

中国黒龍江省ソンネン平原の浅層地下水地域
における塩類集積

西村 拓* 石濱嘉夫* 関 勝寿** 井本博美* 溝口 勝* 宮崎 毅***

* 東京大学大学院農学生命科学研究科, 〒113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1

** 東洋大学経営学部, 〒112-8606 東京都文京区白山 5-28-20

*** 東京大学名誉教授

要 旨

塩類集積が問題となっている中国東北部にある東北林業大学試験地において現地調査と1年間の観測を行った。現地の年降水量は356mmで、Thornswait法で推定した夏季の可能蒸発量は540mm程度であった。土壌は軽塩土あるいは重粘土である。調査地では地下水位が浅いにも拘わらず土壌表層に塩類が集積する領域と塩類集積が無く植生のある領域が隣接してパッチ状に存在していた。浅層地下水位は、冬季から5月下旬まで凍土がある期間は降雨に応答しない一方、凍土の無い6月から8月の間、表層近傍の土壌水分が比較的高い時に、降雨深に対して7~12倍の地下水位上昇を示した。浅層地下水には、Na, Ca, Mgが7:3:2の割合で存在したが、塩類集積区では地表面に、塩の集積の無い植生区では深さ40cm以深にNaが選択的に集積していた。植物の根の呼吸による土壌CO₂分圧の上昇に伴う炭酸塩の溶解や地下水位の上下動が現地の塩類集積状況に寄与している可能性が考えられる。

キーワード：塩類集積，浅層地下水，季節凍土，二酸化炭素，微地形，炭酸塩

1. はじめに

1.1 地下水上昇と塩類集積

乾燥地、半乾燥地において灌漑による浅層地下水の上昇が、農地の塩類集積を促進するという問題が指摘されている。たとえば、久米ら(2003)は、中国の内モンゴル自治区における灌漑が浅層地下水の上昇を生み、その結果、地表面に顕著な塩析出を生じたことを報告している。久米ら(2004)は、現地調査の結果、圃場内の微高部で塩が多く、微低部や地表面灌漑水が流入する圃場水口で塩濃度が低いことから、塩の集積が微地形に左右され、灌漑水で溶脱が生じる部位で塩の集積が緩和されていると結論した。しかし、彼らの結果には、微低部で塩濃度が高い傾向も見られる。灌漑時や降雨時に地表湛水面上に位置し、湛水による溶脱が期待できない程度に高い微高部では、蒸発に伴って塩の集積が促進されることがありえる。一方、土壌の透水性が低い条件で、周囲よりも微低となる部分に周囲から塩を含んだ水が流れ込み、長期にわたって蒸発することで、微低部に塩が集積することもある。このように微地形と塩の集積の関係は、土壌の物理性や水の動態も関わる複雑な現象である。

1.2 降雨による浅層地下水の変動

灌漑だけではなく、降雨も含めて、地表における水分イベントに応答する浅層地下水の変動については古くから研

究がある。Gilham (1984) や Hogervorst et al. (2003), Jaber et al. (2006) は、降雨時に降雨量から予想されるよりも大きな地下水面上昇が起きる場合があることを報告している。

Logsdon et al. (2009) は、アイオワ州の起伏のある圃場で、斜面上の上部、中部、末端の3ヶ所で水分や地下水位の観測を行い、斜面上の位置によらず、0.7m から 2.5m 程度の深さの地下水が、45mm の降雨量に対して 25cm から 40cm, 80mm の降雨量に対して 100cm から 170cm 程度の上昇を示したという結果を得ている。Wang et al. (2009) も、中国の東北平原の各所で降雨に対する地下水の応答をモニタリングした結果、Cangzhou など一部の地域で 100mm 程度の降雨に対して 2m を超える浅層地下水位上昇があったことを報告した。このような短時間で生じる大きな地下水位上昇も、塩類集積やその溶脱に関与すると考えられる。

1.3 中国東北部の塩類集積

中国東北部において塩類化は深刻な問題である。たとえば、黒龍江省のソンネン平原では、1,700 万 ha の平原のうち、320 万 ha が塩類集積の影響を受けており、また、毎年 20,000ha で新たに塩類集積や土壌のアルカリ化の問題が発生している (Wang et al., 2009)。ここでの土壌の塩類化・アルカリ化は、主として地下に塩を含みかつ、地下水位が 2.5m もしくはそれよりも浅い地域で生じている。他方、同地域では、一様に塩類集積が生じているわけではなく、パ

ッチ上に塩が白く集積している部分と草が入り混じっている特徴があると報告されている。

このような地域において、塩類化・アルカリ化の過程を明らかにし、それに基づいて、土壤劣化を抑制し、生物生産を維持・向上するための方策を考えることが人々の生活を維持するために、不可欠である。本研究では、ソネン平原に位置する黒龍江省安達市にある東北林業大学アルカリ土壤生物環境資源研究センター試験地において現地調査を行い、浅層地下水の変動と塩の集積について検討した。

具体的には、塩類集積の状態を表す量として、土壤の EC, pH, 水溶性イオン量を測定すると共に、塩類集積の原因として考えられる浅層地下水の水位・化学性、地表の微地形、さらに土中の水、塩の移動に関わる土壤の物理性や土壤水分量、地温について測定や連続モニタリングを行った。

2. 方法

2.1 調査地

中華人民共和国黒龍江省安達市（北緯 46 度 27 分，東経 125 度 22 分）に位置する東北林業大学アルカリ土壤生物環境資源研究センター安達試験地内の自然状態に維持されているエリアを本研究の対象とした。この試験地は周囲を溝やフェンスで囲まれており、周囲で行われている放牧による家畜の侵入が防がれているため、放牧によって植生が変化することはない。

2.2 調査地の気象条件

観測期間中、最低気温 -27.1°C （1 月）、最高気温 32.8°C （7 月）を示し、年平均気温は 0.56°C であった。11 月中旬から 3 月中旬の間は日最高気温が 0°C を下回り、季節凍土が生じる。調査期間中（2005 年 9 月から 2006 年 8 月）の年間降雨量は、336mm で、降雨があったのは 4 月から 9 月の 6 ヶ月間だけでその大半が 5 月から 8 月に降る。また、別途 12 月から 3 月の間に降雪として 19.6mm あった。可能蒸発量を Thornswait 法で推定したところ、平均気温が 10°C を超える 5 月から 8 月までの間の $3\sim 5\text{ mm d}^{-1}$ で、若干温度の低い 4 月、9 月は $0.8\sim 1.25\text{ mm d}^{-1}$ 程度である（Table 1）。上記の 6 ヶ月間について積算すると約 540mm となり、降雨を大きく超える。

2.3 調査内容と測定項目

調査対象地では、パッチ状に点在する塩類集積区と地表面に塩が析出せずに草本で覆われる植生区の混在していることが確認された（Fig.1）。そこで、塩類集積が確認される地点とパッチ状の植生両方を含む、 $30\text{ m}\times 30\text{ m}$ の調査区を設け、3m 刻みでメッシュを切った。各格子点は、西南の端を A0 とし、列についてはアルファベット、行については数字で座標を表現する。

西南から東北へ向かう対角線上に、西南端（A0）から 5m 離れた地点（Well-1）と東北端（K10）から 5m 離れた地点（Well-2）に地下水位観測井を掘削し、2005 年 11 月と 2006

Table 1 Thornswait 法で推定した 2006 年夏季の可能蒸発量 Potential evaporation (P.E.) during summer of 2006 estimated by Thornswait method

Month	P.E. (mm d^{-1})
4	0.81
5	3.52
6	4.41
7	4.97
8	3.03
9	1.25

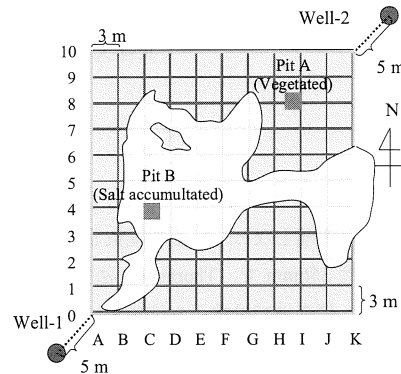


Fig.1 調査地の概要 (Pit A: 植生区, Pit B: 塩類集積区) Outline of study site

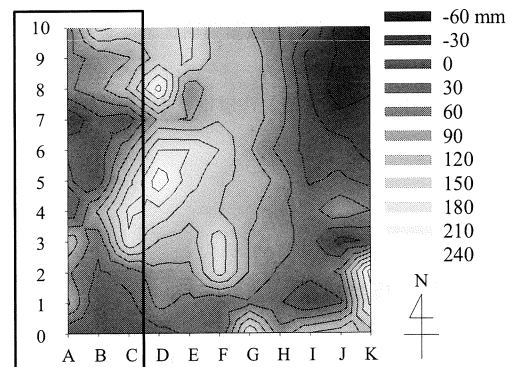


Fig.2 調査地の相対標高図 (A0 を基準とする) Relative elevation of study area (A0 as reference point)

年 7 月の調査時には井戸から水を採取して、地下水の化学性を分析すると共に、水位センサー (Diver, Van Essen Instrument) を投入して 2 回の調査の間、連続的に水位変化を記録した。J5 地点付近に気象観測用タワーを立て、センサー (H08-Pro, HOBO) を用いて気温、湿度を記録した。

調査区内は、各格子点について水準測量を行い、A0 点を基準とした相対標高図を作成した。また、目視で各格子点における塩類集積および植生の有無を記録した。さらに、C 列については、地表近傍（深さ $0\sim 2\text{ cm}$ ）から土壤試料を採取して、地表面の土壤の化学性の分布を測定した。

2005 年、2006 年の調査時に典型的な植生区 (I8, Pit A) と塩類集積区 (C4, Pit B) 周辺で調査坑を掘削し、かく乱、かく乱土壤試料を採取し、土壤の物理性、化学性の深さ方向の分布を調査した。また、両調査の間、約 1 年間温度センサー (Stow Away-TBI32, HOBO) を深さ 10, 40, 80cm の位置に、水分センサー (ECH₂O-10, Decagon) を深さ 5, 10, 20, 80cm の位置に埋設し、土壤水分、地温を継続的にモニタリングした。このとき、ECH₂O-10 の出力電圧一体積

含水率関係は、現地から土壌を持ち帰り、純水で水分調整をしながら校正した。したがって、低水分領域では、現地よりも若干塩濃度の高い条件で校正をしている。土壌物理性は、中野ら(1995)に従い土粒子密度、粒度分布、乾燥密度、体積含水率、飽和透水係数、保水性等を測定した。調査坑そのものが土壌の不均一性の原因となり、それが、現地の状況やモニタリング結果を変える可能性があるため、調査坑は各調査時に塩類集積区、植生区各1ヶ所とした。

化学性については、土壌のpH(1:2.5法)とEC(1:5法)を測定した(土壌環境分析法編集委員会, 1997)。pHについては試料の乾土質量と蒸留水の比が1:2.5になるように、蒸留水を試料に加えて往復振とう機で1時間攪拌した後に、懸濁液を1時間静置し、その後にpHの測定を行った。測定にはHM-30V(東亜DKK)を用いた。ECについては、試料の乾土質量と蒸留水の比が1:5であることを除いて同じで、EC計CM-40S(東亜DKK)を用いた。さらに、土水比1:5の懸濁液を遠心分離機で45分間5,500rpmの遠心分離処理を行った後に上澄み液を0.2 μ mのフィルター(DISMIC, ADVANTEC)でろ過した試料を適宜希釈して原子吸光法で、Ca, Mg, Na濃度を測定した。

3. 結果

3.1 現地調査

2005年10月末の調査時において、Fig.1のように塩類集積区が分布し、その面積は、調査対象区900m²のうち、310m²を占めた。同時に行った水準測量の結果は、Fig.2の通りである。基準となる海拔145mのA0点を基準点とし、30m×30mの調査区に対して、調査区内の高低差の最大が303mmであった。最も標高の高かったところはD5地点で植生区と塩類集積区の境界である。一方、最も標高の低いところはK10地点で、こちらは植生区であった。

同調査時に土壌断面調査を行った。降雨は主として9月初めまでのため植生区の土壌断面は、地表から深さ5cm位まで乾燥し、灰褐色(10YR6/2)を呈した。5cm以深は湿っており、深さ5cmから12cmまでは黒色(2.5Y2/1)で、深さ12cmから30cmの層で遷移的に色が変化した(灰褐色(10YR5/2))。30cm以深は褐色(10YR5/4)であった。深さ10cm以深に亀裂や根成孔隙に添ってフィンガー状に黒色を示す部分が観察された。このフィンガー状のものは深さ90cmまで伸びていた。

塩類集積区の土壌断面は、表層に厚さ3mm程度の塩クラストがあった。その下、深さ8cmまでは灰褐色(5YR5/1)で、粘質で湿っていた。8cmから60cmまでは、茶褐色(5YR5/3)を呈し、粘質で、直上層と比べると少し乾いていた。また、深さ60cm以深の土色は概して明るい茶褐色(5YR5/3)であった。

2006年8月にも土壌調査を行った。この時期は、降雨によって地表面に湛水が生じるような状況であったが、後述するように、塩類集積区の深さ10、20cmの乾燥密度を除

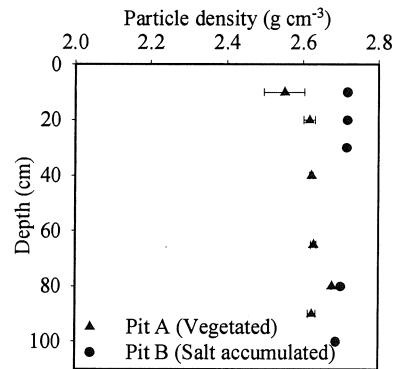


Fig.3 土粒子密度分布
Distribution of particle density of the soils

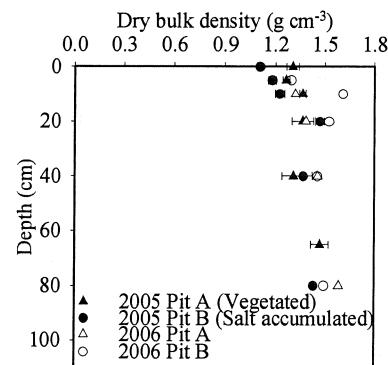


Fig.4 乾燥密度分布
Distribution of dry bulk density of vegetated and salt accumulated soil

いて、土壌水分、EC、pHについては2005年9月と大差なかった。

3.2 土壌物理性

塩類集積区は深さ80cmまで全ての層位で重粘土(HC)である一方で植生区では、深さ20cm付近が重粘土(HC)でそこを除いて表層から深さ80cmまで軽植土(LiC)と、塩類集積区の方が若干細粒であった。

土粒子密度は、小さな差ではあるが、植生区が表層から深さ30cmまでの層で2.55から2.60 Mg m⁻³と0.1 Mg m⁻³ほど小さい値を示した(Fig.3)。これは、根などの有機物の蓄積が原因と考えられる。その下方の層では、植生区、塩類集積区とも同程度の値であった。

乾燥密度分布は、植生区、塩類集積区の間で顕著な差は無かった(Fig.4)。表層0~10cmにおいて、比較的小さな値を示し、深さに比例して乾燥密度が増大する傾向があった。2006年に塩類集積区の深さ10cmで1.6 Mg m⁻³と高い値を示したが、この理由は不明である。深さ20cm以深では、おしなべて1.3~1.5 Mg m⁻³と高い値を示した。

地表面から深さ80cmまでの土壌三相分布を比較すると、植生区の体積含水率変化の方が塩類集積区のそれよりも若干大きかった(Fig.5)。乾燥していた2005年11月の調査時には、最表層約1cmの層において土壌も乾燥しており、測線AからCで採取した表層土試料の含水比が平均で植生区で4.41%、塩類集積区で2.49%であった。この試料の乾燥密度が0~5cm層の平均の乾燥密度と同じと仮定すると、

体積含水率はそれぞれ 5.77, 2.97%となる。塩類集積区の深さ 10cm から 20cm の層では、体積含水率 45%となり、それよりも下方では、ほぼ水分飽和であった。2006 年については、降雨直後のため、表層は水分飽和状態であった。深さ 10cm で若干不飽和になるものの、さらに下方に行くと 2005 年同様ほぼ飽和に近い水分量になった。植生区の表層近傍 10~20cm では、2005 年、2006 年とも水分が少なく気相率が大きい傾向を示した。しかし、深さ 20cm 以深では、いずれも水分飽和に近い状態であった。

飽和透水係数は、植生区 (10^{-6} から 10^{-4} cm s^{-1}) よりも塩類集積区で概して低い値 (0~60cm の層で 10^{-7} cm s^{-1} 程度) を示した (Fig.6)。飽和透水係数は、土の乾燥密度とよく関連し、乾燥密度が高くなるほど飽和透水係数が小さくなることが知られているが (宮崎・西村, 1994)、塩類集積区では、深い層ほど乾燥密度が高いにも拘わらず、深さ 80cm の位置で採取した試料の飽和透水係数は 10^{-5} cm s^{-1} オーダーと上層と比べて 100 倍程度大きい値を示した。植生区においても深さ 20cm と 40cm は、乾燥密度はほとんど変わらない (Fig.4) が、飽和透水係数は 100 倍程度異なる。これは、土壌構造が乾燥密度だけでなく根成孔隙や粘土の膨潤収縮に伴うキレツ形成等によって特徴付けられており、これらが、飽和透水係数値を左右していることを示している。

土壌の保水性は、空気侵入値が低いという LiC, HC といった粘土画分を多く含む土壌特有の特性を示した (Fig.7)。植生区では、10cm, 20cm 深さの試料共に -20kPa 程度の空気侵入値を示した。植生区の深さ 40cm, 80cm の試料は、-2kPa 以下の土中水圧で水圧値に応じた排水を示した。塩類集積区では、10, 20, 40, 80cm 深さの試料ともに、植生区同様に -20kPa 程度の空気侵入値を示した。空気侵入値が -20kPa 程度であるということから、蒸発速度の大小によって多少の違いはあっても、地下水位が 2m の深さにある時に地表近傍まで水分飽和に近い状態になると予想される。

3.3 地下水および土壌の化学性について

Table 2 に地下水の化学性について、圃場の北東、南西に掘削した 2 本の地下水位観測井で採取した試料の平均値を示す。地下水の電気伝導度は、2005 年、2006 年とも 1.0 dS m^{-1} 程度であった。イオン組成は Na イオンに対して Ca, Mg イオン濃度が半分から 4 分の 1 程度の値であった。井戸水中の陽イオン (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) 濃度の和と陰イオン (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}) の和が近い値 (13.3 から $13.6 \text{ mmol(+) L}^{-1}$) を示すことと、このイオン和から推定される試料の電気伝導度が測定値と近いことから、地下水に溶存する主要なイオンは把握できていたと考えられる。

2005 年、2006 年の調査時の植生区、塩類集積区の土水比 1 : 5 の土壌 EC, pH (以下 EC(1 : 5), pH と表記する) を Fig.8 に示す。地表面から深さ 100cm 付近に至るまで、塩類集積区の方が植生区よりも高い EC(1 : 5)値を示した。また、2005 年と 2006 年の間には、顕著な違いは無かった。pH 分布の年度間の違いは小さく、いずれの調査時においても、植生区の方が低い pH を示した。

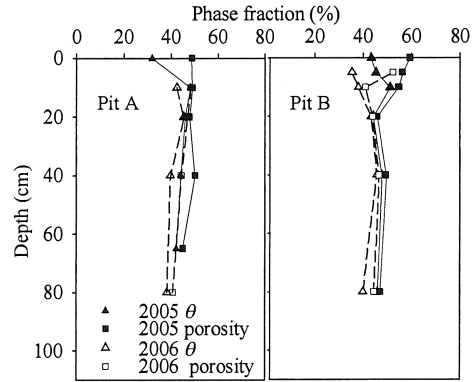


Fig.5 湿潤 (2006), 乾燥 (2005) 条件の土壌三相分布 Three-phase distribution under moist (2006) and dry (2005) conditions (θ : volumetric water content)

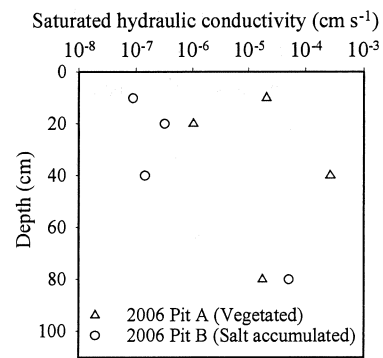


Fig.6 植生区、塩類集積区の飽和透水係数分布 Saturated hydraulic conductivity profile of vegetated and salt accumulated soil

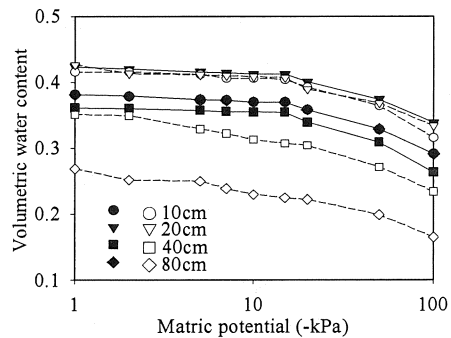


Fig.7 植生区 (白印), 塩類集積区 (黒印) の土壌の保水性 (図中の数字は採土深さ) Water retention curves of vegetated and salt accumulated soils (Closed: vegetated, Open: salt accumulated, number in the figure shows depth of the sample)

Table 2 調査地浅層地下水の水質 Chemical properties of shallow ground water at study site (mmol L^{-1})

	2005	2006
Na^+	5.65	5.09
K^+	0.04	0.03
Ca^{2+}	2.40	2.25
Mg^{2+}	1.56	1.40
Cl^-	0.85	0.87
HCO_3^-	7.57	7.51
SO_4^{2-}	2.43	2.08
F^-	0.07	0.08
pH	7.5	7.4
EC (dS m^{-1})	1.08	1.04

Fig.9, 10 に地表面の EC(1:5)の測定結果を示す. Fig.9 には, 測線 C (Fig.1 参照) 上の相対標高と EC(1:5)に加えて表層土壌 (0~2cm) の乾燥密度を 1.0 Mg m^{-3} と仮定して含水比から推定した体積含水率を使って EC(1:5)から換算 (たとえば, 藤巻, 2011) した土中水 EC (以下, 相対土中水 EC と呼ぶ) を示す. EC(1:5)は塩の存在量と, 相対土中水 EC は土中水の塩濃度と対応する. 表層土については, 乾燥密度が不明であるため, 正確な土中水 EC は得られないが, 測線上に極端に土壌条件が異なる場所は見られなかったことから相対的な空間変動を見ることができると考えた. さらに, 測線 C 上の植生区と塩類集積区の間でイオン組成に関して大きな差がなかったため, 測線全体の平均値をとったところ, EC 値を構成するイオン種としては, Na, Ca, Mg イオンがそれぞれ $132, 0.12, 0.38 \text{ mmol(+) kg-soil}^{-1}$ で, 析出している塩の大半は Na 塩であった. また, この平均イオン濃度から推定した EC(1:5)値は, 1.5 dS m^{-1} 程度であり, 測線 C における土壌 EC 値 (Fig.9) の平均値 (1.2 dS m^{-1}) と近い値となった.

Fig.9 中, おおよそ, 位置 0m と 25~30m が植生区であり, それらに挟まれた位置 5~20m が塩類集積区である. 標高は, 南端 ($x=0$) から 15, 30m の位置で極大値を示し, 3m と 25m に鞍部があった. 相対土中水 EC は, 微高地において EC が極小を示し, 微低地において極大を示した部分 ($x=3, 15\text{m}$) もあるが, $x=21\text{m}$ の地点で, 標高に特に傾向が無いにもかかわらず相対土中水 EC は, 極大値を示すなど, 定まった傾向はない.

Fig.10 は, 標高と EC(1:5)の関係を植生区, 塩類集積区に分けて整理したものである. 植生区では, 標高と EC(1:5)の間に特徴的な関係は見出せない (Fig.10 (a)) が, 塩類集積区では, 標高に応じて EC(1:5)が増大する傾向が見られた (Fig.10 (b), $r^2=0.3572$). 表層土壌の含水比については, 植生区では, 一定の傾向は無かったが, 塩類集積区においては, 標高が高い程含水比が増す傾向を示した (Fig.10 (c), $r^2=0.7619$). 相対的に標高が高い地点に塩が集積し, これによって形成した塩クラストによって蒸発が抑制されていたと考えられる.

植生区と塩類集積区の土壌中の水溶性陽イオンを Table 3 にまとめた. 塩類集積区では, 地表面に塩が析出しているにもかかわらず, 深さ 10cm 以深の土層では, Na, Ca, Mg が 0.1 から $0.9 \text{ mmol(+) kg-soil}^{-1}$ 程度であった. これに対して,

Table 3 植生区, 塩類集積区土壌の水抽出陽イオン量
Water extractable cations in vegetated and salt accumulated soils

		C (mmol(+) kg soil ⁻¹)		
		Na	Ca	Mg
Vegetated	Depth(cm)			
	10	0.23	0.54	0.70
	20	1.07	0.28	0.48
	40	62.74	0.68	4.14
	60	56.24	1.33	5.56
Salt accumulated	80	73.94	1.79	7.82
	10	0.26	0.21	0.57
	20	0.31	0.27	0.77
	40	0.28	0.11	0.94
	60	0.44	0.07	0.34
80	0.51	0.09	0.36	

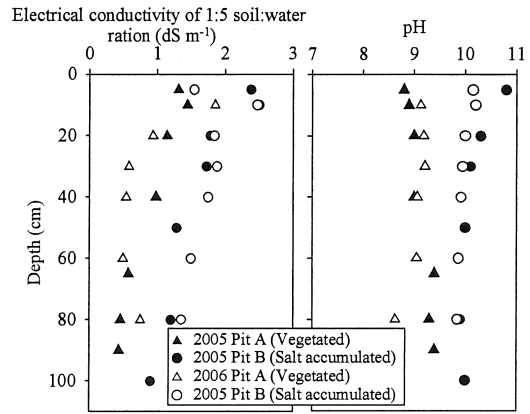


Fig.8 植生区, 塩類集積区の土壌の EC(1:5), pH 分布
EC and pH profile of vegetated and salt accumulated soils

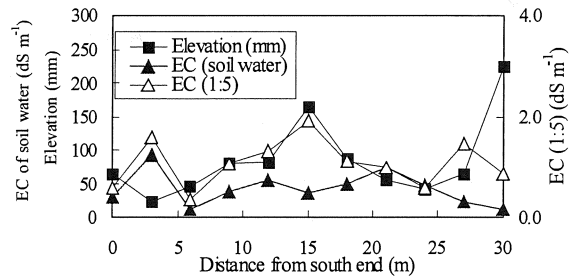
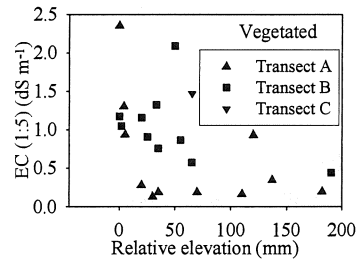
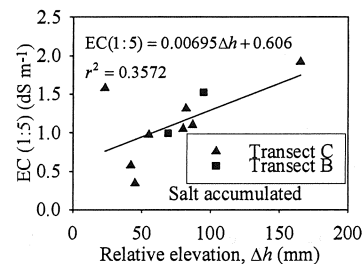


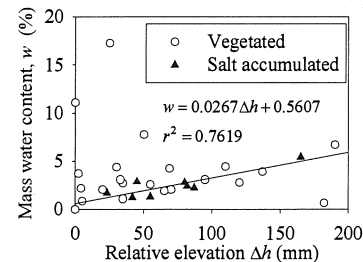
Fig.9 調査地の微地形と測線 C 上の土壌 EC
Micro-relief and soil EC along with transect C



(a) Relative elevation and EC(1:5) of vegetated soil



(b) Relative elevation and EC(1:5) of salt accumulated soil



(c) Mass wetness and relative elevation

Fig.10 微地形, 地表面被覆と土壌水分, EC(1:5)の関連
Effect of micro-topography and surface cover on soil moisture and EC(1:5)

植生区は、深さ 10cm では塩類集積区と同程度であったが、それ以深では、Na 含量が深さと共に増大し、40cm 以下の層では、 $50\text{mmol}(+) \text{kg}\text{-soil}^{-1}$ を超える値を示した。この陽イオン濃度は、植生区の深さ 40cm 以下の領域を除いて、EC(1:5)から予想されるイオン濃度に比べて非常に低い。EC 値と陽イオン濃度の乖離の原因については不明であるが、Table 2 で示した地下水の陽イオン組成に比べても値がかなり低いことから、冷却遠心分離の過程で Ca や Mg を含む炭酸塩が析出し、分析の前処理として行った $0.2 \mu\text{m}$ メッシュろ過によって試料から除去されてしまった可能性が考えられる。

3.4 モニタリング結果

3.4.1 観測井

調査地の南西、北東に設置した地下水位観測井の 2005 年 11 月から 2006 年 8 月初めまでの水位変動と降雨を Fig.11 に示す。雨がほとんど降らない 11 月から翌年の 4 月にかけて地下水位は徐々に低下した。11 月から翌年 5 月末までの 7 ヶ月間は常に 1m よりも深い地下水位を示した。地下水位は 4 月初旬に最低値(約-3m)を示した後、5 月末まで低い状態を維持し、その後 6 月上旬から 3 週間程度かけて約 1m の大きな水位上昇を示した。しかし、6 月中旬以降の降雨には鋭敏な応答は示さなかった。また、7 月 3 日から 7 月 19 日までの間には、降雨があったにもかかわらず地下水位は漸減した。7 月 26 日以降の降雨に対しては、数日間で約 1.4m

の地下水位上昇を示し、7 月末の時点では、北東部では、深さ 0.44m、南東部では、同じく 0.51m まで地下水位が上昇していた。

3.4.2 地温の変化

Fig.12 に塩類集積区の各日 12:00 の地温を示す。塩類集積区と植生区の地温変化がほぼ同じであったため、塩類集積区のみを示す。11 月中旬から気温が 0°C を下回り、その後、地表面から順を追って地温が低下する。地温の低下の中で 0°C 付近でわずかに温度低下が停滞し、その後またさらに地温が下がる。4 月以降気温が 0°C を上回り、地表面から段階的に凍結土壌が融解するが、このときも、やはり 0°C 付近で温度上昇が停滞する。この温度変化の停滞は土中水の凍結・融解に伴う潜熱発生・消費が原因である。また、80cm 深さの温度の推移から、80cm よりも深い土層まで季節凍土が発生したと考えられる。グラフ上で温度が 0°C を超えた日を凍土が融解し終わった日とみなし、Table 4 にまとめた。

3.4.3 土壌水分の変化

Fig.13 は、植生区、塩類集積区の土壌水分の変化を示したものである。図中の値は、地表面が湛水している時の値を 100%とした相対水分値(飽和度に相当する)である。ECH₂O センサーは、近年、測定値に対する塩分濃度や温度の影響が大きいことが明らかになっている(Saito et al., 2009)。塩分に対する応答は、本調査地のような粘性土ではそれほど著しくないと考えられる(Kizito et al., 2008)が、他方、表層近傍の地温の日変動が 10°C から 15°C に達するこ

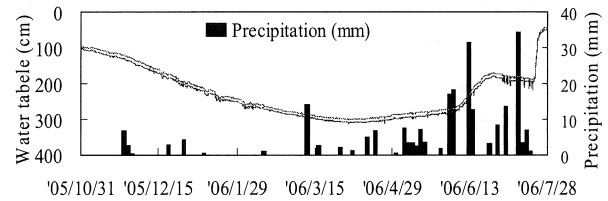


Fig.11 調査地の降雨と地下水位の推移
Rainfall and depth of shallow groundwater table

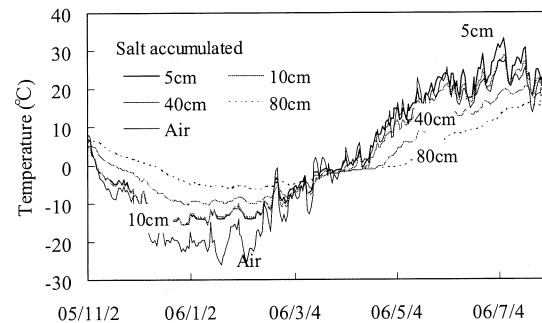


Fig.12 塩類集積区の 12:00 の気温と地温の変化
Air and soil temperature of salt accumulated area

Table 4 2006 年春に土壌温度が 0°C を超えた日付
Date when soil temperature reached above 0°C during spring of 2006

Depth (cm)	Air	10	40	80
Pit A (Vegetated)	4/17	4/21	4/29	5/19
Pit B (Salt accumulated)	4/17	4/21	4/27	5/11

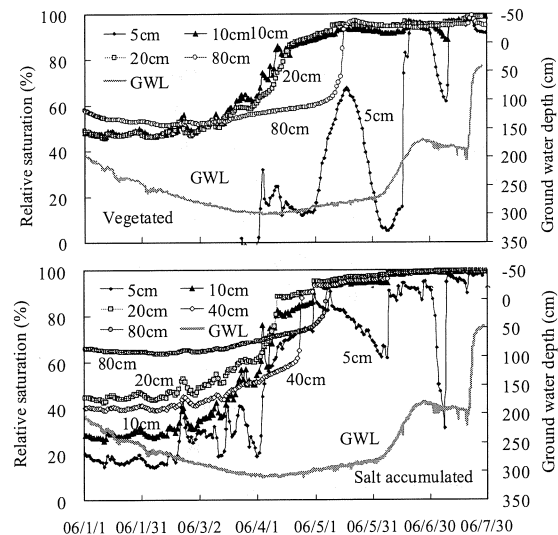


Fig.13 植生区、塩類集積区の土壌水分変化
Changes in water content of vegetated and salt accumulated soils

とから、温度変動の影響は無視できない。土壌水分モニタリング自体は 30 分から 1 時間間隔で測定を行ったが、温度の影響を考慮し、比較的気温が安定する昼 12 時のデータを図に示した。この結果、たとえば、6 月下旬の無降雨期間で表層 10cm の水分量がほぼ一定の時、深さ 40cm の位置の水分量は、地温上昇 1°C あたり、0.14%程度の水分量増加を示すが、これは、無視しても差し支えない程度と判断した。

土壌水分モニタリング値は、冬季は低い値を示し、土壌温度が 0°C 付近まで上昇すると急増した。これは、土中で凍っていた水が融解したことによって誘電率が上昇したことを反映したものである。凍土融解日の後、塩類集積区の深さ 5cm の水分センサーは、降雨やその後の蒸発散に応じて大きな変動を示すが、深さ 40cm, 80cm のセンサーの値は、ほぼ一定の値を示した。深さ 10cm の水分センサーは、たとえば、塩類集積区においては、6 月下旬から 7 月中旬にかけて地下水位が低下するような状況でも変化がなかった。これに対して、植生区の深さ 10cm の水分センサーは同じ期間に水分低下を示した。植生区の方が蒸発散により深い位置まで水分量が低下すること、また、逆に塩類集積区では、水分の変動は地表から深さ 10cm 以内の範囲に限定されることがわかる。また、塩類集積区、植生区共に 7 月下旬においては、深さ 5cm から 80cm までのいずれの深さにおいてもほぼ水分飽和状態であった。

4. 考察

4.1 夏季の降雨に伴う急激な地下水位上昇

降雨に対する水位観測井の水位変動は、調査地をほとんど二つの井戸ともほぼ同じ挙動を示したことから、この二つの観測井は、調査対象地における地下水モニタリングにおける反復測定とみなすことができる。両者は、センサー挿入位置と地表面の標高に由来する若干の差はあるが、常に並行に推移した。

厳冬期（1月中旬）に深さ 80cm の位置の地温は継続的に -4°C 程度まで低下した。このことから厳冬期には 80cm よりも深い層まで季節凍土が発達したと考えられる。また、現地の土壌は、Fig.5 に示したように下層においてほぼ飽和である。水分飽和度の高い土壌は凍結すると透水性が非常に低く（Nishimura et al., 2011）なるため、この調査地では、凍土層が不透水層の役割を果たす。

4 月上旬から 5 月末まで、地下水位は、降雨影響を受けず、低い状態を維持した。地表近傍の土壌水分量は、同期間、特に 5 月中旬に減少傾向を示した（Fig.13）。Table 4 に示したように、温度センサーを挿入した深さ 80cm において、凍土が融解するのが 5 月中旬であることから、さらに深い位置の凍土が融解するのはおよそ 5 月末から 6 月上旬と考えられる。したがって、4 月以降、上層から徐々に凍土の融解が進むものの、5 月末頃までは、降雨や表層の融解水は、下層の透水性の低い凍土に妨げられて地下水まで到達することが少なかったと考えられる。また、5 月は気温の上昇に伴い、地表面における蒸発散が盛んになり、その結果、表層 5cm で大きな水分量低下を生じたと考えられる。表層土壌の水分が低下している時に多少の降雨があっても、大半が地表近傍で土壌水分増加に消費され、地下水の変動には寄与しない。

6 月上旬から下旬にかけて地下水位が大きく上昇した。同時期に、塩類集積区では、表層 5cm の位置で降雨に反応して土壌水分の増加が見られるにも関わらず、植生区では、

Table 5 降雨量と地下水位上昇

Amount of precipitation and rise in ground water level (GWL)				
Date	Rainfall (cm)	GWL prior rainfall(cm)	Post rainfall GWL (cm)	Rise in GWL(cm)
4/29-6/1	2.08	287.2(1)	272.1(1)	15.1(1)
		297.2(2)	281.2(2)	16.5(2)
6/5-6/26	7.88	272.1(1)	180.6(1)	101.5(1)
		281.2(2)	180.8(2)	100.4(2)
7/8-7/23	11.7	187.5(1)	43.7(1)	143.8(1)
		196.1(2)	50.7(2)	145.4(2)

* (1) and (2) denote Well-1 and Well-2 in Fig.1, respectively

水分の低い状態を維持するような傾向を示した。これは、植生区における蒸発散が降雨に比べて卓越していたことを示唆する。

Fig.11 で示したように、7 月上旬には、降雨があったにも関わらず、地下水位は低下した。これは、6 月よりもさらに蒸発散（塩類集積区では蒸発のみ）が旺盛であったためだと考えられる。このとき、植生区では、深さ 5cm, 10cm の水分センサーが、塩類集積区では、深さ 5cm の水分センサーが大きな体積含水率の減少を示した。低下量に土層厚を乗じて、水分量の変化を算出するとその量は、植生区では、20.1mm (=0.52×0.4×75+0.5×0.12×75) 程度、塩類集積区では、29.1mm (=0.555×0.7×75) 程度であり、7 月中旬の 44.2mm の降雨の大半は、乾燥していた表層近傍の土壌に保水されると共に蒸発散に消費され、地下水位変動には寄与しなかったと考えられる。これらを考慮すると、6 月上旬から始まった地下水位上昇は、降雨の直接寄与よりも、凍土上に蓄積していた液状水が地下水帯に流れ込んだ結果、地下水位が上昇した可能性が高い。また、7 月下旬の降雨開始時に表層から深さ 80cm までの水分センサーがすべて水分飽和に近い状態を示していた。このとき、表層土壌に保水されずに浸透した降水が短期間で地下水位上昇に寄与したと考えられる。

Table 5 に各観測井の水位変化と降雨量について整理した。表層土壌が乾燥していた 6 月下旬から 7 月上旬の 10 日間の無降雨期間の後の最初の大きな降雨（約 2cm）においては、地下水の応答はほとんど無かったが、その後 7 月 8 日～23 日にかけて特に土壌水分が十分飽和に近い状態で降雨があった後、急激な地下水位上昇を示した。その際の地下水位上昇量は、143～145cm であり、7 月 8 日～23 日の間の降雨量 11.7cm に比べて 10 倍以上大きい。

6 月の降雨についても同様に整理すると、6 月 5 日～26 日の間の降雨量の約 13 倍に相当する地下水位上昇が得られる。しかし、上述したように地表面の水分量やその降雨に対する応答を考慮すると、6 月に生じた地下水位の上昇は降雨イベントによるものではなく、凍土上に蓄積した水が凍土の完全融解の結果地下水帯に流入したためと考えられる。5 月中は、下層に透水性の低い凍土が残存することや地表面の蒸発散が理由で降雨に反応する地下水位上昇が小さかったと考えられる。

降雨量の 10 倍を超えるような大きな地下水位上昇の結果、7 月下旬の降雨後、地下水位が降雨後速やかに地表面下 50cm 程度まで達した。地下水位が比較的浅く、毛管水

帯 (capillary fringe) が地表近くまで形成している場合に降雨量の 10 倍を超えるような激しい地下水位上昇が生じることは, Gilham (1984) や Hogervorst et al. (2003), Jaber et al. (2006), Logsdon et al. (2009) らによって Reverse Wieringermeer Effect という現象が報告されている。本調査地の土壌は空気侵入値が水頭換算で 200cm 近く (Fig.7), これはたとえば地下水位が深さ 200cm であっても, 地下水面上地表面近傍まで水分飽和に近い水分量を維持することを示唆する。本調査地では, 降雨の多い夏から雨の少なくなる 9 月末までの間, 蒸散の影響のある表層近傍を除いて一様に水分飽和度が高く, 地下水面上から表層近くまで土壌中の気相率が低い。これは, 上述した capillary fringe において水分イベントに応じた急激な地下水位上昇が生じるような条件と一致しており, その結果, 表層土壌の飽和度が高い時に生じた表面水分イベント (降雨, 7 月下旬) ならびに表層が乾燥している時に凍土の融解によって生じた下層における水分イベント (6 月) に応じた大きな地下水位上昇という現象が観察されたと考えられる。

4.2 パッチ状塩類集積のメカニズム

パッチ上に分布する塩類集積の過程について, 微地形の影響が示唆されてきた (久米ら, 2003, 2004)。微地形の寄与する場合は, 地表面の水条件によって二つのシナリオがありえる。一つは, 湛水面積が鞍部に限定される場合である。この場合, 降雨中ならびに降雨後, 周囲よりも標高が低い鞍部に周囲から水や塩が流れ込むため, 鞍部の塩量が多くなると共に鞍部の水分が高いため最後まで蒸発が継続し, 蒸発に伴う水フラックスがさらに下方から塩を地表近傍に運ぶ (微地形仮説 A)。二つ目は, 降雨中ならびに降雨直後に広く地表湛水が生じ, 一部の微高部のみが水面上に頭を出すような場合である。このとき, 水面上にある部分においては, 蒸発に伴って塩の集積が生じる。湛水深が低下していく過程で鞍部では下方への浸透や湛水の水平移動で塩の除去が生じるため, この場合は鞍部よりも微高部において塩の濃度が高くなり得る (微地形仮説 B)。

本調査地では, Fig.9 に示したように, 土中水の EC については, 標高との関連について明確な傾向が見られなかった。また, EC(1:5) (Fig.10) について, 植生区では標高との間に関連が見られなかったが, 塩類集積区では, EC(1:5) が標高の高い地点ほど高いという傾向を示した。調査時の観察で降雨によって浅い湛水が生じることが明らかになっていることを考慮すると, 植生の無い部分に関しては微地形仮説 B が塩の集積に関わっていると推察される。また, 地表面土壌の含水比が EC(1:5) と同様に植生区では, 標高とは無関係であるのに対して, 塩類集積区では, やはり標高の高い部分で含水比が高かった。微高地に塩が集積し, 塩クラストを形成したため, クラストの遮蔽効果と塩類の存在による土中水の浸透圧で蒸発が抑制されていたと考えられる。植生区に関しては, 水分, EC(1:5), 相対土中水 EC 共に標高との関連が見られなかった。

4.3 塩の集積—溶脱のメカニズム

現地では, 平坦な平原が広がり, 河川の氾濫などはほとんど無いため, 地表に集積する塩の大半は地下水由来のものであると考えて差し支えない。その条件下で現地では次のような特徴的な塩類集積状況があった。

まず, 地下水では Na, Ca, Mg の濃度がそれぞれ 5.7, 2.4, 1.6 mmol L⁻¹ であったが, 測線 C に沿った地表面の土壌が含む土水比 1:5 で抽出した水溶性塩は Na, Ca, Mg がそれぞれ 132, 0.12, 0.38 mmol(+) kg-soil⁻¹ と地下水における Na イオンの割合に比べて非常に高い Na イオン濃度割合を示した。これは, Na イオンを選択的に集積するような機構があることを示唆している。また, 水溶性 Ca, Mg 濃度は深さ 20cm を除いて植生区において塩類集積区よりも高い値を示した。さらに, 下層 (40cm 以深) において, 塩類集積区では水溶性 Na, Ca, Mg はそれぞれ 0.28~0.51, 0.07~0.11, 0.34~0.94 mmol(+) kg-soil⁻¹ と深さに依らず同程度の濃度を示したのに対して, 植生区においては Na, Ca, Mg がそれぞれ 56~74, 0.68~1.79, 4.14~7.82 mmol(+) kg-soil⁻¹ というように下層においても Na 塩の集積が生じたことを示す非常に大きな Na イオン含量を示した。さらに, 土壌 pH は, 表層から深さ 100cm までの土層において常に植生区が塩類集積区に比べて 1 単位ほど低い pH を示した。以下にこの特徴的な塩の分布について考察する。

土壌中の水溶性の塩は, 蒸発に伴って地表近傍へ移動し, そこで, 蒸発の程度に応じて濃縮・析出する。その際, 本調査地の井戸水の組成を考慮すると, 水への溶解度の低い順で, 炭酸 Ca, 炭酸 Mg, 硫酸 Ca, 炭酸水素 (重炭酸) Na が析出しやすい塩であると考えられる。溶解度で考えると上記のうち Ca, Mg を含んだ塩の溶解度が重炭酸 Na に比べて小さいが, 測線 C の結果にあるように析出する塩の大半は Na を含む塩である。したがって, 本調査地の表層に析出した塩の大半は炭酸水素 Na であったとみなせる。炭酸塩が卓越することは, 塩類集積区において土壌 pH が 10~11 程度 (Fig.8) と非常に高くなることも矛盾しない。

表層土壌が融解する 5 月以降, 気温の上昇と降雨によって, 地表の植生や土壌微生物の活性が増大する。それに伴って, 土壌中の CO₂ 濃度が上昇する。CO₂ の溶解平衡を考えると, CO₂ 濃度上昇に伴って炭酸塩の溶解度が高くなる。土壌 CO₂ 濃度が大気 の 100 倍になると, 炭酸 Ca の溶解度は 10 倍程度増大し, pH も低下する (たとえば, Appelo and Postma, 2005)。CO₂ 濃度上昇に伴う炭酸塩溶解促進の結果, 土壌水中の Ca, Mg イオン濃度が増大する。

これら Ca, Mg イオンは, 蒸発に伴って土壌水と共に地表近傍に移動したり, 降雨時の浸透水と共に下方に溶脱したりする。その際, 土壌に吸着していた Na イオンとイオン交換して土壌に吸着する (Fig.14) ことによって土壌水中の Na イオン濃度増大に寄与する (Li and Keren, 2008)。イオン交換によって土壌水中に出てきた Na イオンが地表面における蒸発に伴いさらに地表近傍に集積する。これが, 本調査地において地表面に Na が選択的に集積したメカニズムであると考えられる。土壌 CO₂ 濃度増大に伴って土壌

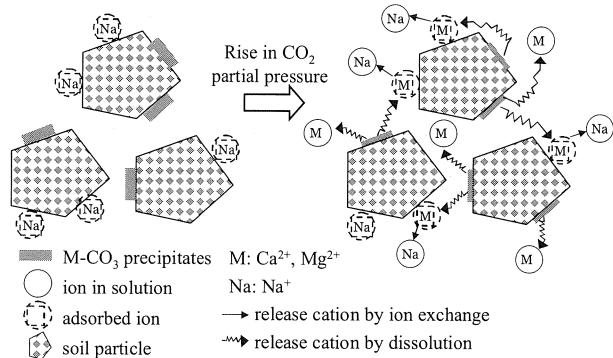


Fig.14 土中二酸化炭素分圧の増大に伴うイオン動態の変化の模式図

Conceptual figure of ion exchange following a rise in soil CO₂

水中に増えた Ca, Mg イオンが下方に移動する場合も同様に, 溶脱する Na 量の増大に寄与する (Li and Keren, 2008). Na とのイオン交換の結果土壤に吸着した Ca, Mg イオンは, そのまま各層位に残存する. 水抽出した Ca, Mg が植生区の大半の層位において, 塩類集積区よりも高い含量を示した (Table 3). 特に植生区では, 蒸発が抑制されるため (Nishida and Shiozawa, 2010), 上方への水移動が抑制され, 下方への水浸透に伴う塩溶脱傾向が強くと現れる. その結果, 根圏より深く, 土壤 CO₂ 濃度が低い 40cm 以深の部分に炭酸 Na イオンが集積するような層が形成したと考えられる.

5. まとめ

塩類集積区と草本に覆われた植生区が隣接して分布する東北林業大学試験地で地下水位, 土壤温度, 土壤水分量の経時的なモニタリングを行うと共に実踏時に土壤試料を採取し, 土壤塩濃度, 土壤の物理性, 化学性について測定を行った. 調査地では, 表層近傍を除いて年間を通じて土壤水分が飽和に近い状態である. 冬季には, 地表から 80cm 以深まで季節凍土が発生する. 春以降, 季節凍土が残存している間は, 降雨や地表近傍の凍土融解水は地下水へ影響を及ぼさないが, 凍土が融解すると降雨や融解水が地下水位の変動に反映され, すばやい地下水位上昇を生じるようになる. 夏季には降雨が頻発するが, 蒸発散によって表層近傍がかなり乾燥している状態ではこのような降雨に対する地下水の応答は見られない. しかし, 土壤水分が飽和に近い状態になると, 降雨時に降雨深の 10 倍を超える著しい地下水位の上昇が見られた. これらは, 既往の研究で報告されている Reverse Wieringermeer Effect と呼ばれているものと同じ現象と考えられる. このような土壤の凍結融解と水分イベントに応じた激しい地下水位の変動が地表における塩の集積・溶脱に関わっている可能性がある. これについては, 今後さらに検討を進める必要がある.

塩が集積する裸地において, 湛水時に水面よりも上に出るような微高地に塩が集積する傾向があった. これは, 蒸発面に向かって土中水が動く際に塩が運ばれたものと考えられる. 地表面に塩が集積して塩クラストができると, 蒸

発が抑制され, クラスト直下の水分量が大きく維持される.

地表近傍を除いて土壤や地下水中の塩類の濃度はそれほど高いものではなく, また, 重炭酸イオン濃度や pH が高かったことから, 析出する塩は, 主に溶解度の低い炭酸塩が多くを占めると考えられた. また, 浅層地下水の Na, Ca, Mg イオン組成に比べて地表面に集積する塩に含まれる Na イオンの割合は非常に高く, 炭酸塩の溶解平衡, 土壤のイオン交換反応等からなるイオン選別機構が働いていることが推察された. このイオン選別機構は, 同時に植生区根圏下方における Na 塩集積にも寄与していると考えられる. この様な, このイオン選別機構は, Li and Keren (2008) によって指摘されているが, 原位置土壤において生じるかどうかは定かではなく, また, 本論中においても定性的な解釈しかできなかった. この点については, 今後, 室内実験や化学種分析によって詳細の解明に努める必要がある.

謝辞: 本研究は平和中島財団国際学術共同研究助成 (代表者 高野哲夫) から補助を受けた. また, 現地調査実施にあたり, 東北林業大学 劉参奎教授, 大学院生常田岳志氏, 濱本昌一郎氏 (当時) 他に協力いただいた. ここに記して感謝する.

引用文献

- Appelo, C.A.J. and Postma, D. (2005): Chap.5 Carbonates and carbon dioxide, In: *Geochemistry, ground water and pollution, 2nd edition*, Balkema Publ., 175-232.
- 土壤環境分析法編集委員会 (1997): 土壤環境分析法, 養賢堂.
- 藤巻晴行 (2011): [実験 11] 塩分濃度を測る, “宮崎 毅, 西村 拓編, 土壤物理実験法”, 東大出版会, 101-102.
- Gillham, R.W. (1984): The capillary fringe and its effect on WT response, *J. Hydrol.*, **67**, 307-324.
- Hogervorst, F.A.N., de Rooij, G.H. and Bierkens, M.F.P. (2003): Rapid rise after rainfall of a shallow groundwater table in a sandy soil: comparing simulations to observations, *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 03495.
- Jaber, F.H., Shukla, S. and Srivastava, S. (2006): Recharge, upflux and water table response for shallow water table conditions in southwest Florida, *Hydrol. Process*, **20**, 1895-1907.
- Kizito, F., Campbell, C.S., Campbell, G.S., Cobos, D.R., Teare, B.L., Carter, B. and Hopmans, J.W. (2008): Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor, *J. of Hydrology*, **352**, 367-378.
- 久米 崇, 天谷孝夫, 三野 徹 (2003): 内蒙古河套灌区における土壤塩類化対策の効果, *農土論集*, **223**, 133-139.
- 久米 崇, 長野宇規, 渡邊紹裕, 三野 徹 (2004): 排水不良農地における不均一塩分分布の形成要因, *農土論集*, **234**, 19-26.
- Li, F.H. and Keren, R. (2008): Native CaCO₃ mineral dissolution and its contribution to sodic Calcareous soil reclamation under laboratory conditions, *Arid Land Res. and Management*, **22**, 1-15.
- Logsdon, S.D., Hernandez-Ramirez, G., Hatfield, J.L., Sauer, T.J., Prueger, J.W. and Schilling, K.E. (2009): Soil Water and Shallow Groundwater Relations in an Agricultural Hillslope, *Soil Sci. Soc. Am.*

- J.*, **73**, 1461-1468.
- 宮崎 毅, 西村 拓 (1994) : 非相似多孔質体モデルを用いた土壌のスケーリング手法, *農土論集*, **174**, 41-48.
- 中野政詩, 宮崎 毅, 塩沢 昌, 西村 拓 (1995) : 土壌物理環境測定法, 東大出版会.
- Nishida, K. and Shiozawa, S. (2010) : Modeling and Experimental Determination of Salt Accumulation Induced by Root Water Uptake, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **74**, 774-786.
- Nishimura, T., Kamachi, N., Imoto, H., Mizoguchi, M. and Miyazaki, T. (2011) : Prefreeze soil moisture and compaction affect water erosion in partially melted frozen Andisols, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **75**, 691-698.
- Saito, T., Fujimaki, H., Yasuda, H. and Inoue, M. (2009) : Empirical Temperature Calibration of Capacitance probes to measure soil water, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **73**, 1931-1937.
- Wang, L., Seki, K., Miyazaki, T. and Ishihama, Y. (2009) : The Causes of Soil Alkalinization in the Songnen Plain of Northeast China, *Paddy and Water Environment*, **7**, 259-270.

[2011. 6. 29. 受稿, 2012. 4. 19. 閲読了]

[この研究論文に対する公開の質疑あるいは討議(4,000字以内, 農業農村工学会論文集編集委員会あて)は, 2012年12月24日まで受け付けます。]

Salt Accumulation above Shallow Ground Water Table at Songnen Plain, Heilongjian, China

NISHIMURA Taku*, ISHIHAMA Yoshio*, SEKI Katsutoshi**, IMOTO Hiromi*, MIZOGUCHI Masaru* and MIYAZAKI Tsuyoshi***

* Graduate school of Agricultural and Life Sciences, University of Tokyo, 1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-8657, JAPAN

** Faculty of Business Administration, Toyo University, 5-28-20 Hakusan, Bunkyo-ku, Tokyo 112-8606, JAPAN

*** Professor Emeritus, University of Tokyo

Abstract

Salt accumulation is one of the most serious threats for plant production in northeast China. Field survey and one-year continuous monitoring on soil physical conditions and water table had been conducted in an experimental station of Northeast Forestry University at Heilongjian, China. Annual rainfall was 356 mm while potential evaporation during summer period of 2006 estimated by Thornswait method was 540 mm. Soil of the study site was mostly clayey. Salt accumulation on soil surface showed heterogenous feature. Salt accumulated areas and vegetated areas adjoin above the same shallow salty ground water table. During summer, when soil water content was nearly saturated, rise in ground water table in response to rainfall was 7 to 12 times larger than the rain depth. This phenomenon is known as reverse-Wieringermeer effect. A 60% of cation contained by shallow ground water was Na and Ca and Mg dominated rest of 40%. However, more than 90% of cation detected at soil surface in salt accumulated areas and at soil layers deeper than 40cm from the surface in vegetated areas was Na. Dynamic behavior of shallow ground water and changes in carbonates solubility due to rise in soil CO₂ concentration following soil respiration might affect salt accumulation at the experimental site.

Key words : Salt accumulation, Shallow ground water table, Seasonal frozen soil, CO₂, Micro topography, Carbonates