

高知市北西部付近の地質構造

～四国地方における後期中生代の地殻変動 第2報～
Geologic structure of the Northwestern adjacent
area of Kochi-City, Shikoku — Late Mesozoic crustal
movements in Shikoku, Outer Zone of Southwest Japan Part 2—

河合正虎

目次

はじめに

I 地質の概要 A 横倉複合岩類 B 古生界
C 蛇紋岩 D 中生界 E 新生界

II 地質構造 A 衝上地塊 B 中生界

結び 後記 参考文献

はじめに

高知県の中生界には重要な研究題目が多い。ここには日本の標準になっている地層が幾つもある。古生界では横倉山 越知 休場 中生界では黒滝 蔵法院 川内谷 七良谷 鳥巢 領石 物部川などの諸層群があげられる。日本列島の地体区分における四万十帯とその北限の仏像線 かつては未区分中生界とされ おもに白亜系から古第三系の総てを含み 中新統前半まで一連の地層群からなる四万十(川)層群 中生代の著しい佐川造山運動などの名称は 県内の地名や河川名によっている。諸層群からの産出化石のほか地質構造などの研究も古くから行なわれている。

原田豊吉(1888)先生の日本列島の地質構造論には 仲佐忠行技師の佐川地域の地質図が掲げられている。小川琢治(1906)先生の西南日本地質構造論には外帯の帯状構造に関する見解が示されるが これには高知県下の研究が主軸となったと思われる。江原真伍(1929 1936)先生の四国の地質や構造論も本県下の研究が主要部を占める。小林貞一(1941)先生の佐川造山運動は日本列島の構造を論じたものだが 佐川地域における興味ある地質構造の解明からはじめられた。

筆者は高知の西から西方の越知や佐川までにわたって

地質構造の解明に従事し 数年を経過した。ここではその一部をのべる。本研究に際し 平田茂留氏から化石産地の教示や貴重な資料の提供をうけた。付記して謝意を表する。

I 地質の概要

本地域には先シルル系横倉複合岩類 シルル系横倉山層群 上部デボン系越知層群 珪質岩を主とした石炭—二畳系の鎌井田 同じく輝緑凝灰岩からなる楠神二層群の砂岩粘板岩の変成—非変成相である波川 非変成相の宗安寺谷二層群 時代未詳の蛇紋岩 中部三畳系蔵法院層群 上部三畳系川内谷層群 白亜系領石 下部物部川 上部物部川の3層群および新生界がある。また域内には現れないが南方に接近して中部ジュラ系七良谷 上部ジュラ系鳥巢二層群がわずかに分布する。第1図に本地域の地質図および地質断面図を掲げる。

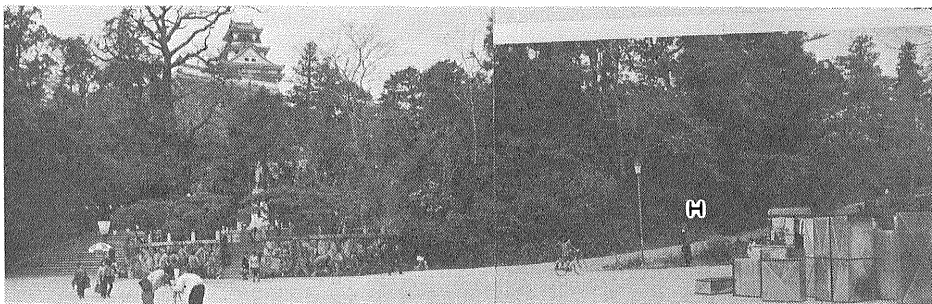
A 横倉複合岩類

市川浩一郎ら(1956)のいわゆる黒瀬川構造帯が本域を東西に横切る。本複合岩類には寺野変成岩に相当する角閃岩と三滝火成岩類の花崗岩がある。西方横倉山付近で これらは横倉複合岩類として一括される(河合1971)。福地成治(1941)は本複合岩類と蛇紋岩とを併せて 横倉火成岩類とよんだ。

本地域の複合岩類は角閃岩を主とし 一部に花崗岩があるが 横倉山付近にみられる石英斑岩は未発見である。

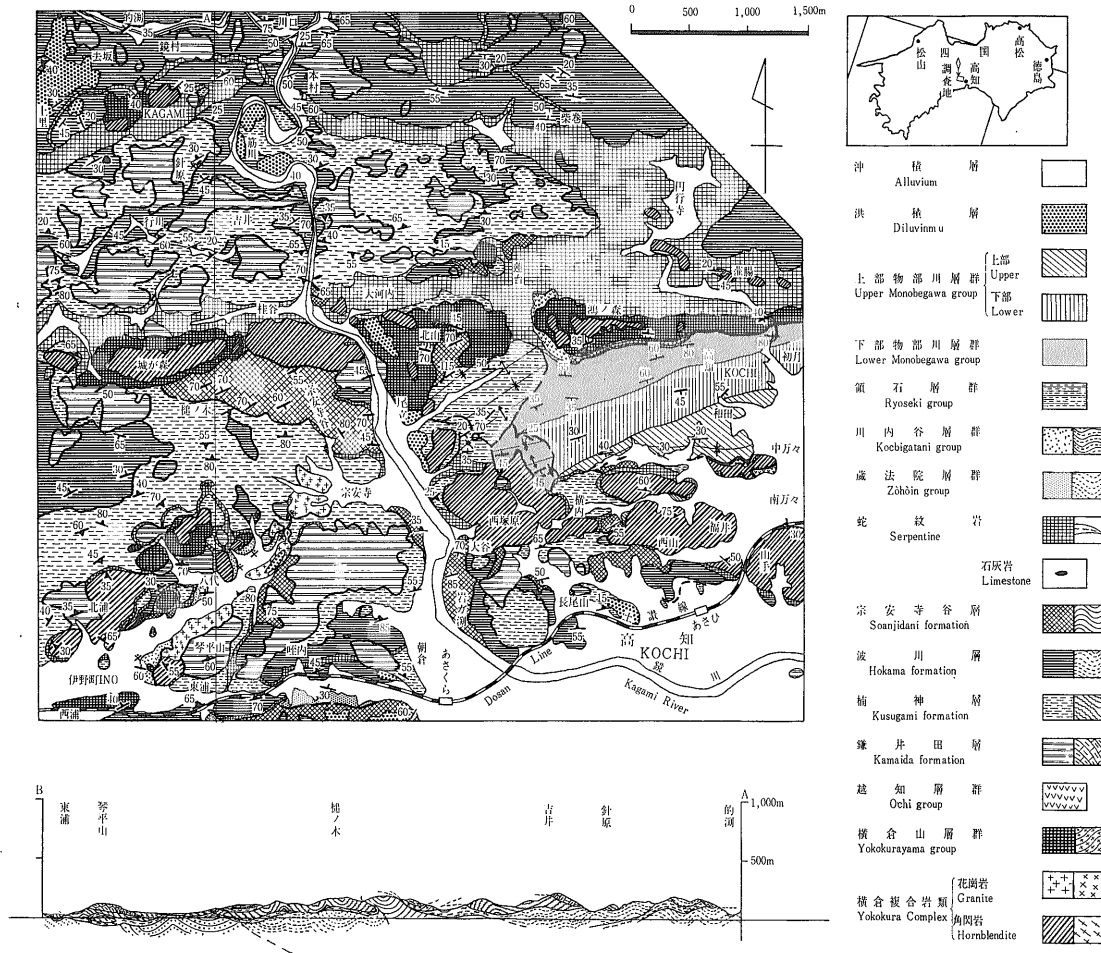
1. 角閃岩

角閃岩は片麻状構造を有する変成岩で いわゆる黒瀬川構造帯にそって広く散在し 小岩体からなる。本域



図版1
高知城と角閃岩の露頭
H: 角閃岩の露頭
この付近の片理はN50°W・40°S
(高知城追手門より写す)

第1図 高知市北西部付近の地質図
Geologic map of the northwestern adjacent area of Kochi-city, Shikoku, Japan



では地質図に示されるものだけで30をこえる。横倉山層群とその後の古生界に衝上関係でのりしば蛇紋岩でふち取られる。一部ではまた中生界に直接衝上することもある。片理は一般に東西性の褶曲によってくり返されるが北浦付近などのごく小さい岩体では褶曲軸は南北性を示すことがある。西方から本岩を追跡したところ高知城の基盤の主要部が本岩によって構成される。その東側には接近した地域では未だ知られていない。

図版1は高知城追手門ぎわの本岩の露頭を示す。

2. 花崗岩類

この地域には黒雲母花崗岩がある。琴平山の西側から北東方の宗安寺までの間に5岩体がある。周辺部ではミローナイト化されることもあり変質されることが

多く新鮮な岩石を採取することは容易でない。

B 古生界

1. シルル系横倉山層群

本層群は周囲が衝上断層でふち取られ構造的に中生界の最上位を占め複合岩類の下位にある。しばしば衝上断層には蛇紋岩が貫入する。本地域内だけに14の小岩体が知られる。

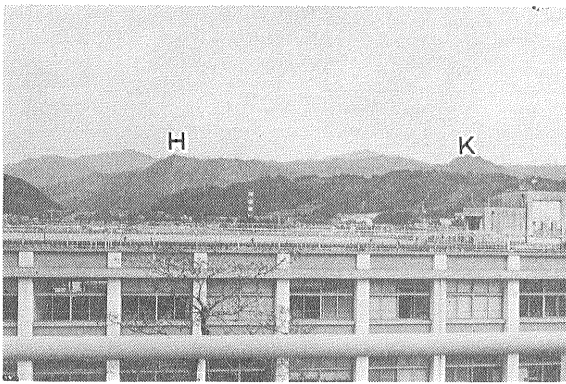
本層群は砂岩および粘板岩を主とし礫岩石灰岩および凝灰岩をはさむ。砂岩および粘板岩は一般に暗青灰色ないし淡緑色を呈しともに凝灰質である。砂岩は中粒ないし細粒のものが多く粗粒のものはまれである。粗粒砂岩は含礫砂岩をへて細礫々岩に移化する。礫は砂岩石英斑岩ないし流紋岩物質などの小角礫からなり礫の大きさは径1cmをこえるものは少ない。

凝灰岩は淡緑ないし灰白色を呈し 流紋岩質である。石灰岩は本地域では東浦西部の小岩体しか見出されない。厚さは数mの小レンズで 赤褐色を呈する不規則な凝灰質物が含まれ 角礫質である。 結晶質となり化石は見出されない。

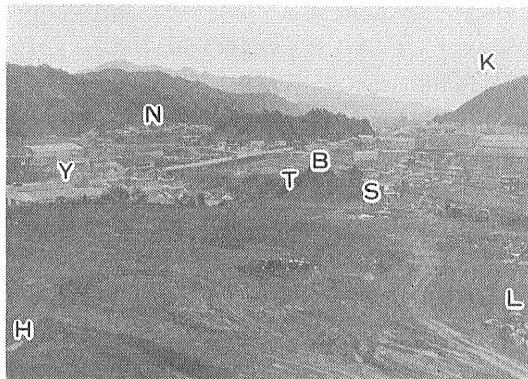
本層群の岩石は 特有の色調を呈し 酸性凝灰岩質であるために容易に他の岩石と区別できる。 また 硬度の高いために特有の地形をつくるので やや大きい岩体は地形をみてその存在を予知することができる。 図版2は朝倉から北方の尾立北山および鴻ノ森をのぞんだものである。 これらの山体の頂部に複合岩類がのるが岩体は小さい。 図版3に鴻ノ森のシルル系の凝灰岩を示す。 級別層理によって地層は逆転されたことが判別できる。 図版4は東浦西部の複合岩類上から西南西に向けた風景である。

2. 上部デボン系越知層群

本層群は西方域外の横倉山南斜面から平田茂留によって発見された(河合 1971参照)。 横倉山地域では基底礫岩をもって横倉山層群を不整合に覆う砂岩粘板岩互層



図版2 尾立北山と鴻ノ森 H:尾立北山 領石層群の上に宗安寺谷層 横倉山層群 横倉複合岩類の順で衝上地塊が重なる。 K:鴻ノ森 下部物部川層群の上に越知層群 横倉山層群 複合岩類からなる衝上地塊がのる。 両山地は東西に細長い 舟底形の突出した地形をする。 その手前の丘陵状山地には白亜系の上に幾つもの衝上地塊の小鱗片が重なっている。 朝倉の高知大学屋上より北北西に向う。



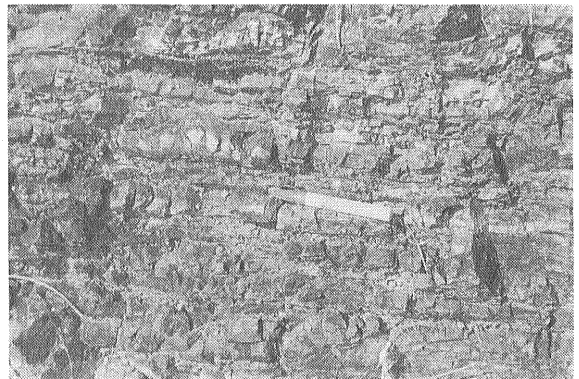
図版4 東浦西部の横倉山層群と川内谷層群 H:角閃岩 造成地の地盤から露出する。 S:横倉山層群 N35°E・60°N 石灰岩を含むが 大部分が削られその部分に墓がたてられた。 下限(左側)は破砕帯(B)で 境界は測定不能。 B:破砕帯(厚さ10~15m) Sの下位の厚さ約5mは砂岩頁岩互層(N45~50°E・60~85°N) 小断層(N55°E・25~30°N)をへだてて 激しく攪乱された部分(砂岩頁岩中に径1~3mのシルル系石灰岩塊が混在)がある。 厚さ5m位。 T:Bとの境3~4m不名の左側(構造上下位)には川内谷層群の砂岩頁岩互層(厚さ2m以上N30°E・80°N)が現われる。 Y:八代通り停留所 N:西浦 K:伊野北山 西浦と国道33号線の間の横倉山層群の小山は東半部が宅地に造成された。 L:削り取られたシルル系の石灰岩塊 図版11の角閃岩の突起から西南西に向う。

からなり 植物化石を産する。 横倉複合岩類および横倉山層群とともに全体が逆転されるので 構造上の上から複合岩類 横倉山層群および越知層群の順で重なっている。 本地域では鴻ノ森のシルル系の構造上の下位白亜系の上位に ともに薄い蛇紋岩で境され 礫岩をはさむ砂岩粘板岩の薄層がある。 化石を産出しないが岩質が横倉山地域の越知層群に類似する(平田 1972)。

中万々には人頭大より小さい角閃岩の亜円礫ないし円礫からなる礫岩がある。 この礫岩の上には不規則な形をした衝上断層をもって 角閃岩とこれを貫く蛇紋岩とからなる地塊が衝上している。 この礫岩は凝灰質物を含まない古生界なので越知層群に属すると思われる。 図版5にこの付近の地質の関係を示す。

3. 秋吉相の古生界

西南日本の石炭系ないし二畳系は地質の研究者によって多くの層群名が与えられている。 しかし大きく見るといわゆる秩父地向斜中の堆積物で 特殊な地層を除けば全体として一連のものでなくてはならない。 他面では地向斜であるから中生界の堆積区とは比較にならない位大規模な堆積区をもったことになる。 したがって研究上の都合から岩相によって地層を区分するために 筆者は海底の火山活動と密接に関係をもつ岩相と陸域か



図版3 横倉山層群の酸性凝灰岩層 層理面(マジックの置かれた面)はN65°W・35°Nを示し 級別層理に逆転した構造が見られる。(中央部 海拔170m付近)

ら供給された碎屑物による堆積物とを大きく分けた。前者は輝緑凝灰岩 チャートおよびこれらと密接な関係にあると考えられる厚い石灰岩からなると考え 秋吉台の石灰岩と関係づけて秋吉相とよび 後者は古くから秋吉台の石灰岩と衝上断層によって分けられる大田層群の名をとって大田相とよぶことにした。

本地域にはチャートを主体とする鎌井田層と輝緑凝灰岩からなる楠神層とがある。なお本地域の北東から北方にわたる域外には 石灰岩を主体とする土佐山層があるが このものはここではのべない。

a 上部石炭-中部二畳系鎌井田層

本層はチャートを主体として薄い輝緑凝灰質ないしは泥質のチャートないし珪質粘板岩を伴い しばしば石灰岩の小レンズを挟む。部分的には珪質千板岩もある。本層は複合岩類や横倉山層群によって衝上され 楠神層や大田相の古生界に衝上する。また時には中生界の上に衝上地塊として直接のこともある。地質図にみられるように急峻な山地では分布は広く その山地の峡谷や窪地から下位の地層が地窓や半窓から現れる。丘陵状山地ではおもにその突起部に多くのクリッペン（根無地塊）としてのる。

チャートは主として灰白色ないし灰色 淡緑色または淡赤褐色を呈し 時には暗色のこともある。多くのものは板状で 層理は一般に明瞭である。主体が山嶺部に分布し 急崖をつくることが多いので その走向および傾斜を十分に測定することはできなかったが 全体としてみると E-W NE-SW または NNE-SSW 方向の見かけの褶曲軸をもってゆるく波打つ。そうして見かけ上の分断されたクリッペンもこの褶曲構造に参加している。チャートは局部的には塊状のことや局部的に激しく褶曲したものもあるが これらもさきの見かけの褶曲に対して全体として調和的とみられる。

域内では石灰岩は結晶質となるために化石を産出しな

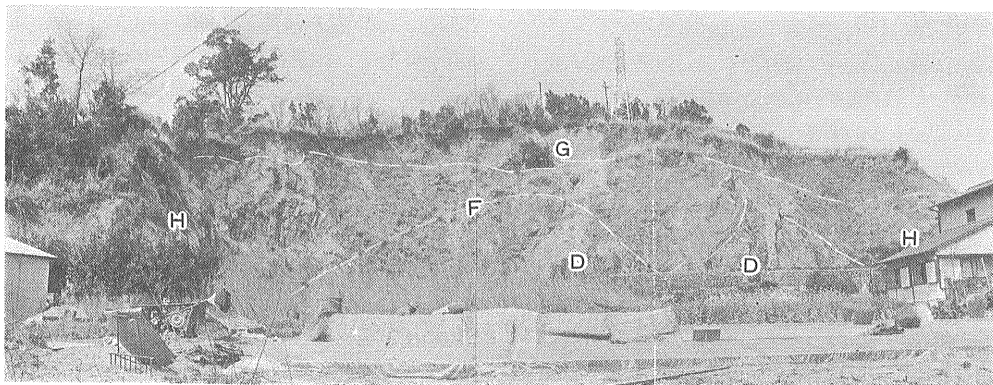
い。域外からは最も古い化石は西方の鎌井田その他から上部石炭系の *Fusulinella* 帯の化石を産し 若いものは中部二畳系の *Neoschwagerina* 帯のものが知られる。小林貞一(1931)ほかによると 域外西南西の長付付近(黒滝)から *Waagenophyllum indicum* が産出するといわれる。しかし 本層からのものか 大田相に属するものか不明である。

西方および北西方域外を含んで見かけの褶曲構造と産出化石を既発表の文献によって調べ 岩質変化をも考えると 秩父帯の本層は南から虚空蔵山(中部二畳系) 大平山(中部二畳系) 桂(上部石炭系) 伊野(准片岩) 成山(中下部二畳系) 勝賀瀬(上部石炭系) 滝地(中下部二畳系?) 広瀬(准片岩)の8帯に分けられ 北側の三波川帯の石英片岩に移化する。このうち本域では土讃線より南は大平山帯で 桂帯が欠け 土讃線から大河内付近までの主部は伊野帯 小浜付近までは成山帯に属する。

本層は一般に岩石が硬いので急峻な地形をつくる。そのため多くの場合に道路や山道はその分布地域をさける傾向にある。その反面に急崖をなしている本層はかなり遠方からも識別される。本層の分布を正確に把握するためには峡谷を踏査する際は山嶺部や山頂部に存在するかどうかを注目し かつ小さい沢からチャートの転石があるかどうか 量が多いか少ないか注意しなくてはならない。また山腹を踏査する際も同様であり かつ峡谷をへだてた向う側の崖の岩石も予察して 後の調査のための参考資料とするだけの労力を必要とする。もちろん充分注意して他の岩石を混同することは 極力さげなくてはならない。

b 上部石灰-中部二畳系楠神層

複合岩類 横倉山層群および鎌井田層によって衝上される。越知層群との関係は詳らかでない。本層はまた大田相の古生界や中生界にも衝上する。



図版5 高知市中万々の横倉複合岩類と越知層群の礫岩 H:複合岩類の角閃岩 右側人家の向う側では蛇紋岩に貫かれる。 D:角閃岩からなる上部デボン系の礫岩。 F:衝上断層(?) 顕著な破碎帯は未発見なるも礫岩はかなりミローナイト化(?)す。 G:高位段丘礫層の万々層鉄塔の右側10数mに衝上断層(万々断層)があって 北側の上部物部川層群が万々層の上ののっている。(中万々より北に向う)

本層は輝緑凝灰岩を主体とし 凝灰質砂岩および同質粘板岩を伴い しばしば薄い石灰岩レンズを挟む。輝緑凝灰岩は塩基性凝灰岩を主体とし 凝灰角礫岩や熔岩も伴うが 枕状熔岩は域外北方で疑わしい2~3ヶ所の露頭を除いては確認されていない。輝緑凝灰岩は一般に暗青灰色で まれに赤褐色を呈し 中粒ないし細粒のものが多い。かなり変成され 片状を呈する。片理は測定し易いが 一般に粒度変化が明瞭なところや砂岩や粘板岩を伴う部分を除いて層理は不明瞭である。

石灰岩は灰白色または暗灰色を呈し 針原のものから *Triticites* sp. および *Pseudofusulina* sp. が産出したといわれる(橋本 1967)。他の地域で 本層から産出する化石は西方の伊野町石見^{いよみ}の北(二本松)より *Fusulina* sp. および *Triticites*? sp. (石井ら 1957) 石見付近から *Nankinella* sp., *Triticites* sp. および *Pseudofusulina* sp. (甲藤ら 1958) 水田から *Triticites yamabatakensis* Tr. cf. *rhombiformis* 北方の鏡村親川内の本層(?) から *Paraschwagerina* sp. *Pseudofusulina* sp. その他(橋本 1967) 北西方勝賀瀬北方から *Pseudofusulina*? sp. (橋本 1967) その北の峠の南側から *Paraschwagerina* sp. および *Pseudofusulina* sp. (橋本 1967) はるか西方の 仁淀村松尾から *Neoschwagerina margaritae* および *Yabeina katoi* など(野田 1955) が報告されている。したがって本層は上部石灰-中部二畳系にわたるであろう。

域外西方の化石などを考慮して秩父帯の本層は南から宮ノ谷(緑色千枚岩) 二本松-水田(上部石灰系) 石見-針原(中下部二畳系) 土佐山(中下部二畳系石灰岩相) 親川内(中下部二畳系) 大吉原(緑色千枚岩相)の6帯に大別される。そして大吉原帯は三波川南縁帯の緑色片岩に漸移する。

本域では土讃線から大河内付近まで宮ノ谷帯 その北側は石見-針原帯で 殊によるとその南側に二本松-水田帯があるかも知れない。土佐山帯より北側のものは本域には現れない。大河内より北方では変成度は次第に低下し 大吉原帯に入ると再び変成度が高くなる。筆者(1971)は横倉山付近で変成度の低い地層を西浦層とよんで区別した。局部的には断層関係のことがあっても変成度は漸移するにすぎないことが判ったので ここではその双方を楠神層として一括した。

4. 大田相の古生界

砂岩および粘板岩を主体とし 礫岩 石灰岩 輝緑凝灰岩 チャートの薄層をはさむ。山口県下の大田層群に比較して大田相とよぶ。筆者(1971)は横倉山付近で非変成相を島層 変成相を森川層としたが ここでは

森川相当層を波川層とし 島相当層を宗安寺谷層として区別する。

a 二畳系波川層

西に隣接する波川から土讃線沿いに千枚岩類が細長く散在する。本域では大河内付近まで 砂岩粘板岩互層が部分的に千枚岩化する。これを北方に遠ざかるに従って変成度を減じ 域外で楠神層の大吉原帯とほぼ一致する付近から再び千枚岩となり 更に北に向うと三波川帯の南縁部の砂質片岩泥質片岩互層と漸移する。

本層は複合岩類 横倉山層群 鎌井田層および楠神層によって衝上され 宗安寺谷層および中生界に衝上する。越知層群との関係は鎌井田および楠神両層の場合と同様に未詳である。またさきのべた諸層と同様に上下限の衝上断層に蛇紋岩が貫入する。

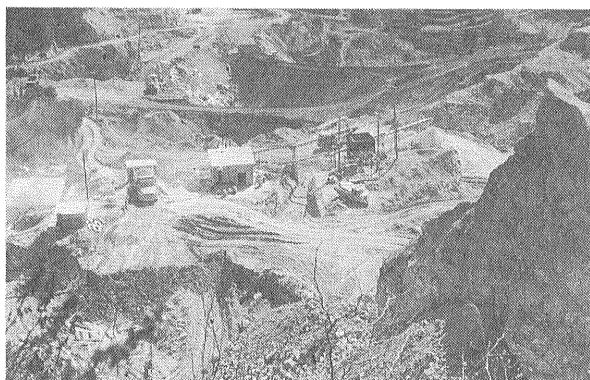
b 二畳系宗安寺谷層および非変成波川層

南域で千枚岩化した波川層に接近して非変成の砂岩粘板岩層がある。これを宗安寺谷層として区分した。土讃線の南側の宗安寺谷層の分布は広い。本域では変成相に接して非変成相があるので とくに異なる名を与えたが 大河内以北では波川層は非変成なので 宗安寺谷層との間に本質的な差異はない。

両層は他の古い岩層により衝上され 宗安寺谷層は変成波川層からも衝上されるが 両層は中生界に衝上する。

両層はともに粘板岩の同時礫の偽礫岩 チャート 輝緑凝灰岩および石灰岩の小岩体をはさむ。域外でしか見出されていないが複合岩類の花崗岩や横倉山層群からと思われる緑色岩などを含む礫岩もある。花崗岩礫には人頭大に達する亜円礫ないし円礫があり 緑色岩は角礫~亜角礫で大きさはクルミ大より小さい。輝緑凝灰岩やチャートも本域にはない。波川層の石灰岩から化石は産しない。

本層に相当する地層から域外西方で 下山の礫岩から *Yabeina yasubaensis*, *Lepidolina*? sp., *Waagenophyllum indicum* など(山下 1958) 下山の石灰岩から *Waagenophyllum indicum* その他(小林 1950 ほか) 市瀬の石灰岩から *Lonsdaleiastraea yamanbaensis*, *Parafusulina* sp. ほか(小林 1950 ほか) 桂の砂岩から *Actinodontophora katsuraensis* ほか(市川 1951) 北方の吾北村内野から *Neoschwagerina* または *Yabeina* sp. (橋本 1967) が識別されている。したがって宗安寺谷層および波川層は中部ないし上部二畳系に属するであろう。また東方域外を標式地とする休場層群と一連のものと考えられる。



図版6 円行寺北部の蛇紋岩採掘所 東邦オリビン株式会社の採掘所 柴巻に至る道路より南東に向う。 右手の崖は道路下の崖の一部。

C 蛇 紋 岩

岩石は黄緑色ないし暗青灰色を呈し 多くの場合に鱗片状に剝離され 特有の光沢を有する。 これは二次的な流動に際して破砕されたと考えられる。 横倉複合岩類や古生界などの異なる地質系統相互の間や中生界との境などの衝上断層に貫入する。 西部の上里付近から東の円行寺に連続する蛇紋岩は東方域外にもものびるが 主脈は南下し 西は大河内から柱谷の西にのび 東は白亜系の北側を通して 約11 km にわたって追跡される。

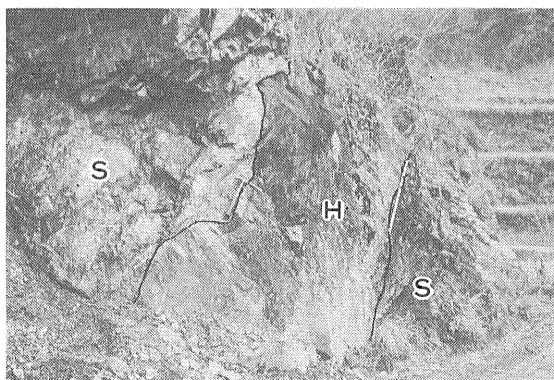
本岩の域内での特徴は柴巻北方から上里付近でみられるように主脈から小岩脈が樹枝状に分岐することである。 一部では異なる地質系統との間に貫入した岩脈が波川層に貫入したものと連り 楕円形となって 一部の波川層を取り囲む。

図版6は円行寺のオリビン採掘所を示す。 円行寺その他で諸所に角閃岩の小岩体が捕獲される。 著しい岩体は 灌腸および大河内付近にみられる。 図版7に蛇紋岩に捕獲された角閃岩の小岩体を示した。 この種の捕獲岩は比較的に大きい蛇紋岩脈体が多いが 時には樹枝状に分岐した小岩脈中にも見出される。

このような現象は蛇紋岩が深部から地表近くの浅所に上昇する際に上位の古生界の基盤の一部を破砕し それを捕獲してきたと思われる。 このことは いわゆる黒瀬川帯と称される古期岩層の上昇運動に 蛇紋岩の初期の貫入とさらに地殻変動の推移につれて蛇紋岩の果たした役割が大きかったことを暗示するであろう。 筆者(1968)はこのような意味もあって 秩父帯の延長方向に長く断続し 古期岩類の衝上群と密接な関係にある蛇紋岩を総称して 高知蛇紋岩帯とよんだ。

D 中 生 界

域内には中部三畳系蔵法院層群 上部三畳系川内谷層



図版7 蛇紋岩中の角閃岩の捕獲岩 H:見かけは岩床状をする角閃岩厚さ1.3~1.5m 蛇紋岩との境は上側で N75°E・50°N 下限でN75°W・60°Nを示す。 付近に厚さ14 cm 長さ約20 cm 位のものや それより更に小さな亜角礫~亜円礫塊が蛇紋岩中に多く含まれる。 S:蛇紋岩の一般走向はほぼ東西 角閃岩塊は流理(?)に調和する。 ハンマーの下はスリッケン・サイド(N55°E・90°)で切られる。(高知市上里南部)

群および白亜系がある。 域外を少し南に向うと中部ジュラ系七良谷層群とこれを平行不整合に覆う上部ジュラ系鳥巢層群とが断片的に分布する。

1. 中部三畳系蔵法院層群

本層群の標式地は域外西南方佐川町蔵法院である。 ここでは本層群の下限は未詳であって 宗安寺谷相当層の古生界の地窓から ENE-WSW に 1 km にわたって現れる。 ほぼ国道33号線にそったE-W方向の背斜が形成される。 その西には少し離れて岡崎にも小露出がある。 背斜の北翼部から *Daonella kotoi* や *D. sakawana* その他を多産する。 しかし岡崎からは最近では採取されないようだ。 蔵法院では南翼部は上部ジュラ系鳥巢層群によって不整合に覆われる。 蔵法院の東北東には谷の奥に1ヶ所小地窓から現れ さらにその北東の横山谷にも小さい地窓から現れる。 蔵法院の東北東約13 kmの仁淀川東岸奥名に再び現れ 東北東約3.5 km 連り その東端部が本地城南端部に見られる。 東浦南部では



図版8 域外南西の伊野町是友の *Daonella* 産地 西浦部落から西方約1 km

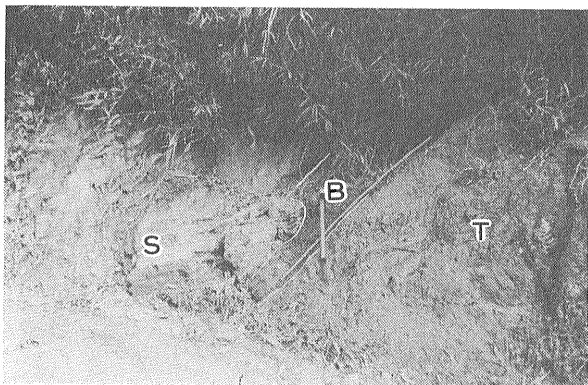
古生界によってかくされるが、^{こうない} 陸内南部に再びその延長部が現れる。岡崎から本地域まで約20kmにわたってENE-WSW方向の1直線上に位置し南北350m未満の幅で現れるが、横山谷から東の仁淀川西岸まで10km余の間には未だその存在が知られていない。

本層群は黒色砂質頁岩を主とし、暗灰色を呈する細粒砂岩との互層からなり、まれに灰色を呈する中粒砂岩をはさむ。これらは黒雲母を多く含む。奥名付近では *Daonella* その他の貝化石を産し（山内 平田 1936）植物破片も見られる。図版8は奥名の東の是友の *Daonella* の産地である。この付近では北限に近いところで延長方向にほぼ一致する小向斜があるが、本域では北に傾く単斜構造が形成され、北側の向斜部は波川層の下位に伏在する。

2. 上部三畳系川内谷層群

本層群は域外西方の佐川町川内谷を標式地とする。下半部から *Halobia* や *Tosapekten* など、上半部から *Monotis* (*Entomonotis*) を産出する。本層群の主要な分布は域外西方である。本層群は東西性の多くの小褶曲によって擾乱され、部分的には等斜褶曲もある。全体として中生界の複背斜部に現れ、川内谷から東は土讃線ぞいに細長い分布をして、日下駅付近まで約11kmにわたってかなりよく連続する。横倉複合岩類、横倉山層群、秋吉、大田両相の古生界などの衝上地塊ならびに上部ジュラ系鳥巢層群によって覆われるので、その露出はかなり断片的である。川内谷のさらに西方延長部は仁淀川の支流長者川の沿岸まで、数ヶ所現れ、また日下の北方の柱谷にも僅かな露出が知られる。

日下駅付近で一旦跡切れた本層群は約8kmの間全く現れないが、本地域の南部東浦西部から北東に向い、宗安寺に至る峠までの間に断片的に7の小露出がある。



図版9 川内谷層群と蛇紋岩との関係 T: 川内谷層群の砂岩頁岩互層 (N70°E・40°N) S: 蛇紋岩 B: 断層破砕帯 蛇紋岩側に厚さ13cmの粘土があり 走向 傾斜は N55°W・45—50°Nを示す。砂岩頁岩側に厚さ30cmの角礫があってその走向 傾斜はE-W・55°Nを示す。蛇紋岩は断層に貫入した。(八代南部 北に向かって写す)

東浦西部の本層群の走向は東西で、北に60—75°で傾き、北限部に小向斜がある。山内ら(1936)によって *Monotis* (*Entomonotis*) sp. が採取された。その北には沖積層中のごく小さい丘の南半に本層群が見られるが、ここでは擾乱されて地質構造は明白ではない。その北方では八代の南において楠神層との間に蛇紋岩で距てられた地層がある。その走向は東西で、30—50°Nで傾く。図版9にその接触関係が示される。その北の八代東部には複合岩類および横倉山層群によって衝上される2つの本層群の露出がある。南側のものは走向が東西で、55°Nで傾き、北のものはN35°E・50°Nの構造を示す。南側の露出から *Halobia* sp. 北のものから *Monotis* (*Entomonotis*) *ohotica eurachis* を産する。さらに北方の峠の近くの本層群も衝上地塊の下から僅かに露出する地層で、N45°W・60°Wの走向、傾斜を示し、*Halobia* sp. が報告された(山内ら 1936)。

この地域の本層群の露出は断片的なので、正確な構造は不明であるが、恐らく小褶曲によって地層がくり返されたものと思われる。

本層群は塊状砂岩および頁岩からなる。砂岩は一般に灰色ないし暗灰色を呈し、中粒であるが、ところによっては粗粒ないし細粒のものもある。一般に石英粒にとむ。本地域では粗粒のものは少ないが、川内谷付近での含礫砂岩には複合岩類からもたらされたと思われる花崗岩の小片や横倉山層群からと思われる緑色岩の破片が含まれる。頁岩は一般に灰色ないし黒色を呈し、塊状のものと砂質頁岩と縞状細互層するものがある。

3. 白亜系

域外西方の越知付近には東西方向の複向斜を形成する白亜系があり、下から領石、下部物部川、上部物部川、黒岩および柳瀬川の5層群が不整合関係で重なる(河合 1971)。他方高知の東北東の領石から物部川流域にわたって複向斜を形成する同様の白亜系が分布している。この領石付近の白亜系の西の延長部が高知市の北部に狭い分布をして、西にのび、本地域の東部にいたり、西限は尾立に達する(小林ら 1936、鈴木 1931、甲藤ら 1961)。

本域では白亜系とその周辺の古生界などの構造関係の究明に努め、白亜系の層序に関しては研究が充分にできなかった。

a 領石層群

本層群は南東部の尾立付近に分布する。北限と西限とは横倉複合岩類、横倉山層群、楠神層、宗安寺谷層および蛇紋岩と構造関係で接する。その南東側にも断層

が推定され 下部および上部物部川両層群と接する。

砂岩と泥岩との互層からなって 薄い礫岩をはさむ。砂岩は一般にアーコーズ質で 中粒ないし粗粒である。粗粒のものは礫質砂岩を含む。礫質砂岩には径数 cm 以下のチャート 砂岩 粘板岩などの歪角礫ないし円礫が含まれる。また 横倉山層群から由来したとみられる緑色岩もある。北山の南麓には玢岩礫を含み 凝灰質物質にとむ赭色細礫の礫岩と赭色ないし暗青色の凝灰質砂岩とがある。同様の砂岩は尾立の南東の谷でも認められる。本層群は NE-SW 方向の小褶曲によって擾乱される。植物化石を産出する。赭色岩は物部川流域などで領石層群だけに限られて含まれるので ここに領石層群が存在することは明かである。

b 下部物部川層群

鴻ノ森の横倉山および越知両層群に衝上され その南側に分布する本層群は長柴層とよばれる (平田 1971 1972)。鴻ノ森の南側には礫岩をはさむ粗粒砂岩が東西に細長くのび 地層は転倒して 45—85° で北に傾く。その南側の上位には砂岩泥岩の互層がのり この部分では直立層をへて 45° S 位まで漸次に南に向って傾斜が緩くなり 粒度も低下し 泥質岩が多くなる。粗粒から細粒に向った 1 輪廻を示す。

礫岩は淘汰が不十分で 一般に数 cm 以下の古生界から由来された礫を含む。泥岩は領石層群ならびに上位の上部物部川層群のものと同様である。平田 (1971) は和田の北西方から *Yoshimonia sp.*, *Astarte subomalioides* その他の貝化石と植物化石を採取した。尾立の南東方には南西側の複合岩類の衝上をうけて激しく擾乱された地層がある。正確な所属は不明だが ここでは本層群に含めた。

c 上部物部川層群

長柴層の南側に分布する本層群は 和田層とよばれる (平田 1971)。薄い基底礫岩からはじまり 砂岩泥岩の互層からなる。長柴層との関係は詳らかではないが恐らく平行不整合であろう。

和田層は平田 (1971 1972) によって下部と上部とに 2 分される。下部層の基底礫岩は淘汰が悪く 径数 cm 時に 10 cm 位のチャート 砂岩 石英斑岩の歪円礫が含まれる。また横倉山層群からと思われる緑色岩も認められる。本層の中部には砂岩に富む部分がある。恐らく下半と上半との 2 つの堆積輪廻があると思われる。平田 (1971) は *Acanthotrigonia moriana*, *Nipponitrigonia sp.* その他の貝化石と若干の植物化石を報告した。上部層は細礫礫岩からはじまり 砂岩泥岩の互層から

なる。1 つの堆積輪廻を示す。礫岩は一般に径 3 cm 以下まれに 10 数 cm のチャート 砂岩 石英斑岩などの円礫を含む。上位に向って 砂岩に移化する。平田 (1971) は *Hypophylloceras sp.* その他の貝化石と植物化石を採取した。本層の下部および上部両層はここでは整合関係とみなしたが ことによると両層の間には平行不整合が存在するかも知れない。

E 新生界

本地域の新生界には洪積層の段丘礫層と沖積層とがある。

1. 段丘礫層

おもなる段丘堆積物は 南端部のもの 中万々および鏡川流域などに小規模な礫層となって散在する。

南端部のものは域外南方において段丘礫層のうちで最も広く分布する城山礫層 (西村ら 1941) の一部であり 中万々のものは万々層 (甲藤ら 1966) とよばれる (図版 5 参照)。両層は高位段丘堆積物とされる。朝倉南方の域外には中位段丘堆積物の大谷層 その東方には低位段丘を構成するものが神田にある。高位 中位および低位段丘堆積物はそれぞれ 海拔 40~70m 20~30m 5~10m に位置し 鮮新世後期ないし洪積世初期 洪積世中期 同後期のものといわれる (満塩ら 1966 中村ら 1972)。

本地域の段丘堆積物は何れも規模が小さいので 新旧について区分して示されていない。

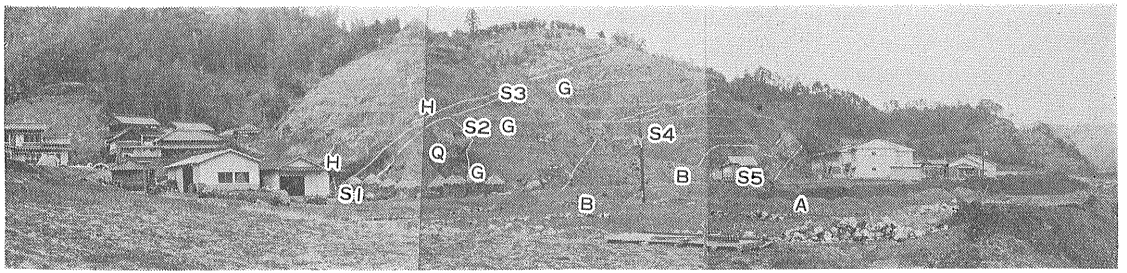
2. 沖積層

本地域の南東部の沖積層は高知平野を構成する沖積層の一部である。河川にそった沖積層の規模はきわめて小さい。

II 地質構造

小川琢治が西南日本外帯における帯状構造は北からの圧迫によって生じた鱗片構造であることを指摘した。その後の地質図では外帯の帯状配列は一層強調され 今では秩父帯が 3 (亜) 帯に分けられ 秩父累帯とさえよばれることもある。

他方において小林 (1941) はいわゆる佐川造山輪廻に関する論文で 北から南に向う鱗片構造を図上で示し 日本の構造発達を中生代初期の秋吉変動と後期の佐川変動とに分け 日本列島の主要な構造は佐川変動でほぼ出来上ったとした。その後これに批判する多くの論文が公表され 佐川変動で示される衝上運動は単に上下運動によったとみる仮説が主流を占めている。けれど



図版10 北浦東部にみられる衝上群の露出 H:横倉複合岩類の角閃岩 左手人家横で片理は $N40^{\circ}E \cdot 40^{\circ}W$ S:蛇紋岩 $S_1-S_2-S_3$ とのびる。 S_1 の片理(?)は $N35^{\circ}E \cdot 65^{\circ}N$ 厚さ50~70 cm 再動を示す小断層が S_1 を切る。 S_2 の伸びの方向は $N60^{\circ}E \cdot 70^{\circ}N$ 厚さ約2 m。 S_3 の延長方向は $N55-65^{\circ}E \cdot 70-80^{\circ}N$ 厚さ30 cmの角礫を伴うところがある。 S_4 はレンズ状で厚さ150 cm~40 cm S_5 の上限は $N75^{\circ}E \sim N25^{\circ}E \cdot 80N \sim 40^{\circ}W$ 厚さ5 m。 Q:鎌井田層の石英千枚岩 厚さ約3.5 m 長さ10数mで東に延びない。 東端は S_2 で取りかこまれる。 G:楠神層の緑色千枚岩 S_2 付近で片理は $N45^{\circ}E \cdot 40^{\circ}N$ この露頭では余り厚くなく 10数m~20数m。 B:波川層の泥質千枚岩 S_3 の下で片理は $N75^{\circ}E \cdot 40^{\circ}N$ 厚さは10数m。 S_3 をへだてて宗安寺谷層と接す。 A:宗安寺谷層の砂岩粘板岩層 厚さ2 m位露出する。 Aの東側の人家裏手の崖上の10数mに図版12の露頭がある。(右方が東北に向かって写す)

も帯状配列を一層細くする傾向は水平的な変位を暗に認めることにならないだろうか。 筆者は西南日本の内外両帯の地質構造を検討して 後期中生代に古い領家帯が地背斜を生じ それと関連した新しい地層の堆積と地質構造とが並行して進展したと結論した(河合 1970)。

A 衝上地塊

異なる地質系統の境は本地域では多くの場合に断層である。 このような断層の確認は一部を除いて容易ではない。 確認できない場合でも地層の分布と分帯 地質構造の解明から多くの衝上断層の存在を知った。

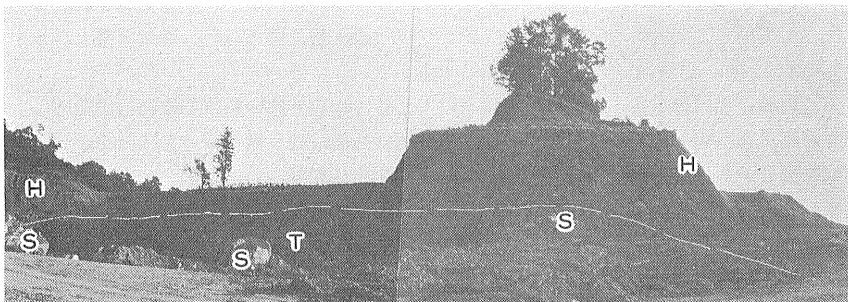
現在判明した限りでは 構造上の最下位を占めるものは中生界で 下から順に宗安寺谷 波川 楠神 鎌井田の4層 つづいて越知 横倉山両層群 横倉複合岩類の順で衝上地塊が作られ これらが中生界にのっている。 このようになっているので さききのべたように蔵法院川内谷両層群などが広範囲に分布するのにも拘らず 断片的にしか現れない現象が生じた。 白亜系についても同様にその周囲が衝上断層で境される。

図版10は東浦西方の変成岩の上から北西の北浦をのぞんだものである。 宅地造成で削られた山麓には 複合岩類 鎌井田 楠神 波川 宗安寺谷の4層が重なり 衝上面の大部分に蛇紋岩の貫入がみられる。

これらの衝上地塊は何時も揃って順序正しく重なるのではなく 一部または大部分が欠け 時としては中生界の上に横倉山層群が直接にのったり(図版4) 横倉複合岩類が衝上することもある。 局部的には衝上地塊自体が逆転され 宗安寺北方でみられるように宗安寺谷層が楠神層の上に位置することもあるが これは例外的な現像である。 域外を含めて3ヶ所しか例外は認められていない。 全体としてはさききのべた順序は狂っていない。 衝上関係による断面面には蛇紋岩の貫入が諸所に見られ これがまた衝上断層の確認を妨げている。 逆に蛇紋岩の岩脈を追跡すると八代付近にみられるように丘陵状山地の突起部を占める衝上地塊の囲りを鉢巻き状に取りまき さらにそれが分岐して他の鉢巻きの岩体と連絡するような例が確認される。 地質図に示された蛇紋岩は確認されない場合は強いて連絡させることをしなかったので 実際にはこれよりも更に複雑な分岐をしているであろう。

1. 横倉複合岩類

本岩類中の花崗岩は周囲の岩石に対して接触変質を与えていない。 さききのべたように丘陵状山地の突起部を占めて 周囲が蛇紋岩でふち取られることは八代周辺部にその例を多くみることができる。 図版11の東浦西



図版11 東浦西部の横倉複合岩類と川内谷層群 H:左方から右方突起部(小社あり)をへて右方(西)に角閃岩が露出する。 T:擾乱された川内谷層群の黒色頁岩層が左手の切削下部に現れる。 頁岩と角閃岩の互層状の擾乱帯があつて境界は不明瞭。 S:砂岩塊 小社の森の右手から図版4を写す。(南に向う)

部には上部三疊系にのった角閃岩の例が示される。西塚ノ原では本岩類分布地域の一部に地窓があってここから鎌井田層の変成相が現れている。

本岩類は小岩体の衝上地塊を構成するがかなり広い範囲にわたって散点するので元来衝上地塊は広大な面積を占めたものであるが削剝をうけて現在見られるように分断されたのであろう。

2. 横倉山および越知両層群

西方の横倉山付近では横倉複合岩類に横倉山層群 つづいて越知層群が不整合でおり後の変動で全体が逆転されたことが判った(河合 1971)。本域では北山および鴻ノ森その他で示されるように横倉山層群は複合岩類の下位越知層群はさらにその下位を占め横倉山層群の地層は逆転されている(図版3および5参照)。また図版4でみられることは衝上地塊を構成することに疑いない。

本地域でも両層群は複合岩類の上に順次に堆積したものが後の変動で全体が引っくり返ったものである。そうして各所に散点することから少なく共横倉山層群の衝上地塊は削剝前においてはかなりの広範囲を占めたに違いない。

3. 鎌井田層

図版10で示したように本層は楠神層や大田相の古生界の上位を占めた衝上地塊を構成する。チャートおよびその変成相からなる本層は不純物を多く含む地域を除いて多くの場合に堅硬であって風化し難いので急崖を作り易い。道路や山道は崖をさけるので調査ルートだけに限れば鎌井田層の分布は正確に把握できない。全体として衝上面は緩く起伏して波打っているのので上位の衝上地塊が存在しないところすなわち鎌井田層の衝上地塊が他の地層の上位を占める地域では本層は山嶺部に広く河川や他の峡谷にそって分布は狭くなりまたしばしば地窓から下位の地層が現れる。その反面に容易に近よれない急崖のある地域でもチャートとその変成相とは色調岩石の節理の特徴などによってかなりの遠くからでも判別できる。急崖に近づきそれからもたらされた転石をみることによって直接には観察できない崖の構成岩石を確認できる。こうしてかなり正確に本層の分布が把握された。急崖が連って調査がはばまれる峡谷の奥での地窓を確認することは容易でなくむしろ尾根側から望見することが望ましい。

本層からなる衝上地塊は楠神層や波川層を切る蛇紋岩の岩脈を覆うことがある。南域の東浦や朝倉付近北域の去坂付近にこの例が見られる。

本層は分断された衝上地塊片をも含めて全体としてE-WないしNE-SW方向に見かけの褶曲構造があって比較的緩く波打つ。

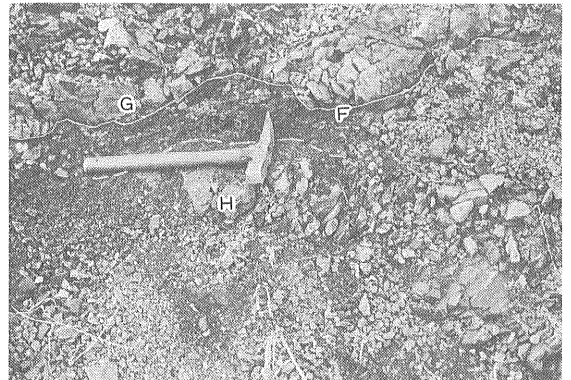
秩父帯に属する本層は全体として幾つかの帯に分けられるけれどもそれらのうち大平山帯と桂帯成山帯と勝賀瀬帯との間には衝上関係による分断があると思われる。したがって桂帯が欠ける本地域では南端部の大平山帯とその北側にある伊野帯との間は構造関係であろう。

4. 楠神層

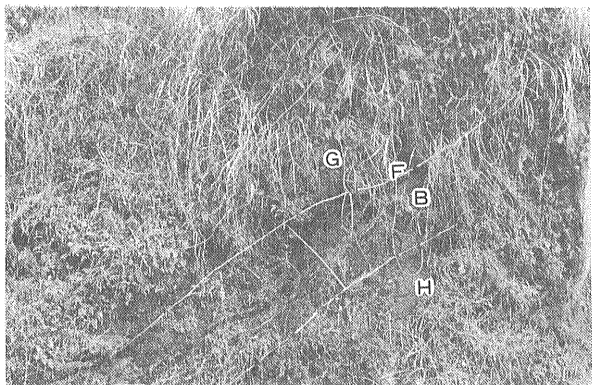
本層からなる衝上地塊は鎌井田層の衝上地塊の下位で波川および宗安寺谷両層の衝上地塊の上位を占める(図版10参照)。大きくみると本衝上地塊は一連のものであって衝上面は鎌井田層のものと同様に波状に起伏する。しかも鎌井田地塊の衝上面と本衝上面とは必ずしも調和しないため或時は鎌井田地塊の下に広く他の時は狭く現れたりまたは全く欠けていたりする。鎌井田層の層理は全体としてENE-WSW方向の見かけの褶曲構造を示すが本層の片理も同様な褶曲構造を呈している。両層の褶曲軸は喰違うのがふつうである。

一般に分離された地塊片の片理は全体としてみると他の地塊のものとかかなりよく調和する。しかし詳細に検討すれば蛇紋岩の貫入は断層面にそって進行したもので蛇紋岩の岩脈の両側では構造に差異が見られたり地層が喰違ったりしている。八代付近では蛇紋岩によってふち取られた小地塊が幾つか見られる。これは本衝上地塊には多くの小衝上による鱗片が作られその一部に蛇紋岩が貫入したものである。したがって他にも多くの小鱗片が存在する可能性がある。

域外北方で三波川帯南縁部の緑色片岩と本層とは漸移関係にあると思われる。この域外において本層中に凝灰質砂岩粘板岩が含まれる部分では級別層理が逆転すると判断された。もしこれが正しければ本層は大規



図版12 楠神層と波川層との衝上関係(I) G:楠神層の緑色千枚岩 片理不明瞭。H:波川層の泥質千枚岩 片理はN35°~50W・60~30°W。F:衝上断層 E-W・25°S 4~8cmの角礫を伴う。位置:図版10のAより少し東



図版13 楠神層と波川層との衝上関係(Ⅱ) G:楠神層の輝緑凝灰岩, H:波川層の粘板岩 N85°W・80°N, F:衝上断層E-W・40°N, B:断層破碎帯(狭義) 厚さ約1m (筋川南部)



図版14 楠神層の衝上に伴う破碎帯 S:破碎された黒色粘板岩(波川層), C:チャートの角礫 図版13の断層から南15-20m付近の波川層には厚さ1-2m 長さ1-3mの緑色千枚岩やチャートの巨大礫が取込まれ さらに25m南の図版14には破碎された黒色粘板岩(黒色部)にチャートの角礫(20数cm以下)が入っている。断層からこの付近まで厚さ約30mが広義の断層破碎帯である(筋川南部)

模な推し被せ構造によって上位の衝上地塊を構成する地質系統と共に逆転され その変動に際して大規模な地層間のすべりが出来て 衝上地塊群がつくられたと考えられる。鎌井田層や本層の褶曲は単に見かけの褶曲にすぎないので地質図には示さなかった。図版12に変成された波川層に本層が衝上した例を示す。図版13は非変成波川層への衝上の例で 図版14はその破碎帯を示す。

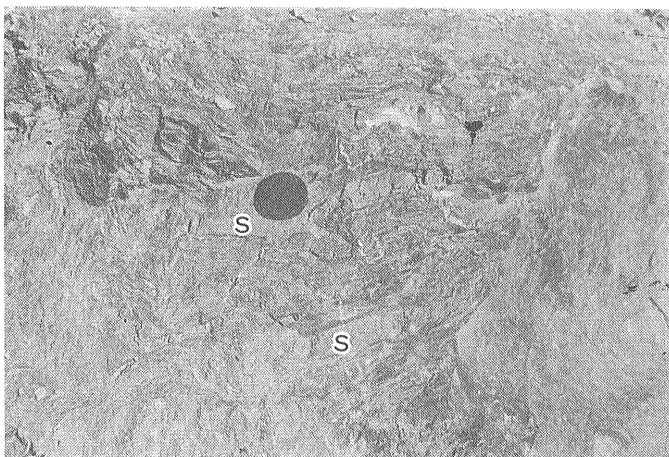
5. 波川および宗安寺谷両層

両層は楠神層の衝上地塊の下位に現れる。土讃線付近の蔵法院層群の南側で宗安寺谷層が衝上し 北側では波川層が衝上する。波川層と蔵法院層群の間には蛇紋岩の貫入がある。この付近から北の大河内付近までには変成された波川層と非変成の宗安寺谷層とが混在する。宗安寺の北では波川 宗安寺谷両層の間に蛇紋岩の貫入がみられる。この宗安寺谷層は南西側で局部的に楠神層の上ののるが 地質断面図に示される通り

部分的に衝上地塊が逆転される。

変成相と非変成相とは変成度が急変するか または間に蛇紋岩が貫入する場合は構造関係にあると推定される。

変成度が低下した波川層は宗安寺谷層と区別できない。両層とも砂岩にとむ部分や粘板岩の優勢などところがあるが 必ずしも連続しないので 分帯が困難である。その理由は鎌井田層や楠神層の衝上地塊によって広くかくされ 露出が断片的なこと 地層中に小規模な低角度の断層(衝上)があつて鱗片構造がつけられるためと思われる。地質図でみられるように蛇紋岩の岩脈は本層中に複雑な形状をもって貫入するが その岩脈の両側では地質構造を異にし あるいは岩質が変化し 明に断層面に蛇紋岩が貫入したことが判る。分岐した岩脈の一部は波川層の小地塊の周りをふち取ったり さらに岩脈の延長部は局部的な岩質変化や構造の違いから鱗片構造の存在が把握されることもある。



図版15 波川層の逆転構造 S:縞状千枚岩粘板岩中の砂岩薄層 この砂岩は見かけの上位では岩質が急変して粘板岩と接し 見かけの下位では砂岩は粒度を減じて粘板岩に漸移している。正常な級別層理は粗粒→細粒と漸次に変り 細粒から粗粒には急変する。したがって地層が逆転されている。露頭の走向 傾斜はN75°E・45°N(鏡村柿ノ又)

両層は一般に E-W ないし NE-SW 方向のみかけの小褶曲で擾乱される。その褶曲構造の差によって柴巻北方では小鱗片が認められた。これらの小地塊は長径が300~1,500m 短径が150~160mという小規模なもので4地塊がある。全体としてみるとこの様な多くの鱗片が作られていることに間違いはあるまい。

域外北方で図版15に示されるような級別層理によって地層が逆転することが観察される。このような正逆の判断では局部的な異常性のある場合を除いて正常なところは認められないので全体が逆転されている可能性がある。

B 中生界

1. 蔵法院および川内谷両層群

蔵法院層群が佐川付近から本地域まで殆んど一直線上にのびるがその途中では本層群の露出は半ば以上の範囲で認められない。また同様のことは川内谷層群についてもいえる。これら両層群の分布する地域では複合岩類や古生界の諸層の衝上地塊によってかくされる。したがって両層群は古い岩層による衝上地塊の地窓から現れることが判る。

佐川付近で蔵法院層群は背斜構造が形成され川内谷層群は北翼側に現れ南翼側には鳥巢層群が露出する。本地域でも川内谷層群は北に傾く蔵法院層群の北側に分布し南側には佐川南方から断続しながら南方域外にのびる鳥巢層群が見出されしかもその南限は七良谷層群と平行不整合の関係で鳥巢層群が接する。このことを総合して考えると背斜の北翼では蔵法院層群の上には川内谷層群が重なるが南翼側では川内谷層群が欠除される。鳥巢層群はその北側で蔵法院層群を不整合南側では七良谷層群を平行不整合に覆って向斜構造が形成される。本地域では鳥巢層群の存在は確認できないが西方域外の佐川の北方には川内谷層群を不整合に覆った鳥巢層群が存在するのでことによると古生界の衝上地塊の下位に鳥巢層群が伏在するかも知れない。

本地域の川内谷層群は断片的に小露出をするが一般に北に傾斜するにも拘らず上部層の見かけの上位側の部分から下部層の化石が見出されるので川内谷層群は小褶曲によって擾乱されているに違いない。

2. 白亜系

東方の物部川上流から領石までつづく白亜系はここから少し南にずれるが本域の東端部までつづき向斜が形成される。さらに西方域外の越知の近くには東方のものと同様の層序関係にある白亜系が複向斜をつくって鳥巢層群を不整合におおう。そうして西方の白亜系の東

限は衝上地塊によってかくされている。

東方側の白亜系の北限はかつて衝上断層によって古生界の衝上地塊と境されるとみられた(鈴木 1931)。小林ら(1931)は物部川上流の白亜系領石層群の北限は一部で古生界が衝上するけれども“天狗岳不整合”の存在をもって領石層群は古生界を覆うとのべた。その反面において西部の本地域の白亜系を含む部分の北限は蛇紋岩で境されることなどの理由によって尾立から東方域外の布師田まで約11 kmにわたって衝上断層の存在を指摘しこれを河野森(鴻ノ森)衝上とよんだ。

甲藤ら(1956)は物部川上流の白亜系を研究しその北限に衝上断層を認めたがこれは高角度のもののみとみたらさらに白亜系に対して古生界の変位は余り大きくないと考え小林ら(1931)が白亜系と古生界とは平行不整合の関係としたの対し傾斜不整合の関係にあるとした。

筆者は域外東方の休場の南の“天狗岳不整合”の露頭を観察し不整合よりはむしろ衝上断層と考えた。(1)領石層群は向斜を形成するにも拘らず向斜の北翼に当る基底礫岩は逆転して北に向って急斜しそれと同程度に傾斜した境で古生界のチャートが上にのる。この事実は北からの圧迫によって領石層群の一部がめくれ上ったことを示す。(2)基盤のチャートは北側の上部二畳系休場層群の最上部のものではなくてむしろ鎌井田層の一部と考えられること。領石層群と休場層群との双方に鎌井田相当層が衝上地塊としてのりその一部が領石層群と接したとも考えられる。(3)もしこれが不整合であるならば領石層群の基底礫岩にはチャートの巨礫とか粉砕されたチャートの角礫の何れかが豊富に見出されてもよいと考えられるがそのようなものは全く認められない。チャート礫は一般に亜円礫ないし円礫で大きさも人頭大位までのものが多いがこれはチャート自体からかなり距った位置に堆積したとしか思われない。この3つの理由を併せて仮に白亜系の一部が古生界を不整合に覆ったところがあるにしても大部分は衝上関係と見るべきが合理的に思われる。

本地域の白亜系は周囲の古生界や複合岩類と衝上関係にある。鴻ノ森の横倉山越知両層群と南側の下部物部川層群とは衝上関係でその断面には蛇紋岩が貫入する。白亜系は露出の南縁部で東西方向の軸をもつ向斜構造がつくられその北翼の北端部付近では衝上による圧迫を受けて地層が逆転されて北に傾く。あたかも“天狗岳不整合”における領石層群の逆転と似ている。

白亜系の南側に当る中万々には横倉複合岩類とこれを貫く蛇紋岩との双方を万々礫層が不整合に覆っている。白亜系の南限では上部物部川層群は北から南に向って45~60°Nの衝上断層で万々礫層の上ののる。これは甲藤

(1966)の万々断層である。ただし衝上地塊は古生界とされていたが 筆者との共同研究で白亜系のアーコーズ砂岩がのっていることが判明した。したがって 白亜系の上に複合岩類が衝上地塊をもつてのつた後 万々礫層が不整合に覆い さらに新生代に入って後 上部物部川層群が万々層の上に転位したことが判る。尾立から高知北部にわたる白亜系は域外東方および西方の2つの向斜構造を結ぶ線より少し南にずれた向斜軸をもつ。また本地域の上部三疊系の露出地域とその全般的褶曲軸の方向とを考えると白亜系の向斜軸は少し南にずれているようにみえる。これは恐らく新生代の衝上により白亜系が転位したため その転位量は少なくみても1kmに達するであろう。

結 び

筆者が数年間にわたって研究した地域全体の地質図は地質構造が複雑なために簡単に示すことができないので興味深い地域の一部を示すにとどめた。しかし 域内だけの事実からは重要な現象をのべられないので 周辺部から判断されることも併せて考察した。

東西方向の軸をもつて褶曲された中生界の上に古生界などからなる衝上地塊群がのる。これらは下から二疊系非變成大田相 變成一非變成大田相 上部石炭-中部二疊系秋吉相の輝緑凝灰岩層 同じくチャート層 上部デボン系越知層群 シルル系横倉山層群 先シルル系横倉複合岩類からなる7つの衝上地塊である。大局的にみると上位の地塊は古く下位のものが新しい地質時代を示す。かつて筆者(1970)は域外北東方吉野川畔で大歩危砂岩層が逆転している事実を発見し 単にこの地層だけが逆転したとは思えないことから秩父帯の古生界全体(もしくは大部分)が逆転した可能性のあることを指摘した。複合岩類 横倉山層群および越知層群は全体として逆転されたことはすでにのべた。さらに域外北方で楠神および波川両相の弱變成相がともに逆転されていた。これらの事実を総合することによって衝上地塊群は北から南へ大規模な推し被せをつくって中生界に衝上したと考えられる。衝上地塊もとの方向をたどると地背斜によって上昇された領家帯がある。ここでは詳細のべないが推し被せの根源は古い領家帯とみるべきである。帰納的な方法によるほかはないが 復原して考えると

- (1) 古い領家帯に地背斜が生じた。
- (2) この際に変成岩や古い花崗岩からなる日本列島の基盤に進入した蛇紋岩は基盤の一部を粉碎し かつこれを捕獲し さらにすべりによって各地質系統相互の間に生じた衝上断層などに貫入し 深部の古い地

層などを地表近くにもたらせた。

- (3) こうして先シルル系からその後の地層すなわち横倉山 越知両層群 休場相当層の波川層 中部ジュラ系 七良谷層群 上部ジュラ系鳥巢層群 白亜系の諸層群などに物質を供給した。
- (4) 多分白亜紀の頃地背斜が北から南へ向い斜めに押上げるにつれて 南側の地層が深部にまくり込まれて古生界の一部に変成作用を及ぼしたのであろう。それが三波川帯の広域變成岩類と思われる。
- (5) 地背斜による物質の供給は中生界の岩質変化からみて 古生界と中生界とに区別すべきであろう。中生界では蔵法院層群の雲母片 川内谷層群の花崗岩片や横倉山層群からと思われる岩片 地域外で見られるジュラ系や白亜系諸層群中のこの種の礫からみて地背斜による物質の供給は上部ジュラ系から盛んになっている。
- (6) 地背斜の隆起につれて 地表近くの浅所で横江りによる衝上運動が起り その激化が同時期の堆積物に物質を供給したのであろう。そうして衝上地塊の転位につれて南側の地層は褶曲された。
- (7) このような推移と並行し 蛇紋岩はすべり易いので再動し 衝上断層がそれによって派生された小衝上の断層面に貫入し さらに転位を助けたと思われる。
- (8) こうして越知の近くのもっとも新しいギリアーク頃の柳瀬川層群堆積後まで変動がつづいた。
- (9) したがって全体として大規模な推し被せをつくったので 古い岩層は地背斜の核心として もっとも上位に位置するに至った。複合岩類の構造上の上側には横倉山層群があってもよいと思われるが まだ発見するに至らない。ことによると削剝され尽したか または南側でなく反対側の北方に向って転位されたかの何れかであろう。
- (10) 地殻変動の終末期ははっきりと定めるには時期が尚早である。しかし秩父帯の南側には四十十帯があつて ここにはジュラ紀(?)から中新世初期までにわたる一連の地層があり 古いものほど擾乱を激しく受けている。これからみて中新世初期頃まで変動がつづいた ことが予想される。

後 記

このような大規模な地殻変動の起つた原因を明示するのは時期がまだ早い。最近地球物理学界ではいわゆる海洋拡大説またはプレート・テクトニクスにより大陸の移動などの説明が試みられる。多くの資料で樹てられた仮説は合理的にみえるが まだ万全でもないようだ。地質家としては 現在起っている現象を過去の地質時

代にさかのぼって検討し 可否を見定めるべきであろう。海洋拡大説を引用して推し被せ構造の根拠を説明するとあるときは有利に考えられるが まだ資料は万全でない。

筆者(1970)は中央構造線は緩く北に傾斜するであろうこと。また秩父帯の中生界と四万十(累)層群との間には巨視的にみて堆積区がかなり距っていたことを指摘した。四万十層群は一般に北に傾き しかも堆積はこれが正常であるから局部的にみれば北側の地層が南側より新しい。それにもかかわらず四万十帯の北限の地層は宮古帯(またはジュラ紀後期?)であり 南側の九州の中南部などの地層は中新世初期のものである。それゆえに四万十帯には多くの北傾斜の衝上断層があって地層がくり返され 1つ1つの衝上地塊では北の部分が新しいが 全体としては南の地層が若くなると考えなくてはならない。このような事実は九州中部では実際に証明されつつある(今井ら 1973)。

反面において秩父帯の中生代堆積盆地も四万十地向斜も同じ時代には同じ地表にあったのだから当時の地表は地質断面図の上でも連続できなくてはならない。連続できない場合は地質構造発達の推移のうちにこれが説明できなくてはならない。

筆者はこの問題について努力したが次のように結論することで説明が可能となったと考える。

秩父帯と四万十帯の間には斗賀野伏衝上断層があって 両帯を接しさせたこと 北側で大規模な推し被せが進展するとともに四万十帯の地層は南から北に向って秩父帯の下に衝入していったと考えられる。こうして南側の四万十地向斜では若い地層が順次に堆積して堆積構造が正常なまま 北側の地層の下にもぐり込むという地殻変動がつづいたならば四万十帯を含めて地質構造の特異性の説明が可能となる(河合 1973)。

狭い地域の地質構造の解明から広い範囲の地殻変動の推移をたどってみた。けれどもこの地域だけの研究では問題の解明の本質には到達でき難いであろう。今後の研究の発展に期待する。(48年7月22日)

(筆者は 地質第2課長)

文 献

本域に関する文献は 非常に多いので とくに関係深いものに限って掲げた。

福地成治(1941): 土佐国越知盆地の地質 地質学雑誌 48巻 579号

橋本清美(1967): 土佐の地質(遺稿) 平田地質研究所

平田茂留(1940): 四国物部川盆地西部の地質について 地学雑誌 52巻 614号

平田茂留(1964): 高知市およびその付近の地質 第1報 地学

研究 15巻 4号

平田茂留(1971): 高知市北部山麓地域の地質 同上22巻 9—10号

平田茂留(1972): 化石の目録と図集 第1集 平田地質研究所
ICHIKAWA, K. (1951): *Actinodontophora* nov. and other Permian Mollusca from Katsura, in Sakawa Basin, Shikoku, Southwest Japan., Jour. Fac. Sci Univ. Tokyo, Sec. 2, Vol. 7, Nos. 6—10.

市川浩一郎ほか4名(1956): 黒瀬川構造帯 地質学雑誌 62巻 725号

今井功 ほか6名(1973): 20万分の1 宮崎県地質図および宮崎県の地質と資源(説明書) 宮崎県

石井健一ほか4名(1957): 四国上八川—伊野路線に沿う秩父累帯の地質 同上 63巻 743号

甲藤次郎・須鎗和己(1956): 物部川盆地の再検討 高知大研報 5巻 23号

甲藤次郎・川沢啓三(1958): 高知県伊野町北方の古生界 同上 7巻 19号

甲藤次郎ほか3名(1961): 縮尺20万分の1 高知県地質鉱産図および同説明書

甲藤次郎(1966): 高知県万々の高位段丘礫層を切る衝上断層について 高知大研報 15巻 7号

河合正虎(1965): 西南日本における後期中生代の地殻変動と地質構造に関する考察(演旨) 地質学雑誌 71巻 838号

河合正虎(1968): 高知県佐川周辺における中生界の関係について(演旨) 同上 74巻 2号

河合正虎(1970): 日本列島の生い立ちをさぐる〔II〕 ラテイス社

河合正虎(1971): 高知県横倉山付近の地質 松下久道教授記念論文集

河合正虎(1972): 高知県吾北村南西部の地質 日本地質学会79年学術大会演旨集

河合正虎(1973): 高知県鏡村付近の地質 同上80年 学術大会演旨集

小林貞一(1931a): 土佐国佐川の三疊紀層と上部古生層の横移岩塊(クリッペン) 地質学雑誌 38巻 452 & 454号

小林貞一(1931b): 佐川盆地の地質構造と古生界 同上 38巻 457号

小林貞一・井尻正二(1936): 土佐国高知北方の中生界の層序と構造 地学雑誌 48巻 571号

KOBAYASHI, T. (1941): The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands., Jour. Fac. Sic. Univ. Tokyo, Sec. 2, Vol. 5, No. 7.

小林貞一(1950): 日本地方地質誌 四国地方 朝倉書店
満塩博美・甲藤次郎(1966): 高知市北西部の第四系 高知大学術研報 15巻 7号

野田光雄(1955): 高知県横倉山付近の古生層の層序と地質構造 九州大教養部地学研報 1号

中村純ほか3名(1972): 花粉層序学的研究 その1 高知大学術研報 21巻 5号

西村嘉助ほか2名(1941): 高知市西方の城山礫層について(概報) 地質学雑誌 48巻 594号

鈴木達夫(1931): 7万5千分の1 高知図幅および同説明書

山内信雄・平田茂留(1936): 土佐国伊野盆地における上中部三疊紀層の発見 地球 25巻 3号

山下 昇(1958): 佐川盆地地下山で発見した *Yabeina-Lepidolina* 化石群とその意義 地質学雑誌 64巻 749号