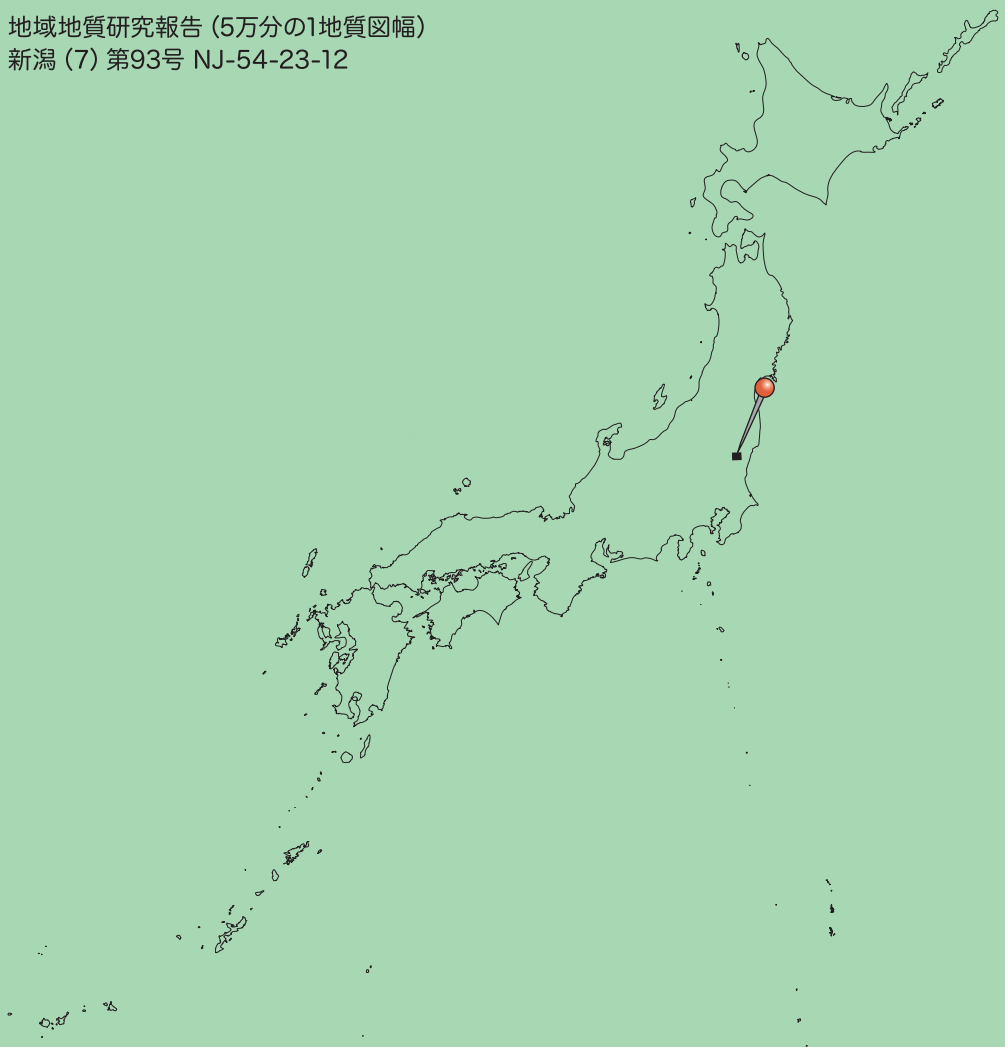
地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）
新潟（7）第93号 NJ-54-23-12



大子地域の地質

Geology of the Daigo District

細井　淳　HOSOI Jun
中江　訓　NAKAE Satoshi
高橋　浩　TAKAHASHI Yutaka

令和8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
新潟（7）第 93 号
NJ-54-23-12

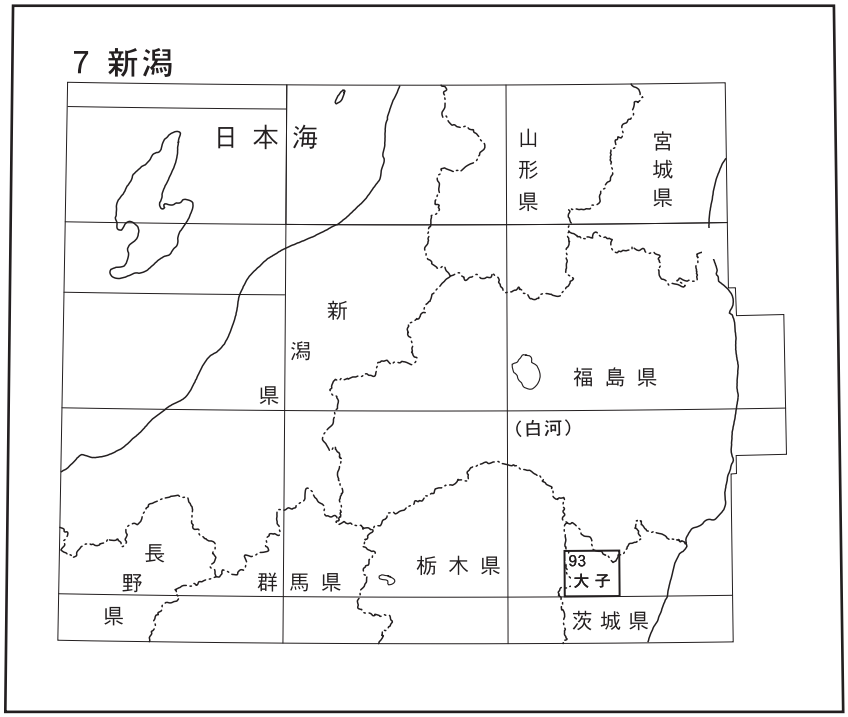
大子地域の地質

細井　淳・中江　訓・高橋　浩

令和 8 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

7-80 大田原 Otawara NJ-54-23-15 (未刊行，unpublished)	7-81 塙 Hanawa NJ-54-23-11 (未刊行，unpublished)	7-82 川部 Kawabe NJ-54-23-7 (未刊行，unpublished)	勿来 Nakoso 1:75,000 (1950)
7-92 喜連川 Kitsuregawa NJ-54-23-16 (未刊行，unpublished)	7-93 大子 Daigo NJ-54-23-12 (2026)	7-94 高萩 Takahagi NJ-54-23-8 (未刊行，unpublished)	
7-104 烏山 Karasuyama NJ-54-24-13 (未刊行，unpublished)	7-105 常陸大宮 Hitachi-Omiya NJ-54-24-9 (未刊行，unpublished)	7-106 日立 Hitachi NJ-54-24-5 (未刊行，unpublished)	助川 Sukegawa 1:75,000 (1935)

大子地域の地質

細井　淳[1,2]・中江　訓[3]・高橋　浩[4]

地質調査総合センターは，明治 15 年（1882 年）にその前身の地質調査所が創設されて以来，国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い，様々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，自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図の 1 つであり，基本的な地質情報が網羅されている．

大子地域の地質図幅は，平成 4 年度～15 年度及び令和元年度～4 年度に実施した野外調査及び室内研究の成果に基づいている．野外調査と報告書作成にあたっては，主に足尾帯ジュラ系を中江が，白亜系変成岩類及び深成岩類を高橋が，新第三系及び第四系を細井がそれぞれ分担し，全体のとりまとめは細井が行った．

ジュラ系の現地調査に際し一部地域については，滝沢文教氏（元地質調査所）並びに筑波大学生命環境系の鎌田祥仁氏（調査当時：筑波大学地球科学系）にご協力いただいた．またジュラ系分布域内の岩脈の現地調査に当たっては，環境省原子力規制委員会元委員の石渡　明氏（調査当時：金沢大学理学部教授）並びに宝石貴金属協会の小泉一人氏（調査当時：金沢大学理学部）にご同行いただいた．新第三系の現地調査では，茨城大学名誉教授の天野一男氏と安藤寿男氏（調査当時：茨城大学教授）にご協力いただいた．新第三系の一部の試料の放射年代測定は株式会社京都フィッション・トラックの檀原徹氏と岩野英樹氏にご協力いただいた．また大子町の笠井勝美氏からは大子地域周辺の地質について，情報を頂いた．以上の関係者の方々に厚く御礼申し上げる．

なお所内では，高橋幸士氏（地圏資源環境研究部門）と羽地俊樹氏（調査当時：京都大学大学院生）に野外調査に同行いただき，納谷友規氏と宇都宮正志氏（共に地質情報研究部門）には新第三紀の微化石を分析いただいた．本地域の室内研究に用いた岩石薄片は，地質情報基盤センター地質標本館室地質試料調製グループの佐藤卓見氏，福田和幸氏，平林恵理氏，及び元同グループ員の野神貴嗣氏，大和田　朗氏の作成によるものである．

所　属
[1] 地質調査総合センター 地質情報研究部門（客員研究員）
[2] 茨城大学 基礎自然科学野 地球環境科学領域
[3] 地質調査総合センター 地質情報研究部門
[4] 元 地質調査総合センター 地質情報研究部門

Keywords : geological map, 1:50,000, Ibaraki Prefecture, Tochigi Prefecture, Fukushima Prefecture, Daigo Town, Hitachiota City, Hitachiomiya City, Otawara City, Nakagawa Town, Yamatsuri Town, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pleistocene, Holocene, Yamizo, Ashio Belt, Kasama Complex, Takatori Complex, Abukuma Belt, Yamizo Older Plutonic Rocks, Yamizo Younger Granites, Abukuma Plutonic Rocks, Abukuma Metamorphic Rocks, Nishi-Tanakura Group, Higashi-Tanakura Group, Tochihara Rhyolite, Kitatage Formation, Osawaguchi Formation, Asakawa Formation, Nantaisan Dacite, Nawashirota Formation, Konamase Formation, Uchiono Formation, Fukinokusa Formation, Higashikanasayama Formation, Akasaka Formation, fluvial terrace deposits, alluvial plain deposits, slope deposits, Tanakura Fault Zone, Tanakura Shear Zone, Tanakura Western Marginal Fault, Tanakura Eastern Marginal Fault

令和 7 年 3 月 3 日受理　令和 8 年 1 月 23 日発行

目　次

第 1 章　地形……1
1. 1　概説……1
1. 2　山地地形……1
1. 3　盆地地形……1
1. 4　断層地形……3
1. 5　地すべり地形……3
1. 6　低地地形と段丘地形……3
1. 7　河川・水系……4
第 2 章　地質概説……6
2. 1　足尾帯ジュラ系……6
2. 2　白亜紀の阿武隈帯変成岩類及び深成岩類……6
2. 3　足尾帯に分布する白亜紀深成岩類……8
2. 4　新第三系……8
2. 5　第四系……9
2. 6　棚倉断層帯……10
第 3 章　足尾帯ジュラ系……11
3. 1　研究史……11
3. 1. 1　八溝山地の研究史……11
3. 1. 2　大子地域の研究史……14
3. 2　概要……14
3. 3　笠間コンプレックス（Kc, Kp, Kl, Ka, Ks, Kx）……16
3. 3. 1　命名・定義……16
3. 3. 2　模式地……16
3. 3. 3　分布・層序関係……16
3. 3. 4　岩相組合せ・産状……16
3. 3. 5　層序……17
3. 3. 6　岩相……18
3. 3. 7　化石・年代……22
3. 4　高取コンプレックス（Ty, Tc, Ti, Tm, Tl, Ta, Ts）……22
3. 4. 1　命名・定義……22
3. 4. 2　模式地……22
3. 4. 3　分布・層序関係……22
3. 4. 4　岩相組合せ・産状……22
3. 4. 5　層序……22
3. 4. 6　岩相……25
3. 4. 7　化石・年代……26
3. 5　地質構造……30

3. 5. 1　コンプレックス内部の衝上断層……30
3. 5. 2　コンプレックス境界の衝上断層……30
3. 5. 3　褶曲構造……32
3. 5. 4　高角断層……32
第 4 章　白亜紀の阿武隈変成岩類及び深成岩類……33
4. 1　研究史……33
4. 2　超苦鉄質岩……35
4. 2. 1　角閃石岩（Uh）……35
4. 2. 2　蛇紋岩（U）……35
4. 3　阿武隈変成岩類（M）……36
4. 4　阿武隈深成岩類……37
4. 4. 1　角閃石黒雲母閃緑岩（D）……38
4. 4. 2　角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩（Gt）……38
4. 4. 3　黒雲母花崗閃緑岩（Gd）……39
4. 4. 4　ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩（Gm）……41
第 5 章　足尾帯に分布する白亜紀深成岩類……42
5. 1　研究史及び概要……42
5. 2　八溝古期深成岩類（Qd）……42
5. 3　ドレライト及び斑れい岩岩脈（Dk）……44
5. 4　八溝新期深成岩類（Gr）……45
第 6 章　新第三系……47
6. 1　層群と堆積盆の定義……47
6. 2　栃原流紋岩（To1, To2, To3）……47
6. 3　西棚倉層群……51
6. 3. 1　概要及び研究史……51
6. 3. 2　層序区分……52
6. 3. 3　北田気層（Ki1, Ki2）……53
6. 3. 4　大沢口層（Os1, Os2, Os3）……59
6. 3. 5　浅川層（As1, As2, As3, As4）……62
6. 3. 6　男体山デイサイト（Nn1, Nn2, Nn3）……69
6. 3. 7　苗代田層（Na1, Na2）……72
6. 3. 8　小生瀬層（Ko1, Ko2, Ko3）……76
6. 3. 9　内大野層（Uc1, Uc2, Uc3）……79
6. 3. 10　風木ノ草層（Fu）……80
6. 3. 11　東金砂山層（Hg）……83
6. 3. 12　西棚倉層群の地質構造……84
6. 4　東棚倉層群……86
6. 4. 1　概要及び研究史……86
6. 4. 2　赤坂層（Ak1, Ak2）……87
第 7 章　第四系……89

7. 1　概要……89
7. 2　段丘堆積物の研究史と区分……89
7. 3　高位段丘堆積物（th1）……90
7. 4　中位段丘堆積物……92
7. 4. 1　中位Ⅰ段丘堆積物（tm1）……92
7. 4. 2　中位Ⅱ段丘堆積物（tm2）……92
7. 5　低位段丘堆積物……92
7. 5. 1　低位Ⅰ段丘堆積物（tl1）……92
7. 5. 2　低位Ⅱ段丘群堆積物（tl2）……92
7. 5. 3　低位Ⅲ段丘群堆積物（tl3）……93
7. 6　斜面堆積物……93
7. 6. 1　地すべり堆積物（l）……93
7. 6. 2　山麓及び埋谷緩斜面堆積物（p）……94
7. 7　沖積低地の堆積物……94
7. 7. 1　氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物（a）……94
7. 7. 2　旧河道堆積物（ac）……95
7. 7. 3　現河床堆積物（ar）……95
7. 8　埋立地及び盛土（r）……95
第 8 章　棚倉断層帯……96
8. 1　概要と定義……96
8. 2　研究史……96
8. 3　棚倉破砕帯西縁断層……97
8. 4　棚倉破砕帯東縁断層……97
第 9 章　応用地質……99
9. 1　金属鉱床……99
9. 2　石炭……99
9. 3　温泉……99
第 10 章　自然災害……102
10. 1　斜面災害……102
10. 2　水害……103
文献……105
Abstract……113

図・表目次

第 1.1 図　大子地域とその周辺の地形概略図……2
第 1.2 図　男体山デイサイトが形成するケスタ地形……3
第 1.3 図　棚倉断層帯の断層地形……4
第 1.4 図　久慈山地内，北沢トンネル北方における小規模な地すべり……4
第 1.5 図　大子町頃藤の久慈川沿いに発達する段丘群……5
第 2.1 図　大子地域の地質総括図……7
第 2.2 図　大子地域周辺の地質区分図……8
第 3.1 図　八溝山地における地体構造区分と大子地域……11
第 3.2 図　大子地域における足尾帯ジュラ系の地質概略図……15
第 3.3 図　笠間コンプレックスの個別柱状図……17
第 3.4 図　笠間コンプレックス中部–上部のルートマップ……18
第 3.5 図　笠間コンプレックス上部のルートマップ……19
第 3.6 図　笠間コンプレックス構成岩類の岩相と産状……20
第 3.7 図　笠間コンプレックス構成岩類の薄片写真……21
第 3.8 図　高取コンプレックスの個別柱状図……24
第 3.9 図　高取コンプレックス下部–中部のルートマップ……25
第 3.10 図　高取コンプレックス上部のルートマップ……26
第 3.11 図　高取コンプレックス構成岩類の岩相と産状……27
第 3.12 図　高取コンプレックス構成岩類の薄片写真……28
第 3.13 図　衝上断層を示すルートマップ……30
第 3.14 図　コンプレックス間の境界衝上断層を示すルートマップ……31
第 4.1 図　阿武隈山地南部の地質概略図（Takahashi *et al.*, 2016 を基に作成）……34
第 4.2 図　超苦鉄質岩類（角閃石岩a, b；蛇紋岩c, d）のスラブ写真（a, c）及び薄片写真（b, d）……36
第 4.3 図　阿武隈変成岩類（黒雲母斜長石石英片麻岩）のスラブ写真（a）及び薄片写真（b）……37
第 4.4 図　角閃石黒雲母閃緑岩のスラブ写真（a, c）及び薄片写真（b, d）……39
第 4.5 図　阿武隈深成岩類のスラブ写真（a, c, e）及び薄片写真（b, d, f）……40
第 5.1 図　大子地域周辺の先新第三系の地質概略図と放射年代……43
第 5.2 図　八溝古期及び新期深成岩類のモードを示す三角図……44
第 5.3 図　八溝古期深成岩類の露頭写真……44
第 5.4 図　八溝古期深成岩類のスラブ写真（a, c）及び薄片写真（b, d）……45
第 5.5 図　ドレライト及び斑れい岩岩脈の薄片写真……46
第 5.6 図　八溝新期深成岩類のスラブ写真（a）及び薄片写真（b）……46
第 6.1 図　大子町栃原本田周辺のルートマップ……49
第 6.2 図　栃原流紋岩の露頭写真……50
第 6.3 図　栃原流紋岩の流紋岩の薄片写真……50
第 6.4 図　大子地域とその周辺地域における西棚倉層群の層序変遷図……53
第 6.5 図　西棚倉堆積盆の断面概略と西棚倉層群の層序……54

第 6. 6 図　大子地域中央，大子町上岡周辺のルートマップ……55
第 6. 7 図　北田気層と風木ノ草層が指交する露頭の写真……56
第 6. 8 図　北田気層の火山性の砕屑岩（Ki1）の露頭写真……57
第 6. 9 図　北田気層の珪長質火山砕屑岩（Ki2）の露頭写真……58
第 6. 10 図　北田気層の珪長質火山砕屑岩（Ki2）の薄片写真……58
第 6. 11 図　大沢口層の模式地，茨城県大子町頃藤大沢口の石切場の写真……59
第 6. 12 図　大子地域北西部，大子町上金沢橋場周辺のルートマップ……60
第 6. 13 図　大沢口層の露頭写真……61
第 6. 14 図　大沢口層の火山岩の薄片写真……62
第 6. 15 図　大子地域北西部の足尾帯ジュラ系と新第三系境界付近のルートマップ……64
第 6. 16 図　浅川層と風木ノ草層の指交露頭写真……65
第 6. 17 図　大子地域北西部，大子町槙野地百合平周辺のルートマップ……66
第 6. 18 図　大子地域北部，大室山周辺のルートマップ……66
第 6. 19 図　浅川層の露頭写真……67
第 6. 20 図　浅川層の火山砕屑岩（As4）の薄片写真……68
第 6. 21 図　大子地域北東部，佳老山周辺のルートマップ……70
第 6. 22 図　大子地域東部，鍋足山周辺のルートマップ……71
第 6. 23 図　男体山デイサイトの溶岩（Nn1 及び Nn2）の露頭写真……73
第 6. 24 図　男体山デイサイトの溶岩（Nn1）の薄片写真……73
第 6. 25 図　角礫状溶岩（Nn2）の産状（鍋足山北方の林道）……74
第 6. 26 図　男体山デイサイトの火山砕屑岩（Nn3）の露頭写真……74
第 6. 27 図　苗代田層の露頭写真……77
第 6. 28 図　苗代田層の凝灰岩（Na2）の薄片写真……77
第 6. 29 図　小生瀬層の露頭写真……78
第 6. 30 図　小生瀬層の凝灰岩（Ko3）の薄片写真……78
第 6. 31 図　内大野層の砂岩泥岩互層（Uc1）の露頭写真……81
第 6. 32 図　内大野層の珪長質凝灰岩（Uc3）の薄片写真……81
第 6. 33 図　風木ノ草層の礫岩（Fu）の露頭写真……82
第 6. 34 図　風木ノ草層中のカキ類化石の写真（大子町槙野地）……82
第 6. 35 図　東金砂山層の礫岩（Hg）の露頭写真……85
第 6. 36 図　西棚倉層群に発達する地質図規模の断層露頭写真……86
第 6. 37 図　赤坂層の露頭写真……87
第 6. 38 図　赤坂層の軽石火山礫凝灰岩（Ak2）の薄片写真……88
第 7. 1 図　大子地域周辺，久慈川沿いに発達する段丘縦断面図……91
第 7. 2 図　段丘構成物の主な観察地点での地質柱状図……91
第 7. 3 図　低位 I 段丘構成物の露頭写真と柱状図……93
第 7. 4 図　地すべり堆積物（l）の露頭写真（大子町盛金）……94
第 7. 5 図　山麓及び埋谷緩斜面堆積物（p）に区分した崖錐堆積物の露頭写真（大子町野出畑）……94
第 7. 6 図　氾濫原堆積物（a）の露頭写真（押川）……95
第 8. 1 図　棚倉破砕帯西縁断層及び棚倉破砕帯東縁断層の露頭写真……98

第 10. 1 図　久慈川増水による被害写真（袋田駅北方）……104

第 3. 1 表　足尾帯ジュラ系の層序区分と対比……12
第 3. 2 表　笠間コンプレックスから産出した放散虫化石……23
第 3. 3 表　高取コンプレックスから産出した放散虫化石……29
第 6. 1 表　栃原流紋岩の主成分全岩化学組成データ……48
第 6. 2 表　大沢口層の火山岩の主成分全岩化学組成データ……63
第 6. 3 表　男体山デイサイトの主成分全岩化学組成データ……72
第 7. 1 表　大子地域周辺，久慈川沿いに発達する段丘面と段丘堆積物の研究別区分……90
第 9. 1 表　大子地域及び大子地域内の可能性がある鉱山一覧……100
第 9. 2 表　大子地域内の温泉情報……101
第 10. 1 表　大子地域内の地すべりの警戒区域（2023 年 10 月現在）……102
第 10. 2 表　大子町における水害一覧……103

Fig. 1　Summary of geology of the Daigo District ……114

第1章　地　　形

（細井　淳）

1.1　概　説

大子地域は，世界測地系において，北緯 36°40′11″3～36°50′11″2, 東経 140°14′48″～140°29′48″（日本測地系では北緯 36°40′～36°50′，東経 140°15′～140°30′）の範囲に位置する．行政区として，茨城県，栃木県，福島県にまたがるが，その大部分は茨城県に属する．中央の茨城県久慈郡大子町を囲むように，北東端から時計回りに，福島県東白川郡矢祭町，茨城県常陸太田市，茨城県常陸大宮市，栃木県那須郡那珂川町，栃木県大田原市がある（第 1.1 図）．

大子地域の山地は八溝山地，久慈山地，阿武隈山地南部に区分される．八溝山地は北から順に，八溝山塊，鷲子山塊，鶏足山塊，筑波山塊の 4 つの山塊に区分されており，大子地域には八溝山塊と鷲子山塊が分布する（貝塚ほか編, 2000；小池ほか編, 2005）．八溝山地は足尾帯ジュラ系，久慈山地は新第三系，阿武隈山地南部は阿武隈帯変成岩類及び深成岩類から主に構成される．それぞれの山地は，主に河川によって隔てられる．新第三系分布地域には，大子盆地と生瀬盆地が発達する．

また，大子地域には断層組織地形とケスタ地形が明瞭に発達する．北北西–南南東方向に発達する棚倉断層帯の棚倉破砕帯東縁断層と棚倉破砕帯西縁断層沿いには明瞭な崖地形と谷地形が発達する．また，久慈山地内にはケスタ地形が発達し，北北西–南南東方向に急峻な崖が形成されている．国指定の名勝である袋田の滝はこのケスタ地形がなす急崖に発達する滝である．大子地域を流れる河川沿いの特に新第三系が分布する範囲には段丘地形がよく発達する．

大子地域内の主要な河川としては，久慈川，山田川，里川，小田川などがあり，これらはおおよそ南北方向に流れる．久慈川は八溝山地と久慈山地の境界を，里川及び小田川は久慈山地と阿武隈山地南部の境界を流れる．山田川は棚倉破砕帯西縁断層，里川及び小田川は棚倉破砕帯東縁断層の断層谷を流れる河川である．

1.2　山 地 地 形

大子地域には，八溝山塊，鷲子山塊，久慈山地，阿武隈山地南部が発達する（貝塚ほか編, 2000；小池ほか編, 2005）．それぞれの山地によって，地形の特徴が異なっている．以下ではそれらを記す．

八溝山塊は主に足尾帯ジュラ系から構成される山地で，他の山地と比べて急峻な地形をなし，標高の高い山が多い．八溝山塊には，茨城県最高峰の八溝山（標高 1,022 m, 大子地域北方）が属する．貝塚ほか編（2000）では，主に新第三系からなる大子盆地も八溝山塊に含まれているが，八溝山塊の起伏量と標高は大子盆地よりも大きいため，本書では両者を区分した．八溝山塊の起伏量は概ね 150 m以上であり，堂山，妙見山，石尊山は標高 400 m前後である．

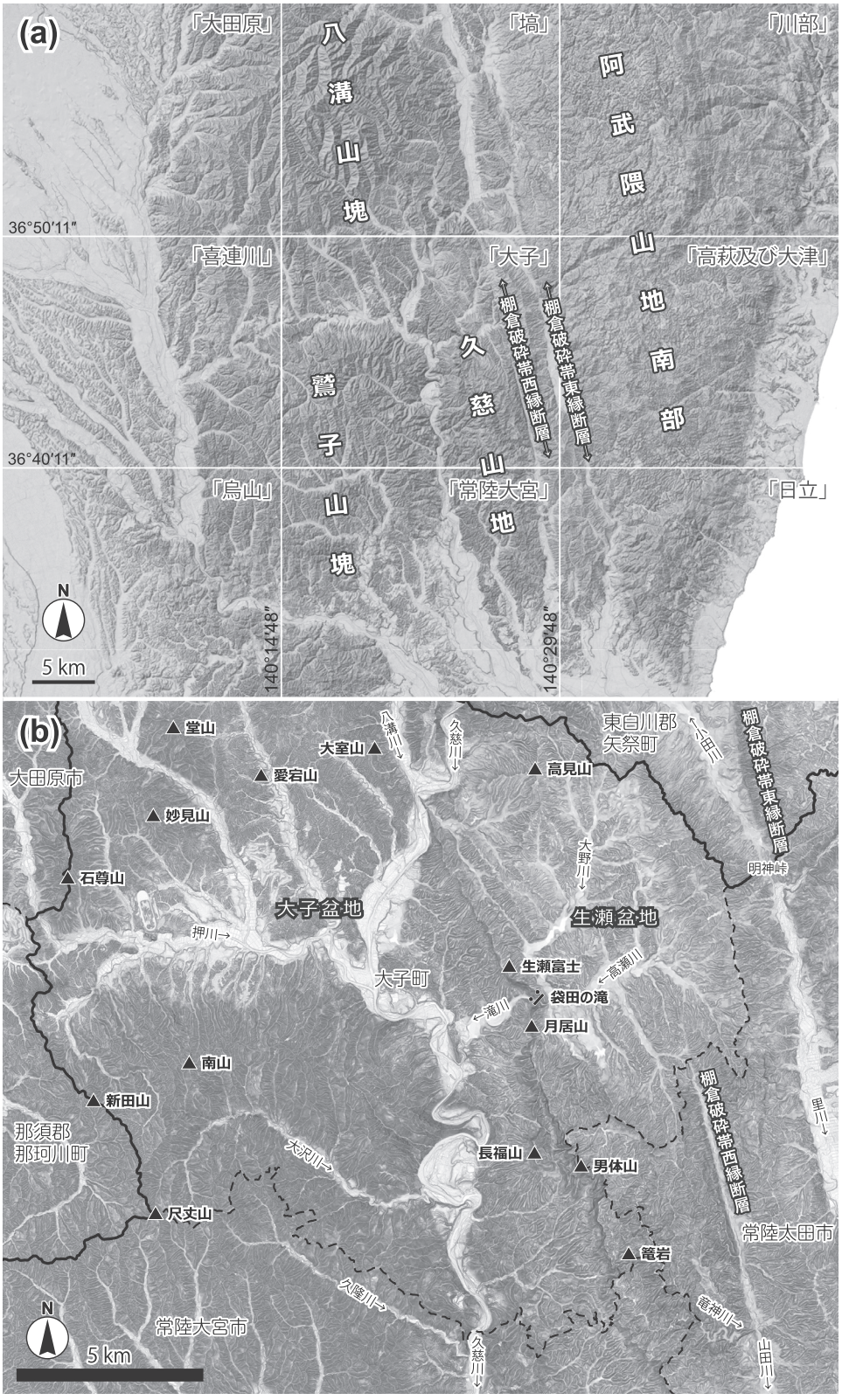
鷲子山塊も八溝山塊と同様に足尾帯ジュラ系から主に構成される．比較的険しく，南山，新田山，尺丈山等の標高 500 m前後の山が属する．

久慈山地は主に新第三系から構成される比較的緩やかな傾斜の山地である．その中でも久慈山地中央部の新第三系男体山デイサイトからなる山は周囲より突出した地形を形成し，周辺と比べて比較的標高の高い山を形成する．例えば，生瀬富士（標高 406 m），月居山（標高 404 m），長福山（標高 496 m），男体山（標高 653.7 m），篭岩（標高 501.3 m）等がある．男体山デイサイトからなる山は北北西–南南東へほぼ直線的に稜線を形成する．新第三系の男体山デイサイトと小生瀬層の礫岩は，ほかの新第三系よりも比較的硬い岩石のため，ケスタ地形を形成する．これらの地層は東傾斜のため，西側に急崖を有する（第 1.2 図）．竜神川など，男体山デイサイト中を流れる河川は，竜神峡などの深いＶ字谷を形成する．

阿武隈山地南部は主に白亜紀の阿武隈帯深成岩類及び変成岩類から構成される．阿武隈山地南部は茨城県北部の栄蔵室（標高 882 m, 大子地域北東方）を最高峰として，その標高は北部で 700～800 m，南部で 600 m程度以下と，北から南へと減ずる．阿武隈山地南部は隆起準平原で山頂の多くは残丘である．この地形は国土地理院による日本の典型地形として紹介されている（国土地理院, 1998）．

1.3　盆 地 地 形

大子地域中央部付近の西部と東部には，それぞれ大子盆地と生瀬盆地（大子町史編さん委員会編, 1988）がある．大子盆地はその北と西を八溝山塊，南を鷲子山塊，東を男体山デイサイトから構成される山々に囲まれた盆地である．生瀬盆地は北を久慈山地中の足尾帯ジュラ系の山，西と南を男体山デイサイトからなる山，東を東金



第 1. 1 図　大子地域とその周辺の地形概略図
(a) 大子周辺の地形概観．背景は国土地理院の地理院タイル（陰影起伏図, 傾斜量図）を使用．(b) 大子地域の地形と行政区分．背景の傾斜量図は国土地理院の地理院タイルを使用．



第 1.2 図　男体山デイサイトが形成するケスタ地形
白木山北方の道路から生瀬富士（406 m）を望む．写真中央左側で急傾斜，写真中央右側で緩傾斜である．

砂山層の礫岩からなる北北西–南南東方向の稜線に囲まれた盆地である．山地と盆地の境界は漸移的で明確に示せるものではないが，山地に囲まれた両盆地地形は，傾斜量図でその大枠を確認することができる（第 1.1 図b）．

大子盆地及び生瀬盆地は山地よりも標高が低く，起伏量も小さい．すなわち，大子盆地の愛宕山，大室山は標高 300 m に満たず，背面の標高は 300 m 未満である．生瀬盆地では高見山が標高 463 m だが，おおよそ背面の標高は 400 m 未満である．山地の起伏量がおおむね 150 m 以上であるのに対し，盆地の起伏量はおおむね 100 m 前後かそれ未満である．

大子盆地と生瀬盆地は共に新第三系の分布地に形成されており，両者は男体山デイサイトから構成される山によって隔てられている．男体山デイサイトの山は西に急崖を持つケスタ地形を形成し，その東側は西側よりも標高が高くなっている．そのため，男体山デイサイトの東側にある生瀬盆地は，西側の大子盆地よりも約 100〜150 m ほど標高が高い．大子盆地内の主流の久慈川は標高約 90〜120 m を流れるが，生瀬盆地内の主流の高瀬川や大野川は標高 120〜400 m あたりを流れる．

1.4　断 層 地 形

久慈山地中央〜東縁には棚倉断層帯が発達している．棚倉断層帯の西縁と東縁には棚倉破砕帯西縁断層と棚倉破砕帯東縁断層が北北西–南南東方向に発達する．棚倉破砕帯東縁断層は久慈山地と阿武隈山地の境界をなす．両断層共に明瞭な断層崖又は断層線崖と非対称な断層谷又は断層線谷を形成する．具体的には，大子地域内の山田川沿いに棚倉破砕帯西縁断層，里川と小田川上流部に棚倉破砕帯東縁断層の断層地形が認められる（第 1.3 図）．

1.5　地すべり地形

地すべり地形は鷲子山塊と久慈山地に比較的多く認められる．これらの大子地域内の地すべり地形はいずれも小規模な地すべりによるものが多い（第 1.4 図）．大子地域の地すべり地形の分布は，既に防災科学技術研究所（2004）によって示されているが，本書では，改めて空中写真判読，地形図読図，露頭観察を通じて，地すべりブロックと滑落崖のセットを明確に確認できたものを抽出して示した．地すべり地形のうち，久慈山地に発達する地すべりの一部は，ジュラ系と新第三系の境界，新第三系男体山デイサイトと苗代田層の境界に位置し，地層境界がすべり面になっている可能性がある．

1.6　低地地形と段丘地形

大子地域の段丘地形は主要な河川沿いに発達する．久慈川沿いには複数段からなる段丘地形が認められる．それらのうち，JR水郡線の上小川駅と下小川駅（大子地域外）付近の久慈川沿いに発達する段丘群は，国土地理院による日本の典型地形に認定されており，それぞれ上小川段丘，下小川段丘と名付けられている（国土地理院，1998）（第 1.5 図）．段丘地形は比較的規模の小さい河川の上流にも認められ，これは谷沿いに堆積した斜面堆積物等が段丘化したものである．本書では大子地域に発達する段丘を高位段丘，中位段丘群，低位段丘群に区分した．その区分と段丘堆積物の詳細は，第 7 章に記載する．

河川沿いには低地地形が発達し，それらは段丘地形と同様，特に新第三系の分布範囲に広く発達する．低地地形は，久慈川や押川などの比較的大きな河川沿いでは主



第 1. 3 図　棚倉断層帯の断層地形
(a) 鍋足山から見た棚倉破砕帯西縁断層の断層地形．矢印部に断層があり，断層谷に沿って山田川が流れる．断層を挟んだ写真奥側に男体山デイサイト，写真手前側に東金砂山層が主に分布する．(b) 鍋足山から見た棚倉破砕帯東縁断層の断層地形．矢印部に断層がある．



第 1. 4 図　久慈山地内，北沢トンネル北方における小規模な地すべり

に氾濫原堆積物等によって，比較的規模の小さい河川や沢沿いは谷底を埋めた堆積物等によって形成されている．

1. 7　河川・水系

大子地域を流れる河川はほぼ全域の河川が久慈川水系に属し，大子地域西部の栃木県範囲内の河川のみ那珂川水系に属する．本地域を流れる河川のうち，久慈川は一級河川である．久慈川に合流する比較的大きな河川としては，押川，八溝川，滝川，大沢川，久隆川，小田川，里川，山田川などがある．主要な河川はおおむね南方向に流れるものが多い．

大子地域を流れる主要な河川の多くは，蛇行した，穿入蛇行河川である．例えば，久慈川は久慈郡大子町北田



第 1. 5 図　大子町頃藤の久慈川沿いに発達する段丘群
JR 水郡線上小川駅の跨線橋から撮影．頃藤周辺にて JR 水郡線は低位Ⅲ段丘面上に敷設されている．

気付近から西金付近にかけて，大きく蛇行する．比較的小規模な河川では，例えば滝川とその上流の高瀬川や大野川などが蛇行している．これらの河川の蛇行部は，新第三系又は谷底低地堆積物等を河川が洗掘，侵食している．久慈川，押川，滝川，小田川では旧河道が微地形として認められる．

山田川は棚倉破砕帯西縁断層，里川及び小田川は棚倉破砕帯東縁断層によって形成された谷を流れる河川で，北北西–南南東方向に流れる．里川と小田川の源流部の明神峠には谷中分水界が認められ，谷中分水界を境にして里川は南向きに，小田川は北向きに流れている．

第2章　地 質 概 説

（細井　淳・中江　訓・高橋　浩）

大子地域の地質総括図を第 2. 1 図に示す．本地域は，主に棚倉断層帯を境に地形，地質が異なっている．地体構造区分上，棚倉断層帯（棚倉構造線）より西の地域は足尾帯に，棚倉断層帯より東の阿武隈山地は阿武隈帯に位置付けられている（第 2. 2 図）．

大子地域の地質は足尾帯ジュラ系，白亜紀の阿武隈変成岩類及び深成岩類，足尾帯に分布する白亜紀深成岩類，新第三系，第四系から構成される．棚倉断層帯西側の八溝山塊・鷲子山塊には主に足尾帯ジュラ系の付加複合体とこれに貫入する白亜紀の八溝古期深成岩類・八溝新期深成岩類等が分布する．棚倉断層帯東側の阿武隈山地は主に阿武隈帯に相当し，白亜紀の阿武隈深成岩類とその捕獲岩である変成岩類や苦鉄質岩類が分布する．棚倉断層帯周辺と久慈山地，大子盆地，生瀬盆地には主に新第三系が分布する．これらの地質を第四紀の段丘堆積物や斜面堆積物等が被覆する．

なお本書で用いる火山砕屑岩（volcaniclastic rocks）は，White and Houghton（2006）による「primary volcaniclastic rock（狭義の火山砕屑岩）」の岩相区分と名称に従った．ただし，粒径 64 mm 以上の岩片を主体とする岩相名称（角礫岩, breccia）については，砕屑岩の角礫岩と区別するために，本書では火山角礫岩（volcanic breccia）とした．また，凝灰岩については，Fisher（1961）の区分，すなわち細粒凝灰岩と粗粒凝灰岩を用いた．火山砕屑物を多く含む砕屑岩については，その特徴を表現するために，火山砕屑岩や砕屑岩の岩相名と区別し，接頭語として凝灰質ではなく火山性を用いた．すなわち，火山砕屑物を含む砕屑岩について，火山性礫岩（volcanic conglomerate），火山性砂岩（volcanic sandstone），火山性泥岩（volcanic mudstone）を用い，これらをまとめて火山性の砕屑岩（volcanogenic clastic rocks）とした．Volcanic conglomerate の訳については細井ほか（2020）と同様に，火山円礫岩（地学団体研究会編, 1996；日本地質学会編, 2004）ではなく，火山性礫岩（鈴木編，2005）とした．

2. 1　足尾帯ジュラ系

足尾帯には，砂岩や泥岩などの陸源性砕屑岩類を主体としチャートなどの遠洋性堆積岩類を伴うジュラ紀に形成された付加複合体が分布する．これは，海洋プレートが大陸縁で沈み込む際に，ジュラ紀の陸源性砕屑岩類と，海洋プレート上に堆積していたより時代の古い遠洋性堆積岩類が混合・変形し，大陸縁に付加して形成されたと考えられている．本地域では，岩相組合せとその産状，地質構造，並びに地質年代に基づいて，下部の笠間コンプレックスと上部の高取コンプレックスに層序区分される．

笠間コンプレックスは，チャート・細粒泥岩・シルト岩・葉理質泥岩・砂岩泥岩互層・砂岩などから構成される．これらのうち砂岩と葉理質泥岩が主体をなすが，両者はほぼ等量ないし砂岩がやや卓越する．チャートは余り多くない．高取コンプレックスも，チャート・珪質泥岩・細粒泥岩・葉理質泥岩・砂岩泥岩互層・塊状–厚層理砂岩などから構成される．砂岩と葉理質泥岩が主体をなすが，砂岩が圧倒的に優勢なのが特徴である．

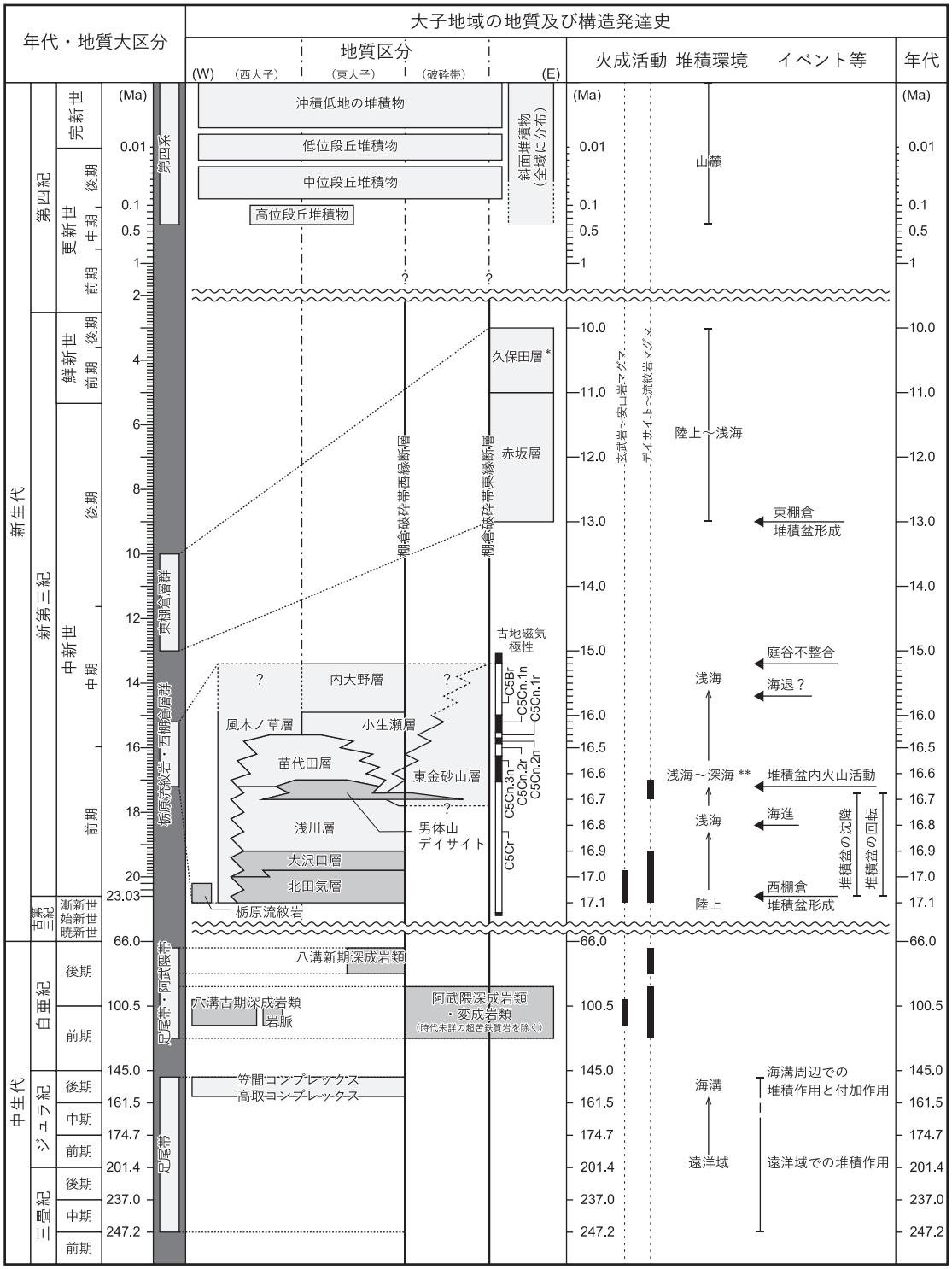
笠間コンプレックスは暗緑灰色のシルト岩を含むことで，また高取コンプレックスは走向方向への連続性が良いチャートが分布し泥質岩が乏しいことで，両者は互いに識別できる．

2. 2　白亜紀の阿武隈帯変成岩類及び深成岩類

棚倉破砕帯の東側には，阿武隈深成岩類と阿武隈変成岩類が分布する．阿武隈深成岩類は阿武隈変成岩類と超苦鉄質岩を捕獲岩として伴っている．棚倉破砕帯中に分布する阿武隈深成岩類は，風化によって真砂化が進んでいる場合が多いが，一部には塑性変形によるごく弱い面構造が認められるものがある．

超苦鉄質岩としては角閃石岩及び蛇紋岩，阿武隈変成岩類としては主に黒雲母片麻岩が，阿武隈深成岩類の捕獲岩として産する．これらの捕獲岩体は複数存在し，いずれも小規模なものである．変成岩の片麻状構造の走向は棚倉破砕帯東縁断層以西で N20°E 前後，以東では N10°W 前後を示す傾向がある．

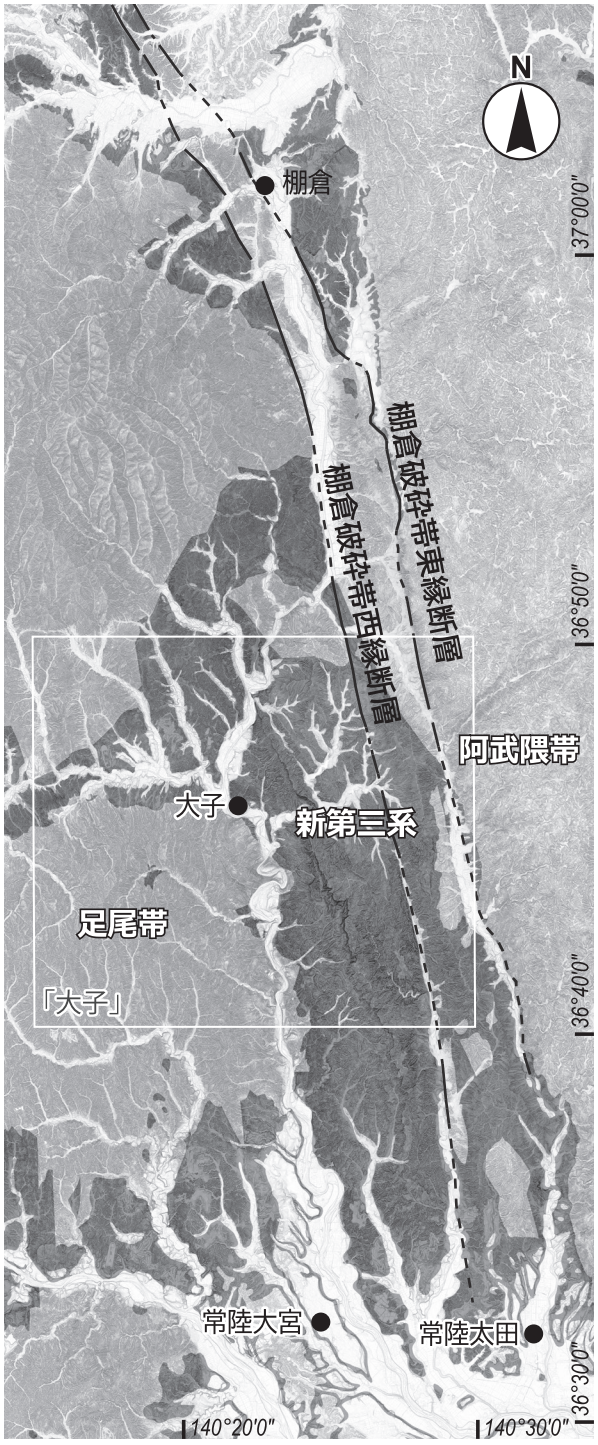
阿武隈深成岩類は，角閃石黒雲母閃緑岩，角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩，黒雲母花崗閃緑岩，ざくろ石白雲母黒雲母花岡岩及び白雲母黒雲母花崗岩から構成される．このうち，角閃石黒雲母閃緑岩はざくろ石白雲母黒雲母花岡岩及び白雲母黒雲母花崗岩の捕獲岩体として産する．



第 2. 1 図　大子地域の地質総括図

地質区分をおおまかに東西に分けて示す. 古地磁気極性とその年代: Kochhann *et al.* (2016).

*：大子地域北方の福島県東白川郡棚倉町周辺に分布.　**：暴風時波浪限界水深以深.



第 2. 2 図　大子地域周辺の地質区分図
新第三系と棚倉断層帯は産総研地質調査総合センター (2022) による．新第三系分布地を濃い色で示す．背景の傾斜量図は国土地理院の地理院タイルを使用.

2. 3　足尾帯に分布する白亜紀深成岩類

棚倉破砕帯の西側は足尾帯に相当し，足尾帯ジュラ系には多数の小規模深成岩類が貫入する．これらは主に花崗岩質岩類からなり，火成活動の時期によって，大きく古期岩体 (105 Ma前後) と新期岩体 (65 Ma前後) とに区分されている (柴田ほか, 1973)．前者は八溝古期深成岩類，後者は八溝新期深成岩類からなる．

大子地域には古期岩体である石畑岩体と袋田岩体，新期岩体である矢祭岩体が分布する．また，これらの深成岩体に加えて，足尾帯ジュラ系に貫入するドレライト及び斑れい岩の岩脈も分布する．これらの岩脈類は分布位置や岩相の類似性から，古期岩体に関連したものと考えられている．

2. 4　新 第 三 系

大子地域の棚倉断層帯沿いには栃原流紋岩と西棚倉層群，東棚倉層群が分布する．栃原流紋岩は 17 Ma 頃の火山岩で，足尾帯ジュラ系の中に周囲の新第三系から孤立して分布する．西棚倉層群と東棚倉層群は，それぞれ異なる時代に発達した西棚倉堆積盆と東棚倉堆積盆を埋積した地層である．西棚倉層群は大子地域に分布する新第三系の大半を占める．主に棚倉断層帯の西側に分布する下部中新統の上部～中部中新統の下部 (バーディガリアン階～ランギアン階) で，その年代は約 17–15 Ma である．西棚倉層群は 9 つの層から構成され，それらは北田気層，大沢口層，浅川層，男体山デイサイト，苗代田層，小生瀬層，内大野層と，堆積盆縁辺部にのみ分布する風木ノ草層，東金砂山層からなる．一方の東棚倉層群は棚倉断層帯の主に東側に分布する中部中新統の上部～上部中新統の下部 (サーラバリアン階～トートニアン階) で，その年代は約 13–10 Ma である．東棚倉層群は大子地域北方の福島県棚倉町～塙町周辺が主たる分布地で (第 2. 2 図)，下部の赤坂層と上部の久保田層から構成される．大子地域ではこのうちの赤坂層が僅かに分布する．

栃原流紋岩は流紋岩貫入岩，火山砕屑岩，礫岩から構成される地層で，主に大子町栃原本田周辺に分布する．足尾帯ジュラ系を不整合に被覆するか足尾帯ジュラ系に貫入する．

北田気層は西棚倉層群の最下部を構成する地層で，足尾帯ジュラ系を不整合に被覆する．陸成の主に火山性礫岩，火山性砂岩，火山性泥岩を主体とした地層で，珪長質火山砕屑岩を挟む．北田気層は他の地層と比べて，苦鉄質な火山砕屑物を多く含むことが特徴である．北田気層は主に小規模な河川や湖沼の堆積物と考えられている．

大沢口層は珪長質火砕岩，火山砕屑岩を主体とし，西棚倉層群において鍵層となっている地層である．火砕岩

にはガス抜けパイプや火山豆石が認められる．大沢口層を構成する火砕岩とその再堆積物は，大子地域より西方で生じた大規模な珪長質火山活動に由来すると考えられている．下位の北田気層とは整合又は一部指交関係である．

浅川層は西棚倉堆積盆の下部～中部を構成し，下位の大沢口層を整合に被覆する．主に砂岩を主体とした地層で，礫岩，泥岩，珪長質火山砕屑岩を伴う．浅川層の下部は陸成層で，中部～上部は陸成層～海成層である．浅川層の堆積環境は浅川層下部から上部へかけて，扇状地～内湾, エスチュアリーへと変化したと考えられている．浅川層は西棚倉堆積盆で海進が生じた際の地層である．

男体山デイサイトは緻密なデイサイト溶岩とデイサイト火山砕屑岩から構成され，角礫主体のデイサイト火山角礫岩～凝灰角礫岩が主たる岩相である．下位の浅川層最上部と男体山デイサイト下部は指交関係にある．男体山デイサイトは海底で生じた非爆発的な火山噴火によって形成された地層で，その海底火山は複数の火口を持つ複合火山に近い火山体である．

苗代田層は西棚倉層群の中部～上部を構成する海成の泥岩，砂岩を主体とした地層である．男体山デイサイトの分布地では男体山デイサイトを，男体山デイサイトが分布しない地域では下位の浅川層を整合に被覆する．苗代田層の堆積環境は大子地域北西部～北部では内湾～エスチュアリー，大子地域中央部周辺では暴風時波浪限界水深よりも深い海底環境である．

小生瀬層は西棚倉層群の上部を構成し，海成の砂岩と礫岩を主体とする．小生瀬層の下部は男体山デイサイト上部及び苗代田層と指交する．小生瀬層は海底扇状地の地層と考えられている．

内大野層は西棚倉層群の最上部を構成する地層で，海成の砂岩と礫岩を主体する．内大野層の岩相は下位の小生瀬層の岩相と似ているが，小生瀬層にほとんど認められない泥岩～極細粒砂岩の薄層を多く挟在する．下位の小生瀬層を整合に被覆する．内大野層の堆積環境は暴風時波浪限界水深以浅の浅海や干潟等である．

風木ノ草層は西棚倉堆積盆と足尾帯ジュラ系の境界部周辺に発達する．ジュラ系の砂岩や泥岩，チャート等の亜角礫～角礫から構成される礫岩が主体の地層である．ほかの西棚倉層群の地層とは指交関係にあるか同時異相の関係にある．風木ノ草層は堆積盆縁辺部に堆積した崖錐堆積物や土石流堆積物等から構成される．

東金砂山層は西棚倉堆積盆と阿武隈山地の先新第三系（主に白亜系の阿武隈帯変成岩類及び深成岩類）の境界部周辺に発達する地層である．主に深成岩，変成岩の礫から構成される礫岩が主体である．風木ノ草層と同様，ほかの西棚倉層群の地層とは指交関係にあるか同時異相の関係にある．東金砂山層は阿武隈山地を供給地とした巨大なファンデルタの地層と考えられている．

赤坂層は東棚倉層群の最下部を構成する礫岩及び砂岩を主体とした地層である．大子地域では棚倉破砕帯東縁断層の東側に僅かに分布する．阿武隈山地の先新第三系の変成岩類深成岩類を不整合に被覆する．大子地域の赤坂層は海成層と考えられるが，赤坂層模式地（大子地域北方）の堆積環境を踏まえると，陸成層を含む可能性は排除できない．

西棚倉層群中には大小問わず多くの断層が発達する．地質図規模の断層としてはおおむね東西系の断層群，北東–南西系の断層群，北北西–南南東系の断層群がある．断層が切断する地層と断層の相互切断関係に基づくと，これらはおおむね前者から後者の順に新しい断層群と考えられる．また棚倉破砕帯西縁断層付近の新第三系には褶曲が発達する．大子地域に分布する東棚倉層群は棚倉破砕帯東縁断層の東側に僅かに分布し，東棚倉層群には東縁断層の走向方向とほぼ同一方向の向斜構造が発達する．

2.5　第 四 系

大子地域に分布する段丘面と段丘堆積物を空中写真判読，地形判読，野外調査，現河床と段丘面の比高等に基づき区分した．具体的には，高位段丘堆積物，中位Ⅰ段丘堆積物，中位Ⅱ段丘堆積物，低位Ⅰ段丘堆積物，低位Ⅱ段丘群堆積物, 低位Ⅲ段丘群堆積物の 6 つに区分した．これらの段丘堆積物はいずれも河川成の砂礫層である．各段丘堆積物の年代は，高位段丘堆積物が更新世チバニアン期，中位Ⅰ及び中位Ⅱ段丘堆積物が後期更新世（MIS5 の時期に離水），低位Ⅰ段丘堆積物が後期更新世（MIS3 の時期に離水），低位Ⅱ段丘群堆積物が後期更新世（MIS3 の後期から MIS2 の時期に離水），低位Ⅲ段丘群堆積物が完新世である．

山地や盆地の斜面及び谷地形周辺には，斜面堆積物が分布する．斜面堆積物は地すべり堆積物と，山麓及び埋谷緩斜面堆積物の 2 つに区分した．地すべり堆積物は後背地の地質を反映した淘汰の悪い岩屑から構成される．山麓及び埋谷緩斜面堆積物は主に礫と砂から構成され，淘汰の悪い角礫～亜角礫の間を砂が埋める．山麓及び埋谷緩斜面堆積物の一部は低位段丘堆積物や谷底低地堆積物に漸移する．

沖積低地の堆積物は河川沿いで段丘化しておらず平坦面を構成する．比較的大きな河川沿いに分布し，ルーズな礫，砂及び泥から構成される．本書では沖積低地の堆積物を氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物, 旧河道堆積物, 現河床堆積物の 3 つに区分して示した．埋立地及び盛土は人工改変によって形成されたもので，本書では地質図で示すことができる比較的規模が大きいものを抽出して示した．それらは主に町営施設やゴルフ場とその跡地に分布する．

2. 6　棚倉断層帯

棚倉断層帯は，棚倉破砕帯西縁断層と棚倉破砕帯東縁断層，及びその間の棚倉破砕帯から構成される．このうち棚倉破砕帯西縁断層は足尾帯と阿武隈帯を境する主たる断層である．越谷（1986）によると，棚倉破砕帯では左横ずれ断層帯として白亜紀の中頃にマイロナイトが形成され，白亜紀後期～古第三紀頃にかけてカタクレーサイト化が生じた．

大子地域の棚倉破砕帯西縁断層は福島県矢祭町山下から茨城県常陸太田市天下野町へ北北西–南南東方向に発達する．天下野町周辺には明瞭な断層地形が形成されている．大子地域の棚倉破砕帯西縁断層は主に西棚倉層群中に認められ，地表での露頭観察結果に従うとほぼ垂直な断層である．断層露頭では破砕帯と共に厚さ数cmの断層粘土が認められる．Hosoi *et al.*（2025）は断層露頭に発達する複合面構造から，西棚倉層群形成後に棚倉破砕帯西縁断層は右横ずれ運動をしたと考えた．第四紀以降の最近の断層活動については不明である．

棚倉破砕帯東縁断層の一部は，地形等の判断から活断層の可能性が指摘されている（中田・今泉編, 2002）．大子地域の棚倉破砕帯東縁断層は西棚倉層群の東縁及び東棚倉層群の西縁をなす．棚倉破砕帯東縁断層は明神峠を境にして断層面の傾斜が変化する．明神峠より南側はやや波打った分布を示し，西傾斜の断層と判断される．北側は直線状で高角傾斜の断層である．断層の運動センスと活動時期の詳細は不明である．

第 3 章　足尾帯ジュラ系

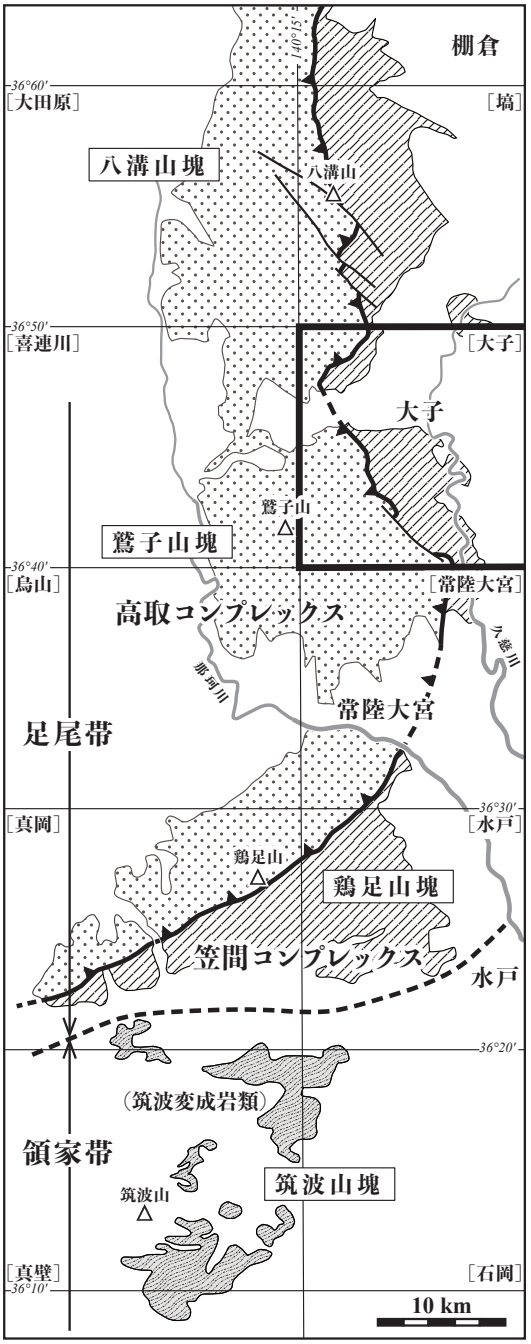
（中江　訓）

八溝山地は地形的に北から，八溝・鷲子・鶏足・筑波の四山塊に分けられ，地体構造区分上，北側の三山塊は足尾帯に，そして南端の筑波山塊は領家帯に属する（例えば, 柴, 1979）．足尾帯には非変成のジュラ系付加複合体が，また領家帯にはジュラ系付加複合体を原岩とする筑波変成岩類が分布する（第 3. 1 図）．足尾帯ジュラ系について本章では，Nakae（2006）によって報告された内容に沿って記述する．なお山塊の読み方は研究者によって異なることがあるが，本章では日本分県地図地名総覧（人文社編, 1991）の自然地名索引に基づいた．

3. 1　研 究 史

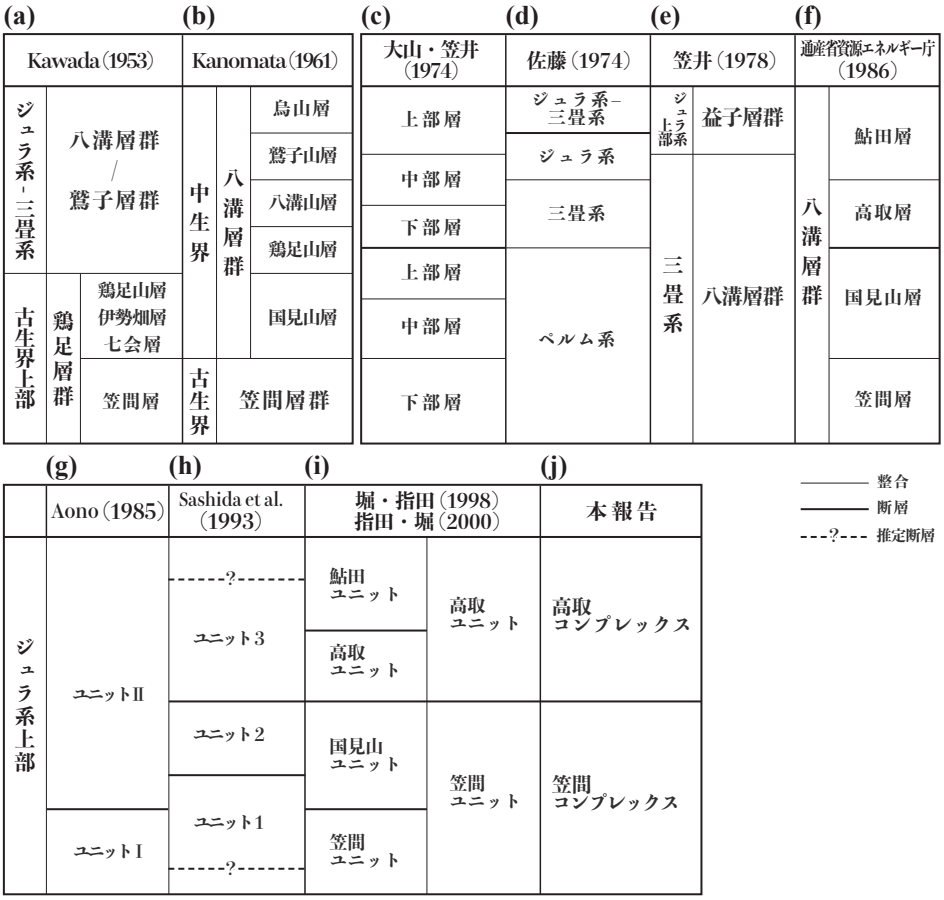
3. 1. 1　八溝山地の研究史

八溝山地を構成するジュラ系付加複合体（いわゆる中–古生界）に関する研究は，明治期の 20 万分の 1 水戸図幅（山田, 1887），喜連川図幅（大塚, 1889）並びに白河図幅（大塚, 1892）の調査報告に始まる．これらによると八溝山地の中–古生界は，水戸図幅では古生古紀層と古生新紀層に, 喜連川図幅及び白河図幅では小仏古生層と秩父古生層に二分され，古生古紀層は小仏古生層に，古生新紀層は秩父古生層に分布が連続していることが示された．この中–古生界から初めて報告された化石の産出は，昭和初期の藤本治義による先駆的研究によるものである．藤本（1932）は，鷲子山塊北東部の大子町大平と旧上小川村（現大子町）野倉に分布する暗緑灰色のシルト岩（原記載では暗緑色砂質頁岩）から放散虫化石の産出を報告し，その構成種から中生代を指示すると述べた．更に Kawada（1953）と Kanomata（1961）は藤本の跡をうけ，大平・野倉並びに旧御前山村（現常陸大宮市）のシルト岩に含まれる放散虫化石の年代を中生代とした．しかしながらこれらの年代論は, 当時だけでなく 1980 年代末に至るまで正当に評価されることはなかった．続いて藤本・畠山（1938）は，鶏足山塊南西部の岩瀬町（現桜川市）大泉において，小仏古生層相当層に含まれる石灰岩から，石炭紀後半（後に猪郷久義によってペルム紀であることが指摘された：佐藤, 1981）を示す紡錘虫化石とペルム紀を示す有孔虫化石を発見した．ところが，模式地である関東山地の小仏（古生）層が中生界と見なされる（藤本, 1932）ようになっていたため，藤本・畠山（1938）は，八溝山地で小仏古生層を層序単元名に用いることは適当でなく破棄すべきだと主張した．このようにこの頃



第 3. 1 図　八溝山地における地体構造区分と大子地域
足尾帯ジュラ系は下部の笠間コンプレックスと上部の高取コンプレックスに区分される．両者の境界は衝上断層（▲印が付された太実線）である．太線枠内は大子地域（西部）を示す．[ ] 内は 5 万分の 1 地形図の区画名．Nakae（2006）の Fig. 1 を簡略化．

第 3. 1 表　足尾帯ジュラ系の層序区分と対比
Nakae（2006）の Table 1 を一部改変・加筆．通産省：通商産業省．



の研究では，専ら散点的に産出した化石による地質年代の検討にとどまっていた．

層序・地質構造についての広域的かつ包括的な調査研究は，1950 年代以降になってようやく始まった．まず Kawada（1953）は，八溝・鷲子・鶏足の山塊ごとに八溝層群・鷲子層群・鶏足層群を定義し，これらが西傾斜・西上位の同斜構造をなしているとした．そして，鷲子山塊南東部に分布する雲母質砂岩から植物化石の発見を報告するとともに，同山塊において上述の放散虫化石による堆積年代の検討を行い，鷲子層群をジュラ系と結論づけた．更に，上位の八溝層群及び鷲子層群を中生界（三畳系–ジュラ系），下位の鶏足層群を古生界上部と推定した（第 3. 1 表a）．Kanomata（1961）は，Kawada（1953）と同様に西傾斜の同斜構造をなしていると捉えたが，全ての山塊に共通した層序が認められるとして，Kawada（1953）とは異なる層序区分を示した（第 3. 1 表b）．すなわち，Kawada（1953）の鶏足層群のうち鶏足山塊南端の笠間（かさま）層のみを笠間層群として定義し，これより上位の鶏足層群と八溝層群及び鷲子層群を一括し八溝層群として再定義した．更に，藤本・畠山（1938）による鶏足山塊大泉の石灰岩と，八溝山塊・鷲子山塊の砂岩から得られた植物化石に基づいて，笠間層群を古生界上部，八溝層群をジュラ系（又は少なくとも中生界）と見なした．

これらの河田と鹿股による研究成果が契機になって，様々な観点から中–古生界の再検討がなされるようになった．

大山・笠井（1974）は，岩相の異なる砂岩泥岩互層に基づいて，下部層（チャート・石灰岩を挟有する互層），中部層（砂岩泥岩等量互層），上部層（砂岩優勢砂岩泥岩互層）に区分し，衝上断層によってこの層序が重複する構造を示唆した（第 3. 1 表c）．笠井・木村（1973）も同様にチャート基底の衝上断層によって，層序が重複すると考えた．これらに対し佐藤（1974）は，下位から（i）泥岩を挟有する砂岩を主体とし石灰岩を伴う，（ii）チャートを数層準挟有する砂岩泥岩互層，（iii）淘汰不良の無層理塊状砂岩を主体とし礫岩を伴う，（iv）雲母質の葉理質砂岩，からなる層序を設定した．このうち（i）の石灰岩からペルム紀を示す紡錘虫・有孔虫の化石（藤本・畠山, 1938）が，（ii）のチャートから三畳紀中頃～後半のコノドント化石（吉田ほか, 1976）が，（iv）の葉理質泥岩からジュラ紀後半のアンモナイト化石（鈴木・佐藤, 1972）が産出したことから，上記の層序はペルム系からジュラ系に至る

と見なした（第 3. 1 表d）.

吉田ほか（1976）は，Kanomata（1961）の笠間層群と八溝層群には本質的な違いがないとして，両者を一括して八溝層群と再定義した．笠井（1978）は，チャートを挟有せず猿久保礫岩（後述）を含む砂岩・泥岩を主体とした地層を，新たに益子層群として定義した（第 3. 1 表e）．この層群は，Kanomata（1961）の八溝層群最上部の烏山層におおよそ対比され，アンモナイト化石（鈴木・佐藤，1972）を産出した層準を含む．堆積構造から判断して，益子層群の地層は上下が逆転していると指摘された（笠井, 1978）ことから，益子層群・八溝層群とも褶曲構造に支配されていると考えられた（笠井, 1979）．更にこの「東フェルゲンツの同斜（転倒）褶曲とその翼部に形成された西傾斜の衝上断層」からなる地質構造は，八溝山地全域にわたる基本構造として位置付けられた（滝沢・笠井, 1981, 1984）.

通商産業省資源エネルギー庁（1986, 1987）は希少金属鉱物資源に関する調査を実施し，主に鶏足山塊において下位より，笠間層，国見山層，高取層，鮎田層に区分した（第 3. 1 表f）．そして脇田ほか（1989）は泥岩から抽出した放散虫化石に基づいて，これらの各層がジュラ紀後半を示すとともに，鮎田層を除く三層の泥岩は *Pseudodictyomitra carpatica* 群集の構成種を含むことから，ジュラ紀最末期から白亜紀初頭に至る可能性を示唆した.

これらの年代・層序・地質構造の研究が実施された時期より早い段階に，礫岩の発見とその地質学的意義についての議論が既に展開されていた．河田・鹿股（1948）は，鷲子山塊西部の旧緒川村（現常陸大宮市）猿久保周辺に分布する礫岩を記載し，石灰岩礫から産出した紡錘虫化石と腕足類化石の年代をペルム紀とした．また加納（1960）はこの礫岩を猿久保礫岩と命名し，産状・礫種構成などの記載と礫の起源について考察した．それによると，猿久保礫岩は南部北上帯の上部ジュラ系に対比され，後背地として阿武隈地域の花崗岩類が想定された．Okami（1973）は，加納（1960）が記載した礫種のほかにオーソコーツァイト・ひん岩・ホルンフェルスの礫が含まれることを記し，砂岩やチャートの礫は猿久保礫岩の下位層準から直接もたらされたのに対し，花崗岩などの火成岩礫と石灰岩礫は阿武隈地域に，またオーソコーツァイト礫は先カンブリア紀の地層に起源を求めた.

1970 年代以降になると，新たに中生代を示す化石の産出が数多く報告されるようになった．例えばチャートについては，猪郷（1972）は鶏足山塊北東部から三畳紀後半のコノドント化石を，吉田ほか（1976）は八溝・鷲子・鶏足山塊から三畳紀のコノドント化石を報告した．また泥質岩についてはそれまでにも，泥質細粒砂岩あるいはシルト質泥岩からペルム紀型・三畳紀型・ジュラ紀型植物化石の産出（大山・笠井, 1974）や，鶏足山塊北西部の益子町大平に分布する黒灰色葉理質泥岩（Kanomata, 1961 の鷲子山層）から，オックスフォーディアン期のアンモナイト化石 *Kranaosphinctes matsushimai* (Yokoyama) の産出（鈴木・佐藤, 1972）が既に知られていた．そして更に 1980 年代以降になって，鷲子山塊・鶏足山塊の広範囲からジュラ紀の放散虫化石が多数産出することが報告された（例えば, 指田ほか, 1982；Sashida *et al.*, 1982, 1993；堀, 1998, 1999；Hori, 1999, 2001；中江・滝沢, 1998；中江, 1997, 2000 など）．これらによって，八溝山地中–古生界の大部分を占める泥質岩の年代がジュラ紀中頃からジュラ紀末に至ることが明らかになった.

1980 年代後半以降になると，放散虫に代表される化石年代資料の蓄積と急速に進展した付加体地質学に立脚した研究に基づき，八溝山地中–古生界の層序と地質構造についての新たな検討が始まった．Aono（1985）は足尾地域並びに八溝地域において，海底地すべりによる再堆積作用を八溝山地中–古生界の形成過程に適用し，砂岩・泥岩中に挟有されるチャートを異地性岩塊として捉えた．またこの中で，構造層序の概念を初めて用いて層序区分を行った（第 3. 1 表g）．Sashida *et al.*（1993）は鷲子山塊において，岩相組合せの異なる三つの層序単元（Unit 1, Unit 2, Unit 3）を識別し（第 3. 1 表h），これらが断層で接する覆瓦構造を提示した．堀・指田（1998）は鶏足山塊において，通商産業省資源エネルギー庁（1986）とほぼ同様の区分を行ったが，層序単元間は全て衝上断層で境されると見なし，単元名を「層」から「ユニット」へ変更した（第 3. 1 表i）．更に高取ユニット中に，下部のチャートから珪質泥岩を経て上部の泥岩・砂岩に至る層序（チャート砕屑岩シークェンス）を認め，産出した放散虫化石を詳細に検討することで，この層序が三畳系中部～ジュラ系上部であることを明らかにした．この直後に彼等は，八溝山地における中–古生界の研究史と層序区分の変遷を概観し，堀・指田（1998）の区分のうち，チャート砕屑岩シークェンスの繰返しを主体とする層序単元（笠間ユニット・高取ユニット）とそれぞれの上位に位置する砂岩が卓越する層序単元（国見山ユニット・鮎田ユニット）の組合せが，八溝山地全域に認められることを指摘した（指田・堀, 2000）．その結果，堀・指田（1998）の笠間・国見山ユニットを合わせたものを笠間ユニット，高取・鮎田ユニットを合わせたものを高取ユニットとして再定義された（第 3. 1 表i）．笠井ほか（2000）も，堀・指田（1998）と同一の地域において放散虫化石による検討の結果，チャート砕屑岩シークェンスが数層準に露出することから，衝上断層による構造的な重複構造（覆瓦構造）を推定した.

これまで概観した層序・年代・地質構造とは別に，玄武岩の起源に関する研究も幾つか知られている．Tagiri and Kasai（2000）は鶏足山塊において，産状が異なる二種類の玄武岩を見出し，それらの主要元素・微量元素組成分析を実施した．その結果は，一つは石灰岩に伴われる

あるいはこれと互層する玄武岩であり，もう一つは砕屑岩に貫入する玄武岩であることを示した．前者は各種判別図に基づいて，プレート内火成活動により形成された海洋島（OIA及びOIT）由来であると判断された．後者は，幾つかの判別図において島弧（火成弧）玄武岩に属すとともに不適合元素の分布パタンが中央海嶺玄武岩（MORB）に類似する．

以上の調査研究のほかに八溝山地の中–古生界に関する調査報告としては，土地分類基本調査（経済企画庁ほか編, 1959；福島県編, 1985, 1998, 2000；栃木県編, 1988, 1989, 1990, 1991, 1995）や20万分の1地質図幅「水戸」（吉岡ほか, 2001）が出版されている．

3.1.2　大子地域の研究史

大子地域を含む鷲子山塊では1990年代に入ってから，微化石層序学並びに付加体地質学の概念に基づいた調査研究が行われている．既に述べたように，大子地域のシルト岩から中生代型放散虫化石の産出が古くから知られていた（藤本, 1932）が，Sashida *et al.*（1993）はこの年代を明確にし，ジュラ紀後半の中頃以降であるとした．また同時に，岩相・構造・化石年代などに基づいて3つの層序単元（Unit 1, Unit 2, Unit 3）を設定し，これらが西傾斜した同斜構造をなすとともに，衝上断層で境された覆瓦構造をなしていると推定した（第3.1表h）．更に，Unit 2基底の衝上断層を暗緑灰色シルト質泥岩の下底部に位置付けた．Sashida *et al.*（1993）によるこの成果は，これ以降に行われた調査研究の契機になったと言える．

中江・滝沢（1996）及び中江（1997）は，下位より，泥岩ユニット（泥岩優勢でチャート岩体を挟有する），砂岩–泥岩ユニット（泥岩・砂岩が卓越しシルト岩を伴う），砂岩–チャートユニット（チャートと砂岩が卓越し泥岩を伴う）を識別した．更に中江（1997）は最上位のチャート–砂岩ユニットにおいて，チャートから泥岩に至るほぼ連続する層序断面（チャート砕屑岩シークェンス）が三畳系中部～ジュラ系上部であることを明らかにした．また中江・滝沢（1998）は，砂岩–泥岩ユニットと砂岩–チャートユニットのシルト岩（原著ではシルト質泥岩）からジュラ紀末の放散虫化石の産出を報告し，このシルト岩がチャートの上位に直接累重する可能性が低いことを指摘した．その後，中江（2000）は泥岩ユニット，砂岩–泥岩ユニット，砂岩–チャートユニット（中江・滝沢, 1996）をそれぞれコンプレックスⅠ，Ⅱ，Ⅲに改めるとともに，コンプレックスⅢでは下部のチャート・珪質泥岩・泥岩（チャート砕屑岩シークェンス）とその上部の砂岩・砂岩泥岩互層が対になって三列に分布することから，これを基に亜コンプレックスⅢa，Ⅲb，Ⅲcに細分した．更に大子地域の泥岩を，岩相の違いにより細粒泥岩・葉理質泥岩・灰緑色泥岩（本報告のシルト岩に相当）に識別し，岩相の違いとそれぞれの堆積年代が若干異なることから，付加複合体形成時の層序的位置付けについて考察している．

一方，堀（1998）は層厚約15 mの暗緑灰色を呈するシルト岩からなる露頭断面（大子町大平）において，連続的な試料採取を基にした放散虫化石の検討を行った．その結果は，この露頭断面を層序的にチトニアン階上部に限定できることを示した．また，Hori（1999）は上記を含む大子地域内5地点において，同様のシルト岩から新種を含む多数の放散虫化石の記載を行った．更に堀・指田（1999）及びHori（2001）は，大子地域を含む鷲子山塊において指田・堀（2000）の層序区分を適用し，下部の笠間ユニットと上部の高取ユニットに区分するとともに，山塊西縁部に分布するメランジを最上部に位置付け，これを烏山ユニットとして再定義した．またHori（2001）は，堀・指田（1998）の高取ユニット中のチャート砕屑岩シークェンス（中江, 2000の亜コンプレックスⅢcの下部に相当）が，中江（1997）の結果と同様に三畳系中部–ジュラ系上部に相当することを確認した．

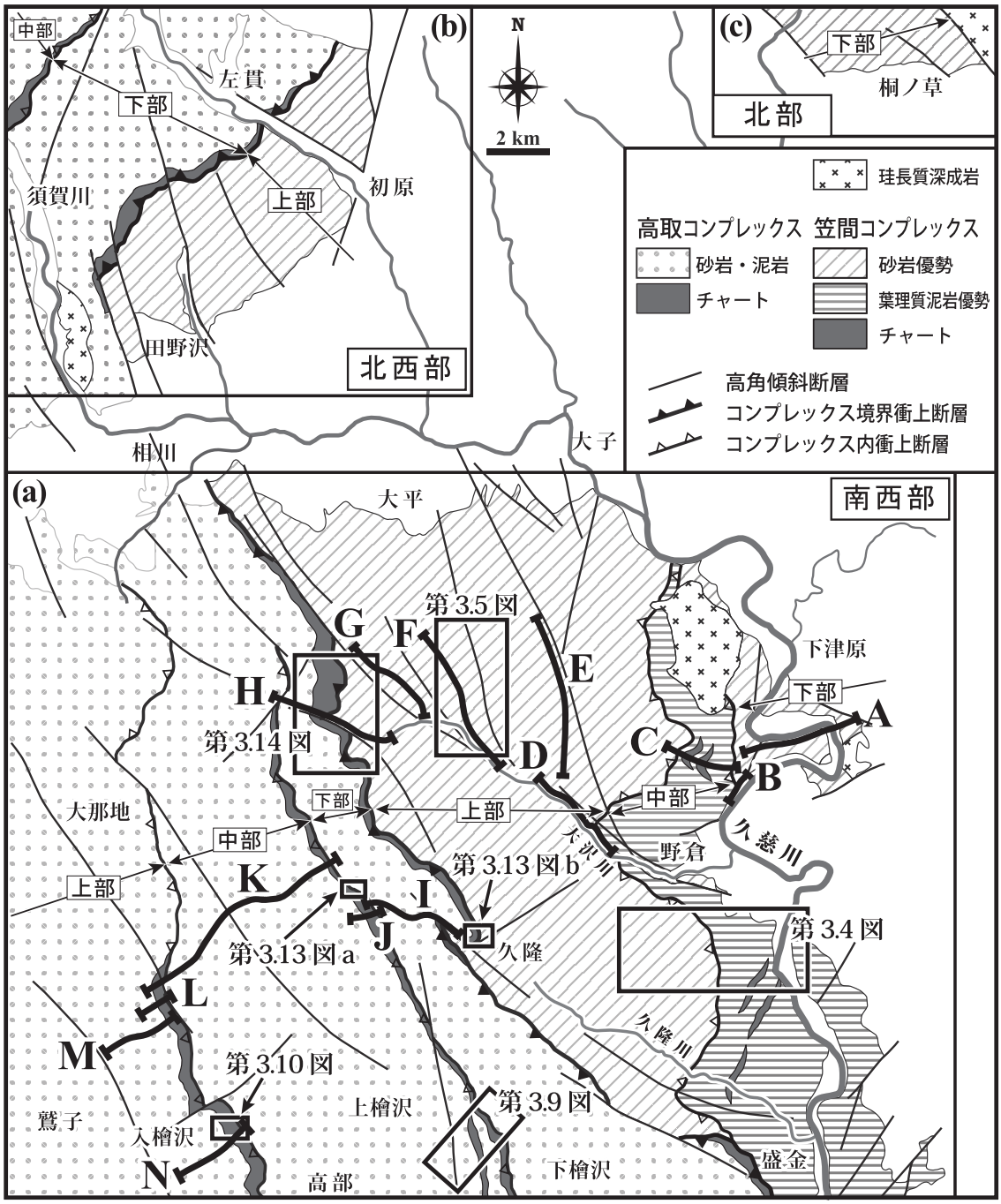
これらの研究では若干異なった層序区分がなされたが，鷲子山塊中央部をほぼ南北に縦走するチャート砕屑岩シークェンスの下底面が層序単元境界に相当することと，泥岩の最も若い年代がチトニアン期であることで一致している．

3.2　概　要

大子地域の足尾帯ジュラ系は，砂岩や泥岩などの陸源性砕屑岩類を主体とし，チャートなどの遠洋性堆積岩類を伴う付加複合体からなる．それぞれの岩相は固有の堆積年代を示し，例えばチャートは三畳紀中頃～ジュラ紀中頃，珪質泥岩はジュラ紀中頃，泥岩はジュラ紀後半である．大子地域では，岩相組合せとその産状，地質構造，並びに地質年代に基づいて，下部の笠間コンプレックスと上部の高取コンプレックスに層序区分され，両者の境界は衝上断層であると見なされる．

笠間コンプレックスは，チャート・珪質泥岩・細粒泥岩・シルト岩・葉理質泥岩・砂岩泥岩互層・砂岩などから構成される．これらのうち砂岩と葉理質泥岩が主体をなし，両者は量的にほぼ同等か砂岩が若干卓越する．チャートや珪質泥岩は余り多くなく暗緑灰色のシルト岩を含むことが，笠間コンプレックスの特徴である．高取コンプレックスも，チャート・珪質泥岩・細粒泥岩・葉理質泥岩・砂岩泥岩互層・砂岩などから構成される．砂岩と葉理質泥岩が主体をなすが，砂岩が圧倒的に卓越するのが，高取コンプレックスの特徴である．笠間コンプレックスと比較すると，走向方向への連続性が良いチャートが分布することと，泥岩が乏しいことで区別される．

ジュラ系の分布は，大子地域の北西部と南西部の二地



第 3. 2 図　大子地域における足尾帯ジュラ系の地質概略図
A〜N の太線は，個別柱状図（第 3. 3 図及び第 3. 8 図）を作成したルートを示す．太線枠は，ルートマップ（第 3. 4 図，第 3. 5 図，第 3. 9 図，第 3. 10 図，第 3. 13 図，第 3. 14 図）の位置を示す．Nakae（2006）の Fig. 3 を一部改変．

域に分けられるほか，北部の久慈川右岸の狭い範囲にも見られる（第 3. 2 図）．北西部では北東–南西走向で 20〜30° で北西に傾斜し，北部ではおおよそ南北走向で 30〜60° の西傾斜を示す．これに対し南西部では，一般に北西–南東走向で 20〜60° で西に傾斜しているが，局地的に南北あるいは北北東–南南西走向を示す．このような地域的な走向方向と傾斜の変化から，従来から指摘されてきたような単純な西傾斜の同斜構造ではなく，地質図規模での褶曲構造を認めることができる．また北西部・南西部共に，北西–南東走向の高角断層が卓越し，またこれに斜交あるいは直交する北北西–南南東走向の高角断層も発達している．

なお，本章における泥岩の分類について解説する．構成粒子の粒径を基に，泥岩を 1/16–1/256 mm（0.062–0.004 mm）のシルト岩と 1/256 mm（0.004 mm）以下の粘土岩に区分する分類法が一般的に用いられている．しかしこれは，分級度が高い（粒子の大きさが揃った）場合に適用できるものであって，大小様々な粒子が混在する，あるいは異なる粒径の粒子が堆積構造を形成する様な場合に対しては，この分類法で岩相を的確に記載するのは難しい（水谷ほか編, 1987）．これに対して，Blatt *et al.*（1972）及びBlatt（1992）が提案したシルトと粘土の量比に基づく分類法（シルト成分が2/3 以上の場合をシルト岩, 2/3–1/3 の範囲を泥岩, 1/3 以下の場合を粘土岩とする）を用いる方が，実際の岩相記載に適している．また肉眼では，粗粒シルト大までの粒子の識別は可能（公文・立石編, 1998）であるが, より細粒の粒子を識別して中粒–細粒シルトと粘土に区別することはできない．したがって本地域では泥岩を以下の様に，肉眼で識別可能な粗粒シルトが優勢な泥岩を「シルト岩」，肉眼で識別できない細粒粒子（中粒シルト～粘土の混合）を主体とする泥岩を「細粒泥岩」，粘土大の粒子のみからなる泥岩を「粘土岩」と定義し，岩相名には必要性に応じて色調や構成物の性質を表す語を付け足す．また粒径に関しては，おおむね記述の順に粗くなる傾向がある．

珪質粘土岩：微細な粘土鉱物と隠微晶質石英から構成され，シルト大以上の砕屑粒子を欠く泥岩．珪質なのが特徴．

珪質泥岩：珪質粘土岩と同様に微細な粘土鉱物と隠微晶質石英を主体とするが，細粒～粗粒シルト大の砕屑粒子や不透明鉱物をある程度含むのが特徴である．シルト大粒子の量は露頭あるいは試料ごとに異なるので，岩相として泥岩とする．

細粒泥岩：粘土鉱物や隠微晶質石英・不透明鉱物などで構成され，少なからず細粒～中粒のシルト大（径 0.01～0.03 mm 程度）の砕屑粒子が散在するのが特徴である．泥岩の粒径範囲において相対的に細粒であることから，「細粒泥岩」とされた（中江, 2000）．

シルト岩：粘土鉱物から構成される基質中に，粗粒シルト大（及び中粒シルト大～極細粒砂大）の砕屑粒子（径 0.02～0.1 mm程度）が多く含まれる．

葉理質泥岩：粘土鉱物の基質と中粒シルト大（0.02 mm程度）の砕屑粒子から構成され，極細粒砂～中粒砂大（径 0.1～0.5 mm程度）の砕屑粒子からなる葉理ないし薄層が挟在する．

3. 3　笠間コンプレックス（Kc, Kp, Kl, Ka, Ks, Kx）

3. 3. 1　命名・定義

Kawada（1953）により鶏足層群の最下部を構成する笠間層として命名された．Kanomata（1961）はこれを笠間層群に格上げし，通商産業省資源エネルギー庁（1986）は八溝層群笠間層とした．また堀・指田（1998）は笠間ユニットとした．その後，指田・堀（2000）は，堀・指田（1998）の笠間ユニットとその上位の国見山ユニットを合わせて笠間ユニットとして再定義した．本報告では，指田・堀（2000）の層序区分に準拠するが，層序単元名としてコンプレックスを用い，笠間コンプレックスと称する（第 3. 1 表j）．

3. 3. 2　模式地

Kawada（1953）により，笠間市内の笠間から水戸に至る道路沿い並びに涸沼川河床が模式地とされた．大子地域では，中央南西寄りの大子町野倉～栃原にかけての大沢川沿いに模式的に分布する．

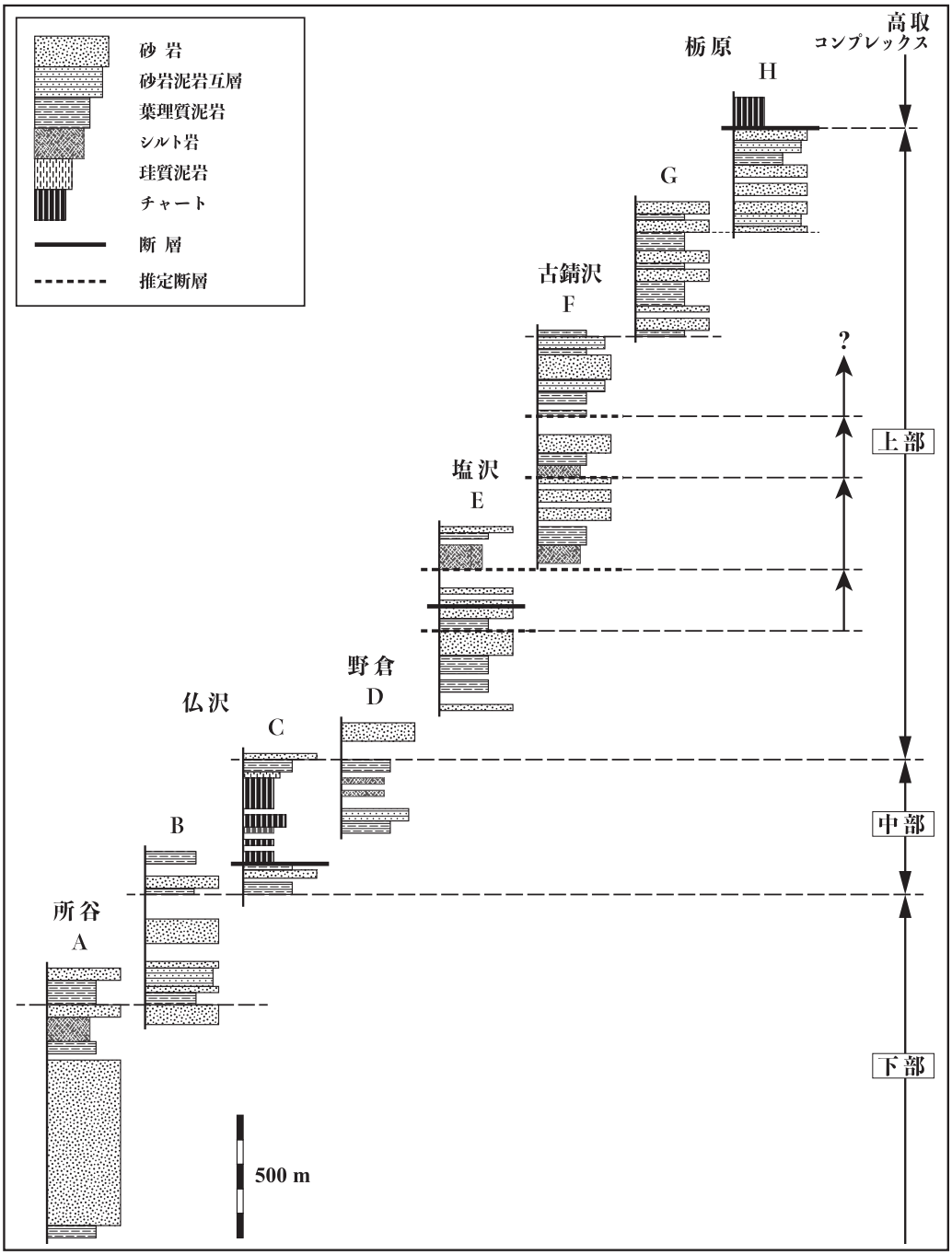
3. 3. 3　分布・層序関係

大子地域南西部（第 3. 2 図a）の大子町大平南方・下津原西方・大沢，常陸大宮市（旧山方町）盛金・久隆周辺に広く分布するほか，北西部（第 3. 2 図b）の大子町初原周辺と，北部（第 3. 2 図c）の大子町桐ノ草周辺の狭い地域に露出する．笠間コンプレックスの下限（分布の東端）は新第三系によって覆われるため不明であり，上限は上位の高取コンプレックスと衝上断層で接する．また大子町下津原，長久保周辺及び大田原市須賀川周辺では，小規模な石英閃緑岩（八溝古期深成岩類）に貫入されている．見掛けの層厚は 4,200 m以上と推定される（第 3. 3 図）．

3. 3. 4　岩相組合せ・産状

笠間コンプレックスは，チャート・珪質泥岩・細粒泥岩・シルト岩・葉理質泥岩・砂岩泥岩互層・砂岩などから構成される（第 3. 3 図）．これらのうち砂岩と葉理質泥岩が主体をなすが，両者は量的には同等か砂岩が若干卓越する．チャートは余り多くない．また泥質混在岩が数地点で見られた．上位の高取コンプレックスと比較すると，チャートが著しく乏しく，泥質岩に富む特徴を示す．露頭では，地層としての連続性が多少破壊された破断相を示すことが多い（例えば，砂岩泥岩互層の砂岩層が膨縮構造を示し，あるいは破断されてレンズ状に変形している）が，縮尺 5 万分の 1 の地質図規模では地層の破断や混在化がない整然相を呈する．

チャートは僅かに珪質粘土岩や珪質泥岩を伴って，葉理質泥岩や砂岩に挟まれた小規模岩体（層厚数 10～100 m）として産し，中位層準に分布する傾向がある（第 3. 4 図）．葉理質泥岩は，チャートを挟有する場合と，シルト岩を密接に伴って露出することがある．前者では上述のように，中位層準において層厚が最大約 400 m に達し走向方向に 5 km以上連続する．後者の場合，シルト岩の上位に葉理質泥岩が位置し，下位層準と上位層準において層厚数 10～200 m で走向方向に 2～5 km連続する程度の



第 3. 3 図　笠間コンプレックスの個別柱状図
上部内の上向き矢印は，下位より暗緑灰色のシルト岩（一部で欠如）・葉理質泥岩・砂岩（砂岩泥岩互層を含む）が累重した層序を示す．A～Hの位置は第 3. 2 図を参照．Nakae（2006）の Fig. 10 を一部改変.

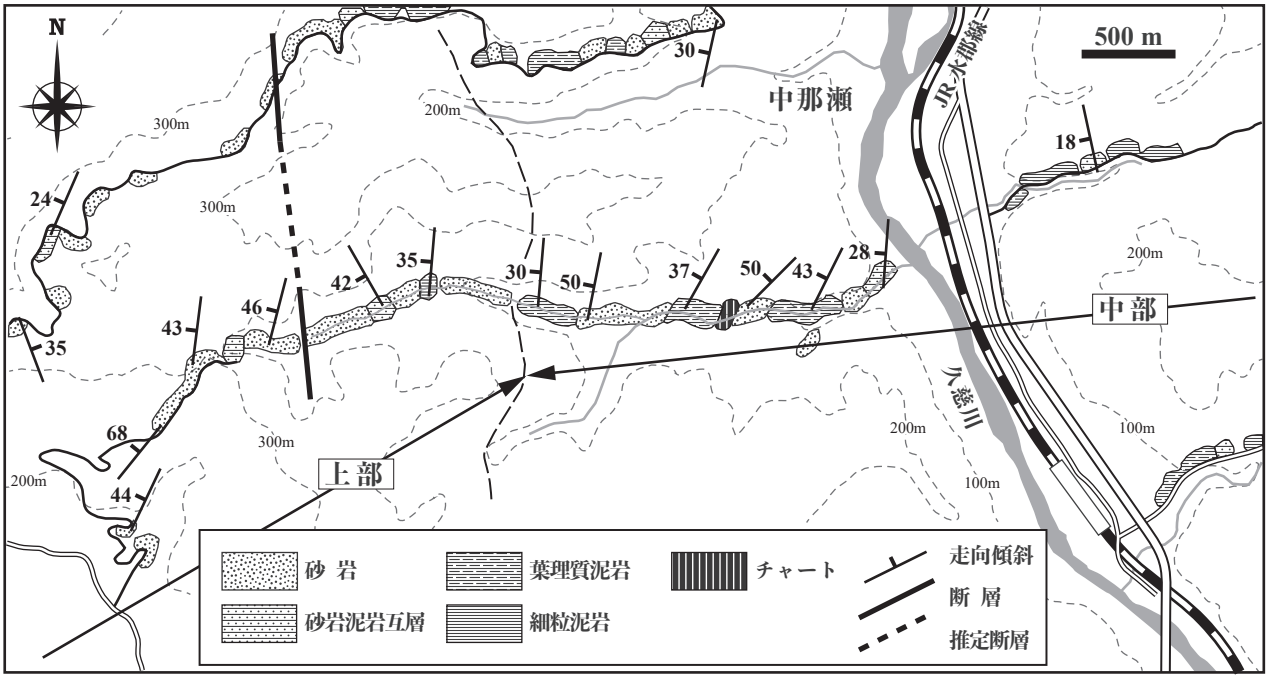
規模を持つ（第 3. 5 図）．砂岩泥岩互層（破断相も含む）の規模は小さく，主に砂岩中に層厚 20～100 m 程度で走向方向に数 100 m～3 km 程度連続する．砂岩は下位・上位層準において最も卓越するほか，中位層準の葉理質泥岩中にも僅かに分布する（第 3. 3 図, 第 3. 4 図）．泥質混在岩は，大子町下津原の西方にごく小規模に分布するにすぎない.

3. 3. 5　層序

笠間コンプレックスは，上述のように砂岩と泥質岩の分布様式と産状が地域により異なっている. したがって，泥質岩が卓越する中部と，砂岩に富む下部・上部に識別することができる（第 3. 3 図）.

下部

本地域南西部では，大子町下津原・所谷（ところや）周辺の久慈川



第 3. 4 図　笠間コンプレックス中部–上部のルートマップ
中部では細粒泥岩と葉理質泥岩が卓越して分布し，僅かにチャートが露出する．上部では砂岩が優勢で広く露出している．大子町中那瀬周辺の久慈川西岸域．図の位置は第 3. 2 図を参照．Nakae（2006）の Fig. 8 を一部改変.

西岸沿いの狭い範囲に分布する（第 3. 2 図a）．北部の桐ノ草周辺は北西部・南西部から分布が連続しないので層序対比が困難であるが，この周辺の砂岩及び細粒泥岩は下部に相当する（第 3. 2 図c）．下限は新第三系に覆われるため不明であるが，層厚は 1,200 m 以上である（第 3. 3 図）．卓越する砂岩及び砂岩泥岩互層と，層厚数 10～100 m 程度の葉理質泥岩及びシルト岩からなる.

中部

常陸大宮市盛金から大子町中那瀬（なかなせ）にかけての久慈川沿いから，その北方の大子町野倉・箕輪（みのわ）にかけて分布し，層厚は 500～1,000 m 程度である（第 3. 2 図a, 第 3. 4 図）．盛金及び中那瀬周辺の久慈川東岸では，一部でスレート劈開が形成された細粒で暗灰色の泥岩が見られる．これより上位に相当する久慈川西岸では，層厚 400 m 以上の葉理質泥岩が層厚 100～200 m 程度の砂岩並びに砂岩泥岩互層と互層して数層準にわたって広く分布する．更に葉理質泥岩中には，層厚 50～100 m 程度のチャート岩体が含まれる．また中部の最上部（大子町太郎山東方の沢沿い）には，長径数 10 cm 程度のチャート岩塊を含む泥質混在岩が僅かに分布する．野倉周辺では葉理質泥岩と砂岩が比較的広く分布するが，その中にシルト岩も見られる．このシルト岩は，藤本（1932）が八溝山地から初めて放散虫化石を産出した露頭を含む.

上部

笠間コンプレックスの大部分を占め，層厚は最大で 2,500 m 程度である（第 3. 3 図）．砂岩が卓越するとともに，層厚数 10～200 m 程度の葉理質泥岩とシルト岩が密接に伴って露出するほか，層厚 20～100 m 程度の砂岩泥岩互層も分布する．この産状は大子町栃原東方の古錆沢（こさびざわ）林道沿いで観察することができる（第 3. 5 図）．ここでは下位より，シルト岩，葉理質泥岩，砂岩あるいは砂岩泥岩互層の順に累重した層序が少なくとも 2 回繰返している．なお，上部の下位層準（大子町野倉南方）や最上部（栃原新田（とちはらしんでん）東方）に相当する砂岩中に，層厚 100 m 程度の泥質混在岩が僅かに認められる.

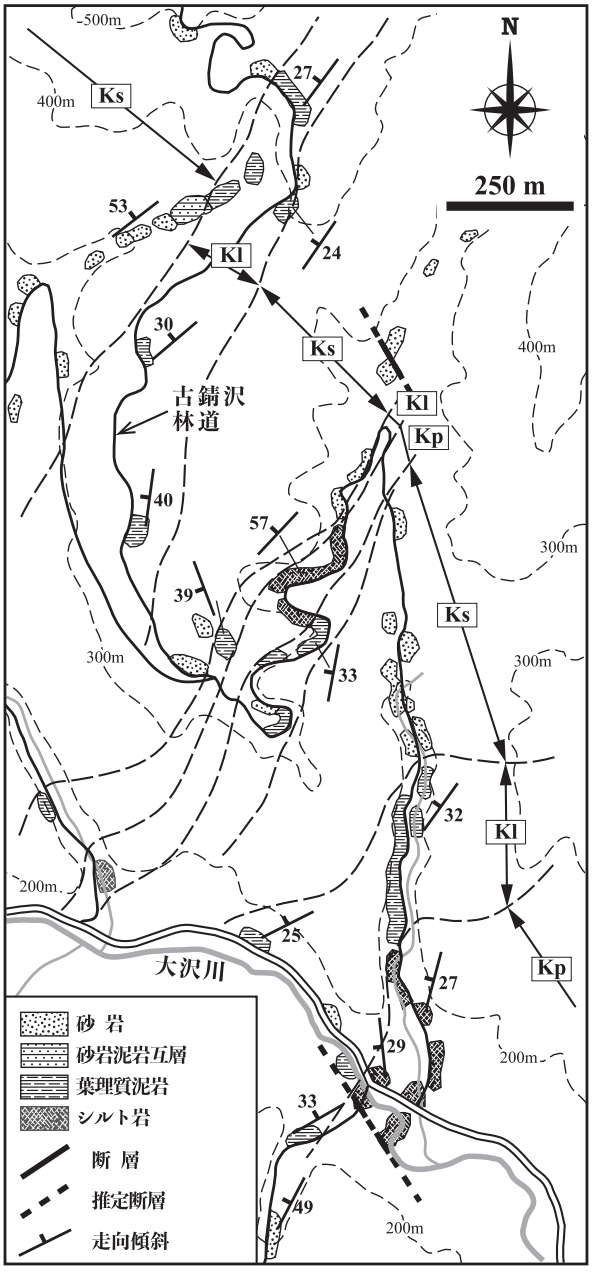
3. 3. 6　岩相

珪質粘土岩

大子町大沢口（おおさわぐち）北方の仏沢（ほとけざわ）のチャートに伴って僅かに露出するだけなので，地質図ではチャートに含めた．灰色～緑灰色の極細粒粘土岩を主体とし，劈開が形成されている（第 3. 6 図a）．また径 0.5～1.0 mm 程度の細粒な黄鉄鉱が散在している．粘土鉱物と隠微晶質石英から構成されるため，珪質である．また，シルト大以上の砕屑物を欠くのが特徴である.

チャート（Kc）

珪質層と泥質薄層の互層からなる層状チャートとして露出する（第 3. 6 図b）が，場所によっては塊状のチャートも見られる．珪質層の層厚は 3 cm 程度である．しかし泥質薄層の層厚は 1 mm 以下で極めて薄く，そのため複



第 3. 5 図　笠間コンプレックス上部のルートマップ
ここでは，暗緑灰色のシルト岩（Kp）・葉理質泥岩（Kl）・砂岩（Ks）が少なくとも 2 回，この順で繰返し露出している．大沢川北岸の大子町栃原東方の古錆沢周辺．図の位置は第 3. 2 図を参照．Nakae（2006）の Fig. 9 を一部改変．

数の珪質層が層厚 5〜10 cm 程度の一層に見える場合がある．色調は，珪質層が暗灰色〜黒色，泥質薄層が黒色を呈する．鏡下観察では，珪質層は隠微晶質〜微晶質石英と粘土鉱物から構成され，シルト大以上の明瞭な砕屑粒子は全く認められないことが確認できる．多くのチャートは全体的に剪断を被っており，また再結晶化が著しく幅 0.5〜1.0 mm 程度の石英脈に貫入されている．

珪質泥岩

暗灰色〜青灰色を呈し，葉理などの内部堆積構造がほとんど見られない均質で珪質な泥岩である．微細な粘土鉱物と隠微晶質石英を主体とし，稀に放散虫化石（長径 0.1 mm 程度）が含まれることから，露頭では珪質な岩相を呈する．細粒〜粗粒シルト大の砕屑粒子や不透明鉱物をある程度含む．場所により弱いスレート劈開が形成されていることがある．珪質泥岩が下位のチャートから漸移しているのが大子町大沢口北方の仏沢で観察される．珪質泥岩の分布は狭い範囲に限られているので，地質図ではチャートに含めた．

細粒泥岩

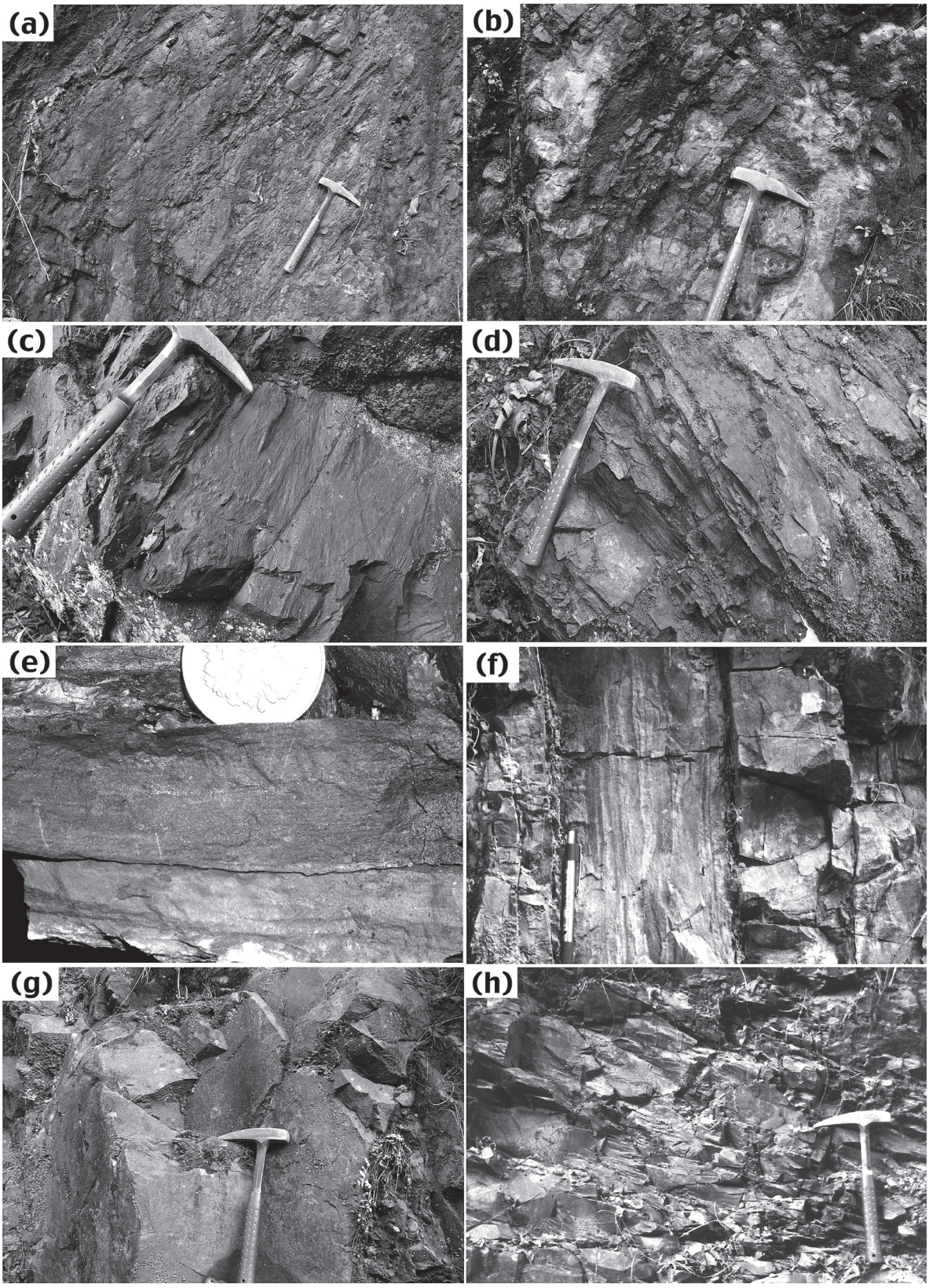
暗灰色〜黒色の泥岩である（第 3. 6 図 c）．粗粒シルト大の砕屑粒子を余り含まず，葉理も乏しい．シルト岩や葉理質泥岩と比較すると細粒である．鏡下では，粘土鉱物や隠微晶質石英・不透明鉱物からなる極細粒な基質中に，石英・斜長石・不透明鉱物など細粒〜中粒のシルト大（径 0.01〜0.03 mm 程度）の砕屑粒子が散在することが観察される（第 3. 7 図 a, b）．細粒泥岩は久慈川左岸やチャート近傍の狭い範囲に分布するが，地質図では葉理質泥岩に含めた．一般的に劈開は余り形成されていないが，久慈川左岸にはスレート劈開が見られるやや細粒で暗青色を帯びた暗灰色の泥岩が露出する．この泥岩には微細（径 0.1 mm 程度）な雲母が散在し，あるいはスポット状に密集した雲母が劈開面上に晶出している．また場所により，黄鉄鉱からなる長径数 mm 程度のノジュールが見られる．

シルト岩（Kp）

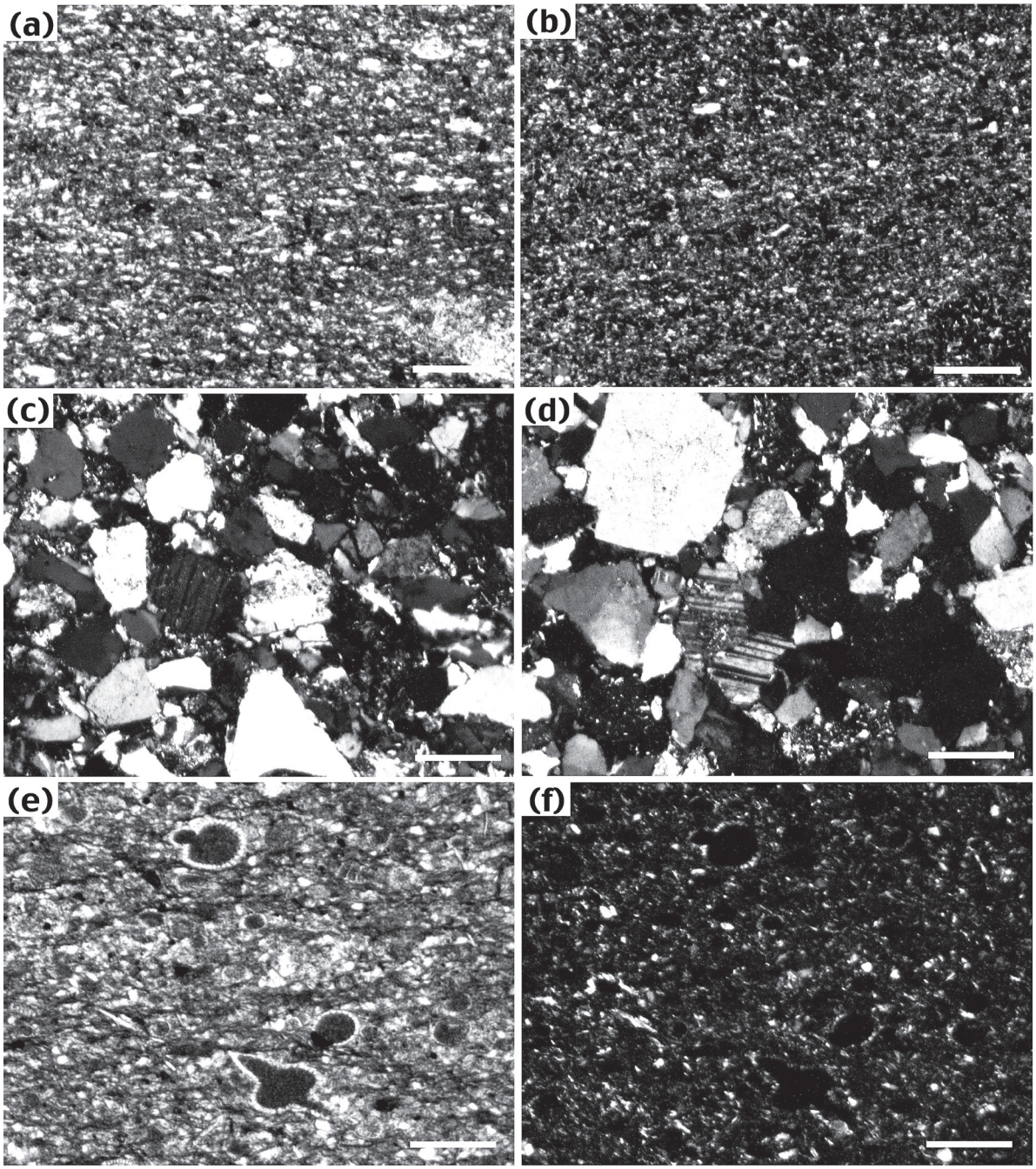
緑色を帯びた灰色〜暗灰色の均質な泥岩である（第 3. 6 図 h）．砕屑粒子として石英（径 0.03〜0.05 mm）が多く含まれるほか，斜長石（径 0.03〜0.05 mm）や雲母類（長辺 0.05〜0.2 mm）も見られる．これらは円磨度が低く粒径は粗粒シルト大〜極細粒砂大であり，これらの粒子間を極細粒な粘土鉱物が埋める．明瞭な葉理をなすことはほとんどない．粘土鉱物の配列には弱い定向性が認められるところもあり，そのため露頭では弱い劈開として見られる．更に，保存良好の多量の放散虫化石が認められる（第 3. 7 図 e, f）．この暗緑灰色のシルト岩は，藤本（1932）によって記述された暗緑色砂質頁岩と見なされ，中江（2000）では灰緑色泥岩として記載された．

葉理質泥岩（Kl）

暗灰色の泥岩である．基質の微細な粘土鉱物とそこに散在する中粒シルト大（0.01〜0.03 mm）程度の砕屑粒子（主に石英）から構成される．部分的に粗粒な砕屑粒子を含むところはシルト岩となる．粘土鉱物の配列には定向性が確認され，それに平行な剥離性を示すことがあるが，その程度は弱い．更に極細粒砂〜中粒砂大（径 0.1〜0.5 mm 程度）の砕屑粒子からなる葉理ないし薄層が普遍的に挟有される（第 3. 6 図 d, e）．葉理は，石英・斜長石・



第 3. 6 図　笠間コンプレックス構成岩類の岩相と産状
(a) 中部の珪質粘土岩 (大子町大沢口北方), (b) 中部のチャート (大子町頃藤西方の仏沢), (c) 中部の細粒泥岩 (常陸大宮市宿), (d, e) 上部の葉理質泥岩 (大子町栃原本田), (f) 上部の薄層理砂岩泥岩互層 (常陸大宮市久隆), (g) 中部の塊状砂岩 (仏沢), (h) 上部の暗緑灰色のシルト岩 (大子町古錆沢). Nakae (2006) の Fig. 11 を転載.



第 3. 7 図　笠間コンプレックス構成岩類の薄片写真
(a, b) 中部の細粒泥岩 (大子町北富田), (c) 上部の砂岩 (大子町栃原本田), (d) 中部の砂岩 (常陸大宮市盛金), (e, f) 上部の暗緑灰色のシルト岩 (大子町古錆沢). 写真上部と下部に長軸 0.1～0.2 mm程度の放散虫遺骸が見られる. (a), (e) は単ポーラー, (b) – (d), (f) は直交ポーラー. スケールは 0.2 mm. Nakae (2006) の Fig. 12 を転載.

カリ長石・雲母・岩片・不透明鉱物などの砕屑粒子からなる. これらの粒子は円磨度が低く, 角張った外形をしている. この泥岩には, 径 0.1 mm程度のほとんど変形していない放散虫化石が含まれていることがある.

砂岩泥岩互層 (Ka)

砂岩泥岩互層は, 砂岩と泥岩の量比によって泥岩優勢と砂岩優勢に, また砂岩層の層厚によって薄層理互層と厚層理互層に区別できる. 薄層理互層は, 層厚 2～20 cm の砂岩と層厚 5～30 cm の泥岩からなる (第 3. 6 図f). 厚層理互層は, 層厚数 10 cm～1 m程度の砂岩と層厚 10～50 cm程度の泥岩からなる. 所により, 幾層かの砂岩層が癒着して層理が認識できなくなる場合がある. この場

合，無層理を呈し非常に厚い（5〜10 m程度）塊状砂岩となる．このような塊状無層理砂岩が地質図規模で連続して分布する場合は，後述の砂岩として扱う．泥岩優勢の薄層理互層では，砂岩の単層が延性的に膨縮し，あるいは剪断作用を受けて様々な程度でレンズ状に破断されることで，破断砂岩泥岩互層をなすことがある．

砂岩（Ks）

無層理で塊状の中粒〜粗粒砂岩が卓越し，厚層理の成層砂岩がしばしば挟在する（第3. 6図g）．厚層理成層砂岩にはしばしば級化構造が見られるとともに，泥岩の薄層を挟む．多くの砂岩は細粒〜中粒のアレナイト質で，比較的淘汰は良い．露頭では一般に暗灰色を呈する．砕屑粒子は余り円磨されず角張っており，石英が最も卓越し，次いで斜長石・黒雲母・岩片などが多いことが，鏡下観察から判断できる（第3. 7図c, d）．

泥質混在岩（Kx）

砂岩やチャートの岩塊を乱雑に含む泥質岩である．基質の泥岩は黒色を呈し，やや粗粒である．含まれる岩塊の大きさは一般的に径数cm〜50 cm程度であり，その形態は，基質中に認められる劈開面の方向に伸長した形態をなしていることが多い．

3. 3. 7　化石・年代

笠間コンプレックスでは，その形成時期と判断される砕屑岩の堆積年代を1,000万年以下の時間精度で決定できるほどの充分な化石資料は無く，特に下部からの化石の産出は皆無である．更にチャートの堆積年代も決定できていない．しかしながらこれまでに，中部並びに上部の細粒泥岩・シルト岩・葉理質泥岩からは放散虫化石の産出が報告されているので，これに基づいておおよその堆積年代を推定することができる．第3. 2表には，放散虫化石の産出一覧を示す．なお，個々の放散虫種の生存期間とそれらの年代については，Goričan（1994），Baumgartner *et al.*（1995），Matsuoka and Ito（2019）などに基づいた．

中部

地点1の細粒泥岩からキンメリッジアン期後半以降を示す可能性がある放散虫化石が，また地点3〜地点6の暗緑灰色を呈するシルト岩からキンメリッジアン期後半からチトニアン期を示す放散虫化石が産出している（Sashida *et al.*, 1993；中江・滝沢, 1998；中江, 2000）．

上部

地点7〜地点9の葉理質泥岩からはおおよそキンメリッジアン期後半以降の年代を示唆する放散虫化石が，少ないながら産出した．地点10〜地点16の暗緑灰色シルト質泥岩からはキンメリッジアン期後半からチトニアン期中頃にほぼ限定できる放散虫化石の共産が認められる（Sashida *et al.*, 1993；中江, 2000）．また地点17の暗緑灰色を呈するシルト岩は，堀（1998）及びHori（1999）による詳細な検討によってチトニアン期後半に限定できる年代を示す．

3. 4　高取コンプレックス（Ty, Tc, Ti, Tm, Tl, Ta, Ts）

3. 4. 1　命名・定義

通商産業省資源エネルギー庁（1986）により高取層と命名される．堀・指田（1998）はこれを高取ユニットとした．また指田・堀（2000）は，堀・指田（1998）の高取ユニットとその上位の鮎田ユニットを合わせて高取ユニットとして再定義した．本報告では，指田・堀（2000）の層序区分に準拠するが，層序単元名としてコンプレックスを用い，高取コンプレックスと称する（第3. 1表j）．

3. 4. 2　模式地

通商産業省資源エネルギー庁（1987）により，常陸大宮市（旧御前山村）相川から城里町（旧七会村）佛国寺・高取山を経て塩子に至る地域が模式地とされた．大子地域では，常陸大宮市久隆沢から高部・鷲子にかけての地域に模式的に露出している．

3. 4. 3　分布・層序関係

大子地域南西部（第3. 2図a）の大子町相川〜常陸大宮市（旧美和村）下檜沢〜栃木県那珂川町（旧馬頭町）大那地周辺に広く分布するほか，北西部（第3. 2図b）の大子町左貫〜栃木県大田原市（旧黒羽町）須賀川周辺にも露出する．高取コンプレックスの下限は，下位の笠間コンプレックスと衝上断層で接している．また上限は，大子地域外にあるため不明である．見掛けの層厚は3,000 m以上と推定される（第3. 8図）．

3. 4. 4　岩相組合せ・産状

高取コンプレックスは，チャート・珪質泥岩・細粒泥岩・葉理質泥岩・砂岩泥岩互層・砂岩などから構成される．縮尺5万分の1の地質図規模では，地層の破断や混在化の程度が低い整然相を呈する．下位の笠間コンプレックスと比較すると，走向方向への連続性が良いチャートが分布することと，泥質岩が乏しいことで区別される．チャートは層厚が50〜150 m程度で，断続的ではあるが走向方向に5〜10 km以上にわたって連続する．下位に珪質粘土岩，上位に珪質泥岩・細粒泥岩を伴うことが多い．葉理質泥岩と砂岩泥岩互層（破断相を含む）の分布規模は小さく，層厚数10〜100 mで走向方向に0.5〜3 km連続する程度である．砂岩は本コンプレックスで最も卓越する構成岩である．

3. 4. 5　層序

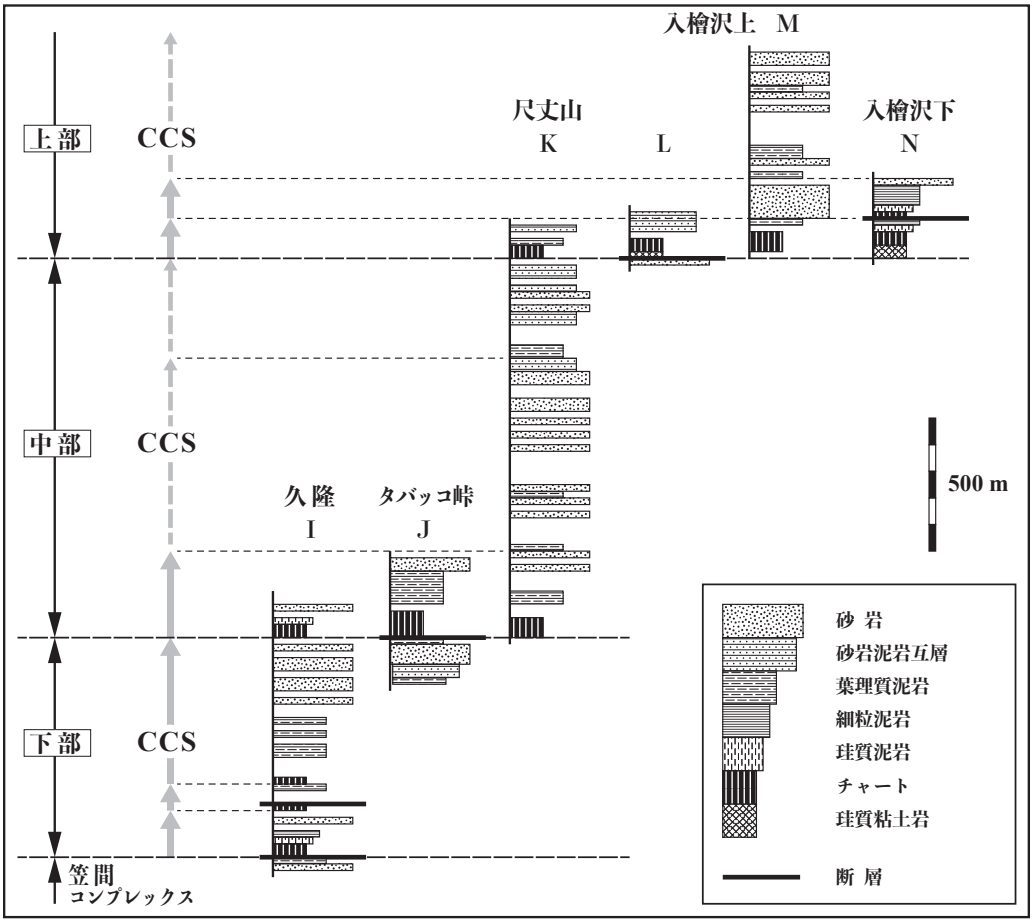
高取コンプレックスは，上述のように走向方向へ顕著に連続するチャートとその上位に累重する泥質岩や砂岩

第 3. 2 表　笠間コンプレックスから産出した放散虫化石

放散虫化石の属名は引用元での表記に従った．右端の数字はUAZone（Baumgartner *et al.*, 1995）を示す．ms：細粒泥岩，pg：暗緑灰色のシルト岩，lm：葉理質泥岩，Kim.：キンメリッジアン期，Tit.：チトニアン期，NT：中江・滝沢（1998），H：堀（1998），S：Sashida *et al.*（1993）．

層準	笠間コンプレックス																
	中部						上部										
地点番号（Loc.）	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
試料番号	d 23	DG30-03	DG31-02	DG32-03	NK-1	NK-2	DG19-08	DG21-05	DG19-01	d 238c	OD-1	OD-2	KS-1	SO-1	KK-1	SK-1	YTZ	
岩相	ms	lm	pg	pg	pg	pg	lm	lm	lm	pg	pg	pg	pg	pg	pg	pg	pg	
Ristola cretacea																	+	12-17
Vallupus hopsoni																	+	
Eucyrtidiellum pyramis																	+	12-13
Eucyrtidiellum sp. cf. *A. pyramis*			+															
Sethocapsa sp. cf. *S. uterculus*			+															11-22
Archaeodictyomitra sp. cf. *A. excellens*									+									11-22
Pseudodictyomitra carpatica																	+	11-21
Pseudodictyomitra sp. C sensu Yao				+					+	+								
Xitus gifuensis				+	+	+					+	+	+	+	+	+		11-18
Xitus sp. cf. *X. gifuensis*	+																	
Archaeodictyomitra minoensis			+	+	+	+					+	+	+	+	+	+		9-12
Archaeodictyomitra apiarium				+	+	+			+						+			8-22
Archaeodictyomitra sp. aff. *A. apiarium*				+														
Archaeodictyomitra spp.	+		+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+		
Tethysetta mashitaensis			+		+							+			+			8-15
Tethysetta spp.				+				+										
Mirifusus mediodilatatus					+	+					+	+	+	+	+	+		
Pseudoeucyrtis reticularis					+	+					+							8-11
Solenotryma ichikawai					+						+	+		+				7-21
Protunuma japonicus					+	+		+			+	+		+	+	+		7-12
Loopus primitivus					+	+					+	+	+	+		+	+	7-12
Loopus sp. cf. *L. primitivus*			+						+									7-12
Cinguloturris carpatica			+		+						+	+	+		+	+		7-11
Wrangellium okamurai				+	+	+												7-11
Williriedellum crystallium				+														7-11
Ristola altissima					+	+					+	+	+	+	+	+		5-12
Eucyrtidiellum ptyctum								+									+	5-11
Acaeniotyle diaphorogona					+	+					+	+			+			4-22
Transhsuum maxwelli group															+			3-10
Stichocapsa spp.	+																	
Tricolocapsa spp.		+		+	+	+	+	+	+	+	+	+			+			
年代	late Kim.–late Tit.						late Kim.–middle Tit.			late Kim.–middle Tit.							late Tit.	
文献	NT	中江（2000）			S		中江（2000）			Sashida *et al*.（1993）							H	

からなる層序で構成されている．この層序は岩相的特徴と累重関係から，海洋底層序の一つの典型であるチャート砕屑岩シークェンス（以下，CCSと略す）と見なすことができる．本地域においてこのCCSの繰返しは複数回認められるが，その内，上述のような走向方向への連続性が良く層厚が比較的厚いチャートを基準にすると，これが3回重複して露出していることが，層序的・構造的特徴として挙げられる．したがって，これに基づいて高取コンプレックスを，下部・中部・上部に区分する（第3. 8図）．下部と中部は北西部と南西部で見られるが，上部は南西部にのみ分布する（第3. 2図）．また連続する露頭規模でも，このCCSの繰返しが見られる（第3. 9図，第3. 10図）．



第 3. 8 図　高取コンプレックスの個別柱状図
下部・中部・上部は，チャート砕屑岩シークェンス（CCS）の繰返しから構成されている．それぞれのCCSは，下位よりチャート・珪質泥岩・細粒泥岩・葉理質泥岩・砂岩（砂岩泥岩互層を含む）が累重した上方粗粒厚層化層序を示す．破線の矢印は，不完全なCCSを表す．I〜Nの位置は第 3. 2 図を参照．Nakae（2006）のFig. 15 を一部改変．

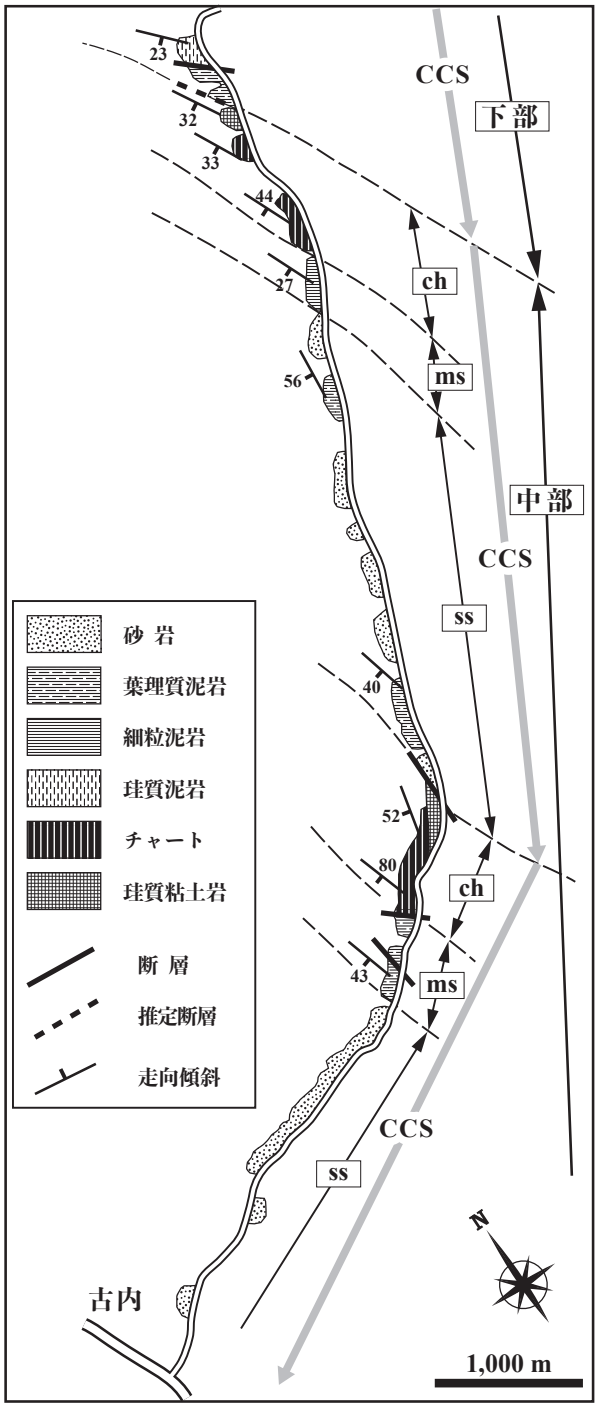
下部

南西部の常陸大宮市下檜沢から北北西の大子町相川周辺と，北西部の大子町左貫〜大田原市須賀川にかけて分布する（第 3. 2 図a, b）．下限は衝上断層で下位の笠間コンプレックスと接する（第 3. 13 図b）．層厚は 750〜1,700 m程度である．下部では少なくとも 3 回，CCSが繰返す（第 3. 8 図）．その内，下位層準のCCSでは，基底部のチャートは北西部・南西部とも側方に 7〜8 km程度連続するが，常陸大宮市久隆周辺ではチャートの分布が途切れている．チャートの上位には珪質泥岩，細粒泥岩，葉理質泥岩並びに砂岩が順に累重する．中位層準と上位層準のCCSでは多くの場所で，珪質泥岩・細粒泥岩・葉理質泥岩などの泥岩が欠如し，砂岩が直接チャートの上位に累重することが多い．上位層準のCCSでは，砂岩が圧倒的に卓越しているのが，特徴である．

中部

南西部の常陸大宮市上檜沢（かみひざわ）〜高部〜大子町相川周辺と本地域北西端に分布する（第 3. 2 図a, b）．下限は衝上断層で下部と接する（第 3. 13 図a）．層厚は約 1,200 mである（第 3. 8 図）．中部では少なくとも三層準にCCSが繰返し分布すると判断される．その内，下位層準のCCSで基底部のチャートは明瞭に分布し，北西部・南西部とも側方に 3〜6 km程度連続する．しかし大子町相川周辺ではチャートの分布が途切れている．チャートの上位には珪質泥岩が累重するが，これが欠如し，葉理質泥岩や砂岩がチャートの上位に位置することが多い．中位層準と上位層準ではチャートが欠如することが一般的である．しかしながら，葉理質泥岩から上位の砂岩泥岩互層・砂岩が累重することから，不完全ながらCCSの一部は保持されていると判断できる．これら両層準では，砂岩及び砂岩泥岩互層が卓越しているのが特徴である．

常陸大宮市上檜沢の南東方の古内（ふるうち）では，チャートが二層準に見られる．ここではルートマップ（第 3. 9 図）に示したように，下位（北東側）に高取コンプレックス下部の珪質泥岩と葉理質泥岩が露出し，その上位に中部に属するCCSの構成岩が露出する．このシークェンスの最下部



第 3. 9 図　高取コンプレックス下部–中部のルートマップ
下位（北東側）より，下部とその上位に累重する中部が分布する．その境界には衝上断層の存在が推定される．中部では，珪質粘土岩を伴うチャート（ch）・珪質泥岩を伴う細粒泥岩ないし葉理質泥岩（ms）・葉理質泥岩を伴う砂岩（ss）から構成されるチャート砕屑岩シークェンス（CCS）が，繰返し露出する．常陸大宮市古内周辺．図の位置は第 3. 2 図を参照．Nakae（2006）の Fig. 13 を一部改変．

に珪質粘土岩・チャートが位置し，その上位に細粒泥岩・葉理質泥岩と砂岩が順に累重する．更に上位には同様に，珪質粘土岩・チャート，葉理質泥岩，砂岩が露出している．

上部

南西部の常陸大宮市鷲子～那珂川町大那地周辺に分布する（第 3. 2 図a）．下限は衝上断層によって下位の中部と境すると判断される．上限は地域外になるため不明．層厚は 800 m 以上である（第 3. 8 図）．下部・中部と比較すると，上部基底のチャートの連続性は 3～4 km 程度で余り良くなく，分布が途切れる．上部でも同様に，下位・中位・上位の少なくとも三層準に CCS が分布すると判断される．下位層準では，チャートの上位に珪質泥岩，細粒泥岩，砂岩泥岩互層が順に累重する層序が確認できる．中位層準及び上位層準では，一部で基底部のチャートが露出するものの，そのほかではチャートや泥岩が欠如し葉理質泥岩と砂岩泥岩互層を挟在する砂岩が厚く分布する．常陸大宮市入檜沢（いりひざわ）では下位層準と中位層準の CCS 構成岩の露出が確認できる（第 3. 10 図）．ここでは下位（東側）より，珪質粘土岩，チャート，珪質泥岩，細粒泥岩が，更にその上位に，チャート，珪質泥岩，細粒泥岩が順次露出する産状が観察できる．

3. 4. 6　岩相

珪質粘土岩（Ty）

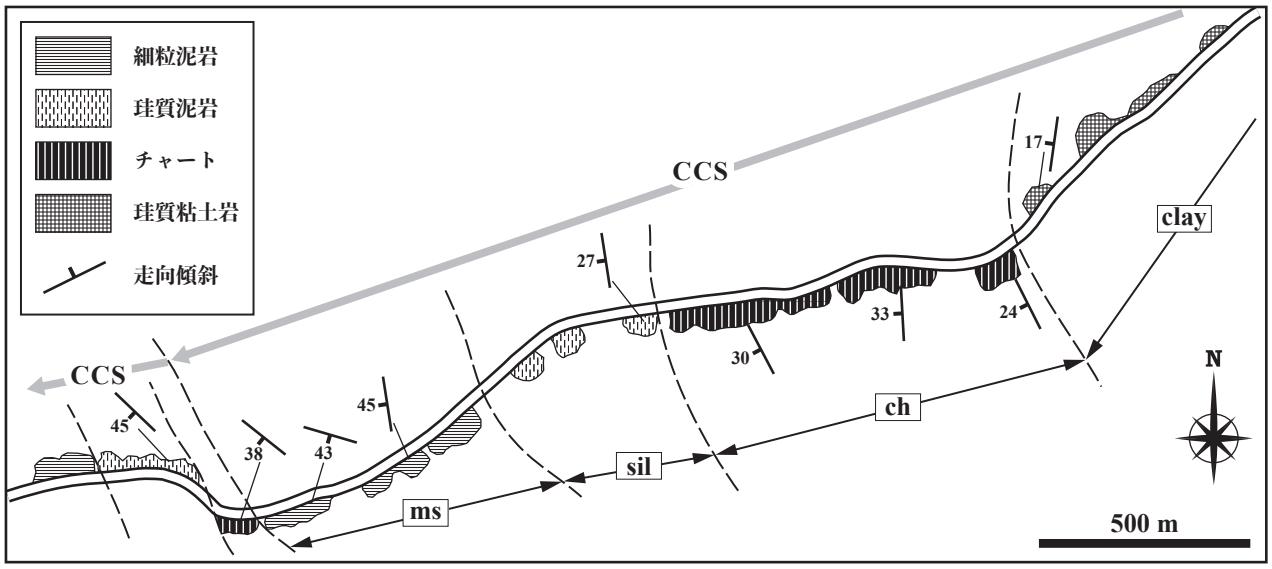
珪質粘土岩は，劈開が形成された灰色～灰緑色の極細粒の粘土岩を主体として，ところにより黒色粘土岩と層厚 3～15 cm 程度の互層をなす（第 3. 11 図a）．極微細な粘土鉱物と隠微晶質石英からなることから，露頭では珪質な岩相を呈する．シルト大以上の砕屑物を欠くこと，また黄鉄鉱粒子（径 0.01～0.03 mm，最大 0.1 mm 程度）が散在する様子が，鏡下で観察される（第 3. 12 図a, b）．珪質粘土岩は上位の灰色チャートに密接に伴って分布し，チャートと互層しながらチャートに移化する．

チャート（Tc）

珪質層と泥岩薄層の互層からなる層状チャートとして露出する．珪質層の層厚は 1～5 cm 程度で，一般的に灰色～暗灰色～黒色を呈するが，白色あるいは灰緑色を呈する場合もある．これに対し泥岩薄層は，層厚は 3 mm 以下で黒色を呈することが多い（第 3. 11 図b）が，1～3 cm 程度と厚いこともある（第 3. 11 図c）．隠微晶質～微晶質石英と粘土鉱物から構成され，シルト大以上の明瞭な砕屑粒子は全く認められない．

珪質泥岩（Ti）

暗灰色～青灰色を呈し，葉理などの内部堆積構造がほとんど見られない均質な泥岩である（第 3. 11 図d）．スレート劈開が形成されている場合もあるが，一般には塊状無構造である．極微細な石英粒子や粘土鉱物からなる基質と，石英などの細粒～粗粒シルト大の砕屑粒子や不



第 3. 10 図　高取コンプレックス上部のルートマップ
下位（東側）より，珪質粘土岩（clay）・チャート（ch）・珪質泥岩（sil）・細粒泥岩（ms）がほぼ連続して露出する．その西側には，より上位のチャート・珪質泥岩・細粒泥岩が累重する．ここでは，チャート砕屑岩シークェンス（CCS）が重複して露出している．常陸大宮市鷲子周辺．図の位置は第 3. 2 図を参照．Nakae（2006）の Fig. 14 を一部改変．

透明鉱物を含んでいる．また保存良好な放散虫化石が多く含まれる（第 3. 12 図c, d）．珪質泥岩は，チャートから漸移しその上位に重なる．

細粒泥岩（Tm）

細粒～中粒のシルト大（径 0.01～0.03 mm程度）の砕屑粒子から構成され，これらの粒子間は粘土鉱物，微晶質石英や不透明鉱物などで充填される．一般に暗灰色～黒色を呈するが，場所によっては暗灰色のやや珪質な泥岩も見られる（第 3. 11 図e）．鏡下では，定向配列する微細な粘土鉱物と黒色シームが観察されることが多く，これによってスレート劈開が形成されている．また，黒色シームに沿って放散虫化石が扁平化していることがわかる（第 3. 12 図e, f）．この泥岩は，後述の砂岩と互層する泥岩と比較すると，肉眼では砕屑粒子がほとんど識別できないほど細粒で，葉理が余り挟在しないという特徴を持っている．

葉理質泥岩（Tl）

暗灰色～黒色を呈する泥岩である．微細な粘土鉱物からなる基質と中粒シルト大（径 0.03 mm）以下の砕屑粒子（主に石英）から構成される．また，粘土鉱物の配列には定向性が認められる．部分的に粗粒なところは，シルト岩となる（第 3. 11 図f）．この泥岩は，極細粒砂大～中粒砂大（径 0.1～0.3 mm程度）の砕屑粒子（石英・斜長石・カリ長石・雲母・岩片・不透明鉱物など）からなる葉理ないし薄層を挟在することが特徴で，葉理に平行な弱い劈開が形成されることがある．

砂岩泥岩互層（Ta）

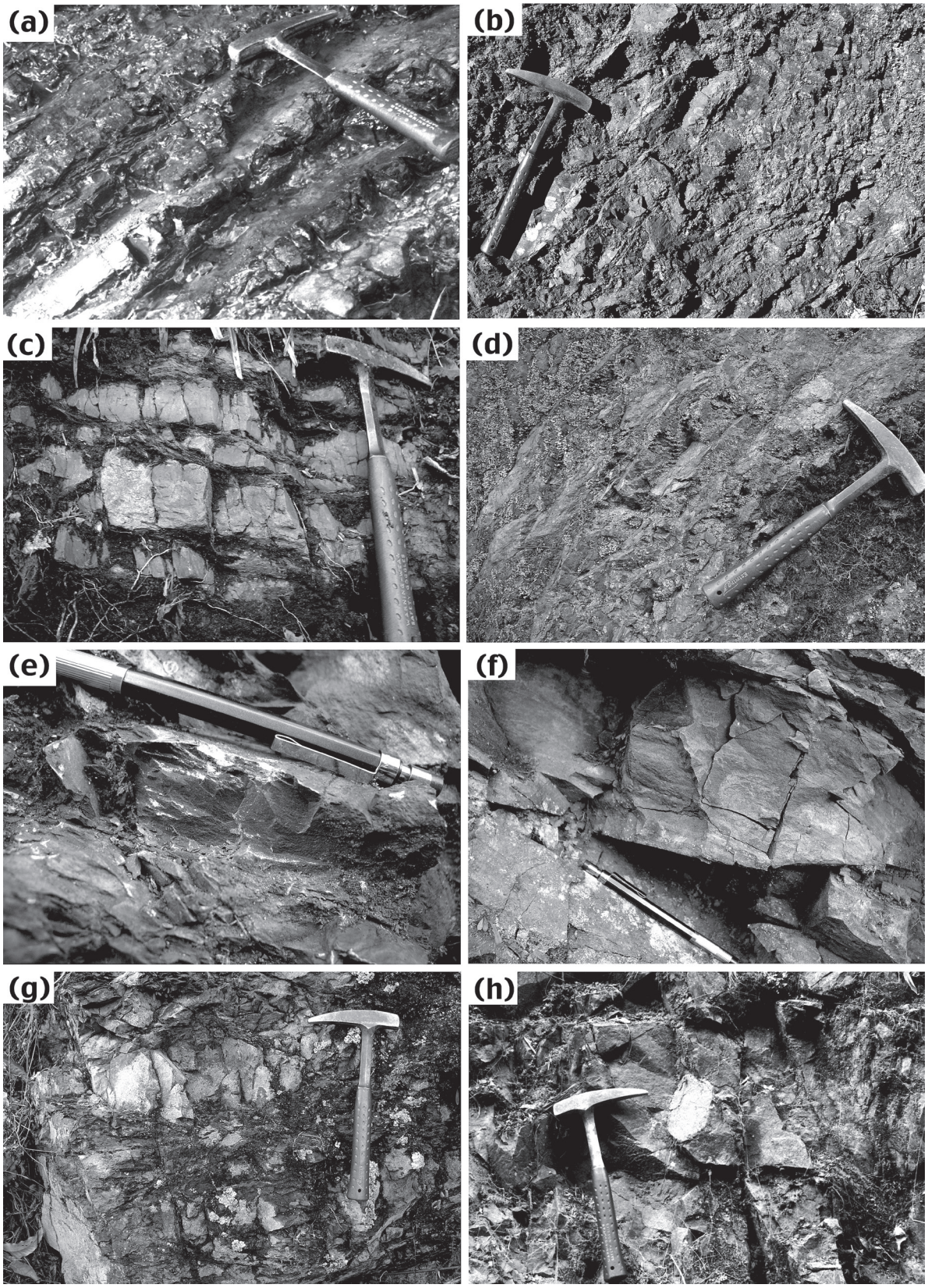
露頭では砂岩泥岩互層を，砂岩と泥岩の量比によって泥岩優勢と砂岩優勢に，また砂岩層の層厚によって薄層理互層と厚層理互層に区分した．薄層理互層は，層厚 2～20 cmの砂岩と層厚 5～30 cmの泥岩からなる．厚層理互層は，層厚数 10 cm～1 m程度の砂岩と層厚 10～50 cm程度の泥岩からなり，ところにより，幾層かの砂岩層が癒着して層理を認識することが困難な場合がある．このような無層理で厚い（5～10 m程度）砂岩が地質図規模で連続して分布する場合は，後述の砂岩に含めた．泥岩優勢の薄層理互層では，砂岩の単層が延性的に膨縮し，あるいは剪断作用を受けて様々な程度でレンズ状に破断・分断されることで，破断砂岩泥岩互層をなすことが多い（第 3. 11 図g）．

砂岩（Ts）

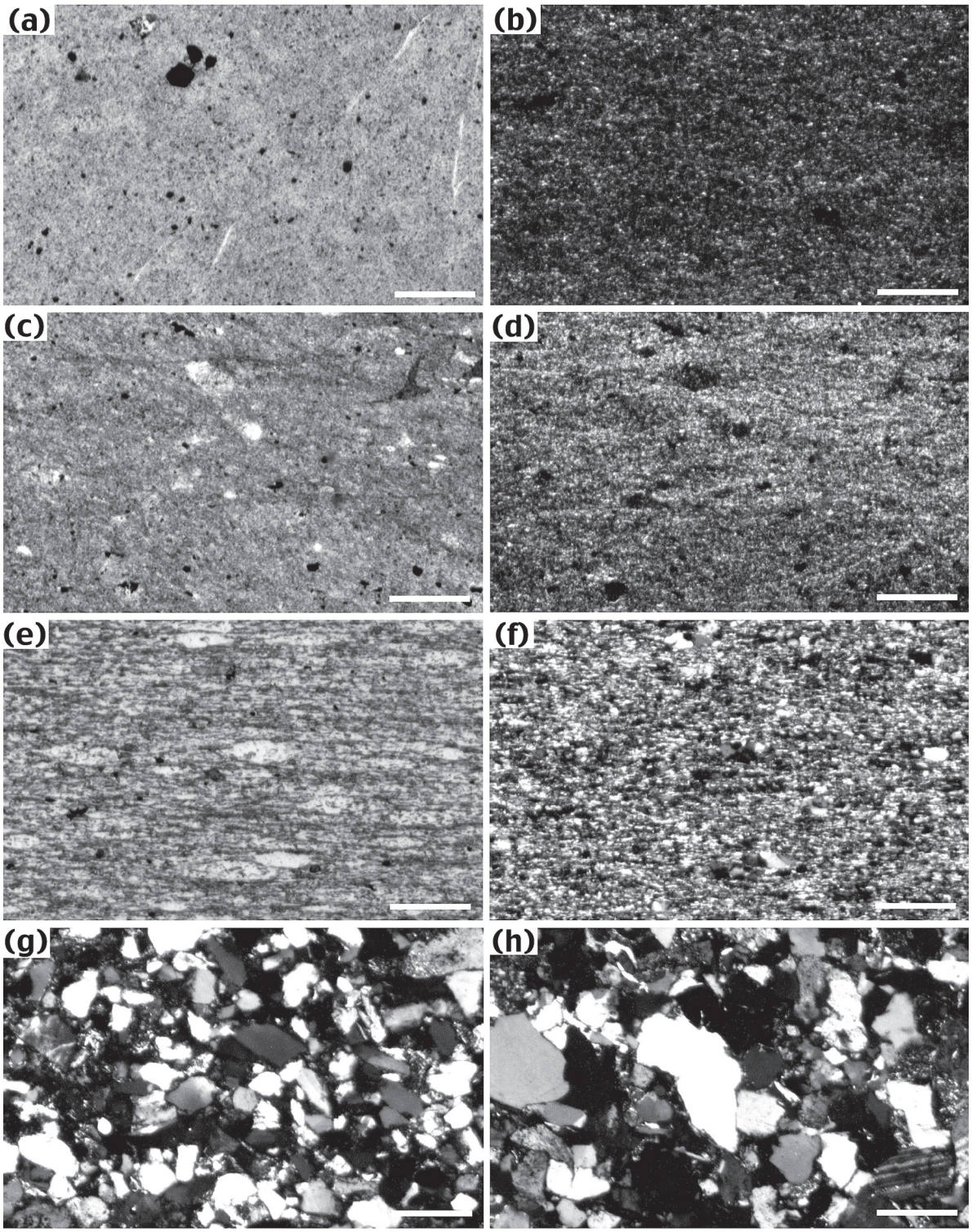
無層理で塊状な砂岩が卓越する（第 3. 11 図h）が，厚層理の成層砂岩がしばしば挟在する．成層砂岩では，しばしば級化構造が見られるとともに泥岩の薄層を挟む．砂岩は，基質にやや乏しく中粒～粗粒の砕屑粒子からなる．淘汰は比較的良好で，アレナイト質の砂岩が多い．露頭では一般に暗灰色を呈する．石英が最も卓越し，斜長石・黒雲母・岩片なども多い（第 3. 12 図g, h）．砕屑粒子は余り円磨されず，角張っている．

3. 4. 7　化石・年代

高取コンプレックスではチャート・泥岩・葉理質泥岩



第 3. 11 図　高取コンプレックス構成岩類の岩相と産状
(a) 中部の珪質粘土岩（常陸大宮市古内），(b) 中部のチャート（大子町/常陸大宮市境界のタバッコ峠），(c) 上部のチャート（那珂川町大那地），(d) 中部の珪質泥岩（タバッコ峠），(e) 上部の細粒泥岩（那珂川町大那地），(f) 上部の葉理質泥岩（大那地），(g) 上部の破断相砂岩泥岩互層（那珂川町矢ノ草），(h) 中部の塊状砂岩（タバッコ峠）．Nakae（2006）の Fig. 16 を転載.



第 3. 12 図　高取コンプレックス構成岩類の薄片写真
(a) 上部の珪質粘土岩（常陸大宮市入檜沢下）. 黄鉄鉱（黒色の粒子）が散在する. (b) 中部の珪質粘土岩（常陸大宮市古内）, (c, d) 下部の珪質泥岩（大田原市中居）. 白色 (c) 又は暗黒色 (d) の円形～楕円形物は放散虫遺骸（径 0.03～0.05 mm）. (e, f) 中部の細粒泥岩（大子町柿ノ草）. 平行配列する黒色シームに沿って放散虫遺骸が扁平化している（白色楕円状）. (g) 下部の砂岩（古内）, (h) 中部の砂岩（古内）. (a), (c), (e) は単ポーラー, (b), (d), (f) – (h) は直交ポーラー. スケールは 0.2 mm. Nakae (2006) の Fig. 17 を転載.

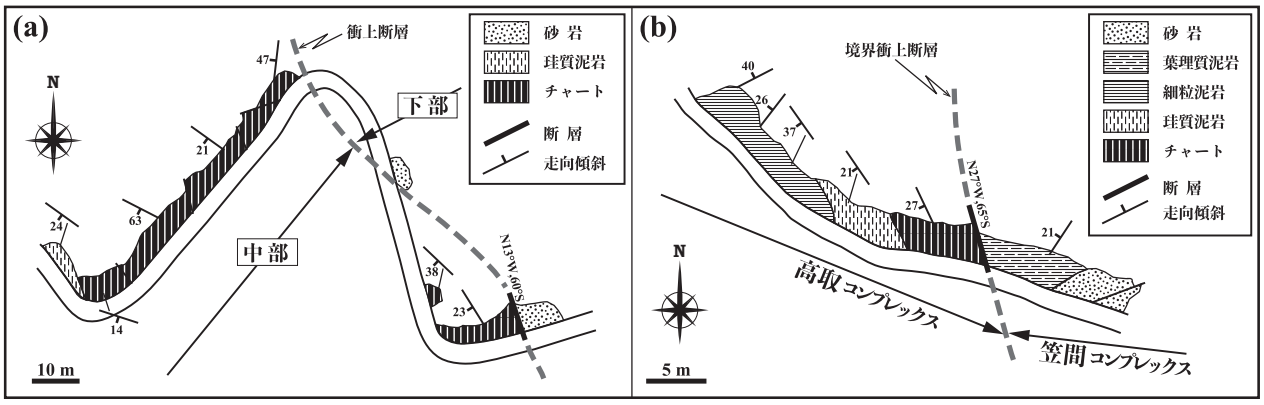
第 3. 3 表　高取コンプレックスから産出した放散虫化石
放散虫化石の属名は引用元での表記に従った．右端の数字はUAZone（Baumgartner *et al.*, 1995）を示す．ms：細粒泥岩，lm：葉理質泥岩，e.：前半，mid.：中頃，Oxf.：オックスフォーディアン期，Kim.：キンメリッジアン期，Tit.：チトニアン期，NT：中江・滝沢.

層準	高取コンプレックス																
	下部		中部				上部										
地点番号（Loc.）	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32		
試料番号	DG11-02	DG13-01	DG18-01	DG49-36	d 128	DG50-01	YNKS-4	YNKS-5	TDCH-1	TDCH-12m	TDCH-12n	IHZS-20	IHZS-21	IHZS-22	IHZS-23		
岩相	ms	ms	lm	lm	lm	lm	ms	ms	ms	ms	ms	ms	ms	ms	ms		
Cinguloturris cylindra						+										12-17	
Archaeodictyomitra sp. cf. *A. excellens*					+											11-22	
Pseudodictyomitra sp. C sensu Yao				+		+											
Archaeodictyomitra minoensis		+		+		+				+	+					9-12	
Archaeodictyomitra apiarium					+		+									8-22	
Archaeodictyomitra spp.	+			+					+		+	+		+	+		
Zhamoidellum ovum							+		+		+				+	9-11	
Archaeospongoprunum imlayi								+									
Tethysetta mashitaensis	+			+				+				+			+	8-15	
Gongylothorax favosus									+		+			+	+	8-10	
Gongylothorax szeligoviensis									+		+						
Loopus primitivus					+											7-12	
Mirifusus dianae											+					7-12	
Cinguloturris carpatica								+	+						+	7-11	
Williriedellum carpathicum							+		+					+	+	7-11	
Williriedellum crystallium											+					7-11	
Williriedellum sp. cf. *W. crystallium*						+										7-11	
Hiscocapsa naradaniensis														+		6-7	
Mirifusus guadalupensis														+		5-11	
Eucyrtidiellum ptyctum	+														+	5-11	
Ristola procera											+	+		+	+	5-9	
Tethysetta dhimenaensis	+															3-11	
Acanthocircus suboblongus															+	3-11	
Transhsuum brevicostatum group							+	+				+				3-11	
Transhsuum maxwelli group	+											+	+	+	+	3-10	
Eucyrtidiellum sp. cf. *E. nodosum*	+															3-10	
Orbiculiforma? *kanayamaensis*															+		
Orbiculiforma? *plana*															+		
Dictyomitrella? *kamoensis*									+							3-7	
Stichocapsa spp.	+					+											
Tricolocapsa spp.	+	+	+	+	+										+		
年代	mid.Oxf.–e. Kim..		mid.–late Tit.				late Oxf. -late Kim.										
文献	中江（2000）		NT（1998）				Hori（2001）										

から，三畳紀中頃～ジュラ紀後半を示す多くの放散虫化石の産出が報告されている（中江, 1997, 2000；中江・滝沢, 1998；Hori, 2001）．しかし，高取コンプレックスの形成時期と判断される砕屑岩の堆積年代を詳細に決定できるのは，上部のみである．第 3. 3 表に産出した放散虫化石の一覧を示す．なお，個々の放散虫種の生存期間とそれらの年代については，Goričan（1994），Baumgartner *et al.*（1995），Matsuoka and Ito（2019）などに基づいた．

下部

地点 18 と地点 19 の泥岩からの放散虫化石の産出は少ない（中江, 2000）．しかしながらこれらの共存から，おおよそオックスフォーディアン期中頃からキンメリッジ



第 3. 13 図　衝上断層を示すルートマップ
(a) コンプレックス内部の衝上断層．高取コンプレックスにおいて，下部上限の砂岩と中部下限のチャートが西傾斜の断層で境される（大子町/常陸大宮市境界のタバッコ峠周辺）．(b) コンプレックス間の境界衝上断層．笠間コンプレックスの葉理質泥岩と高取コンプレックスのチャートが西傾斜の断層で接している（常陸大宮市久隆）．図の位置は，第 3. 2 図を参照．Nakae（2006）の Fig. 19 及び Fig. 20 を一部改変．

アン期前半を示すと判断される．

中部

地点 20～地点 23 の葉理質泥岩から得られた放散虫化石（中江・滝沢, 1998；中江, 2000）は，その共存期間に基づくとチトニアン期の中頃から後半を示すと判断される．

上部

チャート砕屑岩シークェンス（CCS）を構成する幾つかの層序断面（チャート～泥岩）から，三畳紀中頃～ジュラ紀後半の放散虫化石が中江（1997）によって報告された．この後，ほぼ同一の断面において Hori（2001）は放散虫化石の抽出を試み，同様の結果を示した．それによると，チャートは三畳紀中頃～ジュラ紀初頭，珪質泥岩はジュラ紀中頃～後半である．CCS 上部を構成する泥岩については，地点 24～地点 32 より採取された 9 試料について，同じく Hori（2001）の検討がある．産出した放散虫の共産期間に基づくと，これらの泥岩はオックスフォーディアン期後半からキンメリッジアン期後半の範囲内に限定できる．

3. 5　地 質 構 造

3. 5. 1　コンプレックス内部の衝上断層

笠間コンプレックス

岩相により笠間コンプレックスは下部・中部・上部に区分される．それぞれは衝上断層で接すると推定されるが，実際の断層露頭は見出されていない．しかしながら上部内では，ある特定の層序の重複（覆瓦構造）を形成した衝上断層の存在が推定される．大子町栃原東方では，下位よりシルト岩，葉理質泥岩，砂岩からなる層序が少なくとも 2 回繰返している（第 3. 5 図）．ここでは一部を除き，各露頭での層理面は北北東–南南西走向・低角西傾斜を示し，その姿勢はほぼ一定している．またシルト岩の時代が全て同じ（チトニアン期）である．このことから，この層序の繰返しは褶曲によるものではなく，衝上断層によるものと判断できる．

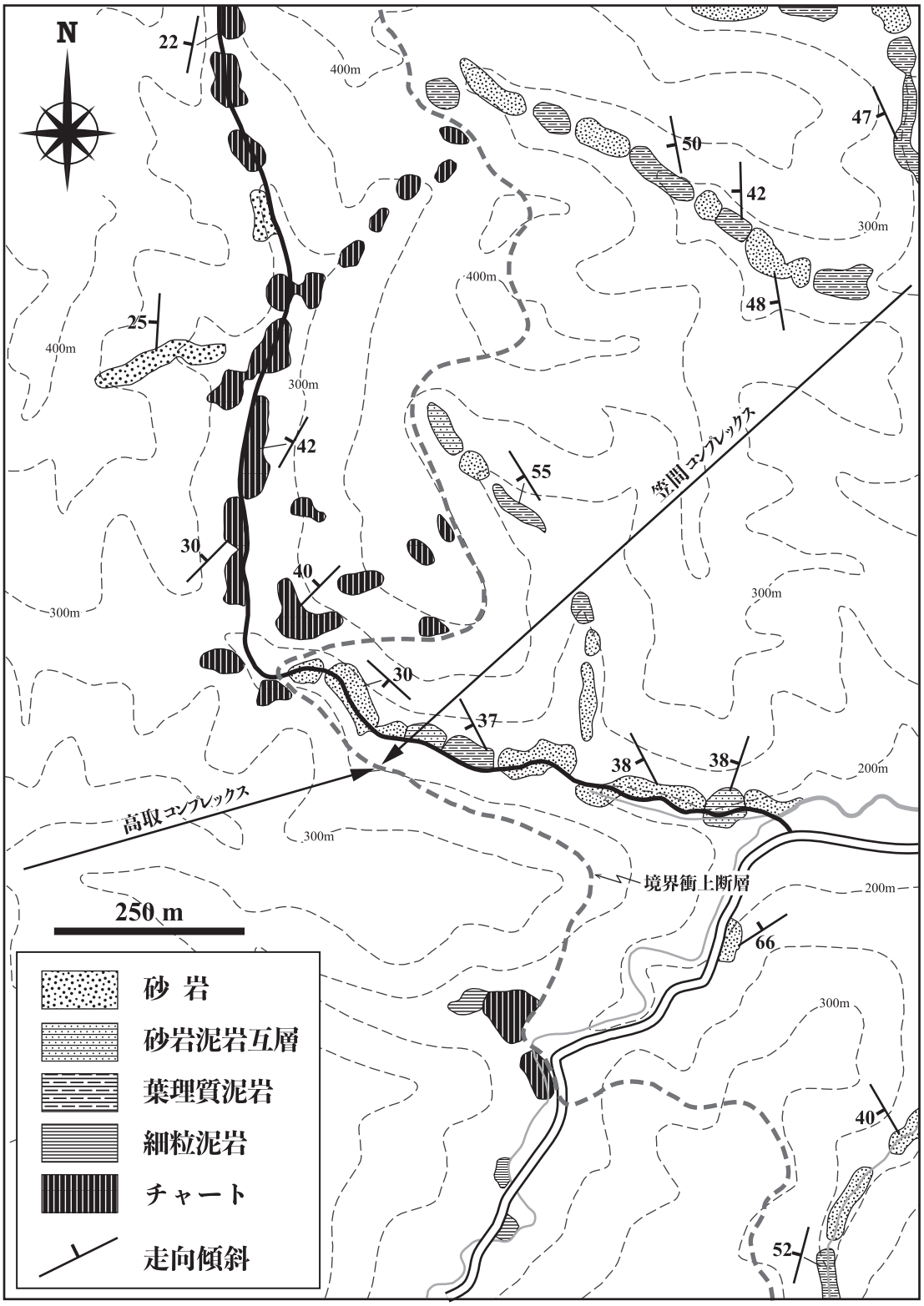
高取コンプレックス

既述のとおり，高取コンプレックスはそれぞれが CCS からなる下部・中部・上部に区分されるが，その境界は一部でしか確認されていない．その一例として，常陸大宮市のタバッコ峠付近の林道沿いで下部と中部を境する衝上断層が観察される（第 3. 13 図 a）．ここでは N13°W, 60°S の断層を挟んで，東側（下位）に下部の砂岩が，西側に中部のチャートが，それぞれ露出している．

3. 5. 2　コンプレックス境界の衝上断層

常陸大宮市久隆において，笠間コンプレックスと高取コンプレックスの境界断層（N27°W, 65°S）が見られる（第 3. 13 図 b）．下盤側（笠間コンプレックス上部）の泥岩は，砂岩薄層と互層するとともに顕著な劈開が形成されている．これに対し上盤側（高取コンプレックス下部）のチャートは，ほとんど剪断を受けていない．境界の衝上断層の走向・傾斜に対し，上盤のチャートは調和的であるが，下盤の泥岩は斜交している．

断層露頭が確認できない場合でも，露頭の分布状態やそれぞれの走向・傾斜に基づいて，コンプレックス境界の衝上断層の存在を推定することができる．第 3. 14 図に示すように大子町栃原の西方では，笠間コンプレックスの砂岩・泥岩などが，河川や渓流などの地形的低地に沿って北西–南東走向で露出するのに対し，高取コンプレックスのチャートは，山地斜面や頂部などの高所に北東–南西走向で分布する．これらのことから，コンプレックス境界には，低角西傾斜の衝上断層が存在すると判断



第 3. 14 図　コンプレックス間の境界衝上断層を示すルートマップ
大子町栃原周辺では断層露頭は確認できないが，下位の笠間コンプレックス上部（葉理質泥岩・砂岩）が標高の低い沢沿いに露出するのに対し，上位の高取コンプレックス下部（チャート）は標高の高い尾根や山腹に点在する．このことから，西方に低角で傾斜する衝上断層の存在が推定される．両コンプレックスの走向傾斜が互いに異なることも，断層の存在を示唆する．図の位置は第 3. 2 図を参照．Nakae（2006）の Fig. 21 を一部改変．

できる．

3.5.3　褶曲構造

Kawada（1953）及びKanomata（1961）は既に，八溝山地の足尾帯ジュラ系が西方に低角で傾斜した同斜構造をなしていると指摘した．しかしながら大子地域では，走向が北側より「北東–南西」から「北西–南東」へと変化している．更に八溝山地全体では，八溝山塊から鷲子山塊中部にかけて北北西–南南東走向が卓越するが，その南方から鶏足山塊においては「北東–南西」から「東北東–西南西」へと走向が変化している．このことから，西方に緩く沈降した軸を持つ半波長が50 km程度の向斜の存在が示唆される．また大子地域を含む八溝山塊東南部では，北西–南東方向の軸と250～400 m程度の半波長を持った翼間隔が閉じた非対称な褶曲も認められる．この褶曲軸の位置は，後述の同方向（北西–南東方向）の高角断層に一致する傾向がある．

3.5.4　高角断層

北西–南東と北東–南西の2方向の高角断層が多く見られる．北西–南東方向の断層は，5～10 km以上の規模を持ち，その代表例としては，大沢川，久隆川（くりゅうがわ），和田川に沿った断層がある．これらの断層に沿った見掛けのオフセットは，左ずれを示す傾向がある．一方，北東–南西方向の断層は規模が小さく，1～2 km程度の延長しか無い．

第 4 章　白亜紀の阿武隈変成岩類及び深成岩類

（高橋　浩）

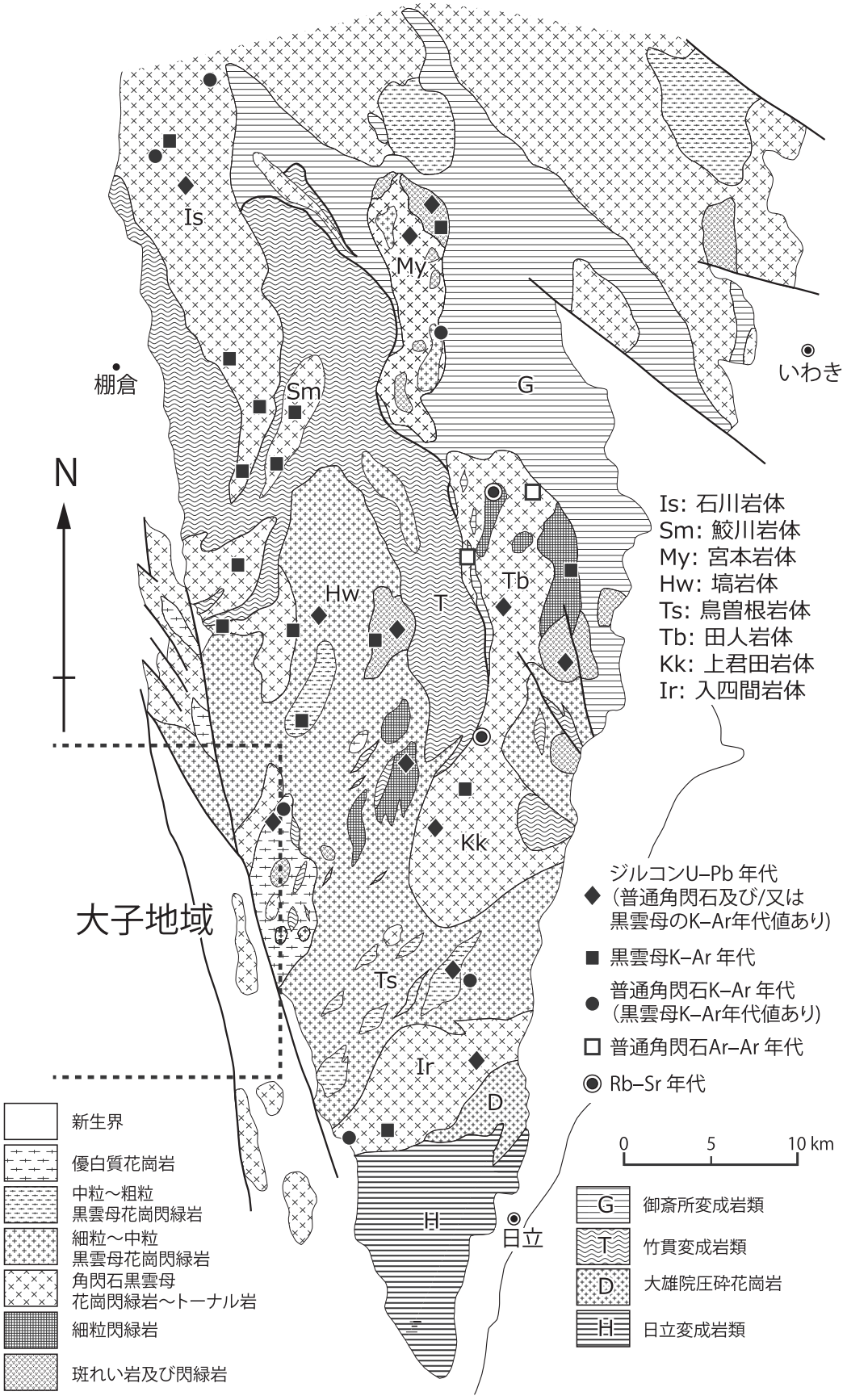
本地域の棚倉破砕帯西縁断層より東方には，前期白亜紀の阿武隈変成岩類と阿武隈深成岩類が分布する．阿武隈変成岩類は，御斎所変成岩類及び竹貫変成岩類に区分されており（例えば, 加納ほか, 1973），本地域周辺に分布する阿武隈変成岩類は竹貫変成岩の一部とされている（例えば, 久保ほか, 2007）．阿武隈変成岩類は，本地域においては全て阿武隈深成岩類中の捕獲岩体として産する．阿武隈深成岩類は角閃石黒雲母閃緑岩，角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩，黒雲母花崗閃緑岩，ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩から構成され，ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩は角閃石黒雲母閃緑岩，超苦鉄質岩及び阿武隈変成岩類を捕獲岩として伴っている．また，角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩の一部も阿武隈変成岩類を捕獲している．棚倉破砕帯中の阿武隈深成岩類は，白亜紀～古第三紀のマイロナイト化及びカタクレーサイト化によって変形を被っている（越谷, 1986）．大子地域に分布する棚倉破砕帯中の阿武隈深成岩類は風化による真砂化が著しいものの，塑性変形によるごく弱い面構造が認められるものが一部存在する．なお，阿武隈深成岩類中に捕獲岩として産する時代未詳の超苦鉄質岩についても，便宜上本章にて記載を行う．

4.1　研 究 史

阿武隈山地に分布する先新第三紀基盤岩類の研究は小藤文次郎により始められた．Koto（1893）は，阿武隈山地に分布する変成岩類を御斎所統（系）及び竹貫統（系）に区分した．これらの名称はその後の研究に踏襲され，それぞれ御斎所変成岩類及び竹貫変成岩類と呼ばれている（第 4.1 図）．御斎所変成岩類は塩基性岩起源の緑色片岩と細粒角閃岩を主体とし，砂泥質片岩及び珪質岩を挟むとされている．竹貫変成岩類は珪質片麻岩と縞状泥質片麻岩を主体として，しばしば粗粒の角閃岩と結晶質石灰岩を伴うとされている（例えば, 加納ほか, 1973）．

Sugi（1935）は，阿武隈山地の変成岩類の分布や岩石記載についてまとめた先駆的な研究を行った．しかし，Sugi（1935）では火成岩起源と堆積岩起源とに大別した区分のみで，御斎所・竹貫変成岩類と日立地方の変成岩類が明確に区別されていないほか，変成相と変成作用の成因に関する議論は予察的なものであった．Miyashiro（1958）及び Shido（1958）は，阿武隈山地中部の変成岩類について緑色片岩相と角閃岩相に区分し，阿武隈変成帯を高温低圧型の“紅柱石–珪線石型”の標準的変成帯と見なした．しかしその後，十字石や藍晶石残晶が変成帯の各地から発見され（蟹沢・宇留野, 1962；Kano and Kuroda, 1968；総研阿武隈グループ, 1969），これらは“紅柱石–珪線石型”よりも高圧の変成作用を経験した根拠とされた．5 万分の 1 地質図幅「竹貫」（加納ほか, 1973）では，都城らが高温低圧型変成作用の根拠としたざくろ石の組成累帯構造について再検討を行い，それまでに報告されていた残晶状の十字石・藍晶石の存在と竹貫変成岩類が堇青石を欠く事実と合わせ，低変成度のゾーンと高変成度のゾーンとが異なる変成作用を受けたという複変成論を唱えた．それによると，御斎所並びに竹貫変成岩類は先カンブリア紀に中圧型の広域変成作用を受け，後期中生代に花崗岩類の貫入に伴う熱変成作用を受けたか，あるいは，竹貫変成岩類は中圧型の広域変成作用を受けたが，御斎所変成岩類は異なる変成場で高圧型の変成作用を受けたと考えられた（加納ほか, 1973）．その後，廣井による一連の研究（廣井, 1990, 1997, 2004；廣井・岸, 1989；Hiroi and Kishi, 1989；Hiroi *et al.*, 1998）により，阿武隈変成岩類の温度–圧力–時間経路が解析され，竹貫及び御斎所変成岩類はジュラ紀の付加複合体を原岩とし，珪線石の安定な高温で比較的低圧の条件から部分溶融が進行するほどの高温で高圧の条件に急変して藍晶石の安定領域に入り，引き続いて高温のまま減圧したという，高温での急激な加圧と減圧のパスが明らかとなった．藍晶石が安定な条件下での最初の変成作用の時期は，変成岩類とそれに貫入する 122 Ma の花崗岩類が共に変形しているため，花崗岩類の貫入以降と考えられている．それらは最終的に 112 Ma 頃に深成岩類による熱の供給を受けて高温低圧型の変成作用を被ったと解釈されている（例えば, 廣井, 2004）．

阿武隈山地に分布する深成岩類について，Gorai（1944）は詳細な岩石記載により御斎所–竹貫地域の深成岩類を岩相と貫入関係に基づいて第 1～第 3 フェーズの 3 つの岩石群に分類し，その発達史を論じた．この研究では，それぞれのフェーズを構成する幾つかの岩体について，今日まで使用される岩体名も示されている．第二次世界大戦後，牛来正夫，渡辺岩井，黒田吉益，大野勝次ら十数名からなる阿武隈グループは阿武隈山地全域の調査を行い，地質図を作成した（渡辺ほか, 1953；大野ほか, 1953 など）．更に，渡辺ほか（1955）はそれまでの成



第 4. 1 図　阿武隈山地南部の地質概略図（Takahashi *et al.*, 2016 を基に作成）

果を総括し，阿武隈花崗岩類を古期と新期とに二分するとともに，花崗岩類や変成岩類に発達する片理・破砕帯の分布から阿武隈地域における造構運動の概要を明らかにした．渡辺ほか（1955）は，古期と新期の深成活動の時期は，それぞれ，ペルム紀～三畳紀と白亜紀と考え，地向斜造山論の観点から，古期の深成活動は広域的な動的変成作用を伴い，新期の深成活動はこれを欠き接触変成作用のみを伴うとした．

1960 年代以降，阿武隈山地に分布する深成岩類の研究は，母岩の地質構造も含めてより詳細に行われ（小倉，1960；丸山，1970；大平，1970 等），地質図幅としては，5 万分の 1 地質図幅「平・川前（付井出）」（岩生・松井，1961）及び 5 万分の 1 地質図幅「竹貫」（加納ほか，1973）が出版された．また，阿武隈山地東縁部については，地震予知連絡会による地震予知のための特定観測地域の地質情報整備のため，5 万分の 1 地質図幅「原町」（久保ほか，1990），「浪江及び磐城富岡」（久保ほか，1994），「相馬中村」（柳沢ほか，1996）及び「川前及び井出」（久保ほか，2002）が出版された．1984–1986 年には文部省総合研究（A）「東北日本の深成岩類に関する地質学的・岩石学的研究，代表者：蟹沢聰志」が実施され，阿武隈山地南部の花崗岩類の研究が田中久雄を中心に進められた．これらの研究成果により，塙（はなわ）岩体（田中・落合，1988），田人（たびと）岩体（Tanaka *et al.*，1999）など（第 4. 1 図），個々の岩体の岩石学的性質及び周辺の変成岩類との関係が明らかとなってきた．花崗岩類の放射年代に関する研究も 1960 年代以降に活発に行われ，河野・植田（1965）をはじめとして，Maruyama（1978），柴田・内海（1983），柴田（1987），柴田・田中（1987），富塚ほか（1991）などにより，阿武隈山地南部を中心に多数の放射年代が報告された．その結果，渡辺ほか（1955）に示された古期・新期岩体の間には有意な年代差は認められず，共に 120–90 Ma の年代値を示すことが明らかとなった．その後，2010 年代以降，阿武隈深成岩類中のジルコンの U–Pb 年代が測定され，古い順に 110 Ma 前後，105 Ma 前後，及び 100 Ma 前後にまとまることが報告された（例えば，Takahashi *et al.*，2016）．

4. 2　超苦鉄質岩

大子地域東部の常陸太田市徳田宿（ひたちおおた　とくだしゅく）東方の阿武隈山地には，阿武隈深成岩類のざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩（Gm）の捕獲岩体として，角閃石岩（Uh）及び蛇紋岩（U）が産する．これらの捕獲岩体中には阿武隈変成岩類は含まれない．加納ほか（1973）によると，阿武隈山地中には小規模ながら多数の蛇紋岩体が点在しており，多くの場合，阿武隈変成岩類に伴われる．また，こうした蛇紋岩のほか，コートランダイト（IUGS の命名法に基づくと，かんらん石直方輝石単斜輝石斜長石含有角閃石岩）も産するとされている（加納ほか，1973）．蛇紋岩は完全に蛇紋岩化していない場合，ダナイトやハルツバージャイトを原岩とし，そのほかに塩基性変成岩としてウェールライトを原岩とする片岩も存在するとされている（加納ほか，1973）．これらの超苦鉄質岩類の少なくとも一部は沈積岩であると判断されるが，阿武隈変成岩類に密接に伴われて共に変成作用を被っているため，阿武隈変成岩類の初期変成作用時の火成活動に関係したものか，あるいはそれ以前に貫入したものかは判断できない．このため，本図幅ではこれらの超苦鉄質岩類を阿武隈変成岩類とは独立させ，時代未詳の岩石として扱う．

4. 2. 1　角閃石岩（Uh）

角閃石岩は蛇紋岩に伴うものと単独のものとが存在する．角閃石岩は，常陸太田市徳田宿東の林道沿いの露頭で確認される．この場所では約 50 m の露欠部を挟んで蛇紋岩と隣接するが，両者の境界部そのものは露出がないため接触関係は不明である．角閃石岩は野外において一般に暗緑色を示し，風化した花崗岩類中に塊状に産する．露頭観察では粒径数mm程度の黒色結晶（普通角閃石）を主として構成されていることが確認できる．

［岩石記載］

角閃石岩（YZ-131）（第 4. 2 図 a, b）：常陸太田市徳田宿の東方の林道沿い

主な構成鉱物は普通角閃石で，少量の斜長石及び微量の単斜輝石，不透明鉱物を伴う．

普通角閃石は半自形（最大長径 5 mm）で，特徴的に褐色のコアと淡褐色のリム（Z 軸色，以下同様）から構成される光学的累帯構造を呈し，他形の普通角閃石（粒径 0.1 mm 程度），粒状～不定形の不透明鉱物（粒径 0.5 mm 以下），自形～半自形の斜長石（粒径 0.2 mm 以下）及び粒状ないし不定形の単斜輝石（粒径 0.2 mm 程度）を包有する．斜長石は普通角閃石の粒間充填状に産する半自形～他形結晶としても産する．

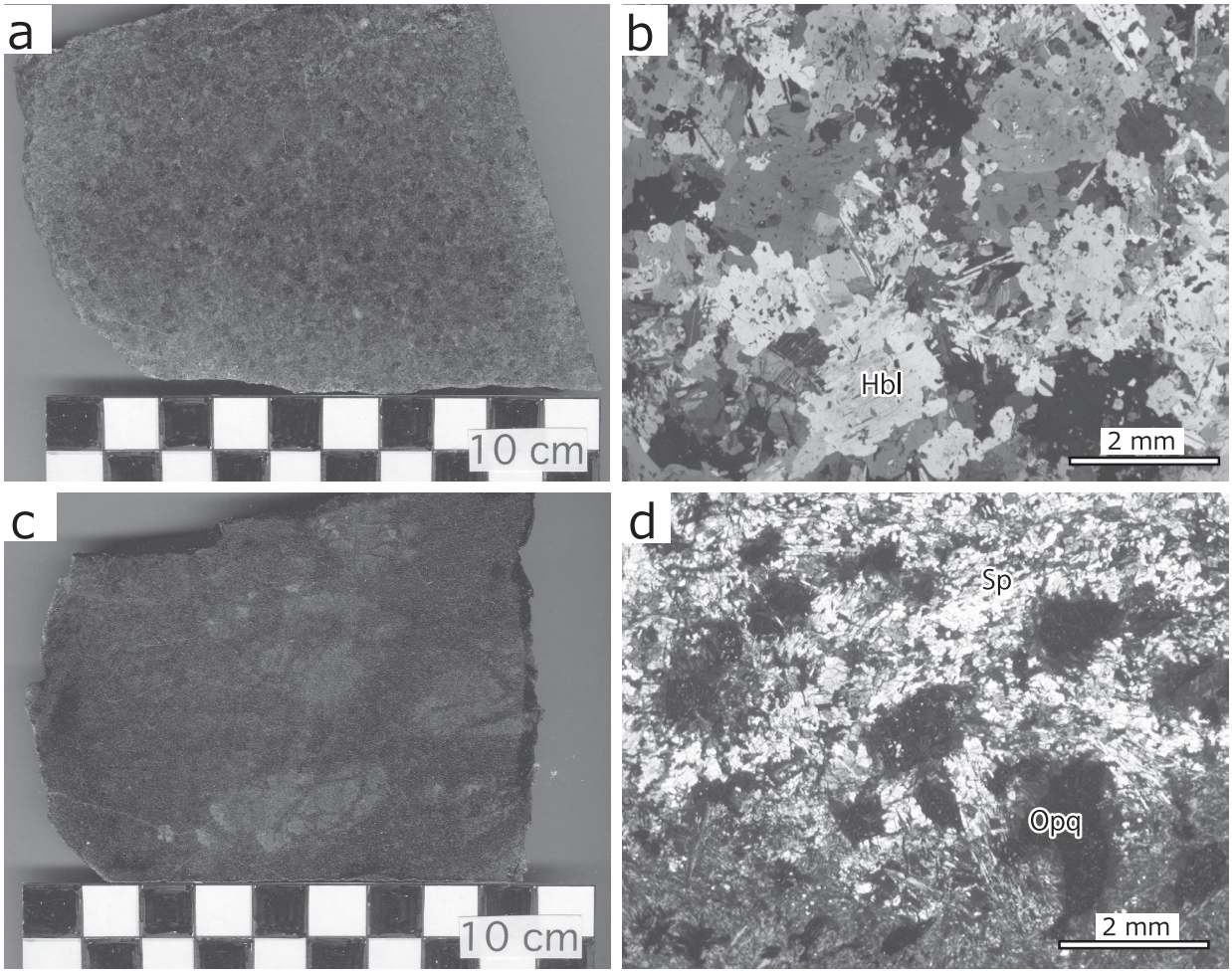
4. 2. 2　蛇紋岩（U）

角閃石岩と同様，常陸太田市徳田宿東方の林道沿いの露頭で確認される．上述のとおり，角閃石岩との直接の接触関係は不明である．蛇紋岩は暗灰色ないし暗青灰色を示す．塊状で部分的に変形し，幅 2 m ほどの片麻状構造が発達する．

［岩石記載］

蛇紋岩（YZ-508）（第 4. 2 図 c, d）：常陸太田市徳田宿東方の林道沿い

主な構成鉱物は蛇紋石及び直閃石で，レリック状にかんらん石が存在する．少量の緑泥石，滑石が存在するほか，不定形の不透明鉱物（鉱物種については未鑑定）が多量に産



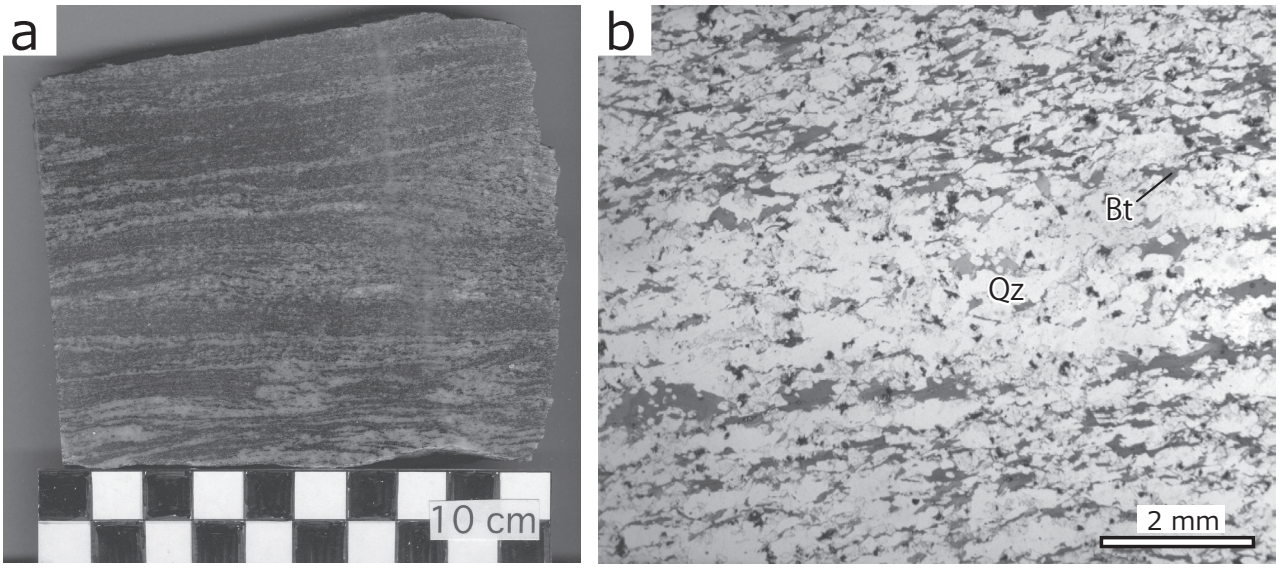
第 4. 2 図　超苦鉄質岩類（角閃石岩 a, b；蛇紋岩 c, d）のスラブ写真（a, c）及び薄片写真（b, d）
薄片写真はいずれも直交ポーラー．Sp：蛇紋石，Opq：不透明鉱物，Hbl：普通角閃石．

する．かんらん石は細粒（径 1 mm 程）で粒状を呈する．全体にわたって主に蛇紋石と不透明鉱物からなる網目状構造が認められる．かんらん石が濃集する部分の周囲には直閃石が濃集している．かんらん石と直閃石の濃集部は，岩石スラブ上では径 2 cm 以下で明色のパッチ状を呈する．

4. 3　阿武隈変成岩類（M）

大子地域東部に分布する阿武隈深成岩類中には，阿武隈変成岩類の小規模岩体が複数存在する．本地域周辺の阿武隈変成岩類は，竹貫変成岩類の一部とされている（例えば，久保ほか，2007）．本地域に産する阿武隈変成岩類のうち，常陸太田市（旧里美村）徳田町東方及び小妻町南東の小岩体は東隣の「高萩」図幅に連続し，他の捕獲岩体と同様にざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩に包有される産状を示す．棚倉破砕帯内では，ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩（Gm）のほか，角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩（Gt）中にも阿武隈変成岩類が捕獲されている．

本地域の阿武隈変成岩類は黒雲母片麻岩から構成され，まれにざくろ石ないし角閃石を含むことがある．阿武隈変成岩類の捕獲岩は，地質図規模のものが多く，露頭規模での捕獲岩は常陸太田市大中町（おおなかちょう）の里川周辺を除いてほとんど認められない．阿武隈変成岩類を構成する黒雲母片麻岩は，野外においては暗褐色を示し，数 mm 間隔で黒雲母に富む優黒質部と石英及び斜長石主体の優白質部が互層状に産する片麻状構造を示す．優白質部は，ところによりゆるやかに褶曲し，紡錘状ないしパッチ状の濃集部が認められる（第 4. 3 図 a）．それぞれの小岩体は独立して母岩の花崗岩類に捕獲されている．片麻状構造は棚倉破砕帯東縁断層以西の岩体はいずれも N20°E 前後の走向を示す．一方，東縁断層以東の岩体は N10°W 前後の走向を示す傾向がある．いずれも傾斜は 70° 以上を示すことが多い．母岩の花崗岩類は面構造の発達が弱いため，阿武隈変成岩類の片麻状構造と花崗岩類の面構造の関係は不明である．棚倉破砕帯内の花崗岩類に包有さ



第 4. 3 図　阿武隈変成岩類（黒雲母斜長石石英片麻岩）のスラブ写真（a）及び薄片写真（b）
薄片写真は単ポーラー．Bt：黒雲母，Qz：石英.

れるものは，常陸太田市大中町の里川周辺に幾つか分布する．これらは数mの露頭規模から地質図規模のものまである．地質図規模の岩体であっても，露頭規模では阿武隈変成岩類の片麻状構造に調和的に花崗岩が細脈状に貫入している場合がある．

［岩石記載］

黒雲母斜長石石英片麻岩（YZ-117）（第 4. 3 図b）：常陸太田市（旧里美村）泉沢（いずみざわ）北東約 1.5 kmの林道沿い（東隣「高萩」地域内）

主な構成鉱物は石英，斜長石，黒雲母で，少量のアルカリ長石，白雲母，ジルコン，りん灰石及び不透明鉱物を伴う．石英はリボン状に伸長し，粒界及び内部は細粒化し波動消光するものが多く，全体として面構造を形成している．斜長石は半自形でアルバイト式双晶を示すものが多く，定向配列し面構造を形成している．黒雲母は半自形で，褐色（Y〜Z軸色）を呈し，定向配列し，斜長石を取り巻いている．

4. 4　阿武隈深成岩類

阿武隈深成岩類は，角閃石黒雲母閃緑岩（D），角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩（Gt），黒雲母花崗閃緑岩（Gd），ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩（Gm）から構成される．このうち，角閃石黒雲母閃緑岩はざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩中の捕獲岩体として産する．それ以外の岩相については，大子地域では直接的な関係は確認できなかった．一方，東隣の高萩地域では，相互の貫入関係が確認され，具体的には，ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩（Gm）が岩脈として黒雲母花崗閃緑岩（Gd）に貫入し，角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩（Gt）に黒雲母花崗閃緑岩（Gd）が貫入する．また，角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩はざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩中に捕獲されている．

本地域に産する阿武隈深成岩類は，広域的な岩体分布に基づくと，塙岩体の一部と見なされる（第 4. 1 図）．塙岩体内部の岩相分布の詳細や岩相名については，既存研究間で相違があるものの，本図幅における岩相名に読み替えると，角閃石黒雲母花崗閃緑岩と黒雲母花崗閃緑岩は漸移する一方で，白雲母黒雲母花崗岩はそれらに貫入するとされている（田中・落合, 1988）．更に，本地域外ではあるが，塙岩体の黒雲母角閃石閃緑岩から 117 ± 4.0 Ma，角閃石黒雲母花崗閃緑岩から 99.7 ± 4.8 Ma と 99.3 ± 4.8 Maの普通角閃石K–Ar年代（柴田・内海, 1983）が，黒雲母花崗閃緑岩から 105.1 ± 1.0 Ma（2 σ）のジルコン ^{238}U–^{206}Pb年代と 104 ± 3 Maの黒雲母K–Ar年代（Takahashi *et al.*, 2016）が，そして白雲母黒雲母花崗岩から 100.6 ± 0.9 Ma（2σ）のジルコン ^{238}U–^{206}Pb年代（Takahashi *et al.*, 2016）が報告されている．

角閃石黒雲母花崗閃緑岩と黒雲母花崗閃緑岩とは，普通角閃石及び黒雲母のK–Ar年代が誤差の範囲内で一致する．黒雲母花崗閃緑岩の固結年代であるジルコンU–Pb年代と黒雲母K–Ar年代も誤差の範囲内で一致するため，普通角閃石と黒雲母との間に，K–Ar系の閉鎖温度の違いによる冷却年代の有意な差があるとは考え難く，角閃石黒雲母花崗閃緑岩と黒雲母花崗閃緑岩はほぼ同時期に形成されたものと解釈される．一般に，分化するマ

グマからは角閃石が早期に晶出を開始するため，角閃石黒雲母花崗閃緑岩と黒雲母花崗閃緑岩とが，この順に形成されたと考えるのが合理的である．本書では東隣の高萩地域の情報も踏まえ，角閃石黒雲母閃緑岩（D），角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩（Gt），黒雲母花崗閃緑岩（Gd），ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩（Gm）の順に定置したと見なした．

4.4.1　角閃石黒雲母閃緑岩（D）

本地域東部の常陸太田市（旧里美村）小妻（こづま）町北東方の阿武隈山地にはざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩（Gm）中の捕獲岩として，角閃石黒雲母閃緑岩が産する．常陸太田市の妙見山周辺において，この角閃石黒雲母閃緑岩体の周縁部には阿武隈変成岩類（M）を伴っており，阿武隈変成岩類と角閃石黒雲母閃緑岩とが一体となってざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母花崗岩に包有されているものと判断される．角閃石黒雲母閃緑岩は変成作用を被っておらず，一部は明瞭な火成組織を残していることから，阿武隈深成岩類の深成作用で形成されたものと見なし，阿武隈深成岩類に含めた．

角閃石黒雲母閃緑岩を構成する岩相には，中粒の岩相と細粒の岩相が存在するが，中粒相が主体で一部に細粒相を伴っている．地質図では，分布域（露頭の位置）及び岩相の類似性を考慮して，一連の捕獲岩体として示した．露頭における両者の直接的な関係は確認できなかったが，中粒相を構成する斜長石は累帯構造をほとんど示さないのに対し，細粒相を構成する斜長石は顕著な累帯構造を示すことから，中粒相に細粒相が貫入しているものと推察される．阿武隈変成岩類を伴う場合，周囲の角閃石黒雲母閃緑岩は，中粒相から構成される．

角閃石黒雲母閃緑岩は，中粒相・細粒相共に野外では暗灰色を示す．母岩のざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母花崗岩と比較して，より堅硬でその色調は暗い．中粒相・細粒相は一般に弱い面構造を持つものが主体である．測定した面構造は東隣の高萩地域内では北東–南西走向で北西側に 50° 程度傾斜する．

［岩石記載］

角閃石黒雲母閃緑岩（YZ-122）（第 4.4 図a, b）：常陸太田市（旧里美村）行石（なめし）北東約 1 kmの林道沿い

普通角閃石と斜長石を主体とし，石英，黒雲母及び少量の不透明鉱物を伴う．

不明瞭ながら，粗粒の普通角閃石と斜長石とが弱い定向配列を示す．普通角閃石は半自形で淡緑褐色を示す．普通角閃石は粒径 2 mm程度でしばしば粒径 0.5 mm以下の自形の黒雲母を包有するものと，粒径 0.2〜0.3 mm程度で同様なサイズの斜長石・石英・不透明鉱物と共に濃集して産するものがある．斜長石は半自形〜自形（最大長径 2 mm）で，アルバイト式双晶を示すものが多く，短柱状の結晶がしばしばプール状に濃集して産する．一般に累帯構造はほとんど認められない．石英は他形で，斜長石集合体と共に粗粒の普通角閃石の粒間に存在している．黒雲母は自形で褐色（Y〜Z軸色）を呈し，長径 0.5 mm程度の細粒結晶が普通角閃石の周囲に産する．

細粒角閃石黒雲母閃緑岩（YZ-126）（第 4.4 図c, d）：常陸太田市行石北東約 2 kmの林道沿い（東隣「高萩」地域内）

普通角閃石と斜長石を主体とし，黒雲母，石英，少量のチタン石，緑れん石，及び不透明鉱物を伴う．斜長石及び黒雲母の定向配列による葉理状構造が認められる．

普通角閃石は自形〜半自形（最大長径 0.2 mm）で淡褐緑色を呈する．斜長石は自形〜半自形（最大長径 0.8 mm）で，著しい正累帯構造を示すものが多い．そのような場合，消光位の違いにより，自形性の強いコアと，半自形〜他形・粒間充填状のリムとが明瞭に識別できる．黒雲母は自形〜半自形（最大長径 0.8 mm）で褐色を呈する．縦横比が 1:10 程度に著しく伸長した結晶が斜長石と共に定向配列し面構造を形成している．石英は他形で粒間充填状に産する．

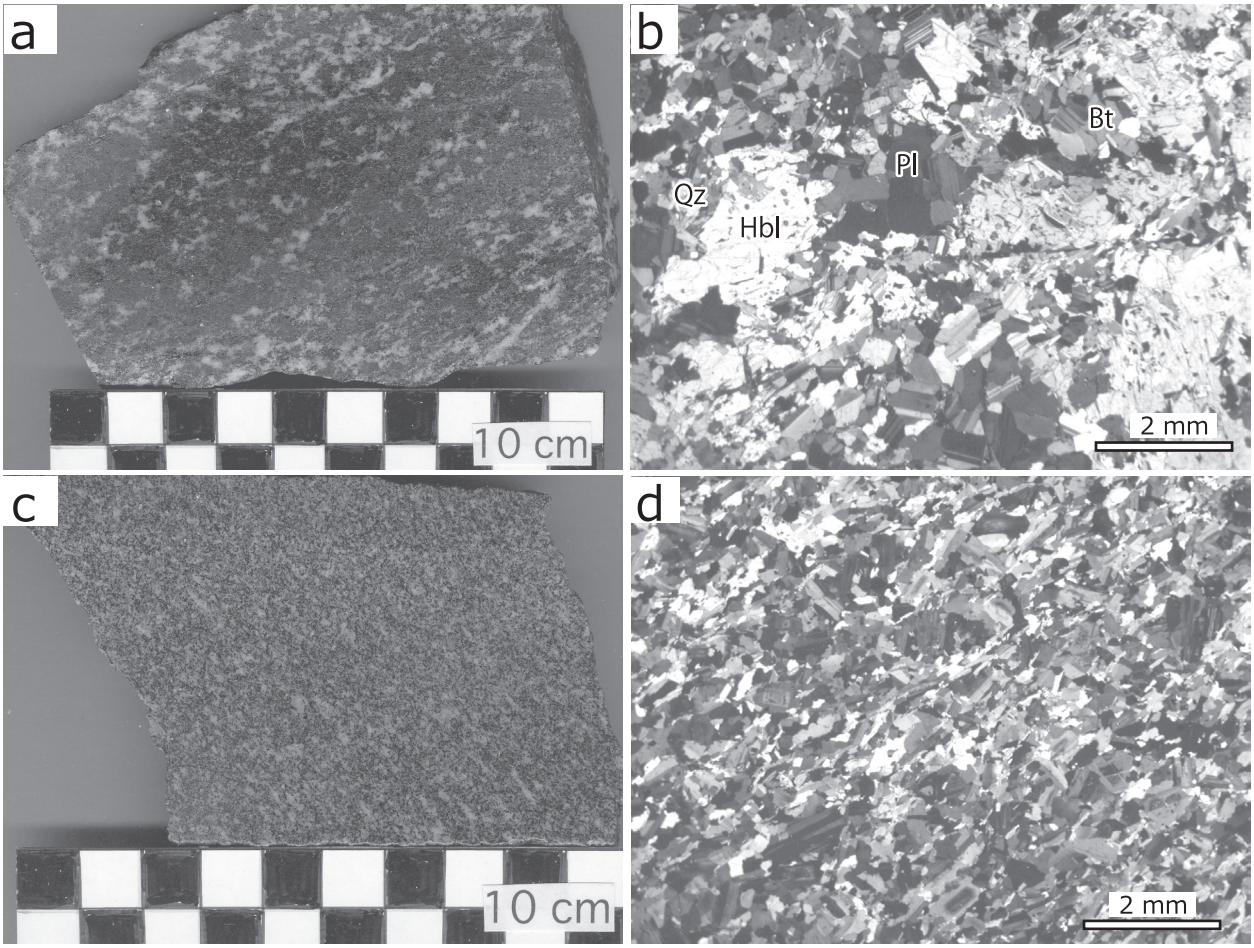
4.4.2　角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩（Gt）

常陸太田市徳田町北方から北東方にかけての阿武隈山地，常陸太田市徳田宿〜天下野（けがの）にかけての棚倉破砕帯中に分布している．棚倉破砕帯東縁断層よりも東の阿武隈山地に産するものは，灰白色で塊状のものや黒雲母の定向配列による弱い面構造を示すものが認められる．小妻町東方（東隣の高萩地域も含む）では北東–南西走向で西に 10〜60° 傾斜の面構造が認められ，暗色包有岩を含んでいる．暗色包有岩は細粒石英閃緑岩からなり，長径数 cm〜10 数cm程の楕円形の形状を示す．棚倉破砕帯中のものは弱いながらもマイロナイト化し，野外においても面構造が認められることがある．面構造は岩体全体で均質的に発達するわけではなく，かつマイロナイト化の程度は様々である．面構造はおおむね北西–南東走向で北東側に 60° 程度傾斜する．角閃石黒雲母トーナル岩と花崗閃緑岩との関係は確認されていない．岩体内での分布に規則性は認められないことから，岩体内部の部分的な岩相の不均質を反映した漸移関係にあるものと考えられる．

隣接する高萩地域も含めた岩相分布と貫入関係から，角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩（Gt）は黒雲母花崗閃緑岩（Gd）に捕獲され，ざくろ石白雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩（Gm）に貫入・包有されている．

［岩石記載］

角閃石黒雲母トーナル岩（YZ-512）（第 4.5 図a, b）：常陸太田市徳田町北北東方約 3 kmの林道沿い



第 4. 4 図　角閃石黒雲母閃緑岩のスラブ写真（a, c）及び薄片写真（b, d）
（a, b）角閃石黒雲母閃緑岩（YZ-122）.（c, d）細粒角閃石黒雲母閃緑岩（YZ-126）. 薄片写真はいずれも直交ポーラー.
Hbl：普通角閃石，Bt：黒雲母，Qz：石英，Pl：斜長石.

斜長石，黒雲母，石英，普通角閃石，アルカリ長石からなり，チタン石，褐れん石，不透明鉱物を伴う.
斜長石は自形～半自形（最大長径 5 mm）で，反復累帯構造を示すものが認められる．黒雲母は半自形（最大長径 3 mm）で，褐色を呈する．ところにより，自形～半自形の細粒結晶（長径 0.5 mm 程）がアルカリ長石に包有される．石英は他形で，相対的に粗粒な結晶の粒界がモザイク状に細粒化し，全体として伸長して面構造を形成している．また，粗粒な結晶には波動消光が認められる．普通角閃石は自形～半自形で，ほとんどのものが緑れん石に交代されている．アルカリ長石は他形，粒間充填状で自形の斜長石，黒雲母をポイキリティックに包有している．一部でパーサイト組織やミルメカイト組織が認められる.

4. 4. 3　黒雲母花崗閃緑岩（Gd）

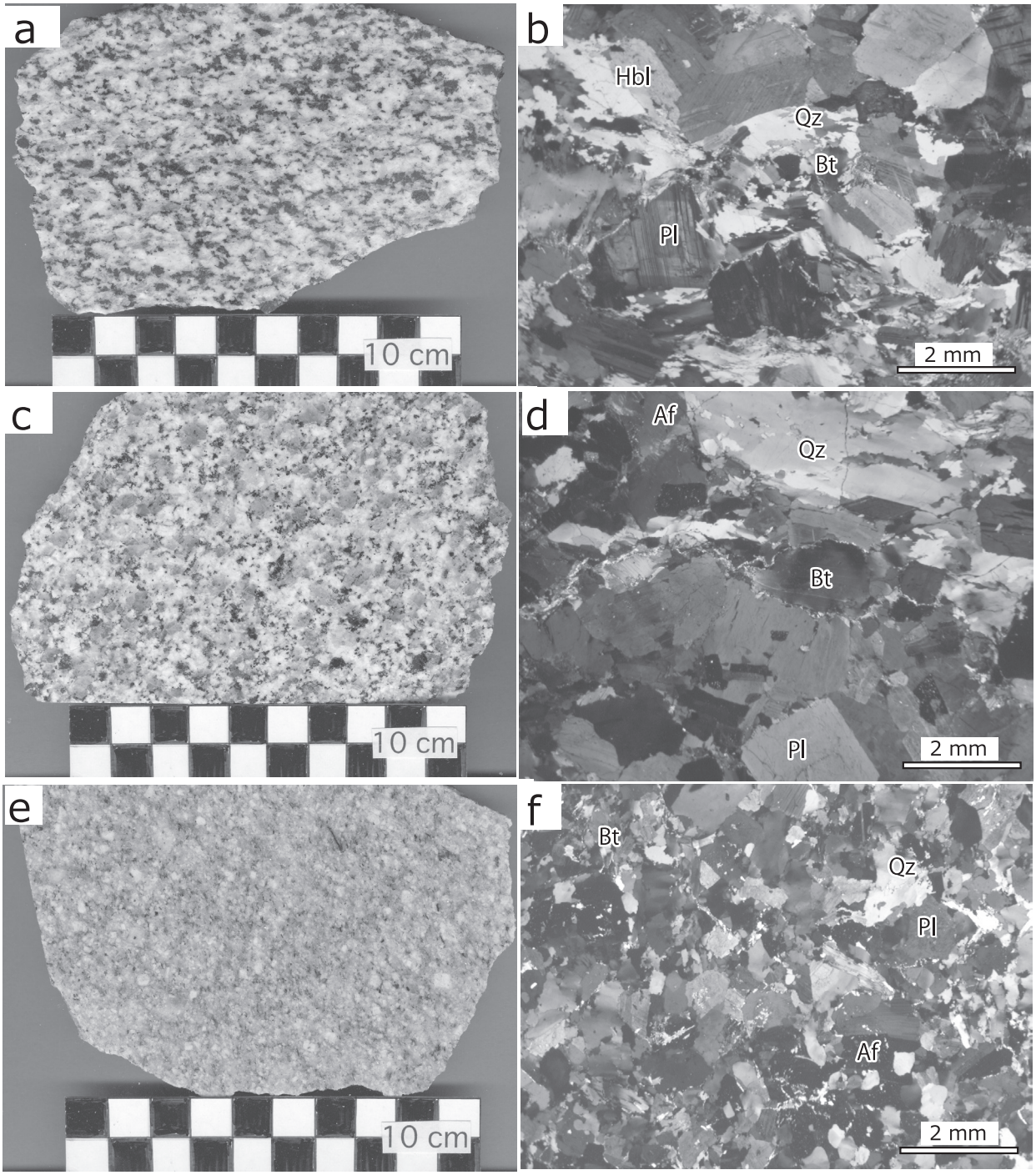
矢祭町上関河内周辺の阿武隈山地及び同町下関河内～常陸太田市徳田町にかけての棚倉破砕帯中に分布する．棚倉破砕帯東方の黒雲母花崗閃緑岩は灰白色を呈し，塑性変形による弱い面構造が認められ，南北走向で西へ 70° 程度傾斜する，棚倉破砕帯中のものは灰白色を呈し真砂化が進み，周辺の新第三系砂岩と区別が難しいものが多く，面構造の発達有無はわからない．そのため，破砕帯内外での変形の程度の強弱についても不明である.

東隣の高萩地域では角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩（Gt）を黒雲母花崗閃緑岩（Gd）が捕獲する.

［岩石記載］

黒雲母花崗閃緑岩（YZ-138）（第 4. 5 図 c, d）：矢祭町馬渡戸東北東約 700 m

石英，斜長石，アルカリ長石，黒雲母から構成され，緑れん石，チタン石，不透明鉱物を伴う.
石英は他形で，相対的に粗粒な結晶の粒界部がモザイク状に細粒化しているほか，モザイク状の粒界を持つ細粒結晶集合体がリボン状に伸長し面構造を形成している．また，顕著な波動消光を示す．斜長石は自形～半自形（最大長径 3 mm）で，反復累帯構造を示すものが存在する．アルカリ



第 4. 5 図　阿武隈深成岩類のスラブ写真（a, c, e）及び薄片写真（b, d, f）
（a, b）角閃石黒雲母トーナル岩（YZ-512），（c, d）黒雲母花崗閃緑岩（YZ-138），（e, f）ざくろ石白雲母黒雲母花崗閃緑岩（YZ-120）．薄片写真はいずれも直交ポーラー．Hbl：普通角閃石，Bt：黒雲母，Qz：石英，Pl：斜長石，Af：アルカリ長石．

長石は他形，粒間充填状で微斜長石構造を示し，自形～半自形の斜長石（径 0.5 mm以下），自形～半自形の黒雲母（径 1 mm以下）及び石英をポイキリティックに包有している．一部でパーサイト組織やミルメカイト組織が認められる．黒雲母は半自形（最大長径 5 mm）で褐色を呈し，その一部は細粒化して全体としてフィルム状に伸長し石英と共に面構造を形成している．

4. 4. 4　ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩（Gm）

常陸太田市小妻から東隣「高萩」地域の里見牧場にかけての阿武隈山地に分布している．また，矢祭町上関河内周辺及び大坍（おおぬかり）西方では黒雲母花崗閃緑岩体，常陸太田市小中町（こなかちょう）では角閃石黒雲母トーナル岩体と新第三系との境界部付近に，それぞれ僅かに分布している．阿武隈深成岩類の中で最も優白質で，ほかの花崗岩類と比べて細粒（平均粒径 1 mm以下）である．主に塊状だが一部に面構造が認められることがあり，特に棚倉破砕帯内に多い．大子地域では面構造が微弱なため姿勢を測定できなかったが，東隣の高萩地域に分布する本岩には，南北から北東–南西走向で西又は北西に 30～75° 傾斜する面構造が発達する．また，高萩地域の常陸太田市折橋北方の林道では，本岩が岩脈として黒雲母花崗閃緑岩に貫入している．本地域では，岩体内に角閃石岩，蛇紋岩，黒雲母片麻岩，角閃石閃緑岩の小規模岩体が認められ，その分布からそれらの小規模岩体はざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩の捕獲岩体と判断される．

高萩地域も含めた岩相分布と貫入関係から，ざくろ石白雲母黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩（Gm）は角閃石黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩（Gt），黒雲母花崗閃緑岩（Gd）に貫入する．

［岩石記載］

ざくろ石白雲母黒雲母花崗閃緑岩（YZ-120）（第 4. 5 図 e, f）：常陸太田市行石北北東方約 1 kmの林道沿い

石英，斜長石，アルカリ長石，黒雲母，白雲母，ざくろ石から構成され，不透明鉱物を伴う．

全体的に細粒・優白質で有色鉱物に乏しい．石英は他形粒状（最大長径 5 mm）で波動消光し，石英粒同士の粒界は入り組んでいる．斜長石は自形～半自形（最大長径 3 mm）で正累帯構造を示す．アルカリ長石は他形で粒間充填状に産する．一部でパーサイト組織が認められる．黒雲母は自形～半自形（最大長径 1.5 mm）で褐色を呈し，弱い定向配列が認められる．白雲母は自形～半自形（最大長径 1 mm）で，黒雲母と同様に弱い定向配列が認められる．ざくろ石は自形～半自形（最大長径 0.5 mm）で，細粒粒状結晶として少量存在する．

第 5 章　足尾帯に分布する白亜紀深成岩類

（高橋　浩・中江　訓）

5. 1　研究史及び概要

八溝山地は，北より，八溝山塊，鷲子山塊，鶏足山塊，筑波山塊の 4 山塊からなり，足尾帯ジュラ系とこれに貫入する多数の小規模深成岩類から構成される（第 5. 1 図）. 八溝山地北部の八溝山塊周辺の深成岩類についての研究は，河田（1951），柴田（1951）による地質と岩石化学の先駆的な研究に続き，柴田ほか（1973）の K–Ar 年代の総括的研究がある．河田（1951）では，現在の認識とほぼ相違ない深成岩類の分布域の地質図が既に示されており，柴田（1951）では，それらの深成岩類について，八溝タイプ花崗岩・稲田タイプ花崗岩・筑波タイプ花崗岩といった，岩体あるいは分布域ごとの岩相の系統的な違いが認識されている．筑波山塊周辺の花崗岩類については地質と岩石記載，化学組成及び Sr 同位体組成，年代値等において豊富なデータが蓄積されている（第 5. 1 図, 高橋, 1982；Arakawa and Takahashi, 1989；宮崎ほか, 1996 など）．しかし, 八溝山地全体を通した総括的な地質学的岩石学的研究はまだ成されていない.

筑波山塊よりも北側の非変成付加複合体に貫入する深成岩体は主に花崗岩類からなり，斑れい岩類を伴う．柴田ほか（1973）では，八溝山塊の花崗岩類 6 試料についての K–Ar 年代が報告され, 約 105 Ma の年代を示す旧期と，68–65 Ma の年代を示す新期のものとが存在し，それぞれ岩相も異なることが指摘された．川野ほか（2000）は，八溝山塊の花崗岩類 6 岩体からの試料について Sr・Nd 同位体比の検討を行い，古期（旧期）と新期の花崗岩類が異なる同位体比を示すとともに，年代が若くなるにつれて高 Sr同位体初生値・低Nd同位体初生値へと変化する傾向があると述べた．Takahashi *et al.*（2005）は, 八溝山塊の 4 つの古期岩体から，全岩主成分・微量成分組成及び鉱物化学組成を報告し，花崗岩類を構成する岩相のうち石英閃緑岩類がアダカイト質の地球化学的特徴を示すこと，最も SiO_2 に乏しい石英閃緑岩の組成を未分化マグマの組成と仮定した場合，分別結晶作用と分別された結晶の沈積によって，アダカイト質石英閃緑岩類と角閃石斑れい岩が導かれ得ることを報告した.

古期岩体は更に主に斑れい岩からなる馬頭岩体と石英閃緑岩からなる小岩体群（大山田岩体，石畑岩体，袋田岩体，舟生岩体，岩船岩体）及び棚倉破砕帯中に分布しマイロナイト化及びカタクレーサイト化を被った小岩体群（小爪岩体，上手沢岩体，屋敷岩体）に区分できる（第 5. 1 図）．馬頭岩体は斑れい岩と閃緑岩からなり，ジルコンの U–Pb 年代は，斑れい岩で 105.7 Ma，閃緑岩で 109.0 及び 107.7 Ma である（Ejima *et al.*, 2017）．石英閃緑岩類（馬頭岩体, 大山田岩体, 袋田岩体, 舟生岩体）の全岩化学組成は，Sr に富み（606～769 ppm），Y に乏しく（13～27 ppm），Sr/Y-Y 図上では，アダカイトの領域に入るものが多い（Takahashi *et al.*, 2005）.

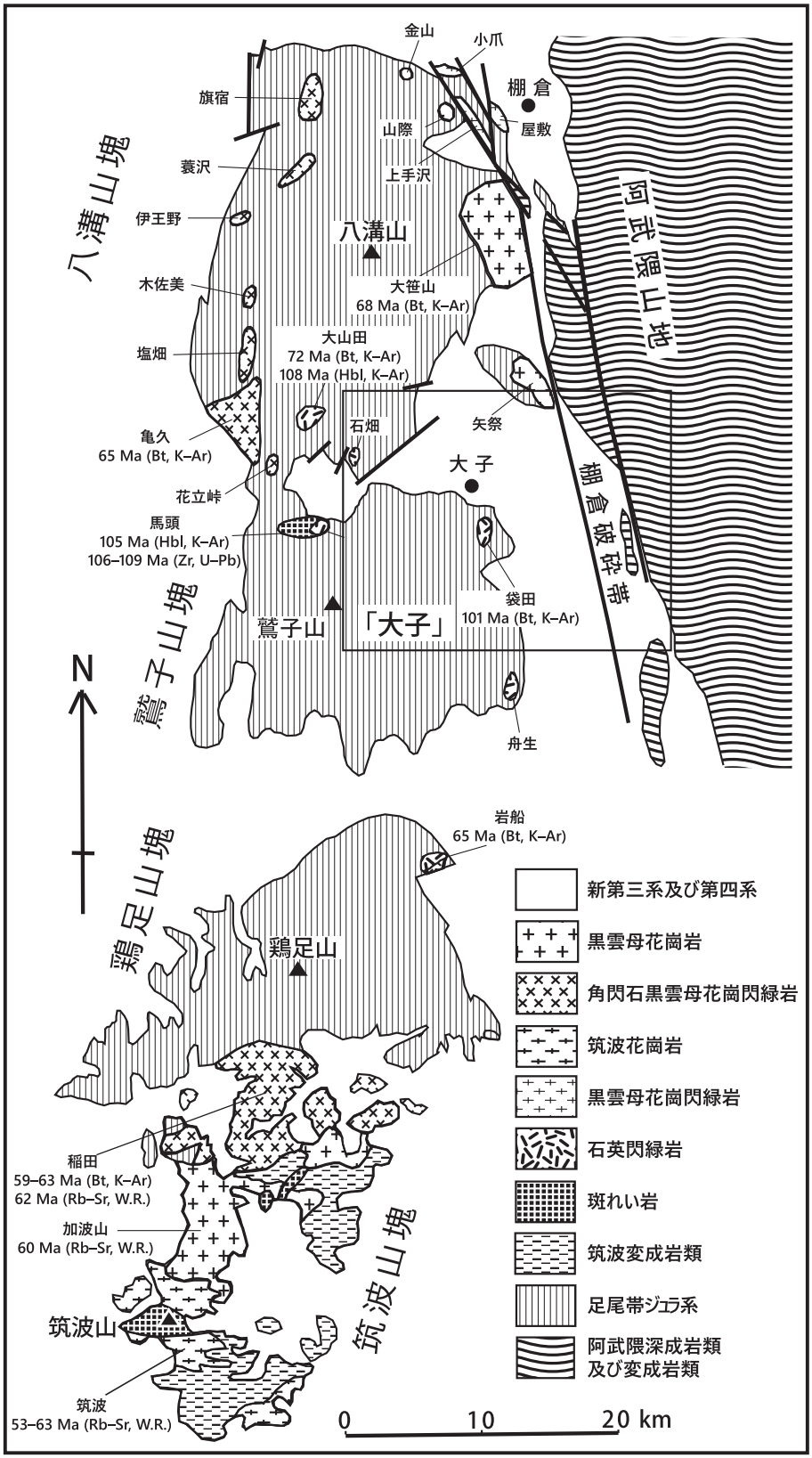
一方，新期岩体は八溝山塊の西縁部に南北方向に点々と分布する角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる小岩体群（旗宿岩体，蓑沢岩体，伊王野岩体，木佐美岩体，塩畑岩体，亀久岩体，花立峠岩体）と，八溝山塊東縁部に南北方向に分布する粗粒黒雲母花崗岩からなる岩体群（金山岩体，山際岩体，大笹山岩体，矢祭岩体）に区分できる（第 5. 1 図）．なお，岩船岩体は，直方（斜方）輝石及び単斜輝石を含む古期の石英閃緑岩に新期の黒雲母花崗閃緑岩が貫入しており，古期と新期の火成活動が重複した複合岩体となっている.

本書では古期岩体を八溝古期深成岩類，新期岩体を八溝新期深成岩類とする．大子地域は八溝山塊と鷲子山塊地域に相当し，八溝古期深成岩類の袋田岩体及び石畑岩体と，八溝新期深成岩類の矢祭岩体が分布する．これらの岩体に加えて，本地域には足尾帯ジュラ系（笠間コンプレックス，高取コンプレックス）に貫入するドレライトや斑れい岩の岩脈が存在する．これらの岩脈類は，その分布や岩相類似性から，八溝古期深成岩類と同時期に形成された可能性が考えられる.

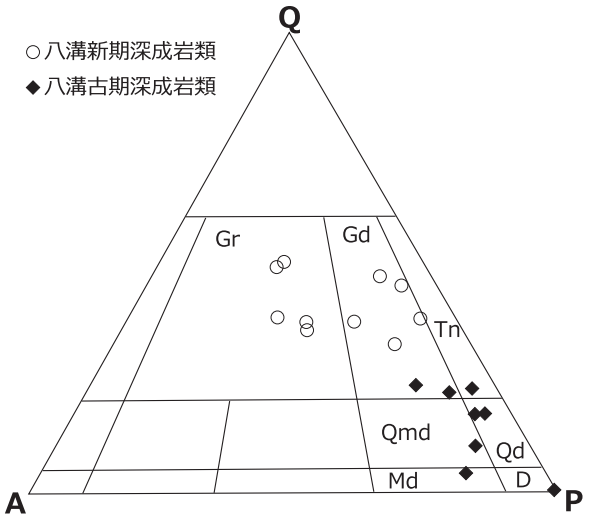
5. 2　八溝古期深成岩類（Qd）

本地域の八溝古期深成岩類は，大子町袋田西方の南田気～下津原にかけて分布する袋田岩体，その近傍の大子町頃藤北方の久慈川左岸に分布する小規模岩体，大田原市須賀川南東の石畑付近に分布する石畑岩体からなる．これらの岩体は，いずれも足尾帯ジュラ系の笠間コンプレックス及び高取コンプレックスに貫入している．袋田岩体の K–Ar 年代（黒雲母）は 101 Ma である（柴田ほか, 1973）.

大子地域に分布する八溝古期深成岩類は，構成鉱物の量比の違いにより，角閃石黒雲母石英閃緑岩，角閃石黒雲母モンゾ閃緑岩，角閃石黒雲母石英モンゾ閃緑岩，角閃石黒雲母花崗閃緑岩及びトーナル岩から構成される（第 5. 2 図）．岩体毎に鉱物の粒径や化学組成に若干の変



第 5. 1 図　大子地域周辺の先新第三系の地質概略図と放射年代
図は久保ほか（2007）を一部修正．Bt：黒雲母，Hbl：普通角閃石，Zr：ジルコン，W. R.：全岩.



第 5. 2 図　八溝古期及び新期深成岩類のモードを示す三角図
八溝古期深成岩類のデータは Takahashi *et al.*（2005）による．Q：石英，A：アルカリ長石，P：斜長石，Gr: 花崗岩，Gd：花崗閃緑岩，Tn：トーナル岩，Qmd：石英モンゾ閃緑岩，Qd：石英閃緑岩，Md：モンゾ閃緑岩，D：閃緑岩．

化は認められるものの，基本的にはいずれも灰色を呈する塊状岩体である．各岩体で露頭での顕著な岩相の違いは認められないが，袋田岩体には暗色包有岩が認められることがあり，奥久慈橋下の久慈川右岸の露頭で観察することができる（第 5. 3 図）．

以下，八溝古期深成岩類の代表的な岩相について岩石記載を記す．

［岩石記載］

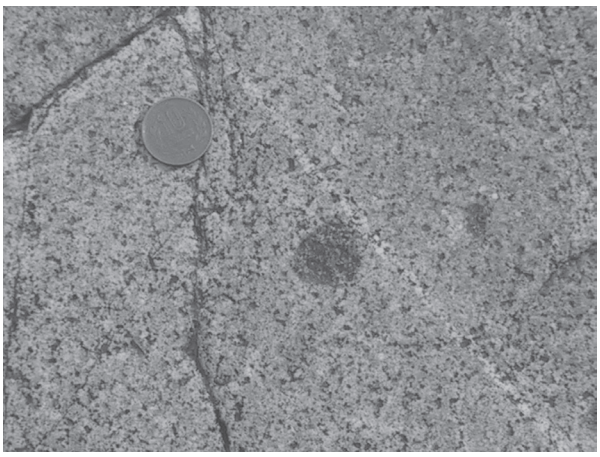
細粒角閃石黒雲母モンゾ閃緑岩（YZ-8）（第 5. 4 図a, b）：大子町下津原金山西方林道

普通角閃石，斜長石，石英，アルカリ長石，黒雲母，単斜輝石より構成され，不透明鉱物，緑れん石を伴う．苦鉄質鉱物は部分的に濃集し，岩石スラブにおいてはこれらが構成する暗色部がまだら状の様相を呈する（第 5. 4 図a）．

普通角閃石は自形・長柱状（最大長径 1.5 mm）で，緑褐色を呈する．斜長石（最大長径 1.5 mm）は自形で，正累帯構造を示す．アルカリ長石は他形・粒間充填状でプール状に産することが多く，ポイキリティックに自形の斜長石，普通角閃石，黒雲母を包有する．石英は他形で，粒間充填状に産する．黒雲母（最大長径 1 mm）は自形で褐色を呈する．

角閃石黒雲母石英閃緑岩（YZ-614）（第 5. 4 図c, d）：大子町頃藤長久保西方

斜長石，普通角閃石，アルカリ長石，石英，黒雲母から構成され，不透明鉱物を伴う．



第 5. 3 図　八溝古期深成岩類の露頭写真
角閃石黒雲母石英閃緑岩．径 2 cm 大の暗色包有岩を含む．奥久慈橋下の久慈川右岸の露頭．

斜長石は自形（最大長径 4 mm）で，顕著な反復累帯構造を示す．普通角閃石は自形～半自形（最大長径 4 mm）で褐緑色を示す．アルカリ長石は他形で粒間充填状に産する．石英は他形，粒間充填状に産し，波動消光する．黒雲母は自形～半自形（最大長径 1 mm）で褐色を呈する．

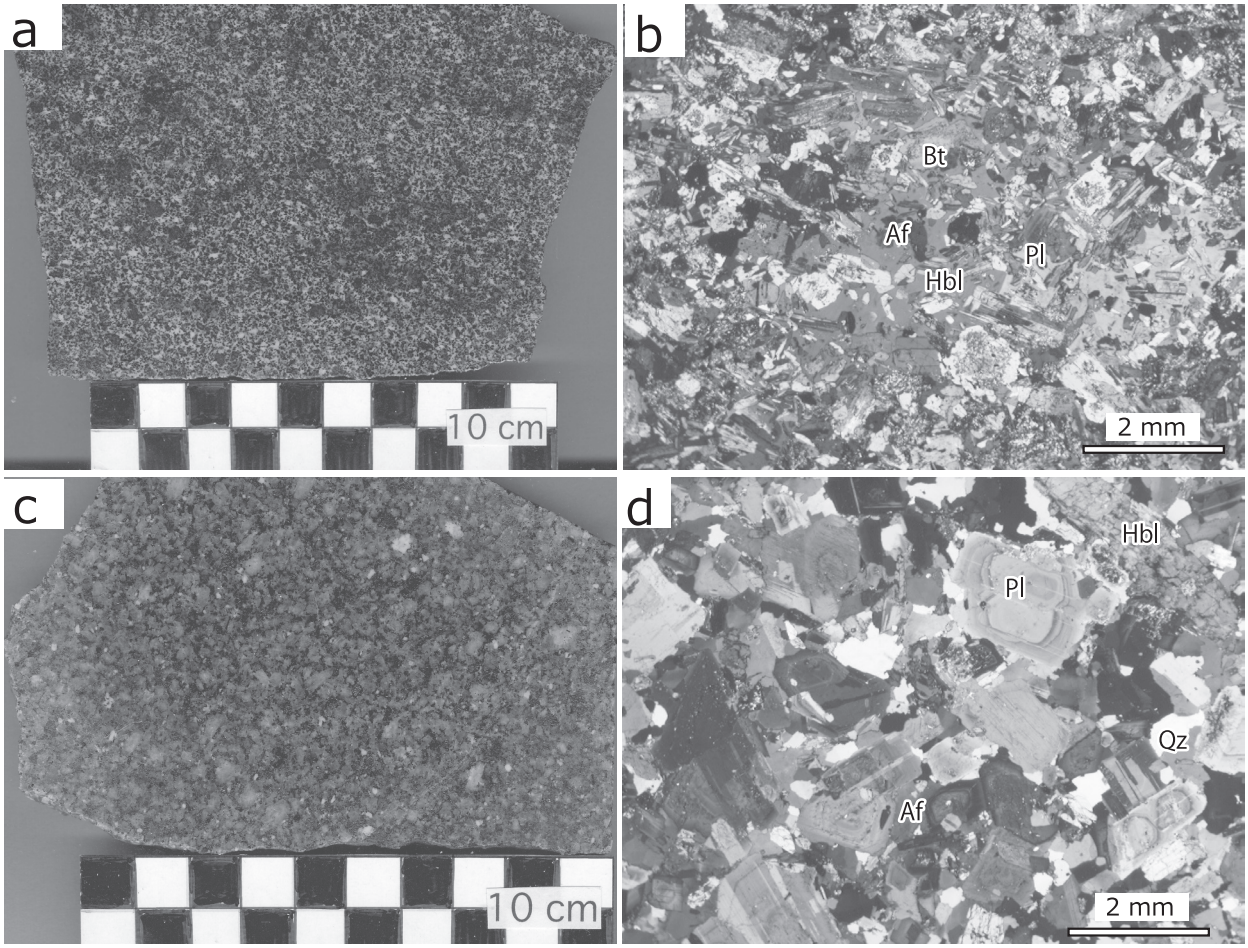
5. 3　ドレライト及び斑れい岩岩脈（Dk）

大子地域には，足尾帯ジュラ系（笠間コンプレックス，高取コンプレックス）に貫入する岩脈が幾つか存在する．大子町野倉の南方では，笠間コンプレックスの葉理質泥岩に貫入する斑れい岩岩脈（幅 10 m 程度）が見られる．また栃原（とちはら）周辺では，笠間コンプレックスの砂岩並びに高取コンプレックスのチャートに貫入するドレライト及び斑れい岩の岩脈（幅 1～2 m 程度）が分布する．これらの貫入方向は北西–南東ないし東西である．

大子町栃原の岩脈については小泉ほか（2006）によって，岩石記載と全岩及び鉱物の化学組成分析がなされている．それによると，これらの岩石を形成したマグマは未分化でややアルカリに富む島弧玄武岩マグマであったと考えられる（小泉ほか, 2006）．

ドレライト及び斑れい岩岩脈の年代は報告されていないが，これらの岩脈の西方延長（栃木県那珂川（なかがわ）町健武）に分布する馬頭岩体（105 Ma の K–Ar 年代：Tanaka *et al.*, 1987；109–106 Ma の U–Pb 年代：Ejima *et al.*, 2017）と岩相が比較的類似していることから，馬頭岩体と同時期（109–105 Ma：前期白亜紀の末頃）に形成されたものと推定される．

以下，ドレライト及び斑れい岩の岩石記載について，小泉ほか（2006）を要約して記載する．



第 5. 4 図　八溝古期深成岩類のスラブ写真（a, c）及び薄片写真（b, d）
a, b: 細粒角閃石黒雲母モンゾ閃緑岩（YZ-8），c, d: 角閃石黒雲母石英閃緑岩（YZ-614）．Hbl：普通角閃石，Bt：黒雲母，Pl：斜長石，Af：アルカリ長石，Qz：石英．

［岩石記載］

角閃石ドレライト

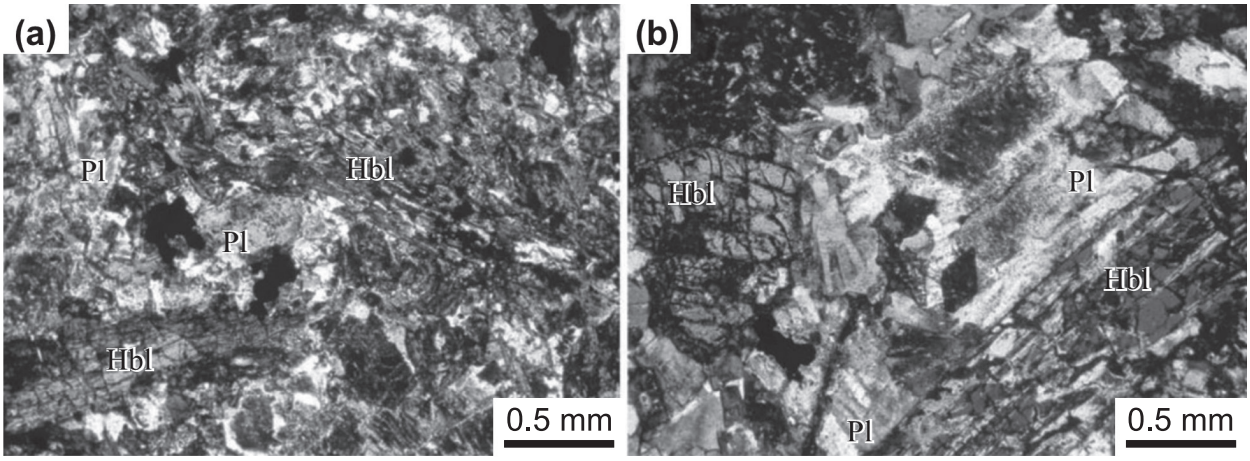
完晶質で斜長石及び普通角閃石から構成され，少量の単斜輝石，石英を伴う（第 5. 5 図a）．微量の不透明鉱物，燐灰石，クロムスピネルを含む．普通角閃石は褐色から淡緑色の多色性を示し，長柱状の自形～半自形（長径 0.2～1.0 mm）を呈する．その周縁部の多くは，トレモラ閃石や緑泥石に置換されている．そのほかに，緑泥石，緑簾石，絹雲母，方解石，チタン石が認められる．斜長石は半自形～自形（長径 0.2～0.5 mm）で，累帯構造や双晶が認められる．斜長石のほとんどはソーシュライト化している．

角閃石斑れい岩

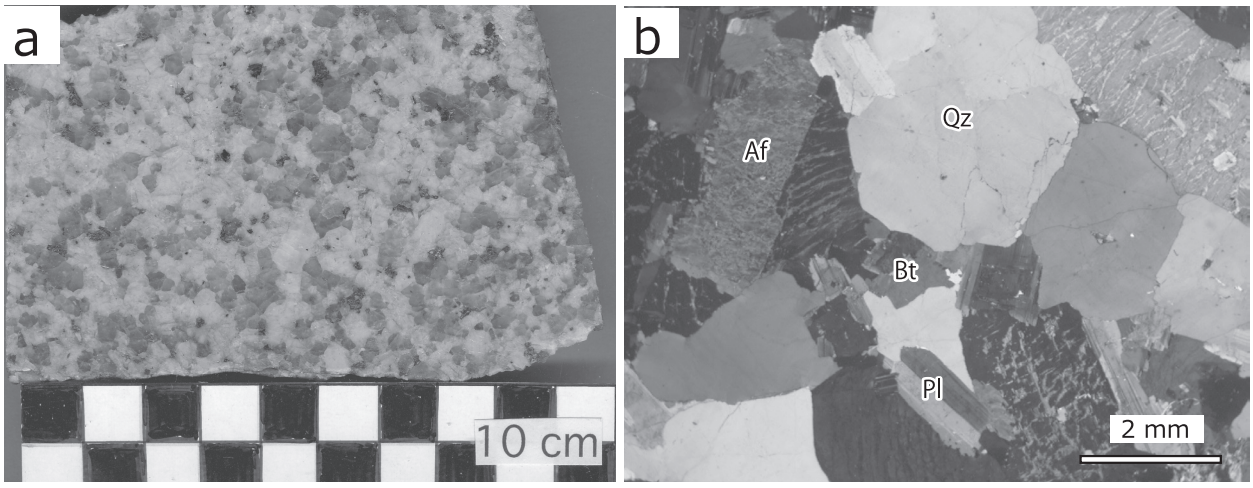
完晶質で 0.3～5.0 mm の等粒状組織を呈する（第 5. 5 図b)．主に斜長石，普通角閃石，石英から構成され，少量のアルカリ長石を含む．また，不透明鉱物，燐灰石，ジルコンを僅かに含む．斜長石は自形～半自形を呈し，しばしば弱い累帯構造が認められる．ほとんどの斜長石は特にコアがソーシュライト化している．普通角閃石は半自形～自形・長柱状で，褐色から淡褐色の多色性を示す．普通角閃石の多くはトレモラ閃石や緑泥石に置換され，絹雲母，方解石，チタン石を伴う．石英は他形をなし，ほかの鉱物の粒間を充填し弱い波動消光が認められる．

5. 4　八溝新期深成岩類（Gr）

本地域に分布する八溝新期深成岩類は，矢祭町山下（やました）周辺に分布する矢祭岩体の南端部のみ認められる（第 5. 1 図）．八溝新期深成岩類は花崗岩及び花崗閃緑岩から構成され，矢祭岩体は粗粒黒雲母花崗岩からなる（第 5. 6 図）．矢祭岩体は足尾帯ジュラ系の笠間コンプレックスに貫入する．また，岩体の南部は新第三系に不整合で覆われている．矢祭町関平周辺に矢祭岩体の粗粒黒雲母花崗岩の好露出地がある．この岩体は主に優白質塊状で，暗色包有岩が含まれておらず真砂化している．大子地域に分布する深成岩類の中で最も粗粒で，中粒（平均粒径 3



第 5. 5 図　ドレライト及び斑れい岩岩脈の薄片写真
(a) 角閃石ドレライト．(b) 角閃石斑れい岩．Pl：斜長石，Hbl：普通角閃石．両者とも直交ポーラー．
小泉ほか (2006) の第 3 図を再掲．



第 5. 6 図　八溝新期深成岩類のスラブ写真 (a) 及び薄片写真 (b)
黒雲母花崗岩 (YZ-13)．薄片写真は直交ポーラー．Bt：黒雲母，Pl：斜長石，Af：アルカリ長石．Qz：石英．

～4 mm), 等粒状の黒雲母花崗岩である (第 5. 6 図 a)．矢祭岩体から年代の報告はないが，柴田ほか (1973) では矢祭岩体の北方に位置する大笹山岩体 (第 5. 1 図) と対比されており，その K–Ar 年代 (黒雲母) は，67.5 ± 2.2 Ma である．

［岩石記載］
黒雲母花崗岩 (YZ-13) (第 5. 6 図 a, b)：矢祭町矢祭 (北隣「塙 (はなわ)」地域内)

石英，アルカリ長石，斜長石，黒雲母から構成され，ジルコン，不透明鉱物を伴う．
石英は他形で，粒状 (最大長径 3 mm) を示す．アルカリ長石は半自形 (長径 2～3 mm) で，ほかの鉱物よりも粗粒な斑晶状のものが多く，パーサイト組織を示す．カルスバド双晶を示すことが多い．斜長石は自形 (長径 2 mm 程) で，正累帯構造を示す．黒雲母は自形～半自形 (長径 1 mm 程) で褐色を呈する．

第6章　新 第 三 系

（細井　淳）

6. 1　層群と堆積盆の定義

福島県南部～茨城県北部の棚倉断層帯沿いには新第三系中新統が空間的にほぼ連続して分布する．それらの中新統は棚倉断層帯の東西両側に分布するが，棚倉破砕帯東縁断層を挟んで年代と岩相が異なる．本書では棚倉破砕帯東縁断層より主に西側の中新統とそれが埋積した堆積盆を西棚倉層群及び西棚倉堆積盆，主に東側の中新統とその堆積盆を東棚倉層群及び東棚倉堆積盆とする（第 2. 1 図）．その定義に至った背景と根拠について以下に記す．

棚倉断層帯沿いに分布する中新統のうち，福島県棚倉町周辺の分布地（第 2. 2 図）は，棚倉断層帯を挟んで西側の地域を西棚倉地域や西部棚倉地区，東側の地域を東棚倉地域や東部棚倉地区等と古くから伝統的に呼称されている（例えば, 大森ほか, 1953；Omori, 1958；大槻, 1975；柳沢ほか, 2003；天野ほか, 2011）．Omori（1958）は両地域の中新統を西棚倉層群及び東棚倉層群と呼称した．層群名に用いられた西棚倉や東棚倉は地名ではないが，知名度第一級の棚倉断層帯を挟んで東西に分布する新第三系の分布地区名や地層名として呼称する際に非常にわかりやすい名称であり，古くから使われてきた名称である．

最近では天野（2008）が日本地方地質誌「関東地方」の中で，東棚倉地域の中新統を東棚倉層群，棚倉断層帯より西側の中新統を一括して久慈川層群と呼称した．久慈川は八溝山地を源流部とし，山地～平野を流れて太平洋に至る南北 50 km以上の大河川である．久慈川は足尾帯ジュラ系，東棚倉層群や西棚倉層群の新第三系，関東平野の第四系（本図幅南方～南東方）と幅広い地質体中を流れる河川である．特定の時代の層序単元名として好ましくないと考え，本書では西棚倉層群と東棚倉層群を採用した．

棚倉断層帯沿いの中新統は棚倉断層帯の断層運動とは切り離せない関係にある．すなわち，西棚倉層群は棚倉断層帯の運動によって形成された堆積盆を埋積したものである（例えば, 大槻, 1975；天野, 1991；天野ほか, 2011；Hosoi *et al.*, 2023）．東棚倉層群は棚倉断層帯の棚倉破砕帯東縁断層に沿ってその東側にのみ分布することから，棚倉断層帯の断層運動と何らかの関係があると見なすのが妥当と判断される．

本書ではこのような背景を踏まえ，棚倉断層帯沿いの中新統について以下のように再定義する．棚倉破砕帯東縁断層の主に西側の下部中新統上部～中部中新統下部（バーディガリアン階～ランギアン階）を西棚倉層群，主に東側の中部中新統上部～上部中新統下部（サーラバリアン階～トートニアン階）を東棚倉層群とする．これらの層群名は大森ほか（1953）やOmori（1958）が福島県棚倉町周辺の西棚倉地域と東棚倉地域の中新統に対してのみ使用したが，本書では棚倉断層帯沿いに広域に分布する中新統に対して用いる．両層群の模式地は設定されていなかった．本書では西棚倉層群の模式地を茨城県大子町～常陸太田市北部周辺地域，東棚倉層群の模式地を久慈川東側の福島県棚倉町～塙町周辺地域とする．また，西棚倉層群が埋積した堆積盆群を西棚倉堆積盆，東棚倉層群が埋積した堆積盆を東棚倉堆積盆と定義する．なお，東棚倉層群が埋積した堆積盆は，これまでも東棚倉堆積盆と呼称されていた（天野ほか, 1994）．細井らの研究では西棚倉層群を埋積した堆積盆を暫定的に棚倉堆積盆と呼称していたが（例えば, Hosoi *et al.*, 2020, 2023），これらは本書の西棚倉堆積盆に相当する．

地層名及び堆積盆名としての棚倉の呼び方は，棚倉断層帯の呼称として古くから伝統的に使用され（第 8 章参照），よく定着している“たなくら”に統一する．福島県棚倉町の地名は“たなぐら”だが，断層名，層群名，堆積盆名で“たなくら”と“たなぐら”の両者を使うと混乱を招くためである．

大子地域周辺の足尾帯ジュラ系中には新第三紀の火山岩が点在する．このうち，大子地域には中新世の栃原流紋岩が分布し，その年代は西棚倉層群とほぼ同じである．栃原流紋岩は西棚倉堆積盆の形成・発達に関連した火山活動で形成された可能性がある．しかし，西棚倉層群は西棚倉堆積盆を埋積した地層であり，足尾帯ジュラ系中に孤立して分布する栃原流紋岩が西棚倉堆積盆中の火山活動の産物である証拠はない．そのため，栃原流紋岩は西棚倉層群には含めない．

以下の説明で用いる地名は，国土地理院が提供するベクトルタイル（自然地名, 居住地名）情報に従った．

6. 2　栃原流紋岩（To1, To2, To3）

地層名　Omori（1958）はTochibara tuff，大子町史編さん委員会編（1988）は栃原凝灰岩層と記した．田切・青井（2005）や細井ほか（2021）は栃原流紋岩類として記した．

第 6. 1 表　栃原流紋岩の主成分全岩化学組成データ

試料名	全岩化学組成（wt.%）											文献
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	total	
栃原流紋岩												
02083101B	74.12	0.10	14.85	1.38	0.01	0.42	2.37	3.79	2.90	0.06	100.00	1, 2
02083104	74.26	0.10	14.87	1.07	0.02	0.48	2.30	3.73	3.11	0.06	100.00	1, 2
02083105	75.07	0.09	14.36	1.13	0.02	0.39	2.03	3.25	3.60	0.06	100.00	1, 2
02083107	76.37	0.08	14.01	1.00	0.03	0.28	2.04	3.57	2.56	0.06	100.00	1, 2
03030405A	71.58	0.09	16.78	1.32	0.04	0.45	2.38	4.04	3.25	0.07	100.00	1, 2
03032909	74.99	0.10	14.96	1.00	0.01	0.31	2.12	3.43	3.02	0.06	100.00	1, 2
03032911	74.93	0.10	15.10	1.10	0.02	0.32	2.09	3.47	2.81	0.06	100.00	1, 2
03032917	75.32	0.10	15.00	1.09	0.03	0.61	1.64	2.84	3.30	0.07	100.00	1, 2
03032919A	75.24	0.10	14.80	1.10	0.02	0.52	1.81	2.95	3.41	0.05	100.00	1, 2
03032919B	74.25	0.11	15.38	1.24	0.02	0.47	2.08	3.35	3.04	0.06	100.00	1, 2

1: 田切・青井（2005），2: 田切ほか（2008）

本書では国際層序ガイド（日本地質学会編, 2001）の地層単元名にのっとるとともに，これまでの経緯を尊重し，栃原流紋岩とする．栃原の呼称については，先行研究では“とちばら”とされてきたが，国土地理院による地名情報では“とちはら”である．本書では栃原の読みを国土地理院に従って“とちはら”とする．

定義　栃原流紋岩は大子町栃原周辺に分布する流紋岩類について用いられてきた．しかし明確な定義はこれまで記されていないため，本書にて次のとおり定義する．栃原流紋岩は，主に大子町栃原本田（とちはらほんでん）周辺にて，足尾帯ジュラ系に貫入するか，ジュラ系を不整合に被覆又はジュラ系と断層で接する流紋岩貫入岩，火山砕屑岩，礫岩から構成される．本書では確認できなかったため記していないが，田切・青井（2005）に従うと，本層を構成する岩相の一つに流紋岩溶岩もある．大子地域北隣の塙地域内には中新世の谷地下流紋岩類が分布するなど（田切ほか, 2008），大子地域周辺では足尾帯ジュラ系に貫入する中新世の流紋岩体が幾つか報告されている．それらも栃原流紋岩に含めることができる可能性がある．

模式地　先行研究の大子町史編さん委員会編（1988）や田切・青井（2005），細井ほか（2021）は模式地について触れていない．そこで新たに大子町栃原本田の大沢川（おおさわがわ）を模式地とする．

分布と地質構造　大子町栃原と大沢周辺に分布する．露頭情報と地形の傾斜変換点から栃原流紋岩の分布を検討すると，栃原ではほぼ直径 1 kmの円形に分布する（第 6. 1 図, 細井ほか, 2021）．栃原周辺の火山砕屑岩から得られた地層の走向・傾斜は整っていないため，栃原流紋岩の地質構造の詳細は不明である．大沢周辺では幅 100 m以上の岩脈として分布する．

層序関係　栃原流紋岩はジュラ系と断層で接するか急傾斜の境界面にアバットする（第 6. 1 図, 細井ほか, 2021）．栃原流紋岩の年代は 6.3.4 項に記した珪長質火砕岩主体の西棚倉層群大沢口（おおさわぐち）層とほぼ同じだが，岩相と斑晶鉱物の組合せは異なる（田切・青井, 2005）．

層厚　栃原流紋岩の地層の姿勢は場所によって異なるため，正確な層厚の見積りは困難である．栃原沢（とちはらざわ）～滝沢（たきざわ）の区間で北方に約 30° 傾いた姿勢であると見なすと約 500 m，水平層と仮定した場合は現地形の標高差から約 150 m以上の層厚と考えられる．

岩相　本書では栃原流紋岩の岩相を火山砕屑岩（To1），礫岩（To2），黒雲母流紋岩貫入岩（To3）の 3 つに区分した．栃原流紋岩を構成する火山砕屑岩及び砕屑岩を構成する礫は，流紋岩貫入岩（To3）と同質の黒雲母流紋岩，基盤のジュラ系の砂岩や泥岩からなり，その量比は様々である．流紋岩礫主体のものを火山砕屑岩（To1）とし，ジュラ系の砂岩や泥岩の礫を主体とするものを礫岩（To2）とした．To1 と To2 は互層するか指交関係にある．流紋岩貫入岩（To3）と火山砕屑岩（To1）の流紋岩礫は，記載岩石学上の違いはなく, 両者はSiO_2量が 71～76 wt.% の流紋岩である（第 6. 1 表）．

（1）火山砕屑岩（To1）

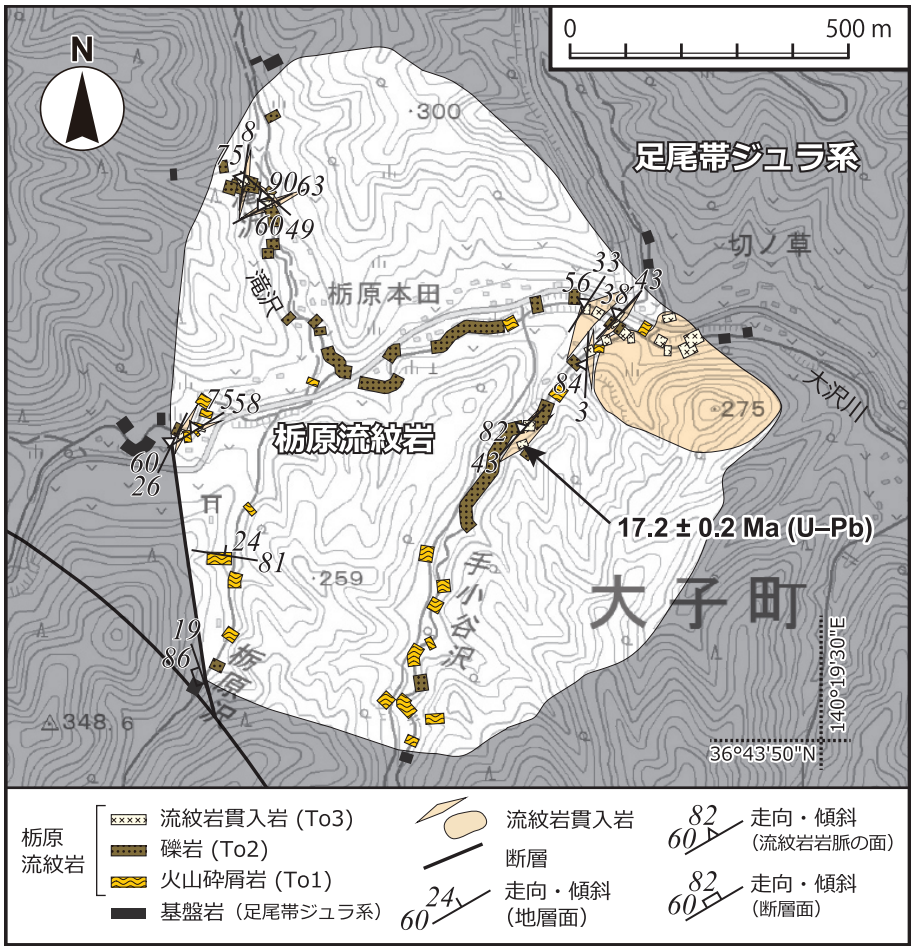
栃原周辺の幅 1 km四方の範囲内に分布する礫岩（To2）とは互層するか，指交関係にある．地質図では指交関係と解釈して示した．

To1 は凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩を主体とし，一部に凝灰岩を挟む（第 6. 2 図a）．全体的に礫支持で淘汰は余り良くない．To1 は黒雲母流紋岩貫入岩（To3）と同質の流紋岩礫を主体とし，そのほかにジュラ系の砂岩，泥岩の礫を含む．いずれの礫も角礫～亜角礫である．流紋岩礫は白色～黄白色を，砂岩・泥岩は暗灰色を呈する．基質は礫が細粒化した物質から構成されると判断した（第 6. 2 図b）．一部の岩相には成層構造，級化構造が認められるが，堆積構造は不明瞭な岩相が多い．

（2）礫岩（To2）

栃原周辺の幅 1 km四方の範囲内に多く分布するほか，張山西方にも僅かに分布する．栃原周辺では礫岩（To2）と火山砕屑岩（To1）は指交関係にあると考えた．

To2 は主に塊状, 礫支持で淘汰の悪い角礫岩である．構成する礫は暗灰色を呈するジュラ系の砂岩，泥岩の礫を



第 6. 1 図　大子町栃原本田周辺のルートマップ
図は細井ほか（2021）を一部修正．ジュラ系は灰色で塗色し，第四系は省略．

主体とし，流紋岩の礫を含む．ジュラ系の礫にはジグソーパズル状の構造を残すものがある（第 6. 2 図c）．基質はほとんど無いか，礫と同質の細粒物質から構成され，暗灰色を呈する．礫と基質の色調は同様で，互いに強く固着するため，両者の区別が難しい岩相もある．

(3) 黒雲母流紋岩貫入岩 (To3)

To3 は切ノ草周辺では地表露出幅で数百 m のネック又はストックとして分布するほか，岩脈として認められる（第 6. 2 図d）．To3 の岩脈は幅数 m サイズが多いが，大沢付近では幅 100 m 以上の岩脈が存在する．これらの流紋岩貫入岩は，基盤のジュラ系及び火山砕屑岩（To1）や礫岩（To2）に貫入する．栃原周辺の流紋岩貫入岩は，基盤のジュラ系と栃原流紋岩の境界付近に認められるものが多い（第 6. 1 図）．

To3 は栃原流紋岩を代表する岩相で，前述の火山砕屑岩中の流紋岩礫と同質である．流理構造のよく発達するものが多い．斑晶は微細（1 mm 未満）で，見掛け上は無斑晶状である．新鮮な岩相は灰色～薄灰色を呈し，風化や変質したものは白色～黄白色を呈する．切ノ草の岩体には柱状節理及び板状節理が発達する．以下には，斑晶が比較的粗粒なものと細粒なものについての鏡下情報を記す．

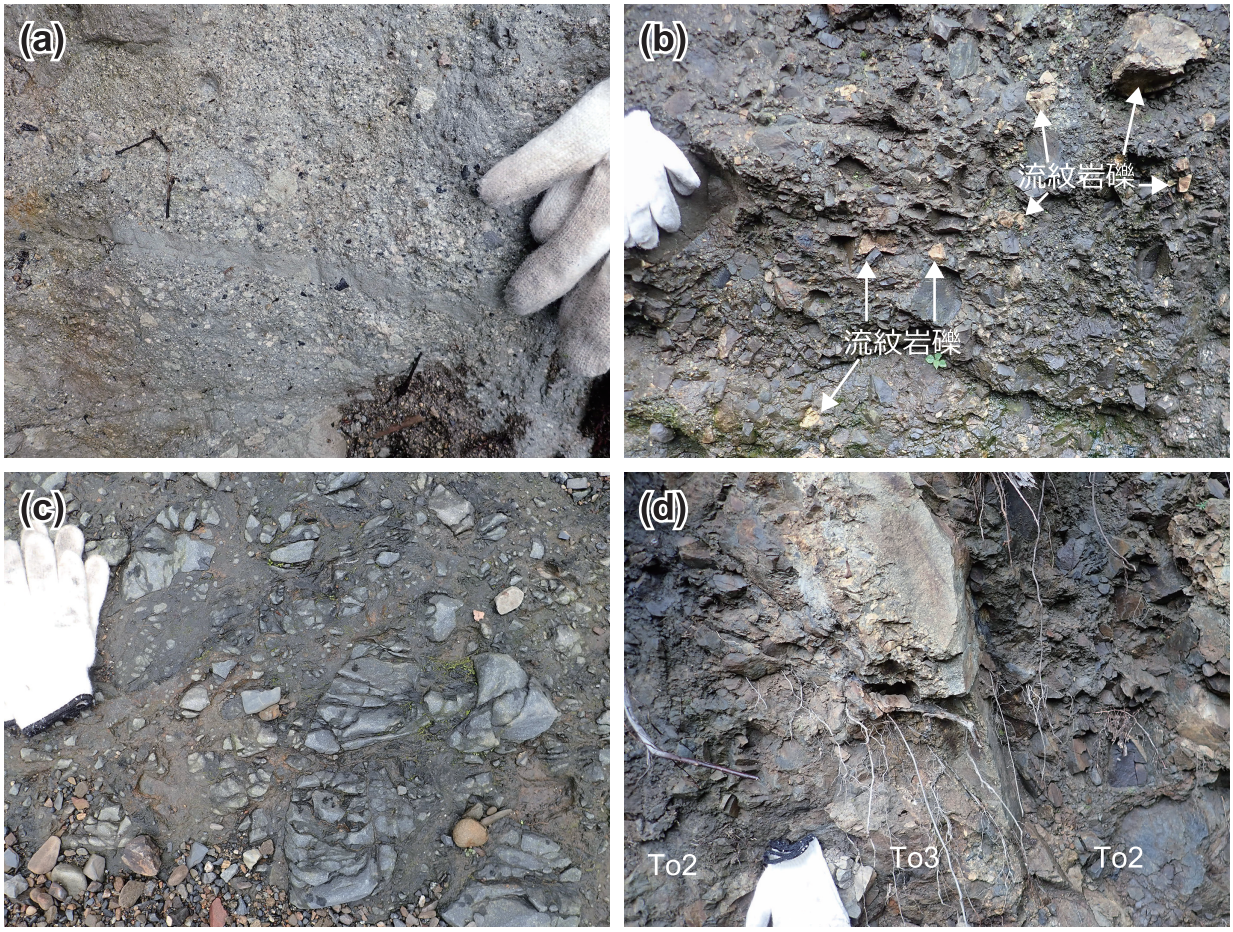
[岩石記載]

黒雲母流紋岩（190726-2，第 6. 3 図a）

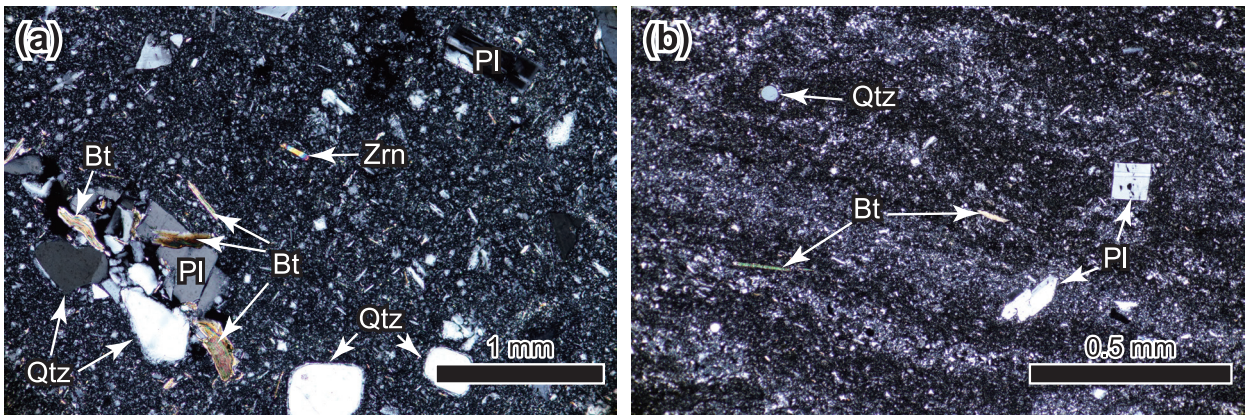
位置：36°44′07″N / 140°19′09″E

産状：岩脈

鏡下の特徴：斑状組織を示す．斑晶鉱物として，斜長石，黒雲母，石英，不透明鉱物を含む．栃原流紋岩の中では比較的斑晶が粗粒で，その長径は 0.5 mm 前後である．鏡下で最も大きい斑晶は長径約 1.2 mm の斜長石である．斜長石は自形～半自形，石英は自形～他形，不透明鉱物は半自形～他形を示す．黒雲母は半自形～他形で，その大半は YZ 軸の断面形として針状あるいは板状の形状で観察される．石英斑晶の一部は融食形を示す．破片状の斜長石斑晶もある．石基は微細な斜長石や黒雲母とシリカ鉱物，隠微晶質物質などからなり，ジルコンも含む．



第 6. 2 図　栃原流紋岩の露頭写真
(a) 岩相To1 の火山礫凝灰岩～凝灰岩．成層構造が発達する．(b) 岩相To1 の凝灰角礫岩．礫は流紋岩（明色部）とジュラ系（砂岩，泥岩．暗色部）の角礫から構成される．(c) 岩相To2 の礫岩．礫はジュラ系の砂岩や泥岩の角礫からなる．ジグソーパズル状の構造を示す．(d) 礫岩（To2）に貫入する流紋岩岩脈（To3）．場所は全て栃原本田周辺．



第 6. 3 図　栃原流紋岩の流紋岩の薄片写真
(a) 比較的斑晶が粗粒な流紋岩．(b) 比較的斑晶が細粒な流紋岩．いずれも直交ポーラー．図は細井ほか（2021）を一部修正．Qtz：石英，Pl：斜長石，Bt：黒雲母，Zrn：ジルコン．

黒雲母流紋岩（190722-4, 第 6. 3 図b）

位置：36°44′14″N / 140°19′15″E

産状：岩脈

鏡下の特徴：微細な斑晶鉱物を含み斑状組織を示す．斑晶鉱物として，斜長石，黒雲母，石英，不透明鉱物を含む．斑晶鉱物はいずれも 0.5 mm 未満のものが多い．比較的大きい斑晶でも長径 1 mm 程度（斜長石）である．斜長石は自形～半自形，石英は自形～他形，不透明鉱物は半自形～他形を示す．黒雲母は半自形～他形のものを確認できたが，大半はYZ 軸の断面形として針状又は板状の形状で観察される．流理構造が発達する．微小なスフェルライト（幅 0.05 mm程度）が無数に発達する．石基は微細な斜長石や黒雲母とシリカ鉱物，隠微晶物質，ガラスなどからなり，ジルコンも含む．

堆積環境　大子地域及びその周辺では 17 Ma には海進は起こっていないため（Hosoi *et al.*, 2020, 2023），陸上環境と考えられる．しかし，火山砕屑岩の一部は成層し，級化構造が認められることから，少なくとも一部は水の影響のある環境であった可能性がある．また，栃原周辺の淘汰の悪い角礫岩（To2）は崖錐堆積物と考えられ，急崖を伴っていたことが考えられる．

年代　栃原流紋岩の岩脈からは，15.5 ± 0.4 Ma と 18.0 ± 0.5 Ma（1σ）の黒雲母K–Ar年代値（田切・青井, 2005），17.2 ± 0.2 Ma（2σ）のジルコン ^{238}U–^{206}Pb年代値（細井ほか, 2021）が報告されている．細井ほか（2021）は，ジルコンU–Pb年代値が栃原流紋岩の年代を示すと考えた．その理由として，黒雲母K–Ar年代値は変質の影響を排除できないこと，栃原流紋岩の流紋岩はいずれも同質であること，時間間隙を示すような岩相や地質構造は認められないことが挙げられている．本書では細井ほか（2021）に従い，栃原流紋岩の年代を 17 Ma 頃とする．また，栃原流紋岩からは逆帯磁の古地磁気極性が得られている（阿武隈山地岩石鉱物調査会, 2007）．ジルコンU–Pb年代値と古地磁気極性を考慮すると，栃原流紋岩の年代はクロンC5Cr（17.154–16.637 Ma；Kochhann *et al.*, 2016）のベース年代付近に限定できる．

6. 3　西棚倉層群

6. 3. 1　概要及び研究史

西棚倉層群の研究は，木下（1935）が 7 万 5 千分の 1 地質図幅「助川（すけがわ）」の中で地質図を作成し，層序を構築したことに始まる．その後，旧東京文理科大学，東北大学，茨城大学のグループが精力的に西棚倉層群の地質調査研究を実施した．旧東京文理科大学のグループは 1940 年～1950 年頃に地表地質の分布と層序の把握を主とした研究を実施した．その成果はKawada（1953）や大森ほか（1953），鈴木・大森（1953）等にまとめられている．その後Omori（1958）によって，西棚倉層群を含む棚倉断層帯周辺の広範囲の地質の総括的な研究が実施された．1970 年頃になると，東北大学のグループが棚倉断層帯とその周辺の新第三系の地質構造発達史を検討するために地質調査を実施した．東北大学のグループは，地質や層序のみならず化石や地質構造も含めて研究を行った．その成果は主に東北大学の卒論や修論としてまとめられたが，最終的にはそれらのデータも含めて，棚倉断層帯の地質構造発達史が総括された（大槻, 1975）．1980 年以降は，茨城大学のグループが盛んに研究を実施した．茨城大学のグループは，新たに火山学や堆積学の手法を導入して研究を行った．それによって堆積盆や古火山活動の具体的な変遷の描像が明らかになってきた（例えば, 天野ほか, 2011；細井ほか, 2017）．

地質図として出版された研究は次のとおりである．1992 年に茨城大学のグループが棚倉断層帯周辺に分布する新第三系の 5 万分の 1 地質図を作成した（斎藤ほか編, 1992）．2002 年には国の土地分類基本調査として，5 万分の 1 表層地質図「大子・喜連川（きつれがわ）」と「常陸大宮（ひたちおおみや）・烏山」が整備された（茨城県編, 2002a, b）．

西棚倉層群からは植物化石や軟体動物化石，微化石などの様々な化石が報告されている．植物化石は西棚倉層群の特に下部から多産する．大子地域における植物化石の研究はNathorst（1883）が日本各地の植物化石を報告する中で初めて記載したことに始まり，その後，多くの研究が実施された（Endo and Morita, 1932；大山, 1960；Tanai, 1961；神谷, 1969；Horiuchi, 1996；Horiuchi and Takimoto, 2001；永戸, 2008）．これらの研究では，産出する植物化石が記載，報告するとともに，その化石群集から古気候についても考察された．また，花粉化石の研究も実施された（山野井ほか, 2011）．大子地域の植物化石群は台島型植物化石群に相当し，マングローブ花粉が得られることから，当時は温暖帯から一部亜熱帯の環境と考えられた．

西棚倉層群の中部～上部の海成層からは海棲軟体動物化石や微化石が報告されている．海棲軟体動物化石のうち（神谷, 1969；秋葉, 1970；芳賀, 1970；三谷, 1970；Noda, 1973；大槻, 1975；野田・菊地, 1980；天野ほか, 1989；高橋, 2001；安藤ほか, 2019），貝化石はArcid-Potamid群集を構成するものが報告されている（Noda, 1973；高橋, 2001）．微化石としては，有孔虫化石（Omori, 1958；芳賀, 1970；大槻, 1975；Matsumaru, 1973）や放散虫化石及び珪藻化石（Koizumi, 1973；柳沢・細井, 2024），石灰質ナノ化石（宇都宮・細井, 2023）が報告されている．これらの微化石群集は生層序学的研究に用いられ，地層の年代制約に有益なデータとなっている．上記のほかに，シカ類化石（Shikama and Omori, 1952），長鼻類ステゴロフォドンやカメ類スッポン科の化石（Kamei and Kamiya, 1981；国府田ほか, 2003, 2018；Suzuki *et al.*,

2021），長鼻類などの大型哺乳類の足跡化石（菊池ほか, 2005；安藤ほか, 2010），サメ類の椎骨化石（二階堂・菊池, 1983），エビ属化石（安藤ほか, 2019）なども報告されている．

西棚倉層群の火山岩については，火山地質学的研究や火山岩石学的研究が実施されている．火山地質学的研究としては，久野（1968）や佐藤（1970）が男体山（なんたいさん）デイサイトから溶岩やハイアロクラスタイトを認定し，細井ほか（2017）は岩相分布から男体山デイサイトの古火山体や火山噴火様式を推定した．栃原流紋岩や男体山デイサイト等を対象にした岩石学的研究では，そのマグマ起源や火山活動のテクトニクスセッティングが検討された（周藤・八島, 1985；周藤・猪俣, 1992；高橋ほか, 1995；田切ほか, 2008）．田切ほか（2015）は男体山デイサイト中から天然のシリカゾルを発見し，その物理化学的性質を報告した．

構造地質学的研究では，古応力や断層の運動センスが考察されている．古応力の推定に関する研究としては，新第三系中に発達する小断層や地質図規模の断層の解析（大槻, 1975；桑原, 1981；佐藤ほか, 1982；越谷, 1986），岩脈の方位解析（細井ほか, 2021）がされている．棚倉断層帯の運動センスに関しては，棚倉断層帯の露頭観察や断層帯周辺の変形に基づいた研究がある（大槻, 1975；淡路ほか, 2006；Awaji *et al.*, 2010；Hosoi *et al.*, 2025）．このように構造地質学的研究は精力的に実施されているが，当時の古応力や棚倉断層帯の運動センスについては諸説あり，統一的な見解は得られていない（8.2 節参照）．

西棚倉層群の堆積環境は岩相変化や上述の産出化石に基づいて，陸から海への堆積環境の変化が明らかにされている（例えば, 神谷, 1969；大槻, 1975）．堆積学的観点からも古環境が推定されており（天野ほか, 1989, 2011；天野, 1991；安藤ほか, 2010；国府田ほか, 2018），これらの研究では扇状地や湖沼の発達など，堆積盆内の古環境とその変遷の描像が示されている．

西棚倉層群の年代は，1990 年頃までは産出する化石に基づいて推定されてきた．2000 年頃になると放射年代測定が行われるようになり，数値年代が報告されるようになった．具体的には全岩K–Ar年代測定（天野ほか, 2004；阿武隈山地岩石鉱物調査会, 2007），黒雲母K–Ar年代測定（田切・青井, 2005；田切ほか, 2008），フィッション・トラック年代測定（天野ほか, 1989；小島ほか, 2001）が実施された．しかし，一部の放射年代値は微化石から推定される年代と矛盾があり，放射年代測定で得られた値が，風化や変質の影響を被った可能性を排除できなかった．近年では閉鎖温度が高く，かつ風化や変質に強いジルコンを用いたU–Pb年代測定が多く実施されるようになった（Hosoi *et al.*, 2020, 2023；細井ほか, 2021）．これらの研究のうち，Hosoi *et al.*（2023）はジルコンU–Pb年代測定に加えて古地磁気層序学的にも地層の年代を検討し，既存の微化石データ等も踏まえて時間解像度の高い西棚倉層群の年代層序を構築した．それにより，西棚倉層群の年代は 17–15 Ma頃であると判明した．

6.3.2　層序区分

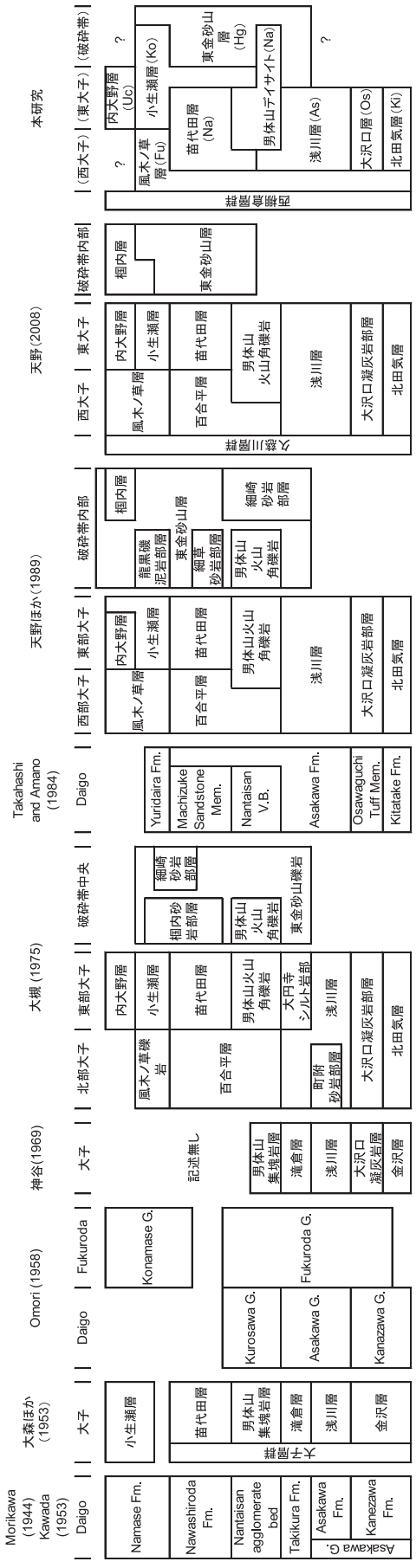
西棚倉層群の層序の変遷について，大子地域を中心にまとめたものを第 6.4 図に記す．大槻（1975）以降，西棚倉層群の岩相分布や層序枠組みの大きな変更はなかったが，本書では大幅に改訂を行う．その理由となった背景と層序変更の要点を以下に記す．

Omori（1958）や大槻（1975）は綿密な地質調査に基づいて，西棚倉層群に幾つもの層序単元を認定した．具体的には，Omori（1958）は阿武隈山地周辺一帯を調査し，そのうちの大子地域に相当する小里～賀美，袋田（ふくろだ），大子の 3 地域だけでも 5 つの層群と 35 の層を認定した．大槻（1975）は西棚倉層群を合計 25 の層と 11 の部層を区分した．西棚倉層群は堆積盆を埋積した地層で岩相変化の激しい地層だが，これらの先行研究はその複雑な岩相の分布を把握して層序単元として示した点で大変優れた研究である．しかしその一方で，層序単元毎の関係性が非常に分かりにくくなってしまった側面がある．

西棚倉層群は，地域や地区毎に層序単元が検討されている傾向にある．その結果，層序単元数が膨大になり，かつ地域や地区ごとの層序単元の関係性がわかりにくくなっている．しかし，そもそも地域や地区の定義，区分の理由は曖昧で，地区境界を跨いで連続して分布する地層もある．例えば，大槻（1975）や天野ほか（1989），天野（2008）の層序における北田気（きたたげ）層や浅川（あさかわ）層は地区境界を跨いで分布する．

先行研究における地区区分について，大子地域北部での具体例を以下に記す．先行研究では棚倉破砕帯西縁（たなくらはさいたいせいえん）断層の西側，おおむね大子地域北側半分の地域は，2 つの地区に区分されている．しかし，先行研究によって地区名と地区境界は異なっており，2 つの地区に分けた理由は曖昧である．地区境界は基盤岩や断層によって明確に識別されているわけではない．地区名称について，Omori（1958）は大子町地区と袋田村・上小川村地区，天野（2008）は西大子地区・東大子地区とした．地区境界はJR下野宮駅周辺において，Omori（1958）は久慈川としたが，天野（2008）は八溝川（やみぞがわ）とした．大槻（1975）は北部大子地区と東部大子地区に区分したが，その境界は言及していない．

西棚倉層群の層序単元を整理し，層序単元毎の関係を明らかにすることは，棚倉断層帯の運動に伴って形成された西棚倉堆積盆の発達史を理解する上で重要である．そこで本書では従来細分されていた層序単元を整理し，まとめる方向で検討した．具体的には，本書で記す大子地域の層序を，大子地域外に分布する西棚倉層群にも同様の層序単元を適用できるように再定義し，西棚倉層群



第 6.4 図　大子地域とその周辺地域における西棚倉層群の層序変遷図
G.：層群 (Group)，Fm.：層 (Formation)，Mem.：部層 (Member)，V.B.：火山角礫岩 (Volcanic Breccia)．

を 9 つの層に区分した．西棚倉堆積盆を埋積する西棚倉層群の模式的な層序断面を第 6.5 図に記す．西棚倉層群は堆積盆縁辺部（先新第三系との境界）周辺に分布する風木ノ草層及び東金砂山層と，堆積盆中央部周辺に分布する北田気層，大沢口層，男体山デイサイト，苗代田層，小生瀬層，内大野層から構成される．各地層の定義や層序関係，従来の層序単元との変更点等については，それぞれの層序単元の項目を参照していただきたい．以下には，大槻（1975）や天野（2008）の層序と比較した際の主要な変更点と変更に至った理由を記す．

西棚倉層群は岩相の側方変化が激しい地層であり，それらを部層として細かく区分すると層序単元数が膨大になり，結果的に層序全体の理解が困難になる．本書では層序全体の理解を容易にするために，従来区分されていた部層は全て無くし，それらはあくまでも各層序単元内の岩相の一部と見なした．

本書で再定義する大沢口層は，従来，北田気層の部層（大沢口凝灰岩部層）として区分されていたものを層として独立させたものである．大沢口層は局所的な分布ではなく，調査地の広範囲に分布し，鍵層となっている地層である．大沢口層の岩相は北田気層又はその上位の浅川層とは異なっており，部層としてどちらかの層序単元に属する岩相ではない．以上より，大沢口層は部層ではなく層として区分するのが適切と判断した．

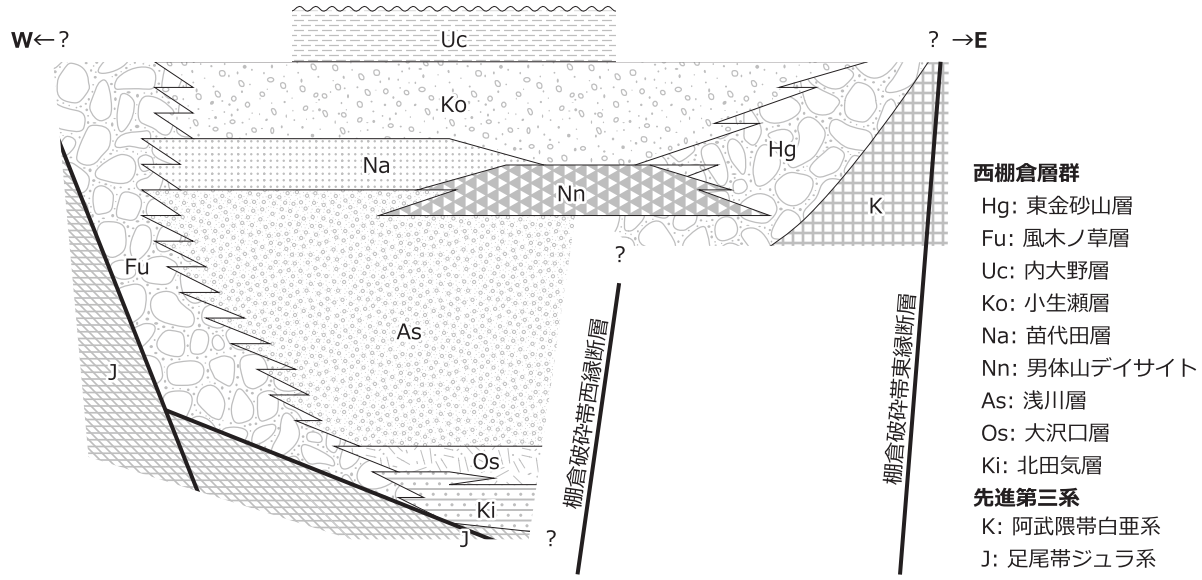
大子地域北部に分布する百合平層として区分されていた地層は，苗代田層に含めた．先行研究では，百合平層は苗代田層から連続して分布しないこと，百合平層の下位には男体山デイサイトが存在しないこと等を理由に，苗代田層とは区別していた．しかし両者は共に海成の暗灰色泥岩や極細粒～細粒砂岩を主体とした同時期の地層であることから，両者を苗代田層としてまとめた．

6.3.3　北田気層（Ki1, Ki2）

地層名　大槻（1975）による．大槻（1975）は“きたたけ”層と記したが，その後，天野・高橋（1984）によって“きたたげ”層に修正された．本書でも国土地理院の情報に従い“きたたげ”層とする．

定義　大槻（1975）は，大子町～常陸大宮市山方にかけて分布する，安山岩質の砂岩を主体とした中新統最下部の地層を北田気層とした．北田気層は大森ほか（1953）などの金沢層に相当する．大槻（1975）は北田気層上部の火砕岩層を大沢口凝灰岩部層として位置付けたが，本書ではこれを大沢口層として独立させた．

以上を踏まえて，西棚倉堆積盆の最下部を構成する火山性砂岩を主体とした地層を北田気層として再定義する．今後の研究次第では大子地域外にも北田気層の分布が広がる可能性がある．例えば，北田気層に対比される大子地域南方の国長層（例えば，阿久津，1952）も北田気層に含めることができるかもしれない．



第 6. 5 図　西棚倉堆積盆の断面概略と西棚倉層群の層序
おむおね東西方向の断面で, 堆積盆境界付近に礫岩層が発達する．棚倉破砕帯西縁断層の西側（図の左側）に西棚倉層群が厚く堆積する．

模式地　茨城県大子町北田気付近の国道 118 号線沿い（大槻, 1975）.

分布と地質構造　大子地域では鷲子山地を囲むように分布する．具体的には大子地域の北西部，中央，南部へかけて，相川～押川周辺，大子町久野瀬～北田気～南田気～下津原周辺，大子町頃藤大沢口～館～常陸大宮市高井釣周辺に，分布する．分布はおおむね連続するが，地質図規模の断層によって切断されている場所もある. また，北田気層中には地質図規模よりも小さい規模の断層も多く発達するため，露頭規模でも岩相の側方連続性が悪い場所がある．北田気層はおおむね鷲子山塊から離れる方向に 20～30° 前後で傾斜する．すなわち，大子地域の北西部では北傾斜，中央部では北北東～北東傾斜，南部では北東～東北東傾斜である.

層序関係　足尾帯ジュラ系を傾斜不整合で被覆する．北田気層上部は大沢口層下部と指交する．先行研究による大沢口凝灰岩部層（本書の大沢口層）は北田気層上部の部層として位置付けられ，北田気層主部を整合に被覆するものとされていた．しかし，大子町相川上郷や大子町上岡中田野周辺では本層の火山性の砕屑岩（Ki1）と大沢口層の軽石火砕岩（Os3）が指交する（第 6. 6 図）．また，大子地域中央部～南部のジュラ系と新第三系境界付近，具体的には大子町北田気，南田気，頃藤大沢口周辺にて，北田気層は風木ノ草層の下部と指交する（第 6. 7 図）.

層厚　層厚は側方に大きく変化する．大子地域内では大子町近町付近で最も厚く, その層厚は約 750 m に達する．模式地の大子町北田気付近では層厚約 450 m，大子町西金湯沢付近では層厚 10 m 未満である.

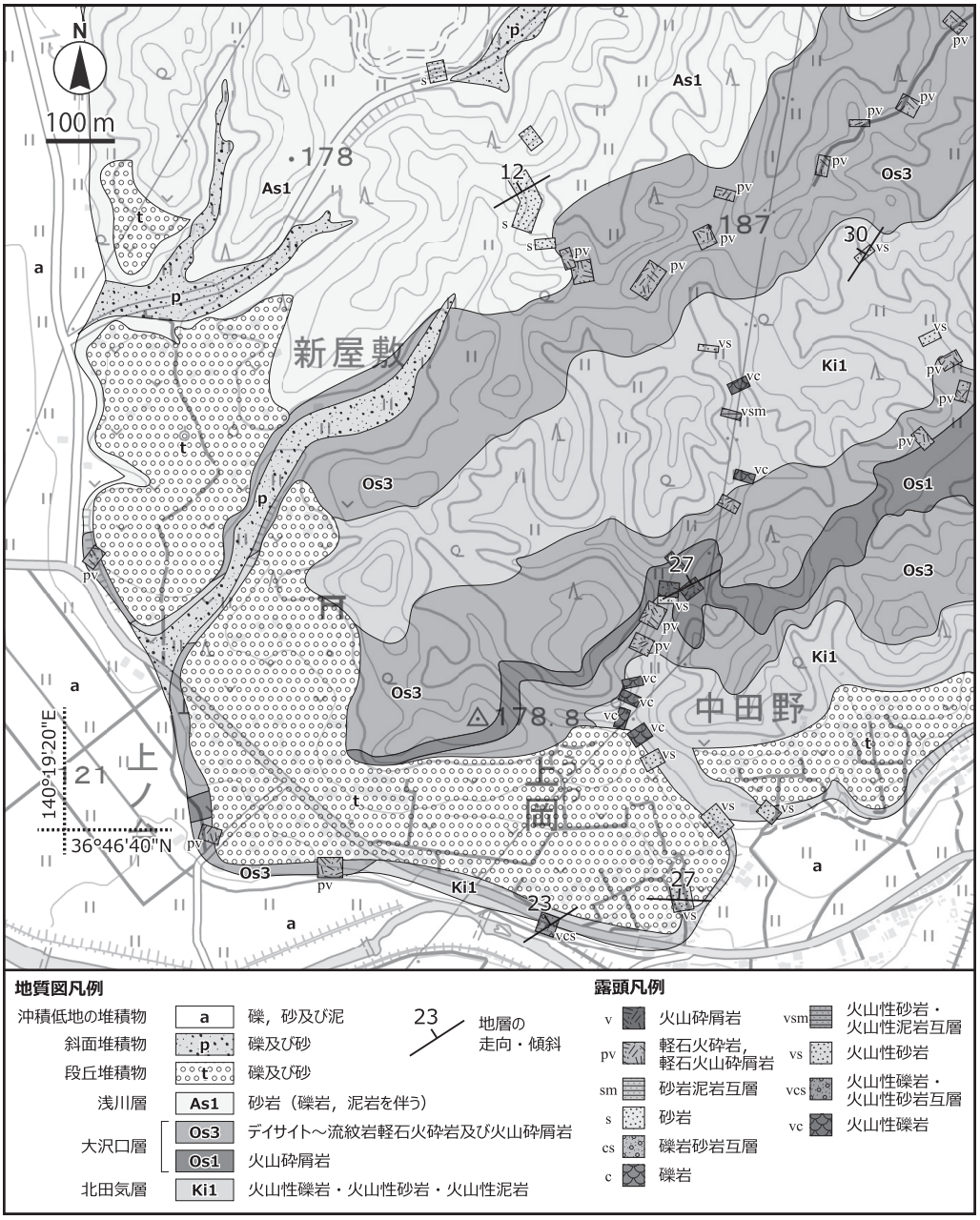
岩相　北田気層は火山性礫岩，火山性砂岩，火山性泥岩を主体とした岩相（Ki1）と珪長質火山砕屑岩を主とした岩相（Ki2）から構成される．Ki1 は苦鉄質な火山砕屑物を多く含むが, 火山砕屑物を余り含まない砕屑岩（礫岩・砂岩・泥岩）もある．火山砕屑物の含有程度は様々であり，その含有量によって岩相を区分するのは困難であったため，Ki1 として一括した．Ki2 は主に軽石を含んだ淘汰の余り良くない珪長質火山砕屑岩である．その大半は岩相から火砕流堆積物等の初生的な火山噴出物が再堆積したものと考えられる.

（1）火山性礫岩・火山性砂岩・火山性泥岩（礫岩・砂岩・泥岩を伴う）（Ki1）

北田気層の主体となす岩相で，主に火山性の礫岩，砂岩，泥岩からなり，これらは互層する．火山砕屑物の含有量の少ない礫岩, 砂岩, 泥岩を伴う．以下では便宜上，それらを火山性礫岩，火山性砂岩，火山性泥岩として一括する.

火山性礫岩は層状に分布するか，火山性砂岩・火山性泥岩中にレンズ状やチャネル状に挟まる（第6. 8 図a）. 後述する浅川層の砂岩や礫岩主体の岩相（As1, As2）と比較すると，Ki1 は苦鉄質な火山砕屑物を多く含む岩相が多く（第 6. 8 図b），またその粒径も極細粒～細粒砂や泥サイズなどの細粒粒子から構成される岩相が多い. また，浅川層と比べると斜交層理が発達する岩相は多くない.

Ki1 の火山性礫岩は塊状の岩相か，不明瞭な成層構造が発達する岩相で，級化構造が認められるものもある．亜円礫から構成される礫支持礫岩が多い．礫の円磨度，淘汰度，礫径，構成礫種は露頭によって多少異なる．礫



第 6. 6 図　大子地域中央，大子町上岡周辺のルートマップ
背景の地形図は国土地理院の地理院タイルを使用.

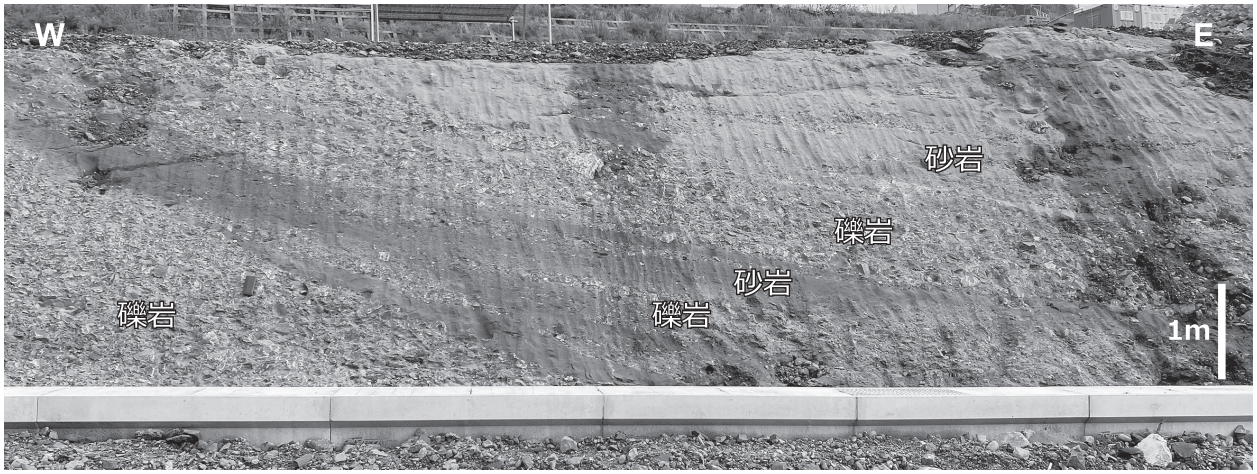
はジュラ系の硬質な堆積岩（主に砂岩や泥岩）と，色調や斑晶鉱物量，斑晶サイズ等の異なる多様な火山岩から構成される（第 6. 8 図b）．堆積岩の礫と火山岩の礫の量比は様々である．

Ki1 の火山性砂岩は主に極細粒～中粒砂サイズの粒子から構成される．火山性砂岩は塊状か，平行層理や斜交層理を示す．火山砕屑物の含有量は様々である．

Ki1 の火山性泥岩は主に暗灰色を呈し，塊状の岩相又は平行層理，平行葉理を有する岩相である．火山性泥岩は火山性砂岩と互層して産する（第 6. 8 図c）．炭質物を多く含み，火山性泥岩に植物化石や植物根化石が認められることがある（第 6. 8 図d, e, f）．また，火山性砂岩と火山性泥岩の境界には亜炭層が発達することがある（第 6. 8 図g, h）．

(2) 珪長質火山砕屑岩 (Ki2)

珪長質火山砕屑岩（Ki2）は主に大子町北田気～近町付近で確認できる．Ki2 はKi1 に挟在する．主な岩相は軽石と緻密な火山岩の礫を含む，白色～淡黄色の軽石火山礫凝灰岩～軽石凝灰角礫岩である（第 6. 9 図）．緻密な火山岩礫は複数種あり，それらは色調や斑晶量，斑晶鉱物



第 6. 7 図　北田気層と風木ノ草層が指交する露頭の写真
大子地域中央，大子町北田気の道路工事で出現した露頭．南から北向きに撮影．北田気層の火山性砂岩（Ki1）と風木ノ草層の礫岩（Fu）が指交する．

などが異なる．礫種に余りバリエーションがない岩相もある．火山岩礫のサイズは緻密な火山岩礫よりも軽石礫の方が小さい傾向がある．すなわち，緻密な火山岩礫は直径 10 cm以上のものが多く含まれるが，軽石礫は直径数mm～数cm程度のサイズのものが主である．Ki2 は主に基質支持で，比較的細粒な基質（粗粒凝灰岩や軽石火山礫凝灰岩）に径数cm以上の緻密な火山岩礫が散在する岩相を示す．淘汰は悪いが，平行層理や斜交層理が発達する（第 6. 9 図a）．成層構造及び構成物の粒径変化から，幾つかの堆積ユニットが積み重なっていると判断される．層厚は全体で 10～20 m前後である．

[岩石記載]

軽石火山礫凝灰岩（190423-1，第 6. 10 図）

位置：36°46′21″N / 140°20′26″E

産状：厚さ十数mの珪長質火山砕屑岩

鏡下の特徴：緻密な火山岩の岩片と結晶に富むことが特徴的である．結晶として石英（径 0.5 mm前後），斜長石（長径＜ 1.5 mm），苦鉄質鉱物の仮像（長径＜ 1.2 mm），不透明鉱物（径＜ 0.3 mm）を含み，特に斜長石を多く含む．結晶は多くが破片状の形態を示すが，自形の結晶も含まれる．岩片としては様々な種類の火山岩や軽石を含む．軽石を構成するガラスは粘土鉱物等に置換されている．岩片のサイズは様々で，長径数mm程度～1 mm未満である．基質は微細なシリカ鉱物，不透明鉱物，粘土鉱物，隠微晶物質等から構成され，稀にジルコンの結晶が認められる．

化石　北田気層からは植物化石が多産する（Endo and Morita, 1932；大山, 1960；Tanai, 1961；神谷, 1969；永戸, 2008）．その植物化石群集について，台島型とする研究と（Endo and Morita, 1932；Tanai, 1961），台島型と阿仁合型の混合型とする研究がある（大山, 1960）．最新の研究によると，北田気層を構成する植物化石群は冷温帯の要素を示唆する種が欠けていることから台島型植物群に相当し，中間温帯の植物化石群とされている（永戸, 2008）．北田気層の植物化石群からは 27 %（Horiuchi, 1996）と 20 %（永戸, 2008）の全縁率が得られている．

堆積環境　北田気層は植物化石を多産し，海成層の証拠はない．また，上位の大沢口層は陸成層である．北田気層は陸成層であり，当時，西棚倉堆積盆では小規模な河川や湖沼が発達していたと考えられている（天野ほか, 2011）．

年代　以下の根拠から，北田気層の年代はおおむね 17 Ma頃と考えられる．北田気層～男体山デイサイトは放射年代値及び古地磁気極性からクロンC5Cr（17.154–16.637 Ma；Kochhann *et al.*, 2016）の期間内である（Hosoi *et al.*, 2023）．年代指標データとしては，大子町近町の軽石火山礫凝灰岩（Ki2）から 17.0 ± 0.2 Ma（2σ）のジルコン ^{238}U–^{206}Pb 年代値が報告されている（Hosoi *et al.*, 2023）．

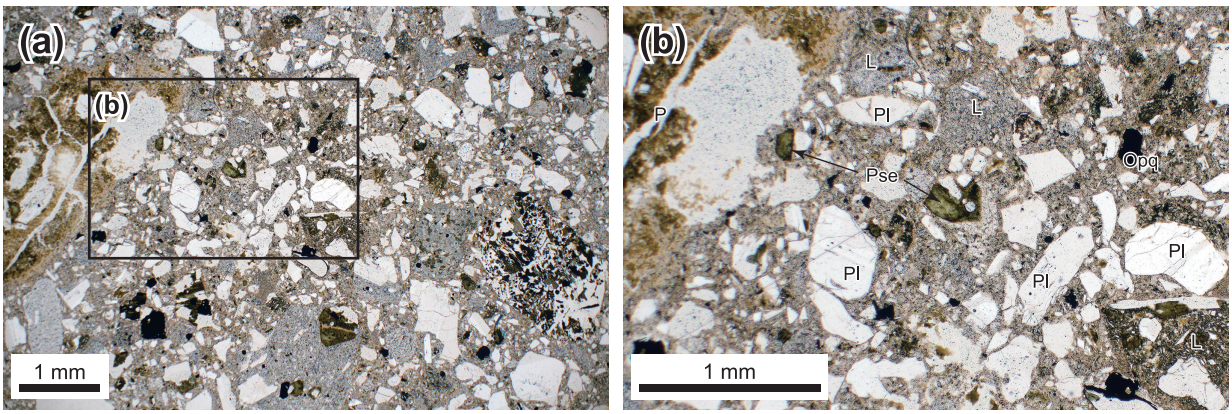
（→p. 57）

第 6. 8 図　北田気層の火山性の砕屑岩（Ki1）の露頭写真
（a）火山性礫岩と火山性砂岩の互層（大子町上郷）．白丸はスケールの軍手の位置．（b）火山性砂岩及び火山性礫岩（大子町大沢口）．（c）火山性砂岩と火山性泥岩の互層．白丸はスケールのハンマーの位置（稲荷沢）．（d）火山性砂岩と火山性泥岩がなす層理面上の植物化石（稲荷沢）．（e）層理面上に横たわる形で含まれている当時の樹幹化石（大子町磯部西方）．白丸はスケールのハンマーの位置．（f）写真g，樹幹化石の断面拡大写真．（g）火山性砂岩と火山性泥岩の互層及びその岩相境界に発達する亜炭層（稲荷沢）．（h）写真hの亜炭層の拡大写真．


(a)
火山性礫岩
火山性砂岩
火山性礫岩
(b)
←ハンマーの柄
火山性礫岩
火山性砂岩（斜交層理発達）
(c)
火山性砂岩
火山性泥岩
(d)
軍手
(e)
(f)
(f)
(g)
(h)
火山性砂岩～火山性泥岩
亜炭層
火山性砂岩～火山性泥岩
(h)
火山性砂岩～火山性泥岩
亜炭層
火山性砂岩～火山性泥岩



第 6. 9 図　北田気層の珪長質火山砕屑岩（Ki2）の露頭写真
（a）成層した凝灰岩～軽石火山礫凝灰岩（大子町北田気）．粗粒部に緻密な火山岩礫が散在する．（b）塊状の軽石火山砕屑岩（宇津坪沢）．（c）写真 b の火山砕屑岩の拡大写真．緻密な火山岩礫と軽石礫が含まれている．



第 6. 10 図　北田気層の珪長質火山砕屑岩（Ki2）の薄片写真
（a, b）軽石火山礫凝灰岩．写真 b は写真 a の一部を拡大．いずれも単ポーラー．Pl：斜長石，Pse：苦鉄質鉱物の仮像，Opq：不透明鉱物，P：軽石片，L：石質岩片．詳しい岩石記載は本文参照．

6. 3. 4　大沢口層 (Os1, Os2, Os3)

地層名　大槻(1975)の大沢口凝灰岩部層に由来する．本書では6.3.2項に記した理由から北田気層の部層ではなく，大沢口層として独立させる．なお大沢口層の岩相には，もともと部層名として名付けられていた凝灰岩だけでなく，火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩も多く含まれる．

定義　大槻(1975)は北田気層最上部を構成する凝灰岩層を大沢口凝灰岩部層としたが，本書では大沢口層を西棚倉堆積盆の下部を構成する珪長質火砕岩を主体とした地層として再定義する．大沢口層は西棚倉層群において鍵層となっている地層である(大槻，1975；天野ほか，2011)．大子地域南方の大沢口層に対比される小貝野(おがいの)層は，大沢口層に含めることができるかもしれない．

模式地　茨城県大子町頃藤大沢口の石切場(大槻, 1975)(第6. 11図)．

分布と地質構造　大沢口層は北田気層と同様の分布と地質構造を示す．すなわち，大子地域の北西部，中央，南部の，押川周辺，大子町北田気～久野瀬～袋田周辺，大子町頃藤大沢口～頃藤館～西金湯沢～盛金黒丸(くろまる)周辺に分布する．大沢口層は地質図規模でおおむね側方に連続して分布するが，場所によっては断層によって切断され，分布が絶たれている．北田気層同様，大沢口層もおおむね鷲子山塊から離れる方向に約20～30°で傾き，大子地域の北西部では北傾斜，中央部では北北西～北東傾斜，南部では北東～東北東傾斜である．

層序関係　大沢口層は下位の北田気層を整合に覆うが，大沢口層下部と北田気層上部は一部指交関係にある．具体的には，大子町相川上郷や大子町上岡中田野周辺にて，北田気層の上部と指交する(第6. 6図)．また，大子地域北西部のジュラ系と新第三系境界付近の大子町上金沢橋(かみかねさわはし)場(ば)周辺にて，大沢口層と風木ノ草層の下部が指交する(第6. 12図)．上位の浅川層とは整合な関係である．

層厚　大沢口層の層厚は側方に大きく変化する．大子地域中央部では南に向かって層厚が減少する．すなわち，大子町袋田の滝川(たきがわ)周辺の層厚は約140 mだが，南へ向かって減少し，大子町袋田定本(さだもと)周辺では約30 mになる．大子地域中央～南部では，模式地周辺の層厚が約140 mで，その南方の常陸大宮市家和楽(やわら)周辺の層厚は約275 mに達する．大子地域内での最大層厚は大子町下金沢(しもかねさわ)付近の約400 mである．

岩相　大沢口層の岩相を火山砕屑岩(Os1)，火山性礫岩及び火山性砂岩(Os2)，デイサイト～流紋岩軽石火砕岩及び火山砕屑岩(Os3)の3つに区分した．大沢口層の主体をなす岩相はOs3である．Os3と比べて，Os1とOs2は緻密な火山岩礫を多く含み，特にOs1は黒色～赤褐色を呈する亜円～角礫の緻密な斑状火山岩礫を多く含むことが特徴的である．Os1は場所によっては軽石礫も多く含み，Os3の岩相と類似する．Os2はOs1と比べて淘汰は良く，含まれている火山岩の礫は円磨されたものが多い．その岩相は見掛け上，礫岩や砂岩とも言える岩相だが，火山砕屑物を多く含むため，火山性礫岩及び火山性砂岩とした．



第6. 11図　大沢口層の模式地，茨城県大子町頃藤大沢口の石切場の写真
崖の高さは約20～30 m.

(1) 火山砕屑岩 (Os1)

大沢口層の主に下部に認められる岩相で，大子地域西部～中央の栃木県那珂川町盛泉(なかがわもりいずみ)周辺，大子町押川周辺，大子町久野瀬周辺等に分布する．田切ほか(2008)がJR東日本・水郡(すいぐん)線の袋田駅周辺にて中津原(なかつはら)火山角礫岩として記載した岩相を含む．本書では層序単元の一つとはせずに，大沢口層を構成する岩相の一つとした．Os1は大沢口層の最下部に分布するか，Os3に挟在する．

Os1は主に火山角礫岩，凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩から構成される．塊状で淘汰が非常に悪い．Os1を構成する火山岩礫は直径数mmの細礫から数m大の巨礫まであり(第6. 13図a)，亜角礫～角礫が多い．火山岩礫は斑晶鉱物や斑晶の量やサイズ，色調等が多様で，それらの化学組成は玄武岩～流紋岩で様々である(田切ほか, 2008；第6. 2表)．多様な火山岩礫の中でも，巨礫サイズまである黒色～赤紫色の緻密な斑状火山岩礫が目立つ(第6. 13図a, b)．以下にその赤紫色の火山岩礫の記載を記すが，全岩化学組成は不明なため，岩石名は斑状火山岩とした．

［岩石記載］

直方輝石単斜輝石斑状火山岩（200911-1，第 6. 14 図a）

位置：36°45′16″N / 140°23′01″E

産状：凝灰角礫岩中の赤紫色の斑状火山岩礫

鏡下の特徴：斑状組織を示し，数mmサイズの斜長石斑晶，斜長石集斑晶が目立っている．斑晶鉱物は斜長石（長径＜ 4 mm），直方輝石（長径＜ 2 mm），単斜輝石（径 0.5 mm前後），不透明鉱物（径＜ 0.4 mm）である．斑晶鉱物はしばしば集斑晶をなす．いずれの斑晶鉱物も自形～半自形を示す．苦鉄質鉱物は粘土鉱物に置換され仮像をなすことが多く，単斜輝石よりも直方輝石が仮像となっていることが多い．石基は微小な斜長石，シリカ鉱物，不透明鉱物などからなり，斜長石は斑晶鉱物に沿って定向配列する．

(2) 火山性礫岩及び火山性砂岩（Os2）

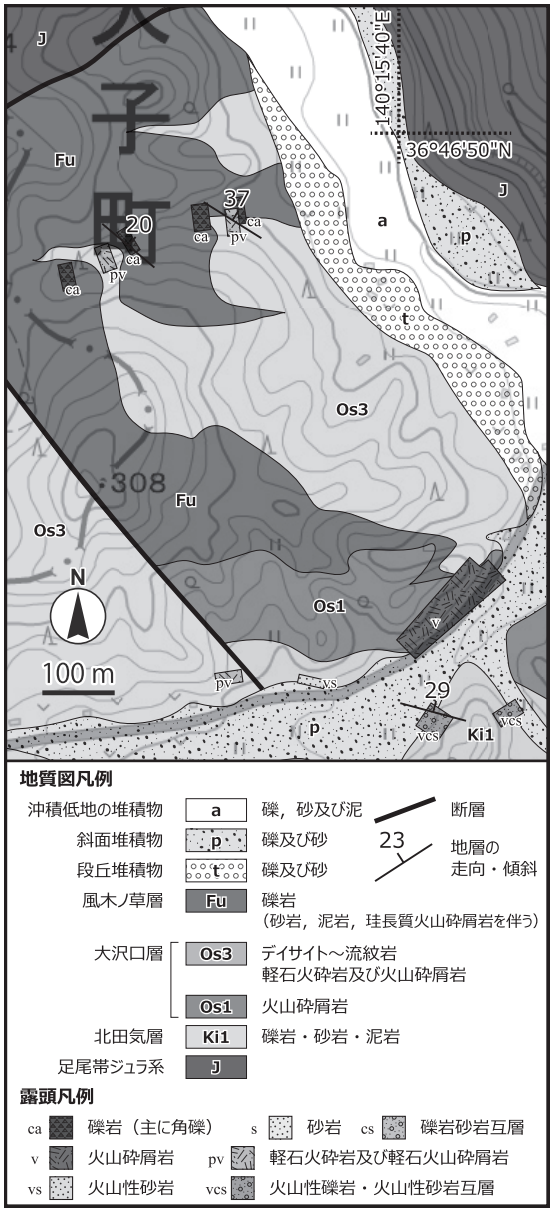
大子地域中央部の大子町久野瀬周辺に分布する岩相である．Os2 はOs3 に挟在する．火山砕屑物を多く含むOs2 はOs1 の火山砕屑岩と岩相が類似する．火山性礫岩と火山性砂岩は互層する．塊状の岩相あるいは級化構造が認められる岩相で，火山性礫岩と火山性砂岩の互層による平行層理や斜交層理が発達することがある（第 6. 13 図c）．Os2 はその岩相と堆積構造から火山砕屑物が二次的に運搬されたものと判断される．

火山性礫岩は礫支持で細礫～大礫の多様な火山岩礫を主体とし，基質は火山性砂岩である．火山岩礫は主に円礫～亜角礫で，Os1 を構成する火山岩礫よりも円磨されている．淘汰は良いとは言えないが，Os1 よりは良い．火山性砂岩は主に灰色～暗灰色を呈する粗粒な火山砕屑物から構成され，淘汰は余り良くない．火山性礫岩の基質と同じ岩相である．

(3) デイサイト～流紋岩軽石火砕岩及び火山砕屑岩（火山性砂岩，火山性泥岩を挟む）（Os3）

大沢口層の主体となす岩相で，大子地域の北西部，中央，南部へかけて下位の北田気層を被覆して広く分布する．Os3 は非溶結の軽石火山礫凝灰岩，凝灰岩を主体とし，一部は軽石凝灰角礫岩である．火山性砂岩や火山性泥岩を挟むことがある．これらの岩相は互層し，成層する（第 6. 13 図d）．斑晶サイズの鉱物として，斜長石，普通角閃石，黒雲母，不透明鉱物を含む．軽石火砕岩はデイサイト～流紋岩の化学組成を示す（第 6. 2 表）．Os3 の一部はその岩相から火砕流堆積物や降下火砕物と判断される．Os3 はOs2 と異なり，pyroclastic な破砕（マグマの発泡による破砕）による火山物質が主体の岩相である．

Os3 の軽石凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩は白色～灰色を呈し，主に塊状で淘汰は余り良くない．構成礫としては主に白色の軽石と灰色～暗灰色の緻密な火山岩礫，暗灰色～黒色の基盤由来の硬質な砂岩や泥岩礫を含む．これらの礫は直径数mm～1 cm程度のものが多いが，数cm～十数cmの礫もある．ガス抜けパイプが稀に認められる



第 6. 12 図　大子地域北西部，大子町上金沢橋場周辺のルートマップ
背景の地形図は国土地理院の地理院タイルを使用．

（第 6. 13 図e）．Os3 の凝灰岩は白色～灰色を呈する細粒～粗粒凝灰岩で，塊状の岩相あるいは級化構造や平行層理，斜交層理を示す岩相がある．凝灰岩には直径数mm～1 cm程度の火山豆石が濃集することがある（第6. 13 図f）．

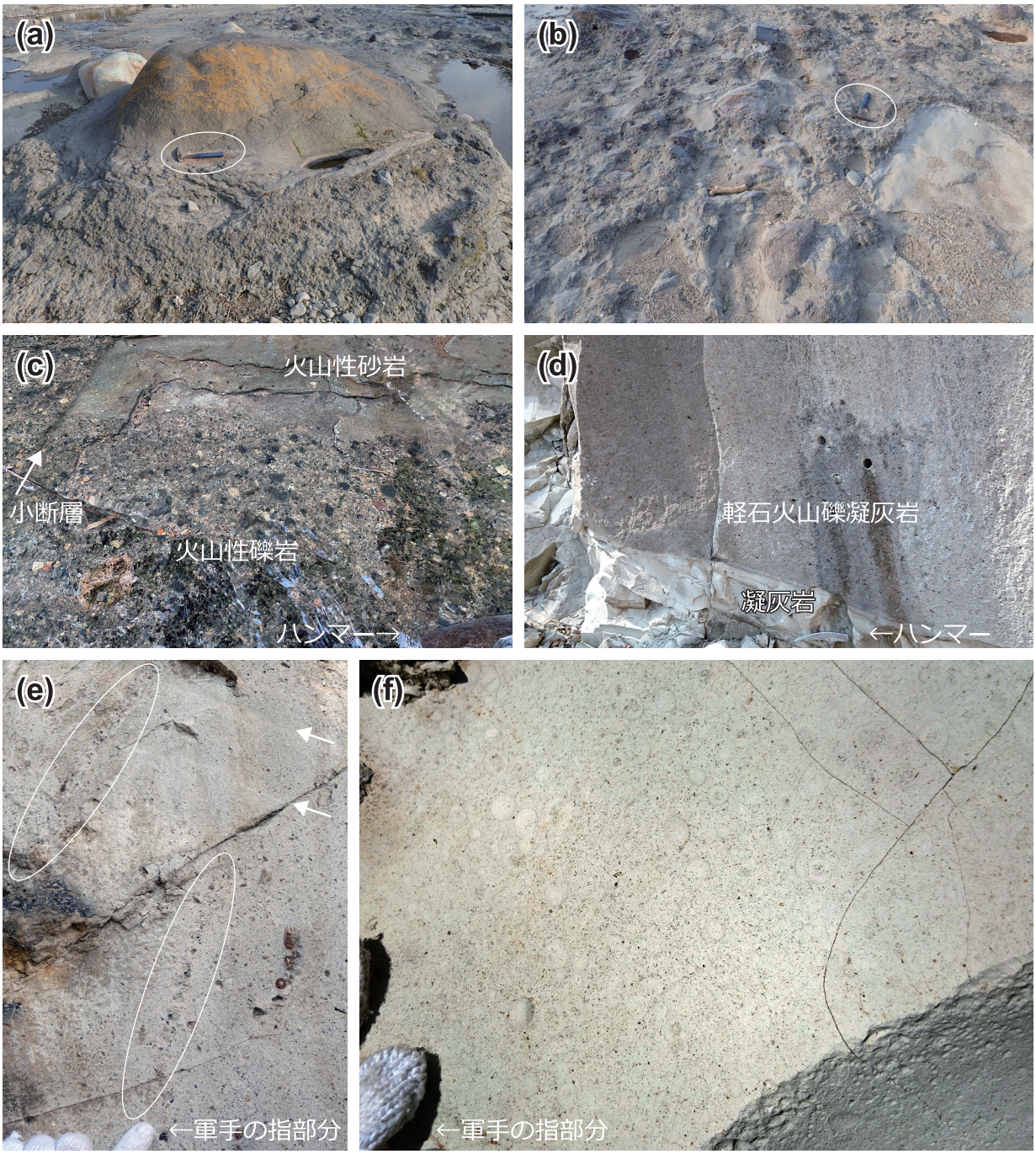
［岩石記載］

普通角閃石黒雲母デイサイト～流紋岩火山礫凝灰岩（170222-1B，第 6. 14 図b）

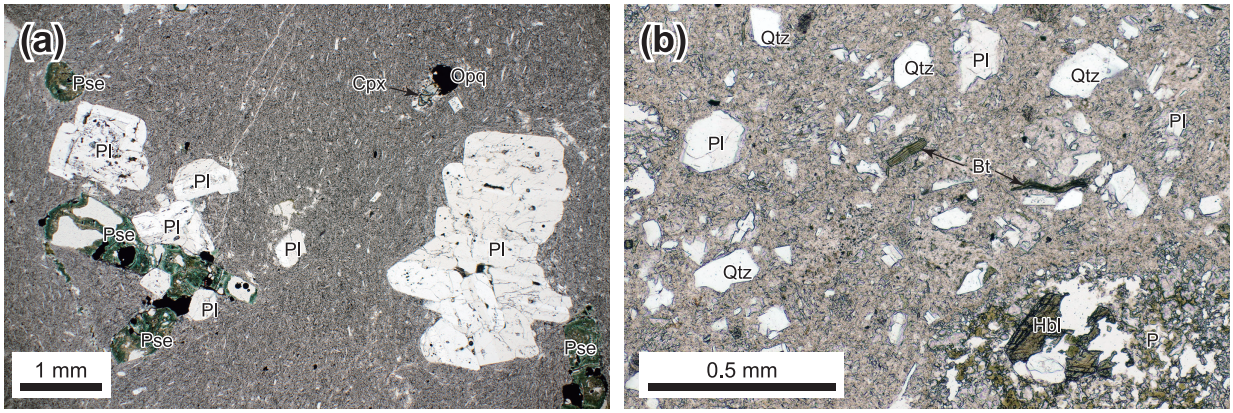
位置：36°45′16″N / 140°23′01″E

産状：火砕流堆積物

鏡下の特徴：岩片と結晶を含み，基質部が多いことが特徴



第 6. 13 図　大沢口層の露頭写真
(a) 岩相Os1 の凝灰角礫岩に含まれる緻密な火山岩の巨礫（大子町池田周辺の久慈川）. 白丸はスケールのハンマーの位置. (b) 岩相Os1 の凝灰角礫岩（大子町池田周辺の久慈川）. 様々な礫を含むが，黒色～赤紫色の緻密な斑状火山岩礫は他の礫や基質部より固いため出っ張っている．白丸はスケールのハンマーの位置. (c) 岩相Os2 の火山性礫岩及び火山性砂岩（大子町久野瀬）. (d) 岩相Os3 の軽石火山礫凝灰岩と凝灰岩（大子町大沢口）. (e) 写真dの軽石火山礫凝灰岩に認められるガス抜けパイプ（白丸部分）．軽石火山礫凝灰岩には不明瞭な成層構造が認められ（写真上半分，白矢印部分），ガス抜けパイプはその成層構造を切断する. (f) 写真dの凝灰岩中に認められる火山豆石.



第 6. 14 図　大沢口層の火山岩の薄片写真
(a) 火山砕屑岩 (Os1) 中の赤紫色を呈する緻密な斑状火山岩の火山岩礫. (b) 岩相Os3 の火山礫凝灰岩. いずれも単ポーラー. Qtz：石英, Pl：斜長石, Hbl：普通角閃石, Bt：黒雲母, Pse：苦鉄質鉱物の仮像, Opq：不透明鉱物, P：軽石片. 詳しい岩石記載は本文参照.

である. 結晶としては, 石英 (自形～他形, 径＜ 0.5 mm), 斜長石 (半自形～他形, 長径＜ 0.5 mm), 黒雲母 (径＜ 0.6 mm), 普通角閃石 (半自形～他形, 長径＜ 0.4 mm), 微小な不透明鉱物 (径＜ 0.3 mm) を含む. これらの結晶は主に破断された形状を示す. 岩片としては緻密な火山岩と軽石の礫がある. 緻密な火山岩礫は複数種類あり, それらは斑晶鉱物種や石基組織が異なる. 火山岩岩片のサイズは長径 5 mm 未満で, 1 mm 前後かそれ未満のものが多い. 基質部は主にガラスと微細なシリカ鉱物, 不透明鉱物から構成される.

化石　模式地の南の大沢川に露出するOs3 の岩相から, 哺乳類 (シカ科あるいはシカ科に近縁の偶蹄目) と鳥類の足跡化石が発見されている (小池ほか, 2007).

堆積環境　哺乳類や鳥類の足跡化石が発見されており, 火砕岩にはガス抜けパイプや火山豆石が認められることから, 陸上環境と考えられる. 大沢口層は大子地域より西方で生じた大規模な珪長質火山活動による火砕流堆積物や降下火砕物, その二次堆積物などの地層と考えられている (天野ほか, 2011).

年代　北田気層～男体山デイサイトの年代は, 放射年代値及び古地磁気極性からクロンC5Cr (17.154–16.637 Ma；Kochhann *et al.*, 2016) の期間内とされている (Hosoi *et al.*, 2023). 大沢口層の年代も北田気層と同様, おおむね 17 Ma 頃と考えられる.

大沢口層の年代の指標, 参考となるデータは次のとおりである. 大沢口層からは逆帯磁の古地磁気極性が得られている (Hosoi *et al.*, 2023). 大子地域南方の大沢口層に対比されている小貝野層と勝見沢層からも逆帯磁の古地磁気データが報告されている (小島ほか, 2001；阿武隈山地岩石鉱物調査会, 2007). 小貝野層の凝灰岩からは 17.3 ± 1.2 Ma (1σ) の黒雲母K–Arが得られている (田切ほか, 2008). これらのほかに, 大沢口層からは 16.7 Ma と 20.6 ± 0.9 Maのフィッション・トラック年代が学会講演要旨として報告されている (天野ほか, 1989；小島ほか, 2001).

6. 3. 5　浅川層 (As1, As2, As3, As4)

地層名　Kawada (1953) がMorikawa (1944) の層序区分を引用して用いたAsakawa Formationに由来する.

定義　大槻 (1975) は大子町～常陸大宮市山方にかけて分布する, 粗粒砂岩を主体とした地層を浅川層とした. 本書では浅川層の定義を, 西棚倉層群の中部層準を構成する陸成層～海成層で, 砂岩を主体とし, 礫岩, 砂岩, 泥岩, 珪長質火山砕屑岩から構成される地層とする.

大槻 (1975) は大子地域の浅川層に町附砂岩部層と大円地シルト岩部層を設定したが, 6.3.2 項に記した理由から本書ではこれらは浅川層を構成する岩相の一つとし, 部層として扱わない. 本書で再定義する浅川層は, 大森ほか (1953) 等の層序区分における浅川層及び滝倉層に相当する.

浅川層に対比されている大子地域南方の桜本層と国長層 (例えば, 阿久津, 1952) は浅川層に含めることができるかもしれない.

模式地　大子町頃藤の川下～滝倉～大円地に至る道路沿い (大槻, 1975). 元々, Omori (1958) が大子町浅川周辺の地層に対してAsakawa Groupと用いたが, 大槻 (1975) は露頭が少ない等の理由から上記の模式地に変更した. 本書では大槻 (1975) の模式地を踏襲するが, 礫岩主体層の分布地として, 大子町西金の入湯沢周辺を新たに副模式地とする.

分布と地質構造　大子地域内では北部～南部にかけて広く分布する. 浅川層は北田気層や大沢口層の分布や地質

第 6. 2 表　大沢口層の火山岩の主成分全岩化学組成データ

試料名	全岩化学組成（wt.%）											文献
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	total	
大沢口層												
032701	67.18	0.50	15.63	5.36	0.07	2.31	4.84	2.68	1.33	0.11	100.00	1
50108	72.84	0.22	14.98	2.68	0.04	0.61	2.74	3.73	2.10	0.07	100.00	1
050111	72.60	0.20	14.89	2.53	0.05	1.07	2.64	3.33	2.60	0.08	100.00	1
（中津原火山角礫岩）												
050104A	56.83	0.98	17.48	9.61	0.23	3.48	7.33	3.34	0.55	0.19	100.00	1
Naka1	52.74	0.72	20.64	7.56	0.15	4.85	10.02	2.82	0.40	0.10	100.00	1
Naka2	51.63	1.32	20.36	9.61	0.17	4.57	8.81	2.89	0.50	0.15	100.00	1
Naka3	52.37	1.23	20.29	8.32	0.20	4.43	9.03	3.23	0.68	0.22	100.00	1
Naka4	64.60	0.96	16.44	4.57	0.14	1.58	6.39	3.60	1.57	0.14	100.00	1
Naka5	67.99	0.72	15.72	3.81	0.06	1.21	5.07	3.41	1.89	0.12	100.00	1
Naka6	60.75	0.81	18.49	5.24	0.16	1.71	7.35	3.53	1.77	0.19	100.00	1
Naka7	62.60	0.65	17.49	3.58	0.15	0.93	7.56	4.42	2.51	0.11	100.00	1
Naka8	73.07	0.29	13.77	2.77	0.08	0.61	3.21	3.96	2.19	0.06	100.00	1
Naka9	73.29	0.30	14.39	1.53	0.07	0.33	3.46	4.27	2.30	0.06	100.00	1
Naka10	71.36	0.62	15.11	2.19	0.06	0.36	4.74	3.51	1.95	0.11	100.00	1

1: 田切ほか（2008）

構造と同様，鷲子山塊を囲むように分布し，同山地から離れる方向に地層が傾く傾向がある．すなわち，浅川層は大子地域の北部～中央部ではおおむね北北西～北東傾斜，南部では北東～東北東傾斜である．

層序関係　浅川層は下位の大沢口層を整合に被覆する．大子地域北西部のジュラ系と新第三系境界付近では浅川層全体が風木ノ草層と指交する（第 6. 15 図，第 6. 16 図，第 6. 17 図）．また大室山（おおむろやま）周辺にて，浅川層上部と男体山デイサイトが指交する（第 6. 18 図）．浅川層は苗代田層に整合に覆われる．佳老山（かろうさん）や鍋足山（なべあしやま）周辺では東金砂山層の下部が男体山デイサイトに覆われることから，浅川層上部と東金砂山層の下部は指交するか，指交関係でなくても同時異相の関係であると判断される（第 6. 5 図）．

層厚　浅川層の層厚は側方に変化する．大子地域内にて最大層厚は約 1,400 m（大子町浅川周辺），最小層厚は約 350 m（大子町袋田定本周辺）である．

大子地域北部の浅川周辺から南方へ向かって，層厚が薄くなる傾向がある．すなわち，浅川周辺では層厚約 1,400 mだが，大子町池田（いけだ）～久野瀬，滝川周辺で約 1,000 m，大子町袋田定本で約 350 mになる．しかし，その更に南方では大子町頃藤周辺に発達する東北東–西南西方向の断層を境にして再び厚くなり，大子町頃藤付近で層厚約 1,300 mになる．更に南の常陸大宮市北富田（きたとみた）では層厚約 1,000 mである．

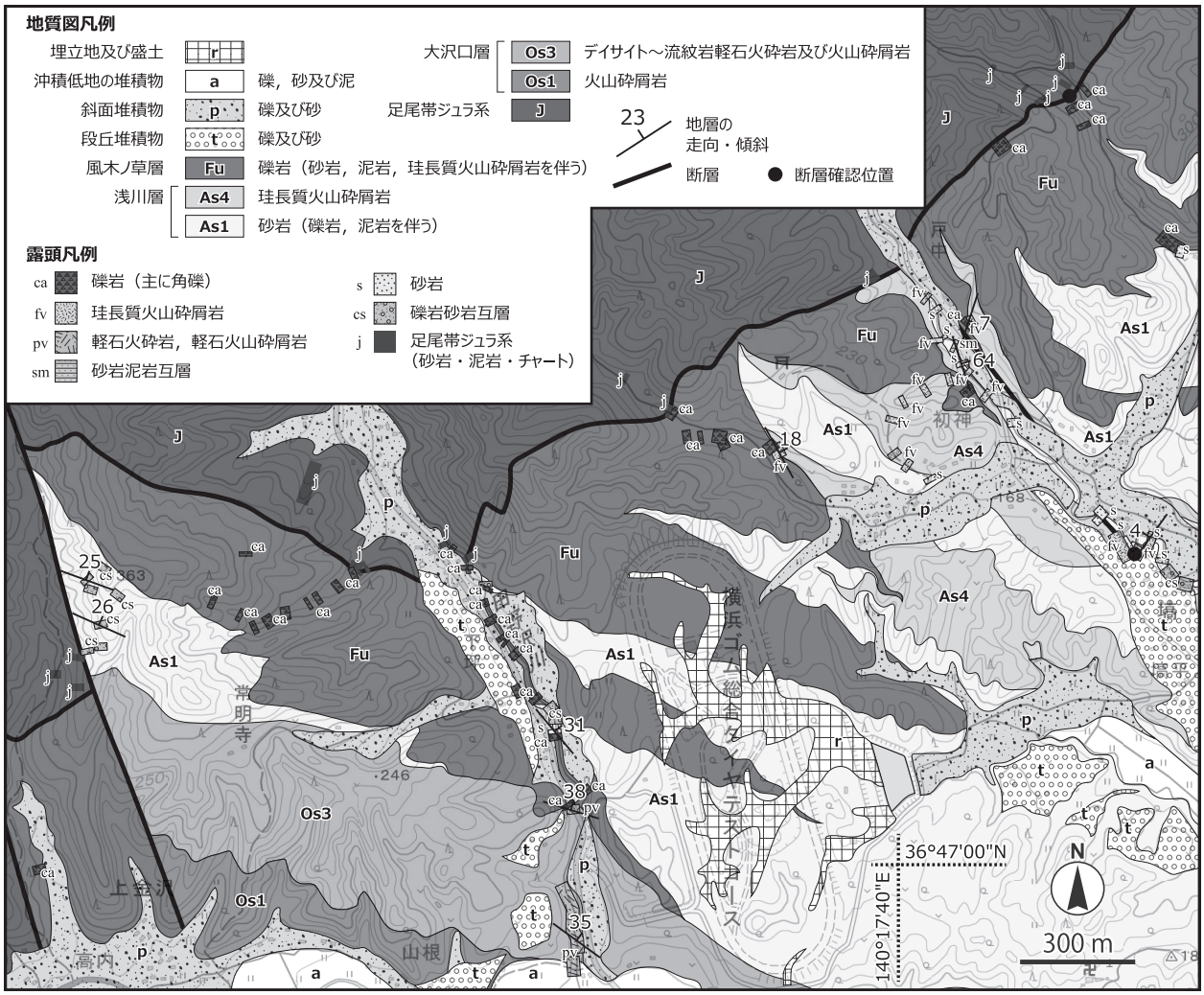
岩相　浅川層の岩相を，砂岩主体の岩相（As1）と礫岩主体の岩相（As2），泥岩主体の岩相（As3），珪長質火山砕屑岩（As4）の 4 つに区分した．

浅川層の礫岩主体相（As2）は同時異相の風木ノ草層や東金砂山層の礫岩（FuやHg）と以下の点で区別可能である．風木ノ草層はその西側の足尾帯ジュラ系と隣接し，東金砂山層はその東側の先新第三系（主に白亜紀の阿武隈深成岩類，変成岩類）と隣接する．これらの礫岩（FuやHg）はそれぞれの後背地の地質を反映した礫と基質から構成される．一方のAs2の礫岩は様々な種類のよく円磨された礫を含み，基質はAs1と同様のやや火山砕屑物を含む砕屑物から構成されているため，FuやHgとは岩相がやや異なる．また，As2の礫岩は風木ノ草層や東金砂山層の礫岩から連続していない．

（1）砂岩（礫岩，泥岩を伴う）（As1）

浅川層の主体をなす岩相で，浅川層分布範囲の全域に分布する．中粒～極粗粒砂岩を主体とし，泥岩～細粒砂岩，礫岩を伴う（第 6. 19 図a）．厚さ数m以上のトラフ型斜交層理がよく発達する（第 6. 19 図b）．細粒な砂岩や泥岩はねじり鎌で削れる程度の固結度で，粗粒な砂岩や礫岩はそれより硬い．そのため，構成物の粒径に応じた差別侵食によって，露頭表面には凹凸がよく発達することがある（第 6. 19 図b）．

As1の砂岩は薄灰色～若干黄色味を帯びた灰色を呈し，やや火山砕屑物を含む極細粒～極粗粒砂岩である．比較的粗粒な砂岩は塊状若しくは斜交層理を示す岩相が多く，比較的細粒な砂岩は平行層理や斜交層理の発達する岩相が多い．稀にカレントリップル葉理も認められる（第 6. 19 図c）．植物片をしばしば含む（第 6. 19 図d）．As1の礫岩は厚さ数m程度で砂岩中に挟在するか，砂岩に発達するトラフ型斜交層理のトラフ底面に薄く発達する．礫岩は細礫～中礫サイズの円礫～亜円礫を主とし，淘汰は良い．礫岩を構成する礫はジュラ系起源と考えられる硬質な砂岩や泥岩，チャートが主体で，深成岩の礫を含むことがある．上位の男体山デイサイトの直下では男体山デイサイトの火山岩礫を含むことがある．As1の泥岩は主に浅川層の砂岩に挟在する塊状の泥岩である．その厚さは主に数mm～数cm程度，厚いところで十数cm程度である．泥岩は有機物に富むものがあり，植物化石を含むことがある．泥岩は灰色～暗灰色を呈し，有機質な



第 6. 15 図　大子地域北西部の足尾帯ジュラ系と新第三系境界付近のルートマップ
背景の地形図は国土地理院の地理院タイルを使用.

泥岩ほど濃い色を呈する．砂岩や礫岩と比べると泥岩は軟らかい.

(2) 礫岩 (砂岩, 泥岩を伴う) (As2)

浅川層を構成する礫岩のうち，おおよそ層厚十数m以上でかつ側方への連続性の良い礫岩をAs2として区分した．それらは大子地域南部の大子町西金の入湯沢周辺と大子町冥賀上冥賀周辺に分布する．As2はAs1にレンズ状やチャネル状に挟在する.

As2の礫岩は細礫～中礫を主体とした円礫～亜円礫岩である．厚さ十数m以上で，塊状の岩相あるいはトラフ型斜交層理の発達する岩相を示す（第6. 19図e）．As2の間には，厚さ約1 m未満の砂岩や泥岩が層状又はレンズ状に挟在することがある．主に礫支持礫岩だが，砂勝ちの基質支持礫岩もある．As2を構成する礫は主にジュラ系起源の硬質な砂岩，泥岩，チャートの礫で，深成岩の礫も含むことがある．風木ノ草層や東金砂山層の礫岩（Fu, Hg）よりも淘汰は良い．As2は浅川層の他の岩相（As1, As3, As4）より硬質なため，ほかの岩相分布地よりも急勾配の地形をなす.

(3) 泥岩 (砂岩, 珪長質凝灰岩を伴う) (As3)

泥岩を主体とした本岩相は，大槻（1975）が大円地シルト岩部層と区分したものに相当する．As3は浅川層の最上部，男体山デイサイトの直下に分布する．As1の大部分を被覆するが，一部はAs1と指交する.

As3の泥岩は塊状な岩相あるいは平行層理や平行葉理，リップル葉理が発達する岩相である（第6. 19図f, g）．極細粒～細粒砂岩や珪長質凝灰岩を伴う．As1やAs4の境界付近では，それらと漸移的な岩相変化を示す．主に暗灰色を呈し，珪長質な火山砕屑物を含む泥岩は明灰色を呈する．生痕化石が認められる．風化した泥岩には細かい節理がよく発達する．As3は他の浅川層の岩相よりも軟らかく，ねじり鎌で比較的容易に削れる程度の固結度である.



第 6. 16 図　浅川層と風木ノ草層の指交露頭写真
大子地域北西部の浅川沿いの露頭（露頭位置は第6. 17図参照）.

(4) 珪長質火山砕屑岩 (As4)

珪長質火山砕屑岩（As4）は浅川層分布域の全域に分布し，As1 に挟在する．大槻（1975）は As4 に相当するものとして，浅川層中から合計 7 枚の凝灰岩鍵層を識別した．しかし以下の理由から，これらを鍵層として識別して追跡することは難しいと判断した．浅川層は北東–南西系の地質図規模の断層群をはじめとして，無数の大小様々な規模の断層に切断されている．また，浅川層は陸成層主体で岩相変化が激しく，側方への連続性が悪い．火山砕屑岩を鍵層として 1 枚ずつ識別して追跡するためには，詳細な記載岩石学的・地球化学的検討が必要である．そのため，本書では浅川層中に挟まる数枚の珪長質火山砕屑岩層として記す．As4 は厚さ数 m 以上のもので 7 層準程度，薄い岩相や砂質な凝灰岩層を含めるとそれ以上の数がある．久慈川西側の大子地域北西部の浅川や初原（はつばら）川（がわ）周辺では 6〜7 層準，久慈川以東では 2〜5 層準の As4 を区別した．

As4 は軽石凝灰角礫岩や軽石火山礫凝灰岩，凝灰岩から構成され（第 6. 19 図h），場所や層準によって岩相と層厚が異なる．具体的には，白色〜薄緑色の軽石を多く含む軽石凝灰角礫岩〜軽石火山礫凝灰岩，軽石のほかに灰緑色〜暗灰色の緻密な岩片を多く含む軽石火山礫凝灰岩，粗粒〜細粒の凝灰岩などがある．As4 は塊状の岩相あるいは平行層理が発達した岩相である．As4 には溶結構造やガス抜けパイプ，火山豆石等の初生的な火砕岩に多い構造や特徴が認められない．一部は初生的な火砕岩の可能性もあるが，大半は再移動，再堆積した火砕岩及び火山砕屑岩の可能性が高い．

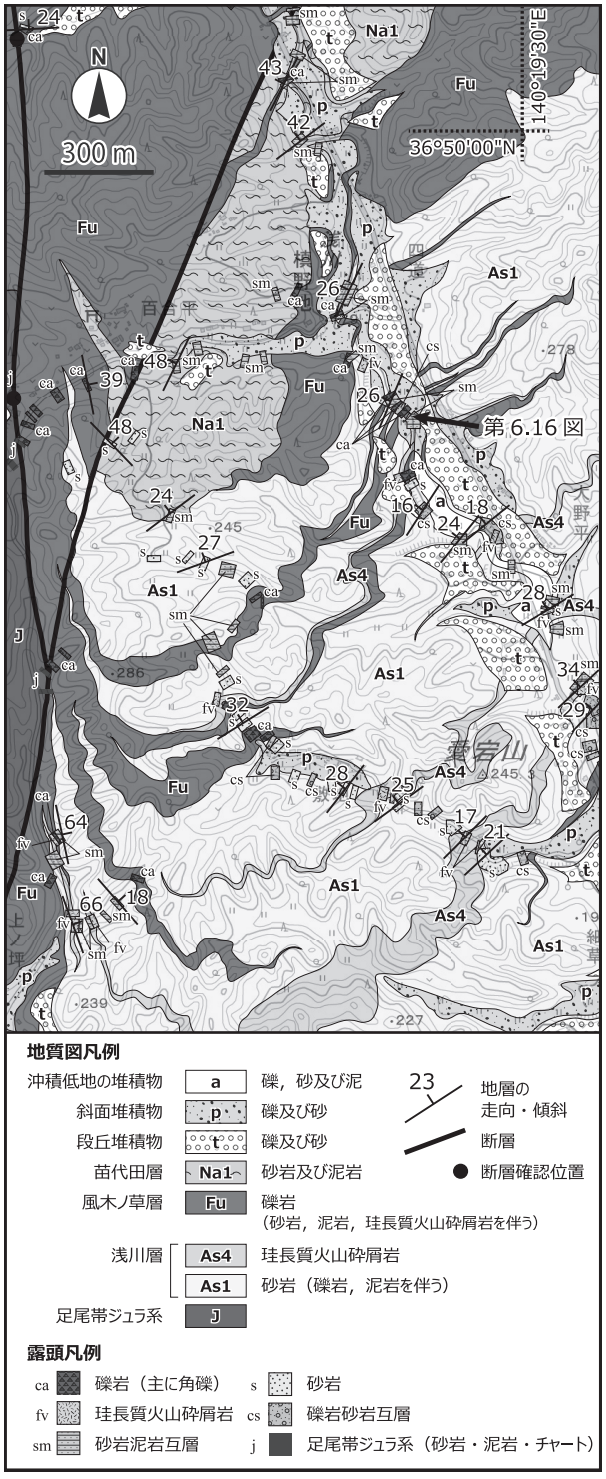
[岩石記載]

単斜輝石珪長質火山礫凝灰岩（220414-1, 第 6. 20 図a, b）

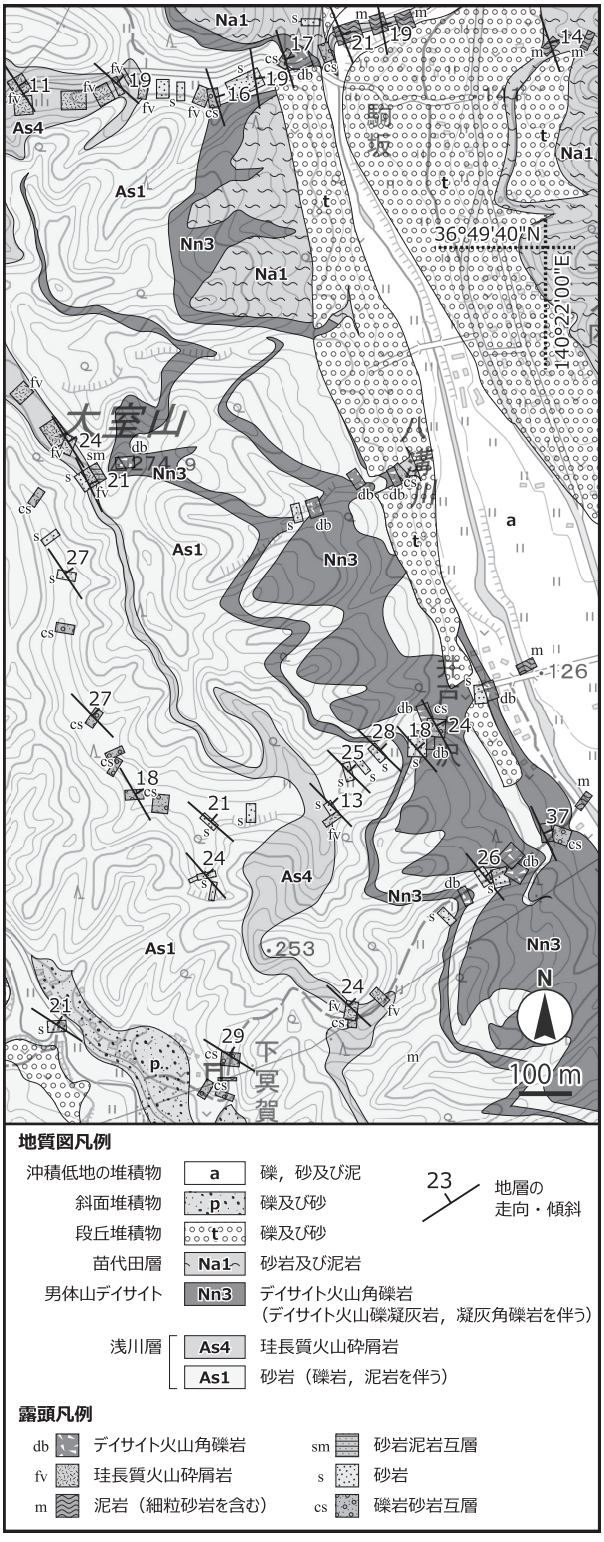
位置：36°42′07″N / 140°24′12″E

産状：珪長質火砕岩

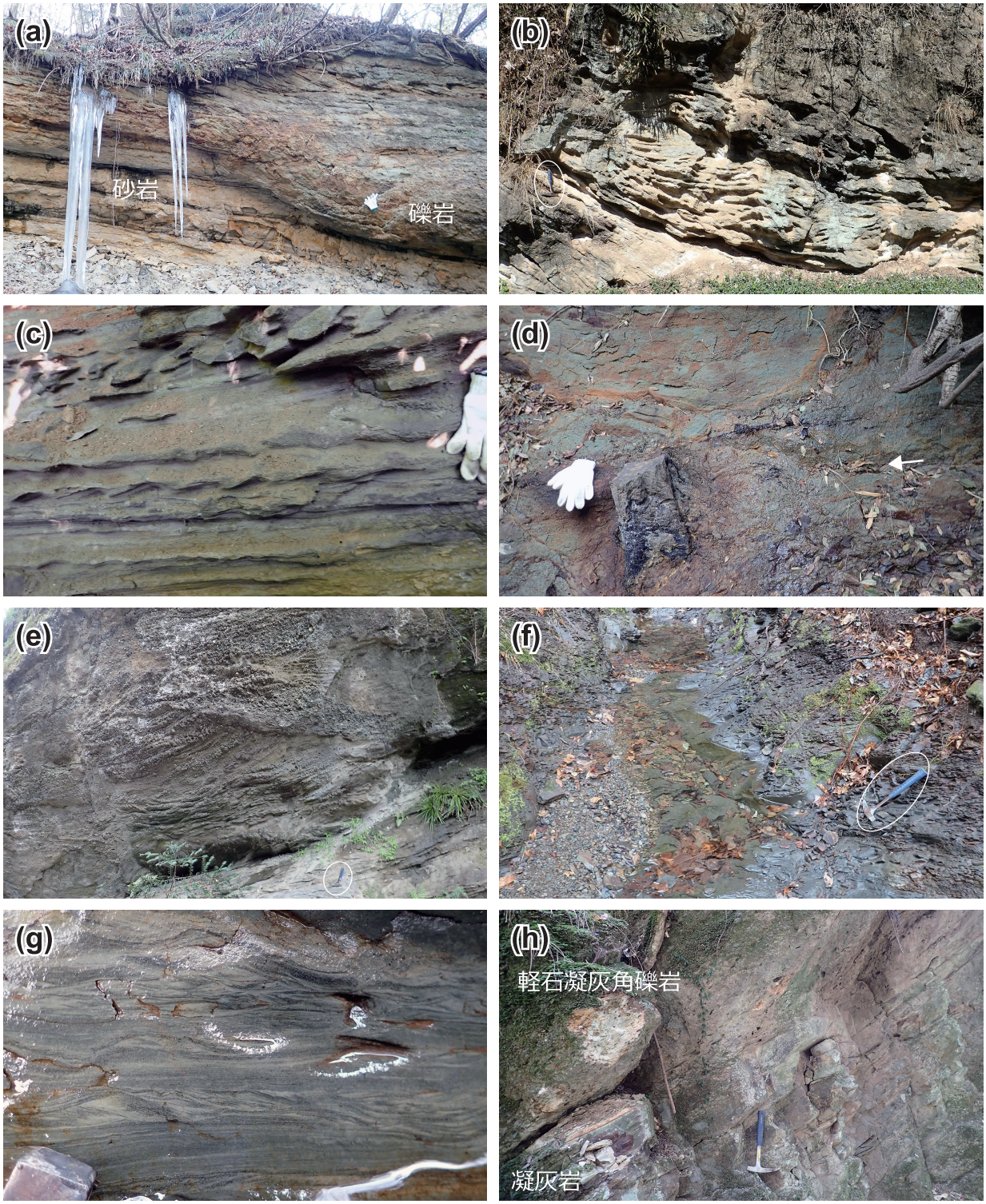
鏡下の特徴：緻密な岩片と軽石，バブルウォール型のガラスを多く含むことが特徴である．結晶として，石英（半自形〜他形，長径＜ 1 mm），斜長石（自形〜他形，長径＜ 3 mm），単斜輝石（半自形，＜ 0.4 mm），苦鉄質鉱物の仮像（半自形，＜ 0.4 mm），不透明鉱物（径＜ 0.8 mm）を含む．苦鉄質鉱物の大半は粘土鉱物に置換されて仮像として認められる．バブルウォール型のガラスを多く含み，その一部はCやY字の形状を示す（第 6. 20 図b）．岩片としては多種多様な緻密な火山岩片と軽石を含む．基質部はガラス，粘土鉱物，微細な斜長石や石英等からなる．



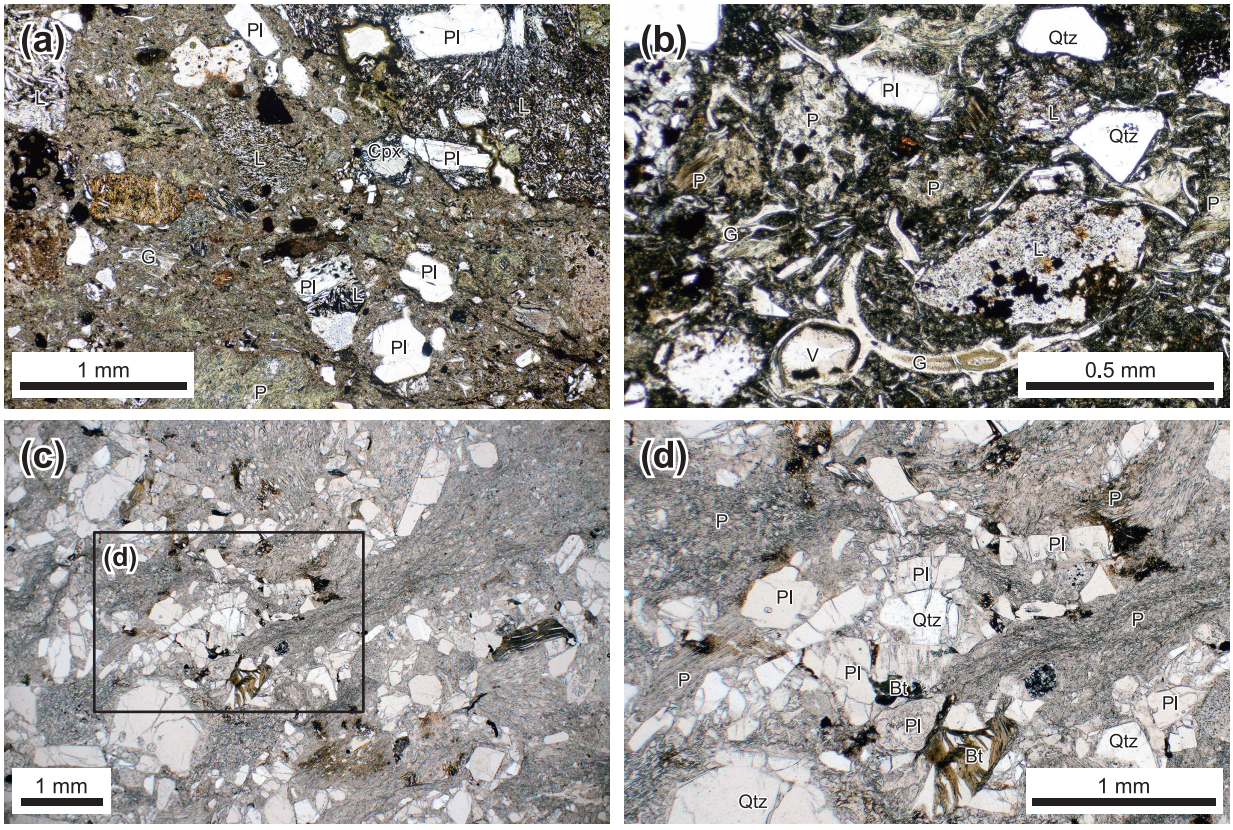
第 6. 17 図　大子地域北西部，大子町槙野地百合平周辺のルートマップ
背景の地形図は国土地理院の地理院タイルを使用.



第 6. 18 図　大子地域北部，大室山周辺のルートマップ
背景の地形図は国土地理院の地理院タイルを使用.



第 6. 19 図　浅川層の露頭写真
(a) 岩相As1 の砂岩及び礫岩 (大子町浅川). トラフ型斜交層理を伴った礫岩が下位の砂岩を削りこむ. (b) 岩相As1 のトラフ型斜交層理の発達が顕著な砂岩 (大子町滝倉の林道). 斜交層理が露頭表面の凹凸として現れている. 白丸はスケールのハンマーの位置. (c) 岩相As1 のリップル層理の発達する砂岩 (大子町古分屋敷). (d) 岩相As1 の砂岩中の木と木片 (大子町芦野倉). 軍手右側に層理面を切って発達する立木, 写真中央部には層理面上 (白矢印部分) に濃集した炭質物が認められる. (e) 岩相As2 の砂岩を伴った礫岩 (大子町西金). トラフ型斜交層理がよく発達する. 白丸はスケールのハンマーの位置. (f) 岩相As3 の平行層理や平行葉理が発達する泥岩 (大子町定本). 白丸はスケールのハンマーの位置. (g) 岩相As3 の極細粒～細粒砂岩及び泥岩に認められるリップル葉理 (大子町定本). (h) 岩相As4 の軽石凝灰角礫岩及び凝灰岩 (生瀬富士南西の沢).



第 6. 20 図　浅川層の火山砕屑岩（As4）の薄片写真
（a, b）浅川層の下部に挟在する火山礫凝灰岩．（c, d）浅川層の中部に挟在する軽石火山礫凝灰岩．写真 d は写真 c の一部を拡大．いずれも単ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Cpx：単斜輝石，Bt：黒雲母，P：軽石片，L：石質岩片，G：ガラス，V：気泡．詳しい岩石記載は本文参照．

黒雲母珪長質軽石火山礫凝灰岩（170221-1B，第 6. 20 図 c，d）

位置：36°46′04″N / 140°23′41″E

産状：珪長質火砕岩

鏡下の特徴：扁平化した軽石を多く含む．結晶として石英（自形～他形，径＜ 3 mm，1 mm 未満が多い），斜長石（自形～他形，長径＜ 3.5 mm，1 mm 前後が多い），黒雲母（径＜ 1 mm），不透明鉱物（径＜ 0.3 mm）を含む．石英及び斜長石結晶の大半は破断された形状を示し，一部はジグソーパズル状に破断後そのままの形状で残っている．岩片としては多量の軽石と少量の緻密な火山岩片を含む．軽石のサイズにはバリエーションがあり，軽石は数 mm 未満の扁平化した形状を示す．緻密な火山岩片は複数種類ある．それらのサイズはおおむね 1 mm 未満で扁平化した軽石の長径と比べて小さい．基質部は主に微細な軽石，ガラス，脱ガラス化した隠微晶質物質からなる．

化石　浅川層からは様々な化石が得られている．JR 水郡線上小川（かみおがわ）駅付近，久慈川沿いの浅川層下部の礫質砂岩からはシカ類化石の *Dicrocerus tokunagai* Matsumoto が報告されている（Shikama and Omori, 1952）．また，浅川層に対比される玉川層からは長鼻類ステゴロフォドンやカメ類のスッポン科の化石が得られている（Kamei and Kamiya, 1981；国府田ほか, 2003, 2018）．浅川層中部からは長鼻類などの大型哺乳類の足跡化石が報告されている（菊池ほか, 2005；安藤ほか, 2010）．浅川層下部～上部にかけては植物化石が産出する．これらの植物化石群集は多様な落葉広葉樹で特徴づけられ，冷温帯の要素を示す種が欠けていることから，台島型植物化石群と考えられている（Horiuchi and Takimoto, 2001；永戸, 2008）．また，浅川層からは花粉化石も得られており，そのうちの *Kandelia*（メヒルギ属）と *Sonneratia*（マヤプシキ属）はマングローブの花粉化石である（山野井ほか, 2011）．浅川層の植物化石群から算出された全縁率は 40 %（Horiuchi, 1996），43 %（Horiuchi and Takimoto, 2001），29～42 %（永戸, 2008）で，この内 Horiuchi and Takimoto（2001）は全縁率 43 % から年平均気温を 14.4 ℃と算出した．浅川層中部～上部からは *Ostrea* や *Anadara*，*Vicarya*，*Batillaria* などの海棲軟体動物化石が得られている（神谷, 1969；秋葉, 1970；芳賀, 1970；三谷, 1970；Noda, 1973；大槻,

1975；高橋, 2001）．これらはArcid-Potamid群集を構成する（Noda, 1973；高橋, 2001）．

堆積環境　浅川層下部～中部はその岩相と産出化石，上下層の環境等から陸成層と考えられる．この時期は扇状地の発達が顕著で，一部に湖沼が発達していたとされている（天野ほか, 2011）．浅川層中部～上部では海棲軟体動物化石が報告されており，その堆積環境は内湾～エスチュアリーとされている．浅川層の中部から上部へかけて，堆積環境が陸上から海底環境へと変化した（神谷, 1969；天野ほか, 2011）．

年代　以下に記す年代根拠データから，浅川層の年代は17 Ma頃かそれより若干若いと考えられる．北田気層～男体山デイサイトの年代は，放射年代値と古地磁気極性からクロンC5Cr（17.154–16.637 Ma；Kochhann *et al.*, 2016）の期間内である（Hosoi *et al.*, 2023）．浅川層からは逆帯磁の古地磁気極性が得られている（小島ほか, 2001；阿武隈山地岩石鉱物調査会, 2007；Hosoi *et al.*, 2023）．花粉化石群集はNP-2 帯を示す（Yamanoi, 1992）．また，浅川層中部～上部から得られたArcid-Potamid群集化石が属する門ノ沢動物群は，17.0–16.7 Maの年代区間と考えられている（柳沢・渡辺, 2017）．

放射年代値としては，生瀬富士（なませふじ）から南東約 500 m地点の軽石凝灰角礫岩（As4）から，17.2 ± 0.6 Ma（2σ）のジルコン ^{238}U–^{206}Pb年代値と 18.3 ± 2.4 Ma（2σ）のジルコンFT年代値（Hosoi *et al.*, 2020）が，大子地域南の城里町下阿野沢における浅川層相当層の凝灰岩から 15.6 ± 2.0 Ma（2σ）のジルコンFT年代値が得られている（国府田ほか, 2003）．

6.3.6　男体山デイサイト（Nn1, Nn2, Nn3）

地層名　Kawada（1953）がMorikawa（1944）の層序区分を引用して用いた男体山集塊岩層（Nantaisan agglomerate bed）に由来し，大槻（1975）は男体山集塊岩層を男体山火山角礫岩（Nantaisan Volcanic Breccia）に改称した．本書では以下の理由から男体山デイサイトに改称する．

男体山デイサイトを構成する岩石は火山角礫岩だけではなく溶岩も含み，火山角礫岩と溶岩は同質のデイサイトである．地層名に火山角礫岩を用いるよりデイサイトを用いるほうが適切と考えた．

なお，文献によって地層名に“なんたいざん”が使われているが，Morikawa（1944）及びKawada（1953）が当初から用いていた地名の“なんたいさん”を地層名とする．この呼称名は国土地理院による地名表記と同じである．

定義　大槻（1975）は男体山や高崎山等に分布する火山角礫岩を主体とした地層を男体山火山角礫岩とした．本書では層序学的な位置付けも定義に加え，男体山デイサイトを西棚倉層群の中部における緻密なデイサイト溶岩及びデイサイト火山砕屑岩から構成される地層と再定義する．

模式地　男体山山腹一帯の地域（神谷, 1969）．

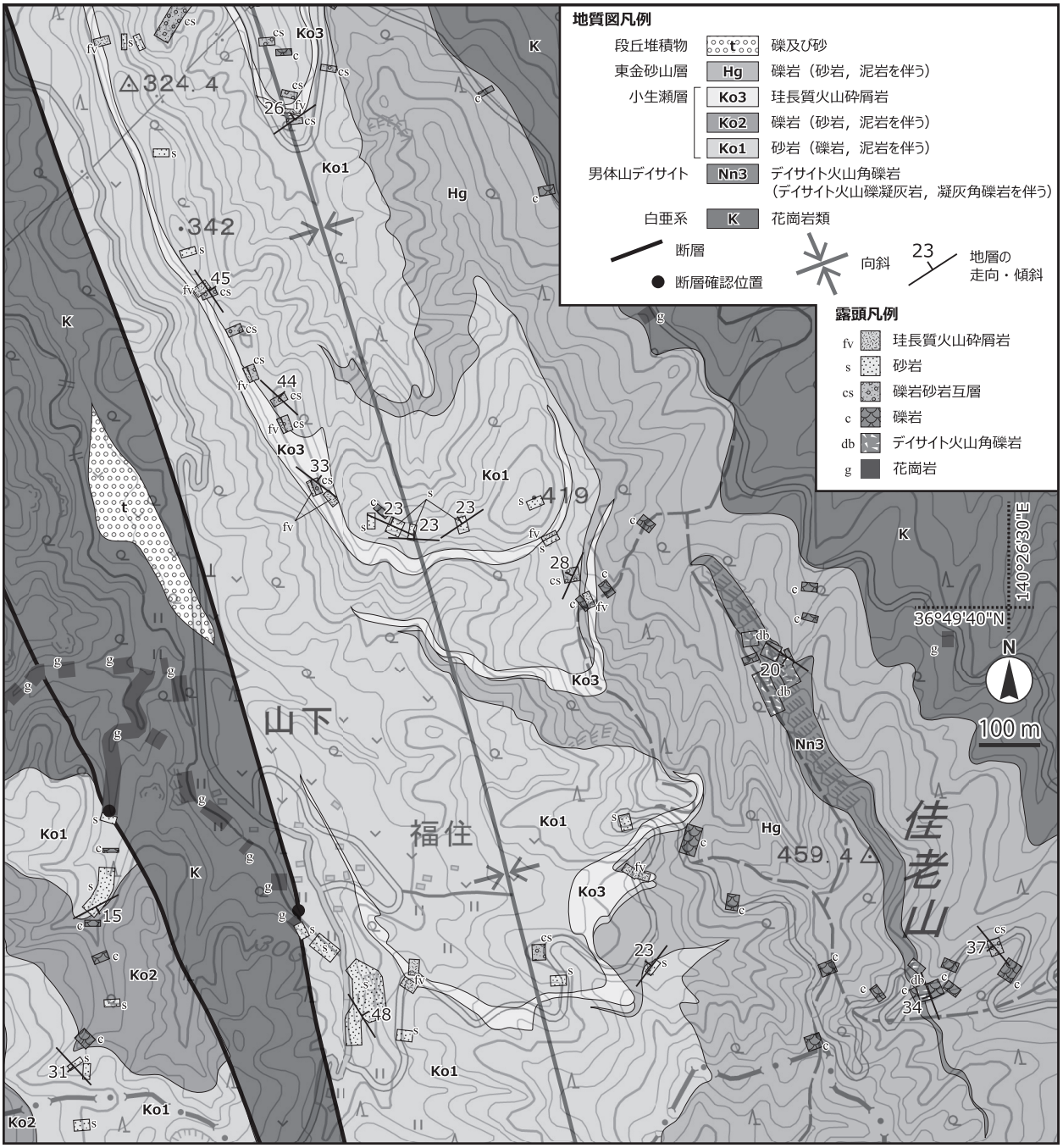
分布と地質構造　大子地域では棚倉破砕帯西縁断層を境にした東西両地域に分布する．断層西側では大子地域の北部から南部へかけて連続的に分布し，断層東側では大子地域北東部の佳老山周辺（第 6. 21 図）と東部の鍋足山周辺（第 6. 22 図）に分布する．

男体山デイサイトは成層構造に乏しいが，その地質構造は周囲の地層の地質構造からも推定することができる．局所的には地質図規模の断層によって地層の姿勢が乱れているものの，棚倉破砕帯西縁断層の西側に分布する男体山デイサイトには，大局的に見て向斜構造があると考えられる．すなわち，棚倉破砕帯西縁断層の西側に分布する男体山デイサイトの大半は北東～東北東方向に傾斜するが，断層近傍のものは大局的には西北西方向に傾斜する．棚倉破砕帯西縁断層に近いところほど高角傾斜になっている．一方の棚倉破砕帯西縁断層の東側に分布する男体山デイサイトについては，鍋足山周辺のものはほぼ水平か緩く西側に傾斜し，佳老山周辺のものは西南西方向に傾いた構造を示す．

層序関係　男体山デイサイトは大子地域北部～中央部にて下位の浅川層上部と，大子地域南部では苗代田層下部，小生瀬層下部，東金砂山層と指交関係にある．また，男体山デイサイトと風木ノ草層中部は同時異相の関係と考えられる．その理由は男体山デイサイトに一部指交する浅川層～苗代田層が，大子地域北部の浅川周辺では風木ノ草層とも指交するためである．棚倉破砕帯西縁断層の東側に分布する男体山デイサイトは，佳老山や鍋足山周辺にて東金砂山層中に挟在する．

層厚　層厚は模式地の男体山～篭岩（かごいわ）～明山（みょうやま）周辺で最も厚く約 900 mであり，その北方及び南方に向かって薄くなる．月居山（つきおれやま）周辺では約 200 mである．北方は大子地域北隣の大子町町付（まちつき）周辺，南方は大子地域南隣の常陸太田市赤土町（あかつちちょう）周辺にて，男体山デイサイトは尖滅する．

岩相　男体山デイサイトはデイサイト溶岩・貫入岩とデイサイト火山砕屑岩から構成される．本書ではそれらをデイサイトの塊状溶岩及び貫入岩（Nn1），角礫状の溶岩（Nn2），火山角礫岩主体の火山砕屑岩（Nn3）の 3 つに区分した．火山砕屑岩を構成する礫はデイサイト火山岩である．この火山岩礫とデイサイト溶岩は同質で，色調，斑晶鉱物の種類や量，サイズ，石基組織等に違いはない．Nn3 とNn2 は漸移的な岩相変化を示し，その区別が難しい場合がある．溶岩が破砕されたものの，ほぼその場で固結，定置したと判断されるものはNn2，破砕岩片が再移動，再堆積したと判断されるものはNn3 に区分した．火山砕屑岩のうち，基質が砂などの非火山性の砕屑物からなる岩相は，男体山デイサイトに含めず，浅川層や東金砂山層の礫岩に区分した．男体山デイサイトはSiO_2 量が 63～65 wt.%のデイサイトからなる（第 6. 3 表）．高橋ほか（1995）はその化学組成からアイスランダイト様とした．斑晶鉱物としては主に斜長石，直方輝石，単斜輝

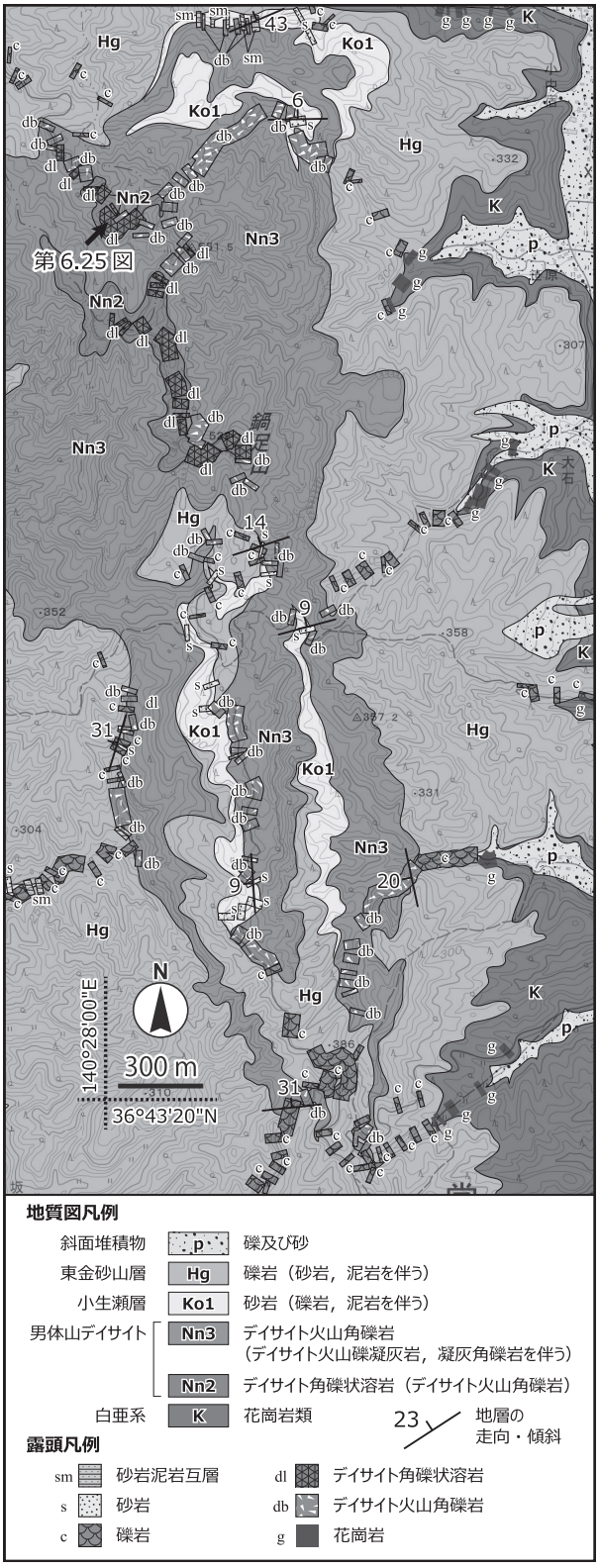


第 6. 21 図　大子地域北東部，佳老山周辺のルートマップ
背景の地形図は国土地理院の地理院タイルを使用．

石，不透明鉱物を含む．極少量のかんらん石斑晶も報告されている（周藤・八島, 1985）．斑晶は少なく，そのサイズは長径 1〜2 mm 程度と小さい．石基はガラス質，隠微晶質でガラスやシリカ鉱物，隠微晶質物質等から構成される．

(1) デイサイト塊状溶岩及び貫入岩 (Nn1)

Nn1 は男体山デイサイトの分布範囲に点在する．層序学的には男体山デイサイトの下部と上部に多く産する．男体山デイサイト下部の Nn1 は側方に連続し，月居山の南方〜長福山周辺〜大子町頃藤大円地〜常陸大宮市諸沢深串へかけて分布する．男体山デイサイト上部の Nn1 は点在し，山の頂や尾根に分布する場合が多い．具体的には月待の滝の南，大子町大生瀬真瀬久保，男体山の南東，常陸大宮市諸沢上山周辺，白木山〜高崎山，常陸太田市上高倉町杉の上周辺に分布する．上部の Nn1 は角礫状溶岩（Nn2）の中心部に分布する傾向がある．デイサ



第 6. 22 図　大子地域東部，鍋足山周辺のルートマップ
背景の地形図は国土地理院の地理院タイルを使用.

イト貫入岩は岩脈として男体山デイサイト中に貫入する．地質図には幅約 5 m以上の比較的大きな岩脈のみを描いた.

Nn1 はガラス質の緻密なデイサイト溶岩及び貫入岩である．柱状節理が発達する事が多い（第 6. 23 図a）．暗灰色を呈し，斑晶が小さく目立たないことから，暗灰色泥岩様の見掛けを示す．溶岩底面にはペペライトが認められることがある（第 6. 23 図b）.

［岩石記載］

単斜輝石直方輝石デイサイト（160111-2, 第 6. 24 図）

位置：36°40′20″N / 140°25′41″E

産状：溶岩

鏡下の特徴：ガラス質で斑晶が小さいことが特徴である．斑晶鉱物として，斜長石（自形～他形，長径＜ 0.5 mm），直方輝石（自形～他形，長径＜ 0.4 mm），単斜輝石（自形～他形，長径＜ 0.2 mm），苦鉄質鉱物の仮像（自形～他形，長径＜ 0.5 mm），不透明鉱物（＜径 0.1 mm）を含む．斑晶鉱物としては斜長石が多い．苦鉄質鉱物は粘土鉱物に置換されて仮像として認められるもの多い．石基は微細な斜長石，シリカ鉱物，不透明鉱物，ガラス等からなる．斑晶及び石基の斜長石は定向配列する.

(2) デイサイト角礫状溶岩（デイサイト火山角礫岩）（Nn2）

Nn2 は男体山デイサイトの中部～上部層準によく認められる．竜神川（りゅうじんがわ）周辺に広く分布するが，Nn1 同様に山の頂や尾根に点在して分布することが多い.

Nn2 の岩相はNn1 及びNn3 の岩相と漸移的で，特にNn3 との区別が難しい場合がある．Nn3 との主な違いはジグソーフィット構造の有無だが，その構造が不明瞭な岩相もある．Nn3 と比べて，Nn2 は基質がほとんど無く，このことも両者を区別する判断基準の一つである.

Nn2 は角礫状の節理が発達した溶岩と塊状の火山角礫岩から構成される（第 6. 23 図c）．Nn2 の溶岩には偽枕状溶岩に特徴的な節理がよく発達する．すなわち，多角形のブロックを形成する比較的大きな節理と，それにおおよそ直交する方向のブロック縁に認められる比較的小さな節理が発達する．火山角礫岩は原地性のハイアロクラスタイトで，その特徴は基質が少なく，ジグソーフィット構造が認められることである（第 6. 23 図d）．成層構造等は認められず，火山角礫岩を構成する岩片が再移動，再堆積した構造は無い．火山角礫岩を構成する礫は暗灰色の緻密なデイサイト角礫で，その角礫には放射状の節理や急冷縁が認められることがある．デイサイト火山岩礫はNn1 やNn2 の偽枕状溶岩と同質の火山岩である．火山角礫岩の基質はデイサイト火山岩礫の細粒物質から構成される.

鍋足山北方の林道ではドーム状に分布するNn2 が確認

第 6. 3 表　男体山デイサイトの主成分全岩化学組成データ

試料名	全岩化学組成（wt.%）											文献
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	total	
男体山デイサイト												
Nan1	65.16	0.69	16.11	6.02	0.02	0.83	5.09	3.65	2.43	0.00	100.00	1
Nan2	64.36	0.66	17.03	5.99	0.10	0.97	5.03	3.75	1.85	0.27	100.00	1
Nan3	63.99	0.69	16.74	6.62	0.13	1.29	4.97	3.53	1.77	0.28	100.00	1
Nan4	64.13	0.68	16.61	6.56	0.13	1.10	4.98	3.69	1.83	0.27	100.00	1
Nan5	63.58	0.70	16.44	7.02	0.15	1.07	5.04	3.68	2.06	0.25	100.00	1
Nan6	63.67	0.67	16.40	6.99	0.15	1.01	5.00	3.77	2.09	0.23	100.00	1
Nan7	64.27	0.74	16.79	5.93	0.14	1.05	5.24	3.68	1.88	0.27	100.00	1
Nan8	64.42	0.62	16.97	6.30	0.07	0.98	4.76	3.86	1.76	0.25	100.00	1
Nan9	63.92	0.58	16.78	6.70	0.11	1.14	4.80	3.75	1.98	0.23	100.00	1
Nan10	65.00	0.61	16.81	6.03	0.06	0.84	4.48	3.75	2.22	0.21	100.00	1
Nan11	65.41	0.76	17.56	4.90	0.06	0.69	5.05	3.08	2.23	0.27	100.00	1
No name	65.53	0.62	16.28	6.13	0.10	0.79	4.58	3.44	2.27	0.25	100.00	2

1: 田切ほか（2008）, 2: 田切ほか（2015）

できた．そのNn2には放射状かつ柱状節理様の節理とそれに垂直な比較的小さな節理が発達する（第 6. 25 図）．

(3) デイサイト火山角礫岩（デイサイト凝灰角礫岩, 火山礫凝灰岩を伴う）(Nn3)

Nn3 は男体山デイサイトの分布範囲全域に分布する岩相である．Nn2 の岩相から漸移する．Nn3 はNn2 と異なってジグソーフィット構造が発達せず，基質部が多い．

Nn3 はデイサイト火山角礫岩を主とし，デイサイト凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩を伴う．Nn1 やNn2 と同質の緻密なデイサイト火山岩礫とその細粒物質から構成される．火山岩礫は細礫～巨礫サイズまで様々で，そのほとんどが角礫～亜角礫である．火山岩礫には放射状の節理や，急冷縁が発達するものがある（第 6. 26 図a, b）．Nn3 は主に塊状の岩相を示すが，逆級化構造，級化構造，不明瞭な成層構造の発達する岩相もある（第 6. 26 図c, d）．淘汰は悪く，礫支持の岩相が多いが基質支持の岩相も稀にある．Nn3 は再堆積したハイアロクラスタイトである．

化石　男体山デイサイトの中にブロック状に取り込まれた泥岩から，巻貝類の *Phanerolepida expansilabrum* が報告されている（野田・菊地, 1980）．

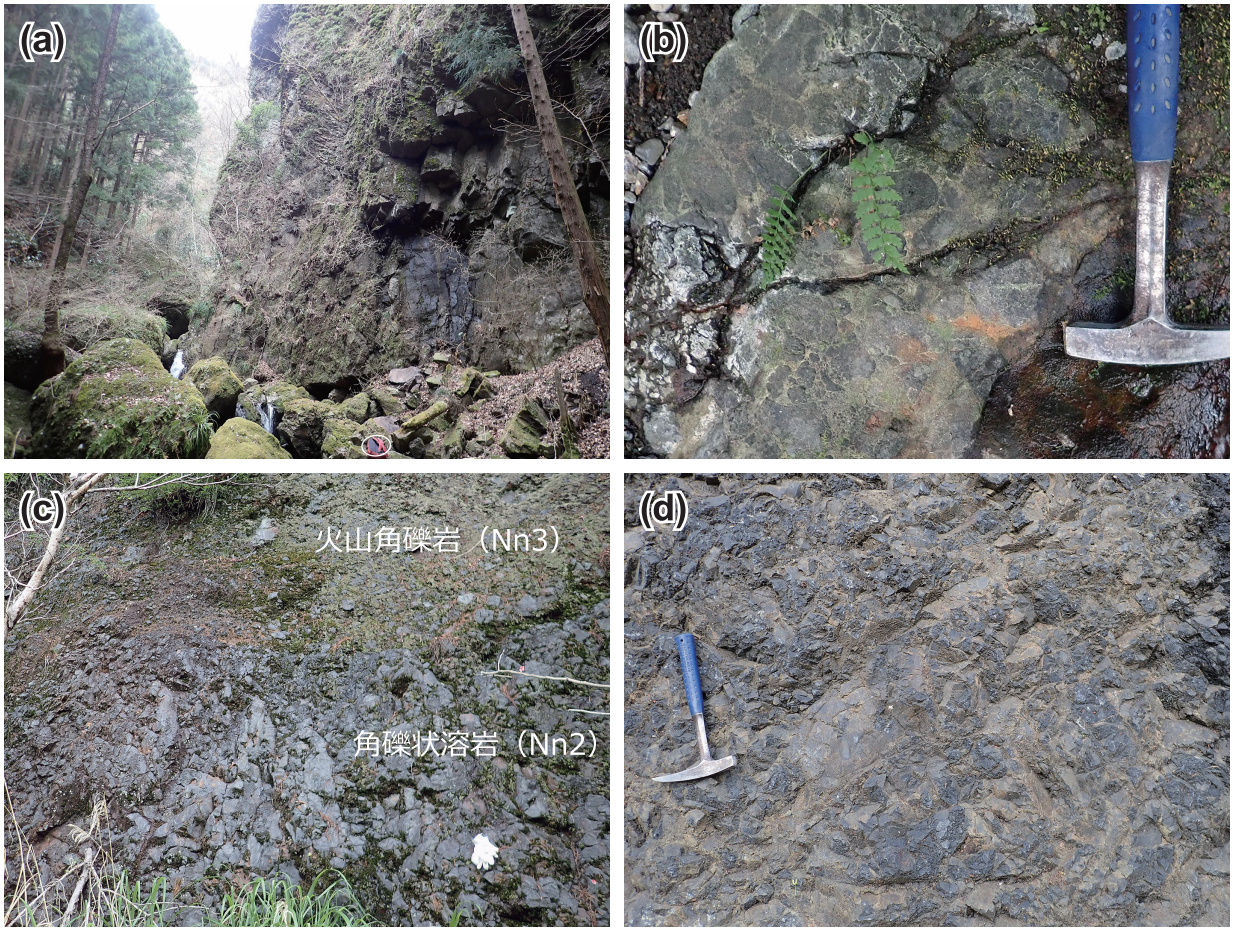
堆積環境　男体山デイサイトは海底火山の地層と考えられている（例えば, 細井ほか, 2017）．下位の浅川層上部は産出化石に基づいて内湾～エスチュアリー，男体山デイサイト直上の苗代田層（先行研究の百合平層は含まない）は波浪の影響を示す堆積構造が認められないことから，暴風時波浪限界水深よりも深い海底環境と考えられている（天野ほか, 2011）．当時の古水深を示す直接的な証拠は得られていない．しかし上下層が海成層であることから，男体山デイサイトの最大層厚の 900 m より深い古水深だったか，火山活動と同時期に堆積盆では 900 m 以上の沈降が生じたことが考えられる．男体山デイサイトには発泡した本質物質は認められない．そのため，男体山デイサイトは非爆発的な，溶岩を噴出するような噴火で形成されたと考えられる．男体山デイサイト中には海成泥岩をほとんど挟まないため，その火山活動は比較的短期間に生じたものと考えられる．またその海底火山は複数の火口を持つ複合火山に近い火山体であったと考察されている（細井ほか, 2017）．溶岩の産状（第 6. 25 図）から少なくとも火山体の一部はドーム状であった可能性が高い．

年代　男体山デイサイトの年代は以下の理由から，16.6 Ma頃と考えられる．男体山デイサイト直上の苗代田層最下部は逆帯磁で，そのすぐ上位は正帯磁である．この逆帯磁層はクロンC5Cr（17.154–16.637 Ma；Kochhann *et al.*, 2016）と考えられている（Hosoi *et al.*, 2023）．男体山デイサイトは短期間の火山活動で形成されたもののため，その年代はクロンC5Crの上限年代（16.637 Ma）付近と考えられる．デイサイト溶岩からは 12.5 ± 0.3 Ma と 12.7 ± 0.4 Ma の全岩K–Ar年代値が報告されているが（天野ほか, 2004；阿武隈山地岩石鉱物調査会, 2007），両者共に明らかに若い年代値のため，これらは変質等の何らかの影響によって若返った年代と判断される（Hosoi *et al.*, 2020）．

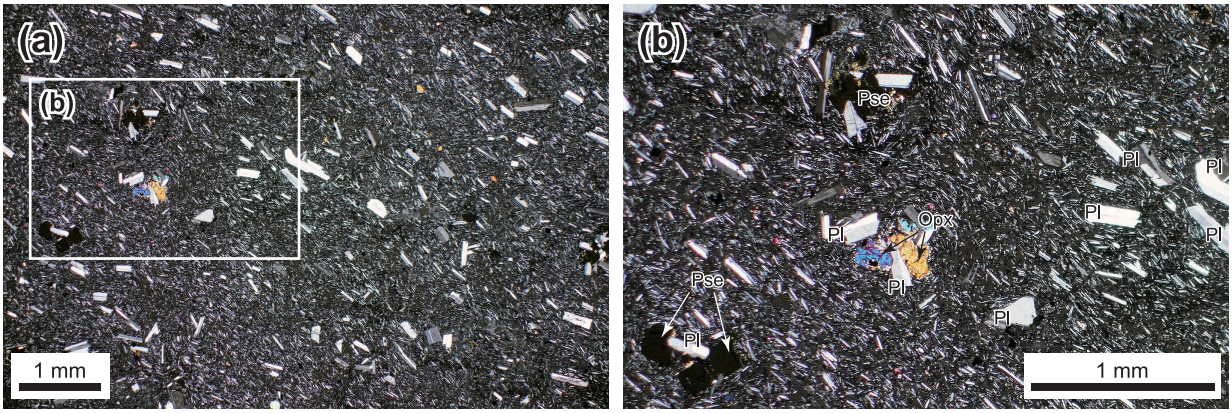
6. 3. 7　苗代田層 (Na1, Na2)

地層名　Kawada（1953）がMorikawa（1944）の層序区分を引用して用いたNawashiroda Formationに由来する．地層名の読み方について，大槻（1975）は“なえしろだ”層，天野・高橋（1984）は“なわしろだ”層としたが，本書では国土地理院の地名情報に従って“なわしろた”層とする．

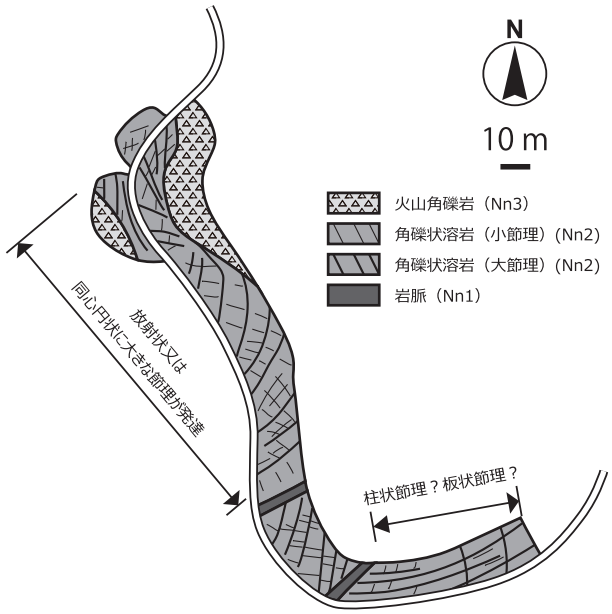
定義　大槻（1975）は大子町苗代田周辺に分布する泥岩主体層を苗代田層としたが，本書では大槻（1975）や天野（2008）による百合平層も苗代田層に含めた．その理由は 6.3.2 項に記したとおりである．それに伴い，苗代田層は男体山デイサイトを形成した火山活動以降の，西棚倉層群の中部を構成する海成の泥岩～細粒砂岩を主体とした地層と再定義する．



第 6. 23 図　男体山デイサイトの溶岩（Nn1 及び Nn2）の露頭写真
（a）岩相 Nn1 の柱状節理が発達した塊状溶岩（大子町佐中）．白丸はスケールのザックの位置．（b）岩相 Nn1 の塊状溶岩の下部に発達するペペライト（大子町大円地）．ジグソーフィット構造が認められ，基質部は泥岩からなる．（c）岩相 Nn2 の角礫状溶岩（常陸太田市持方）．側方（写真左側）で火山角礫岩（Nn3）に漸移し，上部は火山角礫岩に覆われる．（d）岩相 Nn2 のジグソーフィット構造の発達が顕著な角礫状溶岩（武生山北方の林道）．



第 6. 24 図　男体山デイサイトの溶岩（Nn1）の薄片写真
（a, b）岩相 Nn1 の溶岩．写真 b は写真 a の一部を拡大．いずれも単ポーラー．Pl：斜長石，Opx：直方輝石，Pse：苦鉄質鉱物の仮像．詳しい岩石記載は本文参照．



第 6. 25 図　角礫状溶岩（Nn2）の産状（鍋足山北方の林道）
Nn2 はドーム状に分布し，放射状の柱状節理様の大節理とそれに垂直な小節理が発達する．



第 6. 26 図　男体山デイサイトの火山砕屑岩（Nn3）の露頭写真
(a) 火山角礫岩の火山岩礫の断面（大子町真瀬久保）．急冷縁が発達し，礫の外縁部がガラス質になっている．(b) 火山角礫岩（常陸大宮市大久保）．放射状節理の発達する火山岩礫が認められる．(c) 級化構造が発達する火山角礫岩～凝灰岩（大子町真瀬久保の南方）．(d) 逆級化構造が発達する火山角礫岩～凝灰岩（大子町真瀬久保の北東方）．

苗代田層に対比されている大子地域南方の西染層や坂地層（例えば，阿久津，1952；大槻，1975），大子地域南東隣の常陸太田市竜黒磯周辺に分布する海成泥岩主体の龍黒磯泥岩部層（大槻，1975 による東金砂山層の部層の一つ）は，苗代田層に含めることができるかもしれない．

模式地　大槻（1975）は茨城県大子町小生瀬苗代田周辺とした．大槻（1975）より古い研究では模式地が設定されていないが，苗代田層は当初から苗代田周辺の地層に対して用いられていた．模式地の範囲を明確にするために，茨城県大子町小生瀬苗代田～立神の大野川沿いに変更する．この模式地は後述の小生瀬層及び内大野層の模式地に連続する．

分布と地質構造　大子地域北部から中央部やや東寄りの地域にかけて連続的に分布するほか，大子地域北西部，大子地域南東部にも分布する．これらの具体的な分布地は，八溝川～月待の滝～大子町小生瀬苗代田～小生瀬二斗蒔，大子町槙野地百合平周辺，大子地域南東部の常陸太田市天下野町岩ノ草周辺である．

大子地域北部～中央部の苗代田層は向斜褶曲の東西両翼に分布する．褶曲東翼では西～北西傾斜，西翼では東～北東傾斜である．大子地域北西部に分布する苗代田層はおおむね西北西傾斜である．

層序関係　苗代田層は下位の浅川層及び男体山デイサイトを整合に被覆し，苗代田層上部は男体山デイサイトにアバットする．すなわち，男体山デイサイトの層厚が急増する大子町小生瀬苗代田～小生瀬二斗蒔にかけて，アバットする．また，苗代田層は風木ノ草層の中部～上部，小生瀬層下部と指交関係にある．具体的には，大子地域北西部の大子町槙野地百合平周辺にて風木ノ草層と指交し（第 6. 17 図），大子町小生瀬入合周辺にて小生瀬層と指交する．苗代田層と東金砂山層の中部～上部は共に男体山デイサイトを被覆することから，両者は同時異相の関係と考えられる．

層厚　苗代田層の層厚は模式地周辺で約 250 m，大子地域北部の八溝川周辺で約 350 m，大子地域北西部の大子町槙野地百合平周辺では約 150 m である．

岩相　苗代田層は泥岩と砂岩を主体とした地層で，上位の小生瀬層や内大野層よりも細粒な砕屑岩から構成されることが特徴である．泥岩と砂岩の割合は場所によって異なり，模式地周辺では泥岩が主体だが，その北方では砂岩が多く挟まるようになる．その変化は漸移的なため，本書では砂岩及び泥岩（Na1）と一括した．苗代田層はこの砂岩及び泥岩（Na1）と，Na1 に挟在する珪長質火山砕屑岩（Na2）から構成される．

（1）砂岩及び泥岩（Na1）

苗代田層を特徴づける主要な岩相である．八溝川～月待の滝～大子町小生瀬苗代田（模式地）～小生瀬二斗蒔にかけて連続的に分布する．砂岩と泥岩はそれぞれが数 cm～十数 cm 程度の厚さで，互層し，平行層理がよく発達する（第 6. 27 図 a, b）．

Na1 を構成する砂岩は主に灰色～乳白色を呈する極細粒～中粒砂岩である．その岩相は塊状か，あるいは級化構造や平行層理，平行葉理の発達する岩相である．泥岩よりも節理の発達が乏しい．Na1 の泥岩は砂岩よりも濃い色の灰色～暗灰色を呈する．主に塊状泥岩だが不鮮明な葉理の認められる泥岩もある．風化が進んだ泥岩表面には細かい節理が多く発達する．泥岩には生痕化石が認められる（第 6. 27 図 c）．数 mm 程度の木片を含むことがある．浅川層上部の泥岩（As3）と比較すると，Na1 の泥岩は火山砕屑物をほとんど含まず，その色調は暗い．

大槻（1975）や天野（2008）が百合平層として区分した大子町槙野地百合平周辺の Na1 は，泥岩よりも砂岩主体の岩相である．また，ジュラ系堆積岩の角礫が砂岩や泥岩中に点在することがある（第 6. 27 図 d）．

（2）珪長質火山砕屑岩（Na2）

Na2 は Na1 に挟在する珪長質火山砕屑岩である．月待の滝から模式地の大子町小生瀬苗代田付近までほぼ連続して分布する．大槻（1975）は 2 層準の珪長質火山砕屑岩を示したが，本地質図では露頭で確認することができた 1 層準を記した．

Na2 は白色～薄緑色を呈する粗粒～細粒凝灰岩である．Na1 の砂岩や泥岩と比べるとやや硬質である．細粒凝灰岩は貝殻状断口様の割れ方をすることがある．塊状の岩相又は平行層理が発達する岩相を示す．

［岩石記載］

黒雲母凝灰岩（170221-2, 第 6. 28 図）

位置：36°47′56″N / 140°23′05″E

産状：凝灰岩

鏡下の特徴：主に軽石，ガラス，結晶から構成される．結晶としては石英（半自形～他形，径＜ 1 mm で 0.5 mm 未満が多い），斜長石（他形，径＜ 1 mm で 0.5 mm 未満が多い），黒雲母（径＜ 0.8 mm で 0.3 mm 前後が多い），不透明鉱物（径＜ 0.3 mm）を含む．岩片としては軽石と火山岩片を含み，これらはおおむね 0.5 mm 前後の大きさで揃っている．基質部はガラスと脱ガラス化したシリカ鉱物等の隠微晶物質から主に構成されている．

化石　苗代田層からはサメ類の椎骨化石（二階堂・菊池，1983）やチュウコシオリエビ属化石（安藤ほか，2019）のほか，*Ostrea*，*Propeamussium*，*Macoma*，*Yoldia* などの海棲軟体動物化石（芳賀，1970；三谷，1970；大槻，1975；天野ほか，1989；安藤ほか，2019）が報告されている．チュウコシオリエビ属化石と共に産した植物化石はウリノキ様絶滅植物の“*Alangium*” *aequalifolium* (Göppert) Kryshtofovich and Borsuk（矢部，2016）であり（安藤ほか，2019），この植物化石は下位の北田気層や浅川層からも産する（永戸，2008）．また，月居山東側の泥岩からは

Miogypsina kotoi Hanzawaや*Operculina complanate japonica* Hanzawa等の有孔虫化石が報告されている（Omori, 1958；芳賀, 1970；Matsumaru, 1973；大槻, 1975）．苗代田層の泥岩には生痕化石が認められる．苗代田層に対比できる可能性のある東金砂山層上部の龍黒磯泥岩部層（大槻, 1975）からは放散虫及び珪藻化石が報告されている（Koizumi, 1973；柳沢・細井, 2024）．

堆積環境　苗代田層は海成層で，その岩相と堆積構造から当時は大子地域の中央部ほど深く，北部ほど浅い海底環境であったと考えられている（天野ほか, 2011）．具体的には，大子地域北西部～北部の大子町槙野地百合平や町付付近は内湾～エスチュアリー，大子地域中央部付近の模式地周辺は暴風時波浪限界水深よりも深い海底環境と考えられている（天野ほか, 2011）．

年代　苗代田層の年代は以下に記す根拠から，約 16.6–16.3 Maである．苗代田層の珪長質火山砕屑岩（Na2）からは 16.2 ± 0.6 Maと 17.4 ± 0.9 Ma（2σ）のジルコン ^{238}U–^{206}Pb 年代値，17.4 ± 2.7 Ma（2σ）のジルコンFT年代値が報告されている（Hosoi *et al.*, 2020）．また，大型有孔虫化石の*Miogypsina*や*Operculina*は，古くからBlow（1969）のN8–9帯（16.38–14.24 Ma；Wade *et al.*, 2011）に対比されている．これらの年代を踏まえた古地磁気層序学的研究によると，苗代田層はおおむねクロンC5Cn.3n–C5Cn.1r（16.637–16.261 Ma；Kochhann *et al.*, 2016）に相当する（Hosoi *et al.*, 2023）．なお，苗代田層に対比できる可能性のある東金砂山層の龍黒磯泥岩部層（大槻, 1975）からは，NPD3A帯上部（区間NPD3A2）からNPD4A帯（区間NPD4A2）の珪藻化石が得られており，その年代は約 16.7–15.6 Maである（柳沢・細井, 2024）．

6.3.8　小生瀬層（Ko1, Ko2, Ko3）

地層名　大森ほか（1953）による．

定義　大槻（1975）は下位の苗代田層を被覆する砂岩礫岩層を小生瀬層とした．本書では小生瀬層を含む西棚倉層群の層序改訂に合わせて，小生瀬層の定義を詳細化し，西棚倉層群の上部を構成する海成の砂岩と礫岩を主体とした地層とする．男体山デイサイトの分布地域では男体山デイサイトの上位の地層に相当する．6.3.2 項に記した理由により，本書では大槻（1975）の桶内（おけうち）砂岩部層や細崎（ほそざき）砂岩部層，天野（2008）の桶内層を小生瀬層に含める．小生瀬層に対比されている大子地域南方の大門（おおかど）層や瑞龍（ずいりゅう）層（例えば，大森ほか, 1953；大槻, 1975；天野, 2008）等は，小生瀬層に区分できる可能性がある．

模式地　大槻（1975）は茨城県大子町小生瀬苗代田より根本（ねもと）を経て，内大野に至る川沿いを模式地とした．本書では模式地の範囲をより明確にするため，小生瀬層の模式地を大子町内大野軍兵六（ぐんぺろく）～堀之内（ほりのうち）の大野川沿いに変更する．この新しい模式地は苗代田層及び内大野層の模式地と連続する．

分布と地質構造　小生瀬層は大子地域中央寄りの北東部に広く分布するほか，大子地域東部～南東部にも点在する．小生瀬層は褶曲構造等によって走向・傾斜が不揃いである．すなわち，棚倉破砕帯西縁断層周辺には背斜及び向斜構造が，高見山（たかみやま）の東側の大野川周辺にはドーム構造の中心部があり，小生瀬層はこれらの構造に参加している．小生瀬層の傾斜は全体的には 10～20°程度だが，棚倉破砕帯西縁断層近傍では 40° 以上である．上記の褶曲構造については 6.3.12 項に記す．

層序関係　小生瀬層下部は苗代田層及び男体山デイサイトと，小生瀬層全体は東金砂山層上部と指交関係にある．それぞれ具体的には，大子町小生瀬入合周辺にて苗代田層と指交し，大子地域南東部の武生山（たきゅうやま）～竜神（りゅうじん）ダム～常陸太田市天下野町岩ノ草周辺では男体山デイサイトと指交する．佳老山の南～西～北西部では東金砂山層と指交する（第 6. 21 図）．大子地域北隣の地域にて，風木ノ草層が下位の苗代田層（従来の百合平層, 天野, 2008 など）を被覆するため（大槻, 1975），小生瀬層と風木ノ草層は同時異相と考えられる．

層厚　層厚は模式地で約 350 mである．棚倉破砕帯西縁断層の東側に分布する小生瀬層の層厚は，向斜の底線に沿って求めると約 3,000 mに達するが，向斜の東翼部の東金砂山層～向斜底線の区間で求めると，桶内周辺で約 550 m，佳老山北西部では数十m程度である．

岩相　小生瀬層は主に砂岩と礫岩から構成され，下位の苗代田層よりも粗粒な砕屑岩からなる．本書では小生瀬層の岩相を砂岩主体の岩相（Ko1）と礫岩主体の岩相（Ko2），これらに挟在する珪長質凝灰岩（Ko3）の 3 つに区分した．

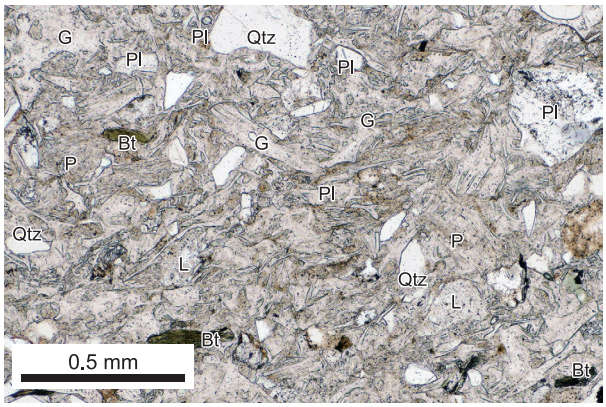
小生瀬層の礫岩と東金砂山層及び風木ノ草層の礫岩の区別は，礫岩の側方連続性及び礫岩の礫種，円磨度を考慮して判断した．小生瀬層に区分した礫岩は東金砂山層や風木ノ草層の礫岩から連続せず，ジュラ系起源の硬質砂岩と泥岩及び白亜系起源の深成岩の礫が混在した円礫～亜円礫岩である．一方，東金砂山層や風木ノ草層の礫岩は，それぞれ隣接する基盤と同質の礫のみから構成される．また，風木ノ草層の礫岩は小生瀬層の礫岩よりも角張った礫から構成される．

（1）砂岩（礫岩, 泥岩を伴う）（Ko1）

小生瀬層の主たる岩相で，小生瀬層分布範囲の全域に分布する．Ko1 は中粒～極粗粒砂岩を主体とし，泥岩～細粒砂岩，礫岩を伴う（第 6. 29 図a）．平行層理と斜交層理がよく発達し，チャネル状の斜交層理など，比較的大型の斜交層理（厚さ数m以上）も認められる（第 6. 29 図a, b）．級化構造も認められ，平行層理や斜交層理の発達する岩相と共にタービダイトの堆積構造を示すものもある（第 6. 29 図c）．細粒な砂岩や泥岩はねじり鎌で削ることが可能な程度の固結度で，礫岩はそれよりも硬い．そのため，Ko1 より礫岩主体のKo2 の方が硬い傾向にある．



第 6. 27 図　苗代田層の露頭写真
(a) 岩相Na1 の平行層理がよく発達する砂岩泥岩互層 (大子町町井). 白丸はスケールのザックの位置. (b) 岩相Na1 の砂岩泥岩互層 (大子町百合平). 百合平層として区分されていた岩相である. (c) 岩相Na1 の泥岩 (大子町町井). 層理面上に生痕化石が認められる. (d) ジュラ系の砂岩や泥岩の角礫 (j) を含む岩相Na1 の砂岩泥岩互層 (大子町百合平).

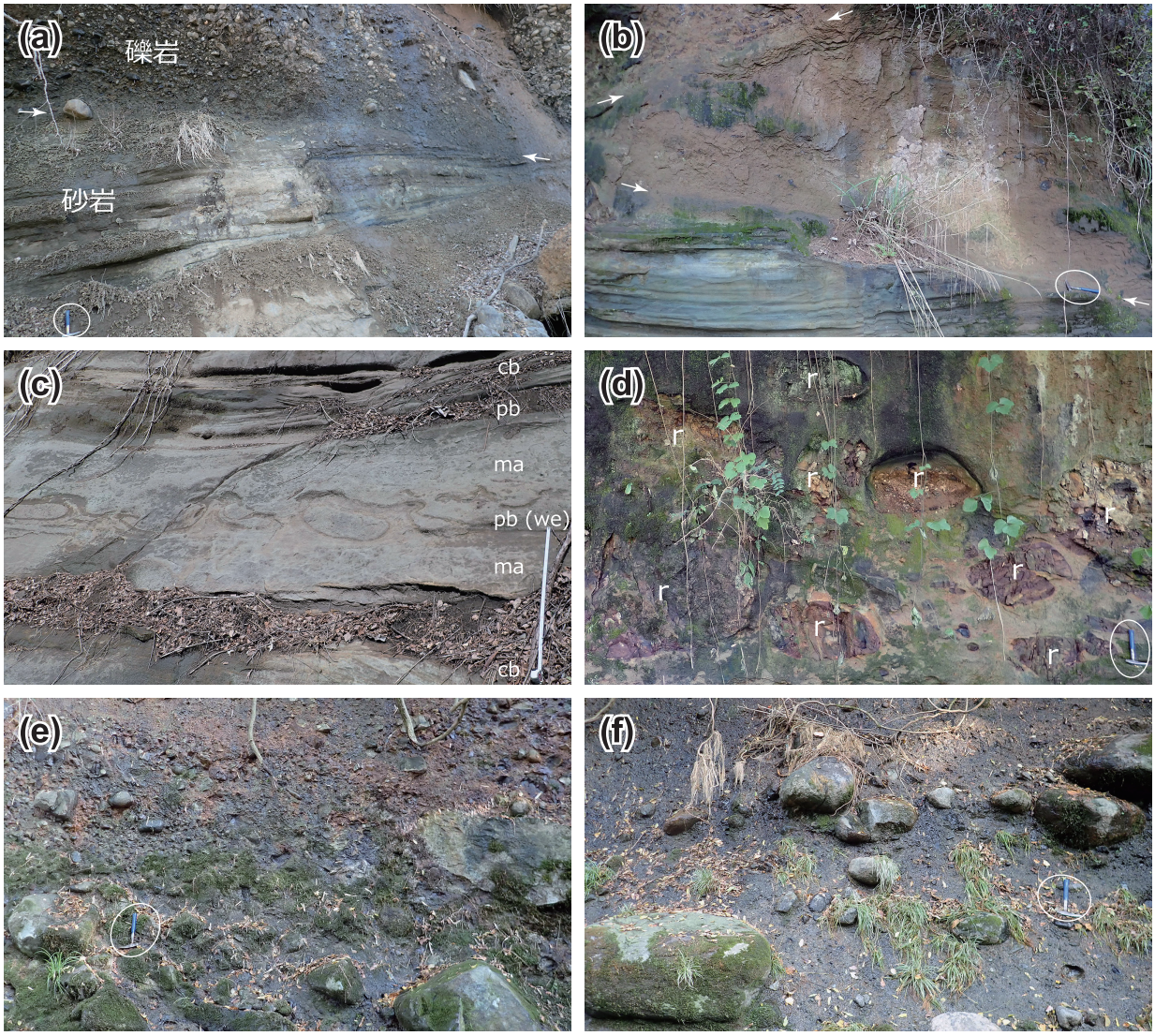


第 6. 28 図　苗代田層の凝灰岩 (Na2) の薄片写真
単ポーラー. Qtz：石英, Pl：斜長石, Bt：黒雲母, P：軽石片, L：石質岩片, G：ガラス. 詳しい岩石記載は本文参照.

鍋足山の北方, 猪ノ鼻峠の南西部には泥岩主体の岩相が僅かに分布するが, これらもKo1 に含めた.

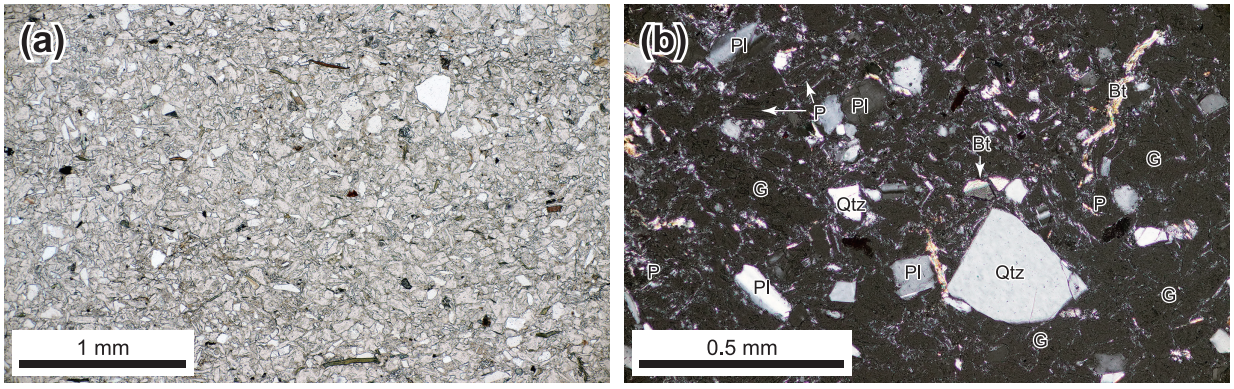
Ko1 を構成する砂岩は薄灰色～若干黄色味を帯びた灰色を呈する. 細粒な砂岩ほど暗く, 粗粒な砂岩ほど明るい色調を示す. Ko1 は塊状の砂岩, あるいは平行層理や斜交層理の発達する砂岩で, 稀に脱水構造も認められる (第 6. 29 図c). 比較的粗粒な砂岩は, 極細粒～細粒砂岩や泥岩の偽礫を含むことが多い (第 6. 29 図d). 砂岩は全体的に石英や長石を多く含む. 特に東側に分布する砂岩ほどその含有量が多くなる傾向にあり, アルコース質砂岩になる.

Ko1 の礫岩は砂岩に挟在する細礫～巨礫岩で, 礫支持礫岩と基質支持礫岩の両方が存在する. 両者を比較すると, 礫支持礫岩の方が基質支持礫岩よりも多い. 主に塊状の礫岩だが, 逆級化や級化構造の認められる礫岩もある. 礫岩を構成する礫は, ジュラ系起源の硬質砂岩や泥岩, 白亜系起源の深成岩, 新第三系の泥岩偽礫である.



第 6. 29 図　小生瀬層の露頭写真

(a) 岩相Ko1 の砂岩及び礫岩 (大子町下組). 平行層理の発達する砂岩を削って礫岩が砂岩を被覆する (矢印). 白丸はスケールのハンマーの位置. (b) 岩相Ko1 の砂岩 (大子町小生瀬). 大型の斜交層理が発達し, 下位の砂岩を削り込む (矢印). 中礫～大礫サイズの偽礫を含む. 白丸はスケールのハンマーの位置. (c) 岩相Ko1 の砂岩 (大子町大生瀬). 塊状部 (ma), 平行層理部 (pb), 斜交層理部 (cb) が交互に発達する. 脱水構造 (we) が発達する. (d) 岩相Ko1 の塊状砂岩 (大子町小生瀬). 巨礫サイズの泥岩の偽礫 (r) が多く含まれている. 白丸はスケールのハンマーの位置. (e) 岩相Ko2 の級化構造が発達する礫支持礫岩 (大子町下谷沢). 白丸はスケールのハンマーの位置. (f) 岩相Ko2 の基質支持礫岩 (大子町下谷沢). 白丸はスケールのハンマーの位置.



これらの礫は主に円礫～亜円礫である．小生瀬層の礫岩は層厚1 m程度のものから十数m以上のものまであるが，砂岩に挟在する層厚 1 m前後かそれ未満の礫岩はKo1 に区分した．Ko1 の泥岩は暗灰色を呈し，稀に砂岩に挟在する．塊状泥岩又は不明瞭な平行葉理の認められる泥岩である．その層厚は数cm程度のものが多いが，数十cm以上のものもある．

(2) 礫岩 (砂岩, 泥岩を伴う) (Ko2)

Ko2 はKo1 より分布が少ないものの，Ko1 と同様に小生瀬層の構成する主要な岩相である．主に大子地域北部～中央部東側に分布する．小生瀬層の礫岩のうち，主に層厚十数m以上の礫岩を主体とする岩相をKo2 として区分した．

Ko2 は礫岩を主体とし，砂岩や泥岩を伴う．Ko2 の礫岩は細礫～巨礫岩で，礫支持礫岩と基質支持礫岩の両方がある（第 6. 29 図e, f）．淘汰は基質支持礫岩よりも礫支持礫岩の方が良い．主に塊状の礫岩だが，逆級化や級化構造，不明瞭な成層構造が認められる礫岩もある．礫岩を構成する礫は主に円礫～亜円礫だが，大子地域北部の下野宮（しものみや）駅北方周辺の礫岩は亜角礫～角礫から構成される．礫種は主に基盤のジュラ系起源と考えられる硬質砂岩や泥岩の礫，白亜系起源と考えられる深成岩の礫である．Ko2 に伴う砂岩や泥岩はKo1 と同様の岩相を示す．Ko2 はKo1 よりも硬い傾向にあるため，ケスタ地形を形成している．

(3) 珪長質火山砕屑岩 (Ko3)

Ko3 は小生瀬層のKo1 及びKo2 中に数層準挟まる珪長質火山砕屑岩である．棚倉破砕帯西縁断層の東西両地域に分布する．棚倉破砕帯西縁断層の西側では高見山東側の大野川周辺にて少なくとも 2 層準確認できるほか，大子町小生瀬入合周辺にも分布する．棚倉破砕帯西縁断層の東側では佳老山の西～北西部で少なくとも 5 層準分のKo3 が認められる．

Ko3 の大半は白色～薄緑色を呈する塊状の火山砕屑岩である．凝灰岩が主体で，一部は軽石火山礫凝灰岩である．Ko3 の直下又は直上の岩相は珪長質火山砕屑物を含むことがある．Ko3 はKo1 の砂岩と比べると硬質で，特に細粒凝灰岩は硬い傾向にあり，貝殻状断口様の割れ方をすることがある．

[岩石記載]

黒雲母凝灰岩（200327-1, 第 6. 30 図）

位置：36°45′54″N / 140°26′50″E

産状：凝灰岩

鏡下の特徴：軽石と結晶，ガラスを主体とし，特にガラスが多い．基質部は少なく，砂岩様である．結晶としては石英（半自形～他形で主に他形，径＜ 0.3 mm），斜長石（半自形～他形で主に他形, 径＜ 0.3 mm），黒雲母（径＜ 0.4 mm），不透明鉱物（径＜ 0.1 mm）を含む．結晶の大半は破断された形状を示す．岩片としては軽石が主体で，緻密な火山岩片を僅かに含む．基質部は微細なシリカ鉱物，隠微晶質物質からなる．

（←p. 78）

第 6. 30 図　小生瀬層の凝灰岩（Ko3）の薄片写真
（a）低倍率, 単ポーラー．（b）高倍率, 直交ポーラー．
Qtz：石英，Pl：斜長石，Bt：黒雲母，P：軽石片，G：ガラス．詳しい岩石記載は本文参照．

化石　天野ほか（1989）によって貝化石を稀に産することが報告されているが，その詳細については触れられていない．

堆積環境　小生瀬層は，その下位層と上位層が共に海成層であり，それらとは整合な関係にある．小生瀬層の岩相にはタービダイトの堆積構造や（第 6. 29 図c），大型の斜交層理，礫岩による下位層の削り込みの構造（第 6. 29 図a, b）が認められる．また，多量の偽礫を含む砂岩がある（第 6. 29 図d）．これらは海底チャネルが発達していた可能性を示唆する．当時は暴風時波浪限界水深よりも深い海底環境であり，海底扇状地が発達していたと推定されている（天野ほか, 2011）．

年代　以下の根拠により，小生瀬層の堆積年代は約16.6–15.9 Maと考えられる．小生瀬層からは正帯磁と逆帯磁の古地磁気極性が得られている．小生瀬層下部は苗代田層と指交するため，小生瀬層の下限の年代を苗代田層の下限年代と見なすと，その年代は約 16.6 Maである（Hosoi *et al.*, 2023）．上位の内大野層の凝灰岩からは 15.4 ± 0.5 Ma（2σ）のジルコン ^{238}U–^{206}Pb年代値が得られており（Hosoi *et al.*, 2023），内大野層に対比される源氏川（げんじがわ）層の年代は珪藻化石から 15.9–15.4 Maである（Maruyama, 1984；天野, 2008；柳沢・細井, 2024）．小生瀬層の上限年代を内大野層の下限年代と見なすと, 15.9 Maと考えられる．

6. 3. 9　内大野層 (Uc1, Uc2, Uc3)

地層名　大槻（1975）による．

定義　内大野層は小生瀬層を整合に被覆する中粒砂岩と細粒砂岩の薄層からなる地層とされた（大槻, 1975）．本書では西棚倉層群全体の層序改訂に合わせて，次のとおり内大野層の定義をより詳細化する．内大野層は西棚倉層群の最上部を構成し，泥岩～極細粒砂岩の薄層を挟在する砂岩を主体とした海成層とする．内大野層に対比されている源氏川層（例えば, 大森ほか, 1953；大槻, 1975；天野，2008）は内大野層に含めることができる可能性がある．

模式地　大槻（1975）は茨城県大子町内大野より外大野（そとおおの）に至る道路沿いを模式地としたが，道路沿いは地層の露出が良くない．そのため，模式地を大子町内大野堀之内～外大野農（のう）の大野川沿いに変更する．この模式地は前述

の苗代田層及び小生瀬層の模式地に連続する．

分布と地質構造　内大野層は棚倉破砕帯西縁断層の西側，茨城県大子町外大野～内大野～高柴（たかしば）周辺の大子地域中央寄り北東部に分布する．内大野層は棚倉破砕帯西縁断層の近傍を除いて，全体的に 10° 程度かそれ未満の傾斜である．東西断面で見ると緩やかに波打っており，これは棚倉破砕帯西縁断層の走向とほぼ同一方向の背斜及び向斜構造による．この褶曲構造については 6.3.12 項に記す．小生瀬層同様，棚倉破砕帯西縁断層近傍の内大野層は傾斜が 40° 以上になる．

層序関係　内大野層は小生瀬層を整合に被覆する．

層厚　約 150～200 m である．

岩相　内大野層は小生瀬層の岩相と類似するが，泥岩～極細粒砂岩の細粒砕屑岩の薄層を多く挟在する点で小生瀬層とは異なる．本書では内大野層の岩相を，砂岩と泥岩薄層を主体とした岩相（Uc1），礫岩主体の岩相（Uc2），珪長質凝灰岩（Uc3）に区分した．

（1）砂岩優勢砂岩泥岩互層（礫岩を伴う）（Uc1）

内大野層の主体をなす岩相で，内大野層分布範囲の全域に分布する．泥岩～極細粒砂岩の薄層を挟在する砂岩を主とし，稀に礫岩を伴う．

Uc1 の細粒～極粗粒砂岩は薄灰色～若干黄色味を帯びた灰色を呈す．このうち，中粒～極粗粒砂岩は主に塊状砂岩で，1 枚の層厚が数 m 以上の岩相が多い．細粒～中粒砂岩は泥岩と互層し，平行層理や平行葉理，リップル葉理が認められることがある（第 6. 31 図a, b）．小生瀬層の砂岩と同様，全体的に石英や長石を多く含む．Uc1 の泥岩～極細粒砂岩は暗灰色を呈し，主に厚さ 1 m 未満の薄層として細粒～粗粒砂岩中に挟在する．不規則な成層構造が発達することや，比較的粗粒な砂岩と共にレンズ葉理が発達することがある（第 6. 31 図c, d, e）．Uc1 の礫岩は Uc2 と同じ岩相で，砂岩泥岩互層中に挟在する層厚数 m 未満の礫岩は Uc1 に区分した．礫岩の詳細は Uc2 の岩相記載に記す．

（2）礫岩（砂岩, 泥岩を伴う）（Uc2）

Uc2 は砂岩や泥岩を伴った礫岩で，Uc1 に挟在する．小生瀬層に指交する東金砂山層の礫岩（Hg）とほぼ同じ岩相だが，Uc2 は棚倉破砕帯西縁断層の西側にのみ分布し，Hg と連続しないため，東金砂山層に区分しなかった．Uc2 は主に内大野層分布範囲の山頂付近に分布する．下位から順に，大子町高柴宮平（みやだいら）周辺に 1 層準，外大野の山頂付近に 2 層準の少なくとも 3 層準分の Uc2 が認められる．

Uc2 の礫岩は細礫～巨礫岩で，礫支持礫岩と基質支持礫岩の両方がある．主に塊状で淘汰は余り良くない．礫岩は主に円礫～亜円礫の，白亜系起源と考えられる深成岩礫から構成される．層厚数 m 以上の礫岩を Uc2 に区分した．Uc2 に伴う砂岩や泥岩は Uc1 の岩相と同じで，その岩相については Uc1 に記したとおりである．

（3）珪長質凝灰岩（Uc3）

大子町内大野の山頂付近に僅かに分布する岩相である．Uc2 の礫岩の下位にのみ確認でき，砂岩，礫岩中に挟在する．白色～薄灰色を呈する塊状の粗粒凝灰岩で，軽石や緻密な岩片は認められず，1 mm 未満の黒雲母が多く含まれている．岩相境界付近の砂岩や礫岩には珪長質火山砕屑物が含まれている．Uc3 の岩相そのものと，後述の年代測定試料中に外来ジルコン結晶が多量に含まれていたこと（Hosoi *et al.*, 2023）を踏まえると，Uc3 は降下火砕物等の初生的な凝灰岩ではなく再堆積した凝灰岩である可能性が高い．

［岩石記載］

普通角閃石含有黒雲母凝灰岩（191208-2, 第 6. 32 図）

位置：36°47′34″N / 140°25′34″E

産状：凝灰岩

鏡下の特徴：主に結晶と軽石，ガラスからなる．岩片は軽石のみである．結晶としては石英（他形, 主に径 0.2 mm 前後），斜長石（他形, 主に径 0.2 mm 前後），黒雲母（径＜ 0.4 mm, 0.1 mm 前後が多い），不透明鉱物（径＜ 0.2 mm）を含み，薄片中に 1 粒子のみ普通角閃石（半自形, 長径 0.2 mm）が認められた．基質部は主にガラス，軽石片，脱ガラス化による隠微晶物質からなる．ほかの凝灰岩試料と比べて，ジルコンが多く含まれている．

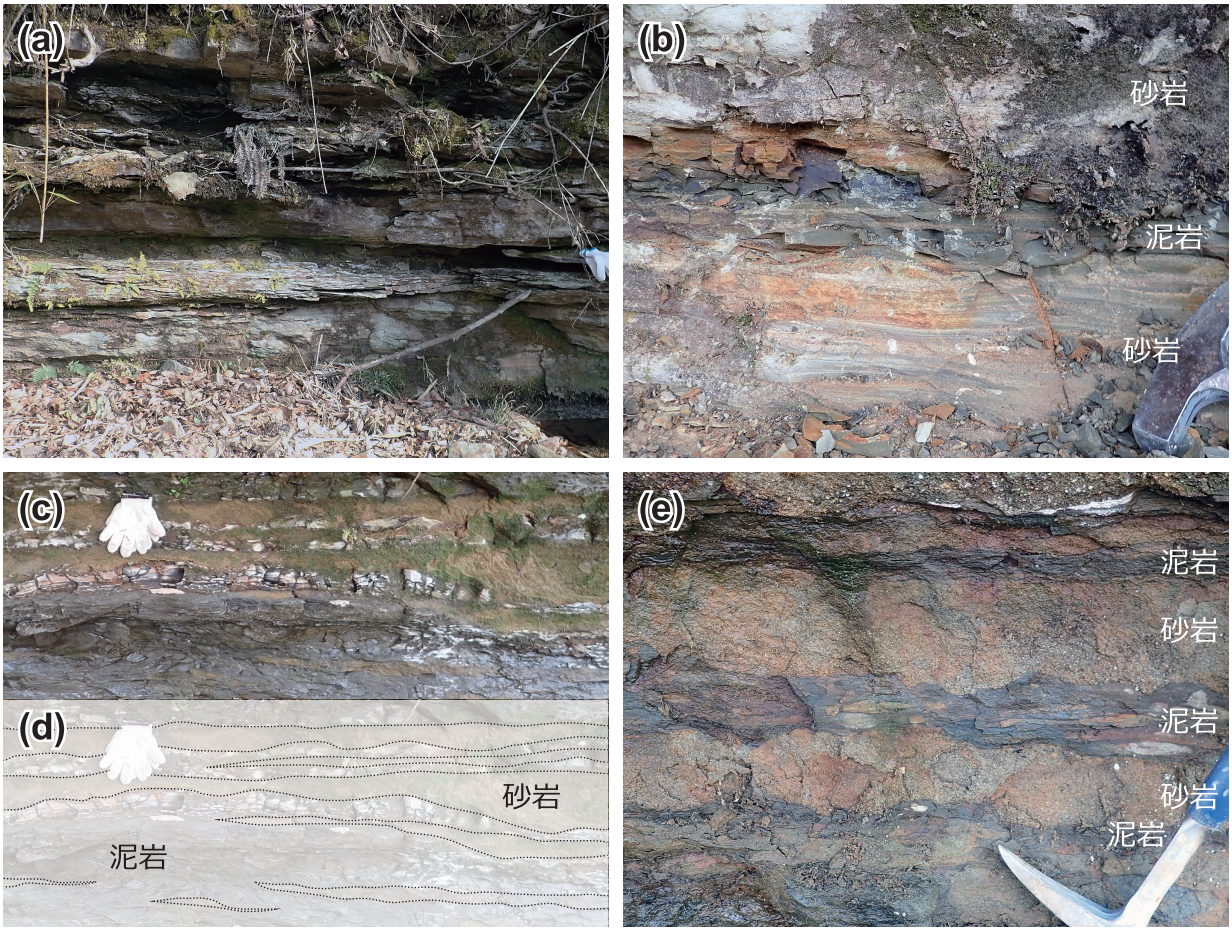
化石　内大野層の泥岩からは *Sphenolithus heteromorphus* 等の石灰質ナノ化石が（宇都宮・細井, 2023），粗粒砂岩からはフナクイ虫の生痕化石が報告されている（天野ほか, 2011）．

堆積環境　石灰質ナノ化石を産するため，内大野層は海成層と考えられる．リップル葉理やレンズ層理がしばしば認められることから，その環境としては暴風時波浪限界水深よりも浅い浅海や干潟等が考えられ，天野ほか（2011）も同様の考察をしている．

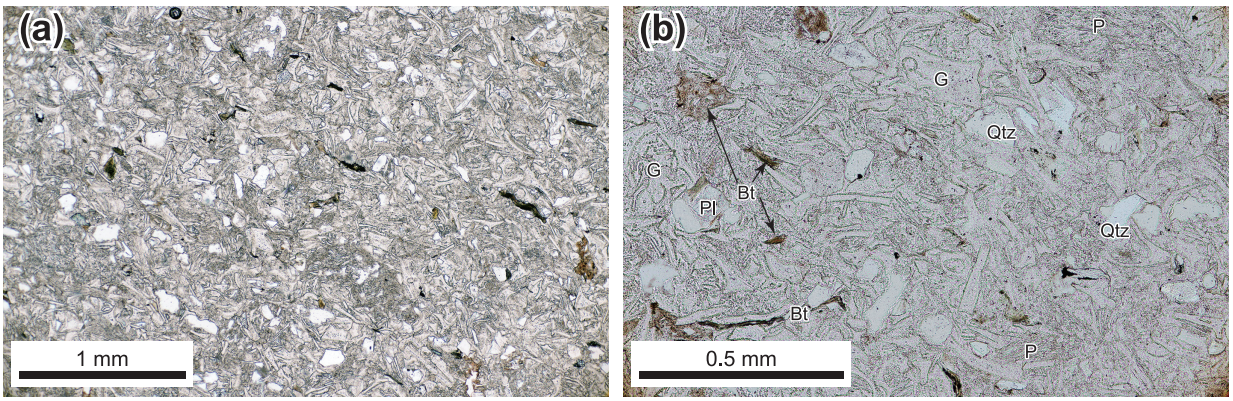
年代　内大野層の年代は約 15.9–15.3 Ma と考えられる．内大野層に対比される源氏川層の年代は珪藻化石から 15.9–15.4 Ma である（Maruyama, 1984；天野, 2008；柳沢・細井, 2024）．内大野層の珪長質凝灰岩（Uc3）のジルコン ^{238}U–^{206}Pb 年代は 15.4 ± 0.5 Ma（2σ）である（Hosoi *et al.*, 2023）．内大野層下部は逆帯磁の古地磁気極性であり，その時期は下位の苗代田層の古地磁気極性も踏まえるとクロン C5Br（15.994–15.186 Ma；Kochhann *et al.*, 2016）に相当する（Hosoi *et al.*, 2023）．西棚倉層群の上限が関東周辺に認められる広域的な不整合に相当すると見なすと，内大野層の上限年代は庭谷（にわや）不整合の約 15.3 Ma（高橋・柳沢, 2004）である．

6. 3. 10　風木ノ草層（Fu）

地層名　Omori（1958）の Kazekinokusa Breccia に由来す



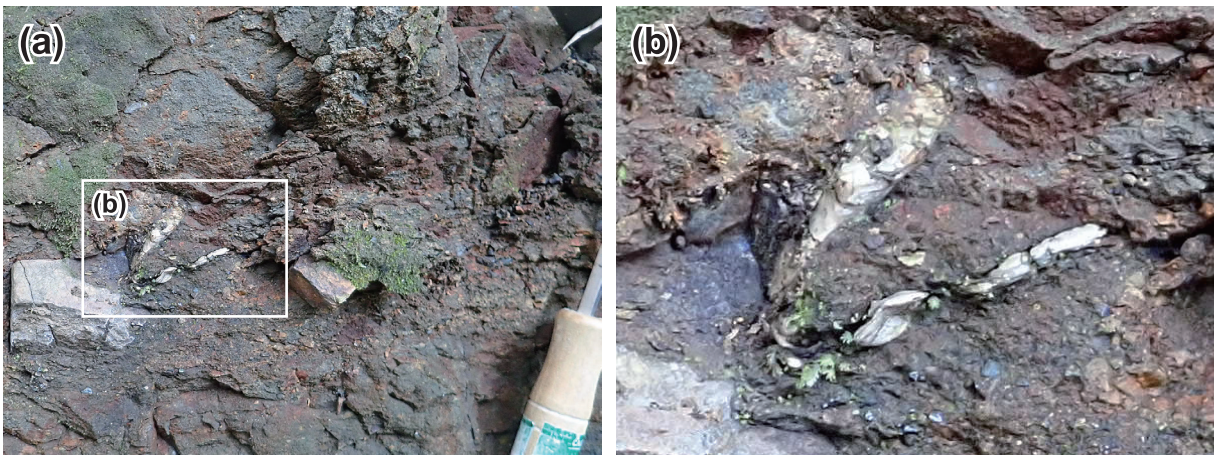
第 6. 31 図　内大野層の砂岩泥岩互層（Uc1）の露頭写真
（a）砂岩泥岩互層（大子町八切）．露頭の凸部が砂岩，凹部が泥岩に対応する．（b）砂岩泥岩互層の拡大写真．砂岩にはリップル葉理が発達する．（c, d）不規則な成層構造が発達する砂岩泥岩互層の露頭写真とその岩相境界線（大子町矢倉）．（e）不規則な成層構造が発達する砂岩泥岩互層（大野川）．写真中央の泥岩部には砂岩のレンズ（レンズ状葉理）が認められる．



第 6. 32 図　内大野層の珪長質凝灰岩（Uc3）の薄片写真
（a）低倍率，単ポーラー．（b）高倍率，単ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Bt：黒雲母，P：軽石片，G：ガラス．詳しい岩石記載は本文参照．



第 6. 33 図　風木ノ草層の礫岩（Fu）の露頭写真
礫岩の礫はジュラ系起源の砂岩や泥岩の角礫である．(a) 北田気層に指交する層準の礫支持礫岩（大子町大沢口）．(b) 浅川層に指交する層準の礫支持礫岩（大子町四道（しどう））．(c) 浅川層に指交する層準の基質支持礫岩（田野沢川）．(d) 苗代田層に指交する層準の成層構造が発達する礫岩及び砂岩（大子町槙野地）．



第 6. 34 図　風木ノ草層中のカキ類化石の写真（大子町槙野地）
(a, b) 粗粒～極粗粒砂岩中のカキ類化石．写真 b は写真 a の一部を拡大．

る．大槻（1975）は風木ノ草礫岩，天野ほか（1989）等は風木ノ草層をした．地層名の呼び方について，Omori（1958）や大槻（1975）は“かぜきのくさ”層としたが，天野・高橋（1984）によって“ふきのくさ”層に修正された．本書では天野ほか（1989）の風木ノ草層を採用する．なお，風木草，風木ノ草という地名は現在残っていない．

定義　従来，風木ノ草層は苗代田層（従来の百合平層，天野，2008 など）を整合に被覆し，主にジュラ系起源の角礫岩から構成される地層とされてきた（例えば，大槻，1975；天野ほか，1989）．このジュラ系起源の角礫岩主体層は苗代田層の上位だけでなく，北田気層～苗代田層と指交して分布することが判明した．そこで本層の定義を，西棚倉堆積盆の縁辺部，足尾帯ジュラ系との境界部周辺に発達するジュラ系起源の砂岩や泥岩，チャート等の礫から構成される亜角礫～角礫岩を主体とした地層として再定義する．

模式地　大子町松久保（まつくぼ）より北西にのびる沢（大槻，1975）．この模式地は下位の苗代田層（原論文では百合平層）を被覆する場所として設定された．本書では新たに下位の大沢口層～苗代田層に指交する地域を代表して，田野沢川下流を副模式地とする（第 6. 15 図）．

分布と地質構造　西棚倉層群と足尾帯ジュラ系の境界周辺に分布する．大子地域では主に北東部の堆積盆縁辺部に分布するほか，中央部の大子町南田気周辺及び大子町頃藤大沢口周辺にも僅かに分布する．風木ノ草層は堆積盆縁辺部にまとまって分布し，縁辺部から離れるにつれて尖滅する．

層序関係　大子地域北西部の足尾帯ジュラ系との境界周辺にて，北田気層，大沢口層，浅川層，苗代田層と指交する（第 6. 7 図，第 6. 12 図，第 6. 15 図，第 6. 16 図，第 6. 17 図）．西棚倉層群全体の層序関係から，男体山デイサイト，小生瀬層，東金砂山層とは同時異相と判断される．風木ノ草層は西棚倉層群全体の層序から，西棚倉堆積盆の西側境界にて堆積盆の発達初期から後期にかけて形成された地層と判断される．

層厚　風木ノ草層は断層によって切断されているために正確な層厚を見積もることは難しい．風木ノ草層分布地域周辺における他の西棚倉層群の層厚から概算すると 1,500 m 以上である．

岩相

（1）礫岩（砂岩，泥岩，珪長質火山砕屑岩を伴う）（Fu）

Fu は主に淘汰が余り良くない角礫～亜角礫岩（一部には亜円礫の岩相もある）を主体とした岩相である．ジュラ系の硬質砂岩，泥岩，チャートの礫から構成されることが特徴である（第 6. 33 図 a, b）．以下に記すとおり，その岩相は多様である．礫岩は礫支持礫岩が多いが基質支持礫岩もあり，礫のサイズは細礫～巨礫で様々である（第 6. 33 図 c）．塊状の岩相，成層構造が認められる岩相（第 6. 33 図 d），不明瞭な級化や逆級化構造が認められる岩相等がある．礫岩の基質は主にジュラ系の礫と同質の砂等からなる．

Fu は砂岩や泥岩，珪長質火山砕屑岩を伴っている．砂岩や泥岩はジュラ系が細粒化した粒子から構成される．珪長質火山砕屑岩は As4 同様の岩相で，白色～薄緑色の軽石や足尾帯ジュラ系起源の暗灰色の緻密な岩片を含む軽石凝灰角礫岩～軽石火山礫凝灰岩，又は粗粒～細粒凝灰岩である．

化石　風木ノ草層の上部，大子地域北西部の大子町槙野地百合平の北方からカキ類化石を産した．カキ類化石は礫混じりの粗粒～極粗粒砂岩中に散在し，その一部は殻長を下にした形で（第 6. 34 図），一部は横倒しの形で産する．

堆積環境　風木ノ草層は西棚倉堆積盆と基盤のジュラ系の境界部周辺に発達し，その岩相は基盤起源の角礫岩が主体のため，風木ノ草層は堆積盆縁辺部に発達した崖錐堆積物や土石流堆積物等の地層と考えられる．風木ノ草層上部については，天野ほか（2011）も崖錐堆積物が主体と考えた．風木ノ草層は西棚倉層群の下部～上部と指交し，その下部～中部は陸成層，中部～上部は海成層である．また風木ノ草層の上部からカキ類化石が産する．以上より，風木ノ草層は陸成層～海成層と判断される．

年代　風木ノ草層そのものから年代指標となるデータは得られていない．しかし，風木ノ草層は西棚倉層群の下部～上部にかけて発達するため，その年代が西棚倉層群全体の年代に相当すると考えると，17–15 Ma 頃である．西棚倉層群の下限及び上限年代の根拠については，西棚倉層群最下部の北田気層と最上部の内大野層の項目に記したとおりである．

6. 3. 11　東金砂山層（Hg）

地層名　Omori（1958）の東金砂山礫岩に由来し，天野ほか（1989）が東金砂山層とした．

定義　東金砂山層は主に棚倉破砕帯の地域に広く分布する花崗岩礫主体の礫岩に用いられている（大槻，1975）．本書では西棚倉層群全体の層序改訂に合わせて，東金砂山層の定義をより詳細なものにする．東金砂山層は西棚倉堆積盆の縁辺部，すなわち阿武隈山地の深成岩，変成岩類（又は棚倉破砕帯東縁断層）との境界部周辺に分布し，深成岩及び変成岩の礫から構成される礫岩主体の地層とする．

模式地　東金砂山層は茨城県常陸太田市の東金砂山周辺の礫岩に対して用いられた層序単元である（Omori，1958）．その模式地は，大槻（1975）によって東金砂山とされた．

分布と地質構造　西棚倉堆積盆の東縁部周辺に分布する．大子地域では北東部～南東部にかけて連続的に分布する．特に棚倉破砕帯東縁断層と棚倉破砕帯西縁断層の間の地域に多く分布する．東金砂山層は礫岩主体の地層

のため，得られた地層の姿勢データは多くないが，周辺の地層の姿勢データ等も考慮すると，東西断面で見て緩やかに波打っていると考えられる．東金砂山層に指交する小生瀬層の姿勢を見ると，棚倉破砕帯西縁断層沿いに断層の走向とほぼ同じ方向の褶曲構造が幾つか認められる．これらの褶曲構造については 6.3.12 項に記す．

層序関係　阿武隈山地の先新第三系（白亜紀深成岩，変成岩類）を不整合に被覆する．また，少なくとも男体山デイサイト，小生瀬層と指交関係である（第 6. 21 図，第 6. 22 図）．指交関係が認められる具体的な場所は，先の地層の項目に記した．西棚倉層群全体の層序から，東金砂山層は風木ノ草層の一部及び苗代田層と同時異相と判断される．男体山デイサイトの下位にも東金砂山層が分布するため，東金砂山層と浅川層上部は指交関係か，指交関係でなくても同時異相の関係と見なされる．

層厚　東金砂山層の層厚はその上限と下限が不明なため，正確に見積もることはできない．少なくとも模式地の東金砂山周辺や佳老山周辺では層厚約 500 m以上である．

岩相

（1）礫岩（砂岩，泥岩を伴う）（Hg）

礫岩を主体とした岩相である．礫岩は深成岩及び変成岩の礫と，石英や長石を多く含むアルコース質な砂の基質から構成されることが特徴である（第 6. 35 図a，b）．礫岩に伴う砂岩や泥岩も礫岩の基質部同様である．礫種は花崗岩類の礫が多く，片麻岩等の変成岩礫を含むことがある．男体山デイサイト近傍ではデイサイト礫を含むことがある．礫岩は円礫～亜角礫から構成される細礫～巨礫岩で，長径数m以上の巨大な礫を含むことがある（第 6. 35 図c）．礫支持の岩相が多いが基質支持の岩相もある．礫岩は淘汰が余り良くない塊状の岩相が多いが，一部の岩相には礫径の変化による不明瞭な成層構造が認められる．礫と基質が同質なため，風化や変質が進んでいると基盤の花崗岩類と区別が困難な場合がある．特に，礫岩が花崗岩礫のみから構成されており，花崗岩礫を構成する鉱物種や鉱物サイズが同様の場合は，その区別が一層難しい．

棚倉破砕帯西縁断層付近では，細長く伸長した形状の花崗岩礫がある（第 6. 35 図d）．この礫は延性変形した礫ではなく，実際は小さな花崗岩岩片と花崗岩礫起源の細粒粒子等から構成されている（田切ほか，1999；Hosoi *et al.*, 2025）．

化石　大子地域南東方の国見山（日立地域）周辺にて，東金砂山層の礫岩に挟在する砂岩から有孔虫化石が得られている（大槻，1975）．

堆積環境　東金砂山層は海底火山活動による男体山デイサイトを挟在し，有孔虫化石が得られている．そのため，東金砂山層の中～上部は海成層と判断される．大森・天野（1998）は大子地域～大子地域の南方に分布する東金砂山層を中心に堆積学的研究を行い，東金砂山層は阿武隈山地を供給地とした巨大なファンデルタの地層と考えた．

年代　東金砂山層と指交関係にある男体山デイサイトと小生瀬層の年代に基づくと，約 16 Maである．

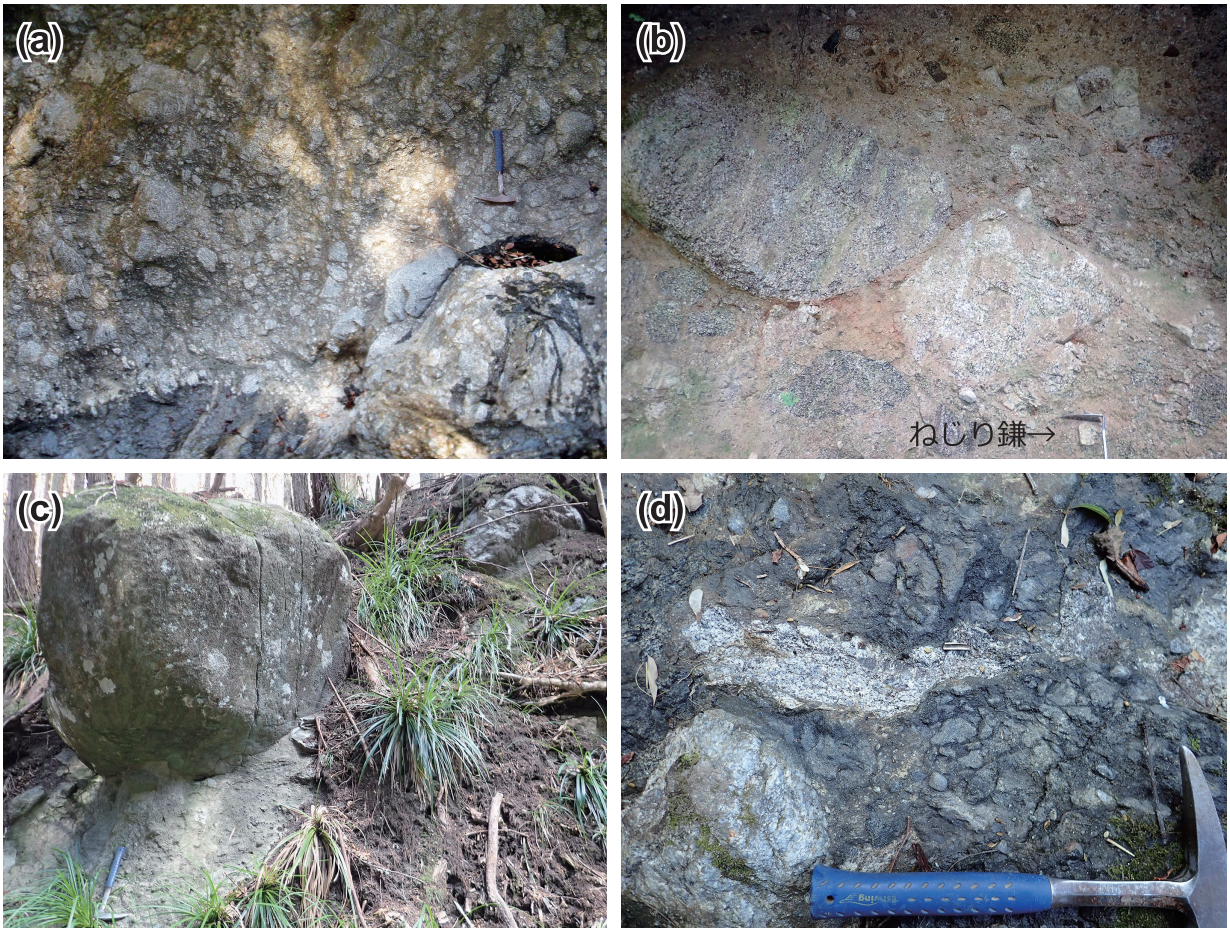
6. 3. 12　西棚倉層群の地質構造

西棚倉層群は棚倉断層帯に沿って発達した西棚倉堆積盆を埋積した地層である（例えば，大槻，1975；天野，1991；天野ほか，2011；Hosoi *et al.*, 2023）．西棚倉層群は先新第三系を基盤とし，先新第三系とは不整合か断層で接する．西棚倉層群には基盤との境界断層以外にも，地質図規模の断層，小断層が多く発達する．地質図に記した地質図規模の断層は，断層露頭を観察できたものと，岩相分布及び地形からその存在が明確なものである．地質図規模の断層は，おおむね東北東–西南西～西北西–東南東方向（以下，東西系断層），北北東–南南西～北東–南西方向（以下，北東–南西系断層），北北西–南南東方向（以下，北北西–南南東系断層）の断層がある．リニアメント等の地形と岩相分布に従って，断層の活動時期，すなわち断層が切断する地層と断層の相互切断関係を検討すると，これらの断層はおおむね前者から後者の順に活動した断層と考えられる．ただし，全ての断層をいずれかの方向の断層として明確に区分できるわけではない．

棚倉破砕帯西縁断層以西の西棚倉層群は，おおむね棚倉破砕帯西縁断層へ向かって傾斜する同斜構造を示し，その傾斜は棚倉破砕帯西縁断層に近づくにつれ緩くなる傾向がある．西棚倉層群の一部にはドーム構造が認められるほか，棚倉破砕帯西縁断層付近では褶曲構造が発達する．以下，本項では西棚倉層群に認められる断層と褶曲について記す．棚倉断層帯については第 8 章に記す．

東西系断層　東西系の断層は後述の北東–南西系断層及び北北西–南南東系断層に切断される傾向がある．先新第三系と西棚倉層群の境界に多く認められる．具体的には大子地域北東部の堆積盆境界，大子町頃藤周辺，押川の南方，大子町池田周辺に発達する．これらの内，大子地域北東部の堆積盆境界をなす断層は低角断層で（第 6. 36 図a），断層を境に足尾帯ジュラ系と風木ノ草層の角礫岩が接する．大子町頃藤周辺の断層（Omori, 1958 の上小川断層に相当）は，先新第三系と西棚倉層群の境界をなすとともに，断層を境にして西棚倉層群の下部に層厚変化をもたらしている（6.3.5 項，浅川層の層厚を参照）．これらの事実は，東西系断層が西棚倉層群の堆積初期に形成された断層で，盆地の構造に影響を及ぼしていることを強く示唆する．東西系断層の断層露頭からは，断層面の傾斜方向に対してやや斜交する方向の断層条線が確認できた．そのため，少なくとも東西系断層の一部は横ずれ成分を含んだ正断層と考えられる．

北東–南西系断層　主に大子地域北西部における西棚倉



第 6. 35 図　東金砂山層の礫岩（Hg）の露頭写真
（a）主に花崗岩の礫から構成される塊状の礫支持礫岩（山田川）．（b）多様な礫を含む礫支持礫岩（北沢トンネル北方）．（c）巨礫サイズの礫（大子町矢倉東方）．（d）細長く伸びた形状を示す礫（山田川）．

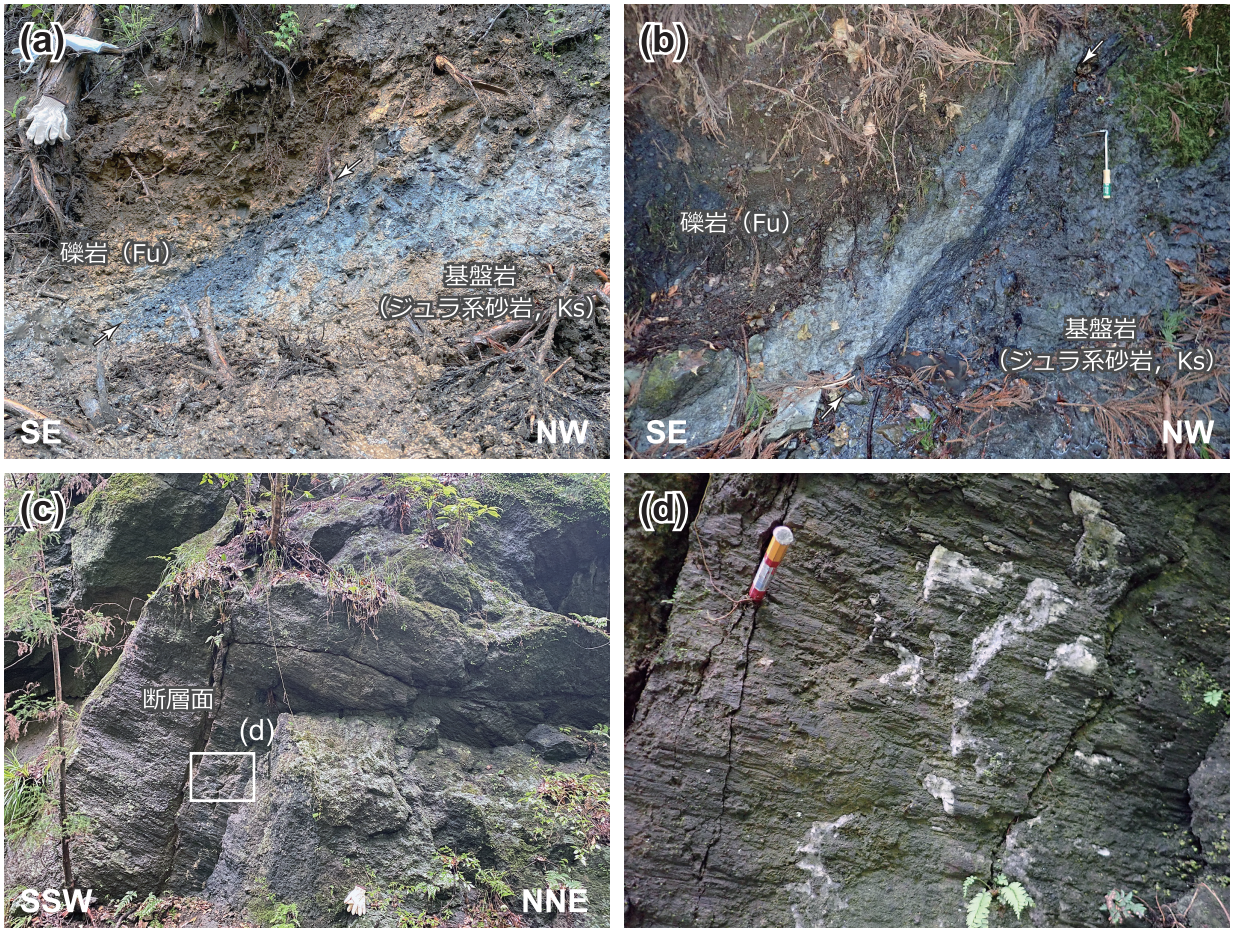
堆積盆の境界の一部と，大子地域中央～南部にて雁行状に発達する．大子地域中央～南部の断層の大半は基盤の足尾帯ジュラ系と北田気層～苗代田層を切断し，小生瀬層中には発達しない．リニアメント等の地形と岩相分布から，北東–南西系断層は東西系断層を切断すると推測されるため，北東–南西系断層は東西系断層の活動後～小生瀬層堆積の間に形成された可能性が考えられる．

主な北東–南西系断層は傾斜 70° 以上の断層面を持ち，横ずれ成分の卓越する右横ずれ断層である（第 6. 36 図 b）．断層露頭にはほぼ水平方向の条線と右横ずれの運動センスを示すスリッケンステップが発達する（第 6. 36 図 c, d）．この水平方向のずれは，男体山デイサイトの西側に発達する急崖地形（ケスタ地形）のずれからも確認することができる．これらの北東–南西系の右横ずれ断層は本棚断層（bookshelf fault）をなし，その断層運動によって西棚倉堆積盆が堆積盆発達時にブロック回転したことが考えられている（Hosoi *et al.*, 2023）．

北北西–南南東系断層　主に大子地域の西部と棚倉破砕帯西縁断層の西側に発達する．地形と断層を境にした岩相分布から判断すると，北北西–南南東系断層は東西系断層と北東–南西系断層を切断する断層である．岩相分布から推測される断層の変位量は最大数kmである．棚倉破砕帯西縁断層沿いの北北西–南南東系断層は，西棚倉層群最上部の内大野層を切断するため，西棚倉層群の堆積後に形成された断層である．断層露頭は幾つかの地点で確認でき，大子地域西部の断層には，ほぼ水平に発達する断層条線が認められる．桑原（1981）は北北西–南南東系の断層を幾つも報告し，その断層面に認められた条線と地層のみかけの変位から，北北西–南南東系断層は左横ずれセンスとした．

褶曲　棚倉破砕帯西縁断層沿いの西棚倉層群には幾つかの褶曲が発達する．これらの褶曲はその冠線と底線の方向が断層の走向とほぼ同じ北北西–南南東方向である．

棚倉破砕帯西縁断層の西側では，軸方向で数km～10 km前後の背斜と向斜が発達する．断層近傍を除き，褶曲両翼の地層は 10° 前後の傾斜で，いずれも非常に開いた



第 6. 36 図　西棚倉層群に発達する地質図規模の断層露頭写真
(a) 大子地域北東部，西棚倉堆積盆の境界をなす低角断層（矢印部分）（妙見山南方）．(b) 大子地域北東部，堆積盆の境界をなす断層（矢印部分）（妙見山東方）．断層面で観察される条線とスリッケンステップは右横ずれの運動センスを示す．(c) 断層条線が明瞭な断層露頭（常陸大宮市北富田）．(d) 写真 c の拡大写真．断層面上は方解石が形成されている．右横ずれの運動センスを示す．

褶曲である．向斜は高見山東方の大野川周辺に認められるドーム構造に連続することから，非円筒状褶曲をなすと考えられる．一方，背斜両翼の地層はいずれも緩く北側に傾くことから，褶曲軸が北側にプランジする褶曲である．

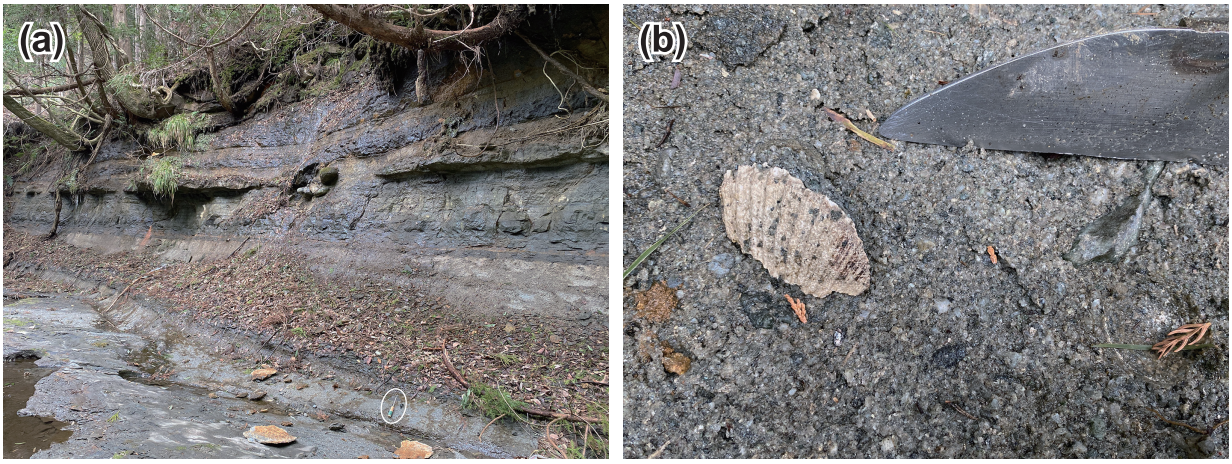
棚倉破砕帯西縁断層の東側では，大子地域北東部の生瀬盆地に向斜，南東部の山田川周辺に背斜が発達する．棚倉破砕帯西縁断層付近の褶曲西翼の地層は東翼の地層と比べて傾斜角度が大きい．生瀬盆地の向斜は，褶曲のトレンド方向で 9 km 以上，褶曲軸が北北西方向に約 25° 前後プランジし，北側ほど閉じた褶曲である．山田川周辺の背斜は約 2 km の長さで北方向に 20° 程度プランジする．

6. 4　東棚倉層群

東棚倉層群の主たる分布地は大子地域北方の福島県東白川郡棚倉町周辺である．大子地域の東棚倉層群は棚倉破砕帯東縁断層沿いに僅かに分布する．以下の 6.4.1 項の概要及び研究史を除き，本節では大子地域に分布する東棚倉層群について記す．

6. 4. 1　概要及び研究史

東棚倉層群は棚倉断層帯の東側に分布する中新統で，その主な分布は久慈川東側の福島県棚倉町～塙町周辺（大子地域北方）である．東棚倉層群については，まず大森ほか（1953）が基本となる層序を構築し，Omori（1958）が 3 つの層（赤坂層，西河内層，久保田層）からなる層序単元として，東棚倉層群を提唱した．その後，Iwasaki（1970）は東棚倉層群を赤坂層（Omori, 1958 の赤坂層と西河内層相当），久保田層及び上豊層（Omori, 1958 の久保田層を二分）に区分した．大槻（1975）は層序単元として層群を使用せずに，赤坂層，久保田層，仁公儀層の 3



第 6. 37 図　赤坂層の露頭写真
(a) 平行層理の発達する岩相Ak1 の砂岩（里川）．濃い色の層準が極細粒～細粒砂岩．薄い色の層準が粗粒～極細粒砂岩である．白丸はスケールのねじり鎌の位置．(b) 岩相Ak1 の極粗粒砂岩に含まれる貝殻片（里川）．

層に区分した．島本ほか（1998）は大槻（1975）の層序区分を採用し，久保田層の下限を再定義した．地質学的，層序学的研究が進むにつれ，久保田層と仁公儀層の間に不整合があることや各地層の年代が明らかになり，中新統は赤坂層と久保田層の 2 層で，仁公儀層は鮮新統と考えられるようになった（例えば，大槻，1975；島本ほか，1998；柳沢ほか，2003）．高橋・林（2008）は上記の地層のうち，中新統の赤坂層と久保田層に対して東棚倉層群を用いた．

本書では島本ほか（1998）の層序区分に準じ，高橋・林（2008）と同様に，赤坂層と久保田層が東棚倉層群を構成するものとする．高橋・林（2008）では東棚倉層群の定義について触れられていないが，本書では 6.1 節に記したとおり，主に棚倉破砕帯東縁断層の東側に分布する中部中新統の上部～上部中新統下部（サーラバリアン階～トートニアン階）を東棚倉層群とする．

東棚倉層群は貝類化石等の化石が多産することから，層序学的研究のみならず古生物学的研究も古くから盛んに実施されている（Yokoyama, 1931；Nomura and Hatai, 1936；Iwasaki, 1970；鈴木・林，2015）．微化石（有孔虫化石，石灰質ナノ化石，放散虫化石，珪藻化石）も産出し，それらを用いた研究も行われている（相田，1988；高橋・天野，1986；竹谷・相田，1991；島本ほか，1998；Hayashi *et al.*, 2002；柳沢ほか，2003；Hayashi and Takahashi, 2008）．これらのほかに，真珠の化石も発見されている（伊佐治・加藤，2011）．貝類化石や微化石を用いた研究によって，東棚倉層群の年代が生層序学的に高精度化されるとともに，内部～外部浅海帯の環境下で数回の海水準サイクルを記録していることが考えられた（例えば，柳沢ほか，2003）．

東棚倉層群の年代は上記の化石群集と放射年代値に基づいて推測されている．放射年代測定は各地層に挟在する凝灰岩を対象に実施され，久保田層についてはK–Ar 年代測定とFT 年代測定が（Takahashi *et al.*, 2001a, b），赤坂層についてはU–Pb 年代測定が実施されている（柳沢・細井，2024）．放射年代測定値及び微化石層序から，久保田層は 11–10 Ma 頃（例えば，柳沢ほか，2003；Hayashi and Takahashi, 2008），赤坂層は 13 Ma 頃と考えられており（柳沢・細井，2024），東棚倉層群全体の年代は約 13–10 Ma である．

6. 4. 2　赤坂層（Ak1, Ak2）

地層名　大森ほか（1953）の東棚倉層赤坂砂岩層に由来する．Omori（1958）によって東棚倉層群赤坂層とされた．

定義　赤坂層は棚倉破砕帯東縁断層に沿って断層東側に分布し，礫岩（基底礫岩）とそれを被覆する砂岩から構成される（Iwasaki, 1970；大槻，1975）．赤坂層の砂岩は上位の久保田層の砂岩に漸移する．島本ほか（1998）は両者の境界を極めて多量の海棲貝化石が産出し始める層準とし，それより下位層を赤坂層と定義した．赤坂層は東棚倉層群の最下部を構成する礫岩及び砂岩主体層で，その上限は多量の海棲貝化石の産出層直下までである．

模式地　福島県塙町赤坂付近から赤坂渋井に至る道路沿い（大槻，1975）．

分布と地質構造　大子地域では棚倉破砕帯東縁断層の東側に僅かに分布する．具体的には明神峠（みょうじんとうげ）付近，常陸太田市徳田町（とくだちょうなめし）行石～大中町（おおなかちょうねぎし）根岸（大子地域東隣）周辺に分布する．大子地域に分布する赤坂層には向斜構造が認められる．褶曲東翼の赤坂層は阿武隈山地の先新第三系（主に白亜紀深成岩類，変成岩類）を不整合に被覆し，15° 前後かそれより低角度で西に傾斜する．褶曲西翼の赤坂層は東傾斜で，棚倉破砕帯東縁断層に近づくにつれて傾斜量が増し，断層直近では垂直に近く，逆転する場所も

ある．

従来，大子地域に分布する赤坂層は，大子地域南隣の常陸大宮地域が主たる分布地である源氏川層に区分されていた（大槻, 1975）．柳沢・細井（2024）は，本層が源氏川層の年代とは異なること，岩相が赤坂層又は久保田層のものと類似すること，本層が基盤を直接不整合に覆い，棚倉破砕帯東縁断層以東に分布することから，本層を赤坂層に区分した．本書でもこれに従う．

層序関係　阿武隈山地の先新第三系（白亜紀深成岩類，変成岩類）を不整合に被覆する．

層厚　大子地域に分布する赤坂層の層厚は 50 m前後である．赤坂層の主な分布地の福島県塙町周辺では全く分布しないか 200 m又は 250 m以下である（大槻, 1975；島本ほか, 1998）．

岩相　大子地域の赤坂層は主に砂岩と礫岩から構成され，珪長質火山砕屑岩を挟在する．砂岩は石英や長石の結晶を多く含み，礫岩は花崗岩類や変成岩の礫を主体とする．本書では赤坂層の岩相を，砂岩及び礫岩（Ak1）と珪長質火山砕屑岩（Ak2）に区分した．

（1）砂岩及び礫岩（Ak1）

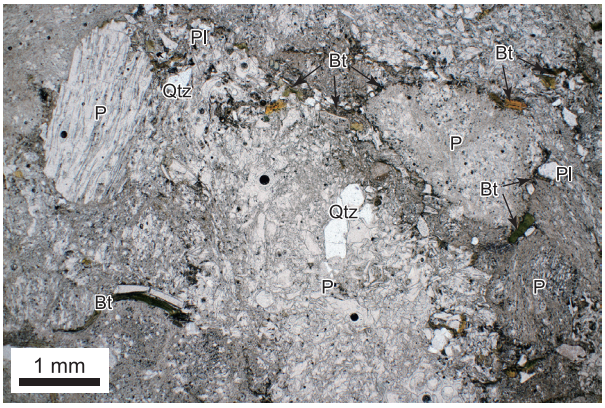
大子地域に分布する赤坂層の大部分を占める岩相である．砂岩を主体とし，礫岩を伴う．Ak1 の砂岩は平行層理あるいは斜交層理の発達する細粒～極粗粒砂岩である（第 6. 37 図a）．中粒～極粗粒砂岩を主体とし，泥質な細粒砂岩を挟在することがある．砂岩は薄灰色～暗灰色で，細粒な砂岩ほど濃い色調を呈する．石英や長石の結晶を多く含み，貝殻片を含むことがある（第 6. 37 図b）．貝殻片を多く含む砂岩は，やや石灰質である．Ak1 の礫岩は大子地域の赤坂層の下部に多い．厚さ 1 m程度の礫岩で砂岩と互層をなす．礫岩は主に中～大礫の円礫～亜円礫岩で，淘汰は余り良くない．礫支持礫岩と基質支持礫岩の両方があり，基質は砂岩と同じアルコース質砂岩である．主たる礫は花崗岩類の礫で，片麻岩等の変成岩礫を含むことがある．

（2）珪長質火山砕屑岩（Ak2）

珪長質火山砕屑岩（Ak2）は赤坂層のAk1 に挟在する厚さ数mの灰色～薄灰色の軽石火山礫凝灰岩及び粗粒～細粒凝灰岩である．一部のAk2 は砂混じりで砂質である．塊状の岩相あるいは平行層理の発達する岩相で，淘汰は良いかやや悪い．Ak1 と比較するとやや硬質な岩相が多い．白色～薄緑色の軽石と石英の結晶片を含む．Ak2 には比較的淘汰の良い砂質な岩相もあり，後述の年代測定試料には外来ジルコンが多量に含まれている（柳沢・細井, 2024）．そのため，Ak2 は再堆積性の火山砕屑岩である可能性が高い．

［岩石記載］

普通角閃石黒雲母軽石火山礫凝灰岩（221101-2，第 6. 38 図）



第 6. 38 図　赤坂層の軽石火山礫凝灰岩（Ak2）の薄片写真
単ポーラー．Qtz：石英，Pl：斜長石，Bt：黒雲母，P：軽石片．詳しい岩石記載は本文参照．

位置：36°44′08″N / 140°29′49″E

産状：火山礫凝灰岩

鏡下の特徴：軽石を主体とし，発泡の程度や気泡の形状等が異なる様々な軽石が含まれている．軽石の間には結晶が多く含まれる．軽石中の斑晶鉱物としては石英（自形～他形，径＜ 1 mm），斜長石（自形～半自形，長径＜ 1 mm），黒雲母（径＜ 1 mm），不透明鉱物（径＜ 0.2 mm）がある．石英斑晶には融食が認められる．軽石の間に含まれる斑晶サイズの結晶としては，石英（半自形～他形，径 0.2 mm前後），斜長石（半自形～他形，長径＜ 0.8 mmで 0.2～0.4 mm大のものが多い），黒雲母（径＜ 1 mmで 0.2～0.5 mm大のものが多い），普通角閃石（半自形～他形，長径 0.2 mm前後），不透明鉱物（径＜0.2 mm）がある．これらの結晶は破断された形状を示すものが多い．また，数mmサイズの微化石も含む．軽石及び斑晶サイズの結晶等以外の基質部は，ガラス，微細なシリカ鉱物，粘土鉱物，微細なジルコン結晶等からなる．

化石　Ak1 からは貝殻化石片が産する．放射肋のある貝殻化石片を確認できたが同定はできず，その詳細は不明である．

堆積環境　貝殻化石片を含むことから，大子地域に認められる赤坂層は海底環境で形成されたことが考えられる．赤坂層の主たる分布地の福島県塙町周辺では，1 回の海進と海退を伴った陸域～浅海域の環境が推定されている（天野ほか, 1994；高橋・林, 2008）．

年代　赤坂層の珪長質凝灰岩（Ak2）からは 13.0 ± 0.4 Ma（2σ）のジルコン ^{238}U–^{206}Pb 年代値が得られている（柳沢・細井, 2024）．赤坂層を被覆する久保田層の年代は 11–10 Ma頃と考えられている（例えば，柳沢ほか, 2003；Hayashi and Takahashi, 2008）．以上から，赤坂層の年代は中期中新世の後半（サーラバリアン期）の約 13–11 Maと考えられる．

第7章　第四系

（細井　淳）

7.1　概　要

大子地域に分布する第四系は，更新統～完新統の段丘堆積物と斜面堆積物，完新統の沖積低地の堆積物からなる．

段丘堆積物は新第三系の分布範囲を流れる河川沿いに比較的多く認められる．特に久慈川とその支流沿いには数段の段丘地形と段丘堆積物が認められ，JR水郡線の上小川駅と大子地域南方の下小川駅周辺の段丘群は国土地理院による日本の典型地形として紹介されている（国土地理院, 1998）．本書では，大子地域に分布する段丘地形を空中写真判読，地形解析，野外調査によって認定した．具体的には高位段丘面，中位Ⅰ及びⅡ段丘面，低位Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ段丘面の6つの面を認定した．これらの段丘面を構成する段丘堆積物は全て河成堆積物であり，その年代は，高位段丘堆積物が更新世チバニアン期，中位Ⅰ及び中位Ⅱ段丘堆積物が約12–6万年前の後期更新世，低位Ⅰ段丘堆積物が約4.4万年前の後期更新世，低位Ⅱ段丘群堆積物が約4.4万年前以降の後期更新世，低位Ⅲ段丘群堆積物が完新世である．

斜面堆積物は，地すべり堆積物と山麓及び埋谷緩斜面堆積物からなる．地すべり堆積物は，原岩から地すべりによって分離したブロック，移動体が斜面や谷底に移動，堆積したものである．山麓及び埋谷緩斜面堆積物は，斜面の崩壊等による堆積物が緩斜面や谷底に定置した堆積物で，崖錐堆積物や沖積錐堆積物，埋谷緩斜面堆積物等を含む．これらの堆積物がなす地形面は連続的で，明瞭な境界を見出すことが難しいことが多いため，本書ではこれらを一括して山麓及び埋谷緩斜面堆積物とした．山麓及び埋谷緩斜面堆積物の一部は段丘化している．現河床との間に明瞭な標高差を持ち，かつ堆積物が平坦面を形成するものについては，段丘堆積物として示した．

沖積低地の堆積物は氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物，旧河道堆積物，現河床堆積物からなる．氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物はまだ完全に離水していないと判断される堆積物である．旧河道堆積物は氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物分布域の微地形から認定した．現河床堆積物は現在の河床に分布する河成堆積物である．

7.2　段丘堆積物の研究史と区分

段丘堆積物と段丘編年に関する研究は，大子地域よりも南隣の常陸大宮地域で多く実施されている（第7.1表）．両地域に跨る久慈川沿いの段丘群は，大子地域と常陸大宮地域の段丘群でおおむね対比可能である（細井・古澤, 2023）．以下，久慈川に沿って発達する段丘の研究について，おおよそ大子地域から常陸大宮地域の順に示す．

大子地域での研究は，町田（1957）が大子町～那珂市瓜連の久慈川沿いに発達する段丘を第一段丘～第四段丘の4つに区分した．大子町史編さん委員会編（1988）は大子町周辺の段丘を，袋田面（下位段丘面），宮平面（中位段丘面），館上面（中位段丘面），入山面（上位段丘面）の4つに区分し，宮平面は関東ローム層に被覆されるとした．細井・古澤（2023）は大子地域を流れる久慈川沿いの段丘区分を示すとともに，大子町南田気の段丘堆積物から大山倉吉テフラ（DKP：町田・新井, 1979）を報告した．

常陸大宮地域での研究では，大倉（1955）が久慈川下流域の段丘を広範囲に調べ，段丘面の高度と連続性によって3段の段丘に分類した．坂本・宇野沢（1976）は常陸大宮地域の瓜連丘陵周辺にて，第Ⅴ段丘（低位段丘礫層），第Ⅳ段丘（額田・上市段丘礫層），第Ⅲ段丘（那珂台地），第Ⅱ段丘，第Ⅰ段丘の5つの段丘を認めた．鈴木（2001a）は日本の海成段丘アトラス（小池・町田編, 2001）の中で，常陸大宮地域の段丘をまとめた．このうちの第Ⅲ面はMiwa-Uテフラに被覆される（鈴木, 1990a）．塩ケ崎面と額田・上市面は赤城水沼2テフラ（Ag-MzP2：守屋, 1968；鈴木, 1990a）に覆われる．このAg-MzP2テフラは原文では那珂台地軽石（NkP：貝塚, 1957）とされていた．当初このテフラは赤城水沼1テフラ（Ag-MzP1：守屋, 1968；鈴木, 1990a）に対比されていたが，火山ガラスの屈折率等の違いから，Ag-MzP2テフラに修正された（山元, 2013a）．L2面とL3面は赤城鹿沼テフラ（Ag-KP：阿久津, 1955）に覆われない．早川（2002）は常陸大宮市舟生より下流側の久慈川周辺の段丘を調べ，5つの下位段丘面と3つの中位段丘面，3つの上位段丘面を認定した．それによると，下位段丘Ⅰ面は段丘礫直上にAg-KPテフラが認められ，中位段丘群はNkPテフラ（貝塚, 1957）に被覆される．また，久慈川及びその支流沿いの段丘被覆層（常陸大宮市天下野町南端の百目木，常陸太田市天神林町）からは，鬼界葛原テフラ（K-Tz：町田・新井, 1983；Nagaoka, 1988）が報告されている（例えば，国立研究開発法人日本原子力研究開発機構, 2016）．

上記で記したテフラの対比とその年代は次のとおりである．Miwa-Uテフラは約13万年前の赤城水沼8テフラ

第 7. 1 表　大子地域周辺，久慈川沿いに発達する段丘面と段丘堆積物の研究別区分

地域	大子−常陸大宮	常陸大宮	常陸大宮	常陸大宮	大子	大子	大子
文献	町田（1957）	坂本・宇野沢（1976）	鈴木（2001a）	早川（2002）	大子町史編さん委員会編（1988）	早川（2002）	本研究
区分							
	第四段丘面	第V段丘面	L3–L2面	下位段丘2–5面	袋田面	下位砂礫段丘群	低位II〜III段丘面
	第四段丘礫層	低位段丘堆積物		下位段丘堆積物	下位段丘堆積物		低位II〜III段丘群堆積物
	第三段丘面	第IV段丘面	塩ケ崎面**	下位段丘1面*	宮平面*		低位I段丘面* †
	第三段丘礫層	額田礫層・上市礫層		下位段丘堆積物	中位段丘堆積物		低位I段丘堆積物
			額田・上市面**	中位段丘1–3面**	館上面	中位砂礫段丘	中位II段丘面
				中位段丘堆積物	中位段丘堆積物		中位II段丘堆積物
	第二段丘面	第III段丘面	第III面 ‡	上位段丘2面	入山面	上位段丘	中位I段丘面
	第二段丘礫層	見和層		上位段丘堆積物	上位段丘堆積物		中位I段丘堆積物
	第一段丘面	第II段丘面	第II面・春園I面と第I面	山頂平坦面0–1	山頂平坦面		高位段丘面
	第一段丘礫層	第II段丘礫層		上位段丘堆積物	最上位段丘？堆積物		高位段丘堆積物
		第I段丘面					
		第I段丘礫層（大阪平礫層）					
		埋没第二段丘礫層（新町礫層）					
		埋没第一段丘堆積物（古徳礫層）					

* Ag-KP, ** Ag-MzP2(NMP), † DKP, ‡ Miwa-U (Ag-Mz8a起源の再堆積物)

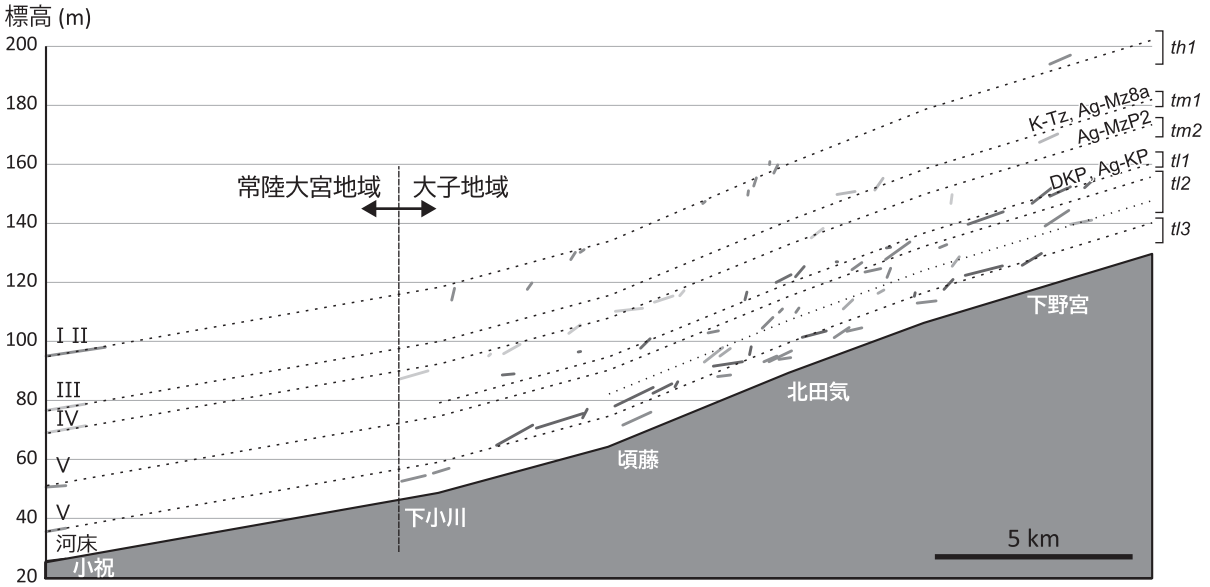
（Ag-MzP8a）（鈴木, 1990b）起源の再堆積物である（山元, 2013b）．K-Tzテフラは水月湖（すいげつ）年縞コアSG06のSG06-5181火山灰（約95 ka）に対比される（Smith *et al.*, 2013）．DKPテフラは長野県高野（たかの）層のTKN1080試料や水月湖年縞コアSG06のSG06-4281火山灰に対比され，その年代は約6万年前である（長橋ほか, 2007, 2016）．NkPテフラは，約7万年前のAg-MzP2テフラ（鈴木, 1990a）に相当する（山元, 2013a, 2017）．Ag-KPテフラの年代は約4.4万年前である（青木ほか, 2008）．

大子地域に分布する段丘面は空中写真，地形判読と野外調査によって認定した．各段丘面の認定と編年は，主に野外地質調査及び現河床と段丘面の比高による．特に久慈川沿いの段丘面については，段丘面高度分布図を作成し，既に編年がおおむね明らかになっている常陸大宮地域の段丘面と対比した（第7. 1図）．大子地域と常陸大宮地域の段丘面は，段丘面と現河床との比高に基づく対比がおおむね可能である（細井・古澤, 2023）．

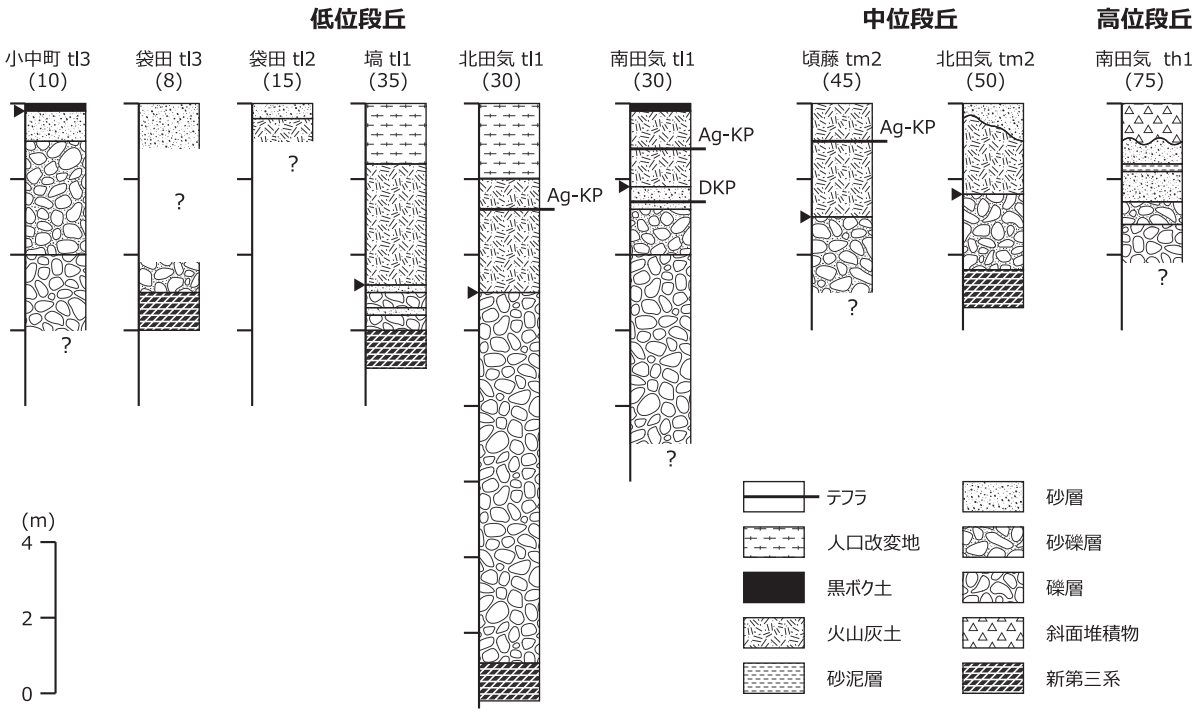
本書では高位段丘面，中位Ⅰ及びⅡ段丘面，低位Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ段丘面の6つの段丘面を認定した．これらの各段丘面の構成堆積物について各段丘面をなす段丘堆積物と呼ぶ．例えば，中位Ⅰ段丘面を構成する段丘堆積物を中位Ⅰ段丘堆積物と呼称する．常陸大宮地域の段丘面との対比に基づくと，低位Ⅰ段丘面と低位Ⅲ段丘面の間には，2つの段丘面が存在し，そのうちの上位の段丘面は常陸大宮地域のL3面（鈴木, 2001a）に対応するように見える．本書ではそれらをまとめて低位Ⅱ段丘群とした．また常陸大宮地域のL2面（鈴木, 2001a）に対応する段丘面も複数存在するように見える．それらを区別するのは困難なため，本書では低位Ⅲ段丘群としてまとめた．主な観察地の地質柱状図を第7. 2図に記す．

7. 3　高位段丘堆積物（th1）

現河床からの比高が中位Ⅰ段丘面よりも高い位置の段丘面を形成するものを高位段丘堆積物（th1）とする．現河床からの比高は60 m以上で，久慈川沿いに僅かに分布



第 7. 1 図　大子地域周辺，久慈川沿いに発達する段丘縦断面図
図は細井・古澤（2023）を一部修正．図の右に記したコードは本研究の段丘堆積物の名称．常陸大宮地域の段丘面の名称（左）は坂本・宇野沢（1976）による．



第 7. 2 図　段丘構成物の主な観察地点での地質柱状図
カッコ内の数字は現河床と段丘面のおおまかな比高（m）を，黒三角は段丘堆積物と被覆層の境界を示す．

する．高位段丘面は開析が進んでおり，ほかの段丘面と比べて不明瞭な面をなし，数度程度傾斜する．

th1 は主に足尾帯及び阿武隈帯起源と考えられる硬質砂岩，泥岩及び花崗岩礫などから構成される礫層及び砂礫層，砂層，砂泥層からなる．礫層の礫は主に中礫～大礫サイズの円礫～亜円礫で，くさり礫も存在する．南田気に分布する本段丘堆積物の砂層は赤褐色を帯び，斜交層理が認められる．また泥層は青褐色を呈し，有機物に富む．南田気での本堆積物の層厚は，下位の新第三系と th1 の露頭標高から概算すると 10 m程度だが，th1 が侵食されていることを考慮すると層厚はそれ以上である（第 7. 2 図）．高位段丘堆積物から年代指標となるデータは得られていないが，その段丘面は後期更新世の MIS5 の前半時期に離水したと考えられる中位Ⅰ段丘面より標高が高い．以上より，高位段丘堆積物の年代は更新世チバニアン期とした．

7. 4　中位段丘堆積物

7. 4. 1　中位Ⅰ段丘堆積物（tm1）

現河床からの比高が約 50 mの段丘面を構成する堆積物を中位Ⅰ段丘堆積物（tm1）とする．本段丘堆積物は特に久慈川の支流沿いに点在する．高位段丘面と同様，中位Ⅰ段丘面も開析がやや進んでおり，その段丘面は河川方向に数度程度傾いている．

tm1 は大子地域に分布する他の段丘堆積物と同様，足尾帯や阿武隈帯起源の礫から構成される礫層が主体である．大子町頃藤大沢口に分布する tm1 は，中礫～大礫サイズの足尾帯ジュラ系起源の硬質砂岩主体の円礫～亜円礫層で，火山灰土及び Ag-KP テフラに覆われている．本段丘に対比される南隣の常陸大宮地域の段丘の被覆層からは, Miwa-U テフラ（鈴木, 1990b）が報告されている（鈴木, 2001a）．Miwa-U テフラは約 13 万年前の Ag-MzP8a テフラ起源の再堆積物である（山元, 2013b）．すなわち，本段丘は約 13 万年前以降の堆積物に被覆されていることを意味する．また，久慈川中～下流及びその支流沿いの段丘被覆層（鈴木, 2001b の田尻浜Ⅰ面）からは，約 9.5 万年前の K-Tz テフラ（町田・新井, 1983；Nagaoka, 1988；Smith *et al.*, 2013）が報告されている（例えば, 国立研究開発法人日本原子力研究開発機構, 2016）．したがって，本段丘は後期更新世の MIS5 の前半時期に離水した可能性が高い．

7. 4. 2　中位Ⅱ段丘堆積物（tm2）

主に久慈川沿いに点在する．現河床からの比高約 40～45 mの地点にて平坦面を形成する段丘の堆積物を中位段丘Ⅱ堆積物（tm2）とする．細井・古澤（2023）は常陸大宮地域の段丘との対比に基づき，tm2 は Ag-Mz8a テフラに覆われず，Ag-MzP2 テフラに覆われるものと考えた．本書でもそれに従う．

大子町頃藤及び北田気の tm2 は安山岩～流紋岩の火山岩礫，足尾帯及び阿武隈帯起源と考えられる硬質な砂岩や泥岩，深成岩などの礫を含む砂礫層から構成され，それを火山灰土が被覆する（第 7. 2 図）．礫は主に中礫～大礫サイズの円礫～亜円礫で，数mm程度の風化被膜が認められる．頃藤では火山灰土中に挟在する Ag-KP テフラが確認できる．tm2 の層厚は数m程度かそれ以上である．

本段丘に対比される南隣の常陸大宮地域の段丘の被覆層からは，約 7 万年前の Ag-MzP2 テフラやそれに対比される NkP テフラが報告されている（鈴木, 1990b, 2001a；早川, 2002；山元, 2013a）．したがって，tm2 は後期更新世の MIS5 の後期の時期に離水したと考えられる．

7. 5　低位段丘堆積物

7. 5. 1　低位Ⅰ段丘堆積物（tl1）

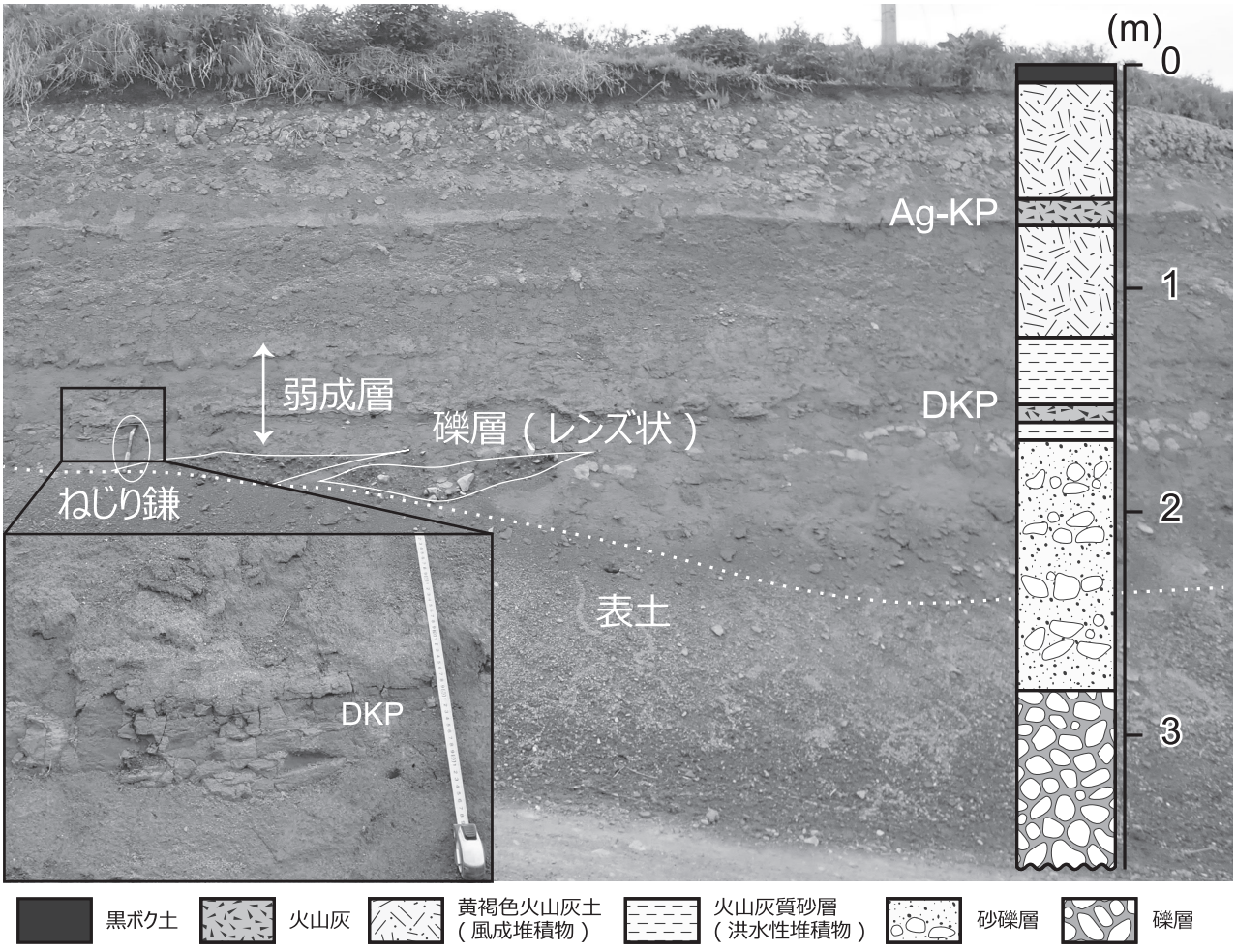
現河床からの比高が約 30～35 mの地点にて平坦面を形成する段丘の堆積物を低位Ⅰ段丘堆積物（tl1）とする．tl1 は主に久慈川とその支流沿いの大子盆地に広く分布する．

久慈川沿いの tl1 は厚い礫層から構成されていることが多い．すなわち，大子町南田気では厚さ 6 m以上の礫層とそれを覆う約 1.5 m厚の砂礫層及び砂層から，大子町北田気では厚さ約 10 mの礫層から構成される（第 7. 2 図）．一方，久慈川支流の押川沿いでは，tl1 は薄く，厚さ 1 m程度の礫層と砂層から構成されている．いずれの段丘堆積物も，厚さ 2 m程度の火山灰土に被覆される．礫層は中礫～大礫サイズの亜円～円礫から構成され，トラフ型斜交層理が発達する．礫種は主に足尾帯及び阿武隈帯起源と考えられる硬質な砂岩や泥岩，花崗岩で，そのほかに安山岩～流紋岩の礫も含まれる．礫には数mm程度の薄い風化皮膜が認められる．南田気の砂礫層はレンズ状の礫層を挟み，砂層には不明瞭な成層構造が認められる（第 7. 3 図；細井・古澤, 2023）．

tl1 の被覆層からは，約 4.4 万年前の Ag-KP テフラ（阿久津, 1955；青木ほか, 2008）が認められる．また，袋田駅北西の南田気では，段丘礫層を被覆する河川成の細粒～中粒砂中に約 6 万年前の DKP テフラが挟在し（細井・古澤, 2023），これは離水直前のものと考えられる．したがって，tl1 は後期更新世の MIS3 の時期に離水したと考えられる．

7. 5. 2　低位Ⅱ段丘群堆積物（tl2）

低位Ⅱ段丘面は低位Ⅰと低位Ⅲ段丘面の間，現河床からの比高約 15～25 mの地点に発達する．それらの段丘面を構成する堆積物を低位Ⅱ段丘群堆積物（tl2）とする．tl2 は久慈川とその支流沿いの，特に大子盆地及び生瀬盆地に広く分布するほか，小田川，山田川沿いにも分布する．



第 7. 3 図　低位I段丘構成物の露頭写真と柱状図
図は細井・古澤（2023）を一部修正．場所は大子町南田気.

tl2 は中礫～大礫サイズの亜円～円礫からなる礫層と砂層から構成される．大子町小生瀬では新第三系を被覆する厚さ約 5 mの礫層及び砂層として認められ，それを厚さ約 1 mの火山灰土が被覆する．大子町袋田では段丘堆積物を確認できなかったものの，検土杖を用いた調査では段丘面の地下約 1 mまで火山灰土が認められた（第 7. 2 図）.

低位Ⅱ段丘堆積物は，火山灰土（いわゆるローム）に覆われるが，その中に低位Ⅰ段丘被覆層に認められる約 4.4万年前のAg-KPテフラ（阿久津, 1955；青木ほか, 2008）が認められない．火山灰土は北関東周辺のいわゆる田原ロームに対応すると考えられる．大子町矢田の低位Ⅱ段丘面上には仲山古墳群があり，先土器時代の遺物が見つかっている．これらを踏まえると，tl2 は後期更新世のMIS3 の後期からMIS2 の時期に離水したと考えられる.

7. 5. 3　低位Ⅲ段丘群堆積物（tl3）

現河床からの比高が約 5～15 mの地点で平坦面を形成する段丘で，大子地域の最低位段丘群を構成する．これらの段丘堆積物を低位Ⅲ段丘群堆積物（tl3）とする．久慈川沿いの大子町袋田では新第三系を被覆する砂礫層と砂層から構成され，堆積物と段丘面の標高差から見積もるとその層厚は約 5 mである．里川沿いの常陸太田市小中町のtl3 は層厚 6 m以上で，下位から順に礫層，砂礫層，砂層から構成され，黒ボク土に覆われている.

低位Ⅲ段丘面上に存在する番城内遺跡（大子町下津原）からは，縄文土器片が出土している．また，大子町頃藤の新畑遺跡も縄文時代の遺跡である（大子町教育委員会, 2020）．tl3 は大子地域で最も低い段丘の構成層で，MIS3–2 の時期に離水した低位Ⅱ段丘堆積物（tl2）より新しいことから，完新世の段丘堆積物と考えられる.

7. 6　斜面堆積物

7. 6. 1　地すべり堆積物（l）

本書では，ブロックの滑動を示す地形とそのブロック



第 7. 4 図　地すべり堆積物 (l) の露頭写真 (大子町盛金)
黒丸はスケールのハンマーの位置.

を，崩壊地形 (滑落崖) と地すべり堆積物 (l) として地質図上に示した．崩壊地形と地すべり堆積物は，地形解析，空中写真判読，野外調査によって判定した．大子地域の地すべり地形分布は，防災科学技術研究所が 5 万分の 1 地すべり地形分布図として公表しているが (防災科学技術研究所, 2004)，本書では改めて明確に判定できた崩壊地形と地すべり堆積物を抽出した．

大子地域に認められる地すべり堆積物は 1 km^2 未満の比較的小規模なものが多い．主に大子地域南側の新第三系分布地域に多く分布する．すなわち，地すべり堆積物は久慈山地の新第三系に多い傾向がある．それらの地すべりは地表勾配が 5〜15° 程度の斜面に多く，また流れ盤型の地すべりが多いことが指摘されている (森脇・井口, 1980)．

地すべり堆積物は後背地の地質を反映した淘汰の悪い岩屑から構成される．破砕の程度は様々で，巨礫サイズのブロックを含むものから大礫より小さいサイズに破砕された岩相もある (第 7. 4 図)．これらは地すべりの規模等だけでなく後背地の地質の固結度も反映していると考えられる．例えば，長福山 (ちょうふくさん) の南斜面の硬質な男体山 (なんたいさん) デイサイトの溶岩を後背地に持つ地すべり堆積物には，長径数m以上のデイサイトブロックが含まれている．一方, 北沢トンネル北方の地すべりは比較的固結度が低い東金砂山 (ひがしかなさやま) 層の礫岩中に生じたもので，その地すべり堆積物は大礫サイズかそれより小さい岩屑から構成されている．

7. 6. 2　山麓及び埋谷緩斜面堆積物 (p)

本書では，山麓及び谷地形周辺において緩斜面と構成する堆積物を，山麓及び埋谷緩斜面堆積物 (p) として記す．段丘化し平坦面を構成するものは段丘堆積物とし，河川沿いで段丘化せずに平坦な面を構成しているものは氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物 (a) とする．本堆積物



第 7. 5 図　山麓及び埋谷緩斜面堆積物 (p) に区分した崖錐堆積物の露頭写真 (大子町野出畑)

の一部は氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物と漸移的である．

山麓及び埋谷緩斜面堆積物は大子地域のほぼ全域に分布するが，特に八溝 (やみぞ) 山塊，鷲子 (とりのこ) 山塊，大子盆地，生瀬盆地に多く分布する．本堆積物は地すべり堆積物以外の緩斜面を構成する堆積物で，崖錐や沖積錐，扇状地などの礫層主体の堆積物である．主に淘汰の悪い角礫〜亜角礫と，その間を埋める砂から構成される (第 7. 5 図)．幾つかの堆積物は低位Ⅰや低位Ⅱ段丘面，谷底低地堆積物に漸移することから，本堆積物の多くは後期更新世後期〜完新世に堆積したと考えられる．

7. 7　沖積低地の堆積物

7. 7. 1　氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物 (a)

河川沿いの平坦面を構成している堆積物のうち，段丘化していないものを氾濫原及び谷底低地堆積物 (a) とし，地質図に示す．これらは比較的大きな河川沿いに認められ，特に大子盆地と生瀬盆地に多く分布する．本堆積物はルーズな礫，砂及び泥から構成される．泥や泥質な砂から構成される氾濫原堆積物には植物片が多く含まれる (第 7. 6 図)．本堆積物が分布する地域の一部は，2019 年 10 月の台風 19 号によって河川が氾濫し，浸水した．



第 7. 6 図　氾濫原堆積物（a）の露頭写真（押川）

7. 7. 2　旧河道堆積物（ac）

空中写真判読によって旧河道地形を認定できた場所に旧河道の堆積物が存在すると見なし，地質図に示す．旧河道堆積物（ac）は大子盆地と生瀬盆地の新第三系分布地に認められる．具体的には押川，大野川（おおのがわ），高瀬川（たかせがわ）沿いの，氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物（a）中に分布する．旧河道堆積物は現河床の堆積物と同様の構成であると見なすと，それらは礫及び砂を主体とし泥を伴うと判断される．

7. 7. 3　現河床堆積物（ar）

現河床堆積物（ar）は，現在の河川の河道を構成する堆積物で，主に円～亜円礫の礫，砂及び泥から構成される．本書では久慈川沿いの堤外地に分布する堆積物のみを記す．ポイントバーなどでは，氾濫原堆積物（a）と漸移的である．

7. 8　埋立地及び盛土（r）

大子地域は幾つかの場所で埋立地及び盛土が認められる．そのうち，本書では地質図で示すことができる比較的規模の大きいもののみを抽出して示す．抽出にあたっては 1940 年代後半の航空写真を用い，現地形を比較した．大子地域における 1940 年代後半以降の比較的大規模な造成地としては，大きな公園等の町営施設，ゴルフ場とその跡地等が該当する．本堆積物はそれらの造成地に分布する．

第 8 章　棚倉断層帯

（細井　淳・高橋　浩）

8. 1　概要と定義

棚倉断層帯は，大森（1949）が破砕帯の存在を指摘し，「棚倉―太田破砕帯」と命名したことが始まりである．その後，大森ほか（1953）はこの破砕帯を，「棚倉破砕帯」と呼び，破砕帯の東西両縁には 2 つの断層があることを記した．それらの断層はそれぞれ棚倉破砕帯西縁断層又は棚倉西縁断層，棚倉破砕帯東縁断層又は棚倉東縁断層などと呼ばれている（例えば，大槻，1975；淡路ほか，2006；Awaji *et al.*，2010）．

棚倉断層帯は白亜期以降，断続的に様々な運動が生じたことが考えられている（例えば，越谷，1986）．「棚倉破砕帯」という名称は，先新第三紀の断層運動によって形成された破砕帯を重視した言葉であり，「棚倉構造線」は地質構造単元の境界の重要性を重んじた用語である．そのため，天野（1991）は棚倉断層帯の新第三紀の構造運動を論じるにあたっては，棚倉断層と呼んだ．

このように，棚倉断層帯は破砕帯だけでなく破砕帯両縁に断層を伴っており，更に棚倉断層帯の名称は断層運動時期や運動センス，地質構造境界としての性質によって，様々である．そこで本書では棚倉断層帯の用語を次のとおり整理して使用する．棚倉断層帯は，先新第三系を原岩とした棚倉破砕帯（Tanakura Shear Zone）とその東西両縁にある棚倉破砕帯西縁断層（Tanakura Western Marginal Fault）と棚倉破砕帯東縁断層（Tanakura Eastern Marginal Fault），及びその間の断層群から構成され，これらをまとめて棚倉断層帯（Tanakura Fault Zone）と呼ぶ．

棚倉断層帯は時代を問わない用語であるが，棚倉破砕帯は先新第三系に用いる用語とする．その理由は，棚倉破砕帯を形成したマイロナイト化及びカタクレーサイト化は主に白亜紀～古第三紀に生じたものと考えられており（越谷，1986），棚倉破砕帯西縁断層と棚倉破砕帯東縁断層に挟まれた範囲に分布する新第三系は，先新第三系と比べて変形が弱く，全体が破砕帯にはなっていないためである．以下，本章では棚倉破砕帯西縁断層を西縁断層，棚倉破砕帯東縁断層を東縁断層と呼ぶ．棚倉破砕帯は西側の足尾帯と東側の阿武隈帯を隔て，白亜紀以前の西南日本と東北日本を分ける構造線として認識されているが（例えば，Isomi，1965），地帯構造区分上の境界をなす断層は，西縁断層にほぼ一致する．

大子地域では棚倉破砕帯の大部分が新第三系に被覆されている．大子地域に分布する棚倉破砕帯は風化による真砂化が進んでいるため，本図幅の調査では破砕帯の構造はよくわからなかった．一方，北隣の塙地域では比較的新鮮な破砕帯を構成する岩石が広く分布する．そのため，8.2 節の研究史に記すとおり，棚倉破砕帯の構造地質学的研究は主に塙地域で実施されている（例えば，越谷，1986；淡路ほか，2006）．

棚倉の呼称名は国土地理院の地名情報に従うと“たなぐら”だが，断層名としては“たなくら”で表記，呼称されている．断層名としての“たなくら”読みは古くから使われ，よく定着し，長い歴史を持つ．このような場合，改称は好ましくないため（日本地質学会編，2001），本書でも“たなくら”断層帯とする．

8. 2　研 究 史

棚倉断層帯の研究史について以下に記す．まず大森（1949）や大森ほか（1953）が，断層の分布や破砕帯，その周辺の地質について報告した．大森ほか（1953）は，破砕帯の東西両側にある 2 つの断層を報告し，これらは破砕帯の東西両側に分布する新第三系の堆積後に生じたものと考えた．大槻（1975）は棚倉断層帯とその周辺の地質をまとめ，この中で棚倉破砕帯西縁断層，棚倉破砕帯東縁断層，棚倉破砕帯内部の断層について詳しく記載した．また，棚倉断層帯は先新第三紀に大規模な左横ずれ運動，新第三紀に垂直方向の運動，中期中新世以後に移動量の小さい右横ずれ運動をしたと考えた．佐藤ほか（1982）は大槻（1975）が記載した棚倉断層帯沿いの新第三系中の小断層を解析し，2 種類の横ずれ断層系から北東–南西方向の圧縮応力場が中新世にあったと推定した．越谷（1986）は棚倉破砕帯を対象とし，マイロナイト，カタクレーサイト，千枚岩，小褶曲，小断層を解析した．それにより，白亜紀の中頃にはマイロナイトが形成されていたこと，白亜紀後期～古第三紀頃にかけてカタクレーサイト化が生じたこと，これらは剪断センスから左横ずれ断層帯として形成されたこと，中新世に水平面内での最大圧縮方向が北東–南西方向の応力場であったことを明らかにした．淡路ほか（2006）も棚倉破砕帯内の構造を対象とし，断層の分布様式と断層ガウジの微細組織，断層の姿勢と剪断センスを用いた解析を行った．その結果，応力 S1（最大圧縮主応力：西北西–東南東水平方向，最小圧縮主応力：北北東–南南西水平方向）から応力 S3，4（最大圧縮主応力：北北東–南南西水平方向，最

小圧縮主応力：西北西–東南東水平方向）に転換し，棚倉断層帯は左横ずれ運動後に右横ずれ運動を経験したと考えた．これらの研究は棚倉断層帯が白亜紀頃に左横ずれ，中新世頃に右横ずれセンスの運動をしていたことを示唆する．一方，桑原（1981）は棚倉断層帯周辺に発達する中新統中の断層運動センスを調べ，リーデルシアの剪断配列と照合し，中新世に左横ずれ運動があったと結論づけた．Hosoi *et al.*（2025）は西縁断層の露頭及び西縁断層沿いの新第三系に発達する破砕帯が右横ずれの運動センスを示すこと，棚倉断層帯中の新第三系に日立変成岩類起源と考えられる古いジルコンが含まれることから，少なくとも 16 Ma以降に棚倉断層帯は変位量数km～十数kmの右横ずれ運動があったとした．

次に，棚倉断層帯の北方延長についての議論を簡単に以下に示す．棚倉断層帯は大子地域周辺から福島県猪苗代湖東縁を通り，北北西方向に発達するが，その北方は第四系などの上部新生界に覆われ，延長を追跡できない．棚倉断層帯の北方延長の候補としては，日本国–三面構造線（島津, 1964），大井沢構造帯（皆川ほか, 1967），山形市西方を南北方向に走る伏在断層（高橋, 1999）が考えられている．大井沢構造帯について，朝日山地の花崗岩類が大井沢断層を境にして変化が認められないことが報告されている（久保・高橋, 1992）．また，朝日山地には阿武隈帯の岩石が無く，足尾帯に多い 60 Ma頃の深成岩や白亜紀後期の火山岩（田川酸性岩類：矢内ほか, 1973）が分布する．以上の岩相分布と朝日山地東方に分布する花崗岩類の特徴から，高橋（1999）は足尾帯と阿武隈帯を境にする棚倉断層帯は，朝日山地東方の山形県米沢市～山形県山形市周辺に伏在すると考えた．滝口・田中（2001）は山形県南陽市周辺から，棚倉断層帯の延長の可能性がある梨郷マイロナイト帯を発見したが，マイロナイト帯を境にして先新第三系に地質構造区分上の特徴の違いがあるかはまだわかっていない．

8. 3　棚倉破砕帯西縁断層

棚倉破砕帯西縁断層（以下，本節では西縁断層とよぶ）は，足尾帯と阿武隈帯を境する断層にほぼ一致し，棚倉断層帯の主たる断層である．西縁断層の南方は関東平野下に埋没し，北方は福島県中央部で前期更新世の火砕流堆積物群に覆われている（久保ほか, 2007）．大子地域では福島県矢祭町山下から茨城県常陸太田市天下野町へ北北西–南南東方向に発達する．特に天下野町周辺では西縁断層に沿って明瞭な谷地形が形成されており，その断層谷に沿って山田川が流れている．西縁断層によるこの断層谷，リニアメントは，活断層の疑いのあるものとされている（活断層研究会編, 1991）．

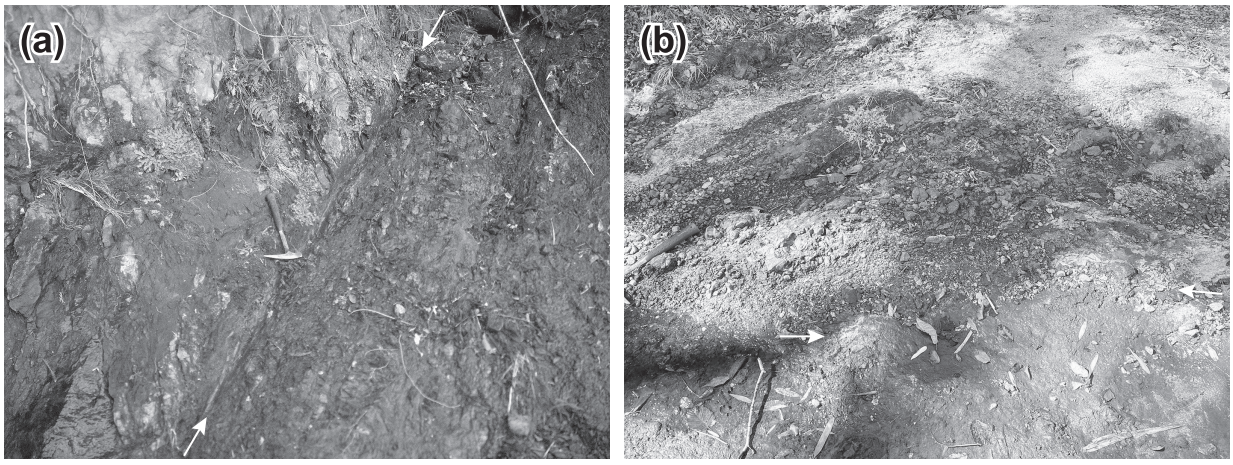
大子地域の西縁断層は，主に西棚倉層群中に発達する．断層沿いには断層とほぼ同じトレンドの褶曲が発達するとともに，断層近傍の西棚倉層群は比較的傾斜が大きくなっている．西縁断層を境にして西棚倉層群の層厚は異なっており，断層西側の方が厚い．このことから，西縁断層は西棚倉堆積盆の形成・発達において，その造構運動をもたらした断層の一つであり，断層西側に堆積空間を形成した可能性が高い．地表観察において，西縁断層はほぼ垂直な断層で，場所によって傾斜方向が異なる．生瀬盆地の西縁断層は一様に東傾斜で，確認できた断層はいずれも 60～80° 東傾斜であった．断層露頭には幅数cm程度の断層粘土が発達し，破砕帯を伴っている（第 8. 1 図a）．Hosoi *et al.*（2025）は断層露頭に発達する複合面構造を解析し，西縁断層から右横ずれセンスの運動を報告した．また，大子地域北隣の塙地域の西棚倉層群と阿武隈帯の花崗岩類境界をなす西縁断層の露頭からも右横ずれの運動センスが報告されている（Awaji *et al.*, 2010）．

西縁断層の右横ずれの水平運動量は，男体山デイサイトが断層を境にした東西両側に分布することから，その変位量は最大でも十数km程度と考えられる．西縁断層は西棚倉層群を変形させているため，その最終活動時期は西棚倉層群の年代以降である．第四紀以降の最近の活動については不明である．棚倉破砕帯が白亜紀～古第三紀に左横ずれの断層帯として形成されたことを踏まえると（越谷, 1986），西縁断層も白亜紀～古第三紀には左横ずれセンスの断層だった可能性が考えられる．

8. 4　棚倉破砕帯東縁断層

棚倉破砕帯東縁断層（以下，本節では東縁断層とよぶ）は，棚倉破砕帯西縁断層とほぼ平行に発達する．東縁断層の南方は関東平野下に埋没する．北方は福島県棚倉町付近で前期更新世の火砕流堆積物群に覆われ，その北方延長は不明である．すなわち，長さ 50 km以上の断層である．大子地域では福島県矢祭町上関河内から茨城県常陸太田市大中町へ北北西–南南東方向に発達する．地形等の解析から，東縁断層の一部区間は活断層である可能性が指摘されている（中田・今泉編, 2002）．

大子地域の東縁断層は白亜紀の深成岩類及び新第三系中に発達し，西棚倉層群の東縁及び東棚倉層群の西縁をなしている．大子地域では東縁断層の東側に東棚倉層群が僅かに分布する．大子地域の東棚倉層群は東縁断層に近づくにつれ傾斜が増し，一部は断層近傍で逆転層になる．東縁断層は明神峠より北側ではほぼ一直線の断層地形を有し，高角断層と考えられる．一方の明神峠より南側の東縁断層は断層露頭及び断層を境にした地層の分布等に基づくと，西に 50～70° 程度の傾斜である．地表面上でやや波打って分布することからも，北側よりやや緩傾斜と判断される．常陸太田市徳田町行石周辺の東縁断層の露頭では，阿武隈深成岩類，変成岩類を原岩とした



第 8. 1 図　棚倉破砕帯西縁断層及び棚倉破砕帯東縁断層の露頭写真
(a) 棚倉破砕帯西縁断層の露頭．常陸太田市上高倉町周辺．矢印部が断層．男体山デイサイト（写真左側）と東金砂山層（写真右側）の境界をなす．(b) 棚倉破砕帯東縁断層の露頭．常陸太田市小妻町周辺．矢印部が断層．赤坂層（写真下側）と破砕された阿武隈深成岩類（写真上側）の境界をなす．

破砕帯が形成されており，破砕帯と赤坂層の砂岩が接する（第 8. 1 図b）．

詳細な東縁断層の運動センスと活動時期の履歴は不明だが，中期中新世以降に右横ずれ運動をした可能性が指摘されている（Hosoi *et al.*, 2025）．また，東縁断層は東棚倉層群の西縁をなし，東棚倉層群を変形させていることから，後期中新世の前半以降に動いたことは明白である．その変位量は岩相分布から判断すると，数km程度かそれ未満の可能性が高い．第四紀以降の最近の断層活動については不明である．

第9章　応 用 地 質

（細井　淳）

大子地域周辺は金山があり，古くから金・銀などが採掘されてきた．また，大子地域東側の常磐炭田と比べると僅かではあるが，石炭も採掘されてきた．以下では，大子地域における金属鉱床と石炭，温泉の概要を記す．なお，鉱山名等については，現存しない地名名称のものも存在する．そのため，鉱山名等の読み方については文献や国土地理院が提供するベクトルタイル（自然地名，居住地名）等で判明したもののみを記す．

9.1　金 属 鉱 床

八溝山地周辺では古くは平安時代から金を産し，砂金が採取されていたことが続日本後紀に記録されている（大子町史編さん委員会編, 1988）．1591 年頃には佐竹氏の下で南郷，八溝山，洞坂，金沢などの金山が開発された．1593 年の「豊臣氏蔵納目録」によると，佐竹領内の産金額は全国第四位であった（大子町史編さん委員会編, 1988）．1609 年以降, 水戸藩の支配下になってからも金山開発は続けられ，塩沢金山は 1630 年頃まで盛んであった．塩沢金山周辺には仏沢金山，久隆金山，手小屋金山，小久慈金山などがあった（大子町史編さん委員会編, 1988）．

戦前の昭和初期には佐竹時代の露天掘り跡地や旧坑を復活させ，鉱区を引き継ぐ形で金山が稼行していた．これらの金山では金だけでなく，銀や銅，マンガンなども得られていた．しかし，太平洋戦争が始まると外国との交易が遮断されたことにより金の需要は減少し，多くの金山は閉山に追い込まれた．戦後は塩沢鉱山，日栄鉱山，太郎沢鉱山，日永鉱山などで採鉱されていたが，経営難のため, 昭和 30 年代後半には大子地域の鉱山は閉山した．その後，昭和 57 年に東洋金属鉱業が金山沢鉱山（現在の栃原金山と呼ばれる鉱山）の探鉱作業と坑道整備を行い，昭和 62 年に再稼行したが，金価格の低下などのため，現在は閉山している（大子町史編さん委員会編, 1993）．

大子地域及び大子地域内の可能性がある鉱山一覧を，文献に基づいてまとめた（第 9.1 表）．鉱山の買収や鉱区の併合等によって，表に記した鉱山の中には同一鉱山が含まれている可能性があるが，鉱山名として記録されているものは全て記した．

大子地域の鉱山の大半は，石英脈よりなる鉱脈より採掘されており，これらの石英脈は足尾帯ジュラ系や白亜紀の深成岩に貫入する．大子地域における火成活動に基づくと，これらの石英脈は白亜紀の深成岩類（例えば, 八溝古期深成岩類）又は新第三紀の火山岩（例えば, 栃原流紋岩）に伴ったものと考えられる．鉱山の多くは久慈川西方のジュラ系分布地にある．地質図には鉱山の正確な位置が特定できたもののみを示した．具体的には，茨城県（1952）又は日本金山誌編纂委員会（1994）にて位置が記されている塩沢鉱山，生里鉱山，久隆鉱山，依上鉱山，大子鉱山，日永鉱山，太郎沢鉱山，栃原鉱山，袋田鉱山，日東鉱山，仏沢鉱山の 11 鉱山を記した．これらの鉱山の鉱脈は，一般的に地質構造に支配されており，層理面に発達するものが多い（茨城県, 1954）．

9.2　石　炭

大子地域の石炭産業について，大子町史編さん委員会編（1993）に従って記す．大子地域では昭和初期に石炭が採掘されており，大子炭鉱，久慈川炭鉱，依上炭鉱が操業していた．久慈川炭鉱，依上炭鉱は昭和 22 年，昭和 23 年の短期間に出炭しただけであったが，大子炭鉱では比較的遅くまで採炭されていた．大子炭鉱は昭和 14 年に開発され，昭和 19 年頃から出炭された．当初は 50～60 トン / 月であったが，昭和 21 年には 200 トン / 月，昭和 23 年には 500 トン / 月を出炭した．その後は出炭量が減少し，昭和 28 年には閉山した．

炭鉱の詳しい場所は特定できないものの，大子炭鉱は浅川地区と記されている．通商産業省石炭局編（1956）には大子含炭地として，炭鉱及び炭層の情報が柱状図と共に示されている．これによると，大子炭鉱は大子町浅川滑石の西方に位置し，炭層は浅川層下部にある．大子炭鉱の炭層は炭鉱付近で発達が良好で，東及び西へ向かって炭層が薄くなる．また，石炭の炭質区分は亜瀝青炭E級に属する．

9.3　温　泉

大子町中心街～男体山西側には，周辺よりも泉温の高い区域がある．この区域は大子・袋田温泉高温地帯（大子町編さん委員会編, 1988）や奥久慈温泉高温地帯（笠井, 2008）等と呼ばれている．大子地域の温泉は西棚倉層群の分布地にある．泉温は高いもので 40 ℃に達する．これらの温泉は旧泉質名での単純温泉に該当する泉質のも

第 9.1 表　大子地域及び大子地域内の可能性がある鉱山一覧

鉱山名	場所	型式	鉱種	鉱石(文献1)	鉱種，品位 (文献1)	鉱種，品位 (文献6)	文献
日永	久慈郡袋田村		金 銀			金 10 g/t 銀 20 g/t アンチモン 12 %	3, 4, 5, 6
木村	久慈郡袋田村		砂金				3
塩沢	久慈郡上小川村大沢	石英脈	金 銀	自然金･黄鉄鉱，石英	高品位 50–100 g/t 平均 10 g/t Au 4–10 g/t	金 10–130 g/t 平均 25 g/t	1, 3, 4, 5, 6, 8
生里	久慈郡小里村大中	石英脈	金 銀 ヒ素	自然金ほか	As 10 % 高品位部 Au 250g/t (Au:Ag = 1–2:1)	含金硫砒鉄鉱， 金 10 g/t ヒ素 7%	1, 3, 4, 6
久隆	久慈郡下小川村	石英脈	金 銀	自然金･黄鉄鉱，石英			1, 3, 5, 8
三A	久慈郡依上村	鉱床 （層状？）	マンガン		Mn 39–40 %	マンガン鉱 38 %	1, 2, 3, 4, 6
依上	久慈郡大子町	鉱床 （層状？）	マンガン		Mn 33–38 %	マンガン鉱 38 %	1, 2, 3, 4, 6
鹿島	那須郡須賀川村	鉱床 （層状？）	マンガン		Mn 30–40 % MnO_2 75 %		1, 2, 3
光亀	那須郡須賀川村	鉱床 （層状？）	マンガン		Mn 35–42 %		1, 2, 3
大子	久慈郡大子町	石英脈	金 銀	黄鉄鉱，石英			1, 5, 8
大徳	久慈郡大子町	石英脈		自然金･黄鉄鉱，石英	Au 5.5 g/t Ag 2 g/t		1
日永 （袋田）	久慈郡袋田村相内沢	石英脈	金 アンチモン	自然金･輝安鉱，石英	Au 10 g/t (Sb 2–3 %)		1, 7, 8
太郎沢	久慈郡大子町･袋田村	石英脈	金 銀 銅	自然金･黄鉄鉱，石英	Au 20g/t	含銀銅鉱	1, 4, 5, 6, 7, 8
日鉄久慈	久慈郡上小川村	石英脈	金 銀	自然金･黄鉄鉱･方鉛鉱，石英	Au 10–15 g/t		1, 7
箕輪	久慈郡下小川村	石英脈		自然金･黄鉄鉱，石英			1
金山沢	久慈郡上小川村						5
栃原	久慈郡上小川村	石英脈	金 銀	黄鉄鉱，石英			1, 5, 8
西金	久慈郡下小川村西金	石英脈		黄鉄鉱，石英			1
宝田	久慈郡上小川村大字大沢					金鉱，銀鉱	4, 5, 6
袋田 （南部）	久慈郡袋田村	石英脈	金 銀 アンチモン				5, 8
左貫	久慈郡佐原村						5
大金	久慈郡佐原村						5
南部	久慈郡袋田村						5
諸富	久慈郡諸富野村						5
石神	久慈郡袋田村						5
日東 （初原）	久慈郡佐原村	石英脈	金 銀				5, 8
仏沢	久慈郡大子町	石英脈	金 銀				8

1, 工業技術院地質調査所 (1955); 2, 工業技術院地質調査所 (1954); 3, 工業技術庁地質調査企画課 (1952); 4, 茨城県経済部商工課 (1951); 5, 大子町史編さん委員会 (1993); 6, 茨城県 (1952); 7, 茨城県 (1954); 8, 日本金山誌編纂委員会 (1994)

のが多い.

大子地域に分布する温泉は，自治体や企業が所有する源泉以外のほかに，個人所有の源泉も多くある．そこで本書では，温泉として 5 万分の 1 地形図上に表記されている公知の塩ノ沢(しおのさわ)温泉，大子温泉，袋田温泉を地質図に記した．また，第 9.2 表には産総研地質調査総合センター編 (2005) にて報告されている大子地域の温泉情報を記した.

大子温泉は深さ 803 m のボーリング掘削によって開発されたものである (笠井, 2008)．大子温泉はボーリング柱状図 (笠井, 2008) によって地下地質情報が記されている．そこで本書では地表地質データとボーリングの柱状

第 9. 2 表　大子地域内の温泉情報
データは産総研地質調査総合センター編（2005）で報告されているもののみ記した.

名称	泉質名	旧泉質名	深度(m)	湧出量	温度上限	pH上限
浅川	$NaCl \cdot SO_4$	硫黄泉	300	600	27	8.96
矢田	-	単純温泉，食塩泉	-	119.8	25.3	9
大子	$NaSO_4$	単純温泉，硫酸塩泉	383	-	25.3	8.2
山田	-	単純温泉	-	0.6	25	7.2
袋田	($NaSO_4$)	単純温泉	700	687.5	40.5	8.7
日乃本	($NaSO_4 \cdot HCO_3$)	単純温泉	800	290	40.7	-
滝川	($NaHCO_3$)		460	26	37	9.4
西金	-		-	4	27	8.4
竜神峡	-	単純温泉	-	-	20	-

図を基に地下地質を再検討し，地質断面図のB地点に記した．大子温泉の地下地質は，深度約 0–380 m，約 380–600 m，約 600–803 mがそれぞれ浅川層，大沢口層，北田気層である．ボーリング柱状図（笠井, 2008）に記された岩相のうち，浅川層の砕屑岩主体層は岩相As1 に，火山砕屑岩主体層を岩相As4 に区分した．大沢口層と北田気層の岩相については，本書における各層の岩相を包括したものとして，断面図に示した（それぞれ岩相Osと岩相Ki）．また，大子温泉の南方約 300 mにある断層は，ボーリング柱状図における深度約 380 mの断層破砕帯に連続するものと考えた．この深度は，大子温泉の深度（産総研地質調査総合センター編, 2005）とほぼ一致する．

第 10 章　自 然 災 害

（細井　淳）

10. 1　斜 面 災 害

大子地域の山地や盆地には斜面堆積物が広く分布する．これらは表層崩壊や土石流，地すべりなどの過去のマスムーブメントによるものであり，斜面災害の潜在的危険性があることを意味する．地質図には野外調査，地形解析，空中写真判読によって認定できた斜面堆積物を示す．

大子地域には地質図に示した斜面堆積物とは別に，国と県が指定する土砂災害の危険区域（土砂災害警戒区域）が多く存在する．土砂災害警戒区域はその地質現象の種類ごとに，土石流，地すべり，急傾斜地の崩壊の 3 つに区分されている．このうち，土石流と地すべりの警戒区域には「山麓及び埋谷緩斜面堆積物（p）」や「地すべり堆積物（l）」がおおむね分布しており，過去にも繰返し土石流や地すべり等のマスムーブメントが発生していた

第 10. 1 表　大子地域内の地すべりの警戒区域（2023 年 10 月現在）
警戒区域情報は茨城県（2023）と栃木県（2023）による．

箇所番号	箇所名	所在地	地質					斜面
			時代	地層名・岩体名		岩相記号		
茨城県久慈郡大子町								
24	黒丸	盛金	新第三紀	浅川層		As1		N
25	富根	北富田	新第三紀	浅川層		As1		O
26	長久保	頃藤	新第三紀	浅川層		As1	As4	O
27	一条	袋田	新第三紀	浅川層		As1		N
28	毛内	下野宮	新第三紀	小生瀬層		Ko1		N
29	桐の草	下野宮	新第三紀	小生瀬層		Ko1		D
40	百合平	槇野地	新第三紀	風木ノ草層		Fu		D
41	広石根	下野宮	新第三紀	小生瀬層		Ko2		D
42	長福	頃藤	新第三紀	浅川層	男体山デイサイト	As3	Nn1	O
43	番所	大沢	ジュラ紀	笠間コンプレックス		Ks		D
52	大沢口	頃藤	ジュラ紀	笠間コンプレックス		Kp		O
53	栃原	栃原	新第三紀	栃原流紋岩		To2		?
54	切ノ草	大沢	ジュラ紀	笠間コンプレックス		Ks	Kp	O
55	宮本	大沢	第四紀？	斜面堆積物？		p		N
56	張山	大沢	ジュラ紀	笠間コンプレックス		Ks		N
57	岡平	大沢	新第三紀	栃原流紋岩		To3		N
58	野倉平	大沢	第四紀？	段丘堆積物？		tm2		N
59	上原	盛金	新第三紀	浅川層		As1		D
茨城県常陸大宮市（旧山方村）								
7	上三ヶ草	諸沢	新第三紀	浅川層	男体山デイサイト	As3	Nn1	O
8	深串	諸沢	新第三紀	浅川層	男体山デイサイト	As3	Nn1	O
9	宝明	諸沢	新第三紀	浅川層	男体山デイサイト	As3	Nn1	O
44	田野平	北富田	新第三紀	浅川層		As4		O
45	岡平	盛金	ジュラ紀	笠間コンプレックス		Kl		D
61	後在所	盛金	新第三紀	大沢口層		Os3		O
94	瀬野野	盛金	ジュラ紀	笠間コンプレックス		Ks		N
202	盛金高井釣	盛金	新第三紀	北田気層		Ki1		D
203	北富田大崎	北富田	新第三紀	大沢口層		Os3		D
茨城県常陸大宮市（旧美和村）								
3	西河平	高部	ジュラ紀	鷲子コンプレックス		Ts		D
4	トカリ沢	高部	ジュラ紀	鷲子コンプレックス		Ts	Tl	D
60	梅ヶ草	高部	ジュラ紀	鷲子コンプレックス		Ts		D
100	入檜沢下	高部	ジュラ紀	鷲子コンプレックス		Ts	Tl	D
茨城県常陸太田市（旧水府村）								
66	武生山	下高倉町	新第三紀	男体山デイサイト	小生瀬層	Nn2	Ko1	?
栃木県那珂川町								
403-06	盛泉	盛泉	新第三紀	大沢口層		Os3		D

土砂災害警戒区域（地すべり）のみ抽出．D: 流れ盤斜面, O: 受け盤斜面, N: どちらとも言えない又は該当しない

第 10. 2 表　大子町における水害一覧
情報は 1890 年～1938 年の期間のみ.

年月（西暦）	年月（和暦）	河川	増水高	備考（m）	文献
1890/8	明治23年8月	久慈川	大子村地先増水2丈2尺	約6.7	1
1896/7	明治29年7月	久慈川			1
1902/9	明治35年9月	久慈川	久慈川1丈5尺5寸	約4.7	1
		押川	押川2丈	約6.1	1
1906/7	明治39年7月	各川			1
1907/8	明治40年8月	久慈川，諸沢川など			1
1908/5	明治41年5月	押川			1
1908/6	明治41年6月	久慈川	大子町地先3尺8寸5分	約1.2	1
1908/7	明治41年7月	久慈川など			1
1908/8	明治41年8月	久慈川	大子町地先3尺	約0.9	1
1908/9	明治41年9月	久慈川，諸川など			1
1909/4	明治42年4月	久慈川	大子町地先4尺8寸	約1.5	1
1910/8	明治43年8月	久慈川	大子町地先1丈2尺	約3.6	1
		押川	大子町地先8尺	約2.4	1
		滝川	袋田村地先1丈2尺	約3.6	1
		生瀬川	生瀬村地先1丈2尺	約3.6	1
		大野川	生瀬村地先9尺	約2.7	1
		八溝川	黒沢村地先9尺	約2.7	1
1910/10	明治43年10月	久慈川	大子町地先3尺8寸	約1.2	1
1911/4	明治44年4月	久慈川	袋田村地先8尺	約2.4	1
1911/7	明治44年7月	久慈川など	大子町地先8尺	約2.4	1
1917/10	大正6年10月				1
1919/9	大正8年9月	久慈川			1
1920/5	大正9年5月	久慈川	大子町地先6尺	約1.8	1
1920/10	大正9年10月	久慈川	久慈川1丈5尺	約4.5	1
		押川	押川1丈2尺	約3.6	1
1921/9	大正10年9月	久慈川など	大子町地先10尺	約3.0	1
1924/9	大正13年9月	久慈川など			1
1925/8	大正14年8月	久慈川など各川			1
1938	昭和13年		（出水，1丈2尺）	約3.6	2

1, 大子町史編さん委員会編 (1993); 2, 石井（1983）

可能性が示唆される.

地すべりの警戒区域は 2023 年 10 月現在，大子地域内で合計 33 箇所指定されている（茨城県, 2023；栃木県, 2023）．これらの警戒区域は，新第三系とジュラ系の分布地で指定されており，その多くは新第三系の分布地である（第 10. 1 表）．新第三系分布地の地すべり警戒区域の詳細な地質を見ると，浅川（あさかわ）層の砂岩主体の岩相（As1）に対して比較的多く指定されているようである.

土砂災害警戒区域のうち，地すべり以外の土石流や急傾斜地の崩壊による危険区域は無数に指定されている．それらの詳細は茨城県，栃木県，福島県のホームページを参照いただきたい.

10. 2　水　害

茨城県久慈郡大子町は久慈川沿いに発達する町で，過去に繰返し水害が発生した記録が残っている（大子町史編さん委員会編, 1993）．この記録によると，1890 年（明治 23 年），1902 年（明治 35 年），1910 年（明治 43 年），1920 年（大正 9 年），1924 年（大正 13 年），1938 年（昭和 13 年）等に大規模な洪水が発生した（第 10. 2 表）.

これらの水害のうち，特に 1890 年の洪水被害は大きく，大子地域の久慈川沿いには水害の伝承碑が複数ある．これらの石碑の内容によると，久慈川の水位は平穏時と比べて 6～7 mほど上昇したとされている．旧大子町では死者 4 名，流出家屋 13 棟，浸水家屋は約 250 戸になり，久慈川沿いの町家の大半が浸水する大きな被害を受けたことが記されている．また，吉田神社（恐らく久慈川沿い，大子町池田にある吉田神社を指す）では，約 1.5 mまで浸水したと記録されている．吉田神社は標高 107～108 mに位置することから，吉田神社周辺では標高 110 m程度まで浸水したと考えられる．これは，久慈川沿いにおける地質図の氾濫原堆積物（a）の分布範囲がおおむね浸水した可能性を示唆する.

最近では 2019 年 10 月の台風 19 号（令和元年東日本台風）によって久慈川が氾濫し，家屋の浸水等のみならず死者が出る被害を受けた．大子町市街地周辺では，旧大子町庁舎周辺の押川（おしがわ）と久慈川の合流地周辺や，久慈川左岸の中内橋（なかうちばし）以南の国道 118 号線より東側の地域周辺（吉田神社周辺を含む）などで越水し，浸水被害が出た．久



第 10. 1 図　久慈川増水による被害写真（袋田駅北方）
2019 年 10 月の台風 19 号（令和元年東日本台風）によって久慈川が増水し，大子地域内の JR 東日本・水郡線の橋梁が流失.

慈川の洪水は大子地域を走る JR 東日本・水郡線の袋田駅北に架かる第六久慈川橋梁が流失する被害ももたらした（第 10. 1 図）.

文　献

阿武隈山地岩石鉱物調査会（2007）茨城県北西地域における岩石・鉱物．茨城県自然博物館第 4 次総合調査報告書，47–84.

相田　優（1988）福島県棚倉地域の久保田層より産する新第三紀浮遊性有孔虫化石．福島県立博物館紀要，no. 2，13–27.

秋葉文雄（1970）茨城県常陸大宮町北方の地質および構造．東北大学地質古生物学教室卒業論文，89p.

阿久津　純（1952）茨城県常陸大宮付近の地形地質．宇都宮大学学芸学部研究論集，no. 2，191–209.

阿久津　純（1955）宇都宮周辺の関東火山灰層と河成段丘．宇都宮大学学芸学部研究論集，no. 4，33–46.

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

天野一男（2008）棚倉地域．日本地質学会編，日本地方地質誌 3：関東地方，朝倉書店，東京，206–214.

天野一男・高橋治之（1984）棚倉破砕帯周辺の新第三系の地質．茨城大学理学部地球科学教室，棚倉破砕帯に関する地質学的地球物理学的研究，6–9.

天野一男・越谷　信・高橋治之・野田浩司・八木下晃司（1989）棚倉破砕帯の構造運動と堆積作用．日本地質学会第 96 年学術大会見学旅行案内書，55–86.

天野一男・鈴木敦子・八木岡博子・仲田寛雄・大森幹司（1994）棚倉断層の運動と海水準変動から見た東棚倉堆積盆の堆積環境の変遷．日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨，47.

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

天野一男・松原典孝・及川敦美・滝本春南・細井　淳（2011）棚倉断層の新第三紀テクトニクスと火山活動・堆積作用．地質学雑誌，**117** 補遺，69–87.

安藤寿男・小池　渉・国府田良樹・岡村喜明（2010）茨城県大子町滝倉の中新統浅川層から発見された大型哺乳類足跡化石群とその産状．茨城県自然博物館報告，no. 13，1–21.

安藤寿男・加藤久佳・齋藤和希（2019）茨城県大子町の中新統苗代田層（久慈川層群）から産出した十脚甲殻類チュウコシオリエビ属化石．茨城県自然博物館研究報告，no. 22, 1–10.

青木かおり・入野智久・大場忠道（2008）鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序．第四紀研究，**47**，391–407.

Aono, H.（1985）Geologic structure of the Ashio and Yamizo Mountains with special reference to its tectonic evolution. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B: Geological Sciences*, **6**, 21–57.

Arakawa, Y. and Takahashi, Y.（1989）Strontium isotopic and chemical variations of the granitic rocks in the Tsukuba district, Japan. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **101**, 46–56.

淡路動太・山本大介・高木秀雄（2006）棚倉破砕帯の脆性領域における運動履歴．地質学雑誌，**112**，222–240.

Awaji, D., Sugimoto, R., Arai, H., Kobayashi, K. and Takagi, H.（2010）Miocene dextral movement of Tanakura Shear Zone: Evidence from the Western Marginal Fault, Hanawa Town, Northeast Japan. *Island Arc*, **19**, 561–564.

Baumgartner, P. O., O'Dogherty, L., Goričan, Š., Urquhart, E., Pillevuit, A. and De Wever, P.（1995）Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochlonology. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, no. 23, 1172p.

Blatt, H.（1992）*Sedimentary Petrology, Second edition*. Prentice-Hall, New Jersey, 514p.

Blatt, H., Middleton, G. and Murray, R.（1972）*Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall, New Jersey, 634p.

Blow, W. A.（1969）Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In* Bronnimann, P., Rentz, H. H. eds., *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva 1967 Vol. 1*, 199–422.

防災科学技術研究所（2004）地すべり地形分布図　大子．防災科学技術研究所研究資料第 247 号.

地学団体研究会編（1996）新版　地学辞典．平凡社，東京，1443p.

大子町史編さん委員会編（1988）大子町史通史編上巻．大子町，767p.

大子町史編さん委員会編（1993）大子町史通史編下巻．大子町，773p.

大子町教育委員会（2020）大子町文化遺産．https://www.daigo-bunkaisan.jp/（閲覧日：2023 年 12 月 5 日）.

Ejima, T., Kon, Y., Kawano, S. and Araoka, D.（2017）Zircon U–Pb dating of gabbro and diorite from the Bato pluton, northeast Japan. *Island Arc*, **27**, e12222. doi: 10.1111/iar.12222

Endo, S. and Morita, H.（1932）Notes on the genera comptoniphyllum and liquidambar. *Science Reports of the Tohoku Imperial University. 2nd series, Geology*, **15**, 41–53.

Fisher, R. V.（1961）Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **72**, 1409–1414.

藤本治義（1932）関東の地質．中興館，東京，278p.

藤本治義・畠山久重（1938）茨城県鶏足山塊産上部古生代化石（予報）．地質学雑誌，**45**，377–379.

福島県編（1985）土地分類基本調査「棚倉」（5 万分の 1）．福島県，60p.

福島県編（1998）土地分類基本調査「塙・大田原・川部・大子・高萩」（5 万分の 1）．福島県，78p.

福島県編（2000）土地分類基本調査「那須岳・白河」（5 万分の 1）．福島県，63p.

Gorai, M.（1944）Petrological study on the plutonic rocks of Gosaisho-Takanuki district, southern Abukuma Plateau. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University. Series D, Geology*,

2, 239–321.

Goričan, Š. (1994) Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro), *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, no. 18, 7–177.

芳賀憲三 (1970) 茨城県久慈郡男体山周辺の地質と構造. 東北大学地質古生物学教室卒業論文, 60p.

早川唯弘 (2002) Ⅰ地形分類図. 土地分類基本調査「常陸大宮・烏山」(5 万分の 1), 茨城県, 13–38.

Hayashi, H. and Takahashi, M. (2008) Numerical age of the planktonic foraminiferal zonal boundary between N.15 and N.16 in the mid-latitude northwest Pacific region. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **59**, 415–422.

Hayashi, H., Yamaguchi, T., Takahashi, M. and Yanagisawa, Y. (2002) Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the upper Miocene Kubota Formation in the eastern Tanagura area, Northeast Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **53**, 409–420.

廣井美邦 (1990) 阿武隈変成帯, 横川の同一露頭に見られる高圧および低圧で安定な鉱物組合せ—変成史の解析. 岩鉱, **85**, 207–222.

廣井美邦 (1997) 変成岩岩石学的手法による岩石の部分融解の研究. 地学雑誌, **106**, 707–713.

廣井美邦 (2004) ザクロ石のインクルージョンおよび組成累帯構造に基づく阿武隈変成岩の温度—圧力計路. 地学雑誌, **113**, 703–714.

廣井美邦・岸　智 (1989) 阿武隈変成帯, 竹貫泥質片麻岩中の十字石と藍晶石. 岩鉱, **84**, 141–151.

Hiroi, Y. and Kishi, S. (1989) P-T evolution of Abukuma metamorphic rocks in Northeast Japan, metamorphic evidence for oceanic crust obduction. *In* Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardlley, B. W. D., eds., *Evolution of Metamorphic Belts*, Geological Society of London, Special Publication, no. 43, 481–486.

Hiroi, Y., Kishi, S., Nohara, T., Sato, K. and Goto, J. (1998) Cretaceous high-temperature rapid loading and unloading in the Abukuma metamorphic terrane, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 67–81.

堀　常東 (1998) 八溝山地鷲子山塊のチャート-砕屑岩シークエンスの年代 (予報). 日本古生物学会 1999 年年会講演予稿集, 66.

堀　常東 (1999) 八溝山地鷲子山塊大平地域より産出するジュラ紀最末期放散虫化石とその古生物地理的意義—*Vallupus* テリトリーの時空分布に関する一考察—. 地質学雑誌, **104**, 233–242.

Hori, N. (1999) Latest Jurassic radiolarians from the northeastern part of the Torinoko Block, Yamizo Mountains, central Japan. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B: Geological Sciences*, **20**, 47–114.

Hori, N. (2001) Triassic and Jurassic radiolarians from the chert-clastic sequence of the Takatori Unit in the Torinoko Block, Yamizo Mountains. *News of Osaka Micropaleontologist*, Special Volume, no.12, 159–180.

堀　常東・指田勝男 (1998) 八溝山地鶏足山塊の中生界. 地学雑誌, **107**, 493–511.

堀　常東・指田勝男 (1999) 八溝山地鷲子山塊のジュラ紀堆積岩コンプレックスの構造層序区分. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, 89.

Horiuchi, J. (1996) Neogene floras of the Kanto district. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba. Section B, Geological Sciences*, **17**, 109–208.

Horiuchi, J. and Takimoto, H. (2001) Plant mega-fossils from the late Early to early Middle Miocene Asakawa Formation at Inuboe Pass, Ibaraki Prefecture, Kanto District, Japan. *Bulletin of Ibaraki Natural Museum*, no. 4, 1–32.

細井　淳・古澤　明 (2023) 茨城県北部, 久慈川流域の段丘堆積物から発見された大山倉吉テフラ. 地質調査研究報告, **74**, 167–178.

細井　淳・橋本　純・天野一男 (2017) 棚倉断層沿いの中新世アイスランダイト質デイサイト海底火山の復元. 地質学雑誌, **123**, 613–626.

Hosoi, J., Danhara, T., Iwano, H., Matsubara, N. and Amano, K. (2020) Development of the Tanakura strike-slip basin in Japan during the opening of the Sea of Japan: Constraints from zircon U–Pb and fission-track ages. *Journal of Asian Earth Sciences*, **190**, 104157. doi: 10.1016/j.jseaes.2019.104157

細井　淳・白濱吉起・小松原　琢・工藤　崇 (2020) 角館地域の地質. 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, 109p.

細井　淳・羽地俊樹・岩野英樹・檀原　徹・平田岳史 (2021) 茨城県大子町に分布する中新世栃原流紋岩類の岩脈を用いた火山活動の年代とその応力場. 地質学雑誌, **127**, 395–402.

Hosoi, J., Tanii, Y., Okada, M. and Haneda, Y. (2023) Rotated transtensional basins formed during back-arc spreading in Japan: Simultaneous rapid tectonic rotation and basin subsidence. *Tectonics*, **42**, e2022TC007642. doi: 10.1029/2022TC007642

Hosoi, J., Danhara, T. and Iwano, H. (2025) Miocene dextral movement on the Tanakura Fault Zone, Japan: Strike-slip fault inversion due to arc-arc collision. *Progress in Earth and Planetary Science*, **12**, 89.

茨城県 (1952) 昭和 26 年度地下資源調査報告書. 茨城県, 45p.

茨城県 (1954) 昭和 29 年度第 4 号地下資源調査報告書. 茨城県, 9p.

茨城県 (2023) 茨城県の土砂災害警戒区域等指定箇所. https://www.pref.ibaraki.jp/doboku/kasen/dam/dosha/keikai-shitei/keikai-shitei.html (閲覧日：2023 年 10 月 30 日).

茨城県編 (2002a) 土地分類基本調査「大子・喜連川」(5 万分の 1). 茨城県, 74p.

茨城県編 (2002b) 土地分類基本調査「常陸大宮・烏山」(5 万分の 1). 茨城県, 76p.

茨城県経済部商工課 (1951) 茨城県地下資源調査報告書. 茨城県, 46p.

猪郷久義 (1972) 新しい示準化石—コノドント—. 地学雑誌, **81**, 142–151.

伊左治鎭司・加藤久佳 (2011) 福島県東棚倉地域に分布する上部中新統久保田層から産出した真珠化石. *Venus: Journal of the*

Malacological Society of Japan, **60**, 195–201.
石井良一（1983）奥久慈膝くりげ．国書刊行会，東京，283p.
Isomi, H.（1965）Tectonic map of Japan. Geological Survey of Japan.
岩生周一・松井　寛（1961）5 万分の 1 地質図幅「平・川前（付井出）」及び説明書．地質調査所，103p.
Iwasaki, Y.（1970）The Shiobara-type molluscan fauna: An ecological analysis of fossil molluscs. *Journal of the Faculty of Science University of Tokyo. Section II, Geology, mineralogy, geography, geophysics*, **17**, 351–444.
人文社編（1991）日本分県地図地名総覧．人文社，東京.
貝塚爽平（1957）関東平野北東部の洪積台地．地学雑誌，**66**, 217–230.
貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦編（2000）日本の地形 4　関東・伊豆小笠原．東京大学出版会，東京，349p.
Kamei, T. and Kamiya, H.（1981）On the Fossil Teeth of Stegolophodon pseudolatidens（YABE）from the Miocene Bed of the Abukuma mountains. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University. Series of Geology and Mineralogy*, **47**, 165–176.
神谷英利（1969）茨城県久慈川流域北部の第三系，とくにその層相変化について．地質学雑誌，**75**，157–170.
蟹沢聰史・宇留野勝敏（1962）阿武隈，竹貫地方に見出された含十字石変成岩（予報）．地球科学，**62**，20.
加納　博（1960）鷲子山塊の含花崗質岩礫岩とその意義―含花崗質岩礫の研究（その 8）―．東北大学理科報告，地質学，特別号，no. 4，476–481.
Kano, H. and Kuroda, Y.（1968）On the occurrence of staurolite and kyanite from the Abukuma Plateau, northeastern Japan. *Proceedings of the Japan Academy*, **44**, 77–82.
加納　博・黒田吉益・宇留野勝敏・濡木輝一・蟹沢聰史・丸山孝彦・梅村隼夫・光川　寛・瀬戸延男・大平芳久・佐藤　茂・一色直記（1973）竹貫地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，116p.
Kanomata, N.（1961）The geology of the Yamizo, Torinoko and Toriashi mountain blocks and their geologic age. *Journal of the College of Arts and Sciences, Chiba University*, **3**, 351–367.
笠井勝美（1978）八溝山系の地質構造に関する新知見．地質学雑誌，**84**，215–218.
笠井勝美（1979）鶏足山塊中央部の地質構造．総合研究 A「中生代造構作用の研究」，no.1，87–88.
笠井勝美（2008）茨城の温泉と地質：地質構造から温泉の熱源をさぐる．茨城温泉開発株式会社，水戸，85p.
笠井勝美・木村計四郎（1973）鶏足山塊の地質構造とくに八溝衝上断層について．日本地質学会第 83 年学術大会講演要旨，86.
笠井勝美・酒井豊三郎・相田吉昭・天野一男（2000）八溝山地中央部におけるチャート・砕屑岩シークェンス．地質学雑誌，**106**，1–13.
活断層研究会編（1991）新編　日本の活断層．東京大学出版会，東京，440p.
河田喜代助（1951）八溝・鶏ノ子・鶏足各山塊に於ける火成活動．地質学雑誌，**57**，439–448.
Kawada, K.（1953）Geological studies on the Yamizo, Torinoko and Toriashi Mountain blocks and their neighborhood in the Northeastern Kwanto District. *Science Reports of the Tokyo Bunrika Daigaku. Section C*, **2**, 217–306.
河田喜代助・鹿股信雄（1948）茨城県鷲ノ子山塊南麓の礫岩層より古生代化石を含む礫の発見．地質学雑誌，**54**，17–18.
河野義礼・植田良夫（1965）本邦火成岩類の K–Ar dating（Ⅲ）―阿武隈山地の花崗岩類―．岩石鉱物鉱床学会誌，**54**，162–172.
川野良信・西　奈保子・加々美寛雄（2000）八溝山地花崗岩類の Sr・Nd 同位体組成．日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨，156.
経済企画庁・栃木県・福島県編（1959）土地分類基本調査「白河」（5 万分の 1）．経済企画庁・栃木県・福島県，82p.
菊池芳文・永戸秀雄・小笠原憲四郎・野田浩司・二階堂章信・安藤義路（2005）茨城県北部の中期中新統浅川層から発見された長鼻類足跡化石（予報）．日本古生物学会第 154 回例会講演予稿集，76.
木下亀城（1935）7 万 5 千分の 1 地質図幅「助川」及び説明書．地質調査所，106p.
Kochhann, K. G. D., Holbourn, A., Kuhnt, W., Channell, J. E. T., Lyle, M., Shackford, J. K., Wilkens, R. H. and Andersen, N.（2016）Eccentricity pacing of eastern equatorial Pacific carbonate dissolution cycles during the Miocene Climatic Optimum. *Paleoceanography*, **31**, 1176–1192.
国府田良樹・柳沢幸夫・長谷川善和・大塚裕之・相澤正夫（2003）茨城県桂村で発見された中期中新世 *Stegolophodon* 属（長鼻類）の下顎骨化石．地球化学，**57**，49–59.
国府田良樹・安藤寿男・飯泉克典・三枝春生・小池　渉・加藤太一・薗田哲平・長谷川善和（2018）茨城県常陸大宮市野上の中新統玉川層からのステゴロフォドン属（長鼻目）頭蓋化石およびスッポン科（カメ目）肩甲骨化石の発見とその意義．茨城県自然博物館研究報告，no. 21，1–15.
小池一之・町田　洋編（2001）日本の海成段丘アトラス．東京大学出版会，東京，122p+CD-R3 枚.
小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦編（2005）日本の地形 3　東北．東京大学出版会，東京，355p.
小池　渉・安藤寿男・国府田良樹・岡村喜明（2007）茨城県大子町の下部中新統北田気層に見出された哺乳類および鳥類足跡化石群とその産状．茨城県自然博物館研究報告，no. 10，21–55.
Koizumi, I.（1973）The stratigraphic ranges of marine planktonic diatoms and diatom biostratigraphy in Japan. *The Memoirs of the Geological Society of Japan*, no. 8, 35–44.
小泉一人・中江　訓・石渡　明（2006）茨城県大子地域のドレライト・斑れい岩の化学分析値．地質調査研究報告，**57**，191–195.
小島　健・大平寛人・岡田　誠（2001）茨城県北部，大子～山方～桂地域に分布する中新統の古地磁気とフィッショントラック年代．日本惑星科学関連学会合同大会予稿集，Gr-P002.
国土地理院（1998）日本の典型地形　都道府県別一覧．国土地理院技術資料 D1-No.357.

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構（2016）原子力科学研究所（JRR-3）大洗研究所（HTTR）敷地周辺・敷地近傍の地質・地質構造（補足説明資料）. https://www.da.nsr.go.jp/file/NR000077189/000158296.pdf（閲覧日：2023 年 3 月 29 日）.

越谷　信（1986）棚倉破砕帯の変形と運動. 地質学雑誌, **92**, 15–29.

Koto, B.（1893）The Archean formation of the Abukuma plateau. *The Journal of the College of Science, Imperial University, Japan*, no. 5, 197–291.

工業技術庁地質調査企画課（1952）全国石炭亜炭炭鉱名簿. 工業技術庁地質調査企画課, 20.

工業技術院地質調査所（1954）日本鉱産誌BI–c：主として金属原料となる鉱石―鉄・鉄合金および軽金属―. 工業技術院地質調査所, 290p.

工業技術院地質調査所（1955）日本鉱産誌BI–a：主として金属原料となる鉱石―金・銀 その他―. 工業技術院地質調査所, 253p.

久保和也・高橋　浩（1992）阿武隈花崗岩類と北上花崗岩類から見た阿武隈帯の東縁・西縁. 地学団体研究会第 46 回総会シンポジウム要旨集, 111–115.

久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教（1990）原町及び大甕地域の地質. 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 地質調査所, 155p.

久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋　浩（1994）浪江及び磐城富岡地域の地質. 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 地質調査所, 104p.

久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・吉岡敏和・高木哲一（2002）川前及び井出地域の地質. 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, 136p.

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

公文富士夫・立石雅昭編（1998）新版砕屑物の研究法. 地学双書, no. 29, 399p.

久野　久（1968）水中自破砕溶岩. 火山, **13**, 123–130.

桑原　徹（1981）中新世における棚倉破砕帯の左横ずれ断層活動. 地質学雑誌, **87**, 475–487.

町田　貞（1957）段丘堆積物より見た久慈川中流の河岸段丘. 東京教育大地理学報告Ⅰ, 113–134.

町田　洋・新井房夫（1979）大山倉吉軽石層―分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, **88**, 33–50.

町田　洋・新井房夫（1983）鬼界カルデラ起源の新広域テフラと九州における更新世後期大火砕流の噴出年代. 火山, **28**, 206.

丸山孝彦（1970）阿武隈高原鮫川～石川地方の地質と構造−特に古期型花崗岩類の構造に関連して, その 1. 地質学雑誌, **76**, 355–366.

Maruyama, T.（1978）Geochlonological studies on granitic rocks distributed in the Gosaisho-Takanuki district, southern Abukuma Plateau, Japan. *Journal of the Mining College, Akita University. Series A, Mining geology*, **5**, 53–102.

Maruyama, T.（1984）Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the Pacific side of Northeast Japan, with reference to DSDP Hole 438A (Part 2). *Science reports of Tohoku University. 2nd series, Geology*, **55**, 77–140.

Matsumaru, K.（1973）Miocene larger foraminiferal zonation in Japan. *The Memoirs of the Geological Society of Japan*, no. 8, 85–93.

Matsuoka, A. and Ito, T.（2019）Updated radiolarian zonation for the Jurassic in Japan and the western Pacific. *Science Report of Niigata University (Geology)*, no. 34, 49–57.

皆川信弥・山形　理・菅井敬一郎・武田次弘（1967）大井沢構造帯およびその延長―棚倉破砕帯の北方延長その 2―. 山形大学紀要（自然科学）, **6**, 469–479.

三谷　哲（1970）茨城県久慈郡大子町東・北方の地質及び構造. 東北大学地質古生物学教室卒業論文, 50p.

Miyashiro, A.（1958）Regional metamorphism of the Gosaisho-Takanuki district in the central Abukuma plateau. *Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo. Section II, Geology, mineralogy, geography, geophysics*, **11**, 219–272.

宮崎一博・笹田政克・吉岡敏和（1996）真壁地域の地質. 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 地質調査所, 103p.

水谷伸治郎・斎藤靖二・勘米良亀齢編（1987）日本の堆積岩. 岩波書店, 東京, 226p.

Morikawa, R.（1944）Geology of the Daigo district, Ibaragi-ken. Graduation thesis, Tokyo Bunrika Daigaku.

森脇　寛・井口　隆（1980）茨城県久慈地方の新第三紀層の地すべりとその分布特性. 国立防災科学技術センター研究報告, no. 24, 125–144.

守屋以智雄（1968）赤城火山の地形と地質. 前橋営林局, 64p.

長橋良隆・佐藤孝子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫（2007）長野県, 高野層ボーリングコア（TKN-2004）に挟在する広域テフラ層の層序と編年. 第四紀研究, **46**, 305–325.

長橋良隆・深谷桃子・木村純一・常　青・佐川拓也・中川　毅・池原　研・KR15-10 乗船研究者一同・SG06 プロジェクトメンバー一同（2016）大山倉吉テフラと山陰1テフラの層序と年代：若狭湾沖堆積物コアと水月湖SG06 コアによる検討. 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, 154.

Nagaoka, S.（1988）The Late Quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **23**, 49–112.

永戸秀雄（2008）茨城県大子地域における中新世植物化石群. 化石, **84**, 37–46.

中田　高・今泉俊文編（2002）活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 東京, 60p.

中江　訓（1997）八溝山地堆積岩コンプレックスの付加年代―丹波–美濃–足尾帯との比較. 形の科学会誌, **12**, 42.

中江　訓（2000）八溝山地大子地域の足尾テレーンに見られる 3 種類の中期–後期ジュラ紀泥質岩. 地質調査所月報, **51**, 113–128.

Nakae, S.（2006）Stratigraphy and structure of the Jurassic accretionary complex in the Daigo district, northern Ibaraki and eastern Tochigi Prefectures, central Japan. *Bulletin of the*

Geological Survey of Japan, **57**, 29–50.
中江　訓・滝沢文教（1996）八溝山地ジュラ紀堆積岩コンプレックスの層序・地質構造―「大子」図幅地域―．日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨，102.
中江　訓・滝沢文教（1998）鷲子山塊の足尾帯砕屑岩から産出したジュラ紀末期放散虫化石．大阪微化石研究会誌，特別号，no. 11，147–157.
Nathorst, A. G.（1883）Contributions a la Flore Fossile du Japon. *Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar*, **20**, 1–91.
日本地質学会編（2001）国際層序ガイド：層序区分・用語法・手順へのガイド．共立出版，東京，238p.
日本地質学会編（2004）地質学用語集―和英・英和―．共立出版，東京，440p.
日本金山誌編纂委員会（1994）日本金山誌第 4 編関東・中部．社団法人資源・素材学会，233p.
二階堂章信・菊池芳文（1983）茨城県中新統苗代田層産サメ類骨髄化石．地質学雑誌，**89**，299–301.
Noda, H.（1973）Geological significance of Anadara (Hataiarca) kakehataensis Hatai and Nishiyama in the Arcid-Potamid fauna in Japan. *Science reports of Tohoku University. 2nd series, Geology, Hatai Memorial Volume*, no. 6, 205–215.
野田浩司・菊地芳文（1980）中新統男体山火山角礫岩層産 *Phanerolepida expansilabrum*（KURODA）. 貝類学雑誌 Venus, **39**，69–73.
Nomura, S. and Hatai, K.（1936）Fossils from the Tanagura Beds in the vicinity of the Town Tanagura, Hukushima-ken, Northeast Honsyu, Japan. *Saito Ho-on Kai Museum Research Bulletin*, no. 10, 109–155.
小倉義雄（1960）南部阿武隈高原宮本複合岩体の深成岩類の岩石化学的性質．地質学雑誌，**66**，341–351.
Okami, K.（1973）The Sarukubo Conglomerate. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **79**, 145–156.
大倉陽子（1955）段丘堆積物よりみた久慈川下流地域の地形．地理学評論，**28**，225–237.
大平芳久（1970）中部阿武隈高原好間川花崗質岩体の構造と迸入運動について．地質学雑誌，**80**，119–133.
大森昌衛（1949）阿武隈西南縁の断層破砕帯について．地質学雑誌，**55**，187–188.
Omori, M.（1958）On the geological history of the Tertiary system in the southwestern part of the Abukuma Mountainland, with special reference to the geological meaning of the Tanakura Sheared Zone. *Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku. Section C: Geology, Mineralogy and Geography*, **6**, 55–116.
大森昌衛・堀越和衛・鈴木康司・藤田至則（1953）阿武隈山地西南縁の棚倉破砕帯について―阿武隈山地西南縁の新生界の地史学的研究（その 3）―．地質学雑誌，**59**，217–223.
大森信義・天野一男（1998）棚倉断層沿いに発達する中新世ファンデルタ．日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨，12.
大槻憲四郎（1975）棚倉破砕帯の地質構造．東北大地質学古生物学教室研究報文報告，no. 76，1–71.
大塚專一（1889）20 万分の 1 喜連川図幅及び同説明書．農商務省地質局，76p.
大塚專一（1892）20 万分の 1 白河図幅及び同説明書．農商務省地質調査所，102p.
大山年次（1960）茨城県上金沢中新世植物群豫報．東北大学理科報告，地質学，特別号，no. 4，488–490.
大山年次・笠井勝美（1974）八溝山系の地質と古植物．大山年次教授退官記念誌，茨城大学地学教育研究会，3–19.
大野勝次・砥川隆二・渡辺岩井・柴田秀賢（1953）北部阿武隈高原東南地域の地質−阿武隈高原の地質学的岩石学的研究（其の 5）．東京教育大地鉱研究報告，no. 2，79–89.
斎藤登志雄・高橋治之・天野一男編（1992）棚倉断層周辺新第三系地質図．茨城大学理学部.
坂本　亨・宇野沢　昭（1976）茨城県瓜連丘陵の第四系と久慈川・那珂川の河谷発達史．地質調査所月報，**27**，655–664+ 付図 1 枚.
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 2 月 7 日）.
産総研地質調査総合センター編（2005）日本温泉・鉱泉分布図及び一覧（第 2 版）CD-ROM 版．数値地質図 GT-02，産総研地質調査総合センター.
指田勝男・堀　常東（2000）八溝山地の中生界とユニット区分．地質学論集，no. 55，99–106.
指田勝男・猪郷久治・猪郷久義・滝沢　茂・久田健一郎・柴田知則・塚田邦治・西村はるみ（1982）関東地方のジュラ系放散虫化石について．大阪微化石研究会誌，特別号，no. 5，51–63.
Sashida, K., Igo, Hy., Igo, Hh., Takizawa, S. and Hisada, K.（1982）On the occurrence of Jurassic radiolarians from the Kanto Region and Hida Mountains, central Japan. *Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba*, **19**, 33–42.
Sashida, K., Igo, Hy. and Sato, T.（1993）Late Jurassic radiolarians from the Yamizo Mountains, central Japan. *Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba*, **8**, 74–77.
佐藤比呂志・大槻憲四郎・天野一男（1982）東北日本弧における新生代応力場変遷．構造地質研究会誌，no. 27，55–79.
佐藤　修（1970）茨城県大子―山方地域に分布する新第三系の変質．新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告，no. 3，45–66.
佐藤　正（1974）鶏足 - 鷲子山地の二畳・三畳・ジュラ系．GDP 連絡紙：II-1-(1) 構造地質，no. 2，41–50.
佐藤　正（1981）八溝山地の構造とその問題点．中生代造構作用の研究，no. 3，83–86.
柴　正敏（1979）茨城県，筑波変成岩類の層序と変成分帯．岩石鉱物鉱床学会誌，**74**，339–349.
柴田秀賢（1951）八溝山地の花崗岩類．地質学雑誌，**57**, 481–484.
柴田　賢（1987）阿武隈山地北端部，丸森地域の花崗岩類の Rb-Sr 全岩年代．岩石鉱物鉱床学会誌，**82**，36–40.
柴田　賢・田中　剛（1987）Nd・Sr 同位体からみた阿武隈山地石川複合岩体の形成年代．岩石鉱物鉱床学会誌，**82**, 433–440.
柴田　賢・内海　茂（1983）南部阿武隈山地花崗岩類の角閃石 K–Ar 年代．岩石鉱物鉱床学会誌，**78**，405–410.
柴田　賢・蜂須紀夫・内海　茂（1973）八溝山地の花崗岩類の K–

Ar年代．地質調査所月報，**24**，513–518.
Shido, F.（1958）Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau. *Journal of the Faculty of Science University of Tokyo. Section II, Geology, mineralogy, geography, geophysics*, **11**, 131–217.
Shikama, T. and Omori, M.（1952）Note on occurrence of Dicrocerus in the Daigo Group of the Ibaraki Prefecture, Japan. *Proceedings of the Japan Academy*, **28**, 567–572.
島本昌憲・林　広樹・鈴木紀毅・田中裕一郎・斎藤常正（1998）福島県東部棚倉地域に分布する新第三系の層序と微化石年代．地質学雑誌，**104**，296–312.
島津光夫（1964）東北日本の白亜紀花崗岩（Ⅰ）．地球科学，no. 71，18–27.
周藤賢治・猪俣恵理（1992）北部阿武隈地域に産する中期中新世アイスランド岩様デイサイト．新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告，no. 7，103–110.
周藤賢治・八島隆一（1985）茨城県大子地域に産するホルトノライト安山岩．岩石鉱物鉱床学会誌，**80**，398–405.
Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K. and Danhara, T.（2013）Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121–137.
総研阿武隈グループ（1969）阿武隈高原の複変成作用−とくに十字石と藍晶石の発見について．地質学論集，no. 4，83–97.
Sugi, K.（1935）A preliminary study on the metamorphic rocks of southern Abukuma Plateau. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **12**, 115–151.
鈴木陽雄・佐藤　正（1972）鶏足山塊からジュラ紀菊石の産出．地質学雑誌，**78**，213–215.
鈴木康司・大森昌衛（1953）茨城県太田町付近に分布する第三系の層序学的研究―阿武隈山地西南縁の新生界の地史学的研究（その 2）―．地質学雑誌，**59**，35–46.
Suzuki, K., Koda, Y., Ando, H. and Iizumi, K.（2021）Histological study of the enamel band from a Miocene proboscidean incisor. *Journal of Fossil Research*, **53**, 49–60.
鈴木毅彦（1990a）テフロクロノロジーからみた赤城火山最近 20 万年間の噴火史．地学雑誌，**99**，182−197.
鈴木毅彦（1990b）北関東海岸部に分布するテフラとそれに関する諸知見．関東平野，no. 3，23–32.
鈴木毅彦（2001a）1/5 万図幅「常陸大宮」段丘面図，編年図及び図幅解説．小池一之・町田　洋編，日本の海成段丘アトラス，東京大学出版会，東京.
鈴木毅彦（2001b）1/5 万図幅「日立」段丘面図，編年図及び図幅解説．小池一之・町田　洋編，日本の海成段丘アトラス，東京大学出版会，東京.
鈴木拓馬・林　広樹（2015）福島県東棚倉地域久保田層から産出する *Anadara* 属二枚貝化石の形態測定．島根大学地球資源環境学研究報告，**33**，75–88.
鈴木淑夫編（2005）岩石学辞典．朝倉書店，東京，877p.
田切美智雄・青井亜希子（2005）茨城県大子町栃原地域の新第三系栃原流紋岩類の産状，岩相と K–Ar 年代．茨城県自然博物館研究報告，no. 8，1–11.
Tagiri, M. and Kasai, K.（2000）Nature of greenstones in the Yamizo Supergroup, Keisoku massif in the Yamizo mountains, eastern Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **95**, 48–56.
田切美智雄・橋本　純・天野一男（1999）茨城県水府村坂下に分布する新第三系礫岩の産状と成因．茨城県自然博物館研究報告，no. 2，1–4.
田切美智雄・青井亜希子・笠井勝美・天野一男（2008）大子地域中新世火山岩類の化学組成と K–Ar 年代―大子地域と茂木地域に産する新第三紀火山岩類の組成・層序対比．地質学雑誌，**114**，300–313.
田切美智雄・大場孝信・藤縄明彦・木村　真・野口高明・山崎淳司・小池　渉（2015）茨城県大子町男体山火山角礫岩のデイサイト中に発見された急速に変色する ferrohypersthene 組成のシリカゾル．茨城県自然博物館研究報告，no. 18，1–10.
Takahashi, H. and Amano, K.（1984）Miocene transgression in and around the Tanakura Shear Zone. *Bulletin of College of General Education, Ibaraki University,* **16**, 149–162.
高橋治之・天野一男（1986）5.2　棚倉地域．日本の地質「東北地方」編集委員会編，日本の地質 3　関東地方，共立出版，東京，99–104.
高橋宏和（2001）棚倉破砕帯の Arcid-Potamid 群集．生物化学，**53**，168–177.
高橋正樹・野口高明・田切美智雄（1995）希土類元素組成からみた東北日本中新世アイスランダイトの成因．地質学論集，no. 44，65–74.
高橋雅紀・林　広樹（2008）東棚倉地域．日本地質学会編，日本地方地質誌 3：関東地方，朝倉書店，東京，214–219.
高橋雅紀・柳沢幸夫（2004）埼玉県比企丘陵に分布する中新統の層序―複合年代層所に基づく岩相層序の総括―．地質学雑誌，**110**，290–308.
Takahashi, M., Hayashi, H., Danhara, T., Iwano, H. and Okada, T.（2001a）K–Ar and fission track ages of the Kt-1 Tuff in the Miocene marine sequence in the Tanagura area, Northeast Japan. *Journal of the Japanese Association for Petroleum Technology*, **66**, 311–318.
Takahashi, M., Iwano, H., Yanagisawa, Y. and Hayashi, H.（2001b）Fission track age of the Kt-7 Tuff in the Miocene Kubota Formation in the eastern Tanagura area, Northeast Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **52**, 291–301.
高橋裕平（1982）筑波地方の花崗岩質岩類の地質．地質学雑誌，**88**，177–184.
高橋　浩（1999）棚倉構造線の北方延長問題の再検討―日本国−三面マイロナイト帯を中心に―．構造地質，no. 43，69–79.
Takahashi, Y., Kagashima, S. and Mikoshiba, U. M.（2005）Geochemistry of adakitic quartz diorite in the Yamizo Mountains, central Japan: Implications for Early Cretaceous adakitic magmatism in the Inner zone of Southwest Japan. *The Island Arc*, **14**, 150–164.
Takahashi, Y., Mikoshiba, M., Kubo, K., Iwano, H., Danhara, T. and

Hirata, T.（2016）Zircon U–Pb ages of plutonic rocks in the southern Abukuma Mountains: Implications for Cretaceous geotectonic evolution of the Abukuma Belt. *Island Arc*, **25**, 154–188.
竹谷陽二郎・相田　優（1991）福島県棚倉地域の中新統久保田層より産する放散虫化石．福島県立博物館紀要, no. 5, 31–51.
滝口　潤・田中久雄（2001）山形県南陽市のマイロナイト帯（梨郷マイロナイト帯）の発見と棚倉構造線の北方延長問題．地質学雑誌，**107**，406–410.
滝沢文教・笠井勝美（1981）鶏足山塊の地質構造（その 2）．総合研究A「中生代造構作用の研究」，no. 3，227–232.
滝沢文教・笠井勝美（1984）八溝山地の中・古生層における逆転層の分布―(地質構造解明の問題として)―.「上越帯・足尾帯」研究報告，no. 1，62–67.
Tanai, T.（1961）Neogene floral change in Japan. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 4, Geology and mineralogy*, **11**, 119–398.
Tanaka, H., Huang, C., Nakamura, Y., Kurosawa, E. and Nobusaka, M.（1987）Petrology of an epizonal gabbroic suite: The Batow pluton, Yamizo mountains, central Japan. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **82**, 419–432.
Tanaka, H., Kagami, H. and Yoshida, T.（1999）Sr and Nd isotopic compositions of the Tabito Composite Mass in the southern Abukuma Mountains, Northeast Japan. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, no. 53, 247–259.
田中久雄・落合清茂（1988）南部阿武隈山地，塙深成岩体と周辺の変成岩類について．岩鉱，**83**，318–331.
栃木県（2023）とちぎ土砂災害警戒区域マップ．https://www.sonicweb-asp.jp/tochigi_pref/map?theme=th_20（閲覧日：2023 年 10 月 30 日）.
栃木県編（1988）土地分類基本調査「烏山・常陸大宮」(5 万分の 1)．栃木県，51p.
栃木県編（1989）土地分類基本調査「大田原・塙」(5 万分の 1)．栃木県，52p.
栃木県編（1990）土地分類基本調査「真岡」(5 万分の 1)．栃木県，48p.
栃木県編（1991）土地分類基本調査「喜連川・大子」(5 万分の 1)．栃木県，53p.
栃木県編（1995）土地分類基本調査「白河・棚倉」(5 万分の 1)．栃木県，45p.
富塚玲子・八島隆一・門沢康成（1991）中部阿武隈山地三春地域における花崗岩類のK–Ar年代. 福島大学教育学部論集理科報告，no. 48，19–23.
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．389p.
通商産業省資源エネルギー庁（1986）昭和 60 年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「笠間地域」．53p.
通商産業省資源エネルギー庁（1987）昭和 61 年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「笠間地域」．175p.
宇都宮正志・細井　淳（2023）茨城県大子町に露出する中新統内大野層の石灰質ナノ化石年代．地質調査研究報告，**74**，179–185.
Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W. A. and Pälik, H.（2011）Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, **104**, 111–142.
脇田浩二・寺岡易司・中嶋輝允・滝沢文教（1989）鶏足山塊の八溝層群の放散虫化石．日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨，156.
渡辺岩井・外崎与之・牛来正夫（1953）北部阿武隈高原東北地域の地質−阿武隈高原の地質学的岩石学的研究（其の 4）．東京教育大学地鉱研究報告，no. 2，1–11.
渡辺岩井・牛来正夫・黒田吉益・大野勝次・砥川隆二（1955）阿武隈高原の火成活動−阿武隈高原の地質学的岩石学的研究（其の 9）．地球科学，no. 24，1–11.
White, J. D. L. and Houghton, B. F.（2006）Primary volcaniclastic rocks. *Geology*, **34**, 677–680.
矢部　淳（2016）日本の新植代植物化石研究の現状と今後の展望．化石，**100**，69–79.
山田　皓（1887）20 万分の 1 水戸図幅及び同説明書．農商務省地質局，42p.
山元孝広（2013a）栃木―茨城地域における過去約 30 万年間のテフラの再記載と定量化．地質調査研究報告, **64**, 251–304.
山元孝広（2013b）東茨城台地に分布する更新統の新層序とMIS5-7 海面変化との関係：地下地質とテフラ対比による茨城層，見和層，夏海層，笠神層の再定義．地質調査研究報告，**64**，225–249.
山元孝広（2017）東北日本における大山倉吉テフラと山陰1テフラの降下層準．地質調査研究報告，**68**，223–235.
Yamanoi, T.（1992）Miocene pollen stratigraphy of leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard Neogene pollen floras of Northeast Japan. *In* Pisciotto, K. A., Ingle, J. C., Jr., von Breymann, M. T., Barron, J. *et al.*, eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **127/128**, 471–491.
山野井　徹・齋藤喜和子・小笠原憲四郎・永戸秀雄（2011）茨城県北部浅川層（中部中新統）から熱帯系マングローブ花粉化石の産出．地質学雑誌，**117**，538–543.
柳沢幸夫・細井　淳（2024）棚倉堆積盆東縁の里美地域に分布する中新統の珪藻化石年代とU–Pb年代．地質調査研究報告，**75**，103–120.
柳沢幸夫・渡辺真人（2017）大佐渡地域南部に分布する新第三系の海生珪藻化石層序．地質調査研究報告，**68**，287–339.
柳沢幸夫・山元孝広・坂野靖行・田沢純一・吉岡敏和・久保和也・滝沢文教（1996）相馬中村地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，144p.
柳沢幸夫・山口龍彦・林　広樹・高橋雅紀（2003）福島県東棚倉地域に分布する上部中新統久保田層の海生珪藻化石層序と古環境．地質調査研究報告，**54**，29–47.
矢内桂三・井上　武・大口健志（1973）朝日山地の白亜紀後期田川酸性岩類―新第三系グリーン・タフ層基盤岩の再検討―．地質学雑誌，**79**，11–22.
Yokoyama, M.（1931）Tertiary Mollusca from Iwaki. *Journal of the Faculty of Science, Imperial University of Tokyo, Section II, Geology, mineralogy, geography, geophysics*, **3**, 197–204.

吉田　尚・笠井勝美・青木ちえ（1976）八溝山系の地質と足尾帯の構造．地質学論集，no. 13，15–24.
吉岡敏和・滝沢文教・高橋雅紀・宮崎一博・坂野靖行・柳沢幸夫・高橋　浩・久保和也・関　陽児・駒澤正夫・広島俊男（2001）20 万分の 1 地質図幅「水戸」（第 2 版）．地質調査所.

QUADRANGLE SERIES, 1:50,000
Niigata (7) No. 93

Geology of the Daigo District

HOSOI Jun[1,2], NAKAE Satoshi[3] and TAKAHASHI Yutaka[4]

ABSTRACT

Outline

The Daigo District (36°40′11″–36°50′11″N, 140°14′48″–140°29′48″E) is located across Ibaraki, Tochigi, and Fukushima prefectures in Japan. The topographical and geological characteristics of the Daigo District vary distinctly on either side of the Tanakura Fault Zone. The basement rocks of the western and eastern sides of the fault zone are geotectonically classified into the Ashio and Abukuma belts, respectively. The Ashio Belt is a Jurassic accretionary complex, whereas the Abukuma Belt consists of Cretaceous metamorphic and plutonic rocks. These rocks are covered by Neogene volcanic and sedimentary rocks, as well as Quaternary sediments (Fig. 1).

Jurassic accretionary complex in the Ashio Belt

The Yamizo Mountains are mainly underlain by an accretionary complex of various rock types with pelagic to terrigenous origins. The accretionary complex is thought to have formed along a convergent margin where the Izanagi Plate was subducting beneath the ancient Asian continent during the Jurassic. The accretionary complex in the Daigo District is tectonostratigraphically divided into the Kasama and Takatori complexes. These complexes have similar lithological features, but the variety and/or abundance of their rock types, ages of deposition, and tectonic contacts provide the basis for their classification.

The Kasama Complex consists mainly of chert, mudstone (laminated and silty), interbedded sandstone and mudstone, and sandstone (massive to stratified). Amongst these rocks, the massive to stratified sandstone and laminated mudstone are dominant, and chert is rare. Mixed pelitic rocks, which consist of foliated black mudstone with pebbles or small lenticular blocks of sandstone and chert, are also observed. The presence of dark greenish siltstone is diagnostic of the Kasama Complex.

The Takatori Complex is lithologically similar to the Kasama Complex and consists of chert, mudstone, interbedded sandstone and mudstone, and sandstone. The chert is locally associated with siliceous claystone at its base and overlying siliceous mudstone. However, the Takatori Complex differs from the Kasama Complex in that the sequence of laterally extensive cherts and overlying clastic rocks of mudstone and sandstone is repeatedly exposed in the former complex.

Cretaceous Abukuma metamorphic and plutonic rocks

Cretaceous metamorphic and plutonic rocks (i.e., the Abukuma Plutonic Rocks and Abukuma Metamorphic Rocks) in the Abukuma Belt are distributed to the east of the Tanakura Shear Zone in the Daigo District. The Abukuma Metamorphic Rocks and ultramafic igneous rocks occur as xenolithic blocks in the Abukuma Plutonic Rocks. Although most plutonic rocks in the Tanakura Shear Zone are weathered, some exhibit a weak foliation resulting from plastic deformation. The ultramafic rocks consist of serpentinite and hornblendite. The Abukuma Metamorphic Rocks in the Daigo District consist of biotite gneiss.

The Abukuma Plutonic Rocks consist of hornblende-biotite diorite, hornblende-biotite tonalite and granodiorite, biotite granodiorite, and garnet-muscovite-biotite and muscovite-biotite granite. The hornblende-biotite diorite occurs as xenolithic blocks in the garnet-muscovite-biotite granite.

[1] Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan (Visiting Researcher)
[2] Department of Earth Sciences, Ibaraki University
[3] Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan
[4] Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan (Previous affiliation)

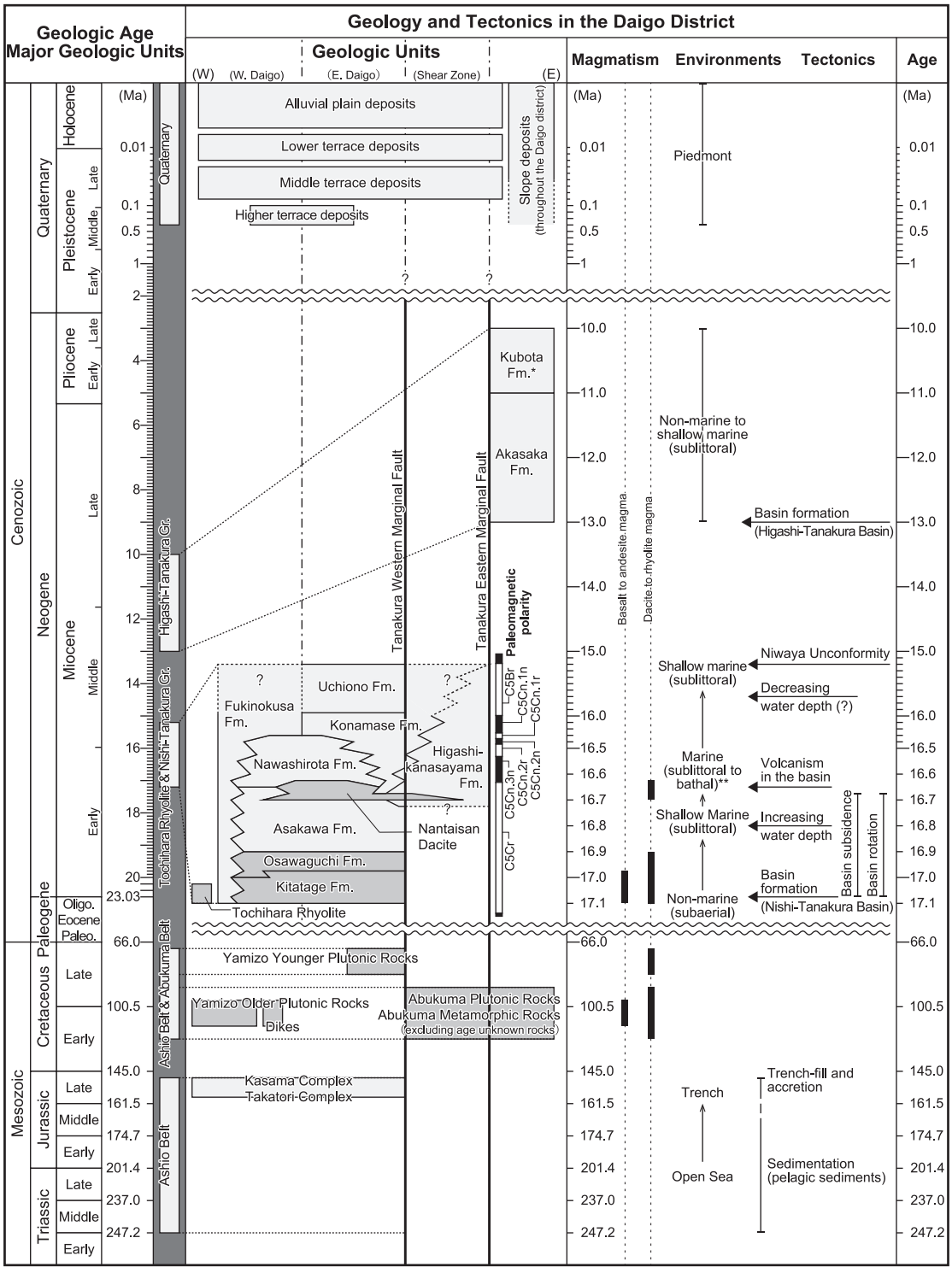


Fig. 1 Summary of geology of the Daigo District

Geologic units are broadly presented in an east-west arrangement. Paleomagnetic polarity time scale: Kochhann *et al.* (2016). *Distribution around Tanagura Town, Fukushima Prefecture. **below storm wave base. Gr.: Group, Fm.: Formation, Oligo.: Oligocene, Paleo.: Paleocene.

Cretaceous plutonic rocks and dikes in the Ashio Belt

The plutonic rocks of the Ashio Belt north of the Tsukuba Mountains are primarily granitic rocks. These rocks are divided into two major groups based on their ages: the Yamizo Older Plutonic Rocks (ca. 105 Ma) and the Yamizo Younger Granites (ca. 65 Ma) (Shibata *et al.,* 1973). The Yamizo Younger Granites are classified into hornblende-biotite granodiorite and coarse-grained biotite granite plutons. The Yamatsuri pluton, which consists of coarse-grained biotite granite, is exposed in the Daigo District. Small-scale dikes of dolerite and gabbro occur in the Jurassic accretionary complex in the Yamizo Mountains. These dikes are likely related to the Yamizo Older Plutonic Rocks.

Neogene volcanic and sedimentary rocks

Neogene volcanic and sedimentary rocks crop out mainly between the Yamizo and Abukuma mountains. These rocks comprise the Tochihara Rhyolite, Nishi-Tanakura Group, and Higashi-Tanakura Group. The latter two groups are strata that infilled the Nishi-Tanakura and Higashi-Tanakura basins, respectively.

The Tochihara Rhyolite (ca. 17 Ma) crops out in the Jurassic Ashio Belt and is isolated from other Neogene strata of the same age. The Tochihara Rhyolite consists of rhyolite intrusive rocks, volcaniclastic rocks, and conglomerates, and occurs in the Tochihara-Honden area of Daigo Town. This rhyolite either unconformably overlies or was intruded into the Jurassic accretionary complex (Ashio Belt).

The Nishi-Tanakura Group (ca. 17–15 Ma) contains most of the Neogene rocks in the Daigo District and is located mainly to the west of the Tanakura Fault Zone. The Nishi-Tanakura Group is divided into the Kitatage, Osawaguchi, Asakawa, Nawashirota, Konamase, Uchiono, Fukinokusa, and Higashikanasayama formations, and the Nantaisan Dacite.

The Kitatage Formation unconformably overlies the Jurassic accretionary complex (Ashio Belt) and is the lowermost formation of the Nishi-Tanakura Group. The formation consists predominantly of terrestrial deposits of volcanic conglomerate, volcanic sandstone, mudstone, and felsic volcaniclastic rocks. A distinctive feature of this formation is the abundant mafic volcaniclastic materials. The rocks of the Kitatage Formation are inferred to have been deposited in small-scale fluvial and lacustrine systems.

The Osawaguchi Formation, which conformably overlies or partly interfingers with the underlying Kitatage Formation, consists predominantly of felsic pyroclastic rocks. These pyroclastic materials are considered to have been derived from felsic volcanism sourced to the west of Daigo District.

The Asakawa Formation, which conformably overlies the Osawaguchi Formation, consists mainly of sandstone, with some conglomerate, mudstone, and felsic volcaniclastic rocks. The lower to middle part of the formation comprises terrestrial deposits, while the upper part was deposited in a marine environment.

The Nantaisan Dacite consists of dense dacite lava and dacite volcaniclastic rocks, and is characterized primarily by dacite volcanic breccia. These rocks were formed as a result of submarine volcanism.

The Nawashirota Formation consists mainly of marine deposits of mudstone and fine-grained sandstone. The formation conformably overlies the Asakawa Formation or the Nantaisan Dacite.

The Konamase Formation consists mainly of marine deposits of sandstone and conglomerate. The lower part of this formation is interfingered with the Nawashirota Formation and Nantaisan Dacite. The Konamase Formation is considered to represent submarine-fan deposits.

The Uchiono Formation is the uppermost formation of the Nishi-Tanakura Group and conformably overlies the Konamase Formation. It consists mainly of marine deposits of sandstone and conglomerate. This formation is characterized by numerous interbeds of thin mudstone to very fine-grained sandstone, which are not present in the Konamase Formation. The Uchiono Formation was deposited in tidal to shallow-marine facies at depths shallower than the storm-wave base.

The Fukinokusa Formation is distributed near the boundary between the Nishi-Tanakura Basin and the Jurassic accretionary complex (Ashio Belt). This formation interfingers with or is the chronostratigraphic equivalent to the formations of the Nishi-Tanakura Group. The Fukinokusa Formation consists predominantly of conglomerate that contains angular clasts of sandstone, mudstone, and chert derived from the Jurassic rocks.

The Higashikanasayama Formation is distributed near the boundary between the Nishi-Tanakura Basin and the Cretaceous metamorphic and plutonic rocks (Abukuma Belt). This formation interfingers with or is the chronostratigraphic equivalent of the other formations. The Higashikanasayama Formation consists mainly of conglomerate that contains plutonic or metamorphic clasts.

The Higashi-Tanakura Group is distributed mainly near Tanagura and Hanawa towns, Fukushima Prefecture, north of the Daigo District. The group comprises the Akasaka and Kubota formations, which crops out mainly to the east of the Tanakura Fault Zone, and is middle to late Miocene in age (Serravallian to Tortonian). In the Daigo District, the Akasaka Formation is limited to a small area.

The Akasaka Formation unconformably overlies Cretaceous plutonic and metamorphic rocks in the Abukuma Mountains, and is the lowermost formation of the Higashi-Tanakura Group. This formation consists mainly of marine conglomerate and sandstone.

Quaternary

Quaternary deposits in the Daigo District are divided into fluvial terrace deposits (Middle Pleistocene to Holocene), slope deposits (Pleistocene to Holocene), alluvial plain deposits (Holocene), and reclaimed and artificial mounds.

Fluvial terrace deposits occur mainly along rivers. The terrace deposits are subdivided into six deposits with different ages: the higher terrace deposits (Chibanian), the middle I and II terrace deposits (Late Pleistocene), and the lower I, II, and III terrace deposits (Late Pleistocene to Holocene). These fluvial deposits consist mainly of gravel and sand beds.

The slope deposits include landslides, and piedmont and valley-fill slope deposits. These deposits consist mainly of unsorted debris derived from the hinterland.

The alluvial plain deposits include flood plain and valley floor, abandoned channel, and river bed deposits that occur along large rivers and consist mainly of unconsolidated beds of gravel, sand, and mud.

Reclaimed and artificial mounds are deposits formed by human activity. In this district, only relatively large-scale deposits are shown on the geological map.

Tanakura Fault Zone

The Tanakura Fault Zone represents a significant boundary in the island arc basement rocks of Japan. The fault zone comprises the Tanakura Western Marginal Fault, the Tanakura Eastern Marginal Fault, and the Tanakura Shear Zone between the two faults.

It is postulated that the Tanakura Western and Tanakura Eastern marginal faults experienced right-lateral strike-slip movement after the deposition of the Nishi-Tanakura and Higashi-Tanakura groups. The precise timing of the most recent fault activity is unclear. Topographical analyses indicate that some segments of the Tanakura Eastern Marginal Fault are likely active. However, the precise kinematic history and chronological framework of the fault activity are poorly constrained.

執筆分担

第 1 章	地形	細井　淳
第 2 章	地質概説	細井　淳・中江　訓・高橋　浩
第 3 章	足尾帯ジュラ系	中江　訓
第 4 章	白亜紀の阿武隈帯変成岩類及び深成岩類	高橋　浩
第 5 章	足尾帯に分布する白亜紀深成岩類	高橋　浩・中江　訓
第 6 章	新第三系	細井　淳
第 7 章	第四系	細井　淳
第 8 章	棚倉断層帯	細井　淳・高橋　浩
第 9 章	応用地質	細井　淳
第 10 章	自然災害	細井　淳

文献引用例

全体の引用例：

細井　淳・中江　訓・高橋　浩（2026）大子地域の地質．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，116p.

章単位での引用例：

細井　淳（2026）第 1 章　地形．大子地域の地質，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，1–5.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Hosoi, J., Nakae, S. and Takahashi, Y. (2026) *Geology of the Daigo District.* Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 116p. (in Japanese with English abstract).

In the case of part citation:

Hosoi, J. (2026) Chapter 1, Topography. *Geology of the Daigo District*, Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 1–5 (in Japanese).

地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）
大子地域の地質
令和 8 年 1 月 23 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 Daigo District. Quadrangle Series, 1:50,000
Published on January 23, 2026
Geological Survey of Japan, AIST
AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

印刷所　株式会社 アイネクスト
Inext Co., Ltd

© 2026 AIST

裏表紙写真説明：
棚倉破砕帯西縁断層が形成する断層谷．棚倉破砕帯西縁断層は大子地域内を北北西–南南東方向に延びており，断層に沿って一直線の断層谷が発達する．断層谷に沿って山田川が流れる．主に断層を挟んだ写真奥側に男体山デイサイト，写真手前側に東金砂山層が分布する．鍋足山山頂から撮影．

Back Cover Photo:
Fault valley of the Tanakura Western Marginal Fault. The straight fault valley develops along the fault, and the Yamada River flows along the valley. The Nantaisan Dacite and the Higashikanasayama Formation mainly distributed on the far side and the near side of the fault, respectively. The photograph was taken from the summit of Mt. Nabeashi.

Quadrangle Series, 1:50,000
Niigata (7) No.93 NJ-54-23-12

AIST25-G00731



2026 Geological Survey of Japan, AIST