

茅沼炭田の地質
— 茅沼炭の炭質研究, その1 —

久保 恭 輔*

Résumé,

Geology of the Kayanuma Coal Field, Hokkaidō

by

Kyōsuke Kubo

The Tertiary deposits of the Kayanuma coal field consist of the Shakotan group which of Miocene-Pliocene age. This group, in general, is mainly composed of pyroclastic sediments. But in this field, the Shakotan group is composed mainly of mechanical sediments which intercalate some pyroclastic sediments.

The Shakotan group is divided into the Tamagawa and the Tomari formations.

		Horikappu agglomerate				
Pliocene } Miocene?	Shakotan group	Furuu sub-group	Tomari formation	Shibui alternation		
				Ozawa alternation		
				Maekogawa mudstone		
				Furushiki conglomerate		
					Tamagawa formation	Kayanuma coal-bearing
						Chatsu green tuff
				Daikuzawa sandstone and conglomerate		

In the early Tamagawa age, rhyolite erupted explosively and deposited a great deal of fine volcanic ash, as represented by the Chatsu green tuff member.

Many coal seams are intercalated in the Kayanuma coal-bearing bed. They might be deposited at the shallow sea surrounded by the rhyolite banks.

The Tomari formation were deposited on the bottom of fairly deep sea apart from the above mentioned rhyolite banks except in early stage. It is composed of a thick alternation of sandstone and mudstone intercalating some pyroclastic sediments.

In the late Tomari age, an andesite eruption have taken place, and deposited tuff-breccia and lapilli-tuff intermingling sandstone and mudstone (Shibui alternation). This eruption might have been a token of the Kuromatsunai volcanic activity in next age.

要 旨

茅沼炭田における炭質変化の状態と石炭の変成作用を考察するために、昭和27年の秋16日間にわたって現地調査を行った。また昭和26年には、本炭田の夾炭層の北縁の賦存状態を明らかにするためにとくに北部地域の地質精査を行い、その際精査区域の周縁を概査した。そ

の結果本炭田の地質の概略をつかむことができたので、炭質に関する報告のまえに、まず地層の記載をしておくこととする。

本地域の第三系は古宇亜層群(積丹層群)で北海道南部に発達する新第三系の一部をなし、玉川・泊の2累層からなっている。玉川累層は主として緑色凝灰岩層とその上位におそらく整合に重なる夾炭層とからなる。泊累層は玉川累層を一部不整合関係?で蔽う海成層で、下部

* 燃料部

は礫岩と泥岩からなり上部は火山砕屑岩を伴う砂岩・泥岩の互層である。玉川階には流紋岩の火山活動が、泊階の後期には主として安山岩の火山活動が認められる。

玉川累層の北限は流紋岩類で境されているが、両者の関係は従来考えられているような貫入関係であるかどうか疑わしい。それで夾炭層の北縁の賦存状態と炭質変化については、流紋岩類の火山活動の時期およびそれに関連する地殻変動と、それが炭層の堆積と炭質に及ぼした影響について、十分に検討する余地があると考えられる。さらに夾炭層の南方への延びの状態は、石炭の燃料比の漸減とともにしだいに薄くなり遂には尖滅する。この尖滅する付近には夾炭層の直下に良質のベントナイト鉱床があり、また夾炭層のなかにも下位のベントナイトと同質のモンモリロナイトを主体とする粘土鉱物が生成されている。これらは炭層の生成環境を明らかにする上の一つの手掛りとなるであろう。

炭田の西方に分布する泊累層の下位に、夾炭層(玉川累層)がどのような形で、どのような張りをもつて伏在しているかということは、この地域の炭質とともに将来の開発の対象として吟味されねばならない。

1. 緒言

1.1 目的

茅沼炭田の開発は遠く徳川時代に遡り、じらい幾変遷を重ねて、現在は月産1万tをこえる出炭額を示している。本炭田の石炭には潰裂強度が80(15mm上指数)以上のももあつて、わが国の乏しい製鉄原料炭資源のうちの一つとして注目されている。しかし粘結炭を産するのは炭田の北半部に限られ、同じ炭層が南部地域では燃料比1以下の亜瀝青炭にまで炭質が変化している。この炭質変化の状態は、見掛けのうえでは九州佐世保炭田のそれと非常によく似ている。佐世保炭田ではこのような炭質変化の原因として熱・動力変成作用を想定すると幾つかの矛盾があつて、石炭化作用というものはもつと複雑で微妙なものであらうと考えさせられる¹⁾。

茅沼炭田は東北裏日本に点々と賦存する台島階の炭田とは同時代に生成され、炭質や石炭の生成環境等に多くの共通性をもっている。これらの石炭はわが国の主要炭田における古第三紀の石炭に比べて、生成時代が新しいにもかかわらず比較的炭化度が高いという特徴をもっている。西田川炭田はその1例で一部の石炭はやはり強粘結膨脹性を示している。これら諸炭田の炭質変化と関連して、茅沼炭田の炭質変化の状態と石炭の生成過程を考察し、とくに本炭田の北縁の粘結炭の賦存状態を検討することがこの調査の目的である。

1.2 調査員および調査期間

調査員 久保恭輔

調査期間

自昭和27年9月27日、至同年10月12日。16日間

1.3 調査の精度

1/50,000地形図と約1/20,000航空写真にもとづく概査。

調査に当つて、種々協力と援助をおしめなかつた茅沼鉱業所長神崎昌義氏・岩浪勝治氏・中島利治氏、および貴重な資料を貸与され、いろいろ御教示下さつた住友鉱業株式会社齋藤林次氏、資源科学研究所鈴木好一氏に対して深く謝意を表する。

なお、調査結果の一部は5万分の1「茅沼」図幅²⁾に掲載されているが、その地質図の一部を今回修正したのでとくにお断りしておく。

2. 位置・交通

調査地域は積丹半島^{シヤコタン}基部の西側海岸にある。函館本線小沢駅から岩内線に乗ると35分で終点岩内駅に着く。ここから海岸沿いに北上すること約12kmのところから茅沼鉱業所がある。岩内駅—茅沼間にはバスの便があるほか、沿岸を運航する定期船があるが、冬期間は積雪と風波のため運行不能となる。また地形急峻のため東西両海岸を連絡する道路がなく、わずかに海岸沿いに半島の北端を迂回して本海岸^{ハツタリ}に達することができる。

採掘炭は山元から発足まで約4kmを架空索道によつて搬出され、発足—岩内駅間(約6km)には炭鉱専用鉄道が通つている。

3. 地形

岩内駅附近の高台から北東方茅沼炭田一帯を遠望すると、眼下に岩内平野の沖積氾濫原が横たわつている。その先には茅沼炭田の丘陵性の山地があり、さらにその後には流紋岩類からなる山嶺が北西—北東に屏立する。

茅沼炭田を構成する第三紀層とこの火山岩類との間には、明瞭な地形差があらわれていて、水成岩層からできている台地状の丘陵は、調査区域外西方の泊附近の海岸で急に消滅する。すなわち分水嶺が南折して分れる熊追山—天狗山—泊の稜線によつて遮断され、それ以北の地域は主として火山砕屑岩によつて構成される山岳地帯である。

4. 地質

4.1 層序

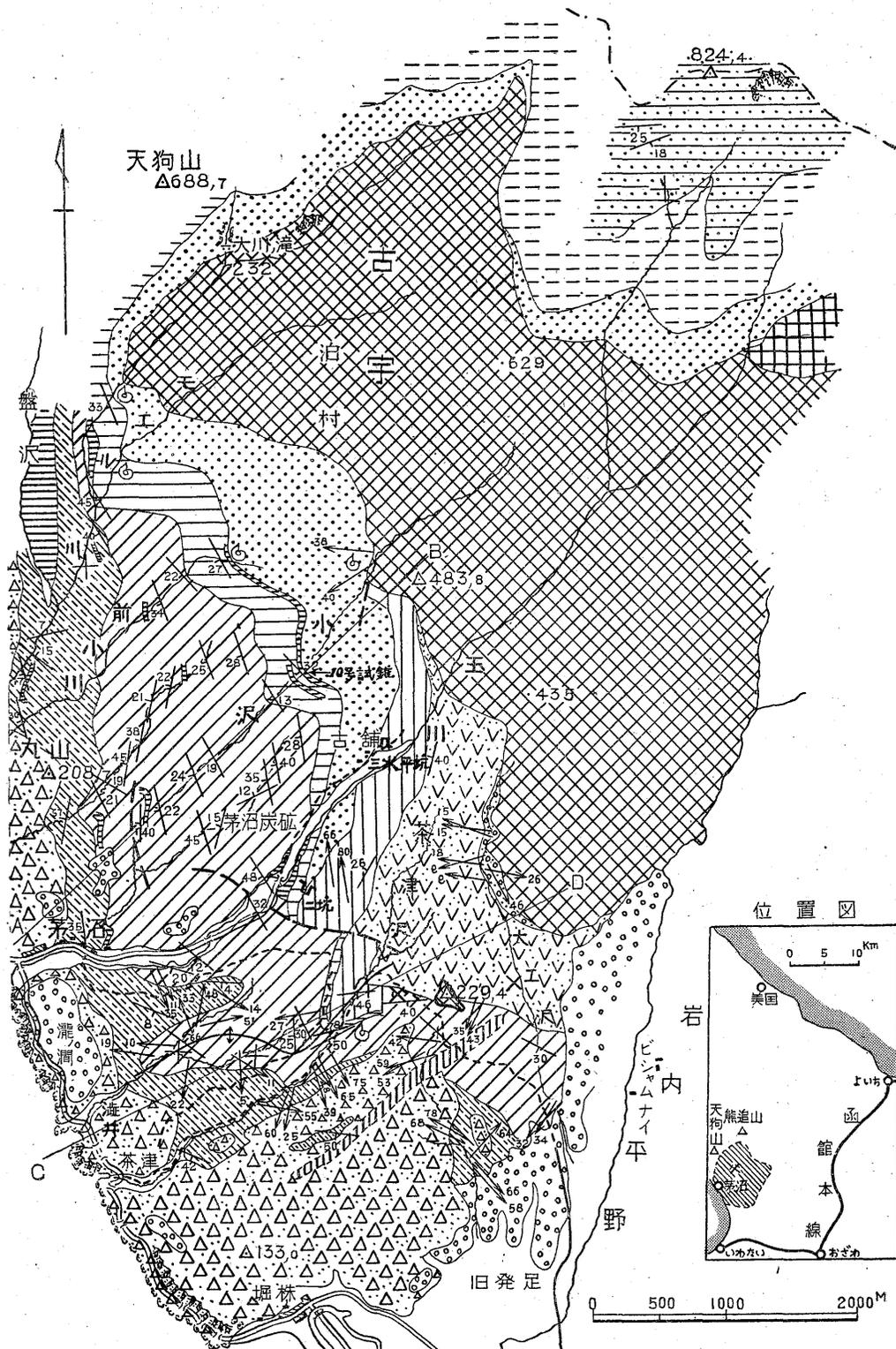
調査地域の南東方区域外の発足村リヤムナイには、川沿いにごく小規模ながら黒色の粘板岩を主とする古期岩類が露出している。これは従来いわゆる古生界とされているものであるが、積丹半島を通じてこのような古い地

第 1 表 層 序 表

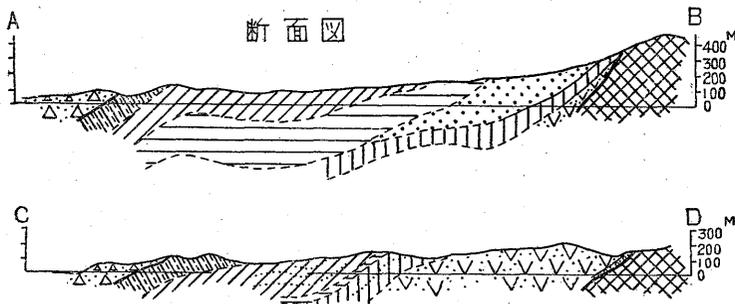
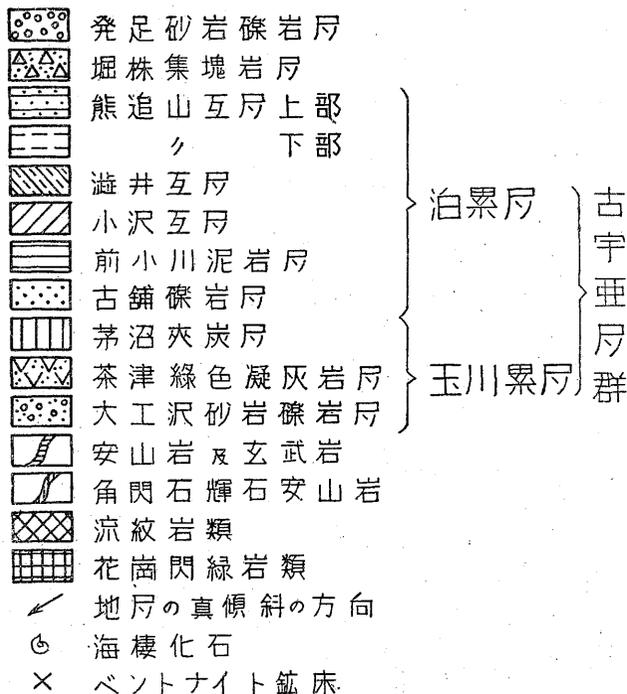
鈴木 達夫 ²⁾ 1930	根本 忠寛 ⁶⁾	斎藤 林次 ⁷⁾ 1947	百石 浩 ⁸⁾ 1947	斎藤 正次・上村・大沢 ⁹⁾ 1952	久保・青柳 1953
				黒松内積	
角 蛮 岩 層	黒松内統 集塊岩層	黒松内統 集塊岩層	黒松内統 泊集塊岩層	古平川累層 (火山岩相)	黒松内統 掘株集塊岩層
凝 灰 質 砂 岩 頁 岩 層	八雲統 波井層 (砂岩・頁岩・凝灰岩) 前小川層 (砂岩)	凝 灰 質 砂 岩 頁 岩 層	八雲層 波井層 小沢層 玉川層	泊果層 (水成岩相) 頁岩層 下部砂岩頁岩層 礫岩層	八雲統 泊果層 前小川泥岩層 古舖礫岩層
上 部 砂 岩 頁 岩 層	訓縫統 玉川層 (砂岩・頁岩・凝灰岩)	砂 岩 頁 岩 層	八雲層 古舖層	礫岩層	古舖礫岩層
砂 岩 蛮 岩 層	古舖層	礫 岩 層	訓縫統 訓縫層群	流紋岩	茅沼夾炭層
下 部 砂 岩 頁 岩 層	茅沼層	含 炭 層	訓縫統 福山統	夾炭砂岩頁岩互層 綠色凝灰岩層	茅沼夾炭層 茶津緑色層 大工沢砂岩礫岩層
綠色凝灰岩層	茶津層	福山統 綠色凝灰岩層	福山統 福山層群 茶津層群	先白礫系	
				リヤムナイ層	

21—(317)

茅沼炭田の地質 (久保恭輔)



第1圖 a 茅沼炭田地質圖



第1図 b 茅沼炭田地質断面図

層が露出しているのは、ほかに10万分の1「余別岳」図幅²⁾にやはり小範囲に分布していることが知られているだけである。これらの基盤岩を広く蔽っているのは新第三紀の火山岩類とその碎屑岩層で、主として中新世中期から鮮新世初期の産物と考えられている。本調査地域の北部から積丹半島の突端にかけては、その大部分が火山岩および火山碎屑物からなっており、しかしこの火山碎屑物と他の水成岩層とはきわめて複雑な関係にあつて、両者の関係はたやすくは解きにくい有様である。このような状況のなかで、茅沼炭田は独立した1つの堆積盆地を形成して、はげしい火山活動の影響をうけながらその中に一連の地層が堆積した。したがつて本地域の層序や地史を正確に読みとることは、積丹半島ひいては北海道西南部に亘つて広く分布する新第三系の複雑な地質を究明するための1つの重要な拠りどころになるものと信ず

る。

茅沼炭田の層序を総括すると第1表のようになる。地層の分け方については、原則的には茅沼図幅²⁾および百石浩³⁾の区分にしたがうことにした。地層の部層名はできるだけ根本忠寛⁴⁾の命名したものによることにし、それらの地層の一部については定義を限定修正した。

4.1.1 積丹層群

積丹層群とは齋藤・上村・大沢⁵⁾によつて、5万分の1「茅沼」図幅中に初めて用いられた層名で、これは同図幅内の新第三系を総括して命名したものである^{註1)}。

茅沼地域以外に分布する本層群は、既述したようにそ

註1) とくに積丹という廣範な地域を指す地名を層群名として選んだ理由は、積丹半島全域に亘つて発達する新第三系が1つの層群に統一されるという見解に基づくものであろう。このことは是非については、ここではふれぬこととし、少なくとも茅沼炭田を構成する水成岩層を1つの層群にまとめておくことには賛成であるのでこの名稱はそのまま踏襲することにする。

の大半は火山砕屑物によつて構成されているが、本炭田ではその上部をのぞいては機械的砕屑物を主要構成物とし、主として海成の地層からなつてゐる。

4.1.1.1 古宇亜層群 積丹層群のなかで、とくに掘株集塊岩層より下位の地層、すなわち泊累層と玉川累層とは特殊な地史的過程をへていると思われるので、両累層を古宇亜層群として一括しておく註2)。

古宇亜層群は北海道の南西部に発達する訓縫層群を中心とする地層に対比され³⁾、その層厚は約1,500mに達する。調査地域内では本亜層群はほぼ北北西—南南東の方向に走つて、南端では岩内平野の第四紀層下に没しその発達状況は今のところ不明である。北の延びについては、石炭を含む下半部の地層は広大な地域を占める流紋岩体で遮られて、それ以北には分布しない。上半部の地層は岩相の変化がはげしく、北に行くほど一般に機械的砕屑物の量を減じ、逆に火山性のものが増しつゝその分布は流紋岩体以北の地域にまで及んでいる。

4.1.1.2 玉川累層註3) 玉川中流の流域を模式地とする。玉川累層と上位の泊累層との境界は古鋪礫岩層の下限である註4)。しかしこの境は、茶津の沢以東の地域でははつきりしなくなる。

本累層は流紋岩質火成活動によつて特徴づけられる。いわゆる緑色凝灰岩が本累層の下部に著しく、すなわち茶津緑色凝灰岩層の下部と大工沢砂岩礫岩層の上部とがそれである。

4.1.1.3 大工沢砂岩礫岩層 調査地域南東端の旧発足から北上する大工沢の上流を模式地とする。流紋岩類をおおい、その厚さは100m以下であろう。北に向つて薄くなり、玉川では流紋岩と上位の茶津緑色凝灰岩層の緑色凝灰岩とが直接接して、そのなかに流紋岩の主として卵大の亜円礫—亜角礫が散点するのが認められる。南の延びでは流紋岩類が直接新期堆積物に被覆され、しかも露出が非常に悪いので本層の発達状況はよくわからない。模式地においては、礫岩は基底のものを除いては薄く、全体として砂岩の優勢な不規則な互層である。基底礫岩の構成礫は各種の流紋岩註5)・玢岩質岩・粘板岩等

註2) 累層—亜層群—層群という地層区分の単位は、今後の総合的な調査・研究によつて、例えば累層を層群に、あるいは亜層群を累層に改めうる性質のものと考えられる。

註3) 根本⁶⁾、百石⁸⁾の玉川層は同一の地層を指していない。この地層名は累層名に昇格させることにする。

註4) 第1表の齋藤正次等の層序表では、泊累層と茅沼累層(筆者の玉川累層)にまたがる礫岩層があるが、このなかで下位の茅沼累層の礫岩層は、明らかに古鋪礫岩層を指している。この古鋪礫岩層と不整合関係にあつて、泊累層の基底をなす礫岩層とは、本調査地域には分布せず、茅沼圏内の東端余市川の西側山地にあつて、流紋岩を不整合に被う礫岩層を指している⁹⁾。したがつて上下2つの礫岩層の直接不整合関係は、少なくとも茅沼炭田では認められない。

註5) 流紋岩礫は灰黒色のものが多く、本層に接する流紋岩体とは岩相のちがうものが多い。

で直径5cm内外のものが主であるが、拳大以上のものもある。一般に亜角礫ないし亜円礫で、ときには流紋岩の角礫ばかりからなつていて流紋岩との境がはつきりしないこともある。砂岩は一般に緑色を帯びた淡灰色で、細粒から粗粒のものまであり、なかには明瞭な層理を示すものがある。上位の茶津緑色凝灰岩層とは漸移関係にあつて、明瞭な境をひきにくくしだいに粒度が細くなつて、色も緑色から淡緑色・白色へと変つてゆく傾向がある。

4.1.1.4 茶津緑色凝灰岩層 模式地は茶津の沢上流である。本層の厚さは正確に測定できないが、おそらく300m前後で最も厚いところでも500mを越えることはないであろう。その消長は下位の大工沢註6)と同じように北に行くほど薄くなり、玉川南岸の斜面ではほぼ100m余りとなり、玉川北岸の483.8m三角点の南の谷では50m以下となる。さらに北方の小沢では全く消滅して、上位の茅沼夾炭層が直接流紋岩類と接する。本地点から約800m下流で実施した傾斜ボーリング(10号試錐)では、深度400mで本層が確認されている。

本層は従来北海道南西部の福山層群に対比され、いわゆる緑色凝灰岩として知られているものである。模式地の茶津の沢では、本層はその下部をのぞいて全体が淤泥級の粒度の凝灰岩を主とする地層で、なかに薄い幾枚かの珪化帯あるいは珪化団塊を伴ない、純白色ないし淡灰色から淡緑色ないし青緑色を呈するが、一般には白色勝ちである。とくに粒度の粗いものが概して緑色を呈する傾向がある。本層はほとんど無層理の地層であるが、その下部と上部の一部には層理を示すところがある。

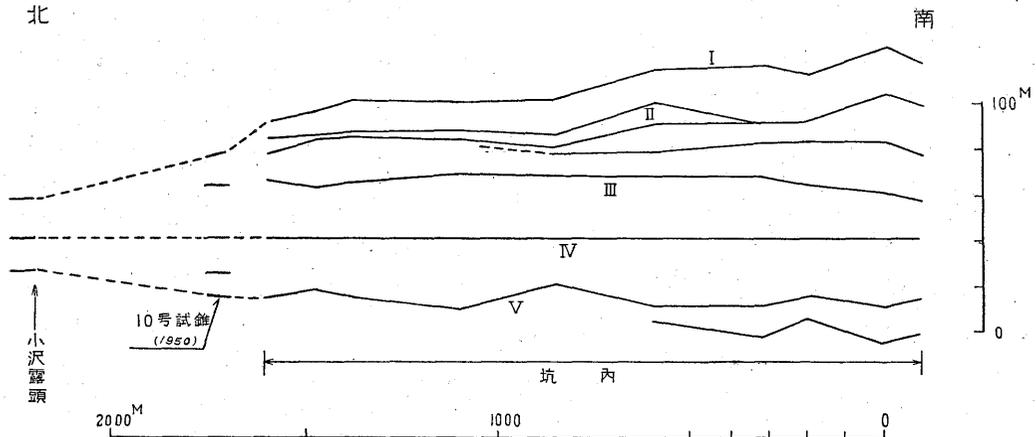
模式地附近から東方の地域にかけて、本層と上位の夾炭層とのほぼ境界附近の凝灰岩の一部はベントナイト化し、現にベントナイト鉱床として稼行中である。鉱床が胚胎しているのは大体本層の最上部に相当してはいるがその良鉱部は必ずしも1つの層準を示すものではなく、不規則に胚胎し、茶津の沢では炭層の上位からもベントナイトを産する。

本層から化石はまだみつかつていない。

4.1.1.5 茅沼夾炭層 模式地を新たに玉川の茅沼鉱業所2坑坑口の北のずり山の沢に指定する。本層は玉川を切つてほぼ南北の方向に発達し、層厚は最大200mであるが北方ほど薄化しており、下位の茶津層とよく似た傾向を示している。

炭層群の層間間隔の変化の状態を第2図に示したが、そのうち北端の夾炭層の最も薄いところで層厚は約20mで、炭層は3枚あり、炭層自身も薄く貧化してい

註6) 以後記載ずみの部層の岩相名は省略する。



(茅沼鉱業所、中島利治の資料による)

第2図 夾炭層の層厚變化図

る註7)。

茶津の沢では本層と下位の茶津層との関係は、岩相の上からはだいに移り変つている。ここでは炭層は2~3枚確認される。さらに茶津の沢の東側の地域では、本層と上位の地層との間にも岩相上の大きな差異が無くなつてくる。そしてこの地域には炭層も認められない。

本層は凝灰質の砂岩・泥岩および凝灰岩の互層で、わずかながら綠色凝灰岩を挟んでいる。このなかに厚薄合せて10枚余りの炭層がある。岩相の変化がはげしく、稼行区域内の炭層の対比すら困難な状態である。模式地のずり山の沢でみられるように、風化すると全層に亘り灰色ないし灰白色を呈する。本層の基底およびほぼ中部には特徴のある火山礫軽石凝灰岩が幾枚かあつて、そのうち基底のものは厚さ10m以上に達することもあり、鍵層として有効である。しかしこの火山礫凝灰岩は2坑一茶津の沢地域には認められない。本岩は径1cm内外の白色ないし淡綠色の軽石を主とし、灰白色ないし暗灰色の流紋岩の角礫ないし亜角礫を伴ない、その間を充填する基質物は灰色で、石英粒を多量に伴なつている。この凝灰岩の軽石が時に綠色を呈することがあるが、ごく局部的なものである。

炭層の上下盤のなかで、白色細粒凝灰岩ないし凝灰質泥岩は一般に粘土化作用を受け、その主成分はモンモリロナイトを主体とする粘土鉱物で、一部エンデライト系のものを伴なつている¹¹⁾¹²⁾。2坑区域の坑内では、炭層の上下盤が大なり小なりベントナイト化している。これは既述した本層の下位のベントナイトと同質で、その母

材もおそらく同質の流紋岩質凝灰岩であろう。これらのベントナイト質岩は2坑区域以南の地域にのみ分布し、北方の3水平坑区域には認められない。いいかえれば、3水平坑区域では2坑区域のように炭層の上下盤が坑内水によつて膨潤しない。このことは3水平坑区域が粘土化作用を受けていないというのではなく、特に3水平坑区域の粘土鉱物が、2次的に生じた珪酸によつて膠結されたために、モンモリロナイトがもつ特性である水に対する著しい膨潤性を示さないものと考えられる。

炭層は既述したように10枚以上あるが、このうち稼行されているのは5~6層である。しかも炭層の膨縮や飾りの変化がはなはだしいので、各坑ごとに炭層の山丈が1m以上ある発達良好な部分を選択採炭している状態である。

本層からは次のような植物化石が記載されている⁷⁾⁸⁾。

Comptoniophyllum naumanni NATHORST?

Liquidamber formosana HANCE?

Fagus sp.

4.1.1.6 泊果層^{註8)} 模式地としてモエル川の流域を指定する。

本果層の上限は一応渋井互層までとする^{註9)}。

本果層は海成層で小沢互層は流紋岩質凝灰岩を伴ない、渋井互層は安山岩質火山活動によつて特徴づけられる。

本果層からは古舖礫岩層を除く各層準に *Sagarites chitanii* を産する。ほぼ中部には *Cyclammina* sp. 帯が2帯あり、古舖礫岩層からは *Pecten (Chlamys?)* sp. が出る。

註8) 本果層は茅沼図幅において新たに命名されたものである。

註9) 渋井互層を被覆する掘株集塊岩層は、茅沼図幅の集塊岩層および古平川果層の一部とともに別個に扱いたい。

註7) 第2図には稼行区域以南の炭層の発達状態をしるしていないが、それは夾炭層とその上下の地層との境界が北部地域で認められるように明瞭ではなく、炭層の賦存状態も北部のように明らかにされていないからである。

小沢・渋井両互層は砂岩・泥岩・凝灰岩の不規則な互層で、岩相の上からは1つの層にまとめてもよい性質のものである。

本果層は八雲海侵の所産であろう。

4.1.1.7 古舗礫岩層 模式地は玉川の上流古舗附近とするが、模式的に発達するのは小沢以北の地域である。本層は流紋岩の岩体を取りまいて広く分布し、層厚は最大 250 m 内外であるが非常に変化する。南の延びでは玉川の南側斜面で尖滅する。本層と下位の茅沼層とは、一部は平行不整合関係で相接するようであるが、両者の間には大きな時間的間隙はないように思われる。

本層を構成する礫は、小沢以北の地域では主として径 10~20 cm の流紋岩の亜円礫ないし三角礫で他の礫を含まず、充填物もほとんど流紋岩の碎屑物からなり、いわゆる単源礫岩であつて、ところによつては下位の流紋岩体との境界はつきりしない。しかし小沢以南の地域では礫は十分に円磨・淘汰作用をうけて大きさもしいに小さくなつてゐる。玉川北岸(古舗附近)では卵大の円礫を主とし、流紋岩のほかに粘板岩その他の古期岩類をも含むようになるとともに、しいにその厚さも減つてくる。玉川を上流に遡ると、流紋岩体を過ぎてその北側にも礫岩層が分布している。そこでは流紋岩の礫のほかに石英閃緑岩の大小さまざまな三角礫をかなり多量に含んでいる。

古舗附近の本層中には、月長石流紋岩の礫の存在することが報告されている⁴⁾。

本層からは小沢の上流で、ごく基底に近いところに *Pecten* sp.? がいわゆる『掃きだめ』となつて多産するが、保存はあまりよくない。

本層が主として流紋岩質単源礫岩からなるという特徴が、従来炭田の北方に存在する流紋岩の噴出時期を本層が堆積した直前であるとする考え方の1つの根拠になつてきたようである。

4.1.1.8 前小川泥岩層^{註10)} 新たに前小川の上流を模式地に選定する。層厚は前小川で最も厚く 200 m 以上あり、南寄りの小沢の西の沢で約 190 m、小沢では 100 m 位であろう。さらに南方にいづくにしたがつて泥岩そのものは薄くなるらしく、茶津の沢以東では本層を確認することができない。本層が古舗層と接している以外の地域では、上下の地層とは漸移している。

本層は主として淤泥岩からなり、モエル川・前小川附近では一般に無層理で暗灰色を呈する。これに反して小沢から茶津の沢にかけて分布するものは、概して淡灰色

のものが多く、一般に珪化されて前者より硬質で、やゝ明瞭な層理を示すものがある。全般を通じて薄い砂岩や白色細粒凝灰岩を挟むことがある。

本層からは *Cyclammina* sp., *Sagarites chitanii* を産し、両者は共存する。*Cyclammina* は南から茶津の沢・渋井の沢および小沢の各沢から発見され、それ以北の前小川・モエル川附近には *Sagarites* のみを産する。渋井の沢では *Cyclammina* を産する層準が2帯あるらしくその1つは本層の小沢互層である。

モエル川以北の本層の賦存状態を充分明らかにできなかったが、モエル川の支流大川滝の上流における転石から判断して、本層はここまでは延びているであろう。

4.1.1.9 小沢互層 模式地として改めて小沢を指定する。層厚は小沢で最も厚く約 250 m はあると思われるが、地層がかなり擾乱しているので正確な厚さはわからない。その厚さは小沢の西の沢で 160 m、モエル川では 50 m 以下に薄化している。玉川以南では、上位の渋井互層とともに掘株集塊岩層に被覆されているため全層厚はわからないが、茶津の沢では多少厚さを減じているらしい。

下位の前小川層とは漸移関係にあるが、大工沢附近では茶津層の上位の地層は、全般を通じて緑色凝灰岩を伴う砂岩・泥岩の互層で、やゝ泥質である点を除いては、本層と岩相はきわめて類似し、ここでは他の地域のような地層の細分は今のところできない。また上位の渋井互層との間にも岩相に著しい差は認められない。一般に灰色ないし淡灰色、あるいは帯緑灰色を呈する凝灰質の砂岩・泥岩の互層で、なかに白色ないし淡緑灰色の粗粒~細粒の硬質(珪質)凝灰岩や流紋岩の角礫を伴う淡緑色凝灰質岩を挟んでいる。とくに小沢以南渋井の沢にかけては、本層の上半部に相当する層準に緑色軽石凝灰岩がかなり厚く発達し、渋井の沢では凝灰岩(流紋岩質)自身が珪化されて硬くなり、暈を形成している。

本層の泥質部からは *Sagarites chitanii* を産するが、前小川層ほど多量には出ない。渋井の沢では本層の上限に近い白色凝灰質泥岩中に *Cyclammina* sp. を産する。

4.1.1.10 渋井互層 従来の渋井層を次のように再定義する。模式地は前小川の東岸で、モエル川との分岐点から上流の地域とする。下位の小沢層との境界は模式地の河岸の崖で観察されるように、暗灰色ないし暗黒色の安山岩質凝灰岩(あるいは凝灰質砂岩)や、丸山の東の沢でみられるような輝石安山岩質角礫凝灰岩の開始のところをもつてする。

層厚は調査地域内では 100 m 以下である。モエル川以北では厚い輝石・安山岩の岩床(あるいは熔岩?)が入

註10) 玉川を果層名にとりあげたので、百石沼⁵⁾の玉川層を前小川泥岩層と改名する。茅沼図幅で下部砂岩質岩層として地質図に表わされているものは、そのまま本層に相當する。

註11) 本層は茅沼図幅の真岩層と全く同じものである。

つてくる。

本層を特徴づける暗色の安山岩質凝灰岩は、模式地では顕著な玉葱状構造をもち、単独で 20 m 以上に及ぶが他の地域では砂岩や泥岩とともに互層をなす。この安山岩質凝灰岩のなかのあるものは、粗粒玄武岩と岩相が非常によく似て鑑定をあやまる危険がある。このような岩相の特徴も小沢以南の地域では認められなくなつて、渋井・茶津の沢でみられるような概して淡白色を呈する凝灰質の粗鬆な泥岩・砂岩の互層となり、岩相の上では下位の地層との境をひきにくい。小沢ではほぼ本層の基底に相当する層準に、厚さ 1 m 以下の礫岩を数枚挟んでいる。この礫岩は流紋岩のほか安山岩の礫を混え、卵大の円礫を主とする。

Sagarites はわずかながら各層準から出る。

茅沼図幅に指摘されているように、本層を特徴づける安山岩質の火山活動は、次期(掘株期)の火山活動の先駆をなすものかも知れない。

4.1.1.11 熊追山互層^{註12)} 本層は玉川の上流の本調査地域の北端からさらに北方に向つて発達する地層で、北西へ分岐する玉川の支流の旧玉川鉱山のの上流から標高 824.4 m の三角点につらなる沢を模式地^{註13)}とする。本層の厚さを茅沼地層の前小川層以上の泊果層の厚さと比較すると半分以下である。

今回の調査では本層の一部を観察しただけなので、簡単に述べることにする。

下部層 古舗層をおそらく整合に蔽い、主として灰緑色の安山岩質凝灰岩からなる。栗粒大の軽石を伴なうことが多く、風化面では暗緑色や暗灰色を呈し、他の地域の緑色凝灰岩とは岩相を異にする。モエル川の上流の北方区域外(熊追山の南麓)には、古舗層の上位に変朽安山岩が分布するが、その産状や本層との関係を明らかにすることができなかつた。

上部層 下部層の上に整合にのる地層で、灰色ないし灰黄色で、板状に剝離する細粒砂岩や淡灰色ないし白色の淤泥岩・凝灰岩等の細互層である。本層の露出する山肌が白いため、遠望して下部層と識別できる。本層中には直径 1~2 cm、長さ 10 cm 内外の砂管が認められる。

4.1.1.12 掘株集塊岩層^{註14)} 模式地を新たに泊村掘株の海岸とする。掘株から北方の海岸沿いによく露出し、海崖を形成して波蝕による奇景を呈している。余別

註12) 本層は茅沼図幅の古平川累層の緑色凝灰岩および砂岩質互層(第1表)に相当するものであるが、本層は筆者等が定義した泊果層のなかの古舗層の上位に整合にのる一連の地層である。したがつてまだ本層と前小川・小澤・渋井の各層と掘株集塊岩層との関係は明らかにされていないが、本層は一連泊果層の部層としておく。

註13) 本層の地層名は適當ではないので、模式地とともに他に適當な個所があれば、これを變更することにす。

註14) 百石浩の泊集塊岩層⁸⁾を改名したものである。

丘図幅⁹⁾の神恵内層に続き、茅沼図幅⁹⁾の古平川累層の集塊岩層に対比される。

本層は集塊岩のほか火山礫岩・凝灰岩・砂岩を伴なっている。集塊岩や火山礫岩を構成する礫は両輝石安山岩と角閃石輝石安山岩であるが、前者が圧倒的に多い。

小沢以上では本層と下位の泊果層との関係は、既述したように泊果層の上部に安山岩質火山礫凝灰岩を挟むようになって、両者の関係は一見整合に移り変るようになるが、茶津の沢以南では泊果層を若干切つているかも知れない。

4.2 火山岩類

岩内平野の北側周縁部からほぼ北西—南東の方向をもつて、延長 30 km に亘つて分布する流紋岩と石英閃緑岩とからなつている大きな岩体がある。このうち玉川以西に分布する流紋岩は暗灰色ないし灰白色を呈し、しばしば流状構造を示す。多くは斑状構造をもち、石基は潜晶質である。斑晶は石英および曹欒斜長石からなり、一般に有色鉱物が少ない。玉川沿いの流紋岩には月長石が認められる。モエル川の上流で楔形に北に突出している部分の流紋岩は非頭晶質で、特に黄鉄鉱の微晶を多く伴なっている。流紋岩の噴出時期は後に述べる理由から、古宇亜層群の中でも主として玉川累層の茶津層の堆積中および堆積前と考えたい。また石英閃緑岩と流紋岩との関係は、斎藤等⁹⁾によれば前者が後者を貫いて、それに熱変質を与えているという。古舗層中には既述したように、石英閃緑岩が礫として含まれているので、その貫入時期は少なくとも古舗層堆積前といえる。

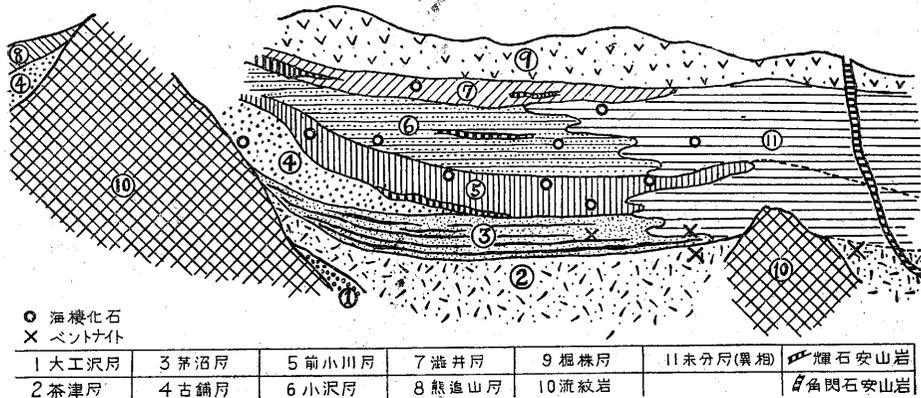
輝石安山岩および玄武岩(あるいは玄武岩質安山岩)などの大半は、一見岩床状に地層面に沿つて介在しているが、熔岩流である疑いもある。その厚さは 5~30 m で、なかでも古舗層と前小川層の層間に介在するものは、厚さ 15 m 前後であるが、1,500 m 以上も続いている。これらの火山岩の噴出時期は、大体泊果層堆積後あるいはその堆積末期であろう。

ほかに大工沢から南西の方向に、ほぼ茶津の沢に平行して走る角閃石安山岩の岩脈がある。これは掘株集塊岩層をもおそらく貫いていて、その厚さは 50 m 以上あるらしい。

茅沼鉱業所の坑内には、2 坑区域や 3 水平坑区域に輝石安山岩の岩脈と岩床とが数カ所で認められるが、あまり規模の大きいものではない。

4.3 構造

北西—南東の方向に分布する流紋岩体を中心として 1 つの背斜構造が認められる。この構造にはある程度の初成傾斜が加わっているであろう。炭田の東部の流紋岩類



第3図 茅沼炭田の模式断面図

が南方に向つて突き出している部分にも、これをとりかこむ地層に半ドーム構造があるが、これにも堆積時の基盤の形成や運動が反映しているものと考えられる。全般的には南西に傾斜する単斜構造であるが、局部的な褶曲構造は諸処に認められる。

坑内では地層の走向にほぼ直行して、NW~SE方向に並走する多くの断層がある。これらの断層の落差は大体50m以下で正断層が多い¹⁰⁾。これらの断層のうちとくにずれの大きいものは、2坑区域の南限をほぼE-Wの方向に走る正断層で、正確なずれの量は判らないが少なくとも100m以上の落差をもち、採炭上の障害となつている。茅沼炭田の東縁をほとんど直線状に南流する発足川は、航空写真から判断して、かなり大きな構造線を意味するものかも知れない。

4.4 茅沼夾炭層と流紋岩類との関係

小沢における夾炭層と流紋岩との関係は、次に述べる諸点から推察して、貫入関係ではないと考える。

- 1) 玉川累層の基底に礫岩層(大工沢層)がある。
- 2) 茶津層と茅沼層はともに北方ほどその層厚が薄くなつている(第3図)。

3) 小沢上流の夾炭層の賦存状態は第4図のようである。流紋岩と夾炭層の接触部は観察できなかつたが、貫入関係は認められない。また流紋岩に接する夾炭層の炭層の下位の泥岩(流紋岩体から5m内外距たつた地点のもの)を鏡検した結果は、流紋岩の熱変質を受けた形跡はない。

4) 北方ほど炭化度が高いという炭質変化が、流紋岩の接触熱変質によるものとすれば、これは炭化度の最も低い茶津の沢にも、全く同質の流紋岩が存在するという矛盾をもつている。また岩内平野の北縁の発足村リヤマナイ(区域外)にも、茅沼夾炭層に相当する石炭を伴う地層が分布し、その周囲は流紋岩で囲まれているが、炭

質はE級の亜瀝青炭である。

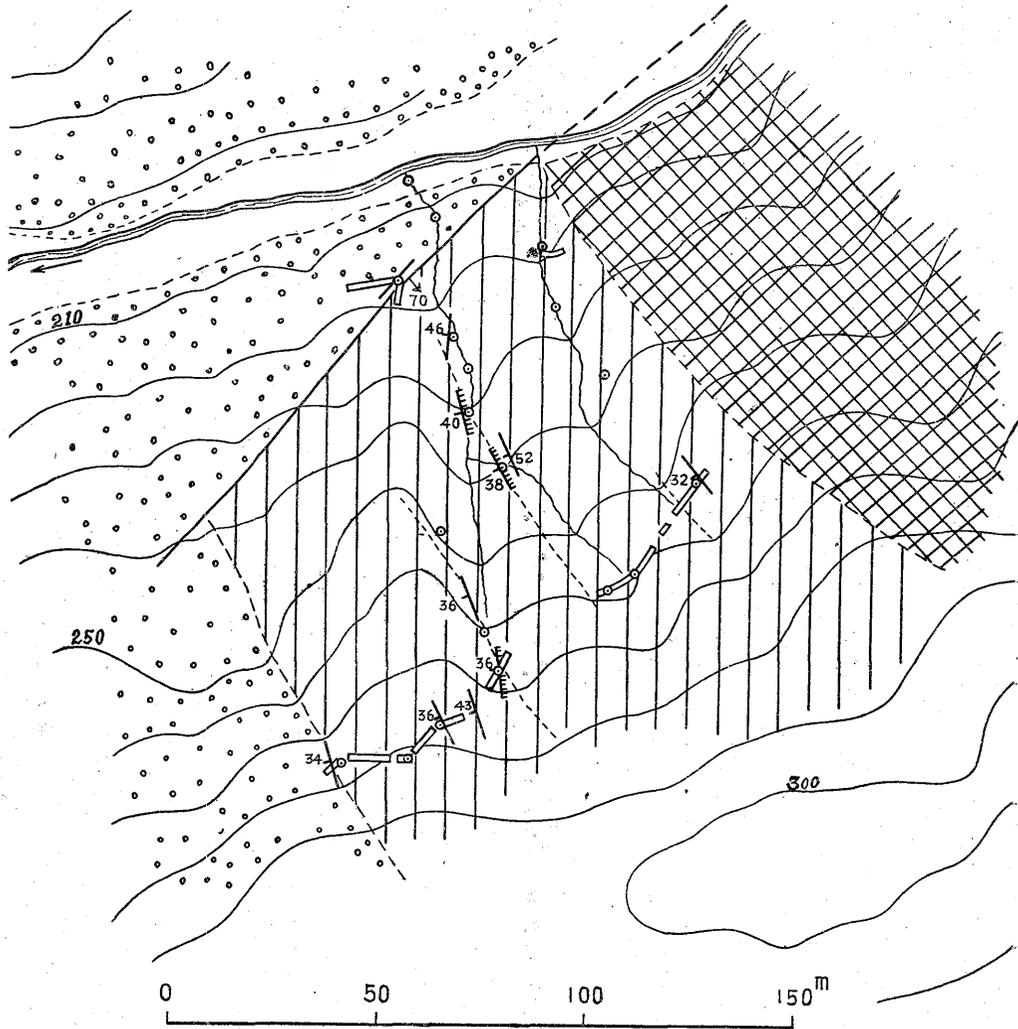
このような考察から流紋岩の活動時期は、主として玉川累層の堆積期および堆積前であろう。この推定が許されるならば、小沢上流にみられる夾炭層と炭層の薄化・消滅現象は、茶津層とともに玉川累層の周縁相を示すものといふことができる。

玉川累層の堆積盆地がどのような拡がりをもつていたかということは、泊累層下に伏在する炭層の賦存状態を知る上に重要であるが、今のところそれを予測することはできない。しかし盆地の北縁は既述した各層の関係から、基盤の形態・運動によつてかなりの制約をうけているであろう。この区域は茅沼炭田の将来の開発の対象として炭層の賦存状態を知つておく必要があるので、次の地点に試錐を行うことが望ましい。

- 1) 小沢の上流の10号試錐位置から西に向う枝沢。
- 2) 1)の地点から真西の線上にある、小沢の西の沢(丸山の東の沢)の地点。

5. 結 語

- 1) 掘株集塊岩層の下位の地層は一括して古宇亜層群とする。
- 2) 流紋岩は玉川累層の堆積時すでに活動を開始していた。
- 3) 小沢における茅沼夾炭層とそれに直接接する流紋岩とは貫入関係ではないと考える。
- 4) 小沢以西の地域の炭層の賦存状態を試錐によつて調査すべきである。
- 5) 岩内平野の下の第三系を探ることは興味ある問題である。
- 6) いわゆる“綠色凝灰岩”は大きくみて2~3層準にあると考えることができ、これらは海成層であろう。



流紋岩
 茅沼層
 古舗層
 暫塚掘

第4図 小澤上流旧坑附近地質図

文 献

- 1) B. S. Lyman: Geological and Topographical Map of the Kayanuma Coal Field, 1876.
- 2) 鈴木達夫: 後志国茅沼炭田調査報文, 鉱物調査報告, No. 37, 1930
- 3) 長尾巧, 佐々保雄: 北海道西南部の新生代層と最近の地史, 地質学雑誌, Vol. 41, 1933~1934
- 4) 根本忠寛: 北海道西南部のアノソクレス流紋岩, 地質学雑誌, Vol. 43, No. 513, 1936
- 5) 根本忠寛: 余別岳図幅, 同説明書, 北海道工業試験場地質調査報告, 1942
- 6) 根本忠寛: 茅沼炭田地質図, 未刊
- 7) 斎藤林次: 北海道茅沼炭田調査報告, 地質調査所燃料部内資料, 未刊, 1947
斎藤林次: 北海道茅沼炭田調査, 地質調査所月報, Vol. 1, No. 3, 1950
- 8) 百石 浩: 茅沼炭田の地質, 北大理地卒論, 1947
- 9) 斎藤正次, 上村不二雄, 大沢禮: 茅沼図幅, 同説明書, 北海道開発庁, 札幌, Vol. 18, 1952

- 10) 中島利治: 茅沼鋳業所坑内断層系統図, 炭層対
比図, 茅沼鋳業所内資料 No. 26, 1952
- 11) 鈴木好一, 北崎梅香, 久保恭輔, 荒木春視: 茅
沼炭田における炭質変化について 同 前
(その1), 資源科学研究所彙報, No. 33, 1954
- 12) 鈴木好一, 北崎梅香: 同 前
資源科学研究所彙報, No. 33, 1954
- 13) 久保恭輔, 佐々木実, 松本隆一: 佐世保炭田の
炭質変化, 未刊