茨城県、筑波変成岩類の層序と変成分帯*

STRATIGRAPHY AND METAMORPHIC ZONING OF THE TSUKUBA METAMORPHIC ROCKS, IBARAKI PREFECTURE

柴 正 敏 (Masatoshi Shiba)**

In the Tsukuba district the strata of metasediments can be classified into the Hirasawa, Tōjōji and Yuki-iri Formations in the ascending order of stratigraphic succession based on sedimentary structures. The Hirasawa Formation, over 1500 m in thickness, consists largely of a very thin alternation of mudstone and siltstone or sandstone (from 0.3 to 1 cm thick). The Tōjōji Formation, from 300 to 600 m in thickness, is mainly composed of an alternation of relatively thick mudstone and siltstone or sandstone (from 10 to 50 cm thick) together with subordinate massive sandstone beds. The Yuki-iri Formation, over 600 m in thickness, consists mostly of a thin alternation of mudstone and siltstone or sandstone (from 1 to 3 cm thick), though it contains some massive mudstone layers.

The metamorphic terrane is divided into three zones, A, B and C, in the order of increasing metamorphic grade on the basis of mineral parageneses in pelites and psammities. The characteristic mineral assemblages of the three zones as follows.

Zone A: Muscovite + plagioclase ± orthoclase ± andalusite.

Zone B: Fibrolite + muscovite + orthoclase + plagioclase ± cordierite.

Zone C: Fibrolite + orthoclase + plagioclase ± cordierite ± pyralisite.

Biotite, quartz and graphite are always present in any of these assemblages.

The geological and petrological facts indicate that the thermal structure of this district is discordant with stratigraphic horizon. The distribution of metamorphic temperature, however, seems to be dependent on the shape of biotite granite mass. It can be explained by the idea that these metamorphites were subjected to contact metamorphism in the amphibolite facies by the biotite granite intrusion. The results of K-Ar dating (Shiba *et al.*, 1979) support this explanation.

The tectonic movement in this district might have begun after later Jurassic and continued to early Tertiary time.

1. はじめに

茨城県西南部筑波地方には、花崗岩質岩類に伴って、泥岩および砂岩を主な原岩とする変成岩類が分布する。本地方の変成岩類は古くから調査・研究がなされ、佐藤 (1927)、杉 (1928)、Sugi (1930)、宇野 (1961) などの報告がある。

Sugi (1930) は岩石記載にもとづき、変成岩地域を、点紋黒雲母スレート帯、片状ホルンフェルス帯、および注入片麻岩帯の三帯に分けた。ここで言う注入片麻岩とは、変成泥質岩の片理面にそってアプライト質物質が注入し、それによって縞状構造が形成されたミグマタイト

を意味している。すなわち、彼は、本地方の変成岩類が、交代作用を伴った接触変成作用によって形成されたと考えた。

一方、宇野 (1961) は、泥質岩の変成鉱物組合せにより、本地方を次の四帯に分けた。

第 I 帯 (紅柱石が生じていない帯)

第 II 帯 (紅柱石が生じている帯)

第 III 帯 (珪線石が紅柱石を置きかえて生じている帯)。

第 IV 帯 (白雲母が分解し、珪線石とカリ長石の組合せが生じている帯)。

宇野は、各帯の境界線が花崗岩質岩類の分布に無関係

* 1976 年三鉱学会 (鹿児島) および 1977 年岩鉱学会 (仙台) にて一部講演

** 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室 (現在 弘前大学理学部地球科学教室)

(昭和 54 年 4 月 28 日)

であるとして、本地方の変成作用が広域的なものであると述べた。また、各帯ごとの泥質岩の平均試料を系統的に作製し、化学分析を行った。その結果、本地方の変成岩類には変成作用の際に、変成度の上昇に伴う水の含量の減少を除いては、顕著な組成変化は起こらなかったと報告した。このことから、彼は、岩石の縞状構造が一種の変成分化作用によって生じたことを説明した。

これまでに以上のような研究がなされてきたが、いずれも変成堆積岩の層序や地質構造の詳細については充分明らかにされていない。その理由としては、上述のように、縞状構造のほとんどが変成作用時に形成されたと考えたためであろう。しかし、筆者の観察によれば、本地方全域にわたり、堆積構造などの原岩の性質が良く保存されていることが明らかとなった。本稿では、これらを記載するとともに、地層の上下判定に留意して、本地方の原岩層序と地質構造を検討した。また、変成分帯を行い、変成鉱物の組成やモード変化を調べ、名帯の岩石学的特徴を記載した。さらに、これらの記載にもとづい

て、各帯の境界での変成反応、原岩層序と変成分帯との関係、および本地方の造構造運動の時期について考察した。

2. 地質概説

本地方は、紅柱石-珪線石型の変成岩類、花崗岩質岩類、および安山岩からなる (Figs. 1 and 2)。

変成岩類は、泥岩や砂岩などの碎屑堆積岩類を主な原岩とし、一部には中～塩基性火山岩起源のものも見られる。これら変成堆積岩類の層序については次節で詳細に述べる。なお、泥質変成岩の K-Ar 年令 (黒雲母と白雲母) は、後述する花崗岩質岩類とほぼ同じ 58~62 m. y. を示す (Shibata, 1968; 柴, 植田, 大貫, 1979)。

一方、本地方の貫入岩類は、貫入順に、斑状黒雲母花崗岩、両雲母花崗岩、および普通輝石-ホルンブレンド安山岩からなる。

斑状黒雲母花崗岩は本地方の北部に広く分布し、定向配列を示すカリ長石の斑晶を持ち、変成堆積岩類の構造

Fig. 1. The geological map of the Tsukuba district.

- 1: Andesite, 2: Two mica granite, 3: Biotite granite, 4: Hirasawa Formation (very thin alternation of mudstone and siltstone or sandstone, sometimes together with massive sandstone beds), 5: Tōjōji Formation (relatively thick alternation of mudstone and siltstone or sandstone, intercalated with massive sandstone), 6: Yuki-iri Formation (thin alternation of mudstone and siltstone or sandstone with massive mudstone beds), 7: Ferro-magnesian mudstone (andalusite-fibrolite-cordierite hornfels), 8: Aluminous mudstone (andalusite hornfels), 9: Conglomerate, 10: Pebbly mudstone, 11: Intermediate-basic volcanic rock, 12: Dip and strike, 13: Anticline, 14: Syncline, 15: Fault.

Fig. 2. The geological profiles of the Tsukuba district.
The legend is the same as Fig. 1.

に調和的に貫入している（柴田, 1944, 1967）。この岩体の K-Ar 年令（黒雲母）は 53~63 m. y. である（柴, 植田, 大貫, 前出）。また、この岩体には多くのアプライトやペグマタイト脈が伴われる。

両雲母花崗岩は南部に小規模な岩体をなし、白雲母と定向配列を持たないカリ長石の斑晶の存在で特徴づけられる。この岩体は多くのアプライト脈を伴っており、変成堆積岩類の構造に非調和的に貫入している（柴田, 前出）。この花崗岩と斑状黒雲母花崗岩との関係は小田の採石場で観察され、前者が後者を急冷周縁相を持って貫入している。また、両雲母花崗岩の構成鉱物は一般に変形作用を受けており、石英や雲母類は顕著な波動消光を示し、後者にはキンクが発達することがある。なお、この花崗岩の K-Ar 年令（黒雲母の試料 2 個）はともに 60 m. y. * (Kawano and Ueda, 1966) であり、斑状黒雲母花崗岩とはほぼ同じ年令を示す。

普通輝石—ホルンブレンド安山岩は、変成堆積岩の層理とはほぼ平行に、巾 10 m 程度の脈岩として産する。この脈岩が変成岩と接する巾数 m の部分は著しく破碎されており、変成岩の岩片を包含することがある。この安山岩の K-Ar 年令（全岩）は 17 m. y. を示し、本地方にも中新世の火成作用があったことを示唆する（柴, 植田, 大貫, 前出）。

3. 変成岩類の原岩層序

本地方の変成堆積岩類は大部分が角閃岩相に相当する変成作用を受けており、完全に再結晶している。したがって、現在観察される鉱物やその粒度や形状は、碎屑鉱物本来のものとは限らない。しかし、変成作用時の物質拡散が制限されている場合や、反応物である碎屑鉱物のうちで過剰に存在し、反応で組成変化を起こさず、かつ、反応前の粒径の差が顕著な場合には、変成作用後にも、堆積岩に由来する組成や粒度の差が保存されることが期待できる。このような点に注意して本地方の変成堆積岩類を観察すると、次のような産状の特徴が認められる。

(1) はほぼ同じ変成度では、塊状砂質岩中の石英は、泥質岩のそれに比べて、極めて粗粒である。また、両者が接する場合には、そこを境界として、石英の粒径だけでなく、鉱物の量比（特にグラファイトや黒雲母）も明らかに異なる。

(2) しばしば石英粒の綫化が認められる (Figs. 3a and b)。その場合、泥質部は砂質部に比べて石英の粒径が小さく、グラファイトや黒雲母に富む。綫化の各ユニットの境界は、石英の粒径と各種鉱物の量比で区別できる。

(3) 含礫泥質岩、含礫砂質岩、および礫岩も観察される (Figs. 3c and d)。礫部と基質部とは、鉱物の量比や粒度の差で明瞭に区別できる。

(4) 厚さが数 mm~数 cm 程度の泥質岩と砂質岩の互層からなる組成縞の面は、塊状砂質岩の層理面とはほぼ

* Steiger and Jäger (1977) の換算定数で再計算した値である。

Fig. 3. Sedimentary structures observed in the Tsukuba metamorphic rocks.
 a: Graded bedding, Gorindō (Zone A), b: Graded bedding, about 2 km north of Busshōji (Zone B), c: Very fine pebble in pebbly mudstone, Namitsuki-iwa (Zone A), crossed nicols, d: Pebbly mudstone, about 2 km southeast of Tsuji (Zone B), e: Cross-lamination, about 2 km southeast of Tsuji (Zone B); f: Quartz-feldspathic vein cutting obliquely bedding planes, about 2 km north of Busshōji (Zone B).

平行である。

(5) 斜交層理様の構造が、しばしば観察される。

(6) 縞状構造をつくる面に斜交する葉理がしばしば観察される (Fig. 3e)。

(7) 縞状構造は、“片麻岩帯”ではない雪入、五輪堂 (Fig. 3a)、龍神山付近などでも良く発達する。すなわち、縞状岩の分布は変成度と関係がない。

これら変成岩の産状の特徴は、変成作用時に形成されたと考えるよりも、むしろ原岩の初生的なものに由来すると考えられる。(1)、(2)および(3)で指摘したように、

変成作用時に形成された石英-長石脈 (Fig. 3f, 後述)を除けば、石英は変成作用前の粒度差を残して再結晶したと考えることができる。また、変成鉱物組合せやその量比が各種岩石の境界をもって明瞭に変わることから、変成作用時の物質拡散は原岩の層状構造などを消すほどではなかったと思われる。したがって、石英の粒度、変成鉱物組合せ、および鉱物の量比によって原岩を推定することができる。また、上述の(2)、(5)および(6)は、それぞれ級化層理、斜交層理、および斜交葉理と考えられ、これらの構造によって地層の上下判定が可能であ

Fig. 4. Schematic columnar section of the Tsukuba district. The legend is the same as Fig. 1.

る。なお、変成岩中に保存された堆積構造については、最近、領家帯の段戸地方など（狩野，1978）や飛騨変成帯の宇奈月地方（広井，1978）からも報告されている。

筆者は、堆積構造による上下判定を基礎として、変成岩類の原岩層序を検討し、下位より、平沢、東城寺、および雪入の三層を認めた。以下各層の岩相について記載を行う。Fig. 4 には、本地方の模式柱状図を示した。

1. 平沢層 (Hirasawa Formation) 新称

模式地：茨城県筑波町平沢から不動峠をへて、同県八郷町仏生寺に至る県道沿い。

分布：本地方の北部に広く分布する。

層厚：1500m 以上。

層相：本層は泥岩・シルト～砂岩類互層を主体とし、一部に粗粒塊状砂岩や礫岩をはさむ。

泥岩・シルト～砂岩類互層の各単層の厚さは 0.2～1 cm 程度で、斜交層理や級化層理などの堆積構造がしばしば観察される。本層には逆転構造は見られない。

粗粒塊状砂岩は層厚が 2～25m 程度で、石英を主体とし、他に、黒雲母、カリ長石、斜長石、白雲母などを含む。この砂岩の石英粒は、泥岩と頻互層をなすものに比べて極めて粗粒である。また、この砂岩は中礫を主とするチャート起源の円礫を含むことがある。

礫岩は上青柳など数ヶ所で観察される。これは Sugi (前出) によって、透輝石～斜長石ホルンフェルスと記載されたものの一部に相当する。礫は円～亜角礫の小～中礫からなる。礫種はチャート、砂岩、泥岩、および中～塩基性火山岩片からなる。基質は珪質で、細粒ち密で

ある。

2. 東城寺層 (Tōjōji Formation) 新称

模式地：茨城県新治村東城寺の採石場。

分布：主に南部の東城寺付近や東部の五輪堂や龍神山付近に分布する。また、本層の一部は北部の上沢橋や上青柳付近にも分布する。

層厚：300～600m

層相：本層は泥岩・シルト～砂岩の互層を主体とし、しばしば粗粒塊状砂岩をはさむ。一部には含礫泥岩や中～塩基性火山岩脈も観察される。

泥岩・シルト～砂岩互層の各単層の厚さは 10～50cm 程度で、しばしば級化層理、斜交葉理、荷重痕などが観察される。Fig. 3a には級化層理の例を示した。これらの構造の観察から、東城寺付近で本層の一部が逆転していることが明らかである（地質図および地質断面図参照）。

粗粒塊状砂岩は層厚が 1～5m 程度で、石英を主体とし、カリ長石、斜長石、黒雲母、白雲母などから成る。この砂岩は偽礫を含む場合があり、山ノ荘の採石場などで観察される。偽礫は大きさが 1～10cm 程度で、不規則な形状をしており、主に泥岩起源である。

含礫泥岩は東城寺など数ヶ所（地質図参照）で観察される。礫は円磨度の良い小～中礫で、シルト～砂岩礫がほとんどである。含礫部の厚さは 1m 程度と薄い。Fig. 3c には鏡下での産状を示した。

上下層との関係：下位の平沢層および上位の雪入層とは、おのおの整合関係にある。

中～塩基性火山岩脈は雪入の採石場で観察される。この脈岩は厚さが約 2m 程度で、変成堆積岩の層理にほぼ平行に貫入しており、変成作用を受けて黒雲母～角閃岩になっている。

3. 雪入層 (Yuki-iri Formation) 新称

模式地：茨城県千代田村雪入の採石場。

分布：本地方の南部から東部にかけて分布する。

層厚：600m 以上。

層相：本層は泥岩とシルト～砂岩の頻互層を主体とし、しばしば塊状泥岩をはさむ。また、少量の含礫泥岩、中～塩基性火山岩や礫岩も観察される。

泥岩・シルト～砂岩頻互層の各単層の厚さは 1～3cm 程度で、しばしば級化層理や斜交葉理などが観察される。Fig. 3b に、その例を示した。これら堆積構造の観察から、東城寺付近が、本層の一部が逆転していると判断される。

塊状泥岩は層厚が 1～5m 程度で、黒～灰黒色を呈する。これらの中には紅柱石や堇青石が多量に生じている

Table 1. Chemical compositions of pelitic rocks.

	1	2	3	4
SiO ₂	63.28	63.41	66.69	65.31
TiO ₂	0.76	0.80	0.62	0.63
Al ₂ O ₃	18.07	17.36	15.48	15.81
Fe ₂ O ₃	1.29	0.72	1.17	1.83
FeO	3.65	4.96	3.98	3.25
MnO	0.07	0.04	0.04	0.08
MgO	2.01	2.14	1.72	2.08
CaO	1.00	1.24	1.36	0.34
Na ₂ O	2.47	2.37	3.19	2.09
K ₂ O	4.71	4.01	2.34	3.84
H ₂ O(-)	0.24	0.20	0.44	0.61
H ₂ O(+)	2.61	2.08	2.09	3.36
P ₂ O ₅	0.17	0.18	0.17	0.01
C	n.d.	n.d.	n.d.	0.76
Total	100.33	99.51	99.30	100.00

- 1: Metamorphosed aluminous mudstone (andalusite hornfels), Yuki-iri
- 2: Metamorphosed ferro-magnesian mudstone (andalusite-fibrolite-cordierite hornfels), Sugisawa Fudō
- 3: Metamorphosed mudstone free from andalusite and cordierite (biotite-hornfels), Yuki-iri
- 4: Average chemical composition of so-called Paleozoic slate from "The Inner Zone of Japan" (Miyashiro and Haramura, 1962).

ものがある。これらの化学組成は、Table 1 に示されるように、紅柱石を含みぬ本地方の泥岩の化学組成や内帯「古生層」の泥岩の平均化学組成にくらべてアルミナに富んでいる。また、まれに厚さ数 cm 程度の凝灰質砂岩のラミナ（主に淡緑色普通角閃石と石英から成る部分）をもっているものもある。

含礫泥岩は、柴内ほか数ヶ所で観察される。礫は円磨度の良い小～中礫で、シルト～砂岩やチャート起源である。含礫部の厚さは 1 m 程度と薄い。柴内のものは、後述の礫岩に漸移する。

礫岩は柴内の南東約 500 m 付近に厚さ約 2 m の薄層として産する。変成鉱物組合せ、礫種や礫形は平沢層中のものに良く似ているが、本層のものは上述の含礫泥岩に漸移する。

4. 地質構造

本地方の変成堆積岩類の一般走向は、北部では E-W ないし NE-SW、南部から東部にかけては、NE-SW から E-W をへて再び NE-SW にもどる。すなわち長く伸びた S 字形をしている。これらの走向方向とその変化は、八溝山系のうちで、本地方に隣接する鶏足山塊の古

期堆積岩類のそれに極めて良く似ている (Kanomata, 1961; 佐藤, 1974; 吉田, 笠井, 青木, 1976)。

傾斜は、北部から東部 (Figs. 1, 2 の AA' 断面参照) では、北部の中山や上青柳付近で 10°-30°N, 仏生寺や辻付近で 10°-30°S, 東部の雪入や五輪堂付近では 30°-80°N となる。すなわち、不動峠から仏生寺をへて上青柳に至る背斜構造と、朝日峠付近(仏生寺の北, 約 2 km 付近) から辻に至る向斜構造が存在する。一方、BB' および CC' 断面では、東城寺付近に逆転構造が存在するため、より複雑な構造を持っている。すなわち、東城寺付近では、逆転している堆積構造や岩相分布から、東に倒れた横倒し褶曲が存在しなければならない。これらの構造は、朝日峠付近では波長が数百 m の褶曲構造として観察される (地質図参照)。これらの褶曲構造に伴って、背斜および向斜軸付近には、強い片理を持つ岩石がしばしば観察される (Fig. 3f)。その片理面は雲母類の定向配列によって構成され、原岩の層理面と斜交する。また、この片理面と平行に、多数の石英-長石脈が観察される。この脈を構成する鉱物は、石英、カリ長石、斜長石のほか、ファイブロライト、黒雲母、および白雲母である。なお、上述のような東に倒れた横倒し褶曲の存在は、八溝山系に分布する古期堆積岩類においても推定されている (笠井, 1978)。

5. 変成分帯

宇野 (1961) は泥質変成岩の鉱物組合せによって分帯し、前述のような四帯を認めた。彼は第 I 帯と第 II 帯の境界を紅柱石の最初の出現線とした。しかし、筆者の地質調査や変成泥岩の化学分析によれば、紅柱石は主に特定の層準のアルミナに富む塊状泥岩に産出するので、紅柱石の出現で第 I 帯と第 II 帯を分けるのは適当でな

Metamorphic facies		Amphibolite facies		
Pelitic and Psammitic Rocks	Zone	A	B	C
	muscovite(1)	→ 2M ₁ →		
	muscovite(2)		← 2M ₁ ←	
	biotite			
	andalusite			
	sillimanite			
	fibrolite			
	cordierite			
	orthoclase			
	quartz			
Pelitic and Psammitic Rocks	plagioclase	An 15-25	An 19-33	An 30-38
	pyroxene			
	graphite			

Fig. 5. Progressive mineral changes in metapelites and metapsammites in the Tsukuba district.

い。そこで筆者は、本地方に一般的に見られる互層ないし頻互層をなす変成されたシルト～砂岩と泥岩の鉱物組合せを調べ、本地方を、A, B および C の三帯に分けた。各帯は以下の鉱物組合せで特徴づけられる。

A帯: 白雲母+斜長石±正長石±紅柱石。

B帯: ファイブロライト+白雲母+正長石+斜長石±堇青石。

C帯: ファイブロライト+正長石+斜長石±堇青石±ザクロ石。

すなわち、A帯とB帯はファイブロライトの有無で区別され、B帯とC帯は白雲母の有無で分けられる。なお、黒雲母、石英、およびグラファイトは、各帯のすべての岩石に出現する。また、本報告の A, B, および C 帯の鉱物組合せは、それぞれ宇野 (前出) の第 I と第 II 帯、第 III 帯、および第 IV 帯に対応するが、その境界の位置は少し異っている。第 I・II 帯と第 III 帯に対応する A 帯と B 帯の境界はほぼ同じであるが、第 III 帯と第 IV 帯に対応する B 帯と C 帯の境界は異なる。A, B, および C 帯の境界の反応関係については後節で述べる。

6. 変成鉱物の記載

本節では、紅柱石とファイブロライト、白雲母、黒雲母、斜長石、およびカリ長石について記載する。なお、出現頻度の低い堇青石やザクロ石を含む組合せについてはここでは考察しないので、これらの記載は省略する。

1. 紅柱石とファイブロライト

紅柱石は長径 5 cm 程度の斑状変晶 (主に空晶石) として産する場合と、数 mm 程度の斑状変晶として産する場合がある。前者はしばしば累帯構造を持ち、中心部では淡紅色の多色性を示す。両者とも、多くの場合、一部ないし全部が白雲母によって置換されている。

ファイブロライトは、短径 2 μ 程度、長径 100 μ 程度の針状結晶として、主に石英や白雲母の結晶中に生じている。5 個のファイブロライトがフッ酸および重液処理によって分離され、X 線粉末法によって同定された。その結果、これらはすべて珪線石であった。Table 2 には、本地方産のファイブロライトのユニット・セル・パラメーターを示した。

Fig. 6. Distribution of metamorphic zones and sampling sites of muscovite and plagioclase. 1: Zone A, 2: Zone B, 3: Zone C, 4: Two mica granite, 5: Biotite granite, 6: Fault, 7: Boundary of the Formations, 8: Sampling sites of muscovite and plagioclase 9: K-Ar ages.

Table 2. Cell constants of fibrolites.

Hirakawa : $a=7.4987$, $b=7.6786$, $1/2c=2.8965$ (Å), $1/2V=165.20$ (Å ³)
Pudo pass : $a=7.4880$, $b=7.6762$, $1/2c=2.8841$ (Å), $1/2V=165.86$ (Å ³)

また、C帯では長柱状珪線石* が紅柱石中に生じていることがある。この紅柱石の周囲は融食されており、白雲母によって置換されていない。

2. 白雲母

本地方のAおよびB帯では普遍的に白雲母が形成されており、次のような産状を示す。すなわち、A帯の低変成度側では、層理面と白雲母の(001)はほぼ平行であるが、A帯の高変成度側およびB帯の全域では、層理面を切る2mm程度の斑状変晶として産する。このような組織上の相異を、前者を白雲母(I)、後者を白雲母(II)と区別して、その消長を第3図に示した。

これら白雲母は、X線粉末法によって、その $d(002)$ と b_0 値が測定され、GuidottiとSassi(1976)のダイアグラムによって、そのパラゴナイトおよびセラドナイト含量が推定された。なお、 $d(002)$ および b_0 値の測定は、それぞれ、Evans and Guidotti (1966) および Sassi and Scolari (1974) の方法に従い、一試料につき3回行った。一試料についての測定結果の偏差は、 $d(002)$ で ± 0.002 Å, b_0 値で ± 0.003 Åほどである。Table 3には $d(002)$ および b_0 値を示した。また、Fig. 7は、これらの値を

GuidottiとSassi(前出)のダイアグラムにプロットしたものである。このデータから、各帯で次のような特徴が認められる。

A帯: パラゴナイトおよびセラドナイト含量の変化領域が広い。紅柱石が生じている場合、両分子の含量の変化領域はせまくなる。

B帯: 紅柱石の残晶の有無にかかわらず、パラゴナイト含量がほぼ一定となるが、セラドナイト含量は変化する。

C帯: ほとんどの泥岩で、白雲母が消失するが、砂岩では時々産出する。その組成はB帯の白雲母の持つ傾向から大きくはずれ、著しくパラゴナイト含量に富む。

一方、各帯の白雲母のモード** は、AおよびB帯で、それぞれ61.0~19.7 vol. % (6個の試料、平均37.4 vol. %) および19.2~1.1 vol. % (13個の試料、平均11.6 vol. %) であり、変成度の上昇に伴って減少する。

また、ポリタイプはすべて2M₁であった。

3. 黒雲母

黒雲母は、三帯を通じてほとんどの泥質岩および砂質岩に出現する。X線粉末法によって10個の黒雲母の $d(060)$ が測定されたが、三帯を通じて、その値はほとんど一定($d(060)=1.543\pm 0.002$)であった。また、Sugi(前出)の記載によれば、黒雲母の屈折率 γ は、低変成度側(南東部)で1.638~1.643、高変成度側(北西部)

Fig. 7. The relation between $d(002)$ and b_0 space of muscovite. This diagram is based on Guidotti and Sassi (1976).

* Fig. 5 で sillimanite としたものである。

** 測定点はすべて5000点以上、6000点未満である。他の鉱物のモード測定についても同様である。

では 1.639~1.646 と、あまり変化しない。

黒雲母のモードは、A, B, および C 帯で、それぞれ、25.2~12.6 vol. % (6 試料, 平均 20.4 vol. %), 33.3~18.6 vol. % (13 試料, 平均 25.4 vol. %), および 30.6~28.9 vol. % (2 試料, 平均 29.7 vol. %) であり、顕著な増減は認められない。

4. 斜長石

斜長石は、三帯を通じて、ほとんどの泥質岩および砂質岩に出現する。筆者は、浸液法によって斜長石の $\alpha_{\min}$ および $\gamma_{\max}$ を求め、アノーサイト含量を決定した (Smith, 1957)。その結果を Table 3 と Fig. 8 に、アノーサイト含量で示した。Fig. 8 から明らかなように、変成度の上昇に伴ってアノーサイト含量が増加する傾向が

認められる。

一方、モードは、A, B, および C 帯で、それぞれ、10.2~5.8 vol. % (6 試料, 平均 7.3 vol. %), 13.0~3.6 vol. % (13 試料, 平均 7.1 vol. %), および 6.0~6.3 vol. % (2 試料, 平均 6.2 vol. %) であり、ほとんど変化しない。

5. カリ長石

カリ長石は、三帯を通じて普遍的に出現する。X 線粉末法 (Wright and Stewart, 1968) によって、A 帯から C 帯までの 10 個のカリ長石について structural state を調べたが、すべて正長石であった。

一方、モードは、A, B および C 帯で、それぞれ、3.1~0.0 vol. % (6 試料, 平均 0.8 vol. %), 5.9~1.0 vol. % (13 試料, 平均 3.0 vol. %), および 3.9~1.0 vol. % (2 試料, 平均 2.4 vol. %) である。

7. 考 察

本節では、1. 各帯の境界での変成反応、2. 層序と変成分帯との関係、および 3. 本地方の造構運動の時期について考察する。

1. 各帯の境界での変成反応

変成鉱物の消長、組成およびモード変化から、各帯の境界での変成反応を考察する。

B 帯と C 帯の泥質岩および砂質岩にはファイブロライト (繊維状珪線石) が出現する。ファイブロライトが産出するようになると、斜長石のアノーサイト含量が増加し、また、正長石が普遍的に出現し、かつ、そのモードも増加する。これらの鉱物と共存する B 帯の白雲母は、そのパラゴナイト含量が極めて制限されるようになり、モードも A 帯にくらべて著しく減少する。このような事実から、A 帯と B 帯の境界では、次の反応 (Miyashiro, 1973) が考えられる。

この反応は、6 成分系 ($\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 系) で 6 相が共存する 2 変系反応であり、上記の 6 相は、ある範囲の温度と圧力の領域で安定に共存できる。そのような温度・圧力範囲が B 帯に相当すると考えられる。そして、B 帯と C 帯の境界では、この反応が完了し、ほとんどの岩石で白雲母が消失すると考えることができる。

2. 層序と変成分帯との関係

本地方は、原岩の岩相によって、下位より、平沢、東城寺、および雪入の三層に分けられ、また、変成鉱物組

Table 3. D(002) and b_0 spaces of muscovite, and An content of coexisting plagioclase.

Zone	Locality	Sample	d(002)	b_0 space	An % of plagioclase
C	1	75061201	9.976	9.001	35-38
C	2	75061305	9.970	9.002	30-33
B	3	77042201	9.980	9.011	23-26
B	4	74092409	9.981	9.008	28-33
B	5	75111307	9.990	9.005	28-31
B	6	74092501	9.987	9.005	27-30
B	7	75112902	9.980	9.012	23-27
B	8	Oda(1)	9.992	9.002	22-24
B	9	77043005	9.995	9.002	n.d.
B	10	Oda(2)	9.997	9.003	22-24
B	11	75122102	9.995	9.003	28-28
B	12	Matsumura	9.986	9.008	19-22
B	13	Tsukada	9.989	9.002	19-21
B	14	75031903	9.986	9.005	23-27
B	15	77042301	9.986	9.002	n.d.
B	16	77042312	9.995	9.004	n.d.
B	17	75011502	9.986	9.002	20-23
B	18	77041701	9.995	8.995	n.d.
A	19	Yanemoso	9.990	9.002	17-15
A	20	75061105	9.985	8.996	22-23
A	21	Yuki-iri	9.995	9.005	23-24
A	22	75110902	9.985	8.996	20-25
A	23	75030301	9.985	9.001	19-24
A	24	77041804	9.997	9.008	20-25
A	25	74092504	9.976	8.999	n.d.
A	26	74092506	9.980	9.022	15-19
Gr.	27	Hiragawa	9.983	9.012	23-27
Gr.	28	Hōjō	9.977	8.991	23-24
Gr.	29	Izumf	9.980	9.020	24-25

Gr. means samples from granites.

Fig. 8. The relation between the anorthite content of plagioclase and metamorphic grade.

合せによる分帯では、変成度の上昇に伴って、A, B, および C の三帯が認められる。これらの各層と変成分帯との間には、次のような関係がある。すなわち、平沢層は B 帯に属す。東城寺層は、上青柳、仏生寺、小田、および東城寺付近では B 帯であるが、五輪堂、龍神山、および山ノ荘付近では A 帯である。雪入層は A 帯と B 帯に属し、主に本層中にこれら二帯の境界が通る。これらの関係から明らかなように、変成度は、必ずしも下位の層準に向かって高くはならない。したがって、本地方の熱構造は、層理面と斜交すると考えられる。このような熱構造は、各帯の境界線が大岩体をなす斑状黒雲母花崗岩の分布と調和的であり、また、変成岩類の K-Ar 年令がこの花崗岩の年令とほぼ同じであることから、この花崗岩の貫入によって形成されたと考えられることができる。

3. 本地方の造構造運動の時期

本地方には、逆転構造や向斜および背斜構造など、褶曲運動によって形成された構造が認められる。これらの構造の形成時期に関連して、次のような点が指摘される。

i) 斑状黒雲母花崗岩は変成岩類の構造に調和的に貫入しており、その K-Ar 年令は 53~63 m. y. である (柴, 植田, 大貫, 前出)。

ii) 褶曲構造に伴って、強い片理を持つ岩石が観察される。その片理面と平行に、多数の石英-長石脈が生じており、これらは、明らかに原岩の層理面を切る (Fig. 3f 参照)。

iii) 横倒し褶曲の軸部から採集された変成岩の K-Ar 年令は、53 m. y. である (柴, 植田, 大貫, 前出)。

iv) 本地方に隣接する八溝山系は、岩相や地質構造が、本地方に酷似しており、両者の褶曲構造は、同一の構造運動によって形成されたと考えられる。八溝山系の地層は、化石によって時代が決定されており、最も新しいものは上部ジュラ系 (鈴木・佐藤, 1972) である。

以上のことから、筑波地方およびその周辺の造構造運動は、上部ジュラ紀以降に始まり、少なくとも古第三紀まで続いていたと考えることができる。

8. ま と め

1. 筑波変成岩類は、角閃岩相に相当する変成作用を受けているにもかかわらず、級化層理や斜交層理などの堆積構造が良く保存されている。

2. これらの変成岩類は、原岩の岩相と堆積構造から、下位より、平沢、東城寺、および雪入の三層に分けられる。

3. 変成鉱物組合せによる分帯では、変成度の上昇に

伴って、A, B, および C の三帯が認められる。

4. 原岩層序と変成分帯の関係から、本地方の熱構造は層理面と斜交し、斑状黒雲母花崗岩の分布に調和的である。

5. 本地方および八溝山系の古期堆積岩類が受けた造構造運動は、上部ジュラ紀以降に始まり、少なくとも古第三紀まで続いたと考えられる。

これらのことから、本地方の変成作用は、著しい片理形成を伴わない熱変成作用的性格を持っていることがわかる。また、本地方と傾家帯を比較すると、変成作用の型 (低圧・高温型)、変成岩の原岩、深成-変成作用の時代、さらに、上述のような変成作用の性格についても、極めて良く似ている。

謝辞: 本研究は、東北大学修士論文および茨城大学卒業論文の一部である。東北大学植田良夫教授、弘前大学大貫 仁教授 (当時東北大学)、茨城大学田切美智雄助教授には、適切な御指導・御助言をいただいた。これらの方々に深く感謝の意を表する。

引用文献

- Evans, B.W. and Gudiotti, C.V. (1966), The sillimanite-potash feldspar isograd in western Maine, U.S.A., *Contr. Mineral. Petrol.*, **12**, 25-62.
- Guidotti, C.V. and Sassi, F.P. (1976), Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **127**, 97-142.
- 広井美邦 (1978), 飛騨変成帯宇奈月地域の地質、地質雑誌, **84**, 521-530.
- 狩野謙一 (1978), 愛知県下の傾家変成岩の層序と構造, 同上, **84**, 445-458.
- Kanomata, N. (1961), The geology of Yamizo, Torinoko and Toriashi Mountain blocks and their geologic age. *Jour. Coll. Arts and Sci., Chiba Univ.*, **3**, 351-367.
- 笠井勝美 (1978), 八溝山系の地質構造に関する新見, 地質雑誌, **84**, 215-218.
- Kawano, Y. and Ueda, Y. (1966), K-A dating on the igneous rocks in Japan (IV)-Granitic rocks of backbone range in northeastern Japan and its western district-. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III.*, **9**, 525-539.
- 都城秋穂, 原村 寛 (1962), 古生層の粘板岩の化学組成. IV. 地向斜堆積物の帯状分布と変成帯の位置, 地質雑誌, **68**, 75-82.
- Miyashiro, A. (1973), *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin, London. 492pp.
- Sassi, F.P. and Scolari, A. (1974), The b_0 value of the potassic white mica as a barometric indicator in low-grade metamorphism of

- pelitic schists. *Contr. Mineral. Petrol.*, **45**, 143-152.
- 佐藤 戈止 (1927), 7万5千分の1地質図および説明書「筑波」, 地質調査所, 30 pp.
- 佐藤 正 (1974), 鶏足一鷲ノ子山地の二疊・三疊・ジュラ系. GDP連絡紙 II-1-(1) 構造地質, No. 2, 41-50.
- 柴 正敏, 植田良夫, 大貫 仁 (1979), 茨城県筑波地方, 変成岩類の K-Ar 年令, 岩鉱, **74**, 122-125.
- 柴田秀賢 (1944), 筑波山村近の深成岩類の關係. 東京文理大研究報告, 第1号, 69-86.
- 編 (1967), 日本岩石誌 II, 朝倉書店, 東京 pp. 372.
- Shibata, K. (1968), K-Ar age determinations on granitic and metamorphic rocks in Japan. *Geol. Surv. Jap. Rep.*, No. 227, pp. 73.
- Smith, J.R. (1957), Optical properties of heated plagioclases. *Carnegie Inst. Wash. Year. Book*, **56**, 216.
- Steiger, R.H. and Jäger, E. (1977), Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Letters*, **36**, 359-362.
- 杉 健一 (1928), 筑波付近の Injection-fels の成生に就いて (予報). 地質雑, **35**, 640-650.
- Sugi, K. (1930), On the granitic rocks of Tsukuba district and their associated injection rocks. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **8**, 31-112.
- 鈴木陽雄, 佐藤 正 (1972), 鶏足山地からジュラ紀菊石の産出. 地質雑, **78**, 213-215.
- 宇野達二郎 (1961), 茨城県筑波地方の変成岩. 同上, **67**, 228-236.
- Wright, T.L. and Stewart, D.B. (1968), X-ray and optical study of alkali feldspars: II. Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2V. *Am. Mineral.*, **53**, 38-87.
- 吉田 尚, 笠井勝美, 青木ちえ (1976), 八溝山系の地質と足尾帯の構造. 地質学論集, 第13号, 15-24.