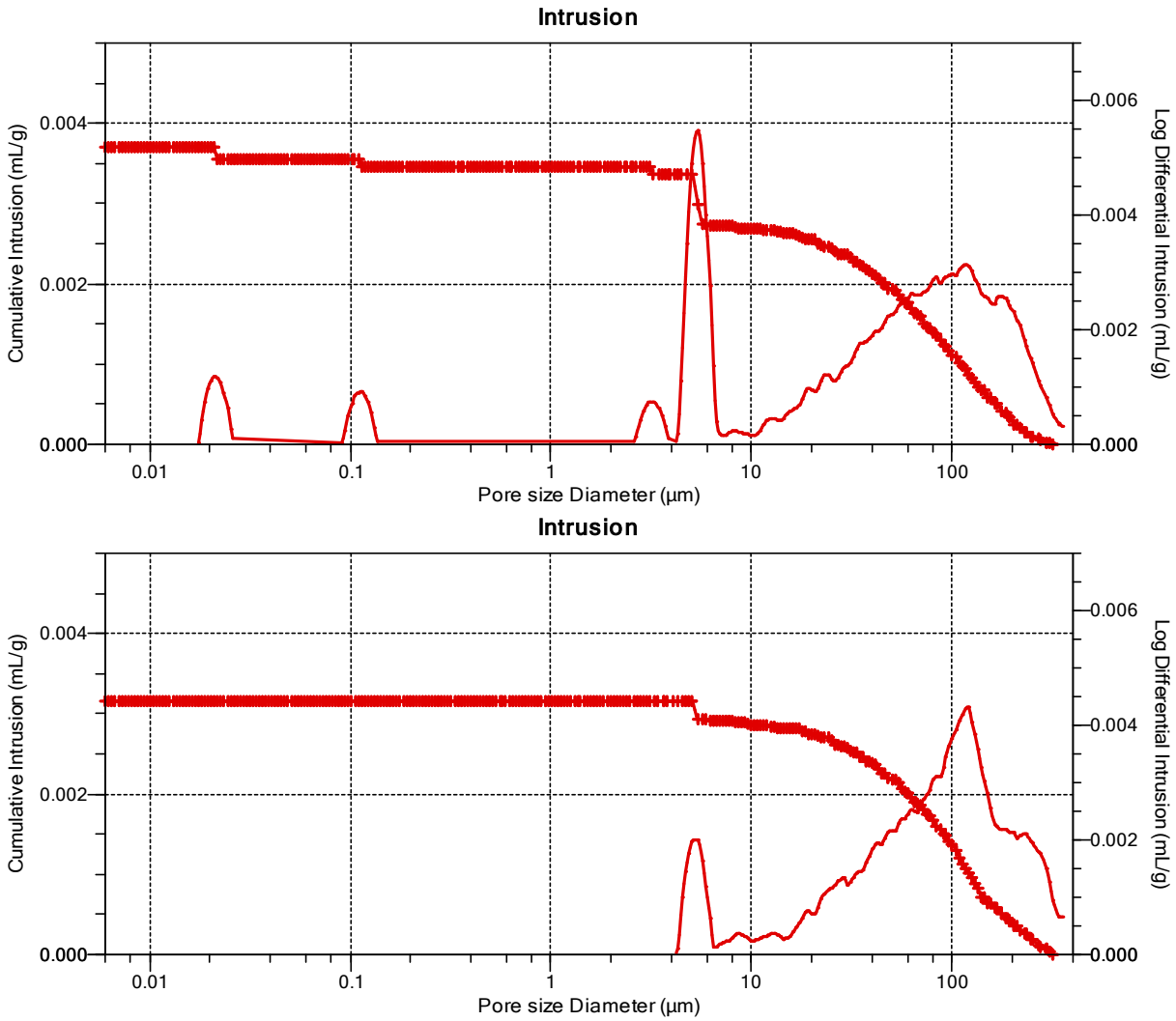


図 1.8-13　R2MZ-07 浸漬前の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-15　R2MZ-07 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-07_25日間浸漬(希硝酸)		R2MZ-07_P2-1		R2MZ-07_P2-2		R2MZ-07_P2	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0017	29,991.51	0.0033	29,990.82	0.0025	0.00113
Total pore area	m^2/g	0.07	29,991.51	0.146	29,990.82	0.108	0.05374
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	52.81484	3.42	37.06374	4.88	44.93929	11.13771
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	µm	0.02673	6,765.55	0.01706	10,600.79	0.021895	0.00684
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.09873	-	0.09107	-	0.0949	0.00542
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5973	0.5	2.5912	0.5	2.59425	0.00431
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6091	29,991.51	2.6138	29,990.82	2.61145	0.00332
Porosity:	%	0.4546	-	0.8663	-	0.66045	0.29112
Stem volume	%	1	-	1	-	1	0.00000

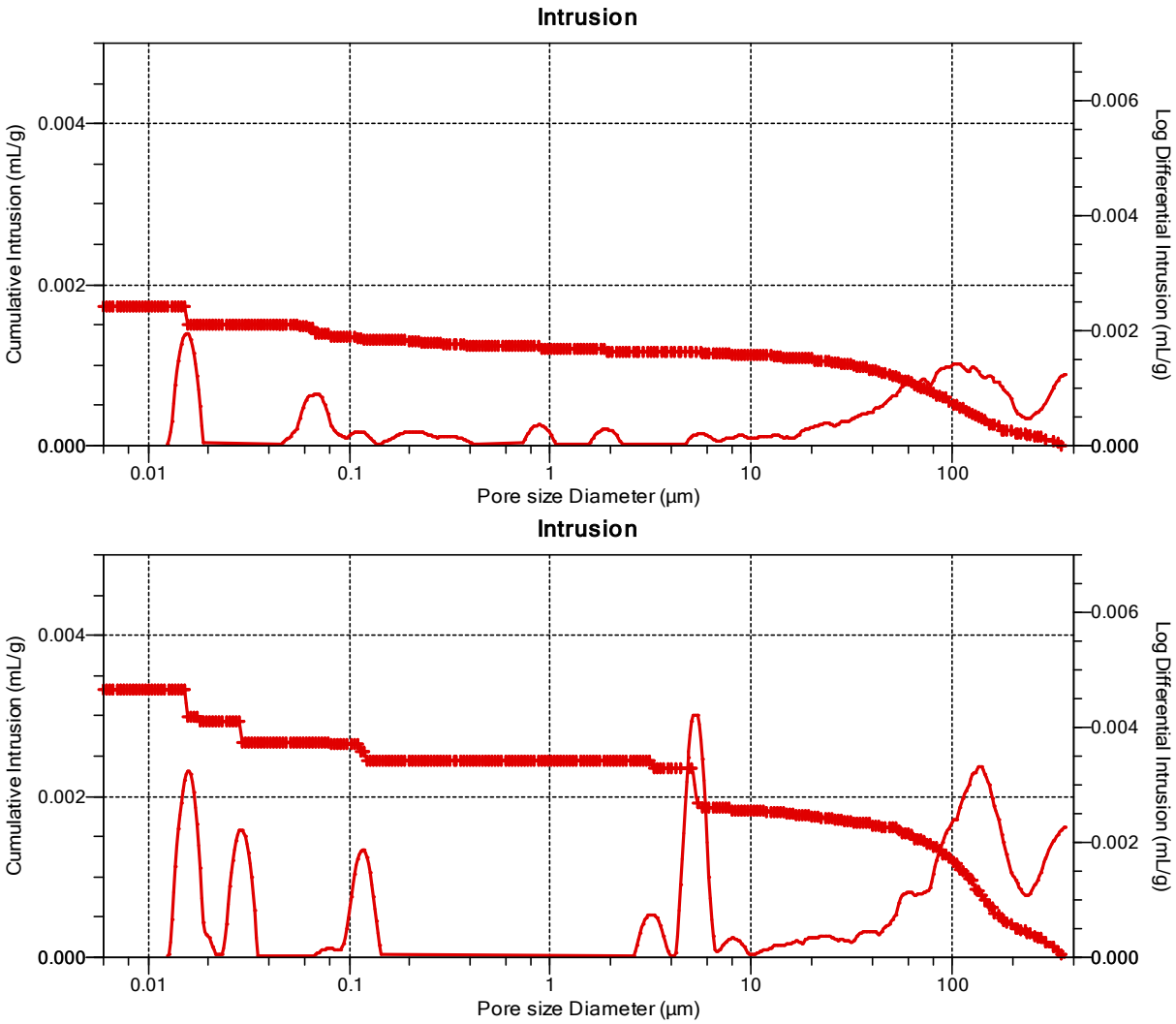


図 1.8-14　R2MZ-07 希硝酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-16　R2MZ-07 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-07_25日間浸漬(シュウ酸)		R2MZ-07_P3-1		R2MZ-07_P3-2		R2MZ-07_P3	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0039	29,992.32	0.2566	29,991.56	0.0039	#DIV/0!
Total pore area	m^2/g	0.219	29,992.32	0.093	29,991.56	0.219	#DIV/0!
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	μm	5.69917	31.74	10.92255	16.56	5.69917	#DIV/0!
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	μm	0.01685	10,730.93	11.31479	15.98	0.01685	#DIV/0!
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.07116	-	10.99475	-	0.07116	#DIV/0!
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6531	0.5	2.6411	0.50	2.6531	#DIV/0!
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6811	29,992.32	8.1947	29,991.56	2.6811	#DIV/0!
Porosity:	%	1.0433	-	67.7701	-	1.0433	#DIV/0!
Stem volume	%	1	-	111	-	56	77.78175

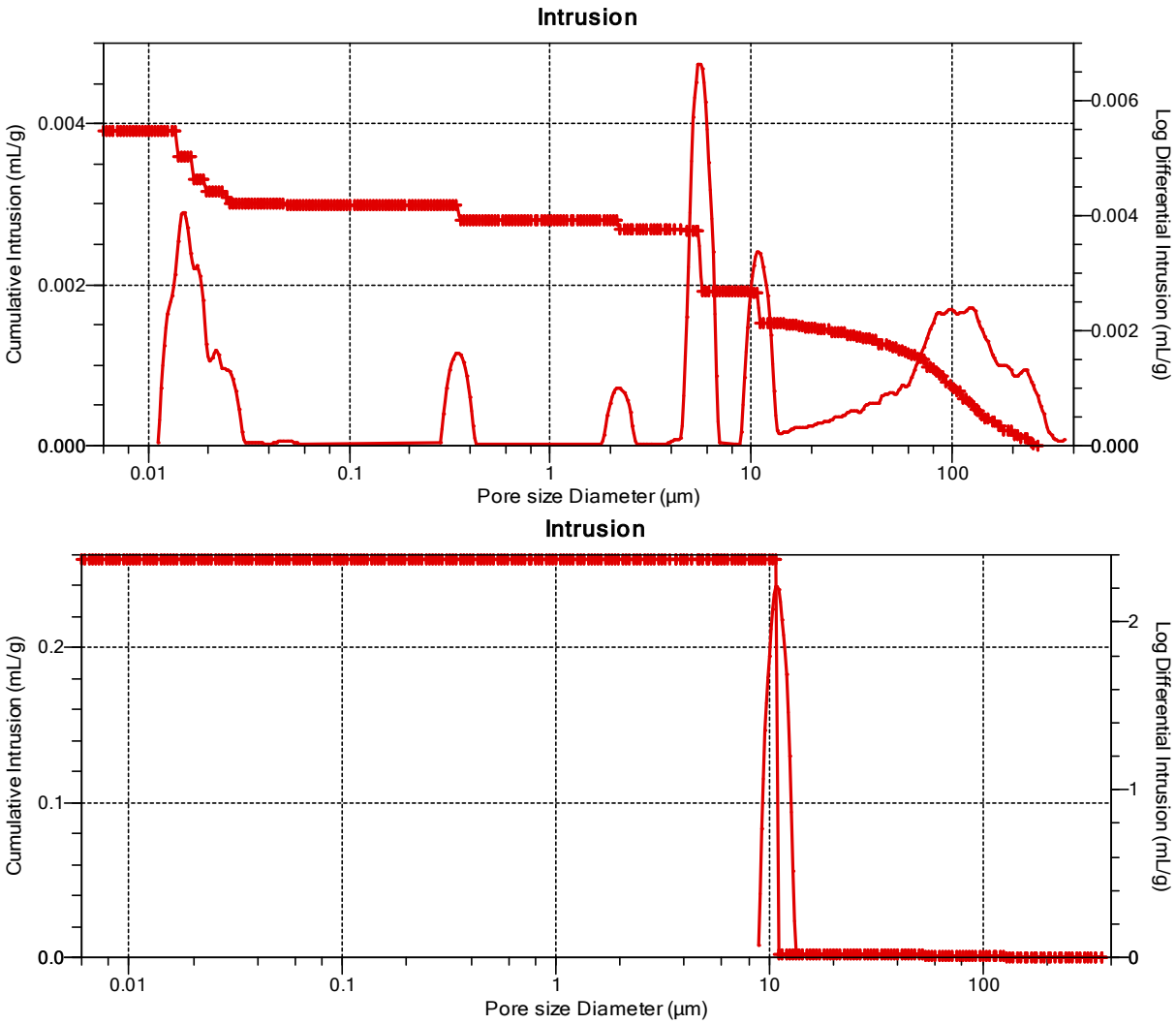


図 1.8-15　R2MZ-07 シュウ酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-17　R2MZ-07 炭酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-07_25日間浸漬(炭酸)		R2MZ-07_P4-1		R2MZ-07_P4-2		R2MZ-07_P4	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0028	29,992.88	0.0048	29,992.19	0.0038	0.00141
Total pore area	m^2/g	0.006	29,992.88	0.011	29,992.19	0.0085	0.00354
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	μm	51.1418	3.54	66.52136	2.72	58.83158	10.87499
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	μm	0.178	1,016.06	0.14	1,291.87	0.159	0.02687
Average pore diameter (4V/A)	μm	1.76503	-	1.69874	-	1.731885	0.04687
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.639	0.5	2.6298	0.5	2.6344	0.00651
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6586	29,992.88	2.6639	29,992.19	2.66125	0.00375
Porosity:	%	0.7407	-	1.2818	-	1.01125	0.38262
Stem volume	%	1	-	2	-	1.5	0.70711

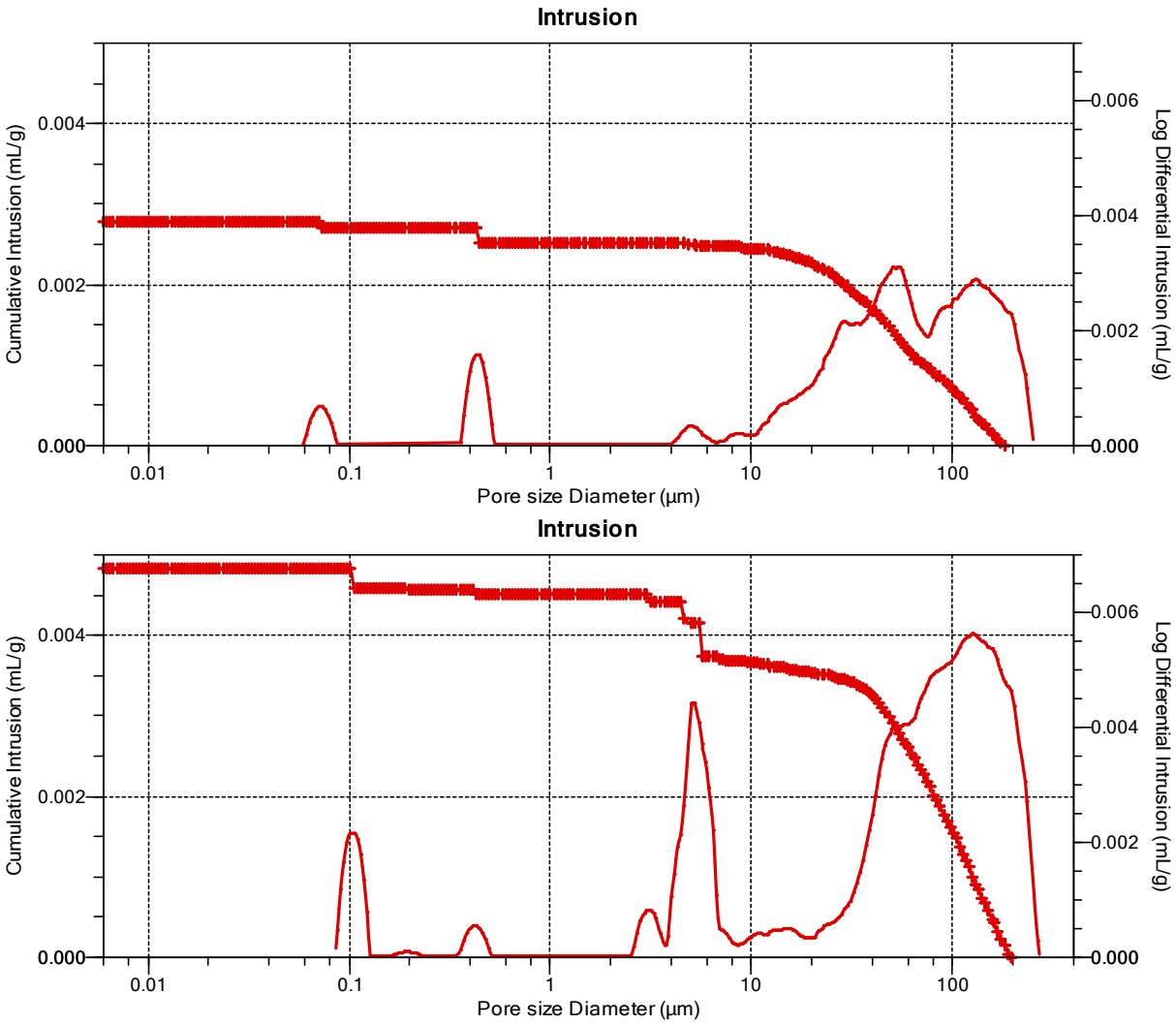


図 1.8-16　R2MZ-07 炭酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-18　R2MZ-09 浸漬前のポロシメータ測定結果

R2MZ-09_浸漬前		R2MZ-09_Pb-1		R2MZ-09_Pb-2		R2MZ-09_Pb	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0033	29,991.23	0.0045	29,984.35	0.0039	0.00085
Total pore area	m²/g	0.001	29,991.23	0.001	29,984.35	0.001	0.00000
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	112.73067	1.6	119.28227	1.52	116.00647	4.63268
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm	2.85434	63.36	5.3796	33.62	4.11697	1.78563
Average pore diameter (4V/A)	µm	13.72873	-	28.08	-	20.904365	10.14788034
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6632	0.5	2.654	0.5	2.6586	0.00651
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6866	29,991.23	2.6861	29,984.35	2.68635	0.00035
Porosity:	%	0.8733	-	1.1937	-	1.0335	0.22656
Stem volume	%	2	-	2	-	2	0

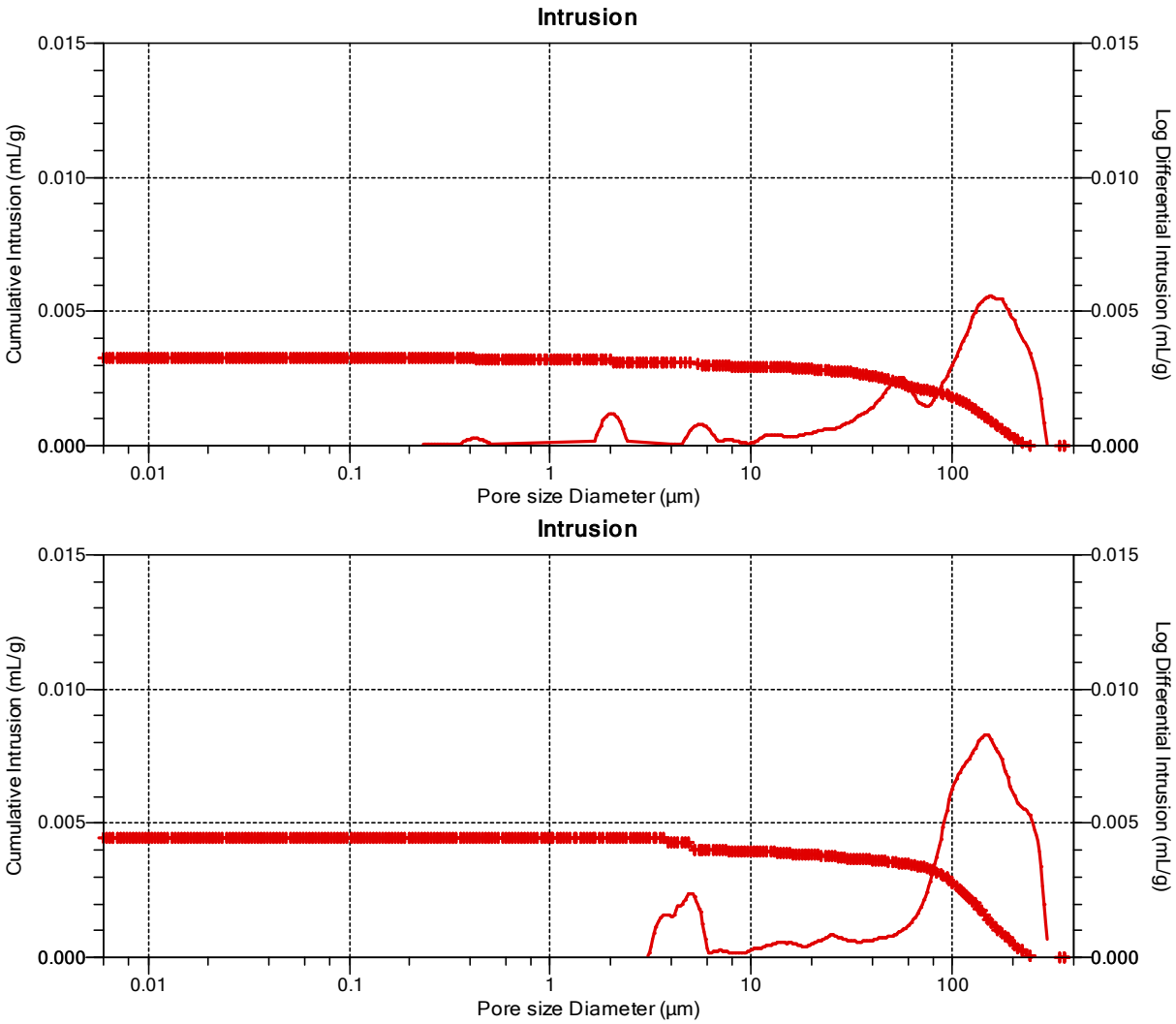


図 1.8-17　R2MZ-09 浸漬前の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-19　R2MZ-09 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-09_25日間浸漬(シュウ酸)		R2MZ-09_P3-1		R2MZ-09_P3-2		R2MZ-09_P3	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0032	29,993.11	0.0039	29,992.00	0.00355	0.00049
Total pore area	m²/g	0.041	29,993.11	0.045	29,992.00	0.043	0.00283
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	μm	146.25976	1.24	149.41058	1.21	147.83517	2.22797
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	μm	0.03813	4,743.28	0.01664	10,866.20	0.027385	0.01520
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.31454	-	0.34936	-	0.33195	0.02462
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6612	0.49	2.6596	0.49	2.6604	0.00113
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6846	29,993.11	2.6875	29,992.00	2.68605	0.00205
Porosity:	%	0.8702	-	1.0395	-	0.95485	0.11971
Stem volume	%	1	-	1	-	1	0.00000

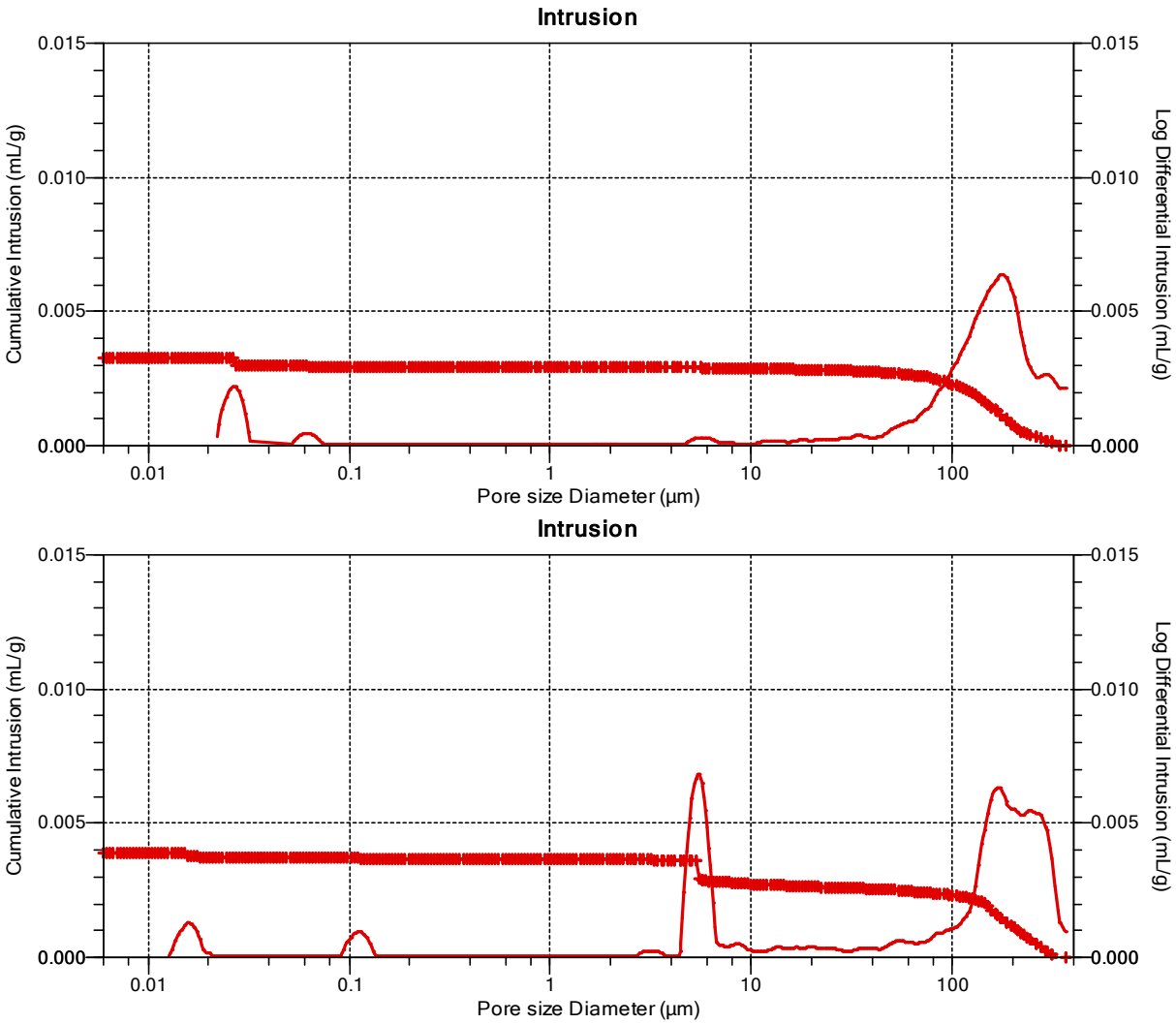


図 1.8-18　R2MZ-09 シュウ酸浸漬後の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-20　R2MZ-09 炭酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-09_25日間浸漬(炭酸)		R2MZ-09_P4-1		R2MZ-09_P4-2		R2MZ-09_P4	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0142	29,991.72	0.0138	29,990.45	0.014	0.00028
Total pore area	m²/g	0.029	29,991.72	0.076	29,990.45	0.0525	0.03323
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	μm	8.86577	20.4	8.42747	21.46	8.64662	0.30992
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	μm	0.3546	510.05	0.05671	3,189.40	0.205655	0.21064
Average pore diameter (4V/A)	μm	1.96855	-	0.72153	-	1.34504	0.88178
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5858	0.5	2.5908	0.5	2.5883	0.00354
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6846	29,991.72	2.6866	29,990.45	2.6856	0.00141
Porosity:	%	3.6815	-	3.5633	-	3.6224	0.08358
Stem volume	%	5	-	5	-	5	0.00000

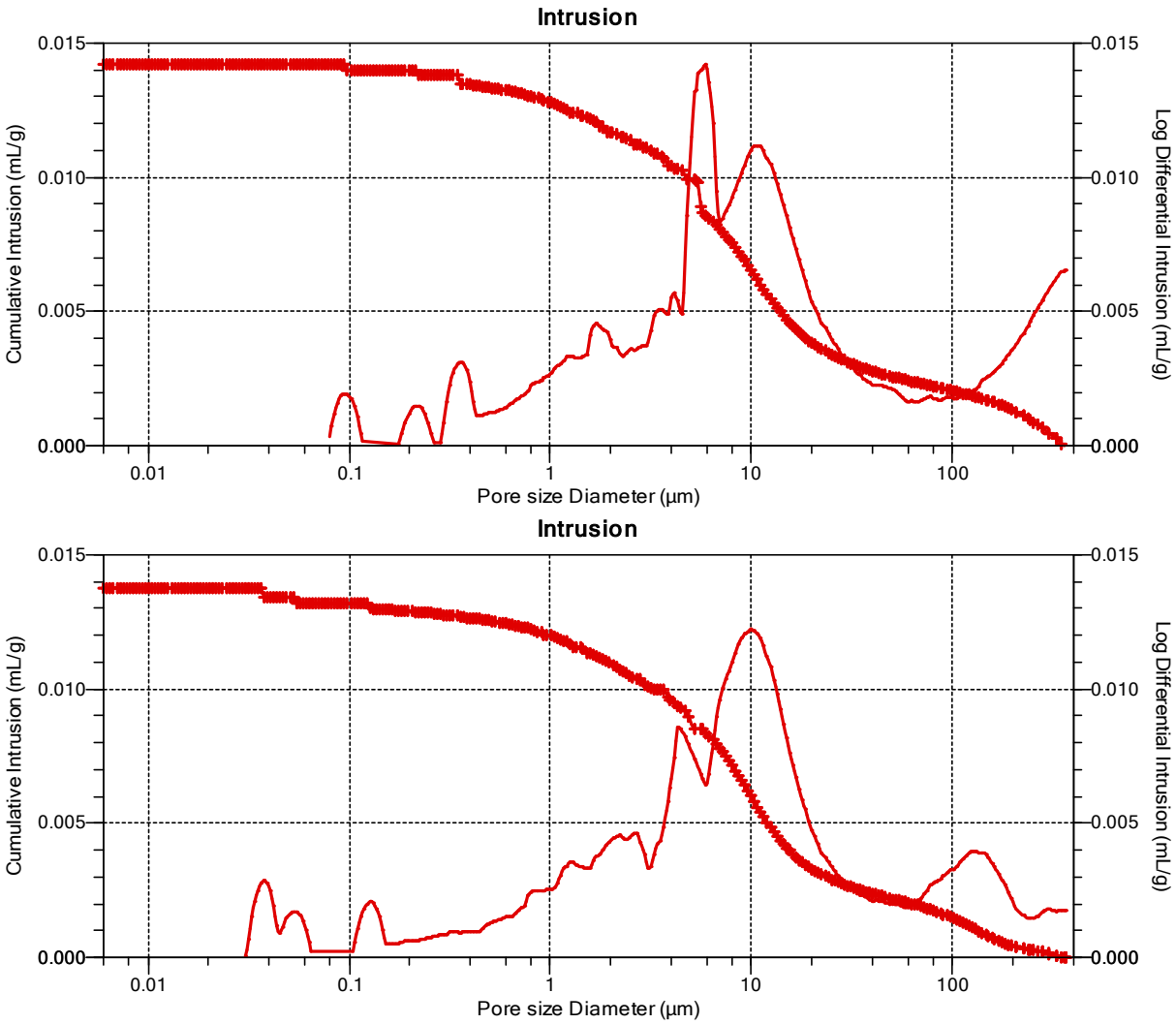


図 1.8-19　R2MZ-09 炭酸浸漬後の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-21　R2MZ-13 浸漬前のポロシメータ測定結果

R2MZ-13_浸漬前		R2MZ-13_Pb-1		R2MZ-13_Pb-2		R2MZ-13_Pb	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0146	29,992.20	0.0228	29,990.62	0.0187	0.00580
Total pore area	m^2/g	0.427	29,992.20	0.654	29,990.62	0.5405	0.16051
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	µm	0.22228	813.69	0.25346	713.58	0.23787	0.02205
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	µm	0.07238	2,498.90	0.07129	2,537.13	0.071835	0.00077
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.13691	-	0.13968	-	0.138295	0.001958686
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5959	0.49	2.5572	0.49	2.57655	0.02737
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6984	29,992.20	2.7159	29,990.62	2.70715	0.01237
Porosity:	%	3.8002	-	5.8454	-	4.8228	1.44617
Stem volume	%	6	-	10	-	8	2.828427125

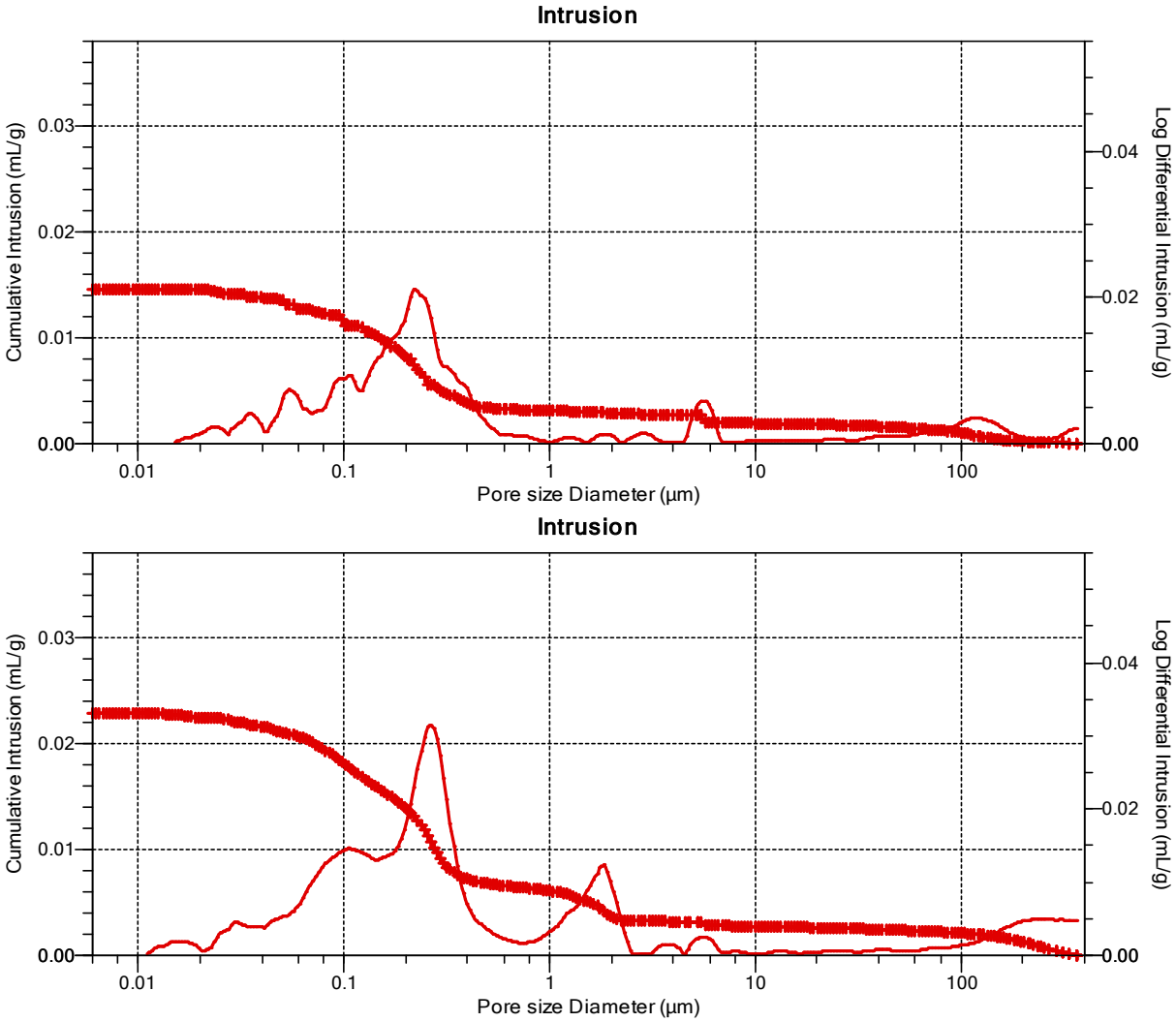


図 1.8-20　R2MZ-13 浸漬前の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-22　R2MZ-13 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-13_25日間浸漬(希硝酸)		R2MZ-13_P2-1		R2MZ-13_P2-2		R2MZ-13_P2	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0267	29,991.46	0.0365	29,991.05	0.0316	0.00693
Total pore area	m^2/g	0.924	29,991.46	0.987	29,991.05	0.9555	0.04455
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	µm	0.22811	792.87	0.28696	630.27	0.257535	0.04161
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	µm	0.05601	3,229.09	0.07088	2,551.63	0.063445	0.01051
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.11572	-	0.14771	-	0.131715	0.02262
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5167	0.5	2.4698	0.5	2.49325	0.03316
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6982	29,991.46	2.7145	29,991.05	2.70635	0.01153
Porosity:	%	6.7254	-	9.0139	-	7.86965	1.61821
Stem volume	%	13	-	17	-	15	2.82843

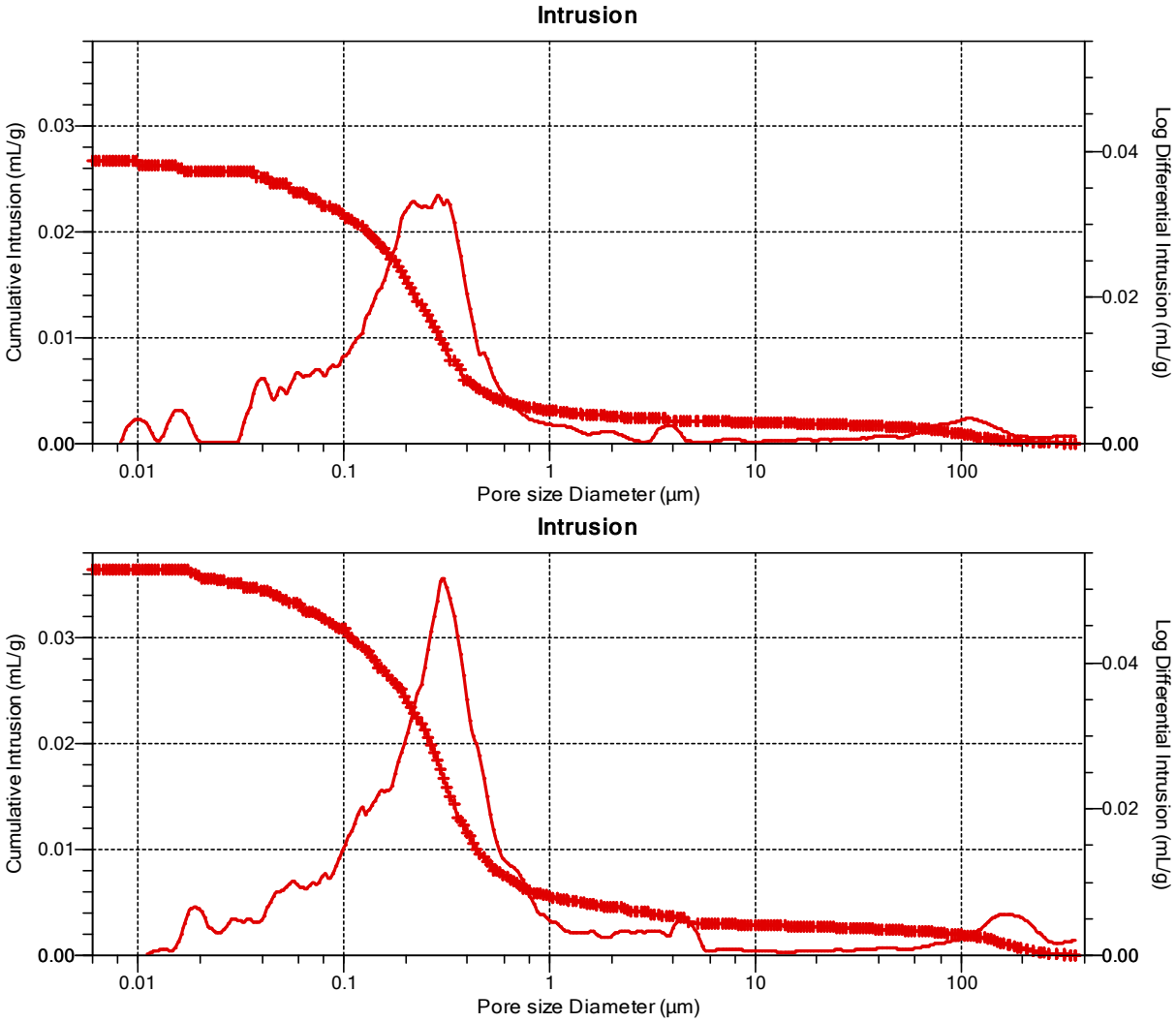


図 1.8-21　R2MZ-13 希硝酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-23　R2MZ-13 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-13_25日間浸漬(シュウ酸)		R2MZ-13_P3-1		R2MZ-13_P3-2		R2MZ-13_P3	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0187	29,992.23	0.0158	29,992.59	0.01725	0.00205
Total pore area	m^2/g	0.455	29,992.23	0.471	29,992.59	0.463	0.01131
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	μm	0.33501	539.88	0.27383	660.49	0.30442	0.04326
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	μm	0.08256	2,190.71	0.06494	2,785.15	0.07375	0.01246
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.16426	-	0.13419	-	0.149225	0.02126
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6063	0.5	2.6228	0.5	2.61455	0.01167
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.74	29,992.23	2.7362	29,992.59	2.7381	0.00269
Porosity:	%	4.8783	-	4.1441	-	4.5112	0.51916
Stem volume	%	9	-	7	-	8	1.41421

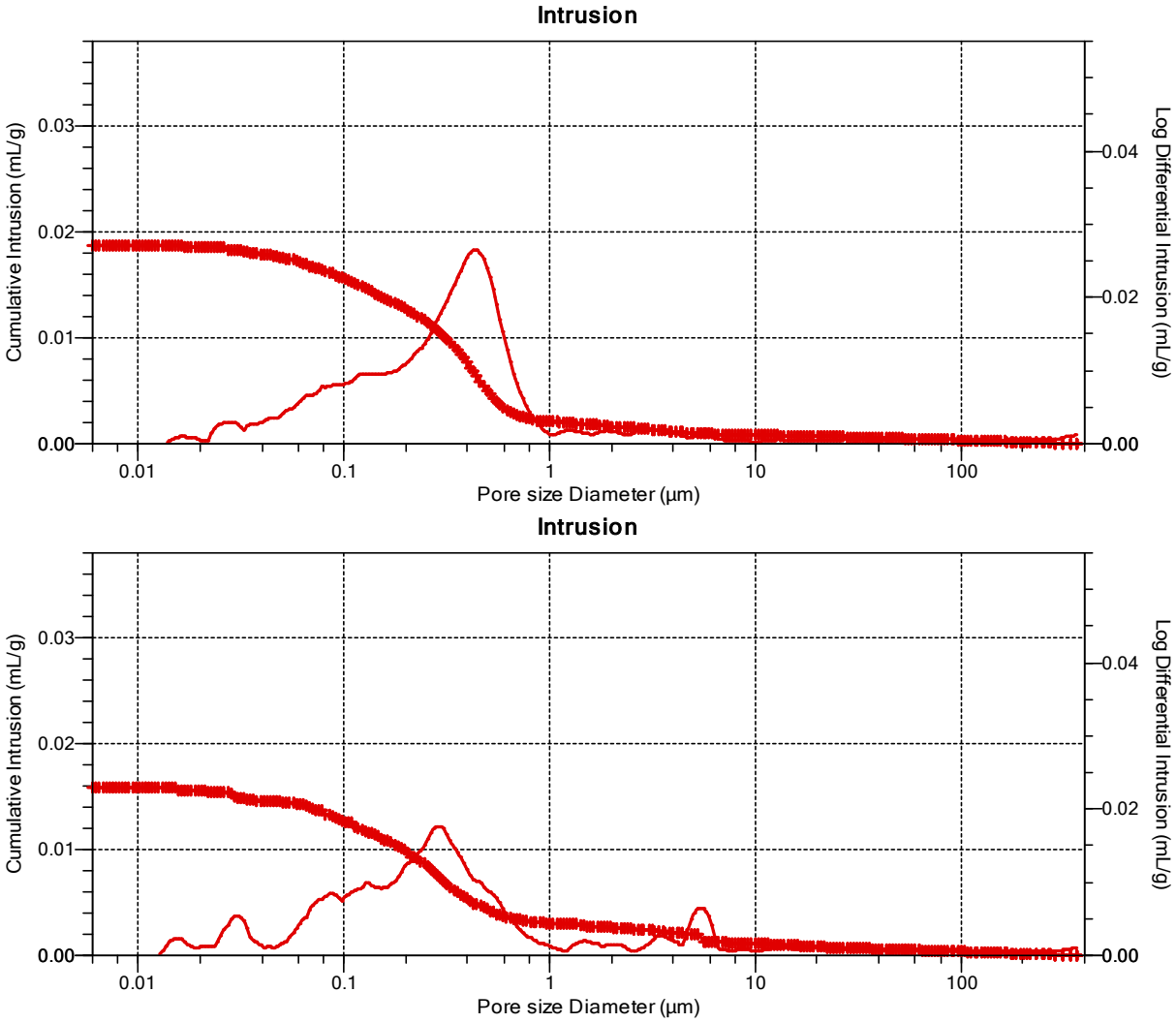


図 1.8-22　R2MZ-13 シュウ酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-24　R2MZ-13 炭酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-13_25日間浸漬(炭酸)		R2MZ-13_P4-1		R2MZ-13_P4-2		R2MZ-13_P4	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0204	29,990.65	0.0127	29,992.37	0.01655	0.00544
Total pore area	m^2/g	0.396	29,990.65	0.391	29,992.37	0.3935	0.00354
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	μm	0.36416	496.65	0.23047	784.74	0.297315	0.09453
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	μm	0.10619	1,703.13	0.06671	2,711.37	0.08645	0.02792
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.2059	-	0.13051	-	0.168205	0.05331
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.6106	0.5	2.6605	0.5	2.63555	0.03528
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.7574	29,990.65	2.7539	29,992.37	2.75565	0.00247
Porosity:	%	5.3224	-	3.3923	-	4.35735	1.36479
Stem volume	%	10	-	6	-	8	2.82843

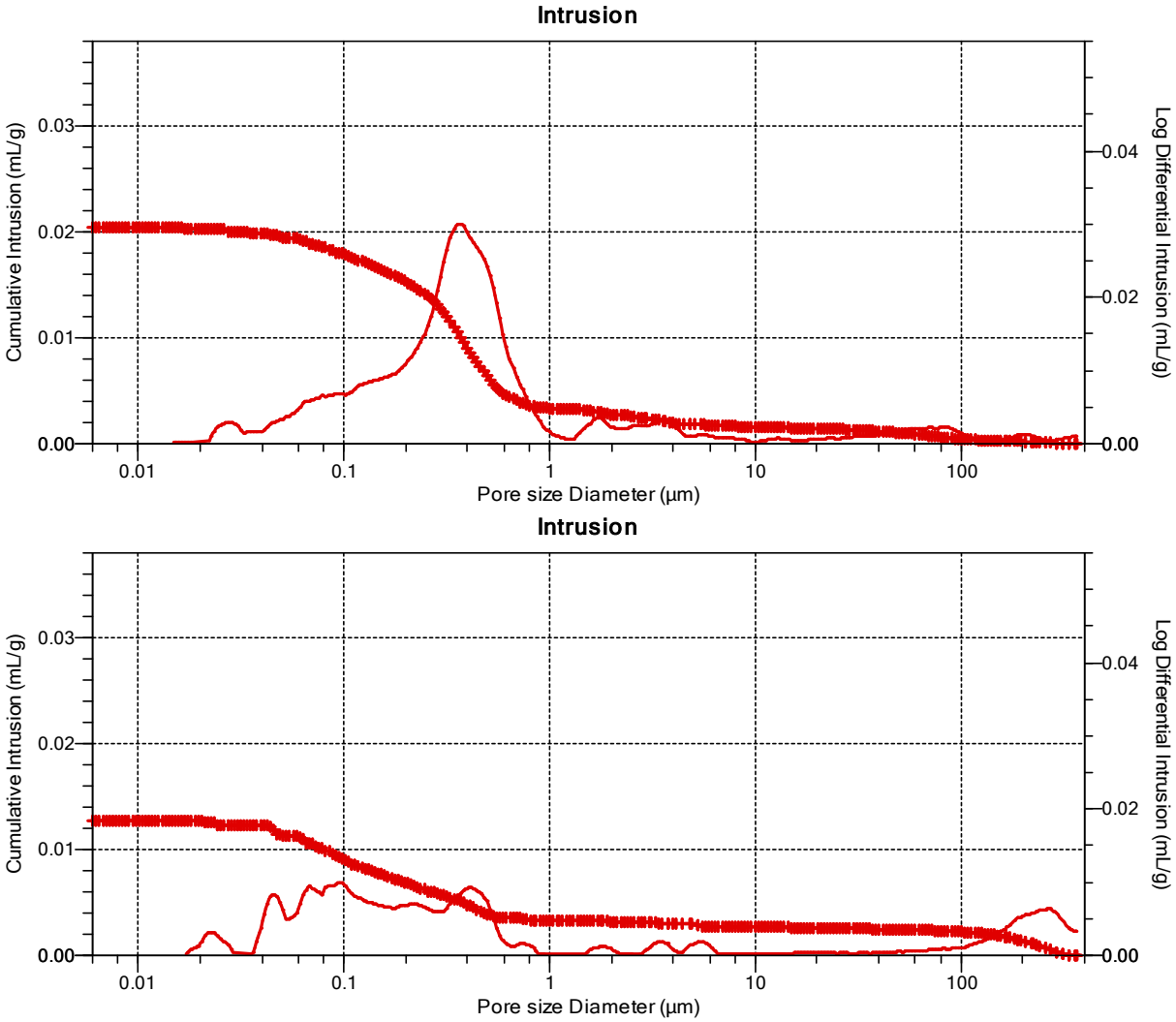


図 1.8-23　R2MZ-13 炭酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-25　R2MZ-15 浸漬前のポロシメータ測定結果

R2MZ-15_浸漬前		R2MZ-15_Pb-1		R2MZ-15_Pb-2		R2MZ-15_Pb	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0097	30,010.76	0.0101	29,992.29	0.0099	0.00028
Total pore area	m^2/g	0.658	30,010.76	0.642	29,992.29	0.65	0.01131
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	μm	0.06368	2,840.31	0.06226	2,904.97	0.06297	0.00100
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	μm	0.0432	4,186.98	0.04938	3,662.82	0.04629	0.00437
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.05877	-	0.06273	-	0.06075	0.002800143
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5931	0.5	2.5863	0.5	2.5897	0.00481
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6597	30,010.76	2.6557	29,992.29	2.6577	0.00283
Porosity:	%	2.5062	-	2.6134	-	2.5598	0.07580
Stem volume	%	4	-	4	-	4	0

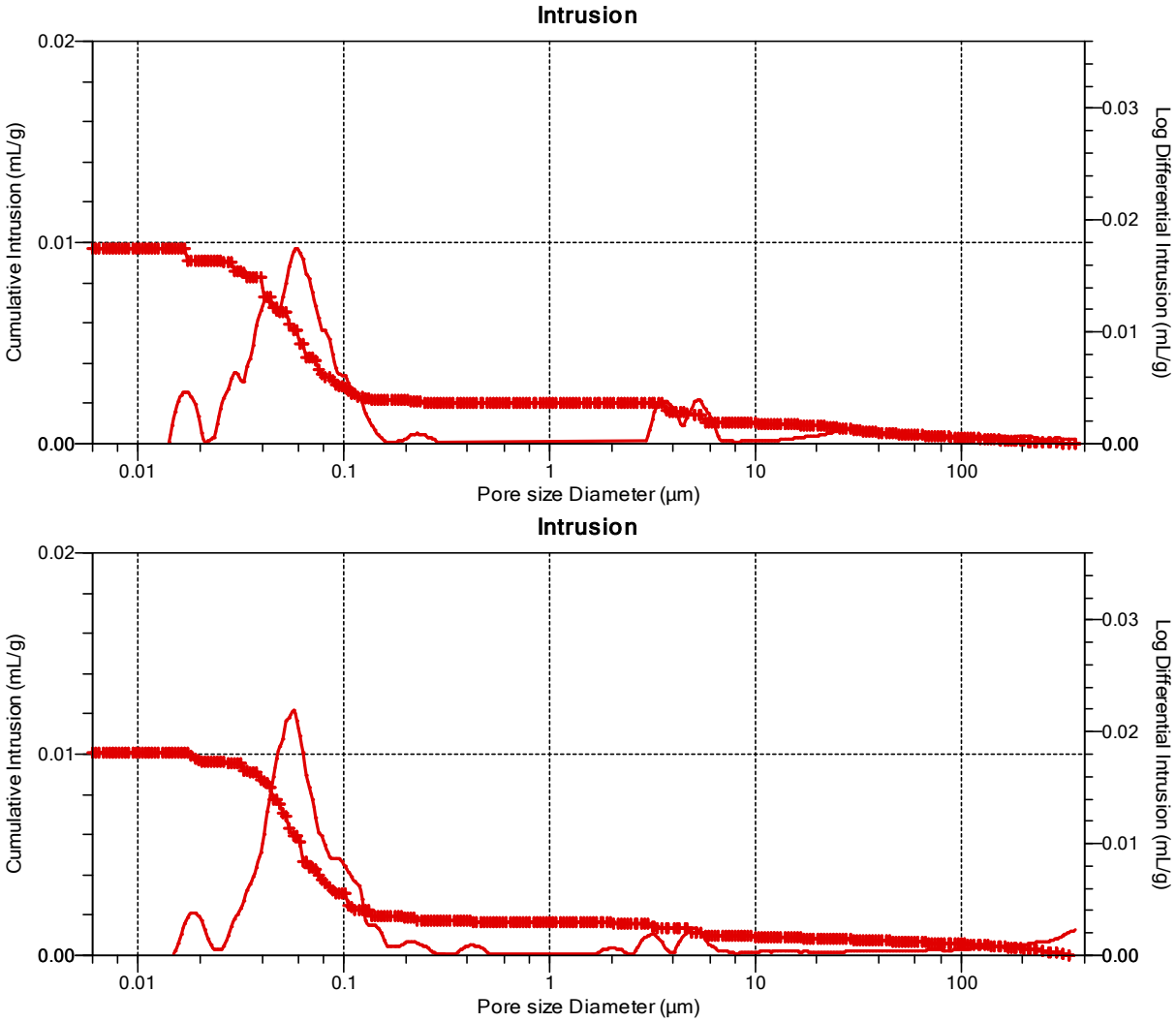


図 1.8-24　R2MZ-15 浸漬前の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-26　R2MZ-15 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-15_25日間浸漬(希硝酸)		R2MZ-15_P2-1		R2MZ-15_P2-2		R2MZ-15_P2	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0199	29,991.16	0.02	29,990.63	0.01995	0.00007
Total pore area	m^2/g	1.631	29,991.16	1.828	29,990.63	1.7295	0.13930
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	μm	0.08763	2,063.99	0.07254	2,493.37	0.080085	0.01067
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	μm	0.02702	6,693.73	0.02846	6,355.20	0.02774	0.00102
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.04875	-	0.04367	-	0.04621	0.00359
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.4615	0.5	2.4662	0.5	2.46385	0.00332
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.5882	29,991.16	2.5939	29,990.63	2.59105	0.00403
Porosity:	%	4.8962	-	4.9229	-	4.90955	0.01888
Stem volume	%	10	-	9	-	9.5	0.70711

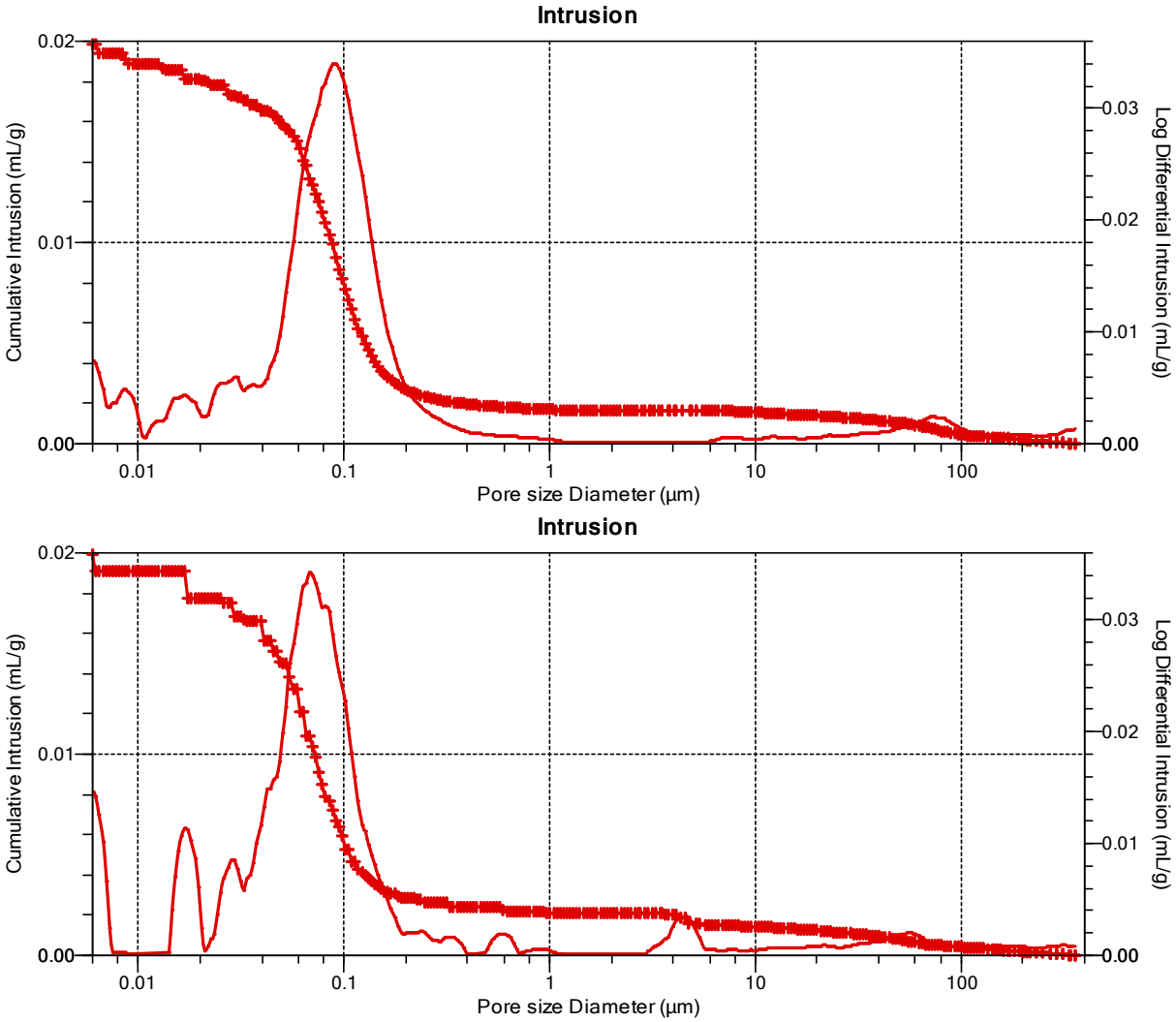


図 1.8-25　R2MZ-15 希硝酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-27　R2MZ-15 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-15_25日間浸漬(シュウ酸)		R2MZ-15_P3-1		R2MZ-15_P3-2		R2MZ-15_P3	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0096	29,993.02	0.0152	29,992.29	0.0124	0.00396
Total pore area	m^2/g	0.637	29,993.02	0.772	29,992.29	0.7045	0.09546
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	μm	0.06586	2,746.17	0.08427	2,146.20	0.075065	0.01302
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	μm	0.04643	3,895.01	0.06059	2,985.05	0.05351	0.01001
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.06052	-	0.0788	-	0.06966	0.01293
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5929	0.5	2.5517	0.5	2.5723	0.02913
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6594	29,993.02	2.6551	29,992.29	2.65725	0.00304
Porosity:	%	2.5013	-	3.894	-	3.19765	0.98479
Stem volume	%	4	-	7	-	5.5	2.12132

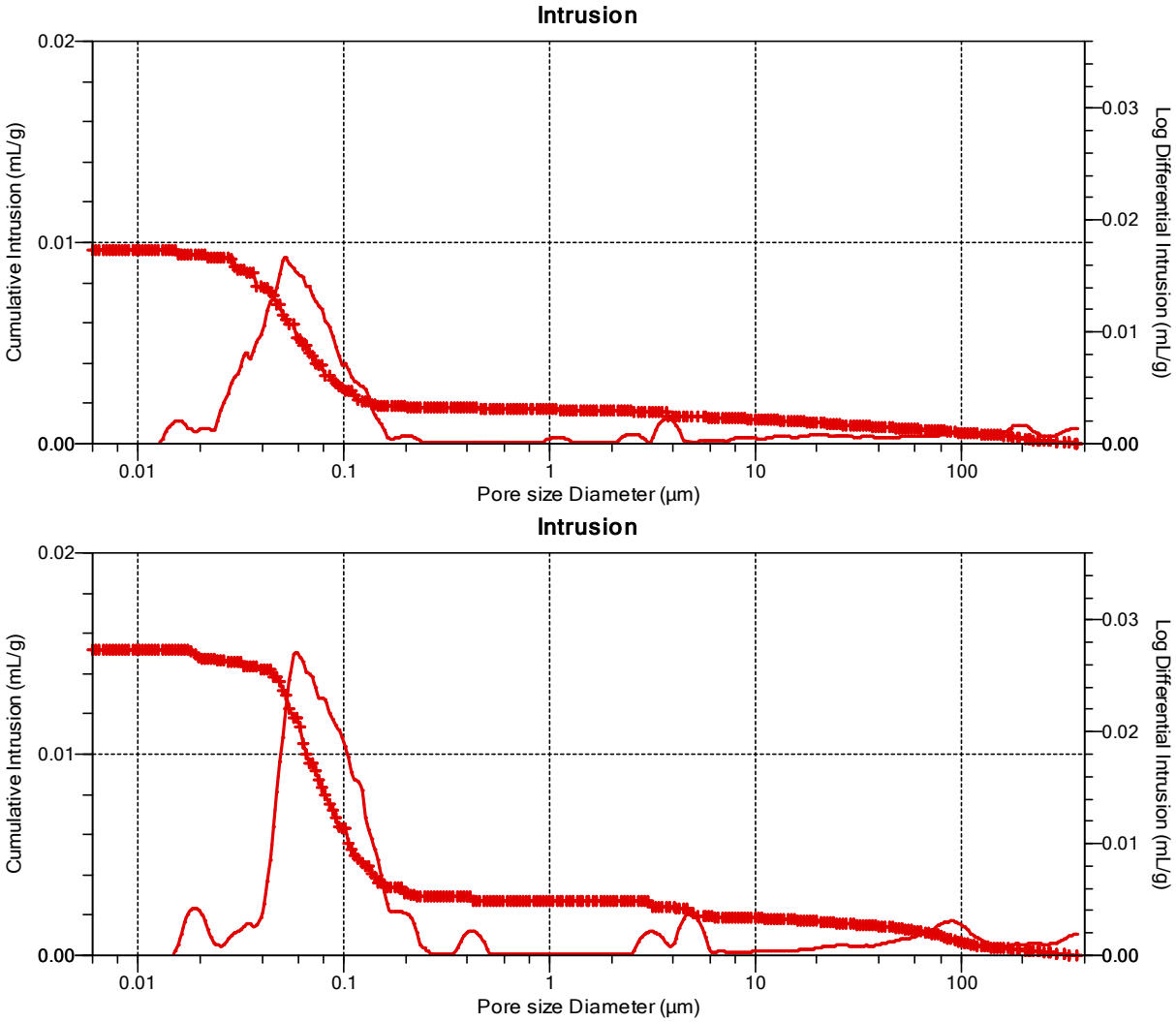


図 1.8-26　R2MZ-15 シュウ酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-28　R2MZ-17 浸漬前のポロシメータ測定結果

R2MZ-17_浸漬前		R2MZ-17_Pb-1		R2MZ-17_Pb-2		R2MZ-17_Pb	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0153	29,991.69	0.0145	29,990.04	0.0149	0.00057
Total pore area	m²/g	0.605	29,991.69	0.477	29,990.04	0.541	0.09051
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	0.2869	630.4	0.28234	640.59	0.28462	0.00322
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm	0.03049	5,931.83	0.05329	3,394.14	0.04189	0.01612
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.10106	-	0.12166	-	0.11136	0.0145664
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5412	0.5	2.551	0.5	2.5461	0.00693
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.644	29,991.69	2.6491	29,990.04	2.64655	0.00361
Porosity:	%	3.8898	-	3.7041	-	3.79695	0.13131
Stem volume	%	8	-	7	-	7.5	0.7071068

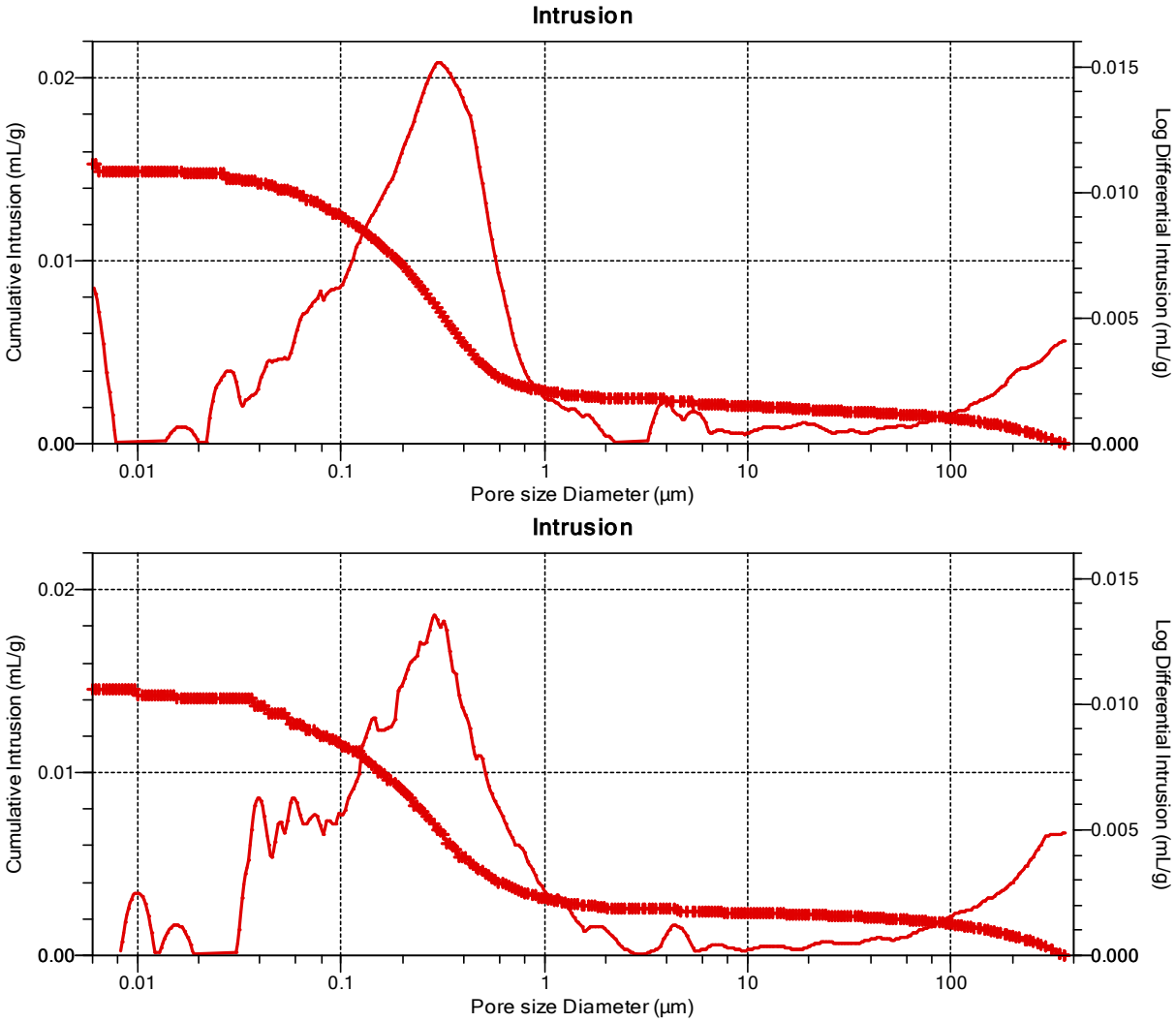


図 1.8-27　R2MZ-17 浸漬前の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-29　R2MZ-17 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-17_25日間浸漬(希硝酸)		R2MZ-17_P2-1		R2MZ-17_P2-2		R2MZ-17_P2	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g			0.0215	29,991.97		
Total pore area	m²/g			1.339	29,991.97		
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm			0.27505	657.57		
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm			0.01719	10,524.38		
Average pore diameter (4V/A)	µm			0.06428	-		
Bulk density at 0.50 psia	g/mL			2.4755	0.49		
Apparent (skeletal) density	g/mL			2.615	29,991.97		
Porosity:	%			5.3311	-		
Stem volume	%		-	10	-		

（1 回目　データなし）

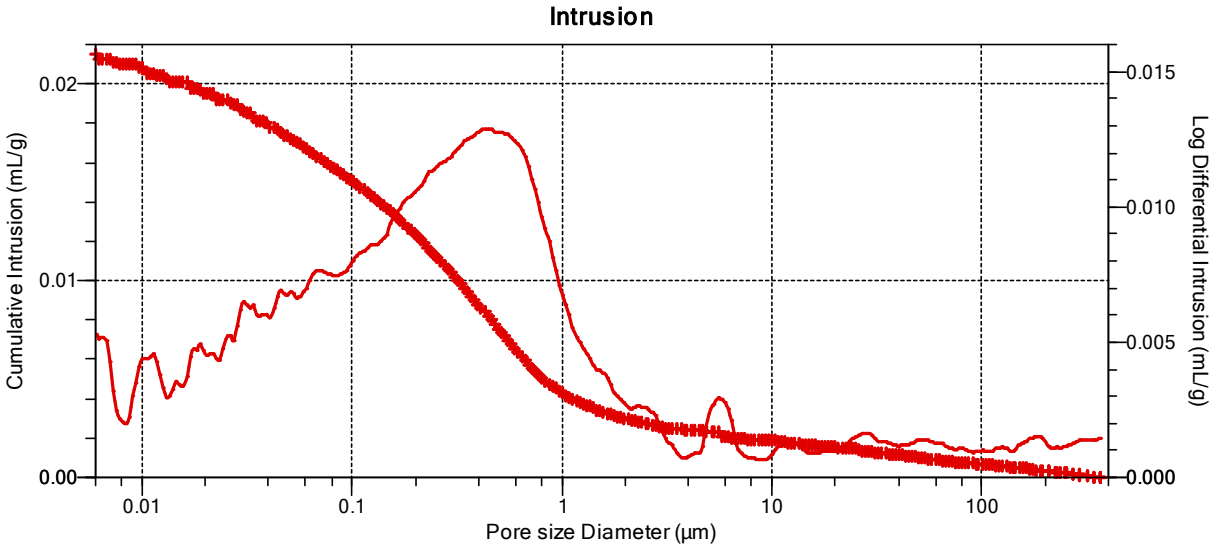


図 1.8-28　R2MZ-17 希硝酸浸漬後の間隙径分布(2 回目のみ)

表 1.8-30　R2MZ-17 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-17_25日間浸漬(シュウ酸)		R2MZ-17_P3-1		R2MZ-17_P3-2		R2MZ-17_P3	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0159	29,992.40	0.0152	29,991.99	0.01555	0.00049
Total pore area	m²/g	0.516	29,992.40	1.031	29,991.99	0.7735	0.36416
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/	µm	0.32911	549.55	0.24051	751.99	0.28481	0.06265
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	µm	0.04155	4,352.41	0.01294	13,976.83	0.027245	0.02023
Average pore diameter (4V/A)	µm	0.12366	-	0.05905	-	0.091355	0.04569
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5372	0.49	2.5438	0.49	2.5405	0.00467
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6441	29,992.40	2.6464	29,991.99	2.64525	0.00163
Porosity:	%	4.0463	-	3.8774	-	3.96185	0.11943
Stem volume	%	7	-	7	-	7	0.00000

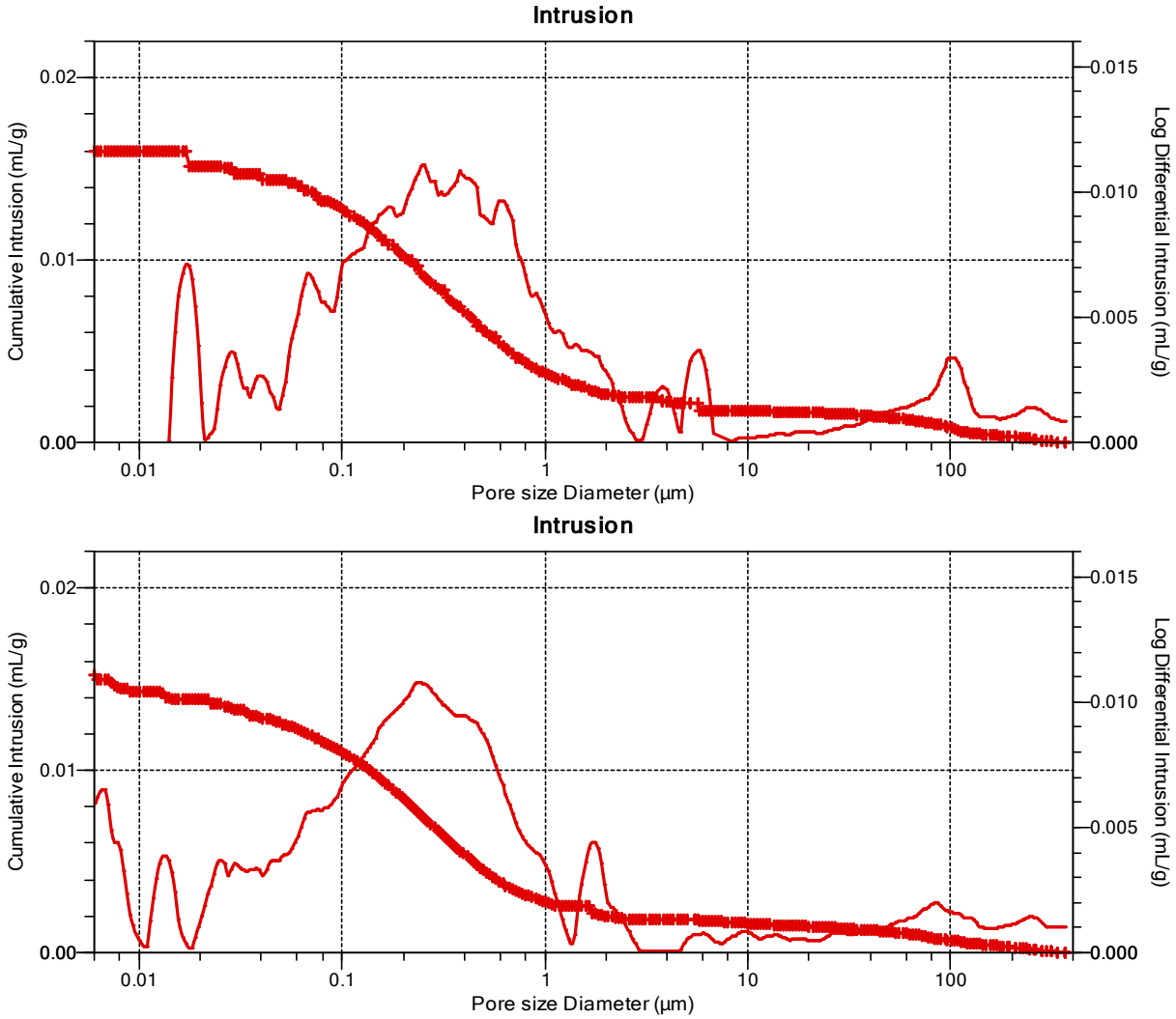


図 1.8-29　R2MZ-17 シュウ酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-31　R2MZ-18 浸漬前のポロシメータ測定結果

R2MZ-18_浸漬前		R2MZ-18_Pb-1		R2MZ-18_Pb-2		R2MZ-18_Pb	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0106	29,991.38	0.0116	29,991.40	0.0111	0.00071
Total pore area	m^2/g	0.845	29,991.38	0.841	29,991.40	0.843	0.00283
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	μm	0.06343	2,851.25	0.0617	2,931.26	0.062565	0.00122
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	μm	0.02852	6,341.32	0.0372	4,861.92	0.03286	0.00614
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.05034	-	0.05524	-	0.05279	0.003464823
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5733	0.5	2.5667	0.5	2.57	0.00467
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6457	29,991.38	2.6457	29,991.40	2.6457	0.00000
Porosity:	%	2.735	-	2.9872	-	2.8611	0.17833
Stem volume	%	5	-	5	-	5	0

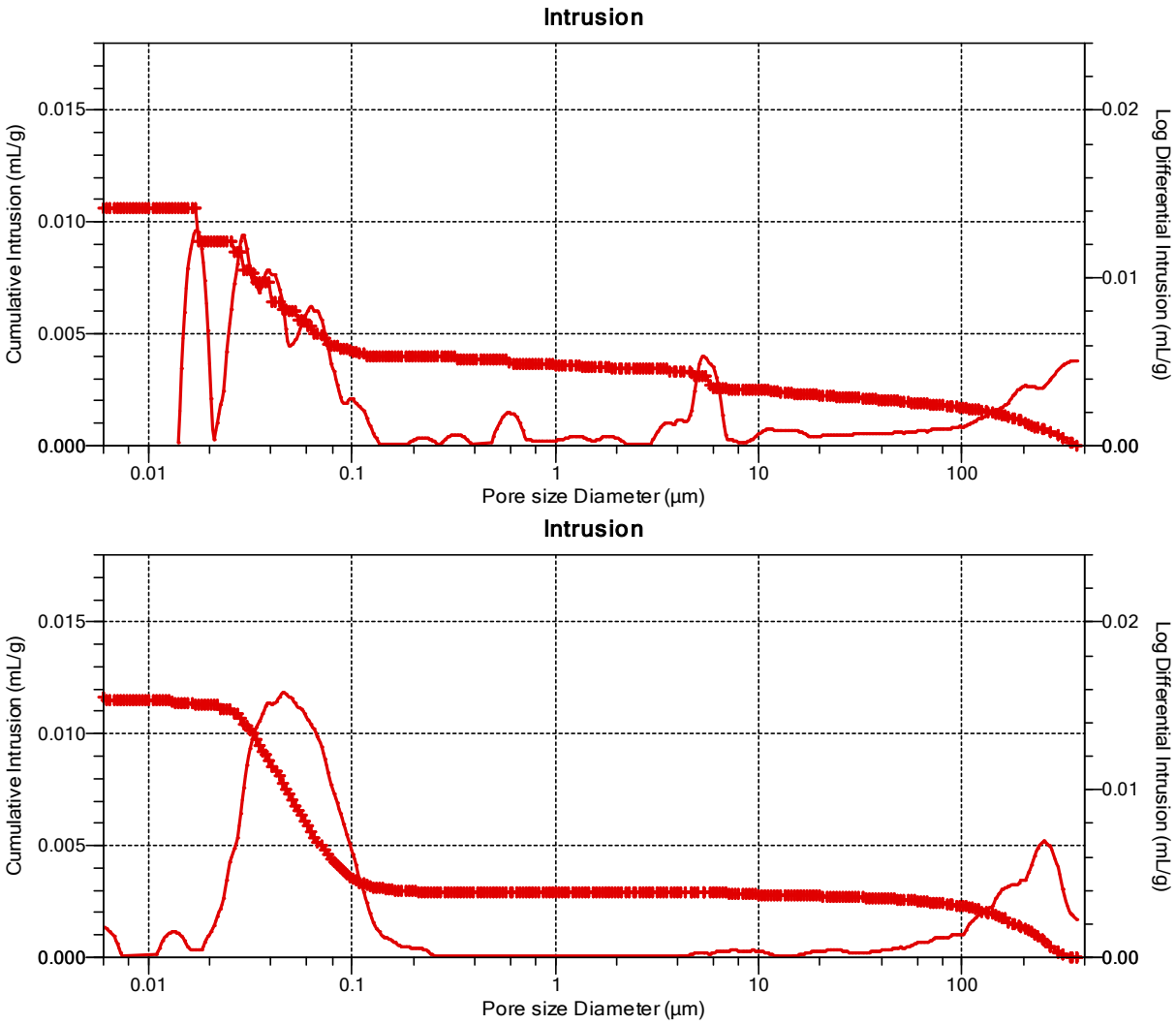


図 1.8-30　R2MZ-18 浸漬前の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-32　R2MZ-18 希硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-18_25日間浸漬(希硝酸)		R2MZ-18_P2-1		R2MZ-18_P2-2		R2MZ-18_P2	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0173	29,991.53	0.016	29,991.21	0.01665	0.00092
Total pore area	m^2/g	2.089	29,991.53	1.641	29,991.21	1.865	0.31678
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	μm	0.05874	3,078.93	0.05359	3,375.20	0.056165	0.00364
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	μm	0.01684	10,738.87	0.02559	7,067.50	0.021215	0.00619
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.03313	-	0.03896	-	0.036045	0.00412
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.4889	0.5	2.5036	0.5	2.49625	0.01039
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.601	29,991.53	2.6079	29,991.21	2.60445	0.00488
Porosity:	%	4.3113	-	4.0014	-	4.15635	0.21913
Stem volume	%	8	-	7	-	7.5	0.70711

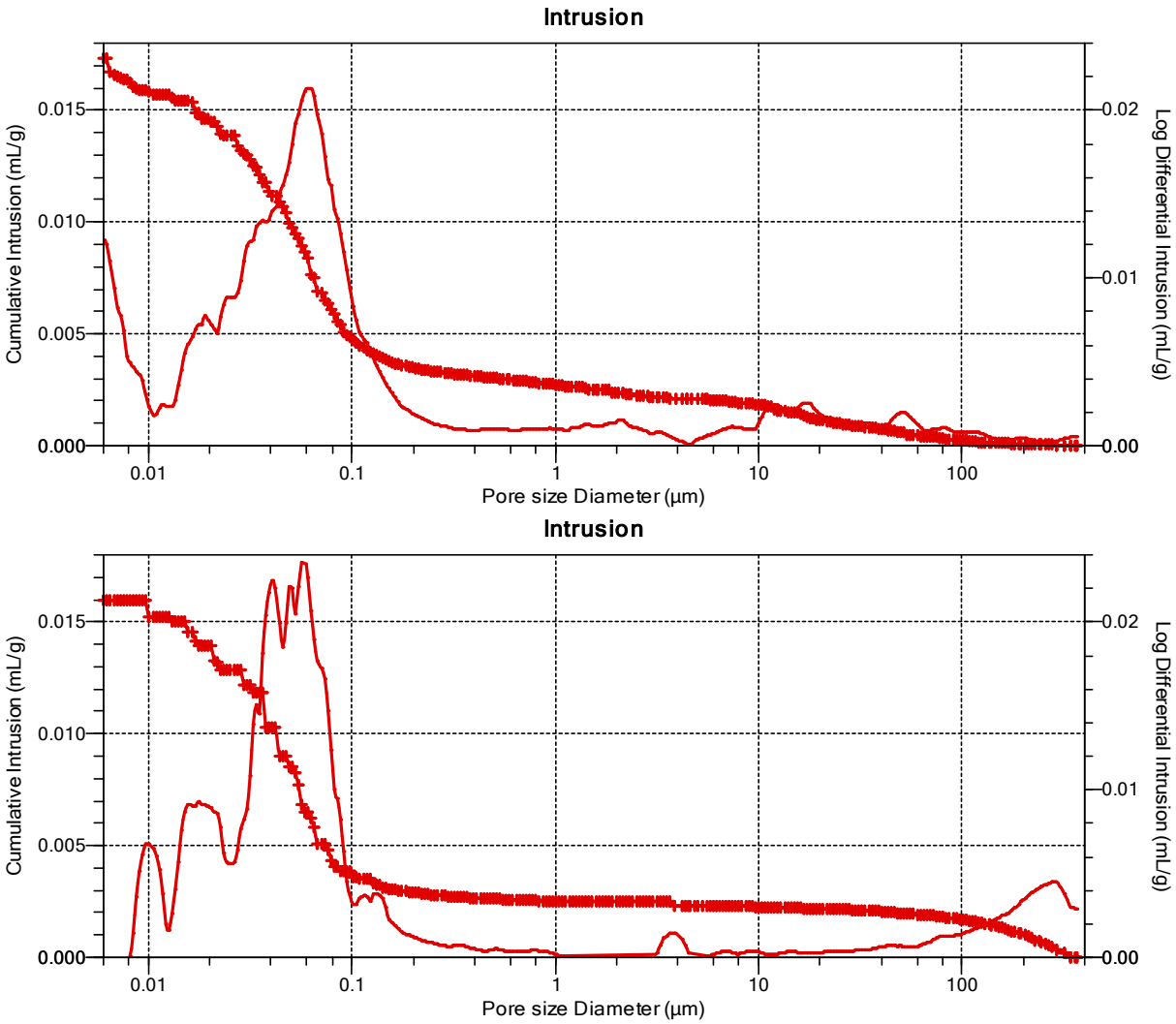


図 1.8-31　R2MZ-18 希硝酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-33　R2MZ-18 シュウ酸浸漬後のポロシメータ測定結果

R2MZ-18_25日間浸漬(シュウ酸)		R2MZ-18_P3-1		R2MZ-18_P3-2		R2MZ-18_P3	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.0098	29,992.10	0.0104	29,992.64	0.0101	0.00042
Total pore area	m^2/g	0.638	29,992.10	0.898	29,992.64	0.768	0.18385
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	μm	0.06585	2,746.65	0.05718	3,162.84	0.061515	0.00613
Median pore diameter (area) at 0.000 m^2/g	μm	0.04587	3,942.90	0.0296	6,110.74	0.037735	0.01150
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.06147	-	0.04618	-	0.053825	0.01081
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	2.5797	0.5	2.5782	0.5	2.57895	0.00106
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6468	29,992.10	2.649	29,992.64	2.6479	0.00156
Porosity:	%	2.5352	-	2.6744	-	2.6048	0.09843
Stem volume	%	5	-	5	-	5	0.00000

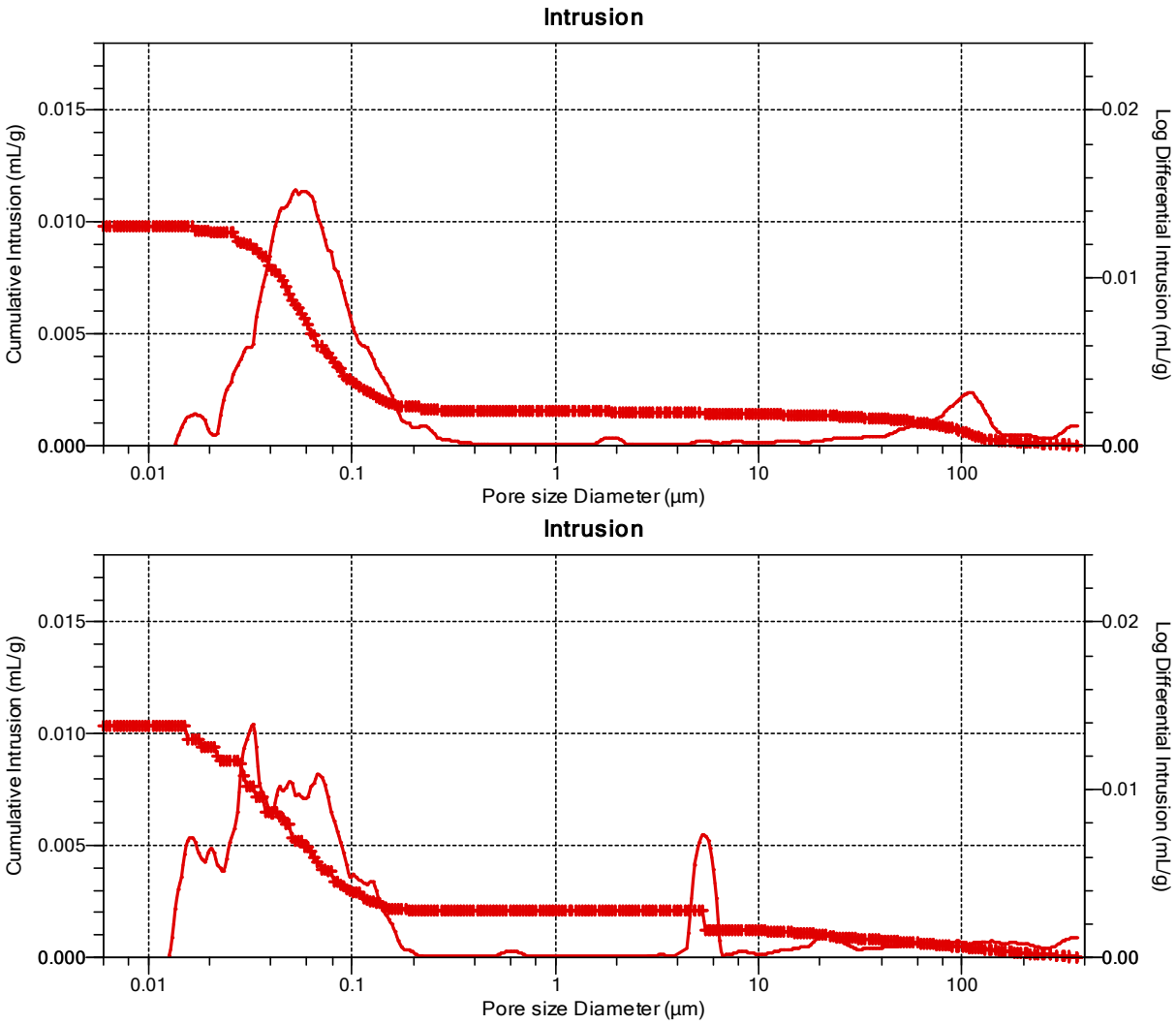


図 1.8-32　R2MZ-18 シュウ酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

表 1.8-34　H29MZ-01 浸漬前のポロシメータ測定結果

H29MZ-01_浸漬前		H29MZ-01_Pb-1		H29MZ-01_Pb-2		H29MZ-01_Pb	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.1656	29,991.18	0.1807	29,991.83	0.17315	0.01068
Total pore area	m²/g	1.067	29,991.18	1.265	29,991.83	1.166	0.14001
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	μm	5.04446	35.85	5.23479	34.55	5.139625	0.13458
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	μm	0.06067	2,980.91	0.05377	3,363.48	0.05722	0.00488
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.62103	-	0.5711	-	0.596065	0.035305842
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	1.8242	0.49	1.7811	0.49	1.80265	0.03048
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.6141	29,991.18	2.6262	29,991.83	2.62015	0.00856
Porosity:	%	30.2161	-	32.1802	-	31.19815	1.38883
Stem volume	%	46	-	49	-	47.5	2.121320344

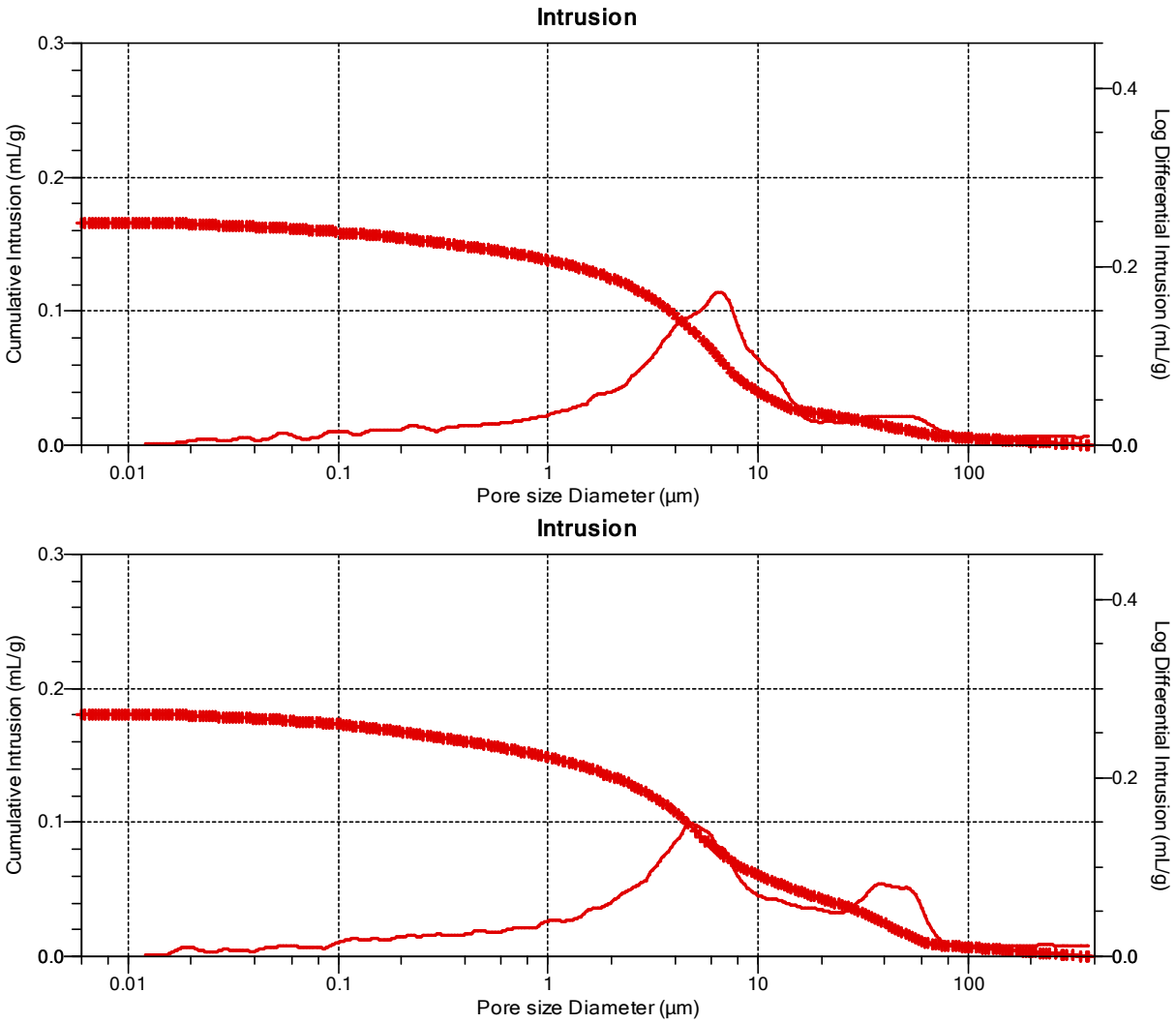


図 1.8-33　H29MZ-01 浸漬前の間隙径分布（上：1 回目，下：2 回目）

表 1.8-35　H29MZ-01 濃硝酸浸漬後のポロシメータ測定結果

H29MZ-01_25日間浸漬(濃硝酸)		H29MZ-01_P1-1		H29MZ-01_P1-2		H29MZ-01_P1	
Contents	Unit	Value	Pressure(psia)	Value	Pressure(psia)	Average	STDEV.S
Total intrusion volume	mL/g	0.2885	29,991.51	0.2547	29,991.98	0.2716	0.02390
Total pore area	m²/g	1.824	29,991.51	0.733	29,991.98	1.2785	0.77145
Median pore diameter (volume) at 0.001 mL/g	μm	28.33509	6.38	28.21082	6.41	28.272955	0.08787
Median pore diameter (area) at 0.000 m²/g	μm	0.0235	7,696.96	0.03667	4,932.47	0.030085	0.00931
Average pore diameter (4V/A)	μm	0.63261	-	1.39076	-	1.011685	0.53609
Bulk density at 0.50 psia	g/mL	1.4841	0.49	1.5667	0.5	1.5254	0.05841
Apparent (skeletal) density	g/mL	2.5951	29,991.51	2.6074	29,991.98	2.60125	0.00870
Porosity:	%	42.8108	-	39.914	-	41.3624	2.04835
Stem volume	%	69	-	70	-	69.5	0.70711

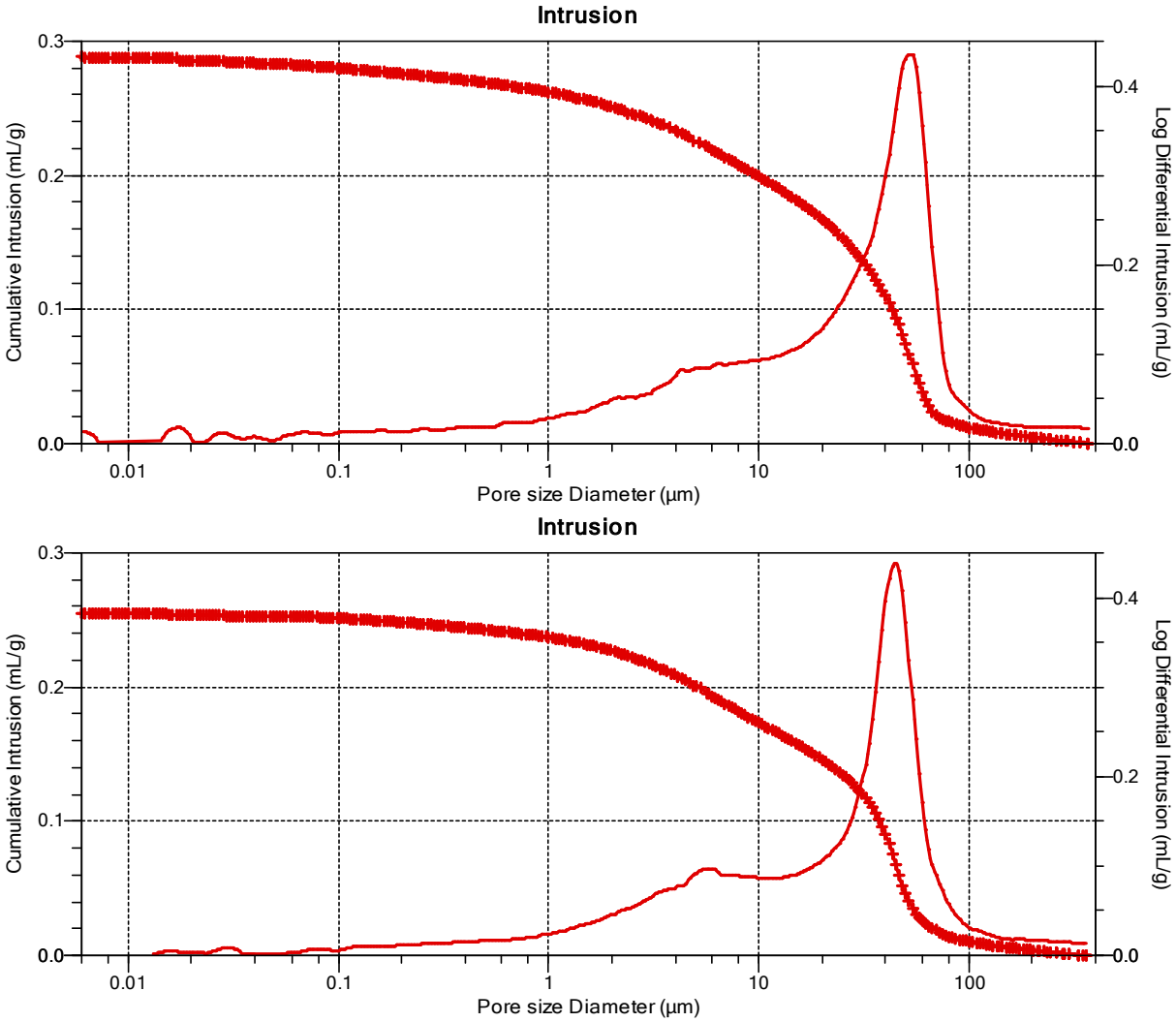


図 1.8-34　H29MZ-01 濃硝酸浸漬後の間隙径分布(上：1 回目，下：2 回目)

1.9 溶液の ICP-OES および ICP-MS 分析

酸溶液への浸漬により、試料から溶出した元素を定量的に評価するため、ICP-MS および ICP-OES による溶液分析を行った。酸溶液は浸漬開始から 15 日後に一度回収して新規溶液に交換しており、溶液の分析は 15 日後の溶液と 25 日後の溶液(=実質 10 日間浸漬)の 2 つを対象とした。分析には ICP-OES（Agilent 社、Agilent 5100）及び ICP-MS（Agilent 社、7500Ce）を用いた。分析にあたっては、JIS K0102 工場排水試験方法および JIS M8206 鉄鉱石―ICP 発光分光分析方法を参考に、試料の前処理を行い測定した。測定結果を表 1.9-1～表 1.9-7 に示す。

表 1.9-1 濃硝酸溶液の成分分析結果

(ICP-OES)	日数	Al mg/L	Ca mg/L	Fe mg/L	K mg/L	Mg mg/L	Mn mg/L	Na mg/L
BL-濃硝酸	15 日	＜1	＜1	＜1	＜1	＜1	＜0.25	＜0.25
01_R2MZ-01-1	15 日	2048	995	5101	288	1170	46	12
01_R2MZ-01-1	25 日	490	216	983	132	240	8.9	3.4
24_H29MZ-01-1	15 日	11932	17	7463	237	219	8	33
24_H29MZ-01-1	25 日	2201	1	1230	27	18	1.0	2.7

(ICP-OES)	日数	Ti mg/L	Ba mg/L	Co mg/L	Cr mg/L	Cu mg/L	Ga mg/L	Li mg/L
BL-濃硝酸	15 日	＜0.25	＜0.25	＜0.25	＜0.25	＜0.25	＜2.5	＜0.25
01_R2MZ-01-1	15 日	0.42	8.5	＜0.25	3.5	1.2	＜2.5	6.3
01_R2MZ-01-1	25 日	＜0.25	3.1	＜0.25	0.8	0.25	＜2.5	1.2
24_H29MZ-01-1	15 日	103	4.6	＜0.25	13.9	8.6	4.5	1.0
24_H29MZ-01-1	25 日	25	0.4	＜0.25	2.0	0.70	＜2.5	＜0.25

(ICP-OES)	日数	Ni mg/L	Pb mg/L	Rb mg/L	Sr mg/L	V mg/L	Zn mg/L
BL-濃硝酸	15 日	＜0.25	＜2.5	＜2.5	＜0.25	＜0.25	＜0.25
01_R2MZ-01-1	15 日	4.1	3.9	3.1	8.5	2.5	10.9
01_R2MZ-01-1	25 日	0.80	＜2.5	＜2.5	2.1	0.67	2.1
24_H29MZ-01-1	15 日	3.3	＜2.5	3.3	＜0.25	14	4.0
24_H29MZ-01-1	25 日	0.33	＜2.5	＜2.5	＜0.25	2.8	0.57

(ICP-MS)	日数	Ti mg/L	Si mg/L	Co mg/L	As mg/L	Se mg/L	Cs mg/L
BL-濃硝酸	15 日	0.03	<0.5	<10	<0.01	<0.01	<0.01
01_R2MZ-01-1	15 日	0.48	<0.5	2.3	2.0	<0.01	0.46
01_R2MZ-01-1	25 日	0.20	<0.5	0.43	0.34	<0.01	0.14
24_H29MZ-01-1	15 日	107	<0.5	0.62	0.52	0.01	0.29
24_H29MZ-01-1	25 日	28	<0.5	0.07	0.18	0.01	0.03

表 1.9-2　希硝酸溶液の成分分析結果（1/2）

		Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na
(ICP-OES)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-1/10 硝酸	15 日	＜0.1	＜0.1	＜0.1	＜0.1	＜0.1	＜0.1	＜0.1
02_R2MZ-01-2	15 日	1514	1484	3857	63	901	47	11
02_R2MZ-01-2	25 日	498	210	1191	49	290	8.4	11
05_R2MZ-05-2	15 日	2150	718	4208	484	1493	76	35
05_R2MZ-05-2	25 日	806	191	1297	183	481	22	45
07_R2MZ-06-2	15 日	1724	248	1780	262	626	17	52
07_R2MZ-06-2	25 日	891	127	843	131	295	7.7	43
10_R2MZ-07-2	15 日	1117	381	2848	35	721	34	29
10_R2MZ-07-2	25 日	458	128	937	27	240	11	42
15_R2MZ-13-2	15 日	2479	137	5926	28	1439	38	8.2
15_R2MZ-13-2	25 日	1237	3.6	2629	16	824	17	1.3
18_R2MZ-15-2	15 日	1784	2412	4691	62	1068	86	11
18_R2MZ-15-2	25 日	599	459	1521	51	352	13	10
20_R2MZ-17-2	15 日	1572	218	5243	60	551	17	13
20_R2MZ-17-2	25 日	251	7.0	1252	40	41	1.8	8.8
22_R2MZ-18-2	15 日	1601	277	4354	51	776	27	14
22_R2MZ-18-2	25 日	493	39	1341	36	218	8.0	15

		Ti	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Li
(ICP-OES)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-1/10 硝酸	15 日	＜0.025	＜0.025	＜0.025	＜0.025	＜0.025	＜0.25	＜0.025
02_R2MZ-01-2	15 日	0.69	5.6	0.21	2.5	0.94	0.84	5.7
02_R2MZ-01-2	25 日	0.35	2.3	0.06	0.9	0.27	0.31	1.7
05_R2MZ-05-2	15 日	142	6.9	0.20	5.0	1.02	1.1	7.6
05_R2MZ-05-2	25 日	50	2.3	＜0.025	1.8	0.21	0.39	2.4
07_R2MZ-06-2	15 日	61	1.1	0.11	2.6	1.98	0.75	5.7
07_R2MZ-06-2	25 日	30	0.6	0.04	1.3	0.71	0.37	2.4
10_R2MZ-07-2	15 日	1.38	1.2	0.03	1.0	0.66	0.67	3.9
10_R2MZ-07-2	25 日	0.58	1.4	＜0.025	0.3	0.19	＜0.25	1.3
15_R2MZ-13-2	15 日	4.49	2.3	0.08	3.3	1.98	1.3	7.8
15_R2MZ-13-2	25 日	3.21	0.2	0.05	1.8	0.33	0.65	3.8
18_R2MZ-15-2	15 日	0.78	7.6	0.13	3.2	1.28	1.0	7.7
18_R2MZ-15-2	25 日	0.44	2.1	＜0.025	1.1	0.38	0.37	2.3
20_R2MZ-17-2	15 日	0.28	4.9	0.05	2.3	2.10	0.89	5.9
20_R2MZ-17-2	25 日	0.16	0.7	＜0.025	0.3	0.36	＜0.25	0.44
22_R2MZ-18-2	15 日	0.49	9.0	＜0.025	2.3	0.95	0.83	5.3
22_R2MZ-18-2	25 日	0.26	1.2	＜0.025	0.7	0.24	0.29	1.4

表 1.9-3　希硝酸溶液の成分分析結果 (2/2)

		Ni	Pb	Rb	Sr	V	Zn
(ICP-OES)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-1/10 硝酸	15 日	＜0.025	＜0.25	＜0.25	＜0.025	＜0.025	＜0.025
02_R2MZ-01-2	15 日	2.9	3.3	0.5	13	1.6	8.3
02_R2MZ-01-2	25 日	0.9	0.8	0.4	2.0	0.7	2.4
05_R2MZ-05-2	15 日	3.8	0.5	6.5	2.0	5.5	13
05_R2MZ-05-2	25 日	1.1	＜0.25	2.7	0.7	2.0	3.1
07_R2MZ-06-2	15 日	2.0	0.4	4.4	2.7	3.3	6.0
07_R2MZ-06-2	25 日	0.8	＜0.25	2.3	1.2	1.7	2.2
10_R2MZ-07-2	15 日	0.8	1.0	＜0.25	1.6	2.5	6.8
10_R2MZ-07-2	25 日	0.2	0.3	＜0.25	1.4	0.9	1.8
15_R2MZ-13-2	15 日	1.2	3.0	0.3	1.0	2.9	7.9
15_R2MZ-13-2	25 日	0.5	1.0	＜0.25	0.1	1.9	5.0
18_R2MZ-15-2	15 日	3.7	3.2	0.7	15	2.2	9.3
18_R2MZ-15-2	25 日	1.1	0.8	0.6	2.9	1.0	2.7
20_R2MZ-17-2	15 日	3.7	5.7	1.3	1.5	1.3	11
20_R2MZ-17-2	25 日	0.4	0.9	0.6	0.2	0.7	2.8
22_R2MZ-18-2	15 日	2.7	3.8	0.6	1.8	1.3	8.8
22_R2MZ-18-2	25 日	0.9	0.9	0.4	0.4	0.7	2.5

		Ti	Si	Co	As	Se	Cs
(ICP-OES)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-1/10 硝酸	15 日	0.0747496	3.4267676	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
02_R2MZ-01-2	15 日	0.77	84	1.9	1.1	<0.002	0.10
02_R2MZ-01-2	25 日	0.35	68	0.48	0.43	<0.001	0.07
05_R2MZ-05-2	15 日	140	102	1.9	0.81	<0.002	0.57
05_R2MZ-05-2	25 日	52	67	0.51	0.17	<0.001	0.22
07_R2MZ-06-2	15 日	62	80	0.84	0.67	0.0044	0.46
07_R2MZ-06-2	25 日	31	70	0.38	0.29	0.0023	0.21
10_R2MZ-07-2	15 日	1.4	74	1.1	0.57	0.0025	0.19
10_R2MZ-07-2	25 日	0.58	74	0.31	0.18	0.0012	0.09
15_R2MZ-13-2	15 日	5.0	232	0.51	3.0	0.0165	0.03
15_R2MZ-13-2	25 日	3.5	102	0.31	0.48	0.0071	0.02
18_R2MZ-15-2	15 日	0.87	90	2.0	0.81	0.0024	0.10
18_R2MZ-15-2	25 日	0.46	72	0.51	0.45	<0.001	0.08
20_R2MZ-17-2	15 日	0.26	88	1.6	0.27	0.0035	0.46
20_R2MZ-17-2	25 日	0.16	76	0.18	0.52	0.0039	0.23
22_R2MZ-18-2	15 日	0.50	84	1.3	0.42	0.0032	0.13
22_R2MZ-18-2	25 日	0.26	73	0.39	0.26	0.0013	0.08

表 1.9-4　シュウ酸溶液の成分分析結果（1/2）

		Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na
(ICP-OES)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-シュウ酸	15日	0.02	0.02	0.01	0.03	＜0.01	＜0.0025	0.02
03_R2MZ-01-3	15日	0.13	17	0.02	2.4	3.5	0.05	2.6
03_R2MZ-01-3	25日	0.16	7.0	0.02	1.0	1.2	0.01	0.53
06_R2MZ-05-3	15日	0.12	4.2	0.01	1.8	1.0	0.01	2.2
06_R2MZ-05-3	25日	0.05	1.7	0.01	0.83	0.41	0.00	0.62
08_R2MZ-06-3	15日	0.14	1.0	0.02	0.92	0.40	0.01	1.1
08_R2MZ-06-3	25日	0.37	0.6	0.04	0.51	0.24	0.01	0.41
11_R2MZ-07-3	15日	0.41	6.3	0.03	1.5	0.94	0.02	1.6
11_R2MZ-07-3	25日	0.13	3.9	0.01	0.71	0.53	0.02	0.44
13_R2MZ-09-3	15日	0.21	10	0.01	3.0	1.7	0.00	2.0
13_R2MZ-09-3	25日	0.15	8.3	0.01	1.5	1.3	＜0.0025	0.49
16_R2MZ-13-3	15日	0.035	2.2	0.01	1.4	0.67	0.01	2.3
16_R2MZ-13-3	25日	0.083	1.1	0.01	0.56	0.32	0.00	0.45
19_R2MZ-15-3	15日	0.10	10	0.02	1.6	2.0	0.00	1.9
19_R2MZ-15-3	25日	0.10	7.0	0.01	0.88	1.2	＜0.0025	0.44
21_R2MZ-17-3	15日	0.031	2.7	0.01	1.3	0.91	0.01	2.9
21_R2MZ-17-3	25日	0.035	0.9	0.01	0.51	0.30	0.00	0.73
23_R2MZ-18-3	15日	0.050	1.8	0.01	1.4	0.54	0.00	2.3
23_R2MZ-18-3	25日	0.073	0.7	0.01	0.66	0.22	＜0.0025	0.63

		Ti	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Li
(ICP-OES)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-シュウ酸	15日	0.004	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	＜0.0025
03_R2MZ-01-3	15日	0.016	0.0274	＜0.0025	＜0.0025	0.005	＜0.025	＜0.0025
03_R2MZ-01-3	25日	0.019	0.0212	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	＜0.0025
06_R2MZ-05-3	15日	0.011	0.0140	＜0.0025	＜0.0025	0.003	＜0.025	＜0.0025
06_R2MZ-05-3	25日	0.010	0.0128	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	＜0.0025
08_R2MZ-06-3	15日	0.008	0.0123	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.004
08_R2MZ-06-3	25日	0.006	0.0117	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.003
11_R2MZ-07-3	15日	0.015	0.0151	＜0.0025	＜0.0025	0.003	＜0.025	0.004
11_R2MZ-07-3	25日	0.013	0.0147	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	＜0.0025
13_R2MZ-09-3	15日	0.004	0.0175	＜0.0025	＜0.0025	0.006	＜0.025	0.015
13_R2MZ-09-3	25日	0.022	0.0264	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.005
16_R2MZ-13-3	15日	0.006	0.0117	＜0.0025	＜0.0025	0.011	＜0.025	＜0.0025
16_R2MZ-13-3	25日	0.008	0.0152	＜0.0025	＜0.0025	0.008	＜0.025	＜0.0025
19_R2MZ-15-3	15日	0.012	0.0173	＜0.0025	＜0.0025	0.005	＜0.025	＜0.0025
19_R2MZ-15-3	25日	0.004	0.0058	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	＜0.0025
21_R2MZ-17-3	15日	0.007	0.0146	＜0.0025	＜0.0025	0.007	＜0.025	＜0.0025
21_R2MZ-17-3	25日	0.007	0.0153	＜0.0025	＜0.0025	0.006	＜0.025	＜0.0025
23_R2MZ-18-3	15日	0.006	0.0182	＜0.0025	＜0.0025	0.010	＜0.025	＜0.0025
23_R2MZ-18-3	25日	0.003	0.0074	＜0.0025	＜0.0025	0.007	＜0.025	＜0.0025

表 1.9-5　シュウ酸溶液の成分分析結果（2/2）

		Ni	Pb	Rb	Sr	V	Zn
(ICP-OES)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-シュウ酸	15日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025
03_R2MZ-01-3	15日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.1029	＜0.0025	＜0.0025
03_R2MZ-01-3	25日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.0433	＜0.0025	＜0.0025
06_R2MZ-05-3	15日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.0326	＜0.0025	＜0.0025
06_R2MZ-05-3	25日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.0132	＜0.0025	＜0.0025
08_R2MZ-06-3	15日	0.0033	＜0.025	＜0.025	0.0071	＜0.0025	＜0.0025
08_R2MZ-06-3	25日	0.0027	＜0.025	＜0.025	0.0042	＜0.0025	＜0.0025
11_R2MZ-07-3	15日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.0309	＜0.0025	＜0.0025
11_R2MZ-07-3	25日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.0171	＜0.0025	＜0.0025
13_R2MZ-09-3	15日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.0512	＜0.0025	＜0.0025
13_R2MZ-09-3	25日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.0387	＜0.0025	＜0.0025
16_R2MZ-13-3	15日	0.0072	＜0.025	＜0.025	0.0148	＜0.0025	＜0.0025
16_R2MZ-13-3	25日	0.0047	＜0.025	＜0.025	0.0074	＜0.0025	＜0.0025
19_R2MZ-15-3	15日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.0444	＜0.0025	＜0.0025
19_R2MZ-15-3	25日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.0315	＜0.0025	＜0.0025
21_R2MZ-17-3	15日	0.0078	＜0.025	＜0.025	0.0163	＜0.0025	＜0.0025
21_R2MZ-17-3	25日	0.0042	＜0.025	＜0.025	0.0056	＜0.0025	＜0.0025
23_R2MZ-18-3	15日	0.0032	＜0.025	＜0.025	0.0136	＜0.0025	＜0.0025
23_R2MZ-18-3	25日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.0057	＜0.0025	＜0.0025

		Ti	Si	Co	As	Se	Cs
(ICP-MS)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-シュウ酸	15日	0.004	0.04	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001
03_R2MZ-01-3	15日	0.014	5.9	0.0016	0.0037	<0.0001	0.0002
03_R2MZ-01-3	25日	0.016	2.6	0.0002	0.0022	<0.0001	<0.0001
06_R2MZ-05-3	15日	0.010	4.1	<0.0001	0.0026	<0.0001	0.0007
06_R2MZ-05-3	25日	0.009	1.5	<0.0001	0.0018	<0.0001	0.0002
08_R2MZ-06-3	15日	0.009	2.3	0.0001	0.0079	<0.0001	0.0003
08_R2MZ-06-3	25日	0.006	1.3	0.0002	0.0027	<0.0001	0.0001
11_R2MZ-07-3	15日	0.016	3.1	0.0002	0.0027	<0.0001	0.0011
11_R2MZ-07-3	25日	0.012	1.1	<0.0001	0.0012	<0.0001	0.0004
13_R2MZ-09-3	15日	0.004	1.6	0.0003	0.0006	0.0002	0.0003
13_R2MZ-09-3	25日	0.021	2.8	<0.0001	0.0002	<0.0001	0.0001
16_R2MZ-13-3	15日	0.006	5.3	<0.0001	0.0097	0.0003	<0.0001
16_R2MZ-13-3	25日	0.007	1.8	<0.0001	0.0056	0.0001	<0.0001
19_R2MZ-15-3	15日	0.011	4.3	0.0002	0.0018	<0.0001	<0.0001
19_R2MZ-15-3	25日	0.003	1.8	<0.0001	0.0011	<0.0001	<0.0001
21_R2MZ-17-3	15日	0.006	7.7	0.0003	0.0005	0.0002	<0.0001
21_R2MZ-17-3	25日	0.006	4.0	0.0001	0.0003	<0.0001	<0.0001
23_R2MZ-18-3	15日	0.006	5.0	0.0002	0.0003	<0.0001	0.0001
23_R2MZ-18-3	25日	0.003	2.2	0.0001	0.0002	<0.0001	<0.0001

表 1.9-6　炭酸溶液の成分分析結果（1/2）

		Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na
(ICP-OES)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-炭酸	15 日	＜0.0025	5.6	＜0.0025	1.12	1.78	＜0.0025	7.8
BL-炭酸	25 日	＜0.0025	5.4	＜0.0025	1.11	1.74	＜0.0025	7.2
04_R2MZ-01-4	15 日	0.032	31	0.02	1.68	2.89	0.34	8.7
04_R2MZ-01-4	25 日	0.050	16	0.06	1.19	1.87	0.19	7.8
09_R2MZ-06-4	15 日	0.197	5.4	0.42	1.38	1.78	0.01	8.5
09_R2MZ-06-4	25 日	0.194	5.5	0.24	1.14	1.79	0.00	7.7
12_R2MZ-07-4	15 日	0.115	8.7	0.80	1.39	1.91	0.08	8.4
12_R2MZ-07-4	25 日	0.137	7.6	0.74	1.17	1.89	0.04	7.8
14_R2MZ-09-4	15 日	0.021	297	0.15	2.11	4.40	3.08	9.4
14_R2MZ-09-4	25 日	0.023	245	0.58	1.44	4.13	2.63	8.6
17_R2MZ-13-4	15 日	0.084	6.4	0.05	1.34	1.99	0.03	8.4
17_R2MZ-13-4	25 日	0.105	5.6	0.03	1.10	1.76	0.01	7.7

		Ti	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Li
(ICP-OES)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-炭酸	15 日	＜0.0025	0.0315	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	＜0.0025
BL-炭酸	25 日	＜0.0025	0.0315	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	＜0.0025
04_R2MZ-01-4	15 日	＜0.0025	0.0419	0.003	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.0031
04_R2MZ-01-4	25 日	＜0.0025	0.0302	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.0028
09_R2MZ-06-4	15 日	＜0.0025	0.0168	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.0049
09_R2MZ-06-4	25 日	＜0.0025	0.0237	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.0037
12_R2MZ-07-4	15 日	＜0.0025	0.0200	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.0035
12_R2MZ-07-4	25 日	＜0.0025	0.0243	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.0029
14_R2MZ-09-4	15 日	＜0.0025	0.2214	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.0063
14_R2MZ-09-4	25 日	＜0.0025	0.1571	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.0040
17_R2MZ-13-4	15 日	＜0.0025	0.0316	＜0.0025	＜0.0025	0.0052	＜0.025	0.0030
17_R2MZ-13-4	25 日	＜0.0025	0.0346	＜0.0025	＜0.0025	＜0.0025	＜0.025	0.0026

表 1.9-7　炭酸溶液の成分分析結果（2/2）

		Ni	Pb	Rb	Sr	V	Zn
(ICP-OES)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-炭酸	15 日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.046	＜0.0025	＜0.0025
BL-炭酸	25 日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.046	＜0.0025	＜0.0025
04_R2MZ-01-4	15 日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.271	＜0.0025	0.0054
04_R2MZ-01-4	25 日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.149	＜0.0025	0.0039
09_R2MZ-06-4	15 日	0.0040	＜0.025	＜0.025	0.050	＜0.0025	0.0067
09_R2MZ-06-4	25 日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.049	＜0.0025	＜0.0025
12_R2MZ-07-4	15 日	0.0070	＜0.025	＜0.025	0.055	＜0.0025	0.0178
12_R2MZ-07-4	25 日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.049	＜0.0025	0.0094
14_R2MZ-09-4	15 日	0.0038	＜0.025	＜0.025	0.626	＜0.0025	0.0089
14_R2MZ-09-4	25 日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.493	＜0.0025	0.0035
17_R2MZ-13-4	15 日	0.0087	＜0.025	＜0.025	0.059	＜0.0025	0.0063
17_R2MZ-13-4	25 日	＜0.0025	＜0.025	＜0.025	0.050	＜0.0025	＜0.0025

		Ti	Si	Co	As	Se	Cs
(ICP-MS)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
BL-炭酸	15 日	0.0010	22	<0.0001	0.0004	<0.0001	<0.0001
BL-炭酸	25 日	0.0011	22	<0.0001	0.0004	<0.0001	<0.0001
04_R2MZ-01-4	15 日	0.0011	23	0.0030	0.0011	<0.0001	0.0002
04_R2MZ-01-4	25 日	0.0011	23	0.0023	0.0008	<0.0001	<0.0001
09_R2MZ-06-4	15 日	0.0017	23	0.0004	0.0025	<0.0001	0.0005
09_R2MZ-06-4	25 日	0.0014	23	0.0002	0.0010	<0.0001	0.0003
12_R2MZ-07-4	15 日	0.0013	23	0.0013	0.0008	<0.0001	0.0011
12_R2MZ-07-4	25 日	0.0011	23	0.0007	0.0007	<0.0001	0.0006
14_R2MZ-09-4	15 日	0.0017	22	0.0027	0.0003	<0.0001	0.0003
14_R2MZ-09-4	25 日	0.0015	22	0.0012	0.0002	<0.0001	0.0002
17_R2MZ-13-4	15 日	0.0010	23	<0.0001	0.0016	<0.0001	<0.0001
17_R2MZ-13-4	25 日	0.0014	22	<0.0001	0.0010	<0.0001	<0.0001