

- 4) 地質調査所 : 常磐炭田第六区地質図及同説明書. 昭和13年.
5) 稻井 豊 : 常磐炭田木戸地区地質調査報告.

- (未出版).
6) 平山 健 : 福島縣木戸村及広野村耐火粘土調査報告. 地質速 63号. 昭和23年.

553.96 : 550.8 (521. 43)

石川縣鹿島郡越路町石動山附近石炭地質調査報告

久保 恭 輔* 鈴木 泰 輔*

Résumé

On the Coal-bearing Tertiary of the Mt. Sekido District, Noto Peninsula.

by

Kiyōsuke Kubo & Taisuke Suzuki

The coal bearing Tertiary in this area is the Yokawa Sub-Group which includes two formations, the lower formation is the Yatsushiro, and the upper, the Yoshitaki.

The Yatsushiro formation can be divided into the following members in ascending order: Isurugi basal conglomerate (max. thickness, 200 m ±), Tane alternation (complex of conglomerate and sandstone, max. thickness, 200 m ±), Kakefuda sandstone (max. thickness, 60 m +), and Kunimi mudstone (max. thickness, 250 m ±).

The Yoshitaki formation is composed of Sugata mudstone (with several thin sandstone layers, max. thickness, 200 m +).

The Yatsushiro formation seems to be deposited in a shallow sea. The Yoshitaki formation is lapped over the Yatsushiro formation in transgressive condition.

Shells and foraminifera such as *Chlamys* sp., *Pecten* sp., *Sagarites chitaii*, and *Miogyopsina kotoi*, *Operculina complanata japonica* etc. are found in Yoshitaki formation.

These fossils indicate probably the Upper-Miocene (F₃-G) age.

The Kakefuda and Tane members include a number of lenticular coal seams. One of these seams is now being worked by a small undertaker and is worth working and its reserves are 200,000 tons.

According to the results of coal analysis, it has weak coking property and its calori-

fic value (dry, mineral matter free base) is 7800-8000 cal.

This coal belongs to the sub-bituminous coal (D₂).

1. 要 旨

石動山附近に良質の亜炭(亜瀝青炭)が出ることは、古くから知られていて、往時これを採掘したこともあつた。今回能登綜合開発委員会の依頼により、亜炭の実態を掴むために石動山附近の地表地質調査を行つた。

調査地域は能登半島の基部に当り標高 565 m の石動山を中心とした面積約 60 km² の区域である。ここに発達する第三系は所謂余川亞層群の下半部からなり、地質時代は上部中新世 (F₃-G) に属するものである。炭層はこの中の極く基底に近い処に夾在し、現在稼行している八代炭礦(富山縣氷見郡八代村磯辺)の炭層を除いては、規模が小さい。思うに不安定な堆積環境のもとに生成された炭層であつて処々に露頭は発見されるが、大規模なものはみあたらない。然しながら地質条件から推察して調査地域の西方の懸札砂岩及び新宮砂岩の分布区域には稼行可能な炭層の賦存が予想される。

2. 調査の精度その他

調査員 地質調査 久保恭輔, 鈴木泰輔

地形測量 川野辰男

調査期間 昭和 24 年 11 月 1 日 ~ 27 日

調査面積 概査 約 60 km²

準精査 4 km²

使用せる地形図 実測 1 万分之 1 地形図, 地理調査所 発行 5 万分之 1 地形図, 邑知瀧。同所発行 20 万分之 1 地形図, 七尾。

3. 位置及び交通

調査地は石川、富山の両縣にまたがり、室達山脈の北端に位する石動山はその中心をなし、東に富山湾をひかえ、南は富山平野をのぞみ、西に邑知低地帯があつて、山脈と並走する。

現地に達するには二つの主要経路がある。その一つは七尾線(金沢一七尾間)の良川駅から石川縣鹿島郡越路町

* 燃料部
地質月報第 1 卷 第 5 號

二宮を経て石動山に至る道路で、石動山の手前 3 km の間は馬車の空車が辛うじて昇り得る急坂である。他の一つは北陸本線高岡駅で氷見線(高岡—氷見間)に乗り換え、氷見駅で下車しバスを利用して終点富山縣氷見郡八代村磯辺に到着する。ここから山道を徒歩で約 1 時間半費して石動山に達する。なお七尾—金沢間には鉄道に並行する省営バスの便がある。

4. 地形

飛驒山脈から派成する宝達山脈が石川・富山の縣境を形成しつつ北々東方に走り、能登半島の基部を斜めに截つて崎山半島に達する。この間に宝達山 (637 m)、碁石ヶ峯 (461 m)、荒山峠 (395 m)、石動山 (565 m)、榊形峠 (345 m) 等の山々が南より北へ連続する。

地形は急峻で幼年末期の地貌を呈し、特に石動山南麓の片麻岩及び安山岩区域では谷が深く狭く到る処に瀑布が懸り、時には谷の両側が 45° 以上の急斜面を形成している。宝達山脈の西側斜面は東側より急であるために、西側の低地帯は従来呂知地溝として解釈されていたが、これは削剝の差異に依るものと考えたい。

5. 層序

当地域の層序は次の如し。

二宮扇状堆積物

針木段丘砂礫層

阿尾累層

吉滝累層

八代累層

余川亞層群

輝石安山岩及び火山碎屑岩(熊淵火山碎屑岩層)

片麻岩、石灰岩及び花崗岩

古生界と考えられる角閃石—黒雲母片麻岩と結晶質石灰岩が宝達山脈の脊梁に沿つて点々と露出するほか、これよりは新しいと思われる黒雲母花崗岩があつて、これらが当地方の第三系の基盤をなしている。

中部中新世 (F₂) の時期に能登半島全体に及んだ火山活動が当地域の北東部から崎山半島にかけても見られ、その火山活動の産物である両輝石安山岩と火山碎屑岩が片麻岩類を不整合に蔽っている。余川亞層群はその安山岩類と片麻岩類とを不整合に蔽つて広く発達している。余川亞層群は富山平野から能登半島にかけての裏日本に発達する第三系の主体をなすもので、下位より上位へ八代累層、吉滝累層、阿尾累層の三つに分けられる。八代累層は海浸初期の堆積物で北は崎山半島の百海互層 (Domi alternation)、南は宝達山麓の沢川互層 (Sogo alterna-

tion) と化し、呂知低地帯以北では滝礫岩、赤浦砂岩、和倉泥岩等に対比される。本累層の砂相部には *Pectinidae* の或種が、泥相部には *Aphrocalistes* sp., *Dentalium* sp., *Cardium* sp. 等の介化石が含まれる。吉滝累層は主として泥岩からなり上位の阿尾累層と共に八代累層の上に海浸覆蔽 (transgressive overlap) している。本累層は調査地域内では呂知低地帯側にはみられないが、富山縣側の丘陵地帯に発達し、崎山半島東縁の虫崎泥岩へ、更に北西の和倉泥岩及び笠師保泥岩の頂部に続く。本累層からは *Sagarites chitanii* や *Limopsis* sp. 等が産出し、なお *Miogyopsina* や *Operculina* の類が発見されている。阿尾累層は本調査地域内には分布しない。

呂知低地帯以北の七尾層群は本層群の続きであるが、従来の兩者の対比を一部修正して余川亞層群の地質時代を相対的に若干上にあげることとした。

A) 片麻岩類

これには概して東西方向の片理を有する優黒色のものと、有色鉱物と無色鉱物とが互に重つて縞状構造をなしているものがある。レンズ状の結晶質石灰岩が片麻岩の片理に沿つて夾在することもある。石灰岩は純白乃至淡灰色を呈し、緻密で黒鉛の細片を含んでおり、その大きさは大小種々であるが、厚い処では約 150 m に達し現に一部では石灰の原料として採掘している処もある。なお片麻岩中には巨晶花崗岩の細脈が片理を截つて不規則に発達している。越路町二宮から武部にかけて粗晶質で肉紅色の優つた黒雲母花崗岩が露出しており、片麻岩を貫いているようである。片麻岩の地質時代については未だ確実な資料を得ていないが、その岩質が飛驒片麻岩に酷似しているので一應古生代と考えておく。

B) 熊淵火山碎屑岩層

本岩層の模式地は鹿島郡南大吞村熊淵附近である。

能登半島の火山岩はその生成時期により二つに分けることができる。即ち両輝石安山岩及び輝石—角閃石安山岩と、これに引き続き噴出した石英安山岩とで夫々能登統の穴水階及び皆月階に属する。当地域の火山岩類は穴水階に相当するもので、両輝石安山岩とそれに伴う凝灰角礫岩 (tuff breccia) や凝灰岩等の火山碎屑岩からなる。輝石安山岩は新鮮な時は黝黒色乃至灰青色を呈し、緻密な潜晶質石基と輝石、長石の斑晶からなる。

安山岩体(熔岩)は大部分火山碎屑岩に蔽われており、南大吞村熊淵附近から北大吞村に亘つて最も広く発達しているが、調査地域内では北東部に分布し、崎山半島では東縁に沿つて北々東方向に点々と露出している。

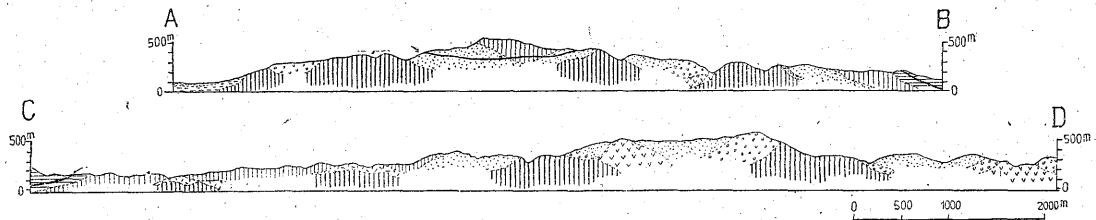
C) 余川亞層群 (Yokawa Sub-Group)

(i) 八代累層

角礫岩・礫岩・砂岩及び砂岩・礫岩互層と泥岩等が互

時代	地 層 名	
第四紀		二宮砂礫層 fun deposit
第三紀	G	吉野系層 余川系層 主崎泥岩 砂泥岩
	F ₃	八代系層 多根互層 石動山砂岩 多根互層 國見泥岩 Elauconite 小川tst 熊野砂岩 小瀬tst
	F ₂	熊野系層 安山岩 凝灰角礫岩類
中生代		片麻岩類

第 2 圖



第 3 圖 断 面 圖

いに横に移り変わる地層であるが、主要岩相は礫岩及び砂岩である。これらは古地理的な堆積環境から大きく三つの堆積相に分けることが出来る。

即ち ① 海浸の初めには片麻岩・安山岩等が海面上に処々に突き出していたが、その周縁を礫岩が埋めている。特に基盤が崖のような急斜面で海に臨んでいたと思われる処で堆積した地層は、全く水磨作用を受けていない角礫岩からなっている。

② ①の状態にある基盤岩から少々離れた地点には不安定な堆積条件のもとに沈積した円磨分級度の低い不規則な砂岩・礫岩互層や水に洗い流された目の荒い砂岩等の所謂瀕海の堆積物がある。

③ 島礁で囲まれて外海から遮断された処や或は又入江のような波の影響の少い処等に主として泥岩と細粒砂岩を伴うシルト岩が生じた。

この三つの堆積相の間には当然①から②へ、②から③へ、そして③から①へと互いに他の相へ移行する中間の段階があるわけであるが、それらは堆積の大綱目と古地理的条件から判断して最も妥当と思われる部類へ入れた。そしてこれらは勿論同時異相の堆積物と考えられ、その間には理論的に下位から①、②、③の大まかな新旧順序があるわけである。然し③に属する或ものは①の更に下の層準をも含んでいる。

これら水成岩の構成物質は主として片麻岩と安山岩の碎屑物であつて、これらの材料はさ程遠方から運ばれて

来たものではなく、その量的組成は堆積の場所の基盤岩の種類や状態に左右されている。

本層から殆んど介化石は出ないが、炭層の上盤には保存の悪い植物化石が含まれている。

イ、〔石動山基底礫岩〕

石動山南麓に分布するものをタイプとする。礫岩は主として片麻岩、安山岩の円礫乃至歪角礫からなり、礫の直径は 10 cm 位のものが最も多いが、1m を越えるものもあり、篩分作用は不完全である。

熊淵火山碎屑岩中の火山礫岩 Volcanic Conglomerate の上に、直接この礫岩が来ている場合

には、両者の境界が明瞭でないが、後者は安山岩以外の礫を多少含んでいること、風化に対する抵抗度が弱いこと (Volcanic conglomerate は礫と充填物との硬さの差がなく風化に対する抵抗度が強い)、礫の充填物に火山質物が少いこと等から両者を識別することが不可能ではない。

角礫岩は片麻岩や石灰岩の直径 5~10 cm の角礫からなり、充填物も花崗岩質で安山岩の礫は含まれないので、片麻岩が風化すると角礫岩との識別が仲々困難になる。角礫岩は石動山の東方と越路町芦川附近によく発達しているが、それ以外には局部的に分布し礫岩に移り変わる。

本岩層の厚さは非常に変化に富むが、最も厚い所では 250 m に達すると思われる。本層では殆んど層面を認めることが出来ない。

ロ、〔多根互層〕

本層は礫岩・砂岩及び泥質砂岩等の不規則な互層よりなり、その模式地は石川県七尾市多根附近である。

各岩の厚さは通常 1 m 以下で極めて篩分けが悪く、レンズ状をなして互に横に移り変つている。模式地附近では下位の火山碎屑岩が広く発達している、本層がそれを不整合に蔽っているため、本層は殆んど安山岩質物から構成され一般に淡灰色や淡灰青色の明るい色を呈しているが、西方に行くに従つてこれらの構成物は漸次花崗岩物質によつて置き換えられている。

礫岩は主として直径 10 cm 以下の礫からなり、膠結度が低く、砂岩は種々の粒度のものが不規則に混合している。砂岩中に夾在する泥質部は砂粒を含み、分級度の低い砂質泥岩と称すべきものである。

基底に近い砂岩の中には厚さ 10 cm 内外のレンズ状の亜炭乃至石炭や炭質泥岩が夾在するが、多くの場合その上下盤に泥質岩を伴っている。

本層は一定の走向傾斜をもたないが、その厚さは最大 20 m 内外である。

ハ、[懸札砂岩]

本層の模式地は富山縣氷見郡碓石村懸札附近である。従来八代砂岩と称せられていたものである。

本層は主として粗粒の花崗質砂岩よりなるが、八代村附近では下部に含礫粗粒砂岩を伴い、最下部厚さ 50 m の間に炭丈 1.00~1.80 m の石炭を夾有する。八代村磯辺附近では本層の厚さは大体 20~60 m で、基盤の凹処に厚く凸処に薄く堆積しているが、懸札附近では更に厚いものようである。懸札の西方地域に発達する新宮砂岩は、本層に対比すべきものであろう。

ニ、[芹川砂岩]

本層の模式地は越路町芹川附近である。本層は中粒乃至粗粒の特に石英粒の多い砂岩よりなり、その膠結度は低い。片麻岩或いは基底角礫岩に近接した砂岩中には直径 5~10 cm の片麻岩の角礫が多数含まれており、その含角礫砂岩は厚さ 10 cm 内外の含炭質物泥岩乃至細粒砂岩又は劣質炭を夾有する。

含角礫砂岩中には保存の悪い *Pectinidae* (*Chlamys* ?) が発見された。

邑知低地帯西側山地の赤浦砂岩は本層に対比すべきものと考えられる。

本層は調査地域内では南西端芹川附近にその分布が限られているので、厚さや隣接地域の地層との対比に不明な点が多い。

ホ、[國見泥岩]

本層の模式地は八代村國見附近である。本層は暗灰色又は灰青色を呈し、主として塊状のシルト岩よりなるが、風化すれば灰色乃至淡灰褐色となり玉葱状構造 (Onion structure) を示すことがある。局部的に黒雲母が密集して優黒色になつたり、又基底に近い処では多数の黄鉄鉱を混じえた直径 1~3 cm の泥球を含む事がある。

ここに一括された國見泥岩は厳密に言えば、細粒砂岩と泥岩の互層をも含んでいる。即ち八代村村木附近や女良村長城附近では泥岩中に厚さ 10 cm 内外の細粒砂岩が帯状に夾在したり、地層全体の粒度が荒くなつたり、又板状の細粒砂岩とシルト岩との細かい互層になつたりする。八代村磯辺、角間附近では本泥岩の下位に懸札砂

岩があるが、直接片麻岩が来ることもある。

本層中にはあまり化石は出ないが、女良村長城の北方に *Aphrocalistes* sp. が多産し、その他 *Dentalium* sp. *Cardium* sp. 等が産出する。

本層の厚さは最も厚い処では 250 m 内外に達するようである。

ヘ、[小滝凝灰岩]

國見泥岩中に厚さ 8~15 m の凝灰岩が夾在し、有効な示準層となるので、これを小滝凝灰岩と命名する。

本層は大部分淡緑色乃至淡青色を呈し緻密で硬いが、最下部の厚さ 2 m の間は処により汚い灰色を呈し浮石質で、少々脆弱である。

本層は八代村小滝の北方では明かに國見泥岩より多根互層の中に入り込み、更に八代村磯辺附近では國見泥岩より懸札砂岩中に延展する。本層が懸札砂岩中に入るとやがて追跡出来なくなるが、これは恐らく基盤に近くなつて元来堆積しなかつたものと思われる。

凝灰岩の直下に厚さ約 3 m の硬い中粒花崗質砂岩があつてこれも又凝灰岩と共に良い鍵層である。

石動山南西及び八代村磯辺の炭層は共に小滝凝灰岩の下位 20 m 内外の層準に賦存する。

(ii) 吉瀧累層

吉瀧累層及び阿尾累層の模式地は、八代累層中の國見泥岩の模式地と同じ場所で、氷見郡阿尾村の阿尾川に沿う断面である。これらは主として泥岩からなつている一連の地層であるが、調査地域内には吉瀧累層の上部以上の地層は分布していない。

イ、[妾泥岩]

吉瀧累層は妾泥岩よりなり略々その中部に数枚の砂岩を挟んでいる。妾泥岩の模式地は女良村妾附近である。

妾泥岩と八代累層との関係は阿尾川の断面では八代累層中の國見泥岩の上に妾泥岩が略々整合に重つているが、調査地域の北東部では海浸が進むにつれて妾泥岩が東から西に深く侵入し、八代累層を不整合に蔽い、その基底に厚さ 1~2 m の海緑石砂岩乃至泥岩がある。即ち吉瀧累層は八代累層堆積後、相対的に海面が上昇した時の堆積物である。妾泥岩は主として暗灰色の塊状の泥岩で風化すると黄白色乃至灰黄色を呈し脆弱となる。新鮮な時は國見泥岩と岩相が酷似しているが、風化すると色及び物理的性質の差異が認められる。

吉瀧累層からは *Sagarites chitanii*, *Limopsis* sp. 及び海綿の骨針 (Sponge spicule) が出る。特に *Sagarites* は本累層の下部にある小川層灰岩の下位に多く出る。

本累層の厚さは調査地域内の最も厚い処で 200 m 位である。

ロ、[小川層灰岩]

姿泥岩の基底に近く（國見泥岩の直上から 40 m 迄の間）純白色で緻密な小川層灰岩があつて、その厚さは膨縮があるが大體 20 m 内外である。阿尾川以東八代村中田浦附近迄の間では、小川層灰岩は凝灰岩と泥岩との細かい互層となり、上下位の泥岩に移化するため不明瞭となる。この移化する部分は他の部分の泥岩より硬く、僅かに層理を有し貝殻狀の断口を示す。

小川層灰岩と更に下位の小滝凝灰岩（國見泥岩中）との層間間隔は、20 m から 50 m と推定される。

調査地域の北東の姿泥岩（虫崎泥岩）の下底に分布する海緑石岩と小川凝灰岩とは大體同じ層準に位するので、この兩者の間には海緑石の成因上に何等かの関係があるかも知れない。

海緑石は主として直径 1 mm 内外であるが、時には直径 5 mm に達するものもあり、稜角のある不規則な形状を示し、南大吞村小川内・七尾市多根・北大吞村附近に多量に存在する。含海緑石岩は普通厚さ 1 m 内外の海緑石砂岩とその上位に来るやはり 1 m 内外の海緑石泥岩とよくなるが、海緑石はこの砂岩の中のみ存在する場合と、砂岩がなくて海緑石泥岩が直接多根互層（一部基盤岩）の上に来る場合とがある。又時には粗粒砂岩の中に Clay gall 式に海緑石泥岩が入り込んでいる場合もある。

D) 針木段丘堆積物

八代村針木には國見泥岩の上に古期段丘堆積物が見られる。全体の厚さは約 7 m であつてその下部の 2 m の間は片麻岩の礫の多い礫層で、その他は安山岩及び片麻岩の小礫をもつた砂・泥・礫の互層よりなる。針木段丘面は現在の河面より約 25 m、海拔 82 m の高所にある。

E) 二宮扇狀堆積物

越路町二宮・武部・芹川附近即ち邑知低地帯の東縁には宝達山脈の西側斜面から風化した片麻岩や花崗岩の碎屑物が河川によつて多量に運搬され、砂及び礫からなる扇狀堆積物がかなり広く厚く堆積している。

6. 地質構造

石動山脊斜が宝達山脈の略々頂線に沿つて基石ヶ峯から荒山峠を経て石動山に至り、更に東北方に延びていると従来考えられていたが、荒山峠から北ではこれを認めることが出来ない。芹川—荒山峠—阿尾川の断面では荒山峠を頂点として地層は夫々北及び南に 10° 内外の傾斜を示しているが、これには或程度の初生傾斜（Primary dip）が加わつているので、この脊斜構造についてはなお検討の余地があると思われる。

吉滝累層以上の地層は宝達山脈の東側、即ち富山湾側

にのみ分布していて略々北東の走向で南に緩く傾斜しているが、八代累層は殆んど一定の走向傾斜を有せず、基盤岩の形状に支配されていて不規則な波狀構造をなしている。

邑知低地帯は従来地溝として解釈されていたが、その一因として地形の特異性をあげることが出来る。然し低地帯の南北両側地域の層序並びにその対比が明かとなつて来ると共に、この考えは否定されるようになった。特に低地帯北縁の地形が断層崖であると考えられていたが、これも南と北との地層の間に大きな喰い違いが認められない。

7. 炭層

石動山南西及び八代村磯辺の亞炭は地質調査所化学課で工業分析を行つた結果、亞瀝青炭・弱粘結（D₂）（地質調査所及び C. E. A. C. の石炭分類規格による）の部に属することが判つた。

石炭は八代累層下部の砂岩又は砂岩・礫岩互層の中にレンズ狀に挟まれている。八代累層が極めて変化の多い不安定な堆積相を示しているように、石炭も膨縮が甚しく規模の小さいものである。石炭の露頭は処々にあつてこれらは略々同じ層準を示してはいるが、一連のものではなく小さなポケットの一部で特に多根互層の中のものには炭質が悪く期待出来ない。往時七尾市の住人某が採掘したと言う石動山南西 2 km の石炭も、同様に貧弱で稼行價値はない。現在唯一の稼行礦山である氷見郡八代村の八代炭礦の石炭も全く同じ性質のものであるが、炭丈が 50 cm ~ 2 m、平均 1.3 m あり挟みは 5 cm 内外のものが 2 ~ 3 枚あるのみで炭質も良好、稼行区域の確定炭量は約 20 万 t ある。

この石炭は懸札砂岩の中に夾在する。坑内の観察では下盤は片麻岩の角礫を持つた粗粒の花崗質砂岩であつて、その厚さは概して 15 ~ 20 m である。坑内では上、下盤共に粗粒乃至中粒の花崗質砂岩で、その厚さは平均 20 m であるが、この中には薄い青色の粘土岩を挟んでいる。炭層の直上には厚さ 10 cm 位の炭質泥岩と更にその上に厚さ 10 cm 内外の青灰色の粘土岩とがあることもある。

懸札砂岩の厚さは基盤の形状に支配され凸部に薄く凹部に厚く堆積しているが、石炭についてもこの傾向が見られる。

因みに八代炭礦は月 1,000 t の出炭をなし、長さ 250 m の斜坑と延べ 1,000 m の水平坑道とを有す。

8. 炭質

八代炭礦の炭質について述べると、ここの石炭は割合に輝炭部が多く炭質は良い。輝炭には光沢のある漆黒色

石 動 山 地 区

層 厚	岩種及炭種	試料番号	水分	灰分	揮発分	固定炭素	発熱量	全硫黄	補正純炭 発熱量	燃料比	試料採取地
上 盤	花 崗 質 粗 粒 砂 岩	49112502									
10 cm	灰青色泥岩										富山縣氷見郡八代 村磯辺、八代炭礦 坑内
10	炭質泥岩										
3~5	輝 炭	A	10.54	12.31	41.12	36.03	5920	4.38	7790	0.88	
62	縞 炭	B	11.10	17.99	40.11	31.80	5520	4.75	8000	0.79	
8	輝 炭	C	10.13	7.21	42.03	40.63	6360	4.10	7760	0.97	
110	縞 炭	D	10.31	20.04	36.43	33.22	5370	3.75	7980	0.91	
下 盤	花崗質砂岩										
20 cm	平均試料	49111901-A	12.37	6.18	41.07	40.11	5760	1.98	7150	0.98	石川縣鹿島郡越路 町石動山の南西 2 km の露頭
	輝 炭 部	" B	10.59	2.97	45.81	40.63	6720	1.31	7800	0.87	

三 明、 鈿 打 地 域

層 厚	岩種及炭種	試料番号	水分	灰分	揮発分	固定炭素	発熱量	全硫黄	補正純炭 発熱量	燃料比	試料採取地
			17.03	9.27	39.15	34.55	4120	0.67	5660	0.88	} 三明, 有沢炭礦坑内
			14.65	5.07	40.79	39.49	5200	0.81	6510	0.97	
			14.56	30.00	30.10	25.34	3530	0.59	6730	0.84	} 三明, 羽咋炭礦坑内
			13.58	37.30	28.53	20.54	3080	2.23	6780	0.72	
			14.61	37.90	24.22	23.27	2830	1.42	6470	0.96	鈿打, 能登炭礦坑内
			15.28	41.06	25.31	18.35	2610	0.93	6590	0.73	鈿打, 登羽炭礦坑内
			14.94	22.82	29.56	32.68	3940	0.55	6570	1.1	鈿打西岸炭礦坑内 各平均試料

のものと、これよりは光沢の少い黒色炭とがある。両者共に塊状で貝殻状断口を示すが概して縦方向の炭目(Cleat)が発達している。輝炭の厚さは3~10 cmで灰分少く2~10%である。縞炭及び暗炭と輝炭との厚さの比は大体3対1である。縞炭は微光沢を有し、暗黒色乃至帯褐黒色を呈し、緻密で硬く貝殻状断口を示すと共に層面に平行に板状に割れる。

輝炭はアルカリ液で僅かにフミン酸の存在を検し得るがピッチを多量に含み、弱粘結性(コークスポタンが鉛筆の芯で刺さる程度)を有するが、灰分が20%を越えると殆んど凝結しない。

今回の調査で能登半島の主要亜炭田である羽咋郡熊野村三明、鈿打村附近の亜炭と当地域の石炭とは略々同じ時代に生成されたものであることが判つたが、両者の炭質を比較すると前者は後者よりかなり炭化度が低く発熱量(無水、無銨物基)は約1200 Cal.の差がある。燃料比は両者間に大差はないが、水分は三明、鈿打地区の亜炭に多い。全硫黄は三明地区が殆んど1以下であるのに反して、石動山地区は3内外の値を示して、この差は両

者の堆積環境の相異にもとづくものであろう。

この炭化度の相異を如何に解釈するかは難しい問題であるが、両地域の地質から判断してこれを従来の熱的動力的変成作用にのみ帰せしむることは出来ないと考える。即ち両地域の堆積環境に相違が認められ、この環境の相違、言い換えれば石炭の根源植物が倒壊して堆積盆地に沈積し、一連の水成岩層の一単層を形成するに至るまでの初期の堆積過程に於ける地質学的運動の相違が、石炭化作用の進展に大きく影響しているのではないかと思われる。

この問題に関しては今後石炭地質学の立場から究明されねばならない。

両地域の工業分析結果は上表の如し。

註 補正純炭発熱量は無水、無銨物として計算したもので、灰分補正率0.1をとつた。

分析は総べて当所化学課で行われた。

9. 結 語

新宮砂岩は懸札砂岩に対比されるもので、これらは大体同一条件の堆積環境のもとで出来たものと思われる。

即ち起伏の多かつた基盤岩を不整合に覆つて堆積しているもので、炭層は基盤の凹処にポケット状に賦存している。これらのポケット状炭のあるものはその炭量 20 万 t に達するものもあつて、この程度の規模の石炭乃至亜炭のポケットが他処にも伏在する可能性がある。特に調査地域の西方の懸札砂岩・新宮砂岩の分布区域には充分期

待がもてる。これらの炭層を探るためには、先ず基盤岩の賦存状態を掴む必要がある。それには当地域では地表から基盤岩迄の深度が深い処でも概ね 100 m 内外であると推定されるので、比抵抗法による電気探査が充分有効であると思う。
(昭和 24 年 11 月調査)