船津附近で見られるひだ変成岩と、船津花崗閃緑岩と、古生層との関係

(ひだ構造帯の覚え書)*

野 沢 保・磯 見 博*

(1955 年 9 月 22 日受理)

On the Relation among Hida Metamorphics, Funatsu
Granodiorite and Paleozoic Formations

(A Note on Hida Tectonic Zone)

Tamotsu Nozawa and Hiroshi Isomi

(Abstract)

The Hida metamorphic zone is girdled along its southern rim by a remarkable tectonic zone, which the writers name the Hida tectonic zone. This zone, 15~20 km in width, comprises the following rocks, zonally arranged from north to south;

Hida metamorphics-augen gneiss-Funatsu granodiorite-Paleozoic formation including crystalline schist.

Besides, local intrusions of serpentine dykes.

A remarkable feature among these rocks is the parallelism of the main structures, i.e. the structure of the Hida metamorphics, the boundary line between the Hida metamorphics and Funatsu granodiorite, the boundary line between the latter mentioned and the Paleozoic formation, the structure of the Paleozoic formation, and the direction of mylonitization, as well as the schistosity of crystalline schist. These important structures run from northeast to southwest, zigzag in from.

The most fundamental movement in the Hida tectonic zone is the upheaval of the Hida metamorphics with relation to the Paleozoic formation. By this movement, a part of the periphery of the Hida metamorphics was rolled up, and mylonitized; and the Funatsu granodiorite, metasomatic in original nature, was dragged up and forced to be intruded in a mylonitic fashion, into the interstices between the Hida metamorphics and the Paleozoics. With regard to the Paleozoic formations, the northern one was thrust upon the southern one, accompanying weak dynamo-metamorphism forming crystalline schist.

The Hida tectonic zone was formed, for the most part, after deposition of the Paleozoic and before the later Mesozoic.

1. ひだ構造帯	5. 古生層の変成した結晶片岩
2. ひだ変成岩と船津花崗閃緑岩	6. 蛇 紋 岩
3. 船津花崗閃緑岩と古生層	7. 結 論
4. 古 生 層	

* 1954, 1955, 日本地質学会年会にて一部講演

** 地質調査所地質部

地質学雑誌 第 62 巻 第 725 号 1956 年 2 月

ま え が き

ひだ変成帯の南縁地域は、ひだ山地の地質を研究している人々によつて、しばしば指摘されているように、1つの著しい構造帯をつくっており、たとえば小林貞一によつて「内帯中央線」*、亀井節夫その他によつて「ひだ外縁構造帯」** などと呼ばれている。

船津附近では、この構造帯の性格が、かなり明瞭にあらわれている。ここに、未だ不十分ではあるが、船津附近における構造帯のあらましを報告したいと思う。

もちろん、船津附近にみとめられる構造帯は、地域的にも、地質学的意義の上でも、ほぼ、上記の名称に相当する。しかしそれらの名称を記した報文は、概略をのべるにとどまつており、それらの意義や主旨が、筆者達の考えと、多少ちがつているおそれがある。故に、ここでは、本論文の記載を自由にするために、すなわち記載の便宜上、ひだ構造帯と言う名称を用いることにする。

この研究にあつて、地学団体研究部会ひだグループ、ひだ山地の地質研究会をはじめ、数多くの人々の、協力と助言とをえた。深い感謝を捧げるものである。

1. ひだ構造帯

いわゆるひだ変成岩は、青海—檜岳—穂高岳—蒲田—本郷—榎谷—伊勢を結ぶ線の北西に、広く分布している。この線の南東には、変成していない古生層がひろがり、ひだ変成岩は、全く発見されない。

この境界線は、一般に 15~20 km の巾をもち、複雑な構造をつくっている。これがひだ構造帯である。ひだ構造帯には、次のような岩石が、ほぼ帯状をなして分布している。すなわち、変成岩側（北西側）から、ひだ変成岩—眼球片麻岩—船津花崗閃緑岩—結晶片岩—古生層となつている。もちろん、これらの各帯は、量的には変化が著しいが、順序が前後することは、比較的まれで、局部的である。この他、この帯状分布を切つて、所々に蛇紋岩脈が形成されている。

2. ひだ変成岩と船津花崗閃緑岩

ひだ変成岩は、船津附近では、角閃石または黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩を主とし、晶質石灰岩・透輝石閃緑岩・角閃岩・斑礫岩などをふくんでいる。その構造は、大きく見ると船津北方では、走向：N 15°W、傾斜：直立または 70°W で、船津南方では、走向：N 75°E、傾斜：45°W と曲り、更に南西方の巢山附近では、再び、走向：N 10°W、傾斜：70°E となつてくる。すなわち、北東から南西へ、階段状に曲りながらつづいている。

しかし、船津北方で、ひだ変成岩が船津花崗閃緑岩に接する部分では、変成岩の一般構造からはずれ、一部に、複雑な構造がつくられている。すなわち、栃洞附近でみると、ひだ変成岩は、走向：N 25°E、45°S 方向に落す軸をもつた小さな背斜構造をつくっている。この構造は、ひだ変成岩が、船津花崗閃緑岩に対して、ほぼ S 25°W 方向につき上り、その際に、ひきずられて、まくれた褶曲ではないかと考えられる。同じような方向のひきずり褶曲をともなう断層は、栃洞北方の吉ヶ原にも見出される。この変位運動は、小さな露頭でも、包有物のうけた廻転運動や、眼球片麻岩の“眼球”の配列によつて示される局部的な変位運動の方向が、何れもほぼ N 25°E が多いことによつても支持される。

ひだ変成岩と船津花崗閃緑岩との境は、船津以北では、ほぼ N 25°E 方向に、直線状であり、船津附

* 小林 貞一 (1951)：白山をめぐる地域の地質——特に手取統について——，石川県土木部計画課。

** 亀井 節夫 (1955)：“ひだ外縁構造帯”について，飛騨山地の地質研究連絡紙，No. 7。

近で曲つて、以南では、ほぼ $N 65^{\circ}E$ となり、更に巢山附近では、ほぼ NS となつている。したがつて、両者の境は、変成岩の構造、または上にのべた変位運動の方向と、ほぼ一致する。この事實は、船津花崗閃緑岩が、大きくみて、ひだ変成帯の南縁にそつて、長くのびて分布することとよく調和する。

ひだ変成岩は、その南縁で、船津花崗閃緑岩に接する部分では、主に角閃石花崗閃緑岩質片麻岩及び角閃岩質岩石であつて、大部分ミロナイト化作用をうけている。このミロナイトの一部は、平行に配列した眼球状の微斜長石の斑状変晶をもち、眼球片麻岩となつている。“眼球”は、ミロナイト化していない部分にも、はつきりしないくらいで、しみこんでいることもある。また“眼球”は、船津花崗閃緑岩に近づくと、次第に大きくなり、同時に、微斜長石の自形に近い形になつてくる。そして、眼球片麻岩は、弱い片理をのこした斑状船津花崗閃緑岩に漸移する。この“眼球”は、しばしば船津花崗閃緑岩のペグマタイトにつながるものが観察され、その起原が、船津花崗閃緑岩にあることがわかる。

船津花崗閃緑岩についてみると、その中には、大谷・奥麻生野・尻高・原などのように、ひだ変成岩が包有物として多くのこり、船津花崗閃緑岩と漸移している。このような部分には、いわゆる *palm-pest* 構造、星雲状構造、眼球状構造などが発達し、各包有物は、互にはなれていても、ほぼ連続的な構造関係を保っていることもある。これらの事實は、船津花崗閃緑岩の主体が、交代性の起原をもつことを示している。

このようなひだ変成岩と船津花崗閃緑岩との関係を、船津附近について考えてみると、はじめ船津花崗閃緑岩は、ひだ変成岩を交代しながら形成されたが、その晩期に、ほぼ両者の境界線にそつて、著しい変位運動がおこり、ひだ変成岩は、船津花崗閃緑岩に対して、南西方につき上つたと考えられる。

この変位運動は、前にのべたように、栃洞附近で、ひだ変成岩にも、部分的に、構造上の影響をあたえている。

また、ひだ変成岩に対しては、船津花崗閃緑岩から、“眼球”などのペグマタイト質物質がしみこんでいるばかりでなく、化学成分からみても、両者ともに、 Na_2O が、5% 前後に達する岩石が多くふくまれ、両者は、物質的にも、密接な関係にあると考えられる。

3. 船津花崗閃緑岩と古生層

船津花崗閃緑岩は、その南側で古生層に接する。その接触のし方は、次にのべるように、地域ごとに異なり、かなり複雑である。

I. 鳴滝：ここでは、船津花崗閃緑岩は、やや優黒色の、黒雲母・角閃石花崗閃緑岩、または石英閃緑岩で、接触部から約 500 m はなれると、赤桃色の微斜長石斑状花崗閃緑岩に移化する。古生層は、主に輝緑凝灰岩であつて、石灰質岩・砂岩及び頁岩などの薄層をはさんでいる。船津花崗閃緑岩は、古生層へ貫入した細い分岐脈まで、アプライトでも、ペグマタイトでもなく、かなり優黒色の部分をふくんだ石英閃緑岩である。また接触部附近には、著しく不均質な岩相がふくまれ、ホルンフェルスの構造をのこした黒雲母花崗閃緑岩・角閃岩の構造をのこした細粒閃緑岩などが、局部的に発達している。これらは、石英閃緑岩または花崗閃緑岩に移化する。

古生層は、熱変成作用をうけ、輝緑凝灰岩質の岩石からは、緑簾石・陽起石ホルンフェルス、または堇青石・直閃石ホルンフェルス、頁岩質の岩石からは、黒雲母ホルンフェルス、石灰質の岩石からは、柘榴石・灰鉄輝石スカルンが、それぞれ形成されている。このホルンフェルス帯は、ごくせまいもので、接触部から、約 35 m の地点では、わずかな珪化作用がみとめられるにすぎない。

II. 柏当^{カシワダ}（高原川の上流、本郷東方約 13 km）：ここでは、船津花崗閃緑岩は、やや優黒色の角閃石

花崗閃緑岩で、接触部から約 200 m はなれると、赤桃色の黒雲母・角閃石花崗閃緑岩に移化する。接触部附近には、優黒色の粗粒及び細粒の閃緑岩が、しばしば多量に発達している。接触部に近いほど、閃緑岩質岩石は増加し、弱い片状構造、または線構造をもつてくる。

古生層は、石灰質岩の薄層をはさむ輝緑凝灰岩で、透輝石ホルンフェルス・陽起石ホルンフェルスとなつている。これらのホルンフェルスは、何れも、多少の片状構造をもつが、特に透輝石ホルンフェルスの大部分は、緑簾石・緑泥石の細脈によつて、縞状に細かく分たれ、一種の透輝石・緑簾石・緑泥石片岩となつている。

このような片状構造は、接触部から約 5 m の間にだけ発達し、塊状の陽起石ホルンフェルスなどに移化している。

Ⅲ. 新田：ここでは、船津花崗閃緑岩は、赤桃色の細粒化したミロナイトで、緑簾石脈に富んでいる。ミロナイト化作用、及び緑簾石細脈の主な発達方向は、ほぼ東西で、古生層との境界線にほぼ平行である。このミロナイトは、接触部から約 45 m はなれると、赤桃色の斑状花崗閃緑岩、または、石英閃緑岩になり、ミロナイト化作用の影響はなくなる。

この船津花崗閃緑岩のミロナイトは、ほとんどミロナイト化作用を受けていない黒雲母ホルンフェルスを、部分的にはさみながら、輝緑凝灰岩のミロナイトに移化する。この移化は、船津花崗閃緑岩が輝緑凝灰岩の中へしみこみ、もみこまれるという特異な型式をとつている。このミロナイトは、一見、礫岩のような外見をもち、径 10~20 cm のはつきりした球状のりんかくをもつた花崗岩質岩石を多数ふくんでいる。これらの包有物には、よく見ると、はつきりしたりんかくをもたず、一部分はやけた境をもつものがあり、しかも、ふくまれているのは、ただ 1 種類だけの花崗岩質岩石である。また、基質に相当する部分は、ホルンフェルス化したミロナイトであり、ホルンフェルスの一部は、ペグマタイトの細脈で貫かれている。それ故、これは、船津花崗閃緑岩をおおう礫岩ではなくて、ミロナイトであることがわかる。

このミロナイト帯の中でも、船津花崗閃緑岩にごく近い部分には、黒雲母ホルンフェルス、角閃岩とそれに移化する細粒閃緑岩などがはさまれ、ミロナイト化した輝緑凝灰岩の大部分は、緑簾石・緑泥石ホルンフェルスとなつている。

このようなホルンフェルス帯は、ごくせまいもので、接触部から約 40 m はなれると、全く変成もせず、ミロナイト化もしていない輝緑凝灰岩・石灰質岩及び頁岩の累層になつている。

Ⅳ. 田谷：ここでは船津花崗閃緑岩は、主に赤桃色の微斜長石斑状花崗閃緑岩であるが、接触部から約 30 m はなれた地点では、斑状変晶質のやや細粒の黒雲母花崗閃緑岩となり、更に近づくと、石榴石の大き約 3 mm の結晶も散点するようになり、やや優白質となつて黒雲母・石英片岩に接する。

この片岩は、鏡下でみると、片状黒雲母ホルンフェルスと呼ぶ方がいゝような岩石で、ホルンフェルス構造をもつた、黒雲母・石英・長石からなる岩石が、石英及び長石からなる部分と、主に黒雲母からなる部分とに、2~3 mm の巾で、細かく縞状に分たれているものである。片岩の船津花崗閃緑岩に近い部分には、石英及び微斜長石の斑状変晶が形成されている（第 5 図 1）。

この片岩帯は、船津花崗閃緑岩との境界の方向、ほぼ N 45° E 方向にのび、その方向に片理をもっている。その巾は、ごくせまく、約 20 m、又はそれ以下であり、片岩につゞく古生層は、弱い変成度のホルンフェルスになつている。

Ⅴ. うすのめ谷：鳴滝から約 1500 m 西方で、赤桃色の斑状船津花崗閃緑岩が、緑泥石片岩に接している。その境は、ミロナイト様の断層ではないかと考えられる。緑泥片岩の片理は、部分的に、うねつたり、うずまき様になつていたりする。

これらの事例を要約すると、船津花崗閃緑岩は、古生層を交代する接触の仕方と、結晶片岩をともなうミロナイト化作用による接触の仕方とが、くみあわさっているといえることができる。すなわち、船津花崗閃緑岩は、はじめ、古生層を交代して形成されていたが、その晩期に、古生層に対して相対的に上昇するような変位運動にともなつて、ミロナイトをつくりながら、貫入したものである。この関係は、ひだ変成岩と船津花崗閃緑岩との場合と同じである。

船津花崗閃緑岩と古生層の境界線については、次章でのべる。

第1図 ひだ構造帯のあらましの形と本調査区域の位置

4. 古 生 層

船津花崗閃緑岩をとりまいて、その南側に分布する古生層は、主として構造上の見地から、北部帯・中部帯及び南部帯に分けられる。これら各帯は、それぞれ断層帯により境される。

I. 北部帯の古生層の岩相

本帯は、次の様な地層からなっている。

下部一荒城川層：本層は、主として輝緑凝灰岩よりなり、粘板岩をはさむ地層で、本郷附近では、亀井節夫により、本郷層及び国見山層とよばれているものである。本層中には、石灰岩の小レンズがはさまれ、北部の本郷附近では、石灰岩から、亀井節夫・藤本治義などによつて、*Kueichouphyllum* その他の化石が発見されている。また南部でも、珊瑚化石が発見された。本層は、下部石炭系上部（鬼丸統）に対比することができる。

上部一森部層：本層は主として、粘板岩・砂岩の互層よりなるが、チャートをふくまない点において、南方に分布する中・南部帯の二疊紀層及び中・上部石炭紀層に対し、著しい岩相上の対照を示している。なお本層は、分布地域の南西部では、下位の荒城川層に移化する。

上広瀬層：本層は、上広瀬附近に分布し、砂岩・礫岩などからなる。礫岩は、人頭大以下の花崗岩質岩石の円礫を含む。

本層は、これまで手取統の一員とされていた。しかし、本層の礫岩の基質は、輝緑凝灰岩であり、また上広瀬の南方では、ごく少量の小礫をふくんだ輝緑凝灰岩がみとめられたので、礫岩は、輝緑凝灰岩に移化すると思われる。いずれにしても、本礫岩は、花崗岩質岩石の礫をふくんだ手取統の礫岩とは、岩相を異にする。また、本礫岩の花崗岩質岩石の礫は、船津花崗閃緑岩をふくまない。上広瀬層の砂岩は、宮地南東方で、船津花崗閃緑岩に貫かれるのに反し、宮地西方では、手取統は、船津花崗閃緑岩を、不整合におよっている。それ故、本層は、手取統や船津花崗閃緑岩よりも古い地層であり、恐らく、古生層に属するものと思われる*。

本層は、森部層及び荒城川層と断層で接している。

* 上広瀬層の礫岩の基質をなす輝緑凝灰岩は、塊状であり、花崗岩質礫とともに、圧碎されていることが少ない。同様な、塊状輝緑凝灰岩の基質中に、花崗岩質岩石の円礫をふくんだ礫岩は、荒城川層中にも、まれにみとめられる。この両層の礫岩は、まったく類似している。そして両層ともに、輝緑凝灰岩に富んでいる。これらの事実から、両層は、同時異相の関係にあるのではないかと想像される。しかし両層の岩相変化は、きわめて急激なので、いちおう、両層を別の地層としておく。

II. 北部帯の古生層の構造、及び北部帯と中・南部帯との関係

北部帯の各層の構造は、第2図に示したように、船津花崗閃緑岩の形態と、著しく調和している。すなわち、宮地附近では、船津花崗閃緑岩の南縁は、ほぼ NE の方向を示す。その北東方の森部北方には、若い火山岩が広く分布するので、基盤は露出しないが、宮地―森部地域と蔵柱―一本郷地域における花崗閃緑岩の末端を結ぶと、NS またはそれよりやや西によつた線をなす。更に東北方では、蔵柱附近で、NE、更にその東方では、ほぼ EW 方向に走る。一方、古生層の一般走向は、宮地東方では、ENE であり、森部北東方では、NS または $N 20^{\circ}W$ となる。更に、東北方の蔵柱附近では、NE、更にその東方では、EW となる。

このように古生層は、船津花崗閃緑岩のりんかくに、全く平行に走り、両者は構造的によく調和している。

古生層の傾斜は、一般に、北側の花崗閃緑岩の方に傾いているので、両者の構造上の調和のし方は、前者が後者を取りまいて、ドームをつくるような型式ではなく、後者が前者の上にずり上つたような形態を示している。北部帯と中・南部帯とは、著しい擾乱破碎帯を以て、分けられる。両帯の接触部は、若い火山岩におゝわれるために、大萱と奥桐山との中間と、横尾の南西との2ヶ所でみとめられるにすぎないが、その走向は、古生層と花崗閃緑岩との境界に、ほぼ平行であると思われる。横尾附近では、北部帯に属する輝緑凝灰岩の一部は、ミロナイト化している。この線以北（北部帯）では、地層は北に傾斜するが、以南（中部帯及び南部帯）では、南に傾斜し、傾斜の方向が、この線を境として、逆になる。また、中部帯及び南部帯には、二疊系が広く分布し、ごく局部的に、中部石炭系が露出するにすぎない。このように、上記の線を境として、その北方には、古期の古生層が、南方には、新期の古生層だけが分布する。この重大な意義をもつ構造線を、仮に大萱―横尾線とよぶことにする。

筆者は、この構造を次のように解釈したい。すなわち船津花崗閃緑岩に接した古生層は、大萱―横尾線にそつて南側の古生層の上に、つき上げたものと考えたい。この関係を図式化して示すと第3図のようになる。

第3図 ひだ構造帯の模式的断面図

III. 荒城川層の片理と地質構造との関係についての1つの考え方

荒城川層は、一般に、かなり片理をもっている。しかし、片理の程度は、地域的にかなり変化する。南西部、例えば、高山市北西部（松本）や、小八賀川下流の北岸（下三川・保木・下保など）では、緑簾石・緑泥石片岩がみとめられる（第5図 2,3）。このような結晶片岩は、千枚岩質の輝緑凝灰岩や粘

板岩に漸移する。荒城川上流部では、大萱一横尾線の近くを除いては、著しく片理が弱くなり、また、北方の本郷附近でもあまり強くない。

古生層が片理をもつのは、北部帯に限られ、特に、その南限の大萱一横尾線の附近では著しい。これは、北部帯の地層が、南の古生層にくらべて、はるかに強い造構造運動をうけたことを示すもので、その運動は、船津花崗閃緑岩が、NW から SE へ向つてずり上つた運動そのものか、または、それに直接関係した運動であろう。そして、大萱一横尾線は、片理をつくつた運動、または、それに直接関係した運動の産物ではあるまいか。要するに、北部帯は、ひだ構造帯の南縁として、とらえられなくてはならないものである。

IV. 中部帯及び南部帯の古生層

大萱一横尾線以南の非変成古生層地帯は、中畑とその東方の銚子谷中部とを結ぶ線にそつた構造帯により、中部帯と南部帯とに分けられる。

南部帯は、二疊系からなる非構造帯である。地層は、大きく見ると、南に傾斜し、ほぼ東西に走り、下部の砂岩に富んだ地層、中部のチャートに富んだ地層、及び輝緑凝灰岩と石灰岩とで特色づけられる上部の地層が、北から南へと、順次あらわれ、本調査地域に関する限り、全体として、中・下部二疊系に属する。

中部帯は、著しく巾がせまく、地層は、全体として、南部帯におけるよりも、かなり強くもめている。

第4図 中畑—銚子谷線附近の含化石石灰岩分布図

(1. 転石から推定されたものもふくむ。2. 林良和の調査結果—講演その他による—をも引用した。図中の A, B はそれである。)

数ヶ所で、二疊紀の紡錘虫をふくむ石灰岩の小レンズがみつめられるので、本帯の大部分は、二疊紀に属するものと思われる。しかし、中畑—銚子谷線にそつて、二疊紀の石灰岩と石炭紀中期の石灰岩とが、密接して、かつ交互に露出する。今まで知られている含化石石灰岩の分布は、第4図に示すようである。

中畑附近では、*Fusulinella* 石灰岩の走向延長上約 300~400 m 東方の地点に、*Neoschwagerina margaritae* をふくむ石灰岩が露出し、これらは、化石がなければ、一続きの地層と考えられるような産状を呈する。銚子谷においても、*Neoschwagerina* 石灰岩と *Fusulinella* 石灰岩とが、密接している。このように、石炭紀及び二疊紀の石灰岩が、同一線上に乱雑に分布することは、その線が、二疊系分布地域中のかなり大きい構造帯であることを示している。そして、*Fusulinella* 石灰岩は、構造帯にはさみこまれていると考えられる。実際に、この線の両側 400~500 m の間の地層は、全体として、かなりもめており、礫状のチャートや砂岩をはさんだ千枚岩質の粘板岩が、各所でみつめられる。これらは、断層運動にともなう破碎帯を示すものである。

中畑—銚子谷線は、ひだ構造帯の運動に直接関係したものか（大萱一横尾線にともなう副次的な断層？）、それとも、それ以後の運動によるものかは明かでない。

5. 古生層の変成した結晶片岩

本郷や、その南方の古生層は、一般に、船津花崗閃緑岩に近づくと、千枚岩質になる傾向がある。この千枚岩質古生層の一部は、次第に、片理構造と再結晶作用をつよめて、結晶片岩に移化している。このような結晶片岩は、既にのべたように、田谷・うすのめ谷・柏当・下三川・松本などで発見され

(1)

(3)

(2)

(4)

第5図 ひだ構造帯の古生層から変成した結晶片岩 (倍率 40 倍, 一ニコル)

B: 黒雲母, Q: 石英及び長石, C: 緑泥石及び緑簾石, K: 方解石

(1) 黒雲母片岩 (田谷)

(3) 緑泥石・緑簾石片岩 (松本)

(2) 緑泥石・緑簾石片岩 (上三川)

(4) 同 上 (橋谷)

ている (第5図 1,2,3)。

この古生層の変成した結晶片岩の分布は、古生層が船津花崗閃緑岩に接する部分に、最も多い。船津花崗閃緑岩をはなれると、古生層が一般に千枚岩質でなくなると共に、結晶片岩もなくなる。

結晶片岩の分布形態は、何れも大きくなく、船津花崗閃緑岩と古生層との境界線の方に、帯状にのび、巾数 m または、大きくとも、30 m 以内のことが多いようである。

結晶片岩の変成度は、一般に低く、黒雲母・石英片岩、又は緑簾石・緑泥石片岩が多い。鏡下で見ると、船津花崗閃緑岩に接する結晶片岩は、結晶片岩というより、むしろ、ホルンフェルスに近い構造をもち、船津花崗閃緑岩によるホルンフェルスが、石英・長石脈や、緑簾石・緑泥石脈によつて、葉片状、又は縞状に細かく分たれているものである。この場合、ホルンフェルスの方が、多くは、変成度が高いので、例えば、柏当で、透輝石ホルンフェルスが透輝石・緑簾石・緑泥石片岩となるように、片岩化作用は、後退的変成作用となる。

この結晶片岩は、機械的破碎作用を受けた様子が、強くのこっている場合があり、変成斑晶も、くだ

けたり、ゆがんだりし、一般の片理も、もめたり、うずまき様になつていたりすることが少ない。

この結晶片岩は、その分布・形態・構造・ホルンフェルスとの関係などからみて、船津花崗閃緑岩の形成に関係した変位運動によつて、形成されたと考えられる。

こゝで、著しい事実としては、ひだ構造帯には、本調査地域と同じような結晶片岩が、広く分布していることである。その1例は、本地域南西方の檜谷で、そこでは、新田と同じように、あたかも礫のように、船津花崗閃緑岩をもみこんだ古生層のミロナイトが、緑簾石・緑泥石片岩となつている* (第5図4)。

本章は、主として、船津花崗閃緑岩に密接した、古生層の変成した結晶片岩についてのべたものである。南方の古生層地帯中の結晶片岩については、主として前章でのべたが、両者は、もちろん、その変成作用と変成時期を、同じくするものである。

6. 蛇 紋 岩

ひだ構造帯では、蛇紋岩が、主に断層にそつて、岩脈状に形成されている。

蛇紋岩は、一部に滑石鉱床をふくみ、著しく厚くなつて、巾 50 m 以上に達することもあるが、多くはせまく、巾 15 m 前後である。蛇紋岩は、赤谷（高原川上流、本郷東方約 8 km）などでは、古生層と中生層との間の断層にそつて分布する。しかし、この岩脈が、中生層堆積以後に、全く新しく形成されたものであるか、或は、古く形成されたものが、中生代以後に再び動いたものであるかは、明かでない。

7. 結 論

ひだ構造帯を、船津附近でみると、その主要な性格は、ひだ変成岩が南の古生層に対してつき上る運動を根幹としている。このつき上り運動にひきずられて、ひだ変成岩の周辺の一部はまくれ、一部はミロナイトになり、交代性の船津花崗閃緑岩は、その形成の途中で、ひきずり上げられて、新しくミロナイト性貫入をおこした。古生層についてみれば、ひだ変成岩に近い北部層が、中・南部層に対して上昇するような構造運動がおき、船津花崗閃緑岩の影響もあつて、微弱な動力変成作用をともなつている。

また、ひだ変成岩の内部構造、ひだ変成岩と船津花崗閃緑岩との境界、船津花崗閃緑岩の分布形態、船津花崗閃緑岩と古生層との境界及び古生層の内部構造は、ほぼ平行している。更に、その方向は、ひだ構造帯の構造運動の方向とも一致してくることは、著しい事実である。

この構造帯の構造運動の時期は、古生代以後で、中生代手取統堆積前に、その主要な部分を完了したものである。

あ と が き

ひだ構造帯の本質を、地史学的に解明するためには、ひだ変成岩と古生層との関係が確立されなくてはならない。一部の地域における両者の関係については、本論においても、少しふれたが、その全体については、更に広い立場から、考えられることがのぞましい。

* ひだ構造帯には、これまでいくつかの結晶片岩が発見されているが、その大部分には、次のような特徴がある。

- i) 周囲では、ほとんど常に、古生層につづき、古生層は、片岩の近くで千枚岩質である。
- ii) 附近に、船津花崗閃緑岩があることが多い。
- iii) 一般に、変成度は低く、緑簾石・緑泥石相位である。またミロナイトの性質の著しいことがある。
- iv) 一般に、分布はせまく、多くは巾 30 m 以内で、数 m のこともある。片理の方向及び形態は、構造帯の方向にしたがう。

このような点からみると、ひだ構造帯の結晶片岩は、少くともそのいくつかは、本郷附近と同じような起源のものと考えられる。