

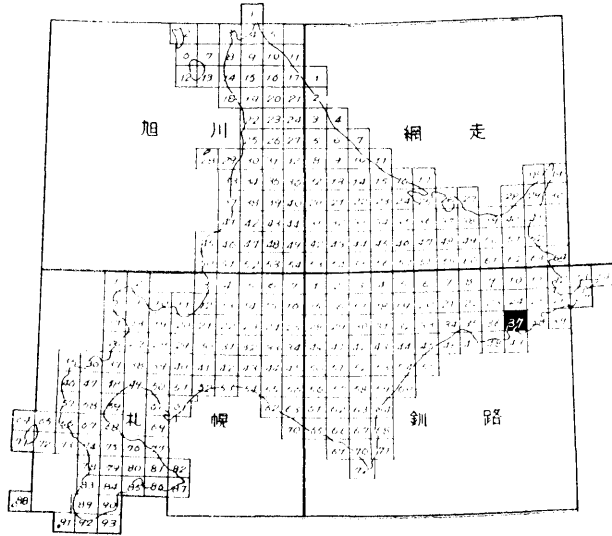
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

厚 岸

(釧路一第 37 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 36 年 3 月



5万分の1地質図幅
説明書

厚 岸

(釧路一第37号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 小山内 熙

同 三谷 勝利

同 松下 勝秀

北海道開発庁

昭和36年3月

この調査は、北海道総合開発の一環である、
地下資源開発のための基本調査として、北海
道に調査を委託し、道立地下資源調査所にお
いて、実施したものである。

昭和36年3月

北海道開発庁

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	2
III 地質概説	4
IV 地質各説	7
IV.1 白堊系—根室層群	7
IV.1.1 太田村層	7
IV.1.2 門 静 層	8
IV.1.3 尾幌川層	10
IV.1.4 厚 岸 層	11
IV.1.5 チンベ層	13
IV.2 第 三 系	14
IV.2.1 糸魚沢層	14
IV.2.2 チライカリベツ層	16
IV.3 第 四 系	18
IV.3.1 釧路層群	18
IV.3.2 段丘礫層	19
IV.3.3 沖 積 層	20
IV.3.4 火山灰層	20
IV.4 地質構造	21
IV.4.1 根室層群の地質構造	22
IV.4.2 第三系の地質構造	23
IV.4.3 釧路層群の地質構造	23
V 地 史	23
VI 応用地質	25
VI.1 石 炭	25
VI.2 油 徴	27

VI.3 石 材.....	28
文 献.....	30
Résumé (in English).....	31

5 万分の 1 地質図幅 厚 岸 (釧路一第 37 号)
説 明 書

北海道立地下資源調査所

技 師 小 山 内 熙

同 三 谷 勝 利

同 松 下 勝 秀

は し が き

この図幅および説明書は、昭和 34 年に延 60 日で行なつた野外調査結果と、昭和 32 年に¹⁾地下資源調査所事業として行なつた石油鉱床調査結果を、とりまとめたものである。

調査にあつては、小山内・松下は西部地域を、三谷が東北部地域を分担した。南部地域の大半は、石油鉱床調査の資料を参照した。また、糸魚沢炭坑附近については、地下資源調査所石山昭三技師、東端部の釧路層群分布地域については、北海道大学武田裕幸、北川芳男両氏に、それぞれ調査の援助を願つた。この地域は、道東地域の白堊系油徴地として知られており、白堊系に関する調査および石炭鉱床調査の結果は^{2) 3) 4)}2, 3 発表されている。しかし、北部および東部地域については、地質的に全く未知の状態であつた。

報告に先だち、調査の援助をいただいた、石山昭三氏・武田裕幸氏・北川芳男氏の各位、現地で協力をいただいた厚岸町役場の各位に感謝の意を表する。又、資料のとりまとめにあつて、色々と討論をいただいた、地下資源調査所燃料課長長尾捨一氏、第三紀化石鑑定⁵⁾の労をとられた北海道大学理学部魚住悟氏・東北大学理学部高柳洋吉氏に深謝する。

- 1) 長尾捨一、小山内熙、三谷勝利、高橋功二： 厚岸石油鉱床調査資料 (未発表)
- 2) 長尾捨一、(1957)： 北海道東部における白堊紀層 (根室層群)、日本後期中生界の研究連絡紙 5 号
- 3) 長尾捨一 (1957)： 北海道釧路厚岸附近の中生層について、日本後期中生界の研究連絡紙 6 号
- 4) 鈴木達夫 (1930)： 釧路国糸魚沢炭地調査報文、鉱物調査報告 37 号

I 位置および交通

この図幅は、北緯 $43^{\circ}00'$ ~ $43^{\circ}10'$ 、東経 $144^{\circ}45'$ ~ $145^{\circ}00'$ の地域を占めている。

行政的には、浜中村に属する東部の小地域のほかは、全域が厚岸町にふくまれる。

図幅地域の中央部を、国鉄根室本線が東西に走り、それに平行して国道が通じている。沿線には、門静・厚岸（真竜）・糸魚沢などの市街地がある。厚岸からは、西北の標茶まで国鉄バスが連絡し、途中に太田部落がある。また、東北部には、茶内から馬車軌道が若松まで通じている。

市街地、および部落を中心とした地域は、畑地として開墾され、その周辺が、放牧地として利用されている。しかし、ほとんどの地域は未開のままに放置されている。したがって、道路もほとんど完備していない。ことに別寒辺牛川・チライカリベツ川・大別川・厚岸湖の東岸部などの低地には、ヨシ、アシが密生し、低湿地として残され、歩行もいちじるしく困難である。

II 地 形

この図幅地域の地形は、次の2つの要素で構成されている。

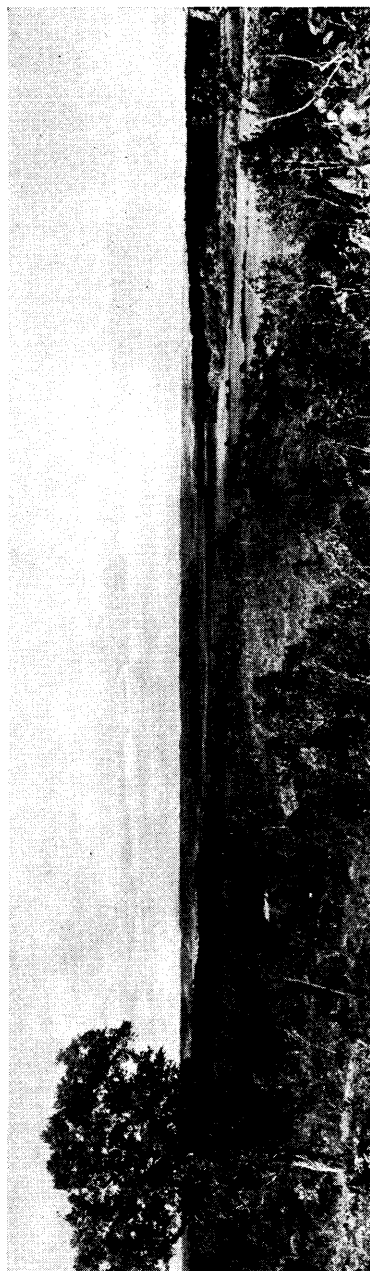
- (1) 標高 90 m 以下の台地
- (2) 台地を切つて発達する沖積湿地

(1) は、全域にわたつてみとめられ、ゆるい起伏にとんだ台地を形成している。台地面を作る地質は、全域にわたつてみとめられる最新期の火山灰層からなり、その下位に、北部では釧路層群・南部では白堊系が発達している。全域を通じてみると、第3図の南北陵線スカイラインであきらかなように、南側に高く、北側で低くなる傾向がみとめられる。このような特徴と、釧路層群が、北部で厚く南部で薄くなる発達状態とを総合して検討すると、釧路層群堆積後から、台地面形成までの地盤運動の推移を察知することができる。つまり現地形完成までに、南側がより多く上昇したことがうかがえる。

(2) は、現在の河川流域や、厚岸湖岸、海岸などに発達している。

これらは、北部地域の河川流域によく発達し、とくに東西性流路の地域で広がっている。

(2) の地形の形成には、河川や海の労力が大きな要素を占める。そのうち、河川につい

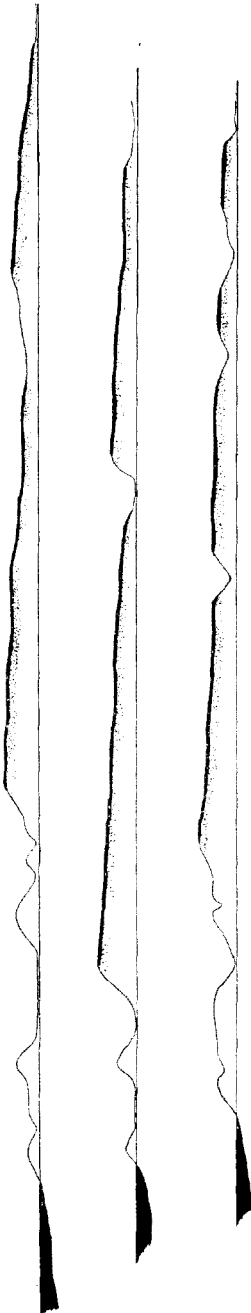


第1図 別寒辺牛川上流域の地形（太田台地北部から北方をのぞむ）



第2図 太田台地附近の平野地形

N



第3図 太田台地の南北隆線スカルライイン

てみると、1) 尾幌川・チライカリベツ川などの大きな河川は、東西性流路の部分が多い。2) それぞれの河川の支流は、南から北に流れるものが長く、北から流れるものは短小である。といった特徴があげられる。もつとも特徴的なことは、尾幌川が、海岸線からわずか1 km~2 km の内陸部を海岸線にほぼ平行に流れ、その南側の支流は、ほとんど海岸線までおよんでいることである。これは、現在の海岸線に発達する白堊系で構成される台地が、尾幌川支流と海との侵蝕によって、削られたためと考えられるが、それにしても、南から北に流れる河川流路の侵蝕が大きかつた事を意味している。

以上にのべたことから (I) にのべた南側と北側の地盤上昇量の違いが、冲積湿地形成時まで、影響をおよぼしていたことを推察することができる。

III 地質概説

この図幅地域を構成する地質系統は、模式柱状図に示した通りである。

基盤を構成する白堊系は、上部浦河世からヘトナイ世までの時代をしめす根室層群として一括されている。

道東全般を通じて見ると、根室層群は、釧路から根室半島をへて、さらに色丹島まで連なり、ほぼ N 80°E の走向で南に傾斜した単斜構造をとっている。

また岩相的には、下半部に海底火山噴出による火

5) 佐々保雄, 林一郎 (1952): 釧路炭田東部における白堊系の層序と先第三系変動の様式, 地質学雑誌 58 卷

時代	層序	層厚(m)	模式柱状	構成物	地史
第四紀	沖世 沖積層			最新期火山灰層 泥炭・砂・粘土・礫	降灰 火山活動 (降灰) ←不整合 造構運動
	洪積世 段丘堆積物			砂・礫	
	鈮路層群	50.		浮石質凝灰岩・礫岩・砂岩からなる。偽層が発達	
第三紀	中新世 チライカリベツ層	450.		凝灰質硬質シルト岩・砂岩からなる。 下部に石炭薄層をはさむ。	←不整合 ←石炭 ←不整合 造構運動
	漸新世 糸魚沢層	90.		赤玉礫岩・黒玉礫岩・砂岩・泥岩からなり、石炭層をはさむ。	
白垩紀	根室層	チンベ層	300.		火山活動 (降灰) 石材 火山活動 (降灰) <i>Inoceramus kushiroensis</i> ←門静砂岩 (石材) ←火山活動
		厚岸層	750.		
	尾幌川層	500 1000.		頁岩を主体とし、砂岩・凝灰岩の薄層をはさむ。	
	門静層	450.		砂岩に富む互層からなり礫岩をはさむ。 砂岩は火山砕屑物に富む。	
	浦河世	太田村層	500.		
白垩紀	群				<i>Inoceramus</i> SD.

第4図 地質総括表

山砕屑岩類が顕著であり、上半部は、それらを礫としてとりこんだ礫質岩相や、層間褶曲
そのほかの不安定な堆積条件下で形成された地層が多く見られることが、特徴としてあげ
られている。^{6) 7) 8) 9)}

この図幅地域の根室層群は、砂岩・頁岩・礫岩などで構成され、厚さ 3000 m にもおよ
んでいる。岩相のちがいが、下から、太田村層・門静層・尾幌川層・厚岸層およびチン
ベ層の 5 累層に区分することができる。最下部の太田村層は、砂岩と頁岩のリズミカルな
互層で示されている。門静層は粗粒の堆積物にとみ、その構成物には、火山岩片を多量に
ふくんでいる。そのことは、門静層堆積時に火山活動が盛んであつたことを示してい
る。その後の堆積物は、尾幌川層で示される、頁岩の厚層である。この堆積は、図幅の東
部地域では薄く、西部地域で厚くなる傾向がみられる。厚岸層の堆積時には、基盤の動き
が、かなり活発であつたらしく、いちじるしいスランピングがみとめられ、さらに、岩相
の変化がいちじるしく、礫岩の介在が多くなっている。チンベ層になると、ほとんど礫岩
で構成され、供給源地の上昇がいちじるしかつたことを示している。

この地域の根室層群は、下部の地層から、ヘトナイ世を示す *Inoceramus kushiroensis*
などを、上部からは、多くの二枚介・巻介化石を産出している。

根室層群を不整合におおつて、第三紀層が東北地域にわずかに発達している。このうち、
漸新世の糸魚沢層は、赤玉礫岩を特徴とする地層であつて、石炭層を挟んでいる。この
地層は、釧路炭田内の浦幌層群・天寧層に相当するものと思われる。

糸魚沢層を、さらに不整合におおつて、砂岩・泥岩を主体とするチライカリベツ層が発
達している。この地層からは、中新世を示す二枚介や有孔虫の化石が産出している。

図幅地域から、根室にいたる道東南部の、いわゆる千島外帯は、従来、中新世には陸地の
状態で、地層の堆積はなかつたと考えられていた。この地域で中新世の地層を見出したこ
とは、道東地域の第三紀の地史解明にあつて、重要な意義をもつているように思われる。

以上の地層を不整合におおつて、第四紀洪積世の釧路層群が発達している。この図幅地
域の釧路層群は、火山砕屑物と砂や礫で構成されている。

釧路層群堆積後には、地形の項で述べたように、いろいろな地盤上昇をともなつて、現
在みられる地形にいたつている。しかし、その期間には、現在の河川流域や海岸・湖岸の

6) 河合正虎 (1956): 昆布森図幅, 地質調査所

7) 三谷勝利, 藤原哲夫 (1958): 根室南部図幅, 北海道立地下資源調査所

8) 長谷川潔, 三谷勝利 (1959): 根室北部図幅, 北海道立地下資源調査所

9) 藤原哲夫, 三谷勝利 (1959): 納沙布図幅, 北海道立地下資源調査所

周辺部に、薄い段丘堆積物をともなつた段丘がきわめて小さな分布をとつて形成された。また、沖積地を埋積した堆積物が発達している。さらに現地地形にほとんど平行して、阿寒・摩周などの火山噴出による火山灰層が、全域に分布している。

地質図では、火山灰層は省略している。

IV 地質各説

IV.1 白堊系～根室層群

図幅地域の根室層群は、前に述べたように太田村層・門静層・尾幌川層・厚岸層・チンベ層の5累層に分けられる。岩相的な特徴から、ほかの図幅地域の地層と対比すると第1表の通りである。

第1表 対 比 表

昆布森図幅 河合正虎 1956	根室半島 (図幅) 三谷勝利・藤原哲夫 長谷川潔 1957, 58	厚岸図幅 1961
去来牛礫岩層 知方学砂岩・泥岩層 老若舞礫岩層	ユルリ層 落石層	チンベ層
汐見砂岩・泥岩層	長節層	厚岸層
仙鳳趾泥岩層 門静互層	根室層 ノッカマップ層	尾幌川層 門静層 太田村層

IV.1.1 太田村層*

太田台地の基盤を構成して発達しているほか、別寒辺牛川中流部および大別川下流部などに分布している。模式的には、門静採石場の北方台地を刻む谷に露出している。

模式地附近では、東西性の走向と $10^{\circ} \sim 15^{\circ} S$ の傾斜を示しているが、その北部では

- 10) 河合正虎 前出 6)
11) 三谷勝利, 藤原哲夫 前出 7)
12) 長谷川潔, 三谷勝利 前出 8)
13) 藤原哲夫, 三谷勝利 前出 9)

* 長尾捨一 前出 2) の太田村砂岩頁岩互層に相当する。

N10°E~N10°W・14°~18°SE または NE となつている。したがつて、NNW—SSE 方向の背斜軸が推定される。一方、大別川下流や、別寒辺牛川の分布地域では、ほぼ東西性の走向と 15°~20°S の傾斜を示している。

この地層は、砂岩、シルト岩および頁岩で構成されている。一般に頁岩に富んでいるが、局部的に砂岩の薄層を介して互層状態を示していることがある。とくに、上位の門静層との境界近くの上部の層準では、太田市街北西の露出や、大別川鮭鱒捕獲場附近などでみられるように、砂岩・頁岩の薄互層が発達している。下部の層準と考えられる露出（大別川の北部地域）では、頁岩及びシルト岩が主体で、まれに砂岩の薄層をささむ程度である。この地層の厚さは、露出している部分だけで、500 m 以上に達している。

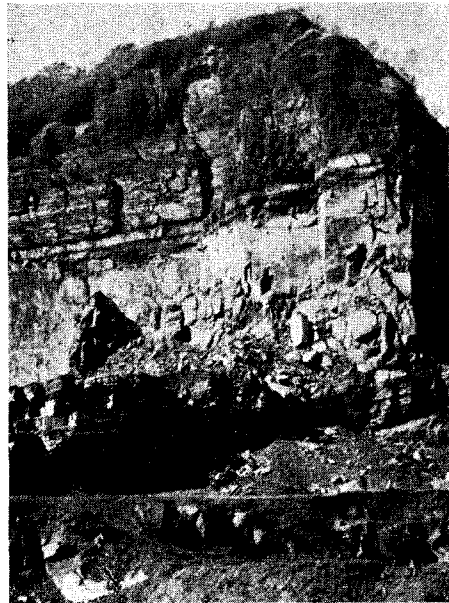
この地層から化石の産出は、きわめてまれであるが、門静採石場北方の沢で *Inoceramus* sp. を採集している。

IV.1.2 門 静 層*

この地層は、太田台地の東部・別寒辺牛川下流域および糸魚沢附近など、北部台地の縁辺部をとりまいて分布している。模式的には、門静採石場附近に露出している。

模式地附近では、下位の太田村層と同じような構造を示している。その東部のカリカン附近からは、南北性 10°~20° 東落ちの走向、傾斜に急変している。しかし、太田市街北部では、ふたたび東西性 10°~20° 南落ちの構造となつて、この間に NNW—SSE 方向の向斜構造が推定される。別寒辺牛川流域では、南に傾斜した背・向斜構造がみとめられる。また糸魚沢附近では、ふたたび東西性 10°~25° 南傾斜の単斜構造となつている。

この地層は、下位の太田村層とは整合漸移しており、太田村層の頁岩と砂



第5図 門静採石場の門静層の露出

* この地層は、長尾捨一 前出 2) の門静砂岩層とカリカン砂岩頁岩互層を合せたもので、従来門静層または門静互層と呼ばれたものである。

岩薄互層の上位に重なる厚い粗粒砂岩の下底からこの地層にふくめた。

砂岩・頁岩・礫岩などで構成されているが、下位の太田村層にくらべ、砂岩は粗粒で、礫岩を介在し、また厚く発達することが特徴的である。

砂岩は、帯青緑色を呈し、粗粒で凝灰質のものが多いが、細粒～中粒砂岩もみとめられる。前者は、門静砂岩と属称され、小さな白色斑点の多い特異な岩相をしめしている。局部的に小豆大以下の角礫や円礫をふくみ、礫質砂岩となつていることもある。また、しばしば炭化木片や植物化石破片などをふくんでいる。一般に、5 m～10 m の厚さで発達し、塊状の産状を呈していることが多い。顕微鏡下でみると、火成岩原の岩石片や鉱物だけで構成され、それ以外のものを、まったくふくまないことが特徴的である。また、一般に1 mm～2 mm の大きさの淘汰の悪い砂粒で構成されている。鉱物片の大部分は、破碎されず、自形結晶のままとり込まれている。砂粒を結びつけている固結物は、大部分が緑泥石であるが、少量の方解石もみられる。



第6図 門静砂岩の顕微鏡写真

岩石片としては、填間構造・サブオフィテック構造・粒状填間構造・ハリ基流晶質構造など、いろいろの構造をしめす普通輝石安山岩だけである。

鉱物片は、大部分が斜長石と普通輝石である。そのほか、ごく少量の黒雲母・沸石・石英がみられる。

細粒～中粒の砂岩は、頁岩と薄互層状態を示していることが多い。

礫岩は、拳大以下で角礫状や円礫状の、いろいろな岩石礫で構成されるものと、頁岩

* 顕微鏡の観察は、北海道立地下資源調査所技師長谷川潔氏の労をわずらわした。ここに深謝する。

片をバッチ状にふくむものがみとめられる。いずれも基質は砂岩で構成されている。前者は、基質部より礫が多く、礫の種類は、砂岩・粘板岩・頁岩などのほか、安山岩・玄武岩質岩石などである。この礫岩は、カリカン附近や太田村市街北部、別寒辺牛川などの露出でみられる。また、後者の礫岩は、いわゆる門静砂岩の中や互層部の砂岩中に局部的に発達している。そのほか、別寒辺牛川には頁岩片を多量に含む塊状砂岩が発達している。

この地層の下部は、厚い板状の砂岩と、薄い頁岩の互層が主体で、一般に砂岩にとんだ層相を示している。そしてこの中に、模式地のように、いわゆる門静砂岩・礫岩・礫質砂岩を介在している。礫岩や礫質砂岩は、一般にレンズ状にはさまっていることが多い。

上部は、細粒～中粒砂岩と、頁岩との互層であつて、板状層理が明瞭に発達している。最上部には糸魚沢附近でみられるように、厚さ5m～10mの粗粒砂岩が発達している。

門静採石場の砂岩および頁岩中から、*Inoceramus kushiroensis* NAGAO & MATSUMOTO¹⁴⁾ および「ひとで」の化石を採集した。なお、ほぼ同じ地点の凝灰質砂岩から、佐々保雄は、*Inoceramus shikotanensis* N. & M. *Ino. kushiroensis* N. & M. を、河合正虎は *Ino. sp.* (*Ino. ezoensis* type) *Ino. sp.* (*naumannii* と同様の double ring をもつもの) などのほか、礫岩の中から *Ostrea sp.* *Turebratulina sp.* などの産出を報告している。

この地層の厚さは、450m以上である。

IV.1.3 尾幌川層*

厚岸駅裏の崖に模式的にみられる頁岩に富んだ地層である。厚岸真竜から門静をへて、沖万別までの地域にかけて、広く発達している。そのほか、別寒辺牛川下流地域や糸魚沢附近およびその東部の鉄道沿線に発達している。

北部台地の縁辺部では、下位の門静層と同じ構造を示している。厚岸（真竜）から門静までの海岸沿いの地域では、南北性の走向をもち10°～20°傾斜した向斜構造を示している。また、門静から沖万別にかけては東西性の走向、10°～20°南落ちの単斜構造を示している。この地層と下位層との直接関係は、門静西方の尾幌川左岸、および糸魚沢附近でみることができる。いずれの露出でも、門静層最上部の厚い砂岩の上に整合的に、頁岩にとんだ、砂岩・頁岩の薄互層が発達している。

この地層は、頁岩を主体としているが、シルト岩質の部分もみられる。また、しばしば細粒砂岩の薄層を介在している。そのほか、ひんぱんに灰白色細粒凝灰岩の薄層をはさん

14) 佐々保雄，林一郎 前出 5)

15) 河合正虎 前出 6)

* 長尾捨一，前出 2) の尾幌川頁岩層に相当する。



第7図 厚岸駅裏の尾幌川層の露出

でいる。

一般的にみると、下部は砂岩と頁岩の薄互層で構成されているが、門静南方の海岸の露出のように、やや厚い粗粒砂岩を介在する互層部もみられる。上部は、砂岩の介在が少なく、模式地のように薄い砂岩(3cm~10cm)を時々はさみ、頁岩にとんでいる。しかし、沖万別地域では、シルト岩が主体となり、細粒砂岩の薄層をに介在している。

この地層からは、鑑定できるような化石は採集されていない。

尾幌川層の厚さは、模式地から東部の地域では、500m前後の厚さを示している。しかし西部海岸(沖万別地域)では、ほぼ連続的に単斜構造を示しながら発達していて、少くとも1000m以上におよんでいる。

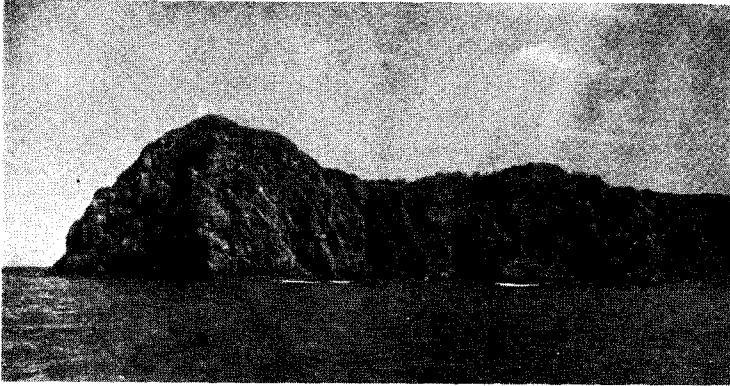
IV.1.4 厚岸層*

厚岸層は、図幅の南東部に広く分布し、模式的には厚岸町奔渡地域に発達している。

分布地域の西部では、NNW—SSE および NS 方向の褶曲軸をもつた背・向斜構造が発達し、断層で切られて、かなり転移している。地層の傾斜は、一般に 20° ~ 60° である。それに反して、東部では、東西性の走向と南傾斜の単斜構造を示し、 10° ~ 20° 前後のゆるい傾斜を示している。

下位層との直接の関係は、みられないが、構造的に整合関係と考えられる。

* 長尾捨一，前出 2) の厚岸砂岩頁岩互層に相当する。



第8図 アイカップ岬の厚岸層の露出

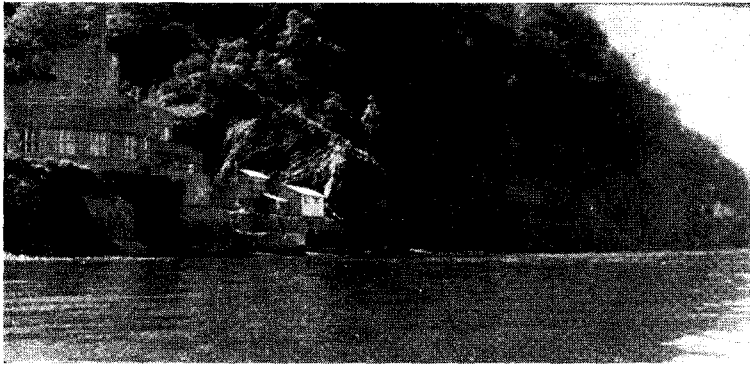


第9図 筑紫恋附近的厚岸層の露出

厚岸層は、砂岩・礫岩・頁岩などで構成され、凝灰岩を介在している。一般的にみると、砂岩・頁岩の互層が主体であるが、岩相の水平変化がいちじるしく、砂岩・礫岩は、ほとんど連続性を示さない。また、層間褶曲のいちじるしい層準を、しばしばはさんでいる。

砂岩は、暗灰色・灰緑青色などを呈し、細粒のものから礫質のものまでみとめられる。礫岩は、砂岩・頁岩の互層中に、膨縮のはげしいレンズ状岩相として介在していることが多い。礫は、人頭大前後のものから、小豆大のものまでみとめられる^{*}。このほか、同

^{*} 礫の種類は、安山岩および玄武岩質岩のほか、チャート・硬砂岩・頁岩・粘板岩などがみとめられる。量的には、安山岩などの火山岩類の礫が多い。



第10図 北大臨海実験所附近の厚岸層の露出（層間褶曲がみられる）。

時礫と考えられる頁岩片を多量にふくむ礫岩・礫質砂岩もみとめられる。

この地層の垂直の岩相変化を、大まかにみると、次のようである。下部は、粗粒砂岩や礫質砂岩と頁岩の互層であつて、一般に砂岩単層の厚さが1m~2mに達し、また介在量も多い相である。上部では、層間褶曲がいちじるしく、礫岩を、しばしば介在している。また、乱堆積状の相もみとめられる。一般に岩相の水平変化がいちじるしい。

図幅地域ではこの地層から、化石は発見されていない。しかし、南部の床潭図幅地域の、この地層の最上部からは、多量の二枚介や巻介、有孔虫などの化石を産出している。

厚岸層の厚さは、おおよそ750mである。

IV.1.5 チンベ層*

この地層は、床潭図幅のチンベ¹⁶⁾浜に標式的に発達する地層である。厚岸図幅では、奔渡~床潭間の道路に、模式的に露出し、厚岸湖の東北岸地域および南岸地域の台地を構成して、広く分布している。

奔渡の東部台地の一部に発達するものには、NNW—SSE方向の軸を持ち、10°前後の傾斜を示す、ゆるい向斜構造がみとめられる。しかし、その東部および厚岸湖東北岸の分布地域では、東西性の走向と、南傾斜の単斜構造を示している。

厚岸層との直接の関係はあきらかでない。一応整合関係のようである。塊状の厚い礫岩の下底から、この地層にふくめた。

礫岩を主体とする地層であるが、砂岩をしばしば介在し、頁岩をわずかにはさんでいる。

礫岩の礫は、粗粒玄武岩・安山岩・砂岩・頁岩・チャート・粘板岩などからなり、人

* 長尾捨一、前出 2) のチンベ礫岩層にあたる。

16) 長尾捨一 (1962年刊行予定): 床潭図幅, 北海道立地下資源調査所



第11図 チンベ層の礫岩

頭大以下の円礫で構成されている。

一般に、砂岩や頁岩を介在する場合でも、水平方向に岩相の変化がいちじるしく、偽層が発達している。

この地層からは、化石は発見されていない。

チンベ層の厚さは、おおよそ 300 m である。

IV.2 第三系

前にのべたように、この図幅地域の第三系は、糸魚沢層とチライカリベツ層に分けられる。両者とも糸魚沢の北東地域に分布しているが、それぞれ、全く違った2つの堆積盆を作つて発達している。下位の糸魚沢層は、古第三系に、上位のチライカリベツ層は新第三系に属する地層で、両者の分布状態は古第三紀から新第三紀にいたる間の堆積盆地の移動をあらわしている。

IV.2.1 糸魚沢層*

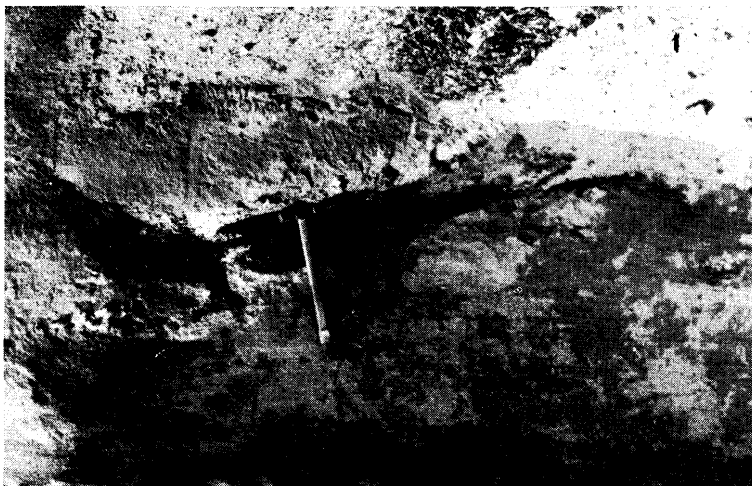
糸魚沢の東方に、小さな盆状構造を作つて発達し、石炭の沢に模式的に露出している。

盆状構造は、N30°~80°W 方向の向斜軸で 18°~20° のゆるい傾斜を示している。

下位の白垩系と直接している露出はみられなかつたが、この地層の分布状態から、傾斜不整合関係にあることは明らかである。

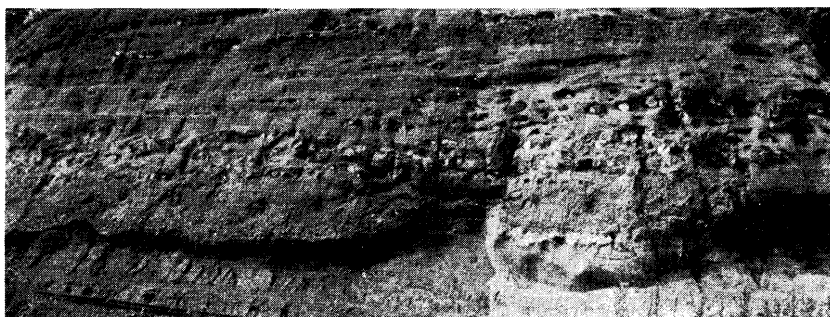
* 新称

この地層の大部分は、礫岩の卓越した砂岩との互層で構成されているが、上部には、泥岩・砂岩・石炭・アルコーズ質砂岩・炭質頁岩・などからなる 20 m 前後の夾炭部をはさんでいる。



第 12 図 糸魚沢層の露出（粗粒砂岩中に石英レンズを介在している）

礫岩は、大部分が、赤色珪岩礫の多い、いわゆる「赤玉礫岩」である。しかし、局部的には黒色頁岩・粘板岩礫を多くふくむ、いわゆる「黒玉礫岩」の部分もみとめられる。礫は、赤色珪岩のほか、黒色頁岩・白色珪岩・粘板岩・硬砂岩・安山岩・石英粗面岩、および下位の白堊系のもと考えられる砂岩・頁岩などからなっている。これらの礫の組成で、赤色珪岩礫が卓越しているときは、いわゆる、赤玉礫岩となり、粘板岩・頁岩などの多いときは、黒玉礫岩の岩相を示している。礫の大きさは、一般に指頭大以下である。しかし、まれに拳大や人頭大前後のものもみとめられる。大部分が歪角礫状のも



第 13 図 糸魚沢東方の糸魚沢層の露出

のであるが、円礫もみとめられる。黒玉礫岩の様相を示す部分では、特に白色石英粗面岩質岩石の礫を特徴的にふくんでいる。

石炭層は、夾炭部中に、2枚みとめられる。このうち下層は、間に50 cm前後の細粒砂岩または泥質砂岩をはさんで、上下に、それぞれ30 cm前後の石炭層がみとめられる。また、上層は、炭丈20 cm~40 cm前後のものが2~3帯あつて上盤には、赤玉含礫砂岩が重なつている*。

糸魚沢層は、上部の夾炭部をのぞくと、一般的に、偽層層理が発達した粗い堆積層で構成されているが、礫岩の性質で、おおよそ次の様に区分できる。すなわち、基底部近くの岩相は、赤玉礫をかなりふくむ、礫質砂岩が卓越している。その上位に黒玉礫岩の薄層がみとめられる。この黒玉礫岩から夾炭部までは、赤玉礫岩と礫質砂岩の互層が発達している。このような互層部は、夾炭部の上位にもみとめられる。

この図幅地域は、道東釧路炭田の東の周辺部に当る位置を占めている。佐々は、この図幅地域の夾炭層を、釧路炭田内に発達する春採層に、また下部の礫質岩相を、別保層¹⁷⁾と対比して、春採層・別保層と呼んでいる。しかし、佐々が釧路炭田内で定義した岩相と、この図幅地域のものとは、いちじるしくことなり、むしろ佐々が、釧路炭田内で天寧層¹⁸⁾とした地層の岩相とほぼ近似している。ただ、図幅地域でも別保型の黒玉礫岩をふくんでいる場合がある。この様に岩相的な相異にもとづいて、筆者らは、佐々の定義した地層名を用いずに、新たに糸魚沢層とした。なお夾炭部は、佐々が述べた春採層とは、まったくことなり赤玉礫岩の中にはさまつているものである。

この地層の層厚は、90 m以上である。

IV.2.2 チライカリベツ層**

チライカリベツ層は下位の糸魚沢層の分布地域の北側に、糸魚沢層の構造と、やや斜交した盆状構造を作つて、発達している。模式的には、チライカリベツ川の中・上流地域に露出している。

盆状構造の長軸は、N60°~70°W方向を示し、地層の傾斜は、10°~20°前後である。

下位層との直接の関係は観察することができなかつた。しかし、白堊系を基盤として、その上に盆状構造を作つて発達している。この構造の長軸方向は、白堊系や、糸魚沢層の

* 第18図参照

17) 佐々保雄 (1953); 北海道炭田誌釧路炭田, 北海道石炭鉱業会

18) 佐々保雄 (1940): 釧路炭田における第三系の層序とこれに関する従来の諸説北海道石炭鉱業会会報 307~308号

** 新称

褶曲軸と、やや斜交している。このような分布状態と構造的な相異から、下位の糸魚沢層とは不整合関係と考えられる。

この地層は、おもに、やや硬質な細粒砂岩および泥岩で構成されている。

砂岩・泥岩は、ともに、暗灰色の色調をもち、風化すると帯黄灰褐色に変つている。ひじょうに凝灰質であつて、時には浮石片をふくんでいる。まれに硬い粗粒砂岩や含礫砂岩などをはさんでおり、また、この層準には、石炭をふくんでいる。一般に板状層理がみとめられるが、泥質岩の部分には、玉葱状構造を作つているものがみとめられる。†



第14図 チライカリベツ層の露出（化石をふくむ砂岩）

この地層の中には、二枚介、巻介および有孔虫の化石を、かなり豊富にふくんでいる。次のものを、鑑定できた。（魚住悟氏鑑定）

Nucula sp.

Portlandia cfr. *japonica* ADAMUS et REEVE

Yoldia (*Orthoyoldia*) *sagittaria* (YOK)*

Nuculana (*Sacella*) cfr. *Penula* (MULLER)

Venericardia cfr. *tokunagai* YOK*

V. spp.*

また有孔虫は、次のものが鑑定された。（高柳洋吉氏鑑定）

Cyclammina incisa (STACHE)*

Haplophragmoides spp.*

* 豊富に産する。

Glandulina sp.

Guttulina sp.

以上の化石だけから、この地層の地質時代をはつきりと決定することは、早計かも知れない。しかし、化石動物群として、北海道各地の第三系と比較すると、中新世中・後期の地層中の化石動物群と、かなり類似しているようである。また、構造的に、あきらかに漸新世の糸魚沢層とは不整合であり、堆積盆をことにしている。さらに、岩相的には、やや硬質な凝灰質泥岩である。このような事実から、筆者らはチライカリベツ層の時代を中新世中・後期として、いわゆる「硬質頁岩層」に対比する。

この図幅地域は、構造的には千島外帯として取扱われ、漸新世の地層堆積後は隆起帯であつて、中新世の地層は堆積しなかつたと解釈されていた¹⁹⁾。しかし、チライカリベツ層は、化石動物群そのほかの要素から中新世中・後期の堆積物と考えられるので、道東地域の第三紀構造発達を解釈するための、新事実として重要な意義を持つている。

この地層は、釧路層群で不整合におおわれているため、上限が不明であるが、おおよそ450 m以上の厚さをもっている。

IV.3 第四系

図幅地域の第四系は洪積世に属し、ほぼ全般的に広がりをもせる釧路層群、局部的に僅かに発達する段丘礫層と、沖積世の堆積物とからなる。沖積世の堆積物とは、沖積地を埋積した堆積物と、全域にわたつてみとめられる火山灰層である。

IV.3.1 釧路層群

釧路層群は、図幅の北半部に、いままでのべた地層を不整合におおつて、広く発達している。

この地層の基底は、南側では現地形の標高40 m~60 mにあつて、北方に向つて、ゆるく傾斜し、北部ほど上位の岩相が重なつている。

岩相上から、おおよそ2つに区分することができる。下部相は、模式的にはチライカリベツ川上流部でみとめられ、暗灰色の凝灰質中粒—細粒砂岩を主体としている。ひじょうに軟かく、風化すると帯黄褐色の脆弱な砂岩に変つていることが多い。基底の部分には、チライカリベツ川上流部でみられるように、厚さ1 m~1.5 mの礫岩または礫質砂岩がみ

* 硬質頁岩を主要構成岩とする稚内層、八雲層など。

19) MINATO, M. YAGI, K. & HUNAHASHI, M. (1956); Geotectonic Synthesis of the Green Tuff Regions in Japan. Bull. Earthq. Res. Inst. Vol 34. 237~265



第15図 釧路層群の露出

礫岩，浮石質砂岩からなり偽層が発達している

とめられる。礫岩の礫は，分布地域によつてことなつてゐるが，下位の岩層から直接由来した礫で構成されていることが多い。たとえば，東部の太田台地では，玄武岩質岩石の垂角礫だけで構成される礫岩になつてゐる。

チカイカリベツ川上流の砂岩の中には，まれに二枚介・巻介および有孔虫の化石がみとめられる。鑑定できたものは，次のものである。

Acila (Truncacila) insignis (GOULD)

Macoma (M.) inquinatata (DESHAYES)

cfr. *Lucina* sp.

そのほか属種未決定のもの少数

上部相は模式的には図幅の西北端部にあたる厚岸一標茶間の自動車道路の切割り（図幅外^{*}）でみられ，おもに浮石を多くふくんだ含礫粗粒一中粒砂岩で構成されている。風化面では，淡灰色一灰白色の脆弱な岩相となつてゐる。しばしば浮石質凝灰岩をレンズ状に介在している。この岩相は，偽層層理がいちじるしく発達している。

釧路層群は，50 m以上の厚さを示している。

IV.3.2 段丘礫層

チライカリベツ川・別寒辺牛川・尾幌川などの流域および厚岸湖の湖岸に，きわめて局部的に礫層がみとめられる。これらの礫層下底面の標高は，おおよそ20 m以下，また比高は10 m以下である。前記のべた釧路層群の下底面が40 m～60 mの標高を示している

* 尾幌図幅地域

のくれば、あきらかにことなつた低い面に堆積している。

一般に礫は、下位の岩層から由来した角礫、または円礫である。淘汰不良で雑然とした堆積を示している。もつとも模式的には、大別川中流部にみとめられる。ここでは、白雲系太田村層の頁岩の上に、円礫で構成される礫層が、60 cm~1 m 前後の厚さで発達している。そのほか、太田北方の大別川河岸にも、人頭大以下の円礫・角礫などの転石がみとめられる。

IV.3.3 沖積層

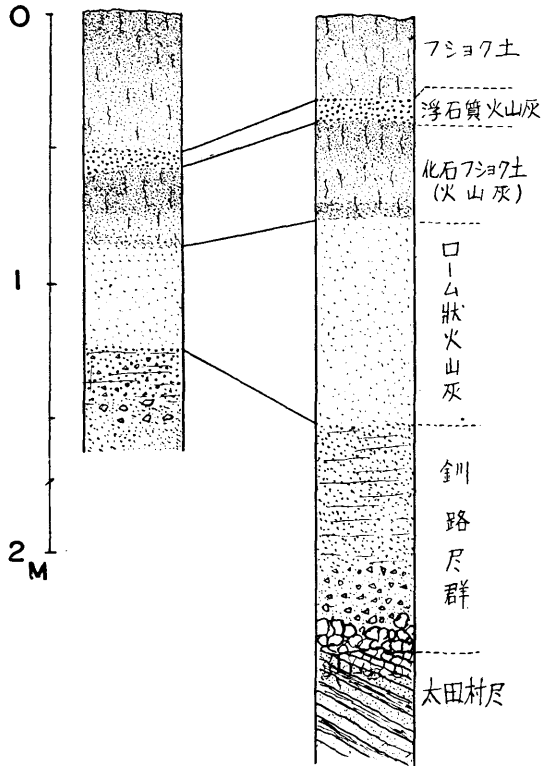
河川の流域や海岸線・厚岸湖岸などを構成する、砂・礫・粘土および泥炭などの堆積物である。海岸線および湖岸の堆積物は、ほとんど人頭大以下の礫で構成されている。しかし、門静附近や筑紫恋では、砂浜が小規模に形成されている。ことに筑紫恋では、標高5 m 以下の小規模な砂丘がみとめられる。

河川の流域は、ほとんど湿地帯を形成しており、厚さ1 m 以上にもおよぶ炭化不充分的泥炭が発達している。これらは、暗褐色~灰褐色を呈し、水生植物(ヨシ・アシなど)の不完全な腐朽物が大部分で、海綿のように軟らかく弾力をもっている。この下部には、厚い粘土層・砂礫層からなり、しばしば泥炭層をはさんでいる。

IV.3.4 火山灰層

図幅地域のほとんど全域をおおつて、火山灰層がみとめられる。模式的な断面は第16図のようである。

第16図で明らかのように、厚さ25 cm~30 cm の化石腐植土を間にはさんで、上



第16図 火山灰層柱状図(太田台地)

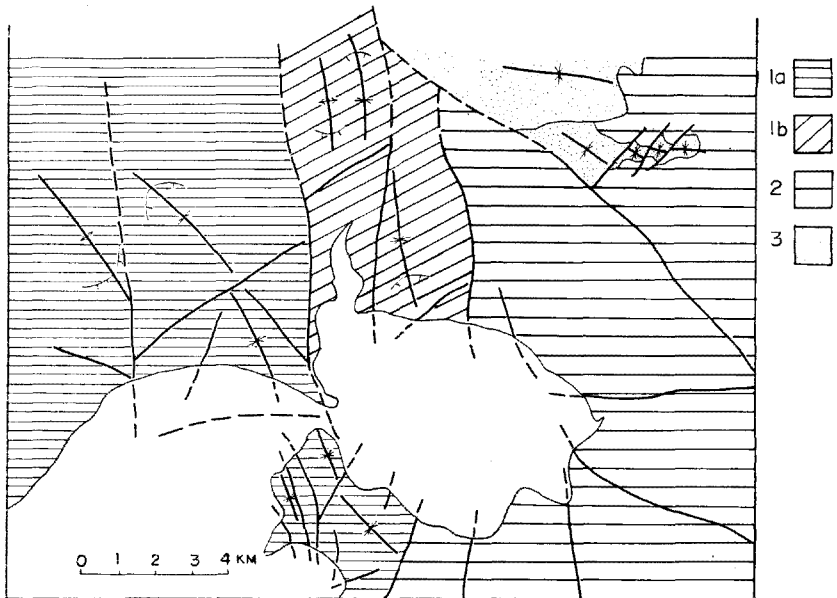
下にローム状火山灰がみとめられる。下層のローム状火山灰は、厚い所で 80 cm 前後である。その上位に 25 cm~30 cm の化石腐植土がみとめられる。上層は、ほとんど腐植化されているが火山灰の組成を残している。厚さは 30 cm~50 cm である。上層の下部には、厚さ 3 cm~15 cm 浮石質火山灰が全域的に追跡される。

これらは、いずれも現地地形面に全く平行であつて、最新期の火山噴出に由来していることはあきらかである。山田忍によれば、阿寒・摩周火山に由来するものである。²⁰⁾

IV.4 地質構造

この図幅地域の地質構造の大要は、1) 根室層群が東西性の走向と南傾斜の単斜構造を示している。2) これに反し、第三系は盆状向斜を示しており、3) 釧路層群は、北にゆるく傾斜していることである。

これ等のうち、1) および 2) の構造を切つて、南北系・東西系の多くの断層が発達し、



- 1: 褶曲帯 a: NNW—SSE の褶曲帯 b: NS 性褶曲帯
2: 単斜構造帯 3: 第三系構造帯

第 17 図 地質構造区分図

20) 山田 忍 (1958): 火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究, 地団研専報, No. 8

地塊構造が形成されている。

IV.4.1 根室層群の地質構造

根室層群の構造は、第17図に示した様に区分することができる。すなわち、

1) 褶曲帯

- a) NNW—SSE の褶曲帯
- b) NS 性の褶曲帯

2) EW 性走向・南傾斜の単斜構造帯

である。

1) は、図幅の西半地域にみとめられ、褶曲軸の方向によつて、さらに2つに区分される。それぞれの境は南北性の断層である。

a) は、太田台地を中心とし厚岸市街地をふくむ地域である。別寒辺牛川下流流路にそう南北断層で b) と境されている。この構造帯では、地層の傾斜 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ のゆるい背斜および向斜構造が認められる。背斜構造は、太田台地西部は発達している。南西翼部では、地層は、EW 性、 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 南傾斜の単斜構造を示し、南側に順次上位層が露出している。一方北東翼部では $N10^{\circ}E\sim N10^{\circ}W$ の走向 $14^{\circ}\sim 20^{\circ}NW\sim NE$ の傾斜を示している。これらの地質構造から、太田村層を背斜頂部として、NNW—SSE 方向の褶曲軸が推定され、南東の延長部は南北性の断層で切られている。

向斜構造は、太田台地東部から厚岸町市街地にかけてみとめられる。北部の太田台地では、西翼部が、NS 性の走向と $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 東傾斜を示しているが、北東翼は、ほぼ東西性の走向と $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 南傾斜となつている。これらの地層の構造から、南東部で沈んで行く、NNW—SSE 方向の褶曲軸が推定できる。この向斜軸の延長は、真竜の西側に発達する尾幌川層の中を通り、さらに、対岸の奔渡地域の厚岸層・チンベ層の中にまで同じ方向で追跡される。しかし、この向斜構造は東西性、および NNE—SSW 方向の断層で切れ、向斜は、奔渡地域で2帯となり、さらに南東ではふたたび1帯となつている。奔渡地域では地層の傾斜 $25^{\circ}\sim 60^{\circ}$ となり、北部および南部の延長部より急になつていることが特徴的である。

b) は、別寒辺牛川下流地域にみとめられる背斜・向斜帯である。この構造帯と2)の構造帯とは、糸魚沢西方の南北性断層で境されている。北部では、サツチベツ川口付近および別寒辺牛川東支流の地層の走向・傾斜から、南北性の背斜・向斜軸が推定される。地層の傾斜は、 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ でゆるく、いずれも南側に傾斜している。南部では断層によつて、別寒辺川下流で、尾幌川層・厚岸層の分布地域にみとめられる、南北性の走向で $10^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 西

傾斜の単斜構造帯と、別寒辺牛川川口附近から神岩にかけての地域の、傾斜 $15^{\circ}\sim 50^{\circ}$ の向斜帯の2つの構造帯に分離されている。これらの構造帯の南側の延長は、厚岸湖南岸地域には追跡できない。

2)は、図幅の東部地域の根室層群に認められる東西性の走向で、南傾斜の単斜構造帯である。地層の傾斜は、いずれの地域でもほぼ $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 前後である。この構造帯も、南北性および東西性の断層で切られているが、地塊状の動きしかみとめられない。

IV.4.2 第三系の地質構造

糸魚沢層は、NW—SE軸をもつた盆状構造を作り、地層は一般に $5^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 前後のゆるい傾斜を示している。この盆状構造は、NNE—SSWの断層で切られ、階段状に転移している。

一方チライカリベツ層は、糸魚沢層と全く違った位置に、ほぼ東西性の長軸をもつた盆状構造を作つて発達している。地層は、南翼部では $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 、北翼部では $10\sim 15^{\circ}$ の傾斜を示している。

IV.4.3 釧路層群の地質構造

釧路層群は、層理を示していることが少なく、層理を示す場合でも 10° 以下の緩傾斜である。そのため釧路層群自体の構造の判定はむずかしい。しかし分布と岩相からみると下底面は、明らかに北に向つて傾斜しており、北部ほど上位層が露出している。このことから、北に傾斜した、単斜構造をとつているものと解される。

V 地 史

以上のべたことから、この地域の地質構成が、現在に至つた経緯を考察したい。

道東地域で、根室層群の最下位の地層としてみとめられるものは、この図幅地域の太田村層で、この地層より下位の地層は全く知られていない。図幅地域の根室層群の堆積環境は、おおよそ、浅海→瀬海→浅海→瀬海と変化して行つたことが、堆積相と産出化石からうかがわれる。すなわち、太田村層は頁岩に富んだ互層で、静かな浅海成堆積層を示している。しかし門静層堆積期には、周辺地域で、かなりはげしい火山活動があつたらしく、堆積物中に火山碎屑物を多量にふくんでいる。また粗粒堆積物が主体で、供給源地の隆起が行なわれたことを示している。しかしこの後期には、リズムカルな沈降と上昇が行なわれ、比較的静かな堆積環境になつたらしい。

尾幌川層は泥炭に富んだ岩相で示され、門静層堆積の後期から次第に、基盤の沈降が行

なわれて、静かな浅海での堆積を行なったようである。しかし、この時期にも、火山活動がしばしば行なわれていて、ひんばんに降灰があつたことがみとめられる。しかし、門静層堆積期ほどのはげしさではなかつたであろう。その後ふたたび基盤の隆起が行なわれて、厚岸層に示される粗粒物質の堆積が続けられた。しかし、この時期の基盤の運動は、厚岸層の構成岩相が、砂岩・頁岩・礫岩の互層からなつていることからある程度リズムカルであつたものと推定される。ただ、層間褶曲がいちじるしく、頁岩の同時礫をふくむことなどは、上下の振動が急激で、海底地入りなどを起すような状態の時期がしばしばあつたようである。また、岩相の水平変化がいちじるしく、レンズ状、礫岩・砂岩をしばしば介在することなどは、局部的に瀬海のかなり、荒い海況のもとにあつたことも示している。

基盤の隆起は、その後のチンベ層堆積期にも引続いて行なわれ、より一そう削割はげしくなつたことがチンベ層の構成岩相からうかがわれる。以上の根室層群の堆積時代は、産出化石から浦河世上部からヘトナイ世上部にわたり、最上部はダニアン世の疑ももたれている*。

その後、引続く基盤の隆起によつて、根室層群沈積盆は埋積され、陸地化して削割される状態が続けられた。これが、第三系の糸魚沢層と根室層群との不整合で示されている。この時期には、根室層群が、ゆるい褶曲をこうむつていた可能性があるが、明らかでない。

糸魚沢層の堆積は、局地的な堆積盆の形成によつて行なわれたらしい。したがつて、その岩相も、礫岩を主とし、石炭を堆積する様な、環境にとどまり、堆積盆が埋積されて、一般的な陸化に転じている。この時代は、釧路炭田地域との対比から、漸新世上部と考えられている。

中新世になると、糸魚沢層の堆積盆とは違つた新しい沈積区が形成されて、海域の進入が行なわれ、チライカリベツ層の堆積が開始されている。チライカリベツ層は細粒堆積物を主体としているが、背後地に火山活動があつたことを示している。また、堆積環境は、*Portlandia*, *Yoldia*, *Nuculana* などの二枚介類の生棲できるような状態であつた。

その後、ふたたび陸化して鮮新世には、長期間にわたつて、削割の状態が続けられている。この図幅地域の、地質構造の大要は、この時期に作られたようである。

第四紀洪積世に入ると、ふたたび全域的な沈降によつて、釧路層群を堆積する海域が作られ、火山灰・浮石をまじえた粗粒の堆積が行なわれている。しかし、後期には、次第に海域が埋積されて、瀬海となり、泥炭をためるような水域にちぢめられている。

* 長尾捨一の談話による。

その後、全域の隆起によつて、平坦化が行なわれている。この時期には、図幅の北部には広大な平坦地が発達しているのにもかかわらず、ほかの地域で見られるよりも段丘堆積物の発達が悪く、ほとんど堆積物を残していない。このことと、釧路層群の下底面が北に傾斜していることから、この時期の隆起の特徴は、南部ほど隆起量が大きかつたと推察される。

この様な隆起によつて、洪積世末期の一時期には、河川の流域や海岸線に、きわめて小規模な、低い段丘礫層が形成されている。このような運動はさらに沖積世にも継続されて、河川の南と北の支流の発達状態の相異、東西流の河川の発達、沖積地の北部での発達などをうながしたのではなからうか。このような経緯で現在と殆どかわらない地形面が形成された。

最新期になつて、西方の阿寒・摩周などの噴火によつて、図幅の全域に降灰があり、地表面をおおっている。

VI 応用地質

この図幅地域の鉱産資源は、第三系糸魚沢層の石炭をのぞいては、きわめてとぼしい。ただ根室層群中には、かつて油徴が報告されており、白堊系石油の埋蔵が推定される。そのほか、根室層群の砂岩を対称として、採石がおこなわれている。

VI.1 石 炭

図幅地域には、漸新世の糸魚沢層の上部に石炭層をはさんでいる。

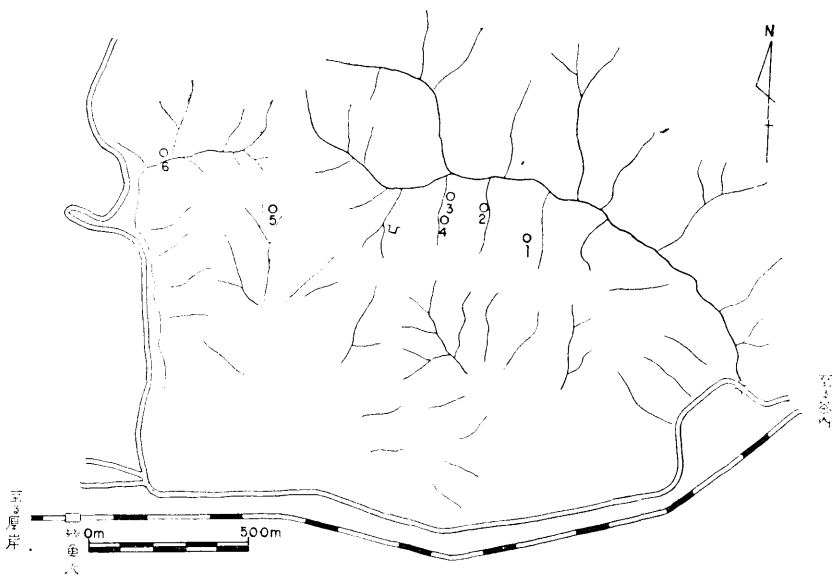
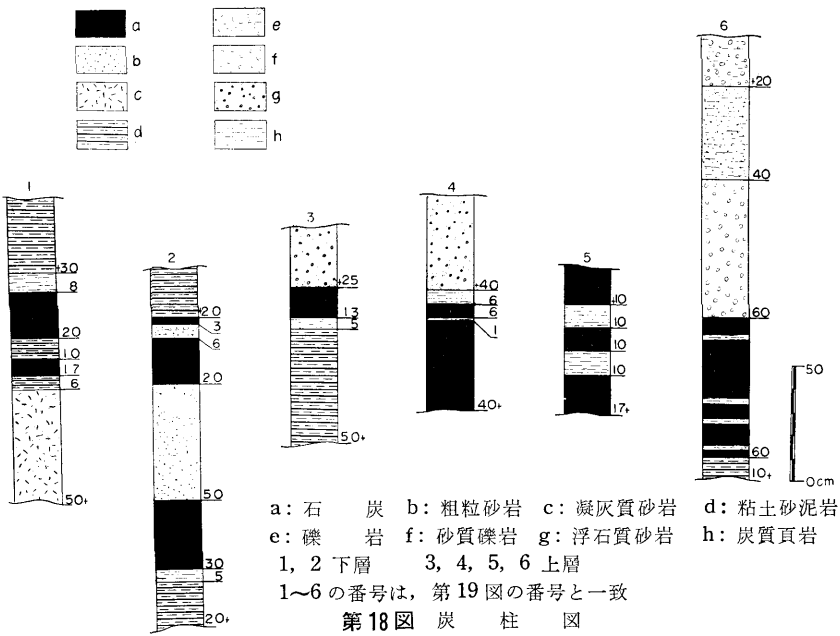
炭層は、盆状構造をとつて賦存しており、鳥居の沢西側支流、駅通の沢上流、石炭の沢上流および糸魚沢と若松とを結ぶ道路わきなどに露出している。

炭層は、20 m前後の厚さをもつた夾炭部の2つの層準に挟まつている。第18図にしめしたように、上・下層とも、間に砂岩や頁岩の夾みを挟んで、2~3分かれている。下層は、炭丈20~30 cmの厚さの石炭が2層~3層からなつている。上層は、下層の上位12~15 mのところにあつて、やはり2層~3層に分かれている。

この上層中には、厚さ40 cm以上の石炭層がみとめられるが、連続性はないようである。上層の上盤は、赤色チャート礫を多くふくんだ、礫質砂岩である。

石炭は、黒色の樹脂状光沢をもつた、やや硬質のものである。

炭質は、非粘結質で、発熱量、5,500カロリー以下のものであつて、低度の瀝青炭である。



推定埋蔵量は、90 万屯前後である。

この地域の石炭は、過去に何度か稼行され、各所に崩壊した旧坑跡が残されている。原因は、炭層の厚さが薄く、また構造的にも連続性に欠けているためであろう。

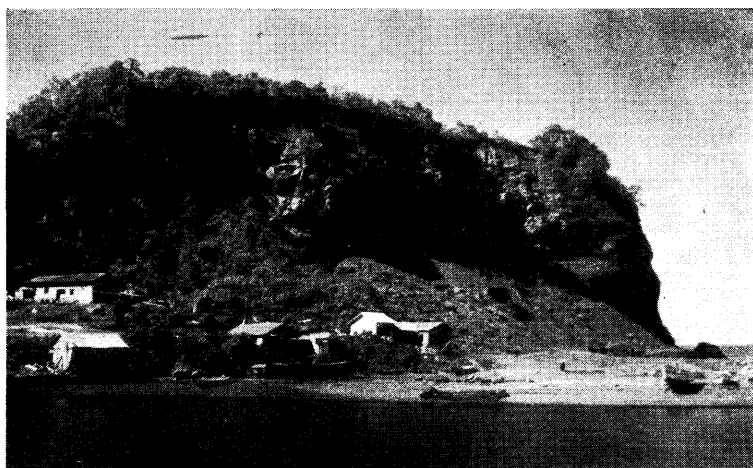
最近では、昭和 34 年に、小川鉱業が採掘していたが、現在は休止している。

VI. 2 油 徴

図幅地域の油徴は、この地域を調査した伊田によつて、報告されたことがある^{*}。その位置は、バラサン岬の大きな崖附近と言われている。この附近は、地質的には、根室層群チンベ層からなり、崖の断面は、次のような岩相で構成され、 $N50^{\circ}W \cdot 20^{\circ}NE$ の走向・傾斜を示している。

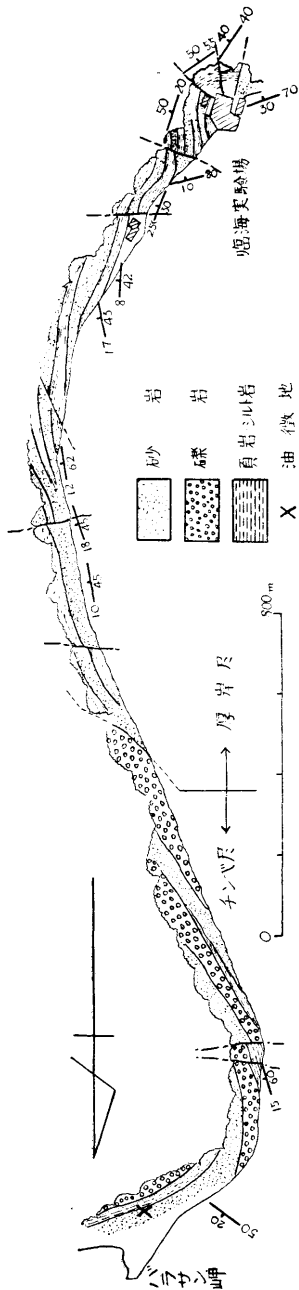
20 m	}	火山灰層
		円礫、礫岩
		粗粒礫質砂岩
		頁岩に富む砂岩頁岩互層
		塊状粗粒砂岩、部分的に礫質

この内の砂岩中に油徴がみとめられたといわれているが、筆者等の調査当時には、まったくみとめられなかつた。また、北大臨海実験所からバラサン岬までの見取図は、第 20 図の通りである。砂岩・頁岩の互層と、礫岩で構成され、 $N10^{\circ} \sim 20^{\circ}W \cdot NE20 \sim 60^{\circ}$ の単



第 20 図 バラサン岬油徴地の露出

* 口答による報告



第21図 見取近地附近油徴地

斜構造が発達している。この海岸線でも油徴はみられない。

厚岸町奔渡地域の地質構造は、NNW—SSE方向の軸をもつた向斜構造を示しており、石油鉱床賦存の構造としてはむしろ不利な構造をもっている。

構造的に石油鉱床胚胎の可能性のあるのは、太田台地に認められる、背斜構造帯である。この構造帯では、地層の傾斜が $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ で、きわめてゆるい。したがって大きなゆるい背斜構造を示しており、石油胚胎の座の可能性が大きい。しかし、この地域の根室層群は、太田村層までしか知られておらず、その下位に石油を胚胎できるような岩相が、存在するかどうか不明である。

最近、根室市花咲付近で、根室層群の中に岩床状に入る粗粒玄武岩の亀裂から滲出する確実な油徴が発見された。このことは根室層群の地層中に石油を胚胎していることを示している。しかし、この石油の油母岩が、どの地層に含まれているかは、現在の段階では決定することが困難である。

VI.3 石 材

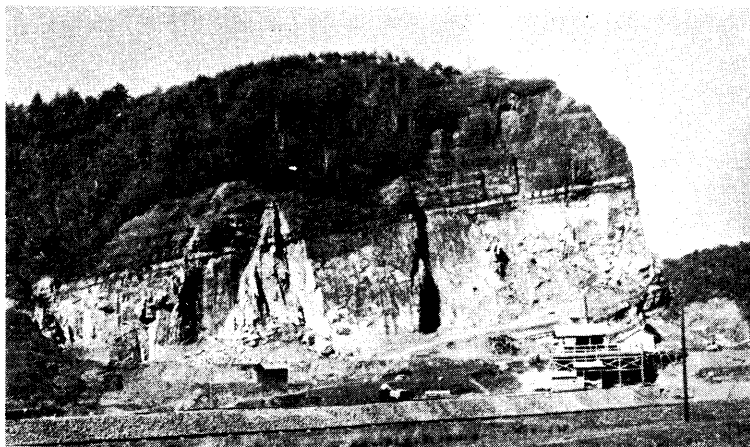
道東地域では、一般に火山岩の分布が少ないため、堆積岩類を石材として利用していることが多い。この図幅地域では、根室層群の門静層を構成する砂岩・厚岸層を構成する砂岩およびチンベ層の礫岩・砂岩などを採石している。

採石地は、門静附近・糸魚沢附近および厚岸奔渡地域である。

門静附近では、門静層の砂岩が厚く、またかなり連続的に、ゆるい傾斜で露出している。

数箇所でもかなり大規模に採掘し、道床割砂利のほ

か、建置石も生産されている。この附近の砂岩は、一般に粗粒でほぼ均質であるが、1 m ~ 2 m 前後の板状層理を示す部分と、数 m の厚さで塊状の産状を示す部分とが互層している。したがって、採掘の対称となつているのは、比較的厚く、塊状の産状を呈する部分である。



第22図 門 静 採 石 場

糸魚沢附近の採石場でも、門静と同様に門静層中の砂岩を採掘している。ここでは、もつばら割砂利の生産が行なわれている。この附近の門静層は、門静の採石場ほどの厚い砂岩は発達していないが、門静とほぼ同じような採掘条件をもっている。

厚岸奔渡地域では、数箇所採石されているが、常時に採掘している箇所は、ほとんどない。厚岸層の比較的厚い、粗粒砂岩およびチンベ層の礫岩・砂岩を対称として採掘している。厚岸層の砂岩は、前にのべたように一般に連続性が乏しく膨縮がはげしいため、大規模な採石はむずかしい。また均質な割砂利の生産は困難である。現状では、チンベ層の砂岩・礫岩と共に埋立用の土砂として採掘されているようである。

文 献

- 1) 長尾捨一, 小山内照, 三谷勝利, 高橋功二: 厚岸石油鉱床調査資料 (未発表)
- 2) 長尾捨一 (1957): 北海道東部に於ける白堊紀層 (根室層群), 日本中生界の研究連絡紙 5号
- 3) 長尾捨一 (1957): 北海道釧路厚岸附近の中生層について, 日本中生界の研究連絡紙 6号
- 4) 鈴木達夫 (1930): 釧路国糸魚沢産炭地調査報文, 鉱物調査報告 37号
- 5) 佐々保雄, 林一郎 (1952): 釧路炭田東部における白堊系の層序と先第三系変動の様式, 地質学雑誌 58卷
- 6) 河合正虎 (1956): 昆布森図幅, 地質調査所
- 7) 三谷勝利, 藤原哲夫 (1958): 根室南部図幅, 北海道立地下資源調査所
- 8) 長谷川潔, 三谷勝利 (1959): 根室北部図幅, 北海道立地下資源調査所
- 9) 藤原哲夫, 三谷勝利 (1959): 納沙布図幅, 北海道立地下資源調査所
- 10) 長尾捨一, 床潭図幅, 北海道立地下資源調査所 (1962年刊行予定)
- 11) 佐々保雄 (1953): 北海道炭田誌釧路炭田, 北海道石炭鉱業会
- 12) 佐々保雄 (1940): 釧路炭田における第三系の層序と, これに関する従来 of 諸説, 北海道石炭鉱業会会報, 307~308号
- 13) MINATO, M., YAGI, K. & HUNAHASHI, M. (1956): Geotectonic Synthesis of the Green Tuff Regions in Japan. Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 34. 237~265
- 14) 山田忍 (1958): 火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究, 地研専報, No. 8

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

AKKESHI
(Kushiro-37)

By
H. Osanai
K. Mitani and K. Matsushita

Résumé

The Akkeshi geological sheet covers an area lying between 43'~43°10' N. lat., and between 144°45'~145°00' E. long., and situates 40 km. east of Kushiro.

From the topographical points of view, this area is divided into following 2 units; (1) the plateau land of less than 90 m. height from sea level, (2) aluvial plane which dissects above mentioned plateau land.

(1) is dipping gently toward north, though low undulation are observed. Recent volcanic ash bed is observed widely on the surface of the plateau land, covering the Kushiro formation of delluvial age in the northern part, and the cretaceous formation in the southern part.

(2) is developing at the drainages of present rivers and sea coast.

Geology

The basement complex is the Cretaceous deposits, ranging from the upper Urakawan to Hetonaian, and is called the Nemuro group. This group is divided into the Ōtamura formation, the Monshizu formation, the Oborogawa formation, the Akkeshi formation and the Chinbe formation in ascending order.

1. The Ōtamura formation; rythmical alternation of sandstone and

shale. Over 500 m. in thickness.

2. The Monshizu formation; lying conformably on the Ōtamura formation. Being composed of the volcanic rock debris predominantly, lower part is mainly coarse sandstone, changing gradually to sandstone shale alternation in upper part. Yields *Inoceramus Kushiroensis* Ino. sp. 450 m. in thickness.

3. The Oborogawa formation covering the Monshizu formation conformably, chiefly consists of shale, intercalating thin sandstone and tuff frequently, 1000 m. in thickness at the western coast, but the 500 m. at the eastern part.

4. The Akkeshi formation; conformably covers the Oborogawa formation. Consists of sandstone, conglomerate, shale and tuff. Rock facies change, and slumping are observed frequently. Over 750 m. in thickness.

5. The Chinbe formation mostly composed of conglomerate, developing at the southern part of the sheet. Over 300 m. in thickness.

Covering the Nemuro group, small development of tertiary formations can be observed in the north-eastern area.

Among them the Itoizawa formation, Oligocene in age, develops near Itoizawa, forming small basin structure, and characterized by the "red pebble conglomerate". 2 coal-seams, 30~120 cm. thick were intercalated, and total thickness is over 90 m. This formation will be equivalent to the Tannel formation of the Urahoro group in the Kushiro coal field.

The Chiraikaribetsu formation develops at the northern part of the Itoizawa formation, forming another basin structure. The relation between this formation and the Itoizawa formation is supposed to be unconformable. Main component of this formation is tufaceous hard siltstone and sandstone, and several lenticular low quality thin coal-seams are intercalated in its lower part, and are discovered in its upper part. The fossils indicate that this sediment is in miocene age.

Covering above mentioned formations unconformably, the Kushiro formation, Quaternary delluvial deposit, is observed. The Kushiro formation in this sheet is mainly consisted of volcanic detritus, sand

and gravel, and develops on the plateau land of the northern part. The basal level of the Kushiro formation is 40~60 m. from sea-level, dipping gently toward north. Thickness is over 50 m.

After the deposition of the Kushiro formation, several terraces had been made along recent river-side, sea-coast and the shore of the lake, by the upheaval of lands.

After that, sand, gravel, peat and clay of the aluvial deposits were accumulated, and the topographical features are completed.

In most recent, volcanic ash of the Akan and the Mashyū volcanos covers all over this area.

Economic Geology

The underground resources of this sheet is very poor excepting coal seams in the Itoizawa formation. An oil indication was once reported in the Nemuro group, so the oil reserve in this group seems to be expectable.

The coal seams in the Itoizawa formation had been once worked near Itoizawa, this coal is brown coal, 30~120 cm. thickness. In its north and south wings of this basin structure, which has NNW—SSE axis, 2 or 3 coal seams can be traced.

Oil indication was reported in the Chinbe formation at Barasan cape, this Chinbe formation is mainly consisted of coarse sandstone, sandstone shale alternation and conglomerate.

The confirmation of the oil indication is not succeed yet, and seeing from its structure the oil reserve of this Barasan cape vicinity is not hopeful. However a gently anticlinal structure can be observed at the northern part of the Ōta plateau land, where the Ōtamura formation develops. In this part prospecting for oil reserve will be needed.

昭和 36 年 3 月 25 日 印刷

昭和 36 年 3 月 31 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳太郎

札幌市北 3 条西 1 丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北 3 条西 1 丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

AKKESHI

(KUSHIRO—37)

BY
HIROSHI OSANAI
KATSUTOSHI MITANI and KATSUhide MATSU ~~S~~SHITA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO
JIN SAITO, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1961