

## 能登半島北部 20 万分の 1 地質図

### 1:200,000 Geological map of the northern part of Noto Peninsula

尾崎正紀<sup>1</sup>

Masanori Ozaki<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

**Abstract:** 1:200,000 geological map of the northern part of Noto Peninsula was created for seamless integration of land and sea geoinformation. The district in the backarc region of southwest Japan, is mainly composed of Oligocene to Miocene volcanic and sedimentary rocks, overlain by Pliocene sedimentary rocks and thin layers of Pleistocene and Holocene sediments. There are many normal faults trending NE-SW and reverse faults trending ENE-WSW to N-S. The normal faults represent crustal extending in the Oligocene to Early Miocene times. The reverse faults represent crustal shortening in the Late Miocene and Quaternary times. The district has been tilting towards the SSE to ESE since the Pleistocene time. The paleo-shoreline of the MIS 5e marine terrace is distributed up to 120 m above sea level in the northeastern end of the district. This movement is explained by accumulation of vertical displacements by inland and off land active reverse faults trending ENE-WSW to NNE-SSW.

**Keywords:** 1:20,000, geological map, Noto Peninsula, normal fault, reverse fault, active fault, paleo-shoreline, Oligocene, Miocene, Pleistocene, Holocene

#### 要 旨

本地質図は, 研究総合化課題「沿岸域地質・活断層調査」における平成 20 年度の地質情報整備の一環として作成された 20 万分の 1 地質図である. 本地質図は, 最新のデータに基づき能登半島北部 (陸域) の地質情報を編纂したもので, 周辺の海域地質図とのシームレス化を意識して, 従来の 20 万分の 1 地質図と比べ活構造を含めた地質構造の表示に重点を置いた.

本地域には, ジュラ紀の花崗岩類や暁新世~始新世の火山岩類のほか, 漸新世の火成岩類や前期中新世の火山岩類と堆積岩類からなる陸成層が, 基盤岩類として広く分布している. それらを不整合に覆って中期~後期中新世の海成の堆積岩類と陸成の火山岩類が本地域北部を中心に分布するが, 後期中新世末以降の地層は限られ, 本地域南部の一部に海成層が分布するのみとなる. 第四紀の堆積物は, 主に富山湾沿いに中期~後期更新世の段丘堆積物, 後期更新世末~完新世の沖積平野~海岸平野堆積物が薄く分布する.

本地域の漸新統~下部中新統には日本海拡大時の伸張場で形成されたと考えられる北東-南西方向の正断層がよく発達する. 中部~上部中新統には非対称な褶曲を伴う東北東-西南西~東西方向の逆断層がよく発達し, 少なくとも後期中新世には短縮場となり, 後期中新世末以降, 現在の能登半島北部は広

範囲に隆起する. 鮮新世末~第四紀前半には北北東-南南西~北東-南西方向の逆断層が, 第四紀後半以降には北東-南西方向の活逆断層がよく発達し, 能登半島北部は全体として南東への傾動が顕著となる. 酸素同位体ステージ 5e の旧汀線の高度は本地域の北岸で最大 120 m に達することから, 本地域の北岸沖には能登半島北岸を隆起させる南側隆起の活断層の発達が推定される.

#### 1. はじめに

産業立地評価や地震防災施策等に資するため沿岸海域の地質情報整備は不可欠であるが, 地質調査上の技術的制約のほか, 従来は陸域と海域の地質調査が別々に進められ, また取得されるデータの質も異なっていたこともあり, 沿岸海域は地質情報の空白域となることが多かった. このため, 産総研地質調査総合センターでは, 平成 20 年度から研究総合化課題として「沿岸域地質・活断層調査」を実施し, 海洋-沿岸-陸域におけるシームレスな地質情報の整備・公開や沿岸域の調査手法の構築を行っている.

本地質図は, 平成 20 年度に行われた能登半島北部周辺海域における「沿岸域地質・活断層調査」の一環として, 最新のデータに基づき能登半島北部 (陸域) の 20 万分の 1 地質図を編纂したものである.

なお, 第 2.4 章で作成した 20 万分の 1 シームレス地質図の陸域部分は本地質図を簡略化したものであ

る。また、地質と重力との関係については第2.8章で述べる。

## 2. 地形

本地質図の作成地域である能登半島北部（陸域）は、20万分の1地勢図の「輪島」及び「七尾」と「富山」の一部に属し、行政区分としては珠洲市、輪島市、鳳珠郡穴水町及び能登町、羽咋郡志賀町北部（旧富来町）、七尾市北部（旧中島町、旧能登島町及び旧七尾市の一部）が含まれる（第1図）。

能登半島全体は日本海に突き出た南北に伸びる半島であるが、能登半島北部は北東-南西方向の海岸線や稜線で特徴づけられる。特に本地域の中～東部は南東方向への傾動が顕著（吉川・矢沢，1955；北陸第四紀研究グループ，1969など）で、日本海側から富山湾へと標高300～500mの山地，80～300mの丘陵～台地，80m以下の段丘が配列する（第1図）。一方、本地域の西・南部では、山地は半島中央部にあり、単純な南東への傾動は認められない。

能登半島は、その地形学的特徴から幾つかの地塊（山地）に分けられ（吉川・矢沢，1955；太田・平川，1979；太田・国土地理院地理調査部，1997）、本地域の山地は東から宝立山地、鉢伏山地、猿山山地、桑塚山地に区分されている（第1図）。なお、日本海側に流れ出る町野川や河原田川の上流域は、山地を貫き富山湾寄りにあることから、これら河川は能登半島北部の南東方向への傾動運動が本格化する以前から発達していた可能性がある。

## 3. 研究史

ここでは能登半島北部の既存地質図と活構造図の研究史を述べ、個々の研究テーマにて作成された研究報告に関しては後述の地質各論で記述する。

産業技術総合研究所地質調査総合センター（旧地質調査所）では、20万分の1地質図として「輪島」（坂本・松井，1961）、「七尾・富山」（坂本ほか，1967）、「富山」（原山ほか，1996）、5万分の1地質図として「小口瀬戸」（今井，1965）、「珠洲岬、能登飯田及び宝立山」（吉川ほか，2002）を作成してきた。ただし、原山ほか（1996）と吉川ほか（2002）以外は、何れも出版年がかなり古く、地質情報図としての利用価値は小さい。

一方、県の地質図としては7万5千分の1能登半島地質図（鮎野ほか，1964）、10万分の1石川県地質図（鮎野編，1977）、10万分の1石川県地盤図（石川県地盤図編集委員会，1982）、10万分の1新版・石川県地質図（鮎野編，1993）が、土木地質図としては20万分の1北陸地方土木地質図（北陸地方土木地質図編集委員会，1991）が整備されている。また、5万分の1表層地質図としては「穴水・富来・剣地」（鮎野・山田，1991）、「輪島」（鮎野・山田，1993）、「宝

立山・能登飯田・珠洲岬」（鮎野・山田，1995）、「宇出津」（鮎野・山田，1996）が作成されている。特に10万分の1地質図は3度改訂されて広域の地質情報整備に貢献してきたが、鮎野編（1993）以降、本地域の広域の地質図の改訂は行われていない。

本地域の活構造に関しては、太田ほか（1976）と太田・平川（1979）の成果に基づいた10万分の1地殻変動土地条件図「能登半島」（太田・国土地理院地理調査部，1997）が作成されている。しかし、太田・平川（1979）以降、本格的な活断層調査は行われていない。また、前述の各種地質図には活断層等の表示はなく、作成に際して活構造は考慮されてこなかった。

## 4. 作成方法

今回、新たに作成した能登半島北部の20万分の1地質図は、前述の鮎野ほか（1964）、鮎野編（1993）、吉川ほか（2002）、5万分の1表層地質図（鮎野・山田，1991，1993，1995，1996）、太田・国土地理院地理調査部（1997）に、後述の多くの研究成果と若干の野外調査結果を加え、一部、層序と構造の再解釈を行い編纂したものである。また、本地質図は、従来の20万分の1地質図と比較し、活構造も含めた地質構造を詳細に示し、別途、活断層と約12.5万年前の旧汀線高度分布の図も編纂した（第3図）。

## 5. 地質各説

能登半島北部には、ジュラ紀の飛騨帯花崗岩類、暁新世～始新世の火山岩類、漸新世の火成岩類（高洲山層・忍閃緑岩）、前期中新世の火山岩類（合鹿層、神和住層、馬縹層、宝立山、別所岳安山岩類）と堆積岩類（大福寺層・縄又層・道下層）、中期～後期中新世の主に海成層からなる堆積岩類（東印内層、法住寺層、飯田層、飯塚層）と火山岩類（栗蔵層、セツ島火山岩類、黒崎火山岩類）、鮮新世の海成層からなる堆積岩（赤崎層・崎山層）、中期～後期更新世の段丘堆積物、後期更新世末～完新世の沖積平野～海岸平野堆積物が分布する（第2図）。その概要は、以下のとおりである。

### 5.1 先漸新統

#### 5.1.1 飛騨帯花崗岩類（飛騨変成岩類を含む）(G)

本花崗岩類は本地域南西部の志賀町大福寺、鹿頭、輪島市馬渡、穴水町桂谷付近に分布する（鮎野ほか，1965）。主に黒雲母石英閃緑岩、黒雲母花崗岩、黒雲母石英モンズナイトなどからなり、花崗岩類の接触変成作用を受けた溶結凝灰岩や斑状の花崗岩～閃緑岩類を伴う（広井ほか，1982；金山ほか，1999）。また、鹿頭と大福寺では黒雲母片麻岩を、大福寺では砂泥質ホルンフェルスを伴っている（広井ほか，1982）。これらの岩体は、主成分元素が調和的な組成

トレンドを示していることから、同源マグマに由来し、ジュラ紀の火山-深成複合岩体であると推定されている(金山ほか, 1999)。

大福寺の黒雲母石英閃緑岩からは、184 Ma の黒雲母 K-Ar 年代(河野・植田(1966)の年代値 180 Ma を広井ほか(1982)が再計算)、180 Ma のフィッシュン・トラック年代(以降 FT 年代と略記)(河野・植田, 1966)、175 Ma の Rb-Sr 年代(早瀬・石坂, 1967)が得られている。また、大福寺の溶結凝灰岩からは 178±5 Ma (金山ほか, 1999)、大福寺のホルンフェルスからは 169±5 Ma の黒雲母 K-Ar 年代(広井ほか, 1982)が得られている。何れの年代値もジュラ紀の時代を示す。

### 5.1.2 暁新世～始新世火山岩類 (V)

穴水町大角間付近には流紋岩質の火山岩類が、飛騨帯花崗岩類を不整合で覆い、後述の大福寺層に覆われ分布する(鮎野・山田, 1991)。本火山岩類の流紋岩質火砕岩からは 45.7±1.4 Ma の K-Ar 年代が得られている(塚本, 1988)。また、珠洲市三崎の小泊海岸、能登町大田原及び鮭尾付近の安山岩からも、暁新世と始新世の境界付近の年代値である 57～52 Ma の K-Ar 年代が得られている(塚本, 1988)。

以上のように、放射年代値からみると、能登半島北部に暁新世～始新世の火山岩類が分布していた可能性が高いが、正確な分布が不明なため、地質図では表現せず、高洲山層に含めた。

## 5.2 漸新統

本地域の漸新統は火成岩類からなり、高洲山層とそれに貫入する同時代の忍閃緑岩に区分される。従来、能登半島北部の基底部を構成する安山岩類は穴水層(鈴木, 1950)と呼ばれ年代は前期中新世(前半)と推定されていたが、その後、始新世から中新世を示す放射年代が多く得られ(柴田ほか, 1981; 塚本, 1988 など)、現在では大きく漸新統と下部中新統に 2 分されている(鮎野編, 1993 など)。

### 5.2.1 高洲山層 (Ko)

本地域の中央部～東部には、安山岩溶岩・火砕岩・貫入岩を主体とし、玄武岩溶岩・火砕岩、礫岩、砂岩を含む漸新世火山岩類が分布する(鮎野編, 1993; 上松ほか, 1995; López and Ishiwatari, 2002; 吉川ほか, 2002 など)。これら火山岩類は高洲山安山岩類(鮎野・山田, 1991)、あるいは高洲山層(吉川ほか, 2002)と呼ばれているが、本報告では吉川ほか(2002)に従い高洲山層と呼ぶ。なお、吉川ほか(2002)は 5 万分の 1 図幅「珠洲岬、能登飯田及び宝立山」地域に分布する漸新世の火山岩類を高洲山層と呼んだが、本報告では高洲山層を能登半島北部における漸新世の安山岩類を指す地層名として使用する(ただし、後述の合鹿層を除く)。また、5.1.2

で記述したように、能登町の安山岩には暁新世～始新世の時代を示す年代も得られている(塚本, 1988)が、詳細が不明で、地質図での区分も不可能なため、本地質図では高洲山層に含めた。

本層の厚さは高洲山付近において 1,200 m 以上で、下限は不明である(吉川ほか, 2002)。本層は概ね北西方向へ数 10 度傾斜し、多くの北東-南西方向の正断層群に切られている(吉川ほか, 2002 など)。

高洲山層からは 29～20 Ma の放射年代が得られている(柴田ほか, 1981; 塚本, 1988; 吉川ほか, 2002)。また、吉川ほか(2002)は、忍閃緑岩の年代と後述の合鹿層の放射年代から、「珠洲岬、能登飯田及び宝立山」地域の高洲山層の年代を 30～26 Ma と推定している。

### 5.2.2 忍閃緑岩 (Sd)

忍閃緑岩は、輪島市忍において高洲山層に貫入している(Ishida, 1959)。地表部では半径約 1.5 km の範囲に分布する。主に黒雲母単斜輝石角閃石閃緑岩からなり(吉川ほか, 2002)、K-Ar 年代は 28.9±1.0 Ma を示す(柴田ほか, 1984)。

## 5.3 下部中新統(一部、漸新統最上部を含む)

本地域の下部中新統は、本地域の中～西部に分布する堆積岩類と、主に東部及び南西部に分布する火山岩類に区分される。堆積岩類は下位より大福寺層、縄又層、道下層に、火山岩類は下部の合鹿層、神和住層、馬縷層及び貫入岩と、上部の宝立山層及び別所岳安山岩類に区分される(第 2 図)。以上の堆積岩類と火山岩類は同時異相の関係にある。

### 5.3.1 大福寺層 (D)

大福寺層は、鮎野・山田(1991)が大福寺砂岩層(鮎野ほか, 1965)を累層に改称したもので、本地域南西部の志賀町大福寺、輪島市馬渡、穴水町桂谷付近に分布し、前述の飛騨帯花崗岩類や始新世の流紋岩類を不整合で覆い、縄又層と別所岳火山岩類に覆われている(鮎野・山田, 1991)。

層厚は 100 m 以上で、基盤の飛騨帯花崗岩類の鉱物組成を反映して主に石英と長石からなる細礫を含む砂岩からなり、シルト岩や亜炭層を挟む(鮎野ほか, 1965)。本層を、鮎野ほか(1965)は富山盆地南縁部に分布する楡原層に対比し、鮎野編(1977)は増穂層と呼んでいる。

前述のように、本層は縄又層に覆われているとされるが、岩相は基盤を反映したもので、縄又層基底部や縁辺部の可能性もある。このため、本層を第 2 図では縄又層下部に位置づけているが、確証はない。

### 5.3.2 縄又層 (Nw)

縄又層は、市川・鮎野(1955)の縄又互層を鮎野編(1993)などが縄又層と改称したものである。小

林ほか(2005)では、縄又層の一部を大沢町層及び鶴入層として独立させて層序区分を行っている。

本層は本地域北西部から中央部にかけて高洲山層を覆い、別所岳安山岩類に覆われて分布する陸成層で、主に砂岩、砂岩泥岩互層、礫岩からなり、中部付近でデイサイト溶結凝灰岩・デイサイト火砕流堆積物や玄武岩を挟む(鮎野・山田, 1991, 1993; 鮎野ほか, 1999)。層厚は1700 m、全体として北西へ10~30°傾斜する構造を示し、縄又層中部に含まれる火山岩類は後述の前期中新世火山岩類(神和住層など)の一部と推定されている(鮎野ほか, 1999など)。本層からは、阿仁合型植物化石群(曹山峠植物群: 藤・吉田, 1984)、象歯化石(*Eostegodon* (?): 亀井, 1991)、ワニの足跡化石(岡村・高橋, 1999)、珪化木(Suzuki and Terada, 1996; 寺田, 1999)などが産出する。火山岩類との層序関係から、本層は前期中新世の堆積物と考えられている(鮎野ほか, 1999)。

### 5.3.3 道下層 (Do)

道下層は、縄又層を不整合で覆う礫岩主体層で、能登半島北西部の海岸沿いに分布し、縄又層及び別所岳安山岩類を不整合で覆う(鮎野ほか, 1999)。本層は、道下礫岩層(鮎野ほか, 1965)を鮎野編(1993)が累層に改称したもので、小林ほか(2005)が輪島市番場山付近で定義した番場山層に一致する。

本層の層厚は300 m(鮎野ほか, 1965)あるいは600~700 m(小林ほか, 2005)と見積もられている。下部は礫岩主体で連続性のよいデイサイト凝灰岩を挟み、上部は礫岩のほか砂岩・泥岩・礫岩の互層からなり内湾・浅海を示す軟体動物化石や石灰藻石灰岩が含まれる(鮎野ほか, 1965, 1999; 小林ほか, 2005)。堆積環境は、扇状地からファンデルタが推定されている(小林ほか, 2005)。

### 5.3.4 合鹿層、神和住層、馬縹層及び貫入岩類 (Ka)

能登半島北部の東部に分布する後期漸新世末~前期中新世中頃の火山岩類は、デイサイト火砕岩、安山岩からなり、礫岩、砂岩、シルト岩や貫入岩(ドレライト、玄武岩、安山岩)を伴っており、合鹿層、神和住層、馬縹層及び貫入岩類に細分される(吉川ほか, 2002)。同様な火山岩類は、本地域西部の輪島市劔地や猿橋付近に分布する玄武岩類(劔地火山岩類)にも認められる(鮎野ほか, 1965)。これら火山岩類は5万分の1「珠洲岬、能登飯田及び宝立山」地域以外では細分が困難なため、本地質図では一括した。

合鹿層(吉川ほか, 2002)はデイサイト火砕岩(溶結)を主体とし、輝石デイサイトを伴い、砂岩、礫岩、シルト岩を挟む。最大層厚は約200 mで、高洲山層を不整合に覆う。FT年代及び全岩K-Ar年代は約25 Maを示す(吉川ほか, 2002)。

神和住層(吉川ほか, 2002)は、無斑晶安山岩溶

岩を主体とし、砂岩、礫岩、シルト岩、デイサイト火砕岩、亜炭層を挟む。最大層厚は約230 mで、合鹿層を整合で覆う。無斑晶安山岩溶岩の全岩K-Ar年代は23~20 Maを示す(柴田ほか, 1981; 塚本, 1988)。

馬縹層(吉川ほか, 2002)は珠洲市北部の狼煙から大谷の海岸沿いに分布する層厚140 m以上(下限不明)の地層で、輝石安山岩溶岩を主体として、礫岩・砂岩・泥岩・デイサイト火砕流堆積物を伴う。また、アア溶岩や海棲軟体動物、単体サンゴ化石を産する(Kano *et al.*, 2002)。塚本(1988)及びKano *et al.*(2002)の放射年代や宝立山層との層序関係から、馬縹層の年代は23~19 Maと推定され神和住層に対比されている(吉川ほか, 2002)。

以上の火山岩類は、ドレライトや玄武岩-安山岩からなる多くのシルや岩脈を伴う。これら貫入岩類は神和住層を貫き、東印内層に礫として含まれることから、神和住層から宝立山層の堆積時にかけて活動したとされる(吉川ほか, 2002)。梅香ほか(2003)は斜長石のK-Ar年代が20 Ma頃を示すことから、これら貫入岩類を神和住層に含めている。

### 5.3.5 宝立山層 (Hr)

宝立山層は、最大層厚300 mで、デイサイト火砕岩を主体とし、ドーム状に貫入ないし噴出する輝石デイサイト一流紋岩溶岩・貫入岩のほか、シルト岩、砂岩、礫岩を伴う(吉川ほか, 2002)。珠洲岬の本層のシルト岩中からは狼煙化石植物群が報告されている(Ishida, 1970)。宝立山層は、デイサイト火砕岩及び輝石デイサイト一流紋岩のFT年代や上位の東印内層や法住寺層の珪藻化石年代から19.5~18 Maの年代が推定されている(吉川ほか, 2002)。

### 5.3.6 別所岳安山岩類 (Be)

別所岳安山岩類は、本地域の南西部に分布する安山岩溶岩及び同火山碎屑岩からなる火山岩類で、縄又層より上位に位置づけられる(鮎野・山田, 1991)。福浦安山岩(藤, 1978)に一致する。本安山岩類の放射年代は17~15 Maに集中し、前期中新世末頃を示す(柴田ほか, 1981; 塚本, 1988)。

## 5.4 中~上部中新統

能登半島北東部に広く分布する中~上部中新統(厳密には、下部中新統の最上部を含む)は、微化石層序(船山, 1988; 柳沢, 1999; 吉川ほか, 2002など)や堆積環境などに基づき、東印内層、法住寺層、栗蔵層、七ッ島火山岩類、飯田層、輪島崎層、飯塚層、黒崎火山岩類に区分される。このうち東印内層、法住寺層、栗蔵層、飯田層、飯塚層は、概ね整合関係で累重し、それらの分布域は本地域の北東部に偏在する(吉川ほか, 2002)。

#### 5.4.1 東印内層及び相当層 (Hi)

東印内層 (吉川ほか, 2002) は, 本地域の北部から東部にかけて分布する礫岩, 砂岩, 黒色塊状泥岩からなる内湾～浅海堆積物で, 前期中新世火山岩類などを不整合に覆う。層厚は 0～85 m で, 岩相の側方変化が著しく, 当時の浸食谷を埋めた地層と考えられている (吉川ほか, 2002)。

本地域南部の七尾市中島 (旧中島町) や志賀町 (旧富来町) 三明付近などに分布する荒屋礫岩層・草木互層・田尻泥岩層 (鈴木・北崎, 1949), 山戸田泥岩層 (市川ほか, 1955), 及び荒屋礫岩層, 草木砂岩・泥岩互層 (藤, 1978) も東印内層に対比される (鮎野編, 1977 など)。山戸田泥岩層は, 淡水性の珪藻化石や台島型植物化石群 (能登中島植物群; Matsuo, 1963) の産出で特徴づけられる。

#### 5.4.2 法住寺層及び相当層 (Ho)

法住寺層 (吉川ほか, 2002) は, 最大層厚 180 m で, 主に珪質-珪藻質シルト岩からなる浅海～漸深海堆積物からなり, 下部に石灰質シルト岩を伴う。浮游性有孔虫, 石灰質ナノ化石, 珪藻化石層序から, 本層は前期中新世と中期中新世の境界付近の地層に位置づけられている (船山, 1988; 柳沢, 1999 など)。

七尾市中島や志賀町三明付近に分布し, 笠師保泥岩層 (鈴木・北崎, 1949) あるいは浜田泥岩層 (市川ほか, 1955; 藤, 1978) と呼ばれる海棲の軟体動物類化石や珪藻化石を産する泥岩層も, 法住寺層に対比される (鮎野編, 1977 など)。

#### 5.4.3 粟蔵層 (Aw)

粟蔵層 (吉川ほか, 2002) は, 岩倉山などに分布する最大層厚 290 m 以上の黒雲母流紋岩溶岩及び火砕岩で, 縁辺相として凝灰質砂岩を伴う。流紋岩火砕岩の給源は溶岩の分布する岩倉山付近と考えられており, 岩倉山の東方や南方で層厚が急激に薄くなる。南部の凝灰質砂岩などからは浅海の軟体動物化石, 大型有孔虫, 放散虫化石が産出する (赤嶺, 1952; 増田, 1954)。法住層と飯田層の珪藻化石年代 (柳沢, 1999) などから, 粟蔵層は約 15.6 Ma 前後に形成されたと推定されている (吉川ほか, 2002)。

#### 5.4.4 飯田層及び相当層 (Id)

飯田層 (吉川ほか, 2002) は, 能登半島北東部に分布する石灰質シルト岩と珪質-珪藻質シルト岩からなる海成層で, 上部に多くの海緑石砂岩を伴う。層厚は 10～180 m で, 粟蔵層が厚く分布する地域では, 本層最上部の海緑石砂岩が粟蔵層を直接覆う。飯田層は後述の飯塚層と共に珪質-珪藻質シルト岩を主体とする珪藻起源の外洋性細粒堆積物からなるが, 詳細な珪藻生層序の研究結果から, 海緑石層の発達する層準で浅海化・堆積停滞が想定され, 後述の飯塚層とは区分される (吉川ほか, 2002)。本層の

上部は後述の輪島崎層及び相当層と同時異相の関係にある。なお, 海緑石の分布は本層の上部で顕著であるが, 下部にも認められ, その生成は 15.4 Ma に始まり 13.0 Ma 頃に終えたと考えられている (柳沢, 1999)。

#### 5.4.5 輪島崎層及び相当層 (W)

本層は浅海の石灰質砂岩で特徴づけられ, 輪島市の輪島崎 (輪島崎層: 市川・鮎野, 1955) のほか, 志賀町の関野鼻付近 (関野鼻層: 鮎野ほか (1965) の関野鼻石灰質砂岩層を鮎野編 (1993) が改称), 輪島市の安代原 (安代原層: 鮎野ほか (1965) の安代原砂岩層を安代原層と呼ぶ), 穴水町の前波 (鮎野ほか, 1965) に分布する。ほかに, 能登島に分布する海緑石層の下位にある七尾石灰質砂岩層 (大塚, 1934) が本層に対比される (上ほか, 1981)。何れも層厚は 100 m 以下である。

輪島層と安代原層からは CN5a, 関野鼻層からは CN4～CN5a の石灰質ナノ化石層序年代が得られ (上ほか, 1981), 層序的には飯田層の最上部から飯塚層の基底部に位置づけられる。

関野鼻層 (大塚・柄沢, 1986) のほか, 七尾石灰質砂岩層のほか, 地質図で飯田層相当層とした能登町七見, 七尾市能登島西部の半浦海岸の海緑石を含む地層からは, 海棲哺乳類化石 (*Desmostylus* 及び *Paleoparadoxia*) が産出する (鮎野, 1984)。

#### 5.4.6 飯塚層及び相当層 (Iz)

飯塚層 (吉川ほか, 2002) は, 能登半島北部の北東部に広く分布する層厚 350 m 以上の海成層で, 主に珪質-珪藻質シルト岩からなり, 最上部に砂質シルトが認められる。本地域南東部, 七尾市和倉付近に分布するシルト層からなる層厚 80 m の和倉層 (赤嶺・久保 (1949) の和倉泥岩層を鮎野・下川 (1989) が累層に改称) や, 能登島に分布する層厚 250～300 m の縁繫泥岩層 (桑野 1951; 今井, 1965) も本層に対比される。飯塚層の珪藻化石層序からは, 13～6.5 Ma の年代が得られている (柳沢, 1999)。

#### 5.4.7 セツ島火山岩類 (Nv)

能登半島の北方約 20 km の沖合にあるセツ島には, 安山岩溶岩を主体とし, 玄武岩～デイサイトを含む火山岩類が分布する (石田ほか, 1962; 佐藤ほか, 1989 など)。本報告では, これらを一括してセツ島火山岩類と仮称する。佐藤ほか (1989) は, 安山岩溶岩の K-Ar 年代  $14.8 \pm 0.7$  Ma を得て, 中期中新世前半の火山岩類としているが, 他の時代の火山岩類も含まれる可能性もある。

#### 5.4.8 黒崎火山岩類 (Ku)

志賀町黒崎付近に分布する本火山岩類は黒崎安山岩 (鮎野ほか, 1965) とも呼ばれたが, 多様な岩相

を示すことから黒崎火山岩類と呼ばれている（鮎野編, 1977 など）。本火山岩類は、層厚 100~200 m で、下位より安山岩火砕岩、玄武岩溶岩、安山岩溶岩、デイサイト火砕岩からなり、前述の関野鼻層を不整合で覆っている（石渡ほか, 2000）。玄武岩にはハイアロクラストイトも認められる（田村, 2001）。本火山岩類は能登半島で最も若い火山岩類で、安山岩の K-Ar 年代は 8.6~7.6 Ma を示し（柴田ほか, 1981 ; 塚本, 1988）、飯塚層上部とは同時異相の関係にある。

## 5.5 鮮新統

能登半島周辺海域には鮮新統が広く分布する（岡村, 2002, 2007a）が、本地域陸域では南部の七尾市能登島や崎山半島に分布するのみである。これらの鮮新統は、下部の赤崎層と上部の崎山層に区分される。

### 5.5.1 赤崎層 (Ak)

赤崎層は層厚 100~200 m の主に砂質泥岩からなり凝灰岩の薄層を挟む海成層で、本地域南東部の七尾市の崎山半島から能登島東部にかけて分布する。本層は、桑野・富田（1950）命名の赤崎細砂質シルト層を鮎野・下川（1989）などが改称したもので、今井（1965）の赤崎シルト岩層及び二穴シルト岩層に相当する。赤崎層は後期中新世末~前期鮮新世に位置づけられ、前述の飯塚層相当層である和倉層や縁繁泥岩層を不整合で覆う（鮎野編, 1993 など）。

### 5.5.2 崎山層 (Sa)

崎山層は、層厚 100~200 m の主に石灰質シルト岩からなる海成層で、崎山半島や能登島東端部に分布する（鮎野編, 1993 など）。崎山層は池辺（1949）命名によるもので、今井（1965）の崎山シルト岩層及び野崎シルト岩層に相当する。軟体動物化石群により、後期鮮新世に位置づけられる（松浦, 1985）。本層は赤崎層を不整合に覆い（鮎野編, 1993）、能登島東端などで南北系の逆断層で赤崎層と接する（6.3 参照）。

## 5.6 第四系

本地域の第四紀堆積物は、最高位段丘堆積物、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物、沖積平野及び海岸平野堆積物に区分される。段丘堆積物の名称は吉川ほか（2002）に従った。段丘堆積物は、低位段丘堆積物以外、主に海成層からなる。なお、太田・平川（1979）や太田・国土地理院地理調査部（1997）などでは、広域的に何段もの地形面が描かれているが、最高位及び高位段丘面には必ずしも堆積物が残っていない。このため、地質図では、基本として鮎野（1983）、鮎野・山田（1991, 1993, 1995, 1996）や各地の研究報告中の地質図に示される

分布に従って段丘堆積物を描いた。沖積平野及び海岸平野堆積物は、別途、砂丘・海浜堆積物を区分した。なお、本地域に広く分布する地すべり堆積物は省略した。

### 5.6.1 最高位段丘堆積物 (th0)

最高位段丘堆積物は、太田・平川（1979）の最高位段丘堆積物（T 面構成層）に一致し、標高約 100~300 m の丘陵頂部を構成している。主に層厚数 m の海成シルト層からなる（太田・平川, 1979 ; 吉川ほか, 2002）。

### 5.6.2 高位段丘堆積物 (th12, th34)

高位段丘堆積物は中期更新世後期の堆積物で、標高 30~150 m に 4 段の地形面を有する（太田・平川, 1979）。本地質図では、太田・平川（1979）の H 面構成層のうち、高位の 2 面と下位の 2 面を有する高位段丘堆積物をまとめ、それぞれ高位 1~2 段丘堆積物と高位 3~4 段丘堆積物とした。基底部から下部の厚さ数 m から 10 m の礫を伴う砂層~シルト層と、上部の厚さ数 m の海成砂礫層からなる（太田・平川, 1979 ; 吉川ほか, 2002 など）。

### 5.6.3 中位段丘堆積物 (tm1, tm2, tm3)

本地域の中位段丘堆積物は主に海成層からなり、本地域の海岸沿いに広く分布する（望月, 1932; 鈴木, 1950 ; 北陸第四紀研究グループ, 1961 など）。中位段丘堆積物は有する段丘面から 3 分されるが、本報告では吉川ほか（2002）の中位 1 段丘堆積物 (tm1)、中位 2 段丘堆積物 (tm2)、中位 3 段丘堆積物 (tm3) の名称を使用した。

中位段丘堆積物の多くは、層厚数 m~10 数 m で、主に下部の泥層と上部の中粒砂層（一部、粗粒砂一礫層）で構成されている（北陸第四紀研究グループ, 1961 など）が、地形面下の構成層が地形面の形成直前の地層とは限らない。例えば、珠洲市南東部では、中位 2 段丘面下に分布する軟体動物化石を産する泥層は中位 1 段丘堆積物（酸素同位体ステージ 5e の海進期堆積物）であり（Omura, 1980）、中位 2 段丘堆積物はその上位の海成の砂礫層のみとされる（太田・国土地理院地理調査部, 1997）。

中位 1 段丘堆積物は、能登半島の沿岸を縁取るように広範囲に分布し、その旧汀線の標高は 15~120 m と大きく変化し、全体として東南東から南南東方向への傾動が推定されている（太田・平川, 1979 など）。

### 5.6.4 低位段丘堆積物 (tl)

能登半島北部の低位段丘堆積物は、後期更新世の後期に形成された河成段丘堆積物で、地表の分布は内陸の河川沿いに限られる。

### 5.6.5 沖積・海岸平野堆積物 (a) 及び砂丘・海浜堆積物 (s)

本地域の沖積平野及び海岸平野堆積物の分布は限られ、主なものとして日本海側では輪島市街地のほか輪島市の町野や門前、富山湾沿いでは珠洲市街地付近などの沿岸や川沿いに狭小に認められる。海岸平野付近は、主に下部の海成粘土層と上部の粘土層及び砂層からなるが、志賀町増穂ヶ浦、輪島市街地、町野などでは下部にも砂丘や砂嘴起源の砂層が厚く分布する(石川県地盤図編集委員会, 1982)。最大層厚は沖積平野の海岸付近で 20~30 m に達する。

海岸平野堆積物のうち、特に砂丘及び海浜堆積物は、珠洲市南東部(宇治砂丘、蛸島砂丘)、増穂ヶ浦(富来砂丘)など、陸側の凹んだ湾状の海岸線沿いに分布し、砂丘列を形成している(藤, 1975)。

## 6. 地質構造

本地域に発達する断層は、(1) 漸新世~前期中新世の正断層、(2) 中期?~後期中新世末の逆断層、(3) 鮮新世末~第四紀前半の逆断層、(4) 中~後期更新世以降の逆断層に区分される。このうち、特に(2)は変位が大きく、顕著なドレイプ褶曲を伴う。

### 6.1 漸新世~前期中新世の正断層

本地域の正断層群は、漸新統~下部中新統が分布する地域に発達し、走向は北東~南西方向で、見かけ上垂直変位は数 10 m 程度のものが多い。穴水町の中・西部では、既存地質図の漸新世火山岩類、縄又層、前期中新世火山岩類の分布境界のうち、組織地形が認められるものを幾つかを新たに推定正断層として地質図に示した。なお、これらの推定正断層のうち、輪島市原付近に推定される本断層の一部(南側部分)は、活断層研究会編(1991)によって原断層と仮称され、確実度 1 の活断層と評価されている。また、太田・国土地理院地理調査部(1997)でも活断層と記述されている。

本地域北西部の下部中新統上部(縄又層上部及び道下層)が分布する地域(輪島一門前間)には、北東~南西方向の軸を有する褶曲がよく発達する。地すべりがよく発達する地域であり、既存地質図の走向傾斜がどこまで正確かは不明であるが、粕野ほか(1964)などで示されている走向傾斜から判断すると、これらの褶曲の多くは正断層群の変位を反映した下部中新統の変形であると推定される。しかし、後述のように逆断層による変形も多く混在している可能性がある。

本地域に発達する漸新世~前期中新世の北東~南西方向の正断層群は、日本海拡大に伴う北西~南東方向の伸張場で形成された地質構造と考えられている(吉川ほか, 2002; 小林ほか, 2005 など)。

### 6.2 中期中新世?~後期中新世末の逆断層

本断層群は主に中~上部中新統の分布域である能登半島の北東部から北西部の北岸地域によく発達する東北東~西南西~東西方向の逆断層群で、その断層変位の反映として非対称な背斜と向斜を伴っている。主な断層は南側隆起の白米坂断層や西海断層で、南南東方向へ傾斜した地塊の境界となっている(Ishida, 1959 など)。

白米坂断層(Ishida, 1959)は珠洲市飯田から名舟海岸へと東西方向に延びる南傾斜 50~80° の逆断層で、断層沿いにはドレイプ褶曲が認められ、一部、逆転層も伴う(Ishida, 1959; 吉川ほか, 2002)。見かけ上、1,000 m を超える南隆起の垂直変位を示す。本地質図では、吉川ほか(2002)の地質図に加え、Ishida(1959)の逆断層を考慮し、白米坂断層を東印内町以西の名舟海岸付近まで延長させた。なお、吉川ほか(2002)は、白米坂断層周辺に分布する前期中新世末~中期中新世の堆積物が断層を境に北側の層厚が大きくなるとして、白米坂断層は北側落ちの正断層として形成され、それが北落ち(南隆起)の逆断層へ変化したと結論づけた。しかし、吉川ほか(2002)が想定した正断層と逆断層は同じ北落ちセンスであること、東印内層は当時の地形の凹地を埋めて岩相や層厚変化が著しいこと、法住寺層の層相変化は想定される沖合方向への層厚変化の可能性もあること、栗蔵層は給源からの急激な地層変化があることを考慮すれば、何れも断層を境に堆積域に大きな変化があったという確実な根拠とは言えない。以上のことから、本報告では、白米坂断層は最初から南隆起の逆断層として発達し、現在に至っている可能性が高いと判断した。

西海断層(Ishida, 1959)は、白米坂断層の 4~8 km 北側に並行に走る北落ちの逆断層で、地層の逆転も認められ、見かけ上、最大垂直変位は 200~350 m 以上が推定されている(吉川ほか, 2002)。なお、吉川ほか(2002)は、近接する断層両側の宝立山層を覆う上位の地層が異なることから、西海断層は見かけ上の水平変位は右ずれ 5 km 以上を推定しているが、分布域と層厚が大きく変化する陸成火山岩と海成層との関係のため推定は難しい。

能登半島北西部の輪島崎南沿い(市川・粕野, 1955)から輪島市光浦海岸北沿いにかけても、東西方向に連なる逆断層群が発達する。なお、小林ほか(2005)は、市川・粕野(1955)が示した輪島崎の輪島崎層と縄又層との間の断層は存在しないとしているが、輪島崎層の下限とされる軽石凝灰岩などがほぼ垂直に傾斜し剪断を受けた露頭が輪島崎灯台の南の斜面に存在し、周辺の輪島崎層と縄又層の走向傾斜の変化も南側隆起の逆断層の存在と整合的であることから、輪島崎東部における断層位置は市川・粕野(1955)が地質図で示した位置よりやや南側寄りとなるものの、本報告では断層は確実に存在すると

判断した。

以上の断層群は、変位を与えている地質体の形成年代の上限が飯塚層の 6.5 Ma 頃 (柳沢, 1999) のため、主な活動時期は後期中新世末頃が推定されている (吉川ほか, 2002)。この時期は、宝立山や石動山などの隆起など能登半島の原形が形成された時期にあたり (藤井ほか, 1992)、また、能登半島周辺海域においても本断層群と同様な地質構造が形成されている (岡村, 2002, 2007a, b)。

一方、中～上部中新統の分布と本断層群の発達する地域とが一致していることから、本断層群が中期～後期中新世における堆積域の形成に関与していた、すなわち中期中新世から活動していた可能性もある。

### 6.3 鮮新世末?～第四紀前半の逆断層

本断層群は、本地城南東部に分布する鮮新統に発達する逆断層と前述 6.2 の逆断層群を切ると推定される逆断層からなる。

前者は、能登島東端や崎山半島に分布する赤崎層及び崎山層に発達する北北東～南南西～南北方向の逆断層である。なお、今井 (1965) では崎山半島東側の断層の一部を正断層として描いているが、周辺地層の変形からは逆断層と推定される。これらの断層は、赤崎層や崎山層の鮮新統を切ることで、活断層としての顕著な地形的な特徴が認められないことから、主な形成時期は鮮新世末～第四紀前半と推定される。

後者の一つは珠洲市大谷に発達する北東～南西方向の北西側隆起の断層で、前述 6.2 の西海断層を切る (吉川ほか, 2002)。また、輪島市街地西側沿いの平地と山地の直線的な境界沿いにも、北東～南西方向の北西側隆起の断層の発達が推定される。この推定断層は周辺の地層の走向傾斜の特徴から逆断層の可能性が高く、そのすぐ東の塚田を通る向斜構造もこの断層によって形成されたと推定される。また、輪島市街地の南西方向である輪島市安代原付近にも、褶曲と輪島崎層相当層の分布から、北東～南西方向の北西側隆起の逆断層の存在が推定される。

以上の大谷と輪島市街地の断層は現在の能登半島北岸の東西方向の海岸線と斜交し、規模は小さいものの沖積平野の西縁となっているが、活断層の証拠はない。また、大谷の断層は 6.2 の逆断層を切る。このため、6.2 でまとめられる逆断層群形成以降の地質断層として、前者の鮮新統を切る断層群にまとめた。

能登半島北部周辺海域の地質構造は、後期中新世の南北圧縮と第四紀の北西～南東圧縮で発達した 2 つの地質構造が認識されている (岡村, 2007a, b)。このことから、本断層群は後者の一部として、先行して発達した断層群と考えられる。

## 7. 活断層

能登半島北部の陸域には、富山湾側の海岸沿いから志賀町北部にかけて、高位段丘堆積物や中位段丘堆積物に変位を与えている活断層が分布する (太田ほか, 1976; 太田・平川, 1979; 活断層研究会編, 1991; 太田・国土地理院地理調査部, 1997; 小池・町田, 2001; 太田, 2006 など; 第 3 図)。

本地域の活断層調査は、太田・平川 (1979) 以降、ほとんど行われておらず、今回の調査でも活断層調査は行っていない。また、太田・平川 (1979) などでも多くの段丘面が描かれているが、それら段丘面の年代資料はほとんどないのが現状である。このため、地質図及び第 3 図で活断層を実在と推定とに区分しているが、実在とは活断層研究会編 (1991) が確実度 I とした断層と確実度 II の断層うち約 12.5 万年前の旧汀線の等高線の食い違いが認められるものを、また推定とはその他の確実度 II の断層を当てはめたにすぎない。

第 3 図は、活断層の分布に加え、太田・国土地理院地理調査部 (1997) と小池・町田 (2001) に基づいて作成した約 12.5 万年前の旧汀線の高度分布を示している。ただし、太田・平川 (1979) 以降、太田・国土地理院地理調査部 (1997)、小池・町田 (2001) などは、吉川・矢沢 (1955) に基づき能登半島は 5 つの山地と 邑知低地帯の地塊に区分し、この地塊区分を前提として旧汀線の変化の食い違いを説明している。しかし、このうち本地域の門前から穴水、輪島市街地から穴水、宇出津から町野へ至る 3 つの地塊境界は、何れも日本海へ流れ出る八ヶ川、河原田川、町野川などがつくる蛇行した細長い沖積平野がつくる標高の低い部分を境界としたもので、本地域の地質構造から判断すると活動的な地塊境界とは言えない。このため、第 3 図は、上記の前提を修正し、新たな枠組で得られる最小限の等高線を描いている。

### 7.1 本地域中・東部

珠洲市飯田、能登町、穴水町東部の富山湾沿いには、古君断層や滝ノ坊断層など、北東～南西走向で、垂直変位 10 数 m、南東側隆起の実在活断層が多く発達する (太田ほか, 1976)。これら活断層によって、富山湾沿いの海岸線の方角と位置は規制され、富山湾沿いに分布する酸素同位体ステージ 5e (中位 1 段丘堆積物) の旧汀線標高分布は 20～80 m と変化する (第 3 図; 太田・国土地理院地理調査部, 1997 など)。活断層により、上記旧汀線の標高の食い違いが幾つか認められるが、全体としては富山湾方向である南東方向への傾動低下を示す。太田・国土地理院地理調査部 (1997) は、これら低崖断層崖が海側上がりで山の成長とは向きが異なるとして、これら断層は海側低下の逆断層の付随したもので、主断層は海側にあるとしている。また、活断層データベース (産



業技術総合研究所, 2009) では, 能登町宇出津から穴水町東部の沿岸部の断層群を, 能登海岸起震断層としてまとめ, 長さ 18 km, 一般走向 N40°E, 一般傾斜 60°E の逆断層として, 平均変位速度 0.1 m/千年を推定している。

一方, 本地域の陸域に分布する地質断層として最も大きな変位が認められている白米坂断層は, 飯田付近の断層の南北において酸素同位体ステージ 5e の旧汀線の標高分布に差が認められ, 後期更新世以降に南側が相対的に少なくとも 20 m 以上隆起している(第 3 図)。このため, 活断層研究会編(1991)では白米坂断層を確実度 II と扱っているが, 本地質図では実在活断層とした。また, 珠洲岬北西の狼煙には, 東北東-西南西方向の南側隆起の活断層が, さらにその北側にはステージ 5e の海成段丘面が変形したとされる活向斜の発達が発達が推定されている(太田・平川, 1979)。この活断層の確実度は II とされており(活断層研究会編, 1991), 本地質図では推定活断層に含めた。

能登半島の北岸沿い, 珠洲岬から輪島市街地にかけて推定されるステージ 5e の旧汀線は約 70 m から約 120 m へと変化し, 何れの地域も南東ないし南南東方向への傾動が推定され, その標高は能登半島先端部の町野で最も高くなる(太田・平川, 1979 など)。このため, 能登半島北岸の沖合には, 能登半島北縁部の隆起と南東~南南東方向への傾動をもたらす, 後期更新世以降に活動した南隆起の活断層が存在する可能性が高い。

以上のほかに, 七尾市の能登島西部の半浦や無閑, 同市北西部(中島町)の小牧や瀬嵐に, 最高位, 高位段丘面に対比される地形面に変位を及ぼす南北に走る長さ 2~3 km 以下の短い逆断層が幾つか発達する(第 3 図; 太田ほか, 1976; 太田・平川, 1979)。これらの断層は確実度 I, 活動度は C とされている(活断層研究会編, 1991)。これら断層は, 6.3 で述べた能登島東端や崎山半島に分布する鮮新統を切る南北方向の逆断層と形成時期に大きな差がなく一連の断層群と思われる。

ほかに, 活断層研究会編(1991)では, 町野の西の大川沿いに確実度 II の南北に走る活断層を推定しているが, 実体が不明のため, 本地質図では省略した。

## 7.2 本地域南西部

能登半島北部の南西部には, 酒見断層, 富来川断層, 富来川南岸断層などの活断層が知られる(太田ほか, 1976; 活断層研究会編, 1991)。

酒見断層は, 本地域の南西端, 志賀町酒見から大福寺にかけて分布する北北東-南南西方向の西側隆起の断層で, 高位段丘面からは垂直変位量 80~120 m が推定されている(太田ほか, 1976)。しかし, 酒見断層西の海岸沿いに分布するステージ 5e の旧汀線は 50~20 m と概ね南東への傾動低下が認められ

(第 3 図), 高位段丘から推定される変位とは一致しない。また, 酒見断層の後期更新世以降の見かけの垂直変位は, ステージ 5e の旧汀線変化からみると 10 m 程度で, 後期更新世以降の変位は小さい。このため, 酸素同位体ステージ 5e の旧汀線変化は, 酒見断層の活動による変位というよりも, 2007 年 3 月に発生した能登半島地震の震源域とされる安右エ門礁の北方沖に発達する北東-南西方向で門前沖に連なる海底活断層(片川ほか, 2005; 井上ほか, 2007; 岡村, 2007a など)の活動による南東方への傾動運動の影響が及んでいる可能性が高い。なお, 酒見断層は, 南西, 海士岬南西沖の羽咋沖盆地東部にも, 酒見断層と同様に少なくとも第四系下部までは確実に変位を及ぼしている西側隆起の南北方向の逆断層が発達し, 同方向の非対称の褶曲構造が形成されている(岡村, 2007a)。

富来川断層及び富来川南岸断層は, 桑塚山地中央部の富来川沿いを走る断層で, 推定活断層と扱われている(活断層研究会編, 1991)。このうち富来川南岸断層はステージ 5e の旧汀線の標高分布に食い違いが認められ(第 3 図), 後期更新世以降, 南側が隆起したと考えられることから, 地質図では実在の活断層とした。これら富来川沿いの断層を境に桑塚山地の南東側は南東へ, 北西側は北西へ稜線が低くなる特徴があり(第 1 図), 両断層共に逆断層の形態を示す断層であると推定した。富来川断層及び富来川南岸断層が作る低地の北東方の延長部である輪島市原付近にも活動度 I の北東-南西方向の活断層が推定されている(活断層研究会編, 1991)。前述のように, 本地質図では, 中期中新世までに形成されたと推定した正断層の一部に一致するが, 詳細については不明である。

以上のほかに, 上記の安右エ門礁の北方沖の活断層の延長部は輪島市門前に至ることから, その以東にその延長部が存在する可能性もあるが, 想定される南東側隆起断層の存在を示唆する地形・地質情報は特に認められない。

## 8. まとめ

地質情報の空白域となるが多かった沿岸域の地質情報の整備, 及び海-陸地質情報のシームレス化のため, 最新の地質情報に基づき能登半島北部の 20 万分の 1 地質図を作成した。本地質図は, 従来の 20 万分の 1 地質図と比較し, 海域地質図とのシームレス化を意識して活構造を含めた地質構造の表示に重点を置いた。

能登半島北部には, ジュラ紀の飛騨帯花崗岩類, 暁新世~始新世の火山岩類, 漸新世の火成岩類, 前期中新世の火山岩類と堆積岩類, 中期~後期中新世の主に関成層からなる堆積岩類と火山岩類, 鮮新世の海成層からなる堆積岩, 中期~後期更新世の段丘

堆積物，後期更新世末～完新世の沖積平野～海岸平野堆積物が分布する。

本地域に発達する地質構造は，(1) 漸新世～前期中新世の北東－南西方向の正断層，(2) 中期中新世？～後期中新世末の褶曲構造を伴う東北東－西南西～東西方向の逆断層，(3) 鮮新世末～第四紀前半の北北東－南南西～北東－南西方向の逆断層，(4) 第四紀後半の北東－南西方向の活断層で特徴づけられる。ただし，(3) と (4) の区分は不明瞭で，第四紀以降，(3) と (4) の活動により全体として能登半島北部の傾動地塊が形成されている。また，酸素同位体ステージ 5e の旧汀線の高度は本地域東部の北岸で最大 120 m に達することから，その沖合に能登半島北岸を隆起させる南側隆起の活断層が推定される。

**謝辞** 地質調査総合センターの吉川敏之氏には本地域の文献リストを，川畑大作氏には能登半島の地形解析データを提供して頂きました。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

## 文 献

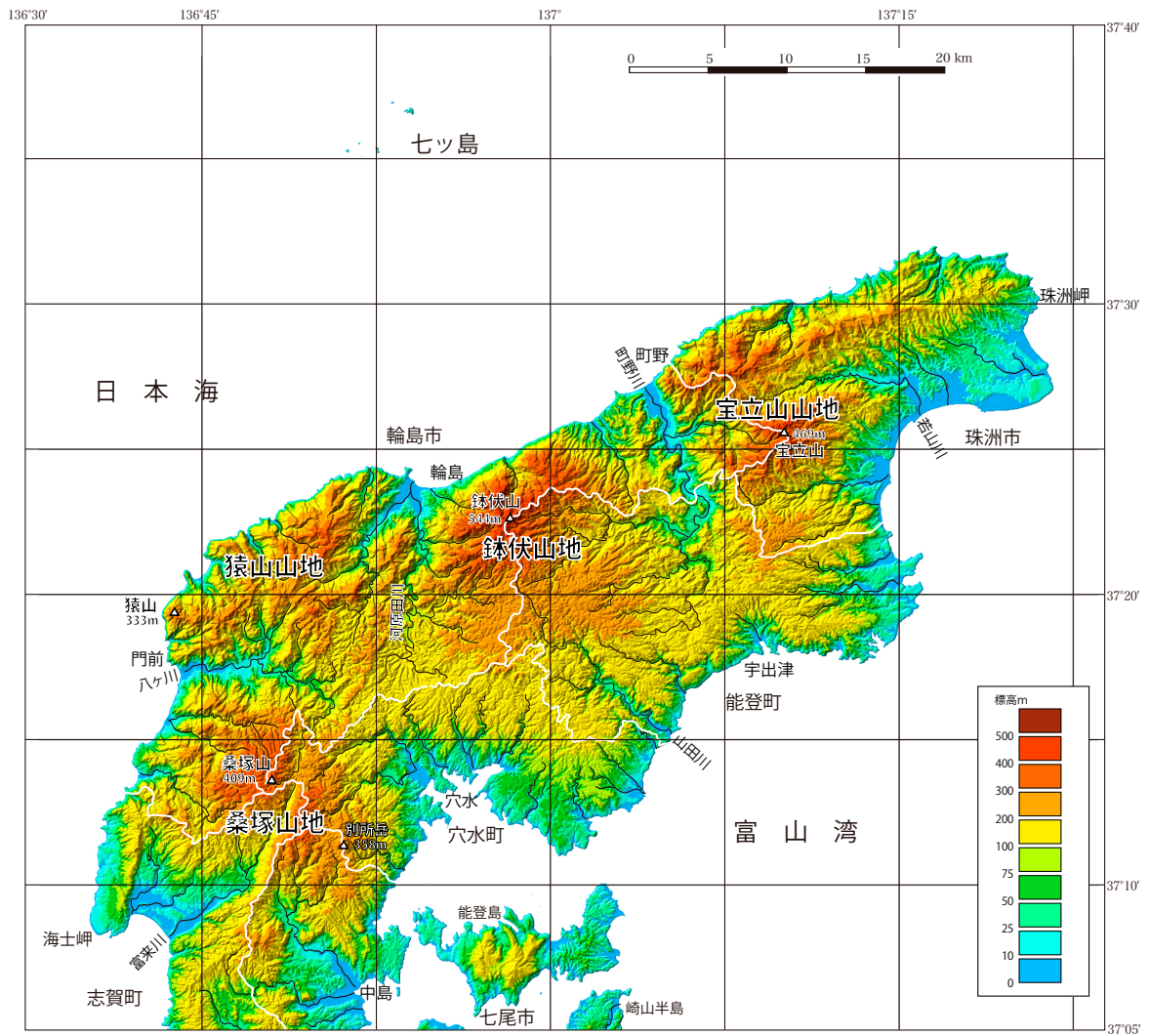
- 赤嶺秀雄 (1952) 能登半島北部宝立山地の地質。資源科学研究所彙報，no. 26, 27-33.
- 赤嶺秀雄・久保恭輔 (1949) 能登半島羽咋郡及び鹿島郡北部の第三紀層 (講演要旨)。地質学雑誌，54, 138.
- 藤 則雄 (1975) 北陸の海岸砂丘。第四紀研究，14, 195-220.
- 藤 則雄 (1978) 能登半島富来の地質。金沢大学教育学部紀要 (自然科学編)，no. 26, 23-31.
- 藤 則雄・松島義章 (2002) 能登半島最新世後期「平床貝層」からの貝類化石の分類学的・古環境学的研究。石川県珠洲市教育委員会，73p.
- 藤 則雄・山岸美津子 (1980) 能登半島最新世後期宇治貝層の古環境解析。金沢大学教育学部紀要 (自然科学編)，no. 28, 31-50.
- 藤 則雄・吉田好美 (1984) 能登半島新第三紀阿仁合型“曾山峠植物化石群”。金沢大学教育学部紀要自然科学編，no. 33, 79-91.
- 藤井昭二・粕野義夫・中川登美雄 (1992) 北陸地域における新第三系の層序対比と新第三紀古地理。地質学論集：古日本海東縁の新第三系－層序・古地理・古環境－，no. 37, 85-95.
- 船山政昭 (1988) 能登半島珠洲地域の第三系の岩相および放散虫化石層序。東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，no. 91, 15-41.
- 原山 智・滝沢文教・加藤碩一 (1996) 20 万分の 1 地質図幅「富山」。地質調査所。
- 早瀬一一・石坂恭一 (1967) RB-SR による地質年代 (1) 西日本。岩鉱，58, 201-212.
- 広井美邦・金山憲勇・野沢 保・柴田 賢 (1982) 能登半島北西部，富来の砂泥質ホルンフェルス－飛騨片麻岩地塊上の先中部ジュラ系。地質学雑誌，88, 967-973.
- 北陸第四紀研究グループ (1961) 能登半島平床台地の第四系。地球科学，no. 54, 1-19.
- 北陸第四紀研究グループ (1969) 北陸地方の第四系。地研専報，no. 15, 236-297.
- 北陸地方土木地質図編纂委員会 (1991) 北陸地方土木地質図 (1:200,000)。国土開発技術研究センター。
- 市川 渡・粕野義夫 (1955) 能登半島主部の地質。日本地質学会関西支部北陸部会編，石川縣の地質，15-21.
- 市川 渡・粕野義夫・小島和夫 (1955) 能登中島町付近の中新世非海成珪藻土について。地質学雑誌，61, 381-386.
- 池辺展生 (1949) 富山県西部及び石川県東部の第三紀層 (富山県及び石川県の地質学的研究 I)，地学，no. 1, 14-26.
- 今井 功 (1965) 5 万分の 1 地質図幅「小口瀬戸」及び説明書地質調査所，30p.
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研 (2007) 2007 年能登半島地震震源域の海底活断層。地震研彙報，82, 301-312.
- 犬塚則久・柄沢宏明 (1986) 能登半島の中新統石灰質砂岩層産のパレオパラドキシア。地球科学，40, 294-300.
- Ishida, S. (1959) The Cenozoic Strata of Noto, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, 26, 83-101.
- Ishida, S. (1970) The Noroshi Flora of Noto Peninsula, central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Min.*, 37, 1-112.
- 石田志朗・粕野義夫・中西信弘・坂本 亨・山崎正男 (1962) 能登半島沖，舳倉島・セツ島の地質。地質学雑誌，68, 461-468.
- 石川県地盤図編集委員会 (1982) 10 万分の 1 石川県地盤図及び同解説書。石川県，36p.
- 石渡 明・近藤美紀・加々美寛雄 (2000) 能登半島の後期中新世黒崎火山岩類の Sr 同位体組成と地殻物質の同化作用 (演旨)。日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨，178.
- 亀井節夫 (1991) 日本の長鼻類化石。築地書館，東京，273p.
- <sup>かみ</sup>上 俊二・加藤道雄・口田恭子・高山俊昭 (1981) 能登半島に分布する石灰質砂岩層の地質時代。金沢大学教養部論集 (自然科学)，18, 47-63.
- 金山憲勇・広井美邦・柴田 賢 (1999) 能登半島北西部のジュラ紀火山－深成複合岩体。地質学論集：本州弧下部地殻と珪長質マグマの生成・活動システム，no. 53, 299-308.

- Kano, K., Yoshikawa, T., Yanagisawa, Y., Ogasawara, K. and Danhara, T. (2002) An unconformity in the early Miocene syn-rifting succession, northern Noto Peninsula, Japan: Evidence for short-term uplifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea. *Island Arc*, **11**, 70-184.
- 鮎野義夫編 (1977) 石川県の環境地質 (10 万分の 1 地質図説明書) および地質図. 石川県の自然環境, 第 1 分冊 (地形・地質), 石川県, 128 p.
- 鮎野義夫 (1983) 5 万分の 1 表層地質図「七尾・小口瀬戸・虻ガ島 (石川県分)」及び同説明書. 土地分類基本調査「輪島」, 石川県, 25-30.
- 鮎野義夫 (1984) 能登産デスマスチルス類化石の産状と層準. 地団研専報: デスマスチルスと古環境, no.28, 69-72.
- 鮎野義夫編 (1993) 石川県地質誌, 新版・石川県地質図 (縮尺 10 万分の 1) および説明書, 石川県, 321p.
- 鮎野義夫・下川弘晃 (1989) 石川・富山両県の新第三系層序. 小林巖雄・立石雅昭編, 日本海沿岸総研・研究報告: 古日本海—日本海沿岸後期新生代層の層序と古環境に変遷一, no.2, 56-64.
- 鮎野義夫・山田一雄 (1991) 5 万分の 1 表層地質図「穴水・富来・剣地」及び同説明書. 土地分類基本調査「穴水・富来・剣地」, 石川県, 19-28.
- 鮎野義夫・山田一雄 (1993) 5 万分の 1 表層地質図「輪島」及び同説明書. 土地分類基本調査「輪島」, 石川県, 19-24.
- 鮎野義夫・山田一雄 (1995) 5 万分の 1 表層地質図「宝立山・能登飯田・珠洲岬」及び同説明書. 土地分類基本調査「宝立山・能登飯田・珠洲岬」, 石川県, p.19-34.
- 鮎野義夫・山田一雄 (1996) 5 万分の 1 表層地質図「宇出津」及び同説明書. 土地分類基本調査「宇出津」, 石川県, 16-22.
- 鮎野義夫・石田志朗・中西信弘 (1964) 7 万 5 千分の 1 能登半島地質図. 石川県.
- 鮎野義夫・石田志朗・中西信弘・市川 渡 (1965) 能登半島の地質. 能登半島学術調査書, 第 1 部, 石川県, 1-84.
- 鮎野義夫・山田一雄・山本英喜 (1999) 足跡化石産出層の層準・年代と堆積環境及び古地理. 石川県門前町足跡化石調査団, 石川県門前町の足跡化石, 13-22.
- 片川秀基・浜田昌明・吉田 進・廉沢 宏・三橋 明・河野芳輝・衣笠善博 (2005) 能登半島西方海域の新第三紀～第四紀地質構造形成. 地学雑誌, **114**, 791-810.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- 小林博文・山路 敦・増田富士雄 (2005) 能登半島輪島地域の中新統の層序・堆積環境・テクトニクス. 地質学雑誌, **111**, 286-299.
- 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, 東京, 105p, 2 sheets, 3 CD-ROM.
- 河野義礼・植田由夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) —西南日本の火成岩—. 岩鉱, **56**, 191-211.
- 桑野幸夫 (1951) 石川県能登島の地質. 資源科学研究所彙報, no.19-21.
- 桑野幸夫・富田普高 (1950) 石川県能登島及び崎山半島の地質 (演旨). 地質学雑誌, **56**, 305.
- López, J. C. and Ishiwatari A. (2002) Petrogenesis of the tholeiitic basalt, calc-alkaline basaltic andesite and high magnesian andesite lava succession of the Oligo-Miocene Anamizu Formation in northeastern Noto Peninsula, central Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **97**, 85-113.
- 増田孝一郎 (1954) 石川県鳳至郡町野町・南志見村・柳田村附近の地質. 地質学雑誌, **60**, 145-152.
- Matsuo, H. (1963) The Notonakajima Flora of Noto Peninsula. Ed: Collaborating Association to Commemorate the 80th Anniversary of the Geological Survey of Japan, *Tertiary Floras of Japan: Miocene Flora*, 219-243.
- 松浦信臣 (1985) 北陸地方の鮮新世から完新世に至る軟体動物化石群の変遷. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.12, 71-158.
- 望月勝海 (1932) 能登平床貝層と珠洲岬附近の第三紀層 (概報). 地質学雑誌, **39**, 26-37.
- 岡村行信 (2002) 能登半島東方海底地質図および説明書. 20 万分の 1 海洋地質図 (CD-ROM 版), no.59, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 岡村行信 (2007a) 能登半島西方海底地質図および説明書. 20 万分の 1 海洋地質図 (CD-ROM 版), no.61, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 岡村行信 (2007b) 能登半島及びその周辺海域の地質構造発達史と活構造. 活断層・古地震研究報告, no.7, 197-207.
- 岡村喜明・高橋啓一 (1999) 足跡化石. 石川県門前町足跡化石調査団, 石川県門前町の足跡化石, 23-56.
- Omura, A. (1980) Uranium-Series Age of the Hiradoko and Uji Shell Beds, Noto Peninsula, Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no.117, 247-253.
- 太田陽子 (2006) 8 章 佐渡島と能登半島. 町田 洋・松田時彦・梅津正倫・小泉武栄編, 日本の地形 5—中部, 東京大学出版会, 307-321.
- 太田陽子・平川一臣 (1979) 能登半島の海成段丘とその変形. 地理学評論, **52**, 169-189.

- 太田陽子・国土地理院地理調査部 (1997) 1:100,000 地殻変動土地条件図「能登半島」. 国土地理院技術資料, D・1-No.347.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣 (1976) 能登半島の活断層. 第四紀研究, **15**, 109-126.
- 大塚弥之助 (1934) 能登半島邑知地溝, 地理学評論, **10**, p.645-670.
- 坂本 亨・松井和典 (1961) 20 万分の 1 地質図「輪島」. 地質調査所.
- 坂本 亨・今井 功・角 靖夫・野沢 保・盛谷智之 (1967) 20 万分の 1 地質図「七尾・富山」. 地質調査所.
- 産業技術総合研究所 (2009) 活断層データベース 2009 年 7 月 23 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095, 産業技術総合研究所 (<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html>).
- 佐藤博明・山崎正男・粕野義夫・清水 智・板谷徹丸 (1989) 石川県舩倉島及び七ッ島産古銅輝石安山岩. 高マグネシア安山岩類の生成環境に関する研究, 文部省科学研究費補助金一般 C 研究成果報告書 (昭和 63 年度) 研究課題番号 61540593, 53-75.
- 柴田 賢・佐藤博明・中川正巳 (1981) 能登半島新第三紀火山岩の K-Ar 年代. 岩石鉱物鉱床学会誌, **76**, 248-252.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫 (1984) K-Ar 年代測定結果 - 2 - 地質調査所測定未公表資料 - . 地調月報, **35**, 331-340.
- 鈴木好一 (1950) 能登の地史についての修正. 地質学雑誌, **56**, 305-306.
- 鈴木好一・北崎梅香 (1949) 新しい石炭地質学の基礎概念. 資源科学研究所彙報, no.13, 39-58.
- Suzuki, M. and Terada, K. (1996) Fossil wood from the lower Miocene Yanagiga Formation, Noto Peninsula, central Japan. *International Association of Wood Anatomists Jour.*, **17**, 365-392.
- 田村芳彦 (2001) 能登金剛 - 能登半島西海岸の黒崎火山岩類. 北陸の自然をたずねて編集委員会編, [新訂版] 日本の地学 6 北陸の自然をたずねて, 筑地書店, 126-132.
- 寺田和雄 (1999) 竹州谷の珪化木と門前町産の珪化木. 石川県門前町足跡化石調査団, 石川県門前町の足跡化石, 57-64.
- 塚本一朗 (1988) 能登半島北西部の第三系層序と K-Ar 年代. 粕野義夫 (編) (1993) 石川県地質誌, 石川県, 225-226.
- 梅香 賢・石渡 明・J.C. López・板谷徹丸 (2003) 能登半島北東部に産する穴水累層火山岩類の岩石学的特徴と K-Ar 年代 (演旨). 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, 295.
- 上松昌勝・周藤賢治・加々美寛雄 (1995) 能登半島北部漸新統穴水累層に産するソレアイト質玄武岩, 高マグネシア安山岩, 古洞輝石安山岩およびアダカイト様安山岩の成因. 地質学論集: 島弧火山岩の時空変遷, no.44, 101-124.
- 柳沢幸夫 (1999) 能登半島珠洲地域の中新統の珪藻化石層序. 地調月報, **50**, 167-213.
- 吉川虎雄・矢沢大二 (1955) 能登の自然. 九学会連合調査委員会編「能登」, 4-22.
- 吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫・駒沢正夫・上嶋正人・木川栄一 (2002) 珠洲岬, 能登飯田及び宝立山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 76p.

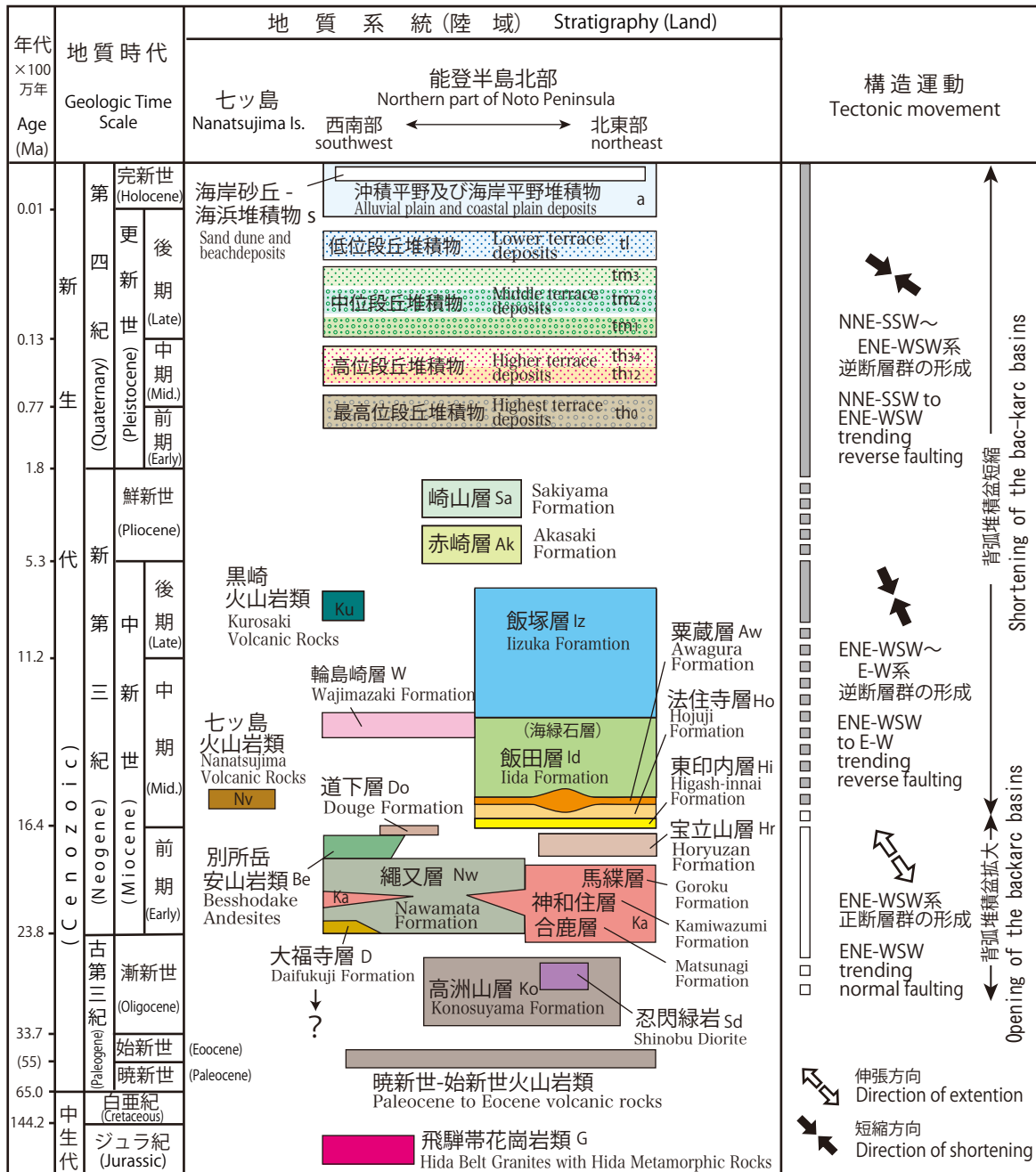
(受付:2009 年 11 月 13 日, 受理:2009 年 11 月 30 日)

能登半島北部 20 万分の 1 地質図

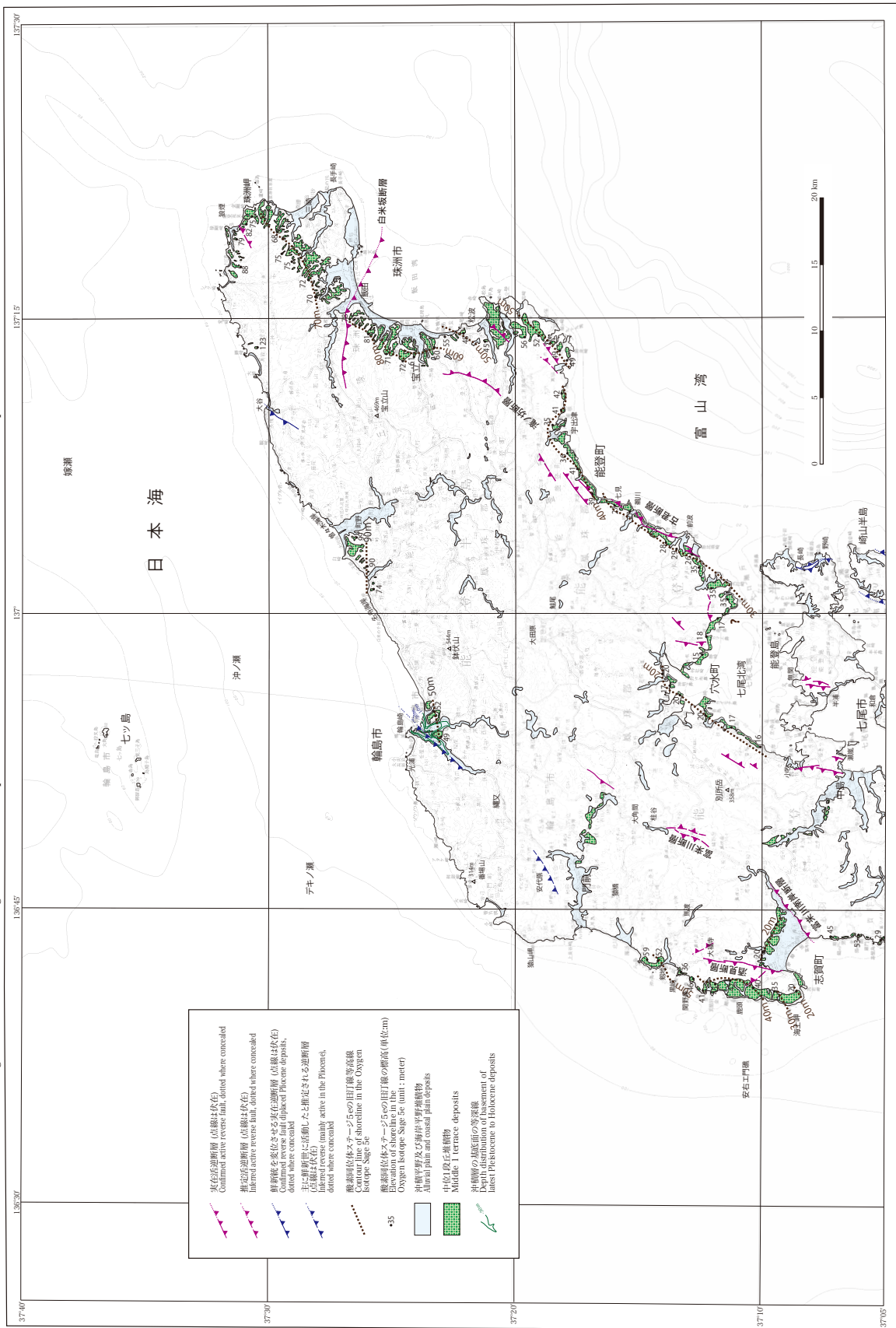


第 1 図. 能登半島北部の地形. 地形段彩陰影図は国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ (標高) 及び数値地図 200000 (地図画像) に基づいて作成.

Fig. 1. Topographic features of the northern part of Noto Peninsula. Graduated coloring and shade DEM is based on the Digital Map 50 m Grid (Elevation) made by Geographical Survey Institute.



第2図. 能登半島北部の地質総括図.  
Fig. 2. Summary of the geology of the northern part of Noto Peninsula.



第3図、能登半島北部の活断層と約12.5万年前の旧汀線高度分布、太田・国土院地理院調査部(1997)と小池・町田(2001)の旧汀線高度分布データに基づいて部分的に簡略化及び修正して作成。中位1段丘堆積物及び沖積平野及び沿岸平野堆積物の分布は能登半島北部の20万分の1地質図に基づく。  
 Fig. 3. Active faults and height distribution of paleo-shoreline of the MIS 5e marine terrace in the northern part of Noto Peninsula. Height distribution of paleo-shoreline is modified after Ota and Geographical Survey Institute (1997) and Koike and Machida (2001).