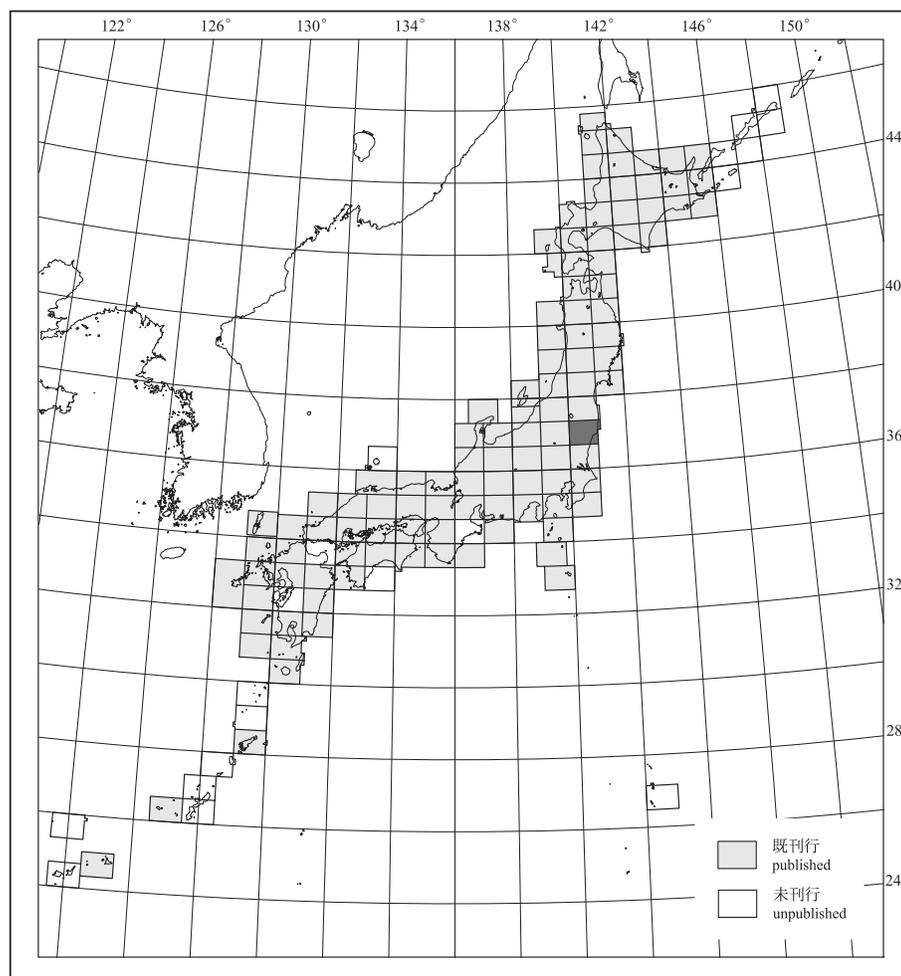


20万分の1地質図幅「白河」

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, SHIRAKAWA

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・駒澤正夫・大野哲二

Kazuya KUBO, Yukio YANAGISAWA, Takahiro YAMAMOTO, Satoshi NAKAE,
Yutaka TAKAHASHI, Seiichi TOSHIMITSU, Yasuyuki BANNO, Yoshinori MIYACHI,
Masaki TAKAHASHI, Masao KOMAZAWA and Tetsuji OHNO



平成19年

2007

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

1. はじめに

20万分の1地質図幅「白河」は、地質調査総合センター及びその前身である地質調査所が、対象となる地域の地質の編さんに基づき作成している20万分の1地質図幅の1つである。

地質編さんにあたっては、既存の資料を収集して検討し、その信頼度や精度に応じて取捨選択して用いた。当地域にはデータ不足の地域が多く、それらの地域に関しては重点的に野外調査を実施した。研究開始の時点で、本地域内の5万分の1地質図幅は「竹貫・「川前及び井出」・「平・川前（村井出）」の3地域が刊行済み、「太子」地域が調査中であった。「小野新町」・「竹貫」・「川部」・「高萩」地域に関しては久保の未公表資料を使用した。

本研究をすすめるにあたって、廣井美邦千葉大学教授には阿武隈変成岩類について未公表資料を提供して頂くと共に貴重な御意見を頂いた。また、後藤淳一氏（千葉大学）には御斎所・竹貫変成岩類の境界地域についての未公表資料（千葉大学修士論文）を参考にさせて頂いた。堀 竜東氏（元産総研特別研究員）より八溝山地ジュラ系の一部について未公表資料を提供して頂いた。村田泰章主任研究員には地形陰影図を作成して頂いた。これらの方々には深く感謝する。

2. 地 形

20万分の1地質図幅「白河」地域は、福島県南東部、茨城県北部及び栃木県北東部を含む、本地域の地形要素はほぼ南北に並び、本地域南半部では東から、太平洋岸常磐地域の丘陵、阿武隈山地、久慈川沿いの河谷域、八溝山地、那須野ヶ原の順に配列する。一方、本地域北半部では、東から常磐地域の丘陵、阿武隈山地、郡山盆地南部、奥羽（脊梁）山脈が並ぶ（第1図）。

本地域南半部の常磐地域の丘陵は、標高数10m以下の低平な丘陵で、第三系の堆積岩類とこれを覆う第四系の段丘堆積物からなる。また主な河川沿いには沖積平野が発達する。阿武隈山地は変成岩類とこれを貫く白亜紀の花崗岩類からなり、標高600〜800mの高原となっている。久慈川沿いは、棚倉破砕帯に沿って生じた河谷地帯で、北北西―南南東方向に延び、南流する久慈川に沿って河成段丘が発達している。八溝山地は主にジュラ系の堆積岩類からなる山地であり、北部の八溝山塊と南部の鷲子山塊に分けられる。図幅地域南西部を占める那須野ヶ原は、那珂川とその支流沿いに発達する台地状の平原で広い河成段丘が発達する。また、那須野ヶ原の北には、那須火山群起源の岩質なだらけ堆積物からなる高久丘陵がある。

本地域北半部の常磐地域の海岸沿いの低平な丘陵には、第三系の堆積岩とこれを覆う段丘堆積物が分布する。その西側の阿武隈山地は主に白亜紀の花崗岩類からなる高原である。郡山盆地南部にあたる須賀川市から白河市にかけての平地には更新統の白河火砕流群が広く分布し、阿武隈川とその支流沿いに河成段丘が発達する。本図幅地域北西隅には奥羽脊梁山脈がわずかにかかり、変質した新第三系の火山岩・火砕岩が分布する。

（柳沢幸夫）

3. 地 質

3.1 地質概要

本図幅地域には時代未詳や先デボン紀から第四紀までの様々な地層・岩体が分布している。それらのうち先第三系は北北西―南南東にのびる3つの破砕帯によって分断されている（第2図）。西から順に棚倉破砕帯・畑川破砕帯・双葉破砕帯と呼ばれるこれらの破砕帯は断層とマイロナイト・カタクラサイト等の変形帯の集中域である。これらの破砕帯は新第三紀層の堆積前に大規模な左横ずれの変位を伴う活動をし、白亜紀花崗岩類やその母岩である御斎所〜竹貫・松ヶ平等の変成岩類、相馬古生層等の堆積岩類等を分断、変位させている。また、その一部は第三紀以降にも活動しており、棚倉破砕帯には横ずれの、双葉破砕帯と畑川破砕帯には阿武隈山地の上昇運動と関連した縦ずれの変位が認められる（大槻、1975；恒石、1966、等）。

棚倉破砕帯とその北方延長部を南西限とする東北日本の先第三系は、畑川破砕帯及びその北方延長部を境にその東西で帰属が異なり、畑川破砕帯の西は阿武隈帯に、東は北上帯に対比される（久保・山元、1990）。また、棚倉破砕帯は阿武隈帯とその西に拡がる先第三系（足尾帯）との境界をなしている。すなわち、本図幅地域に発達する3つの破砕帯のうち、畑川破砕帯と棚倉破砕帯は先第三系基盤岩類に関して地体構造区分上の構造線に相当する。

本図幅地域中央部には棚倉破砕帯に沿う低地が南北に伸び、その東には前期白亜紀の花崗岩類及びそれに先行する堆積岩・変成岩・斑れい岩・火山岩類等からなる阿武隈山地が拡がる。

阿武隈帯の花崗岩類のうち、阿武隈山地南部地域（ほぼ本図幅の範囲内に相当）のものは、複数の岩相が密接に相伴って変成岩中に比較的まとまった形で分布するため、それらは個々に独立した岩体として扱われてきた（駿川・宮本・十文字岩体等、第2図）。一方阿武隈山地北〜中央部（1/20万「福島」図幅の範囲内に相当）においては多数の花崗岩類が変成岩等の母岩の挟在なしに連続的に分布する。このため、共通のマグマに由来する一連の分化物（岩相群）としての岩体の範囲を明確に特定することは困難で、明確な岩体区分はほとんどされていない。したがって阿武隈山地全域の深成岩類を統一的かつ合理的に分類するために、本図幅では岩体による区分を行わず、1/20万地質図幅「福島」の場合と同様に岩相に基づいて区分した。これまで用いられてきた岩体区分については、主要な岩体名を第2図に示す。

阿武隈山地の西方には、阿武隈川流域の低地を隔ててその北西側に新第三紀〜第四紀の火山岩類が広く分布する。また、棚倉破砕帯とほぼ並行する久慈川以西にはジュラ紀付加複合体とそれを貫く後期白亜紀貫入岩類からなる足尾帯の先第三系基盤岩類、及びそれらを覆う新第三紀〜第四紀の火山岩及び堆積岩類が広く分布している。

双葉破砕帯以東の太平洋岸（常磐地域）や棚倉破砕帯地域、及び西方の奥羽脊梁山

脈地域には、部分的に顔を出す先第三系を覆って新生界が広く分布している。これら新生界は、古第三系・新第三系及び第四系からなる。古第三系は常磐地域に分布する上部始新統〜下部漸新統で、かつて常磐炭田の主要稼行炭層であった石炭層を挟む。新第三系は、常磐地域・棚倉破砕帯沿い及び西方の奥羽脊梁山脈に広く分布する堆積岩類や火山岩類からなる。本図幅地域の第四系は、更新世〜更新世にかけて活動した火山の噴出物と段丘堆積物・地すべり堆積物及び沖積層等からなる。

（久保和也・柳沢幸夫）

3.2 畑川破砕帯以東地域（北上帯）の先第三系

3.2.1 時代未詳の変成岩類及び超苦鉄質岩類

畑川破砕帯以東地域には、時代未詳の変成岩類として、八^{やぐら}茎変成岩類と、白亜紀花崗岩類に随伴する未区分変成岩類が分布する。このうち八茎変成岩類は藍閃石片岩相の変成岩であり（Seki and Ogino, 1960）、阿武隈山地東縁部に分布する松ヶ平変成岩類に対比され（小貫、1966）、その変成年代は先デボン紀と考えられる。畑川破砕帯に沿って細かく分布し、その大部分は泥質片岩で、部分的に苦鉄質片岩を伴った南部において蛇紋岩化した超苦鉄質岩類を伴う。八茎変成岩類の大部分は白亜紀花崗岩類による接触変成作用を被っている。

白亜紀花崗岩類に随伴する変成岩類は、花崗岩類及び珪長岩中のゼノリスとして産するものと、双葉破砕帯に沿って帯状に分布するものがある。泥質変成岩と苦鉄質変成岩からなり、白亜紀貫入岩類による接触変成作用の影響が顕著である。

（坂野靖行）

3.2.2 時代未詳の堆積岩類

いわき市北部の三森山〜二ツ^つ箭山間には、八茎変成岩類の中に周囲を断層で囲まれて時代未詳の非変成堆積岩類が分布する。この堆積岩類は八茎花崗閃緑岩に貫入され、大久川花崗閃緑岩と断層関係にある。南北性の背斜・向斜構造がみられるが、地層は概ね東西性の走向で北傾斜を示し、下位より、暗青色の葉理質頁岩からなる大滝沢層（層厚約250m）、白色あるいは暗灰色の結晶質石灰岩からなり、暗灰色頁岩薄層を伴う「八茎石灰岩」（層厚約150m）、黒色頁岩と中粒砂岩の互層を主体として石灰質砂岩・結晶質石灰岩礫・凝灰質頁岩などを伴う松山沢層（層厚約1,100m）が知られている（小貫、1966など）。岩相などから福島県相馬地方に分布する下部石炭系真野層・下部〜中部石炭系立石層・下部ベルム系上野層に対比されている。

（利光誠一）

3.2.3 ベルム紀堆積岩類

いわき市高倉山付近の畑川破砕帯と双葉郡富岡町〜榎葉町の双葉破砕帯に沿ってベルム紀の堆積岩類が分布する。

畑川破砕帯沿いでは礫岩・砂岩・頁岩等からなる高倉山層群が分布し、一般に北北東―南南西の走向、西傾斜で、下位より入石倉層・元村層・柏平層に区分される（柳沢・根本、1961など）。入石倉層（層厚170m以上）は黒色頁岩主体で中部に砂岩・珪質頁岩・石灰岩レンズを挟む。元村層（層厚100〜170m）は厚い礫岩層（石灰岩のレンズや礫も含む）に始まり、主部は砂岩・頁岩よりなる。柏平層（層厚500m以上）の下部は礫岩（黒色頁岩・石灰岩の礫を含む）・砂岩・頁岩からなり、中〜上部は主に頁岩からなる。古くから多様な海生動物や、植物化石等の産出が知られ、Ueno (1992) は紡錘虫化石層序から元村層の礫岩の時代を中期ベルム紀（後期ムルガビアン期）とした。頭足類化石から柏平層の時代は中期ベルム紀ウォルディアン期とされる（永広、2005）。一方、Tazawa *et al.* (2005)、田沢 (2005) は、同層から産出するアンモノイドや腕足類の多くが二次化石と考え、本層を上部ベルム系登米層に対比した。

双葉破砕帯沿いでは黒色頁岩・細粒〜中粒砂岩を主体として頁岩砂岩互層・礫岩を伴う清太郎沢層（層厚約500m）が分布し、花崗岩類の貫入によりホルンフェルス化している（久保ほか、2002）。地層はほぼ南北性の走向、東傾斜で、ウミユリや紡錘虫等多様な化石を産する石灰岩礫を含み、岩相上の類似から、高倉山層群元村層と同時代層と推定されている。

（利光誠一）

3.2.4 前期白亜紀以前の火山岩類

前期白亜紀以前の火山岩類として、郭公山層と八茎地域の未区分火山岩類とがある。郭公山層は福島県双葉郡榎葉町郭公山周辺に分布し、主として安山岩質の溶岩及び火砕岩からなり、非火山性碎屑岩（砂質岩）をごく少量伴う。全域にわたって白亜紀花崗岩類による接触変成作用を被っている。

八茎地域の火山岩類は、福島県いわき市高倉山周辺に分布するものと、いわき市松山沢付近の八茎変成岩類を貫く安山岩岩脈とがある。前者はデイサイト質の凝灰岩及び凝灰角礫岩からなり、周辺の八茎変成岩類・古生層とは断層で境られている（周藤ほか、1989）。これらの火山岩類は岩相の類似性から、原町地域の高倉層と同様に北上山地の前期白亜紀火山噴出物に対比される可能性が高いが、その一部もしくは全部がより古い時期のものである可能性もある。

（坂野靖行）

3.2.5 前期白亜紀貫入岩類

畑川破砕帯と双葉破砕帯の間の狭長な地域には斑れい岩から花崗岩、珪長岩に及ぶ多様な花崗岩質岩類が分布する。それらは岩石磁率が高く磁鉄鉱系（Ishihara, 1977）に属することや、97.4〜126MaというK-Ar年代、先行する火山岩類の随伴等から、北上山地の白亜紀花崗岩類（北上花崗岩）に対比される（久保・山元、1990）。1/5万地質図幅では、これらの花崗岩質岩類は相互の貫入関係と岩石学的特徴に基づいて、個々の岩体として細かく区分されている（久保ほか、2002 等）が、本図幅では岩相に基づいて全体を大きく分類した。G1a, G1b, G1c, G1dは貫入関係にあり、この順に若くなる。同様の花崗岩質岩類は双葉破砕帯の東方にも新第三系の下に伏在することがボーリングにより確認されている。

なお、猫鳴山斑れい岩については、貫入時期は明確ではないが岩石学的特徴から原町地域等の斑れい岩に対比される可能性が高く、近接する八茎花崗閃緑岩にやや先行して貫入したものと推測される。

(久保和也)

3.2.6 白亜紀堆積岩類

檜葉町南部からいわき市北部にかけて、礫岩・砂岩・泥岩を主体とする双葉群（徳永、1923）が分布し、下位より足沢層・笠松層・玉山層に区分される（紺野、1938）。足沢層（層厚120～180m）は礫岩～粗粒砂岩からなる浅見川部層、泥質砂岩～砂質細粒砂岩からなる大久川部層に細分される（斎藤、1960）。笠松層（層厚100～200m）は砂岩泥岩互層を主体とし、珪長質凝灰岩を挟む。玉山層（250m以上）は中粒～粗粒砂岩を主体とする小久川部層、細粒砂岩を主体とする入間沢部層に区分される（久保ほか、2002）。本層群には大局的に河川相から浅海相への2回の堆積相の繰り返しが見られる。多くの海生動物化石や恐竜など陸生動物化石、花粉・胞子や被子植物等の化石の産出が知られ（三木、1972；長谷川ほか、1987；安藤ほか、1995；Takahashi *et al.*, 1999など）、コニアシアン～サントニアン階に対比されている。

(利光誠一)

3.3 畑川破碎帯と棚倉破碎帯に挟まれる地域（阿武隈帯）の先第三系

3.3.1 時代未詳の変成岩・堆積岩類

畑川破碎帯と棚倉破碎帯に挟まれる地域には、広範に分布する白亜紀花崗岩類中に時代未詳の変成岩類と堆積岩類が点在している。そのうち、1/20万福島図幅の南端に位置する滝根町から大越町にかけての10×5kmの範囲に複数の岩体として分布する石灰岩・頁岩・チャート・苦鉄質岩類等からなる時代未詳の地質体は滝根層群（永広ほか、1989）と命名されており、その南端が本図幅地域北端部に露出する。

(久保和也)

3.3.2 日立変成・深成岩類

阿武隈山地南端の日立地域には日立古生層とそれを貫く深成岩類が分布し、その一部は前期白亜紀の変成作用を被っている。本図幅地域南縁には苦鉄質片岩と片状花崗閃緑岩がわずかに分布し、それらには阿武隈花崗岩類に属する入四間花崗閃緑岩体（瀬戸、1969）による貫入と接触変成が認められる。

(久保和也)

3.3.3 阿武隈変成岩類

棚倉町からいわき市西方にかけては、阿武隈変成岩類の名で総称される変成岩類が広範に分布し、岩相構成から御斎所変成岩と竹貫変成岩とに区分されている（加納ほか、1973等）。梅村（1979）は両変成岩が層位的不連続の関係にあることを指摘し、境界については破碎帯もしくは衝上断層（Uchiyama、1984；Hiroi and Kishi、1989；後藤、1991等）という説が有力であるが、両者の関係や境界の厳密な位置等については未だ不明な点が多い。

御斎所変成岩は苦鉄質火山岩や珪質岩等を原岩とし、その化学組成やチャート中のジュラ紀放射虫化石（Hiroi *et al.*, 1987）等から、ジュラ紀海洋地殻の上部構成岩に由来するとされる。竹貫変成岩は主として泥質～砂質の陸源堆積物を原岩としており、化石等は見つかっていないが、廣井ほか（1992）はジルコンのU-Pb SHRIMP分析に基づいてそれらがジュラ紀付加体の一部を構成していたと考えている。なお、鮫川岩体等の花崗岩体の周辺ではミグマタイト状の部分が発達する（丸山、1970等）が、この部分は本図幅では変成岩として塗色している。

御斎所～竹貫変成岩は東から西に向かって緑色片岩相から角閃岩相へと変成度が上昇する高温低圧型の広域変成帯を構成すると考えられている（Gorai、1944；Miyashiro、1958、1961）。一方、竹貫変成岩分布域から残晶状の藍晶石の存在が確認された（Kano and Kuroda、1968；Urano and Kanisawa、1965；宇留野、1979等）こと等から、複変成の可能性が論じられている。最近では、藍晶石・十字石等の分布や産状、ざくろ石の累帯構造や包有物の特徴、ジルコンのU-Pb年代の検討等に基づいて、変成過程の時間的変遷がより詳細に解明されてきている。例えば、竹貫変成岩の一部は変成過程の初期に比較的高圧条件下におかれ、その時期は前期白亜紀であった事が明らかになっている（Hiroi *et al.*, 1998等）。

(久保和也)

3.3.4 前期白亜紀貫入岩類

畑川破碎帯を東限として阿武隈山地のほぼ全域に分布する石英閃緑岩～花崗岩はいわゆる阿武隈花崗岩類の名で総称される前期白亜紀の貫入岩である。それらは一般に岩石磁率が低くチタン鉄鉱系列に属し、そのK-Ar年代は阿武隈山地の北～中央部で85～100Ma（河野・植田、1965等）、南部で最大120Maという値である（柴田・内海、1983等）。

阿武隈山地の北～中央部では、花崗岩類は多数の貫入体からなるパソリスを構成している。花崗岩類は個々の岩相の貫入関係から、古い順に以下の3つに区分される。最も広範に分布し鉱物の定向配列が顕著な角閃石黒雲母石英閃緑岩～花崗閃緑岩。阿武隈山地中央及び東縁付近に集中的に分布する角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩及び黒雲母花崗岩。黒雲母花崗岩の内部と変成岩類の近傍に選択的に分布する白雲母黒雲母花崗岩である。一方阿武隈山地南部の場合、変成岩が広く分布する地域では閃緑岩～花崗岩まで岩相変化に富む径数km～10数kmの複合岩体を構成していることが多く、変成岩の少ない地域では岩相変化に乏しいパソリスを構成している。これらの貫入岩類の岩相・岩体毎のK-Ar年代値には、相互に明瞭かつ系統的な差は認められない。

阿武隈山地には上記の花崗岩類に加えて、少量ではあるが斑れい岩が分布する。斑れい岩は多量の磁鉄鉱を含み高帯磁率を示すものと磁鉄鉱をほとんど含まないものとに2分される。阿武隈山地北～中央部の花崗岩類中に点在する斑れい岩体と、いわき市西方に位置する斑れい岩体（水石山岩体）は前者に属し、花崗岩類との類縁関係はなく、相伴う変成岩類と共に花崗岩体のルーフを構成していたと考えられている（久

保、1994）。一方南部地域で個々の複合岩体と密接に相伴った分布を示す斑れい岩体は後者に属し、複合岩体の構成メンバーである可能性が高い。

なお斑れい岩の生成・固結時期を示す絶対年代データは無く、斑れい岩の活動が花崗岩類に対してどの程度先行していたのかは不明である。

(久保和也)

3.4 棚倉破碎帯中の先第三系

棚倉破碎帯は茨城県常陸太田市～福島県白河市北方にかけて発達する幅約4kmに及ぶ断層集中域で、阿武隈帯と足尾帯の境界を構成している。破碎帯中には阿武隈帯と足尾帯に由来する岩石が多数の断層に分散されて混在している。

福島県東白川郡矢祭町東館～白河市東方の棚倉破碎帯中には、足尾帯の付加複合体構成岩類を原岩とするフィロナイトやカタクラサイトが分布している。

棚倉破碎帯中には、マイロナイト化した阿武隈花崗岩類が全域に渡り分布している。棚倉西方では砂泥質堆積岩類からなる足尾帯の付加複合体とそれを貫く黒雲母花崗閃緑岩が分布し、両者はマイロナイト化及びカタクラサイト化を被っている。

(高橋 浩)

3.5 棚倉破碎帯以西地域の先第三系

3.5.1 足尾帯ジュラ系付加複合体

地体構造区分としては足尾帯に属し、従来八溝層群と呼ばれていた付加複合体（足尾テレーン）が分布する。これは、三疊紀～ジュラ紀にかけて海洋地殻上に堆積した遠洋性～陸源性堆積物が中期～後期ジュラ紀の沈み込み作用によって形成されたとみなされる。砂岩・泥岩・チャートを主体としわずかに石灰岩・緑色岩を伴っている。露頭規模では地層の破断や混在化の程度が弱い整然相を呈するが、地質図規模では泥岩やチャートが走向方向に500m～10km程度連続する岩体として砂岩中に挟有された破断相である。一般に20°～60°で西に傾斜し、北西～南東走向または北東～南西走向が卓越し局地的に南北走向を示すことから、地質図規模での褶曲構造を認めることができる。

岩相組合せ・地質構造・堆積年代に基づいて、構造の下位（東側）の笠間コンプレックスと上位（西側）の高取コンプレックスに区分される（指田・堀、2000；Nakae、2006）。両コンプレックスを比較すると、笠間コンプレックスではチャートが乏しく泥岩に富む傾向があるのに対して、高取コンプレックスでは走向方向への連続性が良いチャートが分布すること泥岩が乏しいという相違が見られる。笠間コンプレックスは、塊状～厚層理砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩（葉理質泥岩・暗緑色シルト質泥岩）・チャートなどから構成される。これらのうち塊状～厚層理砂岩と葉理質泥岩が主体をなすが、葉理質泥岩より砂岩が卓越する。またわずかに泥質混在岩を含む。暗緑色シルト質泥岩と葉理質泥岩からジュラ紀最末期（チトニアン期）の放射虫化石が産出している（Sashida *et al.*, 1993；堀、1999；中江・滝沢、1998；中江、2000）。高取コンプレックスは、塊状～厚層理砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩（葉理質泥岩・黒色泥岩・珪質泥岩）・チャートなどから構成されるが、砂岩が圧倒的に多い。チャートから中期三疊紀～中期ジュラ紀の前半、珪質泥岩から中期ジュラ紀、泥岩から中期ジュラ紀の中期～後期ジュラ紀の前半、葉理質泥岩からジュラ紀最末期（チトニアン期）を示す放射虫化石が産出している（Hori、2001；中江、2000；中江・滝沢、1998）。

(中江 訓)

3.5.2 白亜紀貫入岩類

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、足尾帯のジュラ紀付加複合体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3図）。筑波山塊よりも北側に分布する深成岩類は、活動時期によって、古期岩体（105Ma前後）と新期岩体（65Ma前後）とに区分されている（柴田ほか、1973）。

古期岩体は、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・袋田岩体・舟生岩体・岩船岩体）及び棚倉破碎帯中に分布する小岩体群（屋敷岩体・上手沢岩体・小爪岩体）とに分けられる。なお、馬頭岩体は主に角閃石斑れい岩からなるが、石英閃緑岩を伴っており複合岩体となっている。また、岩船岩体は古期の石英閃緑岩（斜方輝石・単斜輝石を含む）に新期の黒雲母花崗閃緑岩が貫入している。石英閃緑岩類はSrに富み（606～769ppm）、Yに乏しく（13～27ppm）、アダカイト（Defant and Drumond、1990）質の化学組成を有している（Takahashi *et al.*, 2005）。

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）とに区分できる。亀久岩体から65MaのK-Ar年代（黒雲母）が、大笹山岩体から68MaのK-Ar年代（黒雲母）が報告されている（柴田ほか、1973）。

(高橋 浩)

3.6 古第三系

古第三系は白水層群からなり、太平洋沿いの常磐地域に分布する。本層群は陸成層に始まり上位に向かって海成層に変化する海進的な堆積相を示し、石城層・浅貝層・白坂層に区分される（須井ほか、1957）。石城層は礫岩・砂岩・泥岩・石炭層からなり、下部は河川成堆積物、上部は海生貝類化石を含む砂岩を主とする。浅貝層は細粒～極細粒砂岩からなり、貝類化石群を産する。白坂層は海成シルト岩よりなる。図幅地域北東隅では、層厚が極端に薄く傾斜が垂直となっており、20万分1縮尺では各地層を表現できないので、白水層群で一括している。

(柳沢幸夫)

3.7 新第三系

本図幅地域の新第三系は、太平洋沿いの常磐地域、棚倉破碎帯地域（大子・棚倉・泉崎長沼地域）、烏山地域（八溝山地西縁）及び郡山西部地域（春梁山脈地域）に分

かれて分布している。本図幅では、1/20万福島図幅（久保ほか、2003）に準じて、時代を大別し下部中新統をE0-E3及びEbに、中部中新統をM1-M3に、上部中新統をL1とL2に、そして鮮新統をP1とP2に大別し、さらに岩相の違いにより細分して図示している（第1表）。

3.7.1 下部中新統

下部中新統の下部は主に堆積岩類からなり、常磐地域にのみ分布する湯長谷層群がこれにあたる。本層群は全体として1つの堆積サイクルをなし、非海成〜汽水成の棚平層、浅海性砂岩の五安層、海成泥岩の水野谷層・亀ノ尾層・本谷層、浅海成〜河川成の三沢層からなる（須貝ほか、1957）。なお、図幅地域北東隅では、層厚が極端に薄くなり傾斜が垂直となって20万分1縮尺では各地層を表現できないので、湯長谷層群（E）で一括している。

下部中新統の上部は、この時期の活発な陸上の火山活動の産物である玄武岩〜安山岩火砕岩及び溶岩からなる火山岩類（Eb）で代表され、烏山地域の山内層と大子地域の北田気層がこれに含まれる。また、常磐地域の本谷層中に挟在する石森山凝灰角礫岩部層は海成層中に挟まれるが、年代がほぼ同時期であるので、これらの火山岩類に含めた。

3.7.2 中部中新統

中部中新統は、本地域に全面的に海進が進んだ時期の堆積物である。岩相変化と年代から、この時期の地層は下位よりM1、M2、M3に大別される。

M1は中期中新世初頭の海進初期の淡水成〜浅海成の堆積物で、砂岩と礫岩からなり、一部で流紋岩火砕岩及び溶岩が発達する。大子地域の浅川層、棚倉地域の大梅層、泉崎長沼地域の小田川層、常磐地域の白土層群南白土層がこの時期の堆積岩を主とする地層である。また、須賀川地域の大久保層、大子地域の大沢口凝灰岩部層、常磐地域の白土層群吉野谷層は、この時期の流紋岩火砕岩及び溶岩を主とする地層である。なお、常磐地域では、南白土層の上位に不整合で重なる高久層群もこの時期の堆積物であるが、南白土層と区別するために、M1sとして表示した。

M2は海進が進んだ時期の地層であるが、この時期の中頃15Ma前後には、場所により大きな不整合が存在する。岩相は泥岩・砂岩が代表的であるが、海底での火山活動によるデサイト・安山岩角礫岩が発達する場合がある。須賀川西部地域の堀口層はこの時期の堆積物で主に砂岩からなる。一方、烏山地域では15Maの不整合より下位の海成層は地表に現在露出せず、不整合の上位の小崎層（M2k）が分布する。大子・棚倉地域では、この時期の海成層はグラベンを埋積して厚く発達する。このうち、大子地域では、デサイト・安山岩の水中心火山噴出物である男体山火山角礫岩（M2a）が分布し、その上位に泥岩主体の苗代田層（M2）、砂岩の小生瀬層（M2s）、泥岩主体の内大野層（M2）が重なる。また、これらの地層と同時異相の関係で東金砂山礫岩部層（M2c）が断層沿いに分布する。一方、棚倉地域では、西棚倉層群の平塩層（M2）と阿弥陀山礫岩（M2c）がこの時期の堆積物である。常磐地域では、この時期の堆積物がすべて多賀層群に含まれるが、層群内に存在する堆積間隙を境に、多賀層群最下部（M2）と多賀層群下部（M2u）に区分した。いずれも主に珪藻質の泥岩からなり、局所的に砂岩層を挟む。

M3は中部中新統の上部で、烏山地域の大金層（M3m）と、棚倉地域の東棚倉層群赤坂層（M3s）、常磐地域の多賀層群の中上部（ML）の下部に相当する。

3.7.3 上部中新統

上部中新統のうち、碎屑物からなる地層は、下位よりL1とL2に分けられる。L1は、烏山地域に分布する海成泥岩層の田野倉層と海成砂岩からなる入江野層、須賀川西部地域に分布する海成砂岩層の白石層、棚倉地域の砂岩層からなる久保田層である。一方、常磐地域では、多賀層群の中上部（ML）の上部に相当する。また、L2に属するのは、常磐地域の四倉層最下部と多賀層群最上部のみである。いずれも泥岩および砂岩からなる。

この時期はとくに春梁地域を中心として多くのカルデラが形成され、これによって堆積した地層として、図幅地域北西縁部には陥没カルデラを埋積した高川層と城ノ入沢層が分布する。両層は、カルデラ内火砕流堆積物及びカルデラ陥没角礫岩（Lc）、カルデラ湖堆積物（Ll）、後カルデラ期貫入岩（La、Ld）からなる。

3.7.4 鮮新統

鮮新統は、常磐地域に分布する碎屑物からなる地層と、春梁地域を中心に分布する主としてカルデラを伴う火山活動による火砕岩からなる地層とから構成される。常磐地域の鮮新統は、下部鮮新統（P1m）の四倉層主部・照島層と、上部鮮新統（P2m）の大年寺層で構成される。いずれも海成泥岩及び砂岩からなる。

鮮新世の火山活動による堆積物は、棚倉地域の仁公儀層（P2n）と須賀川地域の三春火砕流堆積物（Pp）からなる。仁公儀層は久保田層を不整合に覆い、陸成の礫岩・砂岩・泥岩及び凝灰岩からなる。本図幅地域に分布する三春火砕流堆積物はカルデラ外に流出した火砕流堆積物（Pp）であり、図幅中央北端の郡山盆地東方の阿武隈山地の花崗岩分布域に点在してわずかに分布する。

（柳沢幸夫・山元孝広・宮地良典・高橋雅紀）

3.8 第四系

本図幅地域の第四系は、更新世〜完新世にかけて活動した火山の噴出物と段丘堆積物・地すべり堆積物及び沖積層などからなる。

3.8.1 第四紀火山

前期更新世の火山噴出物は、図幅地域北西部の会津布引山及び甲子火山噴出物（V1a）と白河火砕流堆積物群（V1p）からなる（第4図）。白河火砕流堆積物群は塔のへつりなどのカルデラ群から噴出したもので、カルデラ内には湖成堆積物（V1d）が分布する。図幅地域南西部では礫質河川堆積物中に白河火砕流堆積物群が挟まれるよう

になり、境林層（Q1）と呼ばれている。

中期更新世の前期の火山噴出物は、43万年前頃の鎌房山火砕流堆積物及び30万年前頃の大田原火砕流堆積物（V2p）と、約36〜27万年前に活動した那須〜三本槍岳火山噴出物（V2a）からなる。三本槍岳火山は活動停止直後に山体崩壊を起こし、余笹川・黒磯岩屑なだれ堆積物（V2d）が南東山麓に形成された（第5図）。後期になると崩壊地形内に那須〜朝日岳火山が噴出し、約17〜7万年前に活動した。

後期更新世の3〜4万年前頃には朝日岳火山の山体崩壊が起き、南東山麓には御富士山岩屑なだれ堆積物（V3fの一部）が形成された（第5図）。約1.6万年前には那須〜茶臼岳火山の噴出が始まり、東山麓には安山岩質の火砕流堆積物（V4a）が広がっている。

3.8.2 段丘堆積物

図幅地域西部の高位段丘群は、那須野ヶ原内に島状に分布している。これらは飯糰上樺テフラに覆われ（第5図）、海洋酸素同位体ステージ6に形成された河成段丘である。一方、図幅地域東部のいわきに分布する高位段丘は、大町Apmテフラ群を混在する風成層に覆われ、礫質の河川堆積物からなる。

中位I段丘は、図幅地域東部の太平洋岸に分布している。これは最終間氷期の海成段丘で、旧汀線高度は60m前後である。中位II段丘は、太平洋岸や図幅地域南西部の那珂川沿い、北西部の阿武隈川沿いに分布している。中位II段丘は大山倉吉テフラ（DKP）に覆われており（第5図）、最終氷期前半の5〜7万年前に段丘化した河川地形面である。

低位I段丘は、那須野ヶ原の主扇状地面を構成するもので、始良Tnテフラの降下前には離水している（第5図）。低位II段丘は那須野ヶ原の新时期状地面を構成するほか、各地の河川沿いに断片的に分布している。そのほとんどが1万年前までに離水したとみられる。最低位段丘は完新世に離水したもので、那珂川沿いに断片的に分布している。

3.8.3 地すべり堆積物と緩斜面堆積物及び扇状地堆積物

地すべり堆積物は本図幅地域北西部の奥羽脊梁山脈東麓に分布する。緩斜面堆積物及び扇状地堆積物は奥羽脊梁山脈東麓に分布するほか、阿武隈山地の山麓部にも発達している。

3.8.4 完新統

完新統は郡山盆地、那須野原及び常磐地域の河川沿いの沖積低地を形成して分布する。地質図では、微高地を形成する自然堤防堆積物、旧河道堆積物、海岸に沿って発達する浜堤堆積物、及び後背湿地及び谷床堆積物に区分して表示した。

（山元孝広・柳沢幸夫）

4. 活断層

本図幅地域北西部の奥羽脊梁山脈と郡山盆地ないし那須野原の境界部にある北東〜南西方向の分岐する2本の断層は、地形的にも火山斜面上に東向きの崖（高度不連続）が認められることから、確実度IIの活断層と推定されている（活断層研究会編、1991）。

（柳沢幸夫・山元孝広）

5. 地下資源

5.1 金属資源

主要な金属鉱床としては、八茎地域の時代未詳堆積岩類中の銅・鉄・タングステン鉱床、御斎所變成岩類中に胚胎する銅・マンガン鉱床、八溝層群中の熱水性金鉱床等がある。これらはいずれも現在採掘されていない。

畑川破砕帯以東地域では、かつては日本の代表的な銅・鉄スカルン鉱床のひとつであった八茎鉱床がいわき市北方に位置する。本鉱床は“八茎石灰岩”の下部にスカルン鉱体として発達する。明治末期から大正初期にかけて銅が採掘されたが一時休止、その後石灰石鉱山として操業した。昭和32年から八茎鉱山として銅・鉄を採取、また1970年代には比重石中に高品位のタングステン鉱床が発見され、採掘された（西脇ほか、1960；村松・南部、1982）。昭和53年頃には品位不足・市場低迷等により休止、現在は新八茎鉱山として石灰石を採掘している。

いわゆる阿武隈帯に相当する地域では、御斎所變成岩中の含銅硫化鉄鉱床、層状マンガン變成鉱床及び含マンガン鉄鉱床（沢渡、新沢渡）、水石山斑れい岩体中の超苦鉄質部に胚胎する岩漿分化鉄鉱床（剣ヶ峰）等があり、小規模に採掘が行なわれた。

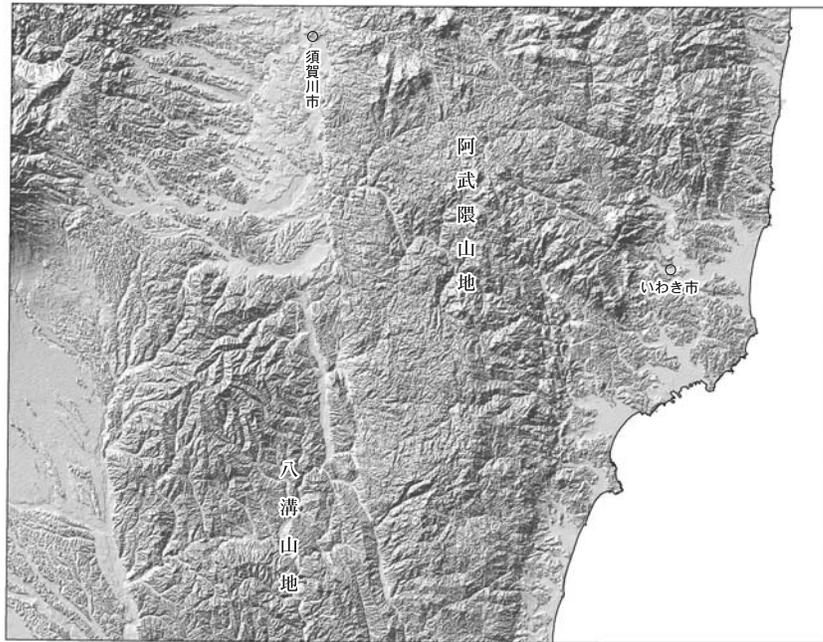
棚倉破砕帯以西地域では、八溝山地北部及び南部の中生層中に熱水性含金石英脈が数多く存在し、古くは平安時代より採掘が行なわれた。

5.2 非金属資源

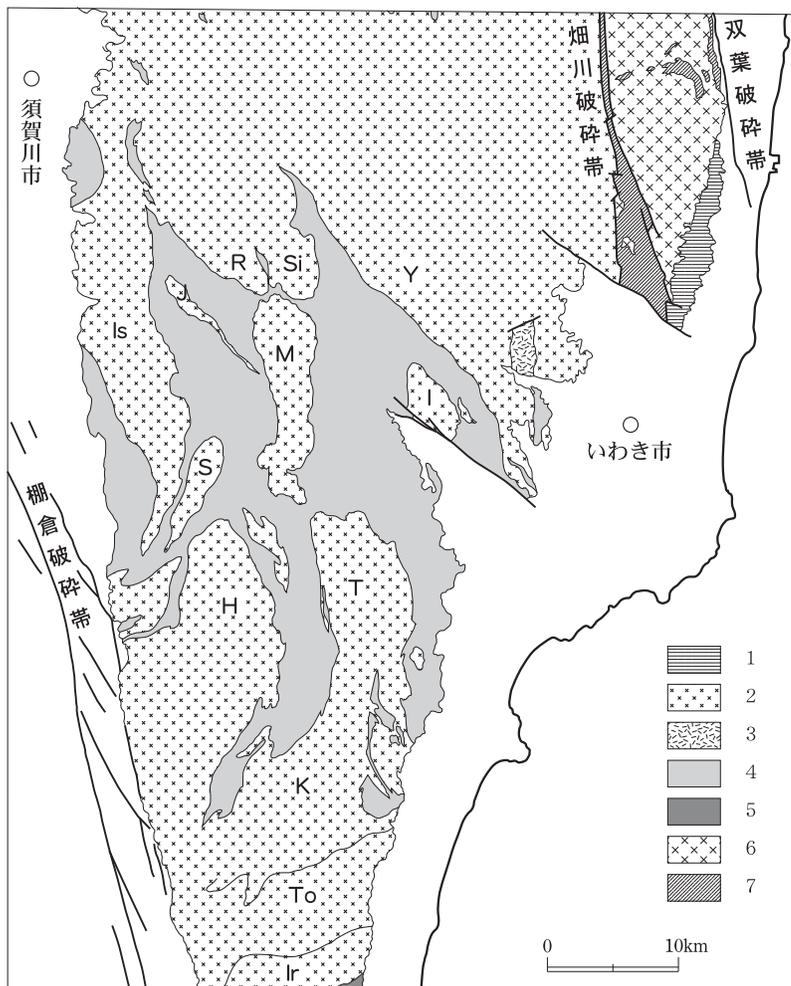
非金属資源としては、阿武隈花崗岩中で巨大な岩塊をなす滝根層群中及び“八茎石灰岩”中の石灰石、久保田層中の貝化石、阿武隈花崗岩類に伴うベグマタイト、旧常磐炭田炭層下位の耐火粘土等があり、石灰石（含貝化石）については現在も操業が行なわれている。

5.2.1 石灰石

大滝根山南方尾根の万太郎鉱山において、時代未詳の滝根層群中の石灰石が採掘されている。また、前述のように新八茎鉱山において“八茎石灰岩”が採掘されている。



第1図 「白河」地域の地形陰影図



第2図 棚倉破砕帯東縁以东の先第三系基盤岩類の分布及び花崗岩体の名称

凡例

- 1: 上部白亜系堆積岩類
- 2: 阿武隈花崗岩類 (斑れい岩類を含む)
- 3: 阿武隈花崗岩類に先行する斑れい岩類
- 4: 御斎所・竹貫変成岩類及び阿武隈花崗岩類中の時代未詳堆積岩・石灰岩・変成岩類
- 5: 日立変成岩類 (貫入岩類を含む)
- 6: 北上花崗岩類に対比される前期白亜紀花崗岩類 (斑れい岩類を含む)
- 7: 南部北上帯に対比される変成岩類・火山岩類及び堆積岩類

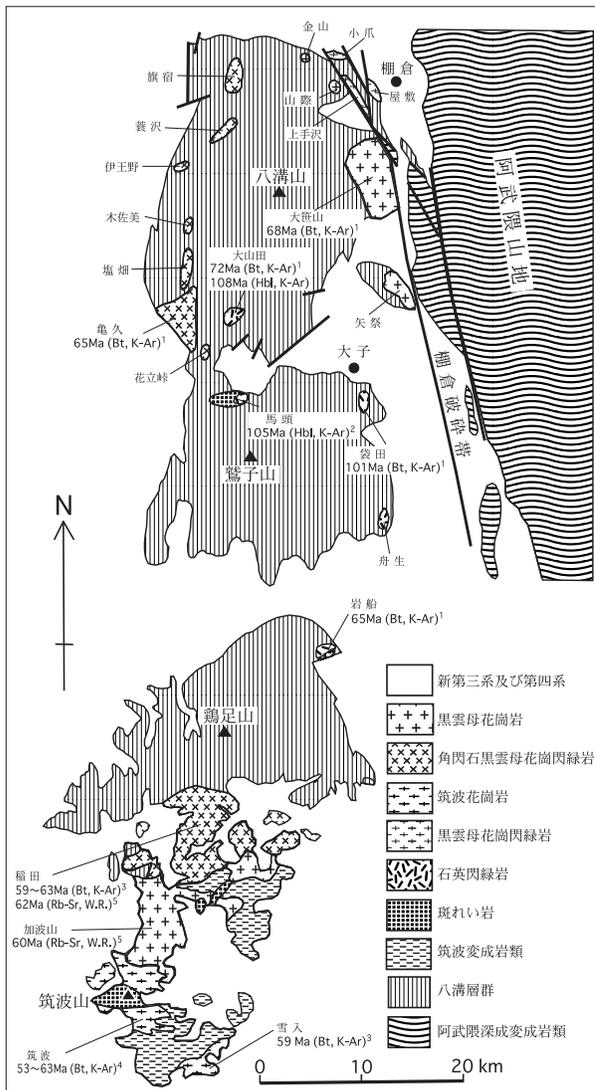
R: 論田岩体, Si: 芝山岩体, Y: 好間川岩体,
 Is: 石川岩体, S: 鮫川岩体, J: 十文字岩体,
 M: 宮本岩体, I: 入遠野岩体, H: 塙岩体,
 T: 田人岩体, K: 上君田岩体, To: 鳥曽根岩体,
 Ir: 入四間岩体

第1表 新第三系の対比

時代	標準時階	郡山西部 (小泉, 1963)	鳥山 (酒井, 1986) (高橋・星, 1996)	棚倉破砕帯地域			常磐地域 (須貝ほか, 1957; 須藤ほか, 2005)			
				大子 (大槻, 1975)	棚倉 (大槻, 1975)	泉崎・長沼 (福島県, 1985b)	北部	南部		
鮮新世	後期	西山						大年寺層	P2	
	前期	天徳寺						照島層	四倉層上部	P1
		推谷						多賀層群最上部	四倉層最下部	L2
中新世	後期	船川								
		寺泊								
	中期	L1	白石層	久江野層 田野倉層	東棚倉層群 赤坂層	久保田層			南磯層層	L1
		M3		大金屬	長谷層				多賀層群中上部	M3
		M2	堀口層	小端層	西棚倉層群 平塩層	阿弥陀山礫岩			多賀層群最下部	M2
前期	M1	大久保層	内大野層 小生瀬層 苗代田層 西原層 男体山火山角礫岩	西棚倉層群	阿弥陀山礫岩			高久層層	M1	
	Eb	岩上山層	茂木層* 山内層 元古沢層*	大沢口凝灰岩部層 北田氣層	大梅層	小田川層		高久層層 南白土層 吉野谷層	M1	
		津川						湯長谷層群 三沢層 本谷層 龜ノ尾層 水野谷層 五安層 樽平層	Eb E3 E2 E1 E0	

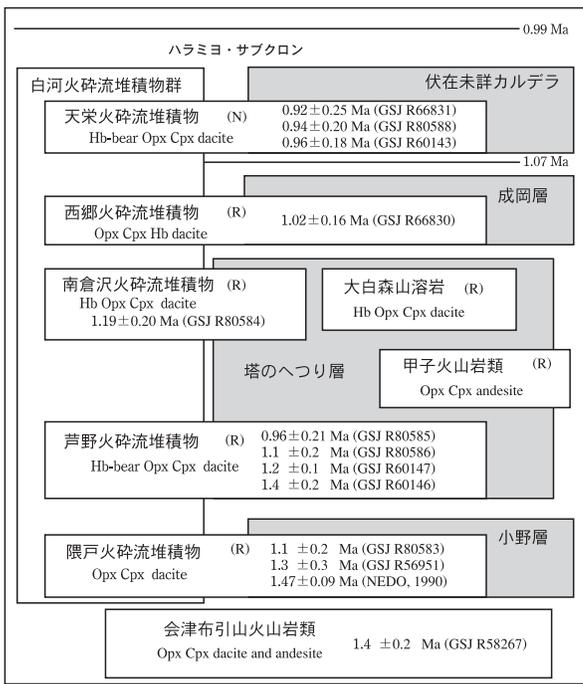
*本図編地域に分布せず

Is: 石森山火山角礫岩部層



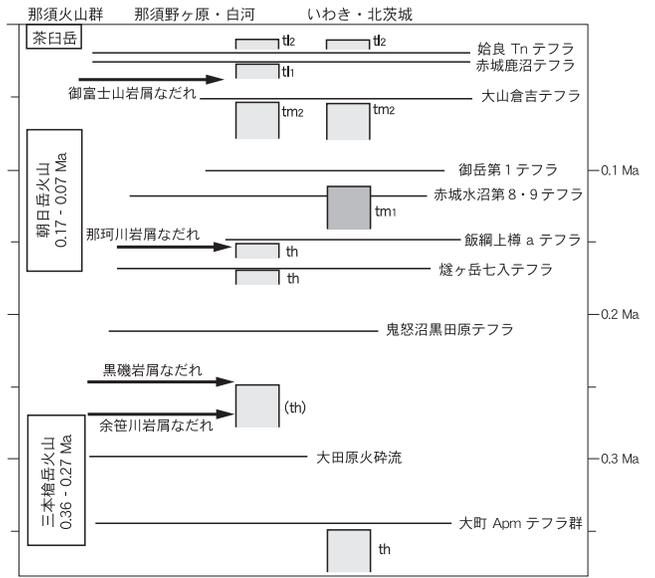
第3図 八溝山地周辺の地質概略図と放射年代

Bt: 黒雲母, Hbl: 普通角閃石, W.R.: 全岩,
 1: 柴田ほか (1973), 2: Tanaka et al. (1987),
 3: 河野・植田 (1966), 4: 柴ほか (1979),
 5: Arakawa and Takahashi (1988)



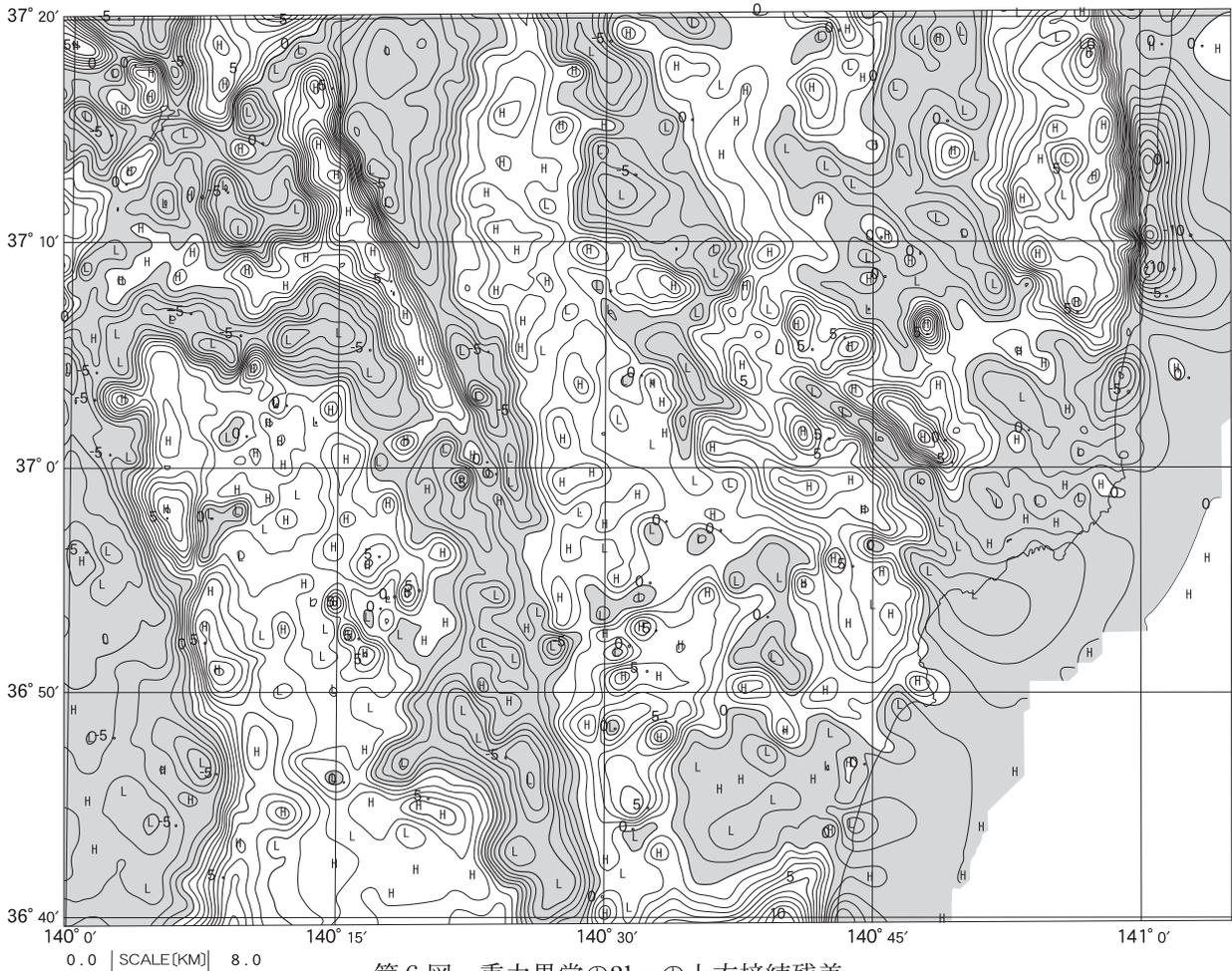
第4図 白河火砕流群の層序

N=正帯磁, R=逆帯磁, Cpx=単斜輝石, Opx=斜方輝石, Hb=普通角閃石



第5図 那須火山群及び段丘堆積物群のテフラ層序

白色部: 火山体, 明灰色部: 河成段丘, 暗灰色部: 海成段丘, 矢印: 岩屑なだれ, 太実線: テフラ



第6図 重力異常の2kmの上方接続残差

負値には影を付けて表示, コンター間隔は1mgal(ミリガル)で, 5mgal 毎に太く表示.

棚倉町から塙町にかけて、燐・石灰石資源として新第三系の堆積岩中に挟在する貝化石を採掘している（藤井，1961；柳沢ほか，2003）。

5.2.2 珪石・長石

阿武隈山地西縁の石川町には、阿武隈花崗岩類に伴なうペグマタイト鉱床があり、大正初期から昭和40年頃にかけて珪石・長石を採掘していた。昭和初期にはベリリウムが採掘された事がある（石川町歴史民族資料館，2000，2002）。

5.2.3 耐火粘土

いわき市中央から北部広野にかけて、旧常磐炭田の炭層を挟有する第三紀層が分布し、炭層下位には耐火粘土が存在する。これは、カオリナイト・ハロイサイトを主成分とする蛙目粘土である（藤井・宇野沢，1965；藤井ほか，1967）。現在は休止している。

5.3 石炭・亜炭

福島県富岡町から茨城県日立市に至る、南北約95km、東西5～25km、面積約780km²の範囲に常磐炭田が分布する。主要な夾炭層は古第三系白水層群最下部の石城層と新第三系湯長谷層群最下部の柗平層である。炭質は瀝青炭・亜瀝青炭・褐炭で、石城北部のものが最も良質とされる（地質調査所編，1950）。炭鉱は昭和60年には全て閉山した。

5.4 石材・砕石

前期白亜紀の花崗岩類が広く分布する阿武隈山地には、採石場が多数存在している。石材として黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩を採石し、建材・墓石・港湾建設等に用いている。阿武隈山地で最も広範に分布する角閃黒雲母花崗閃緑岩は暗色包有物を多数含んで不均質であるため石材としての需要はないが、砕石用の採石場がごくわずかに存在する。

福島県白河市・栃木県那須町等では第四紀の白河火砕流堆積物を採取し、建材・化粧材・石柵用等の石材として出荷している。

白河市南部久慈川流域及び大子町において、八溝山系を構成する中生層の砂岩・泥岩等を採取し、砕石として骨材・路盤材・鉄道用敷石等に利用している。

いわき市北方、八基地域では時代未詳火山岩類を、同市西部では御斎所変成岩類を採取、砕石として利用している。

5.5 温泉・鉱泉

温泉は、東部の海岸域、中央の棚倉破砕帯沿い、その西の阿武隈川や那珂川沿いの盆地部、西縁の那須火山群分布域等に分布する。

いわき湯本温泉は花崗岩・変成岩を母岩とする温泉で、世界的にみても湧出量が多い。泉温60℃以上で、主として硫化塩泉であり、日本列島の前狐域では飛び抜けて大きな放熱量を持っているが、その熱源についてはよく分かっていない。那須湯本温泉は、那須岳の安山岩を母岩とし、泉温60℃以上で強酸性の火山性流体の影響を強く受けた泉質を持ち泉質は硫酸塩泉等変化に富む。石川町から大子付近にいたる久慈川沿いには、阿武隈山地の花崗岩を母岩とする温泉が湧出する。全体に湯温は低めである。また石川町付近ではペグマタイトに由来すると思われるラジウム泉が湧出する。このほか、北部中央須賀川市付近では第四紀の火山岩類を母岩とする単純泉等が、那珂川沿いの地域には炭酸泉等が湧出する。

（大野哲二・山元孝広・柳沢幸夫）

6. 重力異常

本地域の重力異常は、牧野ほか（1995）による縮尺20万分の1のブーゲー異常図に詳細は示されており、そのデータに基づき編集した。東半の南部阿武隈山地には古生代の変成岩類や中生代の花崗岩の露出が広範に見られ、西半には八溝山地の古生～中生代の基盤岩類が分布し表層密度は大きくなっている。一方、阿武隈山地と八溝山地に挟まれた地域は棚倉破砕帯を含む陥没構造が、最西部の黒磯から白河に至る低地には盆状構造が各々想定され表層密度は大きくない地域である。ここでは広域的に整合性を持たせるため2.3g/cm³の密度を仮定した。

本地域を特徴づける重力異常は、東半分を占める阿武隈山地の100ミリガルを越す高重力異常域と、阿武隈山地西縁の急勾配を経て北北西に伸びる低重力異常、八溝山地の平坦な重力パターン、更に大田原から黒磯に至る低地での低重力異常などである。阿武隈山地の重力パターンは比較的複雑で、概ね高重力域には変成岩類の、低重力異常域は花崗岩類の露出域に対応している。重力異常には深い構造による重力効果も重畳されているため深度数km程度の浅い地質構造を見るには必ずしも適しているとは言えないため、2kmの上方接続値を広域傾向面として除去し、数km以浅の構造を抽出した残差重力（上方接続残差）を第6図に示す。負値には、影を付けて表示した。また、上方接続残差の特徴としてゼロ値線が断層状構造の最急勾配構造を示す。阿武隈山地の東部に南北に帯状の高重力異常が見られ、それを挟むように低重力異常が両側に見られる。東側の低重力異常帯は双葉破砕帯に対応し、西側の低重力異常帯は境界がやや不明瞭であるが畑川破砕帯に対応する。棚倉破砕帯に対応する陥没域は負の領域を呈しているが、その中に北北西-南南東方向に顕著な正の領域が伸びており、陥没構造内に線状に陥没せずに残った花崗岩類の分布に対応する。

（駒澤正夫）

The district of 1:200,000 Shirakawa quadrangle is located in the boundary area between the Tohoku and Kanto provinces, Pacific Ocean side of Northeast Japan. In the Shirakawa District, three major fracture zones were formed. The Futaba Fracture Zone (FFZ), trending NNW-SSE, developed along the eastern margin of the Abukuma Plateau. About 10 km to west of FFZ, the Hatagawa Fracture Zone (HFZ) formed almost parallel to FFZ. The Tanagura Fracture Zone (TFZ), trending NNW-SSE, developed along the southwestern margin of the Abukuma Plateau.

By the HFZ and TFZ, pre-Tertiary basement rocks are divided into three units: the South Kitakami Zone, Abukuma Zone and Ashio Zone from east to west. In addition, the TFZ and its northern extension constitute the boundary between pre-Tertiary basement rocks of Northeast and Southwest Japan, named as the Tanagura Tectonic Line.

East of the HFZ, pre-Devonian metamorphic rocks, metamorphic and sedimentary rocks of unknown age, Early Carboniferous and Permian sedimentary rocks and Cretaceous granitic rocks with some volcanic rocks are distributed. Ultramafic rocks that consist mainly of serpentinite occur along the HFZ and FFZ.

Between the HFZ and TFZ, Cretaceous granitic rocks (so-called Abukuma Granitic Rocks) are widely distributed. Metamorphic rocks, ultramafic rocks, ultramafic to mafic intrusive rocks and sedimentary rocks occur as blocks of roof pendant or xenolith in the granitic rocks, though their ages and details are not well known. Metamorphic rocks named as the Gosaisho-Takanuki metamorphic rocks develop widely in the area between the cities of Tanagura and Iwaki. The Gosaisho-Takanuki metamorphic rocks are Early Cretaceous high-temperature low-pressure metamorphic rocks, of which original rocks are Jurassic sediments. At the southern end of the mapped area, Hitachi Metamorphic and Plutonic Rocks occur intruded by the Abukuma Granitic Rocks.

The TFZ is an almost 4 km wide zone where many faults and deformed rocks occur. Within the TFZ, the metamorphic and granitic rocks derived from the Abukuma Terrane and the sedimentary and granitic rocks that belong to the Ashio Terrane occur in contact with the tectonic boundaries.

West of the TFZ, the Ashio Terrane (formerly called as Yamizo Group) is widely exposed. This terrane was formed along a convergent margin during the Late Jurassic period and is mainly composed of a disrupted and dismembered accretionary complex of Triassic to Middle Jurassic pelagic chert and Late Jurassic terrigenous clastic rocks. The Ashio Terrane in this district trends nearly N-S direction with gentle folding and shows a west-dipping imbricate thrust structure. The terrane is divided into the lower Kasama and upper Takatori Complexes; their lithologic features are almost similar, but the variety and abundance of their component rocks, age of deposition and tectonic contact with the complexes can be the basis for classification.

Many Cretaceous gabbroic to granitic rocks occur intruding the Ashio Terrane. They are classified into older (Early Cretaceous) and younger (Late Cretaceous) intrusions based on their intruding age and petrologic character.

The Neogene sedimentary and volcanic rocks unconformably overlie the pre-Neogene rocks, and are distributed widely in the Pacific Ocean coastal area, Tanagura basin between the Abukuma and Yamizo Mountains and west side of the Yamizo Mountains. The early Miocene sequence in the Pacific Ocean coastal area is represented by sedimentary rocks belonging to the Yunagaya and Shirado Groups. In contrast, the early Miocene deposits in the other areas are composed of basalt and andesite volcanic rocks. The middle Miocene sequence in the mapped area is characterized by transgressive deposits that consist of marine sandstone and mudstone with rhyolite and andesite volcanoclastics. The upper Miocene deposits are represented by regressive varied facies; marine sandstone and terrestrial lignite-bearing deposits and volcanic deposits filling caldera depressions in the backbone range. The Pliocene deposits in this area are composed of sedimentary rocks distributed along the Pacific Ocean coastal area and extracaldera pyroclastic flow deposits in the northwestern area.

The Quaternary deposits are composed of Pleistocene to Holocene volcanic products, Pleistocene terrace deposits, landslide deposits and Holocene alluvial deposits. The early Pleistocene Shirakawa Pyroclastic Flow Deposits are the products of large-volume felsic volcanism from Tonohetsuri and other calderas in the northwestern part of the quadrangle. The Nasu volcanic group is composed of andesitic composite volcanoes, and the Chausudake volcano is the only active one of the group. The terrace deposits are divided into six units: higher, middle I, middle II, lower I, lower II and lowest terrace deposits. The higher terrace deposits are fluvial and middle Pleistocene in age. The middle I terrace deposits were formed in the last interglacial maximum of the latest middle Pleistocene, and the middle II terrace deposits are composed of fluvial sediments slightly later than the last interglacial maximum. The lower I and II terrace deposits are from the late Pleistocene last glacial age. The lowest terrace deposits is Holocene in age.

Key words : areal geology, geological map, 1:200,000, Shirakawa, Fukushima, Kitakami, Abukuma, Nasu, Ashio, Yamizo, Gosaisho, Takanuki, Hitachi, Yaguki, Tanagura Fracture Zone, Hatagawa Fracture Zone, Futaba Fracture Zone

平成19年9月26日印刷

平成19年9月28日発行

発行著作権所有・発行者

許可無く複製を禁ずる

独立行政法人

産業技術総合研究所 地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1番地1

TEL (029) 861-3606

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST © 2007