

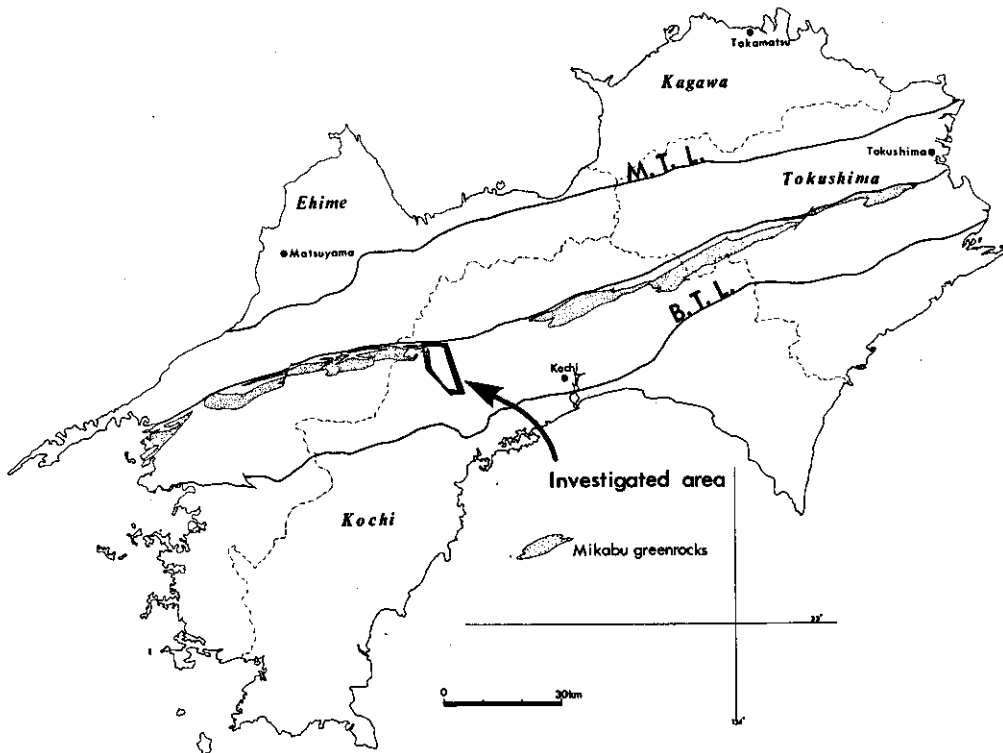
高知県横倉山北方の“秩父古生層”中に 産する黒瀬川構造帯起源の異地性岩塊

佃 栄 吉*

1 はじめに

四国地方の“秩父古生層”はコノドント化石による年代決定が精力的に行われる中で(須鎗他, 1979, 1980, 松田, 1978等), その時代論は急速に進歩しつつある。従来, 石灰岩中の紡錘虫化石及びサンゴ化石から, “秩父古生層”はそのほとんどが上部石炭系から二疊系であるとされていたが, かなり広範囲に中上部三疊系が存在することがわかってきた。

このようなコノドント化石による時代決定は“秩父古生層”の解析に新段階を切り開くという重要な貢献をしたが, 残念ながらこれのみによって, 造構運動史を直接に読みとるわけにはいかない。上部石炭紀～二疊紀を示す石灰岩とそのまわりの中上部三疊系を含む岩層との関係はかならずしも明確になっておらず, 現段階では次の3通りの解釈がなされているようである。①, より古い時代の石灰岩は断層運動あるいは褶曲作用によって下部から上部へ頭を出している。②, 海底地すべりによって, 異なった時代の, 異なった場所に堆積していた地層が乱雑に再堆積した(オリストストローム)。③, 幅広い剪断帯の形成にともなって, 異なった時代の異なった場所に堆



第1図 調査地域の位置図。

M.T.L. : 中央構造線。 B.T.L. : 仏像構造線。

* 地質調査所

積したもの、あるいはすでに地下深く埋没していた地層が複雑にちぎれて、混在した(テクトニック・メランジェ)。もちろん、それぞれの場合があるかもしれない。しかし、秩父帯の造構運動像およびその歴史を解明するためには、秩父帯全体をみて、そのどの場所ではどのメカニズムが主要であるのかを、詳細な地質構造解析の基礎にたつて見際めて行くことが現段階では最も重要な課題であると考えられる。

筆者は協同研究者とともに四国中西部地域の秩父帯の地質構造の解析を通して、その造構史の解明を目指し研究を進めている(佃・原, 1979, 佃・富永・徳田, 1980)。この小論では、その過程で明らかとなった新事実をもとに前述の問題を含頭に考察してみたい。

2 地質及び地質構造

調査地域は四国中央部やや西方の黒瀬川構造帯のいわゆる“横倉山レンズ状部”(波田他1979)の北縁より三波川帯へ至る南北12kmの地域で、「秩父帯北帯」に相当する。この地域の地質調査の結果は第2図に示されている。図の南半部の地質構造については、すでに報告した(佃・原1979)。

本地域は地質図からよみとれるように北傾斜の衝上断層で境された4つの帯に分割される。すなわち、ナップが重なりあう、“パイルナップ構造”としての認識が可能である。その内部はほぼ同様の地質及び地質構造の特性をもつものとして定義される。本地域最北部のナップ(= ナップⅠ)は北を清水構造帯で“三波川プロパー”と境され、南を池川衝上断層(武田他, 1977)で境される。このナップには、みかぶ緑色岩類が内包され、南フェルゲンツのtight fold 発達で特徴づけられる。また、このナップは小島他(1956)で定義され、鈴木(1964), Suzuki(1965)で詳しく論じられている“三波川南縁帯”の一部を含むことになるが、筆者は彼らの「三波川南縁帯」の定義はあまり意味がないと考えている。松田(1978)は、池川町安居川添いの入江谷付近の石灰質片岩より三疊紀中期末ないしは後期を示すコノドント化石を発見した。これにもとづくこのナップには三疊系が含まれると考えられる。

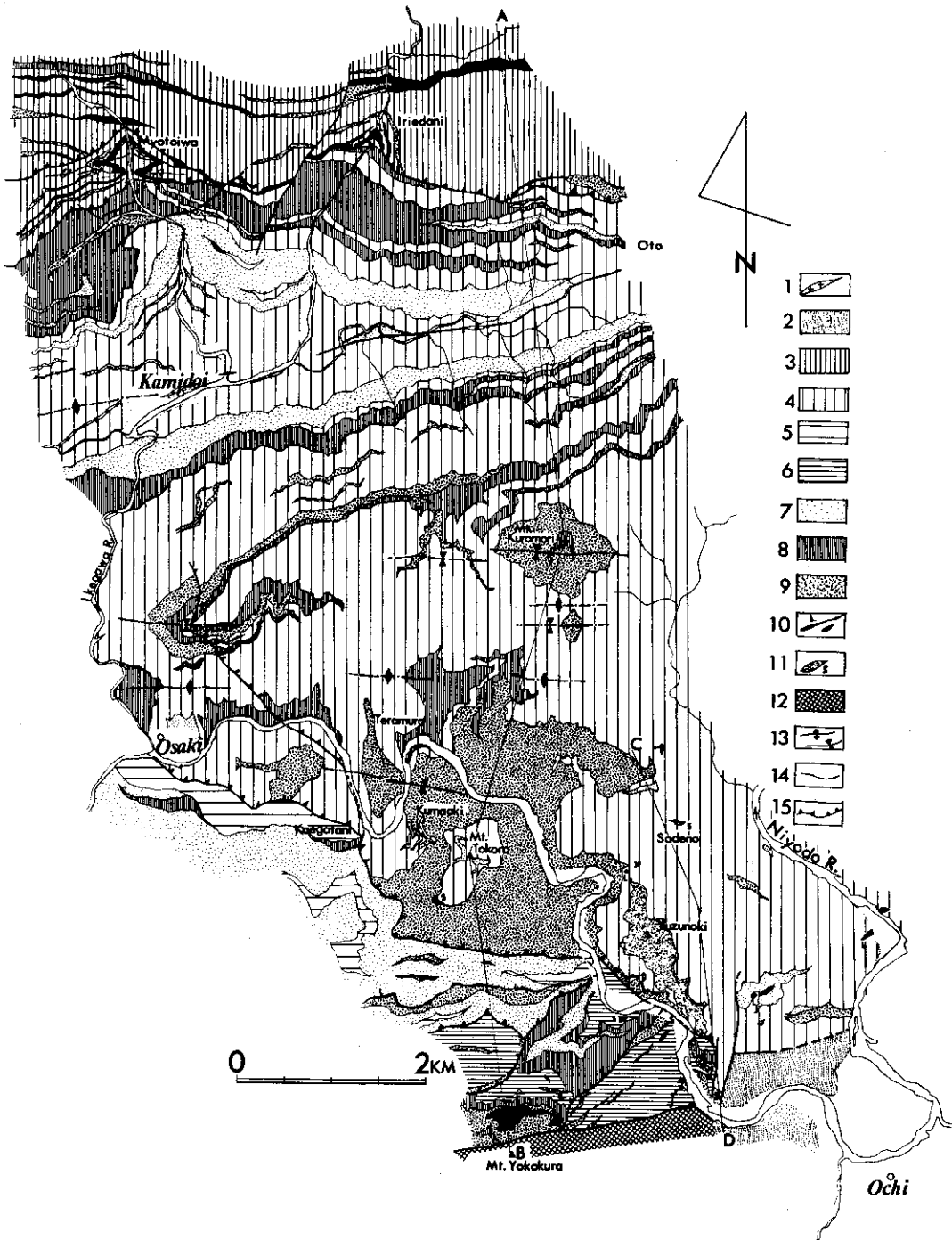
さらに南のナップ(= ナップⅡ)は吾川村大崎から加枝ヶ谷・越知町へ至る走向NW—SEの低角度北傾斜衝上断層(加枝ヶ谷衝上断層)で南を境される。このナップは従来の三波川南縁帯の一部と上八川累層、白木谷層群(甲藤他1968)を含む。表題の岩塊はほとんどこのナップⅡから発見された。

ナップⅡの南、すなわち下位にはさらにナップⅢ、ナップⅣが連続し、横倉山レンズ状部に至る。ナップⅣはさらに細くサブナップに分割できる。これらのナップについては本報告の主題ではないので、その内容については佃・原(1979)を参照されたい。

問題の岩塊を多く含むナップⅡの内部の構造を少し詳しくみてみよう。ナップⅡは翼の開いたupright 褶曲の発達が特徴的で、全体としては非常にゆるやかな構造を呈している。このupright 褶曲は2種に識別できる。1つは中新世に貫入したと考えられる石英斑岩脈を伴う上八川—池川構造線に軸面がほぼ一致する褶曲^{*}で、その方向はENE—WSWである。いま一つはその南側に発達する軸方向の連続性の悪い雁行褶曲群である。その個々の褶曲軸方向はE—W~WNW—ESEである。これらの褶曲群は三波川帯の褶曲時相(原他, 1977)のうち肱川時相ないしはそれ以後のものと考えている。

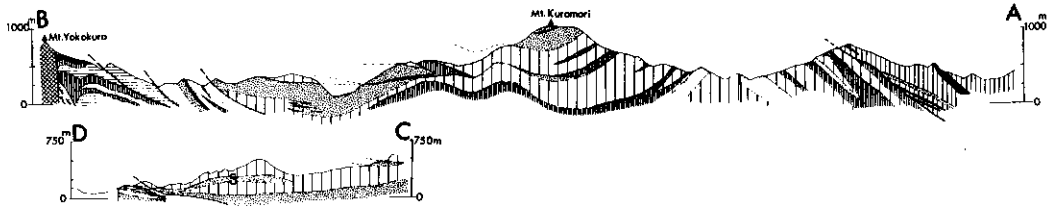
ナップⅡ内の最下位の地層は第3図のA—B断面でわかるように、上八川—池川背斜軸部の泥質片岩層である。最上位は黒森山の向斜軸部に分布する緑色岩である。全層厚は、およそ2,000

*以下 上八川—池川背斜とよぶ。



第2図 高知県横倉山北方地域の地質図。

凡例, 1: 石英斑岩脈, 2: 白亜系, 3: 泥質岩を主体とする岩層 (ナップI),
 4: 同 (ナップII), 5: 同 (ナップIII), 6: 同 (ナップVI), 7: 砂岩
 及び砂質片岩, 8: チャート, 9: 緑色岩類, 10: 石灰岩, 11: 蛇紋岩, 12:
 黒瀬川構造帯, 13: 褶曲軸面, 14: 高角度断層, 15: 衝上断層。



第3図 高知県横倉山北方地域の地質断面図。 凡例は第2図と同じ。

m程度と見積られる。片理は上八川一池川背斜の両側に分布する砂質片岩層直上のチャート層（以下CH1と略す）より下位で一様に発達している。このCH1より上位では片理の発達は一様ではなく、厚い緑色岩体やチャート層の下底部付近などに限られている。CH1上位の緑色岩は熊秋地区のものや、黒森山のもののように、一般に向斜軸部に厚いという特徴をもつ。CH1上位の、これら緑色岩体を内包する、泥質岩を主体とする岩層は、非常に単純な大構造一ナップIのように著しい褶曲作用はこおむっていない一にもかかわらず、全くといっても良いほど、正常な堆積状態は観察されない。この泥質岩層中には様々の大きさのチャート、砂岩、緑色岩、石灰岩塊が混在している。越知町柚ノ木には全体の構造に調和的に蛇紋岩体が発達し、北へ向ってせん滅している。この蛇紋岩体には角閃岩がゼノリス状に含まれていることがわかった。表題の岩塊は以上のような泥質岩層より発見されたのである。

ナップIIの源岩の時代について、本地域にはコノドント化石による資料がないが、高知県中部土佐村一本山町一大豊村地域における須鎗他（1979）のコノドント化石のデータから堆定するとなりの部分が三畳系であるかもしれない。

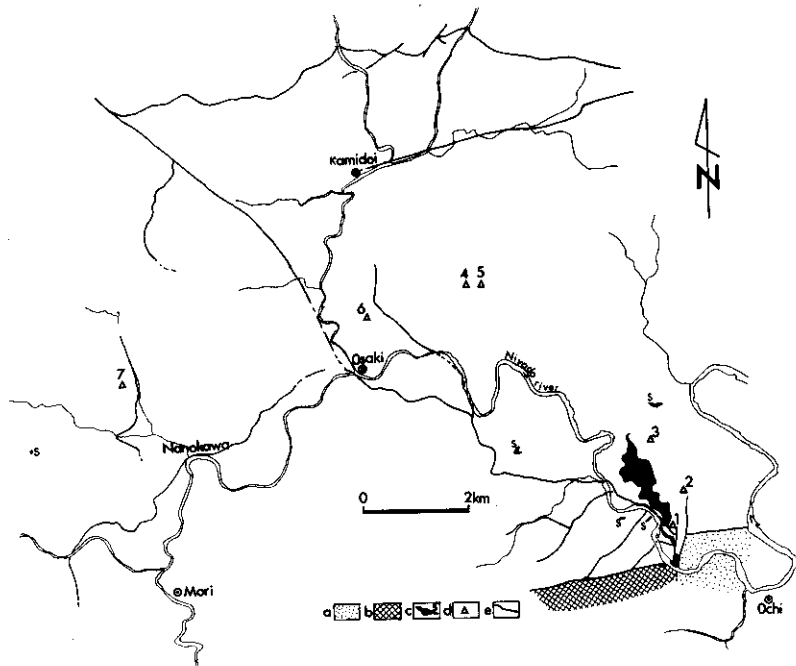
3 異地性岩塊の産状と起源

ナップII内の問題の異地性岩塊は、現在まで本地域内では7地点で発見しており、第4図に示すように、広範囲に分布している。これらの岩塊は次のような岩石からなっている。

- | | | | |
|----|----|----------------|---------------|
| 1, | Na | R 78112822 | 花こう岩質岩 |
| 2, | Na | 79030101 | 斑岩 |
| 3, | Na | 79030406 | 花こう岩質岩 |
| 4, | Na | 79042803 及び 05 | 花こう岩質岩 |
| 5, | Na | 79042806 | 花こう岩質岩 |
| 6, | Na | 79042705 | 流紋岩質岩 |
| 7, | Na | 80053101 | 流紋岩質岩（熔結凝灰岩？） |

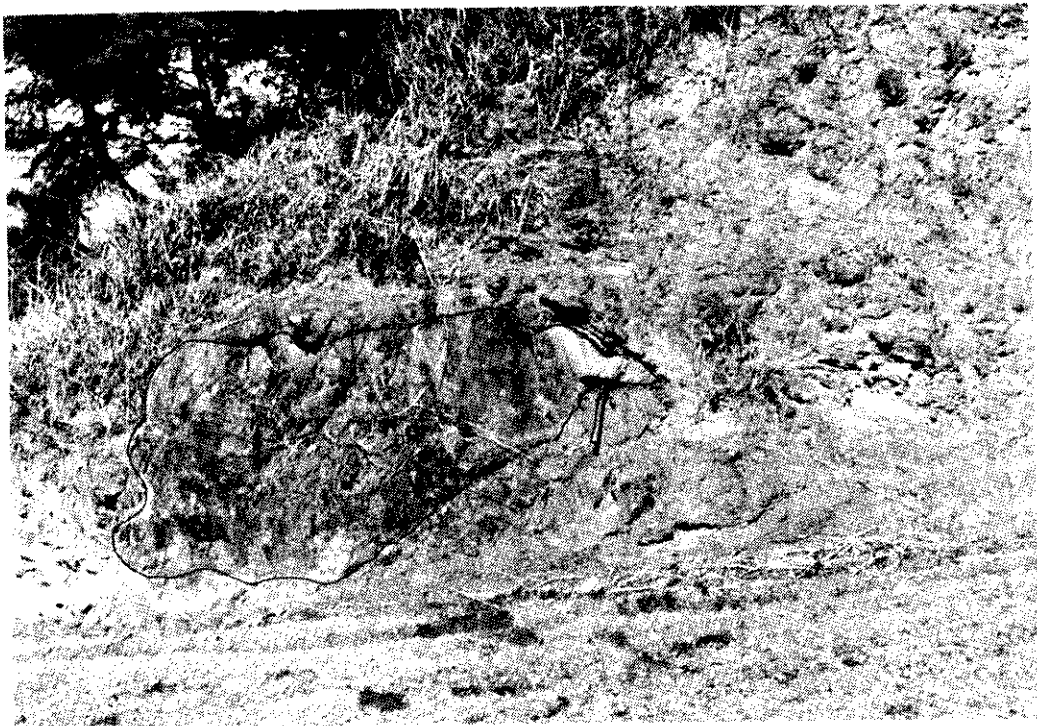
以上まとめると、花こう岩質岩が4、流紋岩質岩が2、斑岩が1となっている。そのほとんどは程度の差こそあれ、全体に圧砕されており、とくに5の花こう岩質岩はマイロナイト化の著しいものである。

岩塊の大きさは長径が1mから3m程度のもので、泥質岩を主体としレンズ状にちぎれた砂岩層を多く含む擾乱層の中に産する。第5図は第4図のLoc.3の花こう岩質岩の産状を示す露頭写真である。この花こう岩質岩はそれほど圧砕されていない。Loc.5のマイロナイト化の著しい花



第4図 黒瀬川構造帯起源の異地性岩塊の分布.

a : 白亜系, b : 黒瀬川構造帯, c : 蛇紋岩, d : 黒瀬川構造帯起源の異地性岩塊.



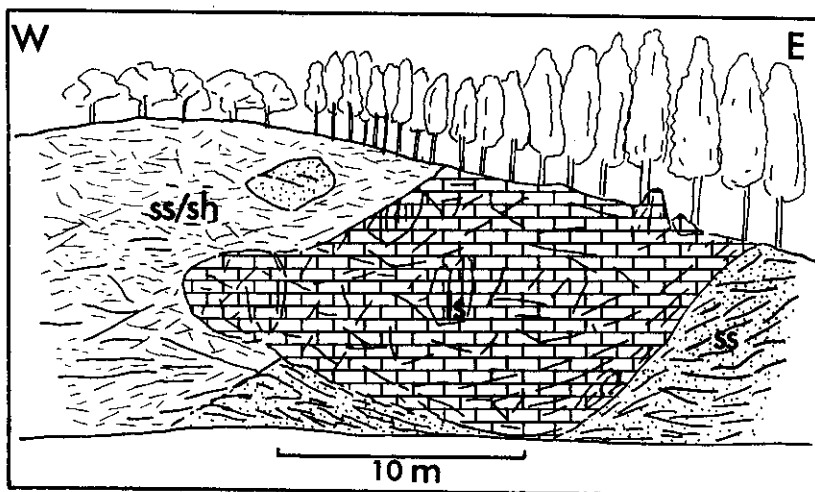
第5図 泥質岩を主体とする擾乱層中の花こう岩質オリストリス。(第4図のLoc.3)

こう岩質岩の周囲の泥岩、砂岩はその花こう岩質岩に比べて圧倒的に変形の程度が弱い。また、Loc. 2の斑岩、Loc 6, 7の流紋岩質岩は、花こう岩質岩に比べ、圧砕の程度はかなり低いように見える。これらの異地性岩塊の記載はまだ不十分であるが、花こう岩質岩は黒瀬川構造帯に産する圧砕花こう岩類（三滝火成岩類）（吉倉, 1977, 波田他, 1979）に非常に良く似ている。また、流紋岩質岩は横倉山レンズ状部に広く産するシルルーデボン系の「横倉山火成岩類」（吉倉・佐藤1976）に類似している。とくに、Loc. 7のものは溶結凝灰岩の可能性が非常に高い。Loc. 2の斑岩は妹背レンズ状部で知られているような三滝火成岩中に入入る、長石の大形自形斑晶をもつ斑岩脈によく似ている。

すでに述べた柚ノ木の蛇紋岩層の他に、第4図に示すように、蛇紋岩の小レンズが存在するが、これらは明らかに、高角断層にそって貫入したのではなく、構造に調和的なものである。この蛇紋岩も周知のように、黒瀬川構造帯に特徴的にみられるものである。

以上あげたものはすべて黒瀬川構造帯起源の異地性岩塊である可能性が非常に高い。この推定が正しければ、波田ら（1979）が黒瀬川構造帯の岩石学的研究から10タイプに分類した岩相のうち、ナップⅡ内の異地性岩塊としては4タイプが発見されたことになる。

第6図は、越知町北西約2 kmの砂岩が卓越する部分に伴う大きな石灰岩塊の産状を示す露頭ス



第6図 砂岩及び泥岩を主体とする乱雑堆積物中の石灰岩オリストリス。

ケッチである。この露頭でみるかぎり上から落ち込んだように考えられる。この石灰岩からは上部石炭紀を示す紡錘虫化石が発見された。この石灰岩は東西方向に長軸があり、東へ膝賀瀬層（甲藤・川沢, 1958）などの上部石炭紀を示す石灰岩へと点々と連続するようである。この産状は褶曲作用によって周囲のより新しい地層の中に顔を出しているとは考えられないことを指示している。これは明らかに異地性の岩塊である。また、熊秋などの緑色岩層もその上下の擾乱層の存在から現地性のものは考えにくく、巨大な移動岩体の可能性があると思っている。

以上のことをまとめてみると、ナップⅡの少なくともCH1より上位はすべて移動岩によって構成されていると推論される。それはどのようなメカニズムによって形成されたのであろうか。第1節で述べたが、海底地すべりによるものか、水平に近いテクトニック・メランジェのようなものかのどちらかであろう。残念ながら積極的根拠はないが、筆者は前者の海底地すべりがその主要なメカニズムであろうと考えている。それは、大規模なメランジェ帯ができたとするにはあまり

にも変形の弱い岩石が多すぎるように思えるからである。その海底地すべりがどの方向から起ったかは、黒瀬川構造帯起源のオリストリスの存在が、南方からであったことを示している。また、著しくマイロナイト化した花こう岩オリストリスの存在、あるいは蛇紋岩オリストリスの存在は海底地すべりを起こした原因として、蛇紋岩—基盤岩の上昇を伴う剪断帯（メランジ帯）がすでに形成されていたことを暗示する。さらに、海底地すべりの起こった時代はオリストストーム内の各岩層で求められた年代のうち、もっとも新しいものである程度限定できよう。

文 献

- 波田重熙・鈴木堯士・吉倉紳一・土谷信之, 1979, 四国の黒瀬川構造帯と西南日本外帯の造構環境. 日本列島の基盤 (加納 博教授記念論文集), 341—368.
- 原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男, 1977: 三波川帯の造構運動. 秀敬編, 三波川帯, 広島大学出版研究会, 307—387.
- 甲藤次郎・川沢啓三, 1958, 高知市伊野町北方の古生界. 高知大学学術研報, 自然科学 I, Vol. 7, 1—8
- 甲藤次郎・須鎗和己・小島丈児・沢村武雄, 1961, 20万分の1 高知県地質鉱産図および同説明書. 高知県, 129p.
- 小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一, 1956, 四国西条—上八川路線に沿う三波川帯の地質 (予土路線に沿う地質, その1). 地質雑, 62, 317—326.
- 松田哲夫, 1978, 四国中央部三波川南縁帯石灰質片岩よりトリアス紀中・後期コノドント化石 *Metapolygnathus* の発見. 地質雑, 84, 331—333.
- 鈴木堯士, 1964, 高知県吾川郡地域における三波川帯と秩父帯の関係. 地質雑, 70, 339—347.
- Suzuki, T., 1965, On the Kamiyakawa-Ikegawa tectonic line. *Geol. Report. Hiroshima Univ.*, 14, 293—306.
- 武田賢二・佃 栄吉・徳田 満・原 郁夫, 1977, 三波川帯と秩父帯の構造的関係. 秀敬編, 三波川帯, 広島大学出版研究会, 107—151.
- 佃 栄吉・原 郁夫, 1979, 高知県横倉山北方の秩父帯の地質構造. 中生代造構作用の研究, 1, 25—29.
- 吉倉紳一, 1977, 高知県中央部の黒瀬川構造帯. 日本地質学会第84年会巡検案内書, no. 7, 1—42
- 吉倉紳一・佐藤浩一, 1976, 高知県横倉山周辺の黒瀬川構造帯に関する2・3の新事実. 島弧基盤, no. 3, 53—56.