

岩国-柳井地域の領家帯

濡木輝 一)

1. まえがき

私が当地域の領家帯を初めて見学したのは1952年、本格的な研究を始めたのが1955年であったから、私はすでに半世紀に亘って当地域と因縁がある。その間、私は絶えず当地域を研究してきたわけではないが、しばしば、国内や外国のお客さんを当地域へ案内する役目を負わされることになった。案内者が不勉強ではお客さんと討論も出来ない。私は、自分の興味も深まって、1995年に岡山大学を退職するまで、瀬戸内海地域の領家帯を折に触れて調査してきた。結局、私は瀬戸内海地域には2つの異なる地質体を起源とする片麻岩がある、という結論を得た(濡木, 1995)。

ご存知のように、領家帯は中央構造線の北側に沿って、中部地方から山口県・愛媛県までほぼ東西に延び、総延長約700km、幅約40km、低圧・高温型変成岩と圧倒的に多量の花崗岩からなる複合岩帯である。領家帯のうち、中部・近畿・山口県東部の諸地域には変成岩がある程度まとまって分布しているので、これらの諸地域は早くから研究されてきている。私は、残念ながら、中部・近畿地方の領家帯を詳しくは知らないで、この小論では瀬戸内海地域の領家帯の枠内で、岩国-柳井地域の領家帯の特徴を紹介しようと思う。この瀬戸内海地域領家帯の特徴が領家帯全体へ演繹できるかどうか、将来の議論を待ちたい。

よる20万分の1および7万5千分の1の地質図幅が公表され、また、岩生(1936)による柳井地域の岩石記載学的研究がなされるなど、すでに早くから地質屋さんの関心を呼んでいた。しかし、岩国地域よりも北方の地域の地質研究は遅れ、第二次大戦後になって、やっと、広島文理科大学地質学鉱物学教室(1943年創立)の卒論研究を中心に実質的な研究が始められた。

これらの研究成果は小島(小島・岡村, 1952; Kojima, 1953)によって纏められ、領家変成岩類の源岩を玖珂層群と呼ぶこと、玖珂層群は北端の美川地域から南端の柳井地域へかけて、領家外縁帯、黒雲母片岩帯、縞状片麻岩帯の3つの単位に分けられること、などが提案された(第1図)。このうち“外縁帯”は現在では使用されなくなったが、他の用語は現在でも使用されている。この小論では上の3帯をそれぞれ玖珂帯、黒雲母片岩帯、黒



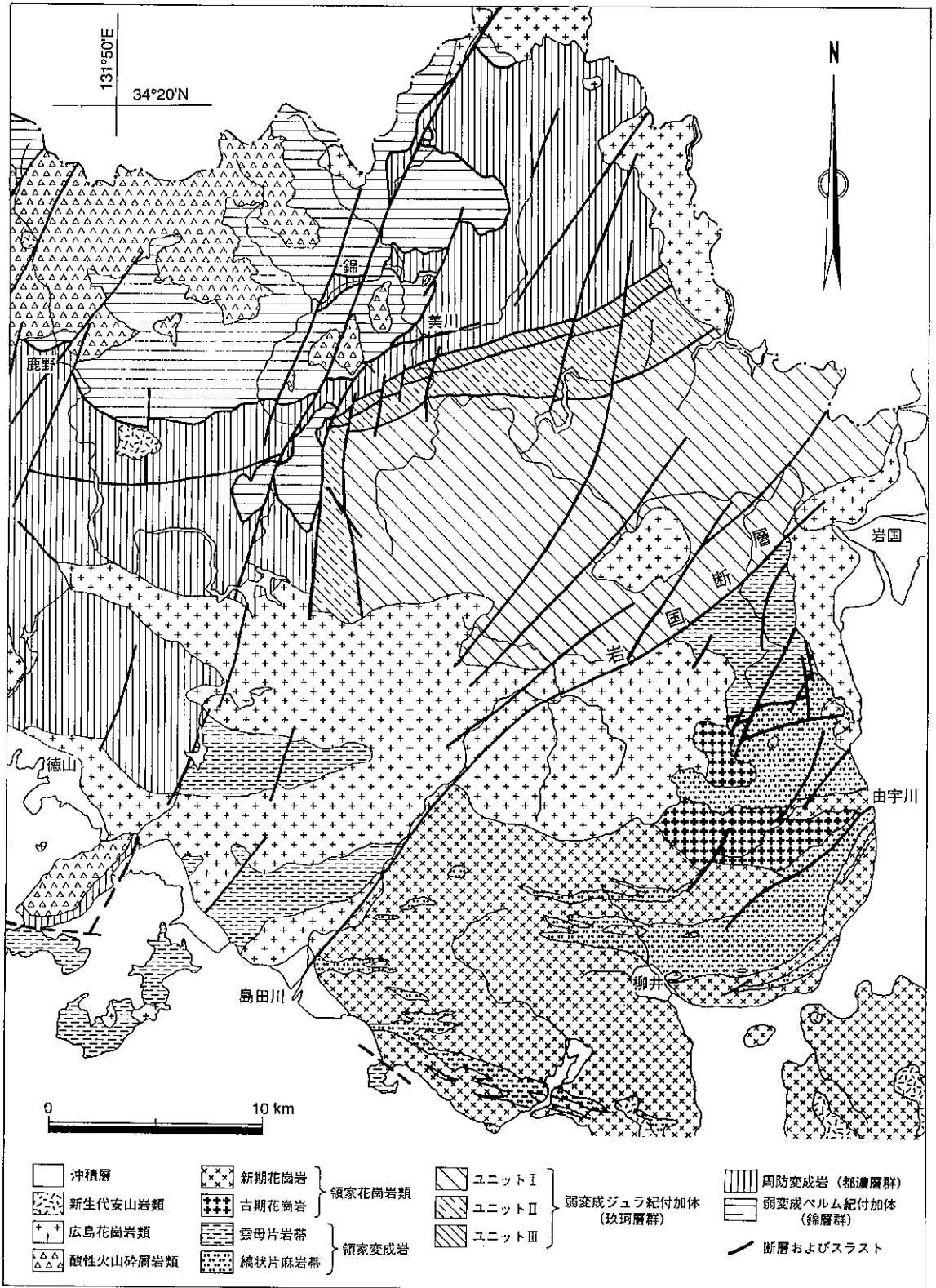
写真1 大島町日見崎北海岸の縞状チャート片麻岩と筆者。層内褶曲は少なく、縞に沿う剪断化が特徴(石原舜三撮影)。

2. 領家変成岩類の源岩

柳井地域を含む山口県南東部地域から愛媛県地域は、1910年から1933年にかけて、地質調査所に

1) 岡山大学 名誉教授
〒700-8530 岡山市津島中1-1-1

キーワード: 領家帯, 変成岩類, ジュラ紀付加体, ちりめんじわ劈開, 後期白亜紀, 花崗岩類



第1図 山口県東部地域の地質概念図(西村ほか, 1995; 一部の地名を付加)。

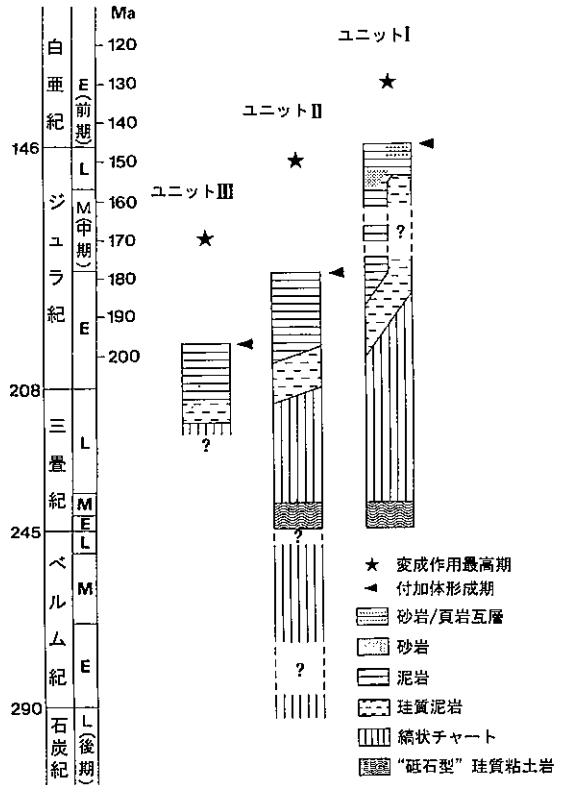
雲母片麻岩帯と呼ぶ。

玖珂層群は主に礫質泥岩 (Crowell, 1957の pebbly mudstone に対応), 縞状チャート, 泥質岩, 砂質岩からなり, 時に石灰岩レンズを含む。美川地域には石灰岩レンズに伴われて, 薄い緑色岩層が挟まれる。礫質泥岩と縞状チャート, 特に前者は玖珂層群の特徴的な岩層で, 南方の黒雲母片岩帯にも広く分布していることが報告されている (濡木, 1963)。礫質泥岩の隣には石灰岩, 砂岩, チャート, 石英粒などがある (濡木, 1963, 1966)。石灰岩礫は美川地域の石灰岩レンズの周辺で多く見出される。玖珂層群の時代は, 最初, 石灰岩レンズ中の紡錘虫化石によって上部古生界と考えられた (小島・岡村, 1952) が, その後, ほぼ同じ層準の泥質岩 (後述のユニット II) から *Monotis* (*Entomonotis*) が発見されて, 玖珂層群の一部には上部三畳系が挟まれる, と主張された (Hase, 1961)。

1970年代後半になると, 微化石に基づく源岩の地質年代が検討され始め (豊原, 1974; Toyohara, 1977), また, “付加体” という地質体の存在が提唱される中で, 玖珂層群は美濃・丹波帯の西方延長にあたるジュラ紀付加体である, と考えられるようになった (高田・磯崎, 1986; 高見ほか, 1990, 1993; 高見, 1994; 西村ほか, 1995)。

北部の美川地域の玖珂帯は高見 (1994) と西村ほか (1995) によって詳しく研究された (第1図)。高見 (1994) は玖珂帯 (=弱変成玖珂層群: 旧外縁帯) を I, II, III の3ユニットに分け, それらの付加・変成年代を詳しく調べた。玖珂帯の各ユニットは一般に北傾斜の地層群で, いずれも高角度・北傾斜の断層によって境されて, 北から III・II・I の順に重なっている。ユニット III と II の泥質岩類は一般に強く剪断されているが, ユニット I では剪断構造が南へ行くほど弱くなりやがて消える。この地域の剪断構造は早くから注目され, 三郡帯 (=周防帯) に接する玖珂帯の一部に (Kojima, 1953; 岡村, 1963), あるいは, 両帯に跨って (濡木, 1966) テクトニックな剪断帯が発達する, と主張されていた。

付加体の付加年代は主に泥質岩中の微化石に基づいて決められ, 変成年代は, 泥質岩周縁の緑色岩がブドウ石・パンペリー石相に相当する弱変成岩であることから, 泥質岩中の白雲母の K-Ar 年代によって決められた (高見, 1994)。付加, 変成年



第2図 美川-岩国地域の弱変成ジュラ紀付加体 (=玖珂帯) の初生的な層序, 付加年代と変成年代 (西村・ほか, 1995)。高見 (1994) は付加体を I, II, III の3ユニットに分割した。

代はいずれもジュラ紀以降で, ユニット III, II, I の順に若くなり, 各ユニットとも変成年代が付加年代に 20~30my 遅れる, という“共通した間隙がある” (西村ほか, 1995) (第2図)。高見 (1994) はこの弱変成作用を広域変成作用と考えているが, 私はこれを“埋没変成作用”と考えたい。

玖珂帯のユニット I は南方の岩国断層附近で黒雲母片岩に漸移的に変わる, と一般に主張されているが, 実際には, 断層付近の岩石は広島花崗岩による接触変成作用を蒙っていて, 詳しい境界はよく判らない。玖珂帯と黒雲母片岩, 黒雲母片麻岩の大構造は, 南の由宇川地域に貫入した花崗岩によってその連続分布が絶たれるまで, 東西方向の褶曲軸をもつ複背斜が続いている (東元ほか, 1983)。玖珂層群全体の層厚は, たとえば, 2,000m (西村ほか, 1985) という見積もりはあるが, 正確にはまだ決められていない。

由宇川から南の柳井地域には縞状チャートと砂

第1表 岩国-柳井地域に分布する花崗岩類のK-Ar鉱物年代(東元ほか, 1983).

岩体	グループ	岩石	鉱物	K-Ar年代 (Ma)
下久原花崗岩 岩国花崗岩	広島花崗岩類	両雲母花崗岩 閃輝花崗岩	黒雲母 黒雲母	88 94±5
清花崗岩 木部花崗岩 "	新期領家花崗岩	両雲母花崗岩 黒雲母花崗岩 "	黒雲母 黒雲母 "	86.6±4.3 86.3±4.3 87
瀨野花崗閃緑岩	古期領家花崗岩	閃輝花崗閃緑岩	黒雲母	89.5±4.5

質岩を主な源岩とする黒雲母片麻岩が広く産出する。これらの岩石は、源岩の種類も大構造(後述)も上述の玖珂層群の一般的な特徴と異なっているが、一応、玖珂層群のメンバーとされている(東元ほか, 1983; 濡木, 1995)。後述するように、ジュラ紀付加体を起源とする片麻岩はここで終り、さらに南側に現れる片麻岩は源岩の異なる別の地質体である、と私は考えている。

3. 領家帯の花崗岩と変成岩の関係

花崗岩類には3つのグループがある。それらは広島花崗岩、新期領家花崗岩、古期領家花崗岩と呼ばれている。これらの花崗岩類は全て白亜紀後期に貫入し(第1表)、それぞれ領家変成岩類をループ・ペンダント状に支えているので、各グループは地下で互いに、何らかの形式で、接触しているはずである(第1図)。瀬戸内海地域には広島花崗岩と新期領家花崗岩が圧倒的に広く分布し、古期領家花崗岩の分布は狭いが、柳井地域は例外で、古期領家花崗岩の分布が異常に広い。

玖珂帯(=弱変成玖珂層群)に貫入接触しているのは広島花崗岩に限られる。岩国-柳井地域だけではなく、瀬戸内海地域で黒雲母片岩に接触しているのは常に広島花崗岩であり、片麻岩に接触しているのは常に領家花崗岩類である。新期領家花崗岩は広島花崗岩、黒雲母片麻岩、古期領家花崗岩に接触するが、黒雲母片岩とは接触しない(第1図; 濡木, 1995)。ただし、広島花崗岩は例外的に古期領家花崗岩や片麻岩類と接触することもある。

岩国-柳井地域で、黒雲母片岩から黒雲母片麻岩へ、累進的な変成作用が認められることは、瀬戸内海の他地域に比べて、当地域の著しい特徴で

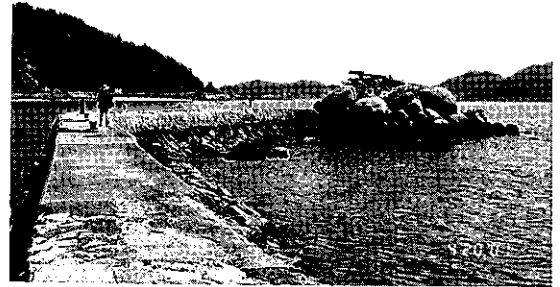


写真2 熊毛郡上関町室津半島西海岸、弁天島にトア状(本誌564号口絵参照)に残る領家新期花崗岩類の一つ、室津花崗岩。

ある。しかし、当地域の黒雲母片麻岩と古期領家花崗岩からなる複合体を西方へ追うと、複合体の分布は島田川沿いの北東-南西系断層(=岩国断層の延長?)と海岸沿いの北西-南東系断層によってあっけなく絶たれ、断層の西~南側は黒雲母片岩と広島花崗岩の分布地が変わる(第1図)。このように、片麻岩類と古期領家花崗岩からなる複合体が突然他の花崗岩類に囲まれる産状は、瀬戸内海の他地域では珍しくない。瀬戸内海地域の同種の複合体は、一般に、新期領家花崗岩体の“島(=包有岩体)”として産出する。

瀬戸内海地域では、新期領家花崗岩が領家帯の大部分を占め、その北側にバソリス規模の広島花崗岩がほぼ東西に位置しており、両者の間に包有関係は見つかっていない。しかし、香川県東部の中央構造線に接して広島花崗岩がある、という意見もある(沓掛ほか, 1979)。

4. 花崗岩類の特徴

広島花崗岩、新期領家花崗岩、古期領家花崗岩の3者はほぼ同じ時期に貫入し(第1表)、それぞれの大部分が粗~中粒の含角閃石・黒雲母アダメロ岩~花崗閃緑岩なので、この3者、特に前2者を野外や鏡下で区別するのが一般に難しく、岩石の所属をめぐってしばしば異論が生じる。ただし、古期領家花崗岩は明瞭な葉理構造を持ち、広島花崗岩は常に塊状なのでこの両者は区別し易い。新期領家花崗岩には弱い葉理構造を持つものもあり、古

期領家花崗岩と混乱することもある。

私は経験的にカリ長石に注目して前二者(塊状岩)を区別している。まず、肉眼でカリ長石が褐色～紅色に着色しておれば広島花崗岩、無色であれば領家型としている。鏡下では、三者のカリ長石は全てペルト石構造を持っている。広島花崗岩は正長石質ペルト石が普通で、ごく稀にカリ長石結晶の一部分に微斜長石構造が発達することがある(濡木, 1978)。また、微斜長石質カリ長石を含む広島花崗岩に角閃石が含まれる例を知らない。他方、領家型花崗岩は微斜長石質ペルト石がごく普通で、また、微斜長石質ペルト石と角閃石が一般に共生している。理由はまだ判らない。

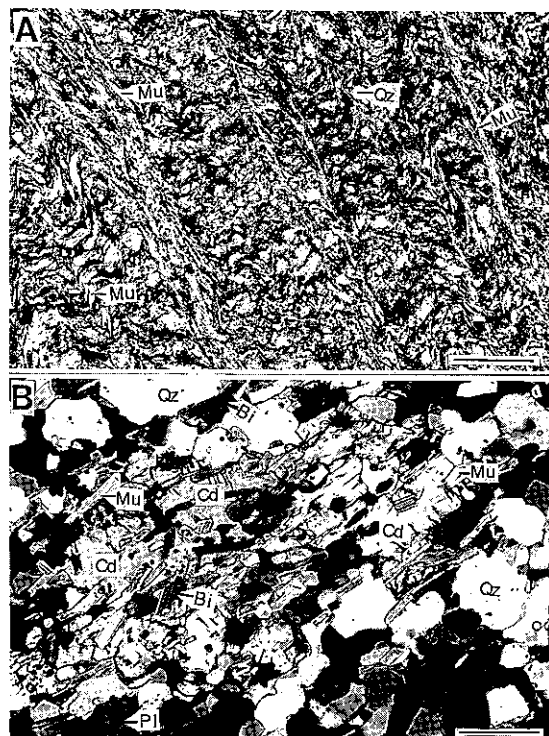
広島花崗岩と新期領家花崗岩が他の地質体に貫入し接触すると、しばしば細粒相が伴われるが、古期領家花崗岩には細粒相は伴わない。広島花崗岩には石英斑岩、角閃石斑岩、半花崗岩などの岩脈がしばしば伴われるが、領家花崗岩にはもっぱら含ザクロ石・両雲母半花崗岩脈が伴われる。

5. 変成岩の微小構造

以前、私が片状ホルンフェルスと呼んだ岩石をこの小論では黒雲母片岩、片麻岩類を黒雲母片麻岩と総称する。片状ホルンフェルスと呼ぶと、接触変成作用を蒙った片岩、という印象があるので使用しない。片岩と片麻岩はそれらの造岩鉱物種、鉱物の組織、微小構造の違いなどによって区別される。私は泥質・砂質岩起源の変成岩にカリ長石が出現するとその岩石を片麻岩、含まない岩石を片岩と呼んでいる。なお、ここでは当地域の塩基性岩起源の変成岩類は説明しない。

砂質岩と石灰質岩起源の変成岩は、いずれも鏡下では等粒状組織を示し、裸眼では塊状で、片状構造を示さない。泥質岩や縞状チャート起源の変成岩では常に明瞭な層理面が認められるが、珪質層の少ない礫質泥岩では層理面が認められない場合が多い(濡木, 1966)。

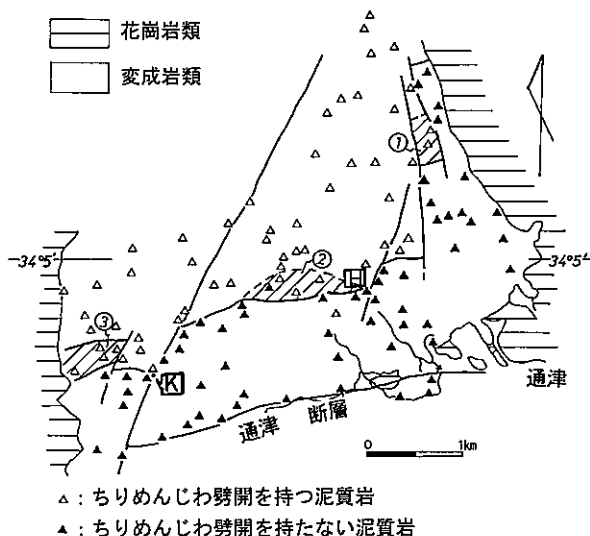
泥質岩・縞状チャート起源の黒雲母片岩には、層理面に斜交しお互いに平行な、軸面劈開が著しく発達しているが、黒雲母片麻岩にはこの種の劈開構造が認められず、等粒状組織が普通である(第3図)(濡木, 1995)。ただし、局地的な例外がある。



第3図 岩国-柳井地域領家帯の黒雲母片岩と黒雲母片麻岩の代表的な微小組織(濡木, 1995)。(A)黒雲母片岩(開放ニコル、スケールは0.2mm)、(B)黒雲母片麻岩(十字ニコル、スケールは0.2mm)、Cd: 堇青石、Bi: 黒雲母、Mu: 白雲母、Pl: 斜長石、Qz: 石英。

片岩と片麻岩の境界部の、ごく限られた狭い3箇所には、黒雲母片岩と同じ軸面劈開をもち、かつ、カリ長石を含む岩石(=片麻岩様岩石)が認められる(第4図)。野外では軸面劈開をもつ片岩から持たない片麻岩へ、2m～数mの範囲内で急に移り変わるため、両者の間には断層が存在する、と解釈している。

片岩と片麻岩の造岩鉱物のうち、石英と雲母類の平均的な粒度は不連続的に変化する。縞状チャートの例では、岩石薄片上で、珪質縞の石英の平均粒径が約0.03mmから約0.2mmへ急変する(濡木, 1995)。その近辺の片麻岩の石英粒径は平均0.3～0.5mm程度であるが、南方の柳井地域の片麻岩はさらに粗粒になる。岩石の微細な褶曲構造は熱の出入りを主とする複変成作用に伴う再結晶作用によって、一般に、完全に抹消されることはない。岩国-柳井地域の黒雲母片麻岩に軸面劈開が



第4図 岩国-柳井地域のⅡ帯とⅢ帯の境界付近における岩石の微小構造の変化(溜木, 1995). 一般に, 黒雲母片岩には軸面劈開が発達し, 黒雲母片麻岩には軸面劈開が発達しない. 例外が①, ②, ③の3地域で認められる(本文参照). H: 火打岩 K: 高照寺山.

認められないのは, 片麻岩はもともと軸面劈開を生じるような造構運動を経験しなかったからであろう(Nureki, 1960). その点, 上の“片麻岩様岩石”は片岩並みの粒度なので, 当地域の他の片麻岩とは異なり, 広島花崗岩による接触変成岩の可能性がある.

6. 変成岩の小～大構造

上述のように, 玖珂層群の大構造は玖珂帯から変成岩地域へかけて, 波長の長いゆるやかな背斜構造の繰り返しが特徴であるが, 由宇川より南の柳井地域へ移ると片麻岩の大構造が一変する.

玖珂層群の縞状チャートにはどこでも特徴的な層内褶曲と楔構造(Cloos, 1961のwedgesに対応)が著しく発達している. 層内褶曲には同斜状褶曲, 共役褶曲, ゆるい撓みなどが雑多に含まれ, 褶曲軸面は常に平面ではなく湾曲しているが, 褶曲軸と線構造の方位は見事に集中する(Nureki, 1960). 同斜状褶曲は玖珂帯と片岩帯のチャートでは著しく発達し, 片麻岩帯では南方へ行くほど発達しなくなる傾向がある.

線構造(リネーション)は玖珂帯の泥質岩では

明瞭ではないが, 黒雲母片岩になると, 劈開構造や微小褶曲などが発達しているの, 線構造が明瞭になる. 黒雲母片麻岩の線構造は常に小褶曲軸で, 交線リネーションは存在しない. 線構造の方位は黒雲母片岩のどの露頭でも著しく集中するが, 片麻岩では一般に集中度が弱い(Nureki, 1960).

由宇川以北における片麻岩の線構造の方位は片岩地域ほど集中しない(Nureki, 1960)が, 片岩帯の地域も含めて, 線構造の方位と露頭規模の褶曲の軸方位が著しく一致するので, その集中する方位は大構造の褶曲軸の方位を示すと考えてよい. こうして求められた由宇川地域より北側の片岩～片麻岩の大構造軸はほぼ東へ10～20°傾斜している(Nureki, 1960).

ところが, 由宇川地域より南側の柳井地域に分布する縞状片麻岩の小褶曲軸の方位は, 地域の東半分では北東へ低角度で傾き, 中央部はほぼ東西でいろいろな傾き, 西半分では低角度で西へ傾く,



写真3 日見崎. 古期蒲野花崗閃緑岩体の一部を占めるミグマタイト. 泥質, 珪質片麻岩片を多く含み, 苦鉄質アンクラヴを欠く.



写真4 日見崎。ミグマタイト中の泥質アンクラーフ。珪線石-柘榴石-白雲母-黒雲母片麻岩。Al₂O₃ (23.0~24.0%)とFeO (5.5~9.1%)に富む(濡木,1995, 第1表 nos.5,6)。スケールは1cm四角。

というように連続的に変化する。柳井地域の黒雲母片麻岩の葉 (=層) 理面は一般に急傾斜であるが、大きいスケールの褶曲鏡面は全体がゆるい背斜構造を示している。また、古期領家花崗岩が黒雲母片麻岩に接する所では、花崗岩の葉理面は接触面に平行で、花崗岩中の斜長石のゲフューゲは

マグマが接触面に沿って移動した事を暗示している(Nureki, 1960)。そこで、私は、柳井地域の片麻岩帯は古期領家花崗岩の貫入によって、その中央部がドーム状に盛り上がり、かつ、北から南へに押されて湾曲した、と解釈している(Nureki, 1960)。

7. 領家帯の変成作用

岩国-柳井地域の領家変成岩の石英と雲母類のゲフューゲ解析によって、領家変成作用には少なくとも変成時期の異なる2つのピークがあった事が知られている(Nureki, 1960)。まず、最初の強応力・低温の変成作用で片岩類が形成され、次に弱応力・高温の変成作用で片麻岩類が形成され、これに古期領家花崗岩の貫入・定置が続いた。片麻岩類が古期領家花崗岩による接触変成作用を受けた証拠はない。また、広島花崗岩、新期領家花崗岩、古期領家花崗岩の3者がほぼ同時期に定置したという資料(第1表)があっても、前2者に接触された片岩・片麻岩類は接触変成作用を蒙っているので、前2者の定置は片麻岩形成の末期か後に発生している(Nureki, 1960, 1974)。こうして、領家帯では少なくとも3時期の変成履歴が考えられるので、最後の接触変成作用の影響を除外しないと領家変成作用の実態は明らかに出来ない。

7.1 領家変成作用

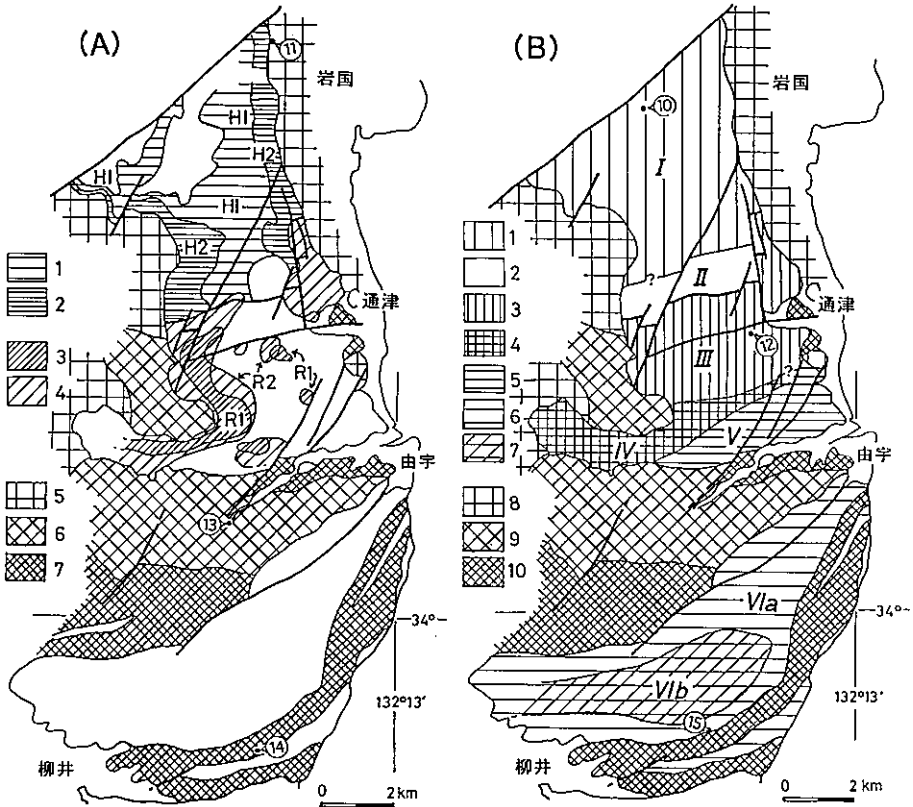
岩国-柳井地域の領家帯に関してはこれまでにいくつかの変成分帯図が提案(Wallis *et al.*, 1992; Okudaira, *et al.*, 1993)されているが、ここでは私が提案した分帯(Nureki *et al.*, 1992; 西村ほか, 1995)

変成分帯	領家変成作用							接触変成作用			
	I	II	III	IV	V	VIa	VIb	H1	H2	R1	R2
絹雲母								****			
白雲母										****	
緑泥石										****	
黒雲母										****	****
堇青石										****	****
柘榴石										****	****
紅柱石										****	****
珪線石										****	****
柱状結晶										****	****
針状結晶										****	****
カリ長石										****	****
斜長石										****	****
石英											

他に微量のグラファイト、電気石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物。

****: 残留鉱物として産出

第5図
岩国-柳井地域の泥質岩・砂質岩源変成岩の鉱物組み合わせの変化(Nureki *et al.*, 1992)。H1とH2: 広島花崗岩による接触変成帯。R1とR2: 新期領家花崗岩による接触変成帯。



第6図 岩国-柳井地域の泥質岩・砂質岩源変成岩の変成分帯図(西村ほか, 1995)。(A):接触変成帯の変成分帯(1 H1帯, 2 H2帯, 3 R1帯, 4 R2帯), 5 広島花崗岩, 6 新期領家花崗岩, 7 古期領家花崗岩。(B):領家変成岩類の変成分帯(1 I帯, 2 II帯, 3 III帯, 4 IV帯, 5 V帯, 6 VIa帯, 7 VIb帯), 8 広島花崗岩, 9 新期領家花崗岩, 10 古期領家花崗岩。

を説明する。

岩国-柳井地域の黒雲母片岩と黒雲母片麻岩の鉱物組み合わせを第5図に、変成分帯図を第6図に示した。私の分帯ではI・II帯が片岩帯、III~VI帯が片麻岩帯に対応する。岩層層序的にはI帯からVI帯へ順に下位になる。

I帯とII帯の絹雲母(sericite)は微細(<0.01 mm)で淡緑色の軸色があり、層理面に平行に配列している。I帯の黒雲母は砂質岩にだけ現れる。II帯では緑泥石が消滅し、白雲母(> 0.1mm)、黒雲母、堇青石が出現する。I・II帯の大部分は広島花崗岩による接触変成作用を受けている(第6図)ので、I帯とII帯の本来の正確な境界は判らない。III・IV・V帯はアルミノ珪酸塩-堇青石-カリ長石組み合わせによる分帯である。紅柱石はIII帯でカリ長石と同時に出現し、IV帯で珪線石と共生し、V帯で消滅し、VI帯では出現しない。IV帯

の紅柱石は準安定かもしれない。VI帯はザクロ石-堇青石-カリ長石組み合わせで特徴付けられる。VI帯の堇青石には常にフィブrolait(針状珪線石)がポイキリチックに包有され、珪線石やスピネルも包有される。VI帯は2分され、白雲母を殆ど欠く黒雲母片麻岩の分布域をVIa帯、白雲母を含む黒雲母片麻岩の分布域をVIb帯とした。

VIb帯の黒雲母片麻岩には縞状構造に平行な幅数mm程度の優白質脈が頻繁に発達する。この脈は片麻岩の優白質縞に比べて、一般に粗粒で、カリ長石と白雲母に富んでいる。白雲母は優黒質縞には稀にしか含まれない。さらに、VIb帯には含堇青石-両雲母花崗岩のミグマタイト質岩脈やレンズ状ストックがしばしば伴われる(乙部, 1985)。VIb帯は源岩層のドーム状背斜の軸部に当たり、当地域の領家変成岩類の最下部層に相当しており、かつ、ミグマタイトと黒雲母片麻岩の複合体で、当地

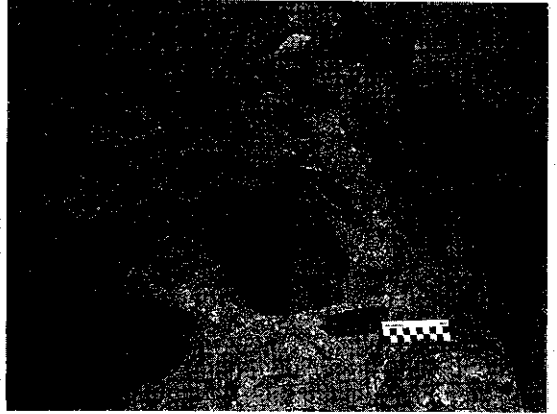


写真5 久賀町棕野, 田尻鼻東海岸の蒲野花崗閃緑岩。この付近には層状, ボール状に苦鉄質アンクラーフが多産する。全景とクローズアップ(石原舜三撮影)。

域の最高変成度を示す変成帯である(Nureki *et al.*, 1992; 西村ほか, 1995)。

柳井地域より南側の室津半島および屋代島とその周辺, さらに東方の瀬戸内海島嶼部に産する黒雲母片麻岩類(濡木, 1995)には多量の珪線石やザクロ石が含まれ, 紅柱石は全く, 堇青石も全く(?)含まれない。そして, 各地の露出面積が狭い欠点はあるが, どこでも上のⅢ帯~Ⅵ帯のような変成帯は現れない。また, 片麻岩の褶曲構造も岩国-柳井地域と著しく異なっている。さらに, 島嶼部の片麻岩の分布は領家花崗岩類によってジュラ紀付加体から完全に絶たれて, 一般に, 片麻岩は古期領家花崗岩の包有岩体状に産出するが, 二次的な鉱物組み合わせの変化は見られない。そこで, 私は, 島嶼部の片麻岩は岩国-柳井地域の領家変成岩類とは源岩と変成履歴の異なる地質体であろうと考え, 池田(Wallis *et al.*, 1992)に従って“珪線石帯”と呼んでいる。島嶼部の片麻岩は, ジュラ紀付加体のように, 領家花崗岩類が地下浅所で接触した地質体ではなく, もっと地下深所で古期領家花崗岩に捕獲され, 新期領家花崗岩と共に上昇した地質体であろう(濡木, 1995)。

瀬戸内海地域の領家帯には島嶼部の片麻岩の分布を連ねる位置に領家変成帯の最高温度軸があり, 変成帯が温度軸を中心に対象的に配置されている, という考えが提唱されている(諏訪, 1973)が, そのような変成帯の配列がかつて存在した形跡はなく, この考えは支持できない。

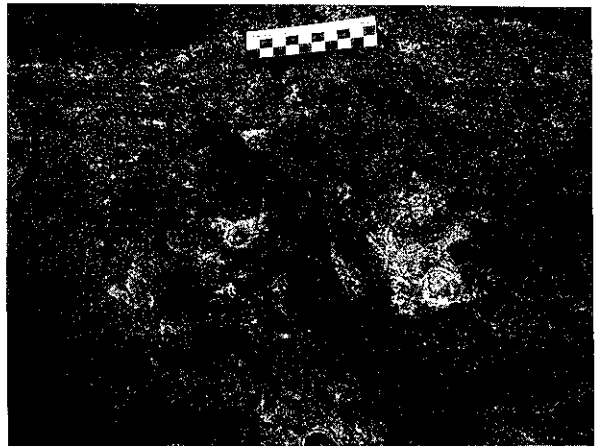
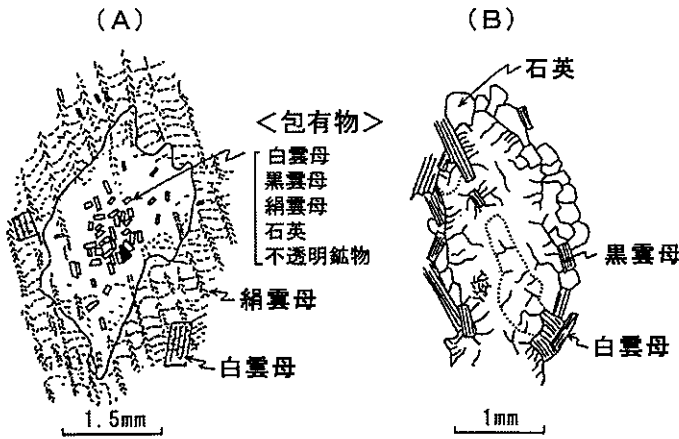


写真6 田尻鼻の蒲野花崗閃緑岩体の一部にみられる県指定天然記念物である球状花崗岩。球状構造は主に斜長石と角閃石の偏在分布により示される。

7.2 領家帯の接触変成作用

領家帯における最後の変成作用は広島花崗岩と新期領家花崗岩による接触変成作用である。泥質岩について接触変成作用の分帯(第5図)を行い, それぞれ第6図:Aに示した。上述のように, 広島花崗岩は片岩帯を, 新期領家花崗岩(滑花崗岩と木部花崗岩)は宇川以北の片麻岩帯をループにしており, それぞれ別の変成作用を惹き起こしている。2つの接触変成作用の時期は, 明らかに領家変成作用に遅れており, ほぼ同時期と考えられる(第1表)。

広島花崗岩によるH1帯とH2帯は, 鉱物組み合わせの上で, それぞれ領家変成帯のⅡ帯とⅢ帯に



第7図
岩国-柳井地域に産する堇青石の産状を示す顕微鏡スケッチ(東元ほか, 1983). (A): 接触変成岩(H2帯)中の堇青石は、常に基質部の構造を包む斑状変晶。(B): 片麻岩(Ⅲ~Ⅴ帯)中の堇青石は一般に等粒状~やや斑状。

よく似ているが、H1帯は石英と雲母類の結晶格子の定方位性が消されていること、H2帯にはカリ長石が含まれず、堇青石と紅柱石の産状がいずれもⅢ帯のものとは全く異なるので、これらは容易に識別できる。裸眼で、H2帯の堇青石は黒い斑点、紅柱石は白~淡紅色で棒状の結晶として観察されるが、Ⅲ帯の両鉱物は裸眼では認め難い。これらの特徴は鏡下で明瞭に識別できる(第7図; 西村ほか, 1995)。

新时期領家花崗岩による接触変成作用もR1とR2の2帯に分けられる。R1帯の分布は領家変成岩の分帯とは無関係である(第6図A)。R1帯は白雲母と石英の反応によってフィブロライト(針状珪線石)が生じているので、Ⅲ・Ⅳ帯よりも高温の反応が起きたと推定される(Nureki, 1974)。一方、R2帯は二次的な白雲母と黒雲母が急に増加している岩石で、Ⅲ帯よりも低温の交代作用が起きたと考えられる。二次的雲母類はいずれも劈開が不鮮明で、葉片状、無方位性のものが集合してマット状に発達している。二次的雲母類は木部花崗岩の接触部では発達の程度が弱い。

8. まとめ: “領家変成帯”ではなく“領家帯”と呼ぼう

岩国-柳井地域の領家帯には変成岩類がまとまって分布しているので、従来、“変成帯”が特に研究対象とされ、当地域は一般に“領家変成帯”の模式地の1つにされている。

岩国-柳井地域の変成岩類は確かに広域変成岩

としての変成鉱物組み合わせと岩石構造を持ち、明らかに単なる接触変成作用の産物ではなく、典型的な低圧・高温型(あるいは、紅柱石・珪線石型)変成岩である。しかし、変成岩類の分布をみると、岩国-柳井地域の北側半分は北方の玖珂帯へさらに10数km連続して広がっているが、南側半分は片麻岩の分布よりも古期領家花崗岩の分布が著しく広い。玖珂帯が受けた弱変成作用と領家変成作用とは変成相系列が異なるので、岩国-柳井地域で領家変成岩類がまとまって分布している範囲は、せいぜい東西幅13km、南北幅20km程度である。片麻岩と古期領家花崗岩の複合体を遮断する断層の西側に現れる片岩の分布を加えても、山口県東部地域の領家帯で変成岩類の占める割合は、全体の30数%程度にとどまっている。

四国地域における領家変成岩類の分布や変成岩の特徴は未だよく調べられていないが、いずれにしろ、分布面積はごく狭い。今、小豆島以西の瀬戸内海地域およびその両岸に分布する変成岩類の全分布面積を概算してみると、変成岩類の分布は、岩国-柳井地域を含めても、わずか5~6%程度、古期領家花崗岩の分布面積も10%を越えない。残りの地域を占有するのは領家新时期花崗岩である。

この面積比は、単に露出面積の大小だけではなく、領家帯を形成した主役は領家花崗岩類であって、その深成作用による熱の供給が種々の変成岩類をもたらした、従って、変成岩類はその深成作用の副産物に過ぎない、ということを示しているのではなからうか。私は最近、瀬戸内海地域の領家帯を“変成帯”と呼ぶことに疑問を持つようになった。

た。領家変成帯と呼ぶのを止めて、領家帯と呼びたい。そして、実際に、高压・低温変成作用と“対”をなしたのは花崗岩の活動である、と考える方が正しいのではなかろうか。

文 献

- Cloos, E. (1961): Bedding slips, wedges, and folding in layered sequences. Bull. Comm. Geol. Finland, no. 196, 105-121.
- Crowell, J. C. (1957): Origin of pebbly mudstones. Geol. Soc. America, Bull., v. 68, 993-1010.
- Hase, A. (1961): A find of *Monotis* (*Entomonotis*) from eastern Yamaguchi Prefecture, Japan. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., v. 42, 79-87.
- 東元定雄・瀧木輝一・原 郁夫・中島 隆 (1983): 岩国地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 70p.
- 岩生周一 (1936): 山口県柳井地方の花崗岩類と領家式変成岩類の野外における諸関係。地質雑, v. 43, 660p.
- 小島丈兒・岡村義彦 (1952): 柳井地方。地質巡検旅行案内書。九州大学理学部地質学教室, 16p.
- Kojima, G. (1953): Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone. Jour. Sci. Hiroshima Univ., [C], 1, 17-46.
- 沓掛俊夫・端山好和・本間弘次・政岡邦夫・宮川邦彦・仲井 豊・山田哲雄・吉田 勝 (1979): 小豆島および讃岐東部の領家帯。地質学論集, 17号, 47-68.
- 西村祐二郎・磯崎行雄・瀧木輝一 (1985): 山口県東部の三郡-中国帯および領家帯。日本地質学会第92年学術大会見学旅行案内書, 17-49.
- 西村祐二郎・高見美智夫・瀧木輝一 (1995): 山口県東部の周防帯-玖珂帯-領家帯。日本地質学会第102年学術大会見学旅行案内書, 47-69.
- Nureki, T. (1960): Structural investigation of the Ryoke metamorphic rocks of the area between Iwakuni and Yanai, Southwestern Japan. Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, v.3, 69-141.
- 瀧木輝一 (1963): 岩国市柱野付近で見いだされた礫質泥岩の起源。広島大学地研報, no.12, 235-249.
- 瀧木輝一 (1966): 山口県東部の三郡変成帯と領家帯の間に発達した剪断帯の構造岩石学的研究。地質雑 v.72, 219-231.
- Nureki, T. (1974): Contact metamorphism in the So-o district, Yamaguchi Prefecture, Japan...with special reference to the occurrence of sillimanite. Mem. Geol. Soc. Japan, no. 11, 251-281.
- 瀧木輝一 (1978): 岡山県中南部に産する花崗岩類中のカリ長石の特徴。地質雑, v.84, 201-213.
- 瀧木輝一 (1995): 瀬戸内海地域領家帯の黒雲母片麻岩の起源に関する1つの提案: 玖珂層群とは別の地質単元から由来した黒雲母片麻岩がある。岡山大学地研報, v.2, 23-53.
- Nureki, T., Enami, M., Shiota, T. and Shibata, T. (1992): Paired metamorphic belts: Ryoke and Sambagawa. Guidebook of the 29th IGC Field Trip A21, 1-30.
- 岡村義彦 (1963): 山口県三郡帯東部における結晶片岩系と非変成古生代層群との関係。広島大学地研報, no.12, 221-234.
- Okudaira, T., Hara, I., Sakurai, Y. and Hayasaka, Y. (1993): Tectono-metamorphic processes of the Ryoke belt in the Iwakuni-Yanai district, southwest Japan. 地質学論集, 42号, 91-120.
- 乙部憲彦 (1985): 山口県岩国-柳井地域領家変成帯の岩石学的研究。岡山大学修士論文 (手記).
- 諏訪兼位 (1973): 中央構造線に沿う変成岩類。「中央構造線」杉山隆二編, 東海大学出版会, 221-238.
- 高田正治・磯崎行雄 (1986): 山口県東部, “美川層群”からのジュラ紀放射虫化石の産出。地質雑, v.92, 447-450.
- 高見美智夫・磯崎行雄・西村祐二郎・板谷徹丸 (1990): 山口県東部の弱変成ジュラ紀付加コンプレックス (玖珂層群) の源岩形成年代と変成年代。地質雑, v.96, 669-681.
- 高見美智夫・磯崎行雄・西村祐二郎・板谷徹丸 (1993): 弱変成付加体のK-Ar年代測定における碎屑性白雲母の混入と接触変成作用の影響-山口県東部ジュラ紀付加体の例-。地質雑, v.99, 545-563.
- 高見美智夫 (1994): 山口県東部の弱変成ジュラ紀付加体の付加・変成履歴と付加体形成前のK-Ar年代値。日本地質学会第101総会・討論会講演要旨, 99-100.
- 豊原富士夫 (1974): 山口県東部, 玖珂層群および領家変成岩類の時代について。地質雑, v.80, 51-53.
- Toyohara, F. (1977): Early Mesozoic development of the north-western Chichibu Geosyncline in West Chugoku, Japan. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, [II], v.19, 253-334.
- Wallis, S., Enami, M., Takasu, A., Banno, S. and Ikeda, T. (1992): Paired metamorphic belts in southwest Japan. Guidebook of the 29th IGC Field Trip C25, 133-169.
- NUREKI Terukazu (2002): Geology of Ryoke Belt in the Iwakuni-Yanai District.

< 受付: 2002年1月24日 >