

久万層群の新観察

甲 藤 次 郎 (元所員 現高知大学) ・ 平 朝 彦 (高知大学)

はじめに

久万層群 (永井 1957) は 四国の始新統を代表する地層群であり 特異な岩相と異常な高度分布などから古くより注目されてきた地層群である。

久万層群下位の二名層 (中部始新統) は結晶片岩類の巨礫岩相を特徴とし 主要な分布地は 石鎚国定公園地域内の瓶ヶ森 (標高 1,896m の 1,700m 台) ・子持権現山 (1,677m) や その西方の国指定名勝並びに愛媛県立自然公園である久万町古岩屋から美川町の岩屋寺 (四国霊場 45 番札所) にまたがる標高 500m 内外の特異な礫岩峰を形成している約 300 ヘクタールの地域 さらにその西方の海棲化石を産するいわゆる父二峰二名地域などである。

またこれに類する礫岩には 市ノ川礫岩や唐越礫岩 (甲藤 1978) がある。

二名層上位の明神層 (上部始新統) は 久万盆地に模式的に発達し 通常二名層と相伴って既述の地域やその周辺に広く分布している。 なお 二名層と明神層の関係は不整合 (永井 1968) とされている。

筆者らは 後述の久万層群の主要分布地域の再検討の結果 久万層群の一部は海成層であるが その他の大部分は崖錐～扇状地堆積相 網状河川堆積相および湖成堆積相からなる岩相変化の著しい陸成層であること ならびに 二名層と明神層のいわゆる不整合関係は認められないことなどを明らかにした (昭和53年9月3日 日本地質学会西日本支部・関西支部合同四国例会で発表)。

今回の調査にあたり 種々懇切な御助言を頂いた愛媛大学名誉教授永井浩三博士に深甚の謝意を表す。 また著者の一人甲藤は 本研究の端緒となった昭和47年度瓶ヶ森林地道地質調査の機会を与えて下さった当時の高知営林局々長公平秀蔵氏に厚く御礼申し上げる。

西南日本の地帯構造と本研究の意義

西南日本の地帯構造は 中央構造線を境に 大きく内帯と外帯に区分されている。 内帯は三郡変成帯・領家変成帯などからなり 領家帯は不整合で白亜紀後期の和泉層群に被覆されている。 外帯は 三波川帯・秩父帯・

四十十帯からなる。 これら西南日本弧を構成している基本的な地帯構造の成因を明らかにすることは 日本列島の地史の解明にとって もっとも重要な作業の一つであるのは言うまでもない。 この問題に関しては 小林貞一の“佐川造山輪廻と その日本列島の起源における意義”以来数多くの考察が提唱されてきた。

また最近では プレート論にもとづいて西南日本の地史を解釈しようとする動きも活発である。

筆者らは 最近協同して四十十帯の層序・堆積環境の再検討に着手し それらの成果の一部はすでに本誌上に発表してきた (甲藤・平 1978 a 1978 b)

四十十帯の解明には もとよりそれ独自の研究のみでできるものではなく ひろく西南日本地帯構造とのかかわりあい 更に太平洋とアジア大陸地帯との関連においてとらえることによって 初めて本質的な理解が可能となる。 久万層群は 西南日本の地帯構造発達史を考える上で以下の点で重要である。

- 1) 四国においては 久万層群は三波川帯からの碎屑礫を持つ最古の地層の一つである。 一方 四十十帯室戸半島層群の大山岬層にも三波川帯起源と思われる礫が含有されており それとの関連性が注目される。
- 2) 久万層群中に含まれる礫岩の礫種は 三波川帯・和泉帯・領家帯からのものと考えられ 当時の西南日本の地帯構造を知る上で ほとんど唯一の手がかりである。
- 3) 四国においては 久万層群は 中央構造線の両側に分布する最古の地層である。
- 4) 久万層群の分布は特異である。 地層はほとんど変形をうけておらず 水平に近い傾斜をもっている。 にもかかわらず 著しい高度差を持ち 100 m前後の標高の地域から四国の屋根石鎚山系の最高度付近 たとえば 瓶ヶ森 (1,896m) 子持権現山 (1,709m) 筒上山 (1,859m) などの周辺に分

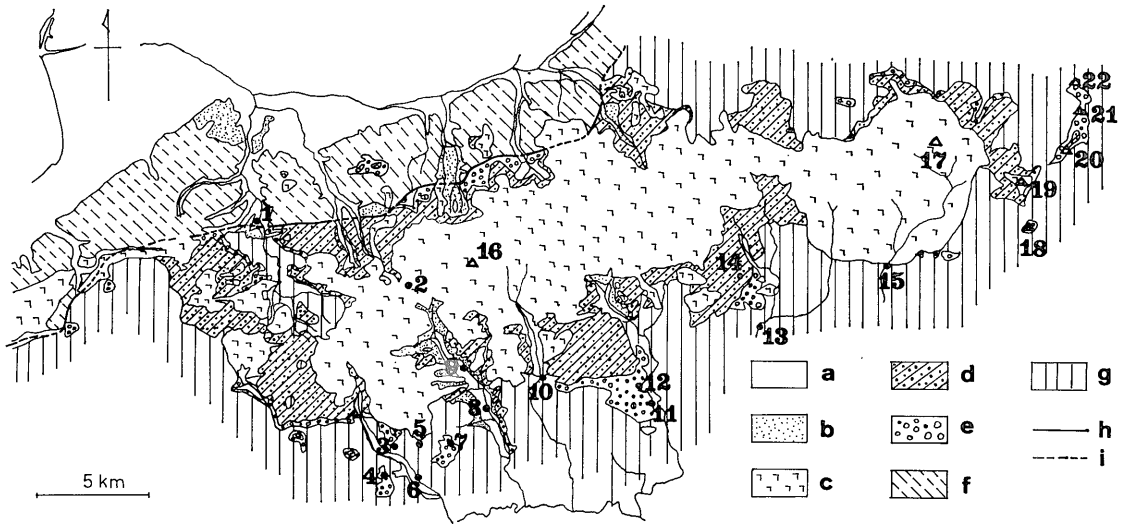


図1 久万層群分布地域地質図(永井 1972より)

- | | | | | | | | | |
|-----|--------|---------|-----------|---------------------------|-------------|-----------|--------|--------|
| 凡例 | a 沖積層 | b 洪積層 | c 中新統石鎚層群 | d・e 始新統久万層群 (d 明神層 e 二名層) | f 上部白亜系和泉層群 | g 三波川変成岩類 | h 断層 | i 推定断層 |
| 地点名 | 1 砥部 | 2 三坂峠 | 3 中条 | 4 下坂場峠 | 5 東条 | 6 二名 | 7 ひわだ峠 | 8 久万 |
| | 9 明神 | 10 下畑野川 | 11 岩屋寺 | 12 古岩屋 | 13 波草 | 14 中山 | 15 関門 | 16 皿ヶ峯 |
| | 17 石鎚山 | 18 筒上山 | 19 岩黒山 | 20 伊吹山 | 21 子持権現山 | 22 瓶ヶ森 | | |

布している。

以上のように 久万層群の起源を解明することは 西南日本地帯構造の発達を考える上で 一つの重要な鍵を提供することになると考えられる。

研究史からみた久万層群

いわゆる「石鎚第三紀層」については 中新世の内陸湖水堆積層と考えられた時代もあったが(豊田英義ら1952) 1951年頃からの永井浩三および堀越和衛らによる精力的な研究の結果 石鎚山第三系は始新世の久万層群と中部中新世ないし下部鮮新世(?)の石鎚層群に分けられた。

久万層群は 永井浩三により命名され(1957) その後の研究成果は永井(1972)によってまとめられている また矢部長克は 久万層群に非常な関心をもち 齢82歳で同層群の検討に訪れたという事情が 永井(1977)によって紹介されている。

久万層群は 下位の二名層と上位の明神層よりなる(図1)。

二名層の模式地は 愛媛県上浮穴(かみうけな)郡久万町父二峰二名の東条と中条とを含めた地域である。二名層は 礫岩を主とする粗粒な砕屑岩から構成され 砕屑物はそのほとんどが三波川帯起源の変成岩類からなる。

模式地の中条付近では 二枚貝・さんご・こけむし・石灰藻などとともに有孔虫が発見されている。

半沢正四郎によると これらの有孔虫は *Discocyclus* sp., *Eofabiania cassis* (Oppenheim) であり 中期～後期始新世の時代を示すものである (HANZAWA, 1959)。

以上のことから 永井は 二名層がすべて海成層と考え 急峻な地形を持つ三波川変成岩の露岩地域への海進時にできた地層であると考えた。

二名層は 露頭によって 層厚や岩相が著しく異なる。

とくに南縁部の岩屋寺・古岩屋付近では径1mを越す結晶片岩礫を含む厚い巨礫岩相が露出し 子持権現山・瓶ヶ森付近にも厚い巨礫岩相が発達している。

上位の明神層の模式地は 愛媛県上浮穴郡久万町久万川河床で 層厚は約400mである。各地における明神層の岩相も著しく異なる。

明神層は 礫岩・砂岩・頁岩のさまざまな互層から構成されている淡水成層である。明神層を構成する礫は二名層とは異なり 和泉層群や領家帯由来と考えられる砂岩・花崗岩類が主であって 三波川帯起源の結晶片岩類は一般に少なく 礫はよく円磨されている。

明神層は ほとんどの露頭で植物化石を産出するが 動物化石の報告はいまのところない。植物化石群から明神層は古第三系と考えられ 宇部炭田の古第三系や九州の直方層群のフロラとの近縁性から上部始新世とされた。

永井は 二名層と明神層の関係を最初整合と考えたが後に伊予郡広田村上尾(うえび)や上浮穴郡面河村中山

の露頭で 二名層と明神層とが傾斜不整合をしているのが観察されたために不整合と訂正した (NAGAI, 1968).

以上のことより 二名層の時代は中部始新世とされそれを不整合に被覆する明神層は上部始新世とされた.

さらにこれらの久万層群は 上位の石鎚層群 (中新統) に不整合でおおわれている.

永井は これらの久万層群の堆積史について次のように考えている.

四国では 上部白亜紀の和泉層群には三波川変成岩類の碎屑物は発見されていないので 少なくとも和泉層群堆積前には三波川帯は広く地表には露出していなかった.

和泉層群堆積後 久万層群堆積前に三波川帯は地表に露出し 急峻な山地を形成した. この変動にともなって南側の三波川帯が北側の和泉層群の上に衝上した (上灘衝上: 永井 1971).

二名層の堆積は 壮年期的な三波川帯の山地の沈水にはじまる海進によってもたらされた. 二名層の末期頃には 三波川帯の山地は削剝されて低地となった. この後 北側の地帯の隆起がおき 和泉層群がまず削剝され つづいて深部の変成古生層・花崗岩類が露出し削剝されて 明神層が堆積した. 永井は 明神層下部に一

部扇状地の堆積物と認められるものもあるので 明神層堆積地のごく近くの内帯側に急峻な山地があったことを想定している.

以上のように 久万層群については 永井の長年にわたる努力によって多くの重要な事実が明らかにされてきた.

著者の一人甲藤は 室戸半島層群の大山岬層中に巨大な結晶片岩礫が認められるため 大山岬層堆積時に 三波川帯の広域的な隆起運動があったことを想定し (甲藤 1961) 二名層と大山岬層はほぼ同時期に堆積したのではないかと長らく考えていた.

このような事実関係を確かめるため 平とともに二名層を再検討する機会をもった. 最初の調査では 特に古岩屋付近の観察を行ったが そこでは二名層の産状は扇状地の堆積物と考えられるようなものであるのを知った (甲藤 1978) また これに先だつ瓶ヶ森林道調査では 二名層が海成層である根拠の全くないことから 二名層は一部海成層であっても その他の大部分は陸成層であるまいかという疑問をもった. この林道調査の成果は 20万分の1 高知県表層地質図 (甲藤 1974) の一部に表現されている.

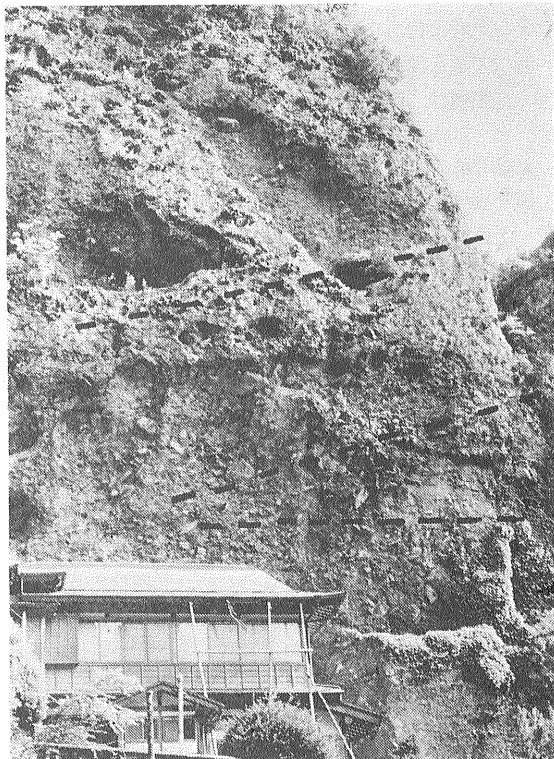


写真1 岩屋寺付近の結晶片岩巨礫相 上部と下部のユニットが斜交しているのに注意 破線は層面を示す



写真2 結晶片岩の巨大礫 インプリケーションに注意 (岩屋寺付近)

さらに二名層が著しい岩相変化を示すなら 二名層と明神層の関係についても 再検討する必要があると考え 今回再び両者で久万層群を再検討する機会をもったのである。

以下 本論文は 今回の調査で行った二名層・明神層の堆積環境の解析結果とその意義について述べる。

久万層群の堆積環境

古岩屋とその周辺の扇状地—網状河川相

古岩屋付近には 巨大礫を含む二名層が厚く堆積し 巨大な岩峰をなし 特異な景観を示している。

古岩屋付近の岩相については すでに甲藤(1978)が簡単に紹介し それが扇状地堆積物である可能性を指摘した。古岩屋南西方の岩屋寺付近でも同じような結晶片岩の巨大礫を含む巨礫相が露出している。ここでは東西方向の壁面に長径1m以上の巨礫が含まれ 粗い成層構造が認められる。壁面の下部では 下部のユニットと上部のユニットが斜交しているのが認められ 1つの扇状地ユニットの上に次の扇状地ユニットが堆積していたことを表わしている(写真1・2)

古岩屋付近では 結晶片岩の基盤の上に巨礫相が発達し 走向N30E・10°W程度で傾斜しており 河床沿いに下畑野川方向に歩むと 岩相の上方および側方変化を連続して観察できる。基盤と巨礫相の直接の関係を示す露頭は見えなかった。古岩屋付近では 礫種はほとんどが結晶片岩であり 長径1.5m程度の巨大礫を含む。このあたりでは 礫のインブリケーションがよく発達しており 礫の長軸はインブリケーションの傾斜方向と直交した配列をしている。巨大礫は流れに長軸が直交するケースが多いので統計的な処理なしに フィールドでの感じから 流れの方向を推定すると 北々西から供給されたようである。礫岩中には成層したうすい砂岩をはさんでいる。これらの巨礫岩—砂岩相はチャンネル構造・級化層理・インブリケーション等から土石流—河川の堆積物で 全体として扇状地を形成していたと推定できる。

300m程西方に行くと 円磨された和泉層群起源と考えられる砂岩礫が1個 2個と入ってくるのが認められ 西ノ川付近では数%に達する。長径も30cm以上のものが混じる。ここでも全体としての岩相は“扇状地”的で結晶片岩の巨礫相である。砂岩礫の割合は次第に増し さらに300m程西方に行くと砂岩礫は30%ぐらいを占めるようになり 1mもの巨礫も認められる。

さらに100m程西方では比率は半々ぐらいになり 結



写真3 チャンネルを埋積した土石流プラグ
砂岩の巨礫が認められる(古岩屋—下畑野川間)

晶片岩礫も砂岩礫も同程度の大きさをもつ巨礫相となっている。しかし一般に砂岩礫の方がより円磨されている。この間 岩相に明瞭な境界はなくスムーズに漸移しており さらに西方へと砂岩礫の比率は増してゆく。

嵯峨山の250mほど西方での道沿露頭では 土石流のチャンネルを埋積した土石流プラグ(写真3)が認められ やはり扇状地堆積物と考えられる。チャンネル方向は南北方向が推定できる。しかし ここでは古岩屋付近の巨礫相よりは ずっと砂質の部分が多くなっている。

さらに西方のゴルフ場付近では ほとんどが砂岩礫となり 結晶片岩礫は10%程度となる。全体の礫径も最大20cm程度と減少してくる。礫岩・砂岩層は レンズ状・チャンネル状を示し 露頭面においても側方へ著しく変化しているのが認められる(写真4)。

砂岩層中には平行葉理 多量の木片等の炭質物が認められる。このような堆積相は網状河川(braided stream)のチャンネル・コンプレックスの堆積物を示している。

礫岩層は網状チャンネルのチャンネル底の残存礫(channel lag gravel)および礫洲(gravel bar)の堆積物 砂層は砂洲・チャンネルの堆積物であり これらが複雑に組み合わせられた堆積相を示している。

下畑野川より直瀬にぬける道沿いのルートでは 以上の地層の上位の地層を観察できる。このルートで見られるのは やはり砂岩礫を主とし 多少の結晶片岩層をもつ礫層と砂層のチャンネル堆積物である。

チャンネルの方向・斜交葉理より 北方からの供給が推定される。礫は次第にサイズを減じ 峠付近ではアーコーズ質の砂岩層となる。

以上のルートでは 岩相は次第に変化し 堆積環境は

扇状地—扇状地外縁—礫質網状チャネル—砂質網状チャネルと変化している。結晶片岩礫を主体とする扇状地堆積物である“典型的”二名層と砂岩礫を主体とする網状河川堆積物である“典型的”明神層では明らかに異なる。しかしその間の変化はあくまで漸移的でこのルートで不整合に相当する境界を見出すことは困難であり地層間の境界をどこにひいたらよいか当惑する程である。

面河村中山から面河ダムに至るルートでは結晶片岩類の基盤の上にやはり扇状地堆積相を示す二名相の巨礫岩がのっている。このルートでもやはり次第に砂岩礫の比率が増して行く。

中山の分岐点から数十mほど面河ダムより上った地点で永井の指摘している二名層と明神層の“不整合”の露頭がある(写真5)。たしかにこの地点では下位の結晶片岩礫を主とする巨礫相を上位の砂岩礫を主とする巨礫層が被覆している。しかし下位の層にも20~30%程度の砂岩礫が含まれ上位の層にも同程度の結晶片岩礫が含まれておりまた両者間に明瞭な“傾斜”関係はない。上位の層は砂岩層をより多くはさみ上方細粒化のチャネルサイクルを明瞭に示す。すなわちここでは堆積環境が扇状地相から網状河川相へと急変している。扇状地・網状河川のような堆積相は側方・垂直両方へいつでも“漸移”するとは限らないであろう。同じ堆積相内でも著しい岩相変化がありたとえば岩屋寺でみられる様にユニットごとに“斜交”関係にある場合もある。この様な堆積環境では岩相が比較的急変するのは十分に考えられることでこの変化

は必ずしも著しい変動や時間の間隙をとともう“不整合”を表わすとは限らないであろう。

したがってこの地点でのいわゆる“不整合”は著しい時間のギャップを表わしたり“変動”があったことを表わしたりしているのではなく水系の変化等にともない扇状地から網状河川への変化が比較的急速に起きたことを表わしていると考えた方がよさそうである。

このルートでは面河ダム沿いに更に上位の岩相が観察できる。ここでは上位へと花崗岩類の礫の比率が増してゆく。円磨された花崗岩礫をもつ礫層はチャネル状・レンズ状を示し上下・側方へとアーコーズ質の砂岩層に急変し網状河川の堆積物である(写真6)。

このルート沿いでは2・3のチャネルは東西方向の傾向を示している。

父二峰二名付近の浅海相

模式地付近の二名層は古岩屋付近のものとは著しく異なる。この付近での良好な露頭はひわだ峠頂上付近の林道沿いにみられる。

ここではN50°W・30°Nの面構造をもつ三波川変成岩類に二名層がE—W・10°Sぐらいで接している(写真7)。

接触面にはスリッケンサイドが発達し10cm程度の厚さの断層角礫が認められる。

この二名層は主として円磨され淘汰された細礫層と砂岩層からなりよく成層している(写真8)。

カキを主とする二枚貝類の化石がかなり豊富にみられ一部では密集している。露頭範囲では礫層・砂層の連続性は良くチャネル構造は認められない。これらの

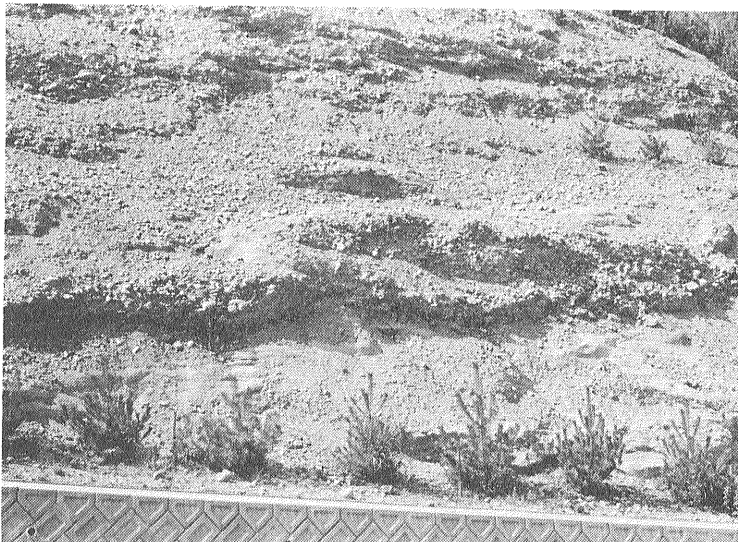


写真4 砂岩礫を主体とする網状河川堆積層
(古岩屋～下畑野川間・ゴルフ場入口)

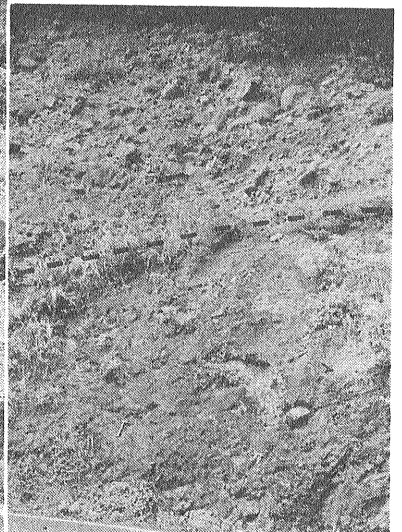


写真5 結晶片岩礫に富む岩相(下位)から砂岩礫に富む岩相(上位)への変化
破線は従来の不整合面(中山付近)

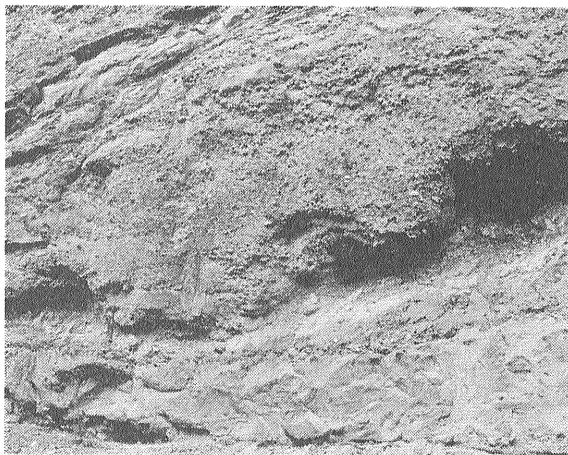


写真6 花崗岩礫に富む網状河川のチャネル堆積層 (面河ダム沿い)



写真7 三波川変成岩類と海成相の二名層とのコンタクト(コンタクトは断層 ひわだ峠)

ことより この地点での二名層は 浅海性 特に礫質海岸の堆積物 (beach gravels) と考えられる。 礫質の海岸では 季節的な波浪エネルギーレベルの変化・ストーム時の変化等により 礫 砂等の成層構造が生成される。 礫は近くの河口や海食崖から供給されるが 砂は一部沿岸流などにより 遠方からの供給も可能である。

三波川変成岩類との接触面近くの層序では 1 m程度の厚さの白色アーコーズ質砂岩層が認められる。

この砂岩層は 上下の地層がほとんど緑色片岩を主とする三波川帯からの岩屑からなり 緑色を示しているのに対して “異質” である。 三波川帯からの岩屑が近くの海食崖や河口から供給されたのに対し アーコーズ砂岩層は内帯に通じる水系の河口から沿岸流によって供給されたのかもしれない。

東条付近のルートでも二枚貝等の化石を産する (図2)。ここでは 基盤の三波川変成岩類上に薄い断層角礫を介して 砂岩層が接する。 コンタクトより3 mほど上位に細礫部があり 一部石灰質で二枚貝の化石を含んでいる。 上位では炭質物を含む泥岩相に変化している。

いずれにせよ 以上の2つのルートでは基盤と断層で海成相の二名層が接している。 しかし この断層により 他地域で見られる巨礫相が失われているという可能性はまずない。 ここでは 基盤に直接アバットする形で海成相の二名層が堆積し その接触面がその後すべったと考えた方がよさそうである。

すなわち ここでは三波川変成岩類の基盤上に 扇状地等の堆積物は発達せず いきなり海進がはじまり 海食崖を形成し 基盤に接して海岸礫が堆積した。

その後一帯は海退して 低湿地となり 泥岩が堆積し

たと推定できよう。

この海岸礫相の分布は極めて狭く 中条から 2km 程南の下坂場峠付近に露出している二名層は “崖錐一扇状地” 状の巨礫相を主体としている。 このルートでもやはり上方へと砂岩礫の含量が増加してゆく傾向がみられる。

またここでは 海棲化石の報告があるので(永井 1972) 一時海進の時期があったらしい。 しかし この二名



写真8 二名層(海成相)の円磨された結晶片岩礫を持つビーチ・グラベン堆積層 (左上および右下は節理面 ひわだ峠)

層は 中条あるいはひわだ峠の海岸礫相とは岩相を異にしている。

名野川越付近の湖成デルタ相

名野川越から高知県長沢に下る長沢林道沿いには 久万層群が連続して露出し 絶好の観察場所となっている(図3)。

ここでは 三波川変成岩類の基盤を 不整合に約2.5 mの厚さの角礫岩が覆う。角礫はすべて三波川帯起源で 基盤上を覆っていた 崖錐堆積物と推定できる(写真9)。これより上位1.7 mは泥岩で その上に厚さ約1 mの結晶片岩・石英脈岩の円礫岩があり その上は砂岩・泥岩の細互層からなる(写真10)。互層中に約0.8 mの厚さの細～中礫径の砂岩礫層がある。上位へと次第に砂岩の粒径・厚さとも増加し(写真11) 最上部ではチャンネル構造を持つアーコース質粗粒砂岩 及び花崗岩礫岩となる(写真12)。したがってこのセクションは単一の上方粗粒化・上方厚層厚化サイクルを示す。セクション全体に炭質物・木片が豊富で 見事な植物化石が多数産出される。互層中の砂岩層は 級化層理・平行葉理・リップル葉理・コンボリューション等の堆積構造が発達し いわゆるタービダイトのポーマモデルと一致した岩相を示す(写真13)。リップルから供給方向を求めると 北々東からの流れを示す。

以上のことから このルートでの堆積環境は次の様にまとめられる。

まず 三波川変成岩類の基盤上に 崖錐・風化生成物が堆積していた。当時この付近の地形が急峻であった

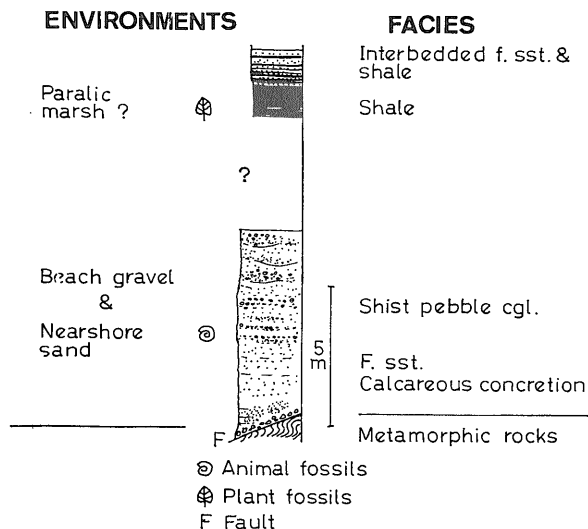


図2 東条付近 久万層群基底の柱状図

ことは 後述の如く このルートの北東数キロ付近に発達する子持権現山・瓶ヶ森のV字谷・扇状地堆積物から推定できよう。

この崖錐上に厚くつもった細粒相はタービダイト互層である。しかし このタービダイトは 海底ではなく湖底に堆積したものであろう。急峻な三波川基盤上に土砂崩れなどで塞ぎ止め湖が形成されたと考えるのはどうであろうか。やがて湖は 北より次第に埋めたてられていったが その過程は 典型的上方粗粒化サイクルをとる湖成デルタのプログラデーションによるものである。プロデルタの泥岩・細互層 デルタフロントのタービダイト互層 デルタ上のチャンネル砂礫層と上方に重なり 100m 以上の厚さを持つ1つのサイクルを形成している。

セクション全体では 下位から上位へと結晶片岩礫・砂岩礫・花崗岩礫への変化が認められる。

筆者らは現在の石鎚山にむかって拡がっていたと推定される当時の湖を 石鎚化石湖(または 古石鎚湖)とここに命名する。またこのルートでは 湖成層の最上部は断層でセクションの最下部と接している。すなわちこの断層は約100mの落差を持っている。筆者らはこの断層を名野川越断層と命名する。

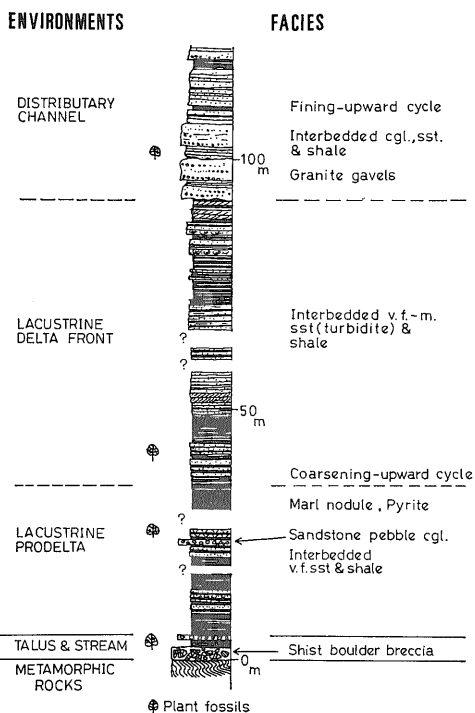


図3 長沢林道 久万層群柱状図
セクションは図4の2の部分に相当

また名野川越北東 2 km のシラザ峠周辺の湖沼性堆積層分布地をシラザ小化石湖（または 古シラザ湖）と名づける。

土小屋 一瓶ヶ森ルートと河床不整合面

土小屋から瓶ヶ森に至るルート沿いでは いわゆる二名層・明神層及び三波川変成岩類が断層でブロック状になりながら配列しているのが認められる（図4）

久万層群は 大部分がほぼ東西に近い走向を持ち北へ10～30° 程度で傾斜している。 したがって このルー

トでの地質構造は 基本的には いくつかの正断層によるハーフグラベン状をなし グラベンブロック中に逆断層が派生していると推定できる。 この構造は四国山脈の隆起時に生成されたのであろう。

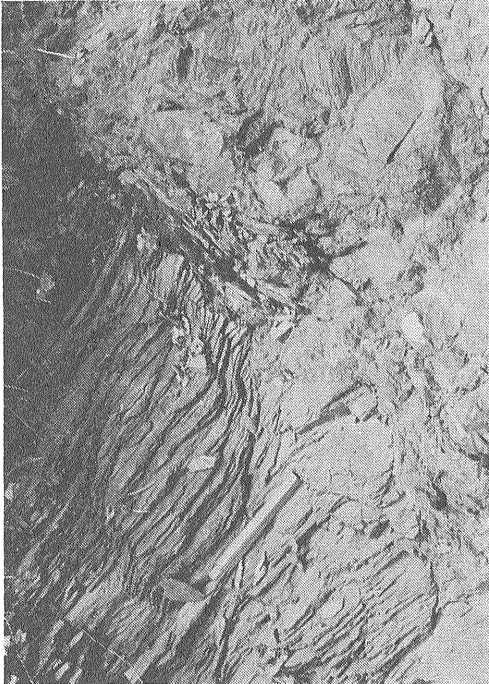


写真9 崖壁堆積相の二名層と三波川変成岩類の不整合（長沢林道）



写真10 湖成デルタ・プロデルタ泥岩勝ち互層相（長沢林道）

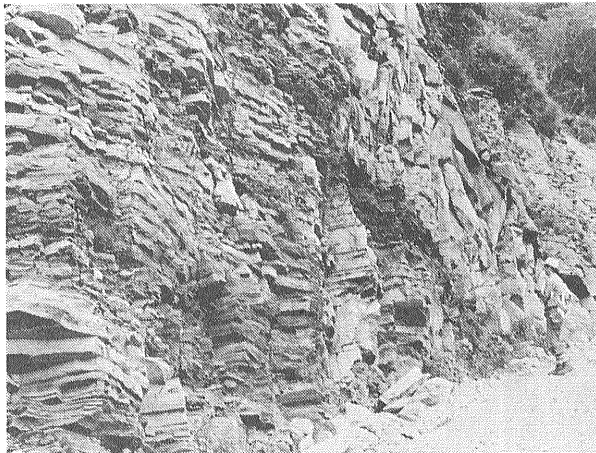


写真11 湖成デルタ・デルタフロントの砂岩勝ちタービダイト互層（長沢林道）

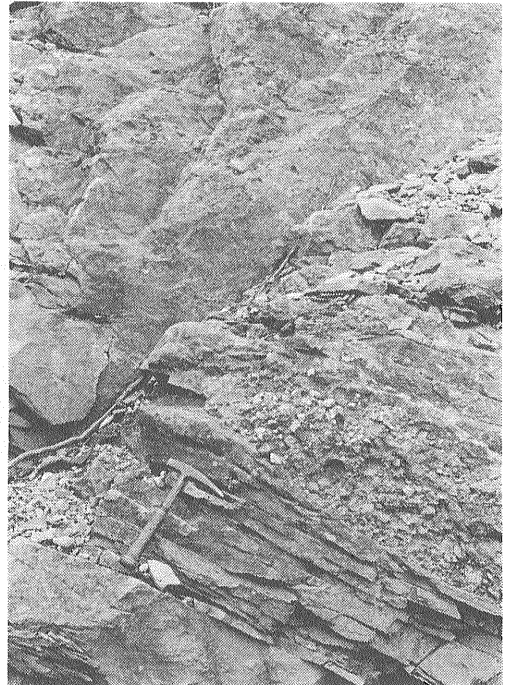


写真12 湖成デルタのチャネル礫岩相（長沢林道）

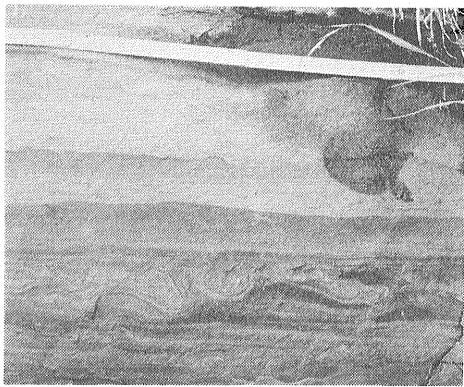


写真13 湖成タービダイト(デルタフロント)中のコンポリューション(長沢林道)

ルート前半 名野川越までは 前述の湖成デルタ相のセクションが断層で繰り返しているのが認められ 植物化石を多産する(写真14)。シラザ小屋までは結晶片岩礫岩・砂岩・泥岩がレンズ状・チャンネル状に分布し 一種のチャンネルコンプレックスを形成している。シラザ小屋から瓶ヶ森に至るルート沿いには 厚い結晶片岩の巨礫相が露出している。

この巨礫相と三波川変成岩類の基盤との特筆すべき不整合面が 子持権限山沿いのルートに認められる(写真15)。ここでは巨礫岩と接している基盤はつるつるに磨かれている。更にこの研磨面には凹凸が認められ その一つは明らかにポットホールであり 他は一般の洗掘溝である。すなわち この不整合面は当時の河床面をそのまま保存しており ポットホール等の存在から急流の河床であったと推定できよう。このことは 二名層の巨礫相が 崖錐—V字谷—扇状地堆積物であることの動かぬ証拠となる。

筆者らはこの不整合面を子持権現山不整合と名づける。

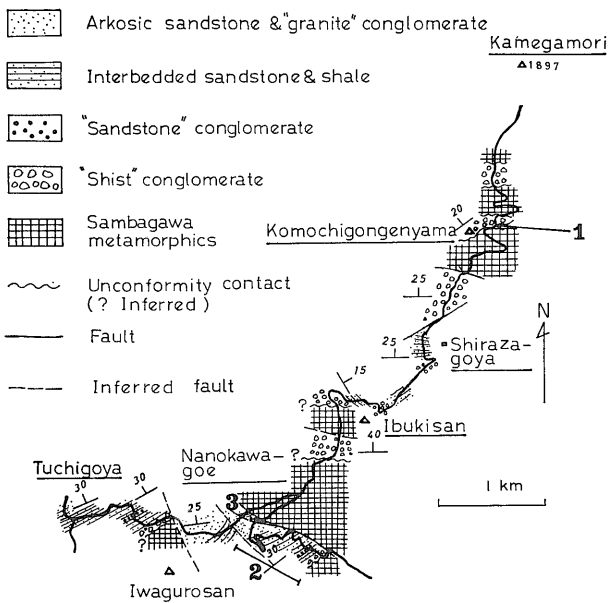


図4 土小屋—瓶ヶ森間ルートマップ
地点1には ポットホールのある河床不整合面(子持権現山不整合)が露出している(写真15参照) 2は図3のセクション 3は名野川越断層

久万層群と四国中央部の構造発達史

以上の様に 久万層群には様々な堆積環境が推定できるが それらは (1) 礫質海岸 (2) 崖錐—V字谷—扇状地 (3) 網状河川 (4) 湖成デルタである。

そしてそれらの異なった堆積環境においても 堆積物の種類は下位より上位へと結晶片岩類→砂岩→花崗岩と変化している。

砂岩礫は 和泉層群の砂岩ときわめて類似しており 花崗岩は内帯のものと推定できる。したがって古流向

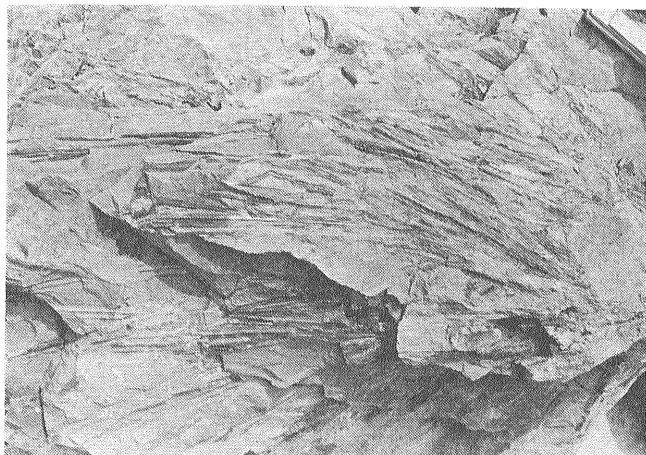


写真14 名野川越付近産の *Sabalites* sp.

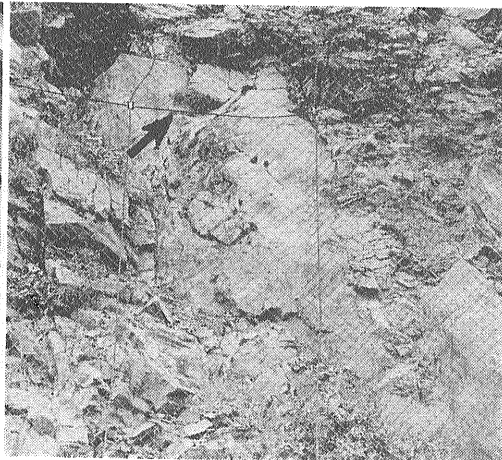


写真15 三波川変成岩類といわゆる二名層のV字谷埋積巨礫相との河床面不整合(子持権現山付近 図4の地点1 矢印はポットホール)

が主として北からの供給を示していることは合理的である。

久万層群は 石鎚山系をとり巻くように分布しており一種の堆積盆中に形成されたと推定できる。この堆積盆はその初期には急峻地形を示し 崖錐—V字谷—扇状地が形成された。やがて一部に海進があり 河床勾配が減じ さらに内帯側の隆起にともない水系に変化が起こった。一帯には 和泉層群からの供給物が網状河川をなして堆積した。河川の一部は 湖に直接流入しデルタを形成した。更に内帯では 花崗岩類が隆起し花崗岩礫・アーコーズ砂が網状河川により供給された。

この様に久万層群は 一部の海成相を除いてほとんどが陸成相で 山間あるいは山縁の低地帯に堆積したものと考えられる。また いわゆる“二名層”と“明神層”の間には不整合は存在せず 岩相の違いは堆積環境の変化として捉えられよう。

次に 久万層群は次の3つの点で重要な問題を投げかけている。

- (1) 始新世に久万層群の堆積盆が存在した理由
- (2) 礫種の変化の解釈
- (3) 久万層群と中央構造線の関係

以下 これらの問題について若干の考察を加えてみる。

まず 久万層群堆積盆の形成は 伸張場における低地帯堆積盆の形成によるのではないかというのが我々の第一の推測である。久万層群はほとんど褶曲などの圧縮場による変形をうけていないというのがその理由である。

では 伸張場における地溝帯状の低地帯で 久万層群が堆積したとすると いきなり三波川変成岩上から堆積が始まっているのはどうしてであろうか。四国では 久万層群堆積前に三波川帯が地表に顔を出していた証拠は何もない。また三波川帯は地下深所で形成されたのであるから その上には何かのうっていたはずである。それらの岩石はどこへ行ったのか。浸食されたとしてもその痕跡を三波川帯域に全く残さずいきなり二名層の堆積がおこなわれるのは不自然であろう。そうすると三波川変成岩類は伸張場テクトニクスでいきなり地表に顔を出したことになる。和泉層群には 三波川帯からの礫は一般に知られてないので その当時は 三波川変成岩類は地下にあったのであろう。すなわち 和泉帯の地下 更に領家帯の地下にあったのではなからうか。

その後一帯は 伸張場テクトニクスの支配のもとに地下にあった三波川結晶片岩類は断層(中央構造線)に沿って顔を出し 隆起していわゆる“二名層”の巨礫相が

堆積し その後海成の“二名層”及び淡水成のいわゆる“明神層”が堆積した。これらの低地帯への供給は主として内帯から行われた。

次に 中央構造線をはさんで隣接する久万層群の基底にはほとんど高低差がない(永井 1972)。従って中央構造線の運動の大半は久万層群堆積以前に終了しその後の運動はあまり重要な意味を持たないのではあるまいか。

最後に 久万層群堆積時に 広域的な伸張場のテクトニズムがあったと仮定すると そのことは初期の日本海の形成にはじまる西南日本弧に直接影響を及ぼすような重要な変動と関連している可能性がある。そしてその時 四十帯では何が起こっていたのか。両者の関連がますます重要になってくるように思われる。

文 献

- HANZAWA, S. 1959: The foraminiferal species *Fabiania cassis* (Oppenheim) in Japan. *Cushman Found. Foraminifera Res. Contr.*, 10.
- 堀越和衛 1957: 四国石鎚山付近の地質 愛媛大学紀要 第二部 自然科学 2 (4).
- 堀越和衛 1972: いわゆる瀬戸内系火山岩類について 愛媛の地学(堀越和衛先生選啓記念号).
- 甲藤次郎 1961: 四国外帯の片岩礫の意義 日本地質学会関西支部報 No. 45 西日本支部報 No. 30 (合併号).
- 甲藤次郎 1974: 20万分之1高知県表層地質図 経済企画庁.
- 甲藤次郎・須鎗和己・鹿島愛彦・橋本勇・波田重熙・三井忍 1977: 20万分之1高知営林局管内表層地質図 高知営林局.
- 甲藤次郎・平朝彦 1978 a: 竜串・イン・ザ・ワールド〜四十帯における浅海堆積相モデル〜 地質ニュース No. 281.
- 甲藤次郎 1978: 御荷鉢構造線と唐越礫岩 地質ニュース No. 286.
- 甲藤次郎・平朝彦 1978 b: 室戸半島層群の岩相と堆積環境 地質ニュース No. 287.
- 永井浩三 1956: 石鎚山第三紀層の地質時代と西部日本古第三紀の古地理 愛媛大学紀要 第2巻 第3号.
- NAGAI, K. 1957: The upper Eocene Flora of the Kuma Group in the Ishizuchi Range, Shikoku, Japan. *Mem. Ehime Univ.*, Ser. 11, 2 (4).
- 永井浩三・堀越和衛・宮久三千年 1962: 石鎚山の第三系と鉱床 日本地学教育研究会広島大会 地質巡検旅行案内書 9.
- NAGAI, K. 1968: The Eocene Kuma Group. *Mem. Ehime Univ.* Ser. D, 6 (1).
- 永井浩三 1971: 四国西部の中央構造線についての新事実 地学雑誌 80 (2).
- 永井浩三 1972: 四国 始新統久万層群 愛媛大学紀要 II 部 D 7 (1).
- 永井浩三 1974: 古第三紀の谷の再現 今治明德短期大学研究紀要 第7集.
- 永井浩三・宮下三千年・東正治 1977: 石鎚山第三系と砥部陶石 日本地質学会第84年々会地質巡検第3班案内書.
- 永井浩三 1977: 矢部長克先生生誕百年 地学研究 Vol. 28 No. 10~12.
- 豊田英義他15名 1952: 石鎚連峰と面河溪調査書 愛媛県.
- YABE, H., 1915: The Ichinokawa Conglomerate and its Geological Meaning; A Contribution to the Geo-tectonics of Southwestern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, Ser. 2, 4, (1).
- 矢部長克・尾崎 博 1961: 西南日本に於ける中央構造線中区の考察 国立科学博物館研究報告 5 (3).