

I 白山の第四紀の地史

1 白山火山の形成史

東野外志男・清水 智

(1) 加賀室火山, 古白山火山, 新白山火山

第四紀に活動した白山火山の地質は Yamasaki et al.(1964), 山崎ほか(1968), 長岡(1972), 岩田(1980)等によって研究がなされている。それらによると, 白山火山の形成史は浸食期をはさんで古いものから新しいものへ加賀室火山形成期, 古白山火山形成期, 新白山火山形成期の3期に大別される。長岡(1972)は, さらに古白山火山の東側山復のうぐいす平に2個の噴石丘の存在を確認し, それらをうぐいす平火山と命名した。活動時期は, 原地形がよく保存されていることから, 新白山火山とほぼ同じであると結論している。図I-1は各火山体の噴出物の分布を示したものである。

〈加賀室火山〉

加賀室火山は, 尾添尾根加賀室跡を中心として露出する安山岩類に対して, 長岡(1972)が命名したものである。その後, 紮野(1978), 岩田(1980)によって, 図I-1に示すように, 尾添尾根から目附谷に到るかなり広範囲に, 噴出物が分布することが確認されている。加賀室火山の活動は, 噴出物よりI期とII期にわけられている(岩田, 1980)。I期の噴出物は泥流堆積物よりなり, 層厚は薄く, 目附谷中流の右岸の一部にみられるのみである。安山岩の岩塊が泥流堆積物の主体をなし, 小規模な火山体の崩壊によって形成されたと考えられる。II期の噴出物は加賀室火山の大半をしめるもので, 主に数層の溶岩流からなり, 他に薄い火山碎屑物がそれらに介在する。加賀室火山の山体の開析は著しく進み, 現在, 火山原面とみられるような緩斜面は残されていない。そのため, 火山体の規模は明らかではないが, 数層の溶岩流の存在より成層火山体を形成していたと考えられている。活動中心については, 長岡(1972)は加賀室跡付近の噴出物の分布域と傾斜及び地形の特徴より, 加賀室跡の南方約1.2 kmの付近とした。一方, 岩田(1980)は北部に分布する噴出物の傾斜と方位にも検討を加え, 長岡(1972)が推定したよりは約1.5 km東方の位置を加賀室火山の活動中心とした。しかし, 現在のところ, 活動中心を思わせる地形的特徴や火道跡などは発見されていない。

〈古白山火山〉

古白山火山は山崎ほか(1968)によって命名されたものである。かつては成層火山体を形成していたが, 現在, 山体, 特にその中央部は著しく開析され, 下位の基盤まで浸食作用が深く及んでいる。噴出物は南西, 南東及び北西の3方向に主に分布がみられ, 火山斜面がかなりよく残されているところもある。古白山火山の活動は, 長岡(1972)によるとI, II, III期に大別される。I期の噴出物は泥流堆積物からなり, 丸石谷下流右岸, 間名古谷下流右岸に露出する。堆積物は安山岩と基盤から由来したと考えられる流紋岩の礫, 及び細粒の安山岩の基質からなり, 小規模な火山体が泥流発生時に存在したと考えられている。II期の噴出物は古白山火山の山体の大部分をしめ, 現在, 大汝峰から湯の谷川東岸をへて旧道尾根にいたる地域, 白山山頂北東の稜線から大白川に到る地域, 間名古の頭の北方の斜面, 及び岩間道尾根の清浄ヶ原に分布する。噴出物の主体は溶岩流であり, 他に火砕流堆積物が最下部, 及び溶岩流中に介在している。古白山火山のIII期の噴出物は, 岩間道尾根の清浄ヶ原の上部

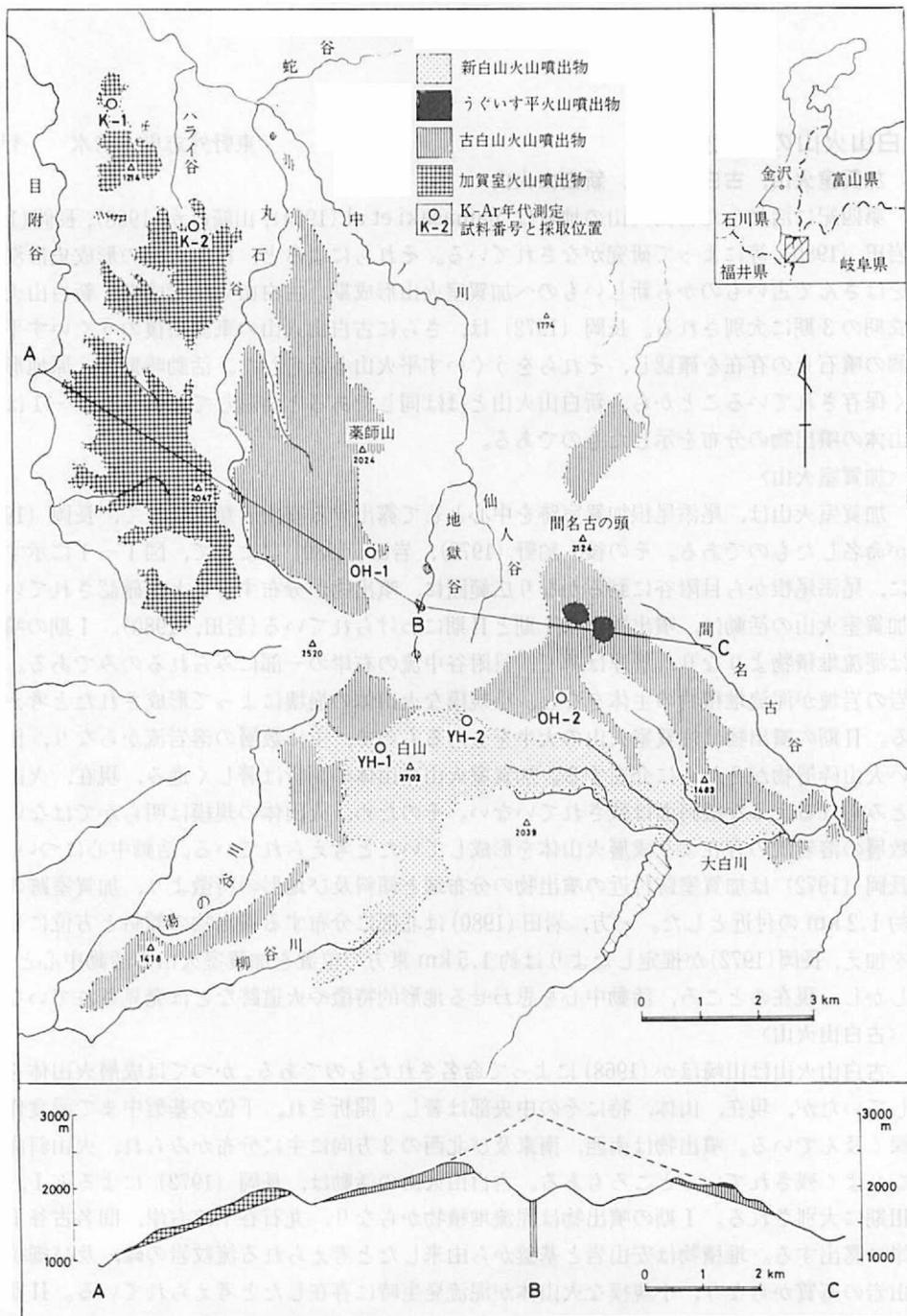


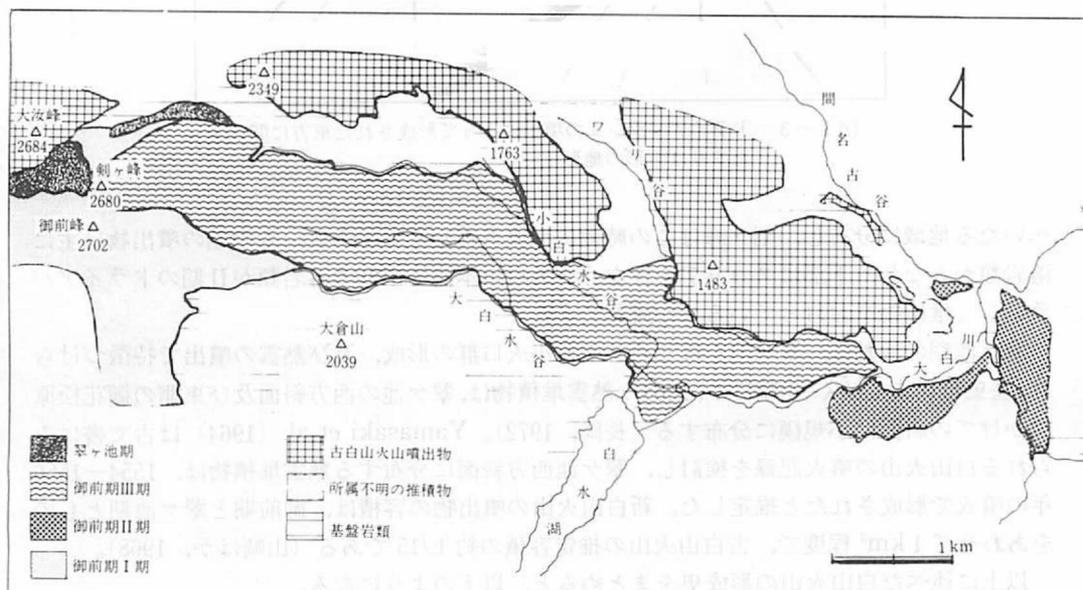
図 I-1 白山火山噴出物の地質図、地質断面図及びK-Ar年代測定試料の採取位置
(地質図は長岡 (1972), 紺野 (1978), 岩田 (1980) による)

に分布し、溶岩流及びそれらに介在する火砕流堆積物よりなる。II期の溶岩類に比して、III期の溶岩類は火山斜面の地形を特によく保存している。

古白山火山の活動中心については、山崎ほか(1968)は現存する古白山火山噴出物の分布域や傾斜方向などから、中ノ川上流の地獄谷と仙人谷にはさまれた鳥とまらず尾根中部の火の御子峰付近としたが、その後、長岡(1972)は地獄谷の中・上流域7か所に大小の安山岩質岩脈を発見し、これらを古白山火山の火道の一部とした。古白山火山の噴出物の体積は、浸食によって失われた部分も含めて、約15 km³と推定されている(山崎ほか, 1968)。

〈新白山火山〉

新白山火山は古白山火山の南山復に形成された成層火山体で、現在の山頂部を噴火の中心とし、火口とその周辺の火山斜面は現在もよく保存されている。山崎ほか(1968)によると、新白山火山の活動は御前期と翠ヶ池期にわけられ、山体の大部分は御前期に形式された。御前期の活動は、大白川流域に分布するドライアバランシュ(dry avalanche)堆積物をもとに、さらにI期, II期, III期にわけられる。図I-2に白山山頂部から大白川にかけての地質図を示す。I期の活動の際に、山頂部及びその周辺部の室堂平, 弥陀ヶ原, 南竜ヶ馬場等の平坦面が形成された。噴出物の主体は溶岩流で、他に火砕流堆積物, 泥流堆積物がみられ、弥陀ヶ原の平坦面は熱雲堆積物によって形成されたものである。II期の堆積物は大白川流域のドライアバランシュで、長岡(1972)が泥流堆積物としたものである。最大層厚は140~150 mで、堆積物内部にフローユニット(flow unit)を示す構造がみられないことから、これらの堆積物は1回の流出によって堆積したものである。ドライアバランシュの発生源については、山頂部にみられる御前峰~御宝庫の稜線を中心に東方に開いた馬てい形の凹地(図I-3, 4)がそれにあたと考えられる。III期の噴出物は剣ヶ峰から東方山腹をへて大白川



図I-2 白山山頂部から大白川へいたる地域の地質図

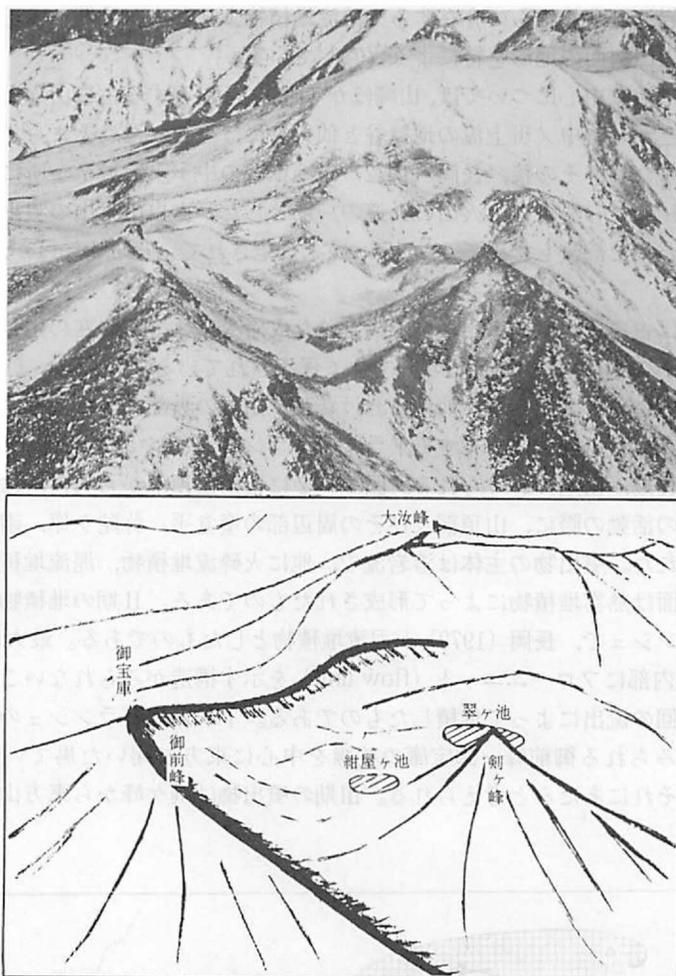


図1-3 ドライアバラシュの噴出によって形成された東方に開いたすりばち形の地形

へいたる地域に分布し、剣ヶ峰はこの時期に形成されたものである。この期の噴出物は主に溶岩類からなり、下部にスコリアを伴なう。大白川本流でIII期の溶岩類がII期のドライアバラシュ堆積物をおおっているのが確認できる。

翠ヶ池期の活動は、翠ヶ池をはじめとする小火口群の形成、及び熱雲の噴出で特徴づけられ、歴史時代まで続く(山崎ほか, 1968)。熱雲堆積物は、翠ヶ池の西方斜面及び東側の御花松原にかけての斜面に小規模に分布する(長岡, 1972)。Yamasaki et al. (1964) は古文書にみられる白山火山の噴火記録を検討し、翠ヶ池西方斜面に分布する熱雲堆積物は、1554—1556年の噴火で形成されたと推定した。新白山火山の噴出物の容積は、御前期と翠ヶ池期とものをあわせて1 km³程度で、古白山火山の推定容積の約1/15である(山崎ほか, 1968)。

以上に述べた白山火山の形成史をまとめると、以下のようになる。

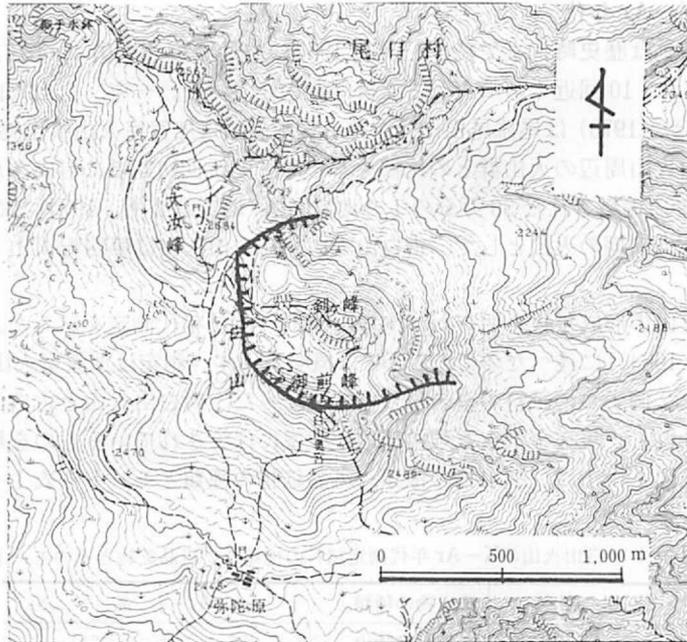


図 I-4 山頂部にみられる東方に開いたすりばち形の地形
 (地形図は国土地理院発行 25,000 分の 1 「白山」
 (昭和 55 年 9 月 30 日発行) を使用)

加賀室火山形成期

I 期 小規模な火山体の形成と火山体の崩壊による泥流の発生

II 期 成層火山体の形成

— 浸食期 —

古白山火山形成期

I 期 小規模な火山体の形成と火山体の崩壊による泥流の発生

II 期 成層火山体の形成, 火砕流と溶岩流の噴出

III 期 引き続いて成層火山の形成, 清浄ヶ原の上部溶岩の噴出

— 浸食期 —

新白山火山形成期

御前期

I 期 成層火山体の形成

II 期 山体頂上部の崩壊, ドライアバランシュの発生

III 期 溶岩噴出, 剣ヶ峰の形成

翠ヶ池期

小火口群の形成, 熱雲の発生

うぐいす平火山の形成

(新白山火山形成期の御前期 I 期とほぼ同時期)

噴石丘の形成

(山崎ほか (1968), 長岡 (1972), 岩田 (1980), 本調査による)

(2) 白山火山の K-Ar 年代

白山火山の活動は歴史時代まで続き、玉井 (1957)、鮎野ほか (1970) によると 8 世紀初頭から 17 世紀にかけて 10 回近くの噴火が古文書に記されている。一方、白山火山の誕生時期について、鮎野ほか (1970) は尾添尾根に分布する安山岩類 (加賀室火山噴出物) について、浸食程度及び白山火山周辺の火山群との比較をもとに、更新世初期頃に形成されただろうと推定した。1974 年に編集された 50 万分の 1 の地質図幅 (地質調査所, 1974) では、加賀室火山は鮮新世～更新世前期の火山として、古白山火山と新白山火山は第四紀火山として記されている。

今回、白山火山の形成年代を明らかにするため K-Ar 法年代測定を試みた。測定結果の詳細は東野ほか (1984) に述べたので、ここでは概略を示す。測定は加賀室火山、古白山火山、新白山火山各々 2 個ずつの試料の全岩について行なった。新白山火山と古白山火山の試料は長岡正利氏が採取し、現在金沢大学理学部地学教室に保管されているものを用いた。測定試料の採取位置を図 I-1 に、噴出物の種類、斑晶鉱物の種類とモードを表 I-1 に示す。

表 I-1 白山火山の K-Ar 年代測定試料の種類及び斑晶鉱物とそのモード

		試料番号	噴出物の種類	斑晶鉱物
白 火 山	新白山	YH-1 (MN 70101402)	熱雲堆積物中の本質岩塊	斜長石 (25.4), ホルンブレンド (2.1), 紫蘇輝石 (2.3), 石英, 不透明鉱物
		YH-2 (MN 70100804, No. 114)	溶岩流	斜長石 (20.2), ホルンブレンド (2.1), 紫蘇輝石 (1.3), 石英, 不透明鉱物*
山 火 山	古白山	OH-1 (MN 69081301, No. 42)	溶岩流	斜長石 (13.9), ホルンブレンド (1.6), 紫蘇輝石 (1.4), 石英, 不透明鉱物*
		OH-2 (MN 70082402, No. 28)	溶岩流	斜長石 (17.8), ホルンブレンド (1.2), 紫蘇輝石 (1.2), 石英, 不透明鉱物*
山 火 山	加賀室	K-1 (TH 82101703)	溶岩流	斜長石 (24.1), ホルンブレンド (1.4), 紫蘇輝石 (2.1), カンラン石, 石英, 不透明鉱物
		K-2 (TH 82101701)	溶岩流	斜長石 (29.6), ホルンブレンド (1.8), 紫蘇輝石 (2.8), カンラン石 (1.8), 石英, 不透明鉱物

*長岡 (1972) による

加賀室火山の K-1, K-2 は共に溶岩流から採取したもので、加賀室火山形成期の II 期に属する。採取位置は K-1 がハライ谷上流の標高約 1,400 m 付近, K-2 はオメナシ谷西方の尾根, 標高約 1,400 m 付近である。古白山火山の OH-1 は岩間道尾根の見返坂付近 (標高約 2,250 m) の溶岩流から, OH-2 は小白水谷から北にのびる支流 (標高約 1,950 m) に露出する溶岩流から採取されたもので、古白山火山の活動史では両者とも II 期に属する。新白山火山の YH-2 は小白水上流, 標高約 1,950 m の位置から採取された溶岩流である。YH-1 は Yamasaki et al. (1968) が西暦 1554~1556 年に噴出したと考えた熱雲堆積物の本質岩塊であり、翠ヶ池西方の沢 (標高約 2,540 m) から採取されたものである。

表 I-2 が K-Ar 年代測定結果である。新白山火山の YM-2, 古白山火山の OH-1, OH-2, 及び加賀室火山の K-2 についてはそれぞれ 2 度測定を行なったが、全て再現性は極めてよい。加賀室火山の 2 個の試料の年代値は 0.32 Ma (K-2 の平均値) と 0.43 Ma であり、従来考えられていたよりも若い年代である。2 個の試料の約 10 万年の年代差は有意であり、実際の噴火年代の差を表していると考えられる。古白山火山の 2 個の試料は 0.11 Ma

表 I-2 白山火山の火山岩のK-Ar年代

	試料番号	(重量%)	K重量(g)	³⁶ Ar	⁴⁰ Ar	⁴⁰ Ar rad	$\frac{^{40}\text{Ar}^{\text{air}}}{^{40}\text{Ar}^{\text{total}}}$	年代(百万年)	
				(10 ⁻⁸ cc STP/g)					
白山火山	新白山火山	YH-1	1.29	0.5316	0.06347	18.737	—	—	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar)=295.2
		YH-2	1.78	0.5095	0.07339	21.461	—	—	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar)=292.4
				1.0118	0.08300	24.494	—	—	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar)=295.1
	古白山火山	OH-1	1.72	0.5057	0.03664	11.529	0.702	0.939	0.105±0.009
				0.5757	0.03519	11.140	0.743	0.933	0.111±0.012
		OH-2	1.61	0.5072	0.03621	11.574	0.875	0.924	0.140±0.013
				0.5657	0.02243	10.355	0.772	0.925	0.124±0.009
	加賀室火山	K-1	1.38	0.6182	0.03005	11.166	2.29	0.796	0.427±0.015
		K-2	1.71	0.5637	0.02870	10.606	2.12	0.800	0.320±0.011
					0.5531	0.03176	11.479	2.09	0.818

と0.13 Ma (共に2回測定の平均値)とかなり近い値であり、加賀室火山の年代値のうち新しいものとは約20万年の差がある。この年代値は、従来地形の開析程度から推定されてきた両火山の形成順序を確認すると共に、両火山の活動の間に、比較的長い(約20万年)浸食期が存在したことを示唆している。新白山火山の試料は年代が若く、今回の測定法では年代は得られなかった。

(3) 中ノ川流域の浸食速度

古白山火山の山体の中心部は浸食によってほとんど失なっているが、かつて古白山火山の山復斜面を構成したと考えられる緩斜面がいくつか残されている。それらを用いての古白山火山の復元は、いくつかの仮定のもとで可能である。また古白山火山の形成年代は先に述べたようにK-Ar法によって求められているので、古白山火山の浸食速度の推定も可能である。今回、中ノ川流域について、古白山火山を復元し、浸食量を推定した。詳細は東野(1984)に述べてあるので、ここでは概要を述べる。

古白山火山が成層火山体をなしていた頃の中ノ川流域の地形復元に際し、次のことを基礎とした。

○古白山火山の山頂は中ノ川上流、地獄谷の標高1,800 mの真上に存在したとする。長岡(1972)が古白山火山の火道の一部と考えた岩脈が分布する流域のほぼ中間に位置する。古白山火山の標高として、山崎ほか(1968)が残存する古白山火山の噴出物が得られる断面図をもとにして得た3,000 mを用いた。

○古白山火山噴出物が形成する斜面のうち比較的緩い斜面を火山原面に近いものとし、その部分について埋谷法によって得られた斜面を古白山火山形成時の原斜面とした。岩間道尾根の清浄ヶ原のうち標高1,600 m以上、ゴマ平ヒュッテ東方の斜面のうち標高1,800 m以上、山頂北東の稜線から大白川に到る斜面のうち標高2,000 m以上、大汝峰から南西に続く斜面のうち標高2,200 m以上で、しかも周辺部の傾斜が急な部分を除いた斜面を火山原面に近いものとした。上位に新白山火山もしくはうぐいす平火山の噴出物が重なっている場合には、それらを取り除いた斜面を用いた。

○標高1,600 m未満の原地形については、古白山火山噴出物が形成する緩斜面がないので、この部分については、方眼法でもとめた切峰面を使用した。用いた方眼は5万分の1地形図を横6等分、縦5等分したものである。

図 I-5 の実線と破線で示した等高線が、古白山火山形成時の中ノ川流域の原地形の復元図である。実線は上に述べた埋谷法によって求めた等高線である。破線のうち 1,400 m と 1,500 m の等高線は、上に述べたように、方眼法でもとめた切峰面をもとにした。他の破線で示した等高線は、フリーハンドで描いたもので、埋谷法によって求めた原斜面の等高線のうち、もっとも多く残されている 2,100 m と 2,200 m の等高線を基準とした。

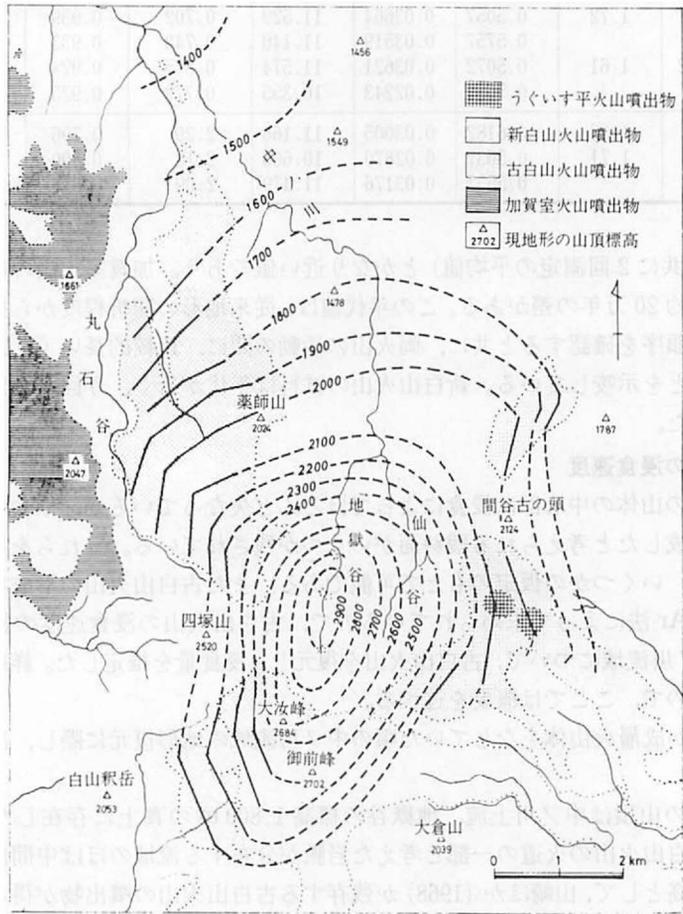


図 I-5 古白山火山形成時の中ノ川流域の復原地形

実線は古白山火山噴出物が形成する緩斜面をもとにして求めた標高、破線はフリーハンド、もしくは切峰面をもとに描いた標高。詳しくは本文参照。白山火山噴出物の分布は長岡(1972)、鮎野(1978)、岩田(1980)による。

復元図をもとにした中ノ川流域の総浸食量の推定は、次のようにして行なった。中ノ川流域を縦横ほぼ等しいメッシュに区画し、各々のメッシュ内の原地形と現地形の平均標高の差を求め、それに各メッシュの面積を掛け合わせたものをメッシュ内の浸食量とし、それらの総計を中ノ川流域の総浸食量とした。メッシュの単位としては、5万分の1地形図を縦30等分、横45等分して得られるほぼ500m四方のものを用いた。平均標高はメッシュの四隅の標高を算術平均したものとした。

表 I-3 中の川の流域面積、総浸食量、1 km² あたりの年浸食量

* Σ ((原地形の平均標高-現地形の平均標高)×面積)× ρ メッシュ

流域面積 (m ²)	32,907,176
総浸食量 (m ³) *	16,668,193,720
1 km ² あたりの年浸食量 (m ³ /km ² ・year)	4,221

m³/km²・年で、古白山火山が形成された時から現在までの中ノ川流域の浸食量の平均値を示すものである。しかし、古白山火山の原地形は現存する噴出物の緩斜面をほぼ原地形に等しいとして復元したものであり、この値は最小値を示していると考えべきである。

白山地域においては、これまで原地形の復元をもとにした浸食量の推定はなされていないが、猿壁、市ノ瀬、御鍋の各砂防ダムの年比堆砂量が、建設省河川局砂防課 (1966) によって報告されている。それによると猿壁砂防ダムで 1,537 m³/km²・年、市ノ瀬砂防ダムで 1,903 m³/km²・年、赤岩砂防ダムで 4,344 m³/km²・年、御鍋砂防ダムで 1,543 m³/km²・年の年比堆砂量が測定されている。年比堆砂量は正確には年間浸食量に等しくないが、ほぼ対応するものであり、今回、古白山火山の復元をもとに推定した 4,221 m³/km²・年の年間浸食量はこれらの年比堆砂量の範囲にはいり、妥当な数値といえる。日本の各地の貯水ダムの年比堆砂量は、吉良他 (1975)、建設省河川局砂防課 (1966) によってまとめられている。それらによると、1 m³/km²・年未満から最高で 19,000 m³/km²・年あまりの年比堆砂量が報告されているが、多くは 3,000 m³/km²・年以下で、4,000 m³/km²・年をこえるものは少ない。吉良他 (1975) によると、日本の主要貯水ダムの平均年堆砂量として 469 m³/km²・年の値が得られている。今回、中ノ川流域で推定された年間浸食量 (4,221 m³/km²・年) は最少値であることを考え合わせると、全国的にみても浸食作用が特に著しいところといえる。

文 献

- 地質調査所 (1974) 50 万分の 1 地質図幅「金沢」第 2 版。
- 東野外志男 (1984) 白山北方中ノ川流域の侵食量。石川県白山自然保護センター研究報告、第 10 集、p. 15-21。
- 東野外志男・長尾敬介・板谷徹丸・坂田章吉・山崎正男 (1984) 白山火山及び大日ヶ岳火山の K-Ar 年代。同上、第 10 集、p. 23-29。
- 岩田次男 (1980) 白山火山北部の地質と岩石。金沢大学卒業論文、手記。
- 粕野義夫 (1978) 白山目附谷の地形・地質と環境保全。白山目附谷発電所建設計画に関する環境保全調査報告書、p. 41-52、日本自然保護協会。
- 粕野義夫・山崎正男・中西信弘・松尾秀邦・大村一夫 (1970) 白山地域の地質。白山の自然、p. 1-50、石川県。
- 建設省河川局砂防課 (1966) 砂防ダムの堆砂、第 20 回建設省技術研究報告、昭和 41 年度。(ダム堆砂文献資料集成改訂版 (芦戸和男編集著、1977 年発行、河鍋書店) p. 369-387 に所収。)
- 吉良八郎・石田陽博・畑武志 (1975) 貯水池の堆砂に関する基礎的諸問題、第 1 報 日本における貯水池堆砂の実態。神戸大学農学部研究報告、第 11 集(ダム堆砂文献資料集成改訂

- 版（芦田和男編著，1977年発行，河鍋書店）p. 1—18に所収）。
- 長岡正利（1972）白山火山の地質及びその岩石学的研究。金沢大学修士論文，手記。
- 玉井敬泉（1857）白山の歴史，石川県。
- Yamasaki, M., Nakanishi, N. and Kaseno, Y. (1964) Nuée Ardente Deposit of Hakusan
Volcano. *Sci. Rep. Kanazawa Univ., Ser. 2*, vol. 7 p. 1—28.
- 山崎正男・中西信弘・松原幹夫（1968）白山火山の形成史。火山，第2集第13巻，p. 32—43。

2. 白山火山地域の火山灰と泥炭層の形成過程

遠藤 邦彦

(1) はじめに

標高2,702 mの御前峰をはじめ、剣ヶ峰(2,670 m)、大汝峰(2,684 m)の3つの頂きをもつ白山火山は、周囲の1,400~1,600 mに山稜をもつ石川県・岐阜県の県境周辺の山地から、ぬきんでた山容を誇る。これらの頂きをとり囲むようにして、白山火山は標高1,800~2,500 mに緩やかな斜面を広くもつ。こうした緩斜面は、白山火山の溶岩流・火砕流・泥流などによって形成されたもので、その面上には弥陀ヶ原をはじめ、南竜ヶ馬場、清浄ヶ原、小桜平など、湿田植物におおわれた湿原、泥炭地が数多く分布している。これら緩斜面上や雪食凹地内に形成される泥炭地は雪田の融雪水によって涵養されており、傾斜地泥炭地、山地貧養泥炭地などとよばれている(小泉, 1982)。ところで、これら緩斜面はいつ成立したのであろうか。従来の研究によると、白山火山形成期は、古い方から、加賀室火山、古白山火山、新白山火山の三期に分類されている(山崎ほか, 1968; 長岡, 1972 など)。最近、これらの火山噴出物について、K-Ar法による年代測定が行なわれ、加賀室火山は30~40万年前、古白山火山が約13万年前から10万年前にかけて活動したとされた(東野ほか, 1984)。新白山火山は更新世末から歴史時代にかけて活動してきたと考えられ、古い方から御前期と翠ヶ池期とに細分されている(山崎ほか, 1968)。このうち、図I-6の範囲には古白山火山および新白山火山の噴出物が分布する。上記の泥炭地のうち、弥陀ヶ原、南竜ヶ馬場は新白山火山の溶岩流や泥流がつくる緩斜面上に位置し、清浄ヶ原、小桜平は古白山火山の溶岩流がつくる緩斜面上に位置している。

これら緩斜面上の湿原や湿草地には、厚さ0.2~1 m程度の泥炭層、泥炭質シルト・砂層などが認められることが多い。最も厚いところでは厚さ1.5 mに達するが、このような地点は極めて限られている。後述するように、この泥炭の基底付近の試料の¹⁴C年代測定により、白山火山緩斜面上での泥炭は最終氷期最末期、およそ1.1万年前頃、あるいはその少し前より形成されはじめたことが明らかとなった。泥炭層の間には、新白山火山より噴出された多数のテフラ(火山灰や火山礫)、および、はるか九州の火山から飛来したテフラ(火山灰)が挟まれている。すなわち、泥炭層は新白山火山の後半、すなわち、過去約1.1万年間の火山活動のすぐれた記録者であるといえる。また、泥炭層は、テフラを1枚1枚きれいに保存しているだけでなく、各テフラに接する泥炭の¹⁴C年代測定により、各テフラの噴出年代をも明らかにした。さらに、本報告書のI-3節で述べられる古植物のすぐれた記録者でもある。

本稿では、泥炭層中に保存されたテフラを軸として、テフラ放出を主とする新白山火山翠ヶ池期の火山活動、テフラおよび泥炭層の年代と、泥炭地の形成過程などについて述べる。

なお、調査および室内分析に関しては、金沢大学の鈴木三男、大阪市立大学の辻誠一郎、日本大学文理学部研究生の福岡久、同大学院の隅田まり、郵政省関東電波管理局の日高良一、白山自然保護センターの東野外志男の諸氏の協力を得た。屈折率の測定については群馬大学新井房夫氏にお願いした。¹⁴C年代測定については学習院大学木越邦彦氏に大変お世話頂いた。また、日本大学文理学部非常勤講師相馬秀広氏には北アルプスの泥炭とテフラについて御教授を得た。以上の方々に心から御礼申し上げる。

(2) 弥陀ヶ原および南竜ヶ馬場の泥炭層とテフラ

標高2,325 mから2,350 mにかけての緩やかな斜面に位置する弥陀ヶ原は、ほぼ全面が湿草地となっており、これを横切る登山道、エコーラインに沿って、湿原堆積物が各所に露出する(図I-7)。堆積物には泥炭の他にテフラ、およびテフラの2次堆積物を主とする流水

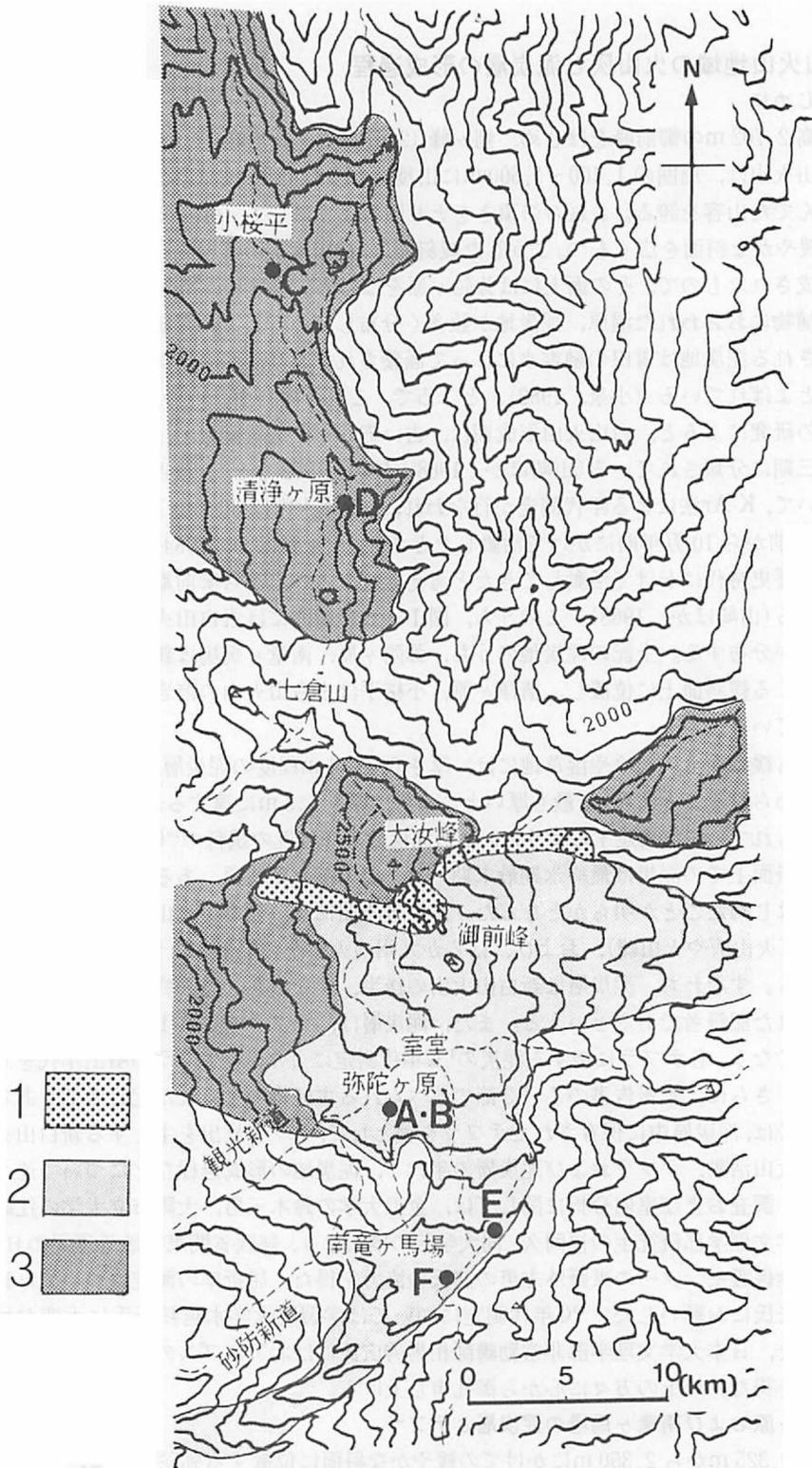
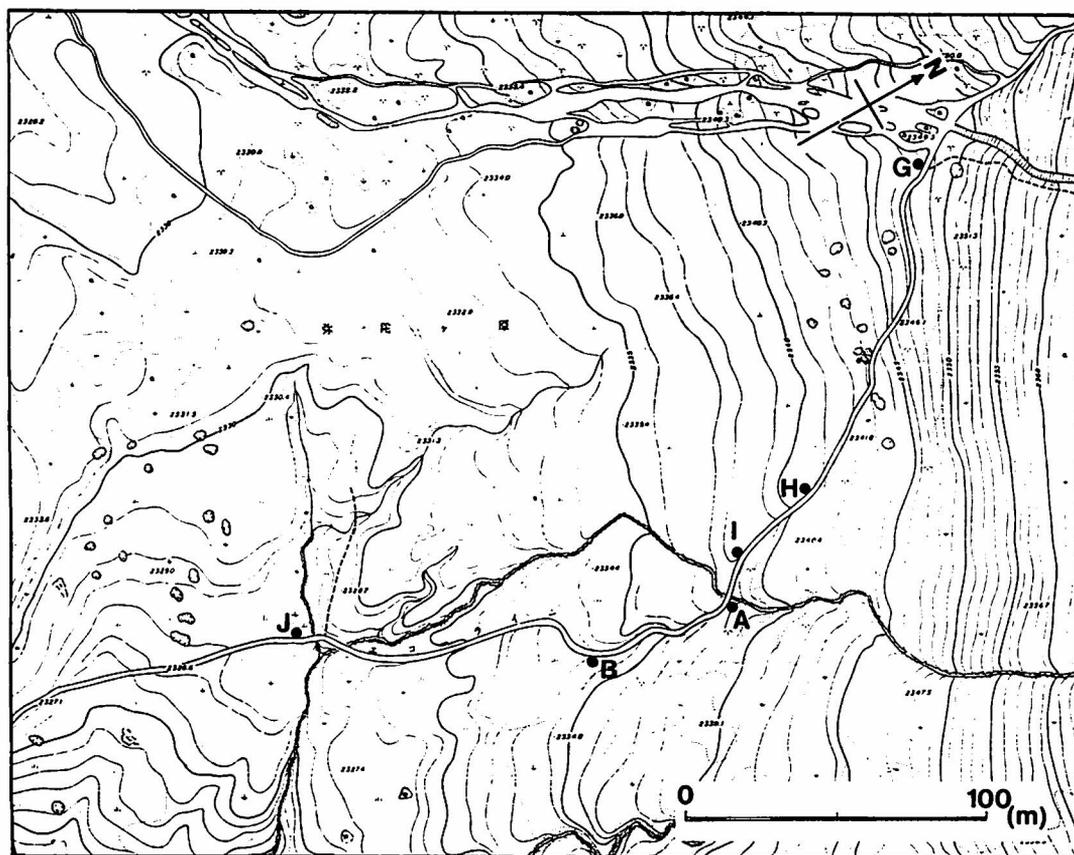


図 I-6 白山火山地質図及び位置図(地質図は山崎ほか, 1968 による)

1, 2 : 新白山火山噴出物 (1 : 翠ヶ池期, 2 : 御前期)

3 : 古白山火山噴出物

堆積物が含まれ、その厚さは30~120 cmにまたがる(図版I-1, 2)。南竜ヶ馬場においても、2,050 mから2,120 mに至る細長い緩斜面上の登山道に沿って随所に湿原堆積物が露出している。その厚さは全体に10~40 cmと薄いのが、北東部には50~120 cmに達する厚い部分がある。弥陀ヶ原および南竜ヶ馬場の湿原堆積物には計18層のテフラが識別された。厚さ数10 cmの厚いものから1 cm以下の極めて薄いものまで含まれるが、これらに下位より、Hm-1からHm-16(間にHm-7, Hm-9がはさまれる)の名称が与えられた(図I-8)。このうちHm-6は鹿児島県鬼界カルデラから噴出した広域テフラであるアカホヤ火山灰(Ah; 町田・新井, 1978)に対比されることが判明した。残りの殆んどは新白山火山起源のテフラと考えられる。まずアカホヤ火山灰についてふれ、続いて新白山火山のテフラについて述べる。



図I-7 弥陀ヶ原付近の地形と柱状図の位置

<アカホヤ火山灰 (Ah : Hm-6)>

弥陀ヶ原のA・B地点や南竜ヶ馬場のE地点をはじめ、各地点において、湿原堆積物の中部あるいは下部に、厚さ0.5~1.5 cm(最大3.5 cm)の淡褐色~暗灰白色火山灰層が広く認められ、Hm-6と名づけられた(図I-8, 図版I-1)。これは、ザラザラとした手ざわりを示し、日光の下で細かくキラキラと輝く火山ガラスを主体とするテフラである。図版II-1に示す通り、顕微鏡下で観察すると、僅かに曲率をもった薄い板状のガラス片(バブル・ウォール型火山ガラスとよばれる)を主体とし、泡と泡の継ぎ目である梁のついたもののがかなり含

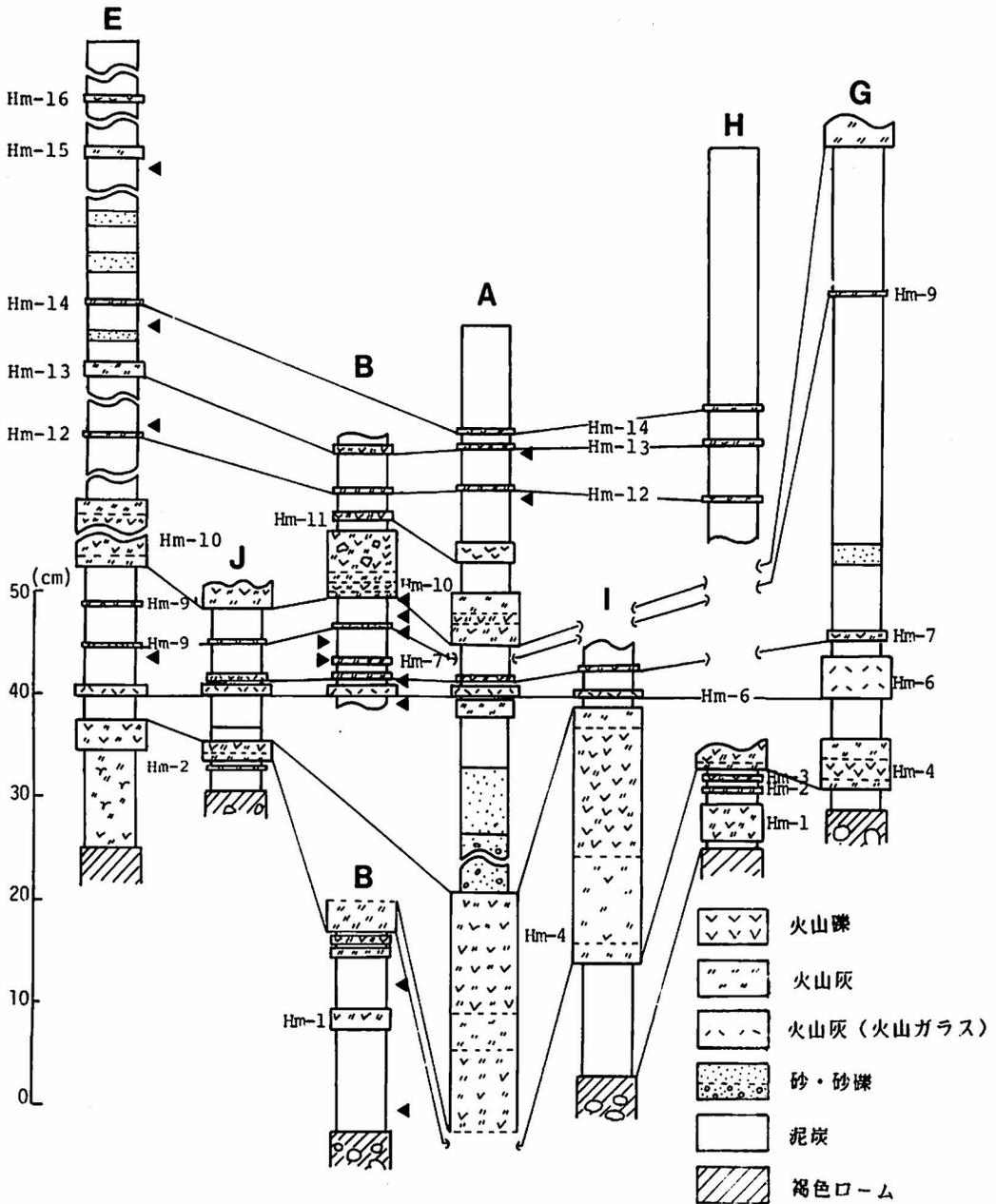


図 I-8 弥陀ヶ原・南竜ヶ馬場の地質柱状図 (三角印は ^{14}C 年代測定層準, 年代は表 I-4 参照, 柱状図の位置は図 I-6 及び図 I-7 に示す)

まれている。ところで、この火山灰について大角ほか (1971) は「火山ガラス層」とよび、その性質・噴出源などについて述べた。それによると、同様の「火山ガラス層」は北アルプス高山帯に広く分布し、志賀高原で 0.1 cm, 朝日岳, 白馬岳で 0.3 cm, 立山で 0.3~0.6 cm, 白山地域で 0.6~1.2 cm と、西に厚さを増し、白山より西には発見されないこと、また、その

粒径も白山で最も粗いことから、噴出源として暫定的に白山を考えた。福岡 (1979) はこの火山灰層がアカホヤ火山灰に対比される可能性を指摘し、屈折率や粒径等を測定して、町田、新井 (1978) によって明らかにされたアカホヤ火山灰の諸性質と比較した。しかし火山ガラスの屈折率は福岡 (1979) の方がやや低く問題は後にもちこされた。

今回Hm-6について再検討を加え、次の理由でアカホヤ火山灰に対比した。①分布 図 I-9 に町田・新井 (1978) によるアカホヤ火山灰の分布を示す。アカホヤ火山灰は鬼界カルデラを給源とし、九州、四国、中国から東北地方南部に至るまで広く確認され、白山から北アルプス地域は 20 cm ~ 0 cm の間の領域となっている。従って、白山で 1.5 (3.5) cm の層厚分布はこれと矛盾しない。②屈折率 白山の弥陀ヶ原地点 A の Hm-6 から採取された火山ガラスの屈折率の測定を群馬大学新井房夫氏にお願いした。その結果は、 $n=1.508\sim 1.512$ (特に $1.509\sim 1.511$ に集中する) となり (図 I-13)、町田・新井 (1978) によるアカホヤ火山灰の火山ガラスの屈折率 $n=1.508\sim 1.514$ (モード 1.510) と矛盾がない。③粒径 町田・新井 (1978) はアカホヤ火山灰の火山ガラスの粒径の距離による変化を、厚さと最大粒径について示した (図 I-10)。図 I-10 によると、最大粒径は遠方へ減少するが、四国東部~関東の間では平均 0.4 mm 前後とほとんど変化を示さない。福岡 (1979) は白山の火山ガラスの長径を測定し (図 I-11 の 1~4)、立山のそれ (図 I-11 の 5) と比較した。それによると

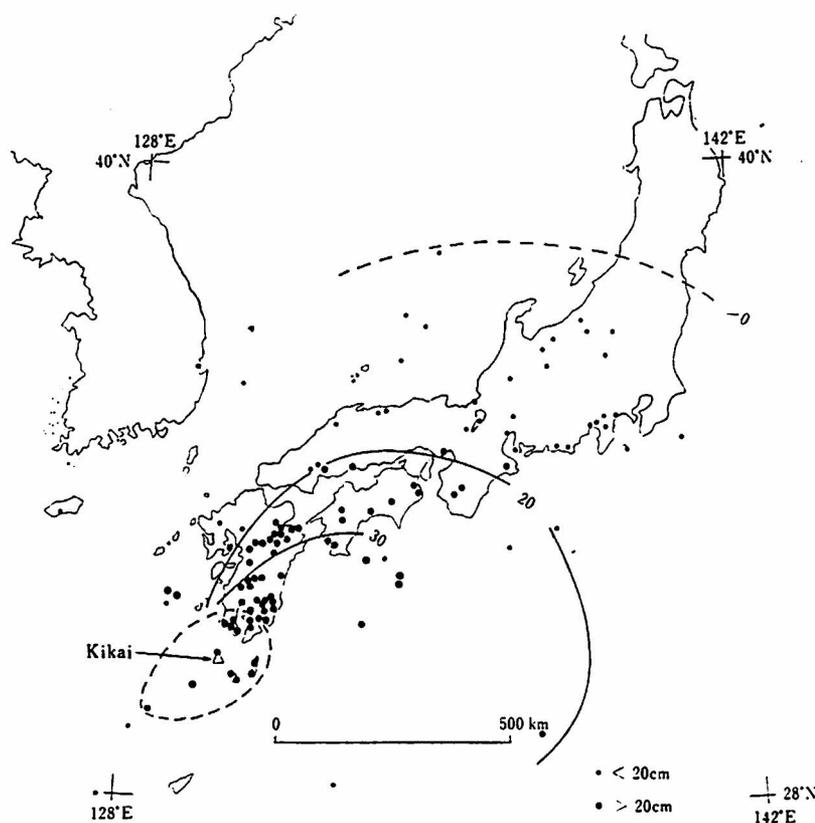


図 I-9 アカホヤ火山灰 (Ah) の等層厚線図 (町田・新井, 1983)
南九州の破線は火砕流の分布範囲

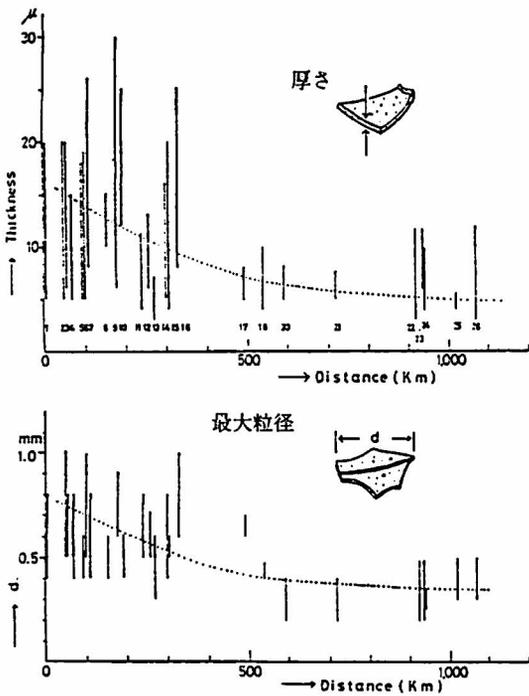


図 I-10 アカホヤ火山灰 (K-Ah) のバブル・ウォール型火山ガラスの厚さと最大粒径の地域的变化 (町田・新井, 1978)

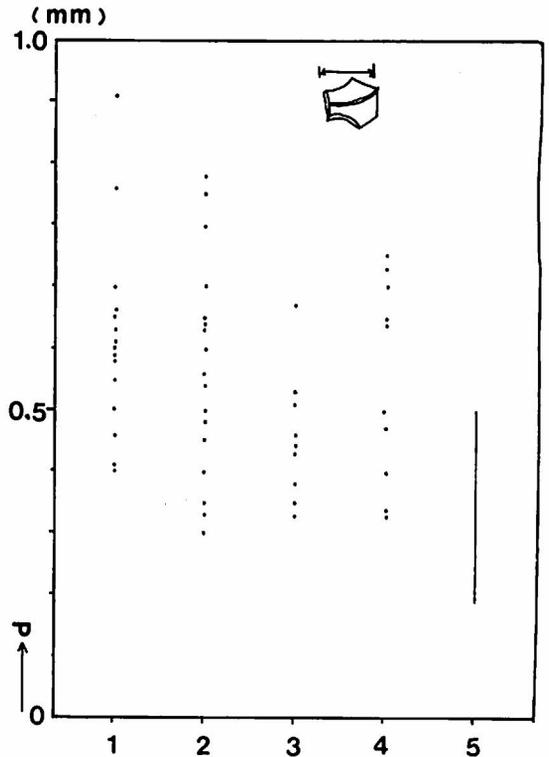


図 I-11 アカホヤ火山灰 (Ah) のバブル・ウォール型火山ガラスの長径 (福岡, 1979)
d:長径
1, 2, 3: 弥陀ヶ原, 4: 南竜ヶ馬場, 5: 比較, 立山のアカホヤ火山灰 (町田・新井, 1978)

白山の火山ガラスの長径は 0.5~0.6 mm 前後で、アカホヤ火山灰として矛盾はない。④¹⁴C年代
町田・新井 (1983) はアカホヤ火山灰に関連して測定された¹⁴C年代を検討し、図 I-12 のように、最も年代の集中する 6300 年前を同火山灰の噴出年代とした。これに先立って大角・熊田 (1971) は、立山の「火山ガラス層」直上の黒泥 1 cm の¹⁴C年代を 6180±120 年 BP、同直下 1 cm の黒泥の¹⁴C年代を 6400±160 年 BP、また弓折岳の同層直下の腐植土 1 cm の¹⁴C年代を 6550±160 年 BP とし、その噴出年代を約 6400 年前とした。今回白山の Hm-6 テフラについて、その直上・直下 1 cm の厚さの泥炭の¹⁴C年代を測定した結果、弥陀ヶ原 (地点 B) では直上 1 cm が 5160±160 年 BP、直下 1 cm が 6670±160 年 BP、小桜平 (地点 C) では直上 1 cm が 5720±140 年 BP、直下 1 cm が 6760±150 年 BP となり、前記の結果と矛盾のないものとなった。以上の検討を総合すると、白山の各泥炭層中に見出される火山ガラス層、Hm-6 テフラは、アカホヤ火山灰層として疑いのないものと断定してよいであろう。

<新白山火山のテフラ>

弥陀ヶ原および南竜ヶ馬場の湿原堆積物は風化した褐色ローム層を直接おおっている。褐色ローム層は岩片を含んでいるが、新白山火山の溶岩や泥流をおおうものであり、恐らくそ

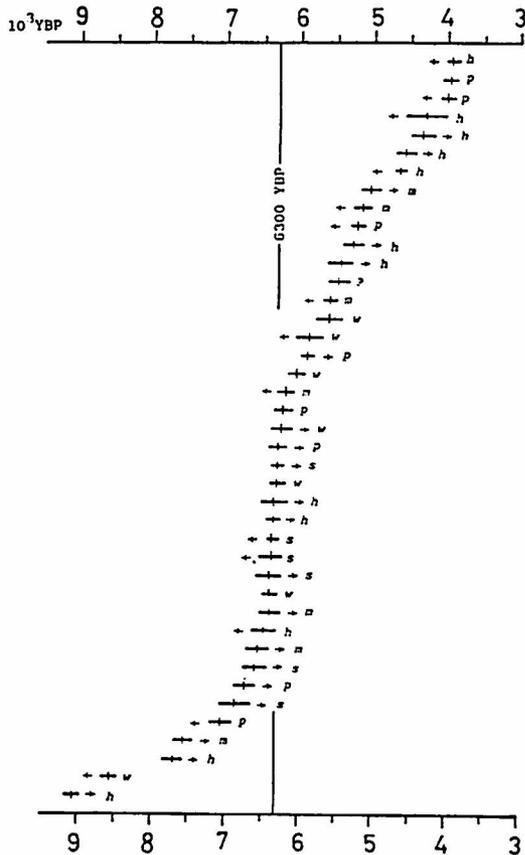


図 I-12 アカホヤ火山灰の¹⁴C年代(町田・新井, 1983)
測定試料 (h: 腐植, m: 黒泥, p: 泥炭, w: 材, s: 貝)

では比較的粗粒な石質岩片を含んでいる。本テフラの重鉱物組成はユニットにより多少変化するが、全体として、しそ輝石が最も多く、続いて角閃石が含まれ、微量の普通輝石、かんらん石を伴う。本テフラはあざやかな色を呈し、Hm-6 (Ah) とともに最も多くの地点で明瞭に確認できる。

このほかのテフラでは、Hm-1, Hm-3, Hm-7, Hm-11, Hm-13などのように、石質岩片や火山礫に富む厚さ1~3cmのテフラと、Hm-2, Hm-5, Hm-9, Hm-12, Hm-14, Hm-15などの黄灰~灰白色細粒火山灰質テフラとがある。Hm-1やHm-11の重鉱物組成は図 I-13 に示す通りで、しそ輝石が卓越し、Hm-1でこれに普通輝石が伴われ、ともに角閃石は微量含まれるにすぎない。これらのテフラの多くは新白山火山翠ヶ池期の山頂火口群の比較的小規模な水蒸気爆発に由来するものと思われる。

なお、長岡 (1972) によると、古白山および新白山の溶岩は、石英を含むしそ輝石・角閃石安山岩 (時としてかんらん石を含む) とされている。翠ヶ池期のテフラもほぼ同質のものと考えられる。

の母材には新白山火山のテフラが含まれているであろう。しかし風化が進み、降下ユニットの識別は困難であるため、テフラの記載は褐色ローム層をおおう湿原堆積物中には含まれるものを対象とした。湿原堆積物中のHm-1~Hm-16の計18層のテフラの内、特に目立つものは、弥陀ヶ原火山灰層 (Hm-4) と南竜火山灰層 (Hm-10) である (図 I-8, 図 I-13)。

弥陀ヶ原火山灰層 (Hm-4) は弥陀ヶ原では、上位より黄白色軽石 (火山礫), 白色火山砂, 白色火山灰質軽石 (火山礫), 白色火山灰の4ユニットからなり、層厚25~30cmに達する。重鉱物組成はユニットにより多少違いがあるが、しそ輝石を主体とし、角閃石・普通輝石を少量まじえる (図 I-13)。弥陀ヶ原の地点A, Bで最も典型的にみられるが、GやJおよび南竜ヶ馬場のEでは薄くなる。薄い部分では岩相がHm-10と類似するが、Hm-6の下位に位置することで区別できる。

南竜火山灰 (Hm-10) は南竜ヶ馬場の地点Eで模式的にみられる。ここでは層厚は15~20cmと最も厚く、褐灰~黄橙色火山灰, 火山砂・火山礫, 黄白色細粒火山灰などが互層状をなし、8ユニットに細分される。弥陀ヶ原では層厚5~11cmと薄くなり、3~4ユニットからなる。また地点B

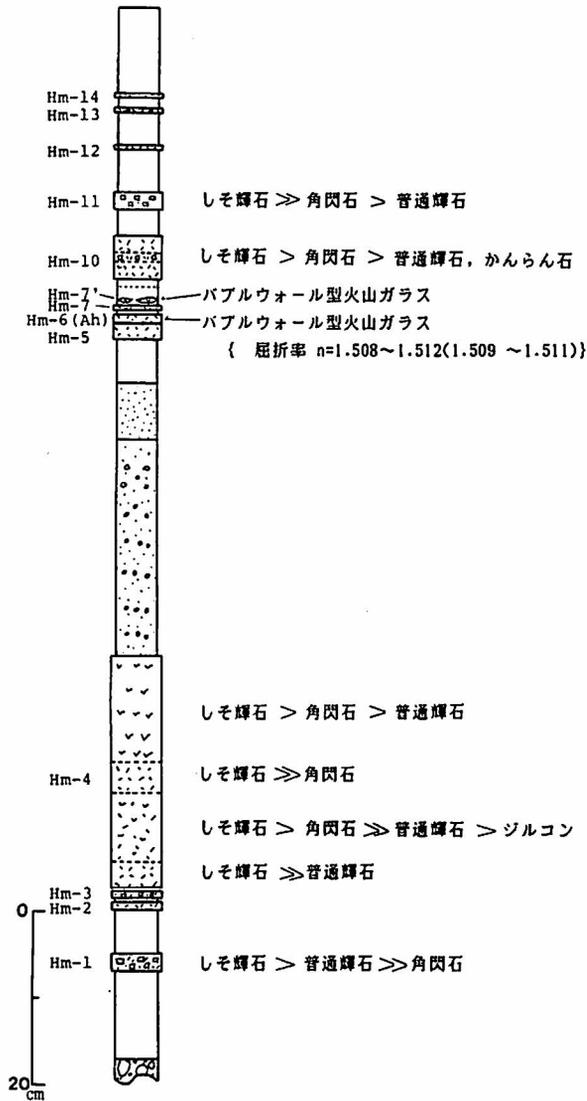


図 I-13 白山テフラの鉱物的特徴
(地点: 弥陀ヶ原, A・B地点)

南竜ヶ馬場, 地点Eの最上位テフラ (Hm-16) は細粒火山礫に富むもので, 後述のように翠ヶ池熱雲堆積物あるいはその前の熱雲堆積物に相当する可能性がある。翠ヶ池熱雲堆積物の分布は従来図 I-6 に示されるように, 翠ヶ池火口をとりまき, 大汝峰の南側から西方へ, また同峰の東側へ流れる主に2つの小舌状分布を示すものである (図版 II-4)。これらは, 淘汰の悪い火山灰・火山礫の間にパン殻状の表面構造をもつ粗粒岩塊を含むもので, 表層に

は土壌の発達がほとんどみられない。大汝峰南西の谷沿いに分布する翠ヶ池熱雲堆積物については粒度分析がなされている(図 I-14; 福岡, 1979 による)。この分析は粗粒岩塊を除いて行われたものであるが、火砕流堆積物の特徴を表している。なお、古白山火山の大白川軽石流堆積物の粒度も比較のために示されている。なお、山崎(1980)は翠ヶ池熱雲の前にも弥陀ヶ原南西端黒ボコ岩を運搬した熱雲があったと考えている。Hm-16がこのいずれか、あるいは他に相当するかの問題については後章で述べる。

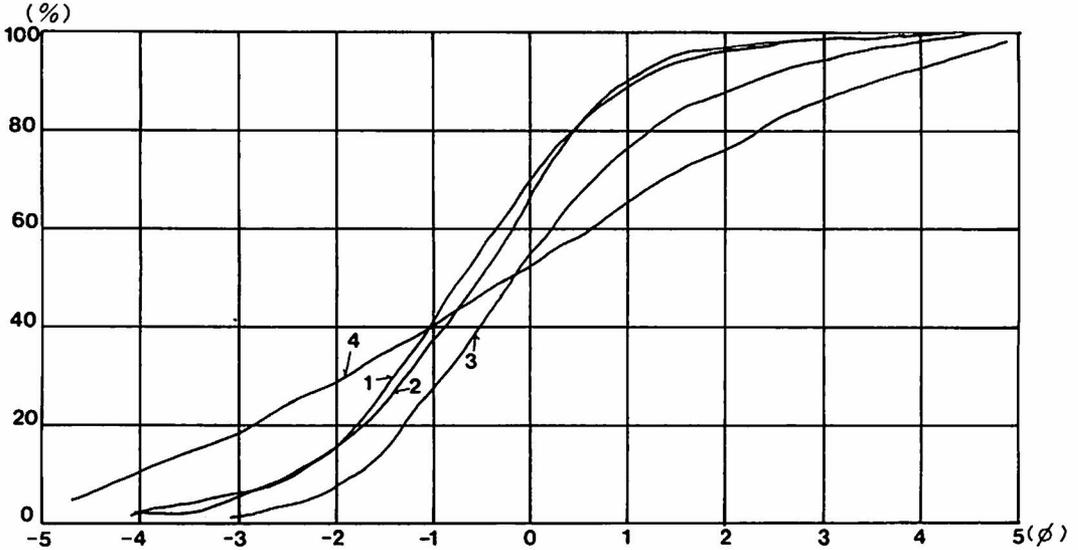


図 I-14 白山の熱雲及び軽石流堆積物の粒度組成 (福岡, 1979)
1, 2, 3: 翠ヶ池熱雲堆積物, 4: 大白川軽石流堆積物

(3) 清浄ヶ原および小桜平の泥炭層とテフラ

古白山火山は、大汝峰のや、北、地獄谷付近に中心をもち、3,000 m以上の標高を有する大成層火山であったと考えられている。その山体は、かなり侵食をうけているが、特に清浄ヶ原や小桜平の位置する岩間道尾根にその原形が残されている(図 I-6, 図 I-15)。この尾根には新白山火山形成期の噴出物は、テフラを除いて到達していないこともその一因である。岩間道や楽々新道沿いに調査すると、地獄谷や丸石谷に面して古白山火山の溶岩が露出しており、清浄ヶ原や小桜平が緩やかな平坦面をもつ溶岩台地であることがわかる。この溶岩台地は清浄ヶ原東南端の標高約 2,400 m から北あるいは北西に徐々に高度を下げ、1,350~1,500 m 位までほぼ連続している。この間に傾斜の急変部が数箇所あるが、溶岩流の流下単位の違い(すなわち急斜部は各流下単位の末端部をあらわす)や、基盤の地形などによるものと思われる。ちなみに長岡(1972)はこの溶岩流を2期に細分している。溶岩の露出部や楽々新道沿いの各所で溶岩をおおう褐色ローム層をみるができる。この褐色ローム層の上部には、九州始良カルデラ起源のAT火山灰(約2.2万年前降下: 町田・新井, 1976)が10 cm強の厚さで認められる。

さて、清浄ヶ原~小桜平付近には比較的小さな湿原が散在し、また登山道に沿う雨裂には、厚さ数10 cm~1 mの湿原堆積物が露出する。岩間道および楽々新道に沿う3つの露頭の柱

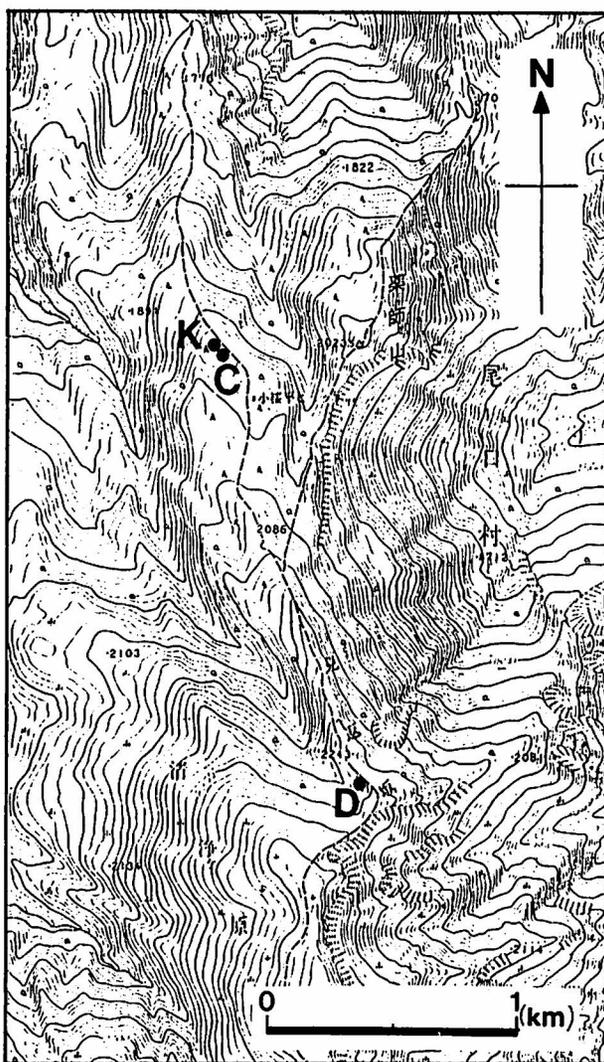


図 I-15 小桜平・清浄ヶ原付近の地形と柱状図の位置

状図を図 I-16 に示す。いずれも溶岩ブロック（クリンカー）を含む褐色ローム層をおおうものである。南竜ヶ馬場、弥陀ヶ原に比べ湿原堆積物に挟まれるテフラの数は少ないが、ほとんど共通するものである。

地点 D は見返坂の南端に位置し、地獄谷側への崩壊地の頭部に当る。厚さ約 1 m の湿原堆積物は更に南に連続していたものが、崩壊によって失われたものと思われる。ここでは Hm-6 (Ah) を含む下部約 30 cm は質の良い分解質の泥炭であるが、Hm-9 により上位には、火山灰・火山礫の再堆積物が多くはさまれ、泥炭も砂質となっている。Hm-9 は灰白色の細砂大の火山灰層で、厚さ 0.5 ~ 1 mm と薄い。Hm-6、Hm-10 とともに、弥陀ヶ原を含む各地点を通じて広く見出されるものである。南竜火山灰層 (Hm-10) は 7 ユニットにわけられ、中部に緑青灰色火山礫（径 2 ~ 4 mm, 最大 10 mm）に富む層準をもつ。地点 C、K より厚いのは、周囲からの流れこみにより上部の厚さが増したためであろう。Hm-10 の上に約 15 cm の

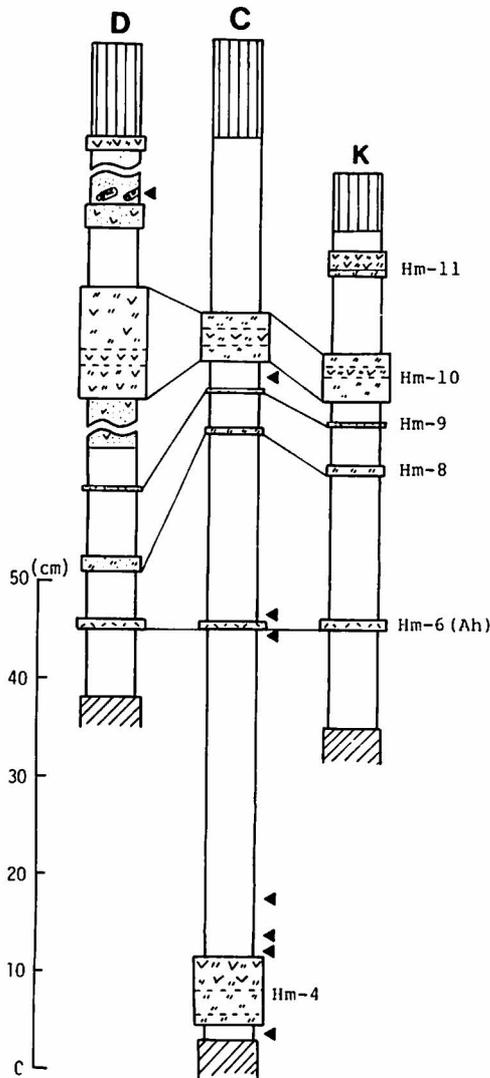


図 I-16 清浄ヶ原・小桜平の地質柱状図
(三角印は ^{14}C 年代測定層準)

について主なものにふれる。Hm-4は上位より褐色火山礫混りローム質火山灰、黄灰色細粒火山礫(径1~2mm)、暗褐色シルト質火山灰、黄~暗褐色火山礫質火山灰の4ユニットよりなる。弥陀ヶ原のHm-4より薄い、ともに特徴的な黄灰色火山礫(軽石)に富む。Hm-10は厚さ5cmで、黄灰~黄橙色火山灰を主とする6ユニットからなり、中部に火山礫に富む層準を有する。地点Kに認められる最上位テフラは緑青灰色火山礫に富むものでHm-11に対比される。

以上のように、弥陀ヶ原・南竜ヶ馬場で認められた18層のテフラの内、特に重要なHm-4、Hm-6(Ah)、Hm-10をはじめとするテフラが清浄ヶ原・小桜平でも認められ、白山の高山・亜高山帯に位置する湿原、泥炭地の形成過程を比較する上での基礎がつけられたといえる。これに ^{14}C 年代を加えて、この問題を後に議論することにする。

火山灰質泥炭・有機質シルトをはさんで、材が集中してみられる層準がある。材は金沢大学鈴木三男氏によりハイマツと同定された。この材の ^{14}C 年代は 1700 ± 90 年BPと測定された(表I-4)。なお、地点D最上位の火山礫質火山灰は、弥陀ヶ原のどのテフラに対応するか現在のところ不明である。

地点C、Kは小桜平ヒュッテのやや北方、標高1,980m付近の楽々新道沿いに位置する。周囲には亜高山帯林が分布する。両地点とも火山灰等の再堆積物をまじえない質の良い分解質泥炭が約50および90cm認められ、6層のテフラが挟まれる(図I-16、図版II-2、3)。地点Cは地形的凹所の縁にあり、凹所に流れこむ雨裂に沿って特に厚い泥炭層が露出する。泥炭層の中間にHm-6(Ah)が1cm挟まれるが、その5cm下位で泥炭の質が急激に変化する。すなわち、この層準からHm-4に対比される厚さ7cmのテフラに至る厚さ24cmの泥炭は、上位の泥炭に比べ褐色味が強く、緻密で、角片状に割れやすい性質を示す。Hm-4の下位には、基底の赤褐色ローム層との間に黒褐色~暗褐色火山灰質分解質泥炭が約5.5cmは含まれている。この基底部泥炭の内基底面から1.5~5.5cmの黒褐色分解質泥炭の ^{14}C 年代は、 10960 ± 390 年BPと測定された(表I-4、図版II-3)。

地点C、Kに認められる6層のテフラに

表 I-4 ¹⁴C年代測定結果一覧

地点及びコード番号	¹⁴ C年代	層準と測定試料
* 南竜ヶ馬場 E		
GaK-11166	700±110 (AD 1250)	Hm-15の直下の泥炭
GaK-11165	1190±100 (AD 760)	Hm-13とHm-14の間の泥炭
GaK-11164	1590±100 (AD 360)	Hm-12の直上の泥炭
GaK-11163	4140±130 (BC 2190)	Hm-6(Ah)の6cm上位の泥炭
* 弥陀ヶ原 A B		
GaK-11919	1570± 80(AD 380)	Hm-13の直下の泥炭
GaK-11920	2650±140(BC 700)	Hm-12の直下の泥炭
GaK-11175	2370±130(BC 420)	Hm-10直下の材
GaK-11174	3160±130(BC 1210)	Hm-10とHm-9との間の泥炭
GaK-11173	4040± 90(BC 2090)	Hm-9の直下の泥炭
GaK-11172	4260±130(BC 2310)	Hm-8とHm-9の間の泥炭
GaK-11171	4260±130(BC 2310)	Hm-8を含む泥炭
GaK-11170	5160±160(BC 3210)	Hm-6(Ah)直上の泥炭
GaK-11169	6670±160(BC 4720)	Hm-6(Ah)直下の泥炭
GaK-11917	6830±840(BC 4880)	Hm-1とHm-2の間の泥炭
GaK-11748	6950±170(BC 5000)	Hm-1の下位の泥炭(泥炭層基底部)
* 清浄ヶ原 D		
GaK-11168	1700±90(AD 250)	Hm-10上位の材密集部
* 小桜平 C		
GaK-11915	3330±170(BC 1380)	Hm-9とHm-10の間の泥炭
GaK-11921	5720±140(BC 3770)	Hm-6(Ah)直上泥炭
GaK-11922	6760±150(BC 4810)	Hm-6(Ah)直下泥炭
GaK-11914	7810±170(BC 5860)	Hm-4の 12 cm 上位泥炭
GaK-11167	8050±170(BC 6100)	Hm-4直上の泥炭
GaK-11918	9170±170(BC 7220)	Hm-4直上の泥炭
GaK-11916	10960±390(BC 9010)	泥炭層基底部 (Hm-4の下位)

(4) 新白山火山のテフラとその年代

前述のように、白山の高山・亜高山帯に位置する泥炭地の泥炭層中より計 18 層のテフラが見出され、その内の Hm-6 はアカホヤ火山灰に同定された。また、地点 B で見出される Hm-7 は Hm-6 より細粒な火山ガラスに富み、別種の広域テフラである可能性がある。Hm-2 も極めて細粒な火山灰であるが、風化しているため、その性格ははっきりしない。これらを除けば、他のテフラはほぼ同質の火山礫（軽石）を含むか、あるいは同質の比較的淘汰の悪い火山灰からなり、新白山火山を起源とするものと思われる。

図 I-8 および図 I-16 に▲印で示した 23 層準について学習院大学木越研究室において ¹⁴C 年代測定を行った結果を表 I-4 に示す。一部の層準を除き層位的に矛盾のない年代が得られたが、2 層準について問題がある。一つは泥炭層基底部の年代で、テフラからはほぼ同層準とみなされる弥陀ヶ原の Hm-1 の下位（泥炭層基底部）および Hm-1 と Hm-2 の間の年代と小桜平の Hm-4 の下位（泥炭層基底部）の年代に違いが生じたことである。この両者の測定試料を比較すると、弥陀ヶ原のそれが火山灰質の泥炭であるのに対し、小桜平のそれはまじりものの少ない良質泥炭であり、地表からの深度も大きいこと、また、一般に若い年

代は堆積後の若い炭素によって生じやすいことなどから、最も古い年代である小桜平の10960±390年BPを泥炭層基底の年代と考えた。その結果、Hm-4(弥陀ヶ原火山灰)の降下年代は9170±170年BPと10960±390年BPの間、およそ一万年前頃ということになる。2つ目の問題はHm-10直下の材の年代が上位のHm-12直下の泥炭の年代より若く出ていることである。これも比較的透水性の良いHm-10層準の材が若い炭素の汚染により実際より若い年代を与えたと考え、上・下の年代値と矛盾がなくなる。すなわち、Hm-10は2650±140年BPと3160±130年BPの間、およそ2900年前頃降下したものと推定される。

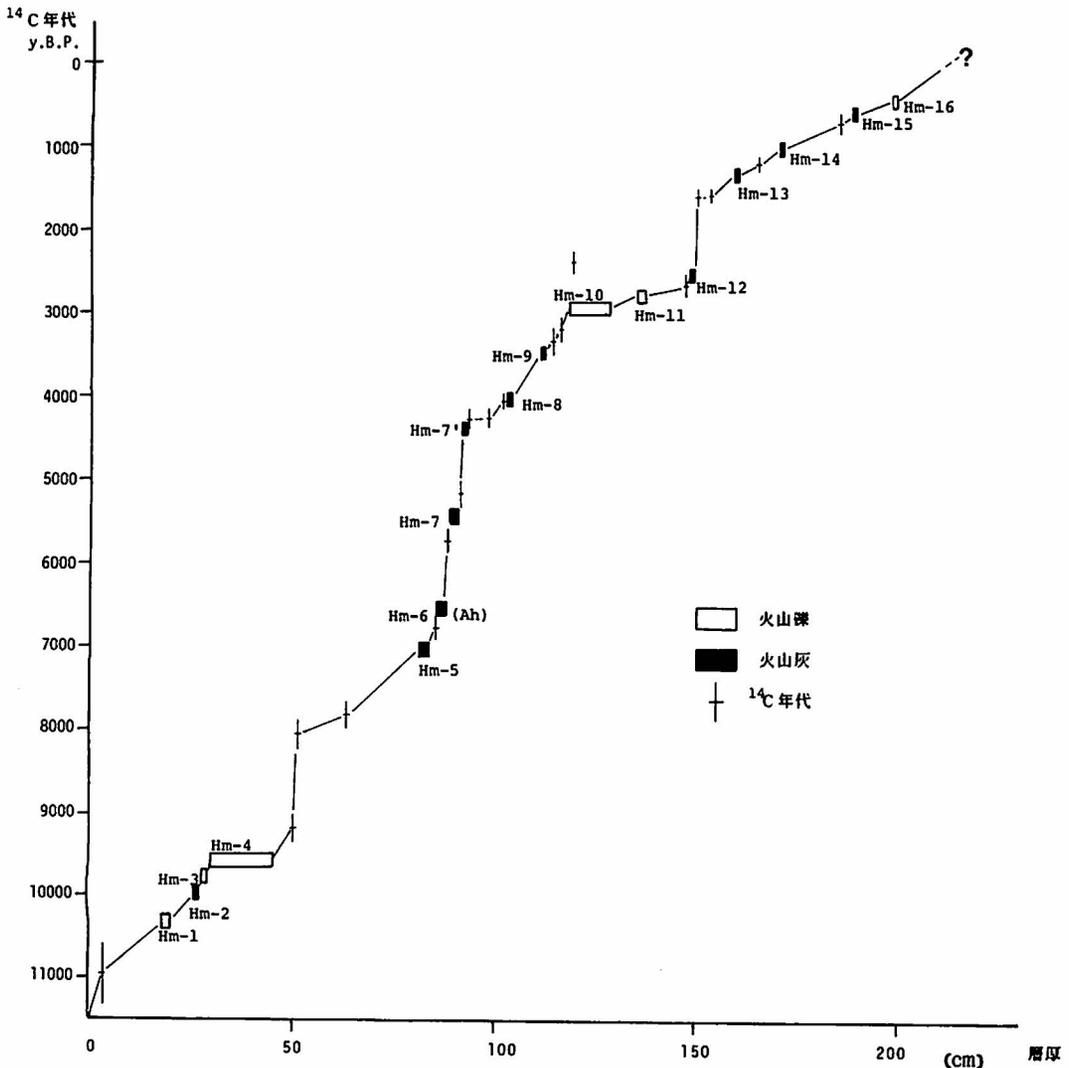
今回測定された年代から歴史時代に降下したと推定されるテフラが3～4層ある。粕野(1977)、山崎(1980)は文献記録より歴史時代の白山の噴火について述べている(表I-5)。山崎(1980)はこのうち、1042年の記録は水蒸気爆発、1554～1556年の記録は熱雲の可能性を示すものと考え、翠ヶ池熱雲の発生は1554～56年が有力とした。今回の¹⁴C年代からみると、AD 380年とAD 760年の間に1回、760年と1250年の間に1回、1250年以降に2回のテフラの噴出があったことになる。文献記録の1042年以降のものの中で、1042年と1554年を除くと、明確に火山活動を示すとはいえないと評価されているようであるが、この間に少なくとも3回の噴火があつてよいことになる。また1554年～56年の記録は2年にわたる活動を示す比較的規模の大きいもので、翠ヶ池熱雲が最後の活動であると仮定すれば、現在のところHm-16が、それに該当ないし、その一連の噴火の一つをあらわすということにならう。しかし、翠ヶ池熱雲の後にも活動があつたとすれば、1554年の一連の噴火の候補の一つとしてHm-15もあげられることになる。

表I-5 白山の噴火に関連ある文献記録(粕野, 1977)
玉井敬泉(1957)、大森房吉(1918)、「石川県災異誌」(1961)などによる

西暦	年号	記 事 要 約 [文献]
706	慶雲3年	8月、越前に山災があつて止まないで、国守が奉幣使を越前部内の神社に立てて祈つた〔続日本紀〕
1042	長久3年	小院良勢白山に登り、悪行あつて、加賀室の僧に焼殺されたが、神の崇りか、頂上に十丈許の二童子現われて、土石を掻いて投げ、室堂はじめ山上の諸建物を埋め、翠ヶ池を生じた〔白山記〕
1177	治承元年	4月12日、白山自焼〔本朝年代記〕
1239	延応元年	白山自焼〔倭漢三才図会、本朝年代記〕 此年白山噴火〔分類本朝年代記〕 8月17日、白山本宮の神主氏盛の宮倉から出火し、神社以下21宇焼失〔白山宮庄畷講中記録〕
1547	天文16年	天文十六年未年二月三日加賀白山噴火 天文十六年白山麓地獄涌出〔本朝年代記〕
1548	天文17年	白山焼く〔本朝年代記〕
1554	天文23年	白山火を發す〔野史〕、天文二十三年五月此山岳みずから焼て麓に地獄来現すと言う〔国花万葉記〕、自焼出而麓地獄出〔三才図会〕、五月自焼麓地獄出〔本朝年代記〕、3月より再び白山岳の絶頂より焼出し、炎火土砂を吹き飛ばし、恰も雲の飛ぶが如し…〔白山日記〕 4月1日嶺上噴火し石飛て社堂を壊損し、手取川に灰流れて魚死す、弘治2年に至つて止む〔白山庄畷講中記録〕
1579 (9.26)	天正7年 (8.27)	八月地獄谷より火石をちらし社壇及神体焼失 明年織田家より三社再建〔越前国誌〕
1659	万治2年	2月30日(4月21日)白山鳴動降灰〔菅家見聞〕

また、翠ヶ池熱雲の前に、黒ボコ岩を運搬した熱雲があったと考えられており、山崎(1980)はこれを歴史時代以前としている。しかし、弥陀ヶ原の調査ではその南部に同質の岩塊が表面に多数分布し、この部分には湿原堆積物の集積は極めて微弱である。これが黒ボコ岩と直接結びつくかどうかは別として、弥陀ヶ原に岩塊を(恐らく湿原堆積物をおおって)運搬した火山活動が比較的新しい時代(歴史時代)にあったといえるであろう。結論は今後の調査の進展を待たねばならないが、Hm-15, 16はこの候補者でもある。

図I-17は以上のようにして推定された新白山テフラの降下年代と推定される泥炭の堆積速度を示す。横軸は流水堆積物を除く湿原堆積物の積算の厚さで、各地点の中で最も厚い部分をとっている。従って、弥陀ヶ原(下部)、小桜平(中部)、南竜ヶ馬場(上部)での泥炭の厚さが採用されている。実際には、地点と時代により、湿原堆積物の堆積速度は変化している。全体としてテフラの降下年代をみると、10000年前頃と3000年前以後にテフラを噴



図I-17 白山テフラの降下年代と泥炭の堆積速度の推定

出する火山活動が盛んであり、この期間にテフラをまじえた湿原堆積物の堆積速度が増している。一方、10000年前から6000年前にかけては、テフラの降下は極めて乏しく、さらに6000年前から3000年前の間も小規模なテフラ降下があったにすぎない。この間には質の良い泥炭の形成が行なわれた地点が多い。

さて、従来新白山火山形成期の翠ヶ池期は歴史時代の山頂小火口群の活動（図版II-4）に対応すると考えられてきた。しかし、その前の御前期の噴出物、弥陀ヶ原や南竜ヶ馬場の溶岩や泥流は褐色ローム層でおおわれ、さらにこれをおおう湿原堆積物中に上記18層のテフラがみられること、そのうち広域テフラ（Ah等）を除いては、いずれも山頂小火口群から飛来あるいは流下したとして矛盾はないこと、またテフラには風化・変質した岩片を含む類以した火山礫に富むものが多いなど山頂小火口群からの水蒸気爆発の産物とみてもよいものを主とすることなどから、これらのテフラを含めて翠ヶ池期とするのがよいであろう。従って、翠ヶ池期の始まりは約11000年前とされる必要がある。

最近約3000年間にテフラの降下は7回あった。すなわち、およそ430年に1回の割合で生じたことになる。しかし、この7回という数は最小限のものと考えなければならない。なぜなら、今回の調査地点の網にかからない火山活動がありうること、また、テフラが降下しても流水によって2次堆積物化してしまったものは数えていないからである。いずれにせよ、1554～56年が最後の噴火であったとすれば、まさに次の噴火が生じてもおかしくない年を迎えていることになる。

(5) 白山火山の活動史と泥炭層の形成

前述のように、テフラ層序や¹⁴C年代に基くと、従来の白山火山活動史（山崎ほか、1968；紘野ほか、1970；長岡、1972）の年代観は、表I-6に示すように改められる必要がある。この活動史との関連のもとに、白山火山高山・亜高山帯における泥炭層の形成過程についてみてみよう。

泥炭層の形成は新白山火山翠ヶ池期の始まりとともに開始される。これよりHm-4（弥陀ヶ原火山灰層）の降下に至る間に形成された泥炭を弥陀ヶ原泥炭層とよぶ。この泥炭層は弥陀ヶ原をはじめ、南竜ヶ馬場、小桜平でも認められるが、この泥炭を欠く地点も多い。湿原成立期の泥炭であり、火山灰質であることが多く、泥炭地の面積は小さく、分布も限られていたものと思われる。Hm-4からHm-10（南竜火山灰層）に至る間に形成された泥炭層を小桜平泥炭層とよぶ。この泥炭層は最も多くの地点に分布し、その主体をなすもので、全体的には最も安定した湿原的環境が継続していたものと思われる。Hm-6（Ah）の降下の少し前から泥炭地は拡大し、その最盛期を迎えたものと思われ、Hm-6は殆んどどの地点で良質の泥炭中にきれいに挟在されている。Hm-10の上位に発達する泥炭層を南竜泥炭層とよぶ。これは南竜ヶ馬場や清浄ヶ原の一部で厚いが、他では薄いことが多い。厚い所ではテフラの再堆積物層やテフラを含む砂質泥炭層が厚く、その層厚を増している。弥陀ヶ原や小桜平ではこの時期に雨裂の下刻が進み、湿原の乾燥化が進んだものと思われ、南竜泥炭層は薄く、表層は腐植質土壌でおおわれる部分が多くなる。

これら各泥炭層を区切るHm-4、Hm-10の両テフラは著しいもので、泥炭地の植生を壊滅させた。また、しばしば融雪洪水によるテフラの二次堆積物である砂・砂礫層をその上に形成している。泥炭地の復活には、数100年から2000年位を要した可能性がある。一方、Hm-6（Ah）をはじめ層厚1～2cmのテフラの降下は泥炭層の形成を数10年からせいぜい数100年中断したにすぎないであろう。

最後に、約 1.1 万年前には白山高山・亜高山帯に湿原が成立しており、さらにその後その領域を広げていった背景についてふれておこう。

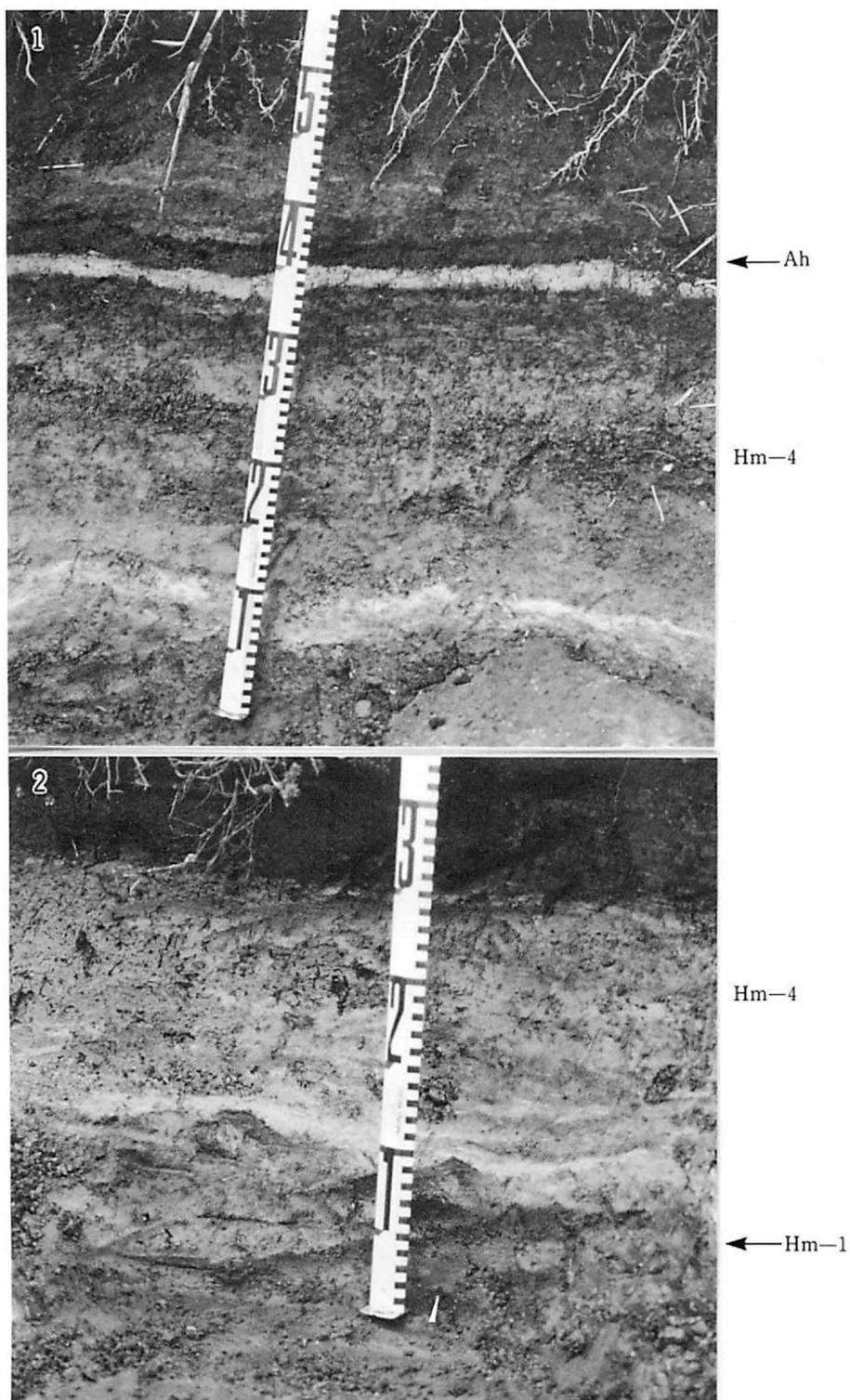
小泉 (1982) はこうした泥炭地が成立する条件として、①夏季に気温が上昇すること、②越冬雪とならない程度の雪田が存在すること、の 2 点をあげている。すなわち、緩斜面に融雪水を供給できる位置に雪田が発達し、夏季の気温上昇により融雪水が十分に供給されることが必要である。2 万～1.5 万年前の最終氷期最盛期は寒冷であると同時に乾燥していたと考えられている。その後寒さは徐々に緩んでいくが、乾燥した状態は、日本海側の古砂丘形成史などからみても、大局的には最終氷期の終り近くまで続いた可能性が強い。こうした諸条件の中で、泥炭地の堆積物が形成されていく過程は図 I-18 のようにまとめられる (遠藤, 1984)。最近、日本海の高底堆積物の研究に基く古海況・古気候、特に日本海側の降雪などについての議論が盛んである (大場ほか, 1980; 大場ほか, 1984; 小泉, 1985; 小野, 1985; ほか)。細部については多くの問題が残されているが、これらの研究から大方の一致点をまとめれば次のようになる。2.5～1.8 万 (1.5 万) 年前においては、対馬海峡は海水準低下により閉ざされ、日本海の著しい淡水化が河川水の流入により進行した。この頃、日本海の相当部分を海水が占めていた。1.8 万 (1.5 万)～1 万 (1.1 万) 年前には津軽海峡から親潮が日本海に流入した。1 万年前頃より対馬暖流が対馬海峡から日本海に流入するようになった。この対馬暖流の流入が本格化するのは 8000 年前以後である。

こうした背景の下で、最終氷期の末期～完新世の初頭にかけて、気温の上昇と日本海への暖流の流入によって日本海の蒸発量が増大し、日本海側の多雪化が進行、高山・亜高山帯の泥炭地形成をもたらしたのであろう。対馬暖流の日本海流入が本格化する 8000 年前以後、湿潤化はいつそう進行し、泥炭地の拡大を促したものと思われる。なお、日本海への対馬暖流の流入開始が 1.1 万年前、あるいはそれ以前にまで逆のぼることがないかどうか、日本海の研究の進展を待ちたい。

文 献

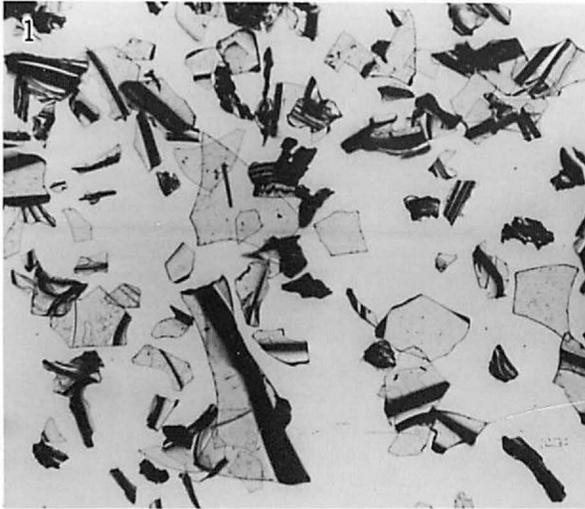
- 遠藤邦彦 (1984) 白山火山高山・亜高山帯の泥炭地と火山灰。はくさん, 第 11 巻, No. 4, p. 2～6.
- 福岡 久 (1979) 白山火山噴出物——火砕物を中心に——。日本大学文理学部卒業論文 (MS)。
- 東野外志男・長尾敬介・板谷徹丸・坂田章吉・山崎正男 (1984) 白山火山及び大日ヶ岳火山の K—Ar 年代。石川県白山自然保護センター研究報告書, 第 10 集, p. 23～29.
- 粕野義夫・山崎正男・中西信弘・松尾秀邦・大村一夫 (1970) 白山地域の地質。「白山の自然」, 50 p. 石川県。
- 粕野義夫 (1977) 石川県の自然環境, 第 1 分冊 地形地質, 128 p. 石川県。
- 小泉 格 (1985) 日本近海海底の最終氷期堆積物。月刊地球, 第 7 巻, p. 338～343.
- 小泉武栄 (1982) 化石周氷河斜面, 雪食凹地ならびに山地貧養泥炭地の形成からみた晩氷期以降の多雪化について。第四紀研究, 第 21 巻, p. 245～253.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義。科学, 第 46 巻, p. 339～347.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ——アカホヤ火山灰。第四紀研究, 第 17 巻, p. 143～163.
- 町田 洋・新井房夫 (1983) 広域テフラと考古学。第四紀研究, 第 22 巻, p. 133～148.

- 長岡正利 (1972) 白山火山の地質およびその岩石学的研究. 金沢大学理学部修士論文 (MS).
- 大場忠道・堀部純男・北里 洋 (1980) 日本海の2本のコアによる最終氷期以降の古環境解析. 考古学と自然科学, No. 13, p. 31~49.
- 大場忠道・大村明雄・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. 月刊地球, 第6巻, p. 571~575.
- 小野有五 (1985) 最後氷期の地形環境と気候. 月刊地球, 第7巻, p. 344~348.
- 大角泰夫・黒部 隆・熊田恭一 (1971) 高山湿草地土の生成に関する2, 3の考察 (その1). 日本土壤肥科学雑誌, 第42巻, p. 265~269.
- 大角泰夫・熊田恭一 (1971) 高山湿草地土の生成に関する2, 3の考察 (その2). 日本土壤肥科学雑誌, 第42巻, p. 270~272.
- 山崎正男・中西信弘・松原幹男 (1968) 白山火山の形成史. 火山第2集, 第13巻, p. 32~43.
- 山崎正男 (1980) 歴史に記された白山火山の噴火. はくさん, 第8巻, No. 3, p. 8~10.



弥陀ヶ原の新白山火山テフラと泥炭

図版 II



アカホヤ火山灰のバブルウォール型火山ガラス，約25倍



小桜平のテフラと泥炭（中央は南竜火山灰）



小桜平のテフラと泥炭
（基底で約11000万年前の ^{14}C 年代が得られた。上方にAhがはさまれる）



山頂火口群と翠ヶ池（左手前）一大汝峰より一，翠ヶ池の周囲に熱雲堆積物がみられる

3 白山山岳地帯の植生と環境の変遷史

辻 誠一郎

(1) はじめに

日本における山岳地帯の植生史研究の歴史は古い。1930年代に日本の植生史研究に花粉分析の方法が導入されて以来、東北地方および中部地方を中心に数多くの研究がなされてきた。とくに、1940年から1950年にかけてなされた八甲田山や尾瀬における湿原堆積物の花粉分析は、Nakamura (1952) が日本ではじめて完新世の花粉帯（下位より、R I帯、R I—II 移行帯、R II帯、R III帯）を設定するための基礎となった。その後もこれら両地域や志賀高原、さらにそれらの周辺地域においても多くの花粉分析による山岳地帯の植生史研究が継続されてきた。この間に、塚田 (1967) は晩氷期をも含めた新しい花粉帯区分（下位よりL帯、R I帯、R II帯、R III a帯、R III b帯）を行なった。このように、山岳地帯における湿原堆積物の花粉分析は、日本の晩氷期以降の植生史研究に大きく貢献してきた。

ところで、これらの研究の大半は、亜高山帯・山地帯あるいはより低所の植生史の編年・区分が主な目的にすえられてきた。したがって、一般には泥炭層が厚く堆積する泥炭地が調査地の対象であった。一方、日本海側の山岳地帯には、融雪水によって涵養される山地貧養泥炭地が小規模な平坦面や緩斜面上に多く形成されている。こうした泥炭地に堆積した泥炭層の多くはふつう1 mを越えないほど薄いので、どちらかと言えば植生史研究の対象とはならなかった。泥炭層が薄いことは層序を立てたり編年をする上でも種々の困難を伴ったことはいままでもない。

山岳地帯における貧養泥炭地の成立には、局地的に生ずる厚い堆雪の存在と、湿原植物の生産を促す高い夏季気温とが重要であると考えられている(小泉, 1982)。したがって、山岳地帯の貧養泥炭地の発達史や植生史の研究は、植生の成立過程の解明ばかりでなく、積雪量の変動をも含めた気候変化を明らかにする上できわめて重要であるといえる。

白山には貧養泥炭地が各所に分布する。さらに、これら貧養泥炭地に堆積した泥炭層には一次堆積のテフラが多数挟在し、いままでに18層が確認されている。これらの降下年代も、放射性炭素法による年代測定によってほぼすべてについて明らかにされている(本報告書のI—2節を参照)。このように、白山に分布する貧養泥炭地は、他の山岳地帯には類例を見ないほど自然史研究を行なう上での好条件をそなえている。白山の泥炭層についてはかつてFuji (1961) が花粉分析の結果を報告したが、層位や植生史を言及するにはいたっていない。

本研究は、こうした好条件を生かして、白山の高山帯から亜高山帯にかけての植生史とそれに強い関連をもつ環境のうつりかわりを、泥炭層の花粉分析にもとづいて明らかにしようとするものである。

本研究の野外調査に金沢大学鈴木三男氏、大阪市立大学南木睦彦氏、能城修一氏(当時東京大学)、神戸大学松下まり子氏、富山大学吉井亮一氏、川口市遺跡調査会吉川純子氏、白山自然保護センター東野外志男氏、ほか日本大学および金沢大学の学生諸氏が参加下さった。以上の方に感謝します。

(2) 地質層序のあらまし

地質層序の詳細は本報告書のI—2節に述べられているので、ここではその概要を述べる。

白山地域に分布する山地貧養泥炭地(南竜ヶ馬場、弥陀ヶ原、清浄ヶ原、小桜平)に堆積した泥炭層中に挟在するテフラは、下位よりHm—1からHm—16までの18層(Hm—7' : Hm—9'を含む)が確認されている。このうち重要な示標テフラとなるのは、弥陀ヶ原火山

灰 (Hm-4)、アカホヤ火山灰 (Hm-6)、および南竜火山灰 (Hm-10) の3層である。

白山の山地貧養泥炭地に堆積する泥炭層は、上記の主要な示標テフラによって、テフラHm-1からHm-4を挟在する弥陀ヶ原泥炭層、Hm-5から南竜火山灰 (Hm-10) までの小桜平泥炭層、および南竜火山灰以上の南竜泥炭層に分けることができる。各泥炭層の性質も異なる。すなわち、弥陀ヶ原泥炭層は黄褐色ないし褐灰色を呈し、いく分ローム質である。弥陀ヶ原では植物遺体をほとんど含まない。小桜平泥炭層はふつう黒褐色を呈し、植物遺体に富む。南竜泥炭層は、小桜平のように現在ミズゴケ湿原となっている泥炭地では、南竜火山灰以上でミズゴケ泥炭が確認でき、未分解のしまりの悪い泥炭からなる。一方、南竜ヶ馬場や弥陀ヶ原のような乾いた場所では、黒色ないし黒灰色の粘性の高い分解質泥炭よりなる。

(3) 花粉化石群集

〈試料の採取地と層序〉

試料は弥陀ヶ原の2地点 (A, B) と小桜平の1地点 (C) から採取した。3地点の地質柱状図と試料採取層準を図I-19に示した。柱状図右側には放射性炭素年代の測定結果を付してある (測定値に関する詳細は本報告書のI-2節を参照)。

A, B両地点はともに弥陀ヶ原東部の登山道沿いに位置する。標高は約2,335 mである。弥陀ヶ原にはショウジョウスゲ、イワイチョウ、ハクサンコザクラなどが卓越する湿原植物群落が発達している。この周囲には、ハイマツ低木林がこれを包囲するように広く成立している。また南西部には高山高茎草原が、北部にはアオノツガザクラ雪渓植物群落がみられる。A, B両地点ともに、テフラHm-1からHm-14にかけてのすべての層準の堆積物が認められるが、B地点周辺でもっとも厚く堆積し、弥陀ヶ原における泥炭層をもっとも模式的に見ることができる。ここではテフラHm-4直上に30 cm前後の礫層が堆積する。この上位には中ないし粗粒の砂層が堆積するが、これと同じ砂層はA地点でも確認される。

礫層直下には斜交関係が認められる。したがって、礫層と下位の弥陀ヶ原泥炭層との間には、ある程度の時間間隙が予想される。テフラHm-1から4を挟在する弥陀ヶ原泥炭層は黄褐色あるいは褐灰色を呈し、Hm-5以上のテフラを挟在する黒褐色の小桜平泥炭層とは質的に大きな差異がある。花粉分析用試料は、A地点ではテフラHm-4をおおう砂層の直上から南竜火山灰層 (Hm-10) 直下までの小桜平泥炭層、B地点では下部のテフラHm-4より下位の弥陀ヶ原泥炭層より採取された。

C地点は小桜平避難小屋の約50 m北方の楽々新道沿いに位置する。標高は約1,980 mである。周辺にはダケカンバ林とアオモリトドマツ林が広く成立している。現在の小桜平湿原は本地点より北側に位置するが、湿原におけるシンウォール・サンプラーによるボーリング結果では泥炭層は厚さ60 cm前後と薄く、しかもアカホヤ火山灰 (Hm-6) の下位約5 cmくらいまでしか確認されなかったため、弥陀ヶ原泥炭層を形成したかつての泥炭地は小桜平避難小屋に近い本地点寄りに開けていたかも知れない。本地点では厚さ90 cm前後の厚い泥炭層が確認され、最下部にはテフラHm-4が認められた。Hm-4の下位の褐色泥炭の放射性炭素年代は10960±390年BPと測定されているので、弥陀ヶ原泥炭層の堆積はおよそ11000年前に始まったと考えることができる。泥炭層はアカホヤ火山灰 (Hm-6) の約5 cm下位を境に、黒褐色泥炭から褐色泥炭に変化する。この境界は、弥陀ヶ原において観察された礫層とその下位の泥炭層との間の斜交層準に対応すると考えられる。本地点では、この境界より下位の泥炭層から花粉分析用試料を採取した。

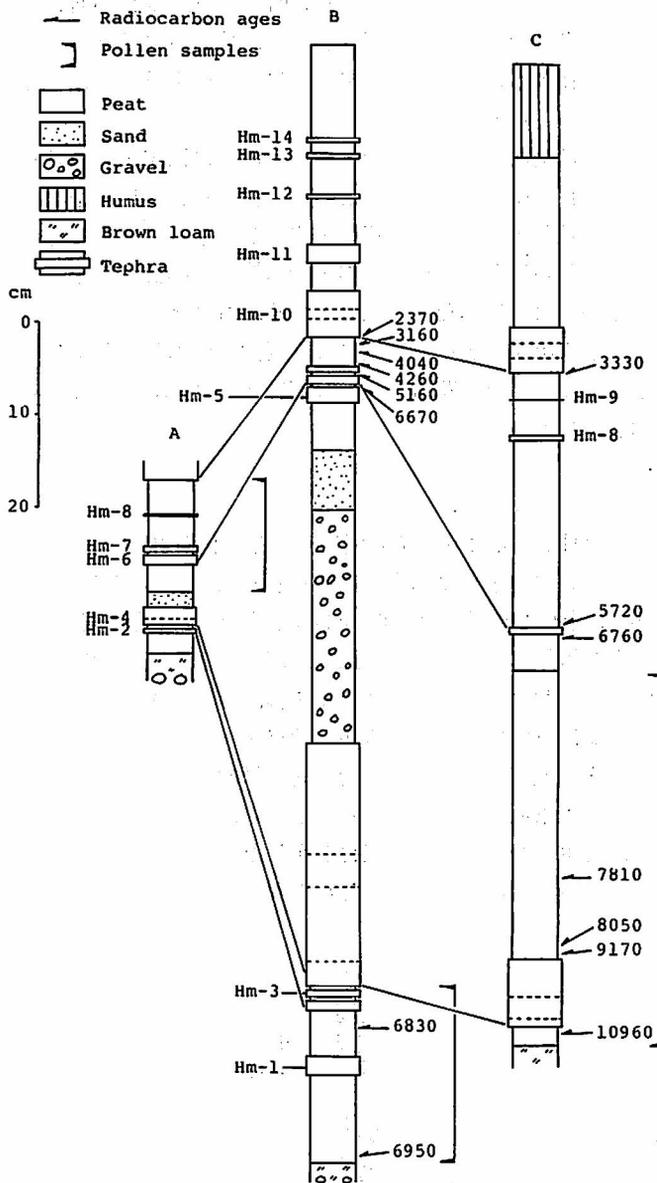


図 I-19 試料採取地点の地質柱状図

テフラおよび放射性炭素年代の詳細は本報告書の I-2 節を参照

〈試料採取，花粉分析，および産状表現の方法〉

泥炭層はいずれの地点でも薄層であるために、室内での綿密なテフラのチェックとそれにもとづく花粉分析用試料の厳密な層準の決定が必要である。このため、現地では柱状試料として採取し、室内に持ち帰って必要な層準から分析用試料を切り取った。この際、試料切り取り面はナイフによってたねんにクリーニングされた。切り取られた花粉分析用試料はいずれもおよそ 0.5 g である。

花粉分析は、5%水酸化カリウム溶液処理、約50%フッ化水素酸処理、アセトリシス処理の順に行なった。残渣はグリセリンに浸して保存され、検鏡時にはそのままグリセリンを浸液としてプレパラートを作製した。これは、検鏡後にカバーガラスをはずして、ただちに永久単体標本を作製するためである。

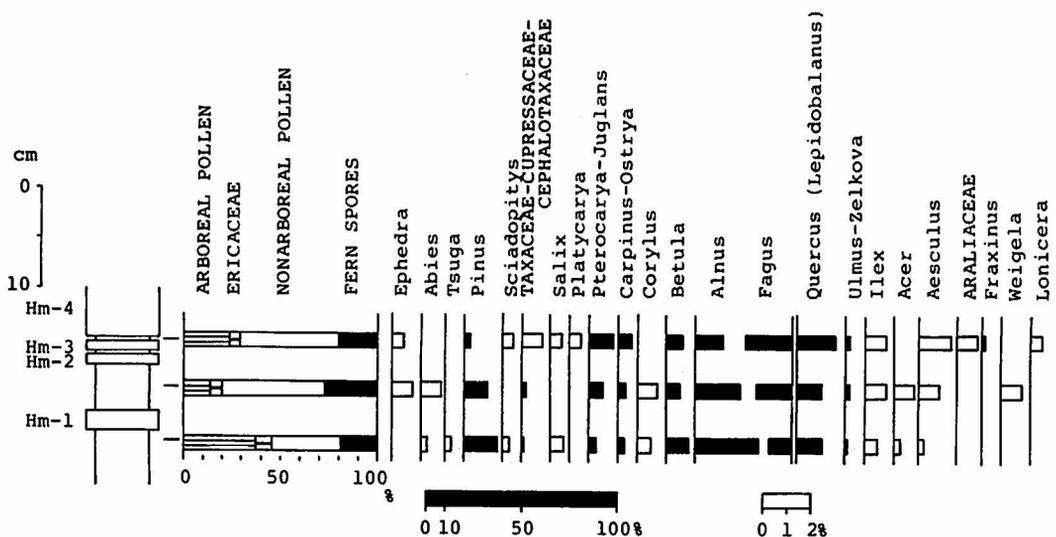
検鏡は1プレパラートの全面について行なった。この間に同定・計数された花粉・孢子粒数をもとにして出現率を百分率で算出した。この際、樹木花粉の出現率は樹木花粉総数を基数とし、草本花粉・シダ類孢子の出現率は花粉・孢子総数を基数として算出した。ただし、ツツジ科花粉は泥炭地あるいはその縁辺の草本・低木層の植物群に由来したものと判断されたので樹木花粉から除外した。樹木花粉総数はそれぞれおよそ800個である。

同定された花粉・孢子の出現率とその層位による変動を樹木花粉および草本花粉・シダ類孢子に分けて花粉組成図に示した。花粉・孢子群の名は学名で示したが、本節の末尾(p. 45)に和名との対照を示してある。

〈各地の花粉化石群集〉

○弥陀ヶ原

B地点におけるテフラHm-4より下位の泥炭層の花粉化石群集を図I-20(樹木花粉)、図I-21(草本花粉とシダ類孢子)に示す。花粉・孢子総数に占める草本花粉の割合が高く、Hm-1直下では36%、上位2層準では50%を越す。またシダ類孢子も20%前後と高い。さらに、ツツジ科花粉も3層準とも5%以上で比較的高い。樹木花粉では、ハンノキ属、ブナ属、コナラ垂属、マツ属、サワグルミーオニグルミ属、カバノキ属が高率を占める。このうち、マツ属とハンノキ属は下位で高率となるが、サワグルミーオニグルミ属とブナ属は上位で高率となる傾向がある。低率であるが、後者と同じ傾向を示すものにトチノキ属がある。マツ属花粉の大半は単維管束亜属に同定される。これらはおそらくハイマツであろう。上位2層準から現在日本に自生しないマオウ属花粉が産した。一方、高率を占める草本花粉の主要なものはカヤツリグサ科とイネ科である。これら両科花粉のみで草本花粉・シダ類孢子の



図I-20 白山弥陀ヶ原B地点における弥陀ヶ原泥炭層の樹木花粉組成図

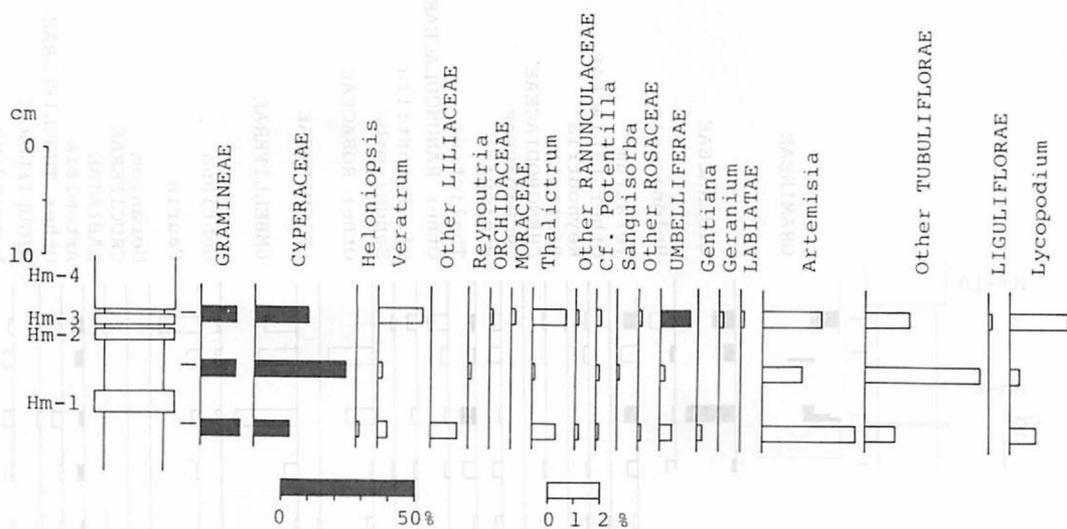


図 I-21 白山弥陀ヶ原B地点における弥陀ヶ原泥炭層の草本花粉・シダ類孢子組成図

50%前後を占める。このほか、ヨモギ属やその他のキク亜科も比較的高率で産する。シダ類孢子で同定されたものではヒカゲノカズラ属小孢子の産出が目立つ。雪田植生をつくるコバイケイソウ属花粉もつねに産し、Hm-4直下では1.7%を占める。

A地点におけるHm-5層準より下位の砂層とHm-10にはさまる泥炭層の花粉化石群集を図I-22(樹木花粉)、図I-23(草本花粉・シダ類孢子)に示す。B地点における下部の

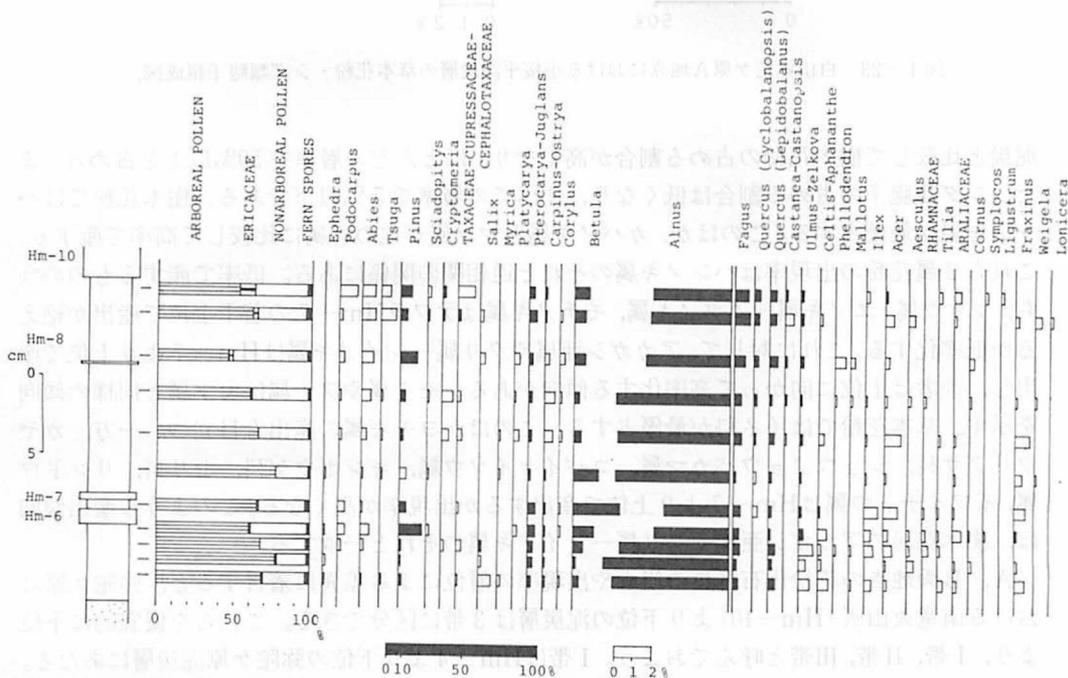


図 I-22 白山弥陀ヶ原A地点における小桜平泥炭層の樹木花粉組成図

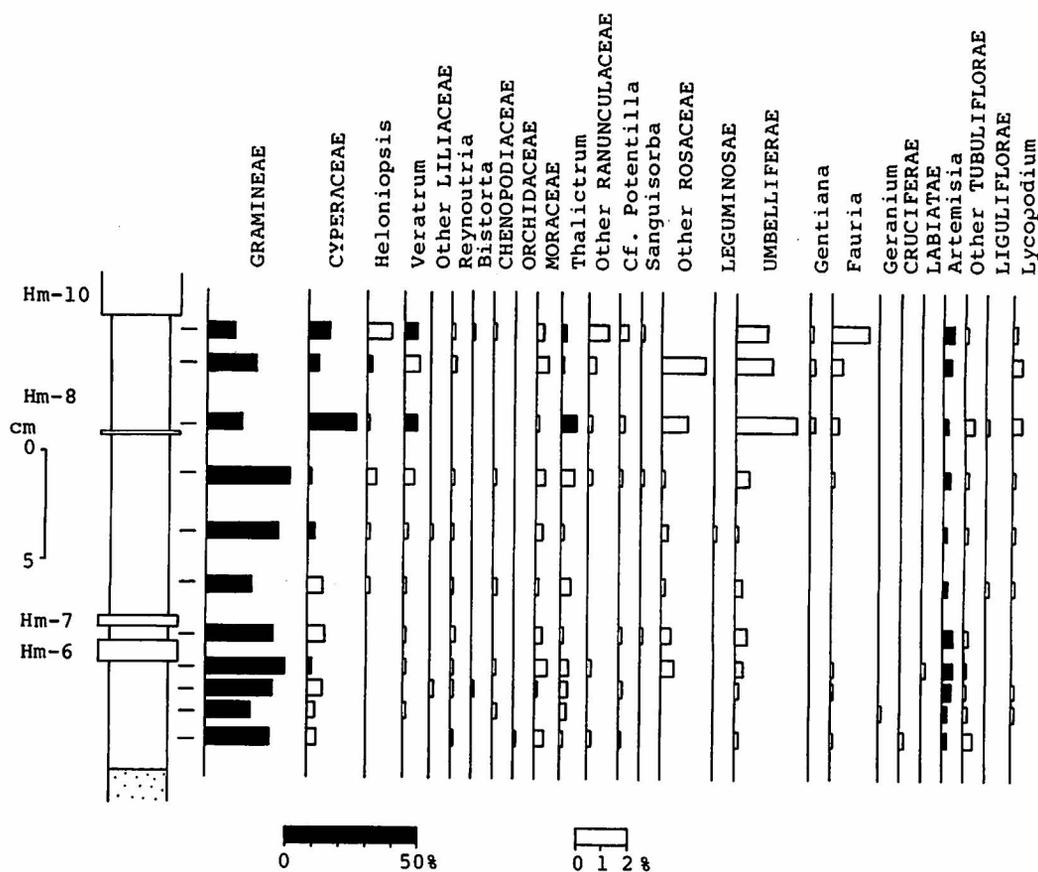


図 I-23 白山弥陀ヶ原A地点における小桜平泥炭層の草本花粉・シダ類孢子組成図。

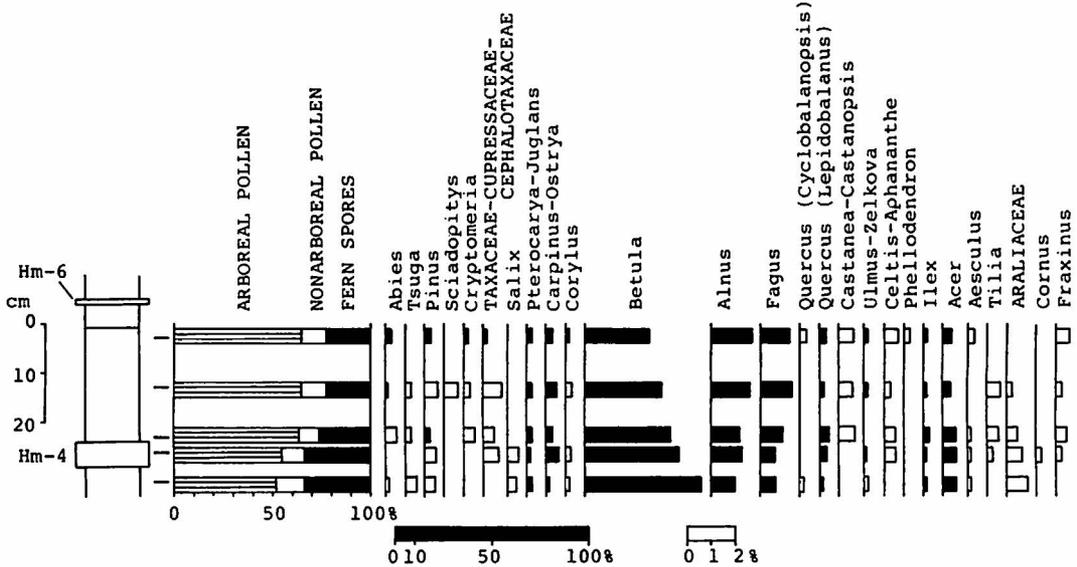
泥炭と比較して樹木花粉の占める割合が高くなり、ほとんどの層準で50%以上を占める。また、シダ類孢子は占める割合は低くなり、すべての層準で5%以下である。樹木花粉ではハンノキ属が最優占する。このほか、カバノキ属とマツ属が他の科属に比較して高率で産する。これら2属花粉の出現率はハンノキ属のそれと逆相関の関係にある。低率で産するものうち、マオウ属、エノキ属—ムクノキ属、モチノキ属はテフラHm-7の若干上位で産出が絶えるか低率化する。これに対して、アカガシ亜属やクリ属—シイノキ属はHm-7より上位で産出し、前者は上位に向かって高率化する傾向がある。モミ属やブナ属はマツ属と同様の傾向を示す。草本花粉ではイネ科が最優占する。このほかヨモギ属の産出も目立つ。一方、カヤツリグサ科、ショウジョウバカマ属、コバイケイソウ属、キンボウゲ科、セリ科、リンドウ属、イワイチョウ属はHm-7より上位で産出するか出現率が高くなる。このような産出傾向は、樹木花粉のアカガシ亜属やクリ属—シイノキ属のそれと一致する。

A、B両地点の花粉化石群集の組成や出現率の層位による差異に着目すると、弥陀ヶ原における南竜火山灰(Hm-10)より下位の泥炭層は3帯に区分できる。これらを便宜的に下位より、I帯、II帯、III帯と呼んでおこう。I帯はHm-4より下位の弥陀ヶ原泥炭層にあたる。II帯とIII帯は砂層より上位の小桜平泥炭層にあたり、両帯の境界はHm-7の約5cm上位に

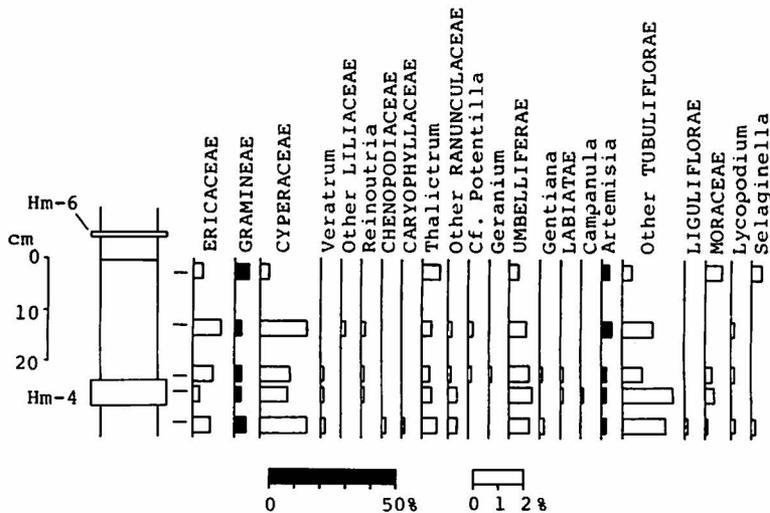
おかれる。I帯はブナ属、コナラ垂属、ハンノキ属の優占とシダ類胞子の高率出現で特徴づけられる。II帯とIII帯ではともにハンノキ属が最優占し、I帯とは明瞭な差異がある。しかし、I帯とII帯にはマオウ属を共出することやモチノキ属の出現率が高いなどの共通点もある。II帯とIII帯は、エノキ属—ムクノキ属が衰退し、アカガシ垂属やクリ属—シイノキ属が出現開始することにより境される。両帯には、I帯で産しなかったナギ属が共出するなどの共通点もある。

○小桜平

C地点における花粉化石群集を図I-24(樹木花粉)、図I-25(草本花粉・シダ類胞子)に示す。樹木花粉が花粉・胞子総数に占める割合は高く、いずれも50%以上である。またシ



図I-24 白山小桜平C地点における泥炭層下部の樹木花粉組成図



図I-25 白山小桜平C地点における泥炭層下部の草本花粉・シダ類胞子組成図

ダ類孢子も 20~30%を占め高い。樹木花粉ではカバノキ属が最優占し、ハンノキ属、ブナ属がこれに次いで高率で出現する。カエデ属花粉が 4~7%とつねに高率で産する。虫媒のカエデ属花粉がこのように相対的に高率で産するのは珍しい。草本花粉ではイネ科、カヤツリグサ科、ヨモギ属とその他のキク亜科が比較的高い出現率を示すが、樹木花粉に比較すると特に目立ったものはない。シダ類のイワヒバ属はコケスギラン小孢子に同定される。本地点では樹木花粉、草本花粉、シダ類孢子的いずれの花粉・孢子群の出現率も層位による変動はほとんど認められない。

(4) 亜高山・高山帯における花粉群集の性格

花粉・孢子は母植物で生産されたあと、まれに母植物直下に落下してそのまま母植物遺体に埋積してしまうことも考えられるが、ほとんどのものは風によって大気中を吹送されたり、水によって他所へ運搬される。したがって、亜高山帯や高山帯の母植物群で生産された花粉・孢子群は、亜高山帯や高山帯で落下・堆積するばかりでなく、より低所の平野部や他の山岳地帯で落下・堆積することはふつうである。逆に、より低所で生産された花粉・孢子群や、遠隔地で生産されたそれらが、ある山岳地域の亜高山帯や高山帯に飛来・堆積することはいうまでもない。亜高山帯や高山帯において花粉化石群集にもとづいて植生史を編んでいく場合には、このような花粉・孢子群の拡散と堆積に関する問題を検討しておくことが大切である。

図 I-26 は、今日までに検討されてきた花粉・孢子群の拡散様式に関する研究成果を総合して、白山弥陀ヶ原における花粉・孢子群の搬入経路を模式的に示したものである。一般に自生泥炭が堆積するような泥炭地における湿原植物花粉の多くは泥炭地堆積面に落下・堆積すると考えられるが、泥炭地以外の他所で生産された花粉・孢子群が泥炭地に搬入する経路はさまざまである。弥陀ヶ原のような場合には、図中の 2 や 3 のような経路を経て堆積する花粉・孢子群は泥炭地とその周辺の花粉化石群集を水平的に検討することによってむしろ泥炭地周辺の植生史を明らかにする上で重要である。しかし、これら以外にも 4, 5, 6 の経路がふつうに考えられ、かなり遠隔地の母植物群で生産された花粉・孢子群が弥陀ヶ原に搬入・堆積しているであろう。そのような花粉・孢子群がどの程度の比率を占めるのか、また

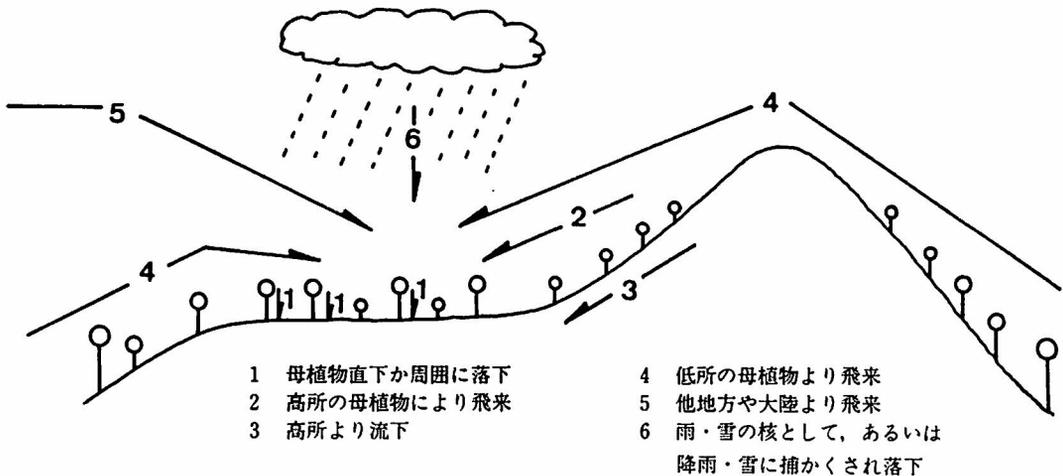


図 I-26 白山弥陀ヶ原における花粉の搬入経路

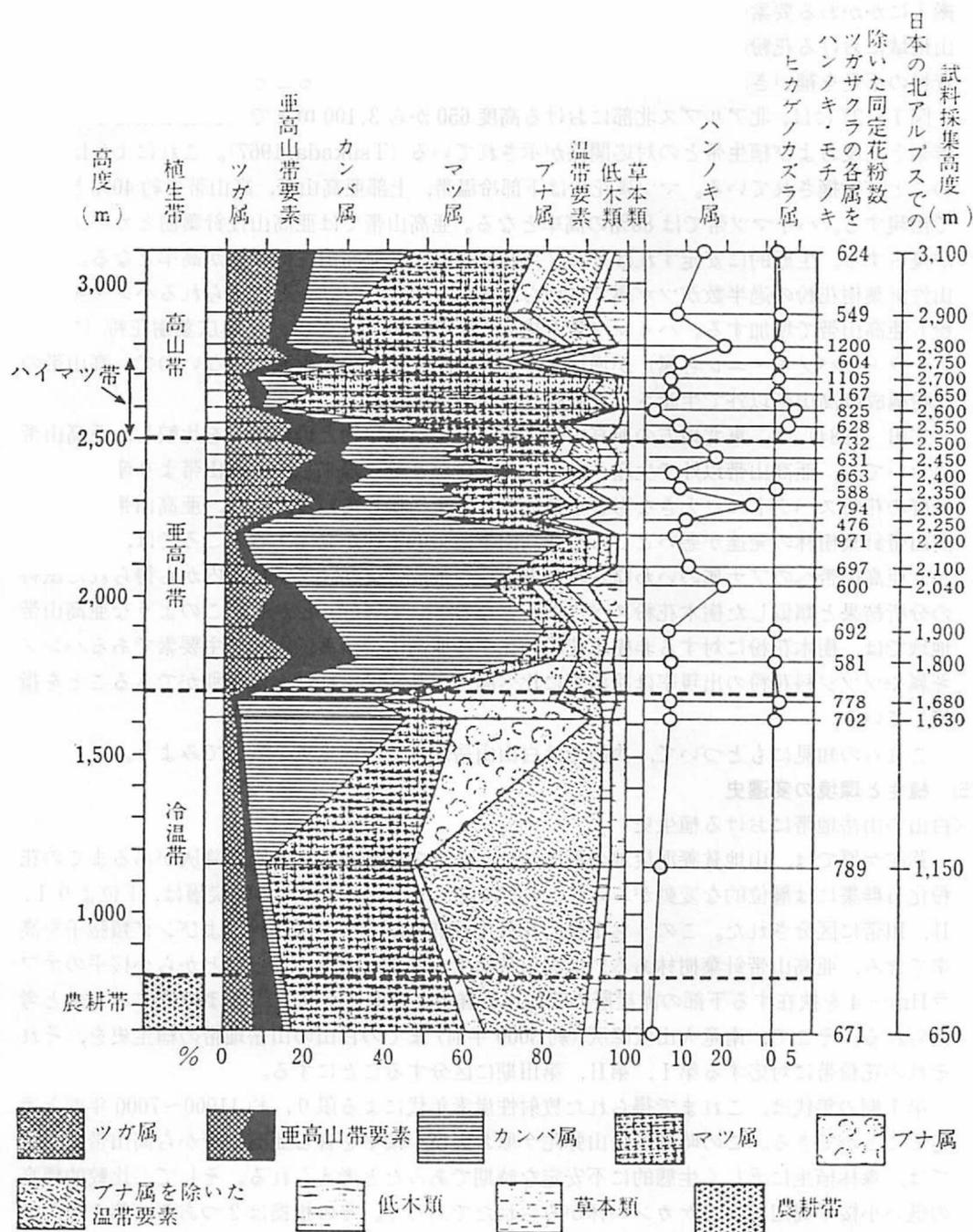


図1-27 北アルプス北部(北緯36°15'から36°36')における高度650から3,100mに分布する23表面試料の花粉分布図。百分比計算にさいしてはハンノキ・モチノキ・ツガザクラの各属はその基数から除外している。北方系要素にはモミ・ツガ・トウヒ・カラマツの各属;温帯要素にはスギ・コオヤマキ・クリ・シデ・エノキ・クルミ・サワグルミ・カシ・シナノキ・ニレ・ケヤキの各属;灌木にはヤナギ・ハシバミ・スイカズラ・ウルシ・ガマズミの各属;草本にはヨモギ・シモツケ・オオバコ・ギシギシ・オオカサモチ・カラマツソウの各属とアカザ・キク・カヤツリグサ・イネ・セリの各科を含む (Tsukada, 1967)

搬入にかかわる要素の比重の違いによってそれらがどのように変動するのかについては、白山地域における花粉の動態を長期的に観測する必要があるが、現時点ではまだまだそうした資料の不足を補いきれないので、ひとまず近隣地域での例をみることにしよう。

図 I-27 には、北アルプス北部における高度 650 から 3,100 m までの表層堆積物中の花粉群集と高度および植生帯との対応関係が示されている (Tsukada, 1967)。これによれば、次のことが指摘されている。マツ属花粉は下部冷温帯、上部亜高山帯、高山帯で約 40% と高率で出現する。ハイマツ帯では 80% の高率となる。亜高山帯では亜高山性針葉樹とカバノキ属が優占する。生態的に安定すればカバノキ属は後退し、亜高山性針葉樹が高率となる。亜高山性針葉樹花粉の過半数がツガ属で占められる。ミヤマハンノキと考えられるハンノキ属花粉も亜高山帯で増加する。ハイマツ帯を越えて 2,700 m 以上では、落葉広葉樹花粉 (ブナ・コナラ・カバノキ・ニレ各属) が増加する。高山帯では花粉の生産が少ないので、高山帯の花粉構成は高山帯以外で生産された風媒花粉が大部分である。

守田 (1984) は、東北地方の亜高山帯における表層堆積物と母植物とを比較し、亜高山帯においても、亜高山帯以外で生産された樹木花粉が多量に飛来し、亜高山帯より産出する花粉群の花粉スペクトルに大きな影響を与えることを指摘している。また、亜高山帯でも、亜高山帯針葉樹林の発達が悪いところや亜高山帯落葉低木林が発達するところでは、ブナ林域から亜高山帯へのブナ属のいわゆる垂直方向への飛散により、ブナ林域内から得られた試料の分析結果と類似した樹木花粉スペクトルとなるとしている。しかし、このような亜高山帯地域では、樹木花粉に対する非樹木花粉の比率や亜高山帯落葉低木林の主要素であるハンノキ属やツツジ科花粉の出現率は冷温帯に比べ高くなり、ブナ林域とは区別ができることを指摘している。

これらの知見にもとづいて、次節では白山山岳地帯での植生史を考えてみよう。

(5) 植生と環境の変遷史

〈白山の山岳地帯における植生史〉

弥陀ヶ原では、山地貧養泥炭地の形成がはじまって以来南竜火山灰の降灰があるまでの花粉化石群集には層位的な変動がみられ、すでに述べたようにこの間の泥炭層は、下位より I, II, III 帯に区分された。このうち I 帯の花粉化石群集は、ブナ属花粉およびシダ類胞子を高率で含み、亜高山帯針葉樹林あるいは高山帯植生の要素に乏しいことなどから小桜平のテフラ Hm-4 を挟在する下部の泥炭層の花粉化石群集と類似性が高く、ほぼ対応するものと考えられる。そこで、南竜火山灰降灰 (約 3000 年前) までの白山の山岳地帯の植生史を、それぞれの花粉帯に対応する第 I, 第 II, 第 III 期に区分することにする。

第 I 期の年代は、これまで得られた放射性炭素年代による限り、約 11000~7000 年前と考えることができる。この時期の白山弥陀ヶ原および小桜平を含む亜高山帯から高山帯にかけては、森林植生に乏しく生態的に不安定な時期であったと考えられる。そして、比較的標高の低い小桜平周辺ではダケカンバ林がみられたであろう。その根拠は 2 つある。第 1 は、低所に分布していた森林植物群で生産された花粉群 (冷温帯落葉広葉樹林要素) が高率を占めることである。ちょうどこの時期に、低地に位置する福井県三方湖畔の鳥浜貝塚周辺にはブナ属とコナラ亜属の優占する冷温帯落葉広葉樹林が成立していた (安田, 1979; 図 I-28)。こうした森林で生産された花粉群は風により山岳地帯に吹送されたが、山岳地帯ではダケカンバやミヤマハンノキと考えられるハンノキ属のつくる森林さえ局所的であったために、それら低所の落葉広葉樹花粉が過大に表現されたと考えられるのである。第 2 は、シダ類が繁

栄していたことである。ちょうどこの時期に、津軽地方でもシダ類がハノキ属とともに景観をつくっていたことが記録されているし(辻, 未公表), 前橋台地でもシダ類が卓越するかなり開けた景観であったことが指摘されている(辻ほか, 1985)。おそらくシダ類の卓越する開けた景観は完新世初期にはかなり広範に見られたであろう。現在の亜高山帯から高山帯にある白山山岳地帯では森林要素に乏しいより開けた景観であったかも知れない。

第II期の年代は、約7000~4000年前と見積もられる。弥陀ヶ原とその周辺ではミヤマハノキ低木林やダケカンバ林が第I期に比べはるかによく発達していたと考えられる。この時期ではエノキ属—ムクノキ属花粉が連続的に産するが、これは低所より吹送され搬入したものであろう。ちょうどこの時期は、三方湖周辺では、照葉樹林要素のアカガシ亜属が極盛期に入る前のエノキ属—ムクノキ属が卓越する時期にあたる(安田, 1982)。

第III期の森林植生も第II期と同様の景観であったと考えられる。低所ではアカホヤ火山灰降灰前後でアカガシ亜属が急速に拡大するが、弥陀ヶ原におけるアカガシ亜属花粉の産出開始と出現率の増加は低所での拡大を反映するものであろう。一方、低率での増加であるので予測の域を出ないが、モミ属花粉の増加は亜高山帯針葉樹林の拡大を示す可能性がある。

湿原植物を主とする草本類に目を転じると、第I期ですでに雪田植生や山地貧養泥炭地の湿原植生をつくるコバイケイソウ属やショウジョウバカマ属が生育していたと考えられるが、弥陀ヶ原の草本花粉組成図(図I-23)でも明らかなように、それら両属やイワイチョウ、セリ科がより繁栄するのは第III期に入ってからである。

〈白山とそれをとりまく環境の変遷〉

図I-29, 30には、吉井・藤井(1981)によって報告された立山の弥陀ヶ原(標高約1,700m)における花粉分析の結果が示されている。花粉化石群集とその変動はすでに述べた白山弥陀ヶ原におけるそれと著しく類似する。確認されたテフラがアカホヤ火山灰1層であるために厳密な対比はできないが、放射性炭素年代が 8730 ± 220 年BPと測定された泥炭層の最下部層準が白山におけるI帯に対応する可能性がある。したがって、白山山岳地帯における植生史は立山の山岳地帯における植生史とおおむね一致し、すでに述べた植生史が白山山岳地帯に固有の局所的なものでなく広域的な環境変動を反映したものであるといえる。立山では、最終氷期のものと考えられる粘土層が泥炭層の下位に認められ、ツガ属の優占する花粉化石群集が記録されている(吉井・藤井, 1981)。福井県三方湖一帯でも、最終氷期後半ではツガ属が優占する針葉樹林が成立していたとされ(安田, 1982)、すくなくとも北陸地方ではそのような景観が広く見られたであろう。ただ、ツガ属の優占する針葉樹林が白山や立山の標高1,700mないし2,000mの高所でも成立していたかどうかはまだ検討の余地があるであろう。

いずれにせよ、ツガ属優占の針葉樹林の成立は、吉井・藤井(1981)や安田(1982)がすでに指摘しているように乾燥気候を示す。白山では、遅くとも11000年前に山地貧養泥炭地の形成がはじまっており、雪田植生あるいは泥炭地の湿原植生にあらわれる植物群がすでに生育し、弥陀ヶ原あるいはその周辺域でのツガ属優占の針葉樹林が存在した形跡はみられないので、この頃にはすでに湿潤な気候に転じ多雪化が進行していたとみることができる。

白山弥陀ヶ原では、III帯に入って山地貧養泥炭地に生育する湿原植物がより繁栄したと考えられるが、これはさらに湿潤化が進行し、湿原植物を涵養する融雪水が増加したことを示唆するであろう。立山弥陀ヶ原でもリンドウ属やイワイチョウの増加が記録されている(吉井・藤井, 1981)。完新世後半に、日本海側の低地から山地にかけてスギが急速に分布拡大し

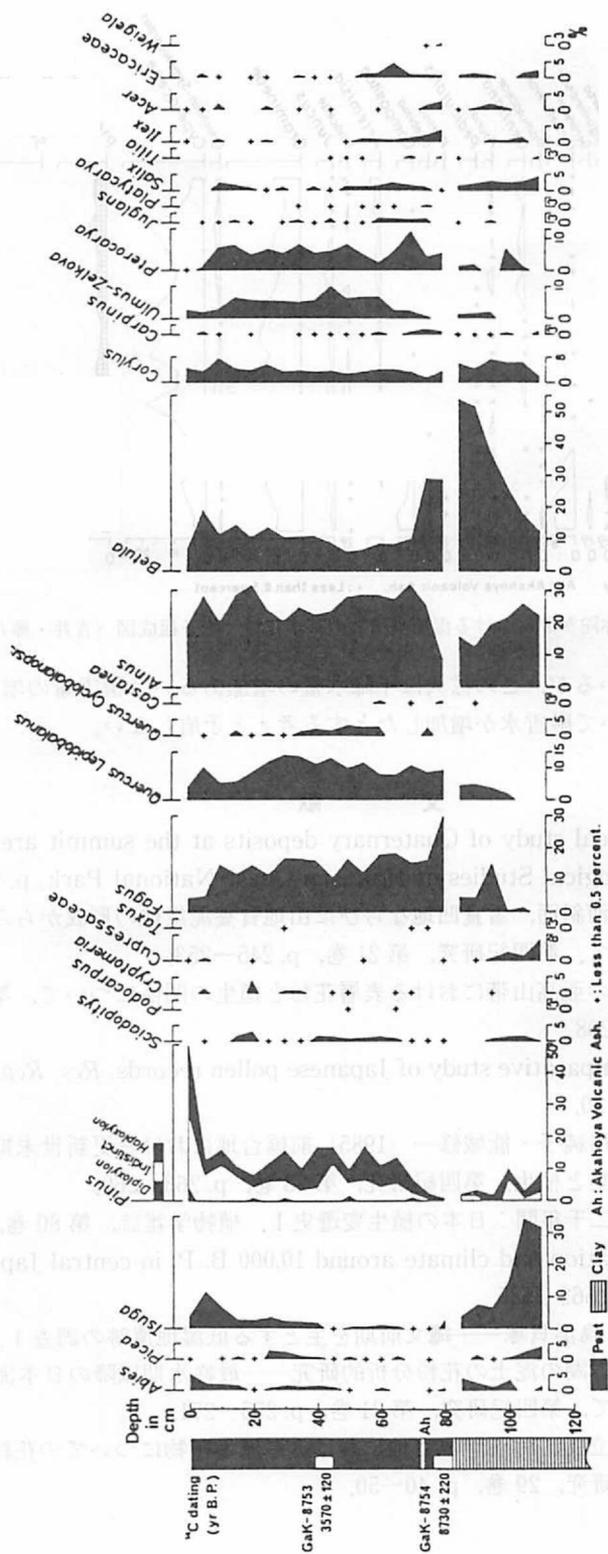


図 1—29 立山弥陀ヶ原における湿原堆積物の樹木花粉組成図 (吉井・藤井, 1981)

花粉・孢子群の学名と和名の対照 (アルファベット順)

Abies モミ属, *Acer* カエデ属, *Aesculus* トチノキ属, *Alnus* ハンノキ属, Araliaceae タラノキ科, *Artemisia* ヨモギ属, *Betula* カバノキ属, *Bistorta* タデ属イブキトラノオ節, *Campanula* ホタルブクロ属, *Carpinus-Ostrya* クマシデ属—アサダ属, Caryophyllaceae ナデシコ科, *Castanea-Castanopsis* クリ属—シイノキ属, *Celtis-Aphananthe* エノキ属—ムクノキ属, Chenopodiaceae アカザ科, *Cornus* ミズキ属, *Corylus* ハシバミ属, Cruciferae アブラナ科, *Cryptomeria* スギ属, Cyperaceae カヤツリグサ科, *Ephedra* マオウ属, Ericaceae ツツジ科, *Fagus* ブナ属, *Fauria* イワイチョウ属, *Fraxinus* トネリコ属, *Gentiana* リンドウ属, *Geranium* フウロソウ属, Gramineae イネ科, *Heloniopsis* ショウジョウバカマ属, *Ilex* モチノキ属, Labiatae シソ科, Leguminosae マメ科, Liguliflorae タンポポ亜科, *Ligustrum* イボタノキ属, Liliaceae ユリ科, *Lonicera* スイカズラ属, *Lycopodium* ヒカゲノカズラ属, *Mallotus* アカメガシワ属, Moraceae クワ科, *Myrica* ヤマモモ属, Orchidaceae ラン科, *Phellodendron* キハダ属, *Pinus* マツ属, *Platycarya* ノグルミ属, *Podocarpus* ナギ属, *Potentilla* キジムシロ属, *Pterocarya-Juglans* サワグルミ属—オニグルミ属, *Quercus (Cyclobalanopsis)* コナラ属アカガシ亜属, *Quercus (Lepidobalanus)* コナラ属コナラ亜属, Ranunculaceae キンポウゲ科, *Reynoutria* タデ属イタドリ節, Rhamnaceae クロウメモドキ科, Rosaceae バラ科, *Salix* ヤナギ属, *Sanguisorba* ワレモコウ属, *Sciadopitys* コウヤマキ属, *Selaginella* イワヒバ属, *Symplocos* ハイノキ属, Taxaceae-Cupressaceae-Cephalotaxaceae イチイ科—ヒノキ科—イヌガヤ科, *Thalictrum* カラマツソウ属, *Tilia* シナノキ属, *Tsuga* ツガ属, Tubuliflorae キク亜科, *Ulmus-Zelkova* ニレ属—ケヤキ属, Umbelliferae セリ科, *Veratrum* コバイケイソウ属, *Weigela* タニウツギ属.