

大阪府南部の和泉山脈北麓に点在する時代未詳堆積岩の有機物熟成指標による地史の検討

清家一馬*

Geohistorical consideration on organic maturation index of undated sedimentary rocks scattered in the northern foot of Izumi Mountains, southern Osaka Prefecture, Japan

Kazuma SEIKE*

Abstract: Three blocks of sedimentary rock, which were poorly exposed along the Chichioni River, the Ushitaki River and the Makio River in the north Izumi Mountains of southern Osaka Prefecture, were studied by using Rock-Eval pyrolysis and vitrinite reflectance. The results revealed that two rocks are clearly distinguished by the degree of organic maturation level. The Ushitakigawa Clastic Rock had reached the stage of catagenesis / post mature parity with the Izumi Group, and its high maturity was probably caused by the influence of deep burial diagenesis. The Kannabi Formation had reached the stage of diagenesis / immature but is assumed to be weekly baked at a few km burial depth. The thermal maturation levels of the Kannabi Formation are compatible with stratigraphy and geologic history shown by previous studies. The Sobagawa Conglomerate must have been thermally metamorphosed at high temperature as maturation level can not determined by Rock-Eval pyrolysis and vitrinite reflectance.

抄録: 大阪府南部の和泉山脈北麓の父鬼川、牛滝川、および横尾川に小規模に露出する3つの堆積岩について、ロックエバル分析とビトリナイト反射率の2種類の方法で有機物熟成度を測定した。2つの地質単元の熟成段階は明確に区別される。牛滝川砕屑岩の有機物熟成段階は和泉層群と同程度のカタジェネシス帯・過熟成であり、深部への埋積による被熱があったと考えられる。甘南備層の有機物熟成段階はダイアジェネシス帯・未熟成ではあるが、地下数kmの埋積が推定される。甘南備層の有機物熟成段階は従来の層序・地史の解釈と矛盾しない。側川礫岩層はこの手法で熟成段階が評価できないほどの熱変成をうけた可能性が高い。

Key words: Sobagawa Conglomerate; Ushitakigawa Clastic Rock; Kannabi Formation; Rock-Eval Tmax; vitrinite reflectance

はじめに

大阪府南部の和泉山脈北麓は、概ね北より、鮮新-更新統大阪層群、白亜紀領家花崗岩類、後期白亜系の泉南流紋岩類と和泉層群が、東西方向に狭長に露出する。他方、和泉層群が堆積後に大阪層群が堆積するまでの期間、すなわち古第三紀から中新世にかけての堆積岩は大規模に露出しない。この時期の堆積岩を含む地層は同地域に小規模に露出することが知られているが(市原ほか, 1986), 露出が限られていることもあり放射年代や有効な示準化石が得られていない。本研究では、それらを含めた3つの堆積岩、側川礫岩層、牛滝川砕屑岩(大沢礫岩)および甘南備層について、ロックエバル分析およびビトリナイト反射率による有機物熟成度の測定を実施した。有機物熟成度は埋没史を比較・推定する重要なツールであり、堆積時期の違いを明確に反映することがある。しかし、これまでこれらの地質単元で有機物熟成度が公表されたことはない。側川礫岩層は白亜紀(山田直利ほか, 1979)、大沢礫岩は古第三紀(市原ほか, 1986)、および甘南備層は新第三紀(吉川・古谷, 1978)に堆積したと考えられているが、これらの推定された堆積年代と有機物熟成度の整合性および被熱史を検討した。

地質概略

大阪府南部、大阪府・和歌山県境界から大阪平野に向かって広がる和泉山脈北麓地域は主に白亜系・第四系に覆われており、概ね大阪層群、領家花崗岩類、泉南流紋岩類、和泉層群の順で北西側から南東側に順次露出する(Fig. 1)。本地域の基盤岩として広く露出する領家花崗岩類は主に石英閃緑岩・花崗閃緑岩・花崗岩であり、さらに古期と新期に区分できる(山田哲雄ほか, 1979)。新期領家花崗岩類の定置・冷却時期を示唆する放射年代は数多く公表されており(Morioka et al., 2000; 清家ほか, 2013など)、誤差範囲を考慮すると概ね白亜紀と考えられる。泉南流紋岩類は主にデイサイト質・

流紋岩質の溶結凝灰岩と非溶結凝灰岩層の繰り返しからなり、領家花崗岩類の南側に沿って狭長に露出する（市原ほか、1986）。新期領家花崗岩類とは広く断層で画される。堆積・噴出年代を示唆する後期白亜紀の放射年代が報告されている（柴田・内海、1992；清家ほか、2013など）。和泉層群は西南日本内帯南縁部を画する中央構造線（MTL）に沿って、MTLの北側に四国から紀伊半島まで細長く帯状をなして分布する。和泉山脈北麓には礫岩層・砂岩層と塊状泥岩を主体とする北縁相が広く露出し、領家花崗岩類および泉南流紋岩類を不整合で覆い、部分的に断層で接する（清家ほか、2013）。和泉山脈地域では大型化石による時代対比および放射年代とともに後期白亜紀後期に対比される（Morozumi, 1985；清家ほか、2013）。本地域における大阪層群は、大阪平野の南ないし南東部に発達する丘陵部に広く露出し、河湖成の砂礫層および海成粘土層を主体とする（市原ほか、1977）。和泉山脈北麓では、領家花崗岩類などを不整合で覆うが、しばしば断層関係も認められる（市原ほか、1986）。放射年代・テフラ層序により新第三系鮮新統から第四系更新統に対比される（市原ほか、1984）。本研究で調査・試料採取を実施した側川礫岩層、牛滝川碎屑岩、甘南備層は上記の地質単元の分布範囲に小規模に点在ないし散在的に露出する。以下のそれぞれの特徴をまとめる。

側川礫岩層

側川礫岩層（山田直利ほか、1979）は泉南流紋岩類分布地域に露出し、礫岩および泥岩を主体とする地質単元である（Fig. 1のSbm01地点）。上井・阿部（1977）の小川碎屑岩および小川流紋岩がこれに相当する。和泉市の父鬼川・側川沿いに連続して露出し、東西約1.5 km・南北約0.5 kmで周囲を広く断層で画されるが、分布状況および礫種構成から泉南流紋岩類の最下位層準に位置付けられた（市原ほか、1986）。礫岩試料（FTsb1）からはジルコンFT年代 73.9 ± 8.2 Maが報告されており（清家ほか、2013）、後期白亜紀以前の堆積時期が支持された。

牛滝川碎屑岩

牛滝川碎屑岩（上井・阿部、1977）は岸和田市牛滝川沿いにごく小規模に露出する（Fig. 1のUN1地点）。泉南流紋岩類と領家花崗岩類の境界部付近で花崗岩質岩を不整合で覆い、泉南流紋岩類との境界は露出しない。不整合境界は $N80^\circ$

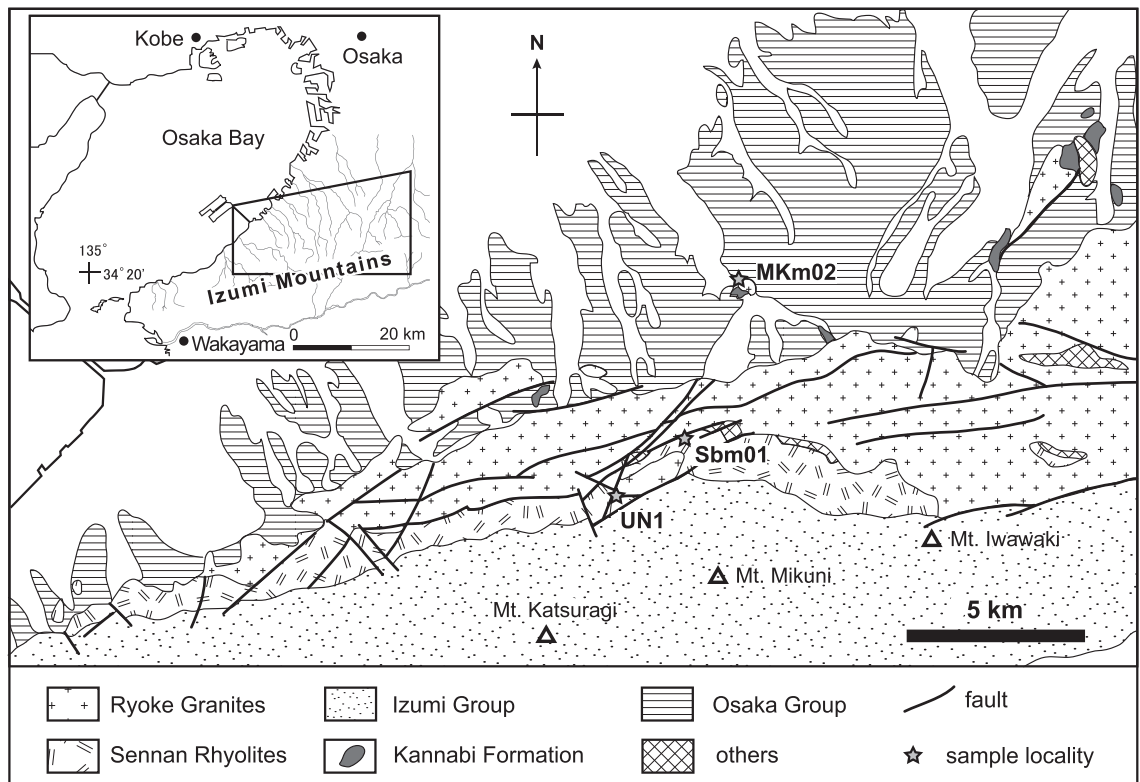


Fig. 1. Geologic outline of the northern Izumi Mountains compiled from Itihara et al. (1986) and Yoshikawa & Furutani (1978).

E48°Sの南上位である。牛滝川沿いに、礫岩が露出する露頭および泥岩と凝灰岩が露出する2露頭のみ確認できるが両露頭の関係および走向方向への分布も不明である。市原ほか（1986）はこの礫岩を大沢礫岩と呼んだ。市川・大橋（1965）および上井・阿部（1977）は本層が泉南流紋岩類に帰属すると解釈した。他方、市原ほか（1986）は牛滝川碎屑岩が不整合に覆う領家花崗岩類が泉南流紋岩類に熱影響を及ぼしていることから、牛滝川碎屑岩は泉南流紋岩類より新しく、上部白亜系和泉層群と甘南備層（中新統？、後述）の間頃くらいの固結度からみて古第三紀の河川堆積物という解釈を示した。

甘南備層

甘南備層（吉川, 1973）は領家花崗岩類および大阪層群の境界に沿って比較的広い範囲にわたり散在的に露出し、礫岩・砂岩を主体とする地質单元である（Fig. 1）。模式地は分布地域の東縁にあたる富田林市甘南備である。東西約20 kmの範囲で小規模に10カ所近く露出が確認されている（吉川・古谷, 1978）。領家花崗岩類を不整合で覆い、大阪層群に不整合で覆われる。試料採取を実施した岸和田周辺地域では、礫岩はアルコース質砂岩基質で領家花崗岩類の花崗岩質礫および和泉層群由来と推定される砂岩礫を主体とするが、炭質物を多く含む泥岩薄層を頻りに挟む。走向傾斜はN10°E15°Nでゆるく北に傾斜し北上位である。材化石がアセチルプロマイドに溶解せず大阪層群より古いと判断され（市原ほか, 1986）、花粉化石群集の比較検討により当地域の東部に広く露出する中新統二上層群相当層とされる（吉川・古谷, 1978）。

試料と方法

1. 試料

側川礫岩層、牛滝川碎屑岩、甘南備層から各1試料ずつ、計3試料を分析に用いた（Fig. 1；Table 1）。側川礫岩層は側川と父鬼川の合流地点付近から南の上流側にかけて広く露出するが、有機物熟成度が測定可能と思われる試料は父鬼川沿いに露出する暗黒色の塊状泥岩からなる一露頭のみであった。合流地点付近には塊状の礫岩が広く露出するが、さらに上流の父鬼川沿いに塊状泥岩が50mにわたり連続的に露出する。明瞭な層理は認められず、上位方向も不明である。試料Sbm01はその露頭より採取した。両者の境界は露出しないため直接の関係は不明である。牛滝川碎屑岩の試料UN1は牛滝川河床の露頭より灰色泥岩を採取した。層理面はN50°W20°Nで上位方向は判別できない。泥岩層は露出範囲を層厚に換算すると1 m弱である。その見かけ上の上位に層厚約3 mの流紋岩質の凝灰岩層が累重する。南に傾斜する不整合境界と礫岩が露出する露頭から河川沿い200 mの区間は露出しないが、この露頭はその南に位置するため礫岩の上位層準にあたると思われる。和泉市以西の甘南備層において、有機物熟成度が測定できうる試料は和泉市国分の横尾川河床の露頭のみで確認された。本露頭は基底礫岩より上位の礫岩および砂岩中に炭質物含有泥岩層を挟在する。その区間は層厚にすると約27 mであり、その下位から上位にかけての3層準（P1、P2およびP3）で花粉化石産出の報告がある（吉川・古谷, 1978）。試料MKm02は炭質物を多く含むP2層準の泥岩薄層より採取した。この露頭周辺において、小規模な貫入岩の存在は報告されておらず（市原ほか, 1986）、露頭観察でも確認されなかった。また、南西—北東方向にUN1、Sbm01、MKm02の順で位置しており、それぞれ約3 km、6 kmの直線距離にある（Fig. 1）。

2. 測定

Rock-Eval T_{max}およびピトリナイト反射率の測定方法は清家・平野（2013）に従ったため、ここでは概要を簡単に記す。岩石の粉末試料約100mgを精秤しロックエバル分析に用いた。Rock-Eval T_{max}は堆積性有機物の熟成指標であり、石油天然ガス根源岩の評価や堆積岩の熟成段階の判別に広く用いられる。装置は石油資源開発株式会社技術研究所のVINCI社製熱分解装置Rock-Eval 6型を使用した。ピトリナイト反射率測定のため、岩石破砕試料200 gを塩酸・フッ化水

Table 1. List of samples from the northern Izumi Mountains.

| Geologic unit | Sample Name | Sample Locality (Lat., Long.) | Rock Type |
|---------------------------|--------------|-------------------------------|-----------------------|
| Sennan Rhyolites | | | |
| Sobagawa Conglomerate | Sbm01 | 34°23'51"N; 135°28'13"E | Mudstone |
| Ushitakigawa Clastic Rock | UN1 | 34°23'05"N; 135°27'09"E | Mudstone |
| Kannabi Formation | MKm02 | 34°26'02"N; 135°29'21"E | Carbonaceous mudstone |

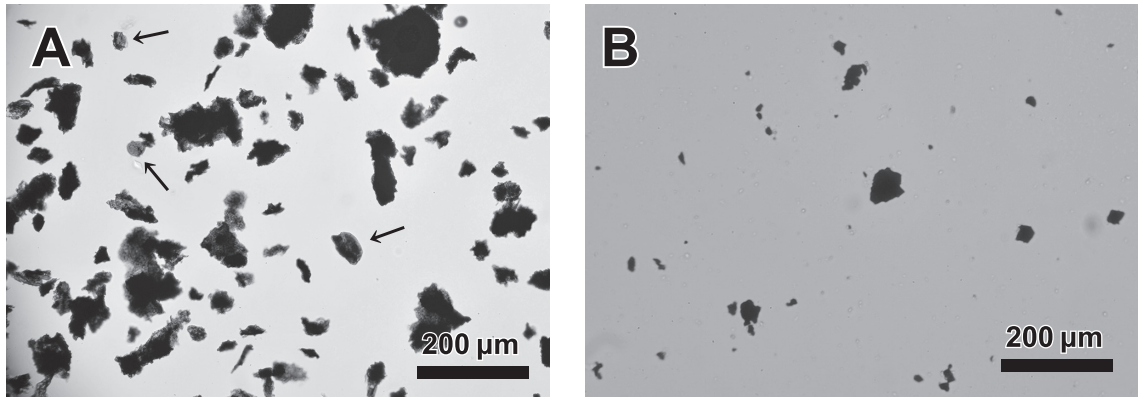


Fig. 2. Photomicrographs of Kerogen taken under transmitted light. A: MKm02 of the Kannabi Formation. The arrows show grains of pollen. B: UN1 of the Ushitakigawa Clastic Rock.

素酸による化学処理で泥化した。比重液として臭化亜鉛水溶液を用い、ケロジェン（有機物）の濃集と分離・洗浄をおこなった。測定には石油資源開発株式会社技術研究所のビトリナイト反射率測定装置（カールツァイス社製の正立型顕微鏡 Axio Imager M1m, 反射率測定装置は J&M 社製の MSP200new）を用いた。それぞれ約 100 点の反射率を計測しその平均値を平均ランダム反射率 (%Rm) とした。なお、一般にビトリナイト反射率の対数値と埋没深度の関係は概ね直線相関であり（例えば、秋山・平井, 1997）、反射率が小さいほど古地温の変化に敏感である。

結果

Tmax 値は、Sbm01 試料が検出不能、UN1 試料が 533℃、MKm02 試料が 424℃であった (Table 2)。Sbm01 試料については 650℃までの昇温で明瞭なピークが得られなかった。石油・ガスの熟成段階区分では UN1 が過熟成 (post mature: >465℃)、MKm02 が未熟成 (immature: 410~434℃) に相当する。UN1 および MKm02 は十分な量の有機物（微細マセラル）を得ることができたが、Sbm01 を泥化した試料からは有機物が分離できなかった。Sbm01 について再度分離を試み、試料を通常の 2.5 倍の 500 g を処理して比重液の比重を通常用いる 2.0 より高い 2.3 に調整して実施したが、同様に有機物は分離できなかった。有機物が得られた 2 試料について有機物の透過顕微鏡観察、ビトリナイト反射率測定を実施した。UN1 は黒色の不透明有機物が全体の大部分を占め一部に植物片組織が残る半透明の有機物が認められ、花粉・胞子化石は全く含まれなかった (Fig. 2B)。他方、MKm02 試料には黒色の不透明有機物のほかに、光を透過する植物片組織と花粉・胞子化石がふつうに含まれていた (Fig. 2A)。ビトリナイトの平均ランダム反射率は UN1 試料が Rm=1.87% (n=104; 標準偏差 0.11)、MKm02 試料が Rm=0.41% (n=101; 標準偏差 0.08) であった (Table 2)。

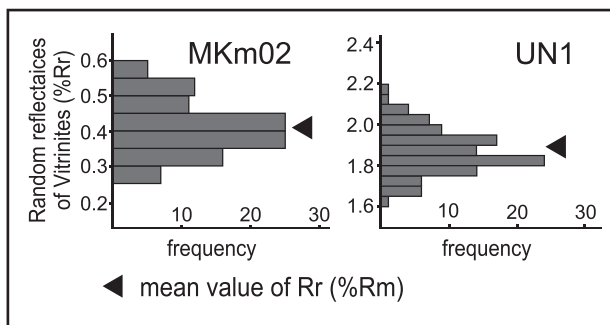


Fig. 3. Histograms of random vitrinite reflectance (%Rr).

正規分布を帰無仮説とした一標本コルモゴロフ・スミルノフ検定を実施し、有意水準 5% で帰無仮説が棄却されず正規性のよい分布と判断できる (Fig. 3; Table 2)。ビトリナイト反射率から古地温への換算は、Huang (1996) を用いて被熱期間を 1000 万年および 1 億年と仮定すると、UN1 でそれぞれ 189℃、175℃、MKm02 でそれぞれ 64℃、56℃が見積もられた (Table 2)。なお、和泉層群北縁部の熟成段階と比較するため、清家・平野 (2013) による和泉層群の 6 試料の測定値についても併せて示した (Table 2)。

Table 2. Mean random vitrinite reflectance and Rock-Eval T_{max} values. Paleotemperature were estimated on the basis of vitrinite %Rm using Huang et al. (1996) at heating time of (A) 10 myr. and (B) 100 myr.

| Sample name | Rm (%) | 1sd | N | KS Test (%) | Rock-Eval T_{max} (°C) | Paleotemp. (°C) | | Note |
|-------------|--------|------|-----|-------------|--------------------------|-----------------|-----|-----------------------------|
| | | | | | | (A) | (B) | |
| Sbm01 | ND | — | — | — | ND | — | — | This study |
| UN1 | 1.87 | 0.11 | 104 | 76.9 | 533 | 189 | 173 | |
| MKm02 | 0.41 | 0.08 | 101 | 47.4 | 424 | 64 | 56 | |
| TK01 | 1.79 | 0.16 | 76 | 67.8 | n.d. | 185 | 171 | North. Marg. Izumi Group |
| TK02 | 1.74 | 0.15 | 63 | 11.8 | n.d. | 183 | 169 | |
| TK03 | 1.82 | 0.21 | 54 | 92.9 | n.d. | 186 | 173 | |
| TK04 | 1.67 | 0.20 | 81 | 40.2 | 482 | 178 | 165 | |
| KK01 | 0.69* | 0.17 | 62 | 25.7 | 434 | 106 | 96 | South. Marg. |
| NT02 | 0.74 | 0.08 | 113 | 66.2 | 432* | 111 | 101 | Izumi Group |

Abbreviations ND: not detectable; n.d.: not dated; *: lower limit values that measured in samples of Izumi Group

考察

1. 有機物熟成度の比較

牛滝川砕屑岩の有機物熟成度は $R_m=1.87\%$ 、 $T_{max}=533^\circ\text{C}$ であり、それぞれカタジェネシス帯および過熟成に区分される。ケロジェン観察の結果から花粉胞子と判断できる粒子が観察できず、花粉の色の透明度が急激に減ずる概ね反射率 1.0% 以上 (Yule et al., 2000) より高い熟成度が示唆されるがこれと総合的である。ビトリナイト反射率と Rock-Eval T_{max} 値の関係は、従来から帯状の対比関係が示唆されてきた。本研究では Teichmüller and Durand (1983) による両値の一般傾向および和泉層群の両値のプロット (清家・平野, 2013) と比較を示す (Fig. 4)。ビトリナイト反射率に対して T_{max} 値が若干高い側に外れるが、和泉層群の北縁部と熟成段階が一致し、反射率も同等である (Fig. 4; Table 2)。Rock-Eval T_{max} は古地温以外に有機物の初期組成の違いや長期風化の程度などが影響するとされる (Copard et al., 2002)。北縁部の和泉層群における反射率 1.7% 付近の T_{max} のばらつきは、堆積環境の側方変化が著しいことによる有機物組成の初期的な違いおよび長期風化の影響が考慮されるが、本試料についても同様の影響が表れている可能性がある。

甘南備層の有機物熟成度は $R_m=0.41\%$ 、 $T_{max}=424^\circ\text{C}$ であり、それぞれ、ダイアジェネシス帯および未熟成に区分される。両値の傾向は Teichmüller and Durand (1983) と一致する (Fig. 4)。和泉層群と熟成段階で比較すると和泉層群の最低値よりも小さく (Table 2)、ビトリナイト反射率の区分では和泉層群はカタジェネシス帯～メタジェネシス帯であり本試料と区別される。また、保存良好な花粉胞子化石 (Fig. 2A の矢印) を含むため、概ね反射率 0.8% 以下 (Yule et al., 2000) の低い熟成度が示唆されるがこれと総合的である。当地域の大阪層群のビトリナイト反射率の測定値は公表されていないが、有機物の続成に関するデータとして材化石のアセチルプロマイド可溶物残存率 (景守・市原, 1967) が示されており、和泉山脈北麓近傍の 3 試料は平均 39.1% である。アセチルプロマイド可溶物残存率とビトリナイト反射率の関係は検討されていないが、可溶物の減少は初期段階の有機物熱熟成と直接関連する過程であるため負の相関関係が示唆される。新潟県長岡地域の魚沼層群の可溶物残存率が 41.3% (景守・市原, 1967)、同地域の基礎試錐「三島」の地表付近のビトリナイト反射率が 0.2～0.3% R_o (秋山・平井, 1997) であることを考慮すると、当地域大阪層群についても同程度でダイアジェネシス帯の初期段階と推定できる。

側川礫岩層の泥岩試料で泥化試料から有機物が分離できず、ロックエバル熱分解のピークが得られなかった原因としては 3 つの可能性が挙げられる。①は初生的に試料中の有機物量が極端に少ない、②は顕著な風化作用による有機物の分解消失、③は熱熟成による有機物の分解および細粒化である。①について、ロックエバル分析には全有機炭素量 (TOC) 0.2% 以上の試料が推奨されるが、本邦の泥岩試料において TOC がこれ以下であることは稀である。②の可能性は試料の採取状況から低いと判断される。③に関して、岩石中の堆積性有機物粒子は、被熱により酸素および水素/炭素比率を減少させながら分解が進行することが知られており、その過程で有機物粒子の体積減少を伴う (Baskin, 1997)。さらに高い熱変成では、堆積有機物が熱分解を受けて炭化水素をすべて発生して比重の重いグラファイトになったため熱分解ピークが出現せず、有機物が十分には採取できなかった可能性がある。

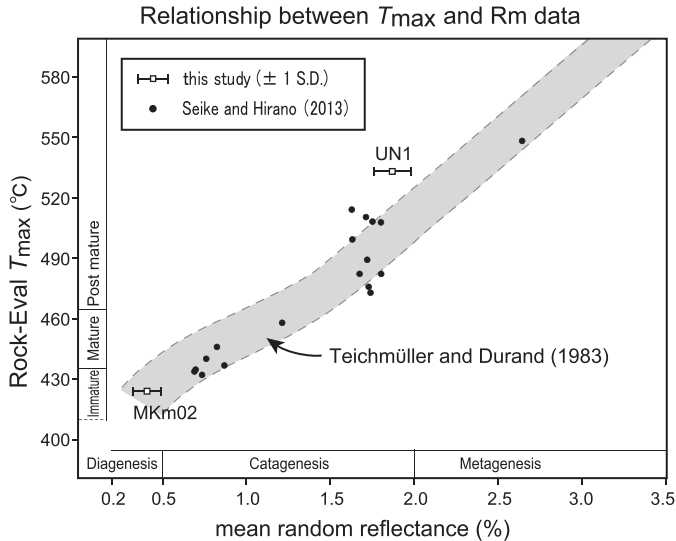


Fig. 4. Relationship between vitrinite reflectance (%Rm) and Rock-Eval T_{max} values. The grey area corresponds to the Rm/ T_{max} values of Teichmüller and Durand (1983).

2. 各地質単元の被熱史

側川礫岩層の泥岩の被熱について、これを周辺地質と関連させて検討する。山田直利ほか (1979) は泉南流紋岩類にはその北側に進入した新期領家花崗岩類の熱影響が認められるとしており、新期領家花崗岩類の放射年代もこれに矛盾しない。清家ほか (2013) は側川礫岩層のジルコンFT年代の粒子年代の特異性から、側川礫岩層は花崗岩類の貫入による被熱によりジルコンのフィッション・トラックがすべてアニーリングされる温度—時間領域 (ZTAZ) に達するような高温被熱を受けたのではないかとしている。その花崗岩類の貫入規模は南北幅1 km以上で東西は数十 kmにおよび、側川礫岩層は接するように分布する。この熱変成の影響で熱成熟指標データが得られなかったのならば、側川礫岩層のジルコンFT年代 73.9 ± 8.2 Ma が堆積年代ではなく被熱後の冷却年代であるという解釈と整合的である。すなわち、泉南流紋岩類堆積以前の堆積岩であるという従来の解釈と矛盾しない。

牛滝川砕屑岩のビトリナイト反射率は近傍の和泉層群と同程度であり、 T_{max} 値はどちらも過熱成に相当する。ビトリナイト反射率による古地温の見積もりは埋没系で約 180°C であるため、地温勾配を $23 \sim 26^\circ\text{C}/\text{km}$ (清家・平野, 2013) と仮定すれば $7 \sim 8$ km の埋積となる。従来の解釈に従えば、牛滝川砕屑岩に相当する堆積岩は周辺地域で露出が確認されていない (上井・阿部, 1977)。すなわち、牛滝川砕屑岩が古第三系 (市原ほか, 1986) であればごく小規模な堆積盆が想定されるため、火成岩からの被熱を除き高い成熟段階を説明できないが、同地域で古第三紀以降に貫入した火成岩体や火砕流堆積岩は知られていない。すなわち本砕屑岩は和泉層群と主被熱期間が一致すると解釈するのが妥当であり、この高い熱成段階は白亜系の泉南流紋岩類または和泉層群と同時期の堆積岩である可能性を示唆する。

甘南備層の被熱段階は和泉層群および牛滝川砕屑岩と異なる。これは本層の被熱履歴が和泉層群のそれと異なることを示唆しており、中新統とする解釈 (吉川・古谷, 1978) と整合的である。ビトリナイト反射率による古地温の見積もりは埋没系で約 60°C であるため、地温勾配を約 $30^\circ\text{C}/\text{km}$ と仮定すれば約 2 km の埋積となる。また、秋山・平井 (1997) がまとめた坑井深度 - ビトリナイト反射率のプロファイルと比較すると、およそ $1500 \sim 3000$ m の深度である。甘南備層と大阪層群アセチルプロマイド可溶残存率の不連続性 (景守・市原, 1967; 市原ほか, 1986) も考慮すると、甘南備層は大阪層群堆積開始前までには最大被熱を経験しており、甘南備層が大阪層群に不整合で覆われるまでに上部の堆積層が隆起・剝削されたと考えられる。

謝辞

本研究を進めるにあたり、故・平野弘道早稲田大学名誉教授には有意義なご指摘を頂いた。石油資源開発 (株) 技術研究所には泥岩・有機物試料を用いた各計測に際し多大なる便宜を図っていただいた。担当編集委員である大阪市立自然史博物館の中条武司学芸員および2名の匿名査読者には、本稿修正に際して有意義なご指摘を賜った。これらの方々へ深く感謝申し上げます。

引用文献

- 秋山雅彦・平井明夫 1997. 基礎試錐のビトリナイト反射率から算定される最高古地温勾配の検討. 石油技術協会誌 62 (1) : 69-79.
- Baskin, D. K. 1997. Atomic H/C ratio of kerogen as an estimate of thermal maturity and organic matter conversion. *AAPG Bulletin*. 81: 1437-1450.
- Copard, Y., Disnar, J. R. and Becq-Giraudon, J. F. 2002. Erroneous maturity assessment given by T_{max} and HI Rock-Eval parameters on highly mature weathered coals. *Int. Jour. Coal Geol.* 49: 57-65.
- Huang, W. L. 1996. Experimental study of vitrinite maturation: effects of temperature, time, pressure, water, and hydrogen index. *Org. Geochem.* 24: 233-241.
- 市川浩一郎・大橋邦宏 1965. 大阪南部の泉南酸性火砕岩類と和泉層群. 日本地質学会第72年年会地質見学案内書, 19p.
- 市原 実・吉川周作・林 隆夫 1977. 泉南・泉北地域の大阪層群と大阪層群の標準層序. 郷原保真・紺野義夫編, 日本の第四紀内陸盆地, 地質学論集 (14) : 209-220.
- 市原 実・吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹 1984. 岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の不整合”について—大阪層群の古地磁気層序とフィッシュン・トラック年代—. 地球科学 38 (1) : 1-16.
- 市原 実・市川浩一郎・山田直利 1986. 岸和田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 148p, 1 sheet.
- 景守紀子・市原 実 1967. 材化石のアセチルプロマイド処理法. 第四紀研究 6 (4) : 172-174.
- Morioka, K., Tainosho, Y. and Kagami, H. 2000. Rb-Sr isochron ages of the Cretaceous granitoids in the Ryoke belt, Kinki district, Southwest Japan. *The Island Arc* 9: 46-54.
- Morozumi, Y. 1985. Late Cretaceous (Campanian and Maastrichtian) ammonites from Awaji Island, southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.* (39): 1-58.
- 清家一馬・平野弘道 2013. 和泉山脈地域における和泉層群の有機物熟成と堆積盆の埋没モデル. 地質学雑誌 119 (9) : 397-409.
- 清家一馬・岩野英樹・檀原 徹・平野弘道 2013. 熟年代学データに基づく和泉山脈地域の領家—和泉帯のテクトニクス. 地質学雑誌 119 (12) : 759-775.
- 柴田 賢・内海 茂 1992. K-Ar年代測定結果—4—地質調査所未公表資料—. 地質調査所月報 43 (6) : 359-367.
- Teichmüller, M. and Durand, B. 1983. Fluorescence microscopical rank studies on liptinites and vitrinites in peak and coals, and comparison with results of the Rock-Eval pyrolysis. *Int. Jour. Coal Geol.* 2: 197-230.
- 上井太兵衛・阿部正宏 1977. 泉南酸性火砕岩類で二分される領家花崗岩類 (I). 岩石鉱物鉱床学会誌 72 (9) : 354-360.
- 山田直利・小井土由光・市川浩一郎・原山 智・田辺元祥・村上允英・吉田久昭・吉倉紳一・赤羽久忠 1979. 泉南層群—領家帯南部における後期中生代酸性火山作用—. 村上允英編, 中生代酸性火成作用, 地質学論集 (17) : 195-208.
- 山田哲雄・端山好和・加々美寛雄・沓掛俊夫・前野伸一・政岡邦夫・仲井 豊・吉田 勝 1979. 泉南地域の領家帯. 村上允英編, 中生代酸性火成作用, 地質学論集 (17) : 209-200.
- 吉川周作 1973. 大阪府南東部の大阪層群. 地質学雑誌 79 (1) : 33-45.
- 吉川周作・古谷正和 1978. 大阪府南部の甘南備累層より花粉化石の産出. 地質学雑誌 84 (11) : 694-696.
- Yule, B. L., Roberts, S. and Marshall, J. E. A. 2000. The thermal evolution of sporopollenin. *Org. Geochem.* 31: 859-870.

