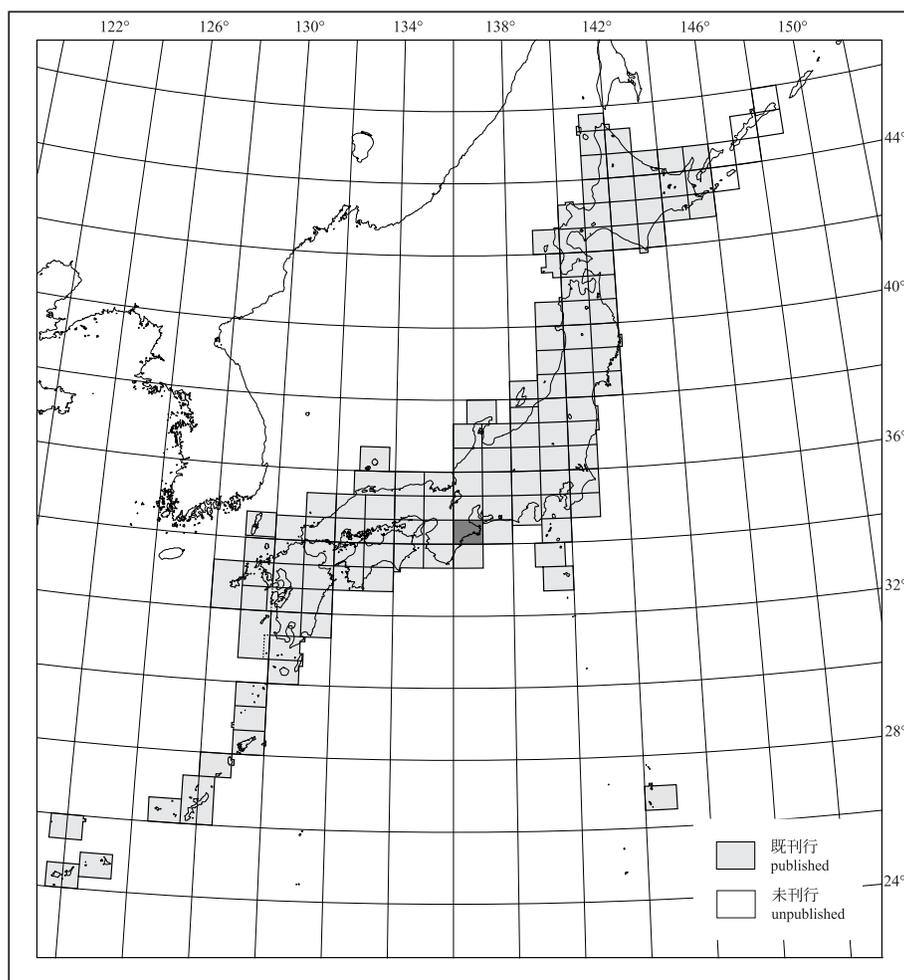


20万分の1地質図幅「伊勢」

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, ISE

西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・
中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫

Yoshiharu NISHIOKA, Satoshi NAKAE, Keiji TAKEUCHI, Yasuyuki BANNO, Kiyohide MIZUNO,
Masanori OZAKI, Rei NAKASHIMA, Kenzo SANEMATSU, Kazunari NAWA and Masao KOMAZAWA



平成22年
2010



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「伊勢」は、産業技術総合研究所地質情報研究部門が同所関連研究部門・センターと連携して実施している「地質図の研究」により編集される20万分の1地質図幅の1つである。

本地質図幅の作成に当たり、以下の方々のご協力を賜った。大阪市立大学の三田村宗樹准教授には、志摩地方のテフラ層序についてご教示いただいた。富山大学理学部の柏木健司准教授には、秩父帯についての未公表資料を提供していただくとともに貴重なご意見をいただいた。活断層・地震研究センター重松紀生氏には、松阪市月出付近の領家深成岩類及び中央構造線についてご教示いただいた。

2. 地形

本図幅地域は、紀伊半島東部に位置し、その広い範囲が山地で占められる。特に本図幅地域の西半部は大部分が大起伏山地または中起伏山地であり(国土庁土地局, 1975)、高見山地(三峰山, 高見山など)や紀伊山地(国見山, 池木屋山, 大台ヶ原山など)の1,000m級の山々が連なる。これらの山地は先新第三系の付加複合岩体, 変成岩類及び深成岩類から主に構成されている。高見山地と紀伊山地の間, 高見山南方から伊勢市二見にかけてはほぼ東西方向に中央構造線が通過しており, 高見山地南縁の急崖や, 柳田川中流部及び多気町五柱池周辺に断層谷が認められる。丘陵地・台地は, 志摩半島や伊勢市などに小規模に分布するのみである。

本図幅地域北東部の伊勢湾に流れ込む雲出川, 柳田川, 宮川は, 本図幅地域の河川の中では比較的流域面積が広く, 河口部に沖積低地を形成している。一方, 典型的なりアス式海岸である南部の熊野灘沿岸に流れ込む河川は, いずれも流域面積が狭く, 低地をほとんど伴わない。一般に海岸段丘の発達には悪いが, 志摩半島には海成段丘群が見られる(太田ほか編, 2004)。

(西岡芳晴)

3. 地質

3.1 地質概説

本図幅地域の地質体は, 日本列島が陸弧から島弧へと変化した時代に境に, 大きく先新第三系と新第三系~第四系に分けられる。

先新第三系は, ほぼ東西方向に走る中央構造線により, 南側の西南日本外帯と北側の西南日本内帯とに2分される。外帯側には黒瀬川帯構成岩類, 秩父帯付加複合体, 今浦層群, 松尾層群・南伊勢層群・脇出層群, 三波川変成岩類及び四万十帯付加複合体の三畳系~白亜系が分布する。内帯側には領家深成岩類及び変成岩類, 及び和泉層群の上部白亜系が分布する。

以上の先新第三系を基盤として新第三系及び第四系が分布する。前期中新世後半~中期中新世初頭には日本海の拡大が進み, 西南日本弧は陸弧から島弧へと変化した。本図幅地域内では前弧海盆の堆積物(尾鷲層群・志層群など)が堆積した。それに引き続く中期中新世には前弧域の火成活動が起こり, 熊野酸性火成岩類及び室生火砕流堆積物を含む曾爾層などが形成された。さらに内陸堆積盆の基底部を形成する前期鮮新統(東海層群・古琵琶湖層群)及び第四系(先志摩層, 段丘堆積物及び完新統)がそれらを被覆している。

(西岡芳晴, 中江 訓, 竹内圭史, 坂野靖行, 水野清秀, 尾崎正紀, 中島 礼)

3.2 黒瀬川帯構成岩類

一般的に秩父帯の中程には, 圧碎花崗岩類・変成岩類・シルル系~デボン系堆積岩類など, その南北とは異質な地層・岩石が東西に狭長に伸びて分布しており, これらから構成される地質体の分布域は黒瀬川構造帯(市川ほか, 1956)と呼ばれた。黒瀬川帯の名称・定義・分布範囲・構成岩類ならびにその成因に関する解釈は研究者により様々であり, 未だ議論が続いている。伊勢地域では, 蛇紋岩が北東~南西方向に20km以上にわたって直線的に志摩半島を横断し, 地形的に特徴ある構造を示すことから, この蛇紋岩の分布域は五ヶ所~安楽島構造線と呼ばれた(大塚, 1928; 山際, 1957; 日下部・宮村, 1958)。この構造線に沿って, 圧碎花崗岩類, 角閃岩, 斑れい岩, 変成岩類, デボン系凝灰岩, 200Ma変成岩などが見出され, これらが蛇紋岩とともに黒瀬川帯を構成するとみなされている(浜田, 1963; 吉倉・寺島, 1984; 山際, 1957; 磯崎ほか, 1992; 梅田・山際, 1997)。また志摩半島より西方においても, 加藤(1995)は五ヶ所~安楽島構造線沿いの変斑れい岩, 変成岩類, 下部白亜系などに対比可能な地質体を見出し, 紀伊半島中央部まで黒瀬川帯が途切れることなく連続するとした(加藤・坂, 1997; 加藤ほか, 2002)。しかし, その後の研究(柏木, 2001; 大和大峯研究グループ, 2004)によって, この見解は否定されている。

本図幅地域における黒瀬川帯を, 黒瀬川構造帯(市川ほか, 1956)に

特徴的に分布する地層・岩石に加えて, 蛇紋岩・千枚岩質変成岩類などを含めた分布域として扱うことにする。伊勢地域における黒瀬川帯は志摩半島に認められ, 五ヶ所~安楽島構造線に沿う蛇紋岩, 龍仙山層群, 砥谷層群が分布する。

3.2.1 蛇紋岩(S)

五ヶ所~安楽島構造線及びこれより派生する断層に沿って分布する。蛇紋岩を主体とし, 一部にダナイトが産する。蛇紋岩は角閃岩・斑れい岩の岩塊を包有している(吉倉・寺島, 1984)。

3.2.2 龍仙山層群(Rb, Rl, Rc, Rs, Rp)

坂(1984)は, 龍仙山地塊の小川郷相古生界(Kimura, 1957), A地塊相当層(日下部・宮村, 1958), 龍仙山帯の古生層(坂ほか, 1979)と呼ばれた地層を龍仙山層群とした。しかし, 北縁部の珪質泥岩から前期ジュラ紀を示唆する放射虫化石の産出(坂, 1984)が報告されているので, これを龍仙山層群から除外する(磯崎ほか, 1992)。五ヶ所湾北岸に分布し, 南限を五ヶ所~安楽島構造線で断たれる。東西性の向斜をなしている。玄武岩及び苦鉄質火山砕屑岩(Rb)と, 石灰岩(Rl)・チャート(Rc)・砂岩(Rs)などの岩体・岩塊を含む黒色千枚岩質混在岩(Rp)を主体とする。千枚岩から202.2~195.8Ma(三畳紀末~ジュラ紀初頭)のK-Ar年代(磯崎ほか, 1992)が報告されているので, 堆積年代は三畳紀以前とみなされる。

3.2.3 砥谷層群(Tp)

山際・坂(1967)により命名された。五ヶ所~安楽島構造線の南方に, 北側の岩倉層と南側の松尾層群に挟まれて分布し, 北に急傾斜を含む同斜構造をなす。玄武岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩塊を包有する千枚岩質混在岩(Tp)から構成され, 全体的に片状構造が発達している(坂ほか, 1988)。この千枚岩はパンペリー石~アークチノ閃石相程度の変成作用を被り, その変成年代として209.8~192.0Ma(三畳紀末~ジュラ紀初頭)のK-Ar年代値が報告されている(磯崎ほか, 1992)。化石の産出が無いため原岩の堆積時期は不明であるが, 変成年代を考慮すると砥谷層群は三畳紀以前に堆積したとみなされる。

(中江 訓)

3.3 秩父帯付加複合体(ジュラ系~下部白亜系)

秩父帯は一般に, 黒瀬川帯の分布に基づき北帯と南帯に区分されている。しかしながら伊勢地域では, 志摩半島以西で黒瀬川帯の分布が途切れその存在が不確実になる。従ってこのような区分は困難であることから, 本図幅では秩父帯を北帯・南帯に区分せず一括して扱う。

秩父帯に属する付加複合体は, 志摩半島から大台ヶ原山を含む台高山脈にかけて東北東~西南西走向で分布している。東から志摩半島, 度会町~南伊勢町~大紀町, 大台町~紀北町北部, 台高山脈の各地域においてまとまった調査・研究報告があり, それぞれで異なった層序単元名が用いられている。本図幅では, それぞれの岩相組合せ・形成時期などに基づいて7つの層序単元にまとめるが, 新称を与えず従来名称を用いる。

3.3.1 岩倉層(Ix)

岩倉層(山際, 1957)から砥谷層群(坂ほか, 1988)を除外したものであり, 坂ほか(1988)の二地帯・白根崎帯の青峰層群に相当する。磯崎ほか(1992)によって黒瀬川帯を構成するペルム紀付加複合体であると指摘されたが, 梅田(1998)は泥質岩から産出した前期ジュラ紀プリンスバッキアン期~トアルシアン期の放射虫化石に基づいて秩父帯に帰属させた。さらに酸性凝灰岩からデボン紀放射虫化石の産出が報告されたが, 周囲の岩倉層とは岩相が異なることから, この凝灰岩は独立した地層である可能性も指摘されている(梅田・山際, 1997)。このように岩倉層の帰属については判然としない点があるが, 本図幅では秩父帯に属するとしておく。岩倉層は, 志摩半島の五ヶ所~安楽島構造線の南側に沿って狭長に分布し, 北傾斜の同斜構造をなす。北側の蛇紋岩と南側の砥谷層群とは, 断層で境される。劈開の発達した泥質混在岩(Ix)を主体とし, 苦鉄質火山砕屑岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩塊を包有する。

3.3.2 三之公層(Sn)

大和大峯研究グループ(2002)により命名。白髭向斜の軸部に位置し, ほぼ水平な構造をもって台高山脈中央部に分布する。下位の北股川層とは断層で境される。礫岩と泥岩を伴う砂岩(Sn)を主体とする。一部に, チャート・珪質泥岩などの岩塊を包有する泥質混在岩が分布する。礫岩は層厚10cm~10数mで石灰岩・砂岩・泥岩・チャート・花崗岩・流紋岩などの円礫~角礫からなる。珪質泥岩から前期ジュラ紀トアルシアン期を示す放射虫化石が産出している(柏木ほか, 2005)ので, 形成時期はトアルシアン期以降とみなされる。

3.3.3 青峰層群 (Al, Ac, Ax)

山際 (1957) によって、五ヶ所-安楽島構造線以南の秩父帯付加複合体が北側の岩倉層と南側の青峰層に区分された後、山際・坂 (1967) は両層を一括したものから南縁部の築地層群を除外して青峰層群とした。本図幅では、山際・坂 (1967) の青峰層群から岩倉層 (山際, 1957) を除いたものを青峰層群として再定義する (坂ほか, 1988 の青峰帯の青峰層群に相当)。青峰層群は志摩半島にのみ分布し、北傾斜の同斜構造をなす。北側の蛇紋岩と松尾層群、ならびに南側の築地層群と今浦層群とは断層で接する。玄武岩・石灰岩 (Al)・チャート (Ac)・砂岩などの岩体・岩塊を包有する泥質混在岩 (Ax) を主体とし、砂岩や泥岩を伴う (山際, 1957; 山際・坂, 1967)。岩倉層と比較すると、泥質岩に見られる劈開の発達が弱い (山際, 1957)。泥質岩から中期ジュラ紀アーレニアン期を示す放散虫化石が産出している (梅田, 1998) ので、この時代に形成されたとみなされる。

3.3.4 河内層群, 小川郷層群・日向層群, コンプレックス Ia (Kb, Kl, Kc, Kx)

三波川変成岩類の南側に分布するが、台高山脈には見られない。志摩半島の河内層群 (山際・坂, 1967) は御荷鉾構造線近傍で高角度に北傾斜するが、その南方では水平ないし東西性の緩やかな褶曲構造をなしている。西方の度会町-大紀町では小川郷層群・日向層群 (加藤, 1995) の分布が狭くなるが、大台町-紀北町北部において再び東西性の緩やかな褶曲構造をなしてコンプレックス Ia (柏木, 2002) が分布する。北側は、北傾斜の滝原上断層 (Kimura, 1954) または南傾斜の神滝断層 (松田, 1984; 青矢, 2010) で三波川変成岩類と接する。岩相の類似性と分布から判断して、小川郷相秩父系 (Kimura, 1957)、A 地塊秩父系 (日下部・宮村, 1958)、スランプ礫岩 (松田, 1984) など含まれる。劈開の発達した泥岩を基質とし、玄武岩 (Kb)・石灰岩 (Kl)・チャート (Kc)・砂岩などの岩塊・岩体を含む泥質混在岩 (Kx) からなる。玄武岩とチャートが卓越し、大規模な複合岩体をなして側方に連続するが特徴である。玄武岩の変成鉱物組合せから、ぶどう石-バーンレイ石相-緑色片岩相の変成作用を被ったとされている (加藤, 1995)。珪質泥岩から中期ジュラ紀アーレニアン期の放散虫化石が産出する (柏木, 2002) ことから、形成時期はアーレニアン期以降とみなされる。

3.3.5 白木層群, 一之瀬層群・鴻坂峠層群, 千石越コンプレックス・笠木コンプレックス, 北股川層 (Sb, Sl, Sc, Ss, Sd)

河内層群, 小川郷層群, コンプレックス Ia, 三之公層の下位に位置する。東西性の開いた褶曲構造により北または南に緩傾斜しているが、志摩半島や大紀町などの分布の狭い地域では北に急傾斜した構造をなす。志摩半島では白木層群 (山際・坂, 1967)、度会町-大紀町では一之瀬層群・鴻坂峠層群 (加藤, 1995)、大台町-紀北町北部では千石越コンプレックス・笠木コンプレックス (柏木, 2002)、台高山脈では北股川層 (大和大峯研究グループ, 2002) と呼ばれる。また岩相の類似性と分布の連続性に基づくと、一之瀬相秩父系 (Kimura, 1957)、B 地塊秩父系 (日下部・宮村, 1958) を含むとみなされる。砂岩 (Ss) と破断した砂岩泥岩互層 (Sd) が卓越し、剪断された黒色泥岩を基質とした泥質混在岩をわずかに伴う。チャート (Sc) は比較的側方への連続性が良い岩体として分布するほか、玄武岩 (Sb) や石灰岩 (Sl) とともに岩塊として産する。泥岩から産出した放散虫化石は、中期ジュラ紀バトニアン期~パトニアン期を示す (柏木, 2002; 大和大峯研究グループ, 2002, 2007) ので、この時代に形成されたとみなされる。

3.3.6 築地層群, 能見坂層群, 犬戻峡コンプレックス, 大普賢岳層・黒石層・奥玉谷層 (Tc, Ts, Tx)

志摩半島から台高山脈まで、低角~高角北傾斜で東北東-西南西~東西走向にほぼ連続して露出する。志摩半島では築地層群 (山際・坂, 1967; 山際, 1969) と呼ばれ、北側は青峰層群と断層を境にして接する。度会町-南伊勢町では、能見坂層群 (加藤, 1995) から南縁部のタイプ III メランジを除外したものに相当し、一之瀬層群の南側に位置する。大台町-紀北町北部では犬戻峡コンプレックス (柏木, 2001) と呼ばれ、宮川衝上断層 (松田, 1984) を境に北側の千石越コンプレックスの下位に位置する。西部の台高山脈では、大普賢岳層・黒石層・奥玉谷層 (大和大峯研究グループ, 1992, 2002) がほぼ水平な構造をなして、北股川層の下位に分布する。志摩半島では、築地層群の南限 (下限) は仏像構造線で断たれ、四万十帯の的矢層群と接する。岩相と分布の特徴から、能見坂相秩父系 (Kimura, 1957)、C 地塊秩父系 (日下部・宮村, 1958) も含まれる。比較的良好に成層した砂岩・泥岩と砂岩泥岩互層 (Ts) が卓越し、側方に連続するチャート (Tc) を挟有する。一部に玄武岩・石灰岩・チャート・石灰岩・砂岩などの岩塊を包有する泥質混在岩 (Tx) が分布する。泥岩から中期ジュラ紀カロビアン期~後期ジュラ紀オックスフォード期を示す放散虫化石が産出する (菅野ほか, 1980; 坂・手塚, 1988; 柏木, 2001; 大和大峯研究グループ,

2002, 2005, 2007) ので、この時代に形成されたとみなされる。

3.3.7 高原層・山葵谷層 (Wb, Wl, Wc, Wx)

南伊勢町-大紀町と台高山脈において能見坂層群と大普賢岳層の下位に広く分布するほか、紀北町では犬戻峡コンプレックスの南縁に沿ってわずかに露出する。志摩半島には分布しない。南伊勢町-大紀町では能見坂層群 (加藤, 1995) 南縁部のタイプ III メランジに相当し、北西-南東走向で北に中角~高角傾斜する。台高山脈では高原層及び山葵谷層 (大和大峯研究グループ, 1992, 2002) と呼ばれ、低角またはほぼ水平な構造をなす。著しく剪断された黒色泥岩を基質として、玄武岩 (Wb)・石灰岩 (Wl)・チャート (Wc)・赤色珪質泥岩・砂岩などの岩体・岩塊を包有する泥質混在岩 (Wx) を主体とし、砂岩泥岩互層を伴う。泥質混在岩の泥岩基質から後期ジュラ紀オックスフォード期~チトニアン期と前期白亜紀パラングニアン期~パレミアン期の放散虫化石が産出する (柏木, 1999; 柏木ほか, 2004)。

(中江 訓)

3.4 今浦層群 (I) (上部ジュラ系~下部白亜系)

今浦層群 (山際, 1957; 山際・坂, 1967) は志摩半島にのみ分布し、北側は青峰層群と断層で接する。南側は築地層群と断層で接するところもあるが、築地層群の上位に整合または不整合で累重しているとされる (坂・手塚, 1988)。北東-南西走向で模式地周辺では向斜構造をなすが、多くは高角北傾斜である。砂岩及び泥岩を主体とし、石灰岩を挟有する。石灰岩からは古くよりサンゴ・二枚貝・層孔虫などの化石が産出しており、これらに基づき鳥巢層群に対比されている (山際, 1957; 山際・坂, 1967)。シルト岩から後期ジュラ紀後半のアンモナイト化石 (佐藤ほか, 2005) と、泥岩からジュラ紀末期~白亜紀初頭を示す放散虫化石 (手塚ほか, 1986) の産出報告がある。

(中江 訓)

3.5 松尾層群 (M)・南勢層群 (N)・脇出層群 (W) (下部白亜系)

旧20万分の1鳥羽図幅 (小川, 1905) において、嶺石層に対比された志摩半島東部に分布する礫岩・砂岩・泥岩からなる白亜系は、周辺のチャートや石灰岩を挟有する秩父帯の地層群とともに、ジュラ系の松尾層と命名された (飯塚, 1929)。その後、山際 (1957) は嶺石層相当層のみを松尾層群として再定義した。さらに杉山ほか (1993) は、放散虫化石群集の相違に基づき松尾層群を、海成の中部~上部ジュラ系と汽水~浅海成の下部白亜系に区分し、前者を新たに白根崎層と命名した。白根崎層の分布はごく狭い範囲に限られるので、本図幅では地質図に表示していない。一方、志摩半島西部の五ヶ所湾沿岸に分布する類似の地層については、松尾層群分布域から隔たっていることと堆積時期が異なることから、南勢層群として定義された (坂ほか, 1979)。さらに加藤 (1995) は、度会町南部の狭い地域に分布する礫岩・砂岩・泥岩などからなる地層を脇出層群と命名し、岩相の特徴から松尾層群あるいは南勢層群に対比されたとした。

松尾層群と南勢層群は、五ヶ所-安楽島構造線の蛇紋岩に沿って分布し、秩父帯の岩倉層中にも断層を境にして露出する。北東-南西走向で北に急傾斜するが、五ヶ所湾北西岸の南勢層群は向斜構造をなしている。両層群とも、礫岩・砂岩・泥岩ならびに砂岩泥岩互層からなり、汽水~浅海の堆積環境を示す (山際, 1957; 坂ほか, 1979; 村越, 2001)。古くから貝化石や植物化石の産出報告 (山際, 1954; 坂ほか, 1979; 本田, 2001) があり、それらに基づき松尾層群は高知統、南勢層群は高知統~宮古統に対比されていた。松尾層群については、ペリアシアン期~パレミアン期の放散虫化石が報告されている (杉山ほか, 1993)。また近年、ティタノサウルス上科に属する恐竜化石が発見され (亀井, 1997; 富田ほか, 2001)、この産出層準近傍の凝灰岩から 138 ± 7 Ma のフィッション・トラック年代 (坂, 2001) とパラングニアン期~パレミアン期を示す放散虫化石の産出 (川端, 2001) が報告された。

脇出層群は、鴻坂峠層群と能見坂層群の境界に沿った狭い地域に東西性の向斜構造をなして分布する。北側の鴻坂峠層群と南側の能見坂層群とは高角傾斜の断層によって境され、北側の境界断層に沿って蛇紋岩が見られる。礫岩・砂岩・泥岩ならびに砂岩泥岩互層からなり、砂岩の転石から属種不明の貝化石が得られた (加藤, 1995) ほかは、堆積時期を示唆する化石の産出報告は無い。

(中江 訓)

3.6 三波川変成岩類 (白亜系) (U, Gb, Hb, Mk, Mp, Sm, Sa, Sp)

三波川変成岩類は、主にジュラ紀~前期白亜紀? の付加複合体を原岩とし、白亜紀の低温高圧型の変成作用で形成された (Isozaki and Itaya, 1990)。本岩類は三波川結晶片岩類と、その南縁部に断続的に分布する御荷鉾緑色岩類からなる。

本地域の三波川変成岩類の大部分は三波川結晶片岩類であり、御荷

緑色岩類は本地域東部(伊勢市・鳥羽市付近)にのみ分布する。三波川結晶片岩類は主に泥質片岩(Sa, Sp)からなり、砂質片岩・苦鉄質片岩(Sm)・石英片岩を挟む。砂質片岩を挟む泥質片岩(Sp)は、本地域西部(松阪市飯高町～度会郡大紀町)において特徴的に出現する。御荷鉾緑色岩類は主に變成玄武岩凝灰岩及び溶岩(Mk)からなり、蛇紋岩化した超苦鉄質岩類(U)・変斑れい岩(Gb)・變成角閃石岩及び変斑れい岩(Hb)の比較的大規模な岩体を伴っている。御荷鉾緑色岩類は三波川結晶片岩類を整合的に覆っている(Nakamura, 1971)。三波川變成岩類と秩父帯付加複合体は主に高角度の断層で接する。Kimura(1954)は、度会郡大紀町滝原付近では両者はききわめて低角度の断層で接し、三波川結晶片岩類は秩父帯付加複合体の構成岩類に対して構造的上位に位置するとした。竹内(1996)は、多気郡大台町滝谷付近でもKimura(1954)が示した両者の構造的関係が認められることを報告したが、最近、青矢(2010)は、滝谷付近において秩父帯付加複合体が三波川結晶片岩類に対して構造的に上位を占めることを示し、竹内(1996)とは異なる結果を報告した。滝谷付近の両者の構造的関係については本図幅は青矢(2010)に従った。

本地域西部の松阪市飯高町・飯南町付近の三波川結晶片岩類は竹内(1996)により粥見層、飯高層に区分された。両者の境界は西北西-東南東方向に延びる高角度の断層である。北側に分布する粥見層は南側の飯高層に比べ變成度及び変形度が高い(竹内, 1996)。大和峯研究グループ(2007)は、大台町迷岳の南西方において、竹内(1996)の飯高層に相当する地質体(迷岳ユニット)が竹内(1996)が示した飯高層の分布範囲の南側にも存在することを示した。なお大和峯研究グループ(2007)は迷岳ユニットを構成する地質体は四万十帯に属するとしているが、本図幅では三波川變成岩類のメンバーとして位置づけた。Fukunari and Wallis(2007)は飯高町付近の三波川結晶片岩類に発達した褶曲・小断層を調べ、中央構造線が過去に正断層の運動センスを持っていたことを論じた。

三波川變成岩類の變成度は、坂野(1992)、竹内(1996)、上野(2001)で記述されている泥質片岩の記載から判断すると四国中央部に分布する三波川變成岩類の緑泥石帯に相当する。温度圧力条件は、御荷鉾緑色岩類に伴う含ロソソ石泥質片岩から $T < 340^{\circ}\text{C}$ 、 $P < 8\text{ kbar}$ が得られている(上野, 2001)。粥見層に相当する三波川結晶片岩類の放射年代は、K-Ar法では75.6~73.6Ma、Rb-Sr法では77.5~72.2Maである(高木ほか, 1989)。

(坂野靖行)

3.7 四万十帯付加複合体(上部白亜系)

四万十帯は一般的に、北傾斜の仏像構造線を境にして秩父帯の南側を占める。伊勢地域でも同様に四万十帯の付加複合体は秩父帯の下位(南側)に位置し、志摩半島から尾鷲湾周辺にかけての熊野灘沿岸域に分布する。しかし、西部の台高山脈周辺では仏像構造線(大峯-大台スラスト)はほぼ水平の姿勢となるため、秩父帯の北側にも露出する。本図幅では、熊野灘沿岸域においては飯塚(1932)及び山際・坂(1967)に従って的矢層群とし、岩相組合せ・形成時期などに基づいて3つの単元に区分した。さらに台高山脈周辺では、竹内(1996)を踏襲して麦谷層とする。

3.7.1 麦谷層(Nb, Nc, Ns, Nx)

竹内(1996)により定義・命名された。伊勢地域西部の高見山南西方に分布し、北側の領家深成岩類とは中央構造線で、東側の三波川變成岩類とは高角断層で境される。また南側は低角南傾斜の大峯-大台スラストを境に、秩父帯付加複合体の下位に分布する(竹内, 1996; 大和峯研究グループ, 2005)。麦谷層は、北西-南東走向で北東に傾斜する。玄武岩(Nb)・チャート(Nc)の岩体・岩塊を含み劈開が発達した千枚岩を基質とする混在岩(Nx)を主体とし、砂岩及び破断された砂岩泥岩互層(Ns)を挟有する。ぶどう石-パンペリー-石相-緑色片岩相の變成作用を被っており(関ほか, 1964)、千枚岩のK-Ar全岩年代として76.6~69.4Ma(後期白亜紀の後半)が報告されている(柴田ほか, 1988)。堆積時期は不明であるが、麦谷層に対比される小川層(大和峯研究グループ, 1994)の堆積年代がセノマニアン期ないしチューロニアン期(約100~90Ma)と推定されていることから、後期白亜紀の前半としておく。

3.7.2 的矢層群

旧20万分の1鳥羽図幅(小川, 1905)において、志摩半島南部から尾鷲湾西方に至る熊野灘沿岸域に分布する砂岩・泥岩が卓越する時代未詳の中生界とされた地層群は、飯塚(1929)によりの矢層と命名された後、山際・坂(1967)によつて的矢層群に改称された。飯塚(1932)はこれを、下部層(砂岩泥岩細互層を主体とし、厚層理砂岩とわずかにチャートを挟有)、中部層(泥岩を主体とし砂岩・チャート・緑色岩を挟有)、上部層(砂岩泥岩互層を主体)に区分した。これ以降、的矢層群に関する広域調査・研究はわずかである。また、公式に命名・定義され

た層序単元はわずかでその分布域も狭い範囲に限られており、本図幅地域全体における四万十帯付加複合体を包括的に層序区分した例はない。そのため本図幅では、層群以下の階層(“層”)での層序区分は行わず、飯塚(1932)に準拠し便宜的に的矢層群を下部・中部・上部に区分する。的矢層群は、仏像構造線を境として秩父帯付加複合体の下位(南側)に分布し、一般に東北東-西南西走向で北に傾斜する。

(1) 上部(Ub, Uc, Ur, Um, Us, Ux)

四万十帯付加複合体の最上部に位置する。仏像構造線に沿ってその南側に分布するが、紀北町北部から大台ヶ原山南方では欠如している。志摩半島のA1層(小長谷, 1983, 1988)と大紀町の村山ユニット及び東宮ユニット(森田ほか, 2005)に相当する。破断した砂岩泥岩互層を挟有する砂岩(Us)と、玄武岩(Ub)・チャート(Uc)・赤色珪質泥岩(Ur)などの岩体・岩塊を包有する泥質混在岩(Ux)を主体とし、黒色泥岩(Um)を伴う。泥岩から、アルビアン期の後半~セノマニアン期を示す放射虫化石の産出が報告されている(小長谷, 1983, 1988; 森田ほか, 2005)ので、この時代に形成されたとみなされる。

(2) 中部(Mb, Mc, Mr, Mm, Ma, Ms, Mx)

上部の下位に分布する。紀北町北部から大台ヶ原山南方では上部が欠如しているため、仏像構造線を介して秩父帯付加複合体と接する。志摩半島のA2層及びB層(小長谷, 1983, 1988)、大紀町南部の鶴倉ユニット及び奈屋浦層(森田ほか, 2005)、紀北町北西部の永春峠層(田邊・狩野, 1994)、大台ヶ原山南方の伯母峯層群(志井田, 1962)あるいは赤滝層及び伯母谷川層(大和峯研究グループ, 2002, 2005)に相当する。砂岩(Ms)と成層または破断した砂岩泥岩互層(Ma)を主体とし、玄武岩(Mb)・チャート(Mc)・赤色珪質泥岩(Mr)などの岩体・岩塊を包有する泥質混在岩(Mx)と黒色泥岩(Mm)を伴う。また一部に礫岩が分布する。泥岩から、コニアシアン期~カンパニアン期の前半を示す放射虫化石の産出が報告されている(Mizutani *et al.*, 1982; 小長谷, 1983, 1988; 水垣, 1987; 田邊・狩野, 1994; 森田ほか, 2005; 大和峯研究グループ, 2007)ので、この時代に形成されたとみなされる。

(3) 下部(Lb, Lm, Ls)

中部の下位に位置し、志摩半島南端から尾鷲湾にかけての海岸沿いと大台ヶ原山南方に分布する。志摩半島のC層(小長谷, 1983, 1988)、紀北町西部から尾鷲湾北岸に分布する島勝浦層・往古川層(田邊・狩野, 1994)、ならびに大台ヶ原山南方の白川層群(志井田, 1962)に対比され、宇井層(大和峯研究グループ, 1994, 2005)の一部を含む。成層した泥岩優勢の砂岩泥岩細互層(Lm)と厚層理砂岩(Ls)を主体とし、わずかに玄武岩(Lb)と赤色チャートなどを含む。泥岩から、カンパニアン期の後半~マーストリヒチアン期を示す放射虫化石の産出が報告されている(小長谷, 1983, 1988; 田邊・狩野, 1994)ので、この時代に形成されたとみなされる。

(中江 訓)

3.8 領家深成岩類及び變成岩類(上部白亜系)

3.8.1 領家變成岩類(Rm)

領家變成岩類は美濃-丹波帯に代表される西南日本内帯のジュラ紀-前期白亜紀付加複合体が、白亜紀に低圧高温の變成作用を受けて形成されたもので、九州国東半島から関東地方のつくば周辺まで、約1,000kmにわたって帯状に分布する。本図幅地域では北西部の御杖村北部、名張市中部、津市白山周辺にややまとまって分布するほか、周辺地域に点在して分布する。大部分が砂岩泥岩起源の片麻岩からなり、再結晶作用が進行していて變成相は角閃岩相に相当する。わずかにチャートを伴うが小規模なため図示していない。片麻状構造は東北東-西南西走向、北傾斜が卓越する。

3.8.2 領家深成岩類及び岩脈(G₁, G₂, G₃, G_m, G_d, D)

領家深成岩類は領家變成岩類に密接に伴って分布する深成岩で、後期白亜紀の領家變成作用と同時期あるいはその前後に貫入したものである。本図幅地域では北部に広く分布する。領家深成岩類は花崗岩類を主とするが、苦鉄質岩類もしばしば産出する。領家深成岩類は産状と貫入時期から大きく4つのステージに区分でき(高橋ほか, 2006; 田結庄ほか, 1985など)、本図幅ではそれらを古いほうから順に領家深成岩類I~IVと呼ぶ。ただし、小規模なストック状の産状を特徴とする領家深成岩類IIIは本図幅地域には分布しない。なお、本図幅で用いた岩体区分及び岩体名は、主にYoshizawa *et al.* (1966)、端山ほか(1982)、大平(1982)、高木(1985)、島田ほか(1998)、三重県(1980, 1991, 1994a)によっている。

領家深成岩類Iは、顕著な片麻状構造を有するトータル岩-花崗岩類を主とし、本図幅地域ではさらに、トータル岩を主とする岩体と花崗閃緑岩を主とする岩体に2分している。トータル岩を主とする岩体は、城立トータル岩(G₁)、畑井トータル岩(G_{1h})、および相当岩(G₁)からなる。放射年代値としては城立トータル岩のジルコンのU-Pb年代として88±2Ma(石坂, 1969)が得られている。花崗閃緑岩を主とする

岩体は福田山花崗閃緑岩(G,f), 君ヶ野花崗閃緑岩(G,k), 横野花崗閃緑岩(G,y), 御杖花崗閃緑岩(G,m)及び相当岩(G,g)からなる。放射年代値としては君ヶ野花崗閃緑岩のジルコンのU-Pb年代として97±Ma(石坂, 1969)が得られている。

領家深成岩類IIは, 粗一中粒の弱片麻状モンゾ花崗岩-花崗閃緑岩を主とする。本図幅地域では西野花崗岩(G,m), 比津花崗岩(G,h), 草鹿野アゲメロ岩(G,s), 西杉花崗岩(G,g)及び相当岩(G₂)からなる。

領家深成岩類IVは, 本図幅ではモンゾ花崗岩を主とする岩体と中粒トータル岩を主とする岩体に2分した。モンゾ花崗岩を主とする岩体は, 細一中粒白雲母黒雲母モンゾ花崗岩を主とし, 阿保花崗岩(G₁a), 下高尾花崗岩(G₁s), 柚原花崗岩(G₁y)及び相当岩(G₁)からなる。放射年代値としては阿保花崗岩の71Ma(カリ長石, 白雲母のRb-Sr年代, 早瀬・石坂, 1967)などがある。トータル岩を主とする岩体は, 中粒角閃石黒雲母トータル岩及び花崗閃緑岩を主とし, 美杉トータル岩(G,m)からなる。

苦鉄質岩類は斑い岩類(Gm), 石英閃緑岩類(Gd)からなる。これらの苦鉄質岩類は, 領家深成岩類IVを貫く苦鉄質岩類がほとんど見られないことからそれ以前に貫入し, また, 片麻状構造の有無や周囲の面構造との調性などから, 貫入時期が異なるものを含む(端山ほか, 1982など)と考えられる。しかし, 個々の岩体について貫入時期を特定できないことが多いため本図幅では岩質により二分するにとどめた。

岩脈(D)は, 細一中粒黒雲母モンゾ花崗岩及び優白モンゾ花崗岩からなる。

なお, 本図幅で用いる深成岩類の名称はIUGSによる分類(Le Maitre, 2002)に従っている。

3.8.3 強マイロナイト化帯

領家変成岩類及び深成岩類には様々な程度のマイロナイト化が認められる(島田ほか, 1998など)。本図幅では強マイロナイト化帯のみを図示した。これらは中央構造線に沿って分布する。

(西岡芳晴)

3.9 和泉層群(Iz)(上部白亜系)

和泉層群(Matsumoto, 1954)は, 中央構造線の北側に沿って分布する上部白亜系で和泉帯を構成する。南北最大15kmの幅で, 四国西部から近畿西部まで東西約300km続いているが, より東方の本図幅地域にも断続的に分布している。岩相は, 砂岩・泥岩・礫岩からなり, 砂岩と泥岩の互層や礫岩と砂岩の互層が見られる(市原ほか, 1986など)。

本図幅地域内の和泉層群は中央構造線沿いの木津, 菊見-朝柄(高木, 1985), 五桂池などの地域に点在して分布する。これらの分布域から化石は産しないが, 岩相や分布状況などから判断すると和泉層群と考えられる(荒木・北村, 1968)。本図幅地域での岩相は, 礫岩, 砂岩及び砂質頁岩からなり, 全域でカタクラサイト化を被っている。巨視的には領家深成岩類の南に和泉層群の礫岩が分布し, 南になるにつれ砂岩・頁岩となる。これらの地層の走向はN70E-EWで北に傾斜するか垂直である(荒木・北村, 1968)。

(西岡芳晴)

3.10 下部~中部中新統

3.10.1 尾鷲層群(Oc, Os, Om)

尾鷲層群は礫岩・砂岩・シルト岩から構成され, 海進を示す層序をもつ海成の下部~中部中新統である。旧20万分の1鳥羽図幅(小川, 1905)ではこの地層は古第三系とみなされ, 本地域を含む7万5千分の1尾鷲図幅(飯塚, 1932)では, 岩相・層序の類似性に基づき南隣の木本地域に分布する宮井層に含まれた。しかし地質時代は, 産出する軟体動物化石に基づき前期~中期中新世に修正された(鈴木, 1934; 鈴木・伊東, 1946)。その後, 本地域の宮井層は大曾根層, 行野浦層, 瀬ノ鼻層に区分され, これらを一括して尾鷲層群と命名された(Araki, 1958; 荒木ほか, 1959)。尾鷲層群はその岩相層序・分布・地質時代から, 紀伊半島南西部の田辺層群及び南東部の熊野層群に対比される。

尾鷲層群は, 伊勢地域南西部の尾鷲湾北岸及び南岸にわずかに分布し, 下位の的矢層群(上部白亜系)を不整合に覆う。また上位の熊野酸性火成岩類(中部中新統)に不整合で覆われたり貫入されている。東北東-西南西方向の軸を持つ背斜構造(大曾根背斜)をなし, そのため北または南に低角度で傾斜する。下部の大曾根層(Oc)は, 下位の的矢層群起源のチャートや砂岩の重円礫が卓越する塊状ないし成層構造に乏しい礫岩を主体とし, 層厚は約100mである。中部の行野浦層(Os)は, 灰白色の細粒砂岩ならびに砂質シルト岩互層からなり, 上半部では層厚数mの礫岩を挟む。層厚は120~200m程度である。上部の瀬ノ鼻層(Om)は, 砂岩薄層を挟有する暗灰色塊状シルト岩で構成され, 層厚は500m以上である。

尾鷲層群では特に行野浦層から, 植物, ニシン科・カレイ科やサメなどの魚類, ならびに二枚貝類・巻貝類・掘足類(ツノガイ類)などの軟体動物の化石が報告されている(Araki, 1958; 大江・浜口, 1975;

Honda, 1992; 津村, 2002)。軟体動物化石群集と熊野層群との対比により, 尾鷲層群は前期中新世の後半から中期中新世の初頭に堆積したとされる(Honda, 1992)。

(中江 訓)

3.10.2 一志層群(S₁, S₂, S₃)及び櫛田層・田丸層(S₄)

一志層群は北隣「名古屋」図幅地域から本図幅地域にかけて広く分布する。下位より波瀬層・家城層・大井層・片田層に区分され(柴田, 1967)。本図幅地域には片田層を除く3層が分布する(第1図)。波瀬層は一志層群分布域の南部に基盤岩を不整合に覆って分布し, 礫岩から砂岩を経て泥岩に至る3部層に細分されこれらが1堆積サイクルを示す。家城層は分布域西縁と南東部の基盤の盛り上がり周辺に分布し, 礫岩・砂岩の2相からなる。大井層は堆積盆地中央部に広く分布し, 井開砂岩泥岩部層と三ヶ野泥岩砂岩部層からなる。本図幅では三重県(1997)と同様に, 波瀬層・家城層を下部(S₁), 大井層を上部(S₂)に区分した。

5万分の1「松阪」・「伊勢」図幅地域の丘陵にごく小規模に露出する櫛田層・田丸層(三重県, 1991; 1994)(S₃)は一志層群下部に対比される。

(竹内圭史)

3.10.3 山粕層(S₄, S₅)

山粕層は本図幅地域北西部に分布する。西岡ほか(1998)は, 室生火砕流堆積物分布域の西部に分布する山辺層群と東部に分布する山粕層群を一括し山粕層とし, 従来の部層区分を堆積相による区分に改めた。それによれば山粕層は5つの堆積相に細分され3相は扇状地・河川相, 2相は浅海相である。下部では陸成相が卓越し上部へ次第に海成相が多くなる。本図幅ではこれらを扇状地・河川成相(S₄)と浅海成相(S₅)の2つに区分した。

南方の高見山にごく小規模に分布する高見峠礫層は山粕層に対比されている(梅田, 1973)。

(竹内圭史)

3.11 中部中新統火成岩類

3.11.1 熊野酸性火成岩類(Ky, Kp, Kg)

紀伊半島南東部に分布する珪長質の火成岩類は, 大規模な火山深成複合岩体を構成し(荒牧, 1965; Miura, 1999; 川上・星, 2007など), 神ノ木流紋岩, 凝灰岩類, 花崗斑岩の3つの岩相に区分され(荒牧・羽田, 1965), これらは一括して熊野酸性火成岩類(佐渡, 1933)と呼ばれている。また分布から, 北岩体と南岩体に分けられ(荒牧・羽田, 1965), そのうち伊勢地域南西部の尾鷲市周辺には北岩体の一部が露出している。Kawakami *et al.* (2007)ならびに川上・星(2007)は, 花崗斑岩を熊野花崗斑岩とし, その周縁に分布する凝灰岩類を尾鷲白浜火砕岩類として, それぞれ定義・命名した。また花崗斑岩中にその分布が知られていた黒雲母花崗岩(笹田, 1980)を, 不動谷花崗岩として定義・命名した。

尾鷲白浜火砕岩類(Ky)は, 熊野花崗斑岩の周辺部に密着して分布し, 下位の的矢層群及び尾鷲層群を不整合で覆う。層厚は約400mである。本火砕岩は熊野花崗斑岩に貫入されることから, この貫入に先立って噴出したと考えられている。主に流紋岩質の溶結凝灰岩と結晶質粗粒凝灰岩からなる。熊野花崗斑岩(Kp)は熊野酸性火成岩類の大部分を占め, 下位の的矢層群, 尾鷲層群ならびに尾鷲白浜火砕岩類に貫入する。完晶質で斑状の花崗岩を主体とし, 一部では等粒状である。斑晶鉱物としては石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 斜方輝石が多く, 石基鉱物は主に石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母である。不動谷花崗岩(Kg)は, 熊野花崗斑岩に貫入する岩株状の黒雲母花崗岩である。細粒(平均粒径約0.2mm)の等粒状組織を示し, 縁辺部に急冷相を持たないのが特徴である。

最近, K-Ar法(黒雲母)及びフィッシュン・トラック法(ジルコン)によって熊野酸性火成岩類の形成時期が再検討され, 熊野花崗斑岩と尾鷲白浜火砕岩類からそれぞれ14.4~14.3Maと15.1Ma(中期中新世)の年代値が報告された(角井ほか, 1998; 岩野ほか, 2007)。

(中江 訓)

3.11.2 武木岩脈群(An, Qp)

佐藤・大和峯研究グループ(2006)により, 武木弧状岩脈群と総称された台高山脈周辺に分布する安山岩ならびにデイサイトなどからなる岩脈群(大和峯研究グループ, 1992, 1994, 2002; 和田, 1999など)を, 武木岩脈群とする。輝石安山岩からなる安山岩脈(An)と, 岩脈の縁部が輝石安山岩で中央部がデイサイトからなる複合岩脈(Qp)に識別される。岩脈の全岩K-Ar年代として, 15.8~13.9Ma(中期中新世)が報告された(和田, 1999; 佐藤, 2003)。

(中江 訓)

3.11.3 中奥火砕岩脈群(Vc)

志井田(1962)は、台高山脈周辺に分布する礫層及び粗粒砂岩を中奥層と命名し古第三系に位置づけたが、和田・岩野(2001)はこれを火砕岩からなる岩脈群であることを報告し、佐藤・大和峯研究グループ(2006)は中奥火砕岩脈群と命名した。中奥火砕岩脈群(Vc)の個々の岩脈は幅3~45m程度で、縁部では細粒均質な凝灰岩、内部では基質支持の不洩汰な礫を含む凝灰岩からなる。礫種は、本質礫である珪長質火山岩礫と異質礫の玄武岩・石灰岩・チャート・泥岩・砂岩などである。基質は隠微晶質あるいはガラス質で、石英・サニディン・斜長石・黒雲母・ざくろ石などを含む(和田・岩野, 2001)。サニディンのK-Ar年代とジルコンのフィッショントラック年代として、それぞれ13.7Maと16.0Ma(中期中新世)が報告された(和田・岩野, 2001)。

(中江 訓)

3.11.4 曾爾層(Mg, Mw)

5万分の1「名張」図幅地域に分布する曾爾層は、最下部の碎屑岩(Mg)と主体をなす室生火砕流堆積物(Mw)からなる(西岡ほか, 1998)。碎屑岩は室生火砕流堆積物分布域の南東部に分布し礫岩・砂岩・泥岩からなり、層厚が30m以下と薄く、地質図では一部しか表現していない。室生火砕流堆積物は「名張」図幅地域から西方へかけて広く分布するほか「高見山」図幅地域にも小分布が点在する。流紋岩質の溶結した火山礫凝灰岩からなり、厚さ400mに達する単一冷却ユニットの火砕流堆積物である。14.4~14.3Maの放射年代値が報告されている(宇都ほか, 1996; Uto *et al.*, 1997)。なお、室生火砕流堆積物は、紀伊半島南部の中新世火成岩類(熊野酸性火成岩類など)と化学組成などが類似しており(岩野ほか, 2007; 新正ほか, 2007)、室生団体研究グループ・八尾(2008)は、室生火砕流堆積物の噴出源を“大台コールドロン”(中奥火砕岩脈群)と推定している。

(竹内圭史)

3.11.5 高見山酸性岩(Mt)

高見山酸性岩(梅田, 1973)は高見山地西部の高見山にごく小規模に分布する完晶質流紋岩である(大平, 1982; 和田・荒木, 1997)。捕獲岩の種類から中央構造線近傍に噴出したと考えられ、かつ中央構造線により切られている。地質時代は12.8±0.4Maのカリ長石K-Ar年代により中期中新世である(柴田ほか, 1988)。室生火砕流堆積物と同時代の火成活動で噴出し、それが後に削剥され尽くした岩類であると推定されている(梅田, 1973; 和田・荒木, 1997)。

(竹内圭史)

3.12 下部鮮新統(東海層群(T₁, T₂)及び古琵琶湖層群(K₁))

伊勢平野及び上野-近江盆地には、河成-湖成のシルト層、砂層、礫層の互層からなる鮮新世-中期更新世堆積物が広く分布し、それぞれ東海層群及び古琵琶湖層群と呼ばれている(石田・横山, 1969)。このうち、本図幅地域の伊勢平野南部の松阪市・津市には東海層群の松阪層及び小山層(T₁)と亀山層下部(T₂)が、上野盆地南縁部の名張市には古琵琶湖層群の上野層(K₁)が分布する。

松阪層(木村, 1968; 恒石, 1970; 森, 1970)は松阪市街地の南東に分布し、層厚約80mの淘汰のよい中礫主体の亜円-円礫層からなる(吉田, 1990)。また、小山層(滝本, 1935)は、伊勢平野の西縁部の一志断層沿いに分布する最大層厚120mの大-巨礫を含む中礫主体の円礫層で(吉田, 1990)、本図幅地域では松阪市の伊勢寺などに分布する。松阪層と小山層は東海層群の基底部を占める礫岩層に位置づけられている(森, 1970; 吉田, 1990)ことから、地質図では両層を一括して示した。

亀山層(鈴木ほか, 1947)は、伊勢平野に広く分布する層厚1,500m以上の厚い地層で、泥層と砂層を主体とする蛇行河川堆積物からなり、一部湖成堆積物も含む(吉田, 1990など)。本図幅地域では、亀山層の下部が松阪市の丹生寺・小野や、津市の小山・新家付近などに分布する。

小山層及び亀山層は南北方向の、松阪層は東西方向の一志断層及びそれに付随する断層群によって切られている(恒石, 1970など)。

上野層(Kawabe, 1989)は上野盆地に広く分布する古琵琶湖層群の最下部に位置づけられる層厚約250mの地層で、主に泥層からなり砂層と礫層を含む湖成-扇状地堆積物からなる。このうち、本図幅地域には砂層と礫層をより多く含む上野層の下部が分布し、名張断層など北東-南西方向の断層群に切られている(西岡ほか, 1998)。

松阪層、小山層、亀山層及び上野層は、植物化石層序及びテフラの対比・年代測定(吉川・山崎, 1998; 吉田, 1993; 吉川, 2001; 田村ほか, 2005など)などにより、前期鮮新世の堆積物と考えられている(水野ほか, 2009)。

(尾崎正紀)

3.13 第四系(Sk, th, tm, tl, a, b, r)

第四系は、先段丘堆積物の先志摩層、段丘堆積物及び沖積層に大別される。

先志摩層は、志摩半島中部の磯部地域に分布する。先志摩層からは、有孔虫、花粉、貝類などの化石の報告が知られ、礫・砂を主体とし、4層の海成泥層と1層の火山灰層(磯部火山灰)が挟在する(谷岡ほか, 2004)。磯部火山灰は、大阪層群海成粘土層Ma3に挟在するアズキ火山灰に対比された(町田ほか, 1980)が、谷岡ほか(2004)は先志摩層の堆積残留磁化を検討し、磯部火山灰の堆積時期をBrunhes chronとし、磯部火山灰をアズキ火山灰よりも上位のものとした。

段丘堆積物は、段丘面の比高、開折の程度、構成層の特徴などから、高位、中位、低位段丘堆積物に3区分した。

志摩半島にはリアス式海岸が発達し、海成段丘が広く分布する。段丘面は3面に区分され、志摩半島南部の段丘構成層は最終間水期に形成されたものを中位段丘堆積物、それより古いものを高位段丘堆積物、最終水期のものを低位段丘堆積物とした。高位及び中位段丘堆積物は海成シルト・砂層が挟在することが多い。志摩半島南端部の段丘面には基盤である白亜系四万十層群が露出し、段丘堆積物がほとんどみられない。

そのほかの地域では、段丘堆積物は一般に河川成の砂礫層を主体としているが、本図幅地域北東端の津市久居台地域では最終間水期の海成層がみられる(Araki, 1959など)。この段丘面を中位段丘の基準として、既存文献(国土地理院, 1969; Kimura, 1971; 1972; 1973; 木村, 1979; 西岡ほか, 1998; 岡田・東郷編, 2000など)と空中写真判読から高位・中位・低位段丘面の区分を行った。高位段丘堆積物は、特に松阪市南部や伊勢市街地南部及び西方の台地に比較的広い分布が見られる。中位段丘堆積物は津市、名張市のほか各地に点在する。低位段丘堆積物は現河川に沿って細長く分布することが多く、特に櫛田川及び宮川沿いに発達している。また両河川に挟まれた下流域では、低位段丘面が広く分布するが、低位段丘面と沖積面との比高がほとんどなくなってしまうか、部分的に沖積面に覆われている。地質図では微高地となっている範囲を低位段丘として表現した。なお低位段丘面構成層の一部には、始良Tn火山灰層(約29~26ka; 町田・新井, 2003)が挟まれている(野上ほか, 1979など)。

沖積層は、河川成の氾濫原・後背湿地・谷底低地堆積物と海岸沿いにみられる砂州・砂丘・海浜堆積物に区分した。前者は伊勢平野に広く発達するとともに現河川沿いに細長く分布している。また後者は伊勢湾西岸に沿って数列みられるほか、熊野灘沿岸に小規模に点在している。このほか、伊勢湾西岸域などに埋立地がみられる。

(水野清秀・中島 礼)

4. 活断層

活断層分布は、主に三重県(2002b)及び岡田・東郷編(2000)、中田・今泉編(2002)、池田ほか編(2002)に基づいて編集した。伊勢平野西縁に位置する布引山地東縁断層帯南部の鳥戸断層、山口断層、六呂木断層、片野断層などは活断層とされ、片野断層などでは約1万年前の活動が推定されている(三重県, 2002)。また津市久居台地の東縁部にも活断層が伏在すると推定されている(高茶屋断層: 吉田, 1987)。その延長は鳥戸断層の北東部につながると推定される(池田ほか編, 2002)。名張地域には、活断層の可能性のある断層がいくつか存在する(西岡ほか, 1998)が、岡田・東郷編(2000)に従い、活断層とはしなかった。

(水野清秀)

5. 地下資源及び温泉・鉱泉

5.1 金属資源

本図幅地域内には多数の水銀鉱床とマンガン鉱床、若干の小規模なアンチモン鉱床やチタン鉱床が存在したが、現在稼働されているものはない。水銀鉱床は中央構造線に沿って領家深成岩類と三波川変成岩類中に分布していた。代表的な鉱床は丹生鉱床や佐奈鉱床であり、これらの鉱床の周辺にもかつては小規模な水銀鉱床が分布していた。丹生鉱床は領家深成岩類I(横野花崗閃緑岩)中の優白質花崗岩と角閃石英閃緑岩に胚胎される鉱染型・鉱脈型鉱床であり、富鉱部は優白質花崗岩に確認される(堀, 1953)。主要な含水銀鉱脈の走向は南北方向であり、走向延長270m、平均幅1.6m、平均品位は0.40%Hgである。鉱石鉱物は辰砂とまれに黒辰砂であり、脈石鉱物として石英、カオリン、緑泥石、方解石を伴う(瀧本, 1973)。佐奈鉱床は三波川変成岩類の石英片岩を母岩とし、数条の石英脈に伴って層状に胚胎する(堀, 1953)。マンガン鉱床は秩父帯付加複合体、三波川変成岩類、四万十帯付加複合体の矢層群中に分布し、チャート、苦鉄質火山碎屑岩、千枚岩を母岩として主に層状またはレンズ状に胚胎される(吉村, 1952)。代表的な鉱床として、鳥羽鉱床、茂原鉱床、浜島鉱床などが挙げられ

る。主な鉱石物は菱マンガン鉱、ブラウン鉱、カリオペライトなどである。

5.2 非金属資源

主な資源として石灰石、珪石、粘土、砕石、砂利、石材が確認される。石灰石鉱床はジュラ紀～前期白亜紀の高原層や山葵谷層に存在する。現在は三重県度会郡の国見岩南東部において大規模に採掘されている。珪石は津市美杉町周辺に分布する領家深成岩類中のペグマタイトから採掘していた。また、秩父帯のドレライト、千枚岩、チャート中に賦存する珪化岩を珪材珪石として採掘していた。粘土は、名張市付近に分布する古琵琶湖層群中の木節粘土が採掘され、耐火粘土として用いられていた。砕石としては領家深成岩類、四万十帯付加複合体の砂岩、御荷鉾緑色岩類の超苦鉄質岩、秩父帯付加複合体の砂岩、時代未詳の蛇紋岩等が採掘されている。砂利は櫛田川や宮川流域周辺において陸砂利が(須藤, 2006)、松阪市から度会郡にかけて山砂利が採掘されている。石材は主に領家深成岩類の花崗閃緑岩や熊野花崗斑岩から採掘している。

5.3 石炭

本図幅地域北西部に三重炭田の南端部と宇陀炭田が存在した(地質調査所編, 1960; 瀧本, 1973)。名張市亀山周辺には前期鮮新世古琵琶湖層群中に約7、8層の炭層が挟在するが、採掘されたものはその中部から下部の木節粘土を伴う炭層のみである。炭質は褐炭に分類される。奈良県宇陀炭田において炭層は中新世山粕層に挟在し、炭質は褐炭または亜瀝青炭に分類される。

5.4 温泉及び鉱泉

アルカリ性単純温泉、ナトリウム-カルシウム塩化物泉、炭酸水素塩泉が大部分を占める。pHは6.5～9.6程度が多く中性からアルカリ性を示す。源泉温度は17～46℃程度であるが、42℃以上の高温泉は少ない(地質調査総合センター編, 2005)。

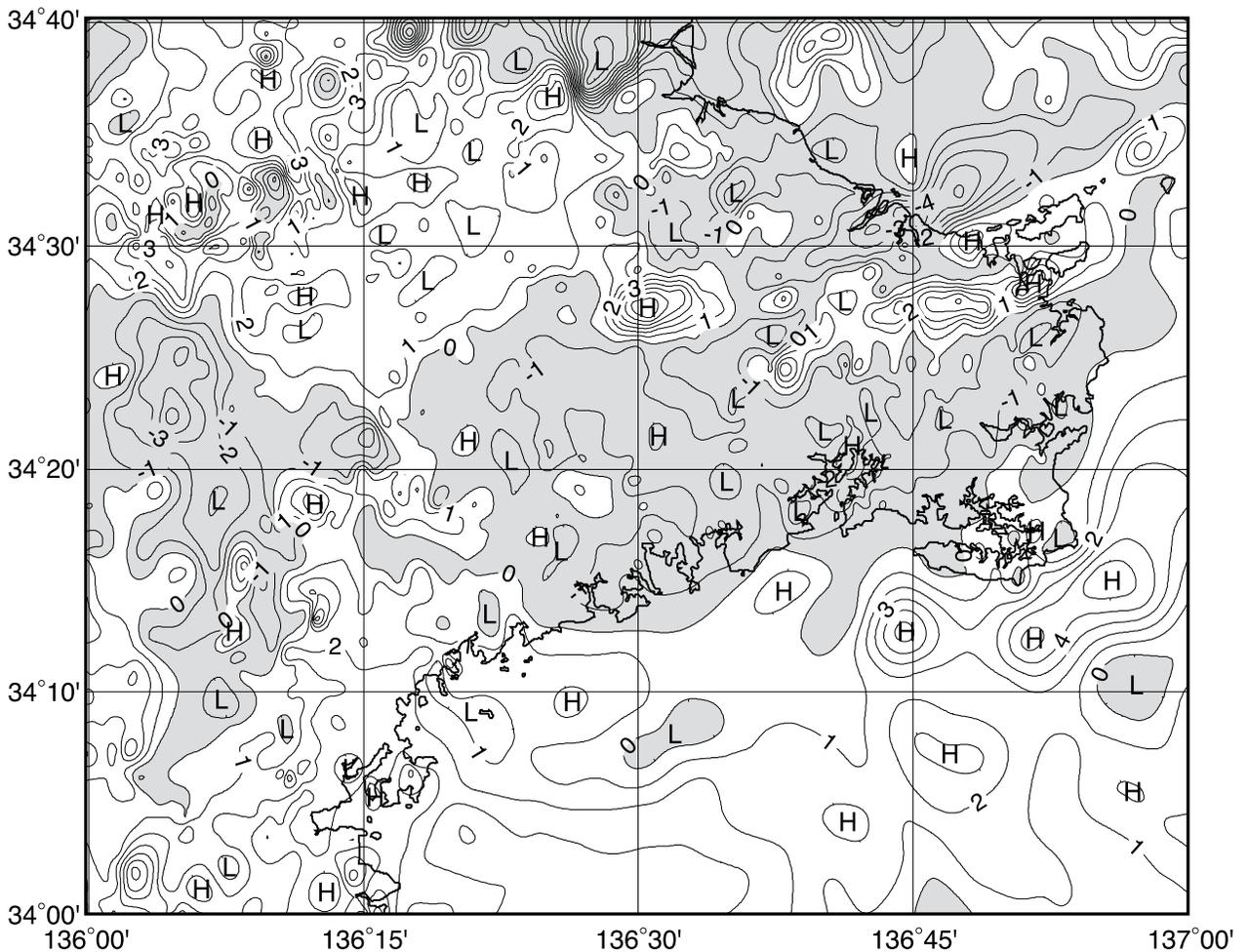
(実松健造)

6. 重力異常

本地域の重力図編集にあたって、既存の陸域データに加え、GH822航海により取得された海域データを用いた。ブーゲー異常の算出の際に、地質調査所重力補正手順SPECG1988(地質調査所重力探査グループ, 1989)に基づいて各種の重力補正を実施し、表層密度は2.67g/cm³を仮定した。本地域のブーゲー異常は、領域全体で正異常を示し、尾鷲市付近から熊野灘に至る南部地域で極大(70mgal)、北東部の伊勢平野・伊勢湾周辺で極小(10mgal)となる。伊勢平野の西方・内陸側は、50mgal前後の高異常域が広がっている。本地域を東西に横断する中央構造線沿いには、局所的な高異常(東部・中央部)と低異常(西部)が見られる。

地質構造との対応関係を見やすくするために、ブーゲー異常から2km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。大局的には、領家深成岩類及び変成岩類が分布する北西部と熊野酸性火成岩類が分布する南西部が高異常で、伊勢平野周辺と、中央部で東西に延びる三波川変成岩類、秩父帯・四万十帯付加複合体に対応して低異常を示す。松阪市・伊勢市周辺と高見山地・紀伊山地内に顕著な低異常があり、基盤の凹みの伏在が示唆される。比較的小規模な高異常域が、中央構造線に沿う三波川変成岩類内に存在する。東部で東西に帯状に連なる高異常域は御荷鉾緑色岩類の分布に対応するが、中央部の高異常については、その西方に細粒苦鉄質岩が露出するものの、対応する高密度岩体は存在しない。紀伊山地内の高異常は、付加体に取り込まれた玄武岩の分布と対応している。北西部の室生地域では、比較的小規模な高異常域と低異常域が混在し、この地域を覆う火砕流堆積物の複雑な分布が示唆される。

(名和一成・駒澤正夫)



第2図 残差重力図(2km 上方接続残差, コンター間隔1mgal, 負値に網掛け)

地質時代	名張地域	二本木地域	松阪地域	大台ヶ原山地	尾鷲地域
中新世	中期	曾爾層 室生火砕流堆積物 碎屑岩		中奥火砕岩岩脈群 武木岩脈群	火成野酸類性 不動谷花崗岩 熊野花崗斑岩 尾鷲白浜火砕岩類
中新世	前期	山粕層 砂岩泥岩相 泥岩相 砂岩相 砂岩礫岩相 砂岩礫岩相	片田層* (N. 8) 三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩部層 (N. 7) 家所砂岩部層など* 井関砂岩泥岩部層 落合砂岩相 井生泥岩部層 古田池砂岩部層 東青山礫岩相 矢下礫岩部層	家城層 榊田層・田丸層	尾鷲層群 瀬元鼻層 行野浦層 大曾根層

* : 本図幅地域には分布しない。(N. 7),(N. 8) : 浮遊性有孔虫層序区分

第1図 中新統の層序及び対比

Geology of the 1:200,000 Ise

The Ise district is situated on the Pacific Ocean side of central Honshu, Japan. The district consists chiefly of a mountainous area up to 1,654 meters in altitude and includes upland and plain areas on its northeastern side.

Geotectonically the district stretches over both the Inner and Outer Zones of Southwest Japan, which are separated by the EW trending Median Tectonic Line (abbreviated below as MTL). The southern side of the MTL is called the Outer Zone. The Outer Zone is occupied by latest Triassic rocks in the Kurosegawa Belt, Jurassic to Early Cretaceous accretionary complexes in the Chichibu Belt, the Late Jurassic to earliest Cretaceous Imaura Group, Early Cretaceous sedimentary rocks (Matsuo, Nansei and Wakide groups), the Cretaceous high-pressure type Sanbagawa Metamorphic Rocks, and Late Cretaceous accretionary complexes in the Shimanto Belt. The northern side of the MTL is called the Inner Zone. The Inner Zone is occupied by the Late Cretaceous Ryoke Plutonic Rocks and low-pressure type Ryoke Metamorphic Rocks. In addition, the Upper Cretaceous Izumi Group is exposed along the MTL.

Miocene to Holocene sequences are distributed over the pre-Neogene basement rocks of the district. The marine deposits such as the Owase and Ichishi groups were formed during late Early Miocene to Middle Miocene time. The Kumano Acidic Rocks and the Soni Formation were formed in the Middle to latest Miocene. Moreover, Early Pliocene non-marine sediments are distributed in the northern part of the district. Terrace deposits and Holocene deposits are mainly distributed along coastal areas of the Ise Bay.

Some active faults are recognized in the north central parts of the district.

Mercury and manganese were mined in this district in the past. The silica stone and building stone are still mined.

In gravity, positive anomaly is recognized in the region where Ryoke Metamorphic and Plutonic Rocks, and Kumano Acidic Rocks are distributed. Also, negative anomaly is recognized in the region occupied by the Quaternary, Sanbagawa Metamorphic Rocks, and accretionary complexes.

Key words: Kurosegawa Belt, Chichibu Belt, accretionary complex, Imaura Group, Matsuo Group, Sanbagawa Metamorphic Rocks, Shimanto Belt, Ryoke Metamorphic Rocks, Izumi Group, Owase Group, Ichishi Group, Kumano Acidic Rocks, Tokai Group, Kobiwako Group, Sakishima Formation, terrace deposits, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Median Tectonic Line, mineral resource, gravity anomaly.

平成22年2月24日 印刷
平成22年2月26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) 861-3601