北上中軸帯における花崗岩類と堆積岩類の構造的関係 (II)*

(地層のうねりによる褶曲構造の解析, ならびに, 花崗岩類の貫入構造と母岩の褶曲構造との調和的關係)

加 納 博**

(1954 年 10 月 23 日受理)

Preliminary Notes on Tectonic Relations between the Granitic Rocks
and their Country Rocks in the Kitakami-central Zone (I)

Hiroshi KANO

(Abstract)

There are various types of linear structures in the Palaeozoic and Mesozoic Systems in the central zone of the Kitakami massif. Among them, the most prominent and extensively developed lineation is that shown by the axis of gentle undulation of the bedding-plane.

It is noteworthy that the Palaeozoic and Mesozoic formations can be divided into several homo-axial structural groups with respect to the directions and plunges of lineations. These structural divisions almost correspond to the stratigraphical classification. (Table 1).

Table 1

Era	Homo-axial group of sedimentary formation	Plunge of the lineation		Main unconformities
Paleo-Cretaceous	Ofunato series	N		
Jurassic	Shishiori series Karakuwa series	NNW in the upper part, S in the lower		
Triassic	Inai series	S		
Permian	Toyoma series Kanokura series			
	Sakamotozawa series	Yukisawa basin NNE	Hikoroichi basin	
Carboniferous	Nagaiwa series	(absent)	NNW	
	Onimaru series	N or S (doubly-plunge)		
	Odaira series Arisu series Hikoroichi series	S		
Devonian-Gotlandian	Takainari series	SW		

* 北上中軸帯の研究, 第2報

** 秋田大学鉱山学部

地質学雑誌 第 61 卷 第 714 号 1955 年 3 月

The intrusion-axes of the three granitic masses (Higami granite, Takekoma granodiorite and Hirota quartz-monzonite) already described in the previous paper are in harmony respectively with the lineations and the fold-axes of such homo-axial structural groups that may have been folded synchronously with or prior to the intrusions of these granitic masses. (Table 2).

Table 2

Granitic mass	Principal Lineation (Intrusion axis) (or Fold-axis)	Sedimentary formation
Higami granite	NNW—NW	The lower Permian (Sakamotozawa series) and the middle Carboniferous (Nagaiwa series)
Takekoma granodiorite	S	The middle and upper Permian (Kanokura and Toyoma series respectively) and the Triassic (Inai series)
Hirota quartz-monzonite	N	The paleo-Cretaceous (Ofunato series)

I ま え が き

II 線構造のいろいろ

III 地層のうねりと褶曲構造

- (1) うねりの時代性
- (2) うねりと不整合
- (3) うねりと褶曲構造
- (4) 地層のうねりについての見透しと
これからの問題

IV 花崗岩類と堆積層群の構造対比

- (1) 氷上花崗岩と坂本沢統および長岩
統との構造的関係
- (2) 竹駒花崗閃緑岩と叶倉・登米統と
の構造的関係
- (3) 広田石英モンゾニ岩と大船渡層群
との構造的関係
- (4) 考 察

V 総 括

I. ま え が き

前篇 (I) では、北上中軸帯のおもな花崗岩質岩体——氷上^{ヒガミ}、竹駒(遠野)、および広田——が、それぞれことなる構造型式を示すとともに、その貫入構造軸がそれぞれ独自の方向(落し)をもっていることについてのべた。本篇では、これらの花崗岩質岩体のまわりに発達する堆積層群(古生層と中生層)の地質構造を解析し、前者との構造的な関係がどうなっているかについてくわしくのべる。地質構造の解析にあたつては、花崗岩質岩体のばあいと同じように、いろいろの線構造——とくに地層のうねりをはかり、これをいままでの地質調査によつて明らかにされている結果にあわせて考察した。

線構造をおもな方法とする野外の構造地質学的研究は、欧米では 1880 年頃からはじまつてひじょうな進歩をとげているが、本邦では、キースラーガーにおける線構造の研究のほかには研究の歴史はまだ浅く、ようやくさいきんになつて一般の関心が高まつてきた程度にすぎない。南部北上山地のように、センチメートル単位の高い精度に調査がすゝんだ地域でも、この重要な構造要素はほとんど見のがされていたようであり、いわばそれは残された研究の盲点ともいえるであろう。

もつとも、本篇でとりあつかう堆積層群の構造解析は、過去数十年ないし十数年間にわたる先輩層位学者諸氏の業績をもととしてはじめて行うことができることはかさねていうまでもない。

本稿は、井尻正二・牛来正夫・大森昌衛・関陽太郎・藤岡一男の諸氏に校えつしていただき、有益な批判と助言をたまわつた。以上のかたがたに深い感謝を呈する。研究経費の一部は、文部省科学研究費交付金を使用した。

II. 線構造のいろいろ

摘 要: 線構造といつてもいろいろの種類や型式がある。結晶片岩では鉱物の線状配列がもつともいぢまるしく、よく知られているが、北上山地のように変成をあまり受けない地層では、地層のうねりがもつとも重要である。地層の表面は元来二元的なものであるが、なにかの原因による一元的な線状要素が、その面上に存在するとき、この一方向的構造を線構造またはリ=エイション (lineation) と呼ぶ。このばあい、線構造とはいうが、その方向要素は広い意味に解釈し、はつきり線としてあらわれるばあいだけでなく、なんとなく線状にみえるばあいまで、いろいろの型式を含む。

E. Cloos (1946) は、線構造を 15 の種類に細分したが、筆者が当地域で観察した線構造を、筆者自身の便宜にしたがつて分類するとつぎのようである(第1図)。

(1) 堆積物質の平行配列による線構造

頁岩、砂岩、礫岩、シャールスタインなどを構成する物質が、堆積またはそれにひきつづいてかたまる時の運動に支配されて、ある一定の方向にならんで堆積してできると考えられるもの。この種の線構造は、つぎにのべる地層の構造運動によるうねりの軸に平行なばあいが多く、したがって一般に b-線構造に属する。

第1図 地層の線構造のいろいろ

① 粒状物体の平行配列 (第1図(1)―①)

砂岩の砂 (たとえば、細浦附近の白堊紀砂岩、大平統の砂岩)、シャールスタイン中の火山細礫 (たとえば舞出の沢上流) などにししばかりはつきりした線状配列がみられる。

② 塊状物体の平行配列 (第1図(1)―②)

礫岩礫・偽礫・集塊岩中の火山岩塊、石灰質団塊などがししばしばその長軸を平行に配列して線構造をつくる。

(例) 礫岩礫……薄衣礫岩中の礫が第2図の

第2図 薄衣礫岩の礫の線状配列

(矢作村赤淵、気仙川右岸) N 5 E 70 E の層面が大きく浅いうねりを示すと同時に、礫の線状配列も認められる。(S 5 E 34 S) 礫の中には不規則なものもあるが、少くも全体の60% は南落しの配列をしている。

ような程度の線構造を示すことがよくある。たゞしこのばあい礫の伸長率 (長径/短径) が2倍をこえることはあまりない。

偽礫……基石海岸の白堊紀粘板岩。

火山岩塊……舞出沢上流に広く分布する大平統IV層群の集塊岩質シャールスタイン。風化した表面では、がまがえるの疣のような突起が平行に配列する性質をとくに明瞭にしている。

石灰質団塊……矢作村出口の鬼丸統ホルンフェルス中のもの。

(このばあいには珪灰石スカルンとなついている)。

そのほか珍しい例として、炭化木の幹または茎が文字通りの線状配列をなすものが、細浦附近の白堊紀頁岩中に観察できる。

(2) 地層の変形による線構造

① 地層のうねり (第1図, (2)―① a, b)

第3図 オウナト 大船渡層群の大きいうねり

(左) ゴイシ 碁石海岸. 走向 $N10E44W$ の地層が浅い大きなうねりを示し、ゆるい角度で北に落している。
($N6E14N$),

(右) トマリ 泊里, 大船渡白堊紀向斜の中心部にあたり、地層の走向は東西に近くうねりの落し方向は傾斜の方向にほぼ一致する(走向傾斜= $N77W46N$, うねり= $N10E44N$). うねりの波長は約 60 cm, うねりの谷にかけ渡した折尺は走向方向においてある。

褶曲した地層は、多くのばあいにつけて幾何学的な平面ではなく、(2)―①a 図のような規則的な波状起伏を示すのがふつうである。これを地層のうねりとよぶ。

うねりの大きさや形は、その波長(波の山と山、または、谷と谷の距離)と振幅(波の高さ)とによつて、いろいろなばあいがある。第3図は、波長が数 m 単位のゆるい大きなうねり、第4図は、波長が数 cm 単位のこまかいうねりの例である。後者のようなうねりの波長と振幅がもつと小さくなると、「なまこ」板状ないし「ちりめんじわ」のようなうねりをつくる。このようなうねりは、一般に、頁岩や粘板岩のようなやわらかい地層に発達する傾向がある。また、振幅が大きいわりに波長が小さいときには、第1図(2)―①bのような形となる。このようなうねりは、石灰岩やチャートのようなわりあいしつかりした地層に、多く発達するようである。

以上のような地層のうねりは、北上中軸帯の中生界と古生界のどの地層の、どの露頭でも、また、岩石の物理的な性質がどうであろうと、いつでも観察することができる。したがって、いろいろの線構造のうちで、これがもつとも重要である。

うねりをはかるには、まず、層面をきめてその走向と傾斜をはかる。つぎに、その面の上のうねりの山か谷の軸の落しの方向をみさだめて、その水平方位と傾斜角(落しの角)をはかる。測定

第4図 オウナト 大平統粘板岩(Ⅲ層群の小さいうねり(小坪ノ沢))

ハンマーのおいてある斜面がうねりの面(走向 $N30E46E$). うねりは波長約 6 cm の小さいものであるが明らかに南に落している($S8W22S$). なお、うねり面に直角な劈開も発達し、うねりの軸と平行な交叉線構造をつくっている(図は写真より転写).

には、ユニバーサルクリノメーターをつかうと便利である。

② 数種の面の複合による線構造

複雑な構造運動をうけた地層では、もともとの層面のほかに、いろいろの方向の構造面が発達している。それらの面のうちで、とくに、うねりの軸面に平行な劈開面——いわゆる軸面劈開 (BILLINGS, 1952)——は、層面とまじわってしばしばはつきりした交叉線構造をつくる。

第 5 図 長岩統石灰岩のうねりと交叉線構造 (矢作村仙婆巖)

(左)……南に面した石灰岩の崖を下から見上げて撮したもの。反射して白く光っている面が節理面で、陰になつている面が層面で、地層のうねりとともにその軸面に平行な無数の劈開面の発達による交叉線構造がよく見える。うねりの軸および線構造の方向は N5E で、N に (写真の向う側に) 少く落している (12°)。

(右)……同じ露頭を側面から撮したもの。互視的な交叉線構造が左 (S) から右 (N) に向つてゆるい角度で落しているのが遠方からでもよくわかる。

第 1 図 (2) — ② a, b, c に、この種の構造の、いろいろのばあいを示した。また、第 5 図は、矢作村仙婆巖^{センバガヤ}の長岩統石灰岩に発達した交叉線構造の例である。この例のようなばあいには、数百 m の遠くからでも線構造がはつきりわかり、岩石は、線構造に平行にはがれ、または、われやすくなり、いわゆる、ロール構造・棒状構造・鉛筆状構造などといわれる著しい構造を示すのがふつうである。

(3) 結晶の生成による線構造

① 動力または熱作用による変成鉱物の平行配列による線構造 (第 1 図, (3) — ① a, b)

これは狭義の線構造として、結晶片岩地域などで一般によく知られているものである。細分すると単晶の平行配列による (3) — ① a 型と、結晶の集合の平行配列による (3) — ① b 型の 2 がある。

北上中軸帯では、坂本沢統以下の古期変成帯 (加納・関, 1954) に分布する絹雲母や緑泥石の多い、准片岩または千枚岩が (3) — ① b 型の線構造をよく示している。また、竹駒および遠野花崗閃緑岩^{トオノ}体のまわりの新期変成帯でも、黒雲母・珪線石・堇青石・鉄ざくろ石などによる (3) — ① a または ① b 型の線構造が発達することが少くない。

ここで注意すべきことは、これらの鉱物の線構造が、原岩のうねり構造に支配されるときと支配されないときとがあることである。前者は静的な再結晶作用によるばあいで、線構造はうねりの軸に——

致する。後者のばあいには、例えば竹駒花崗閃緑岩に接する壺ノ沢片麻岩にみられる (第6図)。すなわち、ここでは鉱物の配列方向 (S 落し) はうねりの軸 (NW 落し) に明らかに斜交し、鉱物 (黒雲母) の線方向は竹駒花崗閃緑岩体の b 軸 (S 8 W 60 S) とほぼ平行している。この黒雲母は竹駒の貫入に関連して片麻岩中に注入したアプライト脈 (図の Ap) の両盤に“油肌”^{*} 状に形成されたものと考えている。

第6図 うねり (L_N) に斜交する油肌状黒雲母の線構造 (L_N') (竹駒村壺ノ沢)

L_N N 65 W 45 NW

L_N' SN 56 S

Ap アプライトの細脈

これとおなじような線構造は、壺ノ沢片麻岩中にできた鉄ざくろ石にもあり、また小友村鳴沢附近の坂本沢統ホルンヘルスにおける珪線石にもよく発達している。こゝでは地層のうねりは N 52 W 28 NW であるのに対し、珪線石の線構造は S 40 E 48 SE でこの附近の遠野花崗閃緑岩の線構造にほぼ近い値を示している。

② 脈の生成による線構造

地層の層面間にしみこんだ石英・方解石などの脈が、うねりの軸に平行に伸長して生じていることがしばしばある (第1図 (3) — ②)。また小さいレンズ状結脈がうねりの軸の方向に雁行配列する例も 2, 3 観察している。このような脈の生成は特別の火成活動とはおそらく無関係で、地層の堆積——褶曲の運動と密接な関係をもつものであろう。

III. 地層のうねりと褶曲構造

摘 要: 地層のうねりの方向にはまちまちしい時代的な特質があり、いままでこの地方で知られている大きな不整合を境として各時代の層群ごとに独自の特性を示し、それぞれの堆積盆地の褶曲軸 (b 軸) に一致する。

(1) うねりの時代性

北上中軸帯の、中・古生界の地層のうねりを広い範囲にわたって観察測定した結果を、第8図版 (本誌第 60 巻第 705 号) および第7図のステレオ投影図によつて大観すると、うねりの落しの方向ならびに落しの角度について、つぎにのべるような著しい時代的な特性を認めることができる。

① うねりの落しの方向は、おなじ時代の地層では、ほぼ一定範囲の値を示すが、時代のちがった地層は、地域的には相接していても著しい違いを示すのが普通である。

うねりの軸は水平なこともあるが、多くのばあい、層面の傾斜 (dip) の方向に対して、偽傾斜の方向に落している。これをうねりの落し (plunge) という。落しの方向は、おなじ走向・傾斜をもつた地層面について、第8図に示したような3のばあいがある。図 (a), (c) は偽傾斜方向の落しを示すうねりで、北上山地では南北性の走向を有する地層に多く、(a) はN落し、(c) はS落しである。

図 (b) は真傾斜の方向に落すもので、東西性走向を示す地層に多く、この図のばあいではS落しである。

② たゞし落しの方向が時代によつて一定ということは、機械的に一律に、ある層群はN落し、あ

第7図 古生代各層群のうねりのステレオ投影 (総括図) (投影はすべて下半球)

1.....登米・叶倉統, 2.....坂本沢統, 3.....長岩・鬼丸統, 4.....大平・有住・月頃市統, 5.....高稲荷層群

* 油肌とは、キースラーガーの鍾の内にしばしば見られるもので、鉱体の両盤のとくに著しい緑泥石化作用によつて油肌状の光沢を呈する部分のことをいう。

第8図 走向・傾斜がおなじ地層のうねりの3の方向

る層群はS落しということの意味するものではない。大船渡層群や登米・叶倉統——またおそらく、坂本沢統、長岩統、高稲荷層群など——のうねりが、NかS（またはSW）に一方向的な落しを示すことはたしかであるが、鹿折層群および鬼丸統では明らかに二方向的な落しがあり、ドーム状または盆地状の起伏を示している。大平・有住・日頃市統も、全般的には南にゆるい角度で一方向的に落しているが、おなじように多少の起伏が存在する可能性がある。

③ 落しの角度だけについてみても、各層群間の時代的差異はあきらかである。すなわち、高稲荷層群、大平・有住・日頃市統、鬼丸統、長岩統および鹿折層群は、いずれもゆるい角度（ $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ ）を示すものが多いが、これに対して坂本沢統、叶倉・登米統および大船渡層群のうねりはわりあい急なもの（ $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ ）が多い。

以上大観したところを要約すると第1表のようである。

第1表 うねりの時代性

紀	層 群	うねりの落しの方向	30°以上の落しの角度の比率	主な不整合および褶曲
古 白 堊	大 船 渡 層 群	N	44% 27/61	
ユ ラ	鹿 折 層 群	NまたはS (二方向的)	21% 8/38	先 鹿 折 不 整 合
	唐 桑 層 群	S	—	先 唐 桑 不 整 合
ト リ ア ス	稻 井 層 群	—	—	先 稻 井 不 整 合
ベ ル ム	登 米 統	S	50% 55/111	薄 衣 褶 曲
	叶 倉 統	S	50% 55/111	先 合 地 沢 不 整 合
石 炭	坂 本 沢 統	N	45% 28/63	先 坂 本 沢 不 整 合 (世田米褶曲)
	長 岩 統	N	24% 23/96	
	鬼 丸 統	NまたはS (二方向的)	24% 23/96	先 鬼 丸 不 整 合 (清水褶曲)
	大 平 統	S	14% 7/51	
	有 住 統	S	14% 7/51	
デ ボ ン ゴ ト ラ ンド	日 頃 市 統	S	14% 7/51	先 日 頃 市 不 整 合 (気仙褶曲)
	高 稻 荷 層 群	SW	22% 8/36	

このような事実は、湊正雄（1953，その他）がすでに種々の機会にのべている古生代地質構造の段階的發展説とよく一致している。

(2) うねりと不整合

地層のうねりの段階的な変化は、第1表に示したように、いままでこの地方で知られている各時代の不整合を境界とすることがわかり、しかも、大体において、大きな不整合の上下ではうねりの変化が大きく（例えば、先日頃市、先鬼丸など）、わりあい規模の小さい不整合の上下ではうねりの変化はほとんどない（例えば、先唐桑、先稻井など）——という一般的な傾向を認めることができる。つき

に、うねりの変化が著しい 2, 3 の例についてのべてみよう。

(例 1) 先鬼丸不整合 (第 9 図)

湊正雄 (1941) の記載によつてよく知られている横田村小坪ノ沢における先鬼丸不整合の露頭では、不整合面を境として上位の鬼丸統石灰岩と、下位の大平統炭質頁岩および石灰質砂岩とは、その走向・傾斜には著しい差がなく平行不整合状であるが、うねりの落しの方向には第 9 図に示したようなはつきりした変化が認められる。

この不整合面を境として上下の地層のうねり構造が、一方は N 落しであるのに対して他方が S 落しという著しいちがいを示す事実は、湊正雄の“清水褶曲”説を裏書する有力な資料であろう。

(例 2) 先合地沢不整合 (第 10, 11 図)

この不整合は、いままで整合とみなされていた下部——中部二疊系中に、末富宏 (1953) と湊正雄 (1954) が確認したものである。下盤の坂本沢統 (矢作階) と上盤の叶倉統 (合地沢階) とは、走向・傾斜の点では平行不整合のようであるが、うねりの落しの方向は前者が N 落しであるのに対して後者は S 落しを示し、明らかながいがある。たゞこのばあい、坂本沢統のうねりは例外なく N 落しであるが、叶倉・登米統のそれは、大部分は S 落しだが不整合面の近くに例外的に N 落しの部分がまじつてあること

第 9 図 先鬼丸不整合 (小坪ノ沢)

① N5W26N, ② N20E52N,
③ S8E26S, ④ S6E30S

第 10 図 先合地沢階不整合 (叶倉沢)

第 11 図 先合地沢階不整合 (合地沢本流)

は注目すべきであり、さらにこれに関連して、叶倉・登米統のうねりの落しの角度が、不整合面から上盤に進むにしたがつて 20° 前後より 40° 前後に次第に増加する傾向が認められることは、おそらく不整合面から上位の地層が下位の (基盤の) 構造によつてある程度の支配を受けたことを示すものと考えられる。

第 12 図 東浜街道にそつた稲井・唐桑・鹿折層群のうねり

いには、うねりの変化は不整合面を境としてかならずしもはつきりしているわけではない。唐桑層群の上部にはS落しのうねりとまじつてN落しのうねりがあらわれ、また鹿折層群の下部ではNNWないしNW落しのうねりとともに、S落しのものも観察される。さらに、鹿折町梶ヶ浦附近には局所的にうねりの方向が一見無秩序な部分があり(第8図版)、鹿折層群の構造が稲井層群以下の構造と本質的に異なることを暗示しているように思われるが、しかしその構造差の境界を先唐桑または先鹿折のうちのどの不整合においたらよいか、あるいは不整合とは関係のないものかについては、これから問題である。

(3) うねりと褶曲構造

地層のうねりをはじめとする多くの線構造が地層の褶曲軸(b軸)に一致するということは, SANDER 以来の公理として広く一般に認められほとんど問題を残すところがないようである。本地域の

第 13 図 大船渡層群の構造図型

層理 (58 点).....5—2—0%
うねり (55 点).....15—10—5—2—0%
 $b_1 = N6 W 41 N$, $b_2 = N4 E 24 N$

(例 3) 先唐桑ならびに先鹿折不整合 (第12図)

唐桑村^{タタコシ}只越^{シシオリ}から気仙沼市鹿折町に通ずる東浜街道にそつて分布する稲井層群^{イナイ}(下部トリアス系),唐桑層群^{カラサカ}(下部ユラ系)ならびに鹿折層群^{イナイ}上部ユラ系)のうねりの変化も著しいものがあり、稲井・唐桑層群のうねりは同じ堆積盆地の下位にある登米・叶倉統とおなじくSに一方向的な落しを示すが、鹿折層群のうねりはそれに反しNNWに落すものが多い。しかしこのばあ

第 14 図 大船渡層群のうねりと褶曲

中・古生層のばあいも決して例外ではないとおもわれるが、以下この地域の中・古生界の各層群の褶曲構造と線構造との関係がどうなっているかを具体的に検討してみよう。

(例 1) 大船渡層群の構造 (第 13 図)

本地域の中・古生界のうちで、もつとも単純な構造をもつとおもわれる大船渡層群は、うねりと褶曲軸とがよく一致するもつともはつきりした例である。

大船渡湾の西岸から広田半島の東縁にかけて分布する古白堊紀層群は、筆者の概査では、^{マツザキ トマ}泊里—^{ヒシヨウワシ}細浦—飛定地山を結ぶ NNW—SSE の線を軸とする N に沈んだ向斜構造をなすものと考えられるが、一方各所でみられる地層のうねりは層面の走向傾斜の如何にかかわらずほぼ一定範囲の値を示し、第 13 図に示したように、その極大集中点は、層面の投影点のえがく大円の極 (b_1 または b_2) によく一致している。この場合、 b_1 (または b_2) はこの層群の褶曲軸である。

図において、ほぼ対称的に東西に分布する層面等密度曲線のうち、E 側の図形は向斜の東翼を、W 側の図形は向斜の西翼を示し、中央の図形は向斜の軸部 (泊里附近における) の測定値をあらわしている。

しかし細くみると、うねりの落しの角度が向斜構造の縁辺部と中心部 (軸部) とではかなり異なることが注目される。すなわち、前者ではうねりは一般にゆるく 20° 内外であるが、後者では 40° から 50° におよぶのがふつうである。第 13 図の b_1 と b_2 はそれぞれ中心部と周縁部の構造をあらわすものに外ならない。

(例 2) 雪沢盆地の叶倉・登米統の構造 (第 15 図)

叶倉沢・合地沢地域から矢作村雪沢地域にかけて分布する叶倉・登米統は、いままでの地質図 (第 8 図版) からもうすぐわかるように、南に一方向的に沈下した向斜構造をなしている。この堆積盆地を数ヶ所で横断してみたところによれば、地層のうねりは例外なく S 落しであり、第 15 図に示したようにその極大集中点 (S6W22S) が、前例のばあいとおなじく、向斜構造の軸に一致することは明ら

第 15 図 叶倉・登米統 (雪沢堆積盆地) の構造図型 (点線は竹駒花崗閃緑岩体)

層理 (55 点)15—10—6—2—0%

うねり (60 点)20—15—10—5—2—0%

b (うねりの極大集中) = S6W22S

b' (竹駒 Gr のリ=エーション極大集中) = S8W60S

第 16 図 坂本沢統 (雪沢堆積盆地の外側地域) の構造図型

層理 (154 点)8—6—4—2—1/2—0%

うねり (65 点)15—10—5—2—0%

b = N17E28 NNE, b' = S10W20S

(層理の測定資料の中 90 個は末富宏氏の提供によるもの。同氏の御好意に厚く感謝する)

かであろう。さらに、うねりの落しが向斜の縁辺部で一般にゆるく($10^{\circ}\sim 20^{\circ}$)、中心部でやゝ急($30^{\circ}\sim 40^{\circ}$)となることも大船渡層群の向斜盆地の性質とよく似ている。

たゞこのばあいには、図に示された構造図型は必ずしも b 軸について対称的ではない。層面の密度は W 側に大きく、相対的に東傾斜の部分が——向斜の東翼においても多いこと、いいかえれば全体として軸面を東に倒した等斜向斜構造をなすことを示している。

(例 3) 雪沢盆地の外側の坂本沢統の構造 (第 16 図)

先合地沢不整合を境として雪沢盆地の外側に分布する坂本沢統は、地質図を一見すると内側の叶倉・登米統と共通の褶曲軸をもっているようであるが、解析の結果は第 16 図のように、明らかに叶倉・登米統とは異なる構造型式を示している。すなわち、叶倉・登米統のうねりの極大集中点 b は S 側にあるのに対して、坂本沢統の b は N 側にあること、また、叶倉・登米統の層面曲線の分布は、ほぼ b を極とする規則的な褶曲を示すが、坂本沢統の褶曲の形ははるかに複雑であること、——層面曲線の分布は、 b を極とする大円にそつたひろがり (N 落しの褶曲の形) を示しているようにおもわれるが、どちらかといえば、むしろ水平に近いゆるい落しの褶曲軸が考えられるようでもあること。——第 16 図から以上のようなことを解析することができる。湊正雄その他 (1954) の柱状図によると、坂本沢統の最上位を占める X 層群の分布は、この盆地の北端部の樺山沢附近に限られて南部の雪沢地域にはなく、雪沢地域では IX 層群の上に叶倉統の基底礫岩がのっている。この事実は、坂本沢統の褶曲軸が、叶倉・登米統のそれとは反対に N 落しであることを具体的に示すものと考えられる。要する

第 17 図 坂本沢統 (日頃市盆地) の構造図型 (点線は氷上花崗岩体)

層理 (125 点) $10-5-2\frac{1}{2}-1-0\%$

うねり (19 点) $20-10-5-0\%$

b (うねり極大集中 = 主褶曲軸) = $N 13 W 30 NNW$

a (副褶曲軸) = $S 62 W 26 SWW$

b' (氷上 Gr 南部相 r = エイション極大集中) = $N 24 W 43 NNW$

b'' (同北部相) = $N 50 W 49 NW$

a' (氷上 Gr 南部相 a 軸) = $S 45 W 22 SW$

a'' (同, 北部相) = $S 31 W 10 SW$

(層理の測定資料の中、約 100 個は垣見俊弘氏の提供による。同氏の御好意に厚く感謝する)

第 18 図 長岩統 (日頃市盆地) の構造図型 (点線は氷上花崗岩体)

層理 (108 点) $15-10-5-1.8-1-0\%$

うねり (23 点) $20-15-10-5-0\%$

b (うねりの極大集中 = 主褶曲軸) = $N 8 W 26 N$

a (副褶曲軸) = $S 60 W 40 SW$

b' , b'' ; a' , a'' 第 17 図に同じ

(層理の測定資料中、80 個は垣見俊弘氏による)

に、この堆積盆地の内側の叶倉・登米統と外側の坂本沢統の褶曲構造が、以上のような意味で段階的に異なることは明らかである。

(例 4) 日頃市盆地の坂本沢統と長岩統の構造 (第 17, 18 図)

同じ時代の地層でも、堆積盆地がちがうと構造型式が異なる。日頃市盆地における坂本沢統 (坂本沢統標準露出地) はその 1 例である。しかし、うねりの傾向は前例とおなじように N 落しが多く、その極大集中点 **b** (N 8 W 26 N) は、図型から明らかなように褶曲軸に一致している。

このばあい注目すべき特性は、層面曲線が **b** 大円にそつたひろがりを示すと同時に、**a** 大円にそつたひろがりも示していることであり、**a** (S 60 W 40 SW) を軸とする副褶曲の存在がこれから推定される。E. Cloos (1946) によると、この種の副褶曲は **a** 方向の衝上の運動にともなつて生ずるといわれ、また、この地域の構造をくわしくしらべた垣見俊弘 (1952) によれば、“西から東に向う衝上運動がこの地域の重要な運動の一と考えられる”ということである。この特性は氷上花崗岩の貫入と密接な関係をもつものと考えるので後にまたのべる。

長岩統の構造図型 (第 18 図) も、坂本沢統とほとんど相似で、やはり **a** 軸方向の副褶曲が認められる。垣見俊弘が観察した西から東の衝上運動は坂本沢統においてとおなじく、長岩統にもはたらいているといわれている。

坂本沢統とその下位の長岩統との関係は、湊正雄 (1942) の“世田米褶曲”をはさむ著しい不整合と信ぜられているが、日頃市盆地においては、少くも筆者が解析した結果では、両者の間の構造的差異はあまり認められない。

(例 5) 大平山背斜東翼の鬼丸統の構造 (第 19 図)

大平山を中心とする下部石炭系の背斜の東翼に、細長く带状に分布する鬼丸統のうねりは、図に示したように北にゆるい角度で落すものが多いが、平貝沢の入口から南では北落しのうねりにまじつて南落しのうねりがしばしば顕著に発達する事実がある。この現象はこの地域の鬼丸統が、おそらく平貝沢の入口附近を軸頂とする南北にのびたドームまたはアーチ状構造をつくり、それより南または北に向つて小起伏をくり返しながらかつて漸次その褶曲軸を沈下していく褶曲構造をつくつていくことを示しているものと考えられる。

このような構造はいままでの地質図からも、おおまかには読むことができる。

湊正雄その他 (1953) によると、鬼丸統上半部の層準を示すといわれる *Stylido phyllum japonica* という珊瑚の化石は、この地域では矢作村出口と世田米町火石の 2 ケ所——すなわちドームの南北両端部だけに知られ、ドームの中心部とみられる部分からはまだ見出されていない。この事実は、上にのべた構造を裏書するものである。

(附) 鬼丸統の下位に不整合をもつて分布する大平・有住統の構造は、少くも大平山以南では、さわめてゆるい角度で南に落した背斜構造をつくり、大平山頂上の附近では、文字通りほとんど水平に近い褶曲軸が認められるが鬼丸統のばあいのようなドーム構造をなすかどうかは疑問である。というのは、発達するうねりはすべて S 落しばかりだからである。しかし、いずれにせよ鬼丸統との構造的差異はきわめて明白で、先鬼丸不整合が構造的にも

第 19 図 大平山背斜東翼の鬼丸統のうねり

“第1級の不整合”であることは確実であろう。

日頃市地域の高稲荷系の褶曲軸が SW ないし S 落しであることは、大久保雅弘 (1950) の大森附近の精査によつて明らかであるが、これまた、この系に優勢なうねりの落しの方向とよく一致する。

(4) 地層のうねりについての見透しとこれからの問題

この論文のおもな目的である花崗岩類と堆積岩類との構造的な関係について論ずるまえに、これまでのべてきた堆積岩類の線構造——とくに地層のうねりの問題についての考えをここでまとめておく。

地層のうねりの軸がその地層の大褶曲軸に一致することは、これまでのべたことから問題はないとおもう。また、おのおのの層群の示すうねりの落しの方向が、層群ごとにちがうということは、これまで世界のほかの地域であまり知られていないが、北上山地の古生界の地質構造が段階的に発展するという湊正雄 (1953) の説によれば、いちおうの説明がつくことであろう。うねりの線構造が、砂岩や礫岩をつくる砂や礫の配列方向とおなじことは、この構造をつくる運動が堆積作用とおなじ時期か、あるいは、それにひきつづいたときに行われたことを暗示している。うねりをつくつた運動が、どういう性質のものであるかは、これからの問題である。ともかく、この構造の成因を明らかにするためには、この現象ひとつだけをとりあげるのではなく、これとたがいに関係した節理・劈開・裂開・滑りなどの現象が、地質構造が発展していく過程において、地層のなかに具体的にどのようにしてあらわれ、また、どのように変つていくかを明らかにすること——いいかえれば、地層の変形についての理論を確立することがさしあたつて必要な仕事である。

要するに、成因の問題は別として、当面の結論としてはつぎのようなことをひきだすことができる。

堆積岩類の線構造——なかでも、とくにひろくみられる地層のうねりは、堆積層群の褶曲構造を解析するためにいろいろの点で役にたつ。それは褶曲軸の落しが北か南かということがわかるばかりでなく、堆積盆地の細部構造を具体的に反映して、褶曲軸に起伏があるとか(鬼丸統のばあい)、あるいは、盆地の縁辺部が基盤の影響を受けてもたれかかつて (abut) いるとか(叶倉統や坂本沢統の基底附近のばあい) の現象を知ることができる点において、きわめて有効な方法といえる。さらに、うねりの方向が層群ごとにちがうということから、逆に、時代未詳の地層の時代を推定するための手がかりにもなるであろう。

IV. 花崗岩類と堆積層群の構造対比

摘 要: 北上中軸帯南部に発達する3の花崗岩質岩体は、それぞれ、そのまわりに分布する層群のうちのあるものと、構造的によく調和する。すなわち、氷上は日頃市盆地における坂本沢統および長岩統と、竹駒は雪沢盆地と世田米東方の叶倉・登米統と、また広田は大船渡白堊紀層群と構造的な調和関係を示している。

(1) 氷上花崗岩と坂本沢統および長岩統との構造的関係

氷上と接する層群は、下は高稲荷層群から上は大船渡層群まで各時代の層群があるが、前章で解析したこれらの層群の構造型式を氷上の構造型式 (I, p. 246) とくらべてすぐ気がつくことは、氷上山塊の北方に分布する坂本沢統と長岩統が、構造的にもつともよく氷上に似ているということである。

第 17 図と第 18 図に、点線で氷上の構造図型を重ねてみたが、どんな点が具体的に共通しているかをつぎに検討してみよう。

① 両者の線構造は、いずれも NNW ないし NW に落し、その極大集中としての b の位置は近接している。ただし、落しの角度は氷上のほうが急で、長岩統が 26° 、坂本沢統が 30° に対して氷上

は $43^{\circ}\sim 49^{\circ}$ となつている。

② 両者の層理面は NS ないし NE—SW の走向が多く、傾斜もひとしく W ないし NW である。したがって、両者の c 軸はほとんど重なり、層理曲線も大部分は重なる。

③ 両者の b が近接し、c がほとんど一致する結果、a も近接する。坂本沢統（および長岩統）では前にのべたように a 軸方向の衝上運動とそれにとまなう副褶曲構造が認められるが、氷上においてもやはり a 軸方向の運動を示すような滑り線構造が存在することは前篇 (I) で注意しておいたとおりであり、この地域の坂本沢統（および長岩統）に起つた西から東への衝上運動は、おそらく氷上の貫入と密接な関係をもつものと考えられる。

なお、雪沢盆地の外側の坂本沢統は日頃市盆地のそれと b 軸はほぼ一致するが構造型式はかなり異なり、氷上とは調和しない。おなじように、氷上の東側に分布する大船渡層群も、その b 軸は N 落しであるが構造型式は明らかに氷上とは調和しない。

(2) 竹駒花崗閃緑岩体と叶倉・登米統との構造的関係

竹駒はもつとも明瞭な層状 b 型貫入構造で、その b 軸（貫入主軸）は南ないし南西落しである。この岩体の両側には、大平山のまわりに分布する下部石炭系の背斜、氷上花崗岩体、および世田米東方ならびに雪沢から長部にかけての叶倉・登米統の向斜があり、どれにも熱変成をあたえているが、構造的には下部石炭系および氷上岩体のどれとも調和しないで、叶倉・登米統盆地の構造ともつともよく調和している。

ただし、東側の叶倉・登米統盆地（世田米町城内から横田村槻沢にかけて分布するもの）と、西側の登米統盆地（矢作村雪沢東方から長部附近にかけて分布するもの）とはその構造型式（とくに b 軸）がややちがうが、それに対応して竹駒の内部でも構造的な岩相区分——世田米岩相と竹駒主岩相——を地域的に行うことができる。第 15 図は竹駒主岩相と雪沢盆地の叶倉・登米統との調和関係を、第 20 図は世田米岩相と城内・槻沢盆地のそれとの調和的な関係をそれぞれ具体的に、はつきり示している。前篇 I (p. 252) にのべた、両岩相の運動の地域差は、このような壁岩との構造的な相互関係によつて十分に説明できるのである。

もつとも、竹駒の b 軸は叶倉・登米統盆地の b 軸より急であるが、前章でのべたように、叶倉・登米統盆地のなかでも中心部のうねりは縁辺部より一般に急になつているから、げんみつに言えば、竹駒の b 軸は叶倉・登米統盆地の中心部のそれに近いということになる。

(3) 広田石英モンゾニ岩体と大船渡層群との構造的関係

この岩体は大船渡層群の堆積盆地の西のはじにそつて位置し、明らかにこれに貫入している点、また微弱ながら認められる線構造の方向が、堆積盆地の b 軸にだいたい近いという点から、大船渡層群との構造的関係がもつとも深いものと考えられる。

このばあいにも貫入岩体の b 軸の方向 (N 6 W

第 20 図 世田米岩相と城内・槻沢地区登米統との構造対比

- 1……登米統層理, 2……同うねり
3……世田米岩相層理, 4……同線構造
b S 26 W 30 SW, b' S 26 W 45 SW

55 N) が、堆積盆地の縁辺部の b 軸 (第 13 図の $b_2=N4E24N$) より中心部のそれ (第 13 図の $b_1=N6W41N$) に近い方向をとることは、竹駒のばあいとおなじようにおもわれる。

(4) 考 察

造山帯における花崗岩質岩類は、それぞれの時代の造山 (褶曲) 運動と同時に、またはややおくれで貫入したものが多く一般にいわれている。もしそうだとすればある時代に、ある場所に貫入した花崗岩質岩体の構造は、時間的にも空間的にも近接する地層の構造に対して、ある程度の調和的な関係をもっていることが考えられる。また、逆に、このような関係は、花崗岩質岩類が貫入した時代を推定するための間接的な 1 つの鍵をあたえと考えることができる。こういう考えから、筆者はこの論文のおもな目的とした花崗岩質岩類と堆積岩類との構造対比を試みたのである。

この作業仮説にもとづいてみいだされた事実——両者の構造的相似関係は、上にのべたように、とくに氷上と坂本沢統および長岩統とのばあい、また、竹駒と世田米東方の叶倉・登米統とのばあい——に著しいものがあり、それらの関係はけつして偶然とはおもわれない。それらの構造型式 (それぞれ b 変動型および層状 b 型) や母岩にあたえた変成作用またはそれ自身の変成の状態などからみても、氷上は日頃市地域の坂本沢統 (および長岩統) の堆積ないし褶曲と、また竹駒はその両側の叶倉・登米統の堆積ないし褶曲と、ほぼ同時か、あるいはややおくれで貫入したということが予想される。

氷上と竹駒の貫入時代についてのいままでの資料 (加納・関, 1954) では、前者は坂本沢世の後期、後者はだいたい登米世ないし稲井世の後期と推定され、これは上にのべた母岩の構造との関係からみちびきだされた結論にたいして、著しい矛盾を生じていない。

この論文でとりあつたような、花崗岩質岩体と堆積岩類との構造的な相互関係については、いままでもあまり注意されていないから、こんごの各地の変成帯での研究成果を期待したい。

V. 総 括

北上中軸帯に分布する花崗岩質岩体——氷上、竹駒および広田——の構造解析にひきつづいて、本篇では中生層と古生層の褶曲構造を解析し、あわせて花崗岩質岩体との構造的な関係についてのべた。

(1) 褶曲構造の解析には、おもに線構造に注目した。これにはいろいろあるが、なかでもとくに重要で、かつ、どこにでもみられるものは地層のうねりである。

(2) うねりとは、層面上の波状の起伏で、その波長と振幅はさまざまである。

(3) うねりの落しの方向と落しの角度には、地層の時代によつてきまつた規則的な性質があり、これまでこの地方でしられている大きな不整合を境として、各時代の層群ごとに独自の特性を示し、それぞれの堆積盆地の褶曲軸に、具体的によく一致する。

(4) 不整合を境とするうねりの段階的な変化は、先日頃市世、先鬼丸世、先合地沢世および先唐桑 (あるいは先鹿折) 世の、おのおのの不整合では著しいが、先坂本沢世不整合では、かならずしも上下の構造的な差異は明らかではない。この点については、“先坂本沢世不整合”のこんごの再検討を要すると考える。

(5) 花崗岩質岩体の構造は、このような立場から解析したこの地方の各層群のうちのあるものの褶曲構造と、調和的な関係をもっている。すなわち、氷上は日頃市盆地の坂本沢統と長岩統と、竹駒は雪沢盆地と世田米東方の叶倉・登米統と、それぞれ構造的によく調和する。また、広田は、氷上や竹駒ほどにははつきりした方向性はないが、大船渡層群の構造とわりあいよく調和する。

(6) このような事実は、花崗岩質岩体の貫入が、それぞれの岩体と構造的に調和する層群の褶曲運動と、ほとんど同時か、あるいは、ややおくれで行われることによるものと考えられ、したがって、

花崗岩質岩体の貫入の時期を推定する間接的な鍵をあたえるであろう。これらの花崗岩質岩体の貫入時期についてのいままでの資料は、上にのべた構造的調和関係からみちびき出される結論と矛盾しない。

引用文献

- BILLINGS, M. P. (1952): Structural Geology
CLOOS, E. (1946): Lineation. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 18
垣見 俊弘 (1952): 岩手県気仙郡日頃市村坂本沢長岩附近の地質, 北大卒論
加納 博・関 陽太郎 (1954): 北上中軸帯, 第 61 年総会地質見学旅行案内書
湊 正雄 (1941): 岩手県気仙郡世田米地方の下部石炭系, 地質雑, 48
" (1942): 北上山地における先坂本沢不整合と其の意義, 地質離, 49
" (1953): 地層学
湊正 雄・橋本誠二・陶山国男・武田祐幸・鈴木淑夫・木村昭二・山田一雄・垣見俊弘・市川輝雄・末
富 宏 (1953): 世田米地方の石炭系の層序と化石帯, 地質雑, 59
湊 正雄・橋本誠二・陶山国男・武田祐幸・鈴木淑夫・木村昭二・山田一雄・垣見俊弘・市川輝雄・末
富 宏 (1954): 世田米地方の二疊紀層の層序と化石帯, 地質雑, 60
大久保雅弘 (1950): 岩手県気仙郡日頃市村のゴトランド・デボン両系について, 地質雑, 58
末富 宏 (1953): 北上山地世田米町附近の古生界, 北大卒論