

# 地域教材としての古環境（その2）

藤 井 享

## Ⅲ. 後期更新世以後の気候と環境

### 1. 後期更新世以後の編年

第四紀は、約170万年間の最新の地質時代であるが、地質学的スケールで見ると、ごく短い期間にすぎない。しかし、第四紀は現在に直結する時代であるとともに、人類が大きく活動した時代でもあった。また、最新の170万年間は、気候が目まぐるしく変化して、氷期と間氷期が交互に訪れており、それに伴う海面変動、地形の形成、植生の変化等が起こる。さらに、第四紀層の中には、保存のよい動植物の遺体（化石）や花粉化石、火山噴出物並びに人類の遺跡等が残されており、当時の古環境を知るための有力な手掛かりとなっている。

第四紀において、気候が寒冷化し、大陸氷床が拡大した時期を氷期と呼ぶ。ヨーロッパにおいて命名された第四紀の氷期は、古いほうからギュンツ（Günz）、ミンデル（Mindel）、リス（Riss）、ヴュルム（Würm）の各氷期であるが、その後、ギュンツ氷期よりも古いビーバー（Biver）、ドナウ（Donau）各氷期の存在が確認されている。

一方、氷期と次の氷期の間は、一般に気候が温暖化し、大陸氷床が縮小した時期であり、間氷期と呼ばれる。後期更新世は、リス氷期とヴュルム氷期間の間氷期（これをリス・ヴュルム間氷期＝最終間氷期という）及びヴュルム氷期（これを最終氷期という）を指す。ヴュルム氷期の終了とと

表1. 後期更新世・完新世の編年表

		年代×10 <sup>3</sup> 年	ヨーロッパの編年	人類文化の編年	年代×10 <sup>3</sup> 年				
完 新 世	後	ヒ プ シ サ ー マ ル	サブアトランティック期	歴史時代	1.3				
				古墳時代					
				弥生時代					
	氷 期		2.5	サブボレアル期	縄 文 時 代	晩期	2.2		
			5.0			後期	3.0		
			7.8			アトランティック期	中期	4.1	
			9.1			ボレアル期	前期	5.0	
			10.0			プレボレアル期	早 期	6.0	
			11.0			新ドリラス期		晩 期	10.0
			11.8						アレレード期
後 期 更 新 世	ヴ ユ ル ム 氷 期	12.1	古ドリラス期	最古ドリラス期	11.0				
		12.5				ベーリング期			
		15.0				ヴュルム最盛期			
		25.0				ポイドルフ亜間氷期			
		26.0				主ヴュルム亜氷期			
		29.0				ゲトワイゲル亜間氷期			
	44.0	古ヴュルム亜氷期	リス・ヴュルム間氷期	130.0					
	72.0								

※本編年は、五十嵐，1985；中村・小野，1996；海津，1994等を編集して作成。  
人類文化の編年は、10×10<sup>3</sup>年以降のみ記載。

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

もに、更新世も終わり、時代は完新世に入る。完新世は気温が温暖化した時代で後氷期とも呼ばれる。後期更新世は約13万年前のリス・ヴュルム間氷期の温暖な時期に始まり、約7万2,000年前までの約5万8,000年間継続した。約7万2,000年前からは気候が再度寒冷化し、約1万年前までの約6万2,000年間継続した。この時期をヴュルム氷期と呼ぶ（表1参照）。

第四紀における氷期・間氷期による環境変遷の研究は、氷河地形、周氷河地形・周氷河現象、海進・海退に伴う諸地形の研究、動植物遺体・花粉化石の分析、火山灰による編年の研究、人類遺跡に関する研究、酸素同位体比（海水中の $^{16}\text{O}$ に対する $^{18}\text{O}$ の同位体比＝氷期には高く、間氷期には低くなる）に関する研究等により行われてきた。

上記の氷期・間氷期は、気候変動の結果生ずるので、海水準の変動に大きく係わる。氷期は気温が低下するから、高緯度地方の氷床や高度の高い山岳氷河が量的に拡大する。地球上の水量はほぼ一定とみなすので結果的に、海水準が低下する。間氷期は気温の上昇に伴い、氷床や山岳氷河が縮小し、結果的に海水準は上昇する。この氷河性海面変動は、第四紀の氷期・間氷期の気候変動に伴い、繰り返し起こったと考えられる。その結果、日本の海岸平野でも海進・海退の証拠が地形に残されていることが多い。

リス・ヴュルム間氷期（最終間氷期）は、まぎれもなく上記の氷河性海面変動により生じた高海水準の時代として特徴づけられ、海面は現在よりも数m～20数mも高かったとの判断がある。（北川，1990 は、最終間氷期の海水準上昇について、同時期海成層の基底標高が野幌丘陵もみじ台層32m，苫小牧東部の厚真層28m，襟裳岬周辺の小越層10m等から10～15mの海水準上昇を推定している）。関東平野の下末吉層は、海拔40～50mの海成層からなる段丘堆積物で、下部は流木と貝化石を含み、上部は内湾度の低い貝に富む砂礫層、最上部は波打ち際の貝を産出するので、海進と海退の一サイクルを読み取ることができる（五十嵐，1985）。また、下末吉層の堆積面を下末吉面（S面）（大塚，1931）と呼び、その堆積年代は約12

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

～13万年前の最終間氷期の初期とされる。

ヴェルム氷期（最終氷期）は、約7万2,000年前から約1万年前までの約6万2,000年間である。ただし、6万2,000年間の中にも寒暖の変動があるために、表1のように6つの時期に細分されている。五十嵐（1985）、海津（1994）等によると、6つの時期は古いほうから次のように呼ばれる。

- ・古ヴェルム亜氷期（7万2,000～4万4,000年前：温暖なリス・ヴェルム間氷期と寒冷なヴェルム氷期へと気候が移り変わる過度的な時代）
- ・ゲトワイゲル亜間氷期（4万4,000～2万9,000年前：全般に寒冷であったが、2回の気候回復期がある）
- ・主ヴェルム亜氷期（2万9,000～2万6,000年前：寒冷気候）
- ・ポイドルフ亜間氷期（2万6,000～2万5,000年前：現在とほぼ同じ気候。）
- ・ヴェルム最盛期（2万5,000～1万5,000年前：ヴェルム氷期の最寒冷期）
- ・晩氷期（1万5,000～1万年前：最終氷期を3分する場合の最後の時期で、氷河の後退期にあたる。北欧では花粉化石により古いほうから次の5つの時期に細分する）
  - ・最古ドリアス期（1万5,000～1万2,500年前）：比較的寒冷で、地表面にまばらな植生が出現。
  - ・ベーリング期（1万2,500～1万2,100年前）：比較的温暖。氷床が大きく後退。
  - ・古ドリアス期（1万2,100～1万1,800年前）：晩氷期中の気候寒冷期。
  - ・アレレード期（1万1,800～1万1,000年前）：晩氷期の顕著な温暖期で、氷床が大きく後退。
  - ・新ドリアス期（1万1,000～1万年前）：再度の寒冷化が起こり、氷河氷床が再び拡大した。

ヴェルム最盛期（約2万5,000～約1万5,000年前、特に約2万～1万8,000年前頃）になると、寒冷化が著しく進み、北アメリカ大陸の五大湖からカ

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

ナダ以北，ユーラシア大陸のスカンジナビア半島，ドイツ～ポーランド以北，西シベリアなどが大規模な大陸氷床に覆われた。さらに，アルプス，ヒマラヤ，ロッキー，アンデスなどの大山脈には谷氷河（山岳氷河）が発達した。

このような著しい気温低下によって，日本列島では大きな環境変化が起こった。まず，氷河性海面変動による海水準が-100～-140mに達したとされる。その結果，陸地面積が拡大し，当時の湾，入江などが陸化して単調な海岸線が形成された。また，宗谷海峡や間宮海峡が陸化し，北海道は北部でシベリア大陸と陸橋により繋がり，北方系の動植物が大陸から北海道に移住した。植生が大きく変化し，亀井ほか（1981），小野・五十嵐（1991）などによると，道東や道北にハイマツやグイマツの疎林，草原が広がっており，道央や道南ではグイマツをともなう亜寒帯針葉樹林が分布していたとされる。

約1万年前にヴュルム氷期（最終氷期）が終わり後氷期となる。後氷期は地質時代の完新世と一致するために，ヴュルム氷期と後氷期の境界は，更新世と完新世との境界でもある。後氷期は従前の寒冷期からやがて気候の温暖期へと至る。ヨーロッパにおける後氷期は古い方から次の5つのステージに区分されている（海津，1994による，一部改変）。

- プレボレアル期（約10,000～9,100年前）
- ボレアル期（約9,100～7,800年前）
- アトランティック期（約7,800～5,000年前）
- サブボレアル期（約5,000～2,500年前）
- サブアトランティック期（約2,500年前～現在）

後氷期に入ると，気温は徐々に回復し，約7,000～6,000年前頃ピークに達したとされる（安田，1980）。この時期は，ヨーロッパにおけるアトランティック期に相当するため，前後のボレアル期およびサブボレアル期を含めてヒプシサーマルと名づけられている。

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

ヴェルム氷期最盛期-100~-140mまで低下した海水準は、後氷期の気温回復に伴って急激に上昇し、約6,000年前には海水準が現海水面に比較して2~3m高い位置に到達した。この後氷期における海進のピークは、日本の縄文時代早期~前期に相当し、縄文海進と呼ばれる（東木, 1926）。当時は東京丸の内でも縄文海進があり、有楽町貝層が報告され（山川, 1909）、後に「有楽町海進」と呼ばれるようになった（大塚, 1948）。

### 2. 最終氷期ヴェルム最盛期の環境

ヴェルム最盛期の最寒冷期は約2万~1万8,000年前といわれる。この期間（約2,000年間）の自然環境を北海道を中心に考察してみたい。

#### (1) 気温および降水量

ヴェルム最寒冷期の著しい気温低下に伴い、日本列島においては海水準が低下した。その結果、大陸との陸橋形成、日本海の水温低下と結氷、土壌の凍結（永久凍土）と周氷河環境の出現、植生変化による亜寒帯針葉樹林帯の出現等自然環境が大きく変化した。

Tsukada (1983) によると、最終氷期最盛期の最暖月平均気温は、北海道で8~9℃、現在よりも低下していたとされる。また、五十嵐 (1985) によると、北海道は植生分布の結果から現在よりも7~8℃低かったとしている。

最終氷期には、気温の低下とともに降水にも変化があった。鈴木 (1972) によると、最終氷期のはじめ世界的に寒冷化し、北半球では氷床が拡大して前線帯が南下したという。その結果、北半球では熱帯気団におおわれるような気候帯がなくなった。日本では現在、夏になるとポーラーフロントが北上し、気温が上昇するが、当時は夏でも南海に止まり、降水量が少なかったとしている（鈴木, 1970 ; Ono, 1984）。

当時の降水量について、Tsukada (1983) は、日本海側の年降水量が

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

1,050～1,200mm, 西南日本の太平洋側で1,100～1,300mm程度と推定している。また、五十嵐（1985）は、ヴェルム氷期は非常に寒さが厳しく寒冷気候を示し、気温低下量から降水量を予測、札幌で現在よりも350mm少ない数値を算出している。さらに、木村（1980）は、十勝平野や石狩平野に分布する砂丘は、ヴェルム氷期に活動した支笏火山噴出物（32,000～21,000年前）と恵庭火山噴出物（15,000～12,000年前）が乾燥気候下の風成堆積により形成された内陸古砂丘である。したがって、当時は降水量の少ない乾燥気候が顕著であったと報告している。

**【演習10】** ヴェルム氷期最寒冷期における北海道の年平均気温を予測し、その分布図を作成する。

### 【解 説】

「北海道のヴェルム氷期最寒冷期における年平均気温分布図」は図1-Bのとおりである。

道東地域（日高山脈以東）、道北地域（富良野盆地、大雪山以北）の年平均気温が現在より $-9.5^{\circ}\text{C}$ 、道央地域（石狩平野以南、積丹半島～支笏湖結ぶ線以北）の年平均気温が現在より $-9.0^{\circ}\text{C}$ 、道南地域（積丹半島～支笏湖を結ぶ線以南）の年平均気温が現在より $-8.0^{\circ}\text{C}$ それぞれ低下したものととして分布図を作成した。

その結果、ヴェルム氷期最寒冷期における北海道の年平均気温分布は、道東地域 $-3.5\sim-5.5^{\circ}\text{C}$ 、道北地域 $-3.5\sim-5.5^{\circ}\text{C}$ 、道央地域 $-1.0\sim-3.0^{\circ}\text{C}$ 、道南地域 $2.0\sim-1.0^{\circ}\text{C}$ となった。この値は道東地域や道北地域は現在の亜寒帯針葉樹林帯の不連続的永久凍土地域や森林ツンドラの連続永久凍土帯（東シベリアやアラスカ西海岸）に相当するものと考えられる。道央地域は亜寒帯針葉樹林帯の不連続永久凍土地域（サハリン北部や東シベリア地域）に相当する。道南地域は亜寒帯針葉樹林帯の点状的永久凍土地域ないし季節凍土地域（現在のサハリン中・北部地域）に相当する。

地域教材としての古環境（その2）（藤井）

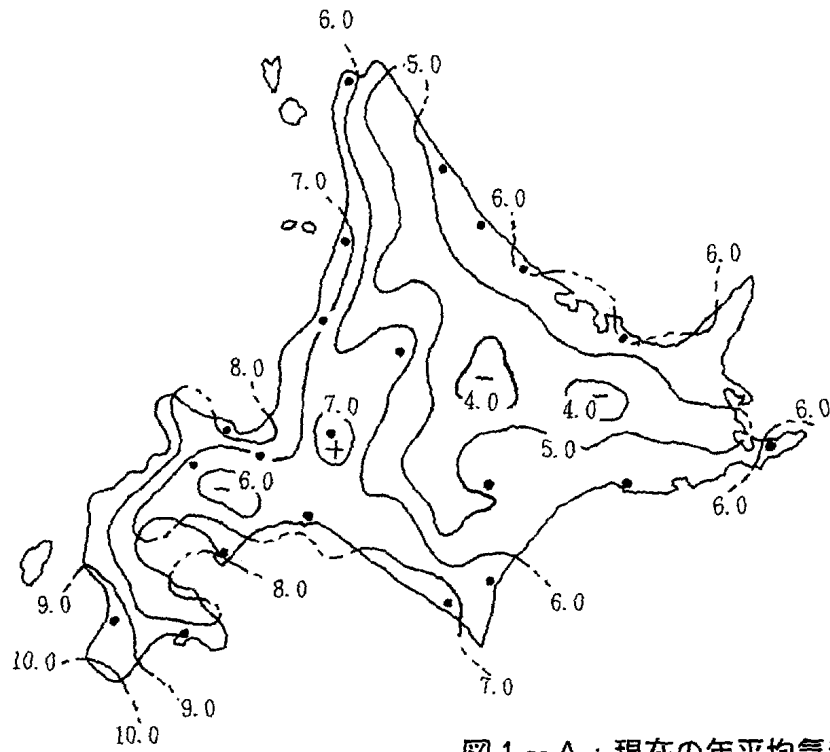


図1-A：現在の年平均気温分布図

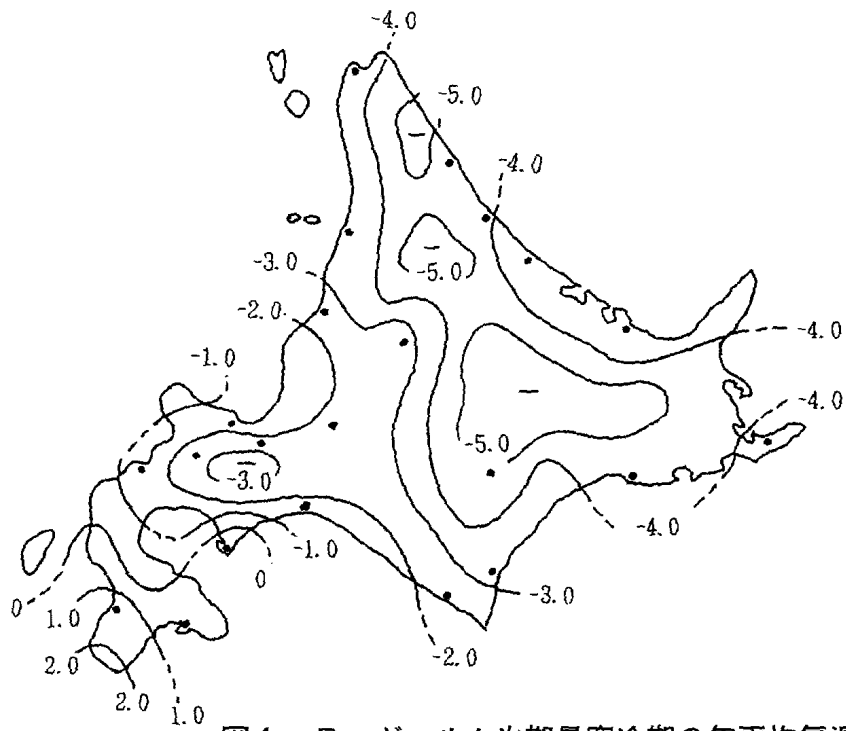


図1-B：ヴュルム氷期最寒冷期の年平均気温分布図

図1. 北海道の気温分布



## （2）寒冷気候と周氷河現象

最終氷期の最寒冷期、北海道をはじめとして日本列島各地では、寒冷気候下に特有な地形が形成された。まず、北海道や本州中央高地の高山地域に小規模な氷河地形が存在する。日高山脈では、最高峰のポロシリ岳（2,052m）やトツタベツ岳（1,960m）の斜面にカールやモレーンが発達する。カールはヴェルム氷期のポロシリ亜氷期（6,7万年前の氷河拡大期, Spfa-1 降下軽石堆積前で、少なくとも約3万年前よりは古い。氷河最大の拡大期の雪線高度は、北部で約1,500m、南部で約1,300mとされる）に形成されたものとトツタベツ亜氷期（2～1万8,000年前の氷河拡大期、山岳氷河はあまり拡大せず、降水量の少ない寒冷、乾燥気候を推定させる）に形成されたとの報告がある（小野，平川，1975）。さらにこれらの氷河地形をとりまく地域には、周氷河地形や周氷河現象が発達する。このような地形の発達地域（周氷河地域）は、一般に短い夏と長い冬を特徴とし、地表面は厳しい寒さのために凍結する。現在の北海道では、11月下旬～12月上旬に土壌凍結がはじまり、道東では3月には凍結深度が1 m以上に達し、3月下旬、日平均気温が0℃以上になると、地表面から土壌の融解を開始、6月上旬までには完全に融解する。これが季節凍土である。

カナダ北部や東シベリア内陸部の酷寒地では、凍結深度が深いために、夏季、地表面が融解しても地下深部は凍結したまま次の冬となる。再度地表面から凍結がはじまり地下深部の過去の凍結層と連結し、さらに凍結部分が深くなる。これが永久凍土であり、夏季のみ融解する地表の部分を活動層という。

永久凍土帯は次のように分類。（形成年平均気温は木下，1984による）

- ・連続永久凍土帯：永久凍土層が地表の水平方向、地下の垂直方向の各方向とも連続的に大規模に分布。アラスカ西海岸、ハドソン湾で-5℃以下、アラスカ・カナダ国境で-10℃以下の寒冷地に形成。
- ・不連続永久凍土帯：永久凍土層が水平方向または垂直方向に不連続に分

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

布、あるいはそのいずれかの方向に不連続になっているもの。アラスカ西海岸とハドソン湾で $-3^{\circ}\text{C}$ 以下、アラスカ・カナダ国境で $-5^{\circ}\text{C}$ 以下の地域に形成。

- ・点在永久凍土帯：永久凍土が点在している場合。カナダで $-1^{\circ}\text{C}$ 以下、アラスカ南部で $0^{\circ}\text{C}$ 以下の地域に形成。

なお、土壤凍結と気温との関係は、積雪深が影響するので、形成気温を厳密に設定するのは困難である。

活動層の存在する永久凍土帯では、地表付近の土壤や岩盤の割れ目にしみ込んだ水が冬季や夜間に凍結し、その際、凍結圧による岩盤の破壊が起こる。土壤は同様に水分の凍結による体積の膨張により凍上を起こす。寒さの影響に伴う岩盤の破壊や土壤凍結は、寒冷地特有の周氷河地形や周氷河現象を形成する。

北海道北部の宗谷丘陵や北見山地、道東の然別火山群や根釧台地では、山麓緩斜面や緩やかな丘陵地形、岩塊流や岩石原、インボリュージョンと礫の立ち上がり、構造土、非対称谷、周氷河性皿状地など寒冷地特有の諸地形がみられる。

以上の諸地形は、現在の寒冷気候の下で形成されたものも存在するが、大部分は最終氷期の厳しい寒冷気候下に形成された化石周氷河地形や周氷河現象である。

**【演習11】** 北海道における周氷河地形・周氷河現象を地域別にまとめる。

**【解説】**

表2は北海道における周氷河地形・周氷河現象を一覧表にしたものである。このうち、化石周氷河現象は古環境を解明する重要な指標である。

- ①化石氷楔は、過去の連続的永久凍土の発達を示す。年平均気温 $-4\sim-5^{\circ}\text{C}$ 、冬季の平均気温 $-15\sim-20^{\circ}\text{C}$ の厳しい寒さを必要条件とする。
- ②閉鎖型ピングゴは、連続的永久凍土地域にのみ形成され、年平均気温 $-5^{\circ}\text{C}$ 以下が必要とされる。開放型ピングゴは、不連続永久凍土地域

表2. 北海道の周氷現象・周氷河地形の分布

		1	2	3	4	5	6
道 東	十勝平野	○	◎	○	—	○	B
	根釧台地	—	◎	○	—	○	B
道 北	南部北見山地	—	◎	—	◎	◎	B
	宗谷丘陵	—	○	○	○	○	A
	石狩山地 (大雪山を含む)	◎	—	—	◎	—	B (—)
道 央	石狩平野	—	△	—	—	—	C
道 南	渡島半島	—	△	—	—	—	D

◎多 > ○中 > △少 > 無—

A：連続的永久凍土      B：不連続的永久凍土

C：点在的永久凍土      D：季節的凍土

1. 現成周氷河現象（完新世アースハンモックを含む）
2. 化石凍土現象（構造土，インボリューション，礫の立ち上がり，アースハンモック，フロストクラック）
3. 化石氷楔
4. 化石岩塊地形（岩石原，岩塊流，岩屑斜面）
5. 化石周氷河地形（非対称山稜，非対称谷，周氷河皿状地，クリオペディメント，小丘）
6. 最終氷期の凍土

※ Nogami et al., 1980：小野・五十嵐（1991）等により，編集・作成。

に分布し，年平均気温 $-1 \sim -5.5^{\circ}\text{C}$ の地域に形成されている。

- ③パルサ（小丘微地形）は，不連続永久凍土地域に分布する。年平均気温 $-2 \sim -3^{\circ}\text{C}$ の地域に形成されるとの報告がある。
- ④発達の顕著なインボリューションは，永久凍土層の発達を示す。

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

以上の結果から、最終氷期の最寒冷期における北海道の年平均気温及び永久凍土の分布は先にも触れたように、次のようになる。

- 道東： $-3.5\sim-5.5^{\circ}\text{C}$ ，不連続永久凍土地域，一部に連続永久凍土地域
- 道北： $-3.5\sim-5.5^{\circ}\text{C}$ ，不連続永久道度地域，一部に連続永久凍土地域
- 道央： $-1.0\sim-3.0^{\circ}\text{C}$ ，不連続永久凍土地域
- 道南： $2.0\sim-1.0^{\circ}\text{C}$ ，点在的永久凍土地域，一部に季節凍土地域

### (3) 海面低下と日本海の古環境

最終氷期における寒冷化の進行に伴い、その最寒冷期には大陸氷床が拡大した。現在、大規模氷床は、南極大陸とグリーンランドに分布するが、当時はそれ以外に、北アメリカ大陸北部やヨーロッパ北部、西シベリア等に拡大していた。その結果、地球上の水は温暖期に比べ多量に陸上に蓄積されるため、海水準が低下する。このようなユースタティックな海面変化によって、日本列島の海岸でも著しい海面低下が知られている。この時期の海面低下量は $-100\sim-140\text{m}$ 位であったとされるが、主な見解としては、井岡（1975b） $-140\text{m}$ ，Kaizuka et al（1977） $-135\text{m}$ ，茂木（1981） $-110\sim-120\text{m}$ ，佐藤・茂木（1982） $-105\sim-110\text{m}$ 等がある。

海面低下の結果生ずる地形変化が二つある。一つは、海岸地形の変化であり、単調な離水海岸線を形成する。海水準の低下により、海底の大陸棚の一部や三角州等が陸化して新しい海岸線が出現する。この結果、平野、内湾等に面した海岸は数十km沖合に離水することになる。また、岩盤が露出する岬や岩石海岸では、海食崖が離水するために新海岸線から陸側に退き、岩礁や浸食面からなる堆積台が出現する。また、陸化した旧海底に新規の河谷を形成し、河口は後退した新海水面の存在する数十km先に移動する。新規の河谷に沿って自然堤防、後背湿地、段丘地形等が形成されると共に、新しい海岸には海岸砂丘や新規の開析三角州等が生ずる。

後氷期の温暖化による海面上昇により、新規に形成された河谷は再度海

底下に没し、海底谷を残す。石狩川、釧路川の河口延長方向の海底には、当時の河谷が海底谷として存在する。

二つは陸橋の形成である。最終氷期の海面低下により、北海道は宗谷海峡、間宮海峡の陸化と共に陸橋を形成、シベリア大陸－サハリン－北海道が地続きとなった。津軽海峡や対馬海峡は最寒冷期にかなり浅化したと思われるが、陸橋の形成には至らなかったとの見解が多い。

【演習12】 ヴェルム氷期最寒冷期の海面低下により、日本海はどのような環境下にあったか考察する。

【解説】

- ①大場ほか（1984）は、日本海の海底コア分析結果から、最終氷期の3万～2万年前、海面低下の浅化によって、黄河河口が済州島付近に移動し膨大な量の淡水を流出した。その結果、対馬暖流の塩分濃度が低下して日本海に流入した。したがって、日本海の塩分量も低下した。
- ②大場（1989）によると、ヴェルム氷期最寒冷期における日本海の海水温は6～8℃で、現在よりも8～10℃ほど低かった。
- ③小野・五十嵐（1991）によると、日本海の鉛直混合が弱まり、安定した成層構造が発達した。
- ④日本海の水温低下に伴い、北部日本海で海水が形成された。日本海上における冬季の中規模細胞状対流による積雲の発生が減少し、日本海側の季節風型降雪が現在よりもかなり減少したと考えられる。
- ⑤大場ほか（1984）によると、2万年前以降、津軽海峡から親潮が流入し、この時期に対馬海峡から日本海の表流水が流出していた。

(4) 植生帯

酒井（1984）によると、森林帯は森林生育期の積算温度、降水量、冬の温度、耐寒性などの要因によっておおまかに決定されるという。森林は低緯度から高緯度へと、「熱帯林、亜熱帯林、温暖帯常緑広葉樹林、冷温帯落葉広葉樹林、亜寒帯針葉樹林、ツンドラ」の順に移行する。現在の日本

列島は、このうち亜熱帯林から亜寒帯針葉樹林まで分布する。このうち北海道主部は冷温帯落葉広葉樹林と亜寒帯針葉樹林が入り混じった針広混交林で構成される。まず、現在の日本列島を構成する植生帯を簡単に列記する。

#### ①暖温帯常緑広葉樹林帯

暖温帯常緑広葉樹林は、南西諸島から東北地方南部の沿岸に広がりを見せ、分布する。アカガシ、ウラジログシなどのカシ、シイ、マテバシイなどブナ科の樹木が多く、クスノキ、タブなどクスノキ科の樹木も多い。

シイが優占するシイ林は沖縄から東北南部まで広範に分布する。カシ林はシイ林よりも高所まで分布し、かつて西日本の山地に広く分布。仙台付近を北限とする。カシ林はモミ、ツガ、スギなどの針葉樹と混生する。

暖温帯常緑広葉樹林帯は、年平均気温 $12^{\circ}\text{C}$ 以上、最暖月 $25^{\circ}\text{C}$ 以上、 $22^{\circ}\text{C}$ 以上の月が3～4カ月ある。冬は比較的低温であるが、氷点下の月がない。WI=85～180、年降水量は1,200mm前後以上。ケッペン気候はCfa。（表3）

#### ②冷温帯落葉広葉樹林帯

落葉広葉樹林は、ブナ科、カバノキ科、ニレ科、カエデ科などからなる森林である。日本ではブナ、ミズナラがその代表であろう。一般には、晩秋に落葉する樹木である。北海道渡島半島の黒松内低地を北限とし、東北地方から中部地方にかけて分布する。

ミラーは月平均気温 $6^{\circ}\text{C}$ 以下が1カ月～5カ月とした。WI=45～85、ケッペンの気候はCfa、Dfなど。

表 3. 森林帯区分と気温・降水量

森林帯と各地点	緯度・経度	年平均 気温℃	最暖月平 均気温℃	最寒月平 均気温℃	気温年 較差℃	年降水量 mm	温量指数 WI	ケッペン 気候分類	
A	①鹿 児 島	31°33' N 130°33' E	17.6	27.9	7.2	20.7	2237	151	Cfa
	②東 京	35°41' N 139°46' E	15.6	27.1	5.2	21.9	1405	127	Cfa
	③広 州	23°08' N 113°19' E	21.9	28.5	13.3	15.2	1684	202	Cfa
	④木 浦	34°47' N 126°23' E	13.6	26.1	1.3	24.8	1108	110	Cfa
B	⑤盛 岡	39°42' N 140°10' E	9.8	23.2	-2.5	25.7	1265	80	Cfa
	⑥函 館	41°49' N 140°45' E	8.5	21.6	-3.4	25.0	1155	68	Df
C	⑦札 幌	43°03' N 141°20' E	8.2	21.7	-4.6	26.3	1130	69	Df
	⑧北 京	39°56' N 116°17' E	11.8	25.9	-4.3	30.2	578	106	Dw
	⑨ハバロフスク	48°31' N 135°10' E	1.8	21.1	-20.9	42.0	679	58	Dw
D	⑩フェアバンクス	64°49' N 147°52' E	-2.9	16.9	-23.4	40.3	276	38	Df
	⑪キレンスク	57°40' N 108°07' E	-4.2	17.8	-26.7	44.5	374	36	Df
E	⑫バ ロ ー	78°18' N 156°47' E	-12.6	4.1	-27.7	31.8	115	0	ET

A：暖温帯常緑広葉樹林帯

B：冷温帯落葉広葉樹林帯

C：針広混交林帯

D：亜寒帯針葉樹林帯

E：ツンドラ〔藤井, 1998に加筆, 作成資料：東京天文台編（1998）理科年表〕

### ③針広混交林帯

北海道の亜寒帯針葉樹はエゾマツ、アカエゾマツ、トドマツが代表種である。エゾマツは北海道を代表するトウヒ属の針葉樹で、渡島半島を除く各地で見られる。トドマツはモミ属で、渡島半島を含む全域に分布する。北海道東部や北部では、これらの針葉樹は道東や道北の平地に分布するが、道央や道南では山地の中腹に分布する。道央や道

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

南の平地では、エゾマツ・トドマツはミズナラ、ハリギリ、シナノキ、エゾイタヤなど落葉広葉樹と混生する。針葉樹と落葉広葉樹の混生する森林は、針広混交林と呼ぶ。分布は黒松内低地帯～サハリン・シュミット線の間である。この混交林帯は北海道が冷温帯から亜寒帯への移行的植生の性格を示すものである。

夏の最暖月気温は20℃を越えるが、冬の最寒月気温が低いために、年平均気温が北海道や中国で4～10℃、沿海州では、0℃前後まで低下する。DfとDwがこの森林帯にあたるが、Dw地域は季節的寒暖差が大きい。降水量は500～1,200mmであるが、Dwで少なくDfでは南部で多く北部で少ない。

### ④亜寒帯針葉樹林帯

ケッペンのD気候の大陸北部一帯に広がる針葉樹林帯で、主にマツ科植物からなるものである。トウヒ属、マツ属、カラマツ属、モミ属が第三紀から第四紀にかけての寒冷気候に適応した種を分化して、分布を広げてきたものと考えられている。

現在、北アメリカにはトウヒ属（カナダトウヒ）、北ヨーロッパから西シベリアにはトウヒ属（アビエストウヒ）、マツ属（シベリアアカマツ）、モミ属、東シベリアにはカラマツ属（ダフリアカラマツ）が、それぞれ亜寒帯針葉樹林帯を形成している。

亜寒帯針葉樹林帯は、夏は比較的温暖（最暖月15～20℃）であるが、冬季の寒さが厳しい（最寒月-20～-45℃）のため、気温の年格差が非常に大きい。WI=15～45、降水量は一般に少なく250～500mm位、ケッペンのDf、Dw気候に属する。

次に、ヴェルム氷期最寒冷期の植生帯について考察してみたい。

当時の日本列島は、気温の著しい低下によって植生が大きく変化した。

小野・五十嵐（1991）、五十嵐（1994）などによる当時の日本列島各地の植生の特徴を列記すると下記のとおりである。



## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

北海道では、道東・道北を中心として気温の低下、降水量（特に積雪）の減少により不連続永久凍土が広く発達していた。ハイマツがグイマツと共に生息して疎林を構成し、草原が広がっていた。グイマツ、ハイマツの他にカバノキ属やツツジ目が目立つ。エゾマツ、トドマツはごく僅か生息していたにすぎない。

北海道中央部から道南を経て東北地方の中北部にかけては、グイマツを主とする亜寒帯針葉樹林帯（タイガ）が分布。道央から道南になくは不連続永久凍土（一部に点状的永久凍土）が発達していた。また、グイマツの他にトドマツ、エゾマツ、アカエゾマツ、ハンノキ属なども認められ、北海道南部では火山灰や草原も分布している。東北地方中南部から中部、近畿地方の一部にかけては、グイマツを伴わない亜寒帯針葉樹林が分布。中部と近畿地方にはカラマツが広がっていた。関東地方から東海、紀伊半島、四国南部、九州、東北地方から山陰に至る日本海側の平野部等では、ブナで代表される冷温帯落葉広葉樹林が広い範囲に分布していた。近畿地方から九州北部に至る地域は瀬戸内海地方を中心としてブナを伴わない冷温帯落葉広葉樹林帯であった。九州南端以南は暖温帯常緑広葉樹林の広がる温暖な地域であったと考えられる。

**【演習13】** 日本列島におけるヴェルム氷期最寒冷期の植生帯と現在の植生帯を比較して、ヴェルム氷期最寒冷期の自然環境を考察する。

### 【解 説】

両植生帯を比較したものが図2であり、その概略を算出すると下記のようになる。

#### ・北海道北部（稚内）

〈現 在〉 針広混交林帯 WI=54 年平均気温6.4℃ Df 気候

〈最寒冷期〉 グイマツ・ハイマツ疎林、草原、不連続永久凍土

WI=15~30 年平均気温約-3.5℃ Dw 気候

#### ・北海道中部（札幌）

地域教材としての古環境（その2）（藤井）

〈現在〉針広混交林帯 WI=65 年平均気温8.2℃ Df 気候  
〈最寒冷期〉亜寒帯針葉樹林帯（グイマツを伴う）不連続永久凍土  
WI=25~40 年平均気温約-1.5℃ Df 気候

・東北地方（仙台）

〈現在〉冷温帯落葉広葉樹林帯（ブナを伴う） WI=85  
年平均気温11.9℃ Cfa 気候  
〈最寒冷期〉亜寒帯針葉樹林帯（グイマツを伴わない） WI=45~50  
年平均気温約4.5℃ Df 気候

・関東地方（東京）

〈現在〉暖温帯常緑広葉樹林帯 WI=120  
年平均気温15.3℃ Cfa 気候  
〈最寒冷期〉冷温帯落葉広葉樹林帯（ブナを伴う） WI=50~70  
年平均気温約8.0℃ Df 気候

・九州地方（鹿児島）

〈現在〉暖温帯常緑広葉樹林帯 WI=140  
年平均気温17.3℃ Cfa 気候  
〈最寒冷期〉冷温帯落葉広葉樹林帯（ブナを伴う） WI=80~90  
年平均気温約11.0℃ Cfa 気候

**【演習14】**石狩平野周辺に分布するヴェルム氷期堆積物についてまとめ、堆積環境を考察する。

**【解説】**

石狩平野は、岩見沢 - 当別線を境として、その北側を砂川低地（または空知低地）、南側を石狩低地（長尾，1941）と呼ぶ。砂川低地は岩見沢 - 当別線から沼田へ至る延長70km、幅6~15kmの細長い低地帯で東の夕張山地と西の樺戸山地（増毛山地）に挟まれ、その山麓に低平な台地や段丘、小扇状地などが発達し、中央を石狩川が蛇行しながら南下する。石狩低地は岩見沢 - 当別線から千歳台地に至る延長55km、幅15

地域教材としての古環境（その2）（藤井）

～35kmの低地帯である。空知低地と石狩低地を合わせて石狩平野と呼ぶ（瀬川，1974）。

石狩低地の江別から北広島に野幌丘陵が，石狩低地の東側に馬追丘陵が分布する。馬追丘陵と夕張山地の間にも盆地や細長い低地が発達しており，栗山周辺の盆地を角田盆地，由仁から南に延びる低地を由仁安平低地と呼ぶ。また，石狩湾の北東に発達する増毛山地の前縁辺部を石狩丘陵と呼ぶ事がある。

石狩平野と周辺部のヴェルム氷期堆積物は，砂川低地東部の台地，野

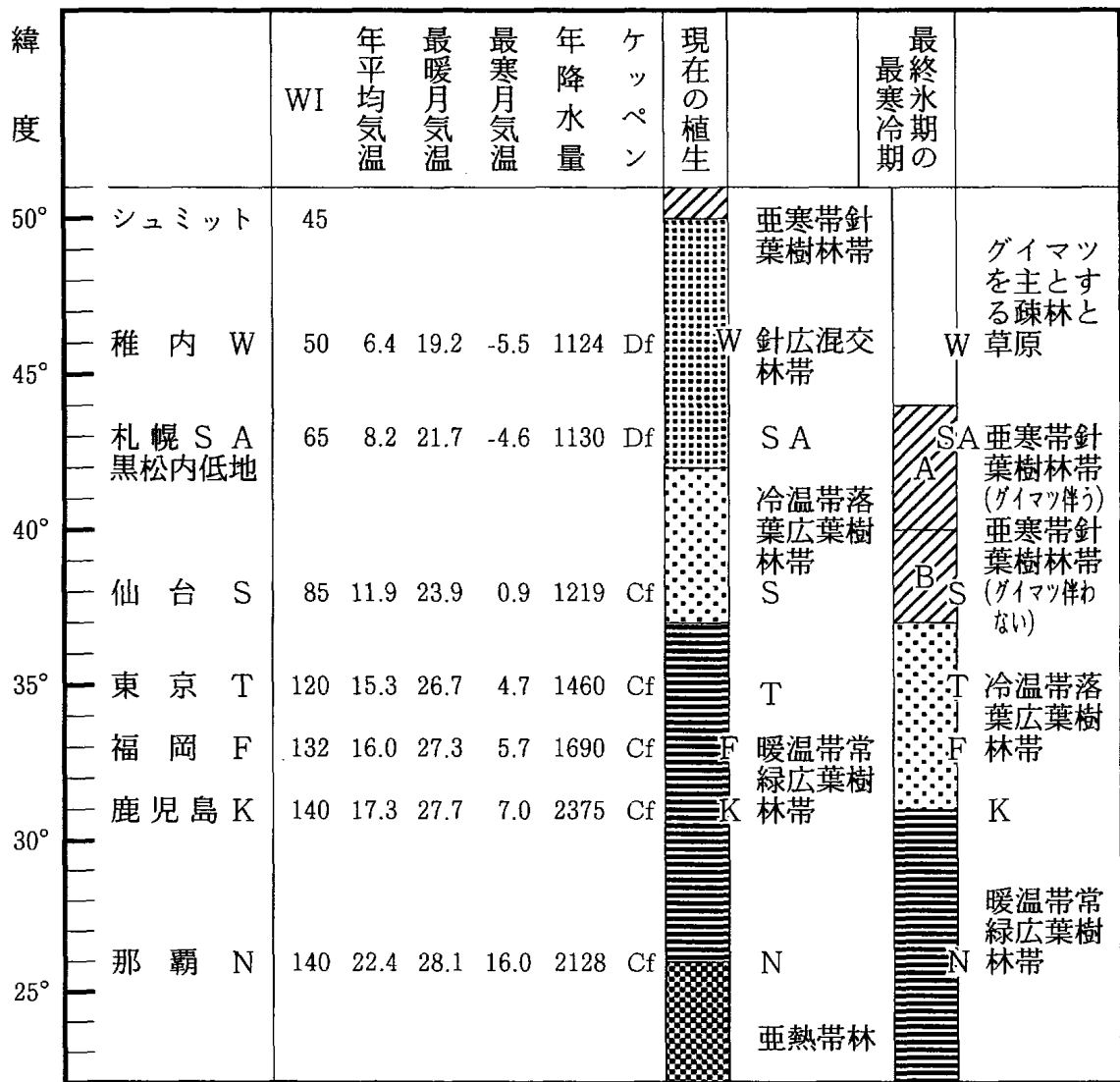


図2. ヴェルム氷期最寒冷期と現在の植生比較図  
吉岡(1973), 五十嵐(1991), 東京天文台編(1998)『理科年表』等により作成

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

幌丘陵の縁辺部、札幌周辺、石狩海岸、石狩丘陵、由仁安平低地、苫小牧東部等に分布する。

これらの地域に堆積するヴェルム氷期堆積物の特徴として次のような点を指摘することができる。

①粘土層、シルト層のような細粒の堆積物から構成、丘陵や台地の縁辺に堆積、氷期の寒冷気候下に堆積した等の共通性がある。

- ・茂世丑層（砂川低地東部の台地に分布）

<sup>14</sup>C年代は33,780y.B.P（岩見沢団研，1976b）

- ・小野幌層（野幌丘陵周辺に分布）

<sup>14</sup>C年代は33,000～35,000y.B.P（赤松，山田ほか，1981）

- ・元野幌粘土層（野幌丘陵西翼に分布）

<sup>14</sup>C年代は29,000y.B.P（赤松，山田ほか，1981）

- ・月寒粘土層（札幌羊が丘周辺に分布）小野幌層に対比（札幌市教育委員会，1989）。

地層の堆積年代は最終氷期前半のゲトワイゲル亜間氷期である。この時代は全般に寒冷であった。この時代は海面が100m以上も低下していたので、地層の堆積場所は丘陵や台地の縁辺部は標高140m～200mの丘陵を形成しており、石狩平野に深い谷地形をつくって流下する石狩川からみるとかなり高い位置にあったと思われる。

当時の平野や丘陵縁辺は周氷河環境にあったので、永久凍土が短い夏の間のみ地表で融解し、面的浸食を受けた土砂が丘陵斜面を流下してその縁辺に堆積、粘土質、シルト質堆積物を形成したと考えられる。

②石狩平野周辺では火山噴出物起源の内陸古砂丘が堆積している。その堆積物はヴェルム氷期に形成、成因は風成堆積、支笏軽石流堆積物に由来するものが多い。主な堆積物を列記する。

- ・江別砂層（江別市元江別に分布）、支笏軽石流堆積物に由来する内陸古砂丘<sup>14</sup>C年代は21,000～28,000y.B.P（北川ほか，1974）

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

- ・厚別砂礫層（厚別川沿いの段丘を構成）、支笏軽石流堆積物に由来する火山灰質砂礫層。<sup>14</sup>C年代は22,700y.B.P（矢野，1970a）。
- ・美里段丘堆積物（厚真町美里の段丘を構成）、Spfa-1の2次堆積物を多量に含む砂礫層・火山灰質粘土層からなる。En-aに覆われる。トウヒ属，モミ属，カバ属などの花粉化石を含む（山田悟ほか，1981）。

石狩平野周辺におけるヴェルム氷期の火山噴出物としては、支笏カルデラと恵庭岳起源のものが主である。

以上の火山噴出物が、最終氷期における周氷河環境下、降水量が少ない乾燥気候と植生が少ない状況下で堆積地形（古砂丘や段丘堆積物）を形成したものと考えられている（木村，1980）。

### 3. 後氷期ヒプシサーマル期の環境

約1万年前にヴェルム氷期の晩氷期が終了し、後氷期を迎える。これは地質時代の更新世が終わり完新世に入ったことでもある。厳しい寒さのヴェルム氷期最寒冷期から晩氷期をへて後氷期に移行すると次第に気候が温暖化する。安田（1980）によると、6,000年前頃に気候は最も温暖となり、現在よりも1～2℃高温であったという。この時期は、ヨーロッパにおけるアトランティック期に相当するので、その前後の時期、すなわち、ボレアル期およびサブボレアル期を含めた約9,100～2,500年前までの期間をヒプシサーマル期と呼ぶ。

ヒプシサーマル期、即ち気候の温暖化に伴い、ヴェルム氷期最寒冷期に低下していた海水準が上昇に転じ、約6,000年前の最温暖期である縄文早期～前期に最高海水準に達したので、縄文海進と呼んでいる。

海津（1994）によると、ヴェルム氷期から縄文前期にいたる海水準変動と気温との関係は次のとおりである。

- ・ヴェルム氷期最寒冷期

（海水準：-100～-140m）〈気温：現在より8～9℃低い〉

地域教材としての古環境（その2）（藤井）

- ・晩氷期の終り（約1,0000年前）  
（海水準：-40m） 〈気温：現在より2～3℃低い〉
- ・約8,000年前（海水準：-30～-20m）〈気温：現在より1～2℃低い〉
- ・約7,000年前（海水準：-5～-10m）〈気温：現在より1℃低い〉
- ・約6,000年前（海水準：+2～+3m）〈気温：現在より1～2℃高い〉
- ・現 在（海水準：0m） 〈気温：現在の気温〉

縄文早期～前期の温暖化によって、ヴュルム氷期最寒冷期に後退していた海水は上昇に転じ、次のような環境変動が起こった。

日本海が太平洋やオホーツク海と宗谷海峡や間宮海峡でもつながり、最終氷期に形成された陸橋が海面下に没した。また、東シナ海が水域を拡大して対馬暖流が流入した。その結果、日本海の塩分濃度が増加して水温が上昇し、日本海の二層構造が解消して凍結していた北部の海水が融解した。

日本海の水温上昇に伴い、水蒸気の蒸発が活発化して中規模細胞状対流による積雲が発生、雪雲となって日本海側の季節風型降雪が増加した。また、気温の上昇に伴って北上していた寒帯前線が南下して活動的となり、日本列島の降水量が増加に転じた。

北海道では、気温の上昇と共に永久凍土が解消し、植生も北方型針葉樹林に代わり冷温帯型の落葉広葉樹林が北上してきた。

最終氷期に単調であった海岸線は、海水面が上昇した結果、谷底平野は溺れ谷やリアス式海岸、多島海等を形成して複雑な海岸地形を形成する。平野部が沈水すると、広い内湾や砂州地形、潟湖等が形成される。そして河谷は自然堤防や段丘地形と共に水没、河口が内陸側に後退するために、水没した河谷と付随する諸地形の上に新規に三角州性の堆積物が堆積する。

石狩－勇払低地における縄文海進は、日本海側の石狩湾と太平洋側の勇払平野の両側から海進が起こった。その結果、石狩湾は内陸の岩見沢付近まで海水が進入し、古石狩湾ができた。その湾口には湾口砂州（紅葉山砂丘）を形成し、石狩川下流部の河谷や自然堤防、段丘地形等が水没した。

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

その後、小規模な海退と海進を繰り返しながら現在の海岸線まで後退したが、縄文海進時に堆積した三角州性堆積物や自然堤防が新規に形成され、海退後背湿地は多くの湖沼を湛える湿地帯となった。湿地帯は大規模な泥炭の堆積場となったが、千歳－長沼間は標高の低い平地が多いために遠浅沼、長都沼、長沼の湖沼群など未だその名残がみられる。しかし、多くの湖沼は干拓されて田畑になっている。

一方、勇払平野からの海進は、17km内陸の美々貝塚付近まで至った。貝塚は支笏軽石流堆積物のつくる火砕流台地の端に位置する。貝はアサリやヤマトシジミ等温暖な内湾の環境を示す。

**【演習15】** 日本列島における縄文海進期の植生帯と現在の植生帯を比較して縄文海進期の自然環境を考察する。

### 【解 説】

両植生帯を比較したものが図3である。

縄文海進期の植生は、安田（1980）によると、北海道全域と東北地方北部には、冷温帯落葉広葉樹林が広がっていた。樹種は小野・五十嵐（1991）によると、道央でミズナラ、カバノキ、ハルニレ、オニグルミ、サワシバ等であり、ブナは渡島半島の一部で確認されている。また、最終氷期に北海道に広く分布していたグイマツは、約8,000年前北海道から姿を消し、亜寒帯針葉樹林のトドマツやエゾマツも一時的にサハリン以北に後退した。なお、ピプシサーマル期後半の5,000年前頃、一時的な寒冷化によりエゾマツ、トドマツが北海道へ再南下し現在の針広混交林を形成した。

このように、トドマツ、エゾマツがサハリンに後退した縄文海進期が近年では最も温暖化した時代であった。当時の北海道の気候環境等は以下の通り推定できる。

#### ・北海道北部（稚内）

〈現在〉針広混交林帯 WI=54 年平均気温6.4℃ Df 気候

地域教材としての古環境（その2）（藤井）

〈縄文海進期〉冷温帯落葉広葉樹林帯 WI=60~65  
年平均気温8.0℃位 Df 気候

• 北海道中部（札幌）

〈現在〉針広混交林帯 WI=65 年平均気温8.2℃ Df 気候

〈縄文海進期〉冷温帯落葉広葉樹林帯 WI=75~80  
年平均気温10.0℃位 Cfa 気候

• 東北地方（仙台）

〈現在〉冷温帯落葉広葉樹林帯（ブナを伴う）WI=85  
年平均気温11.9℃ Cfa 気候

〈縄文海進期〉暖温帯常緑広葉樹林帯 WI=95~100  
年平均気温13.5℃位 Cfa 気候

• 関東地方（東京）

〈現在〉暖温帯常緑広葉樹林帯 WI=120 年平均気温15.3℃ Cfa気候

〈縄文海進期〉暖温帯常緑広葉樹林帯 WI=135~140  
年平均気温17.0℃位 Cfa気候

• 九州地方（鹿児島）

〈現在〉暖温帯常緑広葉樹林帯 WI=140 年平均17.3℃ Cfa気候

〈縄文海進期〉暖温帯常緑広葉樹林帯 WI=155~160  
年平均気温19.0℃位 Cfa気候



地域教材としての古環境（その2）（藤井）

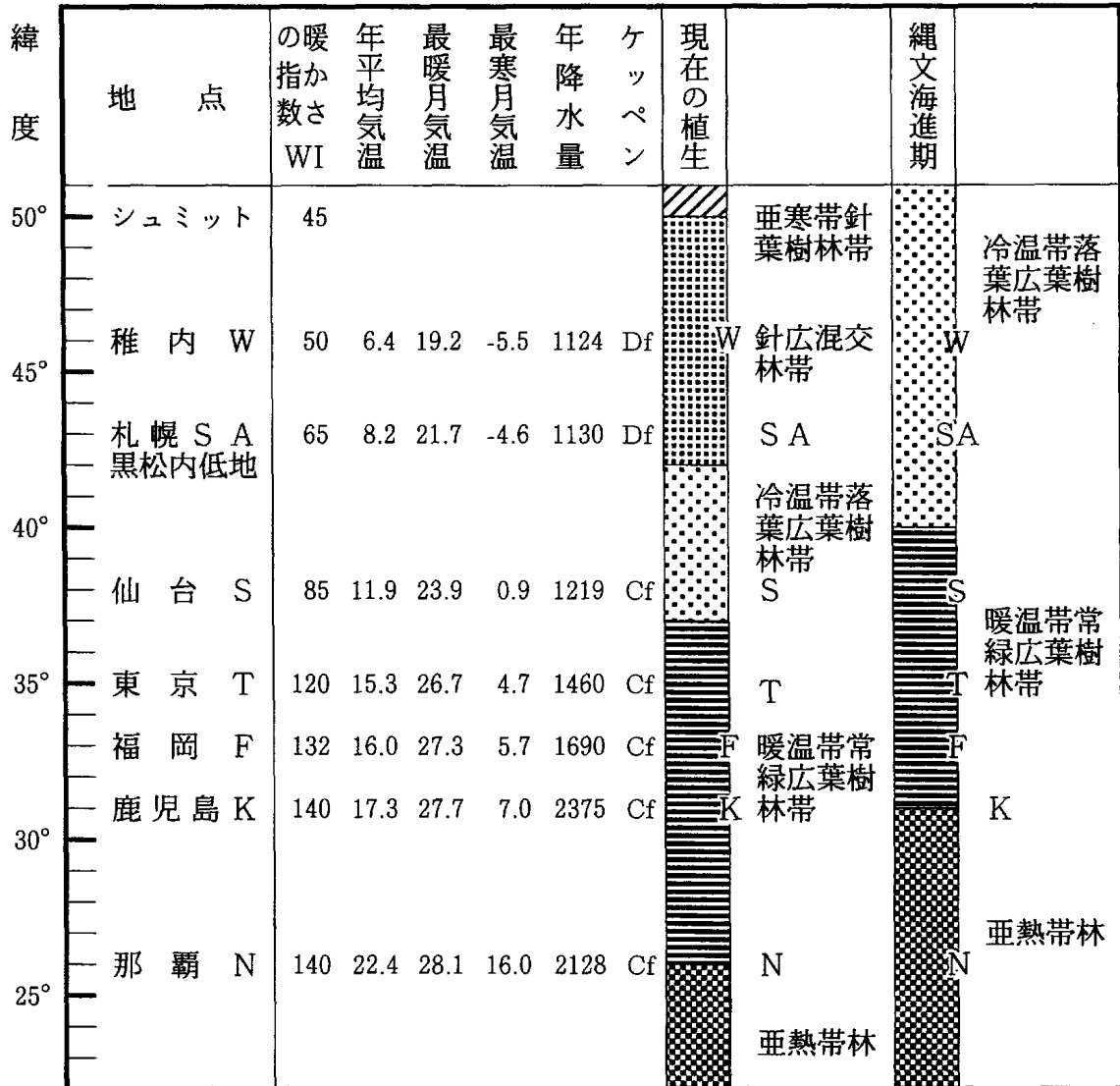


図3. 縄文海進期と現在の植生比較図  
吉岡（1973），安田（1980），東京天文台編（1998）理科年表等により作成

IV. あとがき

日本列島はケッペン（Köppen, W）の気候分類では，本州以南の大部分が温帯気候に属し，北海道は冷帯（亜寒帯）に属する。分類の基準は，温帯が乾燥気候を除き最寒月平均気温18℃未満，-3℃以上の気候であり，冷帯は最暖月平均気温が10℃以上，最寒月平均気温-3℃以下の気候である。

温帯気候を特徴づけるものとして，寒帯前線帯の南北移動がある。即ち，寒帯前線帯は夏季高緯度側に冬季低緯度側に季節移動する。移動する際に

## 地域教材としての古環境（その2）（藤井）

降水をもたらしながら熱帯気団と寒帯気団が夏冬交代する。従って、雨季を挟んで熱帯気団は夏季北上して高緯度に暖気をもたらす。一方、寒帯気団は冬季南下して低緯度に寒気をもたらす。低緯度ほど熱帯気団の影響を受ける期間が長くなるので夏が長くなり、高緯度ほど寒帯気団の影響を受ける期間が長くなるので冬が長くなる。

冷帯気候の特徴は夏は比較的温暖であるが、冬季の厳しい寒さと気温の年較差が非常に大きいことである。冬の寒さと気温の年較差は高緯度の内陸ほどその値が大きい傾向がある。

さて、本論は北海道の比較的新しい過去の気候やその他の環境を従来の研究資料にもとづいて考察し、教材として展開したものである。北海道は気候帯で見ると、ケッペンのD気候（冷帯気候）、しかもその最南端に位置し、C気候（温帯気候）のすぐ北に接する。したがって、冷帯気候と温帯気候の境界地域にあることがわかる。

一方、北海道を植生帯の面から考えると、過去の気候変化に伴って、北方系の亜寒帯針葉樹林は最終氷期の寒冷下に北海道全域に広がっていたが、後氷期の温暖化により冷温帯落葉樹林が北海道まで北上してきた。気温は縄文海進期を頂点としてその後の寒冷化によって亜寒帯針葉樹の一部が再度北海道に南下して現在の針広混交林帯を形成したものと考えられている。したがって、北海道は植生の上からみても亜寒帯と冷温帯の移行地域といえよう。したがって、北海道は気候帯から見ると冷帯の厳しい気候と温帯の穏やかな気候の両面の性質を併せ持ち、この性質が植生にも影響して針広混交林という特異な植生を定着させたのである。過去の最終氷期以後、地質時代のスケールから見ると非常に短い期間ではあるが、自然環境はめまぐるしく変遷しており、北海道の地域教材として是非取り上げたい題材と考える。

地域教材としての古環境（その2）（藤井）

文 献

- 赤松守雄（1969）：北海道における貝塚の生物群集－とくに縄文海進に関連して－，  
地球科学23，107－117
- 赤松守雄（1972）：石狩川河口付近の自然貝殻層，地質学雑誌78，275－276
- 赤松守雄（1996）：後氷期の海進，札幌市教育委員会編『さっぽろ文庫77 地形と  
地質』北海道新聞社，183－192
- 五十嵐八枝子（1985）：北海道の古気候－リス・ウルム間氷期以降の気候の移りかわ  
り－，『続北海道5万年史』郷土と科学編集委員会，79－99
- 五十嵐八枝子（1994）：花粉は語る－植物相の変遷－，『北海道自然のなりたち』  
（石城謙吉・福田正己編著）北大図書刊行会，98－114
- 海津正倫（1994）：『沖積低地の古環境学』古今書院，270P.
- 大塚弥之助（1931）：日本島の沖積初期の海岸線の変化とその沿岸陸棚に発達する  
沈溺谷に関する時代的考察その他，地理学評論，7，447－458
- 大場忠道・木村昭雄・加藤道雄・北里 洋・小泉 格・酒井豊三郎・高山俊昭・溝田  
智俊（1984）：古環境変遷史－KH-79-3,C-3 コアの解析  
を中心にして－月刊地球，6，571－574
- 大場忠道（1987）：日本海海底の上部更新統，第四紀研究，25，319－321
- 大場忠道（1989）：日本海の環境変化－過去8.5万年の歴史－科学，59，672－681
- 大場秀章（1996）：「森の国・日本の生物」「南北に長い国・日本の生物」，『日本の  
生物（新版日本の自然6）』岩波書店，5－28，89－116
- 小野有五・平川一臣（1975）：ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境，  
地理学評論，48，1－26
- Ono, Y. (1984) : Late glacial paleoclimate reconstructed from glacial and  
periglacial landforms in Japan. Geographical Review of  
Japan, 57B, 87－100
- 小野有五・五十嵐八枝子（1991）：『北海道の自然史』北大図書刊行会，219P
- 貝塚爽平（1977）：『日本の地形－特質と由来－』岩波新書，234P
- 亀井節夫・ウルム氷期以降の生物地理総研グループ（1981）：最終氷期における日  
本列島の動植物相，第四紀研究，20，191－206
- 吉岡邦二（1973）：植物地理学，共立出版，84P
- 木下誠一（1984）：永久凍土の分布と特徴，『寒冷地域の自然環境』（福田正己・小  
疇尚・野上道男編）北大図書刊行会，99－121
- 木村方一（1980）：砂丘と古砂丘，『北海道5万年史』郷土と科学編集委員会（北海  
道教大札幌分校地学教室地教連内）72－79

地域教材としての古環境（その2）（藤井）

- 郷土と科学編集委員会編（1980）：『北海道5万年史』同委員会（北海道教大札幌分校地学教室地教連内）376P
- 郷土と科学編集委員会編（1985）：『続北海道5万年史』同委員会（北海道教大札幌分校地学教室地教連内）455P
- 齊藤享治（1988）：『日本の扇状地』古今書院，280P
- 酒井 昭（1984）：寒冷地域の森林の気候特性，『寒冷地域の自然環境』（福田正己・小嶋尚・野上道男編）北大図書刊行会，19-38
- 鈴木秀夫（1972）：ヴェルム氷期の世界の気候，第四紀研究，11，171-180
- 瀬川秀良（1974）：『日本地形誌 北海道地方』朝倉書店，330P
- 塚田松雄（1974）：『古生物学』生態学講座15，共立出版，231P
- Tsukada, M (1983) : Vegetation and climate during the Last Glacial Maximum in Japan. Quaternary Research, 19, 212-235
- 東木竜七（1926）：地形と貝塚分布より見たる関東低地の旧海岸線，地理学評論，2，597-607，659-678，746-773
- 中村由克・小野 昭編（1996）：人類紀編年表，『新版地学事典付図付表・索引』（地学団体研究会編）平凡社，384P
- 日本の地質「北海道地方」編集委員会編（1990）：『日本の地質 I，北海道地方』共立出版，337P
- Nogami, M., Koaze, T. and Fukuda, M.(1980) : Periglacial environment in Japan: present and past. Geojournal. 4. 125-132
- 藤井 享（1998）：地域教材としての古環境（その1），駒沢大学北海道教養部研究紀要，33号，55-76
- 松下勝秀（1979）：石狩海岸平野における埋没地形と上部更新～完新統について，第四紀研究，18，69-78
- 宮脇 昭（1984）：世界の亜高山帯と亜寒帯の針葉樹林 - 北方針葉樹林，『原色現代科学大辞典 3，植物』（宮脇昭編）学習研究社，535P
- 安田喜憲（1980）：『環境考古学事始』NHKブックス，270P
- 山川才登（1909）：有楽町産沖積期介殻，地質 6，166-169