

夜久野花こう岩類の産状

Modes of occurrence of Yakuno granites

鈴木茂之*
Shigeyuki SUZUKI

まえがき

夜久野岩類についての研究は 1960 年から 1970 年ころに報告されたものが多く、主なものに猪木 (1959)、猪木ほか (1961・1965) Igi (1973)、中沢 (1961)、光野 (1965) などがある。これらは造山運動論が盛んな時期の研究であり、夜久野岩類は基盤岩や変動時の貫入岩としてとらえられていた。その後、プレートテクトニクスの普及、夜久野南帯をオフィオライトとして着目した石渡 (1978) の研究、微化石によるチャート相の時代論の変化から、最近はや久野岩類の地質学的位置づけは様々に解釈されるようになってきた。

夜久野岩類を構成する主な岩石は変成岩 (片麻岩・角閃岩)・超塩基性岩・斑れい岩・輝緑岩および花こう岩であるが、ここではそのうちの花こう岩類について産状を記載し、その貫入時期・貫入機構および地史的意義について考察する。これまでの報告と比較して新しい点は、花こう岩類の岩体とその周囲の地層との関係についてさまざまなスケールで観察したこと、スレート劈開を利用した構造解析によって明らかにされた地質構造 (褶曲や断層) と関連させて花こう岩類の構造的な面を明らかにするよう試みたことである。

地質概要

調査区域は京都府北部の舞鶴市から加佐郡大江町にかけての地域である (第 1 図)。この地域には北から中・下部二畳系下見谷層 (中国帯)、夜久野岩類 (夜久野北帯)、中・上部二畳系舞鶴層群 (中央帯)、夜久野岩類 (夜久野南帯)、丹波層群 (丹波帯) が帯状に配列している。

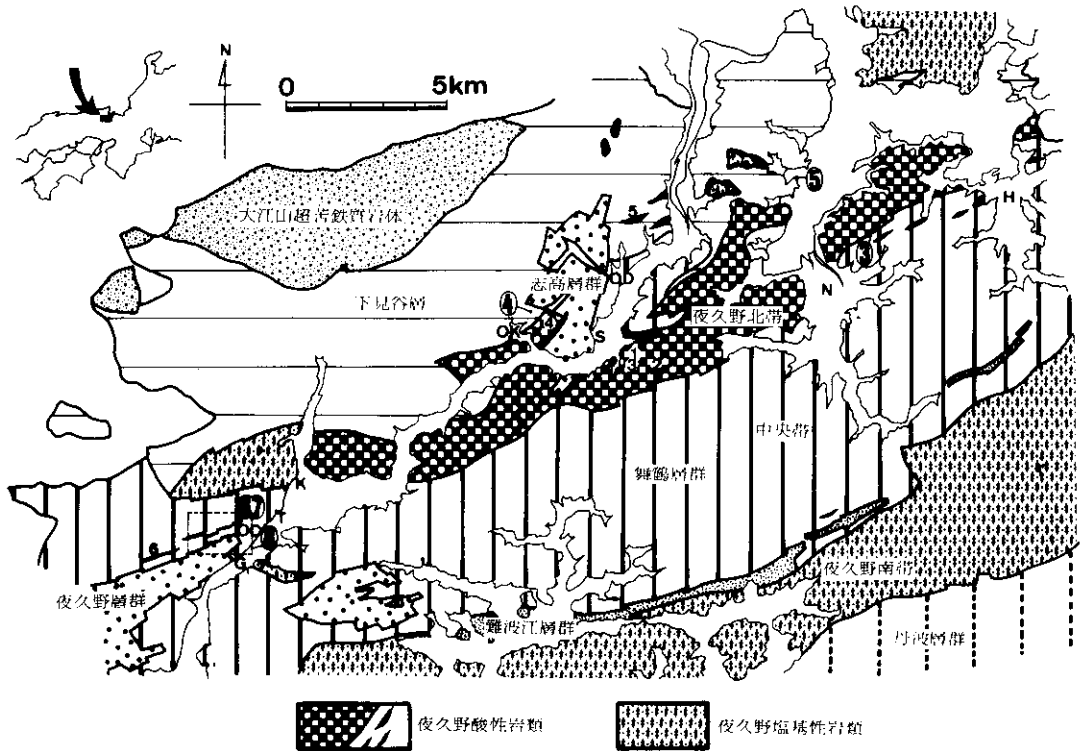
下見谷層は主に泥質岩からなり、酸性凝灰岩を特徴的に伴う非チャート相である。詳しくは別の機会にゆずるが、この層相は中国帯の非～弱変成古生層に多い層相である。下見谷層は軸が E-W 方向で軸面が北傾斜の過褶曲構造をなしている。褶曲時期は、褶曲していない中・下部三畳系志高層群に傾斜不整合におおわれることや夜久野岩類との関係から二畳紀後期である (鈴木, 1982a)。

舞鶴帯の主要部分である中央帯には、舞鶴層群のほか夜久野層群 (Scythian～Anisian) と難波江層群 (Carnian) が帯状に分布する。舞鶴層群は下部層 (緑色岩が主)・中部層 (無層理泥質岩が主)・上部層 (砂岩が主) および最上部の公庄層 (砂岩が主) によって構成されている。中央帯の二畳系と三畳系はともに軸が中央帯の中央を走り、軸面が北傾斜の複対斜構造に参加している。すなわち中央帯における褶曲作用は上部三畳系堆積後におこっている。

鈴木 (1982a) がすでに示したように、夜久野北帯より北側は二畳紀後期に、中央帯より南の舞鶴帯は二畳紀末以後おそらくジュラ紀に褶曲や断層および上昇陸化の造構運動があり、造構運動の場は南に移っている。

夜久野岩類は下見谷層中に分布するもの・夜久野北帯の岩体・舞鶴層群中に分布するもの・夜久

* 株式会社アイ・エヌ・エー新土木研究所 (元 広島大学)



第1図 京都府北部における舞鶴帯周辺の地質略図
 夜久野北帯・中央帯・夜久野南帯が舞鶴帯
 のメンバー。③～⑧：第3～8図の位置、
 1～6：第2図の試料採取地、G：公庄、
 OC：落合、T：藤原、K：河守、OK：岡
 田由里、S：志高、OD：小田内、NM：
 西舞鶴、HM：東舞鶴。

野南帯の岩体に大きく区分できる。下見谷層中に分布する岩体は花こう岩類と斑れい岩類からなり、数mから数10m程度の中のものが多い。夜久野北帯の岩体は巾2kmのよく連続する岩体で、主に花こう岩類からなるが、大江町河守には斑れい岩・角閃岩・片麻岩で構成される河守変成岩が分布する。舞鶴層群中に分布する岩体も下見谷層中のものと同様に小規模であり、一部斑れい岩類も存在するが多くは花こう岩類である。夜久野南帯は巾3～5kmのよく連続する岩体で、石渡(1978)によってオフィオライトとされた。

夜久野花こう岩類

鈴木(1982a)が概略的に示したように、夜久野北帯を中心とする花こう岩類の活動は、造構運動場の移動など舞鶴帯の造構史上重要な位置をしめ、造構運動の実体を明らかにするうえで重要な手がかりとなっている。それらを考察する材料となる観察結果を以下に述べる。

1. 岩石

京都府北部における岩石記載は猪木ほか（1961・1965）によってすでになされているが、ここでは岩相による分布および産出の傾向を加えて略述する。夜久野花こう岩類は同一岩体内でも組成・組織の変化が著しい。組成は花こう岩質のものから閃緑岩質のものまで、組織は等粒状のものから斑状のものまであり、さまざまな程度にカタクラサイト化している。組成が中間的であったり、破碎が著しいため岩石名を明確にできないものもあるが、代表的なものとして花こう岩・石英閃緑岩・石英斑岩および珪長岩があげられる。

a) **花こう岩**；主に石英・斜長石・カリ長石からなり等粒組織をなしている。一般にカタクラサイト化しているため圧碎に弱い有色鉱物はこまかく破壊されて正確な量を知ることにはできないが、破碎の弱いものでも数%以下である。有色鉱物はもともと黒雲母が主であったと考えられるが、ほとんど変質して緑泥石や緑れん石になっている。花こう岩は一般に下見谷層中の小岩体として産し、花こう岩類の中にしめる割合は小さい。夜久野北帯の一部（岡田由里）にもまれに産す。（第2図の4・5）

b) **石英閃緑岩**；等粒組織で石英・斜長石・有色鉱物からなっている。カリ長石はほとんどまったく存在し

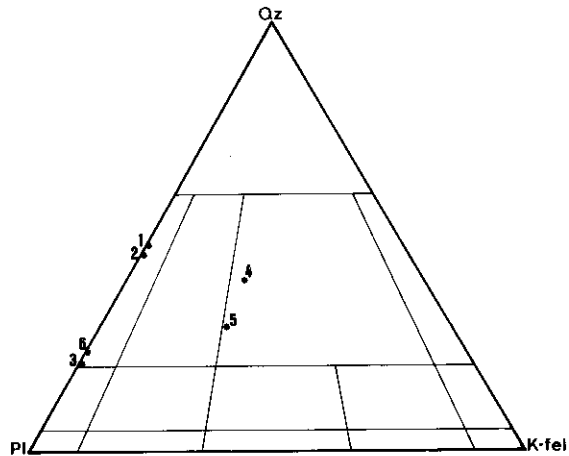
ない。有色鉱物は全体の10%程度であり、多くは角閃石からなり一部雲母も観察される。これらの多くは変質して緑泥石や緑れん石になっている。夜久野花こう岩類のほとんどがこの石英閃緑岩であり、特に夜久野北帯の大半はこの岩石からなっている。（第2図の1・2・3・6）

c) **石英斑岩および珪長岩**；珪長質の微晶の集合からなり、石英の斑晶を伴うものが多い。基質には急冷組織であるスフェルライトが観察される。この岩石は圧碎はほとんどうけておらず、あっても弱い。大きな岩体の周縁又は脈状に分布するレンズ状の小岩体として産し、特にサンプルサイズの岩体はこの岩石からなる。

2. 産状

夜久野花こう岩類の産状については、主なものとして秀（1963）・広川ほか（1954）・猪木ほか（1961・1965）による記載がある。しかし花こう岩類は一見堆積性あるいはテクトニックな印象をうける特異な産状を呈しており、これまでの報告ではふれられていない。ここでは花こう岩類と周囲の地層とは貫入関係であるという結論に達したが、そのデータおよび論拠を露頭・サンプル・鏡下および地質図のスケールでの観察をもとに述べる。

a) **露頭での観察**；花こう岩類と周囲の地層との関係を明らかにするには両者の境界部の観察が不可欠である。第3図は夜久野北帯の花こう岩体*と舞鶴層群中部層が接する部分の露頭スケッチで



第2図 夜久野花こう岩類の組成

Qz；石英，Pl；斜長石，K-fel；カリ長石，
1～6の採取地は第1図に示す。

* 花こう岩・石英閃緑岩・石英斑岩・珪長岩の岩体あるいはそれらの複合岩体をここでは一括して花こう岩体とよぶことにする。

ある。この図より北側が花こう岩体で手前の南側が舞鶴層群である。夜久野花こう岩体の周辺部は、図で示したようにレンズ状の小岩体が泥質岩中にはさまれた産状をなす。レンズ状の小岩体は珪長岩からなり、レンズの走向傾斜は $N50^{\circ}E, 30^{\circ}N$ を示す。レンズ状岩体と周囲の泥質岩の厳密な境界面は露頭で明らかにしにくく、みかけは漸移的であり、岩体との境界部の泥質岩は巾10cm程度ホルンフェルス様になりがちになっていることがある。また岩体の周囲の泥質岩は破碎をうけていない。

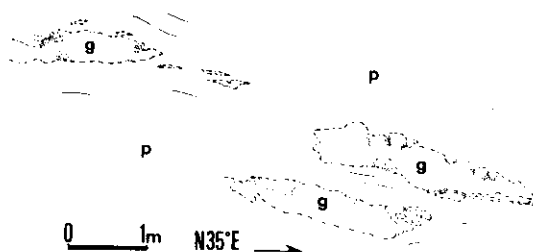
夜久野北帯の花こう岩体とそれより北側の下見谷層との境界は岡田由里で観察でき、ここも第3図と同様の産状である。このレンズ状岩体の走向傾斜は $N70^{\circ}E, 70^{\circ}N$ で夜久野北帯ののびの方向と調和的である。

舞鶴層群や下見谷層中の夜久野花こう岩類は第3図のような小岩体が並んで配列し、脈状に分布するものが多い。そのような小岩体には第4図に示したような小型の花こう岩も多く、産状は堆積性の礫によく似る。しかし岩体の中央は粗粒で周縁ほど細粒化し急冷周縁相状になっている。岩体と周囲の泥質岩の境界面は不明瞭で、境界はおうとつが著しいものが多い。このような礫状～レンズ状の小岩体は泥質岩中のみならず緑色岩中にもしばしば観察され

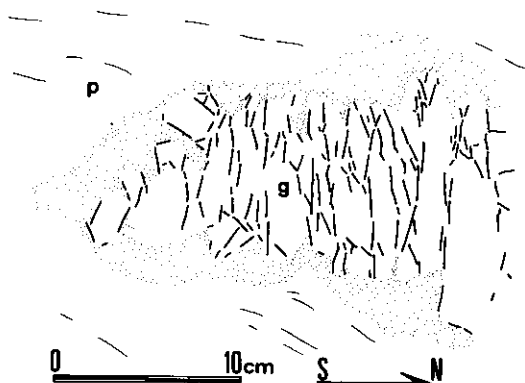
(第5図)るほか、夜久野北帯にとりこまれたゼノリス(輝緑岩)の中(岡田由里)にも存在する。緑色岩中の花こう岩体も第5図に示すように泥質岩中のものと同様の産状を示す。

b) サンプルでの観察:こぶし大以下の小岩体(石英斑岩又は珪長岩)の断面は第6図のようになっている。周囲の泥質岩との境界はジグザグにいりこんでおり、これが露頭で境界がはっきりしない原因の一つであろう。岩体の形もまるみをおびたものより、とがったりくびれたりするレンズ状のものが多い。周囲の泥質岩には岩体ののびの方向と調和的に走る特徴的な割れ目が発達しているが、これはよく湾曲し泥質岩を破碎するほど強くはない。鏡下ではこの面にそって二次鉱物が観察される。

c) 鏡下での観察:第7図は第6図の一部を鏡下で観察したスケッチである。石英斑岩の基質には急冷組織であるスフェルライトが発達している。基質の一部(第7図の点々の部分)はさらに微晶の集合からなり、組織が不明確で、二次鉱物(緑泥石など)が形成されている。この部分は周囲



第3図 夜久野北帯の花こう岩体と舞鶴層群中部層との境界の露頭
五老岳登山道ぞい。位置は第1図に示す。P:泥質岩,g:珪長岩



第4図 下見谷層中の花こう岩レンズ
岡田由里、位置は第1図に示す。P:泥質岩,g:花こう岩,点々は細粒部

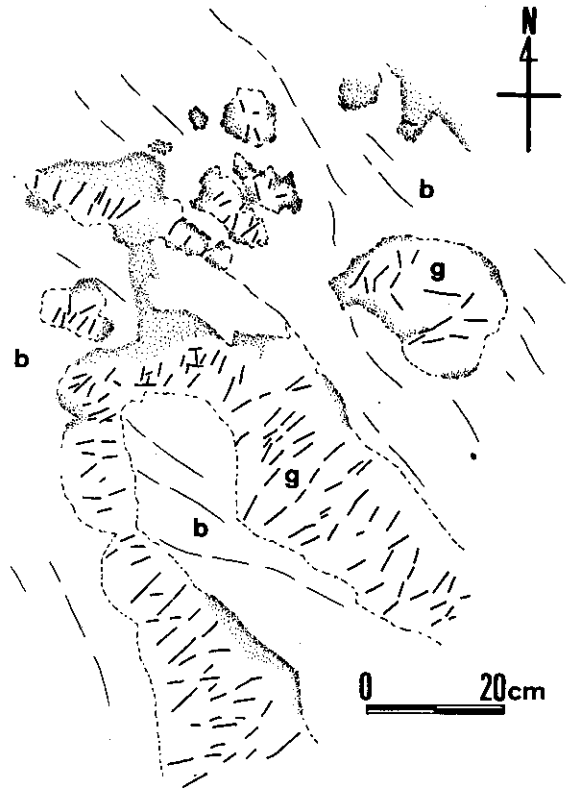
の泥質岩との境界に多いが、規則的な分布はしていない。特にこの部分と泥質岩の厳密な境界は鏡下でも明瞭でない。一般に境界部はおうとつが著しく、周囲の泥質岩がくさび状にはいりこむことが多い。また岩体の一部が岩体から分離して泥質岩中に浸み出たようになったものもある。

花こう岩体の周囲の泥質岩はそれよりさらに周囲の泥質岩と比較して葉片状鉱物の発達が強。しかしスレート劈開の組織は岩体の周囲ではみえにくく、ほとんど認められない場合もある。スレート劈開の形成が岩体の形成より後の場合、スレート劈開は岩体の周囲や岩体と岩体のすき間に集中するはずであるが、岩体周囲のスレート劈開の産状は、泥質岩がホルンフェルス化をうけて劈開の組織がみえにくくなり、二次鉱物が成長する現象と類似する。すなわち花こう岩体はスレート劈開形成後にできたもので、周囲に弱い熱の影響をおよぼしたと考えられる。

第5図に示した緑色岩中の小岩体の周縁には、凝灰岩の組織が残った部分が観察される。この事実は広川ほか(1954)が花こう岩体の周囲に珪化が観察されるとした報告を裏づけるものと考えられる。

d) 地質図スケールでの観察：夜久野花こう岩体の地質構造上の位置について地質図をもとに述べる。第8図は舞鶴層群中に脈状に分布する花こう岩体周辺の地質図および断面図である。この岩体はこれまで示したような小岩体の集合であり走行傾斜は $N80^{\circ}E, 80^{\circ}N$ で、舞鶴帯の構造方向と調和的である。周囲の舞鶴層群は褶曲しており、軸面に平行なスレート劈開が形成されている。スレート劈開は図中では $N70^{\circ}E \sim N80^{\circ}W$ で北に $50^{\circ} \sim 80^{\circ}$ 傾斜でほぼ一定している。岩体より南側の地層は南傾斜又はスレート劈開より急な北傾斜で、いずれも南上位を示し背斜の南翼にあたる。一方岩体より北側の地層はスレート劈開よりゆるく北傾斜であり背斜の北翼に相当する。すなわち岩体を境に背斜の南翼から北翼に急に変化しており、背斜の軸部(層理面の傾斜がゆるくなる部分)が欠如している。またこの岩体を中心にして岩相が非対称であること、この岩体が上部層および中部層のいくつかの層準を切っており同一層準にはこないことも考えあわせると、この岩体は断層の位置にあるといえる。

夜久野北帯は舞鶴層群とそれより下位の下見谷層の境界に位置するが、下見谷層から舞鶴層群下部層・中部層の各層準と接している。夜久野北帯も地質構造からみると断層の位置にあると推定で



第5図 緑色岩中の花こう岩レンズ
吉田。位置は第1図に示す。b；
塩基性凝灰岩，g；花こう岩，
小さいものは珪長岩

きる。

以上の例から夜久野花こう岩類の火成活動と断層とは関連があると考えられる。

e) 産状についてのまとめ: a) から d) で述べた観察から夜久野花こう岩類と周囲の地層は貫入関係であると考えられるが、その根拠として1) 花こう岩体と周囲の地層との境界には珪長岩～花こう斑岩が多く、それらには急冷組織が観察されること、2) 花こう岩や石英閃緑岩の小岩体では周縁にむかって細粒化が観察されること、3) 岩体の周囲の泥質岩は巾10cm以下であるが弱い熱の影響がみられること、4) 岩体と周囲の地層の境界面は不明瞭で、岩体の周縁で周囲の地層を交代したと考えられる組織がみられること、の4点があげられる。

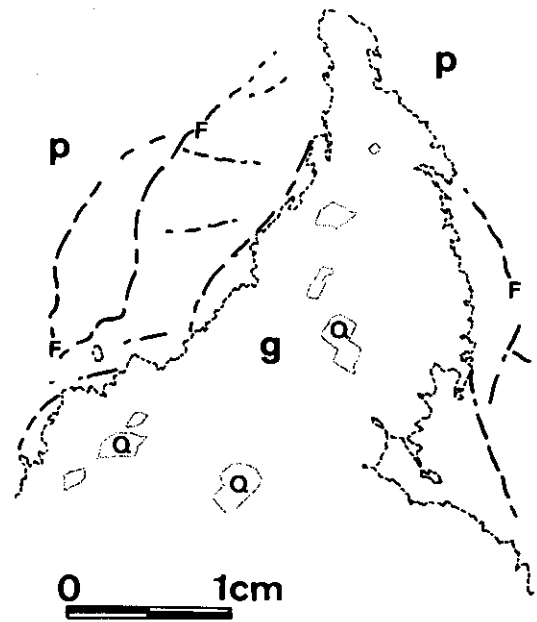
小岩体の産状は堆積性の礫と類似しているが、堆積性であることを否

定する根拠として、1) 岩体と周囲の地層との境界面が不明瞭で、おうとつが多いこと、2) 岩体の形態が変化に富み枝分かれたりすること、3) 岩体は泥質岩のみならず緑色岩やゼノリス（輝緑岩）中にも同様の産状で存在すること、4) 岩体付近には花こう岩類以外の岩相の礫がまったくないこと、5) 第8図に示したように小岩体の集合である岩脈（堆積性であれば礫岩層）はいくつもの層準を切り同一層準中に連続しないこと、6) このような岩脈は下見谷層から舞鶴層群のいくつかの層準にあり、これらを礫岩層と考えた場合、周囲の層相や砂岩組成から考えられる古環境とはまったく異質で不調和であること、の6点が考えられる。

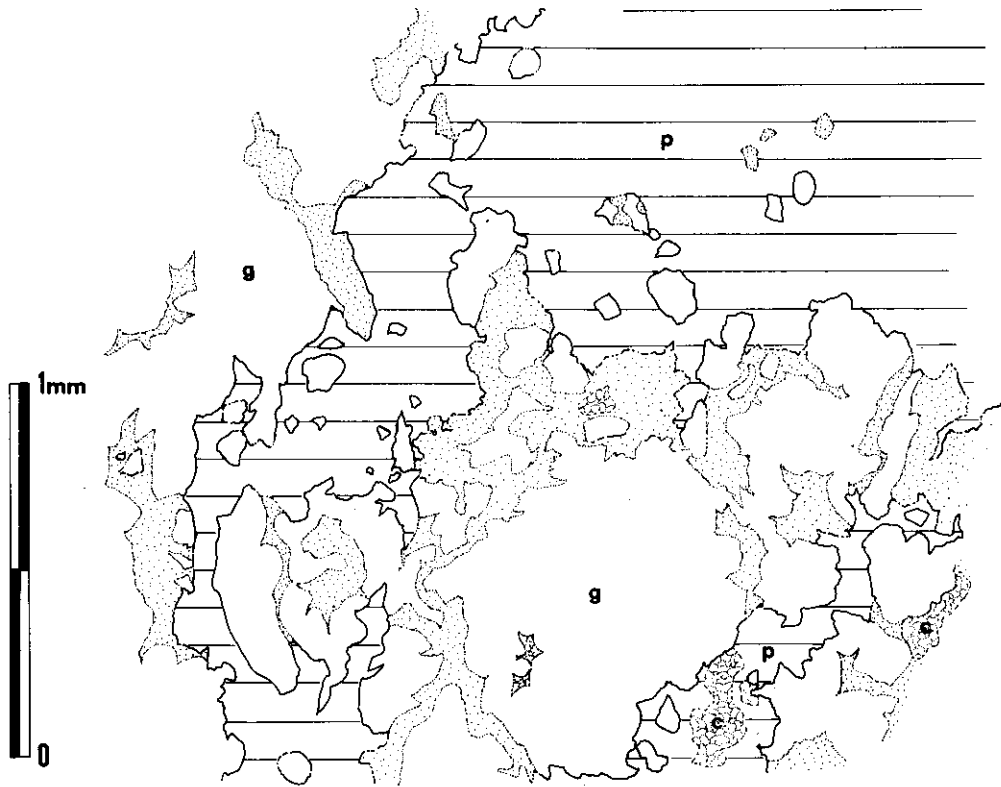
また夜久野花こう岩類がテクトニックな作用のみによって現在の位置にもたらされたとした場合、以下の点で不適当である。それは1) 岩体と周囲の地層との間に破碎帯があまりみられず、あっても局地的で夜久野花こう岩類の活動とは無関係のものと考えられること、2) 岩体およびその周囲に強い剪断を示すような面構造がないこと、3) 岩体と周囲の地層との境界面は平面でなくおうとつが著しいこと、の3点である。

3. 貫入時期

これまで夜久野花こう岩類の貫入時期は猪木ほか（1961）・中沢（1961）ほかによる、舞鶴層群堆積後、三疊系堆積以前の二疊紀末であるという見解が有力であった。しかし舞鶴層群中に夜久野岩類（花こう岩類を含む）に対比できる礫がみいだされていた（加納1961・加納ほか1961）ことから、夜久野花こう岩類の活動史（活動時期および場）について問題が残っていた。その後鈴木ほか（1982）をはじめ舞鶴層群の層序と地質構造のみなおしがなされ、その成果をもとに夜久野花こう岩類の活動時期および活動した場の再検討が鈴木（1982a）によって概略的になされた。こ



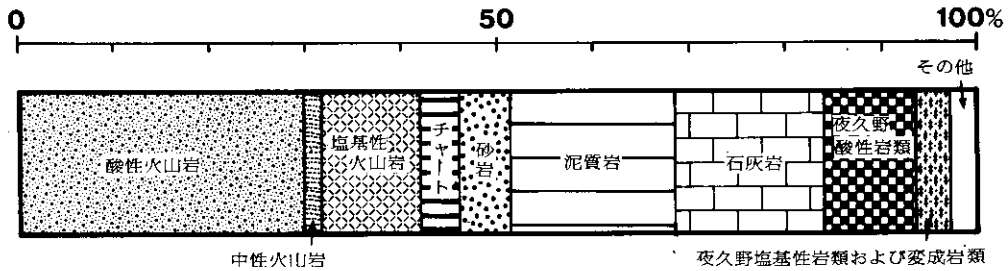
第6図 夜久野花こう斑岩の小レンズ
落谷北方。位置は第1図に示す。
P; 泥質岩, g; 花こう斑岩, Q;
石英の斑晶, F; 破断面



第7図 鏡下における石英斑岩と泥質岩の境界部
第6図の一部を拡大。P：泥質岩，g：
花こう斑岩，C：緑泥石

ここでは鈴木（1982a）で示した結果をデータを追加して説明する。

a) 礫から考えられる貫入時期：夜久野北帯の河守変成岩や花こう岩類に対比できる礫（片麻岩・角閃岩・圧砕花こう岩）が舞鶴層群中に存在することが加納（1961）・加納ほか（1961）によって報告されていた。しかし問題の礫を含む地層の層準が明らかでなかったため、その礫がどの時代からはいってくるようになったか詳しくは不明であった。鈴木（1982a）は大江町落合から新たにざぐる石黒雲母片麻岩の礫をみだし、またその礫岩の層準が舞鶴層群上部層であることを示した。上部層の礫岩は酸性～塩基性火山岩・泥質岩・砂岩・チャート・石灰岩のほか圧砕花こう岩～石英閃緑岩・輝緑岩・斑れい岩・角閃岩・片麻岩の礫からなっている。このうち圧砕花こう岩よりあとに示した岩石は夜久野北帯の花こう岩類と河守変成岩を構成している岩石の組合せそのものであり、岩石も対比できる。第9図は大江地域公庄～蓼原周辺の上部層中の礫岩8サンプル合計893個の礫組成である。これら8サンプルはそれぞれ礫組成の変化が大きく、夜久野岩類に対比できる礫をほとんど含まないものから50%近く含むものまでさまざまであるが、全体をまとめると第9図のように夜久野酸性岩類が9.4%，夜久野塩基性岩類～変成岩類が3.6%（輝緑岩0.6%・斑れい岩1.2%・角閃岩0.6%・片麻岩1.3%）である。中部層中には礫岩がはさまれるが、夜久野北帯の岩石に対比できる礫はみだされていない。中部層中の酸性～塩基性の貫入岩礫は夜久野北帯より北方の酸性～塩基性火成岩体から由来したものであろう。



第9図 舞鶴層群上部層の礫岩の礫組成
礫は公庄～蓼原で採取

以上の礫のデータから夜久野北帯の岩石は舞鶴層群上部層堆積時にはすでに貫入し（河守変成岩は断層によって上昇）侵食を受けていたといえる。

b) 貫入関係から考えられる貫入時期：下見谷層に貫入している岩体・夜久野北帯の岩体・中央帯の舞鶴層群に貫入している岩体の3つにわけて花こう岩類の貫入時期を考える。下見谷層に貫入している花こう岩体は規模が小さく地質図に示されるものは少い。それらの小岩体は下見谷層の異なるいくつかの層準に貫入しているが、下見谷層を不整合におおう志高層群（三疊系）には貫入していない。猪木ほか（1961）の地質図には志高層群に貫入している可能性を示しているが、問題の小田内の夜久野花こう岩は志高層群に断層ではさみこまれている下見谷層の緑色岩に貫入しており、直接志高層群には貫入していない。下見谷層が中・下部二疊系であるので貫入時期は中期二疊紀以後の三疊系堆積以前である。

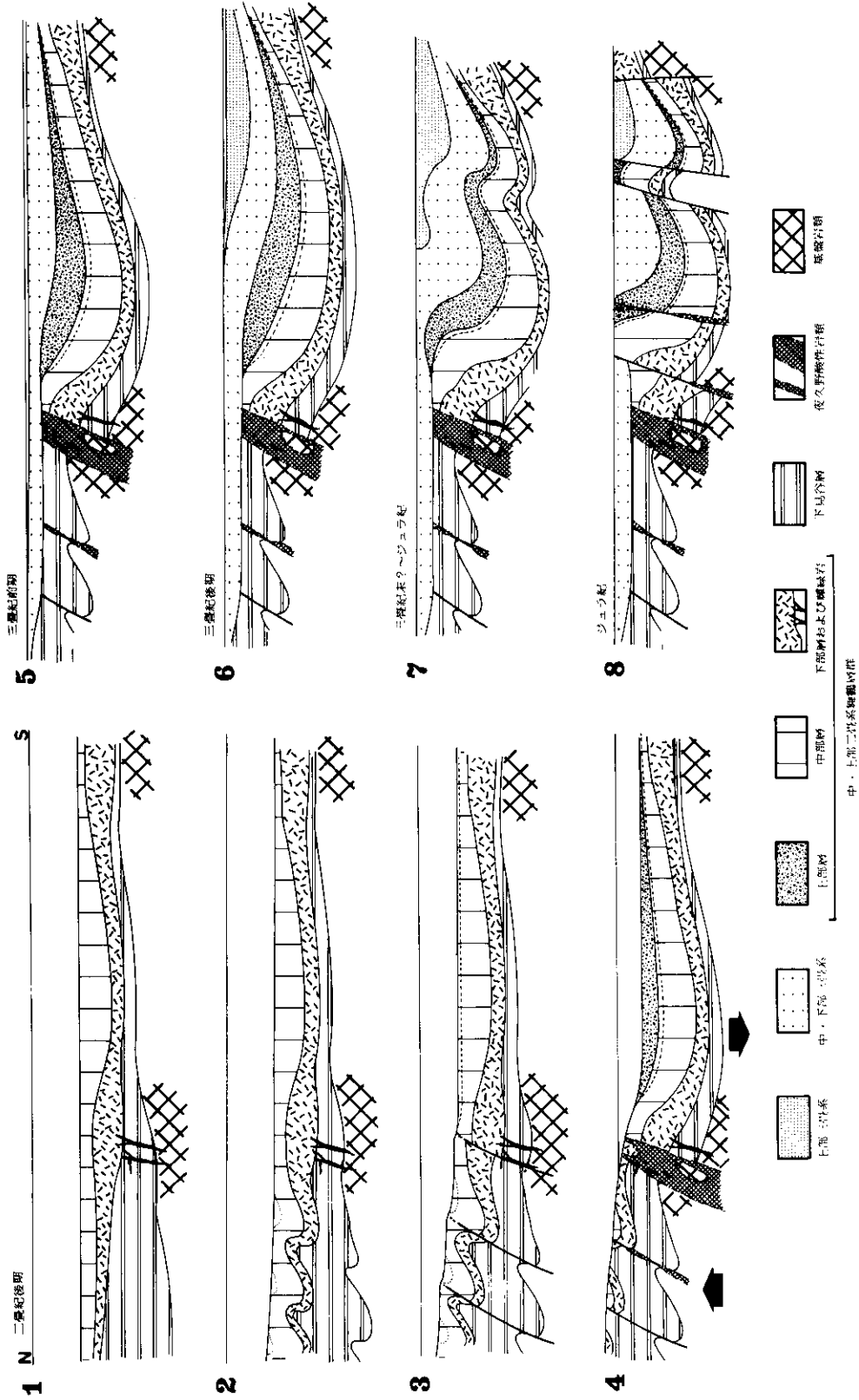
夜久野北帯の岩体は北側では主に下見谷層と、南側では舞鶴層群下部層・中部層と貫入関係で接し、志高層群に不整合でおおわれる。舞鶴層群上部層と夜久野北帯の岩体とは接しておらず、先述したように上部層の礫岩から夜久野北帯を構成する岩石の礫がみいだされることから、貫入時期は舞鶴層群中部層と上部層の境界の時期と考えられる。

中央帯の舞鶴層群中の花こう岩体は下部層・中部層のほか上部層にも貫入している。第8図から読みとれるようにこの岩体は縦走断層系の断層（鈴木，1982b）にそって貫入していることから、貫入時期はこの断層形成後又は直後のおそらくジュラ紀と考えられる。

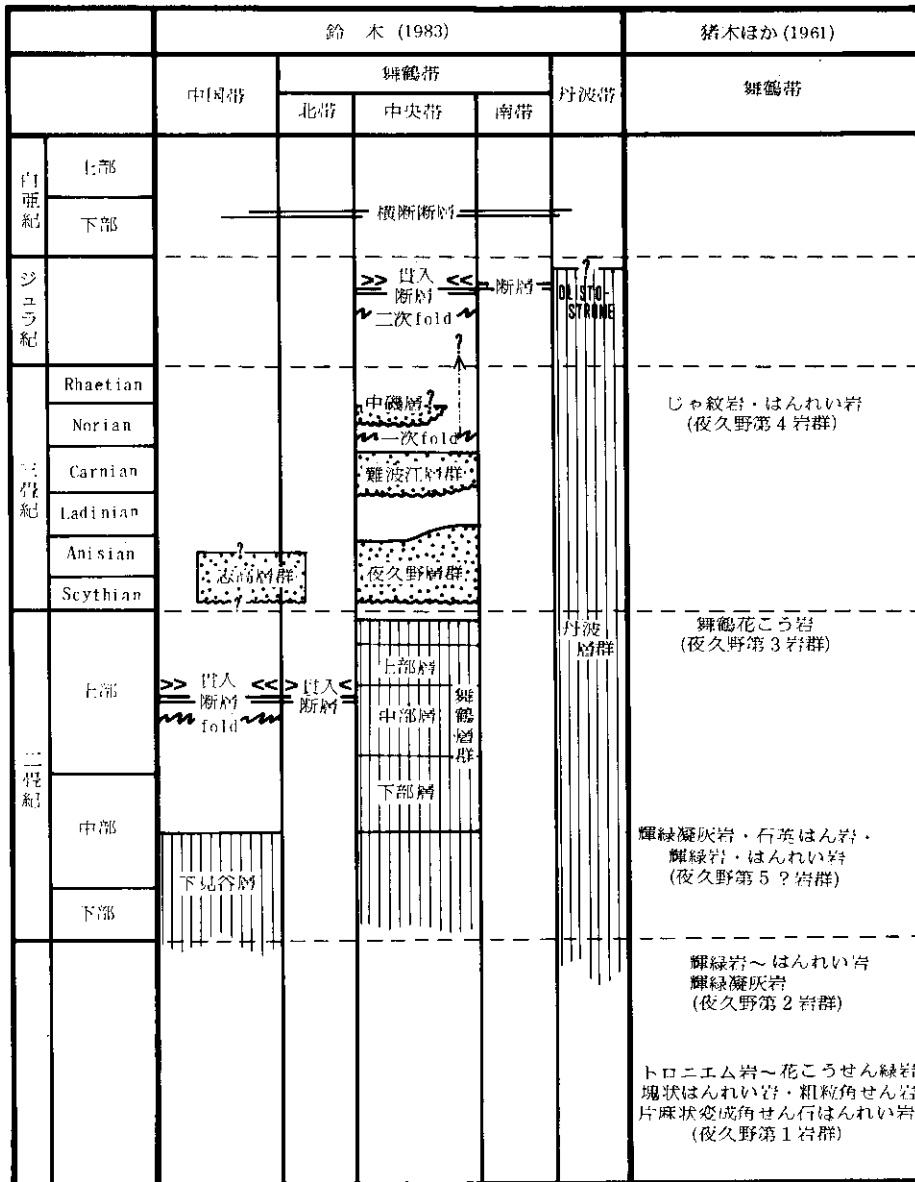
貫入機構についての考察

夜久野花こう岩類と周囲の地層とは貫入関係にあること、貫入はスレート劈開形成後（褶曲形成後）であること、断層に相当する位置に貫入していることをすでに述べたが、このことは夜久野花こう岩類が周囲の地層が褶曲変形した後に形成された断層にそって貫入したことを示す。岡田由里ではゼノリスと花こう岩類がほぼ同量の関係にあり、この産状は緑色岩および泥質岩中に花こう岩質岩の小岩体が数多くはいたためと考えられている（猪木ほか，1965）。このことと岩体が不均質であること、周囲にあたえた熱の影響が非常に弱いことから夜久野北帯の岩体は小規模な貫入の積み重りによって形成されたものと考えられる。夜久野花こう岩類は舞鶴帯の構造方向と調和的に分布するが、縦走断層（鈴木，1982b）に対して調和的貫入であって、地層に対しては非調和な貫入である。

次に舞鶴帯の地質構造発達史における夜久野花こう岩類の役割に着目し、その面から貫入機構について考察する。第10図は舞鶴帯周辺の地史を志高付近を通る南北断面で模式的に表した図である。



第10図 舞鶴帯周辺の地質構造発達史概念図



第11図 夜久野花こう岩類の活動 (“貫入”で示す) と他の地質体および造構作用との時空間的關係

夜久野北帯の岩体が貫入するのは第10図の3と4の間で、舞鶴層群上部層と中部層の境界の時期である。第10図の3から4の時期における着目すべき事実としては、1) 夜久野北帯より北側は褶曲および断層が形成されているが南側はほとんど変形していないこと、2) 夜久野北帯より北側には舞鶴層群上部層相当層 (*Lepidolina kumaensis* を産する) はなく、すでに後背地化したと考えられること、3) 夜久野北帯に由来する礫が舞鶴層群上部層中からみいだされること、4) 上部層は主に淘汰の悪いグレイワッケ砂岩 (含礫泥岩様の礫岩・砂岩を伴う) からなり、海流などで淘汰

をうける間もなく次々に厚く堆積したと考えられること、5) 上部層の北部のほうが南部より層厚が著しく大きく、北部が強く沈降したことが示されること、の5点があげられる。すなわち褶曲や断層運動を伴って上昇している場と強い沈降域として堆積のさかんな場の境界に夜久野北帯が位置している。夜久野花こう岩類は上昇場と沈降場の境界に位置する深部裂かんにそって貫入してきた火成岩であるといえる。貫入してくる過程としては、第10図3の段階で北傾斜の逆断層が形成され、その後上盤側(北側)の上昇と下盤側(南側)の沈降が著しくなったために断層が開口し、それにそって花こう岩類が貫入し、河守変成岩がもちあげられてきたというプロセスが考えられる。ジュラ紀に中央帯に貫入する脈岩は夜久野北帯と同様な機構で舞鶴帯の変動時に貫入したものであろう(第10図の8)。

まとめとして夜久野花こう岩類の活動と他の地質体および造構作用との時空的関係を第11図に示した。

謝 辞

本研究を進めるにあたって広島大学理学部長谷見教授、沖村雄二助教授、原郁夫助教授、鈴木盛久博士には終始御指導いただいた。構造地質研究会会員ならびに広島大学理学部地質学鉱物学教室岩石学講座の研究生・院生の方々には多くの貴重な御教示・御討論をいただいた。これらの方々に厚くお礼申しあげる。

文 献

- 秀 敬, 1963: 笠岡福山地方における基盤岩類の地質構造と圧碎花崗岩類の産状. 広島大学地学研究報告, 12, 195~212.
- 広川 治・東郷文雄・神戸信和, 1954: 5万分の1地質図幅「大屋市場」, および同説明書. 地質調査所.
- 猪木幸男, 1959: 舞鶴付近のいわゆる“夜久野岩類”について. 地質調査所月報, 10, 1053~1061.
- Igi, S., 1973: The Metagabbros and Related Rocks of the “Yakuno Complex” in the Inner Zone of Southwest Japan. 地質調査所報告, No. 248, 1~39.
- 猪木幸男・黒田和男・服部 仁, 1961: 5万分の1地質図幅「舞鶴」, および同説明書. 地質調査所.
- , 1965: 5万分の1地質図幅「大江山」, および同説明書. 地質調査所.
- 石渡 明, 1978: 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. 地球科学, 32, 300~310.
- 加納 博, 1961: 舞鶴地帯の2, 3の礫岩にみられる“ポーフィロイド”様片麻岩礫とその起源. 地質雑, 67, 49~57.
- ・中沢圭二・志岐常正, 1961: 礫岩からみた舞鶴地帯の二疊紀後背地の展望. 地質雑, 67, 463~475.
- 光野千春, 1965: 中国地方東部の“いわゆる夜久野侵入岩類”について. 広島大学地学研究報告, 14, 317~330.
- 中沢圭二, 1961: 夜久野地域のいわゆる夜久野貫入岩類. 横山次郎教授記念論文集, 149~161.
- 鈴木茂之, 1982 a: 舞鶴地帯の造構作用. 構造地質研究会誌, No. 27, 155~165.
- , 1982 b: 舞鶴地帯の断層. 構造地質, No. 28, 47~60.
- ・杉田宗満・光野千春, 1982: 舞鶴地域における舞鶴層群の層序と地質構造. 地質雑, 88, 835~848.