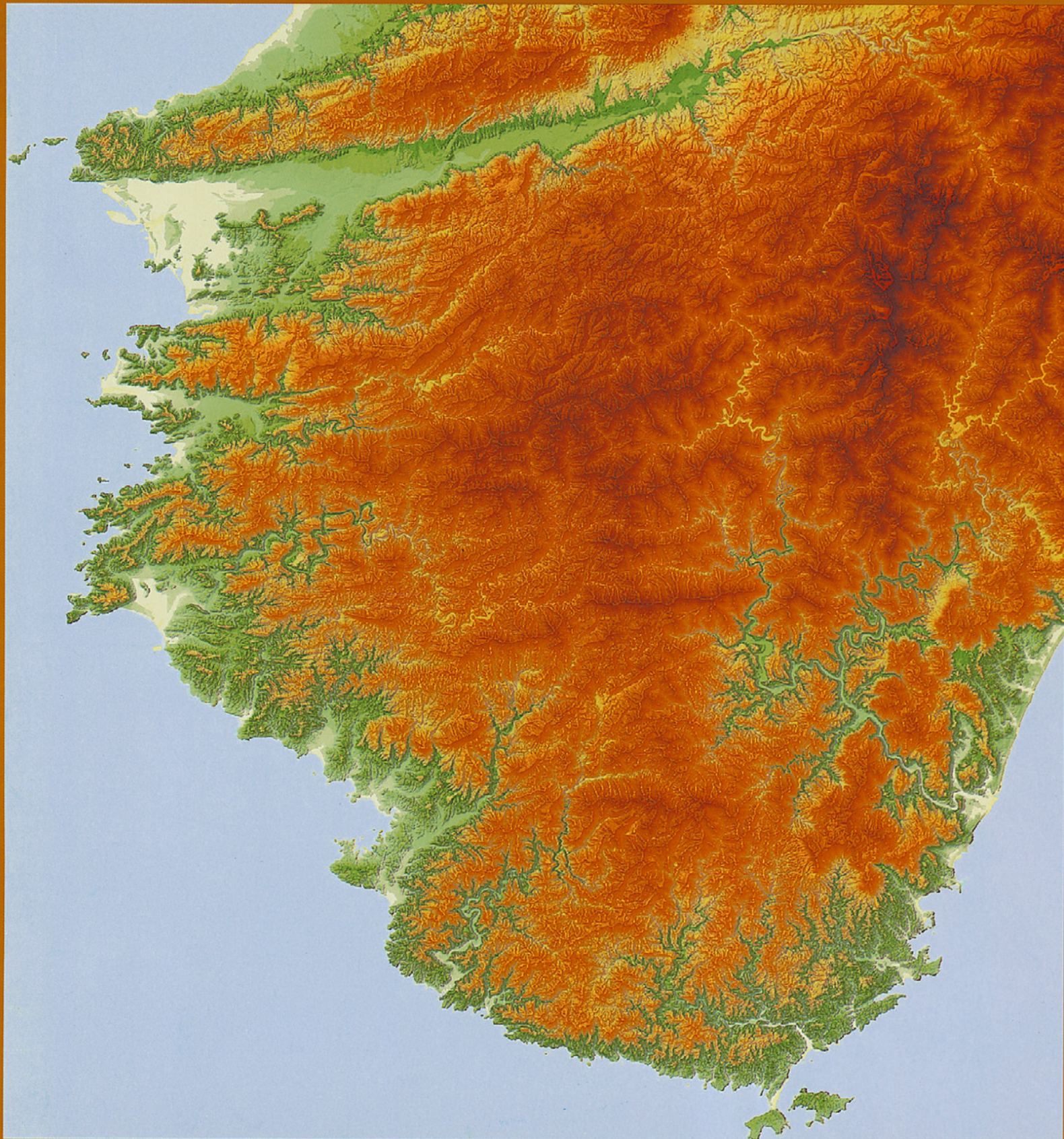


38

URBAN KUBOTA

アーバンクボタ・SEPTEMBER 1999 特集＝紀伊半島の地質と温泉 付図＝紀伊半島四万十帯の地質図 (1:250,000)

株式会社クボタ



紀伊半島の地形図。「この地図の作成に当たっては、建設省国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図50mメッシュ(標高)を使用したものである。(承認番号 平川総使、第269号)」

Kubota

はじめに

原田哲朗先生(前和歌山大学教育学部教授)から、アーバンクボタ誌の紀伊半島特集号の企画について話があったのは、1996年も暮れようとする頃でした。早速、先生を中心にして企画内容の検討が始まりました。先生は、本号の作成には殊のほか力を注がれ、当初の企画では、研究史から災害問題までも含めた幅広い内容のものが考えられました。しかし紙数の関係などもあって、最終的には、紀伊半島の四万十帯と温泉を中心にした内容とし、1/20万もしくは1/25万の地質図を編集すること、さらに地震と活構造の章を設けることなど、本号の構成がきまりました。

ところが、作業も一部進み始めた一昨年(1998年)の暮れになって先生は急に体調を崩されて病床に臥され、思いもかけないことに昨年8月に急逝されました。本号の完成は、私たちにまかされることになり、ここに先生の企画を実現することができました。

1999年9月

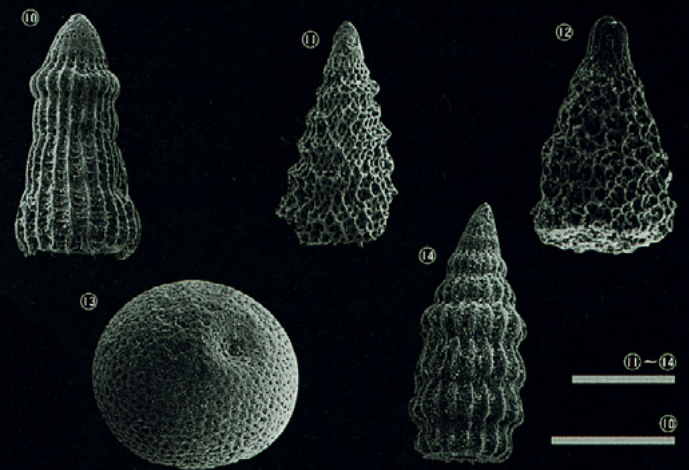
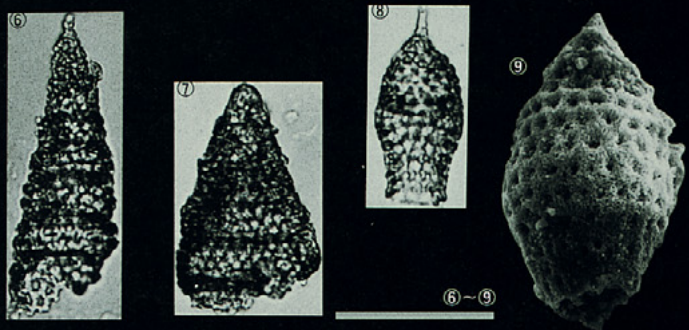
吉松敏隆・中屋志津男・児玉敏孝・寺井一夫

目次

特集 = 紀伊半島の地質と温泉

| | |
|------------------|----|
| 目で見える / 紀伊半島の基盤岩 | 2 |
| 1 地形 | 4 |
| 2 地帯区分と境界断層 | 8 |
| 3 化石層序 | 10 |
| 4 紀伊半島の地質 - 1 | |
| 黒瀬川帯 | 14 |
| 紀伊半島の地質 - 2 | |
| 三波川帯 | 15 |
| 紀伊半島の地質 - 3 | |
| 秩父帯 | 16 |
| 紀伊半島の地質 - 4 | |
| 四万十帯 | 20 |
| 紀伊半島の地質 - 5 | |
| 田辺層群・熊野層群 | 28 |
| 紀伊半島の地質 - 6 | |
| 中新世の火成岩類 | 30 |
| 5 四万十帯の曲構造 | 32 |
| 6 地震と活構造 | 36 |
| 7 温泉 | 42 |

付図 = 紀伊半島四万十帯の地質図 (25万分の1)



四万十帯から産出する放射虫化石

牟婁層群 (写真提供: 福田修武氏)

- Calocylas turris* Ehrenberg *Distyoprora monogolfiere*(Eherberg)
Podocyrtis mirabris Sugiyama and Saito *Podocyrtis mita* Ehrenberg
Thyrsocyrtis triacantha (Ehrenberg)

音無川層群 (写真提供: はてなし団体研究グループ)

- Stichomitra wero* Hollis *Amphipyndax stocki*(Campbell and Clark)
Pterocodon ampla(Brandt) *Buryella foremanae* Petrushevskaya,

日高川層群 (写真提供: 山本俊哉氏)

- Dictyomitra koslovae* Foreman *Amphipyndax enesseffi* Foreman
Amphipyndax tylotus Foreman *Holocryptocanium barbui barbui* Dumitrica
Dictyomitra duodesimcostata(Squinabol)

スケールは100ミクロン

発行所 = 株式会社クボタ 広告宣伝部

大阪市浪速区敷津1丁目2番42号 TEL 06 6648-2612 (ダイヤルイン)

発行日 = 1999年9月

編集製作 = (有)アーバンクボタ編集室

図版作成 = スタジオ・ツノ

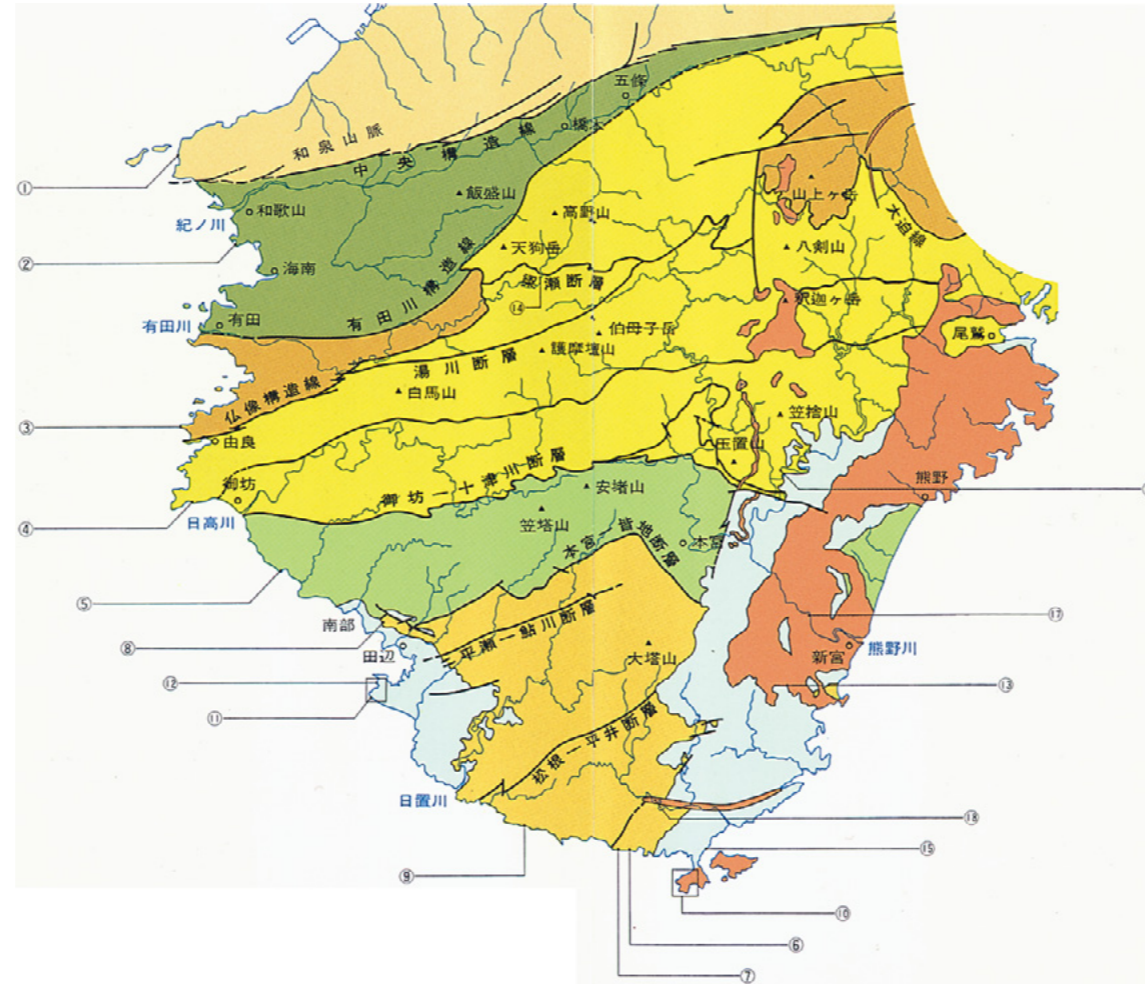
印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

目で見る 紀伊半島の基盤岩

構成=中屋志津男十吉松敏隆



紀伊半島の地帯区分図



牟婁層群三尾川累層にみられる褶曲：硬い岩石が水あめのように曲がっている奇異な形状は「天鳥の褶曲」として国際的にも知られている。地層が硬い岩石になる前の軟らかいときに局部的に褶曲し、その形を保持しながら岩石となった。牟婁層群には同じような褶曲構造が多くみられる（すさみ町口和深、天鳥海岸、4章4節）。



潮岬火成複合岩類：潮岬は、約1,500万年前の中期中新世の火成活動の産物で、酸性岩と塩基性岩、噴出岩と貫入岩からなり、火成複合岩類と呼ばれる。潮岬の頂部は、写真にみるように見事な平坦面をなし、海岸段丘面として形成されたことが分かる。段丘面の高度は約40mで、紀伊半島の低位の海岸段丘では最も高い（潮岬、4章6節）。



和泉層群太累層：リズムカルに重なる泥岩がち砂岩互層。左下の白っぽい地層は凝灰岩層。（和歌山市加太、4章3節）。
三波川結晶片岩：片理が発達し、縞状模様をつくる泥質の結晶片岩（和歌山市雑賀崎、4章2節）。
秩父帯南帯の中紀層群大引層：フズリナやウミユリ化石を含む純白の石灰岩体の巨大オリストリス。この後期古生代の石灰岩体は、中生代ジュラ紀の泥岩中に取り込まれている。石灰岩体中の凹地は石灰岩の採取跡（由良町白崎、4章3節）。
日高川層群美山層の枕状溶岩：白亜紀の海底火山活動の産物（美浜町三尾、4章4節）。

音無川層群羽六累層：フリッシュ型砂岩泥岩互層（印南町畑野崎、4章4節）。
牟婁層群下露累層：干潮のときに波食台にその姿を見せる「さらし首層」の巨礫（串本町田子、4章4節）。
牟婁層群和深累層：砂質フリッシュの見事な露頭。厚く優勢な砂岩がち砂岩互層（串本町和深、4章4節）。
田辺層群と牟婁層群の傾斜不整合：写真下方の傾いた地層が牟婁層群、上方のほぼ水平な地層が田辺層群の基底礫岩層（田辺市芳養、4章5節）。

田辺層群白浜累層：黒潮あらゆる三段壁の断崖をつくり、千畳敷の景観をつくる厚層の砂岩層。中央上部は白浜温泉、白浜の美しい海浜も見える。（白浜町、4章5節）。
田辺層群白浜累層にみられる泥岩岩脈（白浜町権現崎、4章5節）。
熊野酸性岩類 / 那智の滝：硬い花崗斑岩と軟らかい熊野層群の境界に形成されたもので、滝は高さ133mの絶壁を落下する（那智勝浦町、4章6節）。
金剛寺の大崩壊：昭和28年の7.18水害（有田川水害）によって大崩壊し、手前の有田川がせき止められ、約2ヶ月にわたって天然ダムが出現した。（花園村金剛寺、1章）。

中期中新世の火成岩 / 橋杭岩：熊野層群に貫入した石英斑岩の岩脈。南北に直線状に伸びているのがよく分かる（串本町、4章6節）。
大峯変質帯 / 瀬八丁：北山川は、大峯花崗岩類に伴う熱水変質帯を刻んで流れ、瀬八丁の神秘的景観をつくった。変質帯の南限は板屋断層で、この断層を起点として瀬八丁も始まる（4章6節）。
熊野酸性岩類：柱状節理がよく発達する花崗斑岩の露頭（紀和町浅里、4章6節）。
古座川弧状岩脈の一枚岩：古座峡沿いにほぼ東西に走る大規模な弧状岩脈。一枚岩は、結晶質凝灰岩からなる（古座川町相瀬、4章6節）。

地形

中屋志津男 = 和歌山県立大成高校教諭

多雨地域の山地災害

中屋 紀伊山地は、大峰山脈や大台ヶ原山を中心に標高2,000m近い山々が連なる急峻な山地です。これらの山々には、冬の訪れに伴って数10cm、ときには1mを超える積雪がみられ、また樹氷のすばらしい景観も見せてくれます。紀伊半島は、その北西部は瀬戸内気候区に入りますが、大半は南海気候区に属します。とくに半島の南東側は、太平洋からの上昇気流が発生しやすいため、梅雨や台風の時期を中心に、年間降水量が4,000mmにも達する多雨地域になっています。

このため、紀伊半島はたびたび大洪水害に見舞われます。なかでも1889年(明治22)8月19~20日に発生した十津川水害は、日本の災害史上にも残る大規模なもので、豪雨による山地崩壊は約1,800ヵ所にもおよび、十津川流域の全町村が大被害を受けました。

また1953年(昭和28)7月18日の有田川水害では、大規模な山地崩壊が生じて天然ダム湖が形成され、そのダム湖の崩壊によって河川沿いの集落が甚大な被害を被りました。前ページの写真は、昭和28年有田川水害の大規模山地災害の爪痕を今なお残している伊都郡花園村の金剛寺の大崩壊の跡です。

洪水時には、増水や山地崩壊に伴って、河川の大量の碎屑物が供給され、河床を埋積するとともに、下流に向かって堆積物が運ばれます。熊野川の河口にもたらされた細粒の堆積物は、さらに沿岸流によって北に向かって運ばれ七里ヶ浜を形成することになりました。このようにして十津川、有田川、日高川流域では、山地は変容し、河川は荒廃し、河況が一変してしまいました(平野ほか、1984)。

山地と河川

図1・1は岡山俊雄氏による切峰面図です。切峰面図は、浸食によってできた谷地形を埋めたときに予想される地形の概形を示したもので、地形の大勢や隆起・沈降地形を知るのに役立ちます。

図に示されるように、紀ノ川流域の沈降域を除くと、紀伊山地は全体的に隆起しているの

が分かります。その中で最も高いのは南北方向に連なる大峰山脈で、山上ヶ岳(1719m)から八剣山(1915m)を経て玉置山に連なり、紀伊山地の脊梁をなしています。そして東側には台高山脈、西側には高野山から護摩壇山に延びる山列があります。

一方、紀伊山地の西部には有田川構造線の北側に長峰山脈、また山地中央部には白馬山脈や果無山脈がそれぞれ東西方向に延びています。次章で述べられるように、紀伊山地は西南日本外帯に位置し、ほぼ東西の帯状構造をなしているわけですが、この地質構造が地形にも反映しているのが、これらの東西性の山列です。

このように紀伊山地は、大峰山脈や台高山脈など南北に延びる山脈と、上述の東西性の山列とが複合した山地と考えられます。たとえば、大台ヶ原山、八剣山、護摩壇山などは、南北にのびる山脈と東西にのびる山脈が交差するところに位置する高峰といえます。

ただし紀伊山地の南部では、本宮-皆地断層をにして山列の様子がやや異なっています。大塔山系は、合川複向斜や打越背斜部にあたり、大塔山、法師山、百聞山は、それぞれ独立峰の山容をなしています。

紀伊山地がこのような急峻な地形をなしているのは、第四紀を通じて著しい隆起を続けているからですが、主稜線が東西に延びる果無山脈や白馬山脈は、表紙の地形図で見られるように、ところどころで北西-南東に延びる軸をもって屈曲しています。これは、南北方向に加えて東西方向の圧縮が紀伊半島に加わっているためと考えられます。

紀伊山地を源流域とする主要な河川には、紀ノ川、有田川、日高川、富田川、日置川、古座川および熊野川があります。いずれも急流をなし、紀伊山地の山々の間を縫って流れ下りますが、紀ノ川、有田川、日高川は西流して紀伊水道に注ぎ、熊野川、日置川、富田川は南流して太平洋に注ぎます。

このうち熊野川は、紀ノ川との分水嶺が北に偏り、大峰山脈に沿って南流し、果無山脈な

ど東西方向の山脈を横断する部分では険しい河谷を形成しています。十津川には、形成時代は明らかではありませんが、旧河床面が、比高300~350mおよび500~600mに明瞭に残っていて、ここが著しい隆起域であることを示しています。

各河川には、著しい曲流(蛇行)が見られるとともに、河岸段丘や環流丘陵が発達します。低位の河岸段丘では、段丘堆積物中に広域火山灰層の1つである始良火山灰層がしばしば含まれます。この火山灰層は、約22,000年前に始良カルデラから噴出したもので、段丘形成時期の良い指標になっています。この火山灰層を含む段丘の河床面からの高度は、日高川では、中流域で10~15m、上流域では約30mを示します。

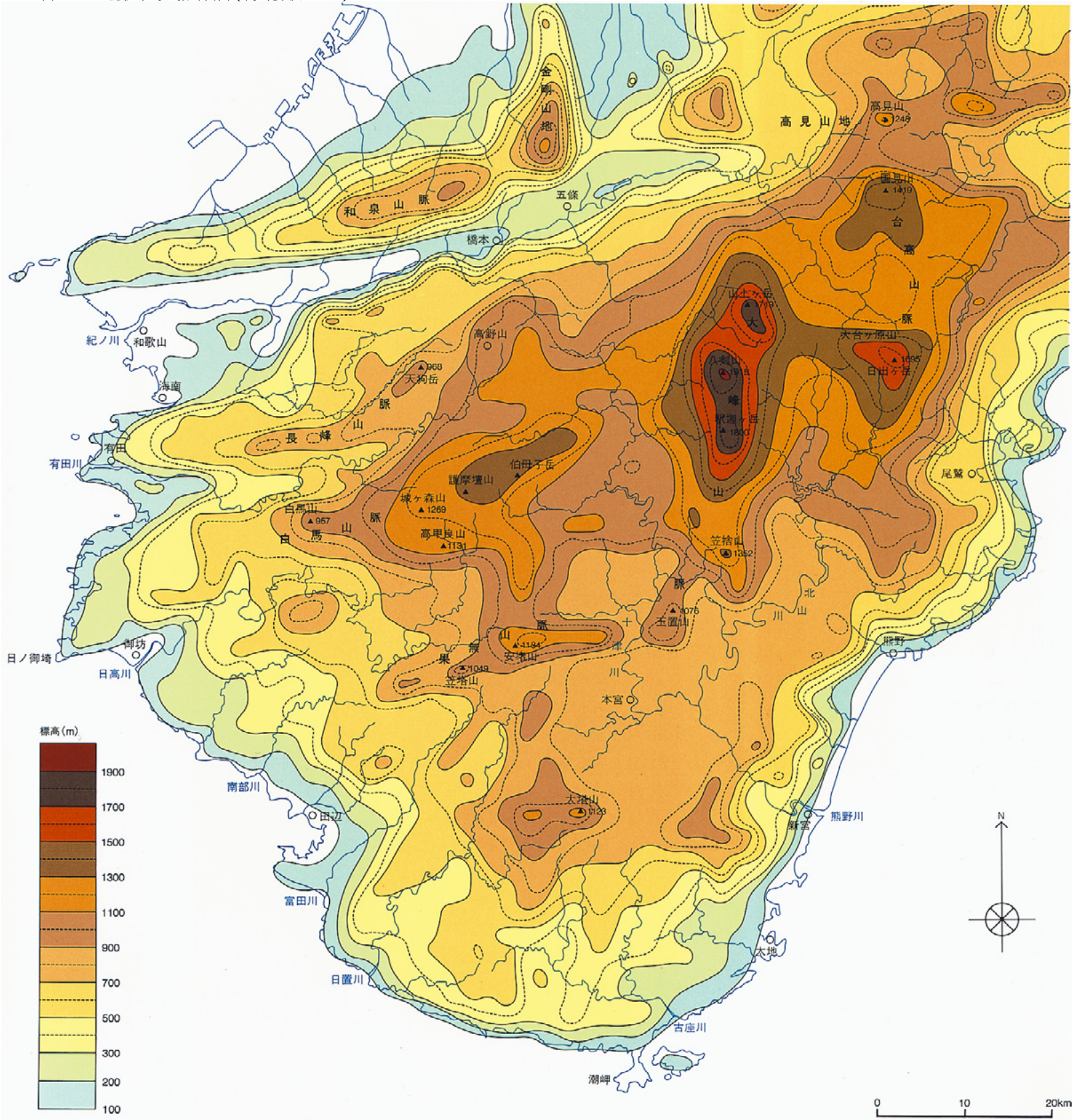
また貴志川、日高川、日置川、熊野川には、表紙の地形図でも分かるように環流丘陵(蛇行の首の部分で川が切断されて流路が短絡し、旧流路と新流路の谷によって形成された孤立丘陵)がよく発達しています。これらの地形の形成には、地殻変動が密接にかかわっています。

紀ノ川と熊野川は、大台ヶ原と大峰山脈を源流とし、豊富な水量をほこる大河川です。理科年表によれば、紀ノ川の流域面積は1,660km²、平均流量44m³/s(最大3,414m³/s、1952~1995年間の岩出町船戸での計測)です。また熊野川の流域面積は2,360km²、平均流量145m³/s(最大3,752m³/s、1951~1995年間の熊野川町相賀での計測)です。熊野川は南流し、新宮付近に小さな平野を形成するだけですが、紀ノ川は北流のち西流し、下流域にやや広い和歌山平野を形成します。

和泉山脈の南麓沿いには、中央構造線が東西に走り、この断層運動によって和泉山脈が隆起を続け、東部では標高約900m、次第に西に向かって高度を下げ、紀伊水道に没します。この断層の南側の沈降域に、紀ノ川や和泉山脈からもたらされた碎屑物が堆積して形成されたのが和歌山平野です。

また日高平野の北部と白馬山脈の境には、中

図1・1 - 紀伊半島の接峰面図 (岡山俊雄による)



津川断層が東西に延びています。断層の上盤側には、日の岬から連なる白馬山脈が形成されていますが、南側の日高川河口部は沈降域にあたり、煙樹が浜が形成されています。

海岸の地形

このように、紀ノ川や日高川の沖積平野を除くと、平野といえる地形が少なく、しかも山が海岸にまで迫り、岩石海岸が多くみられるのが紀伊半島の地形の特徴です。日高川以南には、海岸を縁取るように海岸段丘が発達し、南端部の潮岬に向かって、段丘面高度が増えています。同様に広い波食台の発達が目高川以南には見られるのに対し、由良付近を境にその以北には、わずかな波食台を伴うリアス式海岸が発達します。

また大峰山脈は、ほぼ南北の山列をもちますが、主稜線はS字状に緩く屈曲しながら、その延長部が枯木灘で紀伊水道に向かって没しています。南海トラフに沿って発生する巨大地震の際に、紀伊半島南端部が隆起し、田辺付近は沈降域になります。一方、東南海道地震のときには新宮付近が沈降域になる地殻変動が見られます。

田辺 - 熊野市付近で紀伊半島がくびれたようになっているのは、これらの地殻変動の累積の結果であると考えられます。

紀伊沖の海底地形

大陸棚は、海水面変動の影響を強く受けて形成された地形です。氷河性海水面変動において、最終氷期の最低海水準の深度については80m～140mまでの様々な値が提唱されていますが、約1万年前には海面は-40m付近に達していて、すでに海域は現在の内湾域にまで拡大していた点では一致しています。その後、急速な海面上昇による海進(縄文海進)は6,000～5,000年前まで続き、弥生中期に2～3m前後の海面低下があり、その後の海面再上昇を記録しながら相対的に安定した海面を保持していることが明らかにされています(米倉, 1990・大嶋, 1992ほか)。

図1・2は、紀伊沖の海底地形図です。大陸棚の縁は、紀伊水道では深さ約140m程度に

ありますが、熊野灘では大陸棚はほとんど発達していません。

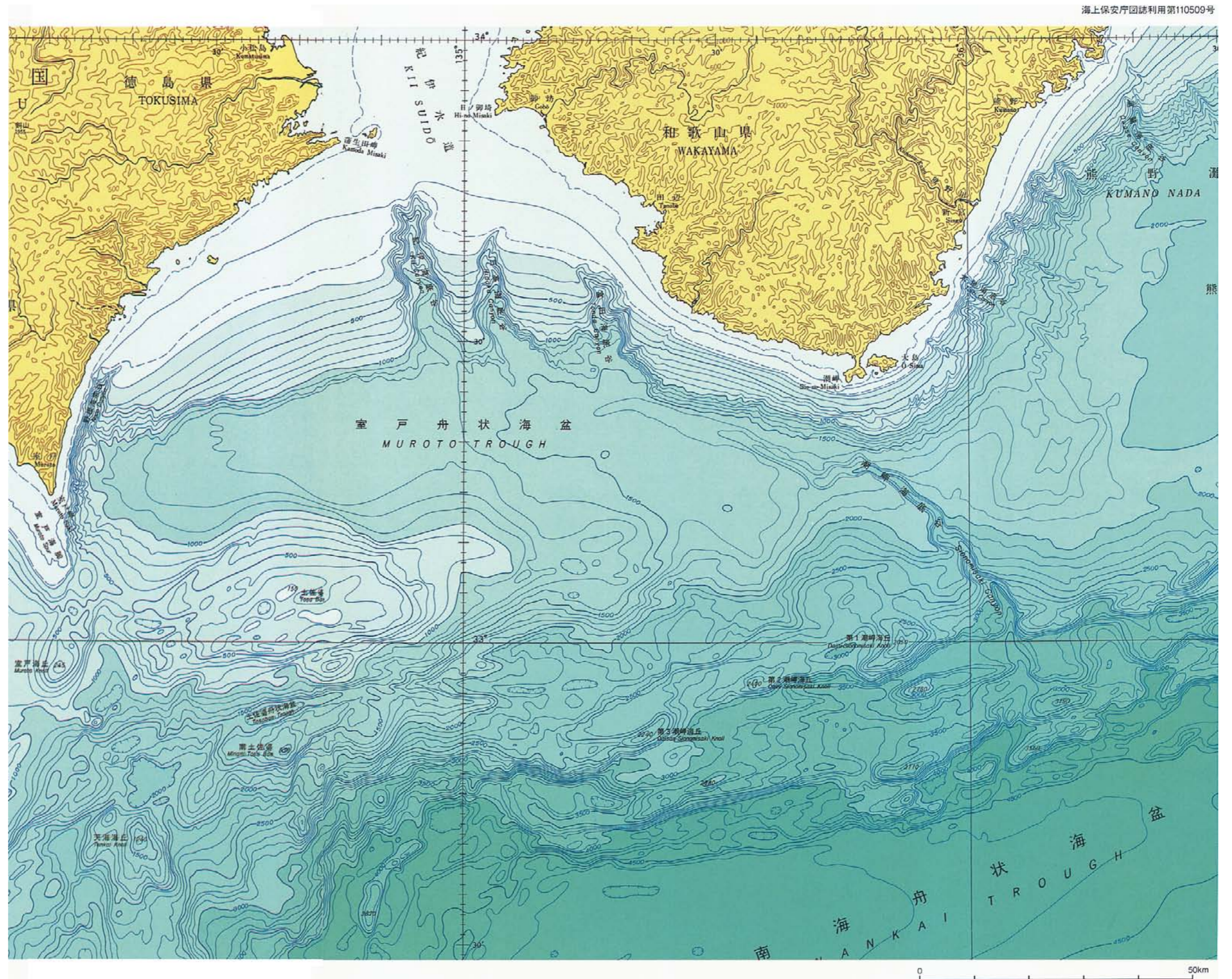
大陸棚の沖合は急こう配の大陸斜面となり、前弧海盆、さらに外縁隆起帯が認められます。この部分から南海トラフとの間には多くの活断層があり、南海地震や東南海道地震などしばしばマグニチュード8規模の巨大地震を発生させています。

上部大陸斜面域には、前弧海盆である熊野舟状海盆、室戸舟状海盆が形成されています。室戸舟状海盆には水深1000～1500m、熊野舟状海盆には水深2000mの平坦面が発達していて、砂泥互層、砂、泥で埋積されています。室戸舟状海盆の南側に土佐磐があります。熊野海盆には中央部に隆起帯があって、海盆を南北に二分しています。

室戸舟状海盆には大陸斜面に刻まれた海底谷がつながっていて、堆積物重力流による、深海底への陸源碎屑性堆積物の供給路として重要なはたらきをしています。熊野灘には、尾鷲海底谷、太地海底谷など多数の海底谷が発達しています。

一方、紀伊水道においては、四国の蒲生田崎と日の岬を結ぶ隆起帯を境に海底地形が異なります。北部は水深100m程度の陸棚になっていますが、南部には室戸舟状海盆が広がっています。最終氷期の海水面低下期には、紀伊水道の中央部で紀ノ川と吉野川が合流し、古大阪川となって南流し紀伊海底谷につながっていたと推定されています。

また日高海底谷、富田海底谷があって、それぞれ日高川、富田川につながっています。これらの海底谷は、潮岬深海チャネル(嶋村, 1994)を経て潮岬海底谷につながり、さらに潮岬海底谷は、潮岬沖で外縁隆起帯を横切って南海トラフ(舟状海盆)に流れ込んでいます。海底谷は、陸源碎屑物の海域における到達範囲と分布を規制しています。



2 地域区分と境界断層

吉松敏隆 = 和歌山県教育庁学校教育課課長補佐

「西南日本外帯の帯状構造と境界断層

吉松 まず始めに、紀伊半島をつくっている基盤の岩石が西南日本の他の地域とどのように関係し、それらは紀伊半島の中ではどのような位置を占めているのだろうか。その辺のことをごく大ざっぱにでも触れておくのがよいかと思います。

ご存じのように西南日本の地質構造は、中央構造線を境にして、その北側の西南日本内帯と、南側の西南日本外帯に大きく分けられます。近畿地方では、内帯の先中新統(中新世以前の地層や岩石)は、北から三都 - 中国帯、舞鶴帯、丹波 - 美濃帯、そして領家帯(和泉帯を含む)に区分されます(図2・2)。

一方、西南日本外帯は、関東西部から九州までほぼ東西方向に、岩石の種類・性質・形成時代を異にする地層がよく連続して分布し、見事な帯状構造をつくっています。

この帯状構造は、図に見るように構造線(境界断層)によって境され、北から三波川帯、秩父帯、そして四万十帯に区分されます。三波川帯と秩父帯を境するのは御荷鉾構造線、秩父帯と四万十帯を分けているのが仏像構造線です。また秩父帯の中央部には、黒瀬川帯の構成岩類が両側を断層に挟まれながらレンズ状に分布します。

紀伊半島の帯状構造と境界断層

紀伊半島は外帯に位置するので、当然、この帯状構造の一部を形成しています。その地帯区分を示すと、図2・1のようになります。三波川帯は、海岸部では南北約20kmの幅をもちますが、東に向かって次第に幅が狭くなり、半島中央部では欠如してしまいます。また秩父帯も、海岸部では南北約12kmの幅をもちますが、三波川帯と同じように東方へ次第に狭くなり、これも半島中央部では欠如していません。

この結果、半島の中央部では、四万十帯が直接に中央構造線に接するという状態になっています。さらに大峰地域では、秩父帯の地層がナップ構造をなして四万十帯層群を薄く覆っており、この点も特異なところですが、この

ように紀伊半島の場合には、その中央部で帯状構造が大きく乱されているのが特徴です。

《中央構造線》

白亜紀前期に始まり、そのご第四紀までに5回の主要な活動時期が認められる、西南日本を縦断する大断層です。紀伊半島では、和泉山脈の南麓を紀ノ川沿いに東西に延び、白亜系最上部の和泉層群と三波川変成岩類および四万十帯を境しています。中央構造線には、磯ノ浦断層、根来断層、桜池断層、五條谷断層など、多くの分岐副断層が認められます。これらの断層は断層面の傾斜が大きく、直線的であると同時に断層による変位地形がよく発達し、活断層としての特徴をもっています。副断層は、第四紀以降の活動が著しく、地形の変位から右横ずれ運動がみとめられます。

《有田川構造線》

三波川帯と秩父帯を分けているのは御荷鉾構造線ですが、紀伊半島では、御荷鉾構造線に相当する断層を有田川構造線と呼んでいます(市川・波田、1966など)。有田川構造線は、半島西部の有田川流域では三波川帯と秩父帯とを境していますが、秩父帯の欠ける半島中央部では三波川帯と四万十帯を境します。釜屋付近を境に、東では北傾斜、西では南傾斜を示し、幅数10mの擾乱帯をともなっています。現在みられる破砕帯は、白亜紀層堆積後の活動によるものと考えられています(波田、1967英など)。

《仏像構造線》

秩父帯と四万十帯を分ける断層です。紀伊半島では、西海岸の由良町から清水町にかけては東北東 - 西南西方向に延びていますが、清水町井谷付近で板尾断層に収斂して、これより東には連続していません。紀伊山地中央部では、仏像構造線に相当する断層は大追線と呼ばれます。低角の衝上断層です。

三波川帯

関東山地から、中部地方、紀伊半島、四国をへて九州の佐賀関半島まで、延長800km以上にわたって連なる低温高圧型の広域変成岩類からなる地帯です。三波川帯の変成岩類は、

大きくは三波川結晶片岩類と、主に苦鉄質岩類などからなる弱変成の御荷鉾緑色岩類に区分されます(栗本ほか、1998)。一般に前者は北側に、後者が南側に配列します。三波川の名前は、埼玉県と群馬県の境を流れる神流川支流の三波川に、御荷鉾の名はその西の御荷鉾山に因んでいます。源岩の大半は、中生代ジュラ紀の堆積岩類、変成作用は白亜紀後期と考えられています。

秩父帯(秩父累帯)および黒瀬川帯

紀伊半島の秩父帯は、北帯、中帯(黒瀬川帯)、南帯に区分されます。北帯および南帯は、主にジュラ紀の付加体からなり、砂岩、泥岩などの碎屑岩のなかに、チャート、緑色岩類、石灰岩の古期岩類がオリストリス(異地性岩体)として含まれます。これらは造構運動による強い擾乱を受けています。

黒瀬川帯の構成岩類は、約4億年の放射年代を示す三滝火成岩類や寺野変成岩類、蛇紋岩、非変成ないし弱変成のシルル - デボン系などのレンズ状岩体からなります。模式地は、愛媛県東宇和郡城川町(旧黒瀬川村)で、九州八代から四国、紀伊半島をへて関東山地まで断続的に連なっています。これらの古期岩類を白亜系が覆っているのが中帯です。

四万十帯(四万十累帯)

房総半島から、赤石山地、紀伊半島、四国南部、九州南部をへて南西諸島まで連なり、幅約100km、延長1,400kmにも及ぶ長大な地帯をなしています。四万十帯の名称は、四国の西部でこの地帯を流れる大河、四万十川からとられています。図に見るように、紀伊半島でも四万十帯は半島の広大な地域を占めていて、それらは、北から日高川帯、音無川帯、牟婁帯に区分されます。各帯を境する断層は、御坊 - 十津川断層と本宮 - 皆地断層です。

《御坊 - 十津川断層》

日高川帯と音無川帯を境する断層で、御坊市塩屋から龍神村の西をへて十津川温泉付近を通る北傾斜の逆断層です。幅広い断層破砕帯を伴い、上盤側で強い変形がみられます。

《本宮 - 皆地断層》

音無川帯と牟婁帯を境する断層で、田辺市上秋津から近露を通り、小広峠東方で大きく屈曲して皆地に連続します。

《日高川帯》

日高川帯には、碎屑岩類とチャート・緑色岩類からなる白亜系の日高川層群が分布します。日高川層群は、花園層、美山層、龍神層、湯川層、寺杣層および伯母谷川層に区分され、各層はそれぞれ衝上断層で境されます。

《音無川帯》

音無川帯には、暁新統～中部始新統の音無川層群が分布します。音無川層群は、一部に緑色岩類を挟みますが、フレッシュ型砂岩泥岩互層、泥岩層、砂岩層および礫岩層を主体とする碎屑岩からなります。縦走性の断層と小～中規模の褶曲で特徴づけられます。

《牟婁帯》

牟婁帯には、中部始新統～下部中新統の牟婁層群が分布します。牟婁層群は遠洋性の岩石を含まず、フレッシュ型砂岩泥岩互層、泥岩層、砂岩層および礫岩層を主体とする碎屑岩からなります。

中新統

紀伊半島南部では、中部中新統の田辺層群と熊野層群が、四万十帯の地層を不整合で覆っています。西部の田辺層群は、西に緩く傾く半盆状の構造をなし、東部の熊野層群は、熊野酸性岩類を取り囲むように分布します。

また中期中新世には、紀伊半島には激しい火成活動が発生しています。それにより、串本町潮岬と大島には潮岬火成複合岩類、大峰山脈に沿っては酸性の深成岩類と岩脈からなる大峯酸性岩類、また半島東部の広い地域には熊野酸性岩類が分布します。

紀伊半島の基盤岩類をごく大きくみれば、だいたい以上のようなことになるかと思えます。

図2・1 - 紀伊半島の地帯区分

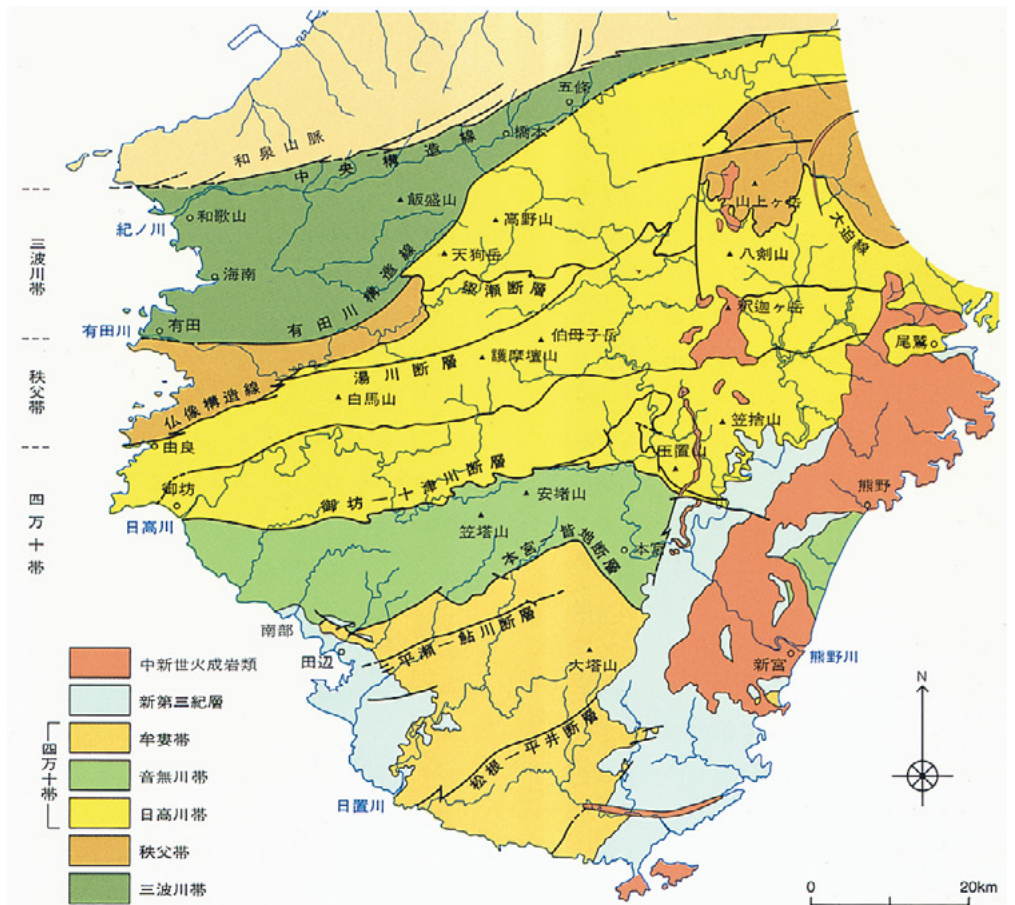
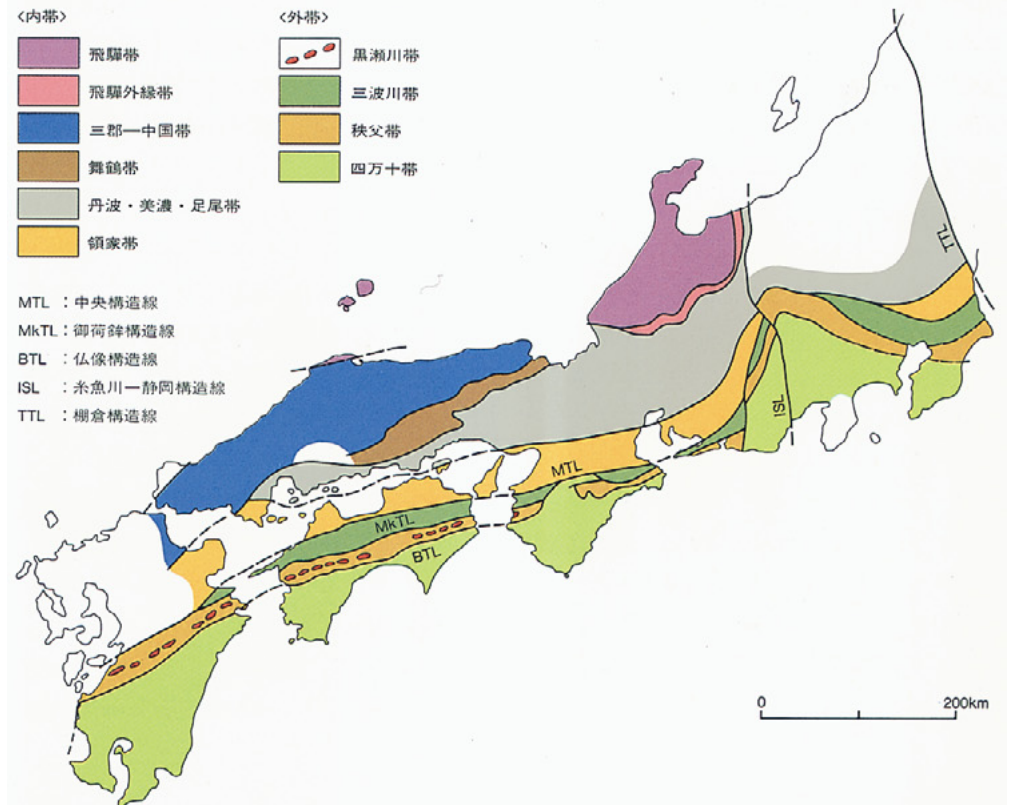


図2・2 - 西南日本における先中新世の地帯区分

〈地質調査所編：1982、1990をもとに簡略編図〉



寺井 紀伊半島の最古の化石は、黒瀬川帯の石灰岩から発見された古生代シルル紀のクサリサンゴの化石です。また秩父帯の先白亜系では、オリストリス（泥質の基質の中に取り込まれた外来あるいは古期の岩塊）の石灰岩体からは、石炭紀～ペルム紀のフズリナやウミユリ化石、チャート岩体からは、同時代の放散虫やコノドントなど多くの化石が産出します。基質の頁岩や砂岩頁岩互層からは、中生代ジュラ紀の放散虫化石が産出します。さらに白亜紀の地層になると、産出する化石の種類や数が一段と増え、秩父帯の有田層や四万十帯の寺袖層、和泉山脈の和泉層群など化石の宝庫とも呼べるような化石産地がみられるようになります。そしてこうした化石の研究の積み重ねから、化石を産出した地層の時代が確かめられ、紀伊半島をつくっているさまざまな地層・岩体の層序がたてられました。表3・1が紀伊半島の層序表で、各地質帯ごとに地層名とその地質時代が示されています。

図3・1は、この層序表の背骨となっている化石のうち、秩父帯白亜系と四万十帯の化石を中心に、とくに地質時代の決定に重要な指標となるアンモナイト・イノセラムスおよびその他の貝類化石と、放散虫・有孔虫などの微化石について主な化石（群集）とその産出層をまとめたものです。

白亜紀の示準化石

《アンモナイト》

アンモナイトは軟体動物の頭足類に属し、中生代に大繁栄をとげた代表的な示準化石（ある特定の地質年代を示す化石）です。体のつくりは現生のオウムガイとよく似ています。内部は、隔壁で区切られた中空の部屋に分かれ、浮遊して生活したので分布域の広いものが多くみられます。隔壁が外側の殻の内側と交わる部分に菊の葉模様様の縫合線が見られますが、進化に伴って縫合線は複雑化します。渦巻き状の殻にも変化があらわれ、白亜紀になると、大型のものや、いわゆる異常巻きのものが増えてきます。

《イノセラムス》

同じく白亜紀の示準化石として重要なイノセラムスは、二枚貝類の一種ですが、ちょうつがい線に歯がない点のほかの二枚貝とは違っています。殻は薄く、共心円状まれに放射状の肋や条線が発達しています。生活様式は、幼貝時の擬浮遊性から成長の途中で底生に変わったと考えられています。

《白亜紀の12階》

白亜系の模式地のある西ヨーロッパでは、アンモナイトやイノセラムスなどにもとづいてベリアシアンからマーストリヒチアンまで12階の生層序区分と、特徴種で定義される化石帯が設定されています。

日本でも上部白亜系は、アンモナイトによる細かい化石帯が設けられています。例えば、図に示した外和泉層群から産するアンモナイトの中で、*Didymoceras awajiense*はカンパニアン中・後期、*Baculites occidentalis*はカンパニアン中期の化石帯の代表種になっています。またイノセラムスでは、*Mytiloidesterakai*や*Inoceramus hobetsensis*はチューロニアン中期、*I. teshioensis*はチューロニアン後期、*I. uwajimensis*はコニアシアン前期、*I. japonicus*はサントニアン後期、*I. schmidtii*はカンパニアン中期の化石帯の代表種です。

秩父帯白亜系と四万十帯寺袖層の化石

秩父帯では、下部白亜系の湯浅層と有田層からは、多くのアンモナイトや二枚貝のほか植物化石が産出します。植物化石には、シダ植物の*Onychiopsis*や*Cladophlebis*、ソテツ類の*Nilssonia*や*Pterophylum*などが含まれます。この化石群は、熱帯～亜熱帯性を示す領石型植物群あるいは動物群としてよく知られています。有田層からは*Pterotrigonia*も産出します。

上部白亜系の外和泉層群のうち、松原層と相当層からは、コニアシアンのイノセラムスをはじめ、アンモナイト、二枚貝類、ウニなどの化石が産出しています。また二川層からは、図3・1に記した以外にも、イノセラムスの*Inoceramus (P.) cycloides vanuxemiformis*、

I. (P.) rhomboids rhomboides、*I. (P.) rhomboids heine*、*I. cf. labiatus*などが産出します。鳥屋城層からは、多くのアンモナイト、イノセラムス、二枚貝、ウニ、植物化石などが産出します。アンモナイトでは正常巻のアンモナイトのほか、さまざまな形態の異常巻きの種が見つかっています。イノセラムスは、*Inoceramus schmidtii*、*I. balticus toyajoanus*などカンパニアンに対比されるものが産出します。

日高川層群寺袖層からは、図3・1に示すほかに、アンモナイトでは*Hauericeras sp. aff. H. angustum*、イノセラムスでは*Inoceramus (P.) rhomboides heinei*、*Mytiloides sp. cf. M. sublabiatus*などが産出します。アンモナイトの*Yubariceras Y. kanei*は化石帯の代表種ではありませんが、ヨーロッパでは中部チューロニアンに特徴的とされている種です。

四万十帯の貝類化石

四万十帯の地層は、長い間、時代未詳の中生層と呼ばれ、化石の乏しい地層とされていました。しかし1960年代になって詳細な地質調査が行われるにつれて、牟婁層群や日高川層群から貝類化石が報告されるようになり、牟婁層群の地質時代は、貝類化石にもとづいて漸新世～前期中新世と考えられました（紀州四万十帯団体研究グループ、1968）。

日高川層群寺袖層からは、上述のようにアンモナイトやイノセラムスが産出し、そのほか二枚貝やウニの化石が産出します。また湯川層からは浅海性の二枚貝が産出します。

音無川層群では、本宮町の羽六累層上部層から*Solemya*や*Pitar*などの二枚貝が報告されています。

牟婁層群では、主な化石産地が和深累層、合川累層、下露累層の26地点にも及び、二枚貝の化石が多産します。サメの歯、ウニの化石も産出します。貝類化石群には、*Tullitella*、*Yoldia*、*Portlandia*、*Venericardia*などが産出します。これらの多くは、始新世後期～漸新世前期の幌内動物群に含まれるのが特徴です。さらに下露累層には、*Macoma oputiva*、*Phax-*

asizumoensis, *Venericardia orbica*, *Lucinoma otukai*などが産出します。これらは、西彼杵階(漸新世後期)以前にはあられず、佐世保階(中新世前期)になって出現するものです(水野, 1973)。

田辺層群や熊野層群では、二枚貝や巻貝のほか、クジラの脊ついで骨、サメの歯、ウニ、フジツボ、ヒトデ、カニ、多毛類と様々な化石が見つかっています。貝類化石の *Turritella kiiensis*, *Anadara setoensis*, *Anadara kiiensis*などは、田辺層群で初めて記載・命名されたものです。このうち前2つは生存期間が非常に短く、示準化石としても重要です。*Turritella kiiensis*や*Anadara*は南方系と考えられています。また熊野層群から産出する *Vicarya sp.* は、熱帯～亜熱帯域の汽水環境を示すものとして重要です。

四万十累層群の放散虫化石層序

近年、大西洋や太平洋での深海掘削で得られたコアをもとに、主に中生代以降の放散虫化石層序が明らかになってきました。放散虫類は海生の浮遊性原生動物で、0.1～2.5mm程度の大きさで珪酸質の骨格をもっています。

四万十帯の地層では、チャート、赤色・緑色泥岩、凝灰岩などに多数含まれています。放散虫化石は浅海～深海成の広範囲の地層から産するため、時代決定に有効な化石になっています。秩父帯や四万十帯の放散虫化石の研究は1960年代後半に進展し、これにもとづく精度の高い地層区分、地質時代の決定と対比が可能になってきました。紀伊半島の四万十帯では、はじめに日高川層群の、そのご牟婁層群および音無川層群の放散虫化石の抽出と検討が行われ、四万十累層群の放散虫化石層序が次第に確立されてきました。

付加体では、岩質によって異なった放散虫化石群集を産することが多く、チャート及び赤色・緑色頁岩は緑色岩類に伴った異地性岩体と解釈され、地層の堆積年代は、基質の黒色頁岩から産出する放散虫化石の示す時代が最も信頼できると考えられています。そして、放散虫化石による地質時代の決定には、特徴

種とその群集が用いられます。四万十帯の白亜紀層では、公文ほか(1986)によって8つの群集が識別されています(図3・1)。

日高川層群花園層では、*Archaeodictyomitra squinaboli-Dictyomitra duodecimcostata*群集と*Amphipyndax enesseffi-Mylocercion sp.*群集が識別され、後期白亜紀のコニアシアンからカンパニアの地層と考えられています(栗本, 1982)。

湯川層では、*Holocryptocanium barbui*群集と、それより若い*Dictyomitra formosa*が産出し、アルビアン後期からチューロニアンと考えられています(紀州四万十帯団体研究グループ, 1991)。

美山層においては、 M_1 層はチャートからジュラ紀中世～アプチアン、赤色泥岩からアプチアン～セノマニアの放散虫化石が産出します。基質の泥質岩からは主にセノマニアの放散虫化石を産出します(大和大峯研究グループ, 1998)。 M_2 ～ M_4 層ではそれぞれ、チャートからは*Sethocapsa trachyostraca*, *Eucyrtis tenuis*, *Acaeniotyle umbilicata*, *Holocryptocanium barbui*の各群集、赤色頁岩からは、*Holocryptocanium barbui*と*Dictyomitra formosa*の放散虫化石群集が産出します。一方、黒色頁岩からは、*Dictyomitra formosa*群集と*Artostrobium urna*群集の放散虫化石群集が産出します。これらの化石から、美山層の M_2 ～ M_4 層の堆積年代は、チューロニアン～カンパニアン前期と考えられています(紀州四万十帯団体研究グループ, 1991)。

龍神層では、*Amphipyndax tylotus*群集に属する放散虫化石が産出します。層序および凝灰岩の放射年代の資料をも考慮して、龍神層はカンパニアン後期～マーストリヒチアンであると考えられています(鈴木, 1992)。

寺杉層は、*Artostrobium urna*群集の放散虫化石を産出し、アンモナイトやイノセラムス化石の示す時代と矛盾せず、コニアシアン後期～カンパニアン前期であると考えられます。音無川層群は、瓜谷層から白亜紀型の放散虫

始新世以降の種を含んでいないことから、瓜谷累層は、暁新世～前期始新世と考えられています(はてなし団体研究グループ, 1998)。羽六層上部層の最下部からは、*Phormocyrtis striata striata*帯に属する放散虫化石が産出します。前期始新世末期～中期始新世初期と考えられています(鈴木, 1993)。

牟婁層群は、松根-平井断層以北では、*Podocyrtis mitra*帯(中期始新世中期)～*Thyrsocyrtis bromia*帯下部(後期始新世前期)の放散虫化石が産出します。同断層以南では、*Podocyrtis ampla*帯(中期始新世)にあたり、一部に*Podocyrtis mitra*を含む放散虫化石が産出します。これらの化石から、牟婁層群は中期始新世中期～後期始新世前期と考えられています(鈴木, 1988。はてなし()団体研究グループ, 1995など)。

田辺層群・熊野層群の有孔虫化石と地質時代

有孔虫は海棲の原生動物で、古生代以降の海成堆積物中に豊富に見出され、重要な微化石の1つになっています。有孔虫化石は、フズリナやヌメリテス(貨幣石)のように1cmをこえる大型のものを除くと、大部分が1mm以下の大きさです。底生と浮遊性のものがあります。底生有孔虫は、水深・底質・水温などの環境に影響を受けてすみ分けています。浮遊性有孔虫化石は、分布域が広く、地質時代の決定や地層の対比に重要な微化石です。

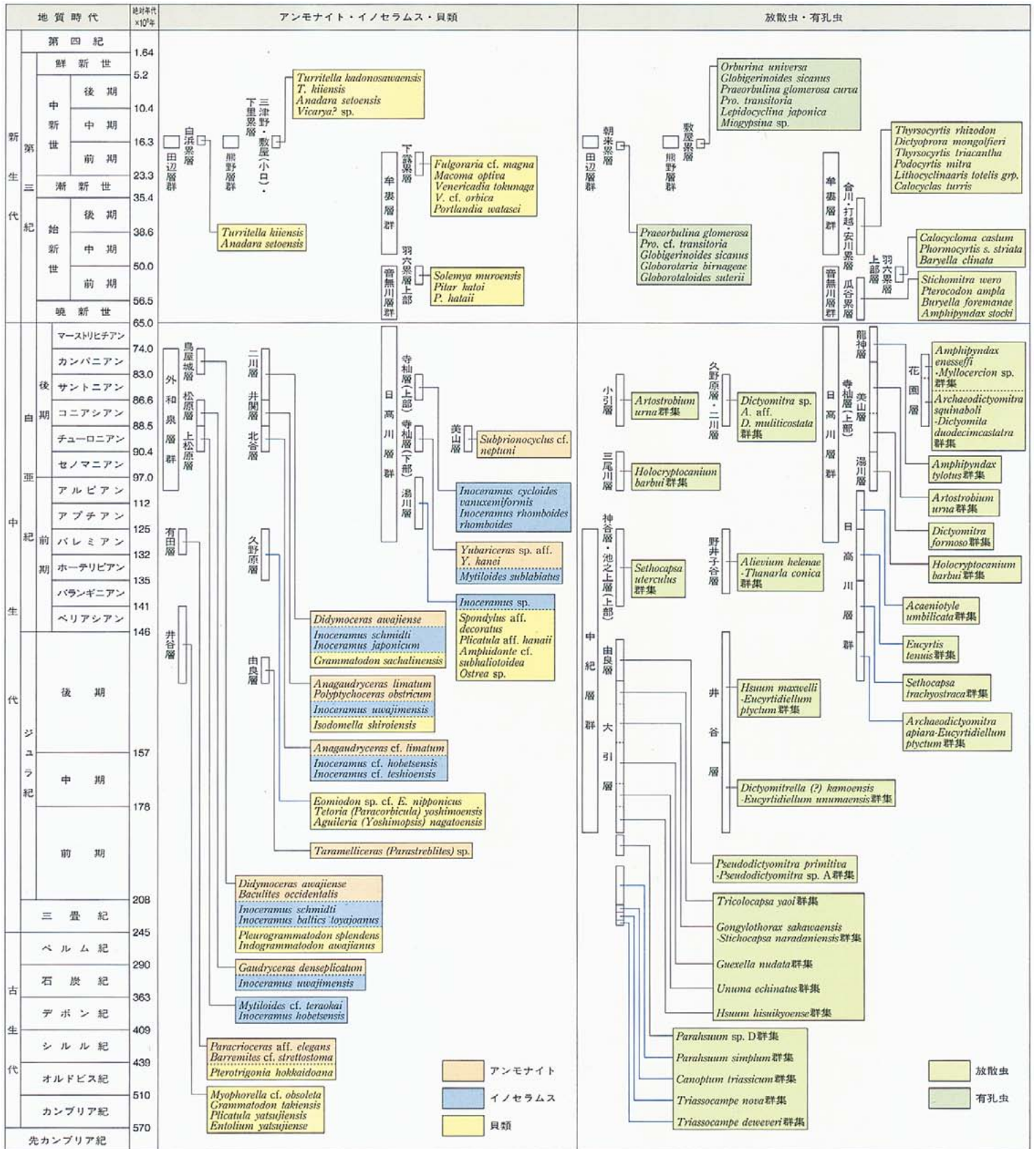
田辺層群の朝来累層上部から産出する浮遊性有孔虫の*Globigerinoides subquadratus*, *Gds. sicanus*, *Paraeorbulina glomerata*, *Prospheroidinella cf. transitoria*などは、Blowの有孔虫化石帯のN8後期にあたる中期中新世(約1,500～1,600万年前)を示します。

熊野層群では、敷屋累層下部からも同様なN8後期の浮遊性有孔虫群集が産出します。さらに敷屋累層最上部では、BlowのN9に相当する*Orburina universa*, *Miogyposina*, *Lepidocyclina*などが産出します。

【文献リスト】

はてなし団研 G(1998), はてなし()団研 G(1995), 池辺ほか(1975), 掃部・中沢(1989), kanie(1972), 甲藤・松本(1982), 公文ほか(1986), 栗本(1982), 松本ほか(1982), 松本・吉松(1982), Mizuno(1953), 水野(1957), 水野(1973), 村山(1954), Nakazawa et al(1979), 西村・三宅(1973), 小島・小川(1976), 鈴木(1988), 竹山(1930), 田中(1985), 田辺団研 G(1984), 平山・田中(1956), Yao(1984), Yokoyama(1923)など。

図 3-1 - 紀伊半島秩父帯白亜紀系および四万十帯の化石層序



アオ線=オリストリス



黒瀬川帯

吉松敏隆 = 和歌山県教育庁学校教育課課長補佐

紀伊半島最古の岩石

吉松 紀伊半島の最古の岩石は、J R 紀勢線の広川ビーチ駅の西方、唐尾湾の周辺に見られます。唐尾湾の北には、バベ鼻や名南風鼻を抱く岬が突出し、また西方には鷹島や黒島が浮かびます。この岬の一角で、1953年に市川氏らによって、トータル岩の中に取り込まれた石灰岩から、約4億年前の古生代シルル紀のクサリサンゴの化石が発見されました。さらにこの石灰岩は、約4億年前につくられた火成岩類・変成岩およびペルム紀の碎屑岩類からなる岩体の一部を構成し、それらは、中生代白亜紀の地層の中にレンズ状に挟まれて、いわば忽然と現れること、この構造帯は西は四国から九州まで断続的に分布することが明らかになり、黒瀬川(構造)帯とよばれることになりました。図は、バベ鼻と名南風鼻およびその周辺の黒瀬川帯の地質図です。

バベ鼻レンズ状部

バベ鼻には、酸性凝灰岩および花崗閃緑岩が分布します。酸性凝灰岩は、緑色ないし青緑色の細粒緻密な岩石で、火山ガラスの組織が明瞭に残っていて、ガラス質凝灰岩であることがわかります。シルル紀～デボン紀の放散虫化石を含んでいます(柏木・八尾:1993)。花崗閃緑岩は、斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、角閃石などからなり、弱い圧砕を受け

ています(吉倉・吉田1979)。

名南風鼻レンズ状部

名南風鼻には、石英閃緑岩およびトータル岩、変成岩の角閃岩およびザクロ石黒雲母片麻岩などが分布します。石英閃緑岩は、主に斜長石、石英、角閃石からなり、淡緑色で、片状構造が発達しています。トータル岩は、中粒～粗粒の灰緑色の岩石で、主に斜長石、石英、角閃石、黒雲母などからなり、圧砕されています。トータル岩中には、前述のようにクサリサンゴなどシルル紀の化石を含む石灰岩塊が捕獲岩として含まれます。

名南風鼻の北側の海岸部には、優黒質部と優白質部が互層する縞状角閃岩、部分的に黒雲母に富む薄層が発達し、暗緑黒色の含黒雲母角閃岩などがみられます。また縞状角閃岩と指交し、主に石英、斜長石、黒雲母、ザクロ石からなるザクロ石黒雲母片麻岩も分布します(吉倉・吉田:1979)。

ペルム紀碎屑岩類

名南風鼻レンズ状部の火成岩の南側には、断層に接して、砂岩頁岩互層、赤色頁岩・緑色頁岩などが狭く分布しています。この頁岩からは、ペルム紀古世を示す放散虫化石が産出しています(桑原ほか:1989, 清水ほか:1993)。

また、バベ鼻レンズ状部の北側に分布する泥

質岩の中には、レンズ状のブロックとして珪質頁岩と赤色の層状チャートが含まれます。そこからは、ペルム紀中世後期～新世、ペルム紀新世の放散虫化石が見つかっています(柏木・八尾:1997)。

雨山火成岩類

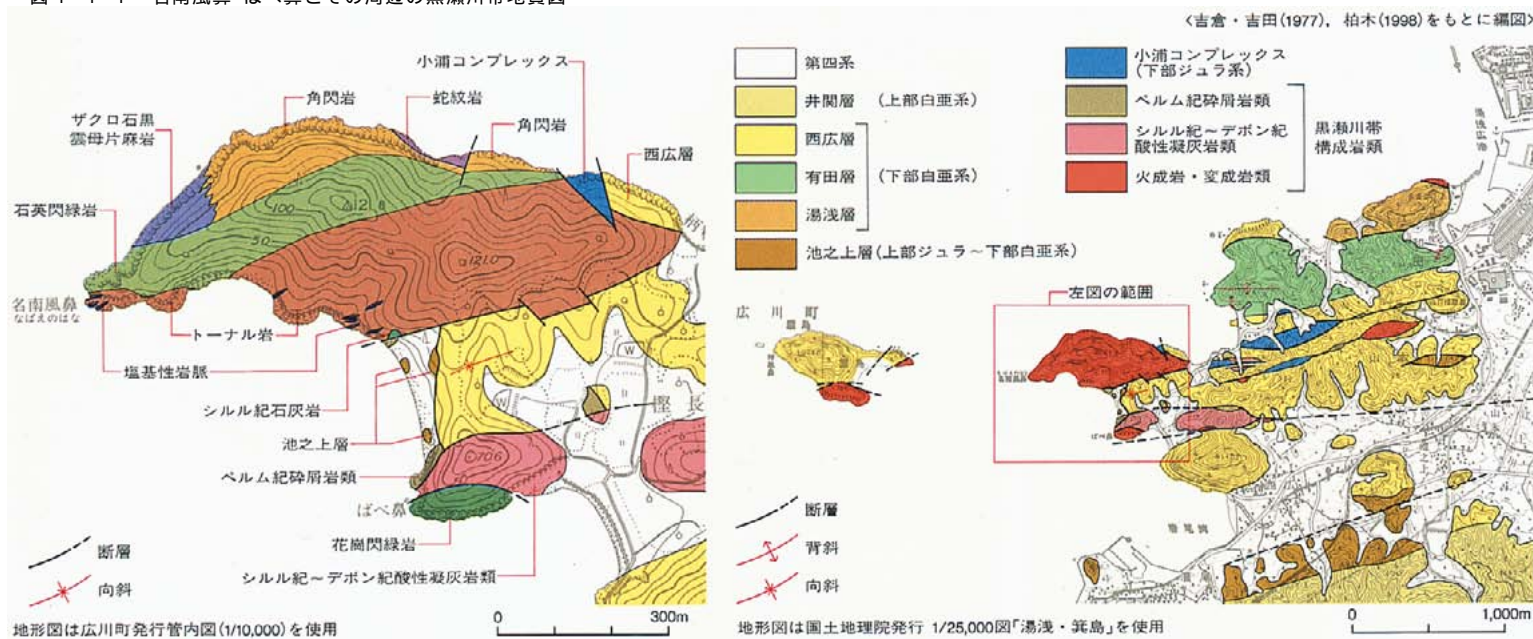
清水町板尾には、秩父帯の東限と四万十帯とを画する板尾断層沿いに、黒瀬川帯の構成岩類が小さく示されています(図4・3・1)。

この岩体は、蛇紋岩とそれに伴う石英閃緑岩、ひん岩、変玄武岩の岩魂で、雨山火成岩類と呼ばれ、黒瀬川帯の構成岩類とみなされています(坂・高木:1983)。

境川層

なお1/25万地質図では、秩父帯の中に先白亜系として境川層を示してあります。境川層は、主として泥質片岩、砂質片岩、珪質片岩からなる結晶片岩で、少量の緑色片岩、石英片岩を伴います。模式地の清水町二川のほか、沼谷、湯浅北方などに分布し、これらは、先白亜系と白亜系二川層の境界部に沿って断層で挟まれるように点在します(栗本:1986)。カリウム・アルゴン法により泥質片岩の年代が測定されていますが、その結果は210.4Ma、つまり約2億年前につくられた結晶片岩と考えられます(栗本:1993)。

図4・4・1 名南風鼻・ばべ鼻とその周辺の黒瀬川帯地質図



三波川帯

吉松敏隆

和歌山城の結晶片岩

吉松 三波川帯は、低温高压型の変成岩 三波川結晶片岩類および弱変成の御荷鉾緑色岩類からなる地帯で、紀伊半島では、1/25万地質図に見るように、紀ノ川の南西側に大きく広がって分布します。もちろん、紀ノ川をつくった沖積層の下にも結晶片岩類が分布しているわけで、その一部が和歌山平野の中央部、和歌山城をのせる高台に顔を出しています。城内の石垣には、近くで採石したといわれる結晶片岩が多く用いられています。

層序関係

三波川結晶片岩類は、主に塩基性片岩、泥質片岩、砂質片岩、珪質片岩、石灰質片岩などからなります。表4・2・2に、それぞれの岩石の特徴を記しましたので参照ください。

この1/25万地質図では、ほぼ栗本ほか(1998)と中山(1983)に従い、三波川結晶片岩類を曹長石の斑晶を伴う点紋帯と、それを伴わない無点紋帯に区分し、さらに御荷鉾緑色岩類を堂鳴海山層と生石層に区分して示してあります。この区分と、従来の区分との関係を示すと、表4・2・1のようになります。

中山(1983)によれば、飯盛山周辺の層序は、岩相にもとづいて、無点紋帯は鞆淵層、点紋帯は渋田層、飯盛層、龍門層に区分され、点紋帯の積算層厚は約1,800m以上になりま

す。一方、廣田(1991)は、無点紋帯を鞆淵ユニット、その構造的上位に位置する点紋帯を飯盛ユニットとし、両者は断層関係にあるとしています。その変成度は、鞆淵ユニットが緑泥石帯からザクロ石帯低温部に属し、飯盛ユニットがザクロ石帯から、一部が曹長石黒雲母帯に達しているとしています。

三波川帯南部の層序は、中山(1983)によれば、下位から、無点紋帯の鞆淵層、堂鳴海山層、御荷鉾緑色岩類の生石層に区分されます。Hada(1967)は、御荷鉾緑色岩類を北から、生石層、沼田層、嵯峨層に区分しています。

地質構造

点紋帯には、飯盛山から船戸山に延びる大きな向斜構造(飯盛向斜)があり、無点紋帯の中央部には背斜構造(野上背斜)があって、この地域の地質構造を支配しています。

御荷鉾緑色岩類の分布域では、ほぼ東西性の軸をもつ中規模の向斜構造(長峰向斜)と背斜構造が見られます。

貫入岩体

飯盛向斜付近には苦鉄質・超苦鉄質の貫入岩体が見られます。龍門山の岩体は、大部分が蛇紋岩化したウエルライトで、一部にダナイトがあり、変斑れい岩体を伴っています。堂鳴海山層では、コートランダイトと斑れい岩とが複合岩体をなしています。このほかにも

蛇紋岩やコートランダイトが、苦鉄質岩体とともに、あるいは単独で貫入しています(中山:1983ほか)。これらの苦鉄質・超苦鉄質貫入岩体は、いずれも変成作用を受けていることから、三波川変成作用の間かそれ以前に貫入したと考えられます。

源岩と変成作用の年代

山田(1997)は、金屋地域の嵯峨層と沼田層から放射虫化石を報告し、嵯峨層をジュラ紀中世(~新世)に、沼田層をジュラ紀中世後半~新世初期としています。

三波川変成岩類について、栗本(1993, 1998)は、鞆淵層:68.7-78.6Ma, 毛原層:89.3-97.1Ma, 生石層:81.7-101Ma, 沼田層:99.4-117Ma, 嵯峨層:113-118Maの放射年代を得ています。磯崎ほか(1990)は、毛原層で100-90Maの放射年代を得ています。したがって、嵯峨層、沼田層、生石層、鞆淵層の順に、北の地質体ほど変成年代が若くたと推定されます。

また、秩文帯中帯の白亜系湯浅層には、結晶片岩の礫が含まれています。このことから、少なくとも白亜紀には、三波川帯の一部が隆起し、削剝を受けていたと考えられます。前嶋(1978)は、この礫は黒瀬川帯のものであるが、三波川帯の運動にしたがって上昇した可能性があるととしています。

表4・2・1 三波川帯の層序区分と岩相

| 本誌1/25万地質図 | 廣田(1991) | Hada(1967) | 中山(1983) | 主な岩相 |
|------------|----------|------------|----------|---------------------------------------|
| 三波川結晶片岩類 | 点紋帯 | 飯盛ユニット | 龍門層 | 泥質片岩・塩基性片岩(珪質片岩を伴う) |
| | | | 飯盛層 | 塩基性片岩(珪質片岩、泥質片岩を伴う) |
| | 無点紋帯 | 鞆淵ユニット | 渋田層 | 泥質片岩・塩基性片岩(珪質片岩、砂質片岩を伴う) |
| | | | 鞆淵層 | 泥質片岩・砂質片岩(塩質片岩、珪質片岩、礫質片岩を伴う) |
| 御荷鉾緑色岩類 | 堂鳴海山層 | ? | 堂鳴海山層 | 塩基性片岩・泥質片岩・珪質片岩(石灰質片岩、砂質片岩を伴う) |
| | | | 生石層 | 弱変成のハイアログラスタイト、ピロプレチャ、枕状溶岩、チャート、酸性凝灰岩 |
| | 生石層 | 沼田層 | 生石層 | |
| | | 嵯峨層 | | |

表4・2・2 三波川結晶片岩の種類と特徴

| | |
|-------|---|
| 泥質片岩 | 泥質岩を源岩として変成したもので、暗灰色を呈する。片理が著しく発達し、石英、曹長石に富む優白質層と緑泥石や石炭に富む暗灰色の層の縞状構造をなしている。片理面上には、ちりめんじわ褶曲による線構造が見られることが多い。 |
| 塩基性片岩 | 玄武岩質火山性堆積岩を源岩とし、緑~暗緑色を呈する。片理面上にちりめんじわ褶曲が見られる。点紋片岩では角閃石など長柱状の変成鉱物の配列による線構造も見られる。無点紋片岩は主に緑泥石、緑れん石、アクチノ角閃石、曹長石、石英からなる。 |
| 砂質片岩 | 砂岩を源岩とする結晶片岩で、淡灰色ないし黄褐色を呈する。肉眼では細粒砂岩のように見えるが、鏡下では石英、緑泥石、曹長石、白雲母などの再結晶鉱物が観察される。 |
| 珪質片岩 | おもにチャートや石英に富む砂岩から変成したもので、石英が最も多く、斜長石や緑泥石などを含む。石英や長石からなる石英片岩は白っぽい。ピンク色の紅麻石石英片岩や赤褐色の赤鉄鉱石英片岩などもある。片理は著しく、微褶曲も見られる。 |
| 石灰質片岩 | 石灰岩を源岩とする片理の発達した結晶質石灰岩で、再結晶した方解石を主成分鉱物とし、それに富む純粋なものには純白であるが、普通は不純物を含み灰白色をなす。片理は、ほかの結晶片岩ほど顕著でない。 |



上:塩基性片岩 下:砂質片岩と泥質片岩の互層

秩父帯

吉松敏隆 = 和歌山県教育庁学校教育課課長補佐

吉松 有田川流域には、海岸部から清水町まで、中・古生代の年代の異なる地層と岩体が混在する複雑な地質構造をなして分布します。これが紀伊半島西部の秩父帯で、ここでの秩父帯は、北帯、中帯(黒瀬川帯)、南帯に区分され、それぞれが断層で境されます。

北帯と南帯に分布する地層は、1960年代の初めまで、石灰岩体に含まれるフズリナ化石をもとに、古生代後期の本州地向斜の堆積物である「秩父古生層」で、古生代末の本州造山運動を受けたものと考えられていました。

しかし近年、放散虫化石の発見や地層の相互関係などから、フズリナ石灰岩、チャート、緑色岩などは、ジュラ系の地層に含まれるオリストリスであることが分かってきました。中帯では、白亜系の地層が、黒瀬川帯の岩石や北帯および南帯の古期の岩石とは断層関係で接し、あるいはそれらを不整合に覆って分布します。

秩父帯の地質は非常に複雑で、限られたスペースで紹介するのはとても難しいので、ここでは地質概略図(図4・3・1)をもとに、その輪郭だけに触れてみたいと思います。

北帯の先白亜系

北帯の先白亜系は、この図では、ジュラ系の北帯先白亜紀層(Cn)「清水層など」として示してあります。1色で塗っていますが、とても単色で示せる地層ではありません。

この地層は、海岸部では、チャート、緑色岩類、砂岩層、砂岩頁岩互層からなり、礫岩をともなっています。ほぼ東西の走向で、中～高角で南または北に傾斜しています。全体に構造運動による強い擾乱を受け、地層はレンズ状や切れぎれになっています。

このうちオリストリスは、チャート、緑色岩類からなり、これらを含む基質は碎屑岩層からなります。産出化石から、オリストリスのチャートは三疊紀、緑色岩類中の石灰岩は石炭紀新世～ペルム紀、オリストリスを含む基質の泥質岩はジュラ紀古～中世であることが明らかにされています。また頁岩や砂岩頁岩互層にはさまれる酸性凝灰岩には、ジュラ紀

古～中世の放散虫化石が含まれ、オリストリスのチャートには、三疊紀型のコノドントが含まれます(磯崎ほか,1981.前嶋・松田,1977.平山・田中,1956など)。

秩父帯東部の清水町から美里町に分布する先白亜系は「清水層」と呼ばれ、おもに厚い砂岩層と砂岩頁岩互層からなり、チャート、緑色岩類、礫岩をともなっています。走向は東西ないし北東～南西で、高角で南に傾斜しています。頁岩には、ジュラ紀古世および中世の放散虫化石が含まれ、オリストリスのチャートには、石炭紀新世、ペルム紀、三疊紀のコノドントおよび放散虫化石が含まれています(栗本,1986ほか)。

南帯の先白亜系

1/25万の地質図では、秩父帯南帯の先白亜系(Cs)は単色で表現していますが、この図では南帯を構成する各地層の分布域を示し、さきの層序表(表3・1)に記した地層がどのような地域に露出しているかを示しました。

紀伊半島西部では、秩父帯南帯の地層は、海岸部の由良町に広く分布するとともに、東部の清水町にかけて断続的に分布します。オリストストロームを含む、おもにジュラ系と白亜系からなっています。

由良町付近では、南帯の先白亜系は中紀層群と呼ばれます。中紀層群は、「大引層」「由良層」「神谷層」に区分されます(Yao,1984)。この地域には、上部白亜系の「小引層」も分布します。また東部の清水町付近では、中紀層群に相当する地層は、「井谷層」「野井子谷層」「久野原層」に区分されます。

《大引層》

由良町白崎から畑の東方にかけて分布し、オリストリスの岩体と含有化石から、さらに3つの部層に細分されます(Yao,1984)。

大島山部層:砂岩が多く、三疊紀中世～ジュラ紀古世前期の大きなチャート岩体をオリストリスとして含んでいます。泥質岩には、ジュラ紀古世後期～中世中期の放散虫化石群集が含まれます。

番所山部層:基質の泥質岩にジュラ紀中世後

期の放散虫化石群集を含み、三疊紀中世～ジュラ紀古世前期のチャート、三疊紀新世の石灰岩・緑色岩類、ジュラ紀古世後期～中世中期の泥質岩をオリストリスとして含みます。立巖部層:砂岩を主とし、三疊紀中世～ジュラ紀古世前期のチャート、ペルム紀のフズリナ化石を多く産出する石灰岩、および緑色岩をオリストリスとして含みます。また泥質岩、酸性凝灰岩には、ジュラ紀新世の前～中期の放散虫化石群集が含まれます。

《由良層》

由良町大引から畑にかけて、大引層の南に分布します。主に泥質岩からなり、一部にチャート、珪質岩の岩体を含むオリストロームがはさまれています。泥質岩層には、六射サンゴ、層孔虫、シダリスなどの化石を含む鳥巢式石灰岩がはさまれます。泥質岩には、ジュラ紀新世後期の放散虫化石群集が含まれます。

《神谷層》

主として由良町神谷から門前にかけて分布します。白亜紀バラングニアン～パレミアンの放散虫化石を含む泥質岩と、三疊紀新世の石灰岩やジュラ紀中～新世の泥質岩などの岩体を含むオリストストロームからなります。

《小引層》

由良町の衣奈周辺のせまい地域に、大引層の間に断層にはさまれて分布する上部白亜系です。主に泥質岩と砂岩からなり、頁岩には白亜紀コニアシアン～サントニアンの放散虫化石群集が含まれます。本層は、岩相と化石相が秩父帯中帯の外和泉層群の井関層や四万十帯日高川層群の寺岫層に似ています。

《井谷層》

東部の清水町井谷付近に、断層にはさまれて分布します。おもに頁岩からなり、砂岩、石灰岩、チャート、酸性凝灰岩、緑色岩類などのレンズ状・ブロック状の岩体を含んでいます。北東～南西の走向で、北へ傾斜します。頁岩中には、ジュラ紀中～新世の放散虫化石を含みますが、石灰岩にはペルム紀のフズリナや三疊紀のコノドント、ジュラ紀新世の層孔虫や六射サンゴを含むものがあります。ま

たチャートは、三疊紀中世とジュラ紀古～中世の放散虫化石を含んでいます。これらの岩体の一部は、オリストリスであると考えられています。岩相や年代から、由良地域の中紀層群の一部に対比されています。

《野井子谷層》

清水町井谷の南東方で、井谷層と四万十帯日高川群の湯川層にはさまれて、せまい範囲に分布します。主に頁岩からなる下部層、砂岩頁岩互層からなる上部層に区分されます。下部層には、チャートや石灰岩の小さな角礫を含んだオリストストロームもみられます。白亜紀パラングニアン～パレミアンの放散虫化石が含まれます。

《久野原層》

清水町久野原の南方で、井谷層と二川層にはさまれて分布しています。おもに含礫泥岩、砂岩、シルト岩からなり、チャート岩体を含んでいません。頁岩には、白亜紀コニアシア

ン～サントニアンの放散虫化石は含まれています。久野原層は、白亜紀後半中期に、秩父累帯と四万十帯の堆積盆地のあいだにあった隆起部の北縁部に堆積したオリストストロームで、陸棚外縁部の堆積物と考えられています(掃部, 1984)。

紀伊半島中央部の秩父帯南帯

1/25万の地質図に見られるように、秩父帯南帯の先白亜系(Cs)は、紀伊半島中央部の大峰地域にも広く分布しています。ただこの地域の秩父帯の構造は特異で、四万十帯の花園層の上に、根なし岩体としてナップ状になっているのです。そして三波川帯が欠如し、四万十帯が直接中央構造線に接しています。このような構造は、デコルマン構造が形成されたあとで断層によって変位し、削剝された結果と解釈されています。

この地域の秩父帯は、見かけ上、下位よりスラストで境される高原層たかはら、山葵谷層わさびだにおよび大

普賢岳層ふけんだけが重なっています。大普賢岳層のスラストパイルの形成と山葵谷層のメランジュ形成はジュラ紀新世、高原層の堆積年代は白亜紀古世前期～中期とされています(大和大峯研究グループ, 1994)

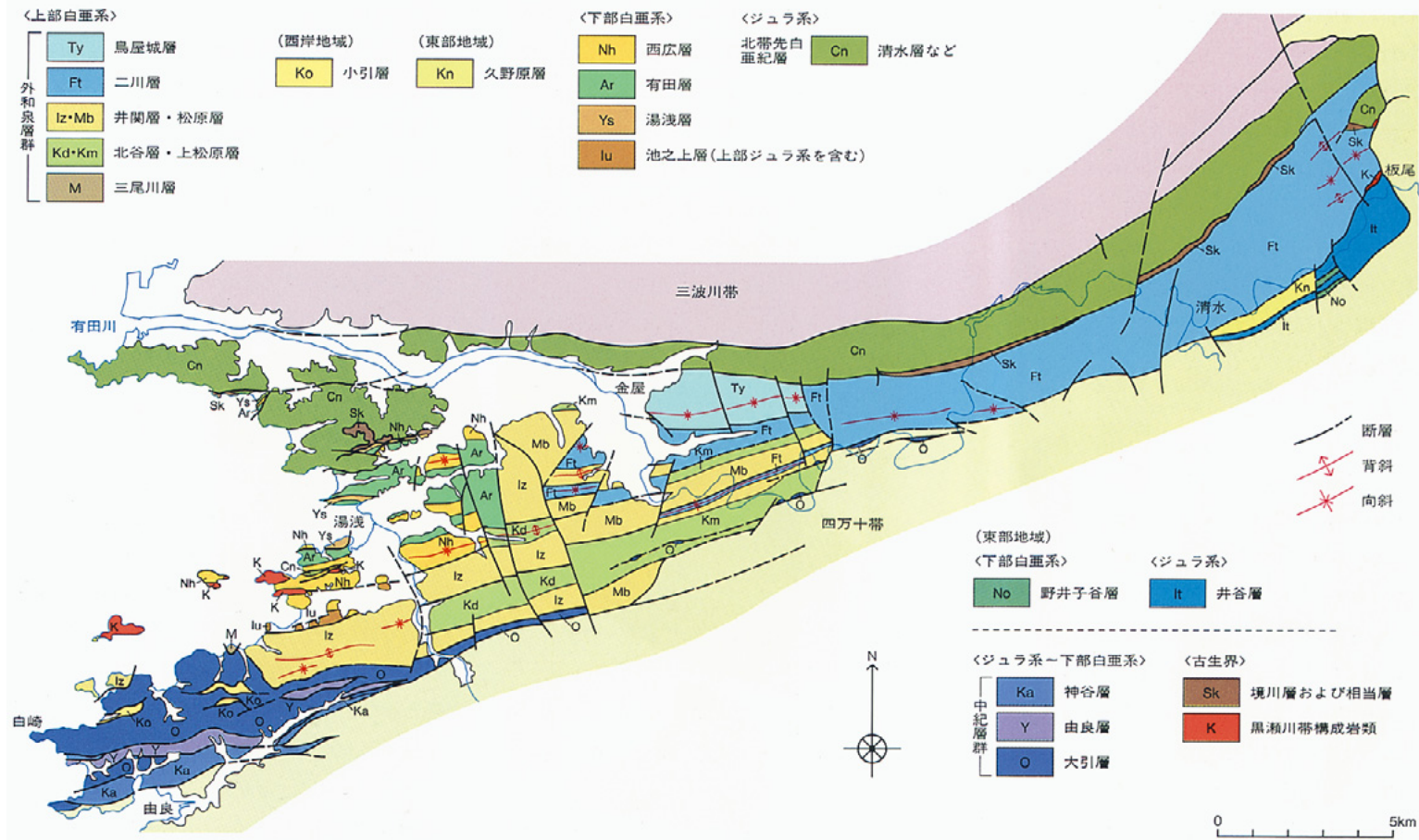
このナップ構造には、北東-南西方向の軸をもつ吉野山アンチフォーム、東西方向の軸をもつ天ヶ瀬アンチフォーム、北東-南西方向の軸をもつ大峯シンフォームがあり、これらの褶曲と断層によって、秩父帯の地層の分布が規制されています(大和大峯研究グループ, 1994)

中帯の白亜系

中帯には、礫岩、砂岩、砂岩頁岩互層などからなる白亜系が広く分布しています。これらは、前期白亜紀の湯浅層、有田層および西広層からなる下部と、後期白亜紀の外和泉層群と総称される上部に区分されます。地質構造は、東西の褶曲軸をもつ半波長50～100m程

図4・3・1 紀伊半島西部地域の秩父帯地質概略図

〈平山・田中(1956), Yao(1984), 田中(1985), 前嶋(1986), 栗本(1986), 掃部・中沢(1989), 柏木(1996)をもとに編図。一部改変〉



度の背斜および向斜を繰り返す、全体として大きな向斜構造をなしています。またこの構造は、南北性の断層で切られています。

(1) 下部白亜系

下部白亜系は、西部の湯浅付近に分布し、下位から順に「湯浅層」「有田層」「西広層」に区分されます。有田層は、白亜系有田統の模式地になっています。

《湯浅層》

先白亜系を傾斜不整合で覆い、礫岩、砂岩、頁岩とこれらの互層からなります。下部は陸成層で、扇状地性の礫岩と扇状地縁辺で形成された砂岩頁岩互層からなるはんらん堆積物が交互に重なり、上方の三角州成堆積物へと移化します(前嶋, 1986)。

アンモナイト、イノセラムス、トリゴニアなどの動物化石やシダ類、ソテツ類などの植物化石を数多く産出し、カキなどの汽水性の貝化石を含むことで知られています。これらは、白亜紀前期の汽水域に生息した領石型植物群および動物群に含まれます。

《有田層》

湯浅層に整合に重なっています。礫岩層にはじまり、砂岩層と頁岩層が重なる1つの堆積サイクルをなして、それぞれ扇状地成、暴浪期の波浪限界以浅の堆積物、沖合堆積物と考えられています(前嶋, 1983)。

アンモナイトや浅海性二枚貝などの化石を多く産出し、白亜紀前期のパレミアンに対比さ

れます(小島・小川, 1976・松本ほか, 1982)。

《西広層》

有田層を平行不整合で覆っています。石英質砂岩ないしアルコーズ砂岩の多い地層で、石炭の薄層をはさみ、多くの汽水性貝化石を産出します。砂岩や礫岩の組成から、砕屑物は、主に黒瀬川帯の岩石から供給されたと考えられています(宮本, 1980)。

(2) 上部白亜系

中帯の上部白亜系は、湯浅町から清水町にかけて広く分布します。東西方向で岩相の違いが大きいため、地域ごとに別々の地層名で呼ばれています。層序表では主要な地層名のみを示していますが、これらは「外和泉層群」と総称されます。下位から順に「三尾川層」「北谷層・上松原層」「井関層・松原層」「二川層」「鳥屋城層」に区分されます。

《三尾川層》

由良町三尾川西方のごく限られた小地域に分布します。チャートなどを含んだ頁岩、砂岩頁岩互層からなり、頁岩には、セノマニアンないしアルピアン後期の放散虫化石が含まれます(Yao, 1984)。

《北谷層》

下位から下部砂岩層、下部頁岩層、上部砂岩層、上部頁岩層に区分されます。チューロニアンのアンモナイトやイノセラムスを産出します(田中, 1985)。

《上松原層》

礫岩にはじまり、粗粒砂岩、砂岩頁岩互層、厚い砂岩からなる下部と、頁岩からなる上部に区分されます。チューロニアンのイノセラムスを産出します(田中, 1985)。

《井関層》

北谷層に整合に重なります。下位より順に、下部砂岩層、下部頁岩層、上部砂岩層、上部頁岩層に区分されています。コニアシアン・アンモナイトやイノセラムス、またコニアシアン・サントニアンの放散虫化石が産出します(蟹江, 1972英・掃部・武富, 1982)。

《松原層》

上松原層を軽微な平行不整合で覆う浅海成の粗粒堆積物からなります。主に粗粒～中粒砂岩からなり、基底には花崗岩礫を含む礫岩層がレンズ状に見られます。なお金屋の西方に分布する御霊層(平山・田中, 1956)は松原層に相当し、この図では、松原層に含めてあります。松原層からは、コニアシアン・アンモナイトやイノセラムスを産出します。

《二川層》

下位の松原層に整合で重なります。厚い砂岩と頁岩の互層で、西から東に向かって厚くなります。下位から、基底礫岩層、下部頁岩層、下部砂岩層、中部頁岩層、上部砂岩層、上部頁岩層に区分されます。下部および中部の頁岩にはイノセラムス、上部の砂岩にはイノセラムスやアンモナイトなどが多く含まれ、それらの化石から、サントニアン～カンパニアンに対比されます。

《鳥屋城層》

外和泉層群の最上部の地層で、おもに石灰質ノジュールに富むシルト岩からなり、下位からシルト質頁岩層、シルト質砂岩層、砂岩頁岩互層に区分されます。アンモナイトやイノセラムスなどの化石を多数産出することで古くから知られています。これらの化石から、カンパニアンに対比されます。

上部白亜系の形成環境

最近、清水北東方の二川層から産出するイノセラムスの中に、*Inoceramus(P.) cf. rhomboides rhomboides* や *I.(P.) rhomboides*

図4・3・2 秩父帯から産出する化石



①フズリナ石灰岩(大引層)。②*Baculites* sp.(鳥屋城層)。③*Inoceramus schmidtii*(鳥屋城層)。
④*Inoceramus (Platyceramus) rhomboides heinei*(二川層)。⑤*Pterotrigonia* sp.(有田層)。

スケールは1cm

*des hei-bei, I.(p.)cycloides vanuxemiformis*が見つかりました。これらの種は、四万十帯寺杣層のものと共通しています。寺杣層は前述のように、岩相から外和泉層群の松原層および二川層に対比されます。

寺杣層は、イノセラムスと放散虫化石から、チューロニアンからサントニアンとされています。堆積環境は、陸棚外縁から大陸斜面上部と推定されています。一方、あとで中屋さんからお話があると思いますが、四万十帯の美山層は、チューロニアンからカンパニアン前期の付加体とされています。

このように、秩父帯から四万十帯にかけて少なくともチューロニアンの地層が堆積しています。秩父帯の外和泉層群が瀬海から浅海の陸棚に堆積した頃、四万十帯北西縁に位置する寺杣層は、大陸棚外縁か上部大陸斜面における堆積層を形成していました。そして、この南の大陸斜面下部ないし海溝には美山層が堆積し、付加体が形成されていました(紀州四万十帯団体研究グループ, 1983, 1991)。

和泉層群

最上部白亜系の和泉層群は、紀伊半島西部の和泉山脈から淡路島の南部、四国の阿讃山脈をへて松山市の南西部まで、中央構造線のほぼ北側にそって分布しています。また紀伊半島では、五條市以東においても伊勢付近にまで断続的に分布します。

和泉山脈に分布する和泉層群は、北側に分布

する白亜系の泉南層群や領家花崗岩類を不整合で覆い、あるいは断層関係で接しています。和泉層群は、おもに砂岩、頁岩、礫岩、砂岩頁岩互層からなり、鍵層となるよく連続する凝灰岩層が多く挟まれています。厚さ数100m程度の、砂岩がち砂岩頁岩互層と礫岩砂岩互層に始まり、頁岩がち砂岩頁岩互層が重なる層相変化を繰り返しています。

和泉層群は、主にタービダイトからなる主部層と、非タービダイト性の堆積物からなる北縁相及び南部相とに大きく区分されます(市川ほか, 1979)。主部層は、上方への岩相変化にもとづいて、下位より順に、加太累層、信達累層、岩出累層および粉河累層の4つの累層に区分されています。さらに和泉山脈北縁部の非タービダイト性の地層は、六尾累層、南縁部の地層は名手累層と呼ばれています。友ヶ島には加太累層の下位にある友ヶ島累層が分布します。

和泉層群の地質構造は、和泉山脈西部では、東へ約40°でプランジする向斜軸をもつ大規模な向斜構造をなし、中・東部ではその向斜構造の北翼の走向・傾斜と調和した同斜構造をなしています。また向斜構造の北翼および同斜構造は、一般に北へいくほど緩傾斜になっています。

友ヶ島累層：主に厚層の砂岩頁岩互層、礫岩砂岩互層及び砂岩頁岩互層からなります。フルートキャストやグループキャストなどの流

痕が発達し、北東から南西への古流向を示します。アンモナイト、二枚貝、カキ、コダイアマモなどの化石が産出します。

加太累層：下部は、厚い礫岩砂岩互層、砂岩頁岩互層からなり、上部は、礫岩を伴う砂岩がち砂岩頁岩互層、頁岩がち砂岩頁岩互層からなります。いずれも側方への著しい層相変化が見られます。イノセラムスや二枚貝、植物化石が産出します。

信達累層：下部は厚層の礫岩砂岩互層と砂岩頁岩互層、上部は頁岩がち砂岩頁岩互層ないし砂岩がち砂岩頁岩互層からなります。

岩出累層：砂岩がち砂岩頁岩互層からなり、根来街道沿いで模式的に発達しています。粉河累層：砂岩頁岩互層、塊状頁岩、礫岩砂岩互層からなり、東方に向けて岩相が著しく変化します。

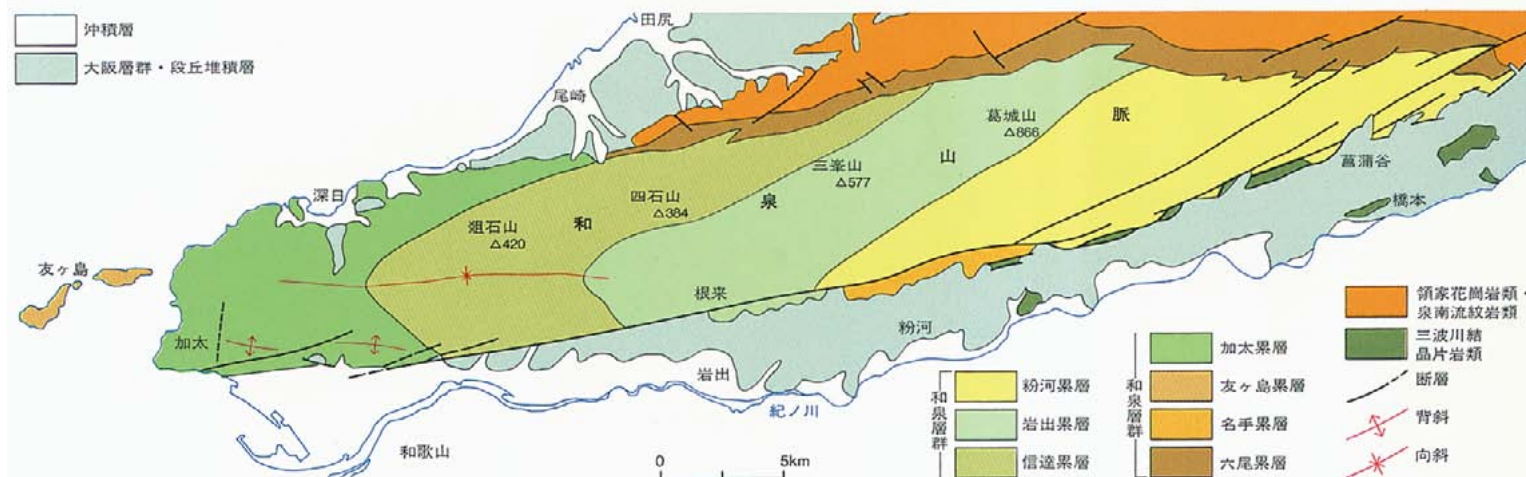
六尾累層：礫岩と頁岩からなります。頁岩からは、アンモナイト、オウム貝、サメの歯、イノセラムス、巻貝、ウニなど多くの化石が産出します。

名手累層：主として礫岩、砂岩、頁岩からなります。

以上のように、和泉層群からはアンモナイトやイノセラムス、オウム貝、巻貝、ウニ、サメの歯など、さまざまな種類の化石が産出します。これらの化石から、和泉層群は全体としてマーストリヒチアンに対比されます。

図4・3・3 和泉山脈における和泉層群の分布図

〈栗本ほか(1998)、宮田ほか(1992)、市川ほか(1979)をもとに簡略化〉



四万十帯

中屋志津男 = 和歌山県立大成高校教諭

中屋 四万十帯は、御坊 - 十津川断層と本宮 - 皆地断層によって、北から日高川帯、音無川帯および牟婁帯に区分されます。日高川帯には、主に白亜紀後期の日高川層群、音無川帯には暁新世～中期始新世の音無川層群、牟婁帯には中部始新統～下部中新統の牟婁層群がそれぞれ分布しています。これらは四万十帯層群と総称され、チャート、緑色岩類、泥岩、砂岩、礫岩および砂岩泥岩互層の厚い堆積層からなります。

日高川帯

日高川層群は、四万十帯の北半部を占めています。頁砂、岩および砂岩頁岩互層からなる陸源の堆積物に加えて、チャート、緑色岩類、赤色頁岩および緑色頁岩などの遠洋性の堆積物と、酸性凝灰岩を頻りに伴うのが特徴です。これらの地層は、北上位を示しながら北傾斜のスラストによって、屋根瓦が重なるように一方向に繰り返し、全体として南へ地質時代が若くなる構造、いわゆる覆瓦構造をなし、付加体と呼ばれる地質体を形成しています。またこうした地質体のほか、主として秩父帯の南縁沿いに分布する浅海成の地層も日高川層群に属します。

(1)日高川層群のチャート・緑色岩ユニット

日高川層群は、付加体形成の際に強い変形を受けているため、地層の上下関係や側方への連なりを確かめることがきわめて難しく、岩相層序を立てるのは容易ではありません。しかし詳しい野外調査によって地層の漸移関係を明らかにし、放散虫化石層序をもとに、緑色岩体の上位にチャートや遠洋性泥岩層、さらに碎屑岩層が重なるという層序が復元されています。

図4・4・3は、日高川層群美山層にみられるチャート・緑色岩ユニットの模式柱状図です。図にみるようにチャート・緑色岩類の下位は、断層で切られています。緑色岩体は、1m程度の小規模なものから数100mに達するものまでさまざまに、暗緑色ないし暗赤色を呈し、玄武岩質の塊状溶岩や凝灰岩からできています。枕状溶岩を伴っていることが多く、枕状

溶岩の間はハイアロクラスタイトや凝灰岩で埋められています。石灰岩を含むこともあります。十津川の日高川層群龍神層の緑色岩の化学組成は、志井田ほか(1971)によれば、海洋性ソレアイトに類似しています。

四万十帯では、層状チャートが多くみられます。一般に厚さ1～20cm程度に成層し、おもに放散虫遺骸とその破片からなる珪質部に、数mm～2cm程度の赤色ないし緑色の泥質部を伴っています。赤色のチャートが多く、灰緑色～暗灰色のものも見られます。

緑色頁岩および赤色頁岩は、細粒の凝灰質頁岩で、弱い成層構造をもっています。チャートや緑色岩に伴う場合と、単独の場合があります。保存のよい放散虫化石を産することがあります。

(2)日高川層群の層序

日高川層群は、有田川および日高川流域では北から花園層、湯川層、美山層および龍神層に区分されています。各層は、それぞれ梁瀬断層、湯川断層、猪谷断層(高津尾 - 川原河断層)で境されます。また寺杣層は、日高川帯の北西部に仏像構造線に沿って分布します。大峰地域には、花園層、美山層、龍神層および伯母谷川層が分布します。各層の地質時代は、主として放散虫化石によって定められています(3章：化石層序)

《花園層(チューロニアン～サントニアン)》

花園層は、砂岩頁岩互層、砂岩および頁岩が優勢で、チャート・緑色岩類、酸性凝灰岩が頻りに挟まれます。頁岩は黒灰色のものが多いたのですが、凝灰質の緑灰色頁岩および赤色頁岩もみられます。花園層は、断層(スラスト)で境されるH₁～H₄の4つのユニットに区分されます。

《美山層(チューロニアン～カンパニアン前期)》

美山層は、主に頁岩がち砂岩頁岩互層、頁岩、砂岩からなり、チャート・緑色岩類、酸性凝灰岩を伴っています。美山層は、護摩壇山断層、蟻谷谷断層および高津尾 - 川原河断層を境に、北からM₁～M₄の4つのユニットに区分されます。

紀州四万十帯団体研究グループ(1986)によって、中津村付近の美山層の詳しい地質図が作成されていて、美山層の地質の特徴をみることができます(図4・4・1～2)。

美山層M₃層は、八軒道断層によって、三井川部層と八軒道部層に区分されます。各層は北傾斜のスラストで境され、図4・4・2に示すように、下部にはやや変形の強いチャート・緑色岩ユニットを含む地層、その上位には整合関係で、主に砂岩頁岩互層、砂岩からなる陸源碎屑岩層がのるという層序が組み立てられています。各層に含まれるチャートおよびマトリックスの頁岩の地質年代は、南側に順次若くなる傾向を示します。

《龍神層(カンパニアン～マーストリヒチアン)》
龍神層は、主に頁岩、緑灰色頁岩および頁岩がち砂岩頁岩互層からなり、砂岩や砂岩がち砂岩頁岩互層をはさみます。酸性凝灰岩を頻りに挟み、緑色岩類を伴っています。龍神層の柱状図を図4・4・4に示します。

日高川流域の龍神層は、徳岡ほか(1981)によると、R₁～R₅部層に分けられます。十津川地域の龍神層は、木村(1986)によってR_a、R_b、R_c層に区分されています。R_a層とR_b層の境は、東西によく連続する緑色岩類と緑灰色頁岩からなる鍵層によっています。

龍神層の緑色岩類は、厚さ5～30mで、塊状溶岩、枕状溶岩からなり、赤色頁岩を伴っていますが、チャートはほとんど見られません。

《伯母谷川層(アルビアン～チューロニアン)》
伯母谷川層は、主に砂岩、砂岩がち砂岩頁岩互層からなり、頁岩がち砂岩頁岩互層を伴っています。高原川地域の伯母谷川層には、泥岩中に秩父帯の地層からオリストリスとして由来したと推定される灰白色の石灰岩、緑色岩類、灰白色のチャート、鳥巣式石灰岩が含まれます(大和大峯研究グループ、1992)。

《湯川層(アルビアン～チューロニアン)》

湯川層は、主に厚層の砂岩、砂岩頁岩互層からなり、頁岩を伴っています。緑灰色の凝灰質頁岩を挟みますが、チャート・緑色岩類はみられません。砂岩と砂岩がち砂岩頁岩互層

図4・4・1 中津村付近の美山層(M₃)の地質図

〈紀州四万十帯団体研究グループ、1986による〉

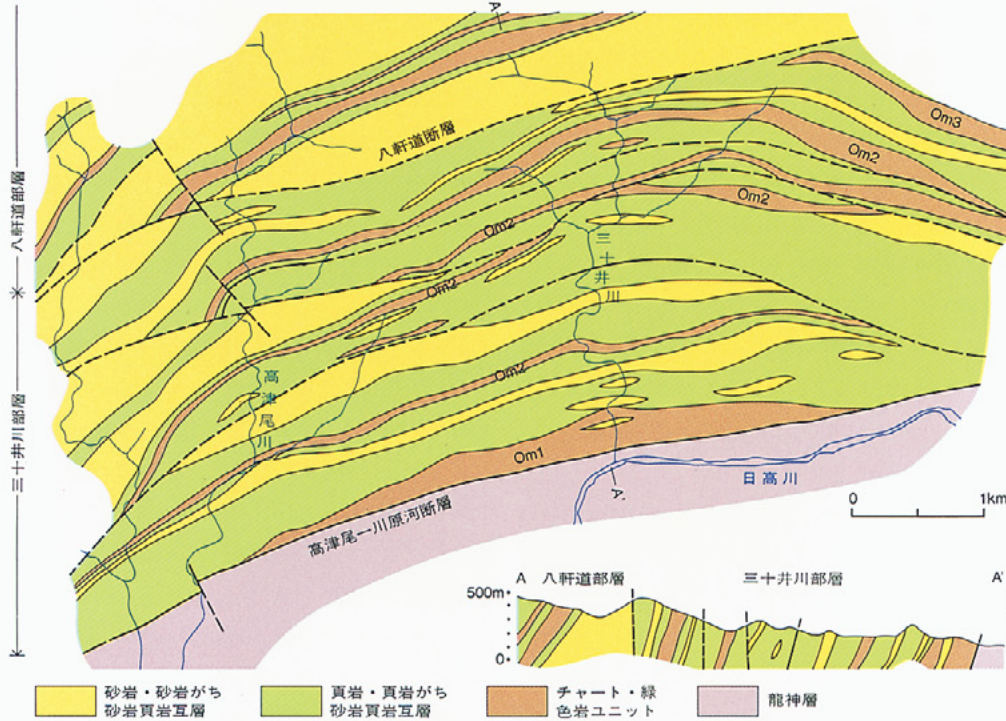


図4・4・2 三十井川部層の柱状図

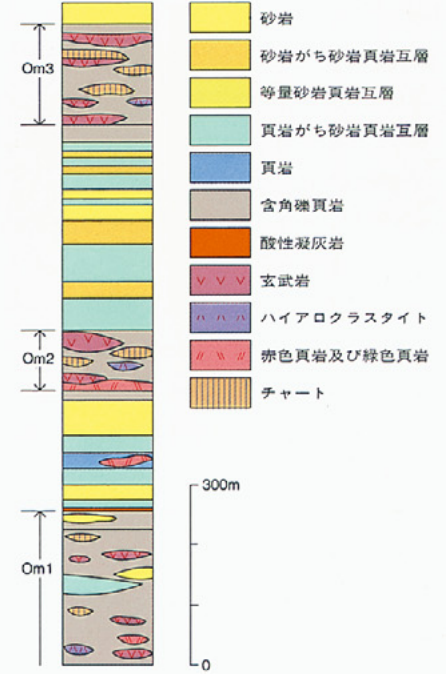


図4・4・3 美山層のチャート・緑色岩ユニットの模式柱状図

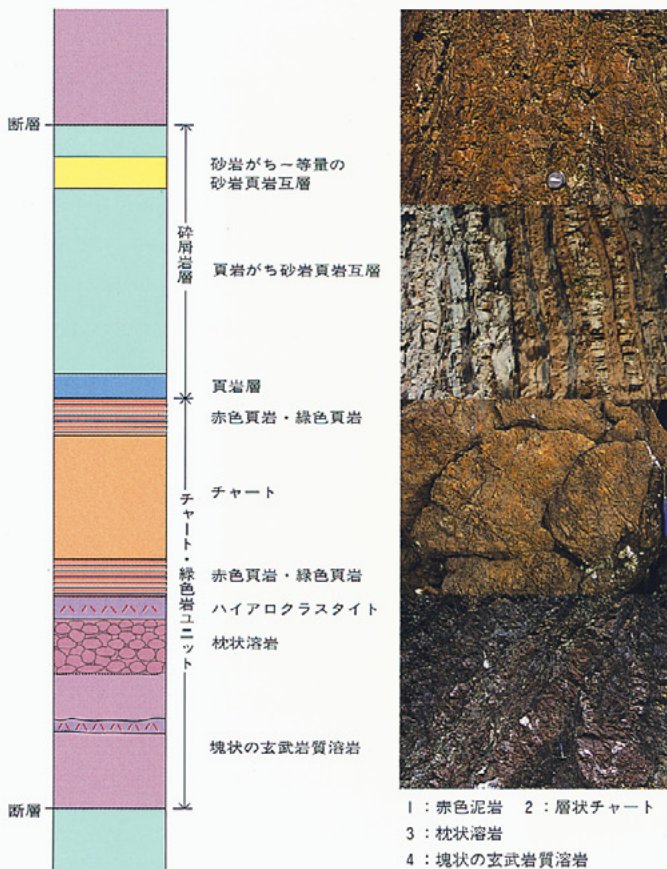


図4・4・4 龍神層の柱状図

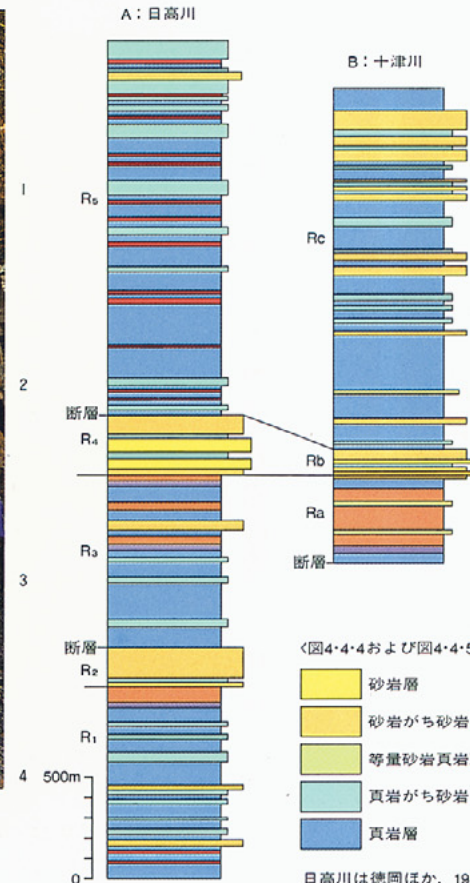
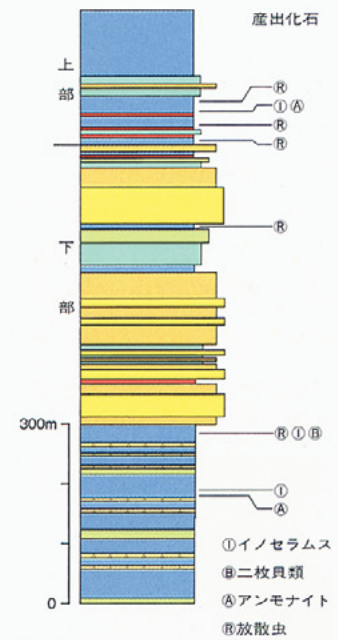


図4・4・5 寺杣層の柱状図



日高川は徳岡ほか、1981による(一部簡略化)。十津川は木村、1986による図4・4・5は紀州四万十帯団体研究グループ(1983)に基づいて作成

が優勢な岩相と、頁岩がち砂岩頁岩互層が優勢な岩相が、数～20m程度の厚さで繰り返すことが多いようです。また浅海性の二枚貝化石を含む砂岩の異地性岩体がみられます。泥質岩には炭質物や材化石は含まれません。

《寺杣層(チューロニアン～サントニアン)》

寺杣層は、砂岩、砂岩頁岩互層および頁岩からなり、酸性凝灰岩を挟みます。アンモナイト、イノセラムスなどの大型化石と放散虫化石を多く産出します(図4・4・5)。

(3)日高川層群の形成環境

四万十帯は、島弧・海溝系で、海洋地殻の沈み込みによって形成された付加体として解釈されています。日高川層群のうち、花園層、美山層および龍神層は、ほぼ東西性の帯状構造をなし、チャート・緑色岩類を含み、北傾斜の覆瓦構造を示すことから、粗粒砕屑物の供給が少ない海溝部からその大洋側での沈み込み帯で形成された付加体と考えられます。大和大峯グループ(1998)は、美山層M₁層について、粗粒砕屑物の供給がより顕著な海溝軸部の大陸寄りの場所で、付加体として形成されたと推定しています。

龍神層は、花園層や美山層とは岩相がやや異なり、緑色岩類にはチャートを伴わず、主に遠洋性の頁岩層および頁岩がち砂岩頁岩互層からなり、酸性凝灰岩層を頻りに挟みます。また、龍神層のR₂およびR₄層には、砕屑物が東から供給されたことを示す古流系が認

められます(図4・4・13)

《湯川層・伯母谷川層・寺杣層の堆積環境》

湯川層・伯母谷川層・寺杣層は、岩相および地質構造が、付加体である花園層・美山層・龍神層とは明らかに異なります。大半が、砂岩、頁岩および砂岩泥岩互層など陸源の砕屑物からなります。また地質構造においても、湯川層は東西の軸をもつ小～中規模の褶曲が認められ、全体として西にプランジ(褶曲軸が沈下)する複向斜をなしています。寺杣層も西に傾斜する東西の軸をもつ複向斜構造をしています。いずれも緩く開いた褶曲構造が発達します。

これらのことから、湯川層および伯母谷川層は、アルビアン～チューロニアンの大陸斜面の堆積物(大和大峯研究グループ, 1998)、寺杣層はチューロニアン～サントニアンの前弧海盆の堆積物とされています(紀州四万十帯団体研究グループ, 1983)。

(4)白亜紀の火成活動と酸性凝灰岩

日高川層群、とくに龍神層や寺杣層には、内帯の後期白亜紀の火成活動に由来する火山灰、軽石などが堆積してきた酸性凝灰岩が頻りに挟まれます。酸性凝灰岩は、厚さ5～30cmの単層が数枚から数10枚程度重なって1～数10mの地層をなしていることが多く、珪質で硬く、緑灰色あるいは灰白色を示します。酸性凝灰岩には、石英、カリ長石、斜長石の結晶片のほか、ガラス片や岩片が含まれます。粗粒な凝灰岩には炭質物片が含まれ、陸上噴火に由来することを強く示しています。成層凝灰岩層には、級化層理や平行葉理、コンボリュート葉理などの堆積構造がみられ、タービダイトの特徴をもっていることから、降下した火山灰や軽石が再堆積したものと考えられます。

木村ほか(1997)によって、龍神層の凝灰岩に含まれるジルコンのフィッシュトラック年代が測定され、69.8±3.7Ma, 67.5±3.4Maの年代(後期カンパニアン～マーストリヒチアン)が得られています。龍神層の酸性凝灰岩の供給源は、濃飛流紋岩(95-65Ma)

や隼山火砕岩(65.2±3.9Ma)などの火山活動に求められている(坂本・別所, 1992)。内帯における後期白亜紀の酸性火山活動は、四万十帯の地層中に、凝灰岩層として残されることになりました。

音無川帯

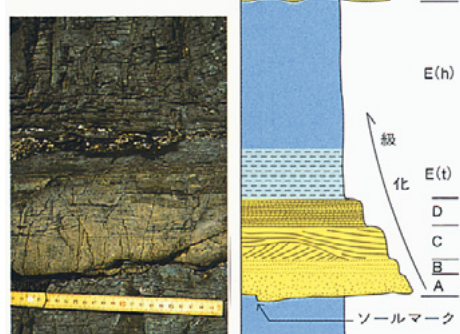
音無川層群は、全層厚2, 100m以上に達し、泥岩、フリッシュ型砂岩泥岩互層、砂岩、礫岩、緑色及び赤色泥岩・緑色岩からなり、下位より瓜谷累層と羽六累層とに区分されます。音無川帯には、境界断層である本宮・皆地断層や御坊・十津川断層のほかに、規模の大きい走向性逆断層(スラスト)として栃谷断層、栗無断層、張安断層、古屋谷断層があります。また、音無川層群には露頭規模ないし波長数10数mの小褶曲がしばしば認められるほか、半波長10～数100mの褶曲が発達します。

(1)フリッシュ・タービダイト

音無川層群には、砂岩と泥岩がリズムカルに積み重なった、様々なフリッシュ型砂岩泥岩互層が発達します。図4・4・6の地層はその1つで、印南町の海岸でみることができます。砂岩とその上に重なる泥岩で1枚の地層(単層)をつくっています。フリッシュ型砂岩泥岩互層には、級化構造と葉理が図示したように認められ、内部堆積構造に規則性があります。砂岩の底面にはソールマーク、流痕や荷重痕さらに生痕化石がみられます。また、斜交葉理部の上面にはリップルマーク(漣痕)が発達することがあります(図4・4・15)。このような地層は混濁流から形成されたものでタービダイトと呼ばれています。フリッシュ・タービダイトには、さらに次のような特徴が認められています。

：礫岩や砂岩のような粗粒の堆積岩と、泥岩やシルト岩のような細粒の堆積岩が互層し、その構成している粗粒あるいは細粒物質の多少によって、砂岩が優勢な砂質フリッシュ＝砂岩がち砂岩泥岩互層、泥岩が優勢な泥質フリッシュ＝泥岩がち砂岩泥岩互層、砂岩と泥岩が同程度の割合で互層している等量フリッシュ＝等量砂岩泥岩互層に区分されます。

図4・4・6 フリッシュ型砂岩泥岩互層とその内部堆積構造



A: 級化部 B: 下部平行葉理部 C: リップル葉理部・コンボリュート葉理部 D: 上部平行葉理部
E: 泥岩部 (t): タービダイト (h): 半海洋性
音無川層群羽六累層下部層の泥質フリッシュ(印南町畑野崎)

：砂岩と泥岩が互層をなす以外は、露頭でも堆積物の組成に急激な変化や層厚の側方への変化はほとんどみられません。広域的には運搬方向を横切る方向に層厚や堆積物の著しい変化が認められます。

：乱堆積層、礫質泥岩、外来岩塊を含む泥岩層があります。

：フリッシュの中の化石は比較的まれで、泥岩部の上部は、外洋性が比較的深海の微化石を含むことがあります。

(2)音無川層群の鍵層と層序

音無川層群の層序区分は、^{うづだに}瓜谷累層と^{はろく}羽六累層の境界部に認められる特徴的な岩相(鍵部層)に基づいています。この鍵部層は、図4・4・7～8示すように、

A：石灰質ノジュールを含む暗緑色ないし暗灰色泥岩層。B：緑色泥岩・赤色泥岩層。

C：中粒～粗粒砂岩層。D：緑色泥岩・赤色泥岩層。E：細粒～中粒砂岩とシルト岩の細互層。F：厚さ5～20cmに成層する砂岩優勢の砂岩泥岩互層。G：泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなります。この鍵部層は、シーケン

スの一部を欠く場合もありますが、よく連続して追跡でき、音無川層群の有効な鍵層となっています。この鍵部層のD層以下が瓜谷累層、E層から上位が羽六累層です。

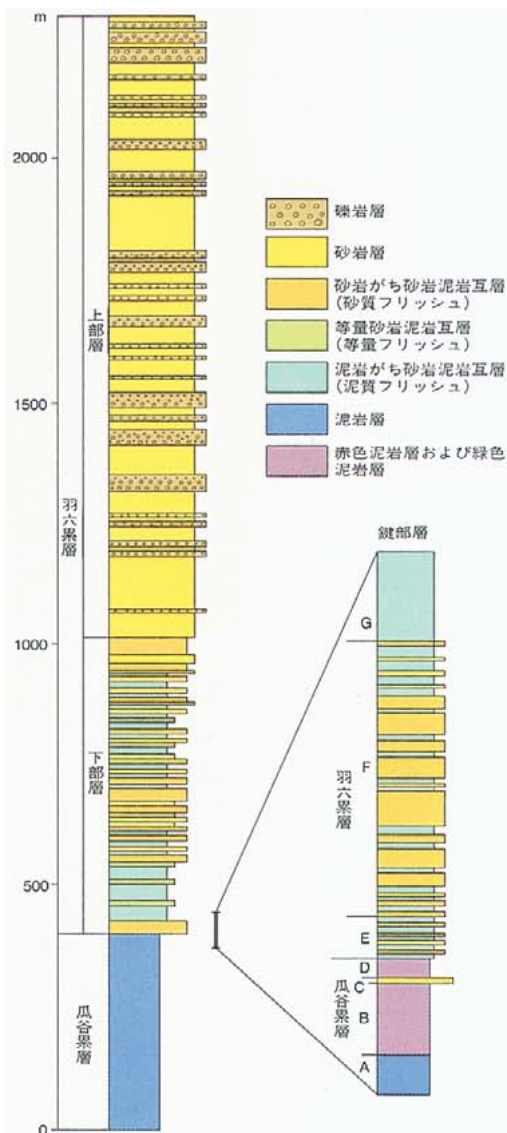
(3)音無川層群の岩相

音無川層群は、さまざまな規模の走向性の北傾斜逆断層と過褶曲によって、同一層準の地層が繰り返り、複雑な地質構造をなしています。しかし上述した鍵部層の追跡により、地質構造が解析され、層序が組み立てられています(図4・4・7)。

瓜谷累層は、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ります。

羽六累層は、フリッシュ型砂岩泥岩互層、砂岩および礫岩からなります。さらに羽六累層は、主に泥質ないし等量フリッシュからなる下部層と、砂質フリッシュ、砂岩層および礫岩層を主とする上部層に区分されます。

図4・4・7 音無川層群とその鍵部層の柱状図



羽六累層

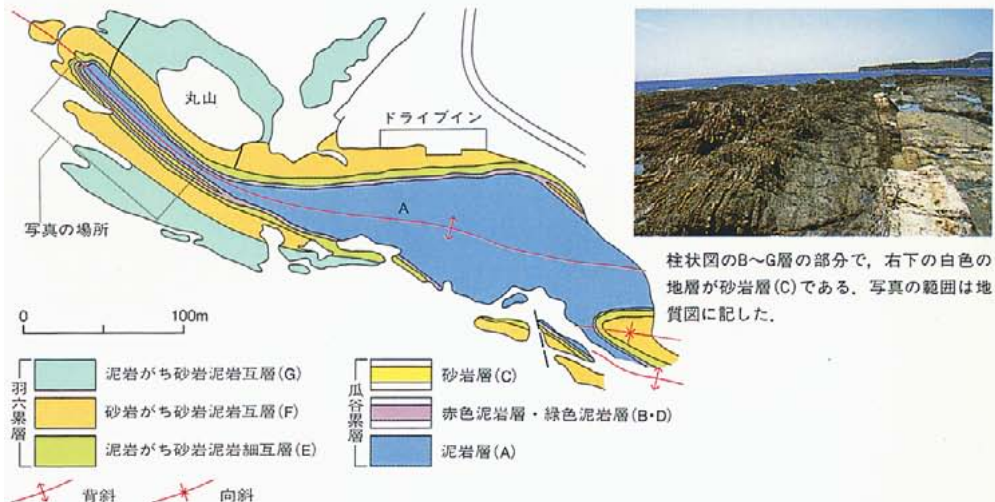
上部層(Ou)：層厚850～1,450m以上、主に成層砂岩層、礫岩層、砂質フリッシュからなる。成層砂岩層・砂質フリッシュにはじまり泥質フリッシュが重なり、厚さ数～数10mの上方細粒・薄層化サクセッションを繰り返しながら、全体として上方粗粒・厚層化シーケンスを示す。上部では次第に礫岩層が挟み、礫岩層・砂岩層にはじまり砂質フリッシュ・泥質フリッシュが重なるサクセッションが見られる。最上部には厚さ1～10数mの礫岩層が頻繁に挟み、一部に泥質の礫岩層や泥岩層が挟み、礫は中～大礫の垂円礫ないし円礫で、しばしば巨礫を含む。礫種は酸性火山岩類、花崗岩などの火成岩類、砂岩、頁岩、チャートが多く含まれ、上部には石灰岩礫を含む厚い礫岩層が発達する。また、含有率は小さいが結晶片岩礫を含み、砂岩や頁岩の同時浸食礫も含む。礫岩層は、丹生の川から上湯川にいたる地域、笠塔山、気絶峽、川湯および徳尾で厚く発達する。

下部層(Om)：層厚250～500m、主に泥質フリッシュ、等量フリッシュ、砂質フリッシュからなる。側方への岩相変化が少なく、音無川帯全域でほぼ同様な岩相を示す。一般に泥質フリッシュは厚さ20～50cm(砂質部15～20cm、泥質部10～25cm)、等量フリッシュは30～50cm(砂質部20～25cm、泥質部20～25cm)、砂質フリッシュは50～80cm(砂質部50～70cm、泥質部10～20cm)に成層する。砂質部は灰色ないし灰白色の中粒～粗粒砂岩からなる。泥質部は暗灰色のシルト岩ないし黒色の泥岩からなり、一部に暗緑色の泥岩を挟むことがある。これらのフリッシュ型砂岩泥岩互層には、級化、平行葉理および斜交葉理がよく発達し、流痕が見られる。最下部は、特徴的な砂岩がち砂岩泥岩互層や泥岩がち砂岩泥岩互層からなる、多くの生痕化石を産する。

瓜谷累層(Oi)

層厚400～540m以上、主に暗灰色および緑色泥岩層からなり、上部は緑色泥岩層が優勢になる。最上部は緑色岩や赤色泥岩を伴う特徴的な地層がよく連続し、有効な鍵層になる。また厚さ10～20cmに成層する珪質泥岩層が挟み、暗灰色の成層した泥岩を主とし、しばしば石灰質団塊を含む。笠塔山付近および阿田和では枕状溶岩を含む緑色岩類を伴う。放射虫および有孔虫化石を産する。

図4・4・8 印南町丸山の地質図(音無川層群の鍵部層)



羽六累層下部層は、厚さ数～10数mの等量ないし砂質フリッシュに始まり、泥質フリッシュが重なる上方薄層・細粒化を示す地層と、砂質フリッシュに始まり、泥質フリッシュが重なる上方薄層・細粒化を示す地層からなります。

羽六累層上部層は、厚さ数～10数mの砂岩層・砂質フリッシュに始まり、泥質フリッシュが重なる上方薄層・細粒化を示す地層、あるいは厚層の礫岩層・成層砂岩に始まり、等量ないし泥質フリッシュが重なる上方薄層・細粒化を示す地層を繰り返しながら、全体として上方に粗粒・厚層化します。最上部には、泥基質の礫岩や泥岩を伴う厚い礫岩層が発達します(図4・4・7)。

(4)音無川層群の堆積環境

瓜谷累層は、上述のように遠洋～半遠洋性の堆積物で特徴づけられます。さらに音無川層群には、覆瓦構造が認められることから、瓜谷累層は海溝充填堆積物と考えられます。

羽六累層は、上方に細粒・薄層化を示す地層を繰り返しながら、全体として上方に粗粒・厚層化する岩相をしています。はてなし団体研究グループ(1980)によると、古流系は、下部層では北ないし北東から、上部層では北東ないし東からの流れを示します(図4・4・13)。羽六累層の堆積深度は、生痕化石群集から半深海と推定されています(Nakazawa et al, 1980)。

したがって羽六累層は、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ネル堆積物と考えられます。音無川層群の鍵部層は、瓜谷累層の海溝充填堆積物から羽六累層の海底扇状地堆積物へと、堆積環境が変化したことを反映したものです。

牟婁帯

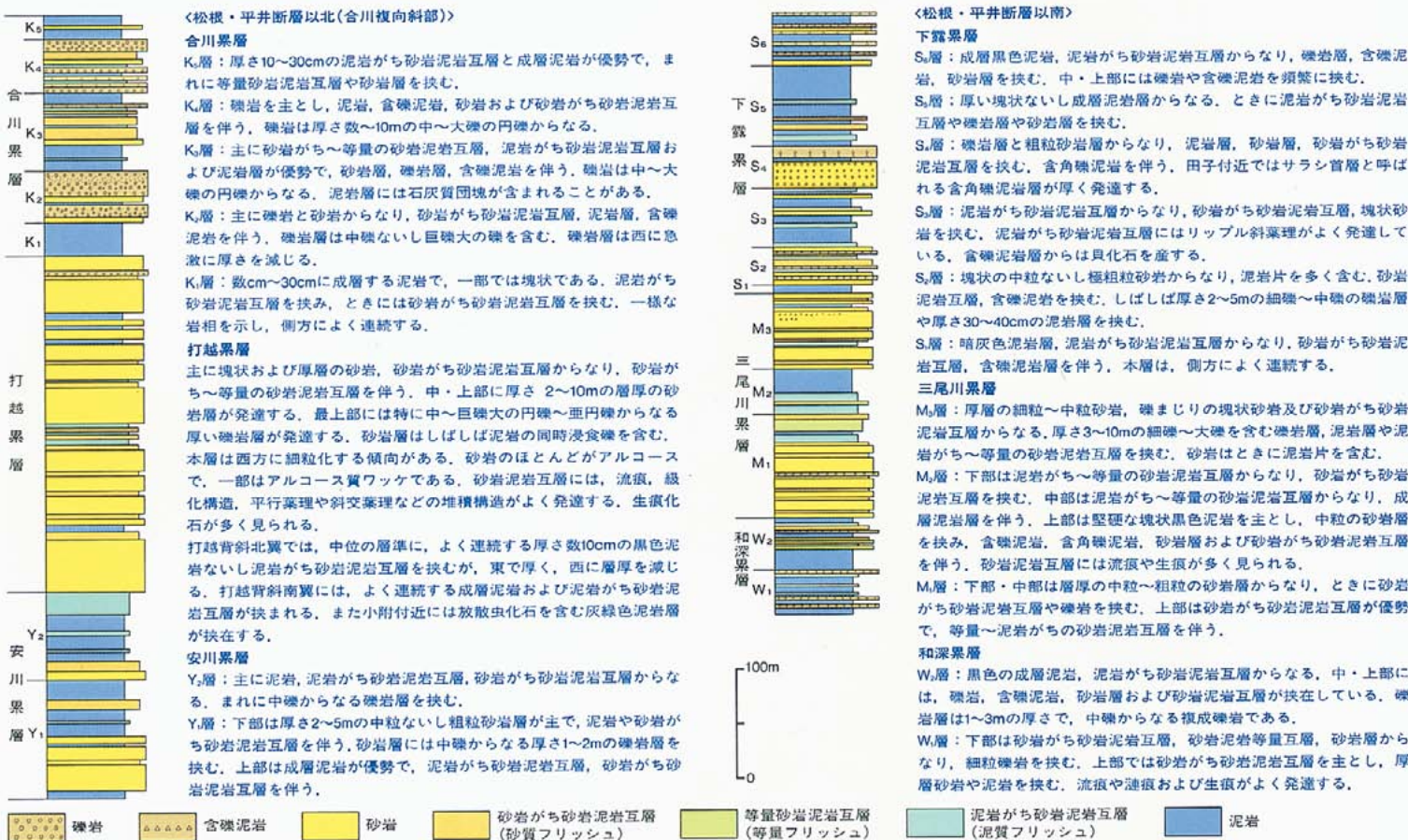
本宮 - 皆地断層以南は牟婁帯と呼ばれ、始新統～下部中新統の牟婁層群が広く分布します。牟婁層群の層序は、1970年代までの研究成果

に基づいて、紀州四十帯団体研究グループによってまとめられています。

松根 - 平井断層以北の牟婁層群は、下位から安川累層、打越累層および合川累層に区別されます。また同断層以南は、下位から和深累層、三尾川累層および下露累層に区別されます。牟婁層群の岩相は、松根 - 平井断層を境にしてやや異なるので別々の累層名がつけられたものですが、累層区分はそれぞれ対応しており、1/25万地質図でも同一の色で表示してあります。

なお武住谷断層およびダム断層以北の牟婁帯北縁部の牟婁層群は、従来は、合川累層に含められていました。しかし福田(1996)、はてなし()団体研究グループ(1995)などの調査によって、南側の牟婁層群とは衝上断層によって境され、牟婁層群の中でも古いタイプの放射虫化石が産出することが明らかになりました。それで1/25万地質図では安川累層に含めました。

図4・4・9 牟婁層群の柱状図



(1) 牟婁層群の褶曲と断層

牟婁層群の地質構造は、平瀬 - 鮎川断層以北は紀美谷背斜、平瀬 - 鮎川断層と松根 - 平井断層の間は、打越背斜と合川複向斜で支配されています。

紀美谷背斜は、北東 - 南西の軸をもち、北東にブランジします。打越背斜は、北翼が北傾斜で北上位の地層、南翼は北傾斜南上位の逆転層です。やや湾曲しながら東西にのびる褶曲で、大塔山付近から安川に沿って打越を通り、深谷の西に達します。

合川複向斜は、大峰向斜、熊野川背斜、八丁坂向斜からなる複向斜で、北東 - 南西にのび、南西にブランジする褶曲軸をもっています。向斜の軸部には合川累層が広く分布します。松根 - 平井断層以南では、和深背斜がこの地域の地質構造を支配しています。また佐本断層や安指断層などの北東 - 南西走向の断層と周参見背斜および口和深向斜、惣谷背斜など中規模の褶曲が発達しています。

(2) 松根 - 平井断層以北の牟婁層群

《安川累層》

泥質フリッシュ、等量フリッシュを主とし、成層泥岩及び砂質フリッシュを伴います。最下部に石灰質泥岩の団塊をふくむ暗灰色の成層泥岩があり、一部に緑灰色の泥岩を挟みます。岩相からY₁層とY₂層に分けられます。

《打越累層》

塊状ないし厚層の粗粒砂岩、砂質フリッシュ及び礫岩が優勢で、粗粒な碎屑岩層に富んでいます。フリッシュ型砂岩泥岩互層には、ソールマーク、生痕、級化成層、平行葉理、斜交葉理などタービダイトの特徴を示す堆積構造がよくみられます。塊状砂岩は細礫ないし中礫を含む粗粒の砂岩からなり、しばしば泥岩片が密集して含まれます。礫岩層は合川向斜部で厚く、かつ頻りに挟まれます。全体として、西方に層厚がやや減じ、同時に礫岩や粗粒砂岩が優勢となります。

《合川累層》

主に泥岩、泥岩がち砂岩泥岩互層からなり、粗粒砂岩、礫岩及び含礫泥岩がしばしば挟入します。側方への岩相変化が著しく、多くの場合、急激に層厚を減じています。一部に緑灰色の泥岩が挟まれ、石灰質の団塊を含むことがあります。合川累層はK₁層からK₅層に分けられます。

(3) 松根 - 平井断層以南の牟婁層群

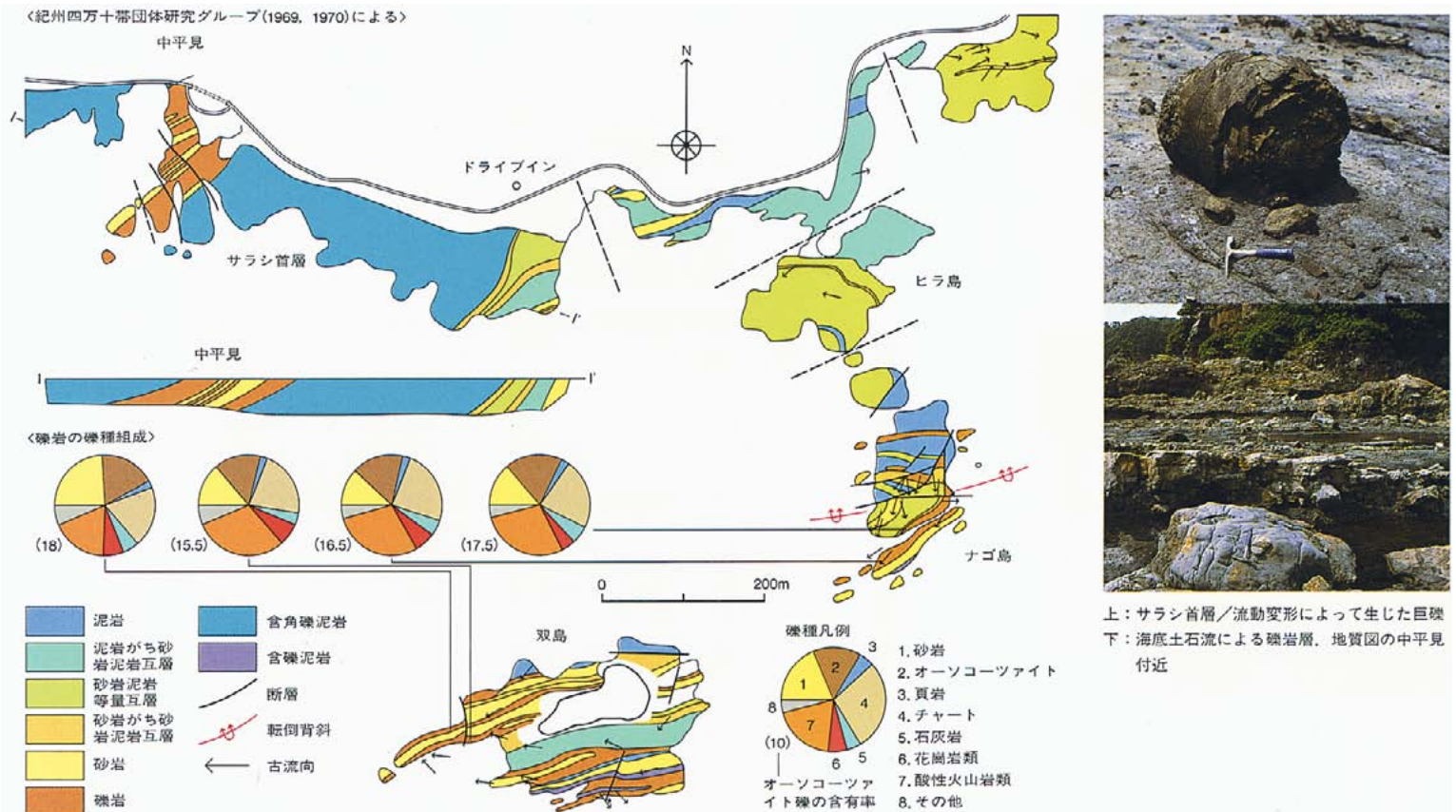
《和深累層》

和深累層は、主に泥岩及び泥質フリッシュからなり、砂岩がちないし等量のフリッシュ型砂岩泥岩互層、砂岩及び礫岩層を伴っています。

《三尾川累層》

厚層砂岩、砂質フリッシュおよび礫岩層を主とし、泥岩および泥質フリッシュを伴いません。粗粒砂岩と礫岩層が厚く、粗粒な岩相を示します。中部に厚いフリッシュ型砂岩泥岩互層と成層した泥岩を挟む点で、松根 - 平井断層以北の打越累層とやや岩相が異なってい

図 4・4・10 枯木灘海岸の牟婁層群下露累層（中平見付近並びに双島）の地質と礫種構成および古流向



ます。三尾川累層はM₁、M₂、M₃層に分けられます。

《下露累層》

泥岩、砂岩、フリッシュ型砂岩泥岩互層、礫岩および含礫泥岩など、柱状図に示すように多様な岩相からなり、S1層からS6層まで細分されます。全体として泥岩が優勢なのですが、礫岩、含礫泥岩および粗粒砂岩が頻繁に挟まれます。

(4) 牟婁層群の堆積環境と「さらし首層」

串本町田子や中平見の海岸には、泥質の基質中に、大小の砂岩や泥岩、ときに礫岩の角礫ないし垂角礫を無秩序に多く含んだ特異な含角礫泥岩層がみられます。この含角礫泥岩層のうち、基質の泥岩部が浸食されてきたのが田子や中平見海岸の景観です。この礫岩層は、原田ほか(1964英)や紀州四万十帯団体研究グループ(1968)によって「さらし首層」と呼ばれることになりました。

さらし首層は、牟婁層群の末期に形成された

もので、堆積盆が不安定化・浅化した頃に、サラシ首層の下位の地層が崩壊をおこし、固結度の高かったものは角礫化し、低かったものは流動変形をおこしながら、海底の泥質堆積物をまきこんで運搬・堆積したものと考えられています(久富ほか、1980)。

中平見海岸には、サラシ首層の上位に斜交葉理がよく発達し、浅海型の生痕を多産する粗粒砂岩や、中礫ないし巨礫からなる厚さ2~5mの礫岩層が挟まれます。これらは、海底の急崖が崩壊して起こった海底土石流による堆積物と考えられています。

牟婁層群は、フリッシュ型砂岩泥岩互層、砂岩、泥岩及び礫岩の厚い地層からなり、日高川層群や音無川層群下部で見られたような緑色岩やチャート、石灰岩、酸性凝灰岩などを全く含みません。これらのことから、牟婁層群は前弧海盆の堆積物と考えられているわけですが、さらし首層は、その堆積物を示す1つの象徴といえるかも知れません。

(5) 主な礫岩層の礫種構成

地層に含まれる碎屑物は、それらを供給した後背地の様子を知る手がかりを与えてくれます。とりわけ礫岩は、多くの確実な情報をもたらします。図4・4・12は、四万十帯累層群の主要な礫岩層の礫種構成を示します。日高川層群龍神層の礫岩には、堆積岩類と石英安山岩・流紋岩などの酸性火山岩類の礫が多く含まれます。音無川層群羽六累層では、このほかに石英片岩や緑色片岩などの結晶片岩礫が普遍的に含まれるのが特徴です。

牟婁層群では、安川累層を除く各層に頻繁に礫岩が挟まれます。粗粒砂の基質の中に中礫~大礫、ときには巨礫の円礫・垂円礫が含まれることが多く、牟婁層群の上部にあたる合川累層・下露累層では、含礫泥岩や含角礫泥岩を伴っています。礫種としては、砂岩、頁岩などの堆積岩類、流紋岩、石英安山岩などの酸陸火成岩類が多く、花こう岩類も普遍的に含まれます。

図4・4・11 オースコーツァイト礫とその顕微鏡写真



上：オースコーツァイト礫、スケールは1cm
 右下：オースコーツァイト礫(中央部の三角形の白い礫)を含む礫岩の露頭写真
 左下：オースコーツァイト礫の顕微鏡写真、スケールは0.1mm(別所孝範氏提供)
 試料はすべて牟婁層群下露累層

図4・4・12 四万十帯礫岩層の礫種構成

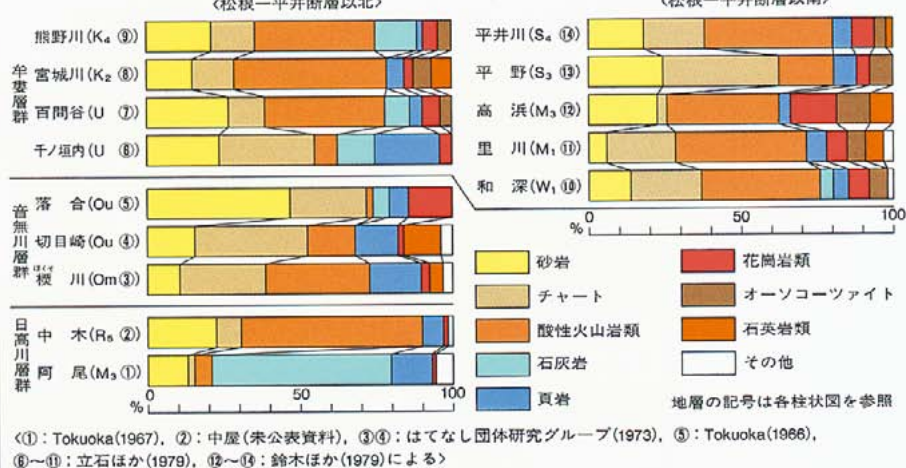
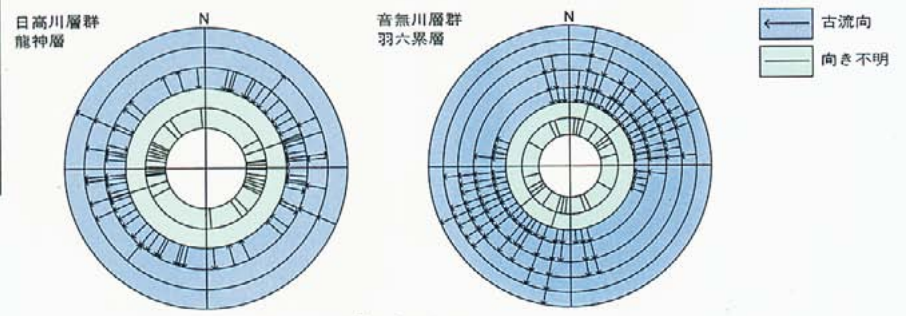


図4・4・13 日高川層群龍神層および音無川層群羽六累層の古流向



徳岡ほか(1981)、はてなし団体研究グループ(1980)による

(6)黒潮古陸

ところで牟婁層群には、オーソコーツァイトと呼ばれる砂岩礫が含まれるのが特徴です。オーソコーツァイト礫は、平瀬一鮎川断層以南の地層中には数～20%程度の割合で普遍的に含まれ、南部ほどより多く含まれます。とくに枯木灘海岸地域の下露累層ではオーソコーツァイト礫の含有量、礫径がともに大きくなる傾向がみられます。この地帯の礫の大きさは、親指大のものが多く、なかには握りこぶし大のものまであります。

オーソコーツァイト礫は、徳岡・別所(1980)によって詳細な研究がなされています。オーソコーツァイトは、石英が95%以上を占める砂岩で、その多くは、砂粒の殆どが完全なまでに円磨されています。礫の大部分は、塊状の砂岩ですが、弱い平行葉理や級化構造が認められるものもあります。礫の色は、灰白色や赤色・赤紫色のものが多く、このほかにも様々な色調のものがああります。オーソコーツ

ァイト礫の砂粒には、2次成長を示すダストリング(写真)がよくみられます。砂粒はよく円磨され、角ばった砂粒や、やや角ばった砂粒は全く含まれません。

これらの特徴は、オーソコーツァイト礫が大陸的な乾燥気候下で、花崗岩・片麻岩・まれに堆積岩などが、きわめて長期間にわたって浸食・風化されることによって生じた風成砂に由来するものであることを示しています。牟婁層群のフレッシュ型砂岩泥岩互層には、カレントクレスセントカスト、フルートカスト、プロッドカスト、グループカストなどたくさんの流痕が広い地域に認められます。これらの流痕から求められた牟婁層群の古流系は、東ないし北東からの流れに加えて、南ないし南東からの古流系が存在することを明らかにしています(図4・4・14)。

これらの事実から、かつて四万十帯の太平洋側には、オーソコーツァイト礫を含む砕屑物の供給域が存在したとされ、この陸域は黒潮

古陸と名付けられました(紀州四万十帯団体研究グループ, 1970・原田・徳岡, 1974)。

なお古流向の計測においては、四万十帯の屈曲変形(第5章)に伴う補正が必要になってきましたが、この補正を行ったとしても、牟婁層群の古流系では太平洋側からの要素を否定することはできません。

その後、四万十帯の研究が進展する中で、白亜系の一部から海洋地殻の沈みこみに伴う付加堆積体が認められるようになりました。晩年の原田先生は、黒潮古陸は、南の太平洋側に島弧列をなして存在し、北側の大陸と南側の島弧(黒潮古陸)の間には、四万十の海が広がっていた。この海は、陸源堆積物と海洋性の岩石(緑色岩・チャート)を混在せしめる現在の海溝のような機構をそなえていた可能性があり、四万十の白亜系は、海溝を伴う縁海に堆積し、北側の大陸に順次付加・合体していたのではないかと、という想定をされておられました。

図4・4・14 牟婁層群の古流向 (立石(1976), 立石ほか(1979), 鈴木ほか(1979)による)

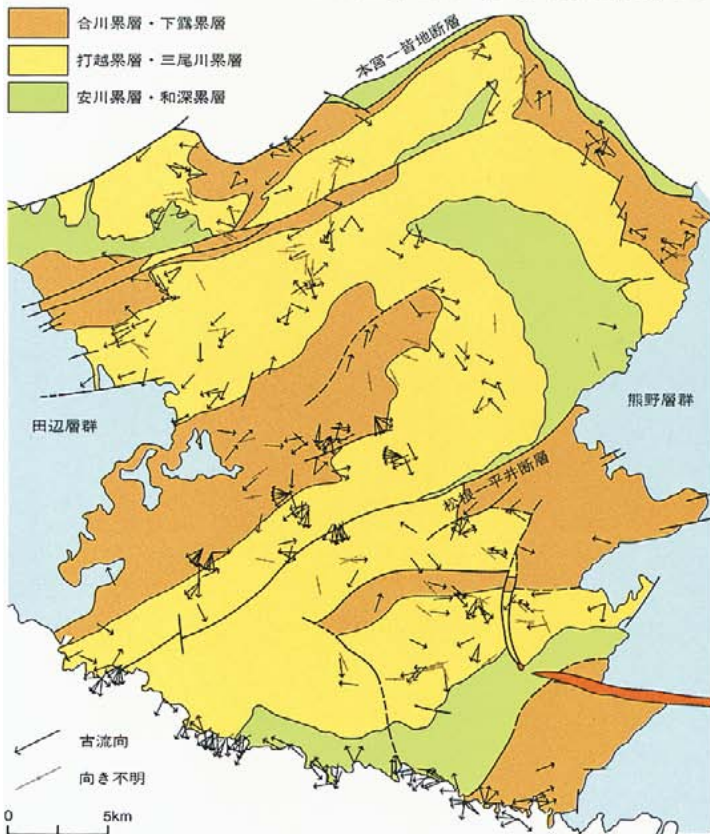
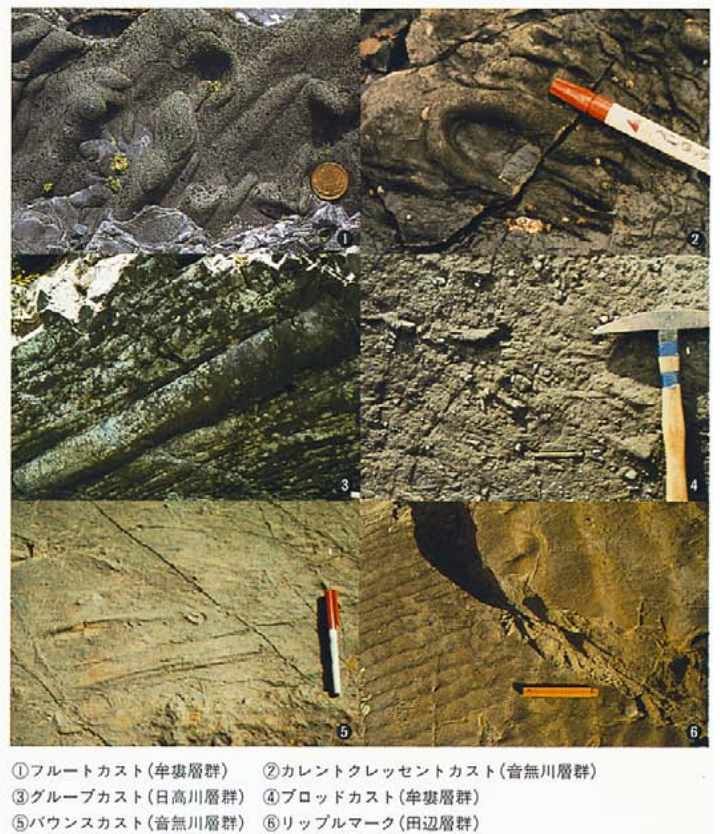


図4・5・15 流痕()と漣痕()



- ①フルートカスト(牟婁層群)
- ②カレントクレスセントカスト(音無川層群)
- ③グループカスト(日高川層群)
- ④プロッドカスト(牟婁層群)
- ⑤バウンスカスト(音無川層群)
- ⑥リップルマーク(田辺層群)

田辺群層・熊野層群

寺井一夫 = 和歌山県立日高高校教諭

寺井 古くからの名湯として知られる白浜の中心は、湯崎半島と呼ばれる小さな半島にあります。千畳敷や三段壁など美しい景観をつくる白浜周辺の堆積岩は、長い年月を経てようやく岩と呼べるほどの硬さになったばかりの岩石で、紀伊半島に分布する堆積岩の中では、最も新しい時代に形成されたものです。これらの岩石を含む一連の地層は田辺層群と呼ばれますが、同じような地層は紀伊半島の南西部にも分布し、これは熊野層群と呼ばれます。田辺層群と熊野層群は、四十万層群を明瞭な傾斜不整合で覆い、熊野層群は、大峯酸性岩類と熊野酸性岩類に覆われるか、貫入をうけています。

田辺層群

田辺層群は、1/25万地質図に示されるように北は南部から南は白川河口まで、ほぼ半円状に分布し、富田川河口部には富田向斜、田辺湾には田辺向斜があって、西に緩く傾く半盆状の構造をしています。また湯崎断層、大宮断層など東西方向の断層が見られます。

田辺層群は、図4・5・1に示すように礫岩、砂岩、泥岩および砂岩泥岩互層からなり、最大層厚は約1,500mに達します。

田辺団体研究グループ(1984,1992)によれば、田辺層群は朝来累層と白浜累層に区分されます。朝来累層は、主として礫岩および泥岩からなり、砂岩、砂岩泥岩互層を伴います。

さらに朝来累層は、岩相と堆積相にもとづいて、岩屋谷、方呂、飛龍川、郷地谷の各部層に分けられます。しかし各部層とも側方への岩相変化が著しく、このうち方呂部層と飛龍川部層は、郷地谷部層中に尖滅します。

白浜累層は、砂岩、礫岩、砂岩泥岩互層を主とし、泥岩および含角礫泥岩を伴います。岩相により、下位からS₁~S₅の部層に区分されます。各部層は、下半部が主として砂岩と砂岩がち砂岩泥岩互層、上半部が主に泥岩がち砂岩泥岩互層および泥岩からなります。

《田辺層群の堆積環境》

田辺層群からは、貝化石や植物化石のほか有孔虫化石が多く産出します。朝来累層の郷地

谷部層からは、中期中新世の示準化石となっている浮遊性有孔虫化石が産出しています。この時期は、大規模な海進(西黒沢海進)のあった時期として知られています。

田辺市北の芳養から大坊付近にかけては、田辺層群の基底礫岩層が見られます。この基底礫岩層は、陸上で侵食を受けていた牟婁層群が沈降し、その上に田辺層群の地層が堆積したことを物語っています。この礫の中には、直径1m以上の角ばった形のものがたくさん目につきます。さらにこうした巨礫を含む基底礫岩層が不規則な分布を示すことから、背後の急峻な崖をなした後背地から、巨礫を含む土石流堆積物が谷を埋積したような形態が復元されます。

南部の岩屋谷部層は、前浜から外浜にかけての砂浜海岸の環境で形成された砂質堆積物からできています。方呂部層と飛龍川部層は、朝来累層の堆積時に形成された扇状地~デルタ成の礫質堆積物。郷地谷部層は、その後、急激で大規模な海水準の上昇に伴って、陸棚沖合いの環境下で堆積した泥岩層と考えられています(田辺団研,1992,1993)。

一方、白浜累層には、堆積環境を示す大規模な斜交葉理や、リップルマークなどさまざまな堆積構造が見られます。浅海の波浪の卓越した場での堆積物であることを示す証拠の一つが、ハンモック斜交成層と呼ばれる堆積構造です。これは、台風のような嵐の際の激しい波浪でつくられます。また白浜累層の上半部には、大規模なプラナー型斜交葉理が発達し、ヘリンボーン構造や泥のドレイブ(葉理に沿う泥のはさみ)を伴う潮流起源の砂岩層が卓越しています。

《ダイアピル・泥岩岩脈》

田辺層群には、含角礫泥岩からなるダイアピルと泥岩岩脈が見られます。図4・5・3は市江崎海岸のダイアピルの産状です。図には砂岩泥岩互層の中に、岩脈と記したいろいろな岩体が入り込んでいる部分がありますが、これがダイアピルです。大小さまざまな砂岩や泥岩の角礫を含み、全体としては楕円状の

断面をしています。さらに幅数mm~数cmの泥岩が網目状に地層中に入り込み、地層の一部がダイアピルの中に取り込まれ、不規則な境界を形成しています。

ダイアピルの中心部は、図では含礫砂岩としてある黄色の部分で、砂粒を多く含んだ泥質岩からなり、角礫(一部は円礫)が密集した部分もあります。写真では、中央部の円柱状の茶褐色の大部分が石英の砂粒からなる砂岩の岩脈です。この岩脈には、砂粒の流動を示す流線構造がはっきりと認められます。

田辺層群下半部の朝来累層は、礫岩・砂岩と泥岩の地層からなり、上半部には厚い泥岩層が堆積しています。朝来累層の泥岩は、堆積の初期には、砂に比べて未固結状態が長く続いたと思われませんが、そうした状態の上に、厚い礫岩・砂岩層と砂岩泥岩互層からなる白浜累層が短期間に堆積します。

その結果、砂層は泥層に比べて間隙水が早く失われるため、両者に密度の逆転が生じ、荷重圧が加わってきわめて不安定な状態になります。こうした条件下で封圧状態が破れると、下位にあった相対的に密度の低い泥が流動化し、上昇し始めると考えられます。ダイアピルは、白浜累層の地層に割って入り、その通路にあった地層は壊され、一部は角礫となった考えられます。ダイアピル内部の流動速度に応じて、泥を主とする細かい粒子からなる部分や、粗い粒子からなる部分が形成されました(清水,1985)。

形成のきっかけは、ダイアピルや泥岩岩脈の分布と密接に関連している弧状岩脈の貫入の可能性が高いと考えています(4章6節)。

白浜の権現崎や古賀浦には、天然記念物に指定されている泥岩岩脈があります。これらは礫まじりの泥からなり、ダイアピルの一部が周囲の地層中に入り込んでできた岩脈と考えられます。同じような岩脈は、田辺湾の周辺にも多く見られます。

熊野層群

熊野層群は、1/25万地質図にみるように熊野酸性岩体を取り囲むように分布しています。

地層は、この岩体に向かって10°～20°傾斜して、全体としては北東-南西方向の軸をもつ舟底状の形になっています。北部では、紀和町板屋、風伝峠を通る板屋断層が西北-東南東に延び、熊野層群を大きく切っています。南部では、東北東-西南西に延びる褶曲が発達しています。

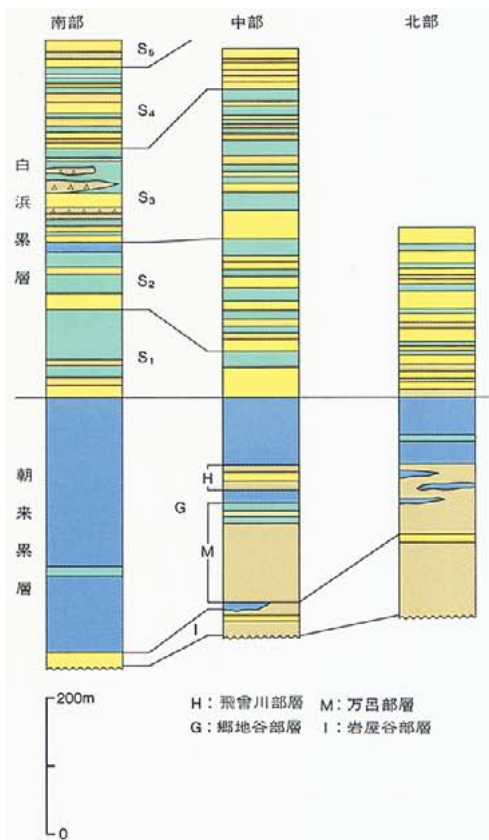
熊野層群は、泥岩、シルト岩、砂岩泥岩互層、砂岩および礫岩からなり、石炭層を挟在します。層厚は、北部で約1,500m、南部では約4,000mに達し、南に向かって急激に厚くなります。岩相は、熊野川町宮井付近を境に異なります。図4・5・2に示すように、北部では、下位から大沼累層、小口累層、三津野累層に区分され(千々和・富田：1981英)、南部では下里累層、敷屋累層および三津野累層に区分されます(久富：1981)。

敷屋累層最上部にあたる串本町植松の海岸では、有孔虫や貝化石を含む石灰岩と石灰質泥岩の互層が挟まれます。この互層は厚さ10～50cmに成層し、級化や葉理が発達し、タービダイトの特徴をもっています。この石灰質タービダイトからは、中期中新世の示準化石となっている有孔虫化石を産出しています(西村・三宅：1973ほか)。

熊野層群の敷屋累層は、その上部の一部が潮岬火成複合岩体とは指交関係にあります。さらに、南南東から北北西へのスランプ構造や古流系、含角礫泥岩層に含まれる火山岩礫の存在から、熊野層群堆積時には潮岬地域は火成活動を密接に伴う活発な隆起の場であったと考えられています(久富・三宅：1981)。

三津野累層には、頻りに石炭層が挟まれています。炭層の厚さは10～数10cm程度あり、熊野川町志古や宮井周辺を中心に無煙炭を産しました。また熊野層群(主に三津野累層)には、黄銅鉱と黄鉄鉱を主とする裂か充てん鉱脈鉱床が数多くみられ、古くから銅、金、銀の鉱山として採掘が行われていました。那智勝浦町の妙法鉱山や三重県紀和町の紀州鉱山は、1970年代初頭まで稼行していました。

図4・5・1 田辺層群の模式柱状図

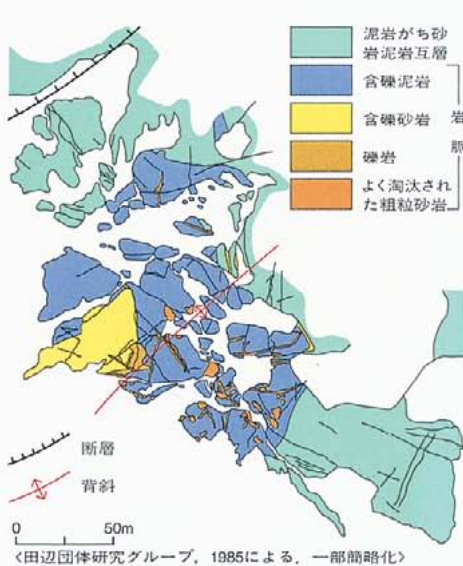


<田辺団体研究グループ(1981, 1985, 1992)に基づいて作成>

図4・5・1～2の共通凡例

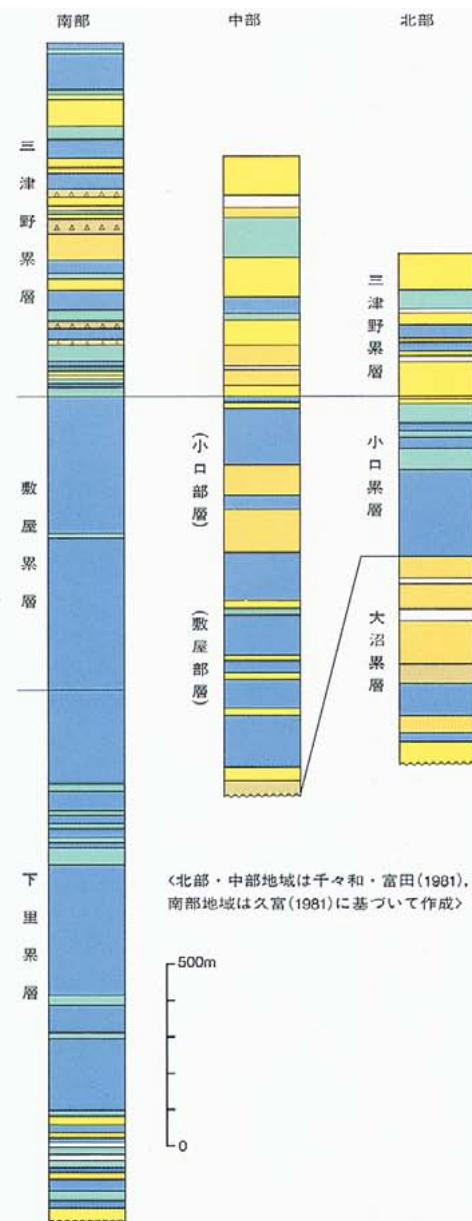


図4・5・3 市江海岸の泥岩岩脈・ダイヤビル



<田辺団体研究グループ、1985による。一部簡略化>

図4・5・2 熊野層群の模式柱状図



<北部・中部地域は千々和・富田(1981), 南部地域は久富(1981)に基づいて作成>



市江崎の泥岩ダイヤビル。中央の茶色の円柱状部は、ダイヤビルを貫く砂岩岩脈

中新世の火成岩類

中屋志津男 = 和歌山県立大成高校教諭

潮岬火成複合岩体

中屋 中期中新世の火成岩類は、潮岬火成複合岩類、大峯酸性岩類、熊野酸性岩類が広く分布しますが、まず潮岬火成複合岩類から始めます。この火成岩類は、三宅(1981)によって詳しく研究され、火成活動史がまとめられています。潮岬火成複合岩体は、図4・6・1に示すように、酸性岩および塩基性岩がそれぞれを互いに伴い、噴出岩と貫入岩が交互に活動した火山深成岩体をなしています。

潮岬には、噴出岩として枕状溶岩を含む玄武岩質溶岩および火砕岩類、貫入岩として花崗斑岩、グラノフィアーなどの酸性岩がみられ、そのほか粗粒玄武岩中にはんれい岩が捕獲岩として含まれます。このうち噴出岩と火砕岩類は、熊野層群敷屋累層の上位に整合的に重なり、一部はそれと指交関係にあります。

大島の流紋岩質火砕岩層は淘汰不良の凝灰角礫岩と結晶凝灰岩の互層からなり、水中火砕流堆積物と考えられています。さらにシソ輝石流紋岩が流紋岩質火砕岩を貫いています。潮岬では、最初に流紋岩質火砕岩の活動があり、次いで玄武岩溶岩が噴出します。玄武岩質溶岩層の下部は斑状玄武岩と石灰質泥岩の互層、上部は無斑晶玄武岩からなります。

さらに潮岬では、角閃石粗粒玄武岩類が、カンラン石はんれい岩類や普通輝石はんれい岩

のブロックを伴って貫入します。これは、地下に塩基性分化岩体が形成されており、その一部がブロック化し、マグマの残液とともに上昇貫入したものと考えられています。

グラノフィアーや石英斑岩は、普通輝石はんれい岩のブロックを含みながら、玄武岩質溶岩や粗粒玄武岩に貫入しています。それに引き続いて、多くの粗粒玄武岩岩脈がグラノフィアーや石英斑岩を貫き、フェルサイト岩脈がこの粗粒玄武岩の岩脈を貫いています。

大峯酸性岩類

大峯酸性岩類は、大峰山脈の主稜線沿いに南北約45kmにわたって点在します。この酸性岩体は、優白色の花崗岩や花崗閃緑岩などの深成岩体と、花崗斑岩および石英斑岩の岩脈からなります。

深成岩体は、北から法力峠岩体(洞川岩体、白倉岩体)、川迫川岩体、白川八丁岩体、深仙岩体、白谷、奥地川岩体などがあり、このうち最大のもは深仙岩体、次いで法力峠岩体、川迫川岩体が比較的規模の大きな岩体です。大峰山脈の地下には大規模な花崗岩体が存在すると考えられています(志井田,1989)。村田(1984)は、白倉岩体(法力峠岩体南部)は川迫川岩体によって貫かれており、さらに洞川岩体(法力峠岩体北部)中には、川迫川岩体起源と考えられる包有物が存在することを見

いだし、白倉・川迫川・洞川岩体の順に貫入したと推定しています。

大峯花崗岩類の主構成鉱物は、石英、カリ長石、斜長石、黒雲母で、そのほか普通角閃石、シソ輝石、普通輝石を含んでいます。村田(1982,1984)は、岩石学的な特徴に基づいて、大峯花崗岩類をIタイプとSタイプの花崗岩に区分し、Iタイプは、大陸地殻を構成する火成岩類の部分溶融から、Sタイプは、泥質堆積岩の部分溶融によって生じたマグマから形成されるとしています。そして法力峠岩体はIタイプ、それ以外の花崗岩体はSタイプとしています。

熊野酸性岩類

三重県尾鷲市から和歌山県那智勝浦町にいたる延長約60kmにわたって分布する酸性火成岩体です。この火成岩体は、下位より神ノ木流紋岩、流紋岩質凝灰岩、花崗斑岩の3つの岩相に分けられます。1/25万分地質図では、神ノ木流紋岩と流紋岩質凝灰岩とは一括して示しました。花崗斑岩の岩体は、神ノ木付近を境に北岩体と南岩体に分けられます。

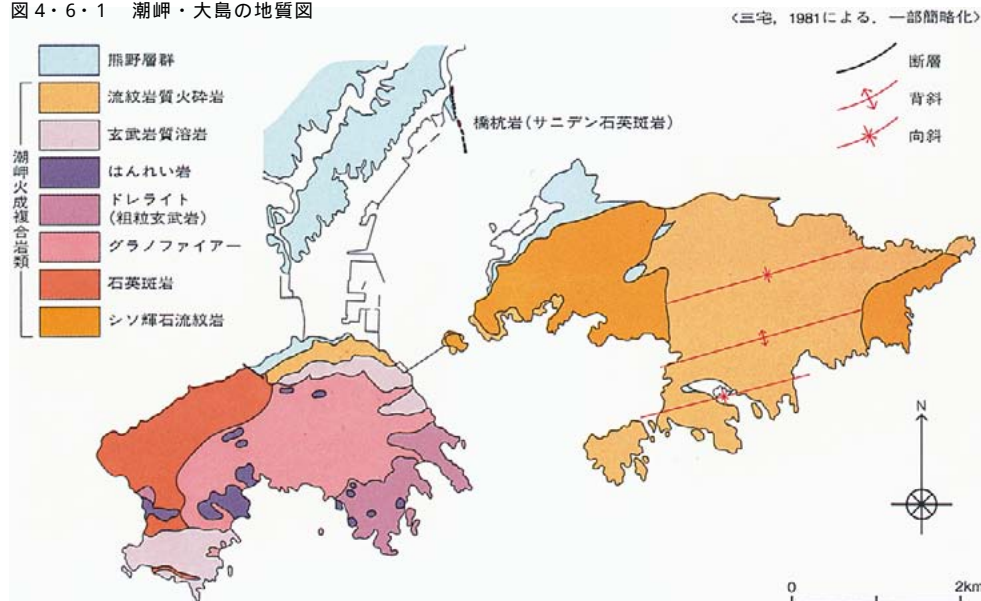
熊野酸性岩の噴出機構は、荒牧・羽田(1965)にまとめられています。それによると、神ノ木流紋岩は、熊野酸性岩の分布域中央部に長さ10km、幅5kmにわたって分布するほか、花崗斑岩の南岩体の西縁部や北縁部などに分布します。

神ノ木流紋岩は、熊野層群堆積後に、大部分が陸化した熊野層群の堆積盆地の中央部近くに生じた北東-南西方向の割れ目から噴出した溶岩流であると考えられています。

流紋岩質凝灰岩は、地形的には花崗斑岩の縁辺沿いに、花崗斑岩の急崖の裾の部分やその下の緩やかな斜面を形成しています。この凝灰岩は、花崗斑岩とは低-中程度の角度で接することが多く、上位に重なる花崗斑岩とは見かけ上漸移関係にあるか、まれに凝灰岩が花崗斑岩に貫かれています。

流紋岩質凝灰岩は、神ノ木流紋岩とは不整合か、一部で貫入関係を示し、花崗斑岩に先立って噴出したと考えられています。この凝灰

図4・6・1 潮岬・大島の地質図



岩は、層理が明瞭な軽石凝灰岩と層理の不明瞭な凝灰岩に分けられ、前者は降下火山砕屑物、後者は溶結凝灰岩と考えられています。花崗斑岩の形成については、凝灰岩の噴出のち、マグマがマグマ溜りのやや下部から割れ目を通つて地表に溢れ出し、上に開いたじょうご状の巨大な火道の大部分を満たした。地表に溢れ出たマグマは、南と北に2つの巨大な溶岩湖を形成し、かなり急速に冷却固結して花崗斑岩になったと考えられています。

南北性の火成岩脈と熱水変質帯

火成岩脈には、串本町の橋杭岩のように、南北に直線状に伸びる長さ数mから1km程度、最大20m幅の石英斑岩の岩脈がみられます。これらの岩脈群や大峯花崗岩体と密接に関連して、南北にのびる熱水変質(変成)帯が形成されています。とくに大峯花崗岩類に伴う熱水変質帯(大峯変質帯)の規模は大きく、大峰山脈沿いに南北約40km、幅約10kmに達し、その南限は板屋断層に切られます(志井田ほか, 1989)。また、四村川上流から古座川上流域にいたる変質帯は八丁瀨変質帯(原田ほか, 1967)、周参見から江住にかけても同様な変質帯が分布し、これは琴の滝変質帯と呼ばれます。

これらの熱水変質帯では、岩石の硬化や白色化が著しく、変質鉱物としては石英、緑泥石が普遍的に含まれます。さらに紀伊半島南部に発達する北北西-南南東方向の節理と石英脈群は、これらの南北性岩脈群と変質帯に密接に関連しています。

弧状岩脈

熊野酸性岩類は、その活動の最終段階で、結晶質凝灰岩および石英斑岩・花崗斑岩からなる弧状岩脈群を形成します。古座川、枯木灘、本宮-阿田和、十津川などの弧状岩脈で、大台ヶ原付近にも結晶質凝灰岩の弧状岩脈が知られます(吉野古第三系研究グループ, 1977)。弧状岩脈を構成する結晶質凝灰岩(火砕岩岩脈)は、灰白色~暗灰色で、中粒~極粗粒の石英、カリ長石および斜長石の結晶破片を多く含み、有色鉱物としては黒雲母やザクロ石

を含みます。軽石片も普遍的に認められ、ほとんど変質していない黒色泥岩や砂岩の角礫を多量に含んでいることもあります。

古座川弧状岩脈は、古座峡に沿つてほぼ東西に走り、弧の内側へ向かってやや高角度で傾斜しています。長さ約27km、幅は500~800mに及ぶ半弧状の貫入岩体です。この弧状岩脈は、基盤岩内に生じた割れ目にそつてマグマが上昇し形成された岩脈で、流紋岩質結晶凝灰岩とこれを貫く黒雲母花崗斑岩からなる複成岩脈です。流紋岩質結晶凝灰岩は、塊状無層理の凝灰岩で、新鮮な露頭では暗緑灰色を呈し、風化すると褐色になります。しばしば数10mの高さの大きな崖や、浸食から取り残された尖塔状の地形をつくり、天然記念物の古座川の虫蝨岩のように、蜂の巣状の風化構造がみられることがあります。

枯木灘弧状岩脈は、海岸沿いに江住から見老津をへて周参見にのびる岩脈で、流紋岩質結晶凝灰岩が、断統的に牟婁層群に高角度で貫入しています。この岩脈の北西延長部では、ダイヤビルや泥岩岩脈群に連なります。

戎島では、図4・6・2に見るように岩脈の内部構造が観察できます。ここでは流理構造が発達する凝灰岩と、泥岩、砂岩あるいは互層の角礫が多量に含まれる石質凝灰岩がみられますが、角礫はほとんど変質をうけていません。この岩脈は、前述の南北性の石英脈をきるとともに、石英脈の発達した泥岩を捕獲岩として含むことから、凝灰岩岩脈の貫入前に石英脈群が形成されていたことを示しています。

なお弧状岩脈群については、温泉との密接な関わりがあるので第7章で改めて触れます。

デーサイトの岩脈群

1/25万地質図では時代未詳としていますが、この岩脈群は、中新世の瀬戸内火山岩と同じ時代のもので、規模は小さいのですが、鞆瀬、美里、南部、野迫川、龍神、清水などにみられます。

このほか稲村ヶ岳山頂付近、弥山から仏教ヶ岳などでひん岩岩脈が見られます(志井田ほ

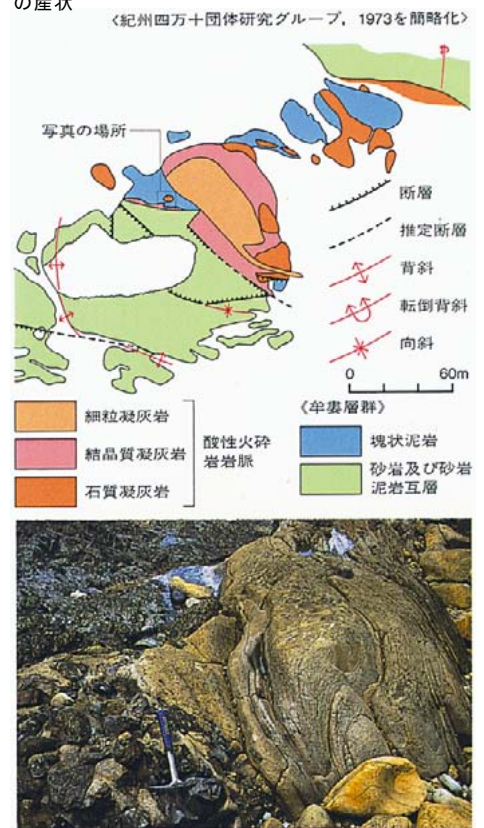
か, 1989)。

火成活動の時期

潮岬の北西岸では、熊野層群敷屋累層中部の礫岩層に、大礫ないし巨礫のシソ輝石流紋岩の角礫が無秩序に散在します、この礫には、柱状節理の形態をもつものも見られるので、敷屋累層堆積時には、すでにシソ輝石流紋岩の活動がすでにあつたと考えられ、潮岬火成複合岩体の活動は、熊野層群堆積時から始まっていることが分かります。

大峯酸性岩類と熊野酸性岩類は、四万十累層群や中部中新統の熊野層群に貫入しているので、中期中新世以降と考えられます。大峯酸性岩の放射年代は、12.6~14.3Ma前後の測定値が得られており、ほぼ14Ma前後と考えられます。熊野酸性岩はK-Ar年代が14Ma、ジルコンFT年代が13.37~16.2Maの値が報告されています。紀伊半島南部を中心にした大規模な酸性の火成活動は、中新世の1,400万年前頃に発生していたのです。

図4・6・2 串本町見老津戎島の結晶質凝灰岩の産状



中央が結晶質凝灰岩、右下方は泥岩の角礫を含む石質凝灰岩

帯状構造の変形

中屋 四万十帯の帯状構造の変形は、最初、南部九州の鹿児島県北西部で南北方向に屈曲するのが見出され、北薩の屈曲(橋本, 1962)と呼ばれました。その後この屈曲は、人吉 - 野尻屈曲とともに九州外帯の構造を大きく支配していることが明らかにされています(寺岡ほか, 1981)。さらに静岡や四国地域など各地で同様な構造が明らかにされています(杉山, 1989, 1992など)。この変形構造は、西南日本外帯の地質構造の大きな特徴の1つで、四万十帯を語るとき避けて通ることはできません。

さきに吉松さんが、紀伊半島では、外帯の帯状構造が乱れている点に特徴があると話されましたが、この乱れがじつは、変形構造のあらわれでもあるのです。秩父帯と四万十帯を画する仏像構造線は、1/25万地質図に見られるように、長峰山脈東部で屈曲しながら有田川構造線に収れんします。そして、この構造線に接する花園層には、この構造と調和的な北東 - 南西に延び、南西にブランチする(褶曲軸が沈下する)褶曲がみられます(栗本ほか, 1998)。

四万十帯においては、境界断層である御坊 - 十津川断層、本宮 - 皆地断層のほか、主要な走向性の断層である栃谷断層、張安断層、古屋谷断層などに、いずれも大きな屈曲構造とそれに随伴する褶曲構造が認められます。ここでは音無川帯を中心に、この屈曲構造の様相を探ってみます。

音無川帯の構造

図5・1は、音無川帯の断層・褶曲群を示した地質構造図です。音無川帯は、全体としては東西性の帯状構造をなしますが、地層の走向を見ると、西部ではほぼ東西走向ですが、音無川帯中央部では北北東 - 南南西ないし北東 - 南西の走向となり、十津川付近を境にして東部では北西 - 南東に変わっています。

このような構造は、隣接する日高川帯や牟婁帯にもみられます。日高川帯の龍神層および重壁スラストは、十津川付近では、北北東に

突き出る凸の構造を示します。これと同じ構造は、牟婁帯では、北東 - 南西の褶曲軸をもつ紀美谷背斜となつてあらわれています。

その紀美谷背斜は、牟婁帯の北東部では、打越累層を大きく変形させると同時に、本宮 - 皆地断層をも屈曲させています。こうして、十津川から紀美谷背斜につながる、北北東 - 南南西の軸をもつ十津川 - 紀美谷複背斜が形成されています。

さらに音無川層群は、本宮町付近では北西 - 南東の走向を示しますが、熊野層群および熊野酸性岩体の分布域を挟んでその東側、三重県南部の阿田和地域では、北東 - 南西の走向に変わっています。また北東 - 南西走向の熊野層群は、熊野酸性岩体の西側では東傾斜、東側では西傾斜を示します。その熊野層群と熊野酸性岩体の分布域では、ほぼ中央部に北東 - 南西にのびる熊野向斜があります。

このように東部の音無川層群は、十津川 - 紀美谷複背斜によって十津川沿いに北北東に突出し、熊野層群・熊野酸性岩体の分布域では、熊野向斜によって南西に張り出すという、いわばN字型の屈曲構造をしています。

この十津川 - 紀美谷複背斜と熊野向斜を、音無川帯における第1級規模の屈曲変形構造とすれば、これに次ぐ第2級規模のものが日高川支流の丹生の川流域にみられます。図に示した加庄口背斜(KsA)、果無向斜(HtS)、笠塔山背斜(KtA)、さいの谷向斜(SiS)などです。これらは北西 - 南東にのび、北西にブランチする褶曲で、明らかに御坊 - 十津川断層や栃谷断層を著しく変形させています。同規模のものは、音無川帯西部の南部から奇絶峡付近にもみられます。大谷背斜(OtA)、南部向斜(MnS)、流越褶曲群(NkF)などで、古屋谷断層は、北東 - 南西および北西 - 南東の軸をもつ褶曲によって変形を受けています。また稲原には、栃谷断層を変形させている稲原背斜・向斜(IhA・S)があります。

さらに第3級規模の屈曲構造は、音無川帯の多くの地点で見られます。これらは、北東 - 南西あるいは北西 - 南東にのび、いずれも北

側にブランチする褶曲で特徴づけられます。

音無川帯の地質断面

音無川層群の地質構造は、北傾斜の走向性の逆断層と、軸面が北に傾斜する褶曲群が特徴です。南北断面でみると、図5・2に示すように、衝上断層で境された構造ユニットが繰り返す覆瓦構造をしています。古屋谷断層、張安断層、栃谷断層では、その上盤側には、幅10数 - 数10mの断層破碎帯を伴っています。構造ユニットの中では、南側に背斜、北側に向斜が位置します。背斜部には、瓜谷累層 - 羽六累層下部層が分布し、その北翼は、軸面が北に傾斜する小 - 中規模(半波長1 - 数mものから数10 - 百数十mまで規模はさまざまである)の褶曲を繰り返しながら、北側の向斜部に移化していきます。向斜部には、羽六累層下部層の上部ないし羽六累層上部層が分布します。

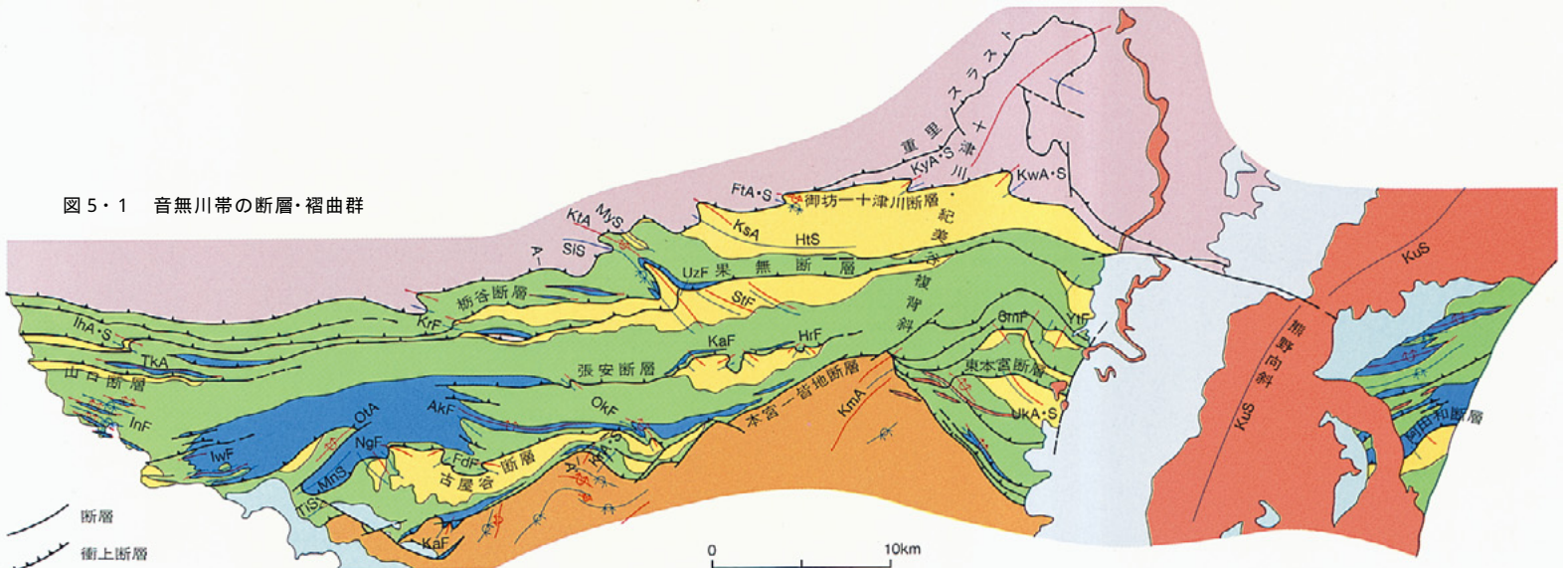
衝上断層は、多くの場合、断層破碎帯が固結していて、断層の上盤と下盤が密着しています。また、断層と上盤・下盤の地層の走向・傾斜がほぼ一致することが多く、付加体の形成時に生じた衝上断層が、その後で、上盤・下盤の地層とともに変形を受けたことを示しています。

これら衝上断層の断層面や断層破碎帯は、多くの場合よく連続し、野外調査で追跡できるので、これらを“鍵層”と同様に扱うことができます。この鍵層は、地質構造の解析と、付加体形成後の変形や造構運動を明らかにする上で重要です。

近露付近の地質

図5・3は近露周辺の地質図です。この地域は、本宮 - 皆地断層と張安断層に挟まれていて、瓜谷累層および羽六累層が分布します。本宮 - 皆地断層は、牟婁層群との境界断層で、上盤側に幅100m以上の断層破碎帯がみられます。図の範囲からすぐ東側になると、紀美谷背斜による屈曲のため北西 - 南東の走向に変わりますが、図の野中付近では、断層面が北東 - 南西の走向で、北西に60° - 70°傾斜する直線状の断層です。この部分は、変位地形

図5・1 音無川帯の断層・褶曲群



〈はてなし団体研究グループ(1980, 1998), 木村(1986), 福田(1996), 村山(1954), 中屋の調査資料をもとに編図〉

図5・2 音無川層群の断面(A-A')

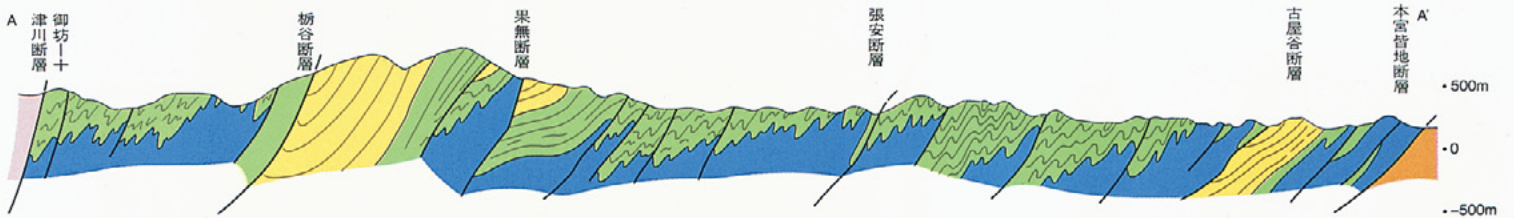
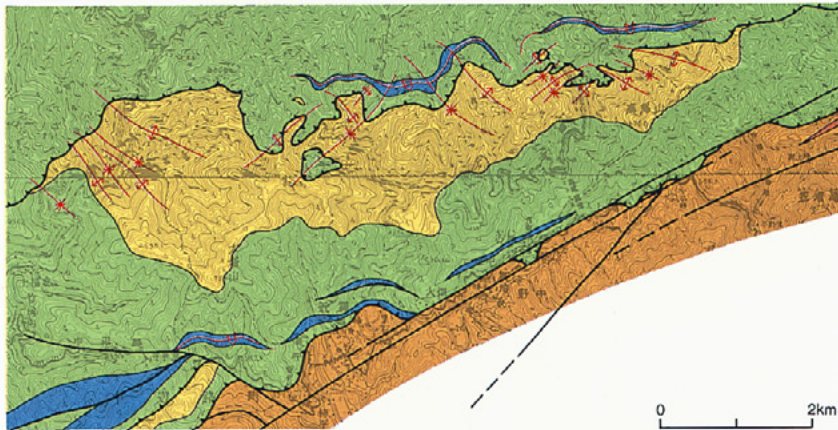


図5・3 近霧周辺地域の地質図

〈国土地理院発行, 1/50,000地形図「龍神・栗栖川」を使用〉



〈図5・1, 図5・2の共通凡例〉

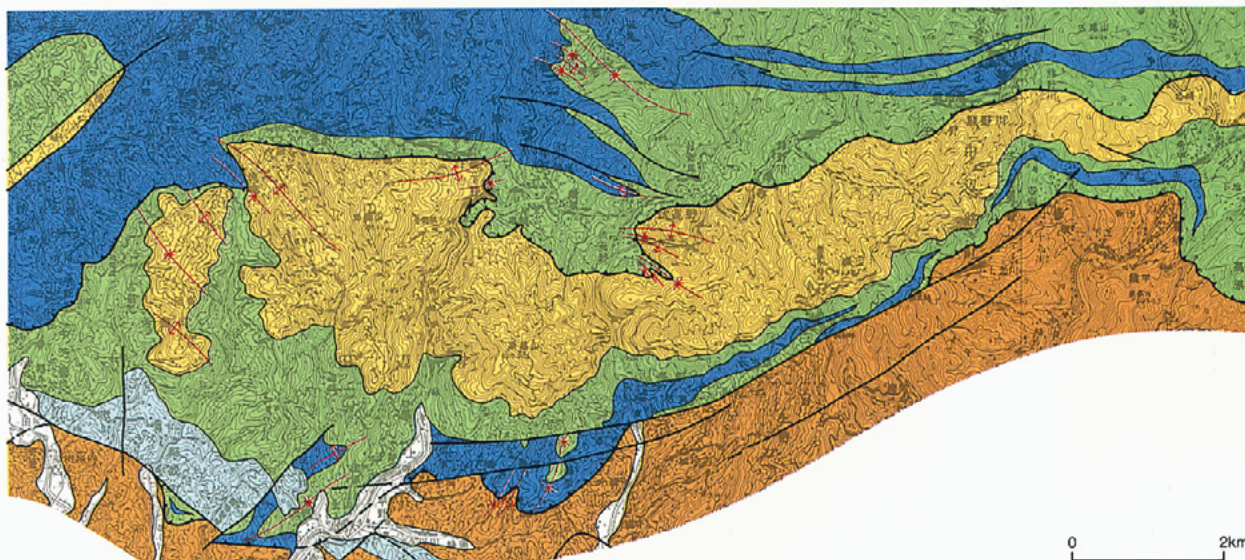
- | | | |
|-----------|---------|-----|
| 熊野酸性岩類 | 羽六果層上部層 | 龍神層 |
| 田辺層群・熊野層群 | 羽六果層下部層 | |
| 牟婁層群 | 瓜谷果層 | |

図5・1の褶曲・褶曲群の名称

- InA-S: 稲原背斜・向斜 TKA: 滝の口背斜 InF: 印南褶曲群 IwF: 岩代褶曲群
 OIA: 大谷背斜 MnS: 南部向斜 TIS: 田尻向斜 NgF: 流越褶曲群
 KaF: 上秋津褶曲群 FdF: 伏見野褶曲群 AKF: 秋津川褶曲群 KRF: 軽井川褶曲群
 OKF: 大川褶曲群 KRA-S: 栗栖川背斜・向斜 SIS: さいの谷向斜 KTA: 笠塔山背斜
 MyS: 宮の谷向斜 UzF: 太栗谷褶曲群 SIF: 坂泰褶曲群 KaF: 鶴折谷褶曲群
 HIF: 広見川褶曲群 KSA: 加庄口背斜 HIS: 果無向斜 FIA-S: 古谷川背斜・向斜
 KYA-S: 上湯川背斜・向斜 KWA-S: 桑畑背斜・向斜 SmF: 下向褶曲群
 YIF: 山手褶曲群 UKA-S: 請川背斜・向斜 KmA: 紀美谷背斜 KuS: 熊野向斜

図5・4 奇絶峡周辺地域の地質図

〈国土地理院発行, 1/50,000地形図「田辺・栗栖川」を使用〉



〈図5・3, 図5・4の共通凡例〉

- | | |
|---------|-------|
| 田辺層群 | 音無川層群 |
| 牟婁層群 | |
| 羽六果層上部層 | |
| 羽六果層下部層 | |
| 瓜谷果層 | |
| 断層 | |
| 衝上断層 | |
| 背斜 | |
| 転倒背斜 | |
| 向斜 | |
| 転倒向斜 | |

からみて、右横ずれの活断層と考えられます。つまり本宮 - 皆地断層は、後生変形(後に生じた変形・構造)による屈曲部と、活断層の部分からなる断層なのです。

張安断層は、その上盤に瓜谷累層～羽六累層下部層、下盤に羽六累層上部層が分布します。上盤側の地層の変形が著しく、砂岩はレンズ状ないしボール状になっており、泥岩は著しい剥離性を示します。この地域周辺の音無川層群には、さまざまな規模の共役(キンク)褶曲が発達しています。ここでは、北西 - 南東および北東 - 南西の2方向の褶曲群が認められ、張安断層や広見川背斜など、古期の断層や褶曲軸を屈曲させています。張安断層は、地質図から明らかのように、いたるところで変形しています。

奇絶峡地域の地質

図5・4は奇絶峡周辺地域の地質図です。この地域には、瓜谷累層および羽六累層が分布し、本宮 - 皆地断層によって牟婁層群と境されま

す。中新統の田辺層群に不整合で覆われます。本宮 - 皆地断層は、栗栖川付近と田辺付近では屈曲していますが、地質図の中央部では直線状の断層で、変位地形からみて、右横ずれの活断層と考えられます。

古屋谷断層は、田辺北方から伏見野、栗栖川を通り、断層の上盤には瓜谷累層および羽六累層下部層、下盤には羽六累層上部層が分布します。この断層は、北東にプランジする北東 - 南西系の褶曲と、北西にプランジする北西 - 南東系の褶曲によって、全体に後生変形を受けています。とくに伏見野付近は、共役の関係にある北東 - 南西系と北西 - 南東系の褶曲の交差部にあたるため、褶曲による古屋谷断層の変形は複雑です。

屈曲構造形成の応力場

音無川帯には、付加体形成時の“古期の”褶曲構造、スラスト、そして帯状構造を変形させている褶曲構造がみられます。そのうち後者の褶曲構造は、形成時期や変形様式は異な

りますが、北東 - 南西および北西 - 南東の褶曲軸をもっており、これらは、付加体形成後の後生変形によるもので、2方向の褶曲はそれぞれ共役関係にあります。

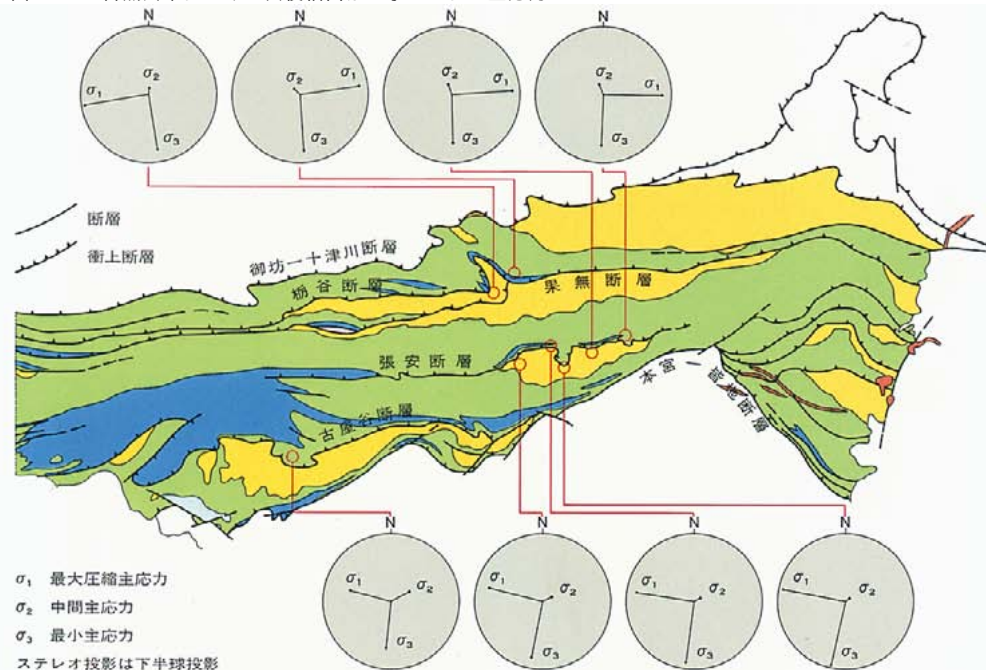
この共役褶曲には、露頭規模のものから、半波長100m程度のもので、さまざまな規模のものが認められます。北東 - 南西および北西 - 南東の2方向の褶曲軸面は、それぞれ北西および北東に高角で傾斜しています。

露頭規模の褶曲では、直接に褶曲の各要素を測定できる場合が多く、また規模が大きい褶曲でも、地質図をもとに明らかに共役関係にある褶曲のうち、ルートマップから褶曲軸面の走向と傾斜角を推定できる場合があります。図5・6は、これらの共役褶曲から求められた最大(圧縮)主応力(σ_1)、中間主応力(σ_2)、最小主応力(σ_3)です。最大主応力は東西方向で、その伏角は小さく、中間主応力は中～高角で北ないし北西に傾斜しています。最小主応力は水平に近い値を示します。

図5・5 音無川層群の共役褶曲・断層の露頭



図5・6 音無川帯における共役褶曲から求められた主応力



<図5・6の写真説明>

- ①音無川層群羽六累層下部層に発達する共役褶曲(中辺路町東の川/日置川源流)
- ②張安断層(中辺路町広見川)。スケールの中ほどからほぼ水平に伸びているのが断層面。断層の上盤は破碎された羽六累層下部層、下盤は羽六累層上部層。
- ③張安断層の断層破碎帯(中辺路町西の谷)。羽六累層下部層の砂岩泥岩互層が破碎されて砂岩層がレンズ状・ボール状に変形している。剥離面が写真の左上から右下に向けて発達している。

音無川帯の形成過程

音無川層群は、プレートの収束境界部に沿って形成された堆積盆に、遠洋性ないし半遠洋性の堆積物からなる瓜谷層が堆積し、その上に、海底扇状地堆積物からなる羽六累層が堆積しました(図5・7A)。

このように音無川層群では、泥岩ないし泥岩がち砂岩泥互層の優勢な下半分の地層の上に、砂岩と礫岩の優勢な厚い地層がこれを覆います。そのため、下半部に異常間隙水圧帯が生じ、南北性の圧縮応力のもとで、座屈褶曲作用によって様々なスケールの褶曲が形成されました(Nakamura, 1986)。

その結果、北傾斜の逆断層(スラスト)と褶曲軸面が北に傾斜する褶曲群で特徴づけられる音無川付加体が形成されました(図5・7B)。音無川付加体は、その形成後、今度は東西性の圧縮応力も強く受けるようになります。この圧縮応力のもとで、一部の衝上断層は右斜め沈み込み運動をもつ断層に転換しました。そして、東西圧縮を相対的に強く受けた衝上断層の上盤側に、共役(キンク)褶曲が形成されたと考えられます。

この東西性の圧縮応力場においては、付加体の帯状構造がほぼ東西、北傾斜である場合には、北西-南東と北東-南西の2方向に、それぞれ北西および北東にブランチする共役な褶曲が形成されると考えられます。そのためこの褶曲の向斜部では、古期の衝上断層面の南への張り出し、背斜部では北への張り出しが形成されます(図5・7C)。

牟婁帯の変形と合川複向斜

なお、牟婁帯の変形についても簡単に触れておきます。1/25万地質図に見られるように、牟婁層群の地質構造は、北東方向へ突出する形態をもつノーズ状構造(紀美谷背斜、合川複向斜)と、それに平行な逆断層(松根-平井断層および平瀬-鮎川断層)によって特徴づけられます。

ノーズ状構造は、北東方向に突出する合川複向斜を軸として、これを逆字状に打越背斜が取り囲む形態を示しています。合川複向斜

を形成する大峰向斜と八丁坂向斜は、もともとはほぼ東西性の向斜構造であったものが、ノーズ状構造の形成により、北東方向に突出し、両者が並走する複向斜を形成したと考えられます。また松根-平井断層および平瀬-鮎川断層は、ノーズ状構造の突出に伴って形成された逆断層と考えられています(杉山, 1989. 原田, 1995)。

なお合川複向斜の南翼には、北西-南東の褶曲構造が発達します。これらは、北東-南西方向の軸をもつ紀美谷背斜や合川複向斜と共役な関係にあつて、牟婁層群の変形が進行する過程で、図5・7Cにおける北東-南西方向の褶曲が大きく成長したものと解釈できます。

屈曲構造の形成時期

以上のように四万十帯の地層は、初生構造に加えてその後のテクトニクスによる変形が重複し、非常に複雑な地質構造をしています。そして、いつの時代に屈曲構造が形成されたのか、その変形は現在も継続しているのか、という点になると、それを確定し得る条件に乏しく、まだよく分かっておりません。

しかし杉山(1989)の研究によれば、静岡地域では、前期中新世の中頃~中期中新世の初頭、後期中新世末~鮮新世の中頃、そして鮮新世中頃~中期更新世という、少なくとも3つの時期が明らかになっています。四国では、室戸半島および足摺岬の屈曲は、その形成時期は特定されていませんが、屈曲の成長は前期中新世あるいはそれ以降に及んでおり、活構造の可能性が高いとされています。九州では屈曲構造の活動は、鮮新世末頃及び漸新世-後期中新世中頃のある時期とされています。紀伊半島では、四万十累層群と中新統の田辺層群・熊野層群との不整合関係や、大峯酸性岩類および熊野酸性岩類の活動時期などから、屈曲構造の形成時期をある程度推定することができます。

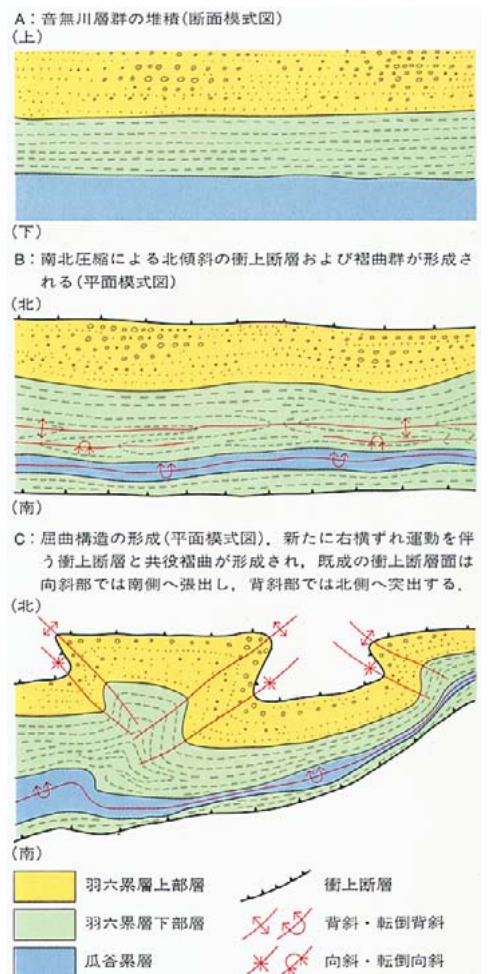
屈曲構造は、下部中新統の牟婁層群最上部を巻き込んでいます。一方、音無川層群ならびに牟婁層群の屈曲構造は、中部中新統の田辺層群・熊野層群に傾斜不整合で覆われること

から、現在、陸上に露出する牟婁層群や音無川層群の主要な構造の形成時期は、前期中新世前と考えられます。

田辺層群には、富田向斜をはじめ北東-南西の軸をもつ褶曲構造がありますが、これは、牟婁層群の褶曲構造とは必ずしも一致しておりません。しかし、合川複向斜や打越背斜など牟婁層群の全体構造とは調和的です。

また熊野層群は、音無川層群および牟婁層群を不整合で覆いますが、熊野向斜は、音無川帯の屈曲構造と調和的で、熊野酸性岩類はこの向斜の軸部に沿って分布します。これらことを考慮すると、田辺層群・熊野層群堆積後も、屈曲構造を形成する造構運動が続いている可能性が高いと考えられます。

図5・7 音無川層群地質構造の形成過程



紀伊半島の微小地震

児玉 大分以前から、ふだんは体に感じることもないような微小地震と活断層との関連、あるいは大地震との関係が注目されてきています。それで、私自身も兵庫県南部地震に触発される恰好で紀伊半島周辺の微小地震の活動を調べ始め、とりあえず1990年1月から99年2月までの微小地震の分布図をまとめました。本日は、これらの図をもとに、紀伊半島の活構造と地震との関連についてお話します。紀伊半島に小さな地震が群発することは随分と早くから注目されていて、1926年(大正15年)には和歌山市に南海地動研究所(現東京大学地震研究所和歌山微小地震観測所)が設置されています。これは、1854年の次の「南海地震」の前駆現象を和歌山群発地震の詳細な解析によって得ることが目的の1つでした。しかし戦争によって、この研究活動は中止されてしまったのですが、残念なことに中止してまもなく、1946年の「昭和南海地震」が発生しました。なお1964年には、研究所は再開

されております。紀伊半島周辺では、M3(M:マグニチュード、以下同じ)以下の微小地震の活動が活発で、その発生数は、無感地震が年間数百~数千回、有感地震も数十回に及ぶことがあります。この微小地震の活動は、震源の深さをもとに、地殻下層の地震、地殻上層の地震、マントル上部の地震の3層に区分されています(溝上ほか, 1983英)。気象庁和歌山地方気象台の1990.1~1999.2の地震速報値(注1)をもとに、地殻上層及び下層の震央分布を図6・1に、マントル上部の分布を図6・2に示します。また図6・3にはそれらをまとめて断面に示しました。《地殻上層(0~15km)の微小地震分布》地殻上層の微小地震は、紀伊半島の北西部に集中し、中央構造線と日高川及び貴志川上流部の有田川構造線に囲まれた地域と、日ノ御崎西方沖に多発します(図6・1, 図6・5)。震源の深さは、全体として北東部で浅く、南西に向かってやや深くなります。

和歌山市から有田市にかけての海岸沿いには多数の微小地震が発生します。ときおり最大規模M4程度の地震が発生し、北東-南西方向に震央が配列する傾向がみられます。1994年、有田川河口から長峰山脈西端付近にかけて、ややまとまった群発活動がありました。龍門山付近の活動は、1970年頃始まったとされます(溝上・中村, 1988)。他地域に比べ震源の下限がやや浅く10km以内です。有田川中流域には、東北東-西南西にのびる帯状の地震発生域がみられます。日ノ御崎西方沖は、地震が最も集中的に発生する地域で、震源は他の地域に比べて深く、図6・3の断面(4-4)に示すように一部は地殻下層まで達しています。このほかに、御坊市東部・由良町東方・中津村に微小地震の活動が認められます。《地殻下層(15~25km)の微小地震分布》主に北緯34°以南で発生しますが、発生頻度および集中度とも、地殻上層の地震に比べてあまり高くありません。

図6・1 - 紀伊半島の地殻内微小地震(深さ0~25km)
 <1990.1.1~1999.2.28, M1.0以上, データは和歌山地方気象台の速報値を使用>

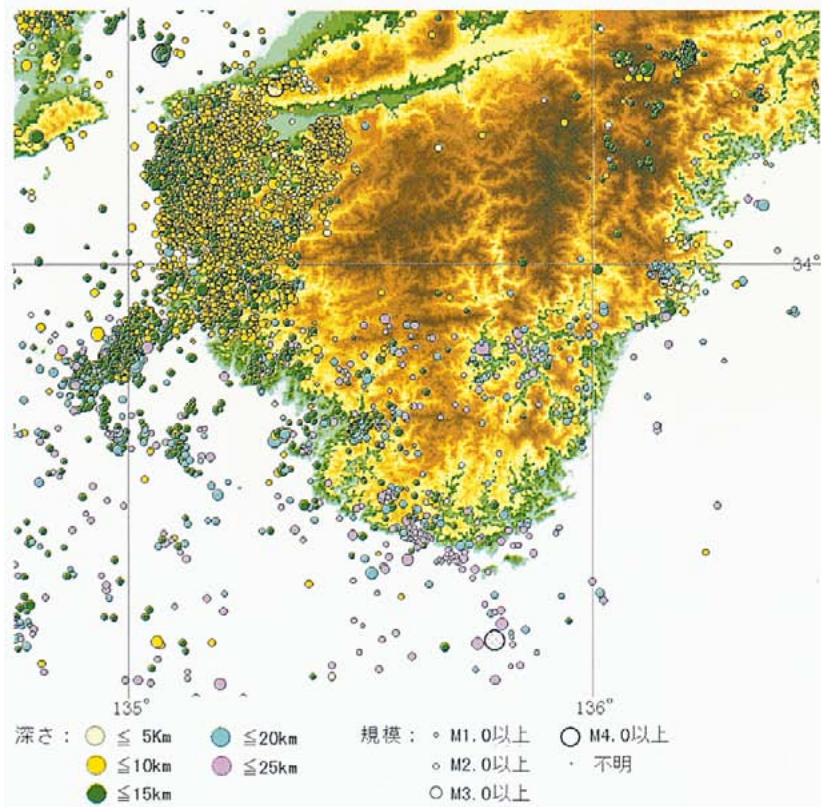
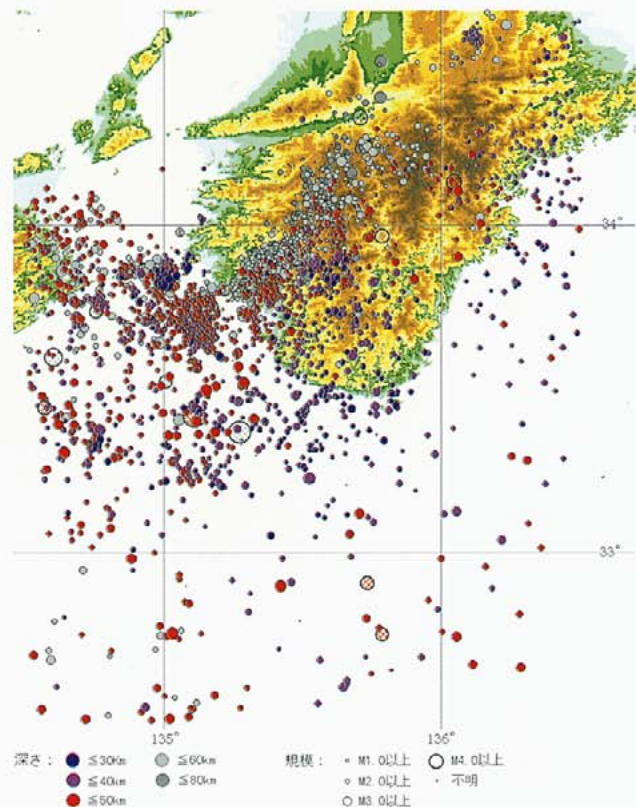


図6・2 - 紀伊半島周辺のマントル上部微小地震(深さ25~80km)
 <1990.1.1~1999.2.28, M1.0以上, データは図6・1と同じ>

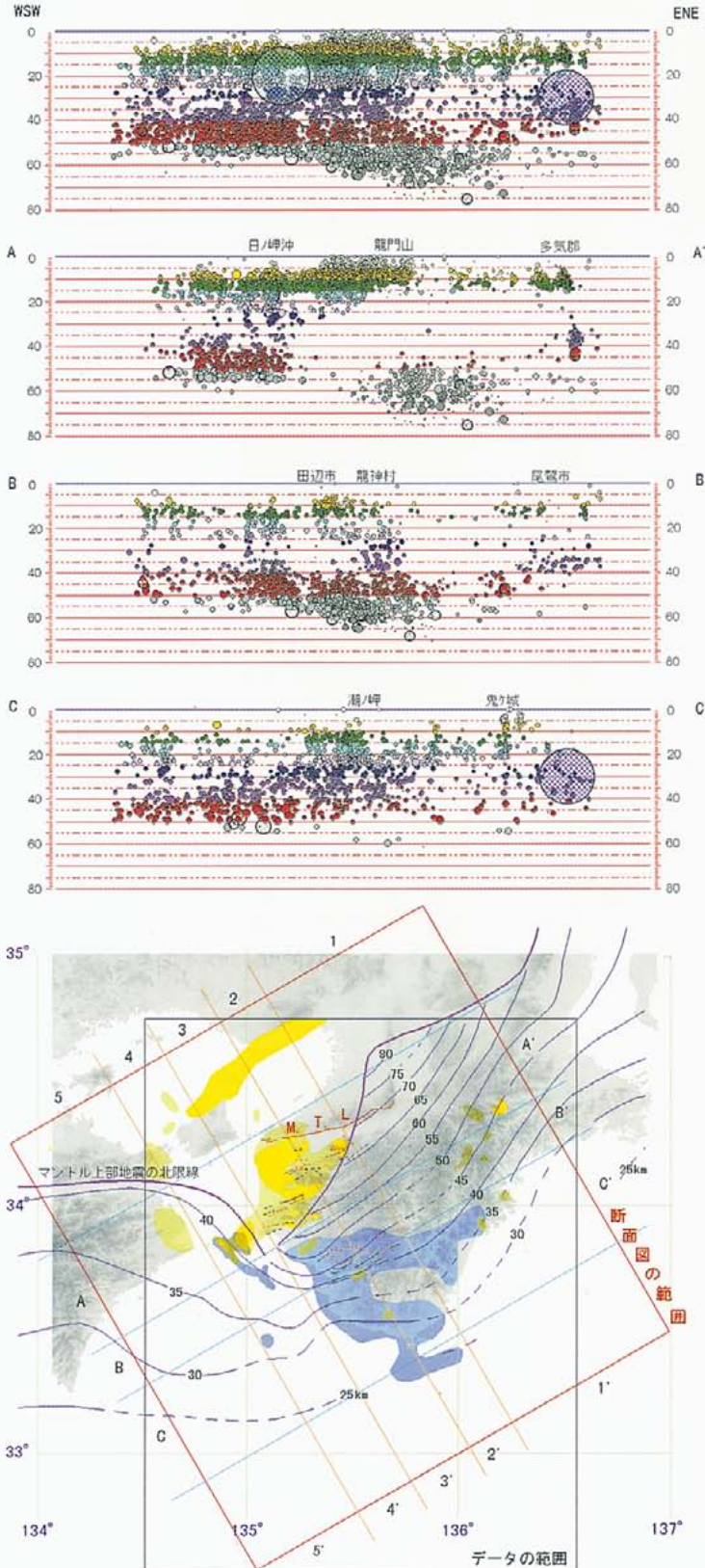


(注1): 中村ほか(1997)によれば、気象庁による震源分布(JMA)と、大学の微小地震観測網による震源分布(NANKAI NET)には分布の様子に大差はないものの、地域的に系統的差異が認められ、特にマントル上部の震源は紀伊水道～四国東部にかけて、JMAの方が約15km程度深く決定されているという。

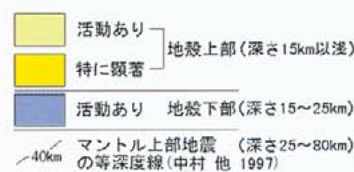
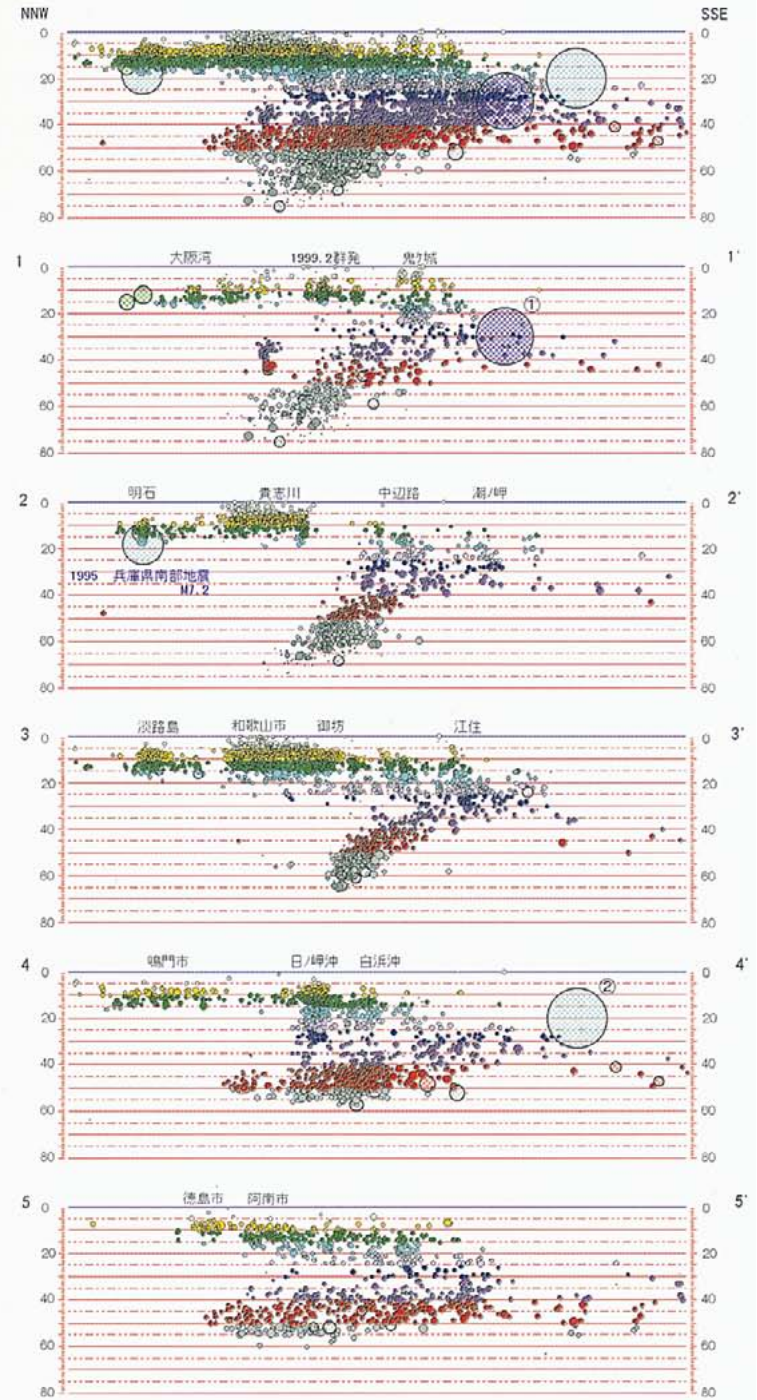
図6・3 - 紀伊半島周辺の微小地震断面図(深さ0~100km)

<1990.1.1~1999.2.8. データは和歌山地方気象台提供の速報値を使用。深度別の色表示は図6-1及び図6-2と同じ>

南海トラフと平行方向の断面(深さはkm)



南海トラフと直交方向の断面(深さはkm)



注: 比較のため1990年以前の大規模地震を2例表示した

- ①1944 東南海地震(熊野灘), M7.9
- ②1946 昭和南海地震(南海道沖), M8.0

田辺湾から本宮をへて、三重県熊野市に至る地域には帯状の地震発生域が認められます。また紀伊半島南端部とその周辺地域にも、やや集中して発生しています(図6・1)。溝上・中村(1988)によれば、これらの震源の下限は、モホ面の深さとほぼ一致します。

《マントル上部(25~80km)の微小地震分布》マントル上部の地震活動は、紀伊半島西部~紀伊水道にかけて活発で、その北限は北に開いた舟底状をなし、そのカーブに沿って震源が集中しています(図6・2)。震源の深さは北西に向かって次第に深くなりますが、その深度分布は紀伊半島の西部海岸付近を境に内陸部(図6・3の1-1 ~ 3-3 断面)と紀伊水道側(4-4 と5-5 断面)で顕著な違いが認められます。

《地殻内部の地震活動》

溝上・中村(1988)は、地殻内部の地震活動を次のように述べています。

紀伊半島北西部の地殻上層で発生する地震は、横ずれ型の地震が主であるが、逆断層型も3分の1程度含まれ、その主圧力軸は東-西方向を示します。また10年に1度程度、M5前後の地震を本震とする本震・余震型の群発活動が発生します。1977年の和歌山市東部で発生したM5.0の地震の震源断層は、そのメカ

ニズム解と余震域から判断して、東-西方向の主圧力による北東-南西方向の右横ずれ断層であったとされています。

一方、北緯34°以南の地殻下層の地震は、浅い所では、地殻上層の地震と同様に東-西方向の主圧力による横ずれまたは逆断層型ですが、深い所では、マントル上部の地震と同じように北東-南西方向の主張力による正断層型です。さらに、この層特有の北西-南東方向の主張力による正断層型も存在します。

これらの特徴は、地殻下層が、地殻上層の東西圧縮の応力場から、マントル上部のフィリピン海プレートの沈み込みによる応力場へ遷移する中間層に位置することを示し、同プレートの沈み込みが地殻下層の地震と密接な関係にあることをうかがわせます。この地震活動の北限付近では、紀伊半島下のモホ面の深さが南に向かって急に浅くなる事が知られています。この部分で発生する地震は、中間層特有の北西-南東方向の主張力による正断層型であると言われています。

《マントル上部の地震活動》

マントル上部の微小地震分布には、沈み込むフィリピン海プレートスラブの形状が反映されます。図6・3によってそれを見ますと、紀伊水道から紀伊半島にかけて、プレートスラブが大きく屈曲していると推定されます。屈曲部の紀伊半島側では、スラブは約30°の角度で沈み込み、震源の深さは80kmに及びます。一方、紀伊水道側では、北緯34°付近から沈み込みは非常に低角度となります。屈曲部両側でのこのような震源分布の違いから、屈曲部の軸付近を境に、異なる進行方向と傾斜角をもった2つのスラブの存在が考えられています(中村ほか、1997)。「昭和南海地震」の余震の東限は、やや紀伊半島よりにあるものの、この屈曲軸とほぼ平行でした。

また、紀伊半島北西部の地殻上層の微小地震は、マントル上部の微小地震の北限が大きく南に湾曲した東半分にはほぼ収まるように分布します。両者は、屈曲軸部の西側(日ノ御崎沖)で重なるものの、東部ではほとんど重複

することなく北東-南西方向の境界をなして相補的な分布を示しています。北西に沈み込むフィリピン海プレートの影響が、地殻上層まで達していると考えられます。

一方、紀伊半島南東部から熊野灘と潮ノ岬~紀伊水道の沖合いでは、マントル上部の地震活動はやや低調です。「東南海地震」・「南海地震」の発生から50年以上経過した現在、次の南海トラフ沿い巨大地震の空白域が形成されつつあるとみなすこともできます。

歴史地震 - 南海地震を中心に -

近畿地方の歴史地震は古文書に詳しく書き残されていることが多く、特に「南海地震」の記録は684年の「白鳳南海地震」までさかのぼることができます。また遺跡の発掘の際、地震動によって形成された液状化の痕跡が発見されることがあり、紀伊半島でも和歌山市の川辺遺跡(「白鳳南海地震」?)や太田遺跡、御坊市の堅田遺跡などから液状化の痕跡が見つかっています。

図6・4および表6・1に、「南海地震」を中心にした紀伊半島周辺の歴史地震をまとめてみました。駿河湾から四国沖にかけて、南海トラフの北側斜面に連なる海底の大規模なスラスト帯では、潮岬沖を境に西側では「南海地震」、東側では「東海地震」が繰り返されています。南海トラフは、フィリピン海プレートが約4cm/年の速度で北西に向かって沈み込む部分とされ、このため陸のプレートに歪みエネルギーが蓄積し、それが岩盤の破壊強度を超えたときに広大な破壊面が生じて巨大地震が発生すると考えられています。安藤(1975英)は「昭和南海地震」ではスラストの総延長が280km、その上盤側にあたる四国から紀伊半島にかけての陸側地殻が南東方向に4m前後衝上したと推定しています。繰り返し発生する「南海地震」には、以下の

ような特徴がみられます(表6・1)。地震に伴う地殻変動としては、室戸半島および紀伊半島の、半島南端部の隆起(雨上がりの傾動)とその北側での沈降が生じます。「昭和南海地震」のときには、紀伊半島南部の周

図6・4 - 歴史上の顕著地震(M7.0以上)と最近100年間の主な地震(M5.5以上)

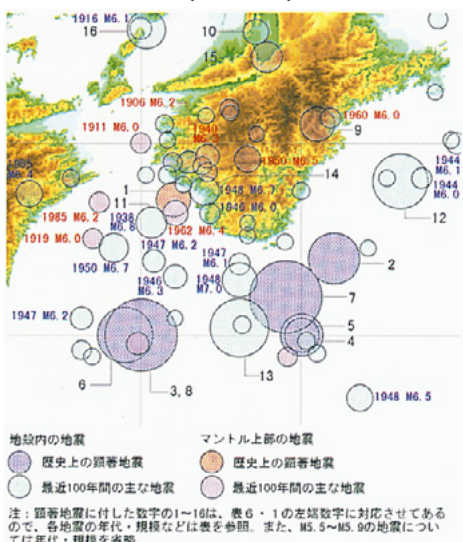


表 6・1 - 紀伊半島周辺の主な被害地震とその概要

| | 西 暦 | 東 緯 | 北 緯 | 位 置 | 規模(M) | 名称・被害地域・特徴など | 津波規模・特徴 | 間 隔 |
|----|-------|----------------|--------------|------------------|------------|--|---------|----------------|
| | 684年 | 133.5~135.0 | 32.25~33.25 | 南海道沖 | 8¼ | 白鳳南海地震 土佐・南海・東海・西海諸道：山崩れ、河湧き、家屋土等破壊、人畜の死傷多数、伊予温泉・紀伊半島温泉の湧出止まる。土佐で田畑約12km ² 海中に沈む。 | [3] | ↑ 203年 ↓ |
| | 734年 | 不明 | 不明 | 不明 | 不明 | 畿内：民家倒壊、圧死多数、山崩れ、地割れ。 | | |
| | 887年 | 135.0 | 33.0 | 南海道沖 | 8.0~8.5 | 南海地震 五畿・七道：京都で圧死多数、津波襲い特に摂津で被害が大きかった。 | [3] | ↑ 212年 ↓ |
| | 1096年 | 137.0~138.0 | 33.75~34.25 | 東海道沖 | 8.0~8.5 | 東海地震 畿内・東海道：東大寺の巨鐘落ち、京都の諸寺被害、津波が伊勢・駿河襲い、駿河で杜寺流失400余。 | [2] | |
| | 1099年 | 135.0~136.0 | 32.5~33.5 | 南海道沖 | 8.0~8.3 | 南海地震 南海道・畿内：土佐で田千余町みな海に沈む。津波記事未発見。津波ありしこと疑いなし。 [3年後] | [3] | ↑ 262年 ↓ |
| 1 | 1331年 | 135.2 | 33.7 | 田辺湾沖 | ≥7.0 | 紀伊国千里浜(田辺市北方)の遠千洞20余町が隆起して陸となる、というも疑わしい。 | | |
| 2 | 1360年 | 136.2 | 33.4 | 熊野灘 | 7.5~8.0 | 紀伊・摂津：津波が熊野尾鷲から摂津兵庫まで来襲し、人馬牛の死多しというも疑わしい。 | [2] | |
| 3 | 1361年 | 135.0 | 33.0 | 南海道沖 | 8.3~8.5 | 南海地震 畿内・土佐・阿波：津波で摂津・阿波・土佐に被害、特に阿波の由岐では流失1700戸、流死80人(以上?)。余震多し。湯の峰温泉の湧出が止まる。 | [3] | ↑ 137年 ↓ |
| 4 | 1408年 | 136.9 | 33.8 | 熊野灘 | 7.0~8.0 | 紀伊・伊勢・熊野本宮の温泉の湧出80日止まる。紀伊・伊勢・鎌倉に津波があったようである。 | [1] | |
| | 1498年 | 138.0 | 34.0 | 東海沖~南海道沖? (補足 1) | 8.2~8.4 | 明応地震 東海道全線：紀伊から房総にいたる海岸と甲斐で震動強く、津波が紀伊から房総にかけて海岸を襲う。伊勢大湊で5千人、志摩で1万人など流死・溺死は数万人に及ぶ。湯の峰温泉の湧出が止まる。震害に比して津波の被害大。[同時?] | [3] | ↑ 107年 ↓ |
| 5 | 1520年 | 136.3 | 33.6 | 熊野灘 | 7.0~7.8 | 紀伊・京都：熊野・那智の寺院破損、津波あり | | |
| 6 | 1605年 | 134.9 138.5 | 33.0 33.5 | 南海道沖 東海道沖 | 7.9 7.9 | 慶長地震(南海道沖, 東海道沖) 東海・南海・西海諸道：震害の記録は1つのみ、津波が大吠場から九州に至る沿岸を襲い大被害、波高は阿波の鞆浦で約30m、呉岬で約6m、全体で死者数千人に及ぶ。東海地震・南海地震の二つが同時に発生したと考えられる。[同時] | [3] | ↑ 102年 ↓ |
| 7 | 1707年 | 135.9 | 33.2 | 東海沖~南海道沖 | 8.4 | 宝永地震 五畿・七道：わが国最大級の地震の1つ、家屋の倒壊は東海道から九州のほぼ西日本全域に及ぶ。震害は東海・伊勢湾・紀伊半島で最もひどかった。津波は伊豆から九州の沿岸を襲う。波高は室戸・稚崎で23m、久礼で25.7m、全体の死者は少なくとも2万人、湯の峰・山地・龍神・瀬戸鉛山の湯の湧出が止まる。室戸・串本・御前崎で1~2m隆起し、高知で約20cmが最大2m沈下。この年の11月に富士山が噴火。[同時] | [4] | ↑ 147年 ↓ |
| | 1854年 | 136.2 | 34.8 | 伊賀上野 | 6.9 | 伊賀・伊勢・大和：被害範囲が広く、地震断層を生ずる。 | | |
| 8 | 1854年 | 135.6 | 33.2 | 南海道沖 | 8.4 | 安政南海地震 畿内・東海・南海・山陽など：安政東海地震の翌日に発生、近畿およびその周辺では2つの地震の震害を区別することが難しい。震害は近畿・中国・四国と九州・中部の一部に及び、津波は房総から九州を襲い、大阪では木津川・安治川を逆流。波高は室戸3.3m、稚崎11m、久礼16.1mなど。高知・甲浦・加太で1~1.5m沈下、室戸、串本で1~1.2m隆起。湯の峰温泉・道後温泉・紀伊鉛山の温泉群の湧出が数ヶ月~半年止まる。[32時間後] | [4] | ↑ 92年 ↓ |
| 9 | 1899年 | 136.1 | 34.1 | 奈良・三重 | 7.0 | 紀伊半島東南部：奈良県吉野郡と三重県南牟婁郡での被害大、合わせて死者7人。大阪でも煤瓦煙突の倒壊があった。 | | |
| 10 | 1936年 | 135.7 | 34.6 | 河内・大和 | 6.4 | 河内大和地震 大和・河内：大阪・奈良両府県の境で震動が強かった。全壊家屋が少なく、被害の集中した町村はない。発生翌日からしばらく和歌山方面に地震が増えた。 | | |
| 11 | 1938年 | 135.1 | 33.6 | 田辺湾沖 | 6.8 | 紀伊水道沿岸で小被害、鉛山付近の温泉に異常あり。紀伊水道沿岸で地鳴りが聞こえ、井水位の増減あり。 | | |
| 12 | 1944年 | 136.6 | 33.8 | 熊野灘 | 7.9 | 東南海地震 静岡・愛知・岐阜・三重など：文献により被害実数が異なるが、名古屋重工業地帯の被害大、津波が伊豆半島から紀伊半島にかけて襲った。波高は熊野灘沿岸で6~8m、伊勢湾・運奥湾内で1m内外、遠州灘沿岸で1~2m。湯の峰温泉の湧出が4ヶ月止まる。紀伊半島東部の海岸が30~40cm沈降したらしい。 | [3] | |
| 13 | 1946年 | 135.6 | 33.0 | 南海道沖 | 8.0 | 昭和南海地震 中部以西の西日本各地：被害は中部地方から九州に及び、全体で死者約1300人。津波は房総から九州にかけての沿岸を襲い、波高は紀伊南端の袋で6.9m、三重・徳島・高知の沿岸で4~6m。足摺岬・潮ノ岬・室戸岬で0.6~1.3m隆起し、隣接地帯では沈降した。高知付近で田園15km ² が海面下に没し、沈降量は高知・須崎で1.2mに達した。湯の峰温泉・川湯温泉の湧出が減少、権温泉・竜神温泉上の湯の湧出が止まり、勝浦中の島温泉は湧出量が急増した。[2年後] | [3] | |
| 14 | 1948年 | 135.4 | 33.8 | 田辺市付近 | 6.7 | 和歌山県西牟婁郡で被害が大きかった。合計で死者2人、震央付近で地すべりや道路・堤防などの被害があった。 | | |
| 15 | 1952年 | 135.8 | 34.5 | 奈良中部 | 6.8 | 吉野地震 奈良県中部：震源の深さ60km。震源がやや深かったので被害が広範囲に及び、和歌山・愛知・岐阜・石川各県にも小被害があった。 | | |
| 16 | 1995年 | 135.0 | 34.6 | 兵庫東南部 | 7.2 | 平成7年(1995年)兵庫東南部沖地震 淡路島の一部と神戸市・宝塚市に震度7の地域があった。多くの木造家屋やコンクリートの建物のほか、高速道路や新幹線を含む鉄道線路も崩壊。死者6425人(H8.12.26現在)、不明2人、負傷4万人以上。早朝であったため死者の多くは家屋倒壊と火災によるものであった。(阪神・淡路大震災) | | |

●赤字の西暦は南海地震、もしくは震源域に南海道沖を含むと考えられる巨大地震をしめす。
●青字は南海道地震共通の特徴を示す。
●緑字は東海地震(あるいは東南海地震)との関係を示す。
●[]内は今村・飯田による津波の規模で、最大津波被害海岸での波高が、50cm以下(無被害)は-1、1m前後は0、2m前後は1、4~6m程度は2、10~20m程度は3、最大30m以上は4を目安に、被害状況も考慮して決められる。
●左端の数字は図6-4の顕著地震の数字と対応
補足 1) 1498年の地震は紀伊半島以西の史料がやや不足するが、寒川 旭によれば、四国の幾つかの遺跡で15世紀末と思われる液状化の痕跡が発見されている。この表では震源域は南海道沖まで含んでいたとしておく。
2) 同じく寒川によると、大阪府堺市と和歌山県瓦町市の遺跡で13世紀の液状化痕跡が発見されている。1361年と1099年の隙間を埋める南海地震があったかもしれない。日本の地質「近畿地方」(日本の地質「近畿地方」編集委員会編、1987)と「新編日本被害地震観覧 増補改訂版」(宇佐美龍夫、1996)をもとに加筆して編集。

参見～新宮市以南が隆起し、田辺湾付近が沈降しました。四国では室戸岬が隆起し、高知平野を中心に沈降域が形成されました。発生の間隔に規則性が認められ、ほぼ100～150年間隔で繰り返されています。また「南海地震」は、「東海地震」と同時もしくは数年以内に起こる場合が何度もありました。例えば「宝永地震(1707)」は、東海沖から四国沖のスラスト帯が一斉に活動した最大級の地震であったとされています。

「南海地震」は海域で発生する地震であるため大津波を伴い、局地的には波高が20mを超えた記録も残っています。津波の被害は広範囲に及び、「昭和南海地震」では房総から九州にかけての沿岸を襲いました。「安政南海地震(1854)」では太平洋側の海岸だけでなく、大阪湾から木津川、安治川などを逆流し、波高1.9mに達し数千人の犠牲者が出ています。

「慶長地震(1605)」は津波被害は大きかったのですが震害がほとんどありません。この地震は、断層面の破壊がゆっくりと進行する、いわゆる津波地震であった可能性が指摘されています。

「南海地震」発生直後、紀伊半島の「湯の峰温泉」や四国の「道後温泉」をはじめとする温泉の湧出が停止することも、この地震の特徴とされています。

最近100年間のM5.5以上の地震(図6・4)については、紀伊半島西岸から紀伊水道周辺の地殻内(深さ30km以内)で発生した地震の大部分は「昭和南海地震」の余震と考えられます。また紀伊半島中部では、マントル上部でM6～7の地震がときおり発生しています。

活断層

新編日本の活断層(活断層研究会,1991)では、中央構造線は紀伊半島中部以西では确实度の活断層と認定されています。また紀伊半島北西部と田辺湾周辺～中辺路町付近には、合計16本の确实度の断層が記載されています(いずれも長さが10数km以下)。図6・5は、これらの活断層に加え、活断層の可能性のある断層とリニアメントを示しました。

地質境界断層の有田川構造線、仏像構造線および本宮断層に沿って最近活動したと思われる断層が認められ、その一部が地質境界断層の再活動である可能性があります。

《中央構造線系の活断層》

中央構造線系の活断層は、和泉山脈の南麓をほぼ東西にのび、和泉山脈東端の金剛山付近で北に大きく屈曲し、金剛断層として、生駒山地と奈良盆地の境をなしています。

根来断層や五条谷断層などには明瞭な断層変位地形が発達し、右横ずれの変位を示しています。中央構造線は、更新世中期(約70万～50万年前)から右横ずれの活動が始まったと考えられています。根来断層に沿って発達する断層変位地形の解析により、水平方向の変位速度0.9～3.1m/1000年(岡田・寒川,1978)、活動度Aと推定されています。

《紀伊半島北西部の活断層とリニアメント》

地殻上層の微小地震発生地域とほぼ重なって、東西ないし東北東-西南西の活断層が発達するとともに、共役関係にある北西-南東系と北東-南西系の走向をもつリニアメントが数多く存在します。藤白断層や中津川断層など确实度とされている断層には、断層変位によると見られる地形が認められます。

龍門山付近の断層群：全体として東側でゆるく東北東に湾曲し、所々で右横ずれを示す変位地形が認められます。

藤白断層系：海南市～野上町動木にかけて東西にのびる断層群は、明瞭な谷地形や標高変換点を形成しています。

由良町から貴志川上流に至る断層系：東北東-西南西にのびる断層系で、西部は仏像構造線沿いにその北側を通ります。二川ダム以东では、長嶺山脈を北東方向に切り、有田川構造線沿いに北東-南西方向にのび、一部で右横ずれ運動を示す変位地形が見られます。この断層系の、広川町から金屋町にかけては、地殻上層の微小地震活動が活発な地域にあります。

御坊市～美山村川原河にかけての断層系：中津川断層は、白馬山脈南麓に東西にのびる地

溝状の低地を形成し、中津村高津尾～美山村川原河を通る断層に沿っては、日高川が東西の直線状に流下します。共に确实度とされています。

《本宮断層系の活断層》

田辺から本宮町には、本宮断層および平瀬川断層に沿って、北東-南西に伸びる活断層系が発達します。また、西北西-東南東系の断層も認められます。

このうち槇山断層と野中断層は、本宮断層の一部を形成している断層で、确实度とされています。槇山断層は、槇山南麓に明瞭な断層鞍部を形成しています。野中断層は、尾根や谷の変位に右横ずれ運動が認められます。湯崎半島を東西に切る湯崎断層は、段丘面を変位させている可能性があります(活断層研究会,1991)。

《活断層と地震活動》

中央構造線には、明瞭な断層変位地形が発達する活断層群が見られるにもかかわらず、大地震の発生が確認されていません。佃(1990)は、和歌山市周辺の微小地震が、中央構造線の右ずれテクトニクスと深い関係があるとすれば、将来の断層運動に無関係であるとはいえないとしています。

中央構造線以南の紀伊半島西部の活断層は比較的規模が小さく、M7を越える地殻内の地震は歴史上知られていません。1948年に発生したM6.7の地震(表6・1)は、槇山断層の西方で発生しています。それ以外の、ときおり地殻内で発生するM5～6クラスの地震との関係は、現在、よくわかっていません。

一方、近畿内陸部が地震の活動期に入ったとすれば、南海トラフ沿いのスラスト帯で発生する「南海地震」が近づいてきたといえるかもしれません。「昭和南海地震」と「東南海地震(1944)」は、それ以前のものに比べて規模がやや小さく、今回の発生は、平均の周期よりやや早くなる可能性も論じられています。

編集前記: 本38号は、1998年8月に急逝された原田哲朗先生の企画です。原田先生がご自身で担当され、この章だけははやくにまとめたというので、中屋先生も同席されて速記だけは終えておりました。先生は、長い間、和歌山県温泉審議会の副会長および会長として、紀伊半島の温泉の保護と開発に熱心に取り組まれてきました。とくに白浜温泉と本宮地域の温泉については気にかけておられたように思います。ところが、そのご先生は突然に倒れられ、この稿を仕上げられることなく帰らぬ人となりました。本稿の仕上げは、中屋先生にお願いしました。本稿で、中屋先生が①②⑤⑥の各小節を担当することも原田先生の意向によっています。

中屋記: 原田先生は、晩年に「私たちのふるさと本宮」「自然観察(温泉)の手引き」などを著し、そのほか各地の温泉調査の資料や講演記録・討議メモなども残しておられます。先生のお話はこれらをまとめたもので、話の内容はほとんどそのままですが、私の責任で仕上げています。

紀伊半島南部の温泉

中屋 紀伊半島の南部には、主な温泉地として、海岸沿いには白浜・椿温泉、勝浦・湯川温泉、内陸部の十津川流域には、湯泉地温泉、十津川温泉、本宮温泉郷(湯の峰・渡瀬・川湯温泉)、さらに日高川流域には龍神温泉などがあり、これらの温泉地は、古くから多くの人々に親しまれてきました。

これらの温泉には、重炭酸に富むものや塩素に富むもの、あるいは硫化水素を含むものなどがありますが、何れも自然湧出し、泉温も42℃をこえる高温泉が大部分で、なかには90℃に達する熱い温泉もみられます。現在では削井泉も含まれますが、それ以前はみな自然に湧出していました。

これらの温泉とは、科学的にいえば「その土地の年平均気温よりも温度の高い湧水」ということになるわけですが、年平均気温はその土地の緯度や高度によって大きな差があります。それでわが国の温泉法では、地中から湧出する温水、鉱水および水蒸気などで温度が摂氏25℃以上のものはすべて温泉としています。これにはボーリングによる人工的湧水も含まれます。さらに水温には一切関係なく、特定の10数種の物質のうち、その1つでも規定量以上を含んでいれば、それも温泉としています(表7・1)。ただ環境庁の温泉分析法指針では、多量の固形状・ガス状の物質、もしくは特殊な物質を含む地中からの湧水を「鉱水」とし、鉱水のうち地上に湧出したときの温度が摂氏25℃未満は冷鉱水、25℃以上を温泉と呼んで区別しています。

温泉はまた、温泉水の化学的性質や湧出の仕方、あるいはその成因などによっていろいろに分類され、さまざまな名称で呼ばれます。ここでは、一般によくなじまれている水素イオン濃度(pH)による温泉の分類を表7・2にあげておきます。

いずれにしても高温の温泉が湧出するためには、その成分はさまざまであっても、地下に潜在する熱源があって、その影響で生成した熱い地下水が局所的に流動していなければな

りません。日本は、豊かな温泉に恵まれた国で多くの温泉地がありますが、こうした温泉地の大部分は第四紀火山の周辺にあります。高温泉のほとんどもこれらの地域に分布しており、そこでは第四紀の火山活動が温泉の熱源になっているわけです。

それに対して南紀地方では、第四紀の火山がないにもかかわらず、いろいろな場所で高温泉が湧出するという珍しいケースです。ただこの地域には第四紀火山こそありませんが、中新世には激しい火成活動が起きており、それに伴う岩石が広い範囲に分布します。そのため従来から、これらの火成岩類が温泉の熱源になっている可能性が高いと考えられているのですが、地下の調査・研究は経費的な面からもむずかしいことが多く、その熱源については、必ずしも十分に明らかになっていないといえます。

図7・1は、南紀の各温泉の大まかな性質、源泉数、泉質、泉温、水素イオン濃度を示し、それと共に各温泉の分布と、中新世の火成岩脈とがどのような関係にあるかをみたものです。中新世の火成活動では、潮岬火成複合岩類、大峯酸性岩類、熊野酸性岩類などがみられますが、これらの岩石のすべてが、温泉の分布と関係しているわけではありません。

大峯酸性岩類の岩脈群の伸びの方向には、大峰変質帯、八丁洞鹿変質帯、琴ノ滝変質帯がみられますが、これらの中には高温泉はみられません。一方、熊野酸性岩類を噴出した火山活動では、その末期に石英斑岩や結晶質凝灰岩の岩脈群が貫入しています。南紀の各温泉は、図が示すようにこれらの岩脈群に沿って分布していることがわかります。

中新世の火成岩脈群と温泉の分布

熊野酸性岩類の火成岩脈群には、大きくみると5つの弧状岩脈がみられます。1つは、ほぼ南北性の十津川弧状岩脈、あとの4つは、ほぼ東西方向に伸びる弧状岩脈です。

《十津川弧状岩脈》

結晶質凝灰岩の岩脈で、十津川から本宮をへて日置川まで、ほぼ北北東-南東方向に長く

表 7・1 - 温泉法の別表

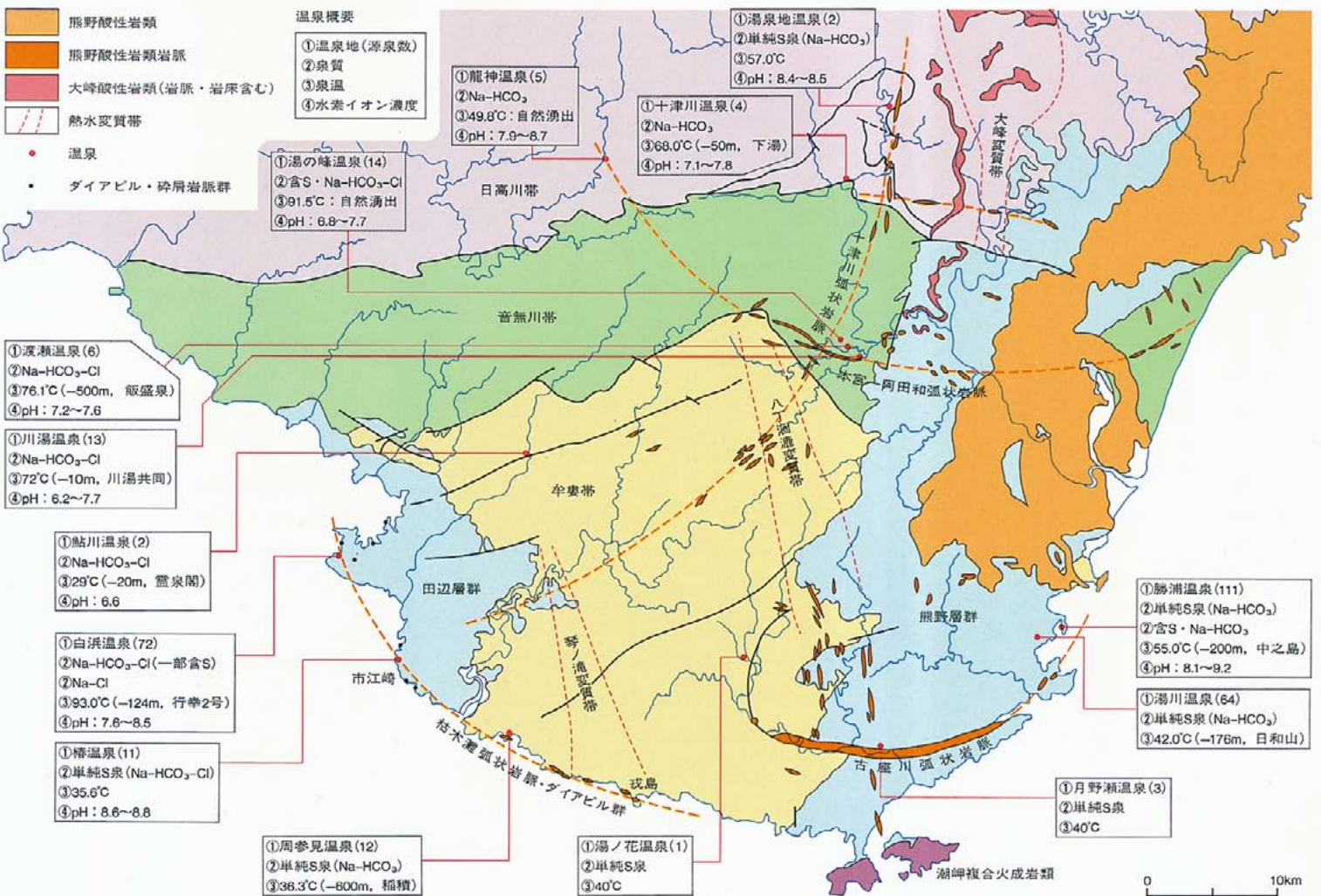
| ●温泉法第2条別表 | | 1. 温度(温泉源から採取されるとき温度)摂氏25度(°C)以上 2. 物質(以下に掲げるもののうち、いずれかひとつ) | |
|---|-----------|---|---|
| 物質名 | 1kg中の含有量 | 物質名 | 1kg中の含有量 |
| 全溶存物質(ガス性のものを除く.) | ≧ 1,000mg | フッ素イオン(F ⁻) | ≧ 2mg |
| 遊離炭素(遊離二酸化炭素)(CO ₂) | ≧ 250mg | ヒドロヒ酸イオン(HAsO ₄ ²⁻) | ≧ 1.1mg |
| リチウムイオン(Li ⁺) | ≧ 1mg | メタ亜ヒ酸イオン(HAsO ₂ ⁻) | ≧ 1mg |
| ストロンチウムイオン(Sr ²⁺) | ≧ 10mg | 総硫黄(S) [HS+S ₂ O ₃ ²⁻ +H ₂ Sに対応するもの] | ≧ 1mg |
| バリウムイオン(Br ²⁺) | ≧ 5mg | メタホウ酸(HBO ₂) | ≧ 5mg |
| フェロ又はフェリイオン (全鉄イオン)(Fe ²⁺ +Fe ³⁺) | ≧ 10mg | メタケイ酸(H ₂ SiO ₃) | ≧ 50mg |
| 第一マンガンイオン (マンガン(II)イオン)(Mn ²⁺) | ≧ 10mg | 炭酸水素ナトリウム (重炭酸ソーダ: NaHCO ₃) | ≧ 340mg |
| 水素イオン(H ⁺) | ≧ 1mg | ラドン(Rn) | ≧ 20 (×10 ⁻¹⁰ Curie unit) |
| 臭素イオン(Br ⁻) | ≧ 5mg | ラジウム塩(Raとして) | ≧ 1×10 ⁻⁹ mg |
| ヨウ素イオン(I ⁻) | ≧ 1mg | | |

表 7・2 - 水素イオン濃度(pH)と温泉

| pHの値 | 温泉の分類 |
|-------------|---------|
| 3未満 | 酸性泉 |
| 3以上～ 6未満 | 弱酸性泉 |
| 6以上～7.5未満 | 中性泉 |
| 7.5以上～8.5未満 | 弱アルカリ性泉 |
| 8.5以上 | アルカリ性泉 |

〈環境庁鉱泉分析指針 1978年〉

図 7・1 - 南紀の温泉および中新世火成岩脈の分布



源泉数、泉温、泉質及び水素イオン濃度は、中村・前田・鈴木(1958)、中央温泉研究所(1995a, b)、高橋・佐藤(1981)、金原(1992)、和歌山県(1997)をもとに作成

伸び、東に弓状に張り出します。この岩脈沿いには、北から湯泉地温泉、十津川温泉、本宮温泉郷があり、また日置川には規模は小さいのですが、えびね温泉が知られています。

《玉置山から十津川に伸びる弧状岩脈》

東西性の岩脈で一番北のものが玉置山から十津川に連なる岩脈です。高橋・佐藤(1981)によると、十津川温泉下湯のボーリングでは、地下約55~85mで花崗岩質の火成岩を捉えています。十津川温泉は、この岩脈と上述の十津川弧状岩脈との交差部にあります。

《本宮一阿田和弧状岩脈》

御浜町阿田和から本宮の川湯・湯の峰温泉をへて道場川に連なる石英斑岩の岩脈です。龍神温泉もこの岩脈の延長線上に位置し、この岩体が地下に潜在している可能性も考えられます。本宮地域の90℃近い高温の温泉は、この岩脈と十津川弧状岩脈とが交差する部分に湧出しています。

《古座川弧状岩脈》

西端の三尾川から古座川中流をへて太地町を通り、東端は赤島にいたる弧状岩脈です。中央部で地表に出ている岩床だけでも、弧の長さが約22kmに達する長大な貫入岩体です。

西端の三尾川には自然湧出がみられ、中央部の岩脈沿いには月野瀬温泉があります。さらにこの岩脈の東への延長線上には、湯川温泉、勝浦温泉が分布します。勝浦温泉は、紀南の温泉の中では源泉の数が群を抜いて多いことで知られています。

《枯木灘弧状岩脈・泥岩ダイアピル群》

枯木灘には、海岸沿いに結晶質凝灰岩の岩脈(火砕岩々脈)が並び、この岩脈の西への延長方向には湯崎半島まで泥岩ダイアピル群が連なります。このゾーンに分布するのが白浜温泉や椿温泉などの高温泉で、これらの地下には火砕岩岩脈が潜在する可能推定があります。

以上のように南紀の温泉は、中新世の火成岩類の中では、熊野酸性岩の岩脈群と密接な関係をもって分布しており、少なくともその熱源の一部がこれらの貫入岩体由来していることは間違いないようです。

白浜温泉

(1)湯崎7湯

原田 白浜温泉は、日本の文献にでてくる最古の温泉の1つで、飛鳥、奈良の時代から大和朝廷に知られ、万葉集にも詠まれています。古くは、牟婁温湯とか紀の温湯などと呼ばれていたこの温泉は、白浜温泉のなかの湯崎地区にあったもので、岩石海岸沿いの天然の湯壺に溜まる自然湧出の温泉です。

湯崎の温泉は、室町時代の頃にはすでに、崎の湯、元の湯、館の湯の3湯が知られていたようです。図7・2は、江戸時代に刊行された紀伊名所図会に描かれている湯崎温泉で、当時の温泉がどのような場所に湧出していたかがよくわかります。建屋のある主な湯壺は、上記の3湯に、濱の湯、摩撫湯が新たに加わって5湯となり、そのほか海辺の岩場にも小さな湯壺が描かれています。その後さらに2湯ほど増え、江戸末期には湯崎7湯として知られていました。

これらの自然湧出泉は大正年間まで存続したようで、明治34年には温泉調査が行われています。それによると泉温は42.0~60.0℃、湧出量はそれぞれ4.8~18ℓ/minの範囲となっています。各湯とも主要成分は重碳酸ナトリウムで、副成分として塩化ナトリウムを含みます。海岸近くに湧出するにもかかわらず塩素、マグネシウムの含量は少なく現在のような高濃度の食塩泉ではあません。

(2)白浜温泉の成り立ち

温泉の掘削が盛んになるのは大正10年頃からです。掘削すれば、70℃をこえる高温の温泉水が大量に湧出することが分かってからです。掘削井は、湯崎から白良浜の方まで次第に広がっていき、大正14年には源泉井の数は24井にも増えています。また同年には、湯崎地域には93℃に達する高温泉が出現します。この源泉は、図7・3の源泉14、15にあたり、その湧出量は2,000ℓ/minをこえるというすさまじい量で、当時、他の源泉の総湧出量をはるかに上回っていました。一方、こうした掘削井の増加に伴って湯崎7湯は自然湧出を

止めてしまいます。

昭和に入っても、年ごとに掘削井の数が増え、深い深度のものが多くなり、湧出量も増加していきます。さらにその区域も、白良浜からその東方に向かって拡大し、大浦、古賀浦、東白浜から藤島にまで温泉が広がり、やがてこれらの温泉群を含めて白浜温泉と総称されることとなります。なお白浜の名前について一言しますと、大正年間に湯崎近隣の温泉開発に乗り出した会社は、最初、社名を「白良浜温泉土地」としたのですが、当時、阪神間との航路を運行していた会社が「白浜」を慣用し、それが次第に人々に浸透したので、社名を「白浜温泉土地」に改称します。また国鉄の駅名も「白浜口駅」(現在は白浜駅)となり、さらに昭和15年になると町村合併に伴って、元の鉛山村の名前は消え「白浜町」に変わります。一時期使用されていた鉛山温泉の名称も使われなくなり、白浜温泉の名が定着することになったわけです。

こうして昭和16年には、掘削深度80~400mの源泉井が33井を数え、泉温42.5~87℃の総湧出量が13,000ℓ/minに達します。そしてこれが白浜温泉ピーク時の記録となり、これ以降、利用源泉井の数が減り、総湧出量は急速に低下していきます。また昭和20年前後からしばらくの間、高温の温泉水を製塩事業の熱源として利用したこともありました。

白浜温泉の泉質は石灰質の温泉華が生成しやすく、それが源泉井の管内に付着して、しばしば湧出量の低下や自噴停止が起こります。

このためにボーリング井(掘削井)が次第に増え、地下深くから高温で大量の温泉水が採取されるようになります。その結果、自噴圧の低下する区域が次第に広がり、既存の源泉井での湧出量の低下や自噴停止が起きてきます。こうして停止源泉井の数が増え、1源泉井の湧出量も少なくなり、総湧出量は低下する一方となります。一方、自噴圧の低下から動力を使用する源泉井が増えてきます。

昭和28年になると、利用源泉井は21井(うち動力使用は4井)、泉温53~93℃の総湧出量

注1 = 「和歌山県白浜温泉調査報告書(1)(2) : 關中央温泉研究所, 1962」「紀伊白浜温泉の地質と温泉 : 佐藤幸二, 地質学雑誌, 第70巻821号, 1964」「温泉の地球化学的研究—白浜温泉の化学成分について— : 益子 安・甘露寺泰雄・細谷 昇, 温泉科学, 第15巻第1号, 1964」

は9,582ℓ/minに減り, 休止または停止源泉井が32井となっています。昭和35年には, 利用源泉井は26井(うち動力使用は6井), 泉温53~93℃の総湧出量は8,000ℓ/minに減少します。

自噴圧の低下に伴うもう1つの深刻な影響は, 塩分濃度の高い食塩泉の広がりとなってあらわれます。海水の混入は昭和10年頃から始まり, その後次第に進展して, 白浜温泉の泉質を大きく変えることになりました。

昭和52年以降になると, 県の保護策が実施され, 市街地では新たな掘削井は禁止され, また湯崎半島(鉛山半島)では掘削井に特定の間隔が設けられます。そのため, 総湧出量は約6,000ℓ/minを少し上回る程度で推移し, 現在までほぼ安定しています。

(3) 周辺の地質

《田辺層群白浜累層から湧出》

白浜温泉は, 田辺層群上部の白浜累層から湧出します。田辺層群は, 下部の朝来累層と上部の白浜累層からなりますが, 1/25万地質図にみるように, 南部から日置川河口まで, ほぼ半盆状に分布し, 地層は全体として西側に傾き, 海側ほど地層が厚くなっています。

図7・5は, 白浜温泉周辺の地質図です。白浜累層は, 下位から上位に向けS₁~S₅の5部

層に区分されますが, この地域ではS₂, S₃, S₄の各部層が東から西へ順に顔を出しています。もちろん, これらの下位にはS₁以下の地層が累重しています。源泉井で朝来累層に達したもなく, 温泉水は白浜累層の各部層中から湧出しています。

《褶曲と断層》

田辺層群は, 東西ないし東北東—西南西方向の褶曲軸をもつゆるい背斜・向斜構造が繰り返されます。この地域では, 南部には塩谷から大崎にのびる背斜構造(湯崎背斜), 北部には瀬戸付近に背斜と向斜構造が発達します。南部の背斜軸の北側には, これとほぼ平行して断層が走ります。この断層は湯崎断層と呼ばれ, 千疊敷の北から湯崎の南を経て細野にいたる北落ちの高角の断層(東方では南落ち)です。この断層は地形的にも認められ, これを境に, その北側は低い丘陵と平地, 南側は比較的高い丘陵になります。白浜温泉の源泉の多くは, 湯崎背斜の北翼部に分布します。

《泥岩岩脈群》

湯崎半島とその周辺には, 泥岩岩脈が多く分布します。白浜温泉周辺では, 権現崎の北側と古賀浦のものが天然記念物に指定されていますが, 図に示すようにこの他にも多くの泥岩岩脈が見られ, 複数の弧状の岩脈列を形成

しています。これらは, 枯木灘弧状岩脈・泥岩ダイアピルの西端近くに配列(図7・1)するもので, 泥岩岩脈の下位には火成岩脈が潜在し, その一部が熱源あるいは熱水の上昇通路になっている可能性が高いと考えられます。

(4) 温泉の状況

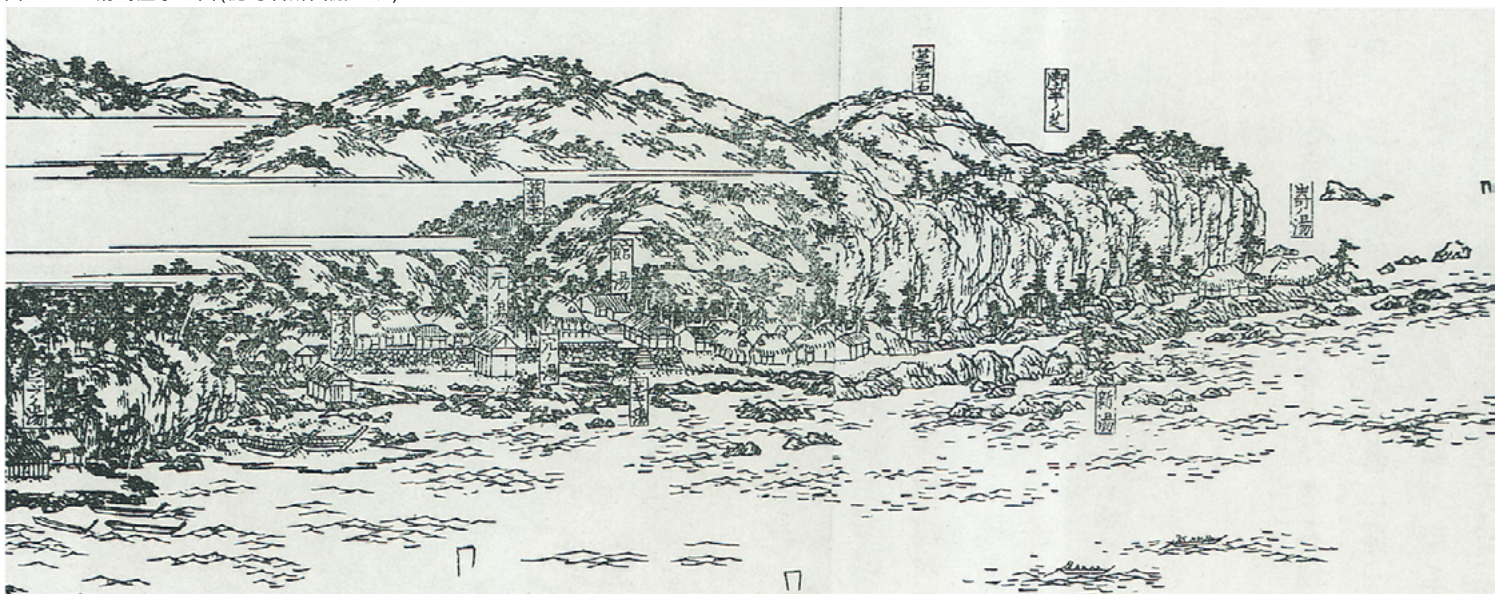
白浜温泉については, 多くの調査資料・研究報告がありますが, 温泉の全体像と基本的性格を明らかにしたのは, 1959~1961年の3ヵ年にわたる実態調査とそれ以前の研究成果とをまとめた調査報告書と研究論文です(注1)。県の保護対策の基礎資料となったのも, これらの調査研究です。また最近の調査もありますから, これらに基づいて簡単に述べます。

《昭和34~35年の利用源泉井の状況》

白浜温泉の利用源泉井は, 昭和34年から35年(1959~1960)の時点では26井, すべて掘削井です。それらの場所は図7・3に記した通りで, 主として湯崎断層付近からその北側の低丘陵・平地帯に分布します。

掘削深度は120~500m弱で, 一般に湯崎地区では120~170mほどで浅く, それより遠く離れるにつれて深度を増し, 一番深いのは古賀浦にある源泉12の472mです。東方のものを除くと源泉井の大部分は自噴泉で, その多くは噴騰し, 噴騰高の高い源泉は湯崎地区に集

図7・2 - 湯崎温泉の図(紀与名所図絵より)



中します。動力揚湯を行っている源泉は6井、うち1井は自噴量が少ないために動力が使われています。

この時期の泉温分布は、図7・4に赤色の等温線で示しました。源泉14と15を中心に湯崎地区に高温部があり、そこから次第に低下しながら細長く東方へのびていきます。その東方では細かく見ると源泉19付近に小さな高まりがあり、そこから北東へ次第に低くなっている様相がみられます。

湧出量の大きいのも湯崎地区です。因みに前述の源泉14と15について触れますと、掘削深度はそれぞれ123mと120m、泉温が84.5℃と85.5℃、湧出量は756ℓ/minと360ℓ/minになっています。湧出量も、泉温分布と同じように、東方に行くにつれて概して小さくなりますが、その間にあって源泉5が750ℓ/min、源泉6が720ℓ/minを湧出し、この辺に1つのピークがみられます。

《静止水頭高の分布》

温泉水も地下水と同様に、水圧の高い方から低い方へと流動します。温泉が山麓の谷間や川岸あるいは海岸沿いに多くみられるのも、温泉水が常に水位のより低い方(水圧の低い方)へと流動するからで、温泉水の流動方向はその水位から知ることができます。

温泉水の水位を示すのが温泉水頭ですが、白浜温泉の多くは噴騰しているため、孔口を密栓したり、冷水を注入するなどして噴騰を止め、水位を低い位置で静止させてからこれを測定します。これが静止水頭です。

白浜温泉の本来の静止水頭高は、すべての源泉井で揚湯を停止し、噴騰を止めさせて始めて正しい値が計測されます。しかし、そのようなことは到底不可能ですから、この時の調査では、他の源泉での湧出に関係なく、1源泉ごとに湧出(噴騰)を停止させ、測定しています。ですから本来の静止水頭高ではないのですが、大筋の傾向は明らかに読み取れます。またこの調査以後には、温泉水頭高を測定したものはなく貴重な記録になっています。

それが図7・7で、これに見るように水頭高の最高は源泉14、15の海拔1.7mで、その周辺で低く、さらにその東方へと低下する傾向が認められます。最低は古賀浦付近にあって海水準-10m以下になっています。このことから、湯崎付近の温泉水圧が最も高く、温泉水の主要な流動方向は、その周辺から東方に向かうこと、また源泉6付近からは北東への緩慢な流れのあることなどがわかります。この水頭高の分布は、さきに見た泉温の分布とも合っています。

《地下の地温分布》

この時の調査では、停止源泉井を含めて掘削時の記録が詳細に調べられ、その深度と坑底温度が記されている30井の資料から、地下の温度分布が明らかにされています。その地温分布を断面で示したのが図7・6のA図及びB図で、A図は千畳敷から白良浜を経て東白浜にいたる断面、B図は権現崎から東谷に抜ける断面です。それぞれの断面線および断面図と対応する掘削井の位置は、図7・3に記してあります。

A図を見ると、源泉24を境にその南西側、および源泉3辺りを境にその北東側で地温が低くなり、両者の間では源泉8、9辺りで地温の高まりがみられます。源泉14、15の地温は明らかではありませんが、その少し南東の源泉25の深い部分には高温の高まりがあるので、おそらくここにも地温の高まりがあると思います。B図では、源泉3辺りを境にしてその北西側、および源泉19を境にしてその南東側で地温が低くなり、両者の間では源泉31、27辺りに高温の高まりがみられます。このように、高温泉はスポット状に湧出しています。

(5) 化学成分とその変容

《HCO₃型からCl⁻型への変容》

昭和35年当時、利用源泉22井の化学成分の分

図7・3 - 昭和35年～36年の利用源泉分布

〈佐藤, 1964を簡略化(一部修正)〉

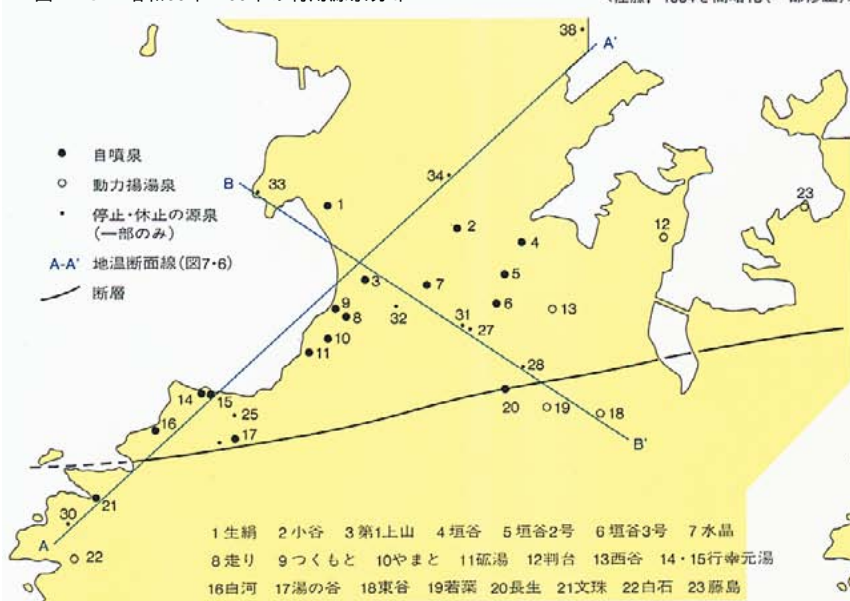


図7・4 - 泉温分布(昭和35年～36年)

〈佐藤, 1964〉

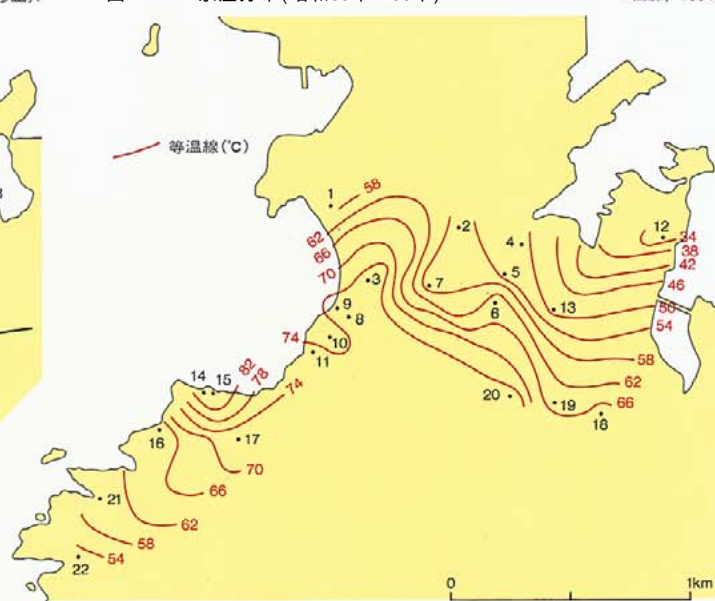


図7・5 - 白浜温泉周辺の地質図

〈田辺団体研究グループ, 1984に加筆〉

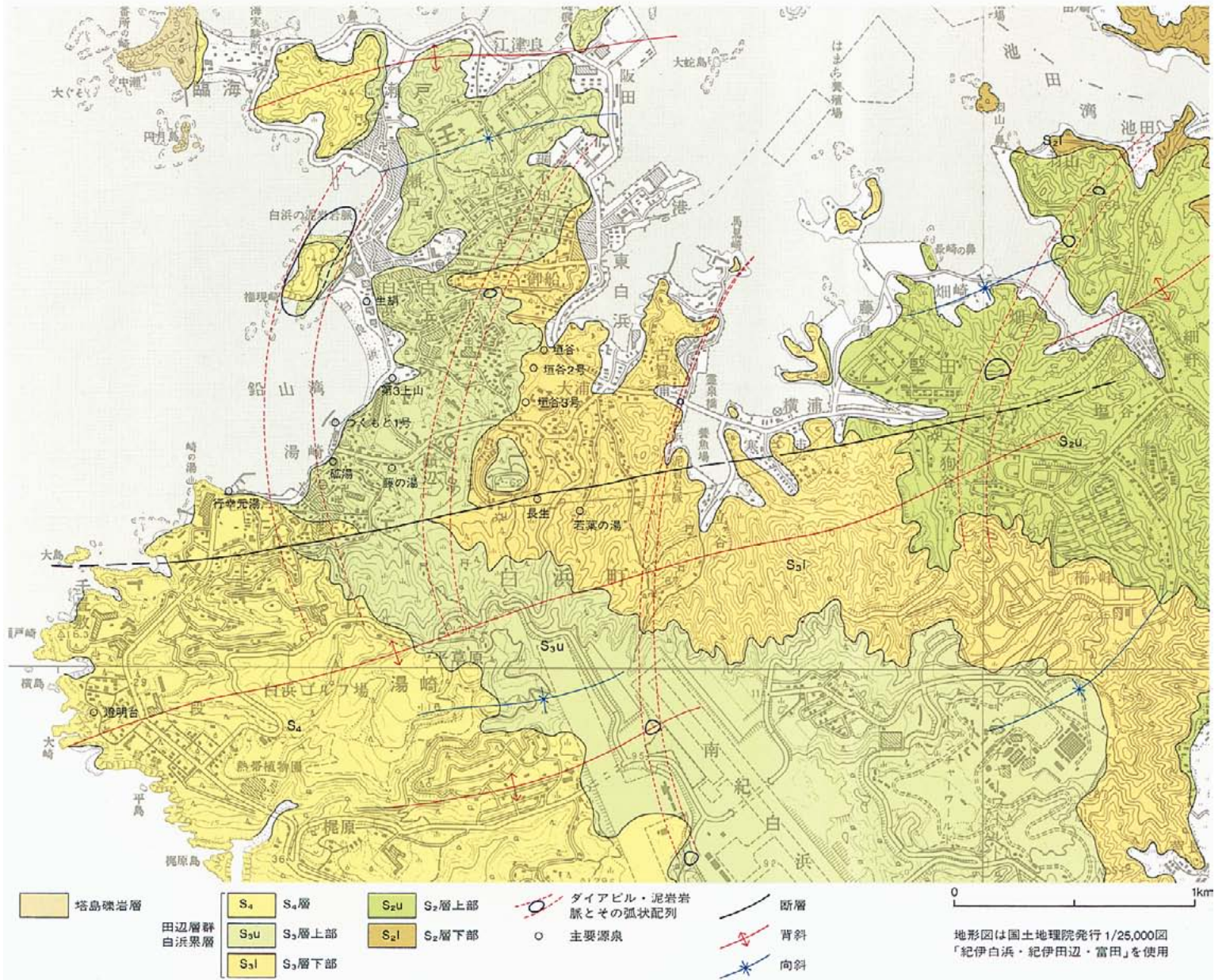


図7・6 A - 千疊敷～湯崎～東白浜の地温断面図

〈佐藤, 1964〉

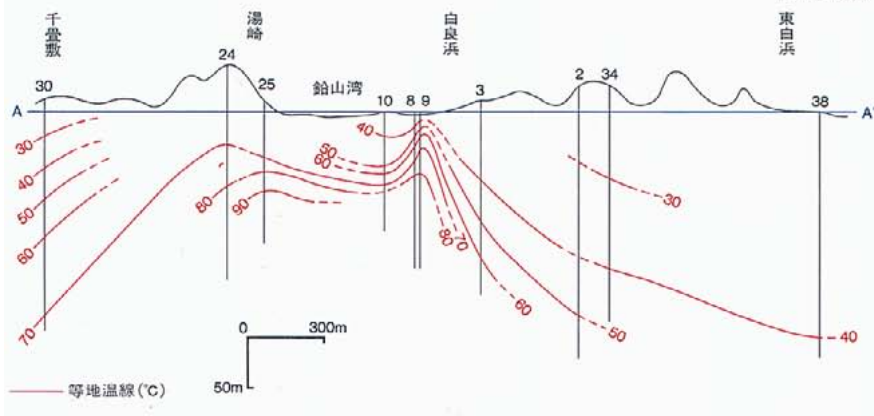
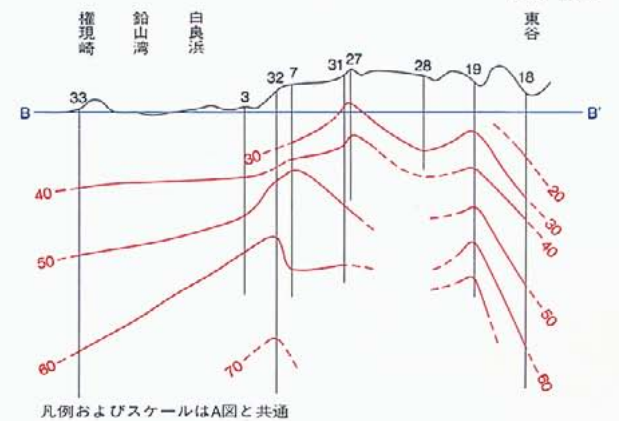


図7・6 B - 権現崎～東谷の地温断面図

〈佐藤, 1964〉



析結果では、陽イオンはすべての源泉でナトリウムイオン(Na⁺)が主要成分となっています。一方、陰イオンは塩素イオン(Cl⁻)を主要成分とする一群と、炭酸水素イオン(HCO₃⁻)を主要成分とする一群とがあり、泉質としては、前者の食塩泉と後者の重曹泉とに大きく分かれています。

白浜温泉は、前述のように大正14年頃にはすでに源泉の数が24井もありますが、その後この時期までに、大阪衛生試験所や和歌山県衛生研究所などによって、多くの源泉の化学分析が何回か行われています。それらの分析値を詳しく検討してみますと、昭和の初期頃までは、源泉1以外のどの源泉でも、陰イオンでは塩素イオンの濃度は低く副成分に止まっていて、主要成分にはなっていません。ですから白浜温泉の初期の泉質は、陰イオンでは炭酸水素イオンを主要成分とする重曹泉ばかりで、これがもともとの白浜温泉の泉質であったことがわかります。

それが昭和10年以降になると、多くの源泉で塩素イオン含量が増え始めます。一部の源泉では急激に増えますが、いずれにしても炭酸水素イオンに代わって塩素イオンを主要成分とする源泉が次第に増えてきます。そのため当時の研究では、陰イオンのミリバル%で、塩素イオンの方が多い型(Cl⁻>HCO₃⁻型)と、炭酸水素イオンの方が多い型(HCO₃⁻>Cl⁻型)とに分類しています。これを略して、前

者をCl⁻型、後者をHCO₃⁻型と呼びますが、昭和35年時点の白浜温泉の泉質は、Cl⁻型(食塩泉)の一群と、HCO₃⁻型(重曹泉)の一群に分けられるほど大きく変わってしまったのです。

《昭和35年当時の泉質分布》

図7・8は、昭和35年当時のCl⁻型とHCO₃⁻型の分布状況です。これを見ますと、Cl⁻型の主な分布域は、白浜から東白浜にかけての低丘陵・平地帯で、東にいくほどその範囲が狭まっています。塩素イオン濃度の最も高いのは、源泉9、10、8、11などで白浜沿いに集中します。因みに源泉9の昭和3年のCl⁻濃度は0.9g/l、源泉11の昭和5年のCl⁻濃度も同じく0.9g/lです。海辺の砂浜近くにあるこれらの源泉でも昭和初期にはHCO₃⁻型で、それが約30年後にはCl⁻濃度は10倍以上に増え、典型的なCl⁻型に変わってしまったのです。また、岩石海岸沿いの源泉16もこの型に変わっています。

一方、HCO₃⁻型は主としてCl⁻型の南側、源泉6、13辺りから南側の少し小高い丘陵地に分布します。源泉14、15は海岸沿いにありますが、HCO₃⁻型の重曹泉です。

《海水の混入による泉質変化とその背景》

図7・8には、蒸発残留物(塩分濃度)の分布も示してあります。海水の特徴的な成分であるマグネシウムイオンや塩素イオンが蒸発残留物と高い相関関係にあり、また算定された

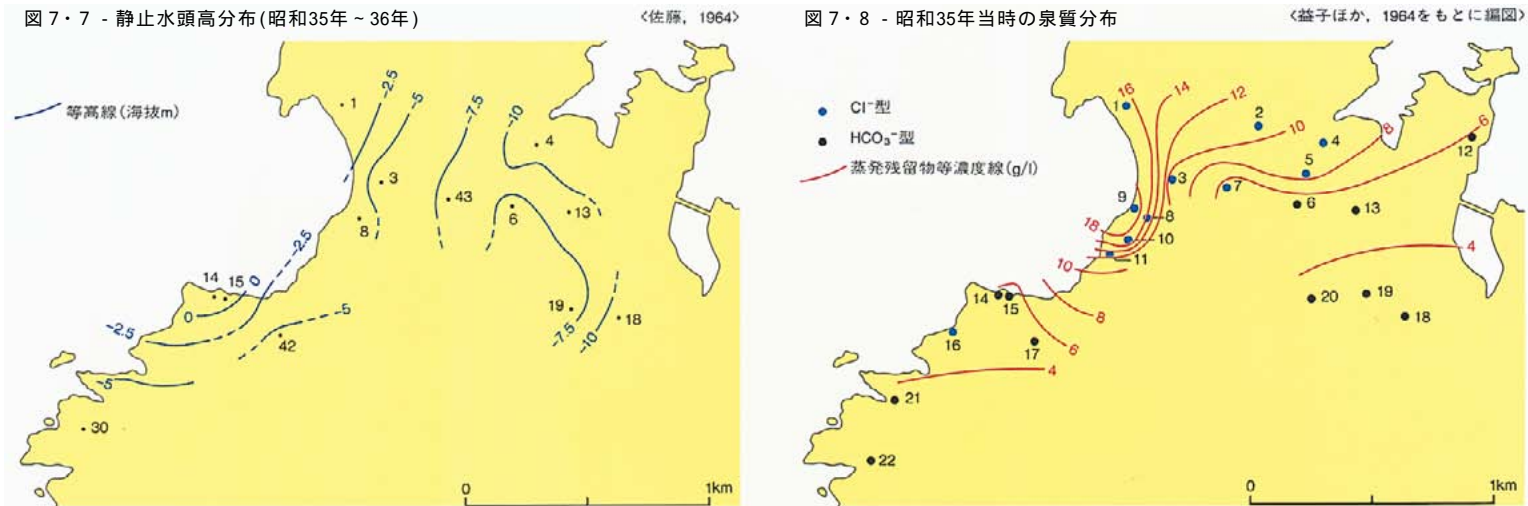
海水の混入率と蒸発残留物の濃度が同傾向を示すことから、海水の混入程度を示すものとして、これが描かれています。

その分布状況は、Cl⁻型の分布と酷似していて、最も多いのは源泉9で、ここを中心にして白浜沿いを半円状に広がり、東方に伸びていきます。一方、源泉14、15をはじめ、その東方のHCO₃⁻型の源泉では蒸発残留物は増えることがなく、元の状態を保っています。こうして、昭和10年頃から始まったHCO₃⁻型からCl⁻型への泉質変化は、海水の侵入によって生じ、それは源泉9を中心に白浜沿いの海岸近くで最も甚だしく、それが次第に東方にのびていくこと、同じ海岸沿いでも源泉14、15には海水の侵入がみられないことなどが明らかになりました。

そして、こうした分析結果と白浜温泉の開発の経過をあわせ、この時期の研究の結論として、海水の侵入は、源泉井数、掘削深度、総揚湯量の増加に伴って、温泉の自噴圧が低下したために起こったとし、今後もこの傾向が続くことに危惧の念をあらわしています。

(6)平成7年の状況

その後、昭和49~50年(1974~1975)には中央温泉研究所による調査が行われています。その報告書では、昭和35年以降の10数年間には掘削井が市街地から湯崎半島全体に拡散し、自噴の停止が相次ぎ、自噴量や泉温が低下し、そのため動力揚湯が増加し、また塩水化も逐



次進んでいることを明らかにしています。この報告書の特徴は、温泉資源保護の立場から白浜温泉の安定採取量を6,000ℓ/minと見積もり、この時点ではまだ過剰採取の状態にあることを指摘したことです。

その後、県により湯崎半島全域が保護地域に指定されてからは、源泉井の増加や揚湯量の顕著な増加はなくなり、昭和52年以降は、温泉採取量は6,000ℓ/minを少し上回る程度で現在までほぼ安定的に推移しています。

最近では、平成7年(1995)に中央温泉研究所による調査が行われていますが、それによると現在の泉質分布は図7・9のようになっています。この時の調査対象となった源泉井には、昭和35年当時と同じものもあれば新しいものもあります。湯崎半島の内陸部に散在する源泉や半島突端の江津良、臨海などの源泉も調べられていますが、いずれもHCO₃⁻型です。この図を昭和35年のものと比べてみますと、すぐ気がつくのは自噴泉の範囲が縮小し、多くの源泉が動力揚湯に変わっていることです。泉質については、Cl⁻型は昭和35年当時に比べて西部の海岸沿いで少し拡がり、源泉6がCl⁻型に変わっている程度です。ただ分布図だけではその実態がつかめません。それでこの調査では、主要源泉について、そのCl⁻濃度の経年変化を検討しています。それが図7・10で、全体としては、昭和初年から昭和30年代にかけてCl⁻濃度が急増し、その後はやや頭打ちの傾向ないし増加傾向にあると指摘し、その上で、昭和52年から平成5年にかけては一部の源泉で減少傾向がみられるものの、平成5年以降は、御幸元湯を除くすべての源泉でCl⁻濃度が増加していることから、白浜温泉では塩水化の進展は必ずしも止まっていないとしています。

図7・9 - 平成7年(1995)の泉温・自噴域・泉質の分布

〈中央温泉研究所, 1995にもとづいて作成〉

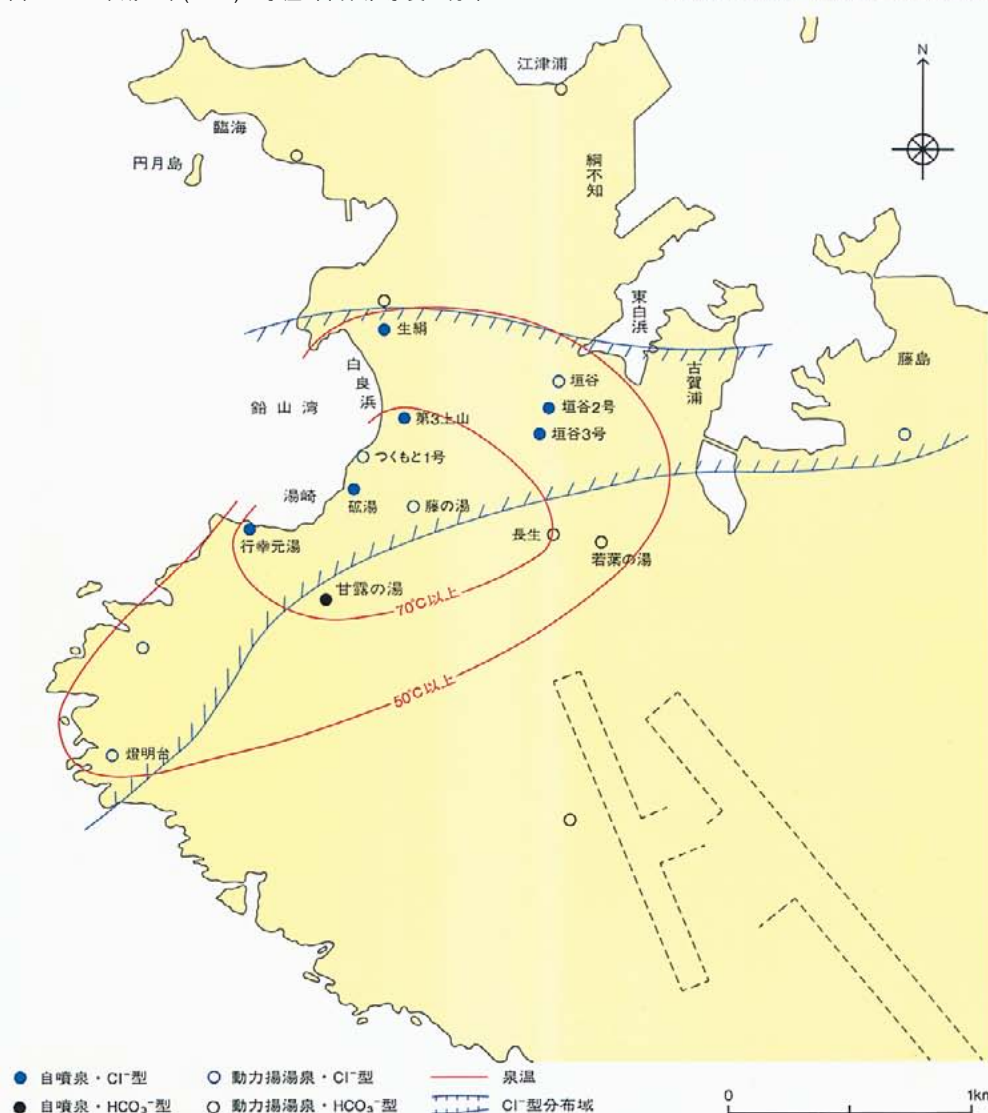
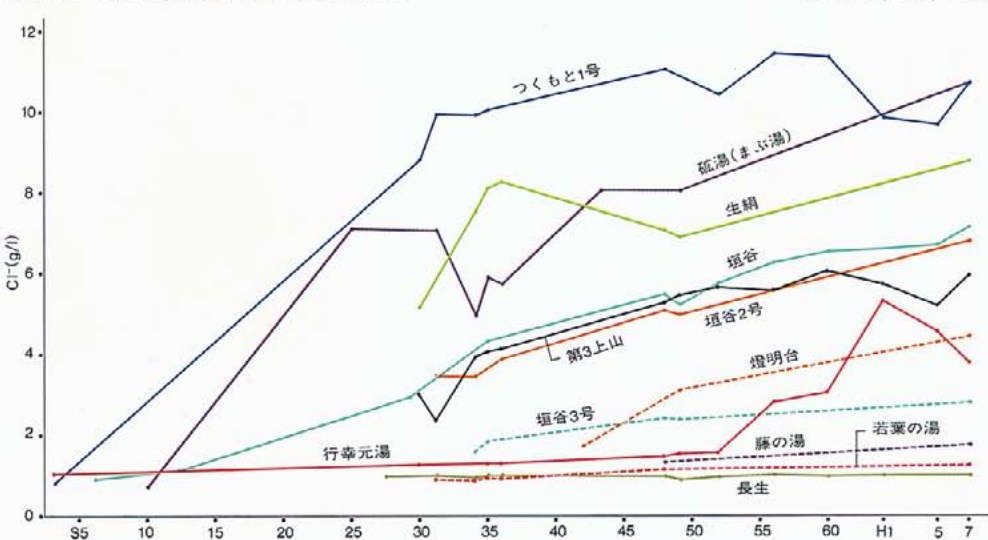


図7・10—主要源泉のCl⁻濃度の経年変化

〈中央温泉研究所, 1995〉



本宮地域の温泉

(1) 温泉の概要

原田 熊野・本宮温泉郷は、国民保養温泉地に指定されているすぐれた温泉郷で、ここには湯の峰、渡瀬、川湯の温泉地があり、いずれの温泉も、それぞれ湯の峰川、四村川、大塔川という川沿いにあります。各温泉の源泉は図7・11のように分布しています。

《湯の峰温泉》

熊野本宮の近くにあつて、昔から熊野詣の人々が湯垢離をしてきた歴史の古い温泉です。また近世になると説教節「小栗判官」が広まり、妻の照手姫が、病に冒された小栗の体を癒し蘇生させた壺湯のある温泉として、人々によく知られるようになりました。

湯の峰温泉の源泉は14カ所、このうち13カ所が利用されています。大部分が湯の峰川の河床から自然に湧き出しているのですが、いずれも、礫まじりの砂岩の割れ目に限られているのが特徴です。湯の峰温泉では、地表には石英斑岩の岩脈はみられません、周辺には多くの岩脈が分布しますから、地下に潜在していると考えられます。

泉温の最高は91.5℃にも達し、ほとんどの源泉が80℃以上です。ここでは、温泉水がその

まま卵や野菜を茹でるなど炊事用にも使われています。利用している温泉の総湧出量は約340ℓ/min、このほか川底から湧き出して流れ去っている温泉が1,400ℓ/min以上あると推定されています。

泉質は、陽イオンではナトリウムイオン(Na+)が主成分、陰イオンは炭酸水素イオン(HCO₃⁻)を主成分とし、塩素イオン(Cl⁻)を副成分とする重曹泉、つまりHCO₃⁻型です。ただ、多少なりとも硫化水素(H₂S)を含んでいます。

《渡瀬温泉》

この温泉は自然湧出の温泉ではなく、昭和40年前後に開発された比較的新しい温泉です。付近は、音無川層群下部層の砂岩泥岩互層からできています。源泉は、四村川沿いに7カ所ありますが、このうち利用されているのは4カ所ですべて掘削井です。掘削深度は110～500m、総湧出量は約700ℓ/minです。泉温は47～69℃の範囲ですが、比較的高温のものは地下に潜在する石英斑岩の岩脈をとらえた源泉です。この岩脈は、四村川の右岸にわずかに露出する岩脈とひとつづきのものです。なお、昭和19年頃の地震(東南海地震?)のさい、湯の峰温泉では湧出が止まりますが、渡

瀬では、この石英斑岩の露頭の300mほど下流、四村川の河床から温泉が湧き出したという話が伝わっています。泉質は、湯の峰温泉と同質の重曹泉、HCO₃⁻型です。ただし湯の峰温泉とは違って硫化水素はほとんど含まれていません。

《川湯温泉》

大塔川の河床や河原から自然湧出する温泉で、川中の仙人風呂や、河原の砂を掘れば露天風呂ができることでよく知られています。自然湧出泉は、大塔川沿いに砂岩泥岩互層に貫入した石英斑岩の露出している範囲に集中しています。

これらの自然湧出泉のほかに、手掘りのものや掘削井があり最も深いのは500mです。旅館の浴用には、これら掘削井の動力揚湯泉が使われています。泉温は24～74℃、総湧出量は631.6ℓ/minになります。ただ、このほかに大塔川の中に自然に湧き出し流れ去っている温泉もかなりの量に達するはずですが、その量はわかっていません。

泉質は、大部分が重曹泉あるいは単純温泉です。湯の峰温泉と同質ですが、湯の峰温泉と比べると硫化水素の含有量が少ないのが特徴です。自然湧出泉には単純温泉、動力揚湯泉



湯の峰温泉



川湯温泉

には重曹泉が多いのですが、自然湧出泉では地表近くの大塔川の伏流水が混じり合うために単純温泉になっているものと思われま

(2)本宮地域の地質構造

《本宮地域の地層》

四万十累帯の帯状構造は、紀伊半島の中部～東部では、ほぼ南北に延びる十津川～紀美谷複背斜によって北東に突き出る形で大きく屈曲します。音無川帯と牟婁帯を分けている断層(本宮一皆地断層)は、この部分で北東～南西方向から北西～南東方向へと向きを変え、従来の本宮断層から皆地断層へと続きます。

この皆地断層の北側に位置する音無川帯が本宮地域にあたります。

図7・17が本宮地域の地質図です。この地域の大半は音無川層群からなりますが、このうち、地表に最も広く露出するのは音無川層群中部の羽六累層下部層です。図の緑色の地層で、主にフレッシュ型砂岩泥岩互層からなります。黄色の地層は、音無川層群上部の羽六累層上部層で、礫岩層・砂岩層と砂岩泥岩互層が繰り返り重なっている地層です。湯の峰温泉は、この礫まじり砂岩中の割れ目から湧き出しています。濃い青色は音無川層群下部の瓜谷累層で、泥岩からなり、地表には狭長な形で顔をだしていますが、羽六累層の下位にはこの地層が分布します。

これらの地層の走向は、音無川帯の屈曲と共に変わり、この地域の南部では北西～南東方向に、北部ではほぼ東西方向に伸びています。また地層は北側に急傾斜します。

皆地断層の南西側には、牟婁層群安川累層と合川累層が分布します。図の右下端に分布するのは熊野層群で、音無川層群および牟婁層群を不整合に覆います。

この地域には中新世の火成岩脈が貫入していますが、これらの貫入岩類は、石英斑岩と結晶質凝灰岩からなります。石英斑岩の貫入形態には岩株状と岩脈状がみられ、前者は、高山～大津荷周辺に分布し、羽六累層および熊野層群を貫いています。岩脈状のものでは、川湯から曲川を経て平治川に点々と連なる貫

入岩体が最も大きく、ほかには渡瀬、武住などにみられ、本宮～阿田和弧状岩脈を形成しています(図7・1)。いずれの岩脈も貫入方向は北西～南東方向で、地層の走向と調和的です。そして石英斑岩の内部あるいは周囲の被貫入岩には、貫入方向と同方向の割れ目が発達しています。

結晶質凝灰岩の方は小規模で、三越峠と小々森にみられます。石英斑岩および結晶質凝灰岩の周辺には熱水変質帯が発達しますが、これについては後で述べます。

《断裂系》

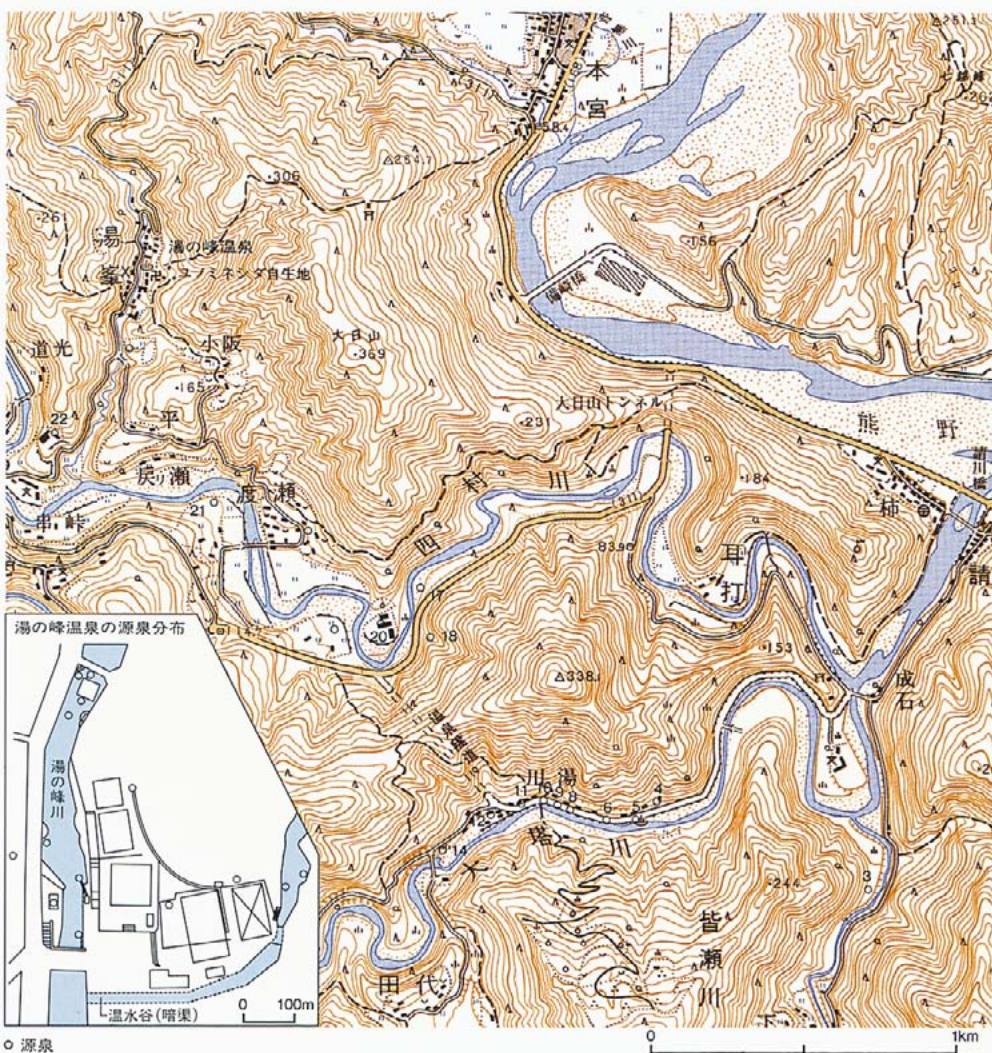
本宮地域の断層系には、①東西方向、②北西～南東方向、③北東～南西方向、④南北方向という4つのグループがあり、それぞれの形成時期や割れ目の形態に違いがみられます。

東西系の断層は、音無川帯のほぼ全域にのびる大きな断層で、牟婁層群の堆積時に形成された最も古い断層です。張安断層、本宮東断層などの北落ちの逆断層で、これらには、断層沿いに岩石が破碎された破碎帯がつまっています。断層は固く閉じています。また破碎帯には、熱水活動の痕跡はみとめられません。

南北方向の断層系は横ずれ断層で、上述の東西系の断層を切っています。熊野層群にもこの方向の横ずれ断層がみられるので、形成時期は熊野層群の堆積後になります。この断層沿いには熱い温泉の湧出はみられません。

北西～南東方向および北東～南西方向の断層系は、主として牟婁帯の変形期に形成され、また熊野酸性岩類の貫入期にも多くの小断層が形成されたと考えられます。とくに牟婁帯

図7・11 - 湯の峰・渡瀬・川湯温泉の源泉分布 <地形図は国土地理院発行1/25,000図「本宮」を使用>



北縁の皆地断層に平行する地域には、これら両方向の小断層がよく発達します。湯の峰温泉で温泉が湧き出す礫岩中の割れ目も、北西-南東方向の小断層です。

(3)本宮地域の地熱開発促進調査から

以上のように、本宮地域には非常に高温の温泉が自然湧出します。それでこの地域の地熱資源が注目され、平成2～4年(1990～1992)にかけて、(財)新エネルギー財団によって「地熱開発促進調査」が実施されました。

これは、ボーリング調査、地質調査、変質帯調査、土壌ガス調査、地化学調査、重力探査、電気探査(比抵抗探査)など、各分野にわたる大規模な調査で、私自身も検討会のメンバーに加わっております。この調査・研究によって、本宮地域の温泉に関連する多くのことがらが新たに解明されました。これからの話は、このときの調査・研究にもとづいています。

(a)物理探査からみた地下岩体の状況

地下深くの岩石や地下水の状況はなかなか分かりませんから、これを探る物理的方法としてよく用いられているのが重力探査と電気探査です。

地表のいろいろな地点で重力を注意深く測定すると、場所によって測定値に微妙な差がみられ、これにより、地下の岩石の様子を探る手掛かりが得られます。重力異常値の高いと

ころは、地下に比較的密度の大きな岩体あるいは隙間の少ない岩体があり、また逆に重力異常値の低いところは、地下に比較的密度の小さい岩体あるいは隙間の多い岩体があると考えられます。

図7・12は、本宮地域の重力測定値を解析した重力構造図です。重力異常にはいくつかの方向性が認められますが、そのなかでも南北および北西-南東の方向性が目立ちます。また重力異常の伸びの方向は、高異常のものと低異常のものが対になって分布しますが、そのなかであって湯の峰温泉から北西に向かう地域は、低異常の軸が重複する低重力異常域になっています。

一方、地下に電流を流して、地下にある岩石や地層の電気の通りやすさ(比抵抗)を測定し、地下の様子を探るのが比抵抗探査です。本宮地域の比抵抗構造図は、図7・12に重力構造図と合わせて示しました。

海拔-500m準の比抵抗構造では、湯の峰温泉から北西に向けての低い比抵抗域が目立ちます。また全体的に、比抵抗の高いところと低いところの境目が明瞭で、多くの比抵抗構造不連続線(地層の連続性が断ち切られている部分)が示されています。一方、湯の峰温泉の南東方では、北東-南西方向の低い比抵抗域がみられます。

高い比抵抗域は、より深い海拔-1,000m準の比抵抗構造に明瞭で、高山から大津荷^{おおつか}周辺と平治川^{へいじがわ}周辺に分布します。高山では地表に石英斑岩が露出し、平治川周辺でも石英斑岩の岩脈が分布しますから、この高い比抵抗域は石英斑岩の岩体を反映しているように思われます。しかもその分布範囲がかなり広いことから、本宮地域の地下では、1,000mを越える深い部分には、石英斑岩の岩体が大きく広がっている可能性があります。

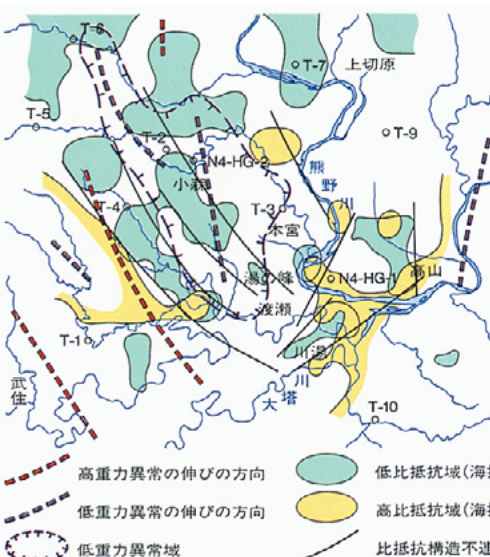
比抵抗構造図と重力構造図を比べますと、低重力異常域とその周辺には、同じ方向に低い比抵抗域が分布し、比抵抗構造不連続線も卓越しています。またその南端には、低重力異常域を境するように北東-南西方向の比抵抗構造不連続線が分布し、低重力異常域の輪郭を浮かび上がらせています。それで、この地域を「湯の峰低重力異常域」と呼んでいます。

この地域では、少なくとも1,000m以浅の地下岩体の密度が小さく、周囲の岩体とは異なった状況にあると考えられるからです。なお低重力異常域および比抵抗構造不連続線は、本宮東断層に影響されずに、同断層を切るように北西-南東方向にのびています。

(b)地温分布

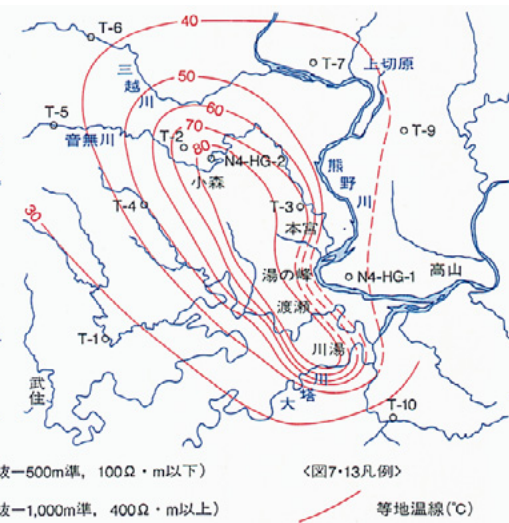
図7・13Aは、海拔-500m準の地温分布です。一見して明らかなように、80℃以上の高

図7・12 - 重力構造・比抵抗構造解析平面図



<図7・12～図7・15は、地熱開発促進調査報告書; NEDOによる>

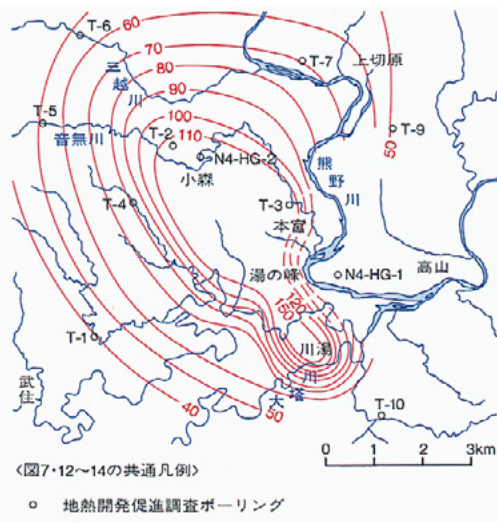
図7・13A - 地温分布平面図(海拔 - 500m準)



<図7・13凡例>

等地温線(℃)

図7・13B - 地温分布平面図(海拔 - 1,000m準)



<図7・12～14の共通凡例>

○ 地熱開発促進調査ボーリング

温域は、小森から湯の峰温泉、渡瀬温泉を経て川湯温泉にいたる北西-南東方向に伸びる区域で、いま述べた「湯の峰低重力異常域」に重なっています。高温域の広さは、幅が約1 km、延長は約5 kmで、この区域の外側になると温度は急に低下します。とくに川湯温泉の南側では温度低下が顕著です。

図7・13Bは、海拔-1,000m準の地温分布です。前図と同じように北西-南東方向に伸びる100℃以上の高温域がみられます。ただ本宮の北側辺りで幅が広がるのが特徴です。温度の低下は、高温域の南側で顕著です。

ふつう、地下の温度は100m深くなるごとに2~3℃上がるといわれ、これは、地温勾配あるいは一般的な地温上昇率と呼ばれます。つまり地表付近の地温を15℃と仮定すれば、地温勾配では500m深で25~30℃、1,000m深では35~45℃です。ですから、本宮地域の高温域はこれに比べると非常に高いことが分かります。

この地温分布を断面でみると、図7・18のようになります。上の図は高温域をほぼ南北に縦断する断面で、高温の区域は丘陵状に南北に伸び、温度低下は北側で緩く、南側で急になっています。下の図は高温域をほぼ東西に横断する断面で、温度低下は東側で緩く、西側では急です。なお熱流量の分布も地温分布

と同様で、小森-湯の峰温泉-渡瀬温泉-川湯温泉を軸として、高い熱流量を示す地域が北西-南東方向に伸びています。

(c)熱水変質帯

《変質帯の分布とその特徴》

岩石や地層が地下から上昇する熱水に反応して変質し、変質鉱物を生成するのが熱水変質です。本宮地域の熱水変質は、白色粘土化および黄鉄鉱化が特徴で、それらの変質帯は、図7・14に示すように、湯の峰、川湯-^{まがり}曲川、高山、久保野、平治川、武住、三越峠などにみられます。図には石英斑岩の岩脈もあわせて示してありますが、変質帯の分布が、石英斑岩の岩脈と密接に関連している様子がよくわかります。本宮地域では、石英斑岩の貫入時からそれ以降、この岩体が熱水の影響下にあったので、その周辺に変質帯が生成したわけです。

これらの変質帯には、さまざまな変質鉱物がみられますが、それらを詳しく調べると、鉱物の組み合わせに共通の特徴をもつ変質帯が見出されます。図のカオリナイト帯がそれで、これは白色粘土化のなかでも、粘土鉱物のカオリナイトとセリサイト、それに石英の組み合わせを特徴とした変質帯です。湯の峰および高山変質帯の大部分を占め、川湯-曲川変質帯では3ヵ所に点在します。カオリナイトは

酸性熱水で、セリサイトは中性の熱水が関与して生成されますから、この変質帯は、中性からやや酸性の熱水の影響下で生成したわけです。その生成温度は200℃前後と考えられています。

珪化帯は、珪化作用により生成した珪化岩がまとまって分布する範囲で、武住変質帯と上切原および三越石英細脈帯にみられます。

以上は地表での分布ですが、地下の変質帯についてもボーリングコアから調べられています。主なコアは図7・15の通りで、カオリナイト帯は2ヵ所に分布します。

1つは小森のN4-HG-2で、深度440~570m間にみられます。この坑井では、前述のように深度570mの礫質砂岩中から熱水が採取されていますが、カオリナイト帯がみられるのはその直上の部分です。この地点は、いま述べた高温域の北端にあたります。もう1つは熊野川のN4-HG-1で、深度530~650m間の石英斑岩中とその上盤側に見出されます。

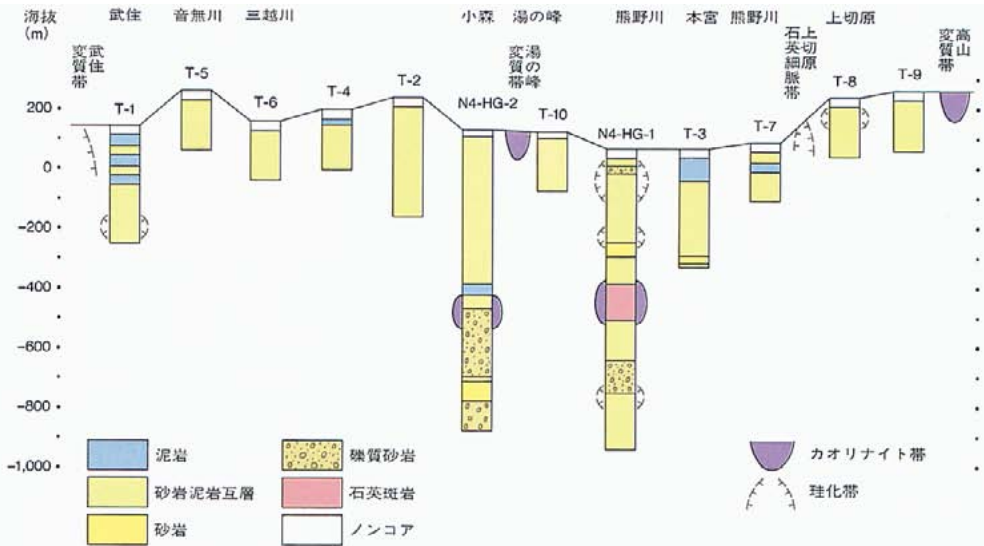
《変質帯の生成時期》

変質帯に分布する貫入岩体については、川湯~平治川、渡瀬付近、高山、N4-HG-1などから石英斑岩7試料が採取され、その年代がカリウム・アルゴン法によって測定されています。その結果は12.7~13.9Ma、つまり石英斑岩の貫入した時代は、約1,300万年前頃

図7・14 - 変質帯の分布と年代測定結果



図7・15 - 各坑井間の変質帯対比図



ということになります。

一方、変質帯の生成時期については、湯の峰変質帯3個、川湯-曲川変質帯2個、高山変質帯2個の計7個の変質岩試料が採取され、熱ルミネッセンス法(TL)による年代測定が行われました。その測定結果は、図7・14に記してあります。湯の峰変質帯では13万年前、6.9万年前、6.6万年前と一番新しく、川湯-曲川変質帯では、曲川で57万年前、川湯で32万年前です。一番古い年代がでているのが高山変質帯ですが、それでも79万年前、21万年前で、これらの変質帯を形成した熱水活動が、ごく新しい時代、数十万年前まで活発であったことがわかりました。

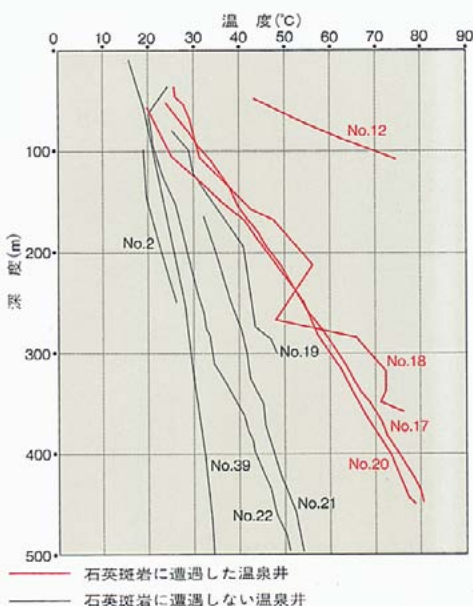
(d) 温泉水の生成とその湧出機構

《湧出機構》

さきに述べたように、川湯温泉の自然湧出地点は、大塔川沿いの石英斑岩の露出する範囲に限られていて、温泉はこの岩体を通して湧出し、周囲の砂岩泥岩層からは湧出していません。また渡瀬温泉では、地下に潜在する石英斑岩の岩脈にあたった源泉の方が、より高温の温泉が得られます。

図7・16は、渡瀬・川湯地域の温泉井の掘削深度と孔底温度との関係のみたものです。孔

図7・16 - 渡瀬・川湯地域の温泉井の掘削深度と孔底温度との関係
〈高橋・佐藤, 1978〉



底温度は、どの源泉でも深度と共に上昇していますが、その上昇率は石英斑岩に遭遇したか否かで大きな差を生じ、この岩体に遭遇しなかった源泉では、温度上昇率は地温勾配をやや上回る程度に止まっています。

また詳しいボーリング調査の行われた温泉井では、砂岩泥岩互層から石英斑岩へと変わる部分で、電気伝導度にも明瞭な変化があらわれています。これらのことから、本宮地域では、石英斑岩の岩脈が温泉水の上昇する通路となり、それを賦存する場になっていることが確かめられています。

渡瀬地域は、従来はわずかな温泉兆候しかみられず、近年になって掘削により温泉が開発されました。ここでは、温泉水の上昇通路である石英斑岩の主体が地下にあって、地表には支脈の一部が僅かに露出するだけです。そして周囲には砂岩泥岩互層がやや不透水層をなして、これが帽岩の役目をしてしまうので地表に熱が上がってきません。しかも温泉水の水位も低いので、温泉が地表に湧出することはなかったわけです。それに対して川湯温泉では石英斑岩の主体が地表に露出し、その都分に温泉が湧出します。

一方、湯の峰温泉では、礫質砂岩層の下底の割れ目から温泉が自然湧出します。湯の峰温泉も、その主要化学成分は川湯・渡瀬温泉と同じですから、石英斑岩の岩脈が温泉水の流動・賦存の場になっているものと考えられます。石英斑岩は、温泉付近には露出してはいませんが、周辺域の火成岩脈の貫入方向からすれば、温泉付近の直下で礫質砂岩層を貫いているのは間違いないと推定されます。温泉水は、地下に潜在する石英斑岩から礫質砂岩層の割れ目に移動し、地表に湧き出してくるのでしょう。

《温泉水の供給源》

では、これらの温泉水はどこから供給されているのかという問題になりますが、これについては、水素の同位体・酸素の同位体の組成が調べられました。化石水のような閉鎖系の水と、地表水のような開放系の水とでは、そ

れぞれの値が違うからですが、その結果は、本宮地域の温泉水の組成は、地表水のそれとほぼ同じ値を示し、地表水(雨水)を起源としていることが確認されました。

さらに、雨水として地表に供給されてからの時間については、トリチウム法によって調べることができます。本宮地域では、いずれの温泉水もトリチウム濃度が低く、地下での滞留時間はきわめて長期間にわたると推定されています。

地下水の侵入域としては、皆地断層沿いの武住周辺が想定されます。この地域には、牟婁帯の変形期および石英斑岩の貫入時に形成された割れ目が発達しますが、周辺の地温も高温を示しません。地形的にも高所にあつて、地層も北東側に急傾斜しています。こうした点から武住周辺が主な地下水の侵入域と考えられるわけです。

《温泉水の生成とその湧出》

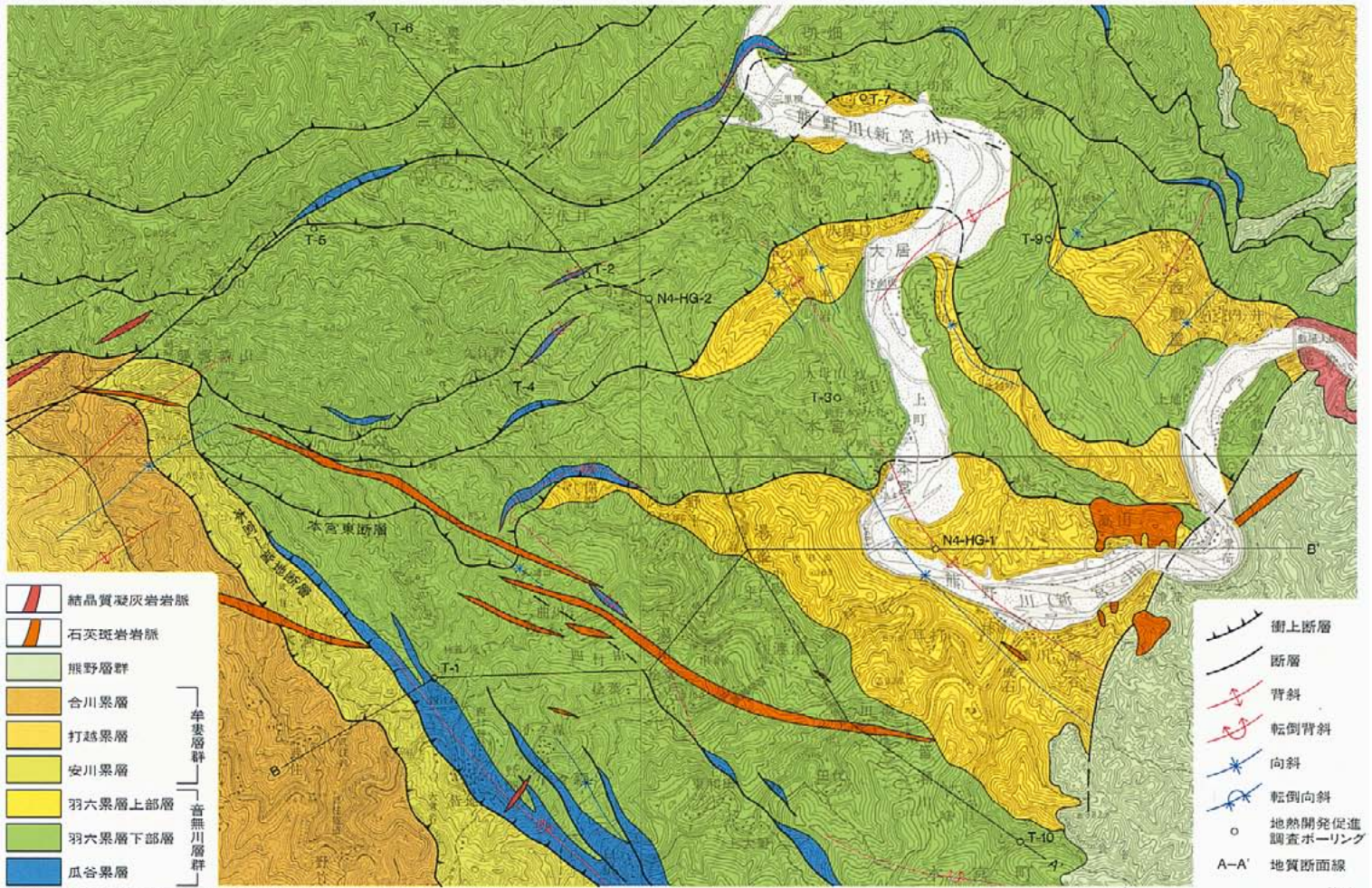
ところで、地表から地下深くへと、ゆっくりと浸透してきた大量の地下水が、そこで加熱され高温温泉水になるためには、深部の高温部からの岩石を通じての熱伝導だけではとても説明できません。それで現在では、地下深部から上昇してくる高温流体(水蒸気やガスを含む深部熱水)と地下水が混合し、高温温泉水が生成すると考えられています。

本宮地域の地下深部でもこうした状況が想定され、岩石に含まれる珪酸濃度と比エンタルピーの関係から、深部熱水の温度は約210°Cと推定されています。また深部熱水の賦存域は、低重力異常域や低比抵抗域の分布から湯の峰北方にあると考えられています。

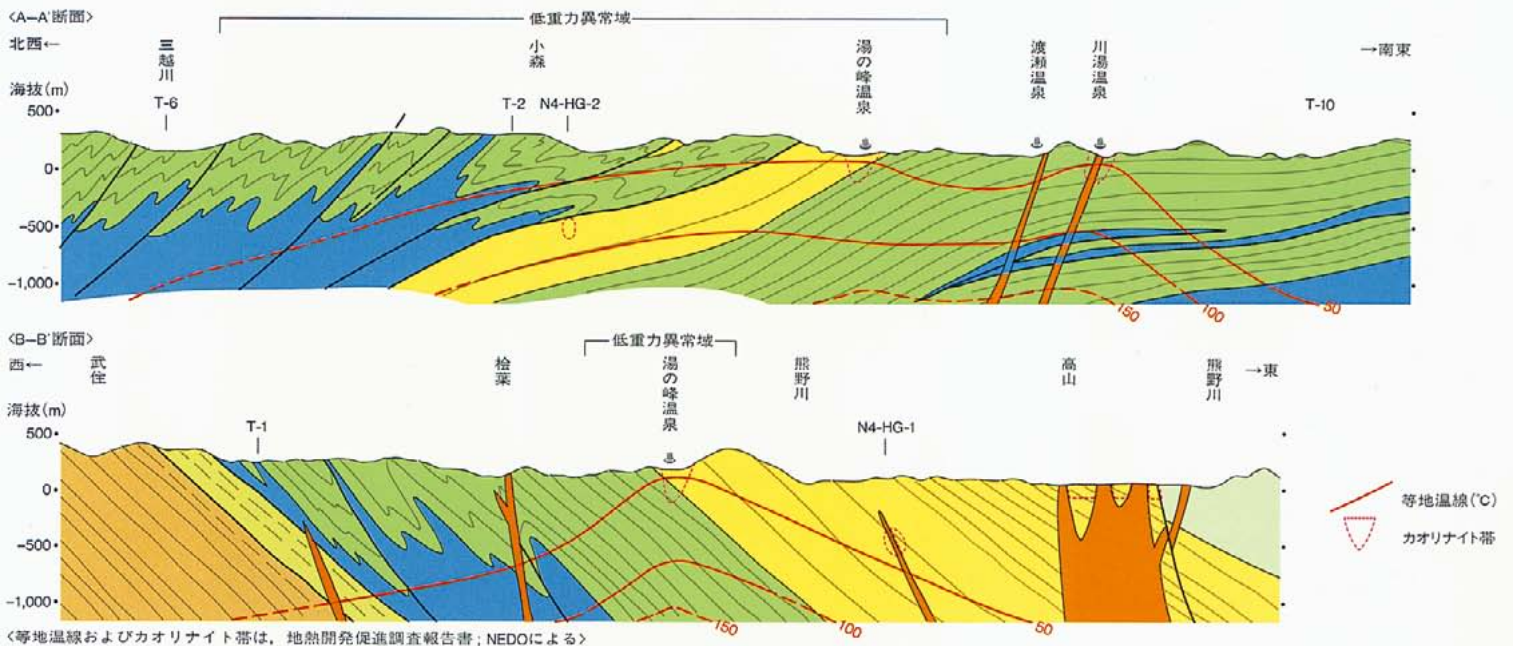
深部熱水は上昇しながら地下水と混合し、相対的に圧力が低く、岩体の密度も小さい(隙間の多い)部分に温泉帯水層を形成します。本宮地域では、前述の高温域が熱水上昇域に相当し、この地域に潜在する石英斑岩を通路として、温泉水は地表近くに上昇してくるものと考えられます。地表近くの湧出機構はさきに述べた通りです。

図7-17 - 本宮地域の地質図

〈はてなし団体研究グループ, 1980. 鈴木ほか, 1979. 福田, 1995. をもとに作成, 一部加筆修正〉



地形図は国土地理院発行1/50,000図「龍神・十津川・栗栖川・新宮」を使用



〈等地温線およびカオリナイト帯は、地熱開発促進調査報告書; NEDOによる〉

龍神温泉

中屋 龍神温泉は、日高川上流の海拔約500mにある温泉です。奈良時代に修験道を開いた役の行者小角が発見し、後に難陀龍王の夢のお告げによって弘法大師が浴場を開いたので龍神の名で呼ばれるといわれています。源泉は4つあり、そのうちの1つはボーリング泉です。このほか日高川左岸の岩石の割れ目からも自然湧出が認められます。ボーリング泉を除く3つの源泉は、河床よりかなり高い位置にある横坑から湧出する温泉を利用しています。ボーリング泉は約30m深、湧出量は240ℓ/min程度、泉温は42～49℃です。

図7・19が龍神温泉周辺の地質図で、温泉は日高川層群龍神層から湧出しています。龍神層はR₁～R₅層に区分されますが、龍神温泉付近にはR₃、R₄、R₅が分布します。R₃およびR₅層は、頁岩層と頁岩がち砂岩頁岩互層からなり、R₄層は砂岩の優勢な岩相で、おもに砂岩層および砂岩がち砂岩泥岩互層からなります。温泉は、このR₄層の砂岩層と砂岩がち砂岩泥岩互層の割れ目から湧出しています。しかも湧出地点は、現在の龍神温泉の露天風呂のある付近に限られます。この部分は、北西-南東に延びる背斜構造の軸部にあ

っています。

図にみるように龍神温泉周辺には、本宮地域の温泉や勝浦温泉で見られるような中新世の火成岩岩脈は地表には全く見られません。また熊野酸性岩体からも遠く離れているので、その直接的な影響も考えられません。こうしたことから、泉温40℃を超える温泉水が地下でどのようにして生成されるかについては、現在のところよく分かっておりません。ただ最初に触れましたように、龍神温泉は三重県南都の阿田和から熊野川町をへて本宮温泉郷に連なる本宮-阿田和弧状岩脈の延長線上に位置しますから、周辺の地下には石英斑岩の岩脈が潜在する可能性も否定できません。

なお龍神温泉の泉質は、陽イオンとしてはナトリウムイオンおよびカリウムイオンが含まれ、陰イオンとしては炭酸水素イオンを主成分とする重曹泉で、十津川温泉や湯泉地温泉などと同様な化学組成になっています。

勝浦・湯川温泉

勝浦温泉は、勝浦湾内を中心にして、岬の外側や中の島など各所に温泉が湧き出しています。近くには湯川温泉もあり、白浜温泉と並ぶ紀南の代表的な温泉郷です。

図7・20は、勝浦温泉周辺の地質図で、これ

には地下200m深の等温線も記してあります。この地域の熊野層群は下位より下里累層、敷屋累層および三津野累層に区分されますが、勝浦温泉の湧出域には泥岩層からなる敷屋累層が広く分布します。夏山から狼煙山にかけては東北東-西南西に延びる背斜があり、この背斜軸部には下位の下里累層が分布します。下里層は砂岩泥岩互層からなります。勝浦地区には200を超える非常に多くの源泉があります。泉温の最高は56℃で、勝浦湾を取りまく狼煙山から夏山にかけて、北東-南西に延びる背斜に沿って高温泉が分布し、この周辺を離れるに従って泉温は低下します。泉質は陽イオンとしてNa⁺を主要成分とするものが大部分を占め、陰イオンの組成からはCl⁻を主要成分とする食塩泉タイプのものと、HCO₃⁻を主要成分とする重曹泉タイプのものとに分けられます。また勝浦温泉全体としてH₂Sを含有し、SO₄²⁻含量の少ないのが特徴です。食塩泉タイプの多くは海水の混入が推定されます。海岸付近に湧出するためNa⁺とCl⁻を多く含有する含食塩の高温泉が出現するようになり、もともとは、これらもNa⁺-HCO₃⁻の組成をもつ温泉であったと考えられています(高橋, 1977)。

図7・19 - 龍神温泉周辺の地質図

<徳岡ほか(1981)をもとに作成、一部改変>

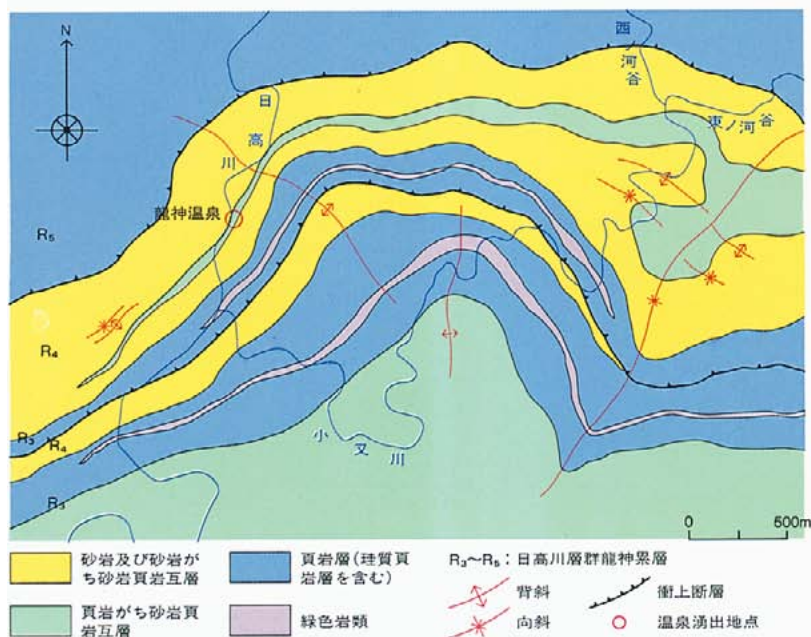


図7・20 - 勝浦温泉周辺の地質図

<水野(1957)、高橋(1977)をもとに作成>

