

第3章 白竜湖軟弱地盤の土質性状

第2章では、白竜湖軟弱地盤の成り立ちと歴史を見てきた。

本章では、その白竜湖軟弱地盤がどのように堆積してきたか推定したうえで、その土質性状を整理する。

まず、第1節で土質調査の実施位置をボーリング調査孔の位置として示し、第2節でそのボーリング調査から推定した土層断面図を提示して堆積状況を概説する。

そのうえで、第3節では比較的平穏な堆積環境が継続したであろうことと、白竜湖軟弱地盤が堆積するに要した時間を放射性炭素年代測定の結果や、火山灰の同定結果から推測するとともに、地盤の堆積速度を求める。また、白竜湖軟弱地盤の堆積速度と日本国内の山地湿地や湿原、盆地等の堆積速度とを比較し、特異性が認められるのかどうか概観する。

白竜湖軟弱地盤は、有機質土、粘性土、砂質土が互層を成して極めて厚く堆積した地盤である。第3節で推定した状況下で、有機質土や粘性土がどのような性状を示すのか、第4節で物理的性状、第5節で力学的性状を整理して示す。特に最上部は極めて圧縮性の高い高有機質土（泥炭）であるが、国内の他の泥炭と比較して特殊な性状を持っているのか否かを第4節で確認する。また、粘性土については、国内各地の海成粘土で整理されたコンシステンシーと含水比や間隙比との関係を指標として、白竜湖軟弱地盤の粘性土が異なる傾向を示すか否かを見極める。

さらに、第5節では、有効土被り圧と圧密降伏応力の関係を見たうえで、特に粘性土に着目して、第4節と同様に海成粘土のコンシステンシーと圧縮指数の関係を指標とした整理を行う。それにより、白竜湖軟弱地盤の粘性土が海成粘土と異なる傾向を示すかどうか確認する。

3-1 ボーリング調査実施箇所

図 3-1 に、土質試験用の試料を採取した調査孔の位置を示す。図 3-1 は、国土地理院の標準地図に概ねの高速道路建設予定地の範囲を重ねたうえ、主なボーリング調査孔の位置を書き込んだものである。ボーリング調査孔は、主なものだけで 78 孔ある。

このうち、本章で扱う各種土質試験データは、59 箇所の調査孔（図 3-1 の青字と赤字で示した調査孔）から採取した試料によるものである。そのうち、赤字で示した 30 箇所の試料で標準圧密試験を実施している。また、年代測定は 3 箇所で実施している。

調査孔の位置は起点側の南陽高畠 IC 付近と終点側にやや集中している。これは、白竜湖軟弱地盤の両端部を高架橋構造で計画したため、その設計上必要となったものである。

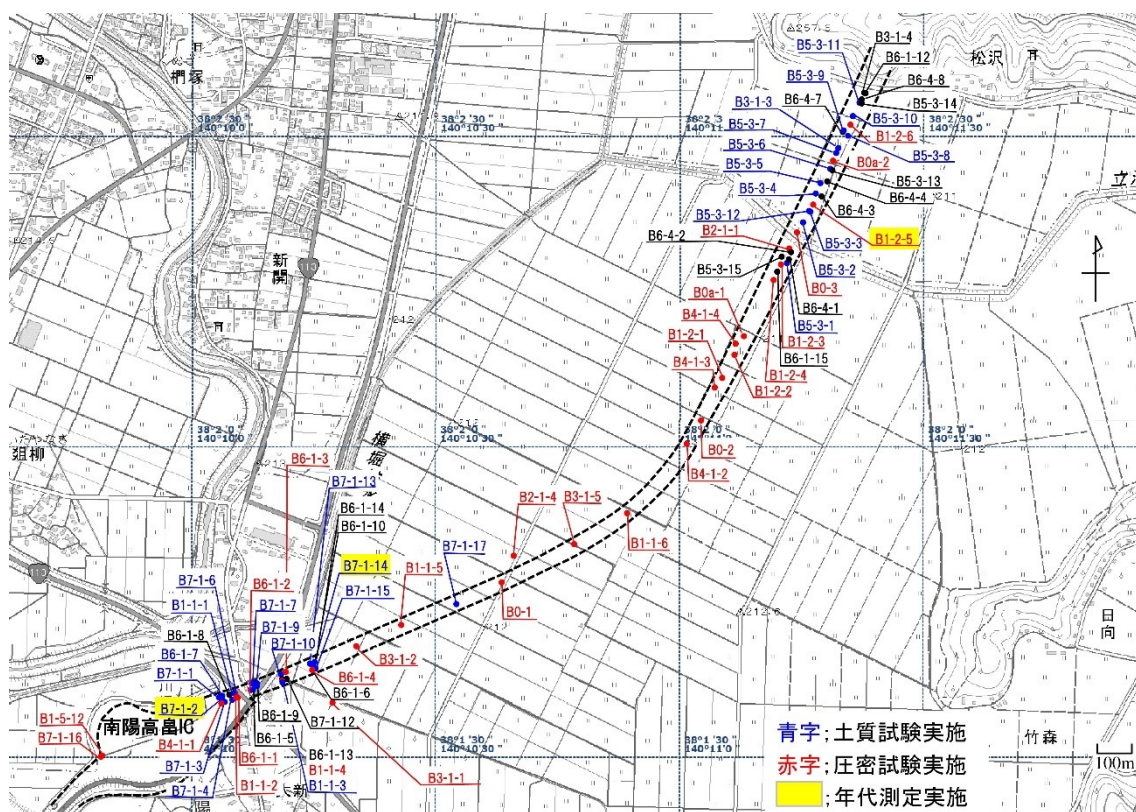


図 3-1 土質試験試料採取孔位置図（国土地理院の標準地図を用いて作成）

3-2 土層構成と土層断面

図 3-2 に、白竜湖軟弱地盤の想定土層断面図を示す。図 3-2 は、図 3-1 に示した 78 箇所のボーリング調査と、43 箇所のコーン貫入試験の結果を用いて地盤の層序を想定したもので、東北中央自動車道の中心線に沿って左から右に東北の方向に作図してある。横軸が測点で、起点の STA.0 は南陽高畠 IC の位置、右端は建設中の南陽高畠 IC～山形上山 IC 間で最初のトンネル（赤湯トンネル）の起点側坑口の位置である。縦軸は標高で、東北中央自動車道の計画縦断線形が併記され、3-1 で触れた高架橋の計画範囲を示している。また、図中 Area1, Area2, Area3 と示したのは、後に述べる試験工事（試験盛土）の位置である。さらに、3 箇所のボーリング調査孔の位置は、地盤の堆積年代を測定するための試料を採取した位置を示したものである。(a)～(c) の区分は第 4 章で触れる。

右端の Rock は赤湯層と呼ばれる中新世後期の凝灰岩で、いわゆるグリーンタフである。白竜湖軟弱地盤の基盤岩となるが、調査範囲においては終点側の約 600m の範囲でしか確認できていない。それより南側では 100m 以上の深度になってしまい、工学的な（例えば支持層としての）利用が困難となる。山形大学で白竜湖の湖畔を調査した結果、深度 93.3m まで泥炭層が主体の堆積物だった^[1]とされており、整合する。赤湯層の上には、有機質土、粘性土、砂質土がほぼ水平に互層を成して厚く堆積している。図には、更新統と完新統の境界を示しているが、これは沖積層の下端の位置を始良 Tn テフラの検出土層付近で工学的な観点から便宜的に区分^[2]したもので、地質学における完新世の開始時期の定義^{[3], [4], [5]}とは整合していない。次節で述べるとおり、白竜湖軟弱地盤は過去数万年間にわたり平坦な地形で、地層の堆積速度は約 0.5 m/kyr と推定している。このため、更新統と完新統の境界は地表から概ね 5～6m の深度となるが、本稿では図 3-2 の区分を踏襲する。

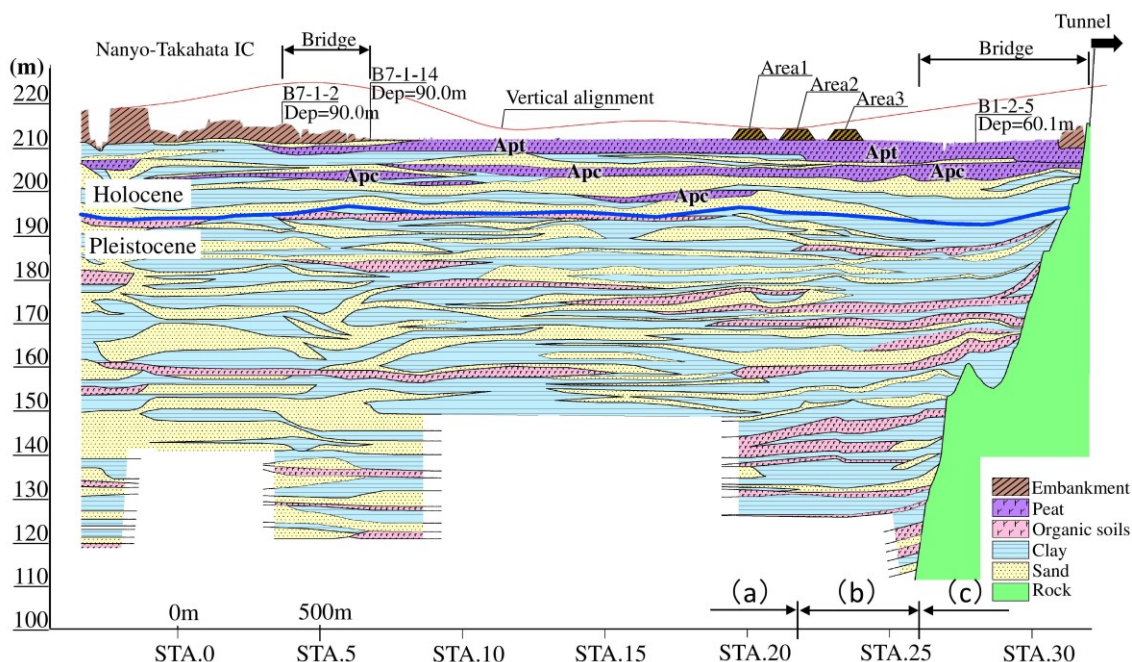


図 3-2 白竜湖軟弱地盤の想定土層断面図

第3章 白竜湖軟弱地盤の土質性状

図 3-2 では、第四系の土層は、高有機質土、有機質土、粘性土、砂質土に塗り分けてある。なお、高有機質土と有機質土は有機物含有量が 20%を超えており、両者とも高有機質土に分類して良い [6]、[7]、[8]が、本稿では力学試験の結果から、更新統と完新統の境界で高有機質土と有機質土に区分することとした。そのうえで、完新統の有機物含有量が 50%を超える土層を高有機質土層 (Apt)、他を有機質粘性土層 (Apc) としている。なお、Apc は Apt の有機質分の分解が進んだ黒泥 [7]、[8]であると考ええる。

また、図 3-3 は粘性土、砂質土、有機質土に区分して土層の構成比率を測点別に整理したものである。ボーリング掘進長は調査孔の位置によって様々であるが、深度 50m を超える場合は 50m 以深の最初の土層境界、超えていない場合は調査孔の差異下端までを対象に整理した。バラつきがあるものの、STA.21+80 の調査孔付近より終点側では粘性土の比率が急激に増し、代わりに砂質土の比率が低下する。また、STA.20 付近から有機質土の構成比率も増加傾向にある。

STA.21+80 より南 (起点) 側では、地盤は粘性土と砂質土で 9 割近くが占められ、残りの約 1 割が有機質土である。

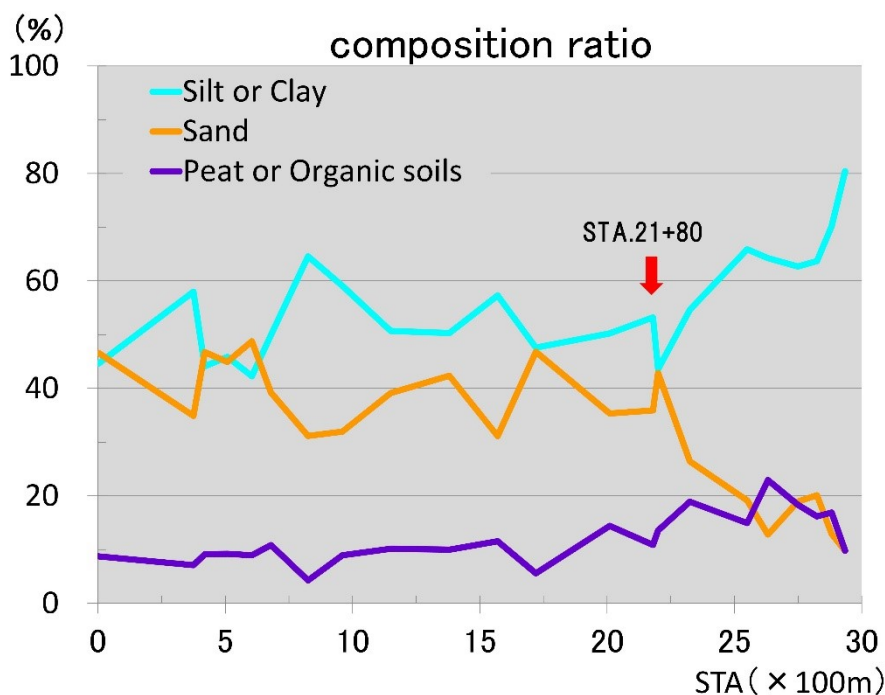


図 3-3 土層の構成比率

3-3 地盤の堆積状況の推定

3-3-1 更新統と完新統の区分

図 3-4 は、STA.28+20 のボーリング調査 (B1-2-5 孔) を基に作成した層序図である。図には、標準貫入試験の換算 N 値 (黒色の実線) を重ねて示してある。白竜湖軟弱地盤の土層構成は、概ね地表面から数 m の厚さで高有機質土 (泥炭, Apt) があり、薄い砂層を挟んで有機質粘性土 (黒泥, Apc) が Apt とほぼ同じ厚さで存在する。その下は砂層 (As) か粘性土層 (Ac) がやはり Apt や Apc と同程度の厚さで続く。この砂層と粘性土層の順番は場所により入れ替わる。それ以深は粘性土、砂質土、有機質土が順番を変えながら互層状に続く。

図 3-4 に示した調査孔の位置の場合、As の下位に粘土層が 9m 以上の厚さで続く状態であったが、この粘土層のほぼ中間深度付近 (深度約 18.6m) で火山灰を採取した (図 3-5)。標準貫入試験やコーン貫入試験を行うと、他の調査孔を含めて、この層準以深でやや増加傾向を示した。この傾向は、図 3-4 の N 値にも見て取れる。この火山灰を採取して分析したところ、組成やガラス屈折率などから始良 Tn テフラ (AT) に対比できるという結果を得た。調査実施時期は 2006 年で、この時点では始良 Tn テフラはおよそ 2.6~2.9 万年前に噴出した火山灰であるとされていた⁹⁾が、最終氷期の時期におおむね近いものと判断し、この層準付近で更新統と完新統を便宜的に区分することとした。

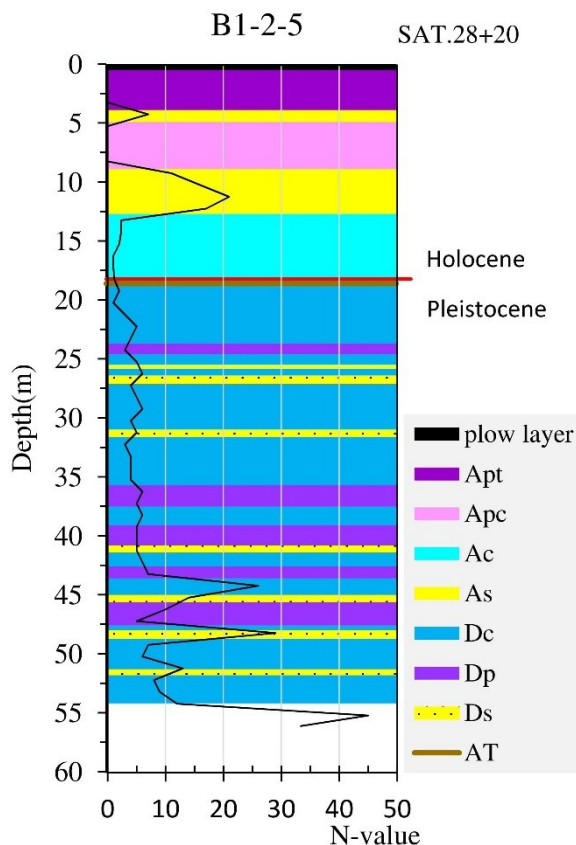


図 3-4 始良 Tn テフラを採取した調査孔による層序



図 3-5 始良 Tn テフラと対比された火山灰 (写真提供 : 株式会社 ダイヤコンサルタント)

図 3-5 には、始良 Tn テフラ (AT) と対比された火山灰の産状を示した。AT は最近の研究では、約 3 万年前に噴出された火山灰である^[10]とされているが、本稿では AT を採取した層準を境に以深の有機質土を Dp, 粘性土を Dc, 砂質土を Ds とし、以浅の有機質土を Apt, Apc, 粘性土を Ac, 砂質土を As と表記する。

なお、更新世の終わりと完新世の始まりは、地質学上は西暦 2,000 年を基準に 11,700 年前^{[3], [4], [5]}と定義されている (表 3-1)。既に述べたとおり、図 3-2 と図 3-4 に示した境界はこの定義とは整合していない。

表 3-1 新生代の区分

界/代	系/紀	統/世	階/期	年代 (Ma)	
新生界 新生代	第四系/紀	完新統/世			0.0117
		更新統/世	上部/後期	上部/後期	0.126
			中部/中期	中部/中期	0.78
			下部/前期	カラブリアン階/期	1.81
		ジュラシアン階/期		2.58	
		新第三系/紀	鮮新統/世	上部/後期	ピアセンジアン階/期
	下部/前期			ザンクリアン階/期	5.33
	中新統/世		省略		

3-3-2 土層の堆積状況

火山灰を含む層準は、図 3-4 の調査孔の他にも多数見つかっているが、改めて起点側 2 箇所で高品質ボーリングによる掘進を深度 90m まで実施し、オールコアでサンプリングしてさらに深部における火山灰の採取を試みた。表 3-2 は、採取した火山灰の対比結果を示したものである。B7-1-2 孔と B7-1-14 孔は約 300m の離隔があり、B7-1-2 孔と B1-2-5 孔は約 2.4km の離隔がある。B1-2-5 孔の試料で対比された始良 Tm テフラは、B7-1-2 孔の試料と B7-1-14 孔の試料では単層として確認することができなかったが、B7-1-2 孔の深度 21.6m 付近の灰色シルト層で採取した火山ガラスが始良 Tn と対比される結果となった。白竜湖軟弱地盤の北端部と南端部付近で同程度の深度から AT が見つかったことになる。また、B7-1-2 孔の試料と B7-1-14 孔の試料から両輝石型のテフラ（火山不明）が同程度の標高で採取されたほか、両孔の層序の比較結果もほぼ対比できた^{[11]・[12]}。このことから、白竜湖軟弱地盤は調査範囲内において、地盤の陥没や沈降、隆起といった大きな変状は生じておらず、おおむね水平に堆積した状況であるものと考えられる。

なお、B7-1-2 孔と B7-1-14 孔は調査範囲の起点側に位置するが、起点側は土地利用が比較的進んでいるほか、特に B7-1-2 は南陽高畠 IC の予定地に近接しており、公共工事残土を一時的に仮置きしていた範囲に近く、盛土されている状況であった。このため、表 3-2 の B7-1-2 孔と B7-1-14 孔の深度については、柱状図から盛土材の厚さを読み取り、これを除外して求めている。盛土の厚さは B7-1-2 では、4.8m に達している。このため、上位の土層で圧縮（沈下）が生じていたはずであり、本来より深度を浅く見積もっている可能性がある。

表 3-2 火山灰の同定結果

南陽高畠ICからの距離と調査孔No.(孔口の標高)	375m B7-1-2(215.12m)		675m B7-1-14(211.68m)		2,820m B1-2-5(210.92)	
	標高	深度*	標高	深度*	標高	深度
1 始良Tnテフラ AT:町田, 新井1976 約30ka:Smith at al. 2013	193.50~ 193.49m	16.82~ 16.83m	—	—	192.31~ 192.27m	18.61~ 18.65m
2 沼沢金山テフラ Nm-KN, 62-65ka:鈴木, 早田1994	183.53~ 183.47m	26.79~ 26.86m	184.35~ 184.34m	27.03~ 27.04m	分析未実施	
3 御岳奈川テフラ(?) On-NG, 約85ka:長橋ほか 2007	—	—	172.295~ 172.29m	39.085~ 39.09m		
4 阿蘇4テフラ Aso-4, 約87ka:青木ほか 2008	170.96~ 170.89m	39.36~ 39.43m	—	—		
5 両輝石型のテフラ	135.98~ 135.96m	74.34~ 74.36m	136.21~ 136.20m	75.17~ 75.19m		
6 ガラス質のテフラ	—	—	127.71~ 127.61m	83.67~ 83.77m		

※現況の盛土厚(B7-1-2:4.8m, B7-1-14:0.3m)を除外して求めた

図 3-6 に B7-1-2 孔の試料におけるテフラの産状を例示する。



図 3-6 テフラの産状の例 (写真提供：株式会社ネクスコ・エンジニアリング東北)

次に、図 3-7 は自然含水比 (w_n) と液性限界 (w_L) の関係を示したものである。図 3-1 のうち、58 箇所の調査孔で採取した試料で測定したもので、(a) はすべてのデータ、(b) は自然含水比、液性限界とも 400% までの範囲で拡大して示したものである。最上部に位置する Apt を除き、 w_n と w_L は概ね等しい。

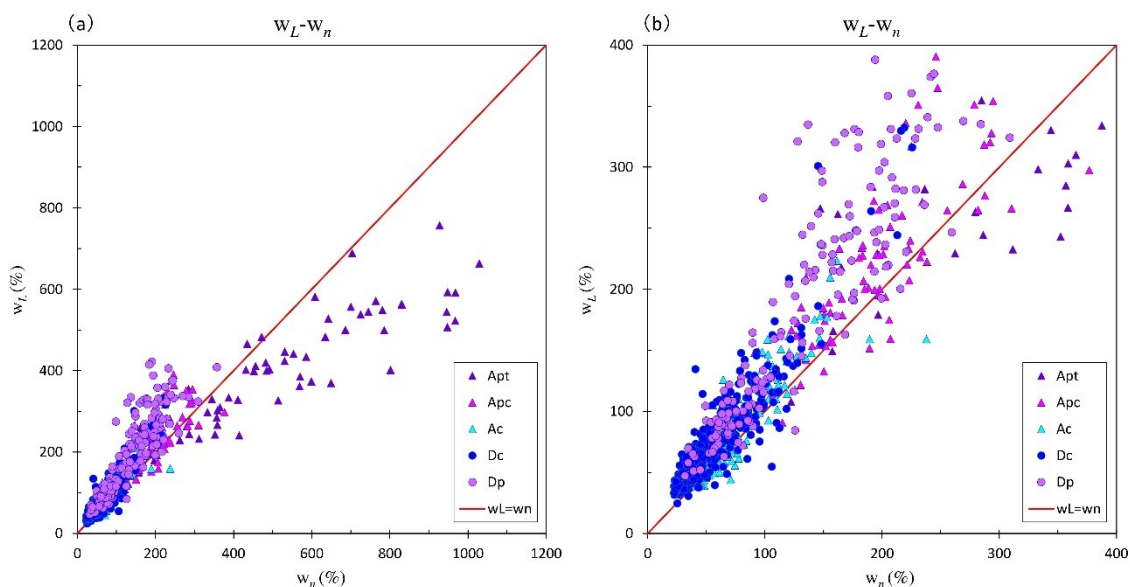


図 3-7 自然含水比と液性限界の関係

以上のとおり、土層の堆積状況から概ね水平に堆積が進む環境が継続し、また、自然含水比と液性限界も概ねひとしいことから、白竜湖軟弱地盤はほぼ正規圧密状態に近いものと考えられる。

3-3-3 白竜湖軟弱地盤の堆積年代と堆積速度

(1) 堆積年代

第2章では、白竜湖軟弱地盤の成り立ちを俯瞰した。また、本節前項では、地盤の堆積状況に触れた。ここでは、白竜湖軟弱地盤がいつ頃堆積したものなのか明らかにする。

白竜湖軟弱地盤で採取したテフラ（表 3-2）のうち、火山の噴出（噴火）時期が概ね判明しているものは、阿蘇4テフラ（Aso-4）^[13]、御岳奈川テフラ（On-NG）^[14]、沼沢金山テフラ（Nm-KN）^[15]、始良 Tn テフラ（AT）^{[10]、[16]}である（表 3-3）。このうち、B1-2-5 の AT は火山ガラスの屈折率を測定して対比^[17]したもので、他は火山ガラスの形態・屈折率・主成分化学組成、斑晶鉱物の組み合わせ、一部の鉱物の屈折率などから対比したものである。On-NG については他と比較して対比が十分でない可能性がある^{[11]、[12]}。また、AT については、白竜湖畔で深度 19.5m のコアから採取された記録^[18]がある。B1-2-5 の位置が白竜湖にもっとも近いが、この AT は深度 18.61～18.65m で採取したもの（図 3-5）であり、調和的である。なお、B7-1-2 の AT は単層として確認できたものではなく、有機質土層に挟在する灰色シルト層（図 3-8）から採取した火山ガラスで対比したものである。

表 3-3 噴出時期が判明しているテフラとその採取位置の標高

同定したテフラ	噴出時期	標高		
		B7-1-2	B7-1-14	B1-2-5
始良Tnテフラ(AT)	約30ka	193.50～ 193.49m	—	192.31～ 192.27m
沼沢金山テフラ(Nm-KN)	62-65ka	183.53～ 183.47m	184.35～ 184.34m	分析未実施
御岳奈川テフラ(?)(On-NG)	約85ka	—	172.295～ 172.29m	
阿蘇4テフラ(Aso-4)	約87ka	170.96～ 170.89m	—	



図 3-8 B7-1-2 コアの状況（一部）と AT の産状（写真提供：株式会社 ダイヤコンサルタント）

AT が出土した土層は、約 3 万年前に地表だった位置に相当する。AT より上位の土層は今から約 3 万年より後に堆積したことになる。この程度の年代であれば、放射性炭素年代測定 (^{14}C 法) ^[19]が一般的である。また、白竜湖軟弱地盤は各土層への有機物の混入が非常に多いため、放射性炭素年代測定が特に有効である。この方法は、炭素の同位体である ^{14}C の半減期 (5,730 年^{*1}) を利用して動植物の遺骸に含まれる ^{14}C の減少量から、その動植物の死後の経過時間を推定するものである。大気中の ^{14}C の濃度が変動しないことを前提にしているため、測定結果 (^{14}C 年代) を歴年代へ換算する必要がある。

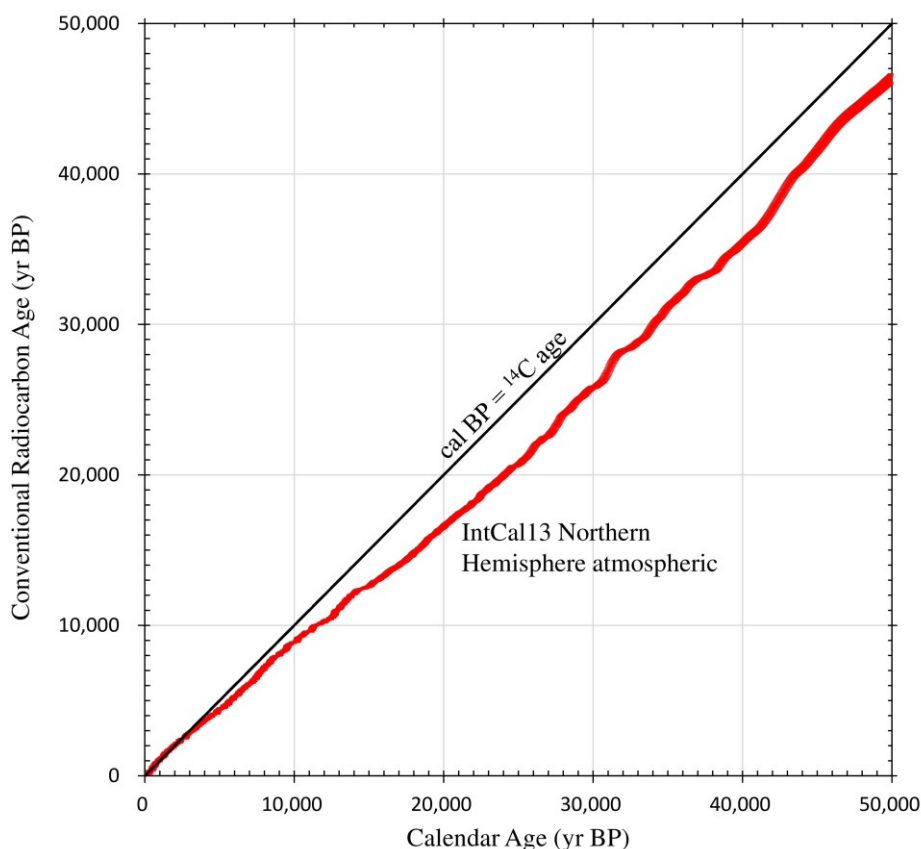


図 3-9 ^{14}C 年代の歴年代較正曲線 IntCal13 ^[20]

図 3-9 に、今回 ^{14}C 年代を歴年代に換算するために用いた較正曲線 (IntCal13) ^[20]を示す。較正曲線は木の年輪や植物化石記録、鍾乳石の記録などから、大気中の ^{14}C 濃度の変動による ^{14}C 年代と歴年代のずれを較正するためのデータセットである。実際には適当な年代の範囲で拡大して使用する。較正曲線は数年に 1 度の頻度で更新されているが、本稿執筆時点で最新のもの (IntCal13) ^[20]を用いた。大気中の ^{14}C 濃度が一定であったとした ^{14}C 年代を歴年代に換算した場合、数千年間年代をさかのぼる結果となる。

^{*1} 実際には混乱を避けるため、過去に定められた半減期 5568 年が用いられる。

表 3-4 放射性炭素年代測定の結果（データ提供：株式会社ダイヤコンサルタント）

No.	試料を採取した 標高(m)	測定方法	^{14}C 年代(yBP)	歴年代(Cal BP)	歴年代(ka)	歴年代(ka) Median
1	210.07	ASM	850±40	790 to 727	0.84 to 0.777	0.8085
2	208.37	ASM	3750±40	4237 to 3982	4.287 to 4.032	4.1595
3	207.37	Radiometric	6640±60	7609 to 7429	7.659 to 7.479	7.569
4	205.37	Radiometric	8670±70	9890 to 9529	9.94 to 9.579	9.7595
5	203.32	ASM	12340±40	14490 to 14144	14.54 to 14.194	14.367
6	201.32	ASM	14730±50	18014 to 17844	18.064 to 17.894	17.979
7	194.27	ASM	21040±110	25623 to 25163	25.673 to 25.213	25.443
8	190.17	ASM	30540±360	35092 to 33920	35.142 to 33.970	34.556
9	174.42	Radiometric	>43590	—	—	—
10	164.42	ASM	>47300	—	—	—

表 3-4 に、放射性炭素年代測定の結果（ ^{14}C 年代）と歴年代換算値を示す。IntCal13 で較正した歴年代（Cal BP）は西暦 1950 年を基準年としているため、西暦 2000 年に基準年を見直し歴年代（ka）とした。

放射性炭素年代測定は、 β 線計測法と加速器質量分析（AMS；Accelerator Mass Spectrometry）法^[21]の 2 通りの方法がある。前者は、 ^{14}C 原子が崩壊するときに放出される電子を液体シンチレーションカウンタ^[22]で数える。後者は、加速器（図 3-10）を用いて高エネルギーでイオンを加速して質量を分析し、放射性同位体比を測定する。AMS は β 線計測法に比べて微量の試料でも短時間で測定ができ高精度であるとされるが、測定機器が高価なうえ測定環境を厳密に管理する必要がある。今回は、 β 線計測法での測定が可能な場合は β 線計測法を採用し、困難な場合は AMS を用いた。IntCal13 の適用範囲は 50,000yBP までであるが、年代測定自体が十分な精度でなかったため、表 3-4 中 No.9 と No.10 は歴年代較正ができなかった。

表 3-3 の AT と表 3-4 を比較すると、表 3-4 の No.7（約 25ka）と No.8（約 35ka）の間に AT（約 30ka）の層準が存在することになり、整合している（表 3-5）。

表 3-5 AT と ^{14}C の年代比較

指標	標高(m)	歴年代(ka)	備考
^{14}C	194.27	25.443	No.7
AT	193.495	30	B7-1-2
AT	192.29	30	B1-2-5
^{14}C	190.17	34.556	No.8



図 3-10 AMS で用いる加速器（写真提供：株式会社地球科学研究所）

3-3-4 堆積速度

表 3-6 に、試料を採取した位置の標高と、採取した試料の年代を測定した結果を整理した。表の「歴年代 (10ka)」は、当該の土層が地表面だった時期が西暦 2,000 年を基準年としておよそ何万年前だったかを示している。図 3-1 1 に、表 3-6 に示した深度と年代の関係を図示した。図の切片は、図 3-1 に示した調査孔の孔口標高の平均値である。表 3-6 の関係は線形近似できる。図から、白竜湖軟弱地盤は約 0.477m/kyr のほぼ一定の速さで堆積して来たことがわかる。試料を採取した土層の深度 d (m) の堆積年代 t_a (10ka) は式 (3-1) のとおり推定できる。

$$t_a = \frac{d}{4.77} \quad (3-1)$$

白竜湖軟弱地盤の堆積速度を他の山地湿原の堆積速度^[23]と比較すると、図 3-1 2 のとおりとなる。白竜湖の標高は、約 210m 程度で、他の山地湿原とは堆積環境が異なっていた可能性もあるが、堆積速度に関していえば非常に調和的である。

表 3-6 標高と年代の関係

Bor. No.	標高 (m)	指標	歴年代 (ka)
B1-2-5	210.07	¹⁴ C	0.8085
B1-2-5	208.37	¹⁴ C	4.1595
B1-2-5	207.37	¹⁴ C	7.569
B1-2-5	205.37	¹⁴ C	9.7595
B1-2-5	203.32	¹⁴ C	14.367
B1-2-5	201.32	¹⁴ C	17.979
B1-2-5	194.27	¹⁴ C	25.443
B7-1-2	193.495	AT	30
B1-2-5	192.29	AT	30
B1-2-5	190.17	¹⁴ C	34.556
B7-1-14	184.345	Nm-KN	63.5
B7-1-2	183.50	Nm-KN	63.5
B7-1-14	172.293	On-NG	85
B7-1-2	170.925	Aso-4	87

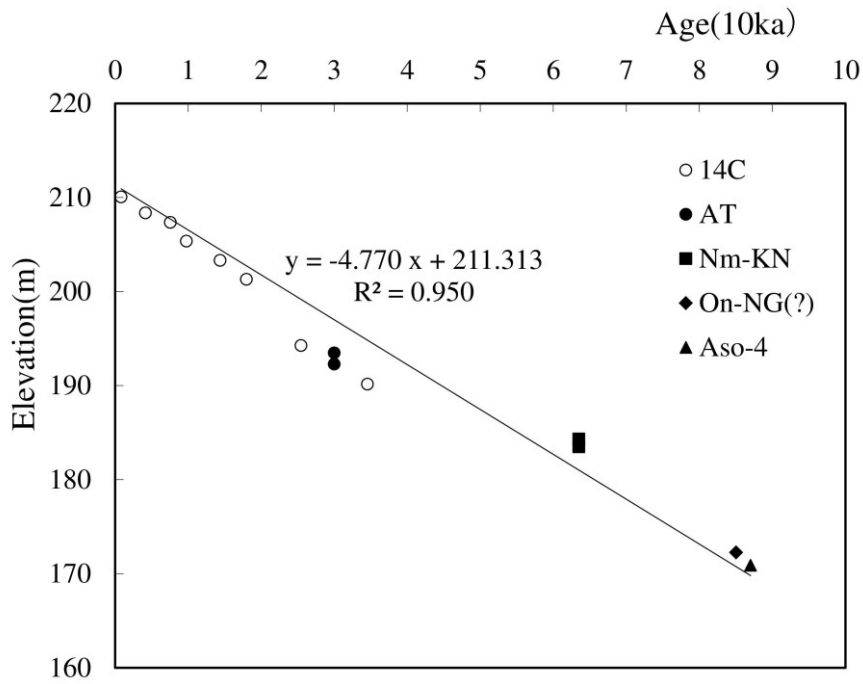


図 3-11 標高と堆積年代の関係 (1)

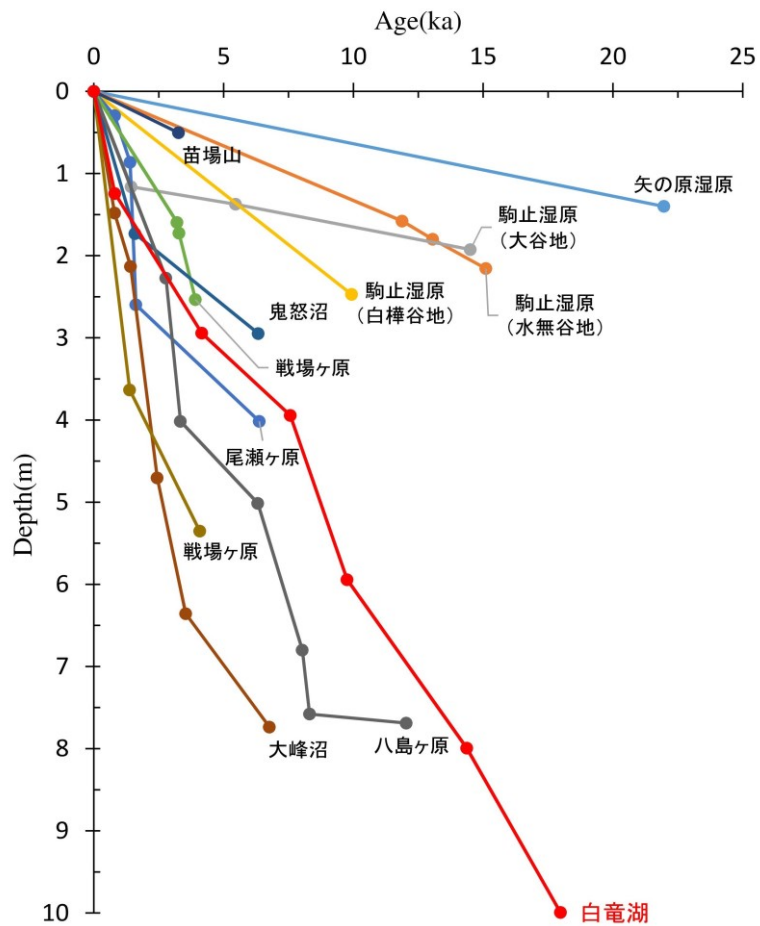


図 3-12 堆積速度の比較^[23]

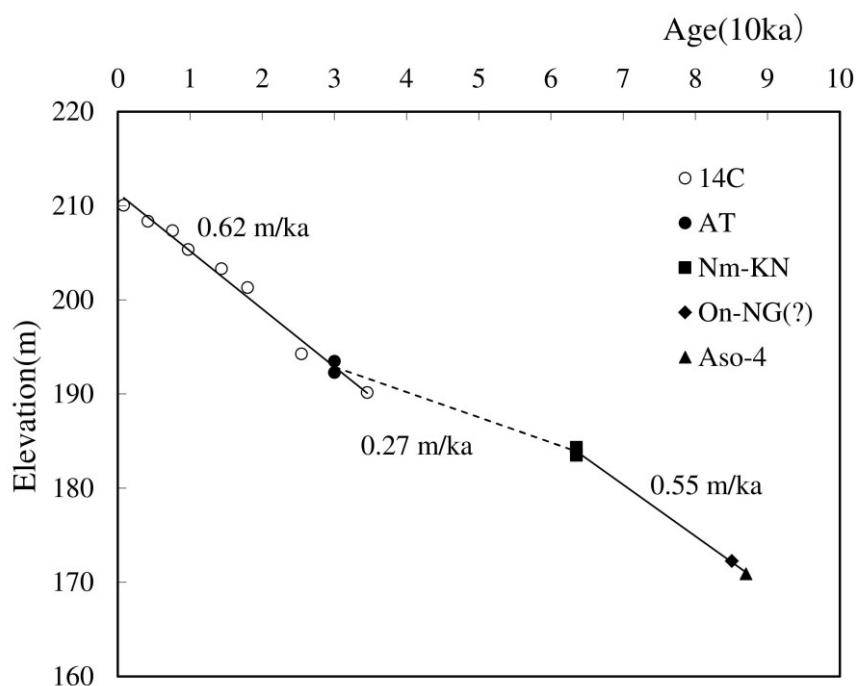


図 3-13 標高と堆積年代の関係 (2)

一方，図 3-1 1 をよく見ると，標高 180m～190m 付近でやや不連続が生じている．堆積速度でいえば，Aso-4～Nm-KN と AT～地表間の堆積速度は概ね等しい (0.55～0.62m/kyr) が，Nm-KN～AT 間は半分程度の堆積速度 (0.27m/kyr) となっている (図 3-1 3)．堆積速度が低下している範囲は，砂層と粘性土層の互層が主体で，有機質土はあまり含まない層である．標高 180m 付近から 190m 付近までの約 10m の土層の堆積は，他よりゆっくり進行した可能性がある．鈴木ら [24] は，米沢盆地の南に位置する会津盆地の堆積速度について，地表から深度 32m 付近までは 0.5m/kyr，深度 32m 付近から 88m 付近で 0.22～0.35m/kyr と報告している．この会津盆地の深度 32m 付近以深の堆積速度は，白竜湖軟弱地盤の Nm-KN～AT 間の堆積速度と近いが，深度で見ると 10m 程度のずれがある．

本稿では，前述のとおり AT を検出した層準で更新統と完新統を区分している．白竜湖軟弱地盤の完新統の範囲は高有機質土 (泥炭) が主体的な土層構成となっている．図 3-1 3 では，完新統の堆積速度は 0.62m/kyr である．北海道の完新世泥炭の堆積速度を地形別に見ると，海岸低地で 0.4～1.2m/kyr，山地湿地で 0.2～0.4m/kyr，内陸盆地で 0.6m/kyr，丘陵・台地埋積谷で 0.2～0.3m/kyr であったとされる [25]．白竜湖軟弱地盤の泥炭の堆積速度は，北海道の内陸盆地の泥炭の堆積速度とほぼ等しい．

北海道の海岸低地の泥炭の堆積速度 (0.4～1.2m/kyr) が地域によって大きく異なっていることを勘案すると，白竜湖軟弱地盤の深さ方向の堆積速度の差異はごくわずかである．このことから，白竜湖軟弱地盤の堆積環境は過去数万年にわたり大きな変化がなかったものと思料する．