

B-9 地球の温暖化が植物に及ぼす影響の解明に関する研究

(2) 高山・亜高山地域の植物への影響の解明に関する研究

研究代表者 森林総合研究所 埴田 宏

農林水産省 林野庁 森林総合研究所

北海道支所	造林研究室 金澤洋一・九島宏道	防災研究室	北原曜・斎藤武史
	土壌研究室 太田誠一・大友玲子	樹木生理研究室	田淵隆一
東北支所	土壌研究室 池田重人・佐々朋幸		
	防災研究室 大丸裕武・北田正		
森林環境部	立地評価研究室 小林繁男・田中永晴・酒井寿夫		
	土壌物理研究室 宮川清	種生態研究室	埴田宏
	気象研究室 大谷義一・森澤猛	森林災害研究室	後藤義明
	防災林研究室 山野井克己		
生産技術部	更新機構研究室 桜井尚武	植生制御研究室	奥田史郎
	物質生産研究室 梶本卓也・千葉幸弘・大澤奈保子		
木材利用部	材質研究室 太田貞明・平川泰彦・藤原健		

平成2～4年度合計予算額 34,374千円

[要旨]

温暖化が高山・亜高山帯の植生に及ぼす影響を解明するため、この地域に発達する各種の植物群落の生育環境を調査した。温暖化によって、冬季の積雪量が変化すると同時に融雪時期が早まる。雪田の熱収支モデルにより、融雪過程を推定し、実測値との高い相関を得た。現在の森林植生帯の分布は主として温度条件に基づいているが、細部では一致していない。冬季の季節風の影響は積雪量に関与し、高木林の形成に大きな意味を持つ。同時に、森林の存在が積雪量の増加と雪解け時期に影響を及ぼしている。土壌中の有機物量はリターの供給量と分解量の差を示すものであると同時に立地環境としても重要である。温暖化はリターの供給と分解の双方を増加させる。気温と地温の変動のずれが植物の生育にどのように作用するかの解明は不十分である。また、過去の人為的影響は亜高山地域にも広く及んでいることが示唆された。環境条件の変化から予想される植生の変化と生態遷移による変化との関係も明らかにする必要がある。これまでに、幾つかの環境要因と植物の生育の関係が明らかになったが、環境-植物群落の相互作用についての解明は充分でない。

[キーワード]

高山・亜高山帯、気候変動、積雪環境、植生変化、土壌環境、年輪

1. 序

現在の気候に対応して成立している植生帯が、温暖化の影響により、その領域を移動させるとき、高山帯・亜高山帯では移動可能な場所がより標高の高い場所となるため、生育可能域が大幅に減少するか、消滅することになる。この地域には多くの生態系が原生状態で残され、優れた自然景観を生み出しているが、気候変動によって壊滅的な被害をこうむる可能性もある。本研究は、現在の植物群落の成立条件を明確にすることによって、温暖化がこの地域の植生に及ぼす影響を予測し、森林の破壊と生物群の絶滅を回避する方策を検討しようとするものである。

2. 研究目的

現在の植生が成立している環境条件を求めるには様々な方法がある。標高や緯度に沿った植生帯の移り変わりは気温との対応で説明されることが多い。植物が生育するために必要な温度

高山・亜高山地帯の植物群落（森林、低木林、雪田植物群落、岩屑地植物群落）と、それらが成立する気象条件（積雪、風、雨、霧、気温等）、および、立地条件（地形、地質、土壌等）との関係から、各種の植物群落の成立条件を解明し、気候変化がこの地域の生態系に及ぼす影響を推定する。温暖化の影響は、気温の上昇が直接植物の生育に影響するほか、降水量、積雪条件、土壌中の水分・有機物の分解速度等の変化を介して植生の変化を引き起こす。このため、主要な環境条件と植生の対応について、両者の関係を調査するのに最も適した場所で調査を行い、得られた成果を総合化して高山・亜高山帯の植生の特徴と環境変動の影響を考察する。

3. 研究方法

北海道喜茂別町の高層湿原では、地下水位、残雪状況、泥炭層の分解等、立地環境の測定を行うと共に、樹木の季節的成長経過、植生の変化との関係を調査し、温暖化に伴う湿原の乾燥化を推定する。東北地方の秋田駒が岳、北上山地、八幡平では、積雪が土壌と植生に及ぼす影響、植生が積雪の量や融雪時期に及ぼす影響などを調査すると共に、融雪過程のシミュレーションに必要なデータの収集を行う。関東・中部の山岳地帯では、木曾御岳山、秩父山地、赤石山脈で、山岳地の気象条件、土壌条件の特性と植生の分布との関係を調査し、環境別の更新過程、リターの分解過程を解析する。また、高山、亜高山地域の高齢の樹木を対象に年輪構造解析を行い、樹木の成長経過と過去の気候変化を明らかにする。

いずれの地域においても、現地の微気象を1日～1年単位で測定し、植生の動態と対比させることを基本としたが、基本的な気候条件については既存の気象観測データを利用するほか、研究室での土壌培養などの実験的手法を併用した。

4. 研究結果及び考察

（1）北上山地の亜高山地域における土壌の形態的特徴と生成開始期

北上山地は、早池峰山(1,914m)周辺を除くと、標高1,000～1,300m程度の山岳から成っており、亜高山帯針葉樹林の代表的樹種であるアオモリトドマツも、ごく一部の山の頂上付近で見られるにすぎない。しかし、温度条件だけで見ると、1,000～1,100m以上は亜高山帯に相当すると考えられ、その面積は小さくない。現在、このような場所は主にダケカンバの疎林となっており、下層にはチシマザサが密生している。こうした植生の成立過程を明らかにするため、標高1,200m以上の山岳を対象として（図1）、土壌形態と腐植の集積状態から土壌生成開始期の推定を試みた。

多くの地点で十和田中掘火山灰 (To-Cu、約5500年前に降下) 降下前後から黒味が強くなり、腐植の集積が始まったものと考えられた。これは、A層土壤の炭素含有率 (5~6%) によっても裏付けられた。しかし、青松葉山のように、最下層から7%以上の炭素含有率を示す地点もあった。また、多くの地点のA層上・中部から炭の薄片が多数見出され、古くから広範囲にわたる人為的攪乱 (放牧?) があったと推定される。また、To-Cuが降下した約5,500年前の温暖期にも、北上山地の亜高山地域の多くの地点では植生が発達せず、低木・草本植物やシダ植物がまばらに生えるような景観が広がっていた。*Abies* の花粉は表層土壤に多く検出され、北上山地のアオモリトマツ林は新しい時代に成立したことを示している。これらの結果から、北上山地の亜高山域でアオモリトマツの分布域が狭い原因は、後氷期における植生回復の遅れと、その後の人為攪乱にあるとみなされる。

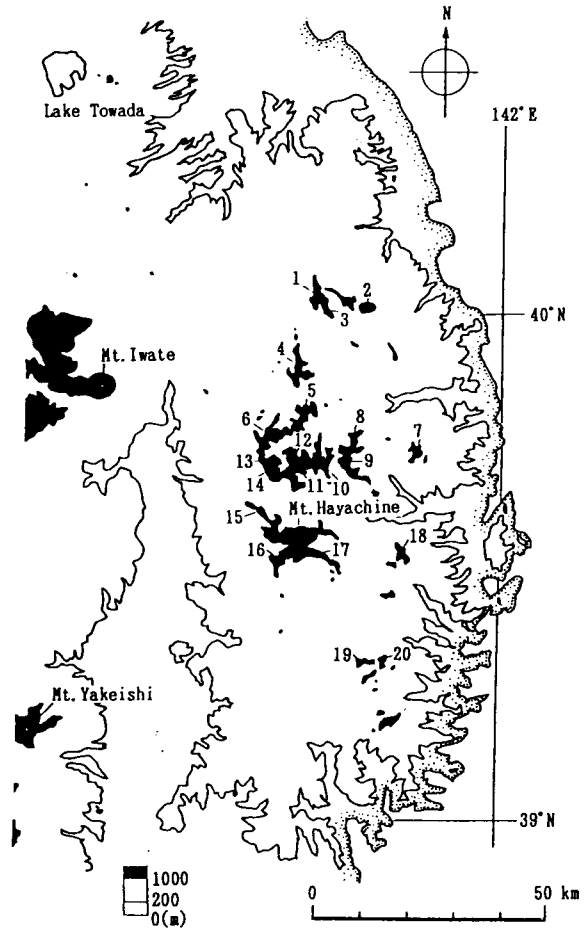


図1 北上山地の土壤調査地

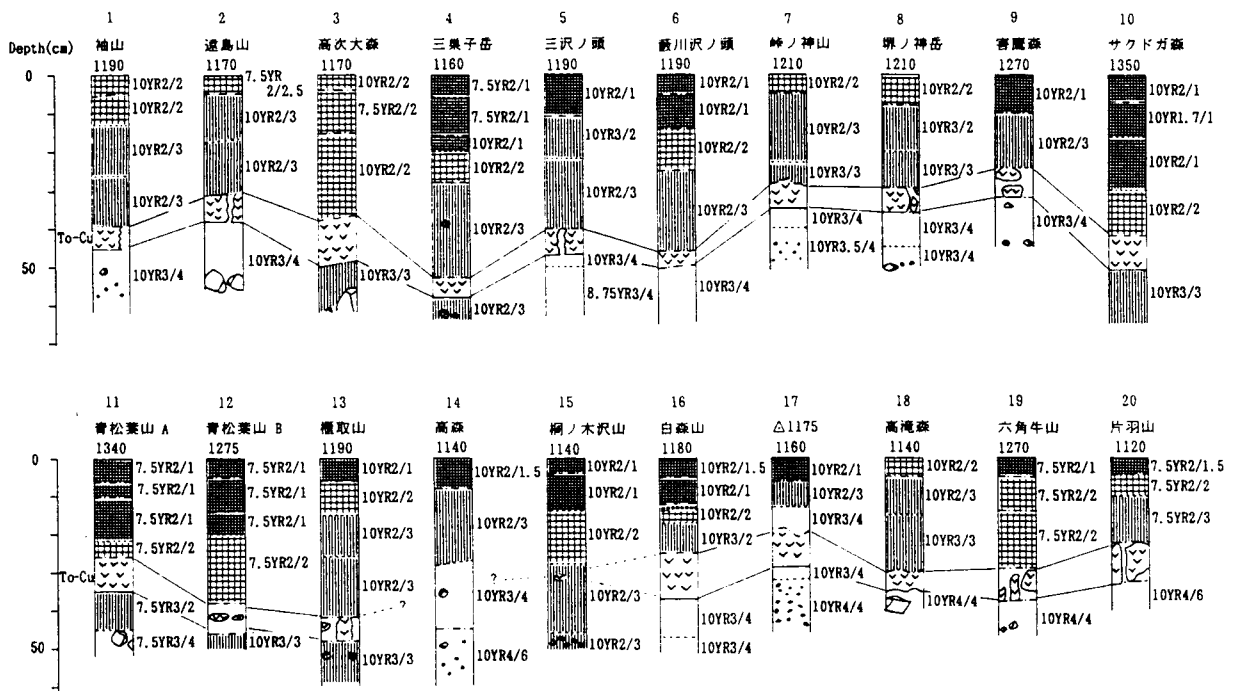


図2 各調査地の土壤断面模式図

(2) 雪田周辺の温度場が植物季節に及ぼす影響

積雪の初期状態と気象条件から、雪田が作る熱環境とそれに対応する高山植物の成長をシミュレートするため、積雪・地表面-大気間の熱収支と、積算地温に基づく植物の成長を取り扱うモデルを作成した。パラメータの決定と、モデルの検証は秋田駒ヶ岳筑森山の南東斜面の雪田と消雪後の雪田植生上で行った。雪田上での観測要素は、短波放射束（上、下向き）、正味放射束、乾湿球温度、風速と、雪面低下量と表層の濡れ雪密度である。植生上では放射、乾湿球温度、風速に加え、地中熱流束を観測した。エネルギーの収支解析は、雪面上ではバルク法、植生上ではポーエン比法を用いた。

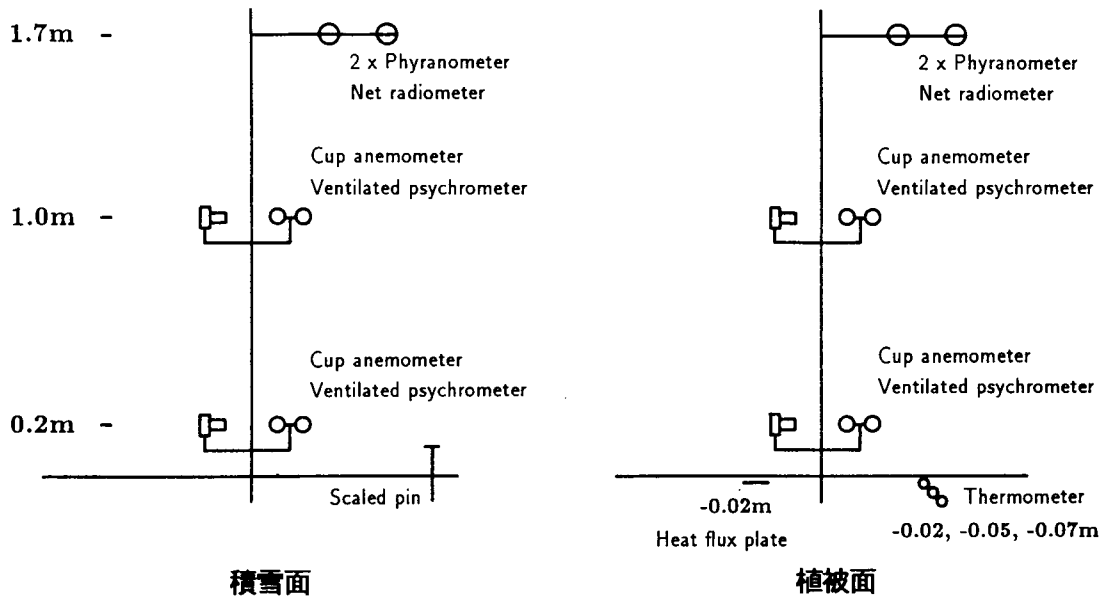


図3 微気象観測装置の配置

雪面上のエネルギー収支は次式のように表すことができる。

$$(1 - \alpha) S \downarrow + L \downarrow = L \uparrow + H + \epsilon E + G_0 \quad (1)$$

$$R_n = (1 - \alpha) S \downarrow + (L \downarrow - L \uparrow) \quad (2)$$

$$G_0 = R_n - H - \epsilon E \quad (3)$$

ここで、 $S \downarrow$ は下向き放射束、 α は雪面のアルベド、 $L \downarrow$ 、 $L \uparrow$ はそれぞれ下向き、上向きの長放射束、 H と ϵE はそれぞれ雪面から大気に輸送される顕熱流束と潜熱流束を表す。正味放射束 R_n 、積雪層の温度変化 G_0 について整理すると(2)、(3)となる。次に、顕熱、潜熱をバルク形式で表すと

$$H = C_p \rho C_{hs} U (T_s - T) \quad (4)$$

$$\epsilon E = \epsilon \rho C_{es} U (q_* (T_s) - q) \quad (5)$$

ここで、 C_p は大気定の定圧比熱、 ρ は大気密度、 C_{hs} 、 C_{es} はそれぞれ雪面上での顕熱、潜熱に対するバルク輸送係数、 U は風速、 T_s は積雪表面の温度、 T は気温、 $q_* (T_s)$ は積雪表面温度に対する飽和比湿、 q は大気比湿を表す。

植被面でのエネルギー収支は次式のように表す、

$$\beta = C_p (T_1 - T_2) / (\epsilon (q_1 - q_2)) \quad (6)$$

$$\epsilon E = (R_n - G_v) / (\beta + 1) \quad (7)$$

$$H = \beta \epsilon E \quad (8)$$

ここで、 β はポーエン比、 $(T_1 - T_2)$ 、 $(q_1 - q_2)$ はそれぞれ大気中の2高度(0.2m, 1.0m)における気温と比湿の差、 G_v は地中熱流束を表す。

現地の微気象観測で得られた値を用いて、(1) - (5)式によりエネルギー収支解析を行い、雪面低化量の実測値と比較することで、雪面上のバルク輸送係数の妥当性を検討した。雪面上の純放射束(R_n)の観測値は、 380Wm^{-2} から 580Wm^{-2} の値をとり、日射量の増加に対応した。顕熱(H)、潜熱流速(ϵE)は主に風速の増減に対応している。これらの純放射、顕熱と潜熱による積雪表面の融雪エネルギーは $430\sim 680\text{Wm}^{-2}$ と計算され、融雪深と積雪密度観測から求めた値の平均値 520Wm^{-2} と良く一致した。この内訳は純放射が82%、顕熱が10%、潜熱が8%となる。

植被面では観測時の純放射束が 500Wm^{-2} 、地中熱流束が 80Wm^{-2} 程度となった。正味放射量を顕熱に47%、潜熱に40%、地面の加熱に13%を配分していることになる。アルベドは雪面が約0.5に対し、植被面では約0.2であった。

雪田植生を構成する植物の多くは、積雪消失後速やかに成長を開始し、次の積雪により生育期間を終了させられる。気候変動の影響調査の第一段階として、雪田の代表的植生を形成するイワイチヨウの成長経過と消雪後の地温形成との関係を調べた。まだ雪田が残っている7月2日に調査した葉面積と生育位置との関係を図6に示した。この時期の雪線は1日約1mの速度で移動し、

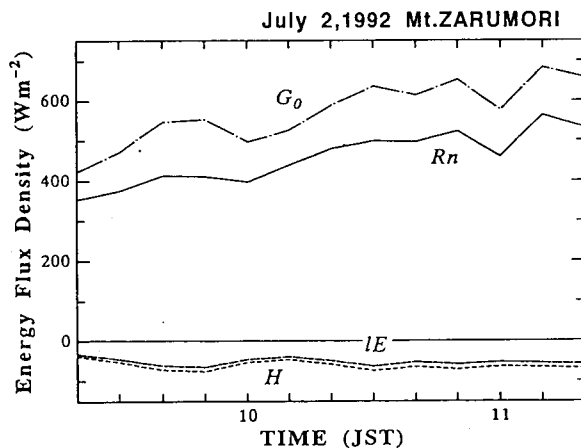


図4 雪面上のエネルギー収支

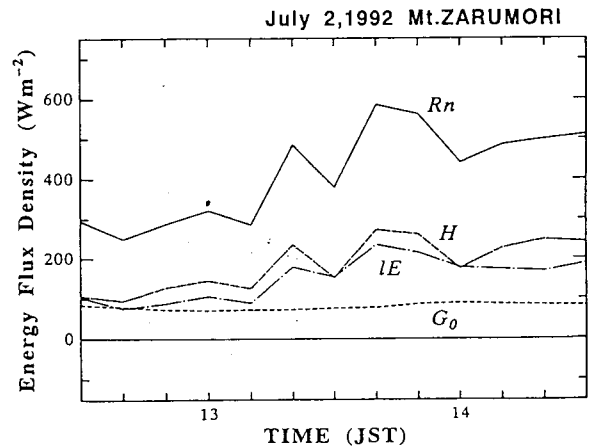


図5 植被上のエネルギー収支

消雪後の時間経過とイワイチヨウの葉面積は比例した。斜面下方では融雪水が流下することによって地温の上昇が遅れるため地温の上昇と植物の生育は大幅に遅れる。

積雪深分布と融雪期以降の気象条件から地温の変化を推定し、植物季節との対応を検討した。地表面のエネルギー交換を、雪面と同様に、(1) - (5)式で考え、土壌中の熱伝導を次式で与えることにより、深さ毎の地温を予測した。

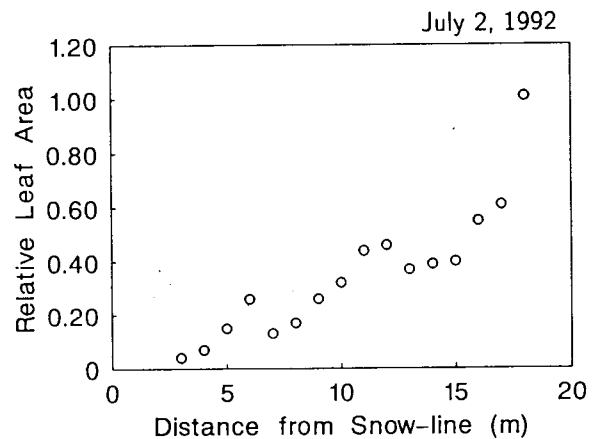


図6 雪線の移動とイワイチヨウの葉の成長

$$q_g = -\lambda_g \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (9)$$

日平均気温の違いによる消雪期間の違いを見るため、積雪量を5m、積雪面のアルベドを0.5、大気放射束密度を 280Wm^{-2} 、全天日射量の日最大値を 800Wm^{-2} 、気温の日較差を 10°C として、日平均気温を $0^\circ\text{C}\sim 10^\circ\text{C}$ に変化させた場合の、消雪に必要な日数を計算した(図7)。

また、消雪時期の違いによる地温上昇過程の相違を図8に示した。地表面の熱収支が季節によって大きく異なるため、5月に雪が消えた場所と8月に消えた場所とでは地温の上昇傾向が異なる。

積雪融雪モデルを検証するため、現地で観測した雪線の移動と計算値の比較を行った。積雪分布の初期値は1992年の観測結果と6月13日の雪線位置から推定した。モデルに入力したデータは、1993年6月13日以降に、筑森山山頂で観測した、10分毎の全天日射量、気温、相対湿度、風速である。大気放射束密度はYamamoto-Brunt式で気温と水蒸気圧から推定し、アルベドは0.5とした。積雪の密度等は現地での実測値を使用した。

結果を図9に示す。図の点線は最初の実測値とその後の推定値による積雪断面形を表し、△記号は実測した雪線の位置を示している。両者は非常に良く対応しており、本モデルの有効性が裏付けられた。

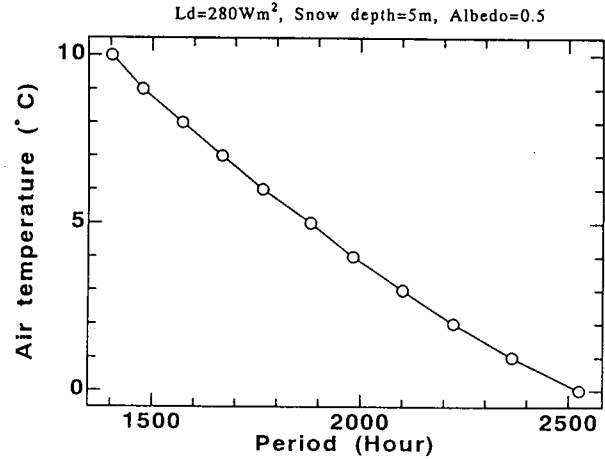


図7 日平均気温と消雪日数

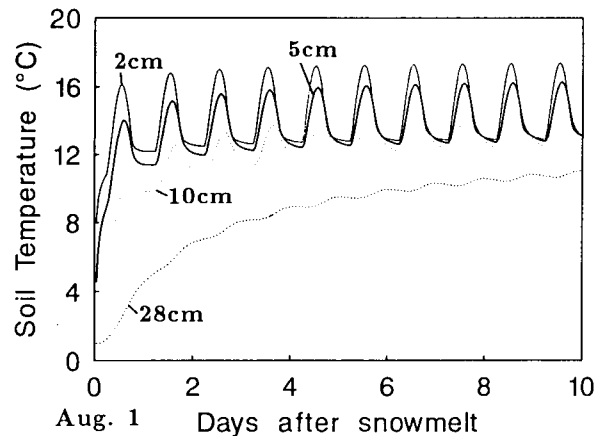
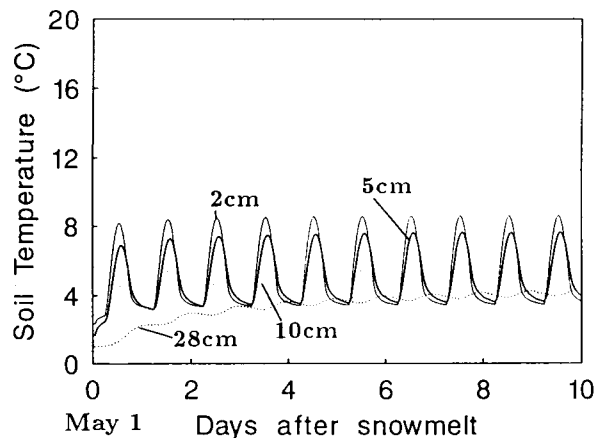


図8 雪解け後の地温の変化

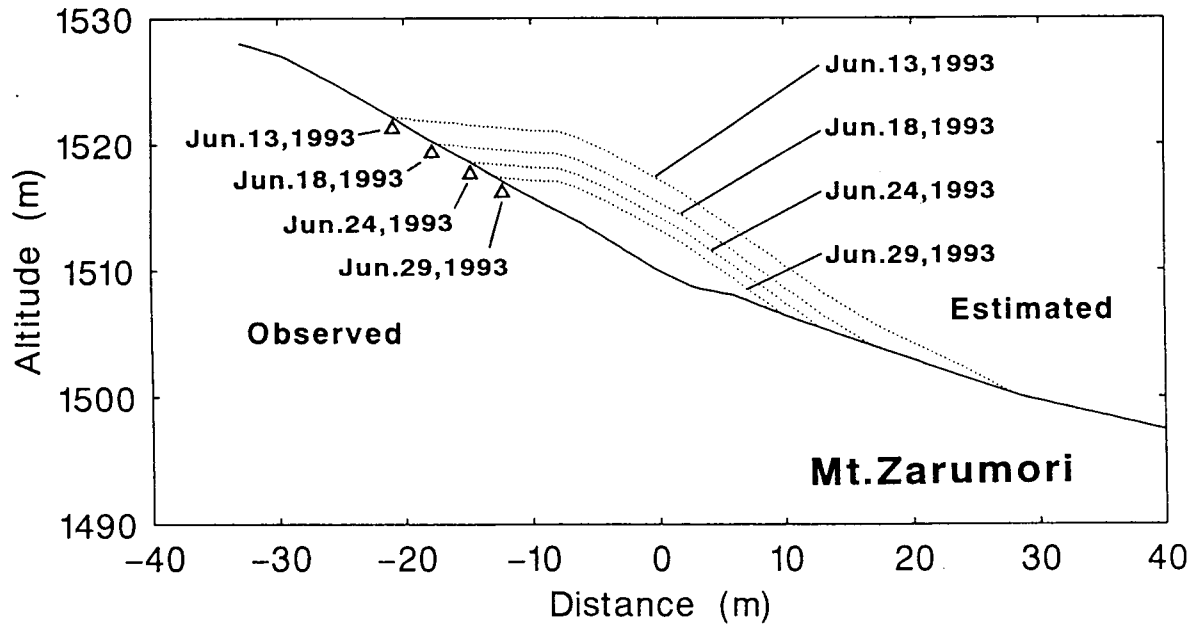


図9 モデルで推定した雪田の形状変化と観測による雪線の移動

(3) 雪田の消長から見た高山～亜高山帯の気候変動

残雪が7月下旬以降まで残る雪田では、植物遺体の生産量が少ないため、鉱物質土壌層が形成されている。奥羽山地のいくつかの雪田では、土壌断面に鉱物質土壌から有機質土壌への変化が認められ、消雪時期が時代とともに変化していることがうかがわれる。たとえば、八甲田小岳山頂部の雪田では、約1,000年前以降に消雪時期が早まり、鉱物質土壌を覆って、表層の泥炭質土壌が形成された。また、筑森山中腹部の雪田では約2,000年前から現在に至るまで、主に鉱物質土壌が形成されてきたが、約1,000年前頃に、泥炭質土壌が形成されていた時期がある。

約1,000年前を中心とする数百年間は、温暖な気候条件であったことが古記録や花粉分析から指摘されている。調査した雪田では、全体として約1,000年前から消雪時期の早まりとともに有機質土壌の形成域が拡大する傾向にあった。

このような雪田土壌の変化をもたらした気候変動の規模を明らかにするため、八甲田小岳山頂部の雪田で、現在の気温と融雪量の関係について検討した。積雪深が一定と仮定して、気温が現在よりも 2°C 上昇、および、 2°C 低下した場合の融雪シミュレーションを行うと、いずれの場合も、消雪時期は現在より6～7日程度変化する。八甲田小岳の雪田に見ら

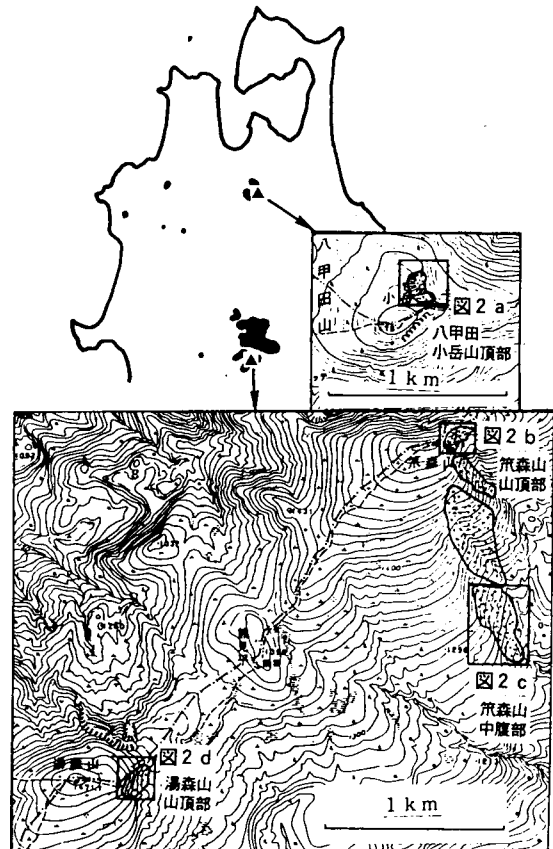


図10 調査地域

れる土壌変化からは、約1,000年前より以前には消雪時期が現在より10日~20日程度遅かった時期があると考えられる。これは、2℃程度の気温の低下だけでは説明できない。この原因として、気温の変動にともない、積雪深も大きく変動している可能性が考えられる。

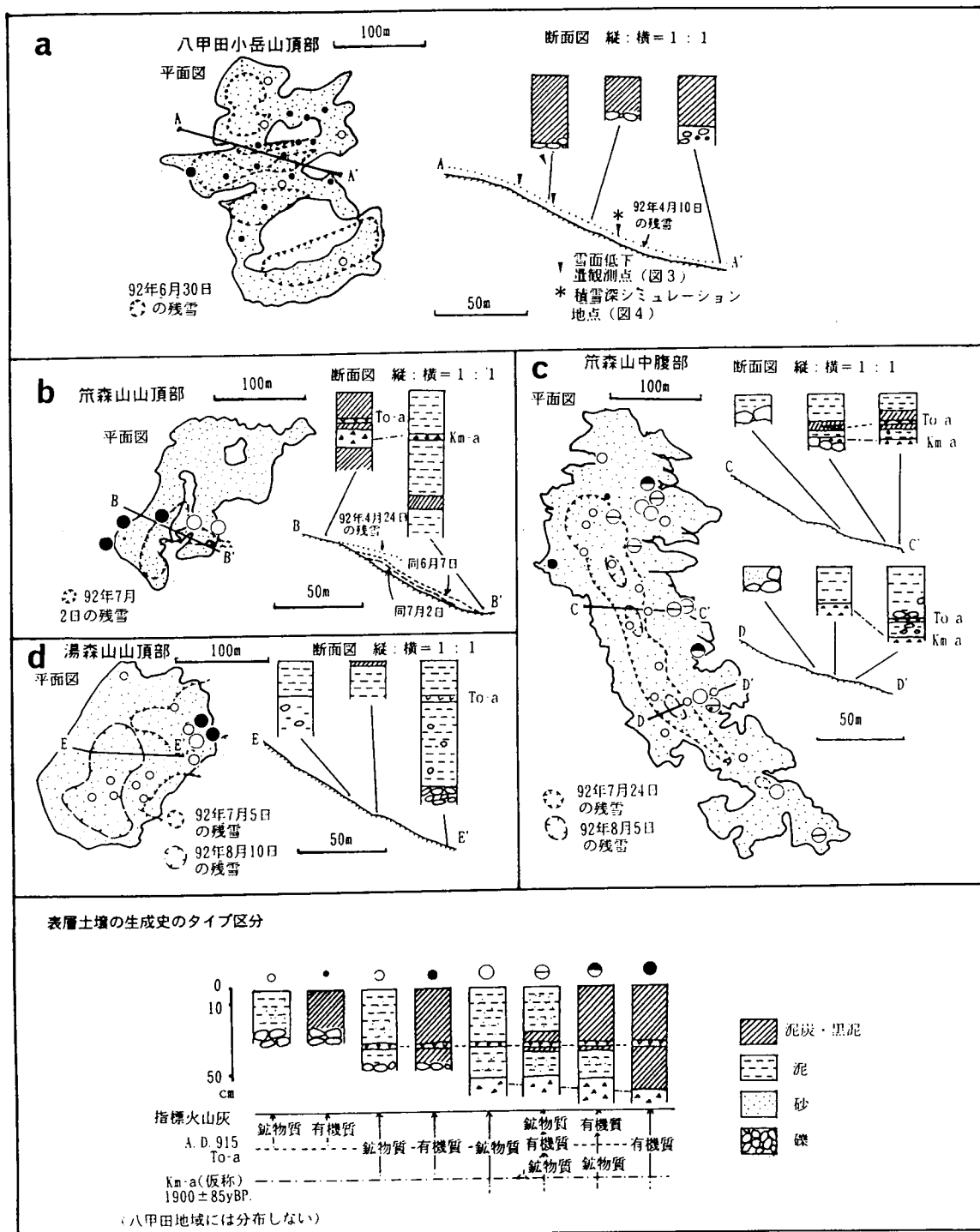


図12 各雪田の土壌タイプの分布、残雪の分布と積雪の堆積形態

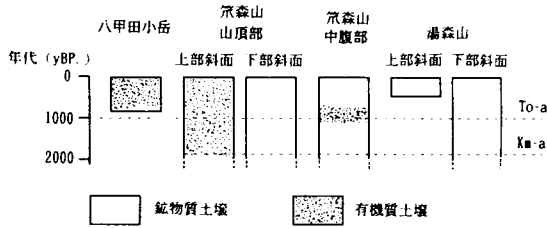


図13 各雪田における土壌の時代変化の様式図

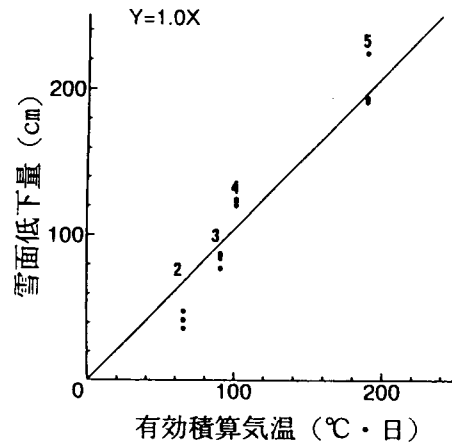


図14 八甲田小岳における有効積算気温と雪面低下量の関係

(4) 高層湿原の植生及び陸化過程における環境変動の影響予測

気候変動が高層湿原に及ぼす影響を評価するため、北海道喜茂別町の高層湿原に試験地を設定し、地下水位、残雪状況、泥炭層の分解と植生の変化、樹木の成長経過を調査した。調査湿原近くの中山峠の気象記録をもとに、気温が3度上昇した場合の蒸発散量をペンマンの式により計算し、湿原の水位変動を予測した。気温上昇により月平均0.24mm/日ほど蒸発散量が増加する。6～10月の無雪期合計では7.3mmの増化となり、現在の蒸発散量の1割に相当する。この結果、調査湿原の水位は1.3cm低下することになり、中央部の湿原群落は縮小、チシマザサ群落は周縁から進出する。そして、泥炭の分解の促進と植生変化による蒸発散量の増加が湿原の乾燥化を加速する結果となることが予測された。

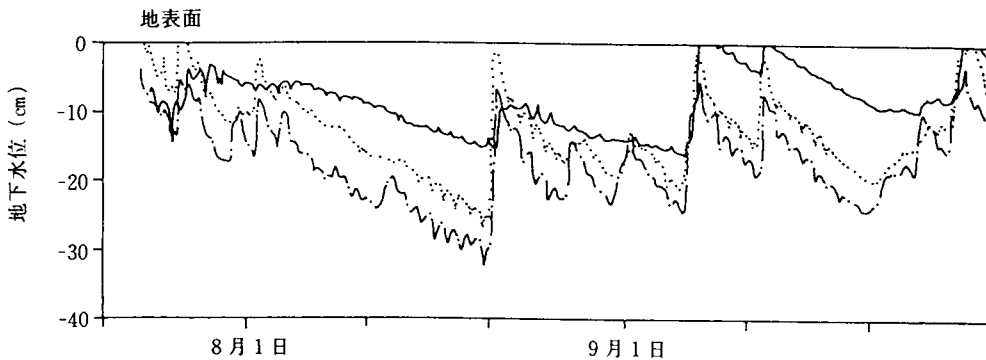


図15 中山峠湿原の地下水位変化の一例 (1991)

実線：ワタスゲ群落、破線：エソカンゾウ群落、鎖線：チシマザサ群落

(5) 標高・微地形の違いと植生・土壌の分布

温暖化による気温上昇や乾燥化は、積雪量や融雪時期を変化させると共に、林床の堆積有機物・土壌中の有機物の分解速度に影響を及ぼし、土壌の性質を変化させることにより、植生の分布を変化させると考えられる。赤石岳山麓の樺島からハイマツ帯の富士見平にかけて、標高別に堆積有機物の分解速度と微気象の関係を調査し、標高2000m以上で特徴的に分布するポドソル土

壤とコメツガ群落の対応関係が、温暖化によって、どの様に変化するかを予測しようとするものである。

対象地域の植生の林床型区分と立地環境の関係を表1に示す。この地域には乾性ポドソルが広く分布し、他は未熟土、褐色森林土がある。乾性ポドソル (P_{D1} 型) には主にツツジ型とセイリバシオガマ型の林床植生が成立している。シラベ、アオモリトドマツの稚樹はコケ型、セリナシオガマ型で高密度であった。トウヒの稚樹は残積斜面～匍行斜面に特徴的に出現し、ウラジロモミの稚樹は標高の低いモミジハグマ型に認められた。

表1 樺島(1120m)－富士見平(2701m)の地形系列における調査地点の植生、土壌、地形

プロット	標高(m)	地形	土壌型	森林型	林床型
1 (樺島)	1,120	沖積斜面	B_D	カラマツ	大型草本
2	1,560	匍行斜面	$B_C (P_D III)$	ミズナラ	欠如
3	1,840	崩積斜面	$B_A (P_D III)$	コメツガ	欠如
4	2,130	浸潤斜面 (匍行)	$B_A (P_D III)$	シラベ	シラネワラビ
5	2,470	浸潤斜面 (崩積)	P_{DII}	シラベ	コケ
6	2,560	残積斜面	$P_{DI} (P_{DII})$	シラベ	ツツジ
7 (富士見平)	2,725	残積斜面	P_{DI}	ハイマツ	ツツジ

標高別に森林群落の出現種数と全多様度、堆積有機物層厚と溶脱層厚、透水性・粗孔隙量と採取時水分率全炭素量と全窒素量の関係を調査した。全多様度はハイマツ群落で最も低く、シラネワラビ型林床のシラベ林が最も高かった。土壌の溶脱層はハイマツ群落の P_{D1} 型土壌で最も発達し、透水性は乾性褐色森林土と同様に低い傾向を示した。また、コメツガ林は標高2000m以下では、尾根、中腹斜面を問わず分布するが、2000mを越えるとポドソル土壌が発達する尾根や凸型地形に限って分布していた。

富士見平 (2725m) から樺島 (1120m) にかけて、標高別に、ハイマツ、シラベ、コメツガ、ミズナラ、カラマツ林の7個所で、雨量、土壌水分、気温、地温を測定し、林分構造や土壌型との関係を調査した。気温は高い標高ほど早くからマイナスとなり、日格差も大きい(図16)、2月以降は地上1.2mでも雪に覆われて0°Cで安定し、融雪期以降は急激に上昇した。10cmの深さの地温は気温に比べて日較差は小さく、標高2,725m地点でも積雪のためマイナスにならなかった。融雪期は1~2°Cを示し、気温の上昇に1週間遅れで追従した。

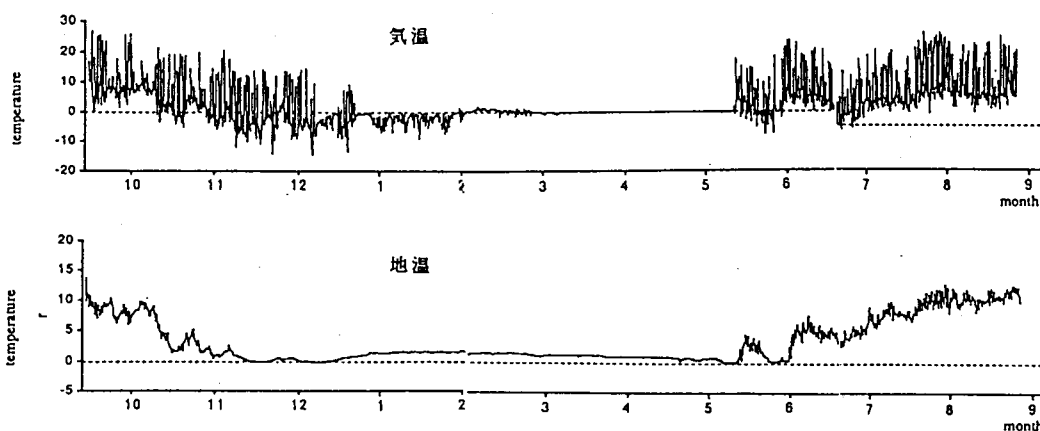


図16 プロット7における気温と地温の変化(1991-1992)

各調査林分内に配置したコメツガ枝葉リターの分解率は、低地のヒノキ林（つくば）で最も分解率が高く、ついでプロット3のコメツガ林であった。これは、配置した場所の分解者たる微生物の組成に関係があるものと考えられる。単純に標高(X)と分解速度(Y)の関係を見ると $Y=19.66-0.0025X$ の関係が認められた(図18)。

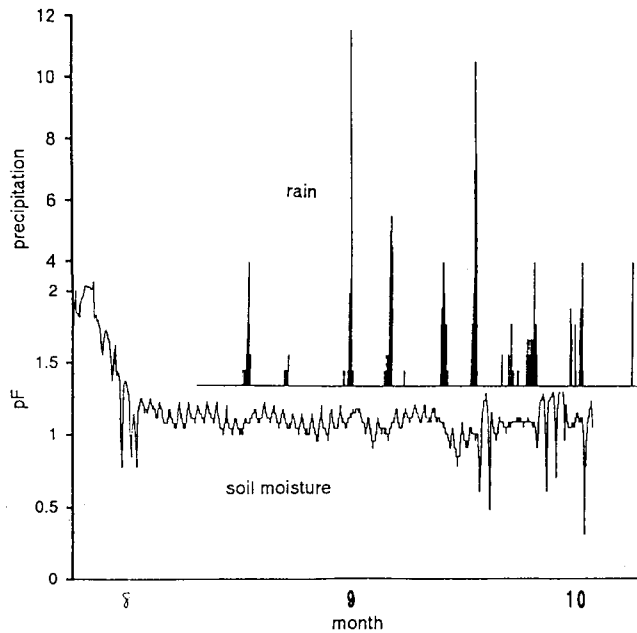


図17 プロット3における降雨と土壌水分張力の日変化

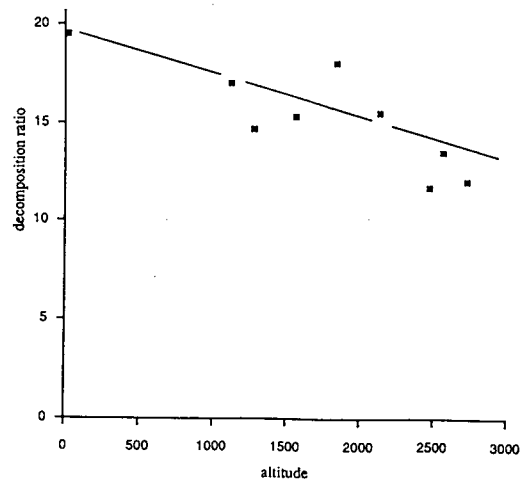


図18 標高とコメツガリターの分解率

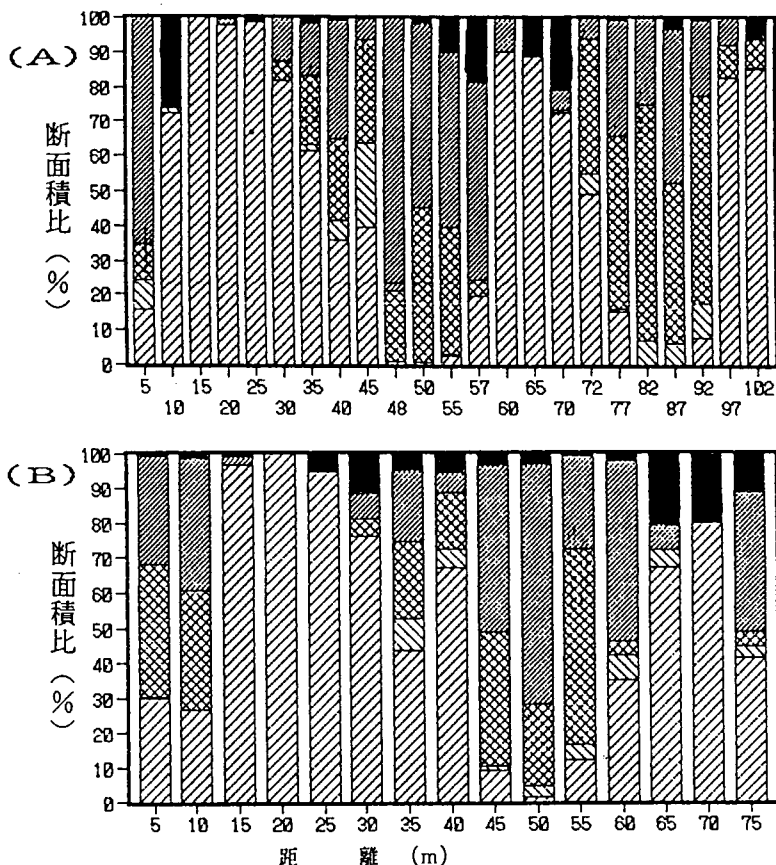
(6) 亜高山針葉樹林・ハイマツ群落の更新

奥秩父山地では、コメツガを主とする亜高山針葉樹林で、1966年に20m幅の母樹を残した帯状伐採を行い、1978年に保残母樹を伐採収穫した林分の2箇所において、帯状伐採部と保残部の林分構造を調査し、樹種別更新特性と更新に必要な期間を検討した。

南西向き同一斜面で、等高線沿いに伐採区を横断する幅10mの帯状調査区を5m毎に区切り、樹高1.3m以上の更新樹の優占度(断面積合計比)を図19に示した。上部・下部の2区とも、当初の伐採帯に当たる場所でダケカンバの更新が良く、断面積比で70~100%収を占めた。林縁に近い場所ではコメツガ稚樹の成立が著しいが、極相林の回復としては十分でない。

当初母樹を残した場所では、コメツガが前生林を形成していたにもかかわらず、アオモリトドマツ、シラベの優占度が高く、コメツガは少なかった。秩父山地では標高のより高い場所に出現するアオモリトドマツの占める割合が下部の調査区で大きく、土壌条件の関与をうかがわせる。

母樹保残部内では、アオモリトドマツ、シラベの成長が旺盛である。これは、帯状伐採により側方からの日射量が増加する一方、林床の攪乱や腐植層の急激な分解が生じなかったことによると考えられる。これは、南西斜面のシラベ林に見られる「しまがれ更新」と類似の現象である。伐採と収穫が行われた場所では、地表の攪乱による稚樹の損傷に加えて、急激な環境の変化から



※左下がり斜線はダケカンバ，荒い右下がり斜線はコメツガ，クロス斜線はアオモリトドマツ，左下がりの細かい斜線はシラベ，塗り潰しはナナカマド他を示す。

図19 伐採帯を横断する帯状調査地内の更新樹の断面積構成比

多くの前生稚樹が枯死、腐植の分解と流亡が進んだ林床に鉱物質土壌が露出したため、カンバ類の更新に適した環境となった。

気候の温暖化は、モミ属の寿命を短くし、上木が存在する状態でも、林床の乾燥化とA₀層の分解を促進することが予想される。このため、シラベ、アオモリトドマツの更新が困難になる可能性があると同時に、ダケカンバが発生するには陽光が不足する条件となり、既知の森林更新パターンとは異なる様相をたどることも考えられる。

この地域では温量指数15以下であっても、シラベ林が成立する場所がある反面、冬季の季節風が強い場所には、ハイマツ群落が低い場所まで分布し、北海道での観察例等と類似の現象が

見られる。金峰山山頂部のハイマツ林の実測値から推定した温量指数は北斜面で20.2、南斜面で21.7となった。いまのところ、葉面積指数や生物生産量は南斜面の方が大きい(表2)が、温暖化の影響は冬季の季節風のあたる南斜面で最初に現れる可能性がある。

表2 金峰山のハイマツ群落の葉面積指数、年間生物生産量と環境条件

測定要素	北向斜面	南向斜面
葉面積指数 (m ² m ⁻²)	2.2 - 2.8	2.6 - 3.5
地上部成長速度 (ton ha ⁻¹ y ⁻¹)	0.44 - 0.49	0.61 - 0.74
*平均気温 (°C)	12.6	12.8
*平均地温 (°C)	10.6	12.8
*日算光量子密度 (mol m ⁻² d ⁻¹)	29.5	30.4

*1992年6~9月の日平均値

(7) 年輪解析による気候変化の推定

日光白根山、赤石岳、秩父多摩から12樹種、計157個体分の成長錐試料を得て、年輪構造解析を行った。長期の年輪シリーズから見ると、1920年~1940年頃と1960年から最近になって形成

形成された年輪の成長変動に共通点が認められる。この傾向は標高が2,400m位までの地点で顕著であるが、標高2,600mの森林限界に近いシラベや2,700mのハイマツ帯では認め難くなる。標高2,400m付近以下で生育した針葉樹は、1960、70年頃から成長が低下する傾向を示し、年輪構造にも特異な変化が認められる。高山帯に近づくと連れて、最近の年輪幅が広がる個体が認められるが、その増加量は僅かである。5月～8月の平均気温と降水量（推定値）との関係を見ると、年輪構造の経年変化は良く対応している。最近の亜高山における成長低下の傾向は、僅かではあるが気温が低下していることに加えて、降水量が少なくなっていることの影響が考えられる。しかし、現地で直接観測された気象データではないため、さらに詳細な検討が必要である。

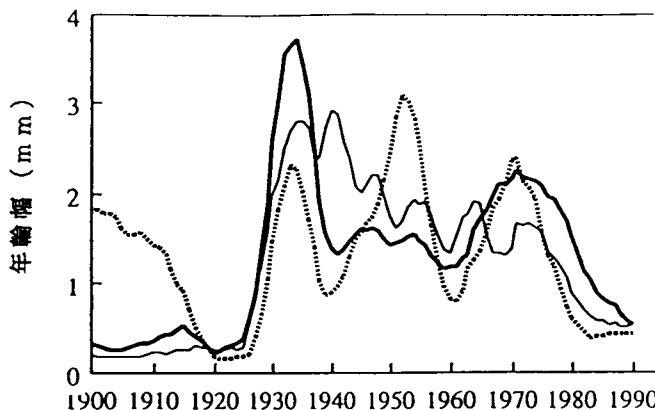


図20 赤石岳のコメツガの年輪幅変動
(標高2100m)

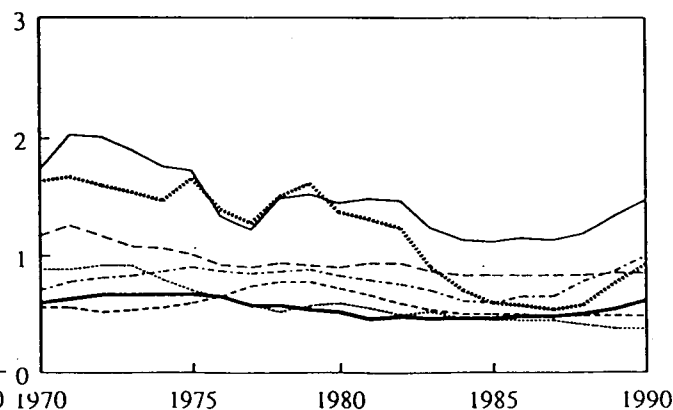


図21 赤石岳のアオモリトドマツの年輪幅変動
(標高2600m)

5. まとめ

温暖化等の気候変動が高山・亜高山帯の植生に及ぼす影響について、何が問題となるかということについては、一応の知見を得た。気温の上昇だけでなく、降水量・積雪量の変化と融雪時期・水収支の変動が大きな要因となり、森林の更新・形成との相互作用が変化をより促進する方向に向かう。しかし、この地域の環境条件についての測定例は、これまで、ほとんどない。温暖化にともなって生じるであろう土壌の乾燥化、有機物分解の早まり（または停滞）の推定を行い、シラベ・コメツガ林の移動速度の正確な計算を行うためには、基礎データの収集を継続する必要がある。

[国際共同研究等の状況]

なし

[研究発表の状況]

大丸裕武・ほか (1991) 北上山地稜線部の風衝荒地をとりまく微気象環境、1991年日本雪氷学会予稿集 158

- 大丸裕武・ほか (1991) 東北地方北部を横断する積雪調査結果、日本林学会東北支部会誌 43:240-241
- 大丸裕武・池田重人 (1992) 雪田は変動しているか。季刊地理学, 44, 213-213.
- 大丸裕武・池田重人 (1993) 東北地方北部の4つの雪田にみられる土壌の時代変化。日本地理学会予稿集, 43, 166-167.
- 大丸裕武・池田重人 (1993) 雪田の消長からみた高山～亜高山帯の気候変動、森林立地学会誌 35 (1) :9-14
- 大丸裕武・ほか (1993) 東北地方北部秋田～宮古間の厳冬期の雪質の分布、雪氷 55:207-212
- 藤原健・太田貞明 (1992) 日光白根山に生育した樹木の年輪構造、樹木年輪 5:42-47
- 池田重人 (1992) 東北地方の亜高山帯域における土壌有機物の分解特性 (I) -北上山地・奥羽山地間における比較検討-、日本林学会東北支部会誌 44:149-152
- 梶本卓也 (1992) ハイマツの幹の伸長成長、葉長成長および着葉年数、39回日生態講演要旨集 90
- Kajimoto, T. (1992) Seasonal patterns of growth and photosynthetic activity of *Pinus pumila* growing on the Kiso mountain range, central Japan. Workshop on "Subalpine Stone Pine and Their Environment: Status of Our Knowledge", St. Moritz, Switzerland.
- Kajimoto, T. (1992) Dynamics and dry matter production of belowground woody organs of *Pinus pumila* trees growing on the Kiso mountain range in Central Japan. Ecol. Res. 7:333-339
- Kajimoto, T. (1993) Shoot dynamics of *Pinus pumila* in relation to altitudinal and wind exposure gradients on the Kiso mountain range, central Japan, Tree Physiology 13:41-53
- 桜井尚武ほか (1992) 奥秩父亜高山地帯帯状伐採地の天然更新状況、第103回日本林学会講演要旨集