

四万十川の流路変化と興津隆起帯の形成¹⁾

加賀美英雄²⁾・満塩 大洗³⁾・野田耕一郎³⁾

要 約

四国海岸山脈の隆起はフィリピン海プレートの南海トラフへの沈み込みに起因する subduction prism (付加体) の変形現象とみられており, 比較的最近 (0.7 Ma 以降) に活発に隆起したことが確かめられている。この四国海岸山脈の四国カルスト台地を分水嶺とする四万十川支流は, 本格的には北から南の海岸へ向かって流れている。そして, 急流を特徴とする日本各地の一般的な河川と同様に, 直線的に土佐湾に達して終わっているはずのところ, 海岸近くになって突然西流を始めるという大きな変化を示している。四国の河川は地層の東西分布に沿って, しばしば東西に流れる傾向を示すのであるが, この場合は海岸近くまで曲流した河床の跡を辿ることができ, 渡川 (四万十川) の東流を示す礫層も弘瀬のメアンダーで見られた。また, 東流が封鎖されて堆積した里川の湖成層も見つかったことから, 大規模な流路変化が生じたことは確実である。準平原の隆起の初期には竜王層に示されるように多量の礫層が堆積したが, そのころの河川は単純な必従谷であった。旧四万十川は土佐海盆に礫の供給をしたものと考えられるが, 西流を開始すると適従谷になり, 南海トラフに直接接するようになった。

このような海岸を隆起させる変動は足摺岬や室戸岬を形成しているものと同じく, 南海トラフに発生する巨大地震の震源断層の両端に相当する南北境界の構造運動であった。興津隆起帯はこのような南北性の断層ブロックの一つであり, 最近になって活動を開始したものと考えられる。少なくともその形成は竜王層の堆積以降の 0.7 Ma にさかのぼる。

1. はじめに

かつて, 日本の広い範囲にわたって準平原化された時代があったことは, 古い浸食起伏面の存在や山砂利層の研究によって次第に明らかになってきた。高知に在職した三野与吉は準平原問題を解くにあたって砂礫層や土壌層の研究が有力な手がかりとなることを認め, 斜面形の発達とい

-
- 1) 1993年度日本第四紀学会大会において講演
 - 2) 城西大学理学部地学研究室
 - 3) 高知大学理学部地質学教室

う問題に積極的に取り組んだのである（吉川ほか，1973）。このような山地の隆起の問題を考えると、四国山地は良い実例の一つになる訳で多くの研究が行われている（岡田，1980；大森，1990；加賀美ほか，1991）。

四万十川の上流は三つの主要な支流に分けられ、それぞれは基本的に北から南に向かって流れている。三支流は西の広見川（吉野川）、中央の栲原川、東の松葉川よりなる。この支流群を結んでいる四万十川の東西の部分は本論文では渡川と呼ぶ。なお、正式には渡川水系が四万十川全体の名称である。松葉川が一番奥にあるので、その源流から中村市において太平洋に注ぐまで192 kmの長さがあるといわれる。松葉川の源流は不入山（いらずやま）にあり、南下して窪川町に達する。窪川町付近は高南台地と呼ばれる高地の中心にあり、盆地状の地形を呈する。この盆地は松葉川・仁井田川が作る氾濫原であり、その縁は土佐湾からわずか3 km離れているにすぎない。ここで河川は六川山（507m）が作る小さな山稜によって南下を阻まれる。この山稜がなければ、松葉川は急流を特徴とする日本各地の一般的な川と同様に直線的に太平洋に達して終わっていたであろう。ところが、窪川の市街から南東に直線で7 kmで興津海岸に達するのに、渡川はここで西に転向する。四国の河川はしばしば地層の走向の方向（東西方向）に流れるという一般的な傾向があるので、これもその例と見られているが、しかし、ここから田野々や江川崎を通過して中村市の河口まで130 kmの距離があるのに、その標高差はわずか210 mにすぎないのは不思議である。このように四万十川は窪川町では海岸から7 kmしか離れていないのに、そのあと山間部を延々と流れ、その緩やかな流れが優美なあるいは女性的な河川景観を形成している。このような溪流を作った理由を知りたいというのが小論の意図である。

2. 従 来 の 研 究

大塚（1927）は四万十川とその支流に著しい篋入曲流（inclosed meander）がみられると述べている。そして当時までの学説をまとめて以下のように述べた。

- (1) 篋入曲流が存在すれば、前の地形輪廻がかかなり進んでいたことが分かる。古い準平原から受け続いた曲流は、その後の環境変化を示しているからである。
- (2) 篋入曲流は、それが発達する地表面が地殻変動により地形的回春（rejuvenation）を起こしたか、または起こしつつあることを示している。
- (3) 篋入曲流のエンドメンバーとして側方への移動と、垂直下刻とがあり、それらは浸食営力の差異によってつくられた。
- (4) 篋入曲流を次の3つのタイプに分類した；(a)垂直下刻（intrenched）型、(b)中間（ingrown）型、(c)側方浸食（incised）型。

そこで、浸食営力の因子として、まず(I)水量をとり上げ、その量が多いほど(a)型の発達に都

合がよいとしている。次に、(Ⅱ)傾斜については、浸食の速さと傾斜の変化が共存する場合には(a)型が、それ以外には(c)型が生ずるとしている。さらに、(Ⅲ)流砂量 (load) については、これが過剰の場合は谷底が堆積物でおおわれるので(c)型が生じている。最後に、(Ⅳ)岩石の硬度については、硬い岩石のところで(a)型ができ、軟らかい岩石の部分で(c)型がみられるという。勿論、以上の議論には互いの因子との組み合わせが重要で、一つの理由のみで判断してはならないと述べている。

ついで、四万十川の上流の三つの支流について議論している。栲原川は田野々において渡川から分かれて北に向かって始まるが、川筋は小さな角張った届曲を示し、谷壁は200m以上も垂直の深い谷を作り、氾濫原はほとんど認められない。これは典型的な(a)型の箆入曲流である。これに対して松葉川や広見川は川底に氾濫原が発達し、また左右の谷壁から突き出す山脚は滑走斜面 (slip-off spur) が発達している。これらの谷は(c)型の曲流ということが出来る。一方、その中間の渡川(四万十川)の弘瀬付近の馬蹄形曲流が発達する所では、(b)型箆入曲流となっていると述べている。

大塚は栲原川のような谷地形は北西—南東方向に軸があり、一般に南西に傾く撓曲運動によって四国南部に地形的回春が生じたために形成されたとした。曲隆の軸は四国カルスト台地から雨包山(1,112m)、高研山(1,058m)を通り、さらに南方へ強引に引くと堂ヶ森(857m)から伊の岬に達するものである。

また、大塚は興津岬と伊の岬の間にある伊与木川が軟らかい地層の部分に選択浸食が進んだ適従谷 (subsequent stream) として海岸から著しい勢いで谷頭を推し進めており、四万十川を近い将来に収奪するだろうと述べた。なお、本論文の河川系の一般的な発達に関しては町田(1984)を参照した。

四万十川がかつて興津岬のあたりで土佐湾に注いでいたかも知れない可能性を最初に述べたのは加賀美・永野(1989)である。土佐湾の新第三紀層を取り除いたときにできる谷地形の様子を図1に示す。後に議論する竜王層(中期更新世の地層)の分布などから推定して、前期更新世末には四万十川は四国海盆へ堆積物を供給していたという可能性を考察した。現在は、四国第二のこの河川は足摺海底谷として足摺岬の延長の足摺隆起帯を流下しており、四国海盆とは全く連絡していない。その状態は水路部の最近の海図によく示されている(海上保安庁水路部, 1992)。

満塩・山下(1990)は四万十川流域の更新統の研究を行い、窪川層などの地層の記載を行った。そのなかで、窪川町神山(Loc. 7)の中位段丘堆積物が湖沼成であることから、この時代以後に四万十川の東南流はせき止められ、北西流になったと判断している。窪川層の花粉分析は野田(1962)によって行われ、植物遺体および花粉の包含層は上下を礫層に挟まれた厚さ約60cmの灰色シルト質粘土層であった。花粉・植物遺体は特に針葉樹が多く、*Picea*が大部分であり、*Abies*, *Tsuga*はごく稀であった。

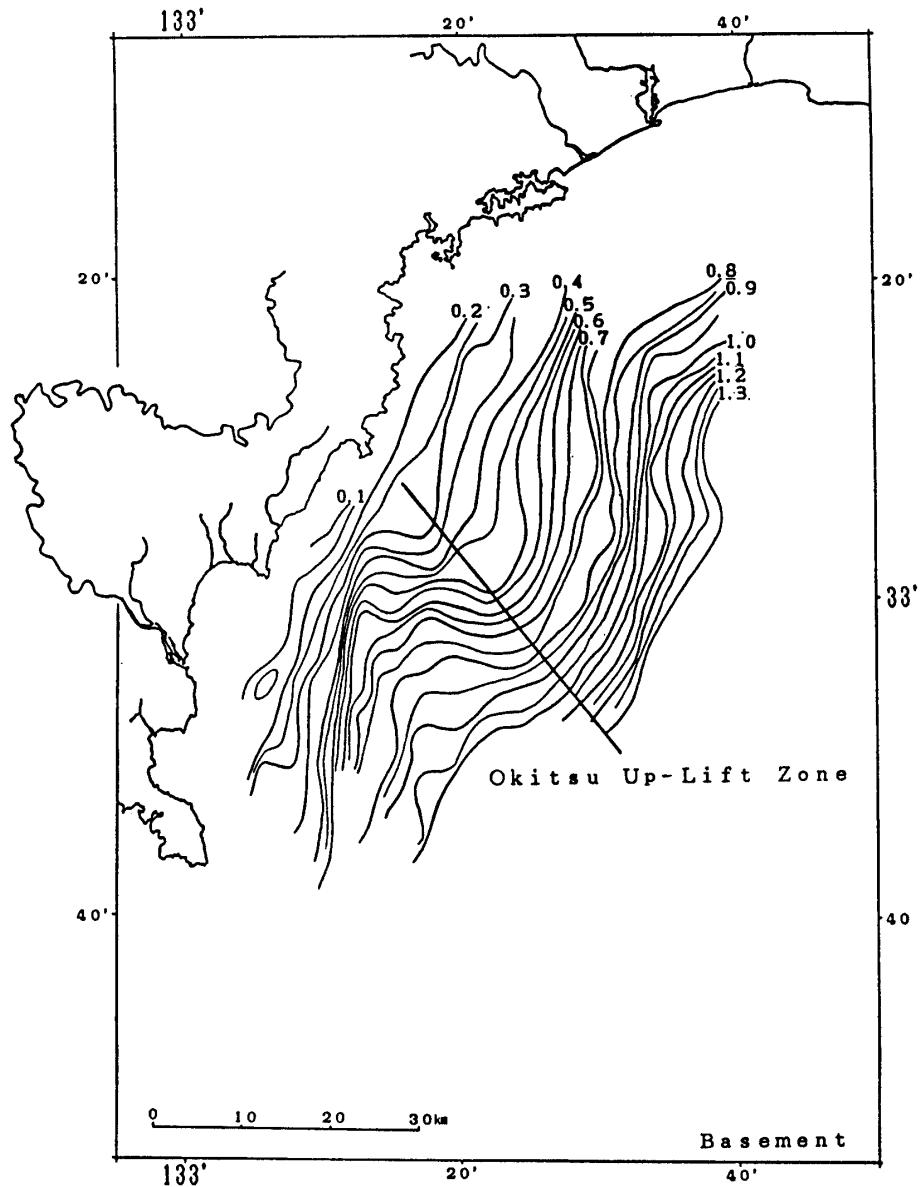


図1 海底の興津隆起帯と谷地形 (Kagami, et al., 1989)

新第三紀層をはぎ取った基盤岩の起伏には、興津隆起帯とその西に中村堆積盆地が現れている。その北方に谷地形が興津岬に向かって形成されている、これが旧四万十川との関連を示すと推定した根拠である。

現在の四国ではバラモミ *Picea polita* の分布高度は 900-1,600m であり、窪川の標高 200m とは相当な開きがあるといえる。したがって、この花粉包含層は寒冷期における堆積物とされた (満塩・野田, 1991)。

しかし、この論文は次に述べる点において重要な問題を指摘していた。論文に表示されている地質柱状図の標高分布をたどると、高位段丘・中位段丘ともに現在の四万十川の流下方向に沿って東より西へ標高を低下していた。そのことは中・高位段丘の時代に四万十川はすでに今の流路を取っていたことを示していると判断されるのである。

3. 四国西部の大地形

四国西部の北辺は瀬戸内海に面した高縄半島を挟んで西に伊予灘，東に燧灘がある。この平野部は領家帯の和泉帯の地層や花崗岩類からなり，起伏のなだらかな特有な地形を呈する。石鎚山脈北縁から佐田岬半島にかけては中央構造線が走っている。これを境に西日本の内帯と外帯に分かれる。肱川より大崎鼻までは北から三波川帯と秩父帯よりなる平坦な地形が海岸を形成している。大崎鼻より南には，四万十帯北帯よりなる沈降海岸の様相を示す海岸が宇和海に面して発達している（鹿島ほか，1993）。

一方，山地を見れば，四国山地はいくつかの山塊からなっている（図2）。北より，主に三波川帯にのる石鎚山脈があり，その南には吉野川の川谷が作る低地帯である嶺北（本山）盆地が発達している。その南には四国海岸山脈が主として秩父帯によって構成され，低い山地を形成している。その東端にあるのが剣山地で，その最高峰は剣山（1,955m）である。その西に笹ヶ峰（1,015m），工石山（1,516m）があり，その続きは黒森山（1,017m）に至り，仁淀川の笹入曲流によって切られている。ここで山列はエシェロンのような形で南にとんで，佐川町の西にみられる横倉山（1,010m），鶴松森（1,100m），鳥形山（1,459m）の山列に続いている。この西側に連続して1,400～1,500m級の四国カルスト台地，大野ヶ原台地の石灰岩地帯が発達している。さらにその西は，雨包山（1,112m）に達するが，ここで山列は再度エシェロンのような形で鋭角的に南に転向し，高研山（1,058m），御在所山（908m）の山列となる。この西の端は高森山（635m）を通り，大崎鼻で宇和海に没している。なお，四国海岸山脈の形成に関しては加賀美ほか（1992b）が議論した。

以上のように述べた海岸山脈の山列の南への配列変化は，北側にある中央構造線が東経133°の所で大きく南に振るのが見られるのであるが，さらに石鎚山脈が佐田岬半島にかけて南側に湾曲しているのに対応しているのであろう。これに対応して海岸山脈ではエシェロン状にジャンプして南側に変化しているのが特徴である。もう少し詳しく，このジャンプする地点の地形変化を調べてみると，黒森山から仁淀川をはさんで横倉山，鳥形山にジャンプする所では，そのずれの方向つまり南方向に，鶴松森から832mの山を通過して火打山（590m）にのびる子午線方向の山脈が発達している。この山脈によって四万十川上流の水系（松葉川・仁井田川）と須崎市に流れる新莊川との分水嶺を形成している。同様に，四国カルスト台地から御在所山の山列にエシェロン状にジャンプする所でも，そのずれの方向つまり南方に雨包山から高研山を通り，その南の1,034mの山へと連なる子午線山脈が形成されている。これは一名として県境山地と呼ばれている。大塚のいう梶原川地域の隆起にはこの子午線山脈の形成が大きく影響しているものと考えられる。しか

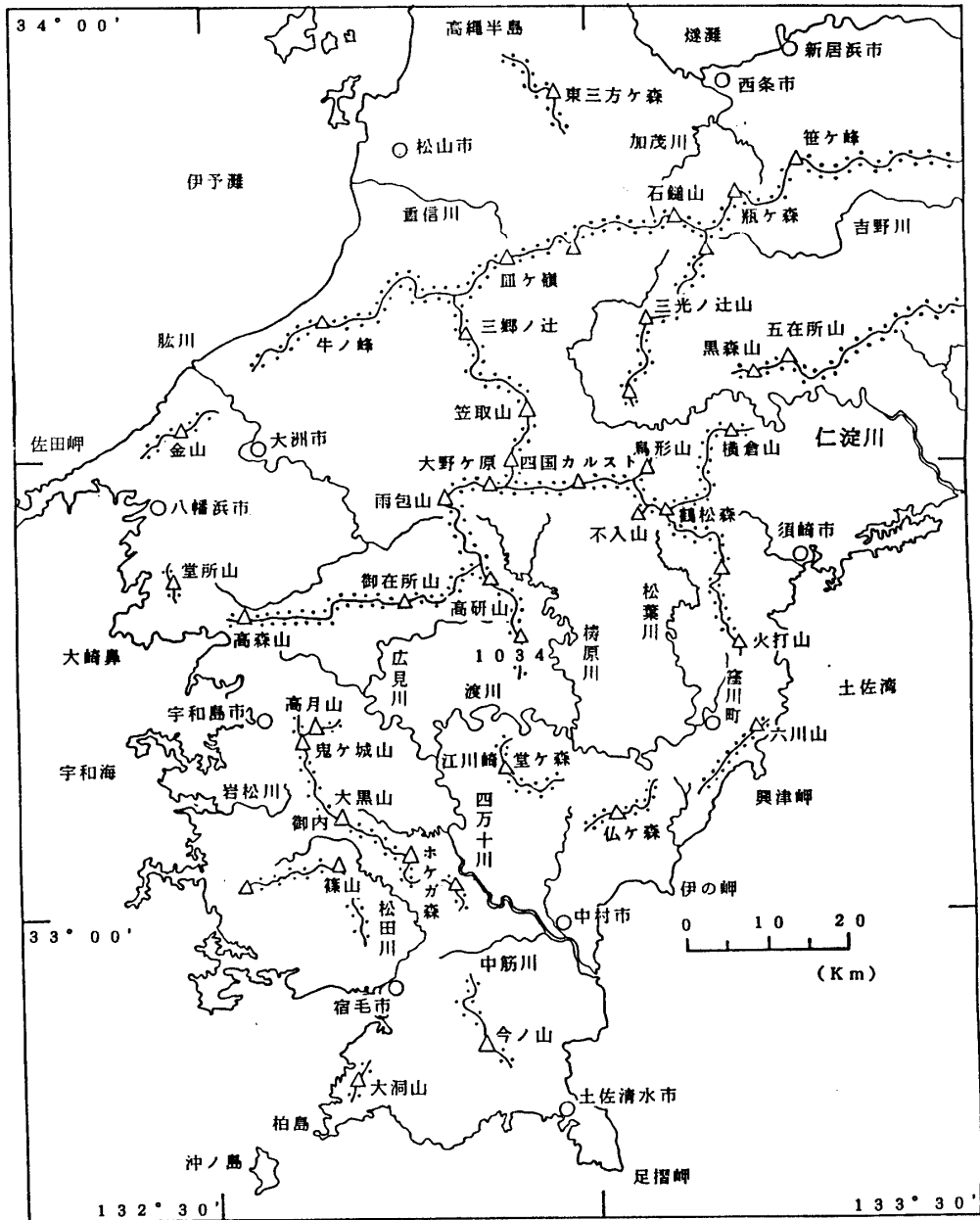


図2 四国西部の地名・河川と山脈

四万十川の3つの支流は西から広見川、栲原川、松葉川であり、かつてこれらは伊予木川を通して四国海盆へ注いでいた。12 Ma 頃に形成されたばかりの、まだ暖かい海洋底が南海トラフへ沈み込んだために噴出した火成岩の分布は西から沖ノ島・柏島、足摺岬、それから火成岩は確認されていないが地下に伏在すると予想される興津岬の3列となる。

し、この山脈形成の運動は足摺岬形成の運動とは別種のものと考えられる。

南北に走る子午線山脈として注目すべきものは、宇和海に面して宇和島市の東を南北に走る宇和山脈である。高月山 (1,229m) から大黒山 (1,106m)、さらにその西の御内には中新世の花崗岩が分布しており、この山脈の形成に深く関係している。高月山の花崗岩の K-Ar 年代は 12 ± 2 Ma であった (Shibata and Nozawa, 1968)。宇和山脈の存在によって四万十川の西端の支



図3 四国の切峯面（有井ほか，1955）
等高線間隔は100m，数字の1～4については本文参照。

流の広見川は、ついに宇和海には達することができなかったのである。この山脈の南延長は分岐し、西側の列は松田川の谷を渡って、篠山（1,065m）を経て、宿毛市の中筋川低地帯を越えて、大洞山（465m）を通り、柏島・沖ノ島に達している。柏島・沖ノ島には中新世の花崗岩が広く分布しているのが特徴である。さて、東側に分岐した列はホケガ森（751m）、鍋ヶ森（634m）を通り、中筋川構造谷を渡って、今ノ山（865m）を経て、足摺岬に達している。足摺岬にも中新世花崗岩が存在しており、岬の形成と深い関連があることを示している（加賀美ほか，1992 a）。なお、西列の山脈は陸上ではなく、すでに海中に沈降してしまったという意見もある（嶋村清私信，1994）。

石鎚山脈を分水嶺とする河川のうち、北に向かうものは西条市において燧灘に注ぐ加茂川があるが、箆入曲流の確かな存在から原地表面を流れる必従谷（consequent stream）と考えられる（岡田，1980）。西には和泉帯を流れて松山市で伊予灘に注ぐ重信川がある。東に流れるのは、一級河川の吉野川であり、その大部分は三波川結晶片岩類の南縁帯の泥質片岩が浸食に対して軟らかいということで浸食が進んだ適従谷と見られている。しかし、もし嶺北盆地（本山盆地）が構造的な陥没谷という見方が正しければ（Kagami，1989）、必従谷である可能性もあるかもしれない。南に流れるのは一級河川の仁淀川である。これは原地表面を流れる必従谷と見るのは早計

であり、半分くらいは東西流の適従谷であったり、原地表面が削剝された所に二次的に発達する再従谷 (resequent stream) である場合が多い。

四国海岸山脈の四国カルスト台地を分水嶺とする河川には西に向かって大洲市を通り、長浜で伊予灘に注ぐ肱川がある。笹入曲流は見られるが、必ずしもこれを必従谷とみることはできず、地表の全体的な傾斜とは反対方向に流れる逆従谷 (obsequent stream) の可能性がある。南に向かう流れは四万十川である。その支流である広見川、栲原川、松葉川にはいずれも笹入曲流が存在し、必従谷と見られる。ただし、東西方向の渡川の部分は適従谷であり、江川崎から河口までの南流する部分は再従谷の可能性もある。広見川の源流域は宇和山脈であり、一部に四国カルストの西方延長の御在所山の山地よりなる。栲原川の源流域は四国カルスト台地そのものであり、大野ヶ原 (1,403m) や天狗高原 (1,456m) などの秩父累帯北帯の古生代石灰岩よりなるカルスト台地である。松葉川の源流域は四国海岸山脈の不入山 (1,336m) や鶴松森 (1,100m) など秩父累帯北帯の地層よりなる山地である。

四国全域の切峯面については有井ほか (1955) の図が有益である (図3)。四国南西部を見ると、4ヶ所に特徴的な高まりがみられる。一つは宇和海に近い南北方向に伸びる宇和山脈 (1.) である。この南の続きに足摺岬に通じる今ノ山の高まり (2.) が見られる。しかし、この図では柏島・沖ノ島と足摺岬の二列の火成岩帯は区別されていない。東側を見ると、中央部に東西に伸びる四国カルスト台地の高まり (3.) が認められる。これは東の剣山地と共に海岸山脈を構成している。最後に、興津岬の陸側に六川山の作る高まり (4.) が描かれていて大変興味深い。この地形がどうしてできたのかについて次章で議論する。

4. 興津隆起帯の形成

江川崎は宇和海から 30 km 離れているにすぎないが、その間には南北に走る宇和山脈の山列がある。高月山には花崗岩が分布しており、その放射性年代は 12 ± 2 Ma を示し足摺岬花崗岩と同年代である。この山列は大黒山から篠山を通り柏島・沖ノ島に連なる西列と、大黒山からホケガ森を通り今ノ山から足摺岬に出る東列の二列の花崗岩帯が認められることは既に述べた。これらは南海トラフに発生している巨大地震の震源域断層の南北境界に相当し、その活動が西から東へ移動して並存しているものであると解釈される (Kagami, 1989)。そして、第三列目の南北境界が興津隆起帯に相当するのである。そこには今のところ花崗岩の露頭は知られていないが、重力・地磁気の調査からその存在が指摘されている (岡村ほか, 1987)。南海道地震 (1946) の際に、伊の岬断層が足摺岬と興津岬間で活動したことが明らかにされた (Kato, 1983) ことから、この震源域断層の南北境界が興津岬を通っていることが見事に証明されたのである。著者らも伊の岬を訪れ、海成中位段丘面を切って衝上している活断層 (N 50° E, 50° NW) を観察した。こ

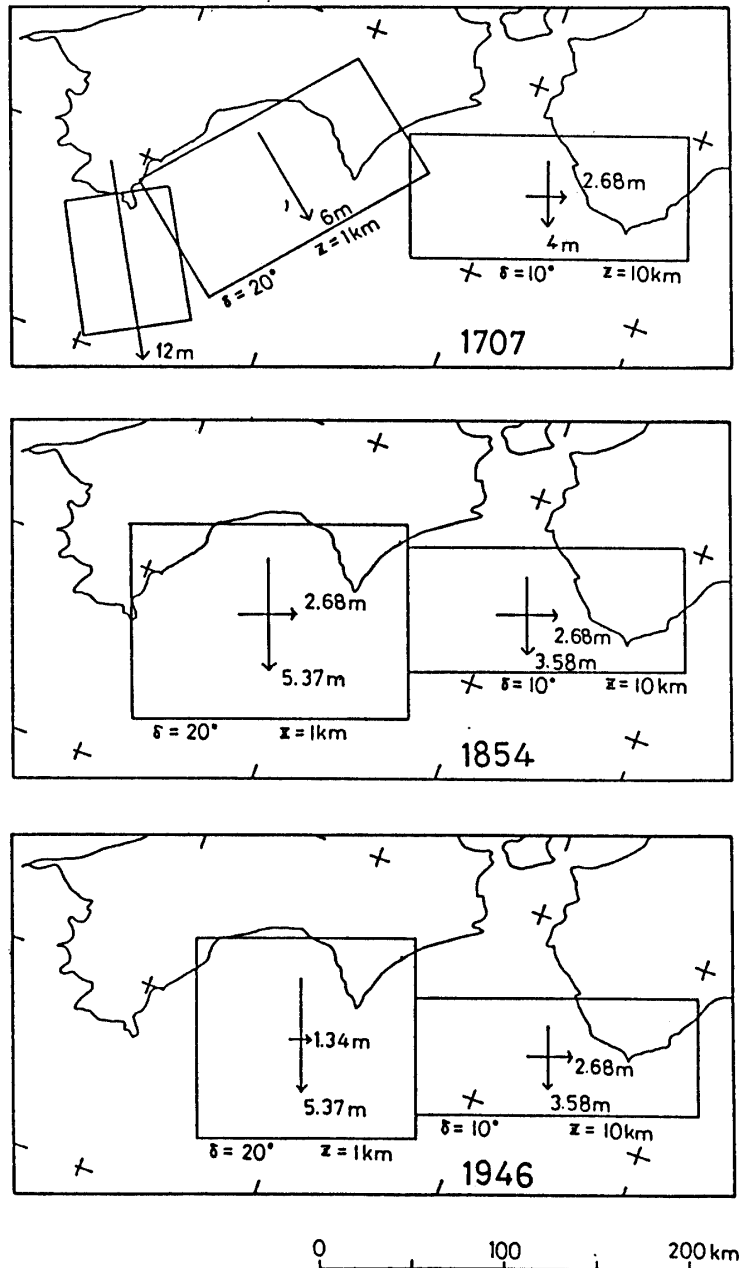


図 4 南海トラフのプレート間地震の断層モデル (相田, 1981)
 上段: 1707年宝永南海地震では沖ノ島以東のブロックが動いている。
 中段: 1854年安政南海地震では足摺岬以東のブロックが動いている。
 下段: 1946年昭和南海道地震では興津岬以東のブロックが動いている。

これは伊の岬地震断層を反映した小断層と考えた (加賀美ほか, 1988)。このようにして、興津岬が新しい活動帯であることが分かってきたのである。南海トラフの巨大地震は同一箇所を繰り返して発生する傾向があるので、その縁に当たる南北境界が岬のような地形的な形を取ようになったと解釈している。岬の地形を作る真の理由は、そのような弱線に火山岩や花崗岩のような火成岩が貫入しダイヤピール状に上昇してくるためである (加賀美ほか, 1992 a)。

津波の研究から相田 (1981) は本地域に発生した南海道地震の震源断層の分布を示した(図 4)。

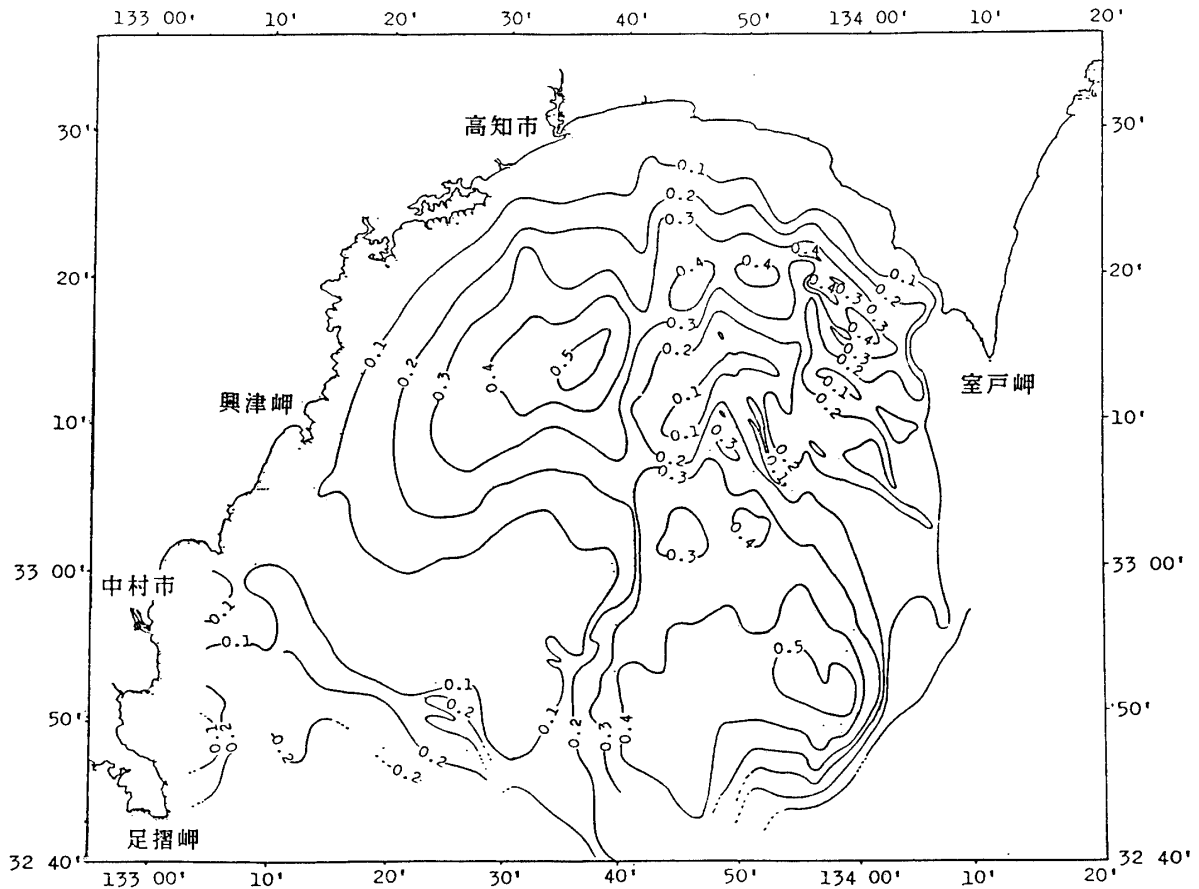


図5 土佐湾の竜王層の層厚分布図（加賀美ほか，1992b）
層厚は0.1 sec（約100m）間隔で表示。

宝永4（1707）年の南海地震では沖ノ島までのブロックが活動した巨大地震であった。安政元（1854）年の南海地震では足摺岬までのブロックが活動した。昭和21（1946）年の南海道地震では興津岬までのブロックが活動したほか、高角逆断層の伊の岬断層が動いたと考えられる。このようにそれぞれの南北境界の変動帯が活動したことは明瞭であり、このような短期間においても、活動が西から東に移動しているのが確実に見られる。なお、南海トラフにおける各震源域の特徴については Kagami（1990）が議論した。

土佐湾の音波探査記録によれば、かつて興津岬と足摺岬の間には中村海盆が存在しており、堆積が盛んに行われていたが、興津隆起帯が形成されるとともに消滅した。興津隆起帯の形成時期に関しては、竜王層の堆積層厚をプロットした図において興津岬沖に0.1 sec（約100m）の等厚線が南東に伸びる隆起帯の存在を認めることができるが、これから竜王層が堆積を始める0.7 Ma以降に隆起活動が始まったと判断されるのである（図5）。土佐湾に見られる堆積層のうち、一番上位にくる地層は竜王層である（Kagami, et al., 1989）。本層の下にくる土佐湾層の石灰質シルト岩からは鮮新世末—前期更新世の化石が得られている（岡村ほか，1987）ことから、竜王層の時代は前期更新世以後ということになる。本層の基底は土佐湾中央部では一見整合であるが、

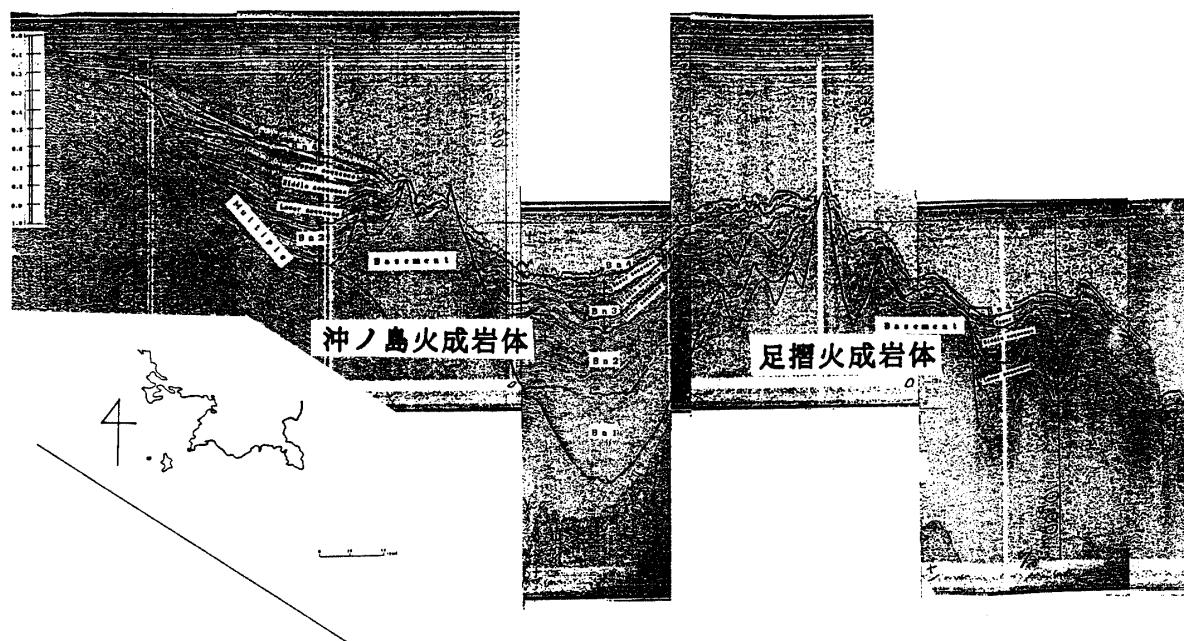


図 6 沖ノ島と足摺岬火成岩体を横断する音波探査記録（左下に測線位置を示す）
 反射面が足摺隆起帯を駆け上がっているのは、そこが活発に隆起している証拠。反射面が abut
 の関係を示している沖ノ島火成岩体はすでに上昇活動を停止しているようにみえる。

室戸海脚とか興津隆起帯などの周辺部においては明瞭な不整合を示すこと、土佐沈降帯での堆積盆の形態が下部層の海進型から本層の海退型に変化することなどから、この時期以後に四国山地が隆起を開始したものと考えた。竜王層は高知沖の大陸棚の下で 470m、土佐海段で 800m の層厚を示しており、四国山地での削剝量は巨大なものに達していたことを示している。

興津隆起帯は下部層の時代から存在していたが、それは単に幅広い形態にすぎなかった。竜王層の時代になって始めて北西—南東方向の隆起軸をはっきりと形成するようになった。この興津隆起帯の形成により、興津岬の付近において土佐湾へ流れていた渡川（四万十川）は河口部を封鎖されて流路を変遷したのである。このことは、竜王層の時代になって海陸両方の大地形の波曲構造が顕在化したことを示している。

足摺岬と沖ノ島の沖の海底を観測した水路部の音波探査資料には、興味ある事実が示されている（図 6）。足摺火成岩体を覆う地層の分布状態を見ると、地層が隆起部に這いあがって行く様子が見られる。これは地層の堆積より基盤の隆起速度は遅いのであるが、しかし足摺隆起帯が最近になって確実に隆起していることを地層の這いあがり状況は示している。一方、沖ノ島花崗岩体を作る隆起部に対して地層は突き当たって終っており（abut の関係）、地層の這いあがりは見られない。このような関係は沖ノ島花崗岩体は沈下こそしていないが、活発には上昇していないことを示している。つまり地震活動は沖ノ島より足摺岬のほうがより大きいことが理解できるのである。

興津隆起帯の形成に伴って陸上に見られた変化は、次に述べるような小規模な海岸山脈、または数列の小山稜の形成であった（図 7）。まず、海岸から 1.5 km 以内に配列する第一列目の山稜

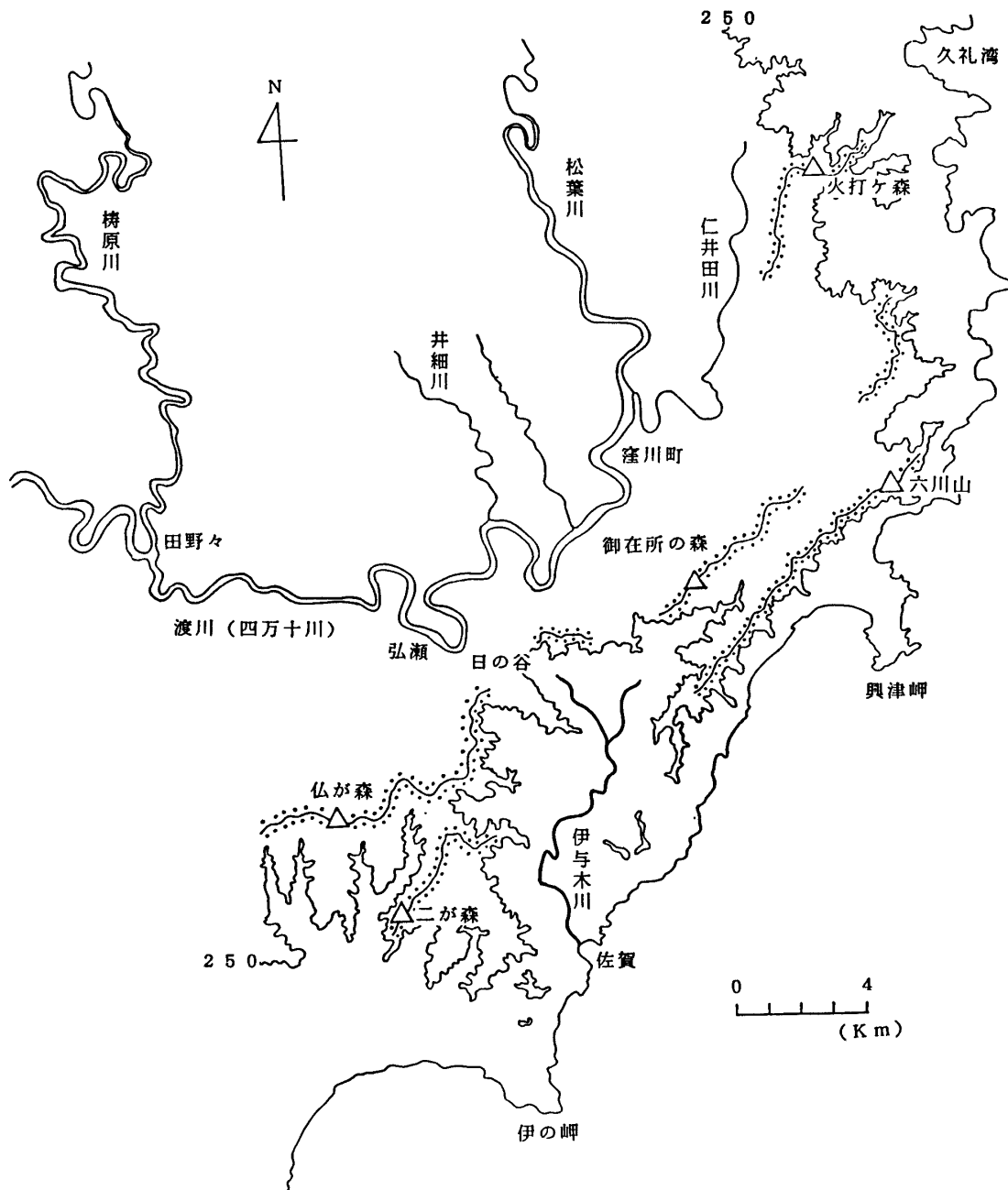


図7 興津隆起帯を構成する海岸山脈

興津隆起帯の活動により海岸の山脈である六川山(507m)の山稜や、御在所の森(658m)の山稜が形成されて、東流していた旧河川の流れを止めた。その結果、一時的な湖水化を経て、四万十川の西流が始まった。

があげられる。これは主に興津岬を中心とした所に見られ、その代表は六川山(507m)であった。この山稜によって松葉川の南東流がせき止められた。第二列目の山稜は海岸から3km付近に配列するもので、五在所の峰(658m)が代表である。この山稜の南西延長は伊与木川の谷に下る窪川町日の谷の峠(210m)を通過して、佐賀町坂本の435mの山に連なる(図7と9参照)。この南方では地形が複雑でどの山稜を通過してもおかしくないが、例えば大方町の二が森(455m)を通る山稜に連なる。この第二列目の山稜は梶原川の南東流をせき止めたと考えられる。第三列

は海岸から 7 km 付近に配列するもので、大方町の仏が森 (687m) の山稜である。北の方では中土佐町の火打が森 (590m) に連なる山稜であり、松葉川が東に溢流するのをせき止めたという意味では重要な山稜が形成されたのであった。

5. 四万十川東流の検討

5.1 簷入曲流の痕跡

南東流した河川の痕跡を追跡するために、二万五千分の一地形図（土佐松原，米の川，久礼，田野々，土佐川口，窪川，大用，伊与木，興津）を使い，250m の等高線を恣意的に描いた図を作った（図 8）。等高線（250m）に示された松葉川，井細川，および梶原川は規則的な曲流を海岸近くまで継続的に維持し，かつ各河川が土佐湾の海岸に向かって南東流する状態がはっきりと読み取れた。特に，梶原川は日の谷において 250m の等高線が途切れることなしに，旧伊与木川の谷筋に連絡していることは重要である。このことが梶原川が簷入曲流の垂直下刻型をとる理由ではないかと考えられる。松葉川は窪川町で西流する地点より 5 km も海岸方向に曲流地形を続けて，与津地において六川山によってせき止められて終わっている。このような形態は曲流河川が海岸に達していたこと以外には作られないのであるから，四万十川東流の重要な証拠を示していると判断した。同様な曲流は井細川の場合にも見られ，曲流を示す 250m の等高線は伊与木川のもものと接している。ここでも西流する地点より 3 km も海岸に近づき五在所の峰の山稜に突き当たって終わっている。

こうしてみると，現在の渡川の流路は海岸山稜が隆起することによって，遙か中流部まで押し戻された結果作られたものであることを示している。以上の地形分析から，これらの河川は海岸山地が隆起する以前には南東流して土佐湾に注いでいたと結論された。

5.2 堆積物に残された証拠

日の谷に接する渡川の弘瀬の集落で，標高 190m の所において赤色風化土壌の下に二層の礫層を識別した（図 9，Loc. 1）。上部礫層は厚さ 3 m で，5 ~ 20 cm 径の淘汰の悪い礫が多く，砂層を含んでいて偽層もみられる（写真 1）。満塩・山下（1990）は本層を高位段丘礫層とし，新田層と命名した。偽層の走向傾斜は N 60° E，8° N ~ N 20° W，15° W を示し，この方向は現四万十川の流向と一致する。したがって，本礫層の堆積した頃には四万十川は既に西流していたものといえる。

これに対して，風化して赤色化した基盤の上に，半クサリ礫と風化した基質からなる下部礫層が 50 cm+ の厚さよりなり，ごく一部だけ見られた（写真 2）。その中に見られる偽層の走向は N 10° E，16° E であり，旧四万十川が東流した唯一の証拠と考えられた。

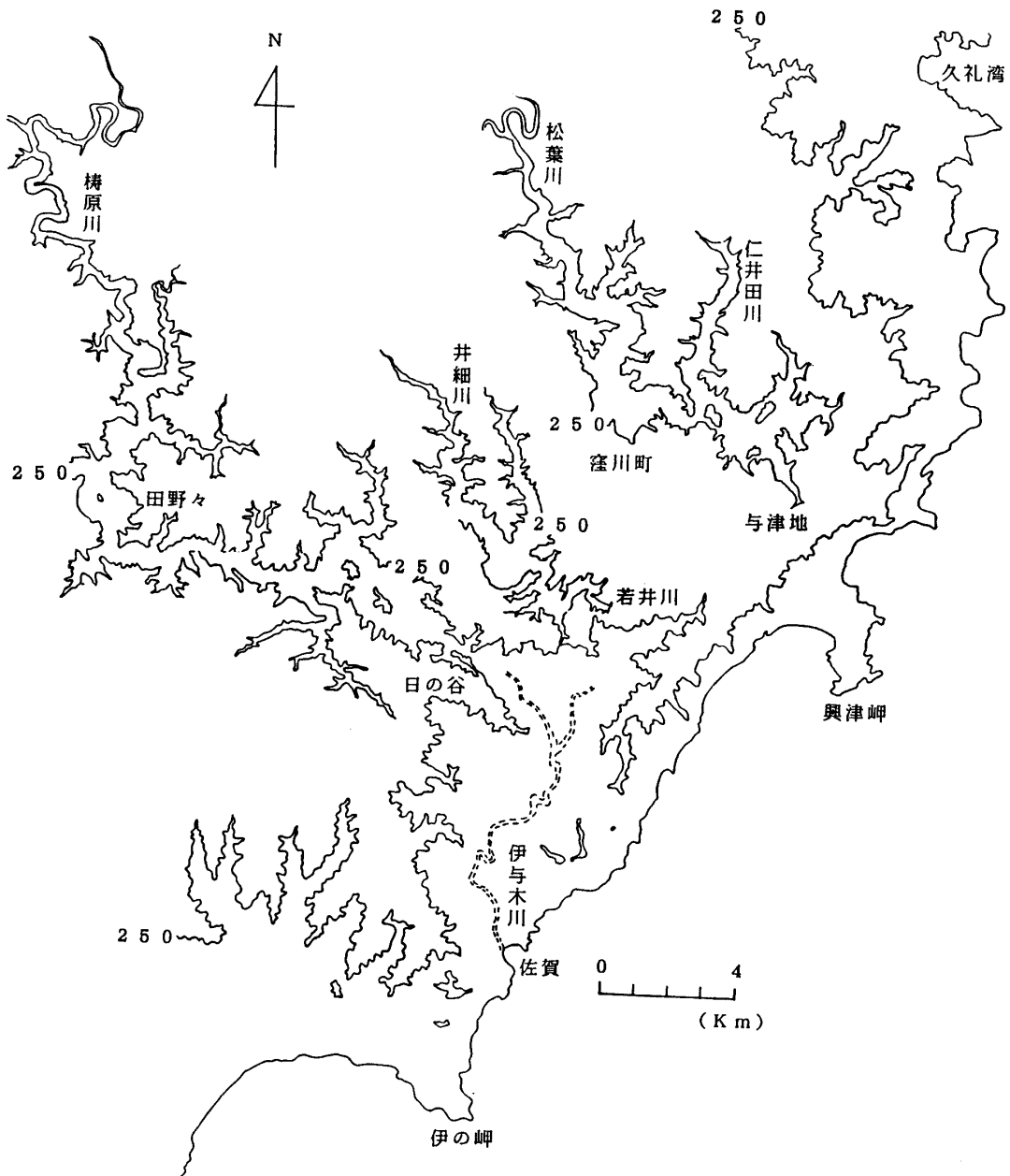


図 8 旧四万十川の支流の曲流河床

標高 250m の等高線を恣意的に使い各曲流を表示したもの。松葉川では与津地まで曲流が続くのが認められる。井細川では若井川で 250m 等高線は伊与木川のものに接する。梶原川では日の谷で 250m 等高線は伊与木川の河谷に連続している。このように、ほとんど海岸まで曲流地形が続いていることは旧四万十川の東流を示している証拠である。

5.3 里川の‘くびれた曲流’ (Cut-off meander)

梶原川の出口の田野々から江川崎に向かって西北西へ 1.3 km 離れた十和村里川に Cut-off meander が見られる (図10)。里川のくびれ曲流は浦越での現在の曲流の先に奥行き方向の長径 1,300m, 東西方向の短径 1,000m の規模で存在するものである。曲流している川の幅は 200m

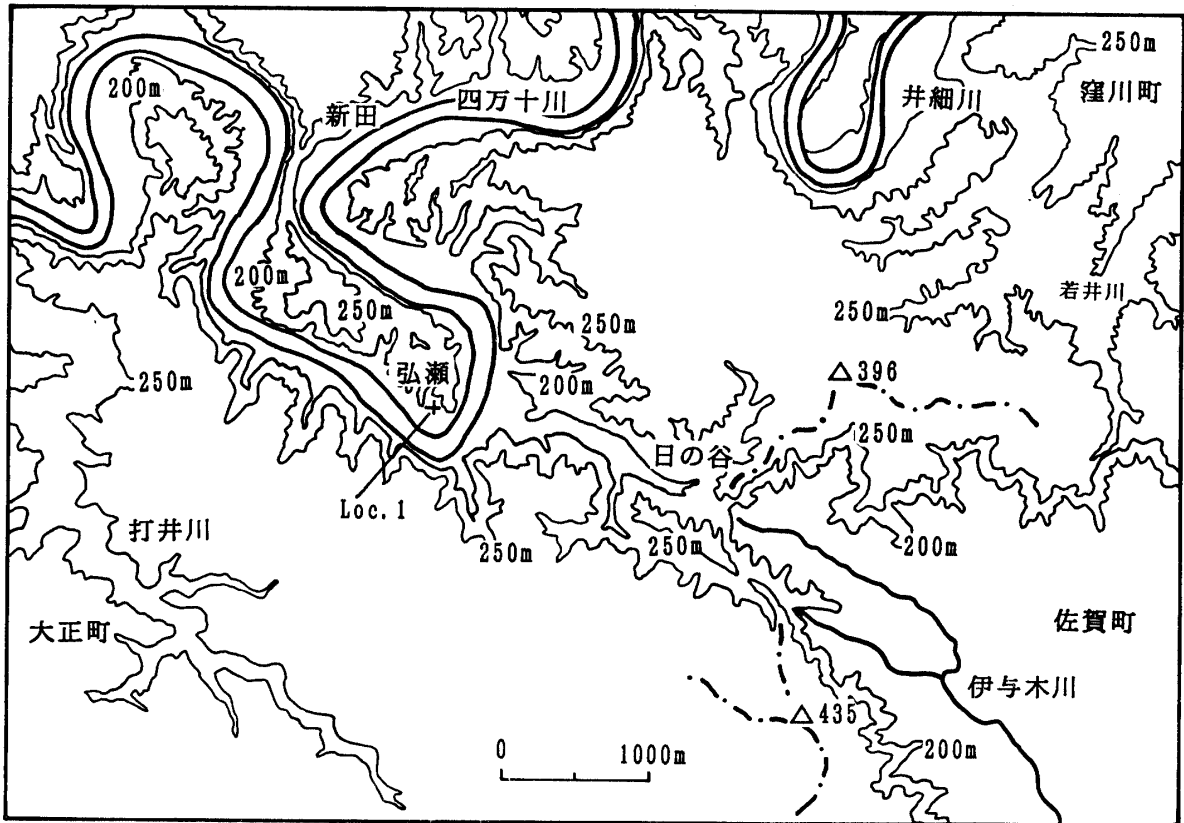


図 9 渡川（四万十川）の弘瀬の曲流と日の谷の低地を経て伊与木川に通じる問題の部分
 旧四万十川はほぼ標高 200m のレベルで東流していたものといえる。
 Loc. 1 は弘瀬の集落の標高 190m で上部礫層と下部礫層が見られた地点。

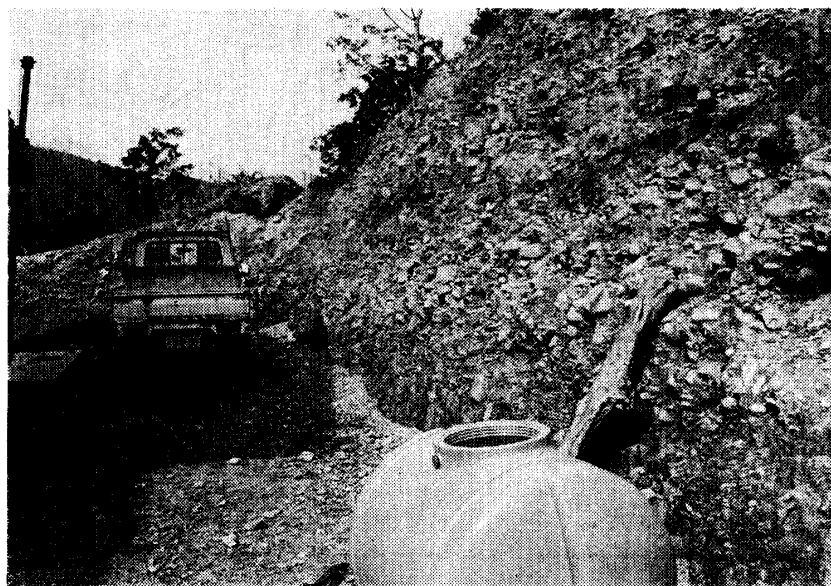


写真 1 弘瀬 (Loc. 1) の上部礫層
 左下がりの偽層が見られる。これは現四万十川の流向と同じである。

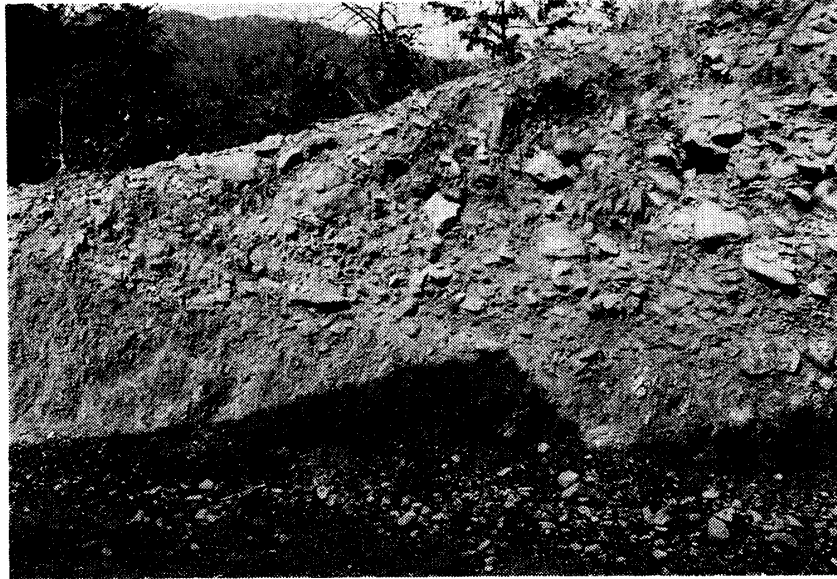


写真2 同一地点の風化した基盤岩の上に見られる下部礫層
 半くされ状態の円礫と風化した基質より成る礫岩で、右下がりの
 層理が認められた。これは旧四万十川東流の証拠である。

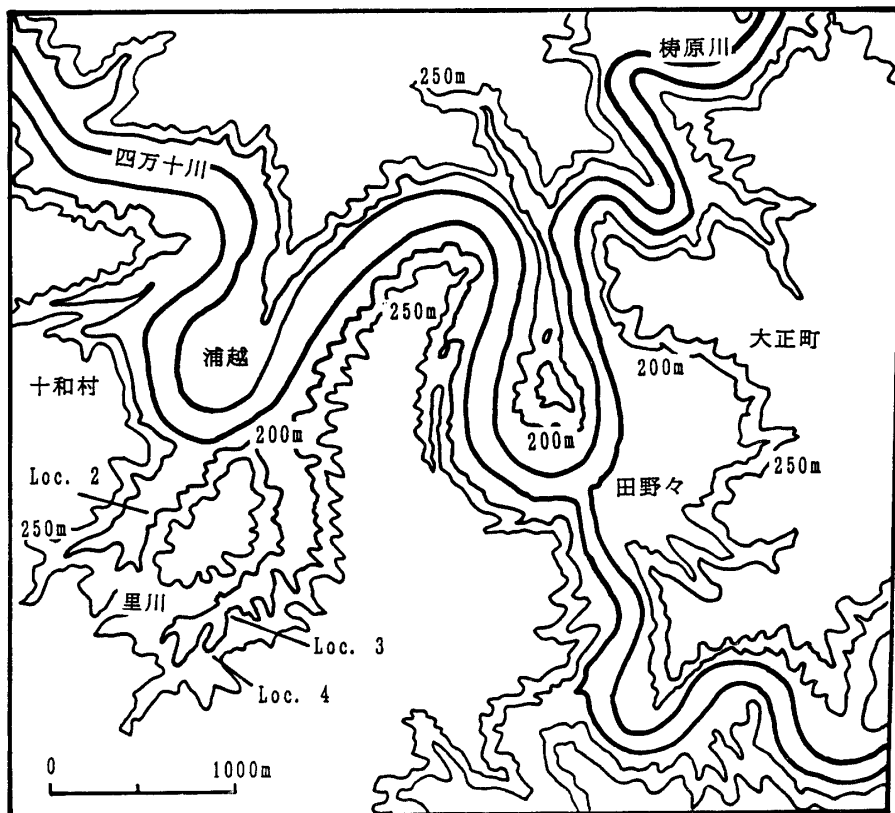


図10 十和村里川に見られる渡川のくびれ曲流 (cut-off meander)
 樽原川は田野々において渡川に合流する。Loc. 2は標高190mで弘瀬の高位
 段丘礫層に対比される礫層の露頭。Loc. 3 & 4は標高210mで湖成層の露頭。

の等高線で170m, 250mの等高線で370mをいどである。

里川のくびれ曲流に達する手前の標高190mの地点 (Loc. 2) において、厚さ約3mの円礫層が見られた。礫径は2~3cmのものが多く、基質は60~70%で偽層が認められた。その走向傾斜はEW, 22° Nということで現四万十川と同じ傾向と判断できた。岩相などの類似性から、これは弘瀬で見られる上部礫層に対比した。

里川のくびれ曲流の東端の標高210mに礫層を挟む3mの厚さの泥層がある (写真3)。本層の走向傾斜はN20° E, 7° E であり、くびれた曲流の中では東流を示した。この上には赤色の風

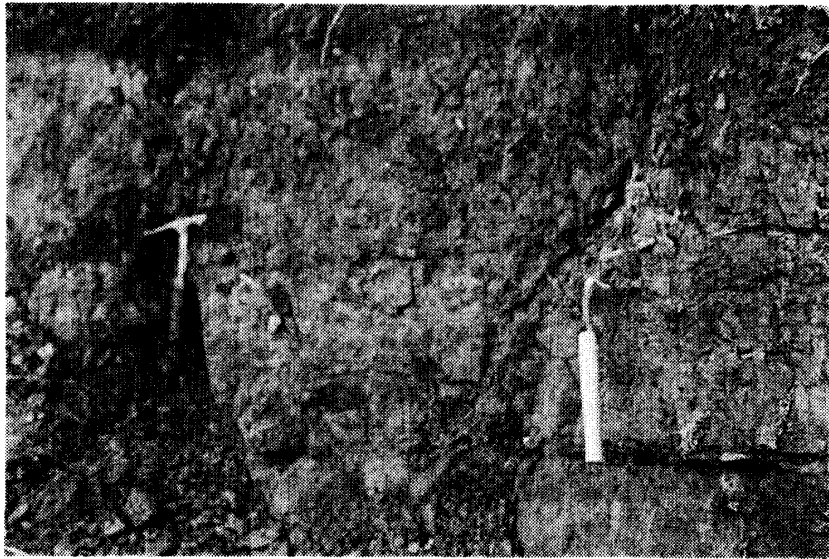


写真3 里川 (Loc. 3) のブレ段丘層に相当する湖成層
東流を示す走行傾斜が得られた。これは閉ざされた曲流内の方向として旧四万十川の東流を指示している。



写真4 里川 (Loc. 4) 最奥部の湖成層 (標高は210m)

化土壌が堆積していた。この地層は日の谷の付近が隆起して標高 200m 以上になったときに、渡川が湖水化した堆積物とみなされるが、そうすると標高の関係は矛盾なく説明されると思われる。満塩・加賀美（1992）はこの湖成層を里川層と呼び、プレ段丘層に対比した。

6. ま と め

(1) 海溝域での震源域断層の南北方向における境界の活動に起因する構造帯が、沖ノ島や足摺岬隆起帯の成因であるという見方から、その最も新しい境界が興津隆起帯であると認識された。南海道地震（1946）では伊の岬断層が活動したことから興津隆起帯の活構造性が確認された。このような構造は南海トラフの特徴で、同一地域に繰り返して断層運動が発生したためである。また、地形的な構造、つまり岬を形成しているのは、構造的弱線に火成岩がもみ出されてきているからである。

(2) 興津隆起帯が形成された時期は竜王層が堆積を始める 0.7 Ma 以降である。興津隆起帯が作られる前には旧四万十川は東流しており、日の谷を通過して旧伊与木川に注いでいた。この時期に弘瀬の下部礫層が堆積した。伊与木川の谷は旧四万十川の流路の跡を示すもので、大塚の言うように適従谷として現在発達しているのではなく、旧四万十川本流の跡である。

(3) 六川山や仏ヶ森などの興津岬周辺の海岸山脈の隆起にともない、松葉川の側方浸食型の曲流が形成されたが、ついに旧四万十川は東方への流路を失って湖水化した。そのときの堆積物が十和村里川の湖成層（里川層）である可能性がある。

(4) その後、渡川の流路が確定して西流を始めた時期の堆積物が弘瀬の上部礫層である。満塩・山下（1990）は本礫層を高位段丘層に対比している。

(5) 現四万十川は以上の変動の結果、窪川町の西流地点から河口まで 130 km の距離を標高差 210m という緩やかな傾斜で流れる溪流を形成した。

<謝 辞>

本論文を書くにあたり、多くの方の協力を得た。特に人間・環境変動研究会の山下修司・橋本浩志・渡辺章倫・矢野享の諸氏にはお世話になった、記して謝意を表す。九州東海大学の嶋村清博士には初期原稿を読んでいただいた、心からお礼を申し上げる。

引用文献

- 相田 勇（1981）南海道沖の津波の数値実験。地震研究所彙報，**56**，713-730。
 有井琢磨・東京学芸大地理学専攻第一・第三期学生（1955）四国島の切峰面。東京学芸大研究報告，第7集，48-68。
 加賀美英雄・満塩大洗・小玉一人・徳山英一（1988）足摺岬の伊の岬断層について。地震学会講演予稿集，**1**，53。

- 加賀美英雄・永野和範（1989）高知沖大陸棚の第四紀地殻変動について。日本地質学会第96回年会要旨，172.
- Kagami, H. (1989) Origin of Nankai fore-arc sliver and uplifting of coastal mountains in southwestern Japan. *Rep. Inst, Kuroshio Sphere*, Kochi Univ., Spec. Ser., **4**, 21-35.
- Kagami, H., Mitusio, T. and Nagano, K. (1989) An interpretation of seismic reflection profiles in the western Tosa Bay, southwest Japan—Ryuo formation of the new subduction cycle—. *Bull. Mar. Sci. Fishery*, Kochi Univ., **11**, 43-59.
- Kagami, H. (1990) Formation of the Nankai forearc sliver in southwest Japan. *Proc. 1st Intern. Conf. Asian Marine Geology*, China Ocean Press, Beijing, 83-99.
- 加賀美英雄・満塩大洗・武政広希（1991）四国山地から土佐湾にかけての更新統モラッセ性堆積物の研究—特に城山層について。城西大学研究年報，**15**，1-19.
- 加賀美英雄・品田真道・西川徹・満塩大洗（1992 a）足摺岬の第四紀傾動隆起運動。第四紀 (Daishiki), **24**，19-37.
- 加賀美英雄・満塩大洗・大和雄一（1992 b）四国山地の隆起と城山層・竜王層の堆積環境。第四紀研究，**31**，271-283.
- 加賀美英雄・満塩大洗・野田耕一郎（1993）四万十川の流路変遷と興津隆起帯の形成。日本第四紀学会講演要旨集，**23**，60-61.
- 海上保安庁水路部（1992）水路部観測報告，大陸棚調査編。第8号，p. 263.
- 鹿島愛彦・高橋和・満塩大洗（1993）四国西部の環境地質学的研究，その7—愛媛県南予地方瀬戸町付近の第四系。愛媛大学教養部紀要，**26**，35~46.
- Kato, T. (1983) High-angle reverse faulting associated with the 1946 Nankaido earthquake. *Tectonophysics*, **96**，31-44.
- 町田 貞（1984）地形学。自然地理講座第3巻，194-196，大明堂。
- 満塩大洗・山下修司（1990）四国四万十川の後期第四系，特に形成史に関して。高知大学学術研究報告，**39**，自然科学，109-126.
- 満塩大洗・野田耕一郎（1991）花粉層序学的研究，その2—高知県中央部・西南部の第四紀層一。高知大学学術研究報告，**40**，自然科学，71-83.
- 満塩大洗・加賀美英雄（1992）四国の第四系。第四紀研究，**31**，297-311.
- 野田耕一郎（1962）高知県の第四紀層，特に考古学的遺跡に対する花粉分析。高知県教育研究所報告，**21**，87-113.
- 岡田篤正（1980）中央構造線活断層系の性質と形成過程。地球，**2**，510-517.
- 岡村行信・岸本清行・村上文敏・上嶋正人（1987）土佐湾 海底地質図および同説明書。海洋地質図，No. 29, p. 31.
- 大森博雄（1990）四国山地の第四紀地殻変動と地形。米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編，「変動地形とテクトニクス」，古今書院，60-86.
- 大塚弥之助（1927）四万十川の流域に於ける曲流の研究。地理評，**3**，397-419.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1968) K-Ar ages of granitic rocks of Ashizuri-misaki, Takatsuki-yama and Omogo, Shikoku, Japan. *Bull. Geol. Survey Japan*, **19**, 223-228.
- 吉川虎雄・杉村新・貝塚爽平・太田陽子・坂口豊（1973）新編日本地形論。東京大学出版会，376-378.
- （1994年2月20日受付，1994年3月30日受理）

Westward migration of the Shimanto River caused by uplifting of the Okitsu Peninsula, Shikoku

Hideo KAGAMI¹⁾, Taikou MITUSIO²⁾ and Koichiro NODA²⁾

Tributaries of the Shimanto River have a north-south trending stream starting from the watershed of the Shikoku karst plateau, a part of the Shikoku coastal mountains, but do not end at the nearby coast of Tosa Bay. Because a small ridge (Rokusen-san, 507 m) along the coast of Okitsu Peninsula prevented the tributaries to cross over, the Shimanto River made a westward detour into the mountainous region for more than 100 km.

This study shows new evidences on eastward flow of the ancient Shimanto River: 1) the inclosed meander of Matsuba River comes close to the coast, that of Ihoso River almost contacts to the same contour line of the coastal valley of Iyoki River, and that of Yusuvara River continues to the coastal valley of Iyoki River without interruption: 2) the lower gravel bed of 50 cm thick is found at Hirose meander to show a eastward dip-strike. The gravel bed correlates to the pre-terrace deposit: 3) a mudstone bed of lake-deposit origin is found in an abandoned meander at Satokawa. It deposited after closure of eastward flow by uplifting of the coastal ridges. The measured dip-strike of the bed indicates eastward flow.

Uplifting of Okitsu Peninsula was the main reason for westward migration of the Shimanto River. The uplifting zone was formed between earthquake faults, which was clearly shown between the Tosa basin and Nakamura basin during the last Nankaido Earthquake in 1946. Often the weak zone is associated with protrusion of igneous rocks such as Kashiwa-shima/Okino-shima uplifting zone and Ashizuri uplifting zone. Rejuvenation of the Shikoku peneplain started at round 0.7 Ma B.P. and the uplifting of the Okitsu Peninsula occurred sometime later.

1) Institute of Geology, Faculty of Science, Josai University.

2) Department of Geology, Faculty of Science, Kochi University.