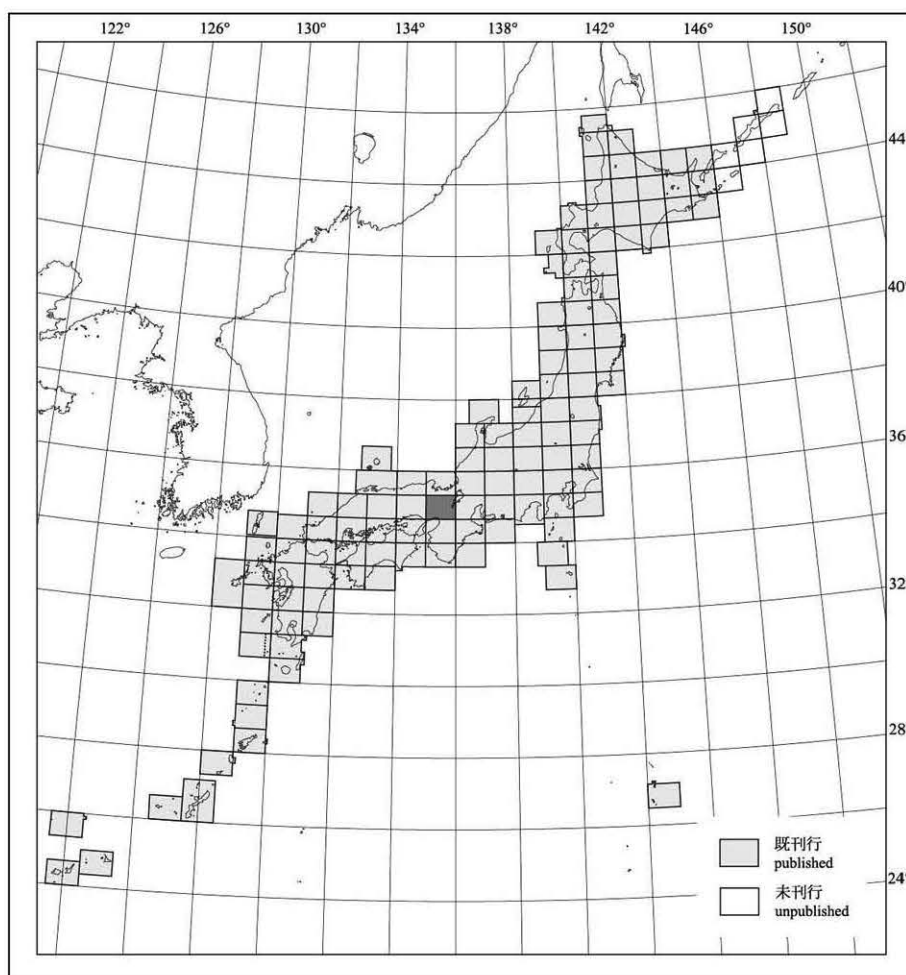


20万分の1地質図幅「京都及大阪」(第2版)

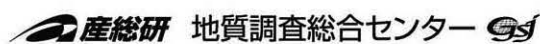
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, KYOTO AND OSAKA (2nd EDITION)

中江 訓・佐藤大介・細井 淳・小松原 琢・宮川歩夢・高木哲一

NAKAE Satoshi, SATO Daisuke, HOSOI Jun, KOMATSUBARA Taku,
MIYAKAWA Ayumu and TAKAGI Tetsuichi



令和8年
2026



GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

1. はじめに

20 万分の 1 地質図幅「京都及大阪」は、地質調査総合センター及びその前身の地質調査所が対象となる地域の地質編纂に基づき作成する 20 万分の 1 地質図幅の一つであり、昭和 61(1986)年発行の第 1 版(河田ほか, 1986)を改訂した第 2 版に当たる。既存の文献・資料報告を収集・検討すると共に必要に応じて現地調査・試料分析を実施(令和元-4 年)し、これらの成果に基づいて地質図を編纂(令和 5-7 年)した。

2. 地形及び活構造

「京都及大阪」地域に見られる地形は、近畿三角帯(Huzita, 1962)の北西縁をなす活断層群(三方・花折断層帯、琵琶湖西岸断層帯、有馬・高槻断層帯、六甲・淡路島断層帯)を境として、両側で大きく異なる。北西側は丹波山地と福知山・篠山・亀岡などの盆地が広がる。丹波山地は、氷上低地を経て中国山地と接する。これらの断層沿いには断層地塊山地(比良・北摂・六甲)が形成される。断層南東側には東から、近江、京都-奈良、東大阪(河内)、大阪平野-大阪湾などの沈降帯と、堅田丘陵-笠置山地(信楽高原、大和高原を含む)、枚方丘陵-生駒山地、上町台地などの隆起帯が南北に伸び、10~30 km 間隔で並走する。これらの境界には、第四紀後半の逆断層が形成されている。地質図に示した活断層は、主要活断層帯については地震調査研究推進本部が開示した「近畿地方の断層帯」に、その他については「近畿の活断層」(岡田・東郷編, 2000)ならびに各地域の 5 万分の 1 地質図幅に概ね基づいた。存在の確実性については、地震調査研究推進本部では「新編日本の活断層」(活断層研究会編, 1991)による基準を踏襲している(確実度 I: 活断層であることが確実なもの、確実度 II: 活断層であると推定されるもの)が、本地域の地質図においては JIS A 0204 の凡例表示に従う(確実度 I の活断層は「確認活断層」、確実度 II の活断層は「推定活断層」と表示)。なお活断層の詳細な分布・位置・確実度については上記の文献を参照のこと。

(中江 訓・小松原 琢)

3. 地質

3.1 概要

「京都及大阪」地域は西南日本内帯に位置する。本地域に分布する基盤岩類とその被覆層は、成因的に異なる体系に基づいた分類がなされる。地体構造区分として北から舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯が配列し、古生代-ジュラ紀の沈み込みに関連してこれらの構成岩が形成された。舞鶴帯と超丹波帯ならびに超丹波帯と丹波帯の境界はそれぞれ、安土断層と片江鼻断層で代表される衝上断層である(Ishiwatari and Hayasaka, 1992; 石渡ほか, 1999; 廣瀬・早坂, 2005; 中江ほか, 2022)。丹波帯構成岩は南側の領家帯の変成岩(領家変成岩類)に漸移する(中島, 1960)。火成岩岩石区として北側の山陽帯と南側の領家帯に区分され、白亜紀中頃-後半の弧火成活動によって形成された火山岩・深成岩が分布する。山陽帯には、白亜紀中頃の弧内堆積盆で形成された陸成堆積岩-火山岩が伴われる。古第三系-第四系(始新統-更新統)は瀬戸内区に位置付けられ、弧内陸成-海成堆積物で構成される。さらに低地や河川沿い

には段丘堆積物や沖積層などが分布する。これらの地質系統の層序総括を第 1 図に示す。

(中江 訓)

3.2 舞鶴帯

舞鶴帯は北帯・中帯・南帯に細分され(加納ほか, 1959)、シルル紀以降の大陸地殻と海洋地殻がその後の弧-背弧系の衝突を経た地体として捉えられる(早坂ほか, 1996)。「京都及大阪」地域では、夜久野苦鉄質岩類が分布する南帯と舞鶴層群ならびに夜久野層群が分布する中帯が含まれる。

3.2.1 夜久野苦鉄質岩類(夜久野オフィオライト)

舞鶴帯南帯の構成岩で、超苦鉄質岩や苦鉄質岩からなる断片化したオフィオライト層序を示す(Ishiwatari et al., 2016)。被った変成作用は、ぶどう石-パンペリー石相から緑色片岩相・緑れん石角閃岩相を経てグラニュオライト相に達する(石渡, 1978; Ishiwatari, 1985)。玄武岩にはベルム系碎屑岩が伴われる(石渡, 1978; Hayasaka, 1990)。本地域では、北西部の福知山盆地の北側に分布する。

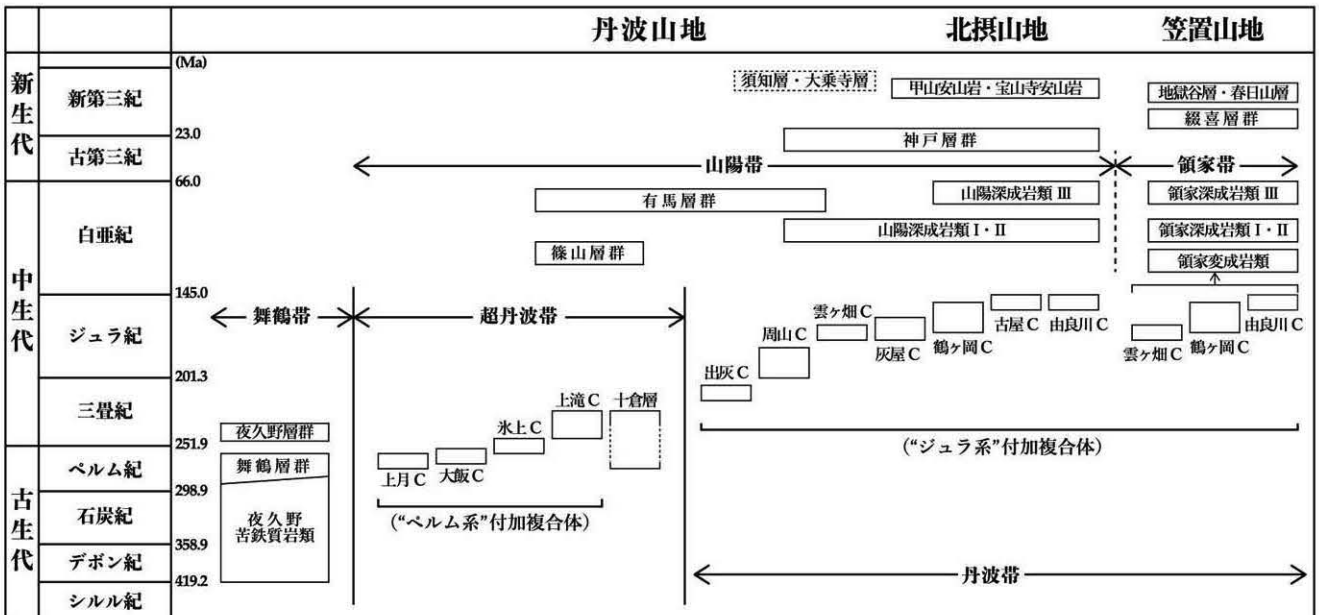
苦鉄質岩(Yg)は変斑れい岩と玄武岩・ドレライト起源の角閃岩を主とし黒雲母片岩を伴う。玄武岩-頁岩は玄武岩とドレライト(Yb)を主体とし、少量の礫岩を挟有する泥岩と砂岩(Ys)を伴う。泥岩は放散虫化石(Caridroit et al., 1985)によりベルム系中部を含むと推定される。珪長質岩(Yd)としてトータル岩及び石英閃緑岩が分布する。変斑れい岩と玄武岩は化学組成から島弧玄武岩と背弧玄武岩の特徴を示す(Ichihama and Ishiwatari, 2004; Suda et al., 2014)。

隣接地域から得られた放射年代は、変斑れい岩や角閃岩で 385~340 Ma と 290~270 Ma, 黒雲母片岩で 330~300 Ma を示す(早瀬・石坂, 1967; 金属鉱業事業団, 1988; 早坂・池田, 1992; 早坂ほか, 1996; Shibata et al., 1977; 柴田ほか, 1979; Koide et al., 1987a, 1987b)。また変苦鉄質岩と珪長質岩からそれぞれ 293~288 Ma と 285~276 Ma の U-Pb 年代が報告された(Herzig et al., 1997; Suda et al., 2014)。これらの値と化学組成から、デボン紀~石炭紀に厚い海洋地殻が形成された後、ペルム紀中頃に海洋内島弧の形成と背弧盆の拡大ならびに泥岩の堆積が同時進行したとされる(Ichihama and Ishiwatari, 2004; Suda et al., 2014; Kimura et al., 2021)。

3.2.2 舞鶴層群

舞鶴層群(中澤・岡田, 1949)はペルム紀の背弧盆堆積層と考えられており、下部層・中部層・上部層・公庄層から構成される(清水ほか, 1962; 通商産業省資源エネルギー庁, 1973; 鈴木, 1987)。下部層は約 290~280 Ma を示す夜久野苦鉄質岩類の変斑れい岩(Koide et al., 1987b)や玄武岩-頁岩に対比される。中部層から上部層は紡錘虫・小型有孔虫などの化石(中沢・志岐, 1958; 中沢・野上, 1958; 鈴木, 1987)や放散虫化石(Ishiga, 1984; 梅田ほか, 1997)により、グアダルピアン統-ローピンジアン統に対比される。公庄層はローピンジアン統に対比される(鈴木, 1987)が、公庄層を含む中国地方の舞鶴層群から三畳紀初頭を示すジルコン U-Pb 年代が報告された(磯崎ほか, 2019)。本地域では北西端の福知山市夜久野地区の狭い範囲に露出し、南限と北限は高角断層によってそれぞれ夜久野苦鉄質岩類と夜久野層群に接する。この地区では、下部の小田層(中沢, 1961)と上部の額田層(大石, 1933)から構成される。

小田層(Po)は苦鉄質火山岩・珪質泥岩・砂岩を少量伴う泥岩を主体とし



第1図 「京都及大阪」地域の層序総括図(鮮新統-完新統は省略。C:コンプレックス)

て(牧本・栗本, 1990), 下位より苦鉄質火山岩, 珪質泥岩, 泥岩が累重する。舞鶴層群の下部層-中部層に対比される。額田層(Pn)は細粒の砂岩を挟有する泥岩が主体をなし少量の石灰岩を伴う(中澤, 1951; 中沢ほか, 1957)。砂岩及び石灰岩から産出した紡錘虫化石によりローピンジアン世前半に堆積したとされ, 舞鶴層群の中部層に対比される(牧本・栗本, 1990)。

3.2.3 夜久野層群

近隣地域を含めて三疊系下部-中部の碎屑岩は岩相・層序・産出化石などの類似性から, 福知山市夜久野地区を模式地とした夜久野層群に統合された(中澤, 1951; 中沢ほか, 1958)。堆積相と生物相の変化により, 堆積環境が北側のデルタ性から沿岸を経て南側の沖合に移行したと解釈された(Nakazawa, 1958)。本地域では模式地周辺に露出し, 分布の北限と南限は断層で舞鶴層群に接する。下部の奉納谷層と上部のわりのいし層から構成される(中沢ほか, 1957)。

奉納谷層は細粒-中粒の砂岩を挟有するシルト岩(Tm)を主体にして, 多くの二枚貝化石のほかオレネキアン階を示すアンモナイト化石が産出する。わりのいし層は部分的に石灰質な葉理質泥岩(TI)を主体とし, 細粒-粗粒な石灰質砂岩(Ts)を挟有する。二枚貝や巻貝の化石が多産するほか, アンシアン階を示すアンモナイト化石が産出する(Nakazawa, 1958)。

(中江 訓)

3.3 超丹波帯

超丹波帯は丹波帯の北側に位置するが, 丹波帯内(篠山盆地・北摂山地)にも認められる。構成岩は, 粘板岩ないし千枚岩質泥岩と塊状・緑灰色の砂岩を主体とし一部で玄武岩・チャートを伴う。また, 海洋底層序や覆瓦構造などの付加複合体としての特徴を有することから, ベルム紀末-三疊紀中頃の沈み込み帯で形成された地層群(“ベルム系”付加複合体)と見なされる。これに伴って, 変形の程度が低く成層構造が顕著な整然相碎屑岩も分布する。付加複合体についてはこれまで, 地域ごとに個別の名称を付した層序単元が幾つも提唱されたが, 超丹波帯全域に共通する4つの標準層序単元(上月・大飯・氷上・上滝の各コンプレックス)が設定された(中江, 2025)。形成時期はウーチャーピンジアン期からアンシアン期に至る(Caridroit *et al.*, 1985; Sugamori, 2024; 中江, 2025)。整然相碎屑岩は海溝斜面堆積層と解釈される十倉層(木村, 1988)であり, 堆積時期はジルコンU-Pb年代(坂田ほか, 2017)によりカーニアン期とされる。「京都及大阪」地域では丹波山地内の福知山盆地・篠山盆地と北摂山地に分布する。

3.3.1 上月コンプレックス

玄武岩・チャート・砂岩の岩塊を含む混在岩を伴う千枚岩質泥岩(Uzx)を主体とし, 一部で石灰岩岩塊を含む玄武岩(Uzb)とチャート(Uzc)を挟有する。福知山盆地では淵垣層(木村, 1988)の一部と石場層(栗本・牧本, 1990)が, また北摂山地の国崎コンプレックス(菅森, 2009)が相当する。国崎コンプレックスの玄武岩はE-type MORBとされる(菅森・小泉, 2012)。模式地(本地域外: 兵庫県佐用町上月)では, 基底部の玄武岩にチャート・珪質泥岩や珪質凝灰岩を挟有する千枚岩質泥岩が累重する下部と, 砂岩や千枚岩質泥岩からなる上部で構成される層序が見られる(中江, 2025)。

産出化石に基づく, 石灰岩は石炭系上部-シスウラリアン統下部(猪木, 1969; 後藤・山際, 1973)。チャートはデボン系最上部及びグアダルピアン統中部(竹村ほか, 2018), 珪質凝灰岩・千枚岩質泥岩はキャピタニアン階最上部-ウーチャーピンジアン階下部(Pillai and Ishiga, 1987; 竹村ほか, 1993)に対比される。これらより, 形成時期はウーチャーピンジアン期と判断される。

3.3.2 大飯コンプレックス

模式地(福井県おおい町)の大飯層(広川ほか, 1957), 福知山盆地の淵垣層(木村, 1988)の大半と覆原層(栗本, 1990a), 篠山盆地の柏原層(栗本, 1993a), 北摂山地の山下層(Sakaguchi, 1961; 栗本, 1995)が含まれる。粘板岩-千枚岩質泥岩(Uop)を主体とし, 珪質泥岩を伴うチャート(Uoc), 砂岩及び砂岩粘板岩互層(Uoa)から構成される。粘板岩-千枚岩質泥岩は珪質泥岩や珪質凝灰岩を挟有し, 砂岩は緑灰色の石質ワッケである。これらは下位より, チャート・珪質泥岩, 粘板岩-千枚岩質泥岩, 砂岩・砂岩粘板岩互層が累重する層序を構成する。

チャート, 珪質泥岩, 千枚岩質泥岩は放散虫化石に基づきそれぞれ, シスウラリアン統からキャピタニアン階, キャピタニアン階最上部, ウーチャーピンジアン階下部に対比されるほか, 砂岩から256 MaのジルコンU-Pb年代が得られた(中江, 2025)。従って, 形成時期はウーチャーピンジアン期と判断される。

3.3.3 氷上コンプレックス

福知山盆地の口上林層(木村, 1988)・高津層(栗本, 1990a), 篠山盆地の味間層(栗本, 1993a; Sugamori, 2011), 北摂山地の高槻層(坂口, 1957; 菅森, 2006)・長尾山層(Sakaguchi, 1961; 栗本, 1995)が相当する。砂岩粘板岩互層を含む砂岩(Uhs)を主体としシルト岩を含む粘板岩-千枚岩質泥岩(Uhp)を挟有する。砂岩は緑灰色石灰質の長石質~石質ワッケで, 粘板岩-千枚岩質泥岩は黒色-暗灰色で剥離性に富む。層序は, 局所的に珪質泥岩を伴う粘板岩-

千枚岩質泥岩からなる下部と, 砂岩粘板岩互層・砂岩からなる上部で構成される。

珪質泥岩や凝灰質泥岩からチャンシンジアン階中部-上部の放散虫化石が産出した(菅森, 2006; Sugamori, 2011; Nakae, 2011)。砂岩のU-Pb年代として, 本地域では口上林層から約260~250 Maに集中する値(坂田ほか, 2017)と高槻層から約250 Maの最若年代集団(菅森・早坂, 2022)が, 北摂「宮津」地域では加斗層から300 Ma~250 Maに集中する値(Wakita *et al.*, 2021)が, それぞれ報告された。これらから形成時期はオレネキアン期と判断される。

3.3.4 上滝コンプレックス

篠山盆地の上滝層(またはコンプレックス)(戸倉・高城山団体研究会, 1987; Sugamori, 2024)と北摂山地の島本層(菅森, 2006)を統合した層序単元である。玄武岩やチャートが僅かに含まれるが, 粘板岩を挟有する塊状で緑灰色の砂岩(Uks)が主体をなす。砂岩は長石質ワッケである。粘板岩とこれに含まれる珪質泥岩からアンシアン階中部の放散虫化石(菅森, 2006, 2008; Sugamori, 2024)が, また砂岩のジルコンU-Pb年代(最若年代集団)として232.2 Ma(菅森・早坂, 2022)が, それぞれ報告された。これらによりアンシアン期に形成されたと判断できる。

3.3.5 十倉層

福知山盆地東部の十倉層(Uta)は整然相碎屑岩から構成される。砂岩優勢な砂岩泥岩互層主体の下部と, 泥岩優勢な砂岩泥岩互層と葉理質泥岩を主体とする上部に二分され, 上位層準ほど互層中の砂岩が薄く細粒-極細粒砂が優勢になる上方細粒化・薄層化が見られる(木村, 1988)。顕著な変形や断層・褶曲が少なく層理面の破断程度も低い。化石の産出報告は無い。砂岩のジルコンU-Pb年代の最若値はおおよそ230 Maに集中する(坂田ほか, 2017)ので, 堆積時期はカーニアン期であると判断される。

(中江 訓)

3.4 丹波帯

丹波帯構成岩は, 海洋底層序や覆瓦構造など付加複合体としての特徴を有し, ジュラ紀の沈み込み帯で形成されたと認識されてきたが, 付加作用は三疊紀後半に既に始まっていた(菅森, 2006)。この構成岩は, 相対的に古いII型地層群がより新しいI型地層群に対して, 灰屋川断層(丹波地帯研究グループ, 1980)及び本庄断層(木村ほか, 1989)によって衝上する覆瓦構造(石賀, 1983; Imoto, 1984)をなす。II型地層群では石質~長石質アレナイトが, I型地層群では石英質ワッケが卓越し, 後背地が火山弧的な場から大陸的な場に移行した(楠ほか, 1986; 楠・武蔵野, 1989)。玄武岩は, 石炭紀からベルム紀のE-type MORBや海洋島に由来する(佐野・田崎, 1989; 中江, 1991; Sano *et al.*, 2000; Koizumi and Ishiwatari, 2006)。

「京都及大阪」地域ではI型・II型地層群とも地域ごとに個別名称の層序単元に細分された(例えば, 井本ほか, 1989; 木村ほか, 1989; Nakae, 1990, 1993)が, 丹波帯北部-中央部(丹波山地)において共通する標準層序単元として出灰・周山・雲ヶ畑・灰屋・鶴ヶ岡・由良川のコンプレックスに統一された(中江, 2000)。その後, 由良川と鶴ヶ岡のコンプレックス間に碎屑岩主体の古屋コンプレックスが設けられ(木村・松岡, 2001), さらにノーリアン階碎屑岩(下西・丹波地帯研究グループ, 1981; 田辺・丹波地帯研究グループ, 1987; 安藤, 1983; Ando, 1987; 武蔵野ほか, 1992)が周山コンプレックスから分離できる可能性が指摘された(楠・武蔵野, 1990)。南部(北摂山地)では出灰・田能・老ノ坂・高雄の各層(坂口, 1957; Isozaki and Matsuda, 1980; Nakae, 1993)に区分され, 出灰層の上位に三疊系上部の本山寺コンプレックスが提唱された(楠ほか, 2005; 菅森, 2006)。南東部(笠置山地)では由良川コンプレックスの上位に和東ユニット及び宇治出原ユニット(Mikami *et al.*, 2008)が累重する。この地域は領家帯の弱~低変成域から高変成域に相当する。なお本報告では, 南部と南東部における個別の層序単元に対して, 対比可能となる標準層序単元の名称を用いる。

各層序単元の形成時期は, 出灰コンプレックスはノーリアン期, 周山コンプレックスはヘッタンギアン期-トアルシアン期, 雲ヶ畑コンプレックスはバジジョシアン期-パトニアン期, 灰屋コンプレックスはバジジョシアン期-カロピアン期, 鶴ヶ岡コンプレックスはパトニアン期-キンメリジアン期, 古屋と由良川の両コンプレックスはキンメリジアン期-チトニアン期とされる。

3.4.1 出灰コンプレックス

南部では, 田能層・出灰層(坂口, 1957)が田能コンプレックス・出灰コンプレックス・浄土谷層(丹波帯から除外)に三分され(Nakae, 1993)。さらに出灰コンプレックスは最下部を除いて再定義の出灰コンプレックスと新称の本山寺コンプレックスに再編された(楠ほか, 2005; 菅森, 2006)。出灰・本山寺の両コンプレックスには異なる鉱物組成の砂岩が一部に分布する(楠ほか, 2005)が, その他の岩相・産状に違いは無く, これらの分布は出灰層(坂口, 1957)と同様の範囲を有し, 産出した放散虫化石は同様の年代(ノーリアン期)を示す(菅森, 2006)。従って, これら二つのコンプレックスを標準層序単

元としての出灰コンプレックスに統合する。玄武岩 (Jib)・チャート (Jic)・砂岩及び砂岩泥岩互層 (Jis) から構成される岩体と、これらと石灰岩の岩塊を包有する泥質混在岩及び泥岩 (Jix) からなる。また、II 型地層群としては特異的に淘汰良好の石英質アレナイトが卓越する層準 (ポンポン山砂岩: 楠・武蔵野, 1992) が認められる。

3.4.2 周山コンプレックス

北西部-中央部の周山コンプレックス (井本ほか, 1989) と南部の田能コンプレックス (Nakae, 1993; 菅森, 2006) は岩相的特徴と層序的位置が共通するので、周山コンプレックスに統合する。泥岩及び泥質混在岩 (Jsx) が卓越し、玄武岩及びドレライト (Jsb), チャート (Jsc), 砂岩及び砂岩泥岩互層 (Jss) の岩体が狭有され、全体として混在相を呈する。岩体は比較的小規模である。泥質混在岩は玄武岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩塊を包有した産状を示す。一部のチャートには珪質粘土岩と珪質泥岩が随伴する。岩塊としての石灰岩は玄武岩中に挟在・随伴するが、一部は泥岩中に含まれる。石灰岩からは三疊紀後半を示す二枚貝 *Halobia* 化石が産出した (Nakazawa and Nogami, 1967)。砂岩は岩片と長石に富んでおり、泥岩基質が多いワッケである (楠・武蔵野, 1989)。しかし、中央部 (篠山盆地北縁と京都市京北周山町) における周山コンプレックスの上部には、石英質アレナイトからなる高城山層 (高城山団体研究グループ, 1993; 栗本, 1993b) と魚ヶ淵砂岩層 (楠・武蔵野, 1990) が分布し、魚ヶ淵砂岩層からノリアン期を示す二枚貝 *Monotis* 化石や放射虫化石が産出した (下西・丹波地帯研究グループ, 1981; 安藤, 1983; Ando, 1987; 田辺・丹波地帯研究グループ, 1987)。従って、両層は出灰コンプレックスの一部に対比される可能性がある。

3.4.3 雲ヶ畑コンプレックス

雲ヶ畑コンプレックス (井本ほか, 1989) は北西部-中央部・南部・南東部に分布する。南部の年谷川層・山本層 (坂口, 1973) や老ノ坂コンプレックスと西芳寺コンプレックス (Isozaki and Matsuda, 1980; Nakae, 1993) を統合した層序単元と、南西部の宇治田原ユニット (Mikami et al., 2008) は、岩相的特徴と層序的位置の共通性から雲ヶ畑コンプレックスに統合される。泥岩及び泥質混在岩 (Jkx) と、玄武岩及びドレライト (Jkb), 石灰岩 (Jkl), チャート (Jkc), 砂岩及び砂岩泥岩互層 (Jks) の岩体からなり、全体として混在相を呈する。泥質混在岩は玄武岩・石灰岩・チャート・砂岩の岩塊を包有する。玄武岩・ドレライトはシート状岩体としてコンプレックス基底部に露出する傾向があり、その上位に同規模のチャート岩体を伴う。一部のチャートには珪質粘土岩と珪質泥岩が随伴する。砂岩は泥岩基質が多いワッケであり、周山コンプレックスと比較すると岩片が少ない特徴を示す (楠・武蔵野, 1989)。

3.4.4 灰屋コンプレックス

灰屋コンプレックス (井本ほか, 1989) は北西部-中央部に分布する。泥岩及び泥質混在岩 (Jhx) と、玄武岩及びドレライト (Jhb), 石灰岩 (Jhl), チャート (Jhc), 砂岩及び砂岩泥岩互層 (Jhs) の岩体からなる。全体としては混在相を呈するが、コンプレックスの下部は玄武岩・ドレライトとチャートの大規模なシート状岩体によって占められ、上部は各種の小規模岩体を包有する泥質混在岩から構成される傾向がある。砂岩及び砂岩泥岩互層からなる岩体は上位の雲ヶ畑コンプレックスに比べより規模が大きいのが特徴である。一部のチャートには、珪質粘土岩と珪質泥岩が随伴する。砂岩は泥岩基質が多いワッケであり雲ヶ畑コンプレックスの砂岩に類似するが、岩片は更に少ない傾向にある (楠・武蔵野, 1989)。

3.4.5 鶴ヶ岡コンプレックス

鶴ヶ岡コンプレックス (Nakae, 1990) は北部のほか中央部・南東部にも分布する。南部の西芳寺層 (坂口, 1973) や高雄コンプレックス (Isozaki and Matsuda, 1980; Nakae, 1993) と南東部の和東ユニット (Mikami et al., 2008) を、岩相的特徴と層序的位置の共通性から鶴ヶ岡コンプレックスに一括する。泥岩及び泥質混在岩 (Jtx) を主体とした混在相を呈する。小規模岩体をなすチャート (Jtc) は普遍的に分布し、基底に珪質粘土岩を伴い上位に珪質泥岩を経て泥岩が累重する海洋底層序を構成する。砂岩及び砂岩泥岩互層 (Jts) の岩体はコンプレックス上部に若干露出し、玄武岩 (Jtb) と石灰岩 (Jtd) の岩体はごく僅かしか分布しない。

3.4.6 古屋コンプレックス

古屋コンプレックスは整然相砕屑岩のみからなる層序単元であり (吉田, 1977; Nakae, 1990; 中江, 1998)、北東部に僅かに分布する。シート岩ないし細粒砂岩の葉理が見られる葉理質泥岩 (Jfm), 泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Jfa), 砂岩及び砂岩泥岩互層 (Jfs) から構成され、珪質凝灰岩ないし凝灰質泥岩が僅かに見られる (鈴木・中江, 1997)。砂岩は斜長石よりカリ長石が乏しく石英に富む石英質ワッケである (楠・武蔵野, 1989)。

3.4.7 由良川コンプレックス

由良川コンプレックス (Nakae, 1990) は北部から琵琶湖西岸-南岸を経て南東部に広く分布する。泥岩及び泥質混在岩 (Jyx) とチャート (Jyc) が主体をなし両者が繰返し露出する覆瓦構造をなす。泥質混在岩にはチャート・砂岩の岩塊が包有される。チャートは厚層で側方に連続する巨大なシート状岩体を構成し、岩体の基底に珪質粘土岩と上部に珪質泥岩・泥岩を伴う海洋底層

序が認められる。砂岩及び砂岩泥岩互層 (Jys) と玄武岩 (Jyb) は小規模な岩体として僅かに分布しチャートの岩体が巨大であることが特徴である。

(中江 訓)

3.5 篠山層群

篠山層群は、篠山盆地内と篠山川流域に分布する河川成~湖成堆積岩及び火山岩から構成され、下位の超丹波帯構成岩を不整合で覆い上位の有馬層群に不整合で被覆される白亜系である。坂口 (1959) は、篠山層群を主に砕屑岩からなる下部層と安山岩を主体とする上部層に区分し、東西性の軸を持つ篠山向斜を構成することを明らかにした。その後の研究 (清水, 1991; 吉川, 1993 など) は基本的に坂口 (1959) の見解を踏襲した。林ほか (2017) は層序・堆積相解析に基づいて、堆積作用の変遷と当時の気候ならびに盆地形成の造構作用を関連づけて論じた。この中で層序単元名称に問題があるとして下部層・上部層は破棄され、下部の大山下層と上部の沢田層が篠山層群を構成すると定義された。堆積時期について林 (2019) は先行研究の成果を整理し、大山下層はアルビアン期に堆積が始まり、沢田層の堆積はセノマニアン期まで継続したと結論した。2006 年に篠山川河床から竜脚類・獣脚類・鳥脚類・曲脚類などの化石が発見され (三枝ほか, 2008)、そのうち新属新種の竜脚類 *Tambatitanis amicitiae* (Saegusa and Ikeda, 2014) は丹波竜と呼ばれている。さらに、新属新種のトロオドン科やネオケラトプス類 (Kubota et al., 2024; Tanaka et al., 2024) なども産出した。

3.5.1 大山下層

大山下層 (SI) は基底部に礫岩を伴う砂岩を主体とし泥岩と流紋岩凝灰岩を挟有し、層厚は約 1,300 m である (吉川, 1993)。雨季と乾季が繰り返す半湿潤~半乾燥の熱帯~亜熱帯の環境下で堆積したと解釈される (林ほか, 2017)。最下部の黒色泥岩から二枚貝・貝形虫、また上部の赤色泥岩・砂岩から竜脚類・哺乳類などの脊椎動物化石やカイエビの化石が産する (圓増・中沢, 1956; 坂口, 1959; 楠見, 1961; 林ほか, 2010; Kusuhashi et al., 2013; Saegusa and Ikeda, 2014)。最下部の黒色泥岩から産出した貝形虫化石はアルビアン期以降を示し、この上位の凝灰岩から約 112 Ma のジルコン U-Pb 年代 (Kusuhashi et al., 2013) と約 106 Ma のジルコン FT 年代 (林ほか, 2010) が得られた。また、中部の砂岩からジルコン U-Pb 年代として約 108 Ma と約 106 Ma が報告された (久保見ほか, 2019; 堤ほか, 2023)。これらにより、大山下層の堆積期間はアルビアン期であると判断される (林, 2019)。

3.5.2 沢田層

沢田層は、安山岩火山凝灰岩・凝灰角礫岩・凝灰岩ならびに凝灰質な砂岩・礫岩 (Sv) と礫岩を伴う凝灰質な泥岩及び細粒砂岩 (Ss) からなる。下位の大山下層を整合に覆う。層厚は約 250 m である (吉川, 1993)。形成時には、乾季が長期間継続する乾燥気候のもと、盆地周辺において火山活動が活発化した環境にあったと解釈される (林ほか, 2017)。火山砕屑岩に挟在する黒色泥岩や砂質泥岩から、セノマニアン期を示すカイエビ化石を産する (圓増・中沢, 1956; 林ほか, 2010)。ジルコン FT 年代として、沢田層下部~上部から 100.9±8.4 Ma と 96.1±7.4 Ma (林ほか, 2010) が、またジルコン U-Pb 年代として、沢田層下部の安山岩から 106.4±0.4 Ma (Kusuhashi et al., 2013)、下部~中部と上部の砂岩からそれぞれ 98.3±0.6 Ma (堤ほか, 2023) と 99.0±1.1 Ma (久保見ほか, 2019) が報告された。これらの年代値から、沢田層はアルビアン期-セノマニアン期境界を跨いで堆積したと結論される (林, 2019)。

(中江 訓・佐藤 大介)

3.6 山陽帯

3.6.1 山陽深成岩類

近畿地方における山陽帯の深成岩類 (山陽深成岩類) は、古期花崗岩類 (110~90 Ma 前後) と新期花崗岩類 (80~65 Ma 前後) に二分、あるいは第1期 (96 Ma 頃の岩株状石英斑れい岩~花崗閃緑岩)、第2期 (96~77 Ma 頃の底盤状花崗岩)、第3期 (75 Ma 前後の岩株状花崗岩) の花崗岩類に三分されるのが一般的であった (例えば、田結庄ほか, 1985)。「京都及大阪」地域ではジルコン U-Pb 年代及び閃ウラン 釷・トール石 U-Th-total Pb 年代から推定される深成岩類の固結年代を基に山陽深成岩類 I, II, III に区分した上で、岩相により細分した。なお岩体の名称及び分布は、本地域内の 5 万分の 1 地質図幅ならびに貴治ほか (2019) に基づく。山陽深成岩類 I・II と III はそれぞれ、古期花崗岩類と新期花崗岩類におおよそ対比される。その固結年代は、前者で 106~96 Ma、後者で 82~74 Ma である。深成岩類周囲の超丹波帯と丹波帯の構成岩には、接触変成作用による黒雲母や堇青石が生じている。地質図には後述の領家深成岩類と同様、接触変成帯 (堇青石帯及びカリ長石堇青石帯) の範囲を白亜紀深成活動による接触変成帯として、5 万分の 1 地質図幅、Tainosho (1992) ならびに Hirajima et al. (2000) を参考に示した。

山陽深成岩類 I はアダカイトの特徴を有する。本地域では北東部の京都盆地北方に点在し、石英閃緑岩・石英モンゾ閃緑岩・トータル岩からなる花脊別所石英閃緑岩 (Giq) と、トータル岩・花崗閃緑岩からなる大原トータル岩 (Git) に区分される。花脊別所石英閃緑岩から 105.6 ± 1.9 Ma、大原トー

ナル岩から 102.4 ± 3.8 Ma の トール石 U-Th-total Pb 年代 (Yokoyama *et al.*, 2016) が報告された。

山陽深成岩類 II は白亜紀中頃の花崗岩類であり、花崗閃緑岩からなる行者山花崗閃緑岩 (G2g) と花崗岩～斑状花崗岩からなる比叡花崗岩 (G2h) に区分される。前者は本地域中央部の亀岡盆地西側に、後者は東部の比叡山南麓～東麓に分布する。行者山花崗閃緑岩から 98.8 ± 1.2 Ma、比叡花崗岩から $101.9 \pm 1.8 \sim 101.1 \pm 1.0$ Ma の閃ウラン鈾ないし トール石 U-Th-total Pb 年代 (Yokoyama *et al.*, 2016) が報告された。

山陽深成岩類 III は白亜紀後半の花崗岩類であり、岩相として、石英閃緑岩及び石英斑れい岩 (G3q)、花崗閃緑岩 (G3d)、花崗岩及び斑状花崗岩 (G3) が識別される。法用石英閃緑岩・高代寺石英閃緑岩・川下川石英閃緑岩・土橋石英閃緑岩・柏原石英斑れい岩は G3q、霊仙花崗閃緑岩・仰木花崗閃緑岩・石切花崗閃緑岩は G3d、四斗谷花崗岩・大引花崗岩・摂津峽花崗岩・原花崗岩・六甲花崗岩・比良花崗岩・田上山花崗岩は G3 から、それぞれ構成される。また、これらの花崗岩類には異なる産状がある。単一岩相で小規模な岩体は、G3q で構成される法用・高代寺・川下川・土橋石英閃緑岩及び柏原石英斑れい岩、G3d で構成される霊仙・仰木・石切花崗閃緑岩、G3 で構成される四斗谷・大引・摂津峽・原花崗岩である。霊仙・仰木花崗閃緑岩は琵琶湖周縁に、その他は本地域中央部から西部に点在する。本岩体は有馬層群に貫入するが、法用石英閃緑岩はこの有馬層群に覆われる。また、霊仙花崗閃緑岩は斑状花崗岩岩脈 (後述の岩脈 III) に貫入する。底盤状～餅板状の岩体を示すのは、六甲山地を形成する六甲花崗岩と琵琶湖周縁に露出する比良・田上山花崗岩である。中粒～粗粒な黒雲母花崗岩が主岩相をなし、細粒花崗岩が岩体の天井部にシート状ないし岩脈状に産出する。異なる岩相が複合した岩体には、G3q と G3 からなる剣尾花崗岩、G3d と G3 からなる法貴花崗岩、G3q、G3d、G3 からなる三草山複合花崗岩及び茨木複合花崗岩が相当し、本地域中央部南寄りの北摂山地に分布する (地質図凡例には相当岩として表記)。

柏原石英斑れい岩から 78.6 ± 0.5 Ma のジルコン U-Pb 年代 (Sato *et al.*, 2016) が、茨木複合花崗岩から $82.2 \pm 1.8 \sim 80.9 \pm 1.9$ Ma、土橋石英閃緑岩から 82.2 ± 1.0 Ma、霊仙花崗閃緑岩から 74.1 ± 2.0 Ma、六甲花崗岩から $81.6 \pm 2.5 \sim 79.3 \pm 2.0$ Ma、比良花崗岩から 77.0 ± 2.1 Ma、田上山花崗岩から $79.7 \pm 2.1 \sim 77.3 \pm 1.0$ Ma の閃ウラン鈾ないし トール石 U-Th-total Pb 年代 (Yokoyama *et al.*, 2016) が報告された。なお、六甲花崗岩は布引花崗閃緑岩 (後述の領家深成岩類 III) に貫入するが (例えば、藤田・笠間, 1983)、同じ年代測定法と比較した場合、布引花崗閃緑岩より古い年代となる逆転現象が見られる (末岡ほか, 2010)。

3.6.2 有馬層群

近畿地方の山陽帯における珪長質火山岩類の活動は、一部で白亜紀中頃 (篠山層群) から始まるが、主要な活動時期は白亜紀後半である。これらは地域ごとに個別の名称 (有馬層群・生野層群・相生層群) で呼ばれるが、それぞれの分布域は連続し一連の火山作用で噴出・堆積したものである。本地域では西半部に有馬層群が分布する。

有馬層群は流紋岩火砕岩 (多くは溶結) を主体とし、安山岩火砕岩・溶岩・岩脈、流紋岩溶岩・岩脈、砕屑岩を伴う。噴出・堆積時期はジルコン U-Pb 年代 ($82 \sim 74$ Ma) に基づくカンパニアン期に相当するが、およそ 80 Ma を境に大きく二分される。80 Ma より古い有馬層群が本地域中央部～南西部の摂丹山地から六甲山地北麓に露出するのに対し、80 Ma 以降ではより北西側に分布する。

80 Ma 以前の有馬層群については、主な先行研究 (藤田・笠間, 1983; 尾崎・松浦, 1988; 松浦・吉川, 1993; 松浦, 1995 など) による層序区分を、下位より武田尾層・琉璃溪層下部 (V1, V1s)、玉瀬層・玉瀬結晶質凝灰岩層・琉璃溪層中部～上部 (V2, V2s, V2a, V2r)、境野層・丹生山凝灰角礫岩層・母子溶結凝灰岩 (V3, V3s)、佐曾利凝灰角礫岩 (V4) に再編した。武田尾層、玉瀬層及び境野層の境界は整合であり (松浦, 1995)、これらから約 82 Ma のジルコン U-Pb 年代 (Sato *et al.*, 2016) が報告された。玉瀬結晶質凝灰岩層は山陽深成岩類 III に属する六甲花崗岩 ($81.6 \sim 79.3$ Ma) に貫入される (藤田・笠間, 1982, 1983)。佐曾利凝灰角礫岩は、下位の武田尾層・玉瀬層・境野層を堆積させた火山活動で生じた陥没カルデラを埋積したもの (尾崎・松浦, 1988; 松浦, 1995) で、山陽深成岩類 III に属する柏原石英斑れい岩 (78.6 Ma) に貫入される。

80 Ma 以降の有馬層群についても、主な先行研究 (尾崎・松浦, 1988; 栗本, 1990b; 松浦・吉川, 1993 など) による層序区分を、下位よりユニット 1・ユニット 2 (V5a)、鴨川層・阿草層 (V5, V5s)、篠ヶ峰層・ユニット 3 ～ 5 (V6, V6a)、平木溶結凝灰岩 (V7) に再編した。ユニット 1 とユニット 2 は山陽深成岩類 III の法用石英閃緑岩 (K-Ar 年代として約 79.1 Ma; 栗本・牧本, 1990) を不整合に覆う (栗本, 1990b)。鴨川層と阿草層は指交関係にあり (松浦・吉川, 1993)、篠ヶ峰層は鴨川層を不整合に覆う (吉川, 2005)。鴨川層、篠ヶ峰層及び平木溶結凝灰岩のジルコン U-Pb 年代はそれぞれ 76.4 ± 0.4 Ma、 75.5 ± 0.3 Ma、 74.1 ± 0.4 Ma を示し、さらに平木溶結凝灰岩は鴨川層・阿草層を不整合に覆う (佐藤, 2025; Sato, 2025)。

(佐藤大介)

3.7 領家帯

領家帯には、白亜紀の広域高温低圧型変成作用により生じた変成岩類とこれに調和及び非調和に貫入する深成岩類が分布し、両者は成因的に密接な関係を持つ。「京都及大阪」地域ではこれらをそれぞれ、領家変成岩類ならびに領家深成岩類と称する。

3.7.1 領家変成岩類

本地域南東部の笠置山地に露出し、領家深成岩類によって随所で貫入される。従って、領家変成岩類の原岩である丹波帯構成岩 (“ジュラ系”付加複合体) は、広域変成作用を被った後に白亜紀の深成岩類による接触変成作用を受けている。黒雲母の出現で定義される黒雲母帯は、広域変成作用あるいは接触変成作用によるものか識別が困難なため、変成泥岩に董青石が出現する董青石帯を白亜紀深成活動による接触変成帯とした (宮崎, 2000)。

領家変成岩類は変成泥岩を主体とし、変成チャート・変成砂岩及び少量の変成苦鉄質岩・結晶質石灰岩を伴う。原岩は“ジュラ系”付加複合体である (例えば、中島, 1960) ことから、地質図ではこれに対して変成分帯を示す。変成鉱物に基づく変成分帯では、低変成域から高変成域に向けて緑泥黒雲母帯 (CB)・黒雲母帯 (B)・珪線石帯 (S) が設定され、変成泥岩の岩相は、黒雲母帯低温部で粘板岩、黒雲母帯高温部～珪線石帯低温部で泥質片岩、珪線石帯高温部で泥質片麻岩ないしメタテクサイトであり、南ほど変成度が高い (宮崎, 2000)。広域変成作用については、東隣地域では $97 \sim 92$ Ma 頃にピーク変成作用を被ったと推定されている (Kawakami *et al.*, 2019)。

3.7.2 領家深成岩類

近畿地方から中部地方西部では、深成岩類を鉱物の配列による面構造の有無や領家変成岩類との貫入関係などから古期花崗岩類と新期花崗岩類に二分するのが一般的であった (例えば、田結庄ほか, 1985)。本地域では、ジルコン U-Pb 年代及び閃ウラン鈾・トール石 U-Th-total Pb 年代から推定される深成岩類の固結年代を基に領家深成岩類 I, II, III に区分した上で、岩相により細分した。深成岩類は本地域南東部の笠置山地、南部東寄りの生駒山地、ならびに南西部の六甲山地に露出する。なお岩体の名称及び分布は、本地域内の各 5 万分の 1 地質図幅ならびに中家・中島 (1989) に基づく。

領家深成岩類 I は塊状のトール岩～花崗閃緑岩からなる大峰花崗閃緑岩 (R1) で、アダカイトの特徴を有する。104.2 ± 2.3 Ma のトール石 U-Th-total Pb 年代 (Yokoyama *et al.*, 2016) が報告された。

領家深成岩類 II は白亜紀中頃の花崗岩類で、斑状を呈する山城花崗岩 (R2p)、塊状の木屋花崗岩・井山花崗岩 (R2s)、顕著な面構造を有する城立トール岩・須川花崗閃緑岩・狭川花崗岩 (R2t) に区分される。山城花崗岩は井山花崗岩に貫入される。木屋花崗岩から $98.0 \pm 1.0 \sim 94.4 \pm 3.3$ Ma、井山花崗岩から 90.1 ± 2.0 Ma の閃ウラン鈾ないし トール石 U-Th-total Pb 年代 (Yokoyama *et al.*, 2016) が、城立トール岩から 87 ± 2 Ma (再計算値; 石坂, 1969) と 88 ± 1 Ma (Higashino *et al.*, 2025) のジルコン U-Pb 年代が報告された。

領家深成岩類 III は白亜紀後半の年代値を示し、弱い面構造を有する斑状の私市花崗岩 (R3p)、塊状を呈し一部に弱い面構造を有する花崗閃緑岩～トール岩主体の富雄花崗岩・天王花崗岩・柳生花崗岩・四條畷花崗閃緑岩・布引花崗閃緑岩・勝風トール岩 (R3d)、花崗岩主体の鳴川花崗岩・八幡谷花崗岩・阿保花崗岩・津田花崗岩 (R3s) のほか、斑れい岩類 (R3b) と顕著な面構造を有する石切トール岩 (R3t) に区分される。笠置山地の柳生花崗岩は、木津川断層北側の信楽花崗岩 (周琵琶湖花崗岩団研究グループ, 1982) を含む (例えば、川辺ほか, 1996)。四條畷花崗閃緑岩は私市花崗岩・鳴川花崗岩に貫入する。鳴川花崗岩は私市花崗岩・天王花崗岩に貫入し、八幡谷花崗岩は白亜紀後半の火山岩類及び山陽深成岩類 III に貫入しない捕獲される。生駒山の斑れい岩から $83.2 \pm 1.3 \sim 82.0 \pm 0.9$ Ma (Nakajima *et al.*, 2004)、四條畷花崗閃緑岩から 81.5 ± 1 Ma (Herzig *et al.*, 1998)、阿保花崗岩から 72 ± 1 Ma (Higashino *et al.*, 2025) のジルコン U-Pb 年代が、鳴川花崗岩から $87 \pm 2 \sim 82.0 \pm 1$ Ma のジルコン U-Pb 年代 (Herzig *et al.*, 1998; Watanabe *et al.*, 2000) 及び閃ウラン鈾 U-Th-total Pb 年代 (Yokoyama *et al.*, 2016) が報告された。また、生駒山の斑れい岩から $74 \sim 70$ Ma (Kagami *et al.*, 1992)、一体山の斑れい岩から $95 \sim 72$ Ma (飯泉ほか, 1993) を示すジルコン単粒子の U-Pb 年代が報告された。

(佐藤大介)

3.8 岩脈

山陽帯・領家帯の深成岩類に含められない小規模な岩脈を、貫入関係や放射年代を参考に岩脈 I, II, III に区分した。地質図には一部の岩脈を強調して表現したが、多くは脈幅 10 m 未満のため、これらは地質図から省略した。その結果、岩脈 I は全て表示できなかった。

岩脈 I は白亜紀中頃の苦鉄質岩脈からなり、本地域東部に散在する。岩脈の貫入方向は東西性が卓越する (貴治, 1984; Imaoka *et al.*, 2014)。109.0 ~ 98.7 Ma の角閃石 K-Ar 年代 (木村・貴治, 1993; Imaoka *et al.*, 2014, 2017) が報告された。

岩脈Ⅱは白亜紀後半の苦鉄質岩脈(D₂)からなり、本地域東部に認められる。貫入方向は南北性が卓越する。89.3~82.0 Maの角閃石 K-Ar 年代(Imaoka *et al.*, 2014)が報告された。

岩脈Ⅲは白亜紀末の苦鉄質岩脈(D_m)と珪長質岩脈(D_f)で、本地域に広く分布する。東隣地域を含む琵琶湖南部には、珪長質岩脈が断続的ながら環状(弧状)をなして分布する。これらは、東隣地域の湖東流紋岩類の活動(約 74 Ma: Sato *et al.*, 2016)に関連する産物と考えられている(例えば、沢田ほか, 1994; 天白ほか, 2020)。岩脈Ⅲから 74.8~67.5 Ma の黒雲母・全岩 K-Ar 年代(沢田・板谷, 1993; 貴治, 2005; 田結庄, 2005)及びジルコン FT 年代(田結庄, 2001b)が報告された。

(佐藤大介)

3.9 古第三系及び新第三系

中央構造線をほぼ南限とした瀬戸内区には弧内堆積盆を埋積した新生界が点在する(池辺, 1957; 地学団体研究会編, 2024)。鮮新統-更新統中部を除くと、これらは元々中新統と考えられてきた(吉田, 1992)が、その一部は始新統まで遡る。瀬戸内区には、サヌカイトやざくろ石を含むデイサイトなどの特徴的な火山岩が分布し、瀬戸内火山岩類と呼ばれる(巽ほか, 1980a)。「京都及大阪」地域では、始新統-漸新統の神戸層群、中新統下部-中部の綴喜層群・地獄谷層・春日山層、中新統中部-上部の三笠安山岩・宝山寺安山岩・甲山安山岩(瀬戸内火山岩類)、ならびに中新統上部の須知層・大乘寺層に区分される(本節では、鮮新統-更新統を除く)。

3.9.1 神戸層群

名称は明石海峡付近(淡路島北部など)の地層に初めて用いられ(鹿間, 1938)、その後、三田盆地から六甲山地西麓の地層にも適用された。神戸層群は元々中新統と考えられていたが、凝灰岩から 40~30 Ma の FT 年代と K-Ar 年代が得られ(尾崎・松浦, 1988; 弘原海・ギェム, 1994; 郷津ほか, 2011 など)、始新統上部-漸新統下部と見なされた。尾崎ほか(1996)は三田盆地~六甲山地西部の古第三系のみを神戸層群としたが、その後、淡路島北部の神戸層群も始新統中部-上部であることが判明した(山本ほか, 2000)。

一部に浅海成層を含むが、大半は非海成の礫岩・砂岩・泥岩からなり、少なくとも9層の凝灰岩が挟在する。また複数回の堆積サイクルが認められ、主な堆積場は扇状地や湖沼と考えられている。植物化石(鹿間, 1938; 堀, 1976; 藤田・笠間, 1983; 松尾, 1987など)、海棲化石(上治, 1935; 鹿間, 1938; 安藤, 1956, 1957; Huzita, 1962; 尾崎ほか, 1996など)、哺乳類化石(三枝・田中, 2010)の産出が報告された。三田盆地と六甲山地西麓における層序(尾崎・松浦, 1988)に概ね基づくと、神戸層群は下位より、三田層(S_d)、吉川層下部の長尾砂岩泥岩部層(Y_n)、同上部の吉安砂岩泥岩部層・原坂泥岩部層(Y_k)、細川層(H_s)に区分される。

3.9.2 綴喜層群

本地域南西部の京都府宇治田原町周辺に分布する。池邊(1949)が最初に綴喜層と命名し、藤田・中世古(1950)が綴喜層群に改称した。主に海成の礫岩・砂岩・泥岩からなり全体的に凝灰質またはアルコース質である。下位の先新第三系との境界付近には先新第三系の礫を含む礫岩が分布する。

石田ほか(1954)は綴喜層群を下部の奥山田層(To)と上部の湯屋谷層(Ty)に区分し、前者を川上礫岩層・宮村砂岩層・栢凝灰質泥岩層、後者を塩谷砂岩層・由原花崗岩質砂礫岩層に細分した。Itoigawa (1956)も同様の5部層に細分した。しかしながら、各部層の岩相は分布域全体において側方連続しない(石田ほか, 1954)ことから、竹内(2013)は部層区分を行っていない。竹内(2013)に基づく奥山田層は下部の砂岩・シルト岩を伴う礫岩と中部-上部の砂岩・シルト岩から構成される。湯屋谷層は主に下部の礫岩を挟有する砂岩と上部の礫岩からなる。両層の境界は整合または若干の時間間隙がある(石田ほか, 1954; 竹内, 2013; 入月ほか, 2021)。貝化石が多産し(Yokoyama, 1930; 池邊, 1949; 窪田, 1951; 石田ほか, 1954; Itoigawa, 1956; 西川, 1972 など)、貝形虫化石と珪藻化石も報告された(入月ほか, 2021)。二枚貝化石群集に基づいて奥山田層は汽水域から沿岸の環境、湯屋谷層は沿岸の砂底環境が推定されている(Itoigawa, 1956)。奥山田層から NPD2B 帯(約 18.2~16.9 Ma)の珪藻化石群集が報告された(入月ほか, 2021)。

3.9.3 地獄谷層及び春日山層

両層は本地域南西部の奈良市街地東方に僅かに分布する。地獄谷層は横山(1926)、春日山層は佐藤ほか(2013)の命名による。この地域周辺の中新統の層序と年代については様々な研究がある(粉川, 1954; 嶋倉ほか, 1971; 横田ほか, 1978; 中川ほか, 1983; 尾崎, 2000; 佐藤ほか, 2013 など)。佐藤ほか(2013)の層序区分に従うと、地獄谷層(Jd)は東山礫岩部層・鬼ヶ辻泥岩砂岩部層・石仏凝灰岩部層に、また春日山層はソノハ礫岩部層・水谷川凝灰岩部層・高円山玄武岩(Ks)と三笠安山岩(Km)に区分され、両層の境界は不整合である。地獄谷層の各部層はそれぞれ主に礫岩、礫岩・砂岩・泥岩、火砕岩からなる。春日山層の各部層の主たる岩相はそれぞれ礫岩、火砕岩、かんらん石普通輝石玄武岩(貫入岩)で、三笠安山岩は普通輝石直方輝石安山岩(溶岩)である(佐藤ほか, 2013)。地獄谷層(石仏凝灰岩部層)からは 15.2±0.9 Ma (西

田, 1990), 15.5±0.7 Ma (尾崎, 2000), 14.7±0.2 Ma (岩野ほか, 2007)ならびに春日山層の高円山玄武岩からは 15.7±2.0 Ma (西田, 1990)のジルコン FT 年代が、三笠安山岩からは 13.3±2.3 Ma (川井・広岡, 1967), 13.1±1.2 Ma (巽ほか, 1980b)の全岩 K-Ar 年代と 13.0±1.3 Ma (西田, 1990)のジルコン FT 年代が報告された。

3.9.4 瀬戸内火山岩類

近畿地方では兵庫県南東部・奈良県北西部・和歌山県西部にかけて瀬戸内火山岩類に属する小規模火山岩が点在し、本地域には三笠安山岩・宝山寺安山岩・甲山安山岩が分布する。このうち三笠安山岩(Km)は春日山層の部層に区分されている(佐藤ほか, 2013)。

宝山寺安山岩(Ha)は無斑晶状の安山岩で、有色鉱物として普通角閃石・単斜輝石・直方輝石を含む。生駒山東麓において岩類として周囲の深成岩類を貫く小規模な円状の露出域を持つほか、その周辺に岩脈として分布する(Kokawa, 1955; 田結庄, 2001a)。甲山安山岩(Ka)は無斑晶状の直方輝石安山岩からなり、兵庫県西宮市の甲山に岩脈として露出する(藤田・笠間, 1982)ほか、その周辺の先新第三系中に岩脈として僅かに分布する(地質図では、甲山とその西方の安山岩のみ示した)。

3.9.5 須知層及び大乘寺層

須知層と大乘寺層(Sj)はそれぞれ京都府京丹波町の丹波自然運動公園周辺と兵庫県丹波篠山市の大乘寺周辺に局所的に分布する。名称と定義は、前者では石田ほか(1983)に、後者では松浦ほか(1993a)の大乘寺礫岩による。比較的淘汰の悪い礫岩を主とするが、須知層では上部に砂岩や泥岩が挟有される(石田ほか, 1983)。礫は、丹波帯構成岩起源の砂岩やチャートなどである。堆積時期は不明であるが、層序関係及び礫種に基づいて中新統上部に位置づけられている(石田, 1991)。

(細井 淳)

3.10 鮮新統-更新統

3.10.1 古琵琶湖層群・大阪層群及び相当層

「京都及大阪」地域に分布する鮮新統-更新統は堆積盆地ごとに、古琵琶湖層群(近江盆地から信楽高原)、大阪層群(千里・枚方・明美などの丘陵や亀岡・京都・奈良などの盆地縁部)、ならびにその相当層に分けられる。これらの大半は陸成の礫・砂・シルトから構成され層相の側方連続性が乏しいため、火山灰層や海成粘土層を鍵層として広域対比と標準的な層序区分がなされた(市原, 1991)。本報告ではこれに準拠して、両層群を恵比須峠-福田テフラ(1.75 Ma)の上限とこれより上位に位置する猪牟田-アズキテフラ(860 ka)の下限を境界として、下位から最下部(O₁)、下部(O₂)、上部(O₃)を設定するが、これらの鍵層が認められない場合は上記テフラ層近傍の岩相境界を用いて区分した。さらに、琵琶湖南方に分布する礫層主体の大福礫部層及び信楽礫部層(石田ほか, 1954; 飯田, 1980; 水野, 2013)は本地域に分布する古琵琶湖層群の最下部に含まれることから、これらを最下部の一部(K₁)として区分する。

古琵琶湖層群は 4 Ma (鮮新世前半)以降の湖沼~河川成堆積物からなる。吉川・山崎(1998)によると本地域では下位から、阿山層、甲賀層、蒲生層、草津層、膳所層、堅田層に区分され、草津層の下部に恵比須峠-福田テフラが、また堅田層の下部に猪牟田-アズキテフラが挟在する。つまり、阿山層から草津層下部、草津層上部から堅田層下部、堅田層上部より上位が、それぞれ O₁、O₂、O₃ におおよそ対比可能である。堆積初期から継続していた浅い水深の湖沼環境が 1.5 Ma 頃(更新世中頃)に一旦消滅したが、より北方で再び湖沼環境が出現した。この様に、全体的に南から北へ向かってより上位の地層が分布することから、堆積盆が時代とともに北上したと考えられている(Yokoyama, 1969; Kawabe, 1983)。

大阪層群は鮮新統上部(約 3.5 Ma)から更新統中部の陸水成層である。地域ごとに異なる層序区分(例えば、高谷・市原, 1961; 市原, 1975, 1991; Iihara *et al.*, 1975; 藤田・笠間, 1971, 1982)が行われたが、上述の様にテフラ層を基に最下部層、下部層、上部層に区分される。最下部~下部の下半分では河川~湖沼の環境を示す礫・砂・シルトが卓越し、下部の上半部~上部になると海進によって堆積した 12 層の海成層(Ma-1, Ma 0, Ma 1, …, Ma 10)が陸成の礫・砂・シルトと互層をなす。

(小松原 琢・中江 訓)

3.11 更新統中部-上部(段丘堆積物)

大阪平野北縁・六甲山地西方、ならびに京都盆地-奈良盆地・近江盆地や丹波山地内の亀岡盆地・篠山盆地・福知山盆地には丘陵・河川沿いに、更新世中頃から末期にかけて形成された高位・中位・低位の平坦面(段丘面)が分布する。この区分は主に、段丘面の開析と堆積物の風化の程度に基づいた。

3.11.1 高位段丘堆積物

高位段丘面は開析が進行した平坦面であり、その堆積物(th)は層厚数m~10 m程度の風化が進行した礫層・砂層・シルト層から構成される。形成時期はおよそ20万年前と見積られる(寒川, 1978)が、福知山盆地北側

の由良川流域（北隣の宮津地域）では230±70 kaのFT年代（木村ほか、1999）をもつ大山最下部火山灰hpm1軽石（hpm1）と330～340 ka頃に降下した加久藤テフラ（Kkt）にそれぞれ対比される火山灰層が、高位段丘堆積物に挟まれる（加藤ほか、2008；小滝、2022）。なお、一部の高位段丘堆積物は大阪層群上部から連続する一連の地層である。

3.11.2 中位段丘堆積物

中位段丘面を形成する平坦面は開析がやや進行しており、その堆積物（tm）は層厚数 m～10 m 程度の礫層・砂層・シルト層から構成される。形成時期はおよそ 10 万年前と見積られる（寒川、1978）。奈良盆地での形成時期は、更新世末期に相当する最終間氷期（約 13 万年前）とそれ以降の亜間氷期（約 8 万年前）と推定される（寒川、2001）。

3.11.3 低位段丘堆積物

平坦面が比較的保存された低位段丘面は、中位段丘面を開析する下側の周辺に分布する。その堆積物（td）は層厚 10 m 以下の礫層・砂層から構成され、風化の程度は弱い。形成時期は 6～2 万年前程度とされる（寒川、1978）が、大阪平野北縁では礫層中の泥炭層から 26,000±800 年 BP（市原・木越、1962）が、六甲山地西方では腐植質土壌から約 10,100 年 BP（八木、1983）の¹⁴C年代がそれぞれ得られた。また各地の低位段丘堆積物からは、約 30,000 年前の始良 Tn 火山灰（AT）（町田・新井、1992）が報告されている。これらにより、低位段丘堆積物の形成時期は更新世の末頃と見られる。

（小松原 琢）

3.12 完新統

完新統の堆積物はいわゆる沖積層として分布する。これは最終氷期の海水準低下期以降に堆積して現在の沖積面を構成する地層であり、主に地形に対応して、扇状地堆積物及び谷底緩斜面堆積物（f）、自然堤防堆積物（n）、旧河道堆積物（c）、後背湿地堆積物及び谷底低地堆積物（a）、浜堤堆積物（b）、ならびに河床堆積物（rb）に細分した。

（小松原 琢）

4. 資源地質

4.1 金属資源

錫・タングステンは、大谷鉱山（亀岡市釋田野付近の行者山花崗閃緑岩中）と鐘打鉱山（京丹波町中山付近の丹波帯鶴ヶ岡コンプレックス中）において、裂か充填型の錫・タングステン石英脈鉱床として賦存する。鉱床の形成時期はほぼ同時期（93～91 Ma）である。両鉱山は日本を代表するタングステン鉱山であり、それぞれ明治時代～昭和 58 年（井本ほか、1989）と大正時代～昭和 57 年（木村ほか、1989）に採掘され、最盛期には国内精鉱の約 4 割を生産した（小村ほか、1984）。

銅・銀・亜鉛は、猪名川町銀山付近に分布する有馬層群玉瀬層（凝灰岩）中に、白亜紀後半の岩脈の貫入に伴う裂か充填型の銅・銀・亜鉛熱水性鉱脈鉱床として賦存し、多田鉱山をはじめ多くの鉱山が稼行した（豊・松浦、1995）。多田鉱山の歴史は平安時代まで遡り、昭和 48 年の閉山まで約 1,000 年にわたり採掘された。

マンガンは、丹波帯チャートに伴う小規模な層状マンガン鉱床として各所で採掘された。特に京都市右京区京北下中町付近の鉱床は、新大谷鉱山として昭和 51 年頃まで稼行した。現在は全て廃鉱となっている。

4.2 非金属資源

ろう石は、平木鉱山（加東市平木付近）と金屋鉱山（丹波市山南町金屋）において、有馬層群鴨川層（流紋岩）中の熱水性ろう石鉱床として賦存する。平木鉱山は稼行中で、鉱床は層厚 40～50 m の層状を呈し、主にカオリナイト・石英から構成される（尾崎・松浦、1988）。金屋鉱山は、昭和 50 年代まで採掘された（松浦ほか、1993b）。

長石は、琵琶湖南方の田上花崗岩と笠置山地の柳生花崗岩に形成された多数のアブライト質長石鉱床として賦存する（中野ほか、2013）。それぞれの花崗岩において、井上長石鉱山と朝宮鉱山などが稼行中である。

珪石は、丹波帯チャート中の良質な赤白珪石・青白珪石が炉材珪石として採掘された。しかしながら、現在は全て廃鉱となっている。

石灰岩は、質志鉱山（京丹波町）において丹波帯の玄武岩岩体に包み込まれる石灰岩（層厚 150～200 m、側方延長約 1 km）を採掘していた（安斎・河田、1960；木村ほか、1989）。

砥石は、京都盆地北西部から亀岡盆地縁にかけての丹波帯において、チャートに付随する珪質粘土岩が砥石用の石材として採掘されていた（井本ほか、1989）。現在でも一部で稼業中である。

4.3 砕石・骨材

多くの採石場が都市近郊で稼行中である。特に、大津市石山内畑町では丹波帯宇治田原コンプレックスの泥岩・チャートが、また亀岡市東別院町から

高槻市原付近では超丹波帯水上コンプレックスの砂岩・千枚岩質泥岩が、さらに西宮市塩瀬町では有馬層群玉瀬結晶質凝灰岩層（流紋岩）が、それぞれ大規模に採掘されている。

4.4 温泉・鉱泉

大津市雄琴の雄琴温泉と神戸市北区有馬町の有馬温泉が有名である。雄琴温泉は開湯 1,200 年以上の歴史を持つ、単純温泉である（木村、1998）。有馬温泉は日本三名泉の一つであり、3,000 m³/日程度が浴用に使用されている（藤田・笠間、1983）。大阪平野及び周辺の丘陵部では、多数の温泉井が掘削され商用に供されている（寒川・宮地、2001）。

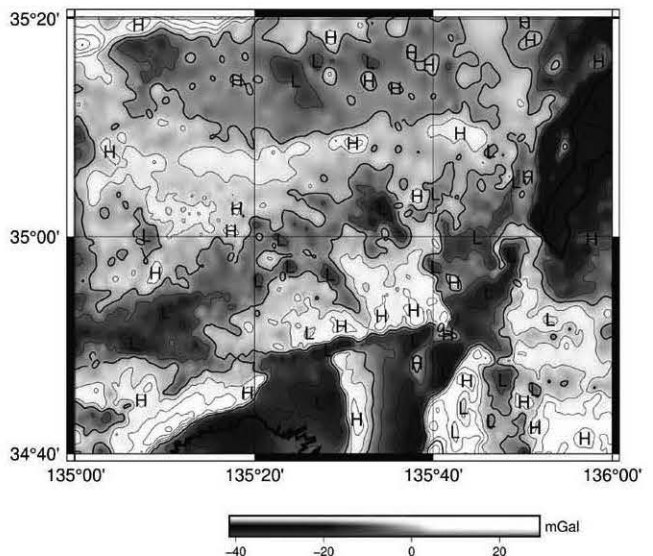
（高木哲一）

5. 重力

「京都及大阪」地域を含む重力図として、20 万分の 1 重力図「京都地域重力図」（駒澤ほか、2014）が出版されている。本地域における重力図の編集にあたり、「京都地域重力図」の出版時に用いたデータ及び「日本重力データベース DVD 版」（産業技術総合研究所地質調査総合センター編、2013）によるデータを統一的に処理・編集した。地域内の陸域データから計算した上方接続残差の分散を最も小さくする仮定密度を探索する ABIC 最小化法（Murata, 1993）を用いて表面密度を 2.49 g/cm³ とした。

本地域のブーゲー異常（以下、重力異常）について大局的には、琵琶湖・京都盆地・奈良盆地・大阪湾などの被覆層分布域では負の重力異常、丹波山地・六甲山地・北摂山地・生駒山地・笠置山地など基盤岩露出域では正の重力異常が、それぞれ認められる。本地域の重力異常の特徴を明瞭にし、かつ地質構造との対応を示すために、上方 2 km の高さにおけるブーゲー異常を計算した上方接続を領域トレンドとして除去した上方接続残差図（第 2 図）を示す。北部から中部にかけては、北から東西に延びる低重力異常、東西に延びる高重力異常、東北東-西南西に延びる低重力異常が見られる。南部では有馬-高槻断層帯より南側では、南北に延びる低重力と高重力の異常の繰り返しが見られる。北部の重力異常は丹波帯構成岩（「ジュラ系」付加複合体）における岩相の違いを反映している可能性が高い。丹波帯 I 型地層群と II 型地層群のうち、構造的上位の II 型地層群（灰屋コンプレックス・雲ヶ畑コンプレックスなど）は向斜軸部に分布し基底部に相対的に高密度な玄武岩を含むことから、高重力異常は玄武岩の分布を反映しており、さらに地下の比較的浅いところにも玄武岩が伏在していると考えられる。中央部の低重力異常域は、山陽帯の白亜系火山岩類・深成岩類と古第三系の神戸層群の分布によく対応し、相対的に低密度な古第三系堆積物が基盤を覆っていること、また深成岩類は周囲の付加複合体と比較して密度が小さいことが示唆される。南部に見られる低重力異常と高重力異常の明瞭な境界は活断層の位置によく対応し、上町断層帯を境に大阪湾側は低重力異常、上町台地側は高重力異常を示す。同様に生駒断層帯を境にして大阪平野側は低重力異常、生駒山地側は高重力異常を示す。これらは断層に対して西側の基盤の隆起とよく対応する。

（宮川歩夢）



第 2 図 仮定密度 2.49 g/cm³ のブーゲー異常値から上方 2 km の高さにおけるブーゲー異常を計算した（上方接続）値を差し引いた上方接続残差図

Geology of the 1:200,000 Kyoto and Osaka Quadrangle, 2nd edition

The 1:200,000 Kyoto and Osaka quadrangle covers the Inner Zone of Southwest Japan and is characterized by inland basins of Omi (including Lake Biwa), Kyoto, Nara and Osaka (including Osaka Bay), and also by mountainous areas on its northern (Tamba Mountains), central-southwestern (Rokko and Hokutsu mountains) and southeastern (Kasagi Mountains) sides. Geology of the Kyoto and Osaka District is divided into several geotectonic units: they are Paleozoic to Jurassic subduction-related basement rocks in the Maizuru, Ultra-Tamba and Tamba belts, products of the middle-late Cretaceous felsic volcanism and plutonism in the San'yo and Ryoke zones, Eocene-Pleistocene siliciclastic sequences in the Setouchi Province, and overlying Quaternary deposits.

The Maizuru Belt is recognized as a Permian collided arc-back-arc system and divided into four different types of rock in this district as follows. The Devonian-Permian Yakumo Mafic Rocks (Yakumo Ophiolite) represent the crust of an intra-ocean island arc and display an ophiolite sequence. The Permian Maizuru Group, composed of basalt, mudstone and sandstone, is considered as the basement rock and sediments on back-arc basins. Triassic shallow-marine clastic rocks, unconformably overlying the above group, is the Lower-lower Middle Triassic Yakumo Group.

The Ultra-Tamba and Tamba belts originate from subduction zones respectively during Permian and Jurassic periods. Four "Permian" accretionary complexes (upper Permian Kozuki and Oi, lower Triassic Hikami and middle Triassic Kamitaki) in the Ultra-Tamba Belt and seven "Jurassic" ones (upper Triassic Izuriba, lower Jurassic Shuzan, middle Jurassic Kumogahata and Haiya, and upper Jurassic Tsurugaoka, Furuya and Yuragawa) in the Tamba Belt are respectively distinguished and arranged from top to bottom in this order.

Felsic volcano-plutonic rocks in the San'yo and Ryoke zones are products of the arc-magmatism occurred during middle-late Cretaceous Period. In this district, they are divided into two types of lithology. One is volcanic and sedimentary rocks of Albian-Cenomanian Sasayama Group and Campanian Arima Group, and the other is Albian-Maastrichtian plutonic rocks, which are further divided lithologically and chronologically into the San'yo Plutonic Rocks 1, II and III, and the Ryoke Plutonic Rocks 1, II and III.

Siliciclastic sequences in the Setouchi Province formed as intra-arc deposits and are separated into the Eocene-Oligocene Kobe Group, the lower-middle Miocene Tsuzuki Group with minor andesitic volcanic rocks and the upper Pliocene-middle Pleistocene Kobiwako and Osaka groups.

Quaternary deposits, mostly distributed along rivers, are divided into the middle-upper Pleistocene Higher, Middle and Lower terrace deposits and Holocene terrestrial deposits. They are composed of gravel, mud and/or soil.

Key words: geological map, 1:200,000, Kyoto and Osaka, Southwest Japan, Maizuru Belt, Ultra-Tamba Belt, Tamba Belt, San'yo Zone, Ryoke Zone, Setouchi Province, Paleozoic, Permian, Mesozoic, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Cenozoic, Eocene, Oligocene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, ophiolite, back-arc, intra-arc, intra-ocean, island arc, subduction, magmatism, terrestrial deposit, terrace deposit, alluvial deposit, active fault, mineral resources, Bouguer anomaly.

文献

安藤寿男 (1983) 後期三畳紀二枚貝 *Monotis* の古生物学的意義. 化石, no. 33, 13-27.
Ando, H. (1987) Paleobiological study of the Late Triassic bivalve *Monotis* from Japan. *Bulletin of the University Museum, the University of Tokyo*, no. 30, 109p.
安藤保二 (1956) 多井畑化石層の再出現 (予報). 兵庫生物, 2, 1-2.
安藤保二 (1957) 神戸市多井畑化石層について. 地質学雑誌, 63, 448.
安斎俊男・河田茂廣 (1960) 京都府志石炭層. 地質調査所月報, 6, 33-41.
豊 透秋・松浦浩久 (1995) 広根地域の地質. X. 応用地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 工業技術院地質調査所, 110p.
Caridroit, M., Ichikawa, K. and Charvet, J. (1985) The Ultra-Tamba Zone, a new unit in the Inner Zone of Southwest Japan—its importance in the nappe structure after the example of the Maizuru area. *Earth Science (Chikyū Kagaku)*, 39, 210-219.
地学団体研究会編 (2024) 最新地学事典. 平凡社, 東京, 1648p.
園増俊夫・中沢圭二 (1956) 兵庫県篠山盆地 (篠山統) の発見した貝類および植物化石について. 地学研究, 8, 184-188.
後藤博幸・山藤隆夫 (1973) 兵庫県在野郡上月町に分布する石炭系から発見された紡錘虫について. 地質学雑誌, 79, 643-644.
郷津知太郎・谷 保孝・竹下浩行・兵藤博信 (2011) 神戸群北畑燧灰岩に含まれる軽石中の黒雲母の ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年代測定. 地質技術, 1, 19-25.
Hayasaka, Y. (1990) Maizuru Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publication of IGCP project 224, Osaka, 81-95.
早坂康隆・池田圭一 (1992) 夜久野群の同位体組成から見た舞鶴帯のテクトニクス. 日本地質学会西日本支部会報 (第125回例会講演要旨), no. 101, 1.
早坂康隆・池田圭一・穴戸俊夫・石塚誠 (1996) 島嶼-背弧盆系としての舞鶴帯の復元. テクトニクスと変成作用 (原 徳夫先生退任記念論文集), 創文, 134-144.
早瀬 一・石坂恭一 (1967) Rb-Sr による地質年代 (I). 西南日本. 岩石鉱物鉱床学会誌, 58, 201-212.
林慶一 (2019) 兵庫東部に分布する篠山層群の年代議論の整理. 甲南大学紀要, 理工学編, 66, 1-9.
林慶一・松川正樹・大平寛人・棟 丕基・甄 金生・伊藤 慎・小笠井千人・小島都生 (2010) 貝形虫およびカイエド化石の生層序とシルルコンフィッション・トラック法に基づく篠山層群の年代の再考. 地質学雑誌, 116, 283-286.
林慶一・藤田早紀・小笠井千人・松川正樹 (2017) 兵庫東部篠山地域に分布する白亜系篠山層群の層序と古環境. 地質学雑誌, 123, 747-764.
Herzig, C. T., Kimbrough, D. L. and Hayasaka, Y. (1997) Early Permian zircon uranium-lead ages for plagiogranites in the Yakumo Ophiolite, Asago district, Southwest Japan. *Island Arc*, 6, 396-403.
Herzig, C. T., Kimbrough, D. L., Tainosho, Y., Kagami, H., Izumi, S. and Hayasaka, Y. (1998) Late Cretaceous U/Pb zircon ages and Precambrian crustal inheritance in Ryoke granitoids, Kinki and Yanai districts, Japan. *Geochimical Journal*, 32, 21-31.
Higashio, F., Kawakami, T., Kudo, S., Hirata, T. and Sakata, S. (2025) Zircon crystallization timings of granitoids in the Aoyama area, Ryoke belt, Southwest Japan. *Island Arc*, 34, e70022.
Hirajima, T., Nakamura, D. and Shirahata, K. (2000) Winchite from Mt. Hiei contact aureole, Kyoto, Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 95, 107-112.
広川 浩・磯見 博・黒田和男 (1957) 5万分の1地質図幅「小浜」及び同説明書. 工業技術院地質調査所, 31p.
廣瀬大洋・早坂康隆 (2005) 西南日本内帯先白亜系のナップ境界断層帯の内部構造と透水性—丹波帯—超丹波帯境界における解析例—. 地質学雑誌, 111, 300-307.
堀 治三郎 (1976) 神戸層群産植物化石—後期中新世神戸層群の研究—. 日本地学研究会誌, 293p.
Huzita, K. (1962) Tectonic development of the median zone (Setouchi) of Southwest Japan since Miocene. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 6, 103-144.
藤田和夫・笠間太郎 (1971) 六甲山地とその周辺の地質—神戸市および隣接地域地質図 (5万分の1) 説明書—. 神戸市企画局, 58p.
藤田和夫・笠間太郎 (1982) 大阪西北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 工業技術院地質調査所, 112p.
藤田和夫・笠間太郎 (1983) 神戸地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 工業技術院地質調査所, 115p.
藤田和夫・中世吉幸次郎 (1950) いわゆる「山砂利」について. 地質学雑誌, 56, 360.
Ichiyama, Y. and Ishiwatari, A. (2004) Petrochemical evidence for off-ridge magmatism in a back-arc setting from the Yakumo ophiolite, Japan. *The Island Arc*, 13, 154-177.
猪木幸男 (1969) 「上部帯」より石炭紀—白亜紀の発見. 地質調査所月報, 20, 77-78.
飯田義正 (1980) 信楽高原西部の古地理学的研究—大福礫層により復元される鮮新世の河谷について—. 地質学雑誌, 86, 741-753.
飯泉 滋・Ireland, T. R.・河内洋佑・渡辺暉夫・仲井 豊・田結貞良昭・加々美寛雄・端山好和 (1993) 近畿親家帯帯れい岩類のジルコンによる U-Pb 年代. 岩誌, 88, 211.
池邊展生 (1949) *Comptoniophyllum* の新産地. 礦物と地質, 3, 99-100.
池邊展生 (1957) 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成盆地—. 新生代の研究, 24/25, 1-10.
Imaoka, T., Nakashima, K., Kamei, A., Itaya, T., Ohira, T., Nagashima, M., Kono, N. and Kiji, M. (2014) Episodic magmatism at 105 Ma in the Kinki district, SW Japan: Petrogenesis of Nb-rich lamprophyres and adakites, and geodynamic implications. *Lithos*, 184-187, 105-131.
Imaoka, T., Kawabata, H., Nagashima, M., Nakashima, K., Kamei, A., Yagi, K., Itaya, T. and Kiji, M. (2017) Petrogenesis of an Early Cretaceous lamprophyre dike from Kyoto Prefecture, Japan: Implications for the generation of high-Nb basalt magmas in subduction zones. *Lithos*, 290-291, 18-33.

Imoto, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. *Bulletin of Kyoto University of Education, Series B*, no. 65, 15-71.
井本伸広・清水大吉郎・武蔵野 美・石田志朗 (1989) 京都西北部地域の地質. 地域地質調査報告 (5万分の1地質図幅). 工業技術院地質調査所, 84p.
入月俊明・柳沢幸夫・木村萌人・加藤啓介・皇博幸・林 広樹・藤原祐希・赤井一行 (2021) 近畿地方の瀬戸内内帯に分布する下—中部中新統の生層序と対比. 地質学雑誌, 127, 415-429.
石田志朗 (1991) 京都地域の地質. VII. 新生界. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 工業技術院地質調査所, 45-53.
石田志朗・糸魚川淳二・森島正夫・森下 晶・中澤圭二・小黒謙司 (1954) 京都府奥山田の新生代層. 地質学雑誌, 60, 160-166.
石田志朗・井本伸広・武蔵野 美 (1983) 土地分類基本調査. II 表層地質図. 園部・広根. 5万分の1国土調査. 京都府, 35-44.
石質裕明 (1983) 「丹波層群」を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質学雑誌, 89, 443-454.
Ishiga, H. (1984) *Follicucullus* (Permian radiolaria) from the Maizuru Group in the Maizuru Belt, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyū Kagaku)*, 38, 427-434.
石渡明 (1978) 舞鶴帯南部の夜久野オファイト帯. 地球科学, 32, 301-310.
Ishiwatari, A. (1985) Granulite-facies metacumulates of the Yakumo Ophiolite, Japan: evidence for unusually thick oceanic crust. *Journal of Petrology*, 26, 1-30.
Ishiwatari, A. and Hayasaka, Y. (1992) Ophiolite nappes and blueschists of the Inner zone of Southwest Japan. In Kato, H. and Noro, H., eds., *Metamorphic belts and related plutonism in the Japanese Islands (the 29th IGC Field Trip Guidebook, volume 5)*. Geological Survey of Japan, 285-325.
石渡明・辻 森樹・早坂康隆・杉本 孝・石質裕明 (1999) 西南日本内帯古—中生代付加型造山帯のナップ境界の断層断層. 地質学雑誌, 105, III-IV.
Ishiwatari, A., Ozawa, K., Arai, S., Ishimura, S., Abe, N. and Takeuchi, M. (2016) Ophiolites and ultramafic rocks. In Moreno, T., Wallis, S., Kojima, S. and Gibbons, W., eds., *The Geology of Japan*, the Geological Society of London, 223-250.
石坂恭一 (1969) 近畿地方類家帯のジルコンの U-Th-Pb 年代について. 岩石鉱物鉱床学会誌, 62, 191-197.
Iszaki, Y. and Matsuda, T. (1980) Age of the Tamba Group along the Hozugawa "Anticline", western hills of Kyoto, Southwest Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 23, 115-134.
磯崎行雄・佐藤寛紀・堤 恭二 (1991) 西南日本「ペルム系」舞鶴層群の後背地. 日本地質学会第126年学術大会講演要旨, T7-P-4.
市原 実 (1975) 大阪層群と大阪平野. アーバンクボタ, no. 11, 26-31.
市原 実 (1991) 大阪とその周辺地域の第四紀地質図について—大阪層群を中心に—. アーバンクボタ, no. 30, 1-21.
市原 実・木越博彦 (1962) 大阪付近の沖積層・段丘堆積層から産出した泥炭・木炭の絶対年代. 地球科学, 58, 35-36.
Iihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Takeishi, M. and Nakagawa, K. (1975) Stratigraphy of the Pliocene-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan—A standard stratigraphy of the Osaka Group—. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 19, 1-29.
Itogawa, J. (1956) Molluscan fauna of the Tsuzuki Group in Kyoto Prefecture, Japan. *Memoirs of the Faculty of Engineering, Kyoto University*, 23, 179-191.
岩野英樹・檀原 徹・星博幸・川上 裕・角井朝昭・新正裕尚・和田稔隆 (2007) ジルコンのフィッショントラック年代と特徴からみた室生火砕流堆積物と熊野酸性岩類の同時性と類似性. 地質学雑誌, 113, 326-339.
Kagami, H., Meier, M., Oberli, F., Steiger, R. H., Nakai, Y., Tainosho, Y., Izumi, S. and Hayama, Y. (1992) U-Pb single zircon age of gabbro from the Ryoke Belt, SW Japan. *Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 87, 133-134.
加納 博・中沢圭二・猪木幸男・志岐常正 (1959) 夜久野侵入岩類に伴う高度変成岩類について. 地質学雑誌, 65, 267-271.
加藤茂弘・小滝篤夫・木谷幹一・檀原 徹・植村善博 (2008) 近畿三角帯の北西周辺地域における中期更新世以降の地殻変動. 日本活断層学会 2008 年度秋季学術大会講演予稿集, 79-80.
活断層研究会編 (1991) 「新編日本の活断層」—分布と資料—. 東京大学出版会, 437p.
Kawabe, T. (1983) Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 32, 39-90.
川辺孝幸・高橋裕平・小村良二・田口雄作 (1996) 上野地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 工業技術院地質調査所, 99p.
河田清雄・宮村学・吉田史郎 (1986) 1:200,000 地質図京都府及大阪. 工業技術院地質調査所.
川井直人・広岡公夫 (1967) 西南日本新生代火成岩類若干についての年代測定結果. 地質学雑誌, 73, 68.
Kawakami, T., Horie, K., Hokada, T., Hattori, K. and Hirata, T. (2019) Disequilibrium REE compositions of garnet and zircon in migmatites reflecting different growth timings during single metamorphism (Aoyama area, Ryoke belt, Japan). *Lithos*, 338-339, 189-203.
貴治康夫 (1984) 丹波帯中部の火成岩類群の産状と岩石記載. 岩石鉱物鉱床学会誌, 79, 394-404.
貴治康夫 (2005) 大阪府高槻市摂津統にみられる山形山脈の K-Ar 年代. 地球科学, 59, 397-398.
貴治康夫・大塚 賢・村田 守・廣葉桂樹花崗岩体研究グループ (2019) 琵琶湖南西部に分布する大原・仰木花崗岩体群: 2 つの対照的な白亜紀花崗岩体の性質と地質学的位置づけ. 地質学雑誌, 125, 107-118.
木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・檀原 徹 (1999) 大山および三瓶火山起源テフラのフィッショントラック年代とその火山活動史における意義. 第四紀研究, 38, 145-155.
木村克己 (1988) 京都府綾部市西部の超丹波帯の地質と造構環境. 地質学雑誌, 94, 361-379.
木村克己 (1988) 京都東北地域の地質. VII. 応用地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 工業技術院地質調査所, 72-75.
木村克己・貴治康夫 (1994) 美濃—丹波帯に貫入する高クワネシア安山岩および玄武岩シートの K-Ar 年代. 地質学雑誌, 99, 205-208.
木村克己・松岡 篤 (2001) 北小松地域の地質. III. 丹波帯の付加コンプレックス. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 経済産業省産業技術総合研究所地質調査所, 10-41.
木村克己・牧本博・吉岡敏和 (1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 工業技術院地質調査所, 104p.
Kimura, K., Hayasaka, Y., Yamashita, J., Shibata, T., Kawaguchi, K., Fujiwara, H. and Das, K. (2021) Antiquity and tectonic lineage of Japanese Islands: New discovery of Archean-Paleoproterozoic complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 565, doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116926.
金属工業事業団 (1988) 昭和 62 年度広域地質構造調査報告 (播但地域). 通商産業省資源エネルギー庁, 178p.
Koide, Y., Sano, S., Ishiwatari, A. and Kagami, H. (1987a) Geochemistry of the Yakumo Ophiolite in Southwest Japan. *Journal of Faculty of Science, Hokkaido University, Series IV*, 22, 297-312.
Koide, Y., Tazaki, K. and Kagami, H. (1987b) Sr isotopic study of Ibara dismembered ophiolite from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *Journal of Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 82, 1-15.
Koizumi, K. and Ishiwatari, A. (2006) Oceanic plateau accretion inferred from Late Paleozoic greenstones in the Jurassic Tamba accretionary complex, Southwest Japan. *Island Arc*, 15, 58-83.
粉川昭平 (1954) 奈良三笠山附近の地質—特に火山活動の年代について—. 地質学雑誌, 60, 487-493.
Kokawa, S. (1955) On the radial arrangement of joint-prisms and fluidal structure of served in the Hōzanji Volcanic Knoll, Nara Pref., Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, 61, 189-194.
駒澤正夫・牧野雅彦・村田泰章・名和一成・上嶋正人・岸本清行・大熊茂雄・伊東 忍・中村佳重郎・赤松純平・西村敏一 (2014) 京都地域重力図 (ブーゲー異常). 重力図, 31. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
小村良二・坂巻幸雄・豊 透秋 (1984) 鐘打鉱山の閉山—61年の歴史をふりかえって—. 地質ニュース, no. 358, 53-60.
小滝篤夫 (2022) 京都府北部の由良川下流域における加久藤テフラ (Kkt) の発見とその意義. 地球科学, 76, 31-243.

(地質図面に続く)

令和 8 年 3 月 31 日 発行 DOI: 10.50886/002003423

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 中央事業所 7 群
https://www.gsi.jp
AIST25-G06140

© 2026 AIST