HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	サロベツ原野南部における沖積層の水文地質構造と地下水流動
Author(s)	酒井, 利彰; 井岡, 聖一郎; 五十嵐, 敏文
Citation	応用地質, 53(4), 172-182 https://doi.org/10.5110/jjseg.53.172
Issue Date	2012-10-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/54919
Type	journal article
File Information	JJSEG.53(4).172-182.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

応用地質，第53巻，第４号，172–182頁，2012
Jour. Japan Soc. Eng. Geol., Vol.53, No.4, pp.172–182, 2012

論文

サロベツ原野南部における沖積層の水文地質構造と地下水流動

酒 井 利 彰* ・井岡聖一郎** ・五十嵐敏文***

要　旨

北海道北部サロベツ原野における沖積層の地下水流動系を評価することを目的として，地下水の現地調査により水文地質構造を明らかにし，その結果に基づく地下水のモデル計算を実施した．既往研究によると沖積層の地質は泥質主体である．沖積層のうち，最大海進期の粘土質堆積物であるHo-la層が難透水性を示し，観測された水理水頭の季節変化や地下水の水質からはHo-la層が上下の地下水流動を制限していると推定された．また，水理水頭は，サロベツ原野東端部の基盤岩周辺において最も高い値を示し，浅部や西側ほど低くなる傾向が観測された．この高い水理水頭値の形成には構造運動が関係すると推定した．地下水流動モデルを用いた解析により，高い水理水頭の分布範囲を推定した．

Key words：サロベツ原野　Sarobetsu moor，沖積層　alluvium，水文地質構造　hydrogeology，地下水流動　groundwater flow

1. は　じ　め　に

サロベツ原野は北海道北部の日本海沿岸に位置する沖積低地であり，ラムサール条約に登録された湿原が広く分布している．三方を山地に囲まれており，山地を涵養域とする地下水の流出域にあたる．とくに東側の山地は規模が大きく，地下水の主たる涵養域と考えられる．この山地では，日本原子力研究開発機構によるフィールド研究が行われており，涵養域における水文地質構造および地下水流動に関する研究が数多く行われている[1]．しかしながら，流出域と想定されるサロベツ原野における水文地質構造や地下水流動に関する観測および解析を実施した研究例は数少なく[2]，湿原の保全や地域の水資源評価の観点からも研究が必要とされている．

サロベツ原野には80mに及ぶ厚い沖積層が堆積しており，とくに表層付近の地下水流動系を把握するためには沖積層の水文地質構造を明らかにする必要がある．サロベツ原野の沖積層全体を対象にした水文地質構造の調査研究は，北海道開発局が1996～1998年にかけて実施した「サロベツ川水理地質構造検討業務」[3]のみである．ここでは沖積層全層を網羅するボーリング調査が複数行われており，いくつかの学術論文にそれが引用されている[4),5]．しかしながらボーリングの数量が少ないことと，地層の堆積年代が不明で正確な孔間対比ができていないことから，水文地質構造を明らかにするにはデータが不足している．

筆者らの一人が所属した幌延地圏環境研究所では，サロベツ原野周辺の水文地質構造を明らかにするための調査研究を行ってきた．すなわち，これまでにサロベツ原野南部で５か所のオールコアボーリング調査を行い，沖積層の地質解析を行った[6]．

本研究は本地域の地質構造を踏まえ，地下水調査結果に基づき沖積層内の水文地質構造を構築し，地下水位の分布を明らかにしてサロベツ原野南部の地下水流動系を評価することを目的とする．

2.　地形・地質概要

図-1に示すように宗谷地域にはほぼ南北方向に地質帯が分布し，中央東側の白亜系から，順次西側に若い堆積岩類が分布する．サロベツ原野周辺の丘陵には鮮新統～更新統の勇知層および更新統の更別層が分布する[7)~9)]．

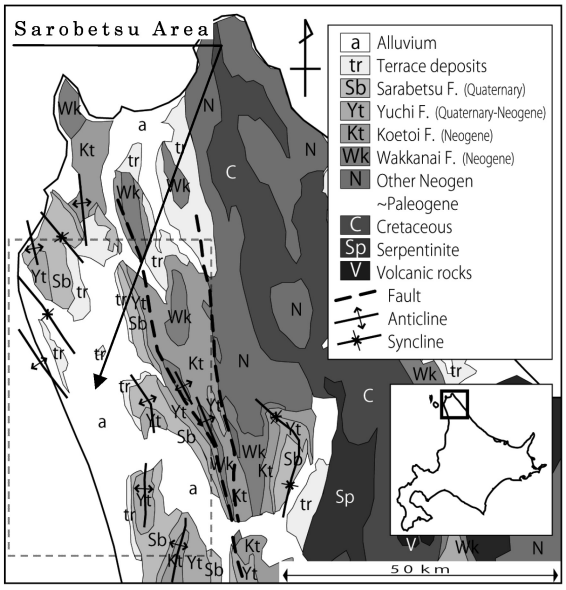
原野縁辺部にはMIS（海洋酸素同位対比ステージ）５～９とされる海成段丘が分布する[10]．平野と丘陵の境界付近には活断層の伏在が推定されており[11),12)]，離水浜堤地形の変位から４～６kyr BPに原野北部沿岸での断層活動が推定

＊幌延地圏環境研究所（（現）日本工営（株））Horonobe Research Institute for the Subsurface Environment（会員）
＊＊弘前大学北日本新エネルギー研究所 North Japan Research Institute for Sustainable Energy, Hirosaki University
＊＊＊北海道大学大学院工学研究院 Faculty of Engineering, Hokkaido University（会員）

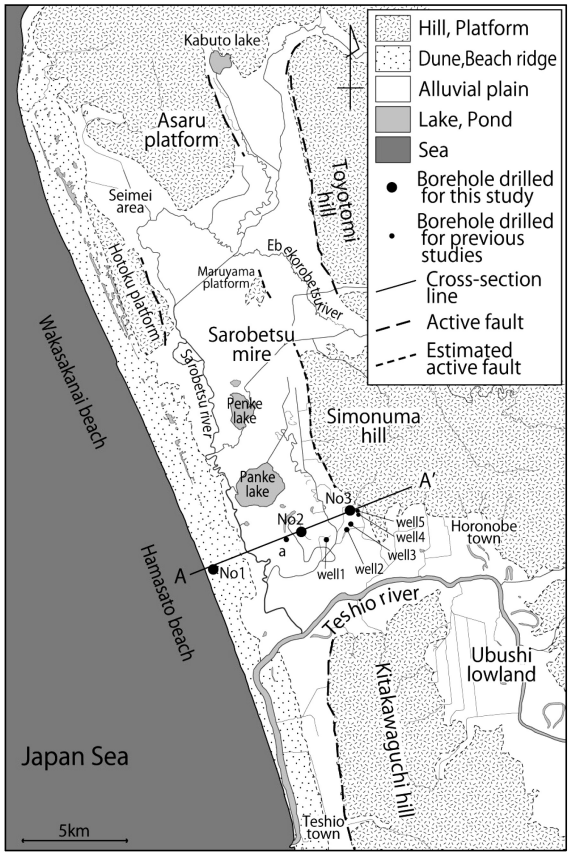
されている[13]．

地下水利用における主な帯水層は原野周辺の丘陵地に分布する砂礫質の更別層（更新統）とされる．丘陵地縁辺には深度40～50m以上の掘り抜き井戸が多数設置され，その多くから自噴が認められる．

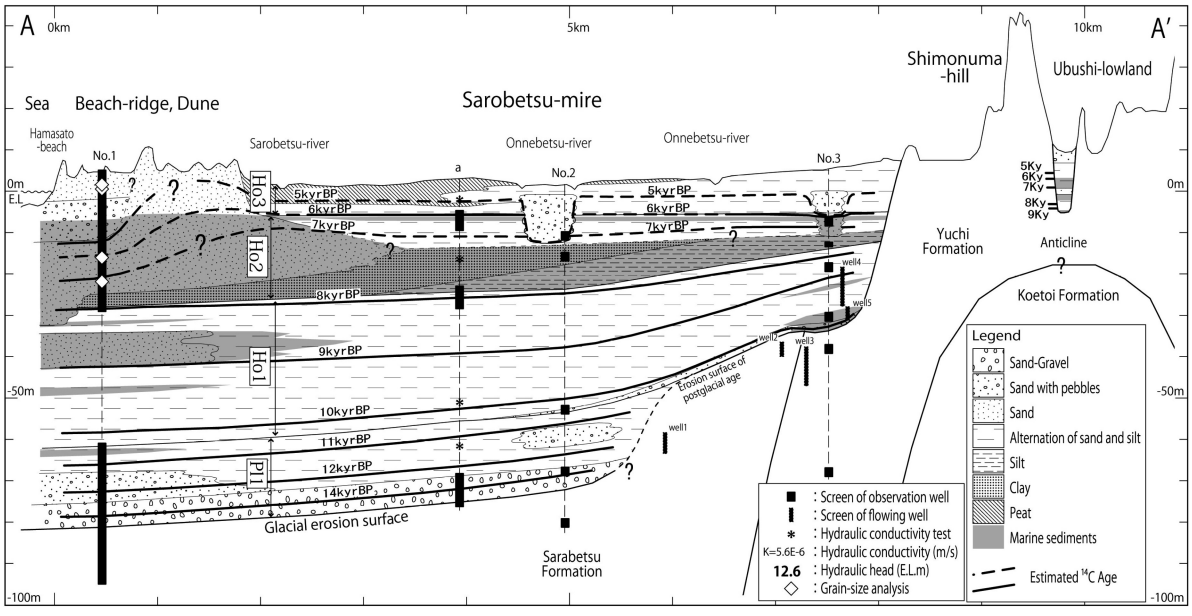
図–2に示すように沖積平野は主に天塩川周辺に発達し，沿岸部がサロベツ原野，内陸部がウブシ原野と呼ばれる．海岸線沿いには縄文海進期の海岸砂州を基礎とした砂丘列帯がみられる[4]．サロベツ原野の大半は層厚５mに及ぶ泥炭に覆われ，泥炭層基底の^{14}C年代によると原野南部では5.7kyr BPから，原野北部では２～４kyr BPから堆積が開始している[14),15)]．沖積層の基盤は原野南部沿岸が最も深くGL－70m程度まで達し，縁辺部で急激に浅化する盆状構造をとる[4),16)]．サロベツ原野周辺は道北地域日本海側における鮮新世以降の沈降運動の中心部とされており，沖積層や泥炭層の層厚が完新世の地殻変動傾向を反映している可能性がある[4]．



図–1　宗谷地域地質図（秦・上田[7),8)]，山口・須田[9)]を加筆修正．A：沖積層，tr：段丘堆積物，Sb：更別層（砂/粘土/礫の互層，第四系），Yt：勇知層（微細粒砂岩，第四系–新第三系），Kt：声問層（珪藻質泥岩，新第三系），Wk：稚内層（珪藻質頁岩，新第三系），T：その他新第三系～古第三系（堆積岩），C：白亜系（堆積岩），Sp：蛇紋岩，V：火山岩）



図–2　サロベツ地域地形図



図–3　サロベツ地域地質断面図

図–3に示すように，サロベツ原野南部の沖積層は10.5 kyr BPの海退面と6.2～8 kyr BPの海成堆積物を基準に，下位よりPl1，Ho1，Ho2，Ho3の4部層に区分される[6]．Pl1は10.5～14.5kyr BPに堆積したいわゆる「下部沖積層」であり，人頭大の円礫を含む厚い基底砂礫と，湖沼，三角州，蛇行河川などで堆積した砂/シルト互層からなる．Ho1は8～10.5kyr BPに堆積した完新世海進前期の堆積物で，主に氾濫原で堆積した砂/シルト互層からなる．Ho2は6.2～8 kyr BPに堆積した縄文海進最盛期の堆積物で，主にバリア–ラグーンで堆積した砂州，潟湖の粘土，干潟のシルト，および潟湖から一時的に変化した氾濫原堆積物からなる．Ho2下部の連続した粘土層および砂質シルト層を，これ以降Ho-la層と称する．Ho3は6.2kyr BP以降に堆積した堆積物で，沿岸部は海浜砂や砂丘砂，平野部は湿地で堆積した泥炭，氾濫原で堆積した砂/シルト互層，および旧河道に堆積した砂礫などからなる．

3.　地下水調査

3.1　調査方法

3.1.1　浅層地下水位調査

サロベツ原野南部の33か所に手掘り観測孔を設置し，地下水位の観測を行った．設置位置は**図–4**中に示したg01～g30，および後述する地下水観測地点(No.1～3)である．

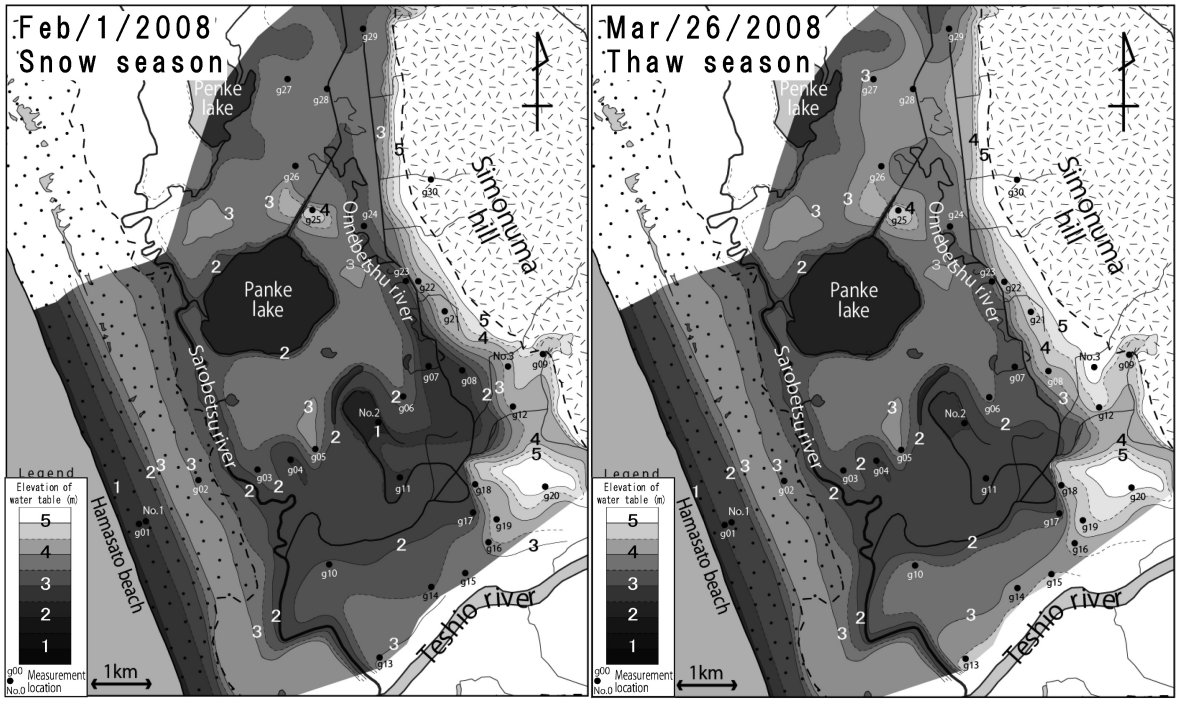
観測孔の掘削にはハンドオーガーを用い，掘削中に現れた地下水位より約0.5～1.0mの深度までを掘削した．掘削後，数日間静置して水位が安定したのちに孔内水位を測定した．ケーシングには全面スクリーンのVP25塩ビパイプを使用した．スクリーン部は円形の孔(φ5 ㎜)を5 cmごとに千鳥配置し，開口率は約2％とした．パイプ下部は円錐型コーンで閉塞し，上部は空気抜き孔を開けたキャップで保護した．掘削地点の標高は幌延町発行の1/5,000地形地番合成図から読み取った．

地下水位の観測には触針式水位計を用いた．なお観測は現地での酪農作業が休止される冬期間とし，積雪前，積雪期，融雪期，融雪後の4回行った．

3.1.2　水理水頭分布調査

サロベツ原野南部において地形勾配が最も大きい東西方向に調査測線を設定し，沿岸部，原野中央部，原野東端部の3地点を地下水観測地点に設定した(No.1～3)．各地点には，機械ボーリングにより，深度を変えた複数の地下水観測井を設置した．調査測線に近い5か所の既存井戸も調査観測に用いた(Well 1～5)．また北海道開発局設置の地下水観測井を「a孔」と称し測定結果を引用した[3]．観測井および既存井戸の位置は図–2および図–3に示した．

No.1孔は沿岸部の砂丘列帯に位置し，掘削口径は86㎜，掘削深度は100mである．ロータリー式とパーカッション式を併用し無水掘りにて掘削した．1つの孔をベントナイトペレットと砕石により上・中・下の3層に区分し，各区間に内径4 ㎜の採水用チューブおよび内径6 ㎜の水位測定用チューブを埋設した．しかしチューブの閉塞により，上部区間と中部区間の水位測定が不可能となり，中部区間は採水も不可能となった．上部区間の深度はGL－0.0～－32.5m，下部区間の深度はGL－66.5～－100.0mである．本孔はスクリーン区間が30m以上と長く，測定値に対応する層準の認定が困難なため，得られた水位は参考値として用いた．



図–4　サロベツ地域地下水位コンター図(2008/2/1および2008/3/26時点)

No.2孔群は原野中央部の旧河川地形に位置し，掘削口径は86㎜，最大掘削深度は85mである．ロータリー式の泥水掘りにて深度の異なる5孔の観測井を設置した．スクリーン深度はGL－81.5～－83.5m，GL－69～－71m，GL－54～－56m，GL－17～－19m，GL－12～－14mである．

No.3孔群は原野東端部の丘陵地付近に位置し，掘削口径は86㎜，最大掘削深度は75mである．ロータリー式の泥水掘りにて深度の異なる7孔の観測井を設置した．スクリーン深度はGL－73～－75m，GL－43～－45m，GL－35～－37m，GL－23～－25m，GL－18～－19m，GL－12～－14m，GL－8～－10mである．ただしGL－73～－75mの孔は遮水が不完全であったため参考値として用いた．

No.2孔群，No.3孔群は孔管にVP50塩ビ管を用い，スクリーン部には100㎜×2㎜のスリットを縦方向に千鳥配置し，開口率を約2.5%とした．スクリーン区間は2㎜メッシュの網で巻き閉塞を防止し，直上に遮水材を3重に巻いて遮水したうえで，遮水材から孔口までをセメントミルクで充填した．施工後は，井戸の容積の3倍以上の水を排水し，孔内洗浄とした．

水理水頭は触針式水位計および感圧式の自記水位計を用いて測定した．自記水位計の測定間隔は1時間ごととした．自噴をともなう観測井は自記水位計を孔内に吊下げ孔口を密閉し，データ回収時のみ孔口を解放する仕組みとした．

3.1.3　現場透水試験および粒度分析による透水係数の推定

観測井設置後1か月以上養生したのちに，変水位法にて現場透水試験を行った．その際，自噴のない観測井ではベーラを用いて孔内水を低下させ，自噴井では解放状態から孔口に塩ビ管を立てることで水位を変動させた．水位の記録には感圧式水位計を用いた．既存井戸は電気検層およびボアホールカメラ観察によりスクリーン深度を明らかにしたのち，上記と同様の試験を行った．

なお既存のａ孔では，最下部でJFT法，それ以外の箇所ではケーシング法による透水試験が行われている[3)]．

また，砂丘帯では現場透水試験を行っていないため，No.1孔のコア試料を用いて粒度分析を行い，Creager(1945)が示した粒度と透水係数の関係表[17)]と対比して，透水係数を推定した．この表は，各種土質における実験結果をもとにD_{20}粒径と透水係数との関係を示したもので，0.005㎜以上2㎜以下の粒度の揃った砂を対象としている．サロベツ地域の砂丘砂は，目視観察により，細粒分が少なく粒径が揃っていると判明したため，表の適用が可能と判断した．粒度分析には75μm，106μm，250μm，425μm，850μm，2㎜メッシュのふるいを用いた．

3.1.4　地下水水質調査

地下水観測井および自噴井から採取した水試料を用い，一般水質分析，酸素水素同位体比測定，トリチウム含有量測定を行った．

pH，電気伝導度，水温はポータブルpH計(DKK-TOA HM-20P)および電気伝導率計(DKK-TOA CM-21P)を使用して測定した．一般水質はイオンクロマトグラフ(陽イオン：DIONEX ICS-1000，陰イオン：Metrohm 761 Compact IC)法により分析を行った．アルカリ度は滴定にて測定し，重炭酸イオン(HCO_3^-)濃度に換算した．

酸素水素同位体比測定およびトリチウム含有量測定はそれぞれ質量分析法，液体シンチレーション法により測定を行った．

3.2　調査結果

3.2.1　浅層地下水位調査結果

地下水位の測定結果を**表-1**に示す．2008年2月1日は積雪期，2008年3月26日は融雪期にあたる．

地下水位の深度は泥炭地で最大GL－1.0m，シルト質の沖積平野で最大GL－2.6m，砂丘帯で最大GL－3.9m程度であった．地下水位の変動は全体に少ないが，下沼丘陵山麓地域で融雪期に1m以上の水位上昇が認められた．

3.2.2　水理水頭分布調査結果

水理水頭観測の結果を**表-2**に示す．すべての観測井群で，深部ほど水理水頭が高い傾向が観測された．また，原野の東部ほど，水理水頭が高い傾向が観測された．最も高い水理水頭は，原野東端部の基盤岩周辺で観測され，約13mであった．

原野中央部から沿岸部にかけては，位置や深度による水理水頭の変化が小さく，0.2～3mであった．原野東部は変化が大きく，3～13mであった．Ho-la層以浅の水頭は，地下水位とほぼ同一であった．

図-5に水理水頭の連続観測結果を示す．Ho-la層より上位の観測孔では，約1～2mの季節変動が認められた．Ho-la層より下位の観測孔では，水理水頭はほぼ一定であった．

3.2.3　現場透水試験および粒度分析による透水係数の推定の結果

現場透水試験の結果を表-2に示した．サロベツ地域沖積層の主体であるHo1およびHo2の砂/シルト互層部は概ね10^{-6}m/sの透水係数を示した．Ho-la層は最も透水性が低く，粘土からなる沿岸～原野部で10^{-8}～10^{-9}m/s，砂質シルトからなる原野東端部で10^{-6}～10^{-7}m/sの透水係数を示した．下部沖積層であるPl1の砂/シルト互層部の透水係数は10^{-8}～10^{-7}m/sを示した．Pl1およびHo1 最下部に位置する基底砂礫や，Ho3 に含まれる埋没河川砂礫の透水係数は10^{-3}～10^{-5}m/sを示した．

砂丘帯における粒度分析結果を**図-6**に示す．Ho2に含まれる砂質堆積物のD_{20}粒径は0.095㎜，Ho3に含まれる砂丘砂のD_{20}粒径は0.24㎜であった．Creager(1945)が示した粒度と透水係数の関係表[17)]によると，D_{20}粒径0.1㎜での透水係数は1.75×10^{-5}m/s，D_{20}粒径0.2㎜での透水係数は8.90×

表-1　地下水位測定結果

Location	Borehole depth (m)	Elevation (m)	Latitude	Longtitude	Geology	Water table (Elevation (m))				Water table (GL-(m))			
						11/19/2007	2/1/2008	3/26/2008	4/30/2008	11/19/2007	2/1/2008	3/26/2008	4/30/2008
No.1	4.20	5.0	N44° 59'41"	E141° 41'18"	medium sand	1.62	1.44	1.66	1.55	3.38	3.56	3.34	3.45
No.2	2.20	1.6	N45° 00'47"	E141° 44'30"	sand/silt alt.	0.74	−0.13	1.12	0.15	0.86	1.73	0.48	1.45
No.3	3.20	5.7	N45° 01'13"	E141° 46'18"	sand/silt alt.	3.75	3.54	5.47	3.74	1.95	2.16	0.23	1.96
g01	4.10	5.2	N44° 59'40"	E141° 41'14"	medium sand	1.42	–	–	–	3.78	–	–	–
g02	4.20	6.7	N45° 00'14"	E141° 42'09"	medium sand	2.93	2.77	2.88	3.06	3.77	3.93	3.82	3.64
g03	0.40	2.3	N45° 00'20"	E141° 42'51"	peat	2.35	2.26	2.40	2.28	−0.05	0.04	−0.10	0.02
g04	0.60	1.6	N45° 00'26"	E141° 43'19"	peat	1.56	1.48	1.69	1.46	0.08	0.16	−0.05	0.18
g05	0.50	3.1	N45° 00'32"	E141° 43'40"	peat	2.99	–	3.08	2.97	0.11	–	0.02	0.13
g06	1.90	3.1	N45° 01'02"	E141° 44'51"	peat	2.64	2.38	2.72	2.39	0.45	0.71	0.37	0.70
g07	2.50	3.2	N45° 01'17"	E141° 45'10"	silt	1.77	1.02	2.21	1.55	1.43	2.18	0.99	1.65
g08	2.80	4.0	N45° 01'17"	E141° 45'40"	silt	3.64	1.39	3.93	1.54	0.36	2.61	0.07	2.46
g09	0.90	4.6	N45° 01'26"	E141° 46'45"	silty sand	4.31	4.23	4.37	4.17	0.29	0.37	0.23	0.43
g10	0.90	2.8	N44° 59'25"	E141° 43'23"	peat	2.50	–	2.67	2.17	0.30	–	0.13	0.63
g11	1.85	2.1	N45° 00'12"	E141° 44'50"	sand/silt alt.	1.56	–	–	1.55	0.54	–	–	0.55
g12	1.70	4.5	N45° 00'55"	E141° 46'21"	silt	3.95	3.53	4.54	3.56	0.55	0.97	−0.04	0.94
g13	1.80	4.1	N44° 58'28"	E141° 44'31"	coarse sand	3.09	2.90	3.48	3.00	1.01	1.20	0.62	1.10
g14	0.95	3.3	N44° 59'10"	E141° 45'27"	peat	2.68	2.45	3.14	2.55	0.62	0.85	0.16	0.75
g15	0.90	3.6	N44° 59'18"	E141° 45'40"	peat	2.80	–	3.48	3.02	0.80	–	0.12	0.58
g16	0.90	3.8	N44° 59'37"	E141° 46'01"	peat	3.60	–	3.85	3.48	0.20	–	−0.05	0.32
g17	0.90	2.3	N44° 59'50"	E141° 45'50"	peat	1.98	1.76	2.09	1.85	0.32	0.54	0.21	0.45
g18	1.80	4.0	N45° 00'10"	E141° 45'49"	peat	3.56	–	–	3.51	0.44	–	–	0.49
g19	0.90	4.3	N44° 59'49"	E141° 46'07"	peat	3.70	3.65	4.32	3.67	0.60	0.65	−0.02	0.63
g20	1.80	6.2	N45° 00'04"	E141° 46'45"	peat	5.79	5.49	5.88	5.68	0.41	0.71	0.32	0.52
g21	0.90	4.0	N45° 01'51"	E141° 45'24"	coarse sand	3.89	3.77	4.06	3.75	0.14	0.26	−0.03	0.28
g22	0.90	4.0	N45° 02'10"	E141° 45'01"	peat	3.70	3.49	3.93	3.47	0.30	0.51	0.07	0.53
g23	1.80	2.3	N45° 02'09"	E141° 44'27"	sand/silt alt.	2.14	1.98	2.30	2.04	0.16	0.32	0.00	0.26
g24	2.70	3.0	N45° 02'40"	E141° 44'13"	clay	2.39	2.19	2.55	2.24	0.61	0.81	0.45	0.76
g25	0.90	4.6	N45° 02'51"	E141° 43'37"	peat	4.41	4.33	4.41	4.34	0.19	0.27	0.19	0.26
g26	1.80	3.6	N45° 03'14"	E141° 43'22"	peat	2.97	2.68	3.28	2.78	0.63	0.92	0.32	0.82
g27	1.00	3.2	N45° 04'01"	E141° 43'50"	silt	2.67	2.63	3.28	2.47	0.53	0.57	−0.08	0.73
g28	1.90	3.6	N45° 04'25"	E141° 43'16"	peat	3.04	2.60	3.10	2.73	0.56	1.00	0.50	0.87
g29	1.90	3.0	N45° 04'36"	E141° 44'20"	peat	2.38	2.37	2.61	2.43	0.62	0.63	0.39	0.57
g30	1.70	17.0	N45° 03'08"	E141° 45'12"	coarse sand	16.55	15.89	16.97	16.25	0.45	1.11	0.03	0.75

表-2　透水試験結果

Location	Latitude Longitude	Elevation (m)	Screened depth (m)	Hydraulic head (m)	Hydraulic conductivity (m/s)	Geology at screened depth
No.1	N44° 59'41" E141° 41'18"	5.0	0.0–32.5	–	–	middle sand ～fine sand
			66.5–100.0	2.5	–	sand and gravel (Alluvium～ Pleistocene)
No.2	N45° 00'47" E141° 44'30"	1.7	12.0–14.0	0.0–0.5 (0.2)※1	1.6E-04	coarse sand with gravel
			17.0–19.0	0.7	7.5E-09	clay
			54.0–56.0	2.7	1.3E-05	sand with gravel
			69.0–71.0	3.0	9.2E-07	sand and gravel
			81.5–83.5	2.9	1.1E-06	sand and gravel (Pleistocene)
No.3	N45° 01'13" E141° 46'18"	5.7	12.0–14.0	3.0–4.5 (3.2)※1	2.3E-04	medium sand
			18.0–19.0	4.1–4.9 (4.2)※1	5.6E-07	sandy silt
			23.0–25.0	8.6	1.7E-06	sand/silt alt.
			35.0–37.0	13.0	1.5E-06	sand/silt alt. ～ sand and gravel
			43.0–45.0	13.0	1.1E-06	very fine sand (Pleistocene)
			73.0–75.0	–	1.8E-04	granule (Pleistocene)
A※2	N45° 00'24" E141° 43'58"	2.7	7.3–12.0	2.1	–	sand/silt alt.
			25.5–31.0	2.1	–	sand/silt alt.
			71.0–79.0	2.9	–	sand and gravel
			4.0–5.0	–	1.0E-07	silt with peat
			8.0–8.5	–	5.8E-06	fin sand with silt
			18.0–19.0	–	4.7E-09	silt
			29.0–29.5	–	7.5E-06	silty fine sand
			53.5–54.5	–	1.6E-06	sand/silt alt.
			63.5–65.5	–	6.4E-08	silt
			71.5–72.0	–	3.1E-04	sand and gravel
well1	N45° 00'25" E141° 45'39"	3.3	61.7–66.8	3.7	2.6E-04	unknown
well2	N45° 00'41" E141° 46'20"	4.4	40.1–43.6	7.7	1.7E-05	unknown
well3	N45° 00'34" E141° 46'15"	4.2	40.9–50.3	10.2	2.2E-06	unknown
well4	N45° 00'39" E141° 46'50"	5.7	24.4–34.0	10.9	3.1E-06	unknown
well5	N45° 01'12" E141° 46'34"	5.7	34.1–37.6	12.6	5.6E-06	unknown

※1: Measured value at hydraulic test.
※2: Hydraulic conductivity tests at A were measured in parallel with drilling.

10^{-5}m/s，D_{20}粒径0.3㎜での透水係数は2.220×10^{-4}m/sとされる．したがって，Ho2に含まれる砂質堆積物の透水係数は10^{-5}m/s程度，Ho3に含まれる砂丘砂は10^{-4}m/s程度と推定された．

基盤岩のうち更別層の透水係数は10^{-4}～10^{-6}m/sを示した．勇知層の透水係数は主体となる微細粒砂岩部が10^{-6}m/s程度，まれに介在する砂礫層が10^{-4}m/sを示した．

3.2.4　地下水水質調査結果

地下水水質の分析結果を**表-3**に，キーダイアグラムを**図-7**に示す．サロベツ地域の地下水水質は，Ca-HCO_3型が優勢であり，一部にNa-HCO_3型が認められた．トリチウムはHo-la層より上位の地下水のみから検出された．

地下水の酸素水素同位体比のデルタダイアグラムを**図-8**に示す．酸素水素同位体比は，天水線[18]と，日本の浅層地下水および河川水の酸素水素同位体比関係式[19]の周辺にプロットされた．

3.3　考察

3.3.1　水文地質構造の特徴

サロベツ原野南部の沖積層における水理地質特性の断面分布図を**図-9**に示す．断面分布図の作成にあたっては，地層区分ごとに同一の透水係数を持つと仮定した．地質断面図は酒井ほか[6]から引用した．Ho3の砂/シルト互層部は，地質の類似性からHo1およびHo2と同様の透水性を示すと判断した．Ho3の泥炭層の透水係数は，亀山ほか[20]が示した10^{-6}m/sを引用した．

サロベツ原野南部の沖積層はシルト質堆積物が主体であ

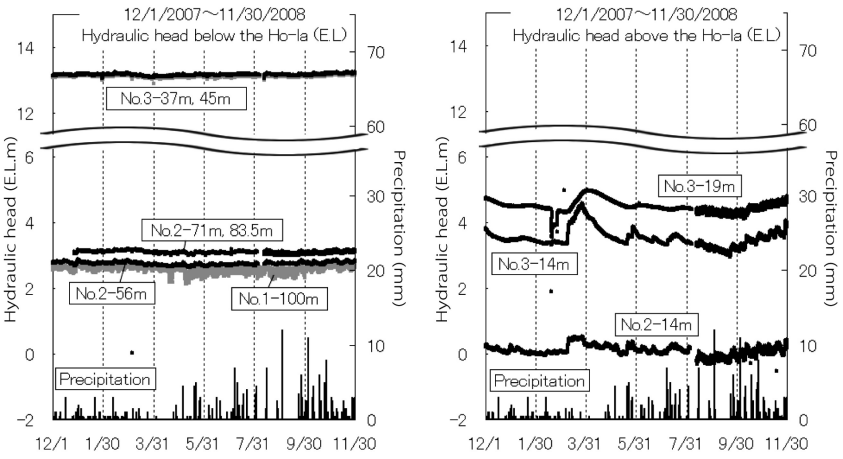


図-5　日降水量およびHo-la層の上下における水理水頭の変動

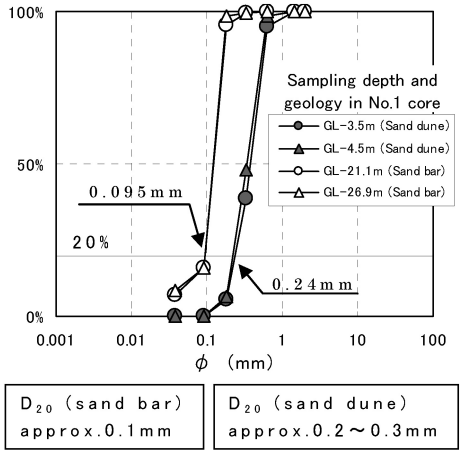


図-6　砂丘帯における加積粒径分布

表-3　地下水水質分析結果

Location	Screened depth (m)	Water chemistry (mg/L) pH (-)	EC (mS/m)	Na^+	Mg^{2+}	K^+	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	Sampling date	Environmental isotopes $\delta^{18}O$ ‰	δD‰	Sampling date	Tritium (T.U.)	Sampling date
No.1	0.0-32.5	8.02	35.5	22.2	14.5	11.0	18.2	38.9	0.17	137	0.01	8/7/2008	-9.6	-62.2	8/7/2008	7.21	8/7/2008
	66.5-100.0	7.25	81.2	122	16.0	6.00	23.3	83.5	0.02	342	0.01	8/7/2008	-11.3	-75.6	8/7/2008	N.D.	8/7/2008
No.2	12.0-14.0	6.80	49.4	32.2	20.8	5.46	13.1	66.1	18.5	136	0.05	6/5/2008	-10.1	-63.6	8/7/2008	3.23	8/7/2008
	17.0-19.0	7.95	231	559	17.0	24.0	8.74	67.0	1.32	1450	0.00	6/5/2008	-10.6	-69.1	8/7/2008	N.D.	8/7/2008
	54.0-56.0	6.69	75.3	56.5	21.2	7.10	32.2	27.2	0.02	393	0.00	6/5/2008	-11.0	-71.3	8/7/2008	N.D.	8/7/2008
	69.0-71.0	6.85	58.3	29.9	25.6	5.90	28.5	52.9	0.03	261	0.00	6/5/2008	-11.1	-72.4	8/7/2008	N.D.	8/7/2008
	81.5-83.5	6.84	62.0	49.1	28.9	6.69	27.5	19.2	0.14	358	0.00	6/5/2008	-11.5	-76.7	8/7/2008	N.D.	8/7/2008
No.3	12.0-14.0	6.80	28.0	15.7	16.6	1.90	6.01	15.5	16.7	119	0.03	2/19/2008	-10.3	-65.6	8/7/2008	3.46	8/7/2008
	18.0-19.0	6.70	26.1	16.6	8.01	8.10	7.29	21.6	0.30	108	0.00	2/25/2008	-10.6	-65.0	8/7/2008	N.D.	8/7/2008
	35.0-37.0	8.20	21.3	15.4	4.69	10.0	13.0	19.6	5.63	76.0	0.04	1/29/2008	-10.6	-68.0	8/7/2008	N.D.	8/7/2008
	43.0-45.0	8.22	21.3	16.6	4.51	10.0	13.2	18.9	6.78	78.4	0.00	1/29/2008	-10.6	-67.7	8/7/2008	N.D.	8/7/2008
	73.0-75.0	8.24	44.4	56.4	4.93	22.0	11.6	20.0	2.78	243	0.00	6/17/2009	-10.7	-64.9	2009/2/12	-	-
A	7.3-12.0	6.40	49.7	1.60	1.67	0.10	1.44	0.44	0.00	4.73	0.00	2/17/1999	-	-	-	-	-
	25.5-31.0	7.80	45.8	1.82	0.69	0.11	1.86	0.79	0.18	2.58	0.00	2/17/1999	-	-	-	-	-
	71.0-79.0	7.00	78.1	3.80	2.24	0.19	1.87	0.91	0.00	7.20	0.00	2/17/1999	-	-	-	-	-
well1	61.7-66.8	7.16	31.7	25.4	11.5	8.16	13.8	24.6	0.00	146	0.00	9/16/2003	-10.8	-73.7	9/16/2003	N.D.	9/26/2006
well2	40.1-43.6	7.67	22.5	35.7	3.68	4.83	4.25	16.4	0.00	103	2.79	9/16/2003	-11.2	-75.6	9/16/2003	-	9/26/2006
well3	40.9-50.3	8.28	36.2	49.6	1.80	10.2	6.30	17.8	2.02	138	0.00	9/27/2005	-11.1	-75.2	9/27/2005	-	9/26/2006
well4	24.4-34.0	7.42	21.1	13.3	6.06	7.76	13.3	21.3	5.59	75.1	0.00	9/16/2003	-10.4	-67.1	9/16/2003	N.D.	9/26/2006
well5	34.1-37.6	7.61	21.4	14.8	6.91	6.44	12.4	21.8	9.34	77.5	0.00	9/16/2003	-10.3	-66.9	11/24/2004	N.D.	9/26/2006

※N.D. stands for not detected

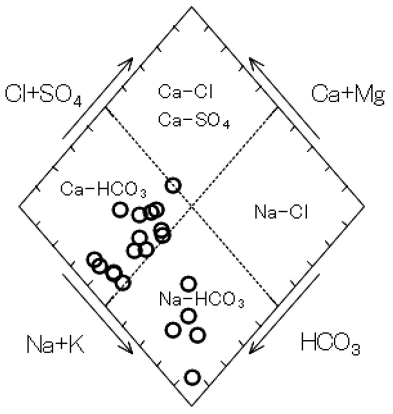


図-7　地下水水質のキーダイアグラム

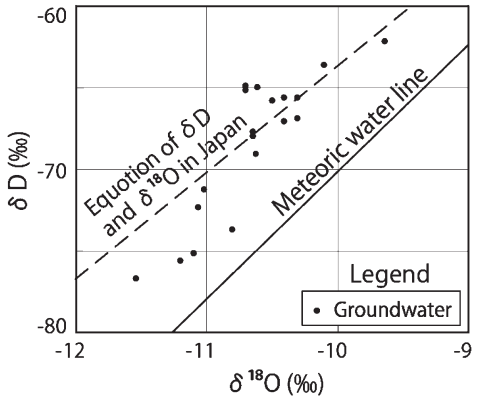


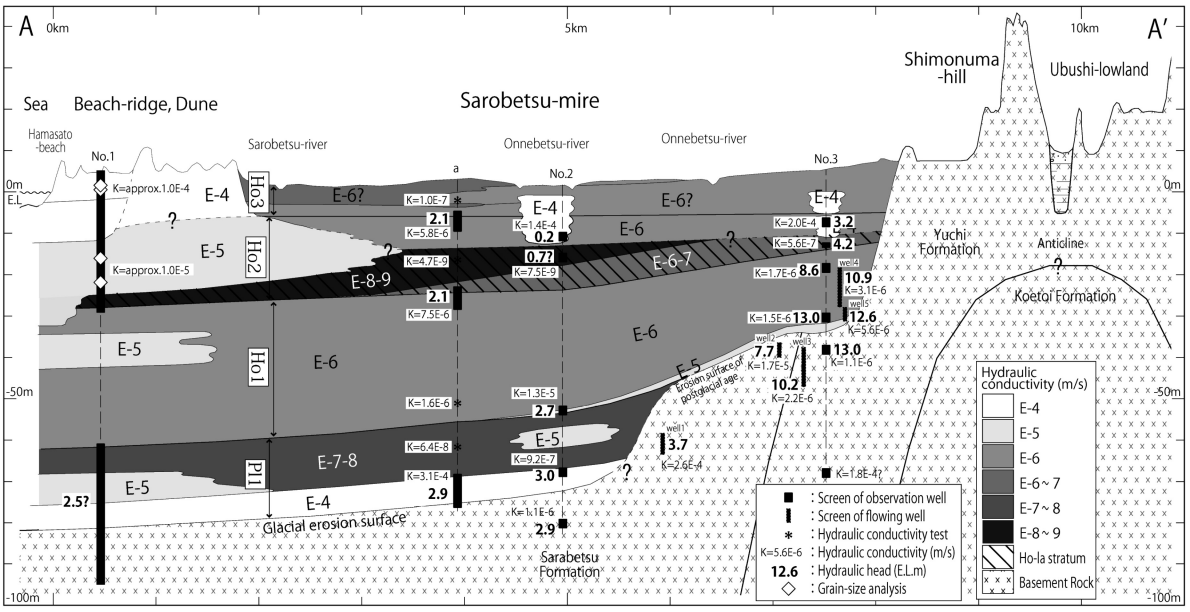
図-8　サロベツ地域における地下水の酸素水素同位体比

り，透水性は10^{-6}m/s程度と低い．なかでもHo-la層は最低で10^{-9}m/s程度の難透水性を示し，広範囲に地下水流動を規制すると考えられる．

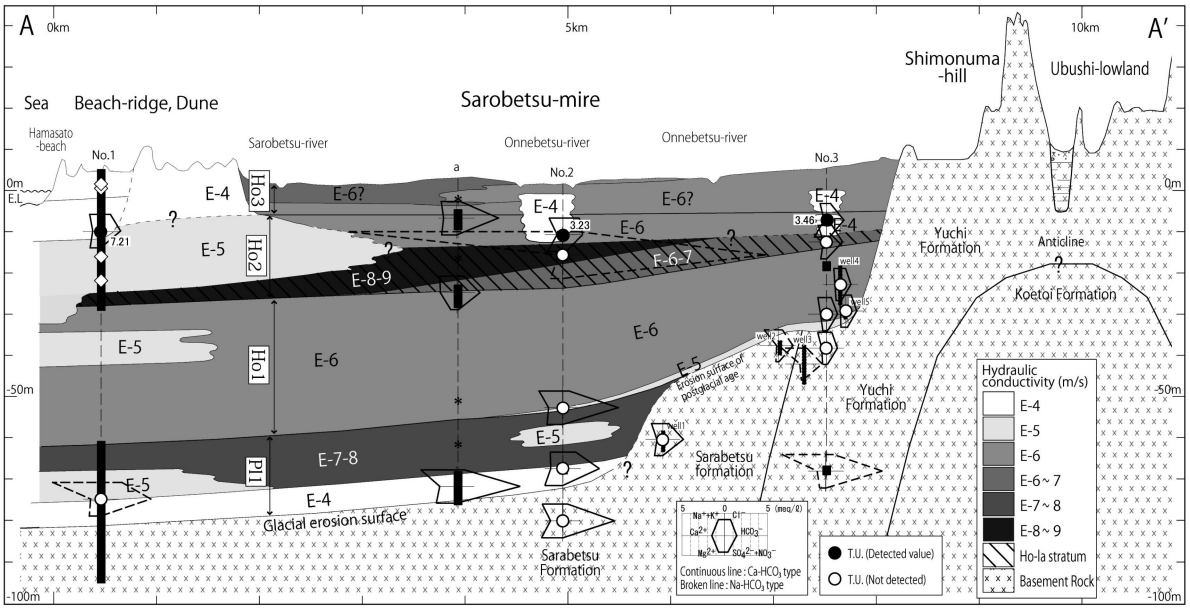
河川砂礫や砂丘・砂州などの粗粒堆積物は10^{-4}～10^{-5}m/sと高透水性を示し，その成因からみて連続的な水みちをなしていると考えられる．

3.3.2　地下水流動の特徴

主要成分濃度を示すヘキサダイアグラムとトリチウム測定結果の断面分布図を**図-10**に示す．トリチウムの半減期は12.3年と短く，古い地下水では放射壊変によりトリチウム濃度が検出限界以下になる．したがって，トリチウムが検出される地下水は1950年以降の比較的若い地下水が起源



図–9　水理地質特性の断面分布図



図–10　シュティフダイアグラムで示した地下水水質の断面分布

になっている．本調査ではHo-la層の上位のみからトリチウムが検出されたため，Ho-la層を境に上位が若い地下水，下位は古い地下水と考えられる．

Ho-la層より上位では水理水頭の季節変動が認められたが，下位の水理水頭は年間を通しほぼ一定であったため，Ho-la層より上位のみが天水涵養の影響を強く受けていると考えられる．

図–11に酸素水素同位体比の断面分布図を示す．原野東端部を除き，深部では軽い同位体，浅部では重い同位体が認められた．軽い同位体を内陸効果や高度効果によるものと考えると，深部の地下水は，内陸側の山地からもたらされたと考えられる．

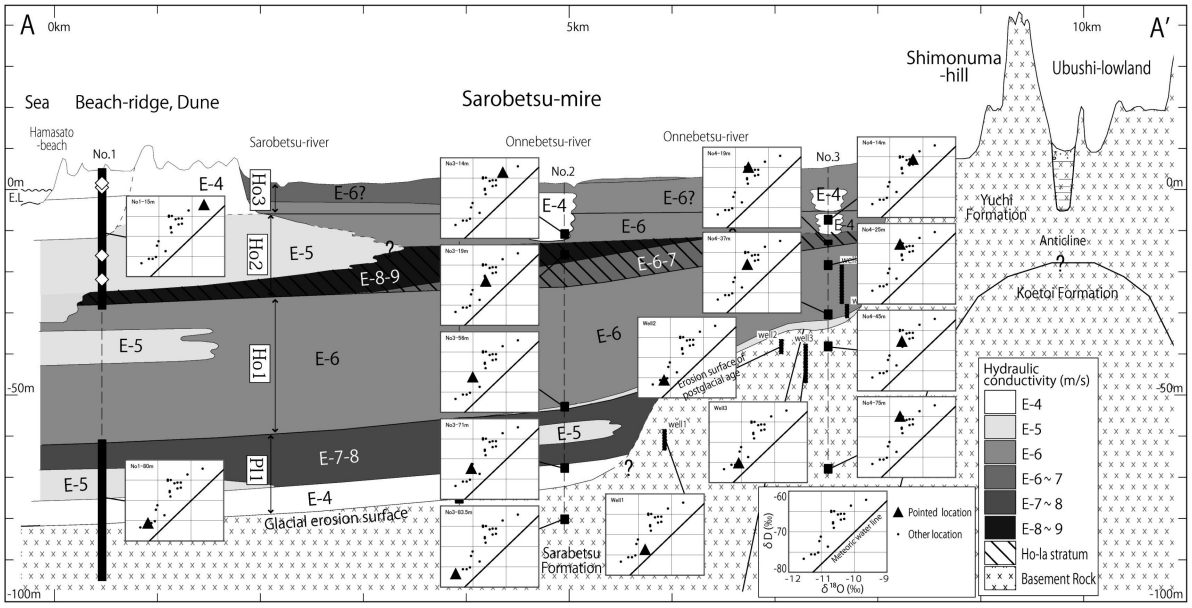
地下水水質は，循環性の地下水に一般的な$Ca\text{-}HCO_3$型が主体であった．また酸素水素同位体比は，日本の一般的な浅層地下水や河川水と同じ値を示した．よって当地の地下水は天水起源と考えられる．

以上の考察を総合すると，サロベツ原野南部の地下水流動系は，Ho-la層によって上下に分断されていると考えられる．上位では天水による直接涵養の影響が大きく，下位では原野東端部の基盤岩から供給される地下水の影響が大きい．基盤岩から供給される地下水は，内陸側の山地から長い時間をかけて流動してきた天水が，起源と考えられる．

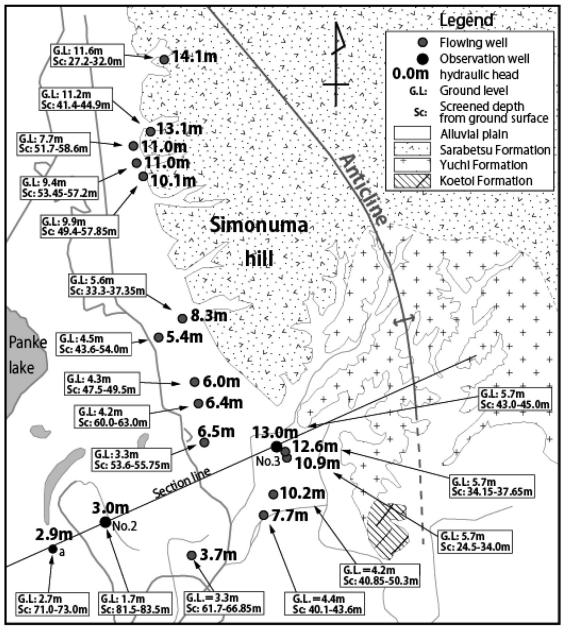
3.3.3　原野および湿原の浅層地下水流動

Ho-la層より上位の水理水頭は地下水面とほぼ等しいため，湿原を含めたサロベツ原野の地下水は，地下水面の勾配に従い流動すると考えられる．

地下水観測結果から作成した，積雪期と融雪期の地下水位コンター図を図–4に示す．標高１～５ｍまでを0.5m刻



図–11　酸素水素同位体比の断面分布



図–12　自噴井における水理水頭分布

みで区分した．5 m以上および1 m未満は一括で表現した．欠測か所の水位は，欠測前後の測定値の中間と仮定した．地下水位の形状はほぼ地形に沿っており，オンネベツ川，サロベツ川，パンケ沼などの河川付近の地下水位が低いと考えられる．また原野南部のオンネベツ川が大きく蛇行する地域では，広範囲に地下水位が低いと考えられる．

以上のような地下水位の勾配から考えると，丘陵地由来の浅層地下水は，いったんオンネベツ川付近の低地形を通じて湿原域に集まり，サロベツ川経由で天塩川へ流出すると考えられる．

なお，オンネベツ川付近のNo.3孔やNo.4孔には埋没した河川砂礫が認められており，それらが連続した水みちとなっている可能性がある．

3.3.4　高水頭部の成因

No.3孔の位置する原野東端部南方では，背後に尾根地形しかないにもかかわらず，広い後背山地を有する北方より高い水理水頭が認められる（**図–12**）．このことから，原野東端部南方の高水頭部には，地形以外の要因が作用していると考えられる．

図–2, 3に示すように，原野東端部南方は南北方向の軸を持つ背斜構造の中心に近く，完新世にも丘陵地側が隆起する変位が起きた可能性が示されている[6]．また，原野東端部には活断層の伏在も推定されている[10)~13)]．このことから，高い水理水頭の形成と構造運動の間には，何らかの相関が疑われる．しかし，現時点ではそのメカニズムは不明である．

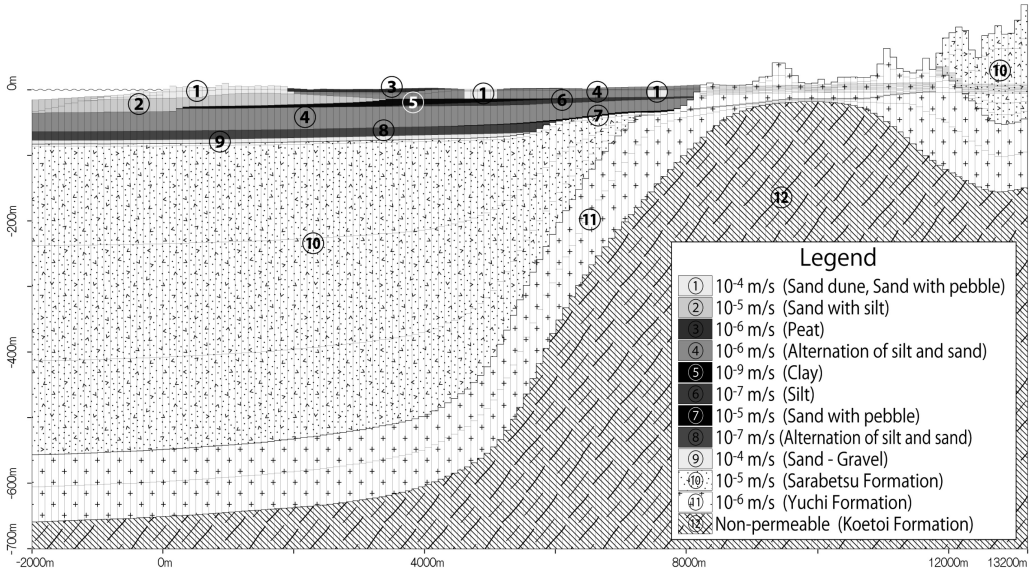
4.　地下水流動解析

4.1　解析モデルと境界条件

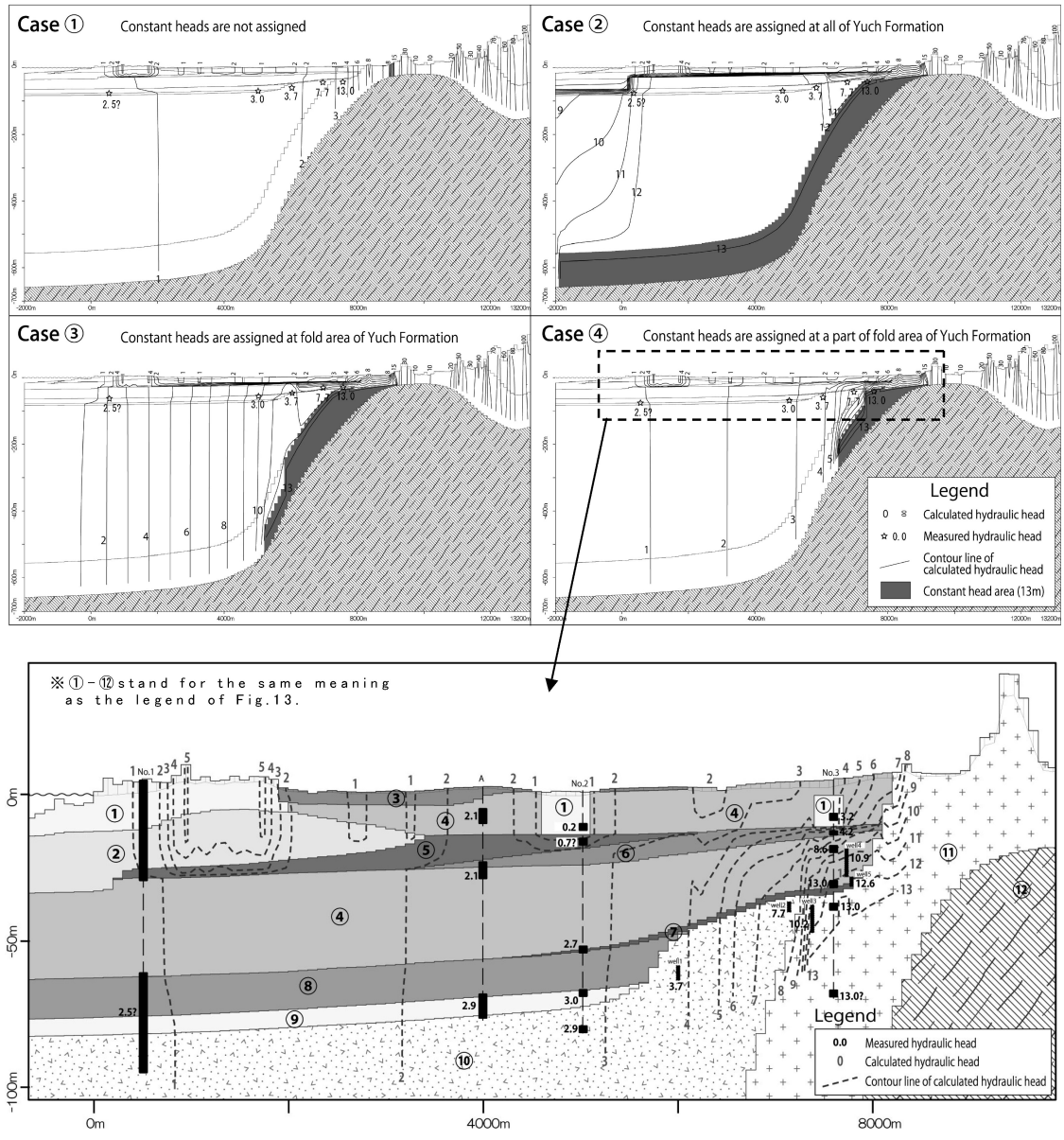
現地調査により，原野東端部の基盤岩付近に高い水理水頭が確認されたが，その分布形態は明らかにされていない．そこで，複数の境界条件を設定したモデル計算により，高い水理水頭の分布を推測することとした．

調査で得られた透水性分布と地下水位をもとに，調査範囲の水理水頭分布を数値計算する2次元断面モデルを作成した．高い水理水頭は，基盤岩中の固定水頭として与えた．この固定水頭の分布範囲を変化させて複数回計算し，より実測値に近い水理水頭分布が得られるケースを抽出することで，高い水理水頭の分布範囲を推定した．

モデル計算には地下水流動解析コードMODFLOW[21)]を用いた．モデルは鉛直2次元の定常流解析とした．上部境界には地下水位を既知水頭境界として与えた．原野部の地下水位は図–4から与えた．丘陵地の地下水位は，谷部を



図−13　地下水流動解析のためのモデル断面図



図−14　地下水流動解析結果

GL－0m，尾根部をGL－10m，斜面部を両者の中間と仮定した．下部境界は声問層上面とした．声問層の透水係数は10^{-7}〜10^{-9}m/sとされ[1]，本調査で得られた更別層および勇知層の透水係数（10^{-4}〜10^{-6}m/s）より小さい．Maryほか[22]によると，地層間の透水係数に2桁程度の違いがあれば不透水境界とみなせるため，声問層上面は不透水境界とした．西側境界は海洋とし，海水の比重1.023を含んだ水理水頭値を固定水頭として与えた．

数値計算のためのモデル断面図を**図−13**に示す．高い水理水頭は勇知層内で確認されたことから，①固定水頭なしのケース，②勇知層全体に固定水頭を与えるケース，③勇知層のうち褶曲構造部のみに固定水頭を与えるケース，④褶曲構造部のうち原野東端部のみに固定水頭を与えるケース，の4ケースで計算を行い，最も実測に近い水理水頭分布が得られる条件を選定した．与えた固定水頭値は実測値のうち最も高い13mとした．地下水位が13mより高くなる丘陵地側では固定水頭を与えていない．

4.2　高い水理水頭の分布範囲

各ケースの計算結果を**図−14**に示す．ケース④の褶曲構造部のうち原野東端部のみに固定水頭を与えた場合が，もっとも実測に近い水理水頭分布を示した．ケース④のうち沖積層周辺を拡大したものを図−14下部に示した．算出した水理水頭の等値線を点線で示し，実測の水理水頭値を太い数字で示した．両者の値はほぼ一致している．

したがって，高い水理水頭の分布範囲は，褶曲構造部のうち原野東端部に限られると推定される．この位置は，完新世の地殻変動が推定されている位置[6]や，活断層の伏在が推定されている位置[10)〜13)]と，おおむね一致する．

4.3　地下水流動解析結果と実測値との比較

計算により再現した沖積層内の動水勾配は，上向き方向が卓越し，Ho-la層を境に水理水頭および動水勾配が明瞭な変動を示した．Ho-la層より下位のうち，丘陵付近では上向き方向の大きな動水勾配を示し，原野中央部から沿岸部にかけてでは上向き〜水平方向のごく小さな動水勾配を示した．Ho-la層より上位のうち，丘陵付近から原野中央部にかけては上向き〜水平方向の中程度の動水勾配を示し，沿岸部の砂丘帯では下向き〜水平方向の大きな動水勾配を示した．

以上の計算結果は，現地調査結果から推定した地下水流動の特徴と整合する．

5.　ま　と　め

本研究では現地調査によりサロベツ原野南部の沖積層内の水文地質構造と地下水流動を明らかにし，さらに地下水流動解析による解析と検証を行った．以下に成果の概要を述べる．

（1）サロベツ原野南部の沖積層の透水係数は泥質部が10^{-6}〜10^{-7}m/s，砂質部が10^{-3}〜10^{-5}m/sを示した．最大海進期の粘土質堆積物であるHo-la層の透水係数は10^{-7}〜10^{-9}m/sを示した．

（2）地下水水質は循環性の地下水が主体であり，基盤岩の一部が停滞性の地下水を示した．酸素水素同位体比は天水起源の値を示し，深部で軽い値を示す傾向が認められた．トリチウムはHo-la層より上位のみから検出された．

（3）水理水頭の観測値は原野東端部の基盤岩周辺が最も高く，浅部〜海側に離れるほど低くなる傾向が認められた．水理水頭の観測値はHo-la層より上位では季節変動を示したが，下位では変動が認められなかった．

（4）サロベツ原野南部の地下水流動系はHo-la層によって上下に分断されており，上位では天水涵養の影響が大きく，下位では原野東端部の高い水理水頭を有する基盤岩からの影響が大きいと考えられる．基盤岩から供給される地下水は，内陸側の山地での天水が起源と考えられる．

（5）Ho-la層より浅部の地下水は，地下水面の勾配に従い，丘陵域からオンネベツ川付近の低地形を経由して湿原域に集まり，サロベツ川経由で天塩川へ流出すると考えられる．

（6）原野東端部の水理水頭は，周辺と比較し特異的に高い．地下水流動モデルを用いた解析により，高い水理水頭の分布範囲が，原野東端部のみに限られると推定した．原野東端部には完新世の地殻変動や伏在断層が推定されていることから，この高い水理水頭の形成には，構造運動との関連が疑われる．ただし，その形成メカニズムは不明である．

謝辞　本研究は，幌延地圏環境研究所初代所長であった故・石島洋二先生のご指導のもとに実施された．ここに哀悼の意を表し，本稿を先生に捧げます．また，本稿を執筆するにあたり，幌延町の方々には既存地質データの提供，井戸調査への協力，地質調査用地の貸与など多大な協力をしていただいた．北海道開発局の方々には既存調査資料および地下水位データを提供していただいた．ここに謹んで感謝申し上げます．

引　用　文　献

1)　操上広志・竹内竜史・藪内聡・瀬尾昭治・戸村豪治・柴野一則・原稔・国丸貴紀（2008）：幌延深地層研究計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究，土木学会論文集C，Vol.64，No.3，pp.680−695.

2)　伊藤成輝・越谷賢・丸井敦尚（2010）：幌延沿岸域における地下水流動・塩淡境界解析の初期モデル構築，日本地下水学会誌，Vol.52，No.4，pp.381−394.

3)　北海道開発局留萌開発建設部（1998）：平成10年度サロベツ川水理地質調査検討業務報告書，北海道開発局

4)　岡孝雄・五十嵐八枝子・林正彦（2006）：ボーリングデータ解析および花粉分析による天塩平野の沖積層の研究，北海道立地質研究所報告，No.77，pp.17−75.

5)　羽山早織・中津川誠（2004）：サロベツ湿原の地下水環境と植

生変化について，北海道開発土木研究所月報，No.612，pp.3–20.
6） 酒井利彰・井岡聖一郎・五十嵐敏文・石島洋二(2011)：サロベツ原野における沖積層の地質解析，応用地質，Vol.52，No.1，pp.2–13.
7） 秦光男・上田芳郎(1967)：20万分の1 地質図幅「稚内」，地質調査所
8） 秦光男・上田芳郎(1969)：20万分の1 地質図幅「天塩」，地質調査所
9） 山口昇一・須田芳郎(1981)：20万分の1 地質図幅「枝幸」，地質調査所
10） 小池一之・町田洋(2001)：日本の海成段丘アトラス，東京大学出版会，pp.20–22.
11） 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志(2002)：第四紀逆断層アトラス，古今書院，pp.34–35.
12） 中田高・今泉俊文(2002)：活断層詳細デジタルマップ，東京大学出版会
13） 産業技術総合研究所(2006)：サロベツ断層帯の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書，No.H17–1.
14） Sakaguchi, Y., Kashima, K. and Matsubara,A.(1985)：Holocene Marine Deposits in Hokkaido and their Sedimentary Environments, *Bulletin of Department of Geography, The University of Tokyo,* No.17, pp.1–17.
15） 大平明夫(1995)：完新世におけるサロベツ原野の泥炭地の形成と古環境変化，地理学評論，Vol.68, pp.695–712.
16） 田村慎・大津直・岡孝雄・秋田藤夫・若浜洋・酒井利彰・石島洋二(2009)：北海道北部，サロベツ原野における浅部地下構造，北海道大学地球物理学研究報告，No.72，pp.51–77.
17） Creager, W.P., Justin, J.D., and Hinds, J.(1945): Engineer for Dams, Vol.Ⅲ, Earth, Rock-fill, Steel and Timber Dams, John Wiley & Sons, Inc., N.Y., pp.645–649.
18） Craig, H.(1961): Isotopic variations in meteoric waters., *Science*, Vol.133，pp.1702–1703.
19） 町田功・近藤昭彦(2003)：わが国の天然水における酸素・水素安定同位対比―環境同位体データベースを用いた解析―，水文・水資源学会誌，Vol.16，No.5，pp.556–569.
20） 亀山貴宏・坂本孝博・五十嵐敏文・朝倉國臣・若浜洋・石島洋二(2006)：サロベツ湿原南部における泥炭の堆積年代とその物理化学的特性および透水特性，日本地下水学会誌，Vol.48, No.1, pp.3–15.
21） Arlen, W.H., Edward, R.B., Mary, C.H., and Michael G.M.(2000): odflow–2000, the U.S. geological survey modular ground-water model-user guide to modularization concepts and the ground-water flow process, U.S. Geological Survey, open-file report, 00–92.
22） Mary. P.A. and William. W.W.(1994)：地下水モデル―実践的シミュレーションの基礎，藤縄克之監訳，共立出版，pp.58–59.

(2011年7月11日受付，2012年5月17日受理)

Jour. Japan Soc. Eng. Geol., Vol.53, No.4, pp.172–182, 2012

Hydrogeological Structure and Groundwater Flow of Alluvium in the South Sarobetsu Moor

Toshiaki SAKAI, Seiichiro IOKA and Toshifumi IGARASHI

Abstract

The cross-sectional modeling of groundwater flow was carried out with the help of geological surveying, piezometer monitoring, and the chemical composition estimation of groundwater to investigate the groundwater flow system in the alluvial plain in Sarobetsu moor located in the northern part of Hokkaido. According to the previous studies, the geology of the alluvium is mud-rich. The Ho-la stratum(clay layer), which was deposited during the Hypsithermal age, had low permeability. The observation of the hydraulic head and chemical composition of the groundwater indicated that the Ho-la stratum inhibited vertical groundwater flow. In addition, the highest hydraulic head was measured at the basement rock in the eastern part of the moor and hydraulic heads were found to decrease in shallow areas and in the western part of the moor. The highest hydraulic head was guessed to have formed on account of tectonic movements. The distribution of the highest hydraulic head was estimated by analysis use with the groundwater flow model.

Key words：Sarobetsu moor, alluvium, hydrogeology, groundwater flow