

イライト結晶度における温度条件の定量的見積もり: 九州東部, 秩父帯・四万十帯付加コンプレックスにおけるビトリナイト反射率との比較

向吉秀樹¹・原 英俊²・池原(大森)琴絵³

Hideki Mukoyoshi, Hidetoshi Hara and Kotoe Ohmori-Ikehara (2007) Quantitative estimation of temperature conditions for illite crystallinity: comparison to vitrinite reflectance from the Chichibu and Shimanto accretionary complexes, eastern Kyushu, Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 58(1/2), p.23 - 31, 4 figs, 3 tables.

Abstract: Correlation between vitrinite reflectance (R_m) and illite crystallinity (IC) is examined in the Chichibu and Shimanto accretionary complexes of eastern Kyushu, Southwest Japan. The IC values, collected from where R_m data denoted 2.5 to 5.1%, range from 0.27 to 0.56 $\Delta^2\theta$. Analyses from 9 sites indicate linear regression equation " $R_m = 6.9 - 8.2 \times IC$ " with correlation coefficient of 0.91. The anchizone (0.25 to 0.42 $\Delta^2\theta$) of illite crystallinity corresponds to the paleo-temperature from 266 to 302 $^{\circ}C$, based on conversion from R_m to temperature conditions.

Keywords: geo-thermometry, vitrinite reflectance, illite crystallinity, accretionary complex, Kyushu, southwest Japan

要 旨

九州東部の秩父帯・四万十帯付加コンプレックスにて、ビトリナイト反射率 (R_m) とイライト結晶度 (IC) の測定を行い、その相関関係を求めた。 R_m が 2.5~5.1% を示す地点から、IC 値は 0.27~0.56 $\Delta^2\theta$ が得られた。 9つの検討地点において、 $R_m = 6.9 - 8.2 \times IC$, $r = 0.91$ の線形回帰式が得られた。 この回帰式とビトリナイト反射率の温度換算式から、イライト結晶度の温度換算が可能になる。 イライト結晶度の anchizone (0.25~0.42 $\Delta^2\theta$) の範囲では、その温度条件は 266~302 $^{\circ}C$ となる。

1. はじめに

付加コンプレックスが受けた続成から弱変成作用 (約 50~350 $^{\circ}C$) の最高被熱温度を推定するための手法として、イライト結晶度とビトリナイト反射率が広く使われている (Mori and Taguchi, 1988; Laughland and Underwood, 1993; Awan and Kimura, 1996; Sakaguchi, 1996; Ohmori *et al.*, 1997; 原ほか, 1998 など)。

このうちイライト結晶度は、X線回折チャートから読み取れるイライトの (001) 面の半価幅を測定し、そのピークの鋭さから、イライトの結晶化ないし成長の相対的強度を導くものであり (Robinson *et al.*, 1990;

Merriam *et al.*, 1990 など)、相対的な地質温度計として用いられている。このイライト結晶度の解析は、泥質岩を分析試料とするため、付加コンプレックスにおいて連続的かつ高密度な試料採取ができ、広範囲に及ぶ被熱温度の相対的評価が可能である。また国際的な標準試料 CIS (Crystallinity Index Standard: Warr and Rice, 1994) を用いることで、異なる研究室間でのデータ比較が行える。しかしイライト結晶度の値 (以後、IC 値) からは、温度条件を直接決定することはできないため、他の温度指標と比較し、温度条件を見積もる必要がある。

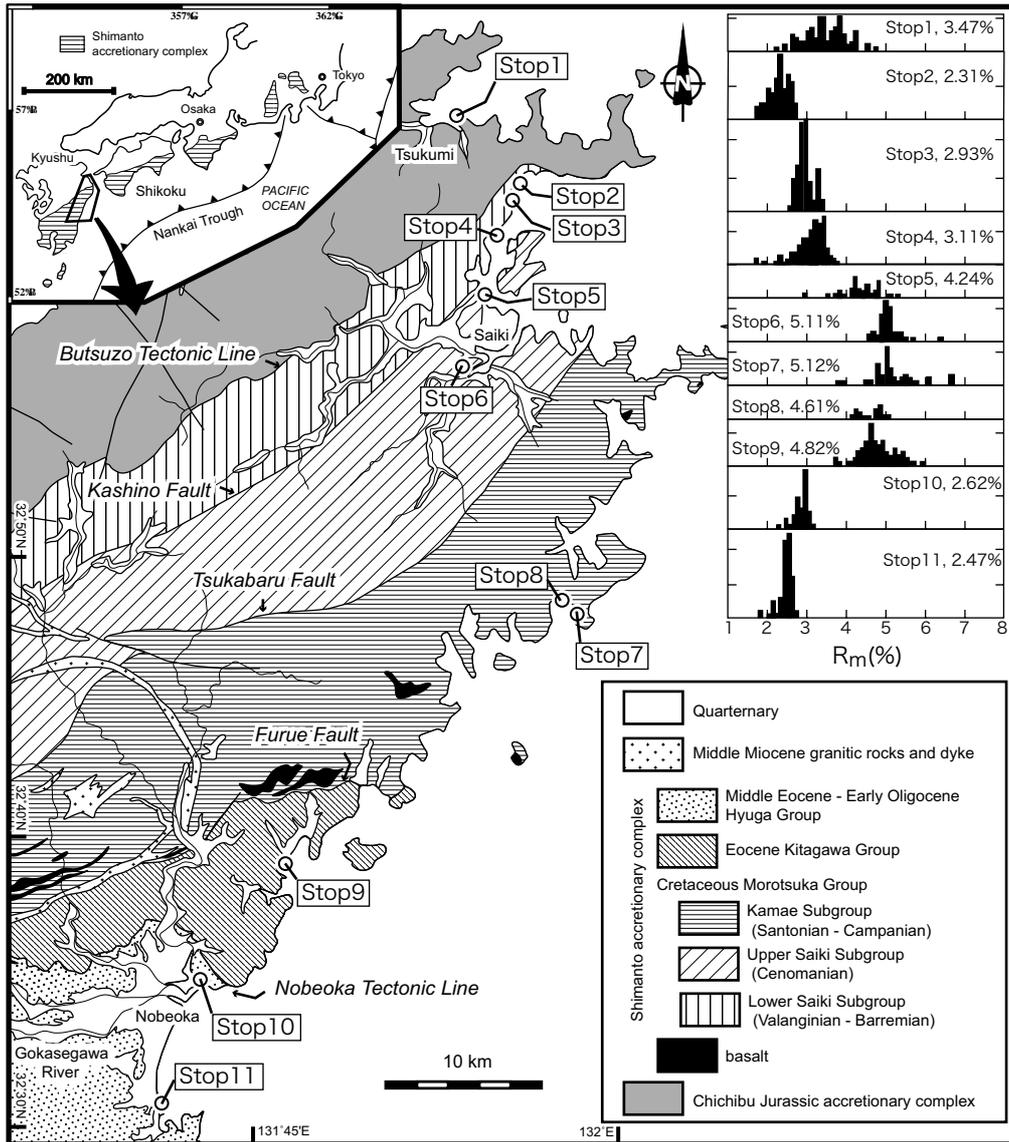
一方ビトリナイトは、植物組織の材に由来するものが石炭化したもので、光学顕微鏡にてその反射率を測定することにより、間接的に炭素含有率が分かる。炭素の含有率は、炭質物が地質体に含まれてから地上に露出するまでに経験してきた最高被熱温度を反映していることから、反射率から最高被熱温度を見積もることができる。ビトリナイト反射率では、他の温度指標との比較、室内実験や化学モデル計算を基に、最高被熱温度への換算式が数多く報告されている (Barker, 1988; Barker and Goldstein, 1990; 鮎沢, 1990; Sweeney and Burnham, 1990 など)。

イライト結晶度とビトリナイト反射率の関係について、Underwood *et al.* (1993) が四国四万十帯付加コンプレックスにて両手法を用いた古地温度構造の研究を行い、両手法の間に強い相関関係があることを示し

¹(株)マリン・ワーク・ジャパン (Marine Works Japan LTD., Yokohama, Kanagawa 236-0042, Japan).

²地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, GSJ).

³高知大学大学院理学研究科 (Department of Applied Science, Kochi University, Kochi 780-8520, Japan).



第1図 九州東部秩父帯・四万十帯付加コンプレックスの地質概要とイライト結晶度の検討地点。地質図は今井ほか (1971), 奥村ほか (1985), 寺岡ほか (1990) を編纂した。ビトリナイト反射率のヒストグラムを併せて示す。ヒストグラムは平均反射率 (R_m%) の値を示している。

Fig. 1 Geological outline of the Chichibu and Shimanto accretionary complexes, eastern Kyushu and analyzed sites for illite crystallinity. The geological map is compiled from Imai *et al.* (1971), Okumura *et al.* (1985) and Teraoka *et al.* (1990). Histograms show mean random vitrinite reflectance (R_m%) values.

た。そしてこの相関に基づき、ビトリナイト反射率から求められる最高被熱温度を、イライト結晶度の温度条件としてみなした。しかし Underwood *et al.* (1993) では、標準試料 CIS を用いた IC 値の標準化は示されていない。そのため、他の研究との IC 値の比較や、提案された温度換算の関係式をそのまま他の研究で適用することは難しい。

そこで標準化したイライト結晶度の温度条件を明らかにするため、九州東部の秩父帯・四万十帯付加コンプレックスにて、イライト結晶度とビトリナイト反射率との相関関係を求めた。九州東部の秩父帯・四万十

帯付加コンプレックスは、ぶどう石・パンペリー石相から緑色片岩相にいたる広域変成作用が明らかにされていることから (今井ほか, 1971; Toriumi and Teruya, 1988; Miyazaki and Okumura, 2002 など), 広範囲の温度条件で検討が可能である。またビトリナイト反射率の検討が予察的に行われていることから (大森, 1999), ビトリナイト反射率が既知の地点からイライト結晶度測定用の泥質岩を採取できる利点がある。また本報告のイライト結晶度は、標準試料 CIS, 標準試料 JIC (Japanese Illite Crystallinity Standard, 原・木村, 2003) との換算が可能である。これらにより、異なる

研究室間においても、IC値の比較及び温度換算が可能となる。

2. 地質概要

本報告では、九州東部の大分県佐伯市から宮崎県延岡市にかけて分布する秩父帯ジュラ系付加コンプレックス及び四万十帯白亜系・古第三系付加コンプレックスから、イライト結晶度測定のための泥質岩試料を採取した(第1図)。

秩父帯付加コンプレックスは、大分県津久見市の中部・上部ジュラ系の尺間山層(寺岡ほか, 1990)において、1試料のみ試料採取を行った。この尺間山層は、チャート・碎屑岩シーケンスを特徴とし、斗賀野ユニット(松岡ほか, 1998)に相当する。

四万十帯付加コンプレックスは、北から順に白亜系諸塚層群、古第三系北川層群と日向層群に区分される(今井ほか, 1971)。白亜系諸塚層群は、岩相・砂岩組成・地質年代から佐伯垂層群と蒲江垂層群に二分される(寺岡ほか, 1990)。佐伯垂層群は、主に砂岩・泥岩からなり、長石質な砂岩を特徴とする。蒲江垂層群は、主に砂岩・頁岩・千枚岩からなり、佐伯垂層群に比べ、玄武岩・チャート・珪質頁岩・赤色頁岩の岩体を多く含む。また石質砂岩を特徴とする。地質年代は、泥岩・頁岩から産する放散虫化石から、佐伯垂層群はバラングニアン期・セノマニアン期、蒲江垂層群はサントニアン期・カンパニアン期が報告されている(奥村ほか, 1985; 寺岡ほか, 1990)。また佐伯垂層群は、下部(椎葉層・十根川層)と上部(日の影層・堅田層)に二分され、放散虫化石からそれぞれバラングニアン期・バレミアン期とセノマニアン期の地質年代を示す(寺岡ほか, 1990)。

北川層群は、主に砂岩千枚岩互層・砂岩からなり、千枚岩から産する放散虫化石から始新世の地質年代が得られている(小川内ほか, 1984)。

日向層群は、泥岩優勢互層ないし砂岩優勢互層及び砂岩・泥岩からなり、主に浮遊性有孔虫化石の産出により中期始新世・前期漸新世の地質年代が得られている(Nishi, 1988など)。

以上のように本報告では、従来の見解に従い北から秩父帯、四万十帯諸塚層群佐伯垂層群下部・上部と蒲江垂層群、北川層群、日向層群とに層序区分した。またそれぞれは、仏像構造線、檜野断層、塚原断層、古江断層、延岡構造線によって境にされる(奥村ほか, 1985; 寺岡ほか, 1990)。

3. 変成作用

九州東部の四万十帯白亜系付加コンプレックスは、

ぶどう石・パンペリー石相から緑色片岩相にいたる広域変成作用を受けており、北から南に向かって変成度が高くなる傾向を示す(今井ほか, 1971; Toriumi and Teruya, 1988)。また近年、Miyazaki and Okumura (2002)によって変成相の見直しが行われ、若く熱い海洋プレートの沈み込みを示唆する熱モデルが提示されている。なおMiyazaki and Okumura (2002)によれば、佐伯垂層群と蒲江垂層群の北半部はぶどう石・アクチノ閃石相、蒲江垂層群の南半部は緑色片岩相である。また蒲江垂層群南半部の一部では、緑色片岩相・角閃岩漸移相に達しているとされる(長江・宮下, 1999)。木村・原(1997)は、本報告の西隣地域において蒲江垂層群の変成年代について予察的検討を行い、イライトのK-Ar年代により約50~60 Maとした。北川層群においては、変成相解析に用いる緑色岩が産出しないため、変成鉱物による変成分帯の検討は行われていないが、ビトリナイト反射率から320~330℃の最高被熱温度が得られており(大森, 1999; Kondo *et al.*, 2005)、蒲江垂層群南半部と同程度の変成作用を受けたことが示唆される。北川層群の変成年代については、イライトのK-Ar年代により、約48 Maの値が得られている(Mackenzie *et al.*, 1990)。また日向層群と尺間山層は、ぶどう石・パンペリー石相を示す(今井ほか, 1971; Toriumi and Teruya, 1988)。

本調査地域の西方では、部分的に中期中新世に西南日本外帯全域に起きた一連の火成活動の影響を受けている。調査地域に最も近い大崩山花崗岩体は、約14 Maに秩父帯・四万十帯付加コンプレックスに貫入している(柴田, 1978; Shibata and Ishihara, 1979)。本報告に用いた測定試料の採取は、主に海岸地域から行っており、この接触変成作用が及ぶ範囲(今井ほか, 1971)から十分に離れている。なお試料の多くは、ぶどう石・アクチノ閃石相とぶどう石・パンペリー石相に属する。

4. イライト結晶度

4.1 試料採取地点の選択

大森(1999)のビトリナイト反射率測定地点の中から、下記の判断基準に従って、イライト結晶度測定用の試料採取地点を選択した。本報告では、ランダム反射率の平均値をビトリナイト反射率($R_m\%$)として扱った。

(1) 一般にビトリナイト反射率が増加するにしたがって、光学異方性が強くなり、平均反射率のデータの信頼度が下がるとされている(例えば、Laughland and Underwood, 1993)。石炭の光学異方性の評価には異方率が有効である(千々和, 1990)。異方率は、(平均最大反射率-平均最小反射率)/平均最大反射率で与えられ、その値が大きくなると、光学異方性が強く

第1表 試料採取地点の地質概要。地質年代は、今井ほか(1971)、小川内ほか(1984)、奥村ほか(1985)、Nishi(1988)、寺岡ほか(1990)を、変成相は、Toriumi and Teruya(1988)とMiyazaki and Okumura(2002)をそれぞれまとめた。PP: ぶどう石-パンペリー石相, Prh-Act: ぶどう石-アクチノ閃石相, GS: 緑色片岩相, n.d.: データなし。

Table 1 Geological summary of sampling points in the Chichibu and Shimanto accretionary complexes, eastern Kyushu. Geological age is compiled from Imai *et al.* (1971), Ogawauchi *et al.* (1984), Okumura *et al.* (1985), Nishi (1988) and Teraoka *et al.* (1990). Metamorphic facies are referred to Toriumi and Teruya (1988) and Miyazaki and Okumura (2002). PP: prehnite-pumpellyite facies, Prh-Act: prehnite-actinolite facies, GS: greenschist facies, n.d.: no data.

Sample	Geological unit		Geological age	Metamorphic facies	Sampling rock for IC
Stop1	Chichibu accretionary complex (Shakumasen Formation)		Middle - Late Jurassic	PP Facies	silty shale
Stop2	Shimanto accretionary complex Morotsuka Group	Saiki Subgroup (Lower)	Valanginian - Barremian	Prh-Act Facies	mudstone
Stop3					mudstone
Stop4		silty mudstone			
Stop5		Saiki Subgroup (Upper)	Cenomanian		shale
Stop6					shale
Stop7		Kamae Subgroup	Santonian - Campanian		phyllitic shale
Stop8					phyllite
Stop9		Kitagawa Group	Eocene		n.d. (GS Facies?)
Stop10	Hyuga Group	Middle Eocene	PP Facies	shale	
Stop11		- Early Oligocene		shale	

なる。四十帯全域のビトリナイト反射率データ(大森, 1999)については、大まかに見て異方率が0.3を越えると、光学異方性が顕著になると判断できる。また異方率は、標準偏差が平均反射率の15%を越えると大きくなる傾向がある。そのため本報告では、異方率が0.3以下かつ標準偏差がデータの15%以内の試料を採用した。

(2) ビトリナイト反射率の測定粒子数(30粒子以上)が、統計学的に正規分布を示している試料を採用した。

(3) 変成作用の領域を網羅するために、ビトリナイト反射率の値が重ならないよう、また試料採取地点の間隔が近すぎたりしないよう留意した。

以上の条件を満たす R_m が2.3~5.1%を示す11試料を選挙・採用し、同一露頭からイライト結晶度測定用の泥質岩試料の採取を行った。なおいずれの露頭において、古地温度構造を変位させるような断層は存在しない。また R_m %は通常、小数点以下第1位までで表記することが多いが、本報告ではより詳細に検討するため小数点以下第2位まで示した。採取地点について第1図に、試料の概要について第1表にまとめた。ビトリナイト反射率については、大森(1999)のデータを新たに整理し第2表にまとめた。また代表的な試料の薄片写真を第2図に示した。

4.2 測定方法

イライト結晶度解析(粉碎・試料調整・X線解析)の手順は、原・木村(2000)に従い下記のとおりに行った。

泥質岩は、ハンマーで1cm以下に粉碎した後、振動ミル(10秒間稼働)を用いて粉末試料にした。この粉

末試料から、水ひにより径 $2\mu\text{m}$ 以下の粘土鉱物を採取した。採取した粘土鉱物は、スライド上に塗布し自然乾燥(沈降定方位法)させた。なお、スライド上の粘土鉱物膜は、試料密度が $5\sim 10\text{ mg/cm}^2$ になるように厚さを調整した。

イライト結晶度の値(IC値)は、X線回折によって得られる(001)面ピークの半価幅を $\Delta^2\theta$ で表すKübler Index (Kübler, 1968)によって求めた。測定は、産業技術総合研究所地質調査総合センターのX線回折装置(日本電子製JDX-8030W)を用いて行った。測定条件は以下のとおりである。電圧=40kV、電流=40mA、対陰極元素・X線=CuK α 、発散スリット=1°, 散乱スリット=1°, 受光スリット=0.2mm、ステップ角度=0.01°, 計測時間=1秒、測定角度=6.5~10.5°(2 θ)。測定に関しては、各試料について自然乾燥状態のスライドを2枚測定した。スメクタイトのピークを取り除くため、そのうち1枚にエチレングリコール(EG)処理を施し、再度測定を行った。IC値の算出には、X線装置に付属のソフトウェア(IJDXD-SSTDW-2)を用い、スムージング処理を行った後、半価幅($\Delta^2\theta$)を求めた。本報告で示すIC値は、すべてEG処理を施した値である。またIC値は通常、小数点以下第2位までで表現するが、より詳細に検討するため小数点以下第3位まで表した。

4.3 結果

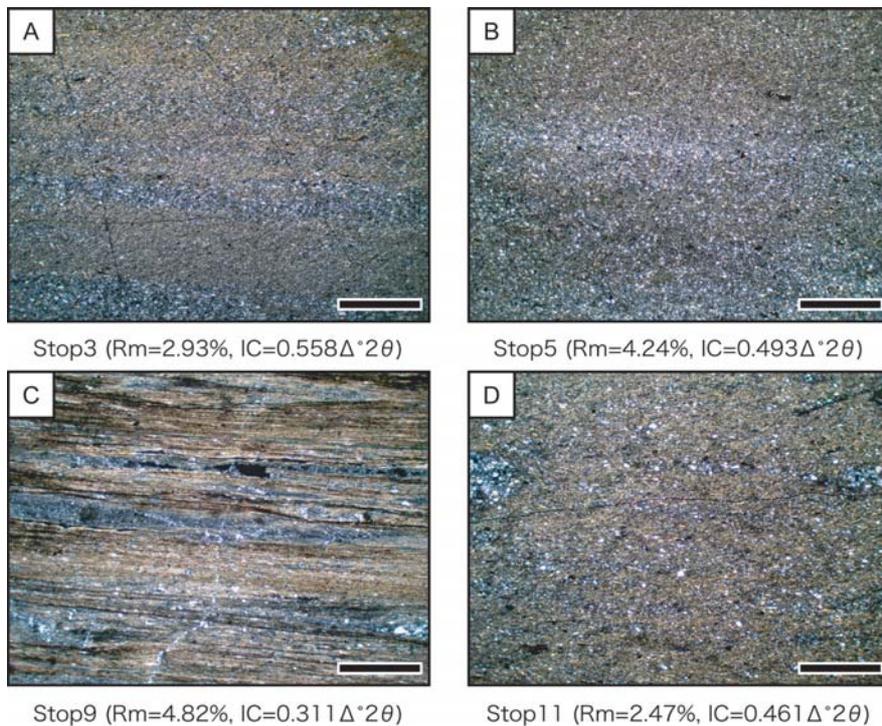
イライト結晶度(IC)の測定結果を、第2表に示した。測定結果は、 $R_m=2.31\sim 5.12\%$ に対して、IC値=0.275

イライト結晶度における温度条件の定量的見積もり(向吉ほか)

第2表 ビトリナイト反射率データの概要(大森, 1999)とイライト結晶度の測定結果. R_m : 平均反射率, R_{max} : 平均最大反射率, R_{min} : 平均最小反射率, R_r : 異方率 = (平均最大反射率 - 平均最小反射率) / 平均最大反射率, S.D.: R_m の標準偏差. ビトリナイト反射率からの温度換算には, Sweeney and Burnham (1990)の温度換算式を用いた. IC: エチレングリコール処理を施したIC値.

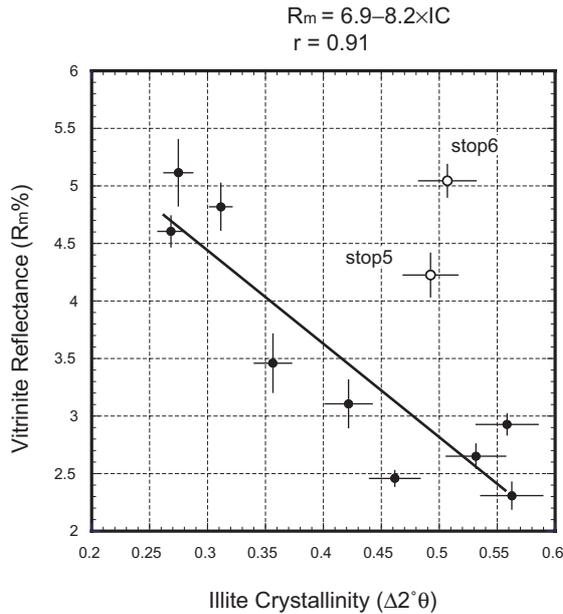
Table 2 Summary of vitrinite reflectance (Ohmori, 1999) and analyzed data of illite crystallinity from the Chichibu and Shimanto accretionary complexes, eastern Kyushu. R_m : mean random vitrinite reflectance, R_{max} : mean maximum vitrinite reflectance, R_{min} : mean minimum vitrinite reflectance, R_r : anisotropic ratio = $(R_{max} - R_{min}) / R_{max}$, S.D.: standard deviation of R_m . Conversion from vitrinite reflectance to temperature conditions is derived from correlation equation by Sweeney and Burnham (1990). IC: illite crystallinity value with ethylene glycolated treatment.

Sample	R_m (%)	R_{max} (%)	R_{min} (%)	R_r	S.D.	S.D./ R_m ($\times 100$)	T ($^{\circ}C$)	IC ($\Delta^{\circ}2\theta$)
Stop1	3.47	4.23	2.94	0.30	0.51	14.7	270	0.356
Stop2	2.31	2.59	2.10	0.19	0.26	11.3	233	0.562
Stop3	2.93	3.14	2.68	0.15	0.19	6.5	254	0.558
Stop4	3.11	3.53	2.76	0.22	0.41	13.2	260	0.421
Stop5	4.24	4.88	3.91	0.20	0.39	9.2	287	0.493
Stop6	5.11	5.39	4.87	0.10	0.30	5.9	305	0.503
Stop7	5.12	5.84	4.77	0.18	0.61	11.9	305	0.275
Stop8	4.61	4.97	4.32	0.13	0.29	6.3	295	0.268
Stop9	4.82	5.28	4.35	0.18	0.44	9.1	299	0.311
Stop10	2.62	2.83	2.30	0.19	0.24	9.2	244	0.531
Stop11	2.47	2.64	2.35	0.11	0.17	6.9	241	0.461



第2図 イライト結晶度測定に用いた泥質岩の薄片写真(クロスニコル). スケールはいずれも1 mm.

Fig. 2 Photomicrographs of argillaceous rocks collected for illite crystallinity analyses (crossed polarizer). R_m and IC values are also denoted. Length of scale bars indicate 1 mm.



第3図 ビトリナイト反射率とイライト結晶度の相関関係。Stop5と6を除いた試料による回帰直線を併せて示す。エラーバーを、ビトリナイト反射率は R_m の標準偏差(1 σ)、イライト結晶度は黒色頁岩の測定・試料誤差の9% (原・木村, 2000) からそれぞれ求めた。

Fig. 3 Correlation between vitrinite reflectance (R_m) and illite crystallinity (IC). The best-fit linear regression equation is estimated from all data excluding two samples (Stops 5 and 6). Error bars were calculated from standard deviation (1 σ) for R_m , and measurement errors of 9% for IC in the case of black shale (Hara and Kimura, 2000), respectively.

~0.562 $\Delta^2\theta$ を示した。大まかな傾向としては、ビトリナイト反射率の増加に伴う、イライト結晶度の減少が認められる(第3図)。その関係として以下の線形回帰式が得られるが、その相関係数は0.63と低い、

$$R_m = 6.4 - 6.2 \times IC, r = 0.63 \quad (1)$$

Stop5と6におけるIC値の測定結果は(1)式から大きく外れている。Stop5と6の結果を除いた場合、ビトリナイト反射率とイライト結晶度の相関関係として、以下の線形回帰式が得られ、高い相関係数を示す。

$$R_m = 6.9 - 8.2 \times IC, r = 0.91 \quad (2)$$

5. 考 察

5.1 Stop5と6の除外について

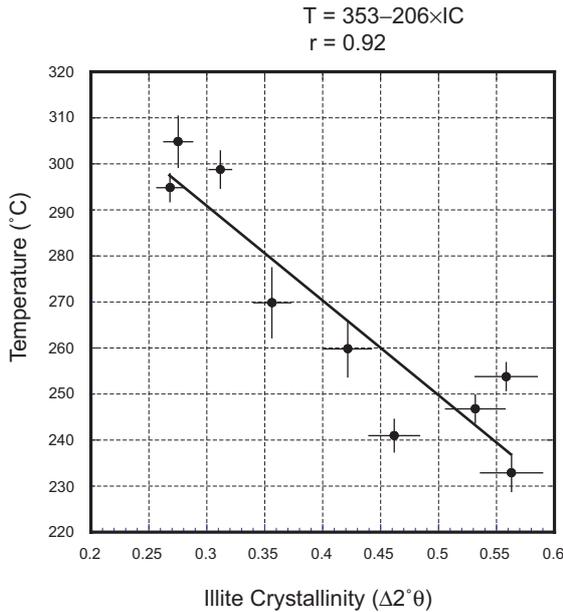
Stop5と6における測定結果は、 R_m の増加に伴うIC値の減少の傾向から外れる。Stop5と6は、ともに佐伯垂層群上部から得られた試料で、ぶどう石-アクチノ閃石相の変成作用を受けている。Stop5と6では、ビ

トリナイト反射率はそれぞれ $R_m = 4.24, 5.11\%$ を、イライト結晶度は $IC = 0.493, 0.503 \Delta^2\theta$ を示す。一般に、変成度の違いによって生じる泥質岩の組織変化(泥岩・頁岩・スレート・千枚岩)や、顕微鏡下における粘土鉱物の定向配列や圧力溶解劈開の発達程度などは、IC値の変化と対応する(原・木村, 2003)。

Stop5の泥質岩(泥岩)は、 $IC = 0.493 \Delta^2\theta$ を示す。この泥岩における顕微鏡下での観察では、若干シルト質なものの、弱い定向配列を示す極微細な粘土鉱物が観察される(第2図B)。この粘土鉱物の定向配列の強さの程度は、同じ様な $IC = 0.558, 0.461 \Delta^2\theta$ を示す泥岩(Stop3と11)と違いは見られない(第2図A, D)。一方、Stop5の泥岩のビトリナイト反射率は $R_m = 4.24\%$ を示す。本地域において4%を超えるビトリナイト反射率は、蒲江垂層群や北川層群(Stops7~9)で認められる。これらの試料は千枚岩質であり、顕微鏡下での観察(例えばStop9)では、高い干渉色を示す粘土鉱物の定向配列と、黒色不透明なシームとして見られる圧力溶解劈開が発達する(第2図C)。このStop9の千枚岩質頁岩の構造・組織は、同じようなビトリナイト反射率を示すStop5の泥岩(第2図B)と大きく異なる。なおStops7~9の千枚岩質頁岩では、 $IC = 0.268 \sim 0.311 \Delta^2\theta$ と低いIC値を示す。すなわち本報告の泥質岩試料においても、イライト結晶度と顕微鏡下における粘土鉱物の定向配列の強さに、ある程度の相関関係があるといえる。一方、Stop5と6の泥岩から得られたビトリナイト反射率は、それらに対して高い値を示していることになる。なおビトリナイト反射率に関しては、試料選択で示したとおり、そのデータに関して問題となる部分は見受けられない。このStop5と6における、イライト結晶度とビトリナイト反射率の傾向が一致しない理由としては、両者の被熱に対する反応・成長速度の違い(Velde and Lanson, 1993; Hillier *et al.*, 1993)がまず考えられるが、今後の詳細な検討を必要とする。本報告では、Stop5と6を除外して議論する。

5.2 イライト結晶度の温度換算

ビトリナイト反射率の温度換算から、イライト結晶度の温度条件を導く。四万十帯付加コンプレックスにおけるビトリナイト反射率からの温度換算について、Barker (1988) や Sweeney and Burnhum (1990) などの温度換算式が採用されている(Laughland and Underwood, 1993; Ohmori *et al.*, 1997; Kondo *et al.*, 2005; Mukoyoshi *et al.*, 2006 など)。本報告では Sweeney and Burnhum (1990) の式を用いて、ビトリナイト反射率からの温度換算を行った。有効被熱時間を10 Myrと仮定した場合、以下の温度換算式が導かれる(Sweeney and Burnhum, 1990)。



第4図 ビトリナイト反射率の温度換算による (Sweeney and Burnham, 1990) イライト結晶度の温度条件. エラーバーを, 温度は R_m の標準偏差 (1σ) を温度換算して, イライト結晶度は黒色頁岩の測定・試料誤差の9% (原・木村, 2000) からそれぞれ求めた.

Fig. 4 Temperature conditions of illite crystallinity (IC), based on correlation equation between temperature and mean vitrinite reflectance values by Sweeney and Burnham (1990). Error bars were calculated from standard deviation (1σ) of R_m converted at temperature, and measurement errors of 9% for IC, respectively (Hara and Kimura, 2000).

$$T (^\circ\text{C}) = 158 + 90 \ln (R_m) \quad (3)$$

この式によれば, $R_m = 2.31 \sim 5.12\%$ は約 $230 \sim 305^\circ\text{C}$ に換算される (第2表). なおビトリナイト反射率は温度換算の際, $\pm 30^\circ\text{C}$ の誤差を見積もる必要がある (Laughland and Underwood, 1993). 本報告におけるビトリナイト反射率も, $\pm 30^\circ\text{C}$ の温度換算誤差を見積もる必要がある.

イライト結晶度の温度条件は, (2) 式を (3) 式へ代入することで, 以下の式が導かれる.

$$T (^\circ\text{C}) = 158 + 90 \ln (6.9 - 8.2 \times IC) \quad (4)$$

またビトリナイト反射率の温度換算とイライト結晶度の相関関係を第4図に示す. 両者の関係は線形回帰式で近似できる.

$$T (^\circ\text{C}) = 353 - 206 \times IC, \quad r = 0.92 \quad (5)$$

本報告で求められた IC 値 ($0.275 \sim 0.562 \Delta^2\theta$) の温度は, (4) 式では $233 \sim 296^\circ\text{C}$, (5) 式では $237 \sim 296$

第3表 イライト結晶度の温度条件と変成作用との対応. Prh-Act: ぶどう石-アクチノ閃石相, GS: 緑色片岩相.

Table 3 Temperature conditions of illite crystallinity and their correspondence of metamorphic facies. Prh-Act: prehnite-actinolite facies, GS: greenschist facies.

Metapelitic zone	IC ($\Delta^2\theta$)	R_m (%)	T ($^\circ\text{C}$)	Metamorphic facies
diagenetic zone	0.42	3.46	266	Prh-Act Facies
anchizone	0.25	4.85	302	
epizone				GS Facies

$^\circ\text{C}$ とほぼ同様の範囲である. 以後, イライト結晶度の温度換算式は, 線形に単純化した (5) 式を用いる.

5.3 イライト結晶度の温度指標としての評価

イライト結晶度は, 温度条件の低い方から, diagenetic zone ($IC > 0.42$), anchizone ($0.42 \geq IC \geq 0.25$), epizone ($IC < 0.25$) と区分される (Kübler, 1968). anchizoneの温度条件は, 四国の四万十帯付加コンプレックスにおいて, ビトリナイト反射率との比較から $268 \sim 327^\circ\text{C}$ (Underwood *et al.* 1993) が見積もられている. 本報告では, (5) 式により導かれる IC 値の anchizoneの温度条件は, $266 \sim 302^\circ\text{C}$ となる (第3表). この温度換算は, Underwood *et al.* (1993) の温度換算と比較すると, diagenetic zone/anchizone境界においてはほぼ同じであるが, anchizone/epizone境界においては約 25°C ほど低い温度条件となる.

イライト結晶度の標準試料として, CIS (Crystallinity Index Standard) が提唱されている (Warr and Rice, 1994). CISは国際的に広く用いられているものの, 有料であり, 低温部側で IC 値が低く見積もられる傾向がある (原・木村, 2003). 一方, 原・木村 (2003) によって, 付加コンプレックスにおけるイライト結晶度の解析のため, 新たに JIC (Japanese Illite Crystallinity Standard) が標準試料として提唱された. 本報告の IC 値は, JICと試料の処理と測定手法が全く同じであるので, そのまま JICへの換算が可能である. すなわち JICにおいて, anchizoneの温度条件は $266 \sim 302^\circ\text{C}$ である.

一般に diagenetic zoneが沸石相に, anchizoneがぶどう石-パンペリー石相に, epizoneが緑色片岩相の変成作用に相当する (Kisch, 1987). 原・木村 (2003) では, 紀伊半島中央部の三波川変成岩類及び四万十帯付加コンプレックスの変成作用に対し, epizone/anchizone境界が, ぶどう石-パンペリー石相/パンペリー石-アクチノ閃石相境界にほぼ対応するとした. 九州東部四万十帯付加コンプレックスでは, 若い海洋

プレートの沈み込みによる低圧高温型の変成作用が記録されている(長江・宮下, 1999; Miyazaki and Okumura, 2002). 今回検討した試料のほとんどがぶどう石-アクチノ閃石相の変成作用を受けており, イライト結晶度と変成作用の対応では, epizoneが緑色片岩相に, anchizoneとdiagenetic zoneがぶどう石-アクチノ閃石相に対応すると考えられる(第3表).

6. まとめ

九州北東部の秩父帯・四万十帯付加コンプレックスを対象に, ビトリナイト反射率とイライト結晶度の相関関係について比較検討を行った. 測定の結果のうち9地点から, $R_m = 6.9 - 8.2 \times IC$ ($r=0.91$) の相関式が得られた. そしてビトリナイト反射率の温度換算式から, イライト結晶度の温度換算が可能になった. なおこの相関式は, 有効被熱時間が10 Myrとしたとき, 約230~300℃の範囲で有効である. また温度換算の際には, ± 30 ℃の誤差を見積もる必要がある. なお接触変成などの短時間の再被熱, 有効被熱時間が既知の地質体に適用する際には, 更に有効被熱時間の検討も必要である.

謝辞: 地質情報研究部門の宮崎一博博士には, 九州四万十帯付加コンプレックスの変成作用について教えて頂いた. 宮崎大学農学部の神田 猛教授には, 宿泊施設使用の際に便宜を図って頂いた. また地質情報研究部門の山本由弦博士並びに中江 訓博士には, 本稿の改善にあたり大変有益なご意見を頂いた. 以上の方々に厚く御礼申し上げます.

文 献

鮎沢 潤 (1990) 流体包有物に基づく続成過程の古地温と炭質物の続成度 - 北西九州第三紀堆積盆の場合 -. 岩鉱, **85**, 145-154.

Awan, M. A. and Kimura, K. (1996) Thermal structure and uplift of the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, Southwest Japan: An illite crystallinity and illite b_0 lattice spacing study. *The Island Arc*, **5**, 69-88.

Barker, C. E. (1988) Geothermics of petroleum systems: Implication of the stabilization of kerogen thermal maturation after a geologically brief heating duration at peak temperature. *Bull. U.S. Geol. Surv.*, **1870**, 26-29.

Barker, C. E. and Goldstein, R. H. (1990) Fluid-inclusion technique for determining maximum temperature in calcite and its comparison to the

vitrinite reflectance geothermometer. *Geology*, **18**, 1003-1006.

千々和一豊 (1990) 石炭物質の有機変成の進行に伴う光学異方性(反射異方性)の出現様相. 山口大学教育研究論叢(自然科学), **40**, 7-31.

原 英俊・木村克己 (2000) イライト結晶度の測定誤差の評価: 付加コンプレックスに適用する際の限界と問題点. 地質雑, **106**, 264-279.

原 英俊・木村克己 (2003) イライト結晶度測定における標準試料の提唱: 古地温指標としての有効性. 地調研報, **54**, 239-250.

原 英俊・久田健一郎・木村克己 (1998) イライト結晶度からみた関東山地秩父帯・四万十帯の古地温構造. 地質雑, **104**, 705-717.

Hillier, S., Mátyás, J., Matter, A. and Vasseur, G. (1995) Illite/smectite diagenesis and its variable correlation with vitrinite reflectance in the Pannonian Basin. *Clay and Clay Minerals*, **43**, 174-183.

今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1971) 九州四万十帯東部の地質構造と変成分帯. 地質雑, **77**, 207-220.

木村克己・原 英俊 (1997) 九州四万十帯の out-of-sequence thrust-イライト結晶度・放射年代値からの考察 -. 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, 122.

Kisch, H. J. (1987) Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In Frey M. ed., *Low Temperature Metamorphism*, Chapman and Hall, New York, 227-300.

Kondo, H., Kimura, G., Masago, H., Ohmori-Ikehara, K., Kitamura, Y., Ikesawa, E., Sakaguchi, A., Yamaguchi, A. and Okamoto, S. (2005) Deformation and fluid flow of a major out-of-sequence thrust located at seismogenic depth in an accretionary complex: Nobeoka Thrust in the Shimanto Belt, Kyushu, Japan. *Tectonics*, **24**, TC6008, doi:10.1029/2004TC001655.

Kübler, B. (1968) Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinite de l'illite. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, **2**, 385-397.

Laughland, M. M. and Underwood, M. B. (1993) Vitrinite reflectance and estimates of paleotemperature within the Upper Shimanto Group, Muroto Peninsula, Shikoku, Japan. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **273**, 103-114.

Mackenzie, J. S., Taguchi, S. and Itaya, T. (1990) Cleavage dating by K-Ar isotopic analysis in the Paleogene Shimanto Belt of eastern Kyushu, S.W. Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, **85**, 161-167.

- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎 (1998) 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質雑, **104**, 634-653.
- Merriam, R. J., Roberts, B. and Peacor, D. R. (1990) A transmission electron microscope study of white mica crystallite size distribution in mud stone to slate transitional sequence, North Wales. UK. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 27-40.
- Miyazaki, K. and Okumura, K. (2002) Thermal modelling in shallow subduction: an application to low P/T metamorphism of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, Japan. *J. Metamorphic Geol.*, **20**, 441-452.
- Mori, K. and Taguchi, K. (1988) Examination of the low-grade metamorphism in the Shimanto Belt by vitrinite reflectance. *Modern Geol.*, **70**, 12-25.
- Mukoyoshi, H., Sakaguchi, A., Otsuki, K., Hirono, T. and Soh, W. (2006) Co-seismic frictional melting along an out-of-sequence thrust in the Shimanto accretionary complex. Implications on the tsunamigenic potential of splay faults in modern subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **245**, 330-343.
- 長江 晋・宮下純夫 (1999) 九州四万十帯北帯の低圧高温型変成作用と変形作用. 地質学論集, no.52, 255-272.
- Nishi, H. (1988) Structural analysis of part of the Shimanto accretionary complex, Kyushu, Japan, based on planktonic foraminiferal zonation. *Modern Geol.*, **12**, 47-69.
- 小川内良人・岩松 暉・田邊暁子 (1984) 宮崎県延岡市北東部の四万十帯累層群の層序および地質構造. 鹿児島大理学部紀要 (地学・生物学), **17**, 67-88.
- 大森琴絵 (1999) 四万十帯に記録された熱イベントからみた若い海洋プレートの沈み込み. 月刊地球, 号外 no.23, 169-177.
- Ohmori, K., Taira, A., Tokuyama, H., Sakaguchi, A., Okamura, M. and Aihara, A. (1997) Paeothermal structure of the Shimanto accretionary prism, Shikoku, Japan: role of an out-of-sequence thrust. *Geology*, **25**, 327-330.
- 奥村公男・寺岡易司・杉山雄一 (1985) 蒲江地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 36p.
- Robinson, D., Warr, L. N. and Bevins, R. E. (1990) The illite crystallinity technique: a critical appraisal of its precision. *J. Metamorphic Geol.*, **8**, 333-344.
- Sakaguchi, A. (1996) High geothermal gradient with ridge subduction beneath Cretaceous Shimanto accretionary prism, southwest Japan. *Geology*, **24**, 795-798.
- 柴田 賢 (1978) 西南日本における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, **29**, 551-554.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. Jour.*, **13**, 113-119
- Sweeney, J. J. and Burnham, A. K. (1990) Evaluation of a sample model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, **74**, 1559-1570.
- 寺岡易司・奥村公男・村田彰浩・星住英夫 (1990) 佐伯地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 78p.
- Toriumi, M. and Teruya, J. (1988) Tectono-metamorphism of the Shimanto Belt. *Modern Geol.*, **12**, 303-324.
- Underwood, M. B., Laughland, M. M. and Kang, S. M. (1993) A comparison among organic and inorganic indicators of diagenesis and low-temperature metamorphism, Tertiary Shimanto Belt, Shikoku, Japan. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **273**, 45-61.
- Velde, B and Lanson, B. (1993) Comparison of I/S transformation and maturity of organic matter at elevated temperature. *Clay and Clay Minerals*, **41**, 178-183.
- Warr, L. N. and Rice, A. H. N. (1994) Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorphic Geol.*, **12**, 141-152.

(受付：2006年12月25日；受理：2007年2月1日)