地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）
京都（11）第76号 NI-53-9-14



高見山地域の地質

Geology of the Takamiyama District

竹内　誠　TAKEUCHI Makoto
常盤　哲也　TOKIWA Tetsuya
森　宏　MORI Hiroshi
志村　侑亮　SHIMURA Yusuke

令和7年
産総研　地質調査総合センター

地域地質研究報告
5 万分の 1 地質図幅
京都（11）第 76 号
NI-53-9-14

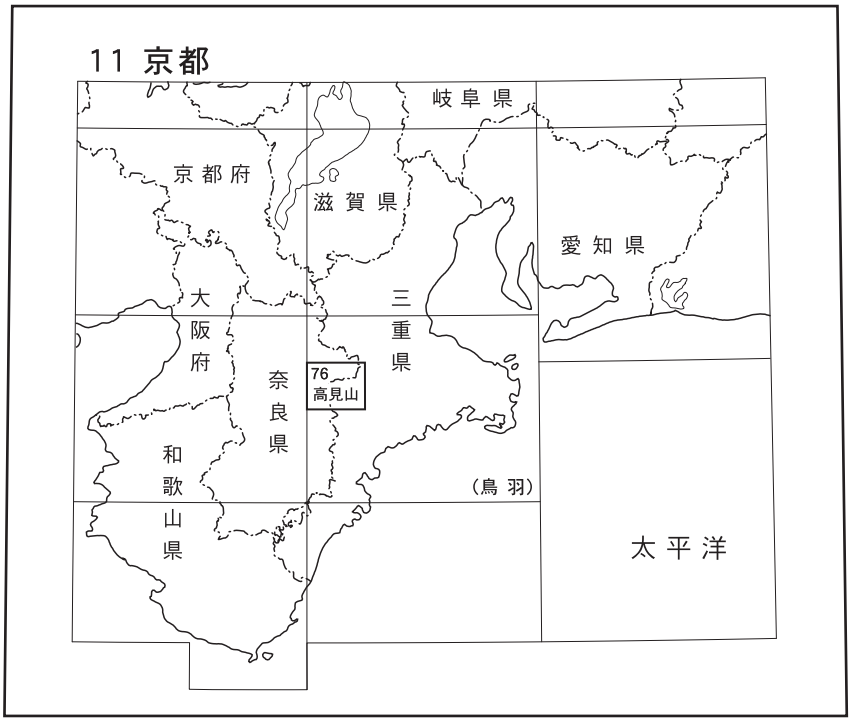
高見山地域の地質

竹内　誠・常盤哲也・森　宏・志村侑亮

令和 7 年

国立研究開発法人　産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位　置　図



(　) は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

11-64 桜井 Sakurai NI-53-15-1 (2001)	11-65 名張 Nabari NI-53-9-13 (1998)	11-66 二本木 Nihongi NI-53-9-9 (未刊行，unpublished)
11-75 吉野山 Yoshino Yama NI-53-15-2 (1958)	11-76 高見山 Takami Yama NI-53-9-14 (2025)	11-77 丹生 Nyu NI-53-9-10 (未刊行，unpublished)
11-83 山上ヶ岳 Sanjogatake NI-53-15-3 (1989)	11-84 大台ヶ原山 Odaigahara Zan NI-53-9-15 (未刊行，unpublished)	11-85 長島 Nagashima NI-53-9-11 (未刊行，unpublished)

野後 Nojiri 1:75,000 (1932)

尾鷲 Owase 1:75,000 (1932)

高見山地域の地質

竹内　誠[1]・常盤哲也[2]・森　宏[2]・志村侑亮[3]

地質調査総合センター（元地質調査所）は 1882 年に創設されて以来，国土の地球科学的実態を解明するため調査研究を行い，その成果の一部としてさまざまな縮尺の地質図を作成，出版してきた．その中で 5 万分の 1 地質図幅は，自らの調査に基づく最も詳細な地質図シリーズの一つで，基本的な地質情報が網羅されている．高見山図幅地域の地質図幅の作成は，この 5 万分の 1 地質図幅作成計画の一環として行なわれたもので，環境保全，地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている．

高見山図幅地域の地質図幅の作成は，平成 30〜令和 3 年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいている．調査執筆にあたっては，竹内が領家変成コンプレックス，領家深成岩類，和泉層群，中新統堆積岩類・火成岩類，第四系及び応用地質を，常盤が秩父付加コンプレックス，三波川–四万十変成付加コンプレックス及び中新世火砕岩脈を，森と志村が三波川–四万十変成付加コンプレックスをそれぞれ担当した．地質概説及び地質構造については，竹内，常盤，森及び志村が共同で担当し，それぞれが研究報告を執筆した．本報告全体の調整ととりまとめは竹内が行った．

本調査及び研究を行うに際し，以下の方々に多大なるご協力をいただいた．三重大学紀伊・黒潮生命地域フィールドサイエンスセンター附帯施設演習林の沼本晋也准教授には演習林内の調査において協力いただき，現地調査に同行していただいた．名古屋大学の岡村知浩（現在，日本物理探鑛株式会社），李　雨嘯氏（現在，GIA 東京合同会社），賈　邃氏，河合航汰氏（現在，太平洋セメント株式会社），谷口紗英氏（現在，石油資源開発株式会社），藪田桜子氏（現在，国立研究開発法人産業技術総合研究所），李　琪氏，図子田和典氏（現在，東京大学大学院），橘　颯人氏（現在，太平洋セメント株式会社），信州大学の青柳朋希氏（現在，株式会社建設技術研究所），北川　奏氏（現在，長野県警察），碓井虎次郎氏（現在，日本工営株式会社）には現地調査とジルコン U–Pb 年代測定に際し，協力していただいた．東京大学の山岡　健氏（現在，国立研究開発法人産業技術総合研究所）及び島根大学の吉田　宏氏には野外調査への協力とともにルートマップを提供いただいた．信州大学の野部勇貴氏（現在，電源開発株式会社），木村陽介氏（現在，JR 東海コンサルタンツ株式会社）及び山岸弘治氏には現地調査とともに岩石薄片の作製に協力いただいた．名古屋大学の高木奈津子氏及び信州大学の友岡洋介氏（現在，株式会社フルヤ金属），水村裕紀氏（現在，協和設計株式会社）には岩石薄片の作製に協力いただいた．五島鉱業株式会社の三石真祐瞳氏と信州大学の井上真生子氏（現在，国際航業株式会社）には野外調査で取得したデータの整理と図の作成に際し，ご協力いただいた．名古屋大学の山本鋼志名誉教授，淺原良浩准教授には，ジルコンの U–Pb 年代測定及び深成岩類の化学組成測定に際し，協力や助言をいただいた．また，名古屋大学の東田和弘准教授にはカソードルミネッセンス像観察と深成岩類の化学組成測定において協力をいただいた．以上の方々に深く御礼申し上げる．

所　属
[1] 地質調査総合センター 地質情報研究部門及び名古屋大学
[2] 信州大学
[3] 地質調査総合センター 地質情報研究部門

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Takamiyama, Japan, Chichibu Belt, Sanbagawa Belt（Sambagawa Belt）, Shimanto Belt, Ryoke Belt, Ryoke Metamorphic Complex, low-P/T metamorphism, Ryoke Plutonic Rocks, Chichibu Accretionary Complex, Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex, high-P/T metamorphism, Izumi Group, Yamagasu Group, Soni Group, Takamiyama Acidic Rock, Median Tectonic Line, mylonite, cataclasite, pyroclastic dike, terrace deposits, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary

令和 6 年 7 月 3 日受理　令和 7 年 2 月 28 日発行

目　次

第 1 章　地形……1
1. 1　位置・地形概要……1
1. 2　リニアメント……1
1. 3　山地……1
1. 4　段丘・平坦面……1
第 2 章　地質概説……5
2. 1　地質総括……5
2. 2　西南日本外帯，ジュラ紀秩父付加コンプレックス及び白亜紀三波川–四万十変成付加コンプレックス……6
2. 3　西南日本内帯，白亜紀領家変成コンプレックス，領家深成岩類及び和泉層群……11
2. 4　新生界……11
2. 5　地質構造……11
2. 5. 1　西南日本外帯の地質構造……11
2. 5. 2　西南日本内帯の地質構造……12
2. 5. 3　中央構造線……12
第 3 章　秩父付加コンプレックス……13
3. 1　研究史及び概要……13
3. 2　大普賢岳ユニット……13
3. 3　山葵谷ユニット……17
第 4 章　三波川–四万十変成付加コンプレックス……22
4. 1　研究史及び概要……22
4. 2　麦谷ユニット……27
4. 3　小栗栖ユニット……28
4. 4　蓮ユニット……30
4. 5　粥見ユニット……38
4. 6　波瀬ユニット……40
4. 7　色生ユニット……42
第 5 章　領家変成コンプレックス及び領家深成岩類……46
5. 1　研究史及び概要……46
5. 2　領家変成コンプレックス……47
5. 3　菅野トーナル岩……52
5. 4　巻向山花崗岩……52
5. 5　赤岩谷トーナル岩……54
5. 6　栂坂花崗岩……58
5. 7　神末トーナル岩……60
5. 8　御杖花崗閃緑岩……62
5. 9　黒雲母花崗岩……63
5. 10　三茶屋花崗岩……64

5. 11　草鹿野花崗岩……67
5. 12　曽爾川苦鉄質岩……68
5. 13　平倉トーナル岩……70
5. 14　三峰山トーナル岩……71
5. 15　珪長質岩岩脈……76
5. 16　苦鉄質～中間質岩岩脈……76
第 6 章　和泉層群……80
6. 1　研究史及び概要……80
6. 2　和泉層群……80
第 7 章　中新統……82
7. 1　研究史及び概要……82
7. 2　山粕層群……83
7. 2. 1　塩井層……83
7. 2. 2　伊賀見層……83
7. 2. 3　中太郎生層……85
7. 3　高見峠層……85
7. 4　曽爾層群……85
7. 4. 1　小長尾層……85
7. 4. 2　奥山層……87
7. 4. 3　室生火砕流堆積物……87
7. 5　高見山酸性岩……87
7. 6　岩脈……88
7. 6. 1　安山岩岩脈……88
7. 6. 2　武木岩脈群……89
7. 6. 3　中奥火砕岩岩脈群……89
7. 6. 4　流紋岩岩脈……90
第 8 章　第四系……92
8. 1　研究史及び概要……92
8. 2　河成段丘堆積物……92
8. 3　地すべり堆積物……92
8. 4　現河床堆積物……93
第 9 章　地質構造……94
9. 1　西南日本外帯の地質構造……94
9. 1. 1　概説……94
9. 1. 2　秩父付加コンプレックスと三波川–四万十変成付加コンプレックスの境界断層（大峯–大台スラスト）…94
9. 1. 3　秩父付加コンプレックス内のユニット境界断層……94
9. 1. 4　三波川–四万十変成付加コンプレックス内のユニット境界断層……94
9. 1. 5　三波川–四万十変成付加コンプレックス内のその他の断層……96
9. 1. 6　三波川–四万十変成付加コンプレックスの大局的な地質構造……96
9. 2　西南日本内帯の地質構造……96

9. 2. 1　概説……96
9. 2. 2　領家変成コンプレックスと領家深成岩類の地質構造……97
9. 2. 3　断層……97
9. 3　中央構造線……97
9. 3. 1　概説……97
9. 3. 2　中央構造線の姿勢……98
9. 3. 3　中央構造線周辺の変形構造……98
9. 3. 3. 1　概要……98
9. 3. 3. 2　延性剪断帯……98
9. 3. 3. 3　脆性剪断帯……101
第 10 章　応用地質……104
10. 1　鉱床……104
10. 1. 1　アンチモニー……104
10. 1. 2　石炭……104
10. 2　温泉及び鉱泉……104
10. 3　地質災害……105
10. 4　採石……105

文献……106
Abstract……113

図・表目次

第 1. 1 図　高見山図幅地域の地形陰影図……2
第 1. 2 図　中央構造線による地形……3
第 1. 3 図　櫛田川沿いの河成段丘面……4
第 2. 1 図　紀伊半島の地質概略図……6
第 2. 2 図　高見山図幅地域の地質概略図……7
第 2. 3 図　高見山図幅地域の地質総括図……8
第 2. 4 図　高見山図幅地域及び周辺地域からの砕屑性ジルコン U–Pb 年代の最も若い単一粒子年代と
クラスター年代……10
第 3. 1 図　大普賢岳ユニットと山葵谷ユニットのルートマップ（宮ノ谷から江馬小屋谷）……14
第 3. 2 図　大普賢岳ユニットの露頭写真及び薄片写真……15
第 3. 3 図　大普賢岳ユニットと山葵谷ユニットの年代……16
第 3. 4 図　大普賢岳ユニットの試料 Df-1 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代のコンコーディア図……17
第 3. 5 図　大普賢岳ユニットの試料 Df-2 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代のコンコーディア図……17
第 3. 6 図　大普賢岳ユニットの試料 Df-1 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代の相対確率分布及び
ヒストグラム図……18
第 3. 7 図　大普賢岳ユニットの試料 Df-2 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代の相対確率分布及び
ヒストグラム図……18

第 3. 8 図　山葵谷ユニットの露頭写真及び薄片写真……19
第 3. 9 図　山葵谷ユニットの試料 Ws-1 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代のコンコーディア図……20
第 3. 10 図　山葵谷ユニットの試料 Ws-1 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代の相対確率分布及び
ヒストグラム図……21
第 4. 1 図　高見山図幅地域の三波川–四万十変成付加コンプレックスにおける，地質区分の変遷概略……23
第 4. 2 図　各ユニットから報告された砕屑性ジルコン U–Pb 年代……24
第 4. 3 図　各ユニットにおける，苦鉄質岩に含まれる変成鉱物と
炭質物のラマン分光分析による変成ピーク温度範囲……26
第 4. 4 図　麦谷ユニットの露頭写真及び薄片写真……29
第 4. 5 図　麦谷ユニットの露頭写真……30
第 4. 6 図　麦谷ユニットのルートマップ（日裏川から麦谷川）……31
第 4. 7 図　麦谷ユニットの試料 Mg-1 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代のコンコーディア図……32
第 4. 8 図　麦谷ユニットの試料 Mg-2 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代のコンコーディア図……32
第 4. 9 図　麦谷ユニットの試料 Mg-1 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代の相対確率分布及び
ヒストグラム図……33
第 4. 10 図　麦谷ユニットの試料 Mg-2 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代の相対確率分布及び
ヒストグラム図……33
第 4. 11 図　小栗栖ユニットの露頭写真及び薄片写真……34
第 4. 12 図　蓮ユニットの模式地のルートマップ（唐谷川から迷岳）……35
第 4. 13 図　蓮ユニットの露頭写真……36
第 4. 14 図　蓮ユニットの薄片写真……37
第 4. 15 図　粥見ユニット及び波瀬ユニットの模式地（北東部）のルートマップ（櫛田川から月出川）……38
第 4. 16 図　粥見ユニットの露頭写真……39
第 4. 17 図　粥見ユニットの薄片写真……40
第 4. 18 図　粥見ユニットの露頭写真及び薄片写真……41
第 4. 19 図　波瀬ユニットの模式地（南西部）のルートマップ（櫛田川）……43
第 4. 20 図　波瀬ユニットの露頭写真……43
第 4. 21 図　波瀬ユニットの薄片写真……44
第 4. 22 図　色生ユニットの露頭写真及び薄片写真……45
第 5. 1 図　領家深成岩類のジルコン U–Pb 年代測定試料採取地点……48
第 5. 2 図　領家深成岩類のジルコン U–Pb 年代から求めた貫入年代……49
第 5. 3 図　領家深成岩類の貫入年代と貫入関係……50
第 5. 4 図　領家変成コンプレックスの産状と岩相……50
第 5. 5 図　領家変成コンプレックスの薄片写真……51
第 5. 6 図　高見山図幅地域花崗岩類のモード組成……53
第 5. 7 図　菅野トーナル岩の岩相と薄片写真……53
第 5. 8 図　高見山図幅地域深成岩類の化学組成測定を行った試料の採取地点……54
第 5. 9 図　SiO_2–（$Na_2O + K_2O$）ダイアグラムによる深成岩の分類図……54
第 5. 10 図　領家深成岩類中のジルコンの代表的カソードルミネッセンス（CL）像と ^{238}U–^{206}Pb 年代……56
第 5. 11 図　菅野トーナル岩（試料 Z1）のジルコン U–Pb 年代……57

第 5. 12 図　巻向山花崗岩の岩相と薄片写真……57
第 5. 13 図　赤岩谷トーナル岩の岩相と薄片写真……58
第 5. 14 図　赤岩谷トーナル岩（試料 Z2）のジルコン U–Pb 年代……59
第 5. 15 図　栂坂花崗岩の岩相と薄片写真……59
第 5. 16 図　栂坂花崗岩（試料 Z4～Z6）のジルコン U–Pb 年代……60
第 5. 17 図　神末トーナル岩の岩相と薄片写真……61
第 5. 18 図　神末トーナル岩（試料 Z3）のジルコン U–Pb 年代……61
第 5. 19 図　御杖花崗閃緑岩の産状と岩相……62
第 5. 20 図　御杖花崗閃緑岩の薄片写真……63
第 5. 21 図　御杖花崗閃緑岩（試料 Z7）のジルコン U–Pb 年代……63
第 5. 22 図　黒雲母花崗岩岩脈の産状……64
第 5. 23 図　黒雲母花崗岩岩脈と苦鉄質～中間質岩岩脈の産状……65
第 5. 24 図　黒雲母花崗岩の薄片写真……66
第 5. 25 図　黒雲母花崗岩（試料 Z8）のジルコン U–Pb 年代……66
第 5. 26 図　三茶屋花崗岩及び草鹿野花崗岩の産状と岩相……67
第 5. 27 図　三茶屋花崗岩及び草鹿野花崗岩の薄片写真……68
第 5. 28 図　三茶屋花崗岩（試料 Z9～Z10）のジルコン U–Pb 年代……69
第 5. 29 図　草鹿野花崗岩（試料 Z11～Z12）のジルコン U–Pb 年代……70
第 5. 30 図　曽爾川苦鉄質岩の集積岩の岩相……71
第 5. 31 図　曽爾川苦鉄質岩の薄片写真……72
第 5. 32 図　神末トーナル岩の岩相と薄片写真……73
第 5. 33 図　曽爾川苦鉄質岩のコートランダイトの岩相と薄片写真……73
第 5. 34 図　丹生図幅地域の畑井トーナル岩のジルコン U–Pb 年代……74
第 5. 35 図　平倉トーナル岩（試料 Z16）のジルコン U–Pb 年代……75
第 5. 36 図　三峰山トーナル岩（試料 Z17）のジルコン U–Pb 年代……75
第 5. 37 図　苦鉄質～中間質岩岩脈の産状と岩相……77
第 5. 38 図　苦鉄質～中間質岩岩脈の薄片写真……78
第 5. 39 図　苦鉄質～中間質岩（試料 Z13～Z15）のジルコン U–Pb 年代……79
第 6. 1 図　和泉層群の産状と岩相……81
第 7. 1 図　山粕層群の産状と岩相……84
第 7. 2 図　曽爾層群の産状と岩相……86
第 7. 3 図　高見山酸性岩の分布を示すルートマップ……88
第 7. 4 図　高見山酸性岩の産状と岩相……89
第 7. 5 図　武木岩脈群の露頭写真……90
第 7. 6 図　中奥火砕岩岩脈群の露頭写真……91
第 7. 7 図　流紋岩岩脈の産状と岩相……91
第 9. 1 図　三波川–四万十変成付加コンプレックスにおける断層露頭の写真……95
第 9. 2 図　領家深成岩類中の断層の産状と岩相……99
第 9. 3 図　高見山図幅地域の中央構造線近傍における脆性剪断帯……100
第 9. 4 図　中央構造線近傍における領家深成岩類起源マイロナイト（南縁剪断帯）の薄片写真……101

第 9. 5 図　内部剪断帯のマイロナイトの薄片写真……102
第 9. 6 図　中央構造線近傍における脆性剪断帯の露頭写真……103
第 10. 1 図　森鉱山の旧坑口……104

第 3. 1 表　秩父付加コンプレックスの砂岩から得られたジルコンU–Pb年代……16
第 4. 1 表　麦谷ユニットの砂岩から得られたジルコンU–Pb年代……32
第 5. 1 表　領家深成岩類から得られたジルコンU–Pb年代……49
第 5. 2 表　領家深成岩類の全岩化学組成……55

Fig. 1　Geological map of the Takamiyama District……116
Fig. 2　Geologic summary in the Takamiyama Distric……117
Fig. 3　Intrusive relationship between the Ryoke Plutonic Rocks……118

第1章　地　　形

（竹内　誠）

1.1　位置・地形概要

高見山図幅地域は，紀伊半島の中央部の奈良県と三重県の境界部に位置する．高見山図幅地域の行政区画は，三重県津市，松阪市，多気郡大台町，奈良県宇陀市，宇陀郡曽爾村，宇陀郡御杖村，吉野郡東吉野村及び吉野郡川上村である．

高見山図幅地域はすべて山地で，高見山から南へ台高山脈が存在し，高見山から北側地域には高見山地が存在する（第1.1図）．高見山図幅地域の中央部には，東西に中央構造線（Median Tectonic Line，MTL）が通る（第1.1図b，第1.2図a）．水系は中央構造線より南側半分では，松坂市飯高町（中央部から東部）では櫛田川水系で東の伊勢湾に流れる．東吉野村（西側）では紀ノ川水系で途中吉野川と合流し，紀ノ川となって紀伊水道に注ぐ．中央構造線の北側半分の奈良県部分は淀川水系で，北に流れて三重県で名張川，奈良県で木津川，大阪府で淀川となり，大阪湾に注ぐ．最高地点は南部の国見山から南南東へ約2 kmに位置する1,432mピークで，最低地点は東部の櫛田川付近で約190 mである．

1.2　リニアメント

高見山図幅地域では，中央構造線によるリニアメントが顕著である．このリニアメントは奈良県吉野郡東吉野村鷲家から東に延び，高見山の南側から少し北東に屈曲する（第1.1図）．高見山南東からは東へほぼ直線にのび，この区間は北側に領家深成岩類からなる標高1,000～1,200 mの山々が連なり，その南側中腹の三波川–四万十変成付加コンプレックスには，中央構造線による断層鞍部（ケルンコル）が発達している（第1.2図b，c）．また，鷲家から東北東へ延びる鷲家断層によるリニアメントもみられる．このリニアメントは東側では中央構造線と平行な東西性の姿勢になる．一方，高見山図幅地域南部の三波川–四万十変成付加コンプレックス分布域では，西北西–東南東方向の尾根と谷からなるリニアメントが発達する（第1.1図）．これは三波川–四万十変成付加コンプレックスの片理面の走向方向と一致する．

1.3　山　地

高見山図幅地域は全域が山地であるが，中央構造線を挟んで南側と北側では地形は異なる．南側には三波川–四万十変成付加コンプレックスと秩父付加コンプレックスが分布しており，北側より急峻な地形をなしている．特に最も南側には秩父付加コンプレックスのチャートが多く分布し，極めて急峻な地形を形成している．秩父付加コンプレックスはほぼ水平の地質構造を呈するため，尾根や谷の強い定向性は認められない．一方，秩父付加コンプレックスの北側に分布する三波川–四万十変成付加コンプレックスは強い片理と褶曲構造が発達するため，大きな谷や尾根はその走向と褶曲軸の方向と平行の場合が多い．

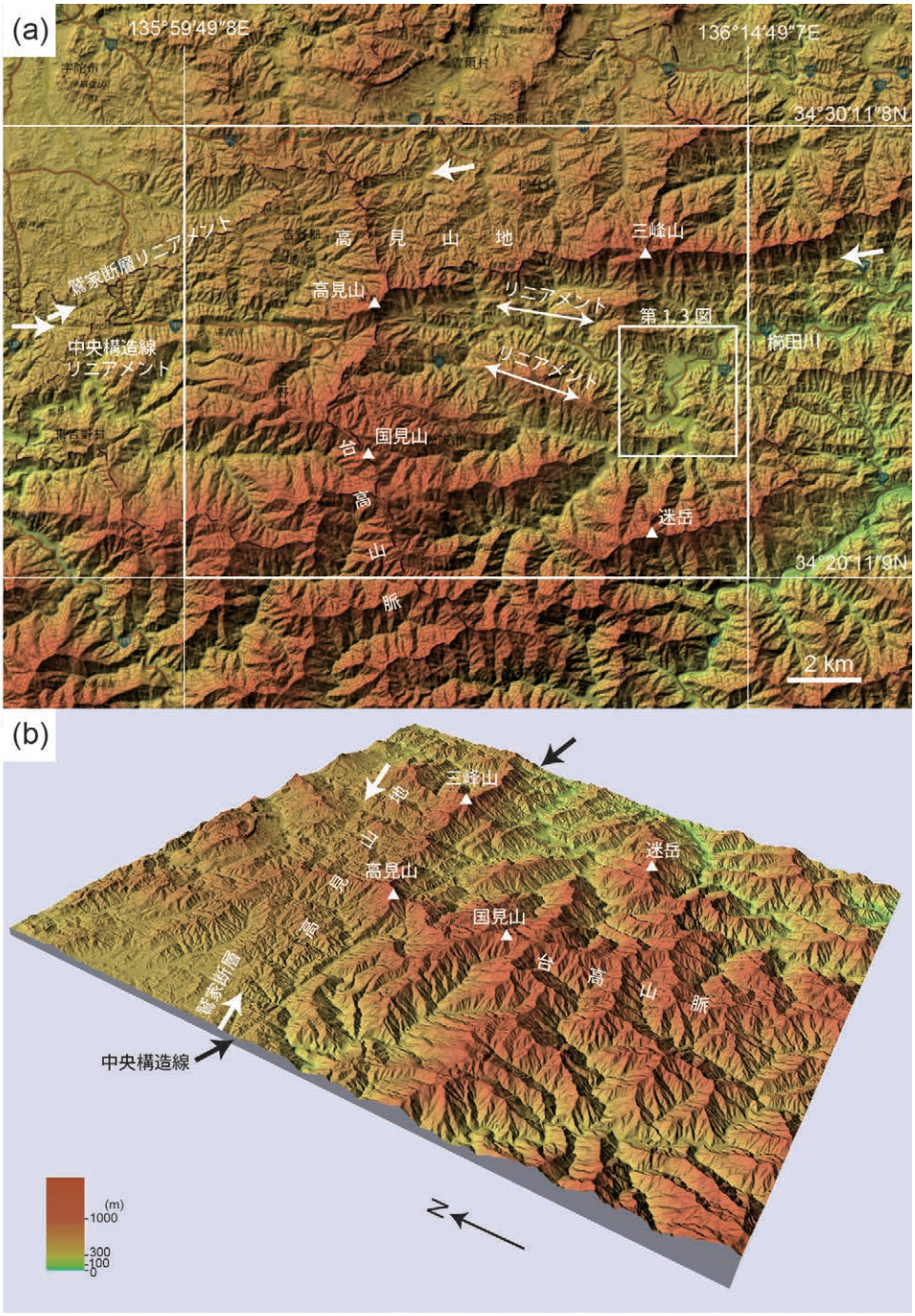
一方，中央構造線の北側は領家深成岩類が分布しており，中央構造線付近では高い山脈を形成しているが，その高度は北へ低下する．中央構造線沿いの稜線より北側では，中央構造線南側より小規模な谷と尾根になっており，斜面の傾斜は中央構造線南側より緩い．小規模な谷や沢の方向は深成岩中に発達する断層や節理と平行である場合が多い．

1.4　段丘・平坦面

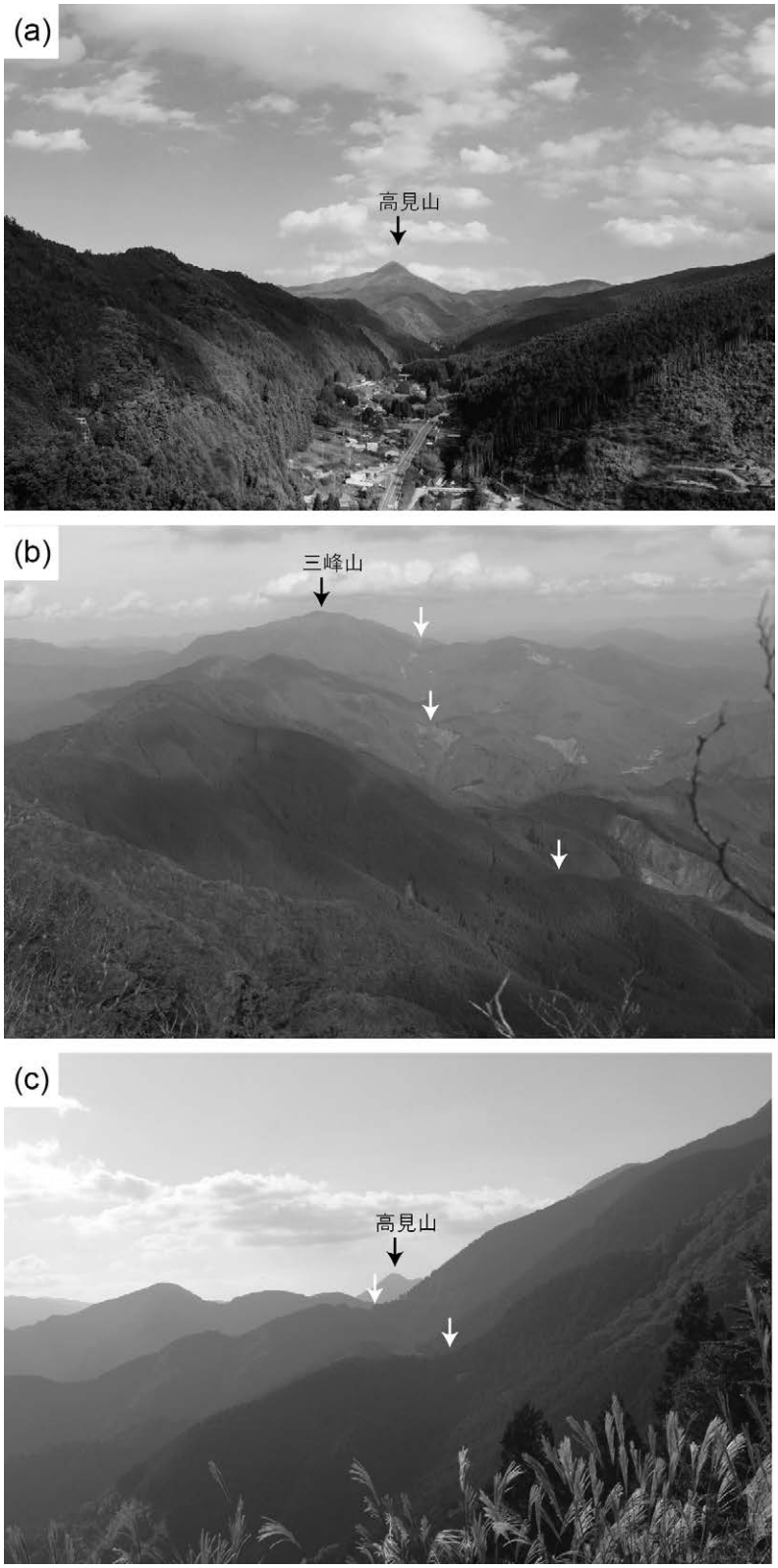
高見山図幅地域南部の櫛田川沿いには河成段丘が顕著にみられる（第1.3図）．また，北部の神末川と菅野川沿いにも河成段丘が分布する．松崎（2005）は櫛田川の上流～中流にはL，M1，M2及びH面の4面の段丘面があり，最下位のL面が最も広く分布するとしたが，詳細な記載は不明である．本報告ではL面を低位段丘面，M1とM2面を中位段丘面とする．H面の詳細は記載されておらず，本調査においても明瞭に認識できなかったので，地質図では示さない．

櫛田川沿いの低位段丘は現河床から約10 mの比高で，低位段丘面が最も広く発達しており，集落が形成されている．中位段丘面は連続性が悪く，分布も小規模となっている．中位段丘面は松坂市飯高町七日市，飯高町森及び飯高町乙栗子付近に分布する．北部の神末川と菅野川では現河床による谷埋め平野の縁に沿って，低位段丘がわずかに分布する．現河床との比高は2～4 mである．

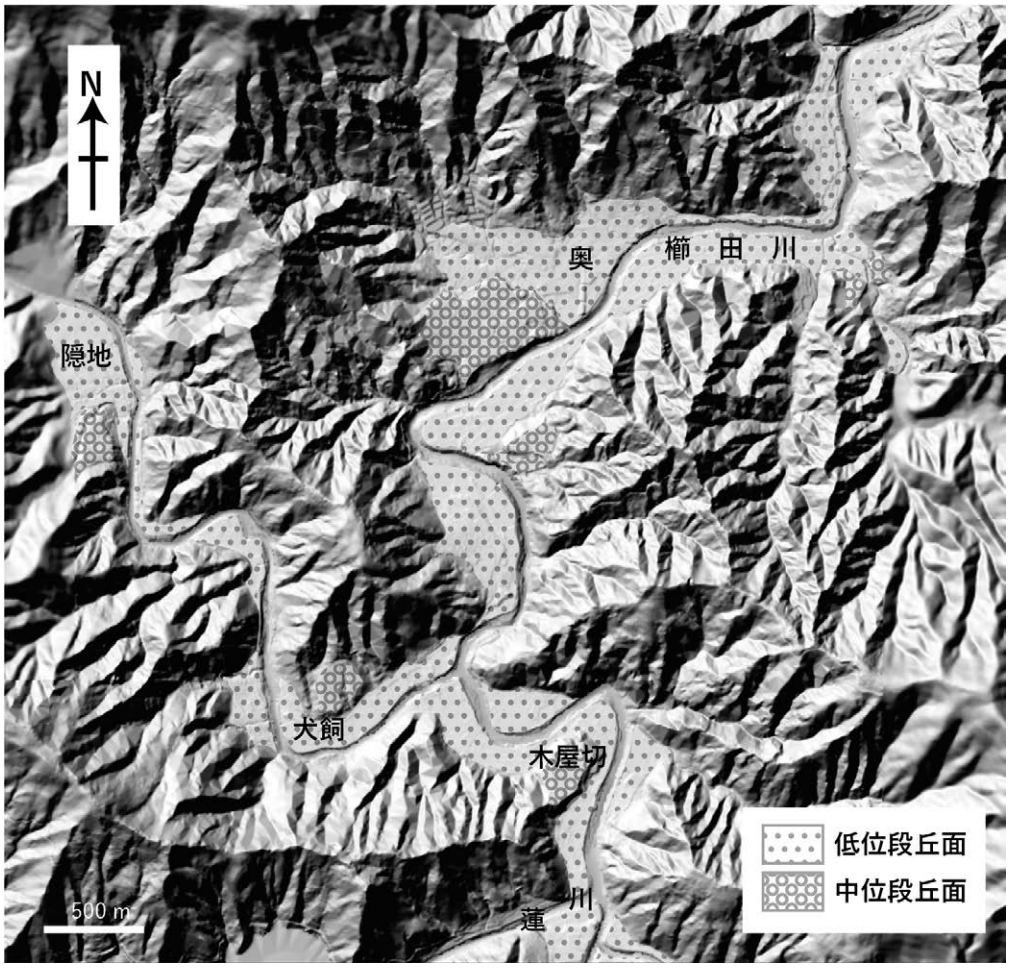
高見山図幅地域の山地の尾根部分には比較的平坦な浸食面が残っている．南部の国見山南方の明神平及びその周辺地域，南東部の迷岳周辺，北東部の三峰山周辺などである．志井田ほか（1989）は，紀伊半島中央部の稲村ヶ岳山頂付近で秩父付加コンプレックスのチャートを不整



第 1. 1 図　高見山図幅地域の地形陰影図
国土地理院 WEB サイト（https://www.gsi.go.jp）の地理院タイル（色別標高図）を用いて作成. (a) 高見山図幅地域を真上から見た図. (b) 高見山図幅地域を南西上空から俯瞰した図.



第 1. 2 図　中央構造線による地形
(a) 高見山図幅地域の中央構造線西方の新木津トンネル上空より東方を臨む．手前の直線的谷に中央構造線が通る．奥の三角の山は高見山．(b) 高見山山頂付近より東方を臨む．白矢印は中央構造線によるケルンコル．(c) 三峰山南方林道より，西方の高見山方面を臨む．白矢印は中央構造線によるケルンコル．



第 1. 3 図　櫛田川沿いの河成段丘面
陰影図は国土地理院WEBサイト（https://www.gsi.go.jp）の地理院タイル（陰影起伏図）を用いて作成.

合に覆う稲村ヶ岳礫岩層を報告し，また，周辺の山稜地帯にみられる平坦面ないし緩傾斜面を，稲村ヶ岳礫岩層堆積時の浸食平坦面ではないかとしている.

第2章　地 質 概 説

（竹内　誠・常盤哲也・森　宏・志村侑亮）

2.1　地 質 総 括

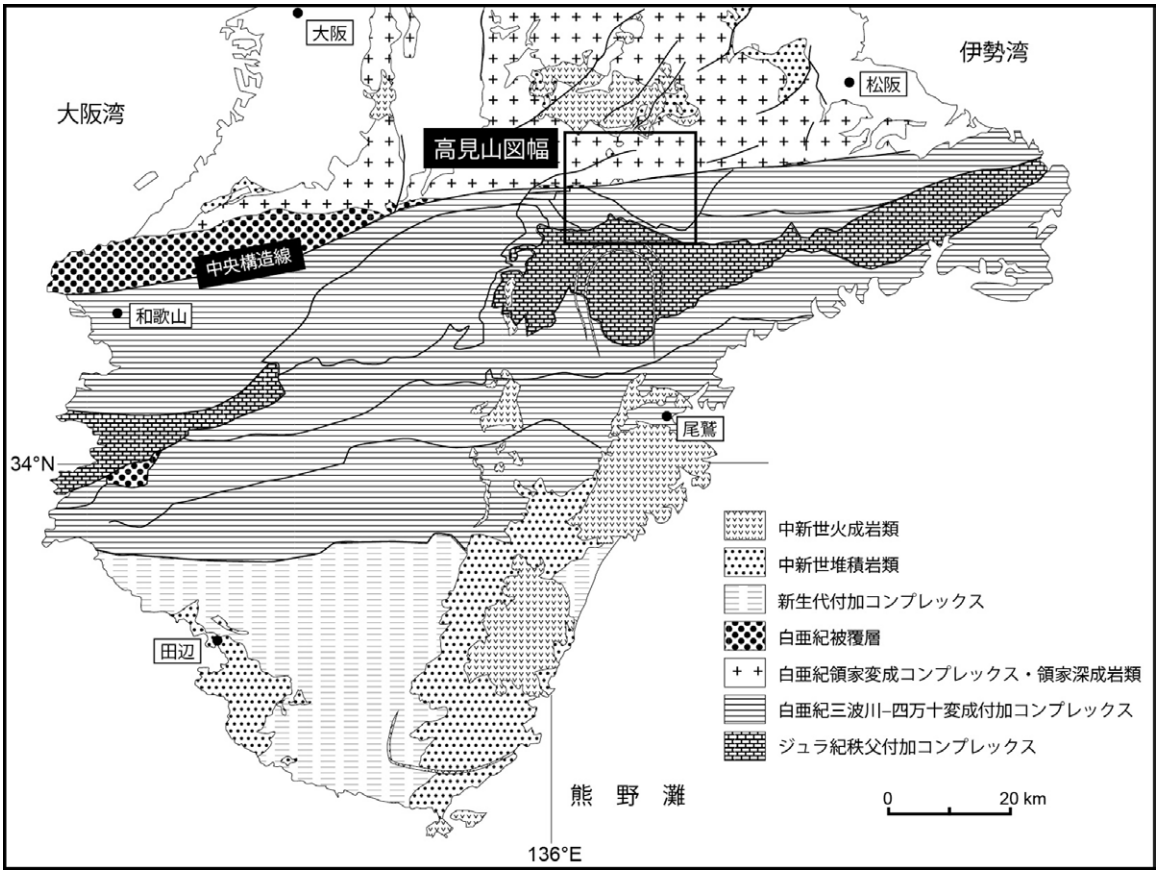
紀伊半島の高見山図幅地域には，中央部を東西に走る中央構造線が存在し，この中央構造線を挟んで，北側に西南日本内帯の地質が，南側には西南日本外帯の地質が共に分布している（第2.1図，第2.2図，第2.3図）．

高見山図幅地域の西南日本内帯には，白亜紀の領家変成コンプレックス，領家深成岩類及び和泉層群，新生界が分布する．一方，高見山図幅地域の西南日本外帯には，秩父付加コンプレックスと三波川–四万十変成付加コンプレックスが分布し，これらに中期中新世の火山岩や火砕岩岩脈が貫入している．高見山図幅地域を含む西南日本はジュラ紀～前期中新世まではアジア大陸東縁に位置し，ジュラ紀～白亜紀はイザナギプレートやクラプレートなどの海洋プレートがアジア大陸東縁に沈み込むことによって（Seton *et al.*, 2015），海洋プレート上に堆積した海洋性岩石と海溝付近で堆積した陸源性岩石が混合した付加コンプレックスが形成された．また白亜紀付加コンプレックスの一部は深部までもぐり込み，高P/T型変成作用を被り，白亜紀変成コンプレックスを形成した．一方，海洋プレートの沈み込みに伴い，海溝より陸側には火成作用が生じ，その深部では領家深成岩類が形成された．領家深成岩類の近傍ではジュラ紀付加コンプレックスが低P/T型変成作用を被り，領家変成コンプレックスが形成された．後期白亜紀の火成作用と共に，中央構造線周辺の領家深成岩類は深部で延性変形を被り，マイロナイトを形成した．一方，後期白亜紀には，西南日本外帯では，白亜紀変成付加コンプレックスの上昇が始まった．前期中新世になると日本海拡大が起こり，下部中新統山粕層群が堆積した．その後，日本列島が成立し，やがて南側からフィリピン海プレートが沈み込みを始め，西南日本には高Mg安山岩を含む瀬戸内火山岩類の噴出や，より海溝側には珪長質コールドロンが形成された（例えば，Nakada *et al.*, 2016）．高見山図幅地域では，中央構造線沿いの高見山付近に酸性岩類が貫入し，高見山図幅地域外の紀伊半島では，熊野付近や大台ヶ原地域にコールドロンが形成され，紀伊半島全体に広く火成活動が認められる（例えば，Kimura *et al.*, 2014）．熊野付近から噴出した火砕流堆積物は高見山図幅地域にも到達し，曽爾層群の室生火砕流堆積物が堆積した（例えば，岩野ほか，2007）．第四紀になると紀伊半島の隆起が起こり，宮川や櫛田川など河川沿いに河成段丘が形成された．

高見山図幅地域に分布するジュラ紀付加コンプレックスや白亜紀変成付加コンプレックスについては，基本層序単元としてコンプレックス（Complex）が用いられてきた（例えば，大和大峯研究グループ，2005；Shimura *et al.*, 2019；Jia and Takeuchi, 2020）．一方，コンプレックスは，低次の階層を設定できない，すなわちそれ以上区分ができない最小の単元と定義されており（Salvador, 1994），コンプレックスを新たに細分しようとした場合，細分後のそれぞれにコンプレックスを再定義する必要があるため利便性が悪い．例えば，Aコンプレックスを2つに細分する場合，新たにBコンプレックスとCコンプレックスを定義し，それらを取り巻いていたAコンプレックスは高次の階層にあたる単元で再定義する必要がある．また本報告では，コンプレックスの高次の階層にあたる付加コンプレックスや変成コンプレックスと混同してしまうことも問題となる．これらのことを踏まえ，本地質図幅では，基本層序単元としてユニット（Unit）を採用する．

本報告のジルコン年代は，名古屋大学博物館のカソードルミネッセンス検出器（GATAN製MiniCL）付き走査型電子顕微鏡（日立ハイテクノロジーズ製S-3400N）または信州大学理学部のカソードルミネッセンス検出器（GATAN製MiniCL）付き走査型電子顕微鏡（日本電子製JSM-6510）で，ジルコンのカソードルミネッセンス像（CL像）と反射電子像の撮影を行い，結晶内の構造とクラック及び包有物の有無の確認を行った．ジルコンのU–Pb年代の測定は，名古屋大学大学院環境学研究科のレーザー・アブレーション誘導結合プラズマ質量分析装置（LA-ICP-MS；Agilent 7700x及びESI NWR-213レーザーシステム）を用いた．なお，分析条件や計算方法はOrihashi *et al.*（2008）や高地ほか（2015）に準じ，レーザーエネルギー：11.7 J/cm^2，周波数：10 Hz，プレアブレーション時間：8秒，積分時間：10秒，クレーター径：25 μmとした．同位体分別の補正には，一次スタンダードの91500ジルコン（^{238}U–^{206}Pb年代1062.4 ± 0.4 Ma：Wiedenbeck *et al.*, 1995）で規格化した標準ガラスNIST SRM610（Horn and von Blanckenburg, 2007）を用いた．また，未知試料測定と同時に二次スタンダードとしてPlešoviceジルコン（337.13 ± 0.37 Ma：Sláma *et al.*, 2008）を測定した．

取得したデータに関して，まずジルコンの割れ目，包有物及び樹脂にビームが照射されたものや，測定中にジルコンが破損したものについては，正常なデータが取得



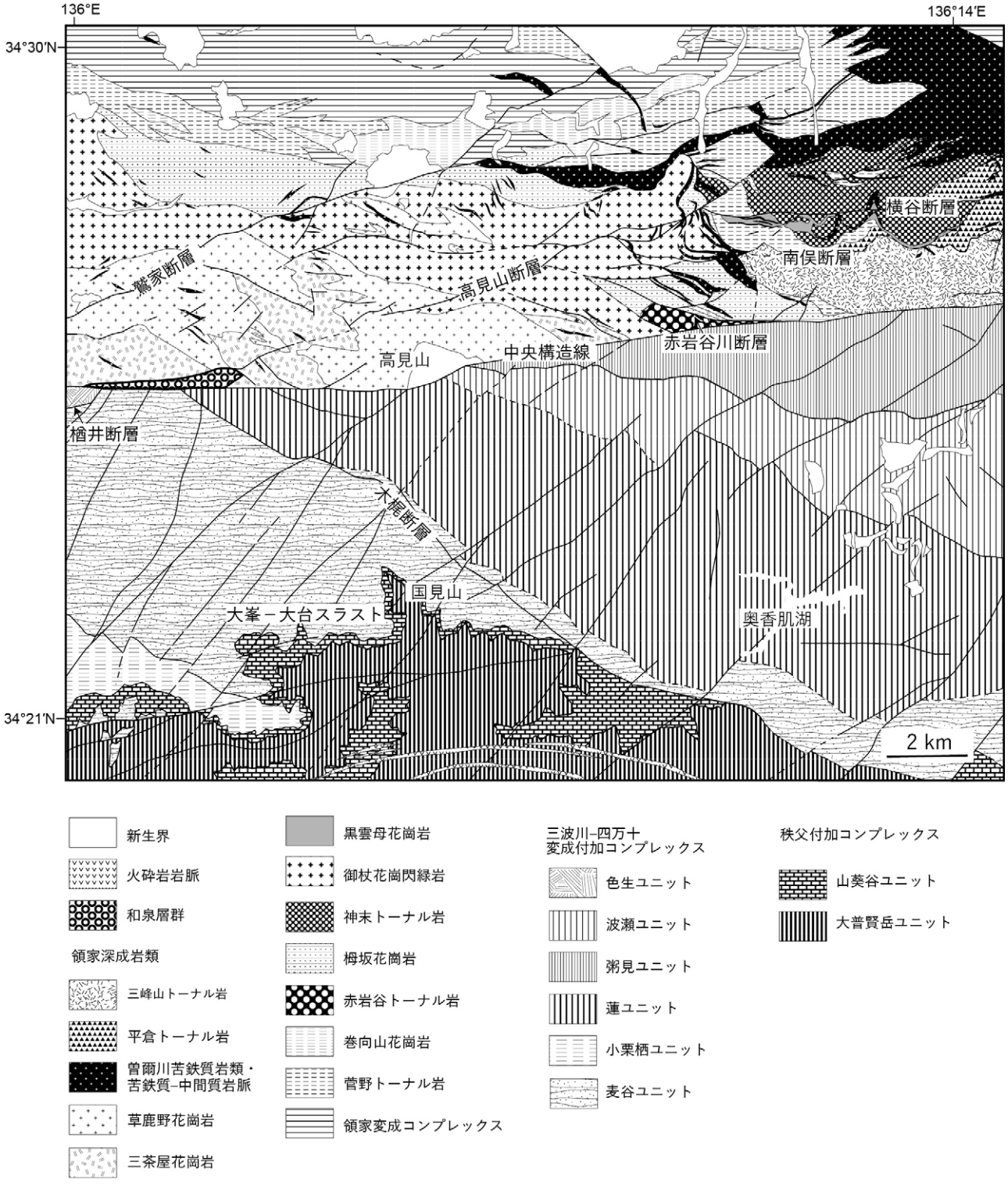
第 2. 1 図　紀伊半島の地質概略図
産総研地質調査総合センター（2022）及び本報告を元に編集．

できていない可能性があるため，それらを除外した．次に，領家深成岩類のジルコン年代に関しては（^{238}U–^{206}Pb 年代）/（^{235}U–^{207}Pb 年代）が 0.95～1.05 の場合を，また，三波川–四万十変成付加コンプレックス中の砕屑性ジルコンに関しては 0.90～1.10 の場合をコンコーダントとみなし，Isoplot/Ex 4.15（Ludwig, 2012）を用いて，全データのコンコーディア図，コンコーダントな年代データの相対確率分布図とヒストグラム図及び加重平均を図示した．なお, 一部の領家深成岩類のジルコンではCL像で観察されるコアやリムを対象に，複数点での分析を行った．このような場合, ヒストグラムではCL像の領域とともに年代値を示した．また加重平均値は，ジルコン粒子の最も外側から得られた値を採用し，95%信頼度で求めた．なお, 本研究における U–Pb 年代は 1000 Ma よりも若い年代を示すものに関しては ^{238}U–^{206}Pb 年代を，1000 Ma よりも古い年代を示すものに関しては ^{207}Pb/^{206}Pb 年代を用いる．また，年代誤差については特にことわりがない場合は 2σ で示す．本研究の分析データを竹内ほか（2024）で公表する．なお，本報告の地質時代境界の絶対年代は，Cohen *et al.*（2023, updated）に従った．

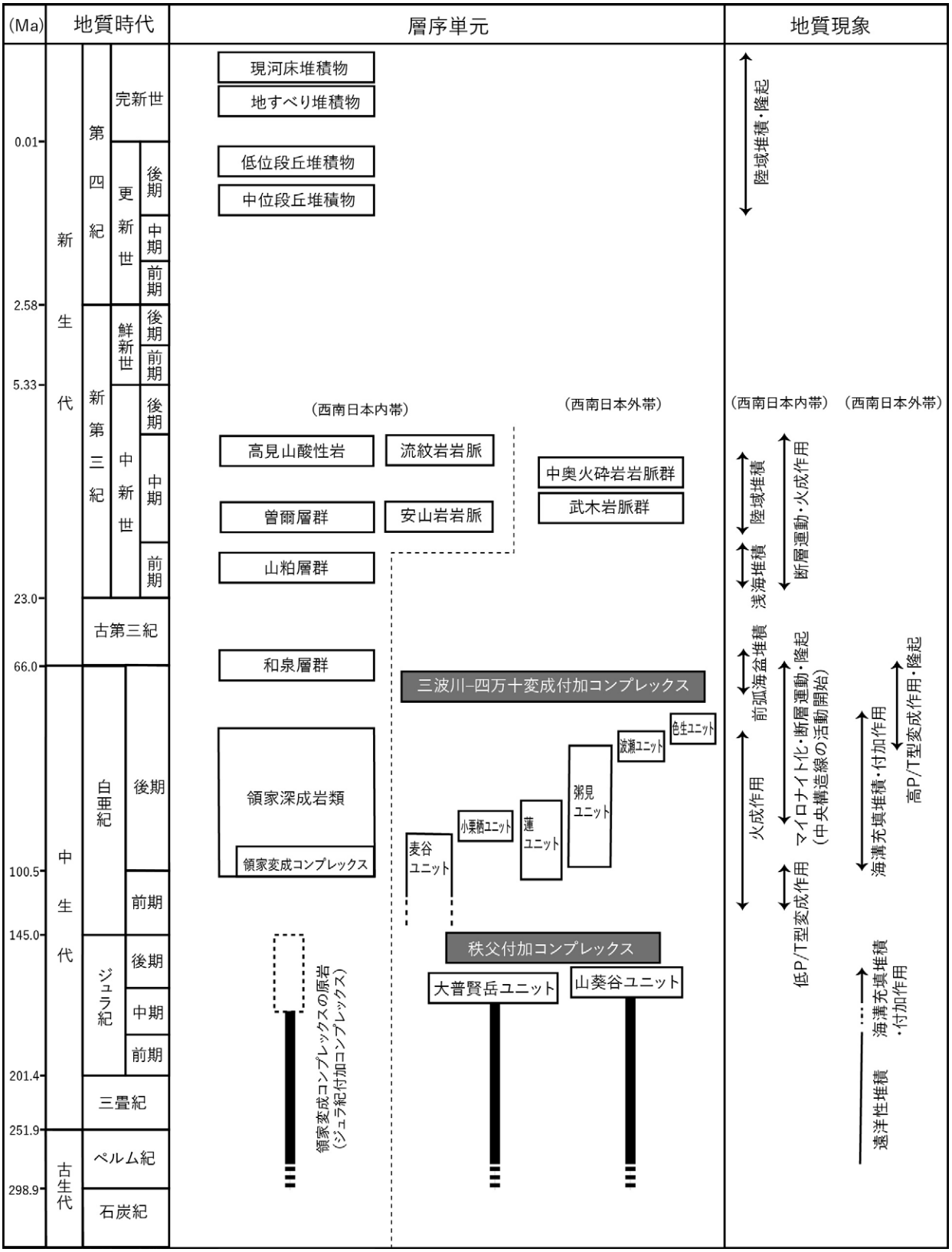
2. 2　西南日本外帯，ジュラ紀秩父付加コンプレックス及び白亜紀三波川–四万十変成付加コンプレックス

高見山図幅地域の中央構造線より南側には，秩父付加コンプレックスと三波川–四万十変成付加コンプレックスが広く分布している．高見山図幅地域の秩父付加コンプレックスは，ペルム紀～ジュラ紀に海洋プレート上で堆積した遠洋性堆積物と中期ジュラ紀から後期ジュラ紀に海溝で堆積した陸源性堆積物からなる（大和大峯研究グループ, 2005, 2009）．三波川–四万十変成付加コンプレックスは，白亜紀の中頃から後期に海溝で堆積した陸源性堆積物を主としている（Jia and Takeuchi, 2020；Shimura *et al.*, 2021）．秩父付加コンプレックスの層理面や断層面は，ほぼ水平であるのに対して，三波川–四万十変成付加コンプレックスの片理面や断層面は西北西–東南東走向で北もしくは南に中角度で傾斜しており，三波川–四万十変成付加コンプレックスの構造的上位に秩父付加コンプレックスがほぼ水平な断層を介して分布（もしくは累重）している（志村ほか, 2019）．

紀伊半島における秩父付加コンプレックスは，構造的上位から三之公（さんのこう）ユニット, 北股川ユニット, 奥玉谷（おくたまだに）ユニッ



第 2. 2 図　高見山図幅地域の地質概略図



第 2. 3 図　高見山図幅地域の地質総括図

白抜き四角は，それぞれの層序単元の堆積年代，貫入年代及び変成年代を示す．黒太線は付加コンプレックス中の玄武岩の形成年代，チャート及び石灰岩の堆積年代を示し，破線は不確定年代を示す．領家変成コンプレックスの破線四角は原岩の砂岩及び泥岩の堆積年代を示す．

ト，黒石ユニット，大普賢岳ユニット，山葵谷ユニット及び大迫ユニットの計7つのユニットに区分されている（大和大峯研究グループ, 2005）．高見山図幅地域には大普賢岳ユニットと山葵谷ユニットが分布している（第2. 1図，第2. 2図）．大普賢岳ユニットは，主にチャートと砂岩の繰り返しからなり，まれに泥岩や砂岩泥岩互層を含む．チャートからペルム紀～前期ジュラ紀（一部は中期ジュラ紀），砕屑岩から後期カロビアン期～オックスフォーディアン期の放散虫化石が報告されている（大和大峯研究グループ, 2005, 2009）．また，砕屑性ジルコンU–Pb年代測定が行われており，アーレニアン期～キンメリッジアン期（約175～152 Ma）を示す最若クラスター年代（YC1σ法：Dickinson and Gehrels, 2009）が報告されている（志村ほか, 2019；Tokiwa *et al.*, 2019；本報告）（第2. 4図）．山葵谷ユニットは混在岩からなり，泥質基質中に主に石灰岩や玄武岩類の岩塊を多く含み，一部にチャートや砂岩の岩塊が認められる．泥質岩からオックスフォーディアン期～キンメリッジアン期の放散虫化石が報告されている（大和大峯研究グループ, 2005, 2007）．石灰岩からは，後期三畳紀の六射サンゴ化石とコノドント化石及びペルム紀の紡錘虫化石が，チャートからは中期ペルム紀のコノドント化石が報告されている（牧野, 1976；大和大峯研究グループ, 1976, 1992, 2007）．また，砕屑性ジルコンU–Pb年代測定が行われており，バトニアン期～チトニアン期（約167～147 Ma）を示す最若クラスター年代が報告されている（志村ほか, 2019；Tokiwa *et al.*, 2019；本報告）（第2. 4図）．

紀伊半島中央部における白亜紀の付加コンプレックス及び高P/T型変成岩類は，従来，白亜紀四万十付加コンプレックス（麦谷，東川，高原川，赤滝，槙尾ユニット）と三波川変成コンプレックス（香束，色生，迷岳，蓮，波瀬，粥見ユニット）からなるとされてきた（例えば, 大和大峯研究グループ, 2005, 2012；西岡ほか, 2010；志村ほか, 2017；Shimura *et al.*, 2021；Yamaoka and Wallis, 2022）．ただし，両者の変成・変形履歴には共通点が多いため，両者を区分する必要がないと考え，本報告では“三波川–四万十変成付加コンプレックス”と一括する（4章にて詳述）．また，高見山図幅地域における三波川–四万十変成付加コンプレックスのユニット区分は，研究者によって見解の異なる部分がある（例えば, Jia and Takeuchi, 2020；Yamaoka and Wallis, 2022）．本報告では，岩相・地質構造に加えて，砕屑性ジルコンU–Pb年代に基づき区分を行なっている先行研究（Shimura *et al.*, 2019；Jia and Takeuchi, 2020）に概ね従った（4章にて詳述）．高見山図幅地域の三波川–四万十変成付加コンプレックスは，麦谷ユニット，小栗栖ユニット（新称），蓮ユニット，粥見ユニット，波瀬ユニット及び色生ユニットからなる（第2. 1図, 第2. 2図）．高見山図幅地域の三波川–四万十変成付加コンプレックスには，普遍的に片理が発達するとともに，これら片理を曲げる褶曲構造も観察され，複数回の延性変形構造が認識される．また，四国の三波川変成コンプレックスにおける泥質岩の鉱物組み合わせによる変成分帯（例えば, Higashino, 1990）に基づけば，泥質岩中にザクロ石は認められないことから，最も変成度の低い緑泥石帯に相当する．

麦谷ユニットは，破断した砂岩泥質千枚岩互層や泥質千枚岩を主とし，チャート，玄武岩類及び混在岩を伴う．砂岩中の砕屑性ジルコンU–Pb年代測定ではアーレニアン期～セノマニアン期（約171～94 Ma）を示す最若クラスター年代が報告されている（大藤ほか, 2010；志村ほか, 2017, 2018；Jia and Takeuchi, 2020；本研究）（第2. 4図）．炭質物ラマン分光分析による変成ピーク温度としては250～300ºCが推定されている（Yamaoka and Wallis, 2022）．

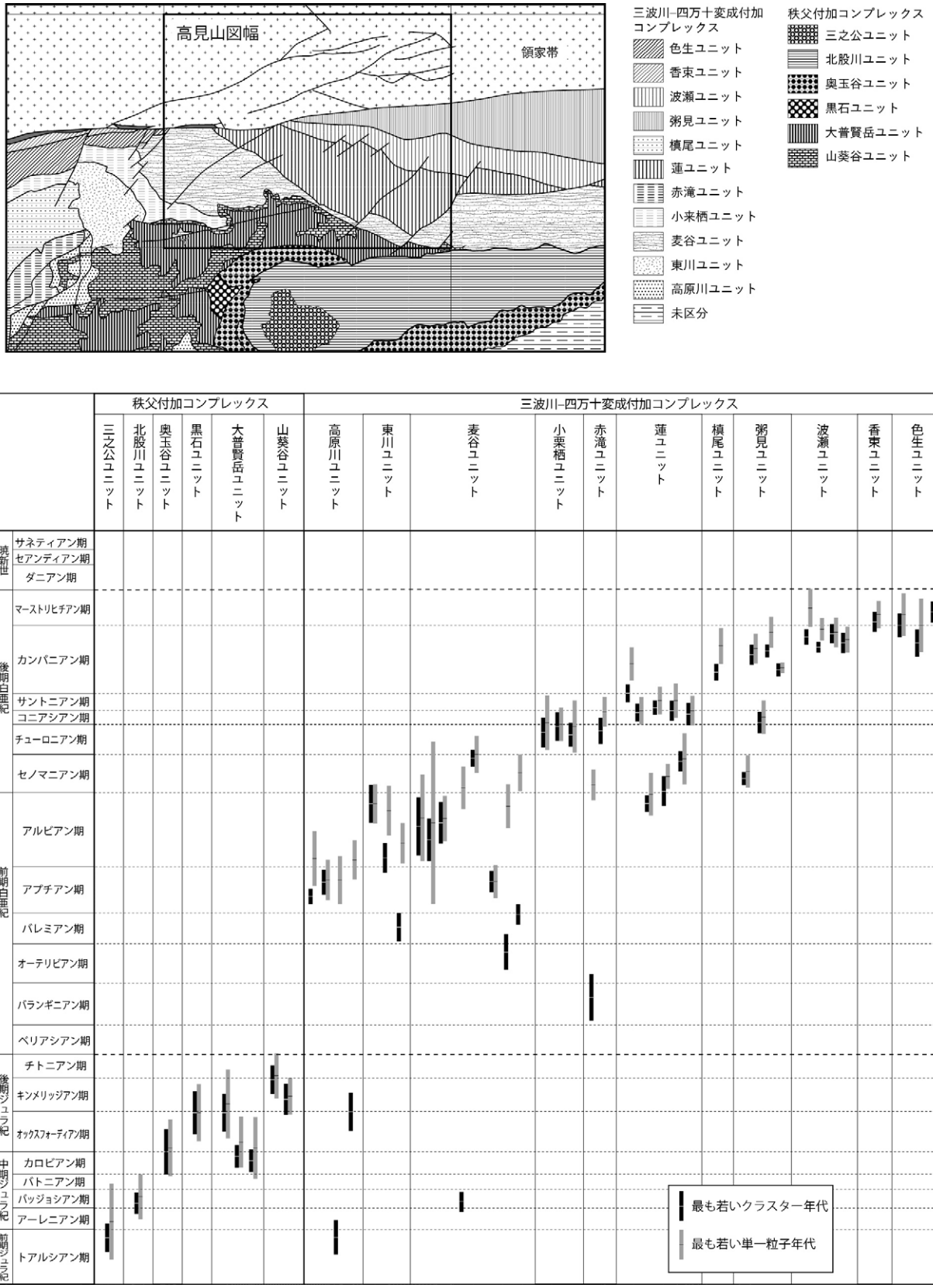
小栗栖ユニットは，破断した砂岩泥質千枚岩互層や泥質千枚岩を主とし，混在岩を伴う．砂岩中の砕屑性ジルコンU–Pb年代測定ではチューロニアン期～コニアシアン期（約91～89 Ma）を示す最若クラスター年代が報告されている（Shimura *et al.*, 2019）（第2. 4図）．炭質物ラマン分光分析による変成ピーク温度としては260～310ºCが推定されている（Shimura *et al.*, 2021）．

蓮ユニットは，主に泥質千枚岩からなり，変成砂岩，変成チャート及び苦鉄質千枚岩を伴う．一部で珪長質凝灰質千枚岩，大理石及び蛇紋岩も認められる．変成砂岩中の砕屑性ジルコンU–Pb年代測定ではアルビアン期～サントニアン期（約103～84 Ma）を示す最若クラスター年代が報告されている（Jia and Takeuchi, 2020）（第2. 4図）．炭質物ラマン分光分析による変成ピーク温度としては250～310ºCが推定されている（Yamaoka and Wallis, 2022；森ほか, 2022）．

粥見ユニットは，主に泥質片岩からなり，砂質片岩，珪質片岩及び苦鉄質片岩を伴う．一部で珪長質凝灰質片岩も認められる．砂質片岩中の砕屑性ジルコンU–Pb年代測定ではセノマニアン期～カンパニアン期（約98～76 Ma）を示す最若クラスター年代が報告されている（Jia and Takeuchi, 2020）（第2. 4図）．炭質物ラマン分光分析による変成ピーク温度としては300～400 ºCが推定されている（Yamaoka and Wallis, 2022；森ほか, 2022）．

波瀬ユニットは，主に泥質千枚岩からなり，変成砂岩，変成チャート及び苦鉄質千枚岩を伴う．変成砂岩中の砕屑性ジルコンU–Pb年代測定ではカンパニアン期後期（約76～73 Ma）を示す最若クラスター年代が報告されている（Jia and Takeuchi, 2020）（第2. 4図）．炭質物ラマン分光分析による変成ピーク温度としては290～320 ºCが推定されている（Yamaoka and Wallis, 2022；森ほか, 2022）．

色生ユニットは，泥質片岩を主とし，混在岩を伴う．砕屑性ジルコンU–Pb年代測定ではカンパニアン期～マーストリヒチアン期（約75～67 Ma）を示す最若年代が



第 2. 4 図　高見山図幅地域及び周辺地域からの砕屑性ジルコン U–Pb 年代の最も若い単一粒子年代とクラスター年代
志村ほか（2017, 2018），Shimura *et al.*（2019），太田ほか（2019），Tokiwa *et al.*（2019）及び本報告のデータに基づいて編集.

報告されている（Shimura *et al.*, 2019）（第2.4図）．炭質物ラマン分光分析による変成ピーク温度としては260～360 ºCが推定されている（Shimura *et al.*, 2021）．

2.3　西南日本内帯，白亜紀領家変成コンプレックス，領家深成岩類及び和泉層群

本報告では，後期白亜紀の変成年代を示す低P/T型変成岩類を，領家変成コンプレックスとした．高見山図幅地域の領家変成コンプレックスは，高見山図幅地域の北部に分布し，ジュラ紀付加コンプレックスの砂岩や泥岩を原岩とする黒雲母片麻岩やチャートを原岩とする珪質片麻岩からなる．高見山図幅地域では，変成作用は北ほど高温となり，御杖村土屋原より南の地域では珪線石が出現する（Suwa, 1961）．

中央構造線北側の広い範囲には，後期白亜紀に貫入した領家深成岩類が分布する．これらの深成岩類の一部は領家変成コンプレックス中に貫入したり，変成岩類を捕獲岩として含み領家変成コンプレックスと密接な関係を示す．領家深成岩類は，菅野トーナル岩（新称），巻向山花崗岩，赤岩谷トーナル岩（新称），栂坂花崗岩（新称），神末トーナル岩（新称），御杖花崗閃緑岩，黒雲母花崗岩，三茶屋花崗岩，草鹿野花崗岩，曽爾川苦鉄質岩，平倉トーナル岩（新称），三峰山トーナル岩（新称）などからなり，珪長質及び苦鉄質～中間質岩脈を伴う．曽爾川苦鉄質岩は，角閃石斑れい岩，ノーライト，コートランダイトや優白質角閃石斑れい岩から構成される．花崗岩類のジルコンのリムのU–Pb年代は103 Ma～69 Maを示し，苦鉄質岩～中間質岩は84 Ma，83 Ma及び73 Maを示す．約87 Ma以前の年代を示す菅野トーナル岩，巻向山花崗岩，赤岩谷トーナル岩，栂坂花崗岩，神末トーナル岩及び三茶屋花崗岩は片麻状構造を示す．

中央構造線沿いには，本来，領家深成岩類を不整合に覆っていた前弧海盆堆積物からなる上部白亜系～古第三系和泉層群が断層に囲まれて分布する．

2.4　新 生 界

高見山図幅地域の新生界は，下部中新統山粕層群とそれを覆う中部中新統曽爾層群，中部中新統の貫入岩類，河岸段丘堆積物を主とする第四系及び年代未詳の高見峠層からなる．山粕層群と曽爾層群は，中央構造線より北側に点在して分布する．高見峠層は中央構造線南側に小分布がある．貫入岩類は，図幅中央部に位置する高見山酸性岩，図幅南部に分布する中奥火砕岩脈群と武木岩脈群及びそのほかの小規模岩脈に分けられる．第四系は各河川沿いに分布する．

下部中新統山粕層群は，領家変成コンプレックスや領家深成岩類を不整合に覆う．下位より礫岩からなる塩井層，砂岩及び含礫砂岩からなり礫岩や泥岩を挟む伊賀見層及び砂質泥岩からなり砂岩や礫岩を挟む中太郎生層に区分され，山粕層群全体で一回の上方細粒化サイクルを示す．伊賀見層と中太郎生層は少なくとも海成層である（志井田ほか, 1960）．また高見山図幅地域の北方の三重県津市美杉町に分布する中太郎生層から珪藻化石が産出し，下部中新統の珪藻化石帯NPD2A帯に対比された（入月ほか, 2021）．下部中新統山粕層群は，中部中新統曽爾層群に不整合で覆われる．曽爾層群は，下位より小長尾層，奥山層及び室生火砕流堆積物に区分される．小長尾層は礫岩を主とする河川成堆積物，奥山層は主として角礫岩からなり，室生火砕流堆積物は黒雲母流紋岩～デイサイト溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる．室生火砕流堆積物からは，約15 Maのフィッション・トラック年代，K–Ar年代及びAr–Ar年代などが報告されている（宇都ほか, 1996；Uto *et al.*, 1997；Tatsumi *et al.*, 2001；岩野ほか, 2007）．

中期中新世貫入岩として，高見山付近には細粒斑状花崗岩からなる高見山酸性岩が分布する．また，その周辺には流紋岩岩脈が付随する．高見山図幅地域南部には大台コールドロンに関係した環状岩脈群である，凝灰岩及び凝灰角礫岩からなる中奥火砕岩岩脈群及び大峯コールドロンに関係した安山岩や石英斑状流紋岩からなる武木岩脈群（西岡ほか, 2010）が分布する．その他に高見山図幅地域西部や北部に安山岩岩脈がわずかに分布する．高見山酸性岩からは，アルカリ長石K–Ar年代として12.8 ± 0.4 Ma（柴田ほか, 1988）と約14 Maのジルコン U–Pb年代が報告されている（Shinjoe *et al.*, 2021）．また，中奥火砕岩岩脈群からは，珪長質火山岩片中のサニディンから13.7 ± 0.7（1σ）MaのK–Ar年代が，ジルコンから16.0 ± 0.6（1σ）Maのフィッション・トラック年代が（和田・岩野, 2001），流紋岩質凝灰岩岩脈より14.67 ± 0.24 Maのジルコン U–Pb年代が（Shinjoe *et al.*, 2021）報告されている．武木岩脈群からは，石英斑状流紋岩中のアルカリ長石から13.7 MaのK–Ar年代が（和田, 1999），安山岩岩脈からは15.2～14.5 Maと11.0 Maの全岩K–Ar年代が報告されている（和田, 1999）．

2.5　地 質 構 造

2.5.1　西南日本外帯の地質構造

高見山図幅地域における西南日本外帯では，コンプレックス境界断層とユニット境界断層が認められる．高見山図幅地域西側では，秩父付加コンプレックス（山葵谷ユニット）と三波川–四万十変成付加コンプレックス（麦谷ユニット及び小栗栖ユニット）の境界は，大峯–大台スラストと呼ばれる断層であり（大和大峯研究グループ, 2002），両コンプレックスは低角度南傾斜で接する．一方，高見山図幅地域東側では，秩父付加コンプレックスの山葵谷ユニットと三波川–四万十変成付加コンプ

レックスの麦谷ユニットが中角～高角南傾斜の木梶断層（新称）で接している．木梶断層は，北西–南東の走向を示し，北西側では三波川–四万十変成付加コンプレックス内に延長される．

秩父付加コンプレックス内の大普賢岳ユニットと山葵谷ユニットは，水平もしくは低角度南傾斜の断層により接する．一方，三波川–四万十変成付加コンプレックス内の各ユニットは，主に西北西–東南東走向で高角度傾斜を呈する断層により境される．また，片理面の走向や褶曲軸のトレンドは概ね東西～西北西–東南東方向で，岩相分布や各ユニット境界の配列に平行である．蓮ユニット及び粥見ユニットでは概ね西北西–東南東方向の褶曲軸を有する大規模褶曲が，ある程度の連続性を示して存在する．

また，高見山図幅地域の西南日本外帯には，主に北東–南西～北北東–南南西走向で高角傾斜の胴切断層群が広く発達する．この断層群は，鉛直変位を伴ってコンプレックス及びユニット境界を含め基盤岩の地質構造を切る．北限は中央構造線に収斂し，秩父付加コンプレックスに貫入する中期中新世の環状岩脈群には変位を与えていない．

2.5.2　西南日本内帯の地質構造

領家変成コンプレックスと領家深成岩類の片麻状構造は，高見山図幅地域西部から中央部にかけては西北西–東南東走向で，中角で北または南に傾斜する．東部では，これらの面構造は東西走向になる．基本的には構造的上位（北側）ほど古い岩体が分布し，構造的下位（南側）ほど若い岩体が分布する．この基本的な構造を，中央構造線及び鷲家断層などの東北東–西南西走向の断層が切っている．鷲家断層は領家深成岩類に左横ずれ変位を与えているが，下部中新統山粕層群には右横ずれ成分の変位を与えている．一方，高見山図幅地域東部の領家深成岩類は南俣断層によって切られ，南俣断層には右横ずれ変位が認められる．この南俣断層と中央構造線の間の地塊は，中央構造線から北西に派生する断層（例えば赤谷川断層）を伴っている．

2.5.3　中央構造線

中央構造線は，東西走向で中角北傾斜を呈し，主に領家深成岩類と三波川–四万十変成付加コンプレックスの境界をなす．また一部では，中央構造線に沿って和泉層群もしくは高見山酸性岩が分布する．北の領家深成岩類には，マイロナイト化の進行した延性剪断帯（南縁剪断帯及び内部剪断帯）がkmスケールの幅を持って分布する．中央構造線近傍の数100m以内においては，内帯・外帯ともに脆性変形構造の発達した剪断帯（後述の脆性剪断帯）が形成されている．この脆性剪断帯の領家深成岩類では，主にカタクレーサイトが卓越するものの分布は散在的である．一方，同剪断帯の三波川–四万十変成付加コンプレックスでは，中央構造線と類似した姿勢を示す断層が卓越するとともに鉱物脈も多く認められ，特に中央構造線直近の数10 m以内は断層ガウジを伴って著しく破砕している．

第3章　秩父付加コンプレックス

（常盤哲也）

3.1　研究史及び概要

7万5千分の1地質図幅「野後」（飯塚, 1932）では，高見山図幅地域の秩父付加コンプレックスを石炭系とし，秩父古生層が分布することを報告した．志井田（1962）は，台高山脈南西部に分布する秩父古生層を川上層群と命名し，層序的下位より，チャート及び砂岩からなる行者還層，玄武岩類を主としチャートや石灰岩を伴う上多古層，チャートからなる白屋岳層に区分し，その詳細な分布を示した．また，志井田（1962）は，上多古層中の石灰岩からペルム紀の紡錘虫化石を報告した．牧野（1976）は，チャートや石灰岩から石炭紀～三畳紀のコノドントと紡錘虫化石を報告し，層序的下位より，枌尾層，白川渡層，笹野沢層及び井光層の4つの層に区分した．

その後，紀伊半島中央部の大普賢岳地域からはじまる大和大峯研究グループによる広域な地質調査や放散虫化石による年代の検討から（大和大峯研究グループ, 1976, 1979, 1981, 1989, 1992, 1994, 1998），紀伊半島中央部に分布する秩父古生層は，構造的下位より，三之公層，北股川層，奥玉谷層，黒石層，大普賢岳層，山葵谷層の6つの地層に区分された（大和大峯研究グループ, 2002）．また，これらの研究により，秩父古生層は，メランジュやスラストで特徴づけられる付加体で構成されていることが明らかになった．その結果，層序単元としてコンプレックスが使われるようになり，三之公コンプレックス，北股川コンプレックス，奥玉谷コンプレックス，黒石コンプレックス，大普賢岳コンプレックス，山葵谷コンプレックスの6つのコンプレックスに大迫コンプレックスを加えた計7つのコンプレックスとして再定義された（大和大峯研究グループ, 2005）．その後も，佐藤・大和大峯研究グループ（2006），大和大峯研究グループ（2007, 2009），20万分の1「伊勢」地質図幅（西岡ほか, 2010）により，各コンプレックスの分布や年代が取りまとめられている．なお，高見山図幅地域には大普賢岳コンプレックス（本稿での大普賢岳ユニット）と山葵谷コンプレックス（本稿での山葵谷ユニット）が分布する．

3.2　大普賢岳ユニット（Dfs, Dfc）

命名・定義　大和大峯研究グループ（1992）により，大普賢岳地域に分布する厚いチャートや砂岩を主体とする大和大峯研究グループ（1976）のC層に対して大普賢岳層として命名され，その後の放散虫化石による研究の進展に伴い，大和大峯研究グループ（2005）によりペルム紀～後期ジュラ紀のチャート及び中期～後期ジュラ紀の砕屑岩からなる地質体に対して大普賢岳コンプレックスと命名された．なお，牧野（1976）による井光層は大和大峯研究グループ（1976）のC層に相当するとされている（大和大峯研究グループ, 1979）．本稿では，第2章の地質概説において記した理由により，大普賢岳コンプレックスではなく，大普賢岳ユニットとして記す．

模式地　南西隣山上ヶ岳図幅内の奈良県吉野郡上北山村笙ノ窟付近から大普賢岳に至る登山道（大和大峯研究グループ, 2005）．

分布　奈良県吉野郡天川村の山上ヶ岳付近及び奈良県吉野郡天川村の白屋岳から三重県松阪市飯高町蓮付近を中心に広く分布し，三重県多気郡大台町の日出ノ岳や滝谷にも分布している（佐藤・大和大峯研究グループ, 2006）．高見山図幅地域では国見山付近を北限とし，東は迷岳南部，西は井光川を経て高見山図幅地域外まで及ぶ．

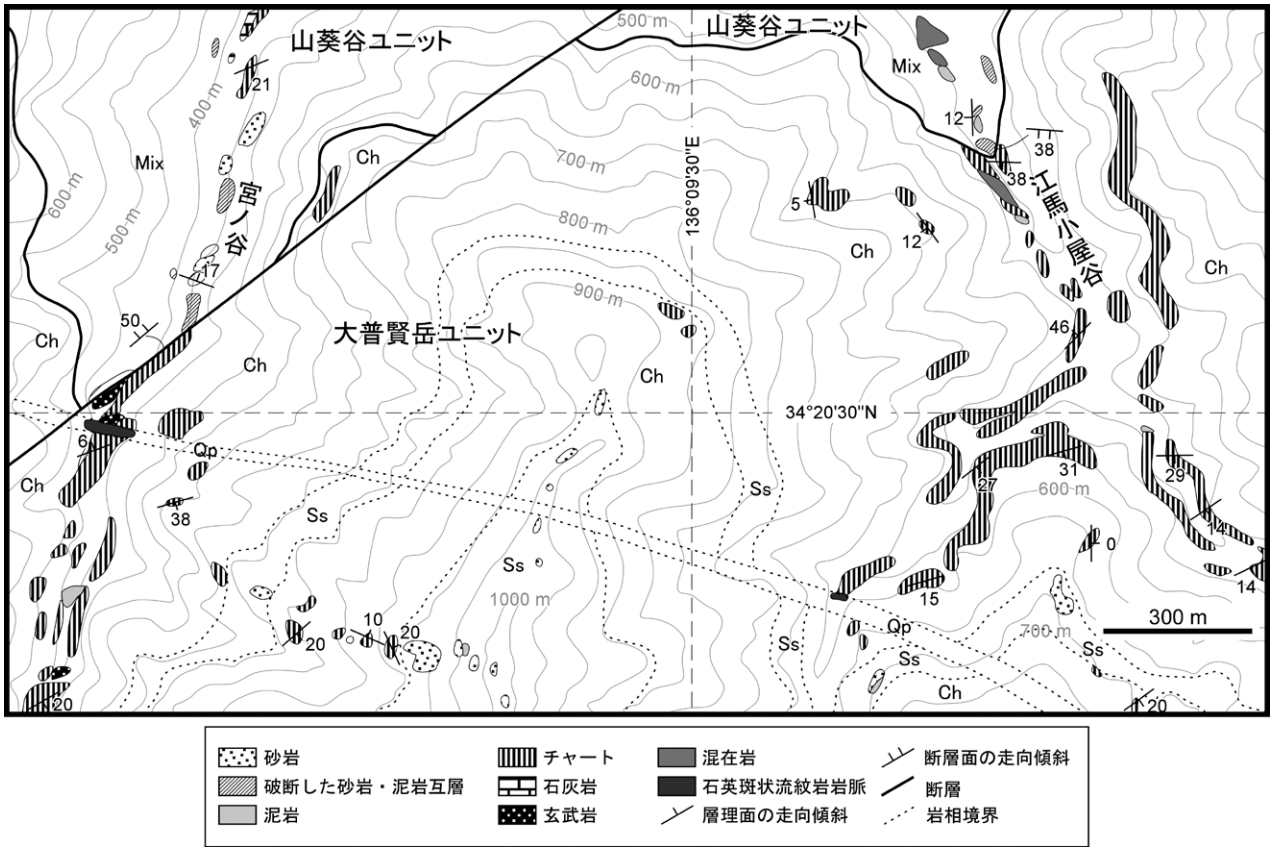
層厚　600 m以上．

岩相　大普賢岳ユニットは厚いチャート（Dfc）と砂岩（Dfs）の繰り返しからなり，まれに泥岩や砂岩泥岩互層が認められる（第3.1図）．

チャートは層厚数10 m～200 m程度で，層状または塊状で産し，赤色または白色を呈する（第3.2図a，b）．これらのチャートは，側方連続性が良く，一般に整然としており，一部のチャートには褶曲構造が発達している．層状チャートは，単層厚数cm～数10 cmの珪質部と単層厚数cmの泥質部の互層からなる．チャートは主に微晶質な石英からなり，一部再結晶作用を受けて結晶質となっている．チャートには稀に放散虫化石が認められる（第3.2図c）．

砂岩は層厚数10 m～百数10 m程度で，塊状で産し，灰白色を呈する（第3.2図d, e）．砂岩の側方連続性は良い．主に細粒～中粒砂岩であり，石英，斜長石，アルカリ長石及び安山岩や流紋岩などの火山岩片からなり，少量の黒雲母，白雲母，ジルコン及び不透明鉱物などを含む（第3.2図f）．

地質構造　大普賢岳ユニットの層理面は，東西走向で北または南に緩く傾斜し，全体的に水平に近い．また，高見山図幅地域の南部には，東西方向でほぼ鉛直な褶曲軸をもつ正立褶曲が認められる．これらの地質構造は，北東–南西走向の高角度断層により切られている．また，東



第 3. 1 図　大普賢岳ユニットと山葵谷ユニットのルートマップ（宮ノ谷から江馬小屋谷）
Ch：チャート，Mix：混在岩，Qp：石英斑状流紋岩，Ss：砂岩.

西方向の高角度断層も存在しており，この断層によって南側が北側に対して相対的に数 10 m 落ちている.

年代　牧野（1976）は，高見山図幅地域の南西部及びその南方の中奥川や井光川流域において，*Paragondolella polygnathiformis*，*Carinella mungoensis*，*Epigondolella abneptis* などのコノドント化石を報告しており，チャートの年代を後期三畳紀のカーニアン期～ノーリアン期としている．また，石灰岩からも *Paragondolella polygnathiformis* を報告している.

大和大峯研究グループ（1994）は，高原川（たかはらがわ）地域において，チャートから *Pseudostylosphaera japonica*，*Eptingium* sp.，*Dictyomitrella* sp.，*Mirifusus mediodilatatus* などの放散虫化石を，泥岩から *Stichocapsa naradaniensis*, *Tricolocapsa conexa*，*Stylocapsa lacrimalis* などの放散虫化石を報告し，チャートと砕屑岩の堆積年代をそれぞれ中期三畳紀～前期ジュラ紀と中期～後期ジュラ紀とした.

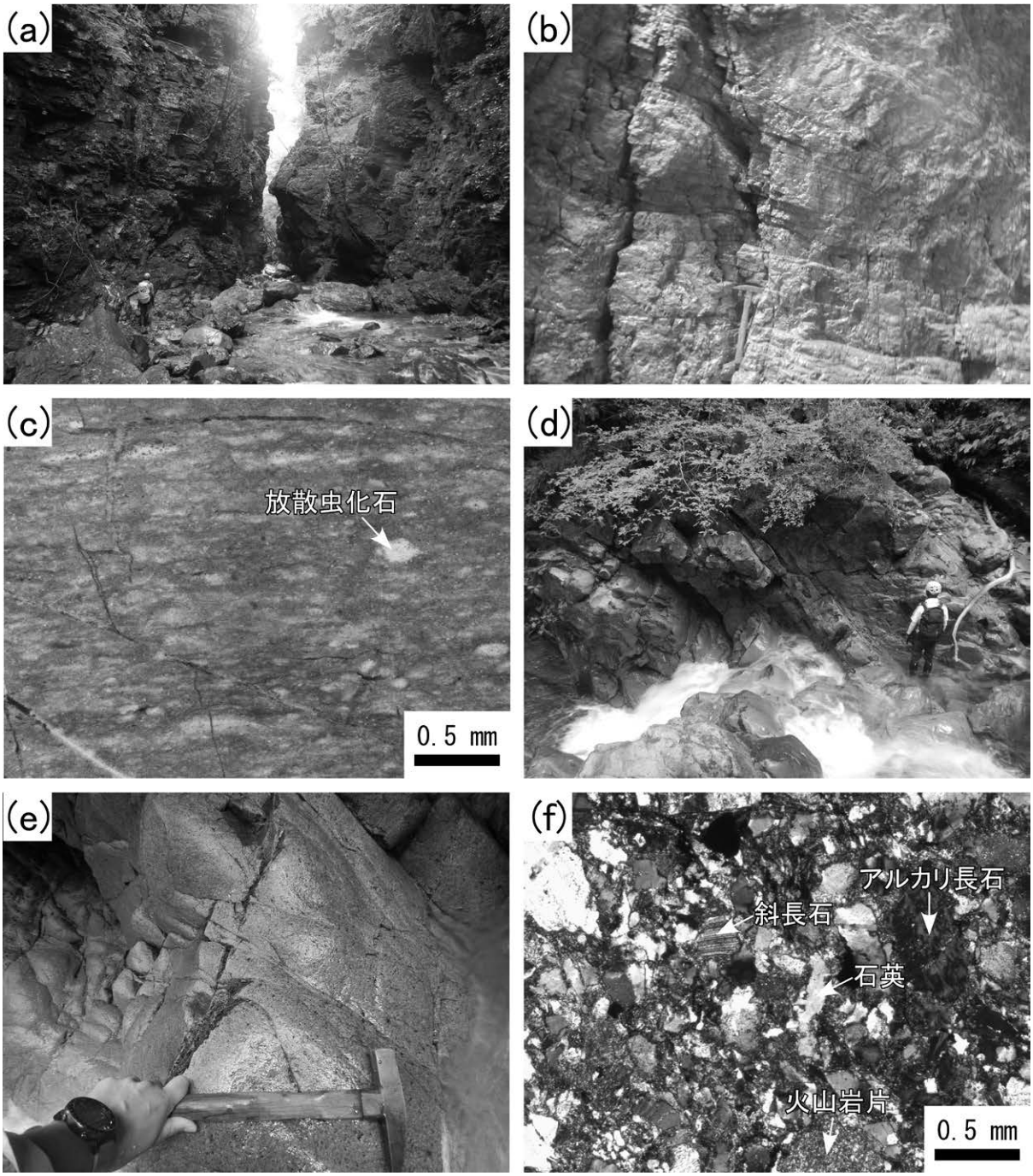
大和大峯研究グループ（2004）は，五番関（ごばんせき）地域において，チャートから *Follicucullus ventricosus*，*Follicucullus lagenarius*, *Triassocampe* sp., *Pseudoalbaillella* cf. *fusiformis* などの放散虫化石を報告し，チャートの年代をペルム紀～三畳紀とした.

大和大峯研究グループ（2005）は，模式地である笙ノ窟から大普賢岳付近において，チャートから *Triassocampe coronata* 及び *Pseudostylosphaera* sp. を，泥岩から *Gongylothorax sakawaensis*, *Stichocapsa asiatica*, *Eucyrtidiellum unumaense* などを報告すると共に，高原川地域（大和大峯研究グループ, 1994）や五番関地域（大和大峯研究グループ, 2004）から得られた放散虫化石も考慮し，大普賢岳ユニットはペルム紀～前期ジュラ紀（一部は中期ジュラ紀）のチャートと，中期～後期ジュラ紀（後期カロビアン期～オックスフォーディアン期）の砕屑岩からなるとしている（第 3. 3 図）.

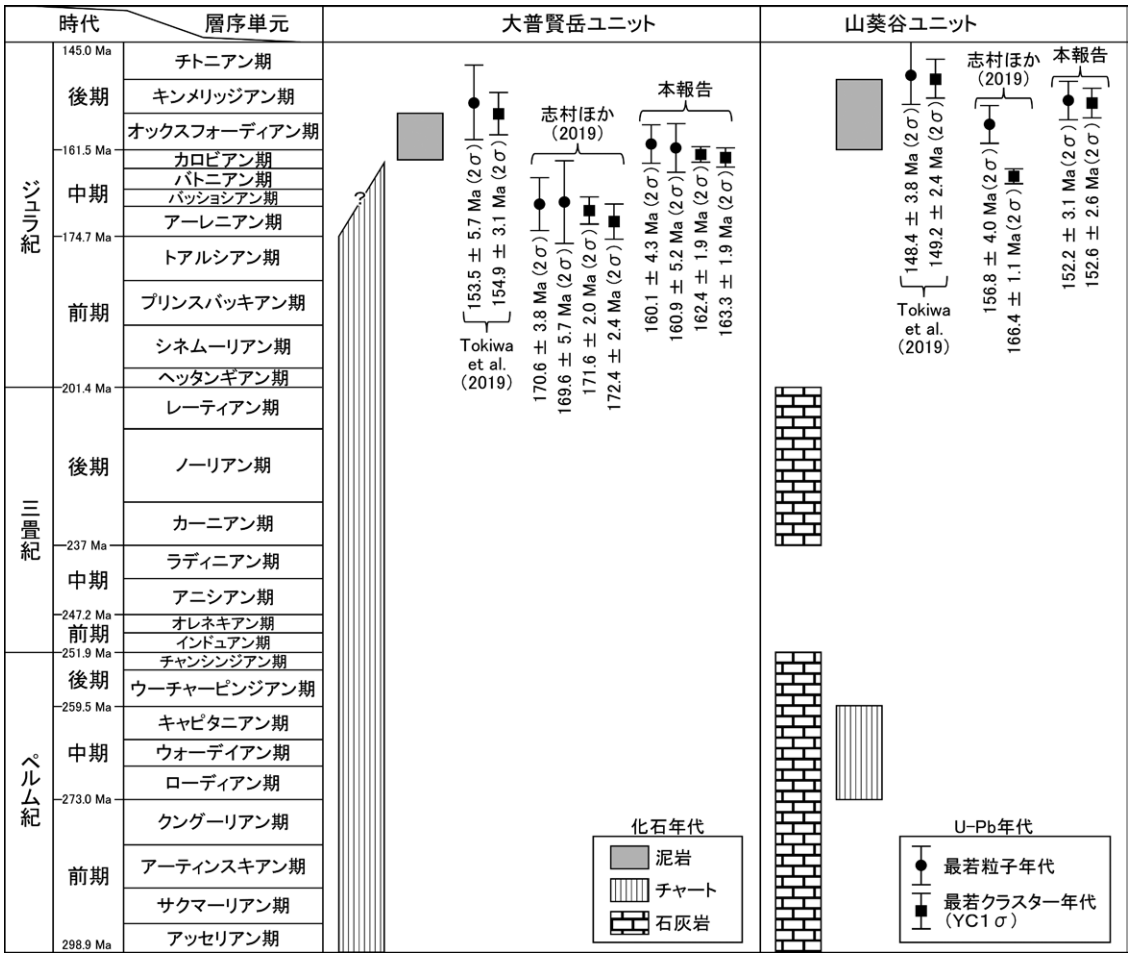
Tokiwa *et al.*（2019）は，川上村上多古（こうだこ）の 1 地点において，砂岩の砕屑性ジルコン U–Pb 年代測定を行い，最若粒子年代として 153.5 ± 5.7 Ma, 最若クラスター年代として 154.9 ± 3.1 Ma を報告した（第 3. 3 図）.

志村ほか（2019）は，薊岳（あざみだけ）南方及び明神平西方の 2 地点において，砂岩の砕屑性ジルコン U–Pb 年代測定を行い，最若粒子年代として 170.6 ± 3.8 Ma 及び 169.6 ± 5.7 Ma, 最若クラスター年代として 171.6 ± 2.0 Ma 及び 172.4 ± 2.4 Ma を報告した（第 3. 3 図）.

今回，高見山図幅地域内の五段の滝の北側と地蔵越（じぞうごえ）の西側の 2 地点（試料 Df-1，Df-2）において，砂岩の砕屑性ジルコン U–Pb 年代測定を行い，最若粒子年代として



第 3.2 図　大普賢岳ユニットの露頭写真及び薄片写真
(a) 層状チャートからなる急崖．江馬小屋谷．(b) 層状チャート．江馬小屋谷．(c) チャートの薄片．単ポーラー．千石谷．(d) 塊状の砂岩．宮ノ谷．(e) 塊状の砂岩．宮ノ谷．(f) 中粒砂岩の薄片．直交ポーラー．千石谷．

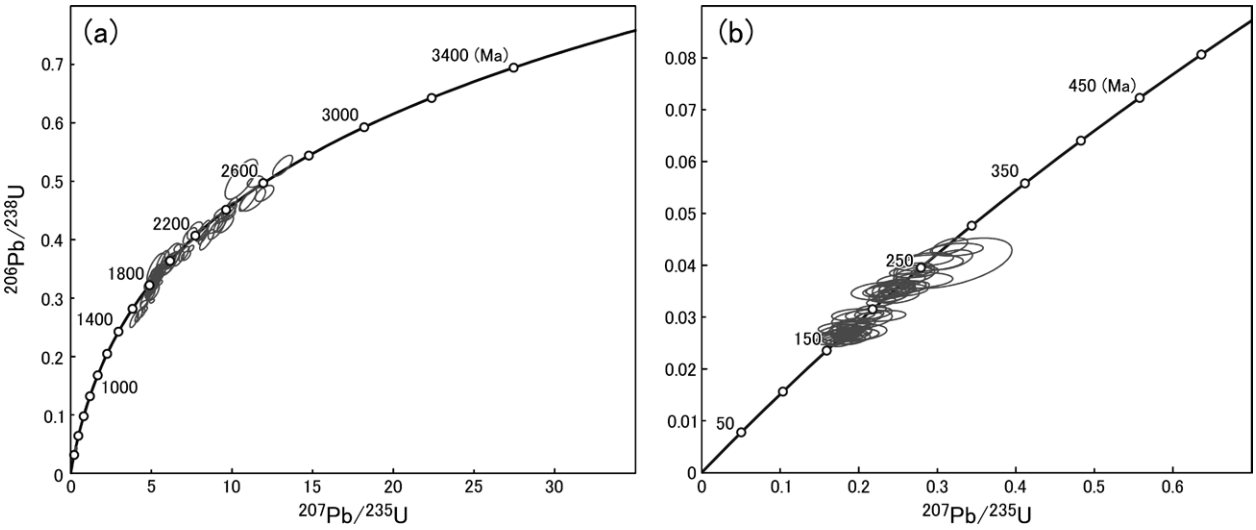


第 3. 3 図　大普賢岳ユニットと山葵谷ユニットの年代
年代の引用元は各ユニットの節を参照されたい.

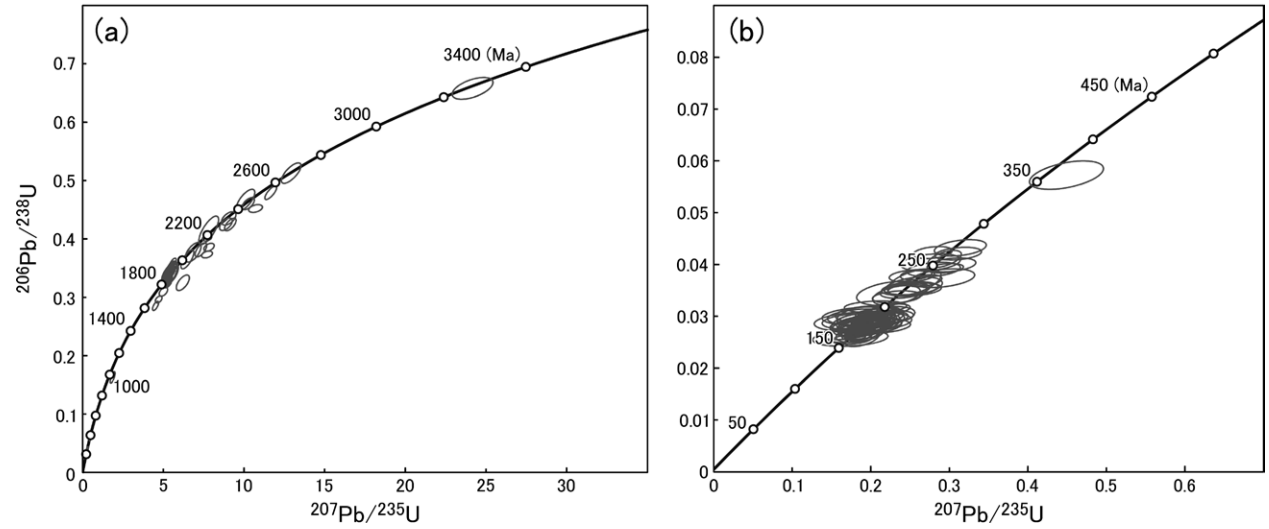
第 3. 1 表　秩父帯付加コンプレックスの砂岩から得られたジルコン U–Pb 年代

試料番号	地質区分	緯度経度	YSG(Ma)	YC1σ(Ma)	MSWD
DF-1	大普賢岳ユニット	34° 21′ 8.8″ N 136° 6′ 29.5″ E	160.1 ± 4.3	162.4 ± 1.9(6粒子)	0.60
DF-2	大普賢岳ユニット	34° 20′ 40.8″ N 136° 1′ 40.0″ E	160.9 ± 5.2	163.3 ± 1.9(7粒子)	0.44
Ws-1	山葵谷ユニット	34° 21′ 13.8″ N 136° 8′ 28.3″ E	152.2 ± 3.1	152.6 ± 2.6(2粒子)	0.21

YSG：最若粒子年代，YC1σ：Dickinson and Gehrels (2009) に基づく最若クラスター年代，MSWD：重み付き標準偏差の二乗平均 (Mean Square Weighted Deviation)



第 3. 4 図　大普賢岳ユニットの試料Df-1 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代のコンコーディア図
(a) すべてのコンコーダントなデータ．148 粒子，148 スポット．(b) 0～500 Ma のコンコーダントなデータ．60 粒子，60 スポット．楕円は誤差 2σで示している．

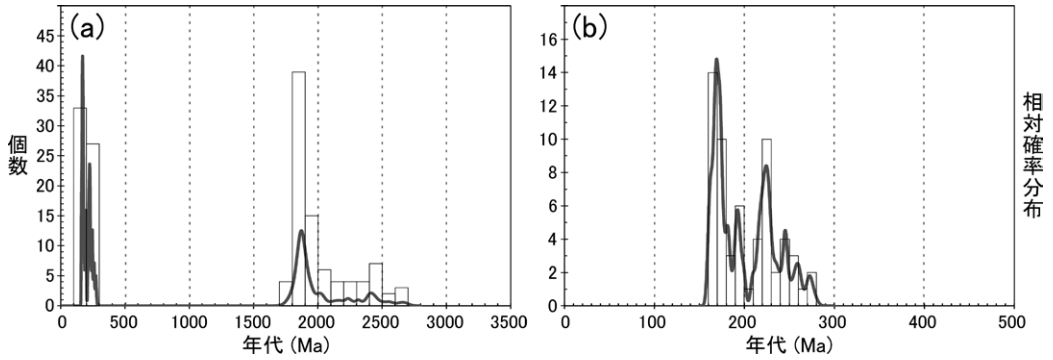


第 3. 5 図　大普賢岳ユニットの試料Df-2 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代のコンコーディア図
(a) すべてのコンコーダントなデータ．128 粒子，128 スポット．(b) 0～500 Ma のコンコーダントなデータ．78 粒子，78 スポット．楕円は誤差 2σで示している．

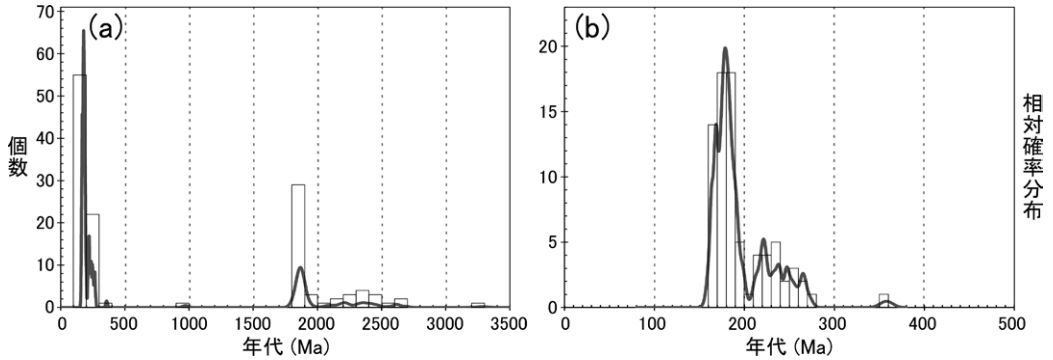
160.1 ± 4.3 Ma と 160.9 ± 5.2 Ma，最若クラスター年代（YC1σ法：Dickinson and Gehrels, 2009）として 162.4 ± 1.9 Ma と 163.3 ± 1.9 Ma を得た（第 3. 1 表：第 3. 3 図）．これらの結果のコンコーディア図を第 3. 4 図と第 3. 5 図に，相対確率分布及びヒストグラムを第 3. 6 図と第 3. 7 図に示す．また，得られたすべての年代データを竹内ほか（2024）に示した．

3. 3　山葵谷ユニット（Wsl, Wsx）

命名・定義　大和大峯研究グループ（1992）により，大迫地域に分布する泥質基質中に石灰岩，玄武岩類，チャート及び砂岩の岩塊を含む大和大峯研究グループ（1979）のB層に対して，山葵谷層と命名された．その後の放散虫化石による研究の進展に伴い，大和大峯研究グループ（2005）により中期～後期ジュラ紀の泥質岩中に上記の



第 3. 6 図　大普賢岳ユニットの試料Df-1 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代の相対確率分布及びヒストグラム図
(a) すべてのコンコーダントなデータ．0〜1000 Ma の年代は ^{238}U–^{206}Pb 年代，1000 Ma 以上の年代は $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年代．148 粒子，148 スポット．(b) 0〜500 Ma のコンコーダントなデータ．60 粒子，60 スポット．



第 3. 7 図　大普賢岳ユニットの試料Df-2 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代の相対確率分布及びヒストグラム図
(a) すべてのコンコーダントなデータ．0〜1000 Ma の年代は ^{238}U–^{206}Pb 年代，1000 Ma 以上の年代は $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年代．128 粒子，128 スポット．(b) 0〜500 Ma のコンコーダントなデータ．78 粒子，78 スポット．

岩塊を含む地質体に対して山葵谷コンプレックスと命名された．なお，牧野 (1976) の白川渡層は大和大峯研究グループ (1979) のB層，つまり大和大峯研究グループ (2005) による山葵谷コンプレックスに相当するとされている (大和大峯研究グループ, 1979, 2005)．なお本稿では，第 2 章の地質概説において記した理由により，山葵谷コンプレックスではなく, 山葵谷ユニットとして記す．

模式地　奈良県吉野郡川上村山葵谷の標高 850〜1,100 m の谷沿い (大和大峯研究グループ, 2005)．

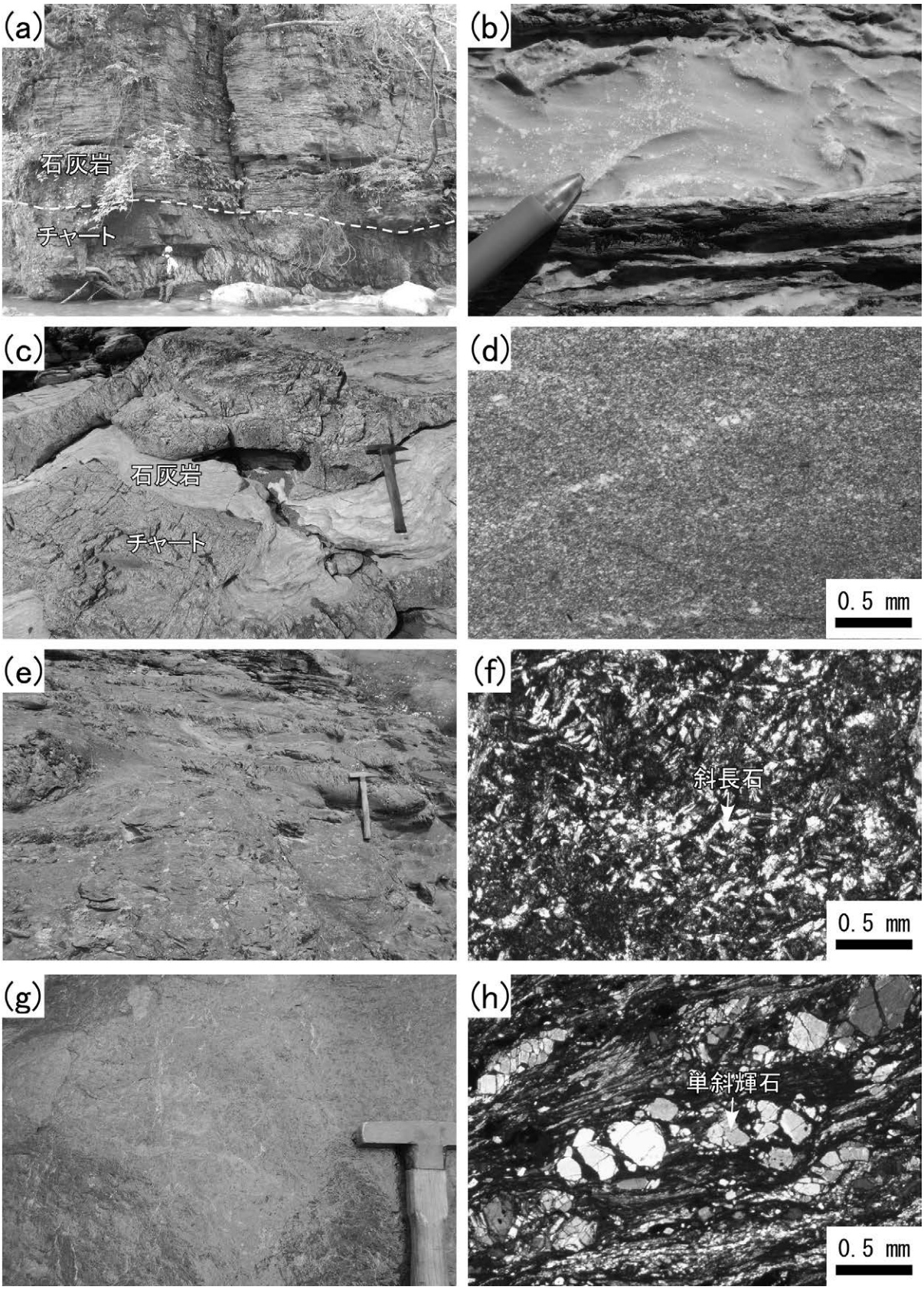
分布　大普賢岳ユニットの構造的下位に分布しており，奈良県吉野郡天川村に流れる吉野川流域に広く分布し，天川村洞川，奈良県吉野郡上北山村北西部の和佐又山，奈良県吉野郡川上村の中奥川上流，白屋岳から台高山脈の国見山及び三重県松阪市飯高町の蓮川上流域にも分布している (佐藤・大和大峯研究グループ, 2006)．高見山図幅地域では国見山の東側から西側の大鏡池や地蔵越を経て，西端は高見山図幅地域外まで及ぶ．また，蓮川上流域や中奥川上流域にも広く分布している．

層厚　300 m 以上

岩相　山葵谷ユニットは混在岩 (Wsx) からなり，泥質基質中に主に石灰岩や玄武岩類の岩塊を多く含み，一部にチャートや砂岩の岩塊が認められる (第 3. 1 図)．

石灰岩 (Wsl) は数m〜20 m程度の層厚を有し，側方に良く連続するため, 地質図上に表現した (第 3. 8 図a)．層状もしくは塊状で産し, 灰白色及び白色を呈する (第 3. 8 図b)．石灰岩は玄武岩類もしくはチャートの構造的上位に分布しており (第 3. 8 図a)，稀にチャートと互層する石灰岩も認められる (第 3. 8 図c)．層状の石灰岩は，単層厚数cm〜数 10 cmの石灰質部と単層厚数cmの泥質部が律動的に互層している．石灰岩はミクライト質で化石が残されているところは確認できなかった (第 3. 8 図d)．

玄武岩類は，数m〜20 m程度の層厚を有し，主に玄武岩からなるが，まれにドレライトも認められる．これらの玄武岩類は，石灰岩やチャートの構造的下位に分布することが多く, 緑色を呈し, 塊状である (第 3. 8 図e)．玄武岩は斑晶質で，インターサータル組織を呈し，針状の斜長石，緑泥石，不透明鉱物などからなる石基と，長柱状の斜長石や柱状の単斜輝石の斑晶からなる (第 3. 8 図f)．まれに認められるドレライトは，オフィティック組織を呈し，斜長石，緑泥石，不透明鉱物及び方解石など



第 3.8 図　山葵谷ユニットの露頭写真及び薄片写真
(a) 層状の石灰岩と層状チャート．千石谷．(b) 層状の石灰岩．千石谷．(c) 石灰岩とチャートの互層．千石谷．(d) 石灰岩の薄片．単ポーラー．千石谷．(e) 玄武岩．千石谷．(f) 玄武岩の薄片．直交ポーラー．千石谷．(g) ドレライト．中奥川．(h) ドレライトの薄片．直交ポーラー．中奥川．

からなる石基と，長柱状の斜長石や柱状の単斜輝石の斑晶からなる（第 3. 8 図g，h）．ドレライト中の斜長石のほとんどはソーシュライト化している．

チャートは数cm～10 数mで，層状もしくは塊状であり，赤色または白色を呈する．層状チャートは単層厚数cm～数 10 cmの珪質部と単層厚数cmの泥質部が律動的に互層している．これらのチャートは主に微晶質な石英からなる．

砂岩は数cm～10 数mで，塊状で産し，灰白色及び暗灰色を呈する．主に細粒～中粒砂岩であり，石英，斜長石，アルカリ長石及び安山岩や流紋岩などの火山岩片からなり，少量の黒雲母，白雲母，ジルコン及び不透明鉱物などを含む．

地質構造　大普賢岳ユニットの地質構造と同様に，山葵谷ユニットの層理面も東西走向で北または南に緩く傾斜し，全体的に水平に近い．一方，高見山図幅地域南東部に位置する木梶（きかじ）断層付近では，三波川–四万十変成付加コンプレックス（麦谷ユニット）との境界付近は高角に南に傾斜している．そして東西方向でほぼ鉛直な褶曲軸をもつアンチフォームとシンフォームが認められる．これらの褶曲構造及び山葵谷コンプレックスの岩相分布は，北東–南西走向の高角度断層により切られている．また，東西方向の高角度断層も存在しており，この断層によって南側が北側に対して相対的に数 10 m落ちている．

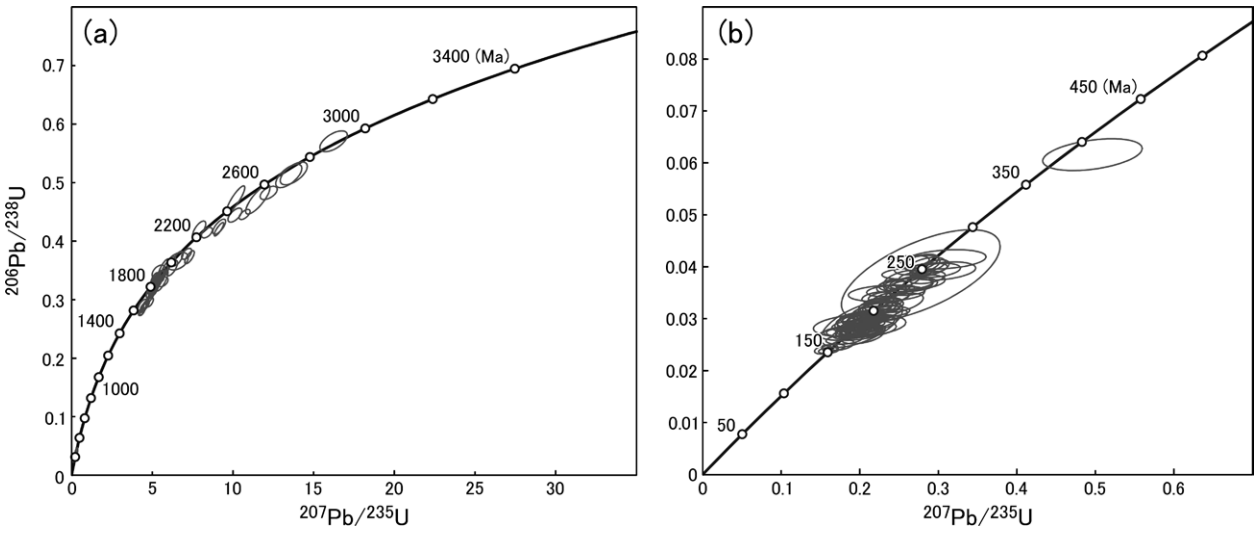
年代　志井田（1962）は，高見山図幅地域の南側に隣接する中奥川において，石灰岩の薄層から*Neoschwagrerina* sp. と *Schubertella* sp. を報告している．

牧野（1976）は，高見山図幅地域の南西部及びその南方の中奥川や井光川流域において，石灰岩から*Neoschwgerina* sp. の紡錘虫化石に加え，チャートから*Gnathodus* sp.，*Gondolella* sp.，*Idiognathodus* sp.，*Spathognathodus* sp. などのコノドント化石を報告し，チャートの年代を中期ペルム紀としている（第 3. 3 図）．

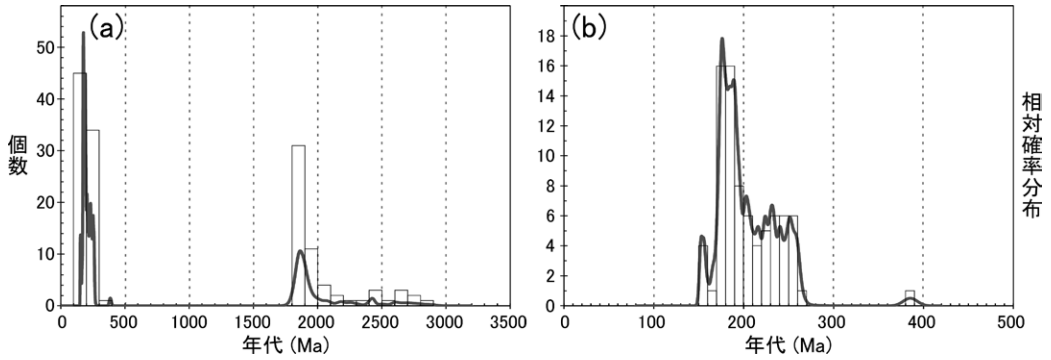
大和大峯研究グループ（1976）は大普賢岳地域の玄武岩類中の石灰岩礫から，*Montlivaltia norica*，*Montlivaltia stylophylloides*，*Procyclolites gracilis*，*Procyclolites timoricus*，*Thecosmilia eguchii* などの六斜サンゴ化石を，*Yabeina globose*，*Yabeina* sp.，*Colania* sp. などの紡錘虫化石を報告し，それぞれ後期三畳紀とペルム紀を示すとしている．

大和大峯研究グループ（1979）は大迫地域の玄武岩類中の石灰岩礫から，*Dimorphoseris?* sp. の六斜サンゴ化石を，*Metapolygnathus abneptis*，*Metapolygnathus* sp.，*Condollella* sp. のコノドント化石を報告している．

大和大峯研究グループ（1992）は高原川地域の泥岩から *Tricolocapsa conexa* や *Tricolocapsa* sp. を報告しており，



第 3. 9 図　山葵谷ユニットの試料Ws-1 から得られた砕屑性ジルコンU–Pb年代のコンコーディア図
(a) すべてのコンコーダントなデータ．140 粒子，140 スポット．(b) 0～500 Maのコンコーダントなデータ．80 粒子，80 スポット．楕円は誤差 2σで示している．



第 3. 10 図　山葵谷ユニットの試料 Ws-1 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代の相対確率分布及びヒストグラム図
(a) すべてのコンコーダントなデータ．0〜1000 Ma の年代は ^{238}U–^{206}Pb 年代，1000 Ma 以上の年代は $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年代．140 粒子，140 スポット．(b) 0〜500 Ma のコンコーダントなデータ．80 粒子，80 スポット．

中期〜後期ジュラ紀としている．また，石灰岩岩体から *Epigondollella bidentate*，*Epigondollella postera*，*Epigondollella* sp. のコノドント化石を報告しており，後期三畳紀としている．

大和大峯研究グループ（2005）は，これまで報告された放散虫化石に基づき，泥質岩の堆積年代をオックスフォーディアン期〜キンメリッジアン期としている．

大和大峯研究グループ（2007）は，高見山図幅地域内である松阪市飯高町蓮の石灰岩から後期カーニアン期〜ノーリアン期を示すコノドント化石 *Epigondorella abneptis* を報告している．また，高見山図幅地域外の大台町雲母（きらら）付近の泥岩よりジュラ紀型の放散虫化石を報告し，その年代をオックスフォーディアン期〜キンメリッジアン期としている（第 3. 3 図）．

Tokiwa *et al.*（2019）は，川上村上多古の 1 地点において，砂岩の砕屑性ジルコン U–Pb 年代測定を行い，最若粒子年代として 148.4 ± 3.8 Ma，最若クラスター年代として 149.2 ± 2.4 Ma を報告した（第 3. 3 図）．

志村ほか（2019）は，中奥川上流域の 1 地点において，砂岩の砕屑性ジルコン U–Pb 年代測定を行い，最若粒子年代として 156.8 ± 4.0 Ma，最若クラスター年代として 166.4 ± 1.1 Ma を報告した（第 3. 3 図）．

今回，高見山図幅地域内の蓮川中流域の 1 地点（試料 Ws-1）において，砂岩の砕屑性ジルコン U–Pb 年代測定を行い，最若粒子年代として 152.2 ± 3.1 Ma，最若クラスター年代（YC1σ 法：Dickinson and Gehrels, 2009）として 152.6 ± 2.6 Ma を得た（第 3. 1 表；第 3. 3 図）．これらの結果のコンコーディア図を第 3. 9 図に，相対確率分布及びヒストグラムを第 3. 10 図に示す．また，得られたすべての年代データを竹内ほか（2024）に示した．

第 4 章　三波川–四万十変成付加コンプレックス

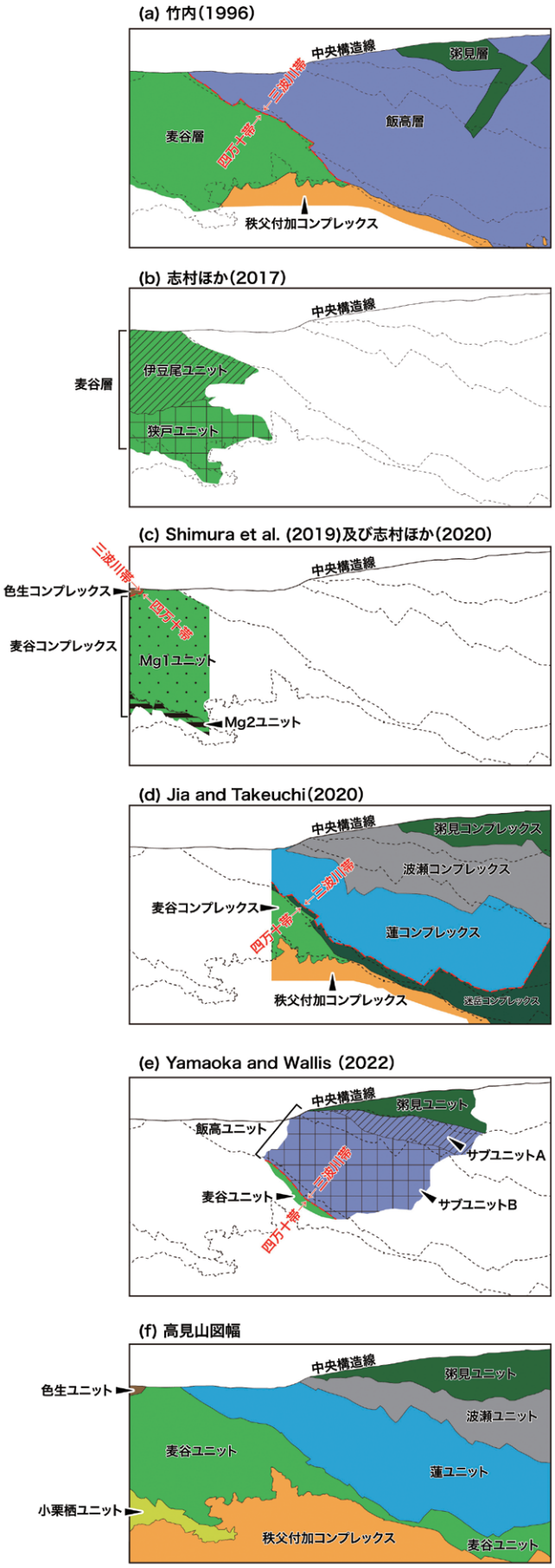
（森　宏・常盤哲也・志村侑亮）

4. 1　研究史及び概要

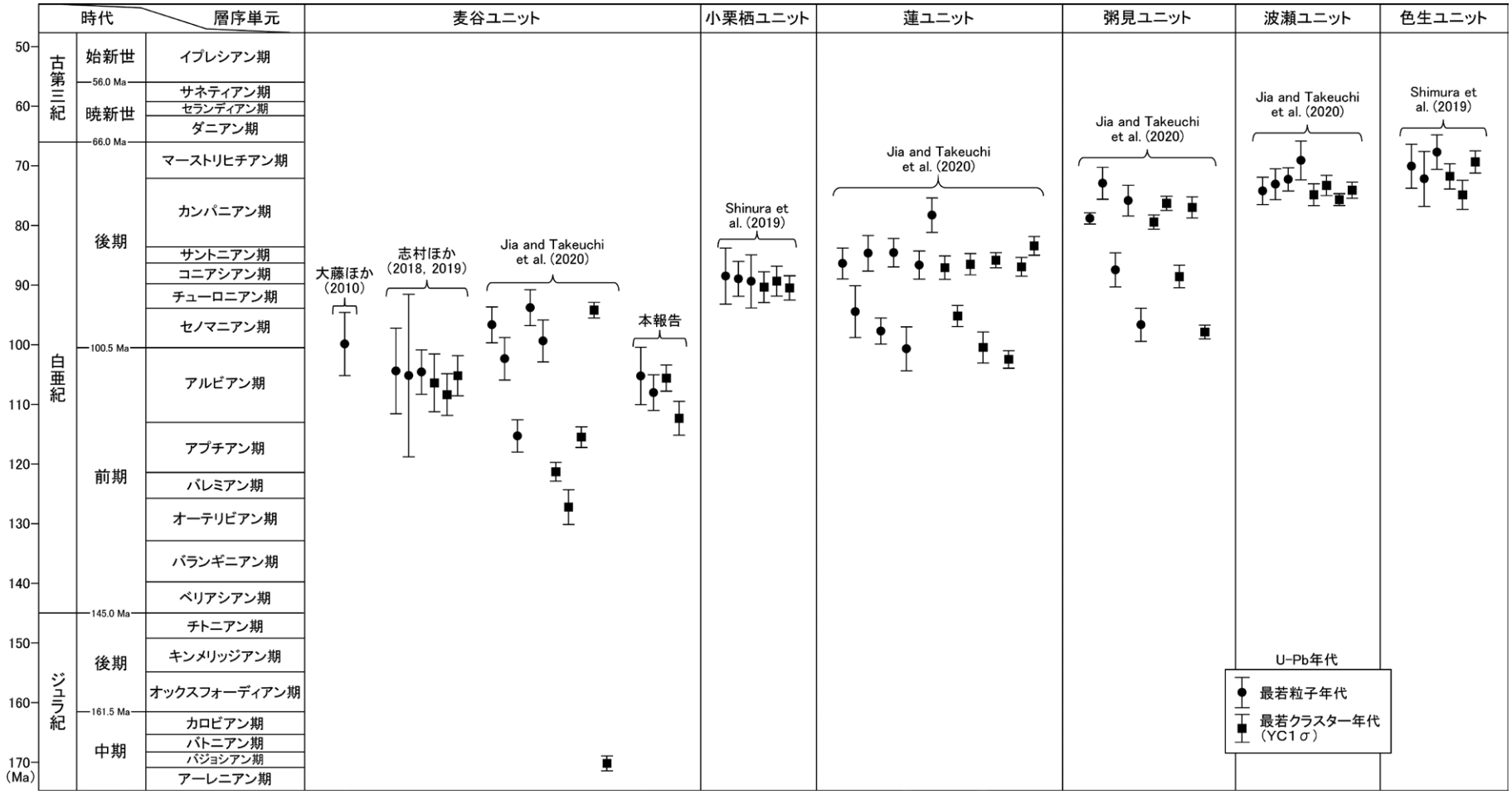
高見山図幅地域の三波川–四万十変成付加コンプレックスに関する研究は, 7 万 5 千分の 1 地質図幅「野後」（飯塚, 1932）から始まる．地質図幅「野後」では, 主に泥質千枚岩（原典では石墨千枚岩）で構成される宮川層として図示・記載された．志井田（1962）は，本地質体を長瀞変成帯に含め，竹内・大和大峯研究グループ（1984）は，岩相の特徴に基づいて本地質体を四万十帯に含めた．その後，竹内（1996）は，岩相・地質構造の特徴に基づいて本地質体を三波川帯の粥見層，飯高層及び四万十帯の麦谷層として区分・定義した（第 4. 1 図 a）．大和大峯研究グループ（2005, 2007, 2012）は，竹内（1996）の地質区分を採用せず，三波川帯の変成岩類，四万十帯の未区分地質体（原典では未区分四万十帯とされる）及び迷岳コンプレックスに区分した．大和大峯研究グループ（2005, 2007, 2012）では, 竹内（1996）の地質区分との対比が行われていない．志村ほか（2017, 2019）は，竹内（1996）の麦谷層を対象に野外調査を実施し，岩相に基づいて破断した砂岩泥岩互層と泥岩を主とする伊豆尾ユニットと泥岩を主とする狭戸ユニットの 2 つに区分した（第 4. 1 図 b）．また，砕屑性ジルコン U–Pb 年代測定を実施し，両ユニットの砂岩からアルビアン期の年代を示す最若クラスター年代を報告し，砂岩がアルビアン期以降に堆積したことを明らかにした．その後，Shimura *et al.*（2019）及び志村ほか（2020）は，麦谷層の層序単元をコンプレックスに変更した（第 4. 1 図 c）．さらに Shimura *et al.*（2019）は，志村ほか（2017, 2019）の調査地域西方に分布する麦谷コンプレックスを含め，野外調査に基づく岩相・地質構造の把握と砕屑性ジルコン U–Pb 年代測定を実施し, 伊豆尾ユニットと狭戸ユニットよりも構造的下位に分布する麦谷コンプレックスからアルビアン期よりも若いチューロニアン期～コニアシアン期の最若クラスター年代を報告した．Shimura *et al.*（2019）は，麦谷コンプレックスにおける構造的位置とジルコン年代の特徴を考慮し，志村ほか（2017, 2019）の伊豆尾ユニットと狭戸ユニットをアルビアン期のジルコン年代を示す Mg1 ユニットとして一括するとともに，Mg1 ユニットの構造的下位に分布するチューロニアン期～コニアシアン期の年代を示す麦谷コンプレックスを Mg2 ユニットと新たに定義した（第 4. 1 図 c）．志村ほか（2020）は, 麦谷コンプレックスにおける地質図を変更したが，ユニット区分は Shimura *et al.*（2019）を踏襲している．また，Shimura *et al.*（2019）及び志村ほか（2020）は，高見山図幅西隣の 5 万分の 1 地質図幅「吉野山」（以下, 吉野山図幅とする）に分布する三波川帯の色生層（竹内ほか, 1996）が，高見山図幅地域まで分布が延長されることを地質図で示した（第 4. 1 図 c）．

Jia and Takeuchi（2020）は，竹内（1996）の粥見層及び飯高層について岩相・地質構造及び砕屑性ジルコン U–Pb 年代（第 4. 2 図）の特徴に基づき再検討し，飯高層を構造的上位から下位へ，波瀬コンプレックス，蓮コンプレックス及び迷岳コンプレックスの 3 つに区分するとともに（第 4. 1 図 d），粥見層を粥見コンプレックスとして層序単元を変更した．一方，Yamaoka and Wallis（2022）は，竹内（1996）の区分を踏襲しつつも，粥見層を粥見ユニット，飯高層を飯高ユニットとして層序単元を変更するとともに，岩相・地質構造の特徴に基づき，飯高ユニットを北部のサブユニット A と南部のサブユニット B に細分した（第 4. 1 図 e）．サブユニット A と B は, Jia and Takeuchi（2020）の波瀬コンプレックスと，蓮コンプレックスと迷岳コンプレックスに概ね対応する．

本報告の地質区分・名称に関しては，岩相・地質構造に加えて, 既存研究と本報告の砕屑性ジルコン U–Pb 年代の結果（例えば, 志村ほか, 2017；Shimura *et al.*, 2019；Jia and Takeuchi, 2020）（第 4. 2 図）に基づき区分を行った．Shimura *et al.*（2019）の“麦谷コンプレックス”に関しては，砂岩がアルビアン期の最若クラスター年代を示す部分（Mg1 ユニット）とチューロニアン期～コニアシアン期の年代を示す部分（Mg2 ユニット）があり, 両者では優位な年代差が認められる（第 4. 2 図）．そのため，両者は異なる層序単元として区分する必要があると判断し，前者を麦谷ユニットとし，後者を小栗栖ユニット（新称）として再定義した（第 4. 1 図 f）. また, Jia and Takeuchi（2020）の“迷岳コンプレックス”は, 麦谷ユニットと岩相及び年代の特徴に類似することから，麦谷ユニットに含めることとした．以上より，高見山図幅地域の白亜紀変成付加コンプレックスは，麦谷ユニット，小栗栖ユニット，蓮ユニット，粥見ユニット，波瀬ユニット及び色生ユニットの 6 つのユニットから構成される．また，既存研究では，主に色生ユニット，蓮ユニット，粥見ユニット及び波瀬ユニットが“三波川帯の変成岩類”（もしくは三波川変成コンプレックス）, 麦谷ユニット及び小栗栖ユニットが“四万十帯の付加体構成岩類”（もしくは四万十付加コンプレックス）として認識される（例えば, 竹内, 1996；



第 4. 1 図　高見山図幅地域の三波川–四万十変成付加コンプレックスにおける，地質区分の変遷概略．(a) 竹内 (1996)．(b) 志村ほか (2017)．(c) Shimura *et al.* (2019) 及び志村ほか (2020)．(d) Jia and Takeuchi (2020)．(e) Yamaoka and Wallis (2022)．(f) 本報告．(a) ～ (e) における波線は，(f) の本報告によるユニット境界を示す．



第 4. 2 図　各ユニットから報告された砕屑性ジルコン U–Pb 年代
大藤ほか（2010），志村ほか（2017，2018），Jia and Takeuchi（2020），Shimura *et al.*（2019）及び本報告を基に作成.

西岡ほか, 2010；産総研地質調査総合センター, 2022；Yamaoka and Wallis, 2022；第 4. 1 図a–e）．ただし，両者の変成・変形履歴には共通点が多く（例えば, Shimura *et al.*, 2021；Yamaoka and Wallis, 2022），両者を区分する必要がないと考え, 本報告では“三波川–四万十変成付加コンプレックス”と一括して取り扱うこととする．また, 各ユニットの形成年代に関しては, 砕屑性ジルコンのU–Pb年代に基づいた解釈を行い，記載順はその形成年代の古いユニットから行う．このジルコンU–Pb年代の解釈においては，最若クラスター年代（YC1σ法：Dickinson and Gehrels, 2009）の上限を採用した（第 4. 2 図）．なお, 高見山図幅地域東部での麦谷ユニットと蓮ユニットの区分は砕屑性ジルコンのU–Pb年代解析に基づくものであるが（Jia and Takeuchi, 2020），両ユニット間で類似した年代構成パターンが存在するとともに，蓮ユニット内では試料間でのばらつきも大きく（第 4. 2 図），同区分に関する懐疑的な意見もある（Yamaoka and Wallis, 2022）．

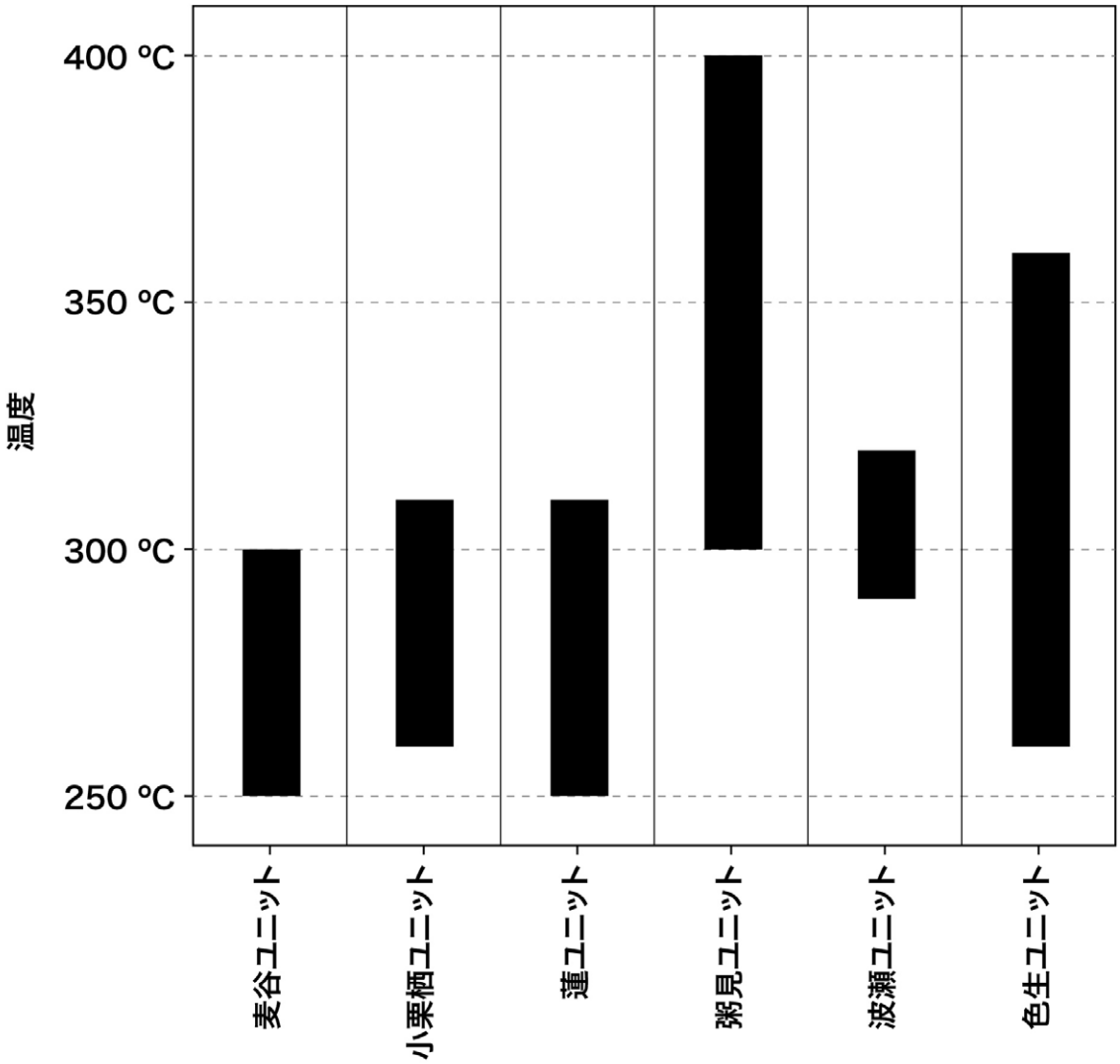
高見山図幅地域を含む紀伊半島中央部の変成作用に関しては，変成鉱物組み合わせや砕屑岩中炭質物のラマン分光分析による岩石学的検討がなされている（例えば，関ほか, 1964；越後・木村, 1973；竹内, 1988, 1996；Mori *et al.*, 2015；Shimura *et al.*, 2019, 2021；Yamaoka and Wallis, 2022；第 4. 3 図）．また，主な変成作用の年代は，粥見ユニットの泥質岩の白雲母のK–Ar年代及び白雲母–全岩のRb–Sr年代測定により，75 Ma前後と推定されている（高木ほか, 1989）．泥質岩の変成鉱物としては, 白雲母と緑泥石が普遍的に含まれる一方，ザクロ石は高見山図幅地域西隣の吉野山図幅地域における香束ユニット［竹内（1996）の香束層及びShimura *et al.*（2021）の香束コンプレックスに相当］の一部のみに認められる（例えば，竹内, 1996）．そのため，四国の三波川帯における泥質岩の鉱物組み合わせによる変成分帯（例えば, Higashino, 1990）に基づけば，高見山図幅地域を含めて紀伊半島中央部の三波川–四万十変成付加コンプレックスの大部分は，最も変成度の低い緑泥石帯（<360ºC，0.5–0.6 GPa；Enami *et al.*, 1994）に相当する．苦鉄質岩の変成鉱物としては，いずれのユニットにおいても，アクチノ閃石とパンペリー石が認められる（竹内, 1996；Shimura *et al.*, 2019；Jia and Takeuchi, 2020）．これらに加えて，色生ユニットでは赤鉄鉱，粥見ユニットでは赤鉄鉱，トレモラ閃石，アルカリ角閃石及びアルカリ輝石が確認されている（越後・木村, 1973；竹内, 1996；Shimura *et al.*, 2019；Jia and Takeuchi, 2020；第 4. 3 図a）．また近年，砕屑岩に含まれる炭質物のラマン分光分析による変成ピーク温度（最高被熱温度）解析が，紀伊半島中央部において盛んに行われている（Mori *et al.*, 2015；Shimura *et al.*, 2021；Yamaoka and Wallis, 2022；森ほか, 2022）．それらの結果は，麦谷ユニットで約 250～300ºC，小栗栖ユニットで約 260～310ºC，蓮ユニットで約 250～310ºC，粥見ユニットで約 300～400ºC，波瀬ユニットで約 290～320ºC，色生ユニットで約 260～360ºCを示す（第 4. 3 図b）．また大局的な温度構造は，ユニット境界をまたいで系統的に変化するとともに，北端の中央構造線に近づくにつれて温度上昇を示す．ただし，この南から北にかけての温度上昇構造が形成された要因としては，通常の広域変成作用時に変成ピーク温度を獲得した後に上昇テクトニクスに起因して温度構造が改変されたとする考え（Shimura *et al.*, 2021）と，中央構造線に関連した剪断熱もしくは熱水循環に起因する考え（Mori *et al.*, 2015；Yamaoka and Wallis, 2022）の異なる解釈がある．

変形作用に関しては，三波川–四万十変成付加コンプレックスに普遍的に発達する延性変形構造とともに，紀伊半島中央部では中央構造線に沿った剪断帯やユニット境界を切る胴切断層などの脆性変形構造も発達する（例えば，Shigematsu *et al.*, 2012；Jia and Takeuchi, 2020）．紀伊半島中央部の延性変形に関しては，複数回の変形段階が認識されている（例えば，竹内, 1996；Fukunari and Wallis, 2007；Mori *et al.*, 2015；Shimura *et al.*, 2021；Yamaoka and Wallis, 2022）．Fukunari and Wallis（2007）は，高見山図幅地域東隣の丹生図幅地域における粥見ユニット及び波瀬ユニットを対象とした変形構造解析より，4つの延性変形段階を識別した．また彼らは, 四国中央部・三波川帯の変形構造との類似性より，四国地方の呼称（Wallis, 1990）を踏襲して，これらの変形段階を，アルファベット順の添字を用いて，古い方から順にDr，Ds，Dt及びDuとした．また，紀伊半島中央部の他の三波川–四万十変成付加コンプレックスにおいても各段階に対応する変形構造が確認されている（Shimura *et al.*, 2021；Yamaoka and Wallis, 2022）．ただし，麦谷ユニットに発達するDs期よりも前の変形構造（block-in-matrix構造）に関しては，Drとは異なるものとの見解がある（Shimura *et al.*, 2021）．変成ピーク以降の上昇期の延性変形はDs期以降であり（Wallis *et al.*, 1992；Wallis, 1998），紀伊半島中央部において普遍的に発達する主片理面及び主片理面上に発達する伸長線構造は上昇初期のDs期のものとされている（例えば，Fukunari and Wallis，2007；青矢，2010）．Ds期より後の変形構造は主片理面を曲げる褶曲として認識され，さらに褶曲軸面の姿勢により，低角軸面を有するDt褶曲と高角軸面を有するDu褶曲に区分される（例えば, Fukunari and Wallis, 2007）. 高見山図幅地域東部から丹生図幅地域にかけては，Ds期よりも後の変形構造としてはDu褶曲が卓越するとともに, この褶曲軸面が中央構造線に近づくにつれて倒れ込む傾向が認められ（Fukunari and Wallis, 2007；Yamaoka and Wallis, 2022），Fukunari and Wallis（2007）はこの軸面の空間的変化が中央構造線の正断層運動に伴って形成されたとしている．一方, 高見山図幅地域西隣の吉野山図幅地域では，同様な空間変化の特徴は認められない（Shimura *et al.*,

(a) 苦鉄質岩

変成鉱物	麦谷ユニット	小栗栖ユニット	蓮ユニット	粥見ユニット	波瀬ユニット	色生ユニット
アクチノ閃石	○	○	○	○	○	○
パンペリー石	○	○	○	○	○	○
赤鉄鉱				○		○
トレモラ閃石				○		
アルカリ角閃石				○		
アルカリ輝石				○		

(b) 変成ピーク温度



第 4. 3 図　各ユニットにおける，苦鉄質岩に含まれる変成鉱物と炭質物のラマン分光分析による変成ピーク温度範囲
(a) 苦鉄質岩に含まれる変成鉱物．越後・木村 (1973)，竹内 (1996)，Shimura *et al.* (2019) 及び Jia and Takeuchi (2020) を基に作成．(b) 砕屑岩に含まれる炭質物のラマン分光分析による変成ピーク温度範囲．Mori *et al.* (2015)，Shimura *et al.* (2021)，Yamaoka and Wallis (2022) 及び森ほか (2022) を基に作成．

2021）．また近年，延性変形に着目した歪解析では，Shimura *et al.*（2021）が麦谷ユニット及び色生ユニットにおける褶曲の翼間隔の解析より，両ユニット間では有限歪に系統的な差があることを報告した．一方，Yamaoka and Wallis（2022）及び森ほか（2022）は，蓮ユニット，粥見ユニット及び波瀬ユニットにおける砕屑性粒子の軸比の解析から，Ds期より後の変形の影響は小さいことを報告した．中央構造線，胴切断層及びユニット境界の断層などで観察される脆性変形の詳細については，第9章で説明する．なお，高見山図幅地域では，変形段階の指標になる大きな斜長石ポーフィロブラストが認められないこと，野外観察において主片理面を曲げる複数回の変形構造の一貫した重複関係が確認できないこと，さらに，Fukunari and Wallis（2007）で示されるような中央構造線に近づくにつれての褶曲軸面の系統的な空間変化が認められない地域があったことなどから，本報告では主片理面を曲げる変形構造の変形ステージ区別は行わなかった．

4. 2　麦谷ユニット（Mgb, Mgc, Mgp, Mgs, Mgx）

命名・定義　竹内（1996）により麦谷層と命名．その後，志村ほか（2019）により層序単元をコンプレックスに変更．本報告では，層序単元の変更に伴い，麦谷ユニットに名称を変更．また，4. 1章で述べた通り，Shimura *et al.*（2019）及び志村ほか（2020）の麦谷コンプレックスMg1ユニット（Mg2ユニットは除外）と，Jia and Takeuchi（2020）の迷岳コンプレックスを併合して麦谷ユニットとする．本ユニットは，破断した砂岩泥質千枚岩互層や泥質千枚岩を主とし，砂岩，チャート，玄武岩類及び混在岩を伴う地質体として定義されている（竹内, 1996；志村ほか, 2017）．

模式地　奈良県吉野郡東吉野村高見川と四郷（しごう）川の合流点より伊豆尾に至る高見川沿い（竹内, 1996）．

分布　高見山図幅地域では，西端の奈良県吉野郡東吉野村鷲家～木津川～狭戸から東端の三重県多気郡大台町滝谷（たきや）にかけて分布し，木梶断層以東で急激に分布幅が狭まる．北限に関しては，高見山図幅地域西端から東吉野村木津までは和泉層群もしくは領家深成岩類と中央構造線を介して接し，それより東では蓮ユニットと断層を介して接する．南限に関しては，東吉野村麦谷以西では小栗栖ユニットと断層を介して接する．また，東吉野村麦谷以東では秩父付加コンプレックスと大峯–大台スラストもしくは木梶断層を介して接する．東限は東隣の丹生図幅地域内の大台町唐櫃（からと）～小切畑（こぎりはた）付近，西限は西隣の吉野山図幅地域内の東吉野村小川である．高見山図幅地域内の井光川上流域にも分布する．

層厚　見かけ4,300 m以上．

岩相　麦谷ユニットは，破断した砂岩泥質千枚岩互層（Mgs）や泥質千枚岩（Mgp）を主とし，地質図に表現できる規模のチャート（Mgc），玄武岩類（Mgb）の岩体及び混在岩（Mgx）を伴う（第4. 4図）．破断した砂岩泥質千枚岩互層は，泥質基質中に厚さ数cm～数mの砂岩がレンズ状の岩塊として含まれる（第4. 4図a）．砂岩は，主に細粒～中粒砂岩であり，塊状で，灰白色を呈する．主に石英，斜長石，アルカリ長石，流紋岩片及び珪長質凝灰岩片からなり，少量のザクロ石，ジルコン，不透明鉱物及び安山岩片を含む（第4. 4図b）．東吉野村木津周辺の砂岩には，弱い劈開面があり，劈開面に沿って白雲母が定向配列しているほか，石英の圧力溶解も認められる．泥質千枚岩は，黒色を呈し，灰白色もしくは青灰色を呈する珪長質凝灰質千枚岩を狭有する（第4. 4図c）．泥質千枚岩は，石英，長石，白雲母及び炭質物からなる．チャートは，層状もしくは塊状で（第4. 4図d），白色，淡緑色及び赤色を呈する．層状チャートは，単層厚数cm～10 cmの珪質部と単層厚数mm～数cmの泥質部が律動的に互層している．チャートは，微晶質な石英や微細な粘土鉱物からなり，一部の赤色チャートには放散虫化石が認められる（第4. 4図e）．玄武岩類は，玄武岩と苦鉄質凝灰岩からなる．玄武岩は，塊状もしくは枕状で，緑色もしくは暗緑色を呈し，長柱状の斜長石からなる斑晶と針状の斜長石や不透明鉱物からなる石基で構成される（第4. 4図f）．苦鉄質凝灰岩は，緑色もしくは黄緑色を呈し，針状の斜長石や不透明鉱物からなる．これらの玄武岩類には，変成鉱物として，アルバイト，緑れん石，緑泥石，パンペリー石及び方解石が認められる（第4. 4図g）．混在岩は，泥質基質中に砂岩，チャート及び玄武岩類をレンズ状・ブロック状の岩塊として含む（第4. 4図h）．

地質構造　麦谷ユニットに発達する主要な片理面（第4. 5図a）は，概ね西北西–東南東走向で，北に中角で傾斜する．この片理面は，砂岩と泥質千枚岩の層理面及び泥質千枚岩と珪長質凝灰質千枚岩の層理面を曲げる微細褶曲の軸面劈開（第4. 5図b）の走向傾斜と一致する．また，片理面を曲げる，西北西–東南東方向でほぼ水平な褶曲軸をもつ横臥褶曲（第4. 5図c）及び正立褶曲が，顕微鏡もしくは露頭スケールでしばしば認められる．大又川北方支流域では，地質図規模の正立褶曲が確認できる．麦谷ユニットは，構造的上位にあたる破断した砂岩泥質千枚岩互層を主としチャートの岩体を多く伴う部分と，下位にあたる泥質千枚岩を主とし玄武岩類の岩体を多く伴う部分に分けることができる．志村ほか（2017, 2019）は，上記の岩相組み合わせの違いに基づき，前者を伊豆尾ユニット，後者を狭戸ユニットとした．両者の境界は，東吉野村大又川北方支流域で確認することができ，N87°W，38°Nの断層面を有している（第4. 6図）．上記すべての構造は，北東–南西走向の高角度断層により切られている（第4. 5図d，第4. 6図）．

年代　大和大峯研究グループ（1994）は，井光川上流域に

分布する麦谷ユニット中の珪長質凝灰質千枚岩から，*Thanarla conica* 及び *Pseudodictyomitra carpatica* の放散虫化石を報告し，前期白亜紀とした．

砕屑性ジルコン U–Pb 年代に関して，大藤ほか（2010）は，高見山図幅地域内の，麦谷川流域の砂岩（1 試料）より，最若粒子年代として約 100 Ma を報告した．また，志村ほか（2017, 2018）は，高見山図幅地域内の高見川南方支流域，日裏川南方支流域及び麦谷川流域の砂岩（3 試料）より，最若クラスター年代（YC1σ法：Dickinson and Gehrels, 2009）として約 109～106 Ma，最若粒子年代として約 106～105 Ma を報告した．Jia and Takeuchi（2020）は，高見山図幅地域内の木屋谷川流域と蓮川流域の砂岩（2 試料）及び丹生図幅地域内の宮川流域の砂岩（3 試料）より，最若クラスター年代として約 171～94 Ma，最若粒子年代として 116～94 Ma を報告した．

加えて，今回，高見山図幅地域の南東部に位置する迷岳の南東側の 2 地点において，変成作用を受けた砂岩（試料 Mg-1，Mg-2）の砕屑性ジルコン U–Pb 年代測定を行い，最若クラスター年代（YC1σ法：Dickinson and Gehrels, 2009）として 105.8 ± 2.2 Ma と 112.6 ± 2.9 Ma，最若粒子年代として 105.5 ± 4.9 Ma と 108.3 ± 3.1 Ma を得た（第 4. 1 表）．これらの結果のコンコーディア図を第 4. 7 図と第 4. 8 図に，相対確率分布及びヒストグラムを第 4. 9 図と第 4. 10 図に示す．また，得られたすべての年代データを竹内ほか（2024）に示した．

麦谷ユニットの最若クラスター年代や最若粒子年代はアルビアン期を示すことが多いことから，麦谷ユニットの形成年代をアルビアン期以降と解釈する．

4. 3　小栗栖ユニット（Kgp, Kgs, Kgx）

命名・定義　本報告により新称．Shimura *et al.*（2019, 2021），志村ほか（2020）の麦谷コンプレックス Mg2 ユニットに相当する．破断した砂岩泥質千枚岩互層を主とし，玄武岩類及び混在岩を伴う地質体として定義された．

模式地　高見山図幅地域外の奈良県吉野郡東吉野村中黒より高見川と鷲家川の合流点に至る高見川沿い．

分布　高見山図幅地域では，西端の奈良県吉野郡東吉野村狭戸付近から東吉野村麦谷にかけて分布する．北限は断層を介して麦谷ユニットと接する．南限から東限にかけては大峯–大台スラストを介して秩父付加コンプレックスと接する．西隣の吉野山図幅地域内の吉野川，津風呂川，高見川，鷲家川流域においても分布が確認される（Shimura *et al.*, 2019, 2021；志村ほか, 2020）．

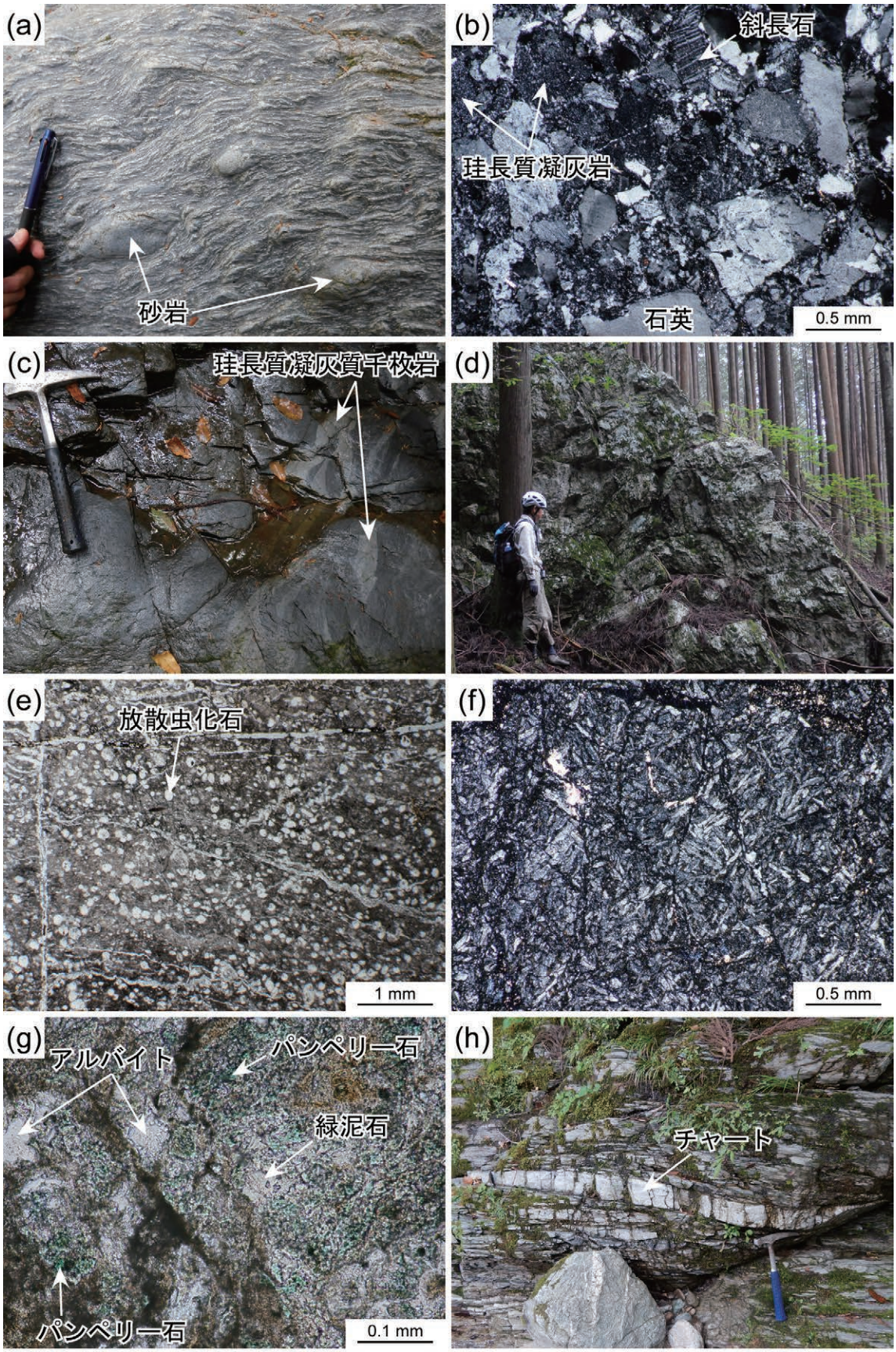
層厚　高見山図幅地域外の奈良県吉野郡吉野町小名，色生及び窪垣内周辺で見かけ 2,500 m 以上．

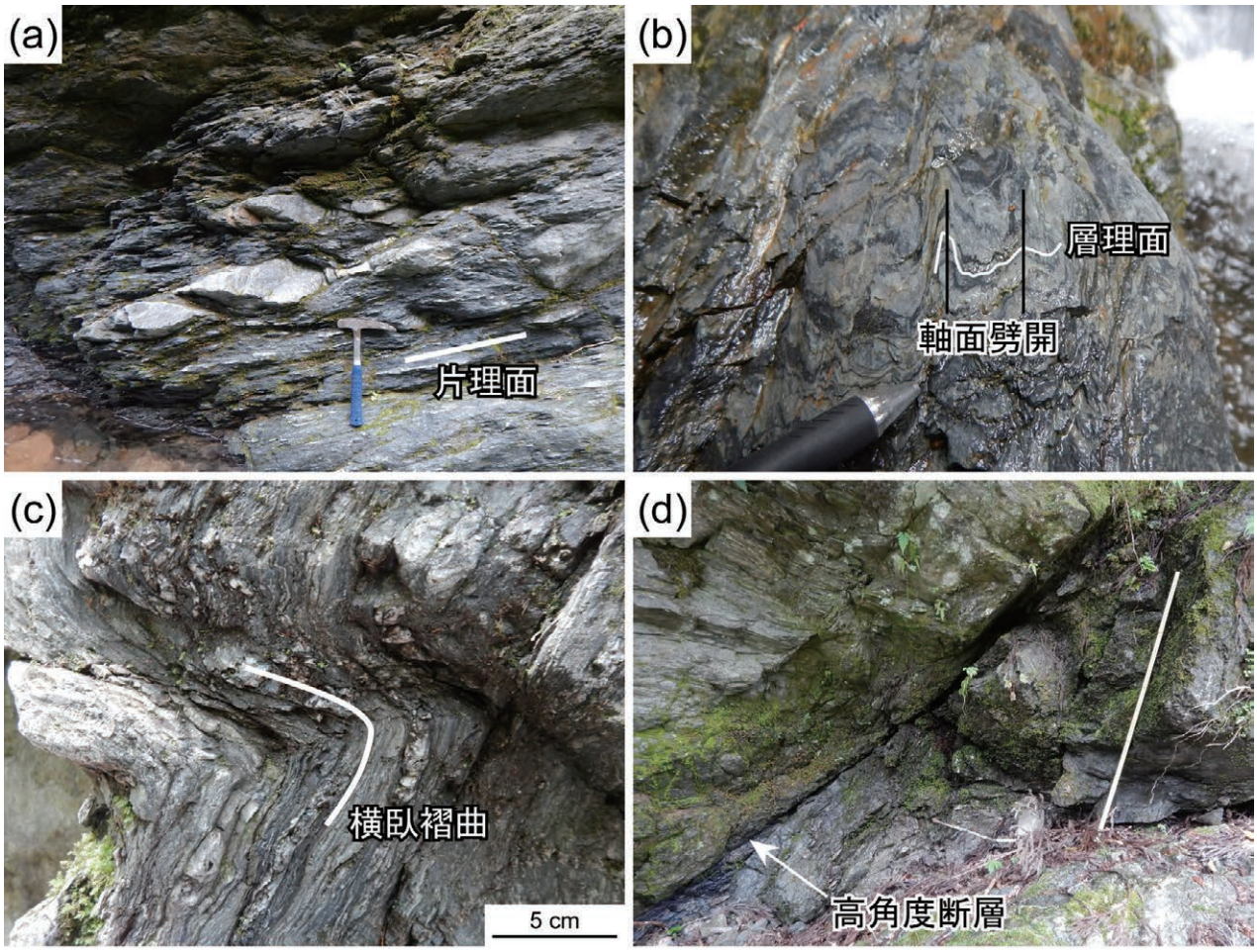
岩相　小栗栖ユニットは，破断した砂岩泥質千枚岩互層（Kgs）や泥質千枚岩（Kgp）を主とし，混在岩（Kgx）を伴う．吉野山図幅地域内の津風呂川流域には地質図に表現できる規模の玄武岩類の岩体を伴う（Shimura *et al.*, 2019, 2021；志村ほか, 2020）．本ユニットは，構造的上位の麦谷ユニットと異なり，地質図に表現できる規模のチャートの岩体を伴わない．破断した砂岩泥質千枚岩互層は，泥質基質中に厚さ数 cm～数 m の砂岩がレンズ状の岩塊として含まれる（第 4. 11 図 a）．砂岩は，主に細粒～中粒砂岩であり，塊状で，灰白色を呈する（第 4. 11 図 b）．主に石英，斜長石，アルカリ長石，流紋岩片及び珪長質凝灰岩片からなり（第 4. 11 図 c），少量の褐れん石，ジルコン，不透明鉱物，安山岩片，玄武岩片及び泥岩片を含む．泥質千枚岩（Kgp）は，黒色を呈し，灰白色を呈する珪長質凝灰質千枚岩を狭有する．泥質千枚岩は，石英，長石，白雲母，及び炭質物からなる．混在岩は，泥質基質中に砂岩，チャート及び玄武岩類（第 4. 11 図 d）をレンズ状・ブロック状の岩塊として含む．構造的上位の麦谷ユニットの混在岩ではチャートの岩塊の割合が多い一方，本ユニットの混在岩では玄武岩類の岩塊の割合が多い．

地質構造　小栗栖ユニットに発達する主要な片理面は，概ね西北西–東南東走向で，北に中角で傾斜する．この片理面は，砂岩と泥質千枚岩の層理面及び泥質千枚岩と珪長質凝灰質千枚岩の層理面を曲げる微細褶曲の軸面劈開の走向・傾斜と一致する．また，片理面を曲げる，西北西–東南東方向でほぼ水平な褶曲軸をもつ横臥褶曲及び正立褶曲が，顕微鏡もしくは露頭スケールでしばしば認められる．麦谷川上流域では，地質図規模の正立褶曲が確認できる．上記すべての構造は，北東–南西走向の高角度断層により切られている．

年代　Shimura *et al.*（2019）は，吉野山図幅地域の砂岩（3 試料）の砕屑性ジルコン U–Pb 年代を報告した．それによると，最若クラスター年代（YC1σ法：Dickinson and Gehrels, 2009）は約 91～89 Ma，最若粒子年代は約 90～88

第 4. 4 図　麦谷ユニットの露頭写真及び薄片写真→
(a) 破断した砂岩泥質千枚岩互層．東吉野村伊豆尾の高見川流域．(b) 砂岩の薄片．東吉野村麦谷の麦谷川流域．直交ポーラー．(c) 珪長質凝灰質千枚岩を挟有する泥質千枚岩．東吉野村大又の大又川北方支流域．(d) 白色塊状チャート，東吉野村日裏の日裏川南方支流域．(e) 赤色層状チャートの薄片．東吉野村三尾の四郷川東方支流域．単ポーラー．(f) 玄武岩の薄片．東吉野村大又の大又川南方支流域．直交ポーラー．(g) 玄武岩の薄片．東吉野村麦谷の麦谷川流域．単ポーラー．(h) 泥質基質中にチャート岩塊を含む混在岩．東吉野村伊豆尾の高見川流域．


(a)
砂岩
(b)
斜長石
珪長質凝灰岩
石英
0.5 mm
(c)
珪長質凝灰質千枚岩
(d)
(e)
放散虫化石
1 mm
(f)
0.5 mm
(g)
アルバイト
パンペリー石
緑泥石
パンペリー石
0.1 mm
(h)
チャート



第 4. 5 図　麦谷ユニットの露頭写真
(a) 麦谷ユニットに発達する主要な片理面．東吉野村杉谷の杉谷川上流域．(b) 泥質千枚岩と珪長質凝灰質千枚岩の層理面を曲げる微細褶曲の軸面劈開．東吉野村木津川の日裏川流域．(c) 横臥褶曲．東吉野村大又の大又川北方支流域．(d) 北東–南西走向の高角度断層．東吉野村大豆生の四郷川流域．

Ma を示す．本研究では，上記の最若クラスター年代の上限値より，小栗栖ユニットの形成年代をチューロニアン期～コニアシアン期以降と解釈した．

4. 4　蓮ユニット（Hcm, Hcc, Hcp, Hcs）

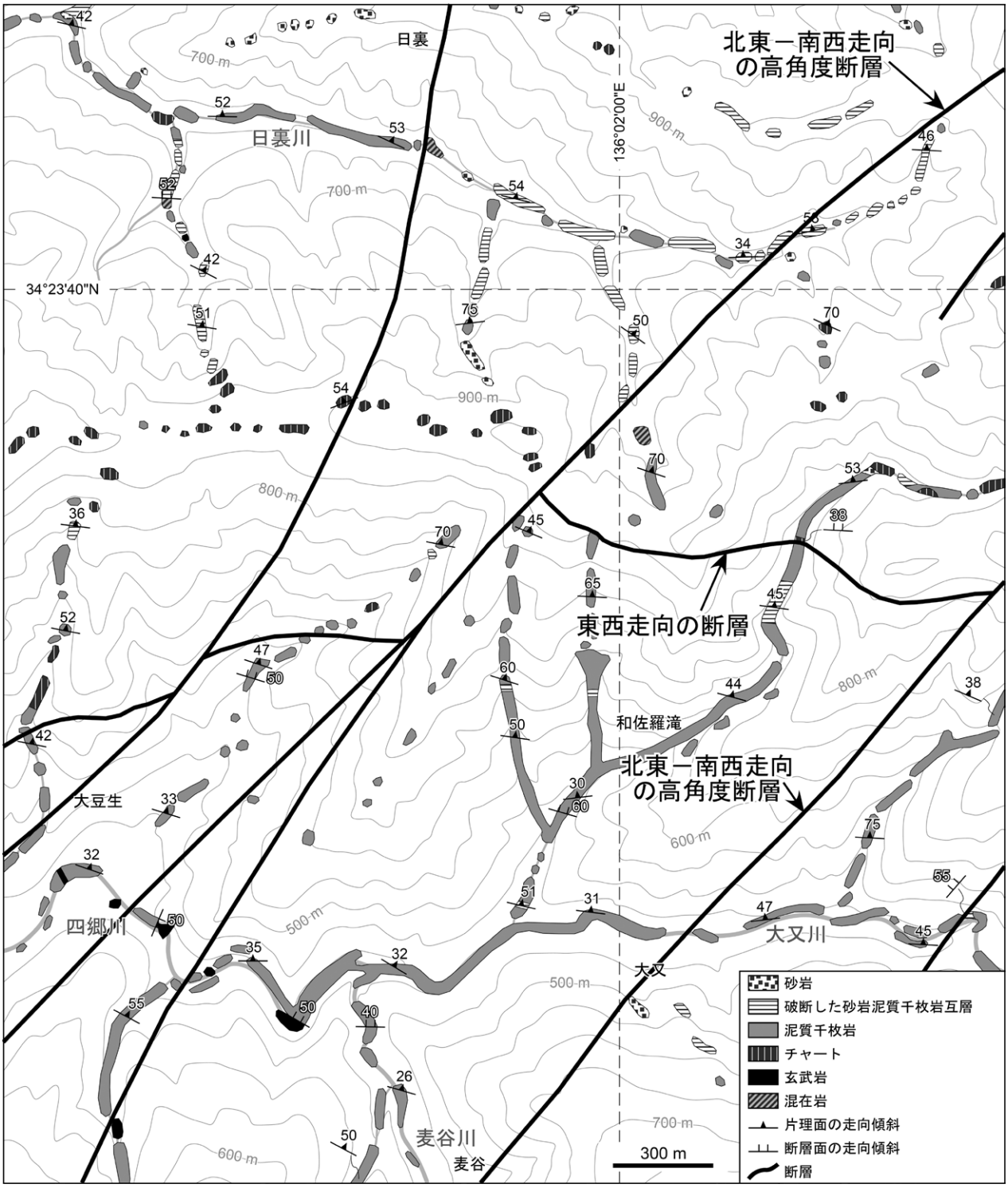
命名・定義　竹内（1996）により命名された飯高層は，Jia and Takeuchi（2020）により，3 つの地質体（迷岳・蓮・波瀬コンプレックス）に細分が行われた．これらのうち蓮コンプレックスを，層序単元の変更を行い，蓮ユニットに名称を変更した．本ユニットは，片状砂岩と泥質千枚岩を主体として，少量の珪長質凝灰岩，淡緑苦鉄質千枚岩，及び玄武岩を伴い，稀に石灰岩を含む地質体として定義された（Jia and Takeuchi, 2020）．

模式地　竹内（1996）は，飯高層に関して，三重県松阪市飯高町森字木屋切（こやぎり）の南方，唐谷川（からたにがわ）沿いの林道を模式地とした．この模式地は，本報告の蓮ユニットに相当する．一方，蓮ユニットを初めに定義した Jia and Takeuchi（2020）では，模式地が示されていない．そのため本報告では，飯高町森の唐谷川～迷岳及び周辺を，本ユニットの模式地として再設定した（第 4. 12 図）．

分布　高見山図幅地域では，奈良県吉野郡東吉野村木津から東端の三重県松阪市飯高町森にかけて，概ね西北西–東南東方向に分布し，奥香肌湖付近で分布幅が最も厚くなる．北限に関しては，東吉野村木津から飯高町舟戸（ふなと）までは和泉層群，領家深成岩類もしくは高見山酸性岩と中央構造線を介して接し，それより東では波瀬ユニットと断層を介して接する，南限は，麦谷ユニットと断層を介して接する．蓮ユニットは，丹生図幅地域の飯高町森及び三重県多気郡大台町栗谷（くりだに）付近においても分布が確認されている（Jia and Takeuchi, 2020）．

層厚　見かけ 6,500 m 以上．

岩相　泥質千枚岩（Hcp）を主体として，変成砂岩（Hcs），変成チャート（Hcc）及び苦鉄質千枚岩（Hcm）を伴う．また，一部で，珪長質凝灰質千枚岩，大理石及び蛇紋岩も認められる．粒径や構成鉱物等の各岩相の特徴は，概ね



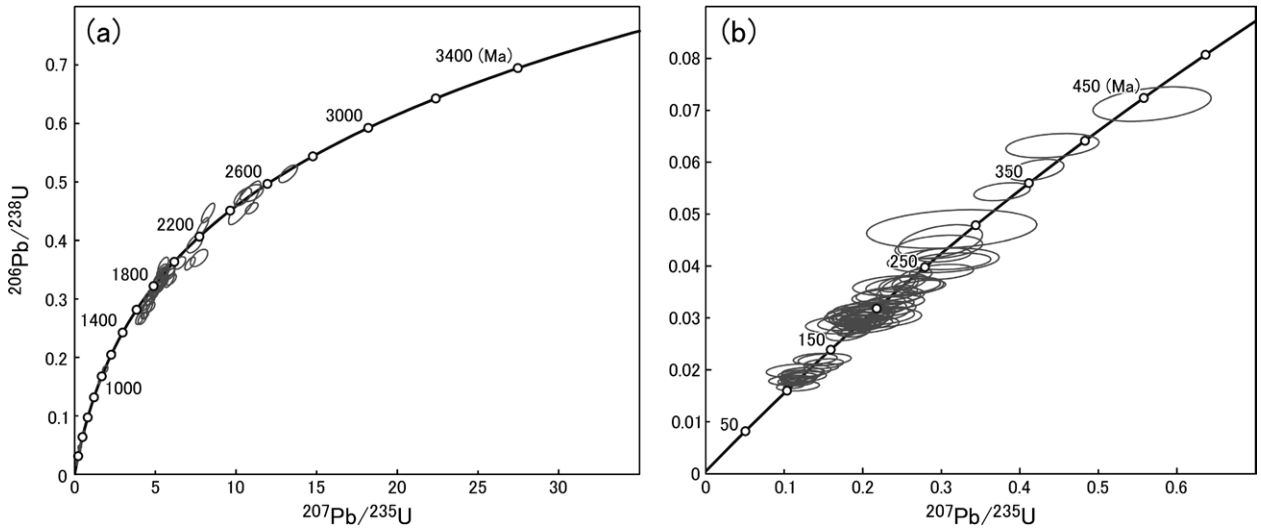
第 4. 6 図　麦谷ユニットのルートマップ（日裏川から麦谷川）

奈良県吉野郡東吉野村日裏川，四郷川，大又川及び麦谷川流域における麦谷ユニットのルートマップ．東西走向の断層（図中央部）を境にして，北側（構造的上位）には主に破断した砂岩泥質千枚岩と泥質千枚岩が，南側（構造的下位）には主に泥質千枚岩が分布しており，岩相組み合わせの特徴が異なる．この東西走向の断層の露頭は，東吉野村大又の大又川北方支流域において確認でき，N87 °W，38 °Nの断層面を有している．志村ほか（2017，2019）は，この断層を境に北側を伊豆尾ユニット，南側を狭戸ユニットに区分した．また，東西走向の断層も含め麦谷ユニットのすべての構造を切断する北東–南西走向の高角度断層が発達している．

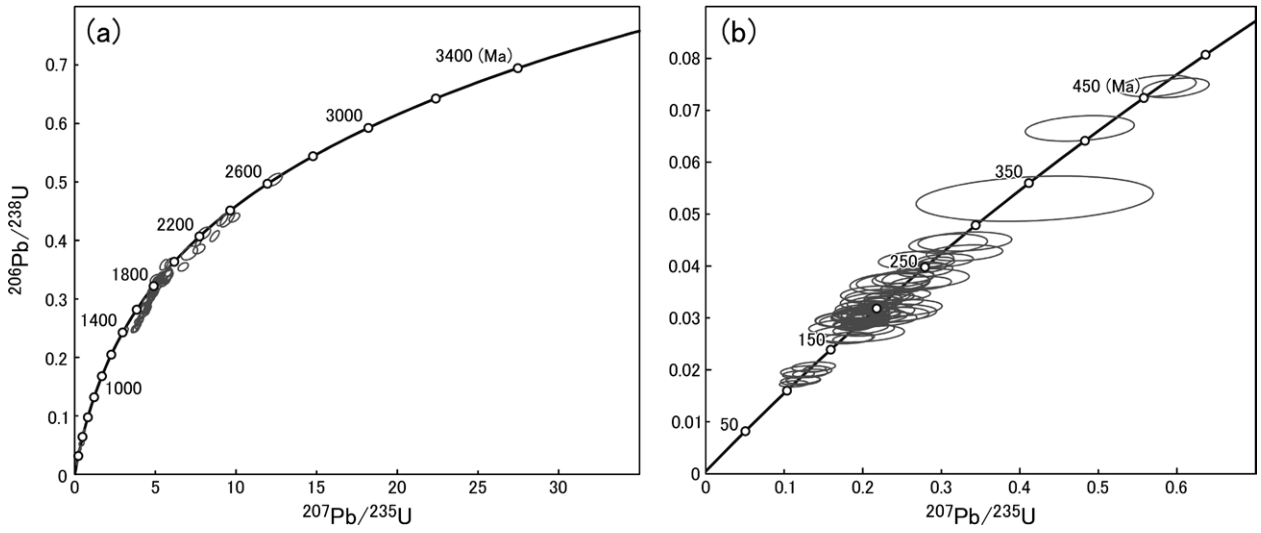
第 4. 1 表　麦谷ユニットの砂岩から得られたジルコン U–Pb 年代

試料番号	地質区分	緯度経度	YSG(Ma)	YC1σ(Ma)	MSWD
Mg-1	麦谷ユニット	34° 20′ 31.5″ N 136° 13′ 49.7″ E	105.5 ± 4.9	105.8 ± 2.2(2粒子)	0.014
Mg-2	麦谷ユニット	34° 20′ 40.9″ N 136° 13′ 12.7″ E	108.3 ± 3.1	112.6 ± 2.9(2粒子)	0.068

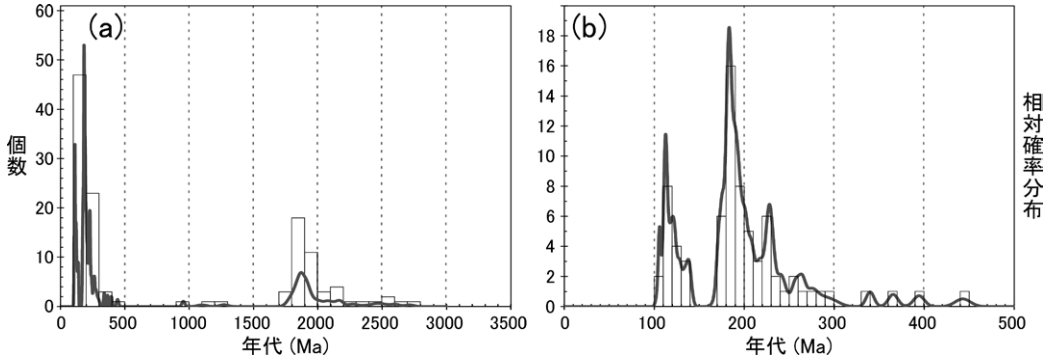
YSG：最若粒子年代，YC1σ：Dickinson and Gehrels（2009）に基づく最若クラスター年代，MSWD：重み付き標準偏差の二乗平均（Mean Square Weighted Deviation）.



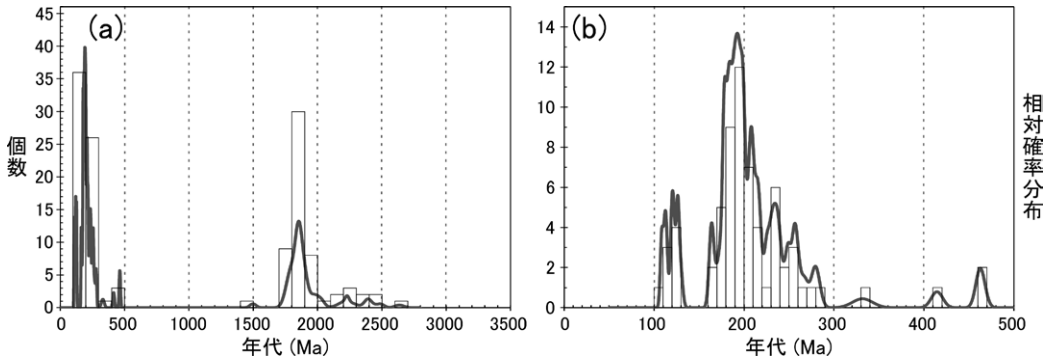
第 4. 7 図　麦谷ユニットの試料Mg-1 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代のコンコーディア図
(a) すべてのコンコーダントなデータ．123 粒子，123 スポット．(b) 0〜500 Ma のコンコーダントなデータ．74 粒子，74 スポット．楕円は誤差 2σで示している．



第 4. 8 図　麦谷ユニットの試料Mg-2 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代のコンコーディア図
(a) すべてのコンコーダントなデータ．125 粒子，125 スポット．(b) 0〜500 Ma のコンコーダントなデータ．66 粒子，66 スポット．楕円は誤差 2σで示している．



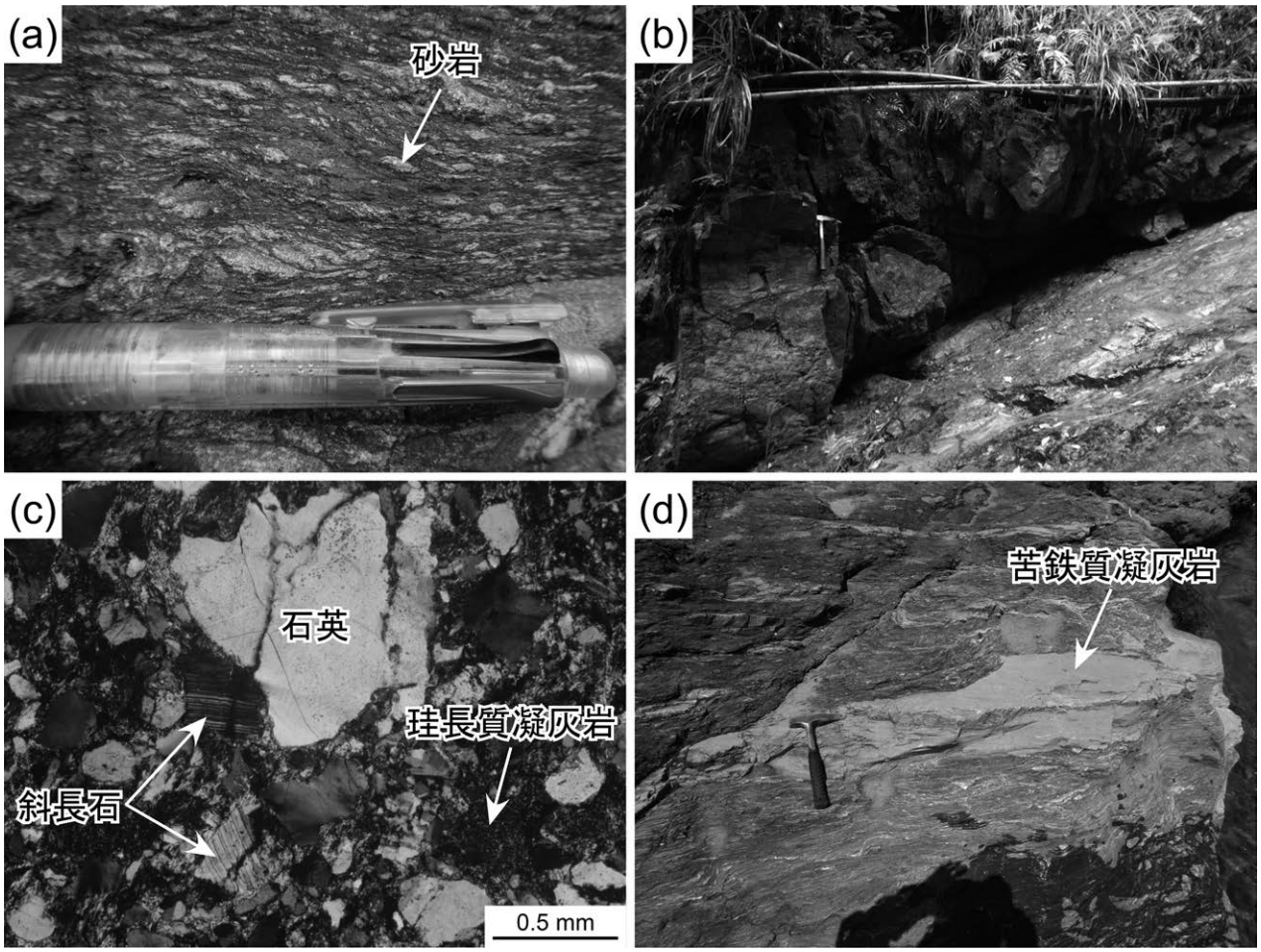
第 4. 9 図　麦谷ユニットの試料 Mg-1 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代の相対確率分布及びヒストグラム図
(a) すべてのコンコーダントなデータ．0～1000 Ma の年代は ^{238}U–^{206}Pb 年代，1000 Ma 以上の年代は $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年代．123 粒子，123 スポット．(b) 0～500 Ma のコンコーダントなデータ．74 粒子，74 スポット．



第 4. 10 図　麦谷ユニットの試料 Mg-2 から得られた砕屑性ジルコン U–Pb 年代の相対確率分布及びヒストグラム図
(a) すべてのコンコーダントなデータ．0～1000 Ma の年代は ^{238}U–^{206}Pb 年代，1000 Ma 以上の年代は $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年代．125 粒子，125 スポット．(b) 0～500 Ma のコンコーダントなデータ．66 粒子，66 スポット．

迷岳コンプレックスと類似するが，変成砂岩に片理が発達することや，分布割合としてレンズ状岩塊を含む泥質千枚岩，苦鉄質千枚岩及び変成チャートが多い一方で変成砂岩が少ない，といった相違点がある．

泥質千枚岩は，暗灰色～黒色を呈し，露頭規模でレンズ状岩塊を含むことが多い（第 4. 13 図a）．レンズ状岩塊の岩相は主に変成砂岩で，珪長質凝灰質千枚岩，大理石，変成チャート，苦鉄質千枚岩及び蛇紋岩もある．特に本ユニット北限の波瀬ユニットとの境界付近では変成チャート岩塊が卓越する．また，レンズ状岩塊を含まない泥質千枚岩は，変成砂岩と様々な量比・間隔で互層した整然相，もしくはその破断相（第 4. 13 図b）としても認められる．模式地及びその周辺では，北から南にかけてレンズ状岩塊を含む泥質千枚岩と変成砂岩泥質千枚岩互層の繰り返しが確認できる（第 4. 12 図）．鏡下においては，泥質千枚岩は，石英，斜長石，白雲母，緑泥石及び炭質物が認められ，石英濃集層と炭質物・粘土鉱物濃集層の互層を伴う平滑な片理面が発達する（第4. 14 図a）一方，レンズ状岩塊を含む泥質千枚岩では，平滑な片理面は認められず，また，レンズ状岩塊の大部分を占める変成砂岩は，石英が再結晶化していることが多い（第 4. 14 図b）．変成砂岩は灰色～暗灰色を呈し，塊状もしくは泥質千枚岩を薄く挟んで産する（第 4. 13 図c）．主に，石英，長石，白雲母及び炭質物からなるが，岩石片の識別は変成及び変形により困難である（第 4. 14 図c）．また，粘土鉱物の定向配列に規定された片理面が認められることが多い．変成チャートは，白色～淡灰色を呈するものが多く，薄い粘土層と互層した層状チャートもみられる（第 4. 13 図d）．変成チャートの分布域は散在するものの，高見山図幅地域内において広域的に認められ，特に西部の東吉野村杉谷付近ではkmスケールの厚さで分布する．細粒な石英を主体として，粘土鉱物を含み，麦谷ユニット［Jia and Takeuchi（2000）の迷岳コンプレックス］と同様に，片理の発達や再結晶化した放散虫の遺骸が認められる（第 4. 14 図d）．苦鉄質千枚岩は，淡緑色～緑色を呈し，片理が発達する（第 4. 13 図e）．火成鉱物としては，単斜輝石が認められ（第 4. 14 図e），変成鉱物としては，アルバイト，緑泥石及び緑れん石などを含む．大理石は数m以下の層厚で泥質千枚岩に挟まれ（第 4. 13 図f），主に方解石からなる．蛇紋岩は，飯高町舟戸の舟戸川支流と飯高町青田の奥香肌湖北の林道沿いに分布する．後者の蛇紋岩に関しては，泥質千枚岩との明瞭な境界露頭が確認

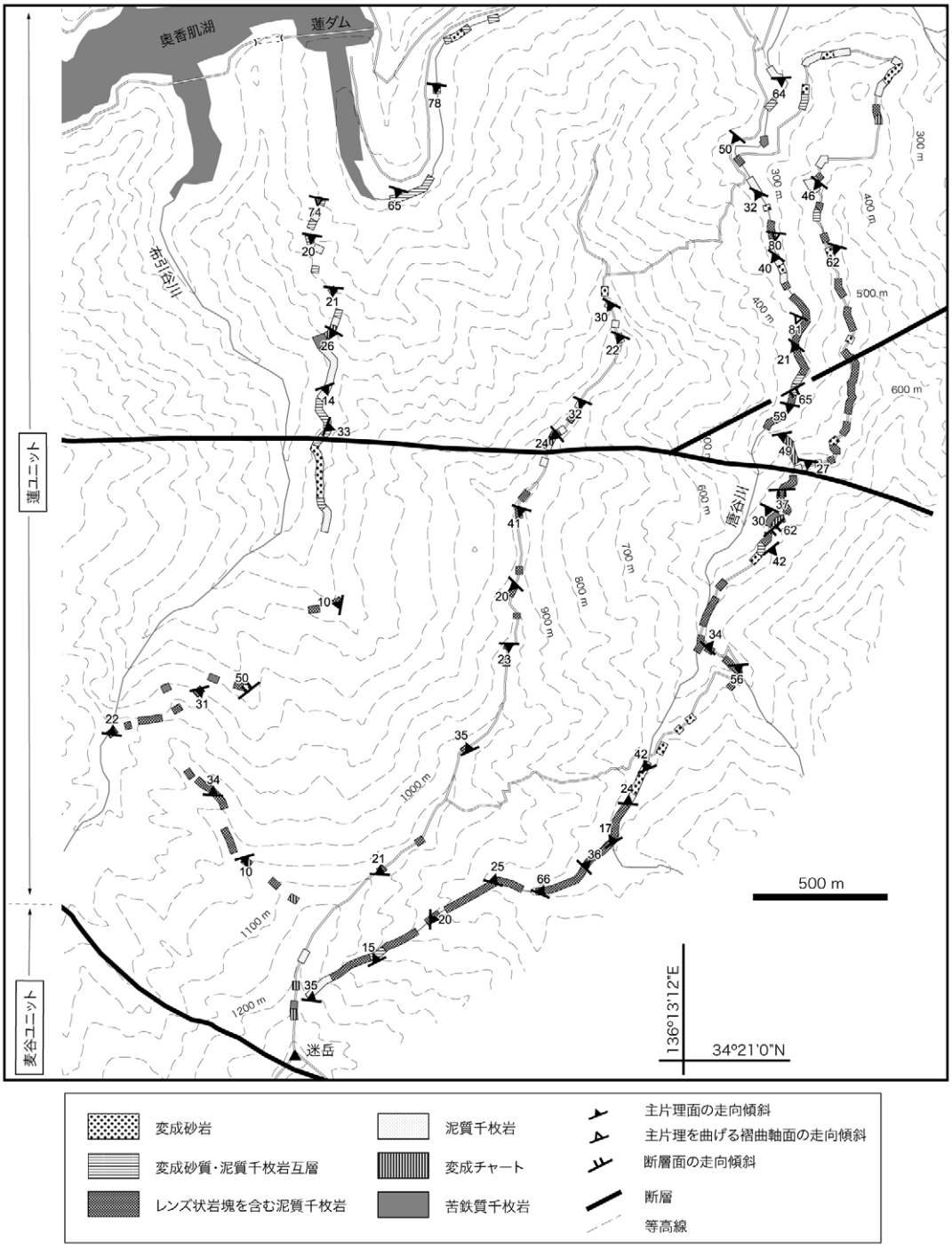


第 4. 11 図　小栗栖ユニットの露頭写真及び薄片写真
(a) 破断した砂岩泥質千枚岩互層．西隣の吉野山図幅地域内，東吉野村中黒の高見川流域．(b) 砂岩．西隣の吉野山図幅地域内，東吉野村小川の鷲家川流域．(c) 砂岩の薄片．西隣の吉野山図幅地域内，東吉野村小川の鷲家川流域．直交ポーラー．(d) 混在岩中の苦鉄質凝灰岩．西隣の吉野山図幅地域内，東吉野村小栗栖の高見川流域．

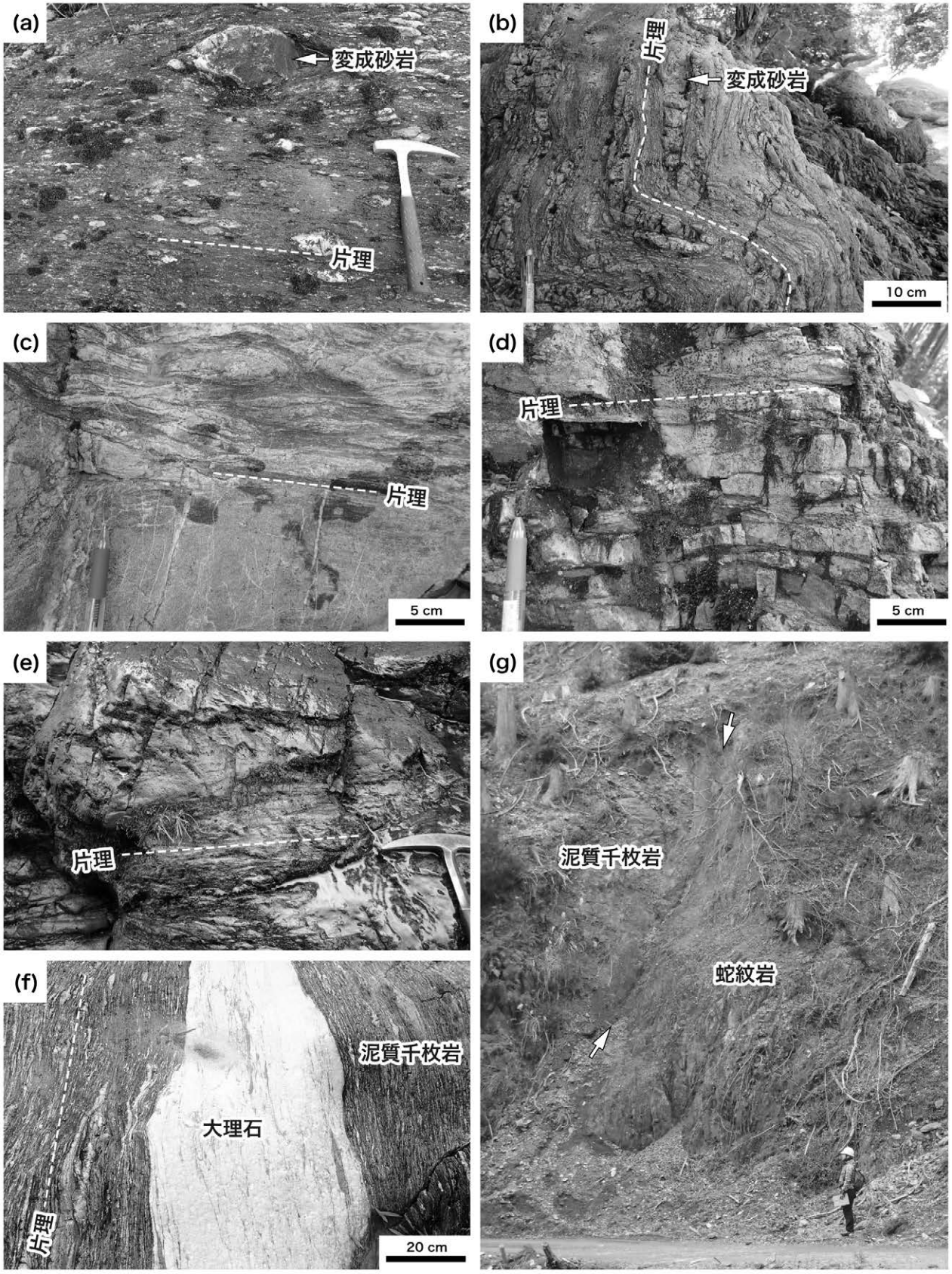
され，断層を介して接している（第 4. 13 図 g）．主に蛇紋石（アンチゴライト），不透明鉱物及び方解石から構成され，鏡下では，片理の発達やメッシュ状組織も確認される（第 4. 14 図 f）．

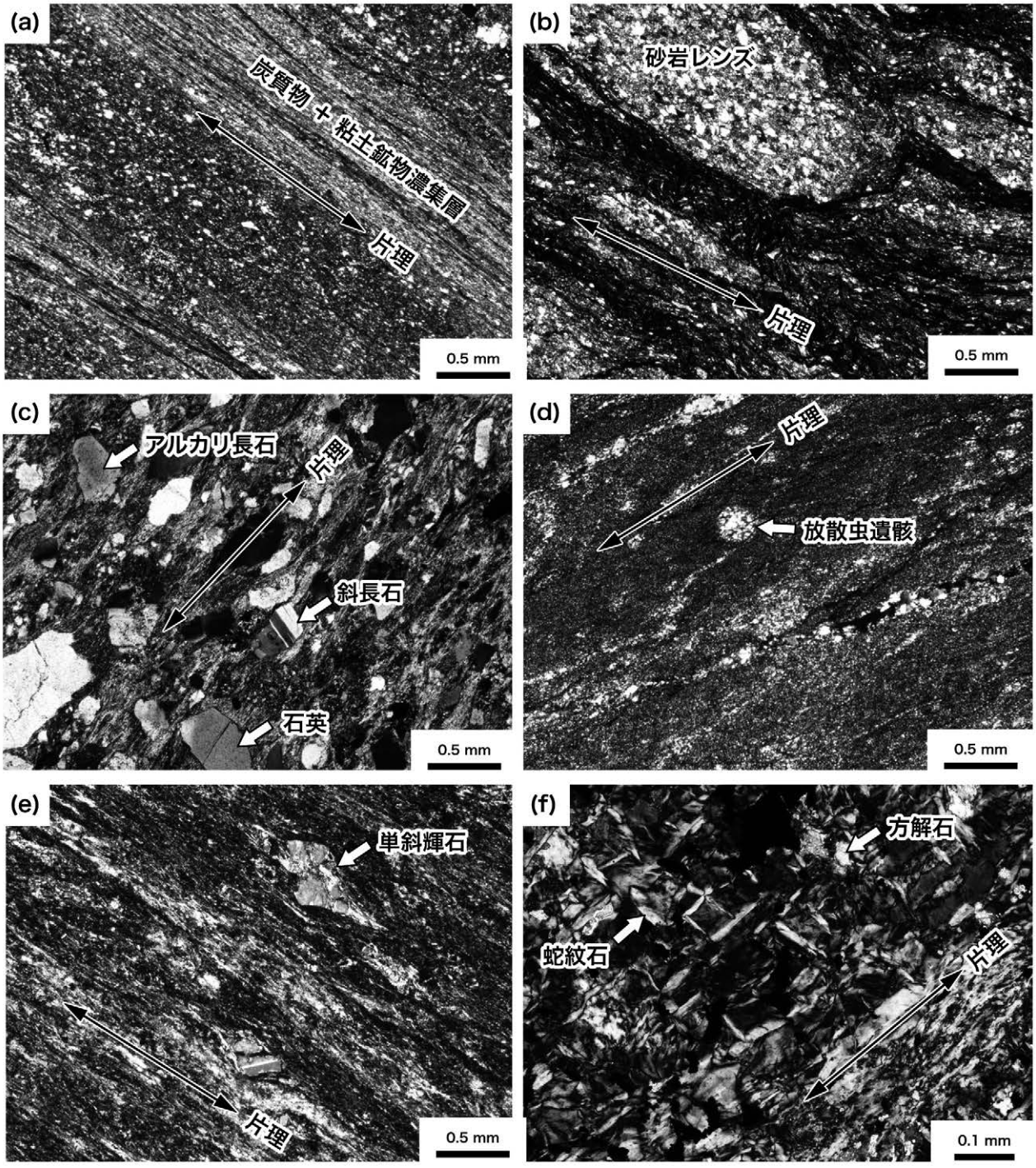
地質構造　主片理面の姿勢は，東西～西北西–東南東走向を呈し，傾斜に関しては低角傾斜がやや卓越するもののばらつきが大きい．主片理面上の鉱物線構造は概ね北西–南東のトレンドを示す．主片理面を曲げる褶曲（第 4. 13 図 b）は，概ね北西–南東方向のトレンドを示す褶曲軸を有し，褶曲軸面の姿勢は高角傾斜が優勢である．また，地質図スケールでも西北西–東南東～東西方向の褶曲軸を有したアンチフォームとシンフォームの並列分布が，ある程度の側方連続性を有して認められる．東吉野村杉谷や飯高町森では，北東–南西方向の胴切断層群とは異なるトレンドを示し，地質図スケールで表現可能な断層が認められる．飯高町森の東西走向の断層に沿っては，落差約 200 m の布引滝をはじめとして，急峻な地形変化が調和的に認められる．

年代　Jia and Takeuchi（2020）は，高見山図幅地域及び丹生図幅地域の変成砂岩（8 試料）の砕屑性ジルコン U–Pb 年代を報告した．それによると，最若クラスター年代（YC1σ法：Dickinson and Gehrels, 2009）は約 103～84 Ma，最若粒子年代は約 101～78 Ma を示す．本研究では，上記最若クラスター年代の上限値より，蓮ユニットの形成年代をサントニアン期以降と解釈した．また，年代構成パターンとしては，大部分の試料が，白亜紀の粒子群が 70% 以上の構成比を占める．一方，高見山図幅地域の飯高町森（蓮川と唐谷川の合流付近）の 1 試料（試料 Hc4）と丹生図幅地域の大台町栗谷の 1 試料（試料 Hc8）については 128～78 Ma を示す白亜紀の粒子群のほか，ペルム紀～ジュラ紀（276～163 Ma）及び先カンブリアン紀（2500～1600 Ma）の 3 つの年代群が識別される．Jia and Takeuchi（2020）は，前者を白亜紀タイプ，後者を混在タイプに分類した．



第 4. 12 図　蓮ユニットの模式地のルートマップ（唐谷川から迷岳）


(a)
変成砂岩
片理
(b)
片理
変成砂岩
10 cm
(c)
片理
5 cm
(d)
片理
5 cm
(e)
片理
(f)
泥質千枚岩
大理石
片理
20 cm
(g)
泥質千枚岩
蛇紋岩



第 4. 14 図　蓮ユニットの薄片写真

(a) 泥質千枚岩．飯高町森の唐谷川流域．(b) 砂岩レンズを含む泥質千枚岩．飯高町森の唐谷川流域．(c) 変成砂岩．飯高町森の唐谷川東隣の林道沿い．(d) 変成チャート．飯高町森の唐谷川流域．(e) 苦鉄質千枚岩．飯高町青田の奥香肌湖付近．(f) 蛇紋岩．飯高町青田の奥香肌湖付近の林道沿い．いずれも直交ポーラーで撮影．

←第 4. 13 図　蓮ユニットの露頭写真

(a) 変成砂岩のレンズ状岩塊を含む泥質千枚岩．飯高町森の名倉谷川流域．(b) 褶曲構造が発達した破断相を示す変成砂岩泥質千枚岩互層．飯高町落方の櫛田川流域．(c) 破断相を示す砂岩優勢の変成砂岩泥質千枚岩互層．飯高町森の蓮川流域（蓮ダム付近）．(d) 変成チャート．飯高町森の布引谷川支流域．(e) 苦鉄質千枚岩．飯高町森の唐谷川流域．(f) 泥質千枚岩に挟まれる大理石．飯高町森の櫛田川流域（名倉谷川合流付近）．(g) 蛇紋岩及び泥質千枚岩との境界断層（白矢印）．断層周辺は脆性剪断組織が発達．飯高町青田の青田川支流域の林道沿い．

4. 5　粥見ユニット（Kym, Kyc, Kyp, Kys）

命名・定義　竹内（1996）により粥見層と命名され，その後，Jia and Takeuchi（2020）により粥見コンプレックスと再定義された．本報告では，層序単元を変更し，粥見ユニットに改称した．本ユニットは，泥質・砂質片岩互層を主体とし，また，北部では泥質片岩と苦鉄質片岩を伴う地質体として定義された（Jia and Takeuchi, 2020）．

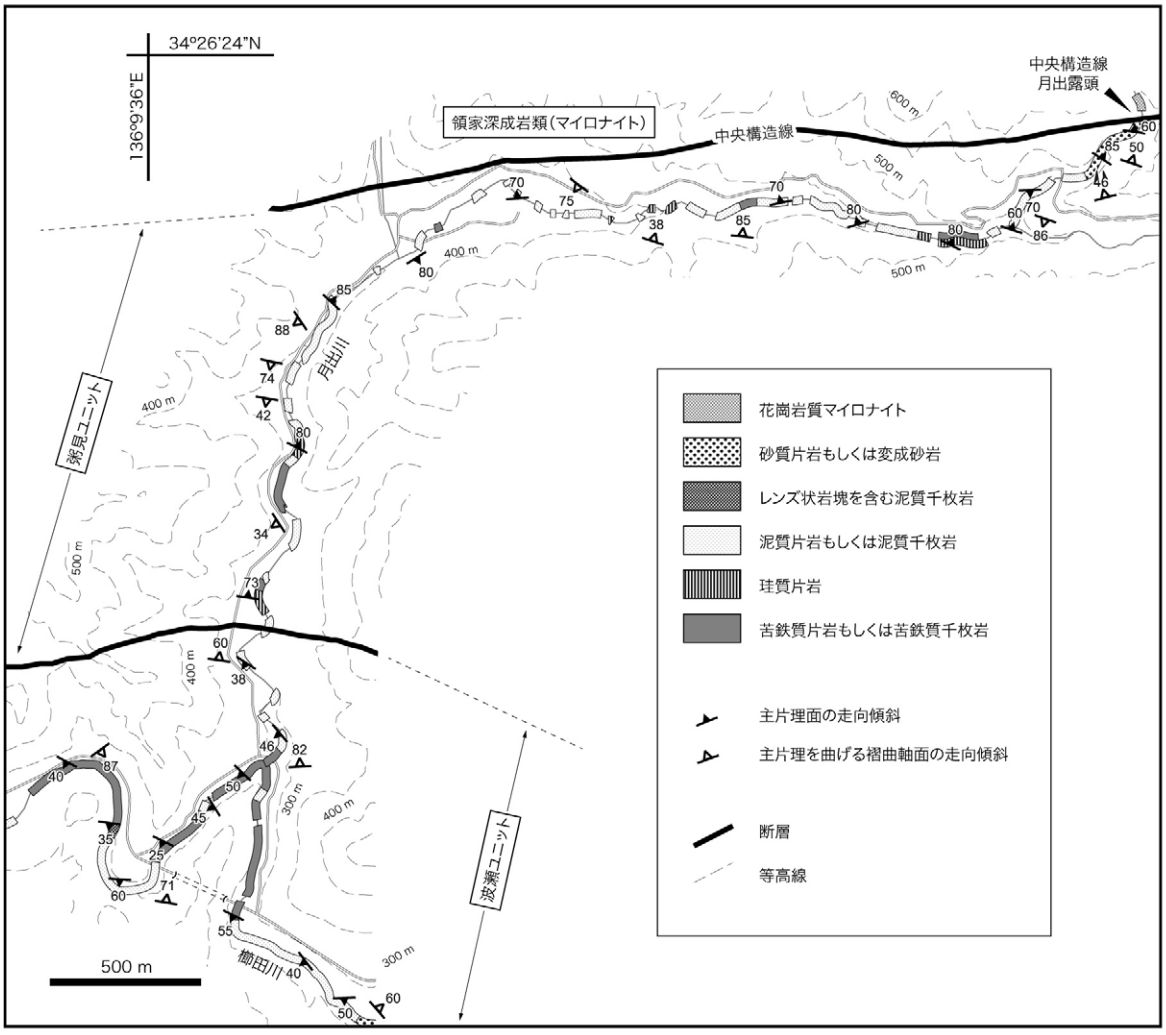
模式地　東隣，丹生図幅地域内の三重県松阪市飯高町赤桶及び飯南町粥見の櫛田川河床（竹内, 1996）．

分布　高見山図幅地域では，中央部の三重県松阪市飯高町舟戸から東端の飯高町粟野（あわの）にかけて，東西方向に細長く分布する．西に向かうにつれて分布範囲が徐々に狭まり，飯高町舟戸において中央構造線に収斂する．北限は領家深成岩類と中央構造線を介して接し，南限は波瀬ユニットと断層を介して接している．本ユニットは，丹生図幅地域内の飯南町粥見付近までやや分布幅を拡げながら連続する（竹内, 1996；Jia and Takeuchi, 2020）．なお高見山図幅地域内における参照模式地として，月出川周辺のルートマップを第 4. 15 図に示す．

層厚　見かけ 3,000 m 以上．

岩相　泥質片岩（Kyp）を主体とし，砂質片岩（Kys），珪質片岩（Kyc）及び苦鉄質片岩（Kym）を伴う．また一部で，珪長質凝灰質片岩も認められる．後述する波瀬ユニットに比べてシルト質であるとともに，片理及び鉱物の伸張線構造の発達が著しい．また，主に泥質片岩における普遍的な微細褶曲構造の発達が顕著な特徴として挙げられる（第 4. 16 図a）．波瀬ユニット及び蓮ユニットに比べて苦鉄質片岩の分布割合が多い．中央構造線近傍（中央構造線から数 100 m 以内）では，脆性剪断組織が発達するとともに，主に石英からなる鉱物脈が頻出する．

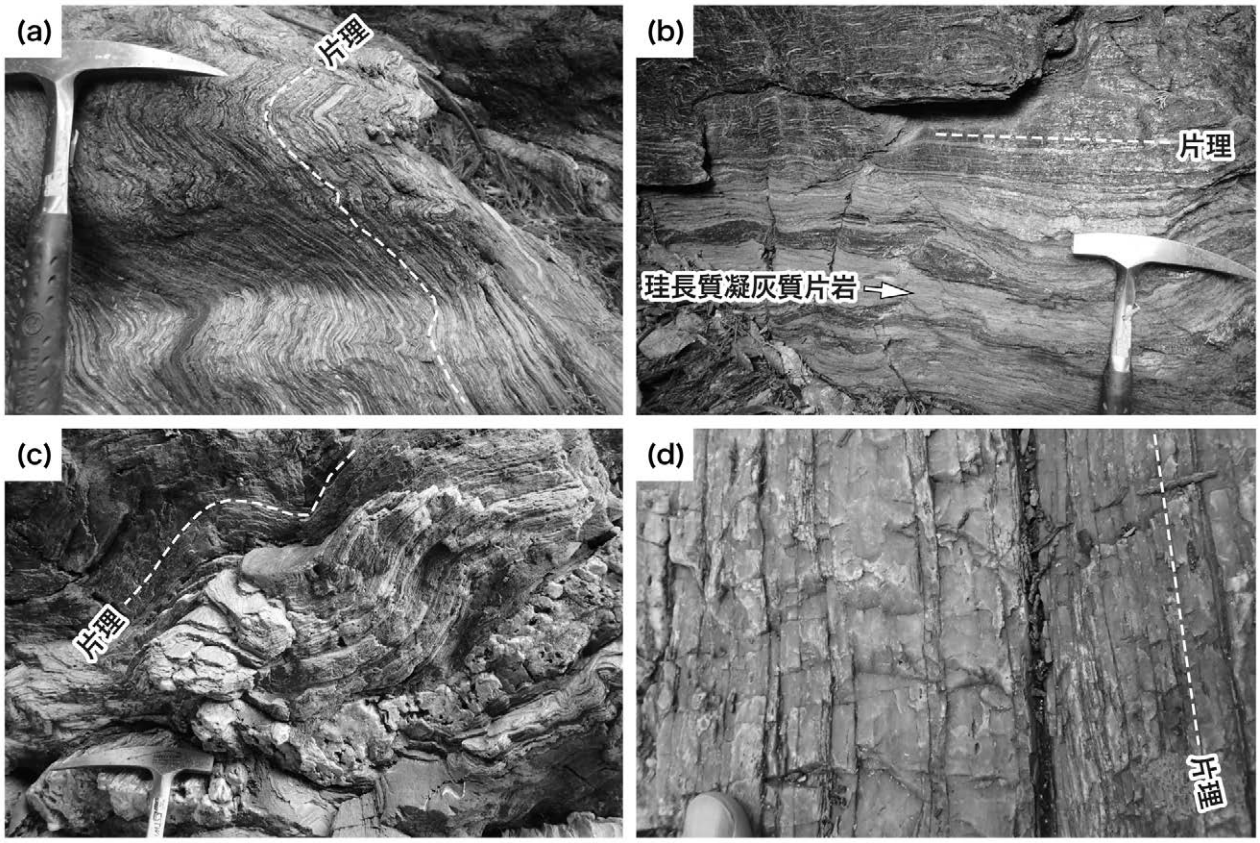
泥質片岩は，暗灰色～黒色を呈し，一部で，砂質片岩，珪長質凝灰質片岩，珪質片岩及び苦鉄質片岩と互層する（第 4. 16 図a，b）．主に石英，白雲母，斜長石，緑泥石



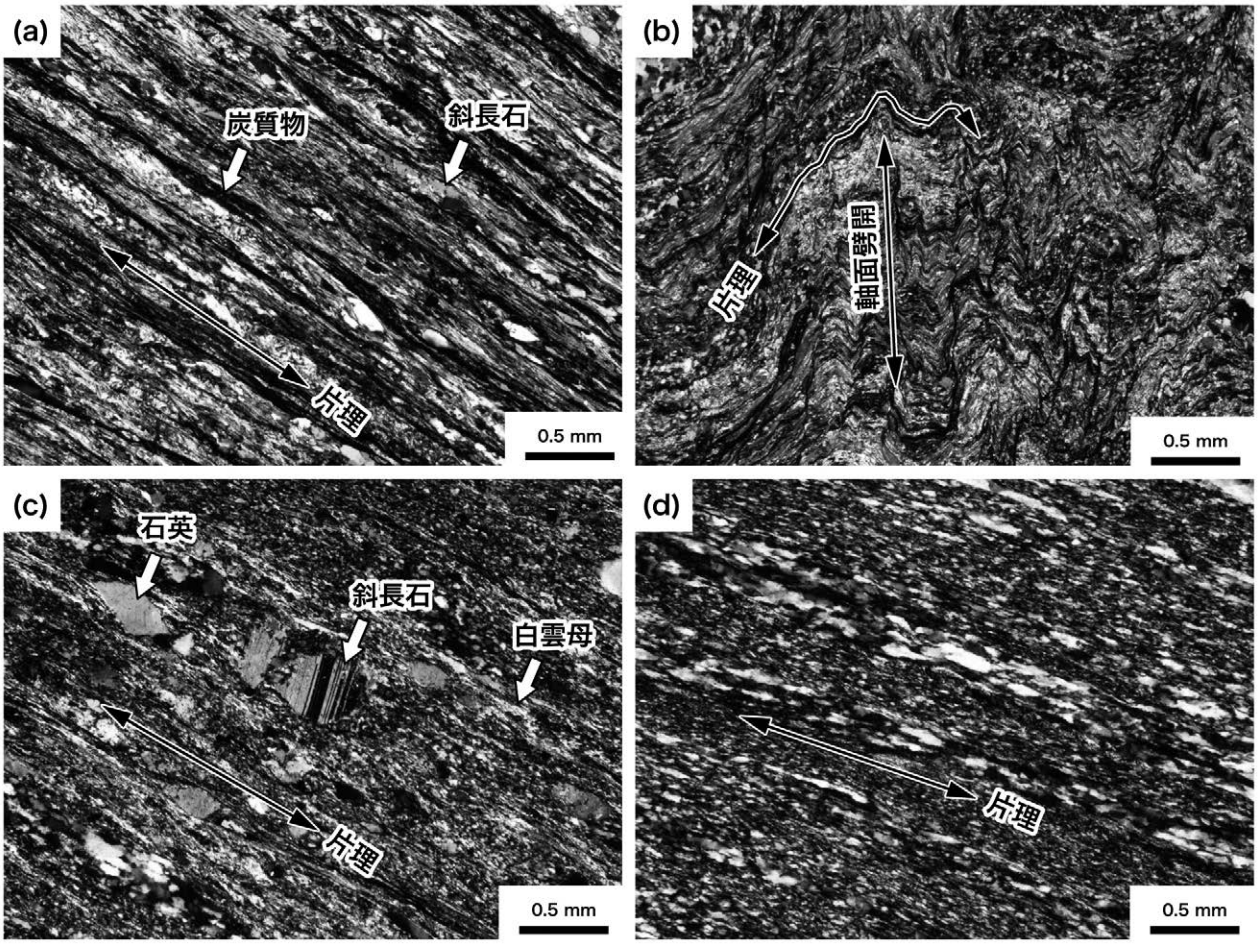
第 4. 15 図　粥見ユニット及び波瀬ユニットの模式地（北東部）のルートマップ（櫛田川から月出川）

及び炭質物からなり（第 4. 17 図a），主片理面を曲げる微細褶曲の褶曲軸面に沿った面構造（軸面劈開）も認められる（第 4. 17 図b）．砂質片岩は，淡灰色～灰色を呈し，一部で泥質片岩とcm～mスケールの間隔で互層する（第 4. 16 図c）．主に石英，長石，白雲母及び炭質物からなり，変成及び変形の影響により岩石片の識別は困難である（第 4. 17 図c）．珪質片岩は，白色，緑色，赤色等，様々な色を呈し，片理が発達する（第 4. 16 図d）．主に著しく伸長した石英からなり，炭質物及び白雲母を含む（第 4. 17 図d）．苦鉄質片岩は，淡緑色，黄緑色，緑色もしくは暗緑色を呈す（第 4. 18 図a，b）．泥質片岩や珪質片岩とcm～mスケール間隔で互層を呈するもの，赤鉄鉱に富む紫色を呈する層を挟むもの（第 4. 18 図a），枕状溶岩が引き伸ばされて扁平化しているものもある（第 4. 18 図b）．苦鉄質片岩は，火成鉱物として単斜輝石は認められるものの斜長石は大部分がソーシュライト化している（第 4. 18 図c，d）．変成鉱物としては，緑れん石，緑泥石，石英，白雲母，アルバイト，アクチノ閃石，パンペリー石，アルカリ角閃石，アルカリ輝石，方解石及び赤鉄鉱を含む（第 4. 18 図d，e）．珪長質凝灰質片岩は，淡緑色を呈し，主に，石英，緑泥石及び白雲母からなり，白雲母を含む粘土鉱物濃集層と石英を含む緑泥石濃集層の互層を伴う片理が発達する（第 4. 18 図f）．

地質構造　主片理面の姿勢は，概ね西北西–東南東～東西走向を呈し，中角～高角の南傾斜ないしは高角の北傾斜が卓越する．主片理面上の鉱物線構造は概ね西北西–東南東～東西方向のトレンドを示す．また，主片理面の姿勢は高見山図幅地域の西部，中部及び東部で特徴がやや異なる．西部では中角～高角の北傾斜が卓越，中部では南傾斜が主体であるものの北傾斜が混在し，東部では南から北にかけて中角の南傾斜から中角の北傾斜へと連続的な変化を示す．微細褶曲を含む露頭スケール以下で観察される主片理面を曲げる褶曲（第 4. 16 図a，c）は，鉱物線構造と類似した姿勢の西北西–東南東～東西方向のトレンドを示す褶曲軸が卓越する一方，褶曲軸面に関しては中角の南傾斜がやや卓越するもののばらつきが大きい．ただし，褶曲軸面の姿勢は，波瀬ユニットとの境界付近での低角南傾斜の卓越，Fukunari and Wallis（2007）と



第 4. 16 図　粥見ユニットの露頭写真
（a）泥質片岩．微細褶曲が発達．飯高町粟野の櫛田川支流域．（b）珪長質凝灰質片岩を挟む泥質片岩．飯高町粟野の櫛田川支流域．（c）砂質優勢の砂質片岩泥質片岩互層．10 cmスケールの褶曲構造が発達．飯高町粟野の櫛田川支流域．（d）珪質片岩．飯高町月出の月出川流域．



第 4. 17 図　粥見ユニットの薄片写真
(a) 泥質片岩．飯高町粟野の櫛田川支流域．(b) 微細褶曲が発達した泥質片岩．飯高町粟野の櫛田川支流域．(c) 砂質片岩．飯高町月出の月出川支流域．(d) 珪質片岩．飯高町月出の月出川流域．いずれも直交ポーラーで撮影．

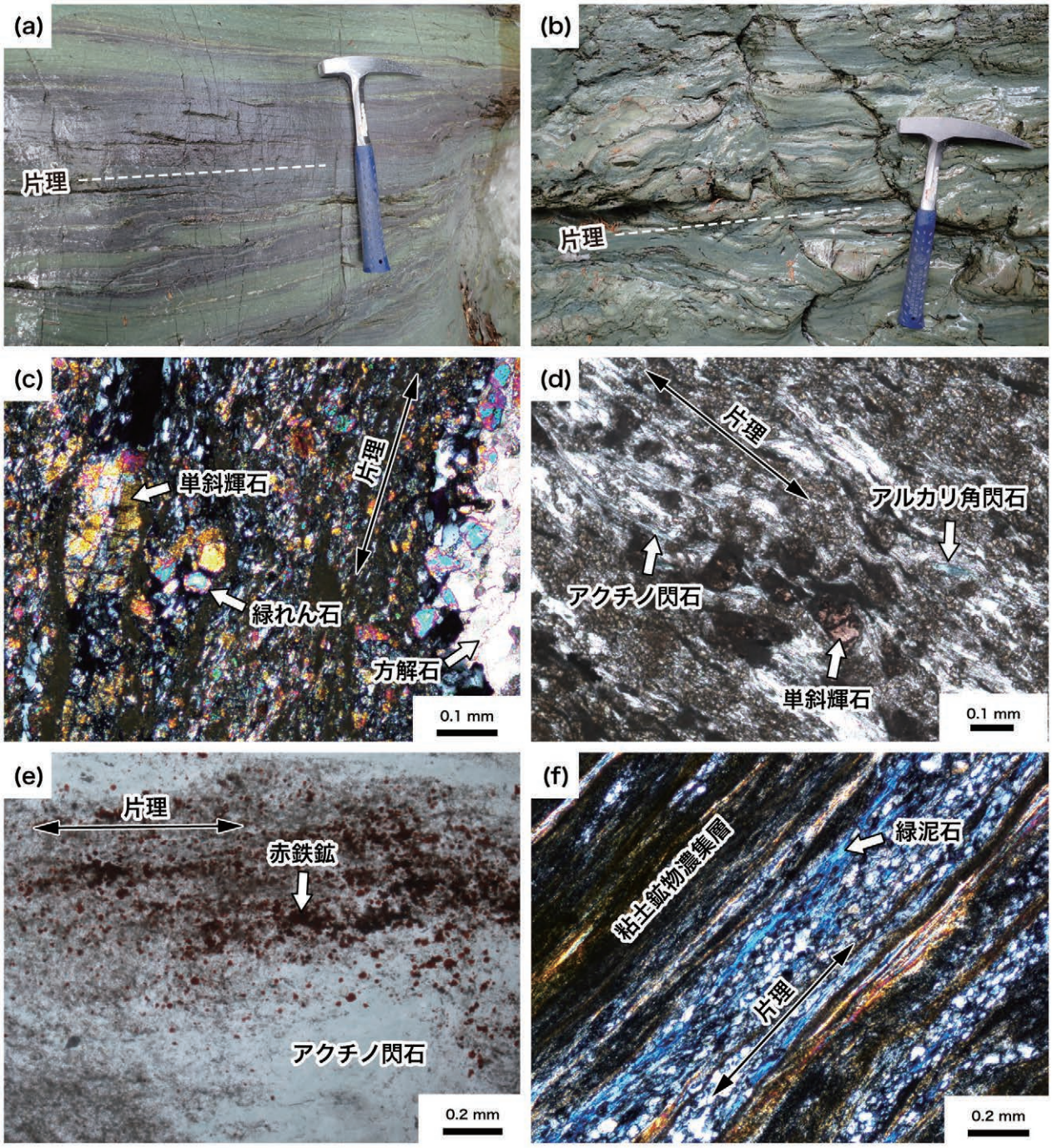
類似した中央構造線近傍における北にかけての北方への倒れ込みなど，ある程度の系統的な空間変化を示す．また，高見山図幅地域東部の三峰谷（みうねたに）川付近では，地質図スケールの概ね東西方向の褶曲軸を有するシンフォームが分布する．

年代　高木ほか（1989）は，丹生図幅地域において，泥質岩中の白雲母のK–Ar年代として約 76～74 Ma及び白雲母–全岩のRb–Sr年代として約 78～72 Maを報告し，これらは変成年代として解釈している．また，彼らは，砂質岩と泥質岩のジルコンフィッション・トラック年代として約 61～59 Maを報告し，領家帯花崗岩類のジルコンフィッション・トラック年代とほぼ一致すると指摘している．中央構造線最近傍の泥質岩起源の断層ガウジに関しては，粘土鉱物のK–Ar年代として約 51～18 Maが得られ，これらは中央構造線の断層運動に伴う熱水変質作用の時期と解釈されている（柴田ほか, 1988；高木ほか, 1989）．

Jia and Takeuchi（2020）は，高見山図幅地域及び丹生図幅地域の砂質片岩（5 試料）の砕屑性ジルコンU–Pb年代を報告した．それによると，最若クラスター年代（YC1σ法：Dickinson and Gehrels, 2009）は約 98～76 Ma，最若粒子年代は約 97～73 Maを示す．本研究では，上記最若クラスター年代の上限値より，粥見ユニットの形成年代をカンパニアン期以降と解釈した．また，年代構成パターンとしては，白亜紀の粒子群が構成比の 80%以上を占める白亜紀タイプと，先カンブリア紀（2500～1600 Ma），ペルム紀～ジュラ紀（280～170 Ma）及び白亜紀（130～76 Ma）の 3 つの粒子群に識別される混在タイプ（Jia and Takeuchi, 2020）が認められた．

4. 6　波瀬ユニット（Hzm, Hzc, Hzp）

命名・定義　Jia and Takeuchi（2020）により，飯高層（竹内, 1996）の一部が，波瀬コンプレックスとして再定義された．本報告では，層序単元を変更し，波瀬ユニットに改称した．本ユニットは，片理の発達した砂岩，泥質千



第 4. 18 図　粥見ユニットの露頭写真及び薄片写真

(a) 赤鉄鉱に富む層 (紫色部) を挟む苦鉄質片岩．飯高町粟野の櫛田川支流域．(b) 枕状溶岩が引き伸ばされて扁平化した組織を示す苦鉄質片岩．飯高町粟野の櫛田川支流域．(c) 苦鉄質片岩．飯高町桑原の月出川流域．(d) アルカリ角閃石を含む苦鉄質片岩．飯高町桑原の月出川流域．(e) 赤鉄鉱を含む苦鉄質片岩．飯高町波瀬の櫛田川支流域．(f) 珪長質凝灰質片岩．飯高町粟野の櫛田川支流域．(c) と (f) は直交ポーラー，(d) と (e) は単ポーラーで撮影．

枚岩，チャート質千枚岩，淡緑千枚岩–泥質千枚岩互層，及び泥質千枚岩に含まれる層状酸性凝灰岩の岩塊から構成される地質体として定義された（Jia and Takeuchi, 2020）．

模式地　波瀬ユニットを新称したJia and Takeuchi（2020）では模式地が示されていない．そこで新たに模式地を飯高町桑原（くわばら）～波瀬～落方（おちかた）にかけての櫛田川沿いに設定した（第 4. 15 図，第 4. 19 図）．

分布　高見山図幅地域では，三重県松阪市飯高町舟戸から東端の飯高町宮本にかけて分布する．概ね西北西–東南東方向に細長く分布し，西に向かうにつれて南北幅が徐々に狭まる．北限は主に粥見ユニットと断層を介して接し，西北端部の飯高町舟戸では中央構造線を介して高見山酸性岩と接する．南限は蓮ユニットと断層を介して接する．本ユニットは，丹生図幅地域内の三重県飯南町有間野付近まで南北方向に分布幅をやや広げながら連続する（Jia and Takeuchi, 2020）．

層厚　見かけ 4,500 m 以上

岩相　波瀬ユニットは泥質千枚岩（Hzp）を主体として，変成チャート（Hzc）及び苦鉄質千枚岩（Hzm）を伴う．いずれの岩相においても，普遍的に平滑な片理面が発達する（第 4. 20 図a）．また，変成チャート及び苦鉄質千枚岩は北部に多く分布し，南の蓮ユニットに比べて苦鉄質千枚岩の分布割合が多い．

泥質千枚岩（Hzp）は，暗灰色～黒色を呈し，変成砂岩，珪長質凝灰質千枚岩及び苦鉄質千枚岩を岩塊として含む．またこれらの岩相と様々な量比・間隔で互層をなす泥質千枚岩もある（第 4. 20 図b）．蓮ユニットとの境界付近では，変成砂岩を伴う割合が多くなる．泥質千枚岩は石英，斜長石，白雲母，緑泥石及び炭質物からなり，鏡下では，石英濃集層と炭質物・粘土鉱物濃集層の互層を伴って片理が顕著である（第 4. 21 図a，b）．また，南の蓮ユニットに比べて，変成鉱物粒径がやや粗粒であるとともに，泥質千枚岩と互層をなす変成砂岩を含めて鉱物粒子の伸長・定向配列が顕著である（第 4. 21 図c）．粥見ユニットとの境界付近では，主片理面を曲げる微細褶曲の発達が認められる（第 4. 21 図b）．変成チャートは，赤色，白色，淡緑色などの様々な色を呈し，一部，泥質千枚岩や苦鉄質千枚岩と互層をなす．変成チャートは，再結晶化した石英を主体として，白雲母や粘土鉱物を含み，南の蓮ユニットに比べて，石英粒子が粗粒かつ顕著に伸長している（第 4. 21 図d）．また，放散虫遺骸は認められない．苦鉄質千枚岩は，淡緑色，緑色もしくは黄緑色を呈す．一部で，変成チャートを伴うものや溶岩と火山砕屑岩との互層を呈すものが認められる（第 4. 20 図c，d）．火成鉱物としては，一部で単斜輝石が認められ，変成鉱物としては，アルバイト，緑泥石，緑れん石及びアクチノ閃石が認められる（第 4. 21 図e）．

地質構造　主片理面の姿勢は，西北西–東南東～北西–南東走向で中角南傾斜が卓越する．主片理面上の鉱物線構造は概ね北西–南東方向を示す．主片理面を曲げる褶曲は，概ね西北西–東南東方向のトレンドを示す褶曲軸を有する一方，褶曲軸面の姿勢に関しては低角なものがやや卓越するものの走向・傾斜ともに明瞭な傾向は認められない．また，地質図スケールの大規模な褶曲構造も認められない．北東–南西方向の胴切断層群以外の断層に関しては，飯高町宮本や落方の櫛田川付近で小規模に分布する．

年代　Jia and Takeuchi（2020）は，高見山図幅地域及び丹生図幅地域の変成砂岩（4 試料）の砕屑性ジルコンU–Pb年代を報告した．それによると，最若クラスター年代（YC1σ法：Dickinson and Gehrels, 2009）は約 76～73 Ma，最若粒子年代は約 74～69 Ma を示す．本研究では，上記最若クラスター年代の上限値より，波瀬ユニットの形成年代をカンパニアン期以降と解釈した．また，年代構成パターンとしては，いずれの試料も先カンブリア時代（2500～1500 Ma；主要ピークは約 1860 Ma）の粒子群が 60% 以上の構成比を占めるとともに，白亜紀（120～70 Ma）及びジュラ紀（250～160 Ma）の粒子群が識別され，Jia and Takeuchi（2020）は先カンブリア時代タイプに分類した．

4. 7　色生ユニット（Irp, Irx）

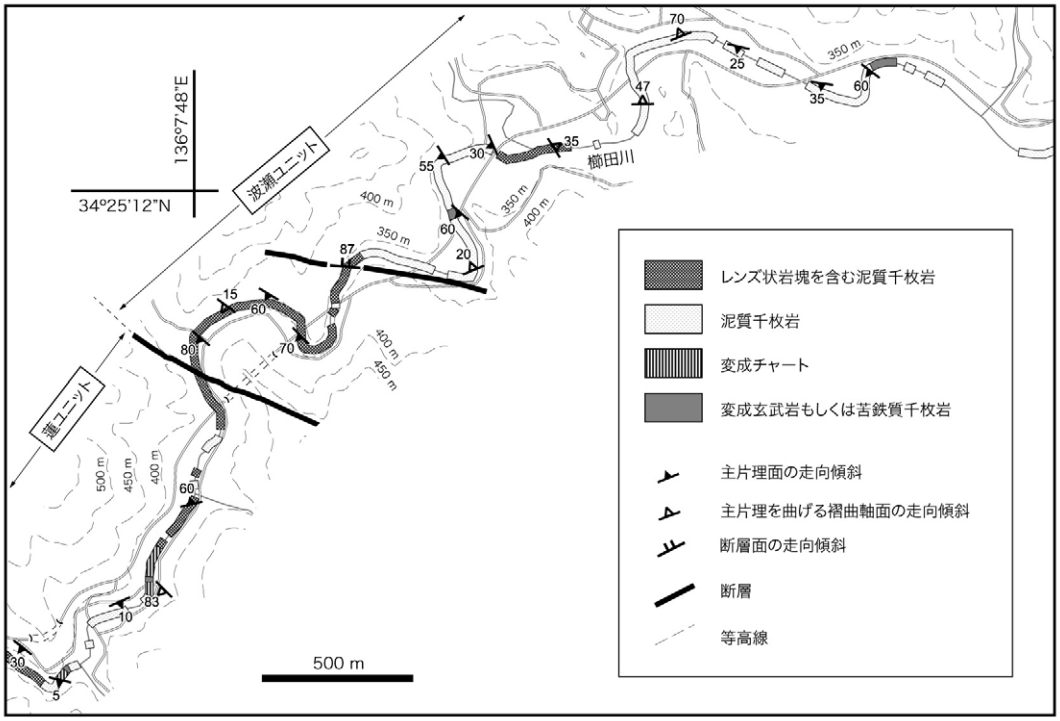
命名・定義　竹内（1996）により色生層と命名．その後，Shimura *et al.*（2019）により色生コンプレックスに変更．本報告では，層序単元を変更し，色生ユニットに改称した．泥質片岩を主とし，砂質片岩泥質片岩互層，珪質片岩，石灰質片岩及び苦鉄質片岩を伴う地質体として定義された（竹内，1996；Shimura *et al.*, 2019, 2021）．

模式地　奈良県吉野郡吉野町田尻の西方の農耕用道路の切り割り（竹内, 1996）．

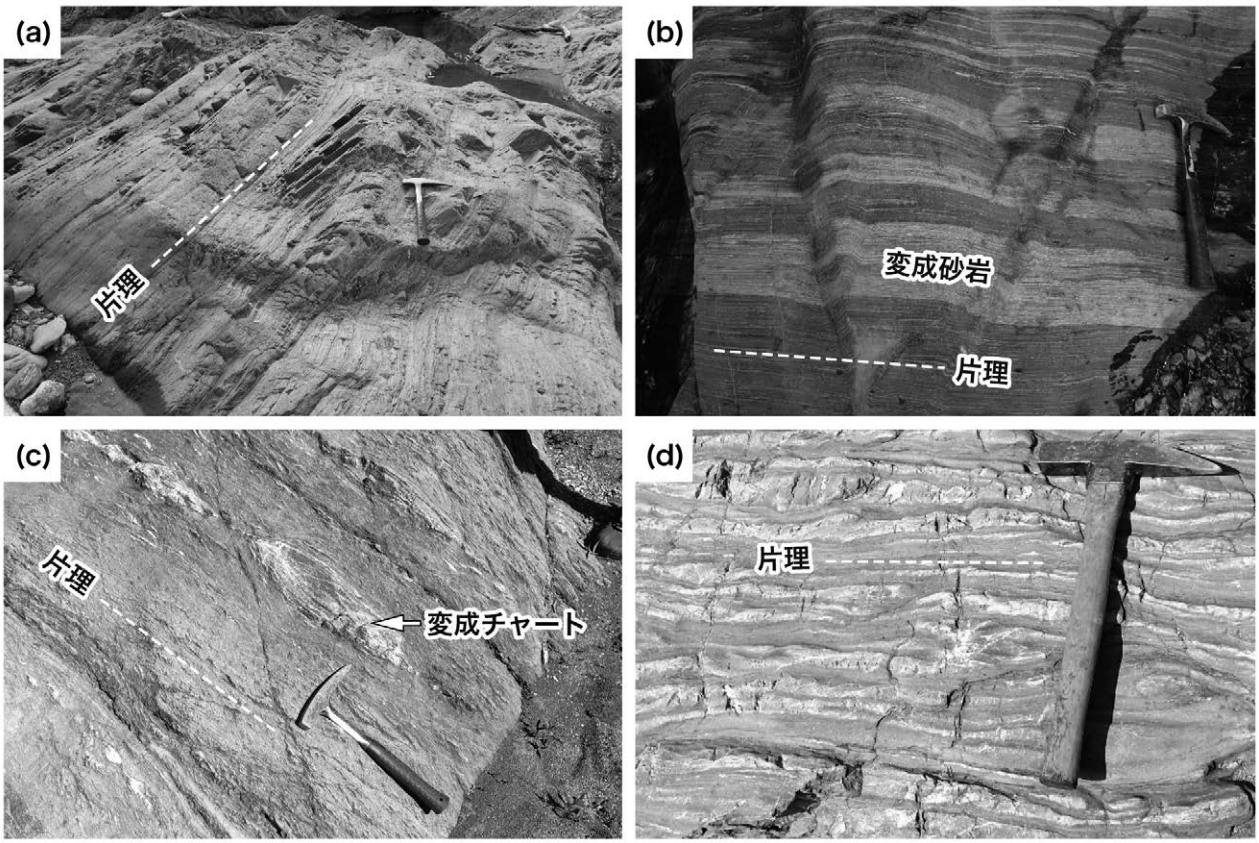
分布　高見山図幅地域では，奈良県吉野郡東吉野村鷲家に分布する．北限は和泉層群もしくは領家深成岩類と中央構造線を介して接し，南限から東限にかけては麦谷ユニットと断層を介して接する．また，西隣の吉野山図幅地域内の吉野川，津風呂川，小名川（こながわ），及び鷲家川流域に広く分布する（竹内, 1996；Shimura *et al.*, 2019, 2021；志村ほか, 2020）．

層厚　西隣，吉野山図幅地域内の奈良県吉野郡吉野町津風呂ダム周辺で見かけ 1,500 m 以上．

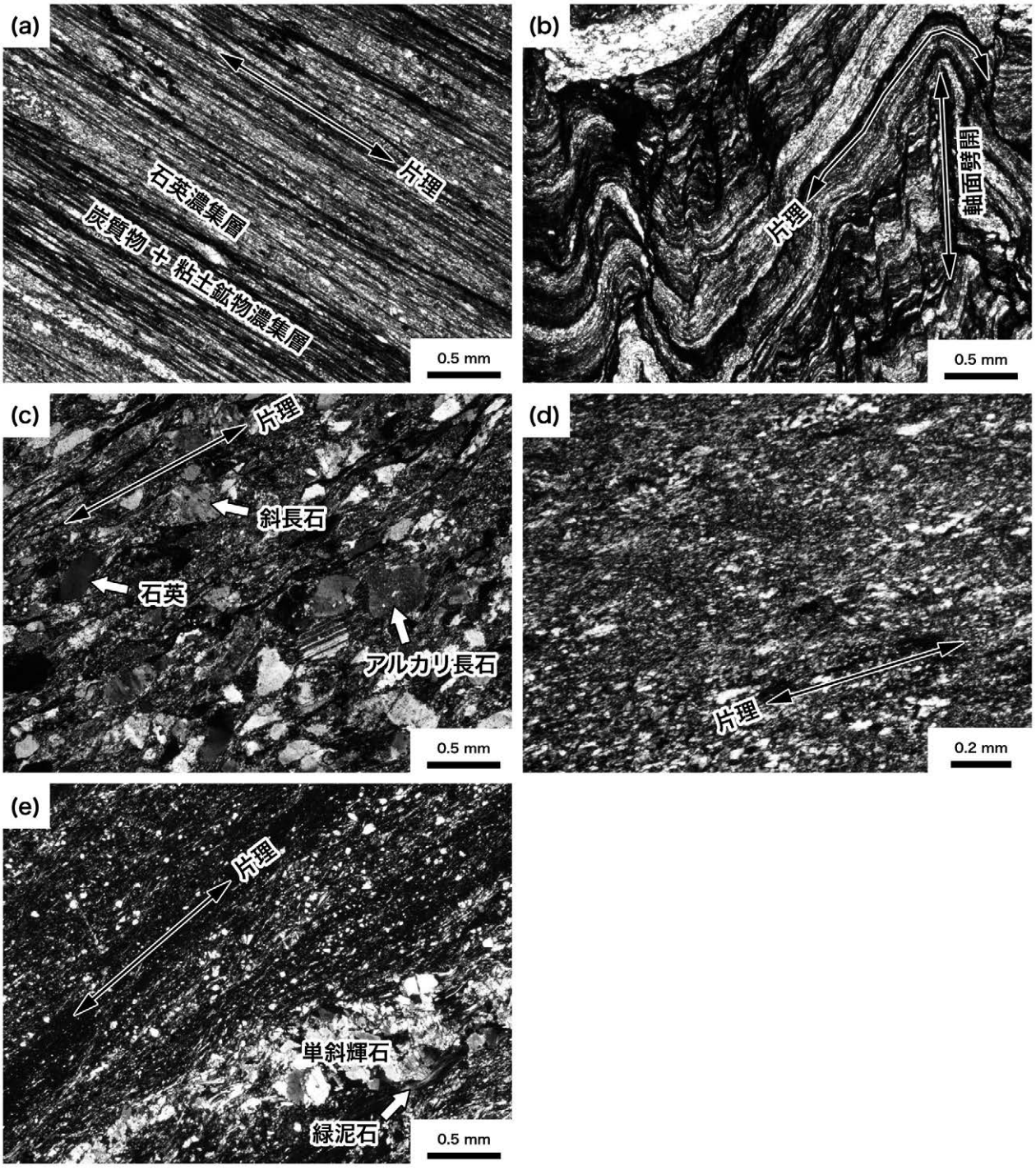
岩相　色生ユニットは，泥質片岩（Irp）を主とし，混在岩（Irx）を伴う．高見山図幅地域外の吉野川，津風呂川，小名川及び鷲家川流域には地質図に表現できる規模の砂質片岩泥質片岩互層，珪質片岩，石灰質片岩及び苦鉄質片岩の岩体を伴う（Shimura *et al.*, 2019, 2021；志村ほか, 2020）．いずれの岩相においても，普遍的に平滑な片理面が発達する．



第 4. 19 図　波瀬ユニットの模式地（南西部）のルートマップ（櫛田川）

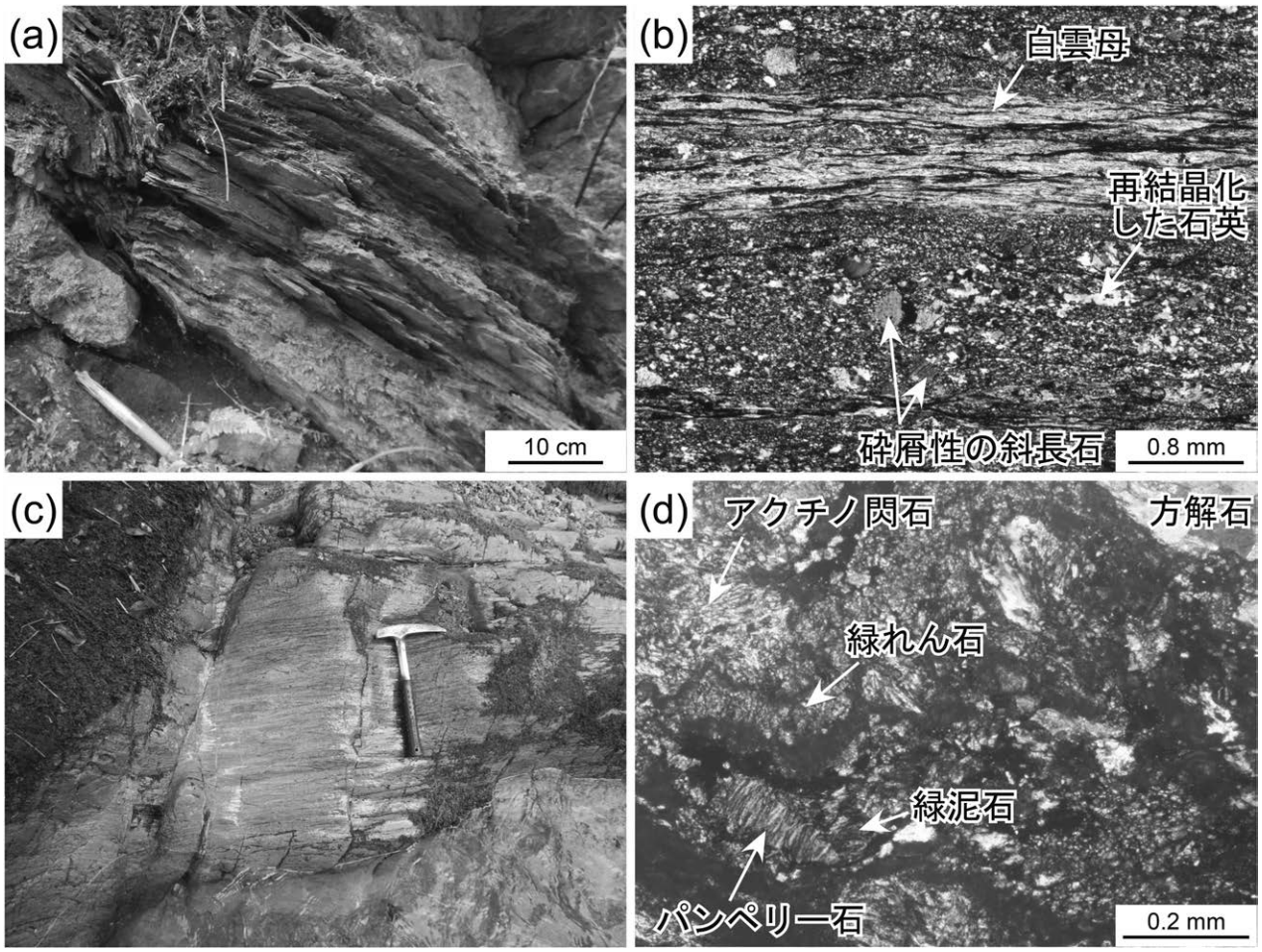


第 4. 20 図　波瀬ユニットの露頭写真
(a) 泥質千枚岩．飯高町粟野の櫛田川沿い．(b) 変成砂岩を挟む泥質千枚岩．飯高町宮本の湯谷川支流沿い（高見山図幅地域東端から約 400 m 東の丹生図幅地域内）．(c) 変成チャートを伴う苦鉄質千枚岩．飯高町富永の櫛田川流域．(d) 溶岩と火山砕屑岩との互層を呈す苦鉄質千枚岩．飯高町桑原の櫛田川流域．



第 4. 21 図　波瀬ユニットの薄片写真

(a) 泥質千枚岩．飯高町森の櫛田川流域．(b) 微細褶曲の発達した泥質千枚岩．褶曲軸に鉛直な面で薄片を作成．飯高町富永の櫛田川流域．(c) 変成砂岩．飯高町森の櫛田川流域．(d) 変成チャート．飯高町七日市の櫛田川支流域の林道沿い．(e) 苦鉄質千枚岩．飯高町七日市の櫛田川支流域の林道沿い．いずれも直交ポーラーで撮影．



第 4. 22 図　色生ユニットの露頭写真及び薄片写真
(a) 泥質片岩．東吉野村鷲家の鷲家川南方支流域．(b) 泥質片岩の薄片．西隣の吉野山図幅地域内，吉野町色生の小名川流域．直交ポーラー．(c) 苦鉄質片岩．西隣の吉野山図幅地域内，東吉野村小川の鷲家川流域．(d) 苦鉄質片岩の薄片．西隣の吉野山図幅地域内，東吉野村小川の鷲家川流域．直交ポーラー．

泥質片岩は，黒色を呈し（第 4. 22 図a），石英や斜長石などの砕屑性粒子からなり，変成鉱物として，再結晶化した石英，白雲母，緑泥石及び炭質物などが認められる（第 4. 22 図b）．混在岩は，泥質基質中に珪質片岩や苦鉄質片岩を層状に伴う．珪質片岩は，片状で，白色を呈する．苦鉄質片岩は，片状で，緑色を呈する（第 4. 22 図c）．火成鉱物はほとんど保存しておらず，変成鉱物としては，石英，アルバイト，緑泥石，緑れん石，アクチノ閃石及び方解石などが認められる（第 4. 22 図d）．

地質構造　色生ユニットに発達する主要な片理面は，概ね東西走向で，北に高角で傾斜する．この片理面を曲げる，東西方向でほぼ水平な褶曲軸をもつ横臥褶曲及び正立褶曲が，顕微鏡もしくは露頭スケールでしばしば認められる．本ユニットの分布の東限は，北東–南西走向の高角度断層により断たれている．

年代　高見山図幅地域に分布する色生ユニットからは，化石年代及び放射年代のいずれも報告が無い．柴田ほか（1988）は，西隣の吉野山図幅地域内の津風呂川流域で採取した泥質片岩から白雲母K–Ar年代として 62.3 ± 2.0 Ma，鷲家川西方支流域で採取した泥質片岩からジルコンフィッション・トラック年代として 56.4 ± 4.0（1σ）Ma を報告した．Shimura *et al.*（2019）は，吉野山図幅地域から砂質片岩（3 試料）の砕屑性ジルコンのU–Pb年代を報告した．それによると，最若クラスター年代（YC1σ法：Dickinson and Gehrels, 2009）は約 75～69 Ma，最若粒子年代は約 72～68 Ma を示す．本研究では，上記の最若クラスター年代の上限値より，色生ユニットの形成年代をマーストリヒチアン期以降と解釈した．

第 5 章　領家変成コンプレックス及び領家深成岩類

（竹内　誠）

5. 1　研究史及び概要

高見山図幅地域の領家変成コンプレックス及び領家深成岩類の研究は古く，20 万分の 1 地質図幅「四日市」（山下，1889）にて，高見山図幅地域の最北部の領家変成コンプレックスや領家花崗岩類をまとめて片麻岩とされた．飯塚（1932）は 7 万 5 千分の 1 地質図幅「野後」で，中央構造線の北側に分布する変成岩類を黒雲母やざくろ石を含む雲母片岩として区分し，“二畳石炭系の秩父系”（現在の丹波帯ジュラ紀付加コンプレックス）の変成したものと見なしている．また，飯塚（1932）は，深成岩類を片状角閃花崗岩，片状黒雲母花崗岩，片状閃雲花崗岩，花崗片麻岩，細粒黒雲母花崗岩などに区分した．有田（1949）は領家深成岩類を旧期と新期に区分した．平山・岸本（1957）は 5 万分の 1 地質図幅「吉野山」において，領家花崗岩類の区分を行い，また中央構造線付近のマイロナイトの分布を示した．その後，中島（1960）は奈良県で堆積岩起源の変成岩を旧期変成岩類と新期変成岩類に区分し，また変輝緑岩や変斑れい岩など貫入岩源の変成岩も区分した．そして，Yoshizawa *et al.*（1966）は近畿地方の領家変成コンプレックスや領家深成岩類の分布を地質図としてまとめた．Yoshizawa *et al.*（1966）の地質図によれば，高見山図幅地域は縞状片麻岩，黒雲母普通角閃石片麻状花崗閃緑岩，粗粒普通角閃石黒雲母花崗岩，黒雲母眼球状花崗岩，細粒～中粒両雲母花崗岩，黒雲母普通角閃石片状花崗閃緑岩，細粒片状変輝緑岩などに区分される．この頃より，放射年代測定が始まり，河野・植田（1966）は近畿地方の深成岩類から 80～58 Ma の K–Ar 年代を，早瀬・石坂（1967）は 110～66 Ma の Rb–Sr 年代を報告した．また，石坂（1969）は高見山図幅地域北方の深成岩類から 93 ± 2 Ma の ^{238}U–^{206}Pb 年代と 96 ± 4 Ma の ^{235}U–^{207}Pb 年代（いずれも新しい壊変定数で再計算）を報告した．

1970 年代頃から深成岩類の岩体区分や貫入関係が検討されはじめた．領家研究グループ（1974）は高見山図幅地域の西方の桜井から中央構造線にかけての地域の深成岩類を区分した．政岡（1982，1987）はさらに西方の金剛山地まで含めた地域の調査を行った．一方，大平（1982）は高見山図幅地域中央部付近の調査を行い，塩基性～中性岩類，古期花崗岩類及び新期花崗岩類に区分した．さらに端山ほか（1982）は，高見山図幅地域より東方に位置する粥見地域から，高見山図幅地域よりも北に位置する笠取山地域までの領家帯を調査して深成岩類の区分を行い，愛知県三河地方の深成岩類と対比した．このように深成岩類（花崗岩類）は，変成岩の片麻状構造と調和的で花崗岩に片麻状構造をもつ古期花崗岩類とそれらの構造を切って貫入し，接触変成作用をもたらしている新期花崗岩類に区別された（例えば，原山ほか，1985）．西脇・奥平（2007）は桜井図幅地域の初瀬深成複合岩体の構造地質学的研究を行い，片麻状構造を示す花崗閃緑岩の面構造は，マグマ中において完全に結晶化される前のマグマ流から亜マグマ流及びそれに引き続く高温時の石英の延性変形によって形成されたとした．

領家深成岩類中の苦鉄質岩の年代や貫入関係の解釈も大きく変化した．苦鉄質岩は花崗岩類中の捕獲岩と考えられていたが，西浦団研グループ（1974）や Ishioka（1974）は苦鉄質岩が岩脈として花崗岩類に貫入し，その後変成作用を受けたとした．飯泉ほか（1990）は近畿地方などの斑れい岩の Rb–Sr 年代や Sm–Nd 年代などにより，斑れい岩は古生代末ないし中生代初期に活動したもので，花崗岩類とは成因的に関係ないとした．また，Kagami *et al.*（1985）は近畿地方から瀬戸内地方の斑れい岩や細粒苦鉄質岩（変輝緑岩）の Sr 初生値が上部マントルより高く，下部地殻起源と考えた．一方，田結庄ほか（1989）は近畿地方から瀬戸内地方において，細粒苦鉄質岩（変輝緑岩）中に斑れい岩が含まれることや全岩化学組成や鉱物の化学組成が類似することから，両者は同一マグマの産物と考えた．その後，Kagami *et al.*（1992）はノーライトから 74～71 Ma，飯泉ほか（1993）は変輝緑岩から 85～72 Ma，斑れい岩から 95～72 Ma のジルコン U–Pb 年代を報告した．Kagami *et al.*（1995）は近畿地方の苦鉄質岩に対して，Sm–Nd の全岩アイソクロン年代としてジュラ紀の年代を報告し，Sm–Nd や Rb–Sr の全岩や鉱物アイソクロン年代は白亜紀の花崗岩類の貫入による年代の若返りと考えた．一方，ジルコンの U–Pb 年代やモナザイト CHIME 年代などにより，領家深成岩類は後期白亜紀の形成であることが明らかになった（中島ほか，1993；Herzig *et al.*，1998；Suzuki and Adachi，1998；Watanabe *et al.*，2000）．さらに LA-ICP-MS の普及により，多くのジルコン U–Pb 年代が報告される様になり，Zushida *et al.*（2024）は高見山地域の花崗岩類や苦鉄質～珪長質岩岩脈から約 88～75 Ma のジルコン U–Pb 年代を報告した．本研究においても深成岩類の年代が得られ，高見山図幅地域では，約 103 Ma から 69 Ma まで連続的に花崗岩類の活動があ

り，また，苦鉄質岩～中間質岩も 84 Ma，83 Ma及び 73 Maと複数回活動したことが明らかになった（第 5. 1 図，第 5. 2 図，第 5. 1 表）．また，得られたすべての年代データを竹内（2024）に示した．これらの詳細な深成岩類の年代値に基づいて，20 万分の 1 地質図幅「伊勢」（西岡ほか，2010）で区分された深成岩類の形成順や分布を大きく修正した．

これらを踏まえ，高見山図幅地域の領家深成岩類は，103 Maの菅野トーナル岩，約 100 Maと見なされる巻向山花崗岩，93 Maの赤岩谷トーナル岩，89～88 Maの栂坂花崗岩，88 Maの神末トーナル岩，85 Maの御杖花崗閃緑岩，81～75 Maの黒雲母花崗岩，78 Maの三茶屋花崗岩，76～75 Maの草鹿野花崗岩，曽爾川苦鉄質岩，75 Maの平倉トーナル岩，69 Maの三峰山トーナル岩及び苦鉄質～中間質岩岩脈に区分した（第 5. 3 図）．菅野トーナル岩と栂坂花崗岩は大平（1982）の御杖花崗閃緑岩体の一部，平倉トーナル岩及び三峰山トーナル岩は端山ほか（1982）の畑井トーナル岩の一部である．

深成岩類の変形構造に関する研究は，紀伊半島地域では，飯塚（1932）が 7 万 5 千分の 1 地質図幅「野後」で片状花崗岩類と変形を被っていない花崗岩類に区分している．高見山図幅地域の中央構造線に関係したマイロナイト化やカタクレーサイト化に注目した研究としては，越後・木村（1973）のマイロナイトのポーフィロクラストの粒径に関する研究がある．Hayama and Yamada（1980）は 2 回のマイロナイト化時階を認識した．その後，高木（1985）は粥見地域のマイロナイトの変形微細構造を解析し，2 回目のマイロナイト化は 1 回目のマイロナイト化より浅い深度かつ高歪み速度で形成されたことを明らかにした．Sakakibara（1995）は中央構造線北方約 20～30 kmの領家内部剪断帯と中央構造線沿いの領家南縁剪断帯において，構造解析を行い，領家南縁剪断帯は南北伸張のマイロナイト化の後，東西伸張のマイロナイト化が生じたことを示した．島田ほか（1998）はマイロナイト構造と大規模褶曲構造の関係を調べ，低角北傾斜の初生的剪断帯形成後，左ずれトランスプレッションによる低温マイロナイトの重複形成と褶曲構造の形成が生じたことを明らかにした．Okudaira and Shigematsu（2012）は中央構造線沿いのマイロナイトやウルトラマイロナイトの石英微細構造を調べ，マイロナイトで差応力約 280 MPa，歪み速度 10^{-11}/秒，温度 300℃，ウルトラマイロナイトでそれぞれ，約 110 MPa，10^{-10}/秒，400℃であり，これらは周辺の変成岩よりも極めて高いひずみ速度で形成されたとした．Czertowicz *et al.*（2019）は，中央構造線の北側に約 500℃で形成されたプロトマイロナイトが分布し，その南側の中央構造線沿いに約 300～400℃で形成されたマイロナイトが分布し，ウルトラマイロナイトの一部は剪断帯への流体の流入があったとしている．Katori *et al.*（2021）は中央構造線から北に離れた高温（400℃以上）マイロナイトと中央構造線に近い低温（400℃以下）マイロナイトが分布し，約 300℃で形成された左横ずれ断層の後に約 200℃で右横ずれ断層が形成されたとした．そして，低温マイロナイトが形成される脆性–延性漸移帯の差応力は約 200 MPaで，高温マイロナイトが形成される深部地殻でもその値は変化しないとした．

5. 2　領家変成コンプレックス（Rc，Rm）

分布　高見山図幅地域北西端の奈良県宇陀市榛原諸木野から東に幅 2 km程度で細長く，奈良県宇陀郡御杖村神末まで分布し，さらに北東端の三重県津市美杉町にも分布する．

岩相及び産状　高見山図幅地域の領家変成コンプレックスは主としてジュラ紀付加コンプレックスの砂岩や泥岩を原岩とする黒雲母片麻岩（Rm）から構成され，わずかにチャート起源の珪質片麻岩（Rc）を伴う．

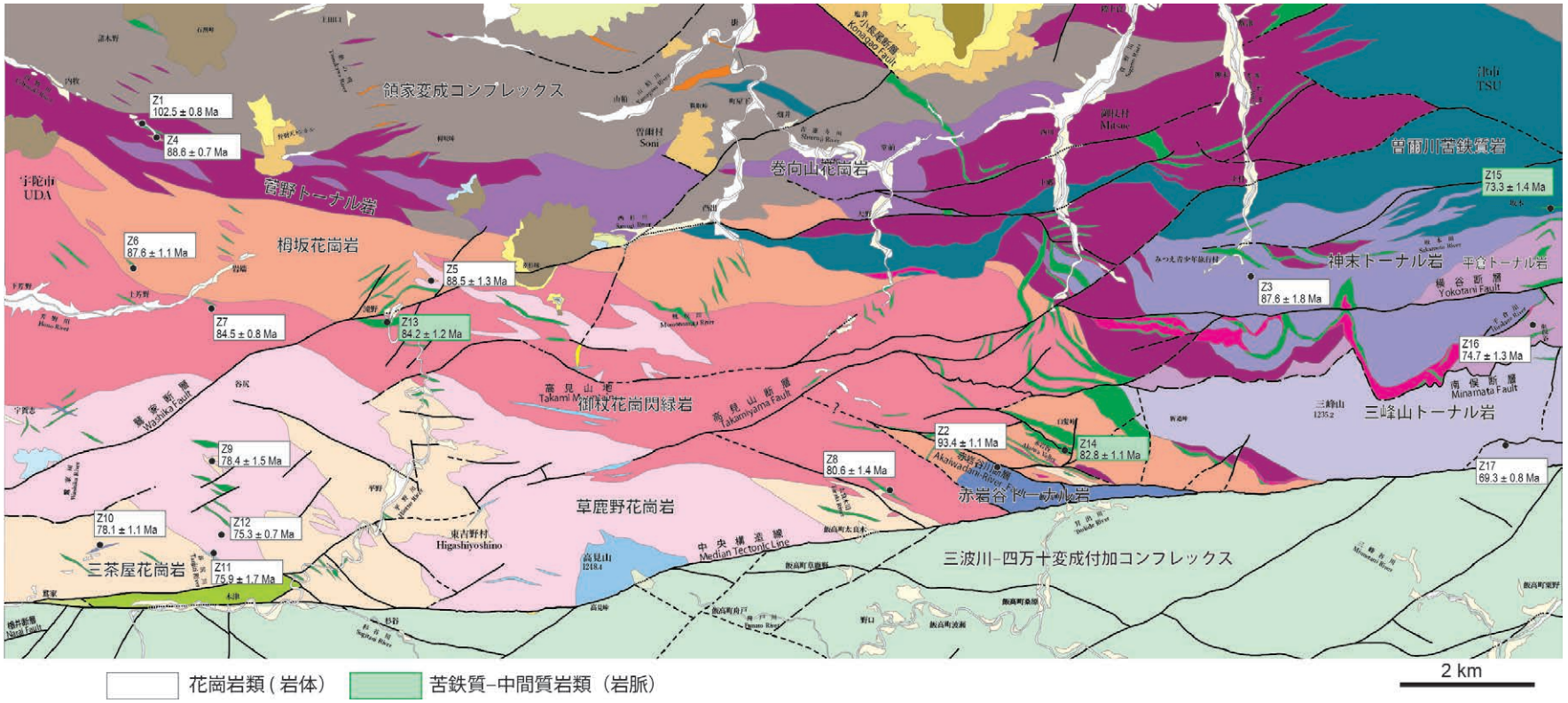
黒雲母片麻岩は，主として石英，斜長石，黒雲母からなり，黒雲母の定向配列により片麻状構造が形成されている（第 5. 4 図a，第 5. 5 図a，b）．黒雲母の割合は様々である．その他に白雲母，ざくろ石，アパタイト，ジルコン，不透明鉱物を含む場合がある．ざくろ石は径 3 mm以下の自形を呈するものから（第 5. 5 図c，d），他形を示すものがある．ジルコンは最大 0.2 mmであるが，多くは数 10 μmの微粒で，黒雲母中に含まれることが多い．黒雲母には多色性ハロが認められる．

珪質片麻岩は，主として石英からなる白色層と主として黒雲母からなる黒色薄層の互層からなる．白色層は厚さ 1～5 cmで石英と少量の黒雲母からなる（第 5. 5 図e，f），黒色層は厚さ数 mm以下で，黒雲母からなる．珪質片麻岩には折りたたまれた褶曲が認められることがある（第 5. 4 図b）．珪質片麻岩の全体の層厚は約 1 m程度である．

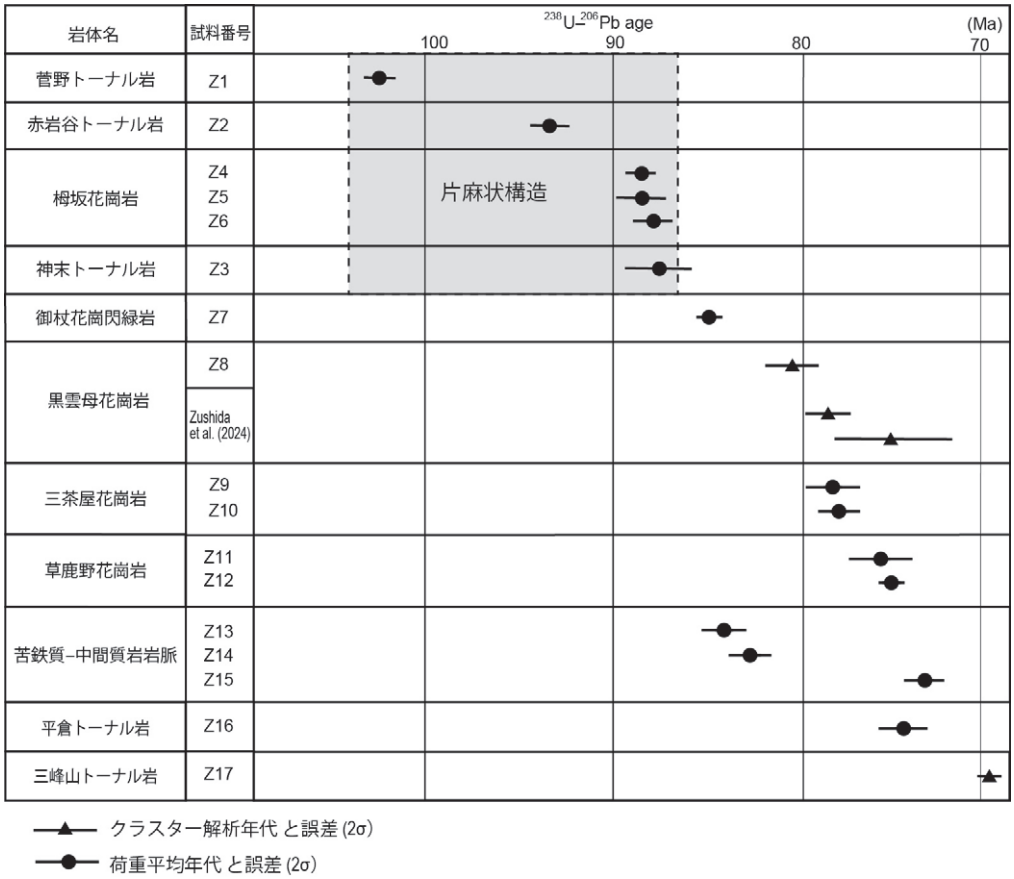
領家変成コンプレックスには花崗岩類を伴う構造がみられる．黒雲母に富む片麻岩と粗粒優白質花崗岩が薄互層状をなし，縞状構造を呈したり（第 5. 4 図c），優白質花崗岩がレンズ状を呈したりする（第 5. 4 図d）．縞状構造は，黒雲母片麻岩の片麻状構造と平行に粗粒優白質花崗岩が幅 10～1 cmではさまれ，一部膨縮構造により花崗岩部が途切れ，レンズ状を呈する部分がある．

片麻状構造は西北西–東南東から東西走向で，25～90°で主に北に傾斜するが，まれに南傾斜が認められる．

変成作用　高見山図幅地域の領家変成コンプレックスの変成作用については，Suwa（1956，1961）や大平（1982）に記載されているが，苦鉄質岩の鉱物組み合わせも含めて変成分帯されていた．しかし，領家帯の苦鉄質岩は当初は変輝緑岩と呼ばれ，苦鉄質岩の変成したものと考えられていたが，現在では苦鉄質貫入岩と考えられる様になった（例えば，Nakajima *et al.*，2004）．Suwa（1961）と



第 5. 1 図　領家深成岩類のジルコン U–Pb 年代測定試料採取地点

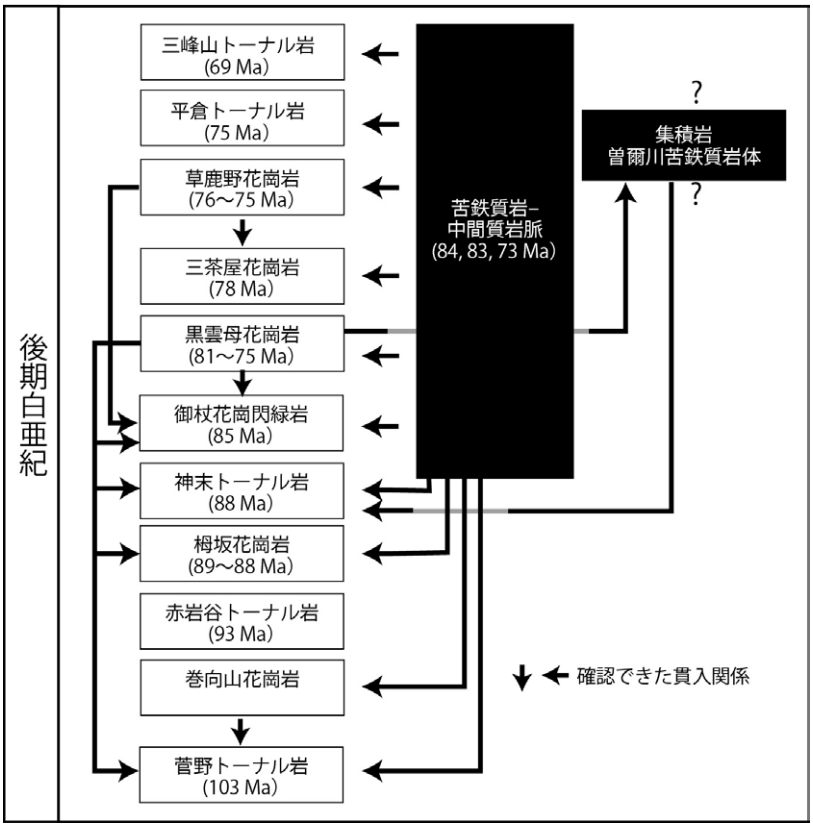


第 5. 2 図　領家深成岩類のジルコン U–Pb 年代から求めた貫入年代
加重平均を求めたカソードルミネッセンス像の領域及びクラスター解析年代の詳細は本文を参照.

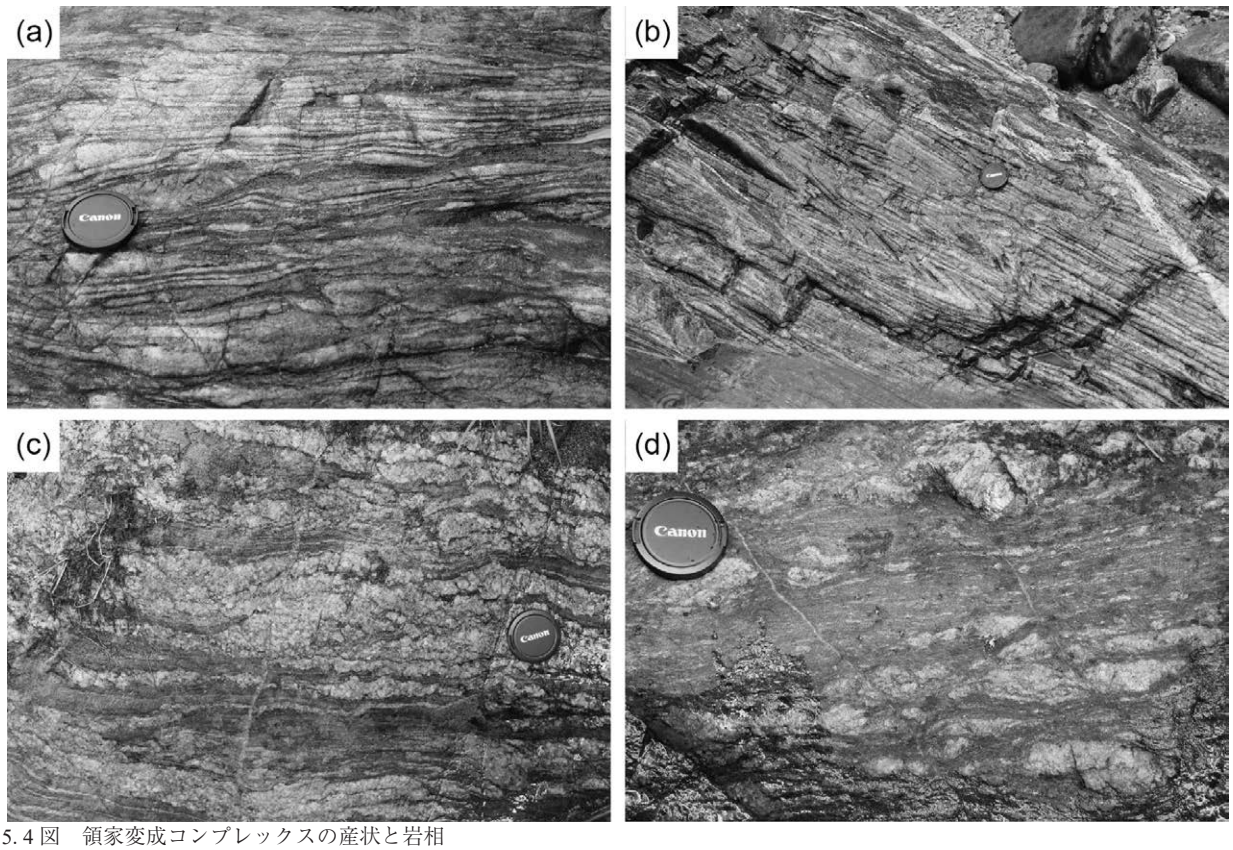
第 5. 1 表　領家深成岩類から得られたジルコン U–Pb 年代

試料番号	地質区分	緯度経度	加重平均				クラスター解析		
			年代 (Ma)	領域	MSWD	n (reject no.)	年代 (Ma)	fraction	misfit
Z1	菅野トーナル岩	34° 29′ 12.2″ N, 136° 1′ 13.2″ E	102.5 ± 0.8	外側波動累帯構造	5.7	60 (0)	98.6 ± 0.7	0.30	
							103.1 ± 0.6	0.51	
							107.6 ± 1.0	0.18	0.564
Z2	赤岩谷トーナル岩	34° 26′ 30.7″ N, 136° 9′ 29.1″ E	93.4 ± 1.1	波動累帯構造全体	4.7	28 (1)	89.5 ± 1.3	0.21	
							94.3 ± 0.7	0.71	
							99.4 ± 1.8	0.08	0.614
Z3	神末トーナル岩	34° 28′ 0.9″ N, 136° 11′ 49.8″ E	87.6 ± 1.8	波動累帯構造全体	6.1	26(1)	82.0 ± 1.6	0.17	
							88.9 ± 1.0	0.68	
							95.3 ± 2.3	0.15	0.589
Z4	栂坂花崗岩	34° 29′ 7.8″ N, 136° 1′ 16.4″ E	88.6 ± 0.7	外側暗色領域	1.7	19 (1)			
Z5	栂坂花崗岩	34° 27′ 52.5″ N, 136° 3′ 31.3″ E	88.5 ± 1.3	波動累帯構造全体	2.3	19 (1)			
Z6	栂坂花崗岩	34° 28′ 8.2″ N, 136° 1′ 3.0″ E	87.6 ± 1.1	波動累帯構造全体	2.0	18 (0)			
Z7	御杖花崗閃緑岩	34° 27′ 45.5″ N, 136° 1′ 50.4″ E	84.5 ± 0.8	外側暗色領域	3.3	33 (1)			
Z8	黒雲母花崗岩	34° 26′ 18.1″ N, 136° 8′ 21.7″ E	86.5 ± 6.7	波動累帯構造全体	30	7 (0)	80.6 ± 1.4	0.43	
Z9	三茶屋花崗岩	34° 26′ 31.6″ N, 136° 1′ 50.0″ E	78.4 ± 1.5	外側暗色領域	3.8	11 (0)			
Z10	三茶屋花崗岩	34° 25′ 50.6″ N, 136° 0′ 45.1″ E	78.1 ± 1.1	波動累帯構造全体	1.4	20 (0)			
Z11	草鹿野花崗岩	34° 25′ 48.5″ N, 136° 1′ 49.9″ E	75.9 ± 1.7	波動累帯構造全体	2.3	11 (0)			
Z12	草鹿野花崗岩	34° 25′ 54.8″ N, 136° 1′ 55.1″ E	75.3 ± 0.7	波動累帯構造全体	2.0	31 (2)			
Z13	苦鉄質～中間質岩岩脈	34° 27′ 40.7″ N, 136° 3′ 31.5″ E	84.2 ± 1.2	平行領域	2.7	16 (1)			
Z14	苦鉄質～中間質岩岩脈	34° 26′ 40.0″ N, 136° 9′ 59.1″ E	82.8 ± 1.1	外側暗色領域	3.6	21 (0)			
Z15	苦鉄質～中間質岩岩脈	34° 28′ 33.9″ N, 136° 14′ 42.8″ E	73.3 ± 1.4	平行領域	1.1	5 (1)			
Z16	平倉トーナル岩	34° 27′ 37.3″ N, 136° 14′ 34.3″ E	74.7 ± 1.3	波動累帯構造全体	2.0	11 (0)			
Z17	三峰山トーナル岩	34° 26′ 40.1″ N, 136° 14′ 17.5″ E	71.0 ± 2.0	波動累帯構造全体	8.4	17 (0)	69.3 ± 0.8	0.65	
							77.4 ± 1.4	0.35	0.566

MSWD：重み付き標準偏差の二乗平均 (Mean Square Weighted Deviation).
灰色部の年代値は貫入年代とみなした年代値

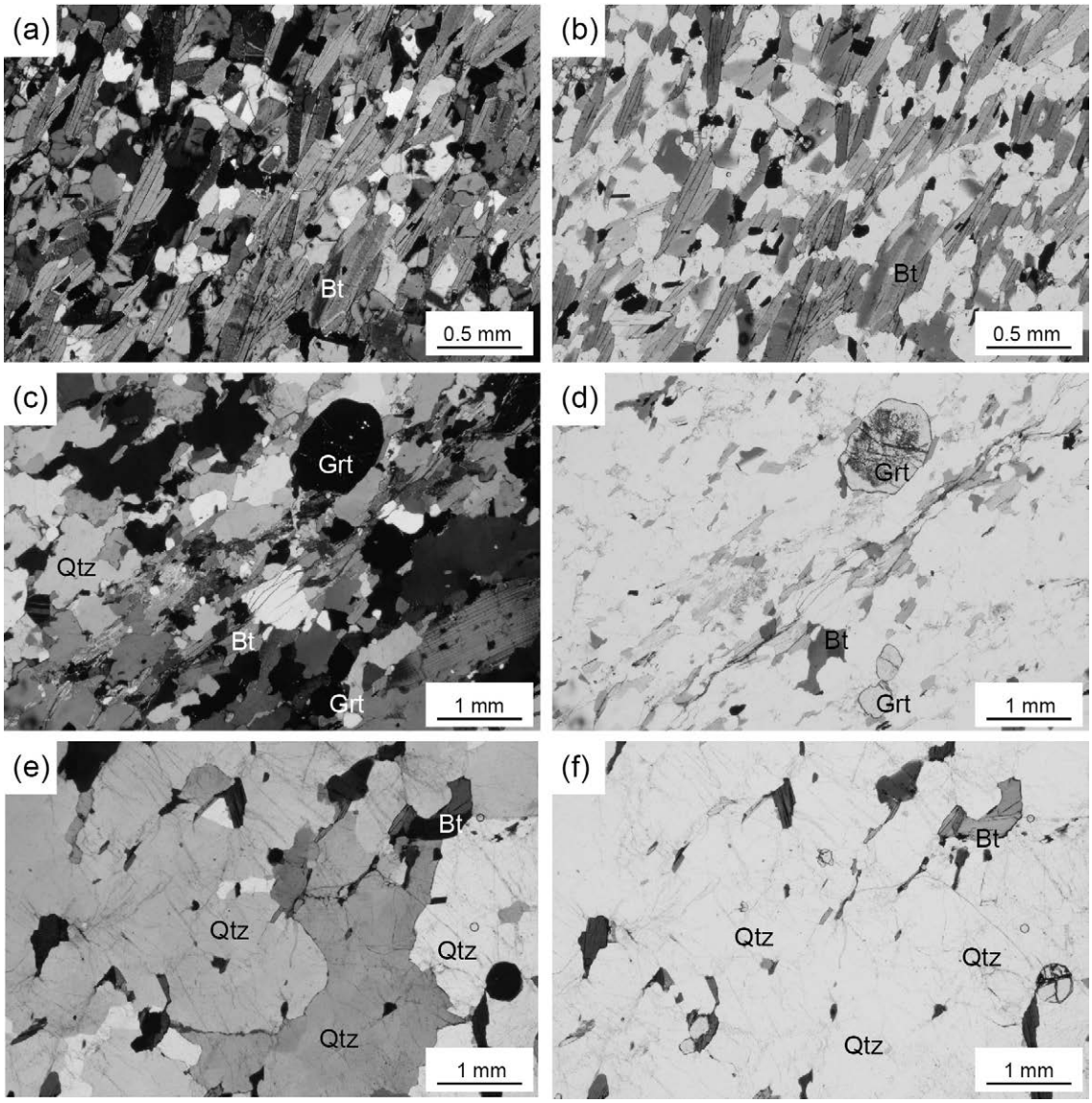


第 5. 3 図　領家深成岩類の貫入年代と貫入関係



第 5. 4 図　領家変成コンプレックスの産状と岩相

(a) 黒雲母片麻岩（御杖村桃俣町屋下の桃俣川河床）. (b) 褶曲した珪質片麻岩（曽爾村掛の青蓮寺川河床）. (c) 縞状構造を示す粗粒優白質花崗岩（白色部）と黒雲母片麻岩（黒色部）（宇陀市室生田口元上田口の弁財天川河床）. (d) 剪断変形により，黒雲母片麻岩中に含まれる優白質花崗岩がレンズ状になった部分（曽爾村山粕北方）.



第 5. 5 図　領家変成コンプレックスの薄片写真
(a) 黒雲母片麻岩（宇陀市室生田口元上田口の弁財天川河床），直交ポーラー．(b) 同，単ポーラー．(c) ざくろ石含有白雲母黒雲母片麻岩（御杖村桃俣町屋下の桃俣川河床），直交ポーラー．(d) 同，単ポーラー．(e) 珪質片麻岩（曽爾村山粕北方），直交ポーラー．(f) 同，単ポーラー．Qtz：石英，Bt：黒雲母，Grt：ざくろ石．

大平（1982）は，共に高見山図幅地域の中央構造線から北隣の名張図幅地域南部にかけて大きく三帯に変成分帯し，北ほど変成度が高くなることを報告している．これらによると，三帯の境界線の位置は両者とも類似しており，中央構造線から約 2 km付近まで，その北から領家変成コンプレックスがまとまって分布する西杉川付近まで，及びその北側の地域の三帯である．最も南の帯は黒雲母で特徴づけられるとして両者一致した見解だが，その北側二帯で鉱物分帯に相違がある．つまり，大平（1982）は南から二番目の帯でざくろ石・菫青石・紅柱石が産し，三番目の帯では紅柱石が消失し，珪線石が出現及びアルカリ長石が増加するとしているが，Suwa（1961）では，二番目の帯で紅柱石と珪線石が産し，アルカリ長石が共存しない試料で菫青石が産し，三番目の帯では紅柱石と珪線石は産せず，アルカリ長石が多くなるとしている．

高見山図幅地域北部の領家変成コンプレックスがまとまって分布する地域は，上記の最も北の三番目の帯にあたり，ここでは黒雲母とざくろ石が普遍的に産し，珪線石は黒雲母片岩からは見出していない．後述する奈良県宇陀郡曽爾村山粕の南西方の片麻状構造を呈する巻向山花崗岩中に珪線石が産することを確認した．この岩石は上記の二番目の帯に属するものとみられる．

年代　高見山図幅地域の領家変成コンプレックスから変

成年代の報告はない．Suzuki and Adachi（1998）は愛知県三河地域と山口県柳井地域の領家変成コンプレックスのCHIMEモナザイト年代を報告し，領家変成コンプレックスが角閃岩相に達した年代を102～98 Maとした．高見山図幅地域外の北方の青山地域の領家変成コンプレックスでは，モナザイトのCHIME年代96.5 ± 1.9 Ma（Kawakami and Suzuki，2011）が報告されており，また，ジルコンの変成リムから約90 MaのU–Pb年代（Kawakami *et al.*（2019）が報告されている．広域変成作用の高温時の年代として，山口県柳井地域では103～97 Maのジルコン U–Pb年代（Skrzypek *et al.*，2018），三河地域では97～83 Maのジルコン U–Pb年代（Kawakami *et al.*，2022）が報告されている．さらに青山地域では83.5 Ma，三河地域では約84～81 Maの接触変成作用があったとされている（Takatsuka *et al.*，2018；Kawakami *et al.*，2022）．

5. 3　菅野トーナル岩（Ts）

命名　本報告にて新称．高見山図幅地域北西部から北東部に分布する103 Maの年代を示す中粒～粗粒片麻状黒雲母トーナル岩を菅野トーナル岩とする．模式地は御杖村大字菅野字上郷（かみごう）の菅野川河床で標高540 m付近である．本岩は，大平（1982）による御杖花崗閃緑岩体の一部である．

分布　高見山図幅地域北西部の奈良県宇陀市榛原内牧（はいばらうちまき）から梅坂（とがさか）峠付近まで南北幅約1 kmで東に連続する．また，その東方の奈良県宇陀郡御杖村土屋原（つちやはら）から菅野（すがの），神末付近にかけて分布する．さらに菅野川中流から三峰山北方にかけても分布する．三峰山南西斜面にも小分布がある．

貫入関係　領家変成コンプレックスの片麻状構造と調和的に変成岩類に貫入し，幅数mの岩脈状を呈する部分もある．高見山図幅地域で最も古い貫入岩である．領家変成コンプレックスを捕獲岩として含む．

岩相及び産状　中粒～粗粒片麻状黒雲母トーナル岩を主とし，片麻状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩～トーナル岩を伴う（第5. 6図）．黒雲母は定向配列を示す（第5. 7図a）．片麻状構造の走向は本岩体全体の分布方向である西北西–東南東から東西走向で，一般的に北に50～90 °と急傾斜するが，一部南傾斜の部分も認められる．斜長石は粒径3 mm～1 cmで斑状を呈し，石英は長径1 cm程度の多結晶石英からなる石英プールをなしている．その間を粒径1 mm以下の石英，斜長石やアルカリ長石が埋めている（第5. 7図b）．斑状の斜長石結晶の縁は基質の細粒結晶によってギザギザした形を呈する．石英プールをなす石英はGrain Boundary Migration（GBM）を呈し，粒界は複雑な形態を呈し（第5. 7図ｃ），亜結晶化が見られ，波動消光を呈する．また，普通角閃石は他形で石英の微粒結晶を包有物として多く含む．基質や斜長石・アルカリ長石の周辺にはミルメカイトが見られる（第5. 7図d）．アパタイト，ジルコン，チタン石を含む．SiO_2含有量は63～70 wt.%である（第5. 8図，第5. 9図，第5. 2表）．

年代　ジルコンのカソードルミネッセンス像（CL像）は，ほとんどが波動累帯構造を呈するが，結晶成長途中で不連続になる部分があるものも見られる（第5. 10図a）．また，まれに古い年代のジルコンをコアにもつことがある．外側の波動累帯構造領域のジルコンU–Pb年代の加重平均は102.5 ± 0.8 Maが得られた（第5. 11図）．MSWDは5.7（N = 60）と大きく，複数の熱イベント年代が混在している可能性があるので，Isoplot/Ex4.15（Ludwig，2012）のunmixルーチンを用いてクラスター解析を行った．その結果，98.6 ± 0.7 Ma（fraction = 0.30），103.1 ± 0.6 Ma（fraction = 0.51）及び107.6 ± 1.0 Ma（fraction = 0.18）を得た（第5. 1表）．これらの年代のジルコンはほぼ連続したCL像で波動累帯構造領域を呈するので，約108～98 Maまで高温状態が継続し，結晶成長したとみなし，全体の加重平均による約103 Maを貫入年代とする．

5. 4　巻向山花崗岩（Gmk）

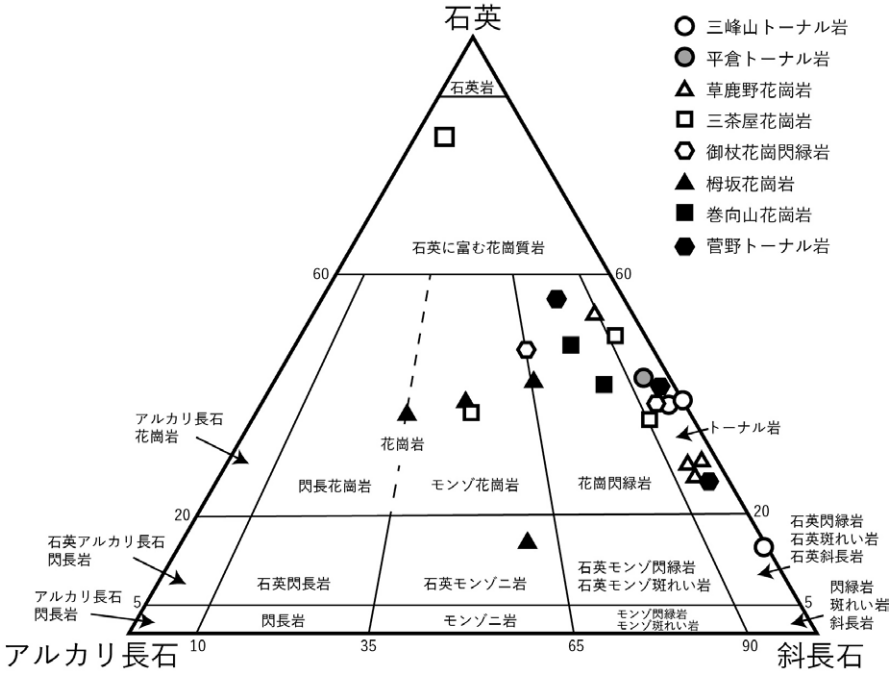
命名　西岡ほか（2001）による．大平（1982）による西杉花崗岩体や御杖花崗閃緑岩体の一部にあたる．

分布　高見山図幅地域北部の奈良県宇陀市梅坂峠付近から南北幅約1 kmで東方の奈良県宇陀郡御杖村菅野付近にかけて分布し，奈良県宇陀市榛原内牧の南東にも小分布がある．

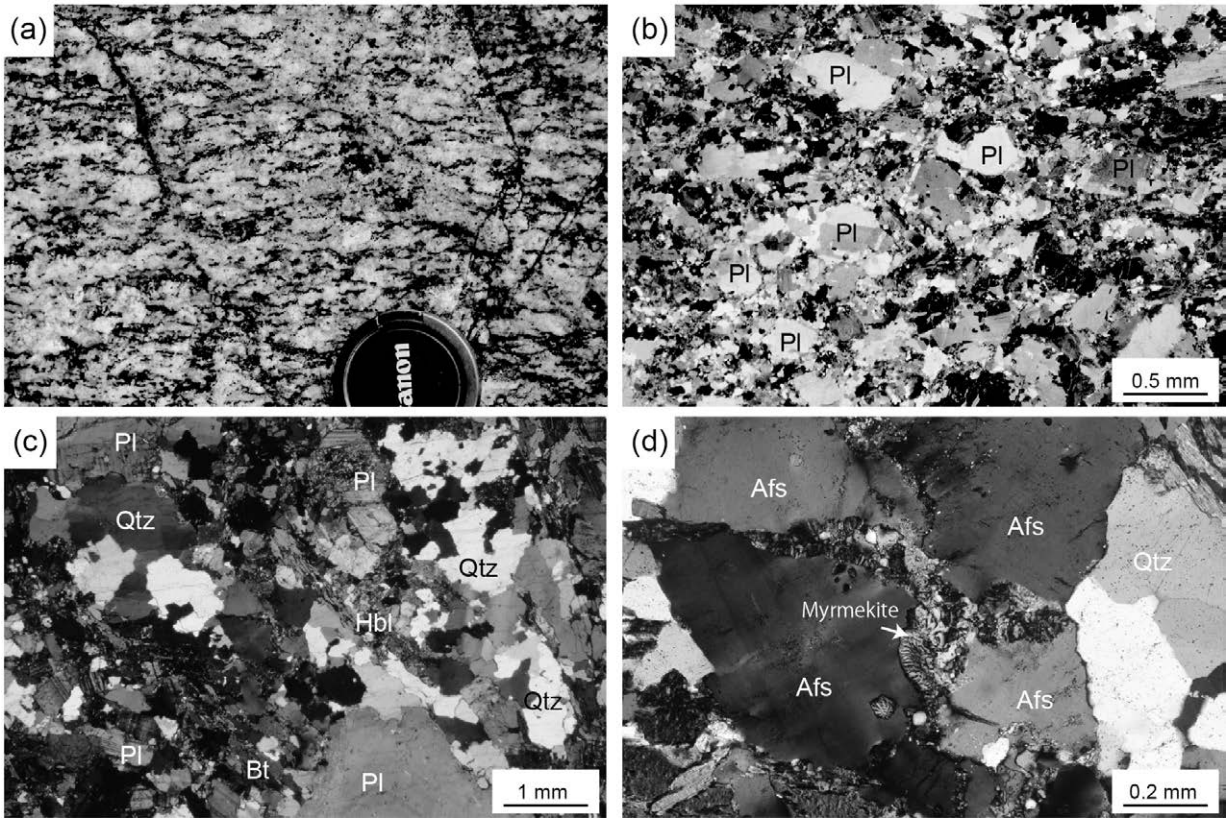
貫入関係　領家変成コンプレックスと菅野トーナル岩に貫入する．

岩相及び産状　細粒～中粒優白質片麻状ざくろ石含有黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩である．黒雲母は定向配列し，片麻状構造が発達している（第5. 12図a）．片麻状構造の走向は本岩体全体の分布方向である西北西–東南東から東西走向で，一般的に北に70 °前後と急傾斜するが，一部南傾斜の部分も認められる．石英，斜長石及びアルカリ長石は等粒状組織を示し，石英の粒界は縫合状を示す．石英は亜結晶化が見られ，波動消光を呈する．ミルメカイトも認められる．赤色ざくろ石は粒径5 mm以下の球状として含まれる．巻向山花崗岩としたものの中には，黒雲母がほとんど含まれない細粒～中粒片麻状アプライトも含まれる．SiO_2含有量は73～74 wt.%である（第5. 8図，第5. 9図，第5. 2表）．

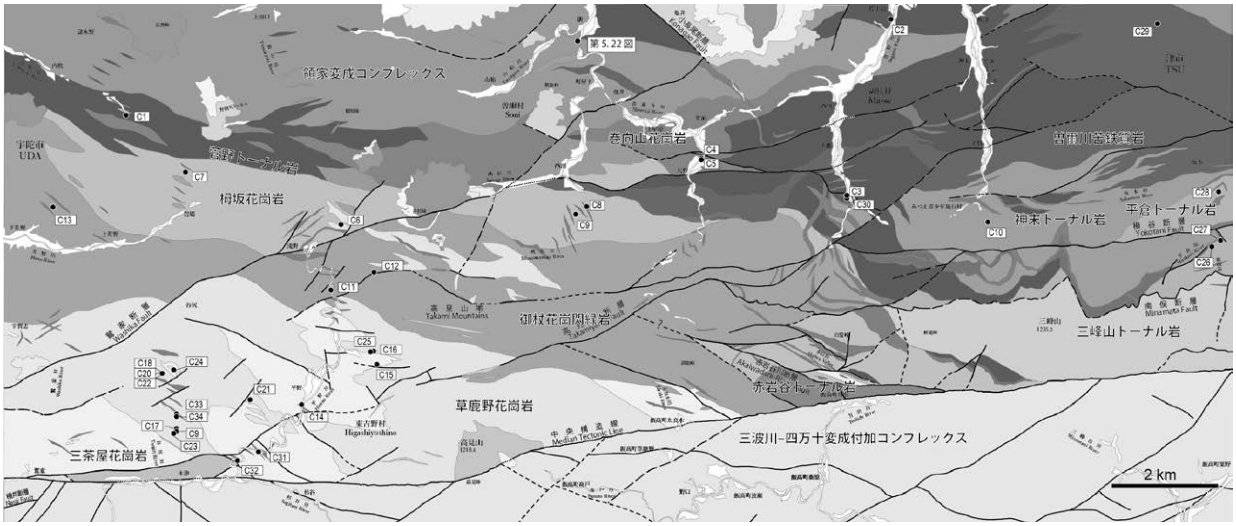
曽爾村梅坂峠の南西の沢には珪線石を含む巻向山花崗岩が分布する．この岩石は細粒優白質珪線石ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗閃緑岩（第5. 12図b）で，石英，斜長石及びアルカリ長石は粒径0.02～1 mmと様々な大きさのものがあり，粒界は入り組んでいるものが多い（第5. 12図c）．アルカリ長石にはパーサイト構造が認められる．珪線石は白雲母や黒雲母と共に線構造を形成してい



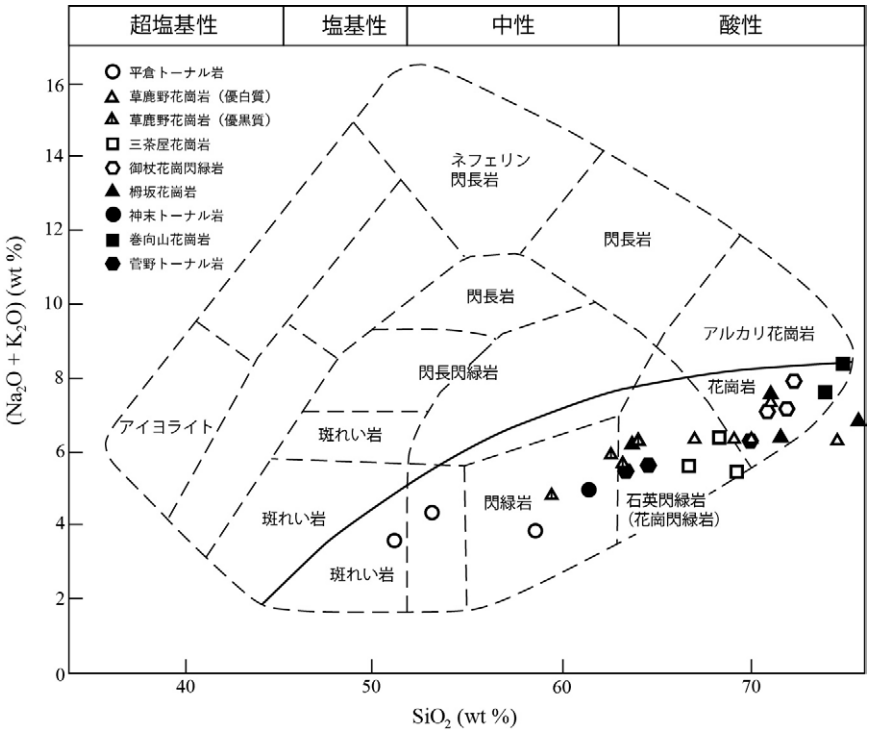
第 5. 6 図　高見山図幅地域花崗岩類のモード組成
花崗岩類の区分はLe Maitre（2002）による．



第 5. 7 図　菅野トーナル岩の岩相と薄片写真
(a) 片麻状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩（御杖村土屋原大野の青蓮寺川河床）．(b) 斜長石ポーフィロクラストと細粒石英を含む片麻状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩（御杖村菅野上郷南方の菅野川河床より採取），直交ポーラー．(c) 石英がGBM構造を示す（bの試料），直交ポーラー．(d) アルカリ長石周辺にみられるミルメカイト（bの試料），直交ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Afs：アルカリ長石，Bt：黒雲母，Hbl：普通角閃石．



第 5. 8 図　高見山図幅地域深成岩類の化学組成測定を行った試料の採取地点



第 5. 9 図　SiO_2–（$Na_2O + K_2O$）ダイアグラムによる深成岩の分類図
Wilson（1989）が深成岩に適用した Cox *et al.*（1979）の分類図.

る．珪線石は細長い針状を呈し，結晶の伸びの方向に鉛直方向で断裂しているものが多い（第 5. 12 図 c，d）．

年代　年代に関する報告はない．しかしながら，巻向山花崗岩は菅野トーナル岩の分布域に産し，かつ菅野トーナル岩と調和的な片麻状構造を呈するので，ほぼ同時期の 103 Ma 頃の貫入と考えられる．

5. 5　赤岩谷トーナル岩（Ta）

命名　本報告にて新称．高見山図幅地域中央部の中央構造線付近に分布する 93 Ma の年代を示す中粒片麻状普通角閃石黒雲母トーナル岩．模式地は松坂市飯高町月出の赤岩谷．大平（1982）の御杖花崗閃緑岩の一部である．また，Bui *et al.*（2023）によって，赤岩谷川断層と中央構造

第 5. 2 表　領家深成岩類の全岩化学組成

	菅野トーナル岩			巻向山花崗岩		栂坂花崗岩				神末トーナル岩	御杖花崗閃緑岩		
試料番号	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12	C13
wt.%													
SiO_2	69.64	62.93	64.33	72.88	73.77	70.62	63.43	74.85	71.11	61.73	71.69	71.55	70.69
TiO_2	0.39	0.77	0.66	0.21	0.10	0.27	0.61	0.17	0.34	0.66	0.23	0.23	0.25
Al_2O_3	14.78	16.56	15.32	14.27	13.71	14.18	16.20	13.14	14.39	15.29	14.00	14.35	14.50
Fe_2O_3	3.62	5.91	4.82	1.84	0.94	2.40	5.04	2.02	3.41	5.89	2.60	2.55	2.74
MnO	0.07	0.10	0.11	0.06	0.04	0.04	0.09	0.04	0.05	0.10	0.07	0.06	0.06
MgO	0.83	1.71	1.52	0.39	0.21	0.44	1.02	0.29	0.54	2.48	0.45	0.49	0.50
CaO	2.92	4.26	4.09	1.74	1.14	1.81	4.07	1.69	2.43	5.29	1.61	1.97	2.35
Na_2O	3.56	3.35	2.98	3.73	3.39	3.21	3.59	3.20	3.51	2.73	3.29	3.70	3.54
K_2O	2.69	2.16	2.75	3.94	4.91	4.36	2.60	3.57	2.88	2.25	4.66	3.53	3.62
P_2O_5	0.11	0.27	0.18	0.11	0.05	0.07	0.19	0.05	0.08	0.14	0.07	0.07	0.09
LOI	0.46	0.62	0.75	0.47	0.76	0.66	1.89	1.10	0.76	1.25	0.41	0.67	0.68
Total	99.07	98.62	97.51	99.63	99.01	98.05	98.72	100.11	99.50	97.81	99.08	99.17	99.01

	三茶屋花崗岩			草鹿野花崗岩（優黒質）				草鹿野花崗岩（優白質）				
試料番号	C14	C15	C16	C17	C18	C19	C20	C21	C22	C23	C24	C25
wt.%												
SiO_2	68.07	69.39	66.51	63.69	59.03	62.45	62.81	73.76	68.98	71.02	67.67	70.05
TiO_2	0.41	0.37	0.43	0.63	0.91	0.64	0.53	0.19	0.36	0.22	0.41	0.23
Al_2O_3	14.97	14.13	14.82	16.29	16.22	16.21	15.55	13.79	14.65	14.09	14.74	14.50
Fe_2O_3	4.37	3.22	4.15	5.59	9.33	5.67	6.38	2.29	4.07	2.83	4.76	2.39
MnO	0.08	0.04	0.06	0.11	0.18	0.12	0.12	0.05	0.07	0.07	0.08	0.03
MgO	0.79	0.72	0.92	1.34	2.04	1.40	1.30	0.45	0.70	0.46	0.78	0.53
CaO	3.02	3.24	2.95	3.81	5.64	4.10	3.73	1.71	2.69	1.62	2.52	2.52
Na_2O	3.57	3.84	4.06	3.90	3.44	3.87	3.70	4.30	3.93	3.85	3.90	3.85
K_2O	2.82	1.55	1.71	2.31	1.42	2.17	2.12	1.95	2.33	3.39	2.50	2.41
P_2O_5	0.13	0.09	0.11	0.19	0.37	0.20	0.19	0.05	0.11	0.07	0.13	0.07
LOI	1.37	1.77	2.73	1.72	0.77	1.17	1.11	0.89	0.89	1.41	0.85	1.43
Total	99.59	98.37	98.43	99.58	99.34	98.00	97.53	99.41	98.78	99.03	98.34	98.00

	平倉トーナル岩			曽爾川苦鉄質岩	苦鉄質～中間質岩岩脈				
試料番号	C26	C27	C28	C29	C30	C31	C32	C33	C34
wt.%									
SiO_2	51.08	52.79	58.02	43.33	56.52	54.98	56.02	53.19	55.88
TiO_2	2.81	1.10	1.05	1.44	0.82	1.10	1.00	1.32	1.09
Al_2O_3	18.69	18.50	17.13	18.18	16.23	17.14	16.59	18.02	17.07
Fe_2O_3	8.13	8.69	6.53	12.50	9.51	9.18	8.41	10.05	8.36
MnO	0.15	0.16	0.09	0.21	0.15	0.17	0.15	0.19	0.17
MgO	3.64	3.58	3.35	7.88	2.68	3.45	3.54	2.94	2.24
CaO	8.73	7.93	6.91	12.50	6.04	5.67	5.60	6.80	6.04
Na_2O	2.48	3.27	2.78	1.42	2.83	3.27	3.35	3.51	3.50
K_2O	1.15	1.06	1.13	0.12	1.87	1.84	1.39	1.16	1.75
P_2O_5	0.30	0.27	0.14	0.20	0.17	0.21	0.21	0.38	0.37
LOI	1.80	1.62	1.46	0.22	1.19	2.12	3.30	1.56	1.38
Total	98.95	98.97	98.60	97.99	98.02	99.12	99.54	99.12	97.86

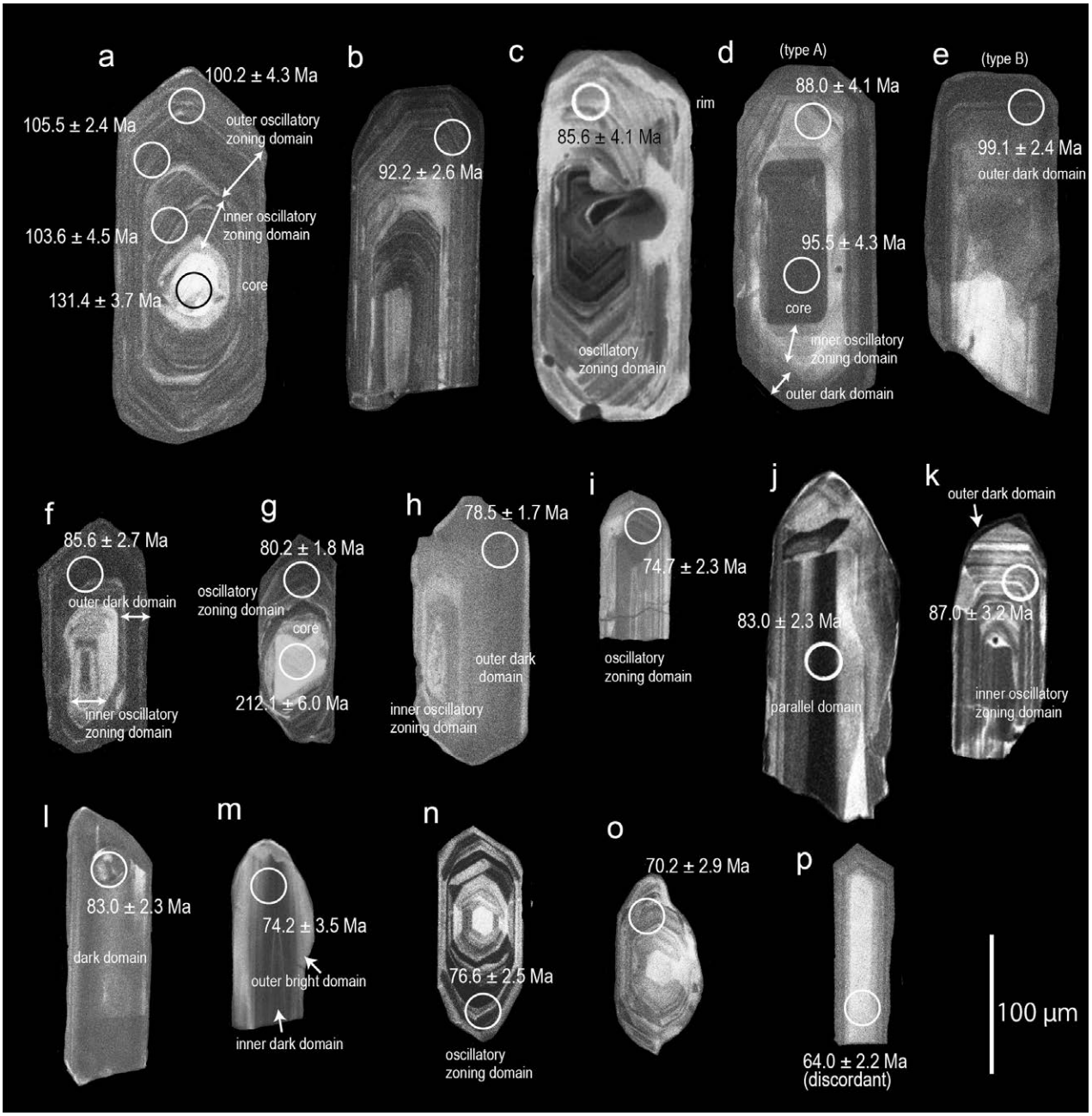
蛍光X線分析装置による測定．LOI：強熱減量，Fe_2O_3 は全鉄量．

線の間にトーナル岩が分布することが報告されている．

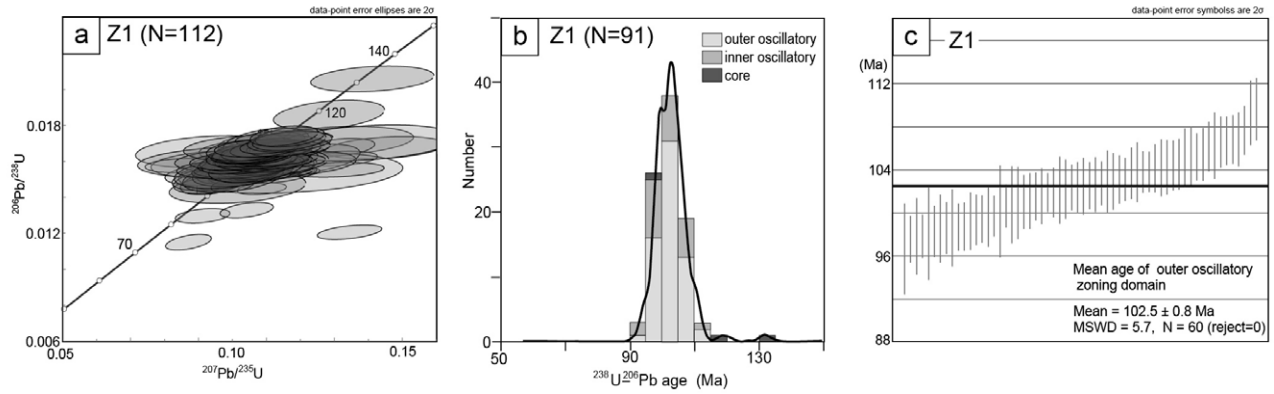
分布　高見山図幅地域中央部の三重県松阪市飯高町月出付近に分布する．本岩の北縁は赤岩谷川断層，南縁は中央構造線によって境される．西縁は北西–南東方向の推定断層によって境される．

貫入関係　栂坂花崗岩に貫入すると推定されるが，その関係を示す露頭は確認できていない．

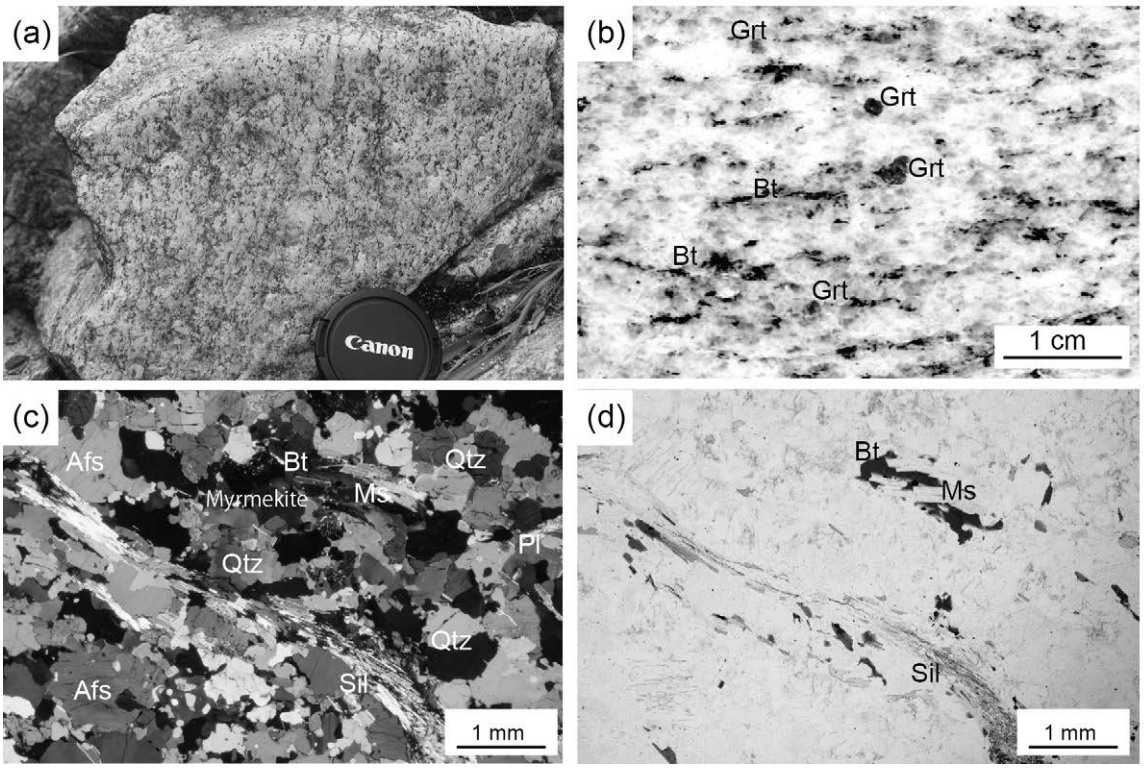
岩相及び産状　中粒片麻状普通角閃石黒雲母トーナル岩である．主に斜長石，石英及び黒雲母からなる（第 5. 13 図a）．SiO_2 含有量は 65.4 wt.%である（Bui *et al.*，2023）．斜長石は粒径 5 mm以下で，半自形である．石英は粒径 1 mm以下で, 片麻状構造方向に引き延ばされた形をした多結晶石英からなる石英プールとして産し，石英粒子の粒界は入り組んだ形態をなす（第 5. 13 図b，c）．動的再



第 5. 10 図　領家深成岩類中のジルコンの代表的カソードルミネッセンス（CL）像と ^{238}U–^{206}Pb 年代
（a）菅野トーナル岩（試料Z1，測定点 13，14，111，112000），（b）赤岩谷トーナル岩（試料Z2，測定点 4），（c）神末トーナル岩（試料Z3，測定点 84），（d）栂坂花崗岩（試料Z6，測定点 37，38），（e）栂坂花崗岩（試料Z6，測定点 15），（f）御杖花崗閃緑岩（試料Z7，測定点 81），（g）黒雲母花崗岩（試料Z8，測定点 3，4），（h）三茶屋花崗岩（試料Z9，測定点 53，116），（i）草鹿野花崗岩（試料Z12，測定点 26），（j）苦鉄質～中間質岩（試料Z13，測定点 10），（k）苦鉄質～中間質岩（試料Z13，測定点 5），（l）苦鉄質～中間質岩（試料Z14，測定点 19），（m）苦鉄質～中間質岩（試料Z15，測定点 13），（n）平倉トーナル岩（試料Z16，測定点 10），（o）三峰山トーナル岩（試料Z17，測定点 71），（p）三峰山トーナル岩（試料Z17，測定点 52）．



第 5. 11 図　菅野トーナル岩（試料Z1）のジルコンU–Pb年代
左列はコンコーディア図．中列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb 年代のCL像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．右列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb 年代の加重平均．



第 5. 12 図　巻向山花崗岩の岩相と薄片写真
(a) 中粒優白質片麻状ざくろ石含有黒雲母花崗閃緑岩（宇陀市榛原内牧の内牧川上流付近）．(b) 細粒有白質珪線石ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗閃緑岩研磨試料（曽爾村栂坂峠南西の沢）．(c) bの試料の薄片写真，直交ポーラー．(d) 同，単ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Afs：アルカリ長石，Bt：黒雲母，Ms：白雲母，Sil：珪線石，Grt：ざくろ石．

結晶による石英と斜長石と薄く引き延ばされた黒雲母からなる厚さが薄いゾーンが認められ（第 5. 13 図b, c），プロトマイロナイトとなっている（Bui *et al.*，2023）．普通角閃石は粒径 3 mm以下の半自形で，黒雲母は粒径 1 mm以下で，普通角閃石と共に弱い定向配列を呈する．斜長石と普通角閃石の比較的大きな粒子には脆性変形が認められる

年代　試料Z2 からジルコンU–Pb年代が得られた．ジルコンのCL像は全体として波動累帯構造を呈し（第 5. 10 図b），一部波動累帯構造を示すコアが認められる．波動累帯構造領域のジルコンU–Pb年代の加重平均は 93.4 ± 1.1 Maが得られた（第 5. 14 図）．MSWDは 4.7（N = 28, 内reject = 1）とやや大きい．これらの年代のジルコンはほぼ連続したCL像で波動累帯構造領域を呈するので，約 99～90 Ma まで高温状態が継続し，結晶成長したとみなし，全体の加重平均による約 93 Maを貫入年代とした．波動累帯構造領域の年代のクラスター解析を行った結果，89.5 ± 1.3 Ma（fraction = 0.21），94.3 ± 0.7 Ma（fraction = 0.71）及び 99.4 ± 1.8（fraction = 0.08）を得た（第 5. 1 表）．89.5 ± 1.3 Maは後述する栂坂花崗岩や神末トーナル岩の年代と一致し，99.4 ± 1.8 Maは菅野トーナル岩の年代と類似する．

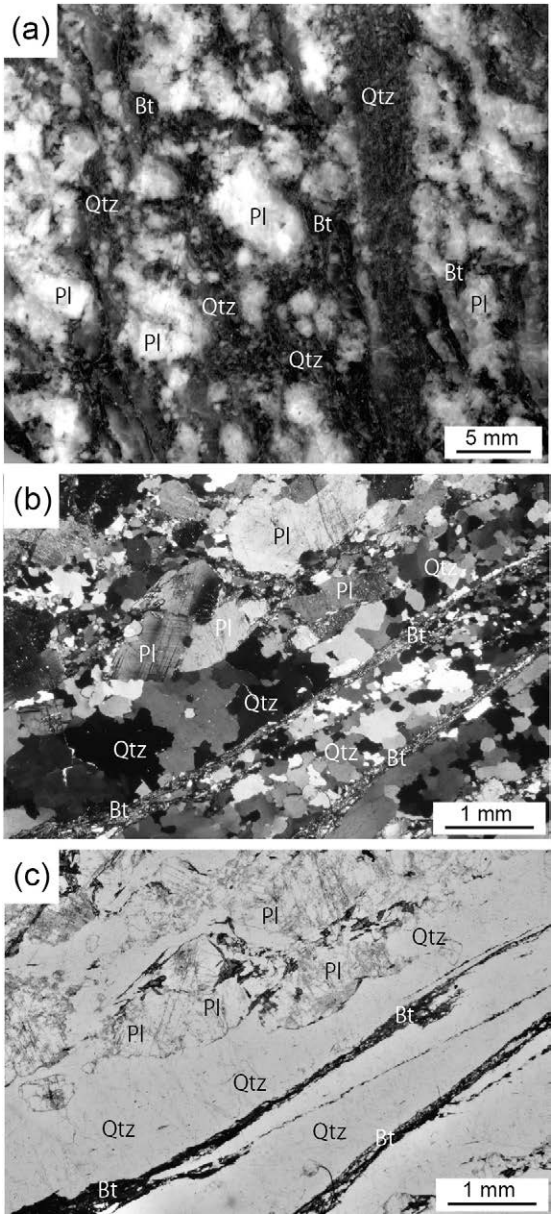
5. 6　栂坂花崗岩（Gt）

命名　本報告にて新称．高見山図幅地域北西部から北東部に分布する 89～88 Maの年代を示す細粒～粗粒片麻状黒雲母花崗岩．模式地は宇陀市菟田野上芳野の試料Z6 の採取地点付近やその東側の菟田野岩端の試料C7 の採取地点付近である．大平（1982）の御杖花崗閃緑岩体の一部である．

分布　高見山図幅地域北西部の奈良県宇陀市菟田野上芳野付近から吉野郡東吉野村滝野，御杖村土屋原の南方を通って，御杖村青蓮寺川付近まで，南北幅約 0.5 km～1.5 kmで細長く分布する．また，その延長の菅野川上流部にも分布する．

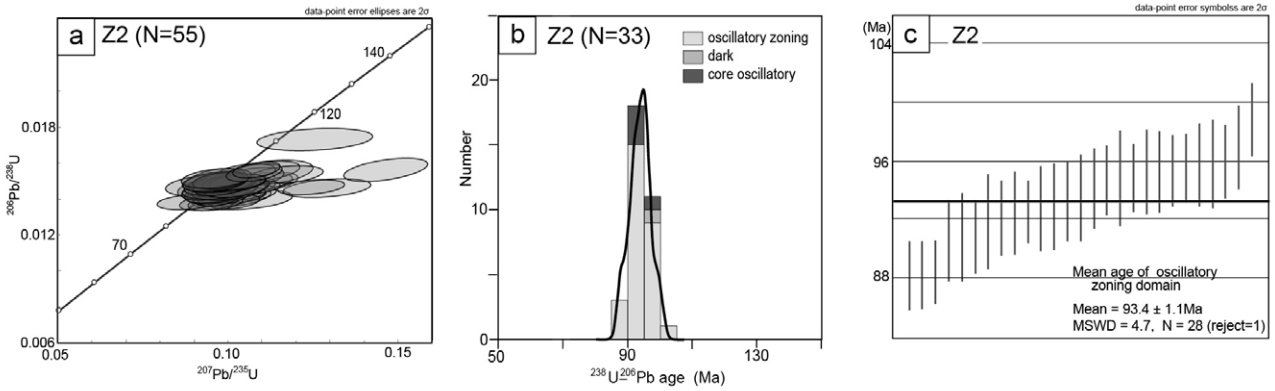
貫入関係　直接，貫入関係がわかる露頭は未確認だが，菅野トーナル岩や巻向山花崗岩との境界付近に断層などによる破砕は認められないこと，ジルコンU–Pb年代が上記二岩体より若いことから，両者に貫入しているものと考えられる．

岩相及び産状　細粒～粗粒片麻状黒雲母花崗岩からなる（第 5. 6 図，第 5. 15 図a）．黒雲母は定向配列をし，アルカリ長石，斜長石及び石英は引き延ばされて，全体として片麻状構造を呈する（第 5. 15 図b）．片麻状構造の走向は本岩体全体の分布方向である西北西–東南東から東西走向で，一般的に北に 40～70 °前後で傾斜するが，一部南傾斜の部分も認められる．粒径 1～2 cmの石英，斜長石及びアルカリ長石からなる粗粒部と粒径 5 mm以下の

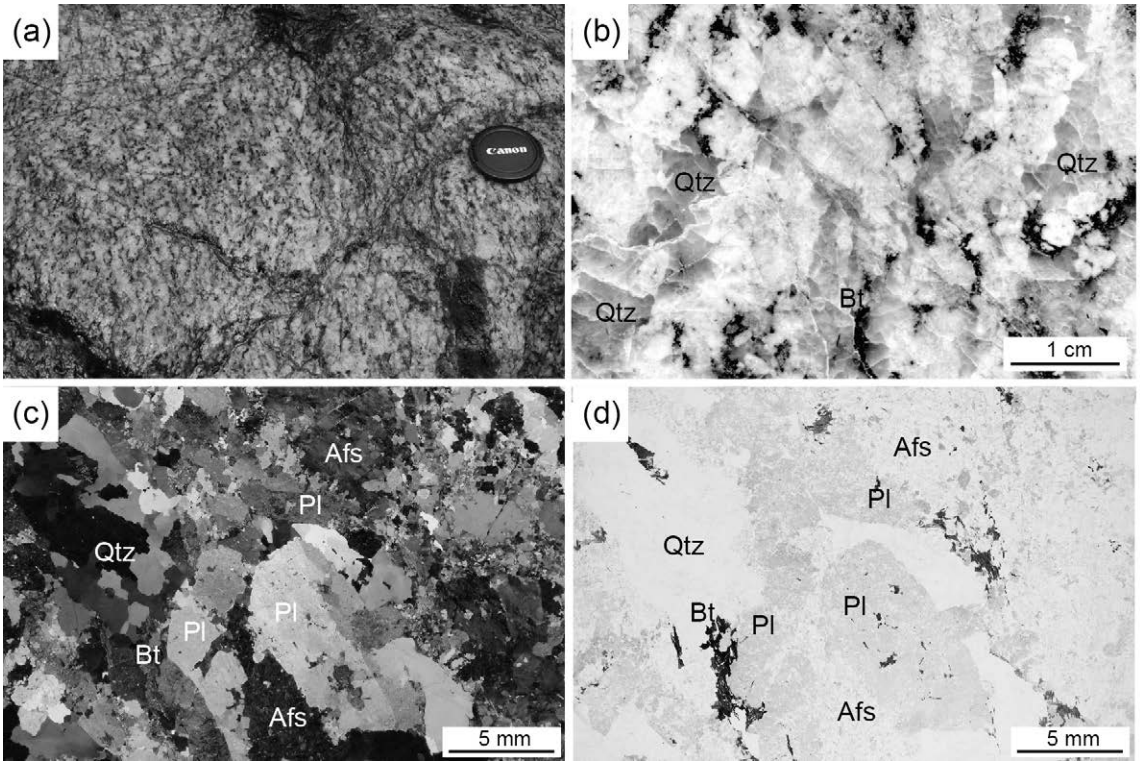


第 5. 13 図　赤岩谷トーナル岩の岩相と薄片写真
(a) マイロナイト化した中粒片麻状普通角閃石黒雲母トーナル岩の研磨試料（試料Z2, 赤岩谷支流）(b) aの試料の薄片写真，直交ポーラー．(c) 同，単ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Bt：黒雲母．

石英，斜長石，アルカリ長石及びミルメカイトからなる細粒部が認められる．粗粒部の石英は多結晶石英からなる石英プールをなし，亜結晶化による波動消光を呈する．粗粒部の斜長石とアルカリ長石は弱い波動消光を呈する（第 5. 15 図c，d）．アルカリ長石は粗粒部ではパーサイト構造を呈するが，細粒部ではマイクロクリン構造を呈する．重鉱物としてジルコン，アパタイト及び褐れん石を含む．アルカリ長石周辺にはミルメカイトが形成されている．しばしば細粒泥質片岩を捕獲岩として含む．SiO_2



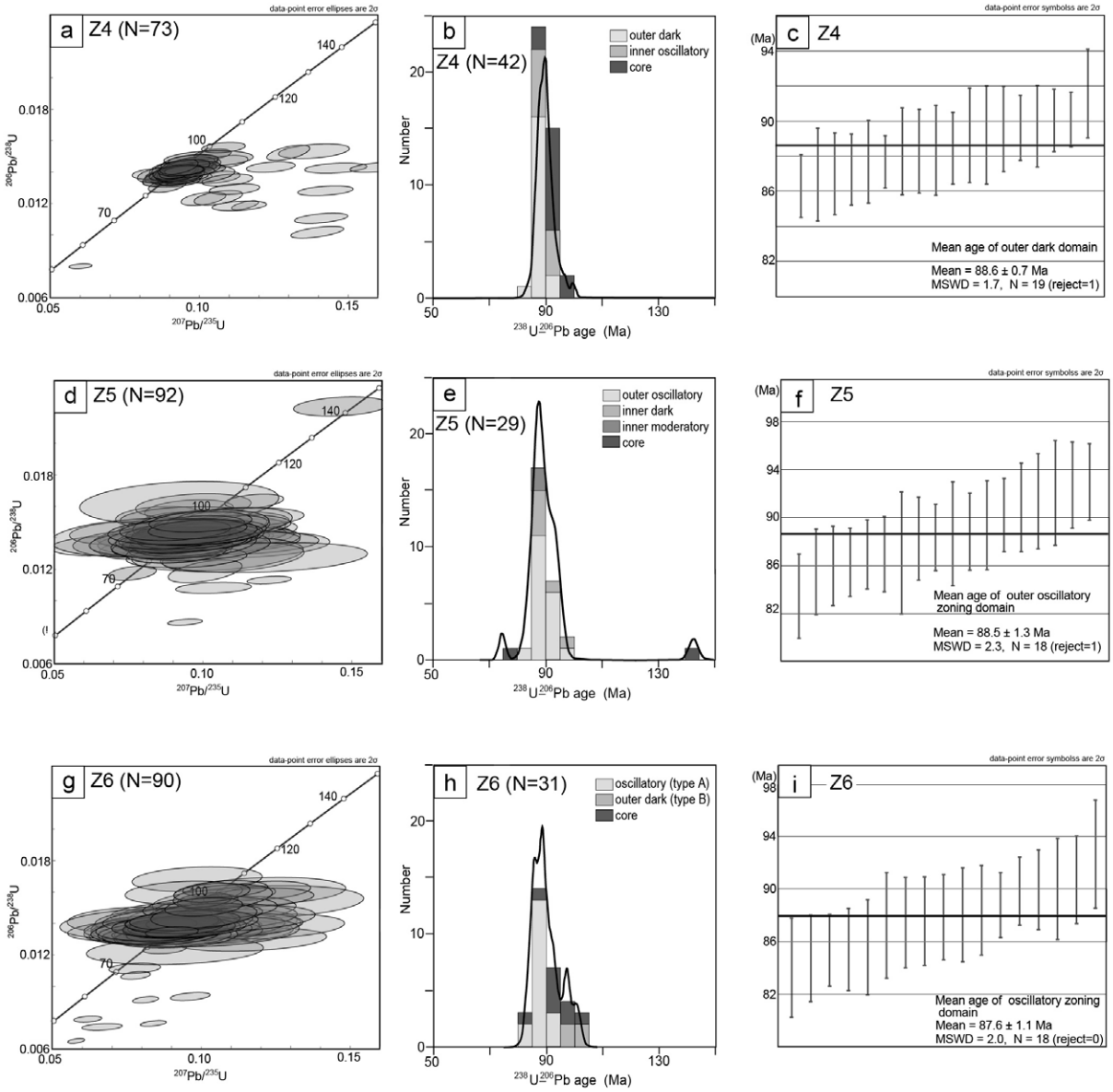
第 5. 14 図　赤岩谷トーナル岩（試料Z2）のジルコンU–Pb年代
左列はコンコーディア図．中列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb 年代のCL像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．右列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb 年代の加重平均．



第 5. 15 図　栂坂花崗岩の岩相と薄片写真
(a) 粗粒片麻状黒雲母花崗岩（宇陀市菟田野上芳野の北の沢）．(b) 粗粒片麻状黒雲母花崗岩の研磨試料（東吉野村滝野の平野川河床）．(c) 粗粒片麻状黒雲母花崗岩の薄片写真（bの試料，直交ポーラー）．(d) 同，単ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Afs：アルカリ長石，Bt：黒雲母．

含有量は 63～75 wt.%である（第 5. 8 図，第 5. 9 図，第 5. 2 表）．

年代　3試料Z4～Z6からジルコンU–Pb年代が得られた．ジルコンのCL像は３試料とも共通して，内側の明るい波動累帯構造から外側へ暗い波動累帯構造となり，外側の暗い領域へと漸移し，暗いコアをもつことがしばしばある（第 5. 10 図d）．コアを除いて，波動累帯構造領域や外側の暗い領域のジルコンU–Pb年代の加重平均は，試料Z4が 88.6 ± 0.7 Ma（MSWD = 1.7，N = 19，内reject = 1），試料Z5が 88.5 ± 1.3 Ma（MSWD = 2.3，N = 18，内reject = 1），試料Z6が 87.6 ± 1.1 Ma（MSWD = 2.0，N = 18，内reject = 0）が得られた（第 5. 16 図）．データ値の集中度が



第 5. 16 図　栂坂花崗岩（試料Z4～Z6）のジルコンU–Pb年代
左列はコンコーディア図．中列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代のCL像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．右列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代の加重平均．

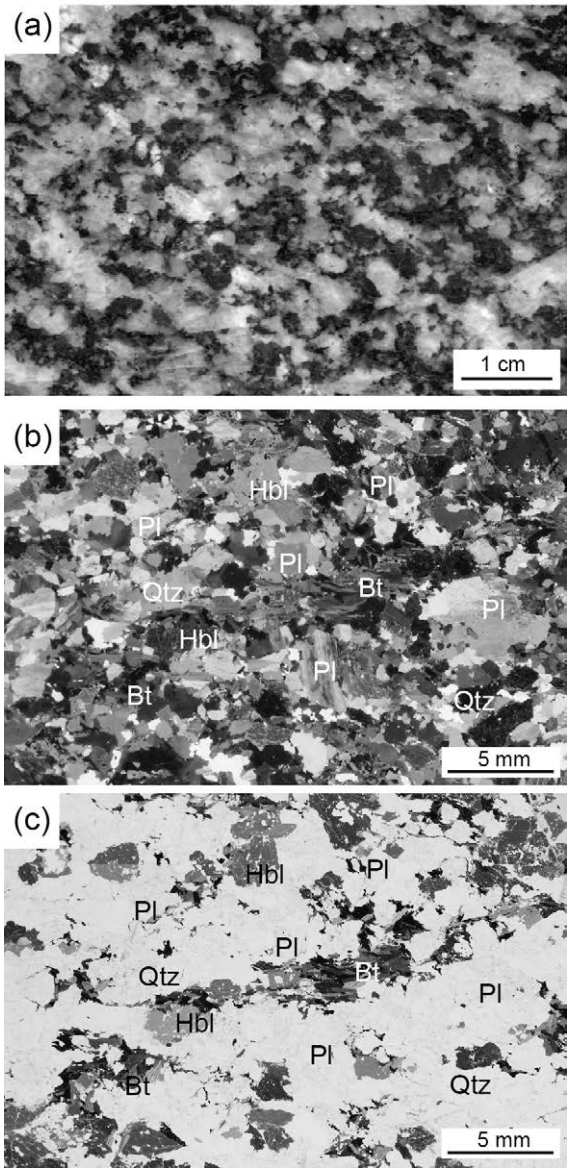
よいので，これらの年代が貫入年代とみなすことができる．よって，栂坂花崗岩の貫入年代は 89～88 Maとした．試料Z6では，外側へ暗い波動累帯構造領域で 95～100 Maの年代を示すジルコン粒子が含まれる（第 5. 10 図e）．これらは捕獲結晶とみなした．

5. 7　神末トーナル岩（Tk）

命名　本報告にて新称．高見山図幅地域北東部に分布する約 88 Maを示す中粒片麻状黒雲母普通角閃石トーナル岩．模式地は御杖村神末川上流のみつえ青少年旅行村の東の沢で，試料C10やZ3の採取地点付近である．Yoshizawa *et al.*（1966）の黒雲母普通角閃石片麻状花崗閃緑岩，端山ほか（1982）の君ヶ野花崗閃緑岩または城立トーナル岩とされた岩体の一部をなす．

分布　高見山図幅地域北東部の奈良県宇陀郡御杖村神末川上流部からその東の三重県津市美杉町の坂本川上流部に分布する．また，松坂市飯高町月出の赤岩谷川断層より中央構造線側にも分布する．

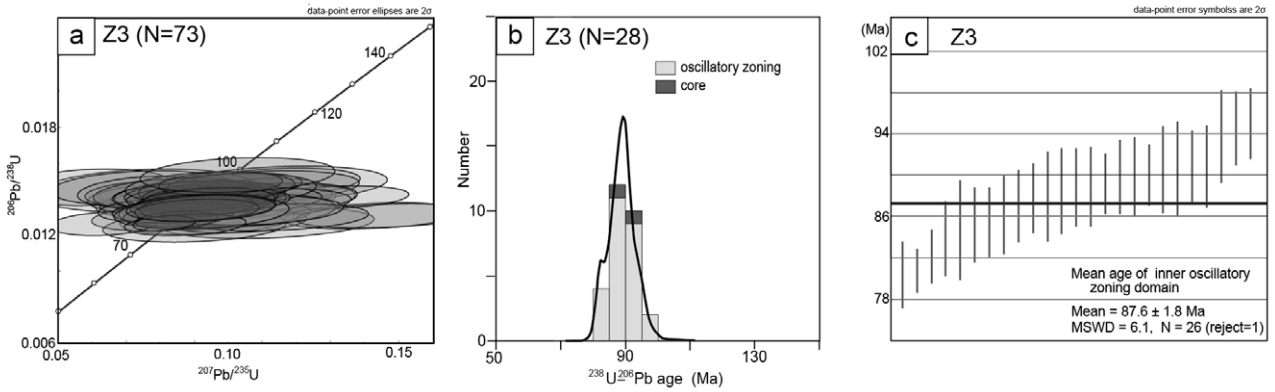
貫入関係　菅野トーナル岩と接するが，直接貫入する露頭は確認できなかった．また，細粒苦鉄質～中間質岩岩脈に貫入され，本岩が捕獲岩となっている．



岩相及び産状　やや優黒質の中粒片麻状黒雲母普通角閃石トーナル岩からなる（第 5. 17 図a）．斜長石と普通角閃石を主とし，石英と黒雲母はわずかに含む．斜長石は粒径 3 mm以下で，半自形である．石英は粒径 1 mmで，片麻状構造方向に引き延ばされた形をした多結晶石英からなる石英プールとして産する（第 5. 17 図b，c）．一部の石英は波動消光が認められる．普通角閃石は粒径 3 mm以下の半自形で, 粒径約 0.1 mmの斜長石や石英を包有物として含む．黒雲母は粒径 1 mm以下で，クロットをなし，普通角閃石と共に弱い定向配列を呈する．アパタイト，不透明鉱物を含み，ジルコンをわずかに含む．SiO_2 含有量は 62 wt.%である（第 5. 8 図，第 5. 9 図，第 5. 2 表）．

年代　試料Z3 よりジルコンU–Pb年代が得られた（第 5. 18 図）．CL像では，大部分が波動累帯構造を呈し，まれに暗い領域のコアを含むことがある（第 5. 10 図c）．試料Z3 では波動累帯構造領域のジルコンU–Pb年代の加重平均は 87.6 ± 1.8 Maが得られたが, MSWDは 6.1（N = 26, 内reject = 1）と大きい（第 5. 18 図c）．これらの年代のジルコンはほぼ連続したCL像で波動累帯構造領域を呈するので，約 95～82 Maまで高温状態が継続し，結晶成長したとみなし，全体の加重平均による約 88 Maを貫入年代とした．クラスター解析の結果, 82.0 ± 1.6 Ma（fraction = 0.17），88.9 ± 1.0 Ma（fraction = 0.68）及び 95.3 ± 2.3 Ma（fraction = 0.15）を得た．82.0 ± 1.6 Maは後述する黒雲母

第 5. 17 図　神末トーナル岩の岩相と薄片写真
（a）中粒片麻状黒雲母普通角閃石トーナル岩の研磨試料（御杖村神末川上流の林道沿い）．（b）aの試料の薄片写真，直交ポーラー．（c）同，単ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Hbl：普通角閃石，Bt：黒雲母．



第 5. 18 図　神末トーナル岩（試料Z3）のジルコンU–Pb年代
左列はコンコーディア図．中列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代のCL像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．右列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代の加重平均．

花崗岩の一部の年代と一致し，95.3 ± 2.3 Maは赤岩谷トーナル岩の年代と一致する．

5. 8　御杖花崗閃緑岩（Gdm）

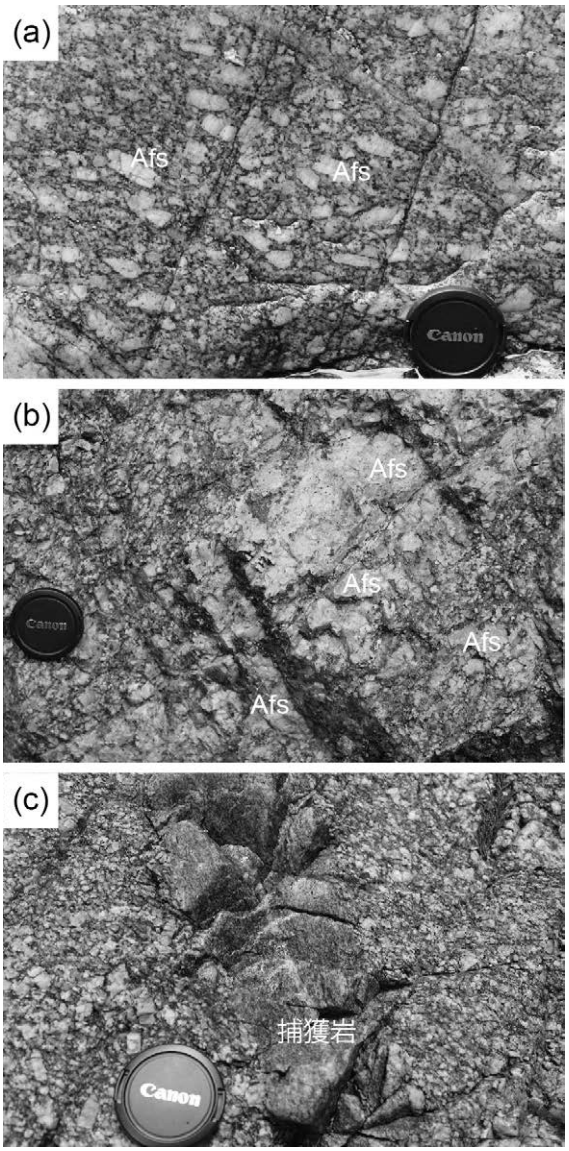
命名　大平（1982）による．御杖花崗閃緑岩体は，アルカリ長石の大晶と片麻状構造を特徴とする花崗閃緑岩及びそのマイロナイト質岩，灰色片状アプライト質岩類及び両雲母花崗岩質ミグマタイト質岩類からなるとされた．本報告では，大平（1982）の御杖花崗閃緑岩体の分布範囲のうち，約 103 Maの菅野トーナル岩と巻向山花崗岩及び 89 ～88Maの栂坂花崗岩を除いた部分で，約 85 Maのアルカリ長石斑晶が特徴の花崗閃緑岩を御杖花崗閃緑岩とした．

分布　高見山図幅地域北西部の奈良県宇陀市菟田野下芳野から奈良県吉野郡東吉野村滝野付近を通って，奈良県宇陀郡御杖村青蓮寺川上流域及び三重県松阪市飯高町月出付近まで分布する．栂坂花崗岩の南側に細長い岩体として分布する．

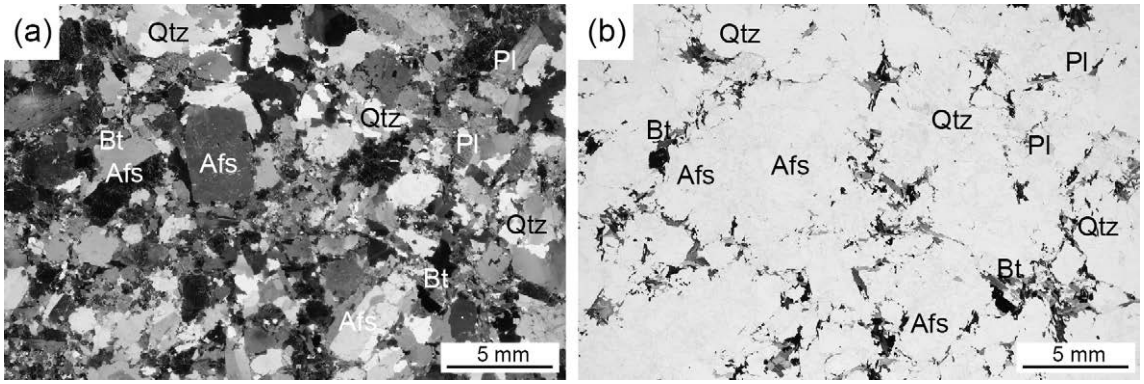
貫入関係　御杖花崗閃緑岩より古い栂坂花崗岩が北側に分布するが，御杖花崗閃緑岩が栂坂花崗岩に貫入する露頭は確認できなかった．しかしながら，片麻状構造を示す栂坂花崗岩中に未変形のアルカリ長石斑状花崗閃緑岩が小分布で存在することから，御杖花崗閃緑岩は栂坂花崗岩中に貫入すると判断した．

岩相及び産状　アルカリ長石の巨晶が特徴的なアルカリ長石斑状中粒～粗粒黒雲母花崗閃緑岩からなる（第 5. 6 図）．アルカリ長石は長柱状の自形結晶で長径は 1～3 cmで，定向配列を呈する（第 5. 19 図a，第 5. 20 図）．斑状組織を示す部分も多く，そのような部分では粒径約 1 cmのアルカリ長石，斜長石，石英の斑晶と粒径 5 mm以下のそれらの鉱物と黒雲母やミルメカイトなどの細粒部からなり（第 5. 20 図），アパタイト，褐簾石，ジルコンを含む．本岩体北縁の奈良県東吉野村平野川上流部では局所的に，黒雲母が少なく，粒径 4 cm程度のアルカリ長石の斑晶を含むペグマタイト状部分が認められる（第 5. 19 図b）．青蓮寺川上流部で，細粒片麻状黒雲母花崗岩の捕獲岩を含む（第 5. 19 図c）ことを確認した．また，本岩体の中央構造線付近ではマイロナイト化を受けている．マイロナイト化を受けた部分では，レンズ状粗粒アルカリ長石ポーフィロクラストと中粒斜長石ポーフィロクラスト及び石英や黒雲母（一部緑泥石化）などを含む細粒鉱物基質からなり，再結晶した石英や定向配列する黒雲母は面構造を形成する．非変形部分のアルカリ長石斑晶の定向配列やマイロナイト化による面構造は西北西–東南東～東西を呈し，岩体分布の延びの方向と調和的である．SiO_2 含有量は約 71～72 wt.%である（第 5. 8 図，第 5. 9 図，第 5. 2 表）．

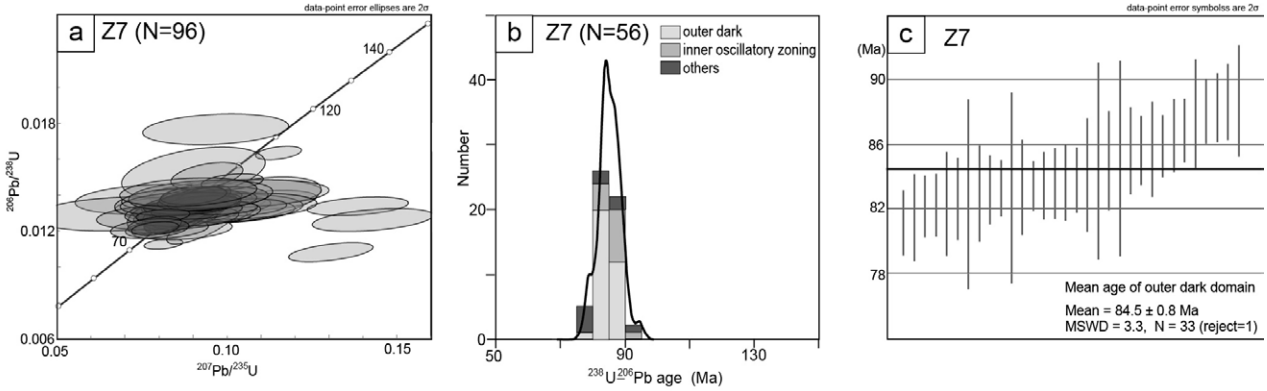
年代　試料Z7 よりジルコンU–Pb年代を得た（第 5. 21 図）．ジルコンのCL像では，内側の明るい波動累帯構造から外側へ暗い波動累帯構造となり，外側の暗い領域へと漸移する（第 5. 10 図f）．暗いコアをもつことがしばしばある．内側の波動累帯構造領域のジルコンU–Pb年代の加重平均は，86.3 ± 1.3 Ma（MSWD = 2.3，N = 13，内reject = 0），外側の暗い領域の加重平均は 84.5 ± 0.8 Ma（MSWD = 3.3，N = 33，内reject = 1）となった．後者の年代を貫入年代とみなした．



第 5. 19 図　御杖花崗閃緑岩の産状と岩相
（a）アルカリ長石斑晶が特徴的なアルカリ長石斑状粗粒黒雲母花崗閃緑岩（御杖村青蓮寺川の標高 565 m地点）．（b）アルカリ長石の巨晶を含むペグマタイト状部分（東吉野村平野川の標高 515 m地点にて東より合流する小沢の合流点から 250 m付近）．（c）細粒片麻状黒雲母花崗岩を捕獲岩として含む御杖花崗閃緑岩（御杖村青蓮寺川上流の標高 585 m付近）．Afs：アルカリ長石．



第 5. 20 図　御杖花崗閃緑岩の薄片写真
(a) アルカリ長石斑状粗粒黒雲母花崗閃緑岩（御杖村青蓮寺川上流の標高 555 m付近），直交ポーラー．(b) 同，単ポーラー．
Qtz：石英，Pl：斜長石，Afs：アルカリ長石，Bt：黒雲母．



第 5. 21 図　御杖花崗閃緑岩（試料Z7）のジルコンU–Pb年代
左列はコンコーディア図．中列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代のCL像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．右列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代の加重平均．

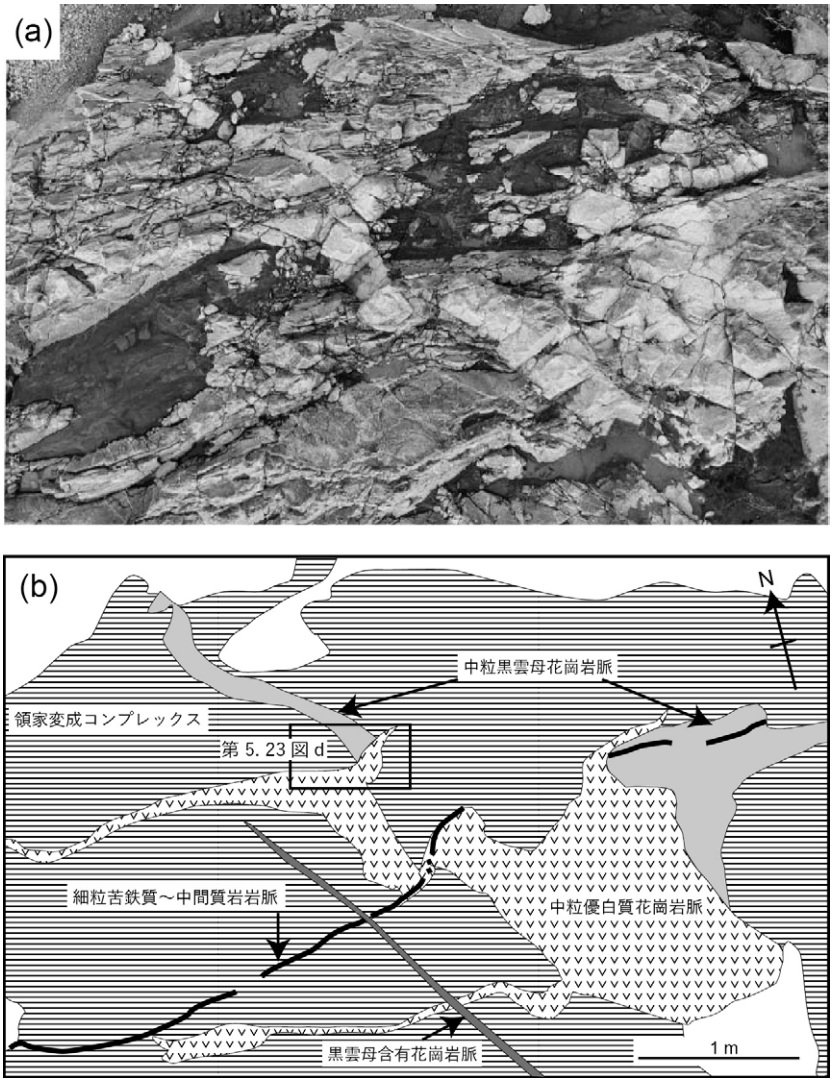
5. 9　黒雲母花崗岩（Gb）

分布　三峰山北方の菅野川上流から三重県津市美杉町の坂本川上流部を通り，平倉川上流部にかけてでは，苦鉄質岩岩脈を伴いながら幅約 100 mの岩脈として東西方向に分布する．また，御杖村土屋原の南方約 2 kmの青蓮寺川付近及び奈良県宇陀郡曽爾村掛などで岩脈として分布する（第 5. 22 図）．

貫入関係　領家変成コンプレックス，菅野トーナル岩，栂坂花崗岩，神末トーナル岩，曽爾川苦鉄質岩及び御杖花崗閃緑岩に貫入する．

岩相及び産状　細粒～中粒の優白質黒雲母花崗岩で，小岩体や岩脈として産する（第 5. 23 図，第 5. 24 図）．黒雲母花崗岩は苦鉄質～中間質岩岩脈に伴って産することが多い．菅野川上流から三重県津市美杉町の平倉川上流部にかけて分布する岩脈は東西走向で北に 20 °程度の緩い傾斜で苦鉄質～中間質岩岩脈と共に菅野トーナル岩や神末トーナル岩に貫入する．神末川上流域では，細粒～中粒斑れい岩からなる苦鉄質～中間質岩岩脈に貫入する（第 5. 23 図a～c）．黒雲母花崗岩は苦鉄質～中間質岩岩脈の外側に産し，一部苦鉄質～中間質岩岩脈内に注入するような形で産することもある．主として，斜長石，石英，アルカリ長石からなり，黒雲母を伴う（第 5. 24 図a，b）．また，普通角閃石を伴うことがある．斜長石は半自形を呈し，石英とアルカリ長石は他形を呈する．また，ミルメカイトがみられる．重鉱物としてアパタイトとジルコンを含む．

曽爾村掛の青蓮寺川河床露頭では，領家変成コンプレックス（黒雲母片麻岩や珪質片麻岩）に中粒黒雲母花崗岩岩脈が貫入し，それを中粒優白質花崗岩が貫入する（第 5. 22 図，第 5. 23 図d）．このうち黒雲母花崗岩岩脈の幅は一般的に 20～80 cmである．また，同時性岩脈として黒雲母花崗岩岩脈中に幅 10 cmの苦鉄質～中間質岩岩脈が貫入する（第 5. 22 図）．飯高町太良木付近から三



第 5. 22 図　黒雲母花崗岩岩脈の産状
(a) 領家変成コンプレックスに貫入する複数の岩脈（曽爾村掛の青蓮寺川標高 430 m 地点の河床．露頭位置は第 5. 8 図を参照）．(b) a のスケッチ．

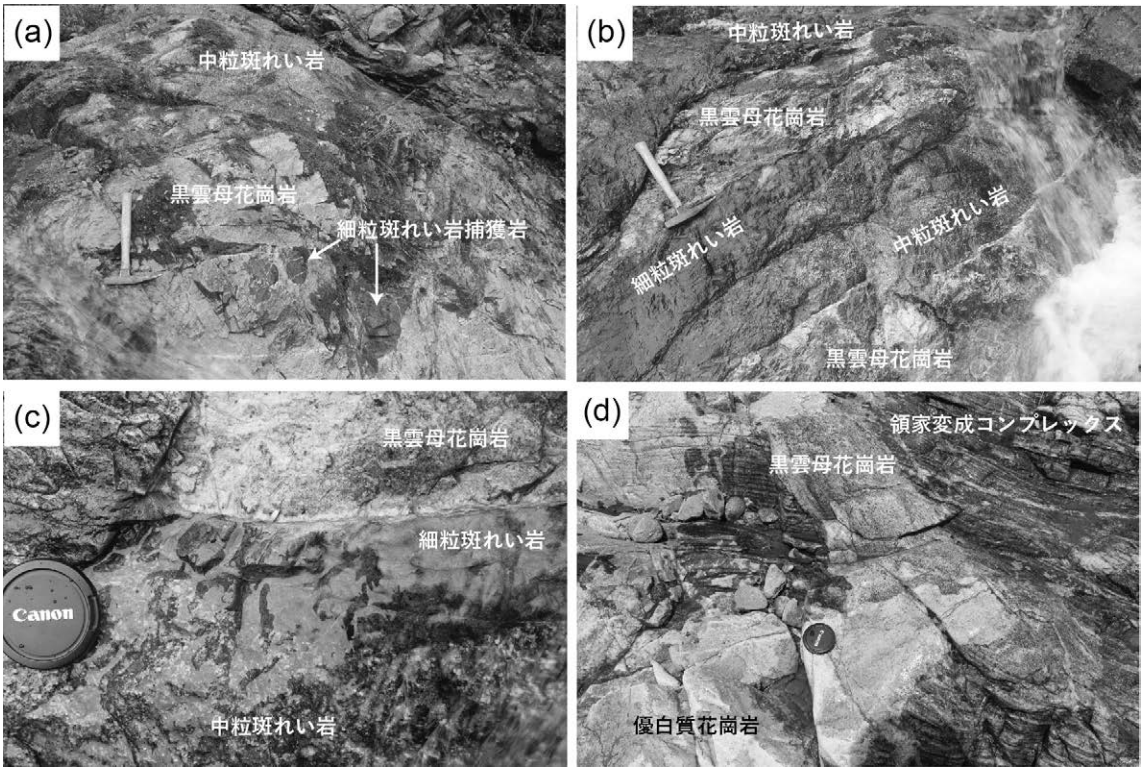
峰山南西の中央構造線沿いに分布する本岩は弱マイロナイト化を受けており，石英は動的再結晶により細粒化し，黒雲母は定向配列をしている（第 5. 24 図 c，d）．

年代　飯高町太良木北東の林道沿いから採取した試料 Z8 よりジルコン U–Pb 年代を得た（第 5. 25 図）．ジルコンの CL 像では，内側の明るい波動累帯構造から外側へ暗い波動累帯構造となり，外側の暗い領域へと漸移する（第 5. 10 図 g）．古い年代を示すコアをもつことがある．波動累帯構造領域のジルコン U–Pb 年代の加重平均は，86.5 ± 6.7 Ma（MSWD = 30，N = 7，内 reject = 0）となった（第 5. 25 図 c）．これは約 80 Ma と約 95 Ma のクラスターが混在しているためである．そこでクラスター解析の結果，80.6 ± 1.4 Ma（fraction = 0.43）及び 93.9 ± 1.5 Ma（fraction = 0.57）を得た．本岩脈は約 85 Ma の御杖花崗閃緑岩に貫入していることから，85 Ma 以降に貫入した岩脈である．また，約 81 Ma ジルコンのコアに約 94 Ma のジルコンが認められないことから（第 5. 10 図 g），後者は捕獲結晶と考え，前者の年代を貫入年代とみなした．

一方，Zushida *et al.*（2024）は，曽爾村掛の青蓮寺川河床露頭の黒雲母花崗岩岩脈から 78.7 ± 1.2 Ma，黒雲母含有花崗岩（アダメロ岩）から 75.3 ± 3.0 Ma の貫入年代を報告している．これらの年代は三茶屋花崗岩と草鹿野花崗岩の年代と一致し，約 81 Ma を示す本報告の黒雲母花崗岩岩脈とは年代が異なる．黒雲母花崗岩岩脈としているものには，これらの複数の年代に活動したものが含まれる．

5. 10　三茶屋花崗岩（Gm）

命名　領家研究グループ（1974）は，奈良県吉野郡吉野町



第 5. 23 図　黒雲母花崗岩岩脈と苦鉄質～中間質岩岩脈の産状
(a) 苦鉄質～中間質岩岩脈の細粒普通角閃石斑れい岩と中粒普通角閃石斑れい岩に貫入する細粒黒雲母花崗岩（御杖村神末川の標高 610 m 地点で東から合流する小沢と林道が交差する地点）. (b) 中粒斑れい岩に細粒斑れい岩が貫入し，それらを細粒黒雲母花崗岩が貫入する露頭（a の左下延長部）. (c) 細粒斑れい岩に貫入する細粒黒雲母花崗岩．黒雲母花崗岩の縁辺部は優白質になっている（b の中央部付近の拡大写真）. (d) 領家変成コンプレックスに貫入する中粒黒雲母花崗岩岩脈とそれらを切って貫入する中粒優白質花崗岩（位置は第 5. 22 図 b を参照）.

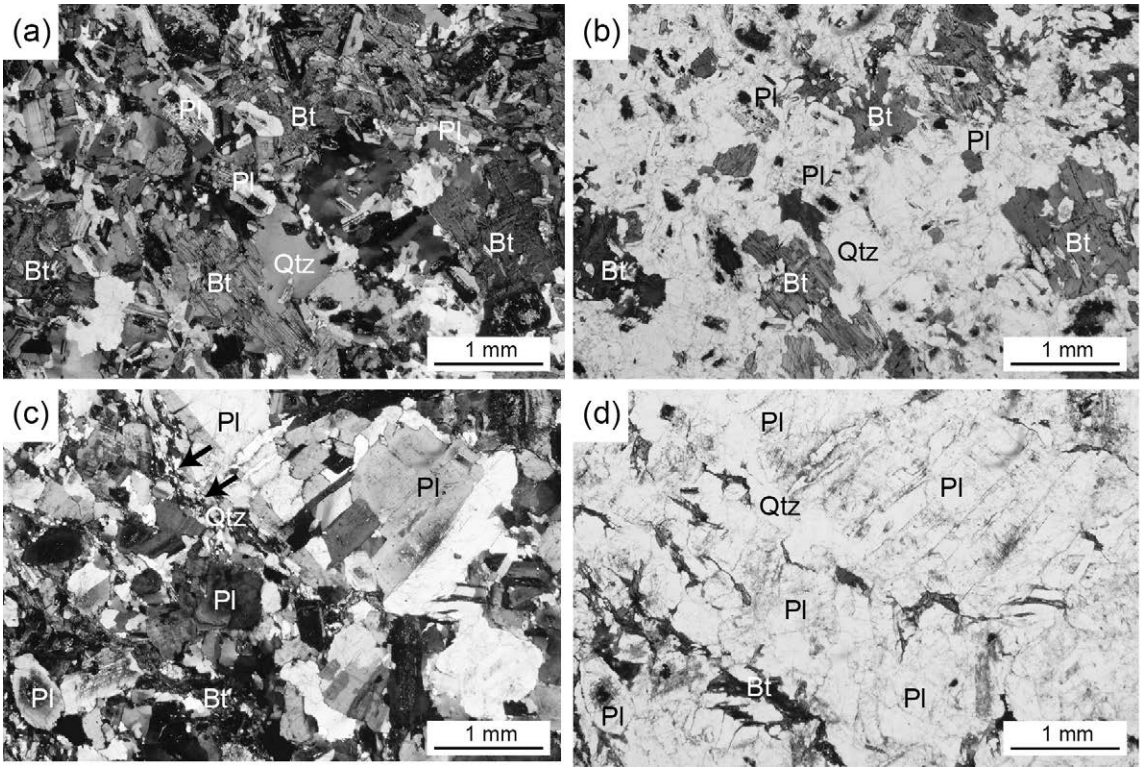
三茶屋（みつちゃや）北方を模式地として，粗粒塊状花崗岩に対して三茶屋（みちゃや）アダメロ岩と命名した. 杉山（1944）のペグマタイト質黒雲母花崗岩の一部，平山・岸本（1957）の黒雲母角閃石花崗岩の一部とマイロナイトの一部，Yoshizawa *et al.*（1966）の粗粒角閃石黒雲母花崗岩の全部と黒雲母角閃石片状花崗岩の一部に対応する．アダメロ岩は International Union of Geological Sciences（IUGS） の Subcommition on the Systematics of Igneous Rocks（Le Maitre, 2002）により，花崗岩（モンゾ花崗岩）に区分されているので，本報告では三茶屋花崗岩とした.

分布　高見山図幅地域西方の東吉野村鷲家付近から平野川流域及び桃俣川上流域にかけて分布する.

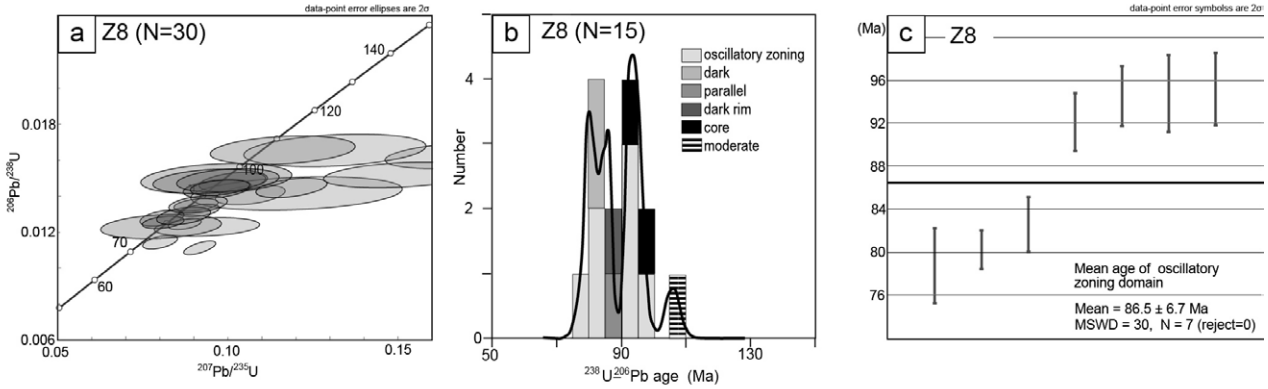
貫入関係　高見山図幅地域では三茶屋花崗岩はより若い草鹿野花崗岩と苦鉄質～中間質岩に貫入されているのみで，より古い岩体に貫入する露頭は確認できていない.

岩相及び産状　中粒～粗粒片麻状黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩で，トーナル岩を伴う（第 5. 6 図，第 5. 26 図 a～d，第 5. 27 図 a～d）．普通角閃石を少量含むことがある．斜長石は自形～半自形を呈するが，石英はサブグレイン化して，細粒化している（原ほか，1977）．一部，アルカリ長石が斜長石や石英をポイキリティックに含み斑状構造を呈することがある（第 5. 27 図 a，b）．その他，アパタイトとジルコンを含む．中央構造線付近ではマイロナイト化を受け，片麻状構造が発達する（第 5. 26 図 d）．平野野北方の平野川では，片麻状構造を呈した三茶屋花崗岩が，片麻状構造が認められない草鹿野花崗岩に貫入されている（第 5. 26 図 c）．中央構造線や鷲家断層沿いのカタクレーサイトでは有色鉱物は溶脱し，茶色の褐鉄鉱が割れ目を充填している（第 5. 26 図 e）．SiO_2 含有量は約 67～69 wt.% である（第 5. 9 図，第 5. 2 表）.

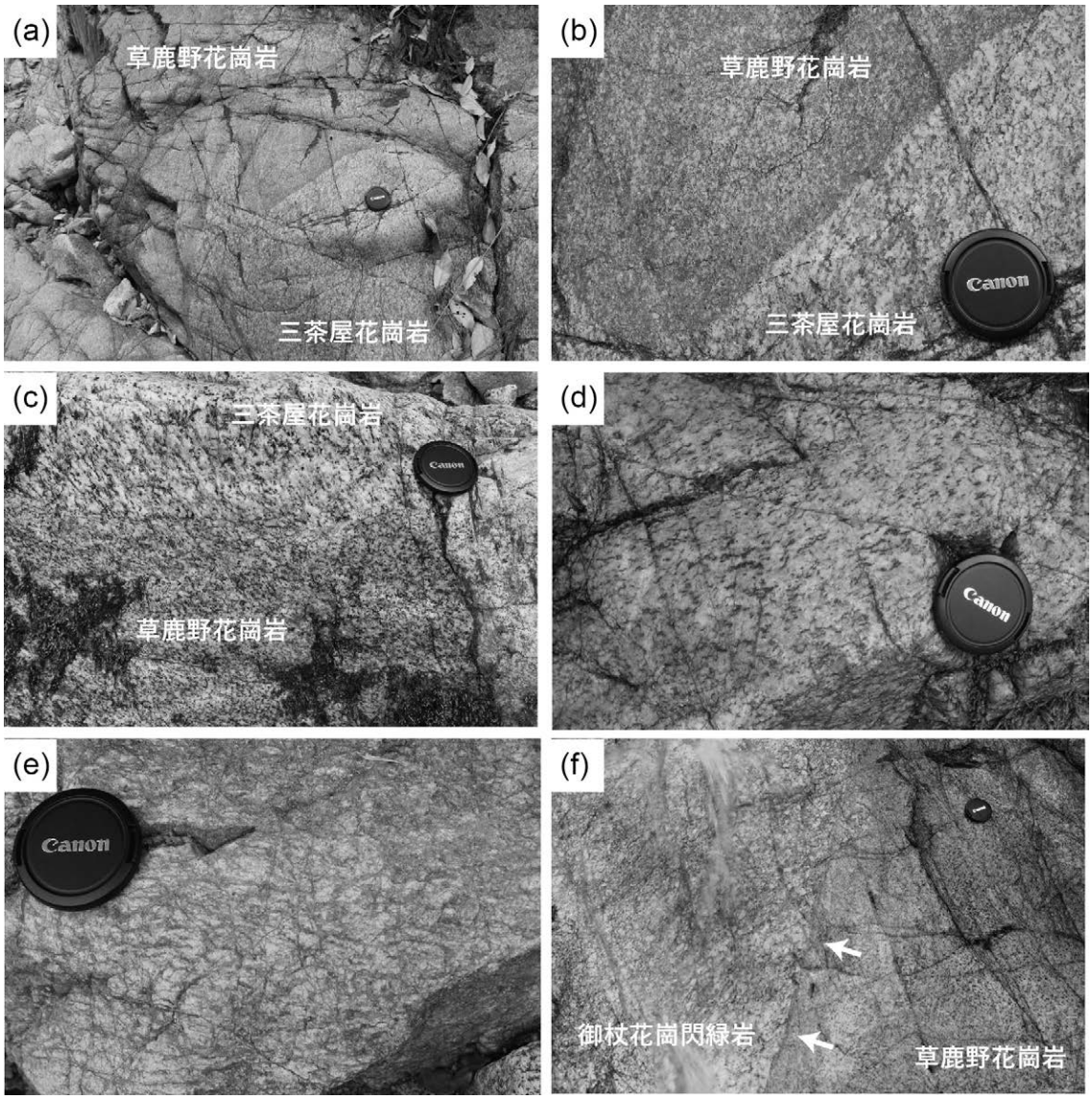
年代　試料 Z9 と Z10 よりジルコン U–Pb 年代が得られた（第 5. 28 図）．ジルコンの CL 像は，試料 Z10 でほぼ全体に波動累帯構造領域からなり，試料 Z9 は内側の明るい波動累帯構造境域と外側のやや暗い波動累帯構造領域からなる（第 5. 10 図 h）．試料 Z9 の外側のやや暗い波動累帯構造領域の加重平均が 78.4 ± 1.5 Ma（MSWD = 3.8，N = 11，内 reject = 0）で，試料 Z10 の波動累帯構造領域のジルコン U–Pb 年代の加重平均は 78.1 ± 1.1 Ma（MSWD = 1.4，N = 20，内 reject = 0）だった．年代分散が小さく，これらを貫入年代とみなした．よって，三茶屋花崗岩の貫入年代は 78 Ma とみなされる.



第 5. 24 図　黒雲母花崗岩の薄片写真
(a) 黒雲母花崗岩（平倉川の標高 840 m付近）直交ポーラー．(b) 同，単ポーラー．(c) 弱マイロナイト化を受けた黒雲母花崗岩．石英が動的再結晶（矢印）している（ワサビ谷の標高 760 m付近の登山道沿い）．直交ポーラー．(d) 同，単ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Bt：黒雲母．



第 5. 25 図　黒雲母花崗岩（試料Z8）のジルコンU–Pb年代
左列はコンコーディア図．中列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb 年代のCL像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．右列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb 年代の加重平均．



第 5. 26 図　三茶屋花崗岩及び草鹿野花崗岩の産状と岩相
(a) 三茶屋花崗岩に貫入する中間相草鹿野花崗岩（東吉野村谷尻川の標高 405 m付近）. (b) aの貫入面付近の拡大写真. (c) 片麻状構造を示す三茶屋花崗岩に貫入する非片麻状構造の草鹿野花崗岩（東吉野村平野北方の平野川河床）. (d) 粗粒の片麻状構造を示す三茶屋花崗岩（東吉野村谷尻川の標高 465 m付近）. (e) カタクレーサイト化し，有色鉱物が溶脱し，褐鉄鉱により赤褐色になった三茶屋花崗岩（東吉野村平野川平野付近）. (f) 御杖花崗閃緑岩に貫入する草鹿野花崗岩．草鹿野花崗岩にはチルドマージン（矢印）が認められる（東吉野村平野川の標高 475 m付近で東から合流する沢の標高 550 m付近）.

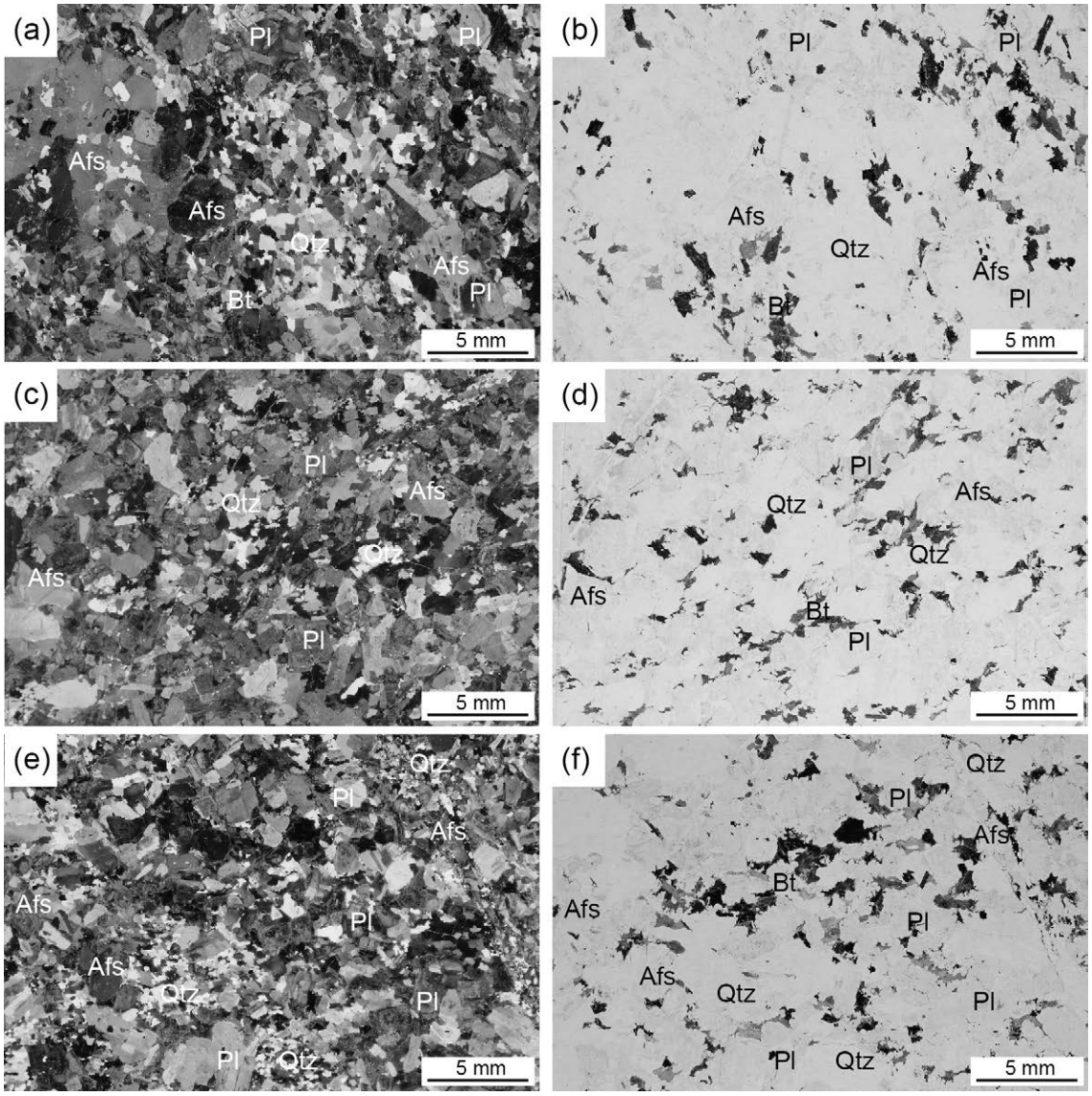
5. 11　草鹿野花崗岩（Gs）

命名　大平（1982）は高見峠から飯高町草鹿野にかけての中央構造線北側に分布する中粒，しばしば粗粒で，弱片状ときに塊状の花崗岩～優白質花崗閃緑岩を草鹿野アダメロ岩と命名した．命名法に関して三茶屋花崗岩と同様の理由により，本報告では草鹿野花崗岩とした.

分布　東吉野村鷲家川上流域から谷尻川上流域，高見山北方及び飯高町草鹿野北方地域に分布する.

貫入関係　三茶屋花崗岩や御杖花崗閃緑岩に貫入する（第 5. 26 図a～c，f）.

岩相及び産状　細粒～中粒優白質黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩（以下，優白質相と呼ぶ）を主とし，暗色を呈する細粒～中粒黒雲母トーナル岩～石英閃緑岩（以下，中間質相と呼ぶ）（第 5. 6 図，データは中間質相のもののみ）を伴う．中間質相の分布は複雑で，優白質相との境界を明示することは困難であること，また，両者のジルコンU–Pb年代に差が認められないことから，両者を草鹿野花崗岩としてまとめた．中間質相の分布は苦鉄質～中間質岩岩脈の周辺に見られる．優白質相及び中間質相ともに



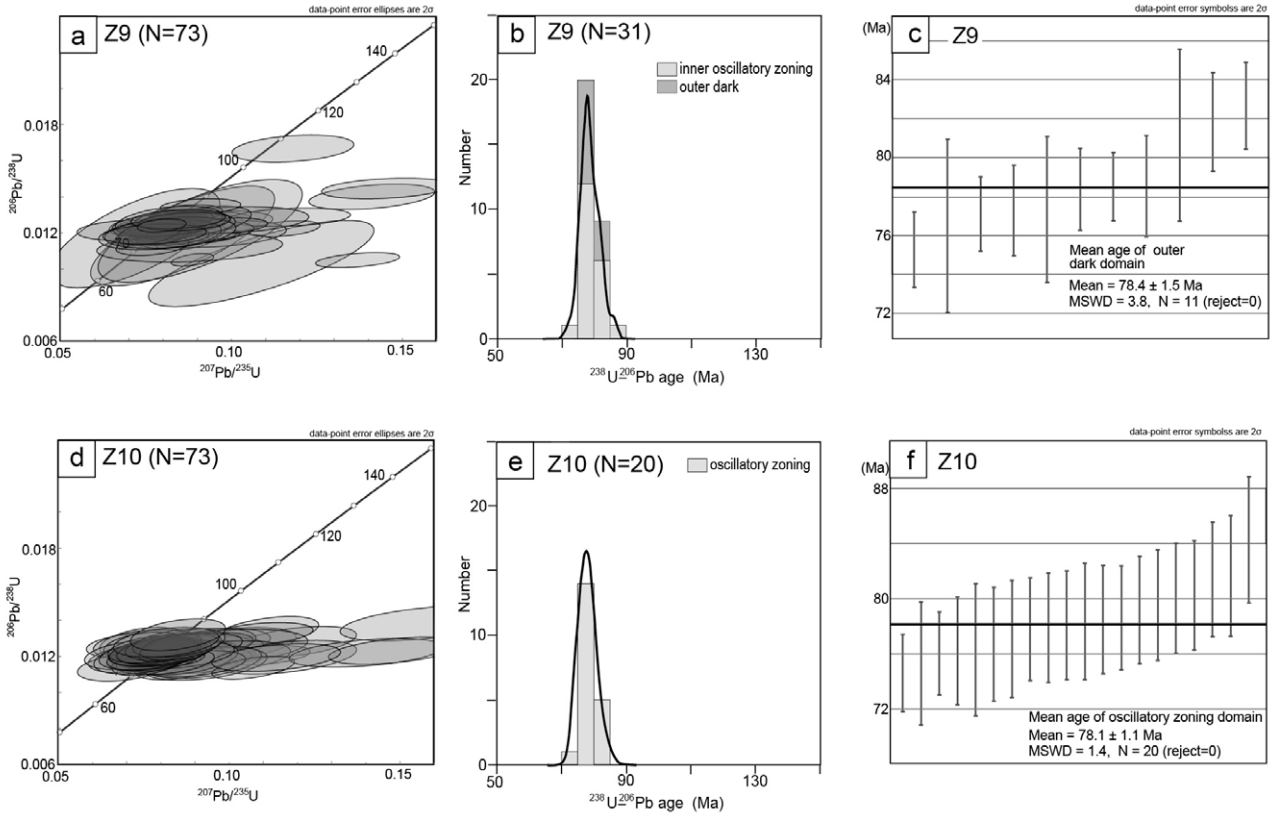
第 5. 27 図　三茶屋花崗岩及び草鹿野花崗岩の薄片写真
(a) 粗粒アルカリ長石斑晶を含む普通角閃石黒雲母花崗岩（三茶屋花崗岩）．斜長石は半自形を呈する（東吉野村平野南方の平野川），直交ポーラー．(b) 同，単ポーラー．(c) 等粒状組織を示す黒雲母花崗岩（三茶屋花崗岩），直交ポーラー．(d) 同，単ポーラー．(e) 草鹿野花崗岩優白質相の黒雲母花崗閃緑岩の薄片写真（東吉野村平野川の標高 450 m付近），直交ポーラー．(f) 同，単ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Afs：アルカリ長石，Bt：黒雲母．

粒径は約 2 mm以下の石英，斜長石からなり，優白質相では若干アルカリ長石を含み等粒状組織を示す．優白質相及び中間質相共に有色鉱物は他形の黒雲母のみであるが（第 5. 27 図e，f），優白質相は中間質相より黒雲母の量が少ない．優白質相のSiO_2 含有量は約 68～74 wt%で，中間質相は約 59～64 wt.%である（第 5. 9 図，第 5. 2 表）．ジルコン，褐れん石，アパタイトなどを含む．一般的に塊状を呈するが，一部黒雲母の弱い定向配列が認められる部分がある．

年代　2 試料Z11 とZ12 からジルコンU–Pb年代が得られた（第 5. 29 図）．ジルコンのCL像は 2 試料とも共通して，ほぼ全体として波動累帯構造領域からなる（第 5. 10 図i）．波動累帯構造領域のジルコンU–Pb年代の加重平均は，試料Z11 が 75.9 ± 1.7 Ma（MSWD = 2.3，N=11，内reject = 0），試料Z12 が 75.3 ± 0.7 Ma（MSWD = 2.0，N = 31，内reject = 2）だった．データ値の集中度がよいので，これらの年代が貫入年代と解釈できる．よって，草鹿野花崗岩の貫入年代は 76～75Ma とみなした．

5. 12　曽爾川苦鉄質岩（Mf）

命名　大平（1982）は青蓮寺川から桃俣（ももまた）川付近に産する苦鉄質岩体に対して，曽爾川塩基性岩体と呼んだ（以前は青蓮寺川上流部を曽爾川と呼んでいた）．本報告では曽



第 5. 28 図　三茶屋花崗岩（試料Z9～Z10）のジルコンU–Pb年代
左列はコンコーディア図．中列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代のCL像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．右列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代の加重平均．

爾川苦鉄質岩と呼ぶ．高見山図幅地域東部の岩体は，島田ほか（1998）の塩基性岩に連続する．

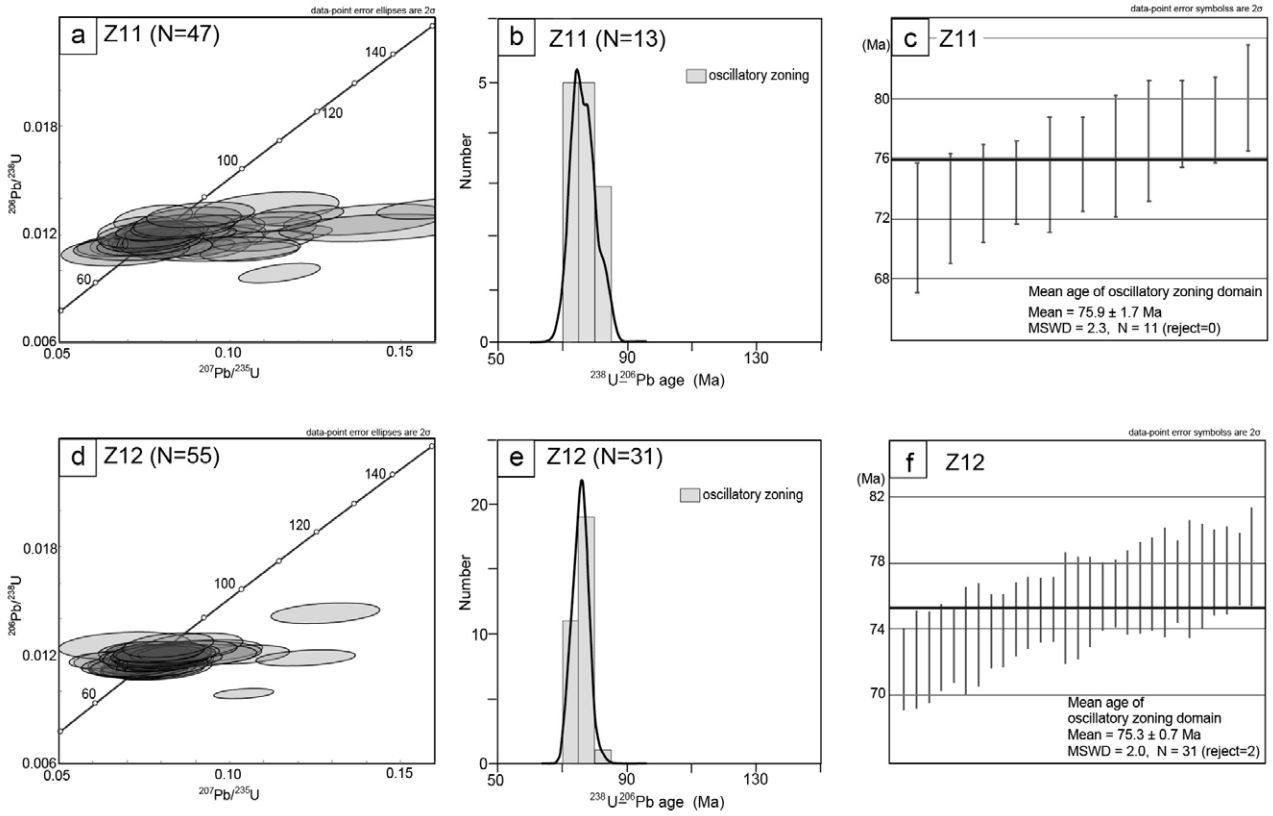
分布　曽爾川苦鉄質岩の主岩体は桃俣川中流部から東へ延び，青蓮寺川沿い大野，菅野川沿い上郷，神末川沿い上村を通って，高見山図幅地域北東部の大岩体に続く．また，青蓮寺川の曽爾村と御杖村境界付近に小岩体が分布する．

貫入関係　曽爾川苦鉄質岩体は，三重県津市坂本川上流部の北側では，マイロナイト化した神末トーナル岩に貫入する．

岩相及び産状　曽爾川苦鉄質岩は北東部で厚さ約 1,500 mと厚いが，西方へ膨縮をしながら徐々に厚さを減じ，桃俣川付近でせん滅する．曽爾川苦鉄質岩は，細粒～中粒普通角閃石斑れい岩を主とし，ノーライト，コートランダイトや優白質普通角閃石斑れい岩を伴う．局所的に細粒～粗粒普通角閃石斑れい岩が層状構造を呈し（第 5. 30 図a），優白質な普通角閃石斑れい岩と優黒質な普通角閃石斑れい岩が入り交じった岩相（第5. 30図b）や中粒普通角閃石斑れい岩の間をペグマタイト状普通角閃石斑れい岩が充填する部分が認められ（第 5. 30 図c），集積岩の特徴を示す．また，転石ではあるが，長径 15 cm程度の普通角閃石巨晶が発達する部分を確認した（第 5. 30 図d）．

普通角閃石斑れい岩は中粒優黒質で，主に斜長石と普通角閃石からなる（第 5. 31 図a，b）．主として塊状だが，普通角閃石のコアは褐色の多色性を呈し，リムへ向かって緑色，無色へと変化する．斜長石は一般的に他形であるが，角がない丸い結晶が普通角閃石にポイキリティックに取り込まれた組織を示す場合もある．優白質普通角閃石斑れい岩は中粒の斜長石からなり，普通角閃石を少量含む（第 5. 31 図c，d）．ノーライト（第 5. 31 図e）中の直方輝石の周辺部はアクチノ閃石やトレモラ閃石が形成されている（第 5. 31 図f）．また，褐色普通角閃石の周辺部はヘルシナイトとアクチノ閃石のシンプレクタイトが形成されている（第 5. 31 図f）．ノーライトにはかんらん石の溶け残り結晶を少量含むものがある．細粒の普通角閃石斑れい岩は優黒質で，角閃石はコアで褐色，リムに向かって緑褐色，無色へと変化する．高見山図幅地域北東部の細粒はんれい岩の SiO_2 含有量は 43 wt.%である（第 5. 2 表）．

青蓮寺川付近の曽爾川苦鉄質岩の南側には細粒黒雲母花崗岩と梅坂花崗岩の間に長径約 200 mのコートランダイト岩体が産する．梅坂花崗岩の黒雲母は変成・変質作



第 5. 29 図　草鹿野花崗岩（試料Z11～Z12）のジルコンU–Pb年代
左列はコンコーディア図．中列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代のCL像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．右列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代の加重平均．

用により，クロット状の緑泥石になっている．細粒黒雲母花崗岩は変成作用を受けていない．コートランダイトはかんらん石や少量の直方輝石をポイキリティックに包有する普通角閃石からなる（第 5. 32 図a～c．直方輝石残晶の周辺にはヘルシナイトとアクチノ閃石のシンプレクタイトが形成されている（第 5. 32 図d）．

年代　曽爾川苦鉄質岩から年代は報告がない．しかし，神末トーナル岩に貫入することから，88 Ma以降の形成とみなされる．また，青蓮寺川付近のコートランダイトにはアクチノ閃石が形成され，隣接する黒雲母花崗岩は変成された形跡が見られないことから，コートランダイトは黒雲母花崗岩に貫入されているとみなすことができる．黒雲母花崗岩の年代は約 81 Ma，79 Ma，75 Maと幅があるが，コートランダイトの形成はこれら以前と考えられる．

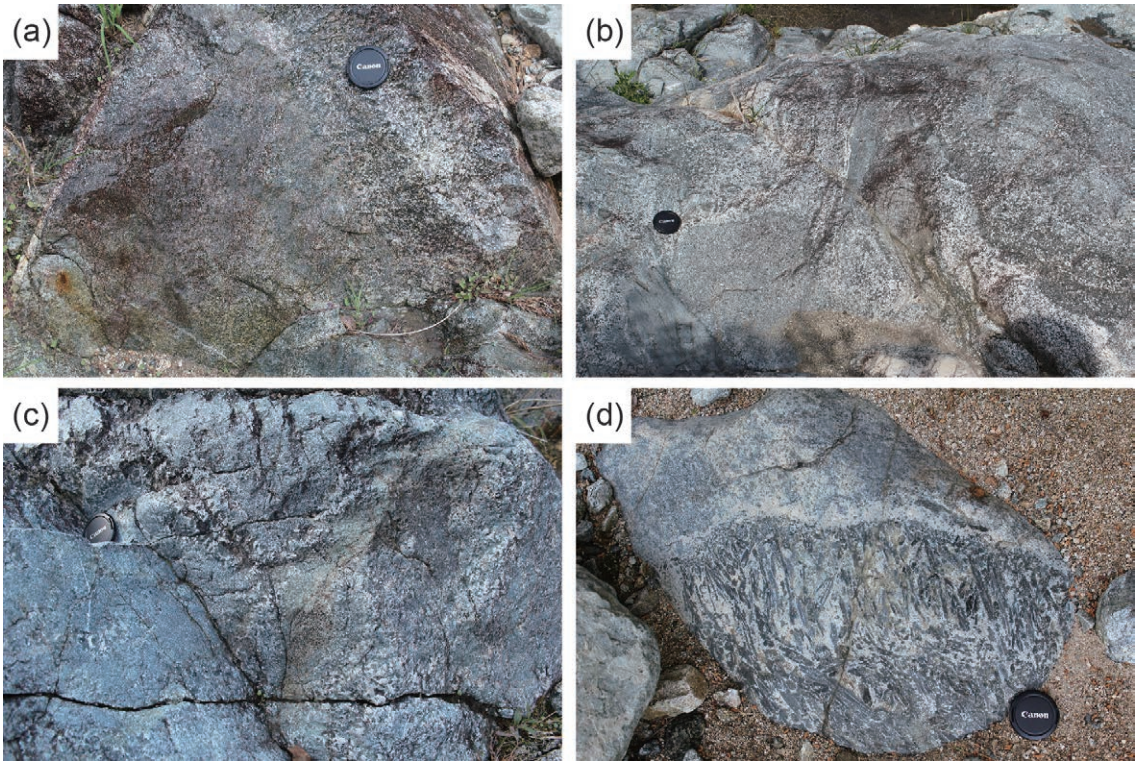
5. 13　平倉トーナル岩（Th）

命名　本報告にて新称．三峰山北方の平倉川から坂本川流域に分布する 75 Maの中粒普通角閃石斑れい岩や中粒普通角閃石黒雲母トーナル岩～石英閃緑岩．島田ほか（1998）の畑井トーナル岩の一部にあたる．畑井トーナル岩の模式地である粥見の北方の櫛田川沿いの露頭から採取した畑井トーナル岩（試料211216-1b）のジルコンU–Pb年代は，CL像の波動累帯構造領域の加重平均 84.5 ± 1.6 Maを示す（第 5. 33 図，竹内ほか（2024）の表 23）．この年代は明らかに平倉トーナル岩の年代より古い．また，畑井トーナル岩はモード組成でトーナル岩から花崗閃緑岩を示すが（端山ほか，1982）が，平倉トーナル岩には斑れい岩や石英閃緑岩なども含まれ，畑井トーナル岩よりも苦鉄質～中間質岩が多い．よって，本岩を畑井トーナル岩から分離し，平倉トーナル岩と命名した．

分布　三峰山北方の平倉川から坂本川流域にかけて分布する．

貫入関係　曽爾川苦鉄質岩や神末トーナル岩と密接に伴って産し，苦鉄質～中間質岩岩脈に貫入される．東隣の丹生図幅地域内にて，平倉トーナル岩と畑井トーナル岩の間に曽爾川苦鉄質岩や苦鉄質～中間質岩岩脈が貫入しており，平倉トーナル岩と畑井トーナル岩の直接の地質関係は不明である．

岩相及び産状　中粒普通角閃石黒雲母トーナル岩～石英閃緑岩及び中粒普通角閃石斑れい岩（第 5. 6 図）からな



第 5. 30 図　曽爾川苦鉄質岩の集積岩の岩相
(a) 層状構造を示す細粒～粗粒普通角閃石斑れい岩（御杖村上郷の菅野川）. (b) 普通角閃石斑れい岩の優黒質部とやや優白質部が入り交じっている部分（御杖村神末字上村付近の神末川）. (c) 中粒斑れい岩の間をペグマタイト状普通角閃石斑れい岩が充填している部分（御杖村上郷の菅野川）. (d) 普通角閃石の巨晶からなるペグマタイト状部分（御杖村堂前南方の青蓮寺川）.

る．主に斜長石，石英，普通角閃石，黒雲母からなる（第 5. 34 図a，c，d）．斜長石と普通角閃石は粒径約 3 mm以下で長柱状の半自形をなし，石英と黒雲母はそれらの粒間を埋めた他形を示す（第 5. 34 図c，d）．チタン石，ジルコン，アパタイト及び不透明鉱物を含む．主たる岩相である中粒普通角閃石黒雲母トーナル岩のSiO_2含有量は約 58 wt.%で，苦鉄質岩～中間質岩岩脈に近い部分では，SiO_2 含有量は約 51～53 wt.%である（第 5. 9 図，第 5. 2 表）．全体として弱いマイロナイト化を受け，黒雲母や普通角閃石の定向配列や動的再結晶した鉱物の配列による面構造を呈する（第 5. 34 図a，c，d）．

三重県津市美杉町川上の平倉川上流部の標高 490 m付近では幅 5～10 cmの細粒普通角閃石黒雲母石英閃緑岩からなる部分が中粒普通角閃石黒雲母トーナル岩中に 2，3 条見られる（第 5. 34 図g）．平倉川標高 510～520 m，標高 680～710 m付近の平倉トーナル岩と同時性苦鉄質岩脈分布域周辺では，平倉トーナル岩と苦鉄質岩が層厚 2～3 cmの互層状に産する．（第 5. 34 図h）．

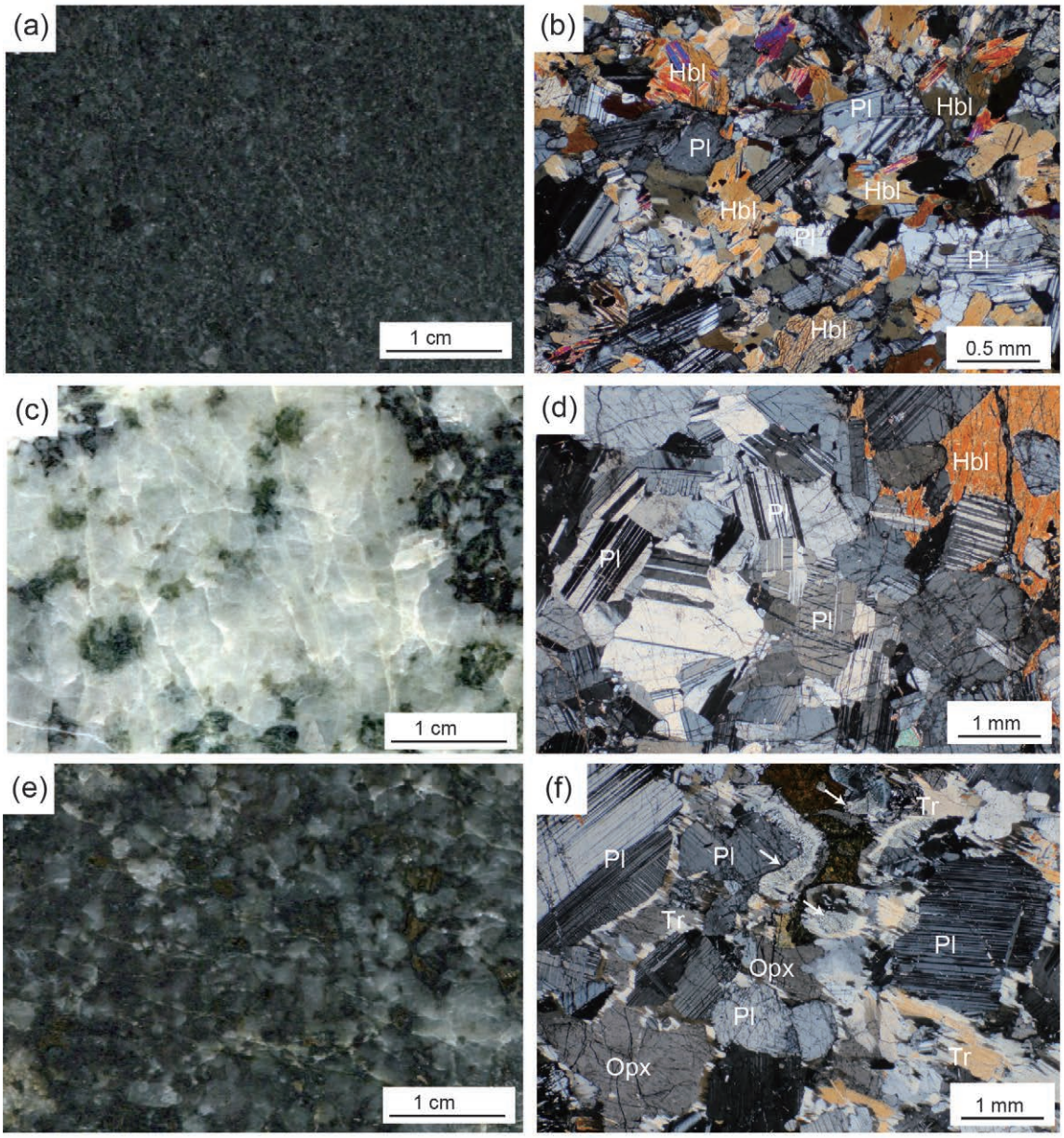
年代　平倉川東俣谷の標高 470 m付近の林道沿いの試料 Z16 よりジルコン U–Pb 年代が得られた（第 5. 35 図）．ジルコンのCL像はほとんどが波動累帯構造領域からなる（第 5. 10 図n）．波動累帯構造領域のジルコン U–Pb 年代の加重平均は 74.7 ± 1.3 Ma（MSWD = 2.0, N = 11, 内reject = 0）である．この年代を貫入年代とみなした．

5. 14　三峰山トーナル岩（Tm）

命名　本報告にて新称．三峰山周辺に分布する 69 Maの中粒普通角閃石黒雲母トーナル岩～石英閃緑岩．島田ほか（1998）の畑井トーナル岩の一部にあたる．上述の通り，畑井トーナル岩のジルコン U–Pb 年代は加重平均 84.5 ± 1.6 Maを示し（第 5. 33 図），また，同じく畑井トーナル岩から分離した平倉トーナル岩のジルコン年代（約 75 Ma）とも異なる．三峰山トーナル岩は中粒普通角閃石黒雲母トーナル岩を主体とし，岩相的には畑井トーナル岩と類似するが，平倉トーナル岩よりは概して珪長質である．よって，本岩体を模式地の畑井トーナル岩や平倉トーナル岩と区別し，三峰山トーナル岩とした．

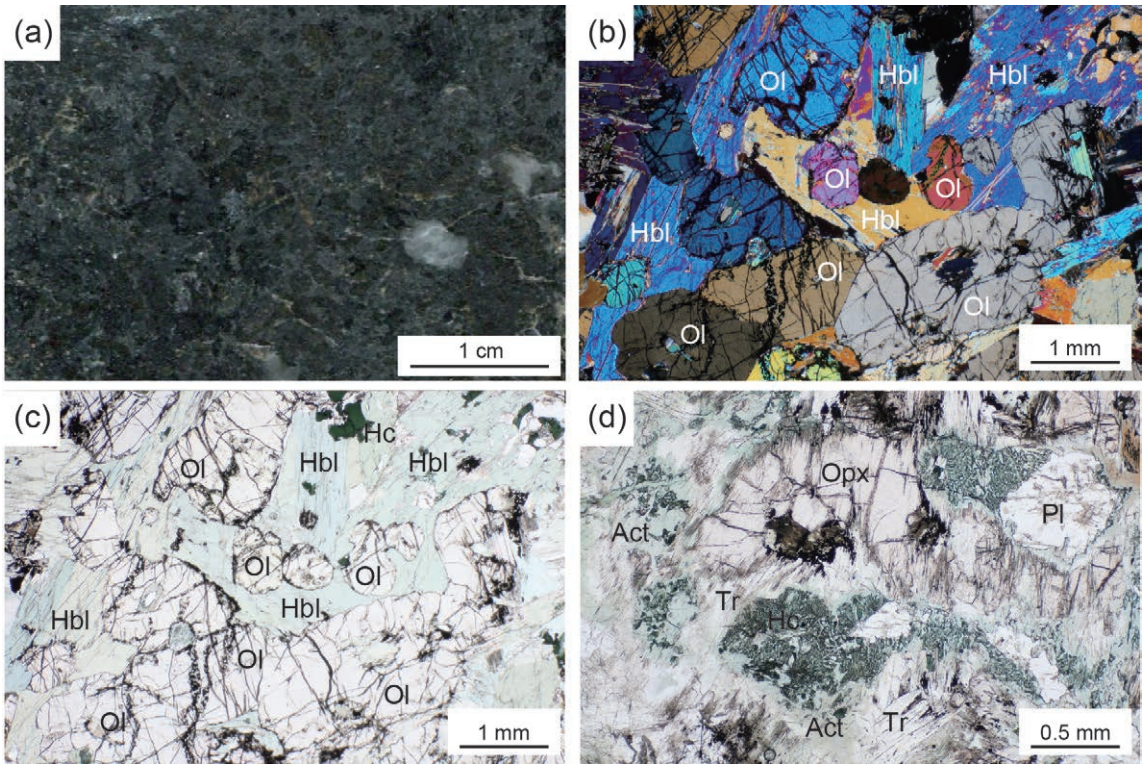
分布　三峰山西方の新道峠付近から三峰山及びその東方にかけて分布する．

貫入関係　高見山図幅地域では最も若い領家深成岩類で，他の岩体への貫入関係は確認されていないが，苦鉄質～中間質岩岩脈のみに貫入される．本岩体の北側に分布する平倉トーナル岩とは南俣断層で接し，貫入関係は

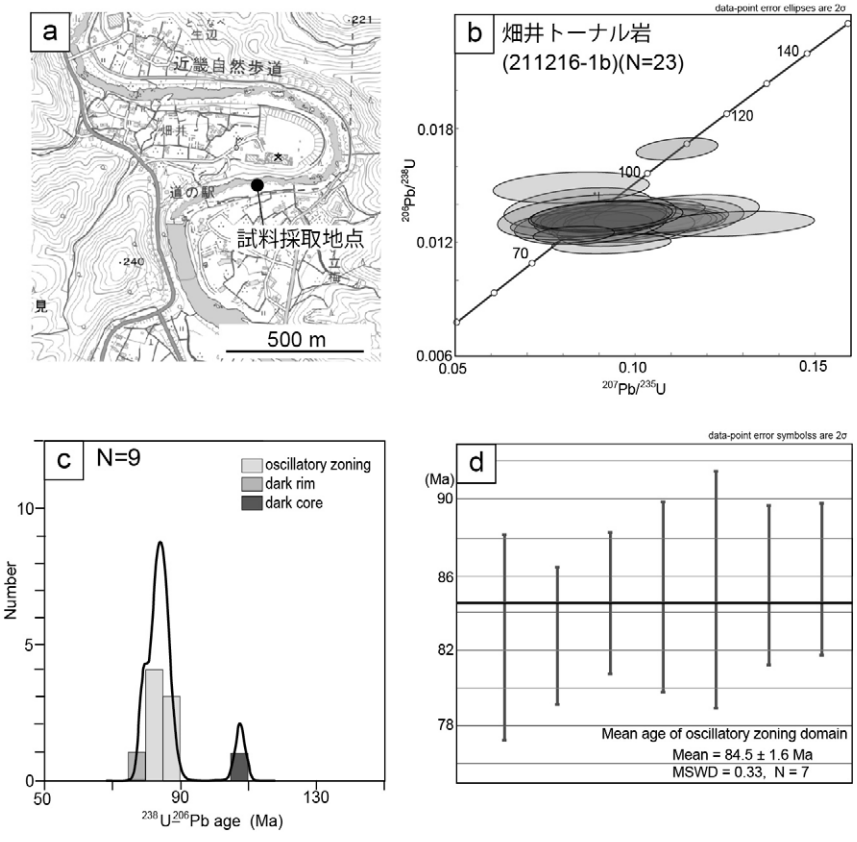


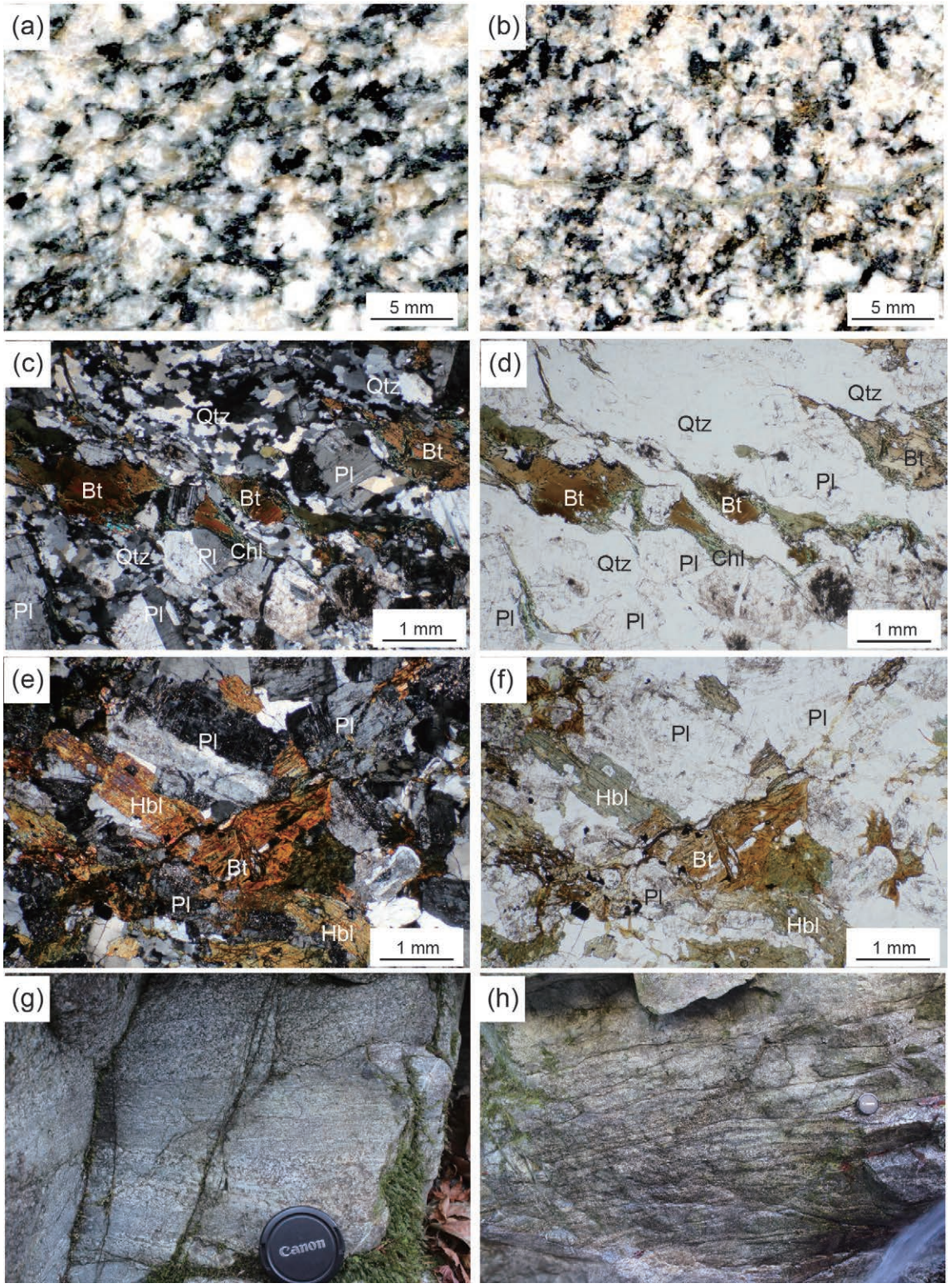
第 5. 31 図　曽爾川苦鉄質岩の薄片写真
(a) 細粒普通角閃石斑れい岩の研磨試料（高見山図幅地域北東端の林道沿い）．(b) a の薄片写真，直交ポーラー．(c) 優白質普通角閃石斑れい岩の研磨試料（御杖村神末敷津の沢の上流標高 550 m付近）．(d) c の薄片写真．直交ポーラー．(e) ノーライトの研磨試料（御杖村神末字敷津の沢の上流標高 585 m付近）．(f) e の薄片写真．ヘルシナイトとアクチノ閃石のシンプレクタイト（白矢印）がみられる．直交ポーラー．Pl：斜長石，Hbl：普通角閃石，Opx：直方輝石．

第 5. 33 図　丹生図幅地域の畑井トーナル岩のジルコン U–Pb 年代→
(a) 畑井トーナル岩のジルコン U–Pb 年代測定用試料採取地点（北緯 34 度 27 分 38.30 秒，東経 136 度 24 分 6.48 秒）．三重県松阪市立飯南中学校南の櫛田川右岸．国土地理院 WEB サイト（https://www.gsi.go.jp）の地理院地図の一部を使用．(b) コンコーディア図．(c) コンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb 年代の CL 像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．(d) コンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb 年代の加重平均．

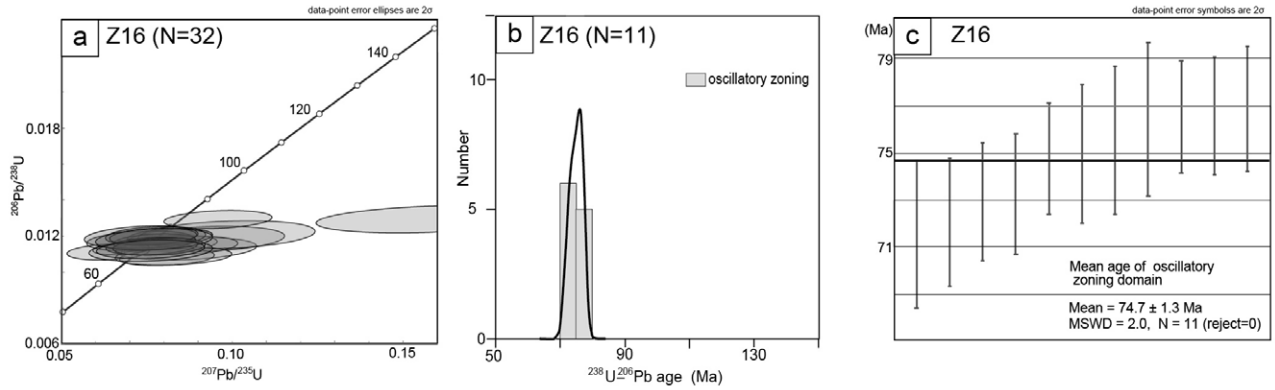


第 5. 32 図　曽爾川苦鉄質岩のコートランダントの岩相と薄片写真
(a) コートランダイトの研磨試料（御杖村青蓮寺川の標高 540 m付近の合流地点の北東の小沢）. (b) aの薄片写真, 直交ポーラー. (c) 同, 単ポーラー. (d) 同試料中の直方輝石残晶周辺のヘルシナイトとアクチノ閃石のシンプレクタイト, 単ポーラー. Pl：斜長石, Hbl：普通角閃石, Opx：直方輝石, Ol：かんらん石, Hc：ヘルシナイト, Act：アクチノ閃石, Tr：トレモラ閃石.

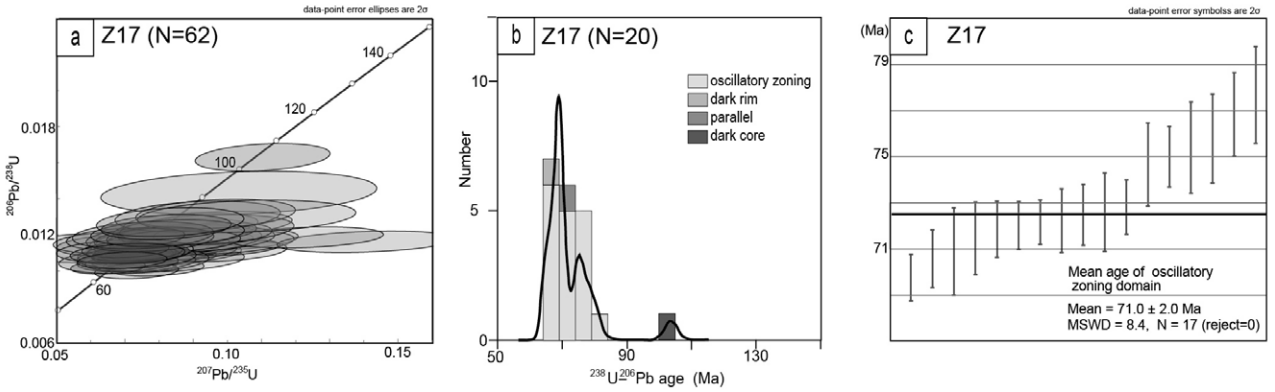




第 5. 34 図　平倉トーナル岩及び三峰山トーナル岩の岩相と薄片写真
(a) 平倉トーナル岩 (マイロナイト化を受けた中粒普通角閃石黒雲母トーナル岩) の研磨試料 (津市平倉川東俣の標高 470 m 地点). (b) 三峰山トーナル岩 (中粒普通角閃石黒雲母トーナル岩) の研磨試料 (三峰山山頂南西). (c) a の試料の薄片写真, 直交ポーラー. (d) 同, 単ポーラー. (e) b の試料の薄片写真, 直交ポーラー. (f) 同, 単ポーラー. (g) 平倉トーナル岩 (中粒普通角閃石黒雲母トーナル岩中に互層状に産する細粒普通角閃石黒雲母トーナル岩) (津市平倉川西俣の標高 490 m 地点). (h) 平倉トーナル岩と石英閃緑岩との互層状産状 (津市平倉川西俣の標高 490 m 地点). Qtz：石英, Pl：斜長石, Bt：黒雲母, Hbl：普通角閃石, Chl：緑泥石.



第 5. 35 図　平倉トーナル岩（試料Z16）のジルコンU–Pb年代
左列はコンコーディア図．中列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代のCL像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．右列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代の加重平均．



第 5. 36 図　三峰山トーナル岩（試料Z17）のジルコンU–Pb年代
左列はコンコーディア図．中列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代のCL像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．右列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代の加重平均．

不明である．

岩相及び産状　中粒普通角閃石黒雲母トーナル岩～石英閃緑岩からなる（第 5. 6 図）．主に斜長石，石英，普通角閃石，黒雲母からなる（第 5. 34 図b，e，f）．斜長石と普通角閃石は粒径約 3 mm以下で長柱状の半自形をなし，石英と黒雲母はそれらの粒間を埋めた他形を示す（第 5. 34 図e，f）．チタン石，ジルコン，アパタイト及び不透明鉱物を含む．中央構造線から約 500 m以内及び平倉川の東俣谷上流では，弱いマイロナイト化を受け，黒雲母や普通角閃石の定向配列や動的再結晶した鉱物の配列による面構造を呈する．マイロナイト化を受けた部分のうち，中央構造線から約 100 m～500 m付近では斜長石のポーフィロクラストと動的再結晶により細粒化した石英からなるプロトマイロナイトが分布し，石英，黒雲母及び普通角閃石によって面構造が形成されている．それより中央構造線よりではマイロナイトやウルトラマイロナイトが分布する．

三重県津市美杉町川上の平倉川上流部の平倉川東俣谷の標高 550 m付近の三峰山トーナル岩と同時性苦鉄質岩脈分布域周辺では，三峰山トーナル岩と苦鉄質岩が層厚 2～20 cmの互層状に産する．両者の境界に剪断面は確認できず，苦鉄質岩部分に三峰山トーナル岩の斜長石と類似した斜長石結晶が捕獲され，散在し，境界面は不鮮明になっている．これらの岩石はすべてマイロナイト化を受けている．

年代　試料Z17 よりジルコンU–Pb年代が得られた（第 5. 36 図）．ジルコンのCL像は多くが波動累帯構造領域からなる（第 5. 10 図o）が，長柱状で平行なCL像のものも含まれる（第 5. 10 図p）．波動累帯構造領域のジルコンU–Pb年代の加重平均は 71.0 ± 2.0 Ma（MSWD = 8.4，n = 17）である．クラスター解析の結果, 69.3 ± 0.8 Ma（fraction = 0.65）及び 77.4 ± 1.4 Ma（fraction = 0.35）を得た．後者は

捕獲結晶と考え，前者の年代を貫入年代とみなした．

5. 15　珪長質岩岩脈

分布・貫入関係　三茶屋花崗岩，草鹿野花崗岩，平倉トーナル岩と三峰山トーナル岩以外の 78 Ma より古い年代の深成岩類には細粒～粗粒優白質花崗岩の岩脈が貫入する．岩脈の幅が小さいため，地質図には表現しなかった．

岩相及び産状　最も多い岩脈は細粒～粗粒優白質花崗岩で，幅 10～20 cm 程度である．有色鉱物は少なく黒雲母やざくろ石などが含まれる岩脈や，有色鉱物を全く含まないアプライトやペグマタイトも存在する．曽爾村掛の青蓮寺川河床では，中粒黒雲母花崗岩岩脈に細粒～中粒優白質花崗岩が貫入する（第 5. 22 図）．

年代　Zushida *et al.*（2024）は曽爾村掛の青蓮寺川河床の優白質花崗岩は，78.7 ± 1.2 Ma の黒雲母花崗岩に貫入し，約 81～77 Ma と考えられる苦鉄質～中間質岩岩脈に貫入されることから，優白質花崗岩はこれらの岩脈とほぼ同時期（78 Ma 頃）の岩脈としている．

5. 16　苦鉄質～中間質岩岩脈（M）

本報告の苦鉄質～中間質岩岩脈は，岩脈状に産する苦鉄質～中間質岩からなり，大平（1982）の太良木花崗閃緑岩体を含む．領家帯におけるこれらの岩石は，以前の地質図（例えば，山田ほか，1974）では，「変輝緑岩」とされていた．しかし，一部に急冷組織をもつ火成岩とわかり，西岡（2002）や西脇・奥平（2005）などでは火成岩として扱い，細粒苦鉄質岩（西脇・奥平，2005）などの名称が使用されるようになった．

分布　苦鉄質～中間質岩岩脈は領家深成岩類及び領家変成コンプレックス分布域のほぼ全体で貫入し，三峰山西方から菅野川上流部にかけては特に密集して分布する．

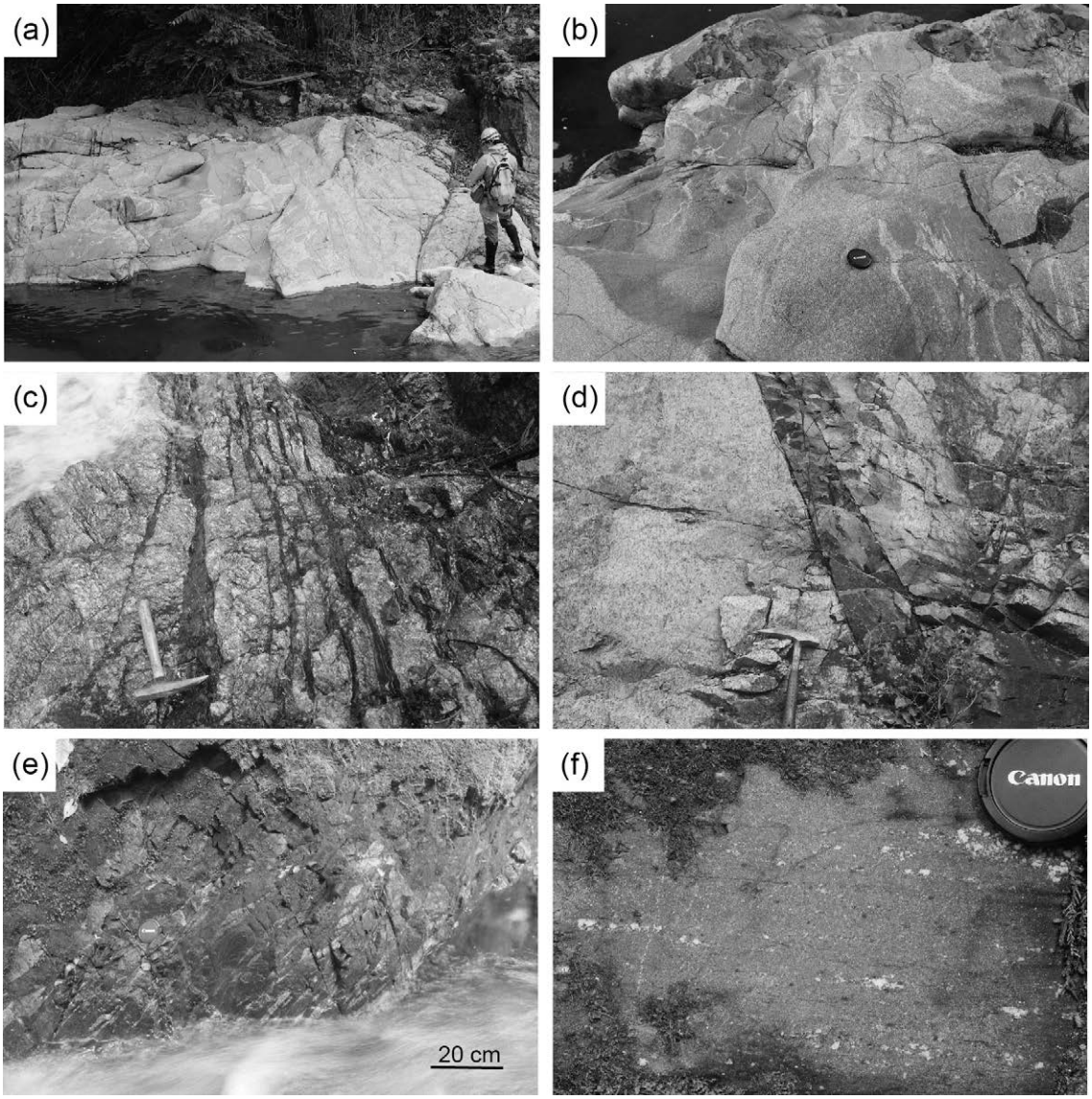
貫入関係　苦鉄質～中間質岩岩脈は赤岩谷トーナル岩以外の領家深成岩類及び領家変成コンプレックスに貫入している．赤岩谷トーナル岩は分布が狭いため，本岩が貫入する露頭は確認していない．

岩相及び産状　苦鉄質～中間質岩岩脈は，同時性岩脈として産するもの（第 5. 37 図a，b）と岩石の割れ目に貫入したもの（第 5. 37 図c，d）が認められる．同時性岩脈は未固結珪長質マグマ（高見山図幅地域の深成岩を形成したマグマ）に苦鉄質～中間質マグマが貫入したもので，貫入面は緩い曲面で，苦鉄質～中間質岩脈中に珪長質マグマが注入した構造や大きく変形して黒色包有物となっていることがある．また，苦鉄質～中間質岩にはチルドマージンが認められる場合がある．さらに同時性岩脈には母岩からの捕獲結晶が多く含まれることがある．捕獲結晶は多結晶の岩塊や単結晶で面状に配列する（第 5. 37 図e，f）．もう一方は，平面的な割れ目に貫入したもので，幅は数cm ～1 m である．三峰山西方から菅野川上流部にかけて特にこのタイプの岩脈が密集しており，青蓮寺川源流部では平行して数枚の岩脈として貫入している部分がある（第 5. 37 図c）．

苦鉄質～中間質岩は，優黒質で，細粒～中粒（単斜輝石含有）普通角閃石閃緑岩～斑れい岩，細粒～中粒単斜輝石含有黒雲母普通角閃石石英閃緑岩～閃緑岩や細粒普通角閃石黒雲母トーナル岩～石英閃緑岩と変化に富む岩相を示す（第 5. 38 図）．これらの岩石は等粒状組織をなす．細粒単斜輝石含有普通角閃石斑れい岩や細粒普通角閃石黒雲母石英閃緑岩の SiO_2 含有量は約 53～57 wt.% である（第 5. 2 表）．他地域も含め領家帯に産するこれらの岩石の多くは，安山岩～玄武岩質安山岩質（SiO_2 含有量は 54～60 wt.%）である（Nakajima *et al.*, 2004）．中央構造線近傍でマイロナイト化した母岩の割れ目に沿って苦鉄質～中間質岩の貫入が認められるが，この苦鉄質～中間質岩は等粒状組織を呈し，マイロナイト化を受けておらず，普通角閃石の定向配列による流理構造が見られる（第 5. 38 図a，b）．苦鉄質～中間質岩岩脈は，まれに露頭内でも構成鉱物に相違が見られることがある．曽爾村掛の青蓮寺川の露頭（第 5. 22 図）では，幅数cm の苦鉄質～中間質岩岩脈が，中粒黒雲母花崗岩岩脈，細粒～中粒優白質花崗岩岩脈及び領家変成コンプレックスに貫入している．この苦鉄質～中間質岩は，領家変成コンプレックスと接する部分では細粒黒雲母単斜輝石普通角閃石石英閃緑岩であるが，優白質花崗岩岩脈と接する部分では細粒普通角閃石黒雲母石英閃緑岩，黒雲母花崗岩と接する部分では細粒黒雲母トーナル岩となっている．

また，御杖村菅野川上流部や松阪市飯高町月出や飯高町太良木付近には大平（1982）によって太良木岩体と呼ばれた中粒黒雲母普通角閃石石英閃緑岩～中粒普通角閃石斑れい岩が岩脈として産する．飯高町太良木や青蓮寺川源流部付近のこの岩脈は幅数mだが，飯高町月出の北方や菅野川源流部の岩体は幅 100 m 以上ある．これらの岩脈周囲の母岩（御杖花崗閃緑岩や草鹿野花崗岩）は広く中央構造線の活動によるマイロナイト化を受けているが，これらの岩脈の大部分はマイロナイト化を受けていない．菅野川源流部で幅数 10 m で弱くマイロナイト化を受けているのみである．また，飯高町太良木の岩脈はカタクレーサイト化を受けており，ぶどう石脈が形成されている．

年代　苦鉄質～中間質岩岩脈のうち中間質岩岩脈からは，試料Z13，Z14 及びZ15 の 3 試料からジルコン U–Pb 年代が得られた（第 5. 39 図）．試料Z13 とZ14 は細粒普通角閃石黒雲母トーナル岩，試料Z15 は中粒黒雲母普通角閃石石英閃緑岩である．試料Z13 のジルコンは長柱状で結晶の延び方向に平行な縞状のCL像を呈するもの（第 5. 10 図j）が多いが，短柱状で全体として波動累帯構造領域からなるCL像を呈するもの（第 5. 10 図k）が少量混在

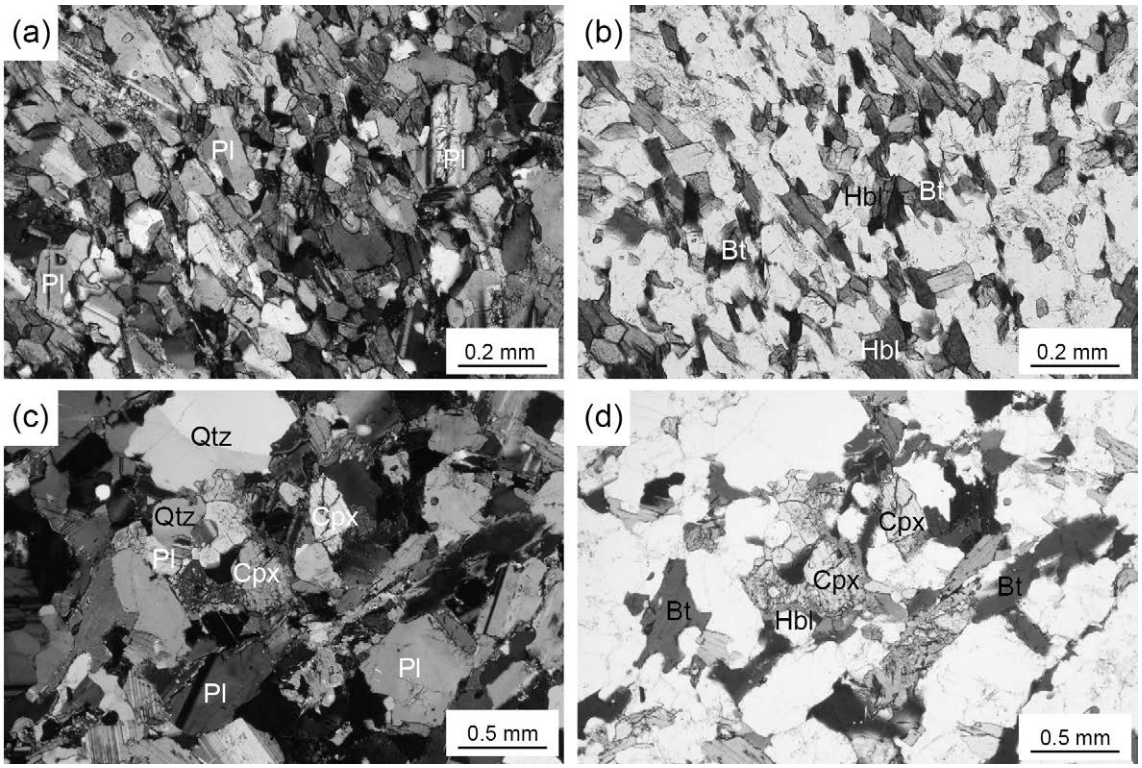


第 5. 37 図　苦鉄質～中間質岩岩脈の産状と岩相
(a) 同時性岩脈（東吉野村平野南方の平野川）. (b) aの同時性岩脈部分の拡大. (c) 平行な割れ目に貫入した苦鉄質～中間質岩岩脈（御杖村青蓮寺川の標高 550 m付近で東から合流する沢の標高 730 m付近）. (d) マイロナイトの割れ目に沿って貫入した苦鉄質～中間質岩岩脈（松阪市飯高町月出の赤岩谷沿い林道の標高 600 m付近）. (e) 同時性岩脈が網目状に貫入し，母岩が方向性を持ったレンズ状岩塊として含まれるもの（津市美杉町川上字坂本の坂本川の標高 400 m付近で北から合流する小沢の標高 455 m付近）. (f) 捕獲結晶を多く含む苦鉄質～中間質岩岩脈（御杖村青蓮寺川上流の標高 585 m付近）.

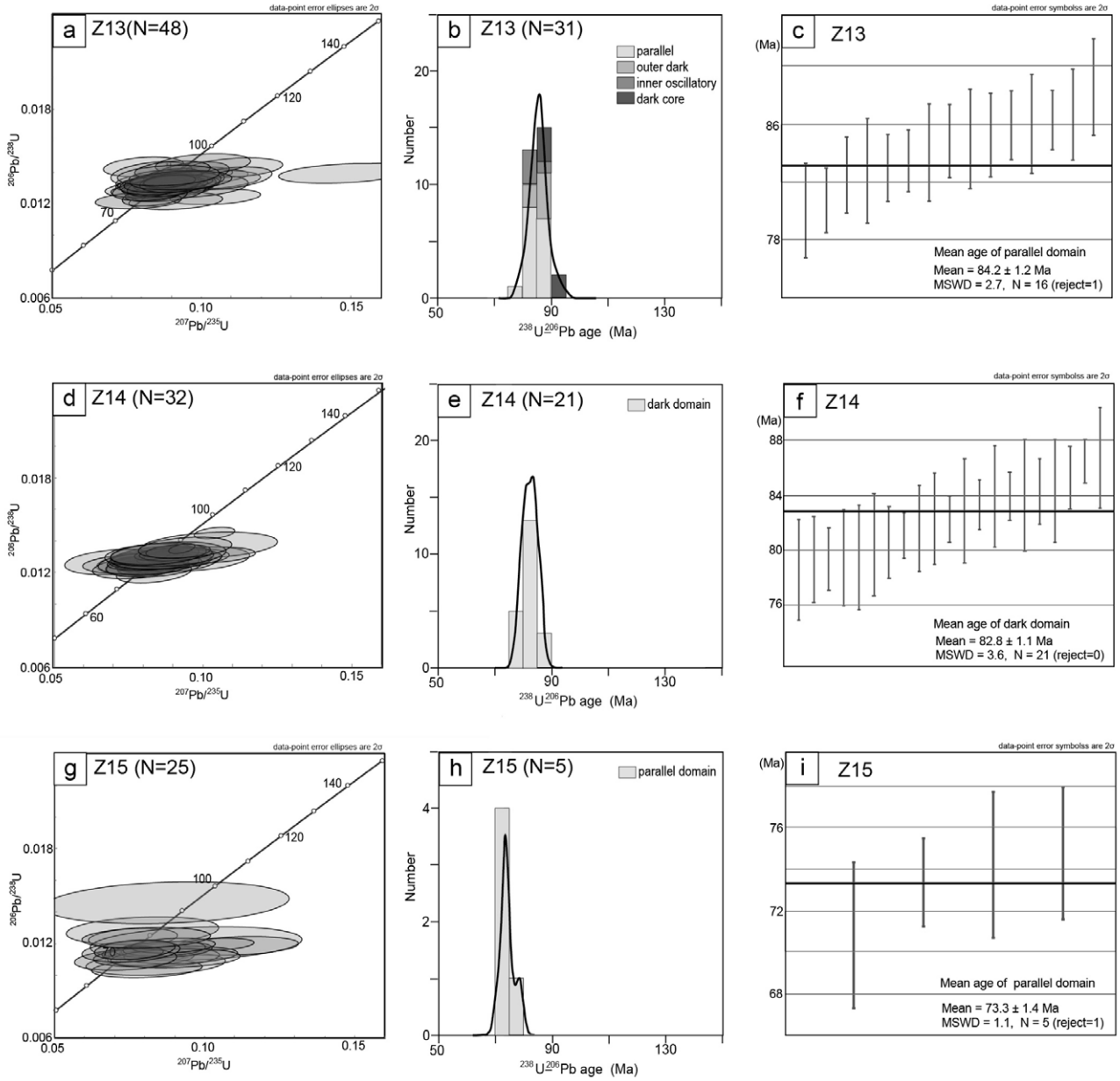
する．前者のジルコン U–Pb 年代の加重平均は 84.2 ± 1.2 Ma（MSWD = 2.7，N = 16，内 reject = 1）で，後者の内側の明るい波動累帯構造領域の加重平均は 84.1 ± 1.5 Ma（MSWD = 0.78，N = 4），外側の暗い領域の加重平均は 85.4 ± 1.2 Ma（MSWD = 0.44，N = 6）だった．前者のジルコンは中間質岩に産する特徴を有し，また，後者は近接する御杖花崗閃緑岩中のジルコン年代及びCL像に類似することから，後者を御杖花崗閃緑岩からの捕獲結晶とみなし，前者の 84.2 ± 1.2 Ma を試料Z13 の貫入年代とした．試料Z14 のジルコンは長柱状で，ジルコンのCL像は全体として暗い領域である（第 5. 10 図l）．この領域のジルコン U–Pb 年代の加重平均は 82.8 ± 1.1 Ma（MSWD = 3.6，N = 21）である．この年代を試料Z14 の貫入年代とみなした．

また，試料Z15 のジルコンはほとんどが長柱状で結晶の延び方向に平行な縞状のCL像を呈し，薄い明るいリムが認められる（第 5. 10 図m）．平行な縞状領域のジルコン U–Pb 年代の加重平均は 73.3 ± 1.4 Ma（MSWD = 1.05，N = 5，内 rejiect = 1）で，この年代を貫入年代とみなした．以上のように，苦鉄質岩～中間質岩岩脈のうち中間質岩の

貫入年代は，84.2 ± 1.2 Ma ～73.3 ± 1.4 Maの範囲である．



第 5. 38 図　苦鉄質～中間質岩岩脈の薄片写真
(a) 細粒普通角閃石黒雲母石英閃緑岩岩脈（御杖村菅野川の標高 545 m付近），直交ポーラー．(b) 同，単ポーラー．(c) 細粒普通角閃石単斜輝石黒雲母石英閃緑岩岩脈（東吉野村滝野の平野川河床），直交ポーラー．(d) 同，単ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Bt：黒雲母，Hbl：普通角閃石，Cpx：単斜輝石．



第 5. 39 図　苦鉄質～中間質岩（試料Z13～15）のジルコンU–Pb年代
左列はコンコーディア図．中列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代のCL像の領域ごとのヒストグラムと確率分布曲線．右列はコンコーダントな ^{238}U–^{206}Pb年代の加重平均．

第6章　和泉層群

（竹内　誠）

6.1　研究史及び概要

和泉層群は四国から紀伊半島西部の中央構造線の北側に分布する上部白亜系で，紀伊半島では古第三系の存在も報告されている（磯崎ほか, 2018）．Harada（1890）は紀伊半島和泉山脈に分布する中生界を和泉砂岩層と命名した．それ以降，多くの研究がなされてきた．その詳細は岸和田図幅（市原ほか, 1986），和歌山及び尾崎図幅（宮田ほか, 1993）及び粉河図幅（牧本ほか, 2004）に研究史が記載されているので，ここではその概要を記述する．小林（1931）やMatsumoto（1954）によって，和泉層群の層序の概要が明らかになり，市川（1960）は酸性（珪長質）凝灰岩を鍵層とした堆積サイクルを基準にした層序区分を提唱した．その後，和泉層群の堆積盆形成に関する研究がなされ（例えば，市川ほか, 1981；Miyata, 1989；Noda and Toshimitsu, 2009），和泉層群の堆積が中央構造線の左横ずれ運動に関連したプルアパート堆積盆堆積物と考えられるようになった．また，アンモナイト類（Matsumoto, 1936；Matsumoto and Morozumi, 1980），二枚貝（Ichikawa and Maeda, 1958a, b；両角ほか, 1981；Tashiro and Morozumi, 1982）などの古生物学的研究がある．

紀伊半島中央部では，和泉層群は中央構造線沿いに断層で挟み込まれて分布する．高見山図幅地域では，Yoshizawa *et al.*（1966）の地質図で木津付近に，荒木（1973）や大平（1982）の地質図で高見峠西方，太良木東方及び泰雲寺付近に和泉層群の分布が示されている．また，大平（1982）は飯高町太良木東方に和泉層群相当層の黒色頁岩層を記載している．高見山図幅地域の西方では平山・岸本（1957），東方では越後・木村（1973），高木（1985），島田ほか（1998），Shigematsu *et al.*（2017）及びKatori *et al.*（2021）が中央構造線沿いに和泉層群あるいはその相当層を地質図に描いている．

近年，砕屑性ジルコンのU–Pb年代測定が盛んに行われるようになり，和泉層群を含む白亜紀前弧海盆堆積物の対比やその後背地の推定などがなされてきた．磯崎ほか（2018, 2020）は紀伊半島和泉山脈東端の化石が産しない和泉層群から古第三紀初頭の年代（65～60 Ma）のジルコン粒子を報告し，和泉層群に古第三系が含まれるとした．さらにその東延長の愛知県三河地方や関東山地の中央構造線付近の白亜系～古第三系も同様な後背地をもつことを示した．

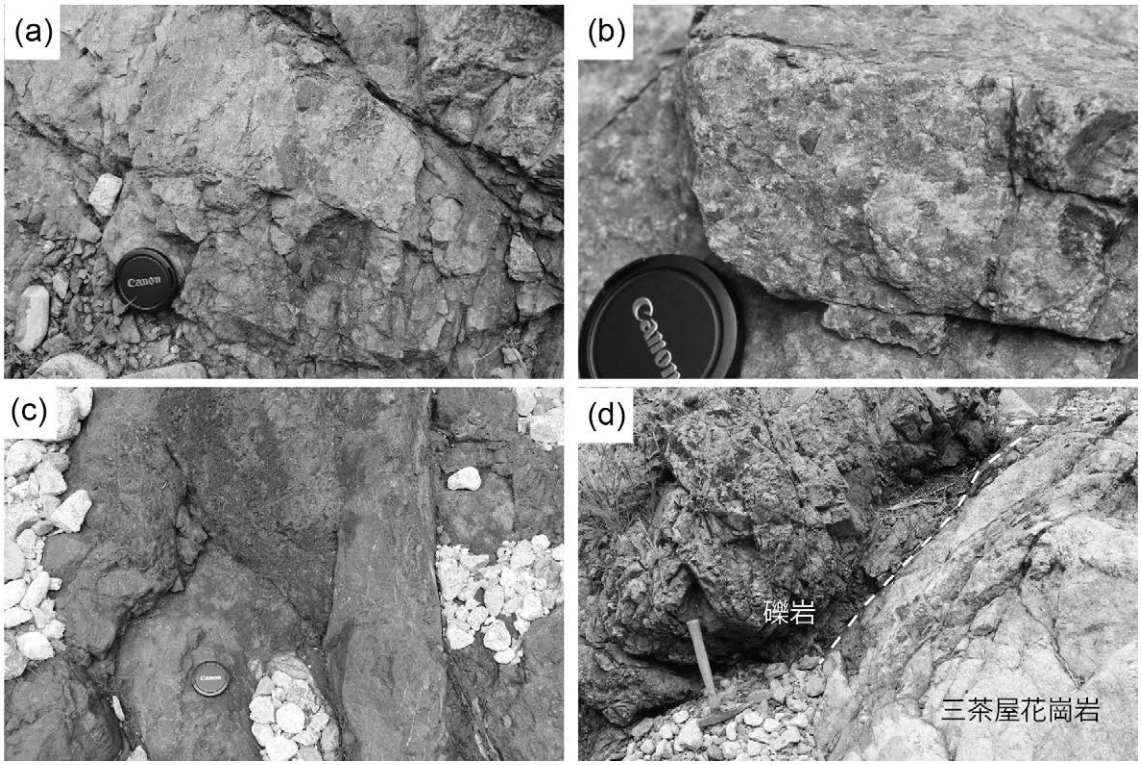
6.2　和泉層群（Ic, Im）

分布　奈良県吉野郡東吉野村鷲家～木津の中央構造線沿いに分布する．荒木（1973）や大平（1982）では，それぞれ泰雲寺付近や太良木東方付近の分布を地質図に記しているが，露頭欠如のため，和泉層群の分布は確認できなかった．

岩相・産状　中央構造線から離れた北側の谷尻川や平野川には礫岩を主体とする和泉層群が分布する．平野川沿いでは，大礫～中礫からなる礫岩を主とし，わずかに砂岩や黒色泥岩を挟む（Ic）（第6.1図a～c）．礫岩に含まれる礫は，円礫～亜角礫で，礫種は黒色，赤色及び緑色の緻密な火山岩礫を主体とし，砂岩や泥岩からなる．礫岩は，一般的に基質支持で，その基質は灰緑色中粒～粗粒砂岩である．全体的に断層が多く見られ，岩石は破砕されている部分が多く，層理面の走向傾斜は不明である．和泉層群の北側は領家深成岩類と，南側は白亜紀の三波川–四万十変成付加コンプレックスと実在断層で接する．平野川では破砕された礫岩と破砕されリーチングを受けた三茶屋花崗岩が断層で接する（第6.1図d）．

鷲家の北から南に流れる鷲家川が中央構造線と交差する付近から中央構造線沿いに約200 m東の地点から黒色泥岩（Im）が分布する．泥岩は塊状である．この泥岩と東部に分布する礫岩との関係は直接観察できないが，礫岩層中に挟まれる泥岩も断層運動により，礫岩と断層関係であることから，推定断層とした．

年代　高見山図幅地域の和泉層群からは化石の報告はない．また，砕屑性ジルコン年代の報告もない．紀伊半島西部和泉山脈を成す和泉層群は，アンモナイトや放散虫化石より上部白亜系マーストリヒチアン階に対比されてきたが，磯崎ほか（2018, 2020）により，砂岩中から古第三紀の砕屑性ジルコンが報告され，古第三系が存在することがわかった．ここでは，上部白亜系～古第三系としておく．



第 6. 1 図　和泉層群の産状と岩相
(a), (b) 和泉層群の礫岩 (東吉野村平野川の杉谷川との合流点より上流へ 300 m地点). (c) 和泉層群の泥岩 (a, bと同地点). (d) 和泉層群の礫岩と北側の三茶屋花崗岩 (右) における断層 (平野川).

第7章　中新統

（竹内　誠・常盤哲也）

7.1　研究史及び概要

西南日本の中国地方から中部地方にかけて，前期中新世後半から中期中新世の地層や火山岩類が分布する．これらの中新統は第一瀬戸内累層群と呼ばれており（笠間・藤田, 1957），これらの分布する地域は瀬戸内区（池辺, 1957）と呼ばれている．各地から大型化石が多産するため，古くより多くの研究が行われてきた．

高見山図幅地域の北隣の名張図幅（西岡ほか, 1998）や桜井図幅（西岡ほか, 2001）地域では，山粕層群（飯塚, 1931）とそれに対比される山辺層群（槇山, 1937）及びその上位の曽爾層群（志井田ほか, 1960）とそれに対比される都介野層群（志井田ほか, 1967）などが小規模で分布する．志井田ほか（1960）は名張図幅地域の南部にて，中新統を海成層の山粕層群と陸成層の曽爾層群に区分し，山粕層群は塩井礫岩層，伊賀見砂岩層，太郎生（たろう）累層及び中太郎生泥岩相，曽爾層群は小長尾（こながお）礫層，ふろの谷層及び室生（むろう）火山岩からなるとした．

山粕層群は，礫岩からなる塩井層，砂岩（一部礫岩を挟む）からなる伊賀見層及び泥岩（一部砂岩泥岩互層を挟む）からなる中太郎生層に区分される（志井田ほか, 1960）．西岡ほか（1998）は，山粕層群を山粕累層とし，全体を岩相ごとに区分して地質図に示した．一方，西岡ほか（2001）では，志井田ほか（1960）の層序を基本として，山粕層群を塩井累層，伊賀見累層及び中太郎生累層に区分し，さらに伊賀見累層を砂岩礫岩相，砂岩泥岩相及び砂岩相に区分した．入月ほか（2021）は，地層命名指針（日本地質学会, 2000）に基づき，塩井層，伊賀見層及び中太郎生層とし層序単元の変更を行った．また従来，山粕層群からは岐阜県瑞浪地域の瑞浪層群からの山野内型に類似した貝化石を産し，中部中新統とされてきた（志井田ほか, 1960）が，入月ほか（2021）は珪藻化石の産出を報告し，地質時代の再検討を行った．入月ほか（2021）によると，中太郎生層上部から産出する珪藻化石は，珪藻化石帯のNPD2A帯（19.9～18.2 Ma）に対比され，中太郎生層を瀬戸内区中新統で最も古い前期中新世の地層とした．また梅田（1973）は，高見山南西の旧国道沿いに，三波川–四万十変成付加コンプレックスを不整合に覆う高見峠礫層を記載し，山粕層群に対比した．

曽爾層群は，下位より小長尾層，室生火砕流堆積物に区分される．また礫岩や角礫岩からなる奥山層が独立した地域に局所的に分布する．小長尾層は礫岩を主とする河川成堆積物，室生火砕流堆積物は黒雲母流紋岩～デイサイト火山礫凝灰岩～凝灰岩からなる．上部の火山岩類は室生火山岩類と呼ばれていたが（君塚, 1932），志井田ほか（1960）はそれらが溶結凝灰岩であることを明らかにし，下位の堆積岩と共に曽爾層群と命名し，下位より小長尾礫層，ふろの谷層及び室生火山岩の順に整合にかさなるとした．その後，志井田・柴田（1968）はふろの谷層を室生火山岩に含めた．差杉峠南東に火山岩類からは前期～中期中新世を示す放射年代値が報告された（Hirooka and Kawai, 1967；Matsuda *et al.*, 1986）．その後，宇都ほか（1996）やUto *et al.*（1997）は，黒雲母のK–Ar年代を報告し，火山岩の噴出年代は14.4～14.3 Ma前後であるとした．西岡ほか（1998）は室生火山岩を室生火砕流堆積物と呼び，本報告でもこれを踏襲した．Miura and Wada（2007）は紀伊半島における中新世珪長質火山岩類の残存体積と残存面積について，それぞれ約830 km^3 と約1,150 km^2 と見積もり，そこから推定される噴出量は世界最大級の時間あたりの噴出量であるとした．その起源については後述する．

一方，奥山層に関しては，大平（1982）は山粕層群，曽爾累層及び室生火砕流堆積物が露出するとしていた．また，室生団体研究グループ・八尾（2008）は奥山層を火砕岩岩脈としていた．室生団体研究グループ（2011）は，凝灰質砂岩角礫を主とする角礫岩層と捉え，曽爾層群に属する奥山角礫岩層とした．

高見山酸性岩（梅田ほか, 1968；梅田, 1973）は中央構造線沿いに分布する．飯塚（1932）は，石英安山岩としてその分布を初めて示したが，その北方に分布する当時火山岩と考えられていた（山下, 1889）室生火砕流堆積物に属するとした．一方，梅田（1973）は高見山酸性岩を貫入岩と考えた．高見山酸性岩の貫入年代については，梅田ほか（1968）及び梅田（1973）がジルコン群色法により中新世としたが，鮮新世の可能性もあるとした．柴田ほか（1988）はカリ長石K–Ar年代として，12.8 ± 0.4 Maを報告し，Shinjoe *et al.*,（2021）はジルコンU–Pb年代として約14 Maを報告した．和田・荒木（1997）は高見山酸性岩の化学組成を測定し，Sタイプであるとした．

一方，紀伊半島中央部には火砕岩岩脈及び火成岩岩脈が存在する（志井田, 1962；中尾ほか, 1975など）．火砕岩岩脈は大台ヶ原を中心として環状岩脈をなし（和田ほか, 2000；和田・岩野, 2001），紀伊半島南部に分布する熊野酸性岩と併せて，いくつかのコールドロン（大峯, 大

台，熊野北，熊野）の存在が指摘されている（Miura, 1999；川上・星, 2007；Kawakami *et al.*, 2007；Miura and Wada, 2007；三浦・和田, 2007；高島ほか, 2010；北嶋・和田, 2010）．高見山図幅地域には，大台コールドロンと大峯コールドロンの一部が分布する．大台コールドロンに関係する環状岩脈群は中奥火砕岩岩脈群（佐藤・大和大峯研究グループ, 2006），大峯コールドロンに関係する岩脈群は武木岩脈群と呼ばれている（西岡ほか, 2010）．中奥火砕岩岩脈群については，高見山図幅地域に近接する中奥ヒボラ谷において詳細な岩石記載が行われ，岩相の多様性から大台カルデラの爆発的噴火様式を有している可能性が指摘されている（北嶋・和田, 2010）．武木岩脈群については，宮ノ谷の岩脈で詳細な岩石記載や全岩化学分析が行われており，噴火に伴うカルデラ床の陥没によって，マグマ混合や貫入が生じたと解釈されている（高島ほか, 2010）．また室生団体研究グループ・八尾（2008）は，室生火砕流堆積物基底部の火山豆石層から新生代の海棲放散虫や有孔虫化石を報告し，中奥火砕岩岩脈群中のシルト岩ブロックから新生代を示す有孔虫が報告されている（志井田, 1962）ことと合わせて，紀伊半島中央部の稲村ヶ岳頂上付近で白亜紀付加コンプレックスを不整合に覆う稲村ヶ岳礫岩層（志井田ほか, 1989）や室生火砕流堆積物基底部のように紀伊山地中央部に新生代海成層が分布していた可能性を指摘した．これらの中奥火砕岩岩脈群や武木岩脈群からは，約 16 Ma～14 Maの K–Ar年代，フィッション・トラック年代及びジルコン U–Pb年代などが報告されている（和田, 1999；和田・岩野, 2001；Shinjoe *et al.*, 2021）．

室生火砕流堆積物の起源として，これらの火成岩類との関係が議論されてきた．宇都ほか（1996）は室生火砕流堆積物が約 14.5 Ma頃の噴出物とし，紀伊半島の外帯に位置する熊野酸性岩類や大峯酸性岩類と同時代の中期中新世であることを明らかにし，瀬戸内火山岩類と外帯花崗岩類を併せて成因を考える必要性を示した．なお和田・荒木（1997）によると，鉱物組み合わせ，化学組成及び貫入年代から，高見山酸性岩は室生火砕流堆積物の供給源でないとされる．一方，コールドロンを形成する岩石の放射年代，岩相，化学組成などから，室生火砕流堆積物の起源として，熊野酸性岩類（熊野と熊野北コールドロン）とする考え（岩野ほか, 2000；星, 2002；新正ほか, 2002；岩野ほか, 2007）と，室生火砕流堆積物基底の火山礫凝灰岩中のチャート岩片から得られたペルム紀，三畳紀及びジュラ紀の放散虫化石に基づいて大台コールドロンとする考え（室生団体研究グループ・八尾, 2008）がある．Takashima *et al.*（2021）はアパタイトの微量元素組成に基づき，これらのコールドロンと室生火砕流堆積物を比較し，室生火砕流堆積物の主要部の下部は大台コールドロンの火砕岩岩脈に類似することから，室生火砕流堆積物は大台コールドロンを起源とすることを明らかにした．一方，室生火砕流堆積物の主要部下部以外については，他のコールドロン起源の可能性も指摘した．

高見山図幅地域には，中央構造線沿いに高見山酸性岩とその分布域周辺に白色流紋岩岩脈が，南部には大台コールドロンに関係した中奥火砕岩岩脈群及び大峯コールドロンに関係した武木岩脈群（佐藤・大和大峯研究グループ, 2006；西岡ほか, 2010）が分布する．またその他に，高見山図幅地域西部や北部に安山岩岩脈がわずかに分布する．

7. 2　山粕層群（Yg, Ys, Ym）

本報告では，入月ほか（2021）の層序区分に従い，山粕層群を下位より塩井層（Yg），伊賀見層（Ys）及び中太郎生層（Ym）とした．山粕層群は，化石，岩相，層序の高い類似性によって，北隣の名張図幅地域西部に分布する山辺層群に対比されている（志井田ほか, 1960）．

7. 2. 1　塩井層（Yg）

命名　志井田ほか（1960）により塩井礫岩層と命名された．入月ほか（2021）により塩井層と改称された．

模式地　曽爾村塩井の谷（志井田ほか, 1960）．

分布　模式地付近の曽爾村塩井からその東方の御杖村菅野，御杖村鞍取峠，御杖村山粕の北西及び宇陀市室生の国道 369 号線弁財天トンネル附近に分布する．

層序関係　領家変成コンプレックスや領家深成岩類を不整合に覆う．

層厚　塩井層の層厚は，高見山図幅地域内では，曽爾村塩井や鞍取峠で最大約 50 mである．

岩相　塩井層は角礫～円礫の大礫からなる淘汰度の低い無層理の礫支持礫岩からなる（第 7. 1 図a，b）．基底部は角礫岩が多く，上位ほど円礫が多くなる．礫種は黒雲母片麻岩や花崗岩類からなり，片麻岩礫は片麻状構造で規制された扁平な形の角礫～亜角礫が多いが，花崗岩類礫は円磨度が高いものが多い．基質は粗粒砂岩である．

年代　本層から化石は保存の悪い植物破片以外は発見されていない（志井田, 1960）．

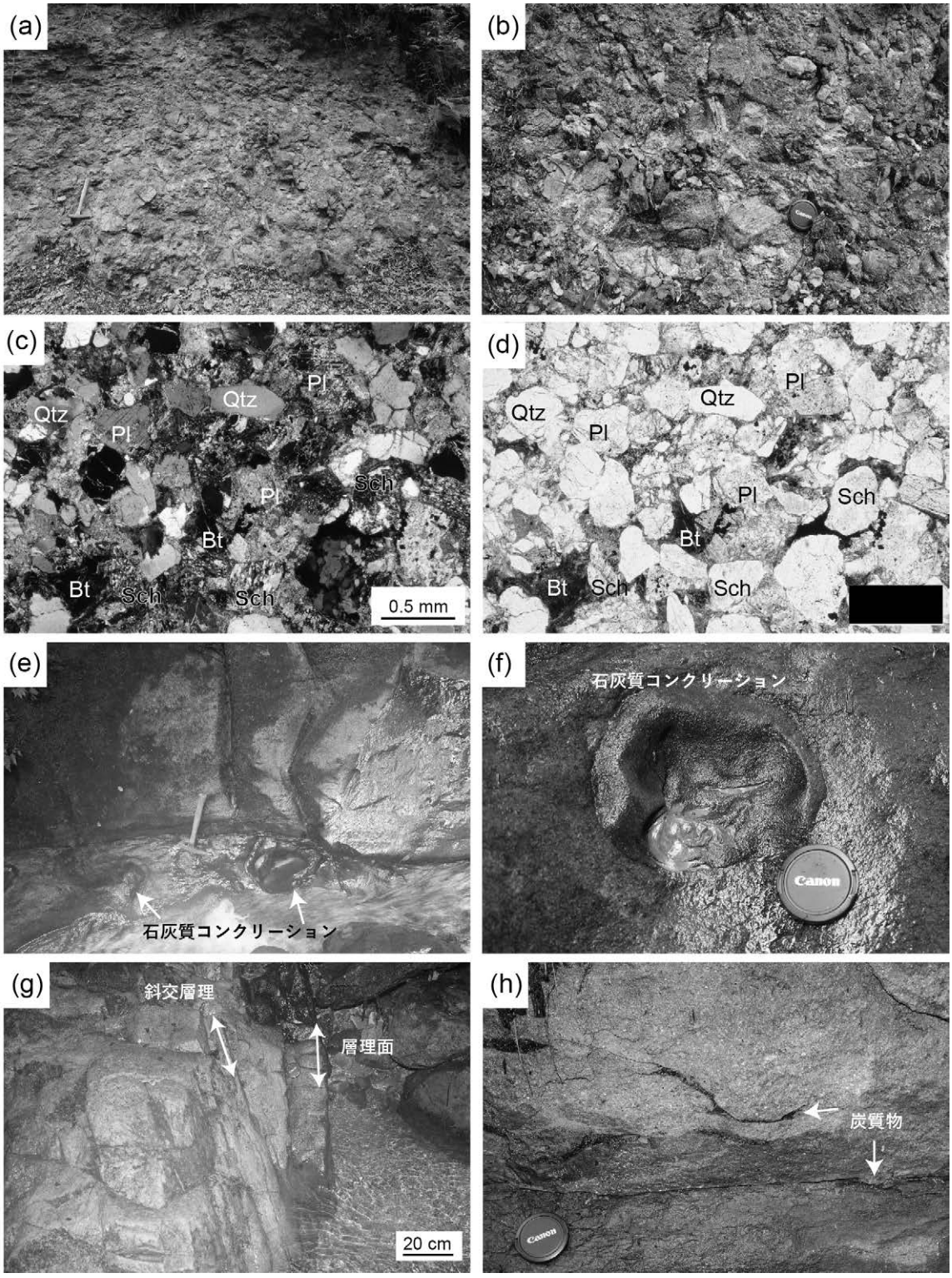
7. 2. 2　伊賀見層（Ys）

命名　志井田ほか（1960）により太郎生累層の下半部の砂岩層に対して，伊賀見砂岩層と命名された．入月ほか（2021）により伊賀見層と改称された．

模式地　津市美杉町太郎生の大地に続く道路沿い（高見山図幅地域外）（志井田ほか, 1960）．

分布　模式地付近の曽爾村塩井からその東方の御杖村菅野，御杖村の西杉川源流部とその西方の差杉峠西方，宇陀市室生の国道 369 号線弁財天トンネル付近に分布する．

層序関係　塩井層を整合に覆う．また，差杉峠付近や弁



第 7. 1 図　山粕層群の産状と岩相

(a) 塩井層の円礫岩 (国道 369 号線弁財天トンネル付近). (b) 塩井層の角礫岩 (国道 369 号線弁財天トンネル付近). (c) 伊賀見層の砂岩 (西杉峠の東北東方の西杉川の標高 555 m付近) の薄片写真, 直交ポーラー. (d) 同, 単ポーラー. (e) 中太郎生層の砂岩. 中央部に石灰質コンクリーションがある (差杉峠の東北東方の西杉川の標高 575 m付近). (f) eの石灰質コンクリーションの拡大. (g) 中太郎生層の砂岩の斜交層理 (差杉峠の東北東方の西杉川の標高 575 m付近). (h) 炭質物を含む中太郎生層の砂岩 (宇陀市室生の胎の川源流部の標高 780 m付近). Qtz：石英, Pl：斜長石, Bt：黒雲母, Sch：結晶片岩

財天トンネル付近では，直接領家変成コンプレックスや領家深成岩類を不整合に覆い，アバット不整合をなす．

層厚　伊賀見層の層厚は，曽爾村塩井付近で約 50 mである．

岩相　伊賀見層の下部は含礫粗粒砂岩及び粗粒砂岩を主とし，礫岩を挟む．上部は粗粒～中粒砂岩で，泥岩を挟む．また，層厚 10～60 cm程度の石炭層を挟む（日本鉱産誌編纂委員会, 1960）．含礫砂岩は粗粒砂岩中にまばらに細礫～中礫が含まれる．また，礫岩は層厚 1 m以下の細礫～中礫礫岩で，側方への連続性は悪い．含礫砂岩や礫岩の礫は円磨度が高く，基質支持となっている．礫種は珪質片岩が多く，チャートや花崗岩を伴う．砂岩は，円磨度及び淘汰度ともにやや低く，石英，長石類及び結晶片岩片からなるアレナイトで，黒雲母や白雲母を含む（第 7. 1 図c, d）．

年代　本層の貝化石には*Acila*，*Boreotrophon*，*Yoldia*などの冷水性の要素を含み，岐阜県瑞浪地方の山野内型に類似したものがあり，*Turritella* cf. *kiiensis*などを含むことから中期中新世とされた（志井田ほか, 1960）が，本層上位の中太郎生層から前期中新世を示す珪藻化石が産出する（入月ほか, 2021）ことから，本層も前期中新世であると推定される．

7. 2. 3　中太郎生層（Ym）

命名　志井田ほか（1960）により太郎生累層の上半部の泥岩層に対して，中太郎生泥岩層と命名された．入月ほか（2021）により中太郎生層と改称された．

模式地　津市美杉町太郎生の大地に続く道路沿い（高見山図幅地域外）（志井田ほか, 1960）．

分布　模式地付近の曽爾村塩井からその東方の御杖村菅野及び御杖村の西杉川源流部付近に分布する．

層序関係　伊賀見層を整合に覆う．

層厚　中太郎生層の層厚は，西杉川源流部で約 70 mである．

岩相　中太郎生層は砂質泥岩を主とし，砂岩や礫岩を挟む．西杉川源流部では砂質泥岩の上位に全層厚約 30 mで，粗粒塊状砂岩から中粒泥質砂岩及び砂岩泥岩互層が重なる．

砂質泥岩は，塊状濃灰色で，レンズ状砂岩や細礫～中礫の亜円礫からなる礫岩を含む．砂質泥岩の上位の中粒～粗粒砂岩には石灰質コンクリーションを含む部分があり（第 7. 1 図e），その中にはレンズ状あるいは不定形をなす石灰質部が確認できることがある（第 7. 1 図f）．また，本層では一般的に堆積構造は認められないが，本層上部の粗粒砂岩は斜交層理を示すことがあり（第 7. 1 図g），また，炭質物を含むこともある（第 7. 1 図h）．

年代　本層の貝化石には*Lucinoma acutilineata*，*Macoma* sp.，*Solen* sp.，*Turritella* cf. *kiiensis*などを含むことから中期中新世とされた（志井田ほか, 1960）．珪藻化石により，中太郎生層上部は瀬戸内区中新統の海成層としては最も古いNPD2A帯（19.9～18.2 Ma）の前期中新世に相当するとされ，このことより山粕層群全体が前期中新世であるとされた（入月ほか, 2021）．

7. 3　高見峠層（Tt）

本調査では，現地調査を行ったが，露頭を確認できなかった．梅田（1973）による記載により，確かに礫層は分布していると判断できるため，本層の分布を地質図に記し，梅田（1973）に基づいて記載を行う．梅田（1973）は，岩相，固結度，礫種などから本層を山粕層群に対比している．しかし山粕層群が中央構造線より北側の領家深成岩類及び領家変成コンプレックスを不整合で覆うのに対し，高見峠層は中央構造線南側の三波川–四万十変成付加コンプレックスを不整合に覆い，両者で分布域が異なる．また高見峠層は堆積年代が不詳である．以上のことより，本報告では高見峠層を山粕層群に含めず，独立した地層として取り扱う．

命名　梅田（1973）は高見山南西に小規模に分布する礫層を高見峠礫層と命名した．本報告では，高見峠層と改称する．

模式地　高見山南の高見峠より西方約 1 kmの旧国道沿い．

層序関係　三波川–四万十変成付加コンプレックスを不整合に覆い，中央構造線沿いのマイロナイトに衝上されているとされる（梅田, 1973）．

岩相　高見峠層は礫岩からなり，礫は結晶片岩，花崗岩類などの亜円礫からなるとされる（梅田, 1973）．

年代　化石や放射年代は得られていない．

7. 4　曽爾層群（Sn, Ok, Mr）

曽爾層群（志井田ほか, 1960）は，下位より小長尾層（Sn），奥山層（Ok）及び室生火砕流堆積物（Mr）に区分される．

7. 4. 1　小長尾層（Sn）

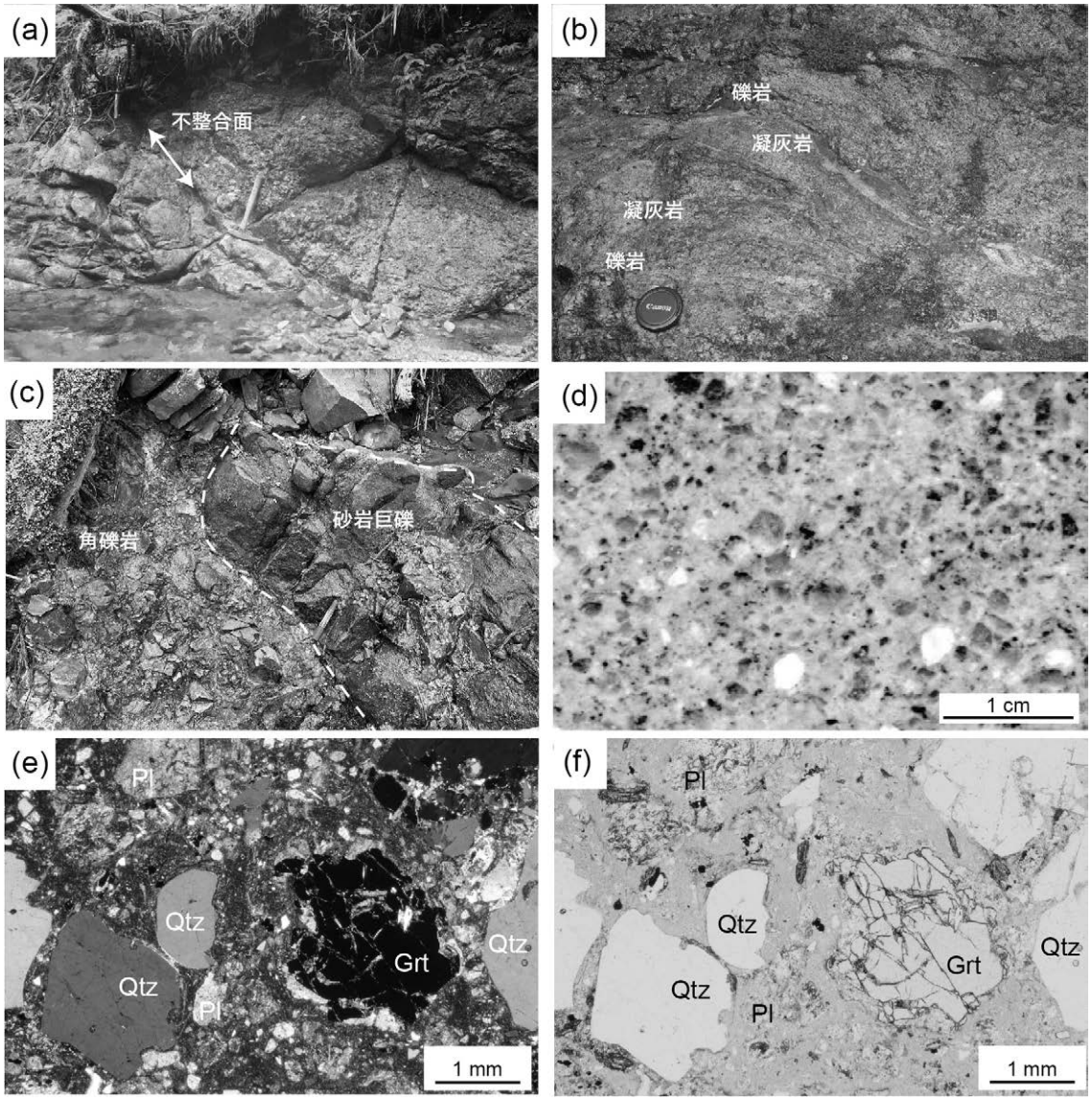
命名　志井田ほか（1960）は曽爾層群下部の砕屑岩を小長尾礫層と命名した．本報告では，小長尾礫層を小長尾層と改称する．

模式地　名張図幅地域の曽爾村小長尾の北西（志井田ほか, 1960）．

分布　小長尾層は西杉川上流部，差杉峠南，栂坂山付近，西部の宇陀市菟田野宇賀志（うたのうかし）の南方に分布する．

層序関係　西杉川源流部で山粕層群中太郎生層の砂岩を曽爾層群小長尾層の礫岩が不整合に覆う（第 7. 2 図a）．また，その他では領家深成岩類を不整合に覆う．

層厚　小長尾層の層厚は，高見山図幅地域では西杉川上



第 7. 2 図　曽爾層群の産状と岩相

(a) 山粕層群中太郎生層の砂岩を不整合に覆う曽爾層群小長尾層の礫岩（西杉峠の東北東方の西杉川の標高 590 m付近）. (b) 小長尾層の礫岩珪長質凝灰岩互層（差杉峠の東北東方の西杉川の標高 590 m付近）. (c) 奥山層の砂岩巨礫を含む角礫岩（模式地付近）. (d) 室生火砕流堆積物の珪長質凝灰岩の研磨試料（差杉峠の東北東方の西杉川の標高 595 m付近）. (e) dの薄片写真，直交ポーラー. (f) 同，単ポーラー. Qtz：石英，Pl：斜長石，Grt：ざくろ石.

流部で最大で約 30 m，菟田野宇賀志の南方で約 40 mである．

岩相　小長尾層は上方細粒化を示し，下位から上位にかけて礫岩，凝灰質砂岩，礫岩珪長質凝灰岩互層及び泥岩と岩相が変化する．礫岩は，流紋岩～安山岩の亜円礫～亜角礫からなる礫支持の無層理な中礫岩である．凝灰質砂岩は下部では塊状細粒砂岩であるが，上部では平行層理の発達した粗粒凝灰質砂岩となる．この粗粒凝灰質砂岩の上位に礫岩珪長質凝灰岩互層（第 7. 2 図b）及び泥岩が重なる．珪長質凝灰岩は淘汰度の低い粗粒凝灰岩で，円磨度が極めて低い粗粒石英を主とし，セリサイト化を受けた斜長石を伴う．細粒の基質が多く，砕屑粒子は基質支持である．

菟田野宇賀志の南方では，領家深成岩類との不整合は確認できなかったが，基底と推定される付近には層厚数mの細粒凝灰質砂岩が分布し，その上位には泥岩が重なる．

年代　植物化石（*Styrax microcarpa*）の報告（志井田ほか，1960）はあるが，年代決定に有効な化石の報告はない．

7. 4. 2　奥山層（Ok）

命名　室生団体研究グループ（2011）は奥山角礫岩層（Okuyama Breccia Member）と部層単位に位置づけ，曽爾累層下部に対比した．曽爾累層は曽爾層群として位置づけられるのが一般的なので，本報告では奥山角礫岩層を奥山層と改称する．本層は，大平（1982）によって，山粕層群と曽爾層群（室生火砕流堆積物を含む）とされ，室生団体研究グループ・八尾（2008）では火砕岩岩脈とされていたものである．

模式地　差杉峠の南南東約 1.4 kmの尾根の東側斜面の標高 750～800 m付近．

分布　模式地付近のみに南北に細長く分布する．

層序関係　御杖花崗閃緑岩を不整合に覆う．

層厚　標高 680～800 mに分布し，ほかの曽爾層群は緩く傾斜する程度なので，ほぼ水平層とすると層厚は 100 m以上となる．

岩相　下部は主として礫岩からなり，砂岩や細粒珪長質凝灰岩を伴う．礫は細礫～巨礫の角礫で，細粒～極粗粒砂岩（一部細礫を含む），黒色泥岩や細粒珪長質凝灰岩からなる．巨礫は長径最大 3 mである（第 7. 2 図c）．上部は流紋岩～デイサイト角礫を主体とする中礫～大礫の角礫岩からなる．最大長径 40 cmの流紋岩角礫を確認した．まれに砂岩，泥岩，花崗岩類礫を伴う．

年代　化石や放射年代は得られていない．

7. 4. 3　室生火砕流堆積物（Mr）

命名　君塚（1932）によって室生火山岩類と呼ばれたが，西岡ほか（1998）が室生火砕流堆積物と改称した．

模式地　室生火砕流堆積物の模式地は定められていないが，志井田・柴田（1968）によって室生火砕流堆積物に含められたふろの谷層（志井田ほか, 1960）の模式地は曽爾村伊賀見北東のふろの谷．また，曽爾村屏風岩の東方の道路沿いに好露頭がある（佐藤ほか, 2012）．

分布　室生火砕流堆積物は，曽爾村塩井の東方，差杉峠付近，栂坂山付近，石割峠（いしわり）付近及び宇陀市榛原内牧の南方に分布する．

層序関係　差杉峠と栂坂山では，小長尾層を整合に覆う．また，差杉峠北方付近，栂坂山付近，石割峠付近及び宇陀市榛原内牧の南方などでは，領家変成コンプレックスや領家深成岩類を不整合に覆う．

層厚　高見山図幅地域では石割峠付近や差杉峠付近で約 250 m，栂坂山で 80 m，宇陀市榛原内牧の南方で約 80 mである．

岩相　室生火砕流堆積物は，塊状の黒雲母流紋岩～デイサイト火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなり，一般に溶結しているが基底部では非溶結である．柱状節理が発達する．径 1～5 mmの結晶片を多く含み（第 7. 2 図d），火山岩片を含むことがある．結晶片は石英，斜長石，アルカリ長石を主とし，ざくろ石を含むことがある（第 7. 2 図e，f）．径 2 mm以上の比較的大きい石英結晶片は融食形を示し，湾入構造が認められるが，それ以下の小さい石英結晶片は角張った破片として産する．また，斜長石はセリサイト化して変質している場合が多い．黒雲母と思われる形をした粒子があるが，炭酸塩に置換されている．

年代　高見山図幅地域から年代は得られていないが，名張図幅地域などから，黒雲母のK–Ar年代の平均値として感度法で 14.44 ± 0.16 Ma及び同位体希釈法で 14.7 ± 0.5 Ma（宇都ほか，1996）と 14.9 ± 0.3 Ma（Tatsumi *et al.*, 2001），黒雲母 $^{40}Ar/^{39}Ar$年代の平均値として 14.31 ± 0.04 Ma（Uto *et al.*, 1997），フィッション・トラック年代の平均値として 14.9 ± 0.2 Ma（岩野ほか, 2007）が報告されている．したがって，室生火砕流堆積物の噴出年代は 14.9～14.3 Maの中期中新世である．

7. 5　高見山酸性岩（Tka）

命名　梅田ほか（1968）及び梅田（1973）は中央構造線付近に分布する酸性岩類を貫入岩とし，高見山酸性岩と命名した．

模式地　高見山東方の砂防工事用道路沿い．

分布　高見山山頂より東側の中央構造線の北側に東西約 2 km，南北約 1 kmに分布する．梅田（1973），和田・荒木（1997）及び西岡ほか（2010）は，高見山酸性岩が中央構造線の南側にも分布するとしている．しかし，今回の調査により，中央構造線より南側に分布する高見山酸性岩とされた部分には多くの開口割れ目が発達することや空中写真による地形判読でその分布域が地すべり移動体あるいは崩壊堆積物と見なされることから，この部分を地

すべり堆積物(Ls)とし，高見山酸性火成岩は三波川–四万十変成付加コンプレックスには貫入していないと判断した(第 7. 3 図).

貫入関係　草鹿野花崗岩に岩頸状に貫入する(梅田, 1973；和田・荒木, 1997). 岩体の南側は中央構造線によって切られている.

岩相　高見山酸性岩は，細粒斑状花崗岩からなる. 露頭では一般的に塊状だが，東西走向で約 80 °南傾斜と，北北東走向で約 30 °北傾斜の節理がみられる. また，高見山東方の砂防工事用道路標高 900 m付近では，西に傾斜した板状節理が発達する部分がある(第 7. 4 図a). 鏡下では，石英，斜長石，アルカリ長石及び黒雲母の斑晶と同種類の鉱物の完晶質でグラフィック構造を呈する石基が観察される(第 7. 4 図b, c). 斑晶は径 1〜2 mmで，斜長石，アルカリ長石及び黒雲母は自形〜半自形を呈し，石英は丸みを帯びた融食形を呈する. 黒雲母はほとんど緑泥石に置換され, また斜長石はセリサイト化している. 本調査では確認していないが，岩体東部では微文象構造が見られるとされる(梅田, 1973). 高見山山頂の東の大崩壊地ではほぼ東西走向の破砕帯や割れ目が多く発達するのが観察される. 和田・荒木(1997)によると，高見山酸性岩はSiO2 含有量が 66〜70 wt.%の花崗岩〜花崗閃緑岩であり，S-typeに属する.

年代　高見山酸性岩のアルカリ長石K–Ar年代として 12.8 ± 0.4 Ma(柴田ほか, 1988)とジルコンU–Pb年代 13.59 ± 0.22 Maが報告されている(Shinjoe *et al.*, 2021). K–Ar年代の閉鎖温度はジルコンU–Pb年代の閉鎖温度より低く，冷却過程温度を示す可能性が高いので，貫入年代はジルコンのU–Pb年代 13.59 ± 0.22 Maを採用し, 中期中新世とみなした.

7. 6　岩　脈

高見山図幅地域には，南部には大台コールドロンに関係した中奥火砕岩岩脈群及び大峯コールドロンに関係した武木岩脈群(西岡ほか, 2010)が，中央部の高見山酸性岩分布域周辺に白色流紋岩岩脈が分布する. その他に高見山図幅地域西部や北部に安山岩岩脈がわずかに分布する.

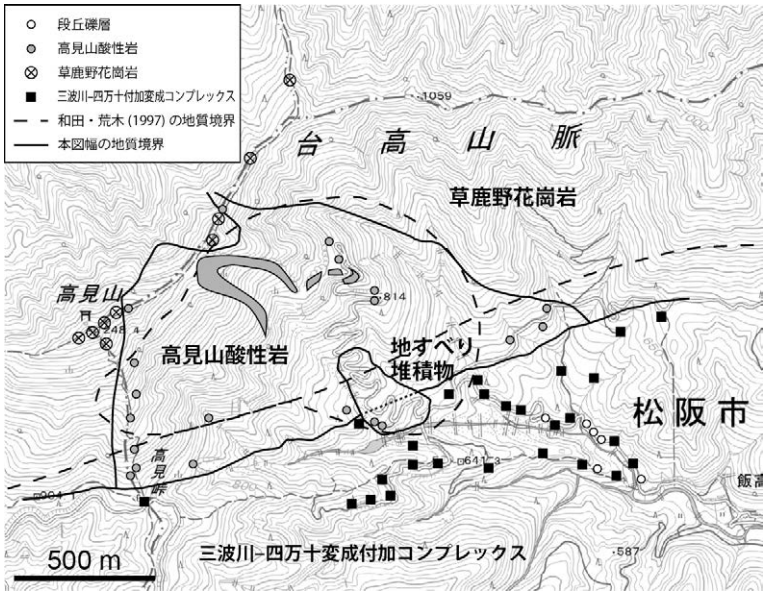
7. 6. 1　安山岩岩脈 (An)

分布　高見山図幅地域西部の鷲家川の中央構造線から約 800 m上流，宇陀市菟田野町宇賀志の青蓮寺付近，高見山図幅地域北方の栂坂峠南東の沢に分布する. 岩脈の幅は 1〜2 mである.

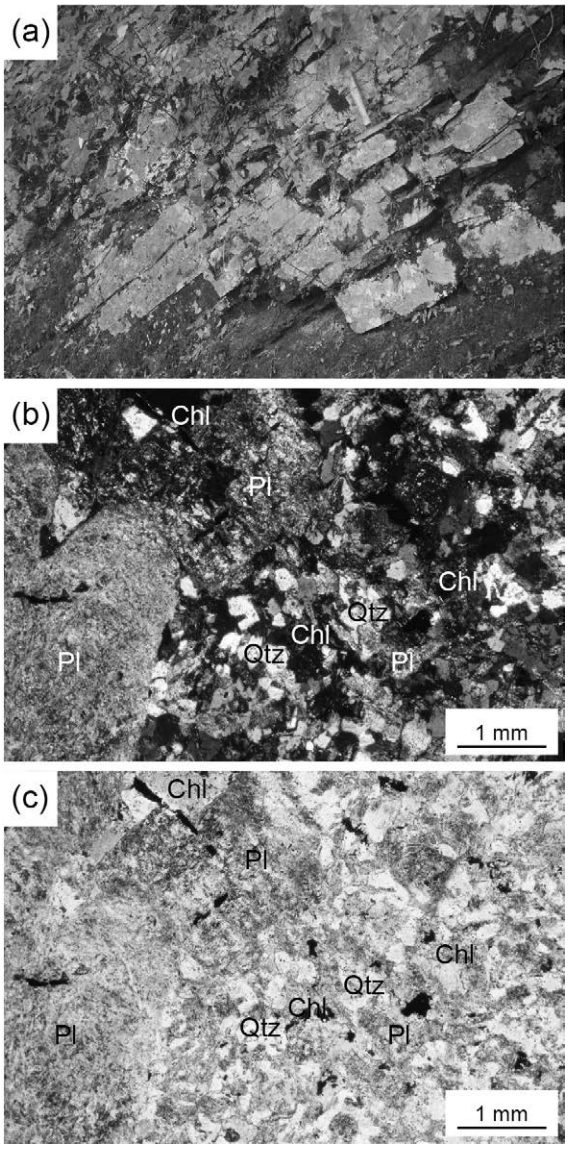
貫入面　貫入面は，鷲家川の露頭ではN85 °Eで 75 °南傾斜，青蓮寺の露頭でN60 °Wで 60 °南傾斜で，栂坂峠南の露頭では不明である.

岩相　濃緑灰色緻密な安山岩岩脈である. 捕獲岩を含むことがある. 一般的に無斑晶質だが，わずかに径 1 mm程度の斜長石の自形斑晶や湾入構造が認められる石英が含まれる. また，炭酸塩鉱物で埋められた杏仁状構造が認められる. 石基は自形斜長石の間を単斜輝石が埋めた間粒状組織が認められる.

年代　本岩からは年代を示すデータは報告されていない. 武木岩脈群を含め，紀伊半島中央部に分布する安山



第 7. 3 図　高見山酸性岩の分布を示すルートマップ
国土地理院WEBサイト(https://www.gsi.go.jp)の地理院タイル(標準地図)の一部を使用.



第 7. 4 図　高見山酸性岩の産状と岩相
(a) 細粒斑状花崗岩にみられる板状節理（高見山東方の砂防工事用道路の標高 900 m 地点）. (b) 斑状花崗岩の薄片写真（高見山東方の砂防工事用道路の標高 814 m 地点），直交ポーラー. (c) 同，単ポーラー. Qtz：石英，Pl：斜長石，Chl：緑泥石

岩岩脈から 15.2～14.5 Ma と 11.0 Ma の全岩K–Ar年代が報告されており（和田, 1999），本安山岩も中期中新世に貫入したものと判断した.

7. 6. 2　武木岩脈群（Tan, Tqp）

命名　梅田・粉川（1954）により奈良県吉野郡川上村武木においてその存在が報告された. その後, 志井田（1968），大和大峯研究グループ（1992, 1994, 2002），和田（1999），和田ほか（2000），和田・岩野（2001）によって，安山岩岩脈と石英斑岩岩脈（石英斑状流紋岩）が紀伊半島中央部各地で報告された. そして，それらの岩脈は大峯コールドロンの弧状断層とおおむね平行な弧状の分布を示すことが示された. 佐藤・大和大峯研究グループ（2006）はこれらの岩脈について武木弧状岩脈群と称した. その後, 20 万分の 1「伊勢」地質図幅（西岡ほか, 2010）により，武木岩脈群と命名された.

分布　石英斑状流紋岩が中奥川上流と井光川上流に認められるとともに，奥ノ平谷からノエ股谷にかけて連続する岩脈として存在する. 安山岩岩脈は奥ノ平谷下流に認められる.

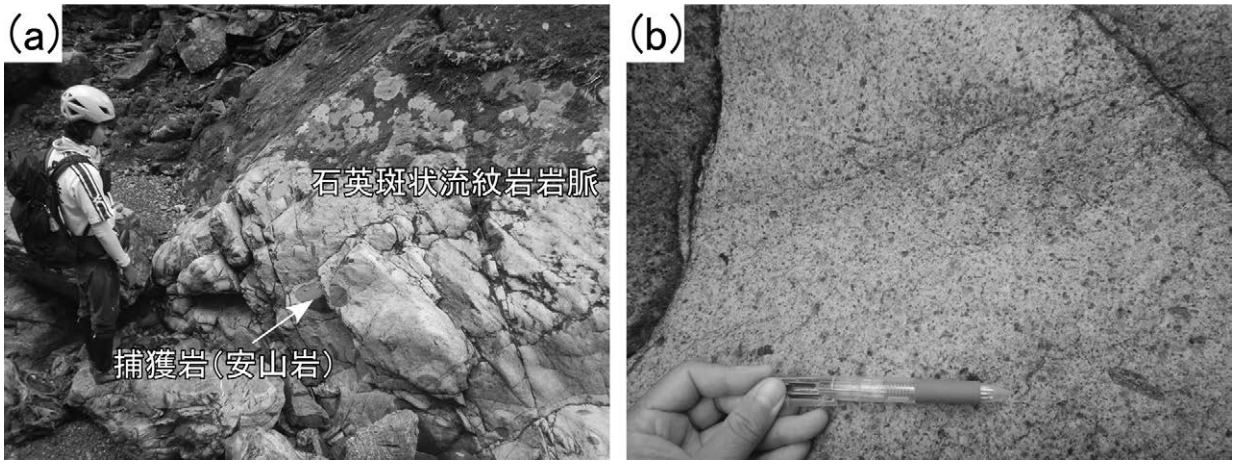
岩相　石英斑状流紋岩岩脈（Tqp）と安山岩岩脈（Tan）からなる. 石英斑状流紋岩岩脈は白色を呈し，数mmの斑晶を含むとともに，まれに捕獲岩として数cm～数 10 cm の安山岩を含む（第 7. 5 図）. 石英斑状流紋岩岩脈の厚さは 3 m～20 m であり，斑晶として斜長石，アルカリ長石，石英を多く含み，黒雲母や白雲母なども含まれ，斜長石のソーシュライト化が顕著に認められる. 奥ノ平谷下流に存在する安山岩岩脈は，幅約 1 m であり，地質図上では岩脈幅を強調して表現した. 斑晶として石英，斜長石及びアルカリ長石が含まれる. 石基は斜長石，単斜輝石及び不透明鉱物からなる間粒状組織を呈する. なお宮ノ谷では，安山岩岩脈が石英斑状流紋岩の最縁部に厚さ数 10 cm として存在している. 高島ほか（2010）によると，宮ノ谷の石英斑状流紋岩岩脈の中央部はSiO2 含有量が約 73 wt.%の流紋岩で，その最縁部の安山岩岩脈はSiO2 含有量が約 56 wt.%の玄武岩質安山岩である.

貫入面　石英斑状流紋岩岩脈の貫入面については，大台山脈より西側の井光川や中奥川でN58～N74 °E で 60～62 °南傾斜するが，大台山脈より東側の奥ノ平谷からノエ股谷ではN55～76 °W で 52～66 °南傾斜する. 奥ノ平谷下流に存在する安山岩岩脈の貫入面はN84 °W で 60 °南傾斜する.

年代　中奥川上流の石英斑状流紋岩中のアルカリ長石から 15.2 ± 0.8 Ma のK–Ar年代が得られている（和田, 1999）. 安山岩岩脈からは高見山図幅の範囲外であるが，中奥川中流，川上村武木，天川村稲村ヶ岳の安山岩岩脈からそれぞれ 14.5 ± 0.7 Ma，15.8 ± 0.6 Ma，13.9 ± 0.8 Ma の全岩K–Ar年代が報告されている（和田, 1999；佐藤, 2003）. これらの年代は, いずれも中期中新世を示す. 石英斑状流紋岩岩脈が安山岩を捕獲している野外産状を考慮すると，安山岩岩脈が先に貫入したと考えられる.

7. 6. 3　中奥火砕岩岩脈群（Vc）

命名　志井田（1962）は，奈良県吉野郡川上村に流れる中奥川上流域に分布する石英斑岩，頁岩，チャートなどの礫を含む礫岩や粗粒砂岩が，不整合もしくは岩脈状に存在することを報告し，これを古第三系の中奥層と命名した. その後，大和大峯研究グループ（1981），和田ほか（2000），和田・岩野（2001）によってこれらは火砕岩脈で



第 7. 5 図　武木岩脈群の露頭写真
(a) 石英斑状流紋岩と安山岩の捕獲岩，奥ノ平谷. (b) 石英斑状流紋岩の拡大写真，奥ノ平谷.

あると報告され，佐藤・大和大峯研究グループ (2006) により中奥火砕岩岩脈群と命名された.

模式地　和田・岩野 (2001) により詳細な記載が行われた川上村中奥が模式地とされている (佐藤・大和大峯研究グループ, 2006).

分布　川上村中奥から台高山脈を経て三重県松阪市の宮ノ谷にかけて円弧上に分布する.

岩相　本岩脈は，珪長質火山岩片を含む凝灰岩及び凝灰角礫岩からなる火砕岩であり (第 7. 6 図a)，異質礫として，玄武岩，石灰岩，チャート，泥岩及び砂岩を含む (第 7. 6 図b). 珪長質凝灰岩や凝灰角礫岩の基質をなす凝灰岩は微晶質あるいはガラス質である. 岩石片は数cm～10数cmの大きさのものが多いが, 珪長質火山岩については他の岩石片よりも大きく，1 m以上に及ぶものも認められる. 岩脈の幅は数m～約 50 mである.

貫入面　本岩脈は低角度の層理面を有する秩父付加コンプレックスの構成岩類に対して高角に貫入している. 中奥川や奥ノ平谷では貫入境界が認められ，中奥川では走向がN72 °Eでほぼ鉛直，奥ノ平谷では走向がN56 °Wで80 °南傾斜の貫入面が認められる.

年代　珪長質火山岩片中のサニディンから 13.7 ± 0.7 (1σ) MaのK–Ar年代が，ジルコンから 16.0 ± 0.6 (1 σ) Maのフィッション・トラック年代が (和田・岩野, 2001)，凝灰岩からは 14.67 ± 0.24 MaのジルコンU–Pb年代が報告されている (Shinjoe *et al.*, 2021). 各手法による優位な差は認められず，いずれも中期中新世頃の年代を示す.

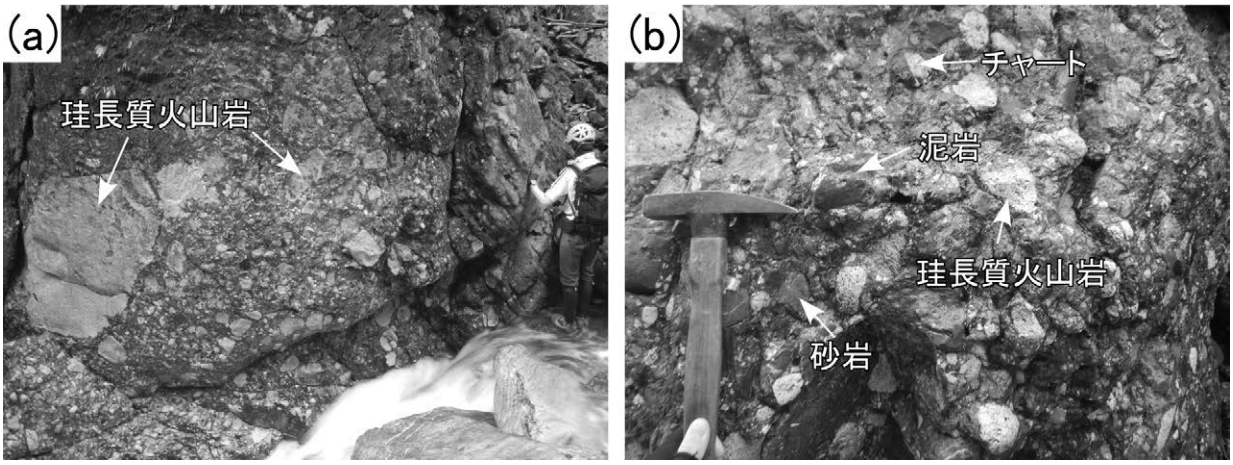
7. 6. 4　流紋岩岩脈 (R)

分布　高見山酸性岩分布域の周辺約 1 km以内の西方から北方にかけてと，谷尻川下流にて確認されている. 高見山北方の尾根沿いに南北幅約 100 mに渡って露出するが，岩脈の真の厚さは不明である. 谷尻川では南北幅 7 m，高見山北西では北西–南東幅 4 m程度である.

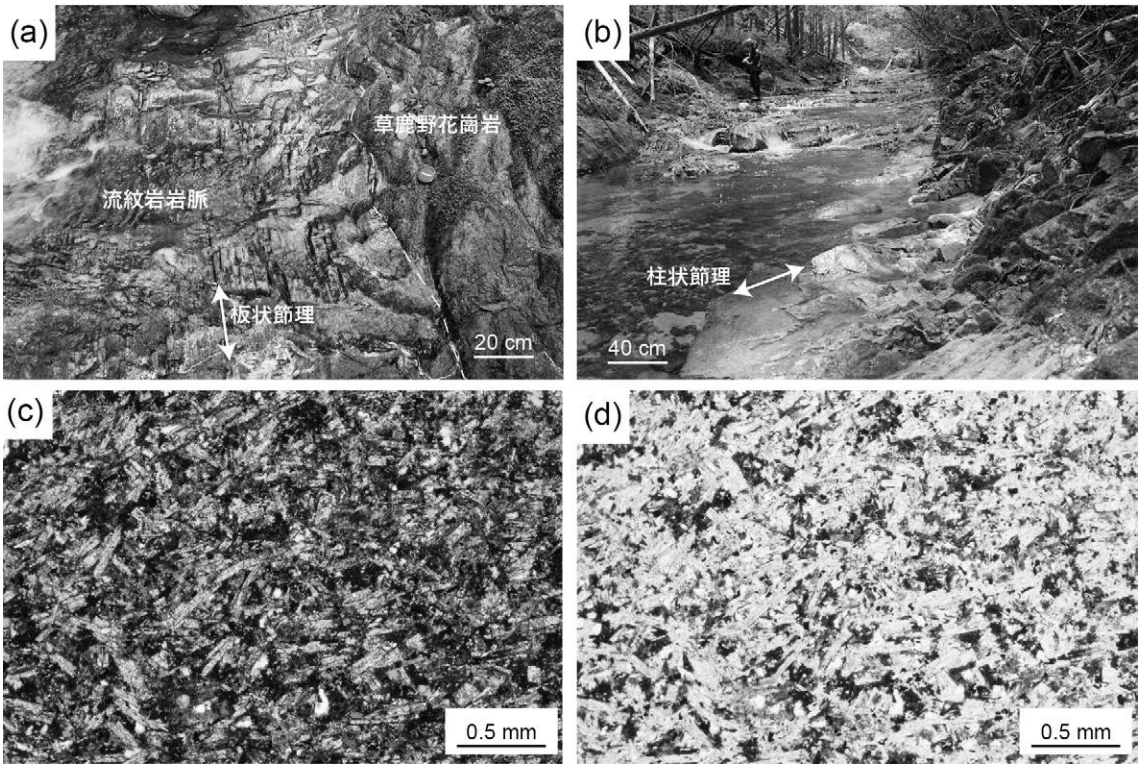
岩相　白色の流紋岩岩脈として産する. 岩脈には急冷周縁相がみられ，柱状節理が発達する. また，谷尻川の岩脈では，貫入面に近い部分では貫入面に平行な板状節理が発達し，岩脈中央部で柱状節理が発達するのが観察される (第 7. 7 図a, b). 本岩は無斑晶質で，自形斜長石が弱い定向配列を示したピロタキシティック構造を呈し，わずかに他形石英が含まれる (第 7. 7 図c, d). また，粒間を微粒の炭酸塩鉱物が埋め，斜長石はセリサイト化している.

貫入面　貫入面はN65～80 °WとN70 °Eの 二方向が認められ，高見山周辺では 70～75 °南傾斜するが，谷尻川ではほぼ鉛直である.

年代　本岩からは年代を示すデータは報告されていない. 高見山酸性岩体周辺に分布することから，高見山酸性岩と同時期の中期中新世の活動と考えられる.



第 7. 6 図　中奥火砕岩岩脈群の露頭写真
(a) 火砕岩岩脈，奥ノ平谷．(b) 火砕岩岩脈の拡大写真，奥ノ平谷．



第 7. 7 図　流紋岩岩脈の産状と岩相
(a) 岩脈縁辺部に発達する板状節理（東吉野村谷尻川の標高 425 m付近）．(b) 岩脈中央部に発達する柱状節理（東吉野村谷尻川の標高 425 m付近）．(c) 流紋岩岩脈の薄片写真（東吉野村平野川の標高 475 m付近で東から合流する沢の標高 580 m付近），直交ポーラー．(d) 同，単ポーラー．

第8章　第四系

（竹内　誠）

8.1　研究史及び概要

紀伊半島東部高見山図幅地域の第四系の研究は少なく，特に河成段丘に関しては，土地分類基本調査の地形分類図（三重県, 2000）や土地条件図（国土地理院, 2016）に図示されているのみである．これらの報告では，河成段丘は低位段丘と中位段丘に区分されるが，詳細は不明である．また，木村・竹原（1965）は松阪市付近の櫛田川下流域の段丘面を高位，中位，低位に区分した．一方，高見山図幅地域の南東方の宮川流域では，木村（1979）は高位段丘群，中位段丘群及び低位段丘群に区分した．木村ほか（1983）は，野上ほか（1979）が報告した崖錐中の姶良Tn火山灰を再確認し，それをもとに伊勢湾西海岸地域と渥美半島地域の段丘を対比した．松崎（2005）は櫛田川の上流～中流で，L，M1，M2，H面の4面の段丘面を区分した．最下位のL面が最も広く分布し，櫛田川最上流部では一部岩石面浸食段丘である．それ以外では形態的には堆積段丘と捉えられるが，低位段丘面を構成する堆積物の最大層厚は約10 mと薄く，堆積段丘とは考えにくいとされた（松崎, 2005）．中位段丘面は連続性が悪く，また堆積物は薄く，浸食段丘もしくは埋積物浸食段丘と考えられている（松崎, 2005）．松崎（2005）はL面（低位段丘面）を最終氷期の海水準最低下期に形成されたとし，上位の3面は最終間氷期の海水準変動に対応して形成されたとした．

高見山図幅地域北部地域では，志井田ほか（1960）が，第四系を今井累層，太良路礫層，新期崖錐堆積物及び泥炭層に区分した．西岡ほか（1998）は，今井累層を高位段丘堆積物と中位段丘堆積物に，太良路礫層と新期崖錐堆積物は高位段丘堆積物，崩積堆積物及び緩斜面堆積物に区分した．

8.2　河成段丘堆積物（tm, t）

高見山図幅地域の河成段丘は，現河床との比高及び段丘面の開析程度に基づき，低位段丘面と中位段丘面に区分した．櫛田川沿いでは，それぞれ松崎（2005）のL面，M1面とM2面に対応する．

中位段丘面は連続性が悪く，小分布となっている．中位段丘面は飯高町（いいたかちょう）七日市，飯高町森及び飯高町乙栗子（おとぐりす）付近に分布する．現河床との比高は約50～60 mで，段丘面は若干開析されている．高見山図幅地域で堆積物は未確認である．北隣の名張図幅地域では，低位段丘堆積物及び中位段丘堆積物はともに，淘汰の悪い亜円礫主体の中礫からなり，層厚は数m程度としている（西岡ほか, 1998）．高見山図幅地域の堆積物は薄いとあるが（松崎, 2005），名張図幅地域のように低位段丘と同様の堆積物が堆積していると判断した．

低位段丘堆積物（t）は，櫛田川沿いに最も広く発達しており，櫛田川による浸食段丘でわずかに大礫～中礫の円礫からなる礫層が認められる．特に櫛田川上流部の高見山山麓舟戸川沿いなどでは巨礫の円礫からなる層厚2 m程度の礫層が分布する．高見山図幅地域西部の高見川，芳野（ほうの）川及び内牧川沿いにも低位段丘面が確認されるが，堆積物は確認できなかった．低位段丘面は現河床から約10 mの比高で，集落が形成されている．高見山図幅地域北部の神末川と菅野川沿いで，現河床による谷埋め平野の縁に沿って比高2～4 mの低位段丘面が認められる．段丘面は谷の縁から河道に向かって緩斜面を形成する場合が多い．

松崎（2005）はL面（低位段丘面）を最終氷期の海水準最低下期に形成されたとした．野上ほか（1977）は東隣の丹生図幅地域の宮川沿いに発達する河成段丘の低位段丘面（棚橋面）は姶良Tn火山灰に覆われることから最終氷期後半の段丘としている．高見山図幅地域の櫛田川沿いの低位段丘面も宮川沿いの低位段丘面と比高が類似することから同時期の形成と考えられる，中位段丘は，松崎（2005）では最終間氷期の海水準変動に対応して形成されたとされている．

8.3　地すべり堆積物（Ls）

地すべり堆積物は，大規模なものはほとんど見られない．高見山南東山麓の中央構造線を跨いで覆うように分布しているのみである（第7.3図）．高見山東斜面では大規模な滑落崖がみられ，この崖では東西走向でほぼ鉛直の節理が密に発達した高見山酸性岩が露出している．この崖の南東の標高650～750 mに地すべり堆積物が堆積している．多くは直径10 cm～1 mの高見山酸性岩塊が堆積したものであるが，地すべり堆積物の南西端では，現河床から比高約10 mで巨大な高見山酸性岩塊が分布する．この岩塊は，梅田（1973），和田・荒木（1997）及び西岡ほか（2010）が，三波川–四万十変成付加コンプレックスに高見山酸性岩が貫入しているとした部分である．し

かし，岩塊の西の小沢の右岸に露出する泥質片岩には接触変成作用の形跡は認められず，またこの岩塊は開口割れ目が発達していており，空中写真による地形判読も行った結果，地すべりによる堆積物（移動体）と判断した．

8.4　現河床堆積物（a）

現河床堆積物は，河川の谷底を埋める礫及び砂からなる堆積物で，川に沿って細長く分布する．北部の領家深成岩類分布地域では，深成岩類の巨礫～粗粒砂からなり，礫は円磨度が高い．一方，南部の三波川–四万十変成付加コンプレックス分布域では扁平な結晶片岩，千枚岩，泥岩の礫が多い．

第9章　地 質 構 造

（竹内　誠・常盤哲也・森　宏・志村侑亮）

9.1　西南日本外帯の地質構造

9.1.1 概説

高見山図幅地域における西南日本外帯は，秩父付加コンプレックスと三波川–四万十変成付加コンプレックスからなる．秩父付加コンプレックスと三波川–四万十変成付加コンプレックスの境界に関しては，高見山図幅地域西側では低角南傾斜の断層（大峯–大台スラスト）で境される．一方，東側では三波川–四万十変成付加コンプレックス内から延長される中角～高角南傾斜の断層（木梶断層）で境される．大局的には，三波川–四万十変成付加コンプレックスの構造的上位に秩父付加体コンプレックスが位置している．また，高見山図幅地域の西南日本外帯には，主に北東–南西～北北東–南南西走向で高角傾斜の胴切断層群が広く発達する．この断層群は，上下変位を伴ってコンプレックス境界を含め基盤岩の地質構造を切る．一方，北限の中央構造線に収斂しており，秩父付加コンプレックス南部に貫入する中新世環状岩脈群には変位を与えていない．

9.1.2　秩父付加コンプレックスと三波川–四万十変成付加コンプレックスの境界断層（大峯–大台スラスト）

紀伊半島中央部における秩父付加コンプレックスと三波川–四万十変成付加コンプレックスのコンプレックス境界断層は，大峯–大台スラストと呼ばれている（大和大峯研究グループ, 2002）．高見山図幅地域においては，構造的上位に位置する秩父付加コンプレックスの山葵谷ユニットと，構造的下位に位置する三波川–四万十変成付加コンプレックスの麦谷ユニット及び小栗栖ユニットが本スラストを介して接しており，本スラストを介した岩相の急変及び岩相の走向方向への連続性の欠如が確認される．志村ほか（2019）は，東吉野村大又川南方支流域において大峯–大台スラストの露頭を報告している．本断層露頭では，麦谷ユニットの破断した砂岩泥質千枚岩互層の構造的上位に，本スラストを介して山葵谷ユニットの混在岩中のチャートが分布している．断層面はN70°W，15°Sであり，厚さ約 50 cmの剪断帯を形成している（志村ほか, 2019）．

9.1.3 秩父付加コンプレックス内のユニット境界断層

高見山図幅地域における秩父付加コンプレックスは大普賢岳ユニットと山葵谷ユニットからなり，両者の境界は岩相分布から水平もしくは低角南傾斜であると考えられる．両者の境界断層は江馬小屋谷において確認され（第 3. 1 図），山葵谷ユニットの混在岩中の破断した砂岩泥岩互層と大普賢岳ユニットのチャートが本断層を介して接している．この断層面はN88°W，38°Sであり，厚さ約 2 mの剪断帯を有している．

9.1.4　三波川–四万十変成付加コンプレックス内のユニット境界断層

三波川–四万十変成付加コンプレックス内の各ユニット境界は，いずれも断層により境される．また，高見山図幅地域中西部の東吉野村木津から東端部の大台町滝谷にかけて，西側では蓮ユニットと麦谷ユニットの境界をなすとともに，より東では麦谷ユニット内を通り，さらに，麦谷ユニットと秩父付加コンプレックス・大普賢岳ユニットのコンプレックス境界に延長される北西–南東走向の断層を，木梶断層と新称する．

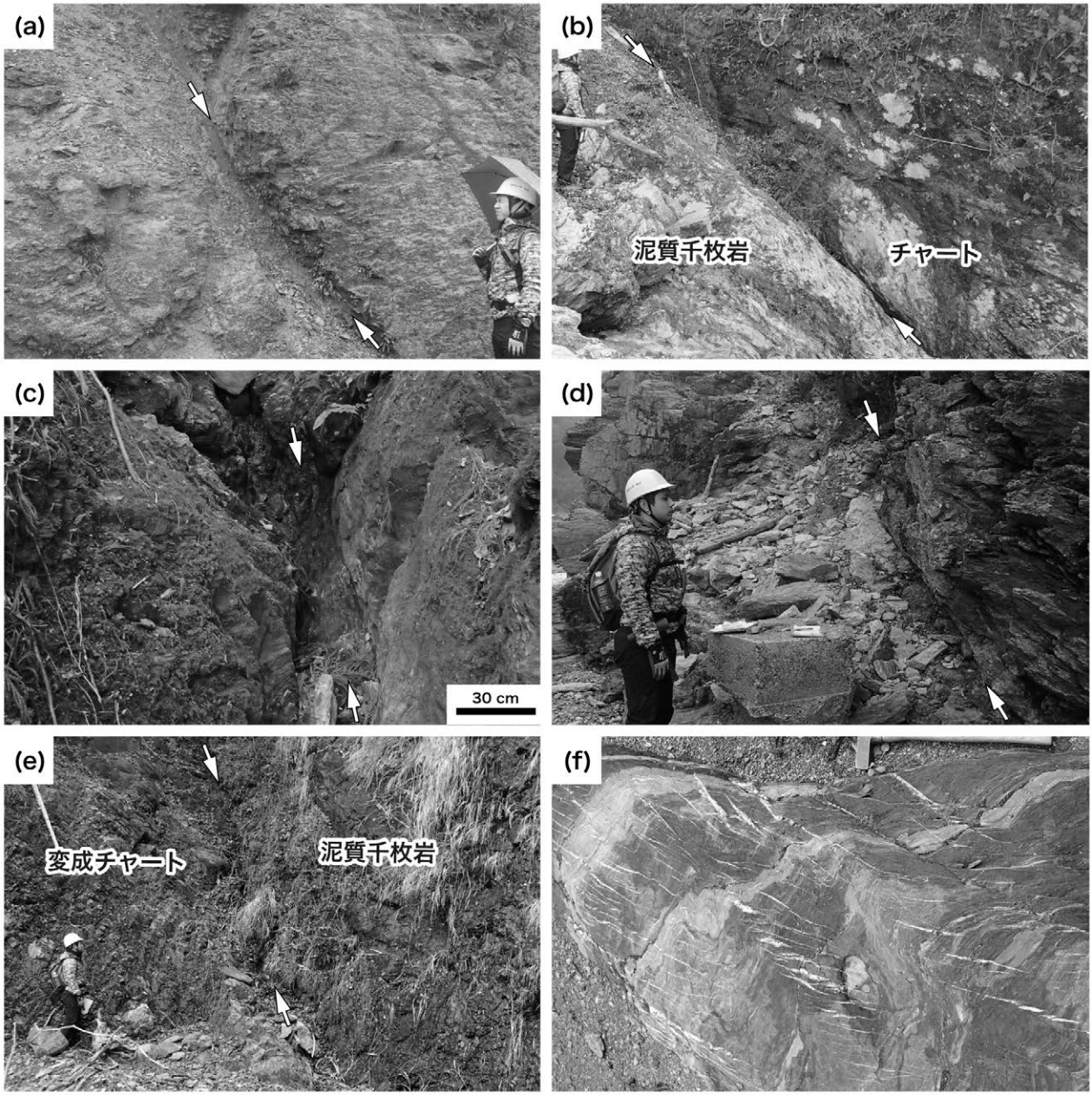
麦谷ユニットと小栗栖ユニットの境界断層は，西北西–東南東走向で北へ中角に傾斜する．本断層は，麦谷ユニット及び小栗栖ユニットの岩相の走向方向への連続性を切断する．

麦谷ユニットと色生ユニットの境界断層は，東北東–西南西走向で北へ中角に傾斜する．Shimura *et al.*（2019）は，本断層の露頭を高見山図幅西方（吉野山図幅）の吉野川で確認し，逆断層成分を伴った左横ずれの剪断センスを報告した．また，本断層を楢井（ならい）断層と命名した．同論文では，楢井断層を介して上盤側に位置する色生ユニットが下盤側に位置する麦谷ユニットよりも，砕屑性ジルコンの最若年代が約 30 Myr若いことを見出している．この年代ギャップは，沈み込み帯における構造的下位の地質体ほど若くなる年代極性を乱していることから，楢井断層がアウトオブシーケンススラストとしての性質を有することも報告している．

木梶断層の北に位置する麦谷ユニットと蓮ユニットの境界断層の姿勢は，西北西–東南東走向で傾斜はほぼ鉛直である．本断層は，西端において木梶断層に切られる．本断層をまたぐ露出良好なルートにおいても明瞭な不連続構造は認められない．一方，蓮川以西の木梶断層と本境界断層の間の麦谷ユニットには，変成した砂岩が連続して分布するとともに，これらは蓮ユニットの変成砂岩よりも片理の発達が弱い．また，高見山図幅地域東端付

近では，本断層と調和的な高角南傾斜の断層露頭（第 9. 1 図a）が複数認められる．これらのことより，本断層を高角度断層として推定した．

蓮ユニットと波瀬ユニットの境界の姿勢は，境界分布から西北西–東南東走向で傾斜は高角南～ほぼ鉛直とみなせる．本境界をまたぐ露出良好な連続露頭は数多く認められるが，明瞭な断層面及び片理面などの構造姿勢における明瞭な変化は認められない．ただし，本境界周辺には北から南にかけて順に，砂質優勢の砂岩泥質千枚岩互層，破断した砂岩泥質千枚岩互層，砂岩のレンズ状岩塊を多く含む泥質千枚岩及びチャートのレンズ状岩塊を多く含む泥質千枚岩が分布しており，顕著な剪断が認め



第 9. 1 図　三波川–四万十変成付加コンプレックスにおける断層露頭の写真
(a) 麦谷ユニット–蓮ユニット境界付近の泥質千枚岩中に発達する東西走向の断層．飯高町森の林道沿い（高見山図幅地域東端から約 150 m 東の範囲外）．(b) 麦谷ユニット–秩父付加コンプレックス境界部の木梶断層．断層左の麦谷ユニットはレンズ状岩塊を含む泥質千枚岩，断層右の秩父付加コンプレックスはチャート．大台町滝谷．(c) 粥見ユニットの泥質片岩中に発達する北東–南西走向の断層．飯高町富永の三峰谷川支流域．(d) 蓮ユニットの泥質千枚岩中に発達する北東–南西走向の断層．奥香肌湖付近．(e) 蓮ユニットの変成チャートと泥質千枚岩の境界をなす東西走向の断層．飯高町森の唐谷川東隣の林道沿い．(f) 粥見ユニットの南北方向の断層付近に発達する雁行配列した石英脈群．飯高町桑原の櫛田川流域．

られる．これらのことから，蓮ユニットと波瀬ユニットの境界は，ある程度幅を持った剪断帯を有する断層であると解釈できる．高見山図幅地域では，レンズ状岩塊の泥質千枚岩分布域で，レンズ部の岩相が砂岩卓越からチャート卓越に変化する位置に断層を推定した．

粥見ユニットと波瀬ユニットの境界断層に関して，おおよその境界位置から図学により求めた姿勢は，西北西–東南東～東北東–西南西走向で傾斜は中角～高角北傾斜を示す．明瞭な断層露頭は確認されない一方で，本断層をまたいで変成鉱物の粒径，片理面の発達度，片理面を曲げる微細褶曲の有無，さらには鉱物脈の量比といった岩相の違いが著しい．ただし，本断層近傍の波瀬ユニットでは，粥見ユニットとは粒径が異なるものの，微細褶曲が発達する．また，本断層をまたいで，北の粥見ユニットでは北傾斜の片理面と南傾斜の褶曲軸面の組み合わせの卓越に対して，南の波瀬ユニットでは南傾斜の片理面と北傾斜の褶曲軸面の組み合わせの卓越が認められ，境界をまたいで著しく延性変形構造の姿勢が変化する．さらに，本断層付近では，微細褶曲構造を曲げ，南北方向で北に高角にプランジした褶曲軸をもつキンク状褶曲も発達する．

木梶断層は，概ね北西–南東走向を呈し，麦谷ユニット–蓮ユニット境界及び秩父付加コンプレックス–麦谷ユニット境界を構成するとともに，麦谷ユニット内部にも分布する．また，本断層は，大峯–大台スラスト及び秩父付加体コンプレックス内の大普賢岳ユニット–山葵谷ユニット境界断層を切る．大峯–大台スラスト切断域より西（麦谷ユニット–蓮ユニット境界を構成する部分もしくは麦谷ユニット内部に発達する部分）では，木梶断層の傾斜はほぼ鉛直である．一方，大峯–大台スラスト切断域より東（秩父付加コンプレックス–麦谷ユニット境界を構成する部分）では，中角～高角南傾斜である．本断層周辺の岩相・構造に関しても大峯–大台スラスト切断域を境に特徴が異なる．大峯–大台スラスト切断域より西では，本断層をまたいで面構造（片理面もしくは層理面）の発達度や姿勢の不連続性が認められるとともに，断層近傍域では脆性剪断組織や鉱物脈の発達も観察される．一方，大峯–大台スラスト切断域より東では，南の秩父付加コンプレックスでチャート・石灰岩の割合が多いが，北の麦谷ユニットでレンズ状岩塊を含む泥質千枚岩が卓越することや，局所的に強く破断された岩石やレンズ状岩塊を含む泥質岩と層状チャートを境した南傾斜の断層露頭（第 9．1 図 b）が存在する等，明瞭な岩相変化が認められる．ただし，この麦谷ユニット–秩父付加コンプレックス境界域では，片理面の姿勢が断層をまたいで類似するとともに，麦谷ユニット内の泥質千枚岩中に秩父付加コンプレックスのチャートに類似したレンズ状岩塊が含まれる場合や，東隣の丹生図幅地域では片理の発達度・粒径が明らかに異なる泥質千枚岩と泥質片岩の繰り返し分布も認められる．これらの特徴は，青矢（2010）で指摘されたように，同境界域が幅を持った剪断帯である可能性を示す．

9．1．5　三波川–四万十変成付加コンプレックス内のその他の断層

三波川–四万十変成付加コンプレックスにおける断層としては，ユニット境界断層及び中央構造線近傍域の断層群（剪断帯）以外に，秩父付加コンプレックス内まで延長される北東–南西方向に発達する胴切断層（第 9．1 図 c，d）が卓越して分布するとともに，胴切断層とは異なる姿勢を有する断層も蓮ユニットや波瀬ユニットでは認められる（第 9．1 図 e）．これらその他の断層周辺では，雁行配列する石英脈群などの脆性剪断組織の発達（第 9．1 図 f）が認められるとともに，地質図スケールの岩相分布や片理面や褶曲といった延性変形構造の配列が乱れている．

9．1．6　三波川–四万十変成付加コンプレックスの大局的な地質構造

三波川–四万十変成付加コンプレックスにおいて，各ユニットは断層を介して接する一方で，いずれのユニットでも延性変形によって形成された片理面と片理面を曲げる褶曲構造が認められる．片理面の走向や褶曲軸のトレンドは概ね岩相分布やユニット境界の配列に平行である．特に木梶断層より北の麦谷ユニットから粥見ユニットにかけては，境界断層などによる不連続性はあるものの，延性変形構造の系統的な変化が認められる．また，蓮ユニットや粥見ユニットでは概ね西北西–東南東方向の褶曲軸を有する大規模褶曲が，胴切断層により一部切られるものの，ある程度の連続性を有して認められる．類似の大規模褶曲は東隣の丹生図幅地域においても報告されており（竹内, 1996；Fukunari and Wallis, 2007；Jia and Takeuchi, 2020），本研究地域内の褶曲構造との整合的な分布位置関係や姿勢の類似性より，両地域の褶曲構造は大局的には一連であるといえる．

9．2　西南日本内帯の地質構造

9．2．1　概説

高見山図幅地域の西南日本内帯の構成要素は領家変成コンプレックスと領家深成岩類，和泉層群及び前二者を不整合に覆い，散在する中新統と中新世の岩脈である．領家変成コンプレックスと領家深成岩類は，その片麻状構造面及び深成岩体の分布の延び方向ともに調和的で，西部から中央部にかけては西北西–東南東走向で，中角で北または南に傾斜する．東部では，これらの面構造は東西走向になり，東西方向の断層で挟まれたブロックごとに北傾斜や南傾斜を示す．

この構造を，中央構造線及び鷲家断層などの断層が切っており，さらに鷲家断層は中新統も切っている．鷲家断層や高見山断層は西部では東北東–西南西走向だが，中央部から東部では東西走向になる．横谷断層や南俣断層（高木・磯上, 1984）は，東西走向を示す．また，中央構造線と高見山断層及び南俣断層の間には，赤岩谷川断層（Bui *et al.*, 2023）などの北西–南東～西北西–東南東走向の断層が発達している．これらの断層はカタクレーサイトとなっている．

中新世の岩脈は領家深成岩類の面構造に調和的な西北西–東南東方向及び東北東–西南西走向の断帯と調和的な方向に貫入している．

9.2.2　領家変成コンプレックスと領家深成岩類の地質構造

領家変成コンプレックスには片麻面と調和的に菅野トーナル岩が岩脈状に貫入している．菅野トーナル岩には領家変成コンプレックスの片麻面と調和的な西北西–東南東から東西走向の片麻状構造を示す．このような深成岩類中の片麻状構造は巻向山花崗岩，栂坂花崗岩，神末トーナル岩及び三茶屋花崗岩にもみられ，これらも上記の面構造と調和的な西北西–東南東から東西走向の姿勢を示す．これらの深成岩類の岩体もこの面構造の方向に沿って細長い形で分布する．片麻状構造をほとんど示さない，曽爾川苦鉄質岩，御杖花崗閃緑岩，平倉トーナル岩及び三峰山トーナル岩も，上記の面構造と同様の西北西–東南東から東西方向に沿って細長い岩体として産する．

9.2.3　断層

高見山図幅地域の西南日本内帯には，東北東–西南西～東西方向の鷲家断層・高見山断層・横谷断層・南俣断層及び北西–南東～西北西–東南東走向の赤岩谷川断層が存在する．

吉野山地域の鷲家で中央構造線から派生した鷲家断層は，高見山図幅地域の鷲家川源流部から谷尻川源流部，差杉峠を通って，桃股川付近から東西方向になり，東に延びる．また，鷲家断層とほぼ平行に高見山北西から三峰山北方に延びる高見山断層（新称）がある．この2つの断層は，厚さ1 m～数10 mのカタクレーサイトから構成される断層をなしている．断層面付近の幅1 m程度はカタクレーサイト～ウルトラカタクレーサイトとなっており（第9.2図a，b），その周辺や派生した小断層付近ではプロトカタクレーサイトになっている（第9.2図c）．鷲家断層は領家深成岩類の分布から判断して，見かけ左横ずれ成分が認められるが，鉛直成分は不明である．また，鷲家断層は差杉峠付近の山粕層群に右ずれ変位を与えており，左ずれと右ずれの両変位が認められる．青蓮寺川上流の高見山断層には左横ずれを示す複合面構造（第9.2図a）やN70°Wに30°プランジするスリッケンラインが確認できたことから，正断層成分をもった左横ずれ断層と言える．また，高見山断層の高見山北西地点でも，正断層がみられた（第9.2図d）．

高見山図幅地域北東部には横谷断層と南俣断層（高木・磯上, 1984）が東西方向で分布する．横谷断層は平倉川にてN80°E走向で傾斜は鉛直，坂本川にて東西走向で50°南傾斜の断層面が確認された．横谷断層は概して東西走向で南に高角度傾斜の断層で，南側の上盤が南に落ちる正断層である．南俣断層は平倉川東俣谷にて東西走向で30°北傾斜，平倉川源流部において東西走向で35°北傾斜の断層面を確認した．南股断層は平倉川より西側では確認していないが，概して東西走向で北に緩く傾斜した断層面をもつ．南俣断層の下盤をなす三峰山トーナル岩は，上盤側には認められない．また，下盤側の西部に赤岩谷トーナル岩や栂坂花崗岩が分布することも合わせると，下盤側が西に移動した右横ずれ変位があったと推定される．

南俣断層の下盤の西端には北西–南東走向の赤岩谷川断層（Bui *et al.*, 2023）が分布する．Bui *et al.*（2023）は，赤岩谷にてN65°W走向で26°北に傾斜する正断層成分をもつ断層面を記載している．本調査では，赤岩谷の西に延びる小沢でN85°E走向で55°北に傾斜する断層面を確認した．この正断層変位は，上述の南俣断層の下盤の西進運動には矛盾し，複数回の運動があった可能性がある．赤岩谷川断層と同じ方向の断層は，赤岩谷川断層の西500 m付近，太良木川付近及び平野川の中央構造線付近に分布する．また，高見山図幅地域東部の中央構造線北側では，北西–南東走向で北に低角度で傾斜する断層が認められる（第9.2図e）．断層は断層ガウジや断層角礫からなる破砕帯を伴う．

9.3　中央構造線

9.3.1 概説

中央構造線は，後期白亜紀に活動を開始するとともに，九州から関東山地にかけて総延長800 km以上にわたって追跡される日本最大の断層である．反射法地震探査断面からは，断層の傾斜は北傾斜（例えば，Ito *et al.*, 2009；Sato *et al.*, 2015），GPS観測では年間約5 mmの変位速度が見積もられている（例えば，Tabei *et al.*, 2003）．中央構造線は，北の西南日本内帯と南の外帯を区分する地質構造境界をなし，内帯には領家変成コンプレックス・領家深成岩類（ジュラ紀付加体起源の低P/T型の白亜紀変成岩類とそれらに貫入する白亜紀深成岩類）が分布し，南の外帯には白亜紀変成コンプレックス（一般的には，高P/T型の三波川変成岩類であり，高見山図幅地域では三波川–四万十変成付加コンプレックス）が分布する（例えば，Taira *et al.*, 2016；Wallis *et al.*, 2020）．また，紀伊半島

から四国地方にかけては，中央構造線に沿って断続的に，主に後期白亜紀の浅海性堆積岩類から構成される和泉層群が分布する（例えば，Miyata, 1990；Noda and Sato, 2018）．これら中央構造線周辺の地質体からは，様々なステージ・様々な深度において複雑な活動履歴があったことが認識されている（例えば，Ichikawa, 1980；Miyata *et al.*, 1980；島田ほか，1998；Fukunari and Wallis, 2007；Kubota and Takeshita, 2008；Kubota *et al.*, 2020）．

高見山図幅地域及び周辺地域の中央構造線は，主に領家深成岩類と三波川–四万十変成付加コンプレックスの境界をなすとともに，一部では和泉層群もしくは高見山酸性岩が中央構造線に沿って分布する．また，中央構造線近傍では，様々な時期・温度条件で形成された延性及び脆性変形構造が認められるとともに，露出良好な境界露頭が多く産することから，これまでに，地質構造解析のみならず，岩石学的解析や年代学的解析など多くの研究が実施されている（例えば，高木，1985；柴田ほか，1988；Tagami *et al.*, 1988；高木ほか，1989；Takagi *et al.*, 2010；Wibberley and Shimamoto, 2003, 2005；Jefferies *et al.*, 2006；Fukunari and Wallis, 2007；Fukunari *et al.*, 2011；Okudaira and Shigematsu, 2012；Shigematsu *et al.*, 2012, 2014, 2017；Takagi *et al.*, 2012；Mori *et al.*, 2015；Kaneko *et al.*, 2017；Czertowicz *et al.*, 2019；Katori *et al.*, 2021；Yamaoka and Wallis, 2022；Yeo *et al.*, 2023；Bui *et al.*, 2023）．活動史に関しては，古いものから順に，左横ずれ断層運動と正断層運動が後期白亜紀～古第三紀の主な活動として認識されるとともに（例えば，島田ほか，1998；Wibberley and Shimamoto, 2003；Fukunari and Wallis, 2007；Shigematsu *et al.*, 2012），これらの断層運動に伴って，内帯の領家深成岩類と外帯の三波川–四万十変成付加コンプレックスが近接したテクトニックモデルも提示されている（Mori *et al.*, 2015）．これら主要な活動の後には，多様な運動センスの活動も認識されている（例えば，梅田，1973；大平，1982；Shigematsu *et al.*, 2017；Katori *et al.*, 2021）．また，活断層としての中央構造線に関しては，紀伊半島西部以西では，右横ずれ断層運動として認識されているが（例えば，岡田，1973；Huzita, 1980；Okada, 1980, 2012；杉山，1992），高見山図幅地域で活断層の報告はない．

9. 3. 2　中央構造線の姿勢

高見山図幅地域を含む紀伊半島中央部では，中央構造線は概ね東西～東北東–西南西方向で分布する（第 9. 3 図）．主に領家深成岩類と三波川–四万十変成付加コンプレックスの境界をなすとともに，一部では和泉層群もしくは高見山酸性岩が中央構造線に沿って分布する．紀伊半島中央部には，高見山図幅地域の月出露頭や丹生図幅地域の粟野・田引（たびき）露頭をはじめとして，良好な境界露頭が数多く報告されている（例えば，諏訪ほか，1997；Shigematsu *et al.*, 2017）．また，東隣丹生図幅地域の飯高町赤桶（あこう）の東又川沿いでは，産総研により東南海・南海地震予測のための地下水等観測点が中央構造線を貫通する形で整備され（例えば，重松ほか，2009，2014；Shigematsu *et al.*2012），各種地球物理学観測が行われている（例えば，Imanishi *et al.*, 2011, 2016；Matsumoto and Shigematsu, 2018）．この観測点の坑井から東西走向で北傾斜を呈する断層面が得られている（例えば，Shigematsu *et al.*, 2012）．Shigematsu *et al.*（2012）は，上記掘削地点及び周辺で確認された領家深成岩類と三波川–四万十変成付加コンプレックスの境界をなす複数の境界露頭の位置情報から，最小二乗法を用いてN86ºE，56ºNの中央構造線の姿勢を求めている．粟野・田引露頭で認められる三波川–四万十変成付加コンプレックスと和泉層群堆積岩類の境界面においては約35º北傾斜の値が測定されているが（Shigematsu *et al.*, 2017），周囲の境界露頭の位置情報を考慮すると約 60 °北傾斜である（Katori *et al.*, 2021）．

9. 3. 3　中央構造線周辺の変形構造

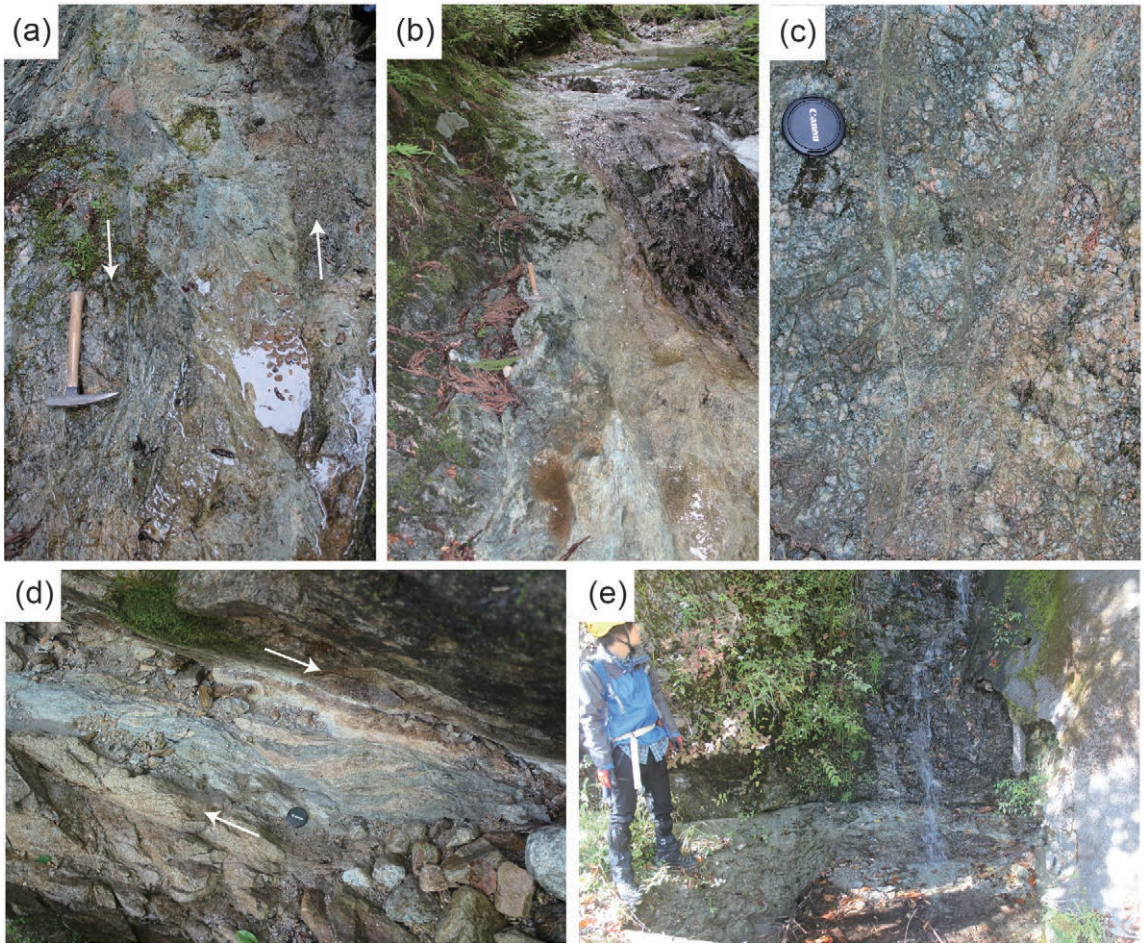
9. 3. 3. 1　概要

高見山図幅地域及び周辺の領家帯岩石類（領家深成岩類及び領家変成コンプレックス）には，マイロナイト化の進行した延性剪断帯（後述の南縁剪断帯と内部剪断帯）がkmスケールの幅をもって分布するとともに，中央構造線近傍では主にカタクレーサイト等から形成される脆性剪断組織の発達が認められる（第 9. 3 図）（例えば，高木，1985；島田ほか，1998；Jefferies *et al.*, 2006；Shigematsu *et al.*, 2012, 2017；Czertowicz *et al.*, 2019；Katori *et al.*, 2021）．三波川–四万十変成–付加コンプレックスでも中央構造線近傍において脆性剪断組織が発達し，中央構造線の姿勢に類似した断層群やそれに関連した破断相の発達とともに，最近傍ではガウジが卓越する（例えば，Wibberley and Shimamoto, 2003；Fukunari and Wallis, 2007；Shigematsu *et al.*, 2012；Mori *et al.*, 2015；Shigematsu *et al.*, 2017）．また，中央構造線に沿って断続的に分布する和泉層群でも，脆性剪断組織の発達が認められる（Shigematsu *et al.*, 2017）．

以下では，内帯の領家帯岩石類にkmスケールの幅をもって認められる延性変形構造（延性剪断帯）と，中央構造線近傍の数 100 m以内に発達する脆性変形構造（脆性剪断帯；第 9. 3 図）のそれぞれについて，先行研究を紹介するとともに高見山図幅地域内における特徴を記載する．

9. 3. 3. 2　延性剪断帯

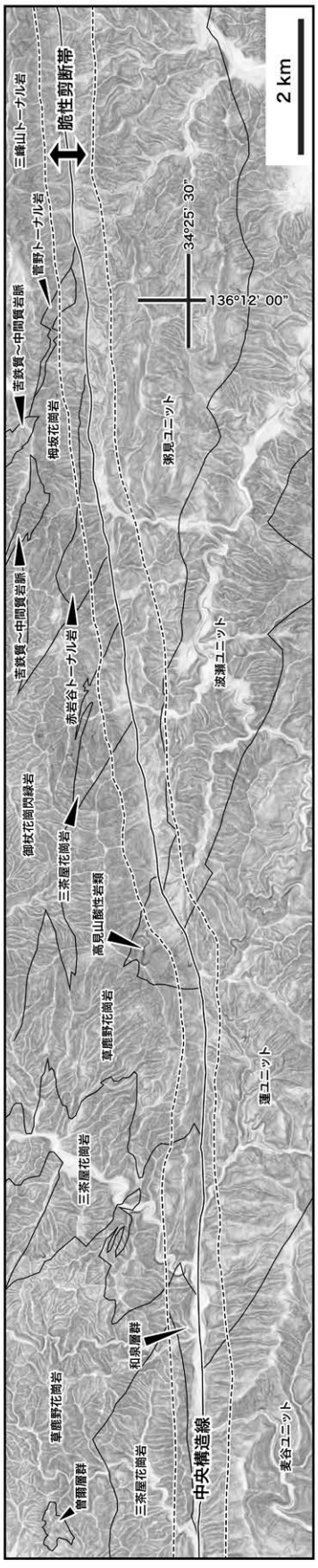
原ほか（1977）は領家帯南縁に発達するマイロナイト帯を領家南縁剪断帯と呼んだ．紀伊半島東部地域では，中央構造線沿い北側と中央構造線から北に約 5 km付近にレンズ状にマイロナイト帯が分布するため，前者を南縁剪断帯，後者を内部剪断帯と呼んだ（高木，1985；島田ほか，1998）．高見山図幅地域でもこの区分を用いる．た



第 9. 2 図　領家深成岩類中の断層の産状と岩相
(a) カタクレーサイト化した断層（御杖村青蓮寺川源流部の標高 595 m付近）．左横ずれを示す複合剪断面が確認できる．(b) 御杖花崗閃緑岩中のカタクレーサイト化した断層（aの上流側）．(c) 角礫状を呈するプロトカタクレーサイト（bの露頭の一部）．(d) 正断層センスのカタクレーサイト（高見山北北西約 1.5 km地点）．(e) 中央構造線近傍にみられる低角北傾斜の断層（三峰山東南東約 2.9 km地点の林道沿い）．

だし，内部剪断帯に該当する露頭については 2 箇所のみであるため，地質図上には表記していない．また，南縁剪断帯については，後述の通り，岩石試料ごとに石英粒径に基づくマイロナイト区分は可能であるものの，空間的な分布は複雑である．そのため，地質図上では，マイロナイト化している領域を延性剪断帯（南縁剪断帯）として明示するが，その詳細な区分は行わない．

延性剪断帯における岩相区分に関しては，高見山図幅地域東部から東隣の丹生図幅地域にかけて，再結晶石英の特徴に基づく広域的な検討がなされ，粒径区分ではマイロニティック片麻岩，プロトマイロナイト，マイロナイト及びウルトラマイロナイトに 4 区分（第 9. 4 図），形態区分ではP, S及びFタイプに 3 区分されている（高木, 1985；島田ほか, 1998）．南縁剪断帯では，大局的には，中央構造線に近づくにつれての細粒化が認められる（例えば，高木, 1985；島田ほか, 1998；Shigematsu *et al.*, 2012）．ただし，中央構造線近傍域においては，局所的に粗粒なプロトマイロナイトも認められるとともに，9. 3. 3. 3 章で詳述するカタクレーサイトを主体とした脆性変形構造も重複して発達するなど，複雑な岩相分布を示す（例えば, Jefferies *et al.*, 2006；Takagi *et al.*, 2012；Czertowicz *et al.*, 2019；Katori *et al.*, 2021）．鉱物組み合わせに関しても，中央構造線に近づくにつれて黒雲母や角閃石の系統的な消滅が確認されている（例えば, 高木, 1985；Jefferies *et al.*, 2006）．黒雲母の消滅については, マイロナイト化に伴って生じ，原岩の違いに依存しないことを示唆する研究例もある（木村ほか, 2022）．これら領家帯岩石類のマイロナイト化を伴う延性変形構造は，深部からの上昇過程において形成されたものである（例えば, Shigematsu *et al.*, 2012；Katori *et al.*, 2021）．マイロナイト化については，大局的には，450ºCより高い温度条件において広域的に延性剪断帯を形成した後，400ºC未



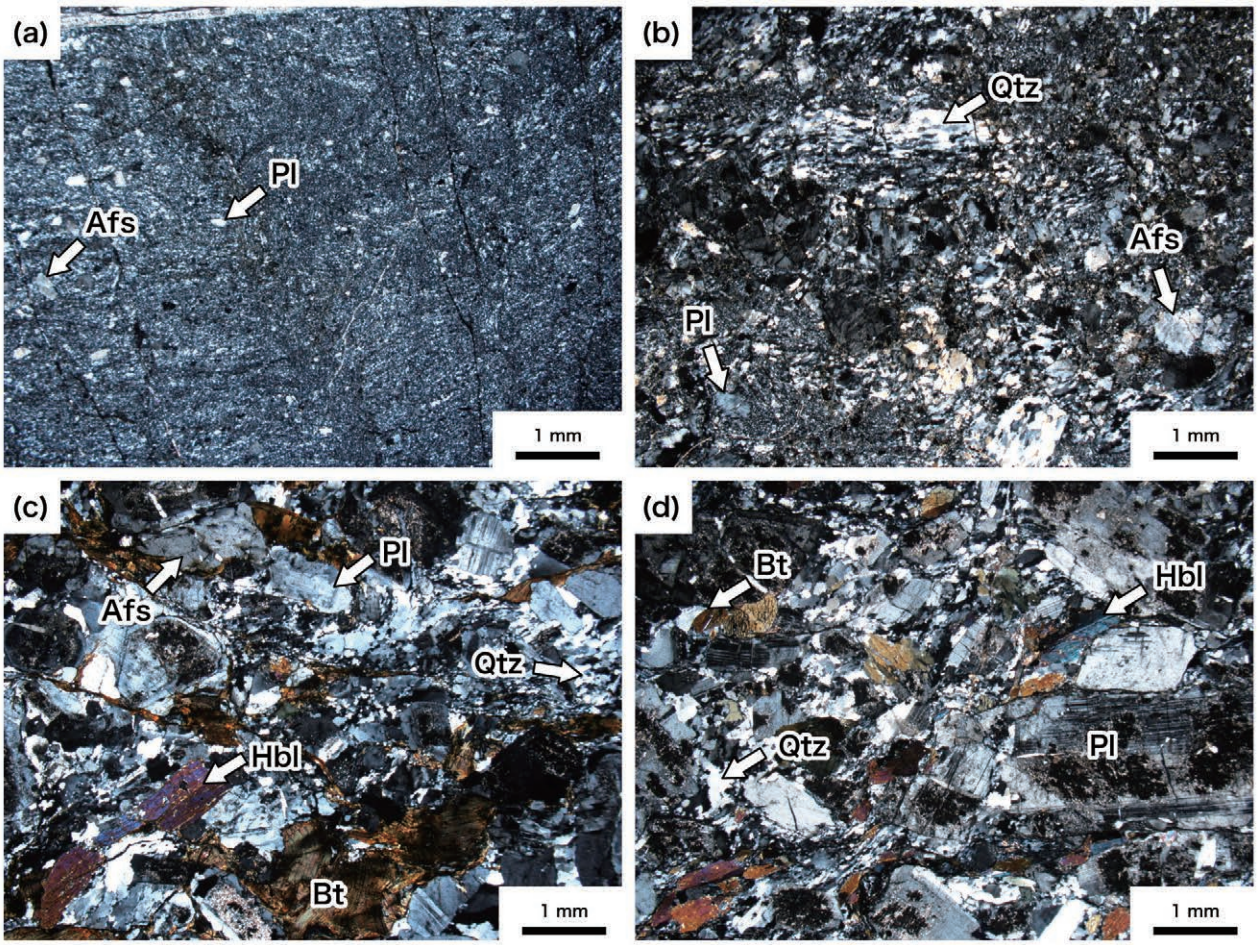
第 9. 3 図　高見山図幅地域の中央構造線近傍における脆性剪断帯
脆性剪断組織が発達する北限及び南限を太破線で示す．基図は，国土地理院発行の基盤地図情報・数値標高モデル（10 m メッシュ）を基に作成した傾斜図．

満の塑性–脆性遷移領域では中央構造線近傍に変形が集中しながら，300ºC付近の条件下でウルトラマイロナイトが形成されたと考えられている（例えば，島田ほか，1998；Shigematsu *et al.*, 2012；Bui *et al.*, 2023）．これらマイロナイト化を被った岩石では，主に左横ずれセンスが認められる（例えば，高木, 1985；島田ほか, 1998；Shigematsu *et al.*, 2012）．

高見山図幅地域における南縁剪断帯の延性変形に関しては，島田ほか（1998）が指摘したように，一般的に中央構造線に近づくにつれて，巨視的には粒径が小さくなりマイロナイト化が卓越するようになる．ウルトラマイロナイトの石英はFタイプ石英（高木, 1985）からなる．ウルトラマイロナイトは，東部では中央構造線から 200～300 mの幅で中央構造線とほぼ平行に分布するが，飯高町月出付近で赤岩谷川断層（Bui *et al.*, 2023）によって切られ，その連続性はたたれており，それ以西ではウルトラマイロナイトはほとんど分布しない．鉱物組み合わせとしては，石英，斜長石，アルカリ長石，白雲母及び緑泥石は普遍的に観察される．一方，黒雲母や角閃石に関しては，深成岩としての原岩の組織をある程度保持したプロトマイロナイトやマイロニティック片麻岩に区分される試料では観察されるものの（第 9. 4 図c, d），細粒化・再結晶化が進行したウルトラマイロナイト及びマイロナイトに区分される試料においては観察されないことが多い（第 9. 2 図a, b）．また，黒雲母や角閃石を含む試料に関しても，これら鉱物の緑泥石化がしばしば認められる．

内部剪断帯は高見山図幅地域ではごく一部にみられ，津市美杉町川上の坂本川の標高 450 m付近で北より合流する支沢の標高 570 m地点や奈良県宇陀市栂坂山西方約 1 kmの林道沿い標高 730 m地点で確認できた．前者は細粒黒雲母花崗岩起源で引き伸ばされた線構造が発達して，石英は長石類より細粒である（第 9. 5 図a, b）．後者は巻向山花崗岩の珪線石ざくろ石含有黒雲母花崗閃緑岩で，局所的に剪断面が発達し，珪線石や黒雲母が線構造をなしている（第 5. 12 図b～d）．前者は中央構造線より北に 4 km，後者は 6 km離れている．これらのマイロナイトの連続性は確認できない．

北部に分布する片麻状構造を示す深成岩類にも延性変形と考えられる構造を示すものが認められる．石英はアルカリ長石や斜長石に比べて細粒化した石英プールを形成しており，Pタイプ石英（高木, 1985）を呈する（第 9. 5 図c, d）．また，アルカリ長石を含む花崗岩類にはアルカリ長石周辺にミルメカイトが形成されているものがある（第 9. 5 図e, f）．このようなミルメカイトは変形花崗岩にしばしば報告されているものである（Vernon, 2018）．これらの構造は西脇・奥平（2007）が示したようなマグマ高温期から冷却への移行期のマグマ流から亜マグマ流及び延性変形によるものと考えられる．このタイプの延性変形は片麻状構造を示すそれぞれの深成岩体の貫入に伴っ



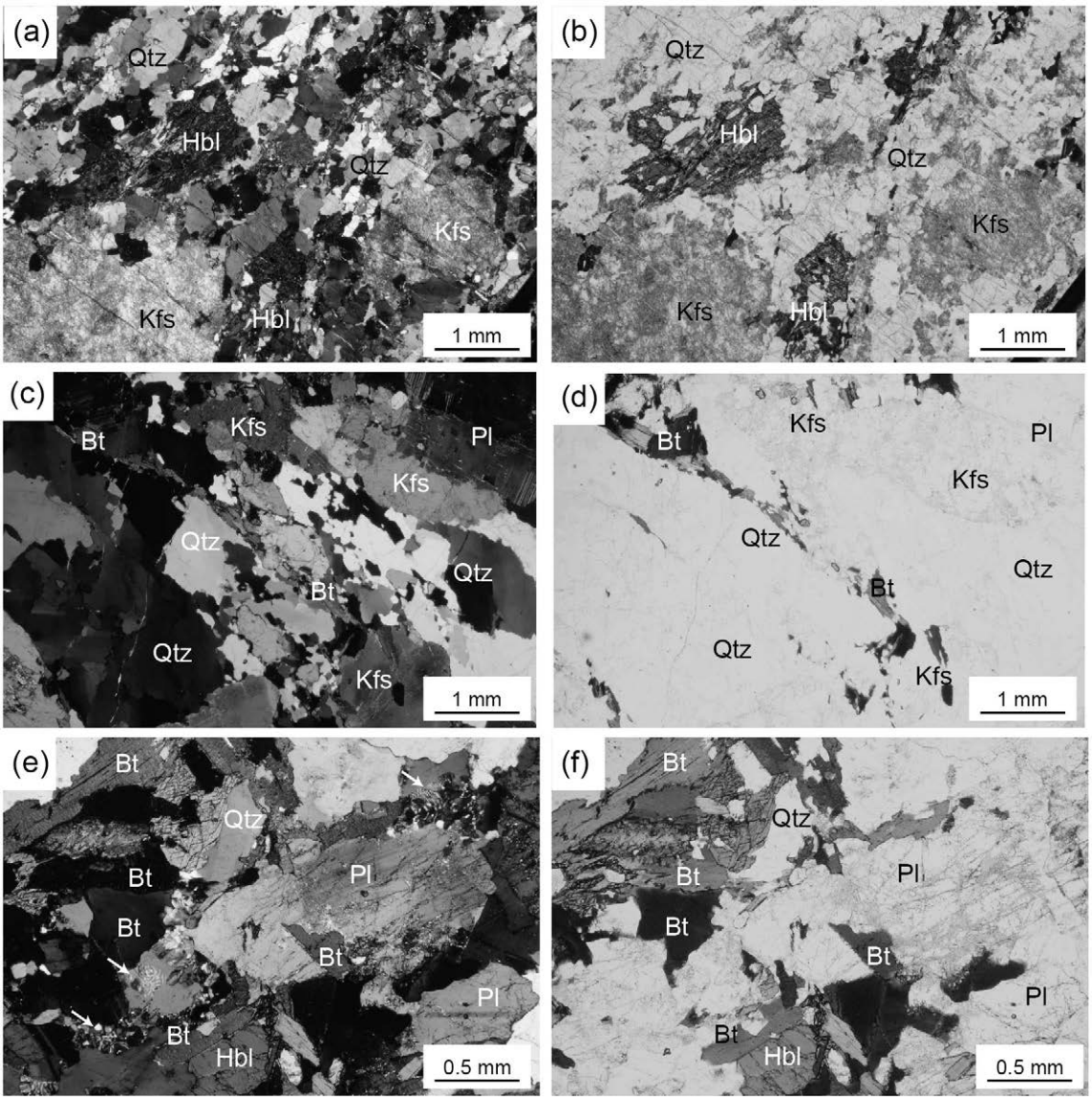
第 9. 4 図　中央構造線近傍における領家深成岩類起源マイロナイト（南縁剪断帯）の薄片写真
(a) ウルトラマイロナイト．飯高町粟野の林道沿い．(b) マイロナイト．東吉野村木津の高見川支流域．(c) プロトマイロナイト．飯高町粟野の林道沿い．(d) マイロニティック片麻岩．飯高町粟野の林道沿い．いずれも直交ポーラーで撮影．Qtz：石英，Pl：斜長石，Afs：アルカリ長石，Bt：黒雲母，Hbl：普通角閃石．

て生じている．菅野トーナル岩は 103 Ma 頃に，栂坂花崗岩は約 89〜88 Ma 頃に片麻状構造の形成と石英の延性変形が生じたと考えられる．

9. 3. 3. 3　脆性剪断帯

領家帯岩石類のカタクレーサイトを主体とした脆性変形構造は，マイロナイト化を伴う延性変形構造に重複して発達する（例えば，Jefferies *et al.*, 2006；Takagi *et al.*, 2012；Czertowicz *et al.*, 2019；Katori *et al.*, 2021）．カタクレーサイト中にはシュードタキライトの産出も報告され，また，カタクレーサイト組織を切る断層も散在的に認められる（Shimada *et al.*, 2001；Shigematsu *et al.*, 2012）．これら脆性変形構造は，マイロナイト化を伴う延性変形後に形成されたものであり，大局的な順序としては，カタクレーサイト化を伴う脆性変形，及びカタクレーサイト組織を切る断層運動の変形作用を被ったとされている（例えば，Shigematsu *et al.*, 2012；Katori *et al.*, 2021）．ただし，延性変形を含むこれら各変形ステージの変形集中領域は，常に同じではなく，温度低下に伴って，少しずつ移動したことも示されている（Katori *et al.*, 2021；Bui *et al.*, 2023）．カタクレーサイト化は，浅部におけるマイロナイト化と類似した塑性–脆性遷移領域付近で始まり，250ºC 程度の条件に至るまで生じていたとされている．これら脆性変形構造の発達した岩石では，主に左横ずれセンスが認められ（例えば，高木，1985；島田ほか，1998；Shigematsu *et al.*, 2012），また一部のカタクレーサイトは右横ずれを示す（Maruyama and Lin, 2004；Jefferies *et al.*, 2006；Katori *et al.*, 2021）．

三波川–四万十変成付加コンプレックスでは，脆性変形構造が顕著に発達し，特に中央構造線直近の数 10m 以内は断層角礫及び断層ガウジを伴って著しく破砕している（例えば，Wibberley and Shimamoto, 2003；Fukunari and Wallis, 2007；Shigematsu *et al.*, 2012, 2017；Mori *et al.*, 2015）．これら脆性変形組織からは，古いものとしては順に左横ずれ断層運動と正断層運動の履歴が認識され（例



第 9. 5 図　内部剪断帯のマイロナイトの薄片写真
(a) 細粒黒雲母花崗岩起源マイロナイト，直交ポーラー．(b) 同，単ポーラー．(c) 栂坂花崗岩中のPタイプ石英（御杖村桃俣川の標高 520 m付近），直交ポーラー．(d) 同，単ポーラー．(e) 神末トーナル岩中のミルメカイト（白矢印），直交ポーラー．(f) 同，単ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：アルカリ長石，Bt：黒雲母，Hbl：普通角閃石．

えば，Fukunari and Wallis, 2007；Shigematsu *et al.*, 2012），それらの活動は約 400～200ºCで生じたことが示唆されている（Fukunari *et al.*, 2011；Shigematsu *et al.*, 2012；Mori *et al.*, 2015；Yamaoka and Wallis, 2022）．ただし，これらより後に浅部で断層運動が生じたことを示す研究例もある（例えば，Wibberly and Shimamoto, 2003；Czertowicz *et al.*, 2019）．特に，Shigematsu *et al.*（2017）は，丹生図幅地域の粟野・田引露頭において，著しく破砕した領域の大部分が，前述の正断層運動の後に生じた右横ずれ断層運動により形成されたことを示すとともに，この構造を切る左横ずれ断層運動及び正断層運動の構造を報告している．

高見山図幅地域では，内帯・外帯ともに中央構造線から約 400 m以内において脆性変形構造が卓越した脆性剪断帯が認められる（第 9. 3 図，第 9. 6 図）．外帯の三波川–四万十変成付加コンプレックスでは，中央構造線と類似した姿勢を示す断層が断層ガウジ等を伴って卓越するとともに，鉱物脈も多く認められる（第 9. 6 図a，b）．中央構造線から数 10 m以内では，片理面を切る剪断面が密に発達するようになり，境界に近づくにつれて剪断組織の発達に伴って初生的な面構造（片理面）が不明瞭になる（第 9. 6 図b）．一方，内帯の領家帯岩石類の剪断帯内部では，カタクレーサイトを伴う小断層が卓越する（第 9. 6 図c）．ただし，これらカタクレーサイトを伴う小断層は，中央構造線に近づくにつれて分布密度はある

程度増すものの，散在的である．また，一部，和泉層群とマイロナイトの境界断層も認められる（第9. 6図d）. 高見山図幅地域では，月出露頭をはじめとして露出良好な中央構造線の境界露頭が複数確認でき（第 9. 6 図e，f），境界から約 5 cm以内の三波川–四万十変成付加コンプレックス側では断層ガウジの卓越も認められる（第 9. 6 図f）.



第 9. 6 図　中央構造線近傍における脆性剪断帯の露頭写真
(a) 粥見ユニットの泥質岩中に発達する北傾斜の断層群（白矢印）．飯高町粟野の櫛田川支流域．(b) 主片理面（破線）を切る剪断面（点線）が発達した粥見ユニットの泥質岩．飯高町富永の三峰谷川支流域．(c) 領家帯マイロナイト中に発達するカタクレーサイト．東吉野村木津の谷尻川支流域．(d) 和泉層群の泥岩と領家深成岩類のマイロナイトとの境界断層．東吉野村木津の高見川支流域．(e) 中央構造線月出露頭．飯高町月出の月出川支流域のワサビ谷流域．(f) 中央構造線月出露頭．明瞭な境界（白矢印）を有し，写真左の灰白色部が領家深成岩類のマイロナイト，右の黒色部が粥見ユニットの泥質岩を原岩とする断層岩．飯高町月出の月出川支流域．

第 10 章　応 用 地 質

（竹内　誠）

10. 1　鉱　床

10. 1. 1　アンチモニー

鉱床（森鉱山）の位置は，三重県松阪市飯高町大字森字家野の櫛田川と蓮川の合流点より櫛田川上流へ約 250 m 地点で南から流れ込む沢の東経 136 ° 12 ′ 45.21 ″，北緯 34 ° 23 ′ 9.72 ″付近である．坑口は 4 つ確認されているが，その内 2 つは坑道が残存し（第 10.1 図），その他の 2 つは埋没している．確認できる 2 本の坑道の延長はそれぞれ約 20 m と約 16 m である（磯部, 1992）．アンチモニー鉱床は，三波川–四万十変成付加コンプレックスの泥質片岩中の 2 条の東西性脈で，延長約 20 m，深さ約 18 m，幅 1〜10 cm の石英質輝安鉱とされている（木村・森岡, 1997）．森鉱山から産する鉱物は，輝安鉱（Sb_2S_3），ベルチェ鉱（$FeSb_2S_4$），バレンチン鉱（Sb_2O_3）などである（木村・森岡, 1997）．

鉱山の詳細な稼行時期は不明だが，1944 年には輝安鉱の存在が知られ，1955 年には採掘されており，1958 年に廃坑となった（磯部, 1992）．

10. 1. 2　石炭

下部中新統山粕層群中部の伊賀見層中に挟炭層が存在する．北隣の名張図幅地域から高見山図幅地域の室生地区では，9 炭鉱が稼行していたが，1955 年には室生炭鉱 1 つのみが稼行していた（地質調査所, 1960）．高見山図幅地域では，北部の奈良県吉野郡東吉野村滝野の滝野炭鉱，奈良県宇陀郡曽爾村長野の長野炭鉱があった（地質調査所，1960）．滝野炭鉱では，3〜5 層の炭層が賦存するとされた（地質調査所, 1960）．室生地区全体で，総括炭量は 45 万トン程度（1954 年調）とされた（地質調査所, 1960）．炭質は亜瀝青炭E級とされた（地質調査所, 1956）．なお，地質調査所（1960）に示された滝野炭鉱と長野炭鉱の位置は正確に把握できないため，地質図に示した鉱山の位置は不確実性がある．

10. 2　温泉及び鉱泉

高見山図幅地域の温泉は，松阪市飯高町森の奥香肌峡温泉，奈良県吉野郡東吉野村大豆生のやはた温泉及び東吉野村平野のたかすみ温泉（深吉野温泉）があり，源泉温度 25℃ 未満の鉱泉は松阪市飯高町森の奥香肌峡温泉がある．

たかすみ温泉は，ナトリウム塩化物泉で，源泉温度は 27.4℃ である（奈良県ビジターズビューロー, 2024）．たか



第 10. 1 図　森鉱山の旧坑口
旧坑道が埋没せずに残存している 2 つの旧坑口．写真の手前の沢を挟んで左後に埋没した 2 つの旧坑口がある．

すみ温泉はたかすみの里という日帰り温泉施設として利用されている．

やはた温泉は，単純温泉で，源泉温度は 25.7℃，低張性, 弱アルカリ性, 低温泉である（ふるさと村, 2024）．やはた温泉は，廃校校舎を利用したビジターセンターやアウトドア体験施設などからなるふるさと村の一角にある．

奥香肌峡温泉は，ナトリウム塩化物・炭酸水素塩冷鉱泉で，源泉温度は 17.7℃，pH6.3 で，低張性，中性，冷鉱泉である（飯高駅, 2024）．奥香肌峡温泉は森のホテルスメールとして宿泊施設としても営業している．

10. 3　地 質 災 害

高見山図幅地域は日本全体で最も降雨量の多い尾鷲地域に隣接しており，しばしば集中豪雨に見舞われ，斜面崩壊などの土砂災害が生じている．

2004 年 9 月 29 日には台風 21 号による豪雨により，宮川村にも多数の斜面崩壊や土石流・地すべりが発生した．また，2011 年 9 月には台風 12 号により，紀伊半島南部に豪雨が降り，周辺各地にも多くの土砂災害をもたらした．飯高町蓮の蓮川流域で山腹崩壊により土石流が発生し，土砂が渓流に堆積した（三重県, 2012）．そのため，道路も長らく不通になった．

10. 4　採　石

高見山図幅地域内で採石を行っている採石場は御杖村桃股字町屋下の曽爾村との境界付近の国道 369 号線の西側にある．ここでは，曽爾川苦鉄質岩を採石しており，2022 年現在，小規模に採石を行っている．

文　献

青矢睦月（2010）紀伊半島東部, 三重県多気郡大台地域における三波川帯–秩父帯境界．地質調査研究報告，**61**，195–202.

荒木慶雄（1973）紀伊半島東部の中央構造線．杉山隆二（編）中央構造線，東海大学出版会，111–114.

有田忠雄（1949）京都府笠置附近の花崗岩類及変成岩類．地質学雑誌，**55**，99–104.

Bui, D. V., Takeshita, T., Ando, J. I., Yamamoto, T., Huang, W., Yeo, T. and Czertowicz, T. A.（2023）Development of the Median Tectonic Line-related shear zone, southwest Japan: An analysis of strain localization processes. *Tectonophysics*, **850**, 229751, doi.org/10.1016/j.tecto.2023.229751.

Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J.-X.（2023, updated）The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, **36**, 199–204.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J.（1979）*The interpretation of igneous rocks.* George, Allen and Unwin, London, 449p.

Czertowicz, T. A., Takeshita, T., Arai, S., Yamamoto, T., Ando, J.-I., Shigematsu, N. and Fujimoto, K.-I.（2019）The architecture of long-lived fault zones: insights from microstructure and quartz lattice-preferred orientations in mylonites of the Median Tectonic Line, SW Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, **6**, 1–20.

Dickinson, W. R. and Gehrels, G. E.（2009）Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, **288**, 115–125.

越後格之・木村敏雄（1973）中央構造線に沿う破砕岩の小構造解析–紀伊半島東部の粥見付近における例–．杉山隆二編，中央構造線，東海大学出版会，115–137.

Enami, M., Wallis, S. R. and Banno, Y.（1994）Paragenesis of sodic pyroxene-bearing quartz schists: implications for the *P–T* history of the Sanbagawa belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**, 182–198.

Fukunari, T. and Wallis, S. R.（2007）Structural evidence for large-scale top-to-the-north normal displacement along the Median Tectonic Line in southwest Japan. *Island Arc*, **16**, 243–261.

Fukunari, T., Wallis, S. R. and Tsunogae, T.（2011）Fluid inclusion microthermometry for *P–T* constraints on normal displacement along the Median Tectonic Line in Northern Besshi area, Southwest Japan. *Island Arc*, **20**, 426–438.

ふるさと村（2024）施設案内．https://furusato-mura.jp（閲覧日：2024 年 4 月 18 日）.

原　郁夫・山田哲雄・横山俊治・有田正志・平賀祐三（1977）領家南縁剪断帯の研究–中央構造線発生時の運動像–．地球科学，**31**，204–217.

Harada, T.（1890）*Die Japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Uebersicht*. Verlag von Paul Parey, Berlin, 126p.

原山　智・小井土由光・石沢一吉・仲井　豊・沓掛俊夫（1985）中部地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷．地球科学，**39**，345–357.

Hayama, Y. and Yamada, T.（1980）Median Tectonic Line at the stage of its origin in relation to plutonism and mylonitization in the Ryoke Belt. *The Memoirs of the Geological Society of Japan*, no. 18, 5–26.

端山好和・山田哲雄・伊藤　誠・沓掛俊夫・政岡邦夫・宮川邦彦・望月康年・仲井　豊・田結庄良昭・吉田　勝・河原林育朗・津村善博（1982）近畿地方東部の領家帯の地質―特に花崗岩の岩体区分と相互関係―．地質学雑誌，**88**，451–466.

早瀬一一・石坂恭一（1967）Rb–Sr による地質年令（Ⅰ），西南日本．岩石鉱物鉱床学会誌，**58**，201–212.

Herzig, C. T., Kimbrough, D. L., Tainosho, Y., Kagami, H., Iizumi, S. and Hayasaka, Y.（1998）Late Cretaceous U/Pb zircon ages and Precambrian crustal inheritance in Ryoke granitoides, Kinki and Yanai districts, Japan. *Geochemical Journal*, **32**, 21–31.

Higashino, T.（1990）The higher grade metamorphic zonation of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 413–423.

平山　健・岸本文男（1957）5 万分の 1 地質図幅「吉野山」及び同説明書．地質調査所，44p.

Hirooka, K. and Kawai, N.（1967）Results of age determination of some late Cenozoic rocks in southwestern Japan. *1967 Annual Progress Report of Paleogeographysics Research in Japan, Osaka*, 69–73.

Horn, I. and von Blanckenburg, F.（2007）Investigation on elemental and isotopic fractionation during 196 nm femtosecond laser ablation multiple collector inductively coupled plasma mass *spectrometry. Spectrochimica Acta Part B – Atomic Spectroscopy*, **62**, 410–422.

星　博幸（2002）熊野酸性火成岩類の古地磁気方位．地質調査研究報告，**53**，43–50.

Huzita, K.（1980）Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese Islands. *The Memoirs of the Geological Society of Japan*, no. 18, 129–153.

市川浩一郎（1960）和泉山脈中部の和泉層群の層相変化及び後背地の問題（演旨），地質学雑誌，**66**，466.

Ichikawa, K.（1980）Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *The Memoirs of the Geological Society of Japan,* no. 18, 187–212.

Ichikawa, K. and Maeda, Y.（1958a）Late Cretaceous Pelecypods from the Izumi Group. Part I. Cucullaeidae（*Pleurogrammatodon*, nov., *Nanonavis* and *Indogrammatodon*）. *Journal of the Institute of Polytechnics, Osaka City University*, *Series G: Geoscience*, **3**, 61–74.

Ichikawa, K. and Maeda, Y.（1958b）Late Cretaceous Pelecypods

from the Izumi Group. Part II. Orders Taxodontida, Prionodontida, Dysodontida, Desmodontida and Adapedontida. *Journal of the Institute of Polytechnics, Osaka City University, Series G: Geoscience*, **4**, 71–112.

市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男（1981）和泉層群堆積盆の段階的東進に関するモデルと中央構造線の運動様式．日本地質学会関西支部報，no. 89，11–12.

飯高駅（2024）飯高駅–施設案内–天然温泉. https://www.iitakaeki.com/facilities/category/spa/（閲覧日：2024年4月18日）.

飯塚保五郎（1931）大臺ヶ原附近の地形及地質．地質学雑誌, **38**, 294–297.

飯塚保五郎（1932）7万5千分の1地質図幅「野後」及び同説明書．地質調査所，33p.

飯泉　滋・田結庄良昭・加々美寛雄・端山好和（1990）領家帯塩基性岩類の成因．月刊地球，**12**，424–429.

飯泉　滋・Ireland，T. R.・河内洋佑・渡辺暉夫・仲井　豊・田結庄良昭・加々美寛雄・端山好和（1993）近畿領家帯斑れい岩類のジルコンによるU–Pb年代．岩鉱，**88**，211.

池辺展生（1957）日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成区—．新生代の研究，**24/25**，1–10.

Imanishi, K., Takeda, N., Kuwahara, Y. and Koizumi, N.（2011）Enhanced detection capability of non-volcanic tremor using a 3-level vertical seismic array network, VA-net, in southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, **38**, L20305, doi:10.1029/2011GL049071.

Imanishi, K., Uchide, T. and Takeda, N.（2016）Determination of focal mechanisms of nonvolcanic tremor using *S* wave polarization data corrected for the effects of anisotropy. *Geophysical Research Letters*, **43**, 611–619.

入月俊明・柳沢幸夫・木村萌人・加藤啓介・星　博幸・林　広樹・藤原祐希・赤井一行（2021）近畿地方の瀬戸内区に分布する下–中部中新統の生層序と対比．地質学雑誌, **127**, 415–429.

Ishioka, K.（1974）Finding of an orbicular structure at Kinno, Nagano-ken, and its bearing on the genesis of the Tenryukyo Granite. *Journal of the Geological Society of Japan*, **80**, 593–618.

石坂恭一（1969）近畿地方領家帯のジルコンのU–Th–Pb年代について．岩石鉱物鉱床学会誌，**62**，191–197.

磯崎行雄・長谷川　遼・堤　之恭・益田晴恵（2018）過去の前弧盆地の復元："白亜系"和泉層群の初生的規模と二次破壊．日本地質学会第125年学術大会講演要旨，T3–O–9.

磯崎行雄・長谷川　遼・益田晴恵・堤　之恭（2020）紀伊半島西部，和泉層群最上部からの古第三系の発見．地質学雑誌，**126**，639–644.

市原　実・市川浩一郎・山田直利（1986）岸和田地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，148p.

Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T. and Ikawa, T.（2009）Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. *Tectonophysics*, **472**, 124–134.

岩野英樹・星　博幸・檀原　徹（2000）二上層群玉手山凝灰岩–室生火砕流堆積物–熊野酸性岩のFT年代とその対比．フィッション・トラックニュースレター，**13**，25–26.

岩野英樹・檀原　徹・星　博幸・川上　裕・角井朝昭・新正裕尚・和田穣隆（2007）ジルコンのフィッション・トラック年代と特徴からみた室生火砕流堆積物と熊野酸性岩類の同時性と類似性．地質学雑誌，**113**，326–339.

Jefferies, S., Holdsworth, R., Wibberley, C., Shimamoto, T., Spiers, C., Niemeijer, A. and Lloyd, G.（2006）The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. *Journal of Structural Geology*, **28**, 220–235.

Jia, S. and Takeuchi, M.（2020）Sedimentary history and provenance analysis of the Sanbagawa Belt in eastern Kii Peninsula, Southwest Japan, based on detrital zircon U–Pb ages. *Journal of Asian Earth Sciences*, **196**, 104342, doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104342.

Kagami, H., Tainosho, Y., Iizumi, S. and Hayama, Y.（1985）High initial Sr-isotopic ratios of gabbro and metadiabase in the Ryoke belt, Southwest Japan, *Geochemical Journal*, **19**, 237–243.

Kagami, H., Meier, M., Oberli, F., Steiger, R. H., Nakai, Y., Tainosho, Y., Iizumi, S. and Hayama, Y.（1992）U–Pb single zircon age of gabbro from the Ryoke Belt, SW Japan（abstract）. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic geology*, **87**, 133–134.

Kagami, H., Yuhara, M., Tainosho, Y., Iizumi, S., Owada, M. and Hayama, Y.（1995）Sm–Nd isochron ages of mafic igneous rocks from the Ryoke Belt, Southwest Japan: Remains of Jurassic igneous activity in a late Cretaceous granitic terrane. *Geochemical Journal*, **29**, 123–135.

Kaneko, Y., Takeshita, T., Watanabe, Y., Shigematsu, N. and Fujimoto, K. I.（2017）*Alteration reaction and mass transfer via fluids with progress of fracturing along the Median Tectonic Line, Mie Prefecture, Southwest Japan*. IntechOpen Croatia.

笠間太郎・藤田和夫（1957）日本の新生代の堆積区とその変遷（1）瀬戸内地質区の特性と変遷．新生代の研究，**24/25**，11–19.

Katori, T., Shigematsu, N., Kameda, J., Miyakawa, A. and Matsumura, R.（2021）3D fault-zone architecture across the brittle–plastic transition along the Median Tectonic Line, SW Japan: Fault-rock characterization. *Journal of Structural Geology*, **153**, 104446, doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104446.

Kawakami, T. and Suzuki, K.（2011）CHIME monazite dating as a tool to detect polymetamorphism in high-temperature metamorphic terrane: Example from the Aoyama area, Ryoke metamorphic belt, Southwest Japan. *Island Arc*, **20**, 439–453.

Kawakami, T., Horie, K., Hokada, T., Hattori, K. and Hirata, T.（2019）Disequilibrium REE compositions of garnet and zircon in migmatites reflecting different growth timings during single metamorphism（Aoyama area, Ryoke belt, Japan）. *Lithos*, **338–339**, 189–203.

Kawakami, T., Ichino, T., Kazuratachi, K., Sakata, S. and Takatsuka,

K.（2022）Multistage zircon growth recording polyphase metamorphic evolution caused by pulsed granitoid intrusions into a low-*P/T* type metamorphic belt: *P–T–D–t* evolution of migmatites in the Ryoke belt, southwest Japan. *Island Arc*, **31**, e12454, doi.org/10.1111/iar.12454

川上　裕・星　博幸（2007）火山–複合岩体に見られる環状岩脈とシート状貫入岩:紀伊半島，尾鷲–熊野地域の熊野酸性火成岩類の地質．地質学雑誌，**113**，296–309.

Kawakami, Y., Hoshi, H. and Yamaguchi, Y.（2007）Mechanism of caldera collapse and resurgence: observations from the northern part of the Kumano Acidic Rocks, Kii peninsula, southwest Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **167**, 263–281.

河野義礼・植田良夫（1966）本邦産火成岩のK–A dating（V）—西南日本の花崗岩類—．岩石鉱物鉱床学会誌, **56**, 191–211.

君塚康次郎（1932）室生火山噴出区に就いて．火山，第1集，**1**，22–37.

Kimura, G., Hashimoto, Y., Kitamura, Y., Yamaguchi, A. and Koge, H.（2014）Middle Miocene swift migration of the TTT triple junction and rapid crustal growth in southwest Japan: A review. *Tectonics*, **33**, 1219–1238.

木村一朗（1979）宮川中流および下流の河岸段丘．愛知教育大学研究報告，**28**（自然科学編），119–132.

木村一朗･竹原平一（1965）伊勢湾南部沿岸の段丘（予報）．第四紀研究，**4**，69–81.

木村一朗・細野隆男・中尾宜民・新井房夫（1983）伊勢湾西岸地域および渥美半島における始良Tn火山灰層と段丘の層位関係（予報）．愛知教育大学研究報告，**32**（自然科学編），175–186.

木村多喜夫･森岡　靖（1997）三重県森鉱山のアンチモニー鉱物について．地学研究，**46**，151–157.

木村陽介・森　宏・永冶方敬（2022）紀伊半島中央部・中央構造線近傍における領家マイロナイトの岩石学的特徴とその空間変化．日本地質学会第129年学術大会講演要旨, G1–P–8.

北嶋亜以子･和田穣隆（2010）紀伊半島中央部，中奥火砕岩岩脈の産状と形成過程–奈良県川上村中奥ヒボラ谷の例—．地質学雑誌，**116**，510–521.

小林貞一（1931）和泉山脈の和泉砂岩層．地質学雑誌，**38**，629–640.

国土地理院（2016）土地条件図（地形分類）．https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/lc_index.html（閲覧日：2022年4月19日）.

高地吉一・折橋裕二・小原北士・藤本辰弥・春田泰宏・山本鋼志（2015）213 nm Nd：YAGレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計を用いたジルコンのU–Pb年代測定：Pb/U分別補正にNIST SRM 610を用いるための分析条件最適化．地球化学，**49**，19–35.

Kubota, Y. and Takeshita, T.（2008）Paleocene large-scale normal faulting along the Median Tectonic Line, western Shikoku, Japan. *Island Arc*, **17**, 129–151.

Kubota, Y., Takeshita, T., Yagi, K. and Itaya, T.（2020）Kinematic Analyses and Radiometric Dating of the Large-Scale Paleogene Two-Phase Faulting Along the Median Tectonic Line,Southwest Japan. *Tectonics*, **39**, e2018TC005372,doi.org/10.1029/2018TC005372.

Le Maitre, R. W.（ed.）（2002）*Igneous rocks. A classification and glossary of terms. 2nd edition*. Cambridge University Press, 236p.

Ludwig, K. R.（2012）Isoplot 3.75: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, No. 5, 75p.

牧本　博・宮田隆夫・水野清秀・寒川　旭（2004）粉河地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，89p.

牧野泰彦（1976）紀伊山地中央部柏木地域の秩父系の層序の再検討．地質学雑誌，**82**，297–310.

槇山次郎（1937）大和山邊地方の地質（演旨）．地質学雑誌，**44**，593–594.

Maruyama, T. and Lin, A.（2004）Slip sense inversion on active strike-slip faults in southwest Japan and its implications for Cenozoic tectonic evolution. *Tectonophysics*, **383**, 45–70.

政岡邦夫（1982）近畿地方金剛山地およびその周辺の領家花崗岩類．地質学雑誌，**88**，483–497.

政岡邦夫（1987）近畿地方南部領家帯花崗岩類の構造．岩石鉱物鉱床学会誌，**82**，60–74.

Matsuda, T., Torii, M., Tatsumi, Y., Ishizaka, K. and Yokoyama, T.（1986）Fission-track and K–Ar ages of the Muro Volcanic Rocks, Southwest Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **38**, 529–535.

Matsumoto, N. and Shigematsu, N.（2018）In-situ permeability of fault zones estimated by hydraulic tests and continuous groundwater-pressure observations. *Earth, Planets and Space*, **70**, 1–12, doi.org/10.1186/s40623-017-0765-5.

Matsumoto, T.（1936）Contributions to the Cretaceous palaeontology of Japan. I. Preliminary notes on the so-called *Parapachydiscus egertoni*（Forbes）from Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **13**, 259–267.

Matsumoto, T.（1954）*The Cretaceous system in the Japanese Islands*. Japan Society for the Promotion of Science, Tokyo, 324p.

Matsumoto, T. and Morozumi, Y.（1980）Late Cretaceous Ammonites from the Izumi Mountains, Southwest Japan. *Bulletin of the Osaka Museum of Natural History*, no. 33, 1–31.

松崎隼人（2005）三重県中部，櫛田川流域の河成段丘—形態的特徴を中心に—．地理科学，**60**，234.

三重県（2000）土地分類基本調査「高見山・大台ヶ原」．21p.

三重県（2012）紀伊半島大水害～平成23年台風第12号による災害記録～．https://www.pref.mie.lg.jp/D1BOUSAI/72398007985.htm（閲覧日：2022年4月20日）.

Miura, D.（1999）Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **92**, 271–294.

Miura, D. and Wada, Y.（2007）Effects of stress in the evolution of large silicic magmatic systems: An example from the Miocene felsic volcanic field at Kii Peninsula, SW Honshu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **167**, 300–319.

三浦大助･和田穣隆（2007）西南日本弧前縁の圧縮テクトニクス

と中期中新世カルデラ火山．地質学雑誌，**113**，283–295.
Miyata, T.（1989）Cretaceous Izumi sedimentary basin: Pull-aparts with duplex structure along Median Tectonic Line, Southwest Japan. *28th IGC Abstracts*, **2**, 447.
Miyata, T.（1990）Slump strain indicative of paleoslope in Cretaceous Izumi sedimentary basin along Median tectonic line, southwest Japan. *Geology*, **18**, 392–394.
Miyata, T., Ui, H. and Ichikawa, K.（1980）Paleogene left-lateral wrenching on the Median Tectonic Line in southwest Japan. *The Memoirs of the Geological Society of Japan*, **18**, 51–68.
宮田隆夫・牧本　博・寒川　旭・市川浩一郎（1993）和歌山及び尾崎地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，68p.
Mori, H., Wallis, S., Fujimoto, K. and Shigematsu, N.（2015）Recognition of shear heating on a long-lived major fault using Raman carbonaceous material thermometry: implications for strength and displacement history of the MTL, SW Japan. *Island Arc*, **24**, 425–446.
森　宏・友岡洋介・野部勇貴・山岡　健・常盤哲也・纐纈佑衣（2022）紀伊半島中央部・香肌地域における三波川帯低変成度岩の歪解析．日本地質学会第129年学術大会講演要旨，G1–P–4.
両角芳郎・桑野素弘・谷　雅則・宮本淳一・田代正之（1981）和泉山脈から*Steinmanella*（*Yeharella*）*japonica obsoleta*（白亜紀三角貝）の産出とその層序学的意義．大阪市立自然史博物館研究報告，no. 34，1–5.
室生団体研究グループ（2011）不均質なレオモルフィック・イグニンブライト：室生火砕流堆積物基底相の産状．地球科学，**65**，185–197.
室生団体研究グループ・八尾　昭（2008）室生火砕流堆積物の給源火山．地球科学，**62**，97–108.
Nakada, S., Yamamoto, T. and Maeno, F.（2016）Miocene–Holocene volcanism. Moreno, T., Wallis, S., Kojima, T. and Gibbons, W.（eds.）*The Geology of Japan*. Geological Society, London, 273–308.
中島　隆・Williams，I. S.・渡辺暉夫（1993）領家塩基性岩類のジルコンSHRIMP U–Pb年代．地球惑星科学関連合同学会講演要旨，K025–004.
Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I. S. and Tani, K.（2004）Mafic rocks from the Ryoke Belt, southwest Japan: implications for Cretaceous Ryoke/San-yo granitic magma genesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **95**, 249–263.
中島和一（1960）大和高原領家帯北縁部の地質．地球科学，**49**，1–14.
中尾勝博・吉野古第三系グループ・大和大峯研究グループ（1975）紀伊山地中央部の砕屑岩脈（その1）・川上村地域．日本地質学会第82年学術大会講演要旨，306.
奈良県ビジターズビューロー（2024）なら旅ネット ー温泉・宿泊．https://yamatoji.nara-kankou.or.jp/08onsen/01onsen/04south_area/takasumionsen/（閲覧日：2024年4月19日）.
日本地質学会（2000）日本地質学会地層命名の指針．日本地質学会News，**3**，3.
西岡芳晴（2002）近畿地方領家帯に分布する塩基性深成岩類の形成時代．日本地質学会第109年学術大会講演要旨, P–189, 301.
西岡芳晴・尾崎正紀・山元孝広・川辺孝幸（1998）名張地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，72p.
西岡芳晴・尾崎正紀・寒川　旭・山元孝広・宮地良典（2001）桜井地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，141p.
西岡芳晴・中江　訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・中島　礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫（2010）20万分の1地質図幅「伊勢」．産総研地質調査総合センター.
西浦団研グループ（1974）愛知県西浦半島の領家変成岩類，とくに変成岩脈について．地球科学，**28**，71–85.
西脇　仁・奥平敬元（2005）近畿中央部，飛鳥地域の領家変成帯に産する細粒苦鉄質岩の形成過程．地質学雑誌，**111**，141–155.
西脇　仁・奥平敬元（2007）近畿中央部，初瀬深成複合岩体の定置過程．地質学雑誌，**113**，249–265.
Noda, A. and Toshimitsu, S.（2009）Backward stacking of submarine channel-fan successions controlled by strike-slip faulting: The Izumi Group（Cretaceous）, southwest Japan. *Lithosphere*, **1**, 41–59.
Noda, A. and Sato, D.（2018）Submarine slope–fan sedimentation in an ancient forearc related to contemporaneous magmatism: The Upper Cretaceous Izumi Group, southwestern Japan. *Island Arc*, **27**, e12240, doi.org/10.1111/iar.12240.
野上道男・大内俊二・森脇　広・初見祐一・野口　真（1979）宮川流域の段丘地形．日本地理学会予稿集，**16**，46–47.
大平芳久（1982）紀伊半島中央部・高見山北方地域の領家帯の地質．地質学雑誌，**88**，467–481.
岡田篤正（1973）中央構造線の第四紀断層運動について．杉山隆二編，中央構造線，東海大学出版会，49–86.
Okada, A.（1980）Quaternary faulting along the Median Tectonic Line of southwest Japan. *The Memoirs of Geological Society of Japan*, **18**, 78–109.
Okada, A.（2012）Research on Quaternary faulting history and long-term seismic evaluation of the Median Tectonic Line（MTL）fault zone in Southwest Japan. *Quaternary Research*, **51**, 131–150.
Okudaira, T. and Shigematsu, N.（2012）Estimates of stress and strain rate in mylonites based on the boundary between the fields of grain-size sensitive and insensitive creep. *Journal of Geophysical Research*: *Solid Earth*, **117**, B03210, doi.org/10.1029/2011JB008799.
Orihashi, Y., Nakai, S. and Hirata, T.（2008）U–Pb age determination for seven standard zircons using Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry Coupled with Frequency Quintupled Nd-YAG（λ = 213 nm）Laser Ablation System: Comparison with LA-ICP-MS zircon analyses with a NIST glass reference material. *Resource Geology*, **58**, 101–123.
太田明里・竹内　誠・ナドミド　バヤルト・山本鋼志（2019）紀伊半島中央部高原川地域の白亜紀付加コンプレックスの砕

屑性ジルコンU–Pb年代．地質学雑誌，**125**，329–347.
大藤　茂・下條将徳・青木一勝・中間隆晃・丸山茂徳・柳井修一（2010）砂質片岩中のジルコンの年代分布に基づく三波川帯再区分の試み．地学雑誌，**119**，333–346.
領家研究グループ（1974）奈良県桜井南方の領家帯の地質．地球科学，**28**，103–114.
Sakakibara, N.（1995）Structural evolution of multiple ductile shear zone system in the Ryoke belt, Kinki Province. *Journal of Science*, *Hiroshima University*, *Series C*, **10,** 267–332.
Salvador, A.（ed.）（1994）*International stratigraphic guide—A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*（*second edition*）. The Geological Society of America, Boulder, Colorado, 214p.
産総研地質調査総合センター（2022）20 万分の 1 日本シームレス地質図V2. https://gbank.gsj.jp/seamless（閲覧日：2023 年 12 月 2 日）.
Sato, H., Kato, N., Abe, S., Van Horne, A. and Takeda, T.（2015）Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan. *Tectonophysics*, **644**, 58–67.
佐藤隆春（2003）紀伊半島の新生代安山岩類（2）．日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨，180.
佐藤隆春・大和大峯研究グループ（2006）大峯・大台コールドロン—紀伊山地中央部にみられる弧状および半円形の断層・岩脈群と陥没構造—．地球科学，**60**，403–413.
佐藤隆春・中条武司・和田穣隆・鈴木桂子（2012）中新世の室生火砕流堆積物．地質学雑誌，**118**，補遺，53–69.
関　陽太郎・大場忠道・森　隆二・栗谷川幸子（1964）紀伊半島中央部の三波川変成作用．岩石鉱物鉱床学会誌, **52**, 73–89.
Seton, M., Flament, N., Whittaker, J., Muller R. D., Gurnis, M. and Bower, D. J.（2015）Ridge subduction sparked reorganization of the Pacific plate-mantle system 60–50 million years ago. *Geophysical Research Letters*, **42**, 1732–1740.
柴田　賢・杉山雄一・高木秀雄・内海　茂（1988）奈良県吉野地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代．地質調査所月報，**39**，759–781.
重松紀生・小泉尚嗣・藤本光一郎・古谷直人・田中伸明・竹下徹・森　宏・Simon Wallis・木村希生（2009）中央構造線断層帯掘削と コアによる断層帯内部構造解析．地質ニュース，no. 662，16–22.
Shigematsu, N., Fujimoto, K., Tanaka, N., Furuya, N., Mori, H. and Wallis, S.（2012）Internal structure of the Median Tectonic Line fault zone, SW Japan, revealed by borehole analysis. *Tectonophysics*, **532**, 103–118.
重松紀生・藤本光一郎・奥平敬元・田中伸明・森　宏・Wallis Simon（2014）断層掘削による中央構造線断層帯内部構造．月刊地球，**36**，120–129.
Shigematsu, N., Otsubo, M., Fujimoto, K. and Tanaka, N.（2014）Orienting drill core using borehole-wall image correlation analysis. *Journal of Structural Geology*, **67**, 293–299.
Shigematsu, N., Kametaka, M., Inada, N., Miyawaki, M., Miyakawa, A., Kameda, J., Togo, T. and Fujimoto, K.（2017）Evolution of the Median Tectonic Line fault zone, SW Japan, during exhumation. *Tectonophysics*, **696–697**, 52–69.
志井田　功（1962）紀伊山地中央部における秩父累帯および日高（四万十）累帯の層位学的構造地質学的研究．名古屋大学教養部紀要，**6**，別冊 1，1–58.
志井田　功（1968）奈良県吉野郡川上村の地質．奈良県吉野郡川上村，41p.
志井田　功・柴田　博（1968）東大和高原の新第三系．地質学雑誌，**74**，295–302.
志井田　功・荒木慶雄・藤田和夫・市原　実・笠間太郎・粉川昭平・梅田甲子郎・山田　純・山本　威（1960）室生火山区の研究—特にその南部地域について—．地質学雑誌，**66**，1–16.
志井田　功・笠間太郎・柴田　博（1967）室生火山と周辺地域の新第三系．日本地質学会第 74 年学術大会地質見学案内書，no. 7，25p.
志井田　功・諏訪兼位・梅田甲子郎・星野光雄（1989）山上ヶ岳地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，100p.
島田耕史・高木秀雄・大澤英昭（1998）横ずれ圧縮場における地質構造発達様式：紀伊半島東部，領家帯南縁部のマイロナイト化と褶曲形成の時空関係．地質学雑誌，**104**，825–844.
Shimada, K., Kobari, Y., Okamoto, T., Takagi, H. and Saka, Y.（2001）Pseudotachylyte veins associated with granitic cataclasite along the Median Tectonic Line, eastern Kii Peninsula, Southwest Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **107,** 117–128.
志村侑亮・常盤哲也・竹内　誠・山本鋼志（2017）紀伊半島中央部に分布する四万十帯白亜系麦谷層の地質と砕屑性ジルコンU–Pb年代．地質学雑誌，**123**，925–937.
志村侑亮・常盤哲也・竹内　誠・山本鋼志（2018）志村ほか（2017）の訂正．地質学雑誌，**124**，776.
Shimura, Y., Tokiwa, T., Takeuchi, M., Mori, H. and Yamamoto, K.（2019）Lithological, structural, and chronological relationships between the Sanbagawa Metamorphic Complex and the Cretaceous Shimanto Accretionary Complex on the central Kii Peninsula, SW Japan. *Island Arc*, **28**, e12325, doi.org/10.1111/iar.12325.
志村侑亮・常盤哲也・竹内　誠・山本鋼志（2019）紀伊半島中央部に分布するジュラ紀秩父付加体と白亜紀四万十付加体の境界周辺の地質構造と砕屑性ジルコンU–Pb年代．地質学雑誌，**125**，349–365.
志村侑亮・竹内　誠・常盤哲也（2020）紀伊半島中央部の四万十帯と三波川帯の地質トラバース．地質学雑誌, **126**, 383–399.
Shimura, Y., Tokiwa, T., Mori, H., Takeuchi, M. and Kouketsu, Y.（2021）Deformation characteristics and peak temperatures of the Sanbagawa Metamorphic and Shimanto Accretionary complexes on the central Kii Peninsula, SW Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **215**, 104791, doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104791.
新正裕尚・折橋裕二・角井朝昭・中井俊一（2002）室生火砕流堆積物の全岩化学組成：その給源への手掛かり．岩石鉱物科学，**31**，307–317.
Shinjoe, H., Orihashi, Y. and Anma, R.（2021）U–Pb ages of Miocene

near-trench granitic rocks of the Southwest Japan arc: implications for magmatism related to hot subduction. *Geological Magazine*, **158**, 47–71.

Skrzypek, E., Kato, T., Kawakami, T., Sakata, S., Hattori, K., Hirata, T. and Ikeda, T.（2018）Monazite behavior and time-scale of metamorphic processes along a low-pressure/high-temperature field gradient（Ryoke Belt, SW Japan）. *Journal of Petrology*, **59**, 1109–1144.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N. and Whitehouse, M. J.（2008）Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**, 1–35.

杉山隆二（1944）水銀鉱床付近の地質調査並に水銀鉱床の運鉱岩の研究（予察）．東京科学博物館研究報告，**16**，1–34.

杉山雄一（1992）西南日本前弧域及び瀬戸内区のネオテクトニクス．地質学論集，**40**，219–233.

Suwa, K.（1956）Plagioclase twinning in Ryoke metamorphic rocks from the Mitsue-mura area, Kii peninsula, central Japan. *Journal of Earth Sciences, Nagoya University*, **4**, 91–122.

Suwa, K.（1961）Petrological and geological studies on the Ryoke metamorphic belt. *Journal of Earth Sciences, Nagoya University*, **9**, 224–303.

諏訪兼位･宮川邦彦･水谷総助･林田守生･大岩義治（1997）紀伊半島中部，中央構造線の大露頭：月出露頭（三重県飯南郡飯高町月出ワサビ谷）．地質学雑誌，**103**，XXXV–XXXVI.

Suzuki, K. and Adachi, M.（1998）Denudation history of the high *T/P* Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 23–37.

Tabei, T., Hashimoto, M., Miyazaki, S. i. and Ohta, Y.（2003）Present-day deformation across the southwest Japan arc: Oblique subduction of the Philippine Sea plate and lateral slip of the Nankai forearc. *Earth, Planets and Space*, **55**, 643–647.

Tagami, T., Lal, N., Sorkhabi, R. B. and Nishimura, S.（1988）Fission track thermochronologic analysis of the Ryoke belt and the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **93**, 13705–13715.

田結庄良昭･飯泉　滋･加々美寛雄･端山好和（1989）近畿–瀬戸内領家帯の塩基性岩類の成因．地球科学，**43**，16–47.

Taira, A., Ohara, Y., Wallis, S., Ishiwatari, A. and Iryu, Y.（2016）Geological evolution of Japan: an overview. Moreno, T., Wallis, S., Kojima, T. and Gibbons, W.（eds.）The Geology of Japan. Geological Society, London, 1–24.

高木秀雄（1985）紀伊半島東部粥見地域における領家帯の圧砕岩類．地質学雑誌，**91**，637–651.

高木秀雄･磯上篤生（1984）三重県粥見周辺の地質構造—特にミロニティゼーションについて—．日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨，539.

高木秀雄･柴田　賢･杉山雄一･内海　茂･松本哲一（1989）三重県粥見地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代．岩鉱，**84**，75–88.

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

Takagi, H., Takahashi, K., Shimada, K., Tsutsui, K., Miura, R., Kato, N. and Takizawa, S.（2012）Integrated estimates of the thickness of the fault damage zone in granitic terrain based on penetrative mesocracks and XRD analyses of quartz. *Journal of Structural Geology*, **35**, 64–77.

Takashima, R., Hoshi, H., Wada, Y. and Shinjoe, H.（2021）Identification of the source caldera for the Middle Miocene ash-flow tuffs in the Kii Peninsula based on apatite trace-element composition. *Island Arc*, **30**, e12404, doi.org/10.1111/iar.12404.

高島紫野･和田穣隆･新正裕尚（2010）紀伊半島中央部，宮ノ谷複合岩脈の産状から推定されるマグマ混合及びカルデラとの関係．地質学雑誌，**116**，496–509.

Takatsuka, K., Kawakami, T., Skrzypek, E., Sakata, S., Obayashi, H. and Hirata, T.（2018）Spatiotemporal evolution of magmatic pulses and regional metamorphism during a Cretaceous flare-up event: Constraints from the Ryoke belt（Mikawa area, central Japan）. *Lithos*, **308**–**309**, 428–445.

竹内　誠（1988）紀伊半島中央部の三波川帯中の含アルカリ角閃石片岩．岩鉱，**83**，69–76.

竹内　誠（1996）紀伊半島三波川帯･秩父帯･四万十帯の地質—奈良県吉野地域及び三重県櫛田川地域—. 地質調査所月報，**47**，223–244.

竹内　誠･常盤哲也･森　宏･志村侑亮（2024）5 万分の 1 地質図幅「高見山」に分布する秩父帯付加コンプレックス, 三波川–四万十変成付加コンプレックス及び領家深成岩類から得られたジルコンU–Pb年代. 産総研地質調査総合センター研究資料集，no. 756，産総研地質調査総合センター.

竹内　靖夫･大和大峯研究グループ（1984）紀伊山地中央部の秩父帯・四万十帯（その 11）—大滝地域—．日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨，172.

Tashiro, M. and Morozumi, Y.（1982）Late Cretaceous knobby trigonians from the Izumi Mountains, Southwest Japan. *Bulletin of the Osaka Museum of Natural History*, no. 36, 1–8.

Tatsumi, Y., Ishikawa, N., Anno, K., Ishizaka, K. and Itaya, T.（2001）Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan arc: K–Ar chronology of the Setouchi volcanic belt. *Geophysical Journal International*, **144**, 625–631.

Tokiwa, T., Shimura, Y., Takeuchi, M., Shimosato, S., Yamamoto, K. and Mori, H.（2019）Provenance of trench-fill deposits of the Jurassic Chichibu accretionary complex, Southwest Japan. *Journal of Asian Earth Science*, **184**, 103970, doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.103970.

通商産業省石炭局編（1956）日本の石炭資源—埋蔵炭量炭質調査概要.

梅田甲子郎（1973）紀伊半島中部の中央構造線．杉山隆二編, 中央構造線，東海大学出版会，139–147.

梅田甲子郎・粉川昭平（1954）吉野川流域の新期火成岩類若干.

奈良県総合文化調査報告書 3，吉野川流域．奈良県教育委員会，45–48.
梅田甲子郎・志井田　功・鈴木重人・奥田　悟（1968）三重県高見山東斜面の中央線に沿う火山岩頸状酸性岩について（要旨）．地質学雑誌，**74**，103.
宇都浩三・阿武　賢・周藤正史・内海　茂（1996）西南日本，中期中新世室生火山岩のK–Ar年代．火山，**41**，257–261.
Uto K., Ishizuka, O., Matsumoto, A., Kamioka, H. and Togashi, S.（1997）Laser-heating $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating system of the Geological Survey of Japan: system outline and preliminary results. *Bulletin of the Geological Survey of Japan,* **48**, 23–46.
Vernon, R. H.（2018）*A practical guide to rock microstructure, second edition.* Cambridge University Press, 431p.
和田穣隆（1999）紀伊半島中央部に分布する岩脈のK–Ar年代．奈良教育大学紀要（自然科学），**48**，7–14.
和田穣隆・荒木美穂（1997）高見山酸性火成岩―中央構造線上に分布するS–type花崗岩質岩. 奈良教育大学紀要（自然科学），**46**，1–15.
和田穣隆・岩野英樹（2001）紀伊半島中央部，奈良県川上村中奥に分布する火砕岩（tuffite）岩脈．火山，**46**，107–115.
和田穣隆・安藤将史・東山岳広（2000）紀伊半島中央部，奈良県川上村と吉野町に分布する岩脈のマグマ流動方向．奈良教育大学紀要（自然科学），**49**，47–57.
Wallis, S. R.（1990）The timing of folding and stretching in the Sambagawa belt: The Asemigawa region, central Shikoku. *Journal of the Geological Society of Japan*, **96**, 345–352.
Wallis, S.（1998）Exhuming the Sanbagawa metamorphic belt: the importance of tectonic discontinuities. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 83–95.
Wallis, S. R., Banno, S. and Radvanec, M.（1992）Kinematics, structure and relationship to metamorphism of the east-west flow in the Sanbagawa Belt, southwest Japan. *Island Arc*, **1**, 176–185.
Wallis, S. R., Yamaoka, K., Mori, H., Ishiwatari, A., Miyazaki, K. and Ueda, H.（2020）The basement geology of Japan from A to Z. *Island Arc*, **29**, e12339, doi.org/10.1111/iar.12339.
Watanabe, T., Ireland, T., Tainosho, Y. and Nakai, Y.（2000）Zircon U–Pb sensitive high mass-resolution ion microprobe dating granitoids in the Ryoke metamorphic belt, Kinki district, Southwest Japan. *Island Arc*, **9**, 55–63.
Wibberley, C. A. J. and Shimamoto, T.（2003）Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: the Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, **25**, 59–78.
Wibberley, C. A. J. and Shimamoto, T.（2005）Earthquake slip weakening and asperities explained by thermal pressurization. *Nature*, **436**, 689–692.
Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A. V., Roddick, J. C., and Spiegel, W.（1995）Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**, 1–23.
Wilson, M.（1989）*Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London 465p.
山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井　豊・沓掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦（1974）中部地方領家帯地質図．特殊地質図 18，地質調査所.
Yamaoka, K. and Wallis, S. R.（2022）Recognition of broad thermal anomaly around the median tectonic line in central Kii peninsula, southwest Japan: Possible heat sources. *Island Arc*, **31**, e12440, doi.org/10.1111/iar.12440.
山下伝吉（1889）20 万分の 1 地質図幅「四日市」及び同説明書．地質調査所，67p.
大和大峯研究グループ（1976）紀伊山地中央部の中・古生界（その 1）―大普賢岳地域―．地球科学，**30**，259–267.
大和大峯研究グループ（1979）紀伊山地中央部の中・古生界（その 2）―大迫地域―．地球科学，**33**，339–352.
大和大峯研究グループ（1981）紀伊山地中央部の中・古生界．地団研第 35 回総会巡検案内書，88p.
大和大峯研究グループ（1989）紀伊山地中央部の中・古生界（その 3）―御吉野地域―．地球科学，**43**，119–128.
大和大峯研究グループ（1992）紀伊山地中央部の中・古生界（その 4）―高原川地域―．地球科学，**46**，185–198.
大和大峯研究グループ（1994）紀伊山地中央部の中・古生界（その 5）―新子地域―．地球科学，**48**，103–117.
大和大峯研究グループ（1998）紀伊山地中央部の中・古生界（その 6）―辻堂地域―．地球科学，**52**，275–291.
大和大峯研究グループ（2002）紀伊山地中央部の中・古生界（その 7）―入之波地域―．地球科学，**56**，11–26.
大和大峯研究グループ（2004）紀伊山地中央部の中・古生界（その 8）―紀伊山地中央部に存在するという黒瀬川帯についての疑問点―．地球科学，**58**，75–90.
大和大峯研究グループ（2005）紀伊山地中央部の中・古生界（その 9）―辻堂・大峯・台高・国見山地域の再検討―．地球科学，**59**，287–300.
大和大峯研究グループ（2007）紀伊山地中央部の中・古生界（その 10）―大杉地域―．地球科学，**61**，33–47.
大和大峯研究グループ（2009）中・古生界, 紀伊半島中央部地域．日本地質学会編，日本地方地質誌 5：近畿地方，朝倉書店，125–132.
大和大峯研究グループ（2012）紀伊山地中央部の四万十帯．地団研専報，**59**，15–23.
Yeo, T., Shigematsu, N. and Katori, T.（2023）Dynamically recrystallized grains identified via the application of Gaussian mixture model to EBSD data. *Journal of Structural Geology*, **167**, 104800, doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104800.
Yoshizawa, H., Nakajima, W. and Ishizaka, K.（1966）The Ryoke metamorphic zone of the Kinki district, southwest Japan: Accomplishment of a regional geological map. *Memoirs of the College of Scicence, University of Kyoto*, *Ser. B*, **32**, 437–454.
Zushida, K., Takeuchi, M., Nakajima, T., Taniguchi, S., Li, Y., Asahara, Y. and Yamamoto, K.（2024）Zircon U–Pb ages of granitic and mafic dikes associated with granitoids and metamorphic rocks of the Ryoke Belt in the eastern Kii Peninsula, southwest Japan. *Island Arc*., **33**, e12521, doi.org/10.1111/iar.12521.

QUADRANGLE SERIES, 1:50,000
Kyoto(11)No. 76

Geology of the Takamiyama District

TAKEUCHI Makoto[1, 2], TOKIWA Tetsuya[3], MORI Hiroshi[3] and SHIMURA Yusuke[1]

(ABSTRACT)

Outline

The Takamiyama District is located on the eastern side of the Kii Peninsula in Mie and Nara prefectures. This district extends from 34°20′11.9″N to 34°30′11.8″N and 135°59′49.8″E to 136°14′49.7″E (34°20′N to 34°30′N and 136°00′E to 136°15′E; Tokyo Datum).

The topography of the district is dominated by the Daiko Mountain Range (maximum elevation 1,432 m), which runs from the central area to the southern part. Two generations of fluvial terraces have been identified along the Kushida, Kozue, Sugano, and Shorenji rivers in the eastern part of the district.

The geology of the district is summarized in Figures 1 and 2. The Median Tectonic Line (MTL), one of the largest faults in Japan, runs E–W along the center of the Takamiyama District and divides the Inner Zone of Southwest Japan to the north from the Outer Zone of Southwest Japan to the south. The Jurassic Chichibu Accretionary Complex, the Cretaceous Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex (which includes high-P/T metamorphic rocks) and Neogene rhyolite, andesite, and pyroclastic dikes occupy the Outer Zone, and the Cretaceous Ryoke Metamorphic Complex (low-P/T metamorphic rocks), Cretaceous Ryoke Plutonic Rocks, Upper Cretaceous–Paleogene Izumi Group, and Neogene clastic, volcaniclastic, and felsic intrusive rocks occupy the Inner Zone.

Jurassic Chichibu Accretionary Complex

The Jurassic Chichibu Accretionary Complex is located in the southern part of the Takamiyama District and consists of the Daifugendake Unit that overlies the Wasabidani Unit across a thrust. The bedding in these units is subhorizontal.

The Daifugendake Unit consists of thick-bedded chert and sandstone, and locally contains mudstone and alternating sandstone and mudstone. The unit is >600 m thick. The ages of the chert and clastic rocks are thought to be Permian–Early Jurassic and Aalenian–Kimmeridgian, respectively, based on radiolarian fossils and detrital zircon U–Pb ages.

The Wasabidani Unit is composed of a mélange that contains blocks of mainly limestone and basalt in a muddy matrix. Chert and sandstone are locally present in the mélange. This unit is >300 m thick. The muddy matrix contains radiolarian fossils with an Oxfordian–Kimmeridgian age, and the youngest detrital zircon U–Pb ages obtained from the sandstones suggest a Bathonian–Tithonian age.

Cretaceous Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex

The Cretaceous Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex is located between the MTL to the north and the Jurassic accretionary complex to the south, and consists of the Mugitani, Kogurisu, Hachisu, Kayumi, Haze, and Iro units. These units are separated by moderate- to high-angle faults. All units contain a well-developed schistosity that strikes mainly WNW–ESE.

The Mugitani Unit is composed mainly of pelitic phyllite and dismembered beds of sandstone and pelitic phyllite with minor sandstone, felsic tuffaceous phyllite, chert, basalt, and mixed rock. The apparent thickness of this unit is >4,300 m. Its depositional age is thought to be younger than the Albian based on detrital zircon U–Pb ages. The metamorphic peak temperatures are estimated to have been ~250–300 °C based on Raman spectroscopy of carbonaceous material.

The Kogurisu Unit is composed mainly of pelitic phyllite and dismembered beds of sandstone and pelitic phyllite with minor sandstone, felsic tuffaceous phyllite, and mixed rock. The apparent thickness of this unit is >2,500 m. The depositional age is thought to be younger than the Turonian–Coniacian based on detrital zircon U–Pb ages. The metamorphic peak temperatures are estimated to have been ~260–310 °C based on Raman spectroscopy of carbonaceous material.

The Hachisu Unit is composed mainly of pelitic phyllite with minor meta-sandstone, mafic phyllite, and meta-chert. Serpentinite,

[1] Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

[2] 2Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

[3] Faculty of Science, Shinshu University

calcareous rock, and felsic tuffaceous phyllite occur locally. The apparent thickness of this unit is >6,500 m. The depositional age is thought to be younger than the Santonian based on detrital zircon U–Pb ages. The metamorphic peak temperatures are estimated to have been ~250–310 °C based on Raman spectroscopy of carbonaceous material.

The Kayumi Unit is composed mainly of pelitic schist with minor mafic schist, siliceous schist, psammitic schist, and felsic tuffaceous phyllite. The apparent thickness of this unit is >3,000 m. The depositional age is thought to be younger than the Campanian based on detrital zircon U–Pb ages. The metamorphic peak temperatures are estimated to have been ~300–400 °C based on Raman spectroscopy of carbonaceous material.

The Haze Unit is composed mainly of pelitic phyllite with minor mafic phyllite and meta-chert. The apparent thickness of this unit is >4,500 m. The depositional age is thought to be younger than the Campanian based on detrital zircon U–Pb ages. The metamorphic peak temperatures are estimated to have been ~290–320 °C based on Raman spectroscopy of carbonaceous material.

The Iro Unit is composed mainly of pelitic schist and mixed rock. The apparent thickness of this unit is >1,500 m. The depositional age is thought to be younger than the Maastrichtian based on detrital zircon U–Pb ages. The metamorphic peak temperatures are estimated to have been ~260–360 °C based on Raman spectroscopy of carbonaceous material.

Cretaceous Ryoke Metamorphic Complex, Ryoke Plutonic Rocks, and Izumi Group

The Ryoke Metamorphic Complex occurs in the northern part of the Takamiyama District and consists of low-P/T metamorphic rocks with a Late Cretaceous metamorphic age and whose protolith was a Jurassic accretionary complex. It is composed mainly of biotite-zone to sillimanite-zone biotite gneiss and rarely of siliceous gneiss that originated from bedded chert.

The Ryoke Plutonic Rocks consist of Late Cretaceous felsic plutonic rocks (Sugano Tonalite, Makimukuyama Granite, Akaiwadani Tonalite, Togasaka Granite, Kozue Tonalite, Mitsue Granodiorite, biotite granite, Michaya Granite, Sougano Granite, Hirakura Tonalite, Miuneyama Tonalite, and felsic dikes) and Late Cretaceous mafic plutonic rocks (Sonigawa Mafic Rocks, and mafic and intermediate dikes; Fig. 3). These rocks occur to the north of the MTL. The Sonigawa Mafic Rocks contain a cumulate composed of hornblende gabbro, leucocratic hornblende gabbro norite, and cortlandite. The felsic plutonic rocks yield zircon U−Pb ages of 103–69 Ma and the intermediate rocks Mafic to intermediate rocks yield ages of mainly 84, 83,and 73 Ma.

In general, the older rocks are distributed to the north and the younger rocks are to the south. However, the youngest rocks are found in the eastern part of the Takamiyama area. The Sugano Tonalite, Makimukuyama Granite, Togasaka Granite, Kozue Tonalite, and Michaya Granite have a gneissosity.

The Upper Cretaceous to Paleogene Izumi Group, which is composed of forearc basin sediments that unconformably overlie the Ryoke Plutonic Rocks, occurs along the MTL in the northern part of the district.

Cenozoic

The Cenozoic comprises the Yamagasu Group, Soni Group, Takamiyama Acidic Rock, Takegi Dikes, Nakaoku Pyroclastic Dikes, rhyolite and andesite dikes, fluvial terrace deposits, landslide deposits, and recent riverbed deposits.

The Yamagasu Group consists of lower Miocene marine sediments and unconformably overlies the Ryoke Metamorphic Complex and the Ryoke Plutonic Rocks. The middle Miocene Soni Group is composed of fluvial sediments that are overlain by the rhyolitic Muro Pyroclastic Flow Deposits (~14 Ma).

The Middle Miocene Takamiyama Acidic Rock (~13 Ma) is composed of porphyritic granite that intruded the Ryoke Plutonic Rocks along the MTL near Mt. Takamiyama. Rhyolite dikes occur around the Takamiyama Acidic Rock. The middle Miocene Nakaoku Pyroclastic Dikes and Takegi Dikes were formed in association with volcanic activity at the Odai and Omine calderas in the southern part of Takamiyama District. The Nakaoku Pyroclastic Dikes are ring dikes. Minor andesitic dikes occur in the western part of the district.

Late Pleistocene fluvial terrace deposits are divided into middle and lower terrace deposits that occur along the Kushida River in the east and the Shorenji, Sugano, and Kozue rivers in the northeast.

Geological structure

At the northern limit of the Outer Zone of Southwest Japan in the Takamiyama District, the Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex is in contact with the Inner Zone along the Median Tectonic Line (MTL). In general, the Chichibu Accretionary Complex and the geological bodies of the Inner Zone are located structurally above the Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex.

Outer Zone of Southwest Japan

The boundary between the Chichibu Accretionary Complex and the Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex in the western part of the Takamiyama District is the Omine–Odai Thrust, which dips gently to the south and forms the boundary

between the Wasabidani Unit of the Chichibu Accretionary Complex and the Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex. The boundary between the Wasabidani Unit and the Mugitani Unit of the Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex in the eastern part of the study area is another fault, which we name the Kikaji Fault and which dips moderately to steeply to the south. The Kikaji Fault cuts the Omine–Odai Thrust and extends to the west of the study area in the Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex.

In the Chichibu Accretionary Complex, the boundary between the Daifugendake and Wasabidani units is a sub-horizontal or low-angle southward-dipping fault. In contrast, each unit within the Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex is bounded by moderately to steeply dipping faults that strike mainly WNW–ESE. The strike of schistosity and trend of fold axes in the Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex are generally E–W to WNW–EWE, which are sub-parallel to the trend of lithologic units and their boundaries. These ductile deformation structures show a systematic change in orientation across unit boundaries in the Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex. Large-scale folds with fold axes generally oriented WNW–ESE show laterally continuity in the Hachisu and Kayumi units.

The Kikaji Fault exists at the boundary between the Hachisu and Mugitani units and within Mugitani Unit in the southwestern part of the study area. This fault cut the Omine–Odai thrust in the southeastern part of the study area, and converge toward the MTL. This fault strikes NW–SE, and dips moderately to steeply to the south.

In the Outer Zone of Southwest Japan in the Takamiyama District, cross faults are widely developed and strike mainly NE–SW to NNE–SSW with steep dips. These faults cut geological structures in the basement, including the unit boundaries, with vertical displacement. These faults converge toward the MTL at the northern margin and do not displace the Miocene ring dikes that intrude the southern part of the Chichibu Accretionary Complex.

Inner Zone of Southwest Japan

The Cretaceous Ryoke Metamorphic Complex and Ryoke Plutonic Rocks are elongate WNW–ESE and occur north of the MTL. The strike of the gneissosity in the plutonic rocks is parallel to this trend.

Faults striking mainly NE–SW to NNE–SSW with steep dips occur in the Inner Zone of Southwest Japan in the Takamiyama District, similar to in the Outer Zone. The faults are associated with brittle shear zones and cut the middle Miocene sediments.

Median Tectonic Line

The MTL is one of the largest on-land faults in Japan, extending 800 km along the Japanese Islands and trending E–W in the Takamiyama District. The MTL in the Takamiyama District forms the boundary between the Ryoke Plutonic Rocks and the Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex. The Izumi Group and Takamiyama Acidic Rocks occur locally along the MTL. In the Ryoke Plutonic Rocks to the north of the MTL, mylonitized ductile shear zones (the Southern Margin Shear Zone and the Inner Shear Zone) occur with widths of a few kilometers. Brittle shear structures occur within a few hundred meters to the north and south of the MTL, forming a brittle shear zone. Where this shear zone crosses the Ryoke Plutonic Rocks, cataclasite is dominant but sporadically distributed. In contrast, where the shear zone crosses the Sanbagawa–Shimanto Metamorphic and Accretionary Complex, brittle shear structures are consistently developed, especially within a few tens of meters of the MTL, and the rocks are strongly fractured and contain fault gouge.

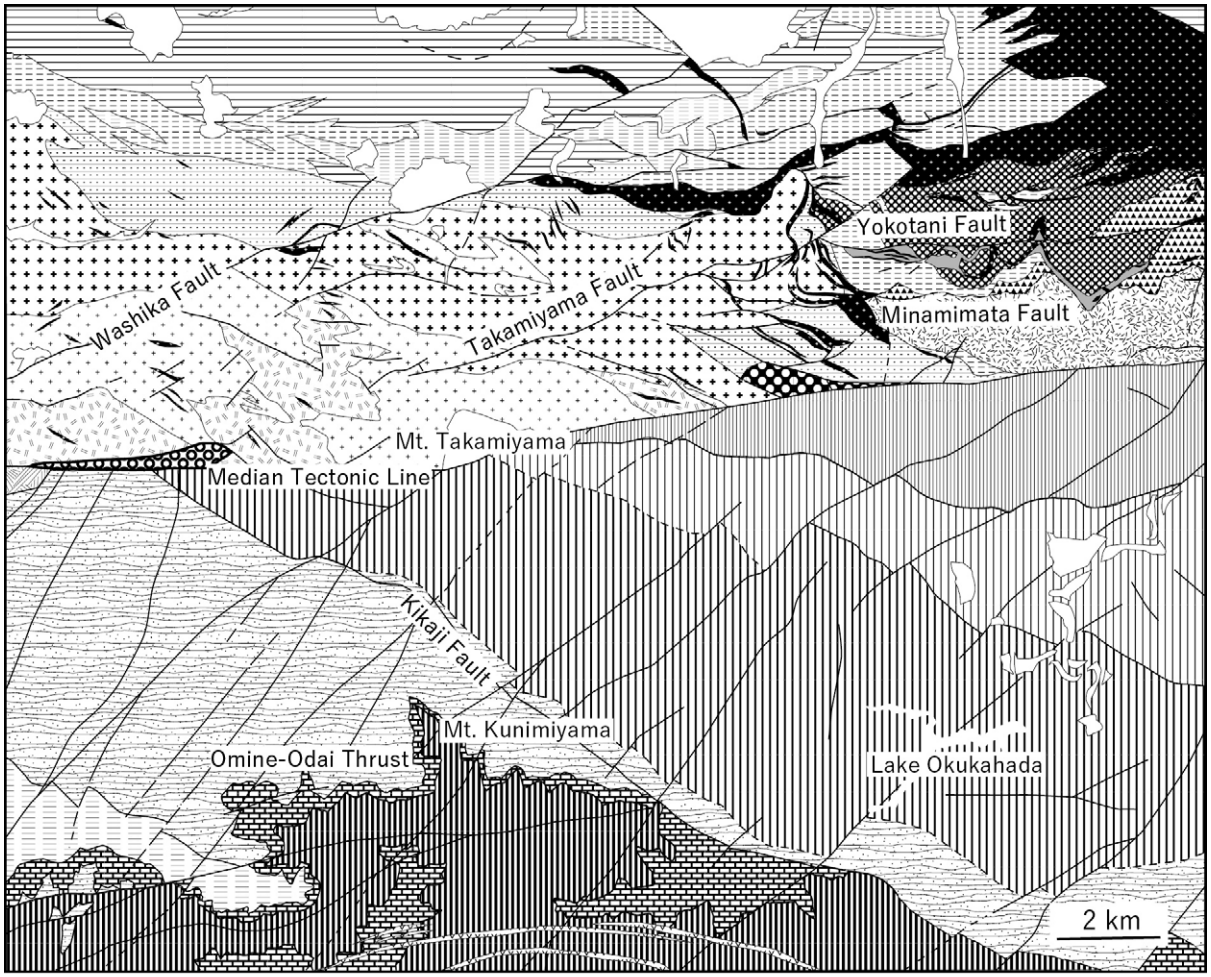


Fig. 1 Geological map of the Takamiyama District

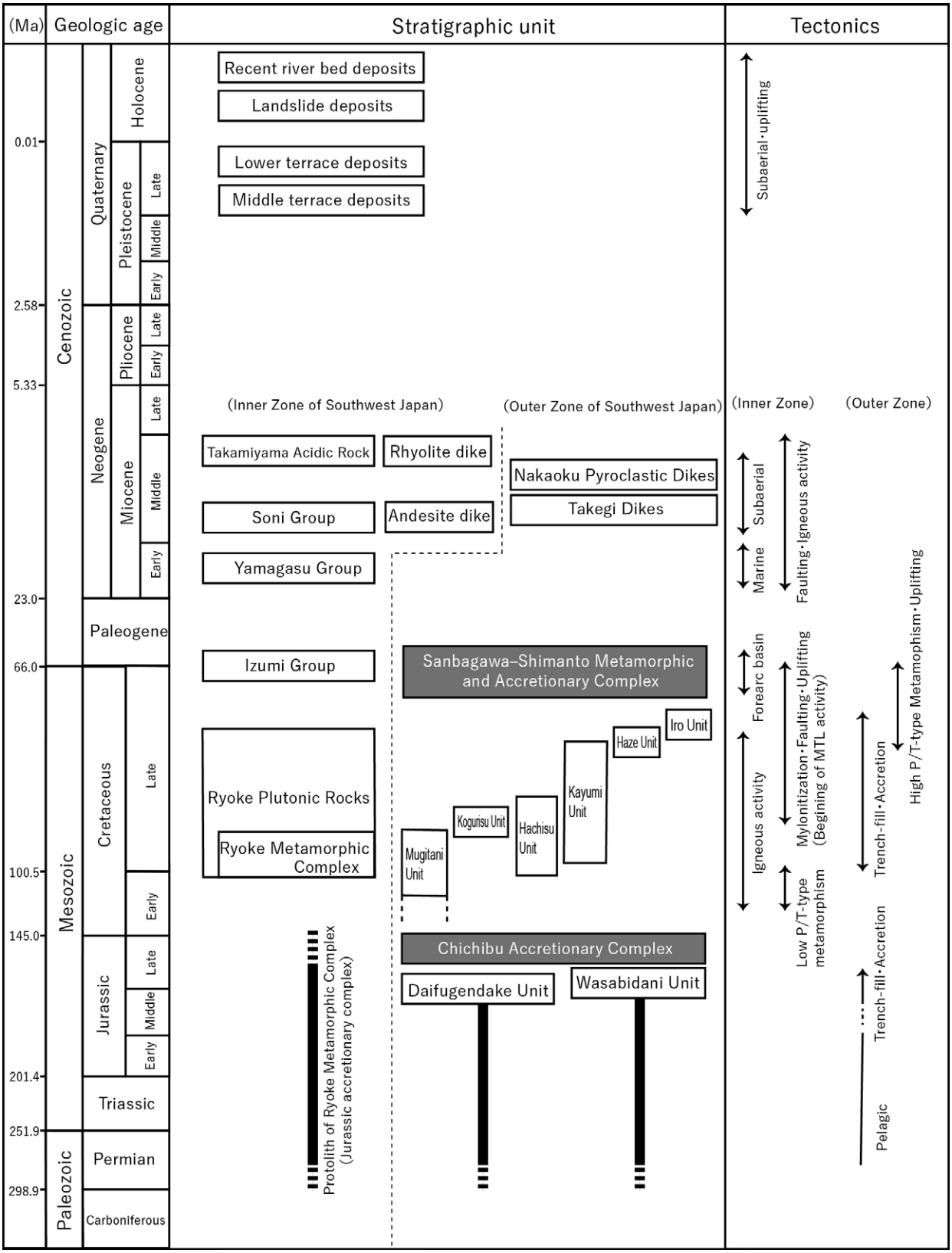


Fig. 2 Geologic summary in the Takamiyama District

White rectangles attached to each stratigraphic unit indicate ages for their deposition/intrusion.For the Jurassic accretionary complex, solid lines show the generation of mafic rock and deposition of limestone and chert and broken lines show uncertain age.For the protolith of the Ryoke Metamorphic Rocks, solid line shows generation and deposition of the protolith and broken line shows uncertain age.

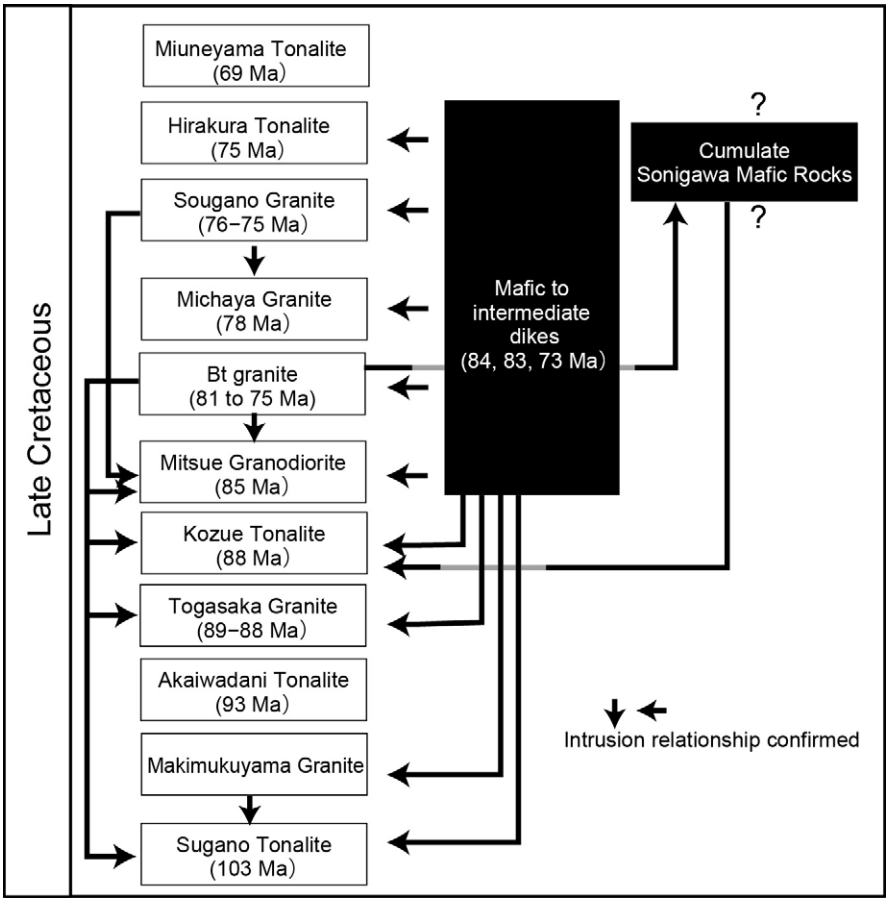


Fig. 3 Intrusive relationship between the Ryoke Plutonic Rocks

執筆分担

第 1 章	地形	竹内　誠
第 2 章	地質概説	竹内　誠・常盤哲也・森　宏・志村侑亮
第 3 章	秩父付加コンプレックス	常盤哲也
第 4 章	三波川–四万十変成付加コンプレックス	森　宏・常盤哲也・志村侑亮
第 5 章	領家変成コンプレックス及び領家深成岩類	竹内　誠
第 6 章	和泉層群	竹内　誠
第 7 章	中新統	竹内　誠・常盤哲也
第 8 章	第四系	竹内　誠
第 9 章	地質構造	竹内　誠・常盤哲也・森　宏・志村侑亮
第 10 章	応用地質	竹内　誠

文献引用例

全体の引用例：

竹内　誠・常盤哲也・森　宏・志村侑亮（2025）高見山地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．産総研地質調査総合センター，118p.

章単位での引用例：

竹内　誠（2025）第 1 章　地形．高見山地域の地質, 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．産総研地質調査総合センター，1–4.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Takeuchi, M., Tokiwa, T., Mori, H., and Shimura, Y.（2025）*Geology of the Takamiyama District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 118p.（in Japanese with English abstract）.

In the case of part citation:

Takeuchi, M.（2025）Chapter 1, Topography. *Geology of the Takamiyama District*, Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 1–4（in Japanese）.

地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）
高見山地域の地質
令和 7 年 2 月 28 日発行
国立研究開発法人　産業技術総合研究所
地質調査総合センター
〒305-8567　茨城県つくば市東 1-1-1　中央事業所 7 群

Geology of the Takamiyama District. Quadrangle Series, 1:50,000
Published on February 28, 2025
Geological Survey of Japan, AIST
AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, 305-8567, JAPAN

印刷所　株式会社 アイネクスト
Inext Co., Ltd

©2025　Geological Survey of Japan, AIST

裏表紙写真説明：中央構造線沿いの東西性の谷と高見山（中央奥の三角の山）．高見山は中央構造線沿いに貫入した中期中新世高見山酸性岩からなる．高見山図幅西部の新木津トンネル上部の道路よりドローンにて東方面を撮影.
写真は名古屋大学大学院生（当時）の李　雨嘯氏から提供を受けた.

Back Cover Photo: East–west-trending valley along the Median Tectonic Line and Mt. Takamiyama (triangular mountain in the back center). Mt. Takamiyama is composed of Middle Miocene Takamiyama Acidic Rock intruded along the Median Tectonic Line. The drone photographed eastward from the road above the Shin-Kotsu Tunnel in the western part of the Takamiyama District.
The photograph was provided by Mr. Li Yuxiao, then a graduate student at Nagoya University.

Quadrangle Series, 1:50,000
Kyoto (11) No.76 NI-53-9-14

AIST24-G00679



2025 Geological Survey of Japan, AIST