

### 第三章 千歳の生い立ち

#### 第一節 北海道の成り立ち

東アジアの地図帳を開くと、カムチャツカ―北海道（以下、千島弧と呼ぶ）、北海道―九州（本州弧）、九州―台湾（琉球弧）のあいだに島々が並んでいる。これらの島々をつなぐと花を編んで作ったような三つの綵が南



図3-1 花綵列島

または東に向かって美しい弧を描いて張り出し、それぞれがオホーツク海、日本海そして東シナ海を内懐に抱いているのが分かる（花綵列島という、図3-1）。北海道と九州はそれぞれの弧の終点または起点となっており、いわゆる要石（キーストーン）の役割を果たしている。千島弧には国後・エトロフなど一六個の主要な島があり、新第三紀層と第四紀の火山で出来ている。本州弧は、北海道・本州・四国・九州の主要な四つの島からなる複雑な地質構成と構造をなしている。琉球弧には火山を主とする内弧と白亜系―新第三系の地層で構成される沖縄本島や種子島などの外弧がある。

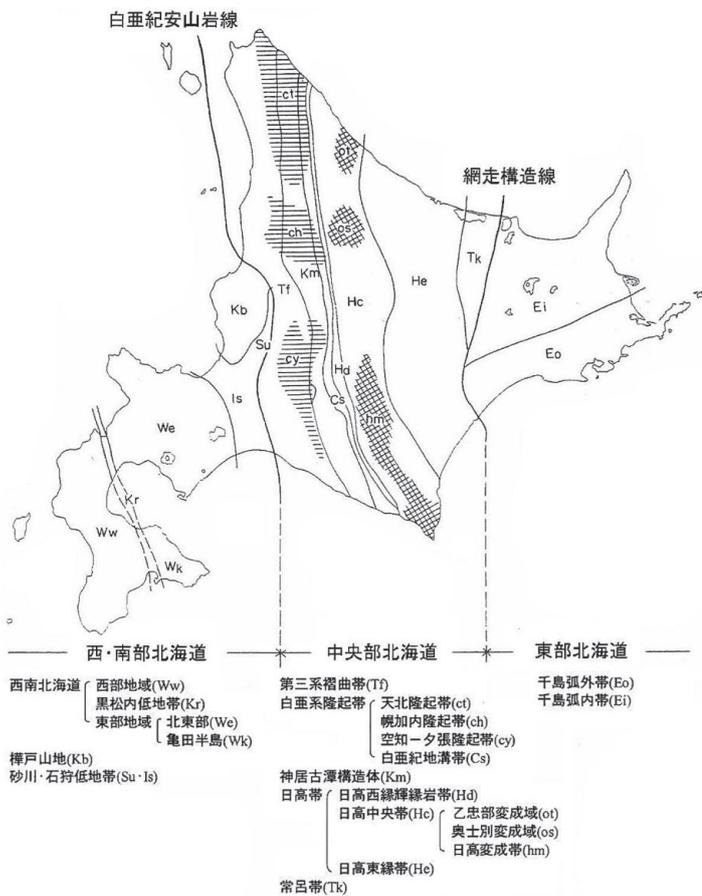


図3-2 北海道地質構造区分図（道立地下資源調査所1980に一部加筆）

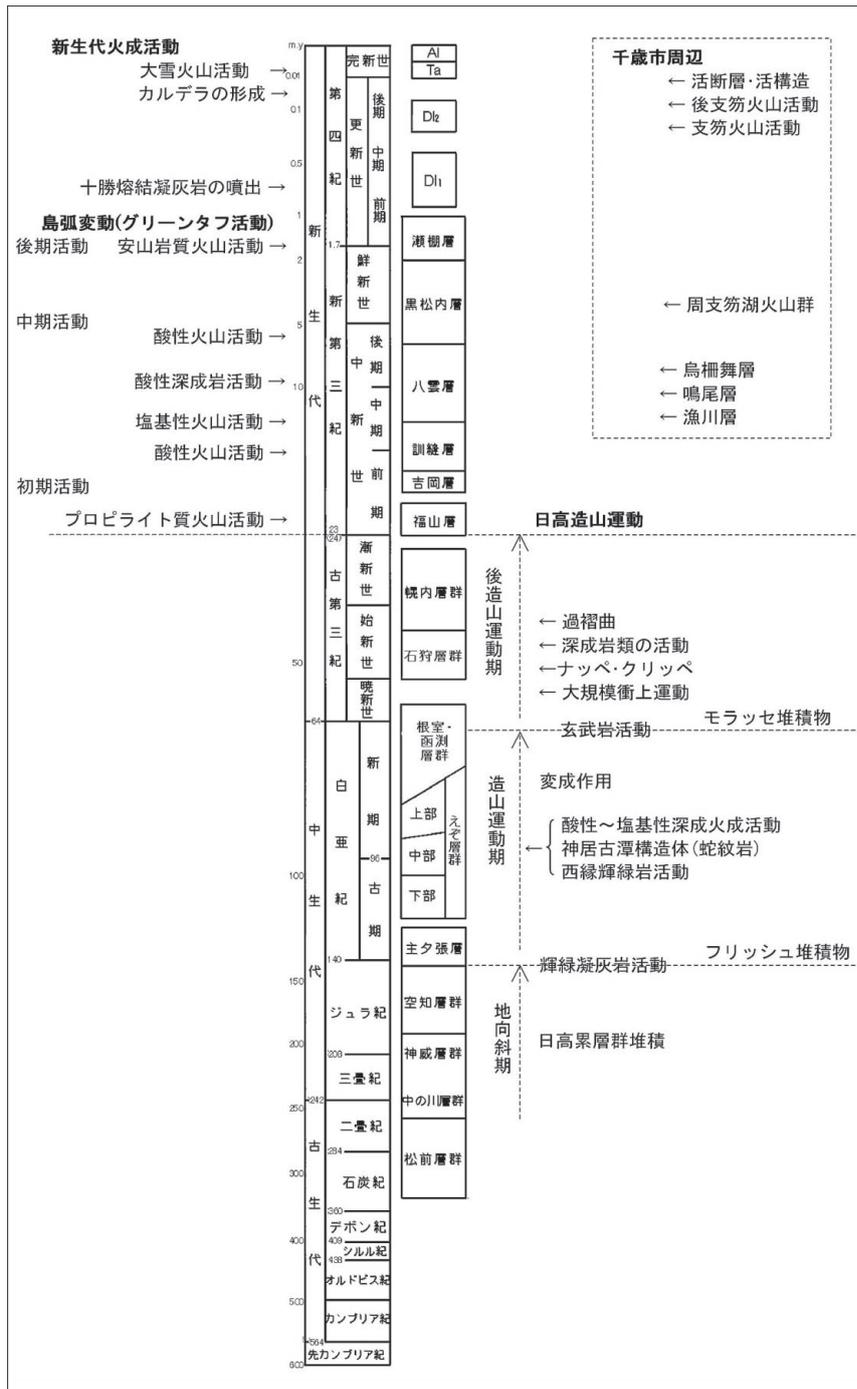


図3-3 北海道標準地質層序と主な構造運動 (道立地下資源調査所1980を基図として作成)

これは石狩低地帯の西側から渡島半島にかかる地域で、さらに黒松内低地帯によって渡島半島と東部地域に分けられる。図3-12によれば、亀田半島は東部地域に含めて記述する。渡島半島地域に入れて記述する。渡島半島地域の地質は古生代および中生代の地層を基盤とし、それに進入する花崗岩類、さらにこれらを不整合におおう新第三系および第四系の地層からなる。基盤岩類は、東北日本の北上帯に連続する。この内、より古期の地層や白亜紀の花崗岩類は主に渡島半島の西側に分布し、これらを新第三紀の堆積岩類や火山噴出物が広く覆っている。黒松内低地帯より東部では、積丹半島にある新規の花崗岩類を含めて白亜系以前の基盤岩類が少ない。

本州弧の北端にある北海道は、大きく西・南部、中央部、東部の三部分に分けられる。地質構造上は北海道西・南部は東北日本の北上帯(東北日本内帯)につながっており、中央部はサハリンに連続し東部は千島弧に類似の地層で構成される。

第一項 地質構造区分  
西・南部北海道

ここでは北海道を石狩低地帯を境に西・南部北海道と中央部北海道、更に網走構造線(木村一九八二)を境に中央部北海道と東部北海道の大きき三つに分けるが、それらの概要を以下に述べる(図3-12)。

西・南部北海道

これは石狩低地帯の西側から渡島半島にかかる地域で、さらに黒松内低地帯によって渡島半島と東部地域に分けられる。図3-12によれば、亀田半島は東部地域に含めて記述する。渡島半島地域に入れて記述する。渡島半島地域の地質は古生代および中生代の地層を基盤とし、それに進入する花崗岩類、さらにこれらを不整合におおう新第三系および第四系の地層からなる。基盤岩類は、東北日本の北上帯に連続する。この内、より古期の地層や白亜紀の花崗岩類は主に渡島半島の西側に分布し、これらを新第三紀の堆積岩類や火山噴出物が広く覆っている。黒松内低地帯より東部では、積丹半島にある新規の花崗岩類を含めて白亜系以前の基盤岩類が少ない。

えに新第三紀の火山岩類や火山砕屑岩類が卓越しており、さらに、第四紀更新世後期の洞爺カルデラや支笏カルデラなどによる火砕流堆積物が広い範囲で地表を覆っているのが特徴である。

不整合 ある地層が堆積したあと侵食や風化作用を受け、その侵食面に新しい地層が堆積した時の両者の関係をいう。両者の時間間隙は通常、地質学的な時間の長さ（数万年～数百万年）がある。整合的な複数の地層のあいだに、非調和的に火成岩類が進入する現象を不整合進入体（後出）という。

### 中央部北海道

中央部北海道における基本的な骨組みは、図3-2に示すように南北に帯状をなして伸長している。これは主に中央部から南部に明瞭で、北部は新第三紀から第四紀の火成活動によって表層のほぼ全域が覆われているため帯状構造が不明瞭で基盤岩類が転々と連なっているだけである。この中央部北海道は、西から東に向かって白亜系～新第三系褶曲帯、神居古潭構造帯、白亜紀複回斜帯、日高帯に区分される。石狩低地帯～樺戸山地では、地表面の地質構成は異なっているが地下の地質にはお互いに類似したものが認められていることから、ここでは中央部北海道に含める。これらのうち日高帯を除く構造帯は大局的には、さらに北方のサハリン（樺太）にまで続く。

白亜系～新第三系褶曲帯は、石狩低地帯の東縁にある利尻島～樺戸山地～苫小牧～北上～阿武隈に連なる白亜紀前期の安山岩線（湊一九七八）の東部にあつて、日高造山運動のモラッセ堆積物で構成される。この地帯は、堆積盆の局所化、分化およびそれに引き続く褶曲、断層運動などが活発に行われたところである。

石狩低地帯～樺戸山地 礼文島の中生層と樺戸山地の古く中生層を基盤として、これを取りまく古第三紀以降の地層が発達する地域であるとして礼文

～樺戸帯を設定する考えもある。

モラッセ 後造山期に山地の削剥によって山地の前縁凹地や山間盆地を埋めた碎屑性堆積物（川端層など）をいう。造山期に山地の前縁に堆積したものはフリッシュという。

褶曲 地層または岩石がさまざまな力を受けて曲がる変形形態の一つ。褶曲は主として、造山運動が展開したところに発達しているので、褶曲帯は造山帯と同じ概念で使われる。

複回斜 褶曲している地層の谷に当たる部分を向斜といい、山の部分を背斜という。前者は、地層の重なり方から見て新しい地層が中心に出ている構造で、後者は古い地層が中心に出ている。複回斜・複背斜とは、向斜構造または背斜構造が複合したもので、北海道では石狩炭田などに典型的に見られる。

断層 地層や岩石に見られる不連続面のこと。断層には上の地層が下の地層に対して相対的にずり下がった正断層、これとは逆に下の地層が上の地層の上位にのし上がった逆断層そして、逆断層でも低角度（傾斜四五度以下）の場合の衝上断層などがある。褶曲構造や断層は造山帯ではどこにでも見られるが、断層はそうでない所でも発生する。

神居古潭帯はスピライト・輝緑岩・同質凝灰岩および各種圧砕岩・片岩並びに蛇紋岩で構成され、特に圧力変成的特性を強く有する地帯である。ここに進入する火成岩には輝緑岩も認められるがほぼ蛇紋岩で占められている。

広義の日高帯は西から東に向かって非変成でフリッシュ相の日高西縁輝緑岩帯と白亜紀複回斜帯、日高中央帯、日高東縁帯に区分される。日高西縁輝緑岩帯は塩基性火山噴出物からなり、蛇紋岩を伴っているが、既存の岩石が、熱や圧力の作用を受けて鉱物の組み合わせや岩石の構造が変化し

た変成岩は発達していない。白亜紀複向斜帯は日高山脈の前縁帯をなすもので、地質構造上は地溝帯を構成している。中央帯は日高造山運動の中核となった熱変成的性格の強い地帯でホルンフェルスからミグマタイトにいたる高温低圧型の変成岩類とこれらを貫く超塩基性から酸性までの深成岩類およびこれらを取り囲む粘板岩・砂岩層からなっている。

東縁帯は低変成の粘板岩、非変成の泥質岩、砂岩で構成される。なお、塩基性火成岩類は主として山稜から西側に分布しており、酸性の花崗岩類は山稜から東の東縁帯にも分布している。東縁帯の変成相も山稜の西側に比べて低い。

常呂帯は、空知層群を主構成員としており輝緑岩噴出物層や同質の溶岩流を主体としている。

**地溝帯** ほぼ平行な二本以上の正断層で限られ、相対的沈降によって形成された狭長な地形的凹地帯のこと。

**スピライト** 岩石名。岩石名については本項の末尾にまとめて解説する。

### 東部北海道

主としてグリーンタフ変動が活発に展開した千島弧内帯と白亜紀の玄武岩活動が活発であった千島弧外帯で構成される。千島弧内帯の基盤は非火山性の堆積岩類で、これの下部層は古第三紀層である。内帯は第三紀から第四紀にかけて千島火山帯に属する火山活動が活発で、現在も知床半島から阿寒にかけて活火山が多く配列し、グリーンタフを含む中新世から現世にかけての火山噴出物が発達している。

**グリーンタフとグリーンタフ変質** 緑色凝灰岩、名の通り緑色を呈する主として火山灰の固まった岩石。ただし、グリーンタフというのは火山灰ばかりでなく酸性～塩基性火山岩類なども含んだ総称としても使われる。岩石は主に緑色に変質するもので、続成変質作用と熱水変質作用、又は風化変

質作用と熱水変質作用が重複して行われるときに出来る。変質鉱物としては、曹長石・緑泥石・セリサイト・緑簾石・モンモリロナイトなどが主な鉱物。

千島弧外帯は、白亜紀末から古第三紀初期の根室層群がこの地域の最下部層として根室半島から釧路にかかる海岸地域に分布しており、これを古第三紀層が不整合に覆いさらにその周辺を新第三紀層が覆っている。加えて第四紀更新世の阿寒、屈斜路、摩周などのカルデラの形成を伴う火山噴出物によって東部北海道は内帯・外帯を問わず広く覆われ、より古期の地質の詳細は覆い隠されている。

このような東部北海道の地質構成は、西・南部北海道の黒松内低地より東側の地質構成に類似している。

**内帯・外帯** 日本列島の地質帯は大陸側と大洋側という括り方で共通する要素が多く見られることから、前者を内帯、後者を外帯という。内側とか外側の意味で内弧・外弧も同じ。

### 第二項 北海道の地質構造発達史

北海道島を俯瞰すると、主として古生代から新生代にわたる造山運動の結果できた、いわば骨格と、新生代新第三紀に発生したグリーンタフ活動で修飾された部分の二つで出来上がっていることが分かる。骨格の部分には、上部古生層やそれを原岩とする各種変成岩類で構成される(図3-3)。日本列島は弧状列島という性格を反映して内帯と外帯の二帯が列島の伸びの方向に並列している。このような骨格が出来上がるまでの地質学的歴史(地質構造発達史という)については大きく二つの考えがあるが、ここでは、従来の日高造山運動論による発達史を述べ、次に最近のプレート論という学説について簡単に紹介する。

日高造山運動

古生代後期〜ジュラ紀にわたって中央北海道に地相斜性堆積層が広く発達し、併せて塩基性火成活動が活発に行われた。これに引き続いて、地相斜堆積層を著しく褶曲させ、その中心部を変成岩化させる構造運動が発生し、多くの火成岩類が侵入する一大火成活動が発生した。この時期に堆積したものがフリッシュと呼ばれるもので白亜紀の堆積物はこれによって形成されたものである。これは白亜紀の全期間を通じて行われ、一部は古第三紀初期にまで及んだ。古第三紀にいたってこの運動は沈静化して造山帯中心部の浮き上がりが始まり、中軸帯は深く削剥されて新第三紀層を広く堆積させた(モラッセ)。北海道の中軸帯はこうして出来たもので、このような運動を日高造山運動と呼ぶ(舟橋・橋本一九五二)。以下、この運動を地相斜期↓造山運動期↓後造山運動期に分けて記す(図3-4)。

**地相斜性堆積物(層)** 地殻が下方にたわむ現象が地相斜で、そのような場所に溜まった堆積物(主に砂・泥・珪質岩)をいう。地相斜が造山帯に転化するものを正地相斜、そうでないものを準地相斜という。正地相斜のうち、火山性物質の多いものを優地相斜(後出)という。

(一) 地相斜期

北海道の中央部には、中生代の三畳紀〜ジュラ紀の堆積層が広く発達している。これらは日高累層群(中の川層群・神威層群・空知層群)と呼ばれる主として粘板岩と細粒砂岩の互層で出来ており、南北に連続性良く伸びている(北部日高帯では断片的)。地相斜の西側には泥質層が発達しており、東側には砂質層が発達している。砂質層は珩岩質でワッケ質の砂粒を特徴としている。これら地相斜の堆積作用が収束するのに前後して、著しい輝緑岩の噴出が華々しく生じて地相斜は上昇運動に変わりそれに伴って地層の変形や変位それに火成岩類の進入が活発になった。

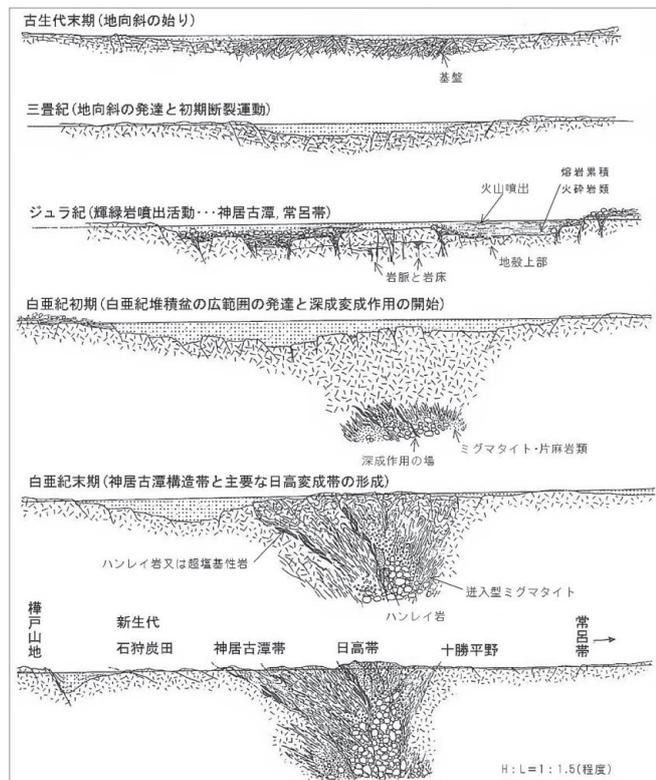


図3-4 日高造山運動発達史の模式断面図 (舟橋1995に一部加筆)

一方西・南部北海道では、石炭紀後期〜二畳紀、三畳紀及びジュラ紀の堆積層が認められているが、産出する化石や岩相などの類似性から東北日本の内帯に連続するもので、日高地相斜堆積物とは異なっている。

(二) 造山運動期

地相斜の上昇運動とそれに伴う塩基性火成活動は中部白亜紀に始まって末期まで続き(神居古潭帯、西縁輝緑岩帯、白亜系向斜帯、日高帯と東の常呂帯の形成)、この時期に中央部北海道を南北に走る活動帯が作られた。日高帯では酸性〜塩基性の深成火成活動がいつそう活発となっていった。この運動は中央部北海道にだけ著しく現れており、西・南部北海道でははっきりしない。

酸性・塩基性火成活動 地下深部で出来たマグマが地表に噴出したり地殻内

に貫入して、もとあった岩石や地層等にさまざまな影響を与える作用を火成作用（活動）という。これには大きく火山活動や深成作用がある。主に花崗岩などが活動するものを酸性火成活動、ハンレイ岩などによるものを塩基性火成活動という。

(イ) 神居古潭構造帯

これは地向斜期に成立した輝緑凝灰岩帯に重複したサハリンから三石まで連続する背斜状の構造的擾乱帯で、岩石は圧砕され、片状化が著しく、多数の蛇紋岩体が進入している。ただし、大部分の岩石は不変成状態のままであるが、一部により深いレベルにおいて、低温高圧型変成作用あるいは動力変成作用で生成され変成岩化した岩層（いわゆる神居古潭石など）がある。

変成作用 岩石が最初に出来たときは異なった温度・圧力そのほかの外的条件のもとで、主に深部において固体のままに鉱物組成や組織が変化している現象をいう。動力変成作用や熱変成作用があり、広い範囲に行われるものを広域変成作用、狭い範囲で主として熱的作用によるものを接触変成作用などという。温度・圧力条件の違いで低温高圧型とか高温低圧型などがある。また、断層などの力学的営力で岩石が破碎されて元の岩石と異なる組織に改変させられるものを動力変成作用という（圧砕岩など）。

(ロ) 日高帯

日高造山運動の深部運動の中心的な部分で、さらに三つの構造帯に細分される。

(ハ) 白亜系向斜帯

神居古潭構造帯と西縁輝緑岩帯にはさまれて一〇〇〜数百メートルの幅で連続する一種の地溝状の落ち込み帯である。東西両側の構造体に比べて構造的

な圧砕作用のあとがほとんど見られない岩層である。

(ニ) 西縁輝緑岩帯

これは日高帯の西側を縁取るものとして北から南まで途切れることなく続いている。塩基性火山噴出物の輝緑岩を主とし、凝灰岩、チャート、石灰岩などを伴いスピライト輝緑岩質枕状熔岩や同質火砕岩からなる。これは地向斜期末期の火成活動の産物で、多くの場合、岩脈として出現する。なお、この岩帯中からはジュラ紀末〜白亜紀初期の化石、あるいは二疊紀〜三疊紀の化石が知られており日高累層群最上部の空知層群に相当する。

(ホ) 中央帯

日高累層群の中・下部層である神居層群および中の川層群が主として分布する地帯で岩石は片状化している。この構造帯の中心部にはホルンフェルス、黒雲母片岩、片麻岩、ミグマタイトなどの変成岩帯があり、ハンレイ岩や花崗岩類を伴う典型的な造山帯の中心相を示し（日高変成帯）、日高山脈の主稜線に沿って一四〇〜連続している。同様の岩相配列は日高山脈の延びの方向である石狩山地・奥士別・乙忠部などに点在している。

日高中央帯の変成作用は、まず広域にホルンフェルスが形成され、中心部に片麻岩類があり、その両者のあいだに片岩類が配置される。これら三者はほぼ同時期に形成されたが、多少の時間のずれの見られるものもある。この変成岩類と密接に伴うミグマタイトはこれらより遅い時期に成立している。

変成帯の構造は、中心部にミグマタイトがあり、その西側に斑状変晶黒雲母片麻岩、更にその西方に黒雲母片岩、そして最も外側がホルンフェルスとなっている。一方、変成帯の東側はミグマタイトに接して縞状黒雲母片麻岩、そしてその外側がホルンフェルスとなって、東西非対称的な分

布を示している。このミグマタイトに付随してトータル岩がある。

このような変成岩の成立に関連して、ハンレイ岩類が活動している。そのうち早期のものは、より西側に整合的に進入して同時に変成作用をこうむっており、後期のものはより東側で活動し、塊状不整合進入体<sup>かたいふせいこういんたい</sup>となっている。なお、変成帯の東側ではホルンフェルス帯の中に小さな花崗岩侵入体がある。また、広域的な構造を見ると日高累層群は西側では北西―南東方向に伸長し、東側では北東―南西方向に主軸を持つという構造的な不整合関係が見られる。

**累層群・層群** 主として岩層（層相）の特徴に基づく地層の区分。高次から順に累層群・層群・累層・部層・単層に区分される。累層群は、二つ以上の層群の集まりで一つの地向斜あるいは大きな堆積盆地の堆積物全体をいうときなどに使う（例、日高累層群）。層群は、一つの堆積盆地の堆積物をいい、通常は地名＋層群であらわす（例、空知層群）。累層は二つ以上の部層の集まりをいい、部層は二つ以上の単層の集まりをいっており、普通は岩相上均一性がある場合に呼ぶ（例、金山沢頁岩部層）。単層は、上面と下面を層理面によって限られた地層の部分を言い、ある範囲内で不変性があり均一である。通常、単層には名前をつけない。ただし、このような地層区分は、どこでもこの順に命名されているとは限らない。

#### (ヘ) 東縁帯

主として中の川層群によって構成される。中央帯が著しい片状性で特徴付けられるのに対してほとんど構造変形を受けていない。ただし、地層間には明瞭ないくつかの北東―南西方向の剪断帯<sup>せんだんたい</sup>が発達しており、それによる構造擾乱や変異は見られる。これらの剪断帯は東西系の断層によって変位している。なお、ウツツ岳花崗岩や白滝花崗岩は本帯に含められる。

**剪断帯** 大規模な剪断性の断裂（断層）によって岩石がある幅にわたって圧

碎、角礫化したゾーンをいい、造山帯には普通に見られる。

**片状（理）** 鉱物が一定方向に配列して生じる線状または面状の構造を片理という。片理は結晶片岩を特徴づける構造で、片理が著しく発達した岩石ではその面に沿って容易に剥がれる。

#### (ト) 常呂帯

ジュラ紀から下部白亜紀の空知層群と白亜紀末―古第三紀中期までの湧別層群で構成される。空知層群は、輝緑岩・輝緑凝灰岩類、砂岩・泥岩、チャート、石灰岩からなり、湧別層群は砂岩・泥岩からなる。

#### 後造山期

三疊紀に始まった日高造山運動の地向斜はジュラ紀に海底火山活動を伴う著しい沈降と堆積を行って日高累層群などの優地向斜堆積物<sup>ゆうちこうしゃたいせきぶつ</sup>を形成した。白亜系は地向斜末期のフリッシュ型堆積物で層相変化が激しい。すなわち、この間に地向斜深部で深成・変成作用が開始されたことを示している。地向斜中心部の浮き上がりに伴って表層部は東西に分化し、浮き上がりは白亜紀堆積盆地が消失した後まで続き、現在も上昇が続いている。この大規模で衝上<sup>しゅうじょう</sup>的な上昇運動に伴って日高山脈西麓の第三系以降の地層に多量の深成岩・変成岩の礫<sup>れき</sup>を供給し続けている。これは新第三紀鮮新世堆積物中にまで見られる（モラッセ）。すなわち、この造山運動は新第三紀末はもとより第四紀の現在にまで引き継がれている。後造山期の運動として日高山脈主部の衝上を伴う断裂運動が展開して以後、中軸帯の外側、特に西側においては白亜系から新第三系にわたる地層が帯状をなして分布している。白亜系堆積盆地は後に、隆起に転じていくつかの大きなドームあるいは背斜構造の連続する地帯に変わり、これの更に西側では白亜系から古第三系を巻き込んだ構造擾乱帯が発達して著しい過褶曲構造<sup>かしゃくまうこうぞう</sup>をなし、石狩炭田のナツペヤクリップ構造が形成された。このような作用はさらに西

方まで及んで、新第三紀褶曲帯が形成された。

**過褶曲** 一つの褶曲で両翼の岩層の傾斜が同じ方向であるような褶曲構造。

逆転褶曲とか転倒褶曲とも言う(石狩炭田、馬追丘陵など)。

ナツペ、クリツペ 衝上断層や、横臥褶曲おつがしやまによってとの山地から押し出されたり千切られたりして、遠い距離を滑動して現地性の基盤を覆う異地性の大きな岩体をデッケ(またはナツペ)といい、現地性の岩体が侵食されて異地性の岩体が孤立して残ったものをクリツペという(夕張鹿島)。

ドーム 褶曲の上に凸の部分の高まりから四方へ、岩層が同じように傾斜している構造を言う。札幌ドームの屋根の部分の部分を思い浮かべれば分かりやすい。

新第三紀褶曲運動以後、北海道中軸帯は静穩期せいゑんきに入るが、これと時代的には重複して中軸帯を除くほぼ北海道全域にグリーンタフ運動が華々しく展開した。

グリーンタフ活動のあった新第三紀中新世は、日本全体に火山活動が活発に起きた時代で、千島列島―北海道北東部(知床半島から北見山地)、北海道北西部(暑寒別地域)―西南北海道―東北地方の大部分にかけて展開した「一大島弧変動」(藤田一九六九)であったことが知られている。このような火山活動はさらに、フォッサマグナと呼ばれる群馬・長野・静岡・箱根地域から伊豆七島・小笠原地域におよび、さらに北陸―山陰地方、北九州から南九州西部―琉球列島西側にまで及んでおり、これをグリーンタフ造山運動(湊一九五二)またはグリーンタフ変動(井尻一九六〇)と呼ぶ事もある。この島弧変動は、中新世初めの大規模な陥没・沈降とそれに引き続く激しい火成活動(海底火山活動)に始まって大規模な堆積盆地を形成した。この活動は中新世後期から鮮新世せんしんせいそして第四紀まで続き、最終的には第四紀の広域な隆起によって終息したもので、新第三紀中新世は

この変動が最も激しく展開した時期である。

フォッサマグナ 本州の中央部を南北に連なる特異な地帯。西縁は糸魚川―静岡構造線、東縁は関東山地の西の端を結んだ範囲を言う。

この変動時に、火山岩・火山砕屑岩が特徴的に緑色に変質したものをグリーンタフと呼んでいる。これは支笏湖の西岸で見える事が出来る。なお、支笏湖周辺に堆積する漁川層、烏柵舞層うさくまぶさうを構成する頁岩・砂岩類は、この時期に陥没・沈降してできたお盆状の場所(堆積盆)に砂や泥が堆積してきた岩石である。支笏湖周辺にはこれらの堆積物が断片的に出現するだけで、連続して出現しない。それは、これらが堆積した後に起きた激しい火成活動によってそのほとんどが分離されるか消滅したためである。

このようにグリーンタフの火成活動は、どこでも一様に同じような活動をしたのではなく、激しい活動のあったところもあれば同じ時期に穏やかな環境であった地域もあるのである。

グリーンタフの活動について、以下に北海道の構造区分にしたがって述べる。

#### グリーンタフ活動

##### (一) 西・南部北海道

グリーンタフ活動Ⅱ海底火山噴出活動は、弧状列島の内帯を主な舞台として展開した変動で、中新世初期に始まる。

##### (イ) 初期グリーンタフ活動

初期の活動は塩基性のプロピライト質火山岩を主体とするもので、西・南部北海道の渡島半島では認められるが、東部ではその痕跡が新規の堆積物に覆われていて不明である。

##### (ロ) 中期グリーンタフ活動

中期の活動は、中新世初期の半ばから中新世後期の半ばにわたる時期

で、その堆積物は、下位より吉岡、訓縫、八雲、黒松内期に区分される。

ただしこの時期の堆積物は、黒松内低地帯を挟んで東部と南部の渡島半島地域で層相が異なっている。渡島半島地域では一般に汽水ないし浅海性堆積相を示し、一部に非海成層も見られ、安山岩熔岩を伴う(吉岡期)。しかし、東部地域では吉岡期の堆積物は明らかではない。続いて訓縫期に入ると、堆積盆は拡大して海成層が発達し、酸性火山噴出活動が活発化した。

東部地域では、訓縫期はほとんど火山噴出物で構成され、わずかに泥質岩や礫岩を伴っている。八雲期に入ると、厚層の海成堆積物が発達し、併せて著しい塩基性火山噴出活動(玄武岩→安山岩)が行われた。一方東部地域は、硬質頁岩層の堆積に伴う各種火山噴出物で特徴づけられ、北西→南東方向に直線的に延びる帯状配列として現れている。八雲期中期の火山活動帯では、その中心部に酸性深成岩類の岩脈や小規模侵入体の活動が知られ、金・銀・銅・鉛・亜鉛などの鉱化作用が活発化したことも特徴である。八雲期後期には酸性の火山活動が活発化したまま終末を迎える。なお、いわゆるグリーンタフ変質は八雲期後期には著しく弱くなっている。

黒松内期の堆積層は、八雲期の堆積盆の外側に整合的に堆積しており、安山岩質の火山活動を伴っている。一方、東部地域は安山岩質集塊岩、角礫岩、凝灰岩を主体として八雲期の岩帯を取り巻くように分布している。

#### (ハ) 後期グリーンタフ活動

中期グリーンタフ活動が終息したあと新第三紀末～第四紀初期にかけて安山岩類が活動したが、いわゆるグリーンタフ変質はまったく認められない。代わって、東部地区に顕著に現れている大量の平坦熔岩の溢流で特徴付けられる。

平坦熔岩 熔岩の溢流によって山頂部が平坦面をなすもの。千歳の近郊では

手稲山や小漁岳などがある。

#### (ニ) 末期グリーンタフ活動

この時期に大量の熔結凝灰岩が噴出した。東部地域の北東部では、福山層を中心としてこれを取り巻いて訓縫→八雲→倶知安→西野の各層が累带的に配置され、その外側に支笏・洞爺・ニセコなどの熔結凝灰岩或いは軽石流の噴出があり、それらを基盤として第四紀火山が成立した。

累帯 中心から外側に向かって帯状または同心円状に鉱物の組成が変わった  
り、地層が配列すること

#### (三) 中央部北海道

中央部北海道における中期グリーンタフ期の活動は、主に北見周辺に見られ、火山噴出物をまったく含まない礫岩→砂岩→泥岩で構成される(上支湧別層Ⅱ滝の上層)。これの堆積後、流紋岩および安山岩質火山噴出物を主体とする活動があり(川端期相当)、その多くはグリーンタフ変質を蒙っている。最上位には、広範囲に熔結凝灰岩が分布している。

中新世中～後期の稚内期には、硬質頁岩層を堆積させ一部では安山岩質の集塊岩を広く発達させた。この地域のグリーンタフ活動は、中軸帯の南北方向の構造に重複して北東→南西方向(千島弧)に生じる断裂に関係するものが多い。

この地域における後期グリーンタフ活動は、地域の西縁から南縁にわたる狭い地域に分布する中期の平坦熔岩の活動(安山岩質火砕岩類を伴う)があり、酸性熔結凝灰岩の噴出も認められる。さらに末期グリーンタフ活動にはこれらの南側で展開した熔結凝灰岩類の噴出があり、これを基盤として第四紀火山群が活動した。

#### (三) 東部北海道

東部北海道では、知床半島→阿寒火山群の基底に典型的なグリーンタフ

活動のあったことが知られている。ただし、西・南部北海道のようにグリーンタフの全期間にわたる活動は未詳で、訓縫期と八雲期の活動に対比される忠類層ちゅうるいそうと越川層こしかわそうを見るだけである。

忠類層の大部分は緑色化した安山岩質火砕岩類が発達しており、上位は流紋岩質凝灰岩層で構成される。

越川層は、硬質頁岩の発達とこれに伴われる安山岩質の集塊岩で特徴づけられ、一部に玄武岩を伴う。東部北海道における後期グリーンタフ活動は、知床半島北半部に分布する安山岩質集塊岩の活動であるが、他地域のような平坦熔岩の発達は見えない。

また、末期グリーンタフ活動としては屈斜路熔結凝灰岩や火砕流があり、第四紀の後期には知床半島から阿寒にいたる北東―南西方向の火山列が活動した。

### プレート論

地球は表面の地殻とその下のマントル、そして中心部にある核の三つから出来ている（地圏の層状構造）。地殻には大陸地殻（厚さ数十キ）と海洋地殻（厚さ数キ）がある。プレート説によれば、マントルの上部には地球の表面に近い部分に変形しない厚さ数十キ〜数百キの層（リソスフェア）があり、その下にマントルの中でわずかに部分融解して力学的に弱くなった部分（アセノスフェア）がある。リソスフェアはいくつかのプレート（板岩）に分かれてアセノスフェアの上を相対的に動いている。つまり、プレートが地下深く進むにつれて温度が上がり、部分融解が進むところがプレートの底ということになる。二つのプレートがお互いに引き離されるような運動をしているところでは、その境界に沿ってアセノスフェアが入り込んで冷え固まることによって新しいリソスフェアが作られ、既存のプレートにそれが付け加わるため海底が拡大していく。

大陸はそれに続く海底と一緒に一つ一つのプレートを作っているため、海底が動くとき大陸も動く。地球上にはこのようなプレートが八つあって互いに動いているため、プレート同士がぶつかり合ったり（収束）離れたり（発散）することになる。例えば、ユーラシアプレート（大陸プレート）と太平洋プレートのおつかりこんで（サブダクション）マントルの中で消滅する。このように二つのプレートの衝突帯には海溝が出来たり、造山運動が発生したり、地震が頻発するようになる。プレート説によれば、ヨーロッパやヒマラヤ山脈などは、二つの大陸プレートが衝突して出来たといわれる。海洋プレートが沈み込むときに、海洋底に溜まっていた物質がはぎ取られて陸側へ押し付けられていく作用を付加作用といい、これによって陸側斜面に付け加えられたものを付加体という。プレート論によると中央部北海道の大部分の地層は付加作用によって形成されたとされる。

二つのプレートが離れていく場合、海洋中では海嶺が出来（例えば、大西洋中央海嶺）、それらがプレートの境界ですれ違いうように動くときには巨大な走向移動断層（トランスフォーム断層）ができて海嶺を胴切りにする。これの陸上に現れたものが、例えばカリフォルニアのサンアンドレアス断層であるといわれる。

大洋底ではプレートがサブダクションしてマントル中に没するが、大陸は浮力があるためサブダクションしない。このような考え（仮説）をプレートクトニクス（プレート説に基づく構造運動論）と呼んでいる。

プレートテクトニクスによれば、日本列島の周辺でユーラシアプレート・北米プレート・太平洋プレートと太平洋プレートから分かれたフィリピン海プレートの四つが衝突しており、北海道はこのうちの三つがぶつかり合う場所に位置している。太平洋プレートは約七〇〇万年前に沈み込

みを開始し、大陸プレート上で起きるさまざまな地殻運動の原動力になっている。なお、ユーラシアプレートと北米プレートの境界は、二〇〇万年前は北海道付近にあったが現在は本州中央部に移動したといわれ、太平洋プレートは五〇万年以降サブダクションのスピードを増しているとされる。

**岩石名** 岩石とは地球の表層部を構成している物質の総称で、鉱物の集合体出来ている。岩石はその鉱物の組み合わせと出来方によっていろいろに分類されている。現在最も普通に行われているのは一九世紀にドイツのB. Van Cottaによって提唱されたもので、成因によって火成岩、堆積岩および変成岩に分類したものである。このほかに超塩基性岩がある。火成岩はまた、出来た場所やその深さによって深成岩、半深成岩それに火山岩に区分され、更にそれらは、石英という鉱物の量比によって酸性、中性、塩基性の区別がある。

本項に出現する岩石は次のように分類される。

酸性深成岩…花崗岩・ミグマタイト・トータル岩

変成岩…片麻岩・片岩・ホルンフェルス・粘板岩・圧砕岩（動力変成岩）

塩基性火成岩…ハンレイ岩

超塩基性岩…蛇紋岩

火山岩…スピライト・輝緑岩・玢岩・枕状熔岩・安山岩（中性）・玄武岩（塩基性）

ガラス質火山岩…軽石・熔結凝灰岩・スコリア

火山碎屑岩（Ⅱ堆積岩）…凝灰岩・緑色凝灰岩（グリーンタフ）・火山角礫岩

堆積岩…砂岩・泥岩・頁岩・礫岩・硬質頁岩・ワッケ・集塊岩

さらに岩石には含まれる特長的な鉱物の名前をつけて命名する場合があります。

る。例えば、黒雲母片麻岩・斜長石斑状変晶片麻岩

また、しばしば主たる岩石名に形容詞的に特徴を付して呼ぶ場合がある。例えば、泥質砂岩・砂質泥岩・ワッケ質砂岩・凝灰質砂岩・安山岩質集塊岩、（いずれも下が主たる岩石）がある。またときには、安山岩質火砕岩（または安山岩質火山碎屑岩）のように安山岩の性格を濃くもっていることを強調する場合や酸性凝灰岩のように石英含有量の多寡（ $20\sim 65\%$ ）以上を酸性、 $5\sim 20\%$ 以下を塩基性、その間を中性、 $4\sim 20\%$ 以下を超塩基性）を強調する呼びかたもあって、一筋縄ではいかない。煩雑であるが慣れるしかない。

### 第三項 山地の生い立ち

地形は地質構造と密接な関連があることから地質構造区分の大分けにしたがって、西・南部（石狩低地・黒松内低地帯・渡島半島）、中央部（北見山地・石狩山地・日高山脈・天塩山地・夕張山地）、東部（主として白糠丘陵・根釧台地）の三つに大きく区分する（図3-15）。

#### 西・南部山地

西・南部山地は黒松内低地帯によってさらに東部山地（札幌の南西部に位置する火山性台地を主体とする地域）と南部の渡島半島に分けられる。

東部山地は、石狩低地帯の西側にあつて積丹半島、ニセコ火山群、支笏洞爺火山山地を含む。この地域は、白亜紀の花崗岩類を基盤として新第三紀の海底火山活動（グリーンタフ変動）が主として展開した積丹半島地域とそれらを貫いて形成された新第三紀末から第四紀初頭の平坦な山頂を示す後志火山性台地、さらに鮮新世末から第四紀更新世末期にかかる火山性山地（成層火山と熔岩円頂丘の発達するニセコ火山群、カルデラと大規模火砕流の発生を見る支笏洞爺火山群）で構成される。支笏湖を取り巻く



図3-5 北海道の地形区分

紋別山・モラップ山・タップコップ山などの周支笏湖火山群はこの時期の火山作用によって形成された山地である。東部山地は、これらの火山性山地の間を縫って火砕流堆積物によって広範囲に埋められているのが特徴である。

黒松内低地帯は、東部山地と渡島半島を分ける、幅二〜五<sup>キ</sup>、長さ三〇<sup>キ</sup>の低地帯で、これは渡島半島を亀田半島と分ける低地帯の延長上に位置している。この低地帯は、鮮新世〜前期更新世に黒松内層最上部および瀨棚層を堆積させた幅一〇〜一五<sup>キ</sup>の堆積盆の名残で、隆起傾向にある低地帯の中軸部が河川による浸食を受けた結果形成された一種の活構造帯である（小崎他二〇〇三）。

成層火山 熔岩流と火山碎屑物の互層からなる火山で、山頂火口から熔岩の

流出と火砕物質の放出が交互に行われ、それらが積み重なって出来る。大型で急傾斜の円錐形火山のほとんどが成層火山（富士山、羊蹄山など）。

渡島半島は、いくつかの小山塊とそれらをつなぐ河成平野、海岸平野からなる。山地部は東北日本内帯に連続する中・古生代層および白亜紀花崗岩類を基盤とし新第三紀の堆積岩類で覆われている。これらを取り囲むように第四紀の火山（狩場山・濁川カルデラ・駒ヶ岳・横津岳・恵山）が半島の縁辺部に配置される。なお、この半島周辺の海岸には海成段丘群の発達が良いで第四紀後期の隆起運動の様子を知ることが出来る。

#### 中央部山地

中央部北海道は主として山地で特徴づけられるが、構成する地層はすでに述べたように変化に富み、高度も北海道最高峰から低平な盆地まで含まれる。大局的にみるとこの中央部は、日高山脈を中心にして東側と北側には十勝平野と北見山地・石狩山地（瀬川一九七四）、西側には天塩山地と夕張山地が配列しており、両山地のあいだには北から頓別平野・名寄盆地・上川盆地そして富良野盆地が断続する中央凹地帯がある。

十勝平野は南北一〇〇<sup>キ</sup>、東西五〇<sup>キ</sup>に及ぶ日本第二位の平野である。この平野は大部分が段丘・台地からなり、東は幕別台地・豊頃丘陵、北は石狩山地、西は日高山脈に沿って広がる構造盆地で更新世から完新世の堆積物はおおよそ四〇〇〇<sup>歳</sup>（池田層）に達する。

日高山脈は、襟裳岬から狩勝峠に至る南北一四〇<sup>キ</sup>、東西三〇<sup>キ</sup>にわたる山脈で最高峰は幌尻岳（二〇五二<sup>歳</sup>）である。これの北方延長は第四紀火山に隠されて不明ながら併走する神居古潭帯の北方への延長状況などからサハリンまで点綴するものと考えられる。日高山脈の地形は、主稜線から西方に向かって片麻岩とミグマタイト↓ハンレイ岩↓非変成日高累層群↓輝緑岩↓白亜系堆積物↓スピライトと塩基性凝灰岩↓蛇紋岩↓白亜系堆

積物↓古第三系が分布する地質の配列にしたがつて山地は高度を減じている。一方主山稜から東に向かうと、ハンレイ岩↓花崗岩↓ホルンフェルス↓非変成日高累層群↓新第三系の順に配列しており、東西ほぼ対称的な山容をなしている（湊他一九六五（英））。なお、各地質帯の境界は南北系の衝上断層で画され、これらは後に東西系の断層で転位させられている。

北見山地は標高数百メートル〜千数百メートルの山地で白亜紀〜古第三紀層とそれを覆う新第三紀の火山岩からなる。山地の高度は南部が高く北部が全般的に低い傾向を示している。北見山地には南北に伸びる稜線とこれを切る東西方向の谷（断層谷）によってさらに、北からポロヌプリ山地、北部北見山地、中部北見山地と南部北見山地に分けられる（小疇他前出）。北見山地の北部から中部の新第三紀熔岩の分布する地域では一般に緩やかで穏やかな山容をなすが、中部から南部の白亜紀層が直接露出する地域では急峻な地形をなしている。

石狩山地は、北海道で最高点の旭岳を擁する高山地である。地域内の低地は五〇〇〜一〇〇万年前に噴出した十勝火砕流堆積物（噴出量五〇〇立方キ）が日高累層群を覆って広範囲に広がる台地を形成し、そのあと一〇〇万年前頃のニセイカウシュツペ、五八万年前頃の軍艦山、四〇万年前頃のニペソツ、三〇〇万年より前の喜登牛火山などの安山岩質成層火山が活動し、さらに更新世後期（数万年前）の然別火山群、更新世末〜完新世にかかる大雪・十勝火山群などの火山噴出物あるいは火山体などで構成される地域でほぼ北海道の中心部に位置している。

天塩山地は、南北一五〇キ、東西幅最大六五〇キの山地で北海道北部の脊梁をなしている。稜線高度は八〇〇メートル前後で、北に向かって低くなり標高三〇〇メートル前後で宗谷丘陵に漸移する。山地は南部で石狩川、北部で天塩川に分断されるが、南北に伸長する地質構造を反映して南北方向の稜線の伸

びと水系が卓越している。山地中央部付近には中生代層と神居古潭変成岩類および蛇紋岩類が分布し、西方に向かって新第三系に移り変わっている。この地質構造を反映して主稜線から日本海側に向かって徐々に高度を減じるが、海岸に至るあいだに東西幅三〇キに及ぶ中・低山地↓サロベツ原野などの低湿地が形成される。天塩山地には士別、名寄、美深、幌加内、政和、朱鞠内湖周辺などに山間盆地が形成されている。

中央凹地は、天塩山地とこれの南延長と見られる幌内山地および北見山地に挟まれた北から歌登盆地、小頓別盆地、名寄盆地（東西一〇〜二五キ、南北五〇キ）、剣淵盆地（東西五〜八キ、南北二〇キ）、上川盆地、富良野盆地などによる一連の低地である。このうち、上川・富良野盆地が前期更新世以降に形成されたのに対し、これより北部の盆地は中〜後期中新世に形成されたいずれも構造盆地である（岡一九八六）。

夕張山地は主稜線（最高峰声別岳 一七二六メートル）が東側に偏っていることから、山地は西に向かって順次高度を下げて石狩平野の東端部で標高数十メートルになる著しい非対称的な山地である。主稜線の富良野盆地側は急斜面となつて北側に落ち込んでおり、山地全体としては一種の傾動地塊である。山地はゆるく西に傾いていることから西に流れる河川は比較的緩やかで穏やかであるが、東側へ流れる河川の上流部は河床勾配の急な溪谷をなしている（小疇他前出）。

**構造盆地** 構造運動によって形成された盆地。褶曲の向斜部、地溝などの低所から成る。所に出来た盆地で周囲は盆地側へ傾く褶曲層や断層崖などの複合した斜面から成る。

**傾動地塊** 断層に沿う回転運動によって一方に傾いた地塊。地形的には一方に急な断層崖を持ち、他方に緩やかな長い斜面を持っている。

主稜線付近は神居古潭変成岩類（蛇紋岩を含む）を挟んで空知層群で構

成され、西方に向かって白亜紀のエゾ層群、函淵層群、古第三系石狩層群・幌内層群そして新第三系の地層が分布する。

夕張山地西端部は石狩平野（長沼低地）、安平―早来低地に接する新第三系の滝の上層、川端層堆積物による丘陵・低山地となっており、その最西端部には馬追丘陵がある。

馬追丘陵は、南北五〇〇、東西約一〇〇の平均標高一〇〇以下の未満の丘陵（最高点二七五）である。地質構造的には中新世下部までの地層が東傾斜の逆断層を伴った複背斜構造をなして南北に伸長している。

馬追丘陵の西縁部には三面の海成段丘面があり、最も低い段丘面（アイソトープステージ五）の旧汀線高度は岩見沢付近の三〇〇から、千歳市東方では四五になる。馬追丘陵南部ではさらに高い汀線高度を示す断片があることから、少なくともこの三〇〇～四〇万年間、馬追丘陵はほぼ等速で隆起しており、反対に石狩低地南部は沈降し続けている（小池・町田二〇一）。

アイソトープ・ステージ 深海底コアから採取された浮遊性有孔虫の炭酸カルシウム中の酸素同位体組成の分析から求められた海洋酸素同位体ステージのことで、間氷期を奇数（現在を一とする）、氷期を偶数で表す。現在、二七五万年までの一〇六番までが決められている。

### 東部山地

東部は、白糠丘陵、知床―屈斜路―阿寒火山群さらにこの火山帯を境にして北のオホーツク低地（又は海岸平野）および南の根釧台地の大きく四つに区分される。

白糠丘陵は、鮮新世―更新世（十勝層群）の地層からなる西部の長流枝内丘陵と幕別台地、中新世から鮮新世の地層からなる豊頃丘陵および白亜紀後期―新第三紀にかかる堆積岩からなる白糠丘陵主部で構成される。白

糠丘陵主部は標高三〇〇以下の丘陵中央部から東部、二〇〇以下の南東部そして標高二〇〇以下の南端部で構成される。白糠丘陵主部は断層と褶曲によって強く変形されており標高のわりに急峻な斜面と細かな山ひだからなる地貌を示している。

根釧台地はさらに鶴居丘陵・狭義の根釧台地・釧路湿原（又は沖積平野）に区分される。鶴居丘陵は、釧路湿原の北部に広がる比高一〇〇以下の丘陵地帯で主として阿寒火山噴出物、その二次堆積物と屈斜路火山噴出物で構成される。

釧路湿原は縄文海進以降に形成されたもので東西一五、南北三五の広がりを持つ国内最大の湿原である。

狭義の根釧台地は釧路から根室半島にかけて、白亜紀後期―古第三紀の地層が海岸沿いに背斜構造をとりながら続き、内陸側には更新世―完新世の堆積物と火山噴出物で構成される。根釧台地は、標高一〇〇前後で凹凸を繰り返しながら東方に向かって緩やかに高度を減じている。

知床―屈斜路―阿寒火山群は根釧台地と鶴居丘陵の北部にあつて、北東―南西方向に一四〇延長する火山列である（千島火山帯）。知床半島は全長六五、新第三紀層を基盤として第四紀に活動している火山帯で、半島中央部の背斜軸部に知床五山（知床岳、硫黄山、羅臼岳、遠音別岳、海別岳）が連続している。さらに半島基部から南西に斜里岳、江島火山、屈斜路火山、阿寒火山群が連続しておりこれと雁行して武佐岳・摩周火山がある。

知床―阿寒火山群は延長五〇、幅一二の火山列をなし、摩周火山も含めてカルデラ湖を形成する。

オホーツク海岸平野（又は斜里・網走低地）は、能取岬と知床半島基部の隆起帯に挟まれた低地帯である。これは南の小清水台地・斜里岳、東の

海別岳の火砕流に覆われた山麓扇状地や段丘などに囲まれた平野である。斜里平野の海岸沿いには二列の砂丘がある。なお、オホーツク海岸沿いには北のクツチャロ湖から始まってサロマ湖、能取湖、網走湖そして藻琴湖、涛沸湖や涛釣沼など多くの海跡湖がある。

#### 第四項 海底地形

北海道は周囲を海に取り囲まれている。陸地の様子はこれまでに概略を述べたが海のなか特に、石狩湾周辺の海底地形について次に若干述べる(図3-6)。

東北地方から北海道の日本海側の海底地形は複雑な様相を示している。岩内南方の弁慶岬から北北西方向に寿都海底谷(長さ五〇キ)があり、これより西側はマイナス一五〇〇メートルより深く、海底谷の東側には高さマイナス三〇〇メートル、マイナス八〇〇メートルの海丘群とマイナス三〇〇メートル、マイナス四〇〇メートルの神居海嶺に挟まれて神居舟状海盆(マイナス一五〇〇メートル、マイナス一〇〇〇メートル)がある。神居海嶺の東側にはマイナス六〇〇メートル、マイナス八〇〇メートルの深度で東西四〇キ、南北七〇キの広がりを持つ方形、楕円形の石狩海盆がある。石狩海盆の南側はやや急な傾斜をなすが北に向かつて緩やかに傾斜して、北方の武蔵堆に続いている。積丹半島は北北西方向に二〇キほど延び(神居海脚)、そこから北方の神居海嶺に連続する形態をとっており、石狩海盆は積丹半島の先端、大陸棚縁辺部の急崖以北が陥没したような形状をなしている。石狩海盆の東側には、雄冬岬から天売島を結ぶ線に沿ってやはり大陸棚の外側に石狩海盆よりも浅い深度の天売舟状海盆(南北八〇キ、東西二〇キ、深度マイナス二〇〇メートル)

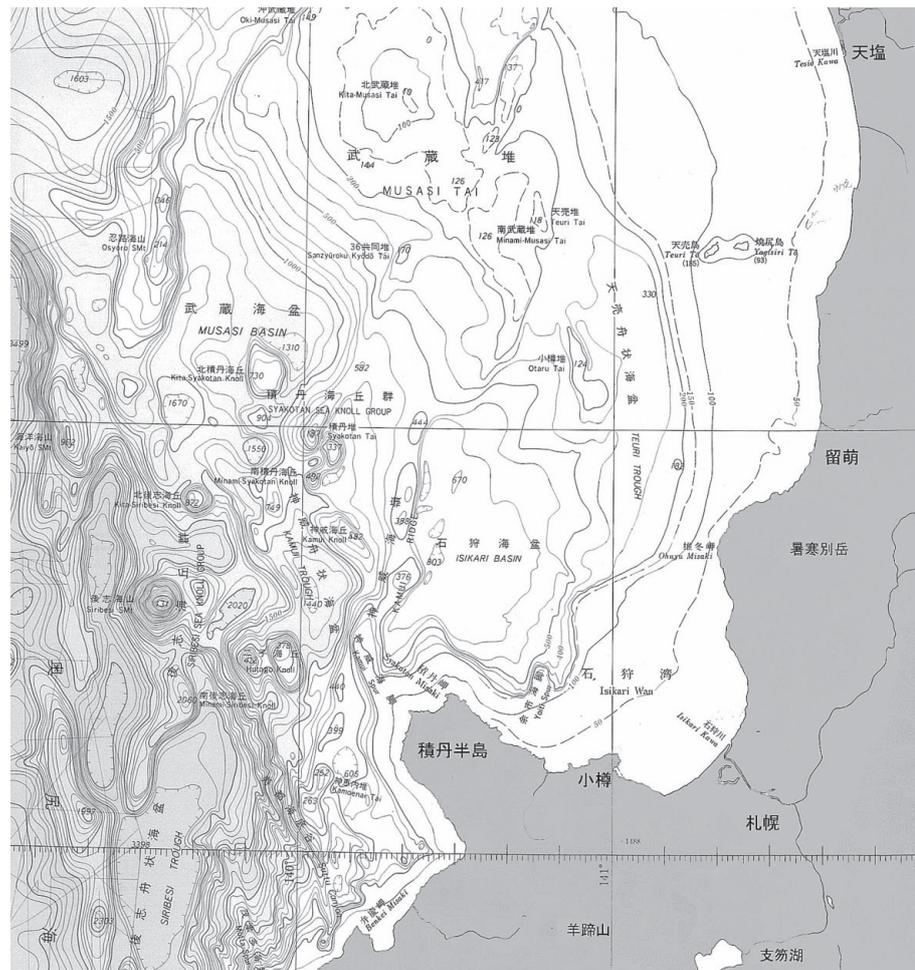


図3-6 石狩・積丹沖の海底地形図(海上保安庁水路部1980)

マイナス三〇〇メートル)がある。

海底谷 海底にある陸上の谷地形に似た細長い凹地。一般に急な谷壁を有し、時に急な崖となる場合もある。

海丘 まわりの海底からの比高が一〇〇〇メートル未満の海面下の隆起部で、頂部があまり広くないもの。

海嶺 急斜した起伏の大きい深海底の隆起部で海底の山脈。一般に陸上の山脈よりはるかに大きい。

海脚 海嶺の側面を外に突き出している小規模な隆起部。

舟状海盆 細長くて両側を比較的緩やかな斜面によってつくられた比較的幅の広い深海底の凹地。

堆 比較的浅い多少平坦な頂を有する海底の隆起部。成因には火山性のもので(火山島)、構造性のもので(傾動地塊など)およびさんご礁によるものがある。一般に好漁場になる。

## 第二節 千歳周辺の地形と地質

千歳は、東は馬追丘陵から西は支笏湖西方のフレ岳周辺の山地に至る東西五七・二<sup>キ</sup>、南北三〇・四<sup>キ</sup>、面積五九四・九五平方<sup>キ</sup>の拡がりを持つ。地域の大部分は丘陵、低山地で、市街地は駒里台地の北縁に位置する。構成する地質は新第三系中新統を基盤として第四紀の火山噴出物がその表面を覆っている。以下、千歳地域の地質について述べる。

これまでに述べてきたように、新第三紀という時代は日高造山運動の終末期の地殻変動が活発に展開した時代で、千歳地域もその運動を激しく受けた地域の一つである。

### 第一項 新第三紀(中々鮮新世)の地質 新第三紀の地殻変動

日高山脈は白亜紀に上昇を始めると同時に大量の堆積物を山脈の西方に堆積した。山脈の上昇がもつとも活発になったのは第三紀で、同時に東から西への圧力によって夕張周辺には衝上断層に伴うナツペやクリツペなどの根無し岩塊が形成され、古第三紀層は過褶曲した。この運動は、新第三紀にも引き継がれて南北に長く延びる新第三系褶曲帯が形成された。この状況は馬追丘陵周辺でよくみられる。

千歳から東の川端にかけて馬追丘陵―由仁・安平低地―新第三系褶曲帯―夕張炭田(夕張山地)と低山から中程度の高さの山地に移るこの東西二〇<sup>キ</sup>弱のあいだに、西から剣淵断層↓西馬追背斜↓馬追向斜↓馬追衝上断層↓馬追背斜↓由仁衝上断層↓角田・追分向斜↓角田・由仁背斜↓角田・本安平衝上断層↓築別向斜↓築別衝上断層がある(図3-7)。この間の例えば築別向斜東翼部で三七〇〇<sup>ミ</sup>の層厚をもつ川端層は、本安平衝上部

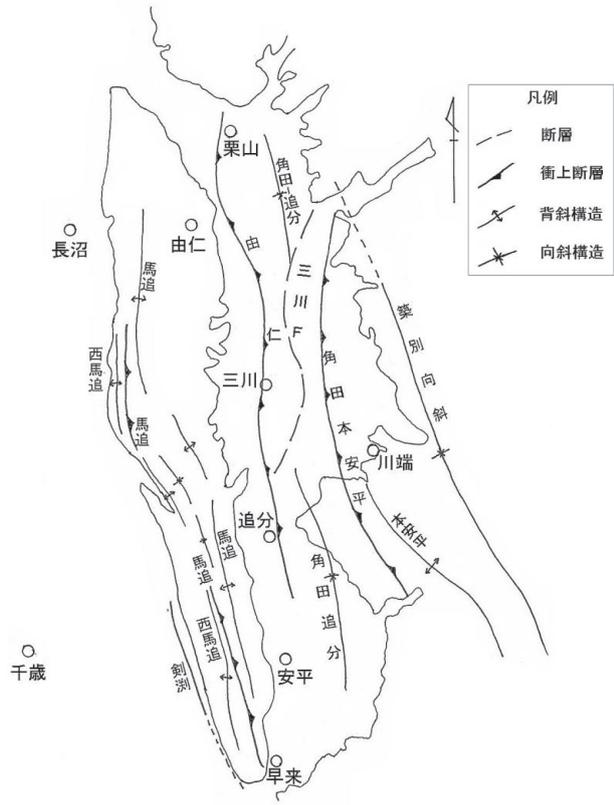


図3-7 馬追丘陵付近の地質構造図 (三谷1978、一部改変)

では一五〇〇メートルに、角田・由仁背斜では一〇〇〇メートル以下に、そして馬追背斜東翼では四〇〇メートル以下になっていて、東西わずか二〇キロのあいだで約一〇分の一にまで地層が薄化する急激な変化を示している。つまり、馬追丘陵付近は新第三紀を通じて構造的に特異な上昇地帯であったこと、川端層を堆積させた半深海〜浅海の堆積盆地が、新第三紀を通じて頻繁に消長する地域であったこと、幅二〇キロの狭い地帯に褶曲構造や衝上断層が集中しており、地質構造的には古第三紀末から新第三紀を通じて安山岩質火山活動の場であったことを物語っているものである(三谷一九七八)。このような地帯は、非造山体の縁辺部に形成された構造帯であることを示しており、これは北海道をほぼ南北に縦断するように稚内から静内にかけて連続して認められている。

### 千歳鉱山

石狩低地帯の東側で褶曲運動が起きているころ西側のグリーンタフ地域では鉱化作用が展開していた。この時期にその母体が出来たのが千歳鉱山である。

千歳鉱山は支笏湖に注ぐ美笛川の河口から約七キロ上流に位置する。

鉱山周辺を構成する中期中新世の千歳層群は、下部の美笛川層(プロピライト質熔岩主体で緑色凝灰岩を挟む)と鳴尾層(集塊岩質熔岩・石英安山岩熔岩)からなる。鉱床母岩は美笛川層で、これを第四紀の火山噴出物が不整合に覆っている。

プロピライト 変質して緑泥石や緑簾石を含む濃緑色の安山岩のことで変朽安山岩と呼ばれた。

鳴尾層 下位のニナルシウトマナイ川集塊岩層(美笛川下流域やオコタンベ川の西側地域)と上位のオコタンベ湖熔岩(オコタンベ湖の北部)の二つに分けられている。

鉱床はプロピライト、緑色凝灰岩中に胚胎する含金銀石英脈で、舞鶴鉱床など七つの主要鉱床に区分される。開発初期は舞鶴鉱床で採掘され、後に福神沢鉱床、次いでフレナイ鉱床が稼行された。いずれも多量の硫化鉱物を伴う。

鉱脈は地質構造と密接に関連して多くは北東または北西方向に伸長し北または南側に急傾斜している。代表的な福神沢鉱床を例にとると、上部では一〇〜一五の平行脈が最下部では一本の鉱脈となる。主脈の大黒三号鍾の走向延長は七〇〇メートル、傾斜延長四六〇メートル、平均脈幅〇・八メートル、平均品位は金が一三g/t、銀は一〇五g/tで主脈の走向傾斜は北八〇度東、八〇度北傾斜である。

鉱脈中には縞状構造が発達し、銀黒を伴い、銀黒の一部は特に自然金に

富んでいる。鉱脈の上部から下部まで富鉱部は変化なく連続し、自然金の濃集は黄銅鉱の濃集と密接に関連している。鉱脈が形成した時期（K-Ar年代）については、四七〇〇万年（氷長石）と三六〇〇万年（絹雲母）の値が得られている。鉱石中における金対銀の含有比は普通一対一〇である。

鉱脈の生成温度をみると、下位は二九〇℃～三一〇℃（塩分濃度、一・二～一・六割）であるが、上部に向って温度は低下し中位では二三〇℃～二五〇℃（塩分濃度〇・八～一・一割）、そして最上部では二〇〇℃～二三〇℃（塩分濃度〇・〇・七割）と変化しており、上下で約八〇℃の温度差がある。このことから、熱水が地下水と混合して温度・塩分濃度ともに低下して金が沈殿したものとされている（番場一九九〇）。

主な鉱石には、自然金・輝銀鉱・ポリバス鉱・脆安銀鉱・濃紅銀鉱・淡紅銀鉱・輝安銀鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・輝安鉱・黄鉄鉱・四面銅鉱・ヘッス鉱・石英・氷長石がある。

K-Ar年代 カリウム（<sup>40</sup>K）がアルゴン（<sup>40</sup>Ar）に放射壊変することを利用して岩石・鉱物の年代を測定する方法。カリウムは地殻の主要元素で測定できる範囲が広く、アルゴンは不活性ガスで微量でも測定が可能なおことから広く利用される。通常一〇万年より古い年代の測定が出来る。

## 第二項 支笏湖周辺の地質

### 概要

支笏湖は、千歳市街の西方二五キロのところにある。湖の東側には一対のシユモンモラップ山（四七七メートル）とモラップ山（五〇七メートル）があり、湖水の出口を挟んで紋別岳（八六六メートル）がある。湖の北側には恵庭岳（一三二〇メートル）、南側には風不死岳（一一〇三メートル）、樽前山（一〇三八メートル）とタツ

コップ山（六六一メートル）があり、西側には急な崖をつくる丹鳴岳（一〇四〇メートル）があつて、支笏湖を取り囲んでいる。これらの稜線を辿るとほぼ円形をした外輪山（直径約一四キロ）の姿が現れる。恵庭岳の西側には支笏湖の湖面から三七〇メートル高い位置にオコタンペ湖（水面標高六二〇メートル）がある。支笏湖の湖畔、ポロピナイ（幌美内）、オコタン（奥潭）、ピプイ（美笛）、モラップの各所には小規模な砂地（浜）がある。風不死岳の北側斜面は緩やかに湖に没し、北側にある恵庭岳の裾は直接水中に没しており、湖の西側と東側は急な崖で湖水と接している。

湖盆は、周りを急な崖に取り囲まれた底が平らな、全体としては深いなべ型（カルデラ）の立体形状をしている。支笏湖底は締まった火山灰で構成され、その表面は砂・礫で覆われている（支笏湖の水とチップの会二〇〇七）。

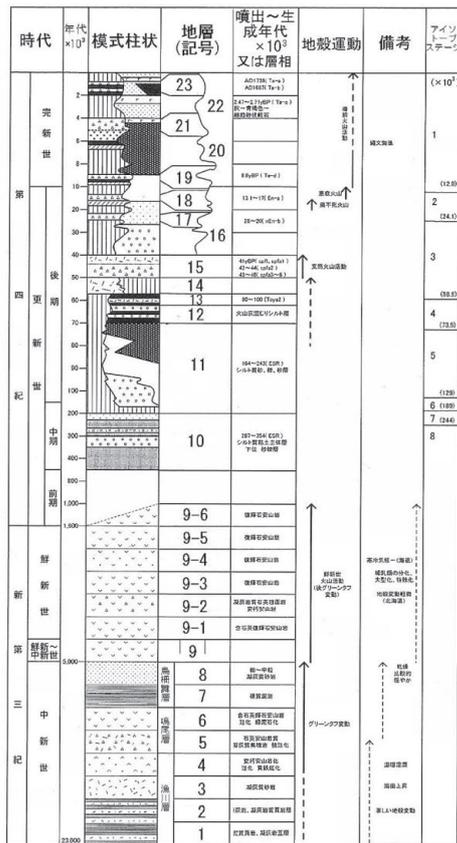
支笏湖周辺の地質層序を図3-18に示す。表から、周辺で最も古い地層は新第三紀中新世の漁川層であることがわかる。

漁川層 下から、金山沢頁岩層・ラルマナイ川凝灰岩層・湯の沢凝灰質砂岩層及び鞍馬越変朽安山岩層で構成される。

新第三紀とは今から約二三〇〇万年前頃に始まった時代で、中新世（二二〇〇万～五二〇万年前まで）と鮮新世（五二〇万～一六〇万年前まで）の二つに分けられている。

中新世は、前半が温暖湿潤な時期で、海面が上昇し（＝海進）地殻変動の激しかった時代である。後半は、乾燥の傾向が強く比較的静かで穏やかな時代で、哺乳動物の分化が進んだ時代である。

一方、鮮新世は海面が下がった時代（＝海退、寒冷気候）で、哺乳類の分化、大型化、特殊化が著しく進み、哺乳類全体が最も栄えた時期といわれているが、人類はまだ出現していない。地殻変動も北海道全体として



- 23: 樽前降下軽石層 (Ta)…AD1667 (Ta-b)、AD1739 (Ta-a)
- 22: 美々川層 (Bb)…砂、泥、礫
- 21: 樽前降下軽石層 (Ta-c)…2.5-2.7yB. P.
- 20: 祝梅川層 (Sb)…砂、泥、礫
- 19: 樽前降下軽石層 (Ta-d)…8.9yB. P.
- 18: 恵庭降下軽石層 (En-a)…13-17yB. P.
- 17: 風不死降下軽石層…28-20yB. P. (nEn-b)
- 16: 梅川層 (Uk)…砂、泥、礫
- 15: 支笏軽石流堆積物 (Spfl)…42yB. P. (Spfa1, Spfl)  
支笏降下軽石層 (Spfa 1-10)…42-44yB. P. (Spfa 2)、44-46yB. P. (Spfa 3-6)、48-50yB. P. (Spfa 7-10)
- 14: 鶴川降下軽石層 (Mppfa 1-3)
- 13: 厚真降下軽石層 (Aafa 1-4)…90-100千年 (Toya 2)
- 12: 遠浅川層 (TA)…火山灰混じりシルト層
- 11: アウサリ層 (As)…164-243千年 (ESR)、シルト質砂、礫、砂礫
- 10: フモンケ層 (FM)…287-354千年 (ESR)、シルト質粘土主体層、下位; 砂礫層
- 9-6: 735m山熔岩 (Sl)…複輝石安山岩
- 9-5: 漁岳熔岩 (Zl 2)…複輝石安山岩
- 9-4: 漁岳基底熔岩 (Zl 1)…複輝石安山岩
- 9-3: 樽前川熔岩 (Rl)…複輝石安山岩
- 9-2: 千歳川集塊岩層 (Cg)…凝灰岩質石英粗面岩、変朽安山岩
- 9-1: 紋別山熔岩 (Bl)…含石英複輝石安山岩
- 8: イチャソコッペ (II)・モーラップ (MI)・多峰古峰熔岩 (TI)
- 7: 水溜砂岩層 (Mi)…細～中粒凝灰質砂岩
- 6: 湖畔頁岩層 (Ko)…硬質泥岩
- 5: オコタンベ湖熔岩 (Op)…含石英輝石安山岩、珪化、緑泥石化  
ニナルシュトマナイ川集塊岩層 (Ni)…石英安山岩質、凝灰質集塊岩
- 4: 鞍馬越変朽安山岩 (Kp)…変朽安山岩、珪化、黄鉄鉱化
- 3: 湯ノ沢凝灰質砂岩層 (Yu)…凝灰質砂岩
- 2: ラルマナイ川凝灰岩層 (Ra)…凝灰岩、凝灰岩質頁岩層
- 1: 金山沢頁岩層 (Ka)…泥質頁岩・凝灰岩互層

注 1～9-6までは1/5万図幅「樽前山」(土居1957)による  
10～23は許ほか(2001)より一部改変加筆

図3-8 支笏湖周辺～駒里・勇払低地地域地質層序表

みると比較的静かな時代であった。

漁川層は古い方から頁岩、凝灰岩、凝灰質砂岩およびプロピライトの順で構成され、漁川の上流部、支笏湖盆壁の北部と南部に部分的に顔を出している。

最下位の頁岩層は灰黒色～黒色の泥質頁岩でできており、上部は、凝灰質砂岩の薄層と頻繁に互層する岩相になっている。凝灰岩層は主として灰緑色を呈して頁岩層の上位にのっている地層で、頁岩層から徐々に移り変っているが、これはさらに上位の凝灰質砂岩層に変わっていく。すなわち、頁岩層から凝灰質砂岩層までは時間間隙がなく、地層が連続して堆積した事を示している。最下位の頁岩層は漁川の河岸や河床に露出しており、凝灰岩層は主として漁川上流部とその支流に分布している。

凝灰質砂岩層は漁川上流地域、支笏湖西南湖岸などに分布する灰白色～灰緑色中粒から粗粒の凝灰質砂岩で構成される。

最上位のプロピライトは漁川上流や、オコタンベ湖、支笏湖西側の湖盆壁並びに美笛川河床などに分布する安山岩質の熔岩でできています。これらはいずれも海に堆積した堆積物または熔岩で、大昔(二三〇〇万年前頃)の支笏湖周辺は最初は穏やかな海であったが徐々に海底火山の活動が活発になり、漁川層が堆積する時代の終わり頃には激しい海底火山活動(プロピライトの噴出)の起こった事を示している。

中新世の始め頃海であったこの地域は、中頃になると次第に浅くなりついに陸地化していったが、火山活動は漁川層の堆積に引き続いて活発に行われた(鳴尾層)。この火山活動は最初に石英安山岩質の集塊岩を噴き上げて堆積させ、これに続いて石英安山岩熔岩が噴出した。中新世の半ば以降、この付近は再び海域になり、硬質の泥岩や砂岩が堆積するようになった。砂岩は緑色をおびた暗灰色細粒ないし中粒の凝灰質砂岩である。硬質

の泥岩と砂岩との直接の関係はよく分からないが、下位の地層と考えられる泥岩から海綿類、うにの破片、蠕形動物の化石が採取され、上位の地層と考えられる砂岩層からは浅い海で生活するロウバイガイ、シラトリガイ、マクラガイ、ツノガイ等が産する。この浅い海に溜まったのが烏柵舞層である。その後、付近は陸域となったため海成の堆積物がたまることなく、激しい火山活動の場に変っていった。このように、支笏湖地域は穏やかな堆積盆の形成から始まり、中新世前半の終わり頃には鞍馬越変朽安山岩と鳴尾層の石英安山岩類が活動した。

蠕形動物 無脊椎動物の一グループで、多毛類・貧毛類・環形動物（ヒル、

ミミズ）・扁形動物（吸虫、条虫）などがある。

烏柵舞層 これに含まれる硬質の泥岩主体層を湖畔頁岩層（湖畔からモラップ

付近、タップコップ山北方湖盆壁などに分布）、砂岩主体層を水溜砂岩層（千歳川河岸・イチヤンコップ川河岸・紋別川河岸に小規模に分布）と

呼ぶ。両者は直接するところが無いためお互いの関係は不明であるが、湖畔頁岩層が下位とされる。なお、烏柵舞層が分布する地域に鳴尾層が分布していない事から両者の関係も良く分かっていない（土居一九五七）。

陸域における最初の火山活動はおそらく中新世から鮮新世にかかる時期に起こったと思われる、イチヤンコップ山熔岩、タップコップ山熔岩、モラップ山熔岩が、そしてこの時期の最後に紋別岳熔岩が噴出して（土居一九五七）、現在見られるような支笏湖周辺の山容が出来た（ここでは周支笏湖火山群と呼ぶ）。鮮新世に入ると集塊岩（千歳川集塊岩層）、樽前川熔岩、漁岳基底熔岩及び漁岳熔岩が次々に噴出して支笏火山の外輪山となる形がほぼ整った。第四紀更新世になると支笏火山は劇的な変化を遂げた。まず最初に支笏湖北側の七三五山熔岩が噴出した後、長い期間の休止期をはさんで、五万年前頃最初の支笏火山の爆発を見る事となったのである。

る。この休止期になにごとがあつたのか今のところはつきりしないが、支笏火山の東側には石狩川が流れ海に注ぐ辺りには三角州が出来ていたようである。そして支笏火山の爆発はいきなり、大量の軽石を吹き上げることから始まった。

#### 支笏火山

支笏湖から千歳川を下つてくると両岸に、厚い火山灰層とそれの固まった硬い岩石、支笏熔結凝灰岩（札幌軟石、島松軟石とも呼ばれる）の高い壁のあるのがわかる。漁川の川床やダムの上流の林道にも同じような石が露出している。

新千歳空港から苫小牧方面に向かって国道36号線を走ると美々の御前水の近くで国道が一〇ほど下がり、美々川沿いの湿原が広がってくる。この付近の国道や道道に沿って、所々に白い崖があり、漁川林道や千歳川で見たと同じような充分固まりきっていない砂のような火山灰層が崖を作っているのが分かる。またところによっては、この層の下に大粒の軽石が水平に積っているのが見える。さらに御前水から早来の方に抜けて行くと、大粒の軽石の下にいろいろな色をした軽石の層が水平に堆積しているのを見る事が出来る。

このような軽石層、支笏熔結凝灰岩と支笏湖との間には、どのような関係があるのだろうか。実は、これらはすべて支笏火山（一部はクッタラ火山）の爆発によって噴き上げられた火山灰や軽石が積ったものである。これらの火山灰層や軽石層から支笏火山は、今からおおよそ五万年前から四万六〇〇〇年前の初期火山活動（降下軽石堆積層のSpfa1017）、四万六〇〇〇年前から四万二〇〇〇年前の比較的穏やかな中期の活動（同Spfa613）、そして四万二〇〇〇年前の終期の破局的活動（同Spfa211、および軽石流堆積物Spf1）の三時期、一万年にわたる活動の結果



写真3-1 支笏軽石流堆積物と後支笏火山噴出物層

果形成されたことが明らかになった。なお、白老川上流や社台川上流に森野火山噴出物と呼ばれる軽石層が小規模に分布している。これの帰属は暫く不明であったが、現在は支笏火山噴出物の一部（山崎他一九八六、春日井他一九八九・一九九〇）で、おそらくSpfa1に対比されるものとされている。

Spfa (Shikotsu Pumice Fall deposits) / Spfi (Shikotsu Pumice Flow deposits) は、それぞれ支笏降下軽石堆積物層と支笏

軽石流堆積物層のこと。後ろにつく数字は軽石層の番号で10から1に向かって新しいことをあらわす。En-a、b、c、Ta-a、b、c、dもそれぞれ恵庭降下軽石層と樽前降下軽石層の略字。En、Taのあとについているa、b、c、dは軽石層の名前でdまたはcがふるく、aは最も新しい噴出層をあらわしている。

最後の破局的噴火はすさまじいもので、例えば、Spfa1という降下軽石層は、美々の御前水付近で五メートルの厚さに積っており、早来でも二メートルある。この軽石層はさらに襟裳岬の近くの庶野で五〇センチ、日高山脈の東側の広尾でも二〇センチ、遠く網走では一〇センチの厚さで堆積している。

支笏熔結凝灰岩(Spf1)は、支笏火山の火山活動終期の破局的活動で支笏カルデラの周囲の札幌―千歳―苫小牧―白老の広い範囲に押し出された浮石質凝灰岩が厚く堆積し、内部に長期にわたり高温状態が保たれ熔結したものである。この熔結凝灰岩は、支笏湖の出口の千歳川で一五〇メートルの厚さを持っているが、東に向かって層厚が小さくなり美々川低地では三メートル、馬追丘陵の西側斜面では五〇センチになる。ただし、この丘陵よりも東側には分布していない。同じように支笏湖から北の通称オリンピック道路が、漁川と交差する付近では五〇センチくらいあるものが札幌市南区の常盤では二〇センチくらいの薄さになっている。

支笏火山の噴火によって放出された降下軽石層は、およそ三七立方キロメートル(21・75×10<sup>9</sup>トン)、軽石流堆積物はおおよそ一〇〇立方キロメートル(130×10<sup>9</sup>トン)といわれている(湊他一九五九)。この膨大な量が抜けた巨大な窪みに、噴出した火山灰や吹き上げられた軽石が降り注いで積って(フォールバック)、地中の穴が塞がれて平らになったものが支笏カルデラである。この降下軽石層(Spfa1)の温度は、エゾマツの樹幹が立ったままほぼ完全に炭化していることから堆積時は低くても約二五〇℃であったと考えられている(勝井一九五八)。一方、火砕流堆積物は、中心から二三キロメートルの地点で五七〇℃以上、二五キロメートル地点で五七〇～六〇〇℃、三十一キロメートル地点で五一〇～五八〇℃、三七キロメートル地点で四三〇～五一〇℃(いずれも摂氏温度)と推定され、遠くなるほど低く噴出源に近いほど高かったことが分かる(鈴木一九六二)。

#### 支笏カルデラの形成

カルデラには侵蝕カルデラ、爆発カルデラそして陥没カルデラの三つがある。侵蝕カルデラは、もともとの火口が侵蝕されて広がったもので、伊豆の天城山がそうだといわれている。円錐火山の頂部が水蒸気爆発によつ

て吹き飛ばされて出来たものが爆発カルデラで、磐梯山がその例である。支笏湖はプリニー式噴火によってできた陥没カルデラとされている。

カルデラの成因についてはこれまで、地下のマグマ溜りが空っぽになり、上に載っていたものの荷重に耐えられなくなって陥没して凹地が出来たと考えられてきた。しかし、支笏カルデラの場合、フォールバックした火山灰層の中や放出物の中にも旧山体の破片が見つからないことから、クレーターレーク型(クラカトア型)のカルデラのような大規模な陥没説は取りにくい。このタイプのカルデラには、大火砕流のたび重なる噴出で次々と火口が拡大して生まれたもの(阿蘇山)や基盤岩が階段状に落ち込んだ上に火砕流が流れ込んだもの(鹿児島島の始良カルデラ)などがある。

プリニー式噴火 大量の軽石や火山灰が火口から空高く噴出されて、主として大規模な降下火砕物として風下に降下するような噴火。

では支笏湖は、どのようにしてできたのだろうか。これには次の三つの説がある。

第一は、支笏湖周辺の重力異常を測定した結果、湖盆底は低(負)重力異常となっていることから、支笏湖の下にあるマグマの通り道(火道)は、カルデラの中央部付近において深部へ通ずる逆円錐型あるいは漏斗状をしており、爆発によって地表近くの火道がラッパ状に広がってカルデラができたとの説である(横山他一九六五(英))。しかし、音波探査と屈折法地震探査によると、基盤は湖の西側では地上に達しているが東側で深くなり、カルデラ下では基盤の深さまで約二キロあって両側に比べて数百メートル落ち込んでいる。この落ち込みの底は平坦で、漏斗形の構造は認められないことから、支笏湖の低重力異常は基盤の沈下によったとの説(曾屋他一九八四)が第二である。第三は、マグマが地下深くから花崗岩と古生層の間をぬって上昇して、第三紀層の上で広がり、それによって地表が隆起し、そこにあつ

た地下水層と接触して大爆発を起こして降下軽石がまず降り積もり、ついで軽石流を噴出した。その際、陥没が起つてカルデラが形成されたが、この爆発で火口はさらに拡がりフォールバックした軽石が堆積したとの説である(湊他一九五九)。今のところ、最後の基盤陥没説が有力と思われるが、まだはつきりとしていないわけではない。

#### 後支笏火山活動

約四万二〇〇〇年前に破局的噴火が起きて支笏カルデラが完成して以来二万一〇〇〇年前頃まで、支笏湖周辺では目立った火山噴火の形跡がない。もちろん大きな地殻変動というものもなかったようである。従つてこの間のことについては推測するしかないが、おそらくこの約二万年間、周辺は大量の火山灰によって植生は全て焼き払われ、あるいはなぎ倒されて砂漠化していたのではないかと推定されている。なお、これについてはまた後に述べる。支笏火山の噴火後支笏湖の周辺では、まず二万八〇〇〇年前から二万年前に風不死火山が活動し、引き続き恵庭火山が一万九〇〇〇年前から一万六〇〇〇年前頃まで活動して降下軽石が堆積した。そして最後に、樽前山が八九〇〇年前に突然爆発したあと現在まで断続的に噴火を繰り返している。

#### (一) 風不死火山とその噴出物

風不死火山の活動についてはその詳細が分かっていない。ただ最近の調査によれば、これまで恵庭火山の噴出物とされていたnEn1b降下軽石(春日井他一九七四)が風不死火山の噴出物であることが明らかになった(中川一九九三)。この風不死火山は、二万八〇〇〇年前から二万年前頃に熔岩ドームが形成され、それに伴う多数のメラピ型の火砕堆積物からなっているとされている(中川前出)。

メラピ型火砕流 円錐形の成層火山。山頂の火口内では噴火のたびに熔岩

ドームが生成されるが、重力的に不安定になって崩れるときに破碎されて火砕流が堆積する。しかし、規模は一般に小さい。雲仙普賢岳ふげんたけでは最大到達距離は六〇米未満、総体積は〇・二立方キロであった。メラピはインドネシア、ジャワ島の火山。

## (二) 恵庭火山とその噴出物

約四万年前に支笏火山の活動が終わってからおよそ二万年が経過した頃、Enric (春日井他前出) という降下火山灰が千歳の祝梅三角山遺跡周辺に認められている。その後、恵庭岳周辺では何枚もの熔岩流が流れて火山体の原型が出来た(第一期)。ついで一万九〇〇〇年〜一万六〇〇〇年にかけて大規模なプリニー式噴火が起こって大量の火山灰や軽石を噴出した(一〇立方キ)。この時に放出された降下軽石は粒が大きく赤褐色を呈する、非常に特徴的なものでEnriaと呼ばれている。これは、遠くからでもすぐに分かるほどのもので、恵庭岳から約二五キ離れた千歳市周辺でも二ミ以上の厚さで積っているのが観察される(第二期)。その後、山体の東側に熔岩が流れ(第三期)、次いで山頂から北側と南側に熔岩が流れ(第四期)、二〇〇〇年前には山の西側に熔岩が流れて川がせき止められてオコタンペ湖が出来上がった(第五期)。恵庭岳の現在の形が完成したのはこの第五期までの熔岩流によってである(中川二〇〇五)。

恵庭岳の山頂火口は、一七〜一八世紀にかけて発生した水蒸気爆発によるもので、このときの爆発によってポロピナイ側と西のオコタンペ側に大規模な岩屑がんせつなだれが発生した。山頂火口付近では一八世紀以降も水蒸気爆発が発生し(中川前出)、恵庭岳は現在も活動が続いている。ただ、二〇世紀に入ってから火山灰や軽石を放出するような目立った火山活動は記録されていない。

Enric これは、二万一〇〇〇年前という年代が知られており、これまで

は恵庭火山の噴出物とされていたが、支笏起源の一連の噴出物との見方もある(山縣一九九四)。

## (三) 樽前火山とその噴出物

樽前火山は、支笏カルデラの南壁上で成長を開始した後支笏カルデラ火山の一つで、およそ八九〇〇年前に初めて噴出した。このとき噴出したものがTaid層という降下軽石である。この火山はプリニー式噴火を特徴とするもので、火口周辺に降下した軽石が堆積して山体が成長したものである(火砕丘)。ちなみに八〇〇〇年前頃の北海道は寒冷化した時期であって写真3-2のようなクリオターベーションと呼ばれる現象が特にTaid層に発達している(許他一九九三)。

クリオターベーション 礫・砂・シルト・粘土からなる表層に現れる不規則な波状構造や乱雑にこね回された凍結攪乱地層の形態又は作用。地層中に現れる過去の周氷河気候を示す。

この火山は断続的に噴火を繰り返して、二五〇〇年〜三〇〇〇年前には大量の火山灰と軽石を降らせた(Taic層)。それからしばらく休止期があつて寛文七(一六六七)年に十数キの高さにまで噴煙柱の上がる大噴火が起きた。このとき噴出した軽石層は苦小牧北部で二ミの厚さに降り積もり、勇払川の河岸では丸木舟五隻を埋めてしまうほどであった。この層をTaibといいい噴出の総量は四立方キと見積られている。このときの噴火では、このほかに火砕流も発生している。元文四(一七三九)年には再度火砕流を伴う大規模噴火があり、新千歳空港付近では一ミを越す軽石層が



写真3-2 クリオターベーション

堆積した(Taia層)。

特に、Taib、a両噴火によって山頂部に大規模な火口が形成され、文化元(一八〇四)年十四年には火砕流を伴う軽石とスコリアの噴出があつて(Taia0層)低い中央火口丘が形成された。その後慶応三(一八六七)年には、地震に加えて大音響がとどろき、火柱が立ち上がるような噴火が起きて小型の熔岩ドームが形成された。七年後の明治七(一八七四)年になるとこの小型の熔岩ドームを破壊する大爆発が起き、中央火口丘に直径一八〇呎の火口が形成された。このときの噴火は札幌からも目撃されている。ついで、明治四十二年三月三十日に小噴火が起きたあと四月十二日には激しい爆発があつて、札幌にも降灰し、四月十七日から十九日にかけて高さ一三四呎、体積二〇〇万立方呎ある現在の熔岩ドームが出来上がった。この活動は、五月初めに火山の爆発も止んでドームの成長が停止したことによって収束した(北海道防災会議一九七二)。樽前山は、その後も数十度にわたる小噴火をおこしている(一九一七年〜一九三六年、一九四四年から一九五六年、一九七八年〜一九八〇年)ものの現在は小康状態にある(一九〇九年以降一九五五年までに四一回以上、一九五六年以降二〇〇〇年までに三回)。

### 第三項 低地の成り立ち

#### 石狩低地帯

石狩低地帯とは、南は勇払海岸から北は砂川まで、西は石狩湾と東は馬追丘陵に挟まれた長さ七二<sup>キ</sup>、最大幅三四<sup>キ</sup>、平均二〇<sup>キ</sup>の地域のことを言う(長尾・佐々一九三三)。千歳市駒里付近にある標高およそ二五<sup>キ</sup>の台地は、太平洋と日本海を分ける分水界となつているが、石狩低地帯をも南北に分けている。北海道の地質構造区分上、この低地帯は重要な位置を

占めており、この低地帯を挟んで東側には砂岩・泥岩など正規の新第三系堆積物が分布し、これの西側ではグリーンタフ活動の産物が主として堆積している。このような構造的な観点から低地帯を見ると地形的な窪地としての低地帯(これはさらに深川まで延びる)とは若干異なる。ここでは、いわゆる地形的な窪地としての低地という観点で上に述べた範囲を言うことにする。この石狩低地帯は、美唄原野(砂川〜江別、石狩川左岸)と篠津原野(同右岸側)、江別から勇払海岸までの低地、江別から千歳市駒里までの長沼低地、駒里から勇払海岸までの美々勇払低地(以下、勇払低地)に分けられる。このうち、勇払低地を除いた部分を一般に石狩平野(三八〇〇平方<sup>キ</sup>)と称している。なお、勇払低地も含めてこれらを沖積平野とも称する。

主な地質構成は、石狩低地帯の東は新第三系から一部古第三系が分布し、西は更新統堆積物の野幌丘陵と支笏火山に由来する火山灰層による火山灰台地、北の石狩丘陵は新第三系堆積岩類、南西側の山地は新第三系火山岩類となつている。

#### 沖積平野

沖積平野とは、沖積層の堆積物からなる平野(この場合は、海岸平野・海岸砂丘・海跡湖などを含む)と洪水堆積物からなる平野の両方の意味がある。石狩低地帯、特に砂川から下流の広大な地域、さらに紅葉山砂丘から石狩湾岸の砂丘までの砂堤列帯(勇払海岸の浜堤列と同じ)などは前者の意味で沖積平野といわれ、後者の場合には石狩川本流に注ぐ豊平川のつくる扇状地や札幌の南西山地と平野の境界に点在する円山扇状地・発寒川扇状地・星置川扇状地などがある。石狩低地帯のうちの長沼低地(三六〇〜四〇〇平方<sup>キ</sup>)は、千歳川が火山灰台地を通過してのち低地部に至って石狩川に注ぐまでの馬追丘陵から野幌丘陵の間に広がる低地をいう。

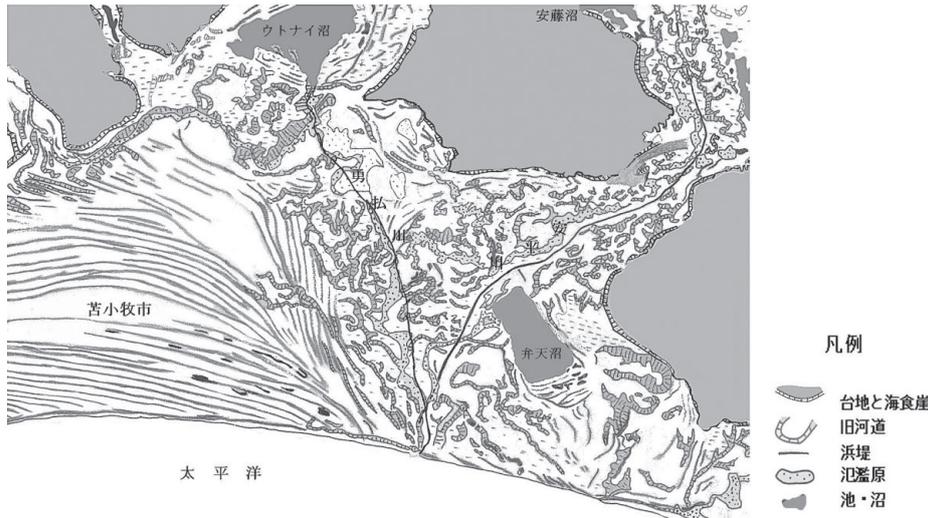


図3-9 勇払原野の地形分類（浜堤列と旧河道の様子 1947年撮影空中写真に基づく）

○より数回高い堤で数列から数十列に及ぶものもある。

砂堤列 波の作用によって形成された砂礫の堆積地形で、砂浜の高さより一長沼付近から南は支笏火山灰層の上部に軟弱な泥質物と泥炭層が広がり、これより北部の石狩川までは砂礫層の上部を覆って泥質物と泥炭層が重なっている。勇払沿岸から美々川上流域にわたる勇払低地には、海跡湖や湿地帯がある。この勇

払低地にはかつて数十列に及ぶ浜堤列が形成されていたが、石狩川下流の砂堤列とともに後の開発によってほぼ全て消滅した（図3-9）。このように、一言で沖積平野といっても形態上変化に富んでおり、それらを形成する営力も海成・河成・風成とさまざまである。今、これらをすべて含めた面積はおおよそ四〇〇〇平方<sup>キ</sup>になる（岩見沢より下流の石狩平野<sup>キ</sup>三八〇〇平方<sup>キ</sup>+勇払平野<sup>キ</sup>約二〇〇平方<sup>キ</sup>）。

湿原とされるものは主として勇払川から弁天沼

周辺、ウトナイ沼周辺、美々川の源頭部からウトナイ沼に至る川沿いやこれに注ぐトキサタマップ川・オタルマップ川周辺などに現在もその姿をとどめている。ただし、いずれも開発の脅威にさらされてその存続が危ぶまれている。

江別から北部の美唄原野（石狩川左岸）と篠津原野（同右岸）は、砂礫層を主体としてその上部は泥炭層で構成される。

#### 湿原

長沼低地にはかつて千歳川とその支川の旧流路跡に形成された河跡湖のオサットー（長都沼）・マオイトー（馬追沼）やその周辺の湿原があったが、戦後の灌漑排水事業によって現在はほぼ完全に消滅している。現在の低地には、海拔標高が五<sup>メートル</sup>よりも低い場所があるが、湿生植物は認められない。

勇払低地には美々川本川、右支川のペンケナイ・パンケナイ・丹治沼・オタルマップ川・トキサタマップ川・植苗川と勇払川合流点下流、ウトナイ沼、安平川下流の弁天沼などの沼沢群とその周辺地域が湿原となっている。勇払低地の沼沢ならびに湿原は縄文海進以降に形成された海跡湖である。主たる植生はヨシ、イワノガリヤス、カヤツリグサ、フトイなどの草本類とハンノキ、ヤナギ、ミズナラなどの木本類がある。

岩見沢・北村・新篠津村にかかる石狩川左右岸には大小の沼が点在しており、沼の周辺には湿地が展開している。これらの大部分は石狩川の氾濫または石狩川の捷水路工事による石狩川又はその支川の名残の河跡湖沼である。

#### 勇払低地（原野）

勇払低地（または原野）は苦小牧から海岸沿いに厚真付近まで、北は植苗付近までのおおよそ二〇〇平方<sup>キ</sup>の三角地帯をいう。この低地は縄文海

進が終わったあとの海退期に形成されたもので、海退に伴って残されたのが丹治沼・トキサタマップ沼・オタルマップ沼・ウトナイ沼・弁天沼・安藤沼（厚真町）などの海跡湖である。

今から一万八〇〇〇年前の最終氷期最盛期に現在よりも低かった海水面は、以後世界的な気温の上昇とともに大陸氷床や山岳氷河の融解によって徐々に上昇をはじめ、一万年前にはマイナス四〇位の位置にまで上昇した。以後は年に一センチの速度で海面は上昇を続け、今から六〇〇〇年から七〇〇〇年ほど前の温暖期には海面が現在よりも数メートル上昇した。これは汎世界的な現象で日本では縄文海進と呼ばれ、世界的には Flandrian Transgression と呼ばれている。この時期勇払原野では、海水面は現在よりも約四メートル上昇しており、海底の堆積物の状況、海蝕崖の分布状況や貝化石などから縄文海進期には美々・美沢付近までが海であったと推定されている。なお、石狩川下流の日本海沿岸では約三メートル海面が上昇したと推定されている (HU et al. 二〇〇五)。その後寒冷期に入って、海面が後退し始めるとともに、その汀線に沿って浜堤ができるようになりそれに伴って内側は大きな水溜りとして残り、そこに美々川からの水が注ぎ込んで徐々に淡水化が進んだ。海退に伴ってこのような事件が次々と起こり最終的に取り残されたものが先に挙げた沼たちである。これらの沼は縄文の海進と海退、さらにそれに伴う浜堤の形成と密接な関連を持っており、過去にまだたくさんあったことが解っているが、そのほとんどは開発とともに消えてしまった。縄文期以後海進と海退は小規模ではあるが、現在までに数回あったことがわかっており、現在の海水準はこのような過程を経て落ち着いたものである (阪口一九八四)。余談ながら現在進行中といわれる地球規模の気温上昇によって、二二〇〇年までに海面は最大五四メートル上昇すると予想されている。

海食崖 海に面した山地や台地で、波食作用によって削られて出来た崖。勇払低地の西側の台地によく見られる。

#### 第四項 札幌周辺の断層と活構造

勇払海岸から石狩湾、そして砂川にかかる石狩低地帯は東からの圧縮を受けて、西から石狩湾褶曲部、札幌東部―当別沈降部、野幌―金沢背斜および長沼沈降部の大きく四つの隆起と沈降帯に区分される (岡二〇〇五)。石狩湾岸褶曲部には西から北西―南東方向の西札幌背斜、南北方向の海岸背斜、茨戸背斜、月寒―太美背斜がある。江別付近には野幌―金沢背斜がこれに並列している。この内、月寒―太美背斜と野幌―金沢背斜のあいだの札幌東部―当別沈降部には鮮新世末―前期更新世の地層が累計一五〇〇メートル以上の厚さで堆積しており北部の当別向斜に続いている (図3-10)。

断層系は茨戸背斜の地下五〇〇メートル付近に逆断層が推定され、西札幌背斜の地表下五〇〇メートルでは正断層、さらに二五〇〇メートル深では低角度の逆断層が推定されている。

石狩低地帯東部の馬追丘陵付近には、三つの背斜と向斜構造があり、三つの衝上断層と一つの剣淵断層がある。また、丘陵地と低地帯との境界付近にはいくつつかの活断層ならびに活構造 (褶曲又は傾動地形) が推定されている。馬追丘陵の西縁部では、確実度一の馬追断層、確実度二の剣淵および泉郷断層がいずれも東傾斜の逆断層で北北西―南南東の方向に延びている。岩見沢付近には確実度二の岩見沢断層と栗沢断層が北北東―南南西方向に伸長する逆断層があり、石狩丘陵では確実度一の地蔵沢断層と二の当別断層が識別されている。当別断層は、樺戸山地の東縁部に沿って沼田まで北東―北方向に向きを変えながら断続している。いずれも正断層

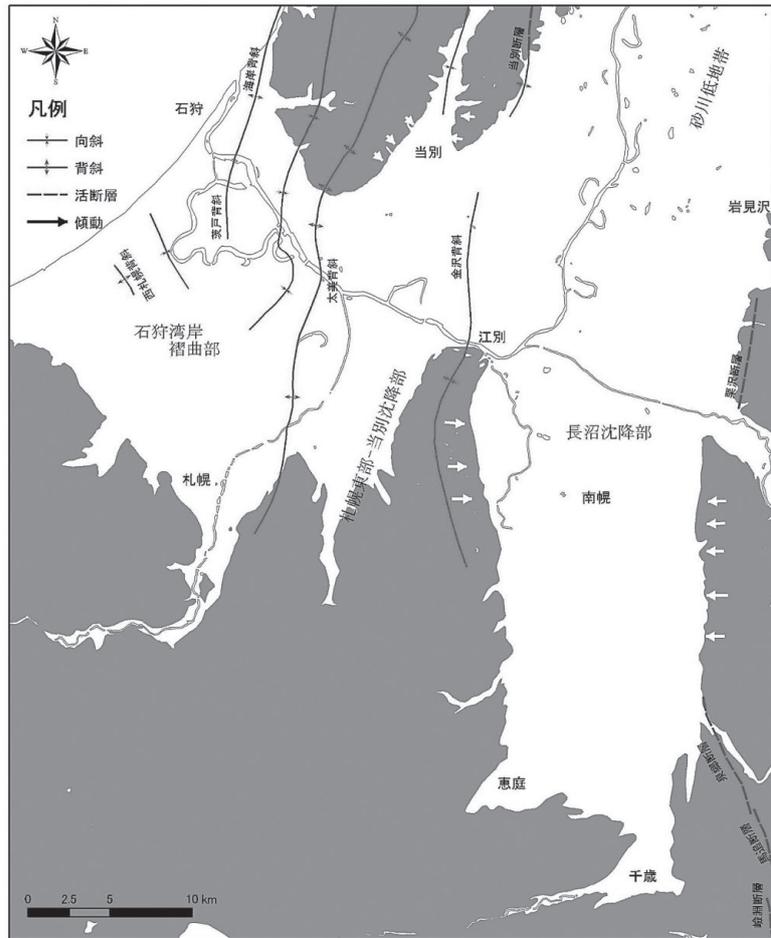


図3-10 札幌周辺地質構造図(岡2005、一部改変)

系である。

これら活断層のほかに、野幌丘陵東縁部の段丘は東側に傾斜しており、反対の馬追丘陵西縁部の段丘は西側に傾斜している。これは両丘陵の上昇と低地の沈降によるものと考えられている。

**活断層** 最近の地質時代に運動したことのある断層で、将来も活動することが推定される断層。ほとんどの場合地震によっている。第四紀(過去二〇〇万年間)に動いたものと言う場合もあるし、明治以降に限定する場合もある。最近は過去二万年間に動いたものと言うようになっていくが、最

近という年代は明瞭に限定されていない。褶曲も含めて最近に起きたと考えられるこれらのものを活構造という。

**確実度** 活断層の存在の確かさを認定する目安。活断層かどうかを判断するには個人差があるため、同一の写真や現場で複数の人によるクロスチェックを経た上で決定される。確実度一は、確実に活断層であるもの、三は可能性はあるがはっきりしないもの。二は、活断層と推定されるが一とはいえないものなど。

### 第三節 千歳周辺の地形と地質の特色

#### 第一項 支笏火山の噴火に関連して埋められた大地・化石林

長沼低地と勇払低地は、石狩低地帯の主部をなす低地で馬追丘陵を西の端とする新第三紀層が分布する山地と、新第三紀層から更新世の堆積物で構成される野幌丘陵（海成段丘）に挟まれた構造的な低地である。かつて石狩川は、この低地を流下して勇払海岸に注いでいたことが明らかになっている（H U e t a l 一〇〇三）。この低地の東西両丘陵の麓には河成の段丘が形成される。この低地帯の地下構造の詳細は明らかになっていないが、支笏火山灰台地の地下には標高マイナス三〇<sup>メートル</sup>とマイナス四〇<sup>メートル</sup>に二面の段丘地形が推定されている（H U e t a l 前出）。約五万年前石狩川は、この支笏火山灰台地下の地下標高マイナス五〇<sup>メートル</sup>よりも下を流れて勇払湾に流れ込んでいたもので、当時はきわめて寒い気候であったことがわかる。

約五万年以前の地形はおおよそこのように復元されるが、支笏火山の爆発に伴った降下軽石堆積物、特にその最後の産物である S p f a l（最大層厚五<sup>メートル</sup>以上）がこの低地帯の長沼以南のほぼ全域を覆い、その直後に流れた支笏火砕流堆積物（S p f i l）によって長都沼以南はほぼ完全に埋め尽くされてしまった。S p f a l の量はおよそ二五立方<sup>メートル</sup>で S p f i l は一〇〇立方<sup>メートル</sup>と見積られている（湊他一九五九）。この膨大な量の堆積物特  
に降下軽石堆積物によって植生はほぼ焼き尽くされ、樹木は立ったまま炭化したものが化石林である。

化石林は、最初に美々の御前水の露頭で昭和三十三年に勝井義雄によって発見されたが、火砕流堆積物が分布する各所でその後続々と見出されて

いる。樹木の多くはエゾマツで、中には立ったまま焼かれたエゾマツが、直後に流れた支笏火砕流堆積物によってなぎ倒された様子を示すものもある。火砕流堆積物は長沼以南の低地帯のほぼ全域から登別までの地域を覆い、以後二万年ほどは砂漠のような状態が続いたものと考えられている。

#### 火山灰台地・低い分水嶺

石狩低地帯を取り巻く台地には支笏火山灰台地と駒里台地がある。

支笏火山灰台地は、東西は支笏湖の東方丸山付近から始まって駒里を通り馬追丘陵の裾に至る二四<sup>キロメートル</sup>、南北では千歳市街から苦小牧に至る二〇<sup>キロメートル</sup>の三五〇平方<sup>キロメートル</sup>を言う。駒里台地とはこのうちの一部分を特にそのように呼んでいる。

支笏火山灰台地は、約四万二〇〇〇年前の支笏火山の破局的噴火によって流れた火砕流によって形作られたもので、丸山付近で標高二六〇<sup>メートル</sup>、ここから東方に向かって緩やかに標高を減じて（平均勾配一〇〇分の一前後）駒里台地で二五<sup>メートル</sup>前後、そして馬追丘陵の裾野では標高三〇<sup>メートル</sup>〜四〇<sup>メートル</sup>となる台地である。千歳の市街から支笏湖に向かうと道路が頻繁に上下するのを見るが、一般に火山灰台地は、平坦一様なものではなくこのように幾つかの段差のあることがわかる。また、このような高度の変換点付近は地下水の湧出地点とおおよそ一致している。例えば、イケシリママチ川の湧水点（標高九〇<sup>メートル</sup>付近）、美々川右支川湧水群（標高三〇<sup>メートル</sup>付近）、美々川湧水群（標高一〇<sup>メートル</sup>付近）などである。それらのひとつに烏柵舞台地と呼ばれるものがある。支笏火山灰台地の特筆すべき点は、標高二五<sup>メートル</sup>前後の駒里付近（駒里台地）が、太平洋と日本海を隔てる分水界になっている点である。千歳川はこの支笏火山灰台地の北縁に沿って流下しているが、駒里台地に源を発する祝梅川はかつては北流してオサットーに流入していたが、現在は根志越で千歳川に注いでいる。同じく美々川は南流して太平洋

に注いでいる。また、支笏湖東方の丸山付近を源とする勇払川も火山灰台地の南縁付近を南東に向かって流れ、植苗川や美々川を合して太平洋に注いでいる。太平洋に注ぐ河川のうち美々川は、特に谷頭浸食の活発な河川で、これまでに幾度も河川争奪を繰り返してきている。

**谷頭浸食** 谷の最上流部で行われる浸食作用。この作用で谷は更に上流側へ延長される。

**河川争奪** 河川が流域を越えて隣の河川の水を奪う現象。一方の河川の侵食力が激しく河床高度が低い場合には、他方の河川流域に食い込みその水流を奪う。水流を奪われた河川を無能河川という。

#### 四万年前の気候・古砂丘

現在の北海道はエゾマツ・アカエゾマツ、トドマツといった亜寒帯性の針葉樹と、カツラ、カエデ、ニレ、ミズナラ、オニグルミといった冷温帯落葉広葉樹が交じり合った汎針広混交林と呼ばれる森林に覆われている。

つまり、亜寒帯のタイガと冷温帯のブナ林の間に位置する森林である。そのため、北海道の森林は、気候変動に敏感に反応して、温暖気候になればエゾマツ、トドマツは減少して冷温帯落葉広葉樹林へ移行し、寒冷気候になればエゾマツやグイマツが増加してタイガへと移行する。

石狩低地帯南部における最終間氷期といわれる一三〜一二万年前の植生は、花粉分析によって現在と同じであったと推定されるが、洞爺火山の噴火前後から、トウヒ属、モミ属とグイマツからなるタイガの支配する寒冷気候となつて、これは五万年前〜四万七〇〇〇年前頃の支笏火山の初期火山活動期まで続いた (Tsurumi 一九九四)。

支笏火山活動の比較的静穏な時期(四万六〇〇〇年〜四万二〇〇〇年)には、トウヒ属が急減するとともにモミ属はほとんど消滅し、グイマツが優占するタイガが発達した。湿原にはミツガシワが茂りコケスギランとい

うシダが生育し、湿原周辺はタイガの疎林の開けた景観となつた。モミ属を交えない点からみて、当時の植生は、現在の北サハリンよりも北の東シベリアのタイガのような環境であつて、それ以前に比べてさらに寒冷で乾燥していたと考えられる。当時の年平均気温はマイナス五℃以下で永久凍土が発達していた。その後、支笏火山の破局的噴火が始まる四万二〇〇〇年前頃までは、グイマツ、ハイマツはやや減少し、トウヒ属が再び回復した。この時期は、現在に比べて寒冷ではあるものの気候がやや温暖化し、湿原は縮小して、支笏火山の周辺地域には高木のタイガが発達してウトナイ地区や札幌市南区常盤には鬱蒼とした森林が成立する静穏な時期であつた。この森林は四万二〇〇〇年前に噴出した支笏降下軽石堆積物 (Spfa1) にすっぽりと覆われ、緑の森林地帯は高温の軽石の降下によって、焼かれたり埋められたりして沙漠のような灰色の世界に変貌した。支笏降下軽石の堆積後に流出した高温の火砕流堆積物 (Spfi) は、当時の森林やそこに生息した動物を焼き尽くして流れ、谷を埋積して軽石流の広大な台地Ⅱ火山灰沙漠が姿をあらわした(支笏火山灰台地)。植物に覆われないこの大地は雨や風によつてたやすく崩れ、容易に侵食されたと推定される。さらに乾燥気候のもと、裸出した火山噴出物は季節風に巻き上げられ、二次的に堆積して川沿いに内陸古砂丘を形成した。これらの内陸古砂丘は、二万八〇〇〇年前〜二万二〇〇〇年前頃に形成され(北川他一九七四)、千歳川や石狩川沿いにかつてはたくさん存在していた。現在それらのほとんどは、開発によつて失われてしまったが、祝梅三角山遺跡周辺、コムカラ峠、丸子山遺跡あるいは旧長都沼周辺では現在でも砂丘が発掘されたり、ところによつては空中写真から推定されることもある(図3-11)。この支笏火山灰台地は、植物にとつては厳しい環境のため、石狩低地帯南部ではSpfi噴出後の植生の情報は少ないが、石狩低地帯北部で

は三万四〇〇〇年前にツガ属、ニレ属、コナラ属などからなる冷温帯林が成立し、海にはサルボウなどの現在の石狩湾より暖かい水温を好む貝が棲息していた(赤松・松下一九八四)。このように二万六〇〇〇年〜二万九〇〇〇年前頃には一時的に気候が回復した(亜間氷期)。  
しかしその後、最終氷期の本格的な寒冷期が二万五〇〇〇年前から一万

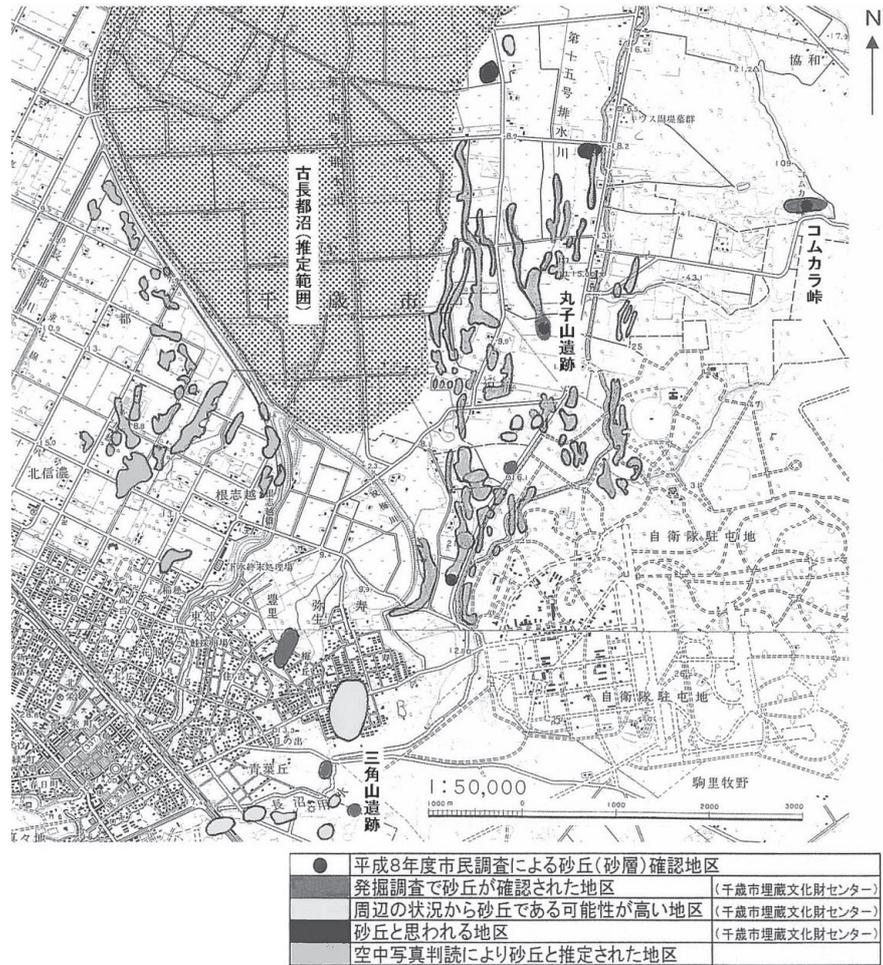


図3-11 千歳周辺の古砂丘分布図(千歳市1996)

五〇〇〇年前に訪れ、中でも一万八〇〇〇年前は最寒冷期となった。年平均気温は少なくとも数度低下し、乾燥気候となり、日高山脈の山頂部には水河が輝き、低地には不連続的に永久凍土が形成された。海面は一二〇メートル以上低下し、海岸線は数十キロ後退して大陸棚が姿を現し、湿地化したその場に泥炭が形成された。二万三〇〇〇年前頃の音江別川流域(北広島市)では、トウヒ属とグイマツが優勢で、モミ属、マツ属をわずかに伴う稠密なタイガが発達しており、これは支笏湖周辺も同じであった(五十嵐・熊野一九八二)。この時期、宗谷海峡、タタール海峡は陸化して、シベリア、サハリンと北海道はつながり、シベリアからはサハリンを経由して北海道へ動物や植物が往来した。オホーツク海沿岸域の浅海底から発見されているマンモスの臼歯群は、二万年前に当時の海岸低地にマンモスが棲息した事実を示している(五十嵐二〇〇七)。

気候は一万五〇〇〇年前から短期間の激しい寒暖を繰り返しながら温暖化して完新世(後氷期)へと突入していった。ウトナイ沼周辺には、グイマツとトウヒ属からなるタイガと、カヤツリグサ科やコケスギランの茂る湿原が広がっていた。その後一万年前後七〇〇〇年前には、気温の上昇とともにコナラ属が増加し、同時にクルミ属、ニレ属、カバノキ属、ハンノキ属なども若干進出して、生き残ったグイマツと共存した。草原ではコケスギランがさらに旺盛になり、七五〇〇年前にはコナラ属の急増と時を同じくして氷期に栄えたグイマツは絶滅した。その後はコナラ属を主として多種の冷温帯落葉広葉樹とトウヒ属、モミ属の混じる森林がウトナイ沼周辺に成立し現在に至った。北海道に広く見られる森林は、この頃成立したのである(五十嵐

前出)。

## 第二項 河川の営みと湖沼

### 支笏湖

支笏湖は、面積七八・七六平方キロに、湖岸長四〇・三キロ、最大水深三六三・〇メートル(平均二六五・四メートル)、平均水面標高二四八メートル、集水面積二二二平方キロ、貯水容量二〇・九立方キロの大きさをもつ平面的には中央部がくびれた繭型のカルデラ湖である。この湖に注ぐ河川は、千歳川上流(美笛川)、シリセツナイ川、オコタンペ川、フレナイ川、ニナル川など五河川である。これらの他に、恵庭岳、風不死岳の山裾には沢山の沢型が刻まれているがすべて涸れ沢で強い雨の時しか流水を見ることはない。また、美笛川の上流にはモシルン美笛川や草笛川など五つの支川がある。

支笏湖から流出する河川は湖畔からの千歳川一つだけでそのほかにはない。支笏湖からの流出総量は年間おおよそ五億立方メートルと計算されている。支笏湖の湖面水位は昭和五十六(一九八二)年に二メートルほど上昇して二五〇メートルになったことはあるが、年間を通じて二四八メートル(冬季渇水期)〜二四九メートル(秋季降水期)でほぼ一定しており大きな変動は見られない。したがって流入する上記五河川の年間総量も五億立方メートルくらいと思われ、正確なところはよく分かっていない(支笏湖の水とチップの会二〇〇七)。

湖水の水質は、平面的にも鉛直的にも陽イオン組成と陰イオン組成がほぼ同程度にある中間型でかつ硫酸ナトリウム型を示して変化がない。溶存酸素量(DO)は最深部(三六三メートル)でも表層と同じく飽和状態(二〇mg/l)にあり、有機物量の指標となる化学的酸素要求量(COD)は環境基準値(二mg/l)を満足している。湖水の滞留時間を湖水の流出量と貯水量から計算し、放射性同位体のトリチウムを逐次混合流出モデルで計算すると、そ

れぞれ五五年と六〇年になり、道内の湖沼中でも飛びぬけて長い(板谷二〇〇七)。

湖水の水質を決定するのは、流入する五河川のうち特に美笛川とオコタン川、オコタンからポロピナイにかかる区間の温泉水および雨水である。これらが湖盆内で混合されて先に述べた水質が形成されるが、美笛川対オコタン川対雨水対温泉水それぞれの寄与率をみると二九対一〇対六二対九となる(板谷前出)。このようにそれぞれに異なる水質が先に述べたようにどこでも同じになるといことは、それらがほぼ完全に混合する必要があるが、その要因は何であろうか。

湖水は、温度の分布状態から三層構造をしている。表面からおおよそマイナス五〇℃までは年間を通じて二〇℃〜三〇℃前後までに変化する変動帯で、マイナス五〇℃からマイナス一五〇℃まではほぼ一直線に三・七℃(いれずれも摂氏温度)で一定になる安定帯の三つである(相山他一九九六)。このようにきちんと成層構造をしているにも拘らず、湖水の水質はむしろん、DO、安定同位体、放射性同位体すべてが平面的にも鉛直的にも同じなのは、湖水の密度が年に一度または二度、四月から五月にその成層構造が解除されることによるものと考えられる。このときに湖水は混合するが、それをほぼ六〇年かけて六〇回以上繰り返すことよって表層水も深部の水も全く同じ水質を示す様になるものと思われる。つまり支笏湖は、冬季にも表層水温が四℃まで下がらない『温暖一回循環湖』と表層水温が最高で四℃以上になり、最低が四℃以下となる『二回循環湖』の性質を併せて持っているために、水質の平面的、垂直的な混合が行われているのであると考えられている(岡田二〇〇七)。

成層構造 地圏、水圏、気圏に見られる層状をなす構造。支笏湖では、水温

の変動状態による三層構造があり、大気圏では大気の組成によって、下から上に向かって対流圏、成層圏、中間圏、電離圏のように層状をなしている。

### 千歳川

千歳川は支笏湖西方のフレ岳（標高一〇四六<sup>メートル</sup>）を源として美笛の滝付近まで南流したあと東流して支笏湖に至り、支笏湖畔（標高二四〇<sup>メートル</sup>）から四〇<sup>メートル</sup>落下したあとは平均一対一一〇の勾配をもって東流して千歳に至り、根志越付近からは平均一対七〇〇のきわめて緩やかな勾配をもって北流して江別で石狩川に合流する、長さ一〇八<sup>キロメートル</sup>、流域面積一二四四平方<sup>キロメートル</sup>の一級河川石狩川の第一次支川である。千歳川は千歳市街に至るあいだに王子第三発電所の下流で紋別川を、ユウナイ沢を同第四発電所の上流で、更に内別川を蘭越で合わせながら市街地に至ってママチ川を合し、さらに根志越で祝梅川を合わせて北流している。根志越から北では、主なものでは右支川の剣淵川、旧夕張川、左支川の長都川、漁川、島松川、輪厚川、裏の沢川などが千歳川に流入している。

千歳川は、フレ岳から支笏湖までは新第三紀の火山岩類や同質の火山砕屑岩類の分布域を流れ、湖畔から千歳市街地までは支笏火山の軽石流堆積物が形作る火山灰台地を削りながら流れ下っている。千歳市街地からは、主に第四紀更新世から完新世の泥炭などで構成される河成堆積物の分布する平均標高七<sup>メートル</sup>の長沼低地のほば中央部を流れ、北広島市の北島付近から流路が西に偏ったまま野幌丘陵<sup>のつぼ</sup>の東側を流れて江別で石狩川に注いでいる。平均勾配が七〇〇分の一というのはこのような地域であり、そのため千歳川は著しく蛇行している。千歳川は大正九年から始まった河道のショートカットや、運河・排水路などの河川改修事業によって当初の面影は失くしつつあるが大正九年以前は現在よりもさらに東側を流れて、オサ

ツトー（長都沼）やマオイトー（馬追沼）などを形成していた。それ以前については、土地改良などの開発の手が入っているため旧流路の推定は困難で、空中写真からの判読も容易ではない。ただ、オサツトーやマオイトーなどが千歳川によって涵養<sup>かえ</sup>されていたことから推測すれば、千歳川は南部長沼低地の東端から西端までのあいだを河道を変えながら流れ、新水路への切り替えにより最終的に現在の位置に定まった。

### 扇状地

漁川と千歳川が長沼低地にかかる部分に小規模な扇状地が形成されている。蘭越（標高九〇<sup>メートル</sup>）から千歳市街地（市役所地点で一三<sup>メートル</sup>）まで比較的早く流れる千歳川は、根志越橋の付近で標高八<sup>メートル</sup>ほどの高さになる。河川勾配がこのように急変するあたりに小規模な扇状地が形成されその上に千歳市街地が発達している。

千歳川扇状地の様子はほとんど開析されて明らかではないが、その扇頂部は千歳川が国道36号線と交わる位置よりも五〇〇<sup>メートル</sup>ほど上流付近にあり、先端部は祝梅から北西の弥生付近と思われる。支笏湖からここまで東方に向って流れていた千歳川は、扇状地を形成しながら流路を北東から北方に曲げて流れる。

漁川扇状地は漁川が恵庭市街に入る付近の標高と長沼低地との標高差が極めて小さいために扇状地の規模は比較的小さく、よほど注意を払わなければ判然としない。また、標高差が小さく扇状地自体が低地に形成されたため、恵庭市街地の主要道路・堤防は自然地盤より高い位置に作られている。

### 沼

#### （一）オサツトー（長都沼）

扇状地を出た千歳川は緩やかな流れとなって長沼低地を広大な湿地を作

りながら北流するが、その中に広い面積を占めて沼が形成された。これがオサツトーで、最も広がったときは三・九平方<sup>キ</sup>あったといわれる。沼の水深は最大二<sup>ミ</sup>で平均水深は数十<sup>センチ</sup>であった。長沼低地帯には、かつて大小さまざまな沼のあったことが知られている。その成因は様々であるが、ほとんどが河川の氾濫水が低地のその中でも一段と低い地域に溜まってできたもので、現在でもその名残の沼や池跡が点在している。オサツトーもそのひとつでかつてここには、千歳川のほかに長都川、ユカンボシ川、祝梅川が流入していた。

長沼低地帯は、有史以来幾度も洪水氾濫に見舞われたが、昭和十六（一九四一）年に長都沼切り替え排水路工事が開始され、戦争で一時中断したものの戦後、延長一七〇〇<sup>ミ</sup>が開削されて長都沼の排水が開始された（大濠排水路）。さらに、二十六年から四十四年にかけて千歳川が新水路に切り替えられたため長都沼への水の供給が断たれ、剣淵川は馬追沼への供給が断たれたことから新水路で千歳川に合流し、さらに三十八年には祝梅川の千歳川新水路への切り替えによって長都沼への水の供給は完全に断たれた。その後、六十一年から始まった国営灌漑排水事業が平成六（一九九四）年に終了するのに伴ってオサツトーは完全に消滅し、現在はネシコシ排水路（広幅排水路）にわずかにその名残をとどめている。

## （二）マオイトー（馬追沼）

オサツトーの北から北東側にあったものがマオイトーで、往時マオイトーは南のオサツトーとつながっていた。面積は一・九平方<sup>キ</sup>で、剣淵川・馬追川が流入していた。なお、洪水時にはオサツトー、マオイトー合わせて一四〇〇<sup>ヘクタール</sup>に及ぶ沼沢地となるなど、これらの沼はかつては洪水時の遊水地の役割を果たしていたことが知られる。

## 第四節 生活に関係する地質現象

### 第一項 地下水

河川は主として降水（雨・雪）と地下水によって涵養され、地下水は降水と河川水によって涵養される。地下水は一般の人が目にする機会は少ないが、千歳周辺には地下水が湧き出すところがたくさんある（図3-12）。特に、千歳周辺の広い範囲に広がっている支笏火山灰台地には湧水地点が多い。例えば、駒里台地にある美々川の左右源頭部付近、イケシリママチ川、内別川上流、さらに勇払川の源頭部付近などにあり、いずれの場所でも、地下水がこんこんと湧き出している。一般に地下水は、特定の地層が地表に出ているところに湧き出す傾向がある。駒里台地では、恵庭火山が噴き出した火山灰層（E n a）の中から湧き出して祝梅川の源になっている。美々川の左源頭部付近は湧水点が多く観察されるので、特に左岸側からの湧水はすべて支笏降下軽石層（S p f a l）またはその直上部の支笏軽石流堆積物層（S p f i e r）から湧き出すか<sup>ヒ</sup>しみだしている。右源頭部の千歳湖付近では恵庭火山灰層（E n a）から湧水している。イケシリママチ川では、樽前火山灰層（T a a b c）から湧いており、ここでは川底から湧き出す様子が観察できる。内別川では、支笏軽石流堆積物層（S p f i e r）から水面を押し上げるような勢いで盛んに湧き出している。美々川右支川の美沢川、ペンケナイ川、パンケナイ川などはすべて樽前火山灰層（T a a b c）からの湧水がその源である。勇払川の源頭部では樽前火山灰層（T a a b c）またはそれを覆う河床堆積物の隙間から湧いている様子が見られる（H U e t a i 前出）。

なお、駒里台地上にあるゴルフ場内の池に溜まっている水は、E n a 層からの湧水で賄われている。

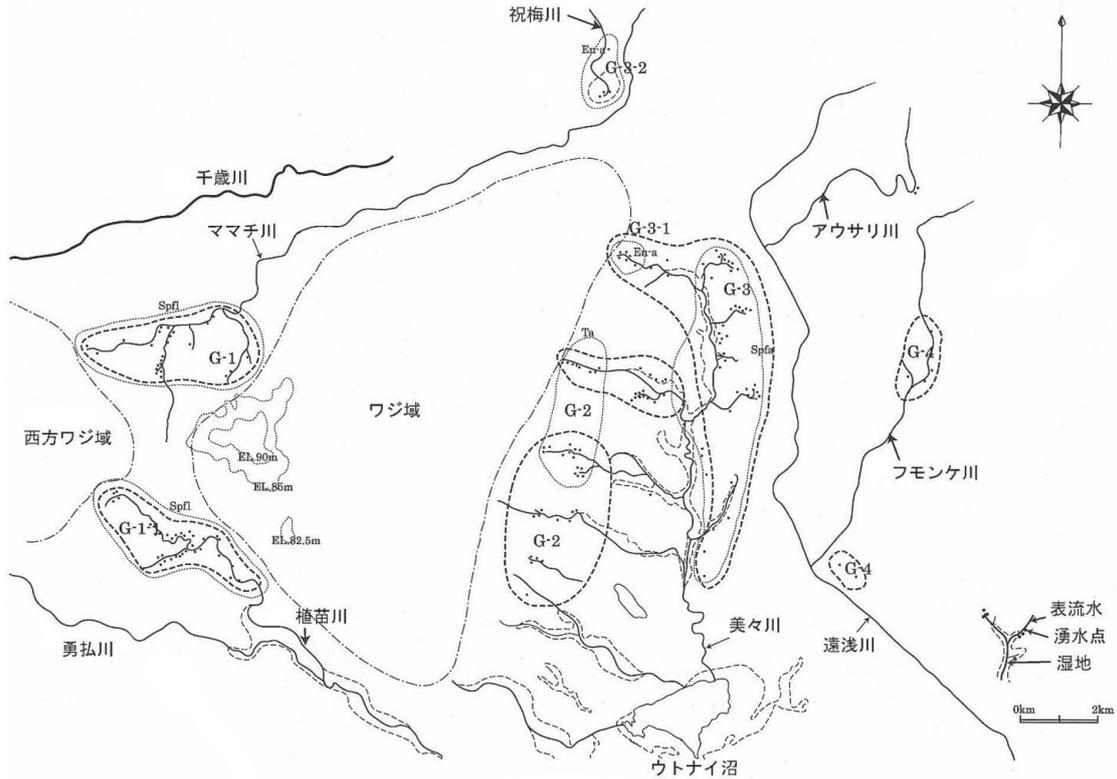


図3-12 支笏火山灰台地の湧水分布図 (HU et al. 2003)

地下水の水質も火山灰層中のものは一般に良好であるが、浅い部分からの湧水の水質は必ずしも良好ではない。

これらの他に、遠浅川、アウサリ川の源頭部やフモンケ川の馬追丘陵の麓沿いなどでは新第三紀層からの小規模な湧水がある。

支笏火山灰台地の地下には複数の帯水層があり、推定三〇億立方メートルの地下水があると計算されている。このうち浅部にあるSpfl1~Spfa1層中の地下水は良好であるが、それより深部のSpfa7~10やさらにその下の更新統堆積物中の地下水の水質は全般的に不良である(HU et al. 前出)。なお、駒里台地より北側にある長沼低地では、支笏火山灰層が分布しないかあるいは薄い場所には厚い粘土シルト層があることから多量の地下水は期待できないし、水質も良好とはいえない。

## 第二項 土壌

千歳地域の表面を覆っているのは樽前火山噴出物の火山灰である。樽前火山の噴出物は八九〇〇年前のTa1d、二五〇〇年前のTa1c、寛文七(一六六七)年のTa1bそして元文四(一七三九)年のTa1aの大きく四層がある。各々はすべて降下軽石又は火山灰でそれぞれのあいだにロームまたは黒色腐植土層を挟んでいる。各軽石層の厚さは場所によって異なるが、Ta1dは二五〇センチメートル、Ta1cは二〇〇センチメートル、Ta1bは三二〇センチメートル、Ta1aは八〇センチメートルである。挟まれるロームまたは黒色腐植土層の厚さは、一〇〇センチメートルにわたっている。降下軽石は、土壌化しにくい、ローム層は本来火山灰の二次堆積物と考えられることから土壌化しやすい。黒色腐植土層は、植物を起源としてそのあいだに細粒の岩片や火山灰などを含むもので土壌化しやすいが、全体に新しくなるほど層厚が薄くなるため厚層の土壌形成には至っていない。

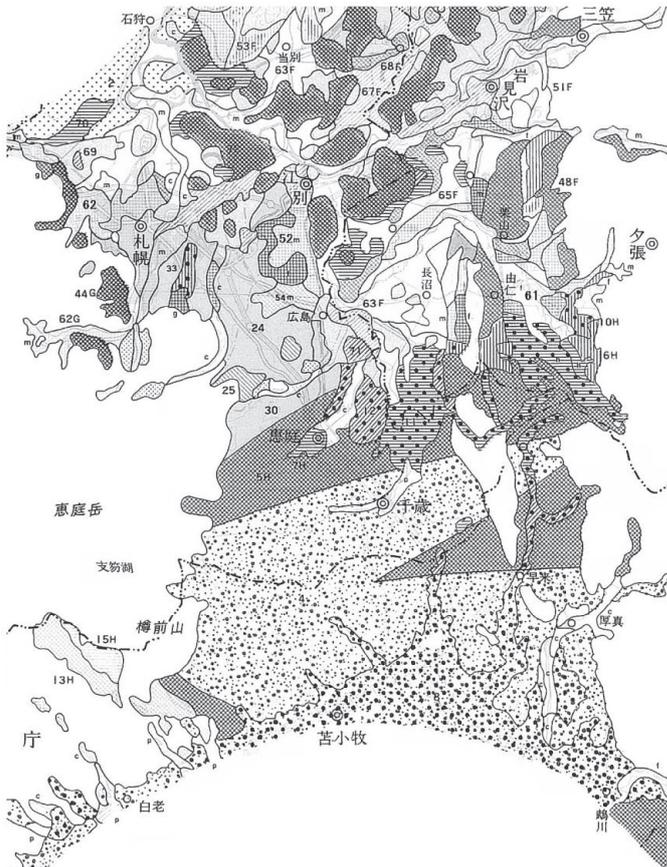
い。したがって、千歳市域の農耕に有用な自然土壌は、河川の氾濫原堆積域に限られている。

土壌の分布をやや詳しく見ると(図3-13)、北は千歳市域のほぼすべて、東は馬追丘陵、西は支笏湖の東側、南は勇払海岸に至る地域はほぼ火山放出物未熟土、積層放出物未熟土で構成され、千歳扇状地から下流の長沼低地南部のオサツトー・マオイトーおよび恵庭市の千歳川と漁川に挟まれた北島周辺には湿性火山放出物未熟土、下層低地湿性放出物未熟土または下層泥炭湿性放出物未熟土に分類される土層が広がっており、これより北側の長沼低地中部は灰色低地土から一部グライ低地土を交え、さらに長沼低地北部はグライ低地土を主体とする低位〜高位の泥炭土となつてい

る。

火山放出物未熟土 約二五〇年前から六〇〇年前に放出された新しい粗粒質な火山灰(千歳市域ではそのほとんどが樽前火山起源)が厚さ二〇センチ以上堆積する未熟な土壌で、地表部の腐食の集積も少ない土。これは粗粒で乾燥しやすいが多孔質なため保水性がよく、比較的容易に耕地化される。このような粗粒質火山灰層の下位には腐食層があるので混層又は反転による土層改良が行われやすい。ただし火山灰が厚い場合には農耕には適さない。

積層放出物未熟土 放出物未熟土というのは粗粒質な火山灰が五〇センチ以上堆積するもので一般に未耕地が多い。積層放出物とは粗粒質な火山灰層が薄く(二〇〜五〇センチ)、下部に異種の火山灰層が累積するものである。千歳周辺ではT a i a層の下に黒色腐植土層



- 2: 砂丘未熟土 4: 放出物未熟土 5: 積層放出物未熟土 6: 下層台地放出物未熟土
- 7: 下層低地放出物未熟土 8: 湿性放出物未熟土 10: 下層台地湿性放出物未熟土
- 11: 下層低地湿性放出物未熟土 12: 下層泥炭湿性放出物未熟土
- 24: ローム質褐色火山性土 25: 下層台地ローム質褐色火山性土
- 30: ローム質黒色火山性土 33: 下層台地湿性黒色火山性土
- 44: 暗色表層褐色森林土(丘陵) 48: 暗色表層酸性褐色森林土(丘陵)
- 49: 暗色表層酸性褐色森林土(台地) 51: 疑似グライド 52: 暗色表層疑似グライド
- 53: 褐色森林土性疑似グライド 54: 暗色表層褐色森林土性疑似グライド
- 61: 褐色低地土 62: 暗色表層褐色低地土 63: 灰色低地土 65: グライ低地土
- 67: 下層泥炭グライ低地土 68: 暗色表層下層泥炭グライ低地土 69: 低位泥炭土
- 70: 下層無機質低位泥炭土 71: 中間泥炭土 72: 高位泥炭土

図3-13 千歳周辺の土壌図(北海道農業試験場1985、一部加筆)

を挟んでT a i bがあり、必要に応じて土壌改良が行われている。

湿性火山放出物未熟土 粗粒質な火山灰が厚く、五〇センチ以上堆積する湿潤地で、主として勇払原野に分布しており、他の地域では水田に利用されている。

下層低地湿性放出物未熟土 粗粒質な火山灰が薄く(二〇〜五〇センチ)、下部に排水の悪い低地の土層(灰色低地土、グライ低地土)が現れるもの。主に水田として利用されている。下層土は細粒質で、埋没腐食層を持つものが多いが、長沼沼では表層に薄い泥炭層が覆っている。

下層泥炭湿性放出物未熟土 粗粒質な火山灰が薄く(二〇〜五〇センチ)、その下部に泥炭層(低位泥炭層)が現れるもの。ウトナイ沼周辺では湿原となつ

ており、千歳の一部では水田となっている。

灰色低地土 排水が悪く地表から五〇<sup>cm</sup>以内であって、灰色を呈し鉄さび斑を持つ低地土壌。土性は細粒質が主体であるが、排水が悪く、粘質なものが多いので畑作には十分な土壌改良対策が必要である。しかし、水田には適している。

グライ低地土 排水のごく悪い低地にある土。地表から五〇<sup>cm</sup>以内であって通常、青色を帯びるグライ層が現れる。排水が悪く、粘質なものが多いので、畑作には排水の完備が必要となるが水田としてはよく利用される。グライとは本来は「ぬかるみの土壌」の意味で、高い地下水位の影響をうけてグライ化した土壌の総称である。

### 第三項 温泉

千歳市域にある温泉は大きく二つに分けられる。一つは火山の直接的な恵みによるもので丸駒温泉や伊藤温泉がこれに当たる（火山性温泉）。他の一つは、主として地熱の恵みによるもので、支笏湖畔温泉や千歳市街地に点在する大深度ボーリングによって開発されたものである（非火山性温泉）。なお、風不死岳や現在盛んに噴気をあげている樽前山周辺には火山性の温泉は知られていない。以前、樽前山南側中腹で泉温二十数<sup>°C</sup>のものを確認したことがあったが、湧泉量は微々たるもので実用に耐えられるものはない。

#### 火山性温泉

恵庭岳の麓には著名な丸駒温泉と伊藤温泉があり、この他に両温泉の近傍に点在する自然湧泉とオコタン周辺の温泉（現在廃業）と湧泉がある。いずれも恵庭火山に関係している。

オコタン温泉は、元の船着場の北方一五<sup>°</sup>地点（旧オコタン荘）に掘削

した深度一〇<sup>m</sup>の泉源から揚湯して使用していた（泉温摂氏三〇<sup>°C</sup>、以下同じ）。また、旧オコタン荘の東方八〇〇<sup>m</sup>地点にオコタンランドホテルとその別館があったが、両ホテルでは四五<sup>°C</sup>前後の湯を地下五〇<sup>m</sup>付近から揚湯していた。オコタンペ川の西方約四〇〇<sup>m</sup>の地点周辺には三五<sup>°C</sup>から三八<sup>°C</sup>の温泉（営林署泉源）があった。オコタンペ川の東方の温泉は、恵庭火山の基盤である新第三紀の集塊岩の割れ目を通して地下深部から上昇してきたものであるが、湖水の浸透によって冷却される度合いが少ないため比較的高い水温を保っている反面、泉量はオコタン荘に比べて少ない。西方の旧営林署の泉源は集塊岩の下位にあるプロピライトの割れ目から湧き出すものである。この他に船着場付近からも自然湧泉があったことが知られている。

**丸駒温泉・伊藤温泉** 丸駒温泉を中心にして、湖岸に沿って約三〇〇<sup>m</sup>にわたって自然湧出している。温泉は、恵庭岳の輝石安山岩熔岩層から湧出している。

丸駒温泉、伊藤温泉とも湖岸に自然湧出しているところに、ヒューム管を挿入してポンプで揚湯して使用している。温泉湧出地点周辺は支笏湖の中でも最も地温の高い場所である。

温泉の主要溶存成分はナトリウムと塩素を主成分とする含土類石膏食塩泉で、両温泉の地下深部における起源の類似性を示している。

#### 非火山性温泉

**支笏湖畔** 支笏湖畔の温泉は、深度一〇一〇<sup>m</sup>付近の漁川層の金山頁岩層相当層中からボーリングによって得られた三九<sup>°C</sup>の温泉を揚湯して使用されているもので、天然ガスを伴っている。水質は重炭酸ナトリウム型でマグネシウムと硫酸イオンを欠くのが特徴である。主要イオン三成分系図「Na+K (Cl)・Ca (HCO<sub>3</sub>)・Mg (SO<sub>4</sub>)」によれば、これは深

層地下水型に属しており、付随するメタンガスからも起源は非火山性であることが窺える。

**千歳鉱山** 千歳鉱山のマイナス三〇〇<sup>m</sup>は北向き立て入れ四・五号坑など数箇所、鉱脈の中や岩層境界あるいは割れ目から温泉が自然湧出している。泉温は三〇℃～三八℃で高いアルカリ性の硫酸カルシウム又は硫酸ナトリウム型の泉質を示し、少量の窒素ガスを伴っている。

**蘭越、その他** 千歳市蘭越において深度約一〇〇〇<sup>m</sup>のボーリングによって得られた温泉で、泉温約三一℃の溶存成分の少ない単純泉である。この温泉はメタンをわずかに含む窒素系のガスを付随する。但し現在使用されていない。

このほか、市街地の根志越、祝梅、泉郷地区で計五箇所の温泉がある。各々の深度は不明であるが、泉温は二〇℃～二九℃で泉質は祝梅と根志越および泉郷地区のひとつが塩化ナトリウム型を示し、泉郷地区の他のひとつが重炭酸ナトリウム型の泉質を示しており、これは支笏湖畔とほぼ同じである。

#### 引用・参考文献

相山忠男・波松章勝・安藤葉子・許成基「支笏湖水の鉛直水温分布」『かばっ・ちえお』八、一一九 一九九六年／赤松守雄・松下勝秀「石狩平野西部地下における更新統の貝化石群と層所区分」『第四紀研究』二三、一八三―一九五 一九八四年／Igarashi, Y. 「Palynological study of subsurface geology of coastal plain along the Ishikari Bay, Hokkaido, Japan」『第四紀研究』一四、三三―五三 一九七五年／五十嵐八枝子・熊野純男「北海道における最終氷期の植生変遷」『第四紀研究』二〇、一二九―一四四 一九八一年／五十嵐八枝子・山田治・松下勝秀「札幌市北部琴似町における埋没泥炭の<sup>14</sup>C年代―日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代（一七

一）』『地球科学』四三、一八六―一八八 一九八九年／Igarashi, Y. 「Quaternary forest and climatic history of Hokkaido, Japan, from marine sediments」『Quaternary Science Reviews』13, 335―344 一九九四年／五十嵐八重子・長岡大輔・大森正一・前田寿嗣・橋本祥司・許成基「勇払低地とくにウトナイ湖周辺の環境変遷史」『日本地質学界第一〇三年学術大会講演要旨』八八 一九九六年／Igarashi, Y., Murayama, M., Igarashi, T., Higake, T., Fukuda, M. 「History of Larix forest in Hokkaido and sakhalin, Northeast Asia since the last glacial」『Acta Paleontologica Sinica』41, 524―533 二〇〇二年／五十嵐八枝子「支笏湖の環境変遷史」『支笏湖の人と自然』三二―四三、支笏湖の水とチップの会 二〇〇七年／池田国昭・羽坂俊一・村瀬正「北海道勇払平野の完新統分布と地形発達」『地質調査所月報』四六、二八三―三〇〇 一九九五年／石井次郎・五十嵐八重子・佐々木清一・三野紀男・松本勝時「石狩湾大陸棚より採集した泥炭層について」『地球科学』三五、一三二―一三九 一九八一年／板谷利久「支笏湖の化学」『支笏湖の人と自然』七九―九二、支笏湖の水とチップの会 二〇〇七年／岡孝雄「北海道とその周辺海域のネオテクトニクスに関する諸問題―付、札幌付近での活断層の存在と地震発生についての考察」『加藤誠教授退官記念論文集』四二七―四四九 一九九七年／同「流体資源ボーリングデータによる札幌市中心部とその北西地域の地下地質構造の解明―付、札幌市などによる地震探査断面の地質解釈」『道立地質研究所報告』七六、一―五四 二〇〇五年／岡田操「支笏湖の水とチップの会」『支笏湖の人と自然』六一―七八 支笏湖の水とチップの会 二〇〇七年／春日井昭・石橋教子・柏原信・鈴木久恵・田中秀樹・松田紘一「恵庭火山の降下軽石層―分布と層準についての改訂」『地球科学』二八、一五―二七 一九七四年／勝井義雄「支笏降下軽石堆積物中の化石林について」『地質学雑誌』六四、三七九―三八五 一九五八年／Katsui, Y. 「Evolution and magmatic history of some Krakatoan calderas in Hokkaido, Japan」『Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.』ser.

4. 2. 631-650 一九六三年／勝井義雄・岡田弘・中川光弘『北海道の活火山』二二三 二〇〇七年／活断層研究会編『新編日本の活断層』四二二 東京大学出版会 一九九一年／北川芳男他八名「野幌丘陵周辺の第四紀に関する諸問題」『北海道開拓記念館研究年報』三、五七―八二 一九七四年／郷土と科学編集委員会編『北海道五万年史』三七六 一九八〇年／小疇尚・野上道男・小野有五・平川一臣編『日本の地形二 北海道』三五九 東大出版会 二〇〇三年／近藤務・五十嵐八枝子・吉田充夫・赤松守雄「北海道苫小牧市静川ボーリング・コアに見られる第四系」『第四紀研究』二二、三二―三二 一九八四年／Sakaguchi, Y., Kashiwa, K. and Matsubara, A. 「Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environments」『Bull. Dept. Geogr. Univ. of Tokyo』17, 1-17 一九八五年／阪口豊「日本の先史・歴史時代の気候―尾瀬ヶ原に過去7600年の気候変化の歴史を探る―」『自然』四六〇、一八一―三六 一九八四年／支笏湖の人と自然編集委員会編著『支笏湖の人と自然』五八八 支笏湖の水とチツブの会 二〇〇七年／Schackleton, N. J. and Opdyke, N. D. 「Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239' late Pliocene to latest Pleistocene」『Geol. Soc. Amer. Mem.』145, 449-464 一九七六年／曾屋龍典・佐藤博之「千歳地域の地質―地域地質研究報告」(一／五万) 九二 地質調査所 一九八〇年／曾屋龍典他二三人「地震探査による火山地域の地下構造の研究 昭和58年度通産省特別研究報告集」日本産業技術振興協会 一九八四年／SUZUKI Eichi・JIMBO Masayoshi・SEKI Hiroyuki 『Groundwater of the Shikotsu Volcanic Ash Plateau, Hokkaido Japan - Formation, Resources, Quality, Recharges and its Circumstances -』172p. Hokkaido Regional Development Bureau. 二〇〇三年／鈴木建夫「支笏軽石流堆積物の自然残留磁気」北海道大学地球物理研究報告九、一―一〇 一九六二年／瀬川秀良『日本地形誌 北海道』三〇三 一九七四年／高橋輝明・波松章勝・許成基「支笏湖底のガス」『かばつ・ちえぶ』七、六一―一 一九九五年／千歳川河川事務所『千歳川放水路地形地質構造図面集』九四葉 北海道開発局 一九九七年／千歳市『平成八年度千歳市自然環境基礎調査、地形・地質調査報告書』二九、一九九六年／土居繁雄「五万分の一の地質図幅「樽前山」および同説明書」北海道開発庁 五一 一九五七年／長尾巧・佐々保雄「北海道西南部の新生代層と最近の地史(一)」『地質雑』四〇、五五―五七七 一九三三年／中川光弘『自然災害特別研究報告書』二七―四二 一九九三年／同『フィールドガイド 日本の火山三、北海道の火山』築地書館、六二―七六 一九九八年／中川光弘・増田健介・勝井義雄『火山』三九、二二―二四 一九九四年／ナポレオーネ、G・横山泉「支笏熔結凝灰岩の磁気的性質およびその火山学的意味」『火山』二、一五 八七―九五 一九七〇年／日本の地質編集委員会編『日本の地質―北海道地方』三三七 共立出版 一九九〇年／日本の地質増補編集委員会編『北海道地方』一―四七 共立出版 二〇〇五年／濱邊修平「生物圏を知る「千歳川」千歳自然保護協会 一九九三年／番場猛夫「いま地球の財産を診る―鉱床学と鉱物資源」二八六 教育出版センター 一九九〇年／舟橋三男・橋本誠二「日高帯の地質」『地団研専報』六一 一九五一年／Hunahashi, M. 「Alpine Orogenic Movement in Hokkaido, Japan」『Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.], ser. 4, 9, 415-469 一九五七年／舟橋三男「タリーントフ地域の火成活動」『地団研専報』二二、一三八―一四六 一九六六年／同「日高変成帯」『地質雑』八一、九九―一〇二 一九七五年／同「地球の成立―その地質発達史」築地書館 六二―一九九五年／許成基・白波瀬修・石崎俊一・菅沼 健「早来町におけるタリオターベーションにんごつ」『石井次郎教授追悼論文集』六九―七七 一九九三年／HU S.G., Yoshida, Y., Suzuki, E., Akiyama, Y. and Nagaoka, D. 「Groundwater resources in Shikotsu volcanic ash plateau with special reference to its formation」In Suzuki, E., Jimbo, M. and Seki H. (ed). 『Groundwater of the Shikotsu Volcanic Ash Plateau, Hokkaido, Japan』

11-30' HRDB 11003年 / Hu S.G., Okabe, K., Okuda, F., Nagaoka, D. and  
 一九六五年

- Hasegawa S. 「Sea Level Rise in Hokkaido, Japan during Flandrian Transgression Age」『Abstract on IAMAS Rep』11005年 / 北海道農業試験場『北海道の土壌—付北海道土壌図—』九五 一九八五年 / 北海道立地下資源調査所『北海道の地質と資源Ⅰ、北海道の地質』一三三 一九八〇年 / 同『北海道の地質と資源Ⅱ 北海道の地熱・温泉資源』五四 一九八三年 / 同『北海道の地熱・温泉(B) 西南北海道』一九八 北海道立地下資源調査所報告 四 一九八五年 / 北海道開発庁『北海道開発庁五〇年史』二〇〇〇年 / 北海道防災会議『樽前山—火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策—』一二四 一九七二年 / 三谷勝利「北海道中軸帯西翼における第三系堆積盆地の変遷—砂川低地帯—馬追丘陵地帯が示す意味」『地団研専報』二二、一二七—一三八 一九七八年 / 湊正雄・石井次郎・熊野純男「本邦熔結凝灰岩の研究—第二報 支笏熔結凝灰岩について—」『地質学雑誌』六五、一一〇—一二二 一九五九年 / Minato, M., Hashimoto, S., Fujiwara, S., Kumano, S. and Okada, S. 「Stratigraphy of the Quaternary ash and pumiceous products in southwestern Hokkaido, N. Japan」『Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ』ser. 4, 15, 679—736 一九七二年 / 湊正雄「北海道の古期火山噴出物」『地団研専報』二二、一九三—一九八 一九七八年 / 湊正雄・渡辺順・小山内熙・三谷勝利・加藤誠・藤原嘉樹・箕浦名知男・鎌田耕太郎・雨宮和夫「礼文島—阿武隈東縁にわたる古白亜紀火山帯」『日本地質学会第85年学術大会講演要旨』一二四 一九七八年 / 都城秋穂・安芸敬一編『岩波講座地球科学』二二 変動する地球Ⅲ—造山運動』二六五 岩波書店 一九七九年 / 山岸宏光編『北海道の地すべり地形』三九二 北大図書刊行会 一九九三年 / 矢野牧夫「北海道の第四系より産出した *Larix gmelini* の遺体について」『地質学雑誌』七六、二〇五—二一四 一九七〇年 / Yokoyama, I. And Aota, M. 「Geophysical studies on Shikotsu Caldera, Hokkaido, Japan」『Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ』ser. 7, 2, 103—12