

Geology and Geosites of Mie Prefecture (1)

村松憲一

MURAMATSU Kenichi

三重県は愛知県・岐阜県・滋賀県・京都府・奈良県・和歌山県と接する南北に長い県域で面積は5,777km²（愛知県は5,173km²）である。三重県の地形や地質の最大の特徴は伊勢市付近をほぼ東西に走る中央構造線という大きな断層によって大きく変化することであり、北側の部分を西南日本内帯（以後、略して内帯）、南側の部分を西南日本外帯（以後、略して外帯）と呼ぶ。愛知県では大部分が内帯に属し、渥美半島と静岡県との県境の付近でしか外帯は見られないが、三重県では南半部に外帯の地質が広く分布している。

(1) 地形

三重県は中央構造線という大断層によって地形も大きく変化し、大雑把にみると内帯では、南北方向に近い山地が連なり、外帯では紀伊山地に属する山地がほぼ東西に走る中央構造線と平行にのびている。

内帯では、県の北端で養老山地が北西－南東方向に走り、岐阜県との県境となっている。養老山地の西側からは、ほぼ南北に鈴鹿山脈、布引山地などの標高700～1000mの山々が連なり、東方に山麓部、丘陵地を経てなだらかに伊勢平野につながっている。また、布引山地は伊勢平野と上野盆地を境しており、布引山地、信楽山地、笠置山地、室生山地等の標高700m前後の山に囲まれたところに上野盆地がある。

養老山地はほぼ北西-南東方向に走っているが、その西側の山腹の方が緩やかな斜面をもち、東側は急な斜面を造っている（図1）。東側は養老断層によってつくられた崖で濃尾平野側には合流扇状地*や崖錐地形*がみられる（このような山地を傾動山地とよぶ：図2）。また、養老山地では3つの高さに平坦面が見られ、いちばん低い150-400mの高さの平坦面には東海層群市之原層の堆積物が見られる。これらの平坦面は養老山地の隆起運動によるものと考えられている。

***合流扇状地：**2個以上の扇状地が横に連なったものである。山地から平野部に何本かの河川が近接して流れ出した時などに、各河川がつくる扇状地が互いに連続して連なってできたものである。

***崖錐地形：**急傾斜な崖（斜面）の下には風化によって上から落ちた岩塊～土砂がたまってできた扇状地のような地形をいう。



図1 鈴鹿山脈（イメージ）

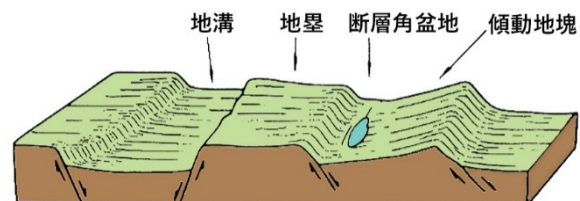


図2 傾動地塊（小池, 1994 を改）

鈴鹿山脈は、長さ約55km、幅約10kmのほぼ南北に走る山脈で、東西とも縁は断層によって境され

て、低地との境は急な崖となっている。東縁を造る断層は鈴鹿東縁断層（一志断層）と呼ばれ、西側の縁を区切る断層よりも大きくずれており、養老山地と同様に西側斜面のほうが緩やかに傾いている（この山脈も傾動地塊である）。このため山脈の尾根は東寄りのところを南北に走っている。東寄りには藤原岳・竜ヶ岳・釈迦ヶ岳・御在所山などの標高 1,000 m-1,200 数十 m の山が連なっているが、西寄りのところは綿向山以外では 1,000 m 以下となっている。鈴鹿山脈の形成には、山脈の東西両縁を通る断層の活動が深く関わっているが、これらの断層は、少なくとも鮮新世初めから活動はじめ、鮮新世のころはまだ低い山地で、現在のように高くなったのは第四紀に入ってからと考えられている。

さらに河川にも特徴がみられ、分水嶺より東側では、多志田川・青川・宇賀川・朝明川・三滝川など、山麓までの河川距離が短く、河床勾配の急な河川が東西方向に発達している。これに対し、分水嶺より西側では、山麓までの河川距離が長く、河床勾配が東側より緩やかな、犬上川・宇曾川・愛知川などの河川が流れている。

鈴鹿山脈の東の丘陵地帯は、東海層群から構成され、三滝川より北方では鈴鹿山脈東麓に沿って幅数 km の範囲で南北に延びている。

南側の丘陵は、四日市市から鈴鹿山脈東麓にかけて広がる四日市丘陵の一部となっており、小丘陵に分離されている。鈴鹿山脈東麓の段丘のほとんどは、かつて山麓線沿いに作られた扇状地が段丘になったものである。

布引山地は鈴鹿山脈南端にある加太盆地を挟んでその南側にほぼ南北に連なっている。山麓には東側に一志断層が、西側には滋賀県の鮎河層群の西縁から続く頓宮断層が走っており、両断層とも逆断層で第四紀後半の東西圧縮の力を受けたと考えられる。それによってできた高まり(山地)を地塁山地と呼ぶ。ただし、鈴鹿山脈が西下がり傾いているのに対し、布引山地は標高 600 - 800m 程度の山頂が連なる比較的高度のそろった山地である。これは鈴鹿山脈東縁を限る一志断層の第四紀後半の活動が鈴鹿山脈の部分のほうが大きくずらした(累積変位量が大きい)からである。最も高いのは笠取山(842.4 m)で、全体



図3 三重県の地形(URL1)

に鈴鹿山脈より低い山並みである。また、侵食作用などによってつくられた平坦な地形面（侵食小起伏面）が標高700–800mに見られ青山高原スカイラインが走っている。この地形面を布引山面と呼ぶ。布引山地は南に向かって高度が低くなり、室生山地へ続く。

布引山地内には阿波盆地と呼ばれる山間盆地があり、その盆地片側（あるいは両側？）には、加太盆地と同じように盆地側が落込んだ断層が発達している（断層盆地という）。加太盆地と阿波盆地には、中新統の鈴鹿層群・阿波層群の固い泥岩・シルト岩・砂岩・礫岩が厚く埋積している。布引山地の霊山から長野峠を経て青山高原スカイラインに至る稜線は、伊勢湾に流れる河川（伊勢湾水系）と大阪湾に注ぐ河川（淀川水系）の分水界になっており、蝙蝠峠・伊賀越・長野峠・青山峠などの峠がある。伊勢湾水系の主な河川には、北から中ノ川・志登茂川・安濃川・岩田川、そして雲出川とその支流である長野川・榑原川などがあり、淀川水系では阿波盆地を流れる服部川がある。いずれも第四紀に活動した断層によってつくられた山地を横切っており、河川が侵食をくり返すことによって、山地がつくられる前と同じ流路を維持した結果で「先行谷」と考えられている。

上野盆地は東は布引山地、西は笠置山地、南は高見山地に挟まれ、北は低い水口丘陵を隔てて近江盆地に続いている。盆地内は小断層によって、複数の盆地に区切られており、古琵琶湖層群が分布している。上野盆地の北側には信楽山地（笠置山地の一部で木津川以北の山地を指す）がある。その南端には木津川断層帯があり、伊賀上野城からもその急崖が見られる。また、上野盆地の南側には名張盆地があり、あわせて伊賀盆地とも呼ばれる。名張盆地は名張川とその支流の宇陀川によってつくられた盆地である。名張川は南方の高見山地を水源とし、名張盆地からさらに北に流れ、上野盆地で木津川に合流し、さらに木津川は上野盆地から西に向かって流れ大阪湾に流れ込んでいる。

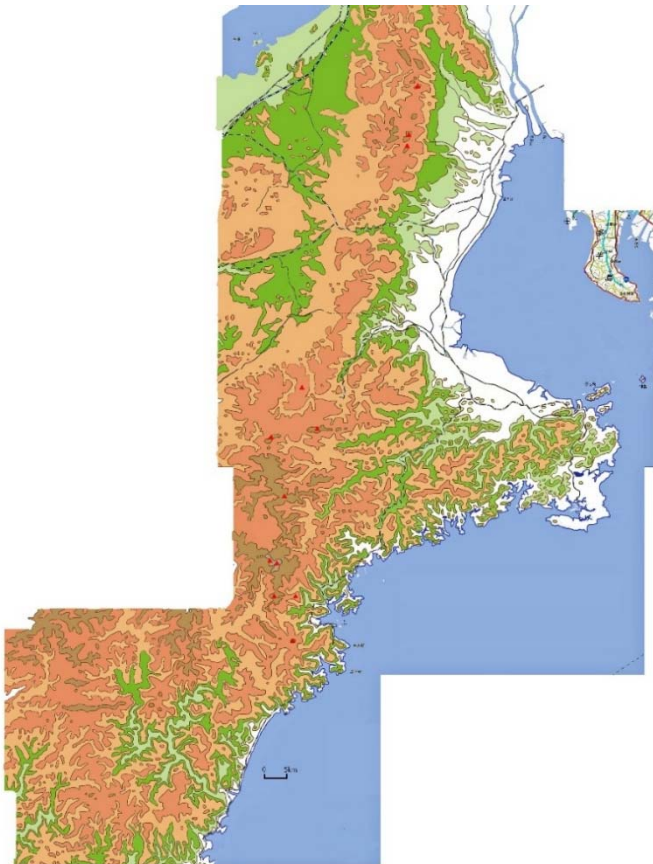


図4 三重県の山地（地理院地図から作成）

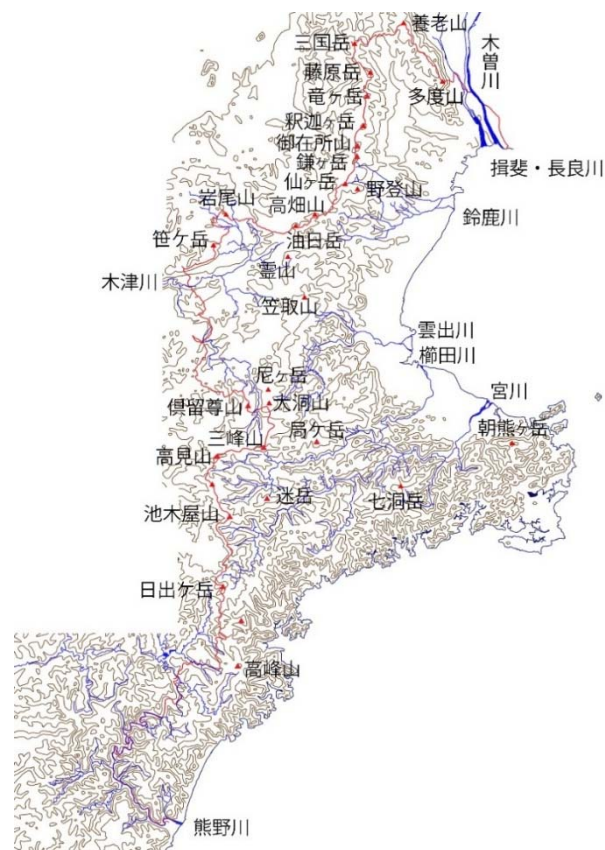


図5 三重県の山（地理院地図から作成）

名張盆地の南側の**室生山地**（宇陀山地とも呼ぶ）は布引山地よりも高く、標高は北西から南東に向かって高くなり、その南は高見山地へつながっている。尼ヶ岳(957.7m)、大洞山(985.1m)、倶留尊山(1037.6m)、^{よろいだけ}鎧岳(893.9m)、^{かぶとだけ}兜岳(約920m)、国見山(1916m)などの山々が連なっている。室生山地は主に室生火砕流堆積物より構成されており、その南方の高見山地から名張盆地へ流れ込む南北方向の3つの河川(名張川、^{しょうれんじがわ}青蓮寺川、室生川)により分断されている。

内帯を流れる主な河川は、愛知県との境を流れる木曽・長良・揖斐の三河川や、鈴鹿川、^{くもずかわ}雲出川、^{くしだがわ}櫛田川、宮川などがあり、河口部に沖積低地を形成しながら伊勢湾に流れている。

伊勢平野は、西側が鈴鹿-布引山地、北側が養老山地、東側が伊勢湾で囲まれたほぼ南北に伸びる平野である。北部には鈴鹿山脈・養老山地を源とする^{いなべがわ}員弁川・^{あさけがわ}朝明川・^{ひじえがわ}肱江川などの中小河川が、丘陵や台地を削りながら伊勢湾に流れ込んでいる。第四紀後半の東西圧縮場によって形成され始めた地質構造に規制されて、多度・桑名丘陵をはじめ員弁丘陵・朝日丘陵・^{たれさか}垂坂丘陵・^{いくわきゅうりょう}生桑丘陵・四日市丘陵・鈴鹿山脈東麓丘陵などの丘陵がドーナツ形に配列している特徴がみられる。

また、多くの扇状地が見られるが、広い面積を占めるものに^{すいざわ}水沢扇状地がある。その左翼（北側）を構成する古期扇状地面と、その右翼（南側）を構成する中期扇状地面からなり、中期扇状地面はその原面を良く残している。中期扇状地面には褐色土の上に更に黒色土（黒ボク土）が載り畑に利用されているが、「マンボ」と呼ばれる地下水集水施設などによって水田にも利用されている。

鈴鹿川：亀山市と滋賀県甲賀市の県境にある高畑山に水源をもち、内部川を合わせ伊勢湾に注ぐ、幹川流路延長38km、流域面積323km²の一級河川である。上流部は鈴鹿山脈の中をぬって溪谷を造っており、中流部から下流部にかけては、北側はいくつもの扇状の台地が、南側は河口まで沖積平野が広がっている。鈴鹿川沿いには旧東海道が通り、今も^{せきじゆく}関宿の街並みなどが当時の面影を残している。

雲津川：津市と奈良県御杖村の県境にある^{みつえむら}三峰山に水源をもち、^{みうねやま}八手俣川・^{はてまたがわ}波瀬川・^{はぜがわ}中村川などを合わせて伊勢湾に注ぐ、幹川流路延長55km、流域面積550km²の一級河川である。上流域ではスギを中心にした林業が盛んで、下流域の平野部は肥沃な土壤に恵まれ稲作が盛んに行われている。雲出川



図6 三重県北部の丘陵と台地（左：1/5万地質図幅 桑名から作成）

右：1/5万地質図幅 四日市）

流域の地形は、三峰山から北に延びる布引山地と、東に延びる高見山地や北東に延びる山地に挟まれた扇状形の地形を造っている。

名張川：淀川水系の木津川の支流の一つで高見山地の三峰山の北側に水源をもち北に流れている。名張市で青蓮寺川・宇陀川を合流している。名張川は溪谷を刻んでおり、下流には霞堤*がみられ、時に浸水被害をもたらす。

* **霞堤**：河川の堤防を連続させずに、あらかじめ間に切れ目をいれた不連続の堤防である。洪水時には遊水地に水が流れ込み水流を弱める働きをする（図7）。愛知県では豊橋市などに残る。

服部川：木津川の支流の一つで伊賀市を流れている。伊賀市大山田の東端の長野峠付近に水源をもち、上流部は狭い谷となっており上野市の北西で木津川に合流する。旧大山田村付近では河床に約400万年前の古琵琶湖層群（上野層）が見られる。鮮新世当時にあった大山田湖に形成されたもので、数多くのゾウやワニの足跡の化石が出土している。大山田湖は380万年前の琵琶湖のもととなった湖で、その後、大きな河川が流れ込んだために消失したと考えられている。



図7 霞堤

櫛田川^{くしだがわ}：松阪市飯高町と奈良県境にある高見山に水源をもち、中央構造線をまたいで流れる河川で伊勢湾に注いでいる。伊勢湾まで延長約87kmと比較的長い河川であるが流域の幅は狭い特徴がある。上流部は溪谷が発達しており室生赤目青山国定公園や香^か肌^{はだき}峡^{きょう}県立自然公園に指定されている。中央構造線の北側を流れるところと南側を流れるところでは河原で見られる岩石が異なる。平野部に入ると北へ流路を変え、扇状地及び三角州をつくりつつ雲津川河口に近いところで伊勢湾に注いでいる。

宮川：三重県と奈良県の県境に位置する日出ヶ岳^{ひでがだけ}*（標高1,695m）に水源をもち、紀伊山地の山間部を東流し伊勢平野に出て伊勢湾に注いでいる。幹川流路延長91km、流域面積920km²の一級河川で、上流域では、V字谷や河岸段丘をつくりながら流れ、中流域では河岸段丘が発達している。下流域には扇状地や三角州も見られる。

* **日出ヶ岳**^{ひでがだけ}（**大台ヶ原山**^{おおだいがはらやま}）：三重県の最高峰で周辺の標高1400m～1600m山々とこれらの山に囲まれた東西5kmほどの台地状の地帯は大台ヶ原と呼ばれている。最高点の一等三角点は基準点名が「大台ヶ原山」であるが、国土地理院の地形図では日出ヶ岳と書かれている。大台ヶ原は中央構造線の南（外帯）に位置している。

外帯では中央構造線の方角と同じ東西方向の地形が目立ち、^{とうしじま}答志島などの島々の配列や志摩半島の山地の尾根・谷もこの方向に配列していることが多い。熊野川河口付近を除いてほぼ全域が紀伊山地となっており、日出ヶ岳付近から南には標高1000m前後の山々からなる^{だいこう}台高山脈が連なっている。熊野灘を望む海岸の地形はほとんどがリアス海岸となっており、^{まとやわん}昴矢湾、^{あごわん}英虞湾、^{ごかしよわん}五ヶ所湾などがその典型例である。ただし、リアス海岸は単純な沈水海岸といわれるが、志摩半島の沿岸部には複数段の海成段丘面がみられることから隆起したこともあったことを示している。

熊野灘に流入する熊野川水系には、^{いせしがわ}伊勢路川・^{あかばがわ}赤羽川・^{ふなつがわ}船津川・^{おろしがわ}銚子川・^{おろしがわ}尾呂志川・熊野川などがある。特徴としては、熊野川を除いて流路の長さが短いことで、流域面積も狭く、低地をほとんど伴わない。

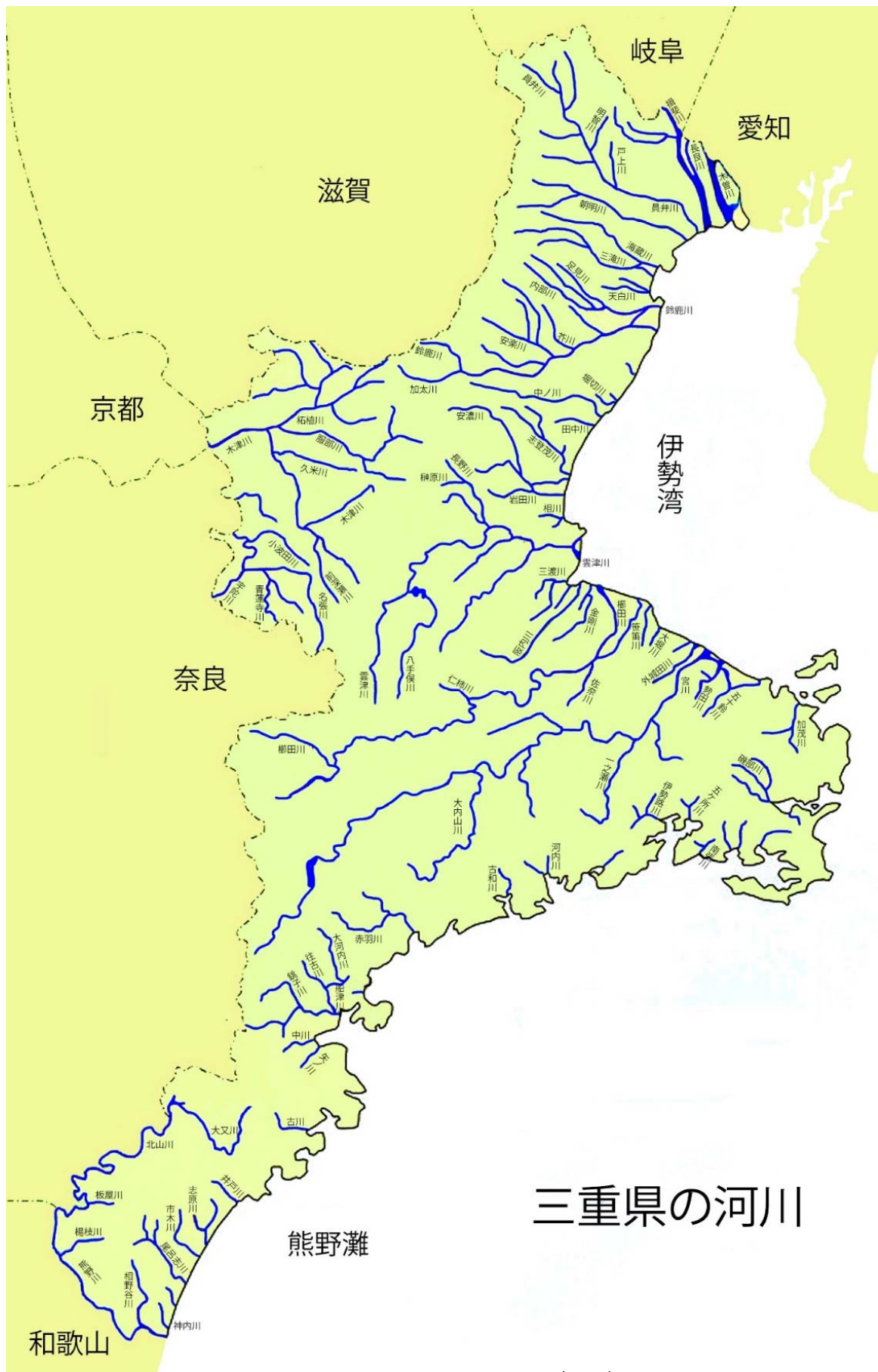


図8 三重県の河川(URL2)

熊野川：熊野川の源は山上ヶ岳^{さんじょうがたけ}（標高 1,719m）で、十津川溪谷^{とつがわけいこく}を南へ流れる。大台ヶ原を水源とする北山川と合流して熊野灘に注ぐ。流域面積 2,360km²，幹川流路延長 183 kmで、和歌山県，三重県，奈良県にまたがる紀伊半島最大の河川で，流域は本州有数の多雨地帯で知られている。流域のほとんどは山地で，河口付近にわずかに平地が見られる。

3 地質

地質は、橿田川にほぼ沿って東西に走る中央構造線によって大きく変わる。県の北半分にあたる内帯では、ジュラ紀付加体を主とする美濃帯，領家花崗岩類とそれに伴う領家変成岩類（片麻岩類が主体），山陽花崗岩類などが山地を形成しており，低地では扇状地，段丘が発達し沖積平野が広がっている。

北部地域は，近畿三角地帯*とよばれる地域の東端部～その東の濃尾傾動地塊に含まれる

地域で，鮮新世以降の地殻変動が著しい地域である。山地と丘陵や平野との間には，大きな断層があるところが多く，はっきりとした地形の変化が見られる。高見山南方から伊勢市二見にかけてほぼ東西方向に中央構造線が走り，急崖や断層谷が見られる。丘陵地・台地は，志摩半島や伊勢市などにわずかに見られる。外帯では高見山地や紀伊山地が主となっており，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でき

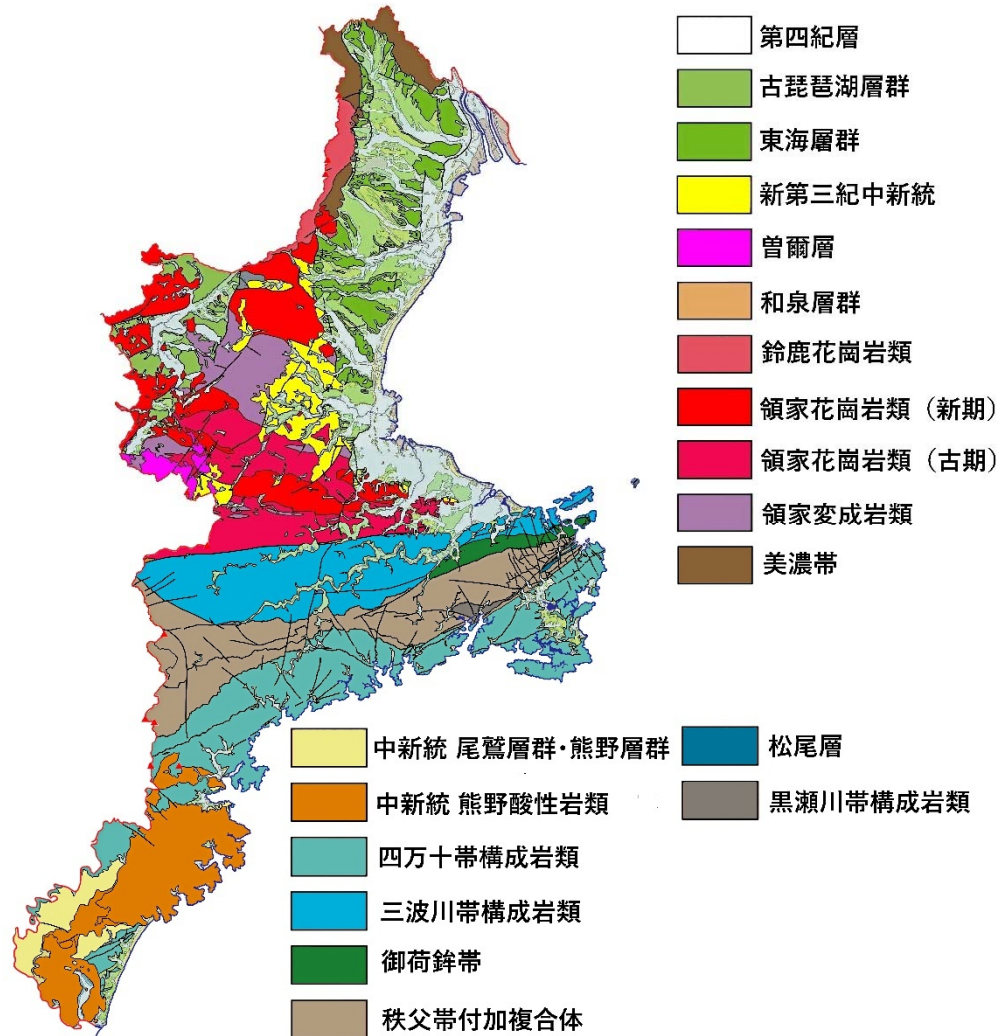


図9 三重県の地質（産総研 1/5 万地質図を合成）

図10 近畿三角地帯（URL3 から作成）→



***近畿三角地帯**：敦賀湾を頂点とし、比良山地-六甲山地-中央構造線-養老山地-伊吹山地で作られる三角形の地域をいう（Huzita,1962）。この地域は第四紀後半の地殻変動によって、ほぼ南北に延びる短い山地とその間に挟まれた盆地が交互に配列した特徴を持つ。東西からの圧縮力によって、高くなったところが山地に、低くなったところが盆地（上野盆地・京都盆地・奈良盆地など）になり、山地と低地の境界には高角度の逆断層がある。

3A 内帯の地質

プレートテクトニクスでは、海嶺で生まれた海洋プレート（海底）が海溝まで移動し、そこで海底に載ってきた海底火山や細粒堆積物が、陸側から運ばれてきた砂泥などと一緒に地球内部に沈み込むと考えられている。プレート上の物質は海溝の陸地（日本列島）側の斜面にくっついて（付加するという）やがて陸上に顔を出す。くっついた物質（堆積物・岩石）を付加体と呼ぶ。付加に関する用語を簡単に述べる（脇田，2000 などによる）。

付加体：海洋プレートが海溝で大陸プレートの下に沈み込むときに、海洋地殻とその上に堆積した砂や泥が逆断層や褶曲をつくりながら積み重なっていく。その時、それらは多数の地塊に分割され、傾きながら陸地側にくっつく（付加する）。この付加した物質を付加体という。日本では現在の太平洋側から（ほぼ南から）押し上げられて地表に露出したため個々の地塊の中では北側の部分ほど新しい地層であるが、全体としては南部ほど新しい地層となっている。付加体という考えは、日本では1976年に勘米良亀齡が南九州の四万十層の構造を付加体と名付けたのが始まりである。

付加複合体（付加コンプレックス）：地層、変成岩や火成岩などで、構造が複雑で細かく区分することが困難なものをひとまとめでした岩石の集合体をいう。

ユニット：前者と似ていますが、岩体の規模や構成岩石の特徴によってひとまとめでした岩石の集合体をいう。

メランジュ：地層としての連続性がなく、破断した泥質の基質の中に主に海洋プレート層序*の構成岩石からなる岩塊を含むような構造を持った地質体（脇田，2000）と定義されている。地質図で描ける程度の大きさの地質体をいう。基質には、泥質のものと蛇紋岩質のものが知られているが、美濃帯では泥質で、多くは黒色～暗灰色で数 mm 以下の間隔で鱗片状劈開が発達しており、有機炭素に富むものもある。

基質(Matrix)：本来は堆積岩の組織の名称であるが、岩石中で大きい粒子を取り囲む細粒の粒子からできている部分のことを指す。

泥質混在岩：メランジュで、岩塊を含む泥質で基質が多い岩石を露頭規模で説明するときに使われる。含礫泥岩ともいえるが、メランジュでは適当ではないといわれる。

スラブ：メランジュの基質に含まれる岩石片のことで、大きさや形によって小さいほうから岩片・岩塊・スラブと呼び分けられる。スラブは長さ 1km 以上で細長くのびた大きな岩塊をいい、複数の岩種で構成される場合もある。スラブは周囲の岩相とは断層で接している。

海洋プレート層序：海洋プレートが海嶺で生まれ、大洋底を移動したのち、海溝で沈み込むまでの歴史を記録していると考えられる、海洋プレート上で形成された堆積岩や火山岩の重なり方を言う。美濃帯では、下位から、玄武岩・石灰岩・チャート（ペルム紀、一部石炭紀）、^{といしがた}砥石型珪質粘土岩（ペルム紀～三畳紀境界付近）、チャート（三畳紀～ジュラ紀）、珪質泥岩（ジュラ紀～一部白亜紀最

前期)、泥岩および砂岩という順序で構成されている。

砥石型珪質粘土岩：後期ペルム紀の終わりから前期三畳紀の初頭にかけて有機物に富む黒色の有機質泥岩が堆積した。この泥岩は前期三畳紀のコノドントを含む珪質粘土岩に覆われているが、この珪質粘土岩はしばしば砥石として利用されたことから、“砥石型”と呼ばれている。

混在岩相と整然相：美濃帯のような過去の付加体には、メランジュのように地層が破断してバラバラになり泥質基質の中に点在する場合（混在岩相）と、砂岩やチャート、珪質泥岩などが一連の地層として整然と重なり、その地層の重なりが断層で繰り返す場合（整然相）がある。地質図に描ける程度の大きさで両者を区別した場合に用いるが、両者の境界は必ずしも明確ではない。

3A-1 美濃帯

三重県内で古い岩石には美濃・丹波帯*と呼ばれる地層がある。美濃帯は主に中生代ジュラ紀の付加体（付加コンプレックス）で、メランジュと呼ばれる混在岩相が多くみられる。構造的上位より（古いものから）坂本峠・左門岳・舟伏山・久瀬・那比・上麻生・金山の7つのユニット（コンプレックス）に区分されており、このうち三重県内では舟伏山・久瀬・上麻生の3つのユニットが見られる（図11）。これらは主に、砂岩・泥岩・チャート・珪質泥岩・石灰岩・玄武岩などから構成されている。石灰岩・玄武岩とチャートの一部はペルム紀に形成された岩石で、チャートの大部分は三畳紀から前期ジュラ紀の堆積岩である。一方、砂岩・泥岩は前期ジュラ紀から最前期白亜紀に堆積したものである。これらの岩石は、主にジュラ紀に海溝の陸側に付加したとされている。

舟伏山ユニットは鈴鹿山脈に広く分布し、ペルム紀の石灰岩・玄武岩・チャートなどの大規模岩体が多く見られ、部分的に泥質混在岩を伴うメランジュで、三重県では北西部に分布している。大規模岩体はユニットの下部に多く、泥質混在岩は上部に分布する傾向がある。久瀬ユニットや上麻生ユニットの上に衝上断層で構造的に重なっている*。岐阜県の霊仙山から南方にかけて石灰岩が分布し、前期～中期ペルム紀の紡錘虫・二枚貝・珊瑚などの化石を多く産出する。

***構造的に重なる：**見た目の重なり方のことで、ユニット間では上位にあるものほど、先に付加したことになるので、より古いものであることを意味する。ただし、一つのユニット内では上位ほど新しい。

***丹波帯：**日本の地質を時間的、地域の特徴などで大きく区分したものの一つで京都府、兵庫県などをおもな分布域としている。美濃帯とともに中生代ジュラ紀の付加体が分布しており、一続きの地帯と考えられ美濃・丹波帯とよばれることが多い。

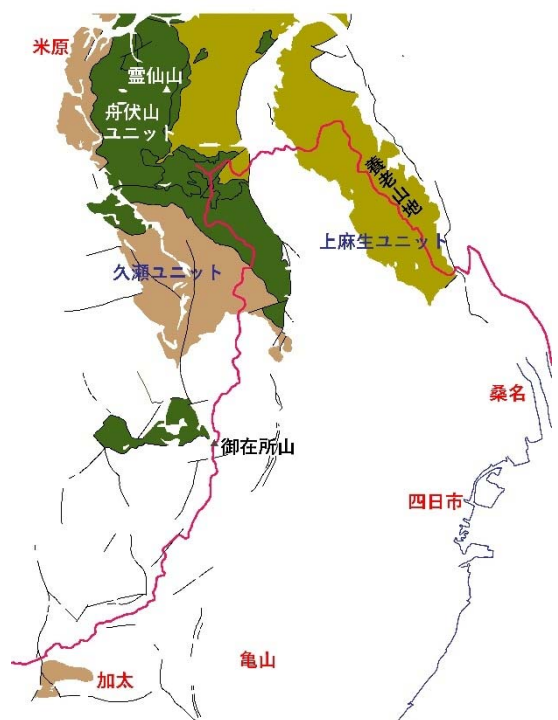


図11 美濃帯の分布(日本地質学会, 2009 から作成)

久瀬ユニットは、県内では舟伏山ユニットの南側に接した地域と加太盆地西方に分布し、泥質混在岩が多く、チャートのスラブをしばしば伴っており、褶曲をしていると推定されている。岩相組合せや堆積年代とも舟伏山ユニットに似るが、岩体の規模や泥質混在岩との量比の違いによって区別される。加太盆地西方のものはかつて**柘植層**と呼ばれており、JR 関西本線柘植駅付近から、その東方の関町加太川上流域にかけて分布している。おもに

砂岩や泥岩からなり、泥質混在岩相を示すところもある。泥質の基質中に角礫状、レンズ状、パッチ状など、さまざまな形の砂岩が含まれており、化石は見つかっていない。

上麻生ユニットは、下位から砥石型珪質粘土岩、チャート、珪質泥岩、砂岩や砂岩泥岩互層と重なる海洋プレートに堆積した地層が断層で繰り返して現れている。三重県では養老山地に主に砂岩が分布しており、波長 30km 程度の褶曲をしている。チャートからは三畳紀～中期ジュラ紀の初頭、珪質泥岩からは前期ジュラ紀の末～中期ジュラ紀の中頃、泥岩からは中期ジュラ紀の中頃～後期ジュラ紀の初頭を示す放散虫化石が産出している。

3A-2 領家帯

3A-2-1 領家花崗岩類（領家深成岩類）

三重県の内帯に花崗岩類*が広く分布しており、その多くは領家花崗岩類と呼ばれているが、鈴鹿山脈を構成する鈴鹿花崗岩は山陽花崗岩類と呼ばれている。領家花崗岩類は領家変成岩に密接に伴って分布する深成岩で、後期白亜紀の領家変成作用と同時期あるいはその前後に貫入したと考えられている。斑れい岩や閃緑岩などの苦鉄質岩類もしばしば産出する。

領家花崗岩類は大きく二分され、一つは顕著な片麻状構造をもつトーナル岩*～花崗岩を主とし、一部斑れい岩類を伴うもので年代も比較的早く古期花崗岩類（領家深成岩 I）と呼ばれる。もう一つは中～粗粒の塊状の花崗閃緑岩～モンゾ花崗岩*を主とし、しばしば弱い片麻状構造を示すもので、比較的規模の大きな岩体を形成し、年代は比較的新しく、新期花崗岩類（領家深成岩 II）と呼ばれている。

***花崗岩類：**花崗岩類は含まれる鉱物（主に石英、カリ長石、斜長石）の量比によって下図のように分類される。とくに花崗岩と呼ばれるものは、カリ長石と斜長石の量比で決められている。

カリ長石に富むものを典型的な花崗岩と呼ぶ。カリ長石と斜長石がほぼ等量に含まれるものはモンゾ花崗岩またはアダメロ岩と呼ばれる。カリ長石が少なく斜長石が多くなると花崗閃緑岩と呼ばれ、日本では多く見られこれも花崗岩と呼ぶことが多い。主に石英、斜長石、カリ長石、角閃石、黒雲母からなる。さらに、アルカリ長石をほとんど含まず、石英と斜長石、有色鉱物からなるものはトーナル岩と呼ぶ。

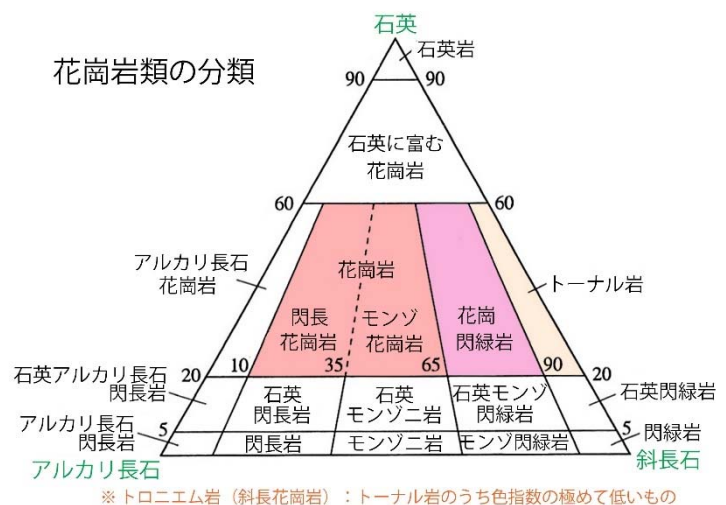


図 12 花崗岩類の分類（岡村，1995 を改）

三重県内の古期花崗岩類は、中央構造線

の北側の比較的近い地域に分布し、北から

城立^{じょうりゅう} トーナル岩・福田山^{きみ}花崗閃緑岩・君

ヶ野^{がの}花崗閃緑岩・畑井^{よこの}トーナル岩・横野^{みつえ}花崗閃緑岩・御杖^{あまびきさん}花崗閃緑岩などと呼ばれるものがある。古

期花崗岩類は一般に強い片麻状構造を持ちどれも石英閃緑岩類（かつては変輝緑岩と呼ばれていた）

や領家変成岩を伴い新規花崗岩に貫かれている。新期花崗岩類には、雨引山^{あまびきさん}花崗岩・加太^{かぶと}花崗閃緑岩・

信楽^{しがらき}花崗岩（柳生花崗岩に連続している）・金場^{かねば}トーナル岩・美杉^{みすぎ}トーナル岩・野登^{ののぼりやま}山花崗閃緑岩・

阿保^{あお}花崗岩などがある。また、小岩体として比津^{ひつ}花崗岩・西野^{しもたかお}花崗岩・下高尾^{ゆのほら}花崗岩・柚原^{ゆのほら}花崗岩な

どがある。

1) 古期花崗岩類

城立トータル岩：おもに中～粗粒な片麻状角閃石黒雲母トータル岩*で、珪長質鉱物*（石英など）と苦鉄質鉱物*がつくる縞状構造(片麻状構造)が目立つ。しばしば暗色包有物*がみられる。

***角閃石黒雲母トータル岩**：火成岩では含まれる特徴的な苦鉄質鉱物名をつける時には、少ないほうの鉱物名から先に書く慣習がある。この場合は、角閃石のほうが黒雲母より少ないことを示している。

***珪長質鉱物**：珪酸と長石の成分に富む鉱物で、石英やアルカリ長石、斜長石などのことある。無色鉱物とほぼ同じ意味でつかわれる。

***苦鉄質鉱物**：Fe や Mg に富む鉱物で、輝石、角閃石などがあり、塩基性鉱物・有色鉱物とほぼ同じ意味でつかわれる。

***暗色包有物**：花崗岩体中には、しばしば苦鉄質の暗色包有物が見られる。苦鉄質鉱物を含む岩石は比較的黒っぽい（暗色）なる。暗色包有物の形成は花崗岩体の形成に深く関わっていると考えられており、苦鉄質マグマと珪長質マグマ（流体）が混ざり合って形成されたと考えられている。

福田山花崗閃緑岩：おもにカリ長石の斑晶を持つ、斑状で粗粒な角閃石黒雲母花崗閃緑岩～トータル岩である。城立トータル岩と区別のつきにくい場合もあるが、福田山花崗閃緑岩のほうがやや粗粒で、斑状構造が顕著であり、面構造*が弱いとされる。

***面構造**：変成岩には含まれる針状や柱状、板状の鉱物が、特定の方向に配列することが多く、それによってつくられる面（片理面）に沿って薄く割れやすい性質がある。また、鉱物をつくる原子の配列（結晶構造）によって、原子同士の結合力の弱い部分に沿って割れる性質をへき開^{へきかいめん}といい、その割れる面を劈開面^{へきかいめん}という。岩石に見られる片理面や劈開面を面構造という。

君ヶ野花崗閃緑岩：おもに面構造の発達した中粒黒雲母花崗閃緑岩で、全体としてミグマタイト*化が激しく、岩相変化が著しい特徴がある。

***ミグマタイト**：変成岩と花崗岩が、ぐちゃぐちゃに混ざり合っている岩石のことで、苦鉄質な部分が暗色に、珪長質な部分が明色に見られ片麻岩のように見える。

畑井トータル岩：おもに中粒の片麻状トータル岩で、多くの石英閃緑岩類を伴って複雑な褶曲構造を示す。岩質もトータル岩～花崗閃緑岩と変化する。

横野花崗閃緑岩：おもに粗粒片麻状の花崗閃緑岩～花崗岩で、大きな自形のカリ長石が目立つ片麻状構造が顕著なところもある。

御杖花崗閃緑岩：中央構造線の北に幅約 5km にわたって分布おり、おもに粗粒～中粒花崗閃緑岩で、カリ長石の大きな結晶と片麻状構造が特徴である。

2) 新期花崗岩類

雨引山花崗岩：おもに細粒～中粒で、ほぼ等粒状の黒雲母花崗岩で、花崗閃緑岩質の部分もあり、両者は相互に移化している。

加太花崗閃緑岩：新期領家花崗岩の代表的な岩体で、領家変成帯と美濃帯（非変成帯）の両帯にまたがって分布している。おもに粗粒・斑状の花崗閃緑岩で、トータル岩や花崗岩もみられる。特に、斑晶状のカリ長石に富むことや有色鉱物として、黒雲母と角閃石の両方を含むなどの特徴がある。また、暗色包有物もおおく見られる。伊奈川花崗岩に対比されており、西方の柳生花崗岩と一続きの岩体と考えられている。

信楽花崗岩：伊賀市信楽の溝ヶ谷付近から伊賀市島ヶ原の中矢にかけて南北に伸びた岩体で、おもに粗粒な角閃石黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩である。しばしばカリ長石の自形結晶が目立つ斑状組織が

見られる。

柳生花崗岩：おもに粗粒な角閃石黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩である。しばしば暗色包有物を含む。

金場トータル岩：ほとんどが岩脈として見られ、おもに細粒・灰色の黒雲母に富むトータル岩で、花崗閃緑岩～花崗岩質の部分もある。

美杉トータル岩：おもに中粒の角閃石－黒雲母トータル岩で一部花崗閃緑岩質になっている。自形を示す角閃石と黒雲母が特徴である。西部では塊状、東部では中粒片麻状のトータル岩になっている。津市の天然記念物になっている球状花崗岩を産することが知られている。

野登山花崗閃緑岩：やや南北に伸びた岩株*状岩体で、おもに細一中粒、塊状で、灰色をした黒雲母花崗閃緑岩である。著しく圧砕作用を被っている。

*岩株：地下の火成岩体（底盤）の一部が枝分れして地表に露出したもので、露出している面積が100km²以下のもの。

阿保花崗岩：おもに等粒塊状～弱片状の細粒の黒雲母花崗岩である。白雲母が含まれている特徴があるが、地域によってまったく含まない部分もある。愛知県岡崎市周辺に分布する武節花崗岩に対比される。

比津花崗岩：名松線比津駅付近を中心に分布する小岩体で、おもに中～粗粒の黒雲母花崗岩～トロニウム岩である。脂肪光沢の粒状石英が目立ち、一般に弱片状で暗色包有物は少ない。

西野花崗岩：おもに粗粒の弱片状黒雲母花崗岩で、小楕円形の岩体である。

下高尾花崗岩：おもに塊状の中粒黒雲母花崗岩で、白雲母、ざくろ石を伴うことがある。地域により若干岩相が変化する。

柚原花崗岩：おもに中粒の黒雲母花崗

岩～角閃石黒雲母石英閃緑岩で風化が激しい。美杉トータル岩体中にレンズ状岩体として入っている。

荒木花崗閃緑岩：おもに塊状～弱片状の細一中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩である。

※花崗岩類に伴う苦鉄質岩

領家帯の花崗岩類に伴う苦鉄質岩（斑れい岩など）はこれまで領家深成岩の活動ステージの中で最も古いものと考えられていたが、現在では花崗岩類と共存する苦鉄質岩の多くはこれに伴う花崗岩類と同時にできたと考えられている。斑れい岩類は神野山と名張市滝之原にまとまった岩体として分布するほか、伊賀市青山の奥鹿野、酒屋西方など

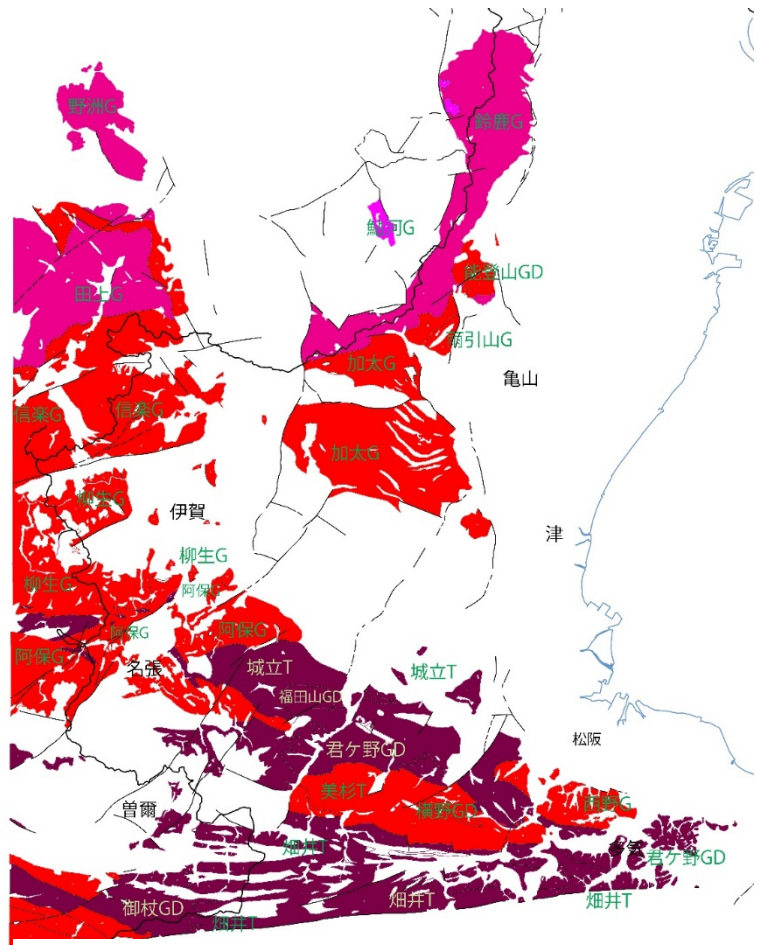


図13 領家花崗岩類（産総研地質図 Navi などから作成）

でも見られる。斑れい岩類のほとんどは城立トータル岩中に分布する。神野山岩体はおもに角閃石斑れい岩で城立トータル岩に貫入されている。

3A-2-2 領家変成岩類

領家変成作用は花崗閃緑岩などがシート状に貫入して起きた広域的な接触変成作用で、白亜紀末期に起こったと考えられている。領家変成帯は三重県では中央構造線の北側に幅約 50km で東西方向に分布しており、青山高原、青蓮寺川流域などに広く分布している。原岩は主に美濃・丹波帯のジュラ紀付加体の構成岩類と考えられている。変成度が高い地域の分布は紀伊半島東部では中央構造線に近接しているが、西に行くにしたがって北へと離れていく。青山高原から青蓮寺川にかけての地域が、変成度の最も高い部分にあたり、その南側では中央構造線に向かって変成度が下がっていく。全体に鉛直褶曲*が発達し、その褶曲軸は東西～西北西－東南東走向で東へ緩くプランジ*して（傾いて）いる。

領家変成岩は、おもに黒雲母片岩や黒雲母片麻岩で、低圧－中温～高温の変成岩で、片理が発達している。領家変成岩の原岩は、砂岩泥岩が主で、少量のチャートや苦鉄質火山岩、石灰岩を含む。

*鉛直褶曲（図 14）：褶曲軸面が鉛直に近い褶曲で正立褶曲ともいう。

*プランジ（図 15）：褶曲軸（向斜軸や背斜軸）が傾斜している場合、軸と水平面とのなす角をプランジ plunge と呼ぶ。

紅柱石－珪線石タイプの変成相系列に属し、角閃岩相に相当する。領家変成岩類は北西－南東方向の断層と、それを切る北東－南西方向のより新しい断層でブロック化している。

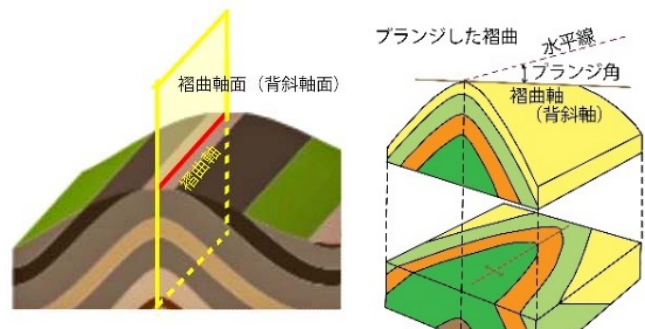


図 14 鉛直褶曲 (URL4 を改) 図 15 プランジ褶曲 (URL4 を改)

*石英閃緑岩類（変輝緑岩）：変成岩中に産するものは細粒暗緑色の岩石でふつうは片状構造を示さない。主に斜長石・黒雲母・角閃石と石英によって構成される。花崗岩中に産するものは母岩の構造に調和的で岩体の伸びの方向に平行な優白色の脈が発達し縞状構造を呈する。

3A-3 山陽花崗岩（鈴鹿花崗岩）

山陽帯花崗岩類は後期白亜紀に丹波帯や美濃帯に貫入した花崗岩類で、おもに粗粒の黒雲母花崗岩である。鈴鹿花崗岩、^{あゆかわ}鮎河花崗岩、^{やす}野洲花崗岩、^{たなかみ}田上花崗岩、^{いしこやま}谷尻谷斑状花崗岩、^{なえぎ}石子山花崗岩、^{あげまつ}比良花崗岩及び苗木・上松花崗岩が相当する。放射年代値としては、鈴鹿花崗岩の $79.7 \pm 3.5\text{Ma}$ 及び $94.5 \pm 1.4\text{Ma}$ (Rb-Sr 全岩アイソクロン年代: 沢田ほか, 1994)、野洲花崗岩の $69.7 \pm 3.5\text{Ma}$ (黒雲母の K-Ar 年代: 沢田・板谷, 1993) などが得られている。そのうち、鈴鹿花崗岩は鈴鹿山脈の山稜部に分布し、大部分が粗粒の黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩で、一部でアプライト*質花崗岩・ペグマタイト*をともなっている。鈴鹿花崗岩は田上花崗岩につながると考えられている。

*アプライト：ほとんど有色鉱物を含まない細粒の火成岩で花崗岩とよく似ています。小規模な岩脈として産することが多い。

*ペグマタイト：石英や長石、雲母などの大きな結晶からできている火成岩で花崗岩質のものが多い。マグマが地下で固まるとき、最後にガスや水分などがつくる空洞の中で鉱物が成長したものである。

コラム 湖東流紋岩類

琵琶湖南部周辺の鈴鹿花崗岩や比良花崗岩などの花崗岩類に囲まれる地域に珉長質火山岩類が分布しており、湖東流紋岩類と呼ばれている。後期白亜紀－暁新世の火山岩類で、岩脈の貫入時期や不整合などから2つに分けられている。湖東流紋岩Ⅰ（東岩体）は、鈴鹿山脈西麓に分布し、流紋岩－デイサイト溶結凝灰岩*である。萱原溶結凝灰岩や佐目溶結凝灰岩と呼ばれるものがそれにあたる。湖東流紋岩Ⅱは、近江盆地に点在して分布し、平野部岩体と呼ばれ流紋岩溶結凝灰岩である。奥島山溶結凝灰岩、瓶割山溶結凝灰岩、八尾山火砕岩、荒神山溶結凝灰岩、沖島溶結凝灰岩、宮ヶ浜溶結凝灰岩などがそれにあたる。放射年代としては60Ma 前後のもので、岐阜県に広く分布する濃飛流紋岩類とほぼ同時代に形成されたと考えられている。湖東流紋岩類の岩体東部に分布する二重の弧状岩脈の存在（図 16）などをもとに、バイアス型カルデラ*（湖東コールドロン）が形成されたという考えがある。また、湖東コールドロンの外側を取り囲む形で分布する鈴鹿花崗岩や比良花崗岩などの底盤状花崗岩類が、さらに一回り大きな環状火成岩体を構成している可能性も指摘されている。琵琶湖南部を中心に分布する巨大な環状火成岩体は琵琶湖環状複合火成岩体と呼ばれ、湖東流紋岩類、鈴鹿花崗岩などがその東部-東縁部になる。

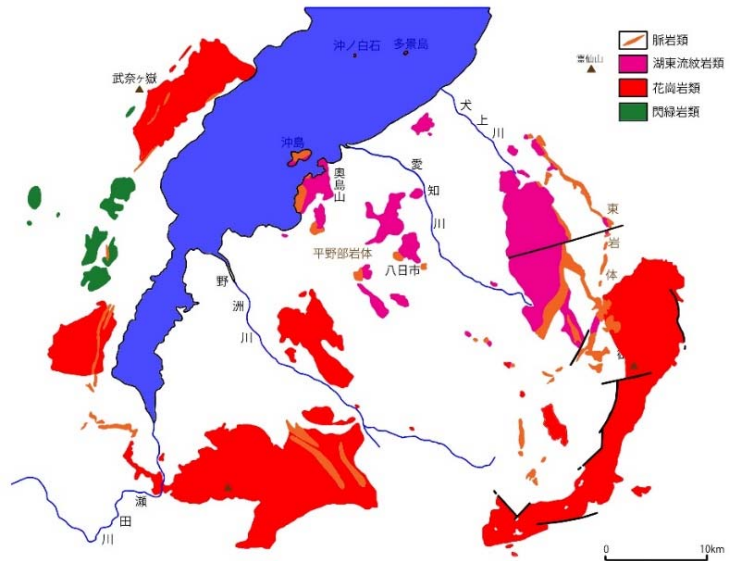


図 16 湖東流紋岩類（産総研 1/5 万地質図御在所などから作成）

アス型カルデラ*（湖東コールドロン）が形成されたという考えがある。また、湖東コールドロンの外側を取り囲む形で分布する鈴鹿花崗岩や比良花崗岩などの底盤状花崗岩類が、さらに一回り大きな環状火成岩体を構成している可能性も指摘されている。琵琶湖南部を中心に分布する巨大な環状火成岩体は琵琶湖環状複合火成岩体と呼ばれ、湖東流紋岩類、鈴鹿花崗岩などがその東部-東縁部になる。

*** 溶結凝灰岩：**火山噴火によって空中に放出された火山灰などの噴出物が地上に降下した後に、噴出物自身を持つ熱と重量によって成分の一部が溶融し圧縮されてできた岩石である。

*** バイアス型カルデラ（バイアス型コールドロン）：**環状の割れ目に沿ってカルデラの内側がピストンシリンダーのようにスポッと抜けたように陥没したカルデラを指す。カルデラが隆起侵食を受けると、陥没構造をもちつつ隆起して山を作ったりすることがある。カルデラは地形的にへこんでいるものを指すのでこうしたものをコールドロンと呼ぶことがある。近年ではカルデラが侵食や埋没によって地表にはっきりとした凹地として地形をとどめていない場合もカルデラと呼ぶ（図 17）。

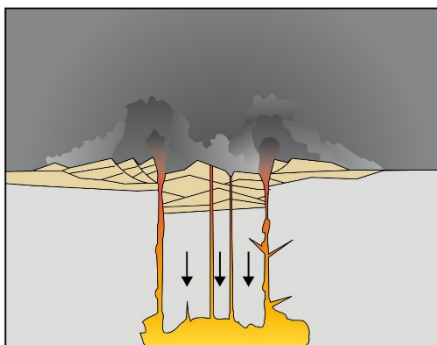


図 17 バイアス型カルデラの噴火の様子（左:URL6）

（右:NHK TV の番組から）

3 A - 4 和泉層群

和泉層群は、中央構造線の北側（領家深成岩類の南側）に沿って分布する上部白亜系の地層である。四国西部から近畿西部まで東西に続いており、三重県内では中央構造線に沿った地域に点在して分布している。おもに、砂岩・泥岩・礫岩からなり、化石は見つかっていないが、岩相や分布状況などから和泉層群と考えられている。筆者が観察したところは多気町朝柄^{たきちょうあさがら}、多気町原^{たきちょうはら}（五桂池^{ごかつらいけ}東方）、松阪市三峰山南の3ヶ所で砂岩～泥岩であった。朝柄のものはカタクラサイト化を被っているようである。和泉層群は中央構造線の後期白亜紀の左横ずれ運動（太平洋プレートの斜め沈みこみ）によると考えられており、東へ若くなっている。80～65Maの堆積作用期と65～50Maの変形期の2期に区別されている。

3 A - 5 新第三系

三重県地域の中新統には、内帯に鈴鹿層群・阿波層群・一志層群・千種層などが、外帯には熊野層群・尾鷲層群などがある。内帯の中新統は瀬戸内中新統と呼ばれ前期～中期中新世はじめの海進に伴って堆積した海成層である（ただし、鈴鹿層群の下半部のみは湖成層）。内帯には曽爾層^{そにそう}（室生火砕流）、外帯には熊野酸性岩類という火砕流堆積物を主とする岩体も見られる。

3 A - 5 - 1 中新統

1) 一志層群

津市から松阪市にかけて布引山地を流れる雲出川流域に主に分布する中新統で下位より波瀬層^{はせそう}・家城層^{いえきそう}・大井層・片田層の4つに分けられる。そのうち家城層は礫岩や粗粒砂岩など粒の粗い堆積物からできており、波瀬層・大井層下部と同じころ堆積したものである（同時異相関係にある）。また、伊勢市の高倉層は波瀬層に相当すると考えられている。一志層群は厚さ数十cmから数十mのシルト岩・泥岩・砂岩・礫岩からなり、薄い流紋岩質凝灰岩が挟まれている。西縁では基盤岩に不整合に重なり、一般に東に傾斜し、下部では20～40°、中上部で十数度以下のゆるやかな傾斜となっている（図18）。



図18 新第三系の分布（産総研地質図 Navi から作成）

波瀬層に相当すると考えられている。一志層群は厚さ数十cmから数十mのシルト岩・泥岩・砂岩・礫岩からなり、薄い流紋岩質凝灰岩が挟まれている。西縁では基盤岩に不整合に重なり、一般に東に傾斜し、下部では20～40°、中上部で十数度以下のゆるやかな傾斜となっている（図18）。

波瀬層：波瀬層は基盤岩を不整合に覆って分布しており、礫岩から砂岩、泥岩に変化するに1つの堆積サイクルを示す。矢下礫岩層^{やおうしれきがん}・古田池砂岩層^{ふったいけ}・井生泥岩層^{いせい}・井関砂岩泥岩層^{いせき}に区分され海生の貝化石を産出する。

矢下礫岩層：波瀬層の基底礫岩で、亜角～円礫からなり大礫～巨礫からできている。

古田池砂岩層：無層理で粗～中粒の砂岩で下部には礫が含まれることがある。

井生泥岩層：無層理の暗青灰色の泥岩で貝化石を含む。

家城層：家城層は基盤岩付近に堆積した一志層群縁辺の粗粒な堆積物で、礫岩（東青山礫岩相）と砂岩（落合砂岩層）からできている。

東青山礫岩相：密集した礫岩層からなり、わずかに薄いシルト岩を挟んでいる。礫は領家帯の基盤岩である片麻岩や花崗閃緑岩、閃緑岩などの亜円 - 亜角礫で、淘汰は悪く、1m以上の巨礫が多く含

まれている。

落合砂岩相：砂岩・含礫砂岩・礫岩からなる。砂岩には平行葉理や斜交層理がみられるところもある。

礫岩は中礫～細礫からなり、比較的淘汰が良く、成層構造がみられることがよくある。

高倉層：おもに礫岩・砂岩からなり一志層群波瀬層に対比される地層で、伊勢市内の宮川右岸には狭い範囲に大礫～巨礫を含む礫岩層が河床に広く露出している。

大井層：大井層は一志層群分布地域（堆積盆地）の中央部に広く分布し、井関砂岩泥岩部層と三ヶ野泥岩砂岩部層に分けられる。

井関砂岩泥岩部層：下部は粗粒な砂岩や泥岩と細粒砂岩の互層からなり、上部はおもに粗粒な砂岩がみられる。西縁では粗粒化して家城層の一部に漸移する。

三ヶ野泥岩砂岩部層（三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層）：^{みつがの}広く分布し、全体に凝灰質で、シルト岩の部分が^{みつがの}多く、少量の砂岩層を伴って、これに流紋岩質凝灰岩層を挟んでいる。また貝化石が多く含まれる。中でも三重県天然記念物に指定されている貝石山と柳谷一帯は古くから有名で、前者は砂質シルト岩と細粒砂岩の互層から、後者は細粒砂岩からシルト質砂岩からできている。有名な榊原温泉の一角にある「榊原の貝石山」は江戸時代から多くの貝の化石が産出することで有名である。堆積盆地の縁辺部では、三ヶ野部層は全体に粗粒な堆積物になる。

片田層：下位の茶屋砂岩泥岩層と上位の薬王寺シルト岩砂岩層に区分される。

茶屋砂岩泥岩層：砂岩層が多く、少しの泥質岩層を伴う。砂岩層は比較的淘汰の良い細粒砂岩で、シルト質の極細粒砂岩との互層もみられる。新鮮な部分ではオリーブ灰色、風化すると褐-茶褐色となり、平行層理が発達している。また、石灰質の砂岩層やノジュールも含まれている。泥質岩層は灰-灰黒色の泥岩・シルト岩・砂質シルト岩で無層理塊状の場合がほとんどである。

薬王寺泥岩砂岩層：^{やくおうじ}全般に泥岩層が優勢で、厚い泥岩層、砂岩泥岩互層、比較的厚い砂岩層も見られる。

2) 阿波層群

主に布引山地内の阿波盆地に分布し、下位から東谷畑層、子延層、平松層、槇野層に区分される。厚さ数 m～数十 m の礫岩・砂岩・泥岩からなり流紋岩質凝灰岩を挟んでおり、層厚は 550m とされる。阿波盆地北縁では基盤岩に不整合に重なり、南縁では阿波断層によって断たれており、一般に数°から 10 数°で南東に傾斜している。子延層と平松層をあわせて平松層とする区分や、東谷畑層・下部（子延層）、上部（平松層・槇野層）とする区分もある。かつては東谷畑礫岩層、平松砂岩シルト岩層などのように堆積物の特徴（岩相）をつけて呼んでいたが、岩相の違いは部層の区分に使うため、現在では岩相を表す言葉はつけなくなっている。

東谷畑層：東谷畑礫岩層と呼ばれていたように、礫が密集した厚い礫岩層からできており、基底部～下部では径 50 cm 以上の巨礫も含まれている。礫はほとんどホルンフェルスと片麻岩の亜円礫で、わずかに黒雲母花崗岩・花崗閃緑岩などの深成岩類の円礫を伴っている。砂岩層は礫質で粗粒ある。

子延層（下部）：^{ねのびそう}子延細礫岩層とよばれていたように細-中礫岩層からなり、これに砂岩層・シルト岩層・流紋岩質凝灰岩層を伴う。潮間帯の堆積環境を示す *Balanus*, *Nipponomarcia nakamurai*, *Phacosoma kawagensis*, *Turritella s-hataii* などの貝化石群集を産する。

平松層：砂岩層とシルト岩層からなり平松砂岩シルト岩層と呼ばれていた。凝灰岩も挟まれる。砂岩

層には、層理が発達したものや塊状で泥質なものがあり、塊状泥質な砂岩層には貝化石や石灰質団塊が見られる。貝化石は浅海帯の堆積環境を示すものが産出する。

槇野層：槇野含礫泥岩層とよばれており黒灰色の泥岩や含礫泥岩である。礫はおもに下部に含まれ、礫種はチャート・泥岩・片麻岩・ホルンフェルス、花崗岩類である。上部は厚さ 30 m で、やや硬く珪質の泥岩で放散虫化石を多く産する。

3) 鈴鹿層群

鈴鹿層群は亀山市加太・関町地域の 2 つに分かれて分布する。下部層・中部層は礫岩・砂岩・泥岩からなり、薄い石炭層が挟まれており、大型植物や淡水生二枚貝を産出する非海成層で、他地域の瀬戸内中新統よりも古いとされる。上部層は砂岩・泥岩で海生貝化石などを含む海成層である。関地域には上部～中部層が、加太地域は中部層と下部層が分布しており、中部・下部層は岩相の横への変化が激しく、周縁では礫岩～巨礫岩層になっている。地層の走向は東西で、20–40° ほど南に傾斜している。また、加太盆地ではその南縁は加太断層に分布が断たれ、関地域では、西縁は弁天-久我断層により基盤と接し、東側では会下以北で一志断層により奄芸層群と接し、萩原以南では一志層群以降の地層に覆われている。

下部層は加太盆地のみに見られ、基底礫岩のツ家角礫岩層の上に虻谷夾炭層が載っている。^{あぶたに}**虻谷夾炭層**は西部では砂岩礫岩の互層、東部では砂岩泥岩の互層で薄い石炭層が挟まれる。

中部層は加太盆地では板谷礫岩層、梶ヶ坂含礫砂岩層、神武夾炭層と重なり、関地域では筆捨礫岩層、観音山含礫砂岩層、萩原砂岩泥岩互層がそれぞれ対応している。**梶ヶ坂含礫砂岩層**は主に含礫粗粒砂岩 - 細礫岩層と泥質砂岩層で、いずれも花崗岩質である。板谷礫岩層、梶ヶ坂含礫砂岩層の周縁層（同時異相）は**向井巨礫岩相**と呼ばれ、淘汰の悪い礫が密集する礫岩になっている。**神武夾炭層**（神武砂岩シルト岩層）は灰白色の砂岩層、灰色のシルト岩-泥岩層が多く、中-下部には礫岩層も見られる。砂岩-泥岩には団塊が含まれる。シルト岩-泥岩の一部は炭質で、植物破片や木片をしばしば含む。*Viviparus uryuensis kosasanus*, *Cristaria kuboi*, *Arconaia hosonoi* などの淡水生貝化石も報告されている。神武夾炭層に対比される**萩原砂岩泥岩互層**は、砂岩泥岩の部分（同時異相として礫質部も）や、砂岩が多い部分がみられる。最上部には石炭層を挟む。泥質岩からは植物化石：*Sequoia langsdorfii*, *Taxodium distichum miocenium*, などの植物化石や *Cristaria kuboi*, *Arconia hosonoi*, *Anodonta*, *Viviparus*, などの貝化石が報告されている。

関地域にのみ見られる上部層は石山粗粒砂岩層の上に姫谷砂岩泥岩層が載っている。**石山粗粒砂岩層**は厚い花崗岩質中粒砂岩層からできており、塊状で淘汰が比較的良く柔らかい砂岩のところでは、磨崖仏が彫られている。**姫谷砂岩泥岩層**は、泥岩が多い部分や細粒砂岩が多い部分があり、前者には石炭層も挟まれている。*Volsella akanadaensis*, *Katelsia* sp., *Brachidontes* sp., *Anadara*, *Glycymeris*, *Katelsia*, *Periploma*, *Macoma*, *Geloina* などの海生貝化石やコイの化石が報告されている。

4) 千種層

千種層は鈴鹿山脈東縁に沿って一志断層系に切られながら南北に点在している。朝明川砂岩泥岩部層、杉谷川泥岩部層、尾高高原砂岩部層に区分され、すべて海成層である。走向はほぼ南北で東に急傾斜している。泥岩層の岩相は阿波層群槇野層や一志層群片田層の薬王寺シルト岩砂岩層（部層）に似るといわれる。貝化石・浮遊性有孔虫化石などの海生化石が産出している。

5) 仏峠層

鈴鹿山脈の尾根にはところどころに礫層が見られる。礫を含む粗粒砂岩と礫岩の互層状の地層で、礫は粘板岩・チャート、花崗岩類、“石英斑岩”などである。基盤の凹地を埋める形で分布しており、その堆積時代が平坦面形成期より古いことや、瀬戸内中新統にみられる白色凝灰岩と岩相が同じ凝灰岩がみつまっていることなどから、中新統の鮎河層群^{あゆかわそうぐん}に相当する地層と考えられている。基盤の凹地に堆積したために、その後の陸化侵食期にも削剥されず、その後の鈴鹿山脈の隆起によって、現在みられる山地の高い所に位置するようになったと考えられる。

6) 山粕層^{やまがすそう}

山粕層は室生火砕流堆積物分布域の西部に分布する山辺層群・都介野層群と、東部に分布する山粕層群をまとめたものである。高見山にわずかに分布する高見峠礫層も山粕層とされる。前期中新世末期の堆積物で、領家変成岩類や深成岩類を不整合で覆い、中部中新統の曾爾層^{そにそう}に不整合で覆われている。下部では陸成相が多く、上部へ次第に海成相が多くなる。扇状地堆積物、蛇行河川堆積物、外浜中上部、外浜下部～内側陸棚などの堆積環境が推定されている（図 18）。

7) 曾爾層（室生火砕流）

最下部には礫岩・砂岩・泥岩などの河川堆積物が薄く分布し、ほとんどは室生火砕流堆積物からつくられている。室生火砕流堆積物は、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。この火砕流堆積物は、黒色ガラス質の溶結した火山礫凝灰岩からなる下部（含紫蘇輝石黒雲母石英安山岩・“黒溶岩”）と、脱ガラス化作用を受けた白-灰色の溶結火山礫凝灰岩からなる上部（“白溶岩”）に区分され、

両者は漸移関係にある。倶留尊山・大洞山・尼ヶ岳・鎧岳・住塚山などこの地域の主な山の山頂部はどこも室生火砕流堆積物で構成されている。柱状節理の発達がよく、名張市の香落溪や赤目四十八滝や曾爾村の屏風岩・兜岩・鎧岩ではよく見られる。

室生火砕流堆積物は現在見られる分だけでも大量であり、供給した火山はかなり大きなカルデラ火山が推定されている。しかし、どこから噴出したかははっきりとはわかっていない。14.4～14.3Ma の放射年代値が報告されており、熊野酸性火成岩類と化学組成などが似ており、室生火砕流堆積物の噴出源は“大台コールドロン”（中奥火砕岩岩脈群*）と推定されている。火山岩の古地磁気方位が逆帯磁で偏角が著しく西に偏ることから、西南日本の時計回り回転運動の前に噴出したと考えられている（図 19）。

* 中奥火砕岩岩脈群：幅 3～45m 程度の岩脈からなる岩脈群で、細粒な凝灰岩やさまざまな大きさの火山岩礫な

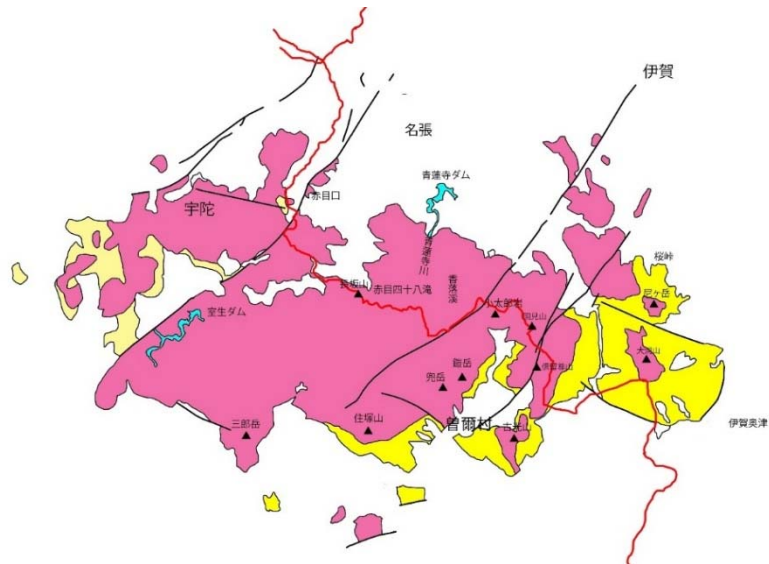


図 19 曾爾層（産総研地質図 Navi から作成）

どを含む凝灰岩からできており、かつては「中奥層」と呼ばれていた。13.7Ma、16.0Maの年代が報告されている。

※**倶留尊山南側の亀池**：倶留尊山南側の亀池(標高約 700m)や東側の池ノ原湿原(標高約 610m)の凹地には泥炭層が分布し、この凹地は、曾爾層中に発達する地すべり凹地と考えられている。池ノ原湿原では泥炭、シルト混じり泥炭、泥炭質粘土、火山灰からなり、約 1.2 万年前の前期更新世末に堆積が始まったと推定されており、池ノ原湿原では鬼界アカホヤ火山灰が見つかった。泥炭層の下位は室生火砕流堆積物(溶結凝灰岩)の風化した砂や礫からなることから、泥炭層を埋積した凹地は後期更新世末に形成されたと推定されている(表 1・表 2)。

表 1 層序 1 (産総研 1/20 万地質図伊勢)

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
中期	高見山酸性岩	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	火成岩類 熊野酸性 不動谷花崗岩 熊野花崗斑岩 尾鷲白浜火砕岩類
	山粕層 砂岩泥岩相 礫岩相 砂岩礫岩相	泥岩相 砂岩相 一志層群 大井層 波瀬層 三ヶ野凝灰質シルト岩 砂岩部層 井関砂岩泥岩部層 井生泥岩部層 古田池砂岩部層 矢下礫岩部層	片田層 家城砂岩部層など 落合砂岩相 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
新世前期					

表 2 層序 2 鈴鹿山脈周辺 (産総研 1/20 万地質図名古屋)

				三重県（鈴鹿山脈周辺）							知多半島			
				阿波層群	鈴鹿層群		一志層群			千種層	仏峠層・政所礫層など	師崎層群		
						西部	東部							
瀬戸内中新統	中新世中期	上部					片田層	(薬王寺泥岩砂岩)		(尾高高原砂岩)				
			榎野層					(茶屋砂岩泥岩)		(杉谷川泥岩)				
	平松層													
	子延層				(三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩)		(朝明川砂岩泥岩)		内海層					
	中新世前期	中部	東谷畑層						(家城砂岩など)				山海層	
				上部			(姫谷砂岩シルト岩)	大井層	(井関砂岩泥岩)	落合砂岩相	家城層	東青山礫岩相	仏峠層など	豊浜層
							(石山砂岩)							
			中部	(神武砂岩シルト岩)		(萩原砂岩シルト岩)						日間賀層		
		(梶ヶ坂含礫砂岩)		向井巨礫岩相	(観音山含礫砂岩)									
		大杣池 礫岩相		(板谷礫岩)	(筆捨礫岩)									
下部		(虻谷砂岩泥岩)												
		(一ツ家角礫岩)												

3 A - 5 - 2 鮮新統

(1) 東海層群

鮮新世から更新世前期にかけての地層が、濃尾平野、伊勢湾周辺地域見られる。かつては三重県地域のものは奄芸層群、知多地域のものは常滑層群、名古屋東部地域のものは瀬戸層群と呼ばれていたが、現在はひとまとめにして東海層群と呼ぶ。また、上野盆地周辺には古琵琶湖層群と呼ばれる地層が堆積しており、どちらも淡水成のシルト層、砂層、礫層の互層からなる地層で火山灰層や亜炭層を挟んでおり、南部ほど古い地層が分布している。

東海層群では、火山灰層が多く挟まれるが、広域に分布して鍵層となるものは多くない。そのため地層の区分は層相（堆積物の種類や堆積構造などの特徴）に基づいている。東海層群の層相は側方の変化が激しい（地層の連続性が悪い）ため、地層の境界は堆積した時期と一致しないことがよくあり、層序関係が複雑でわかりにくい原因となっている。

三重県地域の東海層群の下位の部分は亀山地域に見られる。その主要部分は亀山層と呼ばれ、西側の鈴鹿山脈や布引山地沿いには亀

山層の下位にくる松阪層や亀山層下部と同時異相にあたる小山層、西行谷層、楠原層などが分布しており、これらは鮮新世前期の地層群と考えられている（表3）。

松阪層：松阪市街地の南東に分布し、淘汰のよい中礫主体の亜円一円礫層である。また、小山層は大一巨礫を含む円礫層で、松阪層とともに東海層群の基底部を占める礫岩層である。

小山層：礫が密集した厚い礫層からなり、成層構造がはっきりわかる。基質は褐色化した中-粗粒砂である。礫は円礫～亜円礫でチャートが多く、溶結凝灰岩や領家変成岩類起源の泥岩・砂岩のホル

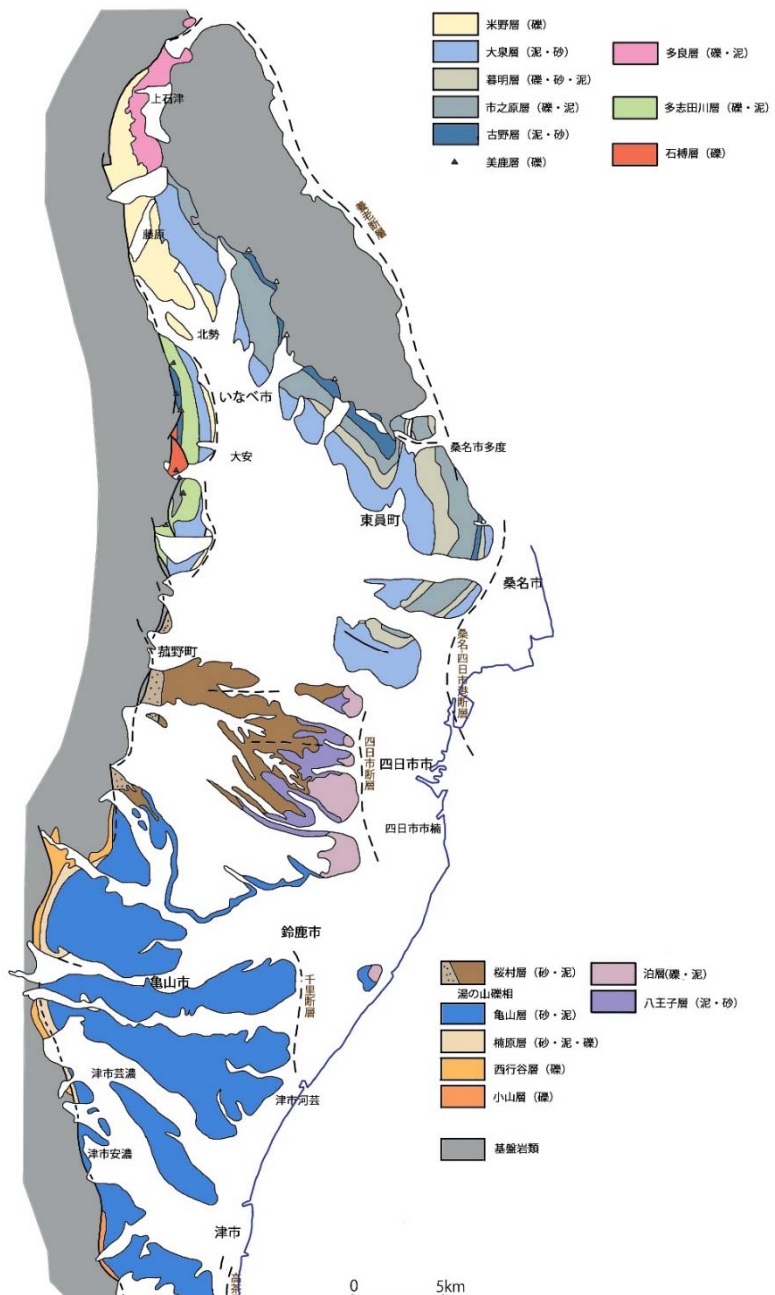


図 20 三重県北部の鮮新統東海層群（吉田，1990）

ンフェルス、深成岩類、一志層群起源の礫などである。古流向は布引山地から伊勢平野への向きを示すことから布引山地の東に形成された扇状地堆積物と考えられている。

西行谷層：厚く礫が密集し礫層からなり、これに砂や泥などを挟んでいる。下部は厚い礫層だけで、中 - 上部は厚い礫層→砂礫層→砂層→泥層と変化するところもある。礫層は、最下部では大-中礫に富み、巨礫を含むが、上部に行くにつれて礫径は小さくなる。礫種はチャートが多く鈴鹿層群起源の砂岩、溶結凝灰岩（恐らく湖東流紋岩起源）などが含まれている。石英粒を多く含む中-粗粒で塊状の砂層や炭質粘土層を挟むところもある。

楠原層：粘土・砂・礫の互層で亜炭の薄層を挟む。

泥層が多く、灰緑-青灰色の粘土・灰白-灰緑色のシルト及びシルト質砂からできており、下位の西行谷層、上位の亀山層といずれも漸移する。厚さ 10 cm 以下の亜炭層をよく挟むことから楠原夾炭層とも呼ばれた。堆積環境は沼沢地のようなところで、山から河川によって砂礫もしばしば運び込まれていたようである。

亀山層：分布が広く、層厚 1,500m 以上とされる厚い地層で、粘土優勢の粘土・シルト・砂の互層を主とする蛇行河川*堆積物からなり、一部湖成堆積物も含まれる。岩相的に上部（粘土層優勢）・中部（砂層やや優勢ないし砂層・粘土層がほぼ等量）・下部の 3 部層に区分したり、野村火山灰層を境に、上下 2 層準に区分されることもある。下位の楠原層や上位の桜村層とは粘土層が多いことで区別され、粘土層は青灰色・青緑色粘土層が主で、オリーブ色の砂質粘土層や凝灰質な灰白色粘土層が挟まれる。岩相の側方変化はほとんどみられない。露頭では砂層→シルト質砂→砂質シルト→シルト・粘土と上方ほど細粒化する傾向が見られ、砂層にはチャンネル構造*がはっきりわかる露頭もある。

***蛇行河川：**蛇のように曲がりくねって流れている河川で、中流から下流の平野のはんらん原によく見られる（図 21）。運搬作用が比較的強く、勾配が緩やかで流れの安定した場所にできやすい。さらに傾斜が大きくなり、流量を川岸が維持できなくなり崩壊すると網状河川（図 22）になり、堆積作用が強い場所に形成される。

***チャンネル構造：**一連の地層中に見られ、下底は下に凸、上面は平坦な形（右図）を示す部分をチャンネル構造と呼ぶ。チャンネルとは水の流れる流路（河道など）をいい、流水による侵食・運搬作用によって形成される（図 23）。

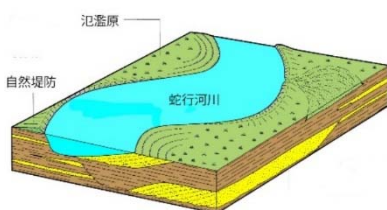


図 21 蛇行河川（URL7 を改）

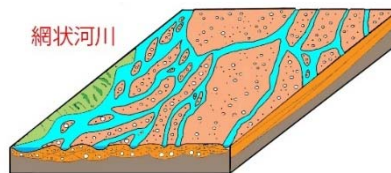
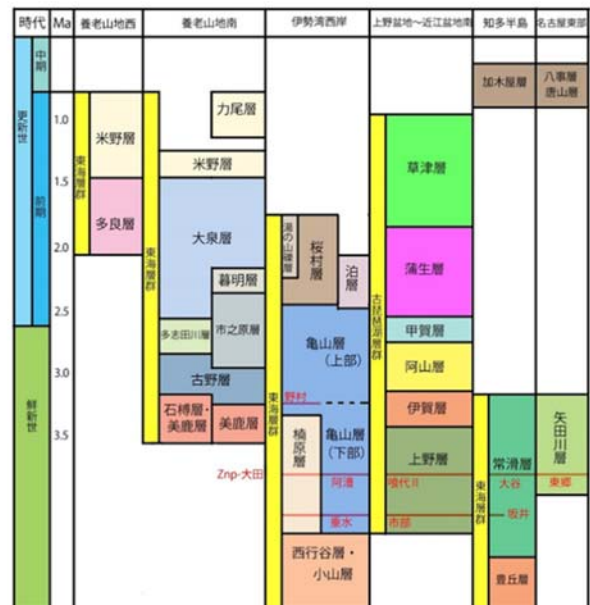


図 22 網状河川（日本地質学会，2009 を改）



図 23 チャンネル構造（URL8）

表 3 東海層群層序（産総研 1/20 万地質図名古屋）



桜村層：四日市周辺（桜丘陵など）に分布し、砂が多い粘土・シルト・砂の互層で一部に砂礫層や礫層を伴う。茶屋上夾炭層と呼ばれたものも本層に含められる。周縁には湯の山礫層が分布している。下位の八王寺層とは漸移整合（斜交）の関係に、泊層とは同時異相の関係にある。四日市地域には桜村層と泊層の下位に八王寺層が見られ、亀山層最上部に対比されている。

湯の山礫層：鈴鹿山脈近くでは厚い礫層で東に向かうと礫層と泥層になる。礫は、中・古生層、湖東流紋岩類、鈴鹿花崗岩の垂円礫・円礫で、礫の淘汰は比較的良好。泥層には垂炭の薄層を挟む。礫の淘汰は比較的良好、中・古生層、湖東流紋岩類、鈴鹿花崗岩の垂円礫・円礫からなる。

八王寺層：亀山層上部層の最上部に対比される地層で、粘土層が多い粘土層・砂・砂礫層・シルト層が重なる。粘土層は主に青灰色～灰白色の塊状の粘土で、砂層は、亀山層よりも粗粒で細礫が混ざる。上位の桜村層と泊層との関係は、いずれも漸移整合（連続的に移り変わる）で斜交関係にある。

泊層：主に含礫砂層－砂礫層－礫層からなり一部に粘土層・シルト層を挟む。桜村層と泊層との層相は連続的に変化するため、その境界ははっきりしない。砂礫－礫層は非常に厚く、礫は円礫－垂円礫であり、淘汰も良く成層しているところが多い。礫は、チャートが多く、砂岩、花崗岩・溶結凝灰岩・頁岩である。青緑色・青灰色の塊状の粘土層・シルト層の連続性はよくない。古流向は南西から南南西方向である。

亀山層上部に相当する地層は養老山地南部では、粗粒から細粒へ変化する堆積サイクルを繰り返し、下位から美鹿層（^{びろくそう}礫）、古野層（泥・砂）、市之原層（礫・泥・砂）、市之原層上部と同時異相の暮明層（礫・砂・泥）、大泉層（泥・砂）、米野層（^{こめの}礫・泥）の順に重なっている。また、鈴鹿地域では、美鹿層、^{なしただがわ}多志田川層、大泉層、^{たろ}多良層、米野層（力尾層）などに区分されている。

美鹿層：大部分は基質に乏しい礫層（礫がぎっしり詰まっている）で、礫は砂岩やチャートで、上位になるほどチャートが多くなり、礫の淘汰は悪い。砂層に見られる斜交層理から、養老山地から伊勢平野への向きの古流向が知られており、美鹿層を構成する礫層の大部分は、土石流堆積物とみなされている。

石樽層：^{いしぐれそう}御在所山地域には、美鹿層とほぼ層準が等しい石樽層があり、垂円礫・円礫が密集した礫層からできている。美鹿層より淘汰の良い垂円・円礫の礫層だけからなり、溶結凝灰岩（湖東流紋岩類）・鈴鹿花崗岩礫を含む。

古野層：美鹿層の上に漸移整合に重なり、美鹿層を欠く地域では、基盤の上に直接載る。大部分は泥層（粘土）で砂層や礫層をまれに挟む。粘土は塊状の灰-青灰-青緑色であるが、灰黒色・炭質のところもある。炭質のシルトもあり、しばしば垂炭層を伴い沼沢地堆積物とみなすことができる。粗粒な部分は大部分が蛇行河川堆積物と考えられ、堆積環境としては、蛇行河川が南に流れ、その西方の養老・鈴鹿山脈のあいだには、沼沢地が広がっていたと推定されている。

多志田川層：御在所山地域に限って分布しており、大部分が礫層と泥層である。礫は、中・古生層（チャート・砂岩・泥岩）、湖東流紋岩類（溶結凝灰岩）、鈴鹿花崗岩の円礫・垂円礫である。泥層の多くは上部に向かって細くなり、植物破片、木片なども含み、炭質物に富む部分もある。鈴鹿山脈のふもとにできた扇状地から南東に向かって河川が流れていたと推測される。

市之原層：礫層・泥層・砂層からできており、暮明層と似ているが、暮明層の方は溶結凝灰岩礫が比較的少なく、基質に富み、斜交層理（トラフ型斜交層理*）が良く発達しているなどの違いがある。泥層は塊状の青灰色粘土が多く、下部では木片や流木を含む炭質泥層を挟む。市之原層の堆積環境は、上石津町時東方の養老山地にできた扇状地の環境や網状河川平野の環境であったと考えられています。

***トラフ型斜交層理**：一定の流れの中で碎屑物（砂や泥など）が堆積を繰り返すと斜交層理ができる。流速が遅い場合は平板型と呼ばれるものができ、流速が速くなるとトラフ型（舟底状の）の斜交層理ができる。流向に直角の断面で見ると上に凹面を向けることが多く、そのことを利用して地層の上下判定にも用いられる。トラフ（舟状海盆）とは、細長い海底盆地から由来する（図 24）。

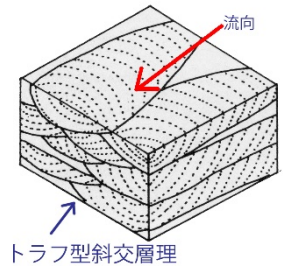


図 24 トラフ型斜交層理
（公文ほか，1998）

暮明層：市之原層上部と同時異相で礫質層・砂層・泥層からできてい

る。礫は、チャート・砂岩・泥岩、溶結凝灰岩で、淘汰・円磨度は市之原層より良い。砂層は、斜交層理が見られ、礫質の部分もある。泥層は、上方ほど細粒で、最上部には亜炭層を伴う場合がある。暮明層は全体として、北から南に向かって細粒化する傾向がみられる。二つの方向の古流系が目立ち、暮明層の大部分は、網状河川堆積物からなるものと判断されている。

大泉層：泥層と砂層からなり、礫層-砂礫層を伴う。全体に泥層の方が砂層よりもはるかに多い。砂層は灰白色～淡褐色で細礫の混ざる粗粒な砂層で、斜交層理が見られる。粘土層は青灰色～青緑色の塊状の粘土層である。礫は中礫が多く、淘汰が良く、成層しており、ほとんどチャート礫である。多良相：大泉層中で、岐阜県西部上石津町多良地域では礫の多い礫泥互層となり多良相と呼ぶことがある。

米野層：礫層と泥層の互層からできている。礫はチャート・砂岩・泥岩などで、淘汰は悪いが、上方に向かって大きくなる。泥層は褐-灰白色である。古流向は、すべて鈴鹿山脈から伊勢平野側への向きである。米野層を構成する礫層には、土石流堆積物が含まれている可能性が高く、古流向がすべて山地から平野側に向かっていることなどから、鈴鹿山脈のふもとに作られた合流扇状地が考えられている。名古屋市東部に見られる唐山層・八事層、知多半島の加木屋層などは、米野層と同じかそれより新しい層準と推定されている。

力尾層：桑名地域では力尾層が大泉層に不整合に重なり、段丘堆積物以降の堆積物に不整合に覆われている。全体に礫層が多く泥層・砂層などからできている。礫は、チャートがほとんどで、砂岩と溶結凝灰岩の円礫が少し含まれている。力尾層に挟まれる養老火山灰層が、東海層群最上部に挟まれる多良火山灰層に対比されることから力尾層が弥富層や唐山層・八事層に対比でき、これらの地層が、東海層群最上部と同時期の堆積物である考えられている。メタセコイア植物群消滅期を特徴づける化石がみつかり、更新世前期の後半（ほぼ 100-70 万年前）と考えられている。

3A-5-2b 鮮新統火山灰

東海層群や古琵琶湖層群には多くの火山灰層（テフラ層）が見られる。その中でも重要な広域テフラには阿漕^{あこぎ}火山灰、嘉例川^{かれがわ}火山灰、坂東^{ばんどう}火山灰などがある。

- ・**多度火山灰層**：古野層下部に挟在する。層厚は模式地で 175 cm、桑名丘陵で 3 m 以上である。模式地では、シルトサイズガラス質火山灰からなる基底部と、硬くて極細粒 -シルトサイズ火山灰か

らなる主部に分けられる。色調は白-灰白色であり、植物化石を含む。

- ・**市之原火山灰層**：北勢地域では員弁丘陵だけに露出し、同丘陵北西部では市之原層に、南東部では古野層に挟まっている。御在所山地域では多志田川とその南の林道の古野層上部に挟在する（原山ほか、1989）。層厚は北勢地域では 120-160 cm、御在所山地域では 1 m 弱である。粗→細→粗の順に粒度変化を示す三つの部分からなる。下部は軟らかい細-中粒ガラス質火山灰からなり、黒雲母結晶を多量に含むのでザラザラした感じのゴマシオ状である。中部は硬いシルトサイズ火山灰であり、細片-ブロック状に碎ける。上部は細粒・無層理のガラス質火山灰であり、オリーブ-黄-灰色味を帯びる。御在所山地域では中下部だけからなる。
- ・**坂東Ⅰ火山灰層**：嘉例川火山灰層と並んで最もよい鍵層であり、北勢地域全域に分布している。員弁丘陵北西部では市之原層上部、同丘陵南東部から海岸側丘陵では暮明層下部-最下部に挟在する。御在所山地域に露出する杉谷Ⅰ火山灰層に対比される（吉田、1990）。層厚は 一般に 4-5 m で、模式地東方の平古では 10 m 以上と厚く、逆に模式地西方の西小山谷川では 1 m と薄い。灰白色、極細-細粒でサラサラした感じのガラス質火山灰である。基底部の粒度は主部より粗く、主部には時に軽石（数 cm 大以下）が含まれる。
- ・**坂東Ⅱ火山灰層**：北勢地域の丘陵に広く分布し、員弁丘陵北西部では市之原層最上部、同丘陵南東部から朝日丘陵では暮明層最上部-上部に挟まれる。層厚は 4-5 層の火山灰層の組合せからできており、全体の層厚は 10 数 m になる。いずれの火山灰層も灰白色・ガラス質火山灰からなり、一番下位の火山灰層が最も厚く、粒度が粗い。軽石を含むことが多い。
- ・**嘉例川火山灰層**：模式地は上石津町下山東方の牧田川河岸である。横山（1971）及び竹村（1984）のパミス火山灰層と同じ火山灰層である。北勢地域の大泉累層中部に連続して挟まれる。御在所山地域の杉谷Ⅲ火山灰層に対比される（吉田、1990）。層厚は多度丘陵の標高 105 m 三角点の北の露頭では 15 m 近い厚さを持つが、他の露頭では 7-8 m である。基底部と主部に大きく分かれ、基底部は厚さ 50-120cm、更にいくつかの部分に細分できるが、全体に主部より粒度が細かくて硬く、赤紫色（アズキ色）（吉川ほか、1988）から淡橙色を示す部分が発達する。主部は全体に灰白色（風化すると淡黄色）で比較的軟らかいガラス質火山灰からなり、軽石を含む。一般に平行葉理が発達するが、朝日町埋縄の露頭では、コンボリュート葉理、谷型・板状型斜交層理、スランプ構造が発達し、偽礫を含んでいる。
- ・**阿漕火山灰層**：亀山市以南の東海層群に挟有される火山灰層のうち、層厚が最も厚く、安濃丘陵以南では 5-18 m に達する亀山層下部 - 最下部や楠原層中に挟まれる。
- ・**野村火山灰層**：模式地は亀山市野村町日東電工野村社宅北側の露頭である。和田（1982）の下ノ^{しものしょう}床火山灰層と同じ火山灰層である。津東部図幅地域では、大谷池火山灰層の上位約 200 m の亀山層中部に挟まれる。下位部分は層厚 10-25 cm 極細粒で弱い平行葉理が見られる。色調は新鮮な部分で淡黄色-浅黄色-オリーブ黄色であるが、乾燥すると白色となり石膏状の外観を呈することがあり、シルト質になる場合や、露頭において亀甲状の細片に碎ける場合がある。上位部分は層厚 30-90 cm で、シルトサイズでまれに平行葉理が発達する硬い火山灰である。なお、上位部分の上位約 20 cm の所には厚さ 10-15 cm の淡橙色-灰色を呈するシルト質火山灰が伴われることがある。本火山灰層は、風化が進むと全体がより黄色味を帯びようになることが特徴である。
- ・**原田川火山灰層**：辺法寺火山灰層と同一の火山灰層である。津東部図幅地域では野村火山灰層の上

位約 150 m の亀山層中部に挟有され、鈴鹿市南畑西方まで良く連続する。層厚は 60-80 cm である。互いに漸移する上部（層厚 40-55 cm のシルトサイズで無層理塊状の火山灰。新鮮な部分では灰白-オリーブ灰色で硬いが、風化すると淡黄-浅黄色となり柔らかくなる。）と下部（層厚 15-40 cm のシルトサイズで平行葉理の発達する火山灰。新鮮な場合灰白-淡黄色で硬いが、風化すると浅黄色となり黄色味を増す。上部はシルト質の場合がある。なお模式地では、両ユニットの間に、シルトサイズで灰色を呈する硬い火山灰（阿漕火山灰層のユニット②に外観が似る）が、レンズ状に認められる）に分けられる。

- ・**長明寺 I 火山灰層**：^{ちょうみょうじ}原田川火山灰層の上位約 300 m の亀山層上部に挟まれ、津東部図幅地域から鈴鹿市南畑西方まで良く連続する火山灰層である。上部ユニットは厚さ 10 cm で、灰白色と淡黄色の葉理が、弱い平行葉理をなす細粒の火山灰で、下位ユニットは厚さ 70 cm で灰白色を呈し、無層理塊状で細粒の火山灰である。
- ・**長明寺 II 火山灰層**：長明寺 I 火山灰層の上位約 35 m の亀山層上部に挟まれ、長明寺 I 火山灰層とペアになって、津東部図幅地域から鈴鹿市南畑西方まで連続する。下位の火山灰層は、層厚 5-20cm、径数 mm の軽石を含み、細粒-中粒で白色-灰白色である。上位の火山灰層は、2つのユニットに分けられる。下位ユニットは層厚 30-70 cm のシルトサイズで無層理塊状の硬い火山灰で新鮮な部分では灰白色であるが、風化するとオリーブ黄色となり柔らかくなる。上位ユニットは層厚 30-50 cm のシルトサイズで平行葉理の発達する硬い火山灰で。風化するとオリーブ黄色となる。

（２）古琵琶湖層群

三重県の伊賀盆地から近江盆地にかけての丘陵には、鮮新-更新世の古琵琶湖層群が分布している。上野盆地（伊賀盆地）は、東側を布引山地・鈴鹿山脈、南を室生山塊、西を大和・信楽高原に囲まれ、北は阿山丘陵をへて近江盆地に接している。近江盆地との境は、阿山丘陵中の入りくんだ分水嶺で、それが三重県と滋賀県との境にもなっている。上野盆地には、奈良に向かって流れる木津川と、その支流の名張川、服部川、柘植川などが流れており、これら河川の流域に見られる 30~50m 前後の高さの丘陵に古琵琶湖層群が見られる。おおよそ 440 万年前以降に陸水成に堆積した地層で、おおまかには南方のものほど古く（下位）になっている。古琵琶湖層群では、50~100 万年程度の間隔で、堆積するところ（くぼ地）が移動しており、地層の特徴によって下から

上野層、伊賀層、阿山層、甲賀層、蒲生層、草津層、堅田層、高島層に区分されている（島ヶ原・伊賀一油日・佐山・蒲生・八日市・堅田層と区分する考えもある）。上野盆地には下半部の、上野層、伊

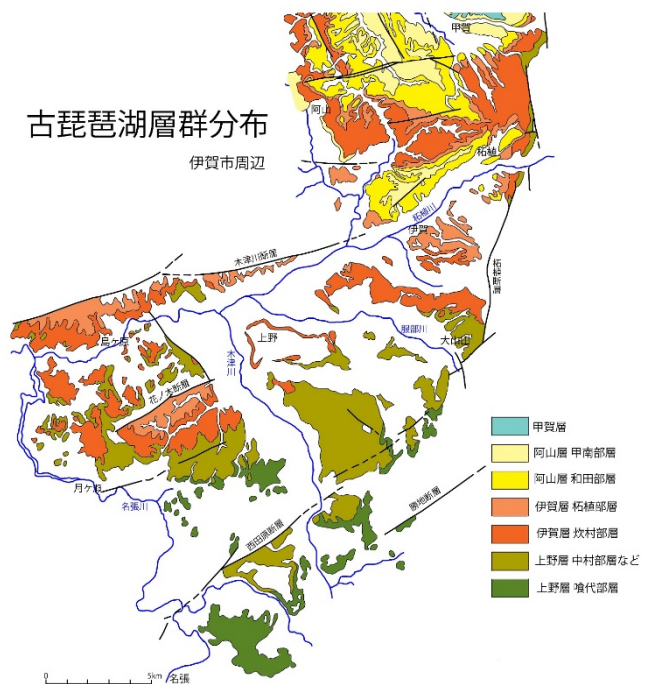


図 25 古琵琶湖層群の分布（川辺，1990 ほかから作成）

賀層、阿山層、甲賀層が分布しており、上野盆地東部の伊賀市大山田地区の服部川流域には古琵琶湖層群下部の上野層と伊賀層が分布している。古琵琶湖層群は湖沼や及び河川流域に堆積した粘土・シルト・砂・礫から構成され、薄い火山灰層を数多く挟んでおり、しばしば亜炭層も挟まれる。鮮新-更新統境界となっている Gauss/Matuyama Chronozone 境界は甲賀層と蒲生層の境界付近にある。

上野層：古琵琶湖層群の最下部の地層で、主に泥層からなり砂層と礫層を含む湖成~扇状地堆積物からできており、基底部付近や基盤の高まりに囲まれた地域では陶土層や亜炭層がよく見られる。地域によって地層の様子が異なり（同時異相）、細かく区分（部層に）されている。服部川流域に分布する上野層中村部層と伊賀層炊村部層は多数の足跡化石が産出することで有名である。

伊賀層：下位の地層を部分的に不整合に覆い、上位の阿山層に整合に覆われている。薄いシルトと粘土を挟む河川堆積物から構成される。下半部は淘汰の悪い粘土層と砂層の互層、上半部は主に礫層・砂層およびシルト、粘土層の互層からなり、一般に上方に向かって細粒になる。分布地域の西部では湖東流紋岩類の礫を多量に含む礫層で特徴づけられる。

阿山層：下位の伊賀層を整合に覆い、上位の甲賀層に整合に覆われる塊状の無層理（均質な）の粘土層を主とする地層で、湖沼堆積物である。

甲賀層：阿山層の上に重なる甲賀層も、均質な厚い粘土層で特徴づけられる地層で、堆積場の北への移動により、伊賀層よりやや北寄りに分布する。広く深い湖を形成した時代のものと考えられている。

蒲生層：砂泥互層を主体とする地層で分布は、さらに北へ広がり、近江盆地の湖東地域に広く分布している。全体的には砂層が卓越し始め、厚い泥層が見られなくなることから、広く深い湖は消滅したと考えられている。その上に重なる草津層は、蒲生層よりも砂層が多く、湖のような広い止水域環境がなくなった時代だと考えられている。

※古琵琶湖層群と伊賀忍者

伊賀は東大寺が支配する土地でしたがそれに反抗する者たち（「悪党」とよばれた）が伊賀忍者の起源とされるが詳細は不明である。この地域は古琵琶湖層群の粘土質の土壌が堆積し、難透水層のため稲作が難しく貧困なため、忍者と呼ばれる傭兵業に従事することになったという説もある。

3 A - 6 第四系

見当山層：けんとうやま見当山層は、伊勢湾西岸における中部更新統の模式層で、模式地は津市いしんでんちょう一身田町西方の見当山である。見当山丘陵と高塚丘陵頂部に堆積原面を残さずに断片的に分布し、東海層群堆積後、段丘形成前に堆積した地層である。ほとんど礫 - 砂礫層ですが、連続の悪い砂層やシルト層も挟む。礫は垂円・円礫からなり、チャートと深成岩類（領家花崗岩類や・鈴鹿花崗岩）が多く、泥岩・砂岩・片麻岩類、中新統の砂岩、東海層群のシルト・粘土なども含む。模式地ではわずかに溶結凝灰岩類が含まれている。深成岩類は、表面が風化した礫や、“クサリ”礫になっている。礫径は全体に北西から南東方向に減少している。

段丘堆積物：高位段丘堆積物は、激しく風化した礫を含み、赤褐色土を伴う段丘面を構成する。中位段丘堆積物は、風化を受けた礫が含まれ黄褐色（一部赤褐色）土を伴っていくつかの段丘面をつくっている。伊勢丘陵の大部分と上野盆地の中位段丘堆積物は河川性の堆積物からできている。低位段丘堆積物は、風化の程度が弱い礫を含む河川による堆積物からなり、薄い褐色ないし黒色の表土を伴うも

の橙～赤色表土は伴わないという特徴がある。伊勢平野では。低位段丘面を覆う黒色表土の基底付近の層準から始良 Tn テフラ(AT:26～29ka)起源の火山ガラスが見つまっている。

沖積層：最終氷期の海水準低下期（約 1.9 万年前）以降に堆積した地層を沖積層という。伊勢平野は、津市付近を境に宮川・櫛田川・雲出川のなどによってつくられた伊勢平野南部（津市，松阪，伊勢各市周辺）と，鈴鹿川・員弁川によってつくられた伊勢平野北部（四日市市およびその周辺）に区分される。

伊勢平野南部の地盤では，更新世の地層が下位の古伊勢湾層（厚さ 5～10m 程度の粘土層），上位の伊勢神戸層（厚さ 10～20m 程度の礫層）からなり，沖積層が下位の四日市港層（厚さ 5～10m 程度の粘土層），上位の富田浜層（厚さ 10m 程度の砂・礫層）から構成されている。

伊勢平野北部の地盤は，更新世の地層が下位の古伊勢湾層（厚さ 10～30m 程度の粘土層で，最下部に海成粘土層が数m で分布），上位の伊勢神戸層（厚さ 10～30m 程度の砂・礫層）からなり，沖積層は下位の四日市港層（厚さ 10～20m 程度の粘土層），上位の富田砂層（厚さ 5～10m 程度の砂層で，最上位に厚さ 1～2m 程度の粘土・シルト，砂，礫層の互層が見られる）から構成されている。

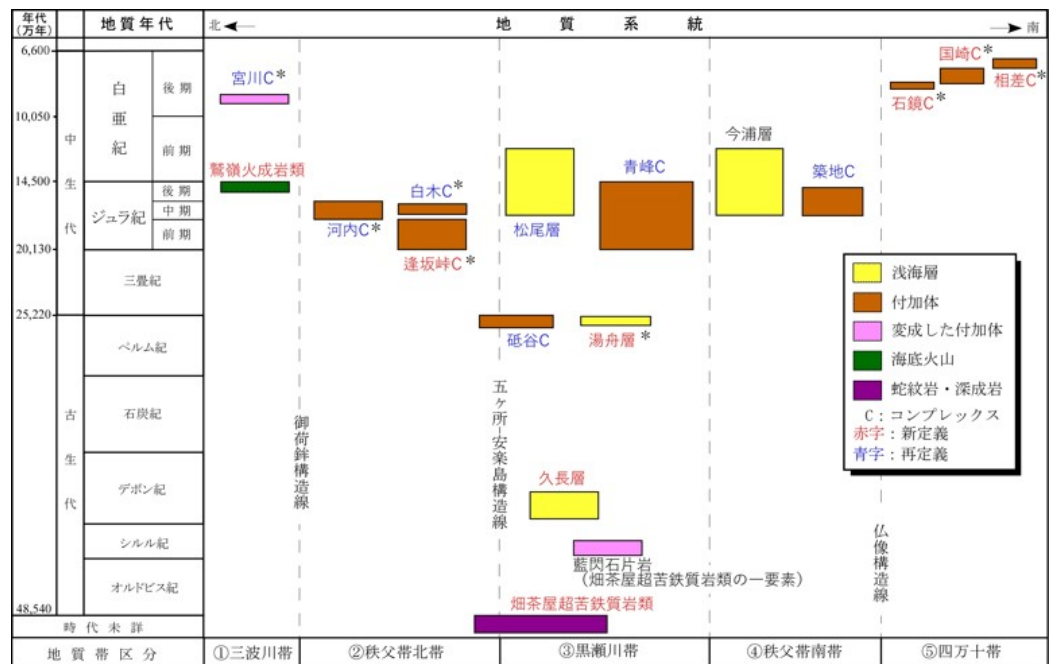
表 5 伊勢平野の第四系(産総研 1/5 地質図四日市より作成)

	南部	北部
沖積層		粘土・シルト，砂，礫層の互層
	富田浜層	富田浜層
	(砂・礫層)	(砂層)
	四日市港層	四日市港層
	(粘土層)	(粘土層)
更新世の地層	伊勢神戸層	伊勢神戸層
	(礫層)	(砂・砂礫層)
	古伊勢湾層	古伊勢湾層
	(粘土)	(粘土)
		海成粘土層

3 B 外帯の地質

外帯は熊野地域を除き、北から三波川帯、秩父帯、四万十帯に区分されてきた。付加体の概念のなかったころには、様々な岩体、とくに大型化石が産出される岩体には個々に地層名が与えられ、その相

表 4 層序（産総研 1/5 万地質図鳥羽プレスリリース）



互の関係は複雑になっていた。一番複雑な原因は秩父帯と一括される地域（地体）に様々な年代の地層が混在していることである。さらに付加体が多い中、整然相も含まれている。そこで、地理的な分布による区分として三波川帯、秩父帯、四万十帯の名称が用いられ、それに加えて形成年代（付加した年代など）や形成のされ方によって地層を区分する工夫がされている。付加体に対しては地層名ではなく「〇〇コンプレックス」という呼び方も使われる。秩父帯は「北帯」、「中帯」、「南帯」と区分されていたが、現在では「中帯」は四国から続く「黒瀬川帯」と呼ばれている。

3 B-1 三波川変成岩類（宮川コンプレックス）

三波川帯は、中央構造線の南側に沿って東西方向に帯状に分布する地質帯である。秩父帯と四万十帯もしくは秩父帯の一部に挟まれた厚さ約 2km で、分布域が 800km にも及ぶ薄いシート状として産する。三重県周辺地域での分布は、愛知－静岡県境から、渥美半島を経て紀伊半島中央部の国見山周辺に及ぶ。三波川帯を構成する変成岩類は主に結晶片岩で高压型変成岩（高压中間群）と呼ばれ、主に泥質片岩で、珪質片岩、塩基性（苦鉄質）片岩などからなる。断層運動・褶曲運動などを受け、強い圧力のため鉱物は一定方向に配列し片理が発達している。松阪市飯高町付近の三波川結晶片岩類に発達した褶曲・小断層の研究から、中央構造線が過去に正断層の性質を持っていたことも考えられている。

三波川帯の南縁部には御荷鉾緑色岩類が断続的に分布（最大約 2km の幅）している。紀伊半島での三波川変成岩の変成年代は、 $110 \pm 20\text{Ma}$ 、 $70 \pm 5\text{Ma}$ 、 $55 \sim 77\text{Ma}$ が報告されており、この地質時代は白亜紀後期から古第三紀暁新世に相当する。三波川変成岩類は、主にジュラ紀の秩父帯の付加体堆積物（付加複合体）を原岩として、白亜紀の海洋プレートの沈み込みに伴う低温高压型の変成作用で形成されたと考えられている。また、三波川変成帯の形成には熱い（若い）海洋プレートの沈み込みま

たは海嶺の沈み込みが関係していたとも考えられている。

三波川変成岩類と秩父帯付加複合体は主に高角度の断層で接している。地域によってはきわめて低角度の断層で接したり、三波川結晶片岩類と秩父帯付加複合体の構成岩類の構造的な上下関係でも、三波川結晶片岩類が上位に位置したり逆になったりしている。

松阪市飯高町・飯南町付近の三波川結晶片岩類は西北西―東南東方向に延びる高角度の断層によって^{かゆみそう}粥見層、^{いいだかそう}飯高層に区分され、北側に分布する粥見層は南側の飯高層に比べ変成度及び変形度が高い。

最近、鳥羽地域の三波川変成岩類に対して宮川コンプレックスの名前が提唱された。泥質片岩を主とし、苦鉄質片岩、石灰質片岩、珪質片岩、砂質片岩を伴う。^{しゅうれい}鷲嶺火成岩類（御荷鉾緑色岩類）の構造的な下位に位置しているが、一部は構造的な上位に位置している。

3 B - 2 御荷鉾帯（鷲嶺火成岩類）

御荷鉾緑色岩類は主に変成を受けた玄武岩凝灰岩、塩基性の塊状溶岩、蛇紋岩化した超苦鉄質岩類などからなる比較的大規模な岩体で、三重県では伊勢市・鳥羽市付近にのみ分布している。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ため、三波川変成岩に含まれて説明されることもよくある。原岩が塩基性の溶岩や深成岩類のため、大半が濃い緑色をしている岩石で、鳥羽地域では鷲嶺火成岩類と名付けられた。鉛同位体比及び微量元素組成から MORB*の特徴を示し、海底火山活動によるものと考えられている。付加体の沈み込みによる変成作用を受けた三波川変成岩類とは形成されたところが異なることから秩父帯として扱う考えもある。後期ジュラ紀後半の年代が報告されている。

＊MORB：中央海嶺で作られる玄武岩質の火成岩

鷲嶺火成岩類は御荷鉾構造線以北に分布し、朝熊ヶ岳岩体や二見岩体として見られる。超苦鉄質岩類は、かんらん岩を主体とし、苦鉄質岩類は、主に斑れい岩、ドレライト*及び玄武岩からできている。主に宮川コンプレックス（三波川変成岩）の構造的な上位に位置するが、一部は構造的な下位に位置している。朝熊ヶ岳は、付加体の中に取り込まれた大規模な海洋火山の断片が、逆断層によって上昇してきたもので、南北方向の圧縮によって三波川帯全体の地層が大きく褶曲し、朝熊ヶ岳の地層の上下が逆転していることが知られている。朝熊ヶ岳北麓では逆転した枕状溶岩が見られる。

＊ドレライト：粗粒玄武岩とも呼ばれ石基部分の結晶が大きくなった緻密で暗緑色の玄武岩で、普通輝石の大きな結晶（緑）の中に斜長石の細長い結晶（黄）が一部分はめ込まれたように組み合わせた組織（オフィチック組織）を示すことが多い（図 26）。

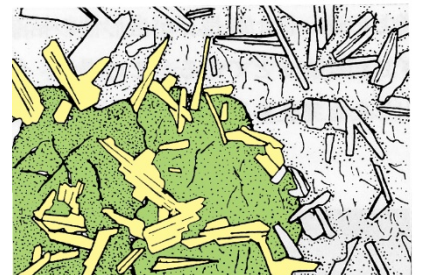


図 26 オフィチック組織（岡村，1995 に加色）→

鳥羽地域では北から、①白亜紀の変成した付加体（三波川帯）、②ジュラ紀の付加体（秩父帯北帯）、③ジュラ紀の付加体、ジュラ紀～白亜紀の浅海層、三畳紀に変成した付加体、古生代の火成岩・変成岩、古生代の浅海層、蛇紋岩（以上、黒瀬川帯）、④ジュラ紀の付加体及びジュラ紀～白亜紀の浅海層（秩父帯南帯）、⑤白亜紀の付加体（四万十帯）が分布する。

3 B - 3 秩父帯付加複合体* (五十鈴層群)

秩父帯は一般に、黒瀬川帯を挟んで北帯と南帯に区分されている、黒瀬川帯の分布が欠けている志摩半島以西では区別は困難である。秩父帯付加複合体は、志摩半島から大台ヶ原山を含む^{だいこうさんみゃく}高山脈にかけて東北東一西南西走向で分布しており、地域ごとにそれぞれ地層名がつけられており、断層によってそれらの地層の関係も複雑になっている。御荷鉾構造線と仏

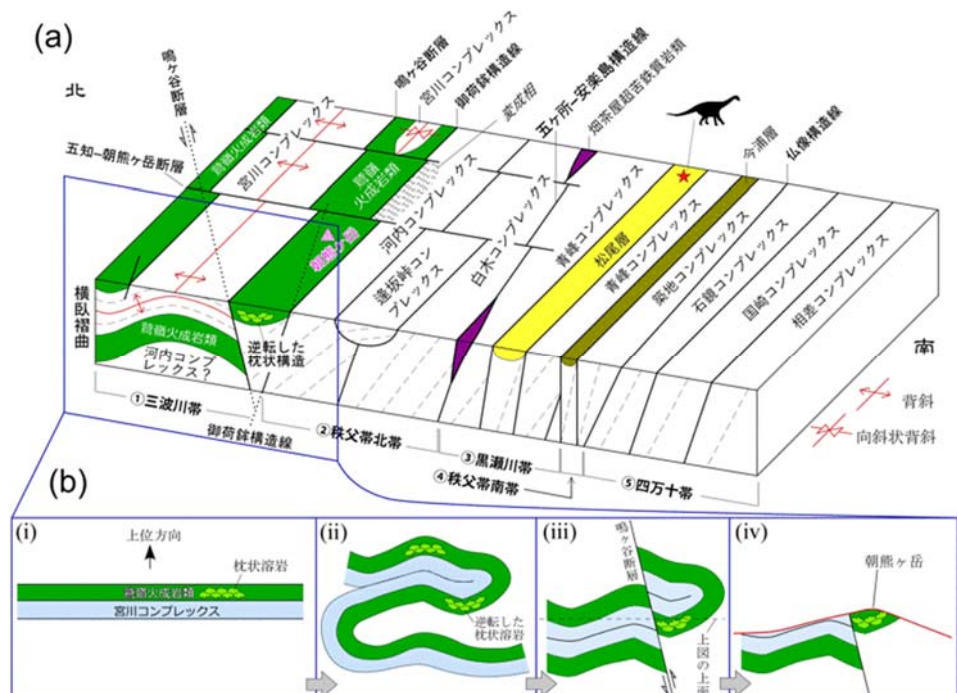


図 27 鳥羽地区の地質構造（内野，2018 など）

像構造線に挟まれた区域（秩父帯北帯、黒瀬川帯、秩父帯南帯）に分布するジュラ紀付加体（秩父帯付加複合体）は五十鈴層群と一括され、6つのコンプレックスに区分されている。

***付加複合体：**付加体から構成される地域でも浅海性の整然相などが含まれることがあり、それらをまとめて付加複合体と呼ぶ。

秩父帯形成の最終年代は、白亜紀古世*中ごろで、その後、古太平洋プレートの移動によって東アジア大陸東縁域で大規模な左横ずれ断層が生じたと考えられている。ジュラ紀付加体（丹波帯・秩父帯）の伸びの方向と緩く斜交して発生し、外側（太平洋側）が北東方向へ横ずれして、最終的に丹波帯と秩父帯の2帯配列が形成された。秩父帯が横ずれする以前には上位に黒瀬川帯がナップ*として累重していたことから、黒瀬川帯を乗せたまま左横ずれ*して、内帯と外帯におけるジュラ紀以前の大規模な地質体群が2帯に配列した。

***白亜紀古世：**白亜紀の前半でおおよそ1.45億年から1億年前の時代。

***左横ずれ断層：**断層面に直角な方向から見たとき、左側が手前にずれている断層で、右側が手前にずれたものは右横ずれ断層と呼ぶ（図28）。

***ナップ nappe：**断層運動によって遠く離れた地域の地層が、別の地域の地層の上に重なるようになった構造をいう。ドイツ語でデッケと呼ぶこともある（図29）。

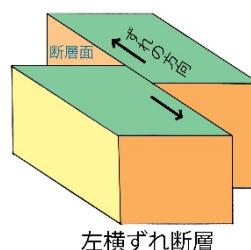


図 28 左横ずれ断層



図 29 ナップ（URL9 を改）

3 B - 3 - 1 秩父帯北帯

秩父帯北帯には、北から河内コンプレックス、^{おうさかとうげ}逢坂峠コンプレックス、白木コンプレックスが分布する。北帯に分布する各コンプレックスは玄武岩、石灰岩、チャート、泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層及び混在岩からなる。

1) 五十鈴層群 河内コンプレックス（河内層群）

三波川変成岩類の南側に分布しますが、台高山脈には見られない。玄武岩・チャートの岩体が多く、片岩が見られることが特徴である。劈開の発達した泥岩を基質とし、玄武岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩塊・岩体を含む泥質混在岩が見られる。付加年代は中期ジュラ紀と考えられている。

2) 五十鈴層群 逢坂峠コンプレックス

主に玄武岩、石灰岩、チャート、砂岩泥岩互層、砂岩、混在岩からなり、とくに大きな石灰岩岩体が見られるのが特徴である。石灰岩は明灰色～灰色を呈し、無層理の場合と玄武岩あるいは石灰礫岩を挟むことによって層状になっているところもある。また、玄武岩基質中に石灰岩が岩塊として取り込まれるような混在相を示すところもある。付加年代は前期ジュラ紀と考えられている。

3) 五十鈴層群 白木コンプレックス（白木層群）

主に玄武岩、チャート、泥岩、砂岩、破断（力を受けて壊れたもので、ずれが見られないもの）した砂岩泥岩互層及び剪断（岩石の内部のある面に平行に力が作用すること）された黒色泥岩を基質とした泥質混在岩が見られる。特に、赤紫色の玄武岩や整然相を示す碎屑岩が多いことが特徴である。泥岩から中期ジュラ紀の放散虫化石を産する。

3 B - 3 - 2 黒瀬川帯構成岩類

秩父帯の中程には、圧碎された花崗岩類・変成岩類・シルル紀～デボン紀の堆積岩類など、その南北とは異なる性質を持つ地層や岩石が東西に細長く分布しており、黒瀬川構造帯と呼ばれる。黒瀬川帯は単一の地質帯ではなくいくつもの地体の断片からつくられている。細かな点ではいろいろな考えがあり、伊勢地域では五ヶ所－^{あらしま}安楽島構造線という断層に沿って蛇紋岩、^{りゅうせんざん}龍仙山層群、^{とや}砥谷層群が区分されている。近年、鳥羽地域の黒瀬川帯の古生層は、^{はたけちや}畑茶屋超苦鉄質岩類、浅海層の^{くなが}久長層と^{ゆふね}湯舟層、結晶片岩の砥谷コンプレックスと呼ばれる。

1) 畑茶屋超苦鉄質岩類

蛇紋岩地帯は鳥羽地域では畑茶屋超苦鉄質岩類と呼ばれる。五ヶ所－安楽島構造線に沿って分布する超苦鉄質岩の蛇紋岩からなり、一部にダナイト*も見られる。蛇紋岩はドレライト、閃緑岩、変成岩（角閃岩など）、などの岩塊を含む。

* **ダナイト dunite**：かんらん岩の一種で、カンラン石の割合が90%を超え、他には微量のクロム鉄鉱や直方輝石などしか含まない岩石である。苦鉄質～超苦鉄質マグマから最初に晶出したカンラン石が、マグマだまり内部で沈降してダナイトを生じることがある。

2) 龍仙山層群

五ヶ所湾北岸の限られた地域に分布し、南限を五ヶ所－安楽島構造線で断たれている。玄武岩及び苦鉄質火山碎屑岩と、石灰岩・チャート・砂岩などの岩体・岩塊を含む黒色千枚岩質の混在岩が主となっている。千枚岩から三疊紀末～ジュラ紀初頭の年代が報告されており、堆積年代は三疊紀以前とみなされている。

3) 五十鈴層群 砥谷コンプレックス（砥谷層群）

五十鈴層群中の約 200 Ma 前後の年代を示す片岩類は砥谷コンプレックスとよばれ、主に泥質片岩、砂質片岩、苦鉄質片岩を主とし、混在岩も伴う。畑茶屋超苦鉄質岩類の蛇紋岩を密接に伴うことが多く、北側の岩倉層と南側の松尾層に挟まれて分布し褶曲している。三畳紀以前に堆積し、付加年代は後期ペルム紀とみなされている。黒瀬川帯はジュラ紀新世当時、東アジア大陸東縁域に配置されていた先ジュラ紀地体群が一斉に秩父帯上のナップとなり、白亜紀に入ってから横ずれ断層群によって再配置されるという過程を経て形成されたと考えられている。砥谷層群の中の変成を受けていない部分は青峰コンプレックスの一部とされている。

4) 五十鈴層群 青峰コンプレックス（^{あおのみね}青峰層群）

五ヶ所-安楽島構造線以南で、築地コンプレックスより北側にみられる。主にチャートと混在岩からなり、泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層や、わずかに玄武岩及び石灰岩も伴う。青峰コンプレックスの混在岩は、含石灰岩玄武岩や緑色チャートの岩塊を含むこともある。泥岩の基質中には、海洋地殻上の玄武岩や石灰岩の断片化された岩塊が含まれている。青峰コンプレックスの付加年代は前期～後期ジュラ紀と考えられている。

五ヶ所-安楽島構造線の南側に沿って細長く分布する地層は岩倉層と呼ばれており、黒瀬川帯に属するという考えもある。劈開の発達した泥質混在岩が主で、苦鉄質火山碎屑岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩塊を含んでいる。北側の蛇紋岩と南側の砥谷層群とは、断層で境される。

5) 松尾層

松尾層は砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層が主で、少し礫岩も見られる。海溝より陸側の浅海底で、付加体を覆うように堆積した整然相で、青峰コンプレックスの中に細長く数列に分布する。一部の砂岩は白色のアルコース質*で、トラフ型斜交層理なども見られる。泥岩は細かく割れる風化をしており、礫岩は、垂円～円礫を含む中礫～大礫岩が特徴的である。泥岩からは、多くの貝化石のほか、主に前期白亜紀前半の放散虫化石が見出されている。また、鳥羽市二地浦の砥浜海岸からはティタノサウルス上科に属する恐竜化石“トバリユウ”が発見されている。このような浅海性の地層が隆起して地表に露出した付加体の中には残っているのは、その部分が周囲の付加体（秩父帯北帯や四万十帯）に比べて隆起（上昇）量の少ない場所だったためと考えられている。

* **アルコース質砂岩**: 花崗質砂岩ともいわれ、石英、長石、雲母といった花崗岩を構成する鉱物からなる砂岩をいう。

風化した花崗岩との区別が難しいこともある。

6) 久長層

鳥羽市の久長海岸のみで見られる前期～中期デボン紀放散虫化石を含む淡緑色の珪長質な塊状の凝灰岩である。砂質な層と細粒で緑色チャートのような層が不均質に混在している。放散虫化石から前期～中期デボン紀とされ、北側は断層で松尾層と接している。

7) 湯舟層

志摩市磯部町の神路ダム南東の湯舟川でのみ見られ、整然相を示す砂岩や泥岩を主としたペルム紀の浅海層である。青峰コンプレックス分布域（黒瀬川帯）に分布している。

3 B - 3 - 3 秩父帯南帯

1) ^{ついで}築地コンプレックス

五十鈴層群のうち最も南に分布し、主に灰色～暗灰色のチャートからなり、砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層及び泥質混在岩や、わずかに玄武岩や石灰岩を伴う。砂岩やチャートが側方に比較的よく連続し

て分布する特徴があり、付加年代は中期～後期ジュラ紀と考えられている。

志摩半島では築地層群、度会町-南伊勢町では^{のみぎ}能見坂層群、大台町一紀北町北部では犬戻峡コンプレックスと呼ばれる。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している。

2) 今浦層

今浦層は、青峰コンプレックスと築地コンプレックスの間に細長く分布し、北側は青峰コンプレックスと断層で接している。泥岩、砂岩、砂岩泥岩互層が主で整然相を示す。少量の鳥巢石灰岩と呼ばれる暗灰色の石灰岩を泥岩中にレンズ状岩塊として含む。その中には石英などの陸地から運ばれた碎屑物や有機物が含まれ、ハンマーで叩くとほのかな油臭がすることが特徴で、六射珊瑚や床板珊瑚・二枚貝・層孔虫などの化石を多産する。泥岩はシルト質で、暗灰色～灰色を呈し、風化を受けると細かく割れる。泥岩からは植物、ウニ、二枚貝、巻貝、アンモナイト（後期ジュラ紀後半）などの化石のほか、ジュラ紀末期～白亜紀初頭の放散虫化石が見つまっている。砂岩は、灰色で、粒度は細粒～粗粒である。

3) 高原層・山葵谷層

台高山脈で見られる高原層及び山葵谷層は著しく剪断された黒色泥岩を基質として、玄武岩・石灰岩・チャート・赤色珪質泥岩・砂岩などの岩体・岩塊を含む泥質混在岩を主体とし、砂岩泥岩互層を伴っている。泥質混在岩の泥岩基質から後期ジュラ紀と前期白亜紀の放散虫化石が報告されている。

3 B - 4 四万十帯付加複合体（的矢層群）

1980年代には、従来は秩父帯と考えられていた紀伊半島東部の地層が四万十層群であることがわかった。四万十帯は、仏像構造線*の南側で東西方向に帯状に分布する地層群で、房総半島から沖縄本島まで分布している。1926年、江原真伍によって四万十川流域に分布する地層群が「四万十統」と名付けられたのが始まりである。鍵層となる目立つ地層も少なく、断層や褶曲による変形が著しく、さらに大型化石が乏しいことから情報の少ない地層群であったが、現在では放散虫・有孔虫などの微化石や古地磁気などによって研究が進んできている。

* 仏像構造線：四万十帯と秩父帯南帯（または三宝山帯）との境界になっている南西諸島から千葉県まで続く逆断層である。高知県土佐市西部にある地名「仏像」という地名から名づけられ、BTLと略記されることが多い。

四万十帯は後期白亜紀に形成された北帯とおもに古第三紀に形成された南帯とに分けられる。四万十帯を構成する四万十層群は、おもに砂岩・泥岩からなり、チャート・緑色岩を伴い、堆積環境や形成時代が異なる岩石が複雑に混在した地層といえる。また、一つの露頭ではわからない規模の大きな褶曲構造が見られる。三重県でも四万十帯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しているが、西部の台高山脈周辺では仏像構造線はほぼ水平となるため、秩父帯の北側にも露出している。

四万十帯における海洋底玄武岩のブロックを含む混在岩相（メランジュ）は、上盤プレートと下盤プレートの境界において6～7km深度において形成されたと考えられている。整然相の砂岩層はタービダイトで、四万十帯の形成されたところより北または西に位置していた成熟した（化学的に安定で物理的にも抵抗性のある石英などの安定した鉱物を多く含むこと）大陸性火山弧から運ばれてきたと考えられている。四万十帯の熱構造は多くの場合、地質構造と一致せず、付加したときに形成された

熱構造に付加体の形成後に受けた熱が重複されていると考えられている。例えば、秩父帯と四万十帯の熱構造は仏像構造線をまたいで連続している。

3 B - 4 - 1 志摩半島地域（北帯）

この地域の四万十層群は、おもに砂岩・泥岩などの碎屑岩からなり、放散虫化石によって中～後期白亜紀と南に向かって若くなる帯状構造を示す。碎屑岩中のチャートや緑色岩の岩塊は周囲の地層よりも古い年代の化石を含むオリストリス（地層として連続せず、レンズ状にはさまれた岩石）である。この地域の四万十帯付加複合体（北帯）は的矢層群と呼ばれ、岩相の組合せや形成時期などによって3のコンプレックスに区分される。これらのコンプレックスは、北東－南西性の走向と北西に傾斜する同斜構造をなしており、それぞれの境界は断層関係であると推定されている。

また、台高山脈周辺のものは麦谷層と呼ばれる。麦谷層は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、東側の三波川変成岩類とは断層で区切られる。千枚岩を基質とする混在岩を主体とし、砂岩や砂岩泥岩互層からなり、後期白亜紀の前半のものと考えられている。

1) 石鏡^{いじか}コンプレックス（下部・C層）

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している。チャートを伴う多色珪質泥岩*を基底に、シルト質泥岩・砂岩泥岩互層を挟む砂岩が主となっており、わずかに玄武岩と赤色チャートなどを含んでいる。国崎^{くさき}コンプレックスと比較すると岩相には違いはないが、石鏡コンプレックスではシルト質泥岩がやや多く、泥岩層の側方への連続性もやや良い。

*多色珪質泥岩：細粒で珪質な泥岩であり、一般的には赤褐色を呈することが多いが、緑灰色～青灰色を帯びる場合もあり多色と言われる。

2) 国崎^{くさき}コンプレックス（中部・A2層及びB層）

上部の下位に位置し、上部が欠如しているところでは秩父帯付加複合体と接する。チャートをわずかに伴う多色珪質泥岩を基底に、その上位にシルト質泥岩・砂岩泥岩互層を挟む砂岩を主としている。玄武岩・チャート・赤色珪質泥岩などの岩体・岩塊を含む泥質混在岩や黒色泥岩を伴う。

3) 相差^{おうさつ}コンプレックス（上部・A1層）

四万十帯付加複合体の最上部（一番古い）で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。シルト質泥岩・砂岩泥岩互層を挟む砂岩から構成され、その層厚は厚く、砂岩が著しく多いのが特徴である。卓越する破断した砂岩泥岩互層を挟む砂岩と、玄武岩・チャート・赤色珪質泥岩などの岩体・岩塊を包有する泥質混在岩が主で、黒色泥岩を伴う。相差コンプレックスの下限は波切地域と考えられている。

3 B - 4 - 2 熊野地域（南帯）

熊野市周辺に見られる四万十帯は紀伊半島西部の音無川層群に対比される。一般に、東北東－西南西の走向で、北に10°～90°傾斜しており、放散虫化石より、音無川層群は古第三紀の暁新世～前期始新世と考えられている。この地域では、泥岩・砂岩と泥岩の互層・砂岩・緑色岩からなり、層厚もとても厚いようである。音無川層群は下位より瓜谷^{うりだに}層と羽六^{はろく}層とに区分される。瓜谷層は、主として暗灰色および緑色の泥岩からなり、上部の一部に赤色泥岩や緑色岩（枕状溶岩を含む）を伴う、半遠洋性ないし遠洋性の堆積物からなる。瓜谷層は海溝充填堆積物と考えられている。羽六層は、砂岩泥岩互層、砂岩および礫岩からなり、その上部は粗粒で厚層な堆積物からできている。羽六層は大陸斜面

下部から海溝付近に形成された海底扇状地堆積物で、最上部の厚い礫岩層はチャンネル堆積物と考えられている。

※紀伊半島西部の四万十帯：紀伊半島西部（和歌山県）では断層によって、北から主に白亜紀後期の日高川帯（日高川層群）、暁新世～中期始新世の音無川帯（暁新世～中期始新世の音無川層群）および中部始新統～下部中新統の牟婁帯（中部始新統～下部中新統の牟婁層群）に区分される。チャート、緑色岩類、泥岩、砂岩、礫岩および砂岩泥岩互層などから構成される。音無川層群は、暗灰色および緑色の泥岩やフリッシュ型*砂岩泥岩互層、砂岩および礫岩から構成される。日高川層群は、頁岩、砂岩および砂岩頁岩互層からなる陸源の堆積物や、層状チャート、緑色岩類、細粒の凝灰質頁岩などの遠洋性の堆積物と、酸性凝灰岩を頻繁に伴う。チャート・緑色岩類は海溝部からその大洋側での沈み込み帯で形成され、軽石などを含む粗粒な酸性凝灰岩は炭質物片が含まれることなどから、陸上噴火からもたらされたものが再堆積したと考えられている。

***フリッシュ型：**おもに級化層理のよく発達するリズムカルな砂岩泥岩互層をいう。

※四万十帯変成帯：四国の四万十帯北帯の岩石は変成を全くまたはほとんど受けていないと考えられていたが、近年、その中に白亜紀末頃の変成年代を持つ低温高压型変成岩が見つかり、四万十帯変成帯と名付けられたことがある。九州西部から関東山地まで断続的に分布しており、どの地域でも三波川変成帯（変成作用のピーク年代は 120-110Ma）の構造的低位（新しい）に見られる。

3 B - 5 外帯の中新統

1) 尾鷲層群

尾鷲層群は海成の地層で、礫岩・砂岩・シルト岩と海進（相対的に海水が陸を覆うようになること）を示す層序をもつ。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)を不整合に覆い、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。前期中新世の後半～中期中新世の初めに堆積したとされ、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。中部の行野浦層は、灰白色の細粒砂岩ならびに砂岩シルト岩互層からなり、上半部では層厚数 m の礫岩を挟んでいる。植物、魚類、ならびに貝類の化石が報告されている。

2) 熊野層群

熊野層群は、四万十層群を傾斜不整合で覆い、熊野酸性岩に覆われている。熊野層群は、熊野酸性岩を取り囲むように分布し、熊野酸性岩体に向かって 10～20° 傾斜している。三重県域では下位より、大沼層（礫岩・砂岩・泥岩、砂岩泥岩互層）、小口層（泥岩と砂岩泥岩互層）、三津野層（砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩）に区分される。熊野層群最下部層の珪質頁岩は「那智黒石」と呼ばれ、基石、硯や試金石として利用されている。マングローブ沼や造礁サンゴを伴う、亜熱帯から温帯気候までの幅広い動・植物化石群を含んでいる（図 30）。

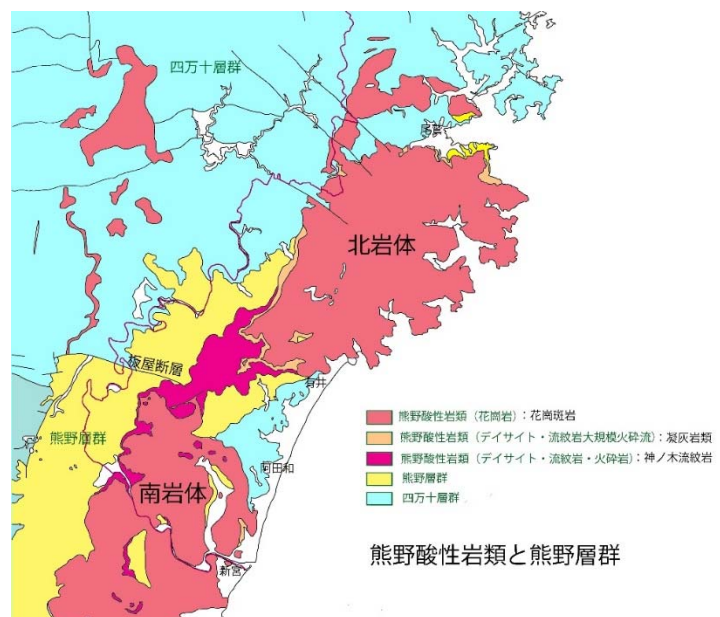


図 30 熊野層群分布（尾鷲熊野地域森林計画書，2017 などから作成）

3) 熊野酸性火成岩類

熊野市-新宮市周辺に分布する珪長質の火成岩類（花崗斑岩や流紋岩、花崗岩など）で、大規模な火山深成複合岩体を構成している。神ノ木流紋岩、凝灰岩類、花崗斑岩、花崗岩類などの岩相に区分され、一括して熊野酸性火成岩類と呼ばれている。また分布から、尾鷲市からその南方にかけての部分に北岩体、熊野市から新宮市周辺の部分を南岩体と呼ぶことがある。（図 31）

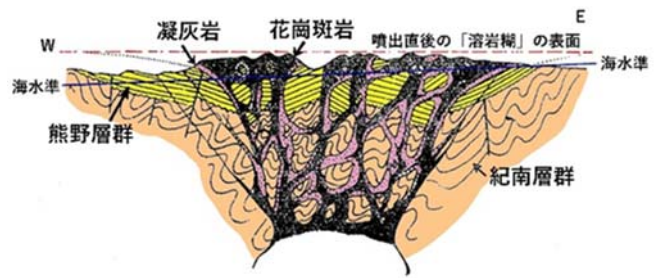


図 31 熊野酸性岩の噴出様式（荒巻，1965 を改）

神ノ木流紋岩：神ノ木流紋岩は熊野市東部に分布し、北岩体と南岩体をつなぐように分布する平均層厚約 300m の岩体である。上・下面ともほぼ水平で、熊野層群を不整合に被って陸上で噴出・流動した溶岩と推定されている。岩体の上下の面付近は、暗緑～淡緑青色のガラス質石基を持つ岩相がみられるが、大部分は青灰～灰白色の隠微晶質石基*をもつ。いずれの岩相でも流理構造がよくみられ、斑状組織を示す。

***隠微晶質石基：**いんびしょうしつ石基は岩石の組織の中で大きい粒子を取り囲む細粒の粒子またはガラスの部分を目指す。光学顕微鏡でも個々の構成鉱物が識別できないほど細粒のものを隠微晶質と呼ぶ。

凝灰岩類（流紋岩質火砕岩類・尾鷲白浜火砕岩類）：凝灰岩類（尾鷲白浜火砕岩類）は熊野花崗斑岩の岩体の周辺に分布し、一部は熊野花崗斑岩に捕獲されている。神ノ木流紋岩を整合に被い、下位の矢層群及び尾鷲層群・熊野層群を不整合に被うか貫いている。火砕流起源と貫入起源で、層理のはっきりとした軽石凝灰岩と不明瞭な軽石をほとんど含まない凝灰岩に区分される。主に流紋岩質の溶結凝灰岩と結晶質粗粒凝灰岩からできており、15.1Ma の放射年代を持つ。

花崗斑岩（熊野花崗斑岩）：花崗斑岩は熊野酸性岩類の分布面積の約 85% を占める。斑状組織を示し、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母の斑晶からなり、石基はおもに石英・斜長石・カリ長石からできている。また、タマネギ状構造*とコアストーン*を含むことが特徴である。熊野花崗斑岩は、その一部がコールドロン構造（陥没カルデラ）の中で環状岩脈と派生するシート状貫入岩で、巨大な貫入岩体であろうと考えられている。S タイプ花崗岩*質岩石で 14.4～14.3Ma の放射年代を持つ。

***タマネギ状構造：**風化によって玉ねぎのように同心円状に岩石が外側から薄くはがれているもの。

***コアストーン：**花崗岩の風化しない部分が岩塊として残ったもの。

***S タイプ花崗岩：**花崗岩のでき方にはマグマの固まったものや堆積物起源のものなどがある。S 型と呼ばれるものは sediment の頭文字をとったもので堆積物（泥岩など）が変成、部分溶融してできた花崗岩を指す。Na に乏しく Al に富む岩石で、角閃石が含まれずに黒雲母が含まれる特徴がある。

花崗岩類（不動谷花崗岩）：熊野花崗斑岩に貫入する岩株状の黒雲母花崗岩で、細粒の等粒状組織を示し、縁辺部に急冷相を持たない。

※布引の滝：花崗岩にかかる 1 枚の白い布を垂らしたかのようなまっすぐに水が流れ落ちる優美な滝で、道路からは 3 段しか見えないが、もう 1 段あり全部で 4 段の滝である。

※荒滝：あらたき布引の滝の約 200m 下流に位置し、高さは約 15m で布引の滝より男性的な荒々しさがあるといわれる。

※那智の滝：熊野層群の上に花崗斑岩の柱状節理からなる大峰酸性火成岩類がのるが和歌山県的那智の滝はその上流部の花崗斑岩と下流部の熊野層群の境目に見られ、熊野層群の砂岩や泥岩が 130m も侵食されてできている。

3 B - 6 第四系 先志摩層

先志摩層は、礫・砂を主で、4枚の海成泥層と1枚の火山灰層(礫部火山灰)を挟む。淘汰の悪い亜円礫からなる下部礫層、中部シルト層・砂層(渥美層群に対比される)、上部礫層からなる。志摩半島中部の礫部地域に分布しており、中部シルト層からは、有孔虫、花粉、貝類などの化石が報告されている。礫部火山灰は、礫部火山灰の堆積時期はブルン正帯磁期*と考えられている。高位段丘構成層に対比される。

* **ブルン正帯磁期 Brunhes chron** : 今から 77.4 万年前に、地磁気の向きが南北逆になっていた状態(松山逆帯磁期)から現在と同じ向きの状態になり、それ以降、現在までの期間を指す。チバニアン(中期更新世)の始まりの時期と一致するとされる。

4 構造線・活断層

三重県地域で著名な活断層は、養老山地東縁から伊勢平野東部に延びる養老桑名-四日市断層帯と近江盆地西縁を画する琵琶湖西岸断層帯があり、それぞれ長さ数十 km 以上の長大な活断層である。ともに平均変位速度が 1m/千年以上という活動度の高い断層である。両断層の東(沈下)側では第四紀後期に広域的な傾動運動(濃尾傾動地塊運動)が起きている。養老-桑名断層の最新活動は、中世以降(1586 年天正地震が有力候補とされる)と考えられている。そのほかの活断層は長さ 30km 以下のものが多いが、上野盆地北縁を通る木津川断層帯は、1854 年の伊賀上野地震の起震断層と考えられている。

伊勢平野西縁にあ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る。片野断層などでは約 1 万年前の活動が推定されている。

・ **養老断層** : 養老-桑名-四日市断層帯は、岐阜県垂井町から三重県桑名市を経て四日市市まで、ほぼ養老山地と濃尾平野の境界及び養老山地の南に続く丘陵地の東縁に沿って延びる、全長約 60km の断層帯である。この断層帯は、宮代断層、養老断層、桑名断層及び四日市断層などの断層から構成され、西傾斜の逆断層である。養老山地はこの断層の活動による隆起によって、濃尾平野はこの断層の活動による沈降によって形成された(濃尾傾動地塊)と考えられ、最新活動時期は 15 世紀以降の活断層である。

・ **一志断層** : 一志断層は、岐阜県大垣市上石津町から三重郡菰野町にかけて南北に延びる断層で、西側の鈴鹿山脈を形成する美濃帯構成岩類と、東側の東海層群の境界にある。牧田川より南側の大部分は活断層と考えられており、鈴鹿東縁断層ともよぶ。鈴鹿東縁断層帯は、鈴鹿山脈東麓地域に分布する活断層帯で、岐阜県大垣市から三重県亀山市に至る断層帯である。全体の長さは約 34-47km で、西側が東側に対し相対的に隆起する逆断層である。

・ **頓宮断層** : 頓宮断層は、滋賀県甲賀市水口町から三重県伊賀市に至る断層で、長さは約 31km で、ほぼ南北方向に延び、相対的に東側が隆起する逆断層である。

伊勢志摩地域には地質体を区分する次のような断層がある。中央構造線は三波川帯と領家帯を、仏像構造線は四万十帯と秩父帯南帯を、恵利原-櫛が峰断層は秩父帯南帯と黒瀬川帯を、五ヶ所-安楽島構造線は黒瀬川帯と秩父帯北帯を、御荷鉾構造線は秩父帯北帯と御荷鉾帯を、鳴ヶ谷断層は御荷鉾帯と三波川帯を区分する構造線(断層)である。

5 地下資源及び温泉・鉱泉

三重県内の地下資源には中生代の付加体(美濃・丹波帯)に伴う鉱床(層状マンガン。石灰岩。珪石)、白亜紀の領家深成岩類に伴うペグマタイトまたは熱水性鉱床がある。中生界に含まれる石灰岩と花崗岩に伴う長石、花崗岩起源の粘土がこの地域の地下資源を代表する。美濃・丹波帯の付加体堆積物には層状マンガン鉱床が含まれ、大掘鉱山(彦根東部地域)と朝日谷鉱山(御在所山地域)などで採掘が行われた。美濃・丹波帯に含まれる石灰岩を稼行する鉱山としては、藤原鉱山(御在所山地域)、佐目^{きめ}鉱山、枝折鉱山(彦根東部地域)、鈴峯鉱山、庄内鉱山(亀山地域)および三重ドロマイト鉱山(御在所山地域)が存在する。付加体に含まれるチャートは御在所山地域でセメント原料用珪石として利用されている(大貝戸^{おおがいと}鉱山)。領家花崗岩類の貫入に伴う鉱床としては、信楽^{しがらき}花崗岩や田上花崗岩に伴われる長石鉱床、鈴鹿花崗岩ペグマタイトに付随する石墨鉱床、鈴鹿花崗岩中の珪石・長石鉱床、螢石、花崗岩に伴われる熱水性鉱床がある。御在所山地域の熱水性鉱床は鉱脈型で、銅・鉛・亜鉛を対象とした治田などが有名である。亜炭は中新統の鈴鹿層群、鮮新統の東海層群、古琵琶湖層群から採掘されていた。鮮新・更新統に含まれる火山灰は磨き砂として明治から昭和にかけて利用された。

領家変成岩、美濃・丹波帯の堆積岩類や玄武岩類は碎石や骨材に利用されている。

20 万分の 1 伊勢図幅内にはかつて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。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。有名な丹生鉱床は領家深成岩類(横野花崗閃緑岩)中の優白色花崗岩と角閃石石英閃緑岩に胎胚される鉱染型・鉱脈型鉱であった。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的矢層群中に分布し、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胎胚される。鳥羽鉱床、茂原鉱床、浜島鉱床などがあつた。非金属資源として石灰石、珪石、粘土、碎石、砂利、石材が知られる。石灰石鉱床はジュラ紀~前期白亜紀の地層中に存在する。珪石は領家深成岩類中のペグマタイトから採掘していた。名張市亀山周辺の前期鮮新世古琵琶湖層群中からの石炭(褐炭)が知られる。

本地域内の温泉としては、鈴鹿山脈内の花崗岩地域にある湯の山温泉、布引山地東部の中新世堆積岩分布地にある榊原温泉などのほか、濃尾平野の長島温泉などが有名である。天然ガスとしては、濃尾平野西縁部や木曽川下流地域などにガス徴候が見られる、またはガスが採取できるところがある。

6 重力異常

三重県北半には花崗岩や変成岩を主体とする基盤岩、木曽三川河口を含む濃尾平野の沖積平野が分布し、表層密度は変化に富む。重力異常は、フィリピン海プレート沈み込みによる南から北に向かって重力異常が小さくなる広域傾向面を除けば、概ね地形と相関がある。図 32 は残差重力図*を示しており、負の領域には影が付けてある。養老山地や鈴鹿山脈は正の領域で、中生層の基盤岩類の分布と整合している。養老山地から南南東へ延長した知多半島の西側の伊勢湾にも北北西-南南東に伸びた正の領域があり、中生層の基盤岩が浅いところに伏在していると考えられる。養老山地東方の揖斐川沿いには、北北西-南南東に伸びた負の領域が見られ、養老断層を境として基盤の大きな落ち込みを

示している。養老山地と鈴鹿山脈に挟まれた低地にも負の領域があり、地溝の構造を示している。上野盆地から水口丘陵を経て琵琶湖に至る鈴鹿山脈の西方には南北に伸びた負の領域が見られ、基盤の傾動運動に伴って生じた古琵琶湖の北進と関連付けられる。

三重県南半部のブーゲー異常は、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、北東部の伊勢平野・伊勢湾周辺で極小となっている。伊勢平野の西方・内陸側は、高異常減が広がり、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。図 32 は全域の残差重力を合成した。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速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減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。

***残差重力：**重力異常から広範囲の異常の影響を取り除いた結果として残る重力異常のことで、局地的異常(local anomaly)ともいう。残留重力図を作ると、比較的小規模な構造を反映した重力図が得られる。

堆積盆地においては、基盤岩の密度の方がその上の堆積岩よりも大きい。したがって堆積層が一様であるにしても、盆地内で重力を測定すると、基盤の浅い周辺部の方が中央部よりも大きい重力値を示す。堆積層に背斜、向斜あるいは断層などの構造が生じていると、これに応じた局地的な重力異常が観測されるが、地表で重力測定を行うと、先に述べた広域的異常との合力を観測することになる。このため、緯度補正、高度補正などを施しただけのブーゲー重力図(ブーゲー補正後の重力分布図)にみられる異常がそのまま対象とする堆積盆構造を表したものであるとは見なせない。ここで深い構造に対応する広域的異常を取り去り、残留重力図を作ると、比較的小規模な構造を反映した重力図が得られる。

主な引用文献

荒牧重雄, 1965, 熊野酸性火成岩類の噴出様式. 地質雑, 71 (842), 525-540.

原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄, 1989, 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅 御在所地域の地質. 産総研.

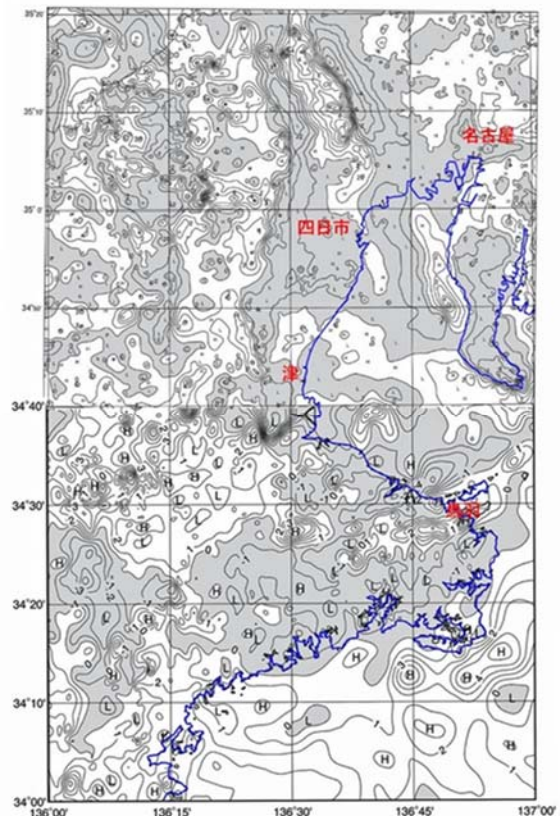


図 32 重力異常(産総研 1/20 地質図名古屋及び伊勢から作成 影の部分が負の領域)

- Huzita,K., 1962, Tectonic development of the Median zone (Setouchi) of Southwest Japan, since the Miocene, with the special reference to the characteristic structure of Central Kinki Area. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 6 (4), 103-141.
- 勘米良亀齡, 1976, 過去と現在の地向斜性堆積体の対応 I. 科学, 46(5), 284-291.
- 川辺孝幸, 1990, 古琵琶湖層群. アーバンクボタ, 29, 30-47.
- 小池一之, 1994, 地表環境の地学—地形と土壌 (新版地学教育講座 9). 地学団体研究会, 東海大出版会, p 10.
- 公文富士夫・立石雅昭 (編), 1998, 新版砕屑物の研究法. 地迫団体研究会.
- 三重県, 2017, 尾鷲熊野地域森林計画書. p.5
- NHK, 2018, 「滝沢秀明の火山探検紀行 巨大カルデラの謎に迫る」
- 日本地質学会 (編), 2009, 日本地方地質誌 5 近畿地方. 朝倉書店.
- 岡村 聡, 1995, 岩石と地下資源 (新版地学教育講座 4). 地学団体研究会, 東海大出版会.
- 産総研, 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅 岐阜・亀山・桑名・御在所山・桜井・四日市・上野・鳥羽・津西部・津東部・名張
- 産総研, 20 万分の 1 地質図幅「名古屋」・「伊勢」
- 沢田 順弘・板谷徹丸, 1993, 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代. 地質雑 99(12), 975-990.
- 沢田 順弘, 加々美 寛雄, 松本 一郎, 杉井 完治, 中野 聰志, 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1994, 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールドロン. 地質雑, 100(3), 217-233.
- 竹村恵二, 1984, 三重県員弁地域の鮮新・更新統東海層群—特に岩相層序と火山灰層序の関係について. 地質雑, 90(11), 799-813
- 内野隆之, 2018, 5 万分の 1 地質図幅「鳥羽」の概要紹介と地質構造の解説. GSJ 地質ニュース, 7 (4), 91-101.
- 和田幸雄, 1982, 三重県亀山市周辺の奄芸層群. 地質雑, 88(2), 121-139.
- 脇田浩二, 2000, 美濃帯のメラングジュ. 地質学論集, 55, 145-163.
- 横山卓雄, 1971 鈴鹿山脈の形成 (その 1) 三重県員弁郡の鮮新更新統を中心にして. 竹原平一教授 記念論文集, 55-68.
- 吉田史郎, 1990, 伊勢湾西岸地域. アーバンクボタ 29, 16-29.
- 吉川周作, 吉田史郎, 服部俊之, 1988, 三重県員弁郡付近の東海層群火山灰層. 地調月報, 39(10), 615-633.

URL1 : <https://www.pref.mie.lg.jp/common/content/000892296.pdf>

URL2 : <http://damnet.or.jp/cgi-bin/binranB/TPage.cgi?id=304&p=2>

URL3 : http://www2.kobe-c.ed.jp/shizen/strata/tis2_org/pdf/17092.pdf

URL4 : <https://mapup.jp/glossary/23>

URL5 : <https://www.chegg.com/homework-help/questions-and-answers/question-8-example-two-types-folds-horizontal-non-plunging-fold-left-plunging-fold-right-s-q70659095>

URL6 : [Mount_Mazama_eruption_timeline_2.svg](#)

- URL7 : <https://posgcd.org/wp-content/uploads/2019/08/Dr-joe-Post-Oak-Summit-New-Insights-into-the-Brazos-River-Alluvium-Aquifer.pdf>
- URL8 : <https://pages.uoregon.edu/millerm/channel1.html>
- URL9 : <https://scoop.eduncle.com/question-below-107>