

る水平方向の貯留構造に規制されて胚胎するため、大きな開発リスクを伴わなかったことをしめしていると考えられる。

筆者らは、さきに北海道開発局 (1988) の委託により、当地域の地域エネルギーの総括をおこなった。地域エネルギー資源は居住・生産空間の近傍に賦存することが大きなメリットである。この意味から根釧原野下の深層熱水資源は、当地域の地域エネルギーの中でベースエネルギーとして位置づけられるべきである。これまで当地域において地熱技術開発(株)・石油資源開発(株) (1980) および科学技術庁資源調査会 (1980) により深層熱水資源の評価がなされてきた(第1図)。しかし、これらの評価は、当地域の深層熱水賦存範囲の部分的評価に留まっている。開発が一定程度進展してきている現状において、賦存範囲全体について資源評価を行うことは、今後の資源開発を考える上で意義のあることといえよう。

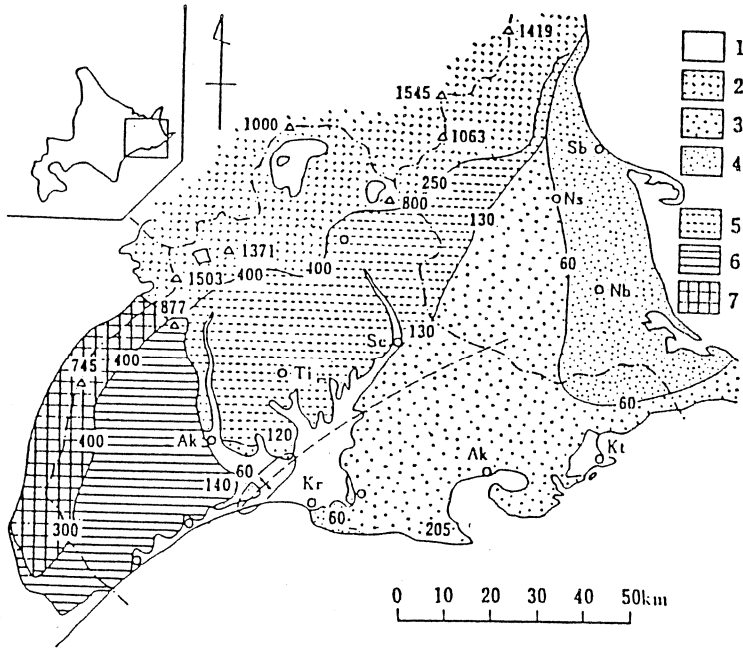
このような観点から、本論では、先の調査結果を

基に当地域 (第1図、Bゾーン) の現段階における深層熱水資源の評価を試みる。

本論のまとめに当たって、当所早川福利地質調査部長および鈴木豊重物理探査科長に討論をいただいた。現地調査にさいしては、(有)弟子屈ボーリングから貴重な資料の提供をいただいた。明記して厚くお礼申し上げます。

I. 根釧地域の地形および地質の概要

根釧地域の地形は、第四紀総研北海道グループ (1969) によって第2図のように区分されている。当地域は中央部に位置する沖積層・釧路平原を境とし、東西で地形および地質を異にしている。西部は、基盤の白亜系と炭田を形成する第三系の褶曲地帯で、西縁の国境山地(高度500~600m)と白糠丘陵(高度200~400m)からなる。東部は太平洋岸沿いに白亜系と古第三系が露出するが、大部分は第四系で占め



第2図 根釧地域の地形区分 (第四紀総研北海道グループ, 1969による)

Fig. 2 Topographic map of Kosen district (Reserch group on the Quaternary of Japan, Hokkaido group., 1969).

- 1. 沖積面, 2. 山地, 3. 根室面, 4. 釧路面, 5. 鶴居丘陵, 6. 白糠丘陵, 7. 国境山地
- 各面の境界線上の数字は標高 (m)
- Ak: 阿寒, Kr: 釧路, Ak: 厚岸, Kt: 霧多布, Nb: 西別, Sc: 標茶, Ti: 鶴居, Ns: 中標津, Sb: 標津

第1表 白亜系～第三系対比表
Table. 1 Stratigraphic correlation of formations in Cretaceous～Tertiary.

時代	地域	国境山地	釧路・根室半島	脊梁山地(弟子屈)	脊梁山地(知床半島)	
新第三紀	鮮新世	阿寒層群		シケレベンベツ層	陸志別層	
	中新世	厚内層	知茶布層 殿来層		夕映川層	越川層
		布伏内累層			イクルシベ層	忠類層
古第三紀	漸新世	音別群	縫別層 茶路層	浦幌層群	X	
		始新世	浦幌層群			尺別層 舌辛層 雄別層
			晩新世			天寧層 春採層 別保層
						根室層群
	上部白亜紀	X				霧多布層 床潭層 厚岸層 浜中層 尾幌内層 門静層 太田村層 ノツカマツ層

られる。このうち、北半部は火山碎屑物の流層面である鶴居丘陵(高度150～400m)から、南半部は主として第四紀層で構成される根室面(高度100～140m)からなる根釧原野を形成している。根室面のまわりに低位の釧路面(高度60m以下)が発達する。なお、当地域の北部(国境山地の北東延長部)には、新第三紀から第四紀にかけての火山碎屑物を主体する山地(以下、脊梁山地と記す)が発達している。脊梁山地は知床半島の延長部に相当する。当地域の居住・生産空間の大部分を構成するのは、第四系に広く覆われている東半部の鶴居丘陵・根室面および釧路面である。

根釧地域の地質は、太平洋岸沿いおよび白糠丘陵に分布する白亜系～古第三系を基盤とし、脊梁山地から白糠丘陵東縁部にかけて分布する新第三系および鶴居丘陵から根釧原野にかけて分布する第四系から構成される(第3図)。第1表に、根釧地域の白亜系～第三系の大まかな地層対比をしめた。

1) 白亜系～古第三系

太平洋岸沿いの白亜紀末期から古第三紀早期の地層は、根室層群と呼ばれている。全般に粗粒岩相が

卓越しており、砂岩・頁岩およびそれらの互層、礫岩、火砕岩などからなり、南に緩く傾斜した同斜構造を形成している。

白糠丘陵の古第三系は、下位の浦幌層群と上位の音別層群に2分されている。浦幌層群は、根室層群を不整合に覆う地層で、主として淡水成ないし汽水成の砂岩・泥岩などからなる堆積層である。一部に海成層が発達する。また、多くの炭層をはさみ、釧路炭田を構成する主要夾炭層群となっている。音別層群はシルト岩・砂岩などの海成層からなる。

太平洋岸沿い(釧路―浜中間)の古第三系は、浦幌層群のみで音別層群は分布しない。当地域の浦幌層群は、白糠丘陵の浦幌層群に比較すると上部層準が削剝によって欠如している。

2) 新第三系

白糠丘陵東縁部の新第三系は、下位から中新世の布伏内累層・厚内累層および鮮新世の阿寒層群に分けられる(水野ほか, 1963)。布伏内累層はシルト岩からなり、厚内累層は泥岩・砂岩とともに凝灰岩・凝灰角礫岩など各種の火砕岩類が伴われる。阿寒層群は泥岩・砂岩および凝灰岩・凝灰角礫岩などから

なる。

脊梁山地の知床半島基部における新第三系は、下位から中新世の忠類層・越川層および鮮新世の幾品層・陸志別層に分けられる。忠類層はいわゆるグリンタフ層として特徴づけられ、主として安山岩～流紋岩質火砕岩から構成される。越川層は主として硬質頁岩からなり、砂岩・凝灰岩・火山角礫岩を伴う。幾品層は泥岩・シルト岩・砂岩・浮石質凝灰岩などからなる。陸志別層は砂岩・礫岩・泥岩などからなる。

脊梁山地の弟子屈付近における新第三系は、下位から中新世のイクルシベ層・夕映川層および鮮新世のシケレペンベツ層に分けられる(八幡・松波, 1986)。イクルシベ層は石英安山岩～安山岩質火砕岩からなる。夕映川層は主として安山岩質火砕岩からなり、中部に泥岩を伴う。シケレペンベツ層は凝灰岩・砂岩・泥岩などからなる。

3) 第四系

根室面・釧路面の第四系は、一般に釧路層群と呼ばれている。下部は火山砕屑物に富む砂礫が主体であり、中部は貝化石を含む砂やシルト、上部は泥炭を介在するシルト・砂礫などで構成されているといわれている(北海道立地下資源調査所, 1980)。鶴居丘陵では阿寒・屈斜路カルデラからの火砕流や新期テフラによって広く覆われており、釧路層群の分布は断片的である。

II. 根釧堆積盆地の地下地質と温泉分布

根釧地域は、1) 国境山地を中心とし白糖丘陵における、NNE-SW方向の構造トレンドをもつ白亜系～第三系の複背斜構造群に特徴づけられる地域(第3図, C'ゾーン)、2) 国境山地の北東延長部に位置し、NE-SW方向の構造トレンド(知床方向)に卓越する新第三系の複背斜構造群に特徴づけられる脊梁山地地域(いわゆるグリンタフ地域であり、第四紀火山活動が重複している。第3図, Aゾーン)、3) 太平洋岸沿いのE-W方向の白亜系～古第三系の高まりに特徴づけられる地域(第3図, Cゾーン)、4) 以上の3地域に囲まれたENE-WSW方向のトレンドをもつ新生代後期の主要沈降地域(第3図, Bゾーン、以下、根釧堆積盆地と記す)の4つの地質構造に大きく区分される。これらの地質構造区分は、等重力線(亀谷・吉村, 1964など)に顕著にあらわれており、前3者は高重力域を、後者は低重力域としてしめされる。

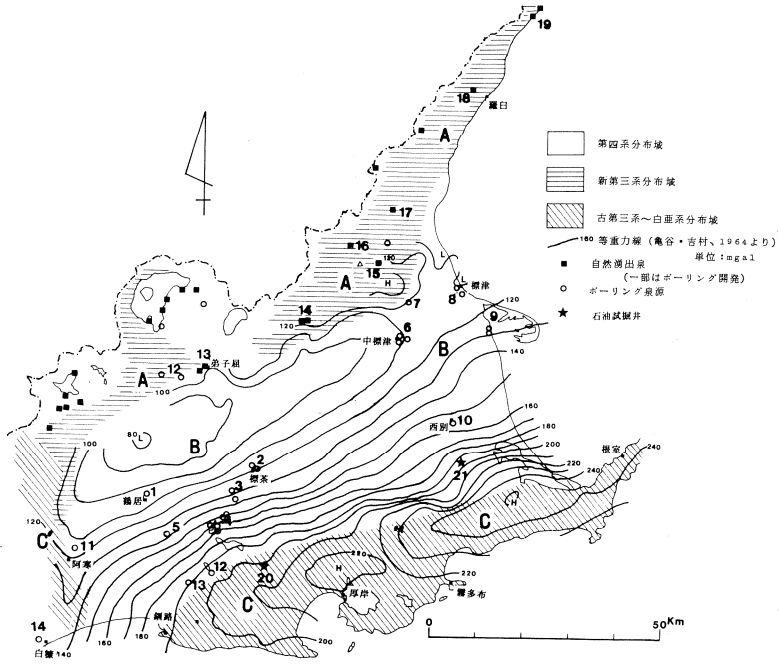
太平洋岸沿いの白亜系～古第三系には、南北系の断層が普遍的に発達するが、顕著な褶曲構造はみられない。これらのことから、太平洋岸から根釧堆積盆地にかけての地質構造は、根室半島を中心とする基盤の高まりが上昇褶曲運動に発達することなく、むしろ剛体としての役割をはたし、これに南からの横圧力が加わって形成されたものとみられている(天然ガス鉱業会・大陸樹石油開発協会, 1982)。

根釧堆積盆地はいわゆるグリンタフ地域の前縁に形成された堆積盆地であり、重力分布の特性からみてENE-WSW方向に幅約35km、長さ約90kmにわたると推定される。低重力異常の中心部を形成する標津-鶴居地域が、新第三紀層の堆積中心を形成しているものと考えられる。

根釧堆積盆地の地下地質については、石油試掘井や近年の温泉ボーリング結果から、いくつかの地点において明らかにされつつある(第4・5図)。それによると、新第三紀層の基底深度は、根釧堆積盆地の南側の重力異常の急傾斜部における標茶SK-1(第3図, 20)で395m、西別SK-1(第3図, 21)で900mであるが(第4図)、堆積盆の中心部に近い部分では、1,500~1,600mクラスのボーリングにおいても新第三紀層の基底は確認されていない(第5図)。これらのことから、新第三紀層は太平洋側から北方に向かって厚く、反対に古第三紀層は北に向かって薄化するものと予想される。なお、第5図の標茶町泉源の700m以深の地層について夕映川層を呼称することは、タイプ地の岩相からみて問題があると考えられるが、シケレペンベツ層の下位にすることから便宜的に使用した。

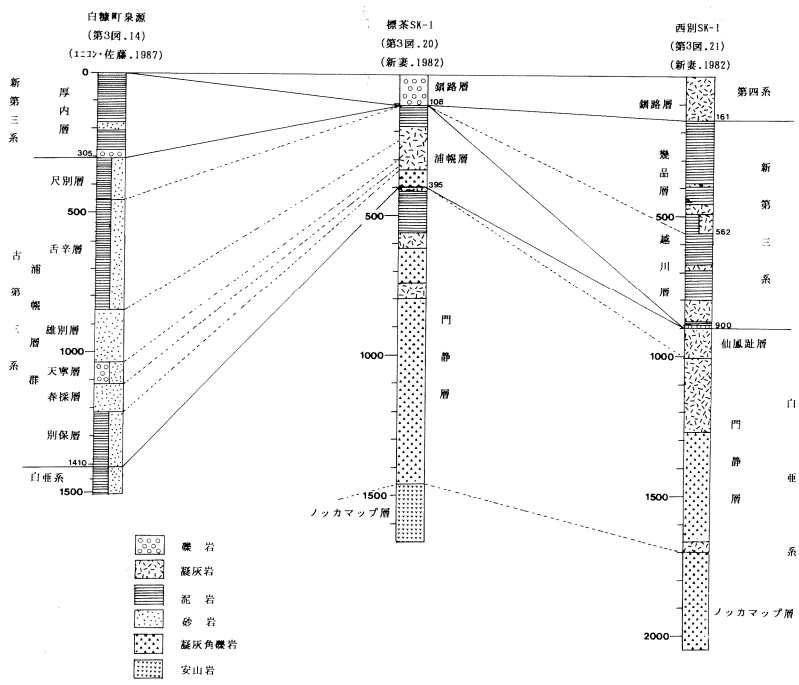
鮮新世の基底深度は、阿寒町泉源(第3図, 11)で460m、鶴居町泉源(第3図, 1)で1,266m、標茶町泉源(第3図, 2)で703m、西別(第3図, 10)で855m、西別SK-1で562mである。また、第四紀層の基底深度は、阿寒町泉源で65m、鶴居町泉源で506m、標茶町泉源で220m、西別SK-1で161mである。鮮新統および更新統の基底深度は、鶴居町泉源で最も深くなっている。このことは等重力線の分布と調和的であり、当地域における重力解析は地下構造の解明にとって重要であることをしめしている。

第5図にしめしたように、根釧堆積盆地の地下地質は、幾らかの凝灰岩をまじえているが、大部分は泥岩・砂岩・礫岩などの正規堆積物からなる。脊梁山地(第3図, Aゾーン)に卓越する火山噴出物は、根釧堆積盆地下に向かって発達が乏しくなる傾向が明らかである。第5図には、各時代毎の地層中に占



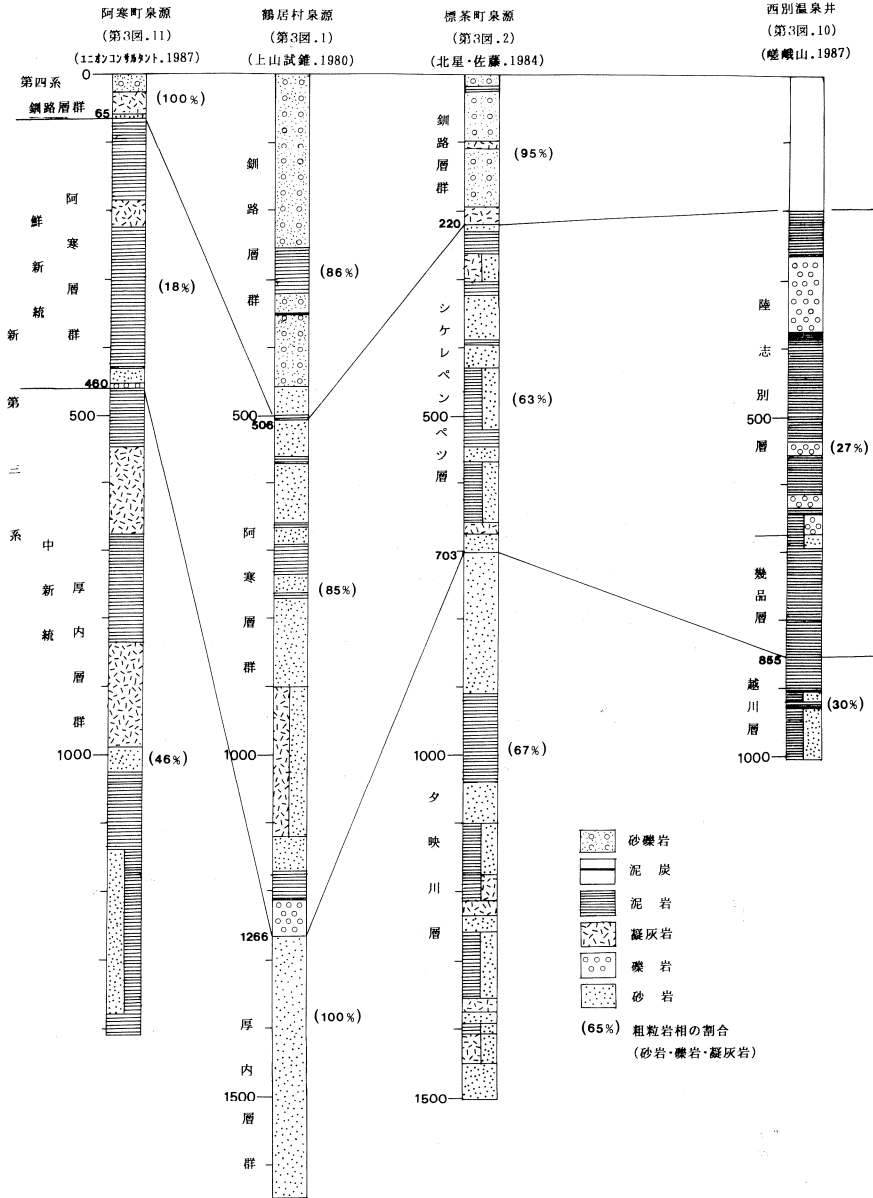
第3図 根釧地域の地質分布と温泉分布

Fig. 3 Simplified distribution of stratum and location of hot springs.
A・B・C・C': 本文参照



第4図 第3図CおよびC'ゾーンのボーリング井の地質

Fig. 4 Geologic columnar sections of thermal wells of C and C' zone in Fig. 3.



第5図 第3図Bゾーンのボーリング井の地質

Fig. 5 Geologic columnar sections of thermal wells of B zone in Fig. 3.

める砂岩・礫岩・凝灰岩など粗粒岩相の割合をしめした。データが乏しく、第5図から根釧堆積盆地全体の岩相を論じることはできない。しかし、傾向として更新統では大部分が粗粒岩相からなること、鮮新統～中新統は岩相変化が著しいが、全体として鶴居～標茶にかけての中央部に粗粒岩相が卓越することがうかがわれる。

根釧堆積盆地 (第3図. Bゾーン) には、ほぼ全

域にわたって温泉が分布する。これらは深度1,000～1,500mクラスのボーリングにより開発されたものである。泉温40～60℃の熱水が多くは自噴状態で湧出している(第2表)。しかし、大部分の孔井は地質状況・物理検層などの地下情報が把握されていない。個々のボーリングに伴う地質データは乏しいが、ストレーナ設置深度の大部分が経験的に600m以深に設置されていること(第2表)から判断

第2表 根釧堆積盆地の温泉ボーリング井一覧
Table. 2 Lists of thermal wells in Kosen district.

地域	泉源名	深度 (m)	ストレーナー	泉温 (℃)	湧出量 (ℓ/min)	静水位 (m)	動水位 (m)	データ			
阿寒町	阿寒町泉源	1,410.4	904.4m以深	40.5	362~366(WP)	-5.99	-86.4	地資			
鶴居村	鶴居村泉源	1,650	1,116.5m以深	45.8	483(WP)	5.4	-47.7	地資			
	北都林業(宮島岬)	1,100	950m以深					地資			
標茶町	標茶	千葉一心堂	1,170	567m以深裸孔	44.1 43.4	736(自噴) 560(動力)	+	-0.9 -	地資 衛研		
		ルラン富士温泉	1,200	674m以深	46.4	500(自噴)	+	0.9	地資		
		標茶町泉源	1,502	995m以深	54.1	332(WP)	1.20	-116.8	地資		
	五十石	やすらぎ処望郷苑	1,000	750m以深裸孔	47.8	106(自噴)	+	1.05	地資		
		味幸園	1,050	680m以深	47.6	470(自噴)	+		衛研		
		道東養殖	470	350m以深	28.5	100(自噴)	+	4.80	地資		
	茅沼・シラルト	植田信広	920	650m以深裸孔	47.2	185(自噴)	+	0.75	地資		
		茅沼	芽沼村岸全(1)	1,000	600m以深?	39.7	201(自噴)	+	1.05	地資	
			村岸全(2)			26.1	1,456(自噴)	+		地資	
			村岸全(3)	800	600m以深	47.2	504(動力)		-	衛研	
		シラルト	標茶町いこいの家	1,100	580m以深	45.8	175(自噴)	+	0.0	地資	
			シラルトロ辻谷守	168		26.7	1,190(自噴)	+	0.0	地資	
			辻谷1号井	1,000	750m以深	42.4	480(自噴)	+	1.70	地資	
			シラルトロ浅田正勝	750		41.7	71.6(自噴)	+	1.63	地資	
			シラルトロ	シラルトロ大洋興業(1)			47.0	500(自噴)	+		地資
				大洋興業(2)			44.0	300(自噴)	+		地資
	大洋興業(3)					30.0	1,500(自噴)	+		地資	
	大洋興業(4)				27.0	3,000(自噴)	+		地資		
	大洋興業(5)				25.0	4,000(自噴)	+		地資		
	中標津町	中標津	丸栄温泉	1,530	821.5m以深	44.9	250(WP)	0.0	-	地資	
加藤忠男			1,350	850m以深	43.6	580(WP)	-3.5	-	地資		
鎌重産業			1,500	820m以深	45.6	196(AL)	+	-	地資		
中標津温泉					48.2	600(動力)		-	衛研		
上武佐及川庄税			1,000	700m以深	42.1	100(WP)	+	-	地資		
標茶蕃町	標津温泉	1,100	550m以深	48.4	341(自噴)	+	0.90	地資			
	標津観光(楠恵美)	1,100	600m以深	43.6	210(自噴)	+		衛研			
	標津観光2号井	1,200	1,080m以深	45.5	308(自噴)	+		衛研			
別海町	尾岱沼	辻口商店(1)	1,000	700m以深	58.5	330(自噴)	+	0.30	地資		
		辻口商店(2)	400		28.5	400(自噴)	+		地資		
		戸田旅館	1,000	670m以深	50.0	228(自噴)	+		地資		
		民宿トドワラ	1,000	660m以深	54.0	360(自噴)	+		地資		
		西別清乃湯	1,020	650m以深	41.5	420(WP)	-3.0	-32.0	地資		
釧路町	達古武温泉	1,200		42.6	73(動力)	+	-	衛研			
	岩保木温泉			39.6	112(動力)	+	-	衛研			
白糖町	白糖町泉源	1,503.5	750m以深	26.4	49.7(AL)	+	-279.57	地資			

AL:エア・リフト WP:水中モーターポンプ 地資:道立地下資源調査所 衛研:道立衛生研究所

すると、当地域の熱水の大部分は上部中新統から鮮新統にかけての地層から採湯されていると判断される。

堆積盆のほぼ全域にわたる温泉分布と中新統後期以降の厚い堆積層の発達は、当盆地の地下に広範囲に熱水が胚胎している可能性を示唆している。堆積盆地の性格から、それらの熱水が、水平方向の貯留構造に支配されて胚胎しているであろうことは容易に推定される。地表部が広く第四系に覆われている堆積盆地においては、堆積盆地の構造、とりわけ中新統後期から鮮新統にかけての構造の解明のために、各種の物理探査の実施が不可欠である。

III. 根釧地域の物理探査概況

根釧堆積盆地を含めた北海道東部地域においては、過去地下深部の物理的構造（密度・磁化率・比抵抗・弾性波速度など）を探るための各種物理探査が実施されてきた。このうち、北海道大学理学部（清野、1985、森、1965、森ほか、1966）では、地球物理学的観点から重力探査、磁力探査を実施し、地下構造に関する興味深い知見をえている。1957～1962年には、石油資源開発により重力探査、磁力探査、地震探査が実施され、盆地内の数か所で褶曲度の低い背斜構造が見いだされている（亀谷ほか、1964）。さらに1983年には、北海道東部地域の地殻比抵抗の解明を目的としたELF-VLF-MT法が実施され（地殻比抵抗グループ、歌田ほか、1984）、同地域浅部の概括的な比抵抗構造が明らかにされた。その他、地下水の容水地盤構造の解明のために、数10点の電気探査が実施されている（小原ほか、1977）。また、隣接する弟子屈西部地域では地熱調査に伴う各種物理探査が実施されている（新エネルギー総合開発機構、1985）。

堆積盆地内の岩石物性値に関するデータは、石油試掘井（西別SK-1；1963、標茶SK-1；1963）掘さく時に実施された物理検層およびボーリングコア物性試験からえられている。また、深度1,000～1,500mクラスの一部の温泉井においては、掘さく時に物理検層が実施されている。これらの孔井資料および各種物性値は、物理探査データを解釈する上で重要なコントロールデータとなる。

これまでに得られている物理探査結果から根釧地域の地下構造について概括する。当地域には、わが国における最大の正の重力異常域がある（第3図）。太平洋岸にそって根室から釧路にかけて連続するこ

の高重力異常域は、白亜系から古第三系の堆積岩および粗粒玄武岩の分布域と一致し、ENE-WSWの走向をしめしている。これまでの研究（清野、1965、亀谷ほか、1964、森、1966）によると、この高重力異常域に対しては大規模な貫入岩の存在など、特異な地下密度分布を考慮する必要があるとされている。この高重力異常域には、所々強い磁力異常をしめす部分が存在する。また、白亜系および古第三系の地層比抵抗値は、100ohm-m オーダで深部（数km）まで同程度の値をしめすと推定されている。

標津から鶴居にかけてNE-SW方向に伸びる低重力異常域は、新第三系から第四系の堆積物が厚く発達する堆積盆地に対応している（根釧堆積盆地）。この堆積盆地は、等重力線分布およびボーリングデータから鶴居村北方地域が最も深く沈み込んでいると推定される。森（1965）は地下構造を2層構造と仮定し、堆積盆地内の新生代堆積物の厚さを約1.5kmと算定している。

堆積盆地内の比抵抗構造は、大まかにみて浅部の第四系は100～1500ohm-m程度の中～高比抵抗層をしめすが、その下位の第三系鮮新統から中新統後期にかけては、深度の増加に伴い徐々に比抵抗値が減少する傾向をしめす（比抵抗値としては、200ohm-m程度から徐々に低下し、最終的に1ohm-m程度の値となる）。更に下位の中新統前期から古第三系・白亜系にかけては、再び高比抵抗になると推定される。

根釧堆積盆地から脊梁山地（グリンタフ地域、第3図、Aゾーン）にかけては、再び重力値が増加する。脊陵山地は第四紀火山噴出物と新第三系火山岩類（一般に、高密度・高磁化率・高比抵抗）が卓越している。これらの火山岩類の分布を反映して、当地域での磁力異常、比抵抗構造は複雑な様相を呈している。

今回、これらの結果をふまえて当堆積盆地のより詳細な地下構造把握を目的に、重力探査および電気探査を実施した。

IV. 根釧堆積盆地の物理探査

IV-1. 重力探査

a) 測定およびデータ処理

重力探査は、1986年8月27～30日に、LaCoste & Lomberg 重力計(G527)を用いて計79点で実施した（第6図）。野外調査に際しては、BM3810(KSN39)、SF210(KSN8)、BM8355(KSN39)、

BM8380-1 (K S N52) を測定基準とした。また、各測点の重力値は S F 210 ($G_0=980,554.581$ mgal) の重力値に準拠して求めた。重力測定は出来る限り水準点・独立標高点・土木工用水準点などの高度既知の場所を選択した。これら以外の測点では、American Pauline 社製 M-1 型高度計による測高結果と 2 万 5 千分の 1 の地形図との対比から高度を決定した。

測定値には地球潮汐補正 (Longman, 1963) ・器高補正 ・ドリフト補正 ・緯度補正 ・フリーエァ補正およびブーゲー補正を施し、各測点の重力値を求めた。計算は I G R S 67 の実用式を用いた。なお、ブーゲー補正密度は 2.67 g/cc として計算した。地形補正は実施していないが、根釧堆積盆地では地形の起伏の度合い、各測点の高度差から考えて、その影響は極めて小さいと考えられる。

b) 地下構造解析

今回、堆積盆地内のより詳細な地下構造を検討するために、亀谷・吉村 (1964) の重力図にしめされる根室海峡から鶴居にいたる等重力線の走向 (NE-SW 方向) にほぼ直交するよう重力探査測点を配置した (第 6 図)。

第 7 図および第 8 図に、A-A' および B-B' 断面のブーゲー (重力) 異常・トレンド除去後のブーゲー異常と解析結果をしめした。A-A' 断面におけ

る一部の値 (TKG) は、地下資源調査所が弟子屈地域で実施した重力探査結果を使用している。なお、各測点位置およびボーリング地点 (測点に近接するボーリングデータのみ使用) はそれぞれの断面線に投影している。各断面ではボーリング地点をコントロールポイントとしている。第 3 表、1・2 に、各断面のコントロールポイントを、第 4 表、1・2 に地層密度モデルをしめした。また、構造解析の際には、地熱調査井・温泉掘さく井および石油試掘井のコア物性試験データを参考にした。なお、計算には Talwani et al (1959) の方法を使用した。

b-1) A-A' 断面 (第 7 図)

第 4 表、1 にしめしたように、屈斜路湖から弟子屈市街にかけては、浅部から 1) 第四系 (屈斜路火山噴出物)、2) 新第三系中新統夕映川層、3) 中新統イクルシベ層の 3 層構造を仮定した。また、弟子屈町から厚岸町にかけての根釧堆積盆地内では、浅部から 1) 第四系 (釧路層群)、2) 新第三系鮮新統シケレベンベツ層、3) 新第三系中新統夕映川層、4) 中新統イクルシベ層あるいは古第三系~白亜系の 4 層構造を仮定した。なお、重力基準としてイクルシベ層・古第三紀~白亜紀層を設定したが、これらが堆積盆地内の地下深部でどのような状態で接しているかは不明である。しかし、地層密度としてはほぼ同程度の値 (2.6~2.7g/cc) をもつことから、重力

第 3 表・1 A-A' 断面コントロールポイント
Table. 3-1 Control points of A-A' profile.

	第四系		新第三系 鮮新統 シケレベ ンベツ層	新第三系中新統		古第三系	白亜系	
	屈斜路 火山岩類	釧路層群		夕映川層	イクル シベ層			
TS-1	-287	-790→				NEDO(N57-TS-1)
TS-4	-562	-879→				NEDO(N57-TS-4)
TS-6	-543	-1232	-1346→			NEDO(N57-TS-6)
T-1	-130	...	-245	-1160	-1463→			摩周観光文化センター
T-2	...	+12	-249	-610→				弟子屈町有泉源
WSB-1	...	-200	-680	-1480→				標茶町有泉源
SSK-1	...	-60	-340	-1620→	標茶SK-1

…欠如 →下面深度まで到達していない (各地層の下面深度m: SL基準)

第 3 表・2 B-B' 断面コントロールポイント
Table. 3-2 Control points of B-B' profile.

	第四系 (釧路層群)	新第三系統鮮新統	新第三系中新統		古第三系	白亜系	
		陸志別層・幾品層	越川層	忠類層			
BK-1	-210	-840	-990→				温泉開発井
NSK-1	-140	-540	-880	-2030→	西別SK-1

…欠如 →下面深度まで到達していない (各地層の下面深度m: SL基準)

第4表・1 A-A'断面の仮定地層密度
Table 4-1 Assumed formation density of A-A' profile.
 A-A'断面 屈斜路～弟子屈(カルデラ内)

	密度 (gr/cc)	地層
第1層	1.90	第四系(屈斜路火山岩類)
第2層	2.15	新第三系中新統夕映川層
第3層	2.70	新第三系中新統イクルシベ層

A-A'断面 弟子屈～厚岸

	密度 (gr/cc)	地層
第1層	1.50	第四系(釧路層群)
第2層	1.90	新第三系鮮新統シケレペンベツ層
第3層	2.15	新第三系中新統夕映川層
第4層	2.70	新第三系中新統イクルシベ層あるいは古第三系～白亜系

第4表・2 B-B'断面の仮定地層密度
Table 4-2 Assumed formation density of B-B' profile.
 B-B'断面 中標津～厚床

	密度 (gr/cc)	地層
第1層	1.50	第四系(釧路層群)
第2層	1.90	新第三系鮮新統陸志別層・幾品層
第3層	2.15	新第三系中新統越川層
第4層	2.70	新第三系中新統忠類層あるいは白亜系

解析では両層を同一層として取り扱っている。

解析された重力基盤構造は、大局的には弟子屈町側に開いた形の盆状構造を呈している。重力基盤の最も深く沈み込む地点は標茶町磯分内付近にあり、深度は約-3,000m(海拔基準)である。第四系およびシケレペンベツ層は、それぞれ300m, 500m程度の最大層厚をもち、標茶町市街から南東側(約10kmの範囲)にかけて最も厚く堆積していると推定される。両層とも、弟子屈町および厚岸町方向に向かうにしたがい、次第に薄くなる傾向が明らかである。夕映川層は、磯分内付近で最も厚く、層厚は約2,300mと推定される。本層は、厚岸町側に向かって次第に薄くなり、標茶町片無去付近で尖滅する。また、弟子屈町側では弟子屈市街付近で層厚約900mと推定される。

b-2) B-B'断面(第8図)

第4表, 2に示したように、中標津町から浜中町厚床にかけては、浅部から1) 第四系(釧路層群), 2) 新第三系鮮新統陸志別層・幾品層, 3) 新第三

系中新統越川層, 4) 中新統忠類層および白亜紀層の4層構造を仮定した。本断面においても重力基盤は忠類層および白亜紀層に設定した。それらが地下でどのような状態で接しているかは明らかではない。

本断面での重力基盤構造は、比較的整った盆状構造をしめす。重力基盤の最も深い地点は別海町中春別付近であり、深度は約2,500mと推定される。なお、NSK-1付近および北方の脊陵山地際における重力基盤の急傾斜部には断層の存在が予想される。このうち、脊陵山地際では新第三系に撓曲構造が存在することが知られており(松波, 1987), 重力解析結果はこれと矛盾しない。

第四系は最大層厚が約300mであり、堆積盆地内では層厚に大きな変化はないと推定される。しかし、別海町西別付近から厚床方面に向かって次第に薄くなり尖滅する。一方、中標津市街から北方山地にかけても次第に薄くなるのが明らかである。

鮮新統の陸志別層・幾品層は、別海町中春別付近で最も厚く、層厚は約1,000mと推定される。本層は北方山地に向って次第に薄くなり尖滅する。一方、中春別から南方に向っても薄化するが、西別付近で再び層厚を増す。さらに厚床に向って次第に薄くなり尖滅すると推定される。中新統の越川層は中春別付近で約1,100mの層厚をしめし、西別・中標津の両方面にかけて徐々に層厚を増す。特に、西別側では大規模な背斜状構造が存在すると推定される。本層は厚床側に近づくにしたがい薄化し、奥行臼付近で尖滅する。また、中標津市街から脊梁山地にかけては徐々に層厚を増してゆくが、山地際で急激に尖滅すると推定される。このことは、先にのべたように新第三系の撓曲構造を反映していると判断される。

IV-2. 電気探査(シュランベルジャー法)

a) 測定およびデータ処理

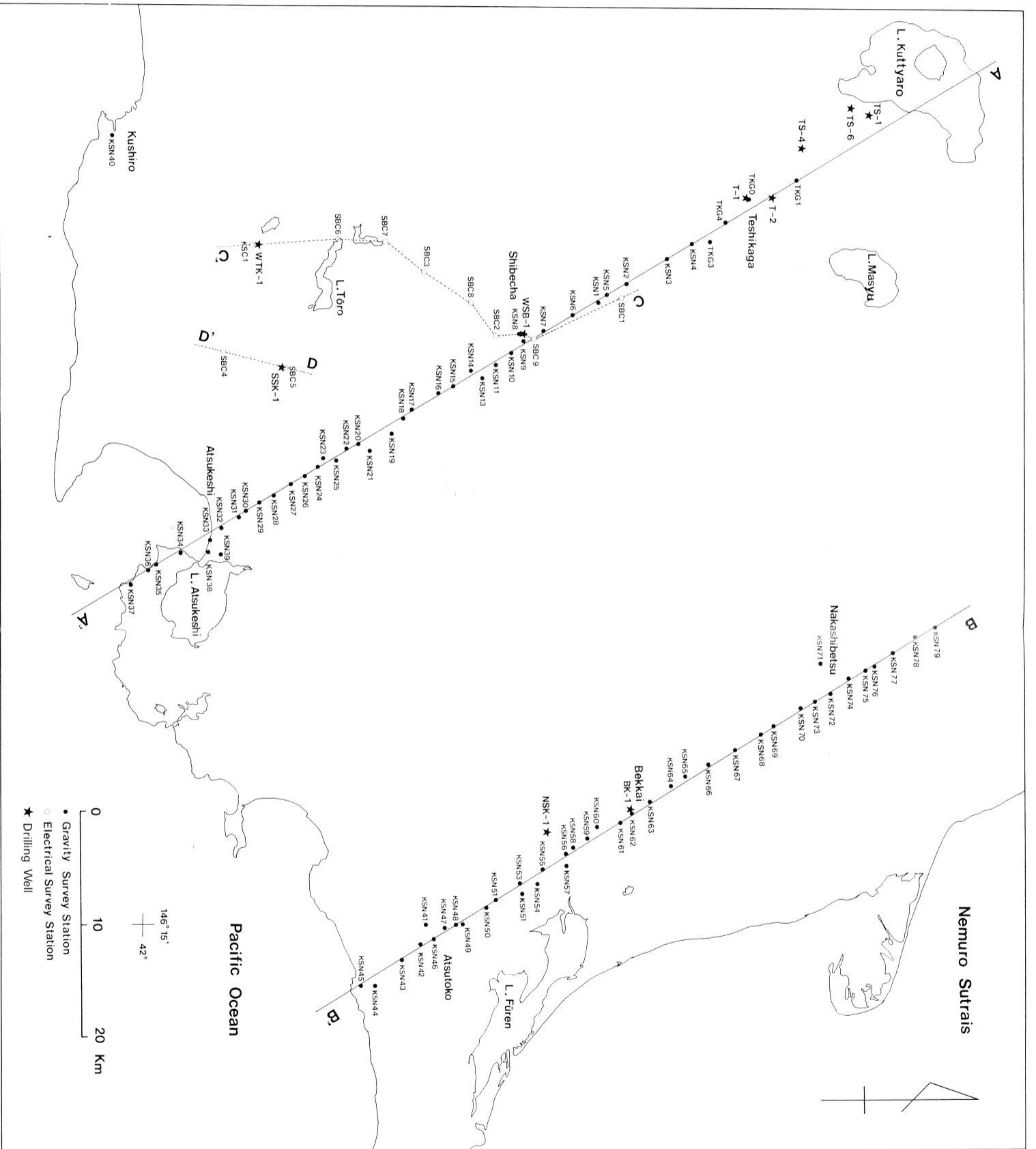
電気探査は、1986年6月10～14日に、(株)応用地質調査事務所製ES-D2直流型電気探査装置を用いて計10点実施した。第6図に測点位置(SBC1～9, KSC1)をしめした。

b) 比抵抗構造解析結果

比抵抗構造の解析は、1次元の水平多層構造を仮定したりニア・フィルタ法(Ghosh, D.P. 1971)を用いて計算した理論曲線と実測曲線とのカーブフィッティングによって行った。

b-1) C-C'断面(第9図)

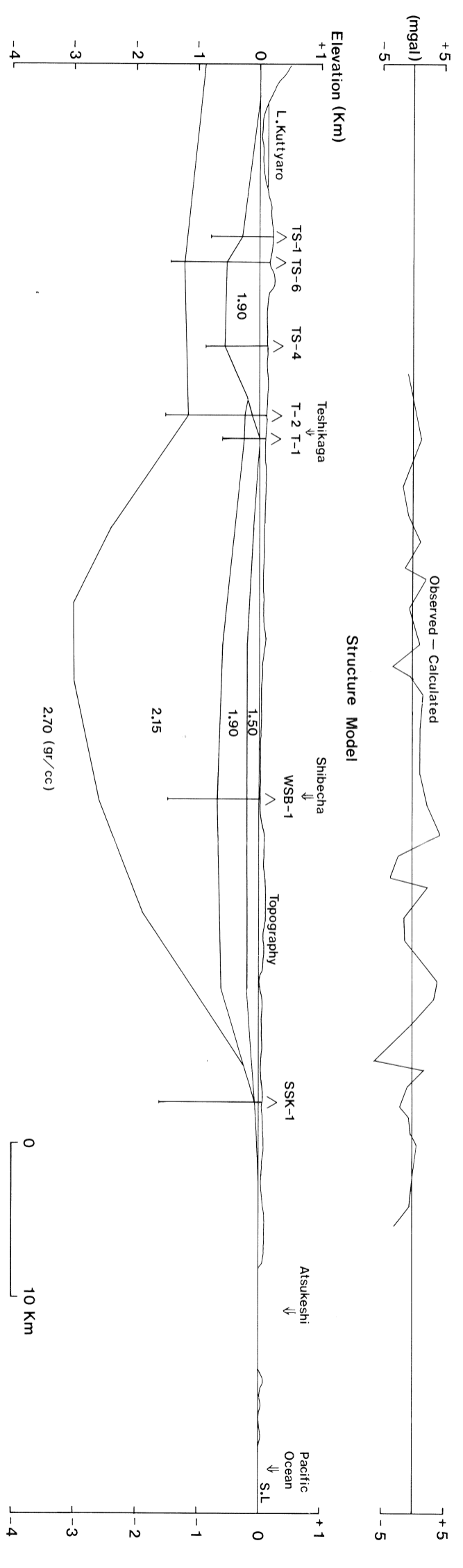
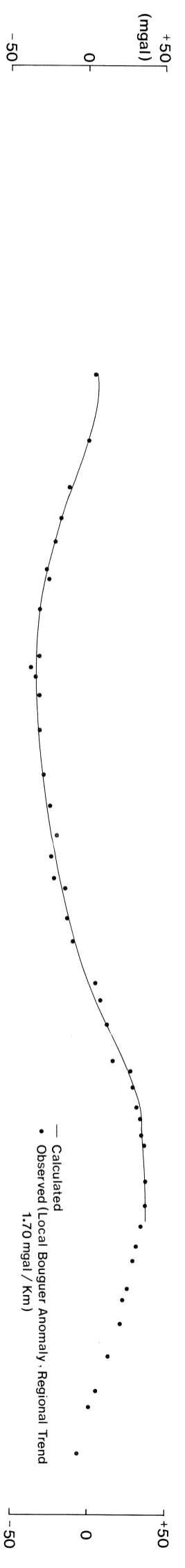
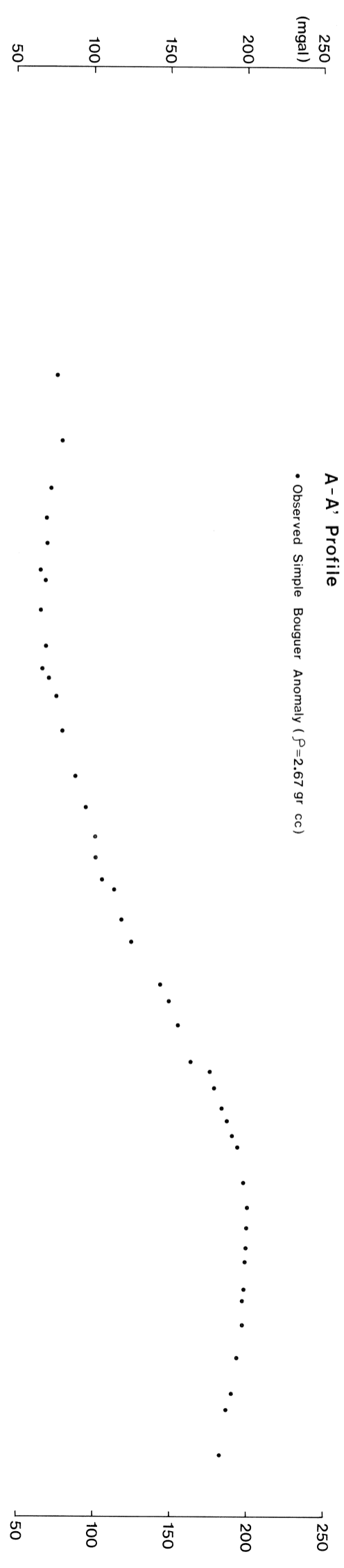
第9図に、C-C'断面における各測点の解析結果



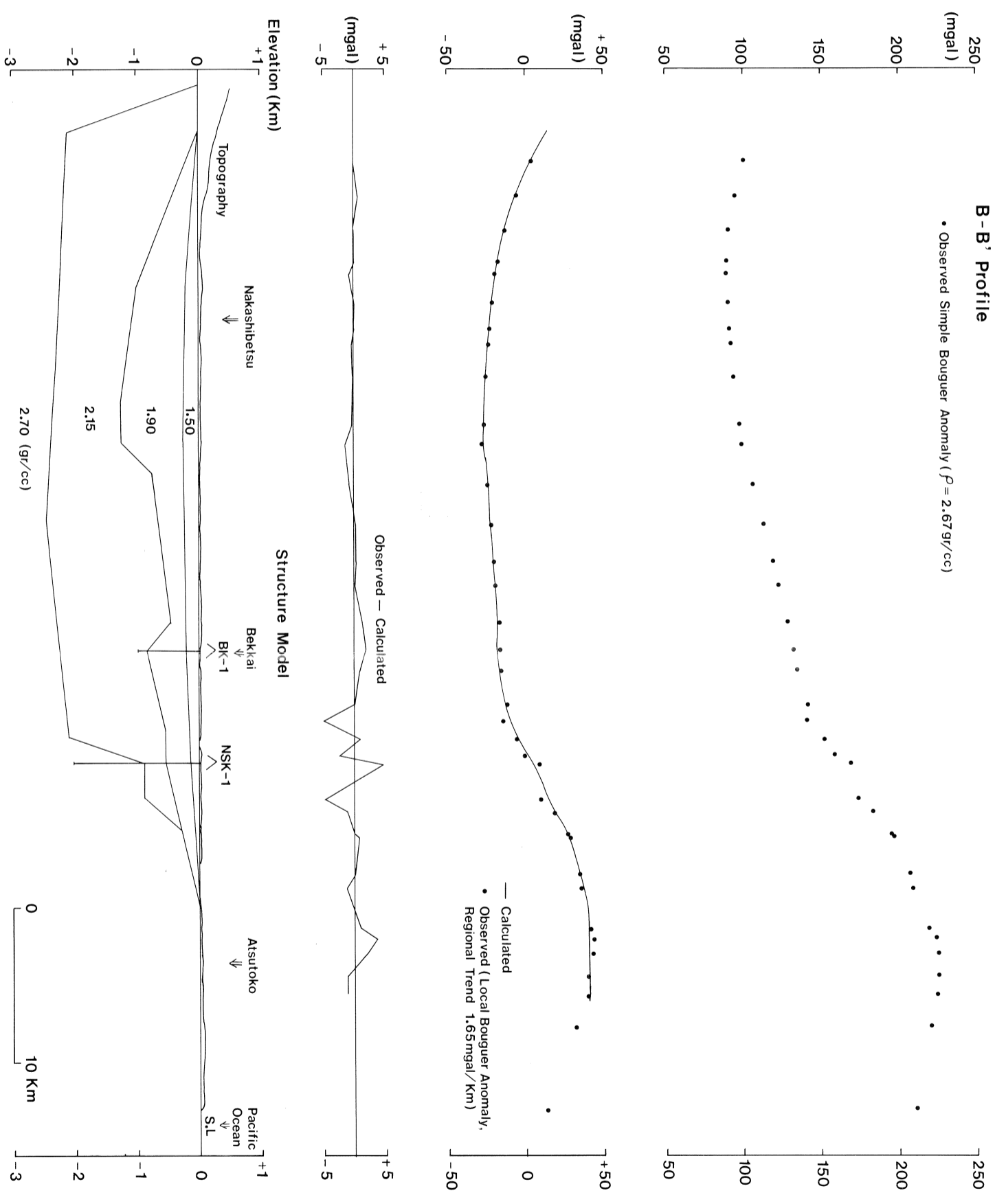
第6図 重力探査・電気探査測点および孔井（コントロールポイント）位置図
 Fig. 6 Location map of gravity survey stations, electrical survey stations and drilling wells.

A-A' Profile

• Observed Simple Bouguer Anomaly ($\rho = 2.67 \text{ gr/cc}$)



第7圖 A-A'断面重力解析結果
Fig. 7 The bouguer anomaly and structure model along A-A' profile.



第 8 图 B-B' 断面重力解析结果
 Fig. 8 The bouguer anomaly and structure model along B-B' profile.

(地層比抵抗値とその境界面深度)・温泉掘さく井および水井戸のデータ(孔井地質・比抵抗検層データ)をしめた。

本地域の比抵抗柱状は全体にバリエーションに富んでいる。このうち、浅層の30~4,800ohm-mの幅広い比抵抗値をしめす地層は、第四系の釧路層群に対比される。本層は火山灰・軽石などの火山噴出物および凝灰質の砂礫層を主体とした地層である。火山灰層や軽石主体の地層は、一般に数100ohm-m以上の高比抵抗値をしめす。これに対し、凝灰質な砂層~泥質層は比較的低い比抵抗値(200ohm-m以下)をしめすことが多い。

浅層の幅広い比抵抗値の変化は、釧路層群の岩相変化に起因していると推定される。釧路層群に相当すると推定される比抵抗層の下面深度は、磯分内付近のSBC1では-235m(海拔基準)である。標茶市街付近のSBC9では下面は明確ではないが、近接する標茶町泉源(WSB-1)では-187mとされている(北星・佐藤共同企業体, 1984, 第5図)更に南方のSBC2では-215m, SBC8では-235mと同程度の深度が推定される。SBC3では下面深度は明確ではないが、より南方のSBC7では-184mと想定される。これより南方にむかっては、SBC6で-106m, SKCで-15mと徐々に浅くなる傾向が明らかである。

釧路層群の下位に位置する新第三系鮮新統シケレベンベツ層は、電気探査結果から比抵抗値4~155ohm-mをしめす。WSB-1(標茶町泉源)の比抵抗検層結果(ロングノルマル)をみると、シケレベンベツ層は比抵抗値の高い上部層と低い下部層に分けられる。岩相は全体に砂岩とシルト岩の互層を主体としている。比抵抗値は上部層が50~200ohm-m程度であり、下部層は50ohm-m以下の値をしめし、深度の増加に伴い数ohm-mオーダまで低下する。WSB-1におけるシケレベンベツ層上部層と下部層の境界面深度は-550m付近と判断される。全測点中でシケレベンベツ層の下部層が確認されたと考えられるのはSBC3のみであり、その深度は-467mである。したがって、SBC3の位置ではWSB-1より若干浅くなると考えられる。シケレベンベツ層上部層は達古武方向に向かって徐々に薄くなり、糖路湖と達古武の中間付近で尖滅すると推定される。

WSB-1では、シケレベンベツ層の下位には中新統の夕映川層が分布する(第5図)。夕映川層の比抵抗値はおよそ5~1ohm-mをしめし、深度の増

加とともに比抵抗値が低下する傾向をしめす。夕映川層では深度の増加に伴い泥質岩が卓越し、砂岩も細粒になる傾向がみられる。

最南部のKSC1は他の測点と異なり、第四系の下位にシケレベンベツ層・夕映川層を欠いて、古第三系浦幌層群が直接分布することが周囲の地質から推定される。達古武の温泉井(WTK-1)の孔井地質は明らかにされていないが、現在湧出している温泉水の泉質・泉温から、本孔井は古第三系~白亜系中で仕上げられていると判断される。

b-2) D-D'断面(第10図)

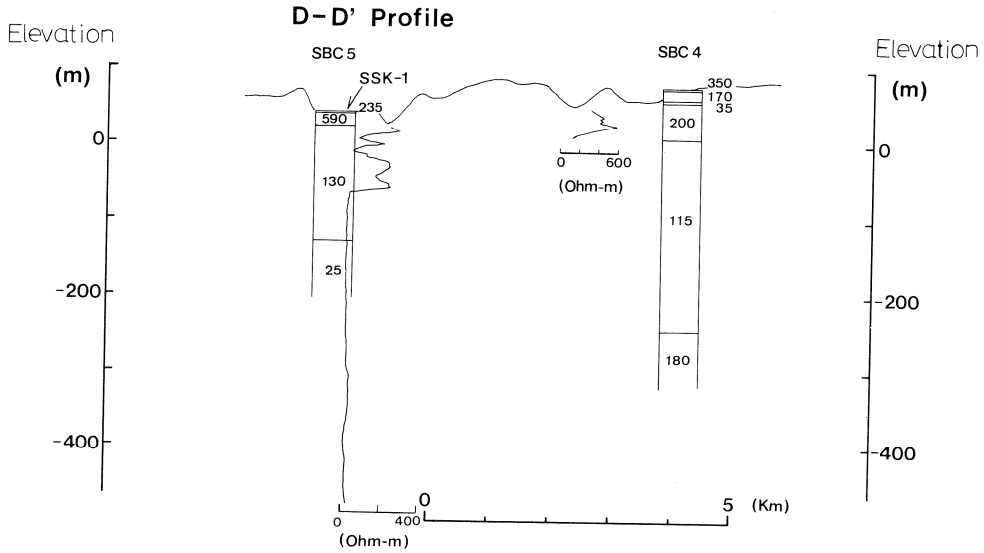
SBC4は、比抵抗値35ohm-mの薄層を除けば浅部から深部まで112~350ohm-mの比抵抗値をしめす。この比抵抗値だけから直接地層を特定できないが、周囲の地質構造からみて比較的浅い深度で古第三系に達すると推定される(第3図)。SBC5においては、-22mまで比抵抗値235~590ohm-mをしめすことから、第四系に対比して良いと判断される。-22~130m間は130ohm-mで古第三系の浦幌層群に、それ以深は25ohm-mで白亜系に対比される。

c) 根釧堆積盆地の比抵抗構造

小原ほか(1977)により中標津から厚床にかけて実施された電気探査においても、これまでののべた調査結果と同様の結果がえられている。このことから、根釧堆積盆地内では、浅部(500m以浅)においてNE-SW方向に類似した地質構造を呈していることが明らかである。

今回実施した電気探査では、堆積盆地の中心部におけるシケレベンベツ層下部層(鮮新統)から夕映川層(中新統)にかけては、比抵抗値が低く(数ohm-m)かつ深度の増加につれて徐々に低下することが明らかになった。このため、シケレベンベツ層と夕映川層の境界面深度を把握することは、極めて困難と判断される。シケレベンベツ層以深において、比抵抗値が数100ohm-mから数ohm-mオーダまで深度とともに低下する要因は、WSB-1(標茶町泉源)の比抵抗検層の解析結果からみて、地層水の溶存成分濃度の増加が大きいと推定される。

一方、歌田ほか(1984)は、北海道東部地域を対象にELF-VLF-MT法による地殻比抵抗を観測している(第11図)。第12図に、各観測点での3層構造解析結果の代表例をしめた。太平洋側の測点(ATK, AKS, OTA, KMS)では、表層から10km程度の深さまで10~100ohm-mのほぼ同一の比抵抗層からなる比抵抗構造をしめす。一方、



第10図 D-D' 断面比抵抗解析結果
Fig. 10 The resistivity structure of D-D' profile.

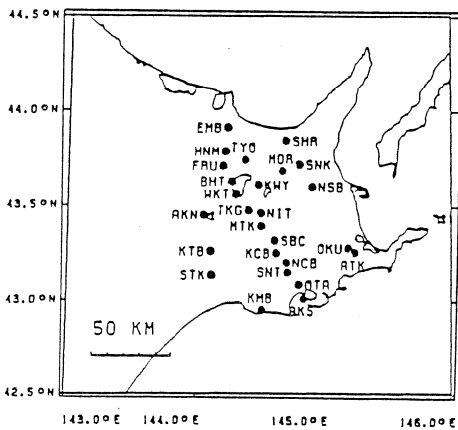
その北側の堆積盆地内の測点 (OKU, NSB, SNT~NIT, STK, KTBなど) では、表層から数100mまでは数100ohm-mの高比抵抗層、それ以深では10ohm-m前後の低比抵抗層からなる比抵抗構造をしめす。堆積盆地内では、東西方向によく似た比抵抗構造が発達することが明らかである。堆積盆地内では、NCB→KCB→SBCと移動 (北方に向かって) するにしたがい、低比抵抗層 (シケ

レベンベツ層下部層~夕映川層に相当) の上面深度は次第に深くなることが明らかである。この点は、今回実施した電気探査 (シュランベルジャー法) 結果と矛盾しない。また、ELF-VLF-MT法においても、堆積盆地内の低比抵抗層の下位にくると推定される中~高比抵抗層 (イクルシベ層・古第三系~白亜系) はとらえられていない。

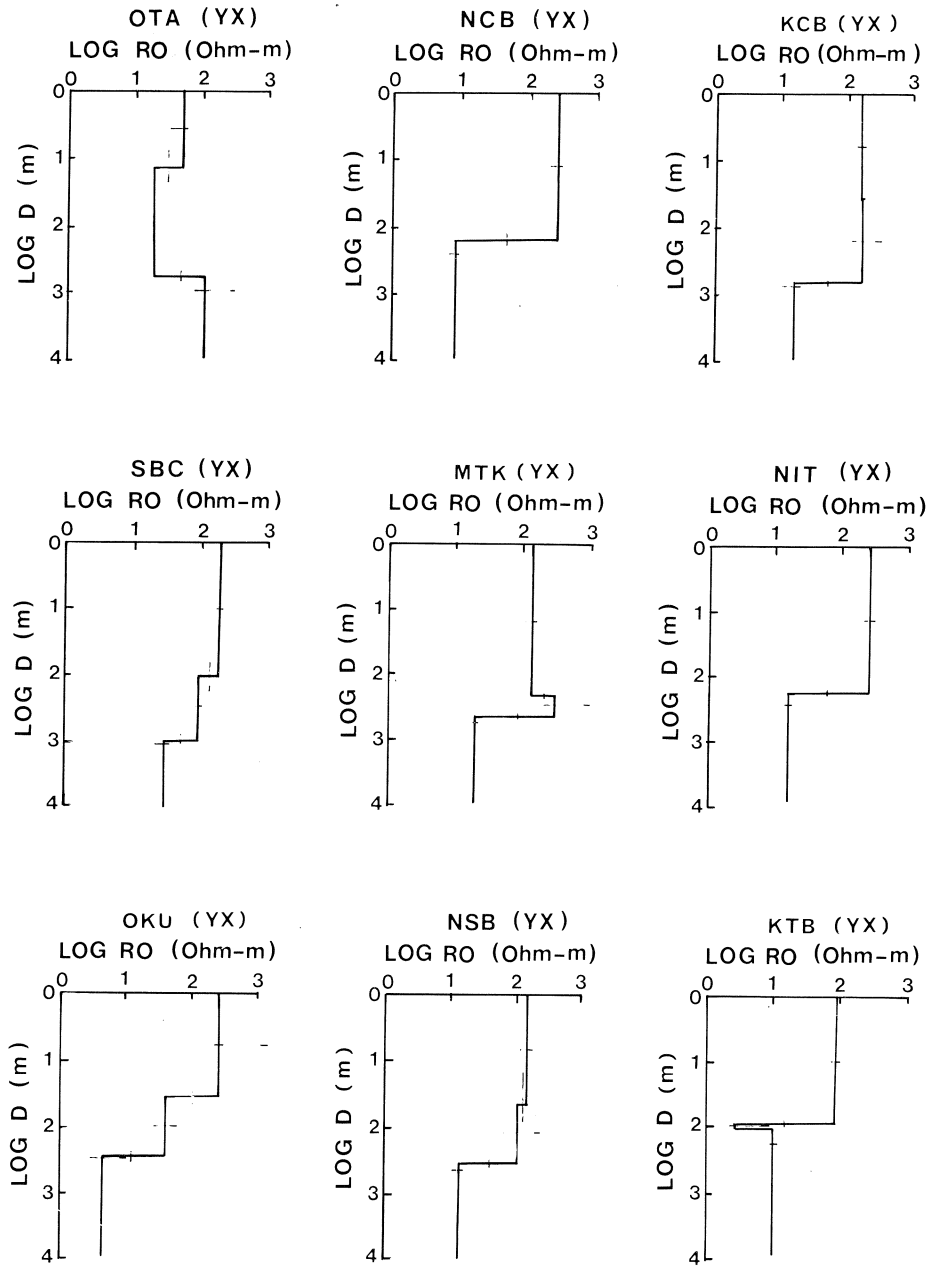
IV-3. 根釧堆積盆地の地下構造

低重力異常域としてとらえられる根釧堆積盆地内における重力および電気比抵抗の解析から、以下の点が明らかにされた。

- 1) 白亜系・古第三系および新第三系中新統中部 (イクルシベ層) を重力基盤とした場合、重力基盤の上面深度は大部分が深度2,000mをこえる (最大深度3,000m)。したがって、新第三紀後期以降の堆積物の厚さは、大部分の地域で2,000mを越えるもの推定される。
- 2) 新第三系鮮統以降の地層層厚は、800~1,300mと推定される。
- 3) 今回重力解析したNW-SE方向の2断面から、新第三系中新統後期以降の地層層厚が2,000mを越える範囲は、幅34km程度となる。NE-SW方向については、従来の重力図 (亀谷ほか, 1964, 森, 1966) からみて89km程度と推定される。



第11図 ELF-VLF-MT法の観測点分布 (歌田ほか, 1984)
Fig. 11 ELF-VLF-MT survey stations (Utada et al., 1984).



第12図 3層構層モデル 細線は誤差範囲をしめす (歌田ほか, 1984に一部加筆)

Fig. 12 Three layer structure model of resistivity (Utada et al., 1984).

V. 根釧堆積盆地の地下温度

根釧堆積盆地には数多くの温泉ボーリングがなされている。しかし、地下温度が測定されている孔井は極めて少ない。堆積盆地全体の地下温度分布の解明については、今後のデータの集積が必要である。

第13図に、温度検層がなされている孔井の深度—地温分布曲線をしめした。地温曲線は、検層温度のうち泥水循環停止後、長時間のものを結んで作成している。本地域の地温曲線は、ほぼ直線的に上昇する伝導卓越型（大久保ほか、1983）の特徴が顕著である。堆積盆地内には火山など特殊熱源が浅く存在する条件はなく、基盤岩類からの伝導的な熱輸送が主体となっていると判断される。したがって、この地温上昇パターンは堆積盆地全体に共通したものとみなしてよいと判断される。しかし、鶴居村泉源では深部の地温は他地域と大差ないが、浅部の地温は他に比べて低い。当孔井は鮮新統—更新統の地層が厚く発達する地点に掘さくされており（第5図）、浅部では地下水により冷やされる条件にあることが推定される。この泉源の温度パターンは、むしろ大久保ほか（1983）の地下水下降流型の温度パターンに近い。

C'ゾーン（第3図）に位置する白糠町泉源は、3℃/100m以下の低い地温勾配をしめすが、堆積盆地内の孔井は約4～5.4℃/100mの地温勾配（地表面温度を5℃と仮定）をしめしている。第13図には、（前）弟子屈ボーリング（私信）による標津市街および尾岱沼市街における留点温度分布を併せしめした。標津市街の地下温度は他地域と大差ないが、尾岱沼市街ではかなりの高温が報告されている。この点については、今後の温度データの集積が望まれる。

小原ほか（1973）は、標茶市街～五十石～糖路、知安別～下知安別の標茶町南部地域に浅部高温地下水が存在することを報告している。同様に、別海町西別東方にも浅部地下水の温度の高い地域が知られている（小原ほか、1976）。これらの高温地下水が根釧堆積盆地の南半部に集中していることが注目される。しかし、これらの地域から深部ボーリングで得られた熱水の泉温は、他の地域と大差ない。これらの高温地下水の成因については地層の熱伝導率・化学組成などを考慮した検討が必要であろう。

第14図に、根釧堆積盆地における温泉ボーリング井の湧出温度と掘さく深度およびストレーナ上限深度の関係をしめした。大部分の孔井は、掘さく深度

1,000～1,400m、ストレーナ上限深度600～900mの範囲にプロットされる。地域的には中標津地区で掘さく深度・ストレーナ上限深度ともやや深く（1,350～1,530m、820～850m）なっているが、他の地域では掘さく深度1,000～1,200m、ストレーナ上限深度550～700mが大部分である（第2表）。一方、湧出温度は、標茶町泉源および尾岱沼地区で50℃を越える以外は、40～50℃の範囲に集中している。当地域の湧出量が比較的豊富なことから、おそらく大部分は地温45～50℃程度の深度から採湯されていると推定される。

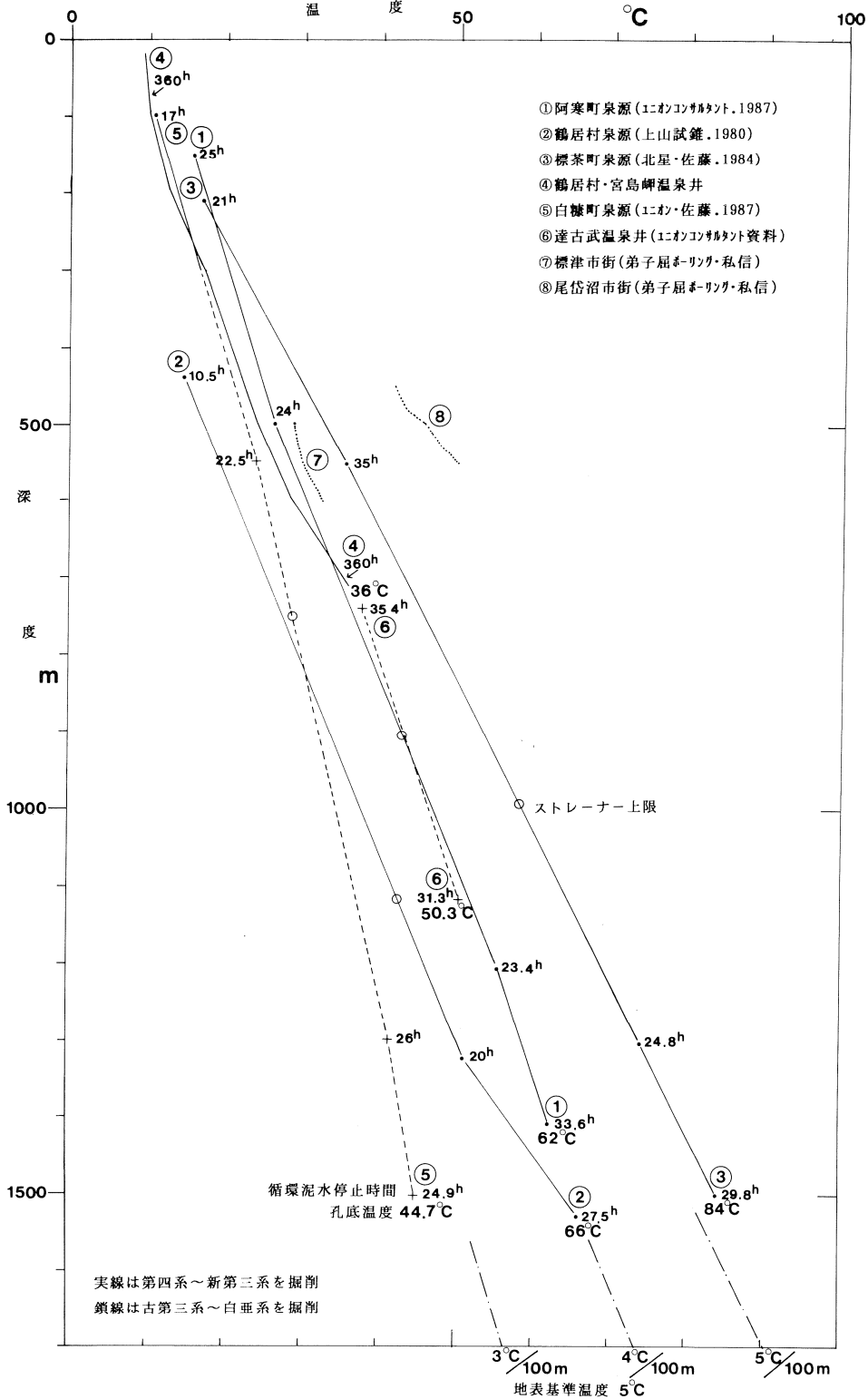
当地域の地下温度分布の目安として、検層温度からの地温勾配（4～5.4℃/100m）の中間値4.7℃/100mをとると、深度500mで地温28.5℃、1,000mで52℃、1,500mで75.5℃となる。すなわち、地温40℃は深度745m、50℃は957mに相当する。

VI. 根釧堆積盆地の熱水組成

根釧堆積盆地下に胚胎する熱水は、pH=7.7～9.3の弱アルカリ～アルカリ性熱水である。泉温40℃以上の熱水は、T.S.M（全固形物量）、1,472～11,360 mg/lの範囲にあり、大部分は3,000mg/l以上の高濃度塩水である。ただし、標茶市街付近には、T.S.M、393～750mg/lの比較的低濃度塩水が存在する。一方、泉温40℃以下の熱水は、T.S.M、171～368 mg/lの低濃度塩水である（第5表）。これら低温の熱水は、深度500m以浅のボーリング井から湧出しており、小原ほか（1973、1976）が指摘している高温地下水の深部延長部に相当する。

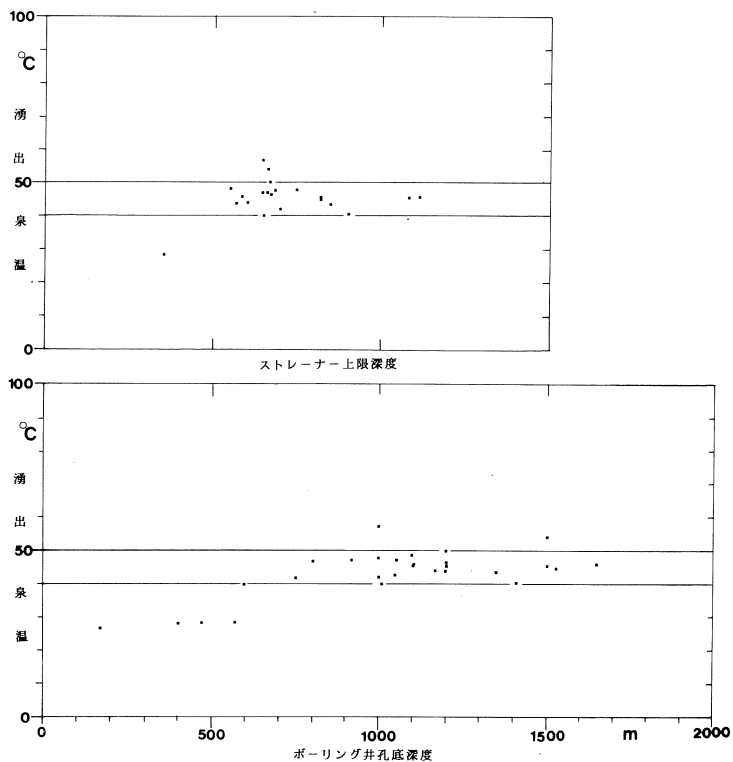
第15図に、主要イオンの三角図をしめした。高濃度塩水（T.S.M、1,000ng/l以上）はNa-Clタイプであり、低濃度塩水（T.S.M、500mg/l以上）はNa-HCO₃タイプに属することが明らかである。標茶市街の1泉源（T.S.M、750mg/l、富士温泉）はNa-Cl・HCO₃タイプであり、両者の中間にプロットされる。このように、主要陽イオン組成は大差がないが、陰イオン組成は、T.S.Mの低下につれてClの頂点付近からΣCO₂の頂点に向かって変化する。

第15図には、古第三系～白亜系から湧出する3泉源（CおよびC'ゾーン、第3図以下同様に使用する）の熱水組成もあわせしめした。これらの熱水の陰イオン組成は根釧堆積盆地の高濃度塩水組成と大差ないが、陽イオン組成はよりCaイオンに富んだ位置にプロットされる。これらの熱水は、T.S.M、



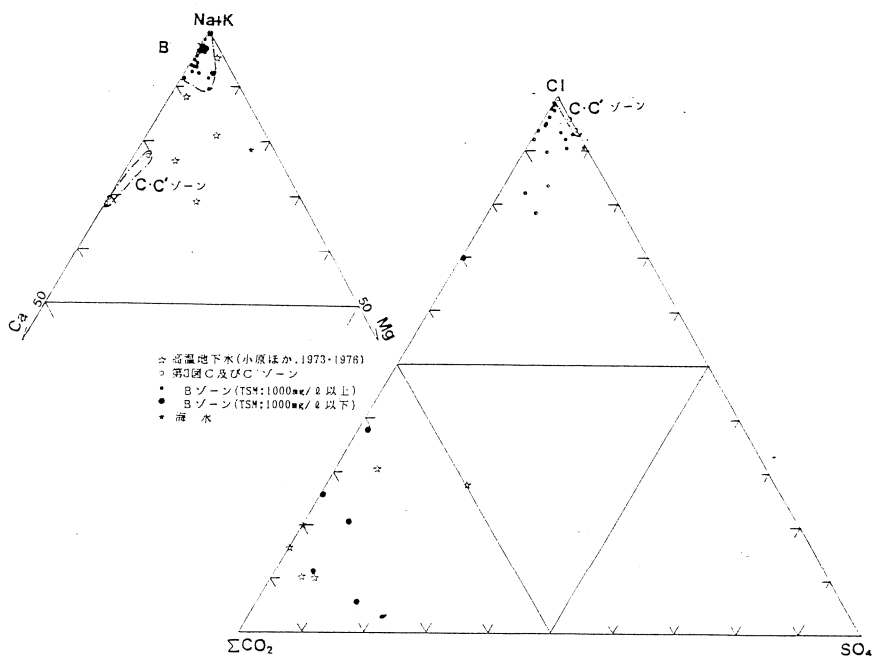
第13図 根釧地域のボーリング井の地下温度分布

Fig. 13 Underground temperatures of thermal wells in Kosen district.



第14図 ボーリング井の孔底深度およびストレーナ上限深度と湧出温度の関係

Fig. 14 Relationship between discharge temperature and depth of botom hole and strainer head.



第15図 主要母イオンの三角図

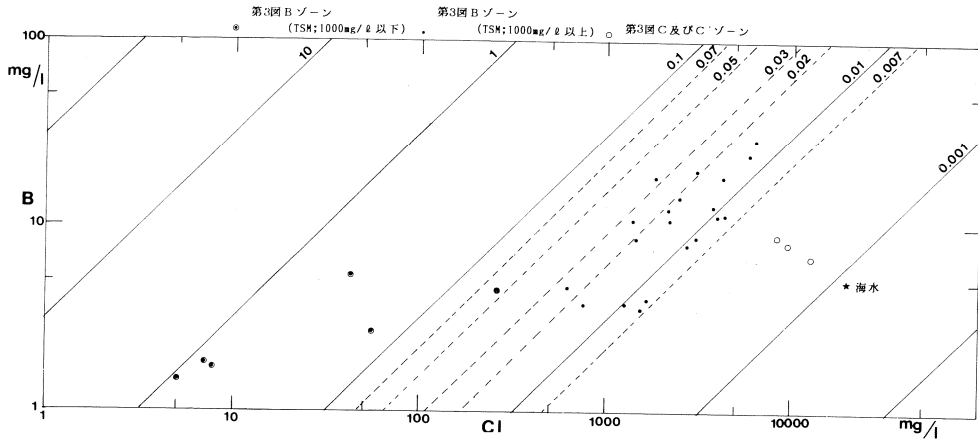
Fig. 15 Triangular diagram of major cations and anions for thermal waters.

第5表 根釧地域の
Table. 5 Chemical composition of thermal

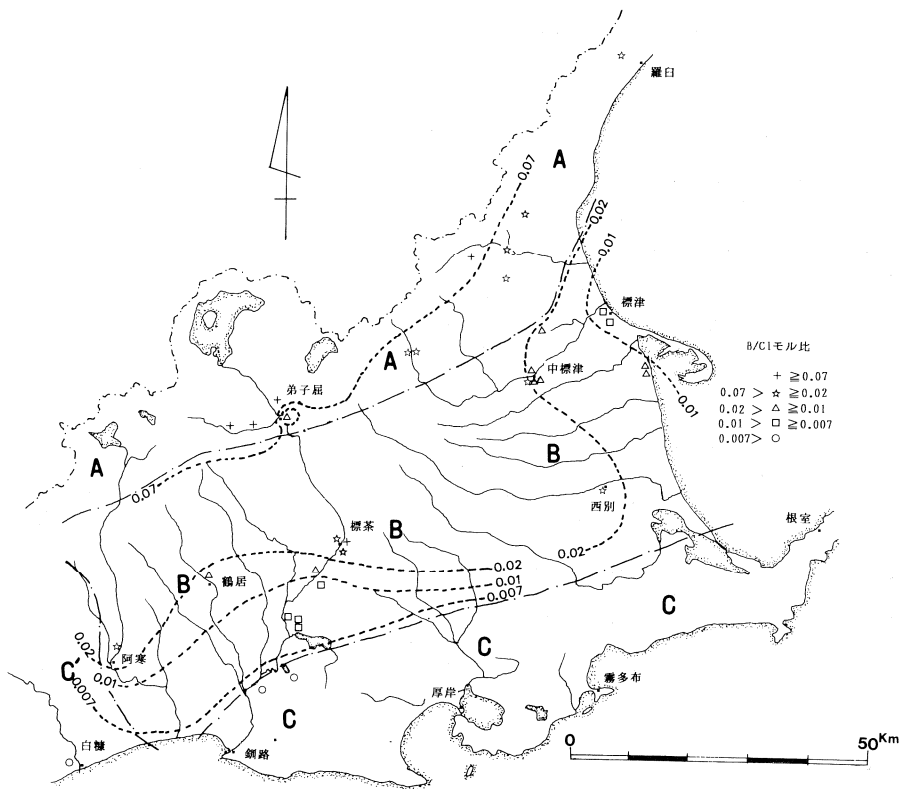
泉源名	泉温 (°C)	pH	TSM (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	T.Fe (mg/l)	Cl (mg/l)
阿寒町泉源	40.5	8.2	3,641	39.2	5.2	1,323	39.7	0.19	1,794
鶴居村泉源	46.6	8.4	4,140	58.9	4.5	1,471	43.0	0.13	2,279
千葉一心堂	44.1	8.9	393	0.2	0.0	106.8	2.4	0.00	56.3
ルルラン富士温泉	46.4	8.6	750	5.2	0.4	235.8	6.9	0.02	263.8
標茶町泉源	54.1	8.4	3,448	45.0	3.3	1,168	35.6	0.03	1,854.3
やすらぎ処望郷苑	47.8	8.5	4,657	90.5	0.7	1,539	53.7	0.06	2,517
道東養殖	28.5	8.7	171	1.0	0.9	34.7	1.0	0.06	7.8
植田信広	47.2	8.0	5,454	59.9	10.0	1,908	64.8	0.40	3,062
村岸全 (1)	39.7	9.1	368	0.2	tr	83.3	2.2	0.00	43.9
村岸全 (3)	47.2	7.9	7,034	124.8	85.9	2,532	85.9	0.06	4,133
標茶町いこいの家	45.8	7.9	8,085	117.2	16.7	2,660	104.1	0.16	4,460
辻谷ボーリング井	26.7	9.1	195	0.7	0.2	39.0	0.9	0.00	5.0
辻谷1号井	42.4	8.7	3,035	51.2	13.1	1,012	43.4	0.06	1,567
浅田正勝	41.7	8.3	2,302	21.6	1.7	791	26.0	0.04	1,249
丸栄温泉	44.9	8.9	1,472	11.6	1.0	474.0	11.5	0.04	624.0
加藤忠男	43.6	8.4	2,880	37.3	22.6	933	30.9	0.03	1,454
鎌重産業	45.6	8.3	4,266	48.0	2.7	1,452	28.2	0.04	2,184
中標津温泉	48.2	8.6	1,694	8.2	0.2	589.6	10.8	0.02	779.7
及川庄悦	42.1	7.7	7,001	143.1	12.0	2,409	64.9	0.04	3,764
標津温泉	48.4	8.3	5,024	89.7	14.6	1,744	56.1	0.06	2,753
楠恵美	40.0	8.4	3,269	88.8	4.4	1,072	31.1	0.03	1,688
辻口商店 (1)	57.2	8.0	11,360	253.9	25.7	3,830	149.1	0.25	6,474
辻口商店 (2)	28.4	9.3	214	1.6	0.1	45.9	1.0	0.04	7.1
戸田商店	54.0	7.8	10,552	222.9	9.1	3,590	127.6	0.03	6,027
民宿トドワラ	52.4	8.0	7,184	120.8	11.0	2,393	82.8	0.05	4,225
西別清乃湯	41.5	7.7	5,729	50.9	12.1	2,061	61.1	0.84	3,106
達古部温泉	42.6	8.4	22,830	2,397	9.4	5,692	54.3	5.3	12,514
岩保木温泉	39.6	8.3	17,440	1,743	11.7	4,520	39.3	0.2	9,761
白糠町泉源	26.2	7.8	14,649	991	66.7	4,280	19.3	5.19	8,562

温泉水の化学組織
waters in Konsen district.

HCO ₃ (mg/l)	CO ₃ (mg/l)	SO ₃ (mg/l)	F (mg/l)	HBO ₂ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	FCO ₂ (mg/l)	H ₂ S (mg/l)	備 考	テ ー タ
483.1	16.7	114.3	1.67	20.3	120.1	=	=	極微淡黄褐色	道地下資源
153.1	9.9	28.8	5.17	43.0	140.2	=	0.31	極微淡黄褐色	道地下資源
184.2	0.2	2.1	8.05	11.0	100.2	=	=	黄褐色	道地下資源
169.0	11.4	1.7	4.98	18.7	119.8	=	0.20	褐色	道地下資源
119.6	15.2	19.1	4.73	73.8	130.9	=	0.09		道地下資源
121.4	10.2	13.8	3.80	58.0	118.0	=	0.00	極微淡黄褐色	道地下資源
83.0	8.4	5.5	0.45	6.9	69.4	=	0.00	極微淡黄褐色	道地下資源
116.5	2.8	0.0	1.62	35.6	121.7	=	0.00	極微淡黄褐色	道地下資源
162.9	25.4	0.0	5.00	22.3	141.1	=	0.00	淡黄褐色	道地下資源
147.8	=	10.6	1.2	45.6	122.6	=	0.00		道 衛 研
139.1	3.7	0.0	1.07	46.8	119.9	=	0.00		道地下資源
86.6	14.6	18.3	0.32	6.0	81.2	=	tr	淡黄褐色	道地下資源
176.9	12.9	79.0	1.63	14.5	107.9	=	0.21		道地下資源
165.9	6.5	0.0	2.14	15.5	116.6	=	0.00	微淡黄褐色	道地下資源
157.4	15.3	86.0	2.40	19.1	144.1	=	3.58		道地下資源
76.9	6.9	141.4	1.58	35.6	29.9	=	0.03		道地下資源
87.8	6.0	176.3	2.48	51.1	132.8	=	0.00		道地下資源
115.2	18.7	88.3	3.4	15.3	118.3	=	0.00		道 衛 研
67.7	=	328.8	1.91	51.7	91.5	5.0	=		道地下資源
129.3	5.3	154.7	2.46	32.1	125.3	=	0.00		道地下資源
190.3	0.8	0.9	0.96	17.1	134.4	=	=		道地下資源
131.8	=	23.2	0.81	117.8	135.4	17.8	0.03		道地下資源
22.1	36.1	6.4	0.3	7.3	90.8	=	0.00		道 衛 研
98.8	=	13.6	1.75	97.7	129.7	5.3	=		道地下資源
121.4	5.4	68.7	3.13	72.3	128.4	=	0.00		道地下資源
486.8	=	3.1	0.47	78.9	117.2	21.1	=	極微淡黄褐色	道地下資源
13.9	10.7	1,096	0.7	28.1	33.0	=	0.00		道 衛 研
17.7	7.8	560.7	0.8	32.9	23.8	=	0.00		道 衛 研
74.4	=	4.5	0.66	36.4	14.8	5.7	=	淡茶色	道地下資源



第17図 Cl (塩素) 濃度と B (ホウ素) 濃度の関係
 Fig. 17 Relationship between Cl and B concentrations for thermal waters.



第18図 B/Cl モル比の水平分布
 Fig. 18 Distribution of the molecular rate of B/Cl.

モル比の減少は、このことを裏づけていると考えられる。

このように、当地域の熱水は、基本的に過去の海

水と天水の混合系として理解すべきであろう。しかし、第6表に示したように、当地域の Br/Cl モル比は海水および油田塩水の値に類似するものが大部

第6表 温泉水のCl(塩素)・Br(臭素)およびI(ヨウ素)濃度

Table. 6 Cl, Br and I concentrations of thermal waters.

泉源名	Cl (mg/l)	Br (mg/l)	I (mg/l)	Br/Cl (モル比)	I/Cl (モル比)	データ
中標津	丸栄温泉	624.0	2.7	0.08	1.92×10^{-3}	3.58×10^{-5}
	鎌重産業	2,184	9.5	0.10	1.93×10^{-3}	1.27×10^{-5}
	加藤忠男	1,454	3.7	0.10	1.13×10^{-3}	1.92×10^{-5}
尾岱沼	辻口商店1	6,474	23.2	0.90	1.59×10^{-3}	3.88×10^{-5}
達古部	達古部温泉	12,514	40.5	2.6	1.43×10^{-3}	5.80×10^{-5}
岩保木	岩保木温泉	9,761	9.6	3.0	0.44×10^{-3}	8.58×10^{-5}
海水					1.51×10^{-3}	7.3×10^{-7}
油田塩水					$0.9 \sim 3.5$ $\times 10^{-3}$	$0.6 \sim 2.0$ $\times 10^{-3}$

第7表 温泉付随ガス組成

Table. 7 Composition of incidental gass for thermal waters.

	O ₂	Ar	CO ₂	CH ₄	CnHm	N ₂ etc	H ₂ S	H ₂
阿寒町泉源	0.16	1.39	0.22	1.26	0.00	96.97	=	=
やすらぎ処望郷苑	0.18	1.36	0.13	0.84	0.00	97.49	0.000	=
標茶町泉源	0.09	1.16	0.03	3.82	0.00	94.43	=	0.017
村岸全(1)	0.00	1.50	0.05	5.85	0.00	92.60	0.000	=
標茶いこいの家	0.07	1.36	0.53	5.40	0.00	92.64	0.000	=
シラルトロ辻谷守	0.11	1.33	0.04	0.00	0.00	98.52	0.000	=
浅田正勝	0.05	1.46	0.67	4.23	0.00	93.59	0.000	=
戸田旅館	0.04	0.87	0.10	58.91	0.10	39.98	=	=
民宿トドワラ	0.76	1.30	0.07	7.42	0.00	90.45	=	=
西別清乃湯	0.09	0.51	0.81	79.96	0.04	19.59	=	=
白糖町泉源	0.14	0.16	0.04	95.50	0.12	4.04	=	=

温泉水付随・遊離ガスの分析値 (Vol%)

分であるが、I/Cl モル比は海水と油田塩水の間接値をしめしている。なお、Br(臭素)およびI(ヨウ素)濃度は、共水性ガス鉱床の付随水(福田, 1979)に比べはるかに低濃度である。

第7表に、温泉水に付随する遊離ガス組成をしめた。C'ゾーンに位置する白糖町泉源はCH₄(メタン)ガスを主体としている。一方、根釧堆積盆地の付随ガスは大部分がN₂(窒素)ガスを主体としているが、西別および尾岱沼(戸田旅館)ではCH₄ガスを主体とする孔井が存在する。当地域では、CO₂ガスが極めて少ない(1%以下)ことが特徴である。福田(1979)は、古第三系に由来する同源の共水性ガスはCH₄を主成分とし、副成分として大量のN₂を伴うことがあるという特徴をもっていることを指摘している。本地域のCH₄ガスについては、古第三系~白亜系に由来するかもしれない。しかし、N₂の起源については不明である。少ないデータではあるが、CゾーンからAゾーンにかけてCH₄ガス主体か

らN₂ガス主体に変化する傾向がうかがわれる。

以上のように、当堆積盆地内の熱水組成は、広範囲に共通した特徴を有しているといえる。

VII. 根釧堆積盆地の熱水産出能力

これまで根釧堆積盆地の温泉分布・地下構造・地下温度および熱水組成についてのべた。当地域においては、いわゆる深層熱水資源の賦存条件が広範囲に成立しているとみなされる。深層熱水は水平的な貯留層として、地層の孔隙に胚胎するのが一般的である。

根釧堆積盆地では、堆積盆を構成する岩石(地層)の孔隙率および透水係数に関するデータは皆無に近い。しかし、これまでの地下水・温泉開発の進展状況および今回の調査結果からみて、新第三系中新統後期から第四系にかけて高い孔隙率を有する地層が、厚くかつ広範囲に堆積していることは明らかで

ある。堆積盆地内では孔隙率（絶対孔隙率）と深度の関係が指数関数的に変化することが、経験的（Athy, 1930 ; Hedberg, 1936など）にも理論的（Nagumo, 1965）にも知られている。

すなわち、ある深度 D における孔隙率 n は、

$$n = n_0 e^{-cD} \quad (1)$$

となる。ここで、 n_0 は地表における孔隙率(原始孔隙率)、 c は定数である。

根釧堆積盆地においても、圧密のステージの違いはあるにせよ、大局的には他の堆積盆地と同様に圧密が進行していると考えて良いであろう。前にのべたように、当堆積盆地内では孔隙率に関するデータが全く無いことから、堆積盆に隣接する弟子屈地域

の孔隙率データ（絶対孔隙率）を使用する。

新エネルギー総合開発機構（1985）によるボーリングコア物性試験結果のうち、夕映川層相当層の泥岩・シルト質凝灰岩などの泥質岩を除いた砂質～礫質凝灰岩（85サンプル）を抽出し、深度対孔隙率（対数）と深度の関係をプロットしたのが第19図である。データにはバラツキはあるものの、孔隙率の深度依存性は明らかに認められる。いま、プロットされた値にたいして最小2乗法的に直線を引き、(1)式を用いて圧密曲線を求めると、次式のようになる。

$$n = 0.5 e^{-0.60D} \quad (2)$$

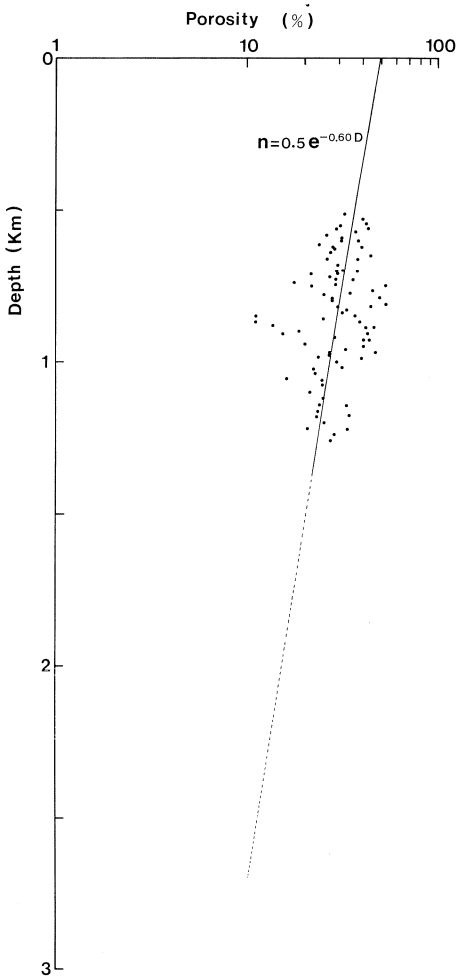
(D : km)

ここで、堆積直後の地表での原始孔隙率 n_0 は50%を用いている（井波・星野, 1974）。現状から非常に大雑把にならざるを得ないが、(2)式を使用することによって、任意の深度における砂質岩（層）の孔隙率を推定しえることとなる。井波・星野（1974）によると、砂質岩は孔隙率がおおよそ15%以下になると力学的に弾性的性質が非常に強くなり、物性的に固体（物性的な変換点）とみなされるようになる。つまり、孔隙率が約15～20%の間で圧密機構が変化することとなる。したがって、浅部の圧密曲線を深部（孔隙率が15%以下となる約2,000m以深）まで外挿することは、多少問題があると考えられる。なお、砂質岩の場合は、泥質岩と異なり絶対孔隙率が有効孔隙率にほぼ等しいと考えて良いであろう。

夕映川層の下位に位置する中新統イクルシベ層は、ボーリングコアの物性試験結果では平均孔隙率は4.0%である（新エネルギー総合開発機構, 1985）。したがって、本層は古第三紀～白亜紀層（孔隙率としては10%以下と推定される）と同様に不透水性基盤とみなして良いと判断される。ただし、裂か網によって構成される貯留層が形成される可能性は否定されない。弟子屈市街や達古武の温泉はこのタイプとみなして良いであろう。

一方、透水性については、先にのべた孔隙率（有効孔隙率）と正の相関があるとされている。しかし、必ずしも一義的に決まるものではなく、岩石の種類あるいはその岩石が堆積した時代によって様々に変化する。

現在まで根釧堆積盆地内で深層熱水の開発に伴って、揚湯試験などの透水性に関連した試験が実施されているのはわずか4孔井にすぎない。このうち、深層熱水のターゲットと考えられる新第三系鮮新統から中新統後期の地層内で仕上げられているのは3孔井である。第8表に、新エネルギー総合開発機構



第19図 深度と孔隙率の関係 (D : km)

Fig. 19 Relationship of depth versus porosity.

第8表 温泉開発井および地熱調査井の水力定数

Table. 8 Hydraulic coefficients of thermal wells and geothermal reserch wells.

	透水量 係 数 (cm^2/sec)	透水係数 (cm/sec)	開 発 対 象 層	開 発 深 度	トータル ストレナ ー長 (m)	
WSB-1	4.4×10^{-1}	1.0×10^{-5}	夕 映 川 層	995m以深	440	標茶町泉源 (1984)
WTR-1	2.7	5.5×10^{-5}	阿寒層群・厚内累層	1,116.5m以深	495	鶴居村泉源 (1980)
WAK-1	2.0	4.5×10^{-5}	厚 内 累 層	904.4m以深	440	阿寒町泉源 (1988)
WSN-1	9.6×10^{-3}	1.7×10^{-7}	古第三系・白亜系	750m以深	550	白糠町泉源 (1987)
TS-1	6.1×10^{-1}	2.9×10^{-5}	夕 映 川 層	793.5m以深	203.5	NEDO (1985)
TS-4	5.1×10^{-2}	2.3×10^{-6}	夕 映 川 層	779.3m以深	218	NEDO (1985)
TS-6	1.9×10^{-2}	9.7×10^{-7}	イ ク ル シ ベ 層	1,190m以深	200	NEDO (1985)

NEDO (1985) によれば、イクルシベ層の平均的な透水係数は 10^{-7} オーダーである。

(1985) の孔井データの一部を加えた各孔井の水力定数をしめした。

中新統後期の厚内累層および夕映川層はほぼ 10^{-5} cm/sec オーダの値をしめす。これに対し、中新統前～中期のイクルシベ層および古第三系～白亜系の地層は 10^{-7} cm/sec オーダと、前者に比べ100分の1程度の透水性しかもたないことがわかる。実際には、各孔井ともストレナ設置区間は200～495mと非常に長い。ところで、厚内累層および夕映川層中にはかなりの泥質層が含まれている(第5図)。仮にストレナ設置区間のうち1/2程度が泥質層とすると、厚内累層および夕映川層の透水係数は 10^{-4} cm/sec オーダとなる。

第20図に、堆積盆地内で掘さくされた3孔井(WSB-1, WTR-1, WAK-1, 第6図)と盆地外で掘さくされた1孔井(WSN-1, 白糠町泉源)の湧出量と動水位の関係をしめした。盆地内で掘さくされた3孔井については、開発対象層が下位の層準になるにしたがい比湧出量が減少する傾向をしめす($9 \text{ l/min/m} \rightarrow 3 \text{ l/min/m}$)。WSN-1(白糠町泉源)は古第三系の地層が開発対象となっているが、湧出特性は 0.13 l/min/m と非常に悪いことが明らかである。

これまでのべた盆地内の3孔井のストレナ位置は、いずれも盆地内で開発されている大多数の孔井の開発対象層に対し下位の層準に設置されている。したがって、湧出特性(透水性)は他の孔井に比べて悪いと推定される。現実には、第2表をみると同じ地域でも開発対象層(ストレナ深度が目安を与える)の浅い孔井は、深い孔井に比べて湧出特性の良いたことがうかがわれる。つまり、堆積盆地内の同一地域における孔井を比較した場合、深度の増加とともに地層の透水性が低下することが推定される。こ

のことは、深度の増加に伴う孔隙率の減少と整合的である。

小原ほか(1975)によると、鮮新統幾品層上部の比湧出量(平均値)は 55 l/min/m 、透水係数(平均値)は $8.7 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ (ただし、ストレナ長は20m程度)である。幾品層はシケレベンベツ層に対比されることから、シケレベンベツ層上部層もほぼ同程度の透水性をもつと考えられる。透水性が深度にたいして連続的に変化するとすれば、深層熱水貯留層として最もポテンシャルが高いと推定されるシケレベンベツ層から夕映川層にかけては、おそらく比湧出量にして 10^1 l/min/m オーダ、透水係数として 10^{-3} cm/sec オーダの値をもつであろう。なお、堆積盆地内では、イクルシベ層および古第三系～白亜系の地層は不透水性基盤とみなして良いであろう。

VIII. 根釧堆積盆地の熱水埋蔵量および埋蔵熱量

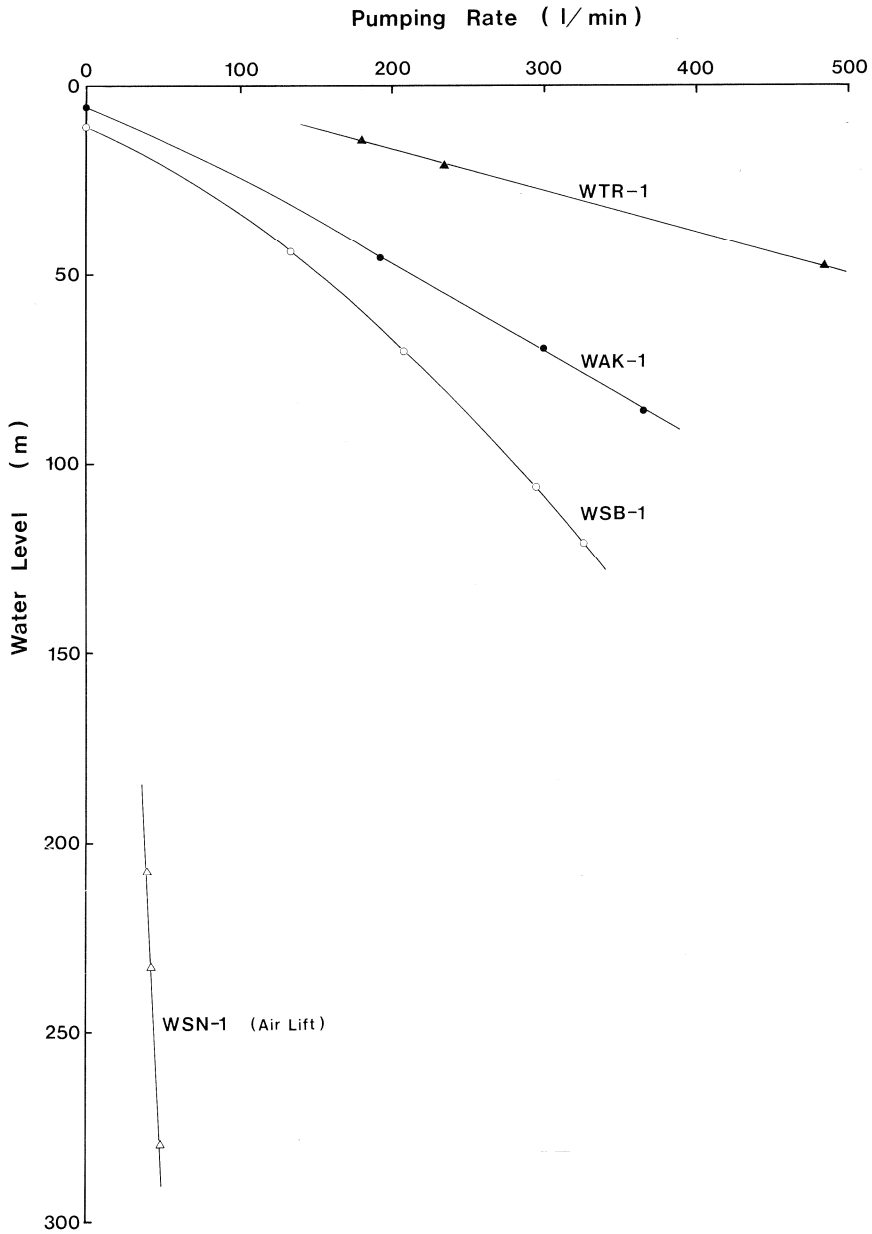
先に、根釧堆積盆地の熱水産出能力について検討した。ここでは、その検討結果をもとに熱水埋蔵量および埋蔵熱量について検討する。いわゆる深層熱水資源については、石油・天然ガス資源との多くの共通性が指摘されており、資源量の評価も石油・天然ガスで用いられている方法をもとに検討されてきた(金子・安藤, 1980; 科学技術庁資源調査会, 1980)。

石油・天然ガスの鉱量計算に関する J I S 規格(日本工業標準調査会, 1975)では、埋蔵量の計算方法として、1) 容積法、2) 物質収支法、3) 減退曲線法がしめされている。これらは1) から3) の順に必要なデータが多く、したがって開発が進展するにつれて順に利用可能となる。容積法は、結果の精粗は別として、探査段階の初期から開発段階を通

じて用いられる方法で、上記した論文でも適用されてきた。データの少ない根釧堆積盆地においても、容積法をもとに検討することが妥当であろう。

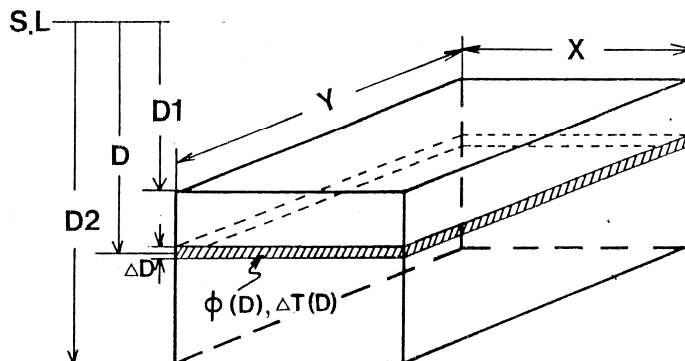
現在、深層熱水の埋蔵量に対する明確な定義はなされていない。本報告では、便宜的に埋蔵量として以下の4つを定義する。

- a) 原始埋蔵量
熱水貯留層内の孔隙（有効孔隙）中に含まれる移動可能な総熱水量
- b) 原始埋蔵熱量
貯留層内で移動可能な熱水が待つ総熱量



第20図 温泉開発井の揚湯量と動水位の関係

Fig. 20 Relationship of pumping rate versus water level each thermal well.



第21図 熱水貯留層モデル

Fig. 21 The reservoir model of thermal water.

c) 可採埋蔵量

実際に採取可能な総熱水量

d) 可採埋蔵熱量

実際に採取可能な総熱量

以下、容積法をもとに根釧堆積盆地における原始埋蔵量および原始埋蔵熱量を検討する。

いま、熱水貯留層を最も単純な直方体(第21図)と仮定する。深度Dにおいて、厚さΔDの地層が持つ孔隙容積dvは次式で表される。

$$dv = aXY \phi(D) \Delta D \quad (3)$$

ここで、a; 熱水貯留層全体としての砂質層の含有割合

φ(D); 孔隙率

X; 貯留層の幅

Y; 貯留層の奥行

ΔD; 深度Dにおける貯留層の微小幅

直方体の場合、(3)式において深度の関数はφ(D)だけであるから、深度D1~D2間の孔隙の総容積Vは次式で表せる。

$$V = aXY \int_{D_1}^{D_2} \phi(D) dD \quad (4)$$

(4)式を使用することにより、原始埋蔵量が算出される。

次に、地下温度条件を考慮にいれた原始埋蔵熱量について検討する。原始埋蔵量と同様な考え方に基き、深度Dにおいて厚さΔDの地層が持つ孔隙容積dv中の熱水が保有する熱量dEは次式で表される。

$$dE = dv \cdot T(D) \quad (5)$$

ここで、T(D); 深度Dの地温から熱量算定基準

温度を差し引いた温度

(5)式より、貯留層全体としての原始埋蔵熱量Eは次式で求められる。

$$E = aXY \int_{D_1}^{D_2} \phi(D) \cdot T(D) dD \quad (6)$$

次に、(4)、(6)式における定数およびパラメータについてのべる。根釧堆積盆地内の熱水貯留層を単純な直方体と仮定することは、地下構造からみても、埋蔵量をオーダ的に把握するという目的からも妥当と考える。貯留層の規模は、重力異常図の低重力異常域から34km×89kmと仮定した。最小深度D1は、一般的なストレーナ上限深度や、地温勾配から30℃を越えていると推定される深度として600mとした。最大深度D2は、根釧堆積盆地では深度1,500m付近では湧出特性が低下することや、現状の熱水のポテンシャルからみたエコノミックな開発深度を考慮し1,500mとした。aは知られている孔井地質から、全体としてはほぼ50%程度が粗粒岩相と仮定した。φ(D)は(2)式で与えられる。T(D)は4.7℃/100mの地温勾配を与えた。以上について、一括して第9表にしめした。なお、埋蔵熱量の算定基準温度は10℃に設定した。

これらの定数およびパラメータを用いて、(4)、(6)式から原始埋蔵量と原始埋蔵熱量を算定すると、それぞれ3.7×10¹¹kℓと1.6×10¹⁶kcalが得られる。

現在までのデータだけから可採埋蔵量および可採埋蔵熱量の定量化は極めて難しいが、大胆に原始埋蔵量、原始埋蔵熱量の30%が採取可能(回収率, 0.30)と仮定すれば、それぞれ1.1×10¹¹kℓ, 4.8×10¹⁵kcalと算定される。

根釧地域における深層熱水資源については、地熱

第9表 各定数およびパラメーター

Table. 9 Constants and parameters of reservoir model.

X (m) [貯留層のNW-S E方向の幅]	34,000	重力異常図から決定
Y (m) [貯留層のNE-S W方向の幅]	89,000	"
D 1 (m)	600	地下温度分布, 湧出特性から決定
D 2 (m)	1,500	湧出特性, 経済的・技術的条件から決定
a	0.5	坑井地質資料から決定
$\phi(D) = 0.5e^{-0.0006D}$		地下孔隙率分布から決定
T (D) = 0.047D + 5 (°C)		地下温度分布から決定

第10表 資源評価のパラメータと評価結果

Table. 10 Parameters and the conclusion of assessment for deep geothermal water resource.

	地熱弱技術開発(株)・石油 資源開発(株) (1980)	科学技術庁・資源調査会 (1980)	本 報 告
計算面積	1,644km ²		3,026km ²
計算深度	860m~2,000m	194m~1,500m	600m~1,500m
有効孔隙率	0.30 (~1,200m) 0.20(1,200m~2,000m)	0.25	0.5e ^{-0.0006D} (本文参照)
地温勾配	4°C/100m	10°C/100m	4.7°C/100m
算出温度区分	40°C ≤ T < 80°C 80°C ≤ T < 100°C	25°C ≤ T < 42°C 42°C ≤ T	33.2°C ≤ T
原始埋蔵量* (平均温度)	40°C~80°C 269.5×10 ⁹ kℓ (60°C) 80°C~100°C 34.5×10 ⁹ kℓ (83°C) Total:3.04×10 ¹¹ kℓ		3.7×10 ¹¹ kℓ
回収率(可採埋蔵量*/ 原始埋蔵量*)	0.30	0.50	0.30
可採埋蔵量* (平均温度)	91.2×10 ⁹ kℓ	25°C~42°C 6.0×10 ⁹ kℓ (33.5°C) 42°C以上 90×10 ⁹ kℓ (91.0°C) Total:96×10 ⁹ kℓ	1.11×10 ¹¹ kℓ
可採埋蔵熱量* (10°C基準)	4.8×10 ¹⁵ kcal	7.4×10 ¹⁵ kcal	4.8×10 ¹⁵ kcal

* 本文参照

技術開発(株)・石油資源開発(株) (1980) が標茶・弟子屈地区において、科学技術庁資源調査会 (1980) が標津地区において資源評価を行っている (第1図)。前者については、弟子屈温泉を深層熱水の対象とすることには多くの疑問がある。また、標茶以南の温泉湧出地帯が計算対象に含まれていない。しかし、第1図にしめたように、両者の対象範囲はほとんど重複せず、両者を併せたものは、今回の対象範囲の大部分をカバーしている。可採埋蔵量・可採埋蔵熱量は、前者が91.2×10⁹kℓ・4.8×10¹⁵kcal、後者は96×10⁹kℓ・7.4×10¹⁵kcalと算定されている (第10表)。両者の算定結果は、算定方法・対象深度などを

異にしているため、同等に扱うことはできない。

極めて乱暴といわざるをえないが、両者の可採埋蔵量を単純に合計した1.87×10¹¹kℓは、今回算定した可採埋蔵量1.11×10¹¹kℓとオーダ的に一致する。このことから、10¹¹kℓ オーダは本地域の深層熱水資源の可採埋蔵量の一応の目安を与えるとして良いであろう。一方、可採埋蔵熱量は、両者の合計値が今回の算定値を大きく上回っている。これは、前者が弟子屈温泉の高地温地帯を含んでおり、かつ、算定深度が2,000mであることから、高温熱水が多量に見込まれていること、後者が10°C/100mの高地温勾配を採用していることによる。当地域の地殻熱流量

(北海道立地下資源調査所, 1985など) からみて, 広域的な埋蔵熱量の算定に当たっては, 弟子屈温泉などの特定の高温泉地帯の高地温勾配を不偏的に採用することは妥当でないと考えられる。

ところで, 上のべた算定値(第10表)は, 現在蓄積されていると推定される熱水量および熱量である。深層熱水資源の採取により, 大局的には周辺部から天水の補給が行われると推定される。このようにして循環的に開発し, 利用しうる量を算定するためには, 貯留層の水収支および熱収支を考慮しなければならない。しかし, 現状では, 地下の地質的データ・水理的データが極めて不足している。また, 熱水採取による地下深部における熱水移動についても殆ど解明されていない。したがって, 以下の論議は推定の域をでないと考えられるが, 一応の目安としてのべる。

開発に伴って地下では, 熱水が当堆積盆の幅約35kmを1万年間で移動する速度で周囲から補給されると仮定する。すなわち, 深層熱水資源の年間更新量は可採埋蔵量の0.01%とする。この流速は, 透水係数にあてはめると 1×10^{-5} cm/secに相当する。先にのべたように, この値は, 中新統厚内累層および夕映川層の透水係数のオーダーであり, 当地域では充分考へうる値といえる。

今回算定された可採埋蔵量(1.1×10^{11} kℓ)は, 現在根釧堆積盆地内で採取されている熱水量(5.2×10^6 kℓ/年, 温泉30℃以上の採取熱水量)の約2.1万年分に相当する。逆にいえば, 現在の年間採取熱水量は可採埋蔵量の約0.004%に相当している。このことは, 年間更新量が先に仮定した程度であれば, 採取熱水量を現在の10倍程度としても, 当地域の熱水系に大きな影響を与えないであろうことをしめしている。

一方, 可採埋蔵熱量(4.8×10^{16} kcal)は現在の年間採取熱量(0.273×10^{12} kcal/年)の約1.7万年分, すなわち可採埋蔵熱量の0.006%に相当する。先に仮定した移動速度では充分周囲の貯留岩と熱的平衡状態が保持されるものと推定される。

以上の議論からは, 当地域における深層熱水資源の開発の余地は充分残されているといえる。しかし, これらの点については, 今後の開発に伴う日常的な観測による水理的な検討が必要なことはいうまでもない。

あとがき

根釧地域の居住・生産空間の大部分を占める根釧原野下には, いわゆる深層熱水資源と呼ばれる低エンタルピー地熱資源が豊富に存在する可能性が極めて高い。この低エンタルピー地熱資源は, 地質的に新生代後期の堆積盆地(根釧堆積盆地)に胚胎しており, 約35km×90kmの範囲に 10^{11} kℓ, 10^{16} kcalオーダーの熱水が埋蔵すると算定された。これは石油に換算して1億kℓオーダーに相当する。現在, 年間に採取されている熱水量および熱量は, 先にのべた値のそれぞれ0.004%および0.006%にすぎない。これらのことから, 当地域の深層熱水資源は今後に開発の余地を充分に残しているといえる。

根釧原野においては, これまで科学的調査が充分になされなくても, 低エンタルピー地熱資源の開発利用が特定の地域において進展してきており, 地域に少なからぬ貢献をしている。当地域の地熱資源は高エンタルピー熱水は期待できないものの探査開発上低リスクで採取することができる。したがって, 当地域の熱水の開発利用においては, 資源探査上の課題よりも安定的に採取される低エンタルピー資源をいかに有効活用するかのプラン上の課題が大きいといえる。

需要側からみれば, 地熱エネルギーといえども, 石油資源に比べれば遥かに低エンタルピー資源にすぎない。したがって, 地熱エネルギー資源の活用は, 地域資源を有効に活用することによって新たな生産拠点・文化拠点の創造を産みだすことで始めて意義をもつと考えられる。このためには, 地域の資源をより正確に把握し, その活用のための知恵を生かす必要がある。

根釧地域の地域エネルギーの活用が地熱エネルギーをベースとして展開されていくであろうことは, これまでの利用実績がしめしている。なによりも重要なことは, 地域住民が地域の資源をより正確に把握し, それに立脚した資源利用のプランを描き, 地域行政側がこれを積極的に支援することである。本論がこれらの一助となれば幸いである。

参考文献

- ATHY, L. P. (1930) : Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks, A. A. P. G. Bull, 14, (1), 1-24.
- 物理探鉱技術協会 (1978) : 物理探査用語事典, 419 p.
- 地熱技術開発㈱ (1978) : 昭和52年度サンシャイン計画委託研究開発成果報告書, 広域熱構造調査法の研究, 深層地熱調査, 1-12.
- ・石油資源開発㈱ (1980) : 昭和54年度サンシャイン計画委託研究開発成果報告書, 広域熱構造調査法の研究, 深層地熱調査, 4-13.
- 第四紀総研北海道グループ (1969) : 北海道の第四系, 専報15, 日本の第四系, 18-25. 地学団体研究会.
- 福田 理 (1979a) : 共水性ガスとその鉱床 (その1), 地質ニュース, 294, 1-15.
- (1979b) : 共水性ガスとその鉱床 (その2), 地質ニュース, 296, 6-18.
- (1979c) : 共水性ガスとその鉱床 (その3), 地質ニュース, 299, 6-17.
- GHOSH, D. P. (1971a) : The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements. Geophys. Prospect. 19, 192-217.
- (1971b) : Inverse filter coefficient for the computation of apparent resistivity standard curve for a horizontally stratified earth. Geophys. Prospect. 19, 769-775.
- 萩原幸男 (1978) : 地球重力論, 242. 共立全書.
- HEDBERG, H. D. (1939) : Gravitational compaction of clays and shales, Amer. Jour. Sci, 31, 241-287.
- 北海道開発局長官房開発調査課 (1988) : 北海道開発計画調査, 熱エネルギー総合利用調査資料, 根釧地域, 224p.
- 北海道鉱業振興委員会 (1968) : 北海道の石油・天然ガスの探査と開発, 183p.
- (1979) : 北海道の石油・天然ガス資源—その探査と開発(昭和43~51年)—, 205p. 北海道商工観光部資源エネルギー課.
- 北海道立地下資源調査所 (1980a) : 北海道の地質と資源 I, 北海道の地質, 60万分の1 北海道地質図, 113p.
- (1980b) : 北海道の地熱・温泉, (D) 北海道東部, 155p.
- (1983) : 北海道の地質と資源 II, 北海道の地熱温泉資源, 54p.
- (1984) : 羅臼の地熱資源, 97p.
- (1985) : 北海道の地熱・温泉, -1985年, II 版—, 80p.
- 北海道商工観光部・㈱北海道環境保全エンジニアリングセンター (1981) : 地域エネルギー開発利用調査報告書, 259p.
- 北星・佐藤共同企業体 (1984) : 標茶町昭和59年度地熱開発利用施設整備 (ボーリング探査) 事業委託報告書, 29p.
- 星野一男・井波和夫 (1974) : 堆積盆地の強度特性とその石油地質学的意義, 石油技術協会誌, 39, (6), 366-374.
- (1977) : 物性変化からみた圧密の進行について, 石油技術協会誌, 42, (2), 90-99.
- 飯島 東・多田隆治・松本 良 (1982) : 北海道新第三系の堆積岩石学および岩相層序学的検討, 北海道新第三系の生層序に関する総合研究, 67-74.
- 井波和夫・星野一男 (1974) : 堆積岩の圧縮率と圧密について, 石油技術協会誌, 39, (6), 357-365.
- 科学技術庁資源調査会 (編) (1980) : 自然エネルギーの地域的利用システムに関する調査—地熱エネルギーの多目的利用—, 171p. 科学技術庁資源調査所.
- 亀谷卓也・吉村雄三郎 (1964) : 根釧地方の物理探鉱, 物理探鉱, 17, 34-43.
- 金子美道・安藤 武 (1980) : 広域熱構造探査法の研究—深層地熱調査—, 地熱技術, 5, (1), 23-40.
- 甘露寺泰雄・田中 昭 (1980) : 伊豆半島南西部の塩化土類泉について—雲見, 石部・岩地温泉の化学組成—, 温泉工学会誌, 14, (3), 88-97.
- 協和試錐・三鉱ボ一共同企業体 (1984) : 釧路圏摩周観光文化センター地熱開発利用施設整備 (ボーリング) 業務報告書, 46p.
- LONGMAN, I. M. (1963) : Formulas of Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon

- and the Sun, Jour. Geophys. Res, 46, (12), 2351-2355.
- 松波武雄(1987): 知床半島基部の地熱系, 地下資源調査所報告, 59, 19-32.
- 水野篤行・佐藤 茂・角 靖夫 (1963): 5万分の1地質図幅“阿寒”および同説明書, 74p. 北海道開発庁.
- 水谷義彦・浜砂武聖 (1972): 伊豆, 下賀茂温泉水の起源, 火山, Ser. 2, 17, (3), 123-134.
- 森 俊雄(1965): 根釧原野における重力異常, 北海道大学地球物理学研究報告, 14, 59-71.
- 横山 泉(1966): 北海道東部の地磁気異常, 北海道大学地球物理学研究報告, 15, 15-20.
- NAGUMO, S. (1965): Compaction of sedimentary rocks—A consideration by the theory of porous media. Bull. Earthq. Res. Inst, 43, 339-348.
- 日本工業標準調査会 (1975): 日本工業規格 JIS. M1006-1975. 石油及び天然ガス鉱量計算基準, 39p. 日本規格協会.
- 新妻信明 (1982): 既存ボーリング集・総研(B)“學術ボーリング計画の研究”, 42-45. 静岡大学理学部地球科学教室.
- 小原常弘・松下勝秀・二間瀬 洌・早川福利・佐藤 巖・横山英二・和気 徹・国府谷盛明 (1973): 北海道水理地質図幅, 10, 釧路, 54p. 北海道立地下資源調査所.
- 早川福利・横山英二 (1977): 根室原野地下水源調査報告, 46p. 北海道立地下資源調査所.
- 横山英二・松井公平・二間瀬 洌・早川福利・佐藤 巖・和気 徹 (1976): 北海道水理図幅, 11, 根室, 39p. 北海道立地下資源調査所.
- 大久保太治・角 清愛・山田富三・中村久由 (1983): 伊豆半島の地下温度構造, 地質調査所月報, 34, (8), 383-412.
- 嵯峨山 積(1987): 東部北海道, 根釧原野鮮新統の珪藻生層序, 地質学雑誌, 93, (9), 643-652.
- 清野政明 (1958): 北海道東部(根釧原野)における重力及び地磁気異常, 北海道大学地球物理学研究報告, 6, 9-16.
- 石油技術協会 (1983): 石油技術便覧, 777p.
- SHIGENO, H. and ABE, K. (1983): B-C ℓ geochemistry applied to geothermal fluids in Japan, especially as an indicator for deep-rooted hydrothermal systems. Extended Abstracts of 4th Internat Symp. on Water-Rock Interaction, Misasa, 1987. 437-440.
- 新エネルギー総合開発機構(1985): 地熱開発促進調査報告書, 6, 弟子屈西部地域, 554p.
- TALWANI, M. WORZEL, J. L. and LANDISMAN, M. (1958): Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. Jour. Geophys. Res, 64, (1), 49-59.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1982): 日本の石油・天然ガス, 59-75.
- 上山試錐工業(株)(1980): 鶴居村温泉開発ボーリング工事報告書, 68p.
- 歌田久司・笹井洋一・森 俊雄・西田泰典 (1984): ELF-VLF-MT法による北海道東部地域の比抵抗分布, CA研究会論文集, 51-61.
- (株)ユニオンコンサルタント(1987): 阿寒町自然休養村地域地熱ボーリング委託業務報告書, 54 p.
- ユニオン・佐藤共同企業体 (1987): 白糠橋西地区温泉資源試掘(ボーリング探査)事業報告書, 73p.
- 八幡正弘・松波武雄 (1986): 千島弧南部の新生界の層序と構造, 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 144.

Deep geothermal water resource and reservoir assessment of Konsen district, in eastern Hokkaido

Takeo MATSUNAMI and Fujio AKITA

Abstract

Most of the residential area on the Pacific coast of eastern Hokkaido are on the Konsen-genya plain.

The area is geologically formed of the thick sedimentary basin of the late Cenozoic, which has dimensions of about 35km \times 90km.

A low enthalpy thermal water is regionally stored in the basin, and extracted from drill holes at many points in the area.

A total reservoir assessment of the low enthalpy thermal resource in the basin has not been made yet. In this paper, we have discussed the geological, geophysical and geochemical aspects of the resources, and estimated an accessible reserve and thermal energy by the volumetric method.

The values of reserve volume and thermal energy are estimated as 1.1×10^{11} k ℓ and 4.8×10^{15} kcal, respectively. The present total discharge flow par year in the area corresponded to 0.004% of the accessible reserve, and total discharged energy par year to 0.006% of the accessible thermal energy.