

長野県中部における小坂田ローム層降灰期の古気候

酒 井 潤 一

信州大学理学部地質学教室

(1973年3月8日受理)

〔I〕ま え が き

長野県中南部には、御岳、ハケ岳などの火山噴出物を伴った泥炭層が各地に分布している。その代表的なもの1つが、長野県上伊那郡辰野町小野の駒沢川ぞいに分布する小野泥炭層である。この泥炭層は、そのいくつかの層準に小坂田ローム層に属する浮石の密集帯をはさむ。KOBAYASHI, K. and SHIMIZU, H. (1966) は、この泥炭層中部の浮石を Pm-3 (御岳第3浮石層) と考え、同層準の木片より、その年代を $35,700 \pm 1,400$ ^{14}C 年B. P. と報告した。しかし、最近、松本盆地の中～上部洪積統の再検討をおこなった松本盆地団体研究グループ (1972) は、小野泥炭層中における Pm-3 の層準について疑問を表明した。さらに、酒井潤一・下野正博 (1972) は、松本盆地と伊那谷に分布する小坂田ローム層を再検討し、小林ら (小林国夫, 1961; KOBAYASHI, K. and SHIMIZU, H., 1962; 1966) が6枚とした浮石層 (Pm-1', Pm-1, Pm-2, Pm-2', Pm-3, Pm-3') を12枚の浮石層に区分しなおした。すなわち、下位のものから、Pm-1', Pm-1A, Pm-1B (以上、Pm-1 グループ)、Pm-2A, Pm-2B (以上、Pm-2 グループ)、Pm-3A, Pm-3B, Pm-3C, Pm-3D, Pm-3E, Pm-3F, Pm-3G (以上、Pm-3 グループ) である (第7図)。そして、小野泥炭層に含まれる浮石は、Pm-3E と Pm-3F であり、 $35,700 \pm 1,400$ ^{14}C 年B. P. の層準は、この両浮石層の間にはさまれるものと考えた。

この論文では、酒井・下野 (1972) の成果の上にならって、

- (1) 小野泥炭層の堆積時期を、火山灰層位学的に、厳密に決定し、
- (2) 小野泥炭層中の花粉化石および大型植物遺体の変遷を明らかにし、
- (3) さらに、御岳起源の浮石を含む松本盆地の中山泥炭層 (松本盆地団体研究グループ, 1972) と小野泥炭層との層位関係をはっきりさせ、両泥炭層堆積時期における古気候の変遷について、検討をおこなう。

この論文をまとめるにあたり、京都大学理学部地質学教室の中沢圭二・亀井節夫の両先生には御指導を受け、研究の施設を使用させていただいた。松本盆地団研の方々、とくに信州大学理学部地質学教室の郷原保真・熊井久雄・山下昇の諸氏には、野外調査ならびにまとめの際に有益な御教示をいただいた。福島大学教育学部地学教室の鈴木敬治氏には植物化石について、大阪教育大学附属高校の野口寧世氏には中山泥炭層の珪藻化石について、長野県林業指導所の大木正夫氏には現生の植生について、それぞれ有益な御教示をいただいた。京都大学理学部地質学教室の飯田祥子氏には試料採取を、信州大学理学部地質学教室の下野正博氏には浮石中の強磁性鉱物のキュリー温度測定を、それぞれ手伝っていただき、同じく藤田敬氏

には図表の製図をしていただいた。以上の方々に厚くお礼申しあげる。

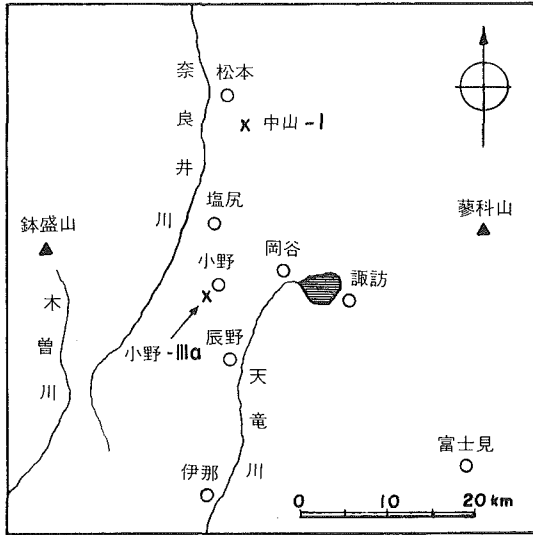
〔Ⅱ〕 小野泥炭層の地質

(A) 層相および産状

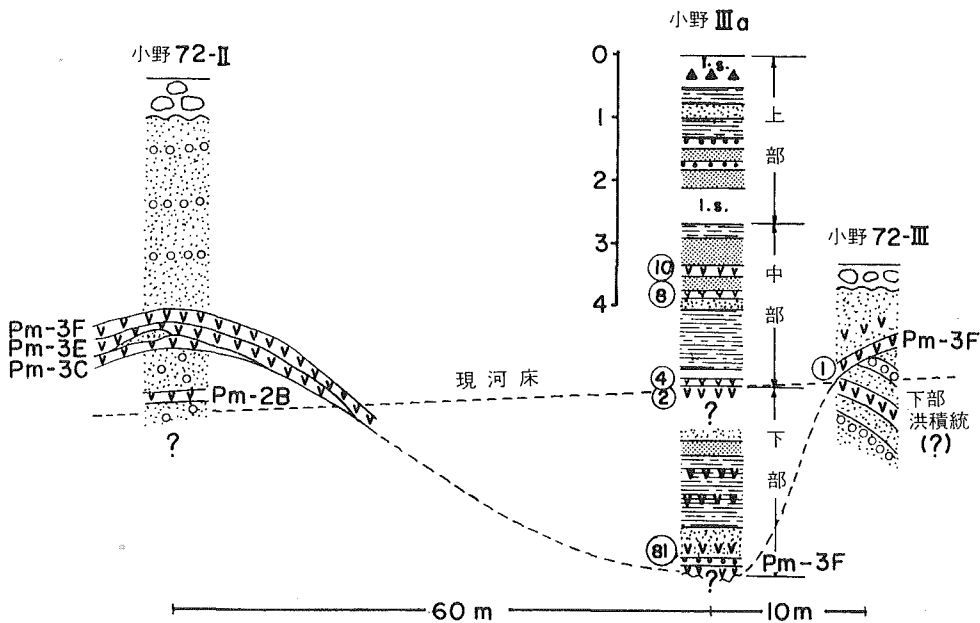
小野泥炭層の堆積面は海拔 850m の高さにあり、その層厚は約 8 m である。ただし、露頭

で観察できる部分は上部・中部の約 5 m で、下部の 3 m については、駒沢川河床においてハンド・オーガーによるボーリングを実施し、試料を採取した。

試料採取地点（小野Ⅲa, 第 1 図および第 2 図）において、下部の 3 m は泥炭質シルト層と泥炭質中粒砂層の互層であり、全体的に浮石（粒径 2~5 mm）が散在している。中部は泥炭層と泥炭質シルト層~細粒砂層の互層であり、いくつかの層準に浮石が密集している。また、大型植物遺体も多い。上部の 2.5 m では、粗粒堆積物が再び多くなり、泥炭質シルト層と砂層の互層となる。また、



第 1 図 試料採取地点



第 2 図 小野Ⅲa およびその付近における模式柱状図，凡例は第 5 図と同じ。

全体的に火山灰質であり、特に最上部数十cmは、火山灰質シルト層となり、スコリアを含む。

小野泥炭層の基底面は凹凸がはげしく、試料採取地点より約10m上流では(小野72-III, 第2図), 下位の傾斜した砂礫層(下部洪積統?)が河床に露出し, その上を小野泥炭層が不整合におおう。また, 試料採取地点より約60m下流では(小野72-II, 第2図), 小坂田ローム層のPm-2B(酒井・下野, 1972)を含む淘汰不良の砂礫層が河床に露出し, その上をPm-3Cが不整合におおう。Pm-3Cの上には, Pm-3E, Pm-3F(ともに風成)が整合に重なる。その上には, これらの浮石層をほとんど削ることなく, 泥炭質粗粒砂をはさむ砂礫層がアバットしている。この砂礫層は, 上流に向かって次第に層相を変え, 試料採取地点の泥炭質堆積物に連続する。

試料採取地点において, 泥炭層の発達是最もよく, その基底面是最も深い。

(B) 浮石

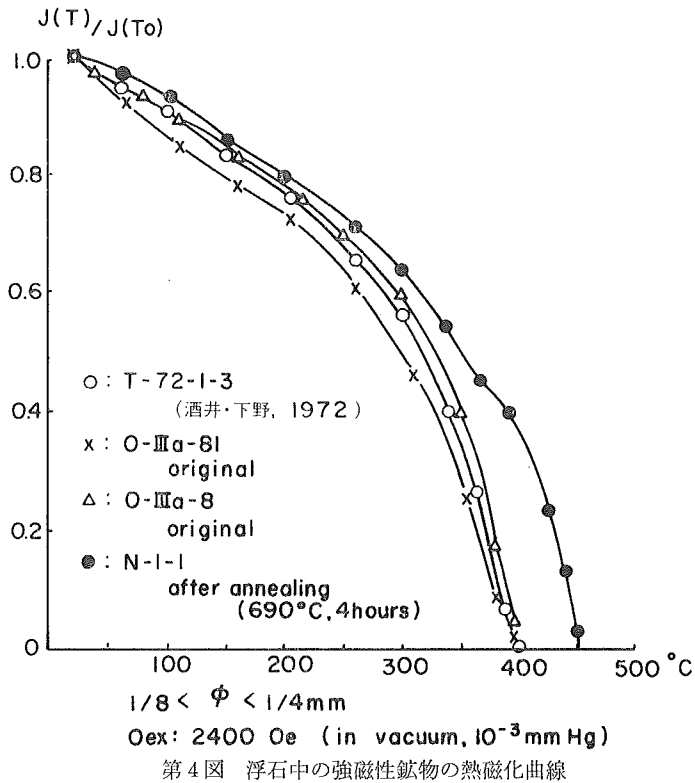
小野IIIaにおいて, 河床面下275cmの泥炭質細粒砂層より採取した浮石(小野IIIa-⑩)と同IIIa中部の浮石(小野IIIa-②, ④, ⑧, ⑩)および小野72-IIIにおける泥炭層最下部の浮石(小野72-III-①)の重鉱物組成を第3図に示す。

小野IIIa-⑩, ②, ④, ⑧, ⑩, 小野72-III-①は, いずれも全鉱物(グラスを含む)に対する重鉱物の重量比(以下, 重鉱物比またはH/Tと略する)が10%前後である。重鉱物組成は, しそ輝石が50%前後, 角閃石と普通輝石がそれぞれ10%前後であり, ジルコンと黒雲母を含まない。この組成は, 小野付近に分布するPm-3グループの浮石のうち, Pm-3EとPm-3Fにほぼ一致する。しかし, 角閃石の含有量がやや多いことからみて, Pm-3Cが混っている可能性が強い。

これら浮石の強磁性鉱物のJ-T曲線(熱磁化曲線)は単一相を示し, キュリー温度(Tc)は400°Cである(第3図および第4図)。これらの結果は, 酒井・下野(1972)によるPm-3グループの浮石に一致する。キュリー温度およびJ-T曲線からみて, 小野泥炭層中の浮石

samples	H/T	magnetite	hypersthene	hornblende	augite	zircon	biotite	others	T c
	25%	50%	50%	50%	50%	50%	50%		
O-IIIa-⑩	■	■	■	■	■				400°C
⑧	■	■	■	■	■				400°C
④	■	■	■	■	■				400°C
②	■	■	■	■	■				400°C
⑩	■	■	■	■	■				400°C
O-72-III-①	■	■	■	■	■				400°C
O-72-II-6	■	■	■	■	■				400°C
2	■	■	■	■	■				400°C
1	■	■	■	■	■				400°C
N-1-⑩	■	■	■	■	■				450°C
①	■	■	■	■	■			+(apatite)	

第3図 浮石の重鉱物組成および強磁性鉱物のキュリー温度(Tc), O-12-II-6(Pm-3F), 同2(Pm-3E), 同1(Pm-3C)は酒井・下野(1972)より引用。



に Pm-1 グループ、Pm-2 グループの浮石が混っている可能性はない。

重鉱物組成、J-T 曲線およびキュリー温度より、小野 IIIa における各層準の浮石は、いずれも Pm-3E または Pm-3F である。それでは、小野泥炭層において、Pm-3E、Pm-3F の降灰時期を示す層準はどこになるのか？

小野 IIIa 付近における浮石層の産状は、

(1) 小野 72-II において、Pm-3C と Pm-3E は谷地形が形成されつつある時期（泥炭層堆積前）に降灰したことを示している。

(2) 小野 72-II において、Pm-3E は細粒（1~2 mm）、Pm-3F は粗粒 2~5 mm である。小野 IIIa の各層準の浮石はいずれも粗粒であり、Pm-3F の可能性が強い。

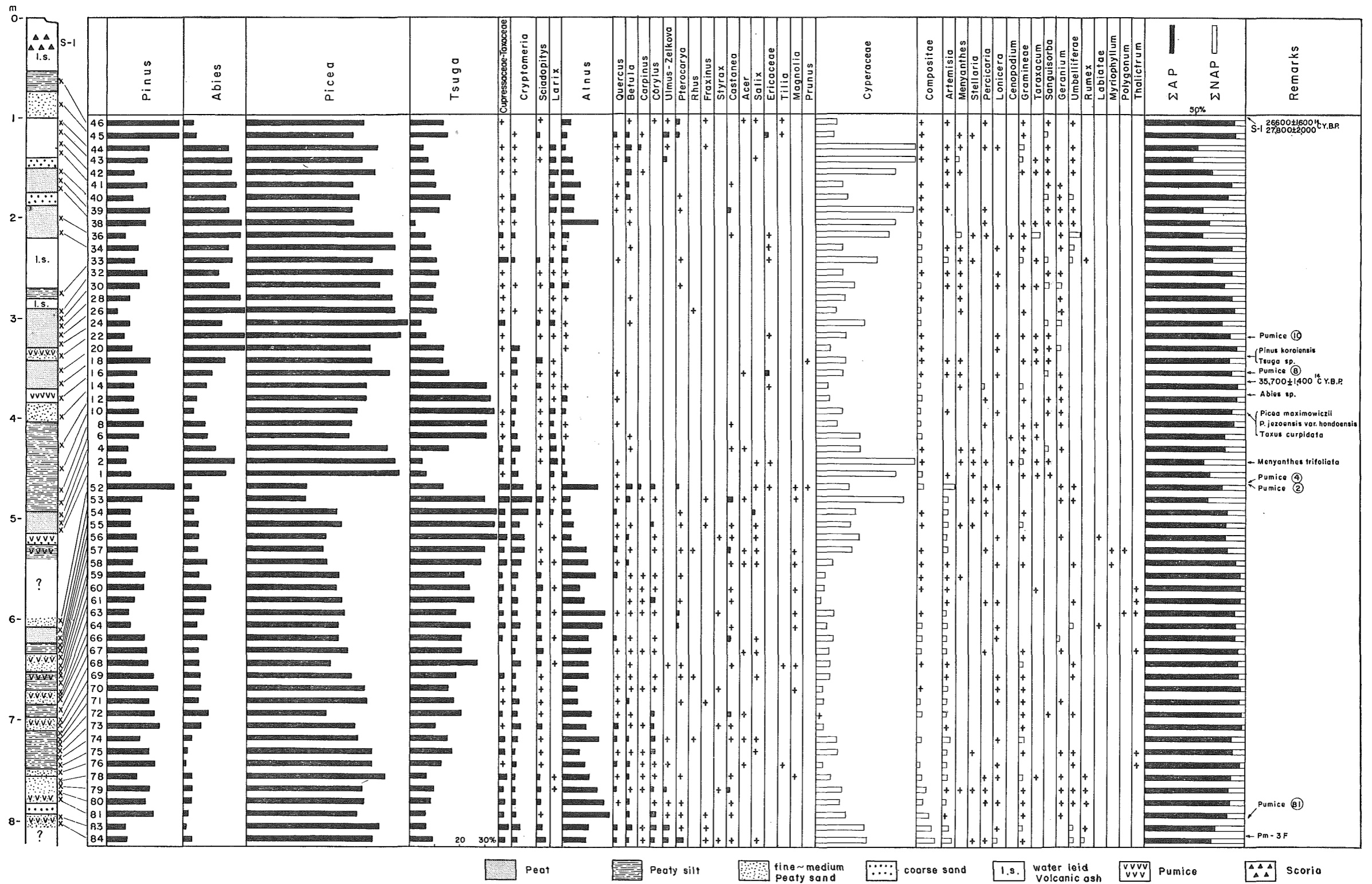
(3) 小野 IIIa において、各層準の浮石はかなり密集しているものの、浮石のみで単層をなしていない。

(4) 小野付近では、Pm-3D、Pm-3G の分布は確認されていない。

これらの事実は、最下部の小野 IIIa-⑧のみが Pm-3F の降灰時期に近い層準であり、これより上部のものは、Pm-3C、Pm-3E が混った Pm-3F の再堆積か、Pm-3G より上の火山灰中に散在する浮石（酒井・下野, 1972）の可能性が強いことを示している。

(C) 小野泥炭層の堆積時期

(1) 小野泥炭層最上部には S-1（御岳第 1 スコリア）が含まれる。S-1 は $26,600 \pm 1,600$



第5図 花粉ダイアグラム, +印は1%以下。

^{14}C 年B. P., $27,800 \pm 2,000$ ^{14}C 年B. P. である (Quaternary Research Group of the Kiso Valley and K. KIGOSHI, 1964)。

(2) 小野泥炭層中部の木片は $35,700 \pm 1,400$ ^{14}C 年 B. P. である (KOBAYASHI, K. and SHIMIZU, H., 1966)。

(3) 小野泥炭層最下部に含まれる Pm-3F の層準に関する ^{14}C 年代資料はない。しかし、Pm-3F より下位の Pm-3A は $>42,000$ ^{14}C 年B. P. と報告されている [小林国夫・ほか (1971) の Pm-2']。この測定値と Pm-3F は小野 IIIa において、 $35,700 \pm 1,400$ ^{14}C 年B. P. の層準より約 4 m 下位にあり、その間の堆積物はかなり粗粒であることから、Pm-3F の降灰時期は 38,000 年B. P. 前後と推定される。

前述の(1), (2), (3)から、小野泥炭層の堆積時期はほぼ 38,000 年B. P. から 27,000 年B. P. にわたるものである。

〔Ⅲ〕 花粉化石および大型植物遺体

(A) 花粉化石

処理方法：10% KOH (1 昼夜) — 水洗 — 混酸 ($\text{HNO}_3 : \text{HCl} : \text{H}_2\text{O} = 1 : 1 : 1$, 湯煎 3 分) — 水洗 — 10% KOH (湯煎 4 分) — 水洗 — HF (1 昼夜) — アセトリシス処理 (30 秒) — 水洗 — グリセリン・ゼリーで封入。

検鏡は 600 倍で、主要樹木花粉が 300~400 個に達するまで行なった。花粉ダイアグラム (第 5 図) において、各樹木花粉は総樹木花粉 (ΣAP) の百分率で表わされ、各草本花粉は総樹木花粉と総草本花粉の和 ($\Sigma\text{AP} + \Sigma\text{NAP}$) の百分率で表わされている。樹木花粉、草本花粉ともに出現率が 1% 以下のものは、+印で表現されている。ダイアグラムにおいて、試料 1 と 52 の間には、試料採取ができなかったために、約 80cm の間隙がある。

全試料をとおして、樹木花粉では針葉樹が圧倒的に多い。なかでも *Picea* は試料 52 と 53 を除けば、常に 35~60% の高率を占める。

Picea は最下部で 50~55% を占めるが、上方に向かって徐々に減少し、上からほぼ 6 m の層準 (試料 52, 53) では 25% と最低の出現率を示す。上からほぼ 5 m の層準 (試料 1, 2, 4) では急に高い出現率を示すが、それより上部では 40% 位に減少した後、上方に向かって再び増加し、上からほぼ 3 m の層準で 65% とピークを示す。*Tsuga* は *Picea* とほぼ正反対の出現傾向を示す。最下部では 10% 前後出現し、上方に向かって増加し、試料 54, 55, 56 で 35% のピークをなす。試料 52, 1, 2 では急減し、試料 6 から 12 で再び 30% のピークを示す。それより上部では徐々に減少する。*Abies* は最下部の 1~2% から上方に向かって増加し、試料 20~44 では 20~25% と安定した出現率を示す。最上部では急減する。*Pinus* はその出現率に大きな変動がなく、全般的にほぼ 10~20% である。ただし、最上部ではほぼ 30% の高率となる。Cupressaceae-Taxaceae, *Cryptomeria*, *Sciadopitys* はいずれも低率であり、ほぼ同様の出現傾向を示す。これらの花粉は、下部から中部にかけて、2~5% とほぼ安定して出現し、試料 52, 53, 54 付近でピークを示す。上部では 1% 以下となる。*Larix* は、特に *Sciadopitys* と対照的な出現傾向を示し、上からほぼ 5 m と 2 m の層準でのみ、2~3% 出現する。

広葉樹の花粉はすべて落葉広葉樹であり、*Alnus* を除けば、いずれも低率である。*Alnus*

は、下部において10~20%の高い出現率を示すが、中部ではほとんど出現せず、上部で再び5~10%となる。*Alnus* 以外の落葉広葉樹では、*Quercus*, *Ulmus*-*Zelkova*, *Betula*, *Carpinus*, *Corylus*, *Pterocarya*, *Castanea* が比較的安定した出現率を示すが、いずれも5%以下である。出現の傾向は *Alnus* と同じであり、下部の試料84から52までと最上部の40から46において2~3%の出現率を示す。そのうちでも、最下部、上からはほぼ6mの層準および最上部においてやや高率となる。中部(試料1~39)においては、広葉樹花粉はほとんど出現しない。

草本花粉は、下部と上部で比較的顕著に出現する。草本花粉のうちでは、Cyperaceae が非常に多く、次いで Compositae, *Artemisia* がやや目立った出現率を示す。Compositae, *Artemisia* は下部、特に最下部で顕著に増加し、上部ではほとんど出現しない。一方、*Menyanthes*, *Taraxacum*, *Sanguisorba*, Umbelliferae は中上部~上部でやや目立った出現率を示す。

(B) 大型植物遺体

上から5mの層準の泥炭層より *Menyanthes trifoliata* L. (ミツガシワ)の種子を多産した。

花粉試料8から10の層準より、*Picea maximowiczii* REGEL (ヒメバラモミ)の毬果を多産し、その他、若干の *Picea jezoensis* CARR. var. *hondoensis* REHD. (トウヒ), *Taxus cuspidata* SIEB. et ZUCC. (イチイ)を産した。*Picea maximowiczii* REGEL は破損していない完全な毬果が多く、*Picea jezoensis* CARR. var. *hondoensis* REHD. の毬果は、あまり破損してはいないが、表面の磨耗したものが多い。この事実は、前者はほぼ現地性であること、後者は、その産出個体が少ないこととともに、あまり遠くない上流地域から運ばんされてきたものであることを示している。

花粉試料14の層準からは *Abies* sp., *Picea* sp. の葉を多産した。ともに種は不明であるが、*Picea* は葉の横断面(菱形)からみて、トウヒ型ではなくヒメバラモミ型である。すぐ下位に *Picea maximowiczii* REGEL の毬果が多産することから、この層準の *Picea* も *Picea maximowiczii* REGEL の可能性が強い。なお、この層準から *Abies veitchii* LINDL. (シラベ)が報告されている(鈴木敬治, 1967)。

花粉試料18~20の層準からは、*Pinus koraiensis* SIEB. et ZUCC. (チヨウセンゴヨウ)の種子、*Tsuga* sp. の毬果を産した。

(C) 植生および古気候

小野泥炭層は、小規模な山間盆地に堆積しており、まわりはすべて海拔1,500m前後の山地である。特に西側の山地は、南にのびて、3,000m級の中央アルプスに続いている。これらの地形からみて、花粉化石にはまわりの山地から飛来したものがかなり混っている可能性がある。一方、泥炭層堆積場所より低地の花粉が混る可能性は少ない、という点は重要である。

伊那谷、松本盆地、木曾谷などでは、小坂田ローム層中部~上部にかけて、草本の茎と推定される直立した細長い炭質物が多量に含まれている。しかし、これらのローム層中には、樹木の痕跡(根や樹幹)は観察されない。したがって、火山灰が降り積もっていた当時の平坦な地形面上には樹木は生育せず、草原状であったと推定される。この推定をうらづける

ものとして、小野に近い辰野町平出において、小坂田ローム層の Pm-3E [小林国夫・ほか(1971)の Pm-3] 直下から、草原性¹⁾の野牛 (*Bison*) 化石を産している。

上に述べたような条件を考慮して、当時の植生を推定すれば

(1) 傾斜地や山地など火山灰がすぐに流失してしまふところでは、*Picea maximowiczii* REGEL を主とし、*Pinus koraiensis* SIEB. et ZUCC., *Tsuga*, *Abies veitchii* LINDL., *Taxus cuspidata* SIEB. et ZUCC., *Cryptomeria japonica* D. DON, *Sciadopitys verticillata* SIEB. et ZUCC. を混えた針葉樹林が優占し、落葉広葉樹では *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Ulmus-Zelkova*, *Corylus* などが若干混っていた。これらよりも少し高所には、*Picea jezoensis* CARR. var. *hondoensis* REHD. が生育していた。

(2) 平坦な地形面上では、Cyperaceae を主とし、Compositae, *Artemisia* などを混えた草原が広がっていた。

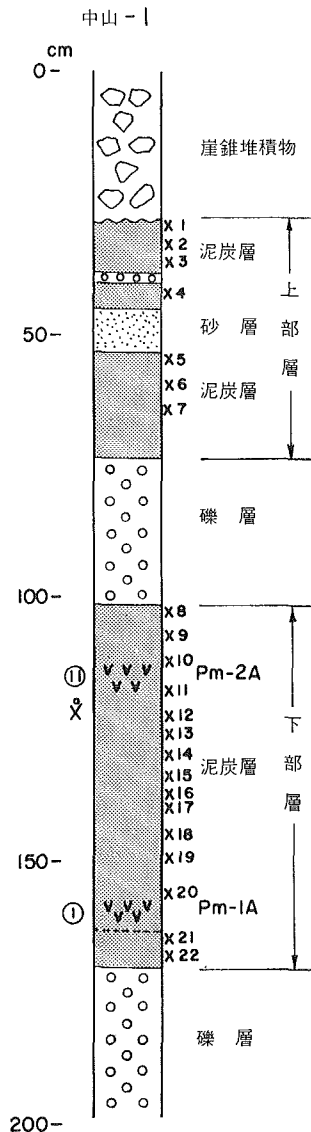
(3) 湿地には、Cyperaceae をはじめとし、*Menyanthes*, Umbelliferae, *Myriophyllum* などの草本・水草が優占していた。

これらの植生、特に(1)の植生よりみて、小野泥炭層堆積当時の気候は、一般的に現在よりも寒冷であった。なかでも、中部は最も寒冷な気候を示す。一方、最下部と最上部は比較的温暖であり、下部から中部にかけても、若干温暖化の傾向がみられる。

中部の寒冷気候は、ほぼ 36,000 年 B. P. の層準より出現し始め、落葉広葉樹がほぼ完全に姿を消してしまうこと、トウヒが泥炭層堆積場所のすぐ近くまで低下していたことなどより、かなりの寒冷化が推定される。

〔Ⅳ〕 松本盆地の中山泥炭層

松本盆地東縁部に分布する中山泥炭層(標高750m)について、松本盆地団研(1972)は、最下部に Pm-1A が含まれることを報告した。その後、筆者は中山泥炭層と小坂田ローム層とのより精密な対比をおこなうために、中山泥炭層中の浮石を分析しなおした(第3図および第6図)。泥炭層最下部の浮石(N-I-①)は、重鉍物組成、強磁性鉍物の J-T 曲線(第4図)、キュリー温度(450°C)から典型的な Pm-1A である。泥炭



第6図 中山泥炭層の模式柱状図、右側の数字は花粉試料(松本盆地団研, 1972), X印はヒメバラモミ毬果, 左側の①と②は浮石試料

1) 亀井節夫氏の御教示による。

層中下部の浮石 (N-I-⑩) は、しそ輝石、角閃石の含有量が多く、ジルコン、黒雲母を含むことから Pm-2A である。しかし、典型的な Pm-2A の重鉱物組成と比べ、しそ輝石が少なく、磁鉄鉱が多いので、Pm-1A が混っている可能性が強い。この Pm-2A の直下から、*Picea maximowiczii* REGEL の毬果が多産した (松本盆地団研, 1972)。Pm-2A より上部には浮石が含まれていないので、上部 2 枚の泥炭質シルト層と小坂田ローム層との正確な対比は困難である。しかし、酒井・下野 (1972) は、松本盆地において Pm-1 グループ、Pm-2 グループの時期は静穏であり、細粒な堆積物が形成されていたが、Pm-3 グループの時期になって急に大規模な礫層 (波田礫層) の堆積が始まったことを報告している。これらのことから、中山泥炭層の最上部は Pm-2B~Pm-3A の層準を示すものと推定される。したがって、小野泥炭層最下部と中山泥炭層最上部との間には若干の間隙 (ほぼ Pm-3A~Pm-3E の期間) がはさまれる。

Pm-2A の層準を明確にしたうえで、松本盆地団研 (1972) による中山泥炭層の花粉ダイアグラムを見なおせば、Pm-1A から Pm-2A のやや上の層準までは、*Picea* が圧倒的に多く 60~75% を占めている。そして、*Cryptomeria*, *Tsuga*, *Sciadopitys*, Cupressaceae-Taxaceae を加えると針葉樹が 90~95% の高率となる。それに対して、上部 2 枚の泥炭質シルト層では *Picea* が次第に減少し (35~40%)、針葉樹では *Cryptomeria* が増加する。落葉広葉樹では、*Ulmus-Zelkova*, *Alnus*, *Pterocarya*, *Fraxinus*, *Castanea* および草本花粉も著しく増加し、Pm-2A 以後における温暖化を示している。この温暖化は、先に述べたように若干の間隙をはさんで、小野泥炭層最下部の温暖化に続き、一連の温暖気候を示す可能性が強い。

一方、Pm-1A から Pm-2A にかけての寒冷気候は、*Picea* が *Picea maximowiczii* REGEL を主とすることから、あまり厳しい寒冷気候ではなかったものと推定される。この推定は珪藻化石からも支持される¹⁾。野口寧世によれば、Pm-1A から Pm-2A にかけての中山泥炭層には、*Diploneis yatukaensis* OKUNO (この種は現存する *Diploneis ovalis* の変種であろう) が卓越する。これらは、寒冷で広い水面をもつ浅水湖沼に生育し、透明度が高く、シリカの多い水を必要とする。冬期の結氷もあまり長期間にわたらない湖沼を好むという。

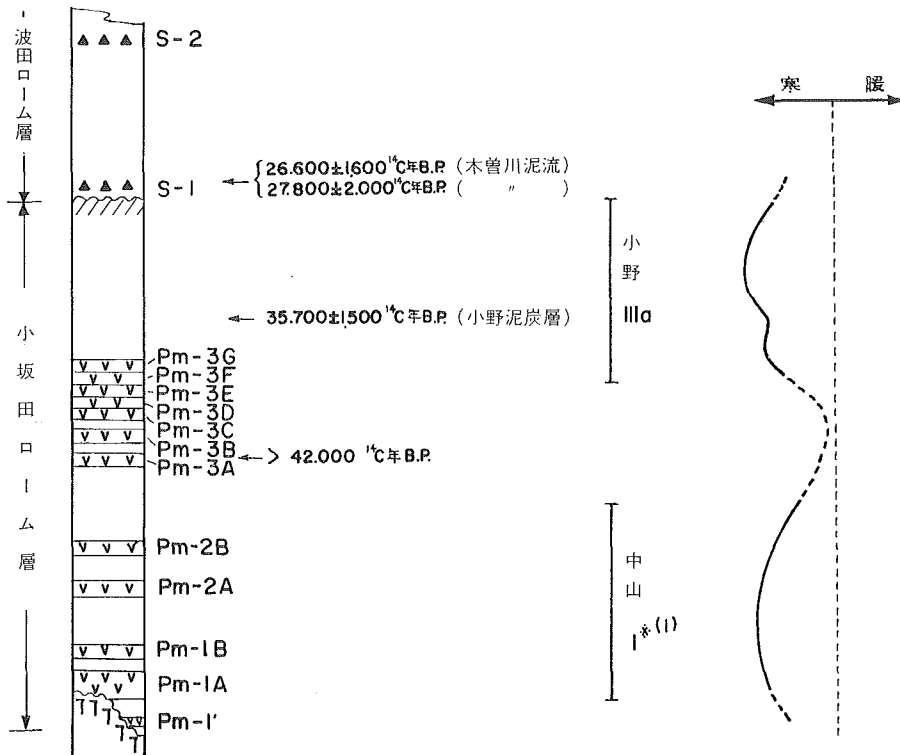
〔V〕ま と め

小野泥炭層と中山泥炭層は、その間に若干の間隙をはさむものの、小坂田ローム層のほぼ全降灰時期を代表する堆積物である。長野県中部において、これら両泥炭層が示す小坂田ローム層降灰時期の古気候は、次のような変遷をたどった (第 7 図)。

(1) 中山泥炭層下部 (Pm-1A からほぼ Pm-2B の層準まで) は、かなり寒冷であった。松本盆地周辺には、*Picea maximowiczii* REGEL を主とする針葉樹林が茂り、落葉広葉樹はほとんどなかった。盆地内の低地には、浅い湖沼が広がり、シリカに富み透明度の高い水の中には *Diploneis yatukaensis* OKUNO などの珪藻類が繁殖していた。夏はかなり涼しく、冬の寒さはそれ程厳しいものではなかった。

(2) 中山泥炭層上部~小野泥炭層下部 (ほぼ Pm-2B から Pm-3F よりやや上の層準まで)

1) 野口寧正氏の御教示による。未公表の資料を使用させていただき感謝する。



第7図 小野泥炭層と中山泥炭層における気候変化概念図, ※(1)は松本盆地団研 (1972)

は、比較的温暖であった。中山、小野ともに、*Picea maximowiczii* REGEL を主とした針葉樹が減少し、*Cryptomeria* と *Pterocarya*, *Alnus*, *Ulmus-Zelkova*, *Corylus*, *Castanea* などの落葉広葉樹が増加した。

なお、この時期の末期頃（小野泥炭層下部のうちトップに近い層準）、次第に寒冷化しつつある過程で、短期間の温暖期をはさむ。

(3) 小野泥炭層中部（35,700±1,400 ¹⁴C年B.P. よりやや下の層準からほぼ30,000年B.P. 前後の層準まで）は著しい寒冷気候を示す。小野においては、*Picea maximowiczii* REGEL, *Pinus koraiensis* SIEB. et ZUCC., *Abies veitchii* LINDL., *Tsuga*（おそらくコマツガ）, *Larix leptolepis* MURRAY を主とした針葉樹林が茂り、落葉広葉樹はほとんど姿を消した。小野泥炭層堆積場所よりわずかに高い所まで *Picea jezoensis* CARR. var. *hondoensis* REHD. の生育地は低下していた。

この時期および(2)の時期において、段丘面などのような平坦な地形面上は草原状であったが、その主な原因は火山灰の降灰によるものと推定される。

(4) 小野泥炭層上部（ほぼ30,000年B.P.～ほぼ27,000年B.P.の層準）は温暖化の過程を示す。(3)の時期の針葉樹が減少し、*Alnus*, *Betula*, *Ulmus-Zelkova*, *Pterocarya* などの落葉広葉樹が増加した。

〔VI〕引用文献

- 小林国夫 (1961) : いわゆる“信州ローム”, 地質雑, 67巻, 784号, 32—47ページ.
- KOBAYASHI, K. and SHIMIZU, H. (1962) : Pleistocene Tephra in the Northern Part of Ina Valley, Central Japan, *Jour. Fac. Lib. Arts and Sci., Shinshu Univ.*, No.12, Part II, P.20—45.
- KOBAYASHI, K. and SHIMIZU, H. (1966) : Significance of the Ikenotaira Interstadial indicated by Moraines on Mt. Kumazawa of the Kiso Mountain Range, Central Japan, *Jour. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, Vol.1, No.2, P.97—113.
- 小林国夫・小林武彦・清水英樹 (1971) : 御岳火山噴出物による Tephrochronology, 竹原平一教授記念論文集, 191—218ページ.
- 松本盆地団体研究グループ (1972) : 松本盆地の第四紀地質の概観, 地質学論集, No. 7, 261—270ページ.
- Quaternary Research Group of the Kiso Valley and K. KIGOSHI (1964) : Radiocarbon Date of the Kiso-gawa Volcanic Mudflows and its Significance on the Würmian Chronology of Japan, 地球科学, 71号, 1—7ページ.
- 酒井潤一 (1963) : 木曾谷のローム層 I・II, 地球科学, 67号, 13—20ページ, 68号, 19—21ページ.
- 酒井潤一・下野正博 (1972) : 松本盆地南部と伊那谷における小坂田ローム層中の浮石層, *Jour. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, Vol.7, No.2, P.123—141.
- 鈴木敬治 (1967) : 信州南部地域の洪積統産植物化石群, 第四紀, No.11, 50—52ページ.
- 信州研究グループ (1969) : 中部地方山間盆地の第四系, 日本の第四系 (地団研専報, 15), 217—262ページ.

*Palaeoclimate During the Late Quaternary Osakada Loam
Age in Central Nagano Prefecture, Central Japan*

JUNICHI SAKAI

Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University
(Received March 8, 1973)

Summary

The Ono Peat Bed (36° N. Lat.; 850 m above sea-level), and the Nakayama Peat Bed (36°10' N. Lat.; 750 m above sea-level), both in central Nagano Prefecture, represent a nearly equal time range with that of the Osakada Loam, the late Quaternary volcanic ash beds, though a short hiatus intervenes between the two peat beds. The results of pollen analyses together with some cones, fruits and leaves reveal such palaeoclimatic fluctuations in central Nagano Prefecture as mentioned below.

- (1) The lower part of the Nakayama Peat Bed (corresponding to the horizons from Pm-1A Pumice Bed to Pm-2B Pumice Bed of the Osakada Loam)

During this stage it was fairly cool in summer, but was not so cold in winter. The main element of the coniferous forests around the Matsumoto Basin was *Picea maximowiczii* REGEL, while deciduous broad-leaved trees were rather rare in those forests. There were shallow marshes in the lowland of the Matsumoto Basin. In the clear waters with high content of silica such diatoms as *Diploneis Yatakaensis* OKUNO and others flourished. As a whole the climate of this stage was fairly cold.

- (2) The upper part of the Nakayama Peat Bed~ the lower part of the Ono Peat Bed (corresponding roughly to the horizons from Pm-2B Pumice Bed to a horizon a little above Pm-3F Pumice Bed of the Osakada Loam)

It was rather warm in this stage. Both in the Nakayama and Ono areas coniferous forests, with *Picea maximowiczii* REGEL as the chief element, declined, while deciduous broad-leaved trees gained prosperity with coniferous *Cryptomeria* and such broad-leaves as *Pterocarya*, *Alnus*, *Ulmus* (or *Zelkova*), *Corylus* and *Castanea*.

A short period of a warm climate intervened in the last phase of this stage (a horizon near the top of the lower part of the Ono Peat Bed), when the climate as a whole was becoming cool.

- (3) The middle part of the Ono Peat Bed (corresponding to the horizons from Pm-3F Pumice Bed to the uppermost part of the Osakada Loam; or from the horizon a little below the bed of 35,700 ± 1,400 ¹⁴C y. B. P. to the bed of

30,000 y. B. P)

It was very cold in this stage. In the environs of Ono, Coniferous forests were flourishing consisting mainly of such subalpine flora as *Picea maximowiczii* REGEL, *Pinus koraiensis* SIEB. et ZUCC., *Abies veitchii* LINDL., *Tsuga* (probably *Tsuga diversifolia* MAST.) and *Larix leptolepis* MURRAY. Deciduous broad-leaved trees largely faded away. The height of the zone of *Picea jezoensis* CARR. var. *hondoensis* REHD. fell to a level a little higher than the area of the Ono Peat Bed.

During this stage and also in the stage 2, the flat lands, for instance the river terraces, were covered with such grasses as of the Cyperaceae. Probably the volcanic ash fall hindered trees to grow.

(4) The upper part of the Ono Peat Bed (from approximately 30,000 y. B. P. to approximately 27,000 y. B. P.)

It was rather cool temperate in this stage but was ameliorating. The coniferous trees declined, while such deciduous broad-leaved trees as *Alnus*, *Betula*, *Ulmus* (or *Zelkova*) and *Pterocarya* increased as compared with the preceding stage.