

5万分の1地質圖幅説明書

上 芦 別

(札幌一第6號)

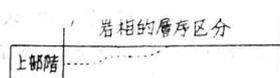
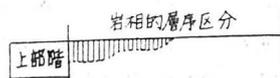
工業技術院地質調査所

通商産業技官	清	水	勇
同	田	中 啓	策
同	今	井	功

北海道開發廳

昭和28年

正 誤 表

頁	行	誤	正								
1		周 縁 部	周 縁 部								
2	23	函 淵 砂 岩 層	函 淵 層 群								
3	11	の つ いて いる、石 狩 層 群	の つ いて いる石 狩 層 群								
"	12	分 布 し て いる、空 知 背 斜 の	分 布 し て いる。空 知 背 斜 の								
4	第 1 表	<table border="1" style="margin: auto; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="padding: 5px;">階</td> <td style="padding: 5px;">登 川 層</td> </tr> <tr> <td colspan="2" style="padding: 5px; text-align: center;">函 淵 層 群</td> </tr> </table>	階	登 川 層	函 淵 層 群		<table border="1" style="margin: auto; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="padding: 5px;">階</td> <td style="padding: 5px;">登 川 層</td> </tr> <tr> <td colspan="2" style="padding: 5px; text-align: center;">函 淵 層 群</td> </tr> </table>	階	登 川 層	函 淵 層 群	
階	登 川 層										
函 淵 層 群											
階	登 川 層										
函 淵 層 群											
"	5	厚 さ が 厚 つ く	厚 さ が 厚 く								
5	18	川 端 層	川 端 層 群								
"	23	<i>Liquidamber</i>	<i>Liquidamber</i>								
"	26	川 端 層	川 端 層 群								
7	第 2 表										
"	"	<table border="1" style="margin: auto; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="padding: 5px;">上部階</td> </tr> <tr> <td style="padding: 5px;">下部階</td> </tr> </table>	上部階	下部階	<table border="1" style="margin: auto; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="padding: 5px;">上部階</td> </tr> <tr> <td style="padding: 5px;">下部階</td> </tr> </table>	上部階	下部階				
上部階											
下部階											
上部階											
下部階											
8	4	西 翼 (サ キ ペ ン ペ ッ 川 流 域 ・ 同 川 下 流 部 を 除 く)	西 翼, サ キ ペ ン ペ ッ 川 流 域 (同 川 下 流 部 を 除 く)								
10	11	泥 灰 岩 団 塊	泥 灰 岩 団 塊								
12	3	<i>Perviqueria</i>	<i>Perviqueria</i>								
"	10	本 層 群 最 上 部	本 層 群 主 部 の 最 上 部								
"	註 5)	松 木 達 郎	松 本 達 郎								
13	1	摩 滅	磨 滅								
14	表	<i>Inoceramus contricus</i>	<i>Inoceramus concentricus</i>								
"	"	var. <i>yaponica</i>	var. <i>japonica</i>								
15	"	<i>Frammatodon</i>	<i>Grammatodon</i>								
"	"	<i>concentricus</i> GROUP	<i>concentricus</i> Group								
"	"	<i>I. Concentricus</i>	<i>I. concentricus</i>								
16	13	lager	layer								
"	15	細 粒 - 細 砂 岩	細 粒 砂 岩								

頁	行	誤	正
16	18	(<i>Propeamusium</i>) <i>cooperi</i> var.	(<i>Propeamusium</i>) <i>cooperi</i> var.
17	表	<i>yabei</i> NAGAO & MATSUMOTO	<i>yabei</i> NAGAO & MATSUMOTO
17	18	<i>Echinoid</i>	Echinoid 197
18	18	<i>Thetisonia</i>	<i>Thetironia</i>
18	7	(第4表参照)	(第4表・附表IおよびII参照)
18	11	<i>knoceramus concentricus</i> var.	<i>Inoceramus concentricus</i> var.
18	11	<i>nipponicus</i> である ⁸⁾ 。	<i>nipponicus</i> 帯である ⁸⁾ 。
18	註 6)	<i>nipponicus</i> 帯	<i>nipponicus</i> 帯
18	11	層する。	属する。
18	註 8)	<i>nipponicus</i> と <i>Pronotropis</i>	<i>nipponicus</i> と <i>Prionotropis</i>
19	14	[1] 中部蝦夷層群主部	[1] 中部蝦夷層群主部
19	24	<i>Pachydesmoseras denisoi</i>	<i>Pachydesmoceras denisoni</i>
20	3	[2] 佐久層	[2] 佐久層
20	8	(<i>Pseudouhligella</i>) <i>japonica</i>	(<i>Pseudouhligella</i>) <i>japonica</i>
21	第6表	部 層	細 分 層
22	表	MATSUMOTO?	MATSUMOTO?
22	13	砂質泥岩までは	砂質泥岩または
23	22	中部には	があり, また中部には
24	13	<i>Puzosia</i>	<i>Puzosia</i>
24	13	<i>Jimboiceras planuliforme</i>	<i>Jimboiceras planuliforme</i>
24	13	<i>pseudodevlerianum</i>	<i>pseudodeverianum</i>
24	13	<i>Baculites orientalis</i> (MATSUMOTO)	<i>Baculites orientalis</i> MATSUMOTO
24	13	<i>Inoceramus concentricus</i> var.	<i>Inoceramus concentricus</i> var.
24	13	<i>costatus</i> NAGAO & MATSUMOTO	<i>costatus</i> NAGAO & MATSUMOTO
24	13	<i>cooperi</i> var. <i>yubariensis</i>	<i>cooperi</i> var. <i>yubarensis</i>
24	13	coral	Coral
26	6	cf. <i>japonicus</i>	cf. <i>japonicus</i>
26	7	<i>Inoceramus japonicus</i>	<i>Inoceramus japonicus</i>
27	9	部 層	細 分 層
27	表	サキペンベツ川	サキペンベツ川
27	10	<i>tenuiliratum</i>	<i>tenuiliratum</i>
28	4	U ₁ から U ₇	U ₇ から U ₁
28	表	<i>Gaudryceras</i>	<i>Gaudryceras</i>

頁	行	誤	正
28	表	<i>Polyptychoceras obstrictum</i>	<i>Polyptychoceras obstrictum</i>
29	1	<i>Anagudryceras</i>	<i>Anagaudryceras</i>
29	1	<i>Tragodesmoeroides subcostatus</i>	<i>Tragodesmocerooides subcostatus</i>
29	1	<i>Scaphites (Yezoites) planus</i>	<i>Scaphites (Yezoites) planus</i>
29	1	<i>Scaphites (Yezoites) puerulus</i>	<i>Scaphites (Yezoites) puerulus</i>
29	1	" <i>Barroisicerus</i> " (<i>Reesidites</i>)	" <i>Barroisicerus</i> " (<i>Reesidites</i>)
29	1	<i>Inoceramus concentricus</i>	<i>Inoceramus concentricus</i>
29	1	<i>hobetsensis</i> var.	<i>hobetsensis</i> var.
29	1	<i>tenuistriatus</i> NAGAO	<i>tenuistriatus</i> NAGAO
29	1	<i>incertus</i>	<i>incertus</i>
29	1	<i>sachalinensis</i>	<i>sachalinensis</i>
30	1	<i>Puzosia</i>	<i>Puzosia</i>
30	1	<i>Scaphites Yokoyamai</i>	<i>Scaphites yokoyamai</i>
30	1	<i>Polyptychoceras</i>	<i>Polyptychoceras</i>
30	1	<i>Acila</i> 263	<i>Acila</i> 263
30	1	<i>Dentalium</i>	<i>Dentalium</i>
31	1	<i>Anagaudryceras</i>	<i>Anagaudryceras</i>
31	1	<i>Neopuzosia</i>	<i>Neopuzosia</i>
31	1	<i>Bostrychoceras</i>	<i>Bostrychoceras</i>
31	1	<i>Inoceramus amakusensis</i>	<i>Inoceramus amakusensis</i>
31	1	<i>Inoceramus naumanni</i>	<i>Inoceramus naumanni</i>
32	1	<i>denseplicatum</i>	<i>denseplicatum</i>
32	1	<i>Hauericeras</i>	<i>Hauericeras</i>
32	1	<i>Eupa hydiscus</i>	<i>Eupa hydiscus</i>
32	1	<i>Polyptychoceras obstrictum</i>	<i>Polyptychoceras obstrictum</i>
32	1	<i>Polyptychoceras haradanum</i>	<i>Polyptychoceras haradanum</i>
32	1	<i>Scurria</i>	<i>Scurria</i>
33	15	<i>Anagaudryceras</i>	<i>Anagaudryceras</i>
33	19	泥灰岩団に	泥灰岩団塊に
33	27	下歌志内	下歌志内川
34	表	(<i>Propeamusium</i>) <i>cooperi</i> var.	(<i>Propeamusium</i>) <i>cooperi</i> var.
34	1	<i>yubarensis</i>	<i>yubarensis</i>
34	1	<i>Myrtrea</i>	<i>Myrtrea</i>

頁	行	誤	正
34	10	<i>Inoceramus</i>	<i>Inoceramus</i>
35	16	<i>japonicus</i>	<i>japonicus</i>
37	14	(第4表)。	(第4表・附表IおよびII参照)。
38	1	いえる。	いえる(附表IおよびII参照)。
40	表	<i>Polytychoceras</i>	<i>Polytychoceras</i>
40	10	KNOWLTOA	KNOWLTON
41	21	パンケ川	下歌志内川
42	12	<i>orientalis</i> SOKOLOV	<i>orientalis</i> SOKOLOV
44	11	(第4表参照)。	(第4表および附表I参照)。
44	16	(第4表参照)。	(第4表および附表II参照)。
46	4—5	以下である、がまた所々	以下であるが、また所々
46	20	そのう八月沢	そのうち八月沢
48	28	地走	地層
50	19	地塊の西部に	地塊の東部に
51	14	その北の側略々東西方向の断層 ²⁷⁾	その北側の略々東西方向の断層 ²⁷⁾ 。
52	26	逐斜東へ	傾斜東へ
53	6	奈奈井江川	奈井江川
53	7	ペーズン	ペーズン
53	8	本褶曲部	本背斜部
55	22	<i>Sequoia</i>	<i>Sequoia</i>
55	22	<i>Taxodium</i>	<i>Taxodium</i>
55	22	<i>Equistem</i>	<i>Equistem</i>
58	1	函淵層	函淵層群
61	2	白盤	白磐
61	20	<i>Geloina tokudai</i> NAGAO et OTATUME	<i>Geloina tokudai</i> NAGAO
61	21	<i>Geloina takao</i> NAGAO et OTATUME	<i>Geloina takaoi</i> NAGAO
61	22	<i>Geloina hokkaidoensis</i> NAGAO et OTATUME	<i>Geloina hokkaidoensis</i> NAGAO
61	23	<i>Viviparus jimboi</i> SUZUKI et OTATUME	<i>Viviparus jimboi</i> SUZUKI

頁	行	誤	正
61	29	<i>Spisula simiausawaensis</i> NAGAO et OTATUME	<i>Spisula simizusawaensis</i> NAGAO
62	8	堺	界
63	11	無化石下部泥岩層	無化石下部泥岩部層
63	25	陶汰	淘汰
63	26	不規	不規則
64	19	節者	筆者
66	7	徴細	徴細
66	8	陶汰	淘汰
67	1	西傾	西側
67	1	平走	平行
67	8	<i>Acira</i>	<i>Acila</i>
67	13	多産する。	多産する
68	14	<i>Glyptostrobus europacus</i>	<i>Glyptostrobus europaeus</i>
68	14	<i>Metasequoia japonica</i> (ENDO)	<i>Metasequoia japonica</i> (ENDO)
68	21	<i>Zelkova Unger</i> (ETTINGSHAUSEN)	<i>Zelkova Unger</i> (ETTINGSHAUSEN)
70	19	分布するが。	分布するが、
73	9	一画	一劃
76	29	Fac. Hakkaido	Fac. Sci. Hokkaido
76	30	Idid.	Ibid.
76	31	T. Matsumoto	T. MATSUMOTO
76	3	the upper Yezo	the Upper Yezo
76	4	Table 2	Main Part
76	5	anticline	anticlinal
76	6	anticlial	anticlinal
76	8	Middle part	middle part
76	21	<i>japonicus</i>	<i>japonicus</i>
76	9	formation	fermation

頁	行	誤	正
10	32	westnin	western
12	2	founded	bounded
”	7	general small	several
”	9	western	eastern
”	22	fine	five
14	28	siltsonc	siltstone
19	29	Quarternary	Quaternary

	誤	正
Table 1	<p>—Orogenic movement</p> <p>—Orogenic movement Transgression</p> <p>—Orogenic movement</p>	<p>—Orogenic movement</p> <p>—Orogenic movement Transgression</p>

附図Ⅱ

多	Inoceramus hobbsiensis	新	ギ
少			リ
普通		期	ヤ ー ク 世

多	Inoceramus hobbsiensis	新	ギ
少			リ
普通		期	ヤ ー ク 世

附図Ⅰ *Desmoseras rossmati* — *Desmoceras kossmati*

附図Ⅲ 芦別川と八月沢の間の、dとeとの境界線は“堆積小輪廻”の境界線ではない。

補遺

- (1) 53頁 奔別川西向斜部：函淵層群と石狩層群との境界は、棚井敏雅によると断層関係ではなくて平行不整合関係であることがわかった。
- (2) 地質図：空知背斜西翼においては、東翼における上部蝦夷層群の中部（月見層）にあたる地層を同層群の上部に含める。

目 次

緒 言	I
I 地形および交通	1
II 地質概説	3
III 白堊系	6
1. 概説	6
2. 中部蝦夷層群	8
3. 上部蝦夷層群	20
4. 函淵層群	38
5. 地質構造	44
IV 古第三系	55
1. 石狩層群	55
2. 幌内層	67
V 新第三系	68
川端層群	68
VI 第四系	69
1. 河岸段丘	69
2. 現世層	69
VII 火成岩	69
VIII 應用地質	70
1. 概説	70
2. 各説	71
三井鑛山株式會社芦別鑛業所	71
三菱鑛業株式會社芦別鑛業所	72
明治鑛業株式會社上芦別鑛業所	72
雄別炭鑛鐵道株式會社茂尻鑛業所	73
住友石炭鑛業株式會社赤平鑛業所新歌志内鑛	73
北海道炭礦汽船株式會社空知鑛業所神威鑛	73

三井鑛山株式會社砂川鑛業所.....	74
三菱鑛業株式會社美唄鑛業所.....	75
文 獻.....	76
Résumé (in English)	

工業技術院地質調査所

通商産業技官	清 水 勇
同	田 中 啓 策
同	今 井 功

緒 言

本圖幅は北海道開發廳の委託によつて作成されたもので、野外調査は昭和26年7月から10月にわたつて行い、圖幅中の白堊紀層分布地域は田中啓策・今井功が、第三紀層分布地域は清水勇が擔當した。

圖幅内の石狩層群分布地域の地質圖は現地にある炭鑛によつて調査作成された地質資料に基き、すなわち芦別町以南は三井鑛山芦別鑛業所・三菱鑛業芦別鑛業所ならびに明治鑛業上芦別鑛業所の資料から、歌志内町神威以東は北海道炭礦汽船株式會社空知鑛業所・住友石炭鑛業赤平鑛業所ならびに雄別炭鑛茂尻鑛業所の資料から、また神威以南は三井鑛山砂川鑛業所・三菱鑛業美唄鑛業所の資料からそれぞれ編輯したものである。

また芦別町高根川流域は地質調査所の三田正一・小島光夫兩技官¹⁾また芦別町野花南以南の川端層・幌内層分布地域については澤田秀穂・小島光夫兩技官²⁾の調査結果を利用した。また本圖幅地域内およびその周縁部の地質に關しては北海道大學の進級論文や卒業論文を利用した。ことに芦別町野花南の武田炭鑛隊行地附近の地質は武田裕幸³⁾の踏査圖を參照した。なおこの調査には米軍から貸與された空中寫眞を利用することが出來た。

1 地形及び交通

本圖幅は北海道脊梁山脈の支脈である夕張山脈の西側を占める山岳地帯にある。そのや東寄りには芦別川が北流し、また北東隅には芦別川の本流である空知川が北西に流

1) 文献32 2) 文献34 3) 文献31

れている。この山岳地帯を侵蝕している水系は複雑に蛇行している。圖幅地域の中央からやや西に寄つて美唄山（886.3m）・邊毛山（811.2m）などの主峰を連ねてほぼ山脈があり、他方圖幅の東部にも金剛岳（701.0m）・鳥帽子岳（758.4m）などを連ねる山脈があつて、いずれも南北に走り、本地域の2大分水嶺となつている。したがつて、これらの分水嶺に挟まれた地域内の水流は東流あるいは西流して芦別川に注ぎ、美唄山・邊毛山を連ねる分水嶺の西側を流れる水流はそれぞれ歌志内川・奈江川・奈井江川・美唄川・奔別川に注ぎ、いずれも本流の石狩川に合流する。また金剛岳・鳥帽子岳を連ねる分水嶺の東側の水流は集まつて野花南川や金剛澤などの流れとなり、いずれも北流して空知川に注いでいる。

圖幅にはきわめて異常な山形や水系がみとめられるが、これは風化や侵蝕によつてたえる岩石とそうでないものが互いに重なり合い、しかもこれらが斷層によつて變位しているためであることが多い。斷層の通過する場所では、斷層の兩側の地形がケスタ地形を示しているにもかかわらず、斷層を境にその兩側で稜線の方向が平行にずれたり、ジグザグな形を示したりすることが普通である。この場合、水系の流路の方向も直角に折れ曲つたり、上流に向つて分岐したりすることが常である。水系の流路は風化や侵蝕に對して強靱な地層をさけて、脆弱な岩質の地層中をえらぶことが多いので、地層の走向とほぼ平行して流れることがある。地層の走向に交つて流れる河川では、比較的軟弱な地層中に深くて巾の狭い枝澤をつくりやすいが、風化や侵蝕によつてたえる地層中では枝澤の數も増し、しかもそれらはあまり深くない。また斷層によつて擾亂された地域は風化や河川の侵蝕に對して弱くなつているため、番ノ澤のように斷層とほぼ平行した流路をとることがある。

これらの水系によつて侵蝕されて複雑な地形を示すに到つた山岳地帯には700m以上の高峰が10指をもつて數えることが出来る。函淵砂岩層や石狩群の高根夾炭層（砂岩帯）、その他の砂岩からなる地層はよくケスタ地形を形成している。

空知川や芦別川の流域には4段の河岸段丘が發達しており、芦別川中流のペンケリヤウシ川（青木澤）附近では1段みられる。

本圖幅内の鐵道には、芦別川に沿つてその東岸を南北に通ずる森林鐵道と、根室本線下芦別驛から芦別川沿いに頓城に到る三井鑛山芦別鑛業所の炭鑛鐵道ならびに圖幅地内の北東隅を空知川沿いに通ずる根室本線がある。また道路の主なもの、上芦別から野

花南南方の丸山（標高433mの三角點）山麓までの道路，砂川より歌志内町西山に通ずる道路のほかに，根室本線に平行する国道などで，いずれも自動車の通行が可能である。しかしながら圖幅地域の中央部には，造材用の軌道が時宜に應じて敷設される以外に，輸送機關としてみるべきものがない。

II 地 質 概 説

本圖幅地域内に分布する地層は白堊系，古第三紀の石狩層群，幌内層，新第三紀の川端層群ならびに第四紀の段丘堆積層と沖積層である。火成岩としては芦別町丸山を構成し，上部白堊系を貫いている玢岩がみられるにすぎない。（第1表参照）

白堊系は，この地域の主要構造である空知背斜の中核をなして，圖幅の中央部に広く分布しているほか，圖幅東邊部の南北方向の野花南斷層の東側に分布している。空知背斜は北に沈んでいるので，白堊系上に平行不整合にのつている，石狩層群は同背斜の兩翼をなすだけでなく，白堊系の北側にも分布している，空知背斜の東翼においては石狩層群の上位に幌内層と川端層群がそれぞれ不整合関係をもつて重なり，金剛岳と鳥帽子岳を結ぶ分水嶺附近を軸とする上芦別向斜¹⁾を形成している。この向斜の東側は野花南斷層で白堊系と接している。

空知背斜の中核に分布する白堊系は，南方幾春別附近の白堊系の連続で，後者は古く矢部長克によつて下位から下部菊石層，三角介砂岩層および上部菊石層に區分された。その後今井半次郎によつて白堊系の最上部として函淵砂岩層が追加され，さらに幾春別川流域の白堊系中に於けるイノセラムスの層序的産出順序が長尾巧，齋藤林次，松本達郎によつて研究された。他方，野花南川流域の白堊系は東方富良野盆地の白堊系の連続で後者においては橋本直によつて下部菊石層と三角介砂岩との間に不整合が発見された。その後松本達郎は北海道および樺太の白堊系の總括的研究を行い，従來の下部菊石層を下部菊石層群と中部菊石層群とに區分した。この區分は富良野盆地にも通用され，また本圖幅内の下部菊石層も中部菊石層群であることがわかつた。

他方，函淵層群と石狩層群との境界については今井半次郎の研究以來種々の問題があ

1) 芦別向斜とも呼ばれる。

第 1 表 地 質 總 括 表

時 代		地 層 名		記 事		
第 四 紀	現世	沖 積 層				
	更新世	河 岸 段 丘 堆 積 層				
第 三 紀	新 第 三 紀	中 新 世			←造山運動	
			川 端 層 群	←造山運動		
	古 第 三 紀	漸 新 世	石 狩 層 群	幌 内 層		←海進
				最上階	芦 別 層 層	小海進
				上 階	頼 城 層 層	小海進 ?
					高 根 層 層	小海進
				中 階	美 唄 層 層	海 進
					若 鍋 層 層	
				下 階	夕 張 層 層	
					幌 加 別 層 層	
白 堊 紀			函 淵 層 群		←火成活動	
			上 部 蝦 夷 層 群			
			夷 中 層 部 群	三笠亞層群 佐久層		
		主 部				

つて、函淵層群の一部は石狩層群に、また石狩層群の一部は函淵層群に含められたこと
もあつたが、最近では歌志内附近において両者の境界が須貝貫二らによつて明らかにさ
れつつある。

本圖幅の石狩層群は奔別斷層以北の空知地區(從來の空知炭田)に屬するもので、同斷
層以南の夕張地區(從來の夕張炭田)のものに比較して地層全體の厚さが厚つく、地質構造

も夕張地區ほど著しい褶曲はうけていない。

石狩層群は本邦におけるもつとも重要な夾炭層の一つであるため、地質調査も早くから多くの人々によつて行われた。今井半次郎が石狩層群をはじめて地層区分してから今日に至るまでにその層序や地質構造は一應明らかとなつた。ことに大多數の稼行炭層が同層群の下半部に多いため、美唄層以下の地層については詳細な調査が行われ、地層の区分、層序、對比についても炭田全域にわたつて統一された體系がほぼ出来たといつてよい。

しかし、赤平層から上位の地層については、限られた地域をのぞいては未だ充分調査が行なわれていない。そのため、地層区分の境界も調査者によつてかなりまちまちで、層序や地層区分にも未だ充分にわかつてない點がある。

幌内層は石狩層群を不整合に覆つている漸新世末期の海成層で、本地域での全層厚は約700mにおよんでいる。

新第三紀の堆積層として川端層群がある。幌内層と川端層群の層位關係は模式地の夕張地區においても研究者によつてそれぞれ意見が異つている。古くは今井半次郎が幌内層と川端層の中間に中間層と呼ぶ漸移層を区分した。その後の研究者によつて、この中間層は下位から紅葉山層と瀧ノ上層とに細分され、それぞれ不整合關係にあるものと訂正された。

最近松井愈は紅葉山層と瀧ノ上層はそれらが包藏している化石からも川端層や幌内層と時代的に區別すべきであるとし、さらに紅葉山層は夕張地區北部の朝日炭鑛附近ではすでに尖滅しており、小さな堆積盆地に堆積したものであると述べている。

本圖幅内で川端層群とした地層には大きくみて2つの型がある。その1つは野花南斷層以西に分布して幌内層上に基底礫岩をもつてのつている地層で、その基底に近く *Liquidamber formosa* HANCE その他の植物化石や粗悪な炭層を挾有している。他の1つは、野花南斷層以東に分布し、本圖幅ではその北東隅にきわめて小區域に分布しているもので、その基底には蛇紋岩礫や蛇紋岩塊をとりこんだ泥岩があり、その上位に砂岩・泥岩の互層があつて、模式地の瀧ノ上層および川端層に同定してよいものと思われる。

III 白 聖 系

1. 概 説

本圖幅地内の白聖系は主部のいわゆる空知背斜をつくる地域と東方の野花南川^{スカナン}流域とに分れて分布する。

白聖系は古第三系石狩層群に平行不整合に覆われ、下位から中部蝦夷層群（これは更に主部と上部の三笠亜層群および佐久層とに区別される）・上部蝦夷層群および函瀾層群に区別され、各々の關係は整合である。

白聖系を構成する堆積岩には頁岩ないし砂質頁岩、泥岩ないし砂質泥岩、シルト岩、細砂質シルト岩ないしシルト質細砂岩、種々の粒度の砂岩、礫岩および凝灰岩等がある。その外稀には炭質頁岩がある。

頁岩ないし砂質頁岩は層理がよく發達し黑色を呈し、風化すると稜角状の細片に破碎することが多い。砂岩の薄層 (layer) あるいは葉層 (lamina) を挟むものは黑色泥質のものや淡綠色砂質のものとの縞をつくる。泥岩ないし砂質泥岩は黑色ないし暗灰色を呈し比較的均質かつ塊状であつて時には頁岩質となることがあり、風化すると少々丸味を帯びる細片に破碎することが多い。シルト岩は一般に塊状であり稀に層理を示し、かつ暗灰色ないし黒灰色を呈し、風化の状態は泥岩のそれに似る。細砂質シルト岩ないしシルト質細砂岩も一般に塊状であるが稀に層理を示しかつ暗灰色を呈した多少帶青色となることがあり、風化すると少々丸味を帯びた小塊に割れることが多い。以上の堆積岩中には一般に泥灰岩團塊が含まれることが多い。砂岩には細粒から粗粒に至る種々の粒度のものがあつて、塊状ないし成層を示し、黝青色、青灰色、綠灰色、灰色、灰白色および時には暗灰色を呈するが暗灰色のものは泥質である。砂岩中には極めて稀に泥灰岩團塊が含まれることがある。砂岩頁岩互層のうち、細交互層とはその互層を構成する砂岩および頁岩の1單位の厚さが各々10種内外のものである。凝灰岩は一般に白色を呈し酸性であるが、緻密かつ堅硬のものとベントナイト質かつ柔軟なものがある。

本圖幅地の白聖系の層序は第2表の通りである。

第 2 表

上芦別圖幅の白堊系

年代的層序區分		岩相的層序區分	
ヘトナイ統	上部階	函 淵 層 群	
	下部階		
浦 河 統	最 上 部 階	上 部 上 部 蝦 月 見 層 夷 層 群	
	上部階		
	下部階		
ギリヤーク統	上部階	下 部 三笠亞層群 中 部 蝦 佐 久 層	
	下部階		
宮 古 統	最 上 部 階	主 部 夷 層 群	
	上部階		

白堊系の構造は第三系石狩層群のそれと平行的であり、両者はともに同一の造構造運動を蒙っている。白堊系は複背斜構造および複向斜構造をつくり、それらの軸は、いづれも北方に向つて沈下している。各層群については地域別に、すなわち空知背斜の東翼（サキペンベツ川下流部を含む）、西翼（サキペンベツ川流域同川下流部を除く）および野花南川流域に分けて記述する。東翼および西翼には前述の各層群が分布し、サキペンベツ川流域には主として上部蝦夷層群が分布し、野花南川流域には中部蝦夷層群のみが分布する。

2. 中部蝦夷層群

本層群は空知背斜の軸部および野花南川流域に分布する。前者では本層群主部とその上位の三笠亜層群とに、後者では本層群主部とその上位の佐久層とに區分される。

A) 空知背斜軸部

[1] 中部蝦夷層群主部

(1) 概 説

本層群主部は上位の三笠亜層群と整合であるが、両者間の岩相變化は急激である。下限は背斜構造をなすために不明であるが厚さは少なくとも 1,300 米以上と推定される。

フリツシュ型の堆積物で、主に縞状砂質頁岩から成り砂岩、砂岩頁岩細交互層及び泥岩を伴い、また稀に白色ベントナイト質凝灰岩の薄層を挟む。縞状砂質頁岩は砂質頁岩中に淡緑色細粒砂岩の薄層または葉層を少量ではあるが頻繁に挟み、黒灰ないし暗灰色と淡緑色との縞を呈する。風化すると長方形の大小のブロックに破碎し更に泥岩のように丸味を帯びた稜角状の細片に破碎するが、頁岩のように著しい稜角状の細片に破碎しない。これに類似する岩相は上部蝦夷層群中の頁岩および砂質頁岩にも時々みられるが縞状をなす程度は低い。泥灰岩團塊は稀に含まれるが、局部的には多量に含まれることがある。化石はこれらの團塊中から発見されないが、母岩中から若干産出する。

(2) 東 翼

本層群主部は^{はちがつ}八月澤及び^{ほろこましべつ}幌子芦別川のみに露出し、斷層及び褶曲のために下限は不明であるが厚さは少なくとも 500 米以上と推定される。岩相によつて層序は下位から M_{E1} から M_{E3} まで區分され、各々の關係は整合であり岩相變化はむしろ緩慢である。

 M_{E1}

主に縞狀砂質頁岩から成り、所々砂岩頁岩互層および砂岩頁岩細交互層を挟む。泥灰岩團塊は稀に含まれるが局部的には多く含まれることがあり、化石は未發見である。厚さは 300 米以上である。

 M_{E2}

縞狀砂質頁岩、砂岩頁岩細交互層および砂岩の交互層から成る。泥灰岩團塊および化石は稀に含まれるが¹⁾、前者は局部的に多いことがある。厚さ約 130 米以上。

八月澤における M_{E2} の上部に挟在する青灰色中粒アルコーズ砂岩からは *Cladophlebis* sp. が産出し (LOC. 50²⁾)、また幌子芦別川における LOC. 67 から保存不完全な二枚角が産出する。

 M_{E3}

砂質頁岩および縞狀砂質頁岩から成る。泥灰岩團塊は稀であり、化石は未發見である。厚さ 90~50 米。

- 1) 露頭においては泥灰岩團塊は容易に發見されるのに反して化石は發見されないこともある。以下化石の産出頻度を「多い」、「少ない」等の言葉でいい表わすが、この場合はむしろ「多く」または「少なく」發見されたというべきであろう。しかし化石は粗粒岩中から發見されるものを除くと、泥質岩自體の中から發見されることがあるが、一般には泥灰岩團塊中に發見される場合が多い。従つて化石の産出頻度を化石の發見された量をもつて概念的にいい表わすことは余り不都合ではなからう。勿論化石の産状を立體的に調査するのではなくて、數本の路線調査の結果を歸納して地層中における化石の産出頻度を表現することは危険であるかも知れない。また一細分層の化石産出頻度は踏査した各路線毎に、すなわち南北方向に變化するが、ここでは一細分層の化石産出頻度をその最大量でもつて表現する。この場合その細分層の化石産出頻度は變化してもなお産出頻度についてはその細分層としての上位または下位の細分層のそれと異なつた傾向を示す。
- 2) 化石産地については白堊系踏査圖を参照せよ。以下これに準ずる。

(3) 西 翼

本層群主部は^{しもうたしない}下歌志内川、^{びはい}美唄川および^{ばんべつ}奔別川によく露出し、背斜をなすために下限は不明であるが厚さは1,300米以上と推定される。岩相によつて層序は下位から M_{W1} から M_{W5} まで区分され、各々の関係は整合であり、かつ岩相變化は一般に緩慢ではあるが一部に比較的急激なことがある。

 M_{W1}

奔別川のみ^に露出し、下限は不明であるが厚さは640米以上に達する。縞状砂質頁岩に富む砂岩頁岩細交互層から成る。泥灰岩團塊は稀に含まれ化石は未発見である。

 M_{W2}

淡青灰ないし灰綠色、成層あるいは塊状の中粒砂岩を主とし時々縞状砂質頁岩を挟む。澤灰岩團塊および化石は未発見である。厚さ約140~100米。

 M_{W3}

縞状砂質頁岩を主とし時々砂岩および泥岩を挟み、また白色ペントナイト質凝灰岩薄層 (layer) を少なくとも一層挟む。泥灰岩團塊を稀に含み化石は未発見である。厚さ約300米。

 M_{W4}

主に砂岩頁岩細交互層から成り縞状砂質頁岩および中粒砂岩を挟み、また下部には白色ペントナイト質凝灰岩(黒雲母流紋岩質凝灰岩)の薄層 (bed) が少くとも一層挟在する。泥灰岩團塊は稀に含まれ、化石は未発見である。厚さ約150米。

 M_{W5}

主に泥岩から成り時々頁岩質となり縞状砂質頁岩を挟む。最上部は局部的にシルト質細砂岩となる。泥灰岩團塊は稀に含まれ化石は未発見である。厚さ約80~70米。

(4) 對比及び年代

東西兩翼における本層群主部の各層を岩相によつて對比すると第3表のようになる。そして M_{W2} および M_{E2} — M_{W4} は他の部層よりも粗粒であり、従つて本層群中に3つの“推積小輪廻”³⁾ がみとめられる。すなわちそれらは東翼では M_{E1} と M_{E2} — M_{E3} 、西翼では M_{W1} 、 M_{W2} — M_{W3} と M_{W4} — M_{W5} に示される。(第3表参照)

第 3 表

岩相的層序區分及び“堆積小輪廻”による對比

堆積小輪廻 地域	I			II			III			IV			V		VI												
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	1	2	3	4									
東 翼	[斜線]		M _{E1}	M _{E2}	M _{E3}	T _{E1}	T _{E2}	T _{E3}	U _{E1}	U _{E2}	U _{E3}	U _{E4}	U _{E5}	U _{E6}	U _{E7}	U _{E8}	U _{E9}	U _{E10}	U _{E11}	H _{E1}	H _{E2}	H _{E3}					
西 翼	M _{W1}	M _{W2}	M _{W3}	M _{W4}	M _{W5}	T _{W1}	T _{W2}	T _{W3}	U _{W1} 下-中部			U _{W1} 上部-U _{W2}			U _{W3}		U _{W4} -U _{W5}		U _{W6} -U _{W7}		H _{W1}	H _{W2}	H _{W3}		[斜線]		
堆積小輪廻 地域	主 部						三空部層群			上 部 假 及 層 群											兩 淵 層 群						
堆積小輪廻 地域	中 部 假 及 層 群																										
堆積小輪廻 地域																				a-c				d-e		f-g	
堆積小輪廻 地域																				H _{W3}		a-c		d		[斜線]	

第 4 表

年代的層序區分による對比

年代的層序區分 地域	宮 古 統		ギリヤーク統				浦 河 統			ヘトナイ統						
	上部階	最上部亞階	下 部 階		上 部 階		下 部 階	上 部 階	最上部亞階	下 部 階	上 部 階					
東 翼	M _{E1} -M _{E3}		T _{E1}		T _{E2} -T _{E3}		U _{E1}	U _{E2} -U _{E4}		U _{E5} -U _{E8}	U _{E9} -U _{E11}		H _{E1}	H _{E2}	H _{E3}	
西 翼	M _{W1} -M _{W3}		M _{W4} -M _{W5}		T _{W1} -T _{W3}		U _{W1}		U _{W2} -U _{W3}	U _{W4} -U _{W7}		H _{W1}	H _{W2}	H _{W3}		[斜線]

本層群主部中から年代決定に有効な化石が発見されていない。しかし本圖幅地の南方幾春別附近における空知背斜西翼の本層群から *Pervinquieria imaii* (YABE & SHIMIZU) が産出し、その産出地層⁴⁾は岩相上本圖幅地のM_{W5}に對比される。*Pervinquieria imaii*の層序的産出範囲は従来宮古統上部階から最上部亜階に亘るとされている。しかし後述するように本圖幅地西翼の三笠亞層群の年代は大部分ギリヤーク世古期であり、その最下部のそれは不明である。

またこの三笠亞層群の年代が幾春別附近における西翼の三笠亞層群の年代と必ずしも一致するとは限らない。従つて本圖幅地のM_{W5}が岩相上は幾春別附近の *Pervinquieria imaii* を産出する地層に對比されると考えても両者の年代は必ずしも同一であるとはいえない。しかし本圖幅内では西翼における本層群最上部の年代は恐らく宮古世末亜期であり、かつ本層群主部の年代は恐らく大部分宮古世新期であろう。また東翼における本層群の主部の年代は後述するように三笠亞層群下部の年代が宮古世末亜期であるから恐らく宮古世新期であろう⁵⁾。(第4表参照)

〔2〕 三笠亞層群

(1) 概 説

本亞層群は中部蝦夷層群上部の局部的岩相層序単位である。その下位の中部蝦夷層群主部および上位の上部蝦夷層群との関係は整合であるが岩相變化は急激である。厚さは約200~300米であるが東翼の方が西翼よりも厚い。

主に浅海性、一部濱海性の堆積物であり、種々の粒度の砂岩を主とし礫岩およびシルト質細砂岩から泥岩に至る細粒岩を伴い、また炭質頁岩および凝灰岩を挟む。砂岩は一般に青灰色、緑灰色および灰白色を呈するが時には黝青色、灰色および暗灰色を呈する。

3) ここにいう堆積小輪廻は北海道一樺太地向斜内の空知層群から函淵層群に至る一つの大きな堆積輪廻に對して小さい單位のものであり、嚴密には堆積輪廻を表わしていないかも知れない。なぜなら本圖幅地の白堊系も上記地向斜内の一區域における堆積物であり、これに對して陸棚海の堆積物におけるような一律な海進海退を考へることは妥當でないかも知れない。しかしここでは粗粒なものから細粒なものに至る周期性あるいは律動性を堆積小輪廻に似たものとして以後“堆積小輪廻”という言葉を用いる

4) この化石の産出地層は神戸信和によると中部蝦夷層群主部の最上部である。

5) 松木達郎(1943)によると中部蝦夷層群の年代は宮古世新期より古くない。

しかし構成礦物が摩滅されており、かつ明らかに火山岩の組織を示す破片が含まれない。點において後述の函淵層群の砂岩と異なる。礫岩の礫は普通拳大以下であり、チャート・砂岩、頁岩等から成る。凝灰岩には白色堅硬流紋岩質のものと白色柔軟ベントナイト質のものがある。化石としては砂質岩から主に三角貝その他の瀕海、沿岸性貝化石が産出し、泥質岩中に含まれる泥灰岩團塊中から、また時には泥質岩自體の中から主にアンモナイトおよびイノセラムスが産出する。

なお東西兩翼における本亞層群を比較すると第5表の通りとなる。

第 5 表 東西兩翼における三笠亞層群の比較

	西 翼	東 翼
地層の厚さ	薄い、(220—230米)	厚い、(240—300米)
全體を通じての粒度	粗い	細かい
岩相の全體的垂直變化	大きい	小さい
岩相の全體的水平變化	大きい	小さい
礫 岩	多い	少ない
砂岩の岩質	泥質のものが少ない	泥質のものが多い
砂岩の成層状態	塊状のものが多い	成層するもの(頁岩質薄層を挟む)が多い
炭質頁岩	挟在する	挟在しない
化石の産出(粗粒岩)	アンモナイト少ない	アンモナイト多い
化石の産出(細粒岩)	淺海性介化石少ない	淺海性介化石多い
	多	少

(2) 東 翼

本亞層群の厚さは一般に約240~300米である。すなわち八月澤では約240~290米。幌子芦別川では約300米である。

主に成層一塊状、粗粒—細粒砂岩から成りこれらの砂岩は時には泥質となる。礫岩、シルト質細砂岩、細砂質シルト岩、シルト岩、泥岩および白色堅硬流紋岩質凝灰岩を挟む。

岩相によつて層序は下位から T_{E1} から T_{E3} まで區分され、各々の關係は整合であり岩相變化は一般に急激であるが漸移的な場合もある。 T_{E2} は T_{E1} および T_{E3} に比べて細粒である。

T_{E1}

主として成層一塊状粗一中粒砂岩から成るが局部的には細粒砂岩となる。時々礫岩、シルト質細砂岩、細砂質シルト岩、シルト岩、泥岩を、また下部には局部的に白色堅硬流紋岩質凝灰岩を少なくとも1層 (bed) 挟む。

泥灰岩團塊は一般に少ないが局部的には多く、また化石は團塊および砂岩中から普通に産出する。厚さ約140~90米。

八月澤にみられる厚さ約10米の白色流紋岩質凝灰岩は細粒の基地の中に大形の石英、斜長石および黒雲母の結晶を少量含む。

産出化石	化石産地				幌子芦別川		八月澤	
					上部		下部	上部
	64	65	66	62	52	54	49	
<i>Phylloceras velledae</i> (MICHELIN)?			×					
<i>Desmoceras kossmati</i> MATSUMOTO							×	
<i>Sharpericeras</i> aff. <i>laticlavium</i> var. <i>indica</i>					×			
<i>Desmoceras</i> (<i>Pseudouhligella</i>) <i>japonia</i> YABE	×		×	×				
<i>Desmoceras</i> (<i>Pseudouhligella</i>) <i>ezoana</i> MATSUMOTO				×				
<i>Acanthoceras orientale</i> MATSUMOTO		×						
<i>Forbesiceras</i> sp.		×						
<i>Inoceramus contricus</i> var. <i>nipponicus</i> NAGAO & MATSUMOTO				×				
<i>Inoceramus yabei</i> NAGAO & MATSUMOTO				×				
<i>Trigonia longiloba</i> JIMBO				×				
<i>Trigonia dilapsa</i> YEHARA				×				
<i>Trigonia</i> sp.				×				×
<i>Thetironia affinis</i> (WHITEAVES) var. <i>yaponica</i> YABE & NAGAO	×	×	×					
<i>Anthonia japonica</i> MATSUMOTO	×							
<i>Trochus vistuloides</i> YABE & NAGAO		×						
<i>Margarites sachalinensis</i> NAGAO		×						
Gastropoda		×						

T_{E2}

泥岩またはシルト岩から成り上部には局部的にシルト質細砂岩，細砂質シルト岩を伴い，また細交互層を挟むことがある。泥灰岩團塊は少なく，化石も一般に少ないが局部的には母岩中から普通に産出する。厚さ約80～50米。

産出化石	化石産地	
	幌子	芦別川
<i>Calycoceras</i> ? sp.		×
<i>Cucullaea ezoensis</i> YABE & NAGAO	×	
<i>Trigonia hokkaidoana</i> YEHARA	×	
<i>Trigonia longiloba</i> JIMBO	×	
<i>Lucina (Myrtea) ezoensis</i> NAGAO	×	
<i>Frammatodon sachalinensis</i> (SCHMIDT)	×	
<i>Spisula (Cymbophora) ezoensis</i> YABE & NAGAO	×	
<i>Trochus vistuloides</i> YABE & Nagao	×	

T_{E3}

成層一塊状，粗～細粒砂岩を主とし，少しの礫岩，また下限には局部的にシルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩を伴うことがある。泥灰岩團塊および化石は稀に含まれる。化石は一般に母岩中から産出する。厚さ約80～40米。

産出化石	化石産地			
	40	36	L3	61
<i>Desmoceras (Pseudouhligella) japonica</i> YABE	×			×
<i>Inoceramus concentricus</i> GROUP	×			
<i>Inoceramus</i> sp. (Group of <i>I. Concentricus</i>)		×		
<i>Grammatodon sachalinensis</i> (SCHMIDT)			×	

(3) 西 翼

本亜層群の厚さは約220～230米である。すなわち下歌志内川では約230米、美唄川では約220米である。

主に種々の粒度の砂岩から成り、これらの砂岩は塊状時に成層を示し、下部では一般に青色、緑色を帯び上部では一般に白色を帯びることが多い。シルト質細砂岩を伴い、また礫岩、細砂質シルト岩、シルト岩、泥岩、炭質頁岩および白色ベントナイト質凝灰岩を挟み、そのうち礫岩は上部に多い。

岩相によつて層序は下位から T_{W1} から T_{W3} まで区分され、各々の関係は整合であるが岩相変化は急激な場合もあれば漸移的な場合もある。 T_{W3} は礫岩に富み、 T_{W2} は T_{W1} および T_{W3} に比べて細粒であり、かつ化石を多く産出する。

 T_{W1}

主に粗一細粒砂岩またはシルト質細砂岩から成るが、北方は南方に比べて細粒となる。下限には局部的に海緑石質砂岩および凝灰岩薄層 (lager) がある。泥灰岩團塊は稀であり、化石は最上部から團塊および砂岩中に若干産出する。厚さ約70～60米。

下歌志内川においては細粒一細砂岩、シルト質細砂岩、細砂質シルト岩が発達し、美唄川においては塊状粗一細粒砂岩が優勢であり、下限には厚さ約0.3米の海緑石質粗一中粒砂岩があり、その上位に厚さ約0.1米の白色ベントナイト質凝灰岩がある。化石としては下歌志内川 LOC.278 から *Pecten (Propeamussium) cooperi* var. *yubarensis* YABE & NAGAO を産出する。

 T_{W2}

主にシルト質細砂岩、細砂質シルト岩、シルト岩および泥岩から成るが、下部は上部に比べて粗粒である。泥灰岩團塊は普通に含まれ、化石は團塊中からも、また母岩中からも普通に産出する。厚さ約40～50米。

産出化石	化石産地						
	美唄川		下歌志内川				
	198	197	273	276	265	272	277
<i>Desmoceras (Pseudouhligella) japonica</i> YABE		×	×				
<i>Desmoceras (Pseudouhligella) ezoana</i> MATSUMOTO							×
<i>Puzosia</i> sp.			×				
<i>Inoceramus concentricus</i> var. <i>nipponicus</i> NAGAO & MATSUMOTO			×			×	×
<i>Inoceramus concentricus</i> var. <i>costatus</i> NAGAO & MATSUMOTO			×				
<i>Inoceramus yabei</i> NAGAO & MATSUMOTO		⊗	×		×		×
<i>Inoceramus</i> sp.	×	×					
<i>Grammatodon sachalinensis</i> (SCHMIDT)		×	×				
<i>Cucullaea</i> sp.			×				
<i>Lima</i> sp.		×					
<i>Callista</i> sp.			×				
<i>Exogyra</i> sp.			×				
<i>Trigonia</i> sp.	×			×			
<i>Tessalorax japonica</i> NAGAO							
<i>Natica (Lunatia) denselineata</i> NAGAO		×	×				
<i>Echinoid</i>							

⊗印は豊富 (abundant) に産出することを示す

T_{W3}

主に粗一中粒砂岩から成り、下部には著しい礫岩を伴い細粒砂岩、シルト質細砂岩およびシルト岩を挟む。また最下部に白色流紋岩質凝灰岩薄層 (bed)、中部には局部的に炭質頁岩および白色ベントナイト質凝灰岩薄層 (bed) が各々少なくとも一層挟在する。泥灰岩團塊および化石は一般に少ないが、最上部においては局部的に普通に含まれる。化石は團塊のみならず母岩からも産出する。厚さ約120~110米。

下歌志内川においては特に厚い礫岩が最上部と中部とに挟在し前者では厚さ約10米、後者では約30米である。また後者の礫岩の少し上位に厚さ約0.3米の白色ベントナイト質凝灰岩およびその上位の厚さ約1米の炭質頁岩が挟在する。また上部には厚さ約10米の團塊および化石に富む塊状シルト質細砂岩を挟む。美唄川においては下部では厚さ約10米の礫岩が挟在し、それより下位に厚さ約2米の白色凝灰岩がある。

産出化石	化石産地		
	奈井江川	下歌志内川	
	248	271	274
<i>Prionotropis teshioensis</i> YABE & SHIMIZU		×	
Ammonite	×		
<i>Inoceramus concentricus</i> var. <i>nipponicus</i> NAGAO & MATSUMOTO	×		×
<i>Inoceramus</i> sp.		×	
<i>Cucullaea</i> sp.	×		
<i>Thetisonia</i> sp.	×		

(4) 対比及び年代

東西兩翼の本亜層群を岩相的層序区分および“堆積小輪廻”によつて対比すると第3表のようになる。そして T_{E2} および T_{W2} は各々の上下の地層に比較すると細粒であるが、 T_{E2} は東翼における本亜層群中の可成り上部を占めるのに対して T_{W2} は西翼における本亜層群中の中部を占める。かつ T_1-T_2 および T_3 の2つの“堆積小輪廻”がみとめられるが、そのうち後期の小輪廻は上部蝦夷層群につづく。

次に本亜層群の年代について述べる(第4表参照)。東翼の T_{E1} 下部は *Desmoceras kossmati* 帯であり、その年代は宮古世末亜期である。 T_{E1} 上部- T_{E3} は *Inoceramus concentricus* var. *nipponicus* 帯であり、その年代はギリヤーク世古期である⁶⁾。西翼については T_{W1} は年代不明であるが恐らくギリヤーク世古期であろう⁷⁾。 $T_{W2}-T_{W3}$ は *Inoceramus concentricus* var. *nipponicus* である⁸⁾。

6) T_{E2} 及び T_{E3} からは *I. concentricus nipponicus* が産出しないが、*I. concentricus nipponicus* 帯に特有の *Desmoceras (Pseudouhligella) japonica* が T_{E3} から産出するため T_{E2} 及び T_{E3} はこの化石帯に層する。

7) 以下一つの細分層から年代決定に有効な化石を産出しない時、その細分層の年代を推定するためにはその細分層の上下の地層の年代、その細分層の厚さ、“堆積小輪廻”の相互関係を考慮する。

8) T_{W3} 最上部においては従来ギリヤーク世新期を指示するとされている *Prionotropis teshioensis* が産出する。*I. concentricus nipponicus* は従来からギリヤーク統上部階にも産出する可能性をもつていたが、この場合では *I. concentricus nipponicus* と *Prionotropis teshioensis* とが共存する。従つて T_{W3} 最上部は *I. hobetsensis* 帯である可能性が考えられるが、ここでは *I. concentricus nipponicus* 帯としておく。

従つて T_{W2} — T_{W3} の年代はギリヤーク世古期であり、 T_{W1} のそれも恐らくギリヤーク世古期であらう。

なお後述するように東翼の上部蝦夷層群の最下部の年代はギリヤーク世古期であるが、西翼の上部蝦夷層群の最下部のそれはギリヤーク世新期である。従つて本圖幅地内では明らかに本亜層群の岩相的層序區分とその年代的層序區分とが互いに斜交する。(第3および4表参照) 従来では本亜層群と上部蝦夷群との界は年代的にいうとギリヤーク世古期に及ばなかつたが、本圖幅地の東翼ではそれがギリヤーク世古期に及ぶことが判明した。

なお三角貝の産出は T_1 および T_2 に限られる。

B) 野花南川流域

本地域に分布する中部蝦夷層群は東方の富良野盆地における白堊系に連なるもので、略南北方向の野花南斷層によつて西側の第三系に接する。本層群は主部とその上位の佐久層とに區分される。

[1] 中部蝦夷層群主部

上位の佐久層との關係は整合であるが、岩相變化は漸移的である。主に頁岩、砂質頁岩、泥岩および砂質泥岩から成り、縞狀砂質頁岩、砂岩頁岩細交互層および白色ベントナイト質凝灰岩薄層を挟む。泥灰岩團塊および化石は一般に少ないが局部的には普通に含まれることがある。丸山南方を通る北西西—南東東方向の斷層以北においては化石は普通に産出するが、同斷層以南では稀である。

上記の斷層以北において産出する化石には次のようなものがある。

Anagaudryceras sacya (FORBES)

Desmoceras (Pseudouhligella) japonica YABE

D. (P.) ezoana MATSUMOTO

Pachydesmoseras denisoi (STOLICZKA) ?

Inoceramus yabei NAGAO & MATSUMOTO

I. concentricus var. *nipponicus* NAG. & MAT.

この地域の本層群主部は岩相および層位上空知背斜軸部のそれ、及び富良野盆地の馬内川頁岩層(橋本亘1936)に對比される。しかし空知背斜軸部におけるように詳細な岩相的層序區分は判明しない。この地域の本層群主部の年代は前記の産出化石からみても

わかるようにギリヤーク世古期であるが、空知背斜軸部におけるその年代はギリヤーク世古期よりも古い。従つてこの場合岩相的層序区分と年代的層序区分とが斜交する。

〔2〕 佐久層

本層は丸山の南方を通る北西—南東東方向の斷層以南に分布し、本層とその下位の中部蝦夷層群主部との関係は整合であるが兩者間の岩相變化は漸移的である。上限は斷層のために不明であるが厚さは約 200 米以上であり、主として成層細粒砂岩、砂岩頁岩細交互層、縞狀砂質頁岩、砂質頁岩および砂質泥岩の交互層から成る。泥灰岩團塊及び化石の産出は稀である。本層の下部から *Desmoceras (Pseudouhligella) japonica* YABE を産出する。またこの化石は轉石として最上部からも産出する。

本層は岩相および層位上富良野盆地の近藤山砂岩層（橋本亘 1936）に對比され、また恐らく空知背斜軸部の三笠亞層群に對比されるであろう。本層の年代はその産出化石によつてギリヤーク世古期である。ちなみにアベシナイ川流域の佐久層はギリヤーク統上部階に對比されるが、主タ張地方の佐久層は大部分ギリヤーク統上部階に下部はギリヤーク統下部階に對比される（松本達郎 1942）。

3. 上部蝦夷層群

〔1〕 概 説

本層群は空知背斜に廣く分布し、本層群と下位の三笠亞層群および上位の函淵層群との関係は整合であるが岩相變化は急激である。しかし函淵層群とは局部的には漸移する場合がある。本層群の厚さは約 1,120—360 米である。すなわち東翼では約 1,100 米内外、西翼では 350 米内外である。

主に比較的單脈均質な泥岩および頁岩から成りシルト岩、細砂質シルト岩ないしシルト質細砂岩を伴う一般に深海性の堆積物である。礫岩、砂岩および酸性凝灰岩を挟み稀には石灰質砂岩をも挟む。細粒砂岩は一般に泥灰岩團塊に富み時には石灰質團塊をも含み、それらの中からアンモナイトおよびイノセラムスを多く産出する。東西兩翼とも團塊および化石は南方から北方に向つて少なくなる。

本層群は主に單脈均質な細粒堆積岩から成るために本層群を岩相によつて幾つかの地層に區分するためにあつては次のような方法をとつた。

- (1) 水平的に連続する同一粒度の岩相を1つの細分層として扱う。
- (2) 岩相特に細粒岩相が水平的及び垂直的に變化する場合は粗粒岩を1つの細分層の下限とする。
- (3) 泥灰岩團塊および化石の産出頻度によつて同一の岩相から成る地層をも更に細分する。⁹⁾
- (4) 海緑石質砂岩を鍵層に利用し、これを1つの細分層の下限とする。¹⁰⁾
- なお東西兩翼における本層群を比較すると第6表のようになる。

第6表 東西兩翼における上部蝦夷層群の比較

	西 翼	東 翼
地層の厚さ	薄い (320—370米)	厚い (1120米, 約3倍)
全體を通じての粒度	粗い	細かい
岩相の全體的な水平變化	大きい	小さい
礫 岩	少ない	多い
泥岩中の砂岩礫	殆んどない	或る部層には局部的に多い
海緑石質砂岩	發達顯著	殆んどない
凝灰質岩	少ない	發達顯著
イノセラムスの産出	多い	少ない
アンモナイトの産出	産出層準がイノセラムスの場合よりも限られる	産出層準がイノセラムスの場合と共通する

[2] 空知背斜東翼

本層群は厚さ約 1,120米で、岩相によつて層序は下位からU_{E1}からU_{E11}まで區分され、各々の關係は整合であり岩相變化は一般に緩慢であるが急激な場合もある。本層群には中部に稍厚く粗粒岩が發達する部分があり、この部分から下位では上位に比べて粗粒岩

- 9) 泥灰岩團塊は2次的に生成されたものであるからその産出頻度は地層區分の基準としては不適當のようであるが、しかしこれは堆積當時の地層中における生成條件の有無、良、不良を示すので、この點からみて地層區分の基準に使用しても不都合ではない。化石産出頻度は化石帯とは無關係に地層を構成する堆積物の一員としての化石に富むか或いは乏しいかを意味する。
- 10) 海緑石質砂岩を鍵層に利用することにはある程度の地域の限界があると考えられる。また海緑石質砂岩は一般に淺海性堆積物と考えられているので、上述の(2)にあたる粗粒岩と同様に扱つて1つの細分層の下限とする。

を幾分多く挟み、また岩相の水平的變化も幾分多い。團塊および化石の産出は南方から北方に向つて減ずる。

U_{E1}

下部は頁岩から成り中、上部は砂岩頁岩細交互層から成る。また岩相は水平的に變化してシルト岩となる所がある。最上部に泥岩を伴う。白色ベントナイト質凝灰岩薄層(layer) または帯綠色凝灰岩ないし凝灰質砂岩薄層(bed) が稀に挟在する。泥灰岩團塊および化石に富む。¹¹⁾ 厚さ約180~110米。

月見澤においては下部にベントナイト質凝灰岩薄層が挟在し、幌子芦別川における下部の頁岩および砂質頁岩は砂岩の薄層または葉層をかなり挟み、また上部に厚さ約1米の凝灰質粗粒砂岩を挟む。

産出化石	化石産地									
	幌子芦別川				月見澤					
	下部		上部		中部		上部			
35	38	34	33	39	41	42	4	5	3	
<i>Anagaudryceras sacya</i> (FORBES)	×									
<i>Gaudryceras denseplicatum</i> (JIMBO)						×				
<i>Zelandites</i> sp.										×
<i>Desmoceras (Pseudouhligella) japonica</i> YABE	?	×			×					
<i>Desmoceras (Pseudouhligella) ezoana</i> MATSUMOTO			⊗						×	
<i>Tragodesmocerooides subcostatus</i> MATSUMOTO					×					
<i>Scaphites</i> sp.					×					
<i>Inoceramus concentricus</i> var. <i>nipponicus</i> NAGAO & MATSUMOTO	×	×	?					×		
<i>Inoceramus concentricus</i> var. <i>costatus</i> NAGAO & MATSUMOTO					?			×		
<i>Inoceramus yabei</i> NAGAO & MATSUMOTO	×									
<i>Inoceramus hobetsensis</i> NAGAO & MATSUMOTO ?						×				

?印は種の同定不確實なるものの産出を示す

U_{E2}

泥岩ないし砂質泥岩まではシルト岩から成り前者は時々頁岩質となり後者は若干の砂

11) 以下本層群において化石の産出頻度を述べる時に、特に記さない場合は化石はすべて團塊中から産出する。

岩礫を含むことがある。砂岩頁岩細交互層を屢々挟み下限に粗一中粒砂岩を有する。泥灰岩團塊は少なく化石も稀である。厚さ約110~70米。

炭山川においては斷層のために欠除する。化石としては月見澤:LOC.2 から單體珊瑚を産出する。

U_{E3}

下限に礫岩があり、主に頁岩または泥岩から成る。泥岩中には砂岩礫が多く含まれる。最下部には砂岩頁岩細交互層が発達する所があり上部には礫岩がレンズ状に挟在する。泥灰岩團塊および化石は稀である。厚さ約110米。

炭山川においては斷層のために欠除する。化石としては幌子芦別川:LOC.30' から *Scaphites (Yezoites) planus* YABE が産出する。

U_{E4}

頁岩および砂質頁岩を主とし時々砂岩頁岩細交互層を挟み、下部には泥岩または砂岩頁岩細交互層を伴い泥岩は時々頁岩質となる。また下限には礫岩ないし砂岩をもつ。石灰質および泥灰岩團塊に富み化石も豊富である。厚さ約150米。

炭山川および八月澤においては斷層のために欠除する。幌子芦別川では下限に厚さ約3米の礫岩ないし成層粗一中粒砂岩がある。(次頁表参照)

U_{E5}

泥岩および砂質泥岩を主とし時々頁岩質となり、また砂岩礫を多量に含むことがある。時々砂岩頁岩細交互層、礫岩および中一細粒砂岩を含む。泥岩團塊および化石は稀である。厚さ約120~80米。

炭山川および八月澤では斷層のために欠除する。月見澤においては下限には礫質砂岩があり、また中部には厚さ約2.5米以上の礫岩が挟在する。

U_{E6}及びU_{E7} (月見層)

両者は上部蝦夷層群中の顯著な粗粒岩層で、これらを局部的岩相層序單位として月見層と稱する。月見澤または芦別川および幌子芦別川に標式的に露出する。水平的に特に東西方向に岩相變化が著しい。

東方では下部の成層一塊状細粒砂岩、砂岩頁岩細交互層および砂質頁岩を主とする地層(U_{E6})と白色流紋岩質凝灰岩および白色成層一塊状粗一中粒凝灰質砂岩を主とする上部層(U_{E7})とに區分される。U_{E6}の細粒砂岩および砂岩頁岩細交互層を構成する細

産出化石	化石産地									月見澤
	30	28	23	22	26	27	25	21	24	1
<i>Neophylloceras subramosum</i> SHIMIZU		×								
<i>Epigonoceras glabrum</i> (JIMBO)		⊗				×				
<i>Gaudryceras denseplicatum</i> (JIMBO)								×		
<i>Pezosia gaudama</i> (FORBES)			×							
<i>Mesopuzosia indopacifica</i> (KOSSMAT)						×				
<i>Mesopuzosia yubarensis</i> (JIMBO) ?									×	
<i>Jimbocheras planulatiforme</i> (JIMBO)					×					
<i>Romaniceras pseudodevleri</i> (JIMBO) ?	×								×	
<i>Scalarites</i> sp.						×				
<i>Baculites orientalis</i> (MATSUMOTO)		×				×				
<i>Inoceramus concentricus</i> var. <i>costatus</i> NAGAO & MATSUMOTO								×		
<i>Inoceramus hobetsensis</i> NAGAO & MATSUMOTO		×			?	×	×			
<i>Inoceramus pedalionoides</i> NAGAO & MATSUMOTO						×				
<i>Inoceramus teshioensis</i> NAGAO & MATSUMOTO		⊗								
<i>Inoceramus incertus</i> JIMBO		×						×		
<i>Pecten (Propeamusium) cooperi</i> var. <i>yubariensis</i> YABE & NAGAO										×
coral						×				

粒砂岩は緑灰—灰色を呈し石英安山岩質結晶凝灰岩質砂岩である。

U_{E7}の凝灰岩および凝灰質砂岩は白色を呈し、堅硬塊状ないし成層、かつ粗粒—中粒である。凝灰岩は隱微晶質の基地の中に斜長石、石英および黒雲母の大形かつ新鮮な結晶が多量に含まれる黒雲母斜長洗紋岩質凝灰岩である。また U_{E7}の地層中には有機物質がかなり多量に含まれることがあり、また海綿石質砂岩および礫岩がレンズ状として挟在することがある。西方では砂岩、礫岩および頁岩の不規則な堆積状態¹²⁾を示す交互層となり一般に下部は礫岩に上部は砂岩に富む。

礫岩は淘汰不良であり、その礫は普通半拳大以下の砂岩、チャート、頁岩、泥灰岩、酸性火成岩等であり、泥によつて膠結される。

東方では U_{E6}、U_{E7} 兩層は區別されるが西方では區別され難い。厚さは兩層を合わせて170米以上に達する場合があり、そのうち U_{E7}は一般に約100米内外と推定される。泥灰岩團塊（前述の礫としての泥灰岩ではなくて母岩中に含まれるもの）および化石に乏しいが、U_{E7}からは砂岩中に濱海性貝化石を若干産出する。

産出化石	化石産地		芦別川	
	幌子	芦別川	U _{E7}	
	U _{E6-7}	U _{E7}	7'	6'
<i>Scaphites</i> ? sp.	×			
<i>Inoceramus uwajimensis</i> YEHARA	×			
<i>Acila</i> sp.		×		
<i>Ostrea</i> sp.			×	
Echinoid				×

U_{E8}

主に頁岩および砂質頁岩よち成り下部に砂岩頁岩細交互層を伴う。また泥岩を主とする場合があり、泥岩は時々頁岩質となる。なお頁岩および砂質頁岩中には砂岩薄層あるいは葉層が頻繁に挟在することがある。泥灰岩團塊および化石は普通に含まれる。なお *Inoceramus uwajimensis* は母岩から産出することが多い。厚さ約120~90米。

12) 同時侵蝕および地層の急激な膨縮がみられる。

産出化石	化石産地			月見澤
	幌子	芦別川	川	55
<i>Mesopuzosia yubarensis</i> (JIMEO) ?		×	×	
<i>Polyptychoceras</i> sp.				×
<i>Inoceramus uwagimensis</i> YEHARA	⊗	×		×

U_{E9}

主に塊状泥岩および砂質泥岩から成り、粗—細粒砂岩を少しく挟む。泥灰岩團塊および化石は少ない。厚さ約100~80米。

産出化石は次の通りである。

八月澤 LOC.53 Echinoid

月見澤 LOC.129 *Inoceramus* cf. *japonicus* NAGAO & MATSUMOTO

芦別川 LOC.139 *Inoceramus japonicus* N. & M.

U_{E10}

主に泥岩から成り時々頁岩質となる。時々粗—中粒砂岩、石灰質砂岩、砂岩頁岩互層

産出化石	化石産地							
	芦別川			サキベン ペツ川		月見澤	八月澤	
	7	8	9	157	68	128	48	51
<i>Gaudryceras tenuiliratum</i> YABE			×	×				
<i>Polyptychoceras haradanum</i> (YOKOYAMA)				×				
<i>Polyptychoceras pseudogaultinum</i> (YOKOYAMA)				×				
<i>Polyptychoceras</i> sp.			×				×	
<i>Texanites</i> sp.			×					
<i>Inoceramus ezoensis</i> YOKOYAMA				×			?	?
<i>Inoceramus japonicus</i> NAGAO & MATSUMOTO	×	×	×					
<i>Inoceramus amakusensis</i> NAGAO & MATSUMOTO				×				
<i>Inoceramus naumanni</i> YOKOYAMA			×	×	?			
Pelecypoda						×		
<i>Scurria cassidaria</i> (YOKOYAMA)				×				

〔3〕 空知背斜西翼

本層群は約320～370米の厚さを有する。すなわち下歌志内川では約370米、奈江川では約330米、奈井江川では約360米及び美唄川では約320米ないし350米以上である。

層序は岩相によつて下位からU_{w1}からU_{w7}まで區分され、各々の關係は整合であり、岩相變化は緩漫である。本層群の下半部は上半部に比べて幾分粗粒であり、また各層特に下半部における各層の岩相は水平的に、すなわち東西および南北方向に變化することは東翼における場合よりも著しい。海綠石質砂岩は可成り連続性をもち鍵層として利用される。なお美唄川における本層群上部中には砂岩脈が2～3條認められる。粒度は西方から東方に向つて細くなり、また北方から南方に向つて粗くなる。泥灰岩團塊および化石の産出は北方から南方に向つて多くなる。

U_{w1}

主要岩相であるシルト質細砂岩、細砂質シルト岩は水平方向に變化してシルト岩あるいは砂質泥岩および泥岩となる。中部に細粒砂岩を挟む場合がある。泥灰岩團塊は普通に含まれ、化石に富み殊に下部および上部は中部よりも多く含む。厚さ約90～60米。

(化石表は29頁)

U_{w2}

細砂質シルト岩、シルト岩、砂質泥岩および泥岩から成るが、粒度は南方から北方に向つて細くなり、下限に厚さ2～3米の海綠石質砂岩がある。泥灰岩團塊は普通に含まれるが化石は少ない。厚さ約60～50米。

産出化石	化石産地			
	美唄川		下歌志内川	
	205	212	270	269
<i>Ga. dryceras tenuiliratum</i> YABE ?			×	
<i>Polyptychoceras obstrictum</i> (JIMBO)				×
<i>Baculites</i> sp.			×	×
<i>Inoceramus uwajimensis</i> YEHARA	×	×		×
<i>Inoceramus naumanni</i> YOKOYAMA				×

産出化石	化石産地						美 唄 川				奈 井 江 川				下歌志川	
	下部		中部		上部		下部		上部		下部		下部			
	220	218	223	224	217	213	216	246	253	252	244	245	267	266		
<i>Anig udry eris limatum</i> (YABE)		×	×		×											
<i>Trigodesmo eroides sub ostatis</i> MATSUMOTO ?					×											
<i>Saphites (Yezoites) planis</i> YABE					×											
<i>Saphites (Yezoites) puerulus</i> JIMBO ?					×											
"Barroisites" (<i>Reesidites</i>) <i>minimum</i> YABE			⊗													
<i>Baculites</i> sp.										×						
<i>Inoceramus constrictus</i> var. <i>costatus</i> NAGAO & MATSUMOTO		×														
<i>Inoceramus hobetsensis</i> NAGAO & MATSUMOTO							×						×	?		
<i>Inoceramus hobetsensis</i> var. <i>nonsulcatus</i> NAGAO & MATSUMOTO										×						
<i>Inoceramus tenuistriatus</i> NAGAO & MATSUMOTO	×				×			×					×			
<i>Inoceramus pedalionoides</i> NAGAO & MATSUMOTO					×											
<i>Inoceramus teshioensis</i> NAGAO & MATSUMOTO		⊗		×		⊗			×	×			×			
<i>Inoceramus incertus</i> JIMBO	×							×	×	×	×					
<i>Nuculana</i> sp.														×		
<i>Grammatodon sachalinensis</i> (SCHMIDT)													×			

産出化石	化石産地					美 唄 川				奈井江川			下歌志内川		
	196	228	177	226	227	4の澤	255	257	254	261	262	263			
<i>Puzosia</i> sp.				×											
<i>Scaphites Yokoyamai</i> JIMBO ?							×								
<i>Scaphites (Yezoites) puerculus</i> JIMBO	×		×												
<i>Polyptychoceras pseudoqaultinum</i> (YOKOYAMA) ?						×									
<i>Polyptychoceras</i> sp.								×							
<i>Inoceramus numanni</i> YOKOYAMA										×					
<i>Inoceramus uwajimensis</i> YEHARA	⊗	×	⊗	×	×	⊗	×	⊗							
<i>Inoceramus yokoyamai</i> Nagao & MATSUMOTO ?										×					
<i>Inoceramus pilvoensis</i> SOKOLOV ?	×														
<i>Inoceramus</i> sp.											×				
<i>Azila</i> sp.															
<i>Dentalium</i> sp.										×			×		

化石產地	美 唄 川					奈 井 江 川				
	176	194	225	180	226 ⁴ 澤	235	251	256	232	233
<i>Neophylloceras subramosum</i> SHIMIZU								×	×	
<i>Anagaudryceras yokoyamai</i> (YABE)										×
<i>Anagaudryceras</i> sp.								×	×	
<i>Gaudryceras tenuiliratum</i> YABE								×		
<i>Damesites damesi</i> (JIMBO)		×		×						
<i>Neopuzosia ishikawai</i> (JIMBO)								×		
<i>Bostrychoceras otsukai</i> (YABE) ?										×
<i>Polyptychoceras haradinum</i> (YOKOYAMA)								×		
<i>Polyptychoceras pseudogaultinum</i> (YOKOYAMA)								×		
<i>Inoceramus ezoensis</i> YOKOYAMA									×	
<i>Inoceramus amakusensis</i> NAGAO & MATSUMOTO	×								×	
<i>Inoceramus nummuni</i> YOKOYAMA				×	×	×	×	×	×	
<i>Inoceramus yokoyamai</i> NAGAO & MATSUMOTO ?								×		
<i>Inoceramus</i> sp.			×							
<i>Grammatodon sachalinensis</i> (SCHMIDT)									×	
<i>Lucina (Myrtea) ezoensis</i> NAGAO									×	
Gastropoda						×				

化石産地 産出化石	美 唄 川						奈 井 江 川						下 志 内 川			
	175	193	183	229	191	192	3の 澤	4の 澤	243	253	258	235	242	252	260	268
<i>Neophylloceras</i> sp.							×									
<i>Gaudryceras tenuiliratum</i> YABE					×		×									
<i>Gaudryceras denseplatum</i> (JIMBO)		×														
<i>Dimesites sugatus</i> (FORBES)															×	
<i>Huericeras girardi</i> YABE						×										
<i>Epachydiscus haradai</i> (JIMBO)								×								
<i>Neocrioceras spinigerum</i> (JIMBO)												×				
<i>Polyptychoceras obstrictum</i> (JIMBO)	×															
<i>Polyptychoceras haradai</i> (YOKOYAMA)			×		×	×	×	×				×				
<i>Polyptychoceras pseudogaultinum</i> (YOKOYAMA)					×		×	×	×		×					
<i>Polyptychoceras</i> sp.														×		
<i>Inoceramus ezoensis</i> YOKOYAMA	×															
<i>Inoceramus japonicus</i> NAGAO & MATSUMOTO							×									
<i>Inoceramus namanni</i> YOKOYAMA				×	×	×	×	⊗	×	×		×	×	×		×
<i>Acila</i> sp.												×				
<i>Pecten (Propeamusium) cooperi</i> var. <i>yubarensis</i> YABE & NAGAO							×									
<i>Scurya</i> sp.												×				
Echinoid									×							

Uw3

シルト質細砂岩、細砂質シルト岩から成るが、岩相は水平方向に変化して下部はシルト岩上部は泥岩となり、泥岩は時々頁岩質となる。すなわち粒度は南方から北方に向つて細くなる。下限には局部的に海緑石質砂岩が發達する。本層は本層群中最も粗粒である。泥灰岩團塊は普通に含まれ、化石は團塊中からも母岩中からも豊富に産出し、殊に *Inoceramus uuajimensis* は母岩中から産する。厚さ約50~40米。(化石表は30頁)

Uw4

水平方向に岩相變化がみられシルト質細砂岩、細砂質シルト岩はシルト岩に、または砂質頁岩および頁岩に移化する。一般に粒度は南方から北方に向つて細くなる。下部には局部的に泥岩を挟み下限には厚さ5米以下の海緑石質砂岩ないし同質礫岩が發達する。泥灰岩團塊および化石に富む。厚さ約40~30米。(化石表は31頁)

Uw5

泥岩および砂質泥岩を主とし時々頁岩質となり、南方では下部は局部的にシルト岩となる。泥灰岩團塊および化石は少ない。厚さ約50~20米。

化石としては美唄川 LCC. 178 から *Anagadryceris yokoyamai* (YABE) 及び同 LOC. 181 から *Inoceramus narimanni* YOKOYAMA が産出する。

Uw6

泥岩および砂質泥岩を主とし時々頁岩質となる。南方では下部に局部的にシルト岩を伴う。下限には厚さ約2~3米の海緑石質砂岩がある。泥灰岩團塊に富みまた化石も極めて多い。厚さ約40~20米。(化石表は32頁)

Uw7

主に頁岩および砂質頁岩から成り時々帯緑色細粒砂岩の薄層および葉層を挟む。下限には局部的に凝灰質砂岩が發達することがあり、また下部には凝灰岩ないし凝灰質砂岩、砂岩頁岩細交互層、シルト岩および泥岩を挟む。上部は南方では局部的にシルト岩、砂質泥岩および泥岩となる。泥灰岩團塊および化石に富むが上部では化石は未發見である。厚さは約50米から90米以上に達することがある。

下懸志内においては下限に厚さ約3米以上の帯青緑色凝灰質粗粒砂岩があり、また下

部には厚さ約3米以上の青白色凝灰質粗粒砂岩が挟在する。

奈井江川における下部には厚さ約1米の青白色粗一中粒凝灰岩が挟在する。

産出化石	化石産地				
	美唄川		奈井江川		
	190	206	237	238	241
<i>Neophylloceras subramosum</i> SHIMIZU		×			
<i>Polyptychoceras</i> sp.			×		×
" <i>Hamites</i> " <i>subquadratus</i> YOAOYAMA					×
<i>Inoceramus ezoensis</i> YOKOYAMA				×	
<i>Inoceramus japonicus</i> NAGAO & MATSUMOTO				×	
<i>Inoceramus naumanni</i> YOKOYAMA	×	⊗	×		
<i>Pecten (Propemussium) cooperi</i> var. <i>yubarenis</i> YABE & NAGAO		×			
<i>Lucina (Mytrea) ezoensis</i> NAGAO		×			
<i>Natica (Lunatia) denselineata</i> NAGAO		×			
Echinoid		×			

[4] サキペンペツ川流域（本流下流部を除く）

上部蝦夷層群はサキペンペツ川本流の上流および支流の多間澤・一の澤・二の澤に分布する。この地域に分布する本層群は北北西—南南東ないし北西—南東方向に走る断層によつて北東側の第三系と接し、西側はサキペンペツ川々口附近を通る略南北方向の断層によつて空知背斜東翼の本層群と接する。

サキペンペツ川本流上流部では北西—南東方向の断層によつて2つの区域に分たれる。そのうち北側の区域では泥岩を主とする地層とその上位の砂岩に富む砂岩頁岩互層から成る地層とが分布する。前者は泥灰岩團塊に乏しく *Inoceramus uwajimensis* YEHARA を産出し、岩相および化石上から東翼のU_{E5}に對比される。後者は泥灰岩團塊を稀に含み岩相上U_{E3}に對比され、向斜構造をなしている。南側の区域では主に頁岩および砂質頁岩から成り泥灰岩團塊を普通に含み、 *Gaudryceras denseplicatum* (JIMBO) を産出し、岩相および化石上U_{E4}ないしU_{E3}に對比される。

二の澤では3本の北西—南東または北西—南東方向の断層によつて3つの区域に

分たれる。最も北側の区域では砂岩に富む砂岩頁岩互層を主とし、その中部に厚さ約20米の白色凝灰岩及び凝灰質砂岩を挟む地層が分布し、これは岩相上 U_{E6} — U_{E7} に對比される。この地層の下位に泥岩を主とする地層が少し發達するが、これは U_{E5} に對比される。この南側の区域に分布する地層は泥岩から成り泥灰岩團塊を多く含み *Anagardryceras limatum* (YABE) を産出し、岩相および化石上 U_{E4} 中・上部に對比される。最も南側の区域では砂岩頁岩細交互層が發達するが、この地層は東翼の U_{E4} 下部に對比されるであろう。

多聞澤では最北部に U_{E11} に對比される地層が分布するが、主に U_{E10} に對比される地層が分布し、これは主として泥岩から成り時々頁岩質となる。泥灰岩團塊は普通に含まれ、化石も普通に産出し、次のようなものがある。

Neophylloceras subramosum SHIMIZU

Gaudryceras tenuiliratum YABE

Hauericeras gardeni YABE

Anapachydiscus sutneri (YOKOYAMA)

Inoceramus ezoensis YOKOYAMA

I. japonicus NAGAO & MATSUMOTO

I. naumanni YOKOYAMA

Lucina (Myrtea) ezoensis NAGO

[5] 對比及び年代

本層群は比較的單調均質な岩相から成り、東翼の厚さは西翼のその約3倍であり、かつ東翼では海綠石質砂岩が追跡されないのに反して、西翼ではこれが數帯追跡されて岩相的層序区分の一基準として用いることができる。また凝灰質岩は、東翼ではよく追跡される稍厚いものがあるのに反して西翼では連続性に乏しい。(第6表参照)。従つて兩翼の岩相的区分による層序の對比は困難である。然し岩相特に粒度、團塊の産出頻度、“堆積小輪廻” および化石帯によつて對比することができる。

(1) 岩相特に粒度による對比

東西兩翼における本層群の岩相的区分による層序を粒度によつて大局的に對比すると、東翼では U_{E1} — U_{E7} は U_{E8} — U_{E11} よりも全體として粒度が粗く、なお前者には礫岩が幾つかの層準に挟在するが後者には殆んど存在しない。また西翼では U_{W1} — U_{W4} は

U_{W5}—U_{W7}に比べて全體として粒度が粗い。なお東翼ではU_{E6}—U_{E7}が最も粗く西翼ではU_{W3}が最も粗い。従つて大局的にみるとU_{E1}—U_{E5}はU_{W1}—U_{W2}に、U_{E6}—U_{E7}はU_{W3}に、またU_{E5}—U_{E11}はU_{W4}—U_{W7}に對比される。然しU_{E7}におけるような顕著な白色凝灰質岩はU_{W3}にはみとめられない(第3表参照)。

(2) 團塊の産出頻度による對比

本層群の最上部、すなわち東翼のU_{E11}、U_{E10}および西翼のU_{W7}、U_{W6}はいづれも團塊に富む。その下位のU_{E9}およびU_{W5}は團塊に乏しいが、U_{E8}およびU_{W4}は團塊に富む。本層群中の最も粗粒の層準であるU_{E5}—U_{E7}は團塊に乏しく、それに反してU_{W3}が多少團塊に富むのはU_{E5}—U_{E7}に比べて細粒岩から成るためであるが、とにかくU_{E5}—U_{E7}およびU_{W3}はそれらの上位のU_{E8}およびU_{W4}に比べて團塊を含むことがより少ないという特徴をもつ。またU_{E6}—U_{E7}およびU_{W3}の下位のU_{E5}およびU_{W2}は團塊に乏しく、更にU_{E4}およびU_{W1}は團塊に富む。しかしU_{E3}からU_{E1}にかけて團塊の産出頻度の變化がみとめられるが、それと同じ傾向の變化はU_{W1}にはみとめられなかつた。以上のように團塊の産出頻度からU_{E10}—U_{E11}はU_{W6}—U_{W7}に、U_{E9}はU_{W5}に、U_{E8}はU_{W4}に、U_{E6}—U_{E7}はU_{W3}に、更にU_{E5}はU_{W2}に對比される。

(3) “堆積小輪廻”による對比

東西兩翼の本層群にはいづれも4回の“堆積小輪廻”がみとめられる。すなわち東翼ではT_{E3}—U_{E2}の第1小輪廻、U_{E3}—U_{E5}の第2小輪廻、U_{E5}—U_{E9}の第3小輪廻およびU_{E10}—U_{E11}の第4小輪廻がみとめられる。また西翼ではT_{W3}—U_{W1}中部の第1小輪廻、U_{W1}上部—U_{W2}の第2小輪廻、U_{W3}—U_{W5}の第3小輪廻およびU_{W6}—U_{W7}の第4小輪廻がみとめられる。このように4回の“堆積小輪廻”によつて東西兩翼の本層群を對比することができるが、この對比は前述の粒度による大局的な對比および團塊の産出頻度による對比が妥當であることを示す。すなわち第1—第2小輪廻の地層は第3小輪廻上部—第4小輪廻の地層よりも粗粒であり、かつ最も粗粒であるU_{E6}—U_{E7}およびU_{W3}は第3小輪廻の下部に屬する(第3表参照)。また團塊の産出頻度は第2小輪廻の上部および第3小輪廻の下部では小であるが、第3小輪廻の中部では大となり、また第3小輪廻の上部では再び小となる。第4小輪廻は全體にわたつて團塊に富む。

(4) 化石帯および年代による對比

東翼では5化石帯がみとめられるが、西翼では3化石帯しかみとめられない。すなわ

ち U_{E1} 下部および中部は *Inoceramus concentricus nipponicus* 帯, U_{E1} 上部— U_{E4} および U_{W1} は *Inoceramus hobetsensis* 帯, U_{E5} — U_{E8} ¹³⁾ および U_{W2} — U_{W3} は *Inoceramus uwajimensis* 帯, U_{E5} — U_{E11} および U_{W4} — U_{W7} ¹⁴⁾ は *Inoceramus japonicus* 帯である。なお U_{E11} の上部は一部分 *Inoceramus orientalis* 帯であり, U_{W7} 上部は化石を産出していないが一部分 *Inoceramus orientalis* 帯である可能性が考えられる¹⁵⁾。以上の5化石帯において *Inoceramus concentricus nipponicus* 帯はギリヤーク世古期, *Inoceramus hobetsensis* 帯はギリヤーク世新期, *Inoceramus uwajimensis* 帯は浦河世古期, *Inoceramus japonicus* 帯は浦河世新期および *Inoceramus orientalis* 帯は浦河世末亜期を指示する。以上によつて東西兩翼を年代的層序区分によつて對比すると第4表のようになる。この年代的区分は前述の岩相的層序区分と斜交する。例えば本層群の最下部については U_{E1} (最上部を除く) はギリヤーク世古期であるのに反して U_{W1} のそれはギリヤーク世新期である。また前述のように岩相上 U_{E5} — U_{E7} は U_{W3} に對比されるから, これら兩者のすぐ上位の地層のうち U_{E8} の年代は浦河世古期であるのに反して U_{W4} のそれは浦河世新期である (第4表)。

次に *Inoceramus* の若干種およびその他の化石の層序的産出状態について述べる。*I. teshioensis* は東翼の U_{E1} および西翼の U_{W1} 上部に多産する。*I. uwajimensis* は東翼の U_{E5} から U_{E8} まで産出しそのうち U_{E8} に多産するが, 他方西翼の U_{W2} および U_{W3} に産出しそのうち U_{W3} に多産し, かつ U_{E8} および U_{W3} では一般に母岩中から産出する。さらに *I. naumanni* は東翼では U_{E8} から U_{E11} まで産出しそのうち U_{E11} に多産し, また西翼では U_{W2} から H_{W1} まで産出しそのうち U_{W6} から U_{W7} 下部にかけて多産する。

以上のことから, 本圖幅地に關する限りでは, *I. teshioensis* は *I. hobetsensis* 帯上部に多産するようであり, *I. uwajimensis* は同帯上部に, *I. naumanni* は *I. japonicus*

13) 前述のように空知背斜東翼の U_{E5} からは *Inoceramus uwajimensis* が産出していないが, サキベンベツ川流域において U_{E5} に對比される地層から産出する。

14) 前述のように *Inoceramus japonicus* は U_{W4} — U_{W6} から産出していないが, 本種と共存しかつ *Inoceramus japonicus* 帯より下位の化石帯には産出しない *I. amakusensis* 及び *I. ezensis* が U_{W4} — U_{W6} から産出する。

15) U_{E11} において *Inoceramus orientalis* 帯は *I. japonicus* 帯に比べて粗粒であるように, U_{W7} においても上部の一部は *I. japonicus* 帯よりも粗粒である。また後述するように H_{E1} は *I. orientalis* 帯であるように, H_{W1} もまた *I. orientalis* 帯である。従つてこの可能性が考えられる。

帯上部に多産することがいえる。

なお *Scurria cassidaria* あるいは *Scurria* sp. は東翼では U_{E10} の上部から U_{E11} にかけて産出し、西翼では U_{W6} 上部に産出する。すなわちこれらは本圖幅地に關する限りでは、層序的産出範圍が比較的に限られ *I. japonicus* 帯の上部から *I. orientalis* 帯にかけて産出するようである。

4. 函 淵 層 群

〔1〕 概 説

本層群と下位の上部蝦夷層群との關係は整合であるが、岩相變化は急激である場合と漸的である場合とがある。また上位の古第三系石狩層群とは平行不整合關係にある¹⁶⁾。厚さは約100~300米であり、東翼は西翼よりも厚さが大である。

上部蝦夷層群の場合と異なつて垂直方向の岩相變化が著しい。主に種々の粒度の砂岩から成り、礫岩、シルト質細砂岩、細砂質シルト岩、シルト岩、泥岩、頁岩および凝灰岩を挟み、また石炭ないし炭質頁岩を挟む。一般に淺海性、一部瀕海性の堆積物で動物化石の外に植物化石をも産出する。泥灰岩團塊は一般に稀であるが細粒岩には普通に含まれることがある。砂岩は一般に綠灰色、青灰色、灰白色時には灰色、暗灰色を呈するが、綠色を帯びるものが最も多い。また砂岩には全體にわたつて火山岩物質(斜長流紋岩、流紋岩時には石英安山岩の破片)の供給が多く、かつ構成礦物が殆んど磨滅されておらない點において三笠亞層群の砂岩と異なる。礫岩の礫にはチャート、石英岩、砂岩、頁岩、流紋岩等が多い。凝灰岩は一般に厚さ約3~5米であり、白色ないし青灰色を呈し緻密、堅硬かつ流紋岩質である。時には粗鬆柔軟なものもある。

層序は岩相によつて下位から漸移部 H_1 ・下部 H_2 および上部 H_3 に區分され、各々の關係は整合であり岩相變化は比較的急激である。また各々の基底層は一般に礫岩である場合が多い。 H_1 は下位の上部蝦夷層群との漸移層であり、場所によつては欠除することが

¹⁶⁾ 後述するように、東翼の本層群には4回の堆積小輪廻がみとめられるのに反して、西翼では3回であり、しかも西翼南部では2回みとめられるにすぎない。すなわち石狩層群は函淵層群の異なつた層準の上に重なる。また函淵層群と石狩層群とは構造的に平行であり同一の造構造運動を蒙っている。従つて兩者の關係は平行不整合である。

あり、動物化石は普通に含まれる。H₂は本層群中最も粗粒であり炭質頁岩を挟み、また植物化石を含む海退性堆積物である。H₃はH₂よりも細粒岩を多く伴うようになる海進性堆積物である。H₂およびH₃は一般に化石に乏しい。

なお空知背斜東西兩翼における本層群を比較すると第7表のようになる。

第7表 東西兩翼における函淵層群の比較

	西 翼	東 翼
地層の厚さ	薄い、(40—130米)	厚い、(150—280米)
全體を通じての粒度	粗い	細かい
岩相の全體的な水平變化	大きい	小さい
礫 岩	多い	少ない
炭 質 頁 岩	挟在しない	挟在する

〔2〕 空知背斜東翼

本層群は厚さ約150—270米である。すなわち炭山川および八月澤では約150米、月見澤では少なくとも150米以上、芦別川では約270米である。厚さは一般に北方から南方に向つて厚くなる。岩相によつて層序は下位から H_{E1}から H_{E3}まで區分され、各々の關係は整合である。本層群に挟在する白色堅硬かつ緻密な流紋岩質凝灰岩においては隱微晶質ないしガラス質の基地の中に小さい石英、斜長石および黒雲母の結晶の小破片が散在している。

H_{E1}

主に細粒砂岩およびシルト質細砂岩から成り時には中粒砂岩を伴い、下限には礫質岩が發達する。泥灰岩團塊および化石は普通に含まれる。厚さ約30—0米。

炭山川および八月澤においては欠除し、月見澤では下限には著しく粗粒な砂岩がある。芦別川では下限には礫質砂岩ないし粗粒砂岩があり、サキベンベツ川支流多聞澤口では下限には厚さ約0.3米の礫岩があり、そのすぐ上位に厚さ約1米の凝灰質粗粒砂岩がある。

産出化石	化石産地			月見澤
	70	160	159	11
<i>Gaudryceras denseplicatum</i> (JIMBO)				×
<i>Gaudryceras tenuiliratum</i> YABE		×		
<i>Polytychoceras pseudogaultinum</i> (YOKOYAMA)		×		
<i>Inoceramus orientalis</i> SOKOLOV	×	×	×	×
<i>Inoceramus pseudosulcatus</i> NAGAO & MATSUMOTO	×			

H_{E2}

成層一塊状，粗一中粒砂岩を主とし，礫岩，細粒砂岩，頁岩および凝灰岩を挟む。上限近くには石炭ないし炭質頁岩があることが多い。泥灰岩團塊および動物化石は極めて稀であるが前者は局部的に多く含まれることがある。また植物化石は若干産出する。下部および中部の砂岩は一般に黝青色を呈し上部のそれは一般に緑色および緑灰色を呈する。厚さ約120～60米。

炭山川においては上部に厚さ約3米の凝灰岩が挟在し，また最上部には植物の破片が夥しく含まれる。八月澤における上限は厚さ約0.3米の石炭である。月見澤においては最上部は頁岩から成り厚さ約1米の炭質頁岩を挟み，Cfr. *Aneimia fremonti* KNOWLTON?, *Trochodendroides arctica* (HEER) 等の植物化石を産出する。芦別川では下部および中部の砂岩は一般に黝青色を呈し炭化木を含むことがあり，上部の砂岩は主に緑色一部青灰色ないし青白色を呈する。また最上部は厚さ約15米の泥岩およびシルト岩から成り厚さ約1米の炭質頁岩を挟み泥灰岩團塊を含み，なお泥岩中から *Nilssonia* sp. を産出する。

H_{E3}

上限は侵蝕のために不明であるが，厚さは約130～80米である。中一細粒砂岩，シルト質細砂岩および細砂質シルト岩の交互層から成り，屢々礫岩および凝灰岩を挟む。最下部には一般に礫岩ないし礫質岩があり，また海緑石質砂岩がくる場合がある。本層は更に岩相によつて下位から a (礫岩ないし礫質粗一中粒砂岩) ・ b (粗一中粒砂岩) ・ c (細粒砂岩または泥岩) ・ d (礫岩，礫質粗一中粒砂岩および粗一中粒砂岩) ・ e (細

粒砂岩またはシルト質細砂岩および細砂質シルト岩)・f(中粒砂岩)・g(細粒砂岩)に細分される。すなわちa, b, dおよびfが粗粒でありc・eおよびgは細粒である。泥灰岩團塊は一般に稀であり, 化石も團塊中には未発見であるが母岩中から稀に産出する。

炭山川では最下部に厚さ約10米の礫岩があり, 厚さ約1~3米の凝灰岩2層を挟む。八月澤における下部には凝灰岩1層が挟在する。

芦別川では下位から次の通りに区分される。

- (1) 灰白色, 厚成層一塊状, 粗一中粒, 海緑石質砂岩 約20米 (a, b)
 - (2) 暗灰色泥岩: 泥灰岩團塊を含む 約5米 (c)
 - (3) 礫岩 約3米
 - (4) 青灰色堅硬塊状中粒砂岩 約15米
 - (5) 白色流紋岩質凝灰岩
 - (6) 緑灰色柔軟塊状中粒砂岩 約10米
 - (7) 灰色シルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩: 風化すると玉葱状構造に破砕する。白色流紋岩質凝灰岩1層を挟む。約10米
 - (8) 白色流紋岩質凝灰岩 約5米
 - (9) 暗灰色細成層泥質細粒砂岩: 所々中粒砂岩薄層を挟む 約15米
 - (10) 緑灰一灰色塊状一厚成層普通一泥質中粒砂岩 約30米 (f)
- (d)
- (e)
- 化石としては芦別川 LOC.114(7) から *Grammatodon* sp. ? を産出するに過ぎない。

[3] 空知背斜西翼

本層群の厚さは約40~130米である。すなわちパンケ川では約130米, 奈江川では約70米, 奈井江川では約80米, 美唄川では約40~100米である。上部蝦夷層群との漸移部を除くと一般に北方から南方に向つて厚さは薄くなる。岩相によつて層序はHw₁からHw₃まで区分される。

Hw₁

厚さは一般に約50米以下であるが, 時には欠隳し, また約60米以上に達することもあ

る。主に細粒砂岩およびシルト質細砂岩から成る。泥灰岩團塊および化石は少ないが局部的には普通に含まれる。奈江川では欠除する。

産出化石	化石産地			奈江川	
	173	172	171	230	231
<i>Phylloporhynchoceras ezoense</i> (YOKOYAMA)			×		
<i>Anagaudryceras</i> sp.			×		
<i>Polyptychoceras haradanum</i> (YOKOYAMA)			×		
<i>Polyptychoceras pseudogaultinum</i> (YOKOYAMA)			×		
<i>Inoceramus naumanni</i> YOKOYAMA	×	×		×	
<i>Inoceramus orientalis</i> SOKOLOV		×			×

Hw₂

下部から上部に向つて粒度は小さくなる。礫岩に初まり、主部は粗一中粒砂岩であり上部は細粒砂岩ないしシルト岩となる。基底の礫岩は南方では薄いが北方に向う程顯著に發達する。また海緑石質砂岩および流紋岩質凝灰岩が局部的に挟在する。厚さ約60～20米。

下歌志内川および奈江川における下部の礫岩は約20米以上の厚さに達し、奈江川では下部の礫岩は10米以上の厚さに達し、下限には厚さ約0.5米の海緑石質砂岩がある。美唄川においては下部の礫岩は薄くなり下限に厚さ約0.3米のものがみられるにすぎず、また下部には厚さ約1米の青灰色堅硬緻密流紋岩質凝灰岩がある。

化石としては奈江川 LCC.22^a から *Inoceramus orientalis* SOKOLOV が産出する。

Hw₃

上限は侵蝕のために不明であるが厚さは約30～20米であり、シルト岩、細砂質シルト岩、シルト質細砂岩および細粒砂岩を主とし中一粗粒砂岩を伴う。下限には局部的に薄い礫岩が發達する。本層は岩相によつて更に下位から a (下限に局部的な礫岩薄層をもつ中一細粒砂岩)・b (細粒砂岩、シルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩またはシルト岩)・c (シルト岩) および d (粗一細粒砂岩) に區分される。すなわち a・b および

dは粗粒でありcは細粒である。泥灰岩團塊は稀に含まれるが局部的には普通に含まれることがある。化石は未発見である。

下歌志内川では、下限に厚さ約0.3米の礫岩があり、奈江川における下限の礫岩は約0.15米の厚さを有する。化石としては奈井江川 LOC.229 から *Inoceramus schmidti* MICHAEL を産出する。

[4] 對比及び年代

東翼のH_{E1}からH_{E3}まで、西翼のH_{W1}からH_{W3}までの岩相による3分は兩翼の各々がそれぞれに對比され、(第3表参照) そのうちH₁は上部蝦夷層群との漸移層で兩翼とも場所によつて欠除することがあるので、H₂及びH₃においては“堆積小輪廻”が東翼では4つ認められるのに反して西翼では3つ認められる。この“堆積小輪廻”と岩相の層序区分との関係を述べると、東翼ではH_{E2}は第1小輪廻、H_{E3 a-c}は第2小輪廻、H_{E3 d-e}は第3小輪廻、H_{E3 f-g}は第4小輪廻に屬し、他方西翼ではH_{W2}は第1小輪廻、H_{W3 a-c}は第2小輪廻、H_{W3 d}は第3小輪廻に屬する。(第3表、附圖III参照)

なおヘトナイ地方の函淵層群¹⁷⁾にも基底層(または漸移層) III—IV_aを除くとIV_a、IV_b、IV_{c-d}及びIV_e¹⁸⁾の4つの“堆積小輪廻”がみとめられる。そこで本圖幅地における東西兩翼の函淵層群とヘトナイ地方の同層群とを“堆積小輪廻”および岩相によつて對比するとH_{E3 d}は深牛砂岩(IV_c)に、H_{E3 f}はサヌシベ砂岩(IV_e)にあたる。

次に本層群の年代について述べる。H_{E1}は *Inoceramus orientalis* を産出し、*I. orientalis* は浦河世末亞期からヘトナイ世古期に産出するが、H_{E1}は岩相的層序からヘトナイ地方のIII—IV_aに對比され、かつ後者の年代は浦河世末亞期である。従つてH_{E1}は *I. orientalis* 帯であり、その年代もまた浦河世末亞期であろう。H_{E2}およびH_{E3}は年代決定に有効な化石を産出しないために兩者の年代は不明である。しかしヘトナイ地方では深牛砂岩およびサヌシベ砂岩の年代はいづれもヘトナイ世新期であるのでH_{E3 d-g}の年代もまた略ヘトナイ世新期であろう。“堆積小輪廻”および岩相によつてH_{E2}はIV_aに、H_{E3 a-c}はIV_bに對比され、かつIV_aの年代はヘトナイ世古期であり、IV_bのそれはヘトナイ世新期である。従つてH_{E2}の年代は略々ヘトナイ世古期であり、H_{E3}の年代

17) 松本遼郎 1942による。

18) ヘトナイ地方ではIV_e(サヌシベ砂岩)は缺除する。

は略々ヘトナイ世新期であろうと推定される。厳密には H_{E2} および H_{E3} は年代決定に有効な化石を産出しないために両者における“堆積小輪廻”がヘトナイ地方のそれと全く同時に行われたとは断言できないので、上記の年代論は推定に過ぎない。また東翼の本層群中には凝灰岩が3層挟在し、これらの凝灰岩は必ずしも同一地層（例えば H_{E3a} 等のような細分層）中に挟在しない（附圖III参照）。凝灰岩は時間面を表わすから H_{E2} および H_{E3} における各細分層は必ずしも同時代のものではない。 H_{E3} の年代を全部ヘトナイ世新期であると考えた場合、 H_{E3} に挟在する凝灰岩と同層準のものが H_{E2} にも挟在するので H_{E2} のその部分の年代はヘトナイ世新期となる。それと同様に H_{E2} の年代を全部ヘトナイ世古期であると考えた場合 H_{E3} の一部（その凝灰岩を挟む部分）の年代はヘトナイ世古期となる。従つて H_{E2} の年代は主としてヘトナイ世古期であり他方 H_{E3} のそれは主としてヘトナイ世新期であるとする方が妥當である（第4表参照）。

西翼では H_{W1} および H_{W2} は *Inoceramus orientalis* を、 H_{W3} 下部は *Inoceramus schmidti* を産出する。この兩種はヘトナイ世古期に共存するとされている。このことと“堆積小輪廻”との関係から H_{W1} は *I. orientalis* 帯、 H_{W2} および H_{W3} 下部は *I. schmidti* 帯であり、それらの年代はそれぞれ浦河世末亜期およびヘトナイ世古期であり、また H_{W3} は大部分ヘトナイ世新期となる（第4表参照）。

5. 地 質 構 造

〔1〕 概 説

本圖幅地の白堊系の構造は大局的にみるとその被覆地層の古第三系石狩層群の構造と平行的であり、白堊系は石狩層群と共に新第三系川端層群堆積後、すなわち鮮新世頃の造構造運動を蒙っている。白堊系は1複背斜および1複向斜構造をつくり、いづれもその軸は北方に向つて沈下する。複背斜構造は本圖幅地の中部および西部の廣般な地域を占め、いわゆる空知背斜にあたり、他方複向斜構造は本圖幅地の東部にあつて、いわゆる芦別向斜にあたりその西翼は主としてサキベンツ川流域を占め、東翼は主に野花南川流域を占める。なお複向斜軸はサキベンツ川上流附近を走る。

空知背斜に分布する白堊系を構成する地層のうち、細粒堆積岩から成る中部蝦夷層群主部、上部蝦夷層群両者は粗粒堆積岩から成る三笠亞層群及び函淵層群に比べて造構造

運動を蒙り易いために、前2者には後2者に比べて褶曲および地層の走向に略々平行な断層がよく發達する。従つてこの白堊系は全體として大規模な不調和褶曲を行つている。

白堊系の地質構造については便宜上空知背斜および野花南川流域に分けて記述する¹⁹⁾。

[2] 空 知 背 斜

空知背斜は非對稱背斜の形態を示す。背斜軸は單なる1本の背斜軸ではなくて幾つかの褶曲軸の集合からなり、かつ地層の走向に略々平行な断層を伴う。地層の傾斜は軸部に近い程(下位の地層程)一般に急となるのに反して邊緣部に近い程(上位の地層程)一般に緩やかとなる。

東西兩翼は可成り異なつた構造形態を示す。すなわち東翼は西翼に比べて一般に地層の傾斜が緩やかであり所々極めて緩やかな抑揚單斜構造もみられるが、それに反して西翼では地層の傾斜が一般に急な場合が東翼に比べて比較的が多い。また東翼では褶曲軸²⁰⁾が比較的長く、かつ空知背斜の主軸に略々平行な断層が發達して地層の欠除または繰返しがみとめられるが、西翼では褶曲軸は比較的短くドームおよびベーズンに近い構造が發達し、また空知背斜の主軸に斜交する北西—南東方向の断層が多い。このように東西兩翼の構造が著しく異なることは造構造運動を起した横壓力の見掛上の方向に由來するのであろう²¹⁾。

空知背斜の構造については軸部・東翼および西翼に分けて記述する。

(1) 軸 部

軸部は大部分中部蝦夷層群主部によつて占められるが、複背斜軸が北方に向つて沈下

19) サキベンベツ川流域は主として複向斜の西翼にあたるが、これはまた空知背斜の東翼にもあたるので、ここではサキベンベツ川流域を空知背斜東翼に含める。

20) ここにいう褶曲とは空知背斜を形成するような大規模の褶曲に随伴して行われる副次的の褶曲を意味する。

21) 以上のように東西兩翼の構造が著しく異なることの原因には、造構造運動を起した横壓力の見掛上の方向、兩翼における白堊系の層厚、岩相、および被覆地層(川端層群より下位の第三系)の層厚、岩相等における差異が考えられるが、そのうち最も大きな原因は横壓力の見掛上の方向であろう。さて空知背斜およびそれに伴う構造の方向は大局的にみると略々南北に近いので、この地域の白堊系は東西方向の横壓力を受けたと考えられる。しかし西翼では東翼に比べて南北方向の横壓力をもより多く蒙つた。このことについては後述する。なお一般には空知背斜およびそれに伴う構造の形成には東方および南東方から横壓力が加つたとされている。

するために北部では上位の地層が順次に、すなわち南から北に向つて三笠亞層群，上部蝦夷層群下部および同層群上部が順次に軸部に現出する。一般に軸部の西側の部分は地層の傾斜が急であり普通 70° 内外またはそれ以上であり，かつ轉倒することも多いのに反して，東側の部分は前者に比べて地層の傾斜はより緩やかであり普通 60° 以下である，がまた所々轉倒することもある。軸部には複背斜軸の方向に少なくとも2背斜および1向斜，その外に局部的な褶曲もあり，褶曲軸は斷層に移化することがある。また地層の走向あるいは褶曲軸の方向に略々平行な斷層を多く伴う。これらの傾向は特に中部蝦夷層群主部が分布する軸部において著しい。

炭山川上流には2背斜および1向斜があるが，2背斜のうち東方の背斜は北方に向つて沈下し消滅するが，西方の背斜はむしろ複背斜の主背斜軸をなすものである。また褶曲軸の方向に略々平行な斷層があるが，ここでは地層が欠除され附近の地層の傾斜は一般よりも急となり，かつ厚さ約5米の擾亂帯がみとめられる。

邊毛山以南においては2背斜および1向斜が存在する。そのうち2背斜の軸部に露出する地層を東西方向の斷面において比較すると次の通りとなる。

東西方向の斷面	背斜軸部西側	背斜軸部東側
下歌志内川—八月澤右股澤	$M_{W3}(M_{E1})$	M_{E1}
八月澤上流	M_{E1}	M_{E3}
幌子芦別川上流	M_{E1}	M_{E3}
美唄川—幌子芦別川奥幌子澤	$M_{W2}-M_{W3}$	$M_{E2}(M_{W4})-M_{E1}(M_{W3})$
奔別川—幌子芦別川奔別澤	M_{W1}	$M_{E1}(M_{W3})$

上掲の表から軸部の西側に露出する地層は軸部の東側に分布する地層よりも下位であることがわかる。そして地形の高度による軸部の侵蝕量を考慮すると同一高度の場合にも軸部の西側の地層は軸部の東側の地層よりも下位である。従つて西側の背斜軸は主背斜軸である。

向斜は八月澤上流にみられ，そこには M_{E2} が分布する。地層の走向に略々平行な斷層が屢々存在し，そのうち八月澤上流に2本の斷層があるが，それらは合して1本となつて幌子芦別川上流に延びる。2本の斷層の各々の東側が西側に比べて相對的に落下するが，それらのうち西側の斷層は斷層の西側の地層が可成りの幅にわたつて轉倒するので

逆断層であろう。なお美唄川上流ではMw4が小背斜をなし、その東側に断層があるが断層の両側の地層は部分的に可成りの幅にわたって転倒する。

(2) 東翼

南方褶曲および断層がよく発達し、褶曲軸は断層に移化することがある。断層には次の5つの型式がある。

(1) 褶曲²²⁾に伴って生じ褶曲軸あるいは地層の走向に略々平行な見掛上壓縮性の断層

(2) 主として地層の見掛上の垂直轉位を伴い前者と略々同じ方向をとる見掛上展張性の断層

(3) 主として地層の見掛上の垂直轉位を伴うが前2者とは斜交して略々北東—南西または北西—南東方向をとる見掛上展張性の断層

(4) 主として地層の見掛上の水平屈曲に伴って生じ北西—南東方向をとる見掛上展張性の断層

(5) 主として地層の見掛上の側方轉位を伴い北西—南東または東西方向をとる見掛上展張性の断層

以上のうち、(1)は小規模な断層であり、これによる地層の繰返し及び欠除は僅かである。(2)は東翼において最も卓越する断層であり、地層の繰返しまたは欠除を生ずる。(3)は複向斜部に発達する。(5)は西翼に顯著に発達する同系統の断層と密接な関係があり、(4)もまた西翼の同系統の断層に関係があるようである。

東翼は構造上、番ノ澤岳屈曲部、月見澤褶曲帯、幌子芦別川地塊、芦別川地溝帯及びサキペンペツ川地塊(いずれも假稱)の5構造単元に区分され、各単元は互いに異なった構造上の特徴をもつ。そしてこれらの単元を界する重要な断層には^{べんげ}邊毛山北断層・幌子芦別川断層・月見澤断層・二股山断層及び多聞岳西断層²³⁾(いずれも假稱)がある。次にこれらの断層について述べる。

邊毛山北断層：西翼における北四断層の延長であり北西—南東方向をとる(4)型式の断層である。断層の北側が相對的に落下する。またこの断層によつて東翼の三笠亜層群の分布が著しくずれる。

幌子芦別川断層：西翼における北西—南東方向の空知断層またはその分岐したもの

22) ここにいう褶曲は20)における褶曲と同じ意味である。

23) 假稱断層については白堊系踏査圖を参照せよ。以下これに準ずる。

の延長であり、北西西—南東東方向をとる(5)型式の斷層である。この斷層は東方では斷層の北東側、西方では南西側が相對的に落下する蝶番斷層である。すなわち幌子芦別川中流では北東側の M_{E3} と南西側の U_{E2} とを界し三笠阻層群の分布は著しくずれる。同川下流附近の北に向う枝澤ではこの斷層の南側の U_{E4} は斷層に近い約50~60米の間にわたつて一般走向から著しく偏倚して略々東西の走向をとり、かつほとんど直立し斷層の所に擾亂帯がみられる。

なお同川下流ではこの斷層を界として北東側の U_{E6-7} と南西側の U_{E4} とが接し U_{E4} の走向は約100米の幅にわたつて東西方向に近くなる。

月見澤斷層：地層の走向または褶曲軸の方向に略々平行であり、八月澤中流から幌子芦別川々口西方に延びる(2)型式の斷層である。この斷層は前述の幌子芦別川斷層の北側を走りそよと同系統の略々東西方向の斷層に切られて東方にずれるが、後者の斷層以北のうち北部では月見澤斷層の東側が相對的に落下し斷層以南では西側が落下する。すなわち本斷層は蝶番斷層である。八月澤中流では東側の U_{E9} と西側の U_{E3} とを界として地層の欠除が行われ斷層附近では地層が擾亂する。月見澤では U_{E4} 中を通り東側の U_{E4} 最上部と西側の U_{E4} 下部とが接して地層の欠除がみられ、なお斷層附近では地層の傾斜が急となり多少擾亂している。幌子芦別川下流では東側の U_{E7} と西側の U_{E5} とが接して地層が繰返して現出する。

二股山斷層：月見澤下流から二股山西方に至る略々南北方向をとる(2)型式の斷層である。そしてこの斷層の東側が相對的に落下する。すなわち月見澤下流では斷層附近に約10米の擾亂帯がみとめられ、かつ地層は急傾斜ないし直立し東側の U_{E9} 最上部と西側の U_{E3} 上部とが接して地層が欠除する。芦別川では東側の U_{E10} と西側の U_{E5} とが接して地層が欠除し、かつ U_{E10} は斷層附近において擾亂され傾斜が急となる。なお南隣圖幅「幾春別」の惣額眞布川下流ではこの斷層を界として東側の U_{E3} と西側の U_{E7} とが接する。

多聞岳西斷層：サキベンベツ川々口附近から多聞岳西方を通る略々南北方向の(2)型式の斷層である。そしてこの斷層の西側が相對的に落下する。サキベンベツ川々口附近では東側の U_{E10} と西側の H_{E3} とを界し U_{E10} は斷層附近で擾亂されている。

次に前述の5構造單元について述べる。

番ノ澤岳屈曲部：地走の走向は炭山川では一般に南北ないし北 10° 西方向であるが、番ノ澤では可成り方向を轉じて北 $40-45^\circ$ 西(略々北西—南東)方向となる。然しこの傾向

は南に行くにつれて次第にもとの方向に近づき八月澤では略々北 $10-20^\circ$ 西の方向をとる。このように番ノ澤岳附近において地層の走向の著しい變化すなわち地層の著しい見掛上の水平屈曲がみられる。そしてこの水平屈曲に伴つて生じた斷層（A）型式の斷層）として北側に番ノ澤斷層及び邊毛山北斷層の北方約 2,000 米の所を通る北西—南東方向の斷層があり（この兩斷層は相連なるものかもしれない）、また南側には邊毛山北斷層がある。

月見澤褶曲帯：西限は月見澤斷層、東限は二股山斷層である。ここには 1 背斜および 1 向斜が存在し、月見層の分布状態は複雑となる。そのうち背斜は八月澤北方において沈下し、向斜もまた北方に向つて沈下するが月見澤北方では斷層に移化し更にこの斷層は八月澤に延びる。この斷層は八月澤では 2 本の斷層によつて示され、いづれも斷層の西側が相對的に落下して地層が繰返して現出する。芦別川では略々月見澤斷層に沿う向斜軸が存在し、主として向斜の東翼が分布するが西翼は月見澤斷層のために大部分欠除する。また地層の走向に比較的平行な北西—南東方向をとる見掛上展張性の斷層があり、その西側が相對的に落下して地層が欠除され、なおこの斷層に沿うて地層が擾亂する。

幌子芦別川地塊：北限の幌子芦別川斷層・南限の東西方向に近い斷層²⁴⁾・東限の月見澤斷層および西限の幌子芦別川における最西の北北西—南南東方向の見掛上展張性の斷層によつて圍まれた部分である。そのうち西限の斷層には擾亂帯が存在し斷層の東側が相對的に落下するが、むしろ逆斷層の性質を帯びて地層が欠除される。この地塊中には更に 2 本の北北西—南南東方向をとり主として地層の見掛上の垂直轉位を伴う展張性の斷層があり、いづれも西側が相對的に落下して地層が繰返し現出する。またその外に北東—南西方向の見掛上展張性の斷層もある。

芦別川地溝帯：西限は芦別川斷層、東限は多聞岳斷層である。前者の斷層の東側は西側に對して相對的に落下し後者の斷層の西側は東側に對して相對的に落下するので、この兩斷層に挟まれた部分は地溝となる。この部分に分布する地層は大部分上部蝦夷層群上部であつて、芦別川においては地層の傾斜は一般に緩く $20-10^\circ$ 内外で所々緩やかな抑揚單斜構造が發達する。また地層は小さい振幅をもつて褶曲し、かつ褶曲に伴つて

24) 南隣圖幅「幾春別」における吉田尙・神戸信和兩者の調査による。

生じた地層の走向または褶曲軸に略々平行な斷層(1)型式の斷層)を幾つか伴う。これらの斷層の兩側のうち地層の傾斜方向の側が相對的に落下する。なお最南部には地層の走向または褶曲軸と可成り斜交する北東—南西方向の見掛上展張性の斷層があり、北西側の上部蝦夷展群上部と南東側の同層群下部とを界し北西側が相對的に落下する。この斷層は後述のサキペンベツ川地塊における北東—南西方向の斷層の延長である。この地溝帯は元來東翼における著しい褶曲帯であり、かつ褶曲と共に生じた斷層を伴ったが、その後東翼における2本の見掛上最も後生の南北方向をとる斷層(多聞岳斷層および二股山斷層)によつて外側に對して相對的に落下して地溝となつたのである。

サキペンベツ川地塊：複向斜部を占め、西限は多聞岳斷層、東限は野花南斷層の延長、北限はサキペンベツ斷層群(假稱)のうちの最北の斷層、南限は南隣圖幅「幾春別」の惣額眞布川附近を通る略東西方向の斷層²⁵⁾である。サキペンベツ斷層群とは北北西—南南東方向から南方では北西西—南東東方向に移る(3)型式に屬する2~3本の斷層のことであり、その北方の延長は石狩層群中を通る。本斷層群に屬する斷層の北側はいづれも相對的に落下する。すなわち階段的に北方に向つて落下する。この斷層群は更に2本の見掛上後生の北東—南西方向をとる斷層((3)型式の斷層)によつて切れ斷層の西側は相對的に南方にずれ、かつ西方に向つて階段的に相對的に落下する。従つてサキペンベツ川地塊では見掛上展張性のサキペンベツ斷層群と北東—南西方向の斷層群によつて多數の小地塊に斷裂し、地塊運動の結果各小地塊は北方および西方に向つて階段的に相對的に落下した。なおこの地塊の西部に向斜軸があるが、これは複向斜の主向斜軸にあたる。

(3) 西翼

空知背斜に對して副次的な褶曲が發達し、副次的背斜部および向斜部が略々南北方向に配列する。更に小規模の褶曲が背斜部に發達するが向斜部には發達しない。なおこれらの背斜部及び向斜部の主軸の方向は一般に北西—南東である。背斜部では地層の傾斜は一般に緩やかであり40度以下が普通であり、かつドームまたはベーズンに近い構造が發達するが、向斜部では前者に比較して一般に傾斜はより急であり、45度以上が普通であるが60度以上となることが多い。

25) 吉田尙・神戸信和兩者の調査による。

斷層には次のような型式のものがある。

- (1) 褶曲に伴つて生じ褶曲軸または地層の走向に略々平行な見掛上壓縮性の斷層
- (2) 主として地層の見掛上の垂直轉位を伴い地層の走向に略々平行な見掛上展張性の斷層
- (3) 主として地層の見掛上の垂直轉位を伴い一般に地層の走向あるいは褶曲軸に斜交する見掛上展張性の斷層
- (4) 押し被せ轉位を伴う斷層、すなわち衝上斷層

以上のうち、(1)および(2)は一般に地層の僅かな繰返しまたは欠除を生ずる比較的小規模の斷層であるが、前者は背斜部に後者は一般に向斜部に發達する。(3)には北西—南東方向をとるもの²⁶⁾と、さうでないものがあるが、そのうち前者は西翼における最も特徴的な斷層であり西翼全體にわたつて顯著に發達する。この北西—南東方向の斷層系は一般に空知背斜軸部に近づくにつれて、また南方に行く程次第に北西西—南東東方向に近づいてくる。北西—南東方向の斷層が南方では東西方向に近くなる傾向は東翼の南部の場合にもみとめられる(例えば幌子芦別川斷層及びその北の側略々東西方向の斷層)²⁷⁾(4)は稀にみられるものである。

西翼は構造的に北から歌志内川背斜部・下歌志内川背斜部・奈江川向斜部・奈井江川—美唄川背斜部及び奔別川西向斜部(いづれも假稱)の5構造單元に區分され、各單元は

26) この北西—南東方向の斷層系は從來水平移動の大きい斷層とされてきた。しかしこれらの斷層のうち、地層の見掛上大きい水平的ずれを生じている斷層はいづれも背斜部と向斜部との界にあたる。すなわちこれらの斷層によつて背斜部における脊斜または向斜構造は切斷され、その片翼が消失しているので、地層の見掛上水平的ずれが大きくなつていくように見えるが、これは斷層による主として地層の水平移動によるものと考えよりは主として垂直運動によるものと考えてもよい。また地層の水平移動がかなり行われた場合には、東翼の幌子芦別川斷層についてみられるように地層の走向が斷層附近において斷層の走向に略々平行となることが多いであろう。しかしこの北西—南東方向の斷層の場合にかかることがみられない。以上によつてこれらの斷層系は地層の見掛上の水平移動よりもむしろ垂直運動を伴つたと考えてもよい場合が多いであろう。

27) 以上のように西翼において略々南北方向に配列する脊斜部および向斜部の主軸の方向が一般に北西—南東であり、褶曲軸が短縮されてドームまたはベースンに近い構造が發達し、かつ空知脊斜の方向にかなり斜交する多数の北西—南東方向の斷層群が顯著に發達し、しかもこの種の斷層の走向が南方程東西方向に近くなるので、兩翼は主として東西方向の壓縮運動を蒙つたが、しかも西翼は東翼よりも南北方向の壓縮運動をより多く蒙り、かつ南都程南北方向の壓縮運動が著しかつたと推察される。

互いに異なつた構造的特徴をもつ。これらの單元を界する重要な斷層には北から邊毛山斷層(假稱)・奈江衝上斷層・美唄山西斷層(假稱)及び清水斷層があり、これらの斷層はすべて(3)型式の斷層である²⁸⁾。

次にこれらの斷層について述べる。

邊毛山斷層：邊毛山を通り北西—南東方向に走る斷層であり、邊毛山北斷層と共に北西斷層の延長またはその分岐したものであり、かつ斷層の南側が相對的に落下する。

奈江衝上斷層：御料山の南方から奈江川上流東部を通り北西—南東方向をとる。

美唄山西斷層：奈江川から奈井江川を通り美唄山山西に至る北西—南東方向をとる、空知斷層の分岐したものであつて、斷層の南側が相對的に落下する。

清水斷層：美唄川上流を通つて北西西—南東東方向に走る斷層であり、その南側が相對的に落下する。美唄川(西隣圖幅「砂川」)において走向北 60° 西、傾斜北へ 50° の逆斷層がみられ、そこでは函淵層群の H_{w1} が石狩層群登川夾炭層の炭質頁岩の上に衝き上げ、その界に厚さ約50種の斷層粘土が存在する。

次に前述の區分された5構造單元について述べる。

歌志内向斜部：南限は邊毛山斷層であり、地層の傾斜は一般に急であり西へ 60° 内外またはそれ以上が普通である。北西—南東、北西西—南東東または北北東—南南西方向の斷層が發達する。これらの(3)型式の斷層のほか、(2)型式の斷層もあつて地層が繰返して現出する。

下歌志内川背斜部：北限は邊毛山斷層、南限は奈江衝上斷層である。この背斜部は砂川斷層によつて2つの部分に區分される。この砂川斷層は石狩層群分布地域内では北北西—南南東方向をとるが白堊系分布地域内に入ると北西—南東方向に轉じ、更に八月澤上流にまで延びるようである。西翼では蝶番斷層であるが八月澤上流では逆斷層となり、そこでは走向北 40° 西、傾斜東へ 60° 、厚さ約5米の擾亂帯がみられる。また下歌志内川水源地澤の西向きの枝澤ではこの斷層の所に北 30° 西の方向と南へ 70° の傾斜をもつ擾亂帯があり、そこでは東側の U_{w4} と西側の U_{w1} とが接する。この背斜部のうち砂川斷層北側の部分では上部蝦夷層群は振幅が小さく、かつ短軸の褶曲をなし、その上

28) これらの斷層のうち、奈江衝上斷層は少なくとも(4)型式の斷層であるが、また(3)型式の斷層と同じ性質をもち、この斷層によつて地層が具掛上垂直轉位を行つたと考えられる部分もある。

(1)型式の斷層あるいは擾亂帯を伴う。南側の部分も北側程ではないが矢張り褶曲しその軸は南方に沈下する。その軸部には三笠亞層群が分布する。

奈江川向斜部：北限は奈江衝上斷層、南限は美唄山西斷層である。(2)型式の斷層によつて地層の繰返しが行われ、これらの斷層を切る北西—南東方向の斷層群および東西方向の斷層が發達し、そのうち北西—南東方向の斷層では南西側が相對的に落下する。

奈井江川—美唄川背斜部：北限は美唄山西斷層、南限は清水斷層である。地層は短軸褶曲を行い、そのためにドームおよびベーズンに近い構造が發達して地層の分布状態は複雑となる。すなわち本褶曲部の北部においては1背斜および1向斜が存在する。前者はドーム構造をなすが、その南部は狐澤斷層に切られるために現出しない。向斜は北方に向つて沈下するが、その南部は元來ベーズン構造をなすが晩成澤斷層に切られて消滅する。この背斜部の南部においては東側にベーズン構造、西側にドーム構造が不明瞭に發達し、そのうち前者は前述の向斜に連なるものであり、境斷層は部分的にはこのドーム構造の軸部に沿うて生成されたものである。従つてこの背斜部の中部にはベーズン構造が發達することになる。また北部における略々北西—南東方向の異人・狐澤・晩成澤諸斷層および空知斷層の延長ないし分岐した斷層によつて切られた各地塊は段階的に南西方向へ相對的に落下するが、南部における略々同方向の境斷層およびその南西側の斷層によつて切られた各地塊は段階的に北東方向へ相對的に落下する。要するにこの背斜部は略々北西—南東方向の見掛上展張性の斷層群に切られて幾つかの地塊群に斷裂し、各地塊は中部におけるベーズン構造の略々底部に向つて段階的に相對的に落下する。

弁別川西向斜部：北限は清水斷層である。地層の傾斜は一般に急であり西へ 60° 以上である。函淵層群と石狩層群との界は斷層であり、三ノ澤において厚さ約1.5米の斷層破砕帯がみとめられ、その走向は略々南北僅かに東へ偏倚し傾斜は西であるが殆んど垂直に近い。従つてここでは正斷層であり H_{w2} の上部および H_{w3} が欠除する。この斷層を切る北西—南東方向の斷層群があるが、そのうち茶志内斷層（石狩層群分布地域内では北落ちの正斷層である）はその南側が相對的に落下するために蝶番斷層である。

[3] 野花南川流域

西限は當地域の中部蝦夷層群と西側の第三系とを界する野花南斷層である。丸山南方を通る北西—南東東方向の斷層によつて北部と南部とに區分される。そのうち北部の中部蝦夷層群主部では褶曲、褶曲軸の方向に略々平行な斷層及び褶曲と前記の斷層を切る略々東西方向の斷層が發達するが、南部では北部に比べて構造は簡單であり1背斜と略々南北方向の斷層を伴い、またこれらよりも見掛上後生と思われる東西に近い方向の斷層が存在する。なお野花南斷層は上記の褶曲構造・褶曲軸に略々平行な斷層及びこれらを切る東西に近い方向の斷層（例えば丸山南方を通る斷層）を切る見掛上後生の斷層である。

以上の白堊系における地質構造の諸形態は略々同時に相前後して成生されたのであるが、それらの成生順序の見掛上古いものから記すと次の通りとなる。

(1) 東西方向の壓縮運動（見掛上東方から横壓力が加つた）によつて南北方向の非對稱複背斜構造（空知背斜）および複向斜構造（芦別向斜にあたる）が形成され、同時に地層の走向または褶曲軸に略々平行な見掛上壓縮性および展張性の斷層が成生した。また空知背斜西翼においては南北方向の隨伴的壓縮運動も行われ、それによつて北西—南東方向の主軸をもつ副次的背斜部および向斜部とが形成された。

(2) 空知背斜（芦別向斜西翼をも含む）においては見掛上展張性の斷層（地層の走向または褶曲軸の方向に略々平行な方向あるいは斜交する方向をとる）が成生し、一般に地層の垂直轉位、時には側方轉位および押し被せ轉位が行われた。その結果空知背斜は幾つかの構造單元に分化した。

IV 古 第 三 系

本圖幅内に分布する古第三系は下位の石狩層群と上位の幌内層である。

石狩層群は主として淡水成の地層で、瀕海成の地層を挾有する。幌内層はまったく海成の堆積物で、石狩層群に對して見掛上その上位に重なっている。最近矢部長克は幌内層¹⁾は石狩層群の堆積期における海成層であろうと豫言した。すなわち石狩層群中に挾有されている海成層は、幌内層を堆積させた海の分布が擴がつて石狩層群の分布地域にまで侵入して堆積したものであろうと述べ、若鍋層と幌内層の化石の共通性について強調している。このように廣い意味での堆積相として考慮する場合の幌内層は、石狩層群堆積期全般における廣域にわたる地質資料の考慮を必要とする。ここでは圖幅内だけに分布して石狩層群上に見掛上不整合にのる狹義の幌内層として取扱うこととする。

1. 石 狩 層 群

石狩層群の層序は今井半次郎によつてはじめてうちたてられたが、近年北海道炭礦技術會地質部會が中心となつて今井の地層名のうち化石名をつけて呼んだものを地名を附した地層名に改めた。また田代修一はその近著²⁾の中で、2,3の地層名については再び化石名だけを附したもので呼んでいる(第8表參照)。今井の地層區分についてもつとも議論の中心となつたものは幾春別夾炭層の名稱についてであつた。北海道炭礦技術會が主體となつて決めた地層名によると、幾春別夾炭層を羊齒砂岩層の同時異相とみなし、幾春別以南のものには幾春別層なる名稱を與え、また空知地區のものを高根夾炭層と呼んだ。しかるに田代は幾春別層なる地層は芦別層と上部介殼層ならびに羊齒層の一部を表わすものであるとして、幾春別層の名稱を抹殺している。田代は幾春別層を芦別層や上部介殼層をも含む地層とした根據として、(1)幾春別層中の一部の岩相が芦別層のそれに近似している點、(2) Sequoia, Taxodium, Equisem などの植物化石を介在する點、(3)淡水棲の化石を含んでいる點、(4)幾春別層が幌内層によつて見かけ上平行不整合に覆われる點などをあげている。しかし田代も述べているように、幾春別夾炭層中にはほぼ4層準に凝灰質の地層が存在しよい鍵層となつている。もしこの凝灰質岩の層準が

1) 文献29 2) 文献28

地質學的時間の尺度となりうるものとすれば、空知地區の他の地域に存在する芦別層と對比することは困難で、むしろ羊齒砂岩層と呼ぶ地層により近縁關係があるものと思われる。芦別町の高根炭礫附近では、赤平含化石層と平岸含化石層とのほぼ中間に2次炭層が存在し、三田正一はそれぞれ高根夾炭層・熊ノ澤夾炭層と命名した。後者は三井芦別鑛業所において頼城夾炭層と呼ばれるもので、前者は炭山川附近では砂岩を主體とする地層にうつり變つていゝものと思われる。今井が空知地區の地層を羊齒砂岩層と幾春別夾炭層とに2分したことは芦別町附近の層序區分にもあてはまり、適切なものと思われる。しかし今井が地層名に化石名だけをつけて呼んだ點は命名規約からみても思わしくないで、模式地の名稱をとつたものを本書では用いた。今井が夕張夾炭層・幌加別層ならびに登川夾炭層と名付けた地層名は、模式地としては地層の發達が薄く不適當であるとして、歌志内夾炭層、神威泥岩層、砂川夾炭層と呼ばれることもあるが、今井のきめた模式地による名稱の方が一般に慣用されているし、命名者の創意を尊重してそのまま用いることにした。

石狩層群を構成する地層は主として中粒ないし細粒砂岩と泥岩とからなる厚い互層で、礫岩はごく限られた地層中にわずかに介在するにすぎない。空知炭田においては石狩層群は全層厚4,000 mにも達し、地層の下限から上限にわたつて數10層の礫行炭層を挾有している。礫行炭層を挾有する主たる地層は下位から登川層・夕張層・茂尻夾炭層・美唄層および芦別層で、高根層と頼城層中には限られた地域内で礫行可能炭層が挾有されている。

石狩層群の堆積相をその賦存する化石から推定すると、主として淡水相を示しているが、數層準に濱海成又は海成の地層が挾有されている。

炭田探査審議會においては石狩層群を次の4階10層に區分した。

1. 下階 登川層・幌加別層・夕張層
2. 中階 若鍋層・美唄層
3. 上階 赤平層・高根層・頼城層¹⁾
4. 最上階 平岸層・芦別層

1) 頼城層を上階と最上階のいずれに屬させるべきかについては未解決の點が多いが、この圖幅では岩相上高根層により近似していることから上階に屬させた。

第8表 石狩層群地層名一覽表

本の圖幅で の區分		(1924—1925) 今井半次郎	(1948) 北海道炭鑛技術會	(1951) 田代修一	佐橋 根本 保忠 雄寬	
最上階	芦別層	芦別夾炭層	芦別夾炭層	芦別夾炭層	上階	芦別層
	平岸層	上部蜆貝化石層	平岸含化石層	上部介殼層		平岸層
上階	賴城層	幾春別夾炭層			階	幾春別層
	高根層	羊齒砂岩層	高根夾炭層	羊齒層		
	赤平層	下部蜆貝化石層	赤平含化石層	下部介殼層		赤平層
中階	美唄層	美唄夾炭層	美唄夾炭層	美唄夾炭層	中階	美唄層
	若鍋層	若鍋頁岩層	若鍋含化石層 茂尻夾炭層	若鍋層		若鍋層
下階	夕張層	夕張夾炭層	神威夾炭層	夕張夾炭層	下階	夕張層
	幌加別層	幌加別頁岩層	歌志内頁岩層	幌加別層		幌加別層
	登川層	登川夾炭層	砂川夾炭層	登川夾炭層		登川層

この區分は堆積の輪廻によつてわけたもので、各階に屬する地層は堆積相を考慮して4つの階に分けている。

以下各階ごとに地層の層序・岩相ならびに分布について述べる。

[1] 下 階

この階に屬する地層は登川層・幌加別層および夕張層で、淡水棲の介化石や植物化石を包藏し、炭層を挾有している。これらの地層は模式地である夕張地區の登川・夕張附近よりもむしろ空知地區においてよく發達し、最大層厚1,000 m 達している。(附圖IV 参照)

この圖幅では空知背斜の東西兩翼にこれらの地層が分布する。東翼は地層の傾斜が急な上、單斜構造であるため、圖幅の中央部を占めてNW-SEに細長く分布しているにすぎない。これに反して西翼のものは緩傾斜で、しかも褶曲と斷層によつて擾亂されているので、圖幅の西部を占めて廣範圍に分布している。石狩層群と白堊系との關係は本圖

幅内では平行不整合である。ただ美唄附近では白堊系最上部の函淵層が石狩層群と斷層をもつて接しているため兩者の關係がわからない。

最近須貝貫²⁾らは歌志内附近において石狩層群最下位炭層のはぼ直下にある耐火粘土質岩(層厚約4m, 耐火度SK 28±)を同層群の基底とすべきであると提唱している。

本階に屬する地層の區分は、夕張地區を模式地として行われたためこの區分を空知地區にそのまま適用することがむづかしいこともあつて、地層の境界のきめ方について調査者相互間に必ずしも見解の一致をみていない。夕張地區においては登川層と夕張層の中間に層理に乏しい泥岩層からなる幌加別層があつて、その中には *Unio* が多く含まれ、炭層を挟まないために本層をへだてて上下の兩夾炭層を區別する上に合理的であつた。しかし夕張地區にあつても角田鑛以北ではこの階の地層は次第に薄くなりついには尖滅するので、登川層・幌加別層・夕張層の3層に分けることが實用的にはむづかしくなる。空知地區においては北部に位置する茂尻・三井芦別兩鑛附近ではこの階の中部に層理に乏しい暗灰色の泥岩層があり、その中に *Unio* を含み、炭層を挟んでいない。この地層は上下の夾炭層を區別させ、幌加別層に相當するものと考えられる。しかし砂川以南においてはこの泥岩層は次第に砂岩に富んだ互層にうつり變り、美唄では砂岩中にわずかに幌加別層に特有な泥岩を互層状に挟む程度で、全體としては砂岩に富んだ砂岩泥岩互層となり、上下の夾炭層と類似した岩相となつているため、この階の地層を3分することがきわめて人爲的となり、實用上はこれを區分する必要がほとんどなくなつてゐる。しかしながらこの階の地層は下部と上部にそれぞれ多數の炭層を挾有しており、美唄地區においても中部は炭層に乏しくて、*Unio* や *Viviparus* などの淡水棲介化石を多産する地層で、従來の慣習によつて登川層・幌加別層・夕張層の3層にわけることにした。現地の炭鑛で用いている區分をそのまま用いると、幌加別層の下限は三菱美唄炭鑛のVI層、三井砂川鑛の新VII層、神威鑛のI番上層、茂尻鑛のII上層、三井芦別鑛のVI層で、上限は三菱美唄炭鑛のV層、三井砂川鑛のVII下層、茂尻鑛のI層、三井芦別鑛のVII層である。(附圖IV參照)

石狩炭田全般としてみると、登川層は空知地區では良好な炭層を挾有しているが、夕張地區では地層の發達も悪く、炭層も見べきものが少ない。しかるに夕張層は夕張地區では良好な炭層を挾有するが、空知地區ではその發達が悪く、わずかに歌志内地域

1) 文献33, 35

に限って比較的よく發達しているにすぎない。

(1) 登川層

登川層は主として砂岩からなり砂質泥岩・泥岩および礫岩を混へ、10 數枚の礫行炭層を挟有する。砂岩は一般に中粒ないし粗粒で、灰白色を呈するものが多い。登川層のもつとも厚く發達する奈井江澤上流附近では、下部はほとんど砂岩で代表され、上部は暗灰色の泥岩を主とし、最上部には堅硬な珪質の中粒砂岩を挟む。

附圖Ⅳに示すように登川層は奈井江澤では 600 m に達し、これから南の美唄常盤台附近では 400 m 程度で、さらに南方の峰延山地ではついに尖滅する。また奈井江澤から北方に向つて次第に薄くなり、上砂川では 500 m、茂尻では 200 m、炭山川では 230 m となつている。空知背斜の東側では炭山川から南に向つて次第に薄くなり、八月澤では 100 m、咲邊別では尖滅する。

登川層の下部には 1～2 枚の凝灰質の粘土層が挟有され、よい鍵層となつている。炭層は下部には密に集つているが、上部には疎らで、良好な炭層も少ない。これらの炭層の各礫行地において炭層の呼稱がそれぞれ異つているので、その呼び名ならびに對比を附圖Ⅳに示した。

(2) 幌加別層

本層は上述の登川層の上に整合に重なる地層で、主として泥質岩からなり、*Unio* や *Viviparus* などの淡水棲介化石を多産し、炭層を挟まない。空知炭田の北部に位する茂尻・赤平附近では、塊状無層理の暗灰色泥岩からなり、わずかに細粒砂岩層を挟むが、砂川以南においては南部ほど次第に灰白色砂岩を互層状に挟むようになり、三菱美唄通洞附近では砂岩を主とした砂岩泥岩の互層にうつり變る。また空知背斜東翼の炭山川以南では次第に層厚を減じ、その岩質も砂質になり、葉理状に層面のよく發達した砂質頁岩となるとともに薄い炭層を挟有し、上下の地層との區分が不明瞭となる。幌加別層の厚さは 200 m 以下である。

(3) 夕張層

夕張層は砂岩を主とし、泥岩や泥質砂岩を挟む地層で、無數の薄い炭層または炭質頁岩を挟有する。しかし礫行出来る炭層はきわめて少なく、砂川以南においてはわずかに 1～2 層であるが、砂川以北の神威・歌志内・茂尻・炭山川附近では 4～5 枚の礫行炭層を挟有する。夕張層には全般に凝灰質の地層を挟む。砂岩は青灰色または灰白色の中粒

砂岩で、堅硬かつ塊状を呈することが多く、泥岩は暗灰色である。炭層の上盤または下盤となる砂岩や泥岩は、しばしば薄層で互層しかつ層面が波状を呈して、一見美明層のいわゆる縞砂岩に類似した岩相を呈する。地層は一般に連続性にとぼしく、炭層もまた同様の傾向を示す。登川層や幌加別層に比較して植物化石を多産する。炭層は夕張層の比較的上部に密集しており、砂岩にとむ下部には少ない。

(2) 中 階

この階に属する地層は若鍋層（茂尻夾炭層を含む）と美明層である。下階の堆積物が淡水性の堆積相を示すのに對して、この階のものは海成または汽水沈積相を示し、ことに若鍋層は空知炭田のみならず石狩炭田全域にわたつて分布する海成層で、石狩層群堆積期を通じてこの時期に最大の海進を行つている。美明層は空知地區の奈井江川以北のみ分布するが、美明層の中部にも汽水性相を示す化石が存在する。

夕張地區の若鍋層は今井半次郎によつて若鍋頁岩層（下位）と若鍋介殼化石層（上位）とに2分された。また今井は空知炭田における若鍋層には下位の若鍋頁岩層がないと述べた。したし空知炭田においては若鍋層の下部に良好な炭層を挟む地層があり、さらにこの炭層の上位には泥岩層が発達し、夕張炭田の層序と一致しない。この炭層の下位には瀕海性を示す化石をとまうため、若鍋層下部の夾炭層を茂尻夾炭層として夕張層と區別している。また歌志内以北においてはこの茂尻夾炭層の上位の泥岩層中には海棲介化石や泥灰岩を含有するので若鍋含化石層と呼んでいる。

若鍋亞階に引きつづいた美明亞階は淺海化された時期で、空知地區でもつとも良好な炭層群を挾有している。美明層は上位の赤平層とともに空知地區に限つて賦存する。夕張地區ではこれらの地層はみられず、若鍋層の上位に高根層（夕張地區では幾春別層）が不整合に覆つている。

この階の地層區分の境界や主要炭層の對比を附圖Ⅴに示す。

この圖巾では、若鍋層は空知背斜の兩翼に比較的急傾斜にて分布するため、せまい帯狀の分布を示すにすぎない。

(4) 茂尻夾炭層

夕張夾炭層の上位には *Geloina hokkaidoensis* や *Corbicula tokudai* (YOK) などの半淡水鹹性の化石を基底に産する一群の夾炭層が存在し、これを茂尻夾炭層と呼ぶ。茂尻夾

層の上位は海棲化石を産する泥岩又は細砂岩からなる若鍋含化石層である。若鍋含化石層との地層の界は炭層でわけているが、通常茂尻夾炭層の上から2番目の炭層には白盤か挟み、よい鏡層となつている。茂尻夾炭層がよく發達するのは歌志内以北であつて、砂川以南および炭山川以南では茂尻夾炭層最下部の海棲化石を含む地層の特徴が次第になくなるため、夕張層と若鍋層の間に茂尻夾炭層を區別することは困難である。茂尻夾炭層は青白色の細粒砂岩と灰色泥岩の互層からなり、砂岩には砂管が含まれることがある。砂岩には塊状のものや板状または縞状層理を示すものがあり、夕張層の砂岩と同様の岩相を呈する。泥岩は一般に塊状で、泥灰質の團球をもつことがある。茂尻夾炭層の層厚は北部に厚く、赤平・茂尻附近でもつともよく發達し、炭層の數も増している。

(5) 若鍋含化石層

本層は石狩層群中もつとも特徴のある海成層である。空知地區の南部では砂管を伴う細粒砂岩からなり、泥岩層を挟むが、北部に向つて次第に黑色泥岩を増し、空知川附近ではほとんどそれだけからなり、泥灰岩の團球をほぼその中部に含有するようになる。層厚はあまり變化がなく、三菱美唄で 190 m、砂川では 160 m、赤平で 120 m、炭山川で 80 m であるが、炭山川以南では次第に薄くなる。介化石を多産する。三井芦別鑛の資料によると次の化石がある。

- Corbicula tokudai* (YOKOYAMA)
Corbicula sunagawaensis NAGAO et OTATUME
Corbicula takaoui NAGAO et OTATUME
Geloina tokudai NAGAO et OTATUME
Geloina takaoui NAGAO et OTATUME
Geloina hokkaidoensis NAGAO et OTATUME
Viviparus jimboi SUZUKI et OTATUME
Macrocallista cfr. *maturaensis* NAGAO
M. *hanzawai* NAGAO
Margatifera perdahurica (YOKOYAMA)
Ancodonta SP.
Crassatellites ezoensis NAGAO et OTATUME
Spisula simiausawaensis NAGAO et OTATUME
Dentallium SP.
Mya SP.

(6) 美 唄 層

美唄層は石狩炭田においては空知地區に限られて發達する夾炭層である。半淡半鹹性の化石を挾有する砂岩・泥岩の互層で、炭層を挾有している。砂岩は中粒ないし細粒で、まれに細礫を含むことがある。

泥岩は灰白色ないし暗灰色で、層理はよく發達している。細粒砂岩と泥岩の薄い互層は通常層面が波状を呈するため美しい縞状層理を示し、美唄層のもつとも特徴的な岩相となつている。また粗粒砂岩中には泥岩や菱鐵鑛質泥岩の圓礫を含むことがある。美唄層の下限には若鍋層との界に海綠石粒を多量にふくんだ砂岩層が發達することがある。この砂岩を若鍋層の上限とした。美唄層の比較的下部に4~5枚の礫行炭層が挾有されていて、炭層のあるものは松岩を含くんで、小地域では鏈層となつている。美唄層の最上部の炭層は細粒砂岩ないし泥岩からなる白色の夾みと炭層が互層し、黑色の美しい縞模様を呈するので、これを虎ノ皮層と呼んでいる。この特徴的な虎ノ皮層は空知地區全域にわたつて分布し、よい鏈層となつている。本圖幅地域では虎ノ皮層は、礫行對象にはならないが、赤平・茂尻方面ではよく發達していて礫行されている。

美唄層の上限は虎ノ皮層とした。美唄層の下部の夾炭層と虎ノ皮層の間は砂岩にとみ、少數ではあるが瀕海性化石を産出する。美唄層の厚さは200 m以下である。

[3] 上 階

この階に屬する地層は赤平層・高根層および頼城層である。赤平層はその層序からみて海進期の堆積層であり、高根層はその後の海退に伴う地層である。頼城層はこの圖幅においては特に1層として區分したが、今井半次郎の幾春別夾炭層に相當するものであろう。頼城層の堆積初期に、再び海面が上昇し、それに引き續いた浅海化に伴つて炭層が堆積した。本層は芦別地域では良好に發達して居るが、砂川方面では發達が悪く、本圖幅では空知背斜の東翼にだけ分布している。

(7) 赤 平 層

赤平層は赤平町上赤平と赤平町赤間澤を結ぶ空知川沿岸を模式地にとつて名づけられた。しかしながらこの模式地は斷層による地層の繰返しや欠除が多いため赤平層の層序を正確につかみ難い點で不都合である。この圖幅地域内の炭山川においては赤平層がもつともよく露出し、地質構造も單斜構造で地層の擾亂も少く全層がよく觀察される。

三井芦別鑛業所においては炭山川の赤平層の調査によつてこの層を下位から次の4部層に區分した。

	厚さ(炭山川)
(a) 無化石下部泥岩部層	100 m
(b) 蜆介・カキ砂岩部層	190 m
(c) 泥岩部層(ボール帯)	80 m
(d) 上部夾炭部層	150 m

この地層區分は炭山川のみならず、この圖幅地域の赤平層全般にわたつて廣くあてはまり、赤平層の地質構造や堆積機構を考える上に重要な區分である。

次にこの4部層について述べる。

(a) 無化石下部泥岩層

この地層は美明層最上部の虎ノ皮層の上位にあつて、薄い葉狀層理をもつた泥岩・炭質頁岩・細粒砂岩の薄層からなる互層である。この地層を透望するときは、千枚岩や片岩の風化面に似た相ぼうを示し、近接してみるときは、層理面を正確に測ることが出来ないほどで、くずれ易く、不規則な風化面を呈する。色は一般に黒色ないし暗灰色である。炭質頁岩は薄い互層狀をなし、時には縞狀炭に近い岩相を呈することがあるが、有望炭層は發達していない。本層中からは未だ化石が知られていない。

(b) 蜆介・カキ砂岩部層

本層は暗灰色泥岩と細粒ないし中粒の砂岩の互層からなる地層で、砂岩中には *Corbicula* または *Ostrea* の密集したレンズを挟んでいる。多くの場合下位から無炭層、*Corbicula* 帯、*Ostrea* 帯の層序を週期的にくりかえすことが多い。巨視的に層序をみると、カキ砂岩帯は *Corbicula* 砂岩帯の上位に位するのが普通であり、そのため局地的には蜆介部層と、カキ砂岩部層に區分出來こともある。*Corbicula* の産出は肉眼でみる範圍では層をなして連続し、地層の追跡が出来る程度であるが、*Ostrea* 砂岩はせいぜい4~5m以下のレンズをなし、あまり連続しないのが普通である。砂岩は一般に淘汰がよく板狀の層理をもつ。また泥岩は灰色ないし黒色で、塊狀を呈し、風化すれば不規則な小片に碎けやすい。

(c) 泥岩部層

本層は主として黒色ないし灰黒色の無層理な泥岩からなり、細粒砂岩を挟む。泥岩中

には泥灰質の薄層または直径 20 cm 以下の團球を含むことがある。この團球を含む泥岩中には *Thyasira*, *Yoldia*, *Linthia yessoensis* MINATO その他の海棲化石が含まれ、少なくともこの部層が海成層であることは明らかである。

(d) 上部夾炭部層

この地層は蜆介化石を含む砂岩と炭層とが互層している地層で、前に述べた(c)泥岩部層から浅海化した際の堆積物である。炭山川においては層厚が 150 m、赤平町小百戸澤では 120 m に達している。本層中の炭層は炭山川では 4 層あつて露行の対象となつている。

赤平層を海進期の堆積物とすればこの上部夾炭部層の堆積期には海退を初めているとみられるから、本層はむしろ高根層に入れるべきであろう。しかし海進のもつとも進んだ時期をきめることは調査にも時間を要するので、この圖幅においては、上部夾炭部層をも赤平層の中に一括している三井芦別鑛の層序をそのまま用いて、*Corbicula* の出現が了つて、炭層のみをふくむ地層にうつる層位をもつて赤平層の上限としてこれを地質圖上に表わした。

赤平層は空知背斜の東翼と西翼の奈井江川以北にのみ分布する地層で、炭山川でもつとも厚く 370 m に達する。空知背斜西翼の砂川附近においても炭山川においてみられる層序がなりたつが赤平層の上部は概ね砂岩が多くなり、砂管が発達する點で炭山川附近の赤平層と異つている。

前者は砂管の産出する層位が常に海成層またはその層位の側方延長にあたることから、砂管は浅海性の地層の示準相と考えている。

(B) 高根層

高根層は芦別町高根ノ澤を模式地とする砂岩・泥岩の互層からなる淡水成の地層である。高根層は夕張地區や空知地區の空知背斜西翼において *Woodwardia* (コモチシダ) その他の植物化石を多産するために従来羊齒砂岩層と呼ばれていた。しかし空知背斜東翼においては、高根層中に植物化石は多く産するが、現在まで *Woodwardia* だけは未だ発見されていない。高根層は主として細粒ないし中粒灰緑色の砂岩を主とし、これに灰色ないし暗灰色の泥炭を挟む地層で、植物化石の他に *Unio* や、*Viviparus* などの淡水棲の動物化石を含み、炭層または炭質頁岩の薄層を挟有する。

砂岩は灰色または淡灰色の細粒ないし中粒砂岩で、板状に層面にそつて割れやすいも

のと塊状を呈するものがある。また砂岩には淡緑色ないし淡青灰色で粗粒のものがある。泥岩には灰白色・青灰色・淡緑色または暗灰色や黒色を呈するものがあり、堅硬緻密である。風化色が灰褐色を呈する選石質な頁岩には植物化石の破片が多數含まれている。炭層には薄いものはきわめて多いが、稼行出来るものはほとんどない。

(9) 頼 城 層

頼城層はこの圖幅において特に1層として区分したが、従來は平岸層の下部もしくは高根層の上部として取扱われたものである。高根層の特徴的な緑色砂岩の上に泥灰岩の團球を含む黒色泥岩層があり、その上位には *Corbicula* を含有する砂岩と炭層とが互層していることによつて特徴づけられる地層がある。これを頼城層と名づける。頼城層の岩相は高根層の岩相にほとんど一致し、岩質的には區別出来ないが、頼城層の最下部に泥灰岩の團球をもつた泥岩と *Corbicula* を含有する砂岩があることは、高根層よりも海面が上昇したときの堆積であることを示しており、それに引き續いて堆積した炭層はこの圖幅地域の芦別以南においてきはめて良く發達している。この海進は堆積盆地の局地的な沈降によつて生じたものか、それとも廣域にわたる海進であつたか今のところわからない。泥灰岩の團球は赤平層のものより圓味が不規則で、黄鐵礦または化石の破片が結核となつている。

附圖Ⅴに赤平層の柱狀圖を、附圖Ⅵには高根層以上(赤平層の第四部層を入れた)の柱狀圖を示した。

[4] 最 上 階

この階に屬する地層は、下位から平岸層、芦別層である。平岸層は頼城層の堆積に引き續いた海進期の堆積で *Corbicula* 化石を多産することによつて特徴づけられる。

平岸層の上位は再び炭層と *Corbicula* を含む砂岩との互層をへて、その上位はほとんど *Corbicula* を含まず炭層だけ挟有することによつて、特徴づけられる地層(芦別層)に漸移する。この圖巾では本階の地層の分布は上階の地層同様に空知背斜の東翼に限られている。

(10) 平 岸 層

模式地の赤平町平岸では平岸層は砂岩のやや多い砂岩・泥岩の互層である。赤平層同様に *Corbicula* や *Ostrea* 化石によつて特徴づけられているが、赤平層に比べて層面

がよりよく發達している。模式地の平岸では本層中に *Corbicula* はみられないが、この圖幅の十五線澤では平岸層の中に *Corbicula* がきわめて多く含まれている。また地層そのものも厚く發達し、平岸よりも模式地として適當と思われる。三井芦別礦ではこの *Corbicula* を含む地層を十五線層と呼んでいる。

十五線澤においては砂岩は灰色で細粒のものが多く、中粒ないし粗粒の砂岩には漣痕がよく發達している。泥岩は暗灰色ないし黒灰色で、砂岩と互層するが、互層の週期は1～10 m で、多くの場合赤平層に比べてやや厚い。泥岩は淤泥ないし微細粒砂岩程度の粒度をもち、淘汰もよく、風化するとやや立方體に近い稜角のとがつた小塊に割れる。

平岸層の上位は汽水性の介化石を含む砂岩と炭層または炭質頁岩の互層をへて、まづたく化石をふくまない夾炭砂岩泥岩互層である芦別層にうつり變わり、その関係は漸移的であるが、*Corbicula* 化石が含まれなくなる所までを平岸層とした。

平岸層の厚さは十五線澤で約 450 m、小百戸澤で約 200 m、砂川では約 350 m である。

平岸層と赤平層との堆積相の差異は、後者の時代における海進が漸進的で、互視的にみれば上部の地層程鹹度の高い化石を産するが、平岸層は、基底に近く突然鹹度の高い化石を産し、上位程次第に鹹度の低い化石を産する地層にうつつてゆく點である。

(11) 芦 別 層

芦別町十五線澤を模式地とする。厚さ約 450 m の砂岩と泥岩の互層で、その中部と上部に優良な隕行炭層が挟有されて居る。

砂岩は多くの場合明るい灰白色または淡綠色を呈する中粒ないし粗粒の厚い砂岩で、塊狀堅硬である。

泥岩は暗灰色ないし黒色で、葉狀の層理を示す。砂岩と互層するときはその上下に炭層を伴い、灰褐色の風化面をもつた菱鐵鑛質の泥質岩を帶狀に挟むことが多い。黒色で無層理の泥岩中からは *Unio* や *Viviparus* が産する。

本圖幅中の芦別層は上芦別向斜の兩翼をなして分布する。この向斜の西翼についてみると、芦別層は上芦別と炭山川の川口との間の芦別川流域では、走向 N 30° E で南東に 10～20° 傾斜するが、六線澤以南では 60～70° の急傾斜で東に傾き、送邊別まで延びている。根室本線が芦別川を横切る鐵橋以東では芦別層は走向 NW—SE ないし EW で南に 10～20° に傾き、鐵橋以西の芦別層とともに概ね南東に沈む向斜構造をなしている。この向斜は上芦別向斜と一連のものであろう。

上芦別向斜の東翼においては、野花南断層の西傾で、野花南断層とこれと平走する断層との間にはさまれてせまく芦別層が分布する。この芦別層の炭層は、調査當時武田炭礦によつて採行されていた。

2. 幌内層

本層は野花南断層の西側に狭長な面積を占めて、北は空知川の野花南ダム附近から、南は咲邊別川に到る南北 15km にわたつて分布し、上位の川端層群や下位の石狩層群とともに、上芦別向斜の兩翼を形成している。咲邊別では、向斜の西翼に當る部分（層厚 700 m 以下）がみられ、*Yoldia*, *Acira*. などのほかに魚鱗の化石が含まれている。咲邊別では、向斜の東翼は断層で切られるため、幌内層は露出しない。また空知川流域の野花南ダムの西側では、上芦別向斜は、走向 NNE—SSW で、SE に傾いた同斜状向斜となり、その東翼が空知川にそつてよく露出している。ここでは、幌内層の基底は、海綠石にとんだ砂質泥岩で、その上位約 200 m に *Acila*, *Yoldia*. 魚鱗の化石などにとんだ泥岩が發達する點では、咲邊別と一致するが、さらに上位に泥灰岩の團球を多産する。比較的介化石の少い泥岩が重なつており、川端層の侵蝕が南側程著しかつたため、咲邊別ではこの上部がけずり去られたものと思われる。

芦別層と幌内層との關係が侵蝕不整合であることは田代修¹⁾によつて明らかにされた。

1) 文献 28

V 新 第 三 系

川 端 層 群

本層群は幌内層を不整合に覆つて、上芦別向斜の中央部に狭く分布している。砂岩と礫岩の互層からなる堅硬で風化によく耐える地層を挟有するため、金剛岳や鳥帽子岳などを主峰とする高い山岳を形成している。

幌内層に接する基底部には、主として拳大の礫からなつている厚さ數 10 cm の礫岩層があり、これから上位 120 m までは砂岩と泥岩の互層で、炭層を挟有し、植物化石を包蔵している。その上位約 60 m は巨大な礫からなる礫岩と砂岩の互層で、さらにその上位は砂岩と泥岩の互層である。

礫岩を構成している礫は大部分珪岩で、蛇紋岩の礫を含んでいない。

咲邊別の植物化石には次表に示すようなものが知られている。

サキペンベツ化石表

- Glyptostrobus europacus* (BRONGNIART)
Metasequoia japonica (ENTO)
Salix sp.
Alnus sp.
Betula sp.
Carpinus miocordata HU et CHANEY
Fagus Artipofi HEER
Ulmus appericulata HEER
Zelkova Ungerii (ETTINGSHASEN)
Acer ezoanum ŌISHI et HUZIOKA
Acer subpictum SAFORTA
Hemitrapa borealis (HEER)
Marlea ac. ualifolia (GOEPPERT)

又圖巾の北東隅を以て、小地域に分布する川端層の最下部にはその基底に蛇紋岩礫を多量に挟有する地層があり、澤田秀徳によつて廣瀬澤層と呼ばれた。この廣瀬澤層の地質時代は紅葉山層に對比されるものと思われる。

VI 第 四 系

1. 河 岸 段 丘

空知川および芦別川流域には數段の河岸段丘が發達している。芦別川の南岸では次の4段がみとめられる。

第1段丘	標高	160~140 m	
第2 "	"	120 m	
第3 "	"	100 m	最も廣い
第4 "	"	90 m	

である。

芦別川流域ではこの第1段丘が廣く分布するだけで、これより低位の段丘はみられない。

2. 現 世 層

現在の河の流路に沿つて砂礫層が分布する。

VII 火 成 岩

本圖幅地内の火成岩としては野花南川流域の丸山に石英閃綠玢岩が中部蝦夷層群主部に岩脈として露出するにすぎない。

この石英閃綠玢岩は完晶質斑状構造を呈し、その斑晶には斜長石・石英及び角閃石があり、角閃石は綠泥石に變つている。石基は完晶質微粒状であり、石英・アルカリ長石および斜長石の集合から成る。全般に變質が強く斑晶をなす斜長石は曹長石化作用および絹雲母化作用を受け、また角閃石は綠泥石化作用を受けている。

この岩石の貫入時期については中部蝦夷層群主部堆積後、すなわちギリヤーク世古期

以後であること以外には不明である¹⁾。

VIII 応 用 地 質

1. 概 説

石狩層群中には上位から芦別層・頼城層・高根層・美唄層・茂尻夾炭層・夕張層および登川層の7層位にわたつて炭層が挟有され、この圖巾地域においては、高根層以外の上記各層中にはよく發達している。現在三井、三菱、北炭、住友石炭、雄別、明治の大手筋6社が企業をいとなんでいるが、地理的條件が悪くて未だ開發されていない炭層もかなりある。

登川層の炭層は空知背斜東側では西側に比較してその發達が悪く、また八月澤以南でも發達が悪く、圖巾の北部を占める茂尻鑛や三井芦別鑛では4枚の稼行炭層を挟有する。茂尻夾炭層には1~2層あつて全域にわたつて廣く分布する。美唄層は石狩層群中もつとも重要な夾炭層で、空知地區全域にわたつて炭層がよく發達するが、この圖巾では北西隅の砂川鑛第五坑區域に分布するほか、空知背斜の東翼には、高根川から炭山川八月澤をへて咲邊別に到るまで、稼行炭層を挟有している。咲邊別澤の澤口近くから^{たむん}多聞岳に向つて南にさかのぼる支流にも美唄層のものらしい炭層が存在する。

高根層の炭層は本圖幅内では薄いのが、頼城層には芦別川流域で良好な炭層が挟有され、これを稼行している三井芦別鑛山の飯田坑では炭丈6mに達する厚層が存在する。芦別層中には2~4枚の可採炭層が挟有されている。本圖巾の南半部では芦別川の東側を占めて比較的急傾斜をなして分布するが、炭山川以北では、地層の傾斜もゆるくなるとともに上芦別附近を軸とするゆるい複向斜構造をなすため、芦別層の詳細な地質構造には未知の點が多い。この圖幅内にある炭鑛で稼行している炭層の屬する地層名を第9

1) この岩石は性質および産状において空知郡茂尻岸馬内御料地および雨龍郡多度志村幌成に存在するトロンニウム岩に近似しているように思われる。ちなみにこれらのトロンニウム岩の貫入時期は三笠亞層群堆積後(恐らくギリヤーク世古期以後)新第三紀以前であるとされている。

表に示した。

第9表 稼行炭鑛および稼行夾炭層一覽表

炭 鑛 名	坑 名	登川層	夕張層	茂尻夾炭層	美唄層	頼城層	芦別層	備 考
三井芦別鑛業所	一坑	○	○	○				
	東坑						○	
	飯田坑						○	
	二坑	○	○	○				
三菱芦別鑛業所	西山坑						○	
	新一坑						○	
明治上芦別鑛業所							○	
雄別茂尻鑛		○	○	○	○			
住友新歌志内鑛		○						
北炭神威鑛		○						
三井砂川鑛	五坑			○	○			
	三坑	○	○					
	一坑	○	○	○				
	二坑	○						
	六坑	○	○					
	四坑	○	○	○				
	東山坑	○	○					

○ 稼行中の夾炭層

2. 各 説

三井鑛山株式会社芦別鑛業所

位置および交通 根室本線下芦別驛から芦別川に沿つて南下する三井芦別鐵道（延長10 km）の西芦別驛と頼城驛がこの炭鑛の主要積出地となつている。この炭鑛は現在

芦別川以西の北部区域の一坑と、南部区域の二坑ならびに芦別川以東の飯田坑で稼行している。

現況 一坑は炭山川上流の美明層、若銅層、夕張層中の炭層を稼行し、坑口から炭山川の川口の選炭場までは軌道で積出している。二坑は番ノ澤上流の美明層と若銅層中の炭層を稼行し、坑口から頼城の選炭場まで延長 1.5 km の軌道によつて運搬し、精炭をここから積出している。

飯田坑は頼城驛の東方 0.5 km に位置し、頼城層の炭層を採掘しているが、積出しは最寄の頼城驛から行つている。

現在二坑々内で南向きの坑道の伸びはほぼ八月澤まで達しているが、八月澤以南はまだ稼行されていない。

地質および炭層 一坑、二坑の重要夾炭層である美明層以下の地層は、この炭鑛地域では比較的急傾斜で東に傾き、走向方向によく連続する。その厚さは炭山川附近では厚いが、それ以南では次第に薄くなつて、八月澤では炭山川の約半分となり、俵邊別ではさらに薄くなつている。

一坑においては、美明層・若銅層および夕張層中にいずれも 6 枚の可採炭層を挟有するが、二坑では美明層中に三枚、夕張層中に 1～2 枚の可採炭層を挟有するにすぎず、¹⁶ 一般的にみて南部に向つて炭層の發達は悪くなる。炭質は純炭 Cal. で 8,000～8,200 である。

石炭は灰分 3～15%，發熱量 4,900～8,000 Cal. で、瀝青炭に屬し、粘結しない。

三菱鑛業株式会社芦別鑛業所

この炭鑛は上芦別を中心としてその厩縁のペンケ川、下芦別、ならびに六線澤にわたつて大小 8 つの坑口を開いている。そのうち、本圖幅地域には芦別層中の炭層を稼行している新一坑と西山坑があるだけで、そのほかは歌志内圖幅に屬している。西山坑は六線澤までは局部的に稼行しているが、六線澤以南は未開發である。新一坑および西山一坑では芦別層の最上部の炭層群（4 枚）を稼行しており、西山二坑では芦別層の中部以下に挟有されている 2～3 枚の炭層を稼行している。これらの石炭は發熱量 7,200 Cal. 灰分 6～7% で、粘結しない。

明治鑛業株式会社上芦別鑛業所

位置および交通 本鑛業所は空知川を挟んで根室本線上芦別驛の對岸約 1 km の地點

にあつて、交通至便である。

地質および採行状況 採行炭層は芦別層の最上部の炭層で、三菱新一坑の採行炭層と同一層を採掘している。その走向はほぼ EW、傾斜 S 10~20° である。現採行炭層は4枚で、上から三番層（*一番層）・五番層（*三番層）・十五番層（*四番上層）・十六番層（*四番下層）、である。このうち三番層・十五番層および十六番層は炭丈8mに達することがある。

石炭は灰分6~12% 發熱量7,700 Cal. で粘結する。

雄別炭鐵道株式會社茂尻鑛業所

本圖幅の北部の一畫が茂尻鑛の鑛區範圍に入っているが、この圖幅地域内までは未だ開發されていない。この炭鑛の採行可能炭層は三井芦別炭鑛一坑で採行している炭層の北の延長部にあたり、一般走向 NS、傾斜 E 70~80° である。炭層は夕張層・茂尻夾炭層・美唄層のものがよく發達する。茂尻鑛で採行している炭層の詳細については歌志内圖幅にゆずることとする。

住友石炭鑛業株式會社赤平鑛業所新歌志内炭鑛

本鑛は歌志内線神威驛から南東約3.2kmにあたる瀧ノ澤下歌志内川の支流の谷間にある。坑口から神威驛まで空中索道が架設され、石炭および一般資材を運搬している。

本鑛においては、もつばら登川層中の炭層を採行している。現在までに採行した炭層の數は11層にのぼるが、炭丈の消長がかなりはげしい。この地域の地層は大落差の傾斜斷層によつて切られているため、各地塊毎に採掘計畫を樹てている。

石炭は灰分10~20%、發熱量7,400~6,500 Cal. で粘結する。

北海道炭礦汽船株式會社空知鑛業所神威鑛

本鑛は歌志内線神威驛の南方0.5kmにあつて交通至便である。

空知背斜は本圖幅の北部地域において東に位置する茂尻背斜と西の神威背斜とにわかれており、後者の冠部を占める登川層分布地域が、神威鑛の採行對象となつている。上記兩背斜の間にあつて北に沈降する赤平向斜には茂尻夾炭層と美唄層が發達し、それらの中に多數の採行炭層が挾有されているが、本圖幅地域には同向斜の南端をしめて茂尻夾炭層と夕張層とがわずかに分布しているにすぎない。後者の炭層は空知鑛業所におい

*註（ ）内の呼稱は古く慣用された名稱であるが、最近炭層の番號をあらためた。

て中層群と呼んでいる。同鑛業所によつて下層群と呼ばれている登川層中の炭層には9枚以上の隸行炭層が数えられ、いづれも灰分7~20%、發熱量7,800~6,500 Cal. で、強粘結性を示す。

三井鑛山株式会社砂川鑛業所

位置及び交通 本鑛は函館本線砂川驛から分岐している上砂川鐵道の終驛上砂川(砂川・上砂川間6km)にある。

本鑛の隸行地域は本圖幅の北西部を占めている。すなわち、邊毛山・美唄山を結ぶ分水嶺の西側にあつて、晩壯年期の急峻な山間をぬいながらいづれも西流している上歌志内川・下歌志内川・奈江川・奈井江川・美唄川の山間部の流域にあたるNS14km, EW4kmの區域である。

現在、本鑛の運搬および交通に利用されている鐵道および道路は、上記の上砂川鐵道とこれにはほぼ平行している自動車道路であるが、本圖幅内でもつばら運搬坑道および軌道が利用され、道路としてみるべきものがない。近年函館本線奈井江驛から、東方奈江川に沿つて白山坑まで布設された鐵道は、その後狐澤まで延長されているので、これがさらに東方に向つて増設されるならば、その附近は大いに開發が進むことであろう。

現況 本鑛は空知背斜西翼の石狩層群中の炭層を隸行の對象としており、現在の9ヶ坑から出炭しているが、本圖幅にあるものは北から五坑・三坑・東山坑・一坑・六坑・二坑および四坑の7ヶ坑である。これらの各坑から出炭された石炭はすべて運搬坑道または軌道によつて上砂川鐵道の終點の上砂川にある選炭場に集められている。

現在隸行しているこれらの坑道は主として晩成澤斷層以北の地域に限られ、同斷層以南は未だほとんど隸行されていない。(第9表参照)

地質及び炭層 本鑛では登川層と美唄層の炭層がよく發達している。夕張層と茂尻夾炭層は歌志内地域に比べてやや發達が悪い。

隸行炭層は登川層中に11層、夕張層中に1層、茂尻夾炭層中に2層、美唄層中に7層、合計21層に達する。

しかしながら、本鑛の美唄層と茂尻層は急傾斜している上NW—SE方向の多數の斷層によつて切斷されているため、各地塊毎に採掘計畫をたてている。

この方向の斷層は空知地域では普遍的であるが、空知背斜の西翼では斷層が地層の走

向と斜交するため、大落差の傾斜断層となつて表われている。断層の主なるものを北から列記すると、砂川断層・空知断層・晩成澤断層・狐澤断層・異人澤断層・境断層・清水断層などである。

登川層は一般に緩傾斜であるが、上記の諸断層に挟まれた各地塊毎にはげしい褶曲をうけて小規模の背斜と向斜を形成している。上砂川南東 4 km の御料山附近では、白堊系が登川層上に衝上¹⁾していることが田代修一によつて明らかにされている。茂尻・新猷志内兩鑛の間にもこれと同様な衝上断層があり、狐澤断層が奈井江川を横切る附近でもこれと同様な褶曲の傾向を示しているものと思われる。

主要夾炭層中の石炭の灰分・發熱量および粘結性は次のとおりである。

	灰分%	發熱量 Cal.	粘結性
登川層	7~20	6,300~8,000	粘結
夕張層) 茂尻夾炭層)	8~15	7,500~9,000	粘結
美唄層	5~20	6,800~7,800	粘結

三菱鑛業株式會社美唄鑛業所

本鑛のごく小區域が圖幅の南西隅に含まれているにすぎない。炭層は登川層のものであるが、本圖幅内では未だ採行されていない。

文 献

〔A〕 白堊系に關する文献

- 1) M, YOKOYAMA: Versteinerungen aus der japanischen Kreide. Palaeontogr., Vol. XXXVI, 1890.
- 2) K. JIMBO: Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. Pal. Abhand., N. Ser. III, Nr. 3, 1894.
- 3) H. YABE: Cretaceous Cephalopoda from the Hokkaido. Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Vol. XVIII, Art. 2, 1902. Vol. XX, Art. 2, 1904.
- 4) H. YABE: Ein neuer Ammonitenfund aus der Trigoniasandstein-Gruppe von Provinz Tosa. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. 2, Bd. I, Ht. 5, 1914.
- 5) 今井半次郎: 石狩炭田における白堊紀層と夾炭第三紀層(石狩統)との層位的關係 (1)―(5) 地質學雜誌 第31卷, 第364—370號, 1924.
- 6) H. YABE: Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. 2, Vol. II. No. 1, 1927.
- 7) H. YABE and T. NAGAO: Cretaceous Fossils from Hokkaido, Annelida, Gastropoda and Lamellibranchiata. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. 2, Vol. IX, No. 3, 1928.
- 8) T. NAGAO: Some Cretaceous Mollusca from Japanese Saghalin and Hokkaido (Lamellibranchiata and Gastropoda). Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, Vol. II, No. 1, 1932.
- 9) 鈴木 醇: 北海道雨龍産トロンニエム岩 (Trondhjemite) に就いて 岩石礦物礦床學 第14卷, 第4號, 1935.
- 10) 橋本 互: 石狩國空知郡富良野盆地西部山地の地質 地質學雜誌 第43卷, 第514號, 1936.
- 11) 長尾 巧, 齋藤林次, 松本達郎: 北海道幾春別川筋白堊系層序の豫察 (特に Inoceramus の産出順序に就いて) 地質學雜誌 第45卷, 第533號, 1938.
- 12) T. NAGAO: Some Molluscan Fossils from the Cretaceous Deposits of Hokkaido and Japanese Saghalin. Part I, Lamellibranchiata and Scaphopoda. Jour. Fac. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, Vol. IV, Nos. 1—2, 1938.
Part II, Gastropoda. Idid. Ser. IV, Vol. IV, Nos. 3—4, 1939.
- 13) T. NAGAO and T. Matsumoto: A Monograph of the Cretaceous Inoceramus of Japan. Part I—II, Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, Vol. IV, Nos. 3—4, 1939. Ser. IV, Vol. VI, No. 1, 1940.

- 14) S. OISHI: The Mesozoic Floras of Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, Vol. V, Nos. 2—4, 1940.
- 15) T. MATSUMOTO: A Note on the Japanese Ammonites belonging to the Subfamily Desmoceratinae. Proc Imp Acad. Tokyo, Vol XVIII, No. 1, 1942.
- 16) T. MATSUMOTO: A Note on the Japanese Ammonites belonging to the Gaudryceratidae Proc. Imp. Acad. Tokyo, Vol. XVIII, No. 10, 1942
- 17) T. MATSUMOTO: A Short Note on the Japanese Cretaceous Phylloceratidae. Proc. Imp. Acad. Tokyo, Vol. XVIII, No. 10, 1942.
- 18) T. MATSUMOTO: Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan. Part I, Mem. Fac. Sci. Kyusyu Imp. Univ., Ser. D, Vol. I, No. 3, 1942. Parts II—III, Ibid. Ser. D, Vol. II, No. 1, 1943.
- 19) 松本達郎: 日本産 Pachydiscinae の概要 (A Note on the Japanese Pachydiscinae) 九州大學理學部研究報告 地質學之部 第2卷, 第1號, 1947
- 20) 坂倉勝彦: 北海道石狩炭田の地質構造に就いて 地質學雜誌 第55卷, 第655號 1950.
- 21) 田中啓策, 今井 功: 北海道空知郡芦別川流域の白堊系 地質學雜誌 第58卷, 第682號, 1952.

〔B〕 第三系に關する文獻

- 22) 今井半次郎: 石狩炭田における夾炭第三紀層の層位地質學的研究 地學雜誌 第36, 37卷, 1924.
- 23) 長尾巧, 大立目謙一郎: Diastrophism からみた石狩炭田 地質學雜誌 第45卷 第534~535號, 1938.
- 24) 藤岡一男: 石狩炭田紅葉山附近の所謂中間層について 矢部教授還曆記念論文 第2卷 1941.
- 25) 松井 愈: 紅葉山層について 新生代の研究 第4號 1950.
- 26) 湊 正雄: 石狩統若鍋層の相について 新生代の研究 第6號 1950.
- 27) 松井愈, 高橋進: 紅葉山階ならびに瀧ノ上階の火山活動 新生代の研究 第9號 1951.
- 28) 田代修一: 石狩炭田の地質構造に關する一考察 石炭地質研究 第1集 1951.
- 29) H. YABE: Stratigraphical Relation of the Poronai and Ishikari Groups in the Ishikari Coal Field. Hokkaido Proc. Imp. Acad. Tokyo 1951.
- 30) 高尾彰平: 石狩炭田における幌内層の層序と地質構造に關する研究 石炭地質研究 第2集 1952.
- 31) 武田裕幸: 芦別町野花南附近の地質 北海道地質要報 第15號 1950.

- 32) 三田正一, 小島光夫: 石狩炭田芦別區高根川流域地質調査の概報 地質調査所月報 第1卷 第3號 1950.
- 33) 須貝貫二, 細野實, 久保恭輔: 空知炭田新歌志内鑛附近調査報告 (未公表)
- 34) 澤田秀穂, 小島光夫: 北海道石狩炭田空知地區, ノカナン地域地質調査第一次報告 地質調査所月報 第3卷 第2號 1952.
- 35) 須貝貫二: 石狩炭田空知地區 (空知炭田) 并華新歌志内鑛における石狩層群基底の耐火粘土層について (未公表)

[完]

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1; 50,000



KAMI-ASHIBETSU

(Sapporo-6)

By

ISAMU SHIMIZU, KEISAKU TANAKA
AND ISAO IMAI

(Geological Survey of Japan)

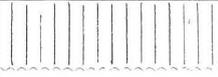
Résumé

GEOLOGY

The sheet map area is located at the west side of Yubari Mountain Range in the central Hokkaido, and occupies a mountaineous district, south of Sorachi-gawa.

The area is covered by the Cretaceous, Tertiary and Quaternary sediments. The stratigraphical classification of the sedimentary rocks in this area is summarized on Table 1.

Table 1

Age		Name of Group & Formation		Description	
		Group	Formation		
Quaternary		Flood-plane Deposit			
		Terrace Deposit			
Tertiary	Neogene				
		Kawabata Group			
	Palaeogene	Poronai Group		←Orogenic movement Transgression	
		Ishikari Group	Upper most stage	Ashibetsu Formation	←Orogenic movement Transgression
				Hiragishi "	
			Upper stage	Raijo "	Transgression
				Takane "	
			Middle stage	Akabira "	Transgression
				Bibai "	
		Lower stage	Wakkanabe "	Transgression	
Yubari "					
Cretaceous		Hakobuchi Group		←Igneous activity	
		Upper Yezo Group			
		Middle Yezo Group	Mikasa Subgroup	Saku Formation	
			Main part of the Group		

I. Cretaceous

[1] General remarks

The Cretaceous strata are widely exposed in the axial part of the Sorachi anticline and occur also in the Nukanan district of the eastern part of the map.

The Cretaceous formation is disconformably overlain by the Palaeogene Ishikari group and is divided into three conformable groups, namely the Middle Yezo group, the Upper Yezo group and the Hakobuchi group in ascending order. The main part of the Middle and Upper Yezo groups are thick series of comparatively fine-grained sediments, whereas the Hakobuchi group and the upper part of the Middle Yezo group are coarse-grained deposits. As to the geologic age, the main part of the Middle Yezo group may be nearly Neomiyakoan (Albian), the upper part of the group is almost Palaeogyliakian (Cenomanian), the upper Yezo group is mainly Neogyliakian-Urakawan (Turonian-Senonian (s.s.)), and the Hakobuchi group is chiefly Hetonaian (late Senonian (s.l.)) in the Japanese chronologic classification.

[2] Middle Yezo Group

In the Sorachi anticlinal area, the group is divided by a conformity into the main part and the superjacent Mikasa subgroup. In the Nukanan district it is divided by a conformity into the main part and the superjacent Saku formation.

(I) The main part of the Middle Yezo group in the Sorachi anticlinal area

(a) Stratigraphy

The main part of the group is a flysch-type deposit as a whole and is composed largely of varved sandy shale which usually carries thin layers or laminae of greenish fine sandstone. Considerably thick beds of sandstone, mudstone and thin-bedded alternation of

Table 2 Cretaceous Formation in the Kami-ashibetsu Geological Sheet Map

Time-Stratigraphic Classification		Rock-Stratigraphic Classification
Hetonaiian Series	Upper Stage	 Hakobuchi Group
	Lower Stage	
Urakawan Series	Uppermost Substage	 Upper Part
	Upper Stage	
	Lower Stage	
Gyliakian Series	Upper Stage	Lower Part Upper Yezo
	Lower Stage	Mikasa Subgroup Saku Formation
Miwakoan Series	Uppermost Substage	 Group Middle Yezo Part
	Upper Stage	

sandstone and shale are present in subordinate amounts, and particularly medium-grained sandstone which is 100—140 meters thick occurs in the middle of this main part. Thin layers of tuff are rarely interbedded. Marly nodules are contained sporadically, and are abundant in some places.

In the eastern wing of the anticline the exposed part may exceed 500 meters in thickness, although true thickness is unknown on account of folding and faulting. In the western wing, it is over 1,300 meters thick, although the lower limit of the group is not exposed in the present field.

(b) Fossil contents and correlation

Marly nodules are barren of fossils, few fossils of ill-preserved bivalves and *Cladophlebis* sp. are found in country-rocks, but no available fossils for age determination are included. However, *Pervinquieria imaii* which characterizes Neomiyakoan-Infragyliakian age has been obtained in the Ikusyunbetsu district from the strata which is correlated stratigraphically to the top of the main part of the Middle Yezo group in the present field. Therefore, the main part of the Middle Yezo group in the Sorachi anticline area is thought to be nearly Neomiyakoan and may partly range up to Infragyliakian, referring the age of the Mikasa subgroup.

(2) The main part of the Middle Yezo group in the Nukanan district

The thickness is hardly estimated because of the uncertainty of its detailed stratigraphic sequence in this district. Shale, sandy shale, mudstone and sandy mudstone are main constituents. In some places varved sandy shale and thin-bedded alternation of sandstone and shale are intercalated and rarely thin layers of white bentonitic tuff are present. Marly nodules and fossils are poor, except in some parts. Characteristic Palaeogyliakian fossils such as *Desmoceras (Pseudouhligella) japonica*, *D. (Pseudouhligella) ezoana*, *Pa-*

chydsmoceras denisoni?, *Inoceramus yabei* and *I. concentricus* var. *nipponicus* are collected from the nodules of marl. Consequently the main part of the Middle Yezo group in this district is younger in age than that of the Sorachi anticlinal area.

(3) Mikasa Subgroup in the Sorachi anticlinal area

(a) Stratigraphy

This subgroup is conformable and shows rapid changes of rock-facies to the underlying main part of the Middle Yezo group. It is nearly 200—300 meters thick and is composed mainly of neritic and and partly of littoral deposits. Sandstone with various grades of coarseness are predominant, and conglomerate, siltstone and mudstone are subordinate; thin layers of carbonaceous shale and white liparitic tuff are locally intercalated. Marly nodules are contained in fine sediments. Sandstone is generally bluish gray, greenish gray, grayish white or partly dark blue, gray and dark gray in colour. It is coarse-grained in the lower and upper parts of the subgroup, whereas fine-grained in the middle part.

The thickness of the subgroup exposing in the western wing of the anticline is 220—230 meters, while that in the eastern wing is larger and measures 240—300 meters. Rocks are coarser-grained and changes of facies are more remarkable in the western wing than in the eastern wing. Sandstone is massive and less muddy in the western wing, whereas it is rather stratified and more muddy in the eastern wing. Conglomerate is more predominant in the western wing, particularly in its upper part.

(b) Fossil contents and correlation

Sandstone yields *Trigonia* and some other shallow sea shell fossils, while fine sediments contain ammonites and *Inoceramus*. The important species from the subgroup are listed in Table (I) and (II) of the end of the report. From these tables, the zone of *Desmoceras kossmati* and that of *Inoceramus concentricus* var. *nipponicus* in ascending order are discriminated in the eastern wing of the anticline

while the zone of *I. concentricus* var. *nipponicus* in the western wing. The subgroup is almost Palaeogyliakian in age, but the lowermost part in the eastern wing ranges down to Infragyliakian. So the subgroup of the eastern wing is older than that of the western wing.

(4) Saku Formation

This formation is conformable and shows a transitional change of rock-facies to the main part of the Middle Yezo group. The thickness of exposed part is more than 200 meters, although the upper limit of the formation is not observable owing to a great fault. The formation consists chiefly of stratified fine-grained sandstone, thin-bedded alternation of sandstone and shale, varved sandy shale and sandy mudstone. Marly nodules and fossils are sporadic. This formation is Palaeogyliakian in age because of the occurrence of *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *japonica* and has some comparable character of rock-facies to the Mikasa subgroup.

[3] Upper Yezo Group

(1) Stratigraphy

This group is conformable and rapidly changes in rock-facies to the underlying Mikasa subgroup. It is composed essentially of comparatively monotonous and dark gray to black mudstone and shale. Siltstone are present in subordinate amounts. Conglomerate, sandstone, tuff and a little calcareous sandstone are included in some places. Fine-grained rocks are rich in marly or, in some places, calcareous nodules. Nodules very frequently contain ammonites and *Inoceramus*. Nodules and fossils decrease in amount from south to north.

There are some differences of rocks between the eastern and western wings of the Sorachi anticline. The thickness of strata is about 1,100 meters in the eastern wing, while it is much thinner and is about 350 meters in the western wing. The rocks in the western wing are, as a whole, coarser-grained, whereas conglome-

rate occurs more frequently in the eastern wing. Changes of rock-facies are more remarkable in the western wing than in the other. Glauconitic sandstone is frequently met with in the western wing, while it is scarce in the eastern wing. Tuffaceous rock is predominant in the eastern wing, but it is subordinate in the western wing.

In the eastern wing, the Middle part of the group is represented by a coarse-grained deposits which is called the Tsukimi formation. This formation bears a remarkable lateral change of rock-facies. It is subdivided into the lower and upper parts. The lower part is composed of fine-grained sandstone or thin-bedded alternation of sandstone and shale. The upper part consists of liparitic tuff and tuffaceous sandstone. The equivalent part is also represented by alternation of sandstone, conglomerate and shale. In the group of the western wing, the grades of coarseness becomes greater towards the south. Furthermore the lower part of the group in the both wings are more or less coarser than the upper.

(2) Fossil contents and correlation

The important species of fossils from the group are shown in the preceding tables. In the group exposed in the eastern wing five zones respectively of *Inoceramus concentricus* var. *nipponicus*, *I. hobetsensis*, *I. uwajimensis* and *I. japonicus* are discriminated in ascending order and, in some part, at the top of the group there is the zone of *I. orientalis*. The Tsukimi formation in this group is represented by zone of *I. uwajimensis*. In the group of the western wing, three zones of *I. hobetsensis*, *I. uwajimensis* and *I. japonicus*, respectively, are discriminated, and the top of the group in some part is thought to have the zone of *I. orientalis*. Because of these fossil zones the Upper Yezo group is Neogyliakian to Neourakawan in age on the whole; it ranges down to Palaegyliakian in the eastern wing and the top of the group partly ranges up to Infracretaceous.

[4] Hakobuchi Group

(1) Stratigraphy

This group is conformable and shows a rapid or transitional change of rock-facies with the underlying Upper Yezo group, and is overlain by the Palaeogene Ishikari group with a parallel unconformity.

The group is a deposits of largely neritic and partly littoral origin, and presents a remarkable vertical change of rock-facies. It is composed mainly of sandstone with varying coarseness and is accompanied by conglomerate, siltstone, mudstone, shale, liparitic tuff, carbonaceous shale and coal. Sandstone is various, but generally greenish gray in colour. The greenish colour and the rich volcanic (mainly liparitic) materials are characteristic in this sandstone as compared with that of the Mikasa subgroup. Plant fossils are contained in addition to animal remains. Marly nodules are contained sporadically in fine-grained rocks.

The group is subdivided into three parts, namely, the transitional part, the lower formation and the upper formation in ascending order. They are conformable and show rapid changes of rock-facies to each other. The transitional part consists of fine-grained rocks and contains molluscan fossils. This part is locally wanting. The lower formation is a regressive deposit consisting of coarse to medium grained sediments which intercalate coal or carbonaceous shale and contain *Nilssonia* sp. and other plant fossils. The upper formation is a transgressive sediment and is richer in fine-grained rocks than the lower formation. Both of the lower formation and the upper formation are, as a whole, poor in molluscan fossils.

Although the total thickness of the group is unknown because of the erosion, the exposed part in the eastern wing is 150—270 meters thick, while that in the western wing is smaller and 40—130 meters in thickness. From north to south, the thickness is increa-

sing in the eastern wing, while it is decreasing in the western wing. The rocks are coarser-grained, conglomerate is more predominant and change of facies is more remarkable in the western wing than the eastern wing. Coal or carbonaceous shale occurs in the eastern wing.

(2) Fossil contents and correlation

The important species collected from the group are given in the preceding tables. The zone of *Inoceramus orientalis* is present in the transitional part of both wings and the zone of *I. schmidti* in the lower formation of the western wing. In addition to the molluscan remains, such plant fossils as Cfr. *Aneimia fremonti* KNOWLTON ?, *Trochodendroides arctica* (HEER) and *Nilssonia* sp. occur from the uppermost part of the lower formation. The Hakobuchi group is Hetonaiian in age as a whole; the transitional part is Infracetonaiian, the lower formation may be Palaeohetonaiian and the upper formation may be Neohetonaiian.

[5] Geological Structure

The Cretaceous strata together with the Palaeogene Ishikari group suffered tectonic movements in late Tertiary after the deposition of the Miocene Kawabata group. The Cretaceous rocks present, generally speaking, an anticlinorium and a synclinorium pitching to the north. The anticlinorium structure covers a broad area of the central and western part of the present sheet map. The synclinorium structure occupies the eastern part, its western wing occurring in the Sakipenpetsu-gawa district and its eastern wing in the Nukanan district. The Cretaceous domain is here conventionally divided into the Sorachi anticlinal area including the Sakipenpetsu-gawa district, and the Nukanan district.

(1) Sorachi anticlinal area

The Cretaceous rocks present an asymmetrical anticline, two wings of which have different structural features. The inclination of strata is generally steeper in the western wing than to the eastern

wing. In the eastern wing, folds with long axes and faults with vertical displacements which result in the omissions or repetitions of strata are predominant. While, in the western wing dome and basin structures due to the folds with short axes are predominant, and faults generally indicate apparent horizontal displacements of strata. The axis of the Sorachi anticline is not single but multiple, and is accompanied by a number of strike faults.

(a) Axial part

The axial part is largely occupied by the main part of the Middle Yezo group, but going northwards younger formations are successively exposed owing to the northward pitching of the axis. In the western wing, the strata ordinarily incline steeply, i. e. 70° or so, and are frequently overturned, but in the eastern wing the inclination is rather moderate, i. e. less than 60° and the overturnings are less frequent. In the axial part two anticlines and one syncline, at least, are present and moreover local minor folds and strike faults are frequent.

(b) Eastern wing including the Sakipenpetsu-gawa district

Folds and faults are more predominant in the south and some of them change to each other. Some faults have the trends which are nearly parallel to the strikes of strata or the direction of folding axes and others are NW-SE, NE-SW or E-W trends.

The eastern wing is subdivided into five structural units, namely the Ban-no-sawa bending part, the Tsukimi-zawa folding zone, the Porokoashibetsu-gawa block, Ashibetsu-gawa "graben" and the Sakipenpetsu-gawa block. Structural differences are present unit by unit. In the Ban-no-sawa bending part, a remarkable deviation of the strike of strata is shown near the Ban-no-sawa-dake and it is associated with faults of NWW-SEE trend which are originated from the horizontal flexure of strata. The Tsukimi-zawa folding zone is indicated by a complicated distribution of the Tsukimi formation on account of folding structure. The Porokoashibetsu-gawa

block affords two strike faults resulting in the repetition of strata. The Ashibetsu-gawa graben which is founded by two faults of N-S trends between the Tsukimi-zawa folding zone and the Sakipenpetsu-gawa block is characterized by gentle inclination of strata, local fluted structures, a number of minor folds and strike faults. The Sakipenpetsu-gawa block is subdivided by faults with the trends of NW-SE and NE-SW into general small blocks which fall down step by step northwards and westwards. The synclinal axis which runs in the western part of this structural unit probably coincides with the axis of synclinorium.

(c) Western wing

In the western wing accessory anticlinal parts and synclinal ones appear alternately, so the distribution of strata is more complicated than in the eastern wing. Dips are generally of low angles in the anticlinal parts, and rather high angles in the synclinal parts and minor folds are predominant in the former. Besides strike faults, a number of faults with the trend of NW-SE are remarkable. The former faults afford the omission or repetition of strata and the latter faults result in the apparent horizontal displacements of strata. Going to the axial part or to the south, the trends of the latter faults frequently change to NWW-SEE. A local overthrust is present. The western wing includes fine structural units, that is, the Utashinai synclinal part, the Shimoutashinai-gawa anticlinal part, the Nae-gawa synclinal part, the Naie-gawa~Bibai-gawa anticlinal part and the west Ponbetsu-gawa synclinal part from north to south.

In the Utashinai synclinal part a strike fault and several faults with the trends of NW-SE, NWW-SEE and NNE-SSW are present. In the Shimoutashinai-gawa anticlinal part, the strata show the folds of small scales, in the northern area of this part the foldings are intense, and faults with the trend of NW-SE and strike faults are present. The Nae-gawa synclinal part has strike faults and

faults with the direction of NW-SE and E-W. The Naie-gawa~Bibai-gawa anticlinal part is characterized by the predominance of dome and basin structures as well as faults with NW-SE trend. In the west Ponbetsu-gawa synclinal part, a normal fault bordering the Hakobuchi group and the Ishikari group is cut by two faults with the direction of NW-SE.

(2) Nukanan district

The Cretaceous rocks in this district which occupies the eastern wing of the synclinorium presents folds, strike faults and faults which intersect the folds and the strike faults. The western border of the district is a remarkable fault.

II Tertiary

[1] Ishikari group

The stratigraphy of the Ishikari group was studied early by H. Imai in 1924, and the group was subdivided into ten formations. Since the study of Imai, many field geologists and palaeontologists engaged in the survey of this coal field.

The Ishikari group is composed mainly of an alternation of sandstone and shale, and it is about 4,000 meters in thickness in the Sorachi Coal field. The group contain about three dozen of workable coal seams, and is mainly of the fresh-water deposit, interbedding the brackish-water deposit and marine deposit.

From the standpoint of cycle of sedimentation, the group was subdivided into four substages, and each substage includes two or three formations.

(1) Lower stage

The lower stage consists mainly of sandstone, mudstone and coal seams, and it is about 1,000 meters in thickness in the Sorachi coal field.

In the Yubari district, the Horokabetsu formation of the middle

part in this stage is mainly composed of massive sandstone which contains fresh water fossils such as *Unio* sp. and *Viviparus* sp..

The upper part of the stage is the Yubari formation, and the lower part of the stage is the Noborikawa formation. They intercalate workable coal seams respectively.

In the Utashinai area, the northern part of this sheet map, the Horokabetsu formation is mainly composed of mudstone.

But in the Sunagawa and the Bibai area, it is represented by an alternation of mudstone and sandstone, and it resembles in rock facies to the upper and lower coal-bearing formations.

(a) Noborikawa formation

The formation is constituted of sandstone, sandy shale, mudstone and conglomerate; it intercalates about ten workable coal seams. Sandstone is medium or coarse grained, and is grayish in color, mudstone and sandy shale are dark gray in color. The thickness of the formation is thicker at the west wing of the Sorachi anticline, namely it is 400 meters along the river of Uenshirian-Bibai-gawa, 600 meters along the river of Naie-gawa and 500 meters at Kami-sunagawa. While it is thinner at the east wing of the Sorachi anticline, viz. 200 meters at Moshiri, 230 meters at Tanzan-gawa, 100 meters at Hachigatsu-zawa and it abates at Sakipenpetsu.

The lower part of the formation is mainly composed of sandstone and it intercalates workable coal seams. The middle part of the formation is mainly composed of mudstone and the upper part composed of siliceous hard sandstone, and it contains two or three workable coal seams.

(b) Horokabetsu formation

The formation is mainly composed of siltstone, mudstone and interbedding fine sandstone.

It contains no workable coal seams. The thickness of the formation is about 200 meters or less.

The formation is a fresh water deposit and it contains fossils such as *Unio* and plant.

(c) Yubari formation

The formation is an arenaceous deposit and it intercalates sandy mudstone, mudstone and coal seams.

Sandstone is medium or coarse grained, bluish gray or pale gray in color, and massive and compact. Mudstone is dark gray in color, and usually alternates with sandstone, and shows the laminated strata.

The coal seams in this formation are very thin and few seams are workable in this area.

The formation is interbedded by the sandstone, containing a rich fossil flora. The description on the fossil flora was made respectively by Dr. S. Endo and Dr. N. Fujioka.

The thickness of the formation is less than 300 meters.

(2) Middle stage

The formations in this stage are brackish and marine deposits. The lower part of this stage is the Wakkanabe formation which contains many marine fossils.

The transgression in this stage is the largest one in the Ishikari epoch.

The upper part of this stage is the Bibai formation. It is the most important coal measure in this coal field and is distributed within the Sorachi Coal Field district.

The lowermost part of the Wakkanabe formation intercalates one or two workable coal seams. And the Wakkanabe formation is divided into two members. The upper half which is a marine deposit is called the Wakkanabe mudstone formation and the lower half is named the Moshiri coal-bearing formation.

(d) Moshiri Coal-bearing formation (lower part of the Wakkanabe formation)

The formation is a coal measure which has marine fossils at the base. The rock facies of the formation shows an intermediate character between the Yubari formation and the Wakkanabe mudstone formation. Sand pipes and fossils such as *Corbicula* and *Geloina* are contained in the sandstone. The mudstone shows a striated strata.

Two coal seams are workable in this area.

The thickness of the formation is 60 meters or less.

(e) Wakkanabe Mudstone formation (upper part of the Wakkanabe formation)

The formation is composed of fine sandstone and black mudstone, the latter being dominant.

Mudstone is massive, and black or dark gray in color. It contains marly beds and nodules, enriched of marine fossils.

Sandstone is fine or medium grained, and contains the sand pipes and many glauconite grains.

The thickness of the formation is less than 200 meters.

(f) Bibai formation

The formation is mainly composed of an alternation of sandstone and shale and intercalates many workable coal seams. It is a fresh water deposit and intercalates a brackish deposit.

Sandstone is medium or fine and is pale bluish in color. It has the pebbles of sideritic mudstone.

Mudstone is massive and is pale grayish or dark grayish in color.

In this formation, the laminae of sandstone and siltstone show a striped pattern, which is a characteristic rock facies of this formation.

The coal seam at the top of the formation intercalates many white tuffaceous partings, so the coal seam is a good key bed.

The thickness of the Bibai formation is less than 200 meters.

(3) Upper stage

The deposits of this stage are subdivided to the Akabira, Takane

and Raijō formations in ascending order. The Akabira formation is the deposit when the sea transgressed; the Takane formation is the deposit when the sea receded, succeeding to the deposition of the Akabira formation; and the Raijō formation is the deposit when a local transgression occurred.

(g) Akabira formation (Lower Corbicula Formation of
Dr. H. Imai)

The formation was lately subdivided by M. Tsutsumi to the following four members in descending order:

- (d) Coal-bearing sandstone member
- (c) Upper mudstone member (marly deposit) with marly nodules
- (b) Shell (*Ostrea* and *Corbicula*)-bearing sandstone member
- (a) Lower mudstone member (fresh-water deposit)

The coal-bearing sandstone member is a deposit of a regressive stage, but as it intercalates sandstones containing fossil *Corbicula* and coal seams, it is included in the present sheet map in the Akabira formation from the view of rock facies for field use.

The Akabira formation is distributed within the Sorachi coal field. The thickness of the formation is less than 400 meters.

(h) Takane formation

The formation is composed of sandstone and shale in fine alternation, and it contains fossil flora.

Sandstone is hard and is fine or medium grained. It is gray or greenish blue in color and shows ripple marks.

Shale is pale gray or dark gray. It is hard and compact with flinty siltstone.

The formation intercalates coal seams. The thickness of the formation is less than 450 meters.

(i) Raijō formation

The formation is the coal measure. The black mudstone which

contains marly nodules at the base.

The formation contains many fossils of *Corbicula* in sandstone which intercalates workable coal seams. The formation will be correlated to the Ikushunbetsu formation named by H. Imai. It is 300 meters or less in thickness.

(4) Uppermost stage

The Hiragishi formation, which is lower part of this stage is an arenaceous deposit and it contains many fossils of *Corbicula*. Sandstone beds are rarely interbedded, too.

The upper part of the stage is the Ashibetsu formation. It is composed of an alternation of sandstone and mudstone and it intercalates workable coal seams.

(j) Hiragishi formation (Upper *Corbicula* Formation of H. Imai)

The formation is mainly composed of an alternation of sandstone and mudstone.

Sandstone is gray or dark gray in color, fine grained and bears ripple marks. Mudstone is loose, massive and dark gray in color. The formation contains such fossils as *Ostrea* and *Corbicula* in mudstone. The fossil *Ostrea* generally contained at the lower horizon and the fossil *Corbicula* is found at the upper horizon of the formation. The thickness of the formation is less than 500 meters.

(k) Ashibetsu formation

The formation is one of the important coal measures in the Sorachi coal field. It is composed of sandstone, mudstone and coal seams.

Sandstone is pale gray or pale green in color, medium or coarse grained, massive and compact.

Mudstone is dark gray or black, has a laminated stratification, and is always associated with sideritic mudstone.

The fossils of *Unio* and *Viviparus* and plant are yielded. The

workable coal seams are intercalated at the middle and upper horizon of the formation. The thickness of the formation is less than 450 meters.

[2] Poronai group

The Poronai group in this area is distributed at the east side of the river of the Ashibetsu-gawa and it overlies unconformably on the Ashibetsu formation.

The Poronai group is a marine deposit and it is mainly composed of black mudstone with the so-called "green base," glauconitic sandstone, at the base; it contains marly nodules and fossils of shell and foraminifera. The thickness of the group in this area is about 700 meters.

The Poronai group shows a synclinal structure, and it shows an isoclinal folding which dips to southeast at the Kamiashibetsu district along the river of Sorachi-gawa.

The coal-bearing mudstone, the Hirosezawa mudstone by H. Sawata at northeast corner of this sheet will be perhaps correlated to the Momijiyama formation.

[3] Kawabata group

The Kawabata group overlies unconformably on the Poronai group and is distributed on the high land at the west side of the river of Ashibetsu-gawa. The group is a thick complex of shale, sandstone and conglomerate in alternation.

The basal part of the group is a conglomerate about 1 meter in thickness. The basal conglomerate is overlain by an arenaceous rock of about 50 meters in thickness, containing thin coal seams and fossil plant. The uppermost part of the group is an alternation of sandstone and conglomerate with huge boulders of older rocks.

III Quarternary

[1] Terrace deposit

Along the river of Sorachi-gawa and Ashibetsu-gawa, terrace

deposits are distributed.

At the south side of the river of Sorachi-gawa, four river terraces develop, while along the river of Ashibetsu-gawa, only one river terrace is observed.

[2] Flood plain deposit

Along the river of Sorachi-gawa, Ashibetsu-gawa and others, alluvial deposits develop. They are composed of sand and gravel.

IV Igneous Rocks

A small dyke of quartz-diorite-porphyrite cuts the main part of the Middle Yezo group of the Nukanan district. The age of intrusion may be post-Palaeogylakian and pre-Neogene.

V Economic geology

Coal

The coal is the most important mineral resource in this sheet map area. The Ishikari group intercalates a large number of coal seams which belong to seven coal measures.

Table 3 shows the name of the coal mines and the coal measures.

In this area seven coal mines are working. The exploitation of coal is now being held in rather limited part of the area which have economically favourable conditions; the unfavourable parts for transportation are remained for future exploitation.

Table 3

Name of Mines	Name of Coal measure Name of Pit	Nobori- kawa Coal Measure	Yubari Coal Measure	Moshiri Coal Measure	Bibai Coal Measure	Raijō Coal Measure	Ashi- betsu Coal Measure
Mitsui- Ashibestu Mine	1 st Pit		◎ 5	◎ 6	◎ 6		
	East "						◎ 1 ?
	Iida "					◎ 2	
	2nd "		◎ 1	◎ 1	◎ 3		
Mitsubishi- Ashibetsu Mine	Nishiyama Pit						◎ 4
	Shinichi-ko (pit)						◎ 3
Kami-ashibetsu Mine	Hon-ko						◎ 4
Moshiri Mine		1	◎ 7	◎ 7	◎ 6		
Shin-utashinai Mine		◎ 7					
Kamoi Mine	Kamoi Pit & others	◎ 10					
Mitsui- Sunagawa Mine	5th Pit			◎ 2	◎ 7		
	3rd "	◎ 11	◎ 1				
	1st "		1	2	◎ 7		
	2nd "	◎ 11					
	6th "	◎	◎ 1				
	4th "	◎ 7	◎ 2	◎ 2			
	Higashi- yama Pit		◎ 1	◎ 3			
Mitsubishi-Bibai Mine		◎ 6					

Mark ◎ : Coal Measure in mining Numbers mean workable coal seams

附表 I 空知背斜東翼におけるアンモナイトおよびイノセラムスの層序的産出

Table I Stratigraphic occurrence of species of Ammonoidea and *Inoceramus* in the eastern wing of the Sorachi Anticline

産出化石	岩相的層序区分	三笠亞層群			上部蝦夷層群									函淵層群				
		T _{E1}	T _{E2}	T _{E3}	U _{E1}	U _{E2}	U _{E3}	U _{E4}	U _{E5}	U _{E6}	U _{E7}	U _{E8}	U _{E9}	U _{E10}	U _{E11}	H _{E1}	H _{E2}	H _{E3}
AMMONITES	Lytoceratidae Phylloceratidae (s. l.)	<i>Phylloceras velleae</i> (MICHELIN)?	x															
		<i>Neophylloceras subramosum</i> SHIMIZU						x										
		<i>Epigonoceras glabrum</i> (JIMBO)							-									
		<i>Anagaudryceras sacya</i> (FORBES)			x													
		<i>Gaudryceras denseplicatum</i> (JIMBO)					—————											
		<i>Gaudryceras tenuiliratum</i> YABE													—————			
	<i>Zelandites</i> sp.				x													
	Desmoceratinae	<i>Desmoceras kossmati</i> MATSUMOTO	x															
		<i>Desmoceras (Pseudouhligella) japonica</i> YABE		—————														
		<i>Desmoceras (Pseudouhligella) ezoana</i> MAT.		—————														
		<i>Tragodesmocerooides subcostatus</i> MAT.				x												
		<i>Hauericeras gardeni</i> YABE															x	
	Puzosinae	<i>Puzosia gaudama</i> (FORBES)							x									
		<i>Mesopuzosia indopacifica</i> (KOSSMAT)							x									
		<i>Mesopuzosia yubarensis</i> (JIMBO)								—————								
		<i>Jimboiceras planulatifforme</i> (JIMBO)							x									
	Acanthoceratidae	<i>Calycoceras?</i> sp.		x														
		<i>Acanthoceras orientale</i> MATSUMOTO	x															
<i>Romaniceras pseudodeverianum</i> (JIMBO)								?-x										
Scaphitidae	<i>Sharpericeras aff. latilavium indica</i>	x																
	<i>Scaphites (Yezoites) planus</i> YABE							x										
Polyptychoceratidae	<i>Scaphites</i> sp.				x													
	<i>Scalarites</i> sp.							x										
Other Families	<i>Polyptychoceras haradanum</i> (YOKOYAMA)															x		
	<i>Polyptychoceras pseudogaultinum</i> (YOK.)																	
	<i>Polyptychoceras</i> sp.												—————					
	<i>Baculites orientalis</i> MATSUMOTO																x	
<i>Inoceramus</i>	<i>Forbesiceras</i> sp.	x																
	<i>Texanites</i> sp.																x	
	<i>I. concentricus nipponicus</i> NAGAO & MATSUMOTO		—————															
	<i>I. concentricus costatus</i> N. & M.																	
	<i>I. yabei</i> N. & M.		—————															
	<i>I. hobetsensis</i> N. & M.							?-x										
	<i>I. pedalionoides</i> N. & M.																	
	<i>I. teshioensis</i> N. & M.								x									
	<i>I. uwajimensis</i> YEHARA								⊗	—————								
	<i>I. incertus</i> JIMBO																	
	<i>I. ezoensis</i> YOKOYAMA																	
	<i>I. japonicus</i> N. & M.																	
	<i>I. amakusensis</i> N. & M.																	
	<i>I. naumanni</i> YOKOYAMA																	
<i>I. orientalis</i> SOKOLOV																		
<i>I. pseudosulcatus</i> N. & M.																		

× 産出層準

⊗ 豊富 (abundant) に、または普通 (common) に産出する層準

————— 産出範囲 (最下位の産出層準と最上位のそれとを連ねたもの)

————— 豊富に、または普通に産出する範囲

? 保存不完全な種の産出層準

附圖 I 空知背斜東翼における白堊系の層序總括表

岩相的P序区分			P厚(米)	岩相			化石/出		化石帯	年代区分		
大区分	小区分	柱状図		主要岩相	随伴~挟在岩相	团塊	産	出		大区分	大区分	
西淵群	上部	HE3	130 ^(H) ~80 ^(H)	中-細粒砂岩 シルト質細砂岩-細砂質シルト岩	礫岩, 頁岩, 凝灰岩 海緑石質砂岩	稀	×	稀	?	新期?	ヘトナイ世	
	下部	HE2	120~60	成P-塊状, 粗-中粒砂岩	礫岩, 細粒砂岩, 泥岩 シルト質細砂岩-細砂質シルト岩 凝灰岩, 炭質頁岩	稀: 局部的=多イ	×	稀		古期?		
	下部	HE1	30~0	中-細粒砂岩 ↔ シルト質細砂岩	礫岩	普通	×	普通		Lorientia-122	未亜期	
上部	上部	UE11	40~80	泥岩, 砂質泥岩 時々頁岩質 ↔ シルト岩	シルト質細砂岩 海緑石質砂岩 砂岩	多	×	多	Inoceramus japonicus	新期	滿河世	
		UE10	80~120	泥岩 時々頁岩質	海緑石質砂岩 粗-中粒砂岩 砂岩頁岩互P	多	×	多				
		UE9	100~80	塊状泥岩, 砂質泥岩	粗-細粒砂岩	少	×	少				
		UE8	120~90	頁岩, 砂質頁岩 ↔ 泥岩 時々頁岩質	砂岩頁岩 細交互P	普通	×	普通				
	中部	UE7	140	粗-中粒砂岩	白色成P-塊状 粗-中粒 凝灰岩 凝灰質砂岩	砂岩頁岩互P	少	×	Inoceramus uva-jimensis	古期		
		UE6	170	礫岩	成P-塊状 粗-中粒 凝灰岩 凝灰質砂岩	泥岩, 砂岩	少	×				少
	下部	下部	UE5	120~80	泥岩, 砂質泥岩 時々頁岩質 砂岩礫岩多ク含ム	砂岩頁岩 細交互P 礫岩, 中-細粒砂岩	少	×	稀	Inoceramus hobetsensis	新期	ギリヤク世
			UE4	150	頁岩, 砂質頁岩 砂岩頁岩 細交互P	頁岩, 砂質頁岩 泥岩: 時々頁岩質	礫岩, 砂岩, 砂岩頁岩 細交互P	多	×			
		UE3	110	頁岩 ↔ 泥岩: 砂岩礫岩多ク含ム	礫岩	少	×	稀				
		UE2	70~110	泥岩, 砂質泥岩 時々頁岩質 ↔ シルト岩 砂岩礫岩多ク含ム	砂岩頁岩 細交互P 砂岩	少	×	稀				
UE1		180~100	砂岩 頁岩 細交互P 頁岩 ↔ シルト岩	泥岩 凝灰岩	多	×	多					
中部	三笠垂群	TE3	80~40	成P-塊状, 粗-細粒砂岩	礫岩 シルト質細砂岩, 細砂質シルト岩	稀	×	普通	Inoceramus concentricus var. nipponicus	古期		
		TE2	80~50	泥岩 ↔ シルト岩	シルト質細砂岩, 細砂質シルト岩 砂岩頁岩 細交互P	少	×	普通				
		TE1	140~90	成P-塊状, 粗-中粒砂岩 ↔ 細粒砂岩	礫岩 シルト質細砂岩, 細砂質シルト岩 シルト岩, 泥岩 凝灰岩	少: 局部的=多イ	×	少: 局部的=多イ				
	下部	主部	ME3	90~50	砂質頁岩, 縮状砂質頁岩		稀		未発見	?	新古世	宮古世
ME2			130 ^(H) ~110	縮状砂質頁岩 砂岩頁岩 細交互P 砂岩	砂岩頁岩 細交互P	稀: 局部的=多イ	×	稀				
ME1		300 ^(H)	縮状砂質頁岩	砂岩頁岩 細交互P 砂岩頁岩 細交互P	稀: 局部的=多イ		未発見					

- 礫岩
- 粗-中粒砂岩
- 細粒砂岩
- シルト質細砂岩-細砂質シルト岩
- シルト岩
- 泥岩
- 頁岩
- 砂岩頁岩互P
- 海緑石質砂岩
- 凝灰岩
- 炭質頁岩
- × 局地的化石産出P準
- ×× 普通の化石産出P準

柱状図及びP厚=ノイテハ一般=左側/部分ハ南部, 右側/
/部分ハ北部ヲ示ス

附圖 II 空知背斜西翼における白堊系の層序總括表

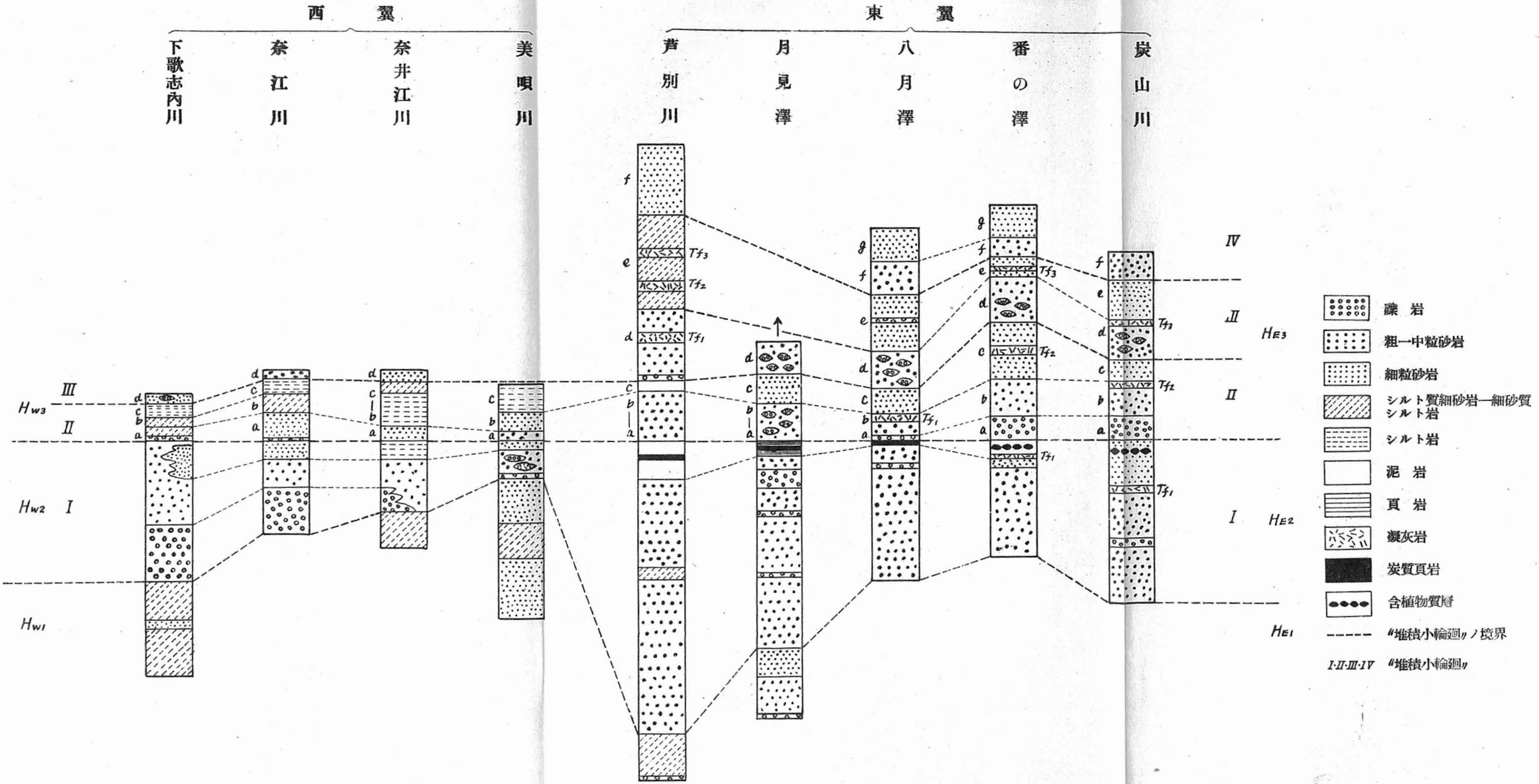
岩相的層序区分			P厚(米)	岩相			化石/産出		化石帯	年代区分		
大区分	小区分	柱状図		主要岩相	随伴-挟在岩相	团塊	稀	多		小区分	大区分	
画淵P群	上部	Hw3	30~20(+)	シルト質細砂岩-細砂質シルト岩 細砂岩	中-粗粒砂岩 礫岩	稀:局部的=普通	×	稀	Inoceramus schmidti	新期?	ハナイ世	
	下部	Hw2	20~60	粗-中粒砂岩, 礫岩	細砂岩 凝灰岩 海緑石質砂岩	稀	×	稀		Inoceramus orientalis	古期	未堊期
	漸移部	Hw1	60(+)-50 又ハ0	細砂岩, シルト質細砂岩		少:局部的=普通	×	少:局部的=普通			Inoceramus japonicus	
上部蝦夷P群	上部	Uw7	50~90+	頁岩, 砂質頁岩 時々砂岩葉Pハハム	シルト岩, 泥岩, 砂質泥岩 凝灰岩~凝灰質砂岩 砂岩頁岩互P 凝灰質砂岩	普通	×	未発見	Inoceramus japonicus	新期	河	
		Uw6	40~20	泥岩, 砂質泥岩: 時々頁岩質 シルト岩	シルト質細砂岩, 細砂質シルト岩 海緑石質砂岩	多	×	極多				
		Uw5	20~50	泥岩, 砂質泥岩: 時々頁岩質 シルト岩		少	×	少				
		Uw4	40~30	シルト質細砂岩 細砂質シルト岩 ↔ シルト岩 ↔ 砂質頁岩	泥岩, シルト岩 海緑石質砂岩	多	×	多				
	中部	Uw3	40~50	シルト質細砂岩 細砂質シルト岩 ↔ 泥岩, 砂質泥岩: 時々頁岩質 シルト岩	海緑石質砂岩	普通	×	多	Inoceramus uoajimensis	古期	世	
		Uw2	50~60	細砂質シルト岩 ↔ シルト岩 ↔ 泥岩 砂質泥岩	海緑石質砂岩	稍普通	×	少				
		Uw1	90~60	シルト岩 ↔ シルト質細砂岩 細砂質シルト岩 ↔ 泥岩 砂質泥岩	細砂岩	普通	×	少				Inoceramus hobetsensis
中部	三笠P群	Tw3	110~120	粗-中粒砂岩, 礫岩	細砂岩, シルト質細砂岩 炭質頁岩, 凝灰岩 凝灰岩	稀:局部的=多	×	稀:局部的=多	Inoceramus concentricus var. nipponicus	古期	ヤーク世	
		Tw2	50~40	シルト岩 シルト質細砂岩, 細砂質シルト岩 ↔ シルト岩		普通	×	普通				
		Tw1	60~70	粗-細粒砂岩 ↔ シルト質細砂岩 細砂岩	凝灰岩 海緑石質砂岩	稀	×	稀				
	下部	主	Mw5	80~70	泥岩 時々頁岩質	シルト質細砂岩 縮状砂質頁岩	稀	×	未発見	?	新期	古
			Mw4	150	砂岩頁岩細交互P	中粒砂岩 縮状砂質頁岩 凝灰岩	稀	×	未発見			
			Mw3	300	縮状砂質頁岩	砂岩, 泥岩 凝灰岩	稀	×	未発見			
Mw2			140~100	中粒砂岩	縮状砂質頁岩	未発見	×	未発見				
Mw1			640(+)	砂岩頁岩細交互P (縮状砂質頁岩=富ム)		稀	×	未発見				

- 礫岩
- 粗-中粒砂岩
- 細粒砂岩
- シルト質細砂岩-細砂質シルト岩
- シルト岩
- 泥岩
- 頁岩
- 砂岩頁岩互P
- 海緑石質砂岩
- 凝灰岩
- 炭質頁岩
- × 局地的化石産出P準
- ×× 普遍的化石産出P準

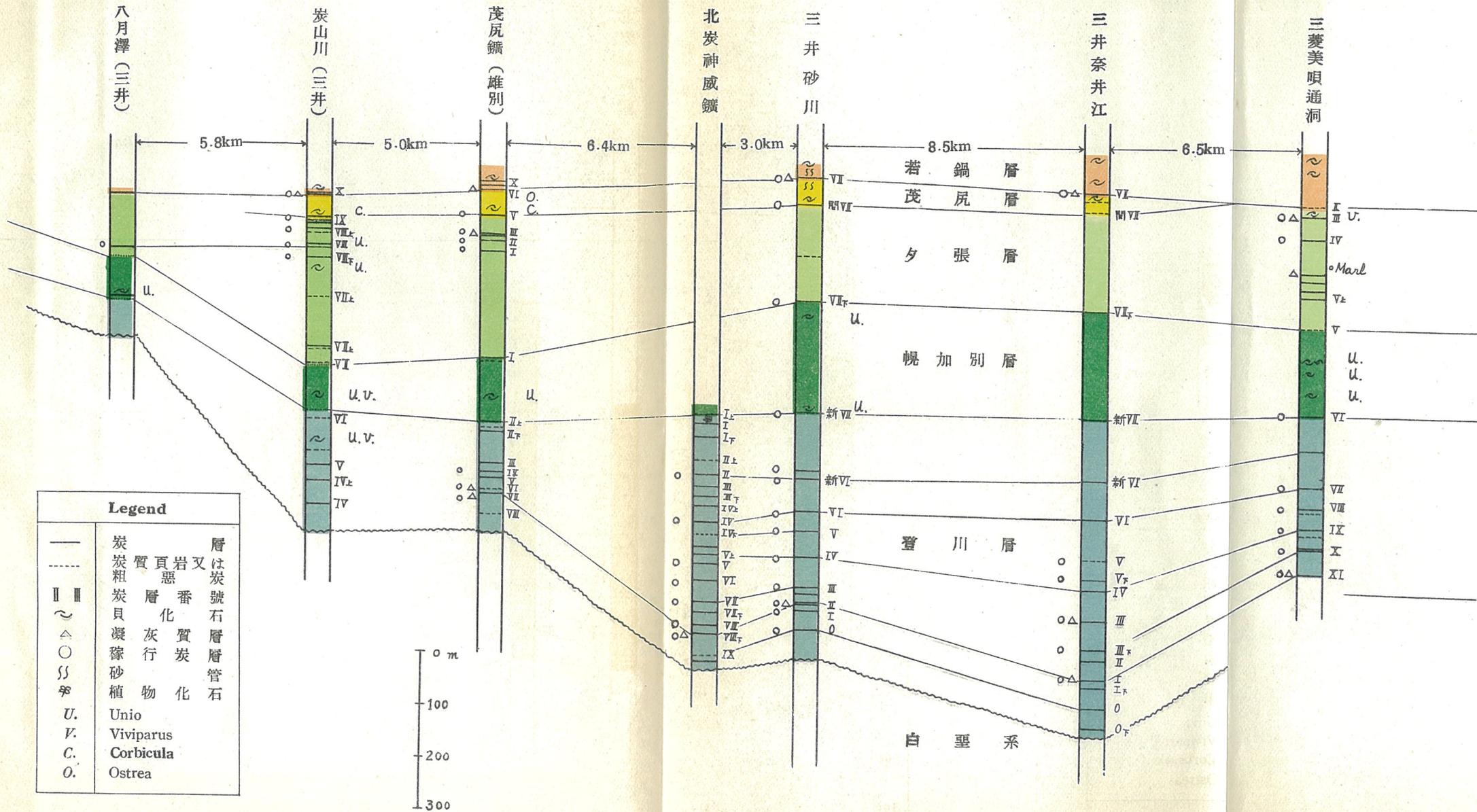
柱状図及P厚ニツイテハ一般=左側/部分ハ南部, 右側/部分ハ北部ヲ示ス

附圖 III 函淵層群柱狀對比圖

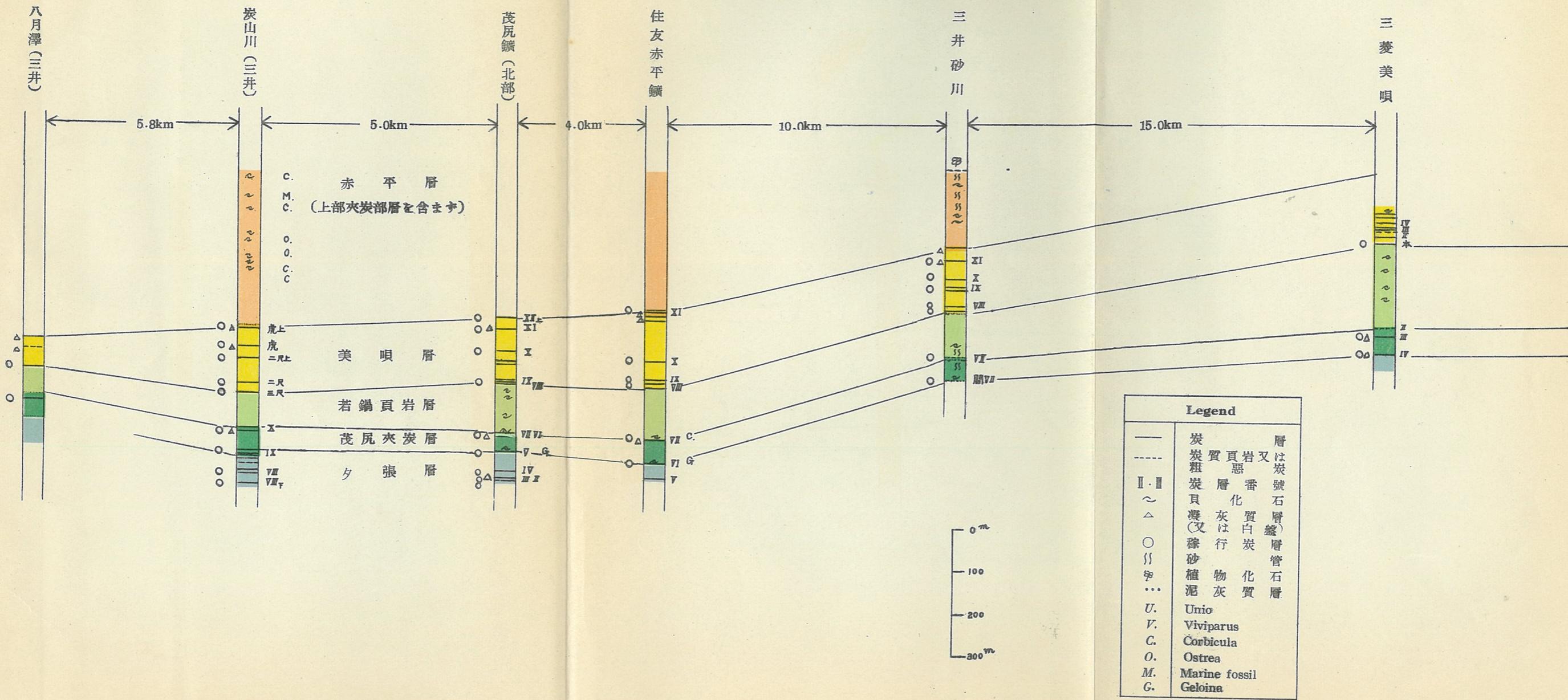
縮尺 1/2,000



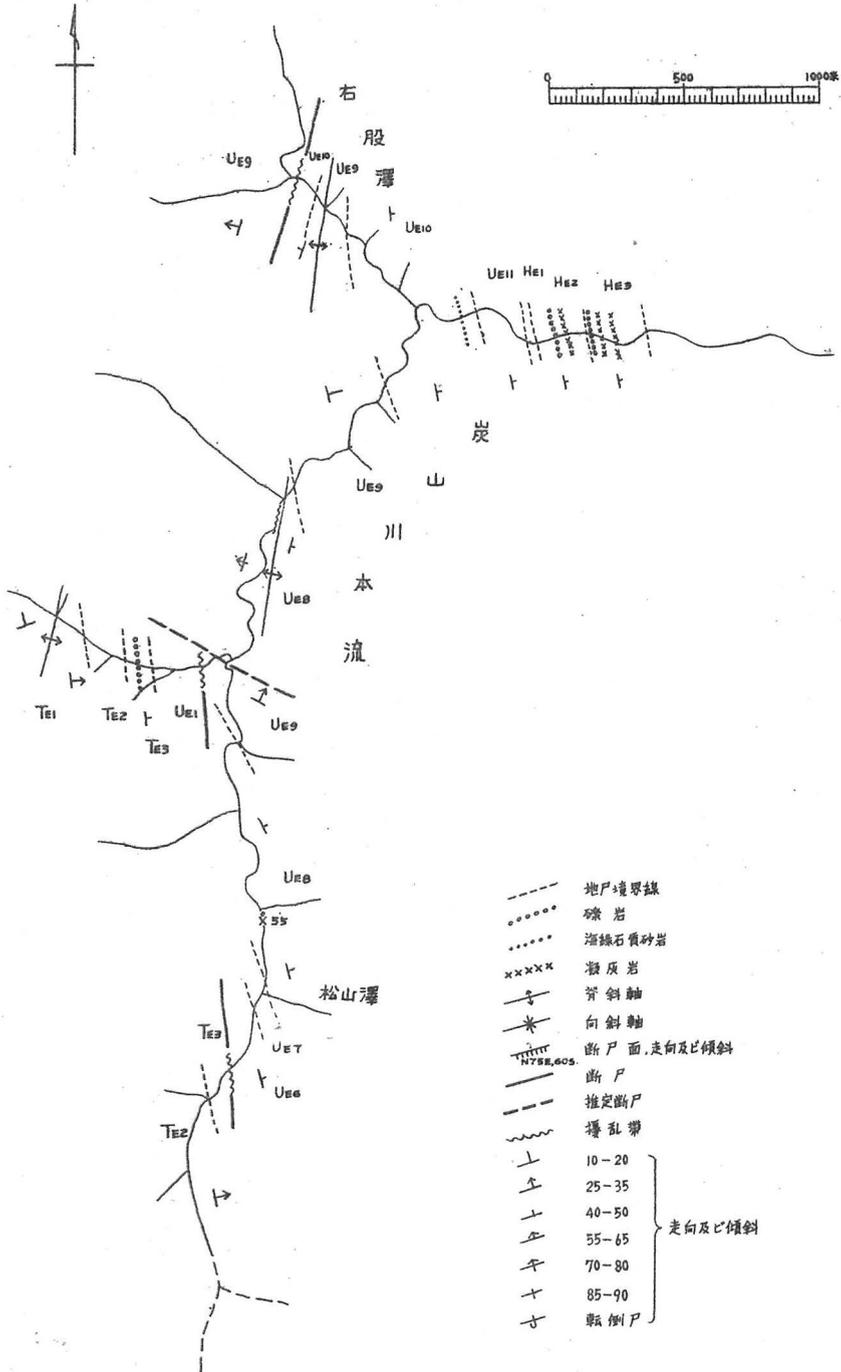
附圖 IV 登川層~夕張層對比圖



附圖 V 若鍋層~赤平層對比圖

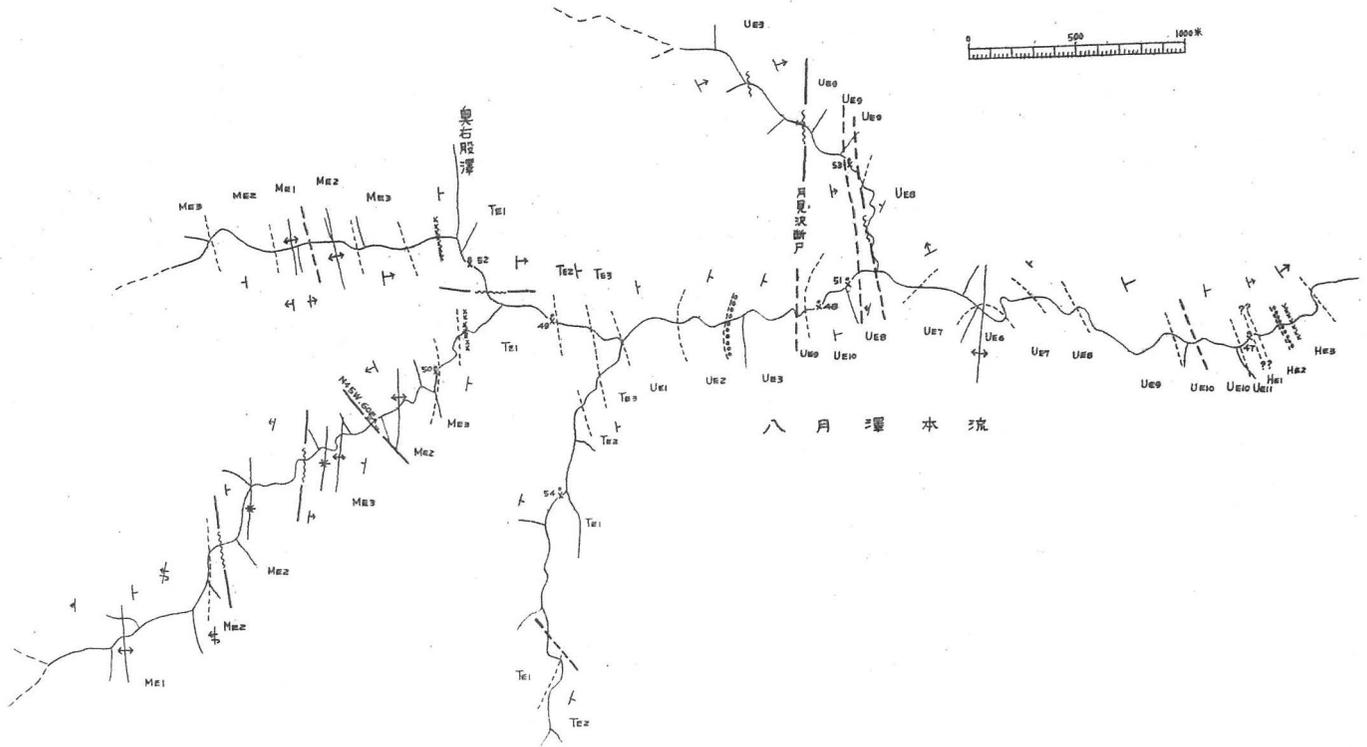


踏查圖 I 炭山川流域

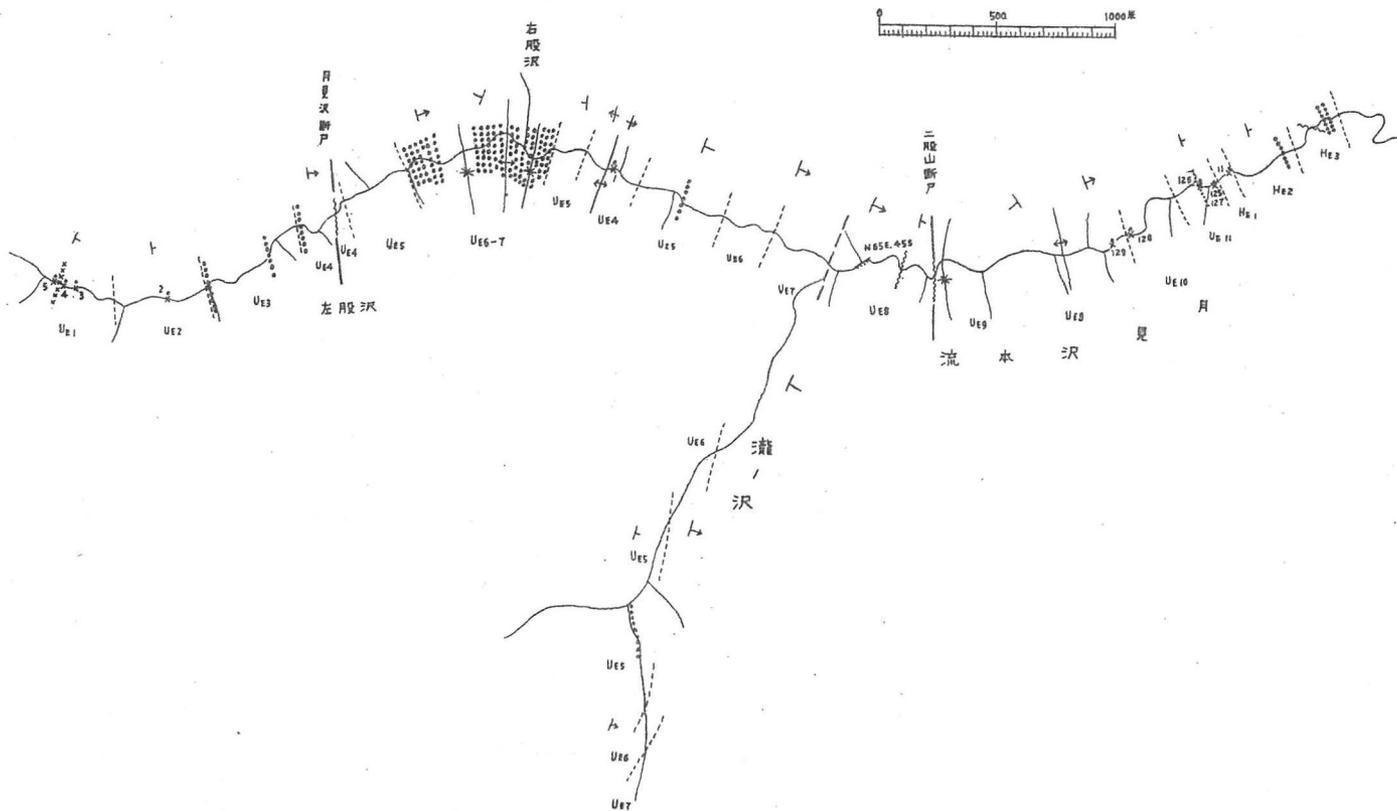


- 地層境界線
 - 礫岩
 - 潛綠石質砂岩
 - xxxxxx 凝灰岩
 - ~ 斧斜軸
 - ~ 向斜軸
 - ~~~~~ 斷層面, 走向及傾斜
 - 斷層
 - 推定斷層
 - ~~~~~ 擾亂帶
 - ┌ 10-20
 - ├ 25-35
 - ├ 40-50
 - ├ 55-65
 - ├ 70-80
 - ├ 85-90
 - └ 駢側斷層
- } 走向及傾斜

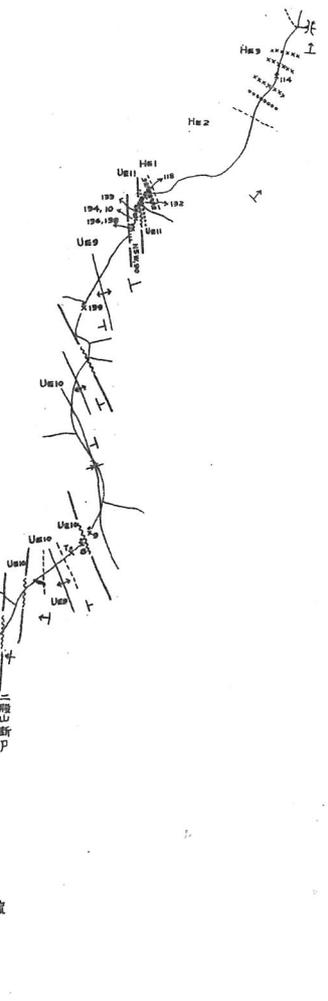
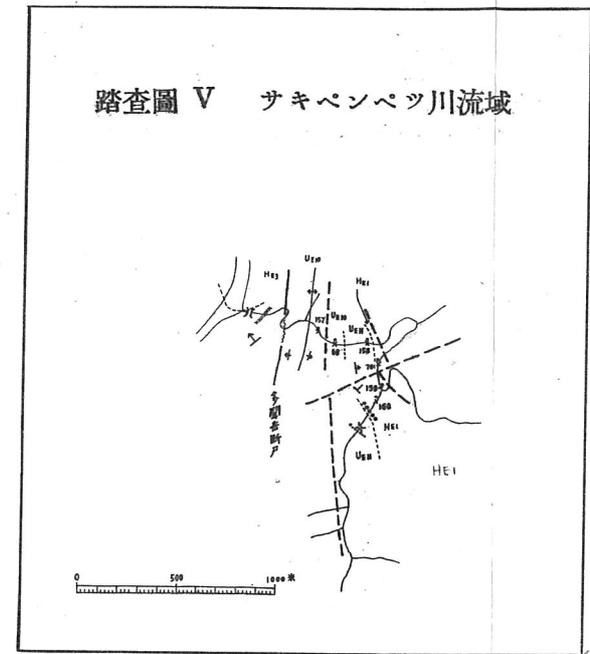
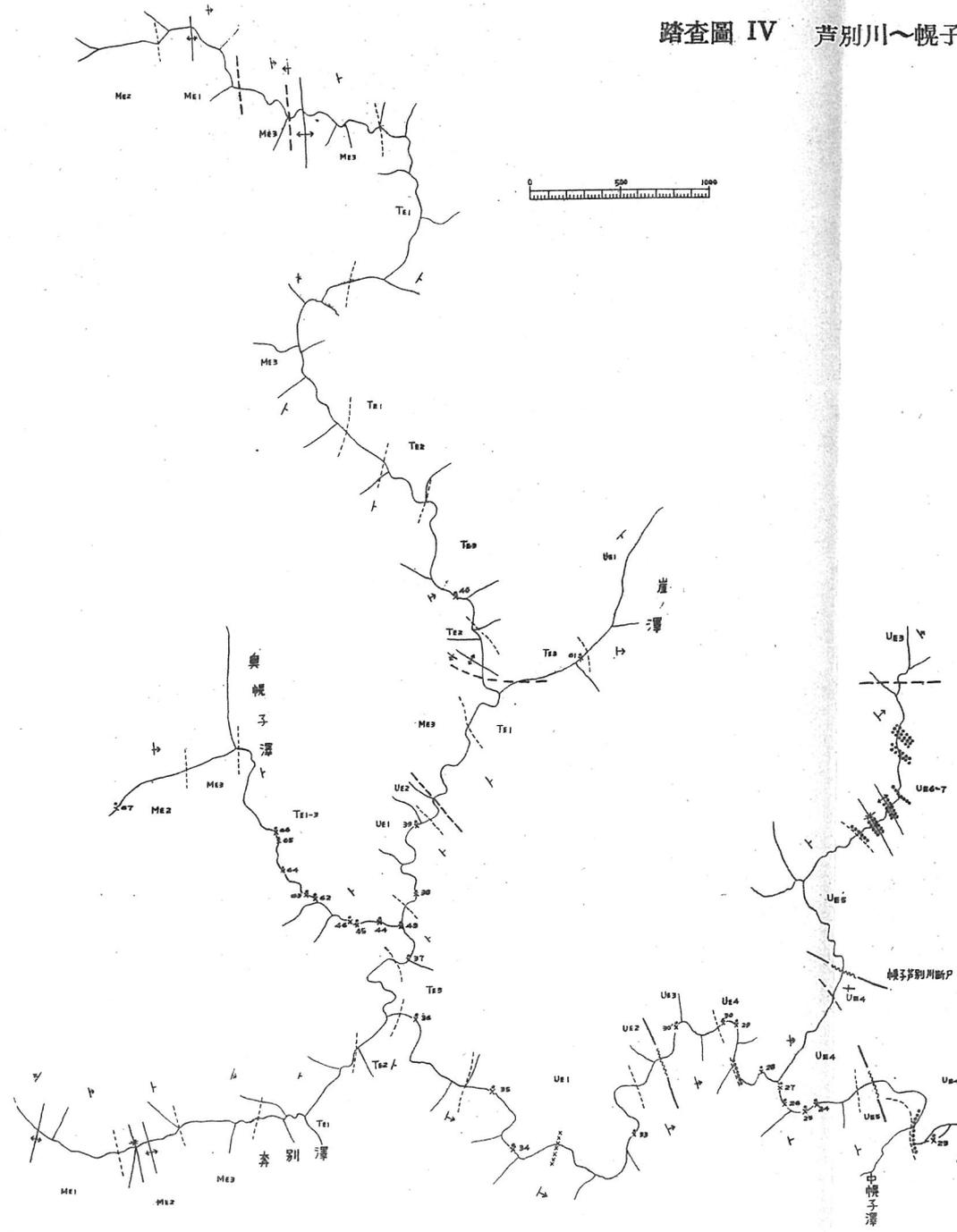
踏查圖 II 八月澤流域



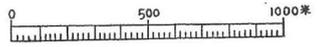
踏查圖 III 月見澤流域



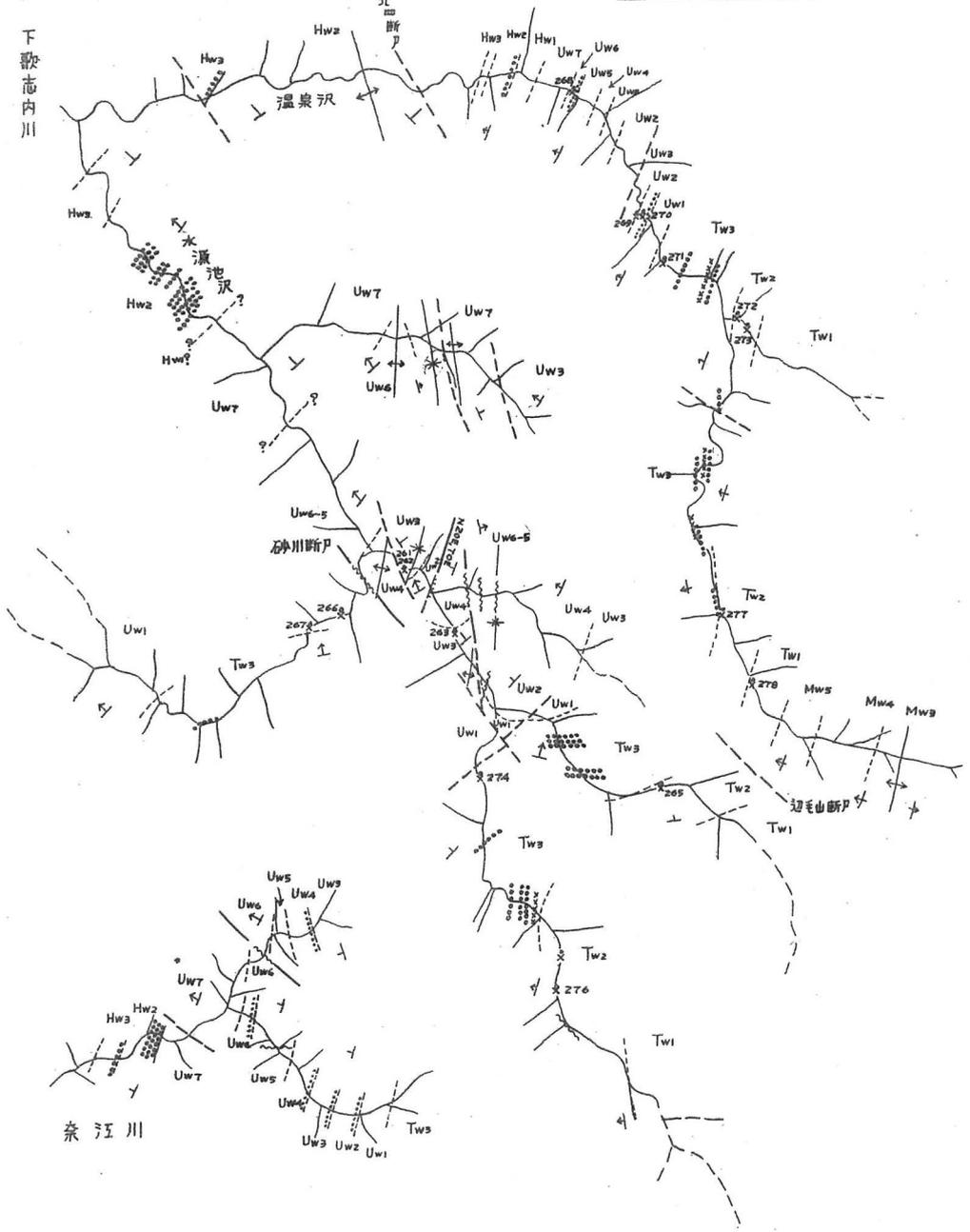
踏査圖 IV 芦別川～幌子芦別川流域



踏査圖 VI 下歌志内川~奈江川流域

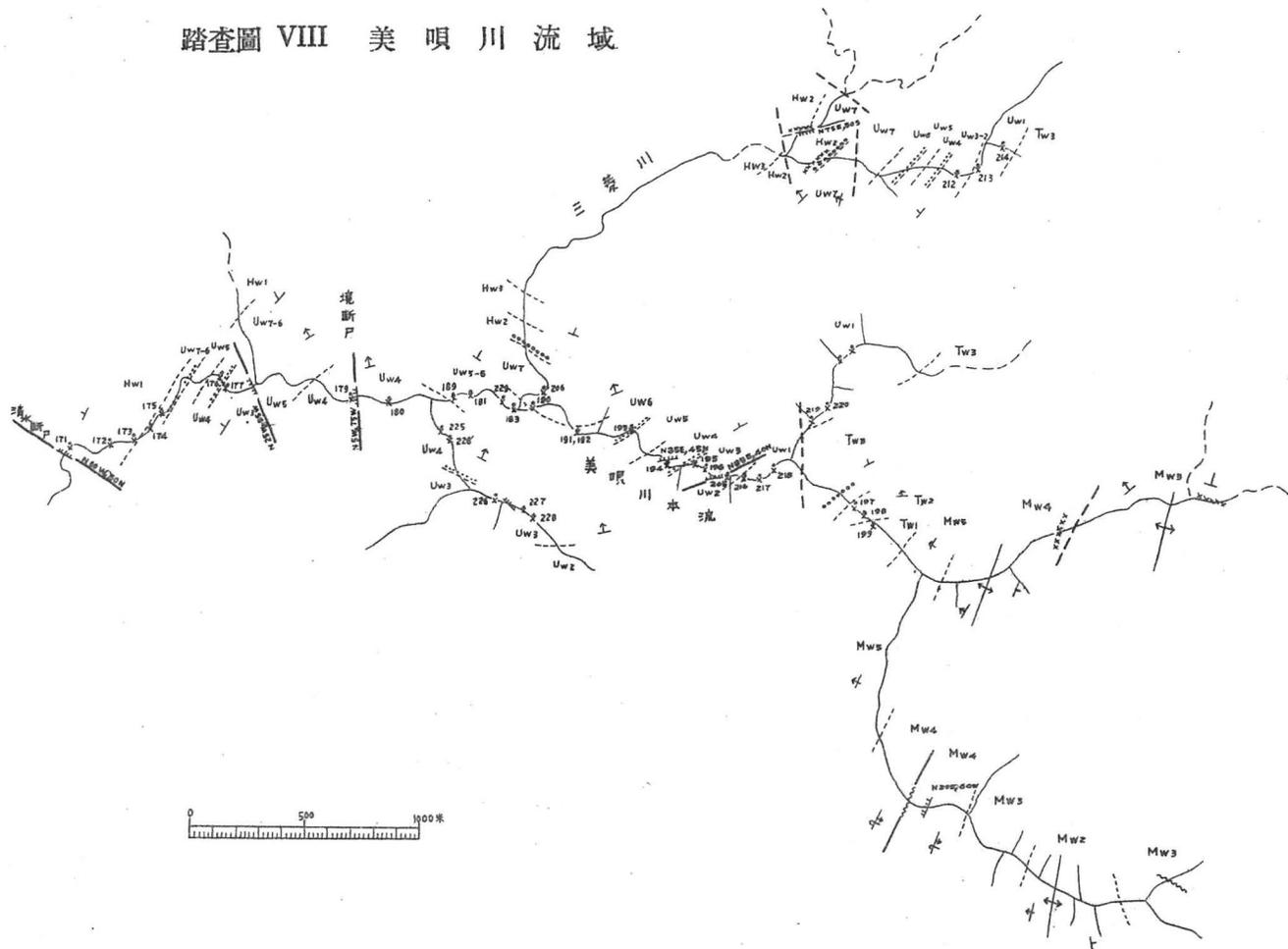


下歌志内川



奈江川

踏查圖 VIII 美 唄 川 流 域



昭和28年3月5日印刷

昭和28年3月10日發行

著作權所有 北海道開發庁

印刷者 山藤國八

印刷所 山藤印刷合資會社
