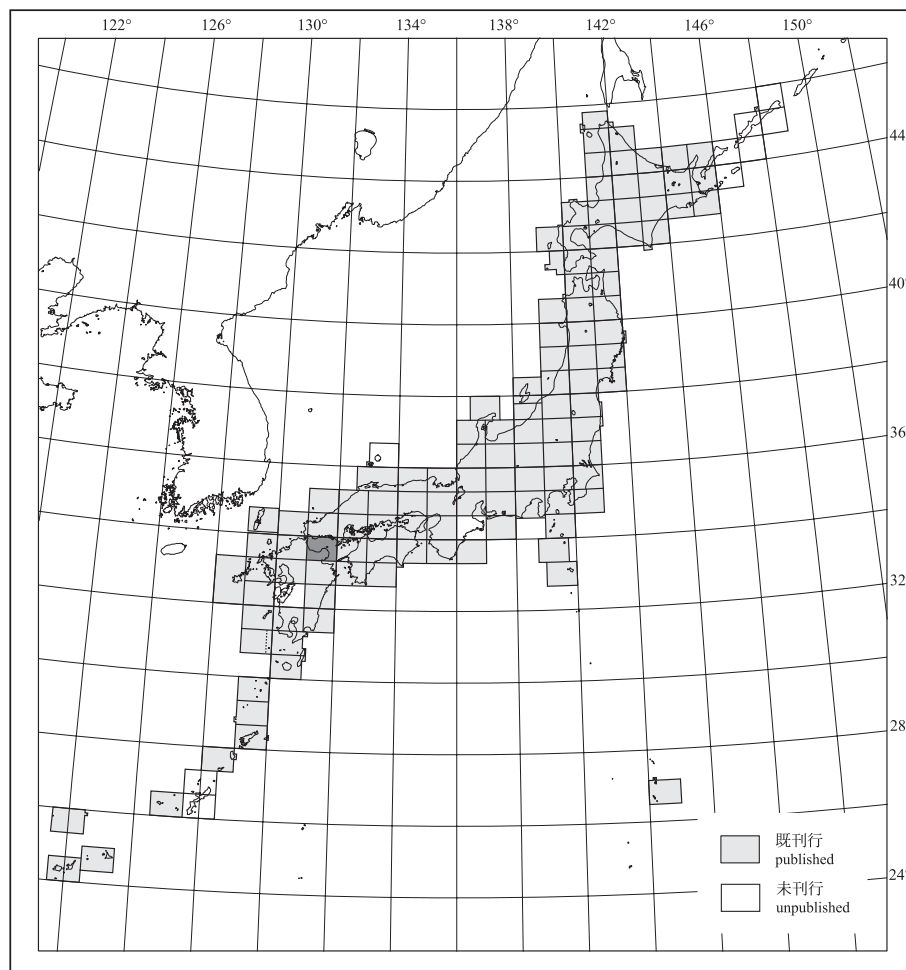


20万分の1地質図幅「中津」

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, NAKATSU

石塚吉浩・尾崎正紀・星住英夫・松浦浩久・宮崎一博・
名和一成・実松健造・駒澤正夫

Yoshihiro ISHIZUKA, Masanori OZAKI, Hideo HOSHIZUMI, Hirohisa MATSUURA,
Kazuhiro MIYAZAKI, Kazunari NAWA, Kenzo SANEMATSU and Masao KOMAZAWA



平成21年
2009



独立行政法人
産業技術総合研究所
地質調査総合センター



GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

1. はじめに

20万分の1地質図幅「中津」は産業技術総合研究所地質調査総合センター及びその前身である地質調査所が、対象となる地域の地質の編纂に基づき作成している20万分の1地質図幅の1つである。本図幅は、主に野外調査及び新たなK-Ar年代測定結果を基に、公表されている各種地質図幅、報告書、論文などを参考に編纂している。地質図幅をまとめるにあたって、領家変成コンプレックスの変成分帯に関して九州大学菅原 雄氏、宇都地域の阿蘇-4火砕流堆積物に関して山口大学松尾征二氏（当時）、宮田雄一郎教授の未公表資料を参考にさせていただいた。両子火山に関して山口大学堀川義之氏に露頭情報を教えていただいた。以上の方々に深く感謝する。

2. 地 形

本地域は^{すおうなだ}周防灘を中心に九州北東部と本州西端部を含む。九州北東部では標高500~1,100 mの山地が東西方向に延び、東側の国東半島には^{かたこ}両子火山の火山地形が認められる。これらの山地を削って小規模な河川が形成され、その多くは周防灘へ注いでいる。そのため中津市を中心に、周防灘の海岸線に沿って中津平野が形成されている。国東半島の西部から南部では、伊予灘、別府湾へ河川が注ぎ海岸平野は狭い。九州側の北西端には関門海峡の出入口となる^{くにかき}企救半島がある。本州西端部はなだらかな丘陵となっており、その間に小規模な平野が形成されている。周防灘は水深20 m程で起伏に乏しく、^{いせしま}姫島、笠戸島、祝島などの島嶼が点在する。

3. 地 質

3.1 地質概要

本地域は西南日本内帯に位置し、九州北東部と本州西端部で地質構成が異なる。九州北東部は、九州を東西に横断する別府-島原地溝（松本, 1979）の東部とその北側にあたり、主に新第三紀後期中新世から第四紀の火山岩類及び堆積岩類からなる。これらの基盤岩として領家変成コンプレックス、白亜紀深成岩類が小規模に分布する。また企救半島はペルム紀付加コンプレックスからなる。一方本州西端部は、周防変成コンプレックス、三疊紀-古第三紀堆積岩類、白亜紀火成岩類、新第三紀中期中新世火山岩類、第四紀堆積物など、多様な岩相からなる。

（石塚吉浩）

3.2 ペルム紀付加コンプレックス（呼野層群）

呼野層群（太田ほか, 1992など）は秋吉帯の付加コンプレックス（柳瀬・磯崎, 1993；中江ほか, 1998など）で、本地域では企救半島東端に分布する。本層群は岩相・地質構造などから3つのユニットに区分され、本地域には見かけ上の構造的中位にあたる大積ユニットが分布する（中江ほか, 1998）。大積ユニットは砂岩（Os）、泥岩（Om）、チャート（Oc）を主体とし、珪質泥岩-珪長質凝灰岩（Of）、玄武岩火山碎屑岩（Og）、石灰岩（Ol）を伴う。呼野層群は上記の岩相からなる層序がスラストにより繰り返す。本地域のシフオームの軸は西北西-東南東方向を示す（中江ほか, 1998）。有孔虫、サンゴ、放射虫などの化石（藤本ほか, 1961；西田, 1980；柳瀬・磯崎, 1993；中江ほか, 1998など）から、玄武岩火山碎屑岩は石炭紀、石灰岩は石炭紀-ペルム紀、チャート、珪長質凝灰岩、泥岩、砂岩はペルム紀の年代を示す（中江ほか, 1998）。

（尾崎正紀）

3.3 周防変成コンプレックス（周防帯の三郡変成岩類）

西南日本内帯に広く分布する低温高压型変成岩類は三郡変成岩類と呼ばれていたが、年代学的な研究の進展により、石炭紀-ペルム紀の変成年代を示す連華帯と三疊紀-ジュラ紀の変成年代を示す周防帯の変成岩類に区分された（Nishimura, 1998）。本地域には周防帯の低温

高压型変成岩類が分布し、本図幅ではこれを周防変成コンプレックスと呼ぶ。山口県及び福岡県の周防灘沿いに点在して分布し、周南市南部から防府市及び山口市南部を経て宇布市東部にかけては泥質片岩を主とし、周南市西部に少量の珪質片岩が分布する。宇布市東部には泥質片岩に加え蛇紋岩を主とする変成超苦鉄質岩が分布する。山陽小野田市南部には苦鉄質片岩が比較的まとまって分布し、少量の泥質片岩を伴う。福岡県行橋市東部では泥質片岩が分布している。

本地域の周防変成コンプレックスからは低温高压型の変成作用を特徴付ける変成鉱物の報告はないが、北隣「山口」地域内の苦鉄質片岩から緑れん石 + 藍閃石及びパンペリー石 + アクチノ閃石の鉱物共生（西村ほか, 1989; Nishimura, 1998）が報告されており、変成相は青色片岩相~パンペリー石アクチノ閃石亜相であると推定される。本地域の周防変成コンプレックスは多くの場所で白亜紀花崗岩類の貫入による接触変成作用を被り、泥質片岩に黒雲母が生じている。

本地域の周防変成コンプレックスからは放射年代の報告はないが、北隣の「山口」地域で228~206 MaのフェンジャイトK-Ar年代（Nishimura, 1998）が得られている。

（宮崎一博）

3.4 中生代の堆積岩類

3.4.1 後期三疊紀堆積岩類（美祿層群）

美祿層群は山口県の美祿市-山陽小野田市周辺（主に北隣「山口」地域）に分布する石炭層を挟む後期三疊紀の浅海-河川成の堆積物である（高橋ほか, 1975；亀高, 1999など）。山陽小野田市厚狭（北隣「山口」地域）では、下位より平松層・井手上層・中塚層・山野井層・鴨庄層に区分される（長谷, 1951；高橋・三上, 1975）が、平松層と井手上層を合わせて津布田層とも呼ばれる（Tokuyama, 1962）。本地域には山陽小野田市西高泊に平松層（Mr）が分布し、主に砂岩泥岩の互層からなり礫岩・石炭層を伴う。美祿層群からは三疊紀を示す二枚貝、アンモナイト、昆虫、植物化石、魚類など多様な化石を産する（Kobayashi, 1952；高橋ほか, 1963a；高橋・三上, 1975；鮎沢, 1991；美祿市教育委員会, 2000；上野ほか, 2003など）。

3.4.2 前期白亜紀陸成層及び火山岩類（関門層群）

関門層群（松本, 1951）は山口県などに広く分布する前期白亜紀の陸成層で、下部の脇野亜層群と上部の下関亜層群に区分される（長谷, 1958など）。本地域には北九州市田野浦に脇野亜層群が、山陽小野田市郡や東高泊に下関亜層群が分布する。脇野亜層群（Kw）は河川-湖沼堆積物で、赤紫色泥岩や石灰岩礫で特徴付けられ、淡水生貝化石などからオーテリビアン期からパレミアン期頃に対比される（太田, 1981など）。下関亜層群は安山岩を主としてデイサイト-流紋岩を伴う火山岩類を多く含み、模式地である下関市では下位から塩浜層、北彦島層、筋ヶ浜層に区分される（植田, 1957；長谷, 1958）が、広域に正確な対比はできないため、本図幅では下関亜層群を堆積岩卓越層と火山岩卓越層に2分し、本地域には堆積岩卓越層（Ks）のみが分布することを地質図で示した。下関亜層群の安山岩の角閃石斑晶K-Ar年代はアルビアン期の106~103 Maを示す（Imaoka *et al.*, 1993など）。

なお、企救半島には北東-南西方向に伸長する径2~10 kmの岩株状の斑状細粒閃緑岩（Po）が分布しており、平尾花崗閃緑岩による接触変成を受けていることから、関門層群下関亜層群の一部として扱われている（中江ほか, 1998）。

（尾崎正紀）

3.5 領家変成コンプレックス

西南日本内帯に分布し、後期白亜紀の高温低压型変成作用で生じた領家変成岩類を本図幅では領家変成コンプレックスと呼ぶ。山口県東部では、ジュラ紀付加コンプレックスである玖珂層群が領家変成コンプレックスの原岩となっている（東元ほか, 1983）。本地域には山口県東部の周防灘沿い及び国東半島南西部に分布する。山口県東部の光市東方から田布施町にかけては変成珪質岩を主とし、少量の変成泥岩

が伴われる。これ以外の地域では主に變成泥岩からなる。

山口県東部では變成泥岩による變成分帯 (Ikeda, 1993; Okudaira *et al.*, 1993; Nakajima, 1994) が行われている。本図幅ではIkeda (1998) の分帯基準を参考に低變成度から高變成度へ、黒雲母帯、カリ長石董青石帯、カリ長石珪線石帯及びざくろ石董青石帯の4帯に分帯した。ただし、Ikeda (1998) の緑泥石黒雲母帯、黒雲母帯及び白雲母董青石帯は黒雲母帯に一括した。黒雲母帯は周南市南部、下松市笠戸島の南部以外、下松市州鼻と光市室積を結ぶ線より南西側に分布する (Beppu and Okudaira, 2006; 宮下, 1995)。カリ長石董青石帯は下松市東方の茶白山周辺、光市北東の立野周辺 (菅原・池田, 2009) 及び笠戸島南部 (Beppu and Okudaira, 2006) に分布する。この他に祝島及び小祝島もカリ長石董青石帯に属する可能性が指摘されている (宮下ほか, 1996)。カリ長石珪線石帯は光市街地東から千坊山西を結ぶ線と光市街地南西端から室積を結ぶ線の間に分布する (菅原・池田, 2009; 赤木, 1923)。さらに、国東半島南西部にも變成泥岩にカリ長石+珪線石の共生 (石塚ほか, 2005) が見られることから、これらの地域もカリ長石珪線石帯に属するとした。ざくろ石董青石帯は光市街地東方の千坊山周辺に分布する。

變成泥岩の岩相は變成度に応じて変化し、黒雲母帯で泥質片岩、カリ長石董青石帯、ざくろ石董青石帯及びカリ長石珪線石帯で泥質片麻岩である。カリ長石董青石帯より高變成度の帯ではミグマタイト質の岩石も広く分布する。山口県東部の變成相は角閃岩相高温部からグラニュライト相に達する (Ikeda, 2002)。笠戸島の黒雲母帯で $T = 470$ °C、カリ長石董青石帯で $T = 550$ °C、 $P = 2.5$ kbar (Beppu and Okudaira, 2006) が見積もられている。

国東半島の領家變成コンプレックスからは 88.0 ± 4.4 Ma (黒雲母) と 86.2 ± 2.3 Ma (白雲母) の K-Ar 年代が得られている (笹田, 1987)。この他にも片麻岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代として 132.1 ± 12.0 Ma (小山内ほか, 1993) が得られている。

(宮崎一博)

3.6 白亜紀火成岩類及び岩脈

3.6.1 花崗岩類 I

後期白亜紀深成岩類のうち、中一粗粒で顕著な面構造を示す深成岩類を花崗岩類 I と呼ぶ。これはいわゆる領家古期花崗岩類に相当する。主な岩相は中一粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トータル岩 (Gd1) で、細-中粒黒雲母角閃石石英閃緑岩-トータル岩 (Qd1) も小規模に分布する。光市付近には典型的な Gd1 の特徴を示す蒲野花崗閃緑岩が分布し、隣接する地域に拡がっている。国東半島の黒津崎トータル岩 (正尾ほか, 1990) は大部分が Gd1 に相当するが、部分的に少量の花崗岩類 II 相当の花崗岩・斑れい岩と緑柱石を含むペグマタイトを伴う (地質図では分布省略)。国東半島南部の牛屋敷深成複合岩体の苦鉄質岩相 (石塚ほか, 2005) は、顕著な面構造を示す (森山ほか, 1983) ため Qd1 とした。

花崗岩類 I の放射年代は、山口県の蒲野花崗閃緑岩からジルコンの SHRIMP 年代とモナズ石の CHIME 年代として、 $101 \sim 95$ Ma の白亜紀前期と後期の境界付近の値が得られている (Nakajima *et al.*, 2004; Suzuki and Adachi, 1998 など)。

3.6.2 周南層群

周南層群は、北隣「山口」地域から周南市太華山周辺にかけて東西方向に点在する後期白亜紀火山岩類である (村上・西野, 1967)。本層群は周防變成コンプレックスを不整合に覆い、花崗岩類 III に貫入される。太華山周辺では下位の安山岩凝灰角礫岩 (Sa) と上位の流紋岩-デイサイト溶結凝灰岩 (Sr) からなる (村上, 1987)。

3.6.3 花崗岩類 II

花崗岩類 I に貫入し弱い面構造を持つことがある後期白亜紀深成岩類を花崗岩類 II と呼ぶ。これはいわゆる領家新期花崗岩類に相当すると考えられる。主な岩相は多い順に中一粗粒黒雲母花崗岩及び細-中粒白雲母黒雲母花崗岩 (Gr2) と細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トータル

岩 (Gd2) があり、わずかに中一粗粒角閃石斑れい岩-石英閃緑岩 (Qd2) を伴う。Gr2 は国東半島の行者岬深成複合岩体の珪長質岩相、牛屋敷深成複合岩体の珪長質岩相 (石塚ほか, 2005)、宇佐市安心院町津房川流域の鶴花崗岩 (星住・森下, 1993) などがこれに含まれる。Gd2 は行者岬深成複合岩体の中粒トータル岩 (石塚ほか, 2005)、中津市南方の新第三紀火山岩類の下にわずかに露出する岩体、津房川上流の丸田花崗閃緑岩 (星住・森下, 1993) がこれに相当する。中津市南方の岩体は、北部では花崗閃緑岩であるが南に向かってトータル岩に漸移し、面構造が現れる (村上, 1994)。Qd2 は行者岬深成複合岩体の中一粗粒角閃石斑れい岩-石英閃緑岩 (石塚ほか, 2005) の小岩体の他、黒津崎トータル岩 (Gd1) に岩脈状に貫入している (地質図では省略)。

国東半島の Qd2 は MgO 含有量が $9.0 \sim 9.7$ % に達するものを含み (村上, 1994; Kamei *et al.*, 2004)、角閃石の K-Ar 年代として 98.7 ± 4.9 Ma (Kamei *et al.*, 2004) が得られている。

3.6.4 花崗岩類 III

後期白亜紀深成岩類のうち塊状の岩相を示す深成岩類を花崗岩類 III と呼ぶ。本地域では中一粗粒黒雲母花崗岩 (Gr3) が大部分を占め、わずかに中一粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gd3) と細粒黒雲母花崗岩及び白雲母黒雲母花崗岩 (Gf3) を伴う。Gr3 は山口市秋徳-宇部市広瀬 (防府花崗岩) など、山口県の周防灘沿岸に露出する他、福岡県行橋市からみやこ町にかけて小岩体が点在している。Gd3 は行橋市杵尾 (平尾花崗閃緑岩) と大分県上毛町付近の小範囲に点在している。Gf3 は福岡県吉富町と築上町に小岩体として露出しており、大部分は白雲母黒雲母花崗岩で少量のざくろ石を含むことがある (村上, 1994)。

以上の他本地域には、後期白亜紀と考えられる閃緑斑岩と花崗斑岩の岩脈が深成岩類に対して貫入しているが、いずれも小規模なので地質図には分布を示していない。

(松浦浩久)

3.7 古第三紀堆積岩類 (宇部層群)

宇部層群は宇部市、山陽小野田市、山口市阿知須町とその周辺海域の海底下に広く分布する (河野, 1956; 清原, 1956; 地質調査所編, 1960; 松本・瀬戸, 1961; 高橋・横山, 1960; 高橋ほか, 1961, 1963b; 瀬戸, 1972 など)。海域では下位から東見初層、沖ノ山層、長坂層 (松本・瀬戸, 1961) に、陸域では厚東川礫岩層、岐波層、宇部挟炭層 (清原, 1956; 高橋ほか, 1975 など) に区分される。東見初層は主に砂岩泥岩互層からなり下部に石炭層を挟み、陸域では石炭層を欠き礫岩・砂岩主体の厚東川礫岩層に連続する。沖ノ山層は石炭層を多数挟む砂岩泥岩互層からなり海生貝化石も産する。陸域では石炭層を含まない砂岩主体の岐波層と宇部挟炭層に対比される。長坂層は石炭層に乏しい礫岩を含む砂岩・泥岩からなり、宇部挟炭層の上部に対比される。本図幅では、宇部層群を東見初層 (U1) と沖ノ山層及び長坂層 (Uu) に2分して示した。

宇部層群の堆積年代は植物・軟体動物・哺乳類化石から後期始新世と考えられていた (Takai, 1950 など) が、始新統には産出しない温暖な気候を示す植物化石などが得られ (石田ほか, 1994)、FT 年代も $44 \sim 30$ Ma を示す (今岡ほか, 1999; 2003 など)。このため、特に宇部市東部 (西岐波から東岐波) に分布する宇部層群は、全体が前期漸新世に位置づけられる可能性が高い。

(尾崎正紀)

3.8 中期中新世堆積岩類及び火山岩類

3.8.1 興居島層群ないし高浜層群相当層

本地域北東部の祝島には、領家變成コンプレックスを不整合に覆い瀬戸内火山岩類に覆われる礫岩が分布している。この礫岩は厚さ約 35 m で、薄い凝灰質砂岩を伴っており、礫として斜長石斑状かんらん石単斜輝石斜方輝石安山岩を含む (白木・杉本, 1989)。礫の岩種と本層が瀬戸内火山岩類の下位に位置することから、本図幅では愛媛県松山市西方の中部中新統興居島層群ないし高浜層群 (永井, 1963)

に対比した。

3.8.2 瀬戸内火山岩類

祝島と小祝島には領家変成コンプレックスと興居島層群ないし高浜層群相当層の礫岩を覆って、中部中新統瀬戸内火山岩類が分布している(白木・杉本, 1989)。祝島では最下部の凝灰角礫岩に始まる6枚の凝灰角礫岩・火山角礫岩と、7枚の安山岩溶岩が互層し層厚400 m以上に及び、溶岩は単斜輝石斜方輝石安山岩(一部にかんらん石斑晶を含む)で、下から3枚目の溶岩以外は斑晶に斜長石を含む。また下から1~3枚目の溶岩は高マグネシウム安山岩($MgO>6.6\%$, $SiO_2>53\%$)である(白木・杉本, 1989)。

(松浦浩久)

3.9 後期中新世-後期鮮新世火山岩類

後期中新世以降の火山岩類は九州北東部に分布し、第1図に示した層序関係図でまとめられる。このうち後期中新世-後期鮮新世の火山岩類は、現地調査、さらに本図幅編纂のために新たになされたK-Ar年代測定結果(石塚ほか, 2009)に基づいて区分している。

3.9.1 宇佐火山岩類

中津市山国川流域から伊予灘にかけて東西方向に分布する後期中新世-後期鮮新世の火山岩類を宇佐火山岩類(星住・森下, 1993)と呼ぶ。本火山岩類は安山岩-デイサイト溶岩と同質の火山砕屑岩からなる。本図幅では放射年代値に加え、火口近傍相/遠方相といった岩相変化を追跡し、宇佐火山岩類の活動期を3つに細分した。すなわち、後期中新世に噴出したと考えられるものを古期、前期鮮新世前半のものを中期、前期鮮新世後半から後期鮮新世のものを新期と再定義する。これら3つの時代に活動した火山岩類はそれぞれ、大局的に溶岩が卓越する火口近傍相と、その周囲に分布する火山岩塊火山灰流堆積物やラハール堆積物といった火山体遠方相から構成されている。活動様式としては成層火山及び溶岩ドームの集合からなる火山群を形成したと考えられている(石塚ほか, 2005)。杵築市山香町周辺、宇佐市麻生周辺などでは強く変質している。

古期宇佐火山岩類は本地域南東部に東西方向に分布し、火山地形は浸食によりほとんど残存していない。7.6~7.3 MaのFT年代(星住・森下, 1993)、6.6~5.3 MaのK-Ar年代(鎌田・渡辺, 1985; 沢井ほか, 2002; 石塚ほか, 2005)が得られている。

中期宇佐火山岩類は本地域南部に分布し、火山地形はほとんど残存していない。5.3~4.8 MaのK-Ar年代(鎌田・村岡, 1984; 鎌田, 1985; 沢井ほか, 2002; 石塚ほか, 2009)が得られている。湖沼-河川堆積物の上部中新統-鮮新統津房川層とは同時異相の関係にある(星住・森下, 1993)。

新期宇佐火山岩類は本地域南西部に北西-南東方向に延びて分布し、火山体の構造をわずかに残す。従来、5.3~2.7 MaのK-Ar年代(巽ほか, 1980; 鎌田, 1985; 宇都・須藤, 1985; 須藤, 1985a; 鎌田, 1986; 通商産業省資源エネルギー庁, 1991)と4.6~4.5 MaのFT年代(松本ほか, 1992a)が得られていた。このうち測定誤差の大きい年代値を中心にK-Ar年代を再測定した結果(石塚ほか, 2009)、新期宇佐火山岩類の年代値は3.9~2.7 Maにまとまる。

これら3つに区分した活動期の分布及び年代値は、宇佐火山岩類の活動が東側から西側へ移動したことを示している。

3.9.2 英彦山火山岩類

英彦山(西隣「福岡」地域)から連続し周防灘及び山国川流域まで分布する後期中新世-前期鮮新世の火山岩類を、本図幅では英彦山火山岩類と総称する。本火山岩類には山国層、北坂本層、下毛層(英彦山団研グループ, 1984, 1987; 松本ほか, 1984)が含まれる。前述の宇佐火山岩類との地層境界は、地形的特徴、層序関係、堆積物の走向傾斜及び放射年代値を基に境界線を引いている。

英彦山火山岩類は、主に安山岩-デイサイト溶岩と同質の火山砕屑岩からなり、玄武岩溶岩、デイサイト火砕流堆積物、流紋岩降下軽石

を伴う。これらを本図幅では安山岩-デイサイト溶岩、火山砕屑岩、玄武岩溶岩、軽石質火砕流堆積物の4つに区分した。本火山岩類は犬ヶ岳-大平山、釣鐘山、樋桶山等の標高600~1,100 mに達する高標高部や山国川河床部などに溶岩が分布し、周防灘方向へ緩やかな火山麓扇状地をつくっている。火山麓扇状地はラハール堆積物、火山岩塊火山灰流堆積物、軽石質火砕流堆積物及び岩屑なだれ堆積物から構成されている。福岡県築上町岩丸では角閃石デイサイト火砕流堆積物に伴って黒雲母角閃石流紋岩の降下軽石層を伴う。玄武岩は雁俣山周辺と中津市鮎婦に分布し、一部は全岩 FeO^*/MgO が1.0以下の未分化な組成を持つ(角縁・松本, 1990; Nakada and Kamata, 1991)。中津市山国町吉野周辺では火山砕屑岩が強く変質している。

放射年代値は5.7~3.5 MaのFT年代(渡辺ほか, 1986; 松本ほか, 1992a; 西隣「福岡」地域での年代値を含む)、4.8~3.8 MaのK-Ar年代(Nakada and Kamata, 1991; 松本ほか, 1992b; 石塚ほか, 2009)が得られている。本地域内では前期鮮新世を示す火山岩類が卓越している。

3.9.3 人見岳火山岩類

本地域の南端、鈴ヶ塚山から樺木山にかけて広がる人見岳火山岩類(星住・森下, 1993)は、少なくとも4枚の輝石安山岩溶岩からなり、基底部、溶岩の間、さらに上面に、凝灰角礫岩などの火山砕屑岩(一部は火砕流堆積物)を伴う。溶岩は緩く北に傾斜し、人見岳火山岩類の南端(地域外)は、別府地溝北縁の断層により切断されている。このことから噴出源は別府地溝の内側にあったと推定される。後期鮮新世を示す2.4~1.9 MaのK-Ar年代(鎌田・村岡, 1984; 須藤, 1985b; 新エネルギー総合開発機構, 1988)が得られている。

(石塚吉浩・星住英夫)

3.10 前期更新世火山岩類

3.10.1 両子火山

両子火山は国東半島の中-北部にあり、溶岩ドーム群とそれを取り巻く火山砕屑物からなる。火山砕屑物は開析の進んだ山麓扇状地を構成し、火山体中央部では火砕流堆積物、縁辺部ではラハール堆積物を主体とする。火砕流堆積物は、主に火山岩塊火山灰流堆積物の他、軽石質の本質岩塊を持つ軽石質火砕流堆積物(中村ほか, 1976; 松本・成重, 1985)も認められる。火山砕屑物はその上部において1~3枚の軽石質火砕流堆積物を挟む。本図幅では軽石質火砕流堆積物とそれより上位を“上部火砕堆積物”、下位を“下部火砕堆積物”に区分した。溶岩ドームは、輝石普通角閃石安山岩(両子山、千燈岳など)と黒雲母角閃石デイサイト(奥台山など)がある。鷲巣岳は山麓に噴出した輝石角閃石の溶岩流からなる。年代値として、溶岩ドームから1.5~1.1 Ma(K-Ar法; 鎌田ほか, 1988)、上部火砕堆積物から1.7~1.2 Ma(FT法; 伊藤ほか, 1997、石塚ほか, 2005)と1.5 Ma(K-Ar法; 石塚ほか, 2005)が得られている。

3.10.2 耶馬溪火砕流堆積物及び今市火砕流堆積物

耶馬溪火砕流堆積物は分県から熊本県にかけて広がる中部九州で最大規模の火砕流堆積物の1つで、輝石角閃石デイサイトの溶結凝灰岩を主とする。噴出源は本地域外南方の猪牟田カルデラである(Kamata, 1989a)。堆積物は正帯磁であり、噴出年代は約1 Maのハラミヨ・サブクロンである(宇都・須藤, 1985)。この火砕流に由来する広域火山灰が大飯層群中のピンク火山灰である(吉川ほか, 1991; 檀原ほか, 1997)。本地域では最大150 m厚の厚い火砕流台地を構成し、大部分が強溶結である。

今市火砕流堆積物は輝石デイサイト-安山岩の大規模火砕流堆積物で、耶馬溪火砕流堆積物と同様に猪牟田カルデラを噴出源とする(鎌田ほか, 1994a)。約0.9 Maの逆磁極期に噴出し、遠方で堆積した降下火山灰が大飯層群中のアズキ火山灰である(鎌田ほか,

1994b). 今市火砕流堆積物は耶馬溪火砕流堆積物がつくる台地上に点在する他、直接鮮新世の火山岩類を覆う。堆積物は厚さ10~50 m程度で、大部分が強溶結しており、基底部には降下軽石層を伴っている。

3.10.3 鹿鳴越火山

鹿鳴越火山は別府地溝の北縁に位置し、前期-中期更新世に噴出した角閃石輝石安山岩と少量の角閃石デイサイトからなる火山である(星住・森下, 1993; 石塚ほか, 2005)。火山体は主に溶岩からなる主火山体と、岩屑なだれ堆積物、山麓扇状地堆積物から構成されている。岩屑なだれ堆積物は時代の異なる前期更新世と中期更新世の2回のものであるが、本図幅では一括している。本火山は別府地溝北縁の断層群により限られて急傾斜をなすこと、岩屑なだれ堆積物や山麓扇状地堆積物が火山体の北側にのみみがることから、断層群により切断された火山体と考えられている。活動年代は1.1~0.6 Ma頃(鎌田, 1986; 石塚ほか, 2005)である。

3.10.4 その他の前期更新世火山岩類

その他の前期更新世火山岩類は本地域南部に分布する。小松台流紋岩類(星住ほか, 1988)は玖珠町に分布する黒雲母角閃石流紋岩の溶岩及び非溶結の火砕流堆積物で、耶馬溪火砕流堆積物に覆われる。溶岩から1.3~1.2 MaのK-Ar年代(宇都・須藤, 1985; 須藤, 1985b)が得られている。高陣ヶ尾安山岩(星住ほか, 1988)は宇佐市南部に分布するかんらん石輝石安山岩溶岩である。1.3~1.2 MaのK-Ar年代(須藤, 1985b; 新エネルギー総合開発機構, 1988)が得られている。敷戸火砕流堆積物(吉岡ほか, 1997)は1.3~1.2 Ma頃に噴出した角閃石黒雲母流紋岩の非溶結火砕流堆積物で、噴出源は本地域外南方の別府地溝の内側にされる。本地域では層厚20 m以下で基底部に降下軽石層と火山灰層を伴う。大蔵山火山は宇佐市中央部に分布する紫蘇輝石普通輝石角閃石デイサイト溶岩である。比高200 m程の小規模な溶岩ドームをつくる。0.86±0.14 MaのK-Ar年代(石塚ほか, 2009)が得られており、前期-中期更新世の噴出と見られる。

3.11 中期更新世-後期更新世火山岩類

3.11.1 由布川火砕流堆積物及び相当層、籾山安山岩、西ノ台流紋岩、六郎丸火砕流堆積物

これら火山岩類は本地域南部に集中し、分布高度の変化から本地域南方外の別府地溝の内側に噴出源があったと考えられている。由布川火砕流堆積物(小野, 1963; 星住ほか, 1988)は角閃石黒雲母流紋岩軽石を含む溶結及び非溶結の火砕流堆積物で、杵築市付近の他、本地域外南方の大分川流域に広く分布する。噴出年代は上下の火山岩類の年代から約0.6 Maとされている(星住・鎌田, 1991)。宇佐市に分布する松本火砕流堆積物(星住・森下, 1993)は、角閃石黒雲母流紋岩軽石を含む非溶結火砕流堆積物で、ここでは同年代であることから由布川火砕流堆積物の相当層として一括した。籾山安山岩(星住ほか, 1988)は角閃石輝石安山岩の溶岩及び火砕流堆積物からなり、0.7 MaのK-Ar年代(須藤, 1985a; 鎌田, 1986)が得られている。西ノ台流紋岩(星住ほか, 1988)は、輝石角閃石流紋岩の溶岩台地を構成し、同質の火砕堆積物を下部に伴う。0.38 MaのK-Ar年代(新エネルギー総合開発機構, 1988)が得られている。六郎丸火砕流堆積物は輝石角閃石デイサイト軽石を含む火砕流堆積物で、大部分は非溶結である。数枚のフローユニットを持つ(星住・森下, 1993)。

3.11.2 日出火山

日出火山は別府湾に突き出した半島状の日出丘陵に位置し、輝石角閃石安山岩-デイサイトからなる火山である(石塚ほか, 2005)。本火山は、火山岩塊火山灰流堆積物を主体とする火砕流堆積物と岩屑なだれ堆積物、ならびに少量の自破砕した溶岩からなるが、本図幅では一括して示した。本火山は分布と産状の特徴から別府湾の北側に噴出源を持つ小規模な火山と推定されている。しかしその後の断層活動により火山体は落ち込んでおり、現在の海底地形からは別府湾に火山体を認めることはできない。溶岩及び火砕流堆積物から0.37~0.28 Ma

のK-Ar年代(石塚ほか, 2005)が得られている。

3.11.3 高平山火山

高平山火山(小林, 1984; 星住ほか, 1988)は輝石角閃石安山岩-デイサイトの溶岩を主体とする火山である。西ノ台流紋岩を地形的に覆い、0.3 Ma以降の噴出と見られる。火山体の北-北東側緩斜面に岩屑なだれ堆積物や山麓扇状地堆積物が分布する。

3.11.4 姫島火山

姫島火山は角閃石デイサイト及びざくろ石流紋岩の溶岩、火砕堆積物からなり、大海、城山などの7つの小規模な火山に区分される(伊藤ほか, 1997)。最下位の大海火山は火砕サージや成層した火山灰などからなり、火山地形を残していない。それ以外の火山は、溶岩ドーム、タフリング、タフコーンなどを形成し、小規模な火砕流や火砕サージを噴出している。城山火山の溶岩から0.34~0.32 MaのK-Ar年代及びFT年代が得られている(Kaneoka and Suzuki, 1970)。

3.11.5 阿蘇火砕流堆積物

本地域南方約50 kmにある阿蘇火山は、約0.27 Maから0.09 Maにかけて4回の大規模火砕流を噴出し、阿蘇カルデラを形成した(小野ほか, 1977; 松本ほか, 1991)。本地域には後期更新世の阿蘇-3火砕流堆積物(0.12 Ma)と阿蘇-4火砕流堆積物(0.09 Ma)が到達している。阿蘇-3火砕流堆積物は、宇佐市安心院町櫛野などにわずかに分布が認められる輝石安山岩スコリアを含む非溶結の火砕流堆積物で、少量の軽石を伴う。阿蘇-4火砕流堆積物は、九州北東部の谷沿いの低地の他、宇部市周辺に分布する。本堆積物は輝石角閃石デイサイト軽石を含み、九州北東部の谷沿いの堆積物が厚い地域では溶結する。宇部市周辺では全体に非溶結である(松尾, 2001)。

(星住英夫・石塚吉浩)

3.12 鮮新世-完新世堆積物

鮮新世-完新世堆積物は下位から、1) 津房川層及び黒法師層、2) 碩南層群、丸石鼻層及び太田川層、3) 照川層、川尻礫層・唐戸層、榎本層及びそれらの相当層、4) 段丘堆積物、5) 上部更新統最上部-完新統(沖積層)に区分される(第1図)。

3.12.1 津房川層及び黒法師層(後期中新世末-鮮新世堆積物)

津房川層(Tb)は宇佐市安心院町一院内町に、黒法師層(Kh)は中津市耶馬溪町に分布する湖沼-河川堆積物で火山砕屑岩を挟む。

津房川層は主に泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層からなり、礫岩、軽石層、亜炭層を挟み、上部は礫岩と火山砕屑岩が多く含まれる(松本ほか, 1984; 松原ほか, 1989)。層厚は300 m以上で、下限は不明である(松原ほか, 1989)。挟む凝灰岩から4.9~2.9 MaのFT年代が得られている(長谷ほか, 2001; 里口, 2001)。花粉化石はメタセコイア属、アカガシ属、フウ属が多産する(岩内・長谷, 1986)。

黒法師層(Kh)は層厚約50 mの湖沼-河川堆積物で、主に凝灰質の泥岩及び砂岩からなり、基底部は多くの火山岩礫を含む礫岩からなる(松本ほか, 1984)。

3.12.2 碩南層群、丸石鼻層及び太田川層(後期鮮新世末-前期更新世堆積物)

碩南層群(Se)は杵築市一日出町に、丸石鼻層(Mi)は姫島に、太田川層(Ot)は玖珠町に分布し、火山砕屑岩を挟む湖沼-河川堆積物からなる。

本地域の碩南層群は当初は大部分層群に対比されていた(首藤, 1953a, b; 日高, 1978)が、その後挟むテフラの対比から碩南層群とされた(椎原・長谷, 2002; 石塚ほか, 2005)。本層群は下部の熊野層と、上部の地域毎に地層名が与えられている俣水層、加貫鼻層、野原層に区分される(石塚ほか, 2005)。熊野層は主にシルト、砂、中礫層からなり軽石層を挟む。熊野層の中位にある軽石層からは1.8±0.3 MaのFT年代(石塚ほか, 2005)が得られている。俣水層、

加貫鼻層、野原層は凝灰質シルト、砂、礫層からなり、火砕流堆積物及び軽石層を挟む。俣水層と野原層には珪藻土も含まれる。これら3層には広域テフラである敷戸火砕流堆積物（吉岡ほか、1997）が挟まれる。

丸石鼻層（層厚100 m以上）は凝灰角礫岩と凝灰質砂層を主体として、軽石質凝灰岩、砂泥互層、礫層及びシルト-粘土層を挟む（伊藤ほか、1997）。本層からは、*Parastegodon akashiensis*、*Pleoloxodon naumadius naumanni*の象化石（首藤、1962）の他、メタセコイア属、*Juglans megacrinerea*の植物化石（伊藤ほか、1997）が産出し、 2.1 ± 0.5 、 2.0 ± 0.2 MaのFT年代（星住ほか、1997）が得られていることから、本層は後期鮮新世-前期更新世の堆積物と推定されている（伊藤ほか、1997）。

太田川層（長谷・岩内、1990）は下部（層厚95 m以上）と上部（約300 m）に区分される。下部は湖沼堆積物の凝灰質シルト岩、砂岩からなり、礫岩を挟み、下部の最上部には安山岩質の溶岩及び火山砕屑岩が挟まれる。上部は安山岩-デイサイト質の溶岩及び火砕岩からなる。本地域には下部のみが分布する。太田川層下部のシルト岩から植物化石（長谷ほか、1991）、淡水生の軟体動物化石（松岡、1985）、魚類化石（中島ほか、1988）、珪藻化石（打越山ほか、2007）などが産する。また太田川層下部の凝灰岩から1.4~1.2 MaのFT年代（長谷ほか、2002）が得られている。

3.12.3 照川層、川尻礫層・唐戸層、楯本層及び相当層（前期更新世末-中期更新世堆積物）

照川層（Te）は杵築市-日出町に、川尻礫層及び唐戸層（K）は姫島に、楯本層（N）は宇佐市安心院町に、それらの相当層は中津平野に分布する。これらの地層は主に火山砕屑物を挟む非海成層からなるが、照川層上部や唐戸層には浅海成のシルト層や砂泥互層が認められる。

照川層は淡水-海成の砕屑物で、碩南層群を不整合に覆う大分層群に対比される奈多軽石層、誓願寺軽石層、由布川火砕流堆積物、丸尾川軽石層、秋貞火砕流堆積物、糸ヶ浜軽石層などの火山砕屑物を挟む（石塚ほか、2005）。本図幅では、由布川火砕流堆積物のみを示し、他の火山砕屑物は照川層に含めた。本層からは貝化石（日高、1978）、花粉化石（石塚ほか、2005）、昆虫化石（林ほか、2005）などが産出する。由布川火砕流堆積物と誓願寺軽石層の年代値や、メタセコイア属が産出せず、アカシア亜属が優勢な花粉化石を産することから、照川層は0.7~0.4 Ma頃の堆積物と推定されている（石塚ほか、2005）。

川尻礫層及び唐戸層（伊藤ほか、1997）は丸石鼻層を覆う堆積物で、本図幅では両層を一括して示した。伊藤ほか（1997）によると、川尻礫層は層厚約30 mで、主に巨礫層からなり砂層・泥を挟み、丸石鼻層を不整合に覆う可能性が高い。また、唐戸層は層厚70~90 m以上（上限不明）で砂層優勢の砂泥互層からなり、中礫を主体とする礫層を挟む。唐戸層には唐戸A軽石層、唐戸B軽石層が挟まれ、それぞれ照川層下部に挟まれる奈多軽石層と誓願寺軽石層に対比されている（石塚ほか、2005）。唐戸層からは淡水生、汽水生、海生の軟体動物化石（笠間・藤田、1955；山口ほか、1985）、ナウマン象化石（*Pleoloxodon naumadius naumanni*）（首藤、1962）が産出する。

楯本層（星住・森下、1993）は厚さ10~20 mの砂礫層や凝灰質砂層からなり、由布川火砕流堆積物を覆い、鹿鳴越火山の岩屑なだれ堆積物に覆われる。

以上の他に、中津平野の段丘堆積物下には照川層に対比される堆積物が分布し、高森軽石質砂・礫・シルト層や糸口山泥流堆積物などと呼ばれている（坂本・長谷、1972）。高森軽石質砂・礫・シルト層の下位には由布川火砕流堆積物が存在し、また糸口山泥流堆積物は六郎丸火砕流堆積物に対比されている。本図幅では、中位段丘堆積物下に分布する由布川火砕流堆積物以外の中部更新統と推定される地層を、照川層相当層(O)として示した。

さらに地質図には示していないが、宇部市海岸の地下から周防灘の海底下には、層厚10数 m~100 m以上の草江シルト層が分布し（高橋ほか、1958；松本・瀬戸、1961）、その基底部から産出する *Stegodon orientalis*（松本、1924）によって中期中新世の堆積物と

推定されている（市原、2001）。なお、草江シルト層に関しては、産出する火山灰層のFT年代が後期鮮新世を示すことから旧象化石の再検討が必要、との報告もある（松尾、2008）。

3.12.4 段丘堆積物（中期更新世の後半-後期更新世堆積物）

本地域の段丘堆積物は各地で様々な地層名で呼ばれ（首藤、1962；河野・小野、1967；亀山、1968；高橋・河野、1968；坂本・長谷、1972；高橋ほか、1975；松尾、1981；千田、1983；千田、1984；千田ほか、1989；長木、1993；石井ほか、1994）、広域的な地形区分（九州活構造研究会編、1989）及び海成段丘の対比（小池・町田、2001）もされているが、本図幅では、これらを高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物に3分した。

高位段丘堆積物(th)は中期更新世後半の堆積物で、主に宇部市、中津平野、国東半島東部に分布する。本堆積物は礫・砂・シルト層からなり、宇部市や国東半島東部では海成層が認められる。

中位段丘堆積物は後期更新世前半の堆積物で、酸素同位体ステージ5の海水準変動に対応し、本図幅では海岸段丘堆積物(tm1)と河岸段丘堆積物(tm2)に2分した。海岸段丘堆積物は主に宇部地域沿岸や国東半島東岸-別府湾北岸沿いに、河岸段丘堆積物はそれ以外の地域に広範囲に分布する。海岸段丘堆積物は海成シルト層を主体とし、一部砂丘の堆積物も含むが、基底部に非海成層の砂礫層を伴うことが多い。河岸段丘堆積物は河成の砂礫層を主体として、シルト層を含む。中位段丘堆積物は酸素同位体ステージ5eと5c頃に形成され、離水したこれらの堆積物の上位を阿蘇-火砕流堆積物が覆うことが多い。

低位段丘堆積物(tl)は扇状地堆積物及び河岸段丘堆積物からなり、砂礫層を主体とする。段丘面の傾斜は中位段丘面より急で、多くは沖積層下に埋没する。山間の谷底平野において完新世の沖積平野堆積物と区別しにくい低位段丘堆積物は、沖積平野堆積物の河床堆積物に含めた。

3.12.5 後期更新世末-完新世堆積物（沖積層）

後期更新世末-完新世堆積物は広義の沖積層で、中津平野などの海岸付近の平野、丘陵・山地内の盆地や谷底低地に分布する。本図幅では地すべり堆積物(is)、沖積錐堆積物(c)、後背湿地・自然堤防・放棄河道充填及び河床堆積物(p)、浜堤及び砂丘堆積物(b)に区分した。

地すべり堆積物は地すべり・崖崩れに由来する崩積堆積物や地塊からなる堆積物で、本地域では鮮新世-中期更新世の火山岩類分布域、特に溶岩と火山砕屑岩の境界付近に多く発達する。沖積錐堆積物は扇状地より斜面傾斜が急で規模の小さい扇状の主に岩屑からなる堆積物で、山地・台地と沖積低地とが接する急な崖沿いに分布する。後背湿地・自然堤防・放棄河道充填及び河床堆積物は主に扇状地堆積物、谷底平野堆積物、網状河川堆積物からなる沖積平野の堆積物で、一部、浜堤堆積物、三角州堆積物を含む。浜堤及び砂丘堆積物は、規模は小さいが浜堤平野及び三角州堆積物の一部で、本地域では中津平野、宇部市、国東半島東部などの海岸に分布する。

（尾崎正紀）

4. 活断層

本地域の活断層は、周防灘東部及び別府湾-大分県西部に多数確認されており、それぞれ周防灘断層群及び別府湾-日出生断層帯と呼ばれる。

4.1 周防灘断層群

周防灘断層群は、主に海上保安庁水路部（1999、2000、2002）、海上保安庁海洋情報部（2004）の音波探査調査の成果などに基づき、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2008）によって、以下のような活断層評価が行われている。本断層群は主に西側隆起の成分を伴う横ずれ断層群で、分布と形態から概ね北東-南西方向の周防灘断層群主部（長さ約44 km）と秋穂沖断層帯（長さ約23 km）、北東-南西及び北西-南東方向の宇部南方沖断層帯（長さ約22 km）に区分

される。各々が1つの区間として活動した場合、周防灘断層群主部はマグニチュード7.6、秋徳沖断層帯と宇部南方沖断層帯は7.1程度の地震が発生すると推定されている。周防灘断層群に関する先史・歴史時代の地震被害は知られていないが、特に周防灘断層群主部の最新の活動は約1.1~1万年前で、今後30年間に地震が発生する可能性が高いとされる。また、周防灘断層群主部の南西延長部である宇佐市北方沖の沖積層及び洪積層（上部更新統と思われる）の等深線図（室住、1973）は、さらに南西方へと活断層が発達している可能性を示唆する。

なお、宇部南方沖断層帯の北方陸上部には宇部東部断層（小松原ほか、2005）、周防灘断層群主部の北東方には大河内断層（原子力発電技術機構、1994、1995）が存在し、いずれも北東-南西方向に延びた活断層の可能性が指摘されている。

4.2 別府湾一日出生断層帯

別府湾一日出生断層帯は別府-万年山断層帯の一部で、佐賀県北東沖の豊予海峡付近から別府湾を経て玖珠町に至る。本断層帯は長さ約76 kmで東西方向に延び、主として北側が相対的に隆起する正断層群からなる（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2005）。同委員会は由佐ほか（1992）、島崎ほか（1986、1990、2000）、九州活構造研究会編（1989）、活断層研究会編（1991）、中田・島崎（1993）、大分県（2001、2002）などにに基づき本断層帯の活断層評価を行い、過去の活動から、本断層帯を豊予海峡付近から別府湾の海底に分布する東部（約43 km）と陸上部に分布する西部（約32 km）に区分し、東部と西部がそれぞれ単独で活動した場合、東部でマグニチュード7.6程度、西部でマグニチュード7.3程度の地震が発生すると推定している。最新の活動時期は、東部で慶長豊後地震（1596年、マグニチュード7.0±1/4）（宇佐美、2003）、西部で少なくとも約7,300年前~6世紀と推定している。

（尾崎正紀）

5. 応用地質

5.1 金属鉱床

国東半島周辺には浅熱水性金・銅鉱床と漂砂型鉄鉱床が存在した。金鉱床は浅熱水性石英脈型金銀鉱床であり、大分県杵築市西部周辺に集中しており、多くは明治末期から昭和初期にかけて稼行された。最も規模が大きく高品位鉱石を産出した馬山鉱床の産金量は13 t以上と見積もられ、本地域の金生産量の大部分を占める（浅成金銀鉱床探査に関する研究委員会、1989）。一部の金鉱床（馬上、国徳、高平、日野地）ではアンチモンが産出された。金と銅を産出した真金、赤根鉱床では酸性熱水による鉱化作用が確認される。これらの金・銅鉱床の母岩の大部分は、後期中新世から前期鮮新世の古期及び中期宇佐火山岩類である。母岩の火山岩類は広域的にプロピライト変質を受けている（星住・森下、1993）。含金石英脈の脈幅は0.1~3.0 m程度であり、走向N70~90° Wが卓越する。熱水変質岩や石英脈のK-Ar年代が示す鉱化時期は後期中新世から前期鮮新世である（沢井ほか、2002）。この時代には本地域南部の別府地溝帯において南北の引張応力場により東西方向の正断層群が形成されており（Kamata, 1989b）、本地域の金・銅鉱床の石英脈の走向及び鉱化時期と調和的である。国東半島東部の奈多から奈良原にかけての砂浜ではチタンに富む砂鉄が採掘されていた（中沢・丸山、1957）。砂鉄は国東半島に分布する火山岩類が風化・浸食を受け沿岸部に堆積したものである。

5.2 非金属鉱床

主な非金属資源として、碎石、珪藻土、パーライト、石材、真砂土、砂利などが確認されている。碎石は企救半島沿岸部でベルム紀呼野層群の砂岩・泥岩などを、国東市西部（両子火山）と宇佐市西南部（新期宇佐火山岩類）において後期鮮新世から前期更新世の安山岩を対象

として採掘されている。珪藻土は杵築市山香町や宇佐市安心院町周辺において、後期鮮新世から前期更新世の湖沼堆積物中に数m程度の厚さで挟在し（西村、1955）、最近まで採掘が行われていた。パーライトは姫島北西部において中期更新世のざくろ石流紋岩溶岩から採掘されている。石材は山口市秋徳町南部で後期白亜紀花崗岩類IIIを、福岡県上毛町で後期白亜紀花崗岩類IIの花崗閃緑岩を対象に採掘されている。砂利は大分空港周辺において川砂利が小規模に採取されている（須藤、2005）。

5.3 石炭

山口県宇部市と山陽小野田市周辺から周防灘の海底下にかけて古第三紀の宇部層群中に大規模な炭層が挟在し（南北35 km×東西25 km）、明治時代から1960年代まで宇部炭田として亜瀝青炭を採炭していた（地質調査所編、1960）。主要な炭炭として沖ノ山、西沖ノ山、東見初、本山などが挙げられる。

5.4 温泉及び鉱泉

温泉は国東半島から中津市南部にかけて多く分布し、沿岸部においてもいくつか確認される。アルカリ性単純温泉が卓越し、次いでナトリウム-塩化物泉である。多くの温泉は源泉温度が39~45℃であり、源泉湧出量が100リットル/分未満である。

（実松健造）

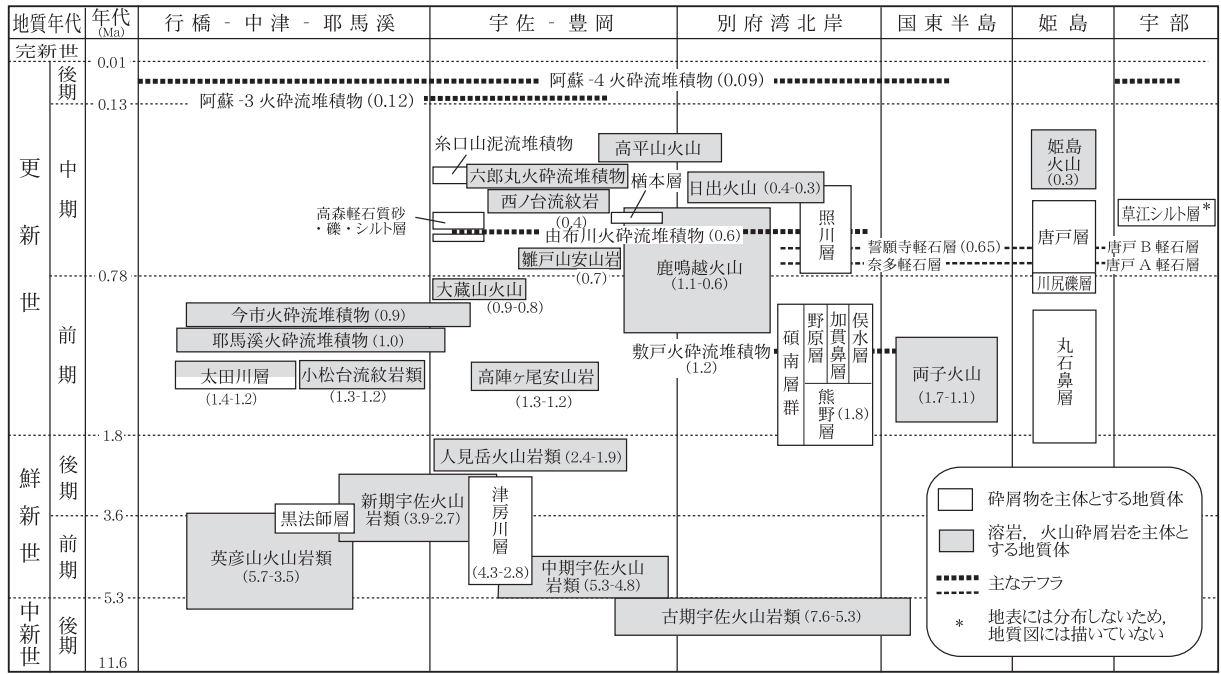
6. 重力異常

本地域の陸域における重力異常（ブーゲー異常）の詳細は、「大分地域重力図」（広島ほか、2001）、広島ほか（2002）で示されている。そこで用いたデータに、新たに陸域で産総研が取得したデータ（森尻、上嶋、石原による）と、東京大学海洋研究所淡青丸KT91-10次航海（小泉ほか、1994）により取得された海域のデータを加えて編集した。ブーゲー異常の算出の際、広域的に整合性を持たせるため広島ほか（2001）と同じ2.3 g/cm³の表層密度を仮定した。各種の重力補正は地質調査所重力探査グループ（1989）に基づいて実施した。

本地域の大局的な重力異常は、伊予灘から別府湾とその西方延長の陸域に至る負異常と、その北西部に広がる正異常域で特徴付けられる。負異常の値は、別府湾で-40 mgal（ミリガル）より小さくなる。正異常域における重力異常は東から西にかけて大きくなり、山陽小野田市と行橋市、それらに囲まれる海域で30 mgalを超える（地質図にオーバーレイしたコンター間隔5 mgalの重力異常図を参照）。

地質構造との対応関係を易見くするために、地質図にオーバーレイした重力異常から2 kmの上方接続値を広域傾向面として除去し、地殻上部の影響を抽出した残差重力（上方接続残差）を第2図に示す。低異常域が、周防灘-伊予灘-別府湾にかけて国東半島を取り囲むように連なる。山口県沿岸域、行橋市から中津市沿岸域、国東半島（両子火山周辺と杵築市北方）に至る地域、宇佐市安心院町南方に高異常域があり、深成・変成岩類の伏在や基盤の高まりの存在が示唆される。大分県側の高異常に挟まれるように、別府湾から玖珠町付近にかけて低異常帯が連続し、特に玖珠町付近の直線性が良い。この低異常帯の西側は耶馬溪火砕堆積物に広く覆われており、地下の地質構造の推定が困難であるが、低異常から基盤の凹みの存在が示唆される。北側に対する南側の基盤の落ち込みは、別府-島原地溝帯北縁部の東西に延びる伏在正断層によって生じていると解釈できる。

（名和一成・駒澤正夫）



第1図 「中津」 図幅地域の上部中新統～更新統層序対比表
 地層・火山岩類名に添えてある括弧内の数字は放射年代（単位はMa：百万年前）を示す
 （詳細は本文を参照）。段丘堆積物は省略。

Geology of the 1:200,000 Nakatsu Quadrangle

The 1:200,000 Nakatsu Quadrangle covers the northeast of Kyushu and westernmost of Honshu located in the Inner zone of Southwest Japan Arc. These areas are mainly occupied by Late Miocene to Pleistocene volcanic rocks and sedimentary rocks, along with Carboniferous to Permian, Late Triassic to Early Jurassic, Cretaceous, Eocene to Middle Miocene rocks and Holocene deposits.

Carboniferous to Permian Yobuno Group is an accretionary complex composed of Carboniferous to Permian basaltic rocks and limestones, and Permian cherts and terrigenous clastic rocks in the north part of Kyushu.

Upper Triassic to Lower Jurassic is composed of sedimentary rocks and high-pressure and low-temperature type metamorphic complex in Kyushu and Honshu. Late Triassic Mine Group is shallow marine to river deposits intercalated with anthracitic coal. Late Triassic to Early Jurassic Suō Metamorphic Complex consists of pelitic schist with siliceous and mafic schists, and metamorphosed ultramafic rocks.

Cretaceous is composed of volcanic and sedimentary rocks, low-pressure and high-temperature type metamorphic complex, and granitic rocks in Kyushu and Honshu. Early Cretaceous Kanmon Group consists of non-marine sedimentary rocks with andesite to rhyolite volcanic rocks and dikes. The Ryōke Metamorphic Complex consists of metamorphosed siliceous rocks and metamudstone. Based on mineral assemblages of metamudstone, biotite, K-feldspar-cordierite, K-feldspar-sillimanite, garnet-cordierite zones are distinguished in order of peak metamorphic temperatures as metamorphic zonation. Late Cretaceous Shūnan Group consists of andesite to rhyolite volcanoclastic rocks. Late Cretaceous granitic rocks are divided into the Granitic Rocks I (foliated), Granitic Rocks II (weakly foliated), and Granitic Rocks III (massive).

Eocene to Oligocene Ube Group consists of sandstone, mudstone and conglomerate with bituminous coal and tuff in Honshu. Middle Miocene Setouchi Volcanic Rocks consist of andesite lava and volcanoclastic rocks in Iwai Shima Island.

Late Miocene to Pliocene volcanic rocks are distributed throughout Kyushu, and are divided into three types of volcanic rocks, Usa, Hikoizan and Hitomidake, in terms of their distribution and radiometric ages. These are composed predominantly of

andesite lava and volcanoclastic rocks with minor amount of basalt lava and dacite pumiceous pyroclastic flow deposits. The Usa Volcanic Rocks are further subdivided into the Older, the Middle, and the Younger from east to west, based on the lithostratigraphy and radiometric ages.

Pleistocene volcanoes form the volcanic front of Southwest Japan Arc, and they are Futago, Kanagoe, Hiji, Takahirayama and Himeshima volcanoes. In addition, Pleistocene andesite to rhyolite volcanic rocks derived from Beppu Graben are Komatsudai and Nishinodai Rhyolites, Takajingao and Hinadoyama Andesites, Yabakei, Imaichi, and Rokuromaru Pyroclastic Flow Deposits.

Pliocene to Middle Pleistocene fluvial deposits, including Early Pliocene Tsubusagawa Formation, Late Pliocene to Early Pleistocene Sekinan Group, Middle Pleistocene Terukawa Formation and their equivalents, are interfingered with contemporaneous volcanic rocks.

Late Pleistocene to Holocene fluvial to shallow marine deposits are distributed along coastlines and rivers.

E-W trending active faults are developed throughout the southern part of the quadrangle, and NE-SW trending active faults run in the Suō Nada.

Epithermal gold, coal, placer iron deposits and other mineral resources have been mined. Gravity data indicate Bouguer gravity highs are consistent with the swell of the basement rocks.

Keywords: areal geology, geological map, 1:200,000, Nakatsu, Oita, Fukuoka, Yamaguchi, Carboniferous, Permian, Triassic, Cretaceous, Eocene, Oligocene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, active fault, mineral resources, gravity map

平成21年 9月24日印刷
 平成21年10月 2日発行
 著作権所有・発行者

許可無く複製を禁ずる

独立行政法人
 産業技術総合研究所 地質調査総合センター
 〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1番地1
 TEL (029) 861-3606

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST©2009