函淵層群（白亜系）および石狩層群（古第三系）の砂岩の鉱物学的研究

——美唄地区石狩統の鉱物学的研究* 第2報——

原 田 一 雄**

(1964 年 7 月 30 日受理)

Mineral Composition of Sandstones in the Ishikari (Paleogene) and the Hakobuchi (Cretaceous) Groups —Mineralogical Studies of the Ishikari Group of the Bibai Coal-Field, Hokkaido Japan (Part II)—

Kazuo HARADA

(Abstract)

The Paleogene Ishikari group of the Bibai area is divided into eight formations in ascending order, namely, Noborikawa, Horokabetsu, Yubari, Wakanabe, Bibai, Ikushunbetsu, Hiragishi and Ashibetsu. The group unconformably overlies the Cretaceous Hakobuchi group. Medium-grained sandstones of both groups were used for various mineralogical treatments.

These treatments have revealed that the main components of sandstones in the Ishikari and Hakobuchi groups are quartz, feldspar, biotite, fragments of sedimentary rocks (chert, hard shale), and igneous and metamorphic rocks (andesite, liparite, green rock). Cementing material of these sandstones is composed chiefly of kaolinite, chlorite, illite and calcite (partly siderite).

Petrographically, these sandstones can be grouped mostly into protoquartzite-subgraywacke and partly into orthoquartzite (Bibai and Noborikawa formations) and graywacke (Ikushunbetsu formation). No typical arkose was observed.

Generally speaking, the upper part of the Ishikari group abounds in subgraywacke and graywacke, whereas the middle and lower parts consist mainly of protoquartzite.

I. ま え が き

筆者は、先に村岡次郎とともに本地域の中～下部石狩統に夾在する凝灰岩層の重鉱物組成と粘土鉱物組成について、研究した結果を公表した。(村岡・原田, 1964)

近年、石狩炭田地域の白亜系～古第三系の各層の鉱物組成や粘土鉱物組成について、数多くの研究が行なわれている。筆者は、本論文で特に三菱美唄鉱業所付近に分布する函淵層群・石狩層群の砂岩を対象として、砂粒の重鉱物組成、砂粒基質の鉱物組成を偏光顕微鏡下で観察し、さらにX線粉末回折法・酸または有機試薬による呈色反応による研究方法等を採用して、鉱物学的検討も加えた結果を報告し、これらの結果から考えられる堆積環境について若干の推論を試みた。

この稿を草するにあたって、筆者の所属する三菱鉱業の坂倉勝彦博士・朱雀智介氏・井上正昭氏・村岡次郎氏からは、絶えず御教示と激励を受けた。また、北海道学芸大学岩見沢分校の池上茂雄教授には、研究方法や炭酸塩鉱物の生成条件について、有効な議論に加わっていただいた。

東京教育大学の須藤俊男教授からは、卒論以来引き続いて御指導を受け、柴田秀賢教授は砂岩の鏡下観察についての御教示を与えられ、大森昌衛助教授・科学博物館氏家 宏博士・資源技術試験所小林和夫博士・東洋大学生沼 郁博士等の諸氏からは、種々の有効な助言を受けた。これらの方々に厚く

* 1964 年 7 月 7 日北海道炭礦技術会地質部会美唄・岩見沢地区例会で講演

** 三菱鉱業株式会社

地質学雑誌 第 71 巻 第 834 号 1965 年 3 月

感謝する。

II. 地質層序及び試料の採集方法

層序については既に発表してあるので（村岡次郎・原田一雄，1964），本論文では割愛する。

第1図に試料採集地点を記入した地質図を，第2図に使用した試料の採集層準を記入した柱状図を示す。

すべてこの報文の検討に使用された砂岩試料は中粒（一部粗粒）のものであり，坑内または試錐岩芯より得たものであつて，地表のものは全く使用しなかつた。

第 1 図 図中の1～8は，柱状図を作成したルート（第2図参照）。

第2図 地質柱状図および試料採集層準

石英+珪岩

石英+珪岩

石英+珪岩

第 3 圖

石英+珪岩

石英+珪岩

石英+珪岩

石英+珪岩

石英+珪岩

石英+珪岩

III. 研究 方 法

a) 概括的研究方法

第2図に示した柱状図を作製する過程で、すべての中粒砂岩（一部粗粒砂岩）を各堆積サイクル単位毎*に1~3個程度採集し**，ローラーミルでほぐしてから，1N HCl 中で10分間煮沸し，充分水洗して，粘土分を分離，流出し去つたものについて，鏡下で組成砂粒を算え，長石（斜長石+カリ長石***）・岩片・石英+珪岩の三成分で示される三角ダイアグラム上に個数の%を黒丸で表示した。

函淵層・登川層・美唄層・幾春別層に関しては，すでに予察的にその結果を公表してある（原田一雄，1964）。

b) 精密な研究方法

a)の検討に使用した砂岩のうちから色調の興味深いもの（Ub-3, 1, Wz-3, 2, 1, Hk-3, 2, 1），堆積学的産状が特異なもの（Bc-1, 4, 3, Yc-3, 2, 1, Nc-5等）を選び下記に示すような方法で，さらに精密な検討を行なつた。

i) 肉眼で注意深くおのおのの砂岩を観察し，記載した。

ii) これらの砂岩の産出層準を，検討に使用しなかつた美唄地区他地点の岩相柱状図と対比し，堆積学的産状を記載した。

iii) 薄片を観察し，砂粒の個数を複式メカニカルステージ上で算え，a)と同一の三角ダイアグラム上に個数を%によつて二重丸で表示した。

iv) 砂粒の基質も記載した。

v) 乳鉢中で，試料を指頭に感じられない程度にすりつぶし，X線粉末回折の試料とした。

vi) 同一粉末試料を使用して，Bendizine, HClによる呈色の度合を各層準相互に比色した。

vii) 砂岩試料をローラーミルでほぐし，パンニング法によつて重鉱物を分離し，菱鉄鉱・黄鉄鉱のみの相対量比を検討した。

IV. 研究 結 果

a) 砂岩の軽鉱物組成

前節 a) の研究方法によつて得た各層準毎の砂粒の軽鉱物組成を第3図に黒丸で示した。

また前節 b) による砂粒の肉眼的性質と堆積的特徴を第1表に，鏡下の観察結果****を第2表に，軽鉱物の量比を第3表にそれぞれ示し，さらに第3図に二重丸で表示した。

岩片の量が近似的に matrix の量を現わすと考えて，この結果を PETTJOHN の分類（PETTJOHN, F. J. 1957）にあてはめれば，芦別層・平岸層は protoquartzite~subgraywacke に，幾春別層は subgraywacke~graywacke に，美唄層は orthoquartzite~protoquartzite に（上部の一部，Bc-2 の試料は subgraywacke に），若鍋層・夕張層・幌加別層は protoquartzite~

* 炭層（又は炭質頁岩，頁岩）→シルト岩→細粒砂岩→中粒砂岩→粗粒砂岩へと上部から下部に向かつての地向斜型堆積小輪廻を示す（下河原寿男，1959；山本栄一・他，1961；庄司力偉，1960；柴岡道夫，1956；坂倉勝彦，1964）。

** 若鍋層・幌加別層の炭層を伴うサイクルとしては存在しない砂岩の試料は，岩相の変化を認めた部分で各々採集した。

*** 主として微斜長石である。

**** いわゆる海緑石と記したのは，高倍率の鏡下で観察すると，その結晶片は比較的大きく，X'=yellowish green, Z'=Y'=blue の多色性が認められることによる。鏡下では比較的多量に存在しているが，X線回折に感じる程ではない。このように鏡下の性質は海緑石というよりむしろ，須藤(1955)のセラドナイトに良く一致している。

第 1 表 石狩層群及び函淵層群砂岩の肉眼的・堆積学的特徴

試料番号	堆 積 学 的 特 徴	砂 岩 の 肉 眼 的 特 徴
Ao-2	芦別層下部の炭層の下盤をなす砂岩の小堆積サイクルの一つで対比可能。	中粒砂岩・淡緑色・灰色・赤色珪岩が多く緑黒色岩片を伴なう。(鏡下で火山ガラス及び安山岩)
Ac-1	Ac-2 と同様、時に蜆介を伴ないラミナが発達する。	Ac-2 と同様。
Ub-3 Ub-2 Ub-1	多量の蜆介の化石を含む厚い単調な砂岩層である。 部分的にラミナの発達する部分がある。	中粒砂岩、特有の淡青緑色の色調を示し(試料により程度の差はある)、珪岩の量は一般に少なく、緑黒色岩片が著しく多い。 長石の破片が認められる。
Wz-3 Wz-2 Wz-1	炭層の下盤をなす砂岩の小堆積サイクルの一つ対比はやや良好。	中粒砂岩、淡緑色から緑色・淡緑色の色調は主として砂粒の基質である泥質物に由来する(鏡下及びX線的に緑泥石)全体に緑黒色岩片が著しく、珪岩(灰色・赤色)及び長石の破片が存在。全体に多少凝灰質。
Bc-2	虎皮式炭層の下盤をなす砂岩の小堆積サイクル、ラミナ、泥質物のパッチが著じるしく、乱堆積相を示す、対比は不良。	中～粗粒砂岩・淡灰緑色・灰色珪岩・緑黒色岩片をとめない全体に凝灰質。
Bc-1 Bc-4 Bc-3	良質炭層*の下盤をなす砂岩の小堆積サイクルの一つ、しばしばこの砂岩はレンズ状に肥厚し良質炭層**の天盤を削剝する場合がある。 ラミナは認められず塊状である。	中～粗粒砂岩・白色・結晶石英が著しく、灰色珪岩を伴ない緑黒色岩片が存在する。 基質は白色でその量は少ない。
Wk-5 Wk-4 Wk-3 Wk-2	若鍋層上半分の砂岩部の試料。砂質、かき介・蜆介を伴ない塊状の砂岩で、単層としてはその特色に乏しく対比困難であるが部層としての対比は美唄地区全域に亘り全く良好である。	細～中粒砂岩、灰色褐色。砂粒の基質は灰色でその量は多い。 灰色珪岩・結晶石英が著しく、頁岩々片が存在し緑黒色岩片を伴なう。
Wk-1	若鍋層下半分の夾炭部の良質炭層***の下盤をなす砂岩の小堆積サイクル。 対比はやや良好、植物化石片を伴なう。	中粒砂岩、灰白色。砂粒の基質は白色、量は中程度、結晶石英が著しく、灰色珪岩を伴ない少量の赤色珪岩が存在する。
Yc-3 Yc-2 Yc-1	炭層の下盤をなす砂岩の小堆積サイクルである。Bc-1. 4. 3. 等の試料と同様の堆積的産状でレンズ状に偏在するがそのレンズのスケールはより大きい。	中～粗粒砂岩、白色、結晶石英が著しく、長石の破片を少量伴ない、灰色珪岩を伴ない赤色珪岩が殆んど存在しない。 緑黒色岩片・褐色岩片が存在し全体に多少凝灰質。砂粒の基質の量は少ない。
Hh-2 Hh-1	炭層と無関係な砂岩・泥岩の互層。 砂岩は単層としても比較的良好に対比される。 砂岩中に泥質のラミナが発達する場合が多く、この著じるしいものをムラクモ砂岩と呼んでいる。	細～中粒砂岩。灰白色。 結晶石英が著しく、砂粒の基質は特有の黒褐色の色調を示す泥である。
Nc-5 Nc-4	良質炭層****の下盤をなす砂岩の小堆積サイクル、対比は近距離では可能、この砂岩はレンズ状に肥厚する。レンズのスケールは Yc-1. 2. 3 と同程度か、これよりも大きい。 ラミナもあるが無層理のものが多く植物化石片が存在する。	中～粗粒砂岩、白色・灰色珪岩が多く、結晶石英が少ない。 岩片は一般に少ないが時に緑色岩片を伴なう。
Nc-3 Nc-2 Nc-1	良質炭層*****の下盤をなす、層厚 40m 以上のサイクロセム。 基底部は礫岩で始まる場合もあり。全く良好に対比される。 植物化石片を少量伴なう場合があるが、全体に無層理塊状である。	中～粗粒砂岩、白色～灰緑色。 灰色珪岩が多く、結晶石英の量が Nc-5・Nc-4 に比較して一層少ない。 層準下部に向い、緑黒色岩片の量が増大し、且緑色の色調が強まる。
Hk-3 Hk-2 Hk-1	礫岩で始まるサイクルの各部分。 対比は良好のようであるが試料が少なくはつきりしない。 植物化石を少量伴なう。	中粗粒砂岩、緑色～緑黒色。 珪岩、結晶石英を伴ない、その量は少ない。 緑黒色岩片が中～多量に含まれ長石の破片が著しい。全体に凝灰質。

* 下部より美唄本層、2 番層、3 番層、4 番層。

** 2 番層、美唄本層にこの例が認められた。

*** 下 2 番層。

**** 下 6 番層。下 7 番層。下 8 番層。

***** 下 9 番層。下 10 番層。下 11 番層。

第2表 砂岩の顕微鏡観察による特色

試料番号	鏡 下 の 観 察 結 果
Ac-2 Ac-1	岩片は X'=deep bluish green, Z=pale bluish green の緑泥石化した火山ガラス片が多い。頁岩々片は少ない。結晶石英が多い。長石はカリ長石。斜長石共に存在した。
Ub-3 Ub-2 Ub-1	岩片は頁岩が多く、クロライト化した火山ガラスを伴う。 結晶石英が多く珪岩が少ない。
Wz-3 Wz-2 Wz-1	珪岩、結晶石英が少ない岩片が多い。岩片でも特にクロライト化した火山ガラスや安山岩片が多く、頁岩々片は少ない。 長石はカリ長石、斜長石がほぼ等量が存在する。砂粒基質同性鉱物と考えられる著しく多量の X'=dark green, Z=pale green の緑泥石が存在するものがある。
Bc-2	岩片には頁岩、火山ガラスが多い。斜長石はアルバート式双晶を示し変質が著しい。基質は泥質で粘土鉱物（バルサムより高い屈折率を示す）が存在する。
Bc-1 Bc-4 Bc-3	結晶石英の量が著じるしい。基質は少量の方解石が認められる。 長石の破片は殆んど存在しない。
Wk-5 Wk-4 Wk-3 Wk-2 Wk-1	X'=pale green, Z'=dark green の緑色角閃石及び黒雲母が存在し結晶石英が多量に存在する。長石の破片も存在するが変質が著しい。 基質は泥質で粘土鉱物（バルサムより高い屈折率を示し、特に黄～橙色の reterzation を示すものが多いのでイライトと考えられる）が多い。 Wk-3 の試料には方解石が基質に著しく多い。
Yc-1 Yc-2 Yc-3	カリ長石が斜長石より多いものもある（Yc-2, Yc-1）。結晶石英が多い。岩片には頁岩が多い。基質は粘土鉱物が多く、その性質は若鍋層のものに類似している、しかしその量は Yc-1 以外では少ない。
Hh-2 Hh-1	結晶石英が著しく多い。基質の量が全体の 50% 以上のもの（Hh-2）もある。 長石には斜長石が多く曹長石質である。
Nc-5 Nc-4 Nc-3 Nc-2 Nc-1	珪岩々片が多く、結晶質石英が少ない。石英の中には graphic intergrowth を示すものがある。 斜長石、カリ長石ともに存在するが、斜長石の方が一般に量が多い。 岩片は流紋岩。火山ガラスが多く頁岩々片は少ない。 珪岩の中には blastclastic な長石片（カリ長石が多い）を持つ特有のものがある。
Hk-3 Hk-2 Hk-1	長石が多い。カリ長石の量は少なく一般に斜長石が多い。 岩片には火成岩起源のものが著しく多く、石英斑岩・安山岩・輝緑岩・玄武岩・火山ガラス等多様の組織のものがある。 Hk-2 の試料には、いわゆる海緑石が多く、Hk-1, Hk-2 の試料には緑簾石が著しい。 緑泥石（X'=dark brownish green, Z'=green）は全試料に存在する。 緑簾石・緑泥石は砂粒基質をうめて存在し同性的なものである。

備考。斜長石は最大消光角法による測定の結果すべて $An_{10}Ab_{90} \sim An_{15}Ab_{85}$ の非常に albitic なものである。

subgraywacke に、登川層は下半部は主として orthoquartzite, 上半部は主として protoquartzite に、函淵層群は subgraywacke~graywacke におおの分類することが出来る。

藤井浩二 (1956) の分類にしたがえば、芦別層・平岸層・幾春別層は lithic type に、美唄層は quartzose type~subfeldspathic type に、若鍋層・幌加別層・夕張層は sublithic type に、函淵層は lithic type におおの分類が可能である。

これらの結果から非常に重要なことは、PETTJOHN (1957) の分類による arkose すなわち、藤井浩二 (1956) による feldspathic type の砂岩は筆者の検討した範囲では存在しないことである*。

* DAPPLES and others (1953) は岩片+基質・長石・石英+珪岩による三角ダイヤグラムを示している。筆者のこの節での検討方法は基質の量は考慮していないので、彼の定義した方法での分類は出来ない。然し基質を考慮した三角ダイヤグラム上では、砂岩組成成分の打点範囲はより右下にずれるはずであるから、彼の定義した arkose は PETTJOHN (1957) の定義よりいつそう存在しにくいということになる。

第 3 表 石狩層群及び函淵層群の軽鉱物組成

累 層	試料番号	軽 鉱 物 組 成			
		結晶石英*	珪 岩	長石(斜長石+カリ長石)**	岩片(頁岩+火成岩+変成岩)
芦 別 層	Ac-2	564	162	173	290
	Ac-1	438	151	140	315
平 岸 層	Ub-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Ub-2	236	98	52	89
	Ub-1	651	46	58	233
幾春別層	Wz-3	42	26	68	324
	Wz-2	48	12	32	193
	Wz-1	12	24	43	296
美 唄 層	Bc-2	140	341	121	45
	Bc-1	225	421	6	14
	Bc-4	392	131	0	51
	Bc-3	153	371	8	63
若 鍋 層	Wk-5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Wk-4	159	32	61	68
	Wk-3	176	43	12	48
	Wk-2	251	110	53	128
	Wk-1	302	211	46	158
夕 張 層	Yc-3	420	18	41	30
	Yc-2	291	36	51	46
	Yc-1	176	93	24	132
幌加別層	Hh-2	261	176	41	53
	Hh-1	362	102	63	69
登 川 層	Nc-5	103	216	41	28
	Nc-4	263	112	10	18
	Nc-3	341	42	8	21
	Nc-2	211	40	2	13
	Nc-1	152	224	0	46
函 淵 層	Hk-3	198	86	79	346
	Hk-2	148	12	198	250
	Hk-1	221	51	115	341

* 小さな結晶片の集合した結晶片岩等の変成岩起源と考えられるものと、単一結晶の深成岩又は半深成岩起源のものがあるが一括して示してある。

** 斜長石は全く例外なく全て albitic なものであり、カリ長石は主に微斜長石である。

このような分類と全層序との関係をみると、石狩層群美唄層上部 (Bc-2, 下虎層天盤の砂岩) から上は graywacke~subgraywacke が多く存在し、これ以下の地層では, protoquartzite, orthoquartzite の量が増大する傾向が認められる。

筆者が得た美唄地区幾春別層の砂粒組成は、幾春別地域の幾春別層の OKADA (1960) による結果と良く一致した。

また、古第三系と白亜系の不整合面をはさんで、登川層の砂岩は orthoquartzite~subgraywacke であるのに反して、函淵層の砂岩は graywacke~subgraywacke に変わり、不整合面の上下で砂粒組成は明白かつ急激に変化した。

b) X線粉末回折

i) 長石と石英の相対量の変化

* ここでいう不整合面は、両者の移行帯を意味する。

0 0.5 mm

Ⅲ・b)・v) で得られた試料をおのおの 45mg ずつ、ガラス板上に 1cm×1.2cm の範囲で塗布した oriented aggregate (生沼 郁・小林和夫, 1961) について、Geiger flex diffractometer によって粉末回折線を得た。

この結果、長石・石英・粘土鉱物の回折線が認められた（第4図）。

これらのうち石英の 101, 長石の $20\bar{2} \cdot 040$, 方解石の 104 はそれぞれの鉱物の最強の反射を示す面指数の回折線である。

これらの回折強度の変化を層準毎に第5図に示した。

石英・長石の回折強度の変化は、Ⅳa) の砂岩の軽鉱物組成の変化との間に、良好な相関が認められる。

方解石は幾春別層・平岸層では、全層にわたって比較的均一な産出を示す。美唄層以下の地層では、特定の層準に偏在して多量に存在する傾向が示される*。

ii) 粘土鉱物の相対量

粘度鉱物の回折線は 14.5Å, 12.5Å, 10.0Å, 7.2Å にそれぞれ認められる。

14.5Å はモンモリロナイトの 001 か、クロライトの 001 の回折線である。呈色反応の結果や、回折強度から考えてパーミキュライトは考え難い。

12.5Å は特殊なモンモリロナイトの 001 (村岡・原田, 1964) か、または不規則混合層鉱物である。

10.0Å の回折線はイライトの 001 である。

7.2Å の回折線はカオリナイトの 001 か、またはクロライトの 002 である。

これらの粘土鉱物の回折強度の変化を層準毎に、第6図に示す**。

* X線回折で感じる程の菱鉄鉱は存在しない。

** $D = a + b + c$, $a = 14.5\text{Å}$ 回折線, $b = 10.0\text{Å}$ 回折線, $c = 7.2\text{Å}$ 回折線。

厳密には $14.5\text{Å} \cdot 7.2\text{Å}$ は、クロライトの回折線では共に出現するので好ましいものではないが、砂岩中の粘土鉱物量の概略を示す意味で表示した。

写 真 説 明

1. Wz-1; 平行ニコル, 右下黒色の階調を示すものは頁岩岩片, 砂粒基質の灰色の階調を示すものは、すべてクロライト
2. Wz-2; 平行ニコル, 右上安山岩片. 左下に接して方解石の粗大な結晶片が砂粒基質をうめて存在.
3. Bc-3; 直交ニコル, subangular~angular の結晶石英が著じるしく多い.
4. Wk-3; 直交ニコル, 砂粒基質に多量の方解石が認められる.
5. Wk-4; 平行ニコル, 右下暗灰色の階調を示す結晶片は, $X' = \text{pale green}$, $Z' = \text{dark green}$ の緑色角閃石.
6. Hh-1; 平行ニコル, 砂粒基質は褐色の泥である.
7. Yc-3; 直交ニコル, 長石の破片が多い.
8. Nc-5; 直交ニコル, 結晶石英, 珪岩が多い.
9. Nc-2; 平行ニコル, blastclastic な石英粒・長石粒を持つ化学的起源ではないことが明白な珪岩もしくは砂岩中の砂岩岩片とでも言うべきもの.
10. Nc-2; 直交ニコル
11. Nc-1; 平行ニコル, 火山ガラス片.
12. Nc-1; 直交ニコル, バルサムより高い屈折率を示す粘土鉱物片が認められる.
13. Hk-1; 平行ニコル, 粗粒玄武岩組織を示す岩片.
14. Hk-1; 直交ニコル
15. Hk-2; 平行ニコル, 中央部やや下の灰色の階調を示すものがいわゆる海緑石, 右上に斜長石の斑晶.
16. Hk-2; 直交ニコル, いわゆる海緑石は微少な結晶片の集合体であることが認められる. 右上斜長石は方解石脈に貫かれている.

砂岩のX線粉末廻折図

第4図 砂岩のX線粉末廻折図

c) HCl, Bendizine による砂岩の呈色反応

モンモリロナイト・イライトの加水複合体は Bendizine で青色に呈色する(HAMBLETON and DODD, 1953)。

また、クロライトは塩酸により容易に分解される(小林和夫・生沼 郁, 1960; 生沼 郁・児玉秀臣・小林和夫, 1963)。

Ⅲ・b)・vi) で得た試料を使用して HCl または, Bendizine による室温* での 10 分間後の呈色の度合を検討した。

表示方法は五段階に分けられた, 使用試料相互の相対的な呈色の度合によつた(第4表)。

HCl により緑色に呈色するものは Fe^{++} によるもの, 黄色に呈色するものは Fe^{+++} によるものである(山岸忠夫・深尾良郎, 1950)。

Fe^{++} は大部分クロライトまたは黄鉄鉱・菱鉄鉱によるものと解釈され, Fe^{+++} はクロライトの一部, 海緑石・セラドナイト・褐鉄鉱によるものと解釈される(須藤俊男, 1959)。

一方 Bendizine による呈色反応も同一試料を使用して検討した。この結果 $12.5\text{\AA}^{**}$ の回折線の存在する試料に Bendizine による呈色の度合が著しく, $14.5\text{\AA}$ の回折線は Bendizine による呈色にはあまり関係がないようであつた。(第5表)

一方 HCl による呈色反応は $14.5\text{\AA}$ の回折線の存在する試料に著しい。

以上の結果を V b) の X 線的検討とあわせて考察すると, $14.5\text{\AA}$ の回折線は殆んどがクロライトであることが暗示される。

Ub-1, Wz-1, Hk-1 等鏡下でクロライトが多量に存在し, $14.5\text{\AA}$ の回折線が認められる試料について, 一層敏感な X 線回折条件で***未処理のもの, 及び 1:1 HCl によつて 10 分間煮沸した試料について X 線粉末回折線を得た(第7図)。

この結果 Hk-1 は殆んど純粹のクロライト, Wz-1 はクロライトにカオリナイトと少量のイライトが存在し,

* 加熱すると反応が早く行なわれて呈色が強く示されるが Fe^{++} が酸化され Fe^{+++} になつてしまい, 緑色の呈色が検討出来ない, したがつて加熱による処理は採用しなかつた。

** $12.5\text{\AA}$ の回折線はイライトの加水複合体であると考えられる。常にイライトと密接にともなつて産出する。

*** 8-1-4, $1^\circ-1^\circ-0.4$, 30Kv 15mA CuK α /Ni

砂岩中の長石・石英・方解石のX線の強度変化

* 石英の101の廻折線
 長石の202.040の廻折線
 方解石の140の廻折線

* ピークの高さを示す, 分析条件, Cu K α /Ni-Filt, $\lambda = 1.5418 \text{ \AA}$ 35KV 15mA 32-1-4, 1'-1"-0.4, 1'/min ~ 1"/min

第5図 砂岩中の長石・石英・方解石のX線の強度変化

第 6 図

砂岩中の粘土鉱物のX線的強度変化

- a ----- 14.5Å 廻折線
 b ----- 10.0Å 廻折線
 c ----- 12.5Å 廻折線
 d ----- 7.2Å 廻折線
 ———— $D=(a+b+d)$

* ピークの高さを示す。分析条件, CuK α /Ni-Filt., $\lambda=1.5418\text{\AA}$, 35KV 15mA 32-1-4, $\dot{\theta}=1^\circ/\text{min}$, 1cm/min

第 4 表 1:1 HCl 10 分間処理による呈色反応と黄鉄鉱・菱鉄鉱の含有量

試料番号	粉末の色調	呈色した色調	相対強度*	処理後の乾燥粉末色調	黄鉄鉱**	菱鉄鉱**
Ac-2	灰白色	黄色	卅	灰白色	+	-
Ac-1	淡緑灰色	淡黄緑色	卅	灰白色	++	-
Ub-3	灰色	黄色	卅	灰白色	卅	-
Ub-2	〃	〃	〃	灰白色	++	-
Ub-1	淡青灰色	淡黄緑色	卅	灰白色	+	-
Wz-3	灰白色	黄色	卅	〃	++	-
Wz-2	緑灰色	黄緑色	〃	〃	卅	-
Wz-1	淡緑色	濃黄色	卅	白色	++	-
Bc-2	白色	淡黄色	卅	灰白色	++	-
Bc-1	〃	〃	++	灰白色	++	卅
Bc-4	灰白色	無色	+	灰白色	+	-
Bc-3	灰白色	〃	+	灰白色	+	++
Wk-5	灰褐色	黄緑色	卅	灰白色	卅	-
Wk-4	褐色	淡黄緑色	卅	〃	卅	-
Wk-3	淡褐色	〃	卅	淡褐色	卅	-
Wk-2	灰白色	黄緑色	卅	灰白色	++	-
Wk-1	灰白色	淡黄色	卅	灰白色	++	-
Yc-3	白色	〃	++	白色	+	++
Yc-2	〃	〃	++	〃	+	++
Yc-1	灰色	橙色	++	〃	-	++
Hh-2	淡褐色	黄白色	卅	白色	+	卅
Hh-1	〃	黄色	卅	〃	++	卅
Nc-5	灰白色	淡黄白色	++	白色	+	+
Nc-4	灰白色	黄白色	+	〃	++	++
Nc-3	〃	淡黄色	++	〃	-	+
Nc-2	〃	無色	+	〃	-	-
Nc-1	灰色	淡黄色	++	〃	-	-
Hk-3	淡灰色	黄色	卅	灰色	卅	-
Hk-2	濃緑色	黄緑色	卅	〃	卅	-
Hk-1	淡緑灰色	濃黄色	卅	灰褐色	卅	-

* 卅 very strong 卅 strong 卅 medium ++ weak + trace

** 卅 very rich 卅 rich 卅 common ++ rare + very rare - none

Ub-1 ではクロライト・イライト・カオリナイトが、存在していることが明らかになった。

14.5Å の回折線が存在しないで、7.1Å の回折線が存在する Nc-3 の試料について同様の実験を行なった。

この結果、カオリナイトであることが明らかになった（第7図）。

d) パンニングによる同生鉱物の検討

Ⅲ, b), vii) で示した方法で重鉱物を分離し、黄鉄鉱・菱鉄鉱のみの相対的含有量* を第 4 表に示す**。

* 測定結果により、50% < very rare, 50~20% common, 20~50% rare, 5% < very rare とし
て表示してある。

** この他に重鉱物としてはジルコン・柎榴石・電気石・黒色鉄鉱・緑色及び褐色角閃石・普通輝石等
が含まれている。然し筆者の実験精度では飯島 東・棚井敏雅（1959~60）の結果とは比較検討が
困難と考えられるので示さなかつた。

第 5 表 Bendizine による
呈色反応

試料No.	Bendizine による 呈色の度合*
Ac-2	+
Ac-1	+
Ub-3	++
Ub-2	+
Ub-1	+
Wz-3	+
Wz-2	++
Wz-1	+
Bc-2	###
Bc-1	+
Bc-4	+
Bc-3	-
Wk-5	++
Wk-4	###
Wk-3	###
Wk-2	++
Wk-1	###
Yc-3	+
Yc-2	-
Yc-1	+
Hh-2	###
Hh-3	###
Nc-5	+
Nc-4	+
Nc-3	-
Nc-2	-
Nc-1	-
Hk-3	++
Hk-2	-
Hk-1	-

* ### very strong ### strong
 ++ medium ++ weak +
 trace - no staining

第 7 図 HCl 処理物の X 線粉
末廻折図

V. 結論・考察及び問題点

a) 結 論

1) 三菱美唄地区石狩層群及び函淵層群の中～粗粒砂岩の軽鉱物組成は、PETTJOHN (1957) の分類によつて示せば、芦別層・平岸層は protoquartzite～subgraywacke, 幾春別層は subgraywacke, 美唄層は Bc-2 (下虎層天盤の砂岩) より上部では subgraywacke～protoquartzite, 以下では orthoquartzite～protoquartzite, 若鍋層・夕張層・幌加別層は protoquartzite～subgraywacke, 登川層は orthoquartzite である。

このように一般的に美唄層上部を境界として、それより上部では **graywacke type** の砂岩が多くなり、以下の地層では **protoquartzite~quartzite type** の砂岩が多くなる傾向が示された。

2) PETTJOHN (1957) の分類, DAPPLES and others (1953) の定義による **arkose** は石狩層群・函淵層とも存在しない。

3) 登川層・函淵層の砂粒組成は不整合面を境にして、前者が **orthoquartzite**, 後者が **sub-graywacke** と明瞭に変化している。

4) 砂粒基質の粘土鉱物含有量は、広域にわたって対比が可能な Hh-1, Hh-2 の砂岩, Wk-5, 4, 2, 1 の砂岩では比較的多く、レンズ状に偏在する Bc-1, 4, 3・Yc-3, 2・Nc-4 では少ない傾向が示される。

5) クロライトは函淵層・若鍋層・幾春別層にその存在が著しい。すなわちある特定の層準に偏在する傾向が認められる。

6) カオリナイトは登川層下部に多く、函淵層ではクロライトの量が多くなる。

不整合部分を界して、クロライトとカオリナイトの量比で示される粘土鉱物組成の明瞭な相異は、頁岩の試料を使用して、生沼 郁・小林和夫 (1961) がすでに示しているが、砂岩の基質の粘土鉱物組成にも認められた。

7) イライトは幌加別層・若鍋層及び美唄層上部 (Bc-2) 以上の地層に多く存在している。

8) $12.5\text{\AA}$ の回折線を示す鉱物は、イライトの加水複合体と考えられるが、この産状は特定の層準(幌加別層, 若鍋層中の)のみに偏在して産出し、筆者の検討範囲ではイライトと密接に共存する。

9) 函淵層 Hk-1 に存在している、いわゆる海緑石は、その鏡下の性質がむしろセラドナイトに類似している。

10) 岩片には安山岩・火山ガラスが多く、函淵層のものではこの他に輝緑岩・玢岩組織を示す半深成岩起源のものも存在している。

11) X線回折では認められなかったが、パンニングによつて集められた重鉱物中に、海成層である函淵層・若鍋層から多量の黄鉄鉱が認められ、幌加別層からは菱鉄鉱が多量に認められた。

菱鉄鉱については、池上茂雄 (1958, 1960, 1963 a, b) によつて、広く石狩炭田各地域の幌加別層中にその存在が見出されているが、三菱美唄地区でも存在が確かめられた。

b) 考察と問題点

1) V・a)・4) の結論から、砂粒基質の粘土鉱物含有量は、砂岩堆積時の示差的水流の影響を示し、砂粒の分級と粘土鉱物の分離が示差的水流の増大により助成される可能性を暗示している。

2) V・a)・6-8), 11), の結論から、次にのべるような、粘土鉱物による地層の堆積環境を考察することが出来る。

さきに、生沼・小林 (1960~63) は、上砂川・芦別地方の石狩層群の粘土鉱物について検討を試み、幌内層・若鍋層・函淵層等の海成層にはイライト・イライトの加水複合体が、登川層・美唄層等の夾炭層ではカオリナイトが増大し、さらに陸域環境に関係する登川層基底部の耐火粘土層は、全く純粋なカオリナイトよりなることを示した。

かつて、坂本峻雄 (1950, 1956) はカオリナイトはカチオン溶脱による風化物で、イライトはカチオン置換による風化物であることを指摘した。

また多くの研究者によつて、(坂本峻雄, 1950; 稲垣甲子郎・稲熊康雄, 1959; KRUMBEIN and GARREL, 1952; STRINGHAM 1962) カオリナイトは $\text{pH}=5\sim6$, イライト・クロライトは $\text{pH}=7$ 以上の領域に等電点を持つていることが明らかにされている。

$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ を主体とし、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO} \cdot \text{MgO}$ 等を伴う普通の岩石が風化した場合、Eh (酸化還元電位)* の比較的高い領域ではカオリナイト、中位ではイライト・クロライト、最も低い状態ではモンモリロナイトが普通に形成される粘土鉱物であると言われている (坂本峻雄, 1956)。

このような事実は、イライトがアルカリ性で還元性に近い堆積環境で、カオリナイトが酸性で酸化性に近い堆積環境で生成されることを示すと考えられる。

炭層をともなう堆積サイクルは、ふつう淡水域の、わりに深度が小さく、陸水の影響の強いため、pH が小さくて、Eh の比較的高い環境の想定が可能である (坂倉勝彦, 1959; 柴岡道夫, 1956; 下河原寿男, 1959; 中柳靖夫, 1962 a, b, 1963)。

このような地層中にカオリナイトが濃集する事実は、筆者の登川層下半部、生沼・小林 (1961) の夾炭層の粘土鉱物組成から明瞭に示される。

他方海成層の場合は、逆に pH が一般に大きく、Eh の低い環境である (坂本峻雄, 1956)。

筆者の研究結果でも、海成層と考えられている若鍋層**中の砂岩には多量のイライトが存在している。

また、Bc-2 以上の地層について筆者が検討した結果は、イライトとカオリナイトの量比が微妙な割合で小さきみに振動している***。

このことは、陸水環境に海水が振動的に進入したため、と考えられる。

このような事実は、さきに猪郷久義 (1961) が行なつた飛驒山地の石灰岩の鉱物学的研究からも示唆される。

このような汽水～淡水の環境変化は、橋本 亘 (1961), 堤 正俊 (1962 a, b, 1963), 松井 寛 (1960) 等の生層序学的研究による化石産出順序からも指摘することが出来る。

また、生沼・小林 (1961) の粘土鉱物学的研究からも、美唄層以上の石狩層群中でカオリナイトとイライトの含有量の様々な割合で変動していることを示している。

しかし、この両者の研究結果では幌加別層だけが特異な粘土鉱物組成を示している。すなわち淡水層****でありながらイライトが特に濃集している。

池上茂雄 (1958~63) は、本層中に菱鉄鉱が多量に存在していることを示しており、筆者のパンニングの結果からも同様な結果が示された。

KRUMBEIN and GARREL (1952) による安定領域図からも、菱鉄鉱の生成条件として Eh の低い、pH の大きい環境が示されている。

また下河原寿男 (1959), 村岡・原田 (1964), 原田 (1964) らはすでに岩相の特徴から考えて、幌加別層がわりに深い堆積物であることを述べている。

したがって、美唄地区の幌加別層は淡水層であるが、坂本峻雄 (1956) が述べたような、地下水面下の淡水のような性質をもつた水域で堆積が行なわれたと考えられる根拠が多い。

前記の考察によつて、このような水域の pH-Eh 条件はイライトの生成条件に一致している。

このように、イライト・カオリナイトの存在量比の変化は、砂岩堆積時の pH-Eh 条件を比較的忠実に反映していると考えられる。

* $E_h = E^\circ + RT/n F \ln Q$ E° = 標準電位, R = 気体常数, F = ファラデー常数, T = 絶対温度, Q = イオン活動度積で与えられる。

** パンニングで得た重鉱物中に、多量の黄鉄鉱が認められた。KRUMBEIN and GARREL (1952) の赤鉄鉱・菱鉄鉱・黄鉄鉱の安定領域図からもイライト生成に類似した pH-Eh 条件を読み取ることが可能である。

*** 黄鉄鉱の含有量も比較的多い。

**** 三菱美唄地区では *Unio* sp. の化石が見い出されている。

3) 他方クロライトは、V. a) (1) (5) の結果から **graywacke type** の砂岩の存在に密接に相関して産出する事実が示された。しかも、その産出は特定の層準に偏在している（幾春別層・函淵層群）。

クロライトも Eh が比較的 low, pH の比較的大きい条件での生成が普通であると言われている（坂本峻雄, 1956; STRINGHAM 1952）。

しかし、クロライトは化学成分から見てカオリナイトやイライトに比較してより多量の Mg^{++} ・ Fe^{+++} ・ Fe^{++} を結晶格子内にもち、したがってこれらに富む原岩の風化物として形成されやすいと考えられる。

すなわち、砂岩母体の化学成分の影響を受ける度合いの大きいことが考えられる。

このような考察から、クロライトの存在は原岩の化学成分にあずかる部分が大きく、別な表現をすれば、後背地の岩種の変化をある程度反映するものであると考えることができる。

事実函淵層群では、クロライトが砂粒基質に多量に含まれているが、この砂粒の岩片には安山岩・火山ガラスの他に玢岩・輝緑凝灰岩等* の中～塩基性の半深成岩の破片が含まれている。

4) V. a 1) 3) 5) 6) 9) 10) の結論と上記 2)-3) の考察から、登川層と函淵層群の砂岩には様々な点で明白な差異が認められる。

このことは、二者の間はかなり大きな後背地の相異があつた事実を暗示させる。

すなわち、両者の不整合面を界して、大きく異なつた古地理と古地形を画きうる可能性を暗示するものと考えられる。

5) V. a) 10) の結論から、広く石狩層群・函淵層群には中～酸性の火山ガラスや安山岩片が存在していることがわかつた。

この結果は、先に筆者等が示した石狩統の火成活動に関する凝灰岩での例とも矛盾しない（村岡・原田, 1964; 原田, 1964）。

引用文献

- 相原安津夫 (1954) : 石狩炭田芦別地区南部に於ける石狩層群基底部の不整合、及び中～上部石狩層群の堆積状態について、東教大卒論 (M. S.)
- DAPPLES, E. C., KRUMBEN, W. C. and SLOSS, L. L. (1953) : Petrographic and lithologic attributes of sandstones. *Jour. Geol.*, **61**, pp. 291~317.
- 舟橋三男・橋本誠二 (1951) : 日高帯の地質・地団研専報, **6**, pp. 1~37.
- 藤井浩二 (1956) : 九州八代地方中生界の砂岩, 地質雑, **62**, 727, pp. 193~211.
- 藤島泰雄 (1961) : 夕張炭田登川層の耐火粘土について, 北炭地質部会講演 (未発表)
- GARREL, R. M. (1960) : Carbonate equilibria and effect of CO_2 on iron-water-oxygen, *Mineral Equilibria (Bull.)* pp. 44~45, 129~143.
- 橋本 亘 (1961) : 北海道の地質, 地下資源, Nos 1~4 (別刷合本 札幌)
- 原田一雄 (1964) : 石狩炭田の地質学における鉱物学的諸問題, 北鉱誌, **20**, 1, pp. 24~36. pp. 27~28.
- HAMBLETON, W. W. and DODD, C. G. (1953) : A qualitative colour test for rapid identification of the clay mineral groups. *Econ. Geol.*, **48**, pp. 139~146.
- 池上茂雄 (1958) : 石狩炭田幌加別層中に産する菱鉄鉱質鉄質岩に就いて (予報) 鉱物雑, **3**, **6**, pp. 592~597.
- (1960) : 北海道三笠市幾春別, 奔別地域の菱鉄鉱質鉄質岩に就いて, 北海道学大紀要, **11**, 1-2B pp. 159~173.
- (1963) : 北海道の炭田に於ける菱鉄鉱質岩石の研究 (I) 北海道学大紀要, **13**, 2-2B, pp. 100~126.

* 鈴木 守 (1963)・舟橋三男・橋本誠二 (1951) の結果と結びつけて、この原岩を筆者は石狩堆積盆地東方部分からの供給に由来するものではなからうかと予想している。特に、鈴木 守 (1963) に示されたものと、岩片の一部は鏡下の組織が非常に酷似している。

- 池上茂雄 (1963) : 北海道の炭田地域に於ける菱鉄鉱質岩石の研究 (II) 北海道学大紀要, 14, 1-2b, pp. 75~90.
- 猪郷久義 (1961) : 一ノ谷層 (石炭系) に認められた非整合と礫土頁岩について, 地質雑, 67, 788, pp. 261~273 (引用箇所 p. 267)
- 稲垣甲子郎・稲熊康雄 (1959) : 各地木節粘土懸濁液の pH と塩基交換による変化, 粘土科学の進歩 pp. 369~376 技報堂.
- IJIMA, A (1957) : Preliminary Note on the Heavy-mineral Association of the Ishikari Series (Eocene-Oligocene) in the Ishikari, Kabato and Rumoi Coal Fields in Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, 63, 737, pp. 67~81.
- , A. (1959) : On Relationship between the Provenances and Depositional Basin, considered from the Heavy Mineral Associations of the Upper Cretaceous and Tertiary Formation in Central and Southeastern Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Ser. I*, 9, pt. 4, pp. 339~385.
- 飯島 東 (1959a) : 堆積岩石学の炭田調査への応用, 日鉱誌, 75, 885, pp. 168~171.
- (1959b) : 重鉱物組成から見た白亜系と古第三系との差異について, 有孔虫, 10, pp. 73~80.
- ・棚井敏雅 (1955) : 石狩層群の重鉱物組成——とくに大和田・樺戸夾炭層の地質時代について, 地質雑, 61, 718, p. 332 (演旨)
- ・棚井敏雅 (1958) : 石狩平原下の夾炭層の地質時代について——奈井江試錐コアの重鉱物組成——新生代の研究, 28, pp. 1~7.
- KRUMBEIN, W. C. and GARREL, R. M. (1952) : Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *Jour. Geol.*, 60, pp. 1~30.
- 小林和夫・生沼 郁 (1960) : 北海道石狩炭田上砂川地方に分布する白亜紀・第三紀の堆積岩の粘土鉱物学的研究 (I), 地質雑, 66, 506~516.
- ・生沼 郁 (1963) : 地層の問題に関連する粘土鉱物の研究 (第4報) 北海道芦別地方の第三紀層中の粘土鉱物について, 粘土科学の進歩, 4, pp. 117~125.
- 木下浩二 (1963) : 日高造山運動の過程, 炭技, 18, 2, pp. 8~13.
- 松井 寛 (1960) : 上部石狩層群の堆積過程における豊里堆と芦別沈降盆地, 地調報, 185, pp. 1~22.
- (1962) : 石狩堆積盆の変遷, 地質雑, 68, 799, pp. 219~233.
- 野沢和久 (1955) : 北海道空知炭田東部の粘土 1. 登川夾炭層中の粘土, 資源研彙報, 37, pp. 72~85.
- 中柳靖夫 (1962a) : 石炭の組織と生成 (第1部) 北鉱誌, 18, 3, pp. 18~29.
- (1962b) : 石炭の組織と生成 (第2部) 北鉱誌, 18, 4, pp. 24~31.
- (1963) : 石炭の組織と生成 (第3部), 北鉱誌, 19, 2, pp. 19~29.
- 小笠原謙三 (1953) : 空知炭田北部における石狩層群基底の不整合について, 新生代の研究, 1, pp. 302~307.
- OKADA, H. (1960) : Sandstones of the Paleogene Ikushumbetsu coal-bearing formation, Hokkaido, Japan, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 31, pp. 149~164.
- 生沼 郁・小林和夫 (1961a) : 北海道石狩炭田上砂川地方に分布する白亜紀・第三紀の堆積岩の粘土鉱物学的研究 (II), 地質雑, 67, 784, pp. 14~22.
- ・児玉秀臣・小林和夫 (1963) : カオリン鉱物と緑泥石の判定法, 粘土科学, 3, pp. 13~23.
- ・小林和夫 (1961b) : X線回折用粘土試料の作製方法, 粘土科学, 1, 1~2, pp. 85~88.
- 村岡次郎・原田一雄 (1964) : 美唄地区石狩統の鉱物学的研究 第1報——中~下部石狩統に夾在する凝灰岩の重鉱物組成と粘土鉱物組成——, 地質雑, 70, 820, pp. 17~31.
- PETTIJOHN, F. J. (1957) : Sedimentary rocks *Happen & Brothers N. Y.* pp. 283~339.
- 須藤俊男 (1955) : 変質火山岩・玻璃質凝灰岩に見られる緑泥石類似の緑色乃至褐色鉱物について, 地質雑, 61, 772, pp. 556~557.
- SUDO, T., OINUMA, K. and KOBAYASHI, K. (1961) : Mineralogical problems concerning rapid clay mineral analysis of sedimentary rock, *Acta Universitatis Carolinae-Geologica, Supplementum* 1, pp. 189~219 (Czechoslovakia)
- 須藤俊男 (1959) : 鉱物化学 I, 共立出版 (引用箇所 pp. 223~225)
- 鈴木 守 (1963) : 北海道中軸帯のいわゆる輝緑凝灰岩について, 地球化学, 66, pp. 15~22.
- 鈴木好一・北崎梅香 (1953) : 茅沼炭田における炭質変化の研究夾炭層中の粘土について, 資源研彙報, 33, pp. 125~137.
- (1956a) : 北海道空知炭田東部の夾炭層中の粘土 2, 夕張, 若鍋両累層中の粘土, 資源研彙報, 37, pp. 80~102.
- (1956b) : 北海道空知炭田西部の夾炭層中の粘土 1, 美唄夾炭層中の粘土, 資源研彙報, 41-42, pp. 36~38.

- 鈴木好一・野沢和久 (1956) : 北海道空知炭田西部夾炭層中の粘土, 資源研彙報, 41-42, pp. 37~45.
- 笹木 敏 (1962) : 芦別山砂鉄鉱床産鉱石の性状について, 日鉱誌, 78, 891, pp. 677 (演旨)
- 坂本峻雄 (1950) : ボーキサイト及礫土頁岩鉱床, 地質雑, 56, 653, pp. 59~67.
- (1956) : 堆積鉱床, 鉱床学の進歩, pp. 128~141. 富山房
- 下河原寿男 (1959) : 夕張炭田のガス地質について, 日鉱誌, 75, 855, pp. 811~815. (p. 813)
- 佐藤良昭 (1959) : 北海道奈井江試錐コアの重鉱物組成, 地調月報, 10, 10, pp. 73~80.
- 庄司力偉 (1960) : 日本の夾炭層に発達する堆積小輪廻の成因について (I) 一 堆積輪廻の成因上の諸問題, 地質雑, 66, 781, pp. 660~674.
- 柴岡道夫 (1956) : 炭層及び Cyclothem の生成, 北鉱誌, 13, 1-2, pp. 1~5.
- 坂倉勝彦 (1964) : 石炭地質学, 技術書院, pp. 5~87.
- STRINGHAM, B. (1962) : Fields of formation of some common hydrothermal alteration minerals, *Econ. Geol.* 47, 6, pp. 661~664.
- 須貝貫二 (1953) : 石狩炭田空知地区 (空知炭田) 井華新歌志内礦における石狩層群・函淵砂岩の不整合および石狩層群底部の耐火粘土層について (予報) 地調月報, 4, pp. 239~246.
- 堤 正俊 (1962a) : 空知炭田芦別地区の層序及び地質構造に関する考察 (1), 炭礦技術, 17, 10, pp. 13~17.
- (1962b) : 空知炭田芦別地区の層序及び地質構造に関する一考察 (2), 炭礦技術, 17, 11, pp. 13~18.
- (1963) : 空知炭田芦別地区における石狩層群の堆積環境に関する研究, 鉱山地質, 13, 60, pp. 200~212.
- 棚井敏雅・飯島 東 (1960) : 三菱大夕張 G-8 号岩芯の重鉱物研究報告, 三菱鉱業社内資料, (未発表)
- 高安昌明 (1953) : 北海道赤平産のいわゆる “耐火粘土” 及びその粘土鉱物について, 鉱物雑, 1, 2, pp. 78~83.
- 山岸忠夫・深尾良郎 (1950) : 鉱物学, 目黒書店, pp. 1~4.
- 山本栄一・工藤永悦・村岡次郎 (1961) : 三菱美唄における美唄本層の堆積, 鉱山地質, 11, 45-46, pp. 238~245.

附記 : 上記小論文脱稿後下記別刷の恵与を受けた; 松本達郎 (1940) : 樺太白堊系最上部竜ヶ瀬層群の構成物質に就て, 地質雑 47, 564, pp. 383~385.

この文献により, 松本が函淵層と対比した竜ヶ瀬層群の軽鉱物組成に, 筆者の函淵層砂粒は非常に良好に一致している。松本教授の御教示に深く感謝申し上げる