

長野県北西部, 青木湖の成因と周辺の最上部第四紀層

多 里英^{*1}・公文富士夫^{*2}・小林舞子^{*3}・酒井潤一^{*4}



青木湖周辺には, 後期更新世から完新世にかけての, おもに河成や湖成の堆積物が断片的に分布しており, 下位より藪沢層, 崩沢層, 神城砂礫層, 佐野坂崩壊堆積物, 青木湖成段丘堆積物, 青木湖底堆積物に分けられる。指標テフラと岩相対比によって, それらの相互関係を明らかにした。佐野坂崩壊堆積物の上位には, Dpm 火山灰層がのるとされていたが, それを再堆積物と判断し, 周辺の地史を次のように推定した。

藪沢層は, 比較的広い谷の中を南から北へ流れる蛇行河川によって形成された。その時代は5万年前以前の寒冷な時期である。約5万年前, その河川は狭い谷の中を流れる網状河川に変化した。この堆積環境の変化は, DKP 火山灰層を挟む崩沢層と神城砂礫層中部が礫を主体とすることにより示されている。約3万年前に, 西方の仁科山地で大規模な地すべり崩壊が起こり, 佐野坂丘陵が形成された。この崩壊堆積物は川をせき止め, 丘陵の南側に深い湖(青木湖)を形成した。佐野坂丘陵の北側の凹地には支谷からの堆積物供給が多く, 徐々に埋積されて, 現在の神城盆地を形成するようになった。

キーワード: 後期更新世, 完新世, 青木湖, 佐野坂丘陵, 指標テフラ

I はじめに

長野県北西部の糸魚川-静岡構造線に沿って南北に伸びる低地帯には, 北から白馬-神城盆地, 仁科三湖, 大町盆地が並んでいる。青木湖は, その仁科三湖のうちの最北に位置し, その北側を佐野坂丘陵にせき止められる形となっている。この佐野坂丘陵の地形的特異性は, 古くから注目されてきた。また, 青木湖周辺には古くから, 南北に延びる新期の断層についての報告があり(堀江, 1957; 金子, 1958), 最近では, 盆地の西縁をなす西落ちの逆断層(神城断層)が, 糸魚川-静岡構造線の活断層として注目されている(東郷ほか, 1996 など)。

青木湖の成因については, 単なる断層湖ではなく, 佐野坂丘陵がかつての蛇川をせき止めたことを直接の原因とする見解が多い(山下ほか, 1985 など)。佐野坂丘陵の形成については, モレーン説(小川, 1931), 火山岩の噴出説(八木, 1934), 東西から起こった地滑り説(尾原, 1956)などの諸説があり, 最近では西側山地の崩壊に

よって形成されたという見解が有力である(町田, 1979; 山崎, 1979; 山下ほか, 1985)。しかし, その形成プロセスや時期についての詳細には不明な点が多い。特に形成時期については, この丘陵を覆う風成層の最下部に指標テフラ層 Dpm が存在することから10万年以上前とされている(町田, 1979)が, このことは青木湖の形成が3万年ほど前とする湖底ボーリング調査に基づく見解(地質調査所, 1988; 公文, 1994)と矛盾する。

そこで本研究では, 青木湖周辺地域の更新世後期以降の地層の形成過程を解明することとともに, 特に佐野坂丘陵の形成年代の再検討した。その結果, 明らかになった青木湖周辺の更新世後期以降の地史について報告する。調査範囲は, 木崎湖の北方から神城盆地にかけての南北に延びる凹地とその周辺である。

II. 地形・地質概説

調査地域の西側には, 険しい地形をなす標高1,300~2,000 m の仁科山地がほぼ南北に延びている。一方, 東

1998年7月15日受付。1999年9月11日受理。

*1 ミヤマ(株) 〒381-2283 長野市丹波島1-1-12。

*2 信州大学理学部物質循環学教室 〒390-8621 松本市旭3-1-1。

*3 信州大学大学院工学系研究科専攻 〒390-8621 松本市旭3-1-1。

*4 信州大学理学部地質科学教室 〒390-8621 松本市旭3-1-1。

側は仁科湖東丘陵と呼ばれ、標高1,200m以下の比較的なだらかな山地となっている。これらの山地と丘陵の間には南北に細長い低地帯が延びており、南から木崎湖、中綱湖、青木湖の順で仁科三湖が並び、佐野坂丘陵を挟んでその北に神城盆地が広がっている。佐野坂丘陵は、北へ流れる姫川水系と南へ流れる農具川水系との分水嶺になっている。この低地帯を境にして東西の地層がまったく異なっていることから、低地帯に沿って地質構造境界としての糸魚川—静岡構造線が認められている。

調査地域の地質図を図1に示す。仁科山地には、下位より先新第三系の神城層・木崎層・木崎流紋岩・青木花崗岩が分布する(加藤ほか, 1989)。神城層は仁科山地の北部に分布し、塩基性火山岩類・チャート・泥質岩・石灰岩から構成される上部古生界である。木崎層はおもに

砂岩や礫岩を挟む頁岩から構成されるジュラ系である。木崎流紋岩は白亜紀前期の火山噴出物で、これら古期の地層を覆って仁科山地の南部に分布する。その後貫入した白亜紀の青木花崗岩が仁科山地の中央部を占める。青木花崗岩の貫入により、周辺の神城層・木崎層・木崎流紋岩は弱い熱変成を受けている。一方、東側の仁科湖東丘陵には新第三系的美麻累層・太郎山安山岩・大峰累層が分布している。これらは、砂岩や礫岩などの碎屑岩とともに、多量の凝灰岩や安山岩などの火山噴出物で構成されている(加藤ほか, 1989)。

南北に延びる低地帯には、後期更新世～完新世の水成層や崩壊堆積物、扇状地堆積物、崖錐堆積物が分布している。これらのうち、扇状地堆積物と崖錐堆積物をのぞいて、次章において詳述する。

III. 青木湖周辺の第四系

糸魚川—静岡構造線沿いの低地帯を埋める後期更新世～完新世の水成層は、きわめて断片的な分布を示す。指標テフラを鍵層とし、分布・年代・岩相・分布高度などに基づいて、青木湖周辺の水成層をおおむね下位より、藪沢層、崩沢層、佐野坂崩壊堆積物、神城砂礫層、青木湖成段丘堆積物、青木湖底堆積物に区分した(表1, 図2)。

本調査によって見いだされた火山碎屑物については、以下の方法で分析を行った。試料を水洗・篩別し、40℃以下で乾燥した後、径1/4～1/16mmのものを、必要に応じてツレー液を用いて重液分離し、バルサムで封入してプレパラートを作製した。これを偏光顕微鏡下で観察し、砂粒組成(火山ガラス、岩片、長石、石英、重鉱物の個数比)、重鉱物組成(黒雲母、角閃石、シソ輝石、普通輝石、ジルコン、アバタイト、不透明鉱物の個数比)を求

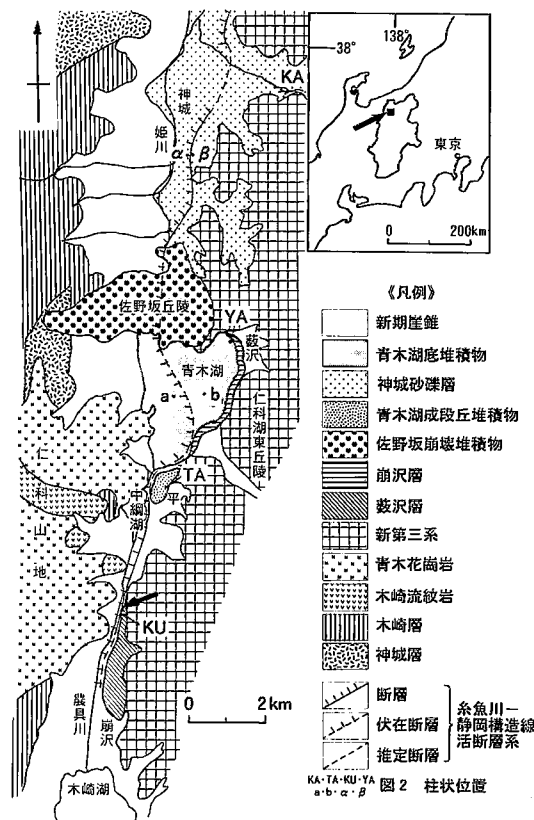


図1 調査地域の地質図および位置図

KA・TA・KU・YA・a・b・α・β: 図2の柱状位置
先第四系の地層名および分布は、加藤ほか(1989)による。α・βは下川・山崎(1987), a・bは地質調査所(1988)によるボーリング地点。

表1 層序表

時代	神城盆地	青木湖・中綱湖周辺	火山灰層
完新世		青木湖底堆積物	
	上部	青木湖成段丘堆積物	AT (2.5万年前)
更新世	中部	佐野坂崩壊堆積物	
	中部	崩沢層	DKP (5万年前)
	下部	藪沢層	Epm

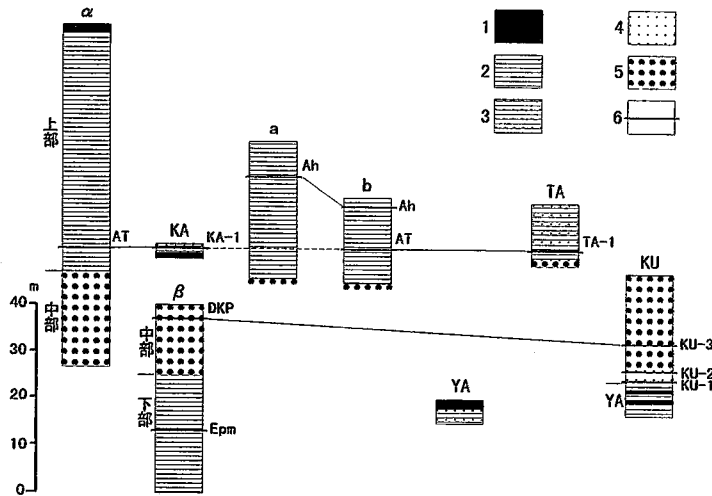


図2 青木湖周辺の最上部第四紀層の層序関係を示す柱状図

柱状図の位置は図1に示した。

1. 泥炭層 2. シルト層 3. 砂・シルト互層 4. 砂層
5. 礫層 6. 火山灰

表2 火山灰の砂粒組成、ガラスの形態・屈折率、重鉱物組成

サンプル名	砂粒組成									ガラスの形態		ガラスの屈折率(mode)					重鉱物組成							
	Glass	Rf	Fl	Qz	Hm	H	C	T	O								Bi	Ho	Opx	Cpx	Zr	Ap	Op	
KA-1	98	0	2	0	1	75	23	2	0	1.500-1.502 (1.500-1.501)	0	+	+	0	0	0	+							
TA-1	97	0	2	0	1	77	21	2	0	1.500-1.502 (1.500-1.501)	+	0	+	0	0	0	+							
KU-1	77	0	14	0	10	60	38	2	0	1.499-1.501 (1.499-1.500)	29	20	32	1	0	0	18							
KU-2	80	0	10	0	10	9	64	20	7		6	30	5	1	0	0	13							
KU-3	1	0	64	0	35	0	+	0	0		0	72	24	0	0	0	4							
SA-Dpm	42	0	34	1	23	4	33	60	2		0	7	61	10	0	0	23							

Glass: 火山ガラス Rf: 岩片 Fl: 長石 Qz: 石英 Hm: 重鉱物 H: 扁平型 C: 中間型 T: 多孔質型 O: その他 Bi: 黒雲母 Ho: 角閃石 Opx: シン輝石 Cpx: 普通輝石 Zr: ジルコン Ap: アパタイト Op: 不透明鉱物

めた。火山ガラスの形態は、吉川(1976)に基づいて扁平型、中間型、多孔質型に分け、それぞれの個数比を求めた。火山ガラスの屈折率については、標準ガラスを用いた分散法により測定した(表2)。本調査によって見いだされた指標テフラの名称や年代は町田・新井(1992)に従った。ただし、AT火山灰については村山ほか(1993)、池田ほか(1995)の値より、約2.5万年前とする。

以下に、区分した各地層について記載する。崩沢層と神城砂礫層の一部および青木湖成段丘堆積物については、花粉分析の結果も報告する。なお、花粉分析の手法は野尻湖花粉グループ(1984)に従った。各層の柱状図の位置およびボーリング位置は図1に示した。

葦沢層

減水時に青木湖東岸の湖底(図1、地点YA)において

観察したところ、標高815m付近に比高1~2mの2、3段の崖があり(図3)、植物遺体を多く含む厚さ4m以上のシルト層が露出していた(図4)。湖心側にわずかに傾斜する層理面をもつ。シルト層は青灰色~灰色で、厚さ20~30cmの砂層や厚さ10cmほどの泥炭層を挟む。明瞭な層をなす火山灰は確認できなかったが、10cmごとに採取した試料のすべてに多量の火山ガラスが含まれていた。この地層を川尻・公文(1988)は葦沢層と呼んだ。

後述の崩沢層模式地における地層のうち、不整合面より下位の部分を葦沢層に対比した。そこでは、泥炭・泥炭質シルトが主体をなし、数cm単位で互層した砂とシルトからなる厚さ数十cmの層を挟む(図5)。その上に平行葉理の発達した砂層が整合に重なる。砂層の下底部に火山ガラスを主体とした厚さ約10cmの灰白色の細



図3 青木湖北岸における藪沢層の露頭
2～3段の小規模な崖をなす。

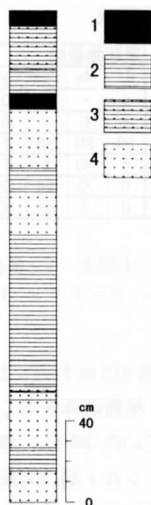


図4 藪沢層の柱状図

1. 泥炭層 2. シルト層 3. 砂質シルト層 4. 砂層

粒火山灰(KU-1)が挟まる。また、砂層の上部に直径3 mm ほどの淡黄色パミス(KU-2)が、ラミナ状に含まれている。

崩沢層の模式地における藪沢層の上部1 m についての花粉群集を図6に示す。花粉群集はNo. 1, 2とNo. 4～10の二つに区分される。トウヒ属-モミ属-マツ属

*Picea-Abies-Pinus*帯(No. 1, 2)は*Picea*, *Abies*, マツ属単維管束亜属*Pinus* subgen., *Haploxylon*といった針葉樹花粉を多産し、冷温帯落葉広葉樹花粉がほとんど産出しないことから、この時期には落葉広葉樹があまり混じらない亜寒帯針葉樹林が広がっていたと推定される。ハンノキ属-クマシデ属*Alnus-Carpinus*帯(No. 4～10)では、直前の時期と比べ針葉樹花粉がやや減少するが、ブナ属*Fagus*, ニレ-ケヤキ属*Ulmus-Zelkova*, コナラ属*Quercus*といった冷温帯における主要な分類群の花粉も目立って増加してはいないので、やや暖かくなった程度と考えられる。

下位層との直接の関係は見いだせないが、近傍に新第三系の露出がみられることから、新第三系とは不整合関係と推定される。花粉がやや寒冷な気候を示すことや、本層上位に不整合関係で重なる崩沢層中にDKP火山灰層が挟まれていることから、約5万年以前の寒冷期に形成されたものと考えられるが、正確な年代は未詳である。

崩 沢 層

木崎湖北東の崩沢から北方1.5 km にかけて、大峰丘陵の山麓部に分布し、標高820～850 m 付近に段丘面を構成する礫層を崩沢層と命名する。模式地は、木崎湖の北1.5 km, 国道西側の切り割りである(図1の地点KU)。なお、そこは国道の擁護壁工事によって覆われて

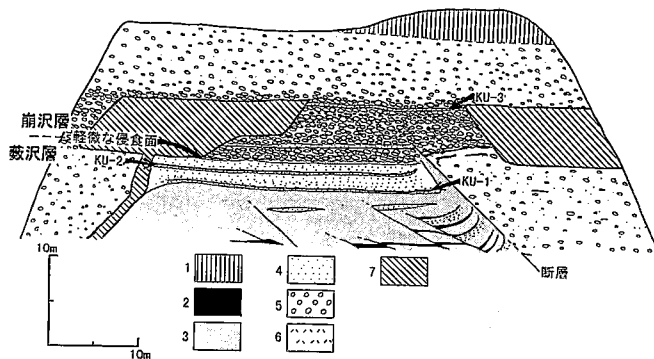


図5 崩沢層の模式露頭(KU)

下半部は藪沢層に対比される。

1. 赤褐色腐植土 2. 泥炭 3. 泥炭質シルト 4. 砂 5. 礫
6. 火山灰 7. 崩れや覆いなどで観察できない部分

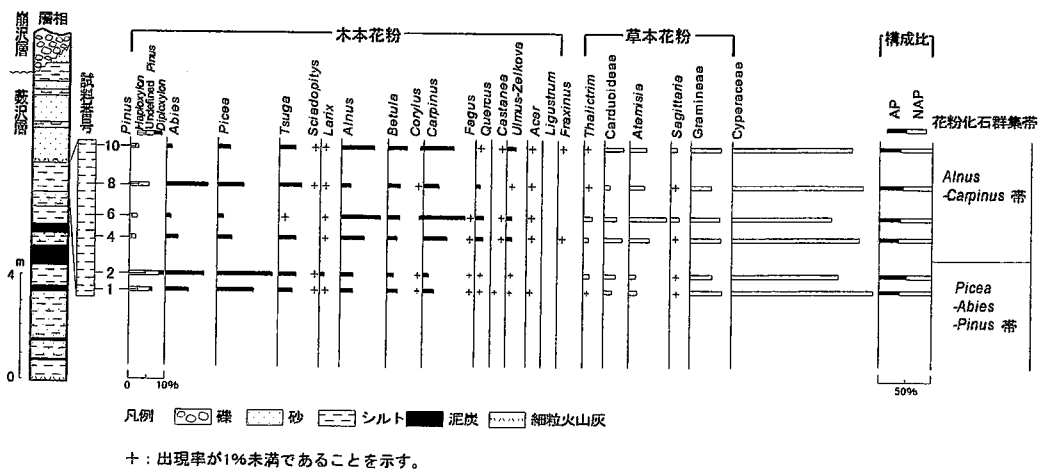


図6 藪沢層における花粉群集変遷図

しまい、現在は観察することができない。

模式地にはシルト・泥炭・砂・礫からなる30m以上の地層の重なりがある(図5)。中ほどの層面に侵食面があり、その上位が崩沢層で、下位は藪沢層である。

崩沢層は礫を主体とした厚さ20m以上の地層で、下位の砂層を軽く削り込んでいる。礫の大部分は数cm～20cmの亜円～亜角礫で、基質は茶褐色の中～粗粒砂である。礫種は灰色溶結凝灰岩が主であるが、白色酸性凝灰岩も少量含まれる。弱い成層構造を示し、数m単位で正級化-逆級化構造が発達する。インプリケーションは認められない。下位の砂層との境界から約3m上位に、

厚さ約10cmの白色細粒火山灰層(KU-3)が挟まれている。この火山灰層は、風化・粘土化した直径1mmほどの白色パミスを主体としている。また、角閃石と長柱状で扁平な晶癖をもつ紫蘇輝石を多く含む(表2)。肉眼的特徴、重鉱物組成、およびシソ輝石が特徴的な晶癖をもつことが、町田・新井(1979)などの記載と一致することから、この火山灰層は指標テフラDKPと同定される。

神城砂礫層

神城盆地を埋積する堆積物を、便宜的に神城砂礫層と命名しておく。その岩相の詳細は、下川・山崎(1987)によるボーリング調査で明らかにされたものであり、層厚

は 107 m 以上である。

神城盆地の中央部は、標高 735 m 前後の埋積面をなしている。その東側は、神城断層にあたる比高 10 m 前後の断層崖に境され、標高 745~750 m 付近に平坦面が発達している。

神城断層を挟んだ地点 α , β (図 1) で行われたボーリング調査により、地点 α では深度 80 m, 地点 β では深度 40 m までの層相が明らかにされている (下川・山崎, 1987)。火山灰層の検討により、地点 β の堆積物の方が地点 α の堆積物よりも古いことが確認されており、地点 β の堆積物が地点 α で掘削されたものの下位に相当すると考えられている。層相の違いにより、本論文では仮に、本層を上部・中部・下部に分ける (図 2)。

上部層は、地点 α における地表から深度 59.5 m までの部分にあたり、腐植層を挟むシルト層と砂層を主体とした堆積物から構成されている。下川・山崎 (1987) は、この堆積物を古神城湖堆積物と呼んだ。しかし、砂層や泥炭質堆積物を頻りに挟むという岩相は、青木湖や木崎湖のような安定した湖水で堆積したものではなく、後背

湿地や短命の沼地が点在する沖積平野で形成されたことを示唆する。なお、深度 54.1 m に AT 火山灰層が確認されている。

中部層は、地点 α では 59.5 m 以深の砂礫層にあたる。また、地点 β における地表から深度 18.5 m までの砂礫層も岩相が類似していること、地点 β では深度 3 m に約 5 万年前の DKP 火山灰が挟まれていることから、中部層とした。

下部層は、地点 β の 18.5 m 以深に分布する腐植層を挟むシルト主体の地層である。深度 27.1 m に Epm 火山灰層 (中谷, 1972) が挟まれている。

なお、地点 β の東方にあたる谷地川沿いの地点 (図 1 の地点 KA) において、本層の一部を観察することができた。この露頭では腐植層に挟まれた AT 火山灰が報告されていることから (下川・山崎, 1987)、谷地川によって削り残された上部層の一部であると考えられる。泥炭層と中~粗粒砂層を挟む青灰色シルトを主体としており (図 7 左端柱状図参照)、層理面はほぼ水平である。

地点 KA における花粉群集変遷図を図 7 に示した。百

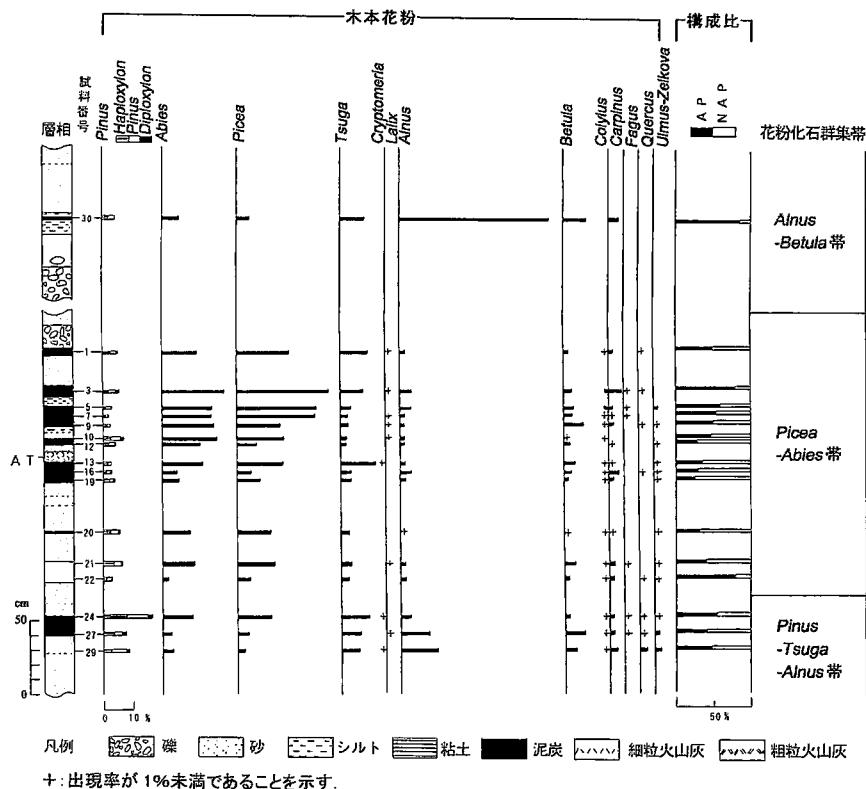


図 7 地点 KA における神城砂礫層の花粉群集変遷図

分率は木本、草本ともに木本花粉と草本花粉の合計を基数として算出した。この部分は、上部層の下部に相当する。花粉群集は下位より No. 24~29 と No. 1~22 および No. 30 の三つに区分される。マツ属-ツガ属-ハンノキ属 *Pinus* - *Tsuga* - *Alnus* 帯 (No. 24 ~ 29) では、*Pinus* subgen., *Haploxyton*, *Tsuga*, *Abies*, *Picea* からなる針葉樹林が優占し、また、これらが徐々に増加していった。これに加えて *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*-*Zelkova* などの冷温帯落葉広葉樹をやや多く伴うことから、この時期は冷温帯北部~亜寒帯南部程度の気候であったと推定される。*Picea*-*Abies* 帯 (No. 1~22) の時期は、*Picea*, *Abies* の花粉が増加し、*Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*-*Zelkova* がほとんど産出しない。このことから、前の時期より一層寒冷化し、落葉広葉樹をほとんど交えない亜寒帯針葉樹林が成立したと考えられる。ハンノキ属-カバノキ属 *Alnus*-*Betula* 帯 (No. 30) の時期は、針葉樹花粉が著しく減少しているが、*Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*-*Zelkova* を産出しないので、前の時期よりも温暖であるが、依然として寒冷な気候であったと推定される。

神城砂礫層の下限の年代は不明である、しかし、下部層に 6~7.5 万年前とされる Epm 火山灰層が挟まれることから、少なくともそれ以前から堆積していたことは確かである。

佐野坂崩壊堆積物

山下ほか(1985)は、青木湖北岸の佐野坂丘陵の中部から西方の佐野坂スキー場にかけて分布する、大小の角礫を主体とする堆積物を佐野坂崩壊堆積物と呼んだ。佐野坂崩壊堆積物は、丘陵中央の西寄り付近が最も厚く、約 130 m の層厚をもつ。

また、冬季から早春の減水時に、青木湖北西岸においてよく観察できる。そこでは不淘汰な角礫が積み重なり、場所によっては 30° ほどの急傾斜地となっている。さらに、角礫で構成された小規模の流れ山も認められる(図 8)。角礫は直径 20 cm ほどのものが多いが、きわめて不淘汰で、直径 1~2 m の巨礫も点在している。礫の種類は、砂岩・頁岩・酸性凝灰岩・角閃石斜長岩が多く、シルト岩・礫岩・アプライトも含まれる(図 9)。まれに、直径 30 cm 以下のチャートの亜角~角礫や花崗岩の円礫がみられる。これらの礫のうち、花崗岩を除くほとんどの礫は、多少とも熱変成を受けた特徴をもつ。また、酸性凝灰岩礫と角閃石斜長岩礫は、あばた状の風化面をもつ暗緑色細粒の岩石で、山下ほか(1985)によって安山岩質岩礫と記載された礫にほぼ対応する。

佐野坂丘陵の西部林道から佐野坂スキー場にかけて



図 8 青木湖北岸にみられる佐野坂崩壊堆積物からなる流れ山

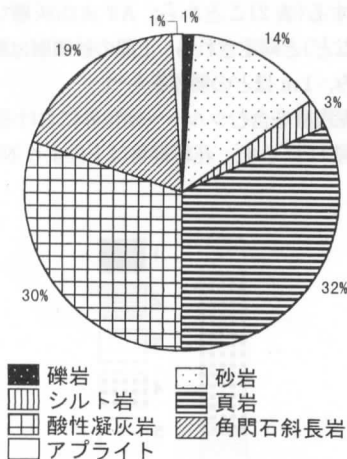


図 9 佐野坂崩壊堆積物の礫組成

は、酸性凝灰岩の礫が卓越して産出する傾向があり、また礫が大きくなり、最大で長径 4 m の礫が観察できた。佐野坂スキー場中央部にある標高 999 m のピークをもつ小丘は、多数のクラックの入った酸性凝灰岩からなっていることが確認できた。

これらの佐野坂丘陵を構成する角礫と同質の岩石は、西側の仁科山地に広く分布すること知られており(山下ほか, 1985; 加藤ほか, 1989), 佐野坂崩壊堆積物が西方の仁科山地を起源とすることは疑いない。

佐野坂崩壊堆積物は丘陵東部で美麻累層に、西方の佐野坂スキー場付近では古期の木崎層や神城層に、不整合で重なる。また、青木湖北西岸では AT 火山灰層を挟む青木湖底堆積物によって覆われている。

青木湖成段丘堆積物

青木湖成段丘堆積物は青木湖南の平付近に分布し、標高 840 m 前後に段丘面を形成している。この堆積物を加藤ほか(1989)は、青木湖成段丘堆積物と呼んだ。青木湖と中綱湖の間の国道 148 号線の東(図 1 の地点 TA)によい露頭がある。層厚は 7 m 以上で、下限は不明である。

地点 TA では、下位から、細礫を含む砂礫層、泥炭層を含むシルト～細粒砂、中礫を含む砂礫層と重なる(図 10)。確認できた最下部の堆積物は細礫を含む厚さ 50 cm の砂礫層からなり、その直上から泥炭層を含む青灰色シルトおよび極細粒砂～細粒砂層に移る。このシルト～細粒砂の中には、厚さ 10 cm 前後の中粒～粗粒砂層が挟まれる。また、細礫を含む砂礫層より約 1 m 上位に厚さ 10 cm ほどのガラス質火山灰を挟む(TA 1)。この火山灰は、扁平型の火山ガラスを主体とし、ガラスの屈折率も一致する(表 2)ことから、AT 火山灰層(町田・新井, 1992 など)と同定される。上部の砂礫層は礫径数 cm の礫を含み、1 m ほどの層厚をもつ。

本層の泥炭層を含むシルト～細粒砂における花粉群集変遷図を図 11 に示す。花粉群集は下位より No. 49～58

と No. 47, 48 および No. 1～46 の三つに区分される。AT 火山灰層を挟在することから、地点 KA とほぼ同層準である。冷温帯北部～亜寒帯南部程度の気候であったハンノキ属-クマシデ属-ヤナギ属 *Alnus-Carpinus-Salix* 帯(No. 49～58)と *Betula* 帯(No. 47, 48)は、地点 KA の *Pinus-Tsuga-Alnus* 帯に、前の時期よりも寒冷化した *Picea-Abies* 帯(No. 1～46)は、同じく *Picea-Abies* 帯と *Betula-Alnus* 帯に相当する。*Picea-Abies* 帯は 3 亜帯に細分される。大半は *Picea-Abies* 亜帯(No. 7～47)で、針葉樹花粉が多産し、前時期よりも寒冷化したことが推定される。上部の *Tsuga-Betula-Alnus-Pinus* 亜帯(No. 3～6)では、亜寒帯針葉樹と *Betula*, *Alnus*, *Carpinus* などの落葉広葉樹からなる針広混森林が拡大するようになり、亜寒帯要素が若干減少することから、徐々に温暖化したと推定される。最上部の *Carpinus-Alnus* 亜帯(No. 1, 2)は、試料数は少ないが、亜寒帯針葉樹林が減少することから、他の亜帯と区別した。この時期にはさらに温暖化が進んだと推定される。

本層は AT 火山灰を下部に挟んでおり、下限は約 2 万 5 千年前以前である。上部に位置する *Picea-Abies* 亜帯が最終氷期の最寒冷期に対応する可能性が高いことから、上限は約 1.8 万年前までの堆積物と考えられる。

青木湖底堆積物

青木湖底に分布する現青木湖の堆積物を青木湖底堆積物と呼ぶことにする。ボーリング調査や音波探査から、青木湖中央部の水深 58 m 付近で最大 30 m ほどの層厚をもつと推定される(井内ほか, 1987)。

青木湖底の地点 a, b(図 1)で行われたボーリング調査によると、湖底堆積物の大部分はシルト質粘土～粘土質シルトからなっており、火山灰と砂の薄層が多数挟まっている(井内ほか, 1987; 地質調査所, 1988; 公文, 1994)。この湖成堆積物の下位には、大礫～中礫の円礫で構成される礫層が確認されているが、現在の青木湖の水理環境で堆積したものではないため、本層には含めない。なお、この礫層は河成の岩相を示し、酸性火山岩礫を主体とするという岩相的類似性、および後述のように AT 火山灰よりも下位にあるという層序的關係から、崩沢層に対比することができる。

アカホヤ火山灰層に対比できる火山灰層は地点 a で湖底面下 7.19 m、地点 b では 1.24 m の深さにある。AT 火山灰層に対比できるものが地点 b の 11.7 m にある(水野清秀, 私信)。地点 a では AT 火山灰層は確認できないが、地点 b における AT 火山灰層の 1.2 m 上位にみられるガラス質火山灰層とスコリア質ラピリ層のセッ

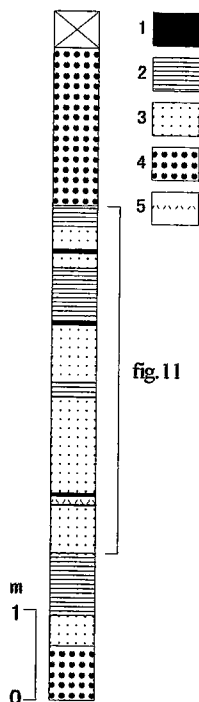


図 10 青木湖成段丘堆積物の柱状図

1. 泥炭層 2. シルト層 3. 砂層 4. 礫層
5. 火山灰

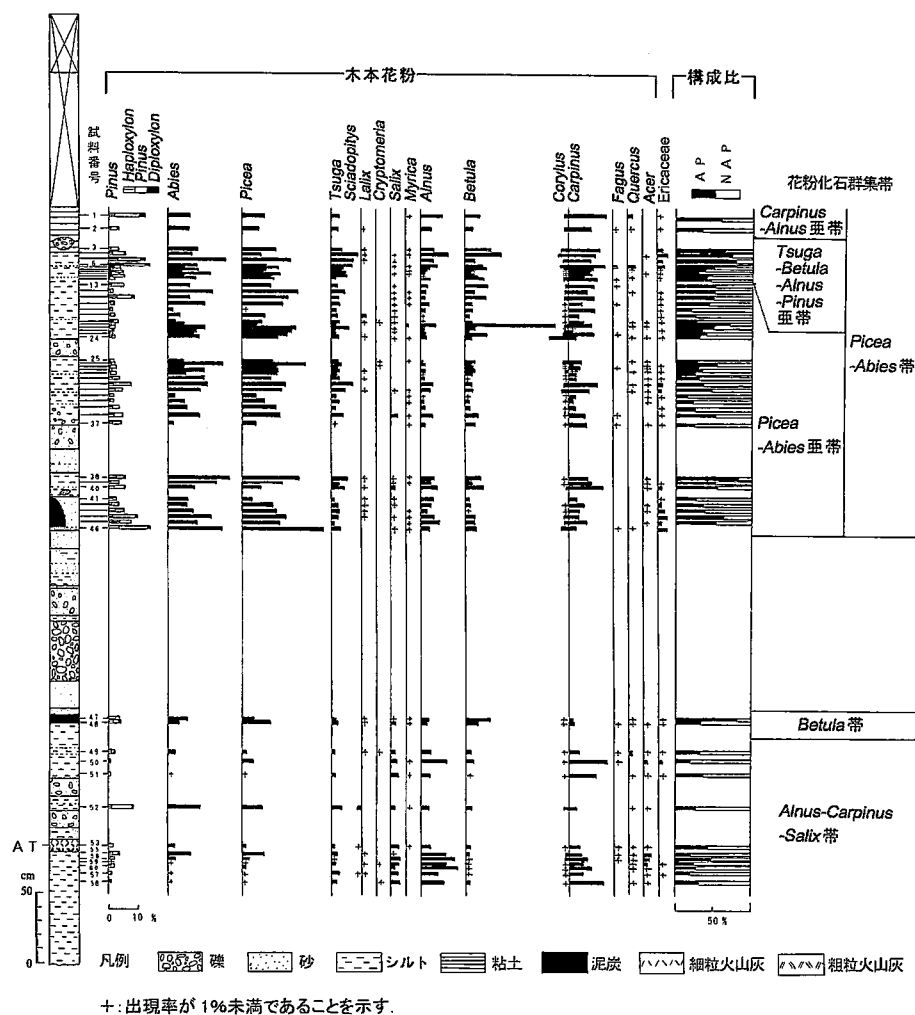


図 11 青木湖成段丘堆積物における花粉群集変遷図

トが、地点 a では 21.6 m の深さにみられることから、AT 火山灰層は 23 m 付近の深さにあると推定されている(地質調査所, 1988)。公文(1994)は、アカホヤ火山灰層と AT 火山灰層の年代をそれぞれ 6,300 年前と 2.2 万年前と仮定し、その間の平均堆積速度を外挿して湖底堆積物の下底の年代を計算している。それによると、地点 a では 2.7 万年前、地点 b で 2.9 万年前となり、仮定の粗さを考慮して、約 3 万年前から深い湖の環境が始まったと考えられている。

また、a, b 両ボーリング地点の間には、比高 20 m ほどの北西一南東に延びた急崖が発達する。両地点におけるアカホヤ火山灰層の分布深度は、地点 a で 7.19 m、地点 b で 1.24 m と大きな違いがある。この差は、地点 b が

地形的に高い位置にあり、深い湖盆底にあたる地点 a に比べて最近の堆積速度が著しく小さくなっているためと考えられる。一方、アカホヤ火山灰層以深においては、a, b 地点とも同じような層厚を示す。また、湖成堆積物の基盤をなす礫層の上面の高度は 35 m もの差がある。類似した岩相の礫層が 35 m の比高をもって形成されるとは考えにくい。また、湖成層の堆積開始時からこのような比高があったとすると、両側での堆積相や堆積速度が大きく異なるはずである。アカホヤ火山灰層堆積時の直前頃から断層運動によってこの崖の東側が隆起しはじめたものと考えられる(地質調査所, 1988)。

青木湖北岸では佐野坂崩壊堆積物の直上に腐植層があり、その上を成層した砂・シルト・粘土の互層が覆うこ

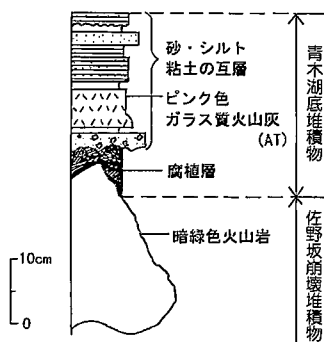


図 12 佐野坂崩壊堆積物上の AT を挟む
青木湖堆積物の柱状図

とが確認される(図 12)。層厚は大変薄いですが、これも湖縁辺部における青木湖底堆積物を表す層相である。角礫層の上面の 10 cm 上位には、級化構造をもつ厚さ 6 cm の AT 火山灰層が挟まれている。

IV. 考 察

1. 佐野坂崩壊堆積物の年代と青木湖の成因

山下ほか(1985)が指摘したように、佐野坂丘陵を構成する角礫層の礫種は、仁科山地を構成する岩石と基本的に一致している。特に、風化した表面では「安山岩質」にみえる岩石が、酸性火山岩類やその熱変質したものであることが判明し、仁科山地の尾根部に分布する酸性火山岩類にその起源を求めることが可能となった。また、佐野坂丘陵の西縁に位置する佐野坂スキー場には、佐野坂崩壊堆積物の一部をなす流れ山地地形があり、その構成物は無数の割れ目が発達した細粒の酸性溶結凝灰岩の岩体であることがわかった。これらのことから、青木湖西側に位置する仁科山地の尾根沿いには、かつてかなりの規模で酸性火山岩類の分布があり、その部分を含む基盤岩類の大規模な崩落によって佐野坂丘陵が形成されたと推定される。

佐野坂丘陵は Dpm 火山灰層に覆われるという指摘(町田, 1979)があり、その形成年代は 10 万年よりも古いとされてきた。しかし、10 万年より古いとすると、大町周辺には Dpm 火山灰層以外にも Epm 火山灰層などの 10 万年以降の厚い火山灰層があるので、佐野坂丘陵にもそれらが分布しているはずである。そのため、地表踏査によって火山灰層の検出に努めたが、Dpm や Epm 火山灰層などの明瞭なテフラは見いだせず、青木湖北岸において、角礫堆積物の直上に AT 火山灰層を発見したのみであった。

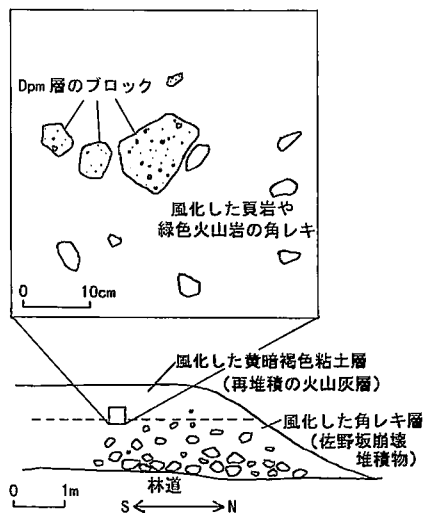


図 13 佐野坂丘陵における Dpm 火山灰がみられる露頭

町田(1979)が Dpm 火山灰層を記載した露頭は、佐野坂丘陵のほぼ中央部に位置し、やや窪みのある平坦な面を切った道路沿いの切り割りで、厚さ 1 m ほどの黄暗褐色の風化火山灰層が角礫堆積物を覆っている。Dpm 火山灰層は、この風化火山灰層の下部にブロック状に含まれていた(図 13)。これは、大町付近で 1 m 近い厚さのしっかりした層をなす Dpm 火山灰層の産状(中谷, 1972)や、崩壊堆積物の分布から外れた佐野坂丘陵の北西方の仁科山地において Dpm や Epm 火山灰層が斜面の傾斜とほぼ平行に連続する産状とは大きな相違である。このようなブロック状の産状と、周囲の平坦地形の部分には見いだせないという事実は、山体の崩壊以前に仁科山地の斜面上にあった Dpm 火山灰層が、山体崩壊にともなって攪乱されつつ流下し、再堆積した可能性を示唆する。

一方、青木湖の湖底ボーリング試料の層相解析とアカホヤ火山灰層や AT 火山灰層の出現位置から判断すれば、約 3 万年前にこの付近は大礫の堆積する河川環境から深い湖の環境へ急激に変化したと考えられる(井内ほか, 1987)。このような急激な古環境の変化は、佐野坂丘陵をつくった崩壊堆積物が妨がった河川をせき止めて青木湖を形成したことに対応するものと推定される。この約 3 万年前という年代は、AT 火山灰層が角礫堆積物の直上を覆うことも調和的である。

佐野坂丘陵をつくった山体崩壊は、湖沼環境が生まれた約 3 万年前と考えるのが妥当であり、町田(1979)の報告した Dpm 火山灰は再堆積したものと判断される。

2. 第四紀後期における青木湖周辺の地史

前項で述べた第四系各層の年代や分布などから、次の三つの時期に区分して、層相の特徴から推測される堆積環境について述べる。相互に対比される地層の現在の分布高度にはかなりのばらつきがあるが、それらは青木湖周辺の低地帯を通る糸魚川―静岡構造線活断層系の活動(糸静線活断層系発掘調査研究グループ, 1988; 下川ほか, 1995)によって変位したものと解釈している。堆積物の変位に表された同活断層系の運動については、別の機会に報告する予定である。

藪沢層堆積時

模式地における藪沢層と、崩沢における崩沢層、および神城砂礫層下部の対比は確実ではないが、層位関係と岩相の類似性から、ほぼ同じ時期の一連の堆積物と推定される。これらの堆積物は、炭化しかけた植物片や球果・材片などを含むシルト・泥炭・砂からなり、倒木を含むこともある。シルトや粘土など泥質な堆積物の割合が高く、礫質な堆積物は少ない。それゆえ、河川勾配は小さく、碎屑物供給の少ない状態が想定される。本層はゆるやかな流れをもつ蛇行河川の流路や後背湿地、その周辺に形成された小規模な湖沼の堆積物と考えられる。この当時、大町から白馬にかけては比較的大きな谷幅のある凹地に発達した沖積平野が広がっていたのであろう。

花粉分析の結果から、この時期の後期では寒冷の気候から徐々に冷涼な気候へと移り変わることが確認された。崩沢ではDKPを挟む砂礫層に軽微な不整合関係で覆われることから、最終氷期の最初期の寒冷期(酸素同位体ステージ4: Shackleton and Opdyke, 1973)か、もうひとつ前の寒冷期に対比される可能性がある。

崩沢層堆積時

崩沢層には、神城砂礫層の中部および青木湖底堆積物の下位にある礫層が対比される。崩沢層では、中～大礫の亜円礫からなる20 m以上の厚さの地層である。神城砂礫層の中部では砂礫が卓越するが、大きさや円磨度は不明である(下川・山崎, 1987)。また、青木湖底堆積物の下位に存在する礫層は大礫の円礫からなる。これらは、中～大礫を主体とする堆積物としてまとめられ、河川が強い浸食と運搬の力を有していたことを示す。それまでの蛇行河川の状態から、網状河川の状態への変化を示唆している。

模式地の崩沢層ではDKP火山灰が挟まれ、DKPの年代は4.3～5.5万年前とされている(町田・新井, 1979; 町田ほか, 1992)。青木湖底では、礫層の上位にAT火山

灰があり、火山灰の年代と堆積速度から、この礫層の上限は約3万年前と計算される。それゆえ、最終氷期の寒冷期の中でも、その前半の寒暖が大きく変動した時期(Dansgaard *et al.*, 1993)であった可能性が高い。

青木湖底堆積物以降

青木湖底堆積物、神城砂礫層の上部、青木湖成段丘堆積物などがこの時期のものである。先の節で論じたように、約3万年前に仁科山地側で巨大な山体崩壊が発生し、それまで北に流れていた「古姫川」は佐野坂丘陵でせき止められ、その北部と南部ではそれぞれ別の水系に支配された地史をたどることになった。

佐野坂丘陵より北の神城盆地側では、上流からの流入を失った袋小路状の谷が残ったと推定されるが、東から流れ込む谷地川や西からの犬川などの比較的大きな支流から砂・泥の堆積物が運び込まれて、急速に埋積がすすんだと考えられる。神城砂礫層上部における腐植層を挟むシルトと細～中粒砂の互層という岩相からみると、永続的な水深の大きい湖が存在したとは考えにくい。古神城湖(下川・山崎, 1987)は、支流からの碎屑物の供給と扇状地の発達に支配されて、位置と規模を変えながら存在したもので、扇状地末端部から沖積平野にかけての短命で浅い湖沼の複合体であったと推定される。

一方、丘陵南側の青木湖側は著しく閉鎖的な水域となった。湖に流入する河川はごく小規模な川しかなく、シルトや粘土を主体とした細粒堆積物がゆっくりと沈積しているため、いまだに湖の環境が続いているものと考えられる。青木湖の南東側に分布する青木湖段丘堆積物の下部では、AT層準の前後がシルト質の細粒堆積物を主体としているため、ある程度水深のある水域があったと推定される。この部分で、青木湖は中綱湖とつながっていたかもしれない。花粉分析の結果から、段丘堆積物の最上部は、最終氷期の最寒冷期直後の温暖化を示すので、約1.8万年前より多少新しい時期のものと推定できる。そして、青木湖成段丘堆積物は、北西側を通る活断層の運動によって隆起し、離水したと考えられる。

V. ま と め

1. 佐野坂丘陵を構成する崩壊堆積物の形成時期は、崩壊堆積物の直上にAT火山灰層が重なること、および従来報告されたDpmテフラ層が再堆積と判断されることから、青木湖に湖成堆積物が形成されはじめる約3万年前と推定される。また、青木湖の成因が佐野坂崩壊堆積物によるせき止めであることを再確認した。

2. 約5万年以前の寒冷な時期に、比較的大きな蛇行

河川の流れる沖積平野の環境があったが、その年代は特定できていない。約5万年前から約3万年前のあいだの堆積環境は、傾斜が比較的大きく掃流量の大きな網状河川となった。

3. 約3万年前に、仁科山地側の大規模な崩壊によって佐野坂丘陵が形成され、その南北で異なった埋積史をたどることになった。北側の神城盆地では、支流からの碎屑物の供給が活発であり、河成から浅い湖沼の環境下で、すみやかに埋積がすすんだ。南側の青木湖側では、閉鎖的な湖が形成され、深い湖沼環境が現在まで続いている。

謝辞 東京都立大の町田 洋名誉教授には、佐野坂のDpm テフラの露頭位置を教えてください、粗稿へのご意見もいただいた。地質調査所の下川浩一博士や井内美郎博士(現愛媛大学理学部教授)らのボーリング調査のデータは、本稿の考察を進める上で、大変重要な資料となった。特に青木湖底ボーリングの未公表資料を使用させていただいたことに深く感謝いたします。信州大学理学部地質科学教室のみなさまには、多くのご指導と励ましをいただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

引用文献

- 地質調査所(1988) 青木湖湖底堆積物採取作業報告書, 8p.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Havidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G. (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- 堀江正治(1957) 信州火山灰層を切る断層。地質学雑誌, 63, 155.
- 池田晃子・奥野 充・中村俊夫・筒井正明・小林哲夫(1995) 南九州, 始良カルデラ起源の大隅降下軽石と入戸火砕流中の炭化樹木の加速器質量分析法による¹⁴C年代。第四紀研究, 34, 377-379.
- 井内美郎・山崎晴雄・下川浩一(1987) 長野県青木湖の音波探査結果(予報)。第四紀学会講演要旨集, 17, 116-117.
- 糸静線活断層系発掘調査研究グループ(1988) 糸静線活断層系中部, 若宮, 大沢断層の性格と第四紀後期における活動—富士見, 茅野における発掘調査—。地震研究所発報, 63, 349-408.
- 金子史郎(1958) 青木湖周辺の新期断層。地質学雑誌, 64, 94-95.
- 加藤碩一・佐藤 生・三村弘二・滝沢文教(1989) 大町地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 111p, 地質調査所.
- 公文富士夫(1994) 第3章 湖底に刻まれた記憶をよむ。信州の4億年編集委員会編「大地が語る 信州の4億年」: 47-70, 郷土出版.
- 川尻 潔・公文富士夫(1988) 長野県北西部, 青木湖の湖底堆積物。碎屑性堆積物の研究, 5, 85-94.
- 町田 洋(1979) 第1編 信濃川上流と姫川の自然と歴史 第1章 自然。建設省松本砂防工事事務所編「松本砂防のあゆみ—信濃川上流直轄砂防百年史—」: 1-77.
- 町田 洋・新井房夫(1979) 大山倉吉軽石層—分布の広域性と第四紀編年上の意義。地学雑誌, 88, 33-50.
- 町田 洋・新井房夫(1992) 火山灰アトラス〔日本列島とその周辺〕. 276p, 東京大学出版会.
- 村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村 真・安田尚登・平 朝彦(1993) 四国沖ピストンコア試料をもちいたAT火山灰噴出年代の再検討—タンデトロン加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の¹⁴C年代—。地質学雑誌, 99, 787-798.
- 中谷 進(1972) 大町テフラ層とテフロクロノロジー。第四紀研究, 11, 305-317.
- 野尻湖花粉グループ(1984) 野尻湖層および貫ノ木層の花粉化石群集。地函研専報, 27, 83-106.
- 尾原信彦(1956) 長野県青木湖湖岸地すべり崩壊調査報告。地調月報, 7, 49-56.
- 小川琢治(1931) 中央日本の洪積世氷河作用に就いて, (一), (二)。地球, 16, 321-332, 401-408.
- Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D. (1973) Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ and 10⁶ years time scale. *Quat. Res.*, 3, 39-55.
- 下川浩一・山崎晴雄(1987) 古神城湖の堆積物から見た断層運動。第四紀学会講演要旨, 18, 92-93.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄(1995) 糸魚川—静岡構造線活断層系ストリップマップ。地質調査所.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志(1996) 神城断層両端部の断層変位地形。活断層研究, 15, 9-16.
- 八木貞助(1934) 仁科三湖の地質と其成因。地学雑誌, 46, 372-382.

山下 昇・小坂共栄・矢野賢治 (1985) 長野県青木湖北岸の佐野坂山の崩壊堆積物. 信州大学理学部紀要, 20, 199-219.

山崎晴雄 (1979) 長野県北城地域の活断層. 日本地理学

会予稿集, 17, 60-61.

吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, 82, 497-515.

Late Quaternary Sediments around Lake Aoki, Nagano, Central Japan, and the Origin of the Lake

Rie Ono^{*1}, Fujio Kumon^{*2}, Maiko Kobayashi^{*3} and Junichi Sakai^{*4}

The late Pleistocene and Holocene sediments around Lake Aoki are divided into the Yabusawa Formation, Kuzuresawa Formation, Kamishiro Gravel-sand Formation, Sanosaka Debris Deposits, Aokiko Terrace Deposit, and Aokiko Deposits, on the basis of lithology and tephro-stratigraphic correlation. The Yabusawa Formation and its correlatives are mainly composed of silt with abundant plant remains, deposited in a cold period more than 50,000 years ago. They were formed by a meandering river which flowed from south to north as a relatively wide valley. The gravel sediments of

the Kuzuresawa Formation and the middle part of the Kamishiro Gravel-sand Formation were formed by a braided river. A giant landslide took place at the eastern margin of the Nishina Mountains and dammed up the river about 30,000 years ago. This landslide deposits made the Sanosaka Hill.

The deep depression in the south is Lake Aoki, which has maintained a deep water condition until the present. The furrow in the north of the hill was filled gradually by a large amount of clastic sediment through river streams, forming the Kamishiro Basin.

*1 Miyama Co., Ltd. 1-1-12 Tanbajima, Nagano, 381-2283, Japan.

*2 Department of Environmental Sciences, Shinshu University. 3-1-1 Asahi, Matsumoto, 390-8621, Japan.

*3 Graduate School of Science and Technology, Shinshu University. 3-1-1 Asahi, Matsumoto, 390-8621, Japan.

*4 Department of Geology, Shinshu University. 3-1-1 Asahi, Matsumoto, 390-8621, Japan.