室戸岬ハンレイ岩 マグマ分化プロセスの野外での検証*

Murotomisaki Gabbroic Complex - Field observations of magmatic differentiation processes

星出隆志¹ 小畑正明¹
吉村康隆²

Takashi Hoshide¹, Masaaki Obata¹ and
Yasutaka Yoshimura²

受付: 2006年 6月30日

受理: 2006年 8月14日

* 日本地質学会第113年学術大会(2006年・高知)
見学旅行(D班)案内書

1 京都大学大学院理学研究科地質学鉱物学教室
Department of Geology and Mineralogy,
Graduate School of Science, Kyoto University,
Kyoto 606-8502, Japan.

2 高知大学理学部自然環境科学科
Department of Natural Environmental
Science, Kochi University, Kochi 780-8520,
Japan.

Corresponding author: T. Hoshide

E-mail: hoshide@kueps.kyoto-u.ac.jp

概要

室戸岬ハンレイ岩体の岩相変化と層状構造、及び壁岩の接触変成部の溶融構造の観察。特に、岩石の産状、鉱物モード組成、全岩化学組成、結晶サイズ、結晶数密度の観点に基づき、急冷周縁相、結晶集積部、結晶成長部、粗粒ハンレイ岩、斜長岩質岩脈といった本岩体の各岩相相互を関連付け、層状構造の発達とマグマの分化プロセスを検証する。

Key Words

層状貫入分化岩体、結晶分化、結晶沈積、結晶成長、クリスタルマッシュ

Layered igneous complex, crystallization differentiation, crystal setting, crystal growth, crystal mush

地形図

1: 25,000 「室戸岬」

1: 2,500 室戸市都市計画平面図 9

見学コース

8:30 高知大(朝倉)正門前集合 大山岬 室戸岬ハンレイ岩体 大山岬 高知空港 高知駅 18:00 高知大(朝倉)解散

見学地点

Stop 1 結晶集積部(岩体底部から0 - 40 m: 下部急冷周縁相、ピクライト質ハンレイ岩、カンラン石ハンレイ岩下部)。

Stop 2 結晶成長部(岩体底部から40 - 100 m: カンラン石ハンレイ岩、斜長岩脈、波状ベグマタイト脈)。

Stop 3 粗粒ハンレイ岩

Stop 4 マグマ貫入による接触変成と部分溶融、及び上部カンラン石ハンレイ岩中の角閃石クロットの分布。

Stop 5 ハンレイ岩体先端部の玄武岩質岩脈群。

1. はじめに

層状貫入分化岩体の研究は、マグマの結晶分化機構の解明に重要である。深成岩のマクロからミクロな構造はマグマ溜りプロセスの結果であるから、その構造の解析からマグマ溜りプロセスに関して多くの情報を得ることができる。実際スケアガード貫入岩体を筆頭に世界の層状貫入分化岩体の研究は火成岩岩石学の進歩に大きく貢献してきた(たとえばWager and Brown, 1968)。一般に、重力場で冷却しつつあるマグマ溜りでは、結晶作用という化学変化と、結晶の重力沈積、マグマの対流といった流体力学的なプロセスが、様々な程度に相伴って連結して起こり、複雑で多様な空間構造が形成される(例えばMcBirney and Noyes, 1979)。マグマ溜りは熱的、化学的、力学的プロセスが競合する複雑なシステムである。これらの素過程の相対的な重要度は岩体の規模によ

って異なるであろう。ここに、異なった規模の岩体の比較研究が重要になる理由がある。規模の大きな岩体は冷却に時間がかかり、それゆえに結晶分化はより大きく進行しうる。またマグマ対流も重要な役割を果たすであろう。逆にシルのように小規模な岩体の場合は比較的早く冷却するので、あまり分化が起こらないであろう。Wagerらのスケアガード貫入岩体の古典的な研究以来、天然の実験室という観点から深成岩体比較研究の重要性は今日でも薄れることはない。むしろ実験的、理論的研究の進歩により、新しいコンセプト(例えば組成対流, Tait and Jaupart, 1989; 境界層分化, Langmuir, 1989)が導入され、新しい視点からの記載研究の重要性は今日ますます増大してきているといえよう。

本巡検の対象である室戸岬ハンレイ岩体は、我が国の代表的な塩基性深成岩体として古くから良く知られたものであり、これまで繰り返し多くの研究が行われてきた

(Yoshizawa, 1953, 1954; Yajima, 1972a, 1972b; 赤塚ほか, 1999). 本岩体は比較的小規模な岩体にもかかわらず、岩相変化に富み、明瞭な層状構造が発達することから、研究者の注目を集めてきた。岩体の形状がシンプルであるため全体構造が容易に把握でき、海岸沿いは露出も良く詳細な野外観察にも適していることから、学生向き巡検コースとしても良く取り上げられている。しかしその成因に関しては、ごく最近までは古典的なイメージ、すなわちスケアガード貫入岩体の研究 (Wager and Brown, 1968) の延長線から大きく外れるものではなかったのではないだろうか。例えば、初期の研究によって、本岩体は結晶の重力沈積による分別結晶作用で形成されたことが明らかにされており、岩体下部に発達するカンラン石に富むハンレイ岩層はカンラン石の重力沈積によって形成されたことは Yajima (1972a, b) の先駆的研究ですでに明らかになっていた。しかしその後の研究により、カンラン石に富む層が複数存在する事が確認され、これらがすべてカンラン石の集積によって出来たのかどうか疑問視されるようになった (赤塚ほか, 1999)。我々は最近、本岩体を、岩石組織、全岩化学組成の点から再検討し、従来考えられていなかった新たなマグマプロセス

を見出した (Hoshide et al., 2006a, b)。このことにより結晶分化作用の実態を従来よりも明確に、より具体的に把握することが出来るようになった。特に重要な新知見は、(1) 本岩体中に複数存在するカンラン石に富む層を、カンラン石結晶の沈積・集積によって出来た部分 (カンラン石結晶集積部) と、カンラン石結晶数は始めよりも減少したが、マグマの冷却過程で結晶が成長するにつれてカンラン石のモードが増えた部分 (カンラン石結晶成長部) とに峻別することに成功したこと、(2) 「カンラン石結晶成長部」では、結晶成長に伴ってカンラン石モードが増加したが、これは斜長石に富むマッシュ状のマグマが分離したためであるということ、(3) 浮力で上昇した斜長岩質マッシュ (マグマ) は、上方すなわち岩体中央部に残存していた未分化なマグマと混合し、結晶沈積とは異なる「マグマ混合トレンド」を形成したということである (Hoshide et al., 2006b)。これらの知見から、従来漠然としかとらえられていなかった「結晶分化作用」の実態が、物理過程としてより明確に把握できるようになってきた。カンラン石の結晶成長、斜長岩質マッシュの分離と上昇は、固結しつつあるマグマ溜りのいわゆる境界層で生じたものである。この「境界層分化」という

第1図. 室戸岬ハンレイ岩体の地質図. 1: 急冷周縁相, 玄武岩~細粒ドレイト. 2: ピクライト質ハンレイ岩. 3: カンラン石ハンレイ岩. 4: 粗粒ハンレイ岩. 5: 母岩 (主に砂岩泥岩互層). Hoshide et al. (2006a) に加筆・修正.

プロセス概念は、1990年頃から主として火山岩の解析により提唱されてきたものであるが（例えばLangmuir, 1989; Kuritani, 1998）、このプロセスが実際に起こっていることが深成岩で確認された事例としては室戸岬ハンレイ岩の研究が世界初である。本巡検は、我々が現在見出しつつある新しいマグマプロセスを野外で検証することをテーマの中心に据えて、本岩体の主要な岩相とそれらの野外での産状、相互の関係を観察することを主眼とするものである。なお、本案内書の見学コースは一日の巡検を想定して組まれてある。

2. 地質概説と岩体の層状構造

室戸岬ハンレイ岩体は高知県室戸半島南端部の四万十累層群中に貫入したシル状の火成岩体である（第1図）。本岩体は最大幅約220m、長さ約1800mのくさび状の形態をなし、現在は周りの堆積岩の地層と共に全体として急角度で北に傾斜しているが、形成時はほぼ水平であった地層（砂泥互層）にマグマが調和的に貫入し、固化したものであるといわれている（Kodama and Koyano, 2003）。岩体の南東側が重力的に下位であったことは岩体内部に分布する波状ペグマタイト脈や斜長岩質岩脈の産状から推定されている（Yajima, 1972a）。また周囲の堆積岩の堆積構造も南東側が下位であることと調和的である（三宅, 1983）。海岸沿いの露出部は、シルの底部から天井部および壁岩までを連続的に観察でき、マグマプロセスの観察・研究に適している。貫入年代は、岩体上部周縁部に分布する母岩の融解に由来する石英長石質の岩脈から、 14.4 ± 0.4 MaというRb-Sr黒雲母 - 全岩アイソクロン年代（浜本・酒井, 1987）が得られている。13~15 Maという火成作用の年代は同じ「外縁帯」（高橋, 1986）に分布する潮岬火成複合岩体、足摺岬複合貫入岩体などでも得られており、本岩体形成プロセスの解明は、一連の西南日本弧の中新世中期火成活動の一環として、日本海拡大に伴う四国海盆沈み込みに関連付けて議論されることの多い、テクトニクスの問題としても興味深い位置付けにある（Hibbard et al., 1992; Shinjoe, 1997; 新正ほか, 2003）。

本岩体の鉱物モード組成の鉛直変化を第2図に示す。本岩体は全体としてハンレイ岩質である。主要な構成鉱物はカンラン石、普通輝石、斜長石で、少量のハイパーシン、ホルンブレンド、黒雲母、イルメナイトを含む。カンラン石の量は、鉛直方向に繰り返し増減の変化があり、複数のピークが認められる（第3図のO1, O2, O3, O4）。本岩体中最も粗粒な「粗粒ハンレイ岩」は、主として普通輝石と斜長石からなり、カンラン石は含まない。

第3図は本岩体の各種データのシル鉛直方向変化をまとめたものである。カンラン石の結晶サイズと結晶数密度（単位体積あたりの結晶数）は、薄片（2次元）での結晶サイズ分布をもとに確率論に基づき3次元における真のサイズ分布を推定したものである（Hoshide, et al., 2006a）。下部40m部はカンラン石モードが多く、結晶数も多いが、結晶サイズは急冷周縁相部とほとんど変わらない。一方、その直上、40mから100mの部分はカンラ

第2図．室戸岬斑れい岩体の岩相とモード組成の鉛直変化。LCM, 下部急冷周縁相。LPG, 下部ピクライト質斑れい岩。LOG, 下部カンラン石斑れい岩。CG, 粗粒斑れい岩。UOG, 上部カンラン石斑れい岩。UPG, 上部ピクライト質斑れい岩。UCM, 上部急冷周縁相。WPV, 波状ペグマタイト脈。AnV, 斜長岩質脈。Ol, カンラン石。Pl, 斜長石。Aug, 普通輝石。Opq, 不透明鉱物。Oth, その他の鉱物。Hoshide et al. (2006a) に加筆。

ン石モードの増減は見られるが、結晶数は著しく少なく、しかし結晶サイズは増大しているという特徴がある。これらのデータから、Hoshide et al. (2006a)は、下部のカンラン石に富む層を、カンラン石斑晶が重力沈積・集積してモードが増加した部分であるという意味で「結晶集積部」と呼び、上部のカンラン石結晶サイズが大きい層を、結晶数は減少したが結晶が大きく成長したためにモードが増加した、という意味で「結晶成長部」（底部から40 - 100m）と呼んで区別した。全岩でのMgO量の増加は両ゾーンで見られる。後で述べるように、「結晶集積部」でのカンラン石モード増加はカンラン石の結晶沈積によるものであるが、「結晶成長部」でのモード増加はカンラン石結晶の集積に帰することはできない。

結晶成長部のカンラン石ハンレイ岩中には斜長岩質脈や波状ペグマタイト脈が散在する。これらがマグマの分化に重要な役割を果たしたことを以下に示す。

第3図．室戸岬ハンレイ岩体の各種データの鉛直変化．(a)岩相変化，(b)カンラン石モード組成，(c)カンラン石の平均結晶サイズ，(d)カンラン石の結晶数密度，(e)全岩MgO量，(f)カンラン石のFo値，(g)斜長石のAn値．図(d)の点線は結晶数密度の岩体全体での平均値を，図(e)の点線は全岩MgOの岩体全体での平均値を示す．AC，結晶集積部．GR，結晶成長部．その他の略称は，図2に同じ．Hoshide et al. (2006a)より．

3．全岩化学組成 結晶集積トレンドと結晶成長トレンド

赤塚ほか(1999)により報告されている全岩化学組成のシル鉛直方向変化図を第4図に示す．さらにFeO，CaO量について，MgO量を横軸にとった変化図を図5に示す．

第5図において，結晶集積部の全岩化学組成は，貫入時の初期メルト組成(＝急冷周縁部の全岩化学組成から，斑晶のコア部の組成を差し引いて求めた；赤塚ほか，1999)から急冷周縁部に含まれるカンラン石斑晶組成(Fo83)方向に伸びるほぼ直線的なトレンドを示す．このトレンドは，初期メルトとカンラン石斑晶の機械的混合によって説明でき，貫入時にマグマ中に存在していたカンラン石斑晶の重力沈積説に調和的である．従って，このトレンドを「結晶集積トレンド」と呼ぶ．

一方結晶成長部の組成は，その多くが結晶集積トレンドから外れ，異なる傾きを持つ別トレンドを形成しているように見える．興味深いことに，結晶成長部の層序的上位に位置する粗粒ハンレイ岩や上部カンラン石ハンレイ岩の組成は，この結晶成長部が形成するトレンドの延長線上，初期メルトを挟んで結晶成長部の組成点と反対側(Mgに乏しい側)にプロットされる．このトレンドを全体として「結晶成長トレンド」と呼ぶことにする．これら傾きの異なる2つの直線的なトレンドは，初期メルトの組成点付近で互いに交わる．Hoshide et al. (2006b)は結晶成長部に分布する斜長岩質脈の組成が，この結晶成長トレンド上の最もMgに乏しい端にあることに注目し，斜長岩質脈が結晶成長部の形成に重要な役割を果たしたと考えた(第5図)．そこで次の章では，結晶成長部に発達する斜長岩脈と「波状ペグマタイト脈」の産状について述べる．

4．結晶成長部の斜長岩質脈と波状ペグマタイト脈

結晶成長部には，斜長岩質脈(第6図)や，上部が斜長岩質で下部がマフィック鉱物に富む「波状ペグマタイト脈」(wavy pegmatitic vein; Yajima, 1972a)(第7図)が多数分布している．特に斜長岩質脈は，結晶成長部の中でもカンラン石に富む層に特徴的に分布する．Yajima(1972a)は，これらの脈がマグマの冷却固結過程最末期の残液が固結したものであると考えた．しかしHoshide et al. (2006b)は，以下に述べるように，これらの脈が本岩体のマグマ分化において重要な役割を果たしていたことを主張している．

斜長岩質脈は厚さ数10cm - 1mで，下面は平坦で上境界面は波状を呈するという上下非対称な形状を示す(第6図-A)．露頭での斜長岩質脈の占める割合は10%以下である．場所によっては，脈の波状構造がさらに発達しプリューム状構造を呈するものもある．脈の内部では斜長石結晶が脈の上面に沿うように配列しており，脈が流動していた時には既に斜長石結晶が多量に存在していたことを示唆する(第6図-B)．斜長岩質脈は鏡下で，自形の斜長石(粒径0.5 - 1.0cm)を大きな他形の普通輝石が包有するオフィティック組織を呈する．

5．「結晶成長トレンド」の形成

Hoshide et al. (2006b)は斜長岩質脈の産状と内部構造の観察から，結晶集積部の直上からマグマ溜り上方内側へとマグマの冷却固結が進行していく際に，固液境界層から斜長岩質物質が分離し，それが浮力によりダイアピル状に上昇していたと考えた．斜長岩質物質が抜けた部分は，相対的にFeやMgに富み，カンラン石成分に富む結晶成長部となる(第3図)．一方，ダイアピル的に上昇した斜長岩質物質は，上方に位置していた未分化な

第4図．室戸岬ハンレイ岩体の全岩化学組成の鉛直変化．影の付いた部分の組成点は，粗粒ハンレイ岩相に含まれるカンラン石ハンレイ岩のものである． Fe_2O_3^* は，全鉄を3価として計算した値． FeO^*/MgO の FeO^* は，全鉄を2価で計算した値．岩相名の略称は図2に同じ．赤塚ほか（1999）を改変．

第5図．CaO-Fe₂O₃*-MgO全岩組成変化図．Fe₂O₃*は、全鉄を3価として計算した値．AC zone, 結晶集積部．GR zone, 結晶成長部．岩相名の略称は図2に同じ．Hoshide et al. (2006b) より．

第6図．カンラン石ハンレイ岩部（底部から60 - 80 m付近）に発達する斜長岩質脈．(A) 露頭写真．(B) 脈の内部構造のスケッチ．Hoshide et al (2006a, b) より．

第7図．カンラン石ハンレイ岩に発達するさまざまな構造．(A) 底部から40 - 45 m付近に発達するリズミック層状構造．白い部分は斜長石に富む．スケールは20 cm．(B) 底部から40 - 45 m付近に見られる波状ペグマタイト脈．スケールは20 cm．(C) 同波状ペグマタイト脈の内部構造のスケッチ．脈上部の優白質部分の斜長石結晶は長軸が2~4 mm，脈下部の優黒質部分の斜長石結晶は1~1.5 cm．(D) 波状ペグマタイト脈の優白質部分に発達するプリズム状構造．

メルト（貫入時以来組成変化していないメルト＝初期メルト）と合体し混合したであろう．つまり第5図において，結晶成長トレンドのMgに富む側は，斜長岩質物質をはき出してできた残渣トレンドであり，Mgに乏しい側は，下から上昇してきた斜長岩質物質と未分化なメルトの混合トレンドを表していると考えるのである．

Hoshida et al. (2006b) は，観察されるような斜長岩質物質が本岩体のマグマの結晶作用の過程で生じるかどうかを調べるために，相平衡計算ソフト「PELE」（「MELTS」のWindows版：Boudreau, 1999）を用いて境界層での結晶作用のモデル計算を行った．結晶作用開始時のメルト組成は初期メルト組成（赤塚ほか，1999），すなわち急冷周縁相の全岩化学組成から斑晶分を差し引いたものとし，メルトの初期含水量は1.0 wt%（McBirney, 1993），酸素フュガシティーをQFMバッファ，結晶作用の圧力を1 kb（Yajima et al., 1977）とし，平衡結晶作用を仮定して計算した．図8にその計算結果を示す．

はじめに晶出するのはカンラン石で，続いて斜長石が晶出，結晶化が進むにつれてメルト組成はMgOが減少し，FeOが増加する．およそ30%結晶化したところでメ

ルトは普通輝石に飽和するが，メルトのFeOはさらに増加していく．60%程度結晶化が進むと，磁鉄鉱が晶出しはじめるため，メルトのFeOは減少に転ずる．こうして見積もられる分化メルトの組成トレンドは，結晶成長トレンドから大きく外れ，斜長岩質脈の組成点を通過しない．従って，斜長岩質脈はどのステージのメルト組成をも表していないことがわかる．しかしながら斜長岩質脈の組成は，およそ30%結晶化が進行した時の分化メルトの組成と，それと平衡共存する斜長石結晶（An71~72）の組成を結ぶ連結線上に乗る．つまり斜長岩質脈は，分化メルトと斜長石結晶との混合物が固化したものと考えることができる．全ての元素を考慮して，計算で得られる分化メルト＋斜長石結晶の混合物の組成が実際の斜長岩質脈組成に最も近づく時の分化メルトと斜長石結晶の混合比を求めたところ，分化メルト：斜長石結晶＝6：4が最適であることがわかった．この割合で混合したメルトと結晶の混合物は，カンラン石や普通輝石に富んだマトリックスから分離することができるほど十分流動的であると考えられる．この計算結果は，斜長岩質脈がメルトと斜長石結晶の混合物，すなわちクリスタルマッシュであるという考えを支持するものである．

第8図．斜長岩質マッシュの分離，浮上によるマグマ分画モデル． Fe_2O_3^* は，全鉄を3価として計算した値．計算で得られたメルト組成変化を示す線上の数字は，結晶化度を示す．AC trend，結晶集積トレンド．GR trend，結晶成長トレンド．岩相名の略称は図2に同じ．Hoshida et al(2006b)より．

上の計算結果から，斜長岩質脈は，およそ30%結晶化が進んだ固液境界層に由来する分画メルトと，それに平衡な斜長石結晶の混合物（斜長岩質マッシュ）が固化したものとして説明できることがわかった．このような斜長岩質マッシュが固液境界層から分離した結果，その残渣は相対的にカンラン石成分に富み（結晶成長部の形成），逆にその上部のマグマは斜長岩質マッシュの供給を受け混合が起こり，その結果全体として，結晶集積トレンドと異なる傾きを持つトレンドが形成されたと考えられる（第5図）．

6．まとめ

以上のことから，本岩体のマグマ分画過程は以下のようにならわれる（第9図）．

1) マグマ貫入後早期に，貫入マグマにもともと含まれていたカンラン石結晶の大部分は底部に沈降集積し，厚さ約40mの結晶集積部を形成した．この過程では，カンラン石結晶は実質上成長しなかった．この時間スケールは数年のオーダーである（赤塚ほか，1999）．

2) カンラン石結晶沈降終了後，結晶集積部直上に発達した固液境界層から斜長岩質マッシュが分離し，その残渣は相対的にカンラン石成分に富んでいった．このプロセスは上の結晶沈降よりも遙かにゆっくりしたプロセス

であり，カンラン石の結晶成長はこの時期に起こったものであろう．その上方では，未分画マグマと下方から上昇してきた斜長岩質マッシュプリュームとの混合が起こり，その部分が結晶化して粗粒ハンレイ岩となった（第8図）．

斜長岩質マッシュの分離と浮上は，カンラン石の結晶沈降と同程度に，室戸岬ハンレイ岩体のマグマ分画に重要な役割を果たしたと考えられる．この過程は，Langmuir (1989) によって提案された「境界層分画」に似ているが，上昇した物質が分画メルトではなく，相当量の斜長石結晶を含んだ「クリスタルマッシュ」である点が異なっている．「結晶成長トレンド」は，(a) 境界層における斜長岩質マッシュの分離によってできた残渣トレンドと，(b) 未分画なメルトと上昇してきた斜長岩質マッシュとの混合によって生じた混合トレンド，とが組み合わさってできた一つの複合トレンドである．斜長岩質マッシュの分離と，それが直上のマグマと混合するメカニズムの詳細については今後の課題であり，またこのようなプロセスが他の岩体においてどの程度普遍的に起こっているのかということは，マグマ混合のメカニズムとしても興味深いテーマである．

第9図 室戸岬ハンレイ岩体のマグマ分化過程の模式図．AC，結晶集積部．GR，結晶成長部．
Hoshide et al. (2006a) を改変．

7. 見学地点

Stop 1 結晶集積部（岩体底部から0 - 40m：下部急冷周縁相，ピクライト質ハンレイ岩，カンラン石ハンレイ岩下部）

[地形図] 1/2.5万「室戸岬」及び1/2500「室戸市都市計画平面図9」

[位置] 結晶集積部（下部急冷周縁相，ピクライト質ハンレイ岩，カンラン石ハンレイ岩）は，岬突端の中岡慎太郎像前から車道を離れて南へと下った海岸付近（月見が浜）に露出する（第10図）．

[解説] 下部急冷周縁相は，露頭で茶褐色の概観を呈する．層厚は3m以上であるが，直上のピクライト質ハンレイ岩層への遷移部は侵食により失われて明らかでない．鏡下では，壁岩との接触部から数cmまでは，カンラン石と斜長石の斑晶と細粒緻密な基質からなる玄武岩質の斑状組織が認められる（第11図-A）．さらに岩体内側へ向かうと普通輝石が晶出しはじめ，斑状組織（玄武岩）インターグラニュラー オフィティック組織へと移り変わる．急冷周縁玄武岩と壁岩の境界部は大局的に見てシャープであるが，所々玄武岩と壁岩が指交状に互いに入り組んでいることや，壁岩から玄武岩に向かって直径1cm程度のブリュームが上昇したような構造が観察される（第12図）．また急冷周縁相の岩片が壁岩に包有されていることもある．

ピクライト質ハンレイ岩は本岩体中最もカンラン石に富み，その量は40vol%にも達する．鏡下では，粒径0.1 - 0.3mmのカンラン石が斜長石や普通輝石に取り囲まれるポイキリティック組織を呈する（第11図-C）．

Stop 2 結晶成長部（岩体底部から40 - 100m：カンラン石ハンレイ岩，斜長岩質脈，波状ペグマタイト脈）

[地形図] 1/2.5万「室戸岬」及び1/2500「室戸市都市計画平面図9」

[位置] Stop 1から北西へ30m程進むと，大小さまざま

第10図．Stop 1～3付近の地形図．
1/2500「室戸市都市計画平面図9」の一部に加筆．

な斜長岩質脈～波状ペグマタイト脈が発達するカンラン石ハンレイ岩（結晶成長部）の露頭が分布する（第10図）．

[解説] 「結晶成長部」は，岩体底部から40 - 100 mの部分のカンラン石ハンレイ岩で，「結晶集積部」に比べて結晶粒が大きくなる．主要な構成鉱物は斜長石，カンラン石，普通輝石であるが（第11図-E, F, G），これらの量比は「結晶成長部」内で大きく変化する（第2図）．その他少量のハイパーシン，ホルンブレンド，黒雲母，チタン磁鉄鉱，硫化鉱物を伴う．「結晶成長部」の最下部（底部から40 - 45m付近）では，斜長石と普通輝石，カンラン石の量比が約10cmの周期で変化するリズムカルな層状構造が観察できる（第7図）．斜長石に富む層

第11図．室戸岬ハンレイ岩体の代表的な岩石の薄片写真．(A) 下部急冷周縁相（壁岩との接触部）(B) 下部急冷周縁相（底部から2.2 m）(C) 下部ピクライト質ハンレイ岩（底部から15 m）(D) 下部カンラン石ハンレイ岩（底部から36 m）(E) 下部カンラン石ハンレイ岩（底部から49 m）(F) 下部カンラン石ハンレイ岩（底部から62 m）(G) 下部カンラン石ハンレイ岩（底部から83 m）(H) 上部ピクライト質ハンレイ岩（底部から209 m）．Ol：カンラン石，Pl：斜長石，Aug：普通輝石，Chl：緑泥石．Hoshide et al(2006a)より．

第12図．下部急冷周縁相と壁岩の境界部付近の構造 (Stop 1)．写真の白色部が壁岩 (A)~(C)の矢印は岩体の上方向を示す．

では、斜長石結晶が層状構造に平行に定向配列する．

層状構造が認められるあたりから、厚さ平均5cm、横幅平均20cm程度の小さな「波状ペグマタイト脈」が次第に出現しはじめ、岩体内部に向かうにつれそのサイズが大きくなっていく．「波状ペグマタイト脈」は3次元的にはレンズ状をしており、脈の上部は斜長石に富む優白質部、下部は普通輝石とカンラン石に富む優黒質部で構成される (第7図)．優白質部と優黒質部の比率は一定ではなく、優白質部を有さずほぼ優黒質部のみで構成されるものもある．また脈の優白質部がブリューム状構造をしたものも認められる．我々はこうした産状から、先に述べた斜長岩質脈だけでなく、波状ペグマタイト脈からも斜長岩質マッシュがブリュームとして上昇していたと考えている．

カンラン石ハンレイ岩の中部 (底部から60 - 80m付近) になると、カンラン石は粗大化し、かつモードも増加する (第3図)．このあたりでは、先の波状ペグマタイト脈はあまり見られなくなり、代わりにシルの層構造にほぼ調和的に厚さ10cm ~ 1mの斜長岩質脈が分布する (第6図)．斜長岩脈は、下面が平坦で上面が波状構造をしており、脈内の斜長石結晶が脈の外形に沿って定向配列する．鏡下では斜長石と普通輝石のオフィティック組織を呈し、カンラン石は認められない．

さらに岩体の内部へ向かうと再び波状ペグマタイト脈が多く分布するようになる．しかし底部から40 - 45m付

近に分布しているものと比べるとそのサイズは大きい．

Stop 3 粗粒ハンレイ岩

[地形図] 1/2.5万「室戸岬」及び1/2500「室戸市都市計画平面図9」

[位置] 室戸岬突端の中岡慎太郎像前から国道55号を西に約150m進み、北西へ右折するカーブに差し掛かった所から車道を離れ海岸へ向かって南に下ると、粗粒ハンレイ岩が分布する (第10図)．

[解説] 粗粒ハンレイ岩は本岩体中最も分化した岩石 (第1表) で、岩体の中央部 (底部から100 - 180m) に位置する．本岩相は、Yajima (1972a, b) や赤塚ほか (1999) の「ハンレイ岩質ペグマタイト (Gabbro pegmatite)」に相当する．粗粒ハンレイ岩は主として斜長石と普通輝石からなり、その他少量のホルンブレンド、黒雲母、アパタイト、及び磁鉄鉱を含むが、カンラン石は認められない．粗粒ハンレイ岩は岩石組織により2つのサブタイプ - 粗粒ハンレイ岩、 - に分けられる．

粗粒ハンレイ岩 は岩体底部から120 - 180mの位置に露出し、1 ~ 2cm大の自形の斜長石を普通輝石が取り囲むオフィティック組織を呈する．粗粒ハンレイ岩 の風化面には、直径5 ~ 10cm程度の窪みが斑点状に分布する (第13図)．この窪みの部分は、その周囲より普通輝石やホルンブレンドに富む．

粗粒ハンレイ岩 は底部から110 - 120m付近に転石と

第1表 室戸岬ハンレイ岩体の代表的な岩石の全岩化学組成． Fe_2O_3^* は，全鉄を3価として計算した値．岩型名（Rock type）の略称は第2図に同じ．データは赤塚ほか（1999）より．

Rock type	LCM	LPG	LOG	LOG	LOG	LOG
Sample No.	91080501b	91080503	91080507	92080704	92080801	92080806
Level (m)	0.5	15	36	70	80	90
wt %						
SiO_2	47.38	44.62	46.83	43.22	47.21	48.01
TiO_2	1.09	0.72	0.72	0.63	1.17	0.53
Al_2O_3	14.13	10.95	17.61	10.94	16.74	17.79
Fe_2O_3^*	13.91	15.17	10.98	20.46	12.70	9.39
MnO	0.20	0.21	0.16	0.27	0.18	0.14
MgO	10.72	18.91	9.19	15.76	8.18	8.55
CaO	9.07	7.09	10.34	6.47	9.23	11.24
Na_2O	2.40	1.69	2.38	1.64	2.89	2.70
K_2O	0.20	0.16	0.25	0.18	0.20	0.16
P_2O_5	0.09	0.05	0.05	0.05	0.09	0.04
LOI	0.22	0.23	0.25	0.40	0.82	0.56
H_2O^-	2.13	0.80	1.22	0.14	0.18	0.09
Total	101.54	100.60	99.97	100.16	99.59	99.19
Mg#	60.43	71.17	62.39	60.40	56.04	64.33

Rock type	CG II	CG I	UOG	UOG	UPG	UCM	斜長岩脈	石英長石質脈	母岩（シルト岩）
Sample No.	91080907	91081003	91081007	92081109	92081003	91081106	91040602	91080704	91080707
Level (m)	117	162	188	204	209	211	LOG	east coast	east coast
wt %									
SiO_2	51.96	52.74	49.14	48.56	45.77	48.31	49.46	66.65	72.42
TiO_2	1.08	0.66	0.91	0.61	0.43	1.20	1.37	0.67	0.52
Al_2O_3	14.08	19.10	17.27	19.73	14.74	15.51	19.21	14.24	12.85
Fe_2O_3^*	10.05	6.56	11.83	10.20	14.14	12.81	7.89	5.45	4.34
MnO	0.17	0.12	0.17	0.14	0.19	0.16	0.12	0.06	0.03
MgO	5.89	3.99	6.27	7.68	12.71	8.98	3.46	1.91	1.35
CaO	12.08	12.26	10.75	10.43	8.87	8.78	12.21	1.74	0.30
Na_2O	3.91	4.24	3.22	2.70	1.90	2.41	3.70	5.84	2.18
K_2O	0.13	0.18	0.24	0.17	0.16	0.30	0.32	0.54	2.39
P_2O_5	0.08	0.08	0.07	0.05	0.03	0.12	0.09	0.09	0.06
LOI	0.22	0.15	0.26	0.57	0.42	2.57	1.22	0.20	0.17
H_2O^-	0.58	0.58	0.31	0.36	0.09	0.70	0.11	1.75	1.95
Total	100.23	100.66	100.45	101.20	99.44	101.84	99.16	99.14	98.56
Mg#	53.73	54.64	51.22	59.85	64.02	58.15	46.48	40.97	38.12

第13図．粗粒ハンレイ岩 の露頭写真（Stop 3）．

第14図．Stop 4, 5付近の地形図．国土地理院発行 1/2.5万地形図「室戸岬」の一部に加筆．

第15図．上部急冷周縁相に見られるドレライトブロックのスケッチ (Stop 4)．上から俯瞰している．

してのみ見出される．周囲の岩相との関係は露頭状況が悪く不明である．0.5～3cm大の自形の普通輝石の粒間を，1～2cm大の他形の斜長石が埋める組織を呈する．本岩相中の普通輝石は双晶をなすことが普通である．

Stop 4 マグマ貫入による接触変成と部分溶融，及び上部カンラン石ハンレイ岩中の角閃石クロットの分布

[地形図] 1/2.5万「室戸岬」及び1/2500「室戸市都市計画平面図9」

[位置] 室戸岬突端から東海岸に沿って国道55号を700～800m程進んだところに，空海が若い頃に筆もって修行したと伝えられている洞窟「御蔵洞」がある．この御蔵洞前から海沿いの乱礁遊歩道に入り北へ50 m程歩いた所に，本岩体天井部と壁岩の境界（上部境界）が露出している（第14図）．その他に岬東海岸のコピシャゴ岩，ピシャゴ岩付近や，岬西海岸（月見が浜）にも上部境界が露出する．

[解説] 上部境界では，下部境界のように急冷周縁玄武岩と壁岩が指向状に入り組んだ構造は見られず，境界はマクロにはシャープである．しかし，壁岩から本岩体に向かって，幅数10cm～1m程の優白質岩脈が貫入する．この岩脈は，石英長石質の完晶質粗粒な岩石で，微文象構造を呈するものもある．また上部境界でも下部境界と同様，急冷周縁相の岩片が壁岩に多数包有されている（第15図）．Yajima (1972a) はこの産状から，玄武岩質マグマの貫入により壁岩が溶融したが，花崗岩組成の壁岩は融点の高い玄武岩質マグマが固結した後も流動的であったために，先に固結した急冷周縁相の破壊によって生じた岩片を取り込むことができたと考えた．また上部急冷周縁相～上部カンラン石ハンレイ岩には，直径数

mm～3cm程度の青緑色球体（クロット）が多数分布する（第16図）．この球体を鏡下で観察すると，淡緑色のホルンブレンド～アクチノ閃石が放射状に集合している．マグマ分化時の水の存在と上方移動を示唆する興味深い組織である．

Stop 5 ハンレイ岩体先端部の玄武岩質岩脈群

[地形図] 1/2.5万「室戸岬」及び1/2500「室戸市都市計画平面図9」

[位置] 本ハンレイ岩体から分かれた多数の玄武岩質岩脈群が，御蔵洞から国道55号を北へ400mほどの所にある，ホテル明星横の海岸に分布する（第14図）．

[解説] 多数の玄武岩質岩脈が堆積岩に板状に貫入している（第17図-A）．岩脈の厚さは10～30cm程度で，急冷縁と流理構造が認められる．本岩脈周囲の堆積岩や，ハンレイ岩体上下境界近傍の堆積岩中には，直径数cm大の球状の団塊が特徴的に分布している（第17図-B）．

謝 辞

室戸岬ガブロの研究成果の多くは，赤塚貴史氏（地熱エンジニアリング株式会社）との共同研究に負っている．村田明広教授（徳島大学）には原稿を校閲していただいた．室戸市役所観光深層水課，高知県安芸土木事務所，高知県文化環境部自然共生課の方々には，現地での試料採取許可申請手続きの際に大変お世話になった．現地では民宿室戸荘の方々にお世話になった．以上の方々と関係機関各位に感謝します．

第16図．岩体天井部付近（上部境界から4 m）のカンラン石ハンレイ岩中に分布する角閃石のクロット（Stop 4）．ハンマー左側のクロットを一部縁取りしてある．

第17図 （A）ハンレイ岩体先端部の玄武岩質岩脈群の堆積岩への貫入（Stop 5）．スケールの折れ尺は長さ20cm（B）下部急冷周縁相周辺の堆積岩中に分布する球状団塊（Stop 1, 5）．

文 献

- 赤塚貴史・小畑正明・横瀬久芳, 1999, 室戸岬ハンレイ岩体の層状構造, 特にピクライト質ハンレイ岩層の成因について 結晶の集積・分別効果の定量的検討. 地質雑, 105, 771-788.
- Boudreau, A.E., 1999, PELE - A version of the MELTS software program for the PC platform. *Comp. Geosci.*, 25, 21-203.
- 浜本礼子・酒井治孝, 1987, 室戸岬ハンレイ岩体に伴う文象斑岩のRb-Sr年令. 九大理研報(地質), 15, 131-135.
- Hibbard, J., Karig, D. and Taira, A., 1992, Anomalous structural evolution of the Shimanto Accretionary Prism at Murotomisaki, Shikoku Island, Japan, *Island Arc*, 1, 133-147.
- Hoshide, T., Obata, M. and Akatsuka, T., 2006a, Crystal settling and crystal growth of olivine in the magmatic differentiation - the Murotomisaki Gabbroic Complex, Shikoku, Japan -. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, 101, 223-

- 240.
- Hoshide, T., Obata, M. and Akatsuka, T., 2006b, Magmatic differentiation by means of segregation and diapiric ascent of anorthositic crystal mush- the Murotomisaki Gabbroic Complex, Shikoku, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, in press.
- Kodama, K. and Koyano, T., 2003, Paleomagnetism and magnetic fabric of a mafic intrusive body and surrounding sedimentary rocks in the Shimanto belt, southwest Japan: structural evolution of an accretionary prism recorded in magnetization of fore-arc intrusive rocks. *IUGG 2003 Scientific Program*.
- Kuritani, T., 1998, Boundary layer crystallization in a basaltic magma chamber: evidence from Rishiri Volcano, northern Japan. *Jour. Petrol.*, 39, 1619-1640.
- Langmuir, C., 1989, Geochemical consequences of in situ crystallization. *Nature*, 340, 199-205.
- McBirney, A.R. and Noyes, R.M., 1979, Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. *Jour. Petrol.*, 20, 487-554.
- 三宅康幸, 1983, 前弧堆積盆内に形成された室戸岬斑レイ岩体. *Magma*, 69, 10-14.
- Shinjoe, H., 1997, Origin of the granodiorite in the forearc region of southwest Japan: Melting of the Shimanto accretionary prism. *Chem. Geol.*, 134, 237-255.
- 新正裕尚・角井朝昭・折橋裕二, 2003, 西南日本弧の海溝寄り地域における中新世中期火成活動: 熱い四国海盆沈み込みとの関連. 月刊地球号外, no.43, 31-38.
- Tait, S. and Jaupart, C., 1989, Compositional convection in viscous melts. *Nature*, 338, 571-574.
- 高橋正樹, 1986, 日本海拡大前後の島弧マグマ活動, 科学, 56, 103-111.
- Wager, L.R. and Brown, G.M., 1968, Layered Igneous Rocks. 588 pp., Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Yajima, T., 1972a, Petrology of the Murotomisaki gabbroic complex. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, 67, 218-241.
- Yajima, T., 1972b, Petrochemistry of the Murotomisaki gabbroic complex. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, 67, 247-261.
- Yajima, T., Kajima, M. and Nagamura, Y., 1977, On the role of igneous activities in the tectonic movement, with special reference to the Muroto peninsula igneous zone. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 83, 395-409.
- Yoshizawa, H., 1953, On the gabbro of the Muroto, Shikoku island, Japan. Part . *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto., Ser. B*, 20, no.4, 271-284.
- Yoshizawa, H., 1954, On the gabbro of the Muroto, Shikoku island, Japan. Part . *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto., Ser. B*, 21, no.2, 193-212.