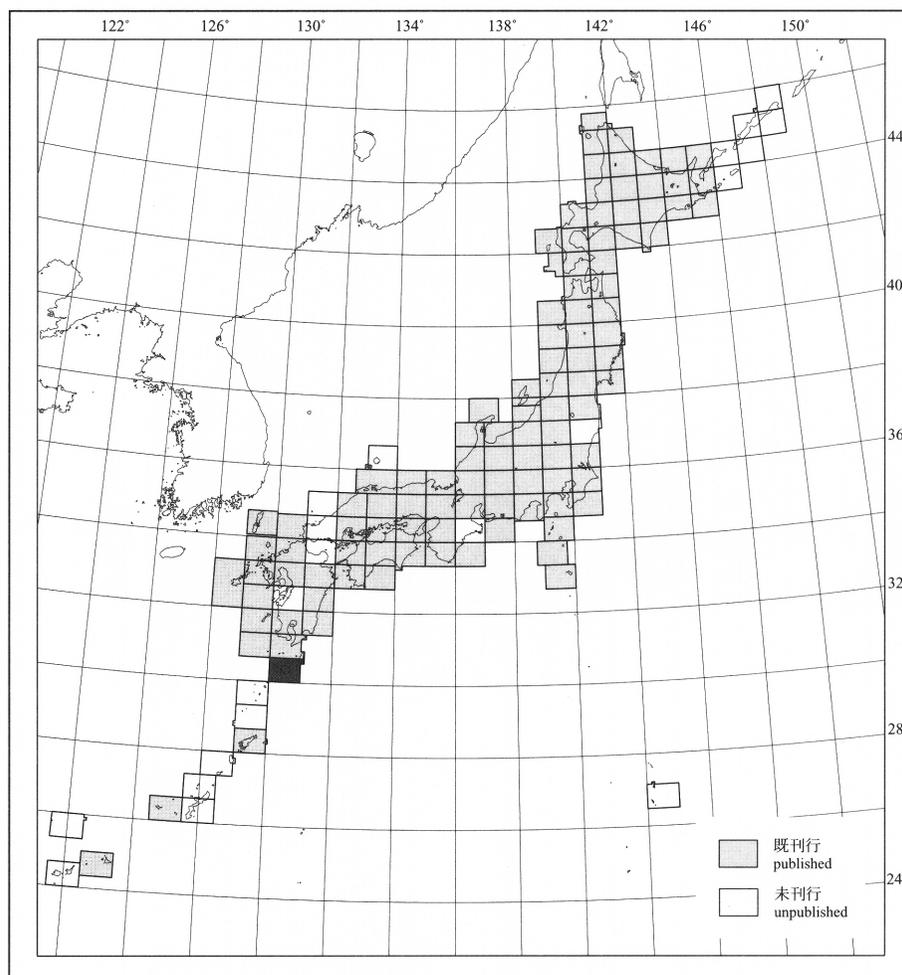


# 20万分の1地質図幅「屋久島」

## GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, YAKU SHIMA

齋藤 眞・小笠原正継・長森英明・下司信夫・駒澤正夫

Makoto SAITO, Masatsugu OGASAWARA, Hideaki NAGAMORI, Nobuo GESHI  
and Masao KOMAZAWA



平成 19 年  
2007

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター  
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

## 1. はじめに

本図幅地域は鹿児島県の種子島中～南部と屋久島、<sup>くちのえらぶ</sup>口永良部島、及び南西端の平瀬からなる。本図幅の編さんにあたって、屋久島、口永良部島、平瀬については、野外調査の結果を基に、公表されている各種地質図類、報告書、論文などを参考に作成した。種子島については公表されている上記各種資料と、産総研地質調査総合センター所有の種子島南部未公開資料を参考に、野外調査を行って作成した。

本図幅の野外調査において、環境省屋久島自然保護官事務所、九州森林管理局屋久島森林管理署及び屋久島森林環境保全センター、屋久町教育委員会の協力を得た。また、鹿児島県熊毛支庁土木課より新種子島空港の地質に関する資料の提供を受けた。これらの機関に深く感謝する。

(斎藤 眞・小笠原正継・長森英明・下司信夫・駒澤正夫)

## 2. 地形

本地域の種子島、屋久島は大隅半島から続く大陸棚上にあって地形的に連続し、その中でも両島周辺は連続した1つの海台となっている。一方、火山フロントに沿って口永良部島、中ノ曽根、平瀬などの火山ないし海底火山と考えられる高まりが連続する。

種子島は全体に緩い丘陵からなる。種子島北～中部では四万十帯の古第三紀付加体の走向と島の長軸がほぼ平行で、丘陵地の尾根と谷の配列を支配している。中期中新世の茎永層群が分布する種子島南部では、海食台となっていて全体に平坦な地形であるが、谷が切れ込み、谷沿いはしばしば崖をなし、海沿いは海食崖をなす。種子島には多くの海成段丘がある(中田, 1968; 町田, 1969)。また、種子島は西海岸の長浜や南海岸に砂丘が発達する。種子島には北西-南東方向の4本の活断層があり、本地域内には西之表断層を除く3本が分布し、それらを境としたブロックごと北東に傾動している。砂丘は基盤の付加体の分布高度の低い種子島の中部に広く認められ、その形成には、海流、風向のほか、活断層による基盤の変動も関係していると考えられる。

屋久島は、洋上のアルプスと呼ばれ、宮之浦岳は九州地方の最高峰である。花崗岩とそれによって接触変成作用を受けた四万十帯古第三紀付加体が急峻な山地を作り、海岸沿いには海食崖が発達する。特に島の東側が第四紀以降上昇し、中位、高位の海岸段丘面が発達する(町田, 1969; 中田, 1980など)。北西部では屋久島花崗岩が直接波食をうけ、海岸段丘は発達しない。海岸段丘の多くは波食台で段丘堆積物には乏しい。中位段丘面直下の堆積物(楠川層)の年代は中期更新世で、最終間氷期に形成されたと考えられている中位段丘面の年代(中期更新世末～後期更新世)とはへだたりがある。また、町田(1969)などで、高位段丘面とされた山地との境界部の緩斜面は、しばしば山地からの崩壊物で埋められている。島の北部の志戸子と志戸子～一湊間、宮之浦西方、安房南方の春田浜、南西部の黒崎及び栗生の北西方には隆起珊瑚礁が存在する(本調査及び、橋本, 1956; 佐藤・長浜, 1979)。屋久島南部には、花崗岩の外周に沿って延びる活断層の尾之間断層(活断層研究会編, 1980)が存在する。屋久島に認められる構造性的リニアメントは北西-南東方向と、北東-南西方向が発達し、特に花崗岩中のリニアメントは著しい。みかけの変位は小さいが、このうちのいくつかは断層であることが明白なため地質図に示した。

口永良部島は第四紀の成層火山で、島の南東部の新岳、古岳の火口は噴気をあげている。島の周囲は海食崖となっているところが多い。

本地域北縁部に鬼界カルデラの南縁部がかかるが、その形状は不明瞭である。

(斎藤 眞・小笠原正継・長森英明・下司信夫)

## 3. 地質

### 3.1 概要

本図幅地域の地質は、各島によってその様相は異なる。口永良部島、平瀬は本図幅の北端の鬼界カルデラ(Matamoto, 1943)から南西側の中之島地域につながる琉球弧火山フロントに形成された火山である。屋久島は、古第三紀付加体とそれを貫く中期中新世の花崗岩類からなる。種子島は、主に古第三紀付加体を覆う陸棚相の中～後期中新

世の茎永層群からなり、その後、本地域内の種子島中部～南部では鮮新統～更新統が発達する。20万分の1「開聞岳」地域内から延びる種子島のカンプトナイト岩脈は本地域の北縁部まで延びる。

種子島、屋久島の付加体は、九州南東部の大隅半島からつながる四万十帯の古第三紀付加体に対比できる。これまで屋久島の付加体の帰属について証拠はなかったが、今回新たに放散虫化石が産出し、古第三紀付加体であることが判明した。屋久島花崗岩は中期中新世に西南日本外帯で一斉に活動した珪長質火成岩類に属し、その西端に当たる。種子島の茎永層群と増田層は琉球列島の島尻層群、九州南東部の宮崎層群に対比され、琉球弧の前弧海盆堆積物である。(斎藤 眞・小笠原正継・長森英明・下司信夫)

### 3.2 日向層群及び日南層群(熊毛層群)

四万十帯の古第三紀付加体は、種子島と屋久島に分布する。半澤(1934)、Hanzawa(1935)は種子島の古第三紀付加体を熊毛層群と呼んだ。橋本(1956)は、屋久島北部から東部の海岸沿いの詳細なルートマップを示し、4累層を識別した。佐藤・長浜(1979)は屋久島の四万十帯の地層群を熊毛層群に対比し、坂井(1980)は熊毛層群に一括した。

20万分の1地質図幅「宮崎」(斎藤ほか, 1997)では、5万分の1地質図幅「末吉」(斎藤ほか, 1994)の成果を元に古第三系四万十帯の付加体を、始新世～前期漸新世の年代を持つ日向層群と後期漸新世～中新世初期の年代を持つ日南層群に区分した(第1図)。20万分の1地質図幅「開聞岳及び黒島の一部」(川辺ほか, 2005)はこの区分を踏襲した。日向層群は赤色泥岩、玄武岩を含み、衝上断層で積み重なる構造が明瞭で、赤色泥岩、泥岩から始新世の放散虫化石を産する。日南層群は整然相とメランジュからなり漸新世～中新世初期の浮遊性有孔虫化石を数多く産し、オリストストローム起源が考えられている(例えば、勘米良, 1977)

本図幅の凡例でもこの2区分を採用し、参考に熊毛層群の名称も併記している。日向層群には付加体を覆う正常堆積物が存在する可能性は高い(例えばOsozawa, 1992など)が、地質図上で区分できるまでの情報はそろっていないので日向、日南の2区分とした。凡例では日向層群をメランジュと整然相に区分し、メランジュは、露頭で岩塊が基質に含まれることが認識できる混在岩と整然相のブロックからなるため、「メランジュ=混在岩+(ブロックをなす)各整然相の岩相」となるように凡例を表示した。玄武岩にはメランジュのブロックと砂岩中の礫、岩塊と認識できるものがあるため、凡例を重複させてある。これらの区分は、斎藤・沢田(2000)の付加体の岩石の区分の考え方に基づいている。

### 3.2.1 種子島

本図幅の種子島の古第三紀付加体の岩相分布は、南部では佐藤(1995)の基になった産総研地質調査総合センター所有の未公表資料に従い、中部については、表層地質図「種子島」(露木ほか, 1981)をもとに、新種子島空港の地質調査に関する資料、岡田ほか(1982)の赤色泥岩の分布、原田(2001)をもとに、現地調査に基づいて、それらの可否の検討を加えて編さんを行った。

種子島の中部では、北北東-南南西の走向を持ち、20万分の1「開聞岳」地域内よりよく連続する。砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層からなり、一部に赤色泥岩、混在岩を含む。岡田ほか(1982)は本図幅でいう赤色泥岩と混在岩の基質から中期～後期始新世の放散虫化石を報告した。これらから、日向層群に相当するものと判断した。

種子島の南部では、佐藤(1995)が、種子島南部の熊毛層群が浮遊性有孔虫化石から始新統と漸新-中新統に区分されるとした。これを用い本図幅の古第三紀付加体を、九州南部からの連続性を考慮し、赤色泥岩を含み始新世の年代を持つ日向層群と、島間付近に分布するメランジュからなり漸新世～中新世の浮遊性有孔虫を産する日南層群に区分した。両者の関係は断層関係と考えられる。日南層群のメランジュは主に破断した砂岩泥岩互層と、混在岩からなる。日向層群は島間崎付近では整然とした砂岩、砂岩泥岩互層が優勢で、その南側は破断した砂岩泥岩互層や混在岩からなるメランジュで、地質図に示すことのできるサイズの砂岩、砂岩泥岩互層、赤色泥岩の岩塊を含む。立石海岸には、枕状溶岩が知られ(橋本, 1956)、坂井(1980)は砂岩中に岩塊として入っているとした。南端の門倉崎付近は整然とした砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層からなり、一部に赤色泥岩を含む。北側の破断した砂岩泥岩互層や混在岩からなる部分とは断層関係である。

Hayasaka et al. (1980)は、西海岸の牧川-深川間と、島間崎の南側

から芦屋層群産のものによく似た貝化石を報告した。このことは、赤色泥岩を含む始新世付加体の日向層群の中にも陸棚相が存在する可能性を示唆する。

### 3.2.2 屋久島

屋久島に分布する付加体は、中期中新世の屋久島花崗岩による接触変成を被っているため、長らく岩相対比による帰属の推定にとどまっていた。Hanzawa(1935)は屋久島の地質について最初に記載を行い、吐噶喇海峡以南の古生層(現在のジュラ紀付加体)に対比でき、種子島の熊毛層群に対比できないと考えた。橋本(1956)は海岸沿いの詳細なルートマップを公表し、麦生、船行、宮之浦、一湊の4累層を認識し、一湊累層が宮之浦累層を不整合で覆うとした。そして岩相から本州の四万十帯の地層群と対比できると考え、年代を“新白亜～古第三紀”と推定した。その後、佐藤・長浜(1979)は、熊毛層群に対比して古第三系と推定し、坂井(1980)は熊毛層群に一括した。その後、通商産業省資源エネルギー庁(1993)が屋久島全域の地質をまとめ、遠藤(2003)、山本ほか(2003)などでは詳細な地質の検討が行われたが、花崗岩の周囲の付加体の帰属に関する新知見は得られていなかった。斎藤ほか(2007)は東部の安房周辺の赤色泥岩から始新世の放射虫化石を報告し、大部分は日向層群に帰属することを明らかにした。

本図幅の調査では、ほぼ全面露頭である島の全周囲を、陸からの調査を基に、航空写真と船を用いて海側から詳細に行い、島の内部で新たに行った野外調査と通商産業省資源エネルギー庁(1993)に示されたルートマップ、南西部の佐藤・長浜(1979)を参考にして、付加体地質の観点から新たに地質図を作成した。

屋久島の日向層群は、層状の砂岩、砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなる部分と、泥岩優勢の部分があり、断層沿いに混在岩、玄武岩、赤色泥岩が分布する。北東部を中心に砂岩が卓越し、南西部は泥岩が卓越する。北部の小瀬田、南部の平内付近には細粒の珪長質凝灰岩がある。

東海岸の落ノ川の河口では、北西に中角度で傾く衝上断層帯が岩脈に貫かれ、上位の厚層理砂岩層に向かって、メランジュを構成する混在岩、破断した砂岩泥岩互層から砂岩泥岩互層と変化する。上方粗粒化の層序かつ徐々に変形が弱くなっていく構造が認められる。この層序はスラストシートとなった海洋プレート層序と考えられる。このメランジュ(第3図)は内陸部まで追跡でき構造面の認識に有効である。

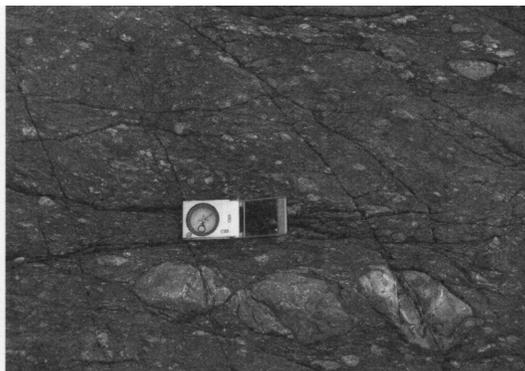
屋久島東部の田代海岸の枕状溶岩(天然記念物)は枕状構造が極めて顕著である(第4図)。赤色泥岩を伴い、南側に混在岩、破断した砂岩泥岩互層を伴う。坂井(1980)は詳細なルートマップを示し、“オリストストローム”(本図幅ではメランジュ)に含まれる岩体であることを示している。船行川河口付近の赤色泥岩は、橋本(1956)のルートマップで記載されている赤褐色泥岩にあたり、南側に混在岩ないし破断した砂岩泥岩互層を伴い、全体としてメランジュである。今回の調査では海岸沿いにやや珪質の赤色泥岩と玄武岩溶岩が見つかった。この赤色泥岩(GSJ R81918)からは、始新世を示す *Dictyoprora mongolfieri*(第5図)などの放射虫化石が産出した(斎藤ほか, 2007)。

一湊礫岩の分布する北端部の矢筈岳の西海岸や宮之浦西方、安房南方の春田浜には石灰岩やマールのノジュールを含む泥岩があり、宮之浦西方のものは一湊礫岩に似た礫岩を伴う。春田浜のマールノジュール(GSJ R81919)は保存の悪い浮遊性有孔虫化石、*Spumellaria* 科の放射虫化石を含む。これらは深海の堆積物でない可能性が高い。一湊礫岩は不整合で砂岩、泥岩を覆うという見解もあり(橋本, 1956)、礫岩や石灰質ノジュールを含む泥岩は付加体表層を覆った堆積物で、衝上断層によって付加体本体とともに繰り返している可能性がある。

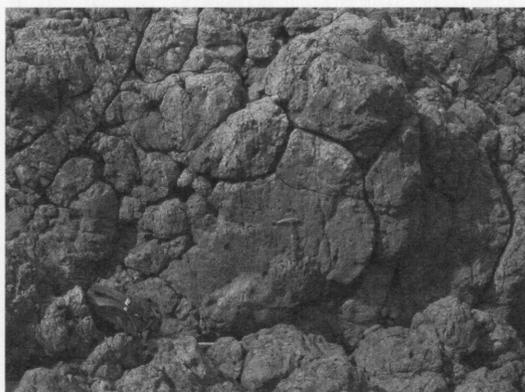
屋久島の付加体は赤色泥岩、玄武岩、混在岩からなるメランジュを伴う何本かのスラストで積み重なる構造を持ち、九州南東部の付加体との比較から、日向層群に帰属すると判断できる。

屋久島の北東部の空港周辺から安房にかけては砂岩に富むが、南西部は泥岩に富み、砂岩優勢部は走向方向の屋久島南西部には追跡できない。また、北部の小瀬田の珪長質凝灰岩は混在岩の構造的上位(北西側)にあり、南部の平内の珪長質凝灰岩とは、周囲の岩相が異なり、対比しがたい。段丘面から屋久島東部が上昇していること、屋久島南部の活断層の変位から花崗岩の南部が上昇していることから、空港周辺の砂岩優勢部は北東-南西の走向方向より北西側の屋久島西縁部の砂岩優勢部に連続する可能性もある。

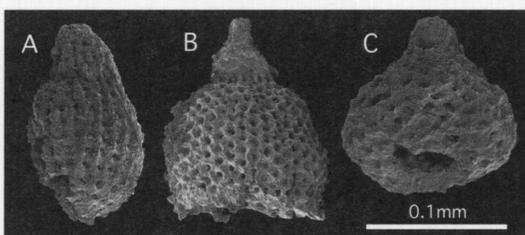
(斎藤 眞)



第3図 日向層群の混在岩。主なブロックは砂岩。屋久島東部落ノ川河口。



第4図 日向層群の枕状溶岩。屋久島東部田代海岸。



第5図 日向層群の赤色泥岩(GSJ R81918)から産出した放射虫化石(斎藤ほか, 2007)  
A. *Dictyoprora mongolfieri* (Ehrenberg)  
B. *Theocyrtis* sp. cf. *perpumila* Sanfilippo  
C. *Calocyclus* sp. cf. *ampulla* Ehrenberg

### 3.3 新第三紀火成岩類

本地域には、種子島北中部の前期中新世ランプロファイアー岩脈と、中期中新世の屋久島花崗岩及びそれと同時期の石英斑岩(屋久島、種子島に分布)が分布する。ランプロファイアー岩脈については新たに追跡調査を行った。屋久島花崗岩については、佐藤・長浜(1979)、通商産業省資源エネルギー庁(1993)を基に、岩相分布、主岩体の外形について、新たに調査を行って作成した。種子島、屋久島の石英斑岩については、小笠原(1997)と通商産業省資源エネルギー庁(1993)を基にし、落ノ川石英斑岩については新たに調査を行った。

#### 3.3.1 ランプロファイアー岩脈

種子島の北部では、厚さ10m程度のランプロファイアーが、20万分の1「開聞岳」地域の西之表市白石から本図幅内の西之表市深川にかけて島の伸長方向及び日向層群(熊毛層群)の地質構造に沿って北北東-南南西方向に20km以上連続する(種子田・木下, 1972)。Yagi *et al.* (1975)はこのランプロファイアーをカンプトナイトとした。Yagi *et al.* (1975)は茎永層群にランプロファイアー礫が入っていることから、茎永層群以前の貫入であるととした。種子田・木下(1972)は $16 \pm 2$  MaのK-Ar年代を示したが、小笠原(1997)は、 $18.2 \pm 0.9$  Maの角閃石のK-Ar年代を報告し、前期中新世に貫入したことが示された。

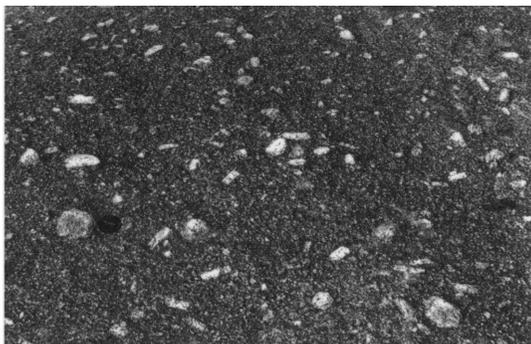
#### 3.3.2 屋久島花崗岩

屋久島花崗岩は屋久島の中央部から北西部にかけて分布し、島の主要部分を占める。古第三紀の日向層群(熊毛層群)に貫入する。屋久島花崗岩はその岩相から主岩相、周縁岩相、吉田花崗閃緑岩に区

分される(佐藤・長浜, 1979; 佐藤, 1985; Anma *et al.* 1998). 主岩相は正長石巨晶を含む灰色粗粒の黒雲母花崗岩からなる(第6図). 正長石巨晶は最大14cmの長さのものが認められ、短柱状で自形性が強い。屋久島北東部の楠川には主岩相からなる径300mの小規模岩体(楠川岩体)がある。周縁岩相は主として粗粒～中粒優白質黒雲母花崗岩からなり、董青石と白雲母を含むことがある。粗粒黒雲母白雲母花崗岩、アプライト、ペグマタイトも含まれる。またざくろ石を含む花崗岩もある。周縁岩相は主岩相を切って貫入している関係が認められる(佐藤・長浜, 1979)。周縁岩相は主岩体の外側数100mの位置に主岩体の境界と並行な岩脈として分布することがあり、西部の大川の滝周辺で顕著である。屋久島北東部の早崎には早崎タンゲステン鉱床中に周縁岩相の粗粒黒雲母白雲母花崗岩の岩脈がある。主岩体から5km以上離れたもの、通商産業省資源エネルギー庁(1991)によるボーリング調査では早崎下部に花崗岩が広く分布することを確認している。吉田花崗閃緑岩は中～細粒黒雲母花崗閃緑岩と中粒董青石黒雲母花崗岩を含み、屋久島北西部の吉田岳周辺に長径約3kmの2つの小岩体として主岩相中に分布する。北西側の小岩体は中粒董青石黒雲母花崗岩からなる。直接的な貫入関係は明らかではないが、吉田花崗閃緑岩が主岩相に貫入していると考えられる。屋久島花崗岩はチタン鉄鉱と磁硫鉄鉱を含み、磁鉄鉱は含まない。このことから花崗岩はイルメナイト系列に属する。化学組成等からはSタイプの花崗岩に区分される。

花崗岩は周囲の日向層群(熊本層群)に紅柱石-董青石ホルンフェルスにいたる接触変成作用を与えている。花崗岩体周辺の泥質岩には董青石の斑状変晶が典型的に認められる。本図幅には黒雲母アイソグラッドにより示されるホルンフェルス帯を示してある(通商産業省資源エネルギー庁, 1993, に従い、北部の一湊周辺を追加した)。屋久島北東部では黒雲母アイソグラッドが楠川岩体の外側を巻くように主岩体から離れて位置しているが、楠川岩体周辺の地下には花崗岩体が広く潜在する可能性がある。早崎の南にも独立して接触変成度の高い地域が認められる。

屋久島花崗岩のK-Ar年代はShibata and Nozawa(1968)及び通商産業省資源エネルギー庁(1989, 1990, 1991, 1992, 1993)により求められている。また安間・松田ほか(2003)はジルコンとアパタイトのFT年代とジルコンのU-Pb年代を示した。通商産業省資源エネルギー庁(1991, 1992)で求められた屋久島花崗岩主岩相の黒雲母K-Ar年代は13.8-14.8Maで誤差の大きさを考慮した加重平均値は14.3±0.5 Maとなる。安間・松田ほか(2003)のジルコンのU-Pb年代は16.2 Maから10.9Maの値をとる。周縁岩相である早崎の黒雲母白雲母花崗岩の黒雲母K-Ar年代は15.5±0.4Maである。これらのことから屋久島花崗岩は15.5Maには貫入・固結し、黒雲母K-Ar年代の閉鎖温度である300℃にまで冷却したのが、早崎の花崗岩では15.5Ma、そして岩体が大きいためゆっくり冷却した屋久島花崗岩本体では14.3Maと推定される。



第6図 正長石の巨晶を含む屋久島花崗岩。黒岳岳北方。

### 3.3.3 石英斑岩岩脈

屋久島北東部、落ノ川の河口の右岸に、日向層群のメランジュの下底の衝上断層に沿って石英斑岩の岩脈が貫入している。これを小笠原(1997)は落ノ川石英斑岩と呼んだ。通商産業省資源エネルギー庁(1992)では花崗斑岩と区分されているが、石英は花崗斑岩としては細粒である。屋久島空港東側の海岸にも2条の石英斑岩の岩脈が認められる。またこの地域の対岸にあたる種子島の島間地域にも2ヶ所で石英斑岩の岩脈がある。落ノ川石英斑岩から15.6±0.5MaのK-Ar年代が得られている(通商産業省資源エネルギー庁, 1990)。また種子島の島間の石英斑岩のK-Ar年代は15.6±0.8Ma(小笠原, 1997)で、

落ノ川石英斑岩と同一の年代をもつ。化学組成からは屋久島花崗岩と同様に両者ともSタイプの特徴をもつ。また貫入年代も屋久島花崗岩と同時期であると考えられる。

### 3.3.4 平瀬火山岩類

平瀬火山岩類は屋久島の南西約42kmにある平瀬を構成する。熱水変質の進んだ安山岩およびデイサイト溶岩からなる。平瀬は浸食された火山体が南北約2.5kmの範囲に小岩礁として露出するに過ぎないが、海面下では基底部の直径約13km、比高約500mの海山である。平瀬火山の溶岩から4.2±0.2MaのFT年代が得られている(下司ほか, 2007)。

(小笠原正継・下司信夫)

## 3.4 新第三紀堆積岩類

### 3.4.1 荃永層群

半澤(1934)によって命名された。その後、Hayasaka(1969)、早坂(1974)、井上(1992)などによって詳細な層序及び地質図が報告された。本図幅では、種子島南部では主に井上(1992)に基づき、種子島中部の分布は露木ほか(1981)に基づいて、補足調査を行って作成した。荃永層群は主に種子島の南東部に分布するほか、島内に点在し、本図幅内では大城海岸付近や北縁部の古田付近に比較的広い分布が認められる。種子島の南東部では東傾斜の同斜構造をなす。本層群は下位の日向層群を不整合で覆い、日向層群ないし日南層群起源の礫を含む。主要分布域の種子島南東部ではおよそ10～30°東に傾斜する同斜構造をなす。

荃永層群は下位より田代層、河内層、大崎層に区分される(Hayasaka, 1969)。田代層は最大層厚430mで、主に中礫～巨礫の礫岩からなり、連続性の悪い砂岩層を挟む。河内層は320mの厚さを持ち、塊状泥岩よりなり、礫岩層及び砂岩層を挟む。大崎層は層厚が700mで、主に中粒～粗粒砂岩からなる。井上(1992)は大崎層を5つの部層に細分した。河内層及び大崎層からは *Telescopium telescopium*, *Tibia fusus* などの熱帯～亜熱帯性種の軟体動物化石が産出する(Hayasaka, 1969, 井上, 1992)。Hayasaka(1969)は軟体動物化石の種構成から河内層を中期中新世、大崎層を後期中新世前期と考えた。大崎層の浮遊性有孔虫化石による年代は、八田(1989)によってN14～18(Blow, 1969)とされたが、井上(1992)によって再検討されN.13～15(Blow, 1969)に絞り込まれている。荃永層群の基底礫岩(田代層)とは、15.6±0.8MaのK-Ar年代を持つ南種子町島間の石英斑岩と同一とみられる礫が含まれている(小笠原, 1997)。このほか、18.2±0.9MaのK-Ar年代値(小笠原, 1997)を持つランプロファイヤーの岩脈起源の礫が荃永層群に含まれている(Yagi *et al.* 1975)。これらのことから荃永層群の堆積年代は15.6±0.8Ma以降となる。したがって荃永層群は中期中新世後期から後期中新世最初期(約12～11Ma)の堆積物といえる。

### 3.4.2 増田層

本地層名はHayasaka(1973)によって初めて使われた\*。早坂(1974)で概略が記述された。半澤(1934)は、本図幅の日向層群、日南層群と荃永層群を不整合に覆う低位段丘・砂丘・完新統を除く堆積物に対して上中層群と命名した。原田ほか(1963)は、半澤(1934)の上中層群を下部の上中層と上部の中種子層に区分した。しかし、原田ほか(1963)の中種子層は、時代の異なる長谷層と竹之川層を含む。このことから、本図幅では上中層群の区分は用いず、荃永層群以降の堆積物のうち最下位の海成層を増田層としてまとめて扱う。Hayasaka(1969)の田島層は、Hayasaka(1973)によって増田層に対比された。その後、早坂(1974)は、種子島全体の地質図の中で、田島層の分布域を増田層として図示した。本図幅では、早坂(1974)に従い、田島層を増田層として扱った。本図幅は早坂(1974)、原田ほか(1963)、露木ほか(1981)に基づいて、補足調査を行って作成した。

本層は下位の日向層群、日南層群及び荃永層群を不整合で覆う。層厚は20～100mで、標高0～120m位まで分布する。全体の層序は明らかにされていない。主に中粒から粗粒の砂岩からなり、礫岩層、泥岩層を挟む。まれに海棲軟体動物化石を含む。Hayasaka(1973)が報告した軟体動物化石には、中期鮮新世～更新世初頭に繁栄した掛川動物群の特徴種が含まれる。八田(1989)は浮遊性有孔虫化石からN22(Blow, 1969)に対比した。大塚・桑山(2000)は中種子町西部に分布する増田層に挟まれる火山灰層のFT年代として1.4±0.2 Ma, 1.1±0.2Ma, 1.0±0.2Maの年代値を報告した。これらのことから、

本層は後期鮮新世末期～前期更新世の堆積物と考えられる。

\*古川(1992)によると、増田層の名称は鹿児島大学の未公表資料(卒論)で最初に用いられた。

(長森英明)

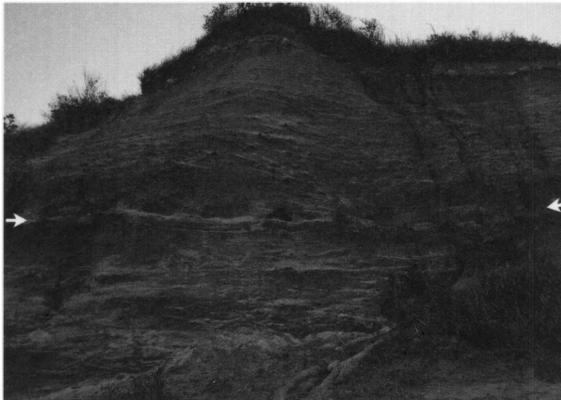
### 3.5 前期～中期更新世の堆積物

屋久島北部から東部に分布する前期～中期更新世の堆積物について新たに分布の検討を行った。その結果を基に安房層と楠川層を定義する。種子島の中期更新世の堆積物については、早坂(1974)、中田(1968)、小池・町田(2001)に基づいて、補足調査を行って作成した。

#### 3.5.1 安房層(新称)

屋久島東部の安房周辺には、森脇ほか(2000)が安房砂層と呼んだ白色の砂層が分布する。地層命名規約に基づいて模式地を安房港北側の大露頭(第7図)に設定し、名称を安房層とする。

安房層は細礫から中礫を含む白色の中粒～粗粒の主に花崗岩起源の砂からなる海成砂層で、中部に30cmほどの白色火山灰層を挟む。礫は花崗岩及び古第三紀付加体起源の砂岩、泥岩の細礫～中礫が認められる。森脇ほか(2000)は、“安房砂層”中部の“安房テフラ”の火山ガラスから $0.78 \pm 0.07\text{Ma}$ のITPFT\*\*年代を報告している。模式地付近では標高40m付近で礫層に覆われ、すぐ東の海岸沿いには古第三紀付加体の砂岩が露出していることから、層厚は模式地付近で約40mである。分布は模式地から北側に700mほど露頭が続き、南側は安房川河口右岸の南西1.5kmほどのところまで追跡できる。すでに78万年前には、旧安房川が花崗岩を浸食し河口付近に堆積物を供給していたものと考えられる。



第7図 模式地の安房層。中央部に白色火山灰層(矢印間)を含む。安房港北側。

#### 3.5.2 楠川層(新称)

屋久島北部から東部の上屋久町小瀬田、楠川、楠川にかけての地域に分布し、中位段丘面の下にあり、3.7.2に示す小瀬田火砕流堆積物(町田, 1977)を含む海成砂礫層を楠川層と定義する。模式地は上屋久町小瀬田の屋久島空港北西端と女川右岸の間の県道沿いとする(第8図)。

楠川層は中位段丘面(標高20～40m)以下の日向層群の凹地を埋めるように分布する。海岸沿いに露出することはない。こうした分布の特徴から、層厚20m以下と考えられる。部分的に薄い段丘礫層ないし崖錐堆積物に覆われる。楠川層は、小瀬田火砕流堆積物(後述)とその再堆積物を挟む砂礫層からなる。砂礫層は、淘汰の悪い人頭大以下の礫からなる礫層と粗い礫質の砂層からなり、弱い成層構造が認められる。模式地付近では東に数度傾く。

楠川層とした地層は、上限が中位段丘面のため、通商産業省資源エネルギー庁(1993)などでは、段丘堆積物として表現されてきたが、小瀬田火砕流堆積物が $0.58 \pm 0.08\text{Ma}$ のITPFT年代を持ち(森脇ほか, 2000)、中位段丘の形成年代(後期更新世)より大幅に古い。このため、同様に中位段丘面の下に存在し、これまで段丘礫層とされてきた砂礫層を楠川層に対比した。今後、正確に楠川層と段丘礫層、崖錐堆積物と区別していく必要がある。

#### 3.5.3 長谷層及び高位段丘堆積物

長谷層の名称はHayasaka(1969)で初めて使われた。早坂(1974)によって初めて記載され、中種子町中田以南の標高100～170mに分布する地層が長谷層とされた。本層は分布高度から高位段丘堆積物に対比されるため、凡例は高位段丘堆積物と一括した。下位の日向層群、

茎永層群、増田層を不整合で覆う。不淘汰な礫層からなる。礫は古第三紀付加体起源の砂岩・頁岩からなり、風化変色して脆弱である。

高位段丘堆積物は、種子島南部から中部地域では島の中央部に分布し、開間岳図幅内の種子島北部では島を縁取るように分布する。不淘汰な礫層からなる。礫は円磨されている。高位段丘堆積物がなす面は、中田(1968)の第3段丘、町田(1969)のH3面、小池・町田(2001)のmI7に相当する。

なお、本図幅の高位段丘堆積物がなす段丘面よりも分布高度が高い段丘面(中田(1968)の第1段丘面・第2段丘面、町田(1969)のH1・H2面)は堆積物をほとんど伴わないため、本図幅の地質図では図示していない。

長谷層及び高位段丘堆積物は増田層を不整合で覆うことと、580～380kaの年代値(森脇ほか, 2000; 町田・新井, 2003)を持つ古瀬田テフラを挟み、240kaの年代値(町田・新井, 2003)を持つ阿多島浜テフラに覆われる(町田・新井, 2003)ことから、下部～中部更新統と考えられる。

\*\*Isothermal plateau fission-track の略

(斎藤 眞・長森英明・小笠原正継・下司信夫)

### 3.6 後期更新世～完新世の堆積物

屋久島については現地調査に基づいて作成した。種子島の竹之川層及び中位段丘堆積物は、早坂(1974)、中田(1968)、小池・町田(2001)に、古期砂丘、砂丘及び海浜堆積物は、早坂(1974)に基づいて、補足調査を行って作成した。種子島のその他の完新統は現地調査に基づいて作成した。

#### 3.6.1 竹之川層及び中位段丘堆積物

竹之川層は早坂(1974)によって初めて記載された。本層は中種子町竹之川から屋久津にいたる種子島西海岸沿いの海拔高度20～100mの間に分布する。主に砂層からなり、粘土質中粒砂、基底礫層を伴う。層厚約10mの海成層で、砂層中にしばしば砂鉄を含む。本層は中位段丘堆積物に対比されるため、凡例は中位段丘堆積物と一括した。原田ほか(1963)の中種子層には、地質図から判断する限りでは本図幅における長谷層、中位段丘堆積物、竹之川層が含まれる。

中位段丘堆積物は種子島の中部、西海岸、東海岸に広く分布する。最終間氷期に形成された段丘堆積物を中位段丘堆積物とした。中田(1968)の第4段丘、町田(1969)のM1～M4面をなす堆積物に相当する。主に不淘汰な礫層からなり、淘汰の良い砂層を伴うことがある。層厚は約5mで薄い。小池・町田(2001)は、阿多、鬼界葛原(95ka; 町田・新井, 2003)、始良Tnなどのテフラと段丘堆積物の関係から、町田(1969)の段丘について酸素同位体ステージとの対比を行った。それによれば、M1は5e後半の海面停滞期、M2は5e、M3は5c、M4は5aにそれぞれ対比された。

#### 3.6.2 古期砂丘堆積物

種子島では中部域の西海岸に広く分布する。屋久島では楠川付近の海食台の上にわずかに分布する。淘汰の良い砂層からなり、低角な斜交層理がみられる。ごくまれに陸棲巻貝の化石を含む。現在の砂丘砂とくらべるとやや固結しており、地表面は植生に覆われる。中位段丘堆積物を覆う。

#### 3.6.3 低位段丘堆積物

低位段丘堆積物は屋久島花崗岩中の安房川上流の平地や河川沿いに分布する。主に垂平礫からなる。安房川上流部では幸屋火砕流堆積物に覆われている。

#### 3.6.4 扇状地堆積物及び崖錐

急峻な山地を持つ屋久島では、海食台の上に山地側からもたらされた崩壊物や急勾配の谷によってもたらされた扇状地性の堆積物がある。特に南部の尾之間周辺に広く分布する。淘汰の悪い垂平礫と砂からなる。

#### 3.6.5 新期砂丘及び海浜堆積物

種子島の南海岸及び中部の西海岸に発達する。種子島の砂丘砂には砂鉄が多く含まれていることがある。海食崖がある場所では礫浜がみられることがあるが、その規模は小さい。屋久島では、花崗岩の露出する西部の永田浜付近に砂丘が発達する。北部の一湊、南西部の栗生にも分布するが規模が小さい。

3.6.6 後背湿地, 河床, 谷底堆積物, 最低位段丘堆積物, 高層湿原  
種子島では, 河川沿い, 島南東部に分布する。砂丘によってせき止められて形成された小規模な湿地性堆積物がある。屋久島では河口付近に限られる。また, 地質図には示していないが, 黒味岳の南に花之江河, 小花之江河の高層湿原が発達する(早坂, 1981)。これらは日本最南端の泥炭湿原である。

### 3.6.7 隆起珊瑚礁

橋本(1956)のルートマップで示された北部の志戸子, 志戸子〜一湊間, 宮之浦西方, 東部の春田浜南西部の黒崎及び栗生北西に隆起珊瑚礁が分布する(本調査及び, 橋本, 1956; 佐藤・長浜, 1979)。分布域が小さいことと干潮時に水面に顔を出す程度のため, 本図幅では示していない。

(長森英明・斎藤 眞・小笠原正継・下司信夫)

## 3.7 第四紀火山岩類

本図幅に分布する火山岩類の区分は, 下司・小林(2006, 2007)などに基き現地調査結果を踏まえて行った。本図幅の西部を縦断する琉球弧火山フロント上には口永良部島火山が存在する。口永良部島火山は複数の成層火山の複合体からなり, 20世紀にも噴火が頻発している活火山である(井口, 2002)。本図幅では下司・小林(2006, 2007)の火山体区分を一部簡略化し, 火山体の構造及び層序からいくつかのユニットに区分した。また口永良部島・屋久島には約7.3kaに鬼界カルデラから噴出した幸屋火砕流堆積物(宇井, 1973, 町田・新井, 1978)が広く分布する。

### 3.7.1 小瀬田火砕流堆積物

小瀬田火砕流堆積物(町田, 1977)は, 屋久島北東部の榑川層(新称, 3.5.2)に挟まれる軽石質火砕流堆積物及びその再堆積物からなり, 両者の層厚は5m以上ある(第8図)。灰白色の軽石(こぶし大以下)を多く含み, 風化が進行し粘土化している(第9図)。小瀬田火砕流堆積物からは $0.58 \pm 0.08\text{Ma}$ のITPFT年代が報告されている(森脇ほか, 2000)。

### 3.7.2 幸屋火砕流堆積物

幸屋火砕流堆積物(宇井, 1973)は鬼界カルデラ火山から約7.3kaに噴出した輝石デイスサイト質の大規模火砕流堆積物である。幸屋火砕流堆積物は屋久島宮之浦岳山頂部を含む屋久島・口永良部島・種子島のほぼ全域に分布する。屋久島図幅内での層厚は比較的薄く, ほとんどの場所では1m以下であるが, 谷沿いなどには局所的に厚く堆積している。図中では比較的厚く分布する領域のみを示した。上屋久町の宮之浦川右岸や一湊では比高数mの平坦面を作って分布する。

### 3.7.3 口永良部島火山

口永良部島火山は安山岩質の大型成層火山であり, 海底部からの比高は1,100mに達する。口永良部島火山はその地形及び構造から以下の複数の火山体に区分できる(下司・小林, 2006, 2007)。

[後境火山・城ヶ鼻火山] 口永良部島の陸上に露出する火山体の中ではもっとも下位の火山体で, 熱水変質を受けた安山岩質の溶岩及び火砕岩からなる。小瀬田火砕流堆積物に覆われる(小林・成尾,

1998)ことからその活動年代を中期更新世初頭と推測される。

[番屋ヶ峰火山] 口永良部島の北西部を構成する火山体で, 安山岩質の溶岩及び火砕岩からなる。20万年前ごろの噴火年代が推定されている。

[高堂森火山・カシ峰火山・野池火山] 後境火山・城ヶ鼻及び番屋ヶ峰火山を覆う安山岩質の成層火山である。高堂森火山噴出物の最上位には約95kaの鬼界葛原テフラが挟在する(下司・小林, 2006)ことから, 高堂森火山の活動年代は中期更新世と考えられる。カシ峰火山は口永良部島の東端部を構成する火山体で, 安山岩質の小規模な成層火山である。約29kaの始良ATテフラを中位に挟むローム層に覆われることから, その活動年代は中期〜後期更新世と考えられる。野池火山は口永良部島中央部北半分を構成する安山岩質の成層火山で, 高堂森火山・番屋ヶ峰火山を覆う。約15ka発生した大規模な軽石噴火によって山頂部には野池火砕丘が形成された。また北麓を中心に火砕流堆積物が分布している(下司・小林, 2006)。

[古岳火山・鉢窪火山] 古岳火山は野池火山を覆って成長した安山岩質の成層火山で, 古期古岳火山と新期古岳火山に区分される。古期古岳火山は13〜11kaごろに形成された玄武岩質安山岩の火砕物からなる。新期古岳火山の主要部は完新世に形成され, 山麓部はともに安山岩質溶岩流からなり, 山頂火口周辺にはブルカノ式噴火やマグマ水蒸気噴火による爆発角礫層や火砕流堆積物が分布する。最新のマグマ噴火は東麓に火砕流を流下させた約200年前の噴火と推測されている(小林・成尾, 1998)。古岳火山の山頂火口では現在も活発な噴気活動が見られる。鉢窪火山は古岳の南山腹に成長した小規模な安山岩質成層火山である。古岳火山との層序関係から完新世に形成されたと推測される。

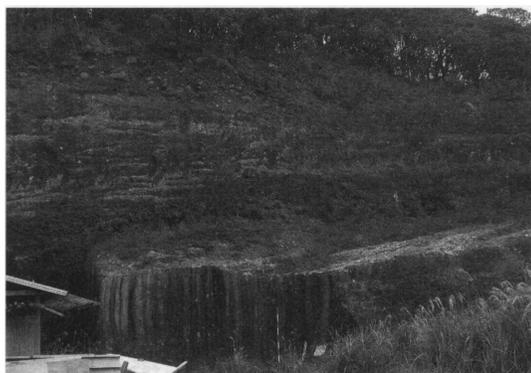
[新岳火山] 口永良部島火山で最も新しい火山体で, 古岳火山と野池火山の鞍部に成長した火山体である。新岳火山の基部を構成する新岳溶岩の年代は8世紀ないし11世紀と推測されている(味喜ほか, 2002)。山頂火口周辺には爆発角礫層や火砕流堆積物が分布する。19世紀半ばから20世紀にかけての記録が残されている噴火はブルカノ式噴火やマグマ水蒸気噴火で, すべて新岳山頂部から発生している。新岳火山山頂部では現在も噴気活動が盛んである。

(下司信夫)

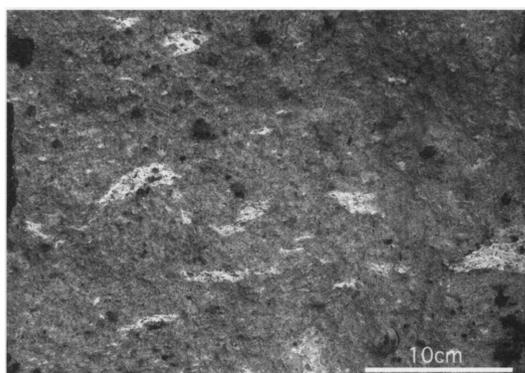
## 4 地質構造

### 4.1 活断層

種子島には, 北西〜南東方向の4本の活断層があり, 種子島の大規模な地形を支配している。本地域には西之表断層を除く3本(北から平鍋〜中山断層, 下田〜油久断層, 阿高磯断層)がある(中田, 1968; 九州活構造研究会編, 1989)。それらによると, 本図幅の北側の西之表断層が最終間氷期以降にできたと思われる中位段丘面を変位させているのに対し, それ以外の3断層は少なくとも高位段丘面を変位させているものの, 中位段丘面は変位させていないとされている。これらの断層によって, 断層に挟まれたブロックがそれぞれ北東に傾



第8図 模式地付近の榑川層。小瀬田火砕流堆積物(硬く出っ張った部分に約3m。下限不明)と中段の平地より上に再堆積物がある。屋久島空港北西



第9図 第8図の小瀬田火砕流堆積物の拡大写真。変質した白色の軽石が特徴的である。

動している(中田, 1968). 中段段丘面を変位させ、活動度が本図幅内の活断層より大きいとされる種子島北部の西之表断層も同センスで正断層であることが知られており(吉岡ほか, 1985), 種子島は現在も北東-南西方向に軸を持つ伸張の場に置かれている。

屋久島では、南部の尾之間断層が活断層(正断層)として認識されている(中田, 1980). 尾之間断層は花崗岩の外形に沿って接触変成を受けた日向層群の中を明瞭に切って東西に延び、山地からもたらされた崖錐、扇状地堆積物を山地側が相対的に上昇するように変位させている。

#### 4.2 その他の地質構造

屋久島には活断層の他に、主に花崗岩分布地域に北東-南西、北西-南東方向のリニアメントが極めて明瞭である。南部の湯泊付近や鯛の川河口付近には、これらのリニアメントに平行な断層が露頭で確認され、かつ温泉水の湧出も認識されるため、断層として記した。また、一湊の西側で断層露頭が認識できる北西-南東方向のもの、空港南側の岩脈を変位させる北西-南東方向のものを断層とした。楠川付近の日向層群に破砕部があり、南西方向に延びるリニアメントも断層とした。安間(2003)では屋久島花崗岩中での北西-南東方向の節理の卓越は、花崗岩露出地域の選択的上昇を示すとされている。これらの花崗岩中の組織地形は節理、小断層によるものと考えられ、風化・浸食の著しい部分になっていることは、地形発達だけでなく災害の面からも考慮すべきである。

(斎藤 眞・長森英明・小笠原正継)

## 5. 温泉

温泉の分布は、鹿児島県(1955)、金原(1992)、金原(2005)、下司・小林(2007)及び現地補足調査による。口永良部島には火山活動の影響を受けた高温の温泉が海岸付近に分布する。酸性の単純硫黄泉、ナトリウム塩化物泉等である。屋久島の温泉は海岸付近に位置し、日向層群分布域中の断層に沿っており、単純硫黄泉である。屋久島南東部に位置する尾之間温泉の温度は屋久島では最も高く、約50℃である。南部の平内温泉と湯泊温泉は西北西-東南東系の同一の割れ目に沿って分布する。鯛ノ川河口付近の海中にも温泉の湧き上がり知られている。本図幅地域の種子島南部にはナトリウム炭酸水素泉等が3ヶ所知られているが、いずれも27℃以下の低温泉または冷鉱泉である。

(小笠原正継・下司信夫・斎藤 眞・長森英明)

## 6. 鉱床・採石

#### 6.1 タングステン鉱床

屋久島には鉱脈型タングステン鉱床があり、かつては国内におけるタングステン資源として重要な地位を占めていた。タングステン鉱床は屋久島花崗岩の岩体周縁部の花崗岩体内またはホルンフェルス化した日向層群(熊毛層群)の堆積岩を母岩としている(通商産業省資源エネルギー庁, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993). 屋久島北東部に位置する早崎鉱床は屋久島花崗岩本体から離れているものの、鉱床中には優白質黒雲母白雲母花崗岩の岩脈があり、また通商産業省資源エネルギー庁(1991)によるボーリング調査では鉱床下部に花崗岩が広く分布することを確認している。

屋久島東部に位置する仁田屋久島鉱山は屋久島最大のタングステン鉱床で明治末期に発見された以後、何回かの休山を経て昭和33年に閉山するまで約10万tの粗鉱を生産した。屋久島のタングステン鉱床は含タングステン石英脈鉱床で、一部ではアブライトが鉱脈となることもある。鉱石は鉄マンガング重石、灰重石、自然金、錫石が含まれることがある。宮之浦鉱山の東延長の梅浜鉱床は金鉱床としての探鉱がなされた。

鉱床は屋久島花崗岩の貫入に伴って形成されており、形成時期は中期中新世である。早崎鉱床の石英脈中の白雲母から $15.4 \pm 0.4\text{Ma}$ のK-Ar年代が得られている(通商産業省資源エネルギー庁, 1991).

#### 6.2 硫黄鉱床

口永良部島新岳の火口近くでは大正年間から昭和初期にかけて昇華鉱床が採掘された(鹿児島県, 1953). 1931年から1934年の噴火活

動で鉱山設備が被災し放棄された。

#### 6.3 砂鉄鉱床

種子島と屋久島では砂鉄が採掘され、鉄資源として供給されたが、現在採掘されているものはない。種子島における砂鉄の利用は古く、西暦1200年頃に種子島の海岸で砂鉄が発見され、製鉄に使用されたことに始まる(鹿児島県, 1965). 砂鉄鉱床は海浜砂層、砂丘砂層、後期更新世の竹之川層等の段丘堆積物中に存在する。種子島の西海岸の長浜海岸では延長13kmの間に断続的に海浜砂層の砂鉄鉱床が分布し(福岡ほか, 1956), 採掘された。また西海岸の竹之川地区では竹之川層中の砂鉄が大規模に採掘された(鹿児島県, 1965). 種子島南部の島間の砂丘からも砂鉄が採掘されたことがある(福岡ほか, 1956). 鉱石は磁鉄鉱、チタン鉄鉱、赤鉄鉱からなり、種子島の砂鉄精鉱中のTiO<sub>2</sub>は約12%と高い。そのためチタン鉄鉱が分離され、低チタン高品位砂鉄として鉄鋼原料となり、チタン鉄鉱はチタン資源として利用されたことがある。屋久島では楠川の砂丘から砂鉄が採掘されたことがある(原田・富田, 1959).

#### 6.4 碎石・砂利

屋久島では、日向層群(熊毛層群)の砂岩、泥質岩ないしホルンフェルスを対象として、碎石用の岩石の採掘が行われている(鹿児島県地下資源開発促進協会, 1998). また安房の南では中期更新世安房層の未固結砂層から砂の採取が行われている。種子島では釜永層群の砂岩の採石がある(鹿児島県地下資源開発促進協会, 1998).

(小笠原正継・下司信夫・斎藤 眞・長森英明)

## 7. 重力異常

本地域の重力異常は、「屋久島地域重力図」(駒澤ほか, 2005)に示されたブーゲー異常図に詳細は示されており、そのデータに基づき編集した。編集面積は約8,109km<sup>2</sup>、編集に用いた重力データの総数は9,363点である。陸域の992点については産業技術総合研究所のほか西之表市及び南種子町の未公表資料も含まれている。海域については、1984年の白嶺丸の航海(調査航海名:GH841及びGH843)の測定データであり、陸域と同様に地形補正を施しブーゲー異常としたものである。

屋久島には花崗岩や日向層群が分布し、種子島には古第三紀の日向層群・日南層群、新第三紀の釜永層群、第四系が分布し表層密度は変化に富むが、屋久島の標高の高さによる重力・地形相関が強く出ること避けるためブーゲー異常(重力異常)の仮定密度(補正密度)は、屋久島の花崗岩類基盤に近い2.5g/cm<sup>3</sup>を採用した。

本図に示した重力異常は北北東-南南西方向のコンターパターンが優勢で2次元的な構造を呈している。北北東-南南西方向の基盤岩の盛り上がり構造が種子島と屋久島の各々の島を含むように2箇所見られ、地形と整合的である。種子島については西海岸で重力異常が高く基盤の日向層群・日南層群との分布と一致する。屋久島については西海岸に大きな重力異常がある。

地質の地質との対応がよく判るように上方接続残差重力図を第10図に示す。深部構造による重力異常は500mの上方接続値により除去したため、深度1km程度までの構造が抽出されているものである。種子島については北西-南東方向に細かな負の領域が見られるが、平鍋-中山断層や下山-油久断層などの活断層に対応している。屋久島南部では花崗岩分布域が負の領域で、南縁の日向層群分布域が正の領域である。北東部などでは両者の境界には密度的なコントラストが小さく、活断層を含む南縁部の断層による地質構造が残差重力に反映している可能性がある。同様の構造は北部の宮之浦から一湊にかけての地域でも認められる。また、宮之浦南方の大きな負の領域と東部の安房川流域の負の領域は、河川の浸食が進み、断層や節理によると考えられるリニアメントも認められることから、脆弱な花崗岩を反映している可能性がある。逆に西海岸の永田岬から国割岳にかけての正の地域は、安定した花崗岩がであることを反映している可能性がある。喜界カルデラの南方に位置する口永良部島の北側には孤立したカルデラ様の負の残差重力が見られ、口永良部島はカルデラ壁に対応するような正の残差重力域になっている。

(駒澤正夫)

## Geology of the 1:200,000 Yaku Shima Quadrangle

The 1:200,000 Yaku Shima Quadrangle is located south of Kyusyu Island and includes the central to southern part of Tanega Shima Island, Yaku Shima Island, Kuchinoerabu Jima Island and Hirase of the shore reef.

The Eocene to Early Miocene accretionary complex of the Shimanto Terrane is exposed on Yaku Shima and Tanega Shima Islands. Although these rocks had been called the "Kumage Group", treated as an aggregate, the authors have divided them into the Eocene Hyuga Group and Oligocene to lowermost Miocene Nichinan Group based on the division in southeastern Kyushu. The Hyuga Group is distributed on Tanega Shima Island and the rim of Yaku Shima Island, and the Nichinan Group occupies only the Shimama area along the western coast of Tanega Shima Island. The Hyuga Group is composed of sandstone, mudstone and alternation of sandstone and mudstone with red mudstone, felsic tuff, pillow basalt and mixed rock including blocks of all these rocks. The pillow basalt, red mudstone and mixed rock are distributed along the original thrust fault. The Nichinan Group is a mixture of sandstone and mudstone. The Hyuga Group in Yaku Shima Island was almost subjected to contact metamorphism of the Middle Miocene Yakushima Granite.

In the northern part of Tanega Shima Island, a lamprophyre (camptonite) dike intruded into the Hyuga Group in the Early Miocene. The hornblende K-Ar age of the camptonite is  $18.2 \pm 0.9$  Ma. The dike is traced more than 20 km in the NE-SSW direction, parallel to the major strike of the Hyuga Group. The southern end of the dike crops out in the map area.

On Yaku Shima Island, the middle Miocene Yakushima Granite occupies the central part of the island. The Yakushima Granite is divided into three types, main facies, marginal facies, and Yoshida Granodiorite. The main facies is a coarse-grained biotite granite and contains large orthoclase crystals up to 14 cm long. The Yakushima Granite shows the S-type and Ilumenite series signatures. The age of the granite intrusion is considered about 15.5 Ma.

Several quartz porphyry dikes are present on the northeastern margin of Yaku Shima Island and southwestern shore of Tanega Shima Island. These dikes intruded the Hyuga Group at the same time as Yakushima Granite.

Middle to Upper Miocene Kukinaga Group is mainly distributed in the southern part of Tanega Shima Island, which is divided into three formations, i.e. conglomerate-predominant Tashiro Formation, siltstone-predominant Kawauchi Formation and sandstone-predominant Osaki Formation in ascending order. The Pliocene to Early Pleistocene Masuda Formation is composed of unconsolidated sand with gravel and clay, which is mainly distributed in central Tanega Shima Island.

Hirase volcano is an eroded volcano sitting on the volcanic front of the Ryukyu Arc, and an FT age of  $4.2 \pm 0.2$  Ma is obtained.

Lower to Middle Pleistocene marine deposits are distributed under the Middle terrace in the northern to eastern part of Yaku Shima Island. The authors have defined the Anbo Formation characterized by quartz-feldspathic sand on eastern Yaku Shima Island. It includes a white tuff bed of  $0.78 \pm 0.07$  Ma (ITPFT age of glass; Moriwaki *et al.*, 2000). In the eastern and northern parts of Yaku Shima Island, the authors also have defined the Tabukawa Formation characterized by marine sand and gravel with the Koseda Pyroclastic Flow Deposit of  $0.58 \pm$

$0.08$  Ma (ITPFT age of glass; Moriwaki *et al.*, 2000).

On Tanega Shima Island, marine terrace deposits are widely developed, which are composed of Middle Pleistocene higher terrace deposits including the Hase Formation, and Late Pleistocene middle terrace deposits and the Takenokawa Formation. On the western and southern coasts of Tanega Shima Island, sand dunes are widely distributed.

Koya Pyroclastic Flow Deposit erupted from the Kikai Caldera around 7.3 ka mostly covers Yaku Shima, Tanega Shima and Kuchinoerabu Jima Islands.

The Kuchinoerabujima Volcano is an active andesitic composite volcano, consisting of at least nine volcanoes built within ca. 500 ka. The Shindake Volcano is the youngest volcanic edifice of the Kuchinoerabu Jima and has repeated explosive eruptions within the last 160 years. The last eruption of the Kuchinoerabujima Volcano was in 1980 from a fissure vent on the Shindake Volcano.

Several hot springs are utilized as spas. High temperature hot springs are present on Kuchinoerabu Jima Island derived from Quaternary volcanic activity.

The quartz-vein type tungsten deposits on Yaku Shima Island were formed with the intrusion of the Miocene Yakushima Granite. Some of the tungsten deposits contain minor amounts of gold. The placer Ti-bearing Fe deposits are present along the coastlines of Tanega Shima and Yaku Shima Islands.

Gravity data indicate residual highs on Tanega Shima and Yaku Shima Islands. Those gravimetric highs are elongated from north-northeast to south-southwest. They are believed to be the uplift structure of the basement rock, and it is generally consistent with the topographic features.

Key words : geologic map, 1:200,000, Yaku Shima, Tanega Shima, Kuchinoerabu Jima, Kagoshima, Paleogene, Neogene, Quaternary, Shimanto, Hyuga Group, active volcano, caldera, pyroclastic flow, Yakushima Granite, Kukinaga Group, Kumage Group

---

平成 19 年 5 月 8 日印刷  
平成 19 年 5 月 11 日発行  
著作権所有・発行者

許可なく複製を禁ずる

独立行政法人  
産業技術総合研究所 地質調査総合センター

〒 305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1 番地 1  
TEL (029)861-3606

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST ©2007

---