

令和2年(ワ)第6225号、第31962号、令和3年(ワ)第30042号
令和4年(ワ)第32493号 六ヶ所再処理工場運転差止請求事件
原告 中嶋哲演 外256名
被告 日本原燃株式会社

準備書面29

(産総研がその存在を認めた「六ヶ所撓曲」＝六ヶ所断層)

2026年2月19日

東京地方裁判所民事第37部合議C係 御中

原告ら訴訟代理人弁護士 河 合 弘 之
ほか

本準備書面においては、産総研がその存在を認めた「六ヶ所撓曲」が見落とされているために、原子力規制委員会の調査審議及び判断の過程に看過しがたい過誤、欠落があることについて述べる。

第1 はじめに

1 本準備書面の目的

産業技術総合研究所（産総研）地質調査総合センターが作成した『20万分の1地質図幅「野辺地」（第2版）工藤崇ほか』（甲第171号証：以下「本図幅」という・裏面を別添）には、六ヶ所断層（「本図幅」では「六ヶ所撓曲」と表記）が「活構造」、つまり将来活動する可能性のある活断層として明示されている。

2 産総研とは

本図幅の作成者である産総研は、国内に12ヶ所の研究拠点をもち、約2,300名の研究者が7つの研究領域に対して研究を進める国立の研究開発機関である。

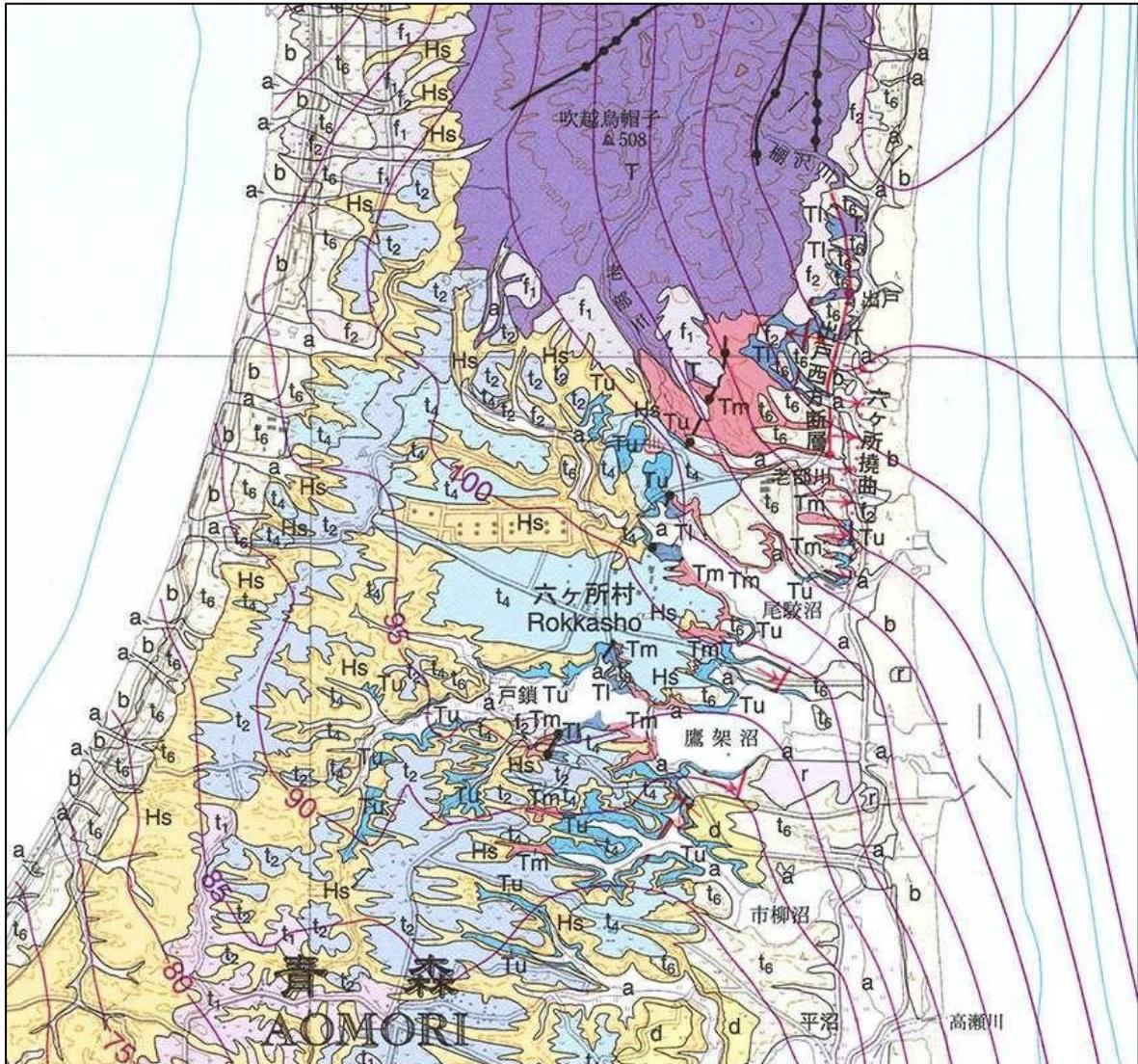
第2 20万分の1地質図幅「野辺地」

1 はじめに

本図幅は、令和3（2021）年3月31日附けで発行されている。その「表面」はカラー版の地質図で、各種地層の凡例、新生界地質総括図（地質年代図）等が掲載されている。「裏面」には、地質図等の解説（地形、地質、活構造、地下資源、重力異常等）がなされている。

2 「本図幅」の表面

「本図幅」の表面（六ヶ所再処理施設周辺の拡大図）を以下に示す。



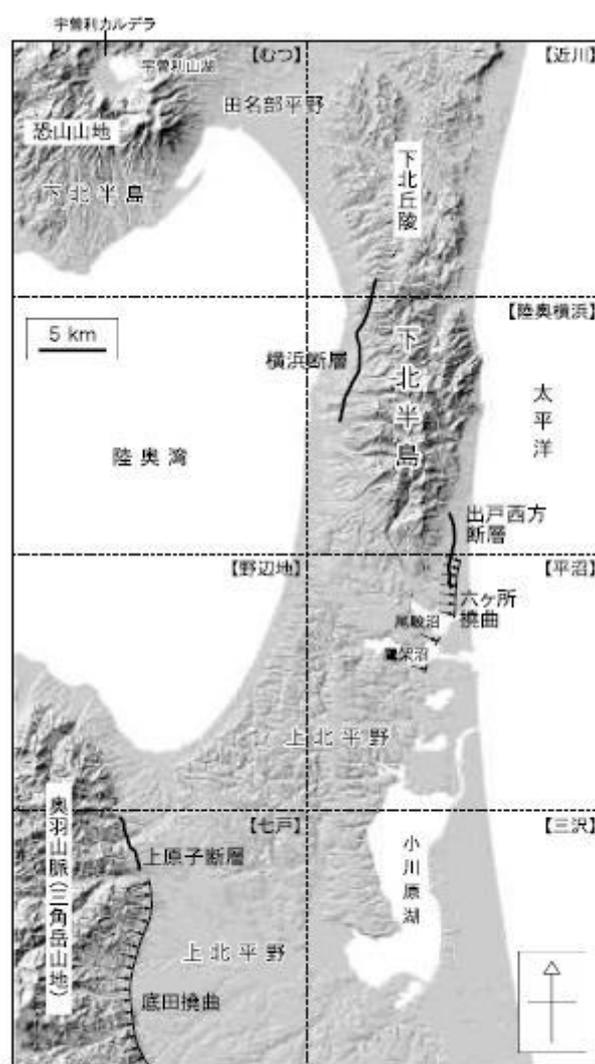
図中の六ヶ所村の太平洋側に、赤紫の実線で出戸西方断層が確認活断層として記載されている。その東側に、赤紫の点線と海側に傾斜していることを示す矢印→によって「六ヶ所撓曲」が明示されている。凡例によれば、赤紫点線は、「確認活撓曲伏在」を示す。「六ヶ所撓曲」は、出戸西方断層の南端よりさらに南側に延びている。鷹架沼を超えてその南側まで連続している大きな活構造である。以下に詳しく説明する。

3 「六ヶ所撓曲」の存在が明確に示されていること

(1) 「本図幅」裏面、3. 地質概説

裏面、3. 地質概説には、「六ヶ所撓曲」の存在が明確に示されている。

「本地区において中期更新世以降に活動した活構造としては、横浜断層、出戸西方断層、六ヶ所撓曲、上原子断層、底田撓曲が認められる（第1図）。これらは南北方向に伸長し、山地・丘陵の縁辺付近に認められる。いずれも逆断層あるいは逆断層により生じた撓曲とされている。なお、本地質図幅では、断層については伏在部分を描いていないが、撓曲については撓曲端が伏在となっているものが多く、伏在部を示さないとな表現が困難となるため伏在部を描いた。」



第1図 20万分の1【野辺地】地域の地形陰影図
地形名称、活構造及び5万分の1区画名を示す。陰影起伏図は国土地理院の地理院地図による。

この図から、出戸西方断層の活動によっては、その範囲からはみ出して延伸している六ヶ所撓曲は形成できないことがわかり、他のより大きな活断層の存

在が示唆されている。

(2) 「確認活撓曲」の説明

「確認活撓曲」の説明は、甲第172号証の解説（別添）のとおりである。伏在とは、活断層が地下深くにある状態を示す。

六ヶ所撓曲は、地下深部にある六ヶ所断層（逆断層）が繰り返し活動を続けたため、地表で断層の延長上の地形が大きく変形した地形（撓曲崖）となって現れたものである。

(3) 本図幅の作成作業

さらに「本図幅」裏面、解説の「1. はじめに」において、「本図幅」第2版の発行の経過や作成作業の概要が説明されている。

「本図幅」は、昭和39（1964）年発行の初版以来すでに57年が経過しており、今般全面的な改訂が行われた。改訂作業については、この間、下北半島地域では、複数の原子力関連施設が建設され、その過程で膨大な地質データ等が公表されている。また多くの研究報告もなされ「新たな知見」が蓄積していた。産総研地質調査総合センターは、第2版の作成作業の経緯について、「第2版の作成に当たっては、これらのデータを多く活用したが、可能な限り現地の確認調査を行い、その信頼性を評価した上で採否を判断した。」

と説明している。「本図幅」作成の方針は、科学的・学術的信頼性によってデータ等の採否が決定されており、地質調査総合センターによる厳格な判断の結果であるとされている。

(4) 「本図幅」裏面、7. 活構造

ここでは、「六ヶ所撓曲」の性状についての詳しい記載がされている。

「一般に最近の地質時代に繰り返し活動し、将来も活動することが推定される断層を活断層と呼ぶ（活断層研究会，1980，1991）。本地質図幅では、中期更新世以降に活動した断層・撓曲を活構造として示す。活構造としては、下北丘陵西側の横浜断層，下北丘陵南東側の出戸西方断層と六ヶ所撓曲，三角岳山地東縁の上原子断層と底田撓曲があり、いずれも走向は概ね南北方向

である（第1図）。活構造の位置は、活断層研究会（1991）、青森県（1996）、渡辺ほか（2008）、東京電力株式会社（2010）、日本原燃株式会社（2014）、渡辺（2016）、今泉ほか（2018）などの文献及び露頭観察を基に編纂した。」

「六ヶ所撓曲 六ヶ所村東部において北北東-南南西に延びる東側隆起の撓曲構造である（渡辺ほか，2008；渡辺，2016）。六ヶ所村出戸から鷹架沼南岸にかけてMIS5の海成段丘面を1°程度の傾斜で東下がりに変形させ、変位量は最大で30m以上とされている（渡辺ほか，2008）。」

（5）出戸西方断層は六ヶ所撓曲の副次的活断層

「7. 活構造」では、出戸西方断層に関して、次のとおり、「（渡辺，2016）は、出戸西方断層を六ヶ所撓曲の中に形成された副次的な活断層であるとしている。」と記している。

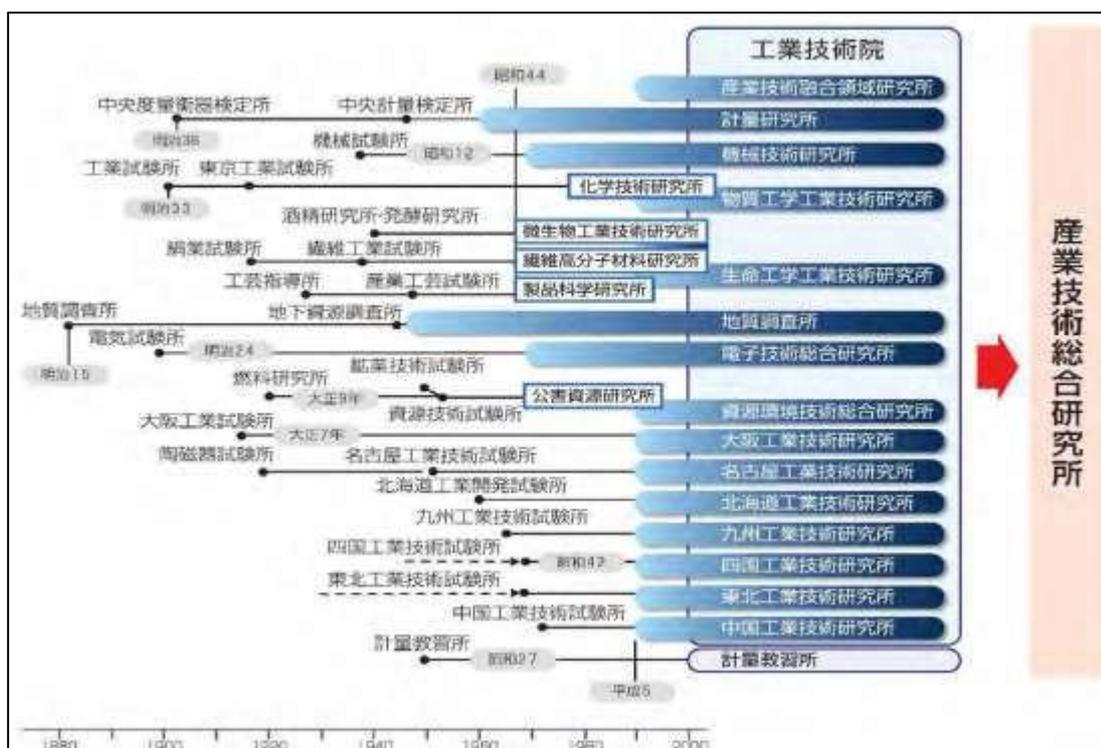
「出戸西方断層 老部川から棚沢川南方にかけてほぼ南北に延びる西側隆起の逆断層である（日本原燃株式会社，2014）。老部川左岸で十和田大不働火砕流堆積物に伴う降下テフラ（BP1）を変形させている（東京電力株式会社，2010）ことから、最新活動時期は3.6万年前以降と推定される。渡辺（2016）は、出戸西方断層を六ヶ所撓曲の中に形成された副次的な活断層であるとしている。」

「本図幅」「7. 活構造」の出戸西方断層、六ヶ所撓曲への記載内容は、大変簡潔にまとめたものであり、産総研地質調査総合センターは、本件再処理工場を含む核燃料サイクル施設敷地の地下深部に存在し、12.5万年前以降活発に活動し、出戸西方断層をも副次的に動かしてきた六ヶ所断層の存在を六ヶ所撓曲という地形で確認したのである。

第3 産総研の設立と役割

産総研地質調査総合センターは、明治15（1882）年、当時の農商務省に設置された「地質調査所」以来、140年以上の歴史を経て今日に至っている地質調査の専門機関である。明治期のお雇い外国人の「建白書」に始まったその歴史は、第2次世界大戦中は、軍需省に属しウランの探査まで行ったこともある。国土の地質の状況を把握することは、明治以降の近代化の過程で必須

の国家的事業の一貫であった。国土の成り立ちを明らかにするという学問的意義のみならず、地下資源の総合的な調査研究、地質の解明、地質図幅の作製、各種エネルギー及び金属・非金属鉱物資源の探査など、国土の利用・保全、防災に関する調査、研究など多方面わたって不可欠な情報を社会に提供してきた。「地質調査所」はその100年超の歴史から、所属した省庁も、農商務省、軍需省、商工省、通商産業省、経済産業省と変遷しながら、ほぼ一貫して地質調査所の名称を継承し、国の行政機関の一部、あるいは特別の機関として機能してきた。平成13（2001）年1月、戦後初めてといわれる大規模な中央省庁改編により通産省と工業技術院が廃止され、工業技術院の傘下にあった、地質調査所を含む15の研究所が独立行政法人産業技術総合研究所（以下、産総研という）として統合された。地質調査所は産総研の「地質調査総合センター」として、その機能と業務を引き継いでいる。



第4 本図幅の学術的価値と社会的評価

産総研が発行する「20万分の1地質図幅」が持つ学術的価値、社会的な評価を示す一例として、地質調査業界における位置付けを示す事例報告を紹介する。

「地質調査業界における地質図の利用（甲第173号証（以下、「本報告」と

いう)」は、全国地質調査業協会連合会情報化委員会委員長の「産総研地質調査総合センター」第16回シンポジウムにおける報告をもとにまとめられたものである。

1 地質図の利用例

「(独)産業技術総合研究所(以下「産総研」と略記する)の地質図は、地質調査を初期に行う文献調査の基礎資料として広く用いられている。特に、広域を対象とした調査では重要な資料となっている。産総研の地質図の具体的な利用例を第1表に示す。

| 区分 | 具体例 | 利用目的 |
|-------------|---|---------|
| 構造物設置位置の検討 | 鉄道、道路等の建設を目的とした路線検討 | 資料として利用 |
| | ダム・地下発電所等の大型構造物基礎地盤の設置位置検討 | 〃 |
| | プロジェクトの計画段階で地質の概要を把握 | 〃 |
| 広域調査の基礎資料 | 原子力関連の広域調査(30km圏) | 調査の基礎資料 |
| | 活断層調査 | 〃 |
| 防災・メンテナンス | 鉄道、道路等の路線防災 | 〃 |
| | 砂防計画 | 〃 |
| | 土砂災害ハザードマップ | 〃 |
| | 地震動予測(地盤モデル作成) | 〃 |
| | 地震被害想定 | 〃 |
| | 広域的な環境関連業務 | 〃 |
| | 地すべり素因を持つ地質、斜面災害リスクの高い地質等の抽出 | 〃 |
| 河川堤防のメンテナンス | 〃 | |
| 解析 | 数値解析における概略的地質モデルとして利用 | 検討の基礎資料 |
| 地質調査に際して | 調査計画の策定 | 地質調査の参考 |
| | 現地調査前の事前検討・準備 | 〃 |
| | 地質層序、地層名、地質時代などのスタンダード(地質状況整合性の確認と地層名の決定) | 〃 |
| | 調査地周辺の地形・地質概要の説明用資料 | 〃 |
| その他 | ジオパーク・ジオサイトの説明用資料として利用 | 資料として利用 |

第1表 地質図利用の具体例

「地質調査業界で行われる業務の中で、鉄道や道路の路線検討等、現地地質調

査が行われていない段階での検討業務では、既存の地質図が重要な資料として用いられている。」

2 原子力諸施設の広域調査

このように、鉄道、道路等、ダム、地下発電所等の構造物建設位置の検討、さらには鉄道、道路等の路線防災、砂防計画、土砂災害ハザードマップ、地震被害想定などの防災・メンテナンス、等、様々な分野で利用されている。さらに本報告が地質図の具体的利用事例として最初にあげているのが、原子力発電所の広域調査事例である。

原子力発電所は、敷地の中心から少なくとも半径30kmの範囲の陸地について、原縮尺20万分の1以上の地質図を作成し、地質の説明が適切かつ妥当であることを求められている。特に耐震設計上考慮する活断層を認定するための根拠は詳細に示す必要がある。原子力発電所の地質図は、産総研の地質図に加え地質に関する文献、地形に関する資料等を参考とし、必要に応じて航空写真判読、地表踏査等を加えて作成している（第1図）。

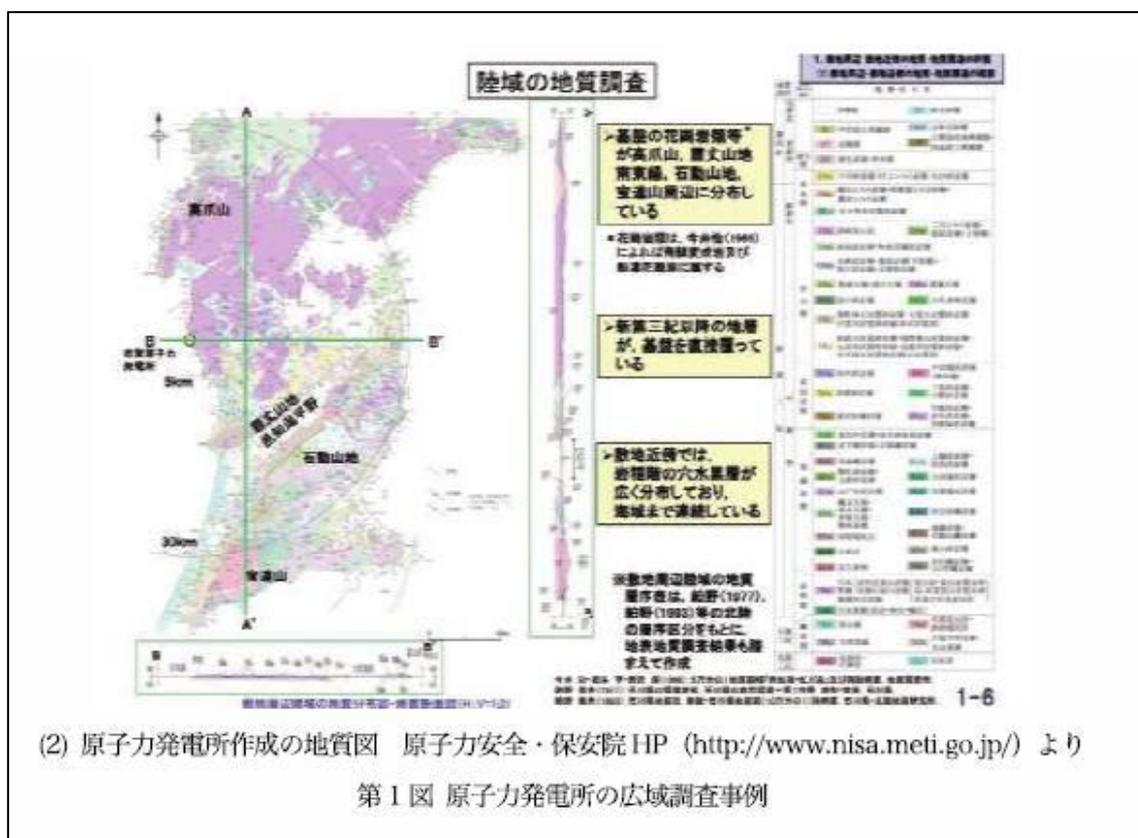


図1には2024年1月1日M7.6の能登半島地震に襲われた志賀原子力発電所の例が示されている。原子力発電所を始め、本件再処理工場などの核燃料サイクル関連施設等、原子力施設を設置運転しようとする者は、このように産総研の地質図をもとに、敷地周辺の活断層を含む詳細情報の地質図を作成しているのである。

「特に耐震設計上考慮する活断層を認定するための根拠は詳細に示す必要がある」とされているのは、原子力施設の安全性確保のための最低条件であろう。地理学、地質学、変動地形学、地震学等広範な科学的最新の知見と認定根拠が求められるのである。「本図幅」には、それらの要求にこたえられる検討の成果が盛り込まれている。

第5 まとめ

「本図幅」は、国立研究開発法人産業総合研究所（産総研）「地質調査総合センター」が出版する地質図幅の1シリーズである。地質図作成のナショナルセンターとして権威ある公的機関が、すでに2021年の段階で、六ヶ所撓曲（六ヶ所断層）の存在を認定し、「本図幅」を作成・発行していたのである。

この点、被告は、本件再処理工場に影響をおよぼす地震を引き起こす陸上部分（内陸地殻内）の活断層のうちもっとも重要なものとして出戸西方断層を選び、長さを約11キロメートルと評価している。

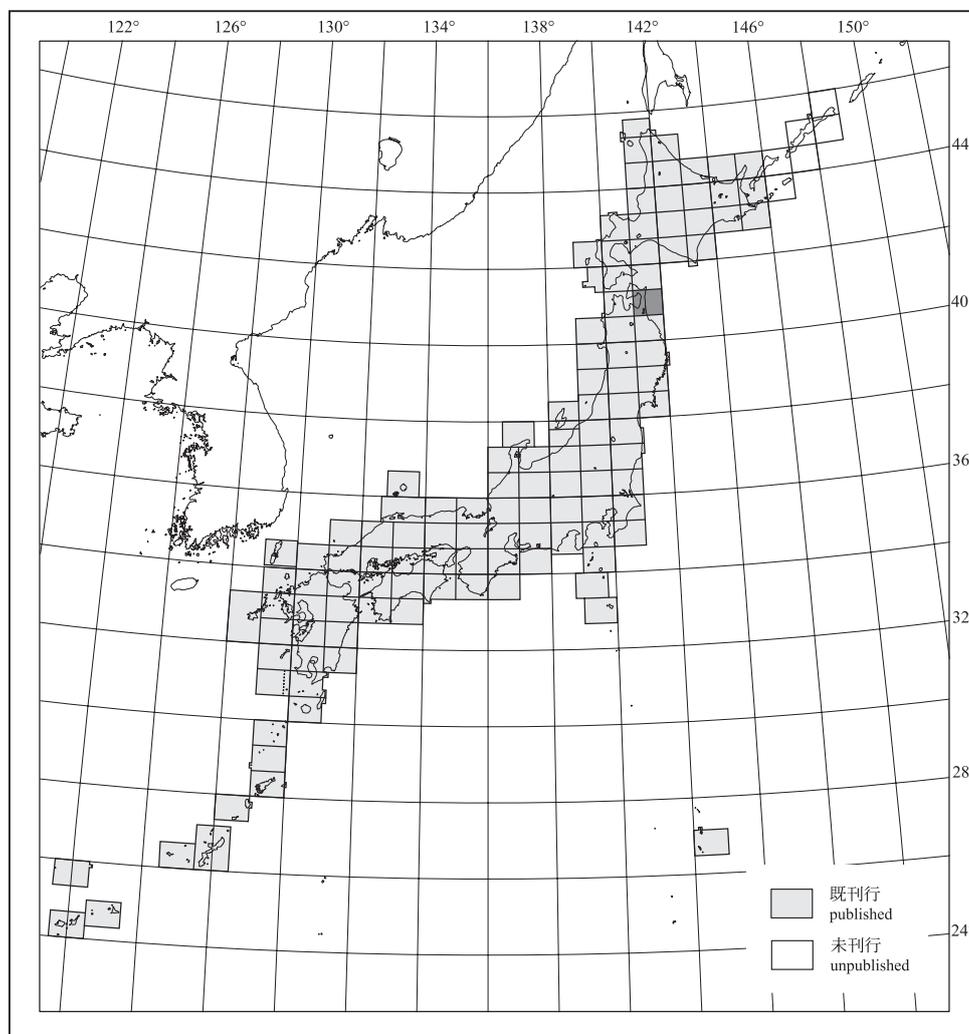
しかし、六ヶ所断層の存在が公的に認められている以上、当該六ヶ所断層とその先につづく大陸棚外縁断層を対象に基準地震動 S_s のもたらす地震の策定を検討すべきであり、六ヶ所断層という活断層が見落とされて審査がなされているということは、原子力規制委員会の調査審議及び判断の過程に看過しがたい過誤、欠落があることを端的に示すものである。

以上

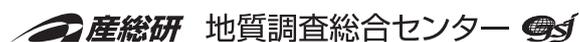
20万分の1地質図幅「野辺地」(第2版)
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000,
NOHEJI (2nd EDITION)

工藤 崇・小松原純子・内野隆之・昆 慶明・宮川歩夢

KUDO Takashi , KOMATSUBARA Junko, UCHINO Takayuki,
KON Yoshiaki and MIYAKAWA Ayumu



令和3年
2021



GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

1. はじめに

20万分の1地質図幅「野辺地」は、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が作成する20万分の1地質図幅の1つである。初版の20万分の1地質図幅「野辺地」(対馬, 1964) 発行後、57年ぶりの全面的な改訂作業を実施し、20万分の1地質図幅「野辺地」(第2版)として刊行するものである。

第2版の作成は、既存資料の編集と新規の調査・研究により行った。地質図については、既存の資料をその信頼度や精度に応じて編集するとともに、代表的な地域やデータが不足する地域については、新たに地質調査を実施し、その結果を地質図に反映させた。また、詳細な年代層序の構築のため、微化石分析及び各種放射年代分析を実施した(工藤・柳沢, 2020; 工藤ほか, 2020b; 工藤, 2020; 内野, 2018; Uchino and Suzuki, 2020)。温泉、鉱床、重力異常については、既存資料を参照して地質図上に示した。

20万分の1「野辺地」地域(以下、本地域)及び隣接する地域には、数多くの原子力関連施設が点在する。そのため、原子力事業者による膨大な地質データが様々な形で報告されている。第2版の作成に当たっては、これらのデータを多く活用したが、可能な限り現地での確認調査を行い、その信頼性を評価した上で採否を判断した。原子力事業者による地質データは、原子力規制庁のウェブページにpdf形式の審査会合資料として断片的かつ膨大な資料が掲載されている。しかし、これらの資料は一定期間が過ぎると削除されてしまうため、永続的に確認することが不可能である。そこで本地質図幅では、トレーサビリティ確保の観点重視し、国会図書館などに紙媒体で永続的に所蔵され、誰でも閲覧可能となっている各種許可申請書(リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009; 東京電力株式会社, 2010; 東北電力株式会社, 2014; 日本原燃株式会社, 2014)に掲載されているデータを引用した。

現地調査と地質図の作成に当たっては、上部ジュラ系を内野が、中新統を工藤が、鮮新統～完新統を工藤・小松原が、活構造を小松原・工藤が、地下資源を昆・工藤が、重力異常を宮川が担当し、全体の取りまとめを工藤が行った。

地質図の作成は以下のように行った。上部ジュラ系の部分は、著者のオリジナルデータに基づく。新第三系～第四系の部分は、今井(1961)、三浦(1968)、通商産業省(1969, 1970)、東北農政計画部(1969)、岩井ほか(1972)、中川(1972)、通商産業省資源エネルギー庁(1976)、富樫(1977)、岩井・大池(1982)、岩崎(1983, 1987)、宮内(1985)、岩井(1986)、多田ほか(1988)、金沢・山口(1988)、芳賀・山口(1990)、岩井・根本(1990)、鈴木・宮脇(1998)、小池・町田(2001)、桑原(2005)、リサイクル燃料貯蔵株式会社(2009)、東京電力株式会社(2010)、東北電力株式会社(2014)、日本原燃株式会社(2014)、Matsuura *et al.* (2014a, b, 2019)、渡辺(2016)、工藤ほか(2020b)による地質図あるいは段丘地形分類図を編集するとともに、一部をオリジナルデータで描いた。

本図幅の作成に当たり、以下の機関や方々のご協力を得た。株式会社阪神コンサルタンの須藤浩一氏、株式会社ダイヤコンサルタンの小林 淳氏(当時)、東京電力株式会社には、地質図をまとめる上で有益な情報をご提供いただいた。新潟大学の植田勇人博士には下北丘陵のジュラ系について情報をいただいた。東北電力株式会社、東京電力株式会社、リサイクル燃料貯蔵株式会社、日本原燃株式会社からは、各種許可申請書をご貸与いただいた。使用した薄片は、産総研地質情報基盤センター地質試料調製グループの製作である。(工藤 崇・小松原純子・内野隆之)

2. 地形

本地域は東北地方北部に位置し、行政区分としては、青森県北東部のむつ市、下北郡東通村、上北郡横浜町、六ヶ所村、野辺地町、東北町、七戸町、六戸町、東津軽郡平内町、十和田市及び三沢市が含まれる。本地域の地形陰影図を第1図に示す。本地域の東側には太平洋が広がり、西側には陸奥湾が湾入する。太平洋と陸奥湾に挟まれた陸地が下北半島である。本地域の地形は、北方から順に、恐山山地、田名部平野、下北丘陵、上北平野、三角岳山地(奥羽山脈の一部)に大きく区分される(第1図; 小池ほか編, 2005)。上北平野の東側には小川原湖、鷹架沼、尾駮沼などの海跡湖が存在する。

恐山山地は、標高400～900 m前後のピーク及び稜線からなる山地であり、その大部分を恐山火山の山体が占める。恐山火山は第四紀の複成火山であり、成層火山体や溶岩ドームの集合体からなる。火山体は開析を受けており、火山原面の保存は悪い。恐山火山の山頂部には、直径約6 kmのカルデラ地形が認められ、宇曾利カルデラと呼ばれている(第1図)。カルデラ底には直径約2 kmの宇曾利山湖がある。

田名部平野は、恐山山地と下北丘陵に挟まれた平野で、沖積面と複数段の海成段丘面からなる。標高は100 m以下である。

下北丘陵は、南北方向に伸長する丘陵～低山地で、北部では標高100～300 m程度の丘陵地帯をなすが、南方ほど標高が増してより急峻な地形となり、南部では標高300～500 m前後の低山地となる。下北丘陵北部の片崎山付近では開析された複数段の段丘地形が認められる。なお、これらの段丘地形については、段丘堆積物の有無や形成時期が不明なため、地質図には堆積物の分布を図示していない。

上北平野は、上北丘陵と奥羽山脈の間に広がる広大な台地型の海岸平野であり、複数段の海成段丘面が広く発達するほか、沖積面、河成段丘面、十和田火山起源の火砕流堆積面や砂丘地形が認められる。三角岳山地近傍では、開析された扇状地地形も認められる。標高は150 m以下である。

三角岳山地は、東北地方を南北に縦断する奥羽山脈の一部をなす。三角岳山地は、標高300～1,000 m前後のピーク及び稜線からなる山地であり、標高はさほど高くないものの、急峻な山地地形をなす。山地内の河川沿いには八甲田カルデラ起源の火砕流台地地形が認められる。

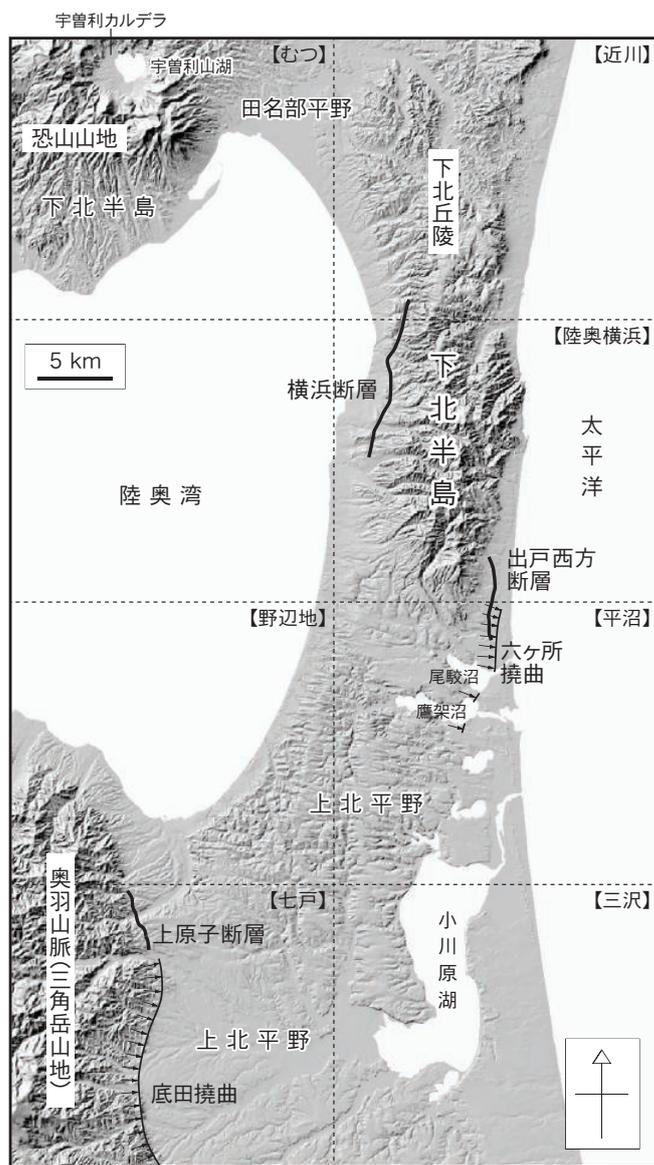
(工藤 崇)

3. 地質概説

本地域の地質系統は、上部ジュラ系、中新統、鮮新統～完新統に大きく3分される。

上部ジュラ系(岩屋コンプレックス)は、下北丘陵の北部のみ小規模に分布し、新第三系～第四系の基盤をなす。本コンプレックスは泥岩を主体とし、若干の砂岩・砂岩泥岩互層・礫岩・チャート・石灰岩を伴う。砂岩中の碎屑性ジルコンのU-Pb年代と泥岩中の放射状化石から、碎屑岩の堆積年代は後期ジュラ紀中頃とされる。

中新統は、恐山山地西部、下北丘陵、三角岳山地などの山地や丘陵地に分布する。中新統は、17～6 Maの間に堆積した玄武岩～流紋岩火山岩及び堆積岩からなる(第2図; 第3図)。下部中新統の一部に陸成層を伴うが、大半は海成層からなる。これらは、日本海



第1図 20万分の1「野辺地」地域の地形陰影図
地形名称、活構造及び5万分の1区画名を示す。陰影起伏図は国土地理院の地理院地図による。

拡大による沈降により生じた堆積盆を埋積した地層で、主に深海で堆積した地層からなる。10 Ma以降は隆起によって浅海化が始まり、いくつかの不整合が形成された。恐山山地及び三角岳山地では約8 Ma以降の地層が欠如し、下北丘陵では不整合を境に8～7 Ma頃の浅海堆積物が認められる(第2図; 第3図)。

鮮新統～完新統は、約5 Ma以降の堆積物からなり(第2図; 第3図)、本地域の全域に広く分布し、中新統を不整合に覆う。恐山山地及び三角岳山地には、主に陸上で堆積した玄武岩質安山岩～デイサイトの溶岩及び火山砕屑岩が分布する。一方、上北平野及び田名部平野には、砂を主体とする浅海堆積物が広域に分布するとともに、山地・丘陵の近傍や河川沿いでは河川堆積物が分布する。第四紀火山としては、恐山山地の恐山火山、三角岳山地の八幡岳火山群が認められる。恐山火山は、約150万年前以降に活動を開始した複成火山で、現在でも噴気活動が認められる活火山である。八幡岳火山群は、2.5～1.4 Maに活動した小規模な火山群であり、本地域内にはその一部の溶岩が分布する。上北平野や田名部平野においては、複数段の海成段丘地形が広域で認められる。これらは少なくとも40万年前以降の海成堆積物からなる。これらの海成段丘堆積物は、堆積年代と相対的な地形面高度分布に基づき、中期～後期更新世の各海水準期に対応して区分される。

本地域において中期更新世以降に活動した活構造としては、横浜断層、出戸西方断層、六ヶ所撓曲、上原子断層、底田撓曲が認められる(第1図)。これらは南北方向に伸長し、山地・丘陵の縁付近に認められる。いずれも逆断層あるいは逆断層により生じた撓曲とされている。なお、本地質図幅では、断層については伏在部分を描いていないが、撓曲については撓曲端が伏在となっているものが多く、伏在部を示さない表現が困難となるため伏在部を描いた。

(工藤 崇・小松原純子・内野隆之)

4. 上部ジュラ系(付加体)

北部北上帯に属する下北半島の中生代付加体は、下北丘陵北部の桑畑山(図幅範囲外)、片崎山、大森地域に新第三系～第四系の基盤として分布する(例えば、鎌田, 2000; Ueda *et al.*, 2018; Uchino and Suzuki, 2020)。この3地域の付加体は、5万分の1地質

図幅〔近川〕(今井, 1961)では尻屋層として、また北隣りの5万分の1地質図幅「尻屋崎」(対馬・滝沢, 1977)では尻屋層群として命名されたが、その後、付加体地質学的見地から尻屋コンプレックスと呼ばれてきた(例えば、川村ほか, 1994; 鎌田, 2000)。更に近年、桑畑山地域の尻屋コンプレックスについて、北から前期白亜紀の尻労ユニットと後期ジュラ紀の岩屋ユニットに細分され(Ueda *et al.*, 2018)。岩屋ユニットは本域内の付加体と対比可能だとされている(Uchino and Suzuki, 2020)。ただし、層序単元名に関しては、本図幅では中江(2000)の構造層序単元区分法に従い、第一義的な基本単元と見なせる岩屋ユニット及び尻労ユニットをそれぞれ岩屋コンプレックス・尻労コンプレックスと読み替える。またそれらの上位階層(尻屋コンプレックス)には、対馬・滝沢(1977)で用いられた尻屋層群を充てた。

片崎山及び大森地域の岩屋コンプレックスは泥岩を主体とし、若干の石灰岩・チャート・砂岩泥岩互層・砂岩・礫岩を伴う。層面劈開の姿勢は、図幅範囲外の片崎山地域北部では南北ないし北北西-南南東、図幅範囲内の同地域南部では南北ないし北東-南西、大森地域では北北西-南南東ないし北西-南東の走向で、ともに低~中角度の西傾斜を示す。なお、随伴岩石は層厚が薄いため20万分の1縮尺の地質図には表現できないが、Uchino and Suzuki(2020)に掲載された5万分の1縮尺相当の地質図にはそれらも示されている。

石灰岩は露頭幅数mの孤立岩体として主に東縁部に産し、分布幅は最大200 mに及ぶ。灰~淡灰色を呈する結晶質な石灰岩で成層構造は認められず、玄武岩岩片を含まない。また、淘汰の悪い石灰角礫岩もまれに認められる。チャートも露頭幅数mの孤立岩体として散在し、その分布幅は最大50 mに及ぶ。灰色で成層構造をなし、そのほとんどが再結晶している。泥岩は暗灰色を呈し、鏡下ではしばしば放射状化石の仮像が認められる。砂岩は細~極粗粒で淘汰が悪く、長石~石英アレーナイトから石質ワッケまで様々である。時々、泥岩と各々1 cm以下の厚さで細互層することがある。礫岩は露頭幅数mで散在し、その分布幅は最大40 mに及ぶ。チャートを始めとし、珪質泥岩・泥岩・砂岩・粗粒石英片などの角~亜円礫からなる礫支持の細~中礫岩である。

岩屋コンプレックスを構成するこれらの岩石は全体的に著しい変形と変質作用を被っている。特に泥岩には層理に平行なスレート劈開が発達しているほか、礫岩では礫が扁平化している。また、泥岩中には、劈開・裂開に沿って移動したと考えられる流体による変質(白色化)が頻繁に認められる。

年代については、大森地域の砂岩中の碎屑性ジルコンから約155 MaのU-Pb年代(最若クラスター年代)が得られているほか(内野, 2018)、近傍の泥岩からキンメリッジアン期付近の年代を示す放射状化石が得られている(Uchino and Suzuki, 2020)。したがって、岩屋コンプレックスの碎屑岩の堆積年代は後期ジュラ紀中頃と考えられる。

(内野隆之)

5. 中新統

本域地の中新統は、「むつ地域」、「七戸及び野辺地地域」及び「下北半島東部地域」の3つの地域に離れて分布する。「むつ地域」と「七戸及び野辺地地域」は、それぞれの5万分の1地形図の区画名に一致する(第1図)。「下北半島東部地域」は、5万分の1地形図の区画名では、「近川」、「陸奥横浜」、「平沼」を合わせたものに相当する(第1図)。以下では、これらの3地域ごとに中新統の記載を行う。なお、以下の記載で用いる珪藻化石帯区分はAkiba(1986)及びYanagisawa and Akiba(1998)に、石灰質ナノ化石帯区分はOkada and Bukry(1980)に、放射状化石帯区分はKamikuri *et al.*(2017)に従う。

5.1 むつ地域

むつ地域の中新統は、下位より檜川層、小沢層及び脇野沢層からなる。これらは、むつ地域の南西端部に分布する。むつ地域の中新統は、桑野(1958a)、北村ほか(1959)、鈴木・桑野(1962)、通商産業省(1969, 1970)、金属鉱物探鉱促進事業団(1972)、金属鉱物探鉱促進事業団(1973, 1974)、上村(1975)、Uemura(1979)などにより調査・研究が行われてきた。これらの研究報告では小沢層相当層の地層名や層序区分に不一致が認められるが、本図幅範囲では隣接する5万分の1地質図幅「陸奥川内」(上村, 1975)の層序区分を踏襲した。また、多くの研究報告では脇野沢層は小沢層の上位に位置付けられてきたが、工藤(2020)により示された知見に基づき、脇野沢層と小沢層は同時異相(指交関係)とした。

5.1.1 檜川層(Hn)

地層名は桑野(1958a)による。層厚は500 m以上ある(通商産業省, 1970)。本層は、デイサイト~流紋岩溶岩、火山砕屑岩及び貫入岩からなる。溶岩は水冷破砕を受け火山角礫岩として産する。火山砕屑岩は、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩として産する。溶岩及び火山砕屑岩は、無斑晶状のデイサイト~流紋岩からなるものが多い。いずれも強度の変質を受け、淡緑灰色を呈する。一方、貫入岩は斑状で石英斑晶が目立つデイサイト~流紋岩からなる。本層は海成層であり、底生及び浮遊生有孔虫化石の産出が報告されている(金属鉱物探鉱促進事業団, 1972; 金属鉱物探鉱促進事業団, 1974)。有孔虫化石から、本層は秋田地域標準層序(例えば、池辺, 1962; 佐賀, 1992)の西黒沢層に相当すると考えられており(金属鉱物探鉱促進事業団, 1972)、その堆積年代は前期~中期中新世である。

5.1.2 小沢層(Kz)

地層名は北村ほか(1959)による。むつ地域において、本層は檜川層を不整合に覆う。ただし、むつ地域南西方の陸奥川内地域(図幅外)では、本層は檜川層を整合に覆う(上村, 1975)。本層の層厚は400 m以上である(上村, 1975)。本層は、模式地付近では泥岩を主体とする地層であるが(例えば、上村, 1975)、むつ地域に分布する本層は軽石質火山砕屑岩からなり、その一部は、北村ほか(1959)による銀杏木流紋岩質凝灰岩部層と葛沢砂質凝灰岩部層に相当する(工藤, 2020)。工藤(2020)は、本層の中部をなす銀杏木流紋岩質凝灰岩部層が脇野沢層を直接整合的に覆うこと、本層上部の葛沢砂質凝灰岩部層が脇野沢層を構成する火山岩と同質の放射状冷却節理を持つ安山岩火山岩塊を豊富に含むことを示した。これらのことは、本層が脇野沢層と同時異相の関係にあることを示唆する。本層は、軽石火山角礫岩、軽石凝灰角礫岩、軽石火山礫凝灰岩、軽石火山礫岩及び凝灰岩からなる。本層は海成層であり、底生有孔虫化石の産出が報告されている(金属鉱物探鉱促進事業団, 1972; 金属鉱物探鉱促進事業団, 1973, 1974)。本層の堆積年代は、銀杏木流紋岩質凝灰岩部層から8.3±0.2 MaのU-Pb年代、7.7±0.3 Maのフィッション・トラック(F'T)年代が得られていること(工藤, 2020)から、後期中新世の8 Ma前後と判断される。

5.1.3 脇野沢層(Wk)

地層名は北村ほか(1959)、鈴木・桑野(1970)による。本層は小沢層とは同時異相の関

係にある。層厚は500 m以上である(上村, 1975)。本層は、安山岩~デイサイト溶岩、火山砕屑岩及び貫入岩からなる。溶岩は水冷破砕を受け、塊状岩体を伴う火山角礫岩として産する。火山砕屑岩は凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩として産する。本層の一部は、著しい珪化変質を受け、珪化岩として産する。本層からは8.41±1.01 Maの全岩K-Ar年代が報告されている(通商産業省資源エネルギー庁, 1995)。本層の堆積年代は、小沢層との層序関係及び上記のK-Ar年代より、後期中新世の8 Ma前後と判断される。

5.2 七戸及び野辺地地域

七戸及び野辺地地域の中新統は、下位より四沢層、和由川層、小坪川層とこれらを貫く貫入岩からなる。七戸及び野辺地地域の中新統は、これまで岩井・鈴木(1957)、北村・岩井(1963)、斎藤(1965)、北村ほか(1972)、通商産業省資源エネルギー庁(1976)、日本原燃株式会社(2014)、工藤・柳沢(2020)などにより調査・研究がなされてきた。ただし、これらの報告では、地層区分や分布に大きな食い違いがあり、同じ地層名であっても相当する部分が大きく異なる場合がある。そのため、七戸及び野辺地地域の中新統については岩相層序の基本的な枠組みを含めた抜本的な再検討が必要であるが、本図幅範囲では暫定的に、七戸及び野辺地地域全体を総括している通商産業省資源エネルギー庁(1976)による層序区分に従った。ただし、通商産業省資源エネルギー庁(1976)による和由川層の溶岩・火山砕屑岩が卓越する部分については、岩井・鈴木(1957)、北村・岩井(1963)、斎藤(1965)、工藤・柳沢(2020)に従い、小坪川層と呼ぶ。以下では各地層について概要を記載する。

5.2.1 四沢層(Yr, Yb, Ybi, Ym)

地層名は北村ほか(1972)の「四沢凝灰岩類」に由来する。「四沢層」の名称は、通商産業省資源エネルギー庁(1976)によって初めて使用された。本層の層厚は最大で1,800 mである(通商産業省資源エネルギー庁, 1976)。本層は、硬質な灰色~暗灰色泥岩(Ym)を主体とする海成層で、デイサイト~流紋岩溶岩・火山砕屑岩・貫入岩(Yr)、玄武岩溶岩・火山砕屑岩(Yb)、玄武岩及びドレイイト貫入岩(Ybi)を伴う。本層の最上部は、泥岩、凝灰質泥岩、砂質泥岩、砂岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩の互層(層厚約7 m)からなり(層厚が薄いため地質図には非表示)、これらを構成する砂質泥岩は海緑石を散点的に含む(工藤, 2020)。泥岩は、成層していることが多く、厚さ数m以下の砂岩や火山礫凝灰岩~凝灰岩をたびたび挟む。溶岩は、塊状溶岩あるいは水冷破砕溶岩として産する。火山砕屑岩は、火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩として産する。本層からは、貝化石(北村ほか, 1972)、底生及び浮遊生有孔虫化石(北村ほか, 1972; 通商産業省資源エネルギー庁, 1976)、CN4帯及びCN5帯に相当する石灰質ナノ化石(岡田, 1988)の産出が報告されている。本層のデイサイト~流紋岩溶岩及び火山砕屑岩からは、15.3~13.4 MaのU-Pb年代、12.4~11.5 MaのFT年代が得られている(工藤, 2020)。本層の堆積年代は、微化石層序及び放射年代より中期中新世の16~12 Ma頃と判断される。

5.2.2 和由川層(W)

地層名は岩井・鈴木(1957)による。本層は下位の四沢層を整合に覆い、小坪川層とは指交関係にある。本層の層厚は、岡田(1988)の柱状図によれば少なくとも600 mはある。本層は、主に珪質の暗灰色~灰色泥岩から構成される海成層であり、一部で厚さ数m以下の火山礫凝灰岩~凝灰岩や砂層を挟む。泥岩は、塊状あるいは厚さ50 cm以下の単位で硬軟互層をなす。泥岩は、新鮮な内部は暗灰色~灰色を呈するが、露岩表面は赤褐色を呈することが多い。一部の泥岩は極めて珪質かつ硬質で、光沢のある黒色を示し、貝殻断面を示す黒曜岩状のものが認められる。本層からは、貝化石(北村ほか, 1972)、底生及び浮遊生有孔虫化石(北村ほか, 1972; 通商産業省資源エネルギー庁, 1976)、CN5b~CN8帯に相当する石灰質ナノ化石(岡田, 1988)、NPD5C帯及びNPD6A帯に相当する珪藻化石(工藤・柳沢, 2020)の産出が報告されている。本層の堆積年代は、微化石層序より中期~後期中新世の12~8 Ma頃と判断される(工藤・柳沢, 2020)。

5.2.3 小坪川層(K)

地層名は岩井・鈴木(1957)による。本層は、和由川層と指交関係にある火山岩主体の地層である。本層の層厚は最大で1,700 mである(斎藤, 1965)。本層は、安山岩~デイサイト水冷破砕溶岩及び火山砕屑岩を主体とし、礫岩、砂岩及び泥岩を伴う。水冷破砕溶岩は、塊状部と破砕部からなり、破砕部は火山角礫岩として産する。塊状部と破砕部は側方・上下方向に漸移関係にある。火山砕屑岩は、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩として産する。礫岩は、溶岩・火山砕屑岩と同質の安山岩~デイサイト礫からなるものが多い。砂岩は、いずれも凝灰質で、数m以下の厚さで礫岩や火山砕屑岩と互層をなす。泥岩は和由川層のものと同様な特徴を示す。本層の一部は著しい珪化変質を受けており(通商産業省資源エネルギー庁, 1999, 2000)、白色化しているため、かつては四沢層の流紋岩あるいは火山砕屑岩と誤認されたこともあった(例えば、通商産業省資源エネルギー庁, 1976)。本層の年代は、坪川流域付近での本層と和由川層の層序関係より、10~8 Ma頃と推定されている(工藤・柳沢, 2020)。しかしながら、本層に相当すると推定される部分は、一部で四沢層を直接覆う可能性がある(通商産業省資源エネルギー庁, 1976)。この可能性が指摘される地域は、地質構造が複雑で変質も著しいため、地層の対比そのものに不確定要素が多く、今後の詳細な検討を要する。本図幅範囲では、本層の一部が四沢層を整合に覆うと見なし、本層の堆積年代を和由川層と同様に中期~後期中新世の12~8 Maとしておく。

5.2.4 貫入岩(Di, Ad)

七戸及び野辺地地域では、四沢層、和由川層及び小坪川層を貫く貫入岩が広域で認められる。これらは、岩質と石基の粒度から、斑状細粒閃輝石貫入岩(Di)と安山岩~デイサイト貫入岩(Ad)に区別される。貫入形態は、岩株~ラコリスあるいは岩脈である。安山岩~デイサイト貫入岩の岩質が小坪川層と類似すること、市ノ渡層には貫入しないことから、本貫入岩は小坪川層を形成した中期~後期中新世の火山活動によって形成された可能性が高いと考えられる。

5.3 下北半島東部地域

下北半島東部地域の中新統は、下位より猿ヶ森層、泊層、鷹架層、蒲野沢層及び砂子又層からなる。下北半島東部地域の中新統については、これまでに青森県(1954)、桑野(1958b)、崎崎ほか(1958)、岩井ほか(1959)、今井(1961)、北村・藤井(1962)、山口(1970)、多田ほか(1988)、岩井(1986)、岩井ほか(1986)、滝本(1986)、芳賀・山口(1990)、Takimoto and Shuto(1994)、リサイクル燃料貯蔵株式会社(2009)、東京電力

株式会社 (2010)、東北電力株式会社 (2014)、日本原燃株式会社 (2014)、工藤ほか (2020b) などの研究報告がある。これらの研究報告において、猿ヶ森層、泊層、鷹架層及び蒲野沢層の定義については細かい違いはあるが大局的には一致している。しかしながら、砂子又層の定義については研究報告間で大きく異なっており、混乱が生じていることから、以下に説明を行う。

砂子又層は、東通村砂子又を模式地として、蒲野沢層を取り巻いて分布する砂層主体の海成層に対して与えられた地層名である (例えば、青森県, 1954; 半沢, 1954; 桑野, 1958b; 岩井ほか, 1959; 今井, 1961)。その後、芳賀・山口 (1990) は、それまで砂子又層に一括されていた地層中に不整合を見出し、不整合より下位の地層を砂子又層と再定義し、上位の地層を浜田層とした。砂子又層の模式地である砂子又は、不整合よりも下位の地層の分布域にあるため、この再定義は妥当なものと言える。一方、原子力事業者 (リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009; 東京電力株式会社, 2010; 東北電力株式会社, 2014) は、芳賀・山口 (1990) による区分を採用せず、不整合より下位の地層に自名層という新名称を与え、上位の地層を砂子又層と再定義した。ただし、原子力事業者による区分は、地層名の由来となった砂子又付近に砂子又層が分布しないという矛盾を内包しており、「日本地質学会地層命名の指針」にも準拠していない。そのため、本地図幅では砂子又層の定義を芳賀・山口 (1990) に従う。原子力事業者による砂子又層は、本地図幅では鮮新統～下部更新統の浜田層にほぼ相当する。以下では各地層について概要を記載する。

5. 3. 1 猿ヶ森層 (Sr)

地層名はHatai (1950) 及び青森県 (1954) による。本層は、下北半島東部地域において新第三系の基底部をなし、後期ジュラ紀の尻屋層群を不整合で覆い、泊層の下部とは指交関係にある (例えば、今井, 1961; 工藤ほか, 2020b)。層厚は500 m以上に達する (山口, 1970; 多田ほか, 1988)。本層は、泥岩、砂岩及び礫岩からなり、陸上～浅海環境で堆積した地層と考えられている (今井, 1961; 多田ほか, 1988)。尻屋層群の分布近傍では礫岩主体であるが、それ以外の地域では泥岩及び砂岩が主体となる。泥岩は灰色～青灰色を呈し、植物片を豊富に含むことが多い。泥岩と砂岩は数十cm以下の単位でしばしば互層する。礫岩は、泊層と同質の玄武岩～安山岩礫からなることが多いが、尻屋層群の分布近傍では尻屋層群由来の泥岩及び砂岩礫が優勢となる。本層からは、多数の植物化石の報告があり (青森県, 1954; 半沢, 1954; 棚井, 1955; 亘里, 1957; 北村・藤井, 1962; 山口, 1970; 岩井ほか, 1986; 甲田ほか, 2001)、これらは台島型植物化石群に相当すると考えられている (棚井, 1955; 亘里, 1957; 山口, 1970)。その他、貝化石 (北村・藤井, 1962)、底生及び浮遊生有孔虫化石 (北村・藤井, 1962)、NPD3A帯に相当する珪藻化石 (東京電力株式会社, 2010) の産出が報告されている。本層の堆積年代は、本層が蒲野沢層よりも下に位置付けられること、NPD3A帯の珪藻化石を産することから、少なくとも15 Ma以前であり、前期中新世の17.0～16.6 Ma間を含むことは確実であるが、詳細な上限・下限年代は不明である (工藤ほか, 2020b)。

5. 3. 2 泊層 (T)

地層名はHatai (1950) 及び青森県 (1954) による。本層は鷹架層下部と同時異相の関係にあり、本層下部と猿ヶ森層上部とは指交関係にある (工藤ほか, 2020b)。層厚は2,000 m以上に達する (山口, 1970)。本層は、玄武岩～安山岩溶岩、火山砕屑岩及び貫入岩を主体とし、凝灰質砂岩、礫岩及び軽石火山礫凝灰岩を伴う。本層は全岩MgO含有量が8～12 wt.%にも達する非常に未分化な玄武岩を産することで知られている (滝本, 1986; Takimoto and Shuto, 1994; Hanyu *et al.*, 2006)。玄武岩～安山岩溶岩は、塊状溶岩、水冷破砕溶岩及び枕状溶岩として産する (例えば、Yamagishi, 1991)。玄武岩～安山岩火山砕屑岩は、凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩として産する。玄武岩～安山岩貫入岩は岩脈あるいはシルとして産し、一部は猿ヶ森層に貫入する。凝灰質砂岩は、しばしば塊状岩相を示し、細粒混じりで淘汰が悪く、大量の貝殻片を含む。凝灰質砂岩の一部は、かつて棚沢層 (北村・岩井, 1963; 岩井ほか, 1986) と呼ばれていたものに相当する。礫岩は、玄武岩～安山岩礫から構成される、いわゆる「火山円礫岩」と呼ばれるものである。軽石火山礫凝灰岩は塊状で無斑晶状の白色軽石で構成される。

本層からは、貝化石 (Hatai, 1950)、NPD3B～NPD4A帯に相当する珪藻化石 (東京電力株式会社, 2010) の産出が報告されている。本層の玄武岩～安山岩溶岩及び火山砕屑岩からは、16.4～7.1 Maに及ぶ20個のK-Ar年代 (全岩・斜長石・石基) が報告されている (Watanabe *et al.*, 1993; Hanyu *et al.*, 2006)。これらのK-Ar年代は、変質を受けたとされる2試料を除けば16.4～12.2 Maの範囲にあるが、微化石層序との比較によれば、それらの多くは若返った年代と判断される (工藤ほか, 2020b)。本層の軽石火山礫凝灰岩からは、1つの試料から16.0±0.4 MaのU-Pb年代と14.4±0.6 MaのFT年代が得られており、U-Pb年代が堆積年代を示すと判断される (工藤, 2020; 工藤ほか, 2020b)。本層の堆積年代は、微化石層序及び放射年代より前期～中期中新世の16.6～15 Maの範囲であると判断される (工藤ほか, 2020b)。

5. 3. 3 鷹架層 (Tl, Tm, Tu)

地層名は柴崎ほか (1958) による。本層は、日本原燃株式会社 (2014) により、岩相の違いから下部 (Tl)、中部 (Tm)、上部 (Tu) の3つに区分されている。本層の下部は泊層と同時異相の関係にある (工藤ほか, 2020b)。本層は下部の一部に陸成層を含むが、主体は海成層からなる。鷹架層下部 (Tl) は、泥岩、砂岩及び礫岩からなる。垂炭層を挟むこともある。泥岩は灰色～暗灰色を呈し、礫岩は泊層由来の玄武岩～安山岩礫からなる。鷹架層中部 (Tm) は、軽石火山礫凝灰岩、凝灰岩、凝灰質砂岩及び砂岩からなる。鷹架層上部 (Tu) は、緑灰色を呈する塊状の珪藻質泥岩を主体とし、一部で砂岩や凝灰岩の薄層を伴う。本層からは、貝化石 (柴崎ほか, 1958; 青木・桑野, 1959; Aoki, 1959)、CN5a帯に相当する石灰質ナノ化石 (工藤ほか, 2020b)、NPD3B、NPD4A、NPD4Ba、NPD4Bb帯に相当する珪藻化石 (東京電力株式会社, 2010; 工藤ほか, 2020b) の産出が報告されている。本層の堆積年代は、微化石層序より前期～中期中新世の16.6～13 Ma頃と判断される (工藤ほか, 2020b)。

5. 3. 4 蒲野沢層 (Gs, G₁, G₂, G_{t1}, G_{t2})

地層名はHatai (1950) 及び青森県 (1954) による。本層は泊層を不整合に覆う (例えば、芳賀・山口, 1990; 工藤ほか, 2020b)。層厚は約700 mである (芳賀・山口, 1990)。本層は、珪藻質泥岩及び硬質珪質泥岩を主体とする海成層であり、砂岩、凝灰質砂岩、軽石質火山砕屑岩を伴う。本層は大きく「下部」と「上部」に区分され、この境

界は秋田地域標準層序 (例えば、池辺, 1962; 佐賀, 1992) の西黒沢層と女川層の境界にほぼ一致する。本層下部は、一部で礫岩を伴う砂岩及び凝灰質砂岩 (Gs)、緑灰色～灰色を呈する塊状珪藻質泥岩 (G₁)、軽石火山礫凝灰岩、凝灰岩、軽石凝灰角礫岩及び凝灰質砂岩 (G_{t1}) からなる。Gsは本層基底部においてG₁と指交関係にある。本層上部は、層理が発達した暗灰色珪質硬質泥岩及び緑灰色～灰色の塊状珪藻質泥岩 (G₂)、軽石火山礫凝灰岩、凝灰岩、軽石凝灰角礫岩及び凝灰質砂岩 (G_{t2}) からなる。本層からは、貝化石 (Hatai, 1950)、底生有孔虫化石 (芳賀・山口, 1990)、CN4帯に相当する石灰質ナノ化石 (芳賀・山口, 1990; 工藤ほか, 2020b)、NPD3B～NPD5C帯に相当する珪藻化石 (丸山, 1988; 秋葉・平松, 1988; 芳賀・山口, 1990; 工藤ほか, 2020b)、*Eucyrtidium inflatum*帯～*Lychnocanoma magnacomuta*帯*Collosphaera japonica*亜帯に相当する放散虫化石 (相田・的場, 1988) の産出が報告されている。本層下部の軽石凝灰角礫岩からは、12.1±0.3 MaのU-Pb年代、11.4±1.0 MaのFT年代が得られている (工藤, 2020)。本層の堆積年代は、珪藻化石層序から中期～後期中新世の15～10 Maの範囲内であると判断される (工藤ほか, 2020b)。

5. 3. 5 砂子又層 (Sn)

地層名はHatai (1950) 及び青森県 (1954) による。本層は蒲野沢層を不整合に覆う (芳賀・山口, 1990)。層厚は約150 mである (芳賀・山口, 1990)。本層は、主に凝灰質砂層、砂層、軽石礫層、軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩の互層からなる海成層である。全体に凝灰質であり、砂層中にしばしば軽石細礫～中礫を交える。本層からは、貝化石 (半沢, 1954)、NPD6B及びNPD7A帯に相当する珪藻化石 (東京電力株式会社, 2010) の産出が報告されている。本層の軽石火山礫凝灰岩からは、7.5±0.2 MaのU-Pb年代、7.3±0.9 MaのFT年代が得られている (工藤, 2020)。これらを総合すると、本層の堆積年代は後期中新世の8.7～6.5 Ma頃と判断される。

(工藤 崇)

6. 鮮新統～完新統

6. 1 湯ノ小川層 (Yk)

地層名は北村ほか (1959) による。本層はむつ地域西端部に分布し、中新統の小沢層を不整合に覆う。層厚は400 m以上である (上村, 1975)。本層は、灰白色～黄白色を呈する凝灰岩を主体とし、軽石火山礫凝灰岩及び泥岩を伴う海成層である。凝灰岩の多くは数m以下の間隔で細粒凝灰岩と粗粒凝灰岩の互層を構成し、しばしば脱水構造が認められる。下部では灰色泥岩がU層に加わり、上部では軽石火山礫凝灰岩が互層に加わる。本層からは貝化石の産出が報告されている (郷原ほか, 1957; Matsubara, 2009)。Matsubara (2009) は、本層から産する貝化石群が大桑・万願寺動物群 (Otuka, 1939) と共通する種を含むことから、本層の堆積年代を鮮新統～前期更新世とした。本地図幅では、本層が上部鮮新統～下部更新統の湯ノ股川層に覆われることから鮮新統とする。

6. 2 市ノ渡層 (lc)

地層名は岩井・鈴木 (1957) による。本層は七戸及び野辺地地域に分布し、中新統の小坪川層を不整合に覆う (岩井・鈴木, 1957; 斎藤, 1965; 通商産業省資源エネルギー庁, 1976)。層厚は200～800 mである (斎藤, 1965)。本層は、主に軽石火山礫凝灰岩、凝灰岩、凝灰質砂岩及び砂岩からなり、泥岩及び礫岩を伴う。本層は豊富に火山砕屑物を挟有するが、それらの給源火山は明らかになっていない。化石の産出はこれまで報告されていない。本層の軽石火山礫凝灰岩から、4.1±0.4 MaのFT年代が報告されている (工藤・柳沢, 2020)。本層の堆積年代は、前述のFT年代及び上部鮮新統～下部更新統の清水目層に覆われる層序関係より、前期鮮新統と判断される。

6. 3 湯ノ股川層 (Yn)

地層名は上村・斎藤 (1957)、通商産業省 (1970) による。本層はむつ地域西端部に分布し、湯ノ小川層を不整合に覆う (上村, 1975)。層厚は300 m以上である (上村, 1975)。本層は陸成層であり (上村, 1975)、デイサイト火山砕屑岩を主体とし、礫岩を伴う。本層に対比される葉研層 (上村・斎藤, 1957) の上部から2.6±2.1 Maの全岩K-Ar年代が報告されている (新エネルギー総合開発機構, 1986)。このK-Ar年代より、本地図幅では本層の堆積年代を後期鮮新統～前期更新世とする。

6. 4 浜田層、甲地層、清水目層及びその相当層 (Hs, Hm)

20万分の1「野辺地」地域には、前期鮮新統後半から前期更新世にかけて堆積した砂層主体の地層が広域に分布する。これらは下北半島北東部では浜田層 (Hatai, 1950; 青森県, 1954)、下北半島南東部では甲地層 (柴崎ほか, 1958)、七戸及び野辺地地域では清水目層 (大木ほか, 1955) と呼ばれている。地層名は地域により異なるが、分布は連続しているため、地質図では同一の凡例で示す。層厚は、浜田層が250～350 m (金沢・山口, 1988)、甲地層が100 m以上 (柴崎ほか, 1958)、清水目層が100～250 m (斎藤, 1965) である。市ノ渡層を整合に覆い (斎藤, 1965)、中新統を不整合に覆う。これらの地層は、砂層及び泥質砂層を主体とし、泥層、礫層、軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩を伴う。地質図では砂層及び泥質砂層を主体とする部分 (Hs) と泥層を主体とする部分 (Hm) に区分して示した。大半は海成層であるが、一部で陸成層を含む。浜田層の模式地である横浜町浜田付近では、いくつかの部層に区分され、比較的详细な層序が構築されている (金沢・山口, 1988; Kanazawa, 1990; 菅原ほか, 1997)。なお本地図幅では、芳賀・山口 (1990) により、むつ市境川流域で「砂子又層」として示されていた局所的に分布する地層を、産出する珪藻化石から浜田層に含めた。

浜田層からは、貝化石 (Otuka, 1939; Hatai, 1950; 桑野, 1957, 1958b; 青木・桑野, 1959; Hatai *et al.*, 1961; 北村・藤井, 1962; 山口, 1970; 金沢・山口, 1988; Kanazawa, 1990; 甲田ほか, 2001; 島口・奈良, 2015)、貝形虫化石 (花井・山口, 1987)、底生及び浮遊生有孔虫化石 (菅原ほか, 1997; 根本・吉本, 2001)、珪藻化石 (芳賀・山口, 1990)、石灰質ナノ化石 (菅原ほか, 1997) の産出が報告されている。甲地層からは貝化石 (柴崎ほか, 1958)、清水目層からは貝化石 (斎藤, 1965)、植物化石、珪藻化石及び花粉化石 (島口, 2002) の産出が報告されている。島口 (2002) は、産出する珪藻化石から清水目層の一部が湖沼堆積物であると述べている。

浜田層の堆積年代については、菅原ほか (1997) が報告した石灰質ナノ化石に基づく、石灰質ナノ化石標準面 (Takayama and Sato, 1987) の11～8間の少なくとも1.7～1.1 Ma間を含むと判断される (年代はSato *et al.*, 2009に基づく)。根本・吉本

(2001)は、浮遊生有孔虫化石より、浜田層中にNo.2 *Globorotalia inflata bed*を見出し、浜田層上部がこれよりも新しいと述べている。No.2 *G. inflata bed*は石灰質ナノ化石基準準の9と10の間に位置することから、浜田層上部の年代は少なくとも1.4 Ma以降と判断される。一方、浜田層の最下部からは*Neodenticula koizumii*, *N. sp. A*が比較的多く産出するため(芳賀・山口, 1990)、本層の下限はNPD8~9 (3.9~2.0 Ma)まで遡ると判断される。田村ほか(2011)によれば、浜田層は1.4~1.2 MaのKd8b(里口, 1995)、約1 Maの古水テフラ(菊池ほか, 1984)に対比可能なテフラを挟在する。なお、Kd8bの年代は、佐藤ほか(1999)及びSato *et al.* (2009)による。

放射年代としては、浜田層及び甲地層相当層から4.3~0.72 Maの範囲のFT年代(7試料)が報告されている(島口, 2009; 日本原燃株式会社, 2014)。また、清水目層からは2.7±0.4 Ma, 1.2±0.2 MaのFT年代, 3.0±0.8 Ma, 1.5±0.6 Maの熱ルミネッセンス(TL)年代が報告されている(青森県, 1996)。以上を総合すると、浜田層、甲地層及び清水目層の堆積年代は後期鮮新世~前期更新世と判断される。

6.5 北股沢火砕流堆積物(Kt)

地層名は工藤ほか(2020a)による。本堆積物は七戸地域南西端部に分布し、鮮新統の市ノ渡層を覆い、八幡岳火山群噴出物の八幡岳溶岩に覆われる。本堆積物は、デイサイト~流紋岩溶結火砕岩からなり、層厚は最大で約40 mである。噴出源は不明である。本堆積物より1.54±0.17 MaのFT年代が報告されている(工藤ほか, 2020a)。

6.6 八幡岳火山群噴出物

八幡岳火山群は、複数の小規模火山体からなる火山群であり、その火山活動時期は2.5~1.4 Maである(工藤ほか, 2020a)。八幡岳火山群噴出物は、玄武岩質安山岩溶岩及び火砕岩からなり、「大中台溶岩・火砕岩」、「法量北溶岩」、「黒森溶岩」、「八幡岳溶岩」、「碓氷溶岩」の5つの地質ユニットに区分されている(工藤ほか, 2020a)。それらのうち、20万分の1「野辺地」地域では、七戸地域南西端部において「法量北溶岩」及び「八幡岳溶岩」の分布が認められる。

6.6.1 法量北溶岩(Hk)

地層名は工藤(2005)による。本溶岩は鮮新統の市ノ渡層を覆う。本溶岩は複数枚の玄武岩質安山岩溶岩からなり、層厚は最大で150 m程度である。本溶岩より1.80±0.15 Maの石基K-Ar年代が報告されている(工藤ほか, 2020a)。

6.6.2 八幡岳溶岩(Hc)

地層名は工藤ほか(2020a)による。本溶岩は鮮新統の市ノ渡層と下部更新統の北股沢火砕流堆積物を覆う。本溶岩は、多数の玄武岩質安山岩溶岩からなり、八幡岳(標高1,020.4 m)を最高点とし、南東に8~10°で緩傾斜する広い面を持った台地状の山体を構成する。最大層厚は八幡岳山頂付近で150~200 mである。本溶岩より1.47±0.09 Maの石基K-Ar年代が報告されている(工藤ほか, 2020a)。

6.7 恐山火山噴出物

むつ地域に位置する恐山火山は、釜臥山(標高878.2 m)を最高峰とする第四紀の複成火山であり、その山体は複数の成層火山体や溶岩ドーム等で構成される。山頂部には直径約4 kmの宇曾利カルデラが存在し、カルデラ内には溶岩ドーム群や火砕丘が形成されている。恐山火山は活発な噴気活動の存在から活火山に指定されている(気象庁, 2013)。恐山火山の地質学的・岩石学的研究としては、郷原ほか(1957)、富樫(1977)、桑原・山崎(2001)、岡島ほか(2008)、荒川ほか(2008)、リサイクル燃料貯蔵株式会社(2009)、小林ほか(2011)、小林・水上(2012)などがある。恐山火山噴出物の地質図編纂に当たっては、主に富樫(1977)及びリサイクル燃料貯蔵株式会社(2009)の地質図を用いた。以下では、主にリサイクル燃料貯蔵株式会社(2009)と小林・水上(2012)に基づき、恐山火山の活動史について述べる。

恐山火山の活動は、約20万年間の活動休止期を挟んで、約146~68万年前の古恐山火山の活動と約48万年前以降の新恐山火山の活動に区別される(小林・水上, 2012)。古恐山火山の活動では、溶岩の流出が主な活動様式であり、複数の成層火山体や溶岩ドームが形成された。この時期の噴出物は、「屏風山-朝比奈岳火山群噴出物」と「釜臥山・障子山火山群噴出物」からなる。新恐山火山の活動は、爆発的噴火を主な活動様式とし、宇曾利カルデラの形成を境として「先カルデラ期」と「後カルデラ期」に区別される。先カルデラ期の噴出物は「先カルデラ期噴出物」、後カルデラ期の噴出物は「関根第1及び第2火砕流堆積物」及び「後カルデラ期溶岩及び火砕岩」からなる。「先カルデラ期噴出物」は、複数回の爆発的噴火による噴出物からなる。年代は約48~27万年前である。そのうち最も規模の大きな噴出物は、最上位の正津川火砕流堆積物である。正津川火砕流堆積物を形成した噴火は約27万年前に発生し、この噴火によって宇曾利カルデラが形成されたと考えられている。また、先カルデラ期には複数回の山体崩壊が発生し、「先カルデラ期岩屑なだれ堆積物」が形成された。宇曾利カルデラの形成後、後カルデラ期には、27~20万年前の間にカルデラ内で複数回の爆発的噴火が発生した。このうち、約21万年前に発生した2回の噴火により「関根第1及び第2火砕流堆積物」が形成された。27~20万年前の間には、関根第1及び第2火砕流堆積物以外にも複数枚の噴出物が認められているが、既存研究で地質図が示されていないため、本地質図幅には表現できていない。約20~8万年前には、宇曾利カルデラ内で溶岩ドーム群及び1つの火砕丘が形成された。これらを「後カルデラ期溶岩及び火砕岩」と総称する。恐山火山の最新の噴出物は、約2万年前の水蒸気噴火により生じた「鬼石テフラ」である。鬼石テフラについては、小規模噴火によるテフラのため、本地質図幅には示していない。

6.7.1 屏風山-朝比奈岳火山群噴出物(Oa)

地層名はリサイクル燃料貯蔵株式会社(2009)による。本堆積物は安山岩~デイサイト溶岩及び火砕岩からなる。宇曾利カルデラ東側に位置する屏風山(標高628 m)、南西~北西側に位置する大尽山(標高827.4 m)、円山(標高806.5 m)、朝比奈岳(標高873.8 m)など、複数の成層火山体及び溶岩ドームを構成する。本堆積物から1.46~0.68 Maの6試料のK-Ar年代と0.92±0.13 MaのFT年代が報告されている(通商産業省資源エネルギー庁, 1994; 小林ほか, 2011)。

6.7.2 釜臥山・障子山火山群噴出物(Ok)

地層名はリサイクル燃料貯蔵株式会社(2009)による。本堆積物は玄武岩質安山岩~デイサイト溶岩及び火砕岩からなる。宇曾利カルデラ南東側に位置する釜臥山(標高878.2

m)や障子山(標高863 m)など、複数の成層火山体及び溶岩ドームを構成する。いずれも山頂付近は溶岩を主体とし、山麓部では火砕流堆積物を伴う。本堆積物から0.74±0.06 Ma及び0.81±0.05 Maの石基K-Ar年代が報告されている(伴ほか, 1992)。

6.7.3 先カルデラ期噴出物(正津川火砕流堆積物を含む)(Oc)

新恐山火山の活動開始から宇曾利カルデラの形成までの複数回の爆発的噴火による噴出物を「先カルデラ期噴出物」と総称する。本堆積物は火砕流堆積物を主体とし、降下火砕流堆積物を伴う。これらはデイサイト軽石火山岩塊、火山礫及び火山灰からなる。本堆積物は、リサイクル燃料貯蔵株式会社(2009)による落野沢火砕流堆積物や正津川火砕流堆積物などを含む。正津川火砕流堆積物は、先カルデラ期最後の噴火により生じた堆積物であり、先カルデラ期堆積物の中で最も規模が大きく、宇曾利カルデラの南方及び東方~北東方に広く分布する。なお、「正津川火砕流堆積物」の地層名については、「正津川」の地名が「先カルデラ期岩屑なだれ堆積物」の一部を構成する「正津川岩屑なだれ堆積物」にも重複して用いられている(富樫, 1977; リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009)。そのため、地層名に関しては今後の再検討が必要である。先カルデラ期堆積物の年代は、海成段丘堆積物との層位関係から、約48~27万年前と推定されている(リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009)。

6.7.4 先カルデラ期岩屑なだれ堆積物(Od)

先カルデラ期の複数回の山体崩壊により生じた岩屑なだれ堆積物を「先カルデラ期岩屑なだれ堆積物」と総称する。本堆積物は火山岩塊、火山礫、火山灰、礫、砂及び泥などの岩屑から構成される。本堆積物の年代は48~27万年前の間と考えられているが(リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009)、詳細については不明である。

6.7.5 関根第1及び第2火砕流堆積物(Os)

地層名はリサイクル燃料貯蔵株式会社(2009)による。本堆積物は安山岩~デイサイト軽石火山岩塊、火山礫及び火山灰からなる。宇曾利カルデラ内及び宇曾利カルデラ東方に分布する。関根第1火砕流堆積物は、後カルデラ期において最も規模の大きな噴火による堆積物である。本堆積物の年代は、海成段丘堆積物との層位関係などから、約21万年前と推定されている(岡島ほか, 2008)。

6.7.6 後カルデラ期溶岩及び火砕岩(Op)

宇曾利カルデラ内に形成された後カルデラ期の火山体を構成する溶岩及び火砕岩を「後カルデラ期溶岩及び火砕岩」と総称する。本溶岩及び火砕岩は、安山岩~デイサイト溶岩及び火砕岩からなる。これらは宇曾利山湖北岸に分布が集中し、剣山、地藏山、北鶏頭山及び南鶏頭山の少なくとも4つの溶岩ドームと剣山を取り囲む1つの火砕丘を構成する(リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009)。本溶岩及び火砕岩から、0.20~0.06 Maの4試料のFT年代、0.16~0.08 Maの3試料のTL年代が報告されている(リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009)。これらの放射年代と層序関係より、本溶岩及び火砕岩の年代は約20~8万年前とされている(リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009)。

6.8 崩壊堆積物(c)

本堆積物は、恐山火山の後カルデラ期火山体の崩壊により形成された岩屑からなる堆積物の総称である。宇曾利山湖北東岸付近のみ分布する。

6.9 宇曾利カルデラ内湖成及び河川成堆積物(us)

本堆積物は、約27万年前の宇曾利カルデラ形成後~現在までの間に、宇曾利カルデラ内で堆積した湖成堆積物及び河川成堆積物の総称である。宇曾利山湖北岸におけるボーリング調査結果によれば、本堆積物の層厚は少なくとも40 m以上ある(リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009)。本堆積物は、礫、砂及び泥から構成され、扇状地堆積物や湖沼堆積物などからなる(リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009)。

6.10 古期扇状地及び河川成堆積物(f)

中新統~中部更新統からなる山地及び丘陵の縁辺には、これらより再堆積した礫、砂及び泥から構成される扇状地及び河川成堆積物が分布する。そのうち、酸素同位体ステージ(Marine Isotope Stage: MIS) 5e-aの海成段丘堆積物よりも古いと判断、あるいは推定されるものを「古期扇状地及び河川成堆積物」とする。本堆積物は、開析された扇状地地形や段丘地形を示し、地形面の保存は概して悪い。本堆積物は、恐山火山の南東山麓、下北丘陵西縁、三角岳山地の北東山麓などに分布する。これらは後期更新世のMIS5e-a海成段丘堆積物に覆われる(三浦, 1968; 小池・町田, 2001; 日本原燃株式会社, 2014)。

6.11 海成段丘堆積物(t₁, t₂, t₃, t₄, t₅, t₆)

海成段丘堆積物は、陸奥湾沿岸、太平洋沿岸及び北上平野に分布し、主に礫及び砂から構成され、一部に泥層を伴い、ローム層や古期あるいは新期砂丘堆積物に覆われる(大池ほか, 1959; 中川, 1961; 三浦, 1968; 東北農政局計画部, 1969; 宮内, 1985; 岩崎, 1987; 小池・町田, 2001; 桑原, 2004)。海成段丘堆積物は、堆積年代と相対的な地形面高度分布に基づいて、中期~後期更新世の各高海水準期、すなわち酸素同位体ステージ(Marine Isotope Stage: MIS) 11, 9, 7, 5に対応して分類される。ただし中期更新世(MIS 11, 9, 7)の段丘堆積物については、侵食による地形面が不明瞭な場合があること、年代指標となるテフラの分布が南方に限られ、特に小川原湖より北ではMIS9の指標テフラが分布しないことから年代の制約ができず、正確に分類できない場合がある。このため、既存研究の間でも区分が一致していない場合が多い(例えば、宮内, 1985; 小池・町田, 2001; 日本原燃株式会社, 2014; Matsu'ura *et al.*, 2019)。その場合は複数の区分をまたがった分類とした(例えば、MIS7もしくはMIS9海成段丘堆積物)。

最も古い海成段丘堆積物は、小川原湖と陸奥湾に挟まれた台地の頂部に分布する。これらの段丘は、分布と標高からMIS11に形成されたと考えられている(宮内, 1985; 小池・町田, 2001; Kuwabara, 2001; 日本原燃株式会社, 2014)。しかしながら、現状では地形情報以外にMIS11と確定できる根拠は存在しない。これらの海成段丘堆積物を覆う袋町3テフラ及び袋町6テフラのFT年代として、それぞれ0.91±0.15 Ma, 1.17±0.09 Maが報告されている(桑原, 2007)が、これはMIS11とする既存研究の見解と矛盾する。そのため、現状ではこれらの海成段丘堆積物より古い時代の堆積物である可能性を排除できない。そこで、本地質図幅ではこれらの海成段丘堆積物を「MIS11かそれより古い海成段丘堆積物」として示した。同様の海成段丘堆積物は、田名部平野の東縁にも小規模に分布する(岩崎, 1987; 桑原・山崎, 2000; 小池・町田, 2001; Matsu'ura *et al.*,

2014a).

上北平野では、上記の「MIS11かそれより古い海成段丘堆積物」を取り囲むように、中期更新世のより新しい海成段丘堆積物である「MIS9かそれより古い海成段丘堆積物」、「MIS9海成段丘堆積物」、「MIS7もしくは9海成段丘堆積物」、「MIS7海成段丘堆積物」が分布する(鈴木・宮脇、1998; 小池・町田、2001; 日本原燃株式会社、2014; Matsu'ura *et al.*, 2019)。小川原湖の西方ではMIS9の段丘構成層は上位に約2 mのローム層を介して20.5~21万年前の白バテテフラ(WP:東北地方第四紀研究グループ、1969; Matsu'ura *et al.*, 2014b)に覆われる(Matsu'ura *et al.*, 2019)。MIS9とMIS7の海成段丘堆積物は、田名部平野縁辺部にも分布し(桑原・山崎、2001; 小池・町田、2001; 桑原、2005)、MIS9の段丘堆積物は25.7~26.3万年前の田名部Cテフラ(Tn-C:桑原・山崎、2001; Matsu'ura and Komatsubara、2017)に、MIS7の段丘堆積物は約3 mの土壌とローム層を介して約10.9万年前の洞爺火山灰(Toya:町田ほか、1987; 東宮・宮城、2020)に覆われる。陸奥湾北岸にはMIS7の段丘堆積物が小規模に分布する。

MIS5eの海成段丘堆積物は、小川原湖の周辺、下北丘陵の東岸及び西岸、田名部平野などに広く分布し、陸奥湾北岸及び南岸にも点在する。段丘堆積物の上位にToyaを載せる(宮内、1985; 岩崎、1987; 小池・町田、2001)。このうち、小川原湖南岸の高瀬川(七戸川)及び砂土路川両岸では、分布の西側を後期更新世の十和田大不動及び十和田八戸火砕流堆積物に覆われる。小川原湖の東岸では段丘面は東へ向かって徐々に低くなる。これらの一部をMIS5e及び5aの段丘として区分する研究例(宮内、1985; 小池・町田、2001)もあるが、明瞭な境界が認め難いこと、20万分の1「野辺地」地域全体で相当する段丘面を追跡できないことから、本報告では一括してMIS5e-aとした。小川原湖東岸ではMIS5eの段丘堆積物から126±3 ka、132±2 kaのpIRIR (post-IR IRSL:ルミネッセンス年代の一種)年代が得られている(Ito *et al.*, 2017a)。

6.12 八甲田第2期火砕流堆積物(Ht2)

地層名は村岡・高倉(1988)及び村岡・長谷(1990)による。本堆積物は、七戸地域西方に位置する八甲田カルデラ起源の大規模火砕流堆積物であり、七戸地域西部に分布し、開析された火砕流台地の地形を示す。本堆積物は、デイスイト~流紋岩溶結火砕岩からなり、厚層は最大で150 m程度である。本堆積物の直下には、火砕流の発生に先行して堆積した降下堆積物を主とする八甲田TE-1テフラ(岩崎、1983; 工藤、2005)が認められることがある。本堆積物の年代は、八甲田TE-1テフラとMIS9海成段丘堆積物の関係から、おおよそ0.3 Ma頃と考えられている(工藤ほか、2019)。

6.13 古期砂丘堆積物(d)

小川原湖東岸から北にかけて分布するMIS5e-a海成段丘堆積物の西側に沿って、砂丘堆積物が分布する。これらを古期砂丘堆積物と呼ぶ。淘汰の良い極細粒~細粒砂からなり、大型のトラフ型斜交層理が見られ、厚さは10 mを超える。MIS5e-a海成段丘堆積物を覆い、ローム層に覆われる。小川原湖西岸に分布するMIS9段丘面上にも、同様の砂丘堆積物が分布することが地形から判読できるが、その層相や年代については不明である。

6.14 十和田大不動及び十和田八戸火砕流堆積物(Tw)

野辺地、七戸、三沢及び平沼地域の平野・丘陵地には、十和田火山起源の十和田大不動火砕流堆積物(東北地方第四紀研究グループ、1969)及び十和田八戸火砕流堆積物(中川ほか、1972)が広域に分布する。20万分の1地質図では、これらを区分して描くのはスケール上困難であるため一括して示す。これらの火砕流堆積物は、数m~数十mの厚さで、地形的低所を埋めるように堆積し、平坦な堆積面をなす。これらは後に河川侵食を受け、三本木面あるいは三本木段丘(中川、1961)と呼ばれる段丘地形を形成している。両堆積物は、より高位の段丘や丘陵上にも数十cm~数cm程度の厚さでより広域に分布するが、本地質図幅では層厚が数mを超える部分のみ分布程度。両堆積物ともに、デイスイト~流紋岩軽石火山岩塊、軽石火山礫及び火山灰から構成される軽石流堆積物である。両堆積物は共通して斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物珪晶を含み、十和田八戸火砕流堆積物には普通角閃石珪晶も含まれる(例えば、工藤、2005; 工藤ほか、2019)。両者は非常に良く似た岩相を示すが、普通角閃石珪晶の有無で区別可能である。堆積年代は、十和田大不動火砕流堆積物が36 ka(小岩ほか、2007; 工藤ほか、2019)、十和田八戸火砕流堆積物が15.5 ka(Horiuchi *et al.*, 2007)である。

6.15 新时期扇状地及び河川成堆積物(f2)

扇状地及び河川成の堆積物のうち、後期更新世に堆積したものを指す。礫、砂及び泥からなり、田名部平野西部、下北丘陵西側の現河川沿い、下北丘陵東縁部、上北平野の七戸川及び砂土路川沿いなどに分布する。MIS5e-a海成段丘堆積物よりも層位的に上位であり、段丘化している。

6.16 沖積低地及び谷底低地堆積物(a)

本堆積物は、最終氷期以降に堆積し現在の沖積低地を形成する。その地表部は、河川成の氾濫原堆積物、後背湿地堆積物、河道堆積物、自然堤防堆積物と、山間部の谷底に分布する河道堆積物からなる。本堆積物は田名部平野及び上北平野に比較的広く分布する。田名部平野に分布する本堆積物は、浜堤列の背後に分布し、表層約2 m付近までは泥炭層を含む後背湿地堆積物、その下は貝化石を含む潮間帯~内湾成の泥層からなる(松本、1984; むつ市、1989)。貝化石からは5,480±120~6,370±190年前の放射性炭素年代が得られている(松島・奈良、1987)。上北平野に分布する本堆積物は、主に礫、砂、泥からなり、基底は小川原湖西岸の砂土路川河口付近で標高-35 m付近にある。泥層は貝殻や腐植物を含む海成層で非常に軟弱である(建設省計画局・青森県、1970)。六ヶ所村~三沢市北部の太平洋沿岸に分布する沖積低地堆積物は、砂洲で閉塞された沿岸湿地に形成され、主に砂からなる(建設省計画局・青森県、1970)。

6.17 海浜及び新时期砂丘堆積物(b)

本堆積物は田名部平野の海岸沿い、下北半島の東岸及び西岸に分布し、MIS5e-a海成段丘堆積物上のローム層もしくは沖積低地及び谷底低地堆積物を覆う。陸奥湾北岸の芦崎には沿岸流で砂礫州が形成されている(むつ市、1989)。田名部平野には4,500年前以降に形成された3列の浜堤列が分布する(松本、1984)。東通村猿ヶ森付近には、海岸から1.8 kmの範囲に最大比高35 mに及び大規模な砂丘が発達している(大矢・市瀬、1958; 千金ほか、1998)。

(工藤 崇・小松原純子)

7. 活構造

一般に最近の地質時代に繰り返し活動し、将来も活動することが推定される断層を活断層と呼ぶ(活断層研究会、1980、1991)。本地質図幅では、中期更新世以降に活動した断層・撓曲を活構造として示す。活構造としては、下北丘陵西側の横浜断層、下北丘陵南東側の出戸西方断層と六ヶ所撓曲、三角岳山地東縁の上原子断層と底田撓曲があり、いずれも走向は概ね南北方向である(第1図)。活構造の位置は、活断層研究会(1991)、青森県(1996)、渡辺ほか(2008)、東京電力株式会社(2010)、日本原燃株式会社(2014)、渡辺(2016)、今泉ほか(2018)などの文献及び露頭観察を基に編集した。

横浜断層 西側隆起の逆断層である(今泉ほか、2018)。南限は横浜町太郎須田で、北北東-南南西に延び、横浜町浜田付近より北ではやや不明瞭となり、むつ市中野沢付近で尖滅する。横浜町鶴沢でのトレンチにおいて、阿蘇4火山灰(Aso-4:町田ほか、1985)を変形させる(東京電力株式会社、2010)ことから、最新活動時期は9万年前以降と推定される。なお、横浜断層の北方では、北北東-南南西方向へ伸長する東側隆起の撓曲構造が認められ、上部鮮新統~下部更新統の浜田層以下の地層を変形させている(東京電力株式会社、2010)。この撓曲構造は横浜断層とは変位センスが逆であり、両者は連続しない(日本原燃株式会社、2014)。

出戸西方断層 老部川から棚沢川南方にかけてほぼ南北に延びる西側隆起の逆断層である(日本原燃株式会社、2014)。老部川左岸で十和田大不動火砕流堆積物に伴う降下テフラ(BP1)を変形させている(東京電力株式会社、2010)ことから、最新活動時期は3.6万年前以降と推定される。渡辺(2016)は、出戸西方断層を六ヶ所撓曲の中に形成された副次的な活断層であるとしている。

六ヶ所撓曲 六ヶ所村東部において北北東-南南西に延びる東側隆起の撓曲構造である(渡辺ほか、2008; 渡辺、2016)。六ヶ所村出戸から鷹架沼南岸にかけてMIS5の海成段丘面を1°程度の傾斜で東下がりに変形させ、変位量は最大で30 m以上とされている(渡辺ほか、2008)。

上原子断層 三角岳山地の東縁に沿って野辺地川から上原子付近まで北北西-南南東に延びる東側隆起の逆断層である(青森県、1996)。清水目川、赤川上流で断層露頭が確認されているが、南端は不明瞭である。中期更新世の古期扇状地及び河川成堆積物を変形させていることから、最新活動時期は中期更新世以降と推定される。なお、上原子断層の南方には底田撓曲が認められるが、変位センスが逆であり、両者は連続しない。

底田撓曲 三角岳山地の東縁に沿って坪川付近から南方へおおよそ北北西方向に延びる西側隆起の撓曲構造である(斉藤、1965)。撓曲帯における地層の傾斜は場所により90°を超える。青森県(1996)では「天間林断層」、東京電力株式会社(2010)や日本原燃株式会社(2014)では「七戸西方断層」と呼ばれている。中期更新世の古期扇状地及び河川成堆積物を変形させており、約61 kaの十和田レッドパミス(RP)テフラ(東北地方第四紀研究グループ、1969; 六池・中川、1979; Ito *et al.*, 2017b)には明瞭な変位を与えていないことから(青森県、1996)、最新活動時期は中期更新世~約6万年前の間と推定される。

(小松原純子・工藤 崇)

8. 地下資源

8.1 金属鉱床

三沢市太平洋沿岸部(林代など)では、過去に海浜及び新时期砂丘堆積物を対象として海浜砂鉄の採掘が行われており、1925年~1951年間で平均品位は鉄約50%、計26万tの生産があった(地質調査所、1954)。また、上北郡七戸町の天間林鉱山(別名:天満鉱山)では、上部鮮新統~下部更新統の清水目層中の砂層に対し山砂鉄を対象とした坑内採掘を行っていた。精鉱の品位は鉄約50~60%、1952年~1961年間で計17万tの生産があった(大西・友田、1962)。

8.2 非金属鉱物資源

主な非金属資源として砕石及び砂利が挙げられる。砕石は、上北郡七戸町、横浜町及び六ヶ所村において、中新統の貫入岩及び泊層の火山岩を対象として採掘されている。砂利は、小川原湖北岸及び六ヶ所村太平洋沿岸部などで、上部鮮新統~下部更新統の甲地層、上部更新統~完新統の古期砂丘堆積物や海浜及び新时期砂丘堆積物中の浜砂利が採取されている。

また、恐山の宇曾利山湖付近では、後カルデラ期溶岩及び火砕岩や崩壊堆積物などに硫黄及び硫化鉄鉱を伴う小規模な変質帯が認められ、かつて硫黄が採取されていた(上村・斉藤、1957)。

8.3 温泉・鉱泉

本地域の温泉・鉱泉の分布は、酒井ほか(1967)、岩井(1975、1983、1988)、青森県環境保健部(1992)、青森県(1997)による。恐山の宇曾利山湖北岸では、源泉温度60~80℃の硫黄泉の湧出が認められる。また、ほとんどが掘削により湧出した温泉であるが、本地域には源泉温度約40~50℃の食塩泉を主体とする温泉が数多く認められる。特に上北平野南部の七戸町、東北町南部、三沢市において分布密度が高い。

8.4 石炭

下部中新統の猿ヶ森層中に狭在する炭層は、下北炭鉱として明治40年頃から開発が行なわれた。昭和18年から東北炭業株式会社によって本格的に褐炭の採掘が行われたが、昭和24年頃に休止して現在に至っている(今井、1961)。

(昆 慶明・工藤 崇)

9. 重力異常

20万分の1「野辺地」地域においては、20万分の1重力図「青森地域重力図」(広島ほか、1990)が出版されている。今回の重力図の編集に当たり、青森地域重力図の出版時に用いたデータ及び日本重力データベースDVD版(産業技術総合研究所地質調査総合センター編、2013)によるデータを統一的に処理・編集した。重力データの処理はSPECG1988(地質調査所重力探査グループ、1989)に準じて行い、地形の起伏の影響を取り除く地形補正については、村田ほか(2018)と同様に行った。その際、最適な密度はブーゲー異常と地形の起伏との相関を小さくするものであるという仮定に基づいて、本地域の陸域のデータから計算した上方接続残差の分散を最も小さくする仮定密度(駒澤、1995)を探索する手法を用いて表層密度とした。ただし、本地域は海域を多く含むとともに地形の起伏も乏しい

Geology of the 1:200,000 Noheji Quadrangle

The 1:200,000 Noheji Quadrangle is located in the northernmost part of the Tohoku region in Japan. The geology of this district is divided into the Late Jurassic accretionary complex, Miocene and Pliocene to Quaternary.

The Late Jurassic accretionary complex, named the Iwaya Complex, is restricted to the northern part of the Shimokita Hills. The complex consists mainly of mudstone, with minor amounts of sandstone, and alternating beds of sandstone and mudstone, conglomerate, chert and limestone. Based on detrital zircon U-Pb ages from the sandstone and radiolarian fossils from the mudstone, the deposition age of clastic rocks has been estimated to be the middle Late Jurassic.

The Miocene is distributed in the western part of the Osoreyama Mountains, Shimokita Hills and Sankakudake Mountains. The Miocene consists of basalt to rhyolite volcanic rocks and sedimentary rocks from 17–6 Ma. Some of the Lower Miocene are terrestrial while the others are marine deposits. Most of the Miocene is deep-sea deposits from sedimentary basins that developed due to the subsidence associated with the opening of the Japan Sea. The uplift began approximately 10 Ma and several unconformities were formed. After 8 Ma, the Miocene strata are absent from the Osoreyama and Sankakudake mountains. The 8–7 Ma shallow marine deposits are recognized above the ~9 Ma unconformity in the Kamikita Hills.

The Pliocene to Holocene sediments and volcanic rocks that were deposited after 5 Ma are widely distributed in this district, and unconformably overlie the Miocene. Basaltic andesite to dacite terrestrial lava and volcanoclastic rocks are distributed in the Osoreyama and Sankakudake mountains. Shallow marine sediments mainly composed of sand are widely distributed in the Kamikita and Tanabu plains. Fluvial sediments are distributed near the mountains and hills and along present rivers. The Osoreyama Volcano in the Osoreyama Mountains and the Hachimandake Volcanic Group in the Sankakudake Mountains are Quaternary volcanoes. The Osoreyama Volcano is an active polygenetic volcano that has been active since ~1.5 Ma, and currently exhibits fumarolic activity. The Hachimandake Volcanic Group is a small volcanic group formed during 2.5 to 1.4 Ma, and some of their lava is distributed in this district. Several marine terraces are widely recognized in the Kamikita and Tanabu plains; these terraces consist of marine sediments deposited after ~0.4 Ma. These marine sediments were classified into at least four stratigraphic units according to the highstand stages of the Middle to Late Pleistocene, based on their age and the relative topographical height of the terrace surface.

Active structures that have been active since the Middle Pleistocene in this district include the Yokohama Fault, Deto-Seihou Fault, Rokkasho Flexure, Kamiharako Fault and Sokota Flexure. These features, which exhibit a N-S trend and are found near the edges of mountains and hills, are reverse faults or flexures caused by the offset of reverse faults.

The subsurface resources in this district include iron sand deposits in the Pliocene to Quaternary shallow marine sediments, lignite in the Lower Miocene terrestrial deposits, crushed stone and gravel, and a number of hot and mineral springs.

The gravity anomaly is correlated with the distribution of the surface geology on land. The high gravity anomalies are consistent with the distribution of the Jurassic accretionary complex and the Miocene to Pleistocene volcanic rocks. The low gravity anomalies correspond to the distribution of the Pliocene to Quaternary shallow marine and fluvial sediments. The remarkable gravity contrast is observed along the boundary between the volcanic rocks in the Sankakudake Mountains and the Pliocene to Quaternary unconsolidated sediments in the Kamikita Plain. This gravity contrast is consistent with the flexure distributed along edges of the mountains. The N-S trending distribution of the low and high gravity anomalies in offshore areas is derived from the Sanriku-Oki sedimentary basin and the Late Cretaceous volcanic rocks with granite belonging to the Reibun-Kabato Belt, respectively.

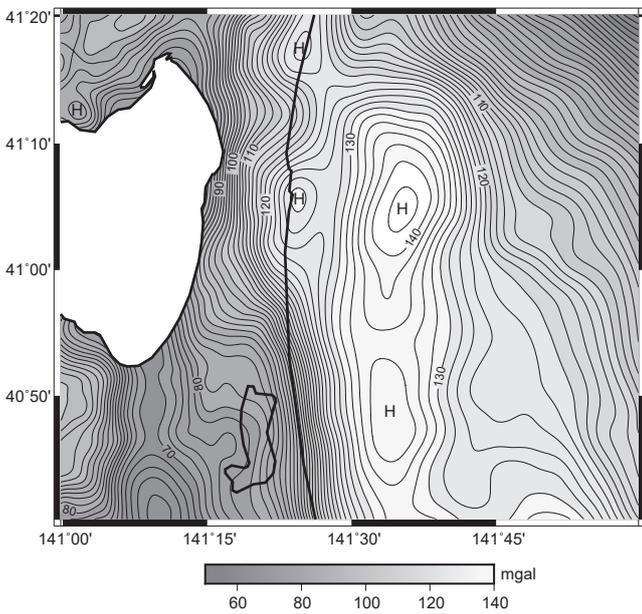
Keywords: areal geology, geological map, 1:200,000, Noheji, Aomori Prefecture, Shimokita Peninsula, Tohoku region, Upper Jurassic, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Osoreyama Volcano, accretionary complex, volcanic rocks, sedimentary rocks, marine terrace deposits, active structure, subsurface resources, gravity anomaly

ため、起伏に富む三角岳山地及び恐山山地に限り上記探索手法を用いて、最適な表層密度を2.7 g/cm³と仮定した。なお、陸奥湾においては重力観測が実施されていないことから、重力コンターを表示していない。また、太平洋沿岸域においても、海陸の境界となる沿岸域においては重力観測が実施されておらず、補間して表記していることに注意が必要である。

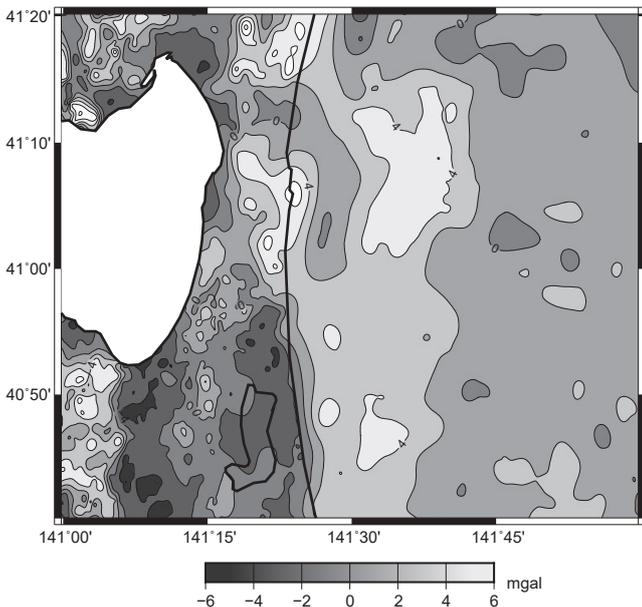
本地域のブーゲー異常(以下、重力異常)は、大局的には南北方向に伸長する構造が認められる。特に海域においては、下北半島のすぐ東に位置する南北に伸びる高重力異常域から、太平洋側に向けて重力異常が低下していく。太平洋側において東方の図幅範囲外へと及ぶ低重力異常は三陸沖堆積盆、下北半島の東縁の高重力異常は三陸沖堆積盆の西縁を境する礼文-樺戸(亜)帯の前期白亜紀火山岩・花こう岩によるものと考えられる(大澤ほか, 2002)。

本地域の重力異常の特徴を明瞭にし、かつ、地質構造との対応を示すために、上方1 kmの高さにおけるブーゲー異常を計算した上方接続図(第4図)と、ブーゲー異常図から上方接続図を広域トレンドとして除去した上方接続残差図(第5図)を示す。ただし、ブーゲー異常の計算のために一様な仮定密度を用いているため、実際の岩石密度と仮定密度に差がある地域では、地形の影響が残っている可能性に注意する必要がある。この地域の陸域における高重力異常域は上部ジュラ系や新生代火山岩などの高密度岩体が分布する地域、また、低重力異常域は鮮新世~第四紀の未固結堆積物からなる低密度岩体が分布する地域に対応する。高重力異常域は上部ジュラ系が露出する下北丘陵北部や、中新世の火山岩が分布する下北丘陵中央~南部及び三角岳山地において顕著であり、第四紀の恐山火山噴出物の分布する恐山周辺においても比較的高い重力異常域が分布する。一方、本地域で最も低い重力異常は、鮮新世~第四紀の未固結の砂を主体とする堆積物や火砕流堆積物が広く分布する小川原湖から西方において観察される。三角岳山地の火山岩を主体とする中新統と東側に分布する鮮新世~第四紀の未固結堆積物の境界には顕著な重力異常のコントラストが存在し、それらの境界には撓曲帯が存在する。

(宮川歩夢)



第4図 1 kmの上方接続図
コンター間隔は2 mgal (ミリガル)。



第5図 1 kmの上方接続残差図
コンター間隔は2 mgal (ミリガル)。

文 献

相田吉昭・嶋保望 (1988) 青森県鯉ヶ沢・五所川原地域および下北半島の第三系放射状化石。第三紀珪質岩の総合研究, 昭和62年度科学研究費補助金(総合研究A)研究成果報告書, 63-80.

Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene though Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. et al., eds. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U. S. Government Printing Office, Washington D. C., 87, 393-480.

秋葉文雄・平松 力 (1988) 青森県鯉ヶ沢, 五所川原および下北地域の第三系珪質化石層序。第三紀珪質岩の総合研究, 昭和62年度科学研究費補助金(総合研究A)研究成果報告書, 35-51.

Aoki, S. (1959) Miocene mollusca from the southern part of the Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture, Japan. *Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C*, 6, 225-280.

青木 滋・桑野幸夫 (1959) 下北半島の第三紀貝化石群集。資源科学研究所集報, no. 50, 30-34.

青森県 (1954) 青森県の地下資源。青森県総務部調査課, 148p.

青森県 (1996) 平成7年度津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査成果報告書。青森県。http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Aomori3frm.htm (閲覧日: 2019年12月20日)。

青森県 (1997) 青森県温泉地質誌。青森県環境保健部自然保護課, 535p.

青森県環境保健部 (1992) 温泉ゆづり地基礎調査報告書 (三沢市・下田町・百石町・八戸市)。青森県環境保健部, 65p.

荒川武久・岡島靖司・水上啓司・宮協理一郎・青木道範・小林 淳 (2008) 恐山火山宇曾利カルデラ内で確認した最近6万年間の堆積物。日本第四紀学会講演要旨集, 38, 16-17.

伴 雅雄・大場与志男・石川賢一・高岡宣雄 (1992) 青麻一恐火山列, 陸奥燧岳, 恐山, 七時雨及青麻火山のK-Ar年代一東北日本弧第四紀火山の帯状配列の成立時期一。岩鉱, 87, 39-49.

千釜 章・多田彦一郎・青沼正光 (1998) 下北半島における津波の伝承の解釈と埋没ヒバ林の成因。地震, 51, 61-73.

地質調査所 (1954) 主として金属原料となる鉱石。日本鉱産誌BI-c, 工業技術院地質調査所, 289p.

地質調査所重力探査グループ (1989) 地質調査所重力補正標準手順SPECG 1988について。地質調査所月報, 40, 601-611.

Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J. -X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36, 199-204. (v2020/01)

郷原保真・桑野幸夫・生出慶司 (1957) 恐山火山の地質 (予報)。下北半島北部の第四系 第2報。資源科学研究所集報, no. 43-44, 159-177.

芳賀正和・山口寿之 (1990) 下北半島東部の新第三系一第四系の層序と珪質化石。国立科学博物館報告, 16, 55-78.

花井哲郎・山口寿之 (1987) 青森県下北半島の鮮新一更新世貝化石群集 (予報)。国立科学博物館集報, 20, 45-51.

Hanyu, T., Tatsumi, Y., Nakai, S., Chang, Q., Miyazaki, T., Sato, K., Tani, K., Shibata, T. and Yoshida, T. (2006) Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the last 25 Myr: constraints from geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, Q08002, doi:10.1029/2005GC001120.

半沢正四郎 (1954) 東北地方, 日本地方地質誌。朝倉書店, 344p.

Hatai, K. (1950) Cenozoic mollusca from Aomori Prefecture, Japan. *Journal of Conchology*, 90, 128-136.

Hatai, K., Masuda, K. and Suzuki, Y. (1961) A note on the Pliocene megafossil fauna from the Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture, Northeast Honshu, Japan. *Saito Ho-on Kai Museum Research Bulletin*, no. 30, 18-38.

広島俊男・駒澤正夫・中塚 正 (1990) 青森地域重力図(ブーゲー異常)。重力図, 1, 地質調査所。

Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H. and Ohyama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, 49, 1123-1132.

池辺 稯 (1962) 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積について。秋田大学地下資源研究施設研究報告, no. 26, 1-59.

今井 功 (1961) 5万分の1地質図幅「近川」。地質調査所, 45p.

今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018) 活断層詳細デジタルマップ [新編]。東京大学出版会, 154p.

Ito, K., Tamura, T. and Tsukamoto, S. (2017a) Post-IR IRSL dating of K-feldspar from Last Interglacial marine terrace deposits on the Kamikita Coastal Plain, northeastern Japan. *Geochronometria*, 44, 352-365.

Ito, K., Tamura, T., Kudo, T. and Tsukamoto, S. (2017b) Optically stimulated luminescence dating of Late Pleistocene tephric loess intercalated with Towada tephra layers in northeastern Japan. *Quaternary International*, 456, 154-162.

岩井淳一・鈴木養身 (1957) 東津軽郡東部及び上北郡北西部地区。青森県油田調査報告, 青森県水産商工部商工課, 1-11.

岩井淳一・北村 信・藤井敬三 (1959) 下北半島田名部町東地区の地質。青森県水産商工部商工課, 1-9.

岩井武彦 (1975) 小川原湖畔地域における温泉群の研究。青森県・三沢市・上北町・東北町, 26p.

岩井武彦 (1983) 青森県むつ下北地域の温泉調査報告書。青森県環境保健部, 36p.

岩井武彦 (1986) 島弧横断ルートNo. 10。北村 信編 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂。

岩井武彦 (1988) 温泉ゆづり地基礎調査報告書 (野辺地町・東北町・天間林村・七戸町)。青森県環境保健部, 49p.

岩井武彦・根本直樹 (1990) II. 表層地質図。土地分類基本調査「七戸」。

青森県, 19-29.

岩井武彦・大池昭二 (1982) II. 表層地質図。土地分類基本調査「三沢」。青森県, 17-27.

岩井武彦・奈良正義・金沢道生 (1972) II. 表層地質図。土地分類基本調査「大湊」。青森県, 23-35.

岩井武彦・多田彦彦・北村 信 (1986) 島弧横断ルートNo. 8およびルートNo. 9。北村 信編 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂。

岩崎孝明 (1983) 青森県東部の火山灰。駒澤大学大学院地理学研究, 13, 33-39.

岩崎孝明 (1987) 下北半島北東部における中・後期更新世堆積物層序。駒澤地理, no. 23, 109-123.

鎌田耕太郎 (2000) 尻屋コンプレックス: 尻屋崎に分布する先第三紀付加体堆積物。弘前大学教育学部紀要, 83, 39-47.

Kamikuri, S., Itaki, T., Motoyama, I. and Matsuzaki, K. M. (2017) Radiolarian biostratigraphy from middle Miocene to late Pleistocene in the Japan Sea. *Paleontological Research*, 21, 397-421.

Kanazawa, K. (1990) Early Pleistocene glacio-eustatic sea-level fluctuations as deduced from periodic changes in cold- and warm-water molluscan associations in the Shimokita Peninsula, Northeast Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79, 263-273.

金沢謙一・山口寿之 (1988) 下北半島中部の鮮新一更新統浜田層の地質。国立科学博物館集報, 14, 45-57.

活断層研究会 (1980) 日本の活断層一分布図と資料。東京大学出版会, 363p.

活断層研究会 (1991) 新編 日本の活断層: 分布図と資料。東京大学出版会, 440p.

川村信人・大津 直・寺田 剛・安田直樹 (1994) 渡島帯付加体の内部構造。日本地質学会第101回学術大会見学旅行案内書, 175-195.

建設省計画局・青森県 (1970) 青森県八戸・三沢地区の地盤。都市地盤調査報告書, 第21巻, 136p.

菊池おかる・黒川勝己・丸山直子・落合浩代・小林巖雄 (1984) 新潟油田地域。灰爪層・西山層と魚沼層群の火山灰層による対比。地質学雑誌, 90, 101-115.

金属鉱物探鉱促進事業団 (1972) 昭和46年度精密調査報告書, 下北地域。金属鉱物探鉱促進事業団, 101p.

金属鉱業事業団 (1973) 昭和47年度精密調査報告書, 下北地域。金属鉱業事業団, 117p.

金属鉱業事業団 (1974) 昭和48年度精密調査報告書, 下北地域。金属鉱業事業団, 132p.

気象庁 (2013) 日本活火山総覧 (第4版)。気象庁, 1498p.

北村 信・藤井敬三 (1962) 下北半島東部の地質構造について一とくに「下北断層」の意義について一。東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告, no. 56, 43-56.

北村 信・岩井武彦 (1963) 青森県の新第三系。青森県地質説明書, 青森県, 3-64.

北村 信・鈴木養身・多田彦彦 (1959) 下北半島西部の地質。青森県水産商工部商工課, 14p.

北村 信・岩井武彦・多田彦彦 (1972) 青森県の新第三系。青森県の地質, 青森県, 5-70.

小林 淳・水上啓治 (2012) 恐山火山外輪山の年代と火山活動史一小目名沢石英安山岩の恐山火山の活動史上の位置づけに着目して一。日本第四紀学会講演要旨集, 42, 14-15.

小林 淳・水上啓治・岡島靖司 (2011) 恐山外輪山における屏風山一朝比奈岳火山群の年代と火山活動史。日本火山学会講演予稿集, 2011年度秋季大会, 71.

小池一之・町田 洋 (2001) 日本の海成段丘アトラス。東京大学出版会, 105p.

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, 355p.

小岩直人・柴 正敏・葛西優貴 (2007) 青森県屏風山砂丘地帯。館岡層中の十和田大不動テフラのAMS¹⁴C年代。第四紀研究, 46, 437-441.

駒澤正夫 (1995) 阿蘇火山の重力解析と解釈。測地学会誌, 41, 17-45.

甲田光明・工藤一弥・新岡浩一・島口 天 (2001) 下北半島東部から産出する化石。下北丘陵の自然。下北丘陵自然調査報告, 青森県郷土館, 調査報告第45集, 自然-5, 3-24.

工藤 崇 (2005) 十和田地域の地質。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, 79p.

工藤 崇 (2020) 20万分の1「野辺地」地域に分布する中新統のジルコンU-Pb及びフィッシュトラック年代。地質調査研究報告, 71, 481-507.

工藤 崇・柳沢幸夫 (2020) 青森県七戸町坪川セクションにおける上部中新統一鮮新統の年代層序。地質調査研究報告, 71, 215-233.

工藤 崇・内野隆之・濱崎聡志 (2019) 十和田湖地域の地質。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, 192p.

工藤 崇・檀原 徹・岩野英樹・山下 透 (2020a) 八甲田カルデラ東方, 八幡岳火山群の地質と火山活動史。地学雑誌, 129, 21-47.

工藤 崇・堀内誠示・柳沢幸夫 (2020b) 下北半島東部に分布する下部~中部中新統の年代層序。地質調査研究報告, 71, 439-462.

Kuwabara, T. (2001) Quaternary tectonic movement deduced from marine terraces and Noheji Formation in the Kamikita Plain, Shimokita Peninsula, Northeast Japan. *Geographical Report of Tokyo Metropolitan University*, 36, 17-28.

(地質図面に続く)

令和3年3月31日発行 許可なく複製を禁ずる

著作権所有・発行者

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 中央第7
https://www.gsj.jp/inquiries/
AIST20-G06138

Geological Survey of Japan, AIST © 2021

20 万分の 1 地質図幅「野辺地」(第 2 版) 正誤表

20 万分の 1 地質図幅「野辺地」(第 2 版) の裏面解説文の中で、誤りがありました。

お詫びして訂正いたします。

| | | 誤 | 正 |
|-----|--------------------------|-----------|-----------|
| 解説面 | 「7. 活構造」の 「六ヶ所撓曲」1 行目 | 東側隆起の撓曲構造 | 西側隆起の撓曲構造 |

断層と褶曲

断層と褶曲

1. 断層

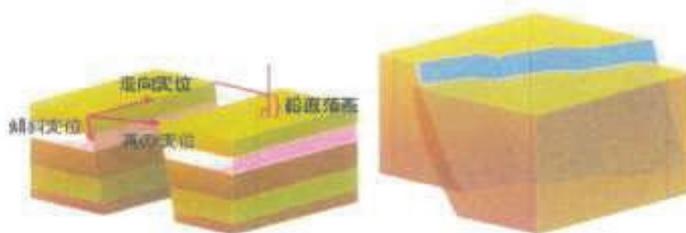
日本列島には数多くの断層があります。地質図では黒い実線で描かれています。このうち、最近の地質時代に繰り返し活動し、今後も活動する可能性のある断層を「活断層」と呼びます。活断層にはそれぞれ特徴があり、活動の周期や1回に動く量（変位量）が断層ごとにおおよそ決まっています。大きな被害を及ぼす地震の場合、断層の変位量は数mからときには10m以上に及ぶことがあります。

断層は動く方向によって正断層、逆断層、横ずれ断層と分類されています。それぞれの断層ができる原因は、地殻のどの方向に最も強い力がはたらいているかの違い（広域応力場）にあります。理想的には、正断層は地殻が引き延ばされているとき（引張応力場）、逆断層は横から強く押されているとき（圧縮応力場）に、横ずれ断層は斜め横方向からの圧縮を受けているときに、それぞれできると考えられています。



* 広域応力場については、こちらで解説しています。

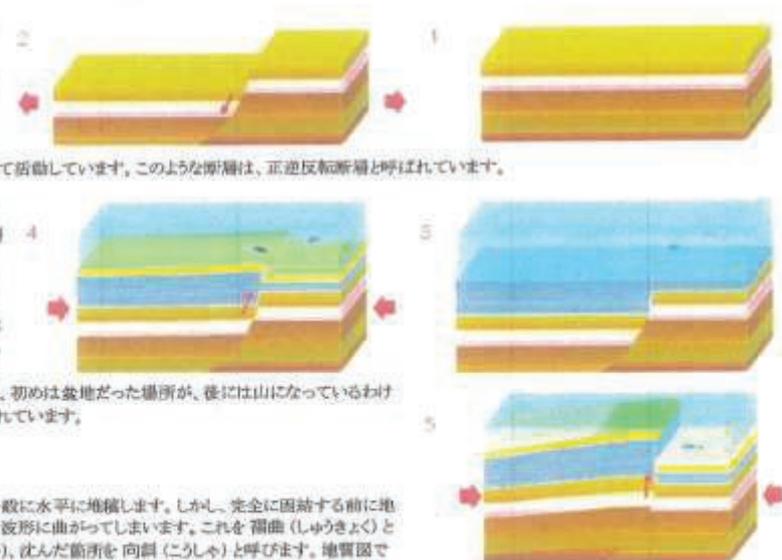
断層活動の規模を見積もるのに、しばしば地形に現れた垂直方向のずれ（鉛直落差）を使います。ただし、実際の断層は斜め方向に動くことも多いので、落差が少ない断層であっても走向変位が大きければ断層の規模は大きいと言えます。また、断層は地層の強度の弱い場所にあります。実際の地層は不均質にできているため、断層面は必ずしも単純な平面になるとは限りません。



断層がひとたび形成されると、地殻の中ではそこだけが強度の弱い場所となります。このため、力を受けている限り、同じ断層が繰り返し活動することになります。

広域応力場は時代によって大きく変わることがありますが、その変化を反映して、断層も時代によって性質を変えることがあります。特に東北日本の陸上または日本海の海底に多数見られる南北方向の断層は、もともと正断層として形成されました。しかし、現在その多くが逆断層として活動しています。このような断層は、正逆反転断層と呼ばれています。

日本海ができるときに、地殻には水平方向に引っ張られる力がはたらき、正断層ができました。その後、安定した状態が続き、断層で落ち込んだ凹地は堆積盆地となり、堆積物が厚く堆積しました。やがて、今度は地殻が水平方向に押される力がはたらき始め、断層は逆断層として再活動します。このため、堆積盆地は次第に隆起し、今度は地形の高まりとなります。つまり、初めは盆地だった場所が、後には山になっているわけです。このような現象は、盆地反転と呼ばれています。



2. 褶曲

海や湖など、広い堆積盆地では地層は一般に水平に堆積します。しかし、完全に固結する前に地殻の変動によって横方向に圧縮されると、波形に曲がってしまいます。これを褶曲（しゅうきよく）といい、盛り上がった箇所を背斜（はいしゃ）、沈んだ箇所を向斜（こうしゃ）と呼びます。地質図では地層が傾斜した方向を示す矢印をつけた線で表します。大規模な褶曲の場合、盛り上がった箇所は山となり、侵食されると周囲よりも古い地層が露出します。沈んだ箇所は盆地となり、堆積物が埋めていきます。

褶曲と逆断層はともに圧縮を受けてできる構造で、密接に関係しています。

地層が堆積しておらず硬い岩石になるまでには、通常は長い時間がかかります。つまり地層は堆積して間もないときにはまだ軟らかく、力が加わったときにも柔軟性があります。このため、横方向に圧縮されたとき、地表の近くほど押しやすくなり、地下になるほど断層をつくりやすくなります。

地下に断層ができると、そこが最も強度の低い場所になるため、その断層が動き続けることになります。すると地表では断層の延長上の一部分に変形が集中し、そこだけ地層が急傾斜したり、ときには逆転したりします。このような構造は、特に褶曲（とつきよく）といわれます。褶曲は逆断層だけでなく、地下に正断層が伏在している場合にも形成されます。

● 日本の活断層について更に知りたい方は、
 ● 活断層データベース
 をご覧ください。

