

Modellering af vandstrømning i lavbundsområder

Lokale strømningsveje i lavbundsarealer har betydning for hvor meget nitrat der potentielt kan omsættes i disse, men hvordan kan vi inkludere dette i oplandsskalamodeller, der sjældent indeholder detaljerede lokale beskrivelser af lavbundsarealer?

PETER ENGESGAARD, RASMUS JES PETERSEN, IDA KARLSSON, IDA M.V. CHRISTIANSEN, CHARLOTTE KJÆRGAARD & ANKER L. HØJBERG

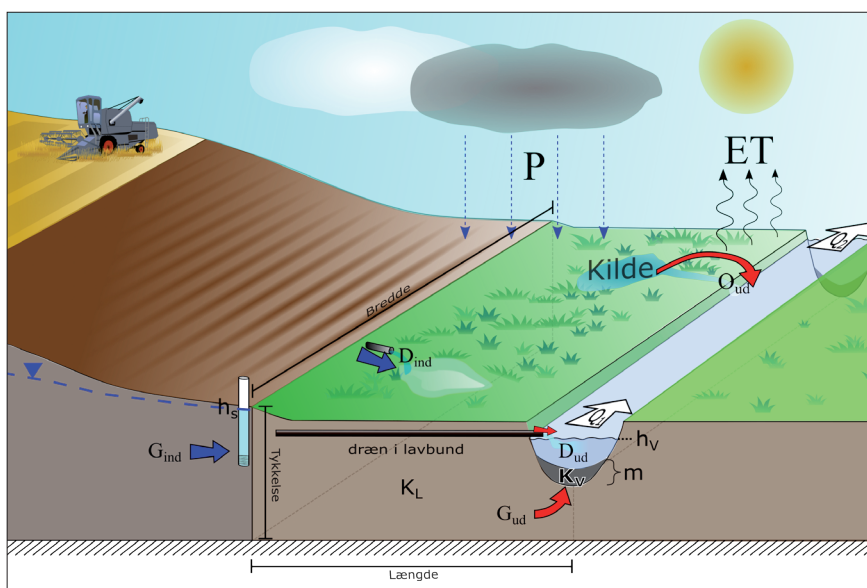
De lokale strømningsveje i lavbundsområder er afgørende for den potentielle omsætning af nitrat /1/. De detaljerede feltstudier ved Fensholt /2/ og Holtum /3/ har lagt fundamentet for udviklingen af en model til estimering af strømningsveje i lavbundsarealer, der også kan kobles til oplandsskala modeller /7/. I denne artikel skal vi kort redegøre for hvad modellen kan og hvordan vi har testet mod data fra feltstudierne.

Indledningsvist kunne man spørge; hvorfor er det nødvendigt med en ny model? I hydrologiske oplandsskala modeller indgår der allerede en hydrogeologisk tolkning, der er med til at bestemme vandets strømningsveje. Generelt inddrager oplandsskala modeller imidlertid ikke lokale geologiske og landskabsmæssige informationer omkring lavbunds-områder. Med andre ord kan vi ikke være sikre på, at strømningsvejene er godt nok repræsenteret i stor-skala modeller – og derfor heller ikke N fjernelse.

Vandbalancemodel

Hydrogeologien er simpel med et enkelt lag af en bestemt tykkelse og med hydraulisk ledningsevne, K_L , (Figur 1). I skræntfoden kendes det hydrauliske trykniveau (grundvandsspejl, h_s). Grundvand siver til vandløbet gennem et bundsediment med en tykkelse (m) og hydraulisk ledningsevne (K_v). Vandløbet har en kendt vandstand (h_v).

Vand tilføres via nedbør (P), udløb fra afskærne drænen i skræntfoden (D_{ind}) og netto-ind-sivning af grundvand (G_{ind}). Vand afstrømmer via fordampning (ET), grundvand til vandløb (G_{ud}), drænen i lavbundsområdet (D_{ud}), og over-



Figur 1. Principskitse af lavbundsområde med strømningsveje. Vandtilførslen omfatter nedbør (P), grundvandstilstrømning (G_{ind}), dræntilstrømning fra afskærne drænen i skræntfoden (D_{ind}), mens fraførslen omfatter evapotranspiration (ET) (O_{ud}), grundvandsafstrømning til vandløb (G_{ud}), drænafrstrømning til vandløb (D_{ud}) samt overfladisk afstrømning. K_L og K_v er hydraulisk ledningsevne af lavbund og vandløbssediment, hvor m er vandløbssedimentets tykkelse. Grundvandstanden er h_s i skræntfoden og vandstanden i vandløbet er h_v . Vandføringen opstrøms og nedstrøms lavbundsområdet er Q_1 og Q_2 , og tilvæksten er derfor $\Delta Q = Q_2 - Q_1$. En fraktion (F) af denne tilvækst må komme fra lavbundsområdet, resten ($1-F$) fra den anden side.

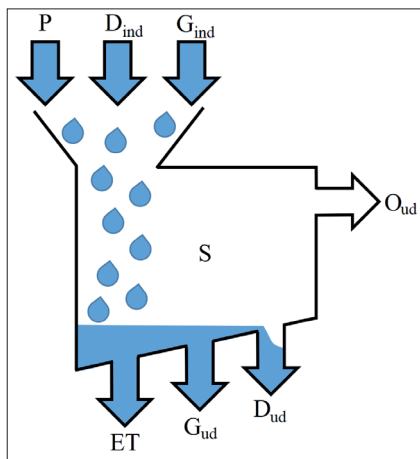
fladisk afstrømning (O_{ud}).

Vandbalancemodellen er vist i Figur 2. Modellen er en lettere modifikation af modellen oprindeligt udviklet og tilpasset Fensholt lokaliteten /3/. Modellen er opbygget omkring vandbalanceligningen (boks 1).

Hvis der er en ubalance mellem hvad der kommer til (ΣQ_{ind}) og strømmer fra (ΣQ_{ud}) bestemmer magasineringsvejen (S), hvor meget grundvandstanden (Δh) stiger/falder i systemet. Magasintallet kan derfor være med til at afgøre om grundvandstanden under en nedbørshændelse stiger over drænen i lavbunden og bidrager til drænafrstrømning (D_{ud}), eller endda terrænet og bidrager til overfladisk afstrømning (O_{ud}).

Grundvandsstrømningen til vandløb (G_{ud}) beregnes ved Darcy's lov (boks 1). C repræsenterer den effektive konduktans for et medie

med serielt forbundne modstande, hvor grundvand først skal strømme gennem grundvandsmagasinet i lavbundsområdet og derefter vandløbsbunden. Grundvandsafstrømningen kan derfor godt være lille, hvis blot den hydrauliske ledningsevne for enten grundvandsmagasinet eller vandløbsbunden er meget lav. Sker dette, vil vandstanden stige (som styres af magasintallet), drænene aktiveres og i sidste ende kan det eventuel føre til overfladisk afstrømning. Drænafrstrømningen fra lavbundsarealet beregnes som udstrømning fra en beholder med en given tidskonstant. I tilfælde af, at vandstanden stadig står over terrænet vil overskydende vand strømme af som overfladisk afstrømning.



Figur 2. Model for strømningsveje i lavbundsområde. Vand tilføres i form af nedbør (P), dræntilstrømning (D_{ind}), grundvands-tilstrømning (G_{ind}), og fraføres som evapotranspiration (ET), grundvandsafstrømning (G_{ud}), drænastrømning (D_{ud}) og overfladisk afstrømning (O_{ud}). S er magasinering. Model og skitse modificeret fra /4/.

Eksempler

Data fra de to TReNDS feltstudier /2/ og /3/ er samlet i Tabel 1. Mange af disse data er relativ nemme at skaffe ud fra kort eller simple målinger, men, f.eks. de to hydrauliske ledningsevner (K_h og K_v) kræver mere detaljerede undersøgelser. Tidskonstanten for drænastrømning er også ofte ukendt.

Ved Fensholt er der et tyndt, relativt lav-permeabelt lag (tørv), mens der ved Holtum er et noget tykkere og mere permeabelt lag (sand). Umiddelbart ville man så tro, at der var mindst modstand mod grundvandsstrømning ved Holtum, men geometri betyder også noget. Ved Holtum strømmer grundvandet til lavbundsområdet over en tykkelse på 15 m, men siver ud til vandløbet der over en bredde på blot 3 m. Der er således mindre plads til vandet i lavbundsområdet, hvorved vandet støver op og kan give et mere terrænnært grundvandsspejl. Dette er indbygget i konduktansen (C).

Ved Fensholt er vandtilførslen hovedsageligt via afskårne dræn i skræntfoden (og nedbør, T31), mens det ved Holtum er grundvand (Tabel 2).

Afstrømning scenarier ved Holtum EVI2

Tilstrømning til området sker hovedsageligt i form af grundvand. Denne komponent kan ikke bestemmes med sikkerhed, da den er 'usynlig' og derfor vanskelig at måle direkte. Vi har derfor estimeret grundvandsinstrømningen (G_{ind}) ved at måle vandløbsafstrømningen et stykke opstrøms (Q1) og nedstrøms (Q2) feltlokaliteten, se figur 1 og figur 1 i /3/. Denne er 'synlig' og relativ nem at måle. Tilvæksten ($\Delta Q = Q2 - Q1$) er som gennemsnit over et år (2017) $\sim 600 \text{ m}^3/\text{dag}$. Tilvæksten kan komme fra den sydlige og nordlige brink, hvilket betyder, at en del ($F \cdot \Delta Q$) kan komme fra den sydlige brink, og resten fra den nordlige brink ($(1-F) \cdot \Delta Q$).

Modellen er benyttet som 'steady-state', dvs. den simulerer en gennemsnitssituation. Hydraulisk trykniveau og vandstand i vandløbet er derfor også gennemsnitsmålinger over en sæson (2017).

Antages afstrømningen at være ligeligt fordelt fra de to vandløbsider ($F = 1/2$) giver dette $300 \text{ m}^3/\text{dag}$. Netto-nedbør på selve området er relativt beskedent ($11 \text{ m}^3/\text{dag}$). Hovedparten af den samlede tilførsel afstrømmer som overfladisk afstrømning ($224 \text{ m}^3/\text{dag}$ eller 72 %). Det stemmer godt overens med tilstedeværelsen af de mange synlige kilder i området (målt bidrag på $238 \text{ m}^3/\text{dag}$, /3/). Dræn bidrager med 20 % af afstrømningen ($63 \text{ m}^3/\text{dag}$). Vi har ingen målinger på denne komponent og kender kun til eksistensen af ét dykket dræn. Afstrømning via grundvand er $24 \text{ m}^3/\text{dag}$ (8 %). Denne komponent har vi målt indirekte ved brug af en termisk metode /4/. Målingerne er kun foretaget en enkelt gang i september 2016 med et samlet bidrag på $24 \text{ m}^3/\text{dag}$ (der kan komme fra begge sider). Både data og model er derfor i god overensstemmelse. Afstrømningen via grundvand er målt/bestemt til at være relativt beskedent.

Hvad ville der ske, hvis hele $600 \text{ m}^3/\text{dag}$ eller blot $100 \text{ m}^3/\text{dag}$ kom fra den sydlige brink (Figur 3a og Tabel 2)? Afstrømningen via grundvand er den samme da det dette bidrag udregnes separat. Det er så forskellen mellem den samlede afstrømning og grundvandsbidraget, der afgør, hvor meget der afstrømmer via dræn eller overfladisk afstrømning. Bemærk, at ved både 100, 300 og $600 \text{ m}^3/\text{dag}$ er drænastrøm-

ning (D_{ud}) også den samme (Tabel 2). Alle scenarier generer overfladisk afstrømning og grundvandsspejlet 'tvingses' til at være sammenfaldende med terrænet og giver derfor altid den samme vandstandshøjde over drænen. Det passer godt med, at området er vådt hele året rundt med mange kildevæld. Relativt, bliver drænastrømning (og grundvand) derfor mere betydningsfuld ved den lave tilførsel.

Følsomhedsanalyser

To af de mest ukendte parametre er lækageparameteren og dræntidskonstanten. En række følsomhedsanalyser er kørt under antagelsen at G_{ind} er $600 \text{ m}^3/\text{dag}$ (Figur 3b). Hvis lækageparameteren øges med en faktor 10 eller 100 falder bidraget fra overfladisk afstrømning fra 86 % til henholdsvis 67 % og 47 %, drænbidraget forbliver konstant 10 %. Grundvandsafstrømning må således stige med lige så meget som bidraget via overfladisk afstrømning falder. Overfladisk afstrømning og grundvandsafstrømning er nu sammenlignelige.

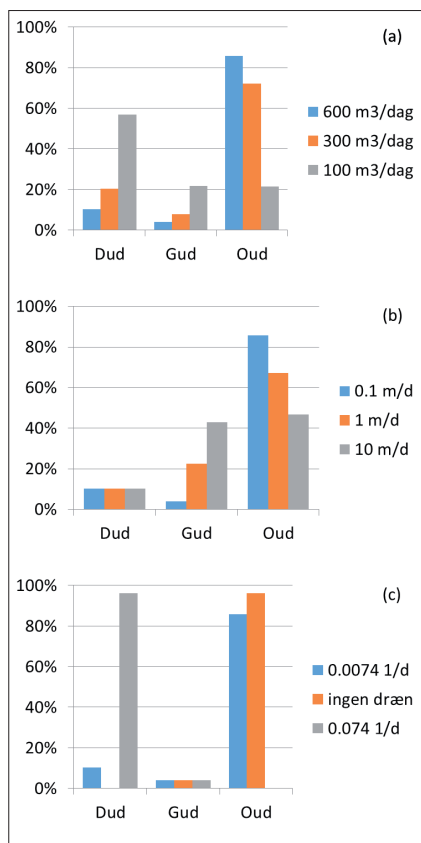
Dræn kan kobles fra ved at give en meget lav tidskonstant eller gøres 'mere effektive' ved at give en meget høj tidskonstant (Figur 3c). I samme scenarie som ovenfor ($G_{ind} = 600 \text{ m}^3/\text{dag}$ og lækageparameter på 0.1 1/d) vil overfladisk afstrømning i et system uden dræn bidrage med hovedparten af afstrømningen (96 %). Hvis tidskonstanten er en faktor 10 højere er drænene nu så effektive (96 %), at grundvandsspejlet ikke længere når terrænet og der er derfor ingen overfladisk afstrømning.

Fensholt T31-T34

Vandbalancen ved Fensholt lokaliteten er vist i /2/ og er baseret på en dynamisk model med tidsvarierende input. Den modificerede model er her kørt som en stationær model med årsmiddelt som tilførsel. Vandtilførslen fra afskårne dræn udgør hovedparten af tilførsel af vand. Denne er relativt nem at måle, da den er 'synlig'. Grundvandsafstrømningskomponenten er beskrevet lidt anderledes i denne model og vi har måttet gætte på en lækageparameter (faktor 10 mindre ved Holtum), hvilket stort set eliminerer et bidrag fra denne komponent (Tabel 2, 3-6 %). I /2/ er grundvandsbidraget

Tabel 1. Alle data er baseret på målinger (tryk-niveau og vandstand er årsgennemsnit) på nær lækageparameter for Fensholt og tidskonstanter for dræn. Magasintal og drændybde estimeret. 1/6/.

Lokalitet	Lavbundsområde			Hydrogeologi			Vandløb			Dræn		
	Bredde (m)	Længde (m)	Tykkelse (m)	Hydraulisk ledningsevne (m/d)	Magasintal (-)	Hydraulisk trykniveau (m)	Bredde (m)	Dybde (m)	Lækageparameter (1/d)	Vandstand (m)	Dybde (m.u.t)	Tidskonstant (1/d)
Fensholt T31	114	101	2.1	0.15	0.3	62.70	3	1	0.01	59.50	1	0.0012
Fensholt T32	29	39	3.1	1.8	0.3	63.70	2	1	0.01	61.00	Ingen dræn	
Fensholt T33	92	127	3.1	2.1	0.3	63.60	2	1	0.01	60.70	Ingen dræn	
Fensholt T34	56	85	5.1	2.1	0.3	62.6	2	1	0.01	60.70	Ingen dræn	
Holtum EVI2	100	85	15	14.0	0.3	59.39	3	1	0.11	57.43	1	0.0074



Figur 3. Følsomhedsanalyser med vandbalancemodel. Viser variation (i % af total afstrømning) der sker via de 3 strømningsveje til vandløb hhv. drænaforstrømning (D_{ud}), grundvandsafstrømning (G_{ud}) og overfladisk afstrømning (O_{ud}) som funktion af: (a) total indstrømning, (m^3/d), (b) lækageparameter og (c) dræntidskonstant.

noget højere (3-25 %). Der er ikke målinger på denne komponent. Den modificerede model giver lidt højere overfladisk afstrømning, hvor der ikke er dræn (Tabel 2, 85-93 %) mod hvad der er estimeret i /2/ (67-77 %). Disse forskelle viser at lokale parametre og dynamikken er vigtige, se også /7/.

Perspektiver

Vandbalancemodellen for strømningsveje i lavbundsområder er et simpelt værktøj, der kan bruges alene eller i sammenhæng med en integreret hydrologiske model /7/. Ideen bag konceptet stammer fra GOI typologien /1/, men lokale data/input giver nu mulighed for bedre

Vandbalance

Vandbalanceligning:

$$\sum Q_{ind} - \sum Q_{ud} = S * A * \frac{\Delta h}{\Delta t} \tag{1a}$$

eller

$$(G_{ind} + D_{ind} + P) - (G_{ud} + D_{ud} + O_{ud} + ET) = S * A * \frac{\Delta h}{\Delta t} \tag{1b}$$

Fluxe er i m^3/d . Se Figur 1 for definitioner og ellers;

- S, magasintal for grundvandsmagasin (~ porøsiteten)
- A, areal.
- Δh , ændring i grundvandsstanden (m) over en tidsperiode Δt .

Grundvandstilstrømning til vandløb (G_{ud})

Beregnes efter Darcy (jf. figur1);

$$G_{ud} = -C(h_v - h_s) \tag{2}$$

- C, konduktans (m^2/d). Produktet af harmoniske middelværdier for både hydraulisk ledningsevne og strømningsareal af grundvandsmagasinet og vandløbssedimentet divideret med en karakteristisk længdeskala for gradienten.
- h_v og h_s er vandstand (m) i vandløbet og hydraulisk trykniveau (m) i skrænten.

at simulere/kvantificere strømningsvejene. Modellen kan enten bruges stationært eller dynamisk til at belyse en gennemsnitlig situation eller hvad der sker under nedbørshændelser. Modellen kan nemt opdateres i takt med at vidensgrundlaget for strømningsveje i lavbundsområder forbedres. Eksemplerne viser, at kendskab til lokale forhold og dynamikken er afgørende for en korrekt simulering af strømningsvejene.

Det er interessant, at observere (Tabel 2 og Figur 3), at overfladisk afstrømning i de fleste tilfælde er en dominerende strømningsvej. Det er måske ikke så overraskende for et morænelandskab som Fensholt, men mere overraskende for en sandet geologi som Holtum. Typisk ville man betragte Holtum Å som grundvandsdomineret. Her ligger overfladisk afstrømning på > 70 % med mindre tilstrømningen er beskeden (100 m^3/dag), dvs. det er kun en mindre del der siver til vandløbet via grundvand (< 20 %). Som beskrevet i /2/ skyldes det blandt andet en 'fortætning' af strømningsbanerne, hvor et stort opland skal afvande via et lille lavbunds- og vandløbsareal. Resultaterne fra TRENDS viser, at strømningsvejene igennem de vandløbsnære lavbundsarealer har stor betydning for kvælstofomsætningen /2/.

Referencer

- /1/ MST, Videreudvikling af ådalstypologi - Grundvand-Overfladevand Interaktion (GOI), Arbejdsrapport fra

Miljøstyrelsen nr. 16, 2004
 /2/ Petersen, J.P., Prinds, C., Iversen, B.V., Kjærgaard, C. 2019. Transportveje for kvælstof i lavbundsområde. Vand & Jord, nr. 1:30-33.
 /3/ Jessen, S., Steiness, M., van't Veen, S.G.W., Kofod, T., og Engesgaard, P. 2019. Retention af nitrat i ådalsmagasiner. Vand & Jord, nr. 1: 34-36.
 /4/ Engesgaard, P., J.K. Jensen, S. Karan, J. Kidmose, B. Nilsson. 2009. Varme som tracer for udveksling mellem grundvand og overflade vand, Vand og Jord, 3, 109-113.
 /5/ Poulsen, J.R., E. Sebok, C. Duque, D. Tetzlaff, P.K. Engesgaard. 2015. Detecting groundwater discharge dynamics from point-to-catchment scale in a lowland stream: combining hydraulic and tracer methods, HESS, 19, 1871-1886.
 /6/ Sebok, E., C. Duque, P. Engesgaard, E. Boegh. 2014. Spatial variability in streambed hydraulic conductivity of contrasting stream morphologies: channel bend and straight channel, Hydrol. Process., DOI: 10.1002/hyp.10170.
 /7/ Højberg, A.L., Karlsson, I.B., Christiansen, I.M.V. 2019. Vandstrømning i opland og lavbund. Vand & Jord, nr. 1: 40-42

PETER ENGESGAARD, professor, IGN, Københavns Universitet. RASMUS JES PETERSEN, PhD studerende, Institut for Agroøkologi, Aarhus Universitet. CHARLOTTE KJÆRGAARD, chefforsker SEGES. IDA KARLSSON er Post-Doc, IDA CHRISTIANSEN forskningsassistent og ANKER L. HØJBERG seniorforsker, alle ved hydrologisk afdeling, GEUS

Tabel 2. Indstrømning og beregnet udstrømning (m^3/d med %-del i parentes). ¹ Nedbør-fordampning er netto-nedbør.

Lokalitet	Nedbør (P)	TILFØRSEL (m^3/d)		AFSTRØMNING (m^3/d)			
		Afskærne dræn i skrænt (D_{ind})	Grundvand til lavbund (G_{ind})	Fordampning (ET)	Grundvand til vandløb (G_{ud})	Dræn lavbund (D_{ud})	Overfladisk afstrømning (O)
Fensholt T31	27	15	1	16 (37%)	3 (6 %)	14 (32 %)	11 (25 %)
Fensholt T32	3	38	3	2 (4%)	1 (3 %)	Ingen dræn	41 (93 %)
Fensholt T33	27	120	4	18 (12%)	4 (3 %)	Ingen dræn	129 (85 %)
Fensholt T34	11	52	6	7 (10%)	2 (3 %)	Ingen dræn	60 (87 %)
Holtum EVI2	11 ¹	0	300	- ¹	24 (8 %)	63 (20 %)	224 (72 %)
Holtum EVI2	11 ¹	0	600	- ¹	24 (4 %)	63 (10 %)	524 (86 %)
Holtum EVI2	11 ¹	0	100	- ¹	24 (22 %)	63 (57 %)	24 (21 %)