福井県九頭竜川上流地方の手取層群の層序と岩相変化

山田一雄*・丹羽 茂**・鎌田雅道***

Lithostratigraphy of the Mesozoic Tetori Group in the upper reaches of the Kuzuryu River, central Japan

Kazuo YAMADA*, Shigeru NIWA** and Masamichi KAMATA***

Abstract The Middle Jurassic to Early Cretaceous Tetori Group in the upper Kuzuryu River area consists of a thick sequence of coarse- to fine-grained clastic rocks and has been divided into the Kuzuryu, Itoshiro, and Akaiwa Subgroups in ascending order. In this paper the Kuzuryu and Itoshiro Subgroups are described.

The Kuzuryu Subgroup is subdivided into four formations; the Lowest Formation (conglomerate dominant, over 400 m thick), the Lower Formation (largely sandstone, about 800 m thick), the Middle Formation (black shale predominant, 400 to 600 m thick) and the Upper Formation (conglomerate and sandstone with smaller amounts of shale, ranging in maximum thickness from about 250 m in the north to over 1300 m in the south). The Itoshiro Subgroup, resting unconformably on the Kuzuryu Subgroup, consists of two formations; the Lower Formation (conglomerate, sandstone, and shale, about 700 m thick) and the Upper Formation (sandstone and shale, 800 to 1000 m thick).

Considerable lateral change in grain size is present in the Upper Formation of the Kuzuryu Subgroup and the Lower Formation of the Itoshiro Subgroup. In the Upper Formation of the Kuzuryu Subgroup, coarser-grained clastics grade eastward into finer-grained ones which again pass into coarser-grained clastics. This suggests that the sediment supply was from the west with a subordinate contribution from the north in the east. No regular pattern of the lithological changes is seen in the Lower Formation of the Itoshiro Subgroup. The other formations show little lateral change in lithology.

During the late stage of deposition of the Kuzuryu Subgroup, the sedimentary basin of the subgroup which had a maximum extension in the preceding middle stage differentiated into three areas; the north area with moderate subsidence, the south area with uplift, and the middle area with considerable subsidence. In the last stage, uplift of the whole Kuzuryu Basin occurred, followed by regional subsidence which resulted in the development of the wide basin where the Itoshiro Subgroup was deposited.

序 言

ジュラ紀後半から白亜紀前半にわたる手取層群は、通常下位より九頭竜・石徹白・赤岩の3亜層群に区分され、九頭竜亜層群は海生の、上位の2亜層群は非海生の動物化石をそれぞれ産出する。手取層群の分布は富山・岐阜・石川・福井県下の各地にわたっているが、福井県九頭竜川上流地方はその代表的な発達地としてよく

1988年12月26日受付。1989年3月7日受理。

* 金沢大学理学部地学教室。Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University, Marunouchi, Kanazawa, 920 Japan.

** (株)ダイヤコンサルタントエネルギー関連事業部。Dia Consultants Co. Ltd., 3-1631, Ikebukuro, Toshimaku, Tokyo, 171 Japan.

*** 応用地質株式会社中部支社。OYO Corporation, Chubu Branch, 102, Nakajima, Seko, Moriyamaku, Nagoya, 463 Japan.

知られており、とくに九頭竜・石徹白両亜層群は、この地方のうちの石徹白川下流域からその西方の下山に至る地域を模式地としている。

九頭竜川上流地方の手取層群の層序・構造については、前田(1952, 1957a, b, c, 1961a, b)による一連の研究、河合(1956)、河合ほか(1957)、小林(1954)などの研究が公表されており、また通商産業省による中竜地域の広域調査(1967, 1970)および金属鉱物探鉱促進事業団(後に金属鉱業事業団)による同域の精密調査(1972~1976)の各報告書にも記述されている。しかしその解釈や地層の区分・対比などについて、それらの間にかなりの違いがみられる。また本層群は岩相の側方変化が著しいことが各研究者によって指摘されながらも、それを具体的に示した例は少なく、さらに堆積学的観点からの研究も非常に限られている。当地域は、手取層群の研究にとって標準とされる重要な地域だけに、これらの問題の解明・検討が望まれるところである。

筆者らは、この地方の手取層群について層位学的・堆積学的立場から検討を進め、いくつかの新しいあるいはこれまでと異なる知見を得ている。それらの中で本報告では、九頭竜・石徹白両亜層群について、その主分布域の地質図と地質断面図を示し、層序と岩相変化に中心をおいて従来の解釈との比較も含めて記述し、さらにそれらの形成過程の概要に触れる。

なお、野外調査に際しては、5000分の1地形図(森林基本図および日本亜鉛鉱業株式会社所有)ないしは10000分の1地形図(金属鉱業事業団所有)を使用した。

地 質 の 概 要

調査地域の地質図と地質断面図を第1図に示す。

この地域の手取層群の基盤は、谷戸口片麻岩と、便宜上“先手取層”と一括呼称するものとである。谷戸口片麻岩は飛騨変成岩の一員であり、調査域の中央部から西部にかけてほぼ東西に露出し、周囲の手取層群とは断層で境される。“先手取層”と一括したものは、本地域の最南部からさらに南方にかけて広く分布するもので、ペルム系、石炭系、シルル〜デボン系、結晶片岩などが含まれ、これらは飛騨外縁帯を構成するものである。本層群とよばれる時代未詳層もここに含める。“先手取層”は、手取層群とは一部で不整合、ほとんどの場合断層関係で接する。手取層群より新しいものには、火山岩類および深成岩類があり、それらは後期白亜紀あるいは第三紀のもので、手取層群を被覆または貫いている。

調査地域の手取層群は、他地方のそれと同じく、礫

岩、砂岩、頁岩などの碎屑岩からなり、石灰岩やチャートなどをともなわない。また火砕岩の産出も非常に限られている。層序的には、九頭竜・石徹白・赤岩の3亜層群に大別される。このうち赤岩亜層群—石徹白亜層群に整合に重なる一は、この地域の北方に広く分布するものであり、本稿では取扱わない。他の2亜層群については別項で述べる。

当地域の地質構造は、地質図と断面図(第1図)に示される。手取層群は大観して、北東域では西北西〜東南東、中央から西部にかけては東西性の走向を示し、いずれの場合も傾斜は $60^{\circ}\sim 90^{\circ}$ と急で、ときには逆転構造も呈する。ただし最西部の真名川地区では、走向を北西に転じ、傾斜も $50^{\circ}\sim 30^{\circ}$ ときに 20° と全般に緩くなる。

本域にはさまざまな規模の断層が発達しているが、主要なものとしては、谷戸口片麻岩体の北および南を画してさらに東へ手取層群中にのびるものと、手取層群と“先手取層”とを境するものとがある。いずれも東西性を示す高角度の衝上断層とみられる。なお後者は大納衝上(堀・堀内, 1942)と呼ばれるものである。また真名川地区の南北性の断層は、この地区の手取層群にみられる、東西性から北西への走向の変化と密接に関連するものであろう。

手取層群にはいろいろの規模の褶曲がみられる。そのうち比較的規模の大きいものには、戸谷口片麻岩体の北限および南限を境する上述の断層の延長部を、それぞれ軸部とする背斜構造と向斜構造とがある。両軸とも東へ比較的急傾斜でプランジしている。中規模のものには、地質図に示したもののほかにも推定されるものがいくつかある。いわゆる露頭規模のものも時には観察される。なおこれまで、この地域の手取層群は谷戸口片麻岩体を軸部とする一大背斜構造をなす(前田, 1952; 河合, 1956)とされていたが、これは後述のように否定される。

なお以下の記述においては便宜上、谷戸口片麻岩およびその南限を画する断層の延長部より北側を北部地域、南側を南部地域とし、さらに南部地域は、その西部を真名川地区、中央を大納川地区、東部を九頭竜湖地区とする。

九頭竜亜層群の層序

主要なルートにおける柱状図を第2図に、その作成ルートの位置と主な地名を第3図に示す。また本研究による層序、およびそれと従来の層序区分との比較を第1表に示す。なお記載は、北部と南部の両地域にわけて

第 1 図. 九頭竜川上流地方の地質図と地質断面図.

[地質図] 1: 沖積層, 2-3: 後手取期火成岩類(2: 火山岩類, 3: 深成岩類), 4: 赤岩垂層群, 5-6: 石徹白垂層群(5: 上部層, 6: 下部層), 7-10: 九頭竜垂層群(7: 上部層, 8: 中部層, 9: 下部層, 10: 最下部層), 11: 凝灰角礫岩, 12: 九頭竜垂層群上部層および北部地域〜九頭竜湖地区の石徹白

垂層群下部層中の比較的厚い礫岩層, 13: 未区分手取層群, 14-15: 基盤(14: 先手取層, 15: 谷戸口片麻岩), 16: 断層.

[地質断面図] 1: 赤岩垂層群, 2-3: 石徹白垂層群(2: 上部層, 3: 下部層), 4-6: 九頭竜垂層群(4: 上部層, 5: 中部層, 6: 下部層), 7-8: 基盤(7: 先手取層, 8: 谷戸口片麻岩), 9: 凝灰角礫岩.

第2図. 九頭竜亜層群地質柱状図(作成ルートは第3図に示す).

1: 礫岩, 2: 礫岩～粗粒砂岩, 3: 中～細粒砂岩, 4: 砂岩頁岩互層, 5: 頁岩, 6: 基盤,
tf. br.: 凝灰角礫岩.

柱状図 8-14 は凝灰角礫岩層を, その他は上部層と下部層の境界(またはその相当部)を基準として配列.

行う.

1. 北部地域

a) 層序

最下部・下部・中部・上部の4層に区分されるが, 下限は断層のため不明である. なお九頭竜(および石徹白)亜層群の“標準層序”として知られている前田(1952)による層序は, この地域で樹立されている.

最下部層 従来の^{しもやま}下山礫岩にほぼ相当するもので, 同礫岩の模式地(和泉村下山, 前田, 1961c)を本層の模式地とする. 露出状況があまり良くないため, 層序内容の詳細は必ずしも明らかではないが, 礫岩と粗粒ないし礫質の砂岩とからなり, 前者が優勢の傾向にあるとみられる. 層厚は400mを越えると推定される. 礫岩は円礫

～亜円礫がおもで, 礫径は大～中礫をふつうとするが最大は数10cmに達する. 礫種は花こう岩, 片麻岩, 結晶質石灰岩, チャート, 砂岩や頁岩などの碎屑岩からなるが, いわゆるオルソコーツァイトはまれである. みるべき化石は産しない. 下限は断層のため不明であるが, 本層はもともとは片麻岩上に不整合に堆積したものであり, 手取層群の最も初期の堆積物と考えられている(前田, 1952).

下部層 和泉村下山(第3図ルート1の谷)を模式地とする. 主としてアルコース質粗粒砂岩からなり, 砂岩頁岩互層, 頁岩をとまなう. 砂岩頁岩互層と頁岩の確認できる最大の厚さは, それぞれ約40mと30mである. 一部には礫岩もみられ, 砂岩と1～2mの単位で互

第1表. 北部地域～九頭竜湖地区の層序区分と
その比較.

	北部地域中・東部 (模式地域)	北部地域西部	九頭竜湖地区 東部(林谷)	全域	全域
	前田(1952)*	前田(1957b)	前田(1957c)	河合ほか(1957)	本論文
石 徹 白 s	伊月頁岩	伊月頁岩	伊月頁岩	伊月頁岩 角野前坂互層	上部層
	大淵礫岩 葦谷互層 山原礫岩	湯上砂岩 谷山礫岩砂岩	大淵砂岩頁岩 葦谷砂岩 山原礫岩	道斉山礫岩	下部層
九 頭 竜 s	山原坂互層 貝皿頁岩 枳餅山砂岩 大井谷互層 下山礫岩	ゴリバシリ頁岩 砂岩 (下限不明)	(下限不明)	K 2 山原坂互層 貝皿頁岩 上若生子礫岩 下若生子互層 下山礫岩	上部層 中部層 下部層 最下部層
s: 亜層群 K1: 荒島谷累層 K2: 下穴馬累層					

* 前田(1952)は、例えば下山礫岩ではなく下山層としているが、その後前田自身、手取層群の総括的論文(1961c)を含めてほとんどの論文で、この表の呼称すなわち地名+岩質名を用いているので、ここでもそれによった。

層をなす。礫の最大径は10数cm、礫種は最下部層のそれと変わりはない。本層の最大層厚は800m内外に達する。本層は最下部層から漸移するが、一部は指交関係にある可能性がある。この下部層は、大井谷互層と枳餅山砂岩とを合わせたものに相当する。本層からはヤ石の産出が報じられている(前田, 1952)。

中部層 貝皿頁岩の模式地(石徹白川支流のホラ谷, 前田, 1961c)を本層の模式地とする。塊状あるいは葉理の発達した黒色頁岩を主体とするが、数cm～数10cm単位の砂岩頁岩互層もしばしばふくまれる。この互層は西部で相対的に多くみられる。厚さ数10cmの細～粗粒砂岩がレンズ状にはさまれる場合もある。本層の厚さは500～400mと見積もられる。西方にむけては、断層により断たれ直接の観察を欠くが、岩相上上部層に含められる砂岩優勢の砂岩頁岩互層(ゴリバシリ頁岩砂岩互層, 前田, 1957b)へと側方に移化し、尖滅するものと判断される。それは、この互層が、含まれるアンモナイトにより、中部層(頁岩層)と同時代(前田, 1957b)とみられているからである。本中部層は貝皿頁岩と呼ばれているもので、アンモナイトやイノセラムスなどの海生化石を産することで古くから知られている。アンモナイトにより3帯に分帯され、Callovianに対比されている(SATO *et al.*, 1963)。

上部層 山原坂互層の模式地(石徹白川沿いの山原地区, 前田, 1961c)を本層の模式地とする。アルコース質の粗粒～礫質砂岩を主とする層で、細礫岩、中～細粒砂岩、砂岩頁岩互層、頁岩などを多少挟在するが、中礫以上の礫を含む礫岩は西部の一部にみられるにすぎない。本層は当地域内では、とくに目立つほどの岩相の側

方変化は示さない。本層にはチャネル構造や、他の層には認められていない dish structure がしばしばみられる。上部層の層厚は谷山谷で400m、石徹白川沿いで240m、その中間で150mである。

本地域において九頭竜亜層群が石徹白亜層群により不整合に被覆される(馬ガ谷不整合)ことは、すでに上田・松尾(1950)、前田(1952)により明らかにされており、上記の厚さの地域的な違いの1つは、その不整合による削剥量の違いによるものであろう。しかし谷山谷で特に厚い理由の1つは、先に述べたように、最西部では、上部層の下部が中部層と同時異相の関係にあり、谷山谷がその移行部にあることで説明される。すなわち谷山谷での厚さには、東方の地区においては中部層の上部にあたる部分(層準)の厚さが加えられているためである。

上部層は産出するアンモナイトから、Oxfordian に対比されている(前田, 1952)。

b) 従来の層序との比較

以上に述べた当地域の層序は、前田(1952)によるそれと、基本的には大きな違いはない。しかしその区分に際しては、本論では大井谷互層と枳餅山砂岩とを区分せず下部層としてまとめた。それは、大井谷互層とされているものを北部地域を通してみると、砂岩が優勢であり、はさまれる頁岩、砂岩頁岩互層も一般に連続性が悪く普遍的ではないこと、また頁岩などは枳餅山層準にも挟在することなどから、両者を区別する根拠に乏しいためである。

河合ほか(1957)も本域の九頭竜亜層群を5層に区分した。大井谷互層と枳餅山砂岩層をそれぞれ下若生子互層、上若生子礫岩層と呼ぶ以外は、前田(1952)の区分と同じである。しかし河合は下位の下山礫岩と下若生子互層を荒島谷累層、上位の上若生礫岩層、貝皿頁岩層、山原坂互層の3層を下穴馬累層にまとめ、それぞれが礫質部で始まる輪廻をなすとし、この地の九頭竜亜層群全体で1つのサイクルとみる前田(1961c)とは異なる見解を示している。今回の調査によれば、先述のように大井谷、枳餅山両層を区別する根拠はなく、したがって河合の見解は、少なくとも北部地域については認め難いものである。

2. 南部地域

a) 層序

下部の頁岩を主とする層と、上部の礫岩、砂岩を主とする層とに二大別されるが、北部地域の中部層と上部層とにそれぞれほぼ対比されるので、その呼称を用いる。当地域では北部地域とは異なり、最下部および下部層を

第3図. 地質柱状図の作成ルート(1~36)と堆積構造などの観察地点(a~n).

a~c, e~i, k, m 点は斜交葉理, d, l 点は荷重変形構造, j 点は scour and fill structure, n 点は石徹白・九頭竜両亜層群間の不整合, c 点は背斜軸部, の各観察地点. ただし地点 g~i は針田(1970 MS), l は寺崎(1971 MS)の資料による. (T: 日の谷構造坑道)

欠いて、中部層が直接基盤(“先手取層”)を被覆している。ただし現在みられる両者の接触関係は断層の場合が多い。

中部層 塊状または平行葉理の発達した黒色頁岩を主体とし、砂岩頁岩互層を挟在する。砂岩や、まれではあるが礫岩もみられる。また基底部には粗粒岩層が発達する。

基底の粗粒岩層は、真名川地区の中島、大納川地区の早稲谷(和佐谷)と越戸谷および金属鉱物探鉱促進事業団(1973)による日の谷構造坑道*(位置は第3図)などで認められる。中島では石灰質粗粒砂岩からなり、厚さは薄く3m以内、基盤は石灰岩・粘板岩層;早稲谷では粗粒砂岩~細礫岩からなり、厚さは約20m、基盤は石灰岩;日の谷構造坑道内では、径1~3cmの礫岩からなり、厚さは約10m、基盤は粘板岩である。これら3地点では、いずれも基盤とは不整合関係にある。越戸谷では、厚さ約20mの細粒~礫質砂岩からなるが、ここでは基盤とは断層で境する。基底粗粒岩中の礫種は粘板岩、砂岩、珪質岩、石灰岩、緑色岩などで、それらの割合は所により異なるが、いずれも“先手取層”由来のもので、花こう岩類は認められていない。同様の基底礫岩をとまなう不整合は、道斉山南斜面の通称黒谷の奥でも確認されるが、これは前田(1961b)によりすでに報告されている。

砂岩頁岩互層は、薄いものはほかでもはさまれる場合があるが、中島地区では本層中部にとくに厚い発達がみられる(第2図柱状図8)。この互層の上半部は頁岩が

優勢であるが、下半部は中粒~粗粒砂岩、一部細礫岩が厚層(50~100cm)を占め、しばしば級化層理がみられる。また一部には頁岩の小角片が多く含まれている。

頁岩中に挟在する礫岩は、中島地区において砂岩頁岩互層の下位に、少なくとも2層準認められる。厚さは数m以下で、いずれもよく円磨された花こう岩、黒色頁岩、砂質石灰岩などの中~大礫からなる。同様の礫岩は日の谷構造坑道でもみられる(層厚約3m)が、それ以外の所には知られていない。

中部層の厚さは、西端部の志目木谷地区では250mと薄い、真名川地区では600m余となり、そこから大納川地区を経て天頭谷にかけてはほぼ同様で大きくは変わらない。

この間東西20km余にわたり、本層はほとんど黒色頁岩からなり、岩相の変化はみられないが、唯一の例外は、先述の中島地区における厚い砂岩頁岩互層の挟在である。しかしこの互層は、西北~東南方向にはおよそ2kmは追跡されるが、北東方の日の谷構造坑道ではもはやみられなくなる。

本層は天頭谷より東方では、柱状図20, 21, 22の間の変化にみられるように、砂岩層と指交して此木谷地区で尖滅する。なおこの指交する砂岩層は、その岩相上上部層として扱われる。

本地域の中部層は以前から、岩相、層序的位置、産出するアンモナイトなどによって模式地(北部地域)の貝皿頁岩(中部層)に対比されているが、今回みられた真名川域の転石からの *Homoeoplanulites* sp. 同域の上笹又からの *Campylites* ? sp. の産出もそれと矛盾しない。

上部層 南部地域の本層は全体としてみれば、粗粒から細粒にわたる各種粒度の砂岩を主とし、礫岩、頁岩、

* 金属鉱物探鉱促進事業団(後に金属鉱業事業団)(1972~1976)による日の谷構造坑道も含む精密調査には、筆者の1人(山田)も検討員として参加した。

砂岩頁岩互層を従とするが、それらの割合は地域によって非常に異なる。すなわち岩相の側方変化が著しいことが本層の特徴である。また上部層準に安山岩質凝灰角礫岩が1層挟在するが、これは従来知られていなかったものである。

主体をなす砂岩は長石と石英に富む長石質砂岩で、手取層群全般にごく普遍的なものであり、その産状は塊状のもの、薄くあるいは厚く成層するものと多様である。礫岩は円磨度が良好で、花こう岩類と片麻岩類の礫が少なくとも過半、多い場合には大部分を占め、砂岩、チャート、酸性火山岩などの礫も含まれるが、オルソコーツァイトの礫はまれである。礫径は地域により大～細礫と変化するが、巨礫はほとんど認められない。凝灰角礫岩は層厚10m余、塊状無層理で、安山岩角礫のほか、少量ではあるが花こう岩、粘板岩の礫をも含んでいる。真名川地区から大納川地区の西部にかけて良く追跡されるが、それより東方ではみられず、そこではその層準が欠如するためと推定される。

本上部層は中部層に整合に重なるが、九頭竜湖地区では既述のように中部層と指交関係を示す。真名川～大納川地区では、断層または火成岩の貫入により上限は不明であるが、厚さの最大は1500mを越える。上部層基底より凝灰角礫岩層までの厚さについてみると、最西部では500m、真名川沿いで1000m、大納川地区で1300mと概算される。これに対し九頭竜湖地区では、上部層の全層厚は西部で500～600m、中部層と指交している東部でも、中部層の上限と同層準以上とみられる部分についてみれば約500mである。

分布が真名川地区に限られている上半部は別として、東西にわたって南部地域全域に発達する上部層下半部についてみると、第2図(柱状図)から明らかなように、地域によって岩相を異にする。西部の真名川地区では、礫質砂岩～粗粒砂岩と礫岩とが卓越し、それは日の谷構造坑道で最もよく確認できる。同坑道では中部層に重なって層厚500m余りの上部層の下部がみられるが、その大部分は礫質～粗粒砂岩ないし礫岩である(金属鉱物探鉱促進事業団, 1973)。その東の大納川地区では、礫岩はまれで砂岩が大部分を占めるが、その砂岩の粒度は全般に西で粗く(柱状図14)、中央から東にかけては細粒のものが増加する(柱状図15, 16)。九頭竜湖地区では砂岩のほかに頁岩がかなり含まれるが、その一方で砂岩は粗粒となる傾向があり(柱状図18～22)、さらに東方では礫岩が再び増してくる(柱状図24)。上下方向では、上部層が厚く発達する真名川地区でみると、上半部で礫岩が減少し細粒化する傾向が認められるが、下半部

だけがみられるその他の地区では特別の傾向はみられない。

前田(1961a)は“道斉山礫岩砂岩層”から、大原の北方と黒当戸の古生層の北西方との2地点において、ヤ石の産出を報じている。その正確な産地・層準は明らかではないが、恐らく上部層の最下部あたりと推定される。これ以外今までのところ動物化石は知られていない。植物化石はとくに真名川地区の各所から産出が知られており、小林(1954)、河合ほか(1957)、前田(1961a)などにより10数種が識別されている。

b) 従来の層序との比較

河合ほか(1957)および前田(1961a)によれば、南部地域の西・中部、すなわち真名川～大納川地区の九頭竜垂層群は、その北に隣接する谷戸口片麻岩体を中核とする大規模な背斜の南翼を占めるものとされ、したがってその層序は地区の北部すなわち片麻岩側で古く、南に向かって新しくなるとみなされた。その見解にしたがえば、ほぼ垂直傾斜の大納川地区は別として、 $30^{\circ}\sim 60^{\circ}$ の北傾斜を示す真名川地区北・中部では、地層の著しい逆転がみられることになる。なお両論文とも、南上位あるいは背斜構造とみなした根拠については何も触れてはいない。

また彼らは、この地域の地層を4層に区分し、下位より、下山礫岩層、下若生子互層、上若生子礫岩層(河合ほか, 1957)、または道斉山礫岩砂岩層(前田, 1961a)、貝皿頁岩層とした。それを本稿の地層区分と比較すると、貝皿頁岩層は中部層に、他の3層はあわせて上部層にそれぞれ対応するものであり、したがって彼らと本論の層序は、上下がまったく反対ということになる。それは層(累層あるいは部層)単位でみて逆であるということではなくて、地層内の上下そのものも含めて逆、つまり柱状図の天地が逆ということである。

真名川～大納川地区の調査に際しては、地層の上下判定に留意したが、上部層にはその判定に有効な堆積構造が10余の地点(第3図)で認められた。その多くは斜交葉理で、そのほかに小規模な scour and fill structure と load cast がある。斜交葉理の一例を図版 I-1 に示す。

堆積構造の観察結果は、いずれの地点でも、地層は北(ないし北東)上位であることを示した。一方真名川沿いには、ダム建設にともなう道路の付替え工事によって多くの好露出をみたが、そこでみられる上部層は、地質図および断面図 A-A' に示した一対の背・向斜部を除いては、常に北ないし北東傾斜であり、また逆転した褶曲(過褶曲)を示す証拠はまったく認め得なかった。なお上

に触れた背斜は、その軸部が第3図C地点でみられる(図版I-2)が、そこでは北翼の傾斜が40°N、南翼のそれが50°~80°Sであり、かつ北翼にみられる斜交葉理は、みかけの上位が本来のそれであることを示し、したがって、これがアンチフォーム状向斜ではなくて“真”の、開いた背斜であることは明らかである。

以上の観察事実をあわせ考えると、真名川地区の上部層の層序は、一部の褶曲部は別として、基本的には北上位であることにまず疑いの余地はない。またこれにより、“上部層”と、それに整合に接してその南に分布する“中部層”との上下関係も、おのずから明らかである。実は中部層については、構造坑道において、その基底の不整合と、scour and fill structure とから、北方が上位であり、“上部層”の下位を占めるものであることが、すでに示されている(金属鉱物探鉱促進事業団, 1973)。

大納川地区~九頭竜川地区西部の地層は、真名川地区の上部層および中部層の走向方向そのままの延長であり、傾斜は垂直ときには南を示すが、北上位には変わりではなく、数地点でみられる堆積構造もそれを裏付けている。

以上の層序判定の結果により、谷戸口片麻岩を核とする手取層群の一大背斜構造および他地方の手取層群には例をみないような、真名川域における大規模かつ著しい逆転構造はともに否定される。

先述のように河合ほか(1957)あるいは前田(1961a)は、真名川~大納川地区において本稿の上部層に対応する部分を岩相層序的に、下山礫岩、下若生子砂岩頁岩互層、上若生子礫岩層あるいは道斉山礫岩砂岩層の3層に区分し、かつそれぞれが同地区全般にわたって広く発達するものとしている。しかし、層序の上下の逆は別として、かりにあるルートにそってそのような岩相に基づく区分が可能であったとしても、層序の項で述べたように、ところによって層序内容の変化の大きいつまり岩相の側方変化の激しい当地域では、そのような区分は広くは適用しえないものである。

石徹白亜層群の層序

本亜層群には、北部地域から九頭竜湖地区にかけてつらなるものと、真名川地区の南部に分布するものとがあり、どちらの地域でも下位の九頭竜亜層群を不整合に被覆する。

1. 北部地域~九頭竜湖地区

a) 層序

主なルートの柱状図を第4図に示す。当地域では本

(九頭竜亜層群)

第4図. 石徹白亜層群地質柱状図(作成ルートは第3図に示す)。

凡例は第2図に同じ。柱状図25-31は下部層基底を、32-36は上・下部層の境界を基準に配列。

亜層群は上・下の2層に大別されるが、従来の層序との比較は第1表に示されている。

下部層 山原から伊月への石徹白川沿いを模式地とする。アルコース質の礫質~粗粒砂岩を主とし、礫岩、中~細粒砂岩、砂岩頁岩互層、頁岩を従とする。本層の最下部には、厚さ数10mから150mに及ぶ礫岩層が各所にみられる。これは山原礫岩の名で古くから知られているものであるが、しかし全域を通じて基底部には必ず認められるというものではない。この礫岩は、花こう岩、片麻岩、“古生層”由来の堆積岩類、オルソクォーツァイトなどの中~大礫から主に構成され、円磨度は良好である。ただし石徹白川沿いの山原地区つまり山原礫岩の模式地とその近辺にみられるものは、礫として花こう岩類のほか、結晶質石灰岩と下位の九頭竜亜層群に由来する砂岩、頁岩を多く含み、オルソクォーツァイトをほとんど含まないことを特徴とする。九頭竜亜層群由来の砂岩礫の最大は径2mに達する。基底部以外の下部層中の礫岩は、礫径がいくらか小さくなる傾向がみられるほかは、最下部一般の礫岩と性質に変わりはない。なお

九頭竜亜層群の礫岩と石徹白亜層群のそれとを比較して最も大きい違いは、オルソコーツァイト礫の量である(鎌田, 1978). 詳細は別に報告する予定であるが、前者では通常 1~2% であるのに対し、後者では模式地の山原礫岩を除き、数%以上を普通とし、多い場合は 40% に達する。

下部層の厚さは 700 m 内外で、当地域を通じて大きな変化はみられない。

下部層の層序内容は地域によって異なる。

石徹白亜層群の模式ルートである石徹白川沿いでは、下位より礫岩層(厚さ 150 m)、砂岩および砂岩頁岩互層を主とする層(厚さ、200 m)、礫岩優勢の層(厚さ 350 m)からなり(柱状図 26)、前田(1952)の山原層、^{あしたに}葦谷層、^{おおふち}大淵層にそれぞれほぼ対応する。ただし前田(1952)は、3 者あわせての層厚を約 400 m と見積もっており、本稿のそれとはかなり異なっている。

しかし、この層序が概ね保持されるのは、石徹白川をはさんで東西 3 km 内外の範囲である。それより東方の九頭竜湖地区の西部では、下半部にしばしば礫岩あるいは頁岩を挟在するが、下部層全体としては砂岩を主体とする(柱状図 29, 30)。九頭竜湖地区中央部は尾根筋にあたる所が多くて露出が悪く、詳細は明らかではない。九頭竜湖地区東部では、下半部は、それがよく露出する^{しばすだに}司馬巣谷において、層厚約 300 m の間に礫岩にはじまり砂岩頁岩互層に終わる上方に向かったの細粒化の様相を示す(柱状図 31)。上半部はより東方の^{はやし}林谷と田茂谷でよく観察され、そこでは全体としては砂岩が優勢であるが、東に向かって砂岩頁岩互層の挟在が増してくる傾向がみられる(柱状図 32~36)。一方石徹白川地区より西方すなわち谷山谷以西では、下半部にしばしば礫岩がともなわれるが、上下を通じて砂岩が優勢を占めている。

本層からは動物、植物両化石を産するが、種類、量ともに多くはない。動物化石では、石徹白川地区の本層最下部から *Vaugonia yamabarensis* の産出(KOBAYASHI, 1956)が、より上位からは *Ostrea* の産出(前田, 1952)が知られている。

上部層 伊月頁岩の模式地(和泉村伊月, 前田, 1961c)を本層の模式地とする。粗~細粒砂岩、砂岩頁岩互層、頁岩を主とし、礫岩に乏しいことで特徴づけられ、この特徴は北部地域~九頭竜湖地区を通して変わらない。下部層とは、礫岩が少ないことのほかに、砂岩には中~細粒のものが少なくないこと、頁岩および砂岩頁岩互層は量的に多くは含まれるだけでなく、厚さ数 10 m 以上のものも幾層かみられることなどの点で相違

がみられる。しかし個々の岩質についてはとくに違いはなく、上下部両層の間に明瞭な境界をひけるものではない。

層厚は北部地区で 800 m、九頭竜湖地区で 1000 m 弱と概算される。

古くから知られているように、石徹白川沿いの伊月地区の本層からは、*Ostrea*, *Myrene*, *Batissa* その他の非海生化石を多産する(KOBAYASHI & SUZUKI, 1937)。

b) 従来の層序との比較

南部地域の九頭竜亜層群の場合とは異なり、本地域の石徹白亜層群の層序そのものについては、前田(1952, 1957 b, c)あるいは河合ほか(1957)によるそれと基本的には変わりがない。しかし、その区分については、それぞれにいくらかの見解の相違(第 1 表)があり、また一部の地域では、地層の同定に多少の違いがある。

上部層は、前田(1952)の伊月頁岩、河合ほか(1957)の^{かくのまへさか}角野前坂互層と伊月頁岩層をあわせたものにほぼ対応する(第 1 表)。角野前坂互層は模式地が調査地域外にあるもので、その設定自体すでに塚野(福井県, 1969)により疑問が呈されているものであるが、本地域に於いても、それに相当するとみられる上部層の下部を、上・中部と切離して独立させる理由がとくにあるとは思われない。

下部層については、前田(1952, 1957b, c)は、それに相当する部分を岩相層序的に、最西部では 2 層に、模式地域と九頭竜湖地区東半部ではそれぞれ 3 層に区分しているが、区分すること自体にももちろん異論はない。しかし、層序の項で述べたように、下部層は上下・側方への岩相変化のはげしい層であり、したがって、本域全般にわたって広くみる場合にはこれを顕著な岩相変化により特徴づけられる層として捉えることが妥当かつ可能であり、本論における下部層の設定はそれによって

いる。この下部層は、本地域において、河合ほか(1957)により道斉山礫岩層とされているものにほぼ相当する。ただし同礫岩層の模式地は真名川地区にある。河合ほか(1957)は、道斉山礫岩層について、北部地域東半部から九頭竜湖地区にかけては、岩相上、上・中・下の 3 層に細分できるが、その他の地域では露出が悪いため区分は困難である、と述べているが、岩相の側方変化については触れてはいない。

一部の地域における地層の同定の違いというのは、例えば九頭竜湖地区において、前田(1957c)によって本亜層群とみられていたものの一部を、九頭竜亜層群に属するものとしたというようなことである。一般的にいって

両亜層群の個々の岩質についてはほとんど違いはなく、両者の判別はときには困難であるが、この場合は、先に触れたように両亜層群中の礫岩にはオルソコーツァイト礫の含有割合に違いがある、ということにおもに基づいている。

2. 真名川地区南部

当地区には、地質図に示した石徹白亜層群下部層一これはおもに礫岩からなる一のほか、その東方の未区分域にも、主として砂岩と頁岩からなり、非海生化石を産することから石徹白亜層群に属するとみられる層が広く分布している。またこの未区分域にはアンモナイトや海生二枚貝を含む層もあり、この海成層と、砂岩ないし頁岩を主とする非海成層、および礫岩を主とする本亜層群下部層の3者の層序関係は今のところ明らかではない。当地域の石徹白亜層群全般については、その解明をまって述べる所存であり、ここでは地質図に示した礫岩を主とする下部層について簡単に記述する。

この下部層は、小林(1954)により中島礫岩層と呼ばれたものに相当する。中島南方の笹生川沿いとその支谷においてみられる層序は、下位より礫岩層(厚さ 100 m)、砂岩を主とし砂岩頁岩互層をともなう層(厚さ 100 m)、礫岩を主とする層(厚さ 150 m+)からなる。このうちの砂岩頁岩互層から“*Corbicula*”を多産する。ただしこの中部の砂岩主体の層は、南に向かって薄くなり黒当戸付近で尖滅する。また中島東北方の道斉山西斜面域ではほとんどが礫岩からなり、その厚さは 150 m を越すが、その間には厚い砂岩の挟在はみないものと観察される。

下部層の礫岩はよく円磨された礫からなり、礫径は変化に富むが、下部では大礫～巨礫をふつうとする。径 50 cm を越えるものもまれではない。礫種には花こう岩と酸性火山岩類が非常に多く、巨礫をなすものもこれらである。そのほかに砂岩、頁岩、オルソコーツァイトなどがある。

北部地域～九頭竜湖地区の下部層と比較すると、当地区の下部層は、礫岩を主とする点で石徹白川沿いすなわち本亜層群の模式地のそれと類似するが、本域のものは、巨礫～大礫が多く全体としてより粗粒であること、酸性火山岩礫に富むことなど内容に多少のちがいがある。

石徹白亜層群と九頭竜亜層群の層序関係

両亜層群の層序関係については、北部地域では不整合であることが、すでに明らかにされている(上田・松尾, 1950; 前田, 1952)。

真名川地区では、小林(1954)は、本報の石徹白亜層群下部層に相当する中島礫岩と、九頭竜亜層群中部層に相当する黒当戸頁岩との関係を整合とし、前田(1961a)も、両亜層群の関係は恐らく整合であろうと述べている。しかし今回の調査により、石徹白亜層群下部層(礫岩層)と九頭竜亜層群中部層(頁岩層)との間に、九頭竜亜層群上部層一隣接する地域には厚く発達する一の欠如があることが明らかとなった。この不整合は、笹生川と雲川の合流点より下流約 300 m の地点に東から注ぐ小谷(第3図 n 地点)でよく観察される(図版 I-3)が、この露頭でみるかぎりでは、平行不整合とみても差し支えないものである。しかし、道斉山の西斜面全域について広くみると、下位の頁岩層と上位の礫岩層の間に、両層の構造と分布状態とからみて、著しくはないが多少の構造的な不調和が推定され、したがって、真名川地区における両亜層群の関係は、軽微な斜交関係を示す不整合と結論される。

九頭竜湖地区とくにその東部では、両亜層群に関して、構造に違いがみられないこと、他の地域とは異なり上位層の基底に必ずしも礫岩がみられないこと、さらに境界に接する九頭竜亜層群上部層の層準に地域による違いがほとんどないと思われることなど、いずれも整合を思わせるものがある。しかし、真名川地区でよく追跡される凝灰角礫岩層がみられないことは、少なくともその層準以上の部分の欠如をあらわすものとみられ、近接域の明瞭な不整合とあいまって、当地区においても両亜層群間にかなりの堆積間隙があったものと思われる。上述のように一見整合的にみえる状況からみると、一旦堆積をみたものがその後全面的に削剝をうけたとみるよりも、真名川地区で上部層上半部の堆積当時、本地区では、著しい沈降、隆起ともにみることなく、その意味で無堆積ないしそれに近い状況下にあったと推測される。

本調査域全域を通して両亜層群は不整合関係にあるという結論は、実は河合(1956)あるいは河合ほか(1957)によりすでに述べられていることであるが、その根拠について彼らは、上田・松尾(1950)および前田(1952)によって明らかにされたものと述べるにとどまり、それ以上の言及はしていない。

岩 相 変 化

手取層群が岩相の側方変化に富むことは、すでにしばしば言われていることであるが、それを具体的に示した例は少ない。以下に前章までの層序の記述をふまえて、当地域における岩相変化についてその概要を述べる。第5図と第6図は、側方変化の顕著な、南部地域の九頭

第5図. 南部地域の九頭竜亜層群の岩相変化を示す概念的な断面図. 上部層(cgs: 礫岩・砂岩優勢部, css: 粗粒砂岩優勢部, mss: 中～細粒砂岩優勢部, ssh: 砂岩頁岩部, tb: 凝灰角礫岩), 中部層(sh: 頁岩部, alt: 砂岩頁岩互層部, It: 石徹白亜層群, B: 基盤).

竜亜層群と、北部地域～九頭竜湖地区の石徹白亜層群とについて、その変化をそれぞれ概念的に示したものである。

1. 九頭竜亜層群

最下部および下部層は北部地域にのみ分布し、露出域がせまいこともあって、その範囲内では格別の側方変化は認められない。しいていえば、礫岩の多い最下部層の最上部と、砂岩を主とする上部層の最下部とは一部指交関係にある可能性があり、その場合には東に向かって細粒化がみられることとなる。

中部層は真名川地区の一部における厚い砂岩頁岩互層レンズの介在を例外とすれば、同地区中部から東方へ九頭竜湖地区西部にかけて、約 20 km にわたりほぼ一定の岩相(頁岩)を示し、層厚も 500～600 m 内外で大きくは変わらない。しかし九頭竜湖地区中部で砂岩層(上部層に含めてある)に移化することが今回明らかとなった(第5図)。なお真名川以西では岩相に変化はないが、層厚は約 250 m と半以下に減少する。北部地域ではその中・東部では、南部地域と同様に頁岩を主体とするが、西部では砂岩に移化することがすでに知られている(前田, 1957b)。

上部層は、広がりの小さい北部地域では岩相の変化はみられないが、東西 25 km におよんで分布する南部地域では、規則性のある側方変化が認められる(第5図)。すなわち西部の真名川地区では礫岩と礫質～粗粒砂岩を主とするが、東に向かって礫岩が少なくなり、さらには中～細粒砂岩がむしろ優勢なものへと逐次細粒化し、九頭竜湖西部では少なからず頁岩を挟在するものになる。しかし、それより東方では再び粗粒砂岩が主体へと粗粒化の傾向を示す。

2. 石徹白亜層群

北部地域～九頭竜湖地区の下部層は、上下側方ともに岩相が著しく変わるが、その変化は複雑で必ずしも特定の傾向は認めがたい(第6図)。上半部に限ってみれば、

北部地域で礫岩、九頭竜湖地区では全体として砂岩がそれぞれ優勢で、最東部に至って砂岩頁岩互層が増加するという東に向かう細粒化の傾向を認めることが可能かもしれない。しかし、中間に状況の明らかなでないところが広く、結論は保留したい。また北部地域最西部の砂岩優勢部は、さらに北西へ打波川(調査地域外)近くまで続くものとみられ(前田, 1957b)、したがって、北部地域の礫岩優勢部は、その分布がほぼそこに限られるものと思われる。

一方、真名川地区の下部層は礫岩を主体とする層であるが、分布がせまく、その限りでは側方の変化はとくに示さない。しかし、北部地域のそれと比べると礫岩が厚層をなすこと、一般に礫径が大きいこと、礫種に酸性火山岩類が多いことなどの違いが認められる。

上部層は、北部地域および九頭竜湖域ともに、砂岩、砂岩頁岩互層、頁岩のさまざまな厚さの繰返しからなり、個々の層は必ずしも連続性に富むとは思えないが、上部層全体としては岩相の側方変化に乏しいといえよう。

堆 積 過 程

これまでに述べた、各層の分布、岩相変化、層厚の地域的な違いに主に基づき、本地方の手取層群について、その堆積過程の概要を述べる。

九頭竜亜層群の堆積は北部地域における礫層(最下部層)に始まり、引き続いて砂層を主体とする下部層の堆積をみたが、この時期の堆積盆の広がりはかなり限られたものであった。それは南部地域では中部層が直接基盤を被覆しており、また本稿の範囲外ではあるが隣接する九頭竜湖東部の南岸でも、われわれの予察では、中部ないし上部層のみが分布するとみられ、いずれの場合も下部層を欠如していることによる。

中部層堆積期に入ると、堆積盆は本地方全域に拡大し、厚い黒色頁岩の形成をみた。その場合は、全体として

第6図. 北部地域～九頭竜湖地区の石徹白亜層群の岩相変化を示す概念的な断面図。

上部層(ssh: 砂岩頁岩部), 下部層(cg: 礫岩優勢部, ss: 砂岩優勢部, ssh: 砂岩頁岩部), Ku: 九頭竜亜層群。

は静穏な内海ないしは湾であったが、砂岩が指交する北部地域北西部と九頭竜湖地区には、恐らくは北西あるいは北からの流入による小規模な海成デルタの発達が想定される。本層には北部地域と南部地域とで、層厚に僅かではあるが違いがみられ、次の時期に顕著となる両地域の沈降量の差はこの時期に生じ始めたことを示唆する。また真名川域では西に向かって不連続的に厚さの減少がみられるが、それは当時の基盤の差別的な動きを反映したものであり、現在みられる南北性の断層の位置はその境界部に関連あるものと推測される。同地区で頁岩中に挟在する厚い砂岩頁岩互層レンズは、その境界東側の相対的に沈降量の大きい低所に向けて、恐らくは重力流による堆積物の運搬が頻繁に行われたことを物語るものであろう。

上部層堆積期になると、再び粗粒な堆積物の流入が活発となったが、粒度組成の変化からみて、その搬入の主力は西ないし北西からであったと推定される。調査地域最西部の真名川地区では、西ないし北西からの大量の粗粒堆積物の供給により、礫質の臨海扇状地が形成され、その東方の大納川地区から北部地域にかけては広く海成(一部陸成?)とみられる砂の堆積をみた。その後堆積盆の拡大にともなって扇状地は逐次西ないし北西へ後退し、南部地域の多くは砂の優勢な堆積の場となった。この間九頭竜湖地区東部では、海成デルタの形成が前の時期から引き続き進行していた。上部層堆積の後期になると、北部地域や九頭竜湖地区は、恐らく一部は陸化、侵触の場に、多くは前章で述べた意味で“無堆積”の場に転じたとみられる。

一方、堆積作用とは別に、上部層の形成期に入ると、この地方は基盤の動きを異にする3つの場に分化し

第7図. 真名川～大納川～石徹白川にわたる地域における、凝灰角礫岩層堆積直前の九頭竜亜層群の堆積状況を示す概念図。記号は第5図に同じ。ただし基盤(B)のうち、B1は“先手取層”、B2は片麻岩。

た。北部地域、真名川地区の南部を除く南部地域すなわち大納断層とその延長相当部以北の“南部地域”，およびそれ以南の地域一かりに“先手取層地域”とよぶのである。

北部地域は上部層の形成期を通じて沈降量が小さく、後期には隆起・陸化をみた地域である。“先手取層地域”はこの期に入ると直ちに隆起に転じた地域であり、それは真名川南部では、上部層を欠いて石徹白亜層群が直接中部層を被覆することで示される。“南部地域”は両者の間にあって著しい沈降で特徴づけられ、その北限を谷戸口片麻岩南限の断層、南限を大納断層のいずれも前身ともいえるべき断層によって境されたいわば“地溝”であったとみられる。ただし、その内部にも沈降量の違いはみられ、真名川地区東部から大納川地区にかけて大きく、東の九頭竜湖地区で小さかった。そして後期に至って、その九頭竜湖地区の東部は沈降を停止した。また真名川沿いの南北性の断層以西は、中部層堆積時に引き続き沈降量の小さい地域であった。第7図は、北部地域から大納川～真名川地区にわたる地域における、凝灰角礫岩層形成前の九頭竜亜層群の堆積状態を概念的に示したものである。

上部層堆積後本地方は一旦陸化をみた。ついで石徹白亜層群の時期に入って再び全域が堆積の場となった。それを広くみれば、これまで飛騨外縁帯近辺にはほぼ限られていた白山区(前田, 1961c)の手取層群の堆積の場が、飛騨変成帯内へと拡大した時期である。北部地域～九頭竜湖地区の本亜層群についてみれば、下部層は恐らく湖成のデルタ複合体、上部層は浅い湖水の堆積物であろう。共通していえることは、両者ともに調査域内では層厚にほとんど変化がみられないことである。九頭竜亜層群の場合に比べて、本論で扱った石徹白亜層群はその範囲がせまく、また隣接あるいは近接して広く分布するものの一部にすぎず、したがって、当地域の資料のみから

その堆積過程を論議することは避けたい。

ま と め

九頭竜川上流地方の九頭竜・石徹白両亜層群の層序が再検討された。その主な結果は次のとおりである。

1. 九頭竜亜層群は岩相層序的に、最下部・下部・中部・上部の4層に、石徹白亜層群は下部・上部の2層にそれぞれ区分される。また九頭竜亜層群と石徹白亜層群とは、全域にわたって不整合の関係にある。

2. 谷戸口片麻岩体の南側に広く分布する九頭竜亜層群の層序は、従来の見方とはまったく反対に、北方に上位を示すことが明らかにされた。これにより、当地方の手取層群は谷戸口片麻岩体を中核とする大規模な背斜構造をなす、とのこれまでの説は否定される。

3. 九頭竜亜層群では、分布の狭い下部の2層は別として、中部層が広域にわたり一定の岩相(頁岩相)を示すのに対し、上部層には、西から東に向かって細粒化し東端で再び粗粒となるという規則的な岩相の側方変化が認められ(第5図)、大勢としては西ないし北西からの、最東部では恐らく北方からの、堆積物の供給が示唆される。なお本域西部で上部層中に安山岩質凝灰角礫岩が初めて見出され、有効な鍵層となった。

石徹白亜層群では、下部層に不規則かつ著しい上下・側方への岩相変化がみられる(第6図)のに対し、上部層には、上下方向に砂岩と頁岩との不規則な繰返しはあるが、側方への変化はとくにはみられない。

4. 九頭竜亜層群の堆積の場合は、石徹白川下流を中心とする地域(北部地域)にまず発生し、中部層堆積期には全域にほぼ一様に拡大したが、上部層の堆積期に入ると、基盤の動きを異にする3つの地域に分化した。沈降量が小さく後半には陸化をみた北部地域、この期に入ってから直ちに隆起に転じた最南部の地域、およびその間の、真名川地区から九頭竜湖地区に至る著しい沈降をみた地域である。後者の地域も最後には隆起に転じ、石徹白期に入って再び当地方全域が堆積の場となった。

謝辞 本研究に際し、金沢大学小西健二教授、大村明雄助教授からは、種々御意見、御討論をいただいた。山崎正男教授には火成岩の、九州大学石橋 毅博士にはアンモナイトの鑑定をお願いした。金沢大学鮎野義夫教授にも平素激励をいただいている。調査にあたっては日本亜鉛鋅業株式会社中竜鋅業所および金属鋅業事業団の各位には何かとお世話を賜った。さらに金沢大学の卒論として当地域の調査を行った田方 勉、針田春光、寺崎 勉、中川重紀、杉浦志津雄、松村亨二、北村栄一の各氏の御協力によるところも大きい。以上の各位に厚くお礼

申上げる。また製図をされた金沢大学中村健二技官に感謝する。

文 献

- 福井県, 1969: 福井県地質図および同説明書. 117p., 福井県.
 針田春光, 1970MS: 九頭竜川上流中竜・朝日地域の手取層群の地質構造(金沢大理地質卒論手記).
 堀 純郎・堀内文夫, 1942: 中竜鋅山及びその付近の地質・鋅床. 地質雑, 49, 297-318.
 鎌田雅道, 1978: 九頭竜川上流域の手取層群の堆積学的研究—特に礫種構成および岩相の累重様式について—. 日本地質学会第85年学術大会演旨, 131.
 河合正虎, 1956: 飛騨山地における後期中生代の地殻変動, 第1報(荒島岳南方山地の地質学的研究). 地質雑, 62, 559-573.
 ———・平山 健・山田直利, 1957: 5万分の1地質図幅「荒島岳」および同説明書. 110p., 地質調査所.
 通商産業省, 1967: 昭和41年度広域調査報告書(中竜地域). 9p., 通商産業省.
 ———, 1970: 昭和43年度広域調査報告書(中竜地域). 6p., 通商産業省.
 金属鋅物探鋅促進事業団, 1972: 昭和45年度精密調査報告書(中竜地域). 30p., 金属鋅物探鋅促進事業団.
 ———, 1973: 昭和46年度精密調査報告書(中竜地域). 49p., 金属鋅物探鋅促進事業団.
 金属鋅業事業団, 1974: 昭和47年度精密調査報告書(中竜地域). 66p., 金属鋅業事業団.
 ———, 1975: 昭和48年度精密調査報告書(中竜地域). 147p., 金属鋅業事業団.
 ———, 1976: 昭和49年度精密調査報告書(中竜地域). 49p., 金属鋅業事業団.
 小林 学, 1954: 福井県大野郡西谷村付近の地質. 東教大研報, 3(河田教授追悼記念号), 35-41.
 KOBAYASHI, T., 1956: Some Jurassic Trigonians from Central and West Japan. Studies on Jurassic Trigonians in Japan, Part V. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 27, 1-8.
 ——— and SUZUKI, K., 1937: Non-Marine Shells of the Jurassic Tetori Series in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 14, 33-51.
 前田四郎, 1952: 福井県九頭竜川上流地域の手取統の層位的研究. 地質雑, 58, 401-410.
 ———, 1957a: 福井・岐阜県境地域の手取層群の層序と構造. 地質雑, 63, 225-237.
 ———, 1957b: 福井県打波川および石徹白川流域の手取層群の層序と構造. 地質雑, 63, 357-366.
 ———, 1957c: 福井県九頭竜川上流上半原地域の手取層群の層序と構造. 千葉大文理紀要, 2, 143-147.
 ———, 1961a: 福井県九頭竜川南域の手取層群の層序. 地質雑, 67, 23-31.
 ———, 1961b: 福井県九頭竜川南域における手取層群の構造発達史の一解釈. 地質雑, 67, 189-198.
 ———, 1961c: 手取層群の地史学的研究. 千葉大文理紀要, 3, 369-426.
 SATO, T., HAYAMI, I., TAMURA, M. and MAEDA, S., 1963: The Jurassic. In F. TAKAI, T. MATSUMOTO, and R. TORIYAMA, eds.: *Geology of Japan*. 79-98, Univ. Tokyo Press, Tokyo.
 寺崎 勉, 1971MS: 谷戸口片麻岩塊東・北方に分布する手取層群の層序及び構造(金沢大理地質卒論手記).

- 上田良一・松尾秀邦, 1950: 福井県九頭竜川上流地域の地質, 特に中生層について(予報)(演旨). 地質雑, 56, 286.

(要 旨)

山田一雄・丹羽 茂・鎌田雅道, 1989: 福井県九頭竜川上流地方の手取層群の層序と岩相変化. 地質雑, 95, 391-403. (YAMADA, K., NIWA, S. and KAMATA, M., 1989: Lithostratigraphy of the Mesozoic Tetori Group in the upper reaches of the Kuzuryu River, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 95, 391-403.)

その模式地が含まれる九頭竜川上流地方の九頭竜・石徹白両亜層群(手取層群下部・中部)の層序を再検討し, 岩相層序的に前者を 4 層に, それを不整合におおう後者を 2 層に区分した. さらに九頭竜亜層群については, 真名川～大納川地区の層序が従来のそれとまったく逆であること, その上部層には西から東に向かって細粒化し東端部で再び粗粒となるという規則的な岩相の側方変化があることが明らかとなった. 石徹白亜層群では, 下部層に上下・側方への顕著な岩相変化がみられる.

九頭竜亜層群の堆積盆は, その発生から中部層堆積時まで順次拡大したが, 上部層堆積期に入ると, 沈降量が小さく後半には陸化した北部, 直ちに隆起をみた南部, およびその中間の著しい沈降域の 3 地域に分化した. 後者も末期には一旦陸化し, 石徹白期に入って当地方を含むより広大な地域が堆積の場へと転化した.

1

2

3

1. 真名川地区の九頭竜亜層群上部層中の斜交葉理。上方が地層の上位であり，逆転を示さない。第3図f地点。

2. 真名川地区の九頭竜亜層群上部層にみられる背斜構造（説明は本文参照）。写真の右手が北，第3図c地点。f：断層。

3. 南部地域における九頭竜亜層群と石徹白亜層群の不整合。第3図n地点。sh：頁岩層（九頭竜亜層群中部層），cg：礫岩層（石徹白亜層群下部層），f：断層。