

下盤粘土の地化学的研究
—石狩炭田地区における成果—

尾原 信彦*

Résumé

Geochemical Study of the Underclays Associated with Ishikari Coal Field

by

Nobuhiko Obara

From the view point of both geochemistry and sedimentary petrography, the author propose an opinion that the study of underclays beneath coal seams will make it possible to ascertain sedimentation process of a coal seam, because underclays are regarded as an antecedent deposit in coal sedimentation. In the first instance he has made researches in physicochemical and geological conditions of the peat bogs in Ishikari Plain, where large quantities of carbonaceous materials are accumulating actually. Having reasoned with analogical cases, he has stepped in such idea that he would undertake various experiments on the underclays in Yubari-Sorachi Coal Field, where carbonaceous materials also sedimented in abundance in Tertiary period.

The results attained are shown as follows:

Whether in case of peat or coal, decrease of Eh (oxidation-reduction potential) to negative values in a sedimentary environment is necessary for deposition of plentiful carbonaceous material. An environment characterized by the negative Eh is postulated in a lagoon and a lake in which the depositional medium stagnates, or in such geological circumstances which will make a stagnant basin subsequently. The author has recognized a tilting movement which caused a reverse dip against the stream course of the River Ishikari, by correlating the lignite in outcrops at Kaminopporo with the lignite taken from the drill hole near Iwamizawa.

Microscopic observation on a thin section of underclays ascertains the presence of individual grains of quartz, sericite, muscovite, chlorite etc. in a matrix of clay minerals. Moreover in almost of all the thin sections, one can perceive black opaque streaks of organic material associated with iron.

The author has performed silicate analysis of the twenty-five underclays selected at random from the all samples. (see Table 3) The two peaks of 4.3 and 6.0 of a silica-to-alumina ratio (ki) are discernible, so far as the twenty-five samples are concerned. This fact suggests the possibility of the prevalence of kaolinite (ki = 3.4) and montmorillonite (ki = 6.8) of clay minerals.

On detecting the presence of organic carbon content in the same twenty-five specimens of the above-mentioned underclays, the author has noticed that the relationship between silica-to-alumina ratio (Y) and a organic carbon content (X) in each underclay is expressed by a hyperbolic curve (Fig. 4), namely,

$$Y = aX^{-b} \dots \dots \dots (1) \quad (\text{where } a, b \dots \text{constant})$$

$$\text{or } X^b Y = a \dots \dots \dots (2)$$

Having adopted the geological time-index (θ') of K. Watanabe* as abscissa and the silica-to-alumina ratio (ki) as ordinate, the author has devised " θ -ki" diagram (Fig. 5). The silica-to-alumina ratio of underclays seems to be undulate up and down, by the advance of geological time. Decrease in a silica-to-alumina ratio is, in general, identified with progression of weathering action. Both districts of Yubari and Sorachi are designated to have had a quite different weathering process from that of Ashibetsu district known by this diagram.

* 地質部

Chromatography by Harada's method** is able to distinguish montmorillonite and kaolinite respectively in a soil mixture by using some organic reagents of para-phenylenediamine for montmorillonite and benzidine hydrochloride for kaolinite. Having converted this technique into paper chromatography, the author has applied it to the samples of underclay, as shown in Tab. 6. According to R. E. Grim*** (1939), kaolinite is formed under a warmer climate whereas montmorillonite under cooler one. Therefore analysis of palaeo-climate is likely to be possible by adopting the above-mentioned technique on underclays; an example of Sorachi district is shown in Fig. 6-7.

A plot of Cp (carbon content in a pure-coal) of a coal seam *versus* ki (silica-to-alumina ratio) on the underclay which underlies the same coal seam is illustrated in Fig. 8. Though these points are scattered all over in the figure, close observation, however, leads our notice that they would have a tendency to hold order of standing in any of several straight lines. Each of these straight lines represents respectively each individual sedimentary environment of Yubari, Sorachi and Ashibetsu districts. Consequently this interrelation is expressed, in general, by an equation of a straight line, so that difference of the environments will be demonstrated by the constants of "a" and "b".

$$Y = aX + b \quad \text{where} \quad \begin{cases} X \dots \dots ki \\ Y \dots \dots Cp. \\ a, b \dots \dots \text{constant} \end{cases}$$

Seeing that the numerical value of the constant "a",—e. e. coefficient of direction, is individual to a respective sedimentary environment, the author comes to believe that the value "a" involves possibly a key with which the modes of sedimentation in various coal fields would be brought to light in the near future.

* K. Watanabe: The Chronological Significance of Coal. (Bull. Geol. Surv. Japan) Vol. 2, No. 8, pp. 353-355, (1951)

** A. Harada: Journ. Agricultural Chemical Soc. Japan, Vol. 18, No. 7, pp. 707-713, (1942)

*** R. E. Grim: Properties of clay "Recent Marine Sediments" ed. by Trask. (1939), p. 483, 485, 486, 489.

1. 緒 言

石炭の生成については、従来地質学者の間に色々な学説が唱えられているが¹⁾、この問題につき、炭層の直下に堆積している下盤粘土に着目して、堆積学および地化学の立場からこれを究明し、その帰結として、できうれば炭層の地化学的調査法の確立にまで発展させることが本所の研究課題として取上げられた。まず昭和27年8月石狩炭田に研究出張を命ぜられ、夕張・平和・幌内・美唄・空知・茂尻・芦別の各鉱業所において、各炭層ごとにつぶさにそのあり方、性状を観察した上、試料を一定量づつ持ち帰り、あとは各種の室内実験に移し、そこで得られたデータを基礎にして若干統計的作業を行つた。

いわゆる下盤粘土は慣例によれば、耐火度の高い(SK 28~33) アルミナ分の豊富な(30~33%)なものを目指すようであるが²⁾、石狩炭田ではそのような標準的なものは余り見受けられなかつたから、これを広義に解して“石炭層の直下に存在する粘土状の堆積物”の意味に定義したことを断つておく。また採集に際しては、石炭層下限から10~15 cmの部分を対象とした。こうして採集した試料はいずれも層面に直角に割れる独特の性質を有し、また水に浸せば2~3分位で崩壊しながら溶け

てドロドロになる特有の性質を備え、しかも乾燥した場所での産状は緻密で堅硬のものが多かつた³⁾。ともかく下盤粘土は石炭の堆積に先立つて沈積したものであるから、このものの研究により、あるいは石炭の堆積環境ならびにその成因につき、新しい考えを飛躍させる本質的な鍵がみいだされるかも知れないと期待したわけである。

なおこの研究は昭和28年度も引続いて常磐・宇部・筑豊の各炭田において続行中であるが、一応中間報告の形で石狩炭田で到達した成果を取纏めてみた。

本文中において石狩炭田の各炭層の地質年代に関しては、すべて当所地質部渡辺技官の「有機炭素による地質年代示数 θ 」に準拠した⁴⁾。この数値は昭和28年2月学術会議第四紀小委員会および同年4月日本地質学会年会の席上で、同技官により発表せられたもの⁵⁾であつて、従来の石狩炭田の層序と著しく矛盾する結果となつてはいるものの、わが国において地質時代を数値に置換した唯一のものである關係上、これを利用しさらに化学分析値その他のデータをしゆじゆ配合して推理を進めてみた。また各種実験のうち、珪酸塩分析については当所化学課前田技官および金子技官を煩わし、顕微鏡下の観察は地質部の平山技官に依頼した。

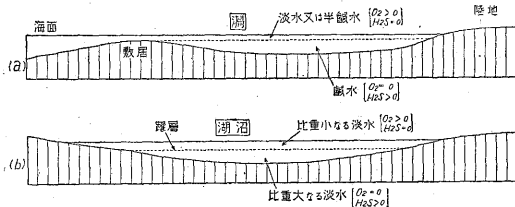
なお現地出張に際しては、北海道炭礦汽船株式会社地

質調査所長高尾彰平氏および同次長下河原寿男氏、同じく平和鉱業所副所長音藤実雄氏、同じく幌内鉱業所事務課長大峽讓氏、同じく空知鉱業所副所長宮野弘氏、三菱鉱業株式会社美唄鉱業所長大栗明氏、雄別炭鉱鉄道株式会社茂尻鉱業所長大石国義氏、三井鉱山株式会社芦別鉱業所事務課長代理堤正俊氏にそれぞれ多大の御配慮と御便宜を賜った。上記の方々に謹んで感謝の辞を捧げる次第である。

2. 石炭層堆積の条件

2.1 停滞性環境

炭層が堆積岩の間に挟まっているということは、炭層もまた堆積岩の一種であると考えて、一体かゝる有機物質が大量に保存され得るには、水中堆積物である限りにおいて、その環境は還元性の強い場所であってはならない。これを陸水学的にいえば、停滞性の強い潟または湖盆を考へることが妥当と信ずる。そうすると第1図のよ



第1図 還元性沈積環境を示す模式図

うに数層を有し、しかも表層に淡水または半鹹水を冠つた潟のごときもの第1図(a)かあるいは湖沼において局所気象の影響で水の上層と下層とに比重の差が生ずるような環境第1図(b)を想定せねばならない。このような環境では水が停滞して一般に酸素の供給がなくなり、有機物の腐敗その他の原因で溶存酸素が零となり、嫌気性環境が発達し、嫌気性細菌の作用により水中に H_2S が溶存するに至り、水は酸性を帯びてくる。かような環境が成立したときに初めて有機物が酸化分解されずに浅い水底に沈積するようになる。石炭原層の堆積もかゝる環境が大規模に発生しない限り行われなければならないかと考えられる。

2.2 石狩泥炭地の警見

昭和28年夏、石狩平野の泥炭地を踏査する機会を得たが、泥炭地では植物が枯死すると、酸化することなくそのまま還元されて漸次コロイド状に変つてゆき、浅い水中に沈積し、それが次第に蓄積されて厚さ4~5m、所によつては7~8m位溜つているのを目撃した。その周辺の水は丁度醬油を淡めたような色を呈し、酸性(pH=6.3~5.7位)であり、Eh(酸化還元電位)は大体 -0.5V

以下に達していたことを確めた⁶⁾。泥炭地になるには、一般に冷涼寡雨な気象が生成条件の1つであるといわれている。しかし同じような気象条件が北海道の至る処にあるにもかかわらず、泥炭が現在生成されつつある箇所が石狩平野の他に、天塩のサロベツ、十勝川下流および釧路近傍に主として見られるのは、まことに奇異な感がある。ところが石狩平野で前に述べたような数層のある潟の地形なり、地質構造があるかどうか、石狩川の下流地方で、河水をよく流れさせないような現象が、少なくとも最近の地質年代(第四紀)において存在したかどうか、いまこれをにわかに明らかにし得ないけれども、たゞ1つの根拠として次のような事柄を報告しよう。

2.3 石狩平野下層の造盆地運動

札幌市の東方に野幌丘陵という台地があり、佐々・森谷両氏の報文⁷⁾によれば、最下部洪積期の堆積物として、そうしてこの丘陵の下に背斜軸(軸方向南北)があつて、持続的に上昇しつつあるといわれている。この丘陵を構成する野幌層の上部と中部との境に亜炭(0.8m)が介在している。一方石狩平野のまん中で、岩見沢市の西南方の御茶水という所で、深度300mのガス試錐を道庁地下資源調査所で実施したところ300mまでに約17枚の炭質物を貫ぬいた。筆者が譲りうけたこのコアのなかのおもな炭質物6個の標本につき、本所渡辺技官は年代示数 θ を次表のごとく算出した。

第1表

深度(m)	年代示数(θ)	判定	備考
29	1.70	洪積世	$\theta = 0 \sim 2.00^\circ$ 第四紀層
65	1.84	"	$\theta = 2.00 \sim 4.00^\circ$ 鮮新世
140	1.98	"	$\theta = 4.00 \sim 10.00^\circ$ 中新世
163	2.04	鮮新世	最近渡辺技官より第三紀第四紀の境を相州の山北層(長沼層)の基底、即ち $\theta = 2.00$ にする旨通知があつた
251	2.25	"	
273	2.30	"	

一方森谷氏が露頭^{註1)}で採取した野幌層中の前記亜炭の年代示数は $\theta = 1.85^\circ$ と出た。すなわちこの亜炭とボーリングコア深度65mの炭質物とはほとんど同時代のものとの判定であつた。そうすると、両地点間の距離は約2.46kmであり、試錐孔位置の標高は約11m、亜炭露頭の標高は約28mであるから、上記の判定に基礎をおくとその間で約82mの地盤の昇降差があつたことになる。これを傾斜で表わすと、 $1/300$ 位の勾配で石狩川の下の方が上昇し、それだけ逆傾斜運動があつたわけである。すなわち第三紀末より現在までにこれだけ喰い違ふような地殻運動があつて、これがために石狩平野の下流部には前述したような数層のある潟のような地形若し

註1) 千歳線上野幌驛 SSE 1 km の沢

第2表 石狩炭田各地区下盤粘土の検鏡結果

No.	場所 炭層名	結晶形の明瞭な粒径大なる鉱物	基地の粒度	備考
7	平和 平安八尺	石英, 絹雲母, 緑泥石	粗 最大0.1mm	
11	〃 上層三尺	石英, 白雲母, 絹雲母, 緑泥石, 方解石	粗	
12	夕張 本層六尺	方解石 (vein で入る)	細	石英なし
21	〃 本層八尺	白雲母のみ	細	
8	〃 本層十尺	石英, 絹雲母, 緑泥石(稀), 方解石(?)	細 最大0.01mm	方解石の2次的巨晶は径2mm
9	〃 下層一尺	石英(少), 黒雲母らしきものあり	細	
13	新幌内 五番層	石英	細	
3	〃 三番層	石英(多), 縞状黒色脈あり	粗 最大0.1mm	No. 7 に似る
26	〃 第三下層	なし	細	
5	美唄 二番層	石英(多), 斜長石, チタン石, 絹雲母, 白雲母	粗	
14	〃 下四番層	石英, チタン石, 絹雲母	粗	
15	〃 下六番層	石英(細粒), 白雲母, チタン石	細	
27	〃 下十一番層	石英	細	
16	空知 上層群一番層	石英, 縞状黒色脈あり	細	
17	〃 上層群七番層	石英, 緑泥石, 縞状黒色脈あり	細	
19	〃 上層群九番層	縞状黒色脈のみ	極めて細	最大0.01mm
18	〃 下層群一番層	石英(少), 縞状黒色脈あり	細	No. 17 に似る
28	〃 下層群三番層	石英(多), 白雲母, 緑泥石(少)	細	
22	〃 下層群四番層	石英(少), 縞状黒色脈あり	細	
10	〃 下層群九番層	石英(多)	細	
6	茂尻 六~七番層	チタン石, 縞状赤色脈あり	細	
29	〃 二番層	石英(少), 同上	細	
20	〃 下層一番層	石英, 白雲母(少)	細	
30	〃 下層七番層	石英, 白雲母	細	
1	芦別 福住六番層	石英, 緑泥石, 絹雲母	粗	角張っている
23	〃 福住二番層	縞状黒色脈あり	細	No. 26 に似る
24	〃 福住一番層	石英(少)	細	
4	〃 番ノ沢C層		細	No. 28 に似る
2	〃 苗圃沢十番層	石英, 緑泥石	粗	
25	〃 苗圃沢七番層		細	

- 註 1. 上記結晶のほかはすべて粘土鉱物よりなる。
 2. 縞状黒色脈は今後研究の要を認める。
 3. 夕張下層一尺炭の下盤には Siderite が検出される由(根本忠寛氏談)。
 4. この検鏡結果は平山技官による。

くは地質構造が存在し、これが停滞性泥炭地をつくる原因となり、植物の遺体が還元されて沈積する環境をつつたと考えることができる。

なおサロベツ泥炭地も海岸段丘が発達する所で逆傾斜運動が想像され、釧路平野にも同じような地盤運動が考えられる。

2.4 pH・Eh と沈積鉱物

泥炭が石炭の根源であるというポトニエの学説⁹⁾は急には肯定し得ない点もあるが、今回筆者の踏査した際の印象では、泥炭地における泥炭の堆積状態には、通常石炭層の賦存状態ときわめて類似した点を認めることができた。たゞ泥炭の場合の material (母材) が石炭の場

合のそれと同一かどうかは未だ判然としないが、生成の環境には相似たものが多いのではないかと思つている。

最後に、下盤粘土はかゝる環境における先駆的な堆積物であるから、停滞水のイニシアルコンデイションが pH=7 前後、Eh=0 内外の時の産物ではないかと考えられる。このような場合について、Krumbein および Garrel (1952年)の論文には⁹⁾次のような結晶が一般に生成されると述べられている。

Chamosite, organic matter, Siderite^{註2)}, 16), Phosphorite, Silica.

註2) 高尾彰平氏の報告(参考文献 16 の 15 頁)によれば、夕張炭田の登川層の主要隸行層中に、この鉱物の存在が報告されている。

従つて、下盤粘土のなかにこれらの結晶があれば、沈積当時の環境状況を推論することもできよう。

3. 下盤粘土の顕微鏡観察

約30個の下盤粘土試料をユーレックスで固めたもの、それぞれ薄片にして、これらを倍率50で検鏡した(平山技官に依頼、第2表)。

一般的にいつて基地の方は細粒の粘土鉱物よりなり、粒径は0.1~0.01mmのもの、0.01mm以下のものとの2種類に分けられ、他方結晶形を示すものは量的には少なく、30個中の6個の薄片には大きな結晶がまつたく認められなかつた。結晶形が明瞭で且つ粒径の大きい鉱物としては石英が最も優勢で(22個/30個)、これに次いで絹雲母・白雲母・緑泥石などが見られ、稀なものとして黒雲母・方解石・斜長石が数えられた。その他特色あるものとして、脈状の黒い縞様のものが基地のなかに介在し、はじめは単なる有機物かと思われたが、倍率を500としてみて、鉄と結び付いた赤味を帯びた結晶度の不良な鉱物であることが判明した。例外的なものとしてはNo. 13^{註3)}は石英粒のみ、No. 12^{註4)}は2次的に濃集した方解石の結晶よりできていた。

4. 下盤粘土の化学分析値

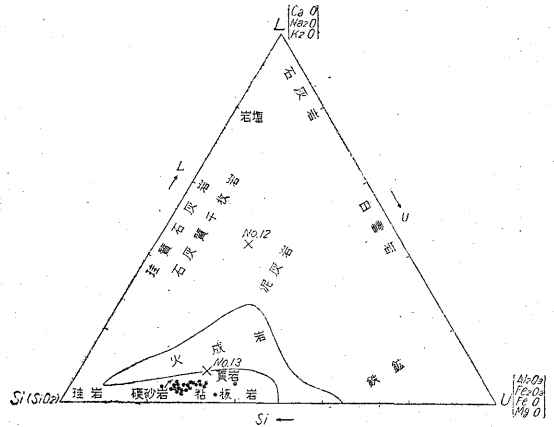
石狩炭田において採集した下盤粘土71個の標本のうち、主要な25個を抽出して珪酸塩分析を施し、第3表にこれを示した。この25個のうち、6個は夕張地域、12個は空知地域、6個は芦別地域で採集せられたものである。なお第3表にはIg. loss(灼熱損量)の内訳としてS, N, Cの元素分析値を別に掲載しておいた。また第5章で述べる珪礫比ki(分子比)を計算して、第3表に掲げ、また渡辺技官の測定した地質年代示数 θ も同氏の好意により一括して掲げることができた。

4.1 ベッケの三角座標への表示

細粒粘土岩の材料が火山性細粒物(凝灰岩)によつて供給された疑いのある場合とか、またある種の変質岩の原岩が粘土岩であるか、火成岩であるかを判定する場合などにはベッケの三角座標を作り、それに分析値をプロットして決めることができる¹⁰⁾。下盤粘土を凝灰岩であるという論者が現在あるので、早速この三角座標を応用してその真偽を確かめてみた。すなわちベッケの三角座標は3頂点にそれぞれ

- Si (SiO₂)
- U (Al₂O₃+Fe₂O₃+FeO+MgO)
- L (CaO+Na₂O+K₂O)

註3) 新幌内鉱業所五番層下盤
註4) 夕張本層六尺層下盤



第2図 石狩炭田下盤粘土の化学分析値をベッケの三角座標に落した圖

をとり、第3表の分析値のなかより上記の8成分を抽出して、百分率の換算を行ない、プロットすれば得られる。火成岩はSi, Uを底辺とする際には、第2図のごとく葎を倒したような図形の中に落ちる。石狩炭田の下盤粘土25試料を上記の方法でダイアグラム化したところ、第2図に示すように23個はよく纏つて粘土岩(shale)附近に落ちた。例外と見なされるものが2つあつて、その1つである新幌内五番層下盤は火成岩の範囲に落ち、凝灰岩系統のものであることがこれからも立証せられた。他の1つは夕張本層六尺層の下盤で、泥灰岩に属することがわかつた。後者の分析結果はCaO=28%, Ig. loss=29%, C=1.31%という値を示し、炭層下盤としては非常な例外的なものである。両者とも前節検鏡の項で特色のあつたことはすでに述べた通りである。

4.2 標準水成岩の化学分析値との比較

クラーク氏が報告¹⁰⁾した78個の粘土岩の平均値から、どの位下盤粘土が偏倚しているかを吟味して、その化学的特色を抽記してみよう。

アルミナ (Al₂O₃)

通例の粘土岩の平均値15.63%よりはいずれもアルミナ含量が高く、しかも大体18%と21%の所に頻度のピークが来ることがわかつた。年代の古い方(夕張層下部ないし登川層)が21%のピークに一致するもののように、特に登川本層の下盤である「下層1尺層」の下盤粘土は、飛び離れた最大値27%を記録している。

鉄 Fe₂O₃

通常の粘土岩の平均値6.5%(FeOも加算した値)に比べて著しく低い値を示し、平均2~3%のものが多く、例外的には7%を越すものが1個(空知鉱……上層群九番層下盤)あつた。

苦土(MgO)と石灰(CaO)

第3表 石狩炭田下盤

試料番号	9	8	21	12	11	7	3	13	15	14
場所	夕張一坑	夕張二坑	夕張三坑	夕張四坑	平和蜂巢	平和二坑	新幌内	新幌内	美唄通洞	美唄通洞
直上による炭層名	下層	本層十尺層	本層八尺	本層六尺	上層三尺	平安八尺	三番層	五番層	下六番層	下四番層
地質年代示数 θ°	60	55	47	44.5	22	20	ca 11	7.8	63	49
珪礬比 (ki= $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} \times 1.7$)	3.54	4.33	5.39	6.09	6.08	6.12	5.39	4.02	4.62	4.69
SiO ₂	56.28	68.64	62.24	24.02	64.20	65.61	63.92	45.89	59.78	59.98
TiO ₂	0.94	0.75	0.84	0.60	0.84	0.78	0.92	0.74	0.78	0.85
Al ₂ O ₃	27.09	15.85	19.64	6.73	17.91	18.24	20.10	19.42	21.99	21.67
Fe ₂ O ₃	2.61	2.47	1.74	4.38	2.41	2.45	3.60	1.77	3.25	2.08
MgO	0.64	1.13	0.97	3.84	1.48	1.17	1.38	0.79	1.29	0.98
CaO	0.61	1.21	0.34	28.06	0.76	0.02	0.02	4.07	0.17	2.05
Na ₂ O	0.22	1.17	0.83	1.01	2.24	1.38	1.06	0.70	1.42	1.01
K ₂ O	1.35	1.46	2.06	0.32	1.98	2.78	2.20	1.40	2.90	1.84
-H ₂ O	9.79	4.56	2.40	0.98	2.76	4.42	5.78	2.46	1.46	1.81
Ig. loss	10.24	7.32	8.88	29.91	5.12	7.41	6.66	22.46	6.74	7.70
内訳	S	0.02	0.02	0.15	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.12
	N	0.03	0.04	0.11	0.05	0.05	0.04	0.03	0.08	0.05
	C	0.12	0.74	2.85	1.31	1.35	1.61	8.30	1.75	1.41

備考 (1) 珪酸塩分析(N.S を含む) No. 1~10, No. 21~25...前田技官, 同 No. 11~20...金子技官

通常の粘土岩では MgO=2.5, CaO=3.1 であるが、下盤粘土では双方とも含量が少なく、特に CaO の少ないが目立つ。水成岩の共通性である Mg>Ca の原則ははき当てはまり、この反対を示した試料は4~5個見うけられた。夕張六層炭層下盤は前述のごとく、CaO=28.06%を示し、例外的なものである。

曹達(Na₂O)と加里(K₂O)

Na₂O については、通常の粘土岩の平均値 1.32% から余り距たりがなく、一方 K₂O は粘土岩の平均値 3.28% より 1% だけ少ない (K₂O=2.3%) 所に最大頻度が見られた。しかしながら水成岩の共通性である K₂O>Na₂O の原則は保たれていて、その例外としては2つの例(夕張鉢蜂巢上層三尺炭層の下盤と夕張六尺炭下盤)のみしか見当らなかつた。

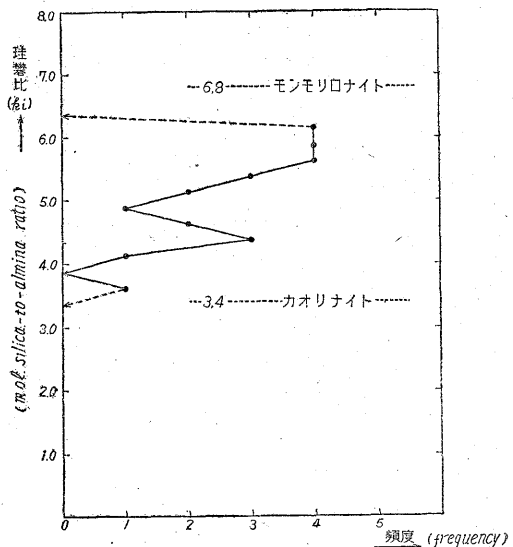
5. 下盤粘土の珪礬比(ki)について

第3表の下盤粘土化学分析表から ki(珪礬比) (註5)を

註5) 岩石を形成する珪酸鹽土は CO₂ を含む水の作用で風化をうけ、K, Na の炭酸鹽・珪酸鹽および Ca, Mg の炭酸鹽などのアルカリ性溶液と不溶性の珪酸および遊離珪酸ができる。湿润氣候の下ではアルカリ性溶液が降水のために流亡するために、珪酸は Al (および Fe) よりも早く減少し、珪礬比は低下する。従つて一定の氣候の下での珪礬比の低下は、風化の進行の指標として扱えるわけである。本文では Ganssen 氏の所説に従つて、珪礬比の分子比を計算して、論を進めた。すなわち

$$ki(\text{珪礬比}) = \frac{\text{SiO}_2\%}{\text{Al}_2\text{O}_3\%} \times \left\{ \frac{\text{アルミナ Al}_2\text{O}_3 \text{の分子量}(102.2)}{\text{シリカ SiO}_2 \text{の分子量}(60.3)} \right\} = 1.695$$

計算して、25個のデータの頻度をグラフ化し、第3図を得た。これより頻度のピークは6.0と4.3に分れて集まることが明らかとなつた。この事実は下盤粘土中に2種類—モンモリロナイト(ki=6.8)とカオリナイト(ki=3.4)が存在するためではないかと考えられる。



第3図 下盤粘土試料 25 ケの示す珪礬比の頻度圖 (石狩炭田)

粘土化学分析値

5	10	22	18	19	17	16	20	6	24	23	1	4	25	2
美 堅 坑	空 知 神 威	空 知 興 津	空 知 興 津	空 知 立 田	空 知 立 田	空 知 立 田	茂 尻 一 沢	茂 尻 通 洞	芦 別 福 住	芦 別 福 住	芦 別 福 住	芦 別 福 住	芦 別 苗 圃	芦 別 苗 圃
二 番 層	下 層 群 九 番 層	下 層 群 四 番 層	下 層 群 一 番 層	上 層 群 九 番 層	上 層 群 七 番 層	上 層 群 一 番 層	下 層 群 一 番 層	下 層 群 六 七 番 層	一 番 層	二 番 層	六 番 層	C層	頼 城 七 番 層	頼 城 十 番 層
12	76	63	49	37	19	10	46	16	62	43.5	18	16	8	6
5.13	5.22	4.33	4.38	5.54	5.90	5.51	5.40	5.82	5.78	5.66	4.97	5.58	5.81	6.03
65.52	64.90	51.30	54.05	55.30	63.32	55.44	61.10	63.02	62.68	61.21	61.72	63.35	63.46	65.81
0.75	0.75	0.54	0.59	0.72	0.70	0.72	0.82	0.72	0.76	0.90	0.98	0.84	0.76	0.72
18.25	21.43	20.10	21.98	16.92	18.22	17.09	19.20	17.35	18.41	18.38	21.14	19.28	18.51	18.54
1.93	1.80	1.94	2.51	7.28	2.10	5.38	3.24	5.45	3.33	1.65	2.88	3.83	4.45	3.44
0.84	0.73	1.17	1.21	2.13	1.20	2.01	1.41	1.83	1.83	1.09	1.17	1.32	0.95	1.15
0.03	0.26	0.23	0.15	0.38	0.71	0.47	0.28	0.20	0.40	0.08	1.68	0.63	0.13	0.82
1.08	0.12	0.93	0.86	1.29	1.53	1.78	1.24	1.44	1.72	0.72	1.15	1.68	0.10	0.40
2.31	3.03	2.43	2.53	2.56	2.38	2.24	2.60	2.66	2.29	2.18	1.99	2.60	2.22	1.62
5.24	5.89	1.62	2.06	2.72	2.23	2.94	3.71	4.65	3.06	5.28	5.74	5.19	2.68	5.50
9.09	6.93	19.70	13.81	10.51	7.38	11.92	6.22	7.14	5.42	8.43	7.21	6.27	6.54	7.47
0.03	0.05	0.10	0.08	0.15	0.12	0.76	0.02	1.73	0.09	0.10	0.02	0.02	0.09	0.03
0.08	0.04	0.16	0.24	0.18	0.01	0.02	0.15	0.09	0.05	0.09	0.05	0.08	0.07	0.06
3.02	0.37	11.08	6.61	2.67	2.47	4.78	0.87	1.73	0.87	1.59	0.64	0.48	1.02	0.15

(2)有機炭素(C)分析 No. 1~25 渡辺技官, (3)年代示数測定 No. 1~25...渡辺技官

5.1 ki と下盤粘土中に含まれる有機炭素量との関係

下盤粘土と炭層との堆積論的な関係を観察してみると両者の境目はきわめて判然としている。さらに有機炭素の元素分析値で表わすと、石炭層・炭質頁岩・下盤粘土はそれぞれ次のような範囲の値をとる。

- Cco 石炭 Cco > 40 %
- Csh 炭質頁岩 40 % > Csh > 10 %
- Cuc 下盤粘土 10 % > Cuc > 0.5 %

しかも下盤粘土で10~5%の間にくるものはきわめて例が少なく、石狩炭田の例では多くは3~0.1%位の値を示し、炭素量に関する限りでは、10~5%の間に下盤粘土と炭質頁岩とのギャップがあるように見える。

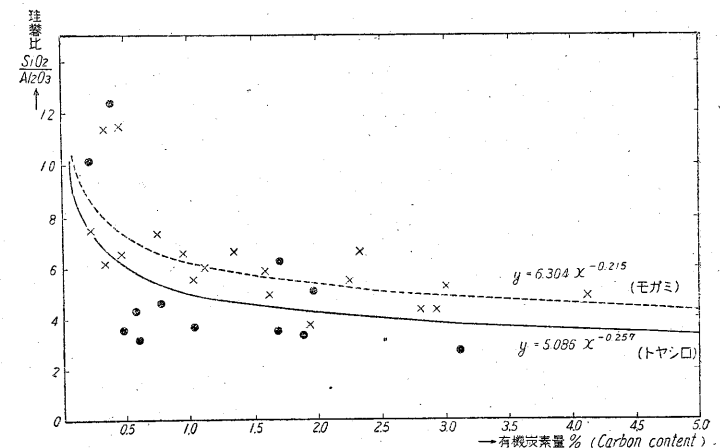
下盤粘土の珪礫比 ki と、同じ下盤粘土中に含まれる有機炭素量 C との関係について、ほぼ等しい地質年代に堆積した炭層を比べてみた例を掲げる。三重県員弁炭田の十社炭鉱で試錐を実施し、古野層(含炭新第三紀層)中の炭層7~8枚を貫ぬいた。その際の分析値から ki と C とを取って直交グラフにプロットした処

註6) 元素分析値 C.

第4図の実線のごとき曲線を得た。この曲線を最小自乗法で実験式をつくってみると、

$$y = 5.086 x^{-0.257} \dots \dots \dots (1)$$

なる双曲線を得た¹²⁾。同じコアの粒径の中央値を測定し、SiO₂ と Al₂O₃ との関係それぞれ曲線にしてみると粒径が減ると SiO₂ が減少し、反対に Al₂O₃ の方は増加している。換言すると、粒子が小さくなるということは、風化の進行を意味し、風化の行くとともに風化による生成物の ki (= $\frac{SiO_2}{Al_2O_3} \times 1.7$) が減少することは明らか



第4図 下盤粘土の珪礫比(ki)と下盤粘土中に含まれる有機炭素との関係
実線: 員弁炭田(十社) 破線: 最上炭田

である。

前記の(1)式は風化の進行に比例してC量は増大することを意味する。この曲線の右の方の延長 (C=∞でX軸に漸近線) の C=40 においては、ki は 3.4 位に低下するから、炭層が堆積し始めたときの下盤粘土の ki がわかる。事実石炭中の灰分の ki は 3.0~3.5 であつた。

同じような例を最上炭田の露頭調査試料で実施してみたところ、第4図の破線のごとき曲線を得、さらに最小自乗法で実験式を作ると、

$$y = 6.304 x^{-0.215} \dots\dots\dots (2)$$

を得た。x の指数は非常に接近しているので、曲線の傾きはほとんど並んでみえ、たゞ原点近くで両者は交わっている。従つてこれら両曲線の差はおおよそ常数項の差と見なすことができ、これはすなわち物質供給源の差異を表現しているのではあるまいか。両炭田とも堆積年代がほぼ同じ頃 (渡辺技官の年代示数でいえば、十社... $\theta=3.6$, 最上... $\theta=4.0$... 下部鮮新世) のものであり、C=40 で曲線を截る点に關していえば、十社の方はカオリナイト (ki=3.4) を生じた環境が卓越したし、最上の方はモンモリロナイト (ki=6.8) を生ぜしめたような環境が卓越したことを物語っている。

5.2 ki と地質年代示数 (θ) との関係

次に ki と地質年代示数 (θ) との関係を石狩炭田の3つの堆積区域—夕張・空知・芦別—ごとに直交グラフにプロットしてみたところ (第5図)、夕張地域は比較的円滑な山状の曲線となつた。空知地域の場合は波状曲線の形をとり、年代の新しい所 (θ=10~40°) で夕張の曲線と並び、年代の古い所 (θ=40~80°) でふたゞび ki が増すようになっていく。ki の高い所ではモンモリロナ

イトが卓越し、低い所ではカオリナイトが優勢であるためではないかと考えてみた。モンモリロナイトは冷涼な気候の下での風化によつて生成し、カオリナイトは温暖な気候の下での風化によつて生成するといわれている¹³⁾から、大規模な気候の変化を想定することも不可能ではない。ともかく夕張の曲線と空知の曲線とが、θ=10~50° で並走していることはいかにも興味深い。

芦別地域の曲線は前記両曲線とずれて正反対の結果となつたが、これは源域の環境 (=主として海拔高度を含めた気候) が正反対であつたのではないだろうか。

たゞ点が少ないので、これらの考察にすこぶる大ざっぱである点が残念である。

6. 下盤粘土中に含まれる粘土鉱物の検出とその意義

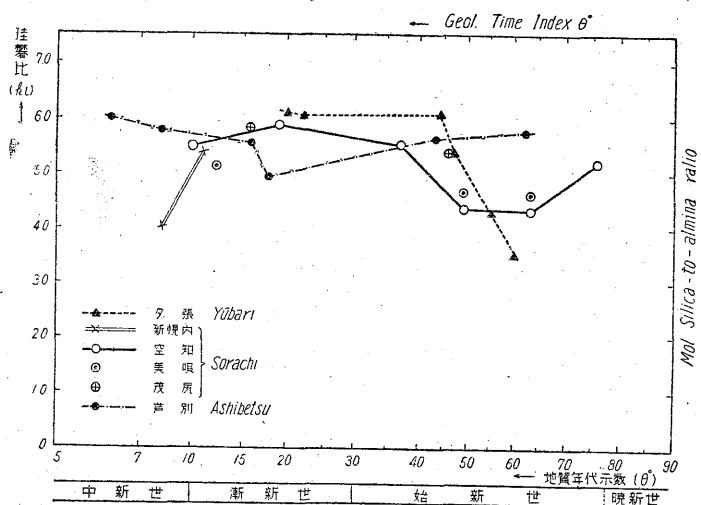
6.1 検出方法

第3章で炭層下盤の検鏡の結果、基地は粒子の小さい粘土鉱物でできていることを述べたが、一体それがどのような粘土鉱物であるかを知るために、簡単に検出する色素法を適用してみた。芳香族ジアミン類が粘土鉱物と特徴ある呈色反応をなす点に着目して、原田光氏が1945年に、これら有機試薬で粘土鉱物を染色して識別する方法を発表している¹⁴⁾が、さらに渡辺 (和) 技官と共同してこれに若干改良を施し、ペーパークラマトグラフにより定量までもほぼ可能となり、その目的を達することができた。この方法の詳細に関しては別に稿を改めて発表することにする。

原田氏の方法のうちから、カオリナイトには塩酸ベンゼン bendizine hydrochloride を、モンモリロナイトにはパラフェニレンジアミン para phenyldiamine を以て着色させる方法を選んでみた。クエン酸酸性の塩酸ベンゼン溶液は MnO₂ の存在の下にカオリナイトを紫色に呈色させ、1~2時間後に濃度の最大が出現する。また2%の硼砂溶液でモンモリロナイトの粉末試料を湿してのち、パラフェニレンジアミン粉末をふりかけ、さらに稀塩酸を滴下して酸性にすれば、紅色が現われ、1時間半後に呈色の極大が現われる。

前記の方法の信頼度を検討するために純粋なカオリナイト (註7) と純粋なモンモリロナイトと (註8) を次のような比率で混

註7) 鹿児島縣産指宿粘土、示差熱曲線によりほとんど純粋品を確かむ。
註8) 米國産 Miss. Hubbard Farm モンモリロナイト (標準品)



第5図 夕張・空知・芦別各地域に於ける炭層の年代示数 (θ) と下盤粘土の珪礫比 (ki) との関係グラフ

第4表 標準粘土鉱物混合率と呈色濃度

		No.												
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
塩酸ベンジデン反応	混合率	指宿カオリナイト	100	75	50	25	0							
		Hubbard モンモリロナイト	0	25	50	75	100							
	呈色濃度 (紫)	卍	卅	卅	+	-								
パレンランフジエニミ	混合率	指宿カオリナイト						0	50	60	70	80	90	100
		Hubbard モンモリロナイト						100	50	40	30	20	10	0
	呈色濃度 (紅)						***	***	**a	**	*a	*	-	

合して、前記の呈色反応を試み、濃度の度合を記号+および*で示した。

両方の場合とも、鉄その他の溶出イオンの呈色妨害を除去するために、熱濃塩酸で試料を予め処理しておいてから実施しないと、色の判定に困難が伴う。なお慣れてくれば、+および*にaを添付した色調、すなわち中間濃度を識別することもできるようになる。

標準試験の際に現われた色調を、そのまま絵具で白紙に塗っておき、+*の判定の標準色階 skala を拵えておけば、その後の濃度識別に便利である。ペーパークロマトグラフ(濾紙法)は超微粒子の粘土鉱物でも鋭敏に色に顕われるから、試験管内の呈色反応よりも優れている。

次に他の粘土鉱物について、上述2種の有機試薬がどんな反応を呈するかを検べた結果を第5表に示す。

第5表 両有機試薬の他鉱物への反応検討

種類	反応
パイロフィライト	呈色せず
ハロイサイト	塩酸ベンジデンは呈色す、カオリナイトに比し遍在するものではない
デイクイト	熱水変質生成物であるから、下盤粘土中には存在せず
ナックライト	同上
イライト	標準品入手できず、不明
含水白雲母	全然呈色せず
石英	同上
玉随	同上

6.2 石炭炭田の下盤粘土鉱物検出

夕張地域にて10個、空知地域にて39個、芦別地域にて11個、計60個の下盤粘土試料について、前述の呈色反応による粘土鉱物検出を行ない、その結果を第6表として掲載した。すなわち呈色濃度を+および*を以て表わし、次にそれより推算しておおよその百分率で粘土鉱物の種類と量を示した。すなわち Ka はカオリナイト

の含量、Mo はモンモリロナイトの含量、Misc はそのいずれにも属さない混合物の含量を示した。

この表をみて直ぐ判ることは、下盤粘土の組成は変化に富んでおり、しかもカオリナイトの量が少数の例外を除いて、圧倒的に多いことである。このことはカオリナイトは非常に安定な粘土鉱物であつて、その結晶構造の上から diagenesis 過程を通じて変化することなく¹³⁾、堆積当時のまゝで現在まで維持されていると判定してさしつかえない。すなわちカオリナイトは石炭層の堆積後に、その直下で生成されたものではなく、石炭の堆積に先立つてすでに別の箇所(源域)で風化作用の結果生成されたものでそれが流水により運搬されてきて沈積したものであり、沈積当時の含量が大体そのまま表示されているもの⁹⁾と考えられる^{註9)}。

モンモリロナイトはカオリナイトに比べれば、下盤粘土の構成成分として含量は少ないが、それでも30%に達するものも若干認められた。モンモリロナイトも一般的には残留堆積物とみられる位であるから、比較的安定な粘土鉱物とされており、従つて生成地(源域)から運ばれて堆積したものと考へてさしつかえない^{註10)}。

6.3 下盤粘土中のカオリナイト・モンモリロナイトの量的変動による古気候の推定

元来カオリナイトおよびモンモリロナイトの生成に関しては種々の説があり、過去の気候に原因を帰する人々の説¹³⁾によれば、前者は温暖かつ湿潤な気候の下で、各種岩類の風化により生成されるものと考えられ、後者は

註9) R. E. Grim & V. T. Allen: Bull. Geol. Soc. Amer. 1938, Vol. 49, pp. 1485~1514

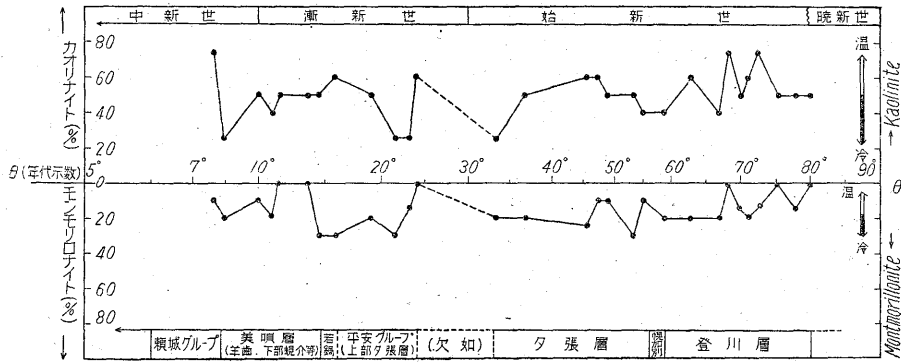
ベンシルグニアの炭層下盤には、やはりカオリナイトが圧倒的に多いことが報告されている。しかもこのカオリナイトは生成したのも沈積するまで、また沈積後においても全然變化を受けずに diagenesis 過程を通過したこと立證されている。

註10) 特殊な条件下では、モンモリロナイトは沈積後加里を吸収してイライトに變態する由であるが、イライトに關してはいまのところ本地域で手懸りが無い。たゞこの下盤粘土中にモンモリロナイトの含量が少ない(0~30%)ことは、一應は diagenesis を考慮する要があるかもしれない。

第6表 石狩炭田下盤粘土中の粘土鉱物検出表

試料番号	場所	直上にの炭層名	地質年代示数 θ	呈色反応			粘土鉱物組成 (%)			試料番号	場所	直上にの炭層名	地質年代示数 θ	呈色反応			粘土鉱物組成 (%)		
				カオリナイト	モンロナイト	モンロナイト	カオリナイト	モンロナイト	その他					カオリナイト	モンロナイト	モンロナイト	カオリナイト	モンロナイト	その他
44	平和	上炭	18°	+	—	25	0	75	37	空知	中間層	47°	++a	*	60	10	30		
7	"	平安八尺層	20°	++	*	50	10	40	18	"	下層群一番層	49°	++	*	50	10	40		
11	"	(蜂巢) 上層三尺層	22°	++	**	50	20	30	56	"	" 二番層	53.5°	++	***	50	30	20		
32	"	(蜂巢) 上層五尺層	24°	++a	***	40	20	30	28	"	" 三番層	55°	++a	*	40	10	50		
31	"	下四尺層	44.5°	++	*	50	10	40	22	"	" 四番層	63°	+++	*	75	10	15		
53	"	十尺層	47°	+++	*	70	10	15	38	"	" 五番層	67°	++a	**	40	20	40		
12	夕張	本層六尺層	44.5°	+++	—	75	0	25	62	"	" 六番層	70°	++	*a	50	15	35		
21	"	" 八尺層	47°	++	—	50	0	50	10	"	(神威) " 九番層	76°	++	—	50	0	50		
8	"	" 十尺層	55°	+++	—	75	0	25	49	茂尻	十一番層	8.2°	+	**	25	20	55		
9	"	下層一尺層	60°	++a	—	40	0	60	57	"	八番層	—	++	**	50	20	30		
13	新幌内	五番層	7.8°	+++	*	75	10	15	6	"	六~七番層	16°	++	*a	50	15	35		
33	"	四番層	—	++	**	50	20	30	39	"	五番層	—	+++	—	75	0	25		
3	"	三番層	ca11°	++	**	50	20	30	50	"	四番層	21.5°	+	***	25	30	45		
26	"	第三下層	>13°	++	*	50	10	40	61	"	三番層	—	+	*a	25	15	60		
34	美唄	四番層	ca10°	++a	*	60	10	30	29	"	二番層	23.5°	++a	—	60	0	40		
5	"	二番層	ca12°	++	—	50	0	50	20	"	下層一番層	46°	++a	++a	60	25	15		
46	"	本層	12.4°	++	—	50	0	50	40	"	下層二番層	58°	++a	++	40	20	40		
54	"	下三番層	33.5°	+	**	25	20	55	51	"	下層五番層	68°	+	++	25	20	55		
14	"	下四番層	49°	++a	*	40	10	50	30	"	下層七番層	71°	++a	++	60	20	20		
15	"	下六番層	63°	++a	**	60	20	20	1	芦別(福住)	六番層	18°	++	—	50	0	50		
35	"	下七番層	72.5°	+++	*a	75	15	10	40	"	(福住) 五番層	20°	++	—	50	0	50		
55	"	下九番層	—	+++	*	75	10	15	23	"	(福住) 二番層	43.5°	++a	***	40	30	30		
47	"	下十番層	78°	++	*a	50	15	35	24	"	(福住) 一番層	62°	++a	**	60	20	20		
27	"	下十一番層	80°	++	—	50	0	50	43	"	(番ノ沢) D層	—	+	—	25	0	75		
16	空知	上層群一番層	10°	++	*	50	10	40	4	"	(番ノ沢) C層	16°	++a	—	40	0	60		
36	"	" 四番層	11°	++a	**	40	20	40	45	"	(苗圃沢) 十三番層	6°	++	—	50	0	50		
63	"	" 五番層	—	++a	*	40	10	50	2	"	(苗圃沢) 十番層	—	++a	++	40	20	40		
48	"	" 六番層	16°	++a	***	60	30	10	42	"	(苗圃沢) 八番層	—	+	+	25	10	65		
17	"	" 七番層	19°	++	**	50	20	30	25	"	(苗圃沢) 七番層	8°	++	++	50	20	30		
19	"	" 九番層	37°	++	**	50	20	30	52	"	(苗圃沢) 三番層	9.5°	++	—	50	0	50		

備考 1) 地質年代示数は渡辺技官の測定値を轉載せるもの。2) 呈色反應欄の負符号は反應陰性であることを示す。



第6図 空知炭田(空知・美唄・茂尻各礦業所)において採集した下盤粘土中に存在するカオリナイトおよびモンモリロナイト量と地質年代示数(θ)との關係を示すグラフ
このグラフの上端に地質時代名, 下端に層名が附記してあるが, これは渡辺技官の判定によつた。平安グループが新しくなることおよび美唄夾炭層以上が同時異相になることは同技官の研究結果である。また $\theta=24\sim33^\circ$ の所に時代のギャップの存することも同技官の意見である。

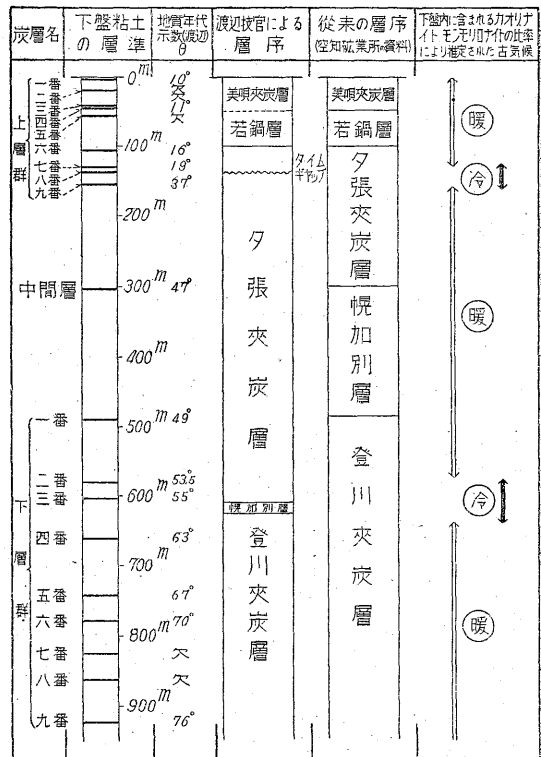
比較的冷涼な氣候下で各種岩類の風化により生成されるものといわれている。もしも下盤粘土中の両粘土鉱物が生成される源域が同一であつて, かつ両者が一定の層準を隔てて交替して優勢であるとすれば, 当然時系列的にみて氣候環境の変動があつたものと推定できる。

第6表の中から, 年代示数(渡辺技官の測定値 θ)とカオリナイトならびにモンモリロナイトの含量を抽出し, 前者 θ を横軸に, 後者を縦軸に, たゞしカオリナイトを正の方向に, モンモリロナイトを負の方向にとつてグラフ(第6図)を作つてみた。空知地域については, 三菱美唄・北炭空知・雄別茂尻・北炭新幌内の各礦業所の全層サンプリングの値を整理, 綜合して1つのグラフに画いた。夕張盆地および芦別盆地の分はデータが少ないので割愛した。

第6図をみると, 石狩統の全堆積期間を通じて, カオリナイトならびにモンモリロナイトの含量の時系列的変化が波動性を示し, しかも大体においてカオリナイトの優勢なときはモンモリロナイトは劣勢となり, これに反しカオリナイトの劣勢なときはモンモリロナイトは優勢となることが観察される。このグラフでは両者の方向が正負逆にとつてあるから, 上述の波動を示す両方の曲線は上り下りが正相関を示している。この事實は既述のごとく, 両粘土鉱物の成因を古氣候に帰す学派の説¹³⁾を, 充分裏書きするに足る資料ではあるまいかと思う。

第6図では石狩統の全堆積期間を通じて, 大体3回の溫暖な氣候と2回の冷涼な氣候とが, 交互に繰り返されたことを物語るものといえよう。前々章において ki(珪礬比)と θ (年代示数) との直交グラフを作つて, それから讀取つた結果からいへば, 点の少なかつたために溫冷氣候の交代がこれほど小刻みには判らず, 大ざつぱらにいつて1サイクルしか判明しなかつた。

参考までに第6図について空知礦業所の炭層名を使つてさらに具体的に解説すると, 登川層の堆積した時期(下層群九番層→下層群四番層), ほゞ夕張層の堆積した時期(下層群二番層→上層群九番層), ほゞ若鍋層および美唄層の堆積した時期(上層群六番層→上層群一番層)が溫暖な氣候を示し, 幌加別層の堆積したと思われる時期(下層群三番層頃)の前後と上層群八番層の堆積した前後時代に gap があるらしい)とに冷涼な氣候が卓越して,

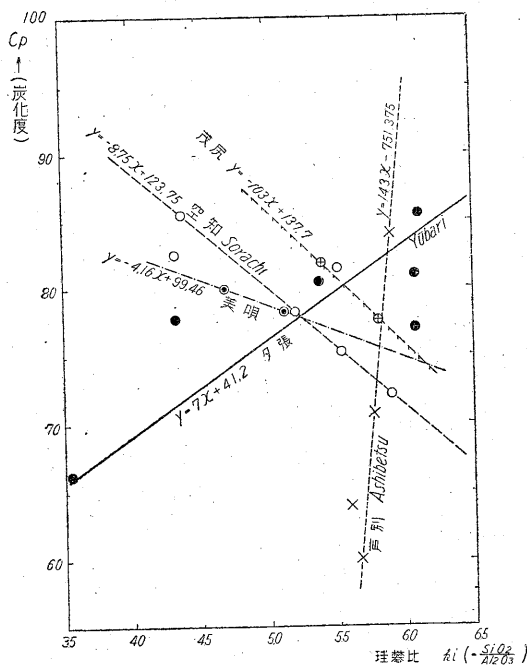


第7図 空知礦業所の夾炭層柱状圖と下盤中に含まれる粘土鉱物の比率によつて推定せられた古氣候

いたことになる。たゞしこの地質年代に関する論議は、すべて渡辺技官の年代示数 θ によつてゐるから、地層名と炭層名との関係については、同技官の報告の発表を待つて討論を願いたい。

7. 下盤粘土の示す珪礫比 (ki) と直上にくる炭層の炭化度 (Cp) との関係——石炭の地化学的調査の可能性について

次に炭層下盤の珪礫比とその直上の炭層の無水無灰における炭素元素分析値(炭化度 Cp)との間に、どのような関係があるかを検討するため、25個の試料につき第3表中の ki をX座標にとり、Cp(註11)をY座標にとり、直交グラフを作つてみた(第8図)。



第8図 下盤粘土の珪礫比とその直上の炭層の炭化度(Cp)との間に地域毎に一定の関係があることを示す図

第8図を見ると、一応点は相当散乱するけれども、これを詳細に観察すれば、空知地域(北炭空知鉱業所・三菱美唄鉱業所・雄別茂尻鉱業所)、芦別地域(三井福住坑・番ノ沢・苗圃沢)、夕張地域(北炭夕張鉱業所・北炭平和鉱業所)の3つの系統ごとに秩序正しい一定の配列が識別された。すなわち各系統ごとにほぼ一直線上に乗つてゐることが明らかである。たゞし夕張系統では、kiの増加とともに Cp は低下し、他方空知系統は ki の増加とともに Cp も増加し、芦別系統は夕張系統と似てはいる

註11) この Cp は渡辺技官が地質年代示数を出す際に、各炭層ごとに10個以上の炭塊につき Cp を測定した値のなかで、便宜上その最大値を通報して貰つて、その代表値とした。

が、ki のわずかな増加に従つて Cp は急激な上昇を認めることができた。分析精度からいへば ki の値は小数以下2桁まで有意であり、Cp の方は小数以下1桁まで有意であるので、上述の直線関係は分析精度の範囲内で論ずることができるから、確かな事実といえよう。

これら3つの系統のうち、空知・芦別の双方は ki と Cp の相関度が高く、点はそれぞれ直線によく乗つてゐる。これに対し夕張系統は ki と Cp の相関の度が少し低く、点の散乱傾向が認められるのは、夕張地域は地質構造が非常に複雑で、瓦覆および押寄せ構造が異常に発達している¹⁵⁾¹⁶⁾ので、現在の地表の1地点で垂直に試料を採集しても、堆積同時に復元すれば水平的に相当の距離の拡がりを持つていたものがあるに相違なく、従つて点のばらつきの原因となつたのではあるまいか。

ともかくこれら3つに系統はいずれも $y=ax+b$ なる直線の方程式によつて表示できる。すなわち

空知... $y = -8.75x + 123.75$

(参考)註12) 茂尻... $y = -10.3x + 137.7$
美唄... $y = -4.16x + 99.46$

夕張... $y = 7.0x + 41.2$

芦別... $y = 143.75x + 751.75$

上式の方向係数 a はそれぞれ3つの系統固有の値でありこれが正の場合(夕張・芦別)もあり、負の場合(空知)もあるわけである。さらにこの方向係数 a は計算によつて、 $\tan a = a$ として角度に切替えることができるから、石炭の堆積盆地ごとに常数(角度)を決定することも可能である。すなわち

空知... $a = 96^\circ 3'$

(参考)註12) 茂尻... $a = 95^\circ 30'$
美唄... $a = 103^\circ 30'$

夕張... $a = 81^\circ 50'$

芦別... $a = 89^\circ 35'$

かゝる常数は各堆積地域ごとの夾炭層の特性の一端を量的に表現したものといへば、それ自体堆積論からいつて相当に本質的な意義がある上、なおかつ炭化度の高い石炭、換言すれば発熱量の高い石炭を探索するための有力な基礎データともなりうると思われる。

なお同一の炭層において、Cp が2次的にいかように変動するかという点に関しては、いままでのところなら具体的な手掛りも掴んでいないが、この場合 Cp の変化が ki の変化に必ずやという函数関係があるかどうかをよく確かめる必要があり、また同一炭層の Cp が変動する振幅を下盤粘土との関連において確定することも今後の課題であろう。このようにして、堆積盆地につい

註12) 座標データが少ないので、参考までに式を算出し、傾向を示したものである。

て垂直的にも水平的にも、 k_i と C_p との間に存在する関係が掴み得た際には、それぞれの地域ごとの固有の枠のなかで C_p が変動することを利用して、これを炭層の地化学的調査法にまで発展せしめたいと思つている。

8. 要 約

1) 下盤粘土は石炭堆積における先駆的な沈積物と考えられるから、下盤粘土を堆積学的にかつ地化学的に研究することにより、石炭の堆積機構の出発点を明らかにすることが可能とならばしないかと考えてみた。そこで本報告では現在大量に炭質物が沈積しつつある泥炭地(石狩平野)の各種理化学的状況ならびに各種地学的条件を略述し、これより考えを進展させて、地質時代に大量に炭質物が沈積した炭田(夕張・空知・芦別炭田)の下盤粘土につき、各種理化学的な実験を試み、2, 3の新事実を突きとめた。

2) 現在の泥炭地は、泥炭の賦存状態からみると、炭田における炭層の賦存状態ときわめて類似点があり、双方とも還元能の高い環境に沈積した物である点に変わりはない。還元能の強い環境が成立するためには、水を停滞させるような地形(潟・湖沼)または地質構造の存在が前提条件となる。石狩泥炭地の観察踏査によれば、そのような条件を満足させるもの、すなわち石狩川の川下に向つて逆傾斜運動の持続が追跡できた。また石狩平野の泥炭地水は $pH=6.0$ $E_h=-0.5V$ 以下を示した。このような環境で沈澱する鉱物は Quartz, Siderite, Chamosite (緑泥石の一種) 等である。

3) 石狩炭田各地で得られた下盤粘土の顕微鏡下観察の結果では、結晶質のものとして、Quartz, Sericite, Muscovite, Chlorite などがみられ、非晶質のものとしては、黒褐色の鉄分に富んだ脈状のものが指摘された。基地の方は微小な粘土鉱物よりなつていことがわかつた。

4) 石狩炭田で得た下盤粘土 25 個の珪酸分析の値は第3表に掲げた。アルミナ含量は 16~21% を示し、酸化鉄は 2~3%, マグネシアは 1~1.5%, 石灰は 1% 以下が圧倒的に多く、曹達は 1.3% 内外、加里は 2.3% 内外を示した。若干の例外を除いて、水成岩の特徴たる $K > Na$, $Mg > Ca$ の原則は保たれている。

5) 下盤粘土の珪礫比 k_i (分子比) を計算したところ、頻度のピークは 6.0 と 4.3 の 2 カ所に現われた。これは下盤粘土を構成する粘土鉱物に 2 種類 (モンモリロナイト, カオリナイト) が存在することを暗示する。

6) 珪礫比 (y) の低下は源域における風化の進行を意味するが、同じ下盤粘土中の有機炭素量 (x) との関係を追究したところ、風化の進行とともに x の量は増大し、

同一の環境では両者の間に $x^b \times y = a$ (a および b は恒数) なる関係を確認した。

7) 地質年代示数 θ と珪礫比 k_i との関係は堆積地域ごとに多少の差異が認められ、芦別地域は夕張地域および空知地域と正反対な傾向をとり、この原因は両地域の源域の古気候が正反対であつたことを推定させる。

8) 着色法 (塩酸ベンゼチンおよびパラフェニレンジアミン) により、カオリナイトおよびモンモリロナイトを区別することができるが、この方法を下盤粘土 60 個の試料に適用して、第6表を得た。両種の粘土鉱物は安定なもので、diagenesis を受けないと考えられるから、下盤粘土の沈積時に先立つての風化現象を、そのまゝ反映するものと考えられる。しかもカオリナイトは温暖(湿潤)な気候下で、モンモリロナイトは冷涼な気候下で生成されるから、両種粘土鉱物の比率により、沈積直前の古気候を判定すると、例えば空知盆地における状況は第6図のごときものとなり、石狩統の堆積期間を通じて、3回の温暖な気候と2回の冷涼な気候の交代を察知することができた。

9) 下盤粘土の珪礫比とその直上に沈積した石炭層の無水無灰における有機炭素の量 C_p (炭化度) とを直交坐標軸にプロットすれば、夕張・芦別・空知の3つの地域ごとに、 $y = ax + b$ なる直線関係が存在し、方向係数 a は各盆地ごとに固有の値であることが判明した。この a を $\tan \alpha = a$ とおいて角度に切替へ、日本各地にある炭田ごとにこの値を出して行くことは、夾炭層の特性の開析に重要な意義を与えるものであると考える。またこの値は炭層の追跡、ひいては探査など実用的な価値があるものであろう。(昭和 27 年 8 月~昭和 28 年 3 月研究、昭和 28 年 8 月一部補足)

参 考 文 献

- 1) 永井芳男 (訳) : 石炭生成論 (F. Wölk 原著, 1940), 工業化学雑誌, 第 44 編, 第 6 冊, p. 500~503, 590~594, (1941)
- 2) 上治寅次郎 : 石炭地質学 (亜炭篇), 東京北隆館, p. 127~128, (1948)
- 3) Grim, R. E. & Allen, V. T.: Petrology of the Pennsylvanian underclays of Illinois, Bull. Geol. Soc., America, Vol. 49, No. 10, p. 1490, (1938)
- 4) 渡辺和衛 : 石炭の時代性, 地質調査所月報, Vol. 2, No. 8, p. 353~396, (1951)
- 5) 渡辺和衛 : 石炭の時代性よりみた北海道各夾炭層の時代について, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 694, p. 326, (1953)
- 6) 尾原信彦 : 石狩泥炭地の開発に関する基礎調査—特に泥炭下層土と泥炭地水,

- 地質調査所月報, Vol. 4, No. 10.
(1953)
- 7) 佐々保雄・森谷虎彦: 北海道石狩国野幌丘陵の地質, 石油技術協会誌, Vol. 16, No. 5, p. 240~244, (1951)
- 8) Potonié, H.: Die Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt, 6. Aufl. von W. Gothan. Berlin, (1930)
- 9) Krumbein, W. C. & Garrels, R. M., Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. Journ. Geol., Vol. 60, No. 1, p. 26, (1952)
- 10) 高橋純一: 水成岩序説, 岩波講座, p. 11, p. 15~16, (1932)
- 11) 松木五楼: 土壤, 東京明文堂, p. 156~159, (1936)
- 12) 尾原信彦: 含炭層を構成する堆積岩の地化学的研究—三重県員弁炭田の試錐コア—の分析結果, 地質調査所月報, Vol. 4, No. 7, p. 432~433, (1953)
- 13) Grim, R. E.: Properties of Clay. "Recent Marine Sediments". A Symposium, edited by P. D. Trask. (1939,) Tulsa, Okla., p. 483, 485, 486, 489
- 14) 原田 光: 火成岩の風化に関する研究 (第8報), 日本農芸化学会誌, Vol. 18, No. 7, p. 707~713, (1942)
- 15) 田代修一: 石狩炭田の地質構造に関する一考察, 石炭地質研究, 第一集, 北海道炭鉱技術会地質部会刊, 札幌, p. 14~15, 56~58, (1951)
- 16) 高尾彰平: 石狩炭田 (特に夕張炭田) における幌内層の層序と地質構造に関する研究, 石炭地質研究, 第二集, 北海道炭鉱技術会地質部会刊, 札幌, p. 138~176, (1952)