

福島県の地質

東北大学名誉教授 蟹澤 聰史
福島県立博物館 相田 優

1 はじめに

福島県は、地形・歴史・文化などの面から、太平洋と阿武隈山地に挟まれた「浜通り」、阿武隈山地と奥羽山脈に挟まれた「中通り」、さらに奥羽山脈と越後山脈に挟まれた「会津」の3地域に分けられる。面積は 13,782.76km² で、北海道、岩手県に次いで全国第3位の広さをもつ。

地質学的な特徴を概観すれば、浜通りと中通りに挟まれた阿武隈山地は、白亜紀に貫入した広大な花崗岩類、さらにそれらに挟まれた阿武隈変成岩類を主とし、阿武隈山地東縁には、北上山地の延長と考えられる松ヶ平-母体変成岩類、古生層、中生層、さらに白亜紀花崗岩類などが分布する。阿武隈山地は標高400～1000mの比較的平坦な高原状山地を呈し、所々にはんれい岩類のやや高い残丘状の地形がみられる。福島県の東縁、海岸沿いにある浜通りは、南北に走る双葉断層によって阿武隈山地と境され、中生界と古第三系・新第三系、さらに更新世の海岸段丘や完新統が分布する。中通りは、阿武隈川流域に沿っ

て細長く分布しており、主として新第三系、第四系、および第四紀の火山噴出物によって覆われている。白河周辺では、第四紀初期に活動した白河火砕流が広く分布している。会津地方は、福島県の中でもっとも広大な面積を占めており、地質学的にも複雑である。会津地方と中通りの間には、北から奥羽山脈が延び、那須火山帯に属する吾妻山、安達太良山、磐梯山などの第四紀火山が聳える。会津若松とその周辺には、会津盆地が発達する。磐梯山の南には日本で4番目の面積をもつ猪苗代湖がある。これらの火山岩類に覆われて新第三系が広く分布する。さらに西方の栃木県境には沼沢火山や奥日光の燧ヶ岳火山などもある。第四紀火山や新第三系の基盤としては、南会津郡、檜枝岐付近に西南日本から連続するジュラ紀の付加体コンプレックスが分布する。さらに、福島県のほぼ中央をNNW-SSE方向に走る「棚倉構造線」は、白亜紀およびそれ以前の東北日本と西南日本を分ける重要な意義をもっている(図1)。

本稿の執筆は、中古生界・阿武隈帯を蟹澤が分担し、新生界を相田が分担した。

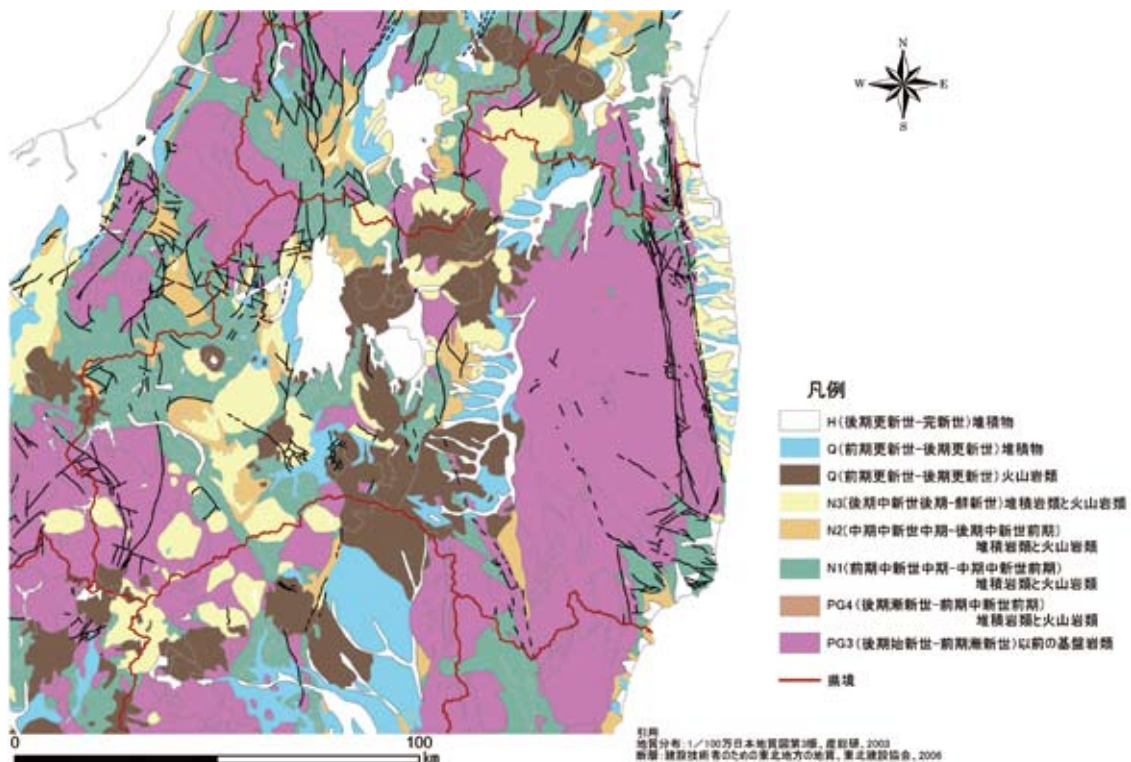


図1 福島県および隣接地域の地質概略図

2 中生界ならびに阿武隈帯

2.1 概要

阿武隈山地は、南北およそ200km、東西およそ60kmの紡錘形の地域である。大部分は福島県東部を占めるが、北部は宮城県南部、南部は茨城県北東部にまでおよぶ。阿武隈山地の大部分は白亜紀花崗岩類からなるが、山地南部には阿武隈変成岩類、ならびに日立変成岩類が分布する。阿武隈山地は、地形学的には隆起準平原で、花崗岩類の分布地域はなだらかな侵食平坦面をなすが、ところどころに分布する超苦鉄質岩や斑れい岩類は侵食に強いため、残丘を形成することが多い。斑れい岩類は山地の中央部から北側に多くみられる。阿武隈山地中央部には広域変成作用をうけていない年代未詳の滝根(たぎね)層群が分布する。

黒田(1963)は、棚倉(たなくら)構造線よりも東側で、阿武隈山地の主部とその北方への延長と考えられる神室(かむろ)山地から南の奥羽脊梁山地・秋田県太平山などを含む東北日本の地質区を阿武隈帯と提唱した。この帯を特徴づけるのは、白亜紀花崗岩類と阿武隈変成岩類である。

阿武隈山地の南東縁は棚倉構造線がNNW-SSE方向に走っており、それを隔てて西側には西南日本の足尾帯に属する八溝(やみぞ)山地の中生界が分布する。棚倉構造線は、白亜紀およびそれ以前における東北日本と西南日本を分ける重要な構造線である。なお、今後「構造線」を用いる場合は、異なる地質構造単元を分ける場合に用い、単に断層の現象を意味する場合は「断層」あるいは「破碎帯」を用いることにする。

また、山地の東縁に沿って双葉(ふたば)断層が、その約8km西側に畑川(はたかわ)断層がほぼ並行して南北方向にみられる。畑川断層の東側には高压低温型の松ヶ平(まつがだいら)母体(もたい)変成岩類、古生界、ならびに上部白亜系双葉層群、古第三系白水層群が発達し、双葉断層の東側にはジュラ系最下部白亜系の相馬中村層群、流紋岩～安山岩からなる高倉(たかのくら)層、および新第三系が分布する。畑川断層よりも東側の花崗岩類は、阿武隈帯のそれよりも帯磁率が高く、北上山地の花崗岩類と同じ性質を持っている。したがって、畑川断層よりも東側は、地質学的にも南部北上帯に属するものと考えられている。

2.2 阿武隈山地の中古生界

阿武隈山地東縁、双葉断層と畑川断層に挟まれた地域に分布する南部北上帯延長部の地質から説明する。南相馬市地域では北西側に古生界堆積岩類、南東側に先デボン紀変成岩類、前期白亜紀火山岩類と花崗岩類が分布する。先デボン紀変成岩類や古生界は、波長およそ数100mから3-4kmのやや傾いた褶曲構造を形成している。

2.2.1 先デボン紀変成岩類および古生界

相馬市から南相馬市の西方において、最下部に分布する松ヶ平変成岩は緑色片岩、泥質・砂質・珪質片岩からなり、南部北上山地の母体変成岩類の延長と考えられ、カンブリア紀末～オルドビス紀初期に高压型変成作用を受けたものである。泥質部は絹雲母・石墨片岩、砂質片岩部は絹雲母・緑泥石片岩が主なものである。苦鉄質岩起源の緑色片岩は量的には少ないが、斑れい岩、輝緑岩質の残存組織を持つ緑簾石曹長石角閃岩で、アルカリ角閃石、アクチノ閃石、緑簾石、緑泥石などを含む。相馬市山上付近には、緑簾石、バロア閃石、アルカリ角閃石、ざくろ石、緑簾石、ソーダ雲母質白雲母などを含む緑簾石角閃岩からなる山上変成岩が分布する(写真1～3)。角閃石のK-Ar年代は239-225Ma (Ma =100万年)と495Maを示し、若い前者の値は花崗岩類などの影響によるもので、後者が実際の変成年代と考えられている(蟹澤ほか,1992*)。

松ヶ平変成岩を不整合に覆う相馬古生層は、下位より合ノ沢(あいのさわ)層、真野(まの)層、立石(たていし)層、上野(うわがや)層、大芦(おおあし)層、弓折沢(ゆみおれざわ)層に区分される。最下位の合ノ沢層は、基盤岩の松ヶ平変成岩を不整合に覆っており、凝灰岩、砂岩などを挟む泥岩からなり、腕足類・鱗木などを含むことから、南部北上



写真1 南相馬市原町の助常変成岩(松ヶ平変成岩相当 永広昌之氏撮影)



写真2 南相馬市山上前原の山上変成岩 (永広昌之氏撮影)



写真3 相馬市金谷原橋の角閃岩 (永広昌之氏撮影)

山地の鳶ヶ森層に対比される (永広・大上, 1990*)。真野層は合ノ沢層に整合に重なり、砂岩をひんぱんに挟む泥岩からなる。最上部には腕足類が産することから下部石炭系に対比される。立石層の石灰岩にはサンゴ化石が含まれ、下部石炭系ビゼー統とされる。上野層は泥岩を主とし、砂岩・石灰岩を挟む。石灰岩中のフズリナ化石から下部ペルム系とされる。大芦層は砂岩・礫岩・泥岩からなり、最上位の弓折沢層は泥岩を主とするが、それぞれ南部北上山地の叶倉統・登米統に対比される (写真4, 図2)。



写真4 上野層露頭 南相馬市新田川 (永広昌之氏撮影)

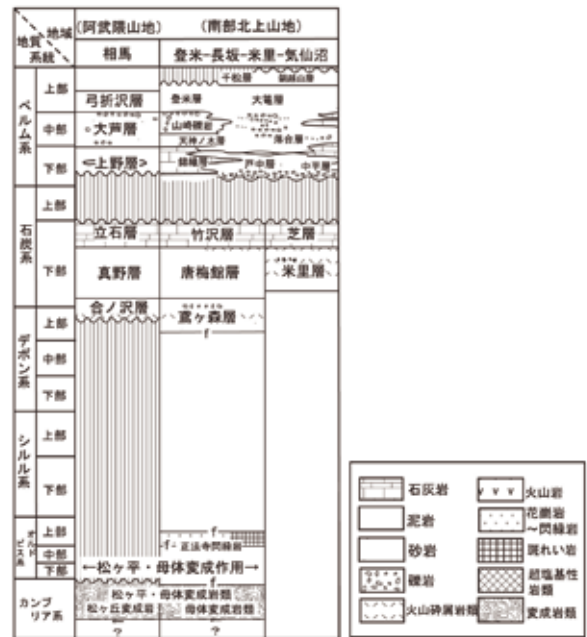


図2 阿武隈山地東縁の南部北上帯古生界層序 (東北建設協会, 2006 より改変)

阿武隈山地南部いわき市北方の八茎地域にも古生層が分布し、下位より八茎石灰岩、松山沢層、高倉山層と名付けられている。八茎石灰岩は緑色片岩と結晶質石灰岩、松山沢層は泥岩、珪質泥岩、緑色片岩などからなり、年代はいずれも不詳である。高倉山層は、泥岩、砂岩、礫岩などからなり、入石倉部層、元村部層、柏平部層に区分される。元村部層のフズリナ、柏平部層からのアンモノイドから中部ペルム系に対比されている。

さらに阿武隈山地南端の茨城県北部日立地方には日立古生層、西堂平変成岩類が分布し、古生層の一部に石炭紀やペルム紀の化石を産することが知られていた。最近、この日立古生層からジルコン SHRIMP 年代で 500 Ma の年代を示す値が得られ、カンブリア系が広く存在すること、さらに石炭系に覆われる赤沢層を貫く花崗岩もカンブリア紀のものであることが明らかにされた (Tagiri et al., 2011) ことを付記しておく。

2.2.2 滝根層群

阿武隈山地のほぼ中央部、田村市大越(おおこし)から双葉郡川内村にかけての大滝根山西方に、南北 5.5km 以上、東西約 3km にわたる地域には石灰岩、頁岩、砂岩、チャート、苦鉄質岩、超苦鉄質岩などを原岩とする時代未詳の岩石がまとまって分布することが知られており、白亜紀花崗岩類の接触変成作用により結晶質石灰岩、ホルンフェルス、角閃岩などになっている。岩相的には足尾・八溝山地のもの

のに類似する部分もあるが、岩相の組み合わせは必ずしも同じではない。これらは滝根層群(永広ほか,1989)と命名された。滝根層群はほぼ南北の走向を示し、西からA層、B層、C層に分けられる(図3)。西傾斜の部分が多く、みかけは西上位であるが、詳しい構造や層位関係は不明である。

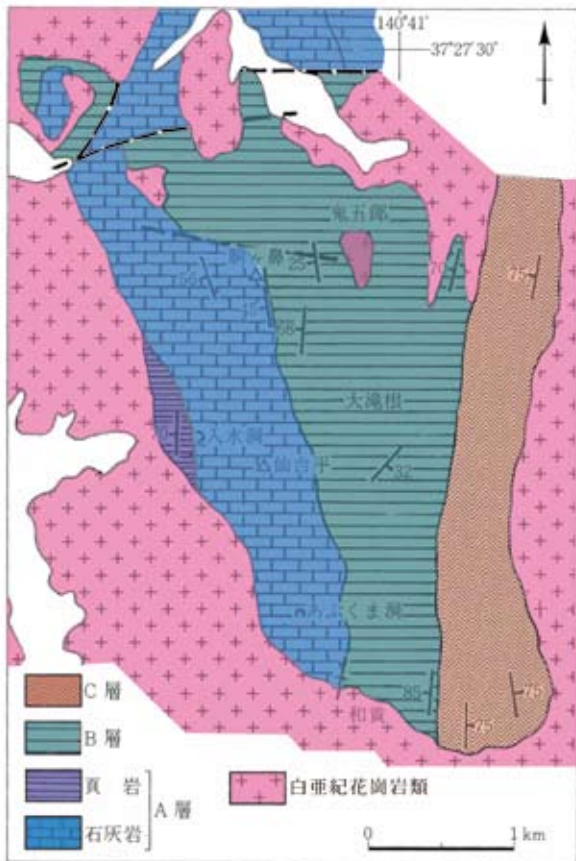


図3 滝根層群の地質図(永広ほか, 1989を一部改変)

A層は、おもに数mm～2cmの方解石からなる結晶質石灰岩で、西側には泥岩起原のホルンフェルスがみられる。苦鉄質凝灰岩様の部分では、単斜輝石やホルンブレンドを含むホルンフェルスなどとなっている。石灰岩は駒ヶ鼻・中平・仙台平(こまがはな・なかひら・せんだいひら)などの地形の高まりとなり、入水(いりみず)鍾乳洞、あぶくま洞などの鍾乳洞が発達する。B層は、おもに泥岩起原のホルンフェルスからなり、うすい珪質泥岩起原のホルンフェルスやレンズ状の角閃岩をはさむ。全体に微褶曲構造が発達する。C層はおもにチャート様泥岩とチャートの薄互層。塩基性凝灰岩、火成岩起原の角閃岩、それに蛇紋岩化したかんらん岩・輝岩などからなる。塩基性岩起原のものは角閃岩などとなり、超苦鉄質岩では、かんらん石、クロムスピネル、鉄鉱物な

どを生じている。全体としては、周囲の花崗岩類によるホルンブレンドホルンフェルス相の接触変成作用を被ってはいるが、広域変成作用は被っていない。これらの相互関係は不明であるが、見かけの厚さ数m～数10cm単位で繰り返し露出する。全体として、海洋地殻およびその上位に堆積した遠洋性堆積物起原のものと考えられ、苦鉄質～超苦鉄質岩類は異地性岩塊の可能性もある。構成岩石や変成作用の性質など、阿武隈帯の他の地域にみられるどの変成岩類や中・古生層とも異なっており、現在のところ、その帰属は不明である。

さらに、同様の岩石が田村市大滝根山南方から常葉(ときわ)地区にかけて花崗岩中に点在する。

2.2.3 中生界

阿武隈山地東縁の畑川断層の東側、ならびに双葉断層に沿って中生界が分布する。

相馬中村層群 相馬中村層群(Mori,1963)は、双葉断層の東側、相馬市・南相馬市の東西1～3km、南北およそ25kmにかけての細長く南北に延びた地域に分布する。下位より栗津(あわづ)層、山上層、栃窪層、中ノ沢層、富沢層、小山田層に細分される(表1)。主に砂岩、

表1 相馬中村層群の層序と年代

紀 Period	世 Epoch	期 Age	年代 Ma	地層 Formation
白亜紀 Cretaceous	前期 Early	バランギニアン Valanginian	140.2	小山田層 Koyamada F.
		ベリアシアン Berriasian		富沢層 Tomizawa F.
		チトニアン Tithonian	145.5	中ノ沢層 Nakanosawa F.
ジュラ紀 Jurassic	後期 Late	キンメリッジアン Kimmeridgian	150.8	栃窪層 Tochikubo F.
		オックスフォードイアン Oxfordian	155.7	山上層 Yamagami F.
		カルロビアン Callovian	161.2	栗津層 Awazu F.
	バトニアン Bathonian	164.7		
	中期 Middle	バジョシアン Bajocian	167.7	

佐藤ほか(2005)による。地質年代値は Gradstein et al.(2004)による(単位はMa=100万年)

泥岩からなり海成層と陸成層とが繰り返している。栃窪層の泥岩は領石型の植物化石を含み、恐竜や爬虫類の足跡化石も発見されている(高橋・平,1996*;1997*)。栗津層は中期ジュラ紀、中ノ沢層は後期ジュラ紀のアンモノイドを産する。小山田層の年代はアンモナイトや放射虫化石の産出から、最下部はジュラ紀末、主部は白亜紀初期におよぶと考えられていた。最近、中ノ沢層中の

石灰質泥岩層は日本でもキンメリジアンから初期チトニアンにわたる有数のアンモナイト産出層であることが判明した(佐藤ほか,2005;2010; Sato et al., 2008) (写真5)。さらに小山田層からも白亜紀初期のベリアシアンを示すアンモナイト群集が発見された(佐藤ほか,2005;2011)。これらのアンモナイトはテチス海域～太平洋海域の低～中緯度のもので、白亜紀初期の相馬中村層群の堆積盆はこの地理区の中にあったことを示す。

写真5 相馬中村層群から発見されたアンモナイト化石



5-1 *Subdichotomoceras chisatoi* (完模式標本)
南相馬市鹿島区御山 鈴木千里氏採集 福島県立博物館蔵



5-2 *Aulacosphinctoides tairai* (化石径 35cm)
南相馬市原町区石神 八巻安夫氏採集 南相馬市博物館蔵 写真は竹谷陽二郎氏による

双葉層群 阿武隈山地の東南部、畑川破碎帯と双葉断層に挟まれた双葉郡栖葉町からいわき市四倉にかけての地域には、白亜紀花崗岩類を不整合で覆い、古第三系白水層群に不整合で覆われる双葉層群が分布する。下位から足沢層、笠松層、玉山層に区分され、ほぼ南北の走向で、東に緩く傾斜する。足沢層は最下部に基底礫岩、礫岩を挟む砂岩、その上に石灰質泥岩、泥質砂岩、砂質泥岩が重なり、植物化石、二枚貝、アンモナイト、は虫類などの化石を含む。笠松層は、おもに角

ばった粗粒石英を含むアルコースと、炭質物を含む泥岩からなる。玉山層は中粒のアルコースで、しばしば斜交葉理がみられる。下部から二枚貝、上部から二枚貝やアンモナイト、首長竜(フタバズスキリュウ)などの化石が知られている(小島,1967; 小島・鈴木,1969*; 小島ほか,1970)。安藤(2005)は、東北日本の白亜系～古第三系の層序を総括し、双葉層群の時代はコニアシアン～サントニアンに限られるとした。双葉層群を不整合で覆う白水層群は常磐炭田のおもな稼行炭層が挟まれ、一般にはいわき夾炭層と呼ばれている。

■ 2.3 阿武隈変成岩類(御斎所・竹貫変成岩類)

阿武隈山地の変成岩類は、いくつかの地域に点在して分布するが、福島県いわき市西部から、石川郡古殿(ふるどの)町、石川町、東白川郡鮫川(さめがわ)村、塙(はなわ)町、それに茨城県北茨城市にかけて最も広く分布しており、阿武隈変成岩類、あるいは御斎所(ごさいしょ)・竹貫(たかぬき)変成岩類と呼ばれる。この変成岩類は、いわき市根岸―古殿町竹貫―石川町を通る鮫川沿いに沿う通称御斎所街道によく露出しており、東から西に向かって変成度が上昇している様子がよく分かるため、古くから模式的な地質見学コースとして知られている。

■ 2.3.1 地質区分と岩相

変成度の低い東側の地域では、原岩は主として苦鉄質岩からなる緑色片岩からなり、チャートや泥質岩を原岩とする珪質片岩や泥質片岩を挟んでいる。西側では、大部分が泥質・珪質岩を原岩とする片岩～片麻岩で、苦鉄質岩を原岩とする角閃岩や結晶質石灰岩を挟む。変成度の低い東部ではほぼ南北～北北西―南南東の褶曲軸をもつ折り畳まれた褶曲構造を示す(写真6)のに対



写真6 褶曲構造を示す御斎所変成岩(古殿町鮫川沿い 蟹澤聰史撮影)

し、変成度の高い西部では、鮫川花崗岩体にはほぼ調和的でゆるやかなドーム状構造を示す。このように東部と西部での原岩や構造に大きな違いがあるため、東部の変成岩類を御斎所変成岩類、西部の変成岩類を竹貫変成岩類と呼ぶ。また、阿武隈山地一帯の花崗岩類分布地域には、竹貫変成岩に類似の片岩・片麻岩類が点在する(図4)。

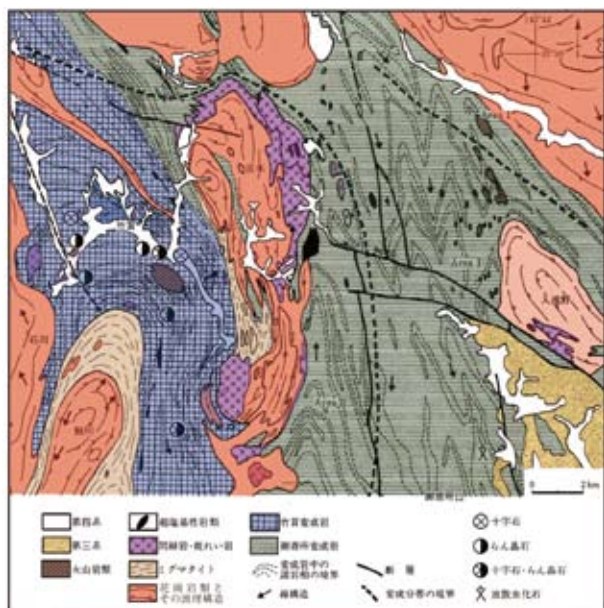


図4「竹貫図幅」地域の地質概略図(加納ほか、1973より一部改変)

■ 2.3.2 研究史—始原界説と白亜紀説

この地域の変成岩研究は、19世紀末に Koto (1893*) により、東側の変成岩が御斎所統、西側の変成岩が竹貫統と命名され、いずれも岩相の類似から始原界とされたことに始まる。明治初期、日本に西欧の地質学が入り始めた頃、片麻岩や片岩は始原界と考えられ、ナウマンや原田豊吉は、漠然と欧米の始原界との岩相的な比較から、日本の片麻岩や結晶片岩は始原界であるとの見解をとっていた。一方、小藤文次郎は、阿武隈山地では、下部のローレンシアンに属する片麻状花崗岩、上部を竹貫統とその上の御斎所統との二つに区分した。御斎所統はカナダのヒューロニアンに対応すると考えた(Koto,1893*)。

その後、Sugi (1935) は、古生層が変成作用を受けたものと、先カンブリア系とがあり、後者には後退変成作用を受けた岩石(diaphthorite)があると考えた。

第二次大戦後、渡辺ほか(1955)は阿武隈山地全体の花崗岩類を総括し、面構造や線構造の有無により古

期と新期に分類した。

Miyashiro (1961) は、世界各地の広域変成作用を総括し、変成相系列を提唱し、高温—低圧型、低温—高压型、およびその中間のタイプの3相の変成作用の系列が区別されることを示した。そして、高温—低圧型(紅柱石—珪線石型)変成作用の典型が西南日本の領家(りょうけ)帯から阿武隈山地に続く一連の白亜紀の変成帯(領家—阿武隈変成帯=Ryoke-Abukuma Metamorphic Belt)であるとして、一躍阿武隈変成岩を世界的に有名なものにした。蟹澤・宇留野(1962)、Uruno and Kanisawa (1965*) は竹貫変成岩のFeとAlに富むラテライト質岩石から十字石を見いだした。これにより、Sugi (1935) の diaphthorite の考えの再評価と精密な調査により「竹貫地域の地質」図幅が刊行された(加納ほか,1973)。

■ 2.3.3 変成分帯、藍晶石の発見とその意義

阿武隈変成帯の原岩に関しては、御在所変成岩と竹貫変成岩とは大きな違いがある。御斎所変成岩は苦鉄質岩が卓越し、それに泥質岩とチャートなどの珪質岩が挟在し、石灰岩は非常に少ない。

一方、竹貫変成岩には、珪質・泥質岩が卓越し、苦鉄質岩や結晶質石灰岩が挟まれること、石灰岩と密接に伴ったラテライト質岩の存在から、陸源性堆積物を原岩とすると考えられる。

このように、御斎所変成岩と竹貫変成岩では大きな違いはあるものの、大局的には東から西に向かって変成度が上昇していることは以前から知られていた。

Miyashiro (1958) は、御斎所街道に沿う地域において、東から西に向かって変成度が上昇することにより、A帯、B帯、C帯に分帯した。そして、阿武隈変成岩のような高温低圧の変成作用では、緑れん石角閃岩相が欠如していた。

当初、蟹澤・宇留野(1962)は、十字石の産出は特殊なFeとAlに富む岩石であるためと考えたが、Uruno and Kanisawa (1965*) では十字石の産出に関してはSugi (1935) の複変成の考え方に傾いた。

1960-70年代前半における diaphthorite、および複変成作用の立場では、先カンブリア時代に藍晶石—珪線石型の変成作用が行われ、さらに中生代の紅柱石—珪線石型の変成作用が重複して行われ、竹貫変成岩中

の藍晶石や十字石は、最初の変成作用の産物と考えた。

この間、十字石だけでは重複する変成作用の存在、および基盤岩類の存在を示す根拠に乏しいため、川砂中から耐酸重鉱物である藍晶石を見出し(総研阿武隈グループ, 1969*; Uruno et al., 1974; Uruno, 1977)、それを手がかりに露頭を発見するという手法がとられた。その結果、変成度の高い古殿町長光地(ちょうこうち)、大作(おおさく)付近で藍晶石を含む片麻岩が、また西堂平(にしどうひら)変成岩から紅柱石・珪線石・藍晶石を含む岩石が発見された。また、1970年代初頭から、EPMAによる鉱物化学組成の分析が応用され、ざくろ石の累帯パターンなど、多くの鉱物の組成変化が追跡されるようになり、変成履歴の解析が飛躍的に進んだ。

■ 2.3.4 ジュラ紀化石の発見とその後

Hiroi et al.(1987)は、御斎所変成岩中のチャートからジュラ紀放射虫を発見し、その結果、それまでの先カンブリア紀基盤説や、diaphthorite説は覆された。放射虫化石発見を承けて、Hiroi and Kishi (1989*)、廣井・岸(1989*)により、新たに阿武隈山地の変成岩類の岩石学的研究が相次いで報告された。十字石や藍晶石は、特殊な化学組成の岩石にのみ含まれるわけではなく、泥質片麻岩にも稀ではあるが含まれていることが次第に明らかとなった。

阿武隈山地の深成岩類についての年代測定は、河野・植田(1965*)によるK-Ar年代以来、ほとんどが120Ma～85Maを示す白亜紀の値を示していた。その後、Rb-Sr全岩アイソクロン年代が各岩体について先カンブリア時代から白亜紀までにわたる広い範囲の値が出されたが、ジュラ紀放射虫化石との矛盾解決のため、年代値の再検討が行われ、柴田・内海(1983)により鮫川岩体のK-Ar年代は119～96.4Ma、石川岩体ではRb-Sr法、Nd-Sm法を併用して、111Maおよび106Ma(柴田・田中, 1987)の値が得られた。宮本岩体のRb-Sr全岩年代は120Ma、119Maを示すことが明らかにされ(藤巻ほか, 1991)、さらに、Tanaka et al.(1999*)、田中ほか(2000*)は、田人岩体、塙岩体などはいずれも102-133Maの狭い間に貫入し、白亜紀の貫入であることを明らかにした。

十字石や藍晶石の存在は「複変成作用」を必ずしも裏付けるものではなく、温度-圧力-時間の経過の解

析によって、別の解釈すなわち「地質学的な経過時間の中で最終的に獲得した特徴」と捉えられるようになった(廣井・岸, 1989*; Hiroi et al., 1989*, 1998*; 廣井ほか, 1994; 廣井, 2004)。つぎに、廣井(2004)による阿武隈変成岩の形成史を紹介する。

御斎所変成岩中には、変形・変成作用を被っているカルクアルカリ質石英斑岩が貫入しており、この中のジルコン U-Pb SHRIMP年代は、マグマからの固結年代である122Maを示すことから、御斎所変成岩の変成時期はこの年代以降であると限定される。また、御斎所変成岩の泥質～珪質片岩中のジルコン U-Pb SHRIMP年代は450Ma付近に集中するが、この値は供給源の年代を示し、例えば南部北上山地の氷上花崗岩相当の火成岩由来ジルコンとの関連が考えられている。一方で、竹貫変成岩中の泥質片麻岩ジルコンによるU-Pb SHRIMP年代は112Maで、この値は唯一度の高度変成作用の時代を示すという。なお、竹貫変成岩中の累帯ジルコンのコアでは、古い時代の出来事を継承した年代を示す1950～1820Maの原生代を示す inherited zircon ageと、280～200Maのペルム紀～三疊紀を示すものがあり、これらは碎屑性のジルコンで、ジュラ紀付加体のなかに混在したものと考えられ、その起原は、御斎所変成岩とは異なり、当時のアジア大陸、特にその衝突帯～縫合部に求めている。また、ジルコンリムの年代値の示す110Maは変成年代である。竹貫の塩基性片麻岩中のジルコン U-Pb SHRIMP年代は111.9Maの変成年代のみが得られる。

さらに、竹貫変成岩中の藍晶石・珪線石・紅柱石、ざくろ石のグロッシュラー成分と包有物にみられる藍晶石・珪線石と斜長石、あるいはセクト構造についての詳細な検討をもとに、セクト構造の形成が変成条件の急激な変化で説明されるとした。この結果から、まず121Maのジルコン U-Pb SHRIMP年代の示す珪線石領域のステージ I (6kb, 700°C) から、急激にステージ II で11kb, 750°Cの藍晶石出現の領域に圧力が増加し、ついで急激な圧力低下によって、ジルコン U-Pb SHRIMP年代で112Maのステージ III (珪線石領域) に到達し、さらに後変動時の花崗岩類による接触変成作用(2kb程度、550°C程度)で紅柱石を生じたというプロセスが考えられる(図5)。このことは、御斎所・竹貫地域は非常に早い(>4mmy⁻¹)埋没作用と削剥作用を経て、時計回り

のPTパス(温度圧力履歴)を経験した地域であることを示している。換言すれば、10キロバール以上の圧力変化が1000万年内に起こったことになる。

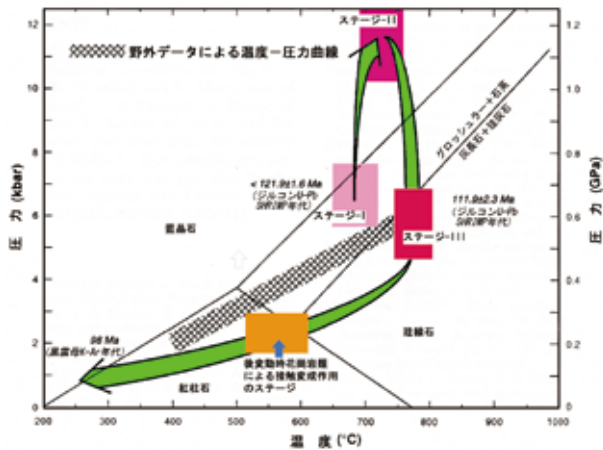


図5 竹貫変成岩の圧力-温度-時間経過(廣井,2004より一部改変)

竹貫変成岩に記録されている急激な高温・加圧の原因としては、御斎所変成岩の竹貫変成岩へのオブダクションによるもの、あるいは膨大な量のマグマの荷重に原因があるかもしれないと説明している(廣井ほか,1994;廣井,2004)。

一方、加納(2003)もセクト構造を示すざくろ石の晶出経路をもとに、藍晶石領域から温度の上昇と減圧により珪線石領域へ、さらに温度降下と減圧によって紅柱石の領域へと、時計回りの変化を認めている。

御斎所変成岩からのジュラ紀化石の発見により、基盤問題は決着したが、いずれにしても、御斎所・竹貫変成岩類の接合問題や、急激な高温・加圧現象の解明、また畑川断層をはさんで接触する北上古陸との衝突問題は今後に残されていると言えるであろう。

御斎所変成岩の塩基性岩については、蟹澤(1979)、Uchiyama(1984)、野原・廣井(1989)により深海性ソレイトにきわめてよく似ていることが明らかにされていた。また、マンガンを富む層が挟在し、チャートに放射虫化石がみられることなどを考慮すると、御斎所変成岩はジュラ紀の海洋性地殻の上部を構成した物質を原岩とするといえる。

2.3.5 構造岩石学的研究

梅村(1970)ならびに加納ほか(1973)によると、御斎所変成岩は急傾斜で、波長2~3kmの背斜・向斜を繰り返していること、これに対し竹貫変成岩は波長10km以上の半ドーム型の背斜で特徴づけられることが明らか

にされた。最初、御斎所変成岩と竹貫変成岩との違いは構造的に調和しており、一連の構造運動に規定されていると想定された。

その後、梅村(1979)は両変成岩の間には層位的な不連続があり、構造的には両者は同時期の変形作用により大構造が規定されたが、互いに独自の構造応力を受けた2つの変形体が合体した可能性のあることを指摘した。また、接合部付近での両者の層準は、初期の整合・不整合関係を示しているものではないこと、超苦鉄質岩の境界貫入説は事実と合わないとした。さらに、御斎所変成岩の竹貫変成岩への西側移動、乗り上げがあったことを指摘している。原・梅村(1979)は、この境界に御斎所衝上断層という1つの剪断帯を考えた。

石川・大槻(1990)は、御斎所街道沿いにみられる褶曲構造の解析から、F1からF4までの褶曲を識別した。4つの褶曲の中で、御斎所変成岩に普遍的に発達するNNW方向のF2褶曲は、本地域の最も主要な構造要素で、波長数mmから1kmにわたる様々なオーダーのものである。御斎所変成岩類にみられる左横ずれ塑性変形の発達は、変成作用の温度低下によって局所化され、棚倉構造線・双葉断層・畑川断層などに集中したと結論した。

2.4 阿武隈山地の白亜紀花崗岩類

阿武隈山地の花崗岩類(図6)は、K-Ar年代、Rb-Sr

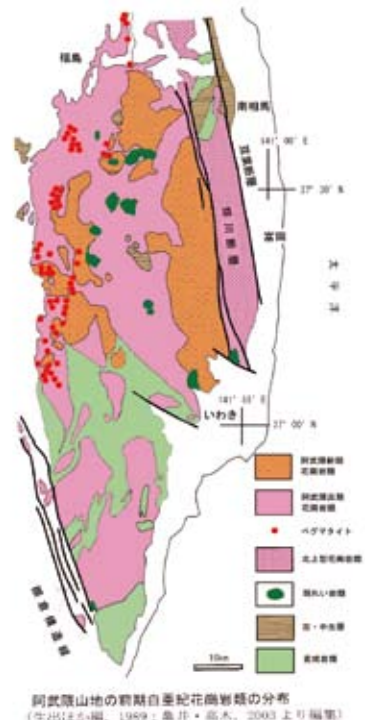


図6 阿武隈山地の深成岩類の分布

年代、および Nd-Sm 年代値による再測定からいずれも白亜紀の貫入のものであることが明らかとなった。さらに、帯磁率や岩相から、畑川断層よりも東側のものと、それより西側のものとは区別されることが明らかにされ、久保・山元 (1990*) は、畑川断層を南部北上帯と阿武隈帯の両地質区を分ける構造線としている。

■ 2.4.1 阿武隈山地東縁の花崗岩類

畑川断層よりも東側の花崗岩類 (写真7) は、西側のそれよりもやや K-Ar 年代値が古いこと、帯磁率は 100×10^{-6} emu/g (30×10^{-4} SI unit) よりも高く、磁鉄鉱系に属すること、また、南相馬市原町西方の前期白亜紀高倉層には、流紋岩質火砕岩類、および安山岩～デイサイト溶岩などが含まれ、安山岩中のホルンブレンド K-Ar 年代は 121Ma を示し、北上山地の前期白亜紀原地山層などの火山活動に対応する高倉層中の火山岩類の存在などから (山元ほか, 1989)、北上山地の延長と考えられている。東側の花崗岩類は国見山花崗閃緑岩、八丈石山花崗岩、新田川花崗閃緑岩、川房花崗閃緑岩な



写真7 北上帯の中粒片状花崗岩 (相馬市宇多川 松ヶ房ピンク花崗岩 永広昌之氏撮影)



写真8 畑川断層沿いに発達する花崗岩類マイロナイト (南相馬市原町区 永広昌之氏撮影)

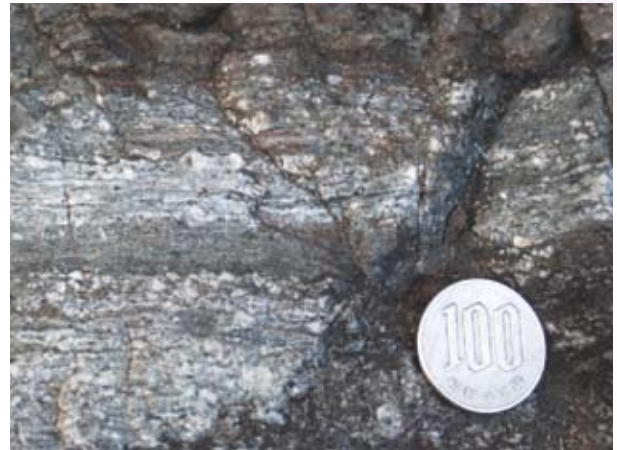


写真9 双葉断層沿いに発達する花崗岩マイロナイト (相馬市宇多川 永広昌之氏撮影) などで、ホルンブレンド、黒雲母の K-Ar 年代は 97.4 ~ 126Ma を示す。

畑川断層は、顕著な3本の断層からなり、破碎帯には花崗岩マイロナイトが発達する (写真8)。これを境にして、南部北上帯と阿武隈帯とを分ける「畑川構造線」にあたる。また、双葉断層に沿っても、花崗岩類や火山岩類がマイロナイト化している (写真9)。

■ 2.4.2 阿武隈山地主部の花崗岩類

阿武隈山地主部の花崗岩類は、南部では変成岩類を挟んでおり、西堂平、入四間、鳥曾根、田人、塙、鮫川、石川、宮本などの独立した岩体を形成しているのに対し、北側では大きなバツリスを形成している。K-Ar 年代は 85 ~ 100Ma (河野・植田, 1965* など)、一部では 120Ma を示すものもある。帯磁率は (30×10^{-4} SI unit) 以下で、チタン鉄鉱系列に属する (Ishihara, 1979)。

鉱物組み合わせや化学組成は、ほとんどが I-タイプのものである。御斎所・竹貫変成岩の分布域にみられる鮫川・石川・宮本などの岩体の周辺部にはしばしばミグマタイトを伴い、周囲の変成岩の構造と調和的である。田人・鮫川・石川・塙・宮本岩体などの Sr 初生値は 0.70466 ~ 0.70532 と、変化幅が小さく、マントル由来の岩石よりはやや高いが、堆積岩起源のものよりは低い。南部阿武隈山地全体の花崗岩類の起源物質は類似したものと推定されている (田中ほか, 2000*)。

阿武隈山地北部から中央部にかけては、径数 km ほどの斑れい岩小岩体からなる標高 700 ~ 1000m の独立した山々が花崗岩類の中にみられるが、花崗岩類との成因関係ははっきりしていない (久保・村田, 1994*; 久保ほ

か,2003*)。また、阿武隈山地の花崗岩類は、角閃石や黒雲母による面構造・線構造が発達するものと塊状のものがあり、これによって古期・新期の区別が行われたが、K-Ar年代による差は認められない。この地域における花崗岩類の年代論は2.3.4項で述べた通りである。

阿武隈山地西縁部、石川町を中心とした地域の花崗岩類にはペグマタイトの発達が顕著で、石英・斜長石・カリ長石・白雲母・黒雲母などの巨晶のほか、緑柱石・モナズ石・フェルグソン石などが含まれることで知られている。

■ 2.5 八溝山地ならびに奥会津地域の中生界

福島県南部の八溝山地には、西南日本の延長である足尾帯が分布する。この付近の足尾帯は主として砂岩・頁岩からなる。チャート、石灰岩、緑色岩を伴う。走向は南北で、みかけ上 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}W$ の同斜構造である。Aono(1985)、佐藤ほか(1987)は多数の海底地すべり構造の存在を指摘している。南方の鷲ノ子山塊・鶏足山塊から後期三畳紀コノドント・後期ジュラ紀放散虫・アンモナイトなどの化石が見いだされ、植物化石も発見されている。

福島県西部の会津地域にも中・古生界とされる地層が知られていたが、石灰岩からは中～後期ペルム紀のフズリナ、チャートからペルム～三畳紀のコノドントが発見された。また会津盆地南縁地域でジュラ紀～白亜紀の放散虫が発見されている。堆積岩類の一般走向は多くは北北東-南南西で、南方の足尾山地の先第三系の構造とほぼ一致する。白亜紀花崗岩類によって貫かれており、接触部では幅1～2kmにわたってホルンフェルス化している。これらの花崗岩類は、檜枝岐村の試料から67MaのK-Ar年代が得られている(河野・植田,1966*)。

会津盆地周辺地域、会津若松市南方大戸岳周辺の先新第三系は大戸層(鈴木,1964)と呼ばれ、おもに砂岩・頁岩・砂岩頁岩互層からなり、チャートを挟む。まれに玄武岩質火山岩がみられる。砂岩頁岩互層はリズムミカルな互層で、しばしばスランプ褶曲が見られる。小野川沿いの黒色頁岩からはジュラ紀～白亜紀の放散虫化石が発見されている。

奥只見地域の先新第三系は、黒色頁岩、砂岩、チャートの互層からなり石灰岩レンズを含む。南会津郡南会津町(旧伊南村)のレンズ状石灰岩からは中期ペルム紀のフズリナ、檜枝岐村奥只見ダム付近の珪質頁岩

からは前期三畳紀のコノドントが発見されている(小池,1979)。

以上の事実は、八溝山地および奥会津地域の足尾帯が、主としてジュラ紀付加体中にペルム紀・三畳紀などの古い石灰岩が異地性岩塊として取り込まれたものであることを示している。

■ 2.6 東北日本と西南日本の境界問題

東北日本と西南日本との境界に関しては、プレートテクトニクス理論以前から、先第三系基盤岩類の類似性や連続性に関して議論され、特に西南日本と東北日本の基盤岩類が単純に連続しないことによって捉えられていた。一般には福島県棚倉付近をNNW-SSEに通る山形県へと続く棚倉構造線を境界としている(東北建設協会,2006など)。一方で、関東平野に伏在する基盤の分布により、さらに南西側の利根川構造線をもって東西日本の境界とする見解もある(高橋,2006など)。

■ 2.7 中生代における構造発達史

阿武隈山地東縁にみられるように、福島県を中心とした地質は、北上山地の構造発達史と密接な関連がある。およそ5億年前の前期古生代に、赤道付近にあった Gondwana 大陸北縁の沈み込み帯で低温高圧変成作用により、松ヶ平-母体変成岩が形成された(蟹澤ほか1992*; Ehiro and Kanisawa, 1999)。また、沈み込みの大陸側では、古生代初期には日立地域における島弧花崗岩類や北上山地の水上花崗岩などの活動もあった。これらは北上古陸と呼ばれ、石炭紀頃には南中国などとほぼ同じく、赤道よりやや南に位置していた。デボン紀以降の古生界・中生界は南部北上帯の延長上にある環境、すなわち北上しつつある北上古陸を中心とした大陸基盤上の浅海に、火山砕屑岩、礫岩、砂岩、泥岩、あるいは石灰岩などが堆積したものである。ジュラ紀になると、北上古陸はジュラ紀付加体の北部北上帯、および変成作用を受ける前の阿武隈帯と衝突した。その後、ジュラ紀から白亜紀にかけては、東北日本の太平洋側は典型的なテチス海域で、相馬中村層群でみられるように大量のアンモナイトの棲息するような環境が続いた。

一方、御斎所変成岩でみられるように、ジュラ紀の海洋底で形成された玄武岩を主とする付加体が、現在竹貫変成岩としてみられる珪質・泥質起源の地質体へのし上がっ

た。さらに白亜紀初期の大規模な花崗岩類の貫入によって、温度-圧力が、藍晶石、珪線石、紅柱石を生ずる時計回りの単一サイクルで示されるような変化が短時間に行われた。

また、前期白亜紀には畑川断層、双葉断層など NNW-SSE 方向の左横ずれ断層で代表されるはげしい構造運動が行われた。北上帯での地殻変動にやや遅れて双葉断層、畑川断層は 110 ~ 85Ma にかけて、棚倉構造線は 100 ~ 80Ma にかけて活動したと考えられている。また、棚倉断層の左横ずれの変位は 400km に達する(東北建設協会, 2006)。

阿武隈帯の変成岩や花崗岩類はその後上昇、削剝を受け、いわき地域にみられるように、これらを上部白亜系双葉層群と、古第三系白水層群が不整合に覆った。

3 新生界

■ はじめに

福島県域では、阿武隈山地の花崗岩類や変成岩類、飯豊山塊や帝釈山脈の花崗岩類やジュラ紀堆積岩複合体など、主に中生界から成る県土の基盤岩が地表に露出する地域を除けば、すべての地域に新生界が分布してい

る。このうち古第三系は、浜通り地域の白水層群や会津地域に分布する花崗岩類の一部などであり、それ以外はすべて新第三系と第四系である。

本県域の新第三系～第四系は、グリーンタフ火山活動期の噴出物の大部分が珪長質の火砕岩と溶岩であり、玄武岩類はわずかであること、女川層や船川層に相当する珪質堆積岩や黒色泥岩の典型的な発達が見られないこと、後期中新世以降のカルデラ群を伴うデイサイト質陸上火山活動が早くから開始して長期に渡り継続し、膨大な量の火砕岩類をもたらしていることなど、いくつかの大きな特徴がある。これらは日本海沿岸域とは異なり、奥羽脊梁山脈地域を中心とした東北日本中軸部の新第三系～第四系を特徴づけるものである。

以下本項では、福島県の新生界について解説するに当たり、地質年代の区分は東北建設協会 (2006) の地質図の区分に従う(図1、図7)。また、同書で述べられた東北地方の地史の流れに基づきながら、地域地質の新たな知見を交えて説明する。その際、上記文献の引用箇所をいちいち示すと煩雑になるので、著者に深謝しつつ引用表記を省略させていただく。また紙数の関係から、引用した文献は参考文献として、末尾に省略形で掲げた。

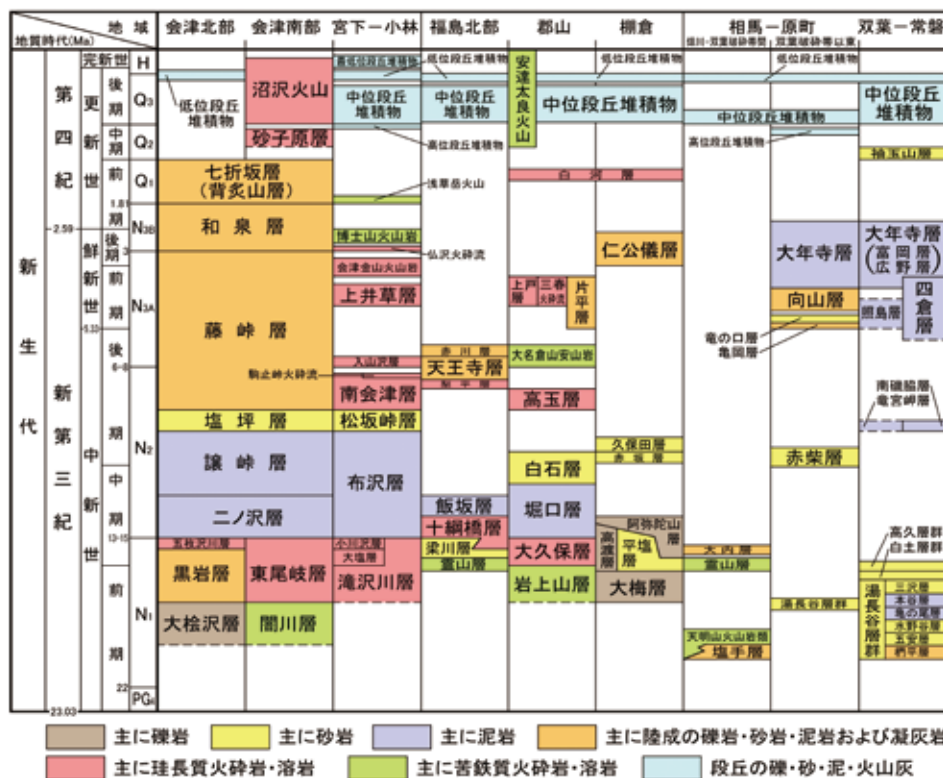


図7 福島県新生界の代表的地質柱状図

東北建設協会 (2006) のDVD-ROM所載の東北地方総合層序対比図に基づき、相田が一部加筆の上再構成した。なお、古第三系(白水層群)は省略した。(産総研承認番号:第60635130-A-20130130-001号)

■ 3.1 古第三系(PG3)

福島県の浜通り地域には古第三系の白水層群が分布している。本層群は日本列島の基盤がアジア大陸東縁の一部を成して安定的に存在していた時代に、当時の太平洋沿岸の陸上～浅海で堆積した地層である。本層群の分布は茨城県日立地域から双葉地域南部まで南北約100kmに渡り、阿武隈山地の東側に連続する丘陵地に分布している。下位から石城(いわき)層、浅貝層、白坂層に分けられ、各層の関係は整合である。本層群は陸成の石城層下部に始まり、全体としては上部へ向かって海進の傾向を示す。

石城層は陸成で植物化石を産する下部と浅海成で貝類のほかさまざまな動物化石を産する上部に分けられる。下部は礫岩、砂岩などから成り、上部は砂岩が優勢となる。下部に挟在する数枚の炭層は常磐炭田の主要な稼行対象であった。浅貝層は細粒砂岩を主体とする海成層で、浅貝動物化石群と呼ばれる貝化石を主体とした動物化石を多産する。白坂層は泥岩を主体とし、やはり貝化石を産する。これら、白水層群の貝化石に関してはこれまでに多数の報告がなされているが、近年では、堆積環境と共に考察した根本・大原(2001;2007;2010)がある。また、安藤(2002)は白水層群を含む常磐地域第三系について堆積学的な観点から研究の現状を総括した。白水層群の地質年代は、石城層の下部が後期始新世、上部が前期漸新世で、上位の浅貝層と白坂層も前期漸新世の堆積物と考えられる(久保ほか、2002)。

■ 3.2 下部中新統～中部中新統下部(N1)

■ 3.2.1 日本海拡大の萌芽期

会津地域には、ハーフグラバーベン(半地溝)を埋積した堆積物や火山フロントの東進がもたらした変質安山岩類など、ほぼ18Ma以前の陸弧の時代に形成された下部中新統が分布している。これらは、日本列島の基盤がアジア大陸東縁の一部として安定的に存在していた時期を過ぎ、引張テクトニクスの中で正断層が活動し始めた時期、すなわち日本海はまだ拡大していないものの、その萌芽が現れ始めた頃のものである。

ハーフグラバーベンは、推定される棚倉破碎帯の北方延長より西側の地域に生じた。これを埋積する堆積物の一つに会津盆地北東縁の大檜沢層がある。固結度の

高い垂角礫を主体とする礫岩や砂岩から成り、1000m以上の厚層で、上部には変質安山岩を伴う。また、盆地南縁山地の闇川(くらかわ)層、松原地域の東鉢山変質安山岩、猪苗代湖南東の岩上山層は、ほぼ同時期の変質安山岩や火砕岩から成る地層であり、これらは当時の火山フロントの東進によって形成された。大檜沢層上部の変質安山岩も同様のものと考えられる。

浜通り北部の相馬地域には塩手層と天明山火山岩類が分布する。これらは、この時期に正断層として活動した双葉断層の西側に形成された地質体である。塩手層は相馬市から南相馬市にかけて分布する湖成～浅海成堆積物であり、貝化石や植物化石を産する。本層から 20.0 ± 1.2 Maの放射年代が報告されており(柳沢ほか、1996)、湯長谷層群の櫛平層に対比される(鈴木、1963)。天明山火山岩類は玄武岩火砕岩と溶岩から成る。従来、本火山岩類は上位にある霊山層の一部として扱われることが多かったが、山元(1996)は両者が不整合面を挟んで二分されるとして、下位のもを本火山岩類として区別した。本火山岩類は塩手層と指交することから中新世前期に形成されたと判断される(山元、1996)。

常磐地域には下部中新統の湯長谷層群が広範囲に分布する。本層群は茨城県北茨城市付近からいわき市北部にかけて阿武隈山地以東の丘陵地に広く分布するほか、これより北の双葉地域南部にも双葉断層に沿って帯状に分布する。下位の先新第三系を不整合に覆い、現在の地表での分布は大局的にNS方向に延びる。本層群は下位から櫛平層、五安層、水野谷層、亀ノ尾層、本谷(ほんや)層、三沢層に分けられ、各層は整合に累重する。櫛平層から亀ノ尾層までは海進相で、本谷層から三沢層にかけては海退を示す。従って本層群は全体として1回の海進一海退を記録している。

櫛平層は砂岩、礫岩を主体として泥岩を含み、一部地域で炭層を挟む。本層からは台島型植物化石群の先駆型と考えられる植物化石群集(矢部ほか、1995)や、ビカリアを含む暖流系の浅海性貝化石群集を産する(Kamada, 1962)。須貝ほか(1957)は本層相当層を滝挟炭層と呼んだが、その一部には古第三系石城層が含まれていたこと(鎌田、1972)を始めとして、本層の層序や年代についてこれまで多くの議論があった。これらについて、最近では矢部ほか(1995)、久保ほか(2002)、

須藤ほか(2005)により整理されている。本層からは20.9Ma、 20.8 ± 1.2 Ma、 17.4 ± 1.0 Ma(木村、1988;久保ほか、1994;2002)などの放射年代が報告されている。

五安層は基底礫岩に始まり、上部の極細粒砂岩まで上方細粒化する浅海成層である。水野谷層は泥岩と砂岩を主体とする海成層であり、下部中新統上部に対比される珪藻化石(久保ほか、2002)や50m以浅の古水深を示す底生有孔虫化石を産する(竹谷ほか、1990)。亀ノ尾層は暗緑灰色の珪質で層理の明瞭な泥岩を主体とする。下部中新統に対比される放散虫化石や、50m程度から2000m以上の水深まで急速に海進が進んだことを示す底生有孔虫化石を産する(竹谷ほか、1990)。

本谷層と三沢層は、須貝ほか(1957)により両者が同時異相の関係にあるとされ、長く平層の部層として扱われてきたが、久保ほか(2002)は、“三沢砂岩”の下部は大規模なスランプ相となり“本谷泥岩”を削り込んでおり、同時異相関係ではないとして、両部層を累層として再定義した。須藤ほか(2005)は、平層下部に設定された上矢田砂岩部層は本谷層の最下部に発達するタービダイト性の砂岩層にすぎないとしてこれを破棄し、また、平層石森山凝灰角礫岩部層については本谷層の部層として再定義した。

本谷層は塊状無層理の緑灰色泥岩を主体とし、上部には大規模なスランプ構造が卓越する(写真10)。



写真10 本谷層中に見られる大規模なスランプ褶曲 いわき市中央台
写真提供：福島県立博物館

各種の海生動物化石や、年代を指示する浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石、放散虫、珪藻などの微化石を産し(竹谷ほか、1990;久保ほか、2002)、下部中新統上部に対比される。また、下部から上部にかけて、2000～500m程度の水深から50m以浅までの浅海化を示す底生有孔虫を産する(竹谷ほか、1990)。

三沢層は黄褐色の砂岩を主体とし、下部の砂岩・泥

岩互層から上部の中～粗粒砂岩へと大局的に上方粗粒化する。特に上部では、円礫を多く含み斜交層理が著しく発達した粗粒相が卓越する。上部で垂炭を挟在することがあり、台島型の植物化石を産する(鈴木、1989)。

■ 3.2.2 日本海拡大—グリーンタフ火山活動期

18～15Maには、日本列島の地殻に働く引張テクトニクスがよいよ本格的となり、東北日本は反時計回りに回転しながら南東に移動した。移動する日本列島の背後では日本海の本格的な拡大が起り、リフト火山活動、急激で広域的な沈降による日本全域に渡る海進などが一気に進行した。この時期、日本海沿岸地域には膨大な量の玄武岩質噴出物がもたらされたが、福島県の内陸域では玄武岩類はわずしか見られない。しかし流紋岩質海底火山活動による噴出物、いわゆる“グリーンタフ”は、会津地域とその東側の脊梁山脈地域に大量に分布している。

会津地域のグリーンタフは従来、分布域や層位的な位置付けによって細かく分けられ、様々な地層名で呼ばれてきた。それらは、会津盆地北縁の五枚沢川層、南縁の面川(おもかわ)層、西会津～宮下・西山地域の荻野層(写真11)、宮下・西山～只見・小林地域の滝沢川層、塩の岐層、大塩層、小川沢層などである。これらの地層は、大局的に流紋岩質の火砕岩及び溶岩・貫入岩から成り、熱水変質作用により淡緑色を呈している。層厚は500～1000m程度で、滝沢川層では1300mに達する。大塩層中の流紋岩より15Ma、小川沢層中の流紋岩より16Maの放射年代が報告されている(島田・植田、1979)。

これらのグリーンタフの分布域では、ところにより、その中に利田(かがた)層、荻野層下部の宮下泥岩部層、大塩層下部の黒色泥岩などの泥岩層が発達し、従来その層準に基づいてグリーンタフが上下に分けられてきた。これらの泥岩層からは、下部中新統上部～中部中新統下部に対比される浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石、放散虫などの微化石を産し(以上、金属鉱物探鉱促進事業団、1967;相田ほか、1998)、概ね同時期の堆積物である。また、これらはいずれも分布が局所的で横に連続せず、堆積深度は深い場合が多い。

一方、会津盆地北東縁には大檜沢層の上位に黒岩層、桧原湖周辺地域には桧原層、また会津盆地東縁には

上三寄層が分布する。これらはグリーンタフ層準の堆積物と考えられるが、黒岩層と桧原層は礫岩、砂岩、泥岩等を主体とし変質安山岩も含む一方、多量の流紋岩質噴出物は含んでおらず、大檜沢層に引き続きハーフグラバーン埋積層としての性格を保ちつつ形成されたものと考えられる。上三寄層もやはり多量の流紋岩質火砕岩類は伴わない。ただ、これらの地層の上位には五枚沢川層や面川層などのグリーンタフが分布している。

最近、会津地域の地質の理解は、山元 (1999)、山元・駒澤 (2004)、山元・吉岡 (1992)、山元ほか (2006) の4点の地質図幅の刊行により大きく進展した。彼らの研究では、会津盆地周辺で細かく分けられてきた上三寄層、荻野層、面川層などは厳密に分離し得ないとして、新たに東尾岐層として一括された。また宮下・西山地域の滝沢川層も、上位の大塩層や小川沢層を一括するものとして再定義され、宮下泥岩は滝沢川層の中の部層として設定された。これにより会津地域のグリーンタフの層序はこれまでより明確に整理された。



写真 11 国道 49 号線沿いに見られるグリーンタフの露頭 (荻野層)
西会津町甲石 写真提供: 福島県立博物館

福島盆地では、後述する霊山層が福島盆地東縁まで達しており、盆地の北部には、これを整合に覆って梁川層が分布する。梁川層の主部は浅海成の砂岩や泥岩から成り、盆地北西縁の桑折(こおり)層やこれに指交するグリーンタフの十綱橋層は相当層である。梁川層主部からは門ノ沢動物化石群に属する貝類化石(鈴木ほか、1986)や、中部中新統下部に対比される石灰質ナノ化石と放散虫(鈴木・若生、1987; 相田・竹谷、2001)を産するほか、哺乳類パレオパラドキシアが発見されている(鈴木ほか、1986)。桑折層からは大型有孔虫レピドサイクリナ(鈴木、1959)や下部中新統上部～中部中新統下部に対比される浮遊性有孔虫(相田・竹谷、2001)を産する。梁川層の下部に

は銅谷沢安山岩部層が発達しており、周辺地域に見られる毛無山安山岩、国見凝灰岩などの安山岩質噴出物はこれと同時期のものと考えられる(久保ほか、2003)。

中通り地域では、郡山西部から天栄村にかけての脊梁山脈東側や中央部に大久保層やその相当層が広範囲に分布しており、層厚は500～700mに達する。これらは会津地域のものと同様のグリーンタフである。

県南の棚倉地域では、白亜紀～古第三紀に左横ずれ断層として活動した棚倉破碎帯が、中新世前～中期にかけて正断層として再び活動した(越谷、1986; 東北建設協会、2006)。これにより形成された堆積盆を埋積する堆積物として、西部棚倉地域では破碎帯西縁断層の西側に大梅層、平塩層、阿弥陀山層がこの順に堆積し、ほかに高渡層が分布する。大梅層と平塩層は主に河川成の礫岩から成り、最大層厚は600mに達するが、ハーフグラバーンを埋積する堆積物であるためいずれも層厚と岩相の側方変化が激しい。高渡層は平塩層と指交するファンデルタ堆積物である。これより南の矢祭地域には北田気層と歯楽平(しだいら)層が分布する。それぞれ凝灰質の湖沼・河川成堆積物や礫岩から成り、場所により1000m以上の層厚を示す。

浜通りでは、相馬地域の双葉断層以西に霊山層が塩手層と天明山火山岩類を不整合に覆って広く分布する。本層は阿武隈山地の中央部を超えてその西側をも広く覆い、福島盆地の東部に達する。本層は玄武岩溶岩と火砕岩を主体とするが、柳沢ほか(1996)は、近隣地域でかつて青葉層、金山層などと呼ばれた河川堆積物も本層に含めた。16.3±0.8Ma、15.5±0.9Ma、14.8±1.6Maなどの放射年代が報告されており(Ohki et al., 1993; 柳沢ほか、1996)、中部中新統下部に相当する。また周藤ほか(1985)は、霊山地域に分布する玄武岩類が、上部マントルで発生した初生マグマの組成を反映した未分化な島弧ソレイトであることを指摘した。

日本海の拡大に伴う沈降は太平洋側でも進行したが、水深は500m程度より深くなることはなかった。常磐地域では、湯長谷層群の上位を占める下部中新統～中部中新統下部として、白土層群、高久層群がこの順に堆積した。両層群はそれぞれが陸成層から浅海成層に至る海進相を示しており、この頃の常磐地域で

は、下位の湯長谷層群の時代から引き続き、海進—海退が繰り返されたことを記録している。

白土層群は下位の吉野谷層と上位の南白土層から成り、いわき市や双葉地域南部に分布する。両層は従来中山層の部層として一括されてきたが、根本ほか(1996)が累層に昇格させた。吉野谷層は円礫岩や安山岩質凝灰角礫岩、凝灰質砂岩などから成る陸成層である。南白土層は浅海成層で、年代を指示する珪藻、石灰質ナノ化石、放散虫などの微化石を産し(小泉, 1986; 須藤ほか, 2005; 竹谷ほか, 1990)、下部中新統上部に対比される。久保ほか(2002)は双葉地域南部の本層から 15.9 ± 0.7 Maの放射年代を報告した。ピカリアを含む貝化石(須貝ほか, 1957)や150m以浅の古水深を示す底生有孔虫(竹谷ほか, 1990)を産する。

高久層群は主としていわき市に分布するほか、双葉地域南部にもわずかに分布する。下位より上高久層、沼ノ内層、下高久層に分けられ、各層は整合に重なる。礫質砂岩に始まる上高久層の下部から泥岩～砂質泥岩を主とする下高久層まで、一貫して上方細粒化を示す。上高久層と沼ノ内層から下部中新統上部に対比される珪藻を(小泉, 1986; 久保ほか, 2002; 須藤ほか, 2005)、下高久層からは下部中新統上部～中部中新統下部に対比される浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石、放散虫、珪藻、及び100～500m程度の古水深を示す底生有孔虫を産する(Kato, 1980; 小泉, 1986; 竹谷ほか, 1990)。

■ 3.3 中部中新統上部～上部中新統下部(N2)

引張テクトニクスの支配による日本海の拡大は15Maで終了した。その後約5Ma頃までは中立的か弱い引張応力場が継続したと考えられる。しかしゆっくりとした沈降は継続しており、東北日本では14～12Ma頃に海域が最も広がった。この時期、現在の日本海沿岸地域では、深い海に厚い珪質堆積物が堆積したが、福島県の内陸部では比較的早い時期から奥羽脊梁山脈地域の上昇の兆しが現れ、珪質堆積物の典型的な発達は見られない。9Ma頃に最後の海成層の堆積が終了し、その後は一貫して陸上堆積の場となった。一方、浜通り地域では引き続き海成層が堆積したが、それらの一部は後に浸食・剝削を受けたと思われる。

グリーンタフ堆積後の会津地域では、会津盆地の北縁～北東縁山地に二ノ沢層と譲峠層が、西縁山地や西

会津地域には漆窪層が堆積した。二ノ沢層は五枚沢川層を整合に覆い、下部は凝灰岩、砂岩、泥岩の互層、上部は暗褐色シルト岩から成る。一部地域では下部に与内畑泥岩部層が分布する。本層からは年代を指示する浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石、放散虫などの微化石が産出し、それによれば、与内畑泥岩部層を含む本層下部は中部中新統下部に対比されるが、中～上部は中部中新統上部に対比される。また、100～500m程度の古水深を示す底生有孔虫を産する(以上、相田ほか, 1998)。譲峠層は二ノ沢層を整合に覆い、泥岩を主とするが砂岩優勢となる地域も多く、産出する底生有孔虫によれば全体として下部から上部へ浅海化を示す。本層からは年代を指示する石灰質ナノ化石、放散虫、珪藻などの微化石が産出し、中部中新統上部から上部中新統下部に対比される(以上、相田ほか, 1998)。漆窪層は二ノ沢層と譲峠層が分布しない地域に分布し、層位的には二ノ沢層と譲峠層を合わせたものに対比される。本層下部は砂岩・泥岩・凝灰岩などの互層、上部は珪質な黒色泥岩から成り、上部からは中部中新統上部～上部中新統下部に対比される放散虫と珪藻を産する。また、上部～最上部から150～2000m程度の古水深を示す底生有孔虫を産しており、堆積期間中に顕著な浅海化の傾向は見られない(以上、相田ほか, 1998)。

会津盆地北部～西部には上記の各層を覆って塩坪層が分布する。本層は海退相を示し、この地域における最後の海成層である。砂岩を主体とし、譲峠層と漆窪層を整合に覆うが、一部で漆窪層を不整合に覆う。耶麻・塩原型動物群に属する海生貝化石(福島県教育委員会(編), 1983)を始めとして、カイギュウ(Kobayashi, et al., 1995)、クジラなどの海生哺乳類を含む多様な海生動物化石を産する。また植物化石を産する。本層最下部は、産出する放散虫から上部中新統下部に対比される(相田ほか, 1998)。

只見・小林地域ではグリーンタフを整合に覆って布沢層と松坂峠層が堆積した。布沢層は二ノ沢・譲峠層及び漆窪層の相当層であり、松坂峠層は塩坪層の相当層だが、両層ともその下部において、二ノ沢層や塩坪層よりも珪質火砕岩類の占める割合が多い。松坂峠層はこの地域における最後の海成層である。布沢層と松坂峠層が堆積した布沢堆積盆はグリーンタフの堆積後に新たに発達したものであり、これより北にあって宮下泥岩

が堆積した宮下・西山地域ではグリーンタフ以降の海成層の発達が見られず、堆積盆としての性格を失っている。

福島盆地では、盆地北西縁の福島市飯坂町周辺で十綱橋層を整合に覆う飯坂層や、盆地南西部の土湯峠周辺に分布する土湯峠層などがほぼこの時期の堆積物と考えられる。

郡山西部地域では、大久保層の上位に堀口層と白石層が分布する。堀口層は細粒砂岩を主体とし、大久保層を整合に覆って広範囲に分布する。本層は層厚500mに達する厚層で、下部は中部中新統下部に相当すると考えられるが、上部からは中部中新統上部に対比される浮遊性有孔虫を産する(真鍋(編)、1988)。白石層は堀口層を整合に覆う。本層は淡色の凝灰岩を主体とし、凝灰質砂岩や泥岩を挟在する。400mに達する厚層であり、浅海性貝化石及び植物化石を産する。なお郡山地域では、本層より上位に海成層は分布しない。

県南の棚倉地域ではこの時期にも棚倉破碎帯が活動し、これに伴う海成層が堆積した。しかしその活動は中新世前～中期とは異なり破碎帯東縁断層の運動によるもので、断層の東側が沈降して堆積盆が生じ、これを埋積する赤坂層と久保田層が堆積した。赤坂層は基底礫岩に始まり、中～粗粒砂岩から成る浅海成堆積物で、貝類や底生有孔虫を産する。最上部には非海成の垂炭層が見られ、全体としては1回の海進―海退を示す岩相変化が認められる(以上、島本ほか、1998)。久保田層は赤坂層を整合に覆い、砂岩を主体とする浅海成層で、凝灰岩薄層を多数挟在する。本層は貝化石を始めとして各種の海生動物化石を多産することで有名であり、古くから研究されてきた。上部中新統下部に対比される浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石、放散虫、珪藻を産し(島本ほか、1998;柳沢・山口ほか、2003)、底生有孔虫、貝形虫についても研究されている(亀丸・島本、1996;Yamaguchi and Hayashi, 2001)。最近の貝類の研究として、堆積環境と共に考察した根本・大原(2003)がある。また、10.7Ma及び10.6Maの放射年代が報告されており(Takahashi, Hayashi, et al., 2001;Takahashi, Iwano, et al., 2001)、微化石による年代と矛盾しない。棚倉地域では、本層より上位に海成層は分布しない。

常磐地域から相双地域にかけての地表には、中部中

新統上部～上部中新統はわずかし分布していない。しかし柳沢ほか(1989)は、地表での分布はわずかだが、少なくとも双葉地域の地下には広く伏在していることを示し、また陸上での欠如の理由は、汎世界的な海水準変動による後期中新世の低海水準期に対応して、陸化した堆積物が浸食・削剝を受けたためであると推定した。

わずかながら地表で確認されるものとして、いわき市小名浜西方に分布する竜宮岬層、いわき市北部の四倉町の南磯脇層があり、それぞれ上部中新統下部に対比される石灰質ナノ化石や珪藻が報告されている(竹谷ほか、1986;1990)。

■ 3.4 上部中新統上部～上部鮮新統(N3A)

奥羽脊梁山脈の隆起の開始は約10Maまで遡ると考えられ、この頃から山脈の東側でも海退が始まった。火山フロントは西へ移動し、現在の位置に近づいた。8Ma頃以降、現在の奥羽脊梁山脈付近を中軸としてバイアス型カルデラ群を伴うデイスサイト質陸上火山活動が活発化した。

1990年代以降、会津地域では陸上カルデラ火山活動の研究が著しく進展し、その結果、後期中新世以降の地史が一新された。この新しい理解は、広く南会津地域や会津北部から郡山・福島地域に渡る中通り地域にもおよんでいる(図8)。

この頃の会津地域北部では、最後の海成層である塩坪層を整合に覆って藤峠層が堆積した。本層は下部から汽水性の貝化石を産し、垂炭を挟在する。主部は礫岩、砂岩、泥岩、凝灰岩などの互層から成る。これらは河川堆積物を主とし、そこにカルデラ火山から供給された火砕流や火山泥流が繰り返し流入して堆積したものである。各層準から植物化石が多産し、陸域の古環境の変遷が明らかにされている(鈴木、1976)。本層の層厚は約250mだが、多くの放射年代測定の結果から、堆積期間はほぼ9～3Maに渡ることが明らかにされた。また、本層中に見出される多数の火砕流堆積物のうち、柳津火砕流は次に述べる後期中新世の高川カルデラから、新鶴火砕流は金山町の沼沢火山を取り囲む鮮新世の上井草カルデラから供給されたことが明らかとなった(以上、山元ほか、2006)。

会津地域南部で脊梁山脈の西側に位置する下郷町、南会津町、及びその周辺地域では、後期中新世以降の

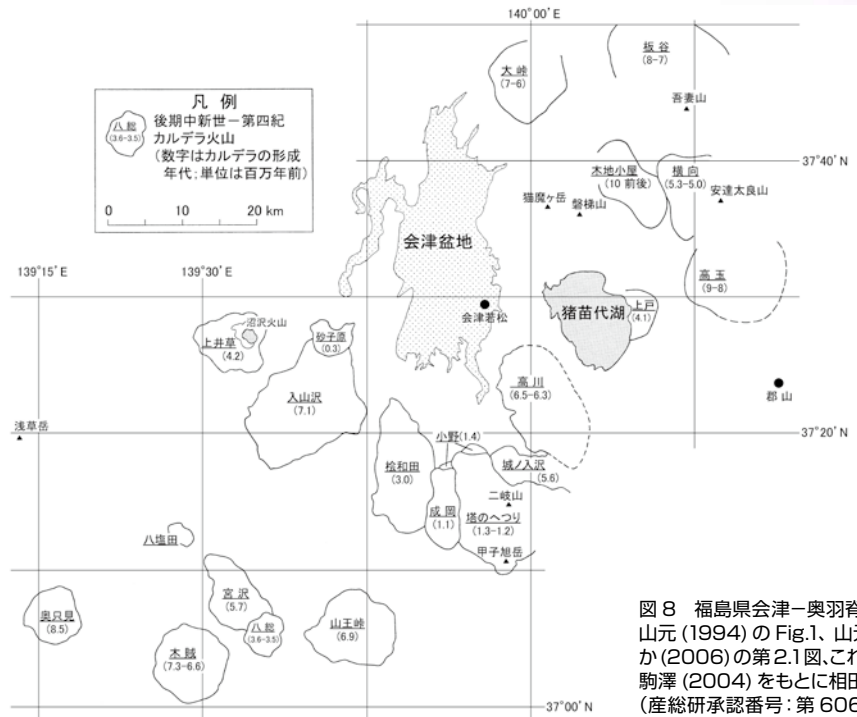


図8 福島県会津-奥羽脊梁山脈地域のカルデラ分布図
 山元 (1994) の Fig.1、山元ほか (2000) の第1図、山元ほか (2006) の第2.1図、これらの文献中のデータおよび山元・駒澤 (2004) をもとに相田が再構成した。
 (産総研承認番号: 第 60635130-A-20130124-001 号)

カルデラ火山活動に関する詳細な研究がおこなわれた (山元、1991; 1992; 1999)。このうち更新世以前のものとしては高川カルデラ、城ノ入沢カルデラ、松和田カルデラがあり、それぞれ火砕流堆積物や岩屑流、後カルデラ期の湖成層などからなる高川層、城ノ入沢層、松和田層によって埋積されている。かつて鈴木 (1964) が定義した黒森層は高川カルデラの後カルデラ期湖成層として高川層に一括された。このほか、南会津町館岩の木賊カルデラ (大竹ほか、1997) や会津地域北端の大峠カルデラ (山元、1994) についても明らかにされた。

一方、柳津町南部から昭和村、南会津町地域に広く分布する駒止峠層は、カルデラから流出した火砕流によって形成された火砕流台地の代表的な例であり、流紋岩質の、溶結した単一のクーリングユニットから成る。本層の火砕流堆積物を供給したのは、南西に50kmほど離れた栃木県北部の奥鬼怒カルデラである。本層からは7.3Maの放射年代が得られている (以上、山口、1986; 山元・駒澤、2004)。なお、山元・駒澤 (2004) は、駒止峠層とその下位のオドシマ沢火砕流堆積物を合わせて新たに南会津層を定義し、下位の松坂峠層と布沢層を傾斜不整合で覆うとした。南会津層は陸化後の只見・小林地域で最初に堆積した地層である。

猪苗代湖周辺や脊梁山脈地域においても、山元 (1994) によってこの時期のカルデラが記載されている。

それによれば、猪苗代湖東岸には上戸カルデラがあり、これより20kmほど北の安達太良山西側には横向カルデラと木地小屋カルデラがほぼ東西に並ぶ。それぞれ、火砕流などから成るカルデラ埋積堆積物の上戸層、横向層、木地小屋層によって埋積され、上戸カルデラは後カルデラ期のデイサイト質貫入岩を伴っている。また、安達太良山の南側には直径13kmに達する高玉カルデラがあり、高玉層がこれを埋積している (久保ほか、2003)。

福島盆地では、盆地北部の摺上川流域に梨平層、天王寺層、赤川層がこの順に重なって分布しており、後期中新世の地層と考えられる (大竹・八島、2003)。この地域は、福島市の飯坂温泉付近から北方の宮城県白石市小原温泉付近まで続く複合カルデラ地帯の一部であり (東北建設協会、2006)、上記の地層もこれらのカルデラ火山活動に関連して形成されたと考えられる。天王寺層と赤川層からは植物化石が報告されている (植村ほか、1986)。

棚倉地域には久保田層を不整合に覆う仁公儀層が堆積した。本層は陸成層であり、鮮新統と考えられるが、年代や含まれる火砕物の供給源について不明な点が多い。

この時期、浜通り地域には海成鮮新統が堆積した。相双地域に分布する鮮新統は地域ごとにさまざまな名称で呼ばれているが、これらは柳沢 (1990) による珪藻化石の層序学的検討により、仙台層群として統一的に呼称された。また、南相馬市原町区以北には仙台層群の

亀岡層、竜の口層、向山層、大年寺層がすべて分布するが、大熊町石熊以南には最上位の大年寺層だけしか分布しないことが明らかとなった(久保ほか、1990;久保ほか、1994;柳沢ほか、1996)。

双葉地域南部に分布する広野層・富岡層は仙台層群大年寺層に相当する。本層からは年代を指示する浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石、珪藻、放散虫などの微化石が産出し、下部及び上部鮮新統に対比され、本層中に下部と上部の境界が存在する(竹谷ほか、1986)。また、本層に挟在するテフラについても詳細な報告がなされている(柳沢・高橋ほか、2003;高橋ほか、2003)。

常磐地域では、いわき市四倉町和具に分布する四倉層下部から上部中新統上部に対比される放散虫が産出した(相田・竹谷、2001)。本層からは、これまでに下部鮮新統に対比される微化石が産出している(高柳ほか、1988;竹谷ほか、1990)、本層中に中新統／鮮新統境界が存在すると考えられる。このほか、いわき市小名浜西方に照島層が分布し、下部鮮新統に対比される微化石が産出する(竹谷ほか、1986)。

■ 3.5 最上部鮮新統～完新統(N3B-Q-H)

3～2Ma頃には、東北日本弧は太平洋プレートの沈み込みにより強い圧縮テクトニクスに支配されるようになった。そのため地殻上部に褶曲が生じ、その背斜部は山脈として、向斜部は内陸盆地列と日本海側の海岸低地帯として成長を開始し、褶曲の背斜と向斜の境目には逆断層群が生じた。カルデラを伴うデイサイト質火山活動は次第に衰退し、玄武岩質～安山岩質で複成の成層火山へと変化していった。しかし福島県域では、一部で第四紀更新世の2～1Ma頃になってもカルデラを伴うデイサイト質火山活動が続いていた。

会津地域北部では、前の時代から引き続き火山噴出物と河川・湖沼堆積物を主体とした陸成層が堆積した。和泉層、七折坂層、塔寺層がこれに当たる。和泉層は下位の藤峠層を整合に覆い、ほぼ3Ma頃から堆積を開始した。一部に発達する厚い礫岩の礫は飯豊山塊起源のものが卓越しており、この時期、飯豊山塊東側の逆断層の運動を伴う山塊の隆起が顕著となって粗粒碎屑物を供給したことが示唆される。その上に重なり河川成の礫岩を主とする七折坂層では、東側の奥羽脊梁山地からの礫の供給が増加し、脊梁地域の隆起を示唆する(以

上、高橋ほか、2010)。塔寺層は約30万年前に堆積した河川堆積物から成る陸成層である。以上の地層からは植物化石を多産する(Suzuki、1961;鈴木ほか、1990)。

会津地域では第四紀更新世に入ってもデイサイト質火山活動は終息せず、いくつかのカルデラ火山が活動している。上記の地層中には多数の火砕流堆積物が挟まれているが、それらと給源となったカルデラとの関係が明らかにされたものがある。この頃活動したカルデラは会津地域南部に集中しており、和泉層中の仏沢火砕流は桧和田カルデラからもたらされた。一方、七折坂層の上半分に挟在する隈戸火砕流は小野カルデラから、芦野火砕流と南倉沢火砕流は塔のへつりカルデラから、西郷火砕流は成岡カルデラからもたらされた。これらの火砕流は東の脊梁山脈方面へも多量に流走し、後述する白河層の主部を構成している。会津盆地の東側に分布する背炙山層が七折坂層と指交関係にあることはすでに指摘されていたが、山元・吉岡(1992)では七折坂層に一括された。背炙山層の分布域では上記の隈戸・芦野・西郷火砕流が厚層を成している。また、塔寺層中の佐賀瀬川火砕流は、盆地の南西方に位置し中期更新世に活動した砂子原カルデラから供給されている(以上、山元、1999;山元ほか、2006)。これらのカルデラの形成時期も推定されている(図8)。これらのカルデラはそれぞれ、形成期の火砕流堆積物や岩屑なだれ堆積物、後カルデラ期の湖成層などから成る桧和田層、小野層、塔のへつり層、成岡層、砂子原層によって埋積されており、湖成層からは植物化石を多産する。

会津地域の中～上部更新統及び完新統は、阿賀川、日橋川、只見川などの多くの河川沿いに発達する段丘堆積物、及び会津盆地や猪苗代盆地などを埋積する堆積物である。段丘は河川沿いで特に良く発達し、4～5面が認められる。段丘堆積物は砂・礫・泥が主体で泥炭を挟むことがあるほか、火山噴出物に覆われることがある。猪苗代盆地の埋積層には磐梯山起源の火砕堆積物が含まれる。

中通り～脊梁山脈地域には、下部更新統のデイサイト質火砕堆積物から成る白河層が膨大に分布している。これらを供給したのは上述のとおり脊梁山脈西側の会津地域南部に位置するカルデラ火山群である。白河層の層厚は最大で400mに達し、その分布は県南の白河・西郷地域を中心に、県中の二本松地域にまで至ってい

る。白河層を構成する白河火砕流群は前述した隈戸・芦野・南倉沢・西郷の4つの火砕流と天栄火砕流から成るが、天栄火砕流の給源となったカルデラは特定されていない(以上、吉田・高橋、1991; 山元、1999)。火砕流の年代測定は多数行われており、最古の隈戸火砕流は1.4Ma 前後、最新の天栄火砕流は1.0 ~ 0.9Ma で、白河層の形成時期はほぼこの範囲内にあると考えられる。白河層はこれらの火砕流のほかに降下火砕堆積物や火山活動休止期の砂礫層などを挟んでいる。

このほか下部更新統としては、福島盆地の南縁に砂泥及び礫から成る清水町層が分布し、そこには安山岩質の伏拝火砕流堆積物が含まれる。

中通り～脊梁山脈地域においても、中～上部更新統及び完新統は郡山・福島盆地などの埋積堆積物及び河川沿いの段丘堆積物を構成している。段丘堆積物のうち、郡山層は郡山盆地から須賀川・矢吹付近にかけて広域に分布する。比高約40m の段丘面を形成しており、最終氷期前半の地層と考えられる。また、郡山市西部に分布する大槻層は最終氷期後半に形成された扇状地堆積物である。同じく福島盆地北半に広く分布する藤田層も最終氷期後半の堆積物である。

浜通り地域の更新～完新統は下位の鮮新統を不整合に覆う段丘堆積物である。その最初の本格的な研究は中川(1961)によるもので、5段の段丘面を認めた。段丘堆積物は海成と河川成のものがある。

南相馬市塚原には、最終間氷期の最大海進時に、海岸の谷を埋めて堆積した浅海成の塚原層が分布しており、多様な植物化石、海生貝類、魚類などの化石を産する(福島県教育委員会(編),1984; Suzuki and Nakagawa, 1971)。また、いわき市小名浜の海岸近くの沖積層中には、海生貝類を主体とした膨大な量の動物群集が残されており、大原自然貝層として知られる。これらから172種の貝類が同定されている(いわき市教育文化事業団(編)、1989)。

■ 3.6 第四紀火山

ここではデイサイト質の大規模カルデラ火山活動を除き、安山岩質成層火山を主体とする活火山を中心として簡潔に述べる。

吾妻火山は福島市西方の福島・山形県境付近に位置する、那須火山帯中で最大の火山である。複数の成層

火山体が東西に延びる吾妻火山群を形成しており、東吾妻・中吾妻・西吾妻の3つに大別される。約150万年前頃に活動が開始したとされ(中村、2002)、60 ~ 40万年前頃に活発な活動期があった。現在も活動しているのは東吾妻火山だけで、有史以降の主な活動は、約30万年前頃に形成された一切経山の活動によるものである。最近では1977 ~ 78年に噴気活動が活発化し、小規模水蒸気爆発が起こった。



写真12 安達太良山沼ノ平火口
写真提供: 福島県立博物館

安達太良火山は二本松市西方に位置する。ほぼ南北に連なる5つの山頂部を持ち、このうち安達太良山頂部には沼ノ平爆裂火口がある(写真12)。活動の開始時期はおおよそ55 ~ 45万年前であり(中村、2002)、最も活発な山体形成期はおおよそ35 ~ 20万年前である。約3万年前以降の活動はほとんど沼ノ平火口での水蒸気爆発であり(中村、2002)、マグマが噴出した最新の活動は約2400年前である(藤縄ほか、2006)。

磐梯火山は会津地域東部、猪苗代湖北方約5kmに位置する。活動の時期は先磐梯、古磐梯、新磐梯の3つに区別されており、約90万年前に活動を開始した(中村、2002)。有名な1888年の噴火は水蒸気爆発であり、これにより山体北側の小磐梯山が崩壊し、北向きの大規模な岩屑なだれが発生した。この噴火により北麓の村落が埋没し、死者は477名に達した。また、長瀬川の上流部がせき止められ松原湖をはじめとする裏磐梯湖沼群が生じた。

沼沢火山は会津地域西部の金山町において、鮮新世に形成された上井草カルデラの中に位置する小型のデイサイト質カルデラ火山である。山元(1995;2003)や山元・駒澤(2004)は、過去の研究で鮮新世の上井草カルデラ形成期の噴出物と沼沢火山噴出物との区別が混乱していることを指摘し、本来の噴出物を新たに3つの溶

岩と4つの火砕堆積物に区分した。その中で、確認される最古の噴出物は約11万年前を示す尻吹峠火砕堆積物である。最新の噴火は約5000年前で、このとき噴出した沼沢湖火砕堆積物は白色のデイサイト質軽石流や降下火砕物などから成り、当時、軽石流堆積物は最大層厚約200mで只見川とその支流を谷埋めした。また、このとき現在の沼沢湖カルデラが形成された。

燧ヶ岳火山は松枝岐村の南西端、福島県と群馬県・新潟県にまたがる尾瀬ヶ原の東側に位置し、約16万年前に活動を開始した成層火山である。山頂に爆裂火口を持つ。最新の活動は約500年前であり、水蒸気爆発と考えられる。

このほか福島県域では、更新世の安山岩質一玄武岩質火山活動として、磐梯山の西に隣接する猫魔ヶ岳や、只見町北西部で新潟県境にまたがる浅草岳、下郷町・天栄村・西郷村地域の甲子旭岳や二岐山などが挙げられるが、これらはいずれも活火山ではない。このうち猫魔ヶ岳の活動時期は前期更新世で、現在では著しく山体の開析が進んでいる。

■ 3.7 活断層

福島県内の主要な活断層は、会津盆地西縁及び東縁、下郷町地域、猪苗代湖東岸、福島盆地西縁～北西縁、二本松地域、浜通りの相馬地域及び常磐地域などに所在する。

会津盆地西縁断層帯の最新の活動時期は西暦1611年(会津慶長地震)と見られ、活動間隔は約3800年、今後地震が起きた場合に想定される地震規模はマグニチュード7.3～7.4程度である。本断層帯は縦ずれ変位の大きい逆断層であり、会津盆地の西側の山地が相対的に隆起している。また、断層帯北部の喜多方市・会津坂下町地域では過去1万年間に数回の活動が推定されたが、会津美里町以南の断層帯南部からは過去の活動に関する明瞭なデータが得られておらず、北部とは別の断層である可能性がある(以上、福島県、1999; 2000; 2001)。会津盆地北部の加納断層については、周辺の段丘面にこの断層の運動によると思われる累積的な変位が認められ、本断層の南方延長は会津盆地西縁断層帯に合流すると思われる。同じく千咲原断層は、約5000年前の沼沢湖火砕堆積物や中位段丘礫層と思われる礫層に数mの変位を与えているが、最近の活動

性は不明である(福島県、1999)。

一方、国土地理院が2004年に刊行した2万5千分の1都市圏活断層図「喜多方」、「若松」には、会津盆地東縁断層帯(推定部分を除く総延長約33km)が新たに図示された。本断層帯は池田ほか(編)(2002)で逆断層として記載されたもので、それによれば完新世以降の運動も認められる。本断層帯はほぼNS方向に延び、断層より東側の隆起を伴う逆断層であり、会津盆地においては西縁断層帯と並ぶ大規模な断層帯である。

このほか、下郷町地域には大内断層が所在する。本断層は西向きにやや湾曲しながらNS方向に延びる西落ちの断層で、最近1万年間の活動の状況は不明である(山元、1999)。また、猪苗代湖東岸に推定される川桁山断層についても、正確な活動状況はわかっていない。

福島盆地西縁断層帯の最新の活動時期は約950～2000年前の期間にあると見られ、活動間隔は約6000～8000年程度、今後想定される地震規模はマグニチュード7.7程度である。本断層帯は縦ずれ変位の大きい逆断層であり、福島盆地の西側の山地が相対的に隆起している。なお、最新の活動が確認されたのは西縁断層帯南部の福島市大笹生地区であり、ここを通る断層は台山断層である(以上、福島県、1996a; 1997a)。このほか、中田・今泉(編)(2002)によって、二本松市の安達太良山東麓に、ほぼNS方向に延びる複数の断層からなる安達太良山東麓断層帯が示された。

相馬地域の双葉断層は、南相馬市原町区大原以北の10数km間が活断層と考えられてきたが(活断層研究会(編)、1991)、福島県(1996b; 1997b; 1998)による調査で、大原以北はやはり最近も活動を繰り返していることが明らかとなった。最新の活動時期は約2000年前と見られ、活動間隔は約7500～10000年程度、今後想定される地震規模はマグニチュード7.0程度である。本断層は、当地域では断層面がほぼ垂直で左横ずれ変位が大きく、縦ずれ変位は断層より西側の阿武隈山地域の相対的隆起である。

最後に、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震の1ヶ月後、4月11日に、常磐地域の井戸沢断層が活動し、マグニチュード7.0の地震を引き起こした。井戸沢断層はいわき市西部に位置し、活断層研究会(編)(1991)では図示された数条の断層線に対し一括して定義されて

いる。NNW-SSE に延び、総延長約20kmである。今回運動したのは図示された断層線のうち最も西側のものに相当する(石山ほか, 2011)。この地震に伴い、地震断層が地表に現れた(写真13)。断層の動きは縦ずれ変位が主体の正断層で断層面は高角の西傾斜もしくは垂直であり、断層より東側が0.8～1.8m程度隆起した(石山ほか, 2011)。本断層はこれまで差し迫った活動の可能性があると考えられていなかった。



写真13 2011年4月11日の地震により地表に現われた地震断層
いわき市田人町 写真は品川ほか(2011)より引用

■ 中古生界に関する参考文献

安藤寿男(2005) 東北日本の白亜系-古第三系蝦夷前弧堆積盆の地質学的位置づけと層序対比. 石油技術協会誌, 70, 24-36.

Aono H. (1985) Geologic structure of the Ashio and Yamizo Mountains with special reference to its tectonic evolution. Sci. Rept. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B, 6, 21-57.

永広昌之・蟹澤聰史・竹谷陽二郎(1989) 阿武隈山地中央部大滝根山西方に分布する先第三系滝根層群. 福島県博物館紀要, 3, 21-37.

Ehiro, M. and Kanisawa, S. (1999) Origin and evolution of the South Kitakami Microcontinent during the Early-Middle Palaeozoic. In Metcalfe, I., ed., "Gondwana dispersion and Asian accretion: IGCP 321 Final result volume" A.A. Balkema. Rotterdam, 283-295.

藤巻宏和・宮嶋 敏・青木謙一郎(1991) 南部阿武隈山地の宮本複合岩体のRb-Sr年代. 岩鉱, 86, 216-225.

Gradstein, F.M. et al., (2004) A geologic time scale. Cambridge Univ. Press, 589pp.

原 郁夫・梅村隼夫(1979) 松ヶ平・母体変成岩類の時代論. 加納博教授記念論文集『日本列島の基盤』559-578.

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組成-圧力経路. 地学雑誌, 113, 703-714.

Hiroi, Y., Yokose, M., Oba, T., Kishi, S., Nohara, T. and Yao, A. (1987) Discovery of Jurassic radiolaria from acmite-rhodonite-bearing metachert of the Gosaisyo metamorphic rocks in the Abukuma terrane, Northeastern Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, 93, 445-448.

廣井美邦・Fanning, C.M., Ellis, D.J., 白石和行・本吉洋一・田切美智雄・仲井 豊(1994) 阿武隈変成岩中のジルコンのSHRIMPによるU-Pb年代測定とテクトニクス. 日本地質学会第101年学術大会講演要旨, 177.

Ishihara, S. (1979) Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. Jour. Geol. Soc. Japan, 85, 509-523.

石川正弘・大槻憲四郎(1990) 御斎所変成帯の褶曲と左横ずれ塑性剪断変形. 地質雑, 96, 719-730.

蟹澤聰史(1979) 阿武隈変成岩類の化学組成と含水鉱物中のフッ素の挙動. 加納博教授記念論文集『日本列島の基盤』, 483-490.

蟹澤聰史・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. 地球科学, No.55, 156.

加納 博(2003) 阿武隈山地竹貫変成岩のセクターザクロ石 - 記載と考察 -. 秋田大学工学資源学部「鉱業博物館」No.36, 3-30.

加納 博・黒田吉益・宇留野勝敏・瀧木輝一・蟹澤聰史・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. 5万分の1地質図幅および説明書. 地質調査所109pp.

小池敏夫(1979) 三畳紀コノドントの生層序. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集 日本の二畳系ならびに三畳系におけるコノドントとナマコの骨片による生層序. 21-77.

黒田吉益(1963) 東北日本の深成変成岩類の相互関係. 地球科学, No.67, 21-29.

- Miyashiro, A. (1958) Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, 11, 219-272.
- Miyashiro, A. (1961) Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrol.*, 2, 277-311.
- Mori K.(1963) Geology and paleontology of the Jurassic Somanakamura Group, Fukushima Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser 2, 35, 33-65.
- 野原 壮・廣井美邦 (1989) 阿武隈変成帯、御斎所変成岩類の塩基性岩の原岩について(主要、微量及びREEでの考察). *岩鉱*, 84, 118.
- 小島郁生 (1967) 白亜系双葉層群の上限. *地質雑*, 73, 443-444.
- 小島郁生・長谷川善和・鈴木直 (1970) 白亜系双葉層群より首長竜の発見. *地質雑*, 76, 161-164.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2003) 1/100万分の1地質図幅 (第3版)
- 佐藤 正・指田勝男・青野宏美 (1987) 八溝山地における重力すべり構造とその意義. *地学雑誌*, 96, 31-41.
- 佐藤 正・竹谷陽二郎・鈴木千里・八巻安夫・平 宗雄・荒 好・相田 優・古川裕司 (2005) ジュラ紀-白亜紀の相馬中村層群から新たに採取されたアンモナイト. *福島県立博物館紀要*, 19号, 1-41.
- 佐藤 正・竹谷陽二郎・二上文彦・八巻安夫・枋久保廣恭・荒 好・平 宗雄・佐々木英夫・橋本悦雄・石垣 功 (2010) 南相馬市原町地区石神で発見された保存の良い大型標本を含むジュラ紀アンモナイト群集. *福島県立博物館紀要*, 24号, 7-30.
- 佐藤 正・竹谷陽二郎・八巻安夫・枋久保廣恭・荒 好・平 宗雄・岸崎晃一郎・二上文彦・田村 翼・松岡 篤 (2011) 南相馬市の相馬中村層群小山田層の新産地から採集されたペリアン(白亜紀初期)アンモナイトおよびオウムガイ化石群集. *福島県博研究紀要*, 第25号, 25-48.
- Sato T. and Taketani, Y. (2008) Late Jurassic to Early Cretaceous ammonite fauna from the Somanakamura Group in Northeast Japan. *Paleontol. Res.*, 12, 261-282.
- 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. *岩鉱*, 78, 405-410.
- 柴田 賢・田中 剛 (1987) Nd - Sr 同位体比からみた阿武隈山地石川複合岩体の形成年代. *岩鉱*, 82, 433-440.
- Sugi, K. (1935) A preliminary study on the metamorphic rocks of southern Abukuma Plateau, Japan. *Jour. Geol. Geogr.*, 12, 115-151.
- 鈴木敬治 (1964) 福島県5万分の1地質図幅説明書「会津地方」、福島県、57pp.
- Tagiri, M., Dunkley, D.J., Adachi, T., Hiroi, Y., and Fanning, C.M. (2011) SHRIMP dating of magmatism in the Hitachi metamorphic terrane, Abukuma Belt, Japan: Evidence for a Cambrian volcanic arc. *Island Arc*, 20, 259-279.
- 高橋雅紀 (2006) 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. *地質雑*, 112, 14-33.
- 東北建設協会 (2006) 建設技術者のための東北地方の地質. 東北建設協会, 408pp.
- Uchiyama, K. (1984) Tonalite complexes in the Abukuma axial metamorphic belt, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser IV, 21, 251-291.
- 梅村隼夫 (1970) 阿武隈高原中央部御斎所-竹貫変成岩類の構造. *高知大学学術研究報告*, 19, 自然科学 No.12, 119-147.
- 梅村隼夫 (1979) 御斎所・竹貫地域の構造運動-特に御斎所・竹貫変成岩の構造的縫合について-. *加納博教授記念論文集「日本列島の基盤」*, 491-511.
- Uruno, K. (1977) Staurolite and kyanite from river sand in the Abukuma plateau, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 83, 385-393.
- Uruno, K., Kano, H. and Maruyama, T. (1974) An additional find of relic kyanite from the Gosaisho-Takanuki metamorphic rocks of the Abukuma plateau. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 69, 81-88.
- 渡辺岩井・牛来正夫・黒田吉益・大野勝次・砥川隆次 (1955) 阿武隈高原の火成活動. *地球科学*, No.24, 1-11.
- 山元正継・久保和也・滝沢文教 (1989) 阿武隈山地東縁部の白亜紀前期火山岩類——福島県原町地域、高倉層の岩相と噴出年代. *地質雑*, 95, 701-710.

注) 本文中の文献引用年に*印の付いた文献は『建設技術者のための東北地方の地質』(2006)を参照されたい。

■ 新生界に関する参考文献

相田・竹谷、2001: 福島県博調査報告、36、1-53.

相田ほか、1998: 福島県博紀要、13、1-119.

安藤寿男、2002: 茨城県自然博研報、5、81-97.

藤縄明彦・工藤 崇・星住英夫、2006: 活火山データベース詳細火山データ集—安達太良火山(ver.1.1). 産総研地質調査総合センター HP.

福島県、1996a: 平成8年度福島盆地西縁断層帯に関する調査成果報告書. 文部科学省地震調査研究推進本部 HP.

福島県、1996b: 平成8年度双葉断層に関する調査成果報告書. 同上.

福島県、1997a: 平成9年度福島盆地西縁断層帯に関する調査成果報告書. 同上.

福島県、1997b: 平成9年度双葉断層に関する調査成果報告書. 同上.

福島県、1998: 平成10年度双葉断層に関する調査成果報告書. 同上.

福島県、1999: 平成11年度会津盆地西縁断層帯に関する調査成果報告書. 同上.

福島県、2000: 平成12年度会津盆地西縁断層帯に関する調査成果報告書. 同上.

福島県、2001: 平成13年度会津盆地西縁断層帯に関する調査成果報告書. 同上.

福島県教育委員会(編)、1983: 福島県博調査報告、2、1-21.

福島県教育委員会(編)、1984: 同上、6、1-49.

池田ほか(編)、2002: 第四紀逆断層アトラス、1-254、東大出版会.

石山達也・佐藤比呂志・伊藤谷生・杉戸信彦・越後智雄・加藤直子・今泉俊文、2011: 2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層について(第2報). 東京大学地震研究所広報アウトリーチ室 HP.

いわき市教育文化事業団(編)、1989: いわき市小名浜の完新世自然貝層調査報告書、1-36、いわき市教育委員会.

Kamada, Y., 1962: Spec. Pap. Palaeont. Soc. Japan, 8, 1-187.

鎌田泰彦、1972: 岩井淳一教授退官記念論文集、389-402.

亀丸・島本、1996: 日本古生物学会第145回例会講演予稿集、31-31.

Kato, M. 1980: Sci. Rep. Tohoku Univ, 2nd. Ser., 50, 35-95.

活断層研究会(編)、1991: 新編日本の活断層 分布図と資料、1-437、東大出版会.

木村勝弘、1988: 石油公団石油開発技術センター年報 昭和62年度、14-16.

金属鉱物探鉱促進事業団、1967: 昭和41年度広域調査報告書 西会津地域、通商産業省.

Kobayashi, S. et al., 1995: Jour. Vertebrate Paleontol., 15, 815-829.

小泉格、1986: 北村信教授退官記念地質学論文集、175-192.

越谷信、1986: 地質雑、92、15-29.

久保ほか、1990: 原町及び大甕地域の地質、5万分の1地質図幅、1-155、地調.

久保ほか、1994: 浪江及び磐城富岡地域の地質、5万分の1地質図幅、1-136、地調.

久保ほか、2002: 川前及び井出地域の地質、5万分の1地質図幅、1-104、地調.

久保ほか、2003: 20万分の1地質図幅「福島」、地調 真鍋健一(編)、1988: 東北日本の東西断面における上部新生界の磁気層位学的研究、昭和62年度科学研究費補助金(一般研究B)研究成果報告書、9-15.

中川久夫、1961: 地質雑、67、66-78.

中村洋一、2002: 吾妻、安達太良、磐梯火山の活動史と火山防災マップ. 日本火山学会第9回公開講座「福島の火山と防災」、日本火山学会公開講座テキスト集、日本火山学会 HP.

中田・今泉(編)、2002: 活断層詳細デジタルマップ、DVD-ROM2枚、付図1葉、東大出版会.

根本・大原、2001: 平地学同好会会報、23、21-51.

根本・大原、2003: 同上、24、3-31.

根本・大原、2007: 同上、26、39-59.

根本・大原、2010: 同上、27、3-22.

根本ほか、1996: 日本地質学会第103年学術大会見学旅行案内書、139-153.

Ohki, J. et al., 1993: Jour. Mineral. Petrol. Econ.

- Geol., 88, 313-319.
- 大竹・八島、2003:地球科学、57、83-88.
- 大竹ほか、1997:地質雑、103、1-20.
- 島田・植田、1979:岩鉱、74、387-394.
- 島本ほか、1998:地質雑、104、296-312.
- 品川俊介・江口貴弘・日外勝仁・安元和己、2011:4月11日の余震でいわき市に出現した地表地震断層(第2報). (独)土木研究所 地質・地盤研究グループ地質チームHP.
- 周藤ほか、1985:岩鉱、80、55-72.
- 須貝ほか、1957:日本炭田図I 常磐炭田地質図説明書、1-143、地調.
- 須藤ほか、2005:地質調査研究報告、56、375-409、産総研.
- 鈴木敬治、1959:地団研専報、9、1-48.
- Suzuki, K., 1961:Sci. Rep. Fukushima Univ., 10, 1-95.
- 鈴木敬治、1963:化石、5、63-77.
- 鈴木敬治、1964:福島県5万分の1地質図幅説明書 会津地方、1-57、福島県.
- 鈴木敬治、1976:日本古生物学会(編)「陸の古生態」、81-105、共立出版.
- 鈴木敬治、1989:地質学論集、32、197-205、日本地質学会.
- Suzuki, K. and Nakagawa, H., 1971:Sci. Rep. Tohoku Univ, 2nd. Ser., 42, 187-198.
- 鈴木・若生、1987:福島大教育理科報告、40、33-48.
- 鈴木ほか、1986:梁川町文化財調査報告第II集、1-24.
- 鈴木ほか、1990:福島大教育理科報告、45、1-49.
- Takahashi, M., Hayashi, H., et al., 2001:Jour. Japanese Assoc. Petrol. Technol., 66, 311-318.
- Takahashi, M., Iwano, H., et al., 2001:Bull. Geol. Surv. Japan, 52, 291-301.
- 高橋ほか、2003:地質調査研究報告、54、365-393、産総研.
- 高橋ほか、2010:20万分の1地質図幅「新潟」(第2版). 産総研.
- 高柳ほか、1988:いわき市教育文化事業団研究紀要、1、23-55、いわき市教育委員会.
- 竹谷ほか、1986:福島県博調査報告、12、1-53.
- 竹谷ほか、1990:同上、20、1-99.
- 東北建設協会、2006:建設技術者のための東北地方の地質、東北地方デジタル地質図20万分の1及び解説書、1-408、(社)東北建設協会.
- 植村ほか、1986:島弧横断ルートNo.26. 北村(編)、新生代東北本州弧地質資料集、3、1-13、宝文堂.
- 矢部ほか、1995:地質雑、101、532-548.
- Yamaguchi, T. and Hayashi, H. 2001:Paleontol. Res., 5, 241-257.
- 山口靖、1986:北村信教授退官記念論文集、629-636.
- 山元孝広、1991:火山、36、1-10.
- 山元孝広、1992:地質雑、98、21-38.
- 山元孝広、1994:猪苗代湖地域の後期中新世 - 鮮新世カルデラ火山群. 地調月報、45、135-155.
- 山元孝広、1995:火山、40、67-81.
- 山元孝広、1996:地質雑、102、730-750.
- 山元孝広、1999:田島地域の地質、5万分の1地質図幅、1-85、地調.
- 山元孝広、2003:地質調査研究報告、54、323-340、産総研.
- 山元・駒澤、2004:宮下地域の地質、5万分の1地質図幅、1-71、産総研.
- 山元・吉岡、1992:若松地域の地質、5万分の1地質図幅、1-73、地調.
- 山元ほか、2000:20万分の1地質図幅「日光」、地調.
- 山元ほか、2006:喜多方地域の地質、5万分の1地質図幅、1-63、産総研.
- 柳沢幸夫1990:地調月報、41、1-25.
- 柳沢ほか、1989:地調月報、40、405-467.
- 柳沢ほか、1996:相馬中村地域の地質、5万分の1地質図幅、1-144、地調.
- 柳沢・高橋ほか、2003:地質調査研究報告、54、351-364、産総研.
- 柳沢・山口ほか、2003:地質調査研究報告、54、29-47、産総研.
- 吉田・高橋、1991:地質雑、97、231-249.