北上山地の母体層群について

小貫義男*・高橋幸蔵**・阿部俊兄***

(1962 年 5 月 21 日受理)

On the Motai Group of the Kitakami Massif, Japan

Yoshio ONUKI, Kôzô TAKAHASHI and Toshie ABE

(Abstract)

Paleozoic and Cenozoic formations are well developed in the southwestern part of the Kitakami massif, and granitic and ultrabasic intrusive rocks of probable Mesozoic age are distributed along the tectonic lines of NNW-SSE trend. The granitic rocks are called the Senmaya-Hitokabe granitic rocks (Fig. 1).

The Motai Group is distributed on the western and eastern sides of the Senmaya-Hitokabe granitic rocks, and the former is exposed extensively in the Motai-Shimoide district, whereas the latter is found sporadically in several places, being separated from one another and in contact with the granitic rocks. The sporadic distribution is in the Tenguiwa-yama, Gakumon-zawa, Tase and Takasunomori-yama areas named from the south to north (Fig. 1).

The Motai Group is composed mainly of low grade metamorphic rocks probably of pyroclastic and muddy rocks origin, and there is no fossil evidence for proving the geological age. The writers recognized that this group can be classified into three formations on the basis of the rock facies and stratigraphy in descending order, as follows:

Sodenosawa Formation (800m).....mainly rocks of muddy origin
Shimoide Formation (1,500~2,000m).....mainly rocks of pyroclastic origin
Kurotasuke Formation (1,200m).....mainly rocks of muddy origin

The Motai Group of the Motai-Shimoide district occurs in the north of the Upper Devonian Tobigamori Formation and occupies the axis of a synclinorium which dips gently to the south (Fig. 2). Therefore, its geological age is presumed to be older than the Tobigamori Formation from both structural situation and lithic characters.

The boundary between the Tobigamori Formation and Motai Group may serve to separate the Chichibu System from the Kitakami System (Table 1).

I 緒 言

北上山地の西南部，岩手県東磐井郡長坂付近の上部デボン系鷲ヶ森層の北側に，東磐井郡北部から江刺市（旧江刺郡）の南部にわたって緑色変成岩類および塩基性岩類の発達することは一般に注目され，現在までに多くの学者によつて研究されている。なおこのほかに，小地域ではあるが同様に緑色変成岩類などから成る地層が数カ所に点在している。筆者らは北上山地の西南部において緑色変成岩類などから成る地層を“母体層群”として取扱う。

また北上山地における花崗岩体のうち，第1列に属する“千厩一人首花崗岩体”がこの西南部地域に NNW—SSE 方向にわたって分布している。母体層群は，その殆んど大部が同花崗岩体の西側に分布し，わずかに1部がその東側に点在分布する。筆者らは母体層群について種々問題とされる点

* 東北大学川内東分校

** 建設省東北地方建設局

*** ラサ鋳業 KK 田老鋳業所

地質学雑誌 第 68 巻 第 806 号 1962 年 11 月

を解明するために研究をしてきたが、なお未解決の問題が残されている。しかし、現在までの結果を公表しておくことは、今後これらを研究するもののために参考になることもあると思われるので、一応これらを総括しておくものである。筆者らのうち、高橋²⁶⁾は千厩一人首花崗岩体よりも主として西側、阿部¹⁾は同岩体よりも東側地域の母体層群および古生層を調査した。

本研究に際し、東北大学地質古生物学教室の諸先生方からは種々御指導をいただき、また秋田大学加納博、東京大学大久保雅弘、地質調査所島津光夫、吉田尚、長崎大学橘行一、東北大学岩石鉱物鉱床学教室大貫仁氏らの各位からは直接間接に御指導御協力をいただいた。これらの多くの方々に厚く感謝の意を表する次第である。

II 研 究 史

矢部長克・野田光雄 (1933)²⁹⁾ によって北上山地西南部、岩手県東磐井郡東山町 (旧長坂村、田河津村) 長坂付近に上部デボン系が発見され、さらに野田光雄 (1934)¹⁶⁾ によつて同地方の地質調査の結果が発表された。この時、野田は上部デボン系を鳶ヶ森層と呼んだが、なお、鳶ヶ森層の北側地域には蛇紋岩類として一括された塩基性岩類、緑色変成岩類が広く分布することも明かにした。渡辺万次郎 (1936)²⁷⁾ は野田の報告を重視しているが、なお渡辺万次郎・黄春江 (1942)²⁸⁾ は岩手県江刺郡 (現在の江刺市) の調査に際して、この緑色変成岩類を下伊手層と呼んだ。この下伊手層は千厩一人首花崗岩体の西側に広く分布するものであるが、また同岩体の東側にも類似の緑色岩類が分布しており、この東側のものは上伊手層として区分した。

橘行一 (1951)²⁴⁾ は鳶ヶ森層並びに同層の発達する周縁部の調査において、上述の緑色変成岩類を含む地層を母体付近 (旧東磐井郡生母村母体、現在の同郡前沢町母体) を模式地として母体系と呼んだ。渡辺・黄の下伊手層と橘の母体系とは、千厩一人首花崗岩体の西側に全く一連の地層として発達しているもので、下伊手層はその北端、母体系はその西南端の地名から命名されたものである。命名の先取権を考えると前者によるのが妥当であるが、その後一般的には後者の方が用いられている。

島津光雄 (1954)²³⁾ は下伊手～母体間に分布する緑色変成岩類を単に緑色岩類として総括し、同地方の塩基性～超塩基性岩類とともにその研究を発表した。また広川治・吉田尚 (1954)⁷⁾ は人首図巾説明書において下伊手層の名を用いた。なお、島津は渡辺・黄が前記花崗岩体の東側において上伊手層としたものを同じく上伊手層とし、下伊手層と同時代と考えた。しかし、広川・吉田はこの上伊手層を米里層と改称し、下部石炭系とみなした。島津が上伊手層としたものは、さらに南方に連つて天狗岩山付近に分布するが、これは後述するように筆者らは筆者らの母体層群のうちの下伊手層に改編した (筆者らは米里層を広川・吉田と同様に取扱う)。

広川治・吉田尚 (1956)⁸⁾ が大迫図巾説明書において鷹巣ノ山層として区分した時代未詳の古生層があるが、これは千厩一人首花崗岩体と宮守超塩基性岩体の間に NW 方向に分布するものである。これも筆者らの母体層群のうちの 1 部である。

広川・吉田 (1956)⁸⁾ は上述の緑色変成岩類を含む地層を北上山地の西部型古生層として総括している。これらの多くの学者の研究によつて母体層群全般の関係は明かになつてきたが、依然として時代を証明する化石の資料は得られない。また長坂付近における鳶ヶ森層との構造から推定して、母体層群は鳶ヶ森層よりも下位と考えるものが多い。しかし、1 部のものは鳶ヶ森層と指交状態にあつて、母体層群と鳶ヶ森層とは漸移的乃至その 1 部は同時代と考えているようである。加納博 (1958)¹⁰⁾ は正法寺付近において母体層群中に花崗岩礫を含む礫岩 (正法寺礫岩) を発見し、また加納博・高橋幸蔵 (1958)¹²⁾ は鳶ヶ森層に含まれる礫岩 (夏山礫岩) を研究し、正法寺・夏山両礫岩を比較検討している

が、これは母体層群堆積後の地盤運動、その時代関係を考察する上に重要な資料となるものである。

III 地 質 概 論

筆者らは母体層群について執筆するのが主目的であるが、説明の便宜上、先ず本地方の地質全般について概要を記しておく。

本地方における堆積岩は、古生代、中生代？、新生代の各地層から成るが、古生層の地域には北上山地の花崗岩の第1列である千厩一人首花崗岩体が NNW—SSE 方向に分布している。従つて古生層は同花崗岩体によつて、その西側地域と東側地域に分かれるが、本文主題の母体層群の大部と上部デボン系鳶ヶ森層の全部は西側地域に分布し、また母体層群の1部は東側地域にも点在分布する。石炭系および二畳系は同花崗岩体の東西両側地域に分布している。筆者らが中生層（下部白亜系）？とした姥石層（物見山層）は、東側地域の東北部（物見山～姥石付近）に分布するが、時代は未詳である。

新第三紀層は本地方の西北部に広く分布し、第四紀層のうち洪積層は新第三紀層の分布する丘陵地、河流の流域の段丘地帯、東南部の千厩花崗岩の分布する地域のほぼ標高 200 m 以上のところに広範囲に分布している。

火成岩類、変成岩類は蛇紋岩・角閃岩・片状変質斑礫岩・閃緑岩・石英閃緑岩・アダメロ岩・輝緑岩、その他から成る。これらのうち塩基性乃至超塩基性岩類は、主として母体層群の分布する地域に進入していることは注目すべき事実である。広川・吉田 (1954, 1956)^{7,8)} は北上山地の超塩基性岩類を3体列に区分しているが、そのうち上記花崗岩体の西側のものを内側弧状体列に属するものとし、伊手超塩基性岩類と呼んでいる。なお、本地方の北東部、同花崗岩体の東側における超塩基性岩類は宮守超塩基性岩類と呼ばれ、日詰一気仙沼構造線にそう直線状体列に属するものとしている。

花崗質岩類は前記のように古生層中に、NNW—SSE 方向の構造線にそつて進入しているもので、南部の千厩花崗岩体、北部の一人首花崗岩体に分たれるが、両岩体は東磐井郡大東町（旧沖田村）小黒滝東方において接している。これらは石英閃緑岩と呼ばれるものである。アダメロ岩は西南部の上木付近に小岩株状に分布している。花崗質岩の周縁における堆積岩および変成岩類は、かなり広く熱変成をうけ接触変成帯を形成している。本地方の東南部の天狗岩山南側の沖田鉾山（現在休山中）においては、母体層群中にキースラガー鉾床の胚胎が認められている。

本文において、西側、東側地域というものは千厩一人首花崗岩体の西側、東側地域という意味である。西側地域は母体から下伊手付近にわたる地域で、母体層群の大部はこの西側地域に発達している。西側地域はさらに、猿沢一分限域に至る N20—30W 方向の猿沢一分限域断層によつて西南部と北東部地区に分たれる。かりに西南部地区を母体地区、北東部地区を下伊手地区と呼ぶ。

IV 母 体 層 群

A 再 定 義

本地方に広く分布する動力変成による低度変成岩類を含む地層は、下伊手層（渡辺・黄, 1942）²⁸⁾、あるいは母体系（橘, 1951）²⁴⁾ と呼ばれているのであるが、母体一下伊手地域に一連に発達するものである。筆者らは両者の関係を次のように再定義する。

1 母体層群 (Motai Group)

北上山地の西南部において動力変成作用による低度変成岩類を含む地層を総称する。

2 下伊手層 (Shimoide Formation)

渡辺・黄 (1942)²⁸⁾ によつて下伊手付近の緑色片状変成岩類について用いられたものであるが、主

として火山碎屑岩類を源岩とし、珪岩などが特に発達するものである。筆者らは母体層群を次に記すように3層に区分するが、そのうち中部において主として火山碎屑岩類を源岩とするものを下伊手層として取扱う。広川・吉田 (1956)⁸⁾ の鷹巣ノ山層も同層位と考えられ、同様に下伊手層とする。

B 新 区 分

源岩の岩相および構造などを検討し、3層に区分することが可能で、前記のように下伊手層を再定義し、また黒田助層および袖ノ沢層を新たに設けた。

上部 袖ノ沢層 (800m) : 主として泥質岩源の岩石から成る。

中部 下伊手層 (1,500~2,000m) : 主として火山碎屑岩源の岩石から成る。

下部 黒田助層 (1,200m) : 主として泥質岩源の岩石から成る。

C 黒田助層 (Kurotasuke Formation)

1 模 式 地

岩手県水沢市黒田助付近の大田代川川筋

2 岩 相

主として泥質岩を源岩とする黒色石墨絹雲母石英片岩、黒色千枚岩から成り、石英質の部分を縞状にはさみ、また石英脈が片理ぞいに貫いているものが主体をなしている。なお厚さ5~10cmの白色ないし褐色の珪岩をしばしばはさむが、珪岩は走向方向にあまり長くはつづかない。その他緑色化した砂岩および輝緑凝灰岩の薄層をはさみ、白石沢では陽起石片岩がみられる。

3 層 厚

湯王沢では最も厚く発達するものと思われるが、下限は断層のため不明である。同地の厚さは1,200m内外と概測される。

4 分 布

a 西 側 地 域

(i) 母体地区：田河津長坂付近の鳶ヶ森層は石炭系、二畳系とともに南に軸傾斜する舟底状向斜構造を呈するが、母体層群は鳶ヶ森層を北側から取巻くように分布している。黒田助層は向斜構造の西翼部においては、前沢町母体東方、天王、鶴城、牛淵川中流部に露出し、また成岡田東部から上滝東部に分布する。なお北西端の黒田助付近の大田代川川筋におけるものを模式地とした。向斜の東翼部では鳶ヶ森山から北方にのび、北沢、湯王滝沢に露出している。

(ii) 下伊手地区：猿沢一分限城断層帯の北東部の地区では、南部の宿ノ通の東方に露出し、また大田代川上流部においては NNW 方向にのびて分布する。

b 東 側 地 域

発達するものは認められない。

D 下伊手層 (Shimoide Formation)

1 模 式 地

渡辺・黄 (1942)²⁸⁾ が模式地としたものは、江刺市下伊手 (旧江刺郡伊手村下伊手) 付近であるが、同地では本層の1部が発達するのみで、むしろ江刺市田原根本町南部を模式地とした方がよい。

2 岩 相

本層は全体としてみた場合、緑色変成岩・珪岩・黒色千枚岩などから成るが、母体層群のうちで最も多くの珪岩をはさみ、また塩基性、中性、あるいは酸性の多様の火山岩、同熔岩および碎屑岩を源岩とする緑色変成岩類が特に発達するものである。

a 西 側 地 域

(i) 母体地区：向斜の西翼部では緑色岩化した砂岩・粘板岩に輝緑凝灰岩・安山岩・安山岩質凝灰岩をはさむが、1部には玢岩と思われるものをはさむこともある。すなわち、母体一成岡田間の北部のトマンバケ沢、また牛淵川および石坂沢におけるものは玢岩と思われるものの例であるが、なお母体一成岡田間の沿道の火山碎屑岩には玢岩質の火山礫を含んでいる。

上滝・山内・大久保・袖ノ沢奥・山沢などでは緑色岩化した粘板岩・砂岩が多く、これに輝緑凝灰岩をはさみ、片状化している。山沢奥では変安山岩と思われるものがみられる。正法寺付近においては花崗質岩礫を含む礫岩（正法寺礫岩）が加納博（1958）¹⁰⁾ によつて報告されている。

向斜の東翼部の入寺場沢・湯王滝沢奥などでは緑色岩化した堆積岩、中性凝灰岩源と思われる塊状珪質緑色岩などが発達し、根木町付近では安山岩から輝緑岩におよぶ多様の火山噴出物を源岩とする変成岩が発達している。

(ii) 下伊手地区：多くは塊状の珪質緑色岩、安山岩源の変成岩から成るが、分限城国道ぞい、寺ノ沢のものは殆ど熔岩源で、凝灰岩源はわずかである。これらの中には、石英安山岩から塩基性安山岩にわたる多様性が認められる。田原峠付近、市ノ通付近のものは角閃岩化している。これらは熱変成をうけているが、玢岩質の残存構造が認められる。なお、市ノ通東南方の相ノ山沢入口では花崗質岩礫を含む礫岩の存在が新たに見出されたが、これを相ノ山礫岩と呼ぶ。

b 東側地域

天狗岩山を中心として発達するものは輝緑凝灰岩源の緑色岩で、緑泥石絹雲母片岩となり、これに厚さ 45~110 m の珪岩を数枚はさみ、天狗岩山の頂部を構成している。これは絹雲母石英片岩である。天狗岩山南部においてはキースラーガー鉱床が発達し、かつて沖田鉱山として稼行されたことがあるが、現在休山中である。

学問沢、田瀬西方および鷹巣ノ山などにも同様の岩相を呈する本層が分布している。

3 層 厚

西側地域において測定される範囲では 1,500 m 内外であるが、東側地域の天狗岩山付近では東方に向つて単斜構造を呈するものとみなすならば 2,000 m 内外に達する。しかし、天狗岩山付近では下限は花崗岩の進入により、また上限は坂本沢層と断層によつて接するため実際の状況は不明である。

4 分 布

a 西側地域

(i) 母体地区：成岡田・牛淵川分岐点付近・上滝・大久保・小田・袖ノ沢奥の小田林道ぞい・山沢・高根下・外田・鳶ヶ森山北部・湯王滝沢の奥・入寺場沢・根木町・大平西方などにわたつて広範囲に分布している。

(ii) 下伊手地区：大久保北方から大田代川、鳥岡中流部にわたるもの、小峠付近で断層に囲まれた区域、田代峠付近、寺ノ沢入口、分限城の東に分布し、また下伊手、藤里柳沢付近、北端は長倉付近に至るまで分布している。また東南部の市ノ通付近に分布する。

b 東側地域

沖田天狗岩山の主体を構成し、これから北方に大迫西方鷹巣ノ山北側に至るまでの間に花崗岩体の東縁部に分布し、また1部は花崗岩体の内部に散在しルーフペンダント状に分布するものもある。すなわち、南から北に、天狗岩山・学問沢・田瀬西部・鷹巣ノ山に分布するものである。

5 下位層との関係

黒田助層とは漸移関係にある。これは石淵川鶴城河床、黒田助一大田代境の大田代川彎曲部、鳶ヶ

森山の北，入寺場沢入口などにおいて観察される。

6 下伊手層の礫岩

下伊手層のなかに礫岩を含むことはすでに前述の通りであるが，これらは正法寺礫岩および相ノ山礫岩と呼ばれるものである。

a 正法寺礫岩

岩手県水沢市西南の正法寺（旧黒石村）の西北約 300 m の道路ばたで，加納博（1958）¹⁰⁾ によつて緑色片岩中に礫岩の存在することが発見され，正法寺礫岩として報告された。加納によれば，礫岩の礫の大部分は玄武岩ないし輝緑岩質の噴出岩礫で，大きいものは長径 2～3 cm である。また花崗岩礫（黒雲母石英閃緑岩，または優白質黒雲母閃緑岩）も含まれ，これは比較的小さく 10mm 以下である。このほか接触変成帯の外縁部の低度変成岩に相当する珪質堆積岩源の絹雲母緑泥石石英片岩の礫もみられる。礫岩の基質部は絹雲母・緑泥石千枚岩質で，1 部には緑れん石も多量に生じている。礫は圧延，または破碎されているものが多いが，基質部は片状化している。

b 相ノ山礫岩

岩手県東磐井郡大東町（旧沖田村）市ノ通東南方の相ノ沢入口付近に発達するもので，礫岩の厚さは約 50 m である。礫岩の礫の大きさは 0.5～30 cm で，礫は圧延，または圧碎され，なお熱変成をうけているが，源岩の組織，構造は判別できる。礫の種類は閃緑岩・花崗斑岩・細粒珪質岩（チャートよりも珪質頁岩に近いもの）・塩基性凝灰岩（熱変成のため細粒角閃岩化す）で，閃緑岩礫は比較的大きい。これらの礫には花崗質岩を含むことが特徴である。

礫岩の基質部は中性の凝灰岩（恐らく玢岩質）で，熱変成をうけて角閃岩質に変わり，また黒雲母・柘榴石・電気石・輝石などが生じている。

E 袖ノ沢層 (Sodenosawa Formation)

1 模 式 地

岩手県水沢市黒石町袖ノ沢付近

2 岩 相

泥質岩源の岩石から成り，主体をなすものは黒色千枚岩で，しばしばチャート質千枚岩に変わる。下部には微褶曲のはなはだしい縞状の珪質緑色岩（緑泥石絹雲母石英片岩）が発達し，珪岩の小レンズをしばしばはさんでいる。御堂，芦沢付近のものは熱変成をうけて黒雲母片岩に変っている。根本

第1図 北上山地西南部，母体層群分布図

A 母体層群，B 鷹ヶ森層（上部デボン系），C 後デボン系，D 塩基性一超塩基性岩類，E 花崗質岩類

1 千厩一人首花崗岩体，2 遠野花崗岩体（母体下伊手地方の区劃は第2図の位置）

第2図 北上山地西南部，母体一下伊手地方地質図

A 黒田助層，B 下伊手層，C 袖ノ沢層 (A～C母体層群)，D 鳶ヶ森層，E 唐梅館層，米里層，F 竹沢層，芝層 (鬼丸層～長岩層)，G 戸中層，坂本沢層，H 叶倉層 (E, F, G, Hの黒レンズは石灰岩)，I 登米層 (H, Iの黒丸は薄衣礫岩)，J 姥石層 (物見山層)，K 古期塩基性岩，L 角閃岩，斑礫岩，M 蛇紋岩，N 圧砕閃緑岩，同斑礫岩，O 輝緑岩，P 花崗斑岩，石英斑岩，Q 花崗閃緑岩，R 新第三系，洪積層，S 沖積層

1 玉里，2 寺沢，3 長倉山，4 川内，5 大田代，6 大万館山，7 大師森，8 鶴城，9 黒石，10 白石沢，11 富士ノ根山，12 正法寺，13 竹沢，14 夏山，15 大鉢森山，16 山滝，17 湯王滝，18 峠北，19 篠ヶ崎山，20 蓬萊山，21 田原峠，22 市ノ通，23 阿原山，24 旧沖田鉱山，25 越路峠，26 古歌葉，27 大森山，28 姥石峠

町・上鷹ノ巣沢・鷹ノ巣沢では千枚岩質粘板岩である。

3 層 厚

800m 内外と概測する。

4 分 布

a 西 側 地 域

(i) 母体地区：兵士沢から下ノ在家にいたり，大万館山から大田代付近，大鉢森山東部の向斜軸部などに分布している。

(ii) 下伊手地区：猿沢一分限城断層に平行し，その東部に NNW 方向に分布するが，千平から根木町に至るもの，根木町北部から蒲道沢，寺ノ沢奥，ネズミ平に至る間に断層に分断されながら分布するものがある。また芦沢から御堂，藤里寺沢付近に至るものがある。

b 東 側 地 域

発達とは認められない。

5 下位層との関係

下伊手層とは漸移関係にある。これは小田林道・芦沢において観察される。

V 対 比

北上山地においては母体層群と同様の岩相を示すものは現在知られていないが，東北地方において母体層群と岩相的に類似するものは阿武隈山地の北部相馬地方に発達する松ヶ平層である（第1表）。

相馬地方の古生層について佐藤敏彦（1956）^{20, 21)}の研究によれば，松ヶ平層は上部デボン系合ノ沢層の下位に発達している。また合ノ沢層は北上山地の鷲ヶ森層と同層位である（早坂・湊，1954⁹⁾，佐藤，1956^{20, 21)}，矢部他，1960²⁾）。松ヶ平層および母体層群からは化石によつて時代を証明できる資料は未だ得られないので，共に時代未詳である。

松ヶ平層は主として緑色千枚岩および緑色砂岩から成り，多くの石英脈を伴い，局部的に片状構造が著しく発達するが，輝緑凝灰岩，石英粗面岩質および安山岩質凝灰岩を多く含んでいる。前述のように，母体層群のうち，下伊手層には輝緑凝灰岩のほか，安山岩質，または石英安山岩質凝灰岩を多量に含むものである。松ヶ平層と下伊手層には塩基性のほか，中性ないし酸性火山碎屑岩が多量に含まれ，また上部デボン系の下位に発達することは重要な事実とみなされる（加納，1958）¹¹⁾。

北上山地の母体層群においては火山碎屑岩源の堆積物の発達する下伊手層の直接上位および下位に主として泥質岩源から成る堆積物が厚く発達している。この上位のものは袖ノ沢層，下位のものは黒田助層として区分される。しかし相馬地方においてはこのように上，下位層に対比されるものは発達していないと思われる。

北上山地の非変成帯の大船渡地方のシルリア系およびデボン系をみると，デボン系大野層，中里層には多量（50～70%）の火山噴出物が含まれている。これらは主としてケラトファイヤー質凝灰岩から成り，1部に輝緑凝灰岩が伴われている（大久保，1950¹⁷⁾，湊他，1959¹⁴⁾）。

下伊手層と大野層，中里層の火山碎屑岩では幾分趣きを異にするが，堆積当時火山活動が旺盛であつたことは共通している。中里層の上位の大森層には火山碎屑岩は少く，下伊手層の上位の袖ノ沢層もまた同様である。なお下伊手層の下位には主として泥質岩源から成る黒田助層が発達する。

下伊手層のなかには正法寺礫岩，相ノ山礫岩を含むが，これらの礫には花崗質岩を含むことが特徴である。大野層のなかには僅かながら閃緑岩，グラノファイヤーから成る円礫が含まれている（大久保，1950¹⁷⁾，湊他，1959¹⁴⁾）。

大船渡地方のシルリア系高稲荷層および川内層に岩相的に類似するものは母体層群の発達する地域にはみられない。大船渡地方の高稲荷層と大野層は不整合関係にあるものと考えられる（小貫, 1956）¹⁹⁾が、これらの点を考慮して非変成帯の大船渡地方と変成帯の母体および相馬地方のデボン系を対比すれば、第1表のようである。

VI 地 史

シルリア紀末の地殻運動の後、デボン紀に入り海進が著しく、また火山活動がきわめて活潑になったことは、世界各地における関係と同様である。本地方においてはデボン紀の初期、すなわち黒田助層の堆積当時は火山活動はあまり活潑でなく、わずかに塩基性火山の活動があり、主として泥質物を堆積したが、初期から中期に至るに及んで火山活動は極めて旺盛となった。下伊手層のなかには石英安山岩から輝緑岩に至るまでの多様の火山岩および火山砕屑岩が多量に認められるが、特に中性火山活動が活潑であつたものと思われる。すなわち、下伊手層には安山岩、安山岩質凝灰岩、玢岩などを源岩とする変成岩を多く含んでいる。しかし、デボン紀中期の終り頃には火山活動は衰え、袖ノ沢層

第1表 母 体 層 群 対 比 表

地域 時代		北 上 山 地			阿 武 隈 山 地
		大 船 渡 地 方		東 磐 井・江 刺 地 方	相 馬 地 方
石炭紀	Etroeungtian	秩父系	日 頃 市 層	唐 梅 館 層	真 野 層
デ ボ ン 紀	Famennian		北 上 系	(2)	(4)
	Frasnian	鳶 ケ 森 層		合 ノ 沢 層	
	Givetian	(3)		(5)	
	Eifelian	* 母 体 層 群			袖 ノ 沢 層 *
	Coblentian	下 伊 手 層 *			松 ケ 平 層 *
	Gedinnian	黒 田 助 層 *			
シルリア紀	Ludlovian	系	高 稻 荷 層		
	Wenlockian		川 内 層		
	Llandoveryian				

* 変成岩層, その他は非変成岩層

(1) 盛運動 (1956, 小貫)¹⁹⁾, (2) 気仙運動 (1951, 大久保)¹⁸⁾, (3) 江刺運動 (本誌, 小貫・高橋・阿部), (4) 長坂運動 (1956, 小貫)¹⁹⁾, (5) 松ヶ平運動 (1961, 佐藤)²²⁾, (6) 合ノ沢, 真野, 立石 (AMT) 盆地化中の1運動 (1961, 佐藤)²²⁾

堆積当時は主として泥質物の堆積をみるに至つた。

現在の母体層群の各層の分布状況からみれば、黒田助層は母体地区と下伊手地区の南部とに分布し、その範囲は東西および南北各方向に各 10 km 内外であるが、下伊手層は母体、下伊手両地区はもちろんのこと、さらに東側地域の天狗岩山から大迫西方の鷹巣ノ山付近にまで拡がり、その範囲は東西 15km, 南北 50 km 以上に及ぶ。なお、袖ノ沢層は分布が狭くなり、東西 7 km, 南北 15 km の範囲となる。これらの分布からみれば、デボン紀初期から中期に至るに従つて海進が発展し、中期の終頃

に海退現象があらわれたものと推定される。

上部デボン系鳶ヶ森層は田河津—長坂付近において南に開いた向斜構造を呈し、母体層群は鳶ヶ森層の北側においてこれを取巻くように分布することは多くの学者によつて認められていた^{16,24,27)}。なお今回の調査において鳶ヶ森層はさらに猿沢—分限城断層帯にそい、また猿沢の東部、下伊手地区の北半部にも相当広く分布することが明かになった。

母体—下伊手地区の構造は極めて複雑で、且つ、母体層群のなか、また母体層群と鳶ヶ森層の境界部などに塩基性—超塩基性岩類が進入して関係は不明であるが、これらを全体として復元した場合、母体層群の分布する範囲内に鳶ヶ森層は分布する。しかし、鳶ヶ森層と袖ノ沢層が直接するというものではなく、前者は黒田助層、また下伊手層にも接するものである。従つて母体層群と鳶ヶ森層とは不整合とみなされる。鳶ヶ森層は上位の唐梅館層と不整合とみなされるが分布は極めて調和的で構造もほぼ同様で、両層の関係は軽微な平行不整合であると思われる。

下伊手層に礫岩の存在することは前記のように認められているが、鳶ヶ森層にもまた礫岩が存在する^{12,14,25)}。しかし、両層の礫岩に相違のあることが認められ、特に鳶ヶ森層の礫岩の礫には緑色変成岩礫を含むことを特徴としている¹²⁾。なお、鳶ヶ森層の岩相、同層中の火山砕屑岩の岩質は母体層群のものと著しく異なっている^{10,12,14,25)}。

このように母体層群と鳶ヶ森層について全体の岩相・変成度・構造・分布・礫の種類・キースラー—鉾床の胚胎などの点から検討するに、母体層群は堆積後、広域変成作用をもたらした動力変成作用をこうむり、低度変成岩化したものと考えられる。母体層群堆積後、鳶ヶ森層堆積前におけるこの種の構造運動を江刺運動という。これは阿武隈山地における松ヶ平運動（佐藤，1961）²²⁾ と同時期におこつたものである。なお北上山地大船渡地方にて大久保（1951）¹⁸⁾ によつて提唱された気仙運動もほぼ同時期に前後しておこつたものと思われる。

矢部長克（1958）³⁰⁾ は日本の古生層を大区分し、上位を秩父系、下位を北上系と呼び、両系の境界を大森層と鳶ヶ森層の間に置いた。筆者らの研究による母体層群と鳶ヶ森層の前記の関係からみれば、両系の区分は、層位構造上極めて重要な意義を有し、北上、阿武隈山地の変成帯のみならず、わが国変成帯構成の規模・時期・地殻運動などについて検討を要する多くの暗示を含むものと考えられる。

〔附記〕地質図のほぼ中央部の江刺市大田代—大平間に、古期進入塩基性岩として区別した2岩体があるが、斑輝岩質輝緑岩で、母体層群に進入している。これは著しく破碎されているが、このなかから島津光夫は藍閃石を発見している。本岩は、広く本地方に分布する他の塩基性岩とは区別されるもので、江刺運動と関連して進入したものではあるまいか。阿武隈山地の八茎、御在所—竹貫変成岩類、日立地方の変成岩類の1部も江刺・松ヶ平運動によつて変成したと考えられ、従つて源岩堆積は母体層群の源岩と同一時期と推定される。

文 献

- 1) 阿部俊兄 (1961); 北上山地姥石峠南部地域の地質に就いて, 東北大卒論.
- 2) Carboniferous Research Subcommittee (1960); Carboniferous System of Japan. *Geological Survey of Japan, Report Special Number (D)*.
- 3) Geological Survey of Japan (1960); Geology and Mineral Resources of Japan.
- 4) HAMADA, T. (1961); The Middle Paleozoic Group of Japan and its Bearing on her Geological History. *Jour. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2, Vol. 13, Pt. 1*.
- 5) 半沢正四郎 (1954); 東北地方 (日本地方地質誌. 朝倉書店.)
- 6) HAYASAKA, I. and MINATO, M. (1954); A *Sinospirifer*-Faunule from the Abukuma Plateau, Northeast Japan, in Comparison with the so-called Upper Devonian Brachiopod Faunule of the Kitakami Mountains. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., No. 16*.

- 7) 広川治・吉田尚 (1954); 人首図幅地質説明書. 地質調査所.
- 8) 広川治・吉田尚 (1956); 大迫図幅地質説明書. 地質調査所.
- 9) 岩生周一・松井寛 (1961); 平・川前図幅地質説明書. 地質調査所.
- 10) 加納 博 (1958 a); 母体層群に見出された花崗岩礫を含む礫岩片岩 (正法寺礫岩について). 地質雑, 64 (756).
- 11) 加納 博 (1958 b); 東北地方の時代未詳の変成岩類一母体層と松ヶ平層の緑色岩類の対比について. 地質雑, 64 (758).
- 12) 加納 博・高橋幸蔵 (1958); 鶯ヶ森層のいわゆる夏山礫岩についての新知見. 地質雑, 64 (756).
- 13) 湊 正雄 (1958); 本邦変成帯形成の時期に対する諸説. 鈴木醇教授還暦記念論文集.
- 14) 湊 正雄・他数氏 (1959); 本邦古生層中の火山岩類, 第1報ゴトランド系・デボン系. 地質雑, 65 (761).
- 15) 湊 正雄 (1960); 花崗岩礫よりみた日本の3つの造山運動. 地球科学, 46.
- 16) 野田光雄 (1934); 北上山地西部長坂附近の地質学的研究. 地質雑, 41 (490).
- 17) 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, 56 (657).
- 18) 大久保雅弘 (1951); 日頃市統および先日頃市世の不整合について. 地質雑, 55 (669).
- 19) 小貫義男 (1956); 北上山地の地質. 岩手県地質説明書, II.
- 20) 佐藤敏彦 (1956 a); 北東部阿武隈山地に発見された上部デボン紀層. 地質雑, 62 (725).
- 21) SATO, T. (1956 b); On the Tateishi Formation and its Carboniferous Coral Fauna, in the North-Eastern Part of the Abukuma Massif, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C.* No. 36.
- 22) 佐藤敏彦 (1961); 相馬古生層 (阿武隈高原) の層序と構造運動の概要. 地質雑, 67 (790).
- 23) 島津光雄 (1954); 北上山地西南部田河津村附近の塩基性及び超塩基性岩. 岩鉱, 38 (3).
- 24) 橋 行一 (1951); 北上山地西南縁における珪岩を含む緑色岩類. 地質雑, 57 (670).
- 25) 橋 行一 (1952); 北上山地長坂地域の鶯ヶ森層群について (1, 2). 地質雑, 58 (683, 684).
- 26) 高橋幸蔵 (1961); 北上山地西南部母体及猿沢附近の地質. 東北大修士論文.
- 27) 渡辺万次郎 (1936); 岩手県大萱生金鉱床に就て, 岩鉱, 15 (3).
- 28) 渡辺万次郎・黄春江 (1942); 岩手県江刺郡伊手村附近の地質及び鉱床. 岩鉱, 28 (3).
- 29) YABE, H. and NODA, M. (1933); Discovery of *Spirifer verneuili* MURCHISON in Japan. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, 9 (9).
- 30) YABE, H. (1958); Major Divisions of the Carboniferous in Japan. *Proc. Japan Acad.*, 34 (5).