

京都府和東地域の低変成度領家変成岩

竹内圭史* 王 革凡**

Keiji TAKEUCHI and Ge-Fan WANG (1999) The low-grade Ryoke metamorphic rocks in the Wazuka district, Kyoto Prefecture, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 50 (8), p. 527-534, 4 figs., 1 table.

Abstract: The low-grade Ryoke metamorphic rocks which gradually changes into the Tamba Belt are distributed in the Wazuka district, Kyoto Prefecture, central Japan. The protolith is composed of mudstone, chert, small amount of sandstone, and lenses of greenstone and limestone. These strata dip steeply north or south. The sedimentary sequences from chert through siliceous mudstone to mudstone are considered to represent the oceanic plate stratigraphy. The directions of top strata and sedimentary structures of sandstone laminae suggest that closed folds with a half wave-length of several hundred meters to two kilometers developed in the Ryoke metamorphic rocks. The protolith are lithologically divided into two units. The northern unit is regarded to be the Type II Suite of the Tamba Belt, while the southern unit regarded to be the Type I Suite.

The Ryoke metamorphic rocks are divided into four mineral zones for the pelitic rocks; chlorite, transitional, chlorite-biotite, and biotite. The appearance of biotite in pelitic and psammitic rocks shows that biotite isograds can not be defined as a definite line. The contact aureoles of the Ryoke granitic rocks are much wider than previously regarded. For example, the maximum width of the Yagyu granite aureole exceeds 2km.

要 旨

京都府南部の和東地域には丹波帯から漸移する低変成度領家変成岩が分布する。原岩は泥岩・チャートおよび少量の砂岩からなりわずかに緑色岩・石灰岩を含む。原岩はWNW-ESE~E-W走向で北または南に急傾斜する。チャートから珪質泥岩をへて泥岩に漸移する岩相層序と堆積構造による上下判定の資料から、領家変成岩全体に半波長数百m-2kmの閉じた褶曲構造が存在すると推定される。原岩は岩相から2ユニットに区分でき、北側のユニットは丹波帯II型地層群に、南側のユニットはI型地層群に対比される可能性が高い。

領家変成岩は主に泥質岩での黒雲母の出現状況により緑泥石帯・漸移帯・緑泥石-黒雲母帯及び黒雲母帯に分類される。黒雲母の出現には泥質岩・砂質岩とも試料ごとの差があり、明瞭な黒雲母アイソグラッドは認定されず幅2kmの漸移帯が認定される。領家花崗岩類の接触変成帯は従来の認定よりかなり幅が広く柳生花崗岩では最大で2kmを超える。

1. はじめに

領家変成帯はその北縁で美濃-丹波帯の非変成堆積岩類に漸移する。その様子は中部地方高遠地域・近畿地方

笠置地域・中国地方柳井地域の3地域で観察される(小野, 1977; 中島, 1960; 東元ほか, 1983)。そのうち京都府南部の笠置地域では、中島(1960)により領家変成帯の概要が明らかにされたのち、北半部の和東地域でWang *et al.* (1986)・Wang (1989)が弱変成岩の変成岩岩石学的研究を行って変成分帯と変成作用の解析がなされた。しかし、領家変成岩の原岩の岩相分布や地質構造についてはこれまで詳しい報告がなく、変成鉱物の詳しい面的分布についてもWang *et al.* (1986)では検討されていなかった。

本論文では、和東地域の領家変成岩の原岩の岩相分布を詳しく調査し地質構造について検討した。また、変成鉱物の面的分布に基づき領家変成作用及び接触変成作用について検討した。

2. 地質概説と研究史

2.1 地質概説

研究地域は、京都府南部の相楽郡和東町から綴喜郡宇治田原町にかけての地域である(第1図)。京都府南部から奈良県北部にかけての笠置地域には領家変成岩が広く分布しており、本研究ではそのうち木津川以北の低変成度の領家変成岩が分布する和東地域を扱った。和東

Keywords: Ryoke Metamorphic Belt, Tamba Belt, Kyoto Prefecture, Kasagi, Wazuka, pelite, biotite isograd, chlorite, contact aureole

*地質部 (Geology Department, GSJ)

**中華人民共和国 (P. R. China)

地域周辺の地質図としては、中島 (1960)・Yoshizawa *et al.* (1966) のほか、5万分の1 表層地質図 (京都府農林部耕地課, 1983; 滋賀県・京都府, 1982) がある。

和東地域に分布する領家変成岩は、主に泥岩・チャート原岩とする黒雲母粘板岩・千枚岩からなる。地層はおおむね WNW-ESE ないし E-W 走向で北ないし南に急傾斜している。領家変成岩は北方へ丹波帯の非変成堆積岩に漸移する。南は木津川断層系により隔てられて、より高変成度の珪線石片麻岩帯となる (中島, 1960)。

領家変成岩の東側・南側には領家花崗岩類が分布する (中島, 1960)。東側は柳生花崗岩、南側は木屋花崗岩、南西側は井手南花崗岩および大峰花崗閃緑岩であり、いずれも変成岩に非調和的に貫入し接触変成を与えている。柳生花崗岩は粗粒な角閃石黒雲母花崗岩で、東方および南方地域へ続く大きな岩体をなしている。木屋花崗岩は黒雲母花崗岩で一部は優白質花崗岩となる。湯谷山には領家変成岩がグループペンダントをなしている。井手南花崗岩は優白質な黒雲母花崗岩で本地域南西部に分布し、大峰花崗閃緑岩は西部に小規模に分布する。

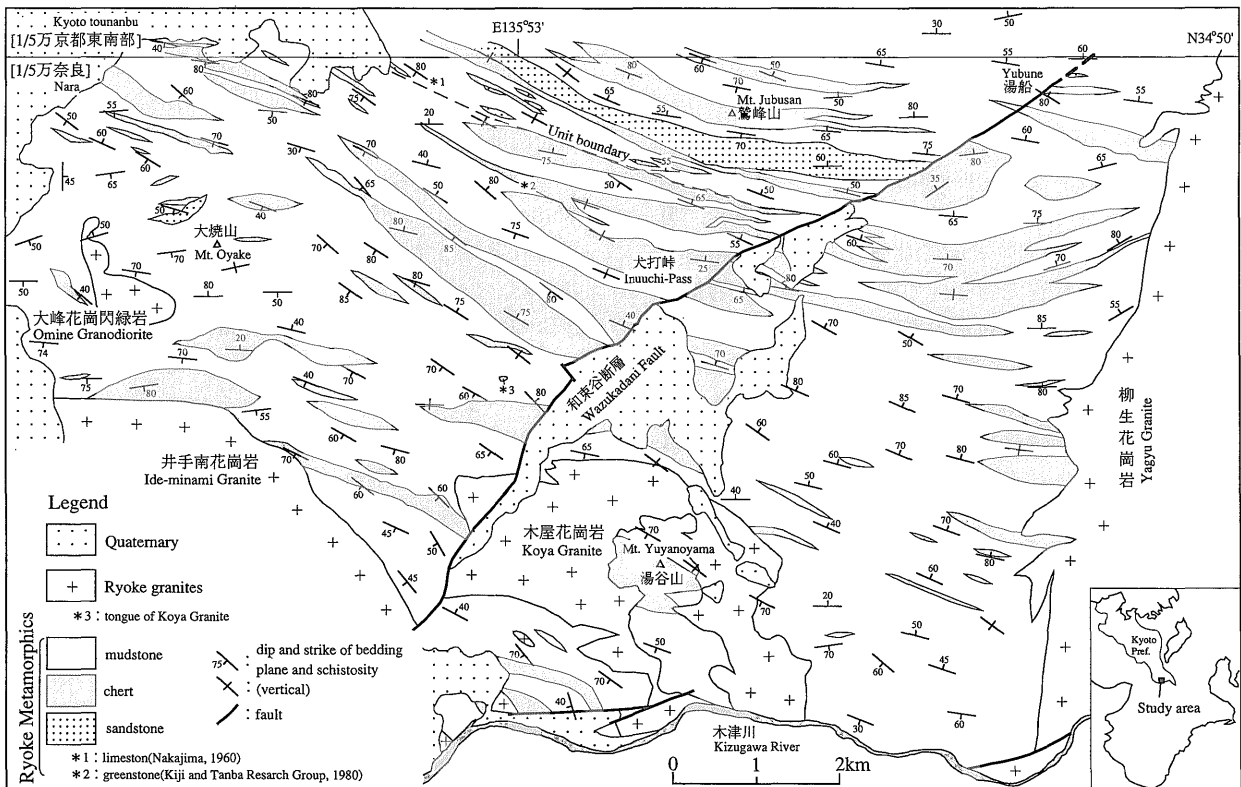
これらのほか、本地域の中央部や西縁には大阪層群を主とする第四系が分布している。

本地域中央には NE-SW 走向の和東谷断層が通っている。和東谷断層は更新世に NW 側が最大280m 上昇した逆断層である (横田ほか, 1978)。

2.2 領家変成岩の研究史

笠置地域の領家変成岩についての研究は、石井 (1932) が7万5千分の1 地質図を作成したことに始まり、その後有田 (1949) は木屋花崗岩・柳生花崗岩の接触変成帯について報告した。

中島 (1960) は笠置地域の領家変成帯についての記載岩石学的研究を行い、地質の概要を明らかにした。中島 (1960) は木津川以北の和東地域を領家北縁帯と呼び、含黒雲母粘板岩帯・両雲母千枚岩帯に区分した。また、領家花崗岩類による接触変成帯を珪青石ホルンフェルス帯・珪青石カリ長石ホルンフェルス帯に区分した。井手南花崗岩による接触変成帯として珪青石ホルンフェルス帯、大峰花崗閃緑岩による接触変成帯として緑泥石珪青石ホルンフェルス帯・珪青石ホルンフェルス帯を区分した。中島 (1960) の研究成果は、Yoshizawa *et al.* (1966) の10万分の1 地質図としても刊行されるなど、今日でも研究の基盤と



第1図 和東地域の地質図。

みかけの地層の傾斜は中-北部で北へ、南部-西部で南へ急傾斜している。地域北部で砂岩の多い層準の南限を原岩のユニット境界とした。大阪層群・沖積層などの第四系は一括し、一部は地質図から省略した。

Fig. 1 Geologic map of the Wazuka district.

Strata in the central to northern area dip steeply north, while those in southern to western area dip steeply south. The unit boundary is defined as the southern limit of the occurrence of sandstone-rich lithofacies. The Quaternary (the Osaka Group, alluvial deposits etc.) is simplified and partly omitted.

してしばしば準拠されている。

Hara (1962) は笠置地域の領家変成岩の構造地質学的研究を行い、領家変成作用以前にチャートの小褶曲や鉱物面構造を形成した構造運動を丹波変形作用 (Tamba deformation) と呼んだ。

Wang *et al.* (1986) は、砂質岩と泥質岩の黒雲母アイソグラッドに注目して変成分帯を行ない、緑泥石帯・漸移帯・緑泥石-黒雲母帯・黒雲母帯の4帯に分帯した。鉱物組成を分析して黒雲母を生じる変成反応を考察したほか、白雲母のFe含有量(セラドナイト成分の量)が変成度の上昇につれて減少することを報告した。Wang (1989) は泥質岩中の炭質物の石墨化度について研究し、緑泥石帯から漸移帯を経て緑泥石-黒雲母帯へと変成度が上昇するにつれて石墨化が進み、緑泥石-黒雲母帯の上限、温度約410-430°Cで完全に石墨化することを報告した。また、王 (1985) は黒雲母帯低温部の泥灰岩からCa-Mn-Feザクロ石を報告している。

このほか、貴治 (1986) は和東地域西部で領家変成岩中に中性-苦鉄質の岩脈群の存在を報告している。

3. 原岩の岩相と地質構造

3.1 原岩の岩相

本研究では和東地域の領家変成岩全体について野外地質調査を行った。地質図を第1図に示す。

領家変成岩の原岩は、主に泥岩・チャートからなり少量の砂岩を含んでいる。北縁部では泥岩とともに含礫泥岩が卓越する。緑色岩・石灰岩は北部にごくわずかに分布するのみである。

泥岩は暗青色-黒色で、一般に層理に平行に粘土鉱物が配列して面構造をなしている頁岩である。泥岩にはしばしば灰色のシルト-極細粒砂の葉理-薄層が挟在し、級化成層・斜交葉理などの堆積構造が観察されることがある。一部では変形した砂岩レンズを含む泥質混在岩もみられる。本地域北部では泥岩中にしだいに含礫泥岩が挟在するようになり、鷲峰山じゆうほうさんを通して東西に延びるチャート層から北側は主に含礫泥岩からなる。含礫泥岩中の岩塊は径数mm-10cmで砂岩・チャートのほか緑色岩・石灰岩がみられる。

チャートは本地域北半部で多く南半部で少ない。暗青灰色の層状チャートからなり、泥岩中に厚さ20-500mのレンズ状の分布をしている。チャートと泥岩はしばしば両者が側方へ指交しているかのような形態を示し、これは複数のチャート岩塊が構造的に累重しているものと解釈される。層状チャートから厚さ約5-10mの珪質泥岩を経て泥岩へと連続的に漸移する岩相層序がしばしば観察される。チャートにはまれに波長数十cmの褶曲がみられる。

砂岩は厚さ5-30mで塊状の中-粗粒砂岩である。泥

岩と漸移したり互層したりはせず、泥岩中のレンズ状岩塊として分布する。第1図では泥岩に伴って砂岩を多く含む岩相をまとめて砂岩として区分して示した。

緑色岩は貴治・丹波地帯研究グループ (1980) が報告したもののほか調査地域北部の3カ所で小分布が確認されたのみであり、石灰岩も調査地域北縁で中島 (1960)・八尾 (1968) が報告したもの以外には観察されなかった。

本地域の領家変成岩の原岩は、岩相の特徴に基づき大きく2つのユニットに区分できる (八尾, 1968)。本地域の大部分を占める南側のユニット (八尾 (1968) のB層) は、ほとんど泥岩・チャートからなり、砂岩・緑色岩はわずかで石灰岩は含まない。北側のユニット (八尾 (1968) のC層) は、泥岩・含礫泥岩・チャートのほか、かなりの量の砂岩と少量の緑色岩・石灰岩を含むことが特徴である。ただし、両ユニット境界の位置は必ずしも明確ではなく、砂岩卓越層準の南限 (京都府農林部耕地課, 1983) ならびに報告されている最も南の石灰岩 (中島, 1960) と、最も南の緑色岩 (貴治・丹波地帯研究グループ, 1980) とで約600mの差がある。本研究では、砂岩卓越層準の南限を重視してこれをユニット境界とする (第1図)。この境界は和東谷断層の東側では指標となる岩相が分布しないため確定できない。

3.2 原岩の地質構造

本地域で見られる層状チャートから珪質泥岩を経て泥岩へと漸移する岩相層序は、本地域北方の京都市東部地域の丹波帯で木村ほか (1998) が報告したものと類似している。この岩相層序は海洋プレート層序の一部であり、チャートが下位で泥岩が上位の層序関係を示すとされる (木村ほか, 1998)。ただしこれらの岩相層序の中には、チャート中に挟在する泥岩層などの海洋プレート層序によるものでない岩相変化が含まれている可能性もあり、その場合は上下判定には用いることはできない。しかし本研究の野外観察では、複数の起源を示唆するような岩相漸移の様式・層厚の多様性は識別されなかった。ここではすべての岩相変化を海洋プレート層序によるものとみなし上下判定に用いた。また、泥岩中に挟在する砂岩薄層の級化成層・斜交葉理から上下判定できる場合がある。本地域で確認されたこれらの上下判定の資料を第2図に、各地点での観察内容と上下判定の相対的な確実度を第1表に示す。

中島 (1960)・Hara (1962) も報告したように、変成により生じた黒雲母・白雲母・緑泥石など板状鉱物が平行配列する片理面は、一般に原岩の層理面に平行である。チャートの小褶曲の軸部では、微褶曲した層理面に対し片理面が高角度で交わっている。

接触変成帯以外の領家変成岩にはしばしば層理面に線構造が見られ、とくにチャートで明瞭である (中

第1表 地層の上下判定資料。

地点番号は第3図に対応。岩相の記号は、C:チャート, S:珪質泥岩, M:泥岩。露頭の状況で○印は連続的に観察できる露頭。確実度はAがもっとも確実でB, Cの順に不確実。一般的には完全な岩相層序が連続露頭で良く観察される場合をA, 岩相層序が部分的であるか露頭の連続性が不十分な場合をB, とともに不十分な場合をCとし、小断層の有無や部分的な観察条件の良否を加味して判定した。砂岩の堆積構造については地層全体の上下を代表しているか否かを判定した。

Table 1 Direction data of top strata.

Locality number corresponds to Fig. 3. Lithofacies are, C: chert, S: siliceous mudstone, M: mudstone. ○: continuous outcrop. Reliability is judged based on outcrop conditions, completeness of sequence, etc. A: most reliable, B: reliable, C: unreliable. Reliability of sedimentary structures is judged from whether it represents the top of the whole strata.

Locality number	Location of outcrops	Observed sequences/ sedimentary structures	Condition of outcrop	Reliability
1	城陽市中の東の沢	C-S-M	○	A
2	高塚山の東の沢	C-S-M	○	A
3	井手町大峰の道路	S-M	○	B
4	宇治田原町298m峰の南の沢	S-M	○	C
5	東谷新池の西の露頭	C-S-M	○	A
6	御林山の北の林道	C-S	○	B
7	御林山の東の林道	S-M	○	C
8	御林山の南の林道	C-S	○	C
9	同上	C-S	○	C
10	犬打川	C-S-M	○	B
11	掛谷の分岐点の県道	C-S-M	○	A
12	鷲峰山の西の林道	S-M	○	B
13	鷲峰山の南西の道路	C-M	○	B
14	滝の口川の道路	C-M	○	C
15	平の谷池の林道	C-S-M	○	A
16	滝の口川の道路	C-S	○	C
17	同上	S-M	○	B
18	和東町大正池の東の道路	C-S	○	C
19	井手町田村新田の道路	S-M	○	B
20	和東町犬打峠の西の林道	C-S-M	○	A
21	同上	C-S-M	○	A
22	同上	S-M	○	B
23	犬打峠の西の農道	S-M	○	B
24	三上山の北の林道	S-M	○	A
25	三上山の東の林道	C-M	○	C
26	原山の西の沢	S-M	○	B
27	原山の和東川	C-M	○	B
28	同上	C-S-M	○	B
29	同上	S-M	○	B
30	門前の東の沢	S-M	○	C
31	三ヶ岳の西の農道	C-M	○	B
32	釜塚の和東川	C-S	○	B
33	南川の林道	S-M	○	B
a	宇治田原町東谷新池の北の県道	grading of sandstone	○	A
b	犬打川の県道	grading and crosslamina	○	A
c	地福谷の道路	grading of sandstone lamina	○	A
d	同上	grading of sandstone	○	A
e	井手町大正池の北の道路	grading of sandstone lens	○	B
f	宇治田原町平の谷池の南の林道	grading of sandstone lens	○	C
g	井手町三上山の東の林道	grading of sandstone lamina	○	B
h	和東町柳田の和東川	crosslamina of sandstone	○	A

島, 1960; Hara, 1962). 線構造は小褶曲の褶曲軸である細密褶曲線構造が多く、一般にWNWないしW方向に10-20°プランジしている(第2図)。ほかに層理面と軸面劈開との交線も観察される。

3.3 地質構造とユニット区分についての考察

原岩の地質構造について考察する。中島(1960)は片理面の傾斜に基づき、木屋花崗岩の北縁に沿う和東背斜のほか井手町地域で2対の背斜・向斜構造を認定した。しかし第2図の資料は、地層の上下判定を行わずに片理

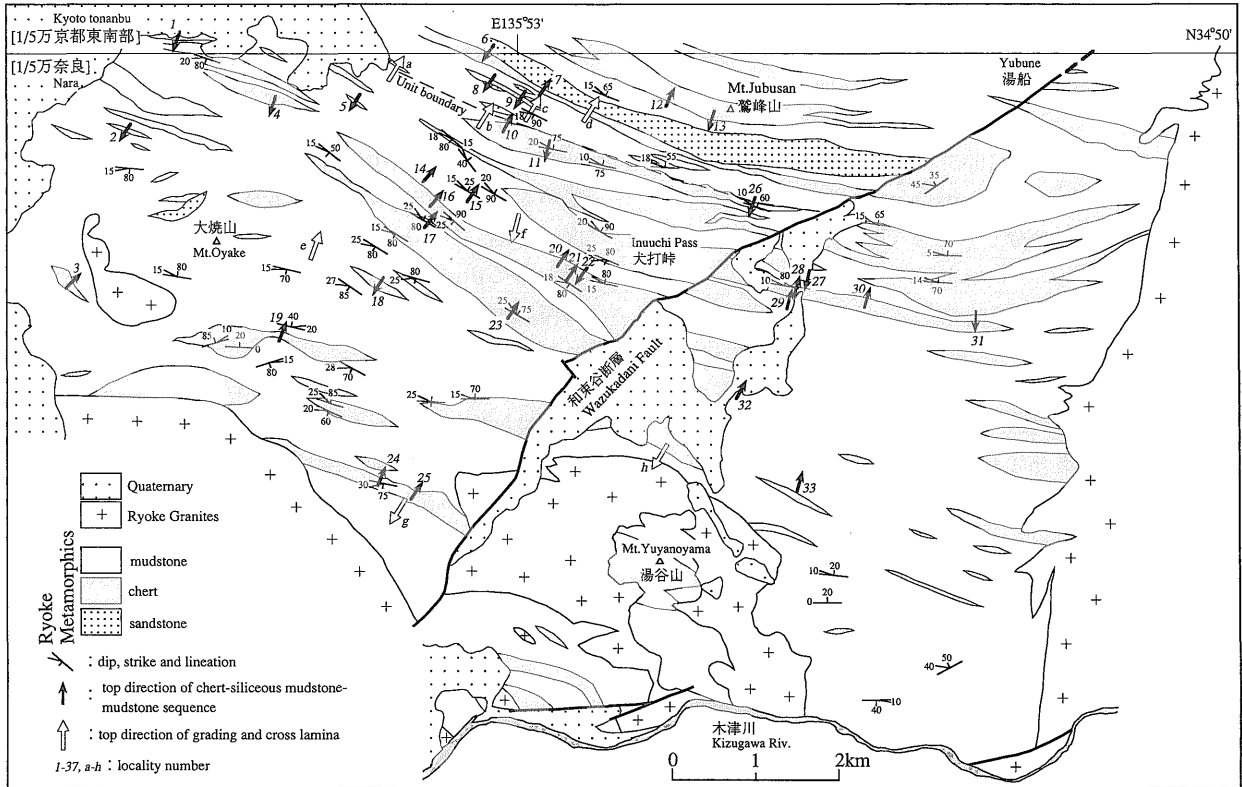
面の見かけの傾斜をもって褶曲構造を認定することはできないことを示している。上下判定の資料によると、地層の傾斜が高角北ないし南傾斜ではほぼ同斜構造をしている一方で、地層の上下は地域により北上位と南上位がしばしば入れ替わっている。したがって、領家変成岩は全体に軸面が高角で半波長数百m-2kmの閉じた褶曲構造をもつものと考えられる。このような褶曲構造は高速地域でも報告されている(牧本ほか, 1996)。褶曲構造は丹波帯における正立褶曲(木村ほか, 1998)に類似しておりそれに相当する可能性が考えられる。また、線構造・軸面劈開は小褶曲の形成と関連すると考えられた(Hara, 1962)。しかし最近の丹波帯での研究からは、チャートの小褶曲は丹波帯付加コンプレックス形成時の構造であり、軸面劈開はその後の正立褶曲の形成に関連するとされている(木村ほか, 1998)。本研究で存在が示された褶曲構造と線構造・劈開との関連について再検討が必要であろう。

次に原岩のユニット区分について考察する。領家変成岩の原岩である丹波帯の地層群は、石炭紀-ジュラ紀の地層・岩塊を構成物としてジュラ紀後期に形成された付加コンプレックスである。これらは岩相・地質時代及び構造的位の異なる2つの地層群に区分され、I型地層群・II型地層群と呼ばれている。緑色岩・石灰岩に比較的富み、同じ岩相同士で比較すると相対的に古い年代をもつII型地層群が構造的上位に位置し、若い年代をもつI型地層群が構造的下位に位置する(石賀, 1983; 木村ほか, 1998)。

本地域では化石の産出は領家変成作用による再結晶のため本地域北部に限られ、宇治田原町犬打川の石灰岩(第1図)から中期二疊紀のフズリナ化石(中島, 1960)、鷲峰山北東では石灰岩から中期二疊紀のフズリナ化石(八尾, 1968)とチャートから中期-後期二疊紀の放散虫化石(岡田, 1990)が報告されている。これらから、本地域北部のユニットの石灰岩の地質時代は中期二疊紀であり、チャートの少なくとも一部は中期-後期二疊紀であると考えられる。基質の泥岩についてはまだ報告がない。

本地域の北方では砂岩・緑色岩・石灰岩がしばしば挟在しており(八尾, 1968; 楠, 1989; 岡田, 1990)、楠(1989)・岡田(1990)はこれらの地層がII型地層群に属することを指摘した。本地域北部のユニットの砂岩層及び砂岩挟有層準は、楠(1989)が報告した天ヶ瀬地域の砂岩レンズを含む地層に連続する可能性が高い。鷲峰山北東の含礫泥岩は、岡田(1990)がII型地層群とした地層に連続している。したがって、本地域北部のユニットはII型地層群にあたるものと考えられ、上記の微化石年代もこれと矛盾しない。

一方、本地域の主体を占めるユニットは、岩相からI型地層群にあたるものと推定される。



第2図 地層の上下判定と線構造。

上下判定資料の密な北部地域を見ると、半波長1 km以下の閉じた褶曲が発達していることが読み取れる。線構造は一般にWNW方向に10-30°プランジする。線構造は花崗岩の接触変成帯では見られなくなる。

Fig. 2 Top direction of strata and lineation.

Data in the northern area suggest existence of closed folds with ~1km of half-wavelength. The lineations of the bedding plane or schistosity trend WNW and plunge 10-30°. The lineations become invisible in contact aureoles.

4. 領家変成作用と接触変成作用

4.1 領家変成作用

本研究では、和東地域で Wang *et al.* (1986)・Wang (1989) の試料を含む約400試料を薄片観察し、一部はEPMA分析を行って変成鉱物の組み合わせを調べた。原岩を岩質ごとに泥岩・砂岩・チャートに3区別して珪質泥岩はチャートに含め、変成鉱物の面的な出現状況を調べた(第3図)。

領家変成作用の始まりは、本地域北縁部で粗粒な碎屑粒子の外形面を横切って緑泥石・白雲母が生成し始めることにより識別される。しかし、泥岩・砂岩ともに変成が認められる試料と非変成の試料とが面的に混在しており、緑泥石帯の北限は明確には認定されない(第3図)。これは、丹波帯の原岩自身も付加コンプレックスとしての続成作用を受けていることや、原岩の組成・組織の不均質さが影響するためであろう。

Wang *et al.* (1986) は緑泥石帯の砂質岩中のカリ長石について、その組成が均質であり、丹波帯のカリ長石の組成と同じく Or 成分が高く、花崗岩のカリ長石の一般

的範囲からはずれていることから、丹波帯の続成作用により再平衡した安定な鉱物とみなした。しかし、鏡下でほとんど再結晶の認められない砂岩試料で、はたして粗粒なカリ長石粒がリムだけでなくコアまで均質に再平衡し得るかという点には疑問が残り、本研究ではカリ長石を碎屑粒子とみなした。

本研究でも Wang *et al.* (1986) と同じく黒雲母の出現に着目し、泥質変成岩について、低変成度側で黒雲母が初めて出現する試料を連ねた線と、大部分の試料に黒雲母が出現する線の2つをひき、緑泥石帯・漸移帯・緑泥石-黒雲母帯に変成分帯した(第3図・第4図)。東部地域で緑泥石の消滅する黒雲母帯が認められる(Wang *et al.* 1986)。緑泥石帯は泥岩に黒雲母が出現しない地域、漸移帯は黒雲母が出現する試料と出現しない試料とが混在している地域、緑泥石-黒雲母帯はほとんどの泥岩に黒雲母が出現する地域である。泥岩での黒雲母出現の北限は Wang *et al.* (1986) の BI₂にほぼ相当する。

砂岩に黒雲母が初めて出現する位置は Wang *et al.* (1986) の黒雲母アイソグラッド BI₁に等しく、泥岩での北限の

0-500m 北にある。しかし黒雲母アイソグラッドは精度よく定まらないことが明らかになったので、本論文では BI_1 と BI_2 の位置の差を變成分帯には取り入れることはしなかった。

本研究と Wang *et al.* (1986) の分帯の主な相違点は、Wang *et al.* (1986) の Chlorite-biotite zone を漸移帯と緑泥石-黒雲母帯に2分したことである。

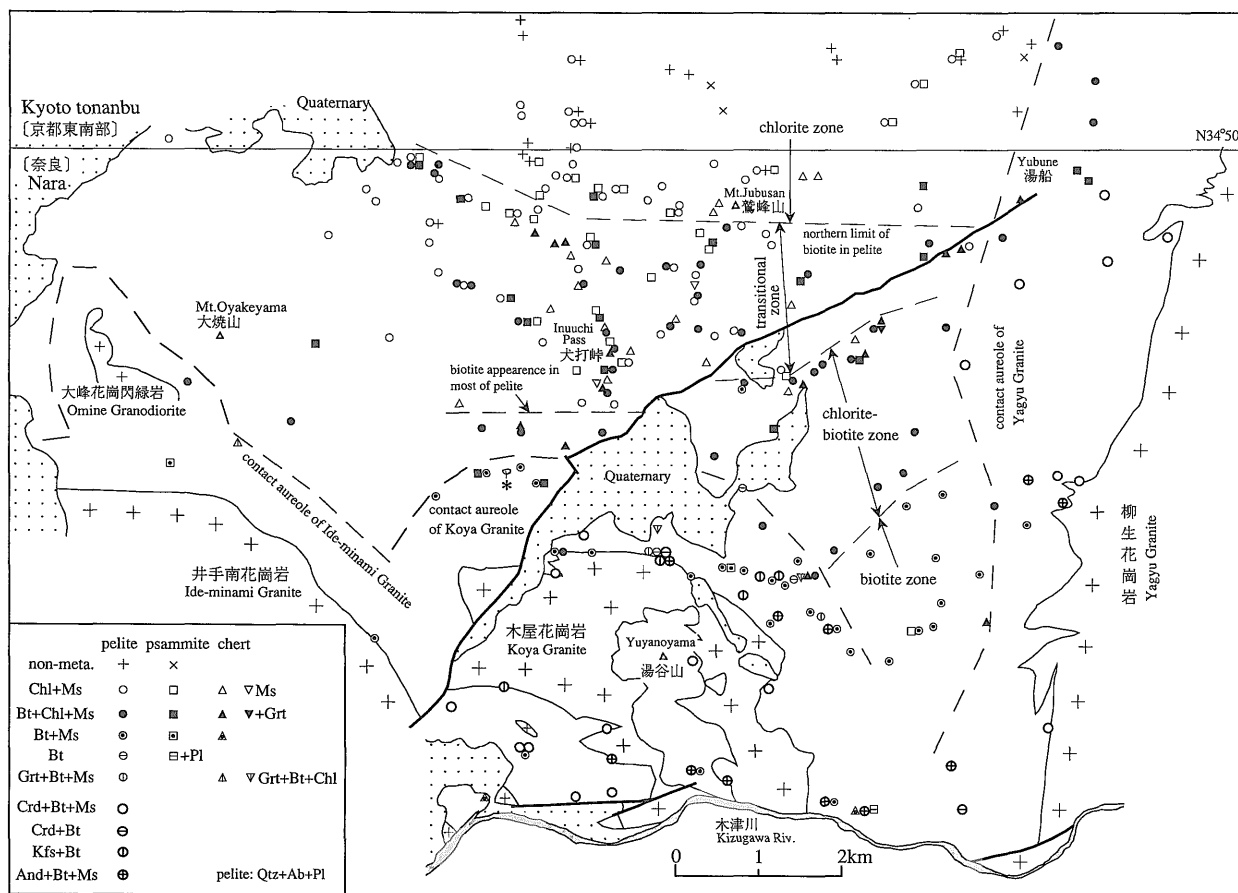
4.2 接触變成作用

領家花崗岩類はそれぞれ領家變成岩に対し接触變成を与えている。接触變成作用は、花崗岩体の周囲の泥岩に、紅柱石・堇青石の斑状変晶やカリ長石の生成、径1mm程度の雲母の集合体が生じること、石英・斜長石の粗粒化、雲母の定向配列が弱まること、岩石が塊状硬堅となり節理が発達することによって認定される。ただし花崗岩体の周辺地域の大部分は、領家變成作用の變成度が漸移帯以上であり、広域變成作用により既に黒雲母が生じているため、接触變成帯の外縁をなす黒雲母帯を識

別することは困難である。

柳生花崗岩の貫入面は、全体として見るとN-S方向の高角な平面をなすが、部分的には領家變成岩と数百m程度入り組んでいる。貫入面から800mまでの範囲ではしばしば變成岩中に幅数十cm-数mの岩枝が貫入している。柳生花崗岩の接触變成帯は従来は幅1,000m程度(中島, 1960)とされていたが、和東町湯船では花崗岩からの距離が1,700mの地点でも径1mm程度の堇青石斑状変晶が生じており、接触變成帯の最大幅は2,000mに達する(第3図)。その一方で、中部地域では花崗岩から500m離れた地点で堇青石・紅柱石が生じなくなり、温度構造にはかなりの地域差がある。接触變成帯の幅の広さや温度構造の地域差には、岩枝が多数貫入していることが影響しているのかもしれない。

木屋花崗岩の貫入面は、北側は高角度でなめらかな曲面をなしているが、全体的には領家變成岩と入り組んだ境界面をしている。木屋花崗岩の南西側には花崗岩の小岩体が分布するほか、東側の變成岩中にはしばしば幅数



第3図 變成鉱物の出現図。

泥岩での黒雲母の出現状況により、緑泥石帯・漸移帯・緑泥石-黒雲母帯・黒雲母帯に變成分帯した。木屋花崗岩北方の*は花崗岩の小岩体。鉱物の略号は Kretz (1983) にしたがった。

Fig. 3 The appearance of metamorphic minerals.

Pelitic rocks are divided into four mineral zones by the appearance of biotite and chlorite; i.e., chlorite, transitional, chlorite-biotite, and biotite zones. The asterisk represents a tongue of the Koya Granite. Abbreviations of minerals follow Kretz (1983).

lithology	mineral	low-grade Ryoke metamorphism			
		chlorite zone	transitional zone	chlorite-biotite zone	biotite zone
pelitic rocks	chlorite				
	muscovite				
	biotite		---		
	albite				
	plagioclase		---	An1-3	
quartz					
psammitic rocks	K-feldspar	-----			
	chlorite			---	
	muscovite				
	biotite		---		
	albite				
	plagioclase	-----			
	quartz				

associate mineral : graphite, ilmenite, tourmaline, apatite, zircon, sphene

第4図 領家変成作用の変成分帯。

泥岩での黒雲母及び緑泥石の出現状況により緑泥石帯・漸移帯・緑泥石-黒雲母帯・黒雲母帯に変成分帯した。砂質岩のカリ長石は安定な存在でないとみなした。アルバイトと斜長石は別の相とみなした。

Fig. 4 Stability range of major constituent minerals. Pelitic rocks are divided into chlorite, transitional, chlorite-biotite, and biotite zones by the appearance of biotite and chlorite. K-feldspar of psammitic rocks is regarded to be an unstable phase. albite and plagioclase are regarded to be individual phases.

m-数十mの岩枝が貫入している。木屋花崗岩の北1kmの地点の道路沿いにも花崗岩の小岩体が露出している。木屋花崗岩の接触変成帯の幅は、北側で1,000m、東側は少なくとも1,000m以上である。木屋花崗岩の南西側の領家変成岩ならびに湯谷山のルーフペンダントはすべて接触変成を被っている。南東側の地域では長さ数cmの長柱状の紅柱石結晶が多産することで知られている(中島, 1960)。岩体から300-500mの範囲の泥岩には紅柱石・堇青石が生じているほか、その外側の泥岩にはカリ長石およびざくろ石、チャートにはざくろ石が生じており、それにとまって岩体北側では泥岩が緑泥石を欠くようになる(第3図)。

井手南花崗岩の貫入面は、南東部の山城町三上山での観察ではほぼ垂直な平面をなしている。全体としてもなめらかな曲面をなしており、隣接する領家変成岩中に岩枝は見られない。大峰花崗閃緑岩は領家変成岩と入り組んだ外形をしているようである。井手南花崗岩及び大峰花崗閃緑岩の接触変成帯は幅500-600m程度である。接触変成の程度は柳生花崗岩・木屋花崗岩より低く、肉眼で確認できる紅柱石・堇青石の斑状変晶は生じていない。肉眼的には泥岩の劈開が弱まり塊状硬堅となり、層理に対し高角度の節理が発達するようになる。

第3図に示したこれらの接触変成帯はいずれも、中島(1960)などによる従来の認定より幅が広がっている。

4.3 変成作用についての考察

黒雲母アイソグラッドの認定について、Wang *et al.* (1986) は鉱物組み合わせと鉱物化学組成から砂岩・泥岩に黒雲母を生じる反応を解析し、砂岩について反応
 緑泥石+カリ長石=黒雲母+白雲母+石英+水
 により黒雲母アイソグラッド BI₁を、泥岩について反応
 緑泥石+白雲母(1)=黒雲母+白雲母(2)+石英+水
 により黒雲母アイソグラッド BI₂をそれぞれ定めた。白雲母(1)はセラドナイト成分に富む白雲母、白雲母(2)はセラドナイト成分に乏しい白雲母である。これらの反応の温度圧力条件は原岩化学組成に依存するので、黒雲母アイソグラッドが定義されるためには、原岩化学組成がほぼ均質とみなしうるか、あるいは一定範囲の原岩化学組成をもつ代表的な試料群を抽出できることが必要である。Wang *et al.* (1986) は、野外で黒雲母出現のばらつきが少ないことから、各試料の原岩化学組成が均質であるとみなせるとし、2つの黒雲母アイソグラッドが精度よく定義できるとした。しかし、第3図で犬打峠から鷲峰山にかけての地域の資料を見ると、砂岩・泥岩およびチャートとも黒雲母が出現する試料と出現しない試料とが南北幅2km以上の地帯をなして混在している。このことは各試料の化学組成の違いに応じて黒雲母アイソグラッドの位置が異なっていることを示している。しかも黒雲母出現のばらつきが非常に大きいため、少数の不適切な化学組成の試料を除外して代表的な試料群を抽出することは困難である。したがって黒雲母アイソグラッドを精度よく定義することはできない。

次に、Wang *et al.* (1986) は本地域東部で緑泥石-黒雲母帯の泥岩から緑泥石が消滅することを領家変成作用によるものとみなし黒雲母帯を認定した。この地域では紅柱石・堇青石の出現から柳生花崗岩の接触変成帯が少なくとも幅500mあることは明らかであるが、接触変成作用のより西方への広がり是不明である。一方、木屋花崗岩の北側では接触変成作用により普遍的に緑泥石が消滅している(第3図)。したがって、本地域東部での緑泥石の消滅が柳生花崗岩の接触変成作用によるものである可能性も考えられる。しかし、黒雲母帯の東西幅は約2kmあり柳生花崗岩からの距離と変成度は相関していない。黒雲母帯のうち、木屋花崗岩・柳生花崗岩に近い地域は接触変成作用によるものである可能性があるが、主な地域はやはり領家変成作用によるものと考えられる。

5. まとめ

(1) 和東地域の領家変成岩の原岩は泥岩・チャートおよ

- び少量の砂岩からなり、わずかに緑色岩・石灰岩を含む。地層はWNW-ESEないしE-W走向で北または南に急傾斜している。
- (2) チャートから珪質泥岩をへて泥岩に至る岩相漸移が観察され、それらと堆積構造に基づく上下判定の結果から、領家変成岩全体に半波長数百 m-2 km の閉じた褶曲構造が存在すると考えられる。
- (3) 領家変成岩の原岩は岩相から2ユニットに区分でき、南側のユニットは丹波帯I型地層群、北側のユニットはII型地層群に対比される可能性が高い。
- (4) 領家変成岩は主に泥質変成岩での黒雲母の出現状況により緑泥石帯・漸移帯・緑泥石-黒雲母帯・黒雲母帯の4帯に変成分帯される。
- (5) 黒雲母の出現は泥質変成岩・砂質変成岩とも試料ごとの差があり、明瞭な黒雲母アイソグラッドは認定されず、幅のある漸移帯として認定される。
- (6) 花崗岩類による接触変成帯は従来認定されていたよりかなり幅が広く、柳生花崗岩では2 km を超える。

謝辞 本研究の一部には竹内の昭和57年度京都大学卒業論文の未公表資料を使用した。ご指導いただいた京都大学大学院理学研究科地質学鉱物学分野の坂野昇平教授(当時)、平島崇男助教授に御礼申し上げます。地質部木村克己技官には粗稿を読んでいただいた。また本研究の一部は特定地質図幅「奈良」の調査研究の成果である。

文 献

- 有田忠雄 (1949) 京都府笠置附近の花崗岩類及變成岩類。地質雑, **55**, 99-104.
- Hara, I. (1962) Studies on the structure of the Ryoke metamorphic rocks of the Kasagi district, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, **4**, 163-224.
- 東元定雄・濡木輝一・原 郁夫・佃 栄吉・中島隆 (1983) 岩国地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 79p.
- 石賀裕明 (1983) “丹波層群”を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—。地質雑, **89**, 443-454.
- 石井清彦 (1932) 7万5千分の1地質図幅「伏見」および同説明書。地質調査所, 42p.
- 貴治康夫 (1986) 丹波帯東南部の小規模火成岩体の産状と岩石記載。MAGMA, **76**, 18-24.
- 貴治康夫・丹波地帯研究グループ (1980) 京都府宇治田原産磁鉄鉱について。地学研究, **31**, 331-335.
- 木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武蔵野実・高橋裕平 (1998) 京都東北部地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **68**, 277-279.
- 楠 利夫 (1989) 丹波帯II型地層群天ヶ瀬砂岩層の堆積機構と堆積場。地球科学, **43**, 211-223.
- 京都府農林部耕地課 (1983) 大阪東北部・奈良・上野。土地分類基本調査 (5万分の1), 90p.
- 牧本 博・高木秀雄・宮地良典・中野 俊・加藤碩一・吉岡敏和 (1996) 高遠地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 114p.
- 中島和一 (1960) 大和高原領家帯北縁部の地質。地球科学, no. **49**, 1-14.
- 岡田素彦 (1990) 京都府南部宇治田原町から産出した二疊紀放射虫化石。地質雑, **96**, 937-939.
- 小野 晃 (1977) 高遠—塩尻地方の領家変成岩の岩石学的研究。岩鉱, **72**, 453-468.
- 滋賀県・京都府 (1982) 京都東北部・京都東南部・水口。土地分類基本調査, (5万分の1), 200p.
- 王 革凡 (Wang, G.) (1985) 京都府和東地域の領家変成岩から発見されたCa-Mn-Feザクロ石。岩鉱, **80**, 459-462.
- Wang, G. (1989) Carbonaceous material in the Ryoke metamorphic rocks, Kinki district, Japan. *Lithos*, **22**, 305-316.
- Wang, G., Banno, S. and Takeuchi, K. (1986) Reactions to define the biotite isograd in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**, 9-17.
- 八尾 昭 (1968) 京都府宇治田原町より紡錘虫化石の発見。地質雑, **74**, 399-400.
- 横田修一郎・松岡数充・屋鋪増弘 (1978) 信楽・大和高原の新生代層とそれにまつわる諸問題。地球科学, **32**, 133-150.
- Yoshizawa, H., Nakajima, W. and Ishizaka, K. (1966) The Ryoke Metamorphic Zone of the Kinki District, Southwest Japan: Accomplishment of a Regional Geological Map. *Mem. College of Sci., Univ. of Kyoto*, Ser. B, **32**, Geology and Mineralogy, 437-454.