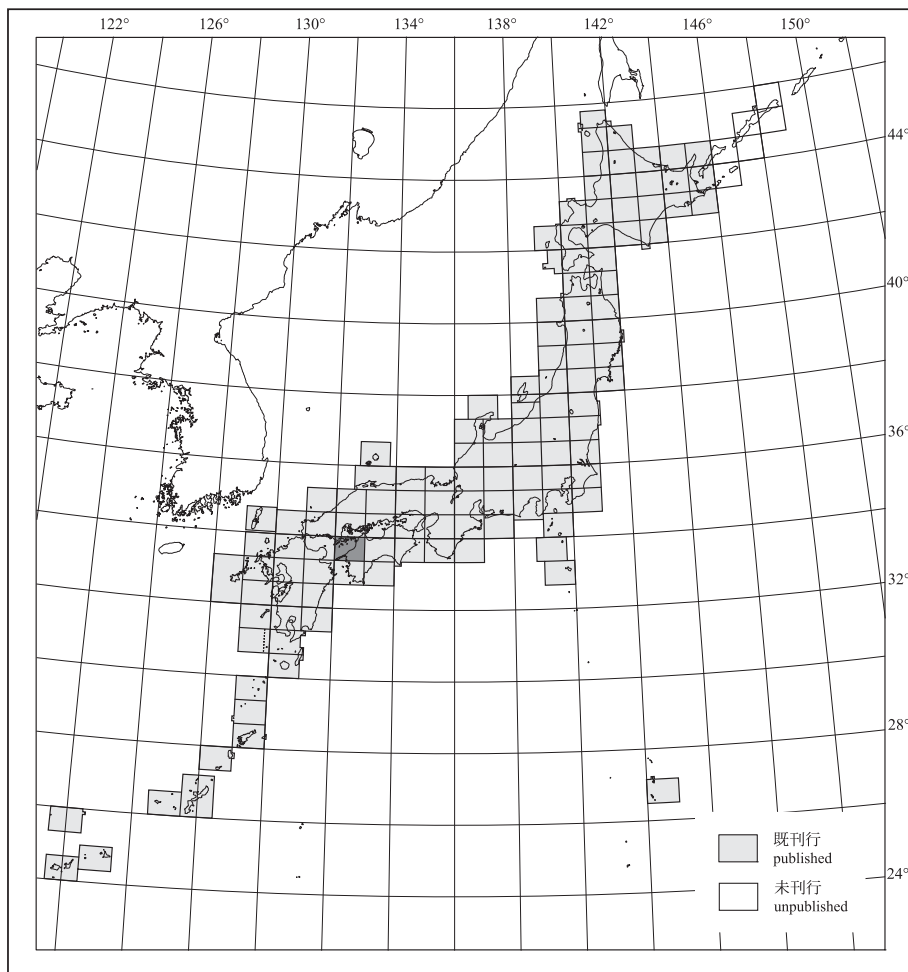


# 20万分の1地質図幅「松山」 (第2版)

## GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, MATSUYAMA (2nd EDITION)

宮崎一博・脇田浩二・宮下由香里・水野清秀・高橋雅紀・野田 篤・  
利光誠一・角井朝昭・大野哲二・名和一成・宮川歩夢

Kazuhiro MIYAZAKI, Koji WAKITA, Yukari MIYASHITA, Kiyohide MIZUNO,  
Masaki TAKAHASHI, Atsushi NODA, Seiichi TOSHIMITSU, Tomoaki SUMII, Tetsuji OHNO,  
Kazunari NAWA and Ayumu MIYAKAWA



平成28年  
2016

# 1. はじめに

20万分の1地質図幅「松山」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「松山」(地質調査所地質図編図課、1957)発行後、58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「松山」(第2版)として刊行するものである。

地質図作成に当たって、5万分の1地質図幅「伊予三崎」(木村・小村、1959)、「八幡浜」(平山・神戸、1957)、「大洲」(坂野ほか、2010)、5万分の1表層地質図「郡中」(愛媛県、1973a)、「久万」(愛媛県、1973b)、「松山南部」(愛媛県、1974)、「松山北部」(愛媛県、1975a)、「三津浜」(愛媛県、1975b)を参考にし、データが不足する地域や改訂が必要な地域について、野外調査と採取試料の年代測定を行った。また、既存資料を参照して、等深線図、陸上及び海底の活断層、温泉、鉱床、重力異常も合わせて地質図上に示した。

四国側の変成コンプレックスと深成変成コンプレックスを宮崎が、付加コンプレックスとシルルデボン紀浅海成堆積物を脇田が、中央構造線以南の三疊紀-白亜紀浅海成堆積物を利光が、瀬戸内島嶼部と中国側の深成変成コンプレックス及び海城活断層を宮下が、上部白亜系和泉層群と陸上活断層を野田が、中新世堆積岩類と中央構造線以南の中新世火山岩類を高橋が、中央構造線以北の中新世火山岩類を角井が、第四紀堆積物を水野が、鉱床を大野が、重力調査・編集を名和・宮川が担当し、全体のとりまとめを宮崎が行った。

本図幅を作成するに当たって、愛媛県及び高知県内の付加コンプレックスに関して、山口大学名誉教授 君波和雄氏、愛媛大学の榊原正幸氏、株式会社四国総合研究所の辻 智大氏から多くの助言を頂いた。山口県南東島嶼部の領家深成変成コンプレックスを構成する各岩相の分布に関しては、愛媛大学名誉教授 小松正幸氏、山口大学の大和田正明氏の研究室の修士論文、卒業論文を参考にさせて頂いた。また、愛媛県の新生界層序に関して、愛媛大学 防災情報研究センターの高橋治郎氏に助言を頂いた。使用した薄片は、地質標本館地質試料調製グループの製作である。

# 2. 地形

本地域は四国北西部及び瀬戸内海西部に位置し、愛媛県中西部、高知県北西部、山口県南東部が含まれる。本地域北西部は伊予灘及び周防灘に面しており、山口県柳井地方から愛媛県高縄半島西岸にかけて防予諸島の島々が点在する。本地域東部は四国最高峰の石鎚山から連なる久万高原が高まりをなしている。牝川はこの山地を開析する先行河川であり、その最上流部には標高250m以下の盆地が分布するという特異な形態を示す。また、松山平野は伊予灘東端に発達する本地域最大の平野であり、重信川が流れている。本地域南西部には佐多岬半島が西南西に延びており、その南東側は宇和海に面している。本地域南東部の大野ヶ原周辺には、四国カルストが発達する。

(宮崎一博・水野清秀)

# 3. 地質概説

本地域ほぼ中央部を中央構造線が通り、中央構造線以北が西南日本内帯、以南が西南日本外帯となる。本地域の内帯は領家帯からなり、外帯には、三波川帯、秩父帯、四万十帯が北から南へ配列する。領家帯と三波川帯の境界は中央構造線、秩父帯と四万十帯の境界は仏像構造線である。三波川帯と秩父帯の境界の認定には諸説がある。本図幅では、三波川変成コンプレックス御荷銜ユニットまでを三波川帯、その南側を秩父帯とした。秩父帯は城川スラスト(Hada et al., 1992)及び西予市宇和北東の北西-南東走向の高角断層を境に、北及び北東側を北部秩父帯、南及び南西側を南部秩父帯とした。本図幅では地理的範囲の記述及び文献の引用の便宜上、地帯名を使用する。しかしながら、地帯名は地層・岩体区分の単元名ではないことに注意が必要である。各地帯と100万分の1日本地質図第3版の地層岩体区分、及び本図幅における地層・岩体区分との対応関係を第1図に示す。

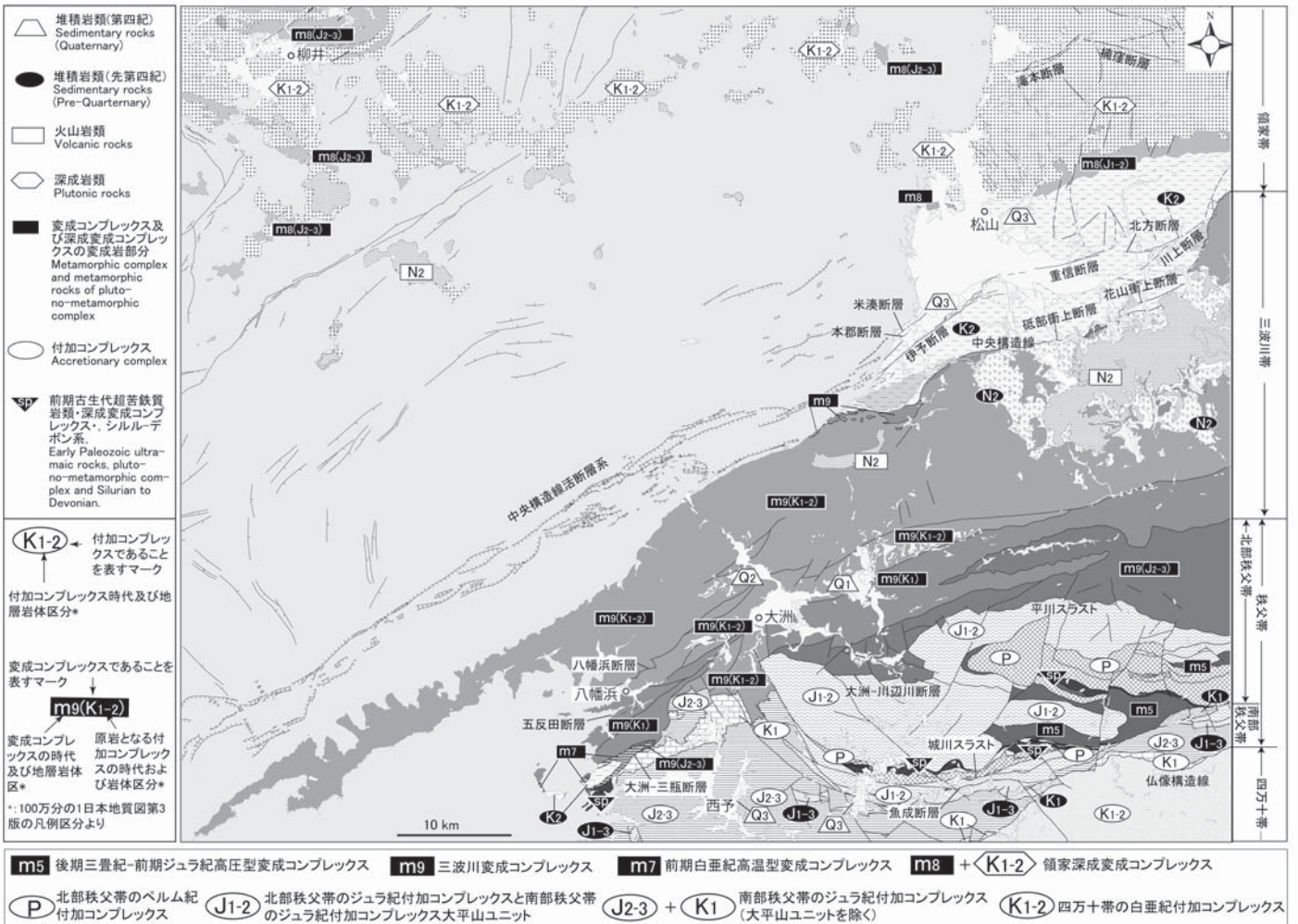
本地域の先白亜紀深成岩類・変成岩類及び古生代堆積岩類は、超喜鉄質岩類、オールドビス紀-シルル紀深成変成コンプレックス、前期ペルム紀高圧型変成コンプレックス、後期三疊紀-前期ジュラ紀高圧型変成コンプレックス、シルルデボン紀浅海成堆積物及びペルム紀付加コンプレックスからなる。これらの地層・岩体は北部秩父帯に分布する。

ジュラ紀以降の付加コンプレックスは、北部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックス、南部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックス、四万十帯の白亜紀付加コンプレックスからなる。北部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックスは、先白亜紀深成岩類・変成岩類及び古生代堆積岩類及び付加コンプレックスの見かけ下位に分布する。

北部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックスの北側には大洲-川辺川断層及び平川スラストを介して、白亜紀高圧型変成コンプレックスである三波川変成コンプレックスが衝上している。また、大洲南方では、低角断層を介して南部秩父帯の付加コンプレックスの見かけ下位に三波川変成コンプレックスが出現する。大洲-三瓶断層以西では、前期白亜紀高温型変成コンプレックスの見かけ下位に三波川変成コンプレックスが位置する。三波川変成コンプレックスの南側には、オールドビス紀-シルル紀深成変成コンプレックス及びシルルデボン浅海成堆積物などの古期岩類が高角断層で接して分布する。中央構造線以北では、白亜紀深成変成コンプレックスである領家深成変成コンプレックスが広く分布する。

三疊紀-ジュラ紀浅海成堆積物は、北部秩父帯南縁部及び南部秩父帯に小規模に分布する。白亜紀浅海成堆積物は、中央構造線以北に分布する和泉層群、中央構造線以南では、外和泉層群、物部川層群、及び南海層群からなる。本地域東部には、中新世の陸成層を主とする久万層群、さらにこれを不整合に覆って、主に火砕流堆積物及び溶岩からなる中新世の石鎚層群が分布する。瀬戸内海島嶼部から高縄半島及び中央構造線近傍にかけて、中新世噴出岩類及び貫入岩類が分布する。第四紀堆積物は松山平野とその周辺低地、牝川流域及び柳井市周辺の低地に分布する。松山平野の南端部には、東北東-西南西走向を示す中央構造線活断層系が分布し、伊予灘海底に連続する。

(宮崎一博・脇田浩二・宮下由香里・水野清秀・高橋雅紀・野田 篤・利光誠一・角井朝昭)



第1図 地質概略図



## 4. 先白亜紀深成岩類及び変成岩類

先白亜紀の深成岩類・変成岩類は、超苦鉄質岩類、オールドビス紀-シルル紀深成変成コンプレックス、前期ペルム紀高圧型変成コンプレックス及び後期三疊紀-前期ジュラ紀高圧型変成コンプレックスからなる。これら地層・岩体は後述するシルルーデボン紀浅海成堆積物及びペルム紀付加コンプレックスと共に、北部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックスの見かけ上位に位置する。

超苦鉄質岩類の地質時代を特定する放射年代は本地域からは得られていないが、20万分の1地質図幅「大分」（星住ほか、2015）に分布する後期カンブリア紀超苦鉄質岩類と同様、オールドビス紀-シルル紀深成変成コンプレックス、シルルーデボン紀浅海成堆積物及びペルム紀付加コンプレックスを伴って分布することから、その地質時代を後期カンブリア紀とした。超苦鉄質岩類は蛇紋岩からなる。オールドビス紀-シルル紀深成変成コンプレックスは、寺野変成岩類と三滝火成岩類からなる。本地域の寺野変成岩類は、角閃岩及び泥質片麻岩からなる。他地域の寺野変成岩類と同様、角閃岩相からグラニュライト相の変成作用を被っていると推定される。三滝火成岩類は、花崗岩・花崗閃緑岩・トータル岩などを主とする珪長質な部分と、斑れい岩を主とする苦鉄質な部分に区分した。本地域の三滝火成岩類の中粒花崗閃緑岩から439.7±10MaのジルコンU-Pb年代（Hada *et al.*, 2000）が得られている。

前期ペルム紀高圧型変成コンプレックスである城川変成岩（磯崎ほか、1992）が、三滝山周辺に小規模に分布する。同変成岩中のフェンジャイトK-Ar年代は271.3±5.6Ma（磯崎ほか、1992）である。苦鉄質片岩にはローソン石+アルカリ輝石（磯崎ほか、1992）、パンベリー石+緑れん石+アルカリ角閃石（村田・前川、2013）が産し、変成相は緑れん石青色片岩亜相ないしローソン石青色片岩亜相と推定される。

後述する北部秩父帯のペルム紀付加コンプレックスと断層で接して、後期三疊紀-前期ジュラ紀高圧型変成コンプレックスである四方山ユニットが分布する（磯崎ほか、1992；辻、2014）。主に泥質片岩からなり、苦鉄質片岩、珪質片岩、珪長質片岩、石灰質片岩、砂質片岩を伴う。泥質片岩中のフェンジャイトK-Ar年代は、186.5±3.96から193.0±4.1Maである（磯崎ほか、1992）。苦鉄質片岩はアルカリ輝石、アルカリ角閃石及びパンベリー石+アクトチノ閃石の鉱物共生（村田・前川、2013）が認められ、パンベリー石アクトチノ閃石亜相の高圧部の変成作用を被っている。

（宮崎一博）

## 5. シルルーデボン紀浅海成堆積物

岡成層群は、北部秩父帯南縁部に、細長いレンズ状岩体として、断層で挟在しており、西予市野村町の岡成・荷刺・畑ヶ谷・阿下、城川町の宮成・松尾瀬・嘉喜尾などに露出している（石井、1952；市川ほか、1956）。本層群は、珪長質凝灰岩、泥岩、砂岩、石灰岩などからなる。石灰岩には、サンゴ・層孔虫・三葉虫などの化石を産する（石井、1952；市川ほか、1956；梅田、1994）。石灰岩は角礫状になっている場合がある（橋本ほか、1976）。珪長質凝灰岩中に挟在する凝灰質泥岩からは、後期シルル紀からデボン紀の放射虫化石が発見されている（梅田、1994）。これらの化石から本層群は、シルル紀からデボン紀の地層と考えられ、高知県より分布する横倉山層群と対比される。本層群は、Hashimoto (1977) によりパンベリー石-ブレーナイト相の低度変成作用を受けていることが明らかにされている。また三瓶町周木にも同様な珪長質凝灰岩及び泥岩が露出しており、後期シルル紀から前期デボン紀のサンゴ化石が横坂・加藤 (1983) により発見され、岡成層群に対比される。

（脇田浩二）

## 6. ペルム紀付加コンプレックス

ペルム紀付加コンプレックスは、蔵良ユニット、市ノ瀬ユニット、沢谷ユニットからなる。

蔵良ユニットは西予市宇和の北東に位置し、断層に沿って細長く分布する。西半分は北西-南東方向に、東半分は東西方向に伸びている。北側には北部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックスが、南側には三滝火成岩類などの古期岩類が分布している。山北 (1998) や松岡ほか (1998) などで弱変成帯とされている地質体である。実際には、変成部が確認出来なかったので、ペルム系の新たなユニットとして、蔵良ユニットを定義した。砂岩及び泥岩を主体とし、泥岩の一部は泥質混在岩となっている。砂岩は、しばしば淡緑色を呈し、薄片では破砕された構造が観察される。超丹波帯のペルム系水層と岩相が類似する。

市ノ瀬ユニットは、甲藤 (1982) の市ノ瀬層に由来している（脇田ほか、2007）。西予市野村町阿下から高知県高岡郡桺原町上成まで、城川スラストとその北にほぼ並行する断層に挟まれた細長い地質体として、東西に細長く伸びて分布している。これらの分布では、三滝火成岩類や蛇紋岩などの古期岩類の南側に位置している。これ以外に、愛媛県西予市三瓶町周木及び（二ツ谷）においても三滝火成岩類に伴って小規模な分布がある。本ユニットは、砂岩を主体とし、泥岩、砂岩泥岩互層、礫岩、泥質混在岩を伴う。石灰岩礫岩からペルム紀の紡錘虫やサンゴなどの化石が報告されている（甲藤、1982）。

沢谷ユニットは河辺南方から東西方向に分布する。石灰岩・玄武岩及び泥岩を主体とし、砂岩やチャートを伴う。玄武岩が卓越し、特に四国カルストの西方において南斜をなす部分では、非常に厚く分布している。石灰岩体は、大規模なものが多く認められ、愛媛-高知県境周辺において、四国カルストの山稜を形成している。泥岩主体の混在岩を基質としたメランジュで、石灰岩や玄武岩は異地性の岩塊と考えられる。石灰岩からは、前-中期ペルム紀のフズリナ化石が産出している（Ishizaki, 1962；坂上ほか、1975；鹿島、1960、2000）。泥岩からの放射虫化石の報告はないが、辻 (2014) は、砂岩中のジルコンのU-Pb年代を測定し、257.0±4.69Ma、260.7±2.8Ma、243.5±4.6Maの年代を得て、形成年代をペルム紀としている。

（脇田浩二）

## 7. 三疊紀-ジュラ紀浅海成堆積物

西予市城川町田徳に石灰岩及び泥岩が断層に挟まれたレンズ状岩体として田徳層が分布し（Hada, 1974）、前期三疊紀のアンモナイト類やコノドントの化石を産する（坂東、1967；Nogami, 1968など）。分出の魚成川沿いには、泥岩、石灰岩、砂岩からなる中期三疊紀の今出層が分布しており、砂岩からアンモナイトや二枚貝の化石を産する（Nakazawa, 1964）。田徳の西方には、断層に挟まれて狭長に黒色石灰岩と炭質物を含む砂岩を伴う泥岩よりなる上組層が分布し（Hada, 1974）、後期三疊紀のアンモナイト化石を産する（Shimizu, 1930）。また、西予市野村町久保谷、城川町下相北方、葛籠、及び窪野南方には、断層に挟まれて、砂岩主体で、狭長なレンズ状の石灰岩を含む泥岩を伴う後期三疊紀の川内ヶ谷層群が分布し、二枚貝化石を産する（中川ほか、1959；Hada, 1974；Ando, 1987）。

城川町下五味及び上高地には、前期ジュラ紀の成徳層が分布し、珪長質凝灰岩及び礫岩を伴う砂岩泥岩互層からなり、Hada *et al.* (1992) やHada and Yoshikura (1992) により放射虫化石の産出が報告されている。

城川町宮成付近から高知県高岡郡桺原町上成西方まで狭長に嘉喜尾層群が分布しており、砂岩泥岩互層を主体とし、基底部に礫岩、上部に砂岩を伴う（市川ほか、1954、1956；中川ほか、1959など）、中谷 (1981)、永田ほか (1987) などにより、中期ジュラ紀の放射虫化石の産出が報告されている。本層群は高知県高岡郡佐川町付近に分布する毛田層（松岡、1985）に対比される。

西予市三瓶町貫藏南方、野村町四部谷から城川町大麦にかけて、さらに桺原町本村南方から横貝南方にかけて、断層で囲まれて後期ジュラ紀の今井谷層群が分布する（市川ほか、1956；中川ほか、1959など）。これは、砂岩、礫岩、砂岩泥岩互層及び泥岩からなり、層孔虫、サンゴ類、ウニ、腕足類など多くの化石を含む鳥巢式石灰岩を伴う（Tamura, 1960；平田、1974；Kano *et al.*, 1999など）。砂岩泥岩互層や泥岩から植物化石、アンモナイトや二枚貝の化石などを産しており（中川ほか、1959；武井・松岡、2004など）、後期ジュラ紀の鳥巢層群に対比される。近年、城川町下相の石灰岩岩塊から、厚歯二枚貝化石の産出も知られている（佐野ほか、2007など）。

（利光誠一）

## 8. ジュラ紀付加コンプレックス

### 8.1 北部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックス

北部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックスは、遊子川・住居附・上吉田・柏木ユニットからなる（松岡ほか、1998）。本図幅では、遊子川・住居附・上吉田ユニットを地質図上では細分していない。また、柏木ユニットは、三波川変成作用を受けていることから、三波川変成コンプレックスに入れている。辻・榊原 (2009) 及び辻 (2014) は、この地域の秩父帯における地質構造を詳細に解析し、北フルゲンツの折りたたまれた褶曲をしていることを明らかにしている。

遊子川・住居附・上吉田ユニットは、砂岩・泥岩・チャート・玄武岩からなり、石灰岩を伴う。砂岩及び泥岩は全体として泥岩優勢でしばしば混在岩を形成し、チャートや玄武岩・石灰岩など礫・岩塊とともにメランジュを構成している。ただし、鹿野川ダム周辺から西予市城川町野井川にかけての地域では、砂岩が卓越した砂岩泥岩互層と珪質泥岩、チャートなどからなる整然層が分布している。

石灰岩からは、後期石灰炭紀からペルム紀のコンドラ化石が産出している（鹿島、1960、2000；Hada and Kurimoto, 1990など）、また泥岩からは前-中期ジュラ紀の放射虫化石（Kashima, 1969；山北、1998）が報告されている。これらの化石から、これらのユニットの形成年代は、前-中期ジュラ紀と考えられる。

### 8.2 南部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックス

南部秩父帯は、宇和東方では北部秩父帯との境界が明瞭であるが、本地域の南西部、大洲南方では北部秩父帯が存在せず、南部秩父帯は三波川帯と接する。南部秩父帯内部でも、宇和東方では、北から南に向かって大平山ユニット→斗賀野ユニット→三宝山ユニットと配列するのが一般的であるが、この地域南西部では、南から北へ、三宝山ユニット→斗賀野ユニット→白髭山ユニット→三宝山ユニットと配列し、南と北の三宝山ユニットは、南方と北方の四方十帯の白髭紀付加コンプレックスおよびこれを原岩とする三波川変成コンプレックス大洲ユニットとそれぞれ接している。北側の斗賀野ユニットと三宝山ユニットの地層・岩石は、高圧型の弱い変成作用を受けており、三波川変成コンプレックスに近いほど変成度が高くなる。

大平山ユニットは、斗賀野ユニットの北側に位置しており、混在相（メランジュ）で特徴づけられている（松岡ほか、1998）。本地域では、西予市城川町の三滝火成岩類の模式的な南側に東西方向に細長い断層で囲まれた地質体として分布している。走向は東西方向が卓越し、混在岩の剥離性面構造の傾斜は急傾斜で南ないし北に傾斜している。泥質混在岩を基質とし、チャート、玄武岩、石灰岩などの小岩塊を伴っている。これらの岩塊のサイズは、大規模なものは多くない。前-中期ジュラ紀に形成されたことされる（松岡ほか、1998）。

斗賀野ユニットは、三瓶港周辺から西予市城川町周辺にかけて分布している。厚いチャート層が比較的薄い珪質泥岩層を挟んで、厚い砂岩優勢な砂岩泥岩互層と累重する層序単位が、層理にほぼ平行な断層で繰り返している。付加体内の整然層を主体とするユニットで、海洋プレート層序の上部が顕著な変形を伴わずに繰り返している（松岡、1998）。チャートは灰色、灰緑色などを呈し、珪質部と薄い泥質部が繰り返す層状チャートである。砂岩は灰色を呈し、一般に塊状粗粒のものが卓越する。西予市城川町では、地層が高角に傾斜しているが、西予市宇和町周辺では、比較的低角に北に傾斜しており、波長数キロの正立褶曲を形成している。本ユニットは中-後期ジュラ紀に形成されたコヒーレントユニットである（脇田ほか、2007）。

白髭山ユニットは、Sakakibara *et al.* (2007) のShirahigeyama unitに相当する。宇和東方の北北西-南南東の高角断層より西側に狭く分布し、北側の三波川変成コンプレックス大洲ユニットに衝上断層で重なり、南側の斗賀野ユニットに衝上断層を界して覆われている。斗賀野ユニットよりは、チャートの厚さが薄く、三宝山ユニットとは異なり、チャートや石灰岩の岩塊を含まないこと特徴付けられる。主に、砂岩泥岩互層および破砕砂岩泥岩互層 (broken formation) からなり、比較的小規模なチャート岩塊を伴う（榊原ほか、1998）。本ユニットは、南部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックスであるが、その形成年代についての詳細はわかっていない。本図幅では斗賀野ユニットと同時代としておく。

三宝山ユニットは、主に斗賀野ユニットの南側に細長い地質体として分布し、四方十帯白亜紀付加コンプレックスと仏像構造線で接している。また、本地域南西部においては、一部が斗賀野ユニットの構造的下位に窓状に露出し、北側の三波川変成コンプレックス大洲ユニットと断層で接している。本ユニットは、石灰岩、玄武岩、チャート、珪質泥岩、チャート角礫岩、泥岩、砂岩から構成されている。石灰岩や玄武岩が泥質の混在岩に囲まれている混在相（メランジュ）のユニットである。斗賀野ユニットの南側に接する三宝山ユニットでは、玄武岩や石灰岩、チャートが目立ち、混在岩が少ないが、北側の三宝山ユニットでは、基質の泥岩が卓越している。後期ジュラ紀から前期白亜紀前期に形成されており、密密には後期ジュラ紀-前期白亜紀前期の付加コンプレックスに含めるが、本図幅では他の南部秩父帯の付加コンプレックスと一括してジュラ紀付加コンプレックスに含めた。このユニットは、秩父帯のジュラ紀付加コンプレックスを構成するユニットの中では形成年代が最も若い。

（脇田浩二）

## 9. 白亜紀付加コンプレックス

本地域の白亜紀付加コンプレックスは四方十帯に分布し、脇田ほか (2007) に基づき、甲藤 (1980) などの半山層に由来した半山ユニットとした。半山ユニットは地域南東部にわずかに分布している。砂岩および泥岩からなり、砂岩が卓越する部分、泥岩が卓越する部分、及び砂岩泥岩互層に分けられる。東西に近い走向をもち、急傾斜で北に傾斜している。砂岩が卓越する部分は、中粒から粗粒の厚層理砂岩と厚さ数cm〜数10cmの砂岩優勢の砂岩泥岩互層の繰り返しからなる。泥岩と表示した部分は、泥岩及び泥岩優勢砂岩泥岩互層からなる。本ユニットからは、アプチアン期からアルビアン期の放射虫化石が報告されている（岡村、1980）。

（脇田浩二）

## 10. 白亜紀の変成コンプレックス, 深成変成コンプレックス及び岩脈

### 10.1 三波川変成コンプレックス

本地域の白亜紀高圧型変成作用で生じた変成岩類を三波川変成コンプレックスとして一括した。三波川変成コンプレックスは、脇川ユニット、御鉾ユニット、大洲ユニット、内子ユニット、伊予ユニット、唐崎マイロナイトから構成される。このうち御鉾銕ユニットから唐崎マイロナイトまでが三波川変成岩類。更に大洲ユニットから伊予ユニットまでが、泥質及び苦鉄質片岩が卓越する三波川結晶片岩類である。脇川ユニットは高圧型変成作用を被った後期ジュラ紀付加コンプレックスである。三波川結晶片岩類では、泥質片岩の鉱物組合せに基づく変成分帯も合わせて示した。低温の緑泥石帯と、泥質片岩にざくろ石を生じ、アルバイト斑状変晶が発達する高温のざくろ石帯に分帯できる。

脇川ユニット(榊原ほか、1998)は、松岡ほか(1998)のジュラ紀付加コンプレックス柏木ユニット及び上吉田ユニットの一部に相当する。本地域東部では、水無山ユニット及び小田深山ユニット(註、2014)に相当する。北部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックスの北側に分布する。本ユニットは他のジュラ紀付加コンプレックスと異なり、高圧型変成作用を特徴付けるアルカリ角閃石、アルカリ輝石を多産する。他のジュラ紀付加コンプレックスがぶどう石を含むことと対照的である(榊原ほか1998; 梅木・榊原、1998; 村田ほか、2010; 村田・前川、2011)。変成鉱物を用いた定量的な温度圧力推定でも、他のジュラ紀付加コンプレックスと変成温度はほぼ同じであるが、より高圧の変成圧力が推定されている(Sakakibara *et al.*, 2007)。本ユニットは南側に分布するジュラ紀付加コンプレックスに対し、平川スラストにより衝上している(註、2014)。変成岩帯を伴う泥質千枚岩, 変成チャート, 変成玄武岩及び苦鉄質千枚岩と少量の変成石灰岩からなる。本ユニットは柏木ユニット及び上吉田ユニットの一部に相当することから、原岩の年代は、後期ジュラ紀付加コンプレックスと推定される。泥質千枚岩中のフェンジャイトK-Ar年代は、120~100Ma(武田ほか、1993; 榊原ほか、1998)である。アルカリ角閃石、アルカリ輝石を多産し、パンベリー石+アークチノ閃石の共生も普遍的に認められる。変成相はパンベリー石アクチノ閃石亜相高圧部である。

御鉾銕ユニットは御鉾銕緑色岩類(榊原ほか、1998)、御鉾銕帯の変成岩類(武田ほか、1993)、及び神南ユニット(坂野ほか、2010)に相当する。脇川ユニットの北側に分布する。変成玄武岩, 苦鉄質片岩, 変成斑れい岩を主とし、みかけ下部では泥質片岩が卓越する。少量の珪質片岩, 石灰質片岩を伴う。八幡浜南方の川柳附近では、変成角閃石の比較的大きな岩体が存在し、少量の変成ピクライト(村田ほか、2006)及び蛇紋岩を伴う。八幡浜南方の砂質片岩中の碎屑性ジルコンの最も若いU-Pb年代集団の平均値は91±1Ma。内子ユニットの砂質片岩中の碎屑性ジルコンの最も若いU-Pb年代集団は約160Ma(Knittel *et al.*, 2014)である。本ユニットの原岩は後期ジュラ紀-前期白亜紀の苦鉄質火成岩に富む付加コンプレックスと考えられる。ただし、八幡浜南方の本ユニットの一部に後期白亜紀の砂質岩を原岩とするものがあることから、本ユニットの原岩の一部に後期白亜紀のものが含まれるか、あるいは泥質片岩の一部が見かけ下位の伊予ユニットに相当する可能性がある。泥質片岩中のフェンジャイトK-Ar年代は、100~90Maである(榊原ほか、1998; 武田ほか、1993)。アルカリ角閃石、アルカリ輝石及びパンベリー石+アクチノ閃石の共生が広く認められることから、パンベリー石アクチノ閃石亜相高圧部の変成作用を被っている。

大洲ユニット(榊原ほか、1998; 坂野ほか、2010)は、南部秩父帯の付加コンプレックスの北側に分布する。本図幅の大洲ユニットは、榊原ほか(1998)の大洲ユニットのうち大洲-三瓶断層以南ものに相当する。大洲ユニットは、後述する内子ユニットの結晶片岩類と同程度に剪断変形と再結晶作用が進行しているため、三波川結晶片岩類に含めた。泥質片岩を主体とし、砂質片岩及び少量の苦鉄質片岩、珪質片岩及び石灰質片岩を伴う。砂質片岩中の碎屑性ジルコンの最も若いU-Pb年代集団の平均値は約110Ma(宮崎ほか、2015)であり、原岩は白亜紀付加コンプレックスと推定される。泥質片岩中のフェンジャイトK-Arは90~80Ma(榊原ほか、1998; 君波ほか、2008)である。苦鉄質片岩ではパンベリー石+アクチノ閃石の共生が認められ、パンベリー石アクチノ閃石亜相の変成作用を被っている(榊原ほか、1998)。

内子ユニット(坂野ほか、2010)は、御鉾銕ユニットの北側に帯状に分布する泥質片岩が卓越するユニットである。少量の苦鉄質片岩、珪質片岩及び蛇紋岩を伴う。本ユニットの泥質片岩中のフェンジャイトK-Ar年代は95~90Maである(坂野ほか、2010; 宮崎ほか、2015)。緑泥石帯に属し、苦鉄質片岩に、緑れん石+藍閃石の共生が認められ、緑れん石青色片岩亜相の変成作用を被っている。

伊予ユニット(坂野ほか、2010)は内子ユニットの北側に東北東-西南西走向の八幡浜断層で接して分布する。苦鉄質片岩及び泥質片岩を主体として、珪質片岩と砂質片岩及び少量の変成斑れい岩、石灰質片岩、蛇紋岩を伴う。石灰質片岩からは後期三疊紀のコノドント化石(須狼ほか、1980)が、苦鉄質片岩中のキースラガーからは155±14MaのRe-Os年代(Nozaki *et al.*, 2013)が得られている。また、砂質片岩及び泥質片岩中の碎屑性ジルコンの最も若いU-Pb年代集団の平均値は110~89Ma(Knittel *et al.*, 2014; 宮崎ほか、2015)を示す。伊予ユニットの原岩は白亜紀付加コンプレックスと推定され、その海洋プレートは後期三疊紀から後期ジュラ紀末頃に形成されたものが含まれる。伊予ユニットの泥質片岩のフェンジャイトK-Ar年代は、90~80Ma(武田ほか、2000; 坂野ほか、2010; 宮崎ほか、2015)である。本ユニットの伊予灘側の見かけ上位と中央構造線附近はざくろ石帯に属し、その他は緑泥石帯に属する。緑泥石帯では苦鉄質片岩に緑れん石+藍閃石の組合せ認められる。緑泥石帯からざくろ石帯にかけ、緑れん石青色片岩亜相からアルバイト緑れん石角閃石亜相の変成作用を被っている。

唐崎マイロナイトは、伊予ユニットの見かけ上位に分布し、伊予ユニットと共に東北東-西南西方向の軸を有する南フェルゲンツの転倒褶曲に参加している(武田ほか、2000)。角閃岩マイロナイト、少量の泥質片岩、珪長質片麻岩及び大理石のマイロナイトから構成される。マイロナイト化前の変成条件は角閃岩相からグラニュイト相と推定されている(吉村・高木、1999; 三好・高須、2000)。角閃岩マイロナイト中のジルコンU-Pb年代は、114.2±3.9から102.3±4.5 Maである(坂島ほか、2000)。この年代は角閃岩相からグラニュライト相変成作用の年代と推定されている。その後、唐崎マイロナイトは、延性変形が可能な地下深部でマイロナイト化を伴いながら75~71Maに三波川結晶片岩類と接し、59~52Ma頃にはカリ長石K-Ar年代閉止温度以下に冷却している(武田ほか、2000)。

### 10.2 前期白亜紀高温型変成コンプレックス

本地域南西部に前期白亜紀高温型変成コンプレックスの大島変成岩類が小規模に分布する。同コンプレックスは、本地域南西部の大島とその対岸の周木に分布する大島変成岩類(武田ほか、1993)と周木に分布する変成超苦鉄質岩を合わせたものに相当する。両者を合わせたものは、九州西部の肥後変成岩に対比できる可能性が指摘されている(武田ほか、1993)。大島変成岩類は、主に苦鉄質片麻岩からなり、少量の珪長質片麻岩、泥質片麻岩及び大理石を伴う。ジルコンU-Pb

年代より、苦鉄質及び珪長質片麻岩の火成年代は117.2±2.1から113.0±2.3Ma(Sakashima *et al.*, 2003)。泥質片麻岩の変成年代は120±2Ma(小山内ほか、2012)である。変成相はグラニュライト相に達している部分がある(宮下・小松、1999)。また、マイロナイト化に重複してシュートクエリットが密集して産する変形集中帯が認められる(宮下・小松、1999)。超苦鉄質岩類は主に蛇紋岩からなる。九州西部天草上島地域では比較的多量の超苦鉄質岩類が泥質変成岩に伴われることから、本岩も同様の起源のものと推定される。

### 10.3 領家深成変成コンプレックス及び岩脈

中国地方柳井地域から瀬戸内海島嶼部を経て四国地方高縄半島にかけ、白亜紀の高温型領家変成岩類とこれに調和及び非調和に貫入する白亜紀の領家深成岩類が分布する。本図幅では、これらを領家深成変成コンプレックスとして一括した。領家変成岩類は、柳井地域から瀬戸内海島嶼部に分布するものと、高縄半島及びその周辺に分布するものでは、原岩構成に違いが認められるため、これらを区別した。変成泥岩の鉱物組合せを基に変成分帯を行い、低変成度から高変成度へ黒雲母帯, カリ長石珪線石帯, ざくろ石重青石帯に分帯した。さらに、カリ長石珪線石帯とほぼ同程度の変成温度ながらより低圧の条件を示すカリ長石重青石帯を識別した(Ikeda, 1998; Sugawara, 2014)。変成岩の組織は、黒雲母帯, カリ長石珪線石帯低温部、及びカリ長石重青石帯低温部では、片岩ないしグラノフェルスであるが、カリ長石珪線石帯高温部、ざくろ石重青石帯、及びカリ長重青石帯高温部では、片麻岩ないしミグマタイトである。

柳井地域から瀬戸内海島嶼部にかけて分布する領家変成岩類は変成チャートが大半を占め、これに変成泥岩と少量の変成砂岩, 変成苦鉄質岩及び大理石を伴う。柳井地域のミグマタイト化した変成泥岩中の碎屑性ジルコンのうち最も若いU-Pb年代集団は160~150Maである(中島ほか、2013)。原岩は後期ジュラ紀のチャートに富む付加コンプレックスと推定される。一方、変成作用で生じたジルコンのU-Pb年代及びモナザイトのU-Pb-Th年代は101~97Maを示す(Suzuki and Adachi, 1998 ; 中島ほか、2013)。

高縄半島及びその周辺地域の領家変成岩類は、高縄半島南部と松山市北西に小規模に分布するもので、原岩構成が異なる。高縄半島南部に分布する本岩類は、変成泥岩を主とし、これに変成砂岩, 変成チャート及び変成苦鉄質岩を伴う。凝灰質変成岩より後期三疊紀末-前期ジュラ紀初めの放散虫化石が産出する(鹿島・増井、1985)。原岩相及び産出化石は山口県東部の玖珂郡ユニットIIないしIII(Takami and Itaya, 1996)に対比できる可能性がある。したがって、原岩は前-中期ジュラ紀付加コンプレックスの可能性が指摘できる。高変成度部はカリ長石+重青石の出現で特徴付けられるカリ長石重青石帯に属し、低変成度部は黒雲母帯に属する。変成相は緑色片岩相から角閃岩相紅柱石帯と推定される。一方、松山市西方に小規模に分布する領家変成岩類は変成泥岩及び変成苦鉄質岩を主とし、少量の変成超苦鉄質岩を伴う。変成超苦鉄質岩にはかんらん石、滑石、トモロウ閃石、直閃石が生じている(野戸、1977)。これに伴う変成泥岩には定向配列を示さない黒雲母が生じている。この岩石には黒雲母及び炭質物濃集層と石英・斜長石濃集層の繰り返しからなる縞状構造が発達し、これが閉じた褶曲をしている。高温型変成作用を被る以前に、片理の発達する変成岩であった可能性がある。このような原岩構成及び変成岩組織から、松山市西方に分布する領家変成岩類の原岩はジュラ紀付加コンプレックスではない可能性がある。同地域の変成岩類はカリ長石重青石帯に属し、変成相は角閃岩相紅柱石亜相に達していると推定される。

領家深成岩類は、片麻状黒雲母花崗閃緑岩及びトーナル岩、黒雲母角閃石トーナル岩、角閃石黒雲母花崗閃緑岩、黒雲母花崗岩、及び黒雲母角閃石石英閃緑岩及び閃緑岩に区別される。柳井地域及び瀬戸内海島嶼部では片麻状黒雲母花崗閃緑岩及びトーナル岩が領家変成岩類に貫入し、両者は平行な片理を持つ(Okudaira *et al.*, 1993 ; 宮下、1996)。屋代島中央部では、片麻状黒雲母花崗閃緑岩が黒雲母花崗岩に貫入され、捕獲される。片麻状黒雲母花崗閃緑岩及びトーナル岩のジルコンU-Pb年代及びモナザイトU-Pb-Th年代は101~95Maの年代が得られている(中島ほか、1993; Heritz *et al.*, 1988 ; Suzuki and Adachi, 1998)。高縄半島では、越智(1982)のトーナル質岩が黒雲母角閃石トーナル岩に、北条花崗閃緑岩及び松山花崗閃緑岩が角閃石黒雲母花崗閃緑岩に、花崗岩が黒雲母花崗岩に、変輝緑岩が黒雲母角閃石石英閃緑岩及び閃緑岩に相当する。高縄半島の領家深成岩類からは、93.1±2.9MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代(Kagami *et al.*, 1988)と、91.1±4.6から86.5±4.3Maの普通角閃石K-Ar年代(梅田ほか、2001)が得られている。

白亜紀珪長質岩脈は、柳井地域及び高縄半島の領家深成岩類に貫入する。高縄半島西部では北北西-南南東走向の岩脈として多数認められる。主に、細粒斑状花崗岩からなる、82.7±1.8から81.2±1.8Maの全岩K-Ar年代が得られている(田崎ほか、1990)。

(宮崎一博・宮下由香里)

## 11. 白亜紀浅海成堆積物

### 11.1 物部川層群, 南海層群, 及び外和泉層群

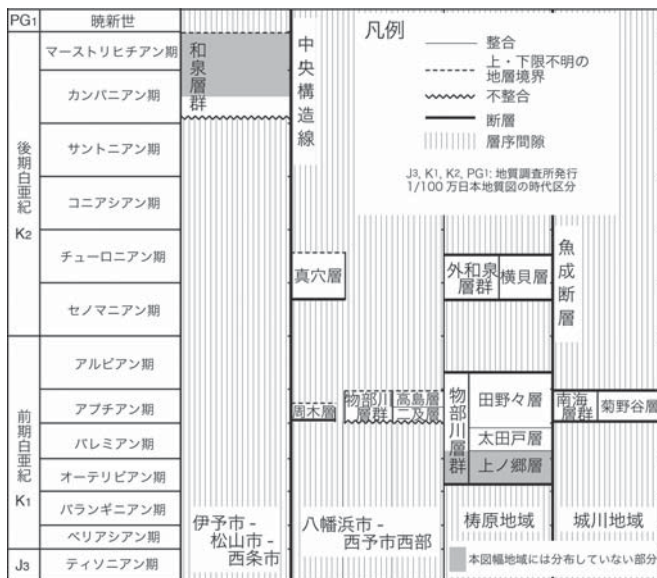
四国中央部や東部の前期白亜紀浅海成堆積物は、岩相・化石相の異なる2つの地層群(南海層群と物部川層群)に分けられており(田代、1985 ; 田代・川村、1995など)、本地域にも両層群が分布する(第2図)。魚成断層の南側の西予市城川町菊之谷に分布する菊野谷層は、砂岩や砂岩泥互層からなる。菊野谷層からはアプアン期のテチス動物群の二枚貝化石を産出し(中川ほか、1959 ; 田代、1985など)、南海層群に相当する(鹿島、1992)。

北側に位置する物部川層群は、高岡郡椿原町越智面では、下位より太田戸層、田野々層が分布し(Ishizaki, 1962など)、ともに礫岩、砂岩、泥岩等からなり、産出する二枚貝化石からバレイアン階-アルビアン階に対比されている(香西ほか、1991など)。西予市三瓶町の高島、ミツクリ島、及び二及には、礫岩、砂岩、泥岩からなる高島層や二及層が分布しており、産出する二枚貝化石からアプアン階に対比されている(永井・中野、1961 ; 佐光ほか、1991など)。二及層は、下位のベルム紀付加コンプレックスと不整合関係が認められている(永井・中野、1961)。二及層分布地北西の周木に分布する砂岩泥岩互層(武田ほか(1993)の周木層)については化石の産出は及がないが、近くにはベルム紀付加コンプレックスが分布していることから本図幅では暫定的に二及層に対比させた。

高岡郡椿原町越智面には、珪長質凝灰岩を頻繁に挟む砂岩や泥岩からなる外和泉層群横貝層が分布しており、セノマニアン期-チューロニアン期の二枚貝化石や後期白亜紀の放散虫化石の産出が知られている(伊藤ほか、1984 ; 香西ほか、1991など)。西予市三瓶町垣生-八幡浜市穴井付近及び地大島に分布する真穴層は砂岩、泥岩及び砂岩泥岩互層を主体とし、時代決定に有効な化石の報告はないが、寺岡(1970)はセノマニアン階-チューロニアン階あたりに対比できると考えられており、これに基づけば真穴層は外和泉層群に相当する。なお、鹿島(1992)により真穴層には角モンナイトの産出が報じられているが、詳しい同定及び年代決定にはいたっていない。

(利光隆一)





第2図 白亜紀浅海成堆積物層序対比

### 11.2 和泉層群

和泉層群は東西に細長い分布を示し、北側では傾斜花崗岩類または変成岩類を不整合に覆い、南側では中央構造線を境に三波川変成岩類または久万層群と接する(Matsumoto, 1954; 中川, 1958; 原田, 1965; 高橋, 1977; 岡村ほか, 1984; 高橋, 1986; 山崎・高橋, 1991; 武田, 1996)。本層群は主に砂岩と泥岩の互層から構成され、礫岩や珪質凝灰岩を挟む。本層群の分布は重信川を境にして北部と南部に分けられる。分布北縁の不整合付近には礫岩や礫質砂岩を挟む砂岩泥岩互層が分布する。本地域では、四国東部の引田層(松浦ほか, 2002)に相当する北縁の厚い塊状泥岩層は見られない。礫岩に含まれる礫は、円磨された細礫-中礫が多く、主に珪質火火山岩・花崗岩・泥質ホルンフェルス・変成チャートを含む。本層群の大部分は砂岩泥岩互層によって占められており、砂岩と泥岩の量比によって、砂岩優勢・砂岩泥岩等量・泥岩優勢の互層に区分した。砂岩と泥岩は厚さ10~100cmであることが多いが、いずれも2mを超えることがある。砂岩は、主として石英・長石・岩石片からなり、岩石片は礫岩と同様に珪質火火山岩・花崗岩・チャート・泥岩からなる。礫岩構成や砂岩組成から傾斜深成変成岩類を含む西南日本内帯側からの砕屑物供給が推測されている(西村, 1984)。砂岩の底痕にはフルートキャスト等の流向を示唆する堆積構造が見られ、主に北東-東からの古流向を示す(原田, 1965)。南部では、基本的に等量および泥岩優勢砂岩泥岩互層が卓越するが、分布域の西縁及び東縁には砂岩優勢砂岩泥岩互層が分布する。一部では、久万層群古岩層及び明神層による不整合、石鏡層群黒森峠層による被覆および中期中新世火成岩類の貫入が見られる。分布の南縁は、低部衝上断層で代表される衝上断層を境に本層群が久万層群または三波川変成岩類へ衝上し、もしくは花山衝上断層によって久万層群が和泉層群へ衝上している(高橋, 1986; 竹下, 1993)。

本層群の地質構造は基本的に斜交層構造を示し、中央構造線と平行な東北東-西南西方向の向斜・背斜軸が複数発達する。北部地域では、主に南南東傾斜の同斜構造を示すが、北方衝層・川上断層付近には断層と平行または斜交する褶曲軸が複数発達し、地層は正立褶曲や転倒褶曲によって急傾斜または逆傾している。南部地域では、断層近傍の地層は緩傾斜または水平であるが、それ以外の地域では東北東-西南西方向の軸を持つゆるやかな向斜・背斜による大域的には東に傾斜している。

本層群の堆積年代については、北部地域から産出する *Inoceramus schmidti* などの大型化石から前期カンパニアン期が示唆されている(原田, 1965; 野田・田代, 1973; 野田, 1983; 岡村ほか, 1984)。また、放散虫化石は北部地域(岡村ほか, 1984; Kashima et al., 1988; 山崎, 1987)と南部地域(高橋ほか, 1990)ともに報告があり、*Dictyonitra koslova* と *D. dudocimicostata* を多産し、*Amphipyndax tylotus* と *A. enesefi* を産しないというDK群集(山崎, 1987)の特徴を示すことから、前期-中期カンパニアン期と推定されている。また、松山市東部では逆帯磁の古地磁気を示し、前期カンパニアン期のC33rに相当するとされる(小玉, 1990)。また平均伏角から計算される古緯度は北緯31±5°であり、現在の緯度と有意な差はない。

和泉層群が被った続成作用については凝灰岩中の自生沸石鉱物の分類等から4帯が識別されており、本地域には最下位のIV(曹長石-石英)帯とその上位のIII(方沸石-石英)帯が分布する(西村ほか, 1980; 西村, 1984)。当時の地温勾配を25°C km<sup>-1</sup>と仮定すると、IV帯(松山市北方)とIII帯(松山市南方)の埋没深度は、それぞれ6kmと3~4km程度に相当するとされる。

松山市西方の伊予灘の青島には、和泉層群の礫岩や凝灰岩を含む砂岩優勢相が分布する(高橋, 1983; 山崎ほか, 1990)。泥岩から産出する放散虫化石群集は、松山東方と同じDK群集帯(山崎, 1987)に区別されるが、*Acaeniolite diaphorogana*, *A. gedranata*, *A. starka*, *Archaeospongoprunum andersoni*, *A. aff. andersoni* を特徴的に含むことから、前期カンパニアン期と推測されている(田中・山崎, 2000)。これは松山市地域の和泉層群と同時代の堆積年代であるが、両者の直接の関係は不明である。

(野田 篤)

## 12. 中新世堆積岩類及び火成岩類

### 12.1 久万層群

愛媛県中央部から高知県北西部にかけて分布する非火山性の砕屑物は、これまで一括して久万層群とされてきた(永井・堀越, 1953; 堀越, 1957; 木原, 1985など)。これらの地層は、下位よりひわだ峠層, 古岩層, 及び明神層に区分される(第3図)。ひわだ峠層は三波川変成コンプレックス由来の基底礫岩とコキナ質細礫岩及び砂岩よりなり、石灰質砂岩の小レンズ中には、有孔虫、コケムシ、及び二枚貝など浅海性の化石の破片が含まれている。ひわだ峠層は久万層群において唯一海成を示唆する地層で、久万高野原二名からひわだ峠にかけて断片的にわずかに分布する。古岩層は三波川変成コンプレックス由来の角礫のみならず崖崖性の濁流角礫岩と砂岩からなり、礫岩を不整合に覆う。明神層は花崗岩の円礫を含む礫岩や、砂岩、植物化石を多産する泥岩からなる陸成層で、古岩層層に整合に重なる。希に挟在する凝灰岩から、16.5±0.7Ma(鹿島・武智, 1996)、及び

16.8±1.1, 18.4±1.5Ma(成田ほか, 1999)のFT年代が得られている。久万層群は三波川変成コンプレックスを不整合に覆うことから、それらの露出年代の上限を規定する。しかしながら、大部分が陸成層であるため、堆積年代に関しては現在でも議論が続いている。問題となっているのは最下位のひわだ峠層の年代で、かつて中期-後期始新世を示す底生有孔虫化石が報告されたが(Hanzawa, 1959)、誘導化石の可能性が危惧された(鹿島・武智, 1996)。その後、前期始新世を示唆する渦鞭毛化石が報告され(成田ほか, 1999)、越智ほか(2014)ではひわだ峠層を久万層群から除外している。しかしながら、三波川変成コンプレックスに属する唐崎マイロナイトのカリ長石は52~59MaのK-Ar年代を示し、それらは少なくとも前期始新世には地下7~8km程度に埋没していたと考えられる。ところが、唐崎マイロナイトは久万層群の下部に不整合に覆われており、ひわだ峠層を含む砕屑岩類の年代が始新世とは考えにくい。渦鞭毛化石の抽出は三波川変成コンプレックス由来の結晶片岩礫岩を含むコキナ質細礫岩をそのまま粉砕して処理したとされていることから、風化変質に非常に強い渦鞭毛化石が誘導化石である可能性は否定できず、本図幅ではひわだ峠層も含めて久万層群とし、その年代を前期中新世とした。

(高橋雅紀)

### 12.2 石鏡層群

石鏡層群(永井, 1956)は断層に分断され傾斜している久万層群をほぼ水平に不整合に覆う中期中新世の火山岩類で、下位より高野層と黒森峠層に二分される(第3図)。高野層(永井・堀越, 1953)は安山岩及びデイサイト火砕岩を主とし、本地域ではところにより砂岩及び泥岩を伴う。下部は三波川変成コンプレックス由来の結晶片岩角礫岩を取り込む凝灰岩礫岩からなるが、上部は黒雲母結晶を含む火砕流堆積物からなる(吉田, 1970; Yoshida, 1984)。黒森峠層は、安山岩-デイサイト火砕岩及び溶岩からなる主部と、泥岩を伴う凝灰岩及び凝灰岩礫岩からなる凝灰岩卓越部からなる。主部は、柱状節理の発達した強溶結大規模火砕流堆積物からなる下部と厚い安山岩溶岩からなる上部から構成される。凝灰岩卓越部は主部の安山岩溶岩に挟まる(山本, 1984)。

(高橋雅紀)

### 12.3 中央構造線に沿う地域の中期中新世火成岩類

愛媛県下の中央構造線に沿って東西に小規模な火山岩が貫入している(堀越, 1964)。また、中央構造線の南部に分布する久万層群、石鏡層群及び三波川変成コンプレックスに貫入する岩脈・岩頸などとして火山岩類が分布する。それらは斜方輝石単斜輝石安山岩及び普通角閃石安山岩貫入岩及び溶岩、粗面安山岩貫入岩、流紋岩及びデイサイト貫入岩からなる。これらのうち、西条市上の原南方の岩脈について15.1±0.4Ma、丹原町湯谷口中川河床の岩脈について15.4±0.4Ma、温泉郡川内町上音田の岩脈について15.3±0.4Maの全岩K-Ar年代が、田崎ほか(1990)により報告されている。田崎ほか(1993)は中央構造線に沿う珪質火火山岩類のなかで、伊予市上灘の明神山岩体、喜多郡内子町の石畳岩体、東温市川内の土谷岩体については類似した岩相の流紋岩質岩であることから、明神山型酸性火山岩として一括した。本図幅では、これらを前述の流紋岩及びデイサイト貫入岩に区分している。明神山岩体については14.3±0.3, 14.0±0.3, 13.9±0.3Maの斜長石K-Ar年代、石畳岩体については14.1±0.3Maの斜長石K-Ar年代、土谷岩体については14.1±0.3Maの斜長石K-Ar年代が報告されている(田崎ほか, 1993)。

地域東部の石墨山周辺には、<sup>60</sup>Co/β<sub>2</sub>による酸性貫入岩類(本図幅域外; 吉田, 1970)に対比される細粒斑状花崗閃緑岩の岩脈が貫入している。

(角井朝昭・高橋雅紀)

### 12.4 興居島層群及び高浜層群

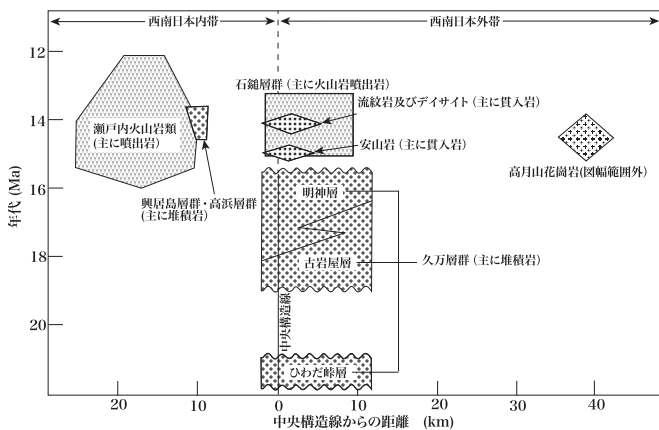
高縄半島西部と興居島の南東部などには、興居島層群及び高浜層群と称される地層が局所的に分布する(永井, 1963)。興居島層群は、礫岩・砂岩・泥岩などの砕屑岩相、火砕岩相からなり、それを不整合で覆う高浜層群は、巨礫岩・礫岩を主とする岩相部分、凝灰岩層・火山砕屑岩層と、それを貫く斜方輝石安山岩の岩頭や岩脈からなる。

これらの地層ユニットに含まれる火成岩類は、放射年代などから、一般に瀬戸内火山岩類に含まれる(桃井ほか, 1991)。両層群とも個別に「層群」と称するには層厚・分布域ともに小さく、また両層群間に大幅な時代間隙は認められていない。本図幅では従来の地層ユニット名を踏襲し興居島層群および高浜層群とするが、両層と周辺の瀬戸内火山岩類を合わせて香川地域における讃岐層群に対比されるべき層序単位と位置づけるのが妥当なので、今後の再検討が必要である。両層とも分布域が小さいため、本図では一括して図示する。

(角井朝昭)

### 12.5 瀬戸内火山岩類

愛媛県北西部の高縄半島の西部から防予諸島、山口県柳井市の室津半島にかけて中期中新世の火山岩類である瀬戸内火山岩類が散点的に分布する。本地域の瀬戸内火山岩類は、高マグネシア安山岩を含むかんらん石安山岩から、斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩・黒雲母デイサイトまで多様である。これらの火山岩類は、室津半島や屋代島周辺には比較的規模の大きな溶岩及び火砕岩などの噴出岩体として存在するが(鷹村, 1973; 白木, 1991; 西村ほか, 2012など)、防予諸島東部や高縄半島周辺では小規模な岩脈・岩頸として散在的に分布していることが多い(桃井ほか, 1991; 石橋, 1960; 高橋雅紀)



第3図 中新世堆積岩類及び火成岩類の対比

八島・浜口、1986など)。この地域の瀬戸内火山岩類の活動年代については、16Maから12Maの範囲であり、多くは15.5Maから14Maの範囲に集中している(第3図；角井、2000；新正・角井、2001など)。層序区分や岩石種と分布地の詳細なども上記引用文献などには記述されているが、本図の精度で区分するのは困難なので、本図においては山口県範囲に付いては流紋岩・デイサイト・安山岩・玄武岩質安山岩溶岩、火砕岩及び貫入岩(Ss)として一括し、愛媛県範囲に付いては桃井ほか(1991)の区分に準拠し、普通角閃石安山岩―玄武岩質安山岩貫入岩、火砕岩及び溶岩(Ss)と斜方輝石単斜輝石安山岩―玄武岩質安山岩貫入岩、火砕岩及び溶岩(Ss)に細分する。

前述した興居島層群及び高浜層群に含まれる火山岩類は、瀬戸内火山岩類と同時期の火成活動によるものである。

(角井朝昭)

## 13. 更新世－完新世堆積物

本地域では、第四紀堆積物が河川の流域や海岸に沿って点在しており、主要な分布地域は、松山平野とその周辺の低地、脇川流域及び柳井市周辺の低地である。

松山平野では西部の海岸沿いに前期更新世の淡水成堆積物である郡中層(永井、1957；高橋・鹿島、1985)が露出しており、植物化石や淡水貝を産出し、火山灰層の年代測定結果などから2～1Ma頃の堆積年代と推定されている(八木、1955、1957；松井ほか、1985；水野、1987；千葉ほか、2000；北林ほか、2012)。また河川成の厚い礫層から構成される八倉層(高橋ほか、1984)及び鳥ノ子層(長谷川、1988)が松山平野縁辺の丘陵地に分布しており、詳細な年代は不明であるが、ここでは郡中層と同時代としておく。脇川中流域の大洲盆地と内子盆地には、前期更新世の河川成の堆積物である富士土層が分布し(山下ほか、2006；坂野ほか、2010)、産出する植物化石や火山灰層の年代測定値などから、郡中層とほぼ同時期の堆積物と考えられる。この地層を不整合に覆って、火山灰の年代測定値から中期更新世前半の河川成堆積物と考えられている五百木層が点在している(坂野ほか、2010)。同時期の堆積物はさらに西方や南方にも点在し(愛媛県、1972a、b；鹿島ほか、1981；浅野ほか、1992)、西予市野村地区北部にも小規模に分布する(榊原ほか、2009)。

五百木層より新しく推定される中期更新世の地層には、松山市街地北方に分布する久万ノ台層(鹿島・高橋、1980など)、本地域南端にあたる西予市城川高野子地区に分布する高野子層(永井・高橋、1969など)及び本地域北西端の柳井市日積地区に分布する小国層(東元ほか、1983)と呼ばれる礫層主体層がある。これらの地層は後述する高位段丘堆積物あるいは一部は中段段丘堆積物に相当する可能性がある(平井、1989；山内ほか、2014など)。

段丘堆積物は、現河川に沿って点在しており、鹿島・高橋(1980)、水野ほか(1993)、熊原(1998)などの文献と空中写真判読から、段丘面の比高や開析の程度などにに基づき、高位、中位、低位に3区分した。ほとんどが河川成の礫層を主体とする堆積物である。西予市野村地区に分布する高位段丘堆積物には約0.3Maの久加藤、Ng-1テフラ(町田・新井、2003)、内子盆地の高位段丘堆積物には約0.25Maの阿蘇1テフラ(町田・新井、2003)にそれぞれ対比される火山灰層が挟まれている(水野・吉川、1991；山下ほか、2006)。また、松山平野西部の中位及び低位段丘堆積物については、年代測定、テフラ、花粉分析などの資料が得られている(高橋・永井、1972；水野ほか、1993；長谷川ほか、1999など)。

地すべり堆積物は、清水ほか(2007)と空中写真判読をもとに、比較的規模の大きなものを示した。いわゆる沖積層は、国土地理院(1979、1992)、鹿島・高橋(1980)、平井(1989)、坂野ほか(2010)などの文献と空中写真判読に基づき、扇状地及び崖錐堆積物、谷底低地及び後背湿地堆積物、自然堤防堆積物、浜堤及び砂丘堆積物に区分した。

低地の地下地質については、伊予市街地の南西では、反射法探査によると深度900m程度まで郡中層あるいはさらに古い地層が堆積していると推定されている(長谷川ほか、1999)。また松山平野東部の重信川より北での南北方向の反射断面では、活断層である重信断層より北側で深度150m程度で基盤岩に達するのに対して、断層から南では急激に深くなり、深度600m程度まで地層が堆積していると推定されている(愛媛県、1999；池田ほか、2003)。これらのどの深度に郡中層、八倉層あるいは鳥ノ子層の層準が対応するのかは明らかではない。松山平野地下の段丘堆積物相当層及び沖積層については、多くの報告がある(平井、1989；中国地方基礎地盤研究会編、1994；鹿島・篠原、1997；榊原ほか、2002；市原ほか、2004；愛媛県建設研究所、2003；川村、2009など)。また、脇川上流域にあたる西予市宇和地区に広がる沖積低地地下には最大厚100mに達する地層があり(清水ほか、1980；宇和町深層水源調査会、2007；板場ほか、2009)、少なくとも五百木層層準から上位の地層により埋積されている(川村・篠原、2008；小島ほか、2009；守田ほか、2014)。

(水野清秀)

## 14. 活断層

### 14.1 陸域活断層

中央構造線活断層系は、紀伊半島中央部から四国西部をほぼ東西に横断し、伊予灘へ抜けている。断層は複数のセグメントに分かれており、本地域には川上断層・北方断層・重信断層・伊予断層系(伊予断層・米浜断層・本郡断層)などの陸域活断層がある。活断層の分布は愛媛県(2003)、中田・今泉(2002)、地震調査委員会(2011)などに基づいて編纂した。上部白亜系和泉群と三波川変成コンプレックスは低角北傾斜の断層を介して接する(Ikeda *et al.*, 2013)が、本地域の中央構造線活断層系は両者の岩相境界断層とは一致しない。

活断層の変位は東北東―西西南から北東―南西方向の右横ずれを主体とするが、重信断層・北方断層・本郡断層は南落ち(後藤ほか、1999；池田ほか、2003、2005)、川上断層・伊予断層・米浜断層は北落ちの逆断層成分を伴う(池田ほか、2005、2014)。最新活動時期は、伊予断層ではAD1650―1854年の間(池田ほか、2012)、重信断層ではおよそ990年前以降(愛媛県、2003)、川上断層東部ではAD1405―1780の間(池田ほか、2014)と推定されている。平均変位速度は地域によって異なり、伊予断層で1.3～1.6mm/年の水平変位と0.2mm/年の垂直変位(後藤、1996)、重信断層では0.1～1mm/年の垂直変位(後藤ほか、1999)、米浜断層では0.6 mm/年の垂直変位(池田ほか、2005)が見積られている。

その他の活断層として、高縄半島に楠瀬断層と滝本断層が、八幡浜市南方に右横ずれの変位を示す五反田断層が推定されている(活断層研究会編、1991；池田ほか、2003)。また、山口県柳井市には、北東―南西走向の日積断層が分布し、その最新活動時期は約13万年前以降と推定されている(藤山・金折、2009；西村ほか、2012)。

(野田 篤・宮下由香里)

### 14.2 海域活断層

本図幅内の海域は、宇和海北部、伊予灘、周防灘東部、安芸灘南部に大別される。本海域には、傾度が高い順に、北東―南西走向、北西―南東走向、南北走向の活断層が分布する。宇和海北部、三瓶沖には北東―南西走向の活断層が分布する(西坂ほか、2009)。伊予灘南部には、中央構造

線活断層系が陸域から連続的に分布する。海域における中央構造線活断層系の一般走向は北東―南西方向を示し、断層群は地溝及び地塁を断続的に形成している。これらの断層の多くは、完新統を切り、海底地形に変位を及ぼしている(七山ほか、2002)。中央構造線活断層系の北側には、各々約15kmの間隔をおいてこれと並走する北東―南西走向の2条の活断層が平部島の南側と北縁に沿って分布する(原子力発電安全審査課、2010)。また、伊予市沖にもこれらと平行な活断層群が分布する(海上保安庁水路部、1999)。周防灘東部には、長島と牛島の間に上記断層群と平行な北東―南西走向の活断層、光市縦取沖の海岸線に平行な北西―南東走向の活断層、長島西側に南北走向の活断層が認められる。これらの活断層の最新活動時期等の詳細は不明である。安芸灘南部には、安芸灘断層群主部(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2009)の南西延長部が前島から屋代島北西側にかけて分布し、屋代島東部の北側に南北走向を示す活断層群が分布する。安芸灘断層群主部は、右横ずれを主体とし、北西側隆起成分を伴う。最新活動時期は、約5,600年前以降、約3,600年前以前、平均活動間隔は2,300～6,400年程度と推定されている(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2009)。

(宮下由香里)

## 15. 地下資源

### 15.1 金属資源

本図幅中央部伊予郡から佐多岬にかけての三波川変成コンプレックス伊予ユニット及び御荷鈴ユニットには多くの層状含銅硫化鉄鉱床(キースラガー)が賦存する。これらの鉱床は黄銅鉱および黄鉄鉱を中心とした別子型鉱床で、明治から昭和にかけて銅鉱山として、また硫化鉄鉱山として盛んに採掘された。本地域最大のものは愛媛県喜多郡内子町の御荷鈴ユニット苦鉄質片岩及び変成玄武岩分布域にあった大久喜鉱山で、江戸後期に発見されたと伝えられる。昭和初期から昭和40年代にかけて開発され、最盛期には2000トン/月の粗鉱(平均品位銅7%、金4ppm、銀60 ppm)を産出した(愛媛県、1962；坂野ほか、2010)。また、八幡浜市から佐多岬にかけての伊予ユニット苦鉄質片岩には、大小さまざまな鉱床が多数分布し、四国の主要な生産地のひとつとなっていた。

四国地方は国内有数のマンガン鉱床分布地域であり、本図幅南部の南部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックス中のチャートおよび珪質泥岩中にも多数のマンガン鉱山が存在する(一宝鉱山など)。鉱石は酸化マンガン、炭酸マンガン等でありその規模はさまざまである。これら鉱山は明治期から昭和中期にかけて開発された(渡辺ほか、1973)。

砥部町付近には中新世の安山岩の貫入に伴う輝安鉱の鉱床が存在する(弘法師鉱山など)。同地域には層状含銅硫化鉄鉱床も存在し、一部の鉱山では両者が伴って産出していた(優量鉱山など；渡辺ほか、1973)。

八幡浜付近などには超塩基性岩類に伴うクロム鉄鉱、クロム柘榴石の鉱床も見られるが、生産には至っていない(平山・神戸、1957)。

いずれの鉱山も既に閉山し、現在では稼行されていない。

### 15.2 非金属資源

本図幅北西部山口県熊毛郡田布施町では、領家変成岩類変成チャートを珪石として採掘、製鉄用に出荷している(麻郷鉱山)。また、松山市北東部領家深成岩類角閃石黒雲母花崗閃石岩分布域でも珪石、長石等を採掘していた。

図幅南東部大野ヶ原には、高知県鳥形山から続く北部秩父帯のペルム紀付加コンプレックス沢谷ユニットに属する石灰岩層があり、現在も採掘が行われている。また、図幅南西部の南部秩父帯のジュラ紀付加コンプレックス斗賀野ユニット及び大平山ユニットには石灰岩およびその変化したトロアムイト鉱床がある。主として昭和中期に肥料用、製鉄用として開発され、斗賀野ユニットのものは昭和40年代には閉山したが、大平山ユニットのものは現在でも採掘が行なわれており、肥料等として出荷されている(黒瀬川鉱山など)。

### 15.3 採石、その他

松山市南東方の久万層群明神層中には四国炭鉱があり、昭和初期に開発され、計7900トンを生産した(渡辺ほか、1973)。

採石としては、東温市東部において上部白亜系和泉群の砂岩を大規模に採掘している。また、脇川上流部の複数箇所では三波川変成コンプレックス御荷鈴ユニットの苦鉄質片岩・変成玄武岩・変成斑れい岩が“青石”として採掘されている。山口県周防大島北部において領家深成岩類の片麻状黒雲母花崗閃緑岩及び片麻状黒雲母角閃石トール岩が、熊毛部の大平山付近では風化花崗岩(マサ土)が採掘されている。

松山市南方の砥部町周辺では中新世の安山岩などが変質し陶石化した部分が採掘されている。一般に石炭60%、カオリナイト等30%程度であり、これを加工したものは砥部焼として広く知られている(須藤・神谷、2000)。

なお、地質図中の温泉と鉱泉は、西村ほか(2012)及び永井ほか(1980)を参考にした。

(大野哲二)

## 16. 重力異常

本地域の重力異常(ブーゲー異常)の編集にあたって、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、2013)の作成に用いた重力データを用いた。データには松山地帯重力図(ブーゲー異常)(名和ほか、2008)で取得した新規データも含まれている。重力値は、日本重力基準網1975に準拠したものであり、広域重力場は測地基準系1980に基づいて計算した。各種の重力補正は、地質調査所重力補正手順SPECG1988(地質調査所重力調査グループ、1989)に準じて実施し、地形補正では国土地理院の数値地図50mメッシュ(標高)も使用した。ブーゲー・地形補正のための仮定密度については、本地域の重力異常に与える地形の影響を最小にするように設定した。具体的には、本地域の上方接続残差の分散をもっとも小さくする値(Komazawa、1995)を探索し、その結果得られた密度2.59g/cm<sup>3</sup>を使用した。

本地域の重力異常は、大局的には、北東―南西方向に延びる重力異常の急変帯があり、それは中央構造線を境にして急変している。急変帯の北西側は伊予灘を中心として強い負異常帯(最小で約-50mgal)が広がっている。急変帯の南東側の三波川変成コンプレックス分布域では、異常値の差はそれほど大きくないものの伊予ユニットの泥質片岩及び砂質片岩が分布する中央部が低異常帯になっており、それを挟む東(四国山地)側と西(佐田岬半島・宇和側)側は伊予ユニットの苦鉄質片岩が分布し、高異常帯になっている。また、中央構造線(急変帯)の南側には、より短波長の重力異常が卓越している地域があり、中央構造線に沿った八幡浜・内子・久万高原周辺には、東北東―西西南方向に伸長した局地的な高異常が存在している。これらの高異常帯は、三波川変成コンプレックス御荷鈴ユニットの苦鉄質変成岩類(苦鉄質片岩、変成玄武岩、変成角閃石岩及び変成斑れい岩)の分布と対応している。

(名和一成・宮川歩夢)



The Matsuyama district, located in the northwestern part of Shikoku Island and western part of the Seto Inland Sea, geologically comprises various rock types of Paleozoic to Quaternary in age.

The following Paleozoic units are distributed in the Matsuyama district, 1) Late Cambrian ultramafic rocks, 2) Ordovician to Silurian plutono-metamorphic complex, such as the Terano metamorphic rocks and Mitaki igneous rocks, 3) Silurian to Devonian Okanoro Group, 4) Early Permian high-pressure metamorphic complex, such as the Shirokawa metamorphic rock, 5) Permian accretionary complexes, such as the Kurayoshi, Ichinose, and Sawadani units.

Mesozoic units on the north side of the Median Tectonic Line (MTL) are 1) the Cretaceous Ryoike plutono-metamorphic complex, which includes the Ryoike plutonic rocks and high-temperature Ryoike metamorphic rocks, and 2) the Upper Cretaceous Izumi Group. Mesozoic units on the south side of the MTL are 1) Late Triassic to Early Jurassic high-pressure metamorphic complex, such as the Shimagawa unit, 2) Early to Middle Jurassic accretionary complex in the northern Chichibu belt, such as the Yusugawa, Sumaizuku, and Kamiyoshida units, 3) Early Jurassic to early Early Cretaceous accretionary complex in the southern Chichibu belt, such as the Ohirayama, Togano, Shirahigeyama, and Sanbosan units, 4) late Early Cretaceous accretionary complex in the Shimanto belt, such as the Hanyama units, 5) Early Cretaceous high-temperature metamorphic complex, such as the Oshima metamorphic rocks and associated ultramafic rocks, 6) the Cretaceous high-pressure Sanbagawa metamorphic complex, which includes the Hijikawa, Mikabu, Ozu, Iyo, and Uchiko units and Karasaki mylonite, 7) Triassic shallow marine sediments, such as the Tao and Imade Formations, the Kochigatani Group and Kamigumi Formation, and 8) Jurassic shallow marine sediments, such as the Naruho Formation, Kagio and Imaidani Groups, and 9) Cretaceous shallow marine sediments, such as the Nankai, Monobegawa, and Sotoizumi Groups. The Monobegawa Group unconformably overlies the Permian accretionary complex. The Jurassic to Early Cretaceous accretionary complexes tectonically underlie the mentioned-above Paleozoic units and early Mesozoic high-pressure metamorphic complex. The age of each Mesozoic accretionary complex becomes younger towards the apparent lower structural levels.

Neogene System in this district is divided into the Kuma and Ishizuchi Groups. The Kuma Group consists of three stratigraphic units of the Hiwadatoge, Furuiwaya and Myojin Formations in ascending order. The Ishizuchi Group, horizontally overlies the Kuma Group with unconformable contact, is composed of the Takano and Kurumoriage Formations. These clastic and volcanoclastic sediments are intruded by a large number of andesitic to rhyolitic dikes and stocks.

The Setouchi volcanic rocks in this district are andesite-basaltic andesite, dacite and rhyolite. The reported radiometric ages of these rocks range from 16Ma to 12Ma, and most of them concentrate between 15.5Ma and 14Ma. The Gogojima Group and Takahama Group are composed of volcano-clastic rocks and volcanic rocks, which is similar to the Setouchi volcanic rocks.

The Early to Middle Pleistocene fluvial sediments such as the Yakura, Torinoko, Gunchu, Tomisuyama, and Iyoki Formations are exposed in the Matsuyama Plain and in the middle to upper stream area of the Hiji River. Late Middle Pleistocene fluvial sediments such as the Oguni, Kumanodai and Takano Formations, terrace deposits and Holocene sediments are distributed in and around the Matsuyama plain and sporadically along many rivers.

In the Matsuyama Plain, many E-W trending active faults are developed. These are called the Median Tectonic Line Active Fault System. This fault system extends to the Iyo Nada of the Seto Inland Sea.

In this district, two types of mineralization belts have east-west trending. One is a Bedded Deposit of Cupriferous Pyrite in the Sanbagawa metamorphic complex, and the other is bedded manganese ore deposit in the Jurassic accretionary complex in the southern Chichibu belt. In the Permian accretionary complex in the northern Chichibu belt, deposit of limestone and dolomite is currently mined. In Tobe-cho, a Tobe ceramic works are produced from pottery stone mining.

The Bouguer anomalies in this district are calculated with an assumed density 2.59 g/cm³ for Bouguer and terrain corrections. Large horizontal gradient zone of the Bouguer anomalies shown in central region corresponds to northern edge of the MTL. Area on the northwest side of the MTL shows negative anomalies and minimum value is approximately -50 mgal near Iyo Nada in the Seto Inland Sea. Area on the southeast side of the MTL shows a mix of negative and positive anomalies in the middle and the other region, respectively. It is noted that small high anomalies correspond to areas of the Mikabu unit of the Sanbagawa metamorphic complex.

Key words: areal geology, geological map, 1:200,000, Matsuyama, Shikoku, Ehime, Yamaguchi, Kochi, Sanbagawa, Ryoike, Chichibu, Shimanto, Izumi, Kuma, Ishizuchi, Setouchi, active fault, accretionary complex, metamorphic complex, plutono-metamorphic complex, volcanic rocks, sedimentary rocks, mineral resource, gravity anomaly.

Ando, H. (1987) Paleobiological study of the Late Triassic bivalve *Monotis* from Japan. *Univ. Mus., Univ. Tokyo, Bull.*, no. 30, p.1-109, pls. 1-14.
浅野野人・西嶋隆之・東 一樹・鹿島愛彦・満田大流 (1992) 愛媛県龍川流域に分布するブレ段丘堆積物中のテラの年代. 日本地質学会第99年学術大会講演要旨, p.209.
坂東祐司 (1967) 愛媛県東和郡田原層 (下部三畳系) からアンモナイト, *Juvenites* の発見. 愛媛の地学, 永井先生還暦記念号, p.109-110.
坂野増行・水野清秀・宮崎一博 (2010) 大洲地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図編), 産総研地質調査総合センター, 58p.
千葉 昇・山口克明・平岡卓郎 (2000) 郡中層系貝類化石について. 愛媛の地学研究, vol.4, p.79-85.
地質調査所地質編纂課 (1957) 20万分の1地質図編「松山」. 7頁. 地質調査所.
地質調査所重力探査グループ (中塚 正・広島俊男・駒澤正夫・牧野雅彦・須田芳朗・村田泰幸) (1989) 地質調査所重力補正標準手続SPECG 1988について. 地質調査所月報, vol.40, p.601-611.
中国地方基礎地盤研究会編 (1994) 四国臨海平野地盤図, 332p.
愛媛県 (1962) 愛媛県地質図, 同説明書, 182p.
愛媛県 (1972a) 土地分類基本調査「大洲」(5万分の1). 愛媛県農林水産部農地計画課, 39p.
愛媛県 (1972b) 土地分類基本調査「卯之町」(5万分の1). 愛媛県農林水産部農地計画課, 39p.
愛媛県 (1973a) 土地分類基本調査「郡中」(5万分の1). 愛媛県農林水産部農地計画課, 38p.
愛媛県 (1973b) 土地分類基本調査「久万」(5万分の1). 愛媛県農林水産部農地計画課, 36p.
愛媛県 (1974) 土地分類基本調査「松山南部」(5万分の1). 愛媛県農林水産部農地計画課, 47p.
愛媛県 (1975a) 土地分類基本調査「松山北部」(5万分の1). 愛媛県農林水産部農地計画課, 46p.
愛媛県 (1975b) 土地分類基本調査「三津津」(5万分の1). 愛媛県農林水産部農地計画課, 36p.
愛媛県 (1999) 平成10年度地震関係基礎調査交付金. 中央構造線断層帯 (愛媛県北部・石鎚山脈北縁) に関する調査成果報告書, 414p.
愛媛県 (2003) 愛媛県活断層調査報告書 (概要版): 中央構造線断層帯 (愛媛県北西部, 石鎚山脈北縁, 讃岐山脈南縁) に関する調査, 47p.
愛媛県建設研究所 (2003) 松山平野地盤図. 建研技術資料第03-1号, 6p.
藤山 敦・金折裕司 (2009) 山口県南東部伊豆盆地における河川冲積のテクトニクス. 応用地質, vol.50, p.202-215.
原子力発電安全審査課 (2010) 中国電力株式会社 上関原子力発電所 追加地質調査計画について(その2), 8p.
http://www.nsr.go.jp/archive/nisa/shingsikai/8002/075/75-2.pdf.
後藤秀昭 (1996) 中央構造線活断層系. 伊予断層の変位地形. 活断層研究, no. 14, p.28-38.
後藤秀昭・中田 高・奥村晃史・池内 啓・熊原康博・高田圭夫 (1999) 中央構造線活断層系・重信断層の変位地形と活動履歴. 地質学評論, Ser. A, 72, no. 4, p.267-279.
Hada, S. (1974) Construction and evolution of the intragesynclinal tectonic lands in the Chichibu belt of western Shikoku, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.17, p.1-52.
Hada, S. and Kurimoto, C. (1990) Northern Chichibu Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Publication of IGCP Project, no.224, Osaka, p.165-183.
Hada, S., Sato, E., Takahima, H. and Kawakami, A. (1992) Age of the covering strata in the Kurosegawa Terrane: dismembered continental fragment in southwest Japan. *Paleogeog. Paleoclimatol. Paleocool.*, vol.96, p.59-69.
Hada, S. and Yoshikura, S. (eds) (1992) *Kurosegawa terrane in Shikoku, Japan*. 2nd International Symposium of IGCP Project 321m Guidebook for Excursion, 89p., Kochi Univ.
Hada, S., Yoshikura, S. and Gabites, J.E. (2000) U-Pb ages for the Mitaki igneous rocks, Siluro-Devonian tuff, and granitic boulders in the Kurosegawa Terrane, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.56, p.183-198.
Hanzawa, S. (1959) The foraminiferal species *Fabiania cassis* (Oppenheim) in Japan. *Cushman Found. Foraminifera Res. Contr.*, vol.10, p.119-122.
原田幹彦 (1965) 松山地方地域の和泉群の研究. 九州大学理学部研究報告 (地質学之部), vol.8, p.137-156.
Hashimoto, M. (1977) Low-grade Metamorphism of the Okanoro Group of the Kurosegawa Belt, Shikoku. *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser.C*, vol.3, p.147-149.
橋本光男・奥島愛彦・加藤 昭・甲藤次郎・桑野幸夫・松原 聡・斎藤晴二・須崎和巳・千葉とき子 (1976) 四国黒川構造帯の岡成層酸性火山岩. 国立科学博物館報, vol.9, p.9-16.
長谷川修一 (1988) 古期重方活動岩塊の地質構造. 第27回地学リサーチ学会研究発表講演集, p.36-39.
長谷川修一・岡田篤正・大野裕記・小林修二・池田倫治・横田 裕 (1999) 中央構造線活断層系米沢断層の地下構造と活動履歴. 四国電力・四国総合研究所研究月報, no.4, p.45-55.
Heritz, C.T., Kimbrough, D.L., Tainosho, H., Kagami, H., Izumi, S. and Hayama, Y. (1998) Late Cretaceous U/Pb zircon ages and Precambrian crustal inheritance in Ryoike granitoids, Kinki and Yanai districts, Japan. *Geochim. Jour.*, vol.32, p.21-31.
東元定雄・瀧木輝一・原 郁夫・佃 栄吉・中島 隆 (1983) 岩国地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図編), 地質調査所, 79p.
平井幸弘 (1989) 石手川流域地域における沖積低地の地形発達と考古遺跡の立地環境. 愛媛大学教育学部紀要, 第三部, 自然科学, vol.9, p.59-73.
平岡卓郎 (1974) 化石の目録と図集. 高知県立化石館所蔵本第2巻. 高知県産中生代化石館, 顕石植物). 平岡地質研究所, 高知, 101p.
平山 健・神戸信和 (1957) 5万分の1地質図編「八幡江」及び同説明書. 地質調査所, 46p.
堀越和衛 (1957) 四国石鎚山付近の地質. 愛媛大学紀要, II部 (自然科学), vol.2, p.127-142.
堀越和衛 (1964) 四国西部 (愛媛県) における中央構造線に沿う地帯に分布する火山岩類について. 愛媛大学紀要, 自然科学, Dシリーズ (地学), vol.4, p.7-16.
星佐英夫・斎藤 眞・水野清秀・宮崎一博・利光誠一・松本哲一・大野哲二・宮川夢夢 (2015) 20万分の1地質図編「大分」(第2版). 産総研地質調査総合センター.
市原 寛・橋原正幸・大野一博 (2004) 重力異常およびボーリング資料による松山平野北部, 讃岐低地の地下構造. 地質学雑誌, vol.110, p.746-757.
市川浩一郎・石井健一・中川真三・須崎和巳・山下 昇 (1954) 愛媛県の黒川構造帯周縁部の中古生界. 地質学雑誌, vol.60, p.310.
市川浩一郎・石井健一・中川真三・須崎和巳・山下 昇 (1956) 黒川構造帯 (四国秋武父帯の研究III). 地質学雑誌, vol.62, p.82-103.
池田倫治・大野一部・大野裕記・岡田篤正 (2003) 四国北西部地域の中央構造線活断層系の地下構造とセグメンテーション. 地震, vol.56, p.141-155.
池田倫治・大野裕記・長谷川修一・岡田篤正 (2005) 四国北西部中央構造線活断層系. 米沢断層および本都断層の地下構造と活動履歴. 地震, vol.57, p.419-439.
池田倫治・後藤秀昭・堀 浩之・露口精治・大野裕記・西坂直樹・小林修二 (2012) 四国北西部の中央構造線活断層系伊予断層の完新世活動履歴. 地質学雑誌, vol.118, p.220-235.
Ikeda, M., Kato, S., Nishizaka, N., Ohno, Y., Matsuo, K. and Kishimoto, M. (2013) Magnetotelluric imaging of the Median Tectonic Line in western Shikoku, southwest Japan: implications of the fault-related low-resistivity zone. *Tectonophysics*, vol.601, p.78-86.
池田倫治・堀 浩之・後藤秀昭・西坂直樹・大野裕記・柳田 誠 (2014) 四国西部の中央構造線断層帯川上断層の東部における完新世後期の活動履歴. 活断層研究, no. 40, p.1-18.
Ikeda, K. (1998) Progressive sequence of reactions of the Ryoike metamorphism in the Yanai district, southwest Japan: the formation of cordierite. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol.16, p.36-52.
石井健一 (1960) 愛媛県中部の地質. 愛媛大学紀要, 自然科学, Dシリーズ (地学), vol.1, p.15-30.
石井健一 (1952) 愛媛県よりゴトランド紀三葉虫の発見. 地質学雑誌, vol.58, p.386.
Ishizaki, K. (1962) Stratigraphical and paleontological studies of the Ohnoyagahara and its neighbouring area, Kochi and Ehime Prefectures, Southwest Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Second Ser. (Geol.)*, vol.34, p.95-185, pls. 7-12.
織田行雄・橋口孝幸・坂谷眞 (1992) 黒川川クワへの検証. 地質学雑誌, vol.98, p.917-941.
堀崎智史・佐藤 亨・小泉尚剛・柳原竜哉・佐久間澄夫・堀 邦夫・高橋 仁・委 靖之・杉本 健 (2009) GSJコア字和訳推進プロジェクト. 地質調査総合センター研究資料集, no.503. 産総研地質調査総合センター.
地質調査所推進本部地質調査委員会 (2009) 安芸灘断層帯の長期評価について. 22p. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09/jun\_akinada/index.htm, (2015/03/17).
地震調査委員会 (2011) 中央構造線活断層帯 (金剛-伊予断層) の長期評価 (一部改訂). 地質調査所推進本部, 東京, 86p.
Kagami, H., Honma, H. and Shirahase, T. (1988) Rb-Sr whole rock isochron ages of granites from northern Shikoku and Okayama, Southwest Japan: implications for the migration of the Late Cretaceous to Paleogene igneous activity in space and time. *Geochim. Jour.*, vol. 22, p.69-79.
海上保安庁水路部 (1999) 松山港周辺の海底地質構造. 地震予知連絡会会報, vol.61, p.511-514.
Kano, A., Kambayashi, T., Fujii, J., Sakuma, K. and Ihara, T. (1999) Seasonal variation in water chemistry and hydrological conditions of tufa deposition of Shirokawa, Ehime Prefecture, southwestern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.105, p.289-304.
香西 武・田代正之・奥村 清 (1991) 高知県梼原-東津野地域の軟土帯白亜系. 高知大学学術研究報告, 自然科学, vol.40, p.223-237.
鹿島愛彦 (1960) 愛媛県大原地域の新生代産地質. 地質学雑誌, vol.66, p.52.
Kashima, N. (1969) Stratigraphical studies of the Chichibu belt in western Shikoku. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D, *Geology*, vol.19, p.387-436.
鹿島愛彦 (1988) ダム候補地点の状況・地形地質等自然的状況. 河辺川ダム環境栄光等調査報告書, p.36-45.
鹿島愛彦 (1992) 四国西部白亜系の砂岩組と堆積環境. 地質学論集, no. 38, p.291-297.
鹿島愛彦 (2000) 四国西部大野ヶ原周辺地域の地質. 鹿島愛彦教授追悼記念論文集, p.1-15.
鹿島愛彦・増井 昇 (1985) 四国高瀬半島, 額家愛彦成の地質時代. 地質学雑誌, vol. 91, p.233-234.

平成 28 年 3 月 25 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.html

