原 著 論 文

福井県九頭龍川南域における手取層群の構造発達史の一解釈

前 田 四 郎*

(1960 年 4 月 20 日受理)

An Interpretation of the Geotectonic Development of the Tetori Group
in the Southern Part of the Kuzuryu River Valley, Fukui Prefecture

Shiro MAEDA

(Abstract)

1) The Kuzuryu or the lower Tetori subgroup is thickest in this district. This great thickness indicates continuous subsidence of the basement along the median tectonic line in the inner zone of Japan (KOBAYASHI, 1951).

2) When the outline of this basin was changed, its sediments were changed at places in facies and thickness. The folded and thrust structures of the Kuzuryu subgroup were produced by the compressive crustal movement of meridional trend.

3) The geological structure in the region of the Palaeozoic formation differs from that in Hida gneiss region. In this district which belongs to the former region the Tetori group is sandwiched with the Palaeozoic formation by equatorial faults. This feature closely resembles that pointed out by KANMERA (1950) in the outer zone of Southwest Japan.

4) The Hida disturbed zone (KAMEI, 1955; ISOMI and NOZAWA, 1956) had been brought into existence before the Tetori group was deposited, while the Kuzuryu disturbed zone (MAEDA, 1956) was completed after the deposition of the group. The latter zone which was intensely complicated by the crustal movement after the early Cretaceous period is a part of the former zone.

5) The Tetori group in this district which overlies unconformably the Palaeozoic strata was erroneously called a *Klippe*. The relation between the Palaeozoic and Tetori formations near Ise was imagined to be a low angled thrust, but it is in fact a vertical fault.

I 緒 言	取層群の構造の比較
II 地質構造	V 地殻変動と火成活動
III 基盤岩類と手取層群との構造的関係	VI 堆積区の変遷と構造発達史の一解釈
IV 飛騨片麻岩区内と古生層区内との手	VII 結 言

I. 緒 言

九頭龍川南域の手取層群は層序篇で述べたように飛騨片麻岩区と古生層区との境界部および古生層区に発達するものであり、本文**では基盤岩類との関係や地質構造の他地域との比較検討にふれ、あ

* 千葉大学文理学部地質学教室

** 層序篇とは姉妹関係にあり、地質図および断面図は層序篇に掲載してある。

地質学雑誌 第 67 卷 第 787 号 1961 年 4 月

わけて堆積区の変遷と地質構造発達史についての一解釈を述べる。本研究に際して貴重な示唆を与えられた小林貞一教授に対して、また現地で深い討議を受けた中竜鉱業所の皆様、特に若林健介、野崎元両氏に対して、厚く感謝の意を表する。

II. 地 質 構 造

当地域の手取層群に発達する断層、節理系、褶曲について述べ、あわせて古生層中に地溝状に挟まれた構造と、古生層上に外座層として存在するものについてふれる。

1) 断 層 A) 大納衝上 当地域でもつとも顕著な断層は手取層群と古生層との境界をなす大納衝上(堀純郎・堀内文夫:1942)である。これは中島——油坂線の大納川流域および仙翁谷地域における名称である。中島——油坂線の東半分については既に述べた(拙稿:1957)ので省略する。大納衝上は局部的にはかならずしも東西性ではないが、全体的には東西方向(穴馬方向)に走ることが一つの特徴である。大納衝上は鷲鞍ヶ岳の北、下大納の南、大原の南を走り、藤倉谷附近では谷底にかなり接近して走る。藤倉谷と人形山北側の谷との合流点附近では合流点の北に位置し、そして人形山の北斜面を通り、道斉山の南に達する。大納衝上は手取層群に古生層が南から衝上するもので、本衝上は中竜鉱山選鉱場前の横坑において、坑口から約 15m の地点でよく観察される。ここでは古生層の石灰岩と手取層群の貝皿頁岩層とが $N80^{\circ}E$, 傾斜 $55^{\circ}S$ の衝上面で境する。また、中竜鉱山の零メートル坑では坑口から約 20m までは植物化石(層序篇参照)を産出する貝皿頁岩層で、坑口から約 35m 以上の奥は古生層のオットレ石千枚岩からなり、この中・古生層間に衝上が位置する。しかし衝上部は玢岩が巾広く貫入し、衝上面は明らかでない。零メートル坑西の堰堤附近では中・古生層の境界は零メートル坑の場合と同様に巾広く玢岩が貫入し、衝上面は明らかでないが、しかし、古生層の構成員であるオットレ石千枚岩の分布状況の詳細の検討結果から、堰堤附近でも中・古生層の境界は南傾斜の衝上を示すことは疑いない。下大納の東の有銅鉱山附近では山腹における衝上線の追跡結果から、本衝上は 50° 内外南に傾く。本衝上は大納川から藤倉谷にかけてもつとも低角度の衝上をなすが、全体としては場所により衝上角に変化がある。西部の道斉山南では垂直性になるとともに、さらに西では衝上量もあまり顕著でない。一方、東部すなわち長野以東でも断層面は急角度(垂直性)に変わる。本衝上は道斉山——長野間では局部的に彎曲する。ことに仙翁谷から道斉山の南部にかけては大きく彎曲する。この彎曲形態は衝上量の大きい結果ではなく、東西性の衝上面に直交(南北性)ないし斜交する諸断層が働いた結果、生じたものである。すなわち、仙翁鉱床の東斜面(人形山寄り)における南北性や北東性の諸断層により彎曲形態が形成されたものである(大納衝上の形成機構に関してはⅦ項で述べる)。

B) 人形断層^{ヒトカダ} 人形山の東に位置して南北に走る断層で、本断層は地表では藤倉谷上流で観察され、中竜鉱山の坑内では中山から仙翁谷に至る坑道の中途の著しい破碎帯が本断層である*。従来の研究(塚本義光・西村健二郎・岡田修:1941, 浜野一彦:1949)によると本断面の東西両側は著しく水平的にずれていると解されているが、筆者はこれに対して多大の疑問をもつ。すなわち、中山の鉱床およびスカルン帯と人形山の鉱床およびスカルン帯とは地質図上ではたがいに相対的に南北に約 300m のくいちがいがあるが、くいちがいがあるからといって必ずしも水平移動の断層とはいえない。

その理由は、人形断層の東側においては中竜鉱山圧搾ポンプ場の西側一帯にオットレ石千枚岩層が広く分布し、このオットレ石千枚岩層の北限と手取層群とのなす断層と、他方、人形断層の西側において人形山の鉱床およびスカルン帯の北限と手取層群とのなす断層とは、図上ではほぼ一線上に東西に

* 鉱床体と結びついた重要な断層と考えられている。

連続する。換言すれば人形断層を境として、東西両側で従 からいわれてきたような著しい大納衝上の水平的ずれは全くみられない。以上のことが人形断層は水平移動の断層であるとする従 の考え方に対して筆者の疑問とする根拠である。これまでは中竜鉦山圧搾ポンプ場周辺の古生層のオットレ石千枚岩が手取層群の貝皿頁岩層の一員と誤認されていた。そのために人形断層が水平移動の断層であると容認されたものではなかろうか。また、本断層は手取層群堆積前に既に基盤の古生層に南北性断層があつて、手取層群堆積後、大納衝上の形成と相まち旧断層が再び活動し、その結果、現今の形態をとるに至つたものと考えられる。

C) 谷戸口片麻岩塊と手取層群との境界の衝上 九頭竜川流域の谷戸口附近から真名川流域の下若

第1図 節理系

(A: 下若生子砂岩頁岩互層)

(C: 貝皿頁岩層)

(B: 道斉山礫岩砂岩層)

生子北方にかけて分布する谷戸口片麻岩塊と手取層群との境界は、南北両側とも衝上関係である。すなわち、北側*は既に(拙稿: 1952)述べたように谷戸口の北東の深谷上流で観察されるが、片麻岩類が手取層群に南から衝上する。南側は大納川谷底やその西の谷では急角度の断層で境するようである。西方の真名川谷底では小林学(1954)、河合正虎(1956)が指摘しているように境界部に脈岩が貫入するが、その性質は河合(1956)が述べたと同様に、北から片麻岩類が手取層群に衝上するようである。谷戸口片麻岩塊の南北両側の衝上面は東部と西部で若干様相を異にするが、この片麻岩塊は手取層群に衝上する衝上岩体である。

2) 節理系 大納川にそい連続して良好に露

* 木村敏雄の研究によれば、下山では片麻岩塊の北縁部は圧砕岩化し、深い構造運動の存在が確認されるという。貴重な御教示と深い注意を与えられた木村敏雄博士に対して、ここに記し厚く感謝の意を表する。

出する下若生子砂岩頁岩互層、道斉山礫岩砂岩層、貝皿頁岩層の節理系を第1図に示す。これら各層の節理系は各層ごとに特徴があるが、道斉山礫岩砂岩層を下若生子砂岩頁岩互層と貝皿頁岩層とくらべると、かなり異なる。後の2者は卓越する節理方向として北西～南東性があげられるが、前者には南北性と東西性とが発達する。これら諸層の節理系は北側の片麻岩塊の衝上と南側の古生層帯の衝上との圧縮性運動に密接不離の関係にあるとおもわれるが、前者と後2者の節理系の差異は岩質の差異にもとづくためであろうと予察する。

3) 褶曲 A) 九頭竜背斜 九頭竜川にそい手取層群は一大背斜構造をなし(拙稿:1952)、この九頭竜背斜の軸部には谷戸口から真名川流域におよぶ飛驒片麻岩類と影路から大谷、箱ヶ瀬北方におよぶ古生層とが露出するが、大納川・真名川両流域の手取層群は九頭竜背斜の両翼を占めるものである。片麻岩類は背斜の軸部に上昇し、かつ、上述のように南北両側で衝上する。

B) 黒当戸東方の短軸の向・背斜構造 黒当戸東方には東西性の短軸の向・背斜構造が発達する。荒谷上流ではこの背斜構造の軸部に下位の礫岩(道斉山礫岩砂岩層)があらわれ、他方、黒当戸北東方では背斜構造の軸部に基盤の古生層とこれに不整合(後述)にのる手取層群の礫岩(道斉山礫岩砂岩層)があらわれる。これらの向・背斜構造は南北性の圧縮性地殻運動によつて形成され、軸は西落ちである。

C) 大納地域の褶曲 谷戸口片麻岩塊と大納衝上との間を大納擾乱帯と仮称(拙稿:1957)したが、本帯の各層は褶曲が著しく進み、ことに貝皿頁岩層は顕著で、これは中竜鉾山守衛所前や大原の西方でよく観察される。角野や朝日の南方では、褶曲と断層が発達し、地層の擾乱が著しい。真名川流域では褶曲しつつ、大きく逆転する。

4) 地溝状の構造と外座層 当地域の古生層の発達する区域には手取層群の小分布が散在する。すなわち、①中竜鉾山の零メートル坑の奥、②黒谷本流と支流との境界の山嶺、③黒谷支流の東側山嶺、④早稲谷入口の石灰岩露出地、⑤早稲谷中流の谷底、⑥大納オット谷の入口から約2kmの谷底、⑦それよりさらに南の中流の谷底、⑧大納オット谷と長野オット谷との境界の西、⑨紐谷又山(1189.3m)の西、⑩ハアミ谷上流、⑪下伊勢北方の大鎌谷などがそれである。これらの小分布は、地質構造上、2大別される。すなわち④浸蝕に堪えて外座層として残り、基盤岩類上に不整合にのるものと、⑥基盤岩類中に断層により落ち込むものとであり、後者を地溝状の構造として一括する。外座層のものは黒谷本流と支流との境界の山嶺や紐谷又山の西などのように標高1000m級の山頂部を占めている場合が多く、②、③、⑦、⑨がこれに該当する。また、地溝状の構造のものは①、④、⑤、⑥、⑧、⑩、⑪が該当し、もつとも模式的なのは中竜鉾山の零メートル坑奥にある貝皿頁岩層のなす構造である。この貝皿頁岩層は、石灰岩を主体として僅かに粘板岩を伴う古生層中に落ち込んだものである*。形態上、⑥は④よりはるかに東西性に狭く延びることが特徴で、下伊勢北方の大鎌谷のものがそのよい例である。この狭長性は基盤の地質構造と不可分関係にあり、ことに東西性の走向方向と強く結びつく。狭長部の南北両側の基盤との地質境界線は、南北両側がともに断層である場合と、南または北側が断層である場合とがあり、断層にそい酸性の脈岩の貫入することが多い。基盤岩類の構造に調和したこの落ち込んだ構造は西南日本外帯の中・古生層のなす地質構造(勘米良亀齡:1950)によく類似する。

III. 基盤岩類と手取層群との構造的関係

1) 基盤岩類は押し覆せ地塊ではない 当地域の古生層はデッケン構造を形成し、手取層群を覆う

* 鉾床体の地質構造の解明に際し、つねに快い便宜と激励とをたまわった二代の所長有田貞二郎氏ならびに近藤正治氏に対して、ここに記し、深く感謝の意を表する。

とする考え方がある。またこれまでの研究の一部には道斉山北東の手取層群中に古生代の石灰岩の存在が記載されており、デッケン構造を肯定すると、これはクリッペであると考えられ、道斉山南斜面にもクリッペが認められているようである。また、下伊勢東方山地 (909.2 m) 附近の結晶片岩類はデッケン構造を形成する岩体の一部で、緩く手取層群上にのり、この地質境界線は流紋岩類を切るように解されているむきもある。しかしながら次のような事実により押し覆せ構造は認め難い。A) 道斉山南斜面の根無し石灰岩について。道斉山南方では黒谷 (黒当戸の北に位置する谷、地形図には谷名がない) の上流で北から注入する支谷を約 300m 遡った地点の左岸の谷底から約 25m 高い山腹に第2図に示すような手取層群の礫岩 (道斉山礫岩砂岩層) と古生層の石灰岩とが不整合関係を示している。この礫岩は、整合に “*Perisphinctes*” sp. その他を産出する貝皿頁岩層に移る。それ故、道斉山南斜面における古生層の石灰岩は、黒谷川の下方浸蝕により基盤の一部が露出するに至ったものであり、クリッペではない。B) 道斉山北東の根無し石灰岩について。また道斉山の北東斜面の山頂近くの石灰岩クリッペとみられた岩体 (上述) は、できる限りの検討を重ねたにもかかわらず、石灰岩体を認知することができなかつた*。すなわち、この地域は粗粒砂岩ないし礫質粗粒砂岩のみから構成されて、石灰岩体が存在しない。C) 古生層上に不整合にのる手取層群の小分布について。また黒谷、早稲谷および大納オット谷などの上流地域にはⅡの4) で述べたように古生層に不整合にのる手取層群の小分布が外座層として散在する。この手取層群の小分布はすべて原地性堆積物で、大部分が山原礫岩として一括されるものであるから、基盤の古生層は手取層群上の押し覆せ地塊ではない。D) 下伊勢東方山地の地質構造について。下伊勢東方山地 (909.2m)** の北斜面では伊勢川に近い地点に結晶片岩類と手取層群との境界がある。この境界線はほぼ東西に走り、垂直の断層で境し、デッケン構造の一部を示すような衝上ではない。909.2m の山の北斜面は結晶片岩類からなるが、山頂と山頂近くの西斜面およびシンノ小洞の上流は流紋岩が被覆する。この流紋岩は結晶片岩類の南縁と手取層群との境界の断層を被覆している。それ故、結晶片岩類と手取層群との境の断層は、流紋岩の噴出前に形成されていることがわかる。下伊勢東方の結晶片岩類は下・中伊勢北方の結晶片岩類から地理的に離れているが、これは荷暮川流域の荷暮結晶片岩類と同様に、手取層群堆積前に既に下・中伊勢北方の結晶片岩類から分離し***、両地塊の凹窪地に手取層群が堆積したものであると考えられる。さらにいいかえると、下伊勢東方における結晶片岩類の存在は、下・中伊勢北方の結晶片岩類が手取層群堆積後の地殻運動にもとづき、低角度衝上により水平的移動をなして形造られたものではないと考えられる。

第2図 道斉山南斜面における古生層の石灰岩と手取層群との不整合

LS: 石灰岩

CO: 手取層群の礫岩

2) 内帯中央線との関係 飛驒片麻岩類とその外側 (太平洋側) の古生層との境界である内帯中央線 (小林貞一: 1951) は直接に観察される場所はないが、当地域の飛驒片麻岩類と古生層との中間に内帯中央線が位置する。飛驒片麻岩類の両縁と古生層の北縁との関係から当地域の内帯中央線の方向

* 野外調査に際し、中竜鉱業所の御支援を受けた。深く感謝する。

** 5 万分の 1 地形図荒島岳および拙稿 “層序篇” の地質図参照。

*** 909.2m の山の東斜面に從來、全く知られていなかった大谷礫岩の一部とみられる古生層の赤色凝灰質礫岩が新たに発見され、この発見によって一段と手取層群堆積前の基盤岩類の地質構造の複雑性がうらづけられた。

第3図 九頭竜川地域の手取層群の構造発達

1: 九頭竜期 (初期)

2: 九頭竜期 (末期)

3: 石徹白期

4: 赤岩期 (初期)

5: 模式的地質構造

NA: 内帯中央構造線

a: 飛驒片麻岩

b: 古生層

c: 礫岩

d: 砂岩

e: 頁岩

f: 凝灰質岩

g: 脈岩

手取層群

A: 石徹白川帯

B: 谷戸口片麻岩塊

C: 大納擾乱帯

D: 九頭竜川構造帯

E: 越美山地帯

は東西に走るようである。大納川および真名川流域の手取層群は既述のように主として九頭竜亜層群からなるが、これは他地域の九頭竜亜層群にくらべ、はるかに厚層である。この事実は手取層群の下にひそむ飛驒片麻岩類と古生層との境界が大きい構造線であり、そして、地殻運動にもとづきこの構造線にそつて著しい沈降帯が形成され、この沈降帯に厚く粗粒質堆積物が形成されたものであるように考えられる。これと類似する地質現象、すなわち基盤に既成する構造線に関連し、地殻運動に伴い厚い堆積物の形成された現象は、中央構造線にそい厚く堆積した和泉層群にみることができ、当地域の手取層群とある種の共通性が認められる。

3) 飛驒 (外縁) 擾乱帯との関係 飛驒 (外縁) 擾乱帯 (亀井節夫: 1955, 野沢保・礪見博: 1956) の特質からみて、下伊勢の東方 (久沢の北) や池ヶ島の北に結晶片岩類が分布するので、九頭竜川上流地域における飛驒 (外縁) 擾乱帯の南側境界線は巢原——秋生——伊勢峠——久沢——池ヶ島線であると考えられる。すなわち巢原——秋生——伊勢峠——久沢——池ヶ島を境として、内側 (日本海側) と外側 (太平洋側) とで地質構成上、著しい差異があり、この構造線以北の古生層にはゴトランド紀層* や結晶片岩類が発達するが、これ以南には二疊紀層が広く発達し、ゴトランド紀層や結晶片岩類

* 古生物学的には疑問が残されている。

は全くみられない。次に手取層群を主体とした場合、九頭竜川上流地域の地質は中島——中竜——油坂線と巢原——箱ヶ瀬線とに劃された主として古生層からなる地域を地質構造上、九頭竜川擾乱帯と呼ぶことができ、巢原——箱ヶ瀬線は河合 (1956) の伊勢衝上線に該当するものである。九頭竜川擾乱帯内の地質構造は桑田士郎 (1941), 河合 (1956) その他により述べられているようにはなはだ複雑な地質構造をなし、古生層中にはⅡの4) でふれたように手取層群の“挟み込み”などがある。九頭竜川擾乱帯以南、すなわち巢原——箱ヶ瀬線以南に分布する荷暮川・面谷川・久沢川下流々域の手取層群のうち、久沢の北の結晶片岩類の南縁と池ヶ島の北にある結晶片岩類の南縁とを結ぶ線以北に発達する手取層群は、飛驒 (外縁) 擾乱帯内に明らかに位置している (上述) にもかかわらず、その変形度は九頭竜川擾乱帯内の手取層群のそれよりはるかに低い。このことは重要な事実である。錯雑した構造変形は手取層群堆積後の中生代末期の地殻変動に起因するものであるとみられるが、九頭竜川上流地域では飛驒 (外縁) 擾乱帯内に位置して発達する手取層群の全体が複雑な地質構造を呈しているのではなく、変形の度合は場所により異なっている。いいかえれば、飛驒 (外縁) 擾乱帯は手取層群堆積前に既成して、複雑な地質構造を形成するような“場”となっていたが、この構造上の“場”のうちでも、場所によつて中生代末期の地殻変動の影響の受けかたが異なっているのである。つまり、九頭竜川擾乱帯は飛驒 (外縁) 擾乱帯内の一部が強く錯雑した部分である。また九頭竜川擾乱帯内にあつても東域は西域よりも錯雑の程度が高い。

IV. 飛驒片麻岩区内と古生層区内との手取層群の構造の比較

手取層群の基盤岩類は2大地質区、すなわち飛驒片麻岩区とその外側 (太平洋側) の古生層区とに分たれる。本文で扱った地域は北部が飛驒片麻岩区内にあるが、その主要地域は古生層区内にあり、したがって当地域の構造形態は古生層区内の特徴をよく表現するものと考えられる。A) 変形度について。古生層区内の手取層群は一般に走向・傾斜の変化がはなはだしく、変形度の高いことが特徴である。この特徴は仙翁谷上流地域から真名川流域の中島・黒当戸四近に代表されており、ここでは短軸の向・背斜構造や小断層が顕著に発達する。これに反して、飛驒片麻岩区内に発達する手取層群は富山県南部地域や白山地域で明らかのように極端に緩傾斜で、変形度が非常に低い。両地質区内におけるこのような違いは後者の基盤が既に剛体となり、安定化している結果によるものと考えられる。B) 断層により断ち切られた構造について。Ⅱの4で述べたように古生層区内には地溝状の構造が発達するが、これは中竜鉾山零メートル坑奥やハアミ谷上流や、下伊勢北方の大鎌谷で明らかなように、特に狭長な形態をなし、基盤の古生層の構造、ことに走向の方向に調和的で、西南日本外帯の“サンドウィッチ構造”によく類似する。これに対して断層に支配された飛驒片麻岩区内の手取層群の地質構造の特徴は手取川流域の大嵐谷以北から尾添川流域にかけてよく代表される。すなわち、ここでは手取層群はNE~SW性方向 (飛驒方向) の主要断層とその他の断層により、大小雑多に地塊化されていることを特徴とする。特に手取川流域の女原西域では、小地塊化がはなはだしい (拙稿: “白山地域の手取層群の地質構造” の地質図・断面図参照)。C) 基盤岩類の地質構造との関係。古生層区内の手取層群のなす地質構造は古生層自体のなす構造と調和的であるが、飛驒片麻岩区内の手取層群の構造は飛驒片麻岩類自体の構造とは調和しない。ただ飛驒片麻岩区内には卓越する顕著な断層の方向すなわちNE~SW性方向 (飛驒方向) とNW~SE性方向 (白山方向) とが認められ、手取層群はこれに支配されることが強い。たとえば、富山県桐谷の手取層群は飛驒片麻岩類中に地溝状に挟在するが、片麻岩類自体の構造とは調和的でなく、既述した (拙稿: 1958) ようにNE~SW性とNW~SE性との構造方向 (飛驒方向・白山方向) に強く支配されている。

飛驒片麻岩区内の手取層群の地質構造と古生層区内のそれとの比較検討を要約すると、基盤岩類の構造との不調和と調和、手取層群自体の地塊化と非地塊化、手取層群の分布形態上の非狭長性と狭長性、変形度（特に褶曲の程度）の低いことと高いことなどが指摘される。このような2地質区内における手取層群の地質構造上の差異は、主に基盤岩類自身の可塑性に起因するものと考えられる。

V. 地 殻 変 動 と 火 成 活 動

後期中生代の地殻変動に関連をもつとおもわれる火成岩類として、当地域において閃緑岩類と脈岩とがあげられる。1) 閃緑岩類 主な分布は荒島岳周辺、中竜鉦山選鉦場北方、伊勢川流域の下伊勢および久沢の北方などにある。荒島岳周辺の閃緑岩類は九頭竜川および打波川流域で安山岩類に貫入と被覆を受けているので、中竜鉦山選鉦場北方や伊勢川流域のものとともに白堊紀末頃の形成と考えられ、これを九頭竜閃緑岩類と仮称する。当地域における中生代後期の変動は主として地殻の浅所に大きな影響を及ぼしたもので、衝上性断層や手取層群の一部の逆転構造および向・背斜構造を生成している。手取層群のこの構造の形成には上記九頭竜閃緑岩類が深い関係をもつものである。すなわち真名川流域においては河合（1956）も述べているように手取層群は逆転構造をなしているが、この逆転構造は、基盤の上昇運動（褶曲運動）と関連して形成されたものと考えられ、この隆起量は、地域上差別的であつて、ほぼ谷戸口から以西域に特に大である。谷戸口以西に九頭竜閃緑岩類が分布することは、この地域の基盤の特異な上昇運動と深い関係をもつものではなからうかと考える。

2) 脈岩 手取層群を切る断層にそつて、各地に脈岩の貫入がみられる。中竜鉦山選鉦場南西の藤倉谷に位置して大納衝上にそい貫入する玢岩、角野の南の大納衝上にそい貫入する石英斑岩、下伊勢東方の結晶片岩類の北縁の断層にそう流紋岩などはその代表的なものである。手取層群に貫入する脈岩中には新旧さまざまなものが知られているが、大納衝上にそつて貫入する玢岩や石英斑岩は、中竜鉦山の坑内でみられるように新期脈岩に貫入されているので旧期の生成であり、衝上の形成後の貫入である。この貫入は衝上の形成後にひきつづきおこつたものと考えられる。

VI. 堆 積 区 の 変 遷 と 構 造 発 達 史 の 一 解 釈

九頭竜川南域の手取層群の堆積区と構造発達史について、当地域の資料に既述の近接地域の資料を加えて説明する。九頭竜川上流地域の手取層群の最初の堆積は、谷戸口から真名川流域におよぶ谷戸口片麻岩塊に近接した沈降帯にあつた。この沈降帯は内帯中央線にそう区域に形成されたものであり、ここに下山礫岩層が堆積した。これは **Bathonian** ないし **Callovian** 前にあたる。その後、谷戸口片麻岩塊の周囲がさらに沈降し、堆積区は谷戸口片麻岩塊から北側では北方へ、東側では東方へ、南側では南方へ移動し、下山礫岩層の上位に北側では大井谷砂岩頁岩互層が、南側では下若生子砂岩頁岩互層が堆積した。この堆積区の移動は当地域の片麻岩塊が著しく上昇運動を起したことにともづくものであり、谷戸口片麻岩塊の手取層群への衝上はこの時既にきざしがあつたのではなからうか。堆積物の厚さ、粒度組成から谷戸口片麻岩塊の前縁の基盤の沈降はこの時から南北両側で差別的であつたことが明らかである。すなわち南側が沈降量、換言すれば褶曲量が大きであつた。次の時代、すなわち、北側の枋餅山粗粒砂岩細粒砂岩互層と南側の道斉山礫岩砂岩層の形成時になると堆積区は前にひきつづき谷戸口片麻岩塊を中心としてこれから遠ざかる傾向をたどつた。この時期の堆積物の非斉一性は一層激化し、谷戸口片麻岩塊の南側、すなわち、谷戸口片麻岩塊と古生層との中間地帯は沈降量が大きとなり、また供給量もこれに伴い増大して、その結果、粗粒物質からなる異常の厚層が堆積した。道斉山礫岩砂岩層がこれで、本層中には九頭竜川擾乱帯を構成する古生層から由来した種々の

礫*が混入するので、この時期には九頭竜川擾乱帯の古生層は陸地をなし浸蝕区であつた。Callovian から Oxfordian 頃になると堆積区の移動は前にひきつづき谷戸口片麻岩塊から一層遠ざかる傾向と、また谷戸口片麻岩塊の南側に沈降量が大である傾向とを持続した。これまでの手取層群の形成時期に比してこの時期は平穏で、ここに貝皿頁岩層が堆積した。平穏のうちにも堆積区には種々の変化が生じた。換言すれば、基盤の褶曲運動には場所ごとに前とは異なる形式的変化が起り、次の大きい地殻変動の胚芽があらわれてきた。すなわち、谷戸口片麻岩塊の南側では西域の中島地域よりもむしろ東域の大納川流域がはるかに沈降量が大となり、他方、谷戸口片麻岩塊の北側では西域のゴリバシリ地域より東域の貝皿地域が沈降量が大となつて、これまでの沈降形式に変化が生じた。内帯中央線にそう古い沈降帯は隆起し、沈降区は完全にはるか南に遷移した。海水の一部は古生層の山嶺を越えて、古生層帯の起伏に富む原地形に小内湾として浸水した。この内湾は東西性に沈降軸をもち、起伏する海岸で、あまり深くなかつたように推定される。貝皿頁岩層堆積末期には基盤運動は激しさを加え、堆積区には大きい変化が生じた。すなわち、海水は退く状態になり、堆積盆地はこれまでとは変つて著しく拡張し、半鹹水がおおうようになつた。この変換期に山原礫岩層が形成された。本礫岩層中には片麻岩礫とともに手取層群から由来した再蝕礫が含まれているので、この時期には初期の手取層群は完全に陸化し、浸蝕区に変化した。谷戸口片麻岩塊と手取層群との境界はこの頃には既に断層関係であつたかもしれない。海水域から非海水域への変遷は飛驒地域全体に強くあらわれており、手取層群の堆積中においてもつとも顕著な変動を示すものである。その後、谷戸口片麻岩塊以南の非海水域は完全に古生層区内に移動した。堆積区は石徹白亜層群の厚さ、粒度組成および発達状況から、真名川上流黒当戸附近の一団と伊勢、久沢およびその東方の一団とに分化したようにおもわれる。面谷川、荷暮川の手取層群の岩相変化の状態(拙稿:1957)から判断して、2つに分化した堆積区は起伏ある古生層の凹窪部をもつて僅かに連絡がたもたれていたようである。石徹白亜層群堆積後、谷戸口片麻岩塊は前にひきつづき上昇し、また局部に石徹白亜層群におおわれた九頭竜川擾乱帯内の古生層も上昇した。赤岩亜層群堆積中から堆積後にかけて、谷戸口片麻岩塊は一段と上昇量を増大した。赤岩亜層群堆積後には谷戸口片麻岩塊は手取層群に衝上し、真名川流域の手取層群は逆転構造をなした。他方、これらの構造の形成と前後して、九頭竜川擾乱帯の古生層の隆起部と真名川・大納川流域の手取層群の沈降部との変換点に位置して、東西性に走る大納衝上が形成された。谷戸口片麻岩塊と古生層との手取層群への衝上は、東西性の圧縮によつて形造られ、その結果、谷戸口片麻岩塊は地表部が末広がりをなす扇状の構造をとり、他方、谷戸口片麻岩塊と古生層との間の手取層群は地表部がつぼむような扇を逆さにした構造を形造り、かつ、Ⅱ項 3. C) で述べたように著しく褶曲した。これと時期をほぼ同じくして、古生層中に手取層群が挟み込まれ、地溝状の構造が造られたものと考えられる。谷戸口片麻岩塊の手取層群への衝上は大納衝上の形成より経過が長いかもしれない。また大納衝上も数次の衝上の繰返しにより完成されたもののようである。すなわち、大納衝上の南側に接する早稲谷入口の石灰岩中に衝上線にそい手取層群の挟み込みがみられるが、この事実は大納衝上が地質境界線にそい数回繰返して活動したものであることを示すものと考えられる。構造の完成は下部白亜紀赤岩亜層群の堆積後であることは間違いないが、上部白亜紀大道谷含双子葉植物化石層はあまり構造的変形を受けていないので、手取層群のなす主な構造は、大道谷含双子葉植物化石層堆積前にほぼ形成されたようにもみられるが、同層は基盤上に厚く堆積した手取層群の最上部に位置しているので、下部で受けている変形を同層では伝えていないことも考えられるので、あるいは、構造の完成は同層堆積後であるかもしれない。そして手取層群の構造発達に重要な役割をなす谷戸口片麻岩塊

* 飛驒地域では九頭竜川擾乱帯内にのみ存在するスピライトの礫などがある(層序篇参照)。

の上昇には九頭竜閃緑岩類の貫入がなんらかの関係をもつようにおもわれる（V項で述べたのでここでは詳述：省略）。また構造の形成後、断層にそい脈岩が裂線を選択するように貫入し、大納衝上その他の断層にそい処々に鉱床体が胚胎したと考えられる。

上述した構造発達の過程をみると、手取層群は動揺性に富む基盤上の堆積物であるといえる。そして時の推移とともに堆積区は形式と内容を異にし、つねに変化している。また手取層群を構成する各層の厚さと岩相は層序篇で述べたように変化に富み、地層構成の砂岩は PETTIJOHN (1950) のアルコーズ型を示している。これらのことは手取層群の堆積区、堆積物の特徴である。

VII. 結 言

- 1) 内帯中央線にそい当地域では手取層群が厚く堆積するが、これは西南日本の中央構造線と和泉層群との関係によく類似する。
- 2) 古生層区内には手取層群が狭長に挟まれ、これは西南日本外帯の“サンドウィッチ構造”に類似する。
- 3) 飛驒片麻岩区内と古生層区内とのそれぞれにおける手取層群の地質構造には著しい差異がある。
- 4) 飛驒（外縁）擾乱帯は手取層群堆積前に形成されており、九頭竜川擾乱帯は手取層群堆積後の形成であり、後者は飛驒（外縁）擾乱帯が局部的に強く錯雑したものである。
- 5) 手取層群の構造発達には堆積中から既にはじまり、堆積後に完成された。
- 6) 手取層群は動揺する基盤上の形成物であり、堆積区は時の推移とともに形式と内容とを異にして変移した。
- 7) 当地域の手取層群の構造発達には、谷戸口片麻岩塊の上昇が重要な役割を果たすが、九頭竜閃緑岩類の貫入はこの上昇と深い関係があるようにおもわれる。
- 8) 下伊勢では古生層と手取層群との関係は、押し覆せの南縁を示す低角度の衝上であるとしているが、そうではなく、垂直性断層である。また、クリッペといわれる古生層と手取層群との衝上の部分が不整合では、古生層がクリッペであるとは解釈できない。

主要参考文献（層序篇に掲載した文献は重複をさけ省略した）

- 亀井 節夫 (1951): “ひだ外縁構造帯” について、飛驒山地の地質研究連絡紙, No. 7.
 勘米良亀齡 (1950): 球磨川の中流簸瀬・神瀬地域の地質構造, 九大理学部研究報告, 2, 2.
 前田 四郎 (1959): 福井県九頭竜川南域の手取層群の層序, 地質雑, 67, 784.
 永井 浩三 (1954): 四国西部における中央構造線の活動についての考察, 愛媛大学紀要, I 部.
 野沢 保・磯見 博 (1956): 船津付近にみ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）, 地質雑, 62, 725.
 山田直利・加藤誠・河合正虎・平山健 (1954): 福井県大野郡荒島岳南方に分布する谷戸口片麻岩塊の構造および中生界との関係について, 地質雑, 60, 706.