



FOSFORKORTLÆGNING AF DYRKNINGSJORD OG VANDOMRÅDER I DANMARK

Videnskabelig rapport fra DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi

nr. 397

2020



AARHUS
UNIVERSITET

DCE – NATIONALT CENTER FOR MILJØ OG ENERGI

[Tom side]

FOSFORKORTLÆGNING AF DYRKNINGSJORD OG VANDOMRÅDER I DANMARK

Videnskabelig rapport fra DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi

nr. 397

2020

Redaktører:

Hans Estrup Andersen¹

Goswin Heckrath²

¹ Aarhus Universitet, Institut for Bioscience

² Aarhus Universitet, Institut for Agroøkologi



AARHUS
UNIVERSITET

DCE – NATIONALT CENTER FOR MILJØ OG ENERGI

Datablad

Serietitel og nummer:	Videnskabelig rapport fra DCE - Nationalt Center for Miljø og Energi nr. 397
Kategori:	Rådgivningsrapporter
Titel:	Fosforkortlægning af dyrkningsjord og vandområder i Danmark
Redaktører:	Hans Estrup Andersen ¹ og Goswin Heckrath ²
Forfattere:	Hans Estrup Andersen ¹ (redaktør), Goswin Heckrath ² (redaktør), Nils Onnen ² , Kristof Van Oost ³ , Anders Bjørn Møller ² , Mogens Humlekrog Greve ² , Jonas Rolighed ¹ , Trine Nørgaard ² , Yi Peng ² , Lis Wollesen de Jonge ² , Bo Vangsø Iversen ² , Ali Mehmandoust Kotlar ⁴ , Adrian-Florin Florea ⁵ , Dominik Zak ¹ , Hans Christian Bruun ⁵ , Amelie Beucher ² , Rasmus Jes Petersen ¹ , Hans Thodsen ¹ , Henrik Tornbjerg ¹ , Annette Baattrup-Pedersen ¹ , Tenna Riis ⁶ , Trine Just Johnsen ¹ , Pau Gimenez Grau ⁶ , Annica Olesen ¹ , Liselotte Sander Johansson ¹ , Martin Søndergaard ¹ , Jesper P. A. Christensen ¹ , Helle Knudsen-Leerbeck ¹ , Anders Erichsen ⁷ , Karen Timmermann ¹
Institutioner:	Aarhus Universitet, ¹ Institut for Bioscience, ² Institut for Agroøkologi, ⁶ Institut for Biologi, Université catholique de Louvain, Belgien, ³ Earth & Life Institute, University of Sao Paulo, Brasilien, ⁴ Centre for Nuclear Energy in Agriculture, Københavns Universitet, ⁵ Institut for Plante- og Miljøvidenskab & ⁷ Dansk Hydraulisk Institut
Udgiver:	Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi ©
URL:	http://dce.au.dk
Udgivelsesår:	Oktober 2020
Redaktion afsluttet:	September 2020
Faglig kommentering:	Aarhus Universitet: Søren Munch Kristiansen, Gitte Holton Rubæk, Rasmus Jes Petersen, Christen Duus Børgesen, Bo Vangsø Iversen, Jørgen Windolf, Torben Linding Lauridsen, Stiig Markager, Martin Søndergaard
Kvalitetssikring, DCE:	Signe Jung-Madsen
Sproglig kvalitetssikring:	Anne Mette Poulsen
Ekstern kommentering:	Miljø- og Fødevareministeriet. Kommentarerne findes her: http://dce2.au.dk/pub/komm/SR397_komm.pdf
Finansiell støtte:	Miljøstyrelsen
Bedes citeret:	Andersen, H. E. & Heckrath, G. (redaktører). 2020. Fosforkortlægning af dyrkningsjord og vandområder i Danmark. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 338 s. - Videnskabelig rapport nr. 397 http://dce2.au.dk/pub/SR397.pdf
	Gengivelse tilladt med tydelig kildeangivelse
Sammenfatning:	Tab af fosfor til vandmiljøet med en række diffuse transportveje er opgjort på grundlag af en omfattende indsamling af nye data suppleret af eksisterende data og udvikling af en række modeller. De udviklede kortlægninger af risikoområder for fosfortab er samlet i et fælles kortværk. For vandløb, søer og marine områder er vandområdernes følsomhed for tilførsel af fosfor vurderet og forsøgt kortlagt.
Emneord:	Fosfor, risikoområder, kortlægning, vandområders fosforfølsomhed
Layout:	Grafisk Værksted, AU Silkeborg
Foto forside:	Colourbox
ISBN:	978-87-7156-523-2
ISSN (elektronisk):	2244-9981
Sideantal:	338
Internetversion:	Rapporten er tilgængelig i elektronisk format (pdf) som http://dce2.au.dk/pub/SR397.pdf

Indhold

Forord	5
Summary	6
1 Sammenfatning	9
2 Baggrund	12
2.1 Tab af fosfor	12
2.2 Fosfors indvirkning på overfladevandsområder	13
3 Anvendte metoder	15
3.1 Fosforrisikokort	15
3.2 Fosforfølsomme vandområder	16
4 Resultater	18
4.1 Kortlægning af potentielt fosfortab fra landbrugsjord ved vanderosion	18
4.2 Kortlægning af jordens fosforbindingskapacitet i danske jorde baseret på oxalat-ekstraherbart aluminium og jern	32
4.3 Kortlægning af fosforudvaskning gennem jordens matrice	40
4.4 Partikelmobilisering og makroporetransport	47
4.5 Fosfor i organisk lavbundsjord	62
4.6 Kortlægning af fosfortab ved brinkerosion	87
4.7 Kildeopsplitning af det samlede tab af fosfor	99
4.8 Kildeopsplitning af det diffuse tab af fosfor	106
4.9 Kortværket over risiko for fosfortab	112
4.10 Fosforfølsomme vandområder: vandløb	123
4.11 Fosforfølsomme vandområder: søer	143
4.12 Fosforfølsomme vandområder: marine områder	149
Bilag 1 Oversigt over målinger af fosfortab fra dyrket organisk lavbundsjord	152
Bilag 2 Mapping the phosphate adsorption capacity of Danish soils based on oxalate-extractable aluminum and iron	153
Bilag 3 Modelling leaching of dissolved phosphorus from Danish agricultural soils	154
Bilag 4 Mapping mobilization of water dispersable colloids and the risk of phosphorus loss via macropores	215
Bilag 5 Mapping of different soil properties related to mobilization potential of phosphorus in farmed organic lowland soils	241
Bilag 6 Modelling phosphorus loss by stream bank erosion	263

Bilag 7 Fosforfølsomme vandområder; søer	291
Bilag 8 Kortlægning af marine vandområders fosforfølsomhed	317

Forord

Projektet *Fosforkortlægning af dyrkningsjord og vandområder i Danmark* er gennemført af Aarhus Universitet i samarbejde med Københavns Universitet, Dansk Hydraulisk Institut og Wageningen Environmental Research (Alterra) for Miljø- og Fødevareministeriet i perioden 2017-2020.

Formålet med projektet *Fosforkortlægning af dyrkningsjord og vandområder i Danmark* har været at få kortlagt de landbrugsarealer, hvor risikoen for fosfortab er størst. Denne viden kan sammenholdes med de vandområder, der vurderes som fosforfølsomme og dermed er i risiko for ikke at opfylde vandområde- og Natura2000-planens miljømål. Projektet kan dermed danne grundlag for en eventuel, målrettet regulering af fosfor, som kan differentieres i forhold til de områder, hvor det fremgår, at både risikoen for fosfortab er stor, og hvor vandmiljøet er fosforfølsomt.

Projektet har bestået af i alt ni delprojekter, som har fokuseret på mobilisering og transport af fosfor samt fosforfølsomhed i vandløb, søer og marine områder. I projektet har også indgået en kildeopsplitning af fosfortabet baseret på de nye kortlægninger og sammenlignet med metoden, som benyttes i NOVANA.

Projektet har resulteret i en række GIS-temaer, der er samlet i et enkelt, landsdækkende GIS-projekt. Kortene er beskrevet i afrapporteringen.

Nærværende rapport udgør den samlede afrapportering af projektets resultater. Rapporten består af en dansk sammenskrivning af resultaterne fra delprojekterne samt af en række bilag, der indeholder yderligere information om de indsamlede data, anvendte metoder og udviklede modeller. Rapporten falder i tre overordnede dele: en kortlægning af risikoarealer for fosfortab til overfladevand, der har resulteret i et samlet kortværk, en kildeopsplitning af det samlede diffuse fosfortab til overfladevand samt en vurdering af fosforfølsomme vandområder: vandløb, søer og marine områder.

Projektet har været finansieret af Miljøstyrelsen. Arbejdet har været fulgt af en styregruppe bestående af Lidde Bagge Jensen (Miljø- og Fødevareministeriet, MFVM), Peter Kaarup (MFVM), Harley Bundgaard (MFVM), Morten Ejrnæs (MFVM), Peter Henriksen (AU), Erik Steen Kristensen (AU) og Jørgen E. Olesen (AU). Styregruppens opgave har været at sikre arbejdets fremdrift. Der er i projektperioden afholdt to orienteringsmøder for interessenter med deltagelse af Danmarks Naturfredningsforening, Bæredygtigt landbrug, Landbrug & Fødevarer, Dansk Vand- og Spildevandsforening, Dansk Akvakultur, Dansk Sportsfiskerforbund og Rådet for Grøn Omstilling.

Udkast til rapporten har været i høring hos MFVM. Høringskommentarer og håndtering af kommentarerne kan ses på http://dce2.au.dj/pub/komm/SR397_komm.pdf.

Summary

The loss of phosphorus (P) to the aquatic environment has been estimated for different transport pathways based on comprehensive new data supplemented by existing data as well as the development of a number of models. A series of maps has been produced indicating risk areas for phosphorus loss to surface water across Denmark. In addition, an attempt has been made to map the phosphorus sensitivity of streams, lakes and marine areas.

Water erosion on agricultural land and sediment delivery to surface water have been mapped with a spatial resolution of 10 m using the WaTEM model. The model incorporates detailed landscape data and has been calibrated. Phosphorus erosion from fields to surface waters has been calculated by combining soil loss from farmland to water with spatially varying estimates of the phosphorus content in the eroded soil. At national scale, the annual phosphorus loss due to erosion is estimated at 56 t P year⁻¹ with a 95% confidence interval of 53 – 58 t P year⁻¹.

Leaching of dissolved phosphorus by matric flow to tile drains has been calculated at field scale using a modification of the Dutch PLEASE model. The model has been parameterised based on comprehensive laboratory analyses of phosphorus sorption characteristics in representative soils from Denmark. The model utilizes a newly established nationwide map of the soils' phosphorus sorption capacity, for which a large number of archived and new soil samples have been analyzed. At national scale, the annual phosphorus loss by matric leaching is estimated at 59 t P year⁻¹ with a 95% confidence interval of 23 – 94 t P year⁻¹.

An indicator for the risk of phosphorus loss to tile drains by macropore transport has been mapped nationwide. First, based on measured particle mobilization in a wide range of soil samples, a pedotransfer function has been developed for estimating and mapping the potential for particle mobilization. Second, an existing model for predicting the occurrence of macropore flow in soils has been improved by including many new soil hydraulic measurements in model development and using more advanced hydrological modelling. The maps of the potential for particle mobilisation and the risk of macropore transport have then been combined for representing risk classes for phosphorus loss in connection with macropore transport. It has not been possible to quantify phosphorus loss by macropore transport at fine spatial scale. However, based on measurements of phosphorus loss in drainage water in numerous catchments and a map of the contribution of macropore flow to drain discharge, the total phosphorus loss by macropore transport in Denmark is estimated at 162 t P year⁻¹ with a 95% confidence interval of 138 – 191 t P year⁻¹.

Phosphorus mobilisation in organic lowland soils from 47 locations across Denmark was studied in comprehensive laboratory experiments. They showed that the empirical model of Forsmann and Kjærgaard (2014) describing the potential for phosphorus mobilisation as a function of the Fe:P ratio in soils cannot generally be applied to all organic lowland soils. Neither was it possible to explain phosphorus mobilization as a function of the degree of phosphorus saturation. Currently, a generally applicable model for predicting the potential of phosphorus mobilisation in organic lowland soils is lacking. Based on measured phosphorus loss from selected cultivated organic lowland soils and the extent of

such soils in Denmark, a crude estimate of the total phosphorus loss from cultivated organic lowland soils was obtained amounting to 326 t P year⁻¹, with an uncertainty interval of 69 – 515 t P year⁻¹.

A model has been developed for large-scale mapping of stream bank erosion in Denmark based on two Danish data sets of measured stream bank erosion. By combining the modelled erosion rates with a large number of new measurements of the phosphorus content in stream banks, phosphorus loss is estimated at 644 t P year⁻¹ with a 95% confidence interval of 422 – 1373 t P year⁻¹.

Summing the estimated phosphorus losses in connection with water erosion, stream bank erosion, matrix leaching and macropore transport in upland soils, leaching from organic lowland soils as well as the contributions from wind erosion, surface runoff and groundwater, the total diffuse phosphorus loss in Denmark amounts to 1327 t P year⁻¹ with an uncertainty interval of 715 – 2261 t P year⁻¹. The contribution from agricultural sources is estimated at 683 t P year⁻¹ with an uncertainty interval of 292 – 888 t P year⁻¹. In this context, stream bank erosion is regarded as part of the natural background contribution, although some of the eroded stream bank material is likely of agricultural origin. However, the proportion of which cannot be quantified at present.

A range of maps relating to the risk of phosphorus loss from land to water at fine spatial scale (field scale and finer) has been made available for local mitigation planning.

For rivers, lakes and marine areas, an attempt has been made to assess the sensitivity of these water bodies to phosphorus inputs. Here, phosphorus sensitivity should be understood as an assessment of how likely it is that the environmental quality of an aquatic area is significantly affected by changes in the input of phosphorus to this water body.

The composition of plant communities in streams reflects a range of natural conditions, but different types of anthropogenic influences play an at least equally important role. In order to be able to assess the extent to which inorganic phosphorus can be critical for meeting the objectives of the Danish Macrophyte Index (DVPI), a method is described based on plant traits that in the future will allow for a separation of the importance of inorganic phosphorus from other types of impact. In addition, an interpretation is provided of the newly developed benthic algae index, SID_TID. By including, among other things, measurements of phosphorus dynamics in streams, it is demonstrated that the identified critical concentrations of inorganic phosphorus cannot be interpreted as stringent threshold values for when SID_TID objectives are met.

Based on data from 1213 ponds and 146 lakes > 1 ha, it has been examined whether the state of the lakes (natural or ecological condition) could be related to the environmental conditions of their catchment area. Assuming a strong relationship, it may in principle be possible to estimate the state of a given lake on the basis of catchment characteristics. The analyses showed that there were several significant correlations between the natural state index and/or its applied parameters and catchment characteristics. However, in all cases, the explanatory values (< 10%) are low. This means that the use of such catchment data will be a very uncertain method for estimating the conditions of non-examined lakes. It is therefore currently not possible on the basis of these data and analyses, to develop a model that can be used to estimate the state of lakes with unknown conditions from information on properties of the lake catchments.

The mapping of the phosphorus sensitivity of marine areas was based on six indicators. These indicators form the basis for a categorisation of the phosphorus sensitivity of marine areas as scaled from the variation in the phosphorus sensitivity of Danish marine areas. The results of this mapping can support a qualitative assessment of the expected response of the individual marine areas to changes in phosphorus inputs relative to other Danish marine areas. That a marine area is estimated to have a high level of phosphorus sensitivity based on one or more indicators does not preclude the area from being affected by other factors too. For example, a marine area with high phosphorus limitation can also be sensitive to changes in the nitrogen input. Marine areas exhibiting high levels of phosphorus sensitivity are often characterised by a mainly phosphorus-limited algae growth, and the marine area being influenced by phosphorus input from its catchment area. Similarly, a marine area estimated to have “least” or “low” phosphorus sensitivity can also change environmental state in response to changes in phosphorus inputs. However, major or long-term changes in the phosphorus input would be required to induce a shift in environmental state as either local sources have no significant effect or accumulation of phosphorus in the sediment over time has been so high that many years of low loading are required for a system change to take place.

1 Sammenfatning

Tab af fosfor (P) til vandmiljøet med en række transportveje er opgjort på grundlag af en omfattende indsamling af nye data suppleret af eksisterende data og udvikling af en række modeller. Der er lavet et samlet kortværk, der viser risikoområder for fosfortab til overfladevand. Derudover er fosforfølsomheden af vandløb, søer og marine områder forsøgt kortlagt.

Erosion og sedimenttilførsel til overfladevand er kortlagt med WaTEM-modellen med en rumlig opløsning på 10 m. Modellen inddrager detaljerede landskabsdata og er kalibreret. Ved at kombinere jordtabet på markerne med rumligt varierende estimater af fosforindholdet i den eroderede jord er der beregnet fosforerosion fra mark til vandområder. På landsniveau er det årlige fosfortab med erosion opgjort til 56 t P år^{-1} med et 95 % konfidensinterval på 53 – 58 t P år^{-1} .

Udvaskning af opløst fosfor er beregnet på markniveau med en modifikation af den hollandske PLEASE-model. Modellen er parameteriseret på grundlag af omfattende laboratorieanalyser af danske jordes fosforsorptionskarakteristika. Modellen er opsat på grundlag af en landsdækkende ny kortlægning af jordenes iboende fosforbindingskapacitet, som har inddraget en række nye måledata. Det årlige fosfortab ved udvaskning er beregnet til 59 t P år^{-1} med et 95 % konfidensinterval på 23 – 94 t P år^{-1} .

Risikoen for fosfortab ved makroporetransport er kortlagt landsdækkende med en rumlig opløsning på 250 m. Ud fra måling af partikelmobilisering i et bredt udvalg af jordprøver er der udviklet en pedotransferfunktion til estimering og kortlægning af partikelmobiliseringspotentialet. Desuden er en eksisterende model til forudsigelse af forekomst af makroporestrømning videreudviklet på grundlag af mange nye hydrauliske målinger og en mere avanceret hydrologisk modellering. Kortene over potentiale for partikelmobilisering og risiko for makroporetransport er kombineret til et kort, der repræsenterer risikoklasser for fosfortab ved makroporetransport. Det har ikke været muligt at kortlægge fosfortabet med makroporetransport kvantitativt på lokalt niveau. Imidlertid er der på grundlag af målinger af fosfortab i dræn og en ny kortlægning af makroporestrømning til dræn givet et overslag over det samlede fosfortab ved makroporetransport på 162 t P år^{-1} med et 95 % konfidensinterval på 138 – 191 t P år^{-1} .

Fosformobilisering fra organisk lavbundsjord blev undersøgt eksperimentelt på udtagne prøver fra 47 lokaliteter. Undersøgelserne viste, at den empiriske model (Forsmann og Kjærgaard, 2014), der beskriver fosformobiliseringspotentialet som funktion af Fe:P-forholdet i jord ikke generelt kan anvendes på alle lavbundsJORDE. Det var heller ikke muligt at forklare fosforfrigivelsen som funktion af fosformætningsgraden. Således savnes for øjeblikket det modelmæssige grundlag til at kortlægge fosformobiliseringspotentialet i lavbundsJORDE. Imidlertid er der på grundlag af målinger af fosfortab fra dyrkede organiske lavbundsJORDE kombineret med den landsdækkende kortlægning af disse jorde givet et overslag over det samlede fosfortab fra dyrkede organiske lavbundsJORDE på i alt 326 t P år^{-1} med et usikkerhedsinterval på 69 – 515 t P år^{-1} .

Der er udviklet en model til storskala-kortlægning af brinkerrosion baseret på to danske datasæt over målt brinkerrosion. Modellen er kombineret med et stort antal nye målinger af fosforindhold i danske vandløbsbrinker. Fosfortab som følge af brinkerrosion er opgjort til 644 t P år⁻¹ med et 95 % konfidensinterval på 422 – 1373 tons P år⁻¹.

På baggrund af de beregnede fosfortab ved vanderosion, brinkerrosion, matriceudvaskning og makroporetransport på højbunds-jorde, udvaskning fra organiske lavbunds-jorde samt skønnede bidrag fra vinderosion, overfladeafstrømning og grundvand er det samlede diffuse fosfortab opgjort til 1327 t P år⁻¹ med et usikkerhedsinterval på 715 – 2261 t P år⁻¹. Landbrugsbidraget er opgjort til 683 t P år⁻¹ med et usikkerhedsinterval på 292 – 888 t P år⁻¹. Brinkerrosion er i denne sammenstilling betragtet som et baggrundsbidrag, selvom der sandsynligvis er en landbrugsbetinget andel heri, som pt. ikke kan kvantificeres.

De udviklede kortlægninger af risikoområder for fosfortab på fin skala (mark-niveau og finere) er samlet i et fælles kortværk, som kan inddrages i lokal virkemiddelplanlægning.

For vandløb, søer og marine områder er det søgt at vurdere vandområdernes følsomhed for tilførsel af fosfor. Fosforfølsomhed skal her forstås som en vurdering af, hvor sandsynligt det er, at et vandområdes miljøkvalitet påvirkes nævneværdigt af ændringer i tilførsler af fosfor til området.

Sammensætningen af planter i vandløb afspejler en række naturgave forhold, men forskellige typer af påvirkninger spiller en mindst lige så stor rolle. Med henblik på at kunne vurdere i hvor høj grad uorganisk fosfor kan være kritisk for at opnå målopfyldelse med Dansk Vandløbs-Plante Indeks (DVPI) er der beskrevet en metode baseret på planternes egenskaber, der fremadrettet vil kunne gøre det muligt at adskille betydningen af uorganisk fosfor fra andre påvirkningstyper. Derudover leveres en fortolkning af det nyudviklede bentiske algeindeks, SID_TID. Det påvises ved blandt andet at inddrage målinger over fosfordynamik i vandløb, at de identificerede, kritiske koncentrationer af uorganisk fosfor ikke kan tolkes som værende stringente grænseværdier for, hvornår der er målopfyldelse med SID_TID.

På baggrund af data fra 1213 vandhuller og 146 søer > 1 ha er det undersøgt, hvorvidt der kan findes en sammenhæng mellem søernes tilstand (naturtilstand eller økologisk tilstand) og forhold i deres opland. Hvis dette kan påvises og stærke sammenhænge kan etableres, kan det i princippet være muligt at estimere tilstanden i ikke-undersøgte søer på baggrund af oplandskarakteristika. Analyserne viste, at der er flere signifikante sammenhænge mellem naturtilstandsindexet og/eller dets anvendte parametre og oplandskarakteristika. Der er dog i alle tilfælde tale om meget lave forklaringsværdier (< 10 %). Det betyder, at anvendelsen af disse oplandsdata vil være en meget usikker metode til at estimere en tilstand i ikke-undersøgte søer. Det er derfor ikke muligt på baggrund af disse data og analyser at udvikle en model, som kan anvendes til at estimere tilstanden i søer med ukendt tilstand ved at anvende informationer om søernes oplande.

Kortlægningen af marine vandområders fosforfølsomhed er baseret på seks indikatorer. De anvendte indikatorer danner grundlag for en klasseinddeling af vandområdernes fosforfølsomhed skaleret ud fra variationen i danske vandområders fosforfølsomhed, og resultaterne af kortlægningen kan understøtte en

kvalitativ vurdering af det enkelte vandområders forventelige respons på ændringer i fosfortilførsler relativt til andre danske vandområder. At et vandområde er vurderet til at have en høj fosforfølsomhed for én eller flere indikatorer, udelukker ikke, at vandområdet også kan påvirkes af andre faktorer. For eksempel kan et vandområde med høj fosforbegrænsning også være følsomt over for ændringer i tilførsler af kvælstof. Vandområder med høj fosforfølsomhed er ofte kendetegnede ved, at algevæksten hovedsagligt er fosforbegrænset, og vandområdet er påvirket af fosfortilførsler fra dansk opland. Tilsvarende kan et vandområde, vurderet til at have "mindst" eller "lav" fosforfølsomhed, også ændre tilstand ved ændringer i fosfortilførsler. Der skal dog større eller længerevarende ændringer i fosfortilførslerne til, førend miljøtilstanden rykkes nævneværdigt, da der enten ikke er stor effekt af de lokale kilder eller da vandområdet over tid har akkumuleret så meget fosfor i sedimentet, at der skal mange år med lave udledninger til, for at ændre systemet.

2 Baggrund

2.1 Tab af fosfor

Fosfor tilført jorden bindes normalt hårdt, og der vil til enhver tid kun være en meget lille mængde uorganisk fosfor opløst i jordvæsken, hvorfra den er tilgængelig for planteoptag eller udvaskning. Bindingskapaciteten for fosfor i jord er begrænset; dog varierer den ganske betydeligt for forskellige jordtyper og med dybden. Tilføres der fosfor til jorden, vil størstedelen bindes i jorden, og koncentrationen i jordvandet vil kun stige ganske ubetydeligt, hvis jordens bindingskapacitet for fosfor ikke er opbrugt. Ved fortsat tilførsel beslaglægges jordens fosforbindingskapacitet imidlertid, og der vil kunne ske mærkbare stigninger i fosforkoncentrationen i jordvæsken. Selv efter indførelse af fosforlofter er der en fortsat fosforakkumulering i jorden på størstedelen af harmoniarealet (ca. 60 %), nogenlunde svarende til før fosforlofterne (Andersen m.fl., 2016). Hermed vil den resterende fosforbindingskapacitet i jorden fortsat reduceres og med tiden føre til en større fosforlækage, såfremt overskudstilførslen fortsætter.

Fosfor kan ud over tab på opløst form ved udvaskning eller overfladisk afstrømning også tabes fra dyrkningsjorden som partikulært bundet fosfor ved vind- og vanderosion, ved overfladisk afstrømning og ved udvaskning via makroporer til dræn, tabel 2.1.1. Når fosforindholdet i jorden øges, øges også potentialet for tab af partikulært bundet fosfor via disse transportveje. Det er ikke muligt direkte at slutte fra en øgning i fosforoverskuddet til en øget tabsrisiko, da dette i meget høj grad vil bestemmes af lokale forhold, dyrkningshistorien, transportprocessen og jordens fysisk-kemiske egenskaber på den enkelte mark. Her er der behov for modelberegninger, der udover fosforoverskuddet inddrager de individuelle forhold, herunder jordens fosforindhold.

Ud over fosfortabet fra dyrkningsjorden er det vigtigt at kunne kvantificere bidraget fra brinkerosion, baggrundsbidraget fra landarealer samt bidrag fra spildevand for at kunne bestemme landbrugets andel af det samlede fosfortab. Fosfortab fra det åbne land til vandmiljøet er rumligt og tidsligt stærkt varierende og det er i rapporten vist, at disse tab hidrører fra en relativt begrænset del af det samlede areal – risikoområderne. Risikoområder (også kaldet *hot spots* eller kritiske kildeområder) er områder, hvor en effektiv transportvej forbinder områder med højt indhold af fosfor i jord med et vandløb eller en sø.

Der er en tæt kobling mellem kortlægningen af risikoområder for fosfortab, som beskrives i denne rapport, og kataloget over virkemidler til reduktion af fosfortab fra diffuse kilder (Andersen et al., 2020). Ved at målrette virkemiddelindsatsen mod risikoområderne kan der opnås langt bedre effekt og større omkostningseffektivitet (Andersen & Kronvang, 2006). Virkemidlerne er i kataloget beskrevet således, at det fremgår hvilken eller hvilke tabsveje, de virker mod, så der kan vælges et virkemiddel, der virker mod netop den tabsvej, som anses for dominerende i et givent risikoområde.

Tabel 2.1.1. Oversigt over tabsveje for fosfor til vandmiljøet.

Vinderosion	Ved vinderosion blæses jordpartikler fra de såkaldte afblæsningsflader til aflejringsområder, herunder vandløb og søer. Vinden er den basale faktor, der starter vinderosion eventuelt i samspil med temperaturen, der medvirker til at udtørre jordoverfladen og gøre den mere sårbar. Fosfor transporteres på partikulær form.
Overfladisk afstrømning	Når nedbøren overskrider jordens infiltrationskapacitet, optræder der stående vand på jordoverfladen, som afhængigt af topografien kan begynde at løbe af. Fosfor, der er bundet til det øverste jordlag kan opløses i vandet på overfladen og transporteres. Fosfor transporteres på opløst og eventuelt kolloidbundet form.
Erosion	Når hastigheden af det strømmende vand stiger, kan det rive jordpartikler løs, som skylles med vandet, hvorefter det deponeres i lavninger og vandløbsbræmmer eller transporteres videre til vandløb og søer. Der er en glidende overgang fra overfladisk afstrømning. Fosfor transporteres overvejende på partikulær form.
Matriceudvaskning	Ved stigende mætningsgrad af jordens fosforbindingskompleks stiger fosforkoncentrationen i jordvæsken, og fosfor på opløst form kan udvaskes med nedsivende vand.
Makroporeudvaskning	Makroporeudvaskning skelnes fra matriceudvaskning ved at vandtransporten og fosfortabet her foregår i makroporer, som er porer større end 0,3 mm og karakteriseret ved ikke at have kapillareffekt. Vand strømmer derfor kun i disse porer, når jorden lokalt er helt vandmættet. Makroporer kan i visse tilfælde forbinde det øverste jordlag med drænrør, hvorved den ofte betydelige ubrugte fosforbindingskapacitet i underjorden omgås. Fosfor transporteres både på opløst og partikulær form.
Grundvand	Har de jordlag, der ligger over grundvandspejlet, en begrænset fosforbindingskapacitet, og overstiger fosformætningsgraden i jordlagene et kritisk niveau, vil nydannet grundvand have en forhøjet fosforkoncentration. Fosfor kan også føres til det øvre grundvand med makroporestrømning. I dybere, reduceret grundvand kan der forekomme naturligt høje koncentrationer af opløst fosfor ($> 0.1 \text{ mg P l}^{-1}$).
Tab fra organisk lavbundsjord	Dyrkede og dræned lavbundsområder adskiller sig fra mineraljordene både, hvad angår hydrologi og fosforbinding og -omsætning. På trods af dræning kan der i våde perioder opstå reducerede forhold, hvorved jernoxider går i opløsning, fosforbindingskapaciteten reduceres, og fosfor kan udvaskes på opløst form.
Brinkerosion	Det strømmende vand i vandløb kan løsrive jordpartikler i brinkerne og hertil bundet fosfor. På længere sigt kan brinker underskæres, hvorved der sker brinksred. Fosfor transporteres på partikulær form.

2.2 Fosfors indvirkning på overfladevandsområder

Fosfor er som for planter i landbrugsproduktionen et meget væsentligt næringsstof som, hvis det er i underskud, kan have betydning for vækstbetingelserne for vandplanter i bred forstand (både planteplankton (encellede alger) og blomsterplanter). Fosfors betydning i forhold til det andet vigtige næringsstof, kvælstof, skifter ikke alene mellem vandtyperne (vandløb, søer og havet), men også hen over året. Der er dog det til fælles for alle typer af overfladevand, at mængden af fosfor (koncentrationen) på et eller andet tidspunkt eller under bestemte betingelser er begrænsende for plantevæksten, herunder især væksten af planteplankton. Det er i de situationer, at en øget tilførsel af fosfor kan have negative miljøkonsekvenser – og omvendt, at en reduktion i fosfortilførslen kan have en positiv effekt på tilstanden (Andersen m.fl., 2016).

2.2.1 Vandløb

Fosfor vil påvirke lysforholdene i vandløbet og sammensætningen af arter af vandplanter. Det bevirker også, at vandløbets økologiske tilstand vurderet i forhold til planterne påvirkes. Fosforkoncentrationer i vandløbsvandet, der overstiger en given grænse, udgør derfor en risiko for manglende målopfyldelse ift. vandrammedirektivet.

2.2.2 Søer

Søvandets indhold af fosfor (og dermed tilførslen af fosfor) spiller en afgørende rolle for søernes vandkvalitet og økologiske tilstand, fordi fosfor som oftest er det begrænsende næringsstof for produktionen af planteplankton. Reduceret tilførsel af fosfor anbefales derfor oftest som den primære styrende faktor i forhold til at forbedre søers tilstand – f. eks. i form af en øget sigtdybde. Koncentration og tilførsel af fosfor kan også direkte relateres til de biologiske kvalitetselementer, der anvendes til at vurdere den økologiske kvalitet i søer jf. vandrammedirektivet. Dette gælder for planteplankton og undervandsplaner samt indholdet af klorofyl a (et mål for planktonmængden). Dermed får tilførsel af fosfor og søvandets indhold også en afgørende rolle i forhold til udarbejdelsen af vandplaner og de danske søers forvaltning. Det skal bemærkes, at anvendelse af sammenhænge mellem næringsstoffer, her fosfor, og biologiske kvalitetselementer ofte har en stor variation. Koncentrationen af fosfor er faldet i de danske søer siden 1989, men først og fremmest i den del af søerne, som er mest næringsrige, og mest i starten af perioden, hvor der blev gennemført forbedret spildevandsrensning. Tilsvarende mindskedes indholdet af klorofyl a i de mest uklare af søerne, især i løbet af 1990'erne. Indholdet af fosfor er endnu for højt i de fleste danske søer til, at de opfylder målsætningen om mindst god økologisk tilstand.

2.2.3 Kystnære marine områder

Fosfor har generelt stor betydning for miljøtilstanden i det marine miljø, særligt i de lukkede og mest ferske fjorde. Det gælder for produktionen af planteplankton og som følge heraf også for bundlevende flora og fauna. Effekten af tilførslen af fosfor skal dog ses i sammenhæng med udledningen af andre næringsstoffer, særligt kvælstof. Samlet set for de danske farvande spiller kvælstof en vigtigere regulerende rolle end fosfor, og der er også stadig et behov for en reduktion af kvælstoftilførslerne. Men i visse kystnære områder og på visse tider af året er fosfor det vigtigste næringsstof. Det vurderes derfor, at kvælstof, isoleret set, har størst betydning for regulering af plantevæksten i det danske havmiljø, men at også fosfor spiller en væsentlig rolle.

3 Anvendte metoder

3.1 Fosforrisikokort

Mekanismerne bag fosfortab fra det åbne land til vandmiljøet varierer for de forskellige tabsveje. Det er derfor meningsfuldt at opdele kortlægningen af risikoområder på de enkelte transportveje. Fosfortab ad individuelle transportveje kan beskrives og kortlægges via en kombination af tre faktorer: fosforkilden, mobilisering af fosfor fra kilden og transport af mobiliseret fosfor til vandmiljøet. En sådan modulær opbygning forenkler kortlægningen og gør den transparent. Det første forsøg på en samlet, landsdækkende kortlægning af risikoområder for fosfortab baseret på en kombination af de tre faktorer var det danske P-indeks fra 2009 (bl.a. Heckrath m.fl., 2009). Denne kortlægning var udelukkende kvalitativ og savnede en evaluering og usikkerhedsanalyse, hvilket primært var begrundet i manglende data på enkelt-transportveje. De overordnede principper betragtes stadig som den bedste tilgang til at identificere risikoområder for fosfortab på en relevant skala, dvs. (sub-) markskala. I nærværende projekt er der derfor bygget videre på den første kortlægning, idet eksisterende data er suppleret med en stor mængde nye målinger, analyser og modelberegninger, der muliggør dels en semi-kvantitativ kortlægning, dels en evaluering og usikkerhedsanalyse af kortlægningen.

Udarbejdelsen af fosforrisikokortet har været opdelt i en række underprojekter centreret om de enkelte fosfortabsveje. Følgende tabsveje er undersøgt: vanderosion, udvaskning via jordens matrice, udvaskning via makroporer, fosformobilisering på dyrkede organiske lavbundsjord og brinkerose. Jordens fosforbindingskapacitet, som er af afgørende betydning for udvaskning af fosfor, er kortlagt på grundlag af et stort antal nye måledata. Desuden er potentialet for mobilisering af vanddispergerbare partikler, som er af betydning for makroporetabs af fosfor, kortlagt. Underprojekterne har resulteret i en række GIS-tegninger, der er samlet i et enkelt, landsdækkende GIS-projekt. Dette muliggør en vurdering af både den samlede og den relative betydning af en række fosfortabsveje for et vilkårligt område. På grund af forskelle i datakvalitet er kortlægningerne foretaget med forskellig rumlig opløsning for tabsprocesserne.

Der er foretaget en kildeopsplitning af den samlede målte og modelberegnete fosforbelastning fra det danske landareal. Opsplitningen er opdelt på bidrag fra punktkilder, spredt bebyggelse, baggrund og landbrug og under inddragelse af estimeret fosforretention. Endvidere er åbent land-bidraget (summen af baggrundsbidrag og landbrugsbidrag) søgt opdelt på de forskellige kilder og fosfor-transportveje, som indgår i fosforrisikokortlægningen.

3.1.1 Afgrænsning

Fosfortab med vinderosion indgik ikke i projektet, fordi dette bidrag tidligere er skønnet at være af underordnet betydning (Poulsen & Rubæk, 2005), hvorfor projektets ressourcer har været fokuseret på de øvrige transportveje. Overfladeafstrømning er ikke behandlet separat, men som en del af vinderosionskortlægningen; dels fordi der mangler afstrømningsmodeller, der er validerede under danske forhold, dels fordi det er de samme faktorer, som betinger både overfladeafstrømning og egentlig erosion. Fosfortab ved vinderosion, overfladisk afstrømning samt via grundvand er søgt estimeret på landsniveau på grundlag af litteraturværdier.

3.2 Fosforfølsomme vandområder

3.2.1 Vandløb

Der er beskrevet en metode baseret på planteegenskaber (*traits*) til at vurdere betydningen af opløst uorganisk fosfor i vandløb for målopfyldelse med Dansk Vandplante Indeks (DVPI). Der er inddraget et nyudviklet biologisk indeks for bentiske alger i vandløb, SID_TID. Analyser af dynamikken i fosforkoncentrationen i danske vandløb er anvendt til en fortolkning af sammenhængen mellem indeks-værdier og koncentrationer af opløst uorganisk fosfor.

3.2.2 Søer

Sammenhængen mellem tilstand og oplandskarakteristika er undersøgt i mindre danske søer. Analysen har omfattet 1200 kortlagte habitatsøer under 1 ha beliggende i Natura2000-områder, men uden for oplande omfattet af vandområdeplanerne. Desuden er inddraget 170 vandplansøer, hvor tilstanden er ukendt. Der er opstillet en række empiriske sammenhænge mellem oplandskarakteristika og målt tilstandsvurdering i søerne med det formål at udvikle modelbaserede estimater af tilstanden i umålte søer. Det vurderes, i hvilket omfang de undersøgte søer er fosforfølsomme, defineret som risiko for, at der tilføres ekstern fosfor, som forværrer tilstanden.

3.2.3 Marine vandområder

Der er udviklet en række indikatorer, som kan bruges til at identificere fosforfølsomme, marine vandområder. Indikatorerne omfatter: klorofylkoncentration i foråret, lyssvækkelse i foråret, dage med fosforbegrænsning, mest begrænsende næringsstof, forekomst af cyanobakterier og potentielle cyanobakterie-habitater. Der er udviklet et indeks, der sammenfatter betydningen af ovennævnte indikatorer. Alle indikatorer og det fælles indeks er kortlagt.

Litteratur

Andersen, H.E., Baatrup-Pedersen, A., Blicher-Mathiesen, G., Christensen, J.P., Heckrath, G., Nordemann Jensen, P. (red.), Vinther, F.P., Rolighed, J., Rubæk, G., Søndergaard, M. 2016. Redegørelse for udvikling i landbrugets fosforforbrug, tab og påvirkning af Vandmiljøet. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 86 s. - Teknisk rapport fra DCE - Nationalt Center for Miljø og Energi nr. 77 <http://dce2.au.dk/pub/TR77.pdf>

Andersen, H.E., Rubæk, G.H., Hasler, B. & Jacobsen, B.H. (redaktører). 2020. Virkemidler til reduktion af fosforbelastningen af vandmiljøet. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 284 s. - Videnskabelig rapport nr. 379 <http://dce2.au.dk/pub/SR379.pdf>

Andersen, H.E. & Kronvang, B. 2006. Modifying and evaluating a P index for Denmark. *Water, Air, and Soil Pollution*, 174: 341-353.

ConTerra. 2019. Notat - Udvikling af GIS-kort over estimeret fosfortal i landbrugsjord (Foreløbigt, upubliceret notat).

Heckrath, G., Andersen, H.E., Rubæk, G., Kronvang, B., Kjærgaard, C., Hoffmann, C.C. 2009. Et web-baseret P-indeks som miljøplanlægningsredskab: del 1. *Vand og Jord* nr. 2, 44-48.

Poulsen, H.D., Rubæk, G.H. (red.) 2005. Fosfor i dansk landbrug. DJF rapport Husdyrbrug nr. 68. Aarhus Universitet, Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultet. 211 s.

4 Resultater

4.1 Kortlægning af potentielt fosfortab fra landbrugsjord ved vanderosion

Goswin Heckrath¹, Nils Onnen¹, Kristof Van Oost²

Fagfællebedømmelse: Søren Munch Kristiansen³

¹*Institut for Agroøkologi, AU*

²*Earth & Life Institute, TECLIM, Université catholique de Louvain, Belgium*

³*Institut for Geoscience, AU*

4.1.1 Introduktion

Vanderosion på landbrugsjord er én af de processer, der transporterer fosforberiget jord til overfladevand og dermed kan udgøre en trussel mod vandkvaliteten. I dette kapitel betegner vanderosion en omfordeling af jord i landskabet forårsaget af overfladisk vandafstrømning, mens eroderet jord benævnes som sediment. Selvom spektakulære erosionshændelser er forholdsvis sjældne i Danmark pga. begrænsede højdeforskelle i landskabet og en typisk kun svagt erosiv nedbør, forekommer erosion i alle landsdele - som regel i vinterhalvåret efter perioder med vedvarende regn eller tøbrud eller om forår og sensommer ved skybrud. Der eksisterer kun et mindre antal systematiske erosionsundersøgelser fra Danmark (Schjønning, 1995; Veihe m.fl., 2003), og resultaterne peger på, at erosionsrater på de eroderede arealer kan sammenlignes med dem, der rapporteres fra andre nordeuropæiske lande (Van der Knijff m.fl., 2000; Kirkby m.fl., 2004). Således rangerer Danmark blandt de lande, der anses som sårbare over for vanderosion (Cerdan m.fl., 2010). Der findes ikke måldata om fosfortilførsel til vandområder ved vanderosion i Danmark. Imidlertid indikerer den internationale videnskabelige litteratur (Rekolainen m.fl., 2006), at vanderosion kan udgøre et vigtigt bidrag til fosfortab fra landbrugsjord til vand under danske forhold. Afstrømmer vand på jordens overflade tabes også opløst fosfor (Schjønning, 1995), der frigives fra aggregater (Vadas m.fl., 2005) eller planterester i kontakt med vandet (Bechmann m.fl., 2005; Kieta m.fl., 2018). Imidlertid falder den relative betydning af tab af opløst fosfor typisk eksponentielt med stigende erosionsrater (Sharpley m.fl., 1993). Når rilleerosion opstår og sediment leveres til vandområder, er tab af opløst fosfor underordnet. Nærværende analyse fokuserer således på tab af partikelbundet fosfor.

En målrettet indsats mod erosionsbetinget fosfortab kræver en kortlægning af jordtransport fra landbrugsarealer til vandområder. Jorderosion forårsaget af vandafstrømning på marker varierer stærkt, afhængigt af et komplekst samspil af topografiske, klimatiske, jordfysiske/jordtypebestemte og dyrkningsrelaterede faktorer. Isoleret set har de enkelte faktorer kun en begrænset udsagnskraft, når det kommer til at estimere erosionsrisikoen. Derfor bør en vurdering af erosionsrisikoen og jordtransporten i landskabet inddrage alle disse faktorer. Praktisk kan det lade sig gøre ved hjælp af modellering, der også tager højde for effekten af kompleks landskabsform i en eksplícit, rumlig sammenhæng.

Aarhus Universitet har tidligere gennemført en landsdækkende kortlægning af erosionsrisiko, som var delvist finansieret af Landbrugsstyrelsen og Innovationsfond-projektet Buffertech. Ved udarbejdelsen blev en tilpasset version af det

rumligt distribuerede WaTEM-modelværktøj (Van Oost m.fl., 2000) brugt til at kortlægge den langsigtede, gennemsnitlige jordomfordeling forårsaget af overfladisk vandafstrømning i landskabet (Onnen et al., 2019). Dette indbefatter en kortlægning af sedimenttilførsel til overfladevand. Erosionsrisikokortet viser klasseinddelte rater af årligt jordtab. I forbindelse med nærværende projekt blev modelleringen bl.a. udvidet til at estimere fosfortab ved vanderosion til overfladevand. Som udgangspunkt har vi kortlagt, hvor meget af den jord, der eroderes fra et givet punkt i landskabet, der sandsynligvis ender i vandmiljøet. Under antagelse af et bestemt fosforindhold i overjord kunne vi således beregne det potentielle tab af fosfor ved erosion fra mark til vandområde, herefter betegnet som fosforerosion. Det bemærkes, at erosion og jordtab i et givet punkt i landskabet ikke er ensbetydende med et tab til overfladevand. En stor del af den mobiliserede jord aflejres igen inden for markgrænsen. Kortlægningen af fosforerosion vil kunne bruges i planlægningen af en virkemiddelindsats på markfladen mod fosfortab. Tilsvarende vil kort over sediment- og dermed skønnet fosfortilførsel til vandområder kunne bidrage til udpegningen af lokale områder, hvor en ændring i arealanvendelsen, f.eks. etablering af en bufferzone, effektivt vil kunne begrænse fosforudledning til vandområdet.

4.1.2 Metoder

4.1.2.1. Erosionsmodel

WaTEM estimerer den langsigtede gennemsnitlige jordomfordeling i komplekse landskaber på grundlag af den empiriske model Revised Universal Soil Loss Equation, RUSLE (Renard m.fl., 1997). De nødvendige inputdata for modellen kan genereres fra nationale databaser. WaTEM beregner gennemsnitlige årlige vanderosionsrater ved følgende ligning (1):

$$E = R * K * LS_{2D} * C * P \quad (1)$$

hvor E er det gennemsnitlige årlige jordtab ($\text{kg m}^{-2} \text{år}^{-1}$), R er den nedbørsafhængige erosivitetsfaktor ($\text{MJ mm m}^{-2} \text{h}^{-1} \text{år}^{-1}$; h, timer), K er jordens erodibilitetsfaktor ($\text{kg h MJ}^{-1} \text{mm}^{-1}$), LS_{2D} er den todimensionale topografiske faktor (Desmet og Govers, 1996a), C er dyrkningsfaktoren (C-faktor herefter) og P beskriver erosionsreducerende tiltag på marken. Den todimensionale topografiske faktor beregnes ud fra en digital højdemodel ved hjælp af en multiframe-algoritme (Desmet og Govers, 1996), der på realistisk vis afspejler overfladiske afstrømningsmønstre i landskabet. C-faktoren skalerer den erosionsrisiko, der er forbundet med dyrkningen af en given afgrøde i forhold til sortbrak, dvs. bar jord. WaTEM beregner desuden sedimentaflejring i landskabet. Dertil blev den oprindelige RUSLE-model udvidet med et transportkapacitetskoncept, som antager, at sedimenttransport i landskabet er kontrolleret af afstrømningens transportkapacitet (Desmet og Govers, 1995). Transportkapaciteten kan beregnes for ethvert givent punkt i landskabet ud fra erosionspotentialet og karakteriseres vha. en transportkapacitetskoefficient (ktc). Når transportkapaciteten i et givent punkt bliver oversteget, vil der ske afsætning af sediment (Van Oost m.fl., 2000).

I tidligere anvendelser af WaTEM er der skelnet mellem transportkapacitet på markarealer (kt_{high}) og skov- eller græsarealer (kt_{low}) (f.eks. Van Rompaey m.fl., 2005). Vi har i vores modellering anvendt den samme skelnen. Imidlertid kan de i andre studier brugte ktc-værdier ikke umiddelbart anvendes under danske forhold, idet ktc-koefficienterne afhænger af modelleringsskalaen (den rumlige opløsning) og regionale forskelle i vegetationstyper (Van Rompaey m.fl., 2005; Verstraeten m.fl., 2007). Vi har derfor i vores studie kalibreret

ktc-værdierne i vores studie med sedimenttransporter målt i vandløb i 31 NOVANA monitoringsoplande (Onnen m.fl., 2019).

I vores modellering går vi ud fra, at overfladeafstrømning, som leder til fosfortab, ikke foregår på bebyggede arealer, infrastruktur, kystnære arealer såsom klitter og strandenge eller vandområder. Disse arealer kan omvendt modtage afstrømning og dermed potentielt fungere som ultimative sediment-recipienter. WaTEM beregner sedimenttilførsel til disse arealer på pixelniveau langs grænsen med arealer, der tillader overfladeafstrømning. Markgrænser påvirker ofte afstrømning i landskaber og dermed sedimenttransport (Takken m.fl., 1999). I vores WaTEM modellering antager vi en ensartet sedimenttilbageholdelse på 20% ved markblokgrænser og ved overgang til andre arealanvendelsesklasser. WaTEM estimerer også den andel af eroderet jord i et givent punkt, der potentielt kan transporteres frem til vandområder. Af beregningstekniske årsager kan denne fraktion af eroderet jord imidlertid kun beregnes ved hjælp af en single-flow-afstrømningsalgoritme (Desmet og Govers, 1996b). Vi anvendte derfor en kombination af ktc-koefficienterne i single-flow modelopsætningen, der gav omtrent (101%) samme sedimenttilførsel til vandområder i hele landet som med multi-flow-opsætningen.

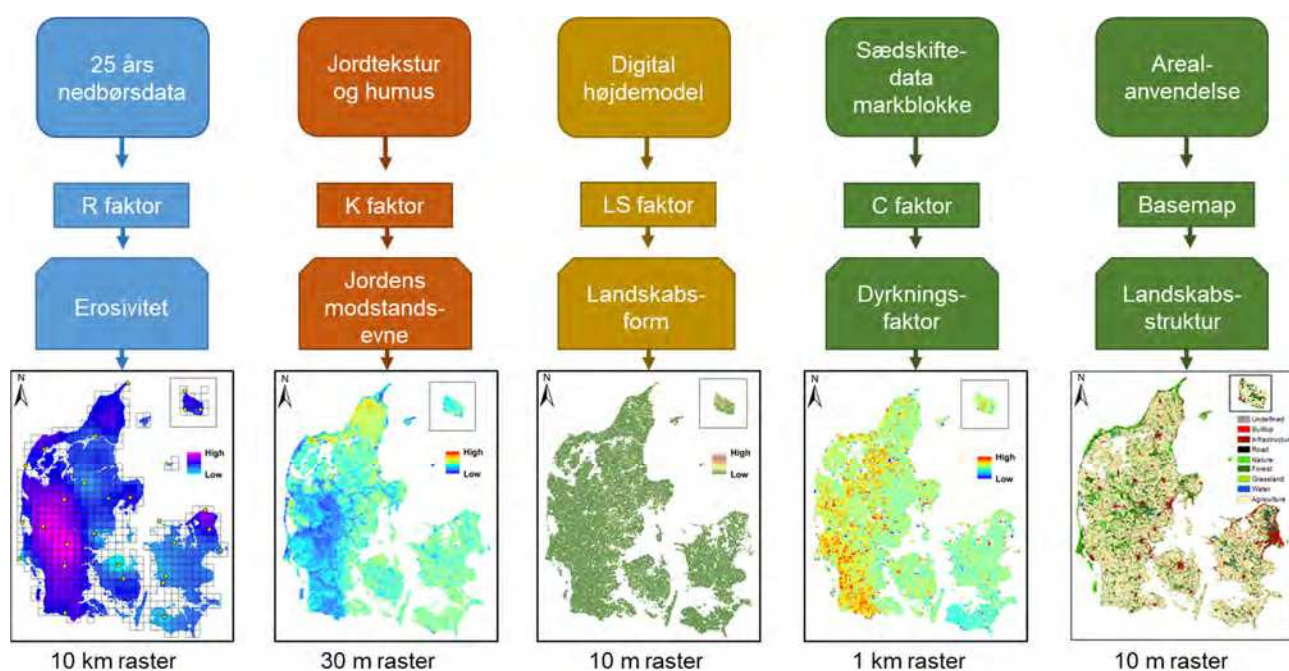
Modelens output er: i) et 10 x 10 m rasterkort, der viser erosions- eller aflejringsrater for hver gittercelle, ii) et 10 x 10 m rasterkort over sedimenttilførsel til vandløb, og iii) et 10 x 10 m raster, der viser rater af jordtab til vandområder på landbrugsareal.

Fosforerosion fra landbrugsjord til overfladevand blev estimeret ved at multiplicere jordtab til vand med en koncentration af totalfosfor i jord. Da projektet som udgangspunkt ikke havde adgang til data over jordenes fosforindhold med en høj rumlig opløsning, er der brugt to tilgange til at repræsentere fosforindholdet. Konsulentvirksomheden ConTerra ApS stillede via Miljø- og Fødevareministeriet et landsdækkende kort over estimeret fosfortal (Ptal) i overjord til rådighed. Kortet med en gridstørrelse på 500 m havde dog en forklaringsgrad på under 30% af målte fosfortal (ConTerra, 2019). Fosfortallene blev konverteret til total P (mg kg^{-1}) vha. en simpel lineær transformation ($\text{Total P} = 407 + 49 \cdot \text{Ptal}$; $R^2 = 0.14$) på grundlag af jordprøver fra 0-25 cm laget udtaget på 379 unikke prøvepunkter i forbindelse med Kvadratnet-undersøgelsen i perioden 1986 – 2008. Denne kortlægningen af jordens fosforindhold (herefter betegnet som rumligt varierende fosforindhold) er således forbunden med en større usikkerhed og skal anses som ét af flere mulige scenarier over rumlig variation af jordens fosforindhold. Til sammenligning har vi også estimeret fosforerosion ved at bruge en fast koncentration af totalfosfor på $0,60 \text{ g P kg}^{-1}$ jord, svarende til det gennemsnitlige fosforindhold i 0-25 cm laget af 280 jordprøver fra Kvadratnet-undersøgelsen i 2008. De tilsvarende 25% og 75% fraktiler var hhv. 0,49 og $0,70 \text{ g P kg}^{-1}$. I forbindelse med kildeopsplitningen af landbrugsbidraget (kap. 4.8) og opgørelser på oplandsniveau (NOVANA, kap. 4.8; ID15, kap. 4.9) er der brugt de rumligt varierende fosforindhold i jord til estimering af fosforerosion.

4.1.2.2. Model inputdata

Baseret på nedbørsdata fra 30 klimastationer fordelt over hele Danmark for perioden 1988 til 2012 blev erosivitetsfaktoren (R) beregnet på årsbasis som beskrevet af Panagos m.fl. (2015a). Nedbørens erosivitet estimeres ud fra nedbørmængder og -intensiteter og er et udtryk for i hvilken grad nedbør kan mobilisere jordpartikler. I perioden varierede den årlige nedbør på stationerne mellem 300 mm og 1030 mm med et gennemsnit på 660 mm. Til sammenligning var den

gennemsnitlige årlige nedbør i Danmark i perioden 2006 til 2015 792 mm. Den højeste nedbør forekommer i det centrale Jylland og den laveste på det nordøstlige Sjælland (Frich m.fl., 1997). De beregnede R-faktorer placerer Danmark blandt europæiske lande med lav til moderat nedbørserosivitet (Panagos m.fl., 2015a). En vurdering af hvor let jordoverfladen bliver vanderoderet, erodibilitetsfaktoren (K), blev estimeret vha. en tilpasset formel af Renard m.fl. (1997) og på grundlag af et rumligt detaljeret og landsdækkende kort over tekstur og organisk stofindhold (Adhikari m.fl., 2013). En stor andel af silt og finsand i jord medfører høj erodibilitet, hvorimod betydelige andele af ler eller grovsand mindsker den. Således har de grovsandede jorde på den jyske hedeslette lav erodibilitet og de meget findsandede jorde i Nordjylland høj erodibilitet (figur 4.1.2). En LiDAR-baseret, landsdækkende højdemodel (Rosenkranz og Frederiksen, 2011) blev omregnet til 10-m opløsning og hydrologisk korrigeret (Onnen m.fl., 2019). C-faktorkortet blev konstrueret ud fra markblokdatabasen for perioden 2005-2014. For hvert år og på markbasis blev C-faktorer knyttet til afgrødetyper i markblokdatabasen ifølge Panagos m.fl. (2015b). Arealvægtede C-faktorer blev beregnet for markblokkene, midlet over 10-årsperioden og til sidst kortlagt på et 1-km² raster (Onnen et al., 2019). C-faktorkortet repræsenterer således lokalt karakteristiske dyrkningssystemer i Danmark. Vi har ikke taget højde for P-faktoren i vores modellering, der beskriver erosionsbeskyttende tiltag på marken såsom jordløsning i sprøjtespor eller opbrydning af pløjesål, da disse ikke er kendt. Vi brugte Basemap 2012 (Levin m.fl., 2012), et landsdækkende 10-m rasterkort, til at tage højde for landskabsstrukturen og forskellige arealanvendelsesklasser i Danmark. Markblokkene fra 2014 blev lagt ind i Basemap som landbrugsareal. Selvom markblokkarealet varierer fra år til år, viser stikprøveanalyser, at markblokkene fra 2014 repræsenterer de aktuelle markblokke på en tilstrækkelig måde i vores 10-m rasteropsætning. Således vurderes, at nærværende erosionsrisikoanalyse kun i mindre omfang vil påvirkes af en ajourføring af markblokkarealet. De oprindelige vandområder i Basemap blev erstattet med et opdateret 2016 vandtema leveret af Miljøstyrelsen (Geo Danmark (FOT)). WaTEM estimerer således årlige, potentielle erosions- og aflejringsrater for alle arealanvendelsesklasser. De vigtigste inputfaktorer er illustreret i figur 4.1.1.

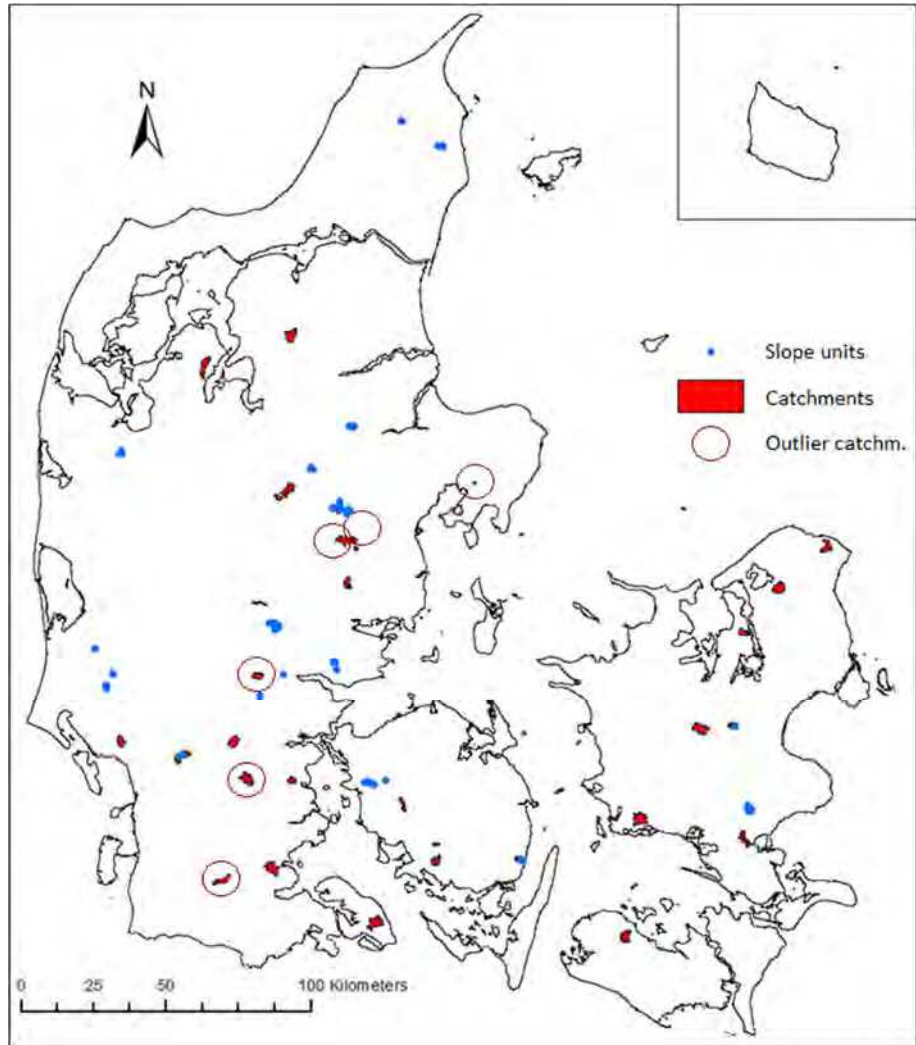


Figur 4.1.1. Kort over inputfaktorer brugt i WaTEM modelleringen. Forkortelser er forklaret i teksten.

4.1.2.3. Data til modelkalibrering og -evaluering

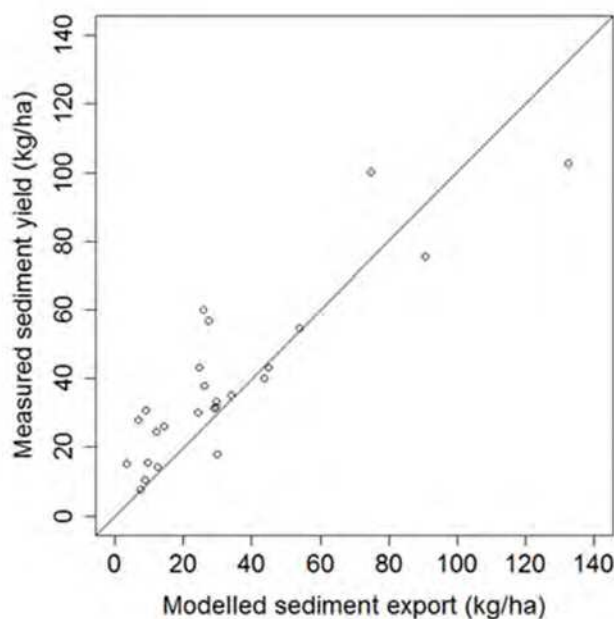
Til modelkalibrering brugte vi data af suspenderet sediment (SS) i 31 vandløb fra NOVANA-overvågningsprogrammet (figur 4.1.2; Thodsen m.fl., 2019). Suspenderet sedimenttransport blev estimeret ved at gange daglig afstrømning med tilsvarende SS-koncentration og summere for hele året (Kronvang og Bruhn, 1996). Årligt sedimenttransport varierede fra 4,5 til 102,6 kg ha⁻¹.

Figur 4.1.2. Placering af 31 NOVANA oplande brugt til modelkalibrering (Onnen m.fl., 2019) samt 189 skrående arealer, hvor der blev monitoreret rilleerosion på markareal mellem 1994 og 1999 (Schjønning m.fl., 2009). Cirkler indikerer de oplande, der blev udpeget som outliers.



Mellem 1994 og 1999 blev der foretaget en omfattende undersøgelse af vanderosion på landbrugsjord i Danmark ved at opmåle synlige erosionsriller på et stort antal skråninger (Schjønning m.fl., 2009). Vi anvendte data fra denne undersøgelse til evalueringen af modelleret jordtab ved rilleerosion. De 189 undersøgte skrånende arealer varierede i størrelse fra 4 til 23 ha (figur 4.1.2). Dyrkningen på områderne var repræsentativ for Danmark (Danmarks Statistik) med i gennemsnit 59% vintersæd, 12% græs i omdrift, 8% kornstub, mens 15% lå pløjet hen over vinteren. Bredden, dybden og længden af erosionsriller blev bestemt i forbindelse med feltregistreringer (Govers, 1991), hvorefter raten af rilleerosion blev beregnet for arealet. I alt var der 1040 observationer, herunder kun 213 tilfælde, hvor rilleerosion var synligt.

Figur 4.1.3. Sammenligning mellem beregnet og målt sedimenttilførsel til vandområder i 25 DK oplande efter fjernelse af 6 outlier. Proceduren for outlier-fjernelse er detaljeret beskrevet af Onnen m.fl. (2020).

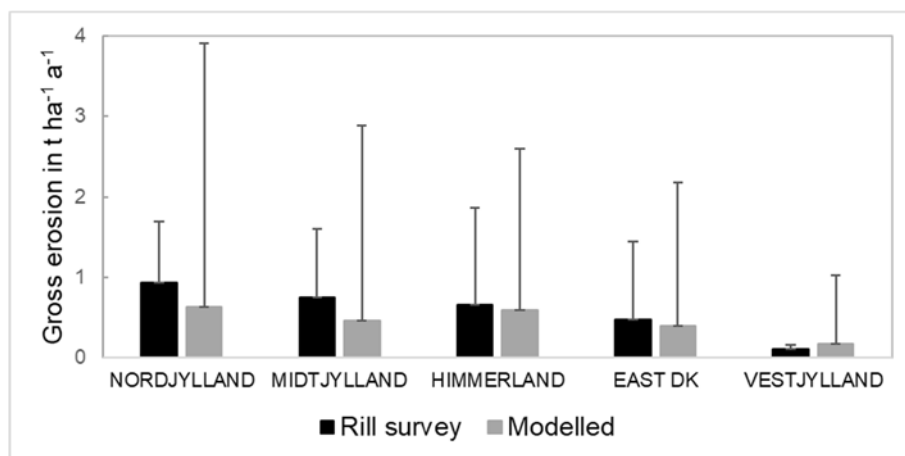


4.1.2.4. Modelkalibrering

Kalibreringsprocessen er beskrevet i detaljer hos Onnen m.fl. (2019). For at kalibrere modellen sammenlignede vi modelleret sedimenttilførsel med målt sedimenttransport i vandløb af 25 NOVANA oplande for en række modelkørsler med forskellige ktc-faktorer, efter fjernelse af 6 oplande som outliers (Onnen m.fl., 2020). En lignende kalibreringsmetode blev anvendt i tidligere undersøgelser (f.eks. Van Rompaey m.fl., 2005; Verstraeten, 2006; Alatorre m.fl., 2010). Vi brugte Nash-Sutcliffe-statistikken (NSE, Nash & Sutcliffe, 1970) til at vurdere, hvor godt modellen kunne prædiktere målt sedimenttransport og finde frem til ktc-værdier, der i gennemsnittet resulterede i en acceptabel overensstemmelse mellem målt og modelleret tilførsel af SS.

Ved modellering af komplekse transportprocesser i landskabet kan forskellige modelopsætninger bestående af forskellige parametersæt ofte samtidig være i acceptabel overensstemmelse med måledataene (Zak & Beven, 1999; Van Oost m.fl., 2003). Dette faktum betegnes som 'equifinality'-konceptet, som afviser idéen om at kunne identificere én optimal modelparameterisering (Beven, 2006). Vores modelleringstilgang, der identificerede et antal acceptable ktc-værdier, fulgte således konceptet. Acceptable ktc-værdier var dem, der opnåede NSE-værdier > 0 i kalibreringen. Dette indikerer, at de modellerede data er en bedre prædiktions for tilført sediment end gennemsnittet af målinger i de 25 oplande. Til sidst blev 100 modelrealisationer vægtet med et NSE-baseret sandsynlighedsudtryk og lagt sammen til det endelige modelresultat. Fremgangsmåden danner samtidigt grundlaget for beregningen af modelusikkerheden (Beven & Freer, 2001). Figur 2 viser sammenhængen mellem målt og modelleret sedimenttilførsel til overfladevand efter kalibreringen.

Figur 4.1.4. Modelleret og målt rilleerosion i danske georegioner. Error-bars viser standardafvigelsen inden for regionerne. Tilpasset efter Onnen m.fl. (2019).

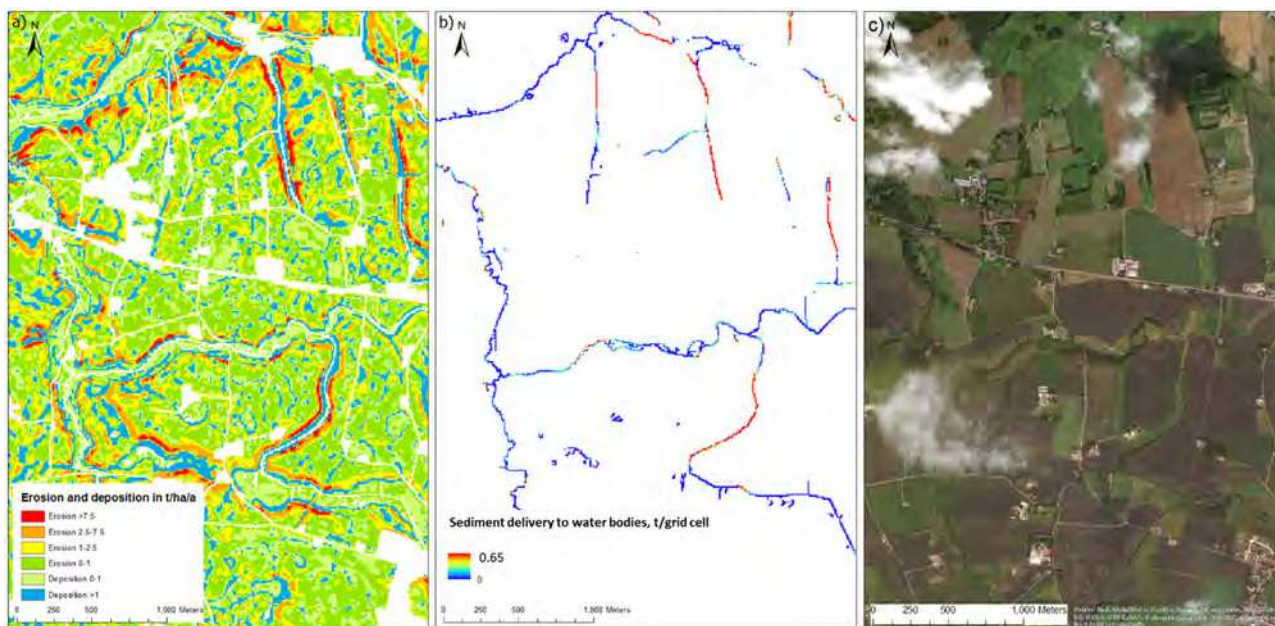


4.1.3 Resultater

4.1.3.1 Vanderosion i Danmark

En sammenligning af de målte og modellerede data viser, at modellen kan afspejle jordtransport i det danske landskab på en tilfredsstillende måde (figur 4.1.3 og 4.1.4). Da vi kun har monitoringsdata af rilleerosion for et begrænset antal marker og en kort årrække, er det ikke hensigtsmæssigt at evaluere modellen for individuelle marker men derimod på regionalt niveau. Der findes en god overensstemmelse mellem målt og modelleret rilleerosion for georegionerne i Danmark (figur 4.1.4), der repræsenterer en underopdeling af geologiske materialer ud fra isfremstød under sidste istid (Adhikari m.fl., 2013). Imidlertid har modellen en tendens til at underestimere omfanget af rilleerosion, sandsynligvis på grund af nogle kraftige afstrømningshændelser i monitoringsperioden, og fordi de undersøgte arealer var mere skrånende end det modellerede areal i gennemsnittet.

Figur 4.1.5 viser udsnit af kort over erosionsrisiko og sedimenttilførsel til overfladevand som eksempler. Den gennemsnitlige rate af jordtab er $0,85 \text{ t ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$ for alle arealanvendelsesklasser, hvor der kan forekomme vanderosion. Mens gennemsnitlige erosionsrater for store områder har begrænset nytte-værdi i sammenhæng med virkemiddelplanlægningen, tillader de overordnede sammenligninger af sårbarhed over for vanderosion på tværs af regioner. Den gennemsnitlige erosionsrate for Danmark falder inden for det interval, der rapporteres af andre studier. Paneuropæisk erosionsmodellering med lavere rumlig opløsning resulterede i gennemsnitlige erosionsrater på $2,6 \text{ t ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$ (Cerdan m.fl., 2010) eller $0,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$ (Panagos m.fl., 2015c) for Danmarks velkommende. Førstnævnte undersøgelse ekstrapolerede resultater fra europæiske plotforsøg baseret på arealanvendelse, jordtype og topografi i Europa. Således blev der ikke taget højde for klimatiske variabler, og dermed den forholdsvis lave erosivitet i Danmark, hvilket muligvis kan forklare den højere gennemsnitlige erosionsrate estimeret af Cerdan m.fl. (2010). Panagos m.fl. (2015c) har derimod anvendt en RUSLE-baseret model lignende vores. Bortset fra erosivitetsfaktoren har alle vores inputdata imidlertid en meget højere rumlig opløsning, og vores model er i modsætning til disse studier blevet kalibreret mod målte sedimentbelastninger. En anden vigtig fordel ved vores modellering sammenlignet med den grovere erosionsmodellering udført af Panagos m.fl. (2015c) og Borrelli m.fl. (2018) er, at den muliggør vurderingen af erosionsrisikoen på markniveau.



Figur 4.1.5. Udsnit af erosionsrisikokortet (a) og tilsvarende kort over sedimenttilførsel til vandområder (b) sammenholdt med ortofoto (c). Pixelstørrelsen er 10x10 m. Hvid repræsenterer bebyggede arealer, veje, infrastruktur og vandområder på erosionsrisikokortet (a). For sedimenttilførslen er der kortlagt kun pixler svarende til vandområder, der modtager sediment. Modificeret efter Onnen m.fl. (2019).

Tabel 4.1.1. Arealer med hhv. vanderosion og jordaflejring estimeret med WaTEM modellen i Danmark.

	t ha ⁻¹ a ⁻¹	Samlet modelleret areal		Landbrugsareal	
		Areal (ha)	Areal (%)	Areal (ha)	Areal (%)
Erosion	> 7,5	23.641	0,7	23.635	0,9
	2,5 – 7,5	132.983	3,9	132.704	5,2
	1,0 – 2,5	306.979	9,0	301.831	11,8
	0 – 1,0	1.570.356	46,2	1.099.009	42,9
Aflejring	0 – 1,0	1.049.516	30,8	715.255	27,9
	> 1,0	318.754	9,4	287.131	11,2
Total		3.402.229		2.559.565	

Tabel 4.1.1 viser en klasseinddeling af de modellerede vanderosionsrater for hele landet og for landbrugsarealet. Definitionen af erosionsrisikoklasser debatteres (Verheijen m.fl., 2009) og kan foretages ud fra forskellige perspektiver, fx jordproduktivitet eller jordbundsdannelse (f.eks. Roose, 1996). For Europa er der foreslået en øvre grænse for acceptabel erosion på 1,4 t ha⁻¹ år⁻¹ (Verheijen m.fl., 2009) baseret på en sammenligning af raterne for jordtab og jordbundsdannelse. Det amerikanske landbrugsministerium bruger et jordtab på 1 t ha⁻¹ år⁻¹ som kritisk grænse i forbindelse med beskyttelsen af overfladevand (USDA, 2000). På omkring tre fjerdedele af arealet i det åbne land ligger jordomfordelingen mellem 0 - 1 t ha⁻¹ år⁻¹ jordtab og 0 - 1 t ha⁻¹ år⁻¹ jordaflejring i Danmark (tabel 4.1.1) og dermed inden for et acceptabelt område. Imidlertid findes der stadig et betydeligt areal, ca. 14%, hvor jordtabet ikke er bæredygtigt. Samlet set er ca. 6% af landbrugsarealet udsat for en relativt høj erosionsrisiko.

Modelleret sedimenttilførsel til overfladevand i Danmark spænder fra nul til 3,2 t sediment per 100 m² gridcelle vandområde, der hvor sedimentet leveres. Den samlede, modellerede sedimenttilførsel udgør 92.000 t år⁻¹ svarende til en gennemsnitlig årlig sedimenttransport til vandløb på 2,7 t km⁻² landareal

(Onnen m.fl., 2019). Denne rate udgør ca. 60% af den målte gennemsnitlige sedimenttransport over en årrække fra 132 større oplande i Danmark (Thodsen m.fl., 2019). I betragtning af det betydelige bidrag af brinkerrosion til sedimenttransport i vandløb (Laubel m.fl., 2003; Kronvang m.fl., 2013) og de forskellige fejlkilder i modellerede og målte data, anses den modellerede sedimenttilførsel fra jordoverfladen til overfladevand for realistisk. Generelt er modelleret og målt sedimenttransport i danske vandløb betydeligt lavere sammenlignet med andre europæiske lande (Vanmaercke m.fl., 2011).

4.1.3.2. Fosfortab ved vanderosion

WaTEM kan på et givent landbrugsareal estimere den andel af eroderet jord, der ender i vandmiljøet. Ofte transporteres kun en brøkdel til vandområder, da betydelige mængder sediment aflejres igen inden for marken. Vi har således eksplicit kortlagt bidragsarealerne for jordtab på landbrugsareal til vandområderne. Da jorden indeholder fosfor, kan vi identificere og rangordne potentielle risikoarealer for fosfortab til overfladevand. Dette modeloutput er nyttigt i forbindelse med planlægningen af virkemiddelindsatsen på dyrkede arealer. I alt estimeres det, at ca. 500.000 ha landbrugsjord kan bidrage med sediment til vandområder (tabel 4.1.2). Imidlertid taber en stor del af dette område kun små mængder sediment til overfladevand.

Tabel 4.1.2. Estimeret årligt fosfortab fra landbrugsjord til overfladevand ved vanderosion baseret på WaTEM-modellering. To scenarier for fosforerosion er beregnet ved at gange modelleret jordtab med fosforindholdet i den eroderede jord estimeret med to forskellige metoder: 1) varierende indhold af totalfosfor i jord beregnet med udgangspunkt i ConTerra's kortlægning af fosfortallet (ConTerra, 2019); 2) en fast koncentration af totalfosfor på 0,60 g P kg⁻¹ jord, svarende til det gennemsnitlige fosforindhold i 0-25 cm-laget af 280 jordprøver fra Kvadratnet-undersøgelsen i 2008. Klassesdelingen af fosfortabsrater svarer til tabspotentialerne anvendt i fosforvirkemiddelkataloget (Andersen m.fl., 2020).

Fosfor-tabsklasse kg P ha ⁻¹ år ⁻¹	Baseret på ConTerra's fosfortal [#]		Baseret på gns. fosforindhold			Risikoklasse
	Bidragsareal [§] ha	Fosfortab ton	Bidragsareal [§] ha	Fosfortab ton	Jordtab [§] t ha ⁻¹ år ⁻¹	
>2,0	4.978 (0,2)	19	5.204 (0,2)	20	>3,33	Meget høj
1,0 – 2,0	8.027 (0,3)	11	8.198 (0,3)	11	1,67 – 3,33	Høj
0,5 – 1,0	13.970 (0,5)	10	14.075 (0,5)	10	0,83 – 1,67	Moderat til høj
0,1 – 0,5	50.511 (2,0)	12	50.698 (2,0)	12	0,17 – 0,83	Moderat
<0,1	429.990 (16,8)	3	429.831 (16,8)	3	<0,17	Lav
Total	507.475 (19,8)	55	508.006 (19,8)	56		

[#]Landsdækkende kort over estimeret fosfortal (P_{tal}) i overjord produceret af ConTerra ApS (ConTerra, 2019). [§]Procentandel af landbrugsareal på 2.561.000 ha (2014) i parentes. [§]Jordtab fra mark til overfladevand er kun beregnet for scenariet med gennemsnitligt fosforindhold.

Jordtab til overfladevand blev af beregningstekniske årsager modelleret ved hjælp af en single-flow-algoritme i modsætning til multi-flow-algoritmen, der blev brugt ved modelleringen af jordomfordelingen i landskabet, dvs. erosionsrisikokortlægningen. Multi-flow-algoritmen repræsenterer mere realistiske afstrømningsmønstre i landskabet og tager højde for konvergerende strømning i lavninger og divergerende strømning på flade og kuperede områder (Desmet & Govers, 1996b). Single-flow-algoritmer har derimod en tendens til at estimere afstrømningsmønstre, der er mere koncentrerede og ofte resulterer i mindre bidragsarealer sammenlignet med multi-flow-algoritmer. Det er derfor muligt, at vi undervurderer det samlede areal, der genererer jordtab til vand. Dette vil dog hovedsageligt påvirke arealomfanget i de lave og moderate risikoklasser, men næppe den estimerede fosfortransport. Derfor vurderes det, at det i forhold til virkemiddelplanlægningen er acceptabelt at bruge single-flow-metoden. Det

forventes desuden, at virkemidler på dyrkningsfladen i givet fald vil blive anvendt på praktisk håndterbare områder inden for markerne, der typisk vil overstige de kortlagte områder med jordtab til vandområder.

Vores WaTEM-modellering estimerer en årlig sedimenttilførsel til overfladevand på 92.000 ton i Danmark (Onnen m.fl., 2019). Hvis der antages et gennemsnitligt fosforindhold i sedimentet på $0,60 \text{ kg P t}^{-1}$, svarer dette til 55 ton fosfortab til vandmiljøet. Adskillige undersøgelser har vist, at fosforkoncentrationen i overfladesedimenter, der transporteres til vandområder, er højere end jordens fosforkoncentration i kildeområderne. Årsag til denne såkaldte berigelse er, at den fine og ofte fosforberigede fraktion af mobiliseret sediment har en større sandsynlighed for transport over lange distancer i landskabet. Derfor udgør den fine fraktion i tilført sediment en større andel ift. til den oprindelige jord. Fosforkoncentrationer i sediment kan således være dobbelt så høje som i jord (Sharpley, 1985; Fiener m.fl., 2005). Fosforkoncentrationen i sediment tilført vandområderne i Danmark er ikke kendt. Derfor anses vores vurdering af fosforerosion baseret på det gennemsnitlige fosforindhold i landbrugsjord for konservativ. Vi tager heller ikke højde for opløst fosfor i overfladeafstrømningen til vandområder, da afstrømningsmængderne ikke er kendt.

Ligesom for sedimenttilførsel, kan vi direkte estimere fosfortabet fra landbrugsjord til vandområder ved at multiplicere jordtab på et givet område med jordens fosforkoncentration. Vi har beregnet to scenarier for fosforerosion, scenarie 1, hvor jordens fosforindhold estimeres på grundlag af ConTerra's fosfortals-kortlægning og scenarie 2, hvor fosforindholdet beregnes ved at antage et gennemsnitligt fosforindhold på $0,60 \text{ g P kg}^{-1}$. Scenarierne giver sammenlignelige resultater (tabel 4.1.2) og viser, at et forholdsvis lille landbrugsareal med høje rater af jordtab forventes at bidrage mest til fosfortab ved erosion. Klasse- delingen af fosfortabsrater (tabel 4.1.2) svarer til tabspotentialerne anvendt i fosforvirkemiddelkataloget (Andersen m.fl., 2020). Arealet med potentiel fosforerosion over $0,5 \text{ kg P ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$ udgør kun 1% af landbrugsarealet i 2014. I ConTerra-scenariet estimeres, at ca. 27.000 ha med et fosfortab større $0,5 \text{ kg P ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$ bidrager med 77% af den samlede fosfortilførsel til vandområderne forårsaget af vanderosion. Set på landsplan var der kun en lille forskel i bidragsarealerne for de enkelte fosfortabsklasser i de to scenarier (tabel 4.1.2). Det skyldes blandt andet, at på arealer med jordtab til vandområder lignede gennemsnittet af det estimerede fosforindhold i jord baseret på ConTerra-data (gns., minimum og maksimum hhv. 0,59, 0,46 og $0,90 \text{ g totalfosfor kg}^{-1} \text{ jord}$) den konstante værdi anvendt i det andet scenarie. På grund af usikkerhederne forbunden med ConTerra's fosfortalskort og omregningen til jordens fosforindhold kan der på nuværende tidspunkt ikke afgøres, hvilket scenarie der er bedst til at estimere fosforerosionen i en given lokalitet. Imidlertid vurderes det, at anvendelsen af de rumlige varierende fosforindhold (scenarie 1) giver et mere retvisende billede af fosforerosion på regionalt niveau. Den lille forskel i årligt fosfortab mellem skønnene baseret på sedimenttilførselen til vandområder (55 ton P år^{-1}) og fosforerosionen på landbrugsjord i gennemsnitsscenariet (56 ton, tabel 4.1.2) skyldes anvendelsen af de to forskellige afstrømningsalgoritmer.

Resultater fra kørslerne af erosionsmodellen med forskellige ktc-værdier blev brugt til at karakterisere modelusikkerheden efter resultaterne blev vægtet for, hvor godt scenarier med bestemte ktc-faktorer kunne beskrive målt sedimenttransport i vandløb (Onnen m.fl., 2019). For hvert punkt med sedimenttilførsel til overfladevand er der således beregnet konfidensintervaller. De tilsvarende sedimentmængder er ganget med et gennemsnitligt fosforindhold på $0,6 \text{ g kg}^{-1}$

sediment, da vi ikke har oplysninger om fosforkoncentrationen af dette sediment. På landsplan resulterede dette i et 95% konfidensinterval på 53 – 58 t P tilført vandområder årligt med vanderosion. Ligesom for den gennemsnitlige fosfortilførsel med vanderosion, anses konfidensintervallet som et konservativt estimat, da vi hverken har taget højde for en mulig fosforberigelse af sedimentet tilført vandområder eller opløst fosfor i overfladeafstrømningen.

4.1.4 Konklusion

Langsigtet gennemsnitlig erosion og sedimenttilførsel til overfladevand er kortlagt landsdækkende med WaTEM-modellen med en rumlig opløsning på 10 m. Ved at kombinere jordtab fra landbrugsjord til overfladevand med estimater af fosforindholdet i det eroderede sediment er der beregnet fosforerosion fra mark til vandområder. Denne kortlægning udpejer risikoarealer for fosfortab ved vanderosion rumligt eksplicit. Derudover er fosfortilførsel til vandområder estimeret på basis af modelleret sedimenttilførsel under antagelse af et gennemsnitlig fosforindhold i tilført sediment. Dette indikerer, hvor i landskabet eroderet fosfor tilføres vandområderne. På landsniveau er det årlige fosfortab med erosion med de to metoder opgjort til 56 t P med en 95 % konfidensinterval på 53 – 58 t P. Usikkerhedsvurderingen af fosfor tilført vandområder med erosion er gennemført ved at sammenholde målt og modelleret sedimenttilførsel i 25 vandoplande under antagelse af et gennemsnitlig fosforindhold i sediment.

Litteratur

Adhikari, K., Kheir, R.B., Greve, M.B., Bøcher, P.K., Malone, B.P., Minasny, B., McBratney, A.B., Greve, M.H., 2013. High-Resolution 3-D Mapping of Soil Texture in Denmark. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 77, 860.

Alatorre, L.C., Beguería, S., García-Ruiz, J.M., 2010. Regional scale modeling of hillslope sediment delivery: A case study in the Barasona Reservoir watershed (Spain) using WATEM/SEDEM. *J. Hydrol.* 391, 109–123.

Andersen, H.E., Rubæk, G.H., Halser, B., Jacobsen, B. (red.) 2020. Virkemidler til reduktion af fosforbelastning af vandmiljøet. Videnskabelig rapport fra DCE, Nationalt Center for Miljø og Energi, nr. 379.

Bechmann, M., Kleinman, P.J.A., Sharpley, A.N., Saporito, L.S., 2005. Freeze-thaw effects on phosphorus loss in runoff from manured and catch-cropped soils. *J. Environ. Qual.* 34, 2301–2309.

Beven, K., 2006. A manifesto for the equifinality thesis. *J. Hydrol.* 320, 18–36. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2005.07.007>

Beven, K., Freer, J., 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *J. Hydrol.* 249, 11–29.

Cerdan, O., Govers, G., Le Bissonnais, Y., Van Oost, K., Poesen, J., Saby, N., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F.J.P.M., Raclot, D., Ionita, I., Rejman, J., Rousseva, S., Muxart, T., Roxo, M.J., Dostal, T., 2010. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. *Geomorphology.* 122, 167–177.

Commission Regulation (EC) No 796/2004 of 21 April 2004. <http://data.europa.eu/eli/reg/2004/796/2010-01-01> (accessed 03 June 2019).

ConTerra 2019. Notat – Udvikling af GIS-kort over estimeret fosfortal i landbrugsjord. 28 s.

Desmet, P.J.J., Govers, G., 1995. GIS-based simulation of erosion and deposition patterns in an agricultural landscape: a comparison of model results with soil map information. *Catena* 25, 389–401.

Desmet, P.J.J., Govers, G., 1996a. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. *J. Soil Water Conserv.* 51, 427–433.

Desmet, P.J.J., Govers, G., 1996b. Comparison of routing algorithms for digital elevation models and their implications for predicting ephemeral gullies. *Int. J. Geograph. Inf. Systems* 10, 311–331.

Fiener, P., Auerswald, K., Weigand, S. 2005. Managing erosion and water quality in agricultural watersheds by small detention ponds. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 110, 132–142.

Frich, P., Rosenørn, S., Madsen, H., Juncher Jensen, J., 1997. Danish Meteorological Institute. Technical Report. 97-8, 38.

Govers, G., 1991. Rill erosion on arable land in Central Belgium: Rates, controls and predictability. *Catena* 18, 133–155.

Kieta, K.A., Owens, P.N., Lobb, D.A., Vanrobaeys, J.A., Flaten, D., 2018. Phosphorus dynamics in vegetated buffer strips in cold climates: a review. *Environ. Rev.* 26, 255–272.

Kirkby, M.J., Jones, R.J.A., Irvine, B., Gobin, A., Govers, G., Cerdan, O., Van Rompaey, A.J.J., Le Bissonnais, Y., Daroussin, J., King, D., Montanarella, L., Grimm, M., Vieillefont, V., Puigdefabregas, J., Boer, M., Kosmas, C., Yassoglou, N., Tsara, M., Mantel, S., Van Lynden, G.J., Huting, J., 2004. Pan-European Soil Erosion Risk Assessment: The PESERA Map, Version 1 October 2003. Explanation of Special Publication Ispra 2004 No.73 (S.P.I.04.73). European Soil Bureau Research Report No.16, EUR 21176. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.

Kronvang, B., Bruhn, A.J., 1996. Choice of sampling strategy and estimation method for calculating nitrogen and phosphorus transport in small lowland streams. *Hydrol. Process.* 10, 1483–1501.

Kronvang, B., Andersen, H.E., Larsen, S.E., Audet, J., 2013. Importance of bank erosion for sediment input, storage and export at the catchment scale. *J. Soils Sediments.* 13, 230–241.

Laubel, A., Kronvang, B., Hald, A.B., Jensen, C., 2003. Hydromorphological and biological factors influencing sediment and phosphorus loss via bank erosion in small lowland rural streams in Denmark. *Hydrol. Process.* 17, 3443–3463.

- Levin, G., Blemmer, M.K., Nielsen, M.R. 2012. Basemap: Technical documentation of a model for elaboration of a land-use and land-cover map for Denmark. Technical Report from DCE - Danish Centre for Environment and Energy.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290.
- Nearing, M.A., Govers, G., Norton, L.D., 1999. Variability in Soil Erosion Data from Replicated Plots. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1829.
- Onnen, N., Heckrath, G., Olsen, P., Greve, M., Pulens, J.W.M., Kronvang, B., Van Oost, K. 2019. Distributed water erosion modelling at fine spatial resolution across Denmark. *Geomorphology* 342, 150-162.
- Panagos, P., Ballabio, C., Borrelli, P., Meusburger, K., Klik, A., Rousseva, S., Tadić, M.P., Michaelides, S., Hrabalíková, M., Olsen, P., Aalto, J., Lakatos, M., Rymaszewicz, A., Dumitrescu, A., Beguería, S., Alewell, C., 2015a. Rainfall erosivity in Europe. *Sci. Total Environ.* 511, 801–814.
- Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., Alewell, C., Lugato, E., Montanarella, L., 2015b. Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale. *Land use policy.* 48, 38–50.
- Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., Alewell, C., 2015c. The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environ. Sci. Policy.* 54, 438–447.
- Rekolainen S, Ekholm P, Heathwaite L, Lehtorante J, Uusitalo R (2006) Off-site impact of erosion: Eutrophication as an example. In: J. Boardman, J. Poesen (eds.) *Soil Erosion in Europe*. Wiley & Sons, Chichester, pp. 775-789.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C., 1997. Predicting soil erosion by water: A guide to conversation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), *Agriculture Handbook Number 703*, United States Department of Agriculture.
- Roose, E., 1996. Land husbandry: components and strategy. *FAO soils Bulletin* N° 70. FAO, Rome. 380.
- Rosenkranz, B., Frederiksen, P., 2011. Quality assessment of the Danish Elevation Model (DK-DEM). Danish Ministry of the Environment. National Survey and Cadastre – Denmark, Technical Report. 12, 82.
- Schjønning, P. 1995. Surface runoff, erosion and loss of phosphorus at two agricultural soils in Denmark - plot studies 1989-92. SP Report, No. 14, Danish Institute of Plant and Soil Science. 77-96.
- Schjønning, P., Heckrath, G., Christensen, B.T. 2009. Threats to Soil Quality in Denmark. DJF Report Plant Science No. 143.
- Sharpley, A.N. 1985. The Selection Erosion of Plant Nutrients in Runoff. *Soil Science Society America Journal* 49, 1527-1534.
- Sharpley, A.N., Daniel, T.C., Edwards, D.R., 1993. Phosphorus movement in the landscape. *J. Prod. Agric.* 6(4), 492-500.

- Takken, I., Beuselinck, L., Nachtergaele, J., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G., 1999. Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM). *CATENA*. 37, 431–447.
- Thodsen, H., Rasmussen, J.J., Kronvang, B., Andersen, H.E., Nielsen, A., Larsen, S.E., 2019. Suspended matter and associated contaminants in Danish streams: a national analysis. *J. Soils Sediments*. 1–15.
- U.S. Department of Agriculture, 2000. Summary Report: 1997 National Resources Inventory (revised December 2000), Natural Resources Conservation Service, Washington, DC, and Statistical Laboratory, Iowa State University, Ames, Iowa.
- Vadas, P., Kleinman, P.J.A., Sharpley, A.N., Turner, B.L., 2005. Relating soil phosphorus to dissolved phosphorus in runoff: A single extraction coefficient for water quality modeling. *J. Environ. Qual.* 34, 572–580.
- Van der Knijff, J.M., Jones, R.J.A., Montanarella, L., 2000. Soil Erosion Risk Assessment in Europe. EUR 19044 EN. Luxemb. Off. Off. Publ. Eur. Communities.
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., de Vente, J., Ocakoglu, F., 2011. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*. 130, 142–161.
- Van Oost, K., Govers, G., Desmet, P., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landsc. Ecol.* 15, 577–589.
- Van Oost, K., Govers, G., Van Muysen, W., 2003. A process-based conversion model for caesium-137 derived erosion rates on agricultural land: an integrated spatial approach. *Earth Surf. Process. Landforms*. 28, 187–207.
- Van Rompaey, A., Bazzoffi, P., Jones, R.J., Montanarella, L., 2005. Modeling sediment yields in Italian catchments. *Geomorphology*. 65, 157–169.
- Veihe, A., Hasholt, B., Schiøtz, I.G., 2003. Soil erosion in Denmark: processes and politics. *Environ. Sci. Policy*. 6, 37–50.
- Verheijen, F.G.A., Jones, R.J.A., Rickson, R.J., Smith, C.J., 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth-Science Rev.* 94, 23–38.
- Verstraeten, G., 2006. Regional scale modelling of hillslope sediment delivery with SRTM elevation data. *Geomorphology*. 81, 128–140.
- Verstraeten, G., Prosser, I.P., Fogarty, P., 2007. Predicting the spatial patterns of hillslope sediment delivery to river channels in the Murrumbidgee catchment, Australia. *J. Hydrol.* 334, 440–454. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2006.10.025>
- Zak, S.K., Beven, K.J., 1999. Equifinality, sensitivity and predictive uncertainty in the estimation of critical loads. *Sci. Total Environ.* 236, 191–198.

4.2 Kortlægning af jordens fosforbindingskapacitet i danske jorde baseret på oxalat-ekstraherbart aluminium og jern

Anders Bjørn Møller¹, Goswin Heckrath¹, Mogens Humlekrog Greve¹

Fagfællebedømmelse: Gitte Rubæk¹

¹Institut for Agroøkologi, AU

4.2.1 Introduktion

Fosfor (P) er et af de vigtigste næringsstoffer for planter, og tilførsel af fosforholdig gødning er derfor nødvendig for at opretholde landbrugsproduktionen. Intensiveringen af landbrugsproduktionen igennem det tyvende århundrede har i mange landsdele medført store overskudstilførsler af fosfor både i form af mineralsk fosfor og fosfor i husdyrgødning (Poulsen & Rubæk, 2005) med betydelig fosforophobning i landbrugsjord til følge (Rubæk m.fl., 2013). Fosfor bindes normalt hårdt i jorden, men hvis jordens fosforindhold overstiger den effektive bindingsevne, kan fosfor imidlertid udvaskes fra landbrugsjord til recipienter (Andersen m.fl., 2016), hvor det kan medføre eutrofiering. Bindingskapaciteten for fosfor i jord er overvejende en naturgiven faktor, der varierer betydeligt med forskellige jordtyper og med dybden (Rubæk m.fl., 2013; Schoumans & Chardon, 2015). Detaljeret viden om jordens fosforbindingskapacitet (PSC) er derfor vigtig for at vurdere risikoen for fosforudvaskning (Schoumans & Groenendijk, 2000). Fosfor bindes til forskellige komponenter i jord. Imidlertid anses lavt-krystallinske jern- og aluminiumoxider for langt de vigtigste bindingskomponenter under danske forhold (Borggaard m.fl., 1990; Borggaard m.fl., 2004). Selvom kalkmineraller i jord binder fosfor, vurderes deres bidrag til fosforbindingskapaciteten på de kalkholdige danske lerjorde for negligibelt i forhold til jern- og aluminiumoxider. Tilsvarende konkluderede Schoumans & Chardon (2015) for kalkholdige jorde i Holland (Bilag 2).

Der er imidlertid kun få data på PSC, da direkte målinger er meget tidskrævende. I stedet er der udviklet pedotransferfunktioner til at estimere PSC baseret på mængderne af de komponenter, der har størst betydning for fosforbinding i jord. En ofte benyttet metode udviklet af Van Der Zee & Van Riemsdijk (1986) giver et robust estimat på PSC baseret på en oxalatekstraktion af de lavt-krystallinske aluminium- og jernoxider:

$$PSC = 0,5(Al_{ox} + Fe_{ox}) \quad (4.2.1)$$

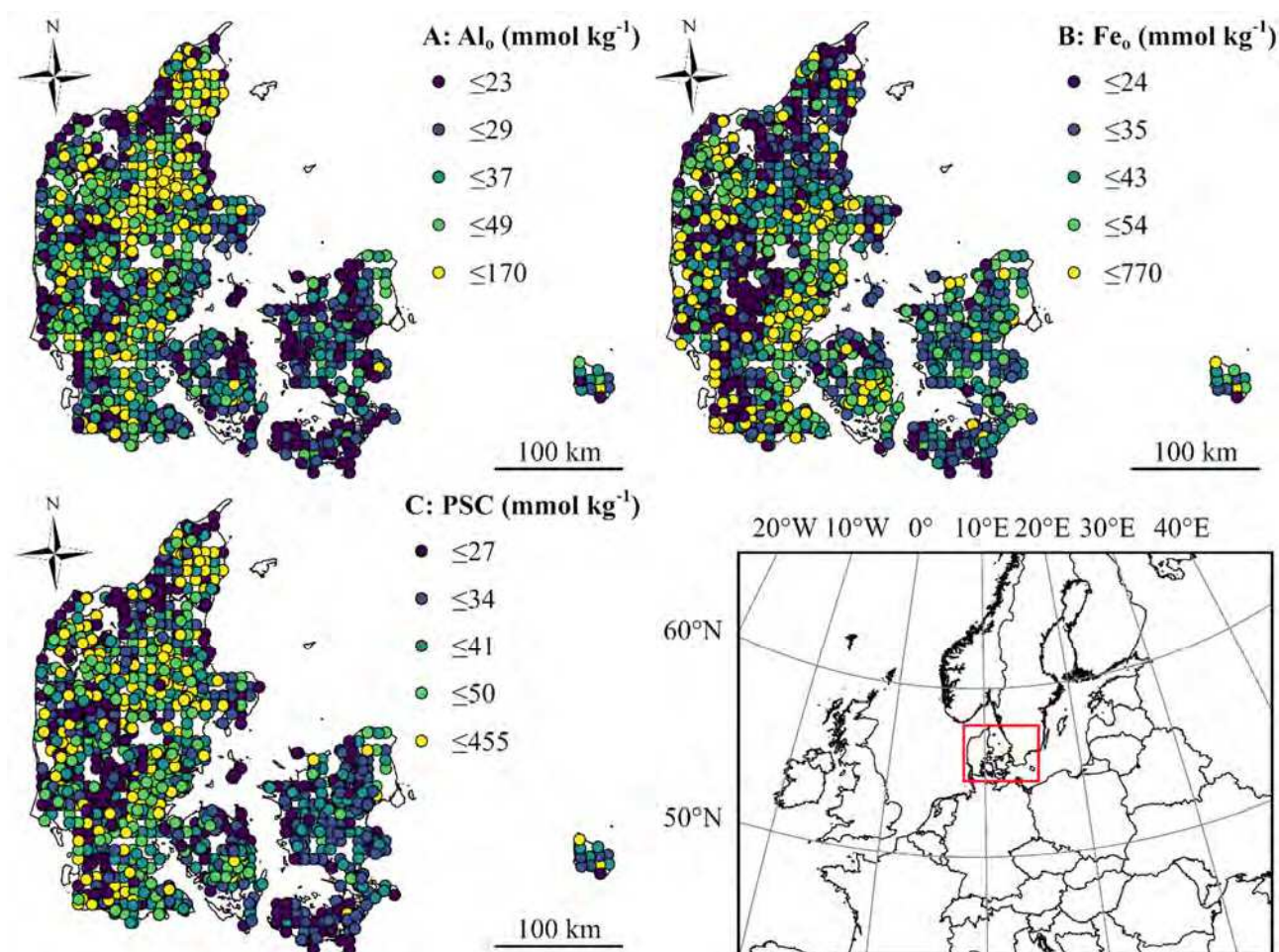
hvor PSC er den estimerede fosforbindingskapacitet (mmol kg⁻¹), faktor 0,5 er en empirisk konstant, Al_{ox} er oxalatekstraherbart aluminium (mmol kg⁻¹), og Fe_{ox} er oxalatekstraherbart jern (mmol kg⁻¹).

Formålet med dette studie er at kortlægge fosforbindingskapaciteten i danske jorde, undtagen organiske lavbundsjorde (>6% organisk kulstof; Adhikari m.fl., 2014a), i fire dybdeintervaller (0 – 25; 25 – 50; 50 – 75; 75 – 100 cm) baseret på et stort dataset af målinger af Al_{ox} og Fe_{ox} . Kortlægningen af Al_{ox} and Fe_{ox} i organiske lavbundsjorde er beskrevet i kapitel 4.5.2. Til kortlægningen er der brugt den innovative maskinlæringsmetode Quantile Regression Forests, der både kan kortlægge den afhængige variabel og usikkerhederne forbundet med forudsigelsen (Vaysse & Lagacherie, 2017; Padarian et al., 2020). En uddybende metodebeskrivelse findes i Bilag 2.

4.2.2 Metode

4.2.2.1 Data

En detaljeret oversigt over de jordprøver, der indgik i nærværende studie præsenteres i Bilag 2. I alt bruges 34 sæt af jordprøver i studiet. I nogle tilfælde, f.eks. for nogle Kvadratnet-prøver (Rubæk m.fl., 2013), er der anvendt data fra tidligere analyser af Al_{ox} og Fe_{ox} . I mange tilfælde er der gennemført nye analyser på arkiverede jordprøver, bl.a. også fra Kvadratnetspunkter. Derudover blev der gennemført en ny landsdækkende jordprøveudtagning på 363 nye punkter i vinteren 2017/2018. Disse nye punkter er placeret strategisk, så de bedst muligt supplerer data fra tidligere Kvadratnetsudtagninger. Alle jordprøver er analyseret for Al_{ox} og Fe_{ox} efter Schoumans (2000). Suppleret med data fra et antal mindre undersøgelser foreligger der i alt 4747 georefererede målinger af Al_{ox} og Fe_{ox} fra 1623 lokaliteter (figur 4.2.1), der indgår i kortlægningen af PSC (Bilag 2).



Figur 4.2.1. Observationer af oxalatekstraherbart aluminium (Al_{ox} , A) og jern (Fe_{ox} , B) samt fosforbindingskapaciteten (PSC, mmol kg^{-1}) i prøver fra dybden 0 – 25 cm beregnet med ligning 4.2.1 (C).

4.2.2.2 Kortlægning

I kortlægningen af PSC på grundlag af Al_{ox} og Fe_{ox} er anvendt avancerede statistiske maskinlæringsmetoder, der inddrager talrige landsdækkende oplysninger om klima, geologi og landskabet i ekstrapoleringen af datapunkterne på 30,4 m rasteropløsning. Disse inputdata, såkaldte covariater, er beskrevet i Bilag 2. Maskinlæringsmetoden kaldes Quantile Regression Forests (QRF) og fungerer ved at opbygge en række beslutningstræer baseret på stikprøver fra det samlede datasæt. Hvert beslutningstræ opbygges ved gentagne

opdelinger af stikprøven baseret på de forklarende variabler for bedst muligt at kunne prædikere den afhængige variabel, i dette tilfælde Al_{ox} eller Fe_{ox} . Modellen kan herefter bruges til at kortlægge den afhængige variabel ved at udregne gennemsnittet af forudsigelserne fra hvert beslutningstræ. Metoden kan også kortlægge usikkerhederne for den afhængige variabel i form af kvantiler ved at betragte forudsigelserne fra beslutningstræerne som en statistisk fordeling. Kvanten ved 25% angiver for eksempel en værdi, som ifølge modellen har 25% chance for at være højere end den reelle værdi og 75% chance for at være lavere (Bilag 2).

Vi opbyggede modeller for Al_{ox} og Fe_{ox} , ved brug af QRF. Dybden indgik i begge modeller som en forklarende variabel, og hver model var derfor i stand til at kortlægge den afhængige variabel i flere forskellige dybder. Vi kortlagde både den forventede værdi og usikkerhederne forbundet med forudsigelserne i form af 100 kvantiler fra 0,5% til 99,5% for hvert dybdeinterval. Kortene havde en rumlig opløsning på 30,4 m. Vi beregnede derefter usikkerhederne for PSC ved at kombinere kvantilerne for Al_{ox} og Fe_{ox} .

Vi vurderede nøjagtigheden for hver model ved en krydsvalidering. Vi opdelte det samlede datasæt i fire dele og brugte tre af delene til at opbygge en model, som herefter blev brugt til at forudsige den afhængige variabel for den sidste del af datasættet. Fremgangsmåden blev gentaget fire gange, hvilket gav en uafhængig forudsigelse for hver del af datasættet, som herefter kunne sammenlignes med de observerede værdier. Vi udregnede herefter nøjagtigheden som vægtet R^2 (R^2_w) og vægtet root mean square error ($RMSE_w$). Vi brugte vægtede mål for nøjagtigheden, hvor observationer fra områder med mange prøver blev tildelt mindre vægt for at opnå et repræsentativt nøjagtighedsestimat (Bilag 2). Hele Danmarks areal er kortlagt, undtagen de organiske lavbundsjord (>6% organisk kulstof, Adhikari m.fl., 2014a).

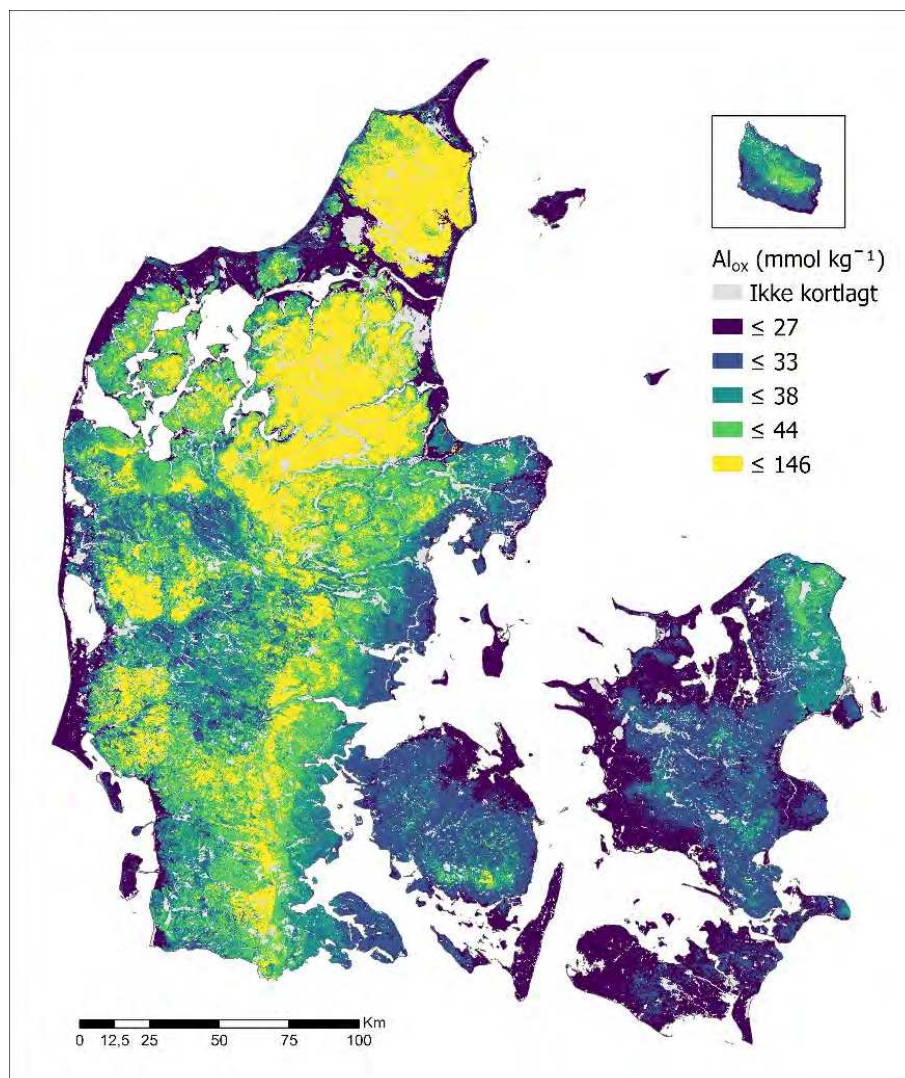
4.2.3 Resultater

En krydsvalidering viste, at forudsigelserne af Al_{ox} er moderat nøjagtige ($R^2_w = 0,49$, $RMSE_w = 14,0$ mmol kg^{-1}). Forudsigelserne af Fe_{ox} er mindre nøjagtige ($R^2_w = 0,14$; $RMSE_w = 32,3$ mmol kg^{-1}). Den samlede nøjagtighed for PSC ligger på et niveau mellem Al_{ox} og Fe_{ox} ($R^2_w = 0,23$, $RMSE_w = 19,1$ mmol kg^{-1}). Forskellene mellem kortene og de observerende værdier var generelt proportionale med de forudsagte værdier. $RMSE_w$ svarer i gennemsnittet til 32,8% af en given forudsagt værdi for Al_{ox} , 61,6% for Fe_{ox} og 39,7% for PSC. Den lave R^2_w for Fe_{ox} og PSC skyldes især deres skæve fordeling med få, ekstremt høje værdier i områder med lavbundsjord. En logaritmisk transformation af variablerne øgede således R^2_w til 0,27 for Fe_{ox} og til 0,38 for PSC. Dette viser, at afvigelserne fra de observerede værdier er størst i områder, hvor værdierne for Fe_{ox} og PSC er høje. Flere detaljerede resultater er vist i Bilag 2.

Koncentrationerne af Al_{ox} and Fe_{ox} i jord afhænger af sammensætningen af det geologiske udgangsmateriale samt omfanget af forvittrings- og omfordelingsprocesserne (Bilag 2). Således er den rumlige variation af Al_{ox} and Fe_{ox} i Danmark (figur 4.2.2, 4.2.3) tæt knyttet til de glaciære aflejringsprocesser og -mønstre i landet (Madsen and Jensen, 1992). Forvittringen er typisk højest i de øverste jordlag bl.a. fremmet af biologiske processer (Raulund-Rasmussen m.fl., 1998), som medfører ofte relativt høje koncentrationer af Al_{ox} and Fe_{ox} i disse lag. Den prædikerede koncentration af Al_{ox} er særligt høj i de sandede moræneområder i Nordjylland og Himmerland (figur 4.2.2). Koncentrationen

er derimod lav i klitlandskaber og yngre marine aflejringer. Koncentrationerne er også generelt lave i Østdanmark på de yngste, lerede morænejorde. Koncentrationen af Al_{ox} er generelt størst i dybdeintervallet 25 – 50 cm, især i sandjorde i den vestlige del af landet. I Østdanmark er der ikke stor forskel på Al_{ox} i dybdeintervallerne 0 – 25 cm og 25 – 50 cm, dog med en tendens af højest Al_{ox} i det øverste lag.

Figur 4.2.2. Prædikeret koncentration af Al_{ox} i dybden 0 – 25 cm. Organisk lavbundsjord (>6% organisk kulstof, Adhikari m.fl., 2014a) er ikke kortlagt.

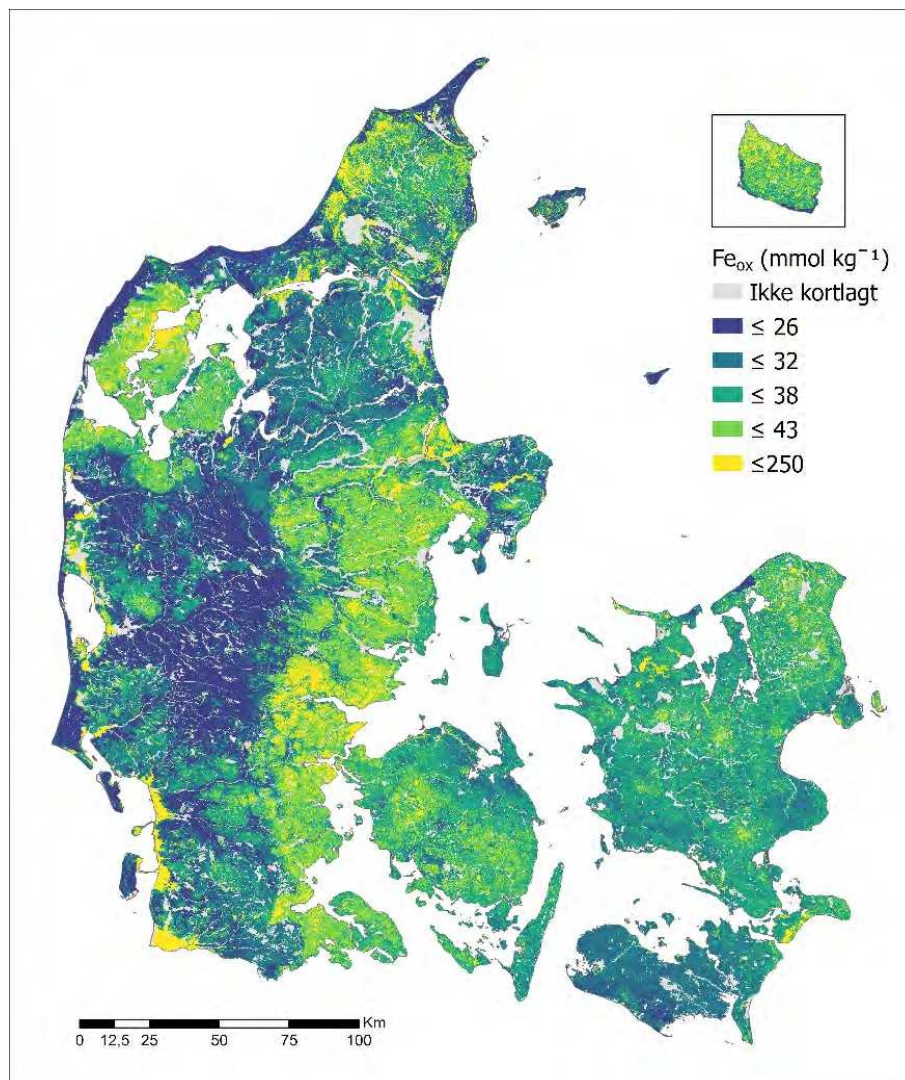


De vigtigste variabler i modellen til kortlægning af Al_{ox} er relateret til dybde, udgangsmateriale, topografi og klima, især nedbør (Bilag 2). Dybdefordelingen af Al_{ox} , hvor koncentrationen ofte er størst i dybdeintervallet 25 – 50 cm, skyldes podzolering. Podzolering er en jordbundsproces, der især forekommer på kraftigt forvitrede sandjorde med meget lavt lerindhold i et fugtigt, tempereret klima. Mikrobiel nedbrydning af planterester udleder organiske syrer, der kan mobilisere aluminium og i nogle tilfælde jern bundet i mineraler. De opløste substanser aflejres længere nede i jorden i form af en horisont beriget med organisk materiale, aluminiumoxider og eventuelt jernoxider (Madsen m.fl., 1992; Väänänen m.fl., 2008). I Danmark forekommer podzolering især i de tidligere hedejorder i Vestjylland (Adhikari m.fl., 2014b).

Ligesom for Al_{ox} påvirker udgangsmaterialets art og alder de rumlige mønstre af Fe_{ox} . Den prædikerede koncentration af Fe_{ox} har en skæv fordeling med meget høje værdier i nogle områder (figur 4.2.3). Organisk stof, jordens

tekstur og processer i lavbundsområder er de vigtigste faktorer for prædiktionen af Fe_{ox} , hvor der kortlægges høje koncentrationer i ådale og på tidevandsflader. Omvendt er koncentrationen af Fe_{ox} lav i vindaflejrede sandområder og på smeltevandssletterne med kraftigt forvitrede udgangsmaterialer. Desuden findes relativt lave koncentrationer af Fe_{ox} på de unge lerede morænejorde i Østdanmark og på Littorinafladerne (figur 4.2.3). Generelt er den rumlige variation af Fe_{ox} betydelig større end dybdevariationen.

Figur 4.2.3. Prædikteret koncentration af Fe_{ox} i dybden 0 – 25 cm. Organisk lavbundsjord (>6% organisk kulstof, Adhikari m.fl., 2014a) er ikke kortlagt.

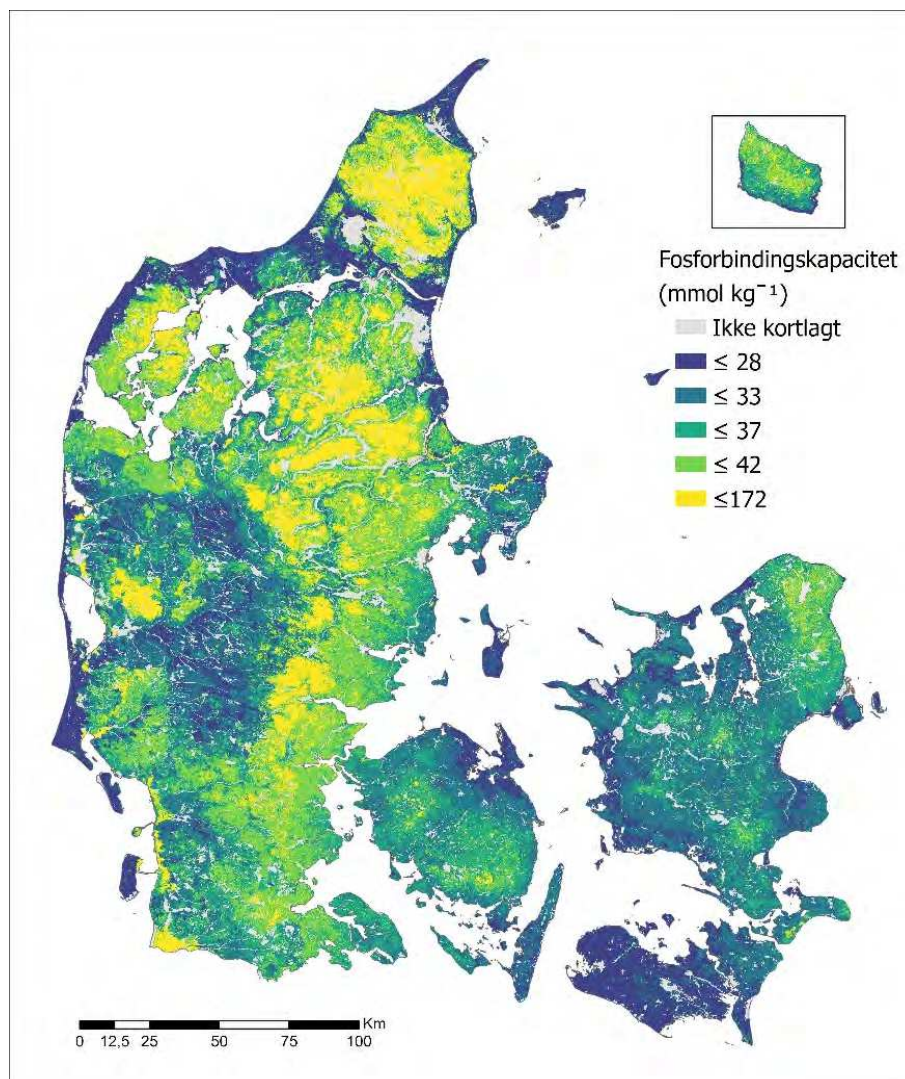


De forholdsvis høje indhold af Fe_{ox} i lavbundsområder kan forklares med en regional omfordeling af jern i grundvandsstrømninger. Lavbundsområder og ådale er udstrømningsområder, der således modtager større mængder opløste stoffer (Bilag 2). Transporteres opløst jern $[\text{Fe}(\text{II})]$ i iltfrie grundvandsmagasiner til lavbundsområder, udfælder jern typisk som pyrit under iltfrie eller som jern(III)oxid under iltede forhold (Appelo and Postma, 2005). Kortlægningen af Fe_{ox} er forholdsvis usikker i disse områder, da koncentrationen af Fe_{ox} vil afhænge af hvor meget jern, der føres med grundvandet, hvilken vej grundvandet strømmer, og hvor det iltes.

Kortlægningen af PSC reflekterer de kombinerede rumlige mønstre af både Al_{ox} og Fe_{ox} (figur 4.2.4). PSC er størst i lavbundsjord på grund af det høje indhold af Fe_{ox} og mindst i unge aflejringer, såsom littorinaflader, flyvesand

og de lerede morænejorde på øerne. På sandede moræneaflejringer, for eksempel i Nordjylland og Himmerland, er PSC forholdsvis stor. I de fleste tilfælde er PSC højest i topjorden. På hedesletterne og bakkeøerne i Vestjylland er PSC derimod lavere i topjorden end i dybdeintervallet 25 - 50 cm på grund af podzolisering og den resulterende omfordeling af Al_{ox} i jordprofilen.

Figur 4.2.4. Den prædikterede fosforbindingskapacitet i topjorden (0 – 25 cm). Organisk lavbundsjord (>6% organisk kulstof, Adhikari m.fl., 2014a) er ikke kortlagt.



4.2.4 Konklusion

Nøjagtigheden af den kortlagte PSC er generelt lav. Den lave nøjagtighed skyldes især, at det var vanskeligt at forudsige mængden af Fe_{ox} i lavbundsområder, da den påvirkes af et komplekst samspil mellem processer, der ikke i tilstrækkeligt omfang kunne repræsenteres i de tilgængelige inputdata. Nøjagtigheden er derfor væsentligt højere for højbundslande end for lavbundslande. $RMSE_w$ er således $39,3\ mmol\ kg^{-1}$ for lavbundslande, men kun $11,1\ mmol\ kg^{-1}$ for højbundslande. Formålet med kortlægningen af PSC var primært at genere inputdata til modelleringen af fosforudvaskningen gennem jordmatricen for drænede højbundslande (afsnit 4.3). Den relativt lave nøjagtighed for lavbundslande har ikke nogen stor betydning for dette formål. Vi vurderer derfor, at kortet er tilstrækkeligt nøjagtigt til brug i udvaskningsmodelleringen.

I dette afsnit har vi kortlagt jordens PSC ud fra mængderne af Al_{ox} og Fe_{ox} . Denne fremgangsmåde er forsimplet, da bl.a. forekomst af kalk i jord kan fremme fosforbinding. I overensstemmelse med Schoumans og Chardon (2015) vurderes det dog, at de lave til moderate kalkindhold, der findes i de lerede jorde i Danmark, udgør et negligerbart bidrag overskygget af fosforbindingskapacitet knyttet til Al_{ox} and Fe_{ox} .

Litteratur

Adhikari, K., Hartemink, A.E., Minasny, B., Kheir, R.B., Greve, M.B. and Greve, M.H., 2014a. Digital mapping of soil organic carbon contents and stocks in Denmark. PLOS ONE 9(8), e105519.

Adhikari, K., Minasny, B., Greve, M.B. and Greve, M.H., 2014b. Constructing a soil class map of Denmark based on the FAO legend using digital techniques. Geoderma 214-215, 101-113.

Andersen, H.E., Baatrup-Pedersen, A., Blicher-Mathiesen, G., Christensen, J.P., Heckrath, G., Nordemann Jensen, P. (red.), Vinther, F.P., Rolighed, J., Rubæk, G. & Søndergaard, M. 2016. Redegørelse for udvikling i landbrugets fosforforbrug, tab og påvirkning af Vandmiljøet. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 86 s. - Teknisk rapport fra DCE - Nationalt Center for Miljø og Energi nr. 77.

Appelo, C.A.J., Postma, D. 2005. Geochemistry, groundwater and pollution. 2nd ed. CRC Press, Boca Raton.

Borggaard, O.K., Jørgensen, S.S., Møberg, J.P. and Raben-Lange, B., 1990. Influence of organic matter on phosphate adsorption by aluminium and iron oxides in sandy soils. J. Soil Sci. 41(3), 443-449.

Borggaard, O.K., Szilas, C., Gimsing, A.L. and Rasmussen, L.H., 2004. Estimation of soil phosphate adsorption capacity by means of a pedotransfer function. Geoderma 118(1-2), 55-61.

Raulund-Rasmussen, K., Borggaard, O.K., Hansen, H.C.B., Olsson, M. 1998. Effect of natural organic soil solutes on weathering rates of soil minerals. Europ. J. Soil Sci. 49, 397-406.

Madsen, H.B., Jensen, N.H. 1992. Pedological regional variations in well-drained soils, Denmark. Geografisk Tidsskrift 92,61-6

Madsen, H.B., Nørr, A.H. and Holst, K.A., 1992. The Danish soil classification. The Royal Danish Geographical Society, Copenhagen, Denmark.

Padarian, J., Minasny, B. and McBratney, A.B., 2020. Machine learning and soil sciences: a review aided by machine learning tools. Soil 6(1), 35-52.

Poulsen H.D., Rubæk G.H. (eds.) 2005. Fosfor i dansk landbrug. DJF rapport Husdyrbrug nr. 68. Aarhus Universitet, Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultet. 211 p.

Roudier, P., Hewitt, A.E. and Beaudette, D.E., 2012. A conditioned Latin hypercube sampling algorithm incorporating operational constraints. Digital Soil Assessments and Beyond, 227-231.

Rubæk, G.H., Kristensen, K., Olesen, S.E., Østergaard, H.S., Heckrath, G. 2013. Phosphorus accumulation and spatial distribution in agricultural soils in Denmark. *Geoderma* 209–210, 241–250.

Schoumans O.F. 2000. Determination of the degree of phosphate saturation in non-calcareous soils. In: G.M. Pierzynski, editor. *Methods of phosphorus analysis for soils, sediments, residuals and waters*. Raleigh NC, USA. Coop. Ser. Bull. 396, Publ. SERA-IEG-17., North Carolina State University, pp. 31–34.

Schoumans, O.F., Groenendijk, P. 2000. Modelling soil phosphorus levels and phosphorus leaching from agricultural land in the Netherlands. *J. Environ. Qual.* 29, 111–116.

Schoumans, O.F., Chardon, W. 2015. Phosphate saturation degree and accumulation of phosphate in various soil types in The Netherlands. *Geoderma* 237-238, 325-335.

Van Der Zee, S.E.A.T.M. and Van Riemsdijk, W.H., 1986. Sorption kinetics and transport of phosphate in sandy soil. *Geoderma* 38(1-4), 293-309.

Vaysse, K. and Lagacherie, P., 2017. Using quantile regression forest to estimate uncertainty of digital soil mapping products. *Geoderma* 291, 55-64.

Väänänen, R., Hristov, J., Tanskanen, N., Hartikainen, H., Nieminen, M. and Ilvesniemi, H., 2008. Phosphorus sorption properties in podzolic forest soils and soil solution phosphorus concentration in undisturbed and disturbed soil profiles. *Boreal Env. Res.* 13(6), 553–567.

4.3 Kortlægning af fosforudvaskning gennem jordens matrice

Jonas Rolighed¹

Fagfællebedømmelse: Rasmus Jes Petersen¹

¹Institut for Bioscience, AU

4.3.1 Introduktion

Normalt bindes fosfor i minerogene jorde hårdt til især amorfe aluminium- og jern(hydr)oxider. Imidlertid kan fosfor mobiliseres i form af opløst fosfor ved stigende mætningsgrad af bindingskomplekset og nedvaskes. Der findes kun få modeller, der kvantificerer det diffuse fosfortab gennem jordprofilen og via drænvand, selvom det lokalt kan udgøre en betydelig del af fosfortransporten (Andersen m.fl., 2016). Her udvikles og afprøves en simpel fosforudvaskningsmodel til kvantificering af transport af opløst uorganisk fosfor fra dræned landbrugsarealer på højbundsjord. Modellen baseres på både eksisterende og ny viden om fosfors bindingskinetik i jord. Der tages udgangspunkt i den hollandske model PLEASE udviklet af Schoumans m.fl. (2013), som tidligere har været afprøvet under hollandske og danske forhold (van der Salm m.fl., 2011). Modellens parametre bestemmes på baggrund af nye analyser af danske jordprøver og modellens prædiktionssevne bestemmes ved opsætning af modellen på en række lokaliteter med målinger af opløst fosfor i jord- og drænvand. Modellen anvendes efterfølgende til en landsdækkende kortlægning af tab af opløst fosfor ved udvaskning til dræn på markniveau.

Udover nedenstående beskrivelse findes i bilag 4 en mere uddybende beskrivelse af det tilvejebragte datamateriale, metoder og resultater.

4.3.2 Metode

Modellen baseres på teori om fosfors binding til jordpartikler. Generelt er hovedparten af de danske jorde relativt sandede og således indeholder 59 % af Danmarks landbrugsareal <10 % ler (Jb1-Jb4) (Børgesen m.fl., 2009). I van der Zee m.fl. (1987) beskrives det, at for sure, sandede jorde kan forholdet mellem fosforindholdet i jorden og ligevægtskoncentrationen af opløst, uorganisk fosfor i jordvæsken beskrives med en formel, der er baseret på Langmuirs adsorptionsmodel. Ved ligevægt kan forholdet mellem fosforindhold i jorden og ligevægtskoncentrationen af opløst fosfor vises som:

$$Q = \frac{Q_{\max} K C}{1 + K C}$$

hvor Q (mmol kg⁻¹ P) er den reversibelt bundne fosfor i jorden, $Q_{\max}$ (mmol kg⁻¹ P) er den maksimale mængde reversibelt bundet uorganisk fosfor i jorden, K er adsorptionskonstanten (L mmol⁻¹) og C er koncentrationen af opløst fosfor i jordvæsken ved ligevægt. K kan udtrykkes som $K = k_a/k_d$, hvor k_a er adsorptionsrate-konstanten (L mmol⁻¹ h⁻¹) og k_d (h⁻¹) er desorptionsrate-konstanten. $Q_{\max}$ er relateret til mængden af oxalat-ekstraherbart jern og aluminium (Al_{ox} , Fe_{ox} (mmol kg⁻¹)) i jorden:

$$Q_{\max} = \beta(Al_{ox} + Fe_{ox})$$

hvor β angiver andelen af fosfor, der maksimalt kan bindes til jern og aluminium.

Analytisk bestemmes mængden af reversibelt bundet fosfor, Q , ved ekstraktion af fosfor med FeO imprægneret papir (benævnes FeO-P). For at simulere ligevægtskoncentrationen i jordvæsken, C , rystes jordprøver i en 0.01 M CaCl_2 opløsning i 1:4 jord:væske forhold, som centrifugeres hvorefter koncentrationen af opløst fosfor bestemmes i supernatanten.

Analyser af FeO-P og 0.01 M CaCl_2 -P blev udført på 363 jordprøver fra en prøvetagning i Kvadratnettet i 2008 samt fra en prøvetagning i landovervågningsoplandene i 2015. Størstedelen af jordprøverne blev klassificeret som 'sandy loam', 'loamy sand' og 'loam' ifølge USDA soil classification system. På baggrund af de nye analyser blev de gennemsnitlige Langmuir-parametre K , k_d og β bestemt til henholdsvis 74.43 L mmol⁻¹, 0.173 h⁻¹ og 0.084 ved ikke-lineær regression.

0.01 M CaCl_2 -P var positivt korreleret med en række mål for tilgængeligt P: vandekstraherbart P ($n=373$, $R^2=0.92$, RMSE=0.24), FeO-P ($n=372$, $R^2=0.88$, RMSE=0.29), Olsen P ($n=86$, $R^2=0.86$, RMSE=0.60) og fosformætningsgraden ($n=276$, $R^2=0.52$, RMSE=0.14). Olsen P var desuden positivt korreleret med vandekstraherbart fosfor ($n=989$, $R^2=0.66$, RMSE=3.07) og FeO-P ($n=86$, $R^2=0.68$, RMSE=7.68).

Til beregning af fosforkoncentration i jordvæsken, anvendes i modellen en sammenhæng mellem jordens indhold af aluminium og jern, vandekstraherbart fosfor og ligevægtskoncentrationen af fosfor, som beskrevet af Schoumans and Groenendijk (2000), foruden de nye, gennemsnitlige estimater af Langmuir-parametrene. Denne sammenhæng har tidligere været implementeret i modellen PLEASE (Phosphorus LEAching from Soils to the Environment, Schoumans et al. (2013)) og har været afprøvet på flere hollandske og danske lokaliteter (van der Salm m.fl., 2011). I nærværende modelopsætning testes en ny beskrivelse af transport af vand til drænene, hvor der fokuseres på den vertikale vandtransport.

Drænvandet deles i modellen op i to kategorier afhængig af vandets oprindelse. Vand, der er nået drænene via makroporestrømning antages at have oprindelse nederst i pløjelaget og antages at have en koncentration af opløst fosfor svarende til ligevægtskoncentrationen i pløjelaget. Vand, der har nået drænene via matricestrømning antages at have samme koncentration af opløst fosfor som jordvæskens ligevægtskoncentration i drændybden. Makroporestrømning omhandles ikke yderligere i dette kapitel, men i kapitel 4.4.

For at beregne den årlige fosfortransport i dræn, blev der anvendt en nyudviklet model til estimering af den årlige drænafstrømning (Mortajemi m.fl., 2020). Afsnit 4.4.5.4 beskriver, hvordan opdelingen i makropore- og matricestrømningens andel af drænvandstransporten derefter er foretaget. På drænet landbrugsareal antages, at makroporestrømningens andel udgør 0%, 30% eller 60% af drænafstrømningen (afsnit 4.4.5.4).

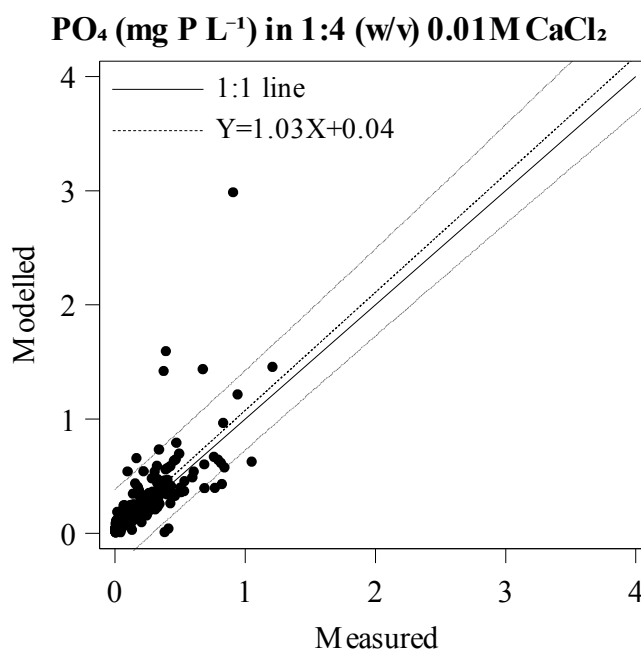
4.3.3 Resultater

Modellens evne til at simulere ligevægtskoncentrationen af fosfor blev evalueret ved at sammenholde simulerede resultater med målt koncentration af opløst fosfor i 0.01 M CaCl_2 -ekstraktioner samt opløst fosforkoncentration målt i sugeceller og i drænvand. Fosfor i 0.01 M CaCl_2 -ekstraktioner udført på jordprøver fra Kvadratnettet og landovervågningsoplandene blev simuleret med rimelig nøjagtighed ($R^2 = 0.57$, RMSE = 0.17) (Figur 4.3.1). Modelberegnet fos-

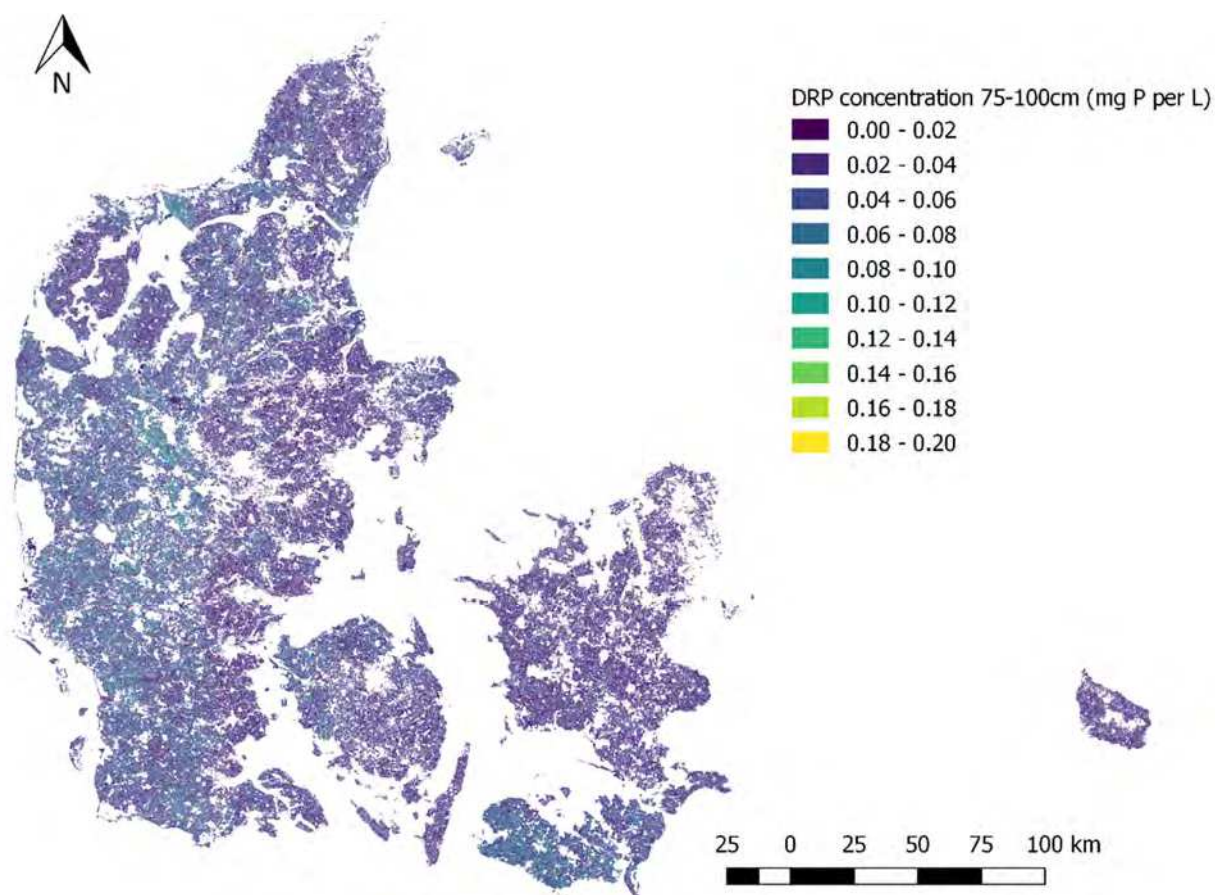
forkoncentration i pløjelaget svarer godt til det målte niveau, mens koncentrationen i underjord med lavt fosforindhold (50-100cm) generelt blev overestimeret. Koncentrationer af opløst fosfor i sugeceller ($R^2 = 0.92$, $RMSE = 0.03$) og i drænvand ($R^2 = 0.47$, $RMSE = 0.16$) blev generelt også overestimeret i forhold til målte værdier. Dræntransporten blev generelt overestimeret i landovervågningens drænoplande med undtagelse af en enkelt station med en stor andel af grundvandstilstrømning. Modelusikkerheden blev vurderet på grundlag af sammenligningen mellem modelberegnet og målt ligevægtskoncentration i 0.01 M CaCl_2 -ekstraktioner, da det er ligevægtskoncentrationen i jordvæsken, modellen tilstræber at simulere, figur 4.3.1.

Udvaskningsmodellen blev efterfølgende sat op på et datasæt, der dækkede størstedelen af landbrugsjord i Danmark. Der blev anvendt de gennemsnitlige Langmuir-parametre, ligesom afstrømning i dræn samt opdeling i makropore- og matriceafstrømning blev anvendt på samme vis som ved opsætning af modellen på målte lokaliteter. Beregningen blev begrænset til potentielt drænedede områder (Møller m.fl., 2018), da det formodes at fosfor vil bindes i underjorden ved matrix-strømning på ikke-drænedede landbrugsarealer, eftersom landbrugsarealerne generelt har lav fosfor-mætningsgrad i underjorden (Rubæk m.fl., 2013). I opsætningen blev der som afgrænsning af landbrugsjord anvendt markkortet fra 2019, mens jordens fosforbindingskapacitet blev bestemt af den nye kortlægning af jordens indhold af oxalatekstraherbart aluminium og jern (afsnit 4.2). Pløjelagets fosforindhold (målt som Olsen P) blev baseret på et kort udarbejdet af ConTerra (ConTerra, 2019) med en opløsning på 100 m samt en empirisk relation mellem vandekstraherbart fosfor og Olsen P, mens underjordens fosforindhold blev baseret på en gennemsnitlig relation mellem over- og underjordens indhold af fosfor udført på 1163 jord-profiler.

Figur 4.3.1. Modelberegnet og målt ligevægtskoncentration i 0.01 M CaCl_2 -ekstraktioner. Det grå bånd angiver et 95% konfidensinterval og de punkterede linjer angiver 95%-prædiktionsinterval.



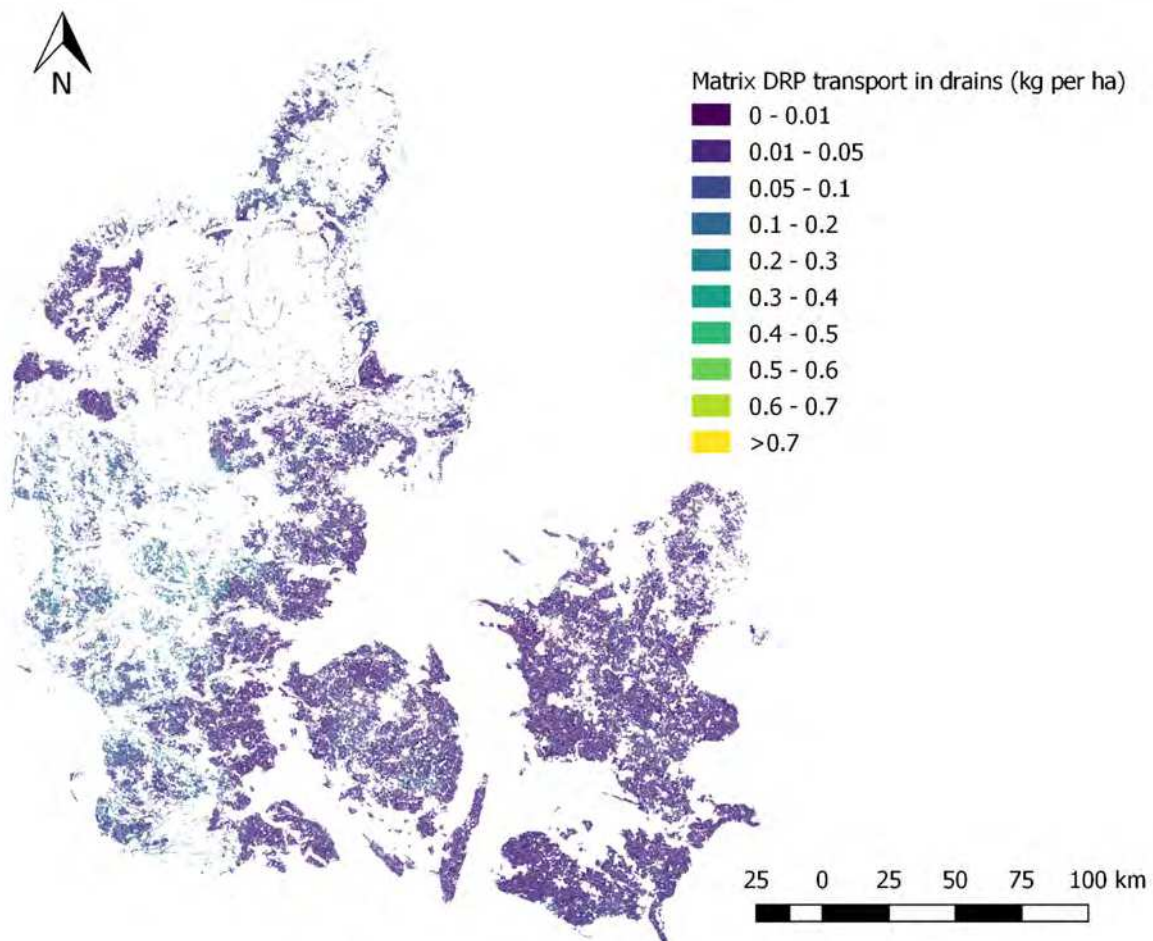
Den simulerede koncentration af opløst fosfor i jordvand var i gennemsnit 0.24 mg P l⁻¹ i pløjelaget og 0.04 mg P l⁻¹ i dybden 75-100 cm, mens koncentrationen var en smule højere i det vestlige Danmark (figur 4.3.2).



Figur 4.3.2. Modelberegnet koncentration af opløst fosfor i 75-100 cm dybde (DRP = opløst uorganisk fosfor).

Transporten af opløst fosfor fra drænedes områder blev beregnet på baggrund af en gennemsnitlig drænaforstrømning i perioden 1990-2017 (afsnit 4.4.5.4). Den gennemsnitlige, årlige transport af opløst fosfor i drænedes områder blev beregnet til 0.043 kg P ha⁻¹ og i alt 59 ton P fra matrice-afstrømning (figur 4.3.3) med et interval på 23 – 94 tons P, hvis der antages et 95% konfidensinterval for beregnede fosforkoncentrationer svarende til modelusikkerheden (se yderligere i bilag 3).

Beregningerne er behæftet med væsentlig usikkerhed, som stammer fra antagelser, simplificeringer vedrørende modelformuleringen samt usikkerheder relateret til input-data. Langmuir-parametrene blev bestemt på baggrund af 362 jordprøver, hvoraf størstedelen stammer fra pløjelaget. Dette kan betyde, at modellen er bedst til at simulere jordvands ligevægtskoncentration af opløst P i pløjelaget, mens det kan give en tendens til overestimering i jordlag med lavere indhold af P.



Figur 4.3.3. Modelberegnet udvaskning af opløst fosfor via drænen ved matrice-strømning. Data for drænastrømning var ikke tilgængelig for Bornholm (DRP = opløst uorganisk fosfor).

Endelig er der stor usikkerhed på inputs vedrørende jordens fosforbindingskapacitet og indhold af fosfor. Særligt indholdet af fosfor kan være udfordrende at estimere, da variationen kan være stor, selv inden for den enkelte mark. Dette afspejles også i data-input vedrørende pløjelagets indhold af fosfor. Her præsenteres en forklaringsgrad på 30 % for et kort over fosfortal med 500m opløsning, når modelresultater sammenholdes med målte værdier (ConTerra, 2019). Der oplyses ikke nogen forklaringsgrad for det anvendte kort med en opløsning på 100m, men den er forventeligt noget lavere. For dette kort anføres det, at modelberegne fosfortal aggregeret til georegion-niveau overestimerer gennemsnitlige, målte fosfortal i georegioner med laveste fosfortal, mens der underestimeres i georegionen med højeste, gennemsnitlige fosfortal.

I nærværende modelopsætning er underjordens fosforindhold baseret på en gennemsnitlig relation mellem fosfor i over- og underjord, hvilket yderligere bidrager til usikkerhed vedrørende bestemmelse af koncentrationen af opløst P jordvand i drændybden. Usikkerhederne taget i betragtning, må de resulterende udvaskningskort anses for at være mest egnede til at demonstrere modelkonceptet, frem for at vurdere risiko for fosfortab på markniveau. For at vurdere risiko for fosfortab på markniveau, skal der ideelt set være kendskab til lokale afstrømningsforhold samt analyser af fosforindhold i pløjelag og drændybde.

Således vil modellen være egnet til vurdering af udvaskning i relativt velundersøgte oplande eller på marker, hvor jordens fosforindhold er kendt. Her kan modellen bl.a. anvendes til beregning af ændring i fosforudvaskning ved scenarier med ændret dyrkningspraksis, der påvirker markens P-balance og dermed jordens fosforpuljer.

4.3.4 Konklusion

Der er udviklet en dansk model for udvaskning af opløst fosfor fra dyrket højbundsjord ved matricestrømning. Modellen er en modifikation af den hollandske PLEASE-model, som er en relativt simpel model baseret på kendt fosforkinetik. Modellens parametre er bestemt på grundlag af laboratorieanalyser af 363 jordprøver fra Kvadratnettet og fra landovervågningsoplandene. Modellen er evalueret bl.a. ved at sammenholde simuleret og målt ligevægtskoncentration i jordvæskeekstrakt på 353 prøver. Modelberegnet fosforkoncentration i pløjelaget svarer godt til det målte niveau, mens koncentrationen i underjord (50 – 100 cm) med lavt fosforindhold generelt blev overestimeret. Modellen er opsat landsdækkende på potentielt dræned jord. Fosforkoncentrationen i jordprofilet er beregnet på grundlag af den kortlagte fosforbindingskapacitet (oxalatekstraherbart jern og aluminium), de laboratoriebestemte modelparametre samt kortlægningen af pløjelagets fosforindhold bestemt som Olsen-P. Fosfortabet ved udvaskning fra de dræned jord er fundet ved at multiplicere fosforkoncentrationen med drænastrømningen. Drænastrømning er beregnet med en nyudviklet model og opdelt i hhv. matricestrømning og makroporestrømning. Den simulerede koncentration af opløst fosfor i jordvand var i gennemsnit 0.24 mg P l^{-1} i pløjelaget og 0.04 mg P l^{-1} i dybden 75-100 cm. Den gennemsnitlige, årlige transport af opløst fosfor i dræned områder blev beregnet til $0.043 \text{ kg P ha}^{-1}$ og i alt 59 ton P fra matriceafstrømning med et 95% konfidensinterval på 23 – 94 tons P.

Litteratur

- Andersen, H.E., Windolf, J., Kronvang, B. 2016. Leaching of dissolved phosphorus from tile-drained agricultural areas. *Water Sci. Technol.* 73(12): 2953–2958.
- Børgesen, Christen Duus, Greve, Mogens H., Greve, Mette B.. 2009. Notat til beskrivelse af metode til opstilling af pløjelagets jord- typefordeling på markblokniveau, udført ved hjælp af eksisterende jordbundskort og markblokkort.
- Conterra. 2019. Notat – Udvikling af GIS-kort over estimeret fosfortal i landbrugsjord.
- Møller, A.B., A. Beucher, B. V. Iversen, and M.H. Greve. 2018. Predicting artificially drained areas by means of a selective model ensemble. *Geoderma* 320: 30–42.
- Rubæk, G.H., K. Kristensen, S.E. Olesen, H.S. Østergaard, and G. Heckrath. 2013. Phosphorus accumulation and spatial distribution in agricultural soils in Denmark. *Geoderma* 209–210: 241–250.
doi: 10.1016/j.geoderma.2013.06.022.
- Schoumans, O.F., and P. Groenendijk. 2000. Modeling soil phosphorus levels and phosphorus leaching from agricultural land in the Netherlands. *J. Environ. Qual.* 29(1): 111–116.

Schoumans, O.F., C. Van der Salm, and P. Groenendijk. 2013. PLEASE: A simple model to determine P losses by leaching. *Soil Use Manag.* 29(SUPPL.1): 138–146.

van der Salm, C., R. Dupas, R. Grant, G. Heckrath, B. V Lversen, B. Kronvang, C. Levi, G. Rubaek, and O.F. Schoumans. 2011. Predicting phosphorus losses with the PLEASE model on a local scale in Denmark and the Netherlands. *J. Environ. Qual.* 40(5): 1617–1626.

van der Zee, S.E.A.T.M., L.G.J. Fokkink, and W.H. van Riemsdijk. 1987. A New Technique for Assessment of Reversibly Adsorbed Phosphate¹. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51(3): 599.

4.4 Partikelmobilisering og makroporetransport

Partikelmobilisering: Trine Nørgaard¹, Yi Peng, Anders Bjørn Møller¹, Mogens H. Greve¹, Lis Wollesen de Jonge¹

Makroporer: Bo Vangsø Iversen¹, Ali Mehmandoost Kotlar², Trine Nørgaard¹

Fagfællebedømmelse: Christen Duus Børgesen¹

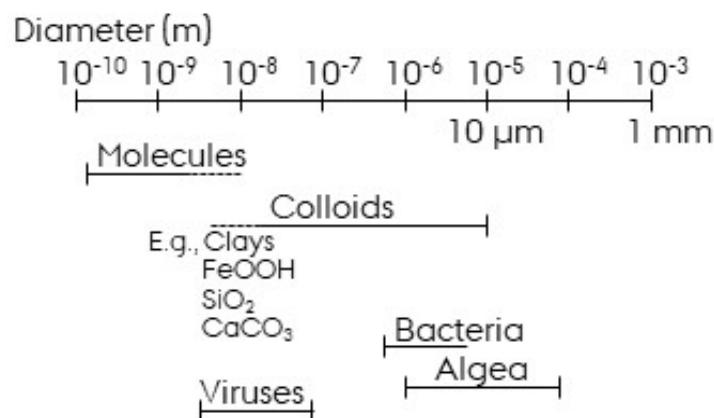
¹Institut for Agroøkologi, AU

²Centre for Nuclear Energy in Agriculture, University of São Paulo

4.4.1 Introduktion

Udvaskning af fosfor sker både i opløst og partikelbundet form. Små jordpartikler i størrelsesordenen 1 nm til 10 μm (Stumm, 1977), også kaldet kolloider, er kendetegnet ved at de har et meget stort overfladeareal og desuden har de en høj sorptionskapacitet for forskellige pesticider og næringsstoffer som f.eks. fosfor, der ellers anses for at være immobile i jorden. Kolloider består af biologisk såvel som mineralsk materiale (bakterier, virus, organisk materiale, lermineraller, oxider og hydroxider), og på grund af deres størrelse er de under visse forudsætninger mobile i jordprofilen (de Jonge m.fl., 2004a; Kretzschmar m.fl., 1999, figur 4.4.1).

Figur 4.4.1. Størrelsesordnen på kolloide partikler i jordmiljøet. Redigeret fra McCarthy og Zachara (1989).



Således kan mobile kolloider agere som potentielle bærere af partikelbundet fosfor, også kaldet kolloidfaciliteret transport (de Jonge m.fl., 2004b). Partikelmobiliseringspotentialet og dermed graden af kolloidfaciliteret transport varierer mellem forskellige jordtyper og specielt med jordens indhold af ler og organisk stof og påvirkes derudover af specifikke lokale forhold i jordbunden under nedbørshændelser (Brubaker m.fl., 1992; Czyz m.fl., 2002; Vendelboe m.fl., 2012).

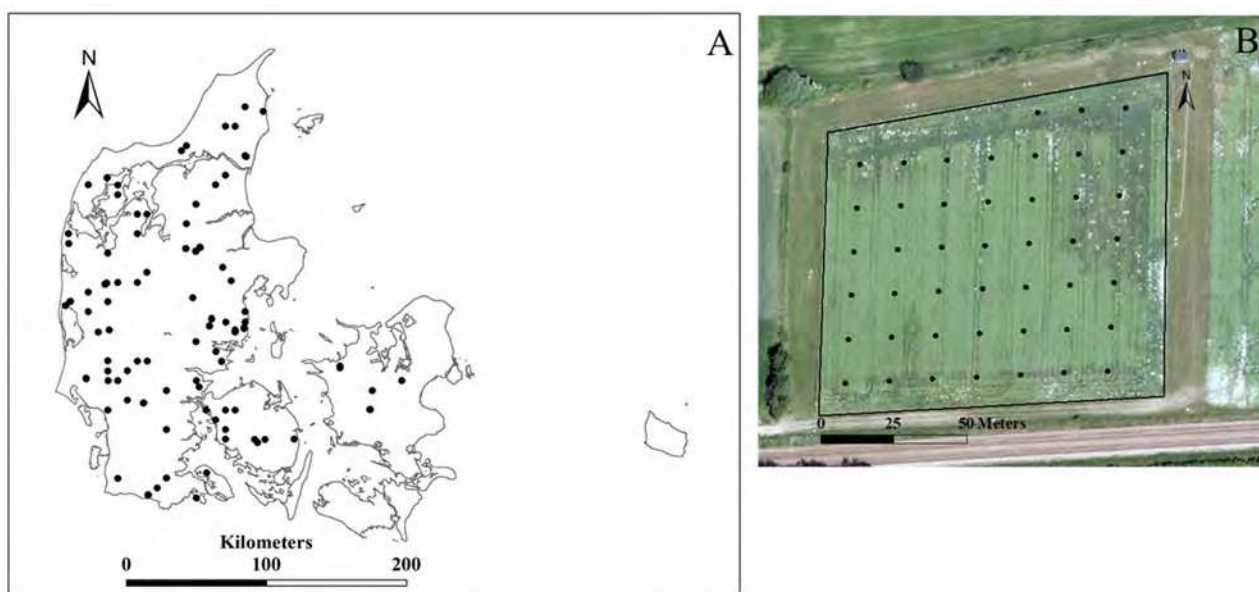
Når afstrømning foregår i jordens makroporesystem på strukturerede jorde, kan udvaskning af fosfor fra overjord til dræn være stor, da processen fremmer både opløst og kolloidfaciliteret fosfortransport (Andersen m.fl., 2016). Det skyldes, at transport i kontinuerede makroporer, såsom sprækker, regnormegange og gamle rodkanaler, mindsker fosfortilbageholdelsen i underjorden sammenlignet med transport igennem det fine poresystem i jordens matrice. Dels filtreres kolloider normalt meget effektivt, når vandet strømmer igennem det fine poresystem af jordens matrice, og dels er den tidslige og rumlige kontakt med bindingsoverflader i underjorden under makroporetransport for begrænset til at kunne holde opløst fosfor tilbage, da makroporer kun udgør en lille del af jordens poresystem.

For at kunne vurdere risikoen for kolloidfaciliteret og opløst fosforudvaskning er det afgørende at have kendskab til forskellige jordtypers risiko for makroporetransport under forskellige nedbørsregimer. Der er tidligere udviklet et modelkoncept, der på grundlag af kortlagte jordbundsegenskaber og hydrologisk modellering udpeger områder, hvor der er sandsynlighed for forekomst af aktive makroporer (Iversen m.fl., 2011). Kobles risikokortet over makroporetransport sammen med jordens potentiale for partikelmobilisering vil det være muligt at vurdere den rumlige variation i risikoen for kolloidfaciliteret transport og dermed risikoen for udvaskning af fosfor gennem jordens makroporesystem. Nærværende studie har haft to hovedformål. Ud fra måling af partikelmobilisering i et bredt udvalg af jordprøver er der udviklet en pedotransferfunktion til estimering og kortlægning af partikelmobiliseringspotentialet. En pedotransferfunktion er en empirisk funktion til forudsigelse af en egenskab på grundlag af målte jordegenskaber. Desuden er modellen til forudsigelse af forekomst af makroporestrømning videreudviklet på grundlag af mange nye hydrauliske målinger og en mere avanceret hydrologisk modellering. Kortene over potentiale for partikelmobilisering og risiko for makroporetransport er til sidst kombineret til et kort, der repræsenterer risikoklasser for fosfortab ved makroporetransport. I dette kapitel beskrives kortlægningen af potentialet for partikelmobilisering efterfulgt af kortlægningen af risiko for makroporetransport. Uddybende beskrivelser af datagrundlaget og modeludviklingen findes i Bilag 4.

4.4.2 Partikelmobiliseringspotentialet

4.4.2.1 Datamateriale

Partikelmobiliseringspotentialet er bestemt som et udtryk for mængden af mobile kolloider tilgængelige for kolloidfaciliteret transport. Partikelmobiliseringspotentialet blev bestemt på uforstyrrede 100 cm³ ringprøver indsamlet fra topjorden på 475 lokaliteter over hele Danmark (figur 4.4.2a). Ved enkelte lokaliteter blev der indsamlet prøver i et 15x15 m grid med det formål at undersøge variationen af potentiel partikelmobilisering på markniveau (figur 4.4.2b). De 475 prøver dækker et bredt spekter af lerindhold (2.3 % til 69.9 %, middelværdi: 14.0 %) og indhold af organisk stof (0.8 % til 36.8 %, middelværdi: 2.8 %) repræsenterende variationen af danske jorde.

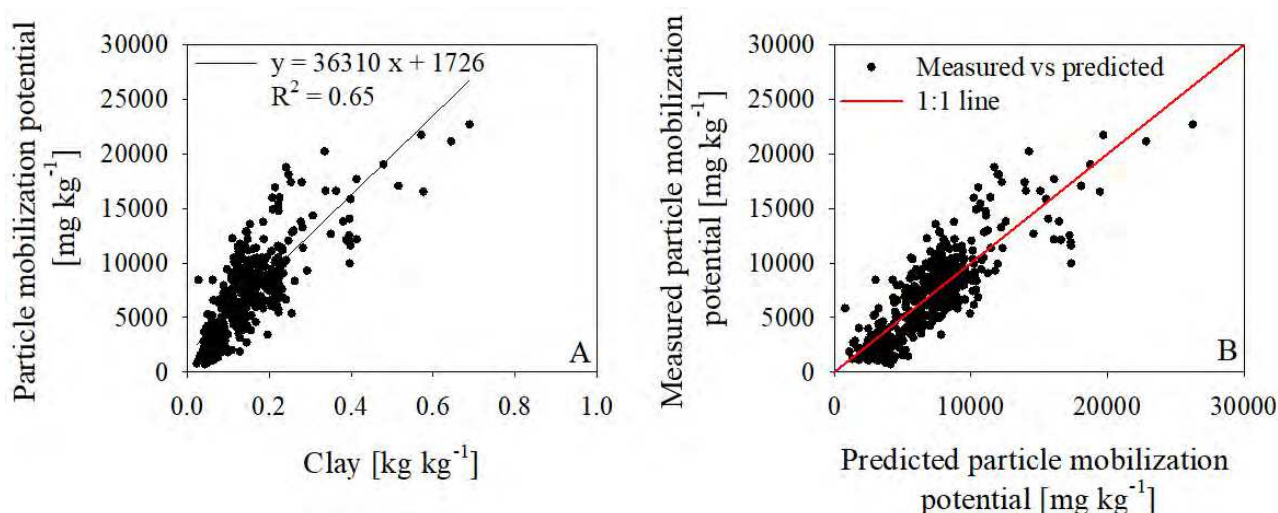


Figur 4.4.2. A) Lokaliteter, hvor der blev udtaget 100 cm³ uforstyrrede ringprøver ifm. analysen af partikelmobiliseringspotentialet. B) Eksempel på en mark med prøver udtaget i et 15x15 m grid.

Den anvendte analyse i laboratoriet er baseret på en end-over-end rystemetode beskrevet i deltaljer af Nørgaard m.fl. (2014).

4.4.2.2 Prædiktation af partikelmobiliseringspotential

Partikelmobiliseringspotentialet var primært bestemt af jordens lerindhold (figur 4.4.3a, $R^2=0.65$), hvilket også er påpeget i tidligere studier. Ikke desto mindre har faktorer såsom pH og ledningsevne (EC) (Denovio m.fl., 2004; Nørgaard m.fl., 2014), jordens vandindhold (Michel m.fl., 2010), jordens indhold af organisk stof samt jern og aluminium (Czyz m.fl., 2002; Nørgaard m.fl., 2014; Seta og Karathanasis, 1996), partikelstørrelse og porestruktur (McGechan, 2002; Zhuang m.fl., 2005) samt jordbearbejdning også vist sig at have en effekt på partikelmobiliseringspotential. På de 475 prøver fra dette studie blev der lavet en "best subset" regression analyse med ler, fin silt, organisk stof, jord pH og EC, samt oxalat-ekstraherbart jern (Fe), aluminium (Al) og fosfor (P). Det sæt af fire variable der var i stand til at forklare variationen i partikelmobiliseringspotential bedst var ler, EC, Al og P (partikelmobiliseringspotential = $5401 + 37523 \times \text{clay} - 906 \times \text{EC} - 70 \times \text{Al} - 61 \times \text{P}$, adj $R^2 = 0.71$; figur 4.4.3b). Dette udtryk fanger det meste af den variation, der er i datasættet, og på trods af at jordens lerindhold uden tvivl er den variabel med størst effekt på partikelmobiliseringspotential ($R^2=0.65$), så har kemiske parametre såsom EC, Al og P også en indflydelse på hvor mange partikler, der potentielt kan mobiliseres fra jordprofilen.



Figur 4.4.3. A: Partikelmobiliseringspotential (mg kg⁻¹) som funktion af lerindhold (kg kg⁻¹) for de 475 prøver. B: Målt partikelmobiliseringspotential (mg kg⁻¹) som funktion af den prædikeret partikelmobiliseringspotential (= $5401 + 37523 \times \text{clay} - 906 \times \text{EC} - 70 \times \text{Al} - 61 \times \text{P}$, adj $R^2 = 0.71$).

Ved hjælp af den udledte regression er det muligt at bestemme potential for mobilisering af partikler i jordprofilen ud fra let tilgængelige jordparametre, og det gør det muligt at lave en første udgave af et kort, der viser variationen i partikelmobiliseringspotential i Danmark.

4.4.3 Kortlægning af partikelmobiliseringspotential

Alle 475 prøver med målt partikelmobiliseringspotential blev anvendt i kortlægningen. Vi afprøvede først de to maskinlæringsalgoritmer Quantile Regression Forests (QRF) (Meinshausen, 2006) og Cubist (Quinlan, 1992) for at undersøge hvilken metode, der gav det mest nøjagtige resultat. Vi beregnede modellernes nøjagtighed som RMSE og forklaret varians (R^2) ved krydsvalidering og valgte den model, der gav den største nøjagtighed.

QRF er i stand til at kortlægge usikkerhederne forbundet med forudsigelsen af en variabel, men for Cubist er det nødvendigt at bruge en udvidet metode. For at kortlægge usikkerheden forbundet med forudsigelser med Cubist blev algoritmen derfor kørt med 100 gentagelser baseret på stikprøver fra det samlede datasæt (bootstrapping) (Malone, 2017). Der blev opbygget en model baseret på hver stikprøve, som blev brugt til at generere et kort over partikelmobiliseringspotentialet. Der blev således genereret 100 kort i alt, hvilket gav en usikkerhedsfordeling for hver pixel. Partikelmobiliseringspotentialet blev herefter beregnet som et gennemsnit af de 100 kort. De 100 kort blev også anvendt til at beregne usikkerheden i form af et 50%-prædiktionsinterval ved at trække den øvre prædiktionsgrænse (75%) fra den nedre prædiktionsgrænse (25%).

4.4.3.1 Rumlige variabler

Der blev anvendt 38 rumlige variabler som forklarende variabler til kortlægningen, heriblandt en digital højdemodel, topografiske variabler afledt fra højdemodellen samt eksisterende jordbundskort (Tabel 4.4.1). På trods af det store antal målinger af partikelmobilisering i datasættet var det ikke muligt at dække den samlede variation i danske jordes arealanvendelse, jordbundstyper og geologi med mere. Der kunne derfor ikke anvendes kategoriske variabler (arealanvendelse, landskabselementer, jordbundstyper, geologi og vådområder) i kortlægningen. Der manglede desuden generelt prøver fra lavbundslande, som derfor ikke er tiltrækkeligt repræsenterede i modellerne til kortlægningen. Den lave repræsentation ville gøre forudsigelserne af partikelmobiliseringspotentialet upålidelige for lavbundslande, og vi undlod derfor disse områder fra kortlægningen.

Alle kort blev omsat til en rumlig opløsning på 30,4 meter for at kunne bruges i kortlægningen. Den rumlige opløsning på 30,4 meter er en afvejning mellem usikkerheder i værdierne for de enkelte pixels og det færdige korts egenskab til at beskrive variationer som for eksempel dale.

Tabel 4.4.1. Liste over variabler brugt til at kortlægge den rumlige variation i partikelmobiliseringspotentialet.

Parameter	Forklaring	Middelværdi (interval)
Jordbundsvariabler:		
SOM_a	Humusindhold; 0 – 30 cm (%)	4,6 (0 – 100)
SOM_b	Humusindhold; 30 – 60 cm (%)	4,7 (0 – 100)
clay_a	Lerindhold; 0 – 30 cm (%)	8,2 (0,0 – 51,2)
clay_b	Lerindhold; 30 – 60 cm (%)	10,1 (0,0 – 62,7)
silt_a	Siltindhold; 0 – 30 cm (%)	9,7 (0,0 – 41,8)
silt_b	Siltindhold; 30 – 60 cm (%)	9,2 (0,0 – 45,8)
finesand_a	Indhold af finsand; 0 – 30 cm (%)	42,8 (0,0 – 95,9)
finesand_b	Indhold af finsand; 30 – 60 cm (%)	40,5 (0,0 – 98,4)
coarsesand_a	Indhold af grovsand; 0 – 30 cm (%)	39,2 (0,0 – 98,6)
coarsesand_b	Indhold af grovsand; 30 – 60 cm (%)	40,1 (0,0 – 99,1)
pH_a	pH; 0 – 5 cm	6,3 (3,2 – 8,5)
pH_b	pH; 5 – 15 cm	6,3 (2,8 – 8,9)
pH_c	pH; 10 – 30 cm	6,3 (2,3 – 9,1)
Al_a	Oxalatekstraherbart aluminium; 0 – 25 cm (mmol kg ⁻¹)	35,7 (4,1 – 146,2)
Al_b	Oxalatekstraherbart aluminium 25 – 50 cm (mmol kg ⁻¹)	39,2 (2,4 – 112,6)
Fe_a	Oxalatekstraherbart jern; 0 – 25 cm (mmol kg ⁻¹)	35,8 (4,2 – 712,1)
Fe_b	Oxalatekstraherbart jern; 25 – 50 cm (mmol kg ⁻¹)	35,5 (4,2 – 712,1)
Topografiske variabler:		
DEM	Digital højdemodel (m)	30,9 (-39,5 – 170,5)
asp_cos	Cosinus til overfladens kompasretning	0,01 (-1,00 – 1,00)
asp_sin	Sinus til overfladens kompasretning	-0,03 (-1,00 – 1,00)
bluespot	Dybden af afløbsløse lavninger (m)	0,1 (0,0 – 92,5)
curv_plan	Overfladens krumning på tværs af hældningen	0,0 (-5,1 – 6,0)
curv_prof	Overfladens krumning langs hældningen	0,0 (-7,3 – 6,1)
demdetrend	Højde minus middelhøjden i 4 km radius	1,0 (-57,9 – 105,4)
dirinsola	Potentiel solindstråling (kWh year ⁻¹)	1269 (122 – 1707)
flowaccu	Akkumuleret tilstrømning fra højere liggende celler	60 (1 – 110.908)
gwd_intp	Dybde til grundvandsspejl interpoleret fra målinger	6,8 (0,0 – 144,3)
gwd_model	Dybde til grundvandet fra DK10-modellen	5,8 (0,0 – 126,0)
hdtochn	Horisontal afstand til nærmeste overfladevand	231 (0 – 3238)
midslppos	Placering midt på skråning	0,27 (0,00 – 1,00)
mrvbf	Fladhed af dalbunde	4,3 (0,0 – 10,9)
RSP	Relativ placering på skråning	0,17 (0 – 1)
sagawi	Topografisk vådhedsindex fra SAGA GIS	14,5 (6,9 – 19,1)
slpdeg	Overfladens hældning (°)	1,6 (0,0 – 90,0)
slptoch	Downhill gradient to the nearest waterbody (degrees)	1,1 (0,0 – 52,6)
twi	Topografisk vådhedsindex; beregnet som $\ln(\text{flowaccu}/\tan[\text{slpdeg}])$	5,9 (15,8 – 63,3)
valldpth	Daldybde (m)	7,5 (0,0 – 89,9)
vdtochn	Vertikal afstand til nærmeste overfladevand (m)	4,1 (0,0 – 115,4)

4.4.3.2. Kortlægning

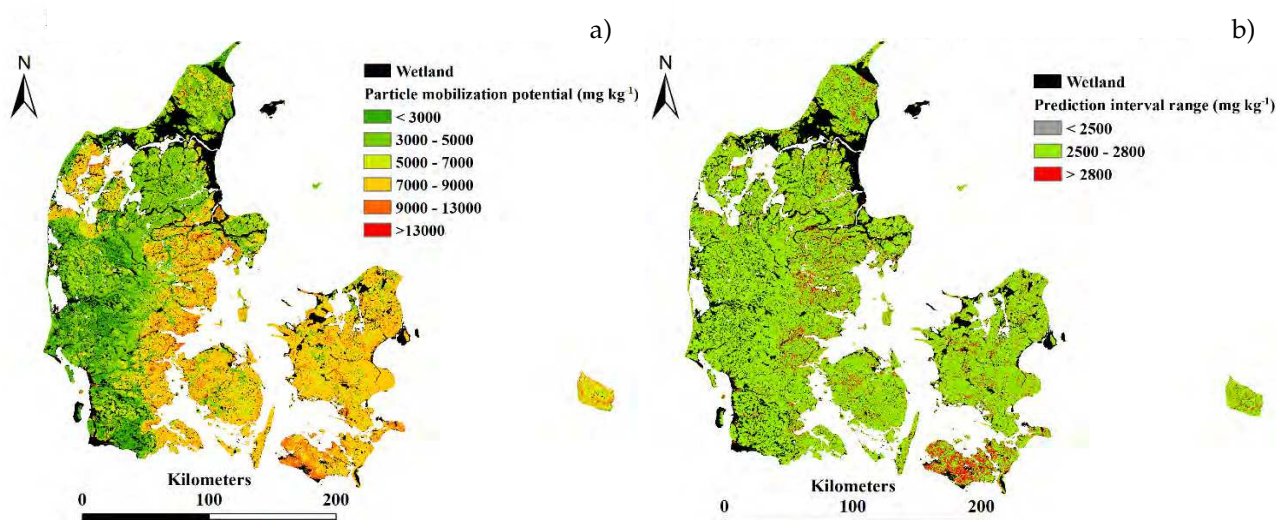
Cubist gav en højere R² og en lavere RMSE end QRF (Tabel 2), og vi valgte derfor Cubist til kortlægning af partikelmobiliseringspotentialet.

Tabel 2. Nøjagtighed for modeller til kortlægning af partikelmobiliseringspotentialitet baseret på Cubist og Quantile Regression Forests, beregnet ved krydsvalidering.

Model	R ²	RMSE (mg kg ⁻¹)
Cubist	0,79	1847
QRF	0,70	1908

Cubist er i stand til at beregne effekten af hver af de forklarende variabler i modellen, og angiver dette som relativ betydning i procent. Beregningen viste, at ler, silt, finsand og grovsand havde en stor betydning for modellen. Alle fire kornstørrelsesfraktioner havde en relativ betydning på over 75%, både i topjorden og underjorden. Mange af disse variabler er stærkt korrelerede, men Cubist er i stand til at håndtere korrelation mellem variabler. Ud over jordens tekstur var mængden af oxalatekstraherbart jern i både over- og underjorden også vigtigt for modellen. To af de topografiske variabler havde desuden stor betydning for modellen (*demdetrend* og *mrobfi*; tabel 4.4.1).

Det endelige kort over partikelmobiliseringspotentialitet har mange ligheder med kortene over jordbundsklasser og jordens tekstur i Danmark (figur 4.4.4a; Adhikari et al., 2013; Adhikari et al., 2014). På den ene side har jorder i den vestlige og nordlige del af landet et relativt lille partikelmobiliseringspotentialitet. Disse jorder er for det meste stærkt udvaskede sandjorde. På den anden side har jorder på øerne og i Østjylland med højere ler- og siltindhold et stort partikelmobiliseringspotentialitet. Bemærk, at lavbundslande, markeret med sort, ikke indgår i kortlægningen.



Figur 4.4.4 a) Kortlagt partikelmobiliseringspotentialitet i topjorden. b) Kort over prædiktionsintervallet for partikelmobiliseringspotentialitet (difference mellem 75%-fraktilen, øvre prædiktionsgrænse, og 25%-fraktilen, nedre prædiktionsgrænse) som udtryk for kortlægningsusikkerheden. Kortene indeholder ikke forudsigelser for lavbundslande (markeret med sort), da der manglede prøver for disse områder.

4.4.3.3 Kortlægning af usikkerheder

Figur 4.4.4b viser usikkerheden forbundet med det kortlagte partikelmobiliseringspotentialitet. Områder med stor usikkerhed, markeret med rødt, forekommer især på Lolland, i Midtjylland og i den nordlige del af landet. Nord- og Midtjylland har nogle af de mest komplekse geologiske forhold i Danmark. De indeholder dels sandede og lerede morænejorde aflejret af isfremstød fra både nord og øst, men også finsandede marine aflejringer fra sen istid og efteristiden. Det ses ofte, at jordbundskort har store usikkerheder i områder

med komplekse geologiske forhold, hvilket er en generelt udfordring for jordbunds-kortlægning i Danmark (Greve et al., 2007). De store usikkerheder på Lolland skyldes sandsynligvis, at der ikke var nogen tilgængelige jordbunds-prøver fra denne del af landet.

Her til kommer, som ovenfor nævnt, at den rumlige fordeling af prøverne var begrænset på trods af det store antal jordprøver. Der var især få prøver i den østlige del af landet, og modellen kunne derfor ikke dækkede den samlede rumlige variation i partikelmobiliseringspotentialet i Danmark. Detaljeret kortlægning på landsplan kræver et stort antal jordprøver, og det er vigtigt at sikre, at de dækker den samlede variation i jordbundsforholdene. I en fremtidig kortlægning bør det derfor prioriteres, at der indsamles et repræsentativt antal jordprøver fra alle dele af landet og fra forskellige geologiske klasser, landskabselementer, arealanvendelser. Man vil dermed kunne opbygge en model, der dækkede den samlede variation i jordbundsforholdene og derved kunne forudsige partikelmobiliseringspotentialet med større nøjagtighed.

4.4.4 Sammenfatning på partikelmobiliseringspotentialet

Et datasæt på hele 475 prøver er unikt i forhold til at estimere partikelmobiliseringspotentialet. Prøverne dækker et stort interval i indholdet af både ler og organisk stof for danske jorde. I litteraturen er ler den mest betydende parameter for partikelmobiliseringspotentialet. Dette studie har ligeledes vist, at ler var den mest betydende parameter ($R^2 = 0,65$), men også at den elektriske ledningsledningsevne og mængderne af oxalatekstraherbart aluminium og fosfor har betydning. De har tilmed forholdsvist god korrelation med de målte værdier ($R^2 = 0,71$). Idet man nu kan forudsige partikelmobiliseringspotentialet ud fra let tilgængelige jordbundsparametre, er man et skridt nærmere at kunne forudsige den rumlige variation i partikelmobiliseringspotentialet.

Til dette første udkast af et kort, der beskriver den rumlige variation af partikelmobiliseringspotentialet, blev der brugt 38 variabler. Det endelige kort over potentialet har adskillige ligheder med kort over jordbundstyper og jordens tekstur. Således var jorde med et lavt mobiliseringspotential at finde i den vestlige og nordlige del af Danmark, der består af jorde med relativt lavt lerindhold, mens de høje mobiliseringspotentialer fandtes i de østlige og centrale dele af Danmark, der hovedsagligt er domineret af højere ler- og siltindhold. Dette stemmer overens med den lineære regression, hvor ler var den dominerende variabel. Således har de østlige og centrale dele af Danmark det højeste lerindhold, og de forventedes derfor at have en stor tilgængelig pulje af små kolloide partikler, der bidrager til det store partikelmobiliseringspotential i disse områder.

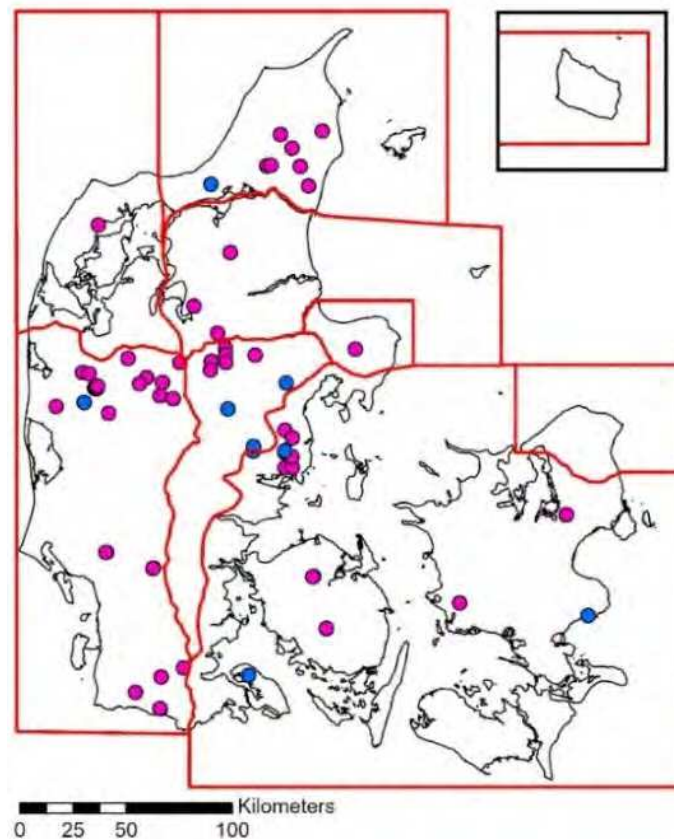
På trods af det omfattende datasæt var det stadig ikke muligt at dække den samlede variation i arealanvendelse, jordbundstyper, geologi osv. over hele Danmark, og derfor kunne ingen kategoriske variabler som for eksempel arealanvendelse, jordbundstyper, geologiske klasser og vådområder bruges som forklarende variabler. Der er således behov for at estimatet for den potentielle partikelmobilisering forbedres via et udvidet dataset, specielt rettet mod områder, hvor der endnu ikke har udtaget prøver, for at nedbringe usikkerhederne på modellerne. Desuden er dokumentationen af forholdet mellem partikelmobiliseringspotentialet, bestemt på 100 cm³-skala, og den egentlige partikeludvaskning fra pløjelaget på mark-skala, eventuelt opsamlet gennem dræn, meget spinkelt. En mere omfattende evaluering af anvendelsen af konceptet om partikelmobilisering til kvantitative vurderinger af tabspotentialer er påkrævet og nødvendiggør specifikke og omfattende undersøgelser.

4.4.5 Makroporetransport

4.4.5.1 Datamateriale

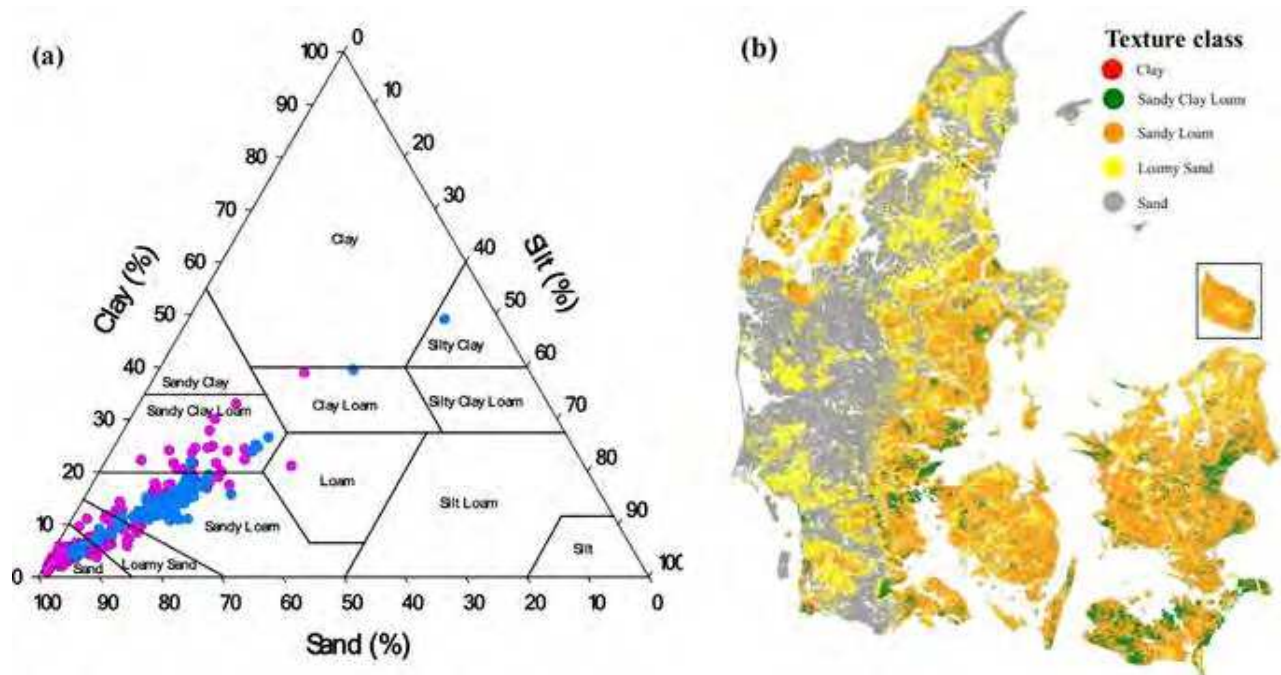
På udtagne, uforstyrrede store kolonner (6280 cm³) blev der i laboratoriet målt mættet (K_s) og umættet ($k[h]$) hydraulisk ledningsevne. Ligeledes blev der målt vandretention på 100 cm³ retentionsringe fra de samme udtagningspunkter samt gennemført målinger af jordens teksturfordeling (ler, silt, sand) og indhold af organisk stof. Som udgangspunkt er der for beskrevne jordprofiler udtaget fem store kolonner og fem retentionsringe (100 cm³) per horisont. Der blev kun udført målinger af $k(h)$ på tre af de fem kolonner. Hvad angår store kolonner var det oprindeligt anvendte datasæt (Iversen m.fl. 2011) baseret på målinger på henholdsvis ca. 400 og 700 kolonner, hvor der var målt henholdsvis $k[h]$ og K_s . Med det nye datasæt etableret i projektet er det samlede antal anvendte kolonner i analysen nu oppe på henholdsvis ca. 500 og 800 kolonner ($k[h]$ og K_s). Prøveindsamlingen var oprindeligt baseret på prøver udtaget fra 75 lokaliteter. Med de ni nye lokaliteter fra nærværende projekt indbefatter det samlede datasæt nu 84 lokaliteter (figur 4.4.5).

Figur 4.4.5. Fordelingen i Danmark af det samlede antal lokaliteter. Violette punkter indbefatter det oprindelige datasæt (Iversen m.fl. 2011), blå punkter indbefatter de ni nye lokaliteter. Røde linjer afgrænser forskellige georegioner.



Analysen af de hydrauliske data er relateret til bestemmelsen af K_s samt værdien af $k[h]$ defineret ved et matricspotentiale på -10 cm (K_{10}). Værdien af K_{10} defineres som den hydrauliske ledningsevne i strukturerede jorde, hvor vandtransporten overgår fra strømning i jordmatricen til strømning i jordens makroporer. Forskellen mellem de logaritmerede værdier af K_s og K_{10} , betegnet K_{jump} , kan dermed betragtes som værende den hydrauliske ledningsevne for jordens makroporesystem. I relation til vandretention havde analysen i nærværende projekt fokus på prædiktionen af jordens volumetriske vandindhold for matricspotentialerne -10 , -100 , -1000 og -15800 cm.

Med hensyn til jordens lerindhold var det oprindelige datasæt fra Iversen m.fl. (2011) ikke-repræsentativt hvad angår de mere lerede jorde, da en stor del af de oprindelige lokaliteter blev placeret i den vestlige del af Jylland (figur 4.4.5). Dvs. i georegioner, hvor jorden typisk er mere sandet. Datasættets fordeling i forhold til georegionerne i Danmark er stadig ikke fuldstændig optimalt, da enkelte georegioner stadig er underrepræsenterede (figur 4.4.5). Inden for projektet forholdsvist begrænsede rammer har vi dog opnået en mere optimal fordeling af prøvepunkterne samtidig med, at datasættet størrelse er forøget markant. Med det nye datasæt er det gennemsnitlige lerindhold øget fra 6% til 14%. Baseret på USDA jordklassificeringen er 51% af datasættet klassificeret som "sandy loam", 27% som "sandy", 14% som "loamy sand" og 7% som "sandy clay loam" (figur 4.4.6a). Fordelingen af de samme teksturklasser i Danmark for dybden 30-60 cm er vist i Figur 4.4.6b. Analysen for middelværdierne (geometriske) viser, at med det nye datasæt er værdien af K_s steget fra 275 cm/d til 813 cm/d, hvorimod værdien af K_{10} er faldet fra 14 cm/d til 2 cm/d. Stigningen i K_s skal sandsynligvis begrundes i at det nye datasæt indeholder en større andel strukturerede lerede jorde, hvor K_s kan være forholdsvist høj pga. af en større andel af makroporer i disse jorde. Faldet i K_{10} skal sandsynligvis begrundes i en mere tæt jordmatrice ved et stigende lerindhold.

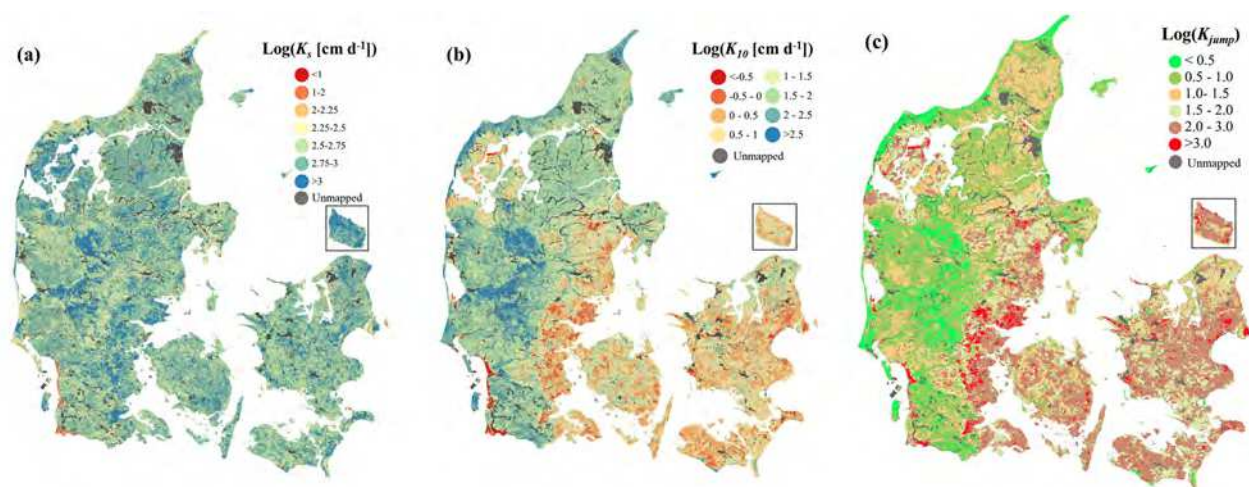


Figur 4.4.6. a) Fordelingen prøveindsamlingspunkter baseret på USDA-jordklassificeringen (blå punkter: nye prøver, røde punkter: datasættet anvendt af Iversen m.fl. (2011), b) fordelingen af teksturklasser i Danmark for dybden 30 til 60 cm (Adhikari m.fl. 2013).

4.4.5.2 Udvikling af pedotransferfunktioner

Der blev udviklet pedotransferfunktioner til prædiktion af $\log(K_s)$ og $\log(K_{10})$ samt jordens volumetriske vandindhold for matricpotentialerne -10 , -100 , -1000 og -15800 cm. Den anvendte metode var en gaussisk procesregression baseret på maskinlæring med anvendelse af jordens indhold af ler, fin- og grovsand, silt samt organisk stof som prædiktorer. Ved en samtidig anvendelse af en bootstrapping-teknik, var det ligeledes muligt at vurdere usikkerheden på de forskellige prædiktioner. Efter udviklingen af pedotransferfunktionerne blev det rasterbaserede, landsdækkende jordbundskort (Adhikari m.fl. 2013) anvendt til at generere rumlige kort af de prædikterede parametre for dybderne

0 til 30, 30 til 60 og 60 til 100 cm med en opløsning på 30 m (svarende til A- B- og C-horisonten). Figur 4.4.7 viser et eksempel på prædikterede, logaritmerede værdier af K_s , K_{10} og K_{jump} for Ap-horisonten (0 til 30 cm).

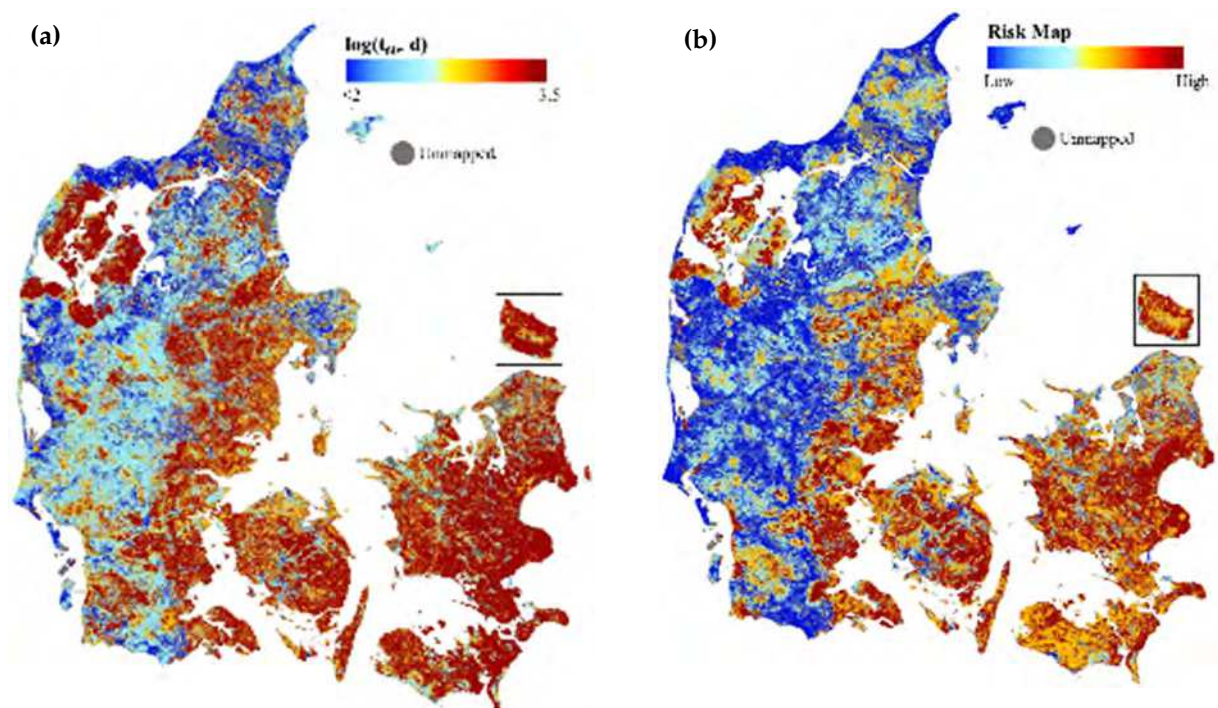


Figur 4.4.7. Prædikterede log-værdier af (a) mættet hydraulisk ledningsevne, K_s , (b) nærmættet hydraulisk ledningsevne, K_{10} samt (c) differensen mellem $\log(K_s)$ og $\log(K_{10})$ (K_{jump}).

4.4.5.3 Modellering af makroporetransport

Til modellering af vandtransporten i jordens øverste to meter blev der anvendt en hydrologisk model (Hydrus 1D; Šimunek m.fl., 2008). De udviklede kort over de prædikterede hydrauliske parametre blev anvendt til parameteriseringen af modellen. I alt blev der modelleret på mere end 34.000 typeprofiler, hver bestående af tre dybder (Ap-, B- og C-horisonten). For begge modelscenarier blev tærskelværdien for makroporetransport sat ved en vandtransport i porer med en ækvivalent porediameter på 50 μm svarende til et matricspotentiale på -60 cm (dvs. relativt tæt på mætning). Modelleringen blev udført med det formål at kortlægge antallet af dage, hvor den øvre del af B-horisonten havde et matricspotentiale på over -60 cm. Øvre randbetingelser var baseret på vinterhvede som afgrøde i kombination med et 20-årigt nedbørsscenario hentet fra DMIs 20 km klimagrid. Grundvandsdybden blev anvendt som nedre randbetingelse og blev fastsat til 2 m. I tilknytning til modelleringen blev der udregnet konfidensintervaller for begge modelscenarier. Dette blev gjort ved brug af en statistisk teknik (fraktil random forrest), der beregnede 5%- og 95%-percentilerne. De resulterende kort har alle en opløsning på 250 m.

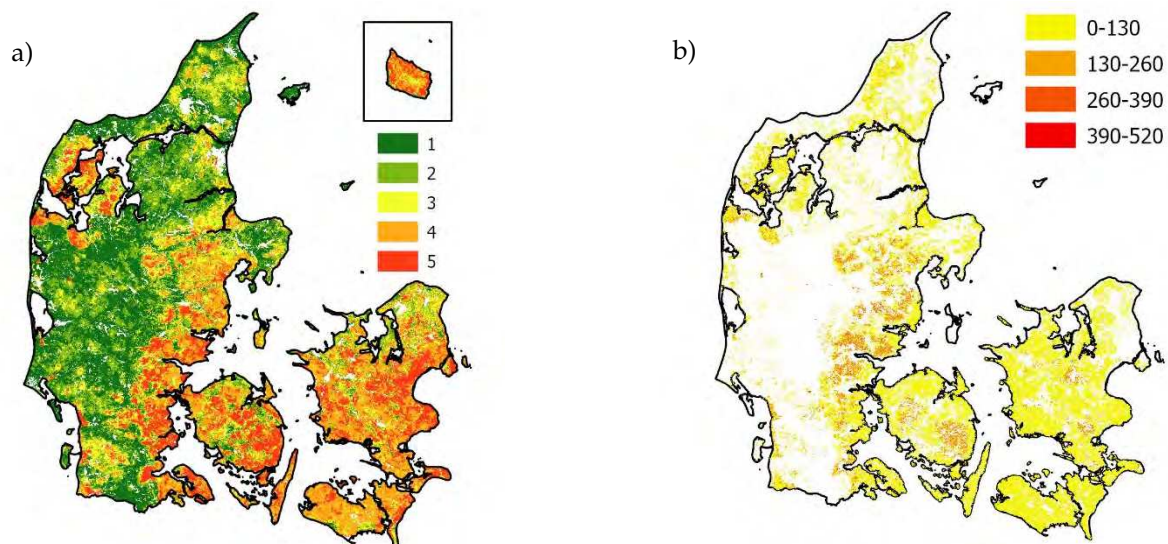
Rumlige klimadata (nedbør og fordampning) sammen med de hydrauliske parametre er brugt i modelsimuleringerne. Der blev produceret et kort (figur 4.4.8a), der viser det totale antal dage i løbet af simuleringen, hvor matricspotentialet havde en værdi på mellem -60 og 0 cm i den øvre del af B-horisonten (30-60 cm). Det resulterende risikokort for makroporetransport (figur 4.4.8b) blev efterfølgende beregnet ved at multiplicere med kortet, der beskriver potentialet for makroporetransport (figur 4.4.7c). Der kan specielt i de vestlige dele af Danmark, hvor nedbøren er høj, være perioder, hvor jorden nærmer sig fuld mætning. Men hvis disse jorde, der ofte er sandede, ikke har et potentiale for makroporetransport, vil vandtransporten udelukkende forgå i jordmatricen. Det ses tydeligt på risikokortet, at områder med den højeste risiko befinder sig på lerede jorde.



Figur 4.4.8 a) Log-transformerede værdier af antallet af dage, hvor matrixpotentialet i jorden overstiger -60 cm ($\log(t_{60})$). b) Kort over risiko for makroporeafstrømning. Kortet er en kombination af kortet over K_{jump} (figur 4.4.7c) og Figur 4.4.8a.

4.4.5.4 Kvantificering af afstrømning til dræn

Der er blevet udarbejdet kort over den forventede årlige afstrømning i drænsystemerne baseret på udviklede statistiske modeller af Mortajemi m.fl. (2020) ved anvendelse af maskinlæring (Random Forest). I denne statistiske model blev der som prædiktør bl.a. anvendt simuleret grundvandsdannelse fra Den Nationale Vandressource Model (DK-model) samt den digitale terrænmodel. De udarbejdede kort over drænafstrømningen dækker over perioden fra 1990 til 2017, hvor hvert kort indbefatter et hydrologisk år defineret som perioden fra den 1. juli til den 30. juni det efterfølgende år. Medianværdien samt første og tredje kvartil blev efterfølgende beregnet. Derefter blev makropore- og matricestrømningens andel af drænvandstransporten estimeret. Det er forventet, at en stor del af det vand, der strømmer i drænene kommer fra jordens makroporesystem. Modelleringsstudier (Varvaris m.fl., 2018 og Nagy m.fl., 2020) på jorde med et lerindhold på omkring 20% og højere i B-horisonten viser, at andelen af vand fra jordens makroporesystem til dræn udgør omkring 60-70% af den samlede mængde vand. Kortet over risiko for makropore strømning (figur 4.4.8b) blev inddelt i fem klasser (figur 4.4.9a) baseret på en inddeling efter den statistisk set mest naturlige gruppering af data i relation til det valgte klasseantal (Jenks Natural Breaks Classification). For Klasse 4 og 5, der er de to klasser med højest risiko for makroporestrømning, har hver klasse et gennemsnitligt lerindhold på omkring 17%. I disse områder antages det, at strømningsbidraget til dræn via makroporer udgør 60%. De resterende 40% udgøres af matricestrømning. For Klasse 3 og 4, der er klasserne med middel risiko for makroporestrømning, har hver klasse et gennemsnitligt lerindhold på omkring 9 % ler. I disse områder antages det, at strømningsbidraget til dræn via makroporer udgør 30%. For Klasse 1, der er klassen med ingen risiko for makroporestrømning, antages det, at strømningen til dræn udelukkende forgår i jordmatricen. Figur 4.4.9b viser et eksempel på det forventede bidrag til drænafstrømning fra makroporer. Kortet indbefatter udelukkende områder, der forventes at være drænet (Møller m.fl., 2018).

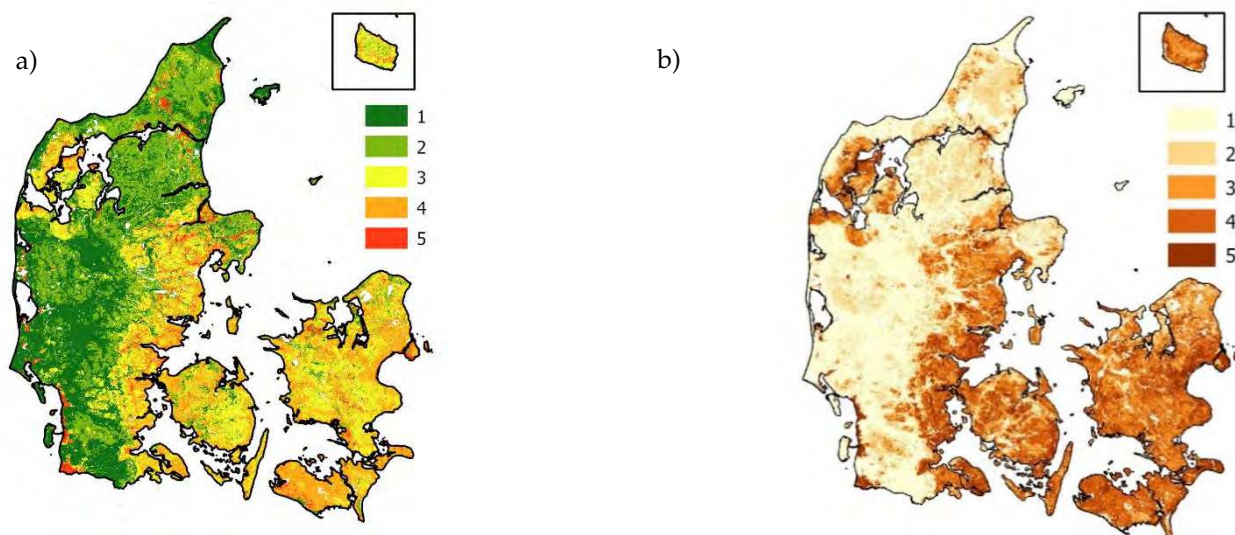


Figur 4.4.9 a) Klasseinddelt kort for risiko for makroporeafstrømning. Klasse 4 og 5 har høj risiko, klasse 2 og 3 har middel risiko og klasse 1 har ingen risiko for makroporeafstrømning. b) Eksempel på forventet bidrag til den årlige drænastrømning fra makroporer (værdier i mm).

4.4.6 Endeligt kort over risiko for kolloidbåren transport i jordens makroporer

Ved at kombinere kortene over henholdsvis risiko for makroporetransport og partikelmobiliseringspotentialet er det muligt at komme med en samlet kvalitativ vurdering af potentialet for transport af kolloider i jordens makroporer. I lighed med kortet over risiko for makroporeafstrømning (figur 4.4.9a) blev kortet over partikelmobiliseringspotentialet inddelt i fem klasser også her baseret på en inddeling efter den statistisk set mest naturlige gruppering af data i relation til det valgte klasseantal (figur 4.4.10a). Dette kort blev efterfølgende kombineret med det klasseinddelte kort for risiko for makroporeafstrømning (figur 4.4.9a). Det resulterende kort med 25 klasser blev efterfølgende reduceret til fem klasser (figur 4.4.10b). Dette kort beskriver risikoen for kolloidbåren transport i jordens makroporer. Høje værdier (Klasse 5) viser områder, hvor der både ses et højt mobiliseringspotentiale af kolloider i kombination med en høj risiko for makroporetransport. Lave klasseværdier viser områder, hvor der er et samtidig lavt mobiliseringspotentiale af kolloider i kombination med en lav risiko for makroporetransport.

Ved at kombinere kortet over risiko for kolloidbåren transport i makroporer (figur 4.4.10b) med kortet over makroporestrømning til dræn (figur 4.4.9b) fås et groft skøn af den relative risiko for partikelbunden fosfortab ved makroporetransport. Imidlertid har vi på nuværende tidspunkt ikke den nødvendige viden til at kvantificere fosforudvaskning relateret til makroporetransport på en lokal skala. Således mangler vi undersøgelser, der muliggør en sammenknytning af kilden til fosformobiliseringen, dvs. kolloidbåren mobiliserbart fosfor i pløjelaget, med vores modeller af risiko for transport i makroporer. Ligeledes er de nødvendige drænmoniteringsdata på markniveau ikke til stede for at kunne evaluere risikokortlægningen af fosfortab ved makroporetransport. Til gengæld kan vi ved hjælp af robuste antagelser og en modellering af makroporestrømningens andel i drænastrømningen estimere fosfortabet ved makroporetransport på oplandsniveau (kap. 4.8).



Figur 4.4.10. a) Partikelmobiliseringspotentialet (= figur 4.4.4a) inddelt i fem klasser. b) Risiko for kolloidbåren transport i jordens makroporer.

Litteratur

Adhikari, K., Kheir, R.B., Greve, M.B., Bocher, P.K., Malone, B.P., Minasny, B., McBratney, A.B. and Greve, M.H. 2013. High-Resolution 3-D Mapping of Soil Texture in Denmark. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 77, 860-876. doi: DOI 10.2136/sssaj2012.0275

Adhikari, K., Minasny, B., Greve, M.B. and Greve, M.H. 2014. Constructing a soil class map of Denmark based on the FAO legend using digital techniques. *Geoderma* 214-215, 101-113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.09.023>

Brubaker, S.C., Holzhey, C.S. and Brasher, B.R. 1992. Estimating the Water-Dispersible Clay Content of Soils. *Soil Science Society of America Journal* 56, 1227-1232.

Czyz, E.A., Dexter, A.R. and Terelak, H. 2002. Content of Readily-Dispersible Clay in the Arable Layer of Some Polish Soils, in: Pagliai, M., Jones, R. (Eds.), *Sustainable land management - environmental protection: A soil physical process*. Catena-Verlag, Reiskirchen, Germany, pp. 115-124.

de Jonge, L.W., Kjaergaard, C. and Moldrup, P. 2004a. Colloids and colloid-facilitated transport of contaminants in soils: An introduction. *Vadose Zone Journal* 3, 321-325.

de Jonge, L.W., Moldrup, P., Rubaek, G.H., Schelde, K., and Djurhuus, J. 2004b. Particle leaching and particle-facilitated transport of phosphorus at field scale. *Vadose Zone Journal* 3, 462-470.

Denovio, N.M., Saiers, J.E. and Ryan, J.N. 2004. Colloid movement in unsaturated porous media: Recent advances and future directions. *Vadose Zone Journal* 3, 338-351.

Greve, M.H., Greve, M.B., Bøcher, P.K., Balstrøm, T., Breuning-Madsen, H. and Krogh, L. 2007. Generating a Danish raster-based topsoil property map combining choropleth maps and point information. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography* 107, 1-12.

Iversen, B. V., Børgesen, C.D., Lægdsmand, M., Greve, M.H., Heckrath, G. and Kjærgaard, C. 2011. Risk Predicting of Macropore Flow using Pedotransfer Functions, Textural Maps, and Modeling. *Vadose Zo. J.* 10, 1185. <https://doi.org/10.2136/vzj2010.0140>

Kretzschmar, R., Borkovec, M., Grolimund, D. and Elimelech, M. 1999. Mobile subsurface colloids and their role in contaminant transport. *Advances in Agronomy* 66, 121-193.

Malone, B.P., Minasny, B. and McBratney, A.B. 2017. Using R for digital soil mapping. Springer.

McCarthy, J. F. and Zachara, J. 1989. M. Subsurface transport of contaminants - mobile colloids in the subsurface environment may alter the transport of contaminants. *Environmental Science & Technology* 23, 496-502.

McGechan, M.B. 2002. Transport of particulate and colloid-sorbed contaminants through soil, part 2: Trapping processes and soil pore geometry. *Biosystems Engineering* 83, 387-395.

Meinshausen, N. 2006. Quantile regression forests. *Journal of Machine Learning Research* 7(Jun), 983-999

Michel, E., Majdalani, S. and Di-Pietro, L. 2010. How differential capillary stresses promote particle mobilization in macroporous soils: A novel conceptual model. *Vadose Zone Journal* 9, 307-316.

Motarjemi, S., A.B. Møller, F. Plauborg, and B.V. Iversen. 2019. Predicting tile drainage discharge using machine learning algorithms (in prep.).

Møller, A.B., A. Beucher, B. V. Iversen, and M.H. Greve. 2018. Predicting artificially drained areas by means of a selective model ensemble. *Geoderma* 320: 30–42 Available at <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706117318116?via%3Dihub> (verified 19 June 2018).

Nagy, D., A.E. Rosenbom, B.V. Iversen, M. Jabloun, and F. Plauborg. 2019. Estimating the degree of macropore flow to drainage at an agricultural clay till field for a 10-years period. *Water Resources Research* (submitted).

Norgaard, T., Moldrup, P., Ferre, T.P.A., Katuwal, S., Olsen, P. and de Jonge, L.W. 2014. Field-scale variation in colloid dispersibility and transport: Multiple linear regressions to soil physico-chemical and structural properties. *Journal of Environmental Quality* 43, 1764-1778. doi: 10.2134/jeq2013.12.0510

Quinlan, J.R. 1992. Learning with continuous classes. 5th Australian joint conference on artificial intelligence, World Scientific, 92, 343-348

Seta, A.K. and Karathanasis, A.D. 1996. Water dispersible colloids and factors influencing their dispersibility from soil aggregates. *Geoderma* 74, 255-266.

Šimuunek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M. and Van Genuchten, M.T. 2008. The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, version 4.0: HYDRUS Software Series 3. Dep. Environ. Sci. Univ. Calif. Riverside, Riverside, California, USA 315.

Stumm, W. 1977. Chemical Interaction in Partical Separation. Environmental Science & Technology 11, 1066-1070.

Varvaris, I., Børgesen, C.D., Kjærgaard, C. and Iversen, B. V. 2018. Three two-dimensional approaches for simulating the water flow dynamics in a heterogeneous tile-drained agricultural field in Denmark. Soil Sci. Soc. Am. J. 82, 1367–1383.

Vendelboe, A.L., Schjonning, P., Moldrup, P., Jin, Y., Merbach, I. and de Jonge, L.W. 2012. Colloid Release From Differently Managed Loess Soil. Soil Science 177, 301-309.

Zhuang, J., Qi, J. and Jin, Y. 2005. Retention and transport of amphiphilic colloids under unsaturated flow conditions: Effect of particle size and surface property. Environmental Science & Technology 39, 7853-7859.

4.5 Fosfor i organisk lavbundsjord

Dette kapitel er todelt. Først rapporteres resultater fra et eksperimentelt studie vedrørende potentiel fosformobilisering i udvalgte lavbundslande. Efterfølgende redegøres der for kortlægninger af vigtige jordegenskaber i organiske lavbundslande, der har betydning for potentiel fosformobilisering. En uddybende beskrivelse af kortlægningsmetoden og –resultatet findes i Bilag 5.

4.5.1 Fosformobilisering i lavbundsjord

Goswin Heckrath¹, Adrian-Florin Florea², Dominik Zak³, Hans Christian Bruun Hansen²

Fagfællebedømmelse: Rasmus Jes Petersen³

¹*Institut for Agroøkologi, AU*

²*Institut for Plante- og Miljøvidenskab, KU*

³*Institut for Bioscience, AU*

4.5.1.1. Introduktion

Fosfortab fra dyrkede organiske lavbundslande kan være højt (Hoffmann m.fl., 2009) og bidraget fra lavbundslande skønnes at være én af de største diffuse tabsposter til overfladevand (Poulsen og Rubæk, 2005). En kvantificering af fosfortabet fra lavbundsland er dog kompliceret, da det afhænger af samspillet mellem komplekse, dynamiske geokemiske og hydrologiske processer i ådalsmagasinerne. Mange organiske lavbundslande i Danmark er kendetegnet ved et højt fosforindhold, hvor en stor del af fosforpuljen er bundet til aluminium- og jernoxider ligesom i højbundsland (Kjærgaard m.fl., 2010). En forudsætning for at fosfor (P) kan udvaskes er, at det først frigives til jordvæsken, en proces der her overordnet betegnes som fosformobilisering. Balancen mellem fosforbinding og –frigivelse til jordvæsken kontrolleres i højbundsland langt overvejende af sorptions- og desorptionsprocesser (kap. 4.3). Det samme gælder også for lavbundslande under iltede forhold, hvor bindingskapaciteten kan være stor, men rumligt kraftigt varierende. I danske lavbundslande er der i gennemsnit næsten tre gange så meget jern(III) som aluminium bundet i lav-krystallinske (amorfe) oxider, som typisk kan ekstraheres fra jord vha. oxalatekstraktion (Bilag 5). I mange studier og modeller antages de oxalatekstraherbare jern(III)- og aluminiumoxider at have samme fosforbindingskapacitet (PSC) (Schoumans og Chardon, 2015). Andre studier indikerer, at aluminiumoxiderne kan have næsten dobbelt så høj fosforbindingskapacitet som jern(III)oxiderne (Borggaard m.fl., 1990).

På grund af dårlig vandledningsevne og grundet deres beliggenhed i lavtliggende og våde dele af landskabet, kan organiske lavbundslande ofte være vandmættede i perioder, selvom de er dræned (Petersen m.fl., 2020a). Under disse forhold opstår der iltfrie (anaerobe) zoner, hvor jern(III)oxider opløses i forskellig grad i forbindelse med anaerobe mikrobielle omsætningsprocesser. Derved reduceres ferri-jern, Fe(III), fra oxiderne til vandopløseligt ferro-jern, Fe(II) (Roden og Wetzel, 2002). Når anaerobe zoner iltes ved afdræning eller tilførsel af iltholdigt vand udfælder jern(III)oxider igen som okker og binder hurtigt fosfor i jordvæsken (Zak m.fl., 2004; Kjærgaard m.fl., 2012). Jern(III)reduktion afhænger bl.a. af temperatur, krystallisationsgraden af jernoxiderne og adgang til let-omsættelige kulhydrater som energikilde og elektrondonor for mikroorganismer (Loveley m.fl., 2004). Det sæsonprægede, dynamiske skift mellem anaerobe og aerobe forhold og dermed opløsning og udfældning af jern(III)oxider i organiske lavbundslande begunstiger dannelsen af lav-krystallinske jernoxider, der har stort overfladeareal og høj affinitet for fosfor (Freese m.fl., 1992; Heiberg

m.fl., 2012). Tilstedeværelse af høj koncentration af organisk stof medvirker til dannelse af lav-krystallinske jernoxider (Karlsson m.fl., 2008). Fosforbinding og -frigivelse i organiske lavbundsjord er således i høj grad påvirket af redox-reaktioner (Zak m.fl., 2010). Under naturlige forhold forventes der kun en delvis reduktion og opløsning af jern(III)oxider på grund af dynamisk skiftende redox-forhold i lavbundsjord (Prem m.fl., 2015). Derfor vil det fosfor, der frigives efter opløsning af nogle jern(III)oxider, kunne bindes igen til de resterende jern(III)oxider. Ligeledes vil fosfor bindes af aluminiumoxider eller lersilikater, hvis disse er til stede. Desuden kan fældning af opløst fosfor i form af mineralet vivianit (et jern(II)fosfat med lave opløselighed) forekomme under anaerobe forhold når både Fe(II)- og fosforkoncentration samt pH er forholdsvis høje (Heiberg m.fl., 2012; Walpersdorf m.fl., 2013).

Forskellige kemiske ekstraktionsmetoder kan anvendes i lavbundsjord til bestemmelse af puljen af jern(III)- og aluminiumoxider samt fosfor bundet dertil. Imidlertid er ekstraktionsmetoderne ikke specifikke for bestemte jern- eller aluminiumminerale. Bikarbonat-dithionit (BD) reagenset opløser overvejende den reducerbare fraktion af jern(III)oxider og er anvendt på anaerobe søsedimenter samt organiske lavbundsjord (Paludan og Jensen, 1995; Zak m.fl., 2008; Forsmann og Kjærgaard, 2014). Ekstraktion med ammoniumoxalat (pH 3) bruges ofte til bestemmelse af indholdet af både lav-krystallinske jern(III)- og aluminiumoxider (Parfitt og Childs, 1988) og er meget hyppigt brugt til at estimere jordens fosforbindingspotentiale (kap. 4.2. - Freese m.fl., 1992; Lookman m.fl., 1995). Forholdet mellem oxalatekstraherbart fosfor og bindingskapaciteten betegnes som fosformætningsgraden, der kan relateres til risikoen for fosforudvaskning (kap. 4.3; Schoumans og Chardon, 2015).

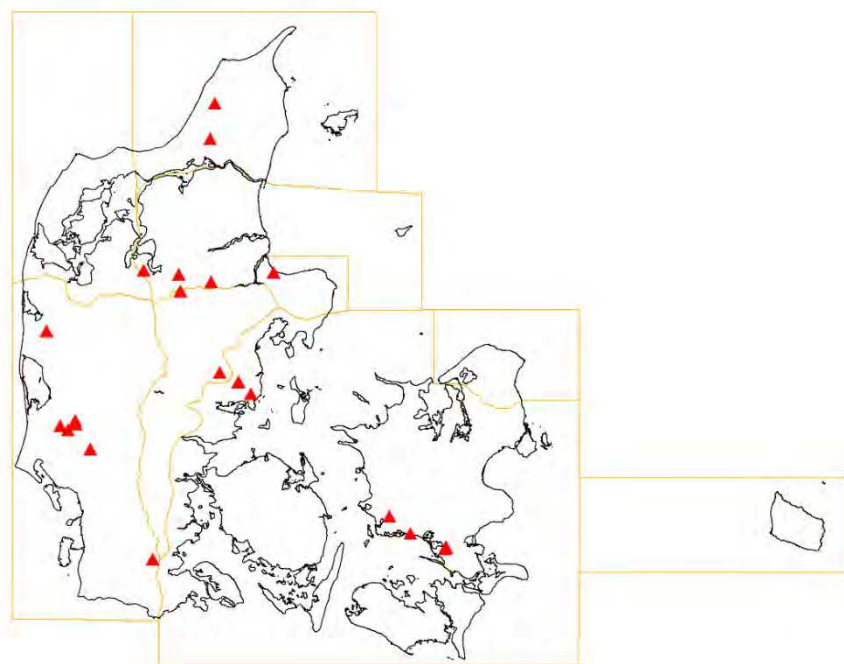
Tidligere laboratorieundersøgelser på udvalgte organiske lavbundsjord i Danmark har fundet en empirisk sammenhæng, hvor risikoen for fosformobiliseringen under anaerobe forhold kunne estimeres på basis af Fe:P forholdet i BD-ekstraktet (Kjærgaard m.fl., 2010; Forsmann og Kjærgaard, 2014). Fosforfrigivelsen steg således i takt med øget fosformætning af jern(III)oxider. En lignende relation blev vist for fosforfrigivelsen og Fe:P forholdet i oxalatekstrakter på de samme jord (Forsmann og Kjærgaard, 2014), selvom noget af det ekstraherede fosfor må have været bundet til aluminiumoxider. Imidlertid var indholdet af aluminiumoxider i disse jord betydeligt lavere end indholdet af jernoxider (Forsmann, 2014). Som et første led i estimeringen af fosfortab fra organiske lavbundsjord har nærværende projekt undersøgt, hvor vidt Fe:P forholdet vil kunne anvendes som grundlag for en landsdækkende kortlægning af fosformobiliseringspotentialet. Dette kræver et tilpas omfangsrigt datagrundlag, som ikke foreligger i forbindelse med BD-ekstraktionen, da metoden er følsom for fejl, relativt tidskrævende og dårligt egnet til rutineanalyser. Til gengæld indeholder SINKS-databasen oplysninger om oxalatekstraherbart aluminium (Al_{ox}), jern (Fe_{ox}) og fosfor (P_{ox}) fra 8830 målepunkter på lavbundsjord på tværs af Danmark (kap. 4.5.1). Med gennemsnitligt mere end to prøvepunkter per kvadratkilometer er disse data rumligt meget detaljerede i forhold til lignende studier foretaget internationalt.

Det specifikke formål med nærværende studie har derfor været at teste den empiriske sammenhæng mellem fosforfrigivelsen, Fe:P forholdet i BD- og oxalatekstrakter, og graden af jern(III) reduktion for et større antal lavbundsjord og med en bredere variation af jordegenskaber, end det har været tilfælde i de tidligere undersøgelser (Forsmann og Kjærgaard, 2014). For at måle den dynamiske fosforfrigivelse under anaerobe forhold i jorden, blev der målt en række fysisk-kemiske jordegenskaber og gennemført et omfattende inkubationsstudie.

4.5.1.2. Metoder

I vinteren 2018/2019 blev der udtaget jordprøver på 26 lavbundslokaliteter (figur 4.5.1.1) udvalgt i SINKS-databasen mht. en bred spredning af indholdene af Al_{ox} , Fe_{ox} og organisk stof. Jordprøverne blev udtaget med volumenbor i to dybder, 0-25 og 25-50 cm, undtagen hvor prøveudtagningen mislykkedes på grund af høj grundvandstand. Dette resulterede i 25 og 22 prøver fra henholdsvis den øvre og lavere dybde. Prøverne blev omgående pakket lufttæt i en plastpose og opbevaret ved ca. 2 °C indtil den videre behandling. Der blev målt pH *in situ* i begge jordlag med en pH elektrode. I laboratoriet foregik alt arbejde med de fugtige jordprøver ved 20 °C i en handskeboks med iltfri atmosfære for at undgå oxidation af tilstedeværende jern(II) i prøverne. Til videre brug blev prøverne findelt med hånden til <8 mm og homogeniseret. En repræsentativ delprøve blev tørret ved 40 °C og sigtet <2 mm til bestemmelse af tekstur, organisk kulstof, vandekstraherbart P (P_{vand} ; Sissingh, 1971), fosfortal (Olsen P; Rubæk og Kristensen, 2017) samt Al_{ox} , Fe_{ox} og P_{ox} (Schoumans, 2000). En delmængde af den sigtede (<2 mm) jord blev finformalet og totalfosfor (P_{total}) og totaljern (Fe_{total}) analyseret efter perchlorsyre-destruktion (Kafkafi, 1972). Desuden blev Al_{ox} , Fe_{ox} og P_{ox} også analyseret på de finformalede prøver. Bikarbonatdithionit-ekstraherbart Fe (Fe_{BD}), Al (Al_{BD}) og P (P_{BD}) blev målt i de homogeniserede, fugtige jordprøver (Paludan og Jensen, 1995).

Figur 4.5.1.1. Kort over 26 lokaliteter, hvor der er udtaget jordprøver på lavbundsjord i vinteren 2018/2019 til detaljerede biogeo-kemiske analyser af fosforfrigivelse under anaerobe forhold. Georegionerne er vist som gule polygoner.



Til inkubationsforsøget blev 20 g fugtig jord afvejet i en 50 ml plastflaske og tilsat 7.5 ml iltfrit (argon boblet) vand for at sikre, at prøverne var vandmættede. Efter inkubation under anaerobe forhold i 1, 7, 21, 91 eller 148 dage ved stuetemperatur i handskeboksen blev der udtaget repræsentative prøver på hver 1 g for at måle vandekstraherbart P (P_{w}) og HCl-ekstraherbart jern ($\text{Fe(II)}_{\text{HCl}}$) (Heiberg m.fl., 2012). HCl ekstraherer det Fe(II), der produceres ved jern(III)reduktion. Frigivelsen af Fe(II) blev også målt umiddelbart ved start af inkubationen. Alle koncentrationer rapporteres på tørvægtbasis.

4.5.1.3. Resultater og diskussion

Jordegenskaberne af de 47 jordprøver var meget varierende (tabel 4.5.2.1). Statistisk set var der ingen effekt af jorddybde på de fleste jordegenskaber. Derfor blev alle prøver behandlet som uafhængige. Indholdet af organisk kulstof (OC) spændte over en stor gradient. Syvogtyve prøver var tørvejorde med >12% OC, mens fire mineralske lavbundsjord (<3% OC) blev inkluderet til sammenligning. Ligeledes varierede P_{total} over et stort interval fra ca. 3 til 390 mmol kg⁻¹ (tabel 4.5.1.1; figur 4.5.1.2) og var generelt højt sammenholdt med fosforindholdet på højbundsjord. Således havde 75% af prøverne et P_{total} -indhold, der var større end det gennemsnitlige P_{total} -indhold i 0-25 cm laget i den landsdækkende Kvadratnet-undersøgelse fra 1997 (Rubæk m.fl., 2013). Stor akkumulation af fosfor er tidligere observeret i danske lavbundsjord (Kjærgaard m.fl., 2010). En stor del af P_{total} var oxalatekstraherbart (figur 4.5.1.2). Omtrent 70% af P_{total} forelå typisk som P_{ox} i vores jordprøver, bortset fra fire jordprøver med ekstremt høje P_{total} indhold. Derfor er forholdet mellem P_{ox} og P_{total} i tabel 4.5.1.1 noget mindre. Derimod udgjorde bikarbonat-dithionit-ekstraherbart P (P_{BD}) en betydeligt mindre fraktion svarende til gennemsnitligt ca. 10% af P_{total} , bortset fra prøver med meget høje P_{total} , hvor P_{BD} udgjorde mindre end 5% af P_{total} (figur 4.5.1.2). Sammenholdt med andre danske undersøgelser af fosfordynamik i lavbundsjord dækkede nærværende jordprøver over lignende store intervaller af P_{total} og P_{ox} (Heiberg m.fl., 2012; Forsmann og Kjærgaard, 2014). Vandekstraherbart fosfor i aerob, lufttør jord (P_{vand}) udgjorde gennemsnitligt en meget lille fosforfraktion (tabel 4.5.2.1), typisk mindre end 0,3% af P_{vand} . Variationsbredden i P_{vand} svarer til den, der er målt for jordprøver udtaget i Kvadratnettet i 1997 i dybden 0-50 cm (Andersen m.fl., 2016).

Tabel 4.5.1.1. Oversigt over udvalgte jordegenskaber af de 47 lavbundsjord anvendt i studiet. Koncentrationer er angivet på tørvægtbasis.

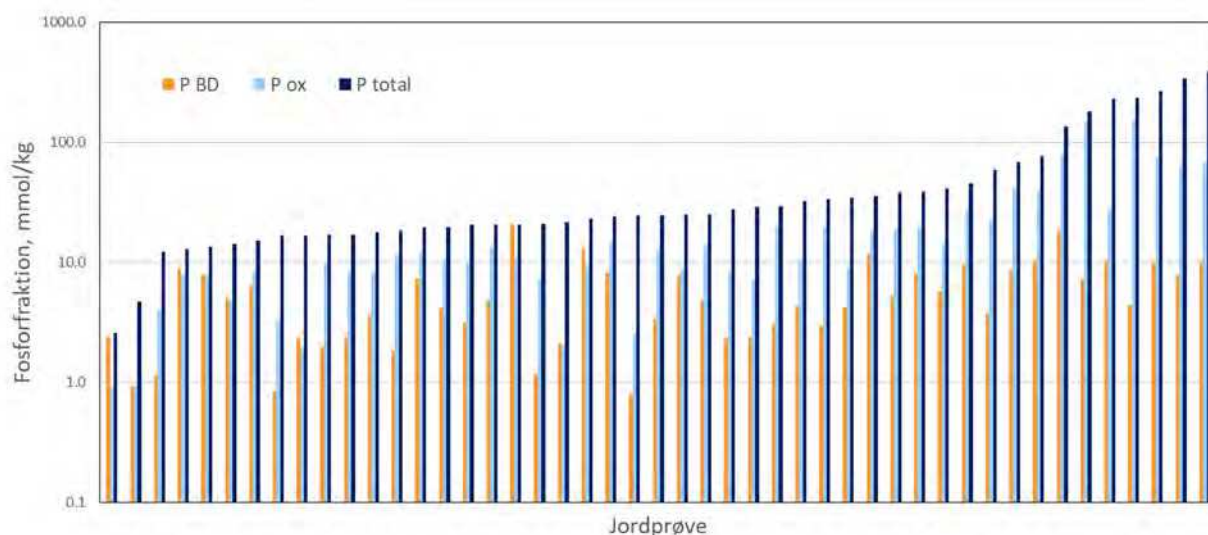
		Gens	Min	Q1	Median	Q3	Maks
pH _{H2O}		6,0	3,6	5,5	6,1	6,7	7,8
Volumenvægt	kg m ⁻³	446	129	245	423	639	843
OC [#]	%	17,5	0,3	7,7	14,7	26,2	43,6
Grovsand	%	21,1	0,8	5,1	14,2	39,1	69,8
P_{vand}	mmol kg ⁻¹	0,20	0,02	0,06	0,10	0,23	2,22
P_{total}	mmol kg ⁻¹	60,6	2,6	18,2	24,6	40,0	390,1
Al_{ox}	mmol kg ⁻¹	88,5	2,6	28,0	49,2	69,8	883,1
Fe_{ox}	mmol kg ⁻¹	246,0	1,8	74,8	126,6	281,9	1584,7
P_{ox}	mmol kg ⁻¹	23,4	0,9	8,0	11,2	19,8	153,1
Al_{BD}	mmol kg ⁻¹	27,2	0,4	5,3	14,4	23,8	234,5
Fe_{BD}	mmol kg ⁻¹	83,0	2,7	24,6	70,4	114,0	287,3
P_{BD}	mmol kg ⁻¹	5,9	0,8	2,4	4,9	8,1	20,6
(Fe:P) _{ox}		17,7	1,5	6,7	10,0	15,9	204,5
(Fe:P) _{BD}		15,4	2,3	9,2	12,1	19,5	49,0

Gens, Min, Q1, Q3, Maks er henholdsvis gennemsnit, minimum, 1. kvartil, 3. kvartil og maksimum.

[#] organisk kulstof.

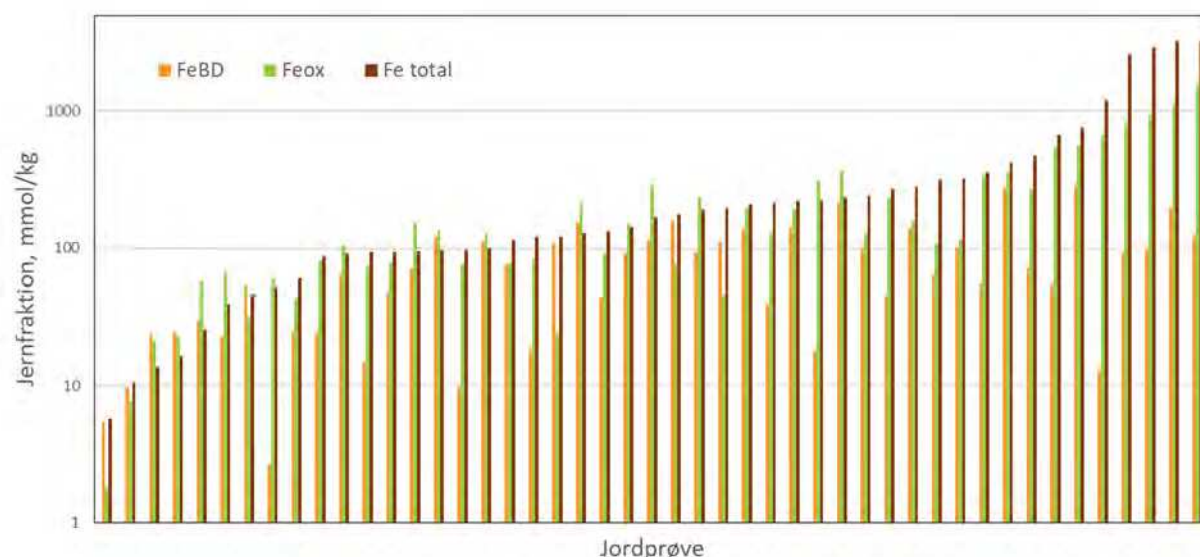
Den store spredning i jordprøvernes jernindhold, både som Fe_{ox} og Fe_{BD} (tabel 4.5.1.1), er repræsentativ for organiske lavbundsjord i Danmark (kap. 4.5.2). Højt indhold af Fe_{ox} er kendetegner landbundsjord i forhold til højbundsjord (kap. 4.2; Petersen m.fl., 2020b). I de fleste tilfælde udgør Fe_{ox} den langt største del af totaljern (Fe_{total}) svarende i gennemsnittet til 78%. (figur 4.5.1.3). Når Fe_{ox} eller Fe_{BD} overstiger Fe_{total} skyldes det analytisk usikkerhed. Forholdet mellem

Fe_{BD} og Fe_{ox} var noget varierende og i gennemsnit udgjorde Fe_{BD} ca. 70% af Fe_{ox} (figur 4.5.1.3), hvis de ekstremt høje Fe_{ox} -værdier ekskluderes. De høje indhold af Fe_{BD} antyder, at en stor del af jernoxiderne vil kunne opløses under reducerende forhold i jord. I nærværende sæt af jordprøver udgør Al_{ox} en vigtig del af metaloxiderne (tabel 4.5.1.1) i tråd med observationerne i SINKS-databasen (kap. 4.5.2). Det bemærkes, at bikarbonat-dithionit også har ekstraheret betydelige mængder aluminium, selvom ekstraktet er tiltænkt bestemmelse af reducerbare jern(III)oxider. Dette kan antyde en kemisk tæt associering af aluminium med jernoxider, der ekstraheres med bikarbonat-dithionit, hvorved også aluminium frigives (Heiberg m.fl., 2012); desuden vil også den svagt alkaline BD ekstraktionsopløsning medføre en vis opløsning af aluminiumoxider. Langt mere aluminium kunne dog ekstraheres med oxalat. Det molære forhold mellem jern og fosfor varierede mellem 2 - 49 for $(\text{Fe:P})_{\text{BD}}$ og 2 til 205 for $(\text{Fe:P})_{\text{ox}}$ i de undersøgte jorde (tabel 4.5.1.1). I henholdsvis 14 og 22 ud af de 47 jordprøver var $(\text{Fe:P})_{\text{BD}}$ - og $(\text{Fe:P})_{\text{ox}}$ -forholdet lavere end ti, der er anset for en kritisk tærskelværdi ift. fosformobiliseringen (Forsmann og Kjærgaard, 2014).

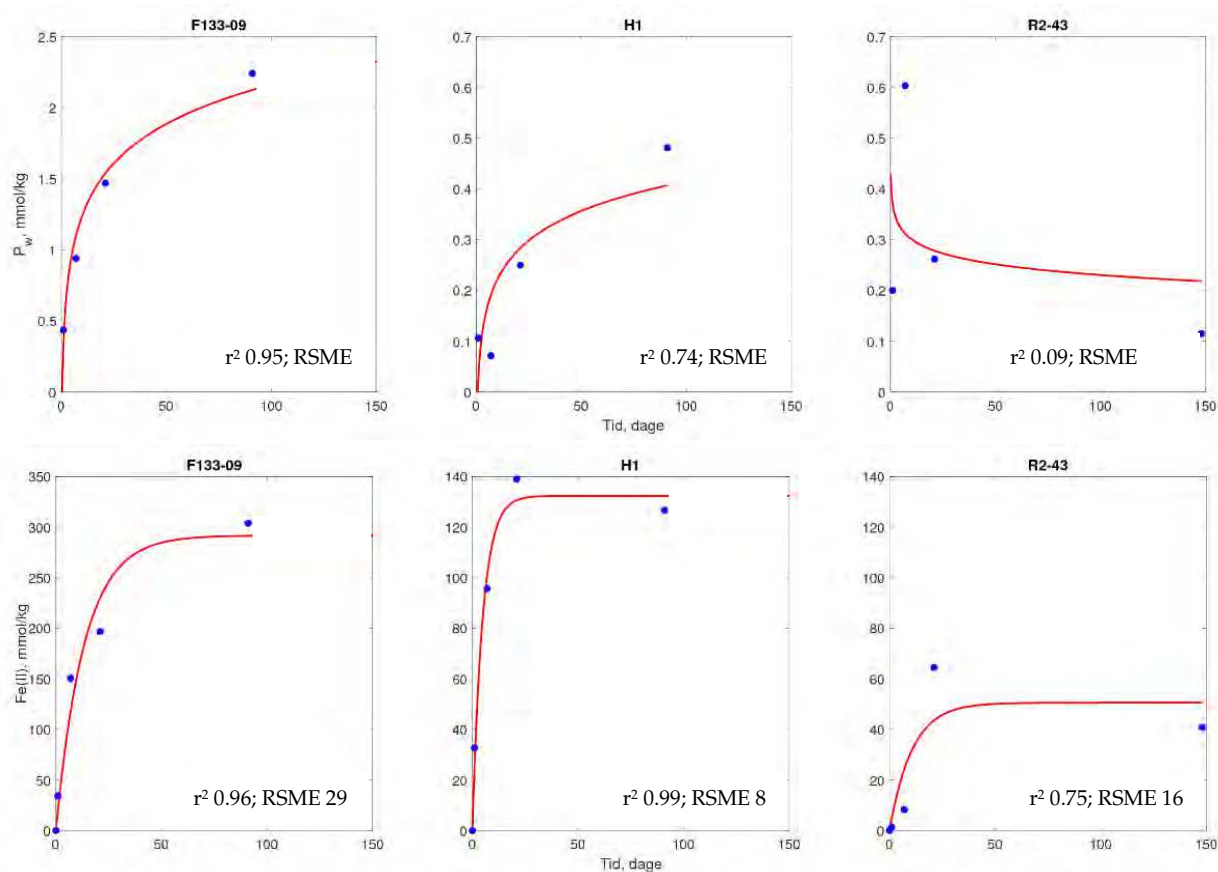


Figur 4.5.1.2. Forskellige fosforfraktioner i de undersøgte lufttørrede jordprøver sorteret efter P_{total} . P_{BD} , P_{ox} og P_{total} er henholdsvis bikarbonat-dithionit- og oxalatekstraherbart P samt totalfosfor. Bemærk den logaritmiske ordinatakse.

Inkubationsforsøget har simuleret anaerobe forhold som de opstår i felten, når jorden er vandmættet. En vigtig forskel var dog, at temperaturen i forsøget var højere end den forventes at være under naturlige forhold, hvilket har øget hastigheden af de mikrobielle omsætningsprocesser, og herunder reduktionen af jern(III)oxider. I de fleste jordprøver blev der målt en meget kraftig stigning i frigivelsen af P_{w} og $\text{Fe(II)}_{\text{HCl}}$ i løbet af de første 21 dage af inkubationen (figur 4.5.1.4). Derefter aftog jernfrigivelsen typisk markant og nærmede sig et plateau - for visse jorde allerede omkring 25 dage, for andre jorde efter mere end 100 dage. Fosforfrigivelsen fulgte en lignende trend, dog viste enkelte jordprøver en tydelig tilbagegang i P_{w} over tid. Figur 4.5.1.4 viser eksempler for tre udvalgte jorde med karakteristiske kurveforløb. Generelt var den tidlige ændring i frigivelsen af P_{w} mere svingende end for frigivelse af $\text{Fe(II)}_{\text{HCl}}$. Frigivelsesrater for P_{w} og $\text{Fe(II)}_{\text{HCl}}$ varierede stærkt blandt de 47 jordprøver. I litteraturen rapporteres Fe(II) -frigivelsesrater for organiske lavbunds-jorde ved stuetemperatur, der ligger inden for det observerede interval i nærværende studie, med en median på $6 \text{ mmol Fe(II)}_{\text{HCl}} \text{ kg}^{-1} \text{ dag}^{-1}$ for en inkubationsperiode på 21 dage (10% og 90% fraktilen henholdsvis 1,5 og $12,4 \text{ mmol Fe(II)}_{\text{HCl}} \text{ kg}^{-1} \text{ dag}^{-1}$) (Küsel m.fl., 2002; Heiberg m.fl., 2012; Forsmann og Kjærgaard, 2014).



Figur 4.5.1.3. Forskellige jernfraktioner i de undersøgte lufttørrede jordprøver sorteret efter Fe_{total} . Fe_{BD} , Fe_{ox} og Fe_{total} er henholdsvis bikarbonat-dithionit- og oxalatekstraherbart jern samt totaljern. Bemærk den logaritmiske ordinatakse.

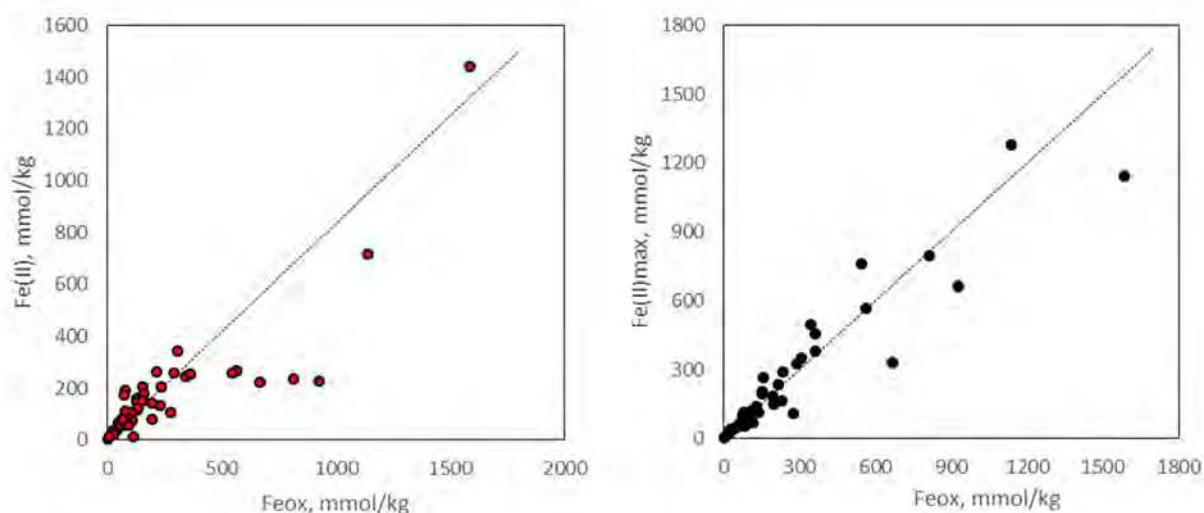


Figur 4.5.1.4. Eksempler på frigivelse af fosfor (P_w , øverst) og jern ($Fe(II)_{HCl}$, nederst) til vandfasen over tid i inkubationsforsøg for jordprøverne F133-09, H1 og R2-43 (rumtemperatur-ca.25 °C). Punkter er måledata. Kurverne viser to kinetiske modeller, der er tilpasset data. For P_w er der brugt en Elovich model: $P_{w,t} = a + b \ln(t)$ (Chien og Clayton, 1980), hvor $P_{w,t}$ er koncentration for en given tid (t) og a , b er konstanter. $Fe(II)_{HCl}$ frigivelse er beskrevet vha. en første-orden kinetisk model $Fe(II)_{HCl,t} = Fe(II)_{max} [1 - \exp(-k t)]$ (Roden, 2003), hvor $Fe(II)_{HCl,t}$ er koncentrationen for en given tid (t), $Fe(II)_{max}$ en den maksimale mængde af $Fe(II)$, der kan produceres i et givet system, og k er hastighedskonstanten. Modeltilpasningen karakteriseres vha. de statistiske udtryk R^2 og RSME (root mean square error).

En stor del af jordenes jern(III)pulje blev frigivet (reduceret) i inkubationsforsøget. Efter 21 dage svarede $\text{Fe(II)}_{\text{HCl}}$ -frigivelsen stort set til hele puljen af Fe_{ox} i jordene undtagen seks jorde med ekstremt høje Fe_{total} -indhold (figur 4.5.1.5). I nogle tilfælde især ved $\text{Fe}_{\text{ox}} < 400 \text{ mmol kg}^{-1}$ oversteg $\text{Fe(II)}_{\text{HCl}}$ -frigivelsen Fe_{ox} -indholdet i jorden. Ud over måleusikkerhed skyldes dette en mobilisering af jern(III) udenfor oxalatpuljen, eksempelvis jern i mere krystallinske jernoxider. Disse resultater antyder en meget effektiv jern(III)-reduktion i de undersøgte jorde og dermed en kraftig reduktion af en stor del af fosforbindingskapaciteten efter få uger. Frigivelsen af $\text{Fe(II)}_{\text{HCl}}$ over tid var velbeskrevet (gns. r^2 0.92) vha. en første-orden kinetisk model (figur 4.5.1.4), hvilket stemmer godt overens med, at mikrobiel jernreduktion i vandmættede jorde og søsedimenter følger denne type reaktionskinetik (Roden, 2003; Heiberg m.fl., 2012). Modellen har to parametre, den maksimale mængde af Fe(II) , der kan produceres i et givet system ($\text{Fe(II)}_{\text{max}}$) og hastighedskonstanten (k) (figur 4.5.1.4). Der var en meget stærk sammenhæng mellem $\text{Fe(II)}_{\text{max}}$ og Fe_{ox} i de undersøgte jorde (figur 4.5.1.5). Dette antyder, at Fe_{ox} er et robust estimat for den mikrobielle reducerbare jern(III)pulje i disse lavbunds-jorde (Munch og Ottow, 1980). De høje produktionsrater af Fe(II) i de undersøgte organiske lavbunds-jorde kan forklares med høj tilgængelighed af både lav-krystallinske jernoxider og let-omsættelige kulstofkilder for mikroorganismer (Lovley m.fl., 2004).

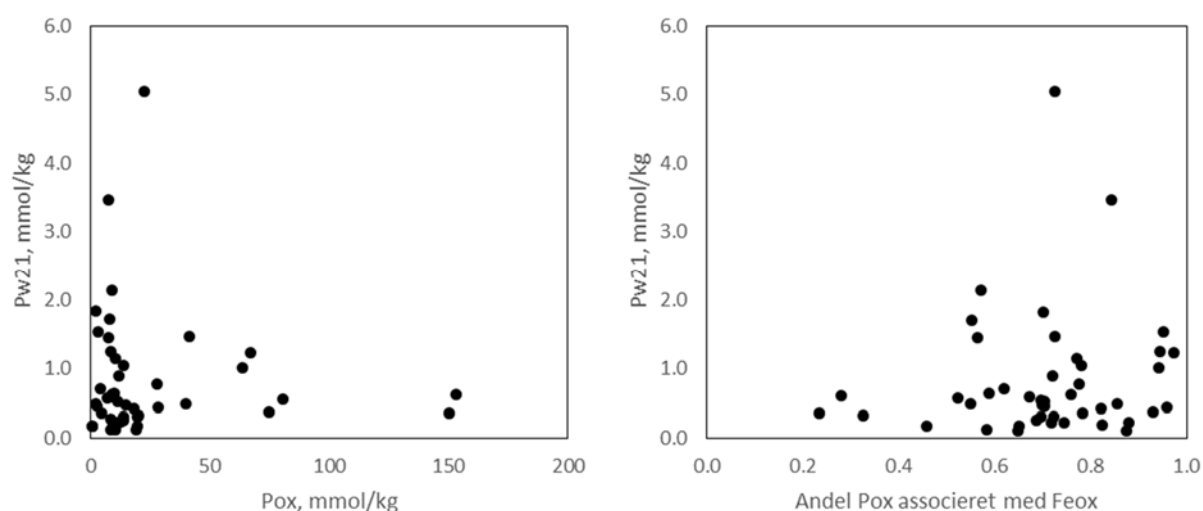
Fosfor-mobiliseringsforsøgene er udført ved stuetemperatur (ca. 25 °C). Lavbunds-jorde vil have en gennemsnitstemperatur på ca. 10 °C, men med en stor temperaturamplitude over året. Når temperaturen falder vil reduktionen af jern(III)oxid gå langsommere. Hvor meget langsommere afhænger af både jordbunds- og mikrobielle faktorer, men der kan typisk antages, at for mikrobiologiske reduktionsprocesser som jern(III)oxid-reduktion mindskes hastighedskonstanten med en faktor 2 for et temperaturfald på 10 °C (Zak m.fl., 2006; Schilling m.fl., 2019). Det betyder, at ved et fald fra 25 °C til 10 °C vil hastighedskonstanten for jern(III)oxid reduktionen mindskes med en faktor ca. 3. Konkret betyder det, at fosforbindingskapaciteten falder langsommere når jordtemperaturen er under 25 °C, og dermed mindskes også risikoen for fosformobilisering. Eksempelvis vil mængden af jern(III)oxid, der er reduceret efter 21 dage, for de tre jorde i Fig. 4.5.1.4, dvs. jordprøverne F133-09, H1 og R2-43, mindskes med 46, 20 og 45 % sammenlignet med reduktionen målt ved 25 °C, når jern(III)oxid-reduktionen foregår ved temperatur på 10 °C i stedet for 25 °C. Omfanget af jern(III)oxid-reduktionen er fortsat høj, men alt andet lige reduceres hastigheden af fosformobilisering tilsvarende den mindre opløsning af jern(III)oxider. Temperaturen vil også påvirke andre processer i jorden, som påvirker fosfors opløselighed, f.eks. fældning af metal-fosfater så som vivianit. Temperaturafhængigheden af de fosfor-specifikke jordbundsprocesser er vigtig i forbindelse med vurdering af klimaeffekter på fosformobiliseringen. Temperatureffekterne er ringe belyst i litteraturen og yderligere undersøgelser er nødvendige.

Varigheden af perioder med anaerobe jordbundsforhold og dermed jern(III)-reduktion vil variere meget fra sted til sted og vil naturligvis være stærkt afhængig af klimaet. Der kan være situationer med kortvarige (dage til få uger) vandmætninger ved høj sommernedbør, mens langvarige vandmætninger over flere måneder typisk ses fra om vinteren og ind i foråret. De kortvarige vandmætninger om sommeren, hvor jordbundstemperaturen er høj, må formodes også at kunne give anledning til fosformobilisering. De langvarige vandmætninger om vinteren og foråret har et sådant omfang, at hele Fe_{ox} -puljen muligvis opløses, selv om temperaturen er lavere.



Figur 4.5.1.5. Forhold mellem frigivelse af $\text{Fe(II)}_{\text{HCl}}$ efter 21 dages inkubation og jordens Fe_{ox} indhold i 47 lavbundsjarde (venstre). Forhold mellem modeestimeret maksimal jernfrigivelse ($\text{Fe(II)}_{\text{max}}$) ved reduktion af jern(III)oxider i inkubationsforsøget og Fe_{ox} i 45 lavbundsjarde. En første-ordens kinetisk model er tilpasset til målt $\text{Fe(II)}_{\text{HCl}}$ -frigivelse. To jorde er ekskluderet, fordi den kinetiske model ikke kunne tilpasses data. 1:1 linjen er vist i begge figurer.

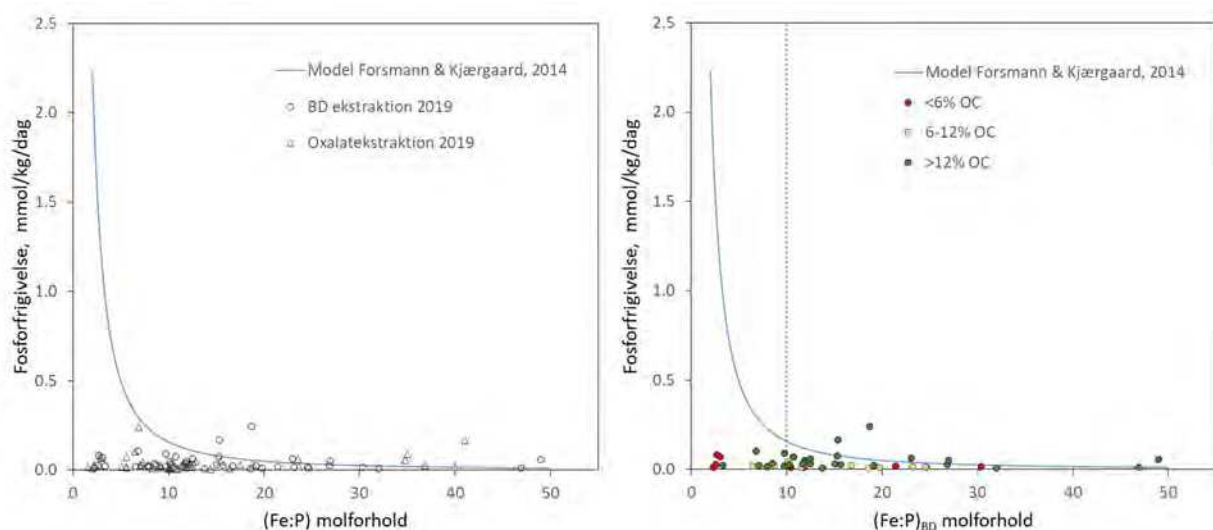
Imidlertid var fosforfrigivelsen efter 21 dage (P_{w21}) lav sammenholdt med fosforpuljerne. Medianen for forholdet mellem P_{w21} og P_{ox} var kun 3% og varierede mellem 1% og 22% for henholdsvis 10%- og 90%-fraktilen. Til forskel fra jernfrigivelsen fandtes der ikke en stærk korrelation mellem P_{ox} og P_w (figur 4.5.1.6, venstre). Frigivelsen af P_{w21} var heller ikke relateret til den andel af P_{ox} , der teoretisk er bundet til Fe_{ox} (figur 4.5.1.6, højre) under antagelsen af den samme fosforbindingskapacitet i Al_{ox} -puljen og Fe_{ox} -puljen ($\text{Al}_{\text{ox}}/\text{Fe}_{\text{ox}} = P_{\text{ox,Al}}/P_{\text{ox,Fe}}$). Til gengæld var fosforfrigivelsen (P_{w21}) klart større end puljen af P_{vand} (tabel 4.5.1.1).



Figur 4.5.1.6. Forhold mellem fosforfrigivelse til vandfasen (P_{w21}) efter 21 dages inkubation og P_{ox} for 47 lavbundsjarde (venstre); sammenhæng mellem P_{w21} og andelen af P_{ox} , der teoretisk forventes at være associeret med Fe_{ox} puljen (højre) under antagelsen, at Al_{ox} -puljen har den samme fosforbindingskapacitet som Fe_{ox} -puljen på molær basis.

Når Fe_{ox} puljen opløses under anaerobe forhold vil der i første omgang også frigives en betydelig mængde P_{ox} (figur 4.5.1.6, højre). Da kun en mindre del af dette fosfor genfindes i jordvæsken, kan det antages, at resten er bundet til aluminiumoxider, resterende jernoxider og lermineraller. Heiberg m.fl. (2012) har desuden observeret udfældning af vivianit under lignende forhold. Denne udfældning var akkompagneret af et tydeligt fald i fosforfrigivelsen (P_w) efter ca. 30 dage i deres inkubationsforsøg. I nærværende studie viste 5 jorde et fald i P_w på den anden side af 21 dage (R2-43 eksempel i figur 4.5.1.4). Tre af dem havde desuden en pH-værdi i vand højere end 7,1, som fremmer vivianit udfældningen (Lindsay m.fl., 1989). For de fleste af de resterende jorde kunne den tidlige ændring af P_w tilfredsstillende estimeres vha. Elovich-ligningen (figur 4.5.1.4), der anvendes til beskrivelsen af fosforsorptionsskinetik (Chien og Clayton, 1980). Dette antyder, at sorptionsprocesser og evt. fældningsprocesser kontrollerer fordelingen af fosfor mellem jordvæsken og den faste fase i de undersøgte jordprøver, på trods af den omfattende reductive opløsning af jern(III)oxider under inkubationen.

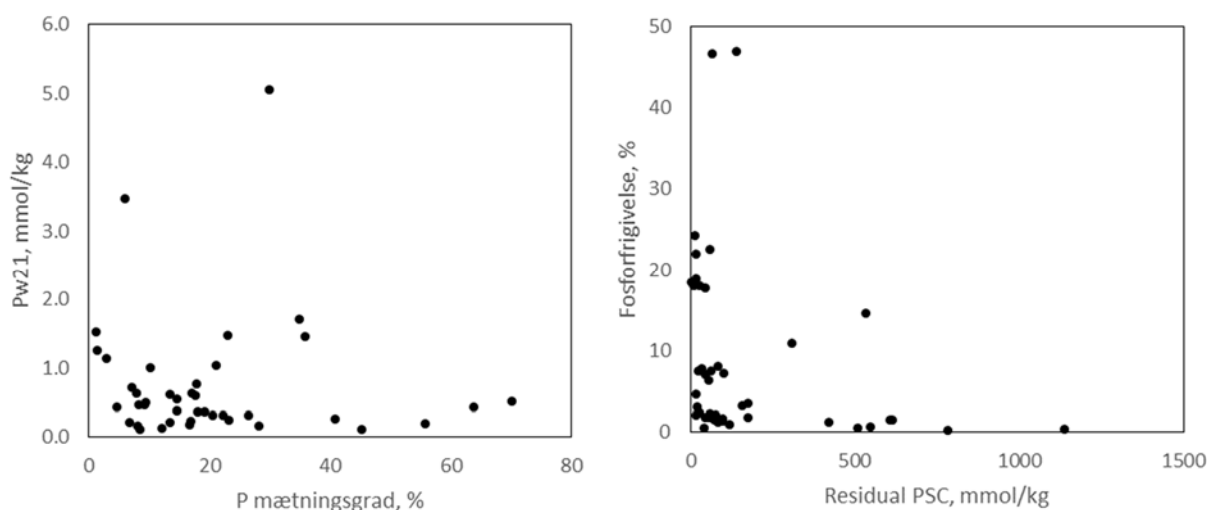
I udvalgte organiske lavbundsjord er der tidligere blevet fundet en eksponentiel faldende sammenhæng mellem fosforfrigivelsen til vandfasen som følge af jern(III)reduktion og $(\text{Fe:P})_{\text{BD}}$ eller $(\text{Fe:P})_{\text{ox}}$ forholdet i de inkuberede jorde (Forsmann og Kjærgaard, 2014). I de tidligere undersøgte jorde udgjorde jern(III)oxiderne langt den største del af bindingskapaciteten for fosfor (Forsmann, 2014). Imidlertid kan der til forskel fra Forsmann og Kjærgaard (2014) i nærværende studie ikke observeres en markant stigning i fosforfrigivelsen ved lave Fe:P forhold, hverken for $(\text{Fe:P})_{\text{BD}}$ eller $(\text{Fe:P})_{\text{ox}}$ (figur 4.5.1.7, venstre). Samtidig var der i studiet inkluderet forholdsvis mange jorde med et Fe:P forhold, hvor der efter modellen forventes høj fosforfrigivelse. Der var ikke tegn på, at jordenes indhold af organisk stof påvirkede relationen mellem fosforfrigivelsen og $(\text{Fe:P})_{\text{BD}}$ -forholdet betydeligt (figur 4.5.1.7, højre). Dette er i tråd med, at der fandtes en residuel (tilbageværende) bindingskapacitet i de fleste af de undersøgte lavbundsjord eller vivianitfældning i enkelte tilfælde.



Figur 4.5.1.7. Fosforfrigivelsesraten efter 21 dages inkubation under anaerobe forhold som funktion af Fe:P-forholdet i 47 lavbundsjord. Den blå kurve viser modellen for fosforfrigivelsen fra Forsmann og Kjærgaard (2014). Den lodrette linje $(\text{Fe:P})_{\text{BD}} = 10$ indikerer en kritisk tærskelværdi foreslået af de samme forfattere.

Det er kendt fra højbundsjord, at opløst fosfor i jordvæsken er relateret til fosformætningsgraden, der estimeres som forhold mellem P_{ox} og fosforbindingskapaciteten (PSC) typisk på grundlag af Fe_{ox} og Al_{ox} indholdet (kap. 4.3; Schoumans og Groenendijk, 2000; Andersen m.fl., 2016). Den residuelle bindingskapacitet (PSC_{res}) i de undersøgte lavbundsjorde, hvor en del af Fe_{ox} -puljen er opløst som følge af reduktion af $Fe(III)$ oxider, kan groft estimeres ved følgende udtryk: $[PSC_{res} = Al_{ox} + Fe(II)_{max} - Fe(II)_{21}]$, hvor koncentrationerne er molære og $Fe(II)_{21}$ er mængden af reduceret jern efter 21 dage. Det modelberegne $Fe(II)_{max}$ anvendes, fordi den for mange jorde var lidt større end Fe_{ox} (figur 4.5.1.5). Desuden antages, at Al_{ox} -puljen har samme fosforbindingskapacitet som Fe_{ox} -puljen på molær basis. Den tilsvarende aktuelle mætningsgrad i lavbundsprøverne fås derefter som forholdet mellem P_{ox} korrigeret for fosforfrigivelsen efter 21 dage og den residuelle bindingskapacitet. Dette er vist i figur 4.5.1.8 (venstre). Den således korrigerede mætningsgrad kan dog heller ikke forklare fosforfrigivelsen i de undersøgte jorde.

Når den residuelle bindingskapacitet sammenholdes med forholdet mellem P_w og P_{ox} (P_w/P_{ox} , dvs. den relative fosforfrigivelse) efter 21 dages inkubation, deles jordene i to hovedgrupper (figur 4.5.1.8). Ved en residual bindingskapacitet $<200 \text{ mmol kg}^{-1}$ jord spænder den relative fosforfrigivelse over et stort interval (figur 4.5.1.8, højre) og den residuelle bindingskapacitet differentierer ikke mellem jordene. Til gengæld antyder resultaterne, at risikoen for fosforfrigivelse er lille for residuelle bindingskapaciteter $>500 \text{ mmol kg}^{-1}$. Vores studie inkluderer dog kun forholdsvis få datapunkter med høje bindingskapaciteter og enkelte observationer ligger uden for det generelle mønster. Dette kan ikke umiddelbart forklares med de tilgængelige oplysninger om jordene, heller ikke når der antages større fosforbindingskapacitet for Al_{ox} - end Fe_{ox} -puljen på molær basis.



Figur 4.5.1.8. Forhold mellem fosforfrigivelsen (P_w) efter 21 dages inkubation og den residuelle fosformætningsgrad (venstre). Sidstnævnte er forholdet mellem P_{ox} korrigeret for fosforfrigivelsen efter 21 dage ($P_{ox,c} = P_{ox} - P_{w21}$) og den residuelle fosforsorptionskapacitet (PSC_{res}) estimeret ved udtrykket ($PSC_{res} = Al_{ox} + Fe(II)_{max} - Fe(II)_{21}$). Figuren på højre siden viser tilsvarende forholdet mellem den relative fosforfrigivelse (P_w/P_{ox}) og den residuelle fosforbindingskapacitet (PSC_{res}).

4.5.2.4. Konklusion

Generelt har undersøgelsen vist, at den største del af de lav-krystallinske jernoxider kan gå i opløsning efter et kort tidsrum på 21 dage under anaerobe, reducerende forhold for en bred vifte af lavbundsjord. Oxalatekstraherbart jern var et robust estimat for den mikrobielt reducerbare jern(III)pulje. Det var dog ikke ensbetydende med en stor fosforfrigivelse. Selvom jern(III)oxider binder meget fosfor under iltede forhold, kan det fosfor, der frigives når jern(III)oxider opløses, tilbageholdes af andre komponenter og processer i jorden. Vores studie var ikke designet til at belyse disse mekanismer nærmere. Imidlertid antyder resultaterne, at en høj residual fosforbindingskapacitet, bestemt som funktion af Al_{ox} og ikke-opløst Fe_{ox} , minimerer risikoen for fosforfrigivelsen under anaerobe forhold i lavbundsjord. Omvendt så er muligheden for fosforfrigivelse højere når jordene har lav residual fosforbindingskapacitet - uanset jordenes initiale fosformætning og indhold af jern(III)oxider.

Det konkluderes, at den empiriske model (Forsmann og Kjærgaard, 2014), der beskriver fosformobiliseringspotentiallet som funktion af Fe:P-forholdet i jord ikke generelt kan anvendes på alle lavbundsjord. Ej heller kan et tilpasset udtryk for fosformætningsgraden forklare fosforfrigivelsen. Derfor mangler vi i øjeblikket det modelmæssige grundlag til at kortlægge fosformobiliseringspotentiallet i lavbundsjord. Nærværende studie har tydeliggjort et behov for videregående analyser af jern- og fosfordynamikken samt -mobiliseringen, når potentiallet for fosfortabet fra lavbundsjord skal kvantificeres.

Litteratur

Andersen, H.E., Baatrup-Pedersen, A., Blicher-Mathiesen, G., Christensen, J.P., Heckrath, G., Nordemann Jensen, P. (red.), Vinther, F.P., Rolighed, J., Rubæk, G. & Søndergaard, M. 2016. Redegørelse for udvikling i landbrugets fosforforbrug, tab og påvirkning af Vandmiljøet. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 86 s. - Teknisk rapport fra DCE - Nationalt Center for Miljø og Energi nr. 77.

Chien, S.H., Clayton, W.R. 1980. Application of Elovich equation to the kinetics of phosphate release and sorption in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 265-268.

Borggaard, O.K., Jørgensen, J.P., Møberg, J.P., Raben-Lange, B. 1990. Influence of organic matter on phosphate adsorption by aluminium and iron oxides in sandy soils. *Journal of Soil Science* 41, 443-449.

Forsmann, D. 2014. Hydro-biogeochemical processes affecting phosphorus release in rewetted organic soils. PhD Dissertation. AU Universitet.

Forsmann, D.M., Kjærgaard, C. 2014. Phosphorus release from anaerobic peat soils during convective discharge — Effect of soil Fe:P molar ratio and preferential flow. *Geoderma* 223-225, 21-32.

Freese, D., Van der Zee, S.E.A.T.M., Van Riemsdijk, W.H., 1992. Comparison of different models for phosphate sorption as a function of the iron and aluminium oxides of soils. *J. Soil Sci.* 43, 729–738.

Heiberg, L, Bender Koch, C., Kjærgaard, C., Jensen, HS., Hansen, HCB. 2012. Vivianite precipitation and phosphate sorption following iron reduction in anoxic soils. *J. Environ. Qual.* 41, 938-949.

Hoffmann, C.C., Kjaergaard, C., Uusii-Kämpää, J., Hansen, H.C.B., Kronvang, B. 2009. Phosphorus retention in riparian buffers: Review of their efficiency. *J. Environ. Qual.* 38, 1942–1955.

Kafkafi, U. 1972. Soil phosphorus. In: Halmann, M. (Ed.), *Analytical Chemistry of Phosphorus Compounds*. John Wiley, New York, pp. 727–741.

Karlsson, T., Persson, P., Skyllberg, U., Morth, C., Giesler, R. 2008. Characterization of iron(III) in organic soils using extended X-ray absorption fine structure spectroscopy. *Environ. Sci. Technol.* 42:5449–5454.

Kjærgaard, C.; Heiberg, L.; Jensen, H.S.; Hansen, H.C.B. 2012. Phosphorus mobilization in rewetted peat and sand at variable flow rate and redox regimes. *Geoderma* 173, 311–321.

Kjærgaard, C., Hoffmann, C.C., Heiberg, L., Hansen, H.C.B., Jensen, H., Greve, M. 2010. Risiko for fosfortab ved reetablering af vådområder? *Vand & Jord* 17(2), 58–62.

Lindsay, W.L., P.L.G. Vlek, and S.H. Chien. 1989. Phosphate minerals. p. 1089–1130. In J.B. Dixon and S.B. Weed (ed.) *Minerals in soil environments*. 2nd ed. SSSA Book Ser. 1. SSSA, Madison, WI.

Lookman, R., Freese, D., Merckx, R., Vlassak, K., Van Riemsdijk, W.H., 1995. Long-term kinetics of phosphate release from soil. *Environ. Sci. Technol.* 29, 1569–1575.

Lovley DR, Holmes DE, Nevin KP. 2004. Dissimilatory Fe(III) and Mn(IV) reduction. *Adv Microb Physiol* 49, 219–286.

Munch, J.C., Otto, J.C.G. 1980 Preferential reduction of amorphous to crystalline iron oxides by bacterial activity. *Soil Sci.* 129, 15–21.

Paludan, C. and H.S. Jensen. 1995. Sequential extraction of phosphorus in freshwater wetland and lake sediment: Significance of humic acids. *Wetlands* 15, 365–373.

Parfitt, R.L., Childs, C.W. 1988. Estimation of forms of Fe and Al: a review, and analysis of contrasting soils by dissolution and Mössbauer methods. *Australian Journal of Soil Research* 26, 121–144.

Petersen, R.J., Prinds, C., Iversen, B.V., Engesgaard, P., Jessen, S., Kjærgaard, C. 2020a. Riparian lowlands in clay till landscapes, Part I: Heterogeneity of flow paths and water balances. *Water Resources Research* 56(4) doi.org/10.1029/2019WR025808.

Petersen, R.J., Prinds, C., Jessen, S., Iversen, B.V., and Kjaergaard, C. 2020b. Riparian lowlands in clay till landscapes Part II: Nitrogen reduction and release along variable flow paths. *Water Resources Research*, 56(4) doi:10.1029/2019WR025810.

Poulsen H.D., Rubæk G.H. (red.) 2005. Fosfor i dansk landbrug. DJF rapport Husdyrbrug nr. 68. Aarhus 370 Universitet, Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultet. 211 p.

- Roden, E.E. 2003. Fe(III) oxide reactivity toward biological versus chemical reduction. *Environ. Sci. Technol.* 37, 1319–1324.
- Roden EE, Wetzel RG. 2002. Kinetics of microbial Fe(III) oxide reduction in freshwater wetland sediments. *Limnol Oceanogr* 41, 1733–1748.
- Rubæk, GH, Kristensen, K, Olesen, SE, Østergaard, HS & Heckrath, G, 2013. Phosphorus accumulation and spatial distribution in agricultural soils in Denmark. *Geoderma*, 209-210: 241-250.
- Rubæk, G.H. og Kristensen, K. 2017. Protocol for bicarbonate extraction of inorganic phosphate from agricultural soils. DCA Report no. 102, 53 p.
- Schilling, K., Borch, T., Rhoades, C.C., Pallud, C.E. 2019. Temperature sensitivity of microbial Fe(III) reduction kinetics in subalpine wetland soils. *Biogeochemistry* 142, 19-35.
- Schoumans O.F. 2000. Determination of the degree of phosphate saturation in non-calcareous soils. In: G.M. Pierzynski, editor. *Methods of phosphorus analysis for soils, sediments, residuals and waters*. Raleigh NC, USA. Coop. Ser. Bull. 396, Publ. SERA-IEG-17., North Carolina State University, pp. 31–34.
- Schoumans, O.F., Chardon, W. 2015. Phosphate saturation degree and accumulation of phosphate in various soil types in The Netherlands. *Geoderma* 237-238, 325-335.
- Schoumans, O.F., Groenendijk, P. 2000. Modeling soil phosphorus levels and phosphorus leaching from agricultural land in the Netherlands. *J. Environ. Qual.* 29, 111-116.
- Sissingh, H.A. 1971. Analytical technique of the Pw method, used for the assessment of the phosphate status of arable soils in the Netherlands. *Plant and Soil* 34, 483-486.
- Walpersdorf, E., Koch, C.B., Heiberg, L., O'Connell, D.W., Kjaergaard, C., Hansen, H.C.B. 2013. Does vivianite control the solubility of phosphate in anoxic meadow soils? *Geoderma* 193-194, 189 – 199.
- Zak, D., Gelbrecht, J., Steinberg, C.E.W. 2004. Phosphorus retention at the redox interface of fens in Northeast Germany. *Biogeochemistry* 70, 359-370.
- Zak, D., Hupfer, M., Kleeberg, A. 2006. Sulphate-mediated phosphorus mobilization in riverine sediments at increasing sulphate concentration, River Spree, NE Germany. *Biogeochemistry* 80, 109-119.
- Zak, D., Gelbrecht, J., C. Wagner, Steinberg, C.E.W. 2008. Evaluation of the phosphorus mobilization potential in re-wetted fens by an improved sequential chemical extraction procedure. *European Journal of Soil Science* 59, 1191-1201.
- Zak, D., Wagner, C., Payer, B., Augustin, J., Gelbrecht, J. 2010. Phosphorus mobilization in rewetted fens: the effect of altered peat properties and implications for their restoration. *Ecological Applications* 20(5), 1336-1349.

4.5.2 Kortlægning af relevante jordparametre for fosfor-mobilisering i dyrkede, organiske lavbundsJORDE

Amélie Beucher¹, Mogens Humlekrog Greve¹

Fagfællebedømmelse: Rasmus Jes Petersen²

¹Institut for Agroøkologi, AU

²Institut for Bioscience, AU

4.5.2.1. Introduktion

En stor del af de danske organiske lavbundsJORDE er drænedes og har været i omdrift i mere end et århundrede. Tilførsel af fosforgødning samt redistribuering af fosfor (P) fra omkringliggende områder har resulteret i en ophobning af fosfor i mange af disse lavbundsJORDE (Forsmann & Kjærgaard, 2014). Samtidig med en øget tilførsel af fosfor har den øgede iltning af de organiske JORDE resulteret i en øget volumenvægt (BD) og fosforkoncentration i disse JORDE. Fosfor kan bindes i lavbundsJORDENE til organisk stof eller til lerpartikler og jern- og aluminiumoxider. Den fortsatte ophobning af fosfor resulterer i en øget mætning af fosforbindingskomplekset og udgør dermed en risiko for tab af fosfor til vandmiljøet (Forsmann & Kjærgaard, 2014). Flere studier (f.eks. Litaor m.fl., 2004; Richardson, 1985; Sah & Mikkelsen, 1986; Schlichting m.fl., 2002) har vist, at fosforbindingskapaciteten i lavbundsJORDE korrelerer med indholdet af aluminiumoxider og særligt jernoxider.

Kendetegnende for de organiske lavbundsJORDE er den udbredte tilstedeværelse af reducerende forhold, når JORDENE periodevist vandmættes, og der opstår iltfrie forhold. Disse reducerende forhold kan føre til en opløsning af jernoxider og dermed en kraftig reduktion af JORDENS fosforbindingskapacitet. Hvis fosfor, som før var bundet til de, nu opløste, oxider, ikke kan bindes til de tilbageværende oxider, vil dette medføre en netto frigivelse af fosfor. På trods af at dræning øger JORDENS generelle iltindhold og dermed stabiliserer jernoxider, kan der i våde perioder ofte opstå lokale zoner med reducerende forhold – også i drænedes lavbundsJORDE (Petersen m.fl., 2020), hvormed fosfor kan gå i opløsning og transporteres via drænvand (Zak m.fl., 2010).

Poulsen og Rubæk (2005) udpegede dyrkede organiske lavbundsJORDE som den næststørste kilde efter brinkerosion til den diffuse fosforbelastning af havmiljøet omkring Danmark. Genetablering af vådområder resulterer i øgede iltfrie forhold med potentiel opløsning af fosforbindende jernoxider, hvilket udgør en risiko for yderligere fosforudvaskning (Forsmann & Kjærgaard, 2014).

Puljer af jernoxider og bundet fosfor kan karakteriseres vha. forskellige ekstraktionsmetoder (kap. 4.5.1). Med ammoniumoxalat ekstraheres amorfe og dermed reaktive aluminium- og jernoxider samt det fosfor, der er bundet til dem (kap. 4.2). Fordele ved ekstraktion med ammoniumoxalat er dens robusthed og egnethed til rutineanalyser. Ekstraktion med ammoniumoxalat er ofte anvendt på højbundsJORDE til estimering af fosforsorptionskapaciteten (PSC), som er proportional til summen af oxalat-ekstraherbart jern (Fe_{ox}) og aluminium (Al_{ox}) (Van der Zee og Van Riemsdijk, 1986). Forholdet mellem oxalat-ekstraherbart fosfor (P_{ox}) og PSC benævnes fosformætningsgraden, og denne er blevet relateret til risikoen for fosformobilisering, særligt i svagt sure og pH-neutrale, sandede JORDE (Schoumans & Chardon, 2015). Som i højbundsJORDE, udgør Fe_{ox} og Al_{ox} også en stor del af PSC under aerobe forhold i organiske lavbundsJORDE (Kjærgaard m.fl., 2010). Størstedelen af Fe_{ox} -puljen anses for redox-følsom (kap. 4.5.1; Heiberg m.fl., 2012), dog er evidensen her-

for forholdsvis sparsom. På grund af den store redoxfølsomme Fe-pulje i organiske lavbundsJORDE, kan fosformætningsgraden i disse jorde ikke relateres direkte til fosformobilisering, som det er tilfældet på aerobe højbundsJORDE (Kjærgaard m.fl., 2010; Forsmann & Kjærgaard, 2014). Indholdet af P_{ox} i danske lavbundsJORDE er ofte højt i forhold til indholdet i højbundsJORDE, og denne dynamiske fraktion udgør en stor del af total P i lavbundsJORDENE (Kjærgaard m.fl., 2010). Viden om lavbundsJORDENES indhold af Al_{ox} , Fe_{ox} og P_{ox} er derfor nødvendig for at forstå og beskrive den rumlige variation og tidslige dynamikker for fosforfrigivelse og -tilbageholdelse. Der findes p.t. ingen modeller til at beskrive disse generelt for organiske lavbundsJORDE.

SINKS-databasen indeholder geokemiske og fysiske data fra 8830 prøvepunkter i organiske lavbundsJORDE over hele Danmark. Som en del af fosforkortlægningsprojektet er anvendt dette omfattende datasæt til kortlægning af nøgleparametre (Fe_{ox} , Al_{ox} , P_{ox} og BD) i de øverste 30 cm af organiske lavbundsJORDE. Denne kortlægning er et bidrag til at danne det nødvendige vidensgrundlag for at kunne foretage en risikovurdering af fosfortabet fra organiske lavbundsJORDE, når der en gang foreligger valide modeller.

Et stigende antal studier har anvendt maskinlæringsteknikker til at kortlægge jordegenskaber eller jordtyper. Disse teknikker tillader en høj grad af kompleksitet i de tilgængelige data, kan håndtere store datasæt og kan tage højde for både lineære og ikke-lineære sammenhænge mellem data. Til den nærværende kortlægning er anvendt maskinlæringsmetoder til processering af 66 forskellige fladedækkende input-variable, herunder landskabstyper, geologi, topografi, dræningsklasser og arealanvendelse, til prædiktering/kortlægning af Fe_{ox} , Al_{ox} , P_{ox} og BD. Flere detaljer af kortlægningsstudiet er præsenteret i Bilag 5.

4.5.2.2. Metoder

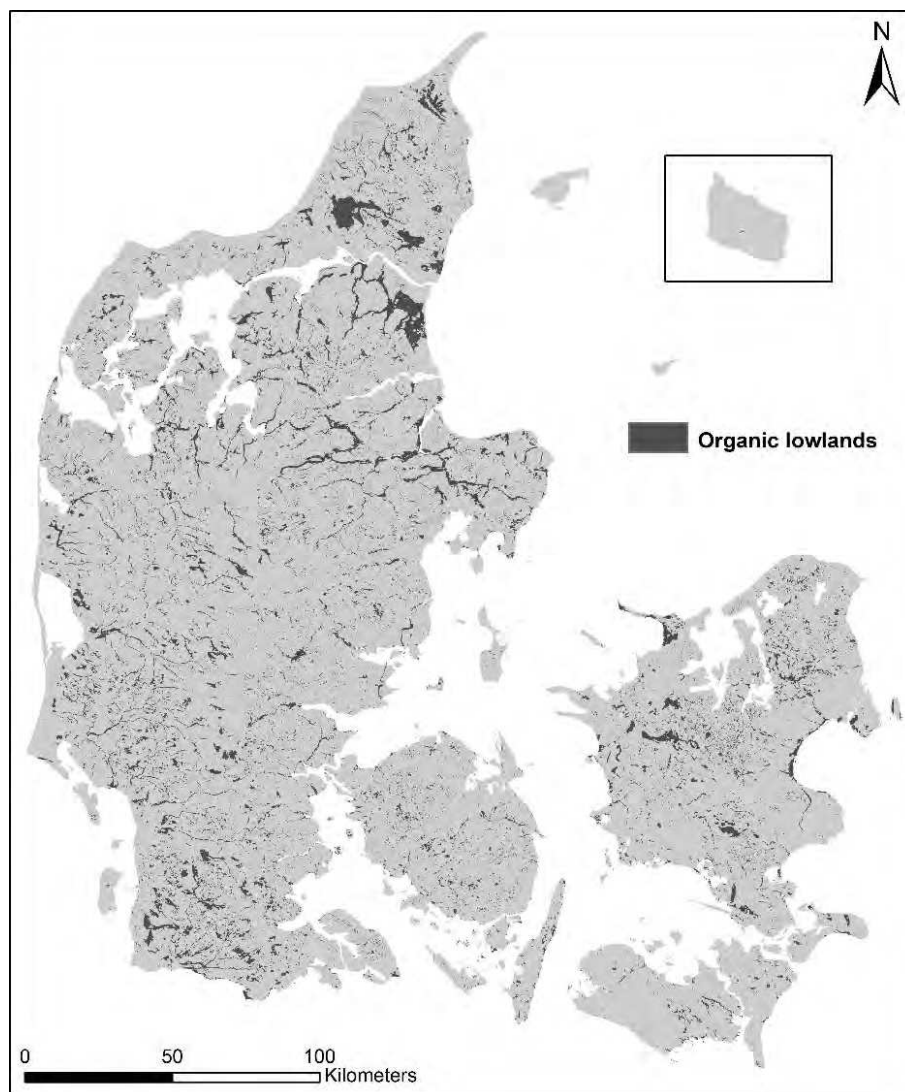
4.5.2.2.1 Kortlægning vha. maskinlæring

Til kortlægning af relevante jordparametre i de organiske lavbundsarealer er der anvendt to forskellige maskinlæringsmetoder: *Random Forest* (RF; Breiman, 2001) og *Quantile Regression Forest* (QRF; Meinshausen, 2006). For at udlæde forholdet mellem de parametre, som man ønsker at prædiktere/kortlægge, og de forskellige input-variable producerer RF et stort antal beslutningstræer/dendrogrammer. Datasættet opdeles via tilfældig udtrækning med tilbagelægning (*bagging*), og for hvert delsæt dannes beslutningstræer, hvor algoritmen til hver node i disse beslutningstræer udvælger en tilfældig input-variabel. Ved brug af QRF fås ikke blot gennemsnitlige prædikterede værdier, men også konfidensintervaller, så usikkerheden kan vurderes. For hver prædikteret parameter er der foretaget krydsvalidering ($\times 10$) til udvælgelse af den bedste prædiktionsmodel baseret på en række forklaringskoefficienter: *Mean squared error* (MSE), *mean absolute error* (MAE), *root mean squared error* (RMSE) og determinationskoefficienten (R^2).

4.5.2.2.2. Data

Området for kortlægningen af dyrkede, organiske lavbundsarealer (ca. 1714 km², figur 4.5.2.1) blev defineret som udbredelsen af jorde med et minimum-indhold af organisk kulstof (SOC) på 6% efter kortlægningen af Adhikari m.fl. (2014b) samt af IMK2018-kortet over dyrkede arealer i 2018. Da SINKS-data ikke dækker ca. 344 km² af dette areal, omfatter kortlægningen af Al_{ox} , Fe_{ox} , P_{ox} og BD i alt 1370 km². På de følgende kort vil de manglende 344 km² blive vist som "ikke kortlagt".

Figur 4.5.2.1. Fordeling af 1714 km² dyrkede, organiske lavbundslande i Danmark defineret som overlappet mellem jorde, hvor organisk kulstof > 6% (Adhikari m.fl., 2014b) og dyrkede arealer i 2018 (IMK2018).



4.5.2.2.3. Input-variable (prædiktorer)

Til at prædiktere og kortlægge de relevante parametre er der i dette studie anvendt fladedækkende data for 66 forskellige variabler (prædiktorer). Disse kan inddeles i tre grupper: landskabs-/jordparametre (36 variabler), topografi (21 variabler) og klima (9 variabler). Alle disse blev genereret eller *resamplet* til en opløsning på 30,4 m (Bilag 5).

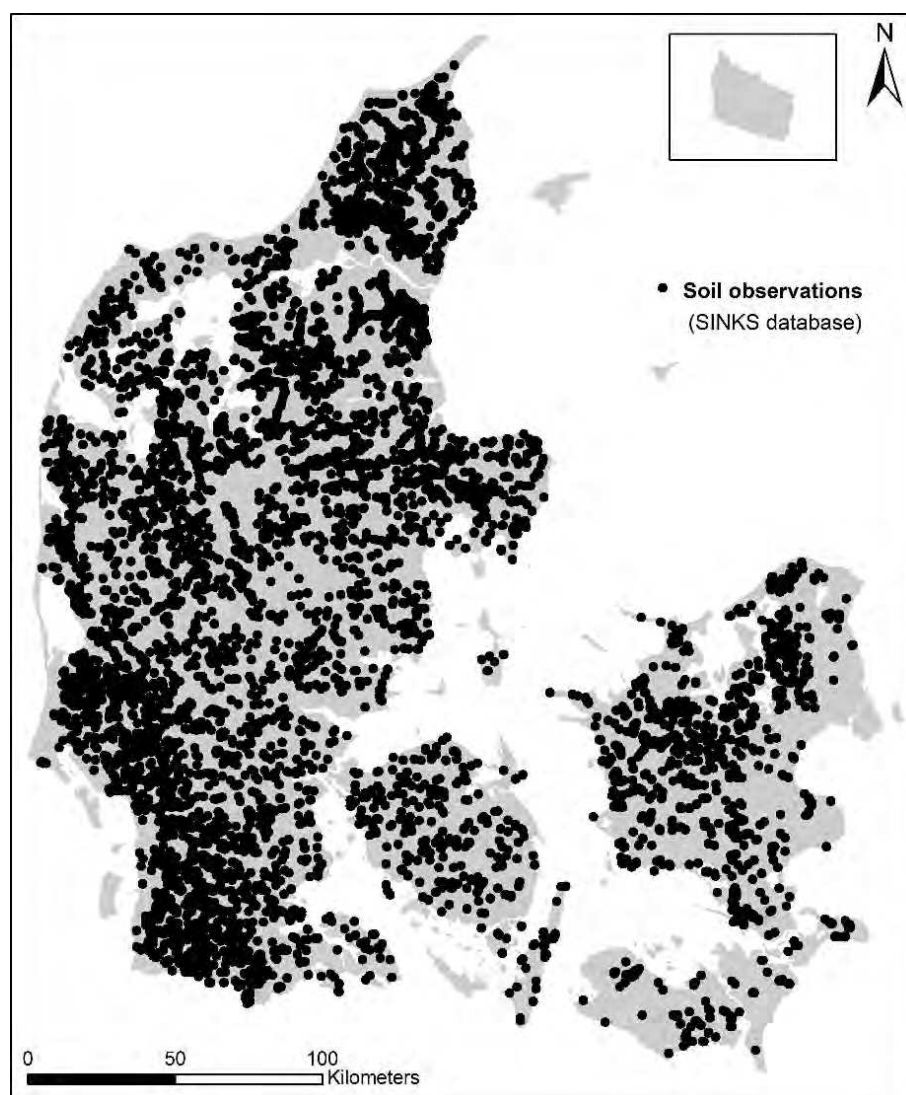
Landskabs-/jordparametrene består af både kontinuerte variabler (30) og kategoriske variabler (5). De kontinuerte variable er humus-indhold samt indholdet af ler, sand (grov+fin) og silt i fire forskellige dybder (0-30, 30-60, 60-90 og 90-120 cm, Adhikari m.fl., 2013; 2014b), pH i seks forskellige dybder (0-5, 5-15, 15-30, 30-60, 60-100 og 100-200 cm), modelleret eller interpoleret dybde til grundvandsspejlet, tykkelsen af kvartære aflejringer og risikokortet for særligt pyritholdige jorde (Beucher m.fl., 2017). De kategoriske variabler (Tabel 1) består af geologi (11 kategorier, Danmarks Geologiske Undersøgelse, 1978), georegion (7 kategorier baseret på klima og geografi), landskabstype (11 kategorier, Madsen m.fl., 1992), arealanvendelse (5 kategorier, Stjernholm og Kjeldgaard, 2004) og dræningsklasse (5 kategorier, Møller m.fl., 2019).

De topografiske variabler består hovedsagligt af Danmarks Højdemodel (DHM) og variabler afledt heraf: *Detrended* højdemodel, terrænhældning, *co-sine and sine of slope aspect*, *direct sunlight insolation*, *mid-slope position*, *relative*

slope position (RSP), flow accumulation, Multi- Resolution Index of Valley Bottom Flatness (MRVBF), System of Automated Geoscientific Analyses Wetness Index (SAGAWI), Total Wetness Index (TWI), daldybde, vertikal og horisontal afstand til vandløb, terrænhældning til vandløb, plan and profile curvatures og depth of sinks (bluespot) (Adhikari et al, 2014a). Derudover er der anvendt kort over ådale (Sechu m.fl., under forberedelse) samt afstanden til Litorina-kystlinjen.

Klimavariablerne er hovedsagligt baseret på gennemsnitsværdier for perioden 1970-2000 fra WorldClim (Fick & Hijmans, 2017): årlig middel-, minimum-, og maksimumtemperatur, middeltemperatur for de varmeste og koldeste kvartaler, årsmiddelnedbør samt nedbør i hhv. den vådeste og den tørreste måned. Derudover er anvendt middelnedbør i perioden april-oktober for årene 1961-1990 (Scharling, 2000).

Figur 4.5.2.2. Lokalteter for jordprøvetagning til SINKS-databasen.



4.5.2.2.4. SINKS-data (målvariabler/træningsdata)

Jordprøvetagning til SINKS-databasen blev foretaget i 2010-2011, hvor ca. 8830 jordprøver systematisk blev udtaget fra dyrkede organiske lavbundsarealer (figur 4.5.2.2). Prøverne blev udtaget fra tre forskellige regulære grids (250, 275 og 500 m), og vha. et volumen-bor (5 cm diameter) blev der ved hvert prøvepunkt udtaget prøver fra fire forskellige dybder (0-30, 30-60, 60-90 og 90-120 cm), dog ikke dybere end til den øverste mineraljord. Tykkelsen af tørv blev målt ned til en dybde på maksimum 5 m. Jordprøverne blev beskrevet

mht. jordtype, farve og omsætningsgrad, og pH blev målt i felten. Jordprøverne blev opbevaret i plasticposer, tørret (37°C) og siet (2 mm, ISO 11464: 2006) for at fjerne sten og grove planterester. Fe_{ox}, Al_{ox} og P_{ox} blev analyseret på de siede prøver med ICP-OES (Varian 725-ES, 238.204 nm, AGROLAB GmbH, Tyskland) som beskrevet af Schoumans (2000). Kulstofindholdet blev bestemt ved forbrænding efter ISO 10694: 1995. Volumenvægten (tør) blev beregnet for hver prøve ud fra tørvægten og det totale prøvevolumen.

4.5.2.3. Resultater

4.5.2.3.1 Træningsdata

Middelværdier for Fe_{ox}, Al_{ox} og P_{ox} i SINKS-databasen var hhv. 143,8, 55,3 og 15,7 mmol kg⁻¹. Datafordelingerne for disse parametre var højreskæve som følge af et mindre antal meget høje værdier. Kurtosisværdien for fordelingerne var ligeledes høj som et udtryk for, at datasættet hovedsagligt består af lave værdier. Middelværdien for volumenvægten (BD) var 0,8 g cm⁻³ og faldt generelt med stigende dybde.

4.5.2.3.2. Modelresultater

På trods af at maskinlæringsmetoden QRF ikke kræver nogen antagelser om normalfordelte data (Vaysse & Lagacherie, 2017), var modellen bedre til at prædiktere de fleste af målvariablerne, hvis disse var log-transformerede (Bilag 5). Al_{ox} og P_{ox} blev desuden bedre prædikeret, hvis disse blev udtrykt på volumenbasis (mmol m⁻³) i stedet for vægtbasis (mmol kg⁻¹). De bedste modelresultater blev således opnået ved at prædiktere BD utransformeret (R²=0,61), logtransformeret Fe_{ox} på vægtbasis (R²=0,46), logtransformeret Al_{ox} på volumenbasis (R²=0,53) og logtransformeret P_{ox} på volumenbasis (R²=0,40). Disse moderate modelpræstationer stemmer overens med den kompleksitet for fosfordynamik, som tidligere er påvist for lavbundsområder (Zak m.fl., 2010; Kjærgaard m.fl., 2012).

De resulterende kort for disse fire modeller ses i figurerne 4.5.2.3-4.5.2.6, hvor målvariablerne hver er klassificeret i fem 20 %-fraktiler. De prædikterede værdier for Al_{ox} og P_{ox} var særligt høje på bakkeøerne og smeltevandssletterne i Vestjylland og i de sandede moræneaflejringer i Nordjylland (hhv. figur 4.5.2.3 og 4.5.2.5). De laveste værdier for begge disse parametre blev kortlagt på Litorinafladen i Nordjylland, mens der yderligere sås lave værdier for Al_{ox} i det østlige Danmark og lave værdier for P_{ox} i de centrale dele af Sønderjylland.

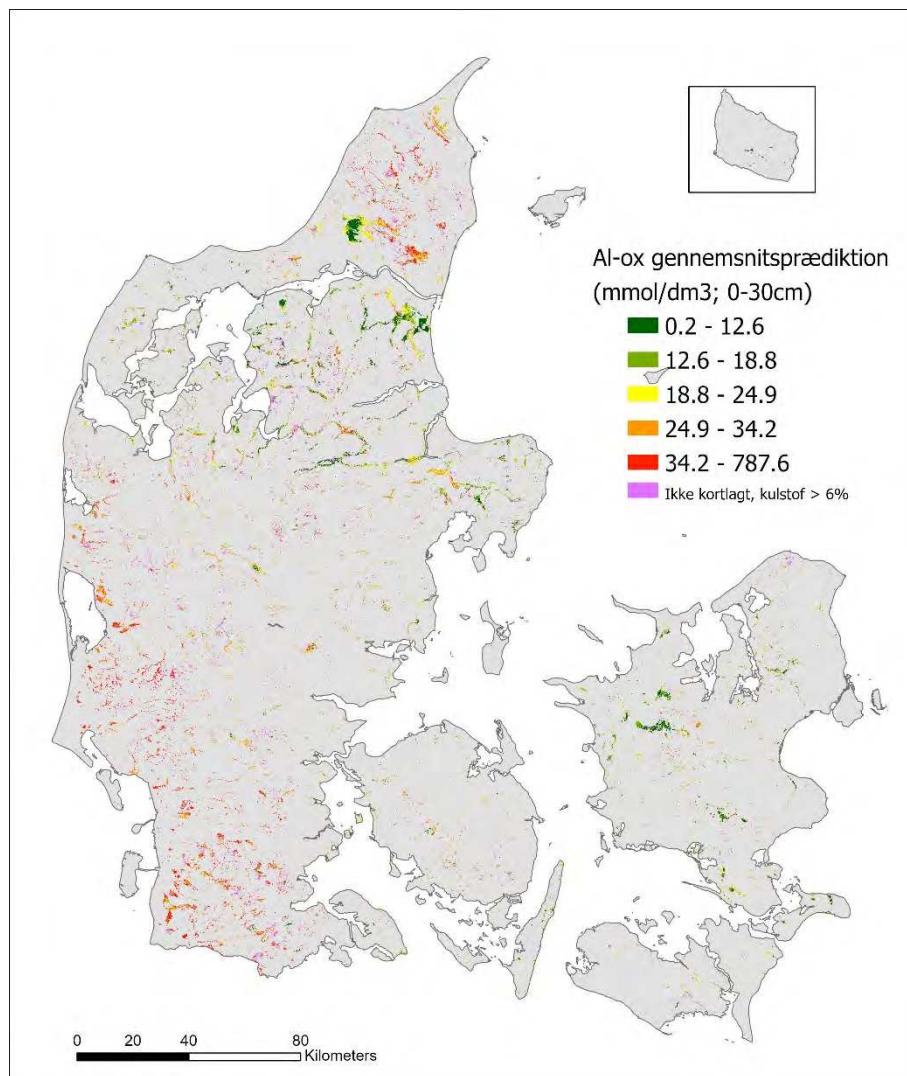
De prædikterede værdier for Fe_{ox} var høj i de fleste organiske lavbundslande i Danmark, hvor lavere værdier hovedsagligt fandtes på Litorinafladen i Nordjylland og på smeltevandssletterne i Midt- og Sønderjylland (figur 4.5.2.4). Prædikterede værdier for BD var ligeledes generelt lave på Litorinafladen i Nordjylland og i det vestlige Jylland (figur 4.5.2.6).

Den vigtigste prædiktor for alle målvariablerne var humus-indholdet i de øverste 30 cm (Bilag 5), hvilket stemmer overens med tidligere studier, som har fundet, at humus-indholdet spiller en vigtig rolle for fosformobilisering (Forsmann & Kjærgaard, 2014).

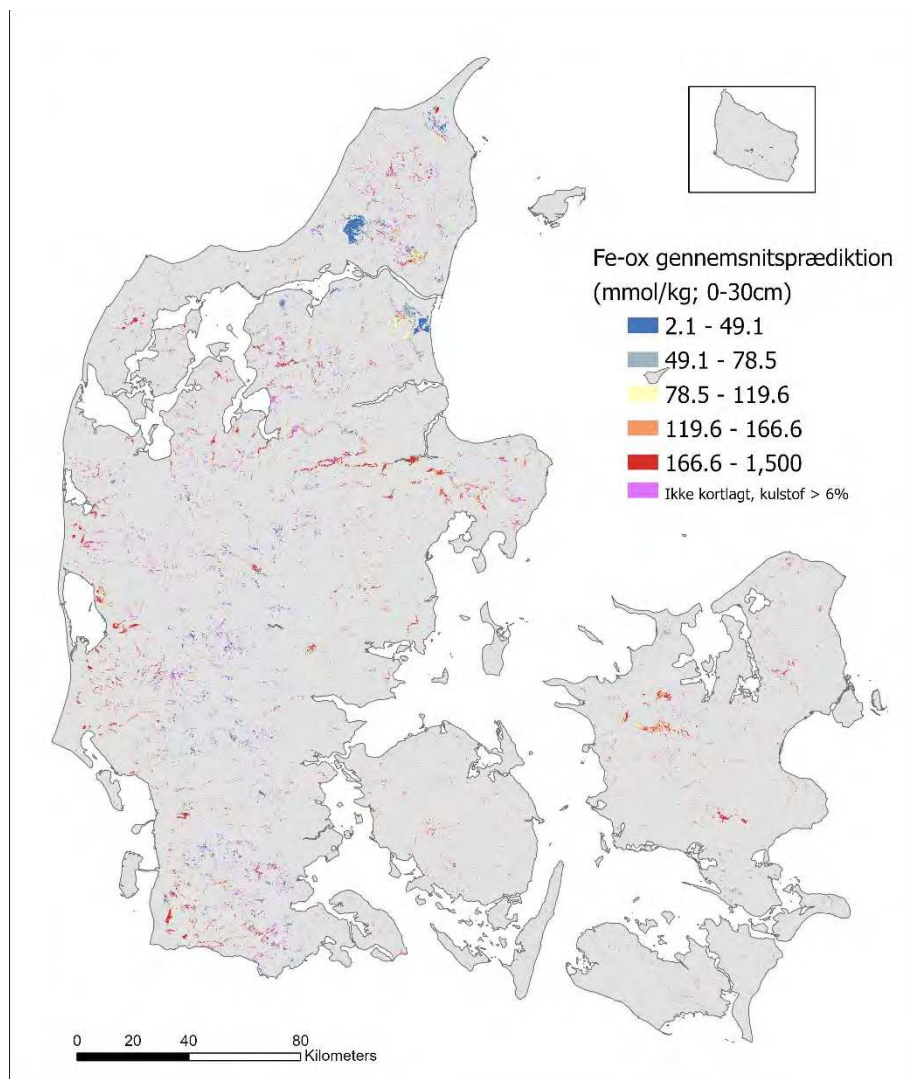
Klima- og landskabsparametrene var særligt vigtige for prædiktion af Fe_{ox} og Al_{ox}, mens ådalene og dybden til grundvandsspejlet var særligt vigtige for prædiktion af Fe_{ox}. Hydrologien har tidligere vist sig at have en vigtig indflydelse på fosformobilisering i vådområder (Kjærgaard m.fl., 2012).

Teksturvariablerne, særligt groft sand og ler, var ydermere relativt vigtige prædiktorer for P_{ox} . Mod forventning var de topografiske prædiktorer ikke særligt vigtige for prædiktion af BD. Heller ikke risikokortet for særligt pyritholdige jorde var en vigtig prædiktor for nogen af målvariablerne, hvilket er overraskende, da Zak m.fl. (2006) fandt, at områder med høj tilførsel af sulfat og stor sulfatreduktion medfører udfældning af jernsulfider, hvormed porevandskoncentrationer af Fe(II) mindskes, og risikoen for fosformobilisering øges.

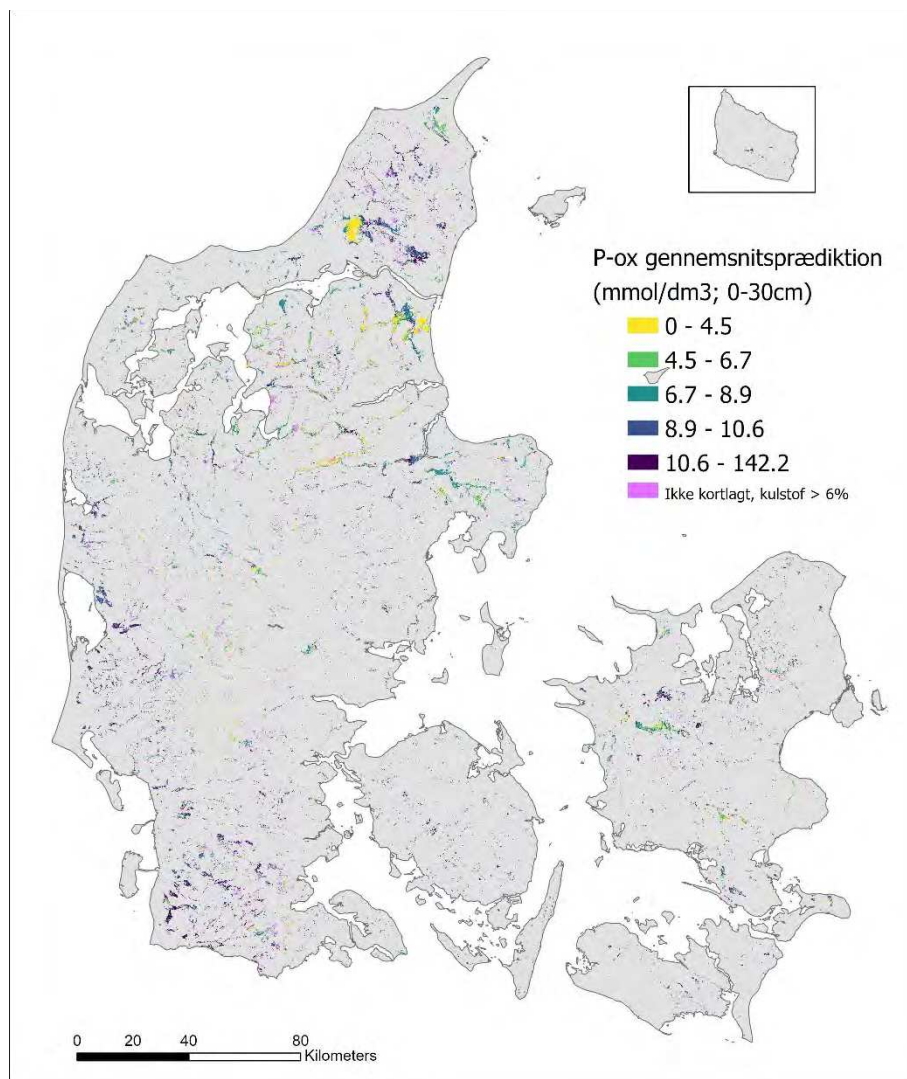
Figur 4.5.2.3. Middel af prædikterede værdier for oxalat-ekstraherbart aluminium (Al_{ox} , mmol dm^{-3}) inddelt i fem fraktiler. De viste resultater er for dybden 0-30 cm.



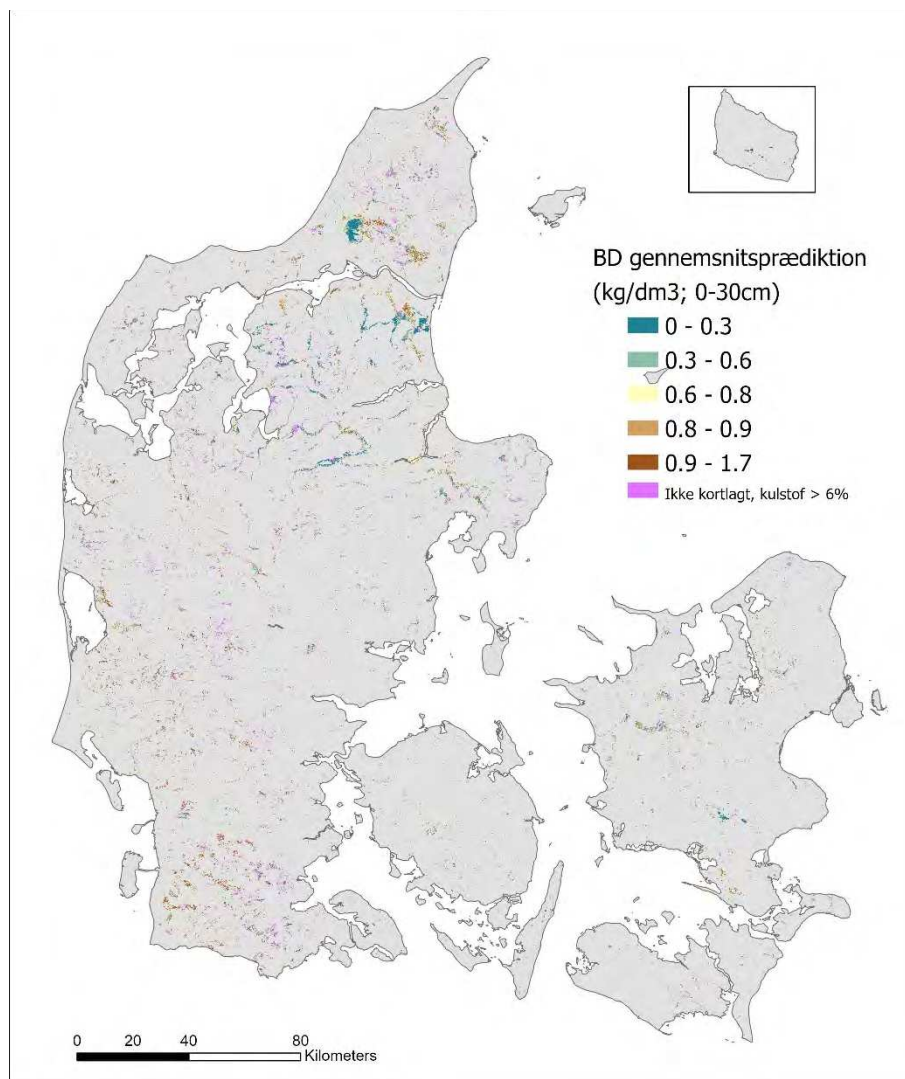
Figur 4.5.2.4. Middel af prædikterede værdier for oxalat-ekstraherbart jern (Fe_{ox} , mmol kg^{-1}) inddelt i fem fraktiler. De viste resultater er for dybden 0-30 cm.



Figur 4.5.2,5. Middel af prædikterede værdier for oxalat-ekstraherbart fosfor (P_{ox} , mmol dm⁻³) indelt i fem fraktiler. De viste resultater er for dybden 0-30 cm.



Figur 4.5.2.6. Middel af prædikterede værdier for jordens tørre volumenvægt (BD, kg dm⁻³) inddelt i fem fraktiler. De viste resultater er for dybden 0-30 cm.



4.5.2.3.4. Usikkerheder

De prædikterede værdier viste generelt en mindre spredning end de observerede data (SINKS-data), og modellerne havde dermed svært ved at prædiktere de mest ekstreme værdier (Bilag 5). For Fe_{ox}, Al_{ox} og P_{ox} udgjorde 80 % af prædiktionsintervallet hhv. kun 0,34 %, 0,78 % og 2,3 % af variationsbredde af de observerede data, mens det for BD udgjorde <25 % af den observerede variationsbredde. Prædiktionsintervallet for Al_{ox} var generelt smalt med undtagelse af et mindre område omkring Varde Bakkeø og Esbjerg Bakkeø (ikke vist), hvor de prædikterede værdier samtidig var forholdsvis høje (figur 4.5.2.3). For Fe_{ox} og BD var de bredeste prædiktionsintervaller at finde i det sydvestlige Jylland, mens Litorinafladen i Nordjylland udviste de smalleste prædiktionsintervaller. Der blev ikke påvist en generel sammenhæng mellem størrelsen af prædiktionsintervallerne og størrelsen af de prædikterede værdier, hvilket antyder, at de fleste prædiktionsusikkerheder stammer fra variationer på en mindre skala end opløsningen af prædikator-variablerne.

4.5.2.4. Konklusion

Der er foretaget en landsdækkende kortlægning af oxalat-ekstraherbart jern, aluminium og fosfor (Fe_{ox} , Al_{ox} og P_{ox}) samt volumenvægt (BD) i organiske lavbunds-jorde, da disse parametre har stor indflydelse på den biogeokemiske fosfordynamik i organiske lavbundsområder (Kjærgaard m.fl., 2012; Forsmann & Kjærgaard, 2014). Fe_{ox} er relevant, da den udgør en stor redoxfølsom pulje, som binder store mængder fosfor. Al_{ox} udgør ligeledes en pulje, som kan binde fosfor. Denne pulje er ikke redoxfølsom. Volumenvægten, BD, udviser stor variation på organiske lavbunds-jorde, hvorfor kendskab til BD er afgørende, når stofomsætning og fosformobilisering skal vurderes på arealbasis.

Kortlægningen er foretaget for de øverste 30 cm, hvor de bedste modeller for hver af de fire målvariable var i stand til at forklare de observerede data med forklaringsgrader (R^2) mellem 0,40 og 0,61. De forholdsvist beskedne forklaringsgrader er forventelige som følge af den store kompleksitet, som er beskrevet for fosfordynamik for ikke bare danske lavbundsområder (Kjærgaard m.fl., 2012), men også for organiske jorde i Nordeuropa (Zak m.fl., 2010).

Prædiktionsusikkerheder blev vurderet ud fra prædiktionsintervallet (forskellen mellem 25 %- og 75 %-kvartilerne). Prædiktionsintervallerne var generelt smalle, og der sås ingen sammenhæng mellem prædiktionsværdier og størrelsen af prædiktionsintervallerne.

Litteratur

- Adhikari, K.; Kheir, R.; Greve, M.B.; Bøcher, P.; Malone, B.; Minasny, B.; McBratney, A.; Greve, M.H. 2013. High-Resolution 3-D Mapping of Soil Texture in Denmark. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 77, 860–876.
- Adhikari, K., Minasny, B., Greve, M.B., Greve, M.H. 2014a. Constructing a soil class map of Denmark based on the FAO legend using digital techniques. *Geoderma* 214, 101–113.
- Adhikari, K., Hartemink, A., Minasny, B., Kheir, R., Greve, M.B., Greve, M.H. 2014b. Digital mapping of soil organic carbon contents and stocks in Denmark. *PLoS One* 9, e105519.
- Beucher, A., Adhikari, K., Breuning-Madsen, H., Greve, M.B.; Österholm, P., Fröjdö, S., Jensen, N.H., Greve, M.H. 2017. Mapping potential acid sulfate soils in Denmark using legacy data and LiDAR-based derivatives. *Geoderma* 308, 363–372.
- Breiman, L. Random forests. 2001. *Mach. Learn.* 45, 5–32.
- Danmarks Geologiske Undersøgelse. Foreløbige geologiske kort (1:25.000) over Danmark. DGU Serie A(3), 1978. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Denmark.
- Fick, S.E. and R.J. Hijmans. 2017. Worldclim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *Int. J. Climatol.*
- Forsmann, D.M., Kjærgaard, C. 2014. Phosphorus release from anaerobic peat soils during convective discharge — Effect of soil Fe:P molar ratio and preferential flow. *Geoderma* 223–225, 21–32.

Kjærgaard, C.; Hoffmann, C.C.; Heiberg, L.; Hansen, H.C.B.; Jensen, H.; Greve, M. Risiko for fosfortab ved reetablering af vådområder? *Vand & Jord* 2010, 17(2), 58-62.

Kjærgaard, C., Heiberg, L., Jensen, H.S., Hansen, H.C.B. 2012. Phosphorus mobilization in rewetted peat and sand at variable flow rate and redox regimes. *Geoderma*, 173, 311–321.

Litaor, M.I., Reichmann, O., Auerswald, K., Haim, A., Shenker, M. 2004. Sorption characteristics of phosphorus in peat soils of a semiarid altered wetland. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 1658–1665.

Madsen, H.B., Nørr, A.H., Holst, K.A. 1992. The Danish soil classification. *Atlas Over Denmark I Vol. 3*. The Royal Danish Geographical Society, Copenhagen.

Meinshausen, N. 2006. Quantile regression forests. *J. Mach. Learn. Res.* 7, 983–999.

Møller, A.B., Iversen, B.V., Beucher, A., Greve, M. 2019. Prediction of soil drainage classes in Denmark by means of decision tree classification. *Geoderma* 352, 314–329.

Padarian, J., Minasny, B., McBratney, A.B. 2019. Using deep learning for digital soil mapping. *SOIL Discuss.* 5, 79–89.

Petersen, R.J.; Prinds, C.; Iversen, B.V.; Engesgaard, P.; Jessen, S.; Kjærgaard, C. Riparian lowlands in clay till landscapes, Part I: Heterogeneity of flow paths and water balances. *Water Resources Research* 2020, 56(4) doi.org/10.1029/2019WR025808.

Poulsen, H.D., Rubæk, G.H. (eds.) Fosfor i dansk landbrug. DJF rapport Husdyrbrug nr. 68. 2005. 211 s.

Richardson, C.J. 1985. Mechanisms controlling phosphorus retention capacity in freshwater wetlands. *Science* 228, 1424–1427.

Sah, R.N., Mikkelsen, D.S. 1986. Transformation of inorganic phosphorus during the flooding and draining cycles of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 62–67.

Scharling, M. 2000. Klimagrid - Danmark normaler 1961-90 m² areals- og ⁰arsværdier nedbør 10*10, 20*20 and 40*40 km temperatur og potentiel fordampning 20*20 and 40*40 km. Teknisk Rapport, Danish Meteorological Institute, pp. 1–17.

Schlichting, A., Leinweber, P., Meissner, R., Altermann, M. 2002. Sequentially extracted phosphorus fractions in peat-derived soils. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 165, 290–298.

Schoumans, O.F. 2000. Determination of the degree of phosphate saturation in non-calcareous soils. In: G.M. Pierzynski (ed.) *Methods of phosphorus analysis for soils, sediments, residuals and waters*. Raleigh NC, USA. North Carolina State University, South. Coop. Ser. Bull. 396, Publ. SERA-IEG-17, 31–34.

Sechu, G.L., Iversen, B.V., Nilsson, B., Greve, M.B., Børgesen, C.D., Greve, M.H. In preparation. River Valley Extractor (RVE): A GIS tool for the extraction of river valley bottom within catchments.

- Stjernholm, M., Kjeldgaard, A. 2004. CORINE Landcover Update in Denmark - Final Report, 2004. National Environment Research Institute (NERI), Denmark.
- Van der Zee, S.E.A.T.M., Van Riemsdijk, W.H. 1986. Sorption kinetics and transport of phosphate in sandy soil. *Geoderma* 38(1-4), 293-309.
- Vaysse, K., Lagacherie, P. 2017, Using quantile regression forest to estimate uncertainty of digital soil mapping products. *Geoderma* 291, 55–64.
- Wadoux, A.M.J.C., Padarian, J., Minasny, B. 2019. Multi-source data integration for soil mapping using deep learning. *Soil Discuss.* 5, 107–119.
- Zak, D., Kleeberg, A., Hupfer, M. 2006. Sulphate-mediated phosphorus mobilization in riverine sediments at increasing sulphate concentration, River Spree, NE Germany. *Biogeochemistry* 80, 109–119.
- Zak, D., Wagner, C., Payer, B., Augustin, J., Gelbrecht, J. 2010a. Phosphorus mobilization in rewetted fens: the effect of altered peat properties and implications for their restoration. *Ecol. Appl.* 20, 1336–1349.

4.6 Kortlægning af fosfortab ved brinkerosion

Rasmus Jes Petersen¹, Hans Thodsen¹, Hans Estrup Andersen¹

Fagfællebedømmelse: Bo Vangsø Iversen²

¹Institut for Bioscience, AU

²Institut for Agroøkologi, AU

4.6.1 Introduktion

Erosion af vandløbsbrinker udgør et betydeligt bidrag til mobilisering af både sediment og fosfor i vandløb i Danmark (Foster m.fl., 1988; Svendsen m.fl., 1995; Kronvang & Rubæk, 2005). Brinkerosionsrater er målt til 11-36 mm år⁻¹ i en række danske studier på forskellige jordtyper, landskabstyper og oplandsstørrelser (Laubel m.fl., 1999; Laubel m.fl., 2003; Veihe m.fl., 2011; Kronvang m.fl., 2012). Der er her tale om brutto-brinkerosion, idet en meget stor del af materialet, især de grovere fraktioner, deponeres igen i vandløbssystemet. Fosforindholdet i vandløbsbrinker er bestemt i nogle få, danske studier, hvor koncentrationsintervallet har været 570 - 1130 mg P kg⁻¹ (Laubel m.fl., 2003; Veihe m.fl., 2011; Kronvang m.fl., 2012).

Netto-fosformobilisering fra vandløbsbrinker, dvs. den mængde fosfor, der eroderes fra brinkerne fratrasket den del, der re-deponeres indenfor vandløbssystemet, er tidligere estimeret til 0.28 – 0.34 kg P ha⁻¹ fra et 486 km² opland, svarende til 22 – 53% af det totale diffuse fosfortab fra oplandet (Kronvang m.fl., 2012). Ligeledes estimerede Laubel m.fl. (2003) en netto-fosformobilisering ved brinkerosion på 0.23 - 0.28 kg P ha⁻¹ i 15 vandløb, svarende til 14 - 40 % af den totale diffuse fosfortransport. På national skala er brinkerosion vurderet som værende den største diffuse fosforkilde til vandmiljøet med et bidrag på 20 - 47% af den totale diffuse fosforbelastning mellem 2000 og 2018 (Kronvang & Rubæk, 2005; Thodsen m.fl., 2019).

Den videnskabelige litteratur peger på flere faktorer, som har indflydelse på størrelsen af brinkerosion: Store afstrømningsbegivenheder og det forudgående vandindhold i brinkerne (Hooke, 1979), frost-tø-processer (Lawler, 1993), husdyrhold og landbrug (Trimble, 1994), vandløbsbrinkernes jordtype og geometri (Schumm & Thorne, 1989), vandløbsmorfologi (Klaassen & Masselink, 1992) og vegetationstypen på vandløbsbrinkerne (Gray & MacDonald, 1989; Kronvang m.fl., 2012).

Formålet med dette studie er at bestemme fosfortabet forårsaget af brinkerosion på oplandsskala og på national skala. Studiet har haft en række delmål:

- Karakterisering af brinksedimenters fosforindhold for alle arealmæssigt betydende landskabstyper.
- Udvikling af en brinkerosionsmodel, som kan anvendes på oplands- og national skala.
- Indsamling og beregning af nødvendige inputdata til brinkerosionsmodellen.
- Afvikling af modellen landsdækkende og vurdering af modelberegninger mod monitoringsdata for diffus fosfortransport på oplands- og national skala.

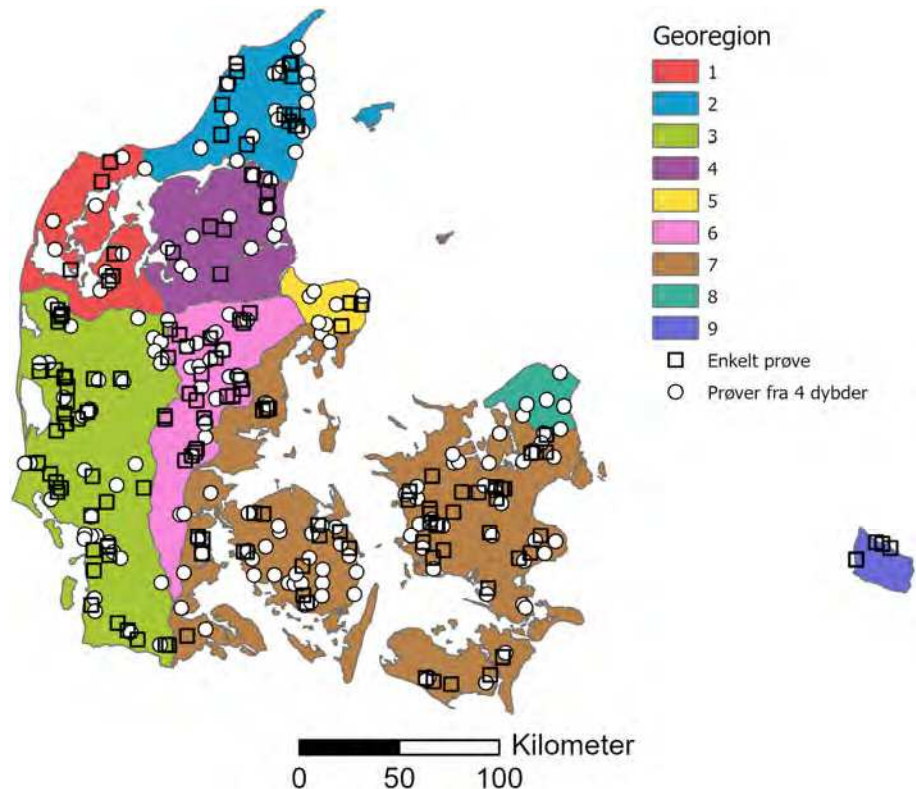
Udover nedenstående beskrivelse findes i bilag 6 en mere uddybende beskrivelse af det tilvejebragte datamateriale, metoder og resultater.

4.6.2 Metoder

4.6.2.1 Udtagning og analyse af brinkprøver

I alt 879 jordprøver fra vandløbsbrinker på 334 lokaliteter fordelt over hele landet dækkende alle betydende landskabstyper blev indsamlet i 2018 (Figur 4.6.1). Alle jordprøver blev scannet med NIR reflektionsspektroskopi og 150 repræsentative prøver blev udvalgt til traditionel teksturanalyse. Disse 150 prøver blev anvendt til at kalibrere en pedotransfer-funktion til bestemmelse af de øvrige jordprøvers tekstur og indhold af organisk C (SOC) ud fra deres NIR-spektre.

Figur 4.6.1. Lokaliteter for prøvetagning af vandløbsbrinker. Cirkler viser lokaliteter, hvor jordprøver blev udtaget i fire forskellige dybder (0-25, 25-50, 50-75, og 75-100 cm), mens kvadrater viser lokaliteter, hvor en enkelt jordprøve blev udtaget midt mellem brinkkrone og vandspejlet. Baggrundskortet viser de ni georegioner i Danmark.



Ved hjælp af empiriske relationer blev tekstur (vægt-%), organisk kulstofindhold (SOC, vægt-%) og prøvetagningsdybden (cm) anvendt til at estimere volumenvægten (tørvægt, BD, g cm⁻³) for jordprøverne:

Jordprøver, hvor SOC < 10% (Katuwal m.fl., 2020):

$$BD = 1.901 - 0.002 \text{ ler} - 0.004 \text{ grovsilt} - 0.004 \text{ sand} - 0.094 \text{ SOC} + 0.001 \text{ dybde} \quad (1)$$

Jordprøver, hvor SOC ≥ 10% (Ruehlmann & Körschens, 2009):

$$BD = 1.556 \times e^{-0.008 \times \text{SOC}} \quad (2)$$

4.6.2.2 Udvikling af en model for brinkerosion

To forskellige datasæt ligger til grund for udviklingen af brinkerosionsmodellen anvendt i denne kortlægning: Ét fra oplandet til Odense Fjord (486 km², Kronvang m.fl., 2012), som repræsenterer de østlige, lerede dele af Danmark, og et fra de øvre dele af oplandet til Skjernåen (2490 km², ikke publiceret), som repræsenterer de vestlige, sandede landskabstyper. Odense-studiet forløb over tre år og omfattede 36 vandløbsstrækninger à 100 m. Skjern Å-studiet forløb over to år og omfattede 12 vandløbsstrækninger à 100 m. I begge studier blev

brinkerosionen målt ved at indsætte stålpinde i forskellige højder i vandløbsbrinkerne vinkelret på brinkoverfladen. Erosion og aflejring blev herefter målt som ændringerne i jordoverfladen ift. de installerede stålpinde over tid.

Modeludviklingen var begrænset af, at de forklarende modelparametre efterfølgende skulle kunne kortlægges landsdækkende. Som en konsekvens heraf indgår kun vandløbsbredde og brinkvegetation i modellen. Der blev udviklet separate modeller for de to datasæt, da signifikant forskellige estimater blev fundet for modelparametrene sandsynligvis på grund af forskelle i topografi og geologi imellem områderne. De resulterende modeller prædikerer brutto-brinkerosion i mm år⁻¹ baseret på to vegetationshøjdeklasser (0-4 og >4 m) samt hhv. fire breddeklasser (0-4, 4-8, 8-12, >12 m) i Odense-modellen og tre breddeklasser (0-4, 4-8, >8 m) i Skjern-modellen. De resulterende erosionsrater spænder mellem 11 og 43 mm år⁻¹ for Odense-modellen og mellem 24 og 93 mm år⁻¹ for Skjern-modellen. Modellen har følgende udseende:

$$Brinkerosion = e^w \times e^{veg} \quad (3)$$

hvor w og veg er regressionskoefficienter for hhv. breddeklasse og vegetationshøjdeklasse.

Modelestimater for brutto-brinkerosion beregnet for hhv. Odense- og Skjern-modellen er vist i tabellerne 4.6.1 og 4.6.2.

Tabel 4.6.1. Brinkerosionsmodel udviklet på data fra oplandet til Odense Å (mm år⁻¹) (n = 495) inklusiv nedre og øvre grænse i 95% konfidensintervaller. Breddeklasse 1-4 dækker over vandløbsbredder i hhv. intervallerne 0-4 m, 4-8 m, 8-12 m og >12 m, mens vegetationsklasserne H og L dækker over hhv. høj (>4 m) og lav (<4 m) vegetationshøjde.

Bredde-klasse	Vegetations-klasse	Erosion (mm år ⁻¹)	Nedre grænse (mm år ⁻¹)	Øvre grænse (mm år ⁻¹)
1	H	11.3	8.0	15.9
2	H	15.7	11.7	21.0
3	H	26.8	18.3	39.3
4	H	14.7	10.4	20.8
1	L	17.9	14.8	21.6
2	L	24.9	21.7	28.5
3	L	42.5	33.8	53.4
4	L	23.3	19.2	29.0

Tabel 4.6.2. Brinkerosionsmodel udviklet på data fra oplandet til Skjern Å (mm år⁻¹) (n = 109) inklusiv nedre og øvre grænse i 95% konfidensintervaller. Breddeklasse 1-3 dækker over vandløbsbredder i hhv. intervallerne 0-4 m, 4-8 m, >8 m, mens vegetationsklasserne H og L dækker over hhv. høj (>4 m) og lav (<4 m) vegetationshøjde.

Bredde-klasse	Vegetations-klasse	Erosion (mm år ⁻¹)	Nedre grænse (mm år ⁻¹)	Øvre grænse (mm år ⁻¹)
1	H	24.3	13.2	44.8
2	H	28.1	13.4	58.9
3	H	43.0	5.1	363.4
1	L	52.7	40.5	68.5
2	L	61.1	41.4	90.3
3	L	93.4	15.7	556.6

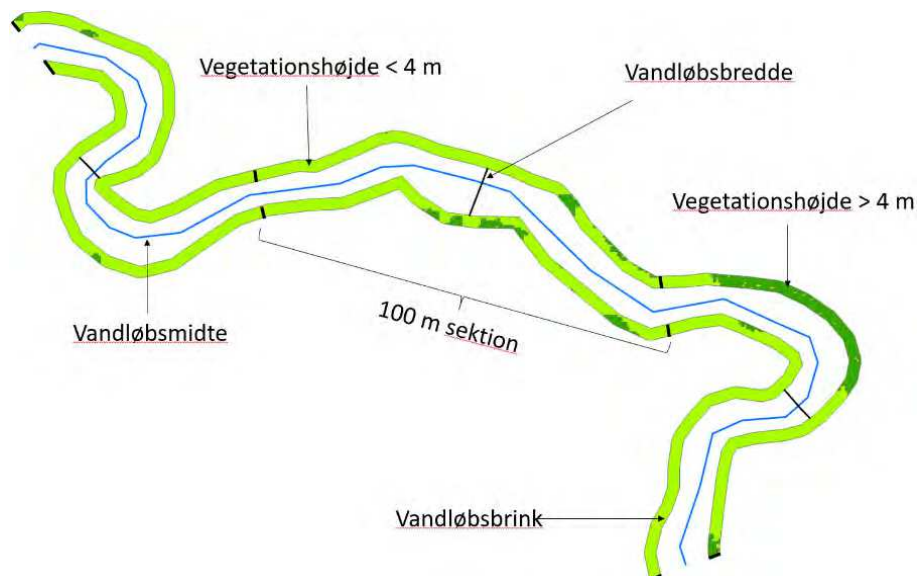
4.6.2.3 Afvikling af modellen på national skala

Beregning af brinkerrosion med den udviklede model kræver data for vandløbsbredde, vandløbsbrinkernes højde, samt højde af brinkvegetationen. Det danske vandløbskort (GeoDanmark, 2020) indeholder polylinjer for alle vandløb samt tilhørende brinker på begge sider af vandløbet. På hver side af vandløbene blev der i GIS udlagt en 2 m bufferzone (brinkzone), og alle vandløb blev inddelt i 100 m strækninger.

Dele af landet er intensivt grøftet eller inddæmmet. Det blev vurderet, at brinkerrosion i disse grøfter/vandløb ikke er af særlig betydning, og der er derfor foretaget følgende frasortering:

- Bredde < 2 m i skove.
- Bredde < 5 m på Litorinafladen.
- Bredde < 10 m i marskområder (her blev det fundet, at bredden generelt er overvurderet i kortgrundlaget, derfor 10 m).
- Alle vandløb på tørlagte, inddæmmede arealer.
- Alle vandløb i byer.
- Alle 100 m vandløbsstrækninger, som skærer en 10 m bufferzone omkring kystlinjen (de kortlagte vandløb består her i overvejende grad af tidevandskanaler).

Figur 4.6.2. Opdeling af vandløb i 100 m-strækninger samt klassificering af vegetationshøjder i brinkzonerne.



Vegetationshøjden i brinkzonerne blev beregnet som højdeforskellen mellem overflademodellen og terrænmodellen i Danmarks Højdemodel (GeoDanmark, 2020). Vandløbsbredden for hver 100 m-strækning blev bestemt som afstanden mellem de to brinker i midten af strækningen. Brinkhøjderne blev beregnet som summen af brinkhøjden over vandoverfladen og vanddybden. Brinkhøjden over vandoverfladen blev beregnet ud fra Danmarks Højdemodel som højdeforskellen mellem vandløbet og den maksimale terrænhøjde i brinkzonen i det tværsnitsprofil, hvor vandløbsbredden bestemmes (figur 4.6.2). Vandløbsdypden blev beregnet på baggrund af empiriske lineære relationer mellem vandløbsbredde og -dybde som blev opstillet på baggrund af Dansk Fysisk Indeks-data for hver af Danmarks ni georegioner. For brinkhøjden over vandoverfladen samt vanddybden blev der anvendt en øvre afskærvingsværdi på 2.5 m resulterende i en maksimal total brinkhøjde på 5 m. Den volumetriske brinkerrosion ($\text{m}^3 \text{år}^{-1}$) for hver vandløbsstrækning kan herefter

beregnes som produktet af den totale brinkhøjde (m), vandløbsstrækningens længde (m), samt fladeerosionen beregnet med erosionsmodellen (mm år^{-1}).

Til beregning af brinkerosion på national skala blev brinkerosionsmodellen for Skjern-oplandet anvendt på alle vandløb i georegion 1-3 med undtagelse af marskområder (figur 4.6.1). Odense-modellen blev anvendt på georegionerne 4-9 samt marskområder i georegion 3. De målte koncentrationer af total-fosfor samt volumenvægte fra de udtagne jordprøver blev aggregeret per landskabstype (Tabel 4.6.4) i det danske nationale geomorfologiske kort (GEUS, 2018). Hver enkelt 100 m vandløbsstrækning blev herefter tildelt en volumenvægt og total-fosforkoncentration (medianværdier) ud fra hvilken landskabstype, sektionen befandt sig i.

Brutto- og nettofosformobilisering

Brutto-fosformobilisering ved brinkerosion blev beregnet ved at kombinere brinkerosionen med volumenvægte og total-fosforkoncentrationer i brinkmaterialet. På grundlag af målingerne på erosionspinde i Skjern- og Odense-oplandene blev det beregnet, at gennemsnitligt 93% af det eroderede materiale blev genaflejret. Fosforindholdet i deponeret sediment er målt af Kronvang m.fl. (2012) og Kronvang (pers.medd.) i et mindre antal prøver til $302 \pm 72 \text{ mg P kg}^{-1}$ ($n=8$). Til beregning af netto-fosformobiliseringen blev det på grundlag af disse målinger antaget, at total-fosforkoncentrationen i det deponerede materiale er 300 mg P kg^{-1} med undtagelse af i klitlandskaber, hvor total-fosforkoncentrationen i det deponerede materiale er antaget at være 100 mg P kg^{-1} . Der beregnes således for hver vandløbsstrækning først en brutto-fosformobilisering ved at multiplicere den eroderede sedimentmængde med fosforindholdet i brinken. Netto-fosformobiliseringen findes ved at fratrække den gen-deponerede fosformængde, som beregnes som: 93% af den eroderede sedimentmængde multipliceret med et fosforindhold på 300 mg P kg^{-1} (alternativt 100 mg P kg^{-1}). Størrelsen af deponering af P udgør en væsentlig usikkerhed. Især mængden af deponeret materiale er forbundet med stor usikkerhed. Standardafvigelsen på fosforindholdet for de få målte prøver er dog forholdsvis lav, hvilket indikerer at fosforindholdet i deponeret materiale er forholdsvis stabilt.

4.6.3 Resultater og diskussion

Gennemsnit og standardafvigelse for de beregnede volumenvægte for samtlige brinkprøver (333 lokaliteter) var $1.3 \pm 0.3 \text{ g cm}^{-3}$. Median, gennemsnit og standardafvigelse for indhold af total-fosfor (TP) i jordprøverne betragtet samlet er hhv. 529, 679, og 611 mg P kg^{-1} . Tabel 4.6.3 sammenholder fosforindholdet i brinkerne med fosforindhold i dyrkede danske jord, som indgår i Kvadratnettet (Rubæk m.fl., 2013) opdelt på dybdeintervaller. Det fremgår, at det gennemsnitlige fosforindhold i vandløbsbrinkerne er betydeligt højere end i de dyrkede, gødede jorde - ikke bare i overjorden, men i hele det undersøgte profil. Mediankoncentrationerne i brinkerne er i det øverste jordlag derimod lavere end i de dyrkede jorde. Denne modsætning skyldes en betydeligt større variation i fosforindholdet i vandløbsbrinkerne end i de dyrkede jorde. De høje standardafvigelser for fosforkoncentrationen i brinkprøver skyldes til dels at fordelingen af fosforkoncentrationer indenfor de fleste landskabstyper er højreskæv, hvorved nogle enkelte høje koncentrationer trækker standardafvigelserne op. En sammenligning af både gravimetrisk og volumetrisk fosforindhold ift. arealanvendelsen (landbrug, eng, skov, natur, by) på lokaliteterne for de udtagne

brinkprøver viste ingen signifikant forskel i fosforindhold imellem arealanvendelserne. Det er derfor valgt at ekstrapolere de målte fosforindhold i brinkerne som medianværdier indenfor landskabstyper, tabel 4.6.4.

Størstedelen af brinkprøverne blev desuden analyseret for oxalat-ekstraherbart fosfor (P_{ox}), jern (Fe_{ox}) og aluminium (Al_{ox}) samt vand-ekstraherbart fosfor (P_w) (bilag 7).

Tabel 4.6.3. Sammenligning af indhold af total-fosfor ($mg\ P\ kg^{-1}$) i de undersøgte brinker og en række dyrkede jorde, som indgår i Kvadratnettet (Rubæk m.fl., 2013). Antallet af prøver er vist i parentes.

Dybde [cm]	Vandløbsbrinker				Dyrkede jorde			
	<i>n</i>	<i>median</i>	<i>Gnsn.</i>	<i>Std.</i>	<i>n</i>	<i>median</i>	<i>Gnsn.</i>	<i>Std.</i>
0 – 25	185	465	644	427	337	553	562	173
25 – 50	185	485	543	366	336	412	423	152
50 – 75	180	426	546	631	226	312	311	123
75 – 100	179	372	530	787	224	269	265	129

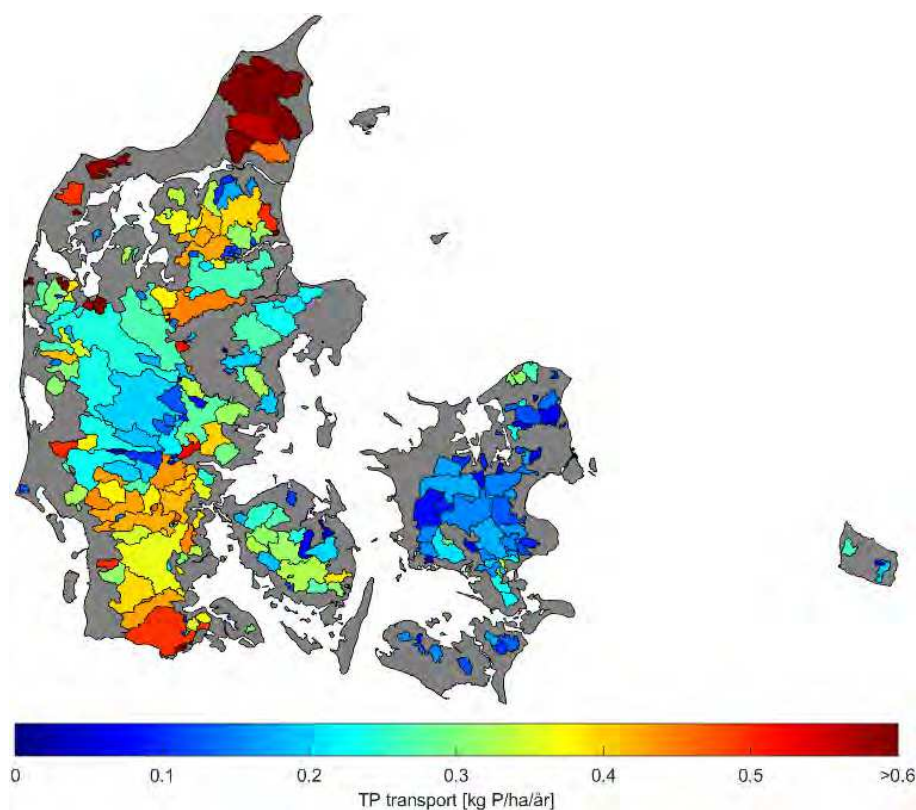
Analyseresultater samt fordelingen af brinkprøver per landskabstype ses i Tabel 4.6.4. Både det gravimetriske og det volumetriske fosforindhold i brinkprøverne varierer betydeligt inden for hver landskabstype resulterende i, at middelværdierne ikke er signifikant forskellige mellem landskabstyperne.

Tabel 4.6.4. Fordeling af brinkprøver per landskabstype, totalt areal dækket af hver respektiv landskabstype, samt median (med), gennemsnit (avg) og standardafvigelse (std) for volumenvægt (BD) samt gravimetrisk (TP_w) og volumetrisk (TP_v) koncentration af total-fosfor i de analyserede brinkprøver.

Landskabstype	<i>n</i>	Areal [km ²]	BD [g cm ⁻³]			TP _w [mg kg ⁻¹]			TP _v [kg m ⁻³]		
			med	avg	std	med	avg	std	med	avg	std
Yngre moræneaflejringer	93	18154	1.4	1.4	0.2	541	663	545	0.75	0.86	0.67
Bakkeø	24	4727	1.2	1.1	0.4	537	803	767	0.44	0.83	0.88
Hedeslette	86	4675	1.4	1.3	0.3	502	745	802	0.60	0.83	0.79
Markant dødislandskab	18	3470	1.4	1.4	0.2	441	500	192	0.63	0.67	0.24
Litorina eller yngre	38	2937	1.4	1.3	0.3	520	597	444	0.68	0.69	0.42
Klit (æoliske aflejringer)	6	1628	1.5	1.4	0.1	132	150	100	0.21	0.21	0.13
Markant sammenhængende randmorænelandskab	4	1377	1.4	1.4	0.2	483	502	134	0.71	0.70	0.17
Yoldiaaflejringer	16	986	1.4	1.4	0.1	565	729	456	0.83	1.01	0.58
Mindre markant eller usammenhængende randmoræne	1	938	1.4	1.4	-	451	451	-	0.63	0.63	-
Mindre markant dødislandskab	2	924	1.4	1.4	0.0	646	646	105	0.92	0.92	0.18
Tunneldal	23	703	1.3	1.1	0.4	487	751	641	0.59	0.69	0.39
Tørlagt inddæmmet areal	3	502	1.5	1.4	0.1	532	426	304	0.77	0.58	0.39
Marsk	5	419	1.4	1.3	0.1	721	1090	777	0.99	1.45	1.06
Klit og bakkeø	2	200	0.9	0.9	0.6	941	941	120	0.89	0.89	0.26
Issølavning	3	199	1.4	1.4	0.0	567	611	183	0.79	0.84	0.23
Klit og hedeslette	2	164	1.5	1.5	0.1	227	227	165	0.33	0.33	0.23
Klit og Littorina	1	107	1.5	1.5	-	529	529	-	0.80	0.80	-
Hedeslette, yngre moræne og markant dødislandskab	2	50	0.7	0.7	0.1	514	514	234	0.34	0.34	0.20
Hedeslette og yngre moræne	1	49	0.8	0.8	-	792	792	-	0.60	0.60	-
Ås	2	41	1.1	1.1	-	906	906	69	1.03	1.03	0.01
Grundfjeld	1	17	1.0	1.0	-	624	624	-	0.60	0.60	-
Total	333	41331	1.4	1.3	0.3	529	679	611	0.66	0.80	0.65

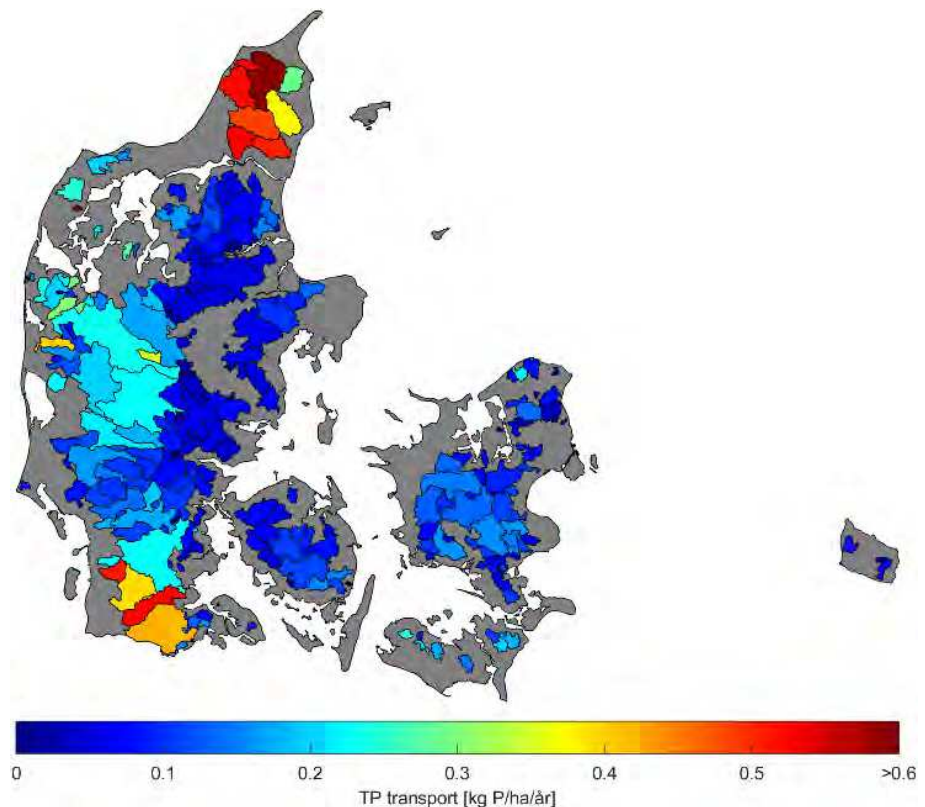
Til vurdering af den beregnede netto-fosformobilisering ved brinkerosion blev der anvendt et datasæt over målt fosfortransport i vandløb. Datasættet omfatter målinger ved 267 vandløbsstationer, som er karakteriseret ved at have minimum fem års målinger og beregnet stoftransport i perioden 2000 – 2018. Den gennemsnitlige oplandsstørrelse er 101.3 km² (median = 37.0 km², 10-percentil = 4.7 km², 90-percentil = 265.0 km²). Der indgår ikke oplande med større nedstrøms søer i datasættet på grund af den usikkerhed, der er forbundet med at opgøre fosfortilbageholdelsen (retentionen) i søer. Fosforbidrag fra punktkilder (Miljøstyrelsen, 2019) og fra spredt bebyggelse (Miljøstyrelsen, 2020) er fratrukket den målte transport, figur 4.6.3. Den målte fosfortransport er beregnet på grundlag af stikprøver udtaget 1 – 2 gange månedligt. Denne prøvetagningsstrategi medfører en risiko for en undervurdering af den sande fosfortransport (se endvidere afsnit 4.7).

Figur 4.6.3. Arealvægtet transport af total-fosfor fra diffuse kilder fra 267 oplande med minimum fem års observationer i perioden 2000 – 2018.



Før sammenligningen mellem målt transport af fosfor fra diffuse kilder og beregnet netto-fosformobilisering ved brinkerosion er eventuel fosforretention i søer trukket fra den beregnede netto-fosformobilisering ved brinkerosion. Der er anvendt en fast rate på 4.5 kg P ha⁻¹ søoverflade i overensstemmelse med NOVANA-programmet (Thodsen m.fl., 2019a). De beregnede oplandstab ved brinkerosion er vist i figur 4.6.4 for de 267 oplande.

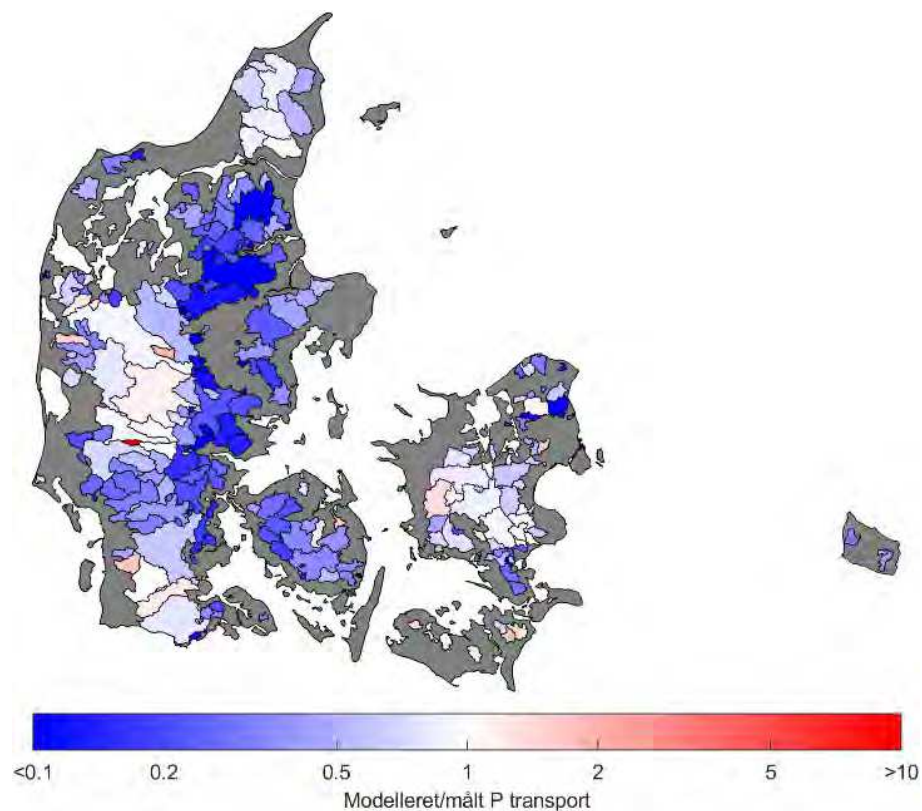
Figur 4.6.4. Modelberegnet og arealvægtet oplandstab af total-fosfor ved brinkerosion.



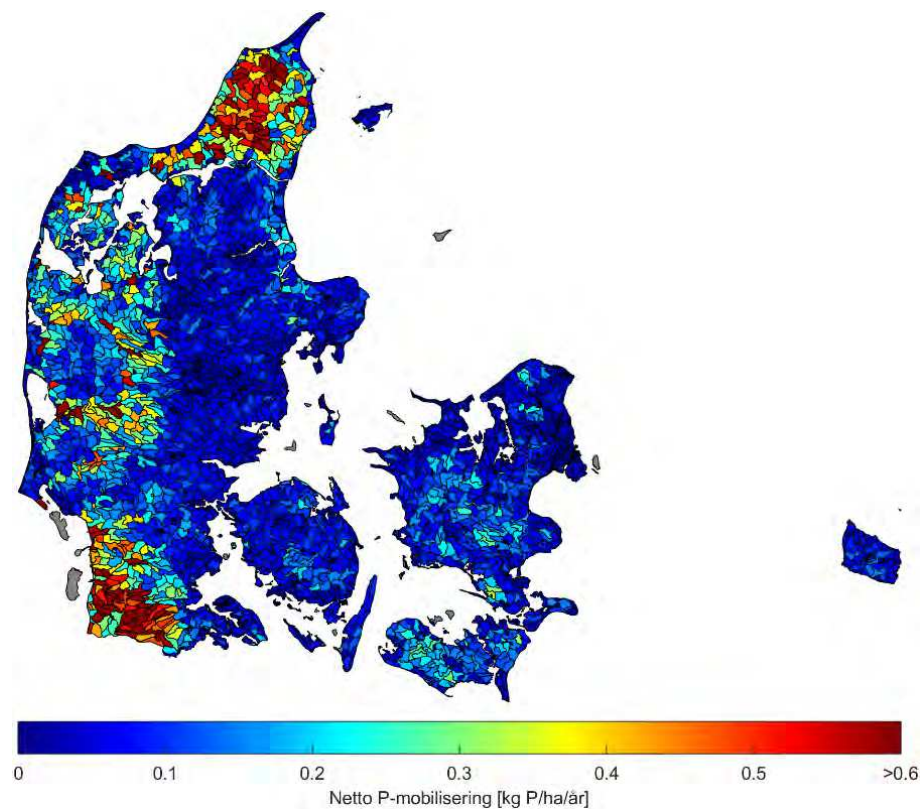
I figur 4.6.5. er forholdet mellem fosfortab ved brinkerosion og det samlede, diffuse fosfortab vist. Den modellerede netto-fosformobilisering ved brinkerosion udgjorde i gennemsnit 57% af den målte diffuse fosfortransport i de 267 oplande, hvor brinkerosion generelt udgjorde en større andel af den diffuse fosfortransport i georegion 1 - 3 (74%) end i georegion 4 - 9 (36%). Resultaterne er dermed i overensstemmelse med tidligere danske studier af brinkerosionens betydning for fosfortransport i vandløb (Laubel m.fl., 2003; Kronvang m.fl. 2012). Brinkerosionen stiger generelt med oplandstørrelse, hvilket er en effekt af, at vandløbsbredden stiger med oplandsstørrelsen. Det fremgår af figur 4.6.5, at der er enkelte oplande, hvor fosfortabet ved brinkerosion er større end den målte transport fra diffuse kilder. Dette afspejler usikkerheden på den simple brinkerosionsmodel (tabellerne 4.6.2 og 4.6.3) og på bestemmelsen af inputdata til modellen.

Fosfortab ved brinkerosion er beregnet landsdækkende og summeret på ID15-oplandsniveau (Figur 4.6.4). Fosformobiliseringen som følge af brinkerosion er størst i Nord- og Vestjylland med undtagelse af bakkeøerne. Den store fosformobilisering i disse områder skyldes en kombination af lav brinkvegetation og stor vandløbstæthed. Fosforindholdet i vandløbsbrinkerne på bakkeøerne er en anelse højere end på den omkringliggende smeltevandsslette, men som følge af smallere vandløb på bakkeøerne er der en forholdsvis lavere fosformobilisering fra brinkerne i disse vandløb. Resultaterne understøttes af et tidligere, landsdækkende studie af vandløbstransport af suspenderet sediment: Thodsen m.fl. (2019b) analyserede data fra 572 stationer i perioden 1976 – 2016 og fandt meget høje transporter af suspenderet sediment i specielt Nordjylland og Thy. Som det fremgår af Figur 4.6.4, afspejler de modelberegnete regionale resultater også valget af brinkerosionsmodel (Odense- eller Skjern-type). Optimalt set bør der udvikles og opstilles flere individuelle modeller.

Figur 4.6.5. Ratio mellem modelleret netto-fosformobilisering ved brinkerosion og målt diffus fosfortransport ved 267 vandløbsstationer.



Figur 4.6.4. Arealvægtet netto-fosformobilisering ved brinkerosion opgjort per ID15-opland.



Netto-fosformobilisering ved brinkerosion udgør i gennemsnit $0.26 \text{ kg P ha}^{-1}$ i georegion 1 - 3, $0.08 \text{ kg P ha}^{-1}$ i georegion 4 - 9, og $0.15 \text{ kg P ha}^{-1}$ for hele landet. Det samlede fosfortab ved brinkerosion er beregnet til 644 tons fosfor per år med et 95% konfidensinterval på 422 – 1373 tons fosfor. Konfidensintervallet dækker over modelusikkerheden. Hertil kommer en betydelig usikkerhed på bestemmelsen af modellens parametre: bestemmelse af fosforindhold i brinkmateriale, beregning af vandløbs- og brinkdimensioner og beregning af vegetationshøjde.

Det samlede fosfortab fra diffuse kilder, dvs. den samlede fosforbelastning inklusive retention og fratrullet bidrag fra punktkilder og spredt bebyggelse, udgjorde i 2014 – 2018 1432 tons fosfor (beregninger i NOVANA, Thodsen m.fl., 2019a og anvendelse af nye estimater for bidrag fra spredt bebyggelse, Miljøstyrelsen, 2020). Brinkerosion udgør dermed gennemsnitligt 45% af den totale diffuse fosforbelastning.

4.6.4 Konklusion

Der er udviklet en ny metode til storskala-kortlægning af brinkerosion baseret på to danske datasæt over målt brinkerosion. Fosforindhold i danske vandløbsbrinker er blevet målt i flere dybder på 334 lokaliteter fordelt over hele landet, i alt 879 målinger. Vha. den opstillede brinkerosionsmodel og efterfølgende kortlægning har det været muligt at estimere fosformobilisering som følge af brinkerosion på national skala. En modelbaseret estimering af brinkerosion på national skala har ikke været forsøgt tidligere, hverken nationalt eller internationalt. Brinkerosion er opgjort til at udgøre i alt gennemsnitligt 644 tons fosfor årligt med et 95 % konfidensinterval på 422 – 1373 tons P år^{-1} . Fosformobilisering som følge af brinkerosion udgør hermed 45% af den totale diffuse fosforbelastning af havmiljøet, hvilket er i samme størrelsesorden, som tidligere, mere grove estimater (20-47%, Kronvang & Rubæk, 2005; Thodsen m.fl., 2019). Mens det var muligt at estimere fosformobiliseringen fra brinkerosion på national og georegional skala bør kortlægningen kun anvendes vejledende på enkelte vandløbsstrækninger. Kortlægning kan dermed ikke gøre det ud for undersøgelser af faktiske fosforindhold i brinkerne på enkelte vandløbsstrækninger, som det er eksemplificeret i de store standardafvigelser i målte fosforindhold. Tilsvarende kan der lokalt være stor forskel på faktisk brinkerosion og modelleret brinkerosion, som det fremgår af modelusikkerheden (tabel 4.6.1 og 4.6.2) og usikkerheden på bestemmelsen af inputparametre til modellen.

Nogle dele af landet, herunder marsken og Litorinafladen, er tæt grøftede, hvormed vandløbshydrologien i disse områder er stærkt modificeret. Dette er i nærværende rapport håndteret ved at bortskære vandløb, som var smallere end en subjektivt vurderet tærskelværdi. De kortlagte brinkerosionsrater i særligt disse områder bør derfor anvendes med varsomhed.

Brinkerosion varierer i praksis meget langs et vandløb, og der kan ofte identificeres kortere strækninger med betydelig brinkerosion, mens der på lange strækninger er beskeden brinkerosion. Implementering af virkemidler mod brinkerosion bør først og fremmest rettes imod strækninger med tydelig og betydelig brinkerosion.

Litteratur

Foster IDL, Dearing JA, Grew R. 1988. Lake-catchments: an evaluation of their contribution to studies of sediment yield and delivery processes. In *Sediment Budgets*, Bordas MO, Walling DE (eds). IAHS Publication no. 174: Great Britain; 413–424.

GeoDanmark, 2020. Downloads from:
<https://download.kortforsyningen.dk/content/geodataprodukter>

Gray, D. H. & A. MacDonald, 1989. The role of vegetation in river bank erosion. In M. A. Port (ed.), *Hydraulic Engineering. Proceedings of the 1989 National Conference on Hydraulic Engineering*; 218–223.

Hooke JM. 1979. An analysis of the processes of river bank erosion. *Journal of Hydrology* 42: 39–62.

Klaassen, G. J. & G. Masselink, 1992. Planform changes of a braided river with fine sand as bed and bank material. In P. Larsen & N. Eisenhauer (eds), *Sediment Management. Fifth International Symposium on River Sedimentation*, Karlsruhe, 1992.

Katuwal, S., Knadel, M., Norgaard, T., Moldrup, P., Greve, M. H., and de Jonge, L. W. (2020), Predicting the dry bulk density of soils across Denmark: Comparison of single-parameter, multi-parameter, and vis-NIR based models. *Geoderma*, 361, 114080.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114080>

Kronvang, B. & Rubæk, GH. 2005. Kvantificering af dyrkningsbidraget af fosfor til vandløb og søer. in HD Poulsen & GH Rubæk (eds), *Fosfor i dansk landbrug. Omsætning, tab og virkemidler mod tab*. DJF rapport, husdyrbrug, no. 68: 132-145.

Kronvang, B., Audet, J., Baattrup-Pedersen, A., Jensen, H.S. and Larsen, S.E., 2012. Phosphorus Load to Surface Water from Bank Erosion in a Danish Lowland River Basin. *Journal of Environmental Quality*, 41(2): 304-313.

Laubel, A., Kronvang, B., Hald, A.B. and Jensen, C., 2003. Hydromorphological and biological factors influencing sediment and phosphorus loss via bank erosion in small lowland rural streams in Denmark. *Hydrological Processes*, 17(17): 3443-3463.

Lawler DM. 1993. The measurement of river bank erosion and lateral channel change: a review. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 455–463.

Miljøstyrelsen, 2019. Punktkilder 2018. NOVANA – Punktkilder, december 2019.

Miljøstyrelsen, 2020. Opdatering af Tidserie for udledning af spildevand fra Regnbetingede Udløb (RBU) og Spredt bebyggelse 1990-2018. Notat fra Miljøstyrelsen dateret 9. marts 2020.

Rubæk, GH, Kristensen, K, Olesen, SE, Østergaard, HS & Heckrath, GJ, 2013. Phosphorus accumulation and spatial distribution in agricultural soils in Denmark. *Geoderma*, 209-210: 241-250.

Ruehlmann, J., and Körschens, M. (2009), Calculating the Effect of Soil Organic Matter Concentration on Soil Bulk Density. *Soil Science Society of America Journal*, 73, 876-885. <https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0149>

Schumm, S. A. & C. R. Thorne, 1989. Geologic and geomorphic controls on bank erosion. In M. A. Port (ed), *Hydraulic Engineering. Proceedings of the 1989 National Conference on Hydraulic Engineering*: 106–111.

Svendsen LM, Kronvang B, Kristensen P, Græsbøl P. 1995. Dynamics of phosphorus-compounds in a lowland river system: importance of retention and non-point sources. *Hydrological Processes* 9: 119–142.

Thodsen, H., Tornbjerg, H., Rasmussen, J.J., Bøgestrand, J., Larsen, S.E., Ovesen, N.B., Blicher-Mathiesen, G., Kjeldgaard, A. & Windolf, J. 2019a. Vandløb 2018. NOVANA. Undertitel. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 72 s. - Videnskabelig rapport nr. 353. <http://dce2.au.dk/pub/SR353.pdf>

Thodsen, H., Rasmussen, J., Kronvang, B., Andersen, H.E., Nielsen, A. & Larsen, S.E. 2019b: Suspended matter and associated contaminants in Danish streams: a national analysis. *J. Soils and Sediments*. <https://doi.org/10.1007/s11368-019-02320-8>.

Trimble SW. 1994. Erosional effects of cattle on streambanks in Tennessee, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19: 451–464.

4.7 Kildeopsplitning af det samlede tab af fosfor

Hans Estrup Andersen¹, Henrik Tornbjerg¹, Hans Thodsen¹

Fagfællebedømmelse: Jørgen Windolf[†]

¹Institut for Bioscience, AU

4.7.1 Introduktion

Af hensyn til blandt andet planlægning af en indsats mod fosforbelastningen er det betydningsfuldt med en overordnet viden om den relative størrelse af de enkelte kilder til den samlede belastning samt viden om med hvilken sikkerhed, man kan opgøre disse bidrag. Formålet med dette afsnit er opgøre bidraget fra det åbne land på baggrund af de data, som rapporteres landsdækkende i det nationale overvågningsprogram NOVANA, herunder at vurdere med hvilken sikkerhed denne opgørelse kan foretages.

4.7.2 Metode

4.7.2.1 Beregninger

Dette afsnit tager udgangspunkt i de metoder, der anvendes ved opgørelser af fosfortransporten og kildeopsplitningen heraf i det nationale overvågningsprogram NOVANA (Thodsen et al., 2019)

Bidraget af fosfor, der stammer fra det åbne land udgøres af:

- **Åbent land-bidraget:** den samlede fosforbelastning fratrasket bidrag fra punktkilder, men inklusiv udledninger af spildevand fra spredt bebyggelse. Åbent land bidraget kan opdeles i:
 - **Landbrugs- og baggrundsbidraget:** den samlede fosforbelastning fratrasket bidrag fra punktkilder og fra spredt bebyggelse. Fra dette bidrag kan det egentlige landbrugsbidrag isoleres:
 - **Landbrugsbidraget:** den samlede fosforbelastning fratrasket bidrag fra punktkilder og fra spredt bebyggelse samt baggrundsbidraget¹. Baggrundsbidraget er beregnet for hele arealet (landbrug samt øvrige arealer).

En del af det udledte fosfor vil tilbageholdes via retention. Hvis denne fosforretention tillægges den målte fosfortransport i vandløb estimeres brutto-udledningen af fosfor i et givent opland. Det betyder, at alle bidrag fra punktkilder, spredt bebyggelse, baggrund og landbrug er brutto-bidrag, dvs. bidrag før retention, og kan opfattes som en opgørelse af tilførsel til nærmeste recipient. I NOVANA-opgørelserne har det alene været muligt at søge at indregne fosforretention i søer. Der ses med andre ord bort fra øvrig fosforretention i vandløb, vådområder og ved oversvømmelser. Der kan således angives ligning 4.7.1. for brutto-udledning af fosfor:

$$\text{Målt transport + retention} = \text{punktkilder} + \text{spredt bebyggelse} + \text{baggrund} + \text{landbrug} \quad (4.7.1)$$

¹ Baggrundsbidraget er her defineret som det fosfortab, der kan måles i udyrkede oplande uden punktkilder. Under danske forhold vil fosfortransporten fra sådanne områder helt overvejende udgøres af bidrag fra grundvand og erosion af vandløbsbrinker.

4.7.2.2 Datagrundlag

Der er her anvendt data for perioden 2009 – 2018. Den samlede havbelastning er beregnet i forbindelse med NOVANA 2018-rapporteringen (Thodsen et al., 2019) og består af en kombination af målte fosfortransporter for 61% af landarealet og modelberegnet fosfortransport for den resterende del. Information om bidrag fra indenlandske udledninger af spildevand samt direkte udledninger af spildevand til marint vand stammer fra Miljøstyrelsen (2019). Fosforudledningen fra spredt bebyggelse er genberegnet i forhold til tidligere år (Miljøstyrelsen, 2020). Fosforretention i større søer er beregnet som en fast rate på 4.5 kg P ha^{-1} søoverflade (Thodsen, H., pers. Medd.). Baggrundskoncentrationen af fosfor er tidligere beregnet af Bøgestrand et al. (2009) men er nylig blevet genberegnet på et opdateret og større datasæt (Andersen, H.E., upublicerede data). Tabel 4.7.1 viser de reberegnete estimater for baggrundskoncentration af total-fosfor opdelt på georegioner. Det er disse koncentrationer for baggrundbidrag, der er anvendt i denne rapport.

Tabel 4.7.1. Georegionale estimater af den årlige afstrømningsvægtede baggrundskoncentration af total-fosfor (mg TP l^{-1}) inklusiv 95%-konfidensintervaller, hvor det har været muligt. Antallet af vandløb bag hvert estimat er angivet i parentes (Andersen, H.E., upublicerede data). For Norddjursland, hvor der ikke har indgået vandløb, er median-værdien for det samlede datasæt anvendt.

Georegion	Afstrømningsvægtet års-koncentration i mg TP l^{-1}		
1. Thy	0.084	+/- 0.008	(2)
2. Nordjylland	0.074		(1)
3. Vestjylland	0.042	+/- 0.018	(4)
4. Himmerland	0.080	+/- 0.017	(3)
5. Norddjursland	0.052		(0)
6. Midtjylland	0.032	+/- 0.153	(2)
7. Østdanmark	0.054	+/- 0.006	(7)
8. Nordsjælland	0.054	+/- 0.024	(3)
9. Bornholm	0.020	+/- 0.005	(4)

4.7.2.3 Usikkerhedsvurdering af beregnet brutto-udledning af fosfor

Den anvendte beregningsmetode til kildeopsplitning af fosfortransporter beregnet i NOVANA rapporteringen (ligning 4.7.1) medfører, at al usikkerhed falder tilbage på residualen, *in casu* arealbidragene hhv. åbent land-bidraget, landbrugs- og baggrundsbidraget og landbrugsbidraget. Der er i opgørelserne skelnet mellem, om der bliver beregnet et negativt bidrag eller ej. Et negativt bidrag skyldes usikkerhed på de enkelte poster i ligning 4.7.1. Et positivt bidrag kan imidlertid stadig være en underestimering – eller en overestimering. Nedenfor er foretaget en kvalitativ vurdering af sikkerheden på de enkelte led i kildeopsplitningen:

Den samlede netto-fosforbelastning af overfladevand i Danmark består af en kombination af målt fosfortransport for 61% af landarealet og modelberegnet fosfortransport for den resterende del. De målte fosfortransporter, der indgår i opgørelserne er tilvejebragt via stikprøvetagning i vandløb til vandkemisk analyse. Det er veldokumenteret, at der med den anvendte prøvetagningsstrategi (udtagning af stikprøver 1 – 2 gange månedligt) som oftest vil ske en undervurdering af den sande fosfortransport. Dette gælder specielt i år med store nedbørshændelser og mest markant i mindre vandløb. Bøgestrand m.fl. (2000) sammenlignede fosfortransporter beregnet ud fra traditionel prøvetagningsstrategi med transporter baseret på intensiv prøvetagning i 9 mindre vandløb (oplandsareal mindre end 15 km^2) i 1993 – 1999. Her blev det fundet,

at transporten af total-fosfor gennemsnitligt blev undervurderet med 34% ved stikprøvetagning sammenlignet med intensiv prøvetagning (absolut forskel $0.124 \text{ kg P ha}^{-1}$). En tilsvarende sammenligning blev foretaget for 24 mindre vandløb i 1998 – 1999. Her blev det fundet, at fosfortransporten bestemt ved stikprøvetagning blev undervurderet med hhv. 31% og 28% sammenlignet med intensiv prøvetagning (absolut afvigelse hhv. 0.148 og $0.180 \text{ kg P ha}^{-1}$), (Bøgestrand m.fl., 2000). For større vandløb er bias og usikkerheden forårsaget af stikprøvestrategien langt mindre. I Odense Å ved Kratholm målestation (oplandsareal 485 km^2) er det således på grundlag af en sammenligning mellem prøvetagningsstrategier for perioderne 1992 – 1997 og 2003 – 2006 fundet, at stikprøvetagning undervurderer den sande transport med 0 – 10% (Kronvang m.fl., under forberedelse). Af de 237 stationer, der blev brugt til NO-VANA-2018 opgørelsen er 77% større end 20 km^2 .

Den anvendte model til fosfortransportberegning for det umålte opland er bias-korrigeret mod målinger fra vandløb, hvor transporten er beregnet ud fra stikprøvetagning, (Thodsen m.fl., 2019). En eventuel generel underestimering af den sande fosfortransport for de målte vandløbsoplande overføres hermed til det umålte opland, hvorved den mulige underestimering af den sande transport reproduceres af modellen. Hertil kommer en modelusikkerhed på 1 – 4% (Svendsen m.fl., 2018).

Retention er beregnet som en fast rate per sø-arealenhed gældende for alle danske større søer. Dette er en forenkling, idet det vides, at fosforretentionen varierer markant imellem søer og også fra år til år. Udover retention i søer sker der også retention i vandløb og vådområder herunder på oversvømmede arealer. På grund af manglende viden kan der imidlertid kun opgøres en retention for større søer. Fosforretention ved temporære oversvømmelser af vandløbsnære arealer er angivet at være i størrelsesordenen $0.5 - 1.5 \text{ kg P ha}^{-1}$ per dag (Hoffmann m.fl., 2018). Målinger ved Brynemade langs den genslyngede del af Odense Å gennem 10 år viste en gennemsnitlig fosfordeposition i forbindelse med oversvømmelser på 83 kg P ha^{-1} per år Hoffmann & Kronvang (under forberedelse). Der er således sandsynligt, at fosforretentionen i havbelastningsberegningen er undervurderet.

Bidrag fra punktkilder er baseret på den årlige indberetning af resultater fra tilsyn og Miljøstyrelsens egen overvågning af udvalgte punktkilder (Miljøstyrelsen, 2019). Udledning fra regnvandsbetingede udløb er beregnet på en kombination af målinger, modelberegninger og enhedstal. Belastningsopgørelsen for spredt bebyggelse er baseret på oplysninger om ejendomstyper og renseanlægstyper fra Bygnings- og Boligregistret (BBR). Der er ikke angivet usikkerheder i Miljøstyrelsen (2019).

Baggrundsbidraget er beregnet som den gennemsnitlige vandføringsvægtede baggrundskoncentration ganget med den årlige vandføring. Baggrundsbidraget beregnes for hele oplandsarealet. Baggrundskoncentrationen af total-fosfor er estimeret på grundlag af et meget lille antal vandløb (tabel 4.7.1). Der er i alle tilfælde tale om små vandløb, hvilket jf. ovenstående medfører en risiko for en undervurdering af den sande transport. Da koncentrationen imidlertid er bestemt på grundlag af nutidige målinger, som uundgåeligt er præget af menneskelig aktivitet, er det her angivne baggrundsbidrag sandsynligvis en overestimering af det rent geogene fosforbidrag. For Danmark som helhed er medianbaggrundskoncentrationen bestemt til $0.052 \text{ mg TP l}^{-1}$, hvilket vurderes som værende i den rigtige størrelsesorden og i overensstemmelse med variationen i

baggrundsniveauer i nabolandene, dog i den høje ende. På regionalt niveau må der antages at være stor usikkerhed på baggrundskoncentrationen.

Samlet vurdering af usikkerheden (tabel 4.7.2): Den samlede fosfortransport er underestimeret. Retentionen er meget usikkert bestemt og sandsynligvis underestimeret. Samlet giver dette en stor, negativ bias på venstre side i ligning 4.7.1. Den mindste relative usikkerhed er formentlig knyttet til bidragene fra punktkilder og spredt bebyggelse. Bidraget fra spredt bebyggelse er imidlertid netop reberegnet (Miljøstyrelsen, 2020), hvilket indikerer, at dette bidrag i hvert fald tidligere har været overvurderet. Baggrundsbidraget er bestemt med stor usikkerhed og er måske overvurderet på landsniveau. Samlet set betyder dette, at de beregnede arealbidrag kan opfattes som konservative minimumsestimater.

Tabel 4.7.2. Vurdering af usikkerhed (tilfældig variation) og bias (systematisk variation) på elementerne i kildeopsplitningen af den samlede fosforbelastning. Vurdering af usikkerhed: '+': lav usikkerhed, '++': mellemhøj usikkerhed, '+++': høj usikkerhed. Bias: negativ hhv. positiv bias betyder, at bidraget er hhv. under- eller overestimeret i forhold til en sand værdi.

	Usikkerhed	Bias
Målt fosfortransport		
Små vandløb ¹⁾	0 - 10%	- 30%
Store vandløb ²⁾		- 5%
Modelberegnet fosfortransport	1 – 4%	Negativ (- 5%)
Fosfor-retention	+++	Sandsynligvis negativ
Bidrag fra punktkilder	+	?
Bidrag fra spredt bebyggelse	++	?
Baggrundsbidrag	++(+)	Sandsynligvis positiv

¹⁾ Bøgestrand m.fl. (2000)

²⁾ Kronvang et m.fl. (under forberedelse). 77% af målestationerne anvendt i NOVAVA2018 dækker oplande større end 20 km².

4.7.3 Resultater

Inputdata til kildeopsplitningen samt de beregnede arealbidrag er præsenteret i tabel 4.7.3 som landstal for hvert af årene 2009 – 2018 samt som gennemsnit for 2014 – 2018. I det følgende præsenteres resultater for gennemsnit af perioden 2014 – 2018. Det er valgt at vise et gennemsnit for delvist at tage højde for den vejr-betingede årsvariation i den samlede transport. Det skal understreges, at data fra tabellen ikke umiddelbart kan bruges til at tolke på en tidlig udvikling i de diffuse fosforbidrag. De diffuse tabsveje er direkte relaterede til bl.a. nedbørsmængde og -fordeling, som derfor skal inddrages i en tolkning af udviklingstendenser.

Tabel 4.7.3. Inputdata til kildeopsplitningen samt de beregnede arealbidrag fra hhv. åbent land, landbrug og baggrund og landbrug. Enhed fosfor: tons P år⁻¹, enhed vandafstrømning: mio. m³ år⁻¹.

	Vandaf- strøm- ning	Samlet netto- transport	Reten- tion	Brutto- transport udledt	Punktkil- der, inden- landske	Punktkilder, direkte ¹⁾	Spredt bebyg- gelse	Bidrag, baggrund	Bidrag, åbent land	Bidrag, landbrug- baggrund	Bidrag, landbrug
2009	11652	1814	193	2007	420	406	93	621	1180	1087	466
2010	13397	1996	193	2189	429	284	86	709	1476	1390	681
2011	14943	2312	193	2505	426	315	78	796	1764	1686	889
2012	14831	2254	193	2447	442	369	78	780	1636	1558	778
2013	12940	1898	193	2091	403	348	78	680	1340	1262	583
2014	14536	2082	193	2275	473	299	78	777	1503	1425	648
2015	17711	2379	193	2572	555	305	78	950	1712	1634	684
2016	14763	1969	193	2162	410	263	78	784	1490	1412	627
2017	14955	2058	193	2251	461	248	78	797	1542	1464	667
2018	12584	1615	193	1808	298	209	78	674	1300	1222	549
2014 - 2018	14910	2021	193	2214	439	265	78	796	1510	1431	635

¹⁾ Nogle direkte punktkilder har ikke tilknyttet noget opland. Disse er fjernet i denne opgørelse, som har fokus på arealbidragene. Det samlede bidrag fra disse fjernede, direkte kilder er som gennemsnit over de 10 år 11 tons P.

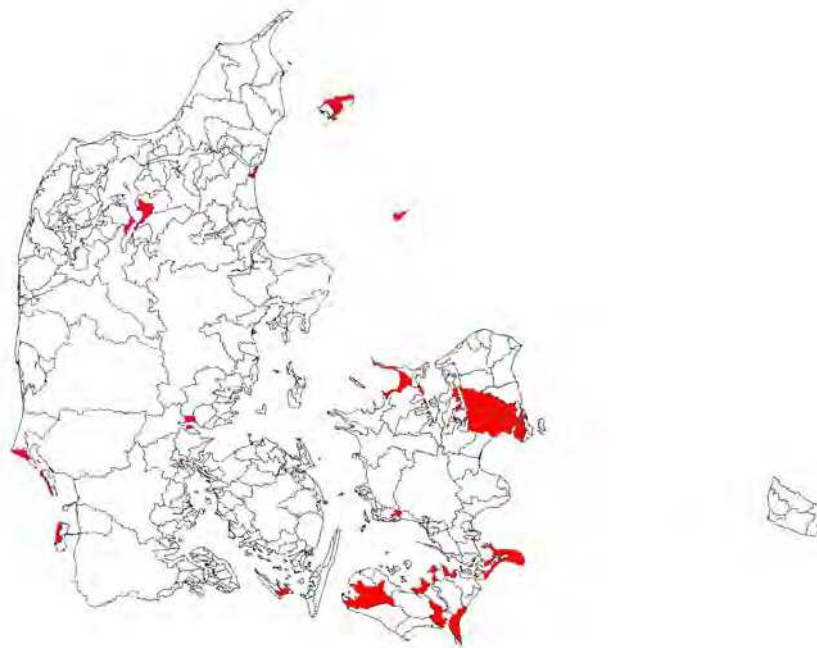
Kildeopsplitningen er yderligere gennemført på 4. ordens kystoplande for at belyse regionale forskelle og usikkerheder. Som et mål for usikkerheden er det opgjort, hvor ofte kildeopsplitningen resulterer i negative arealbidrag, tabel 4.7.4. Dette er yderligere illustreret ved hjælp af figur 4.7.1.

Tabel 4.7.4. Oversigt over antal tilfælde med negative værdier af arealbidrag beregnet som residual i ligning 4.7.1 opgjort som hhv. antal 4. ordens kystoplande med et negativt beregnet arealbidrag og det hertil hørende, samlede areal.

	Antal oplande 2014 - 2018	Areal (km ²) 2014 - 2018
Åbent land-bidrag	2	330
Landbrugs- og baggrundsbidrag	6	390
Landbrugsbidrag	42	3190

Det fremgår af tabel 4.7.4, at selv ved beregningen af åbent land-bidraget forekommer der enkelte negative værdier. Negative værdier beregnes, hvis summen af fosforbidrag fra indenlandske og direkte punktkilder overstiger den samlede brutto- fosfortransport. I alle tilfælde er der tale om oplande, hvor det samlede bidrag fra punktkilder beregnet i forhold til oplandsarealet er højt; for 2014 – 2018 generelt større end 0.5 kg P ha⁻¹. Det fremgår endvidere af tabel 4.7.4, at antallet af oplande og det samlede areal med negativt arealbidrag stiger fra beregningen af åbent land-bidraget over beregningen af det samlede landbrugs- og baggrundsbidrag og til beregningen af landbrugsbidraget. Således udgør arealet med et beregnet negativt landbrugsbidrag i perioden 2014 – 2018 319,000 ha svarende til 7.4% af landets areal, figur 2. De negative arealbidrag, som fremkommer for en række 4. ordens kystoplande, gør det klart, at resultaterne af den anvendte residualberegnings-metode bør fortolkes med forsigtighed. Resultatet af beregningen af landbrugsbidraget bør kun anvendes på landsniveau og kun som en størrelsesorden for landbrugsbidragets størrelse.

Figur 4.7.1. Markering af 4. ordens kystoplande, hvor residualberegningen resulterer i negative landbrugsbidrag i 2014 - 2018.



4.7.4 Opsummering

I NOVANA-rapporteringen opdeles den samlede havbelastning med fosfor i en spildevandsudledning fra punktkilder og en diffus udledning (Thodsen m.fl., 1999). Den diffuse udledning svarer til det her beregnede bidrag fra åbent land. Dette bidrag udgør 68% af den samlede havbelastning i 2014 – 2018, tabel 4.7.5. Udledningen fra spredt bebyggelse kan imidlertid også betragtes som en punktkilde. Reberegningen af dette bidrag, som har været overvurderet de senere år, gør det interessant at vurdere det egentlige bidrag fra det åbne land, her betegnet landbrugs- og baggrundsbidraget. Dette bidrag udgør i 2014 – 2018 65% af den samlede fosforbelastning. Baggrundsbidraget er usikkert bestemt, men en størrelsesorden for landbrugsbidraget kan fås ved også at fratrække baggrundsbidraget i ligning 4.7.1. Landbrugsbidraget beregnet på denne vis udgør i 2014 – 2018 29% af den samlede fosforbelastning. Estimerne for åbent land-bidraget, for landbrugs- og baggrundsbidraget og for landbrugsbidraget er at betragte som konservative minimums-estimer. Resultatet af beregningen af landbrugsbidraget er i særlig grad be-
hæftet med usikkerhed og bør kun anvendes på landsniveau og kun som en størrelsesorden for landbrugsbidragets størrelse.

Tabel 4.7.5. Kildeopsplitning af den samlede brutto-fosforbelastning 2014 – 2018. De enkelte bidrag er angivet som procent af den samlede belastning (målt og modelleret fosfortransport inklusiv retention). I tabellens venstre side er vist hhv. åbent land-bidraget (den samlede fosforbelastning fratrukket punktkilder), landbrugs- og baggrunds-bidraget (den samlede fosforbelastning fratrukket punktkilder og bidrag fra spredt bebyggelse) og landbrugsbidraget (den samlede fosforbelastning fratrukket punktkilder, bidrag fra spredt bebyggelse og baggrundsbidraget). I tabellens højre side er vist en fuldstændig kildeopsplitning.

	Åbent land	Landbrug-baggrund	Landbrug	Punktkilder	Spredt bebyggelse	Baggrund	Landbrug
2014 - 2018	68	65	29	32	4	36	29

Litteratur

Bøgestrand, J. (red.) (2000): Vandområder – Vandløb og kilder 1999. NOVA 2003. Danmarks Miljøundersøgelser. Faglig rapport fra DMU nr. 336.

Bøgestrand, J., Kronvang, B., Ovesen, N.B., Nyegaard, P., Troldborg, L. 2008: Baggrundskoncentrationen af næringsstoffer i grundvand og vandløb. Vand & Jord, 15(3), 113 – 116.

Hoffmann, C.C., Andersen, H.E., Kronvang, B., & Kjaergaard, C. 2018. Kvantificering af fosfortab fra N og P vådområder. Notat fra DCE 15. oktober 2018.

http://dce.au.dk/fileadmin/dce.au.dk/Udgivelser/Notater_2018/Kvantificering_af_fosfortab_fra_N_og_P_vaadomraader_opdat_Oktober2018CCH.pdf

Hoffmann, C.C. & Kronvang, B. Fosfor-vådområder (P-ådale). I: Andersen, H.E., Rubæk, G.H., Hasler, B., Martinsen, L., Jacobsen, B.H. (eds.). Fosforvirkemiddelkatalog (under forberedelse).

Kronvang, B., v'ant Veen, S., Hashemi, F., Windolf, J. Larsen, S.E., Tornbjerg, H. (under forberedelse). Udkast til DCE-notat om fosformodeludviklingsprojektet

Miljøstyrelsen, 2019. Punktkilder 2018. NOVANA – Punktkilder, december 2019.

Miljøstyrelsen, 2020. Opdatering af Tidserie for udledning af spildevand fra Regnbetingede Udløb (RBU) og Spredt bebyggelse 1990-2018. Notat fra Miljøstyrelsen dateret 9. marts 2020.

Svendsen, L.M., Gustafsson, B., Larsen, S.E., Sonesten, L., Frank-Kamenetsky, D. 2018. Inputs of nutrients (nitrogen and phosphorus) to the sub-basins of the Baltic Sea (2016). HELCOM, 2018. 30 s. (HELCOM core indicator report, Bind October 2018).

Thodsen, H., Tornbjerg, H., Rasmussen, J.J., Bøgestrand, J., Larsen, S.E., Ovesen, N.B., Blicher-Mathiesen, G., Kjeldgaard, A. & Windolf, J. 2019. Vandløb 2018. NOVANA. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 72 s. - Videnskabelig rapport nr. 353.

4.8 Kildeopsplitning af det diffuse tab af fosfor

Hans Estrup Andersen¹, Goswin Heckrath²

Fagfællebedømmelse: Jørgen Windolf^a

¹Institut for Bioscience, AU

²Institut for Agroøkologi, AU

4.8.1 Introduktion

I projektet er der vha. modeller og en lang række nye og eksisterende data kortlagt en række betydende, diffuse tabsveje for fosfor. Kilderne til det samlede, diffuse fosfortab til overfladevand kan oplistes som:

- Vanderosion (kap. 4.1)
- Udvaskning gennem jordmatricen på højbundsjord (kap. 4.3)
- Tab gennem makroporer på højbundsjord (kap. 4.4)
- Tab fra organisk lavbundsjord (kap. 4.5)
- Erosion af vandløbsbrinker (kap. 4.6)
- Overfladisk afstrømning
- Vinderosion
- Grundvand.

Bidrag fra de tre sidstnævnte kilder, overfladisk afstrømning, vinderosion og grundvand, har det ikke været muligt at kvantificere inden for projektets rammer. For så vidt angår vinderosion og overfladisk afstrømning, så anses disse bidrag dog for mindre kvantitativt betydningsfulde. Bidrag fra de tre kilder er estimeret på baggrund af Poulsen & Rubæk (2005).

Formålet med dette afsnit er

- at foretage en samlet evaluering af de modelberegnete og estimerede fosforbidrag ved at sammenholde med den målte diffuse fosfortransport ved en række målestationer
- at vurdere betydningen af de enkelte diffuse fosforbidrag til hhv. landbrugsbidraget og til det samlede diffuse bidrag (landbrugs-og baggrundsbidraget) opgjort på landsplan.

Tab gennem makroporer

På grund af kompleksiteten af fosformobilisering og -transport ved makroporestrømning til dræn findes der på nuværende tidspunkt ingen modeller, der kan estimere rumligt varierende tab ved makroporetransport. Derfor har det ikke været muligt at kortlægge fosfortabet ved makroporetransport kvantitativt på lokalt niveau. Der mangler desuden data over fosfortab i drænvand med en passende rumlig og tidslig dækning til at kunne kalibrere empiriske tabsmodeller. Imidlertid muliggør beregningen af makroporestrømning til dræn (figur 4.4.9b) i kombination med et realistisk bud på fosforkoncentrationer i drænvand et skøn over fosfortabet via makroporetransport for større oplande.

Tab fra organisk lavbundsjord

Ligeledes har det ikke været muligt at kvantificere fosfortabet fra dyrkede, organiske lavbundsJORDE på lokal skala. Imidlertid er den geografiske forde-

ling af disse jorde kortlagt. Der foreligger et mindre antal målinger af fosfortab fra dyrkede organiske lavbundslande (bilag 1), hvorfor der kan gives et overslagsmæssigt bud på det samlede fosfortab fra disse jorde.

4.8.2 Metode

4.8.2.1 Målt diffus fosfortransport

Datasættet omfatter målinger ved 267 vandløbsstationer, som er karakteriseret ved at have minimum fem års målinger og beregnet stoftransport i perioden 2000 – 2018. Den gennemsnitlige oplandsstørrelse er 101.3 km² (median = 37.0 km², 10-percentil = 4.7 km², 90-percentil = 265.0 km²). For hver station er beregnet gennemsnit over alle måleår. Der indgår ikke oplande med større nedstrøms søer i datasættet. Fosforbidrag fra punktkilder (Miljøstyrelsen, 2019) og fra spredt bebyggelse (Miljøstyrelsen, 2020) er fratrasket den målte transport. Før sammenligningen med den modelberegnete diffuse fosfortransport er eventuel fosforretention i søer lagt til den målte transport. Der er anvendt en fast rate på 4,5 kg P ha⁻¹ søoverflade i overensstemmelse med NO-VANA-programmet (Thodsen et al., 2019a). Øvrige retentionsmekanismer såsom aflejring af partikelbundet fosfor ved oversvømmelse af ånære arealer er ikke inkluderet. Dette forhold i kombination med den anvendte prøvetagningsstrategi (udtagning af stikprøver hver 2. eller 3. uge) kan betyde, at den målte fosfortransport er undervurderet (se afsnit 4.7). Halvfems ud af de 267 oplande er mindre end 20 km².

4.8.2.2 Modelberegnet diffus fosfortransport

Den modelberegnete diffuse fosfortransport omfatter bidrag fra vanderosion, matrix-udvaskning og brinkerosion som beskrevet i kapitlerne 4.1, 4.3 og 4.6.

Tab gennem makroporer

For at kvantificere fosfortab via makroporestrømning på oplandsniveau er der foretaget følgende: Der er analyseret data fra 43 drænstationer fordelt over landet, hvor der er foretaget en intensiv monitoring af fosfortabet fra landbrugsarealer i perioder fra 1 til 31 år. Størrelsen af de dræned arealer varierer mellem 1 og 430 ha. Dyrkningspraksis og afgrødevalg var repræsentative for dansk landbrug. For hver af disse drænstationer er den årlige afstrømningsvægtede gennemsnitskoncentration af total-fosfor (TP) i drænvand beregnet. Gennemsnitskoncentrationen varierede mellem 0,02 og 0,67 mg TP l⁻¹. Medianværdien af de afstrømningsvægtede total-fosforkoncentrationer for alle drænstationer på 0,14 mg TP l⁻¹ blev efterfølgende brugt i opgørelsen af fosfortabet ved makroporetransport. Fosfortabet blev således beregnet ved at gange median-fosforkoncentrationen med den kortlagte makroporestrømning til dræn (figur 4.4.9.b), hvorefter tabsmængderne blev opsummeret på oplandsniveau. Anvendelsen af mediankoncentrationen til estimeringen af tabsmængder på oplandsniveau er åbenlyst forbundet med stor usikkerhed. Der findes ingen studier, der har målt omfanget af makroporestrømning til dræn på oplandsniveau og knyttet det til fosfortab. Betydningen af makroporetransport for fosfortab skyldes især tab af partikelbundet fosfor samt generelt høje fosforkoncentrationer i makroporestrømning. Den her anvendte mediankoncentration er en størrelsesorden større end den simulerede koncentration af opløst fosfor i jordvand i drændybden, som repræsenterer fosforkoncentrationen i drænvand ved matricestrømning (kap. 4.3). Den her anvendte mediankoncentration afspejler således det øgede fosfortab ved makroporetransport (Schelde m.fl., 2006). Da drænastrømning i praksis altid er sammensat af bidrag fra både matrice- og makroporestrømning, hvor matriceafstrømning forventes at have lavere fosforkoncentrationer end makro-

porestrømning (afsnit 4.3), underestimerer den her anvendte afstrømningsvægtede koncentration fra drænoplandene tendentielt fosforkoncentrationen i makroporestrømning på grund af fortyndningseffekten. Eksempelvis er der i østjyske lerede drænoplande, hvor der er påvist betydelig makroporestrømning (Varvaris m.fl., 2018), målt afstrømningsvægtede gennemsnitskoncentrationer på mellem 0.1 og 0.5 mg TP l⁻¹ (Heckrath m.fl., 2018). Det skal endvidere bemærkes, at anvendelse af en mediankoncentration ikke tager højde for de store lokale forskelle i fosformobiliseringen i jord, der inkluderer jordens fosforstatus, mætningsgraden og kolloidmobiliseringen. Det er sandsynligt, at fosfortabet i makroporestrømning regionalt over- eller underestimeres på grund af variationen mellem landsdelene i jordens fosforstatus (Andersen m.fl., 2016; ConTerra, 2019) og potentialet for kolloidmobilisering (kap. 4.4). Således vil der være oplande, der er kendetegnet ved et lavt fosformobiliseringspotentiale og høj makroporestrømning til dræn. Her vil mediankoncentrationen kunne betyde en overestimering af tabsniveauet. Det forventes dog, at mediankoncentrationen fra de 43 drænstationer giver et robust bud på fosforkoncentrationen i makroporestrømning på oplandsniveau. Indenfor hvert opland vil der findes en vis variationsbredde af fosforkoncentrationen i makroporestrømning til dræn. Anvendelsen af mediankoncentrationen er på nuværende tidspunkt vores bedste skøn af en repræsentativ fosforkoncentration.

Tab fra organisk lavbundsjord

Desuden er der tillagt et skønnet bidrag fra dyrkede, organiske lavbunds-jorde. Arealet af dyrkede, organiske lavbunds-jorde udgør 1716 km² og er bestemt ved at sammenholde det digitale markkort for 2018 med temaet over organiske lavbunds-jorde (organisk C-indhold > 6 %, afsnit 4.5). Tidligere skøn over tabsrater for dyrkede, organiske lavbunds-jorde ligger i intervallet 0,4-3 kg P ha⁻¹ (Poulsen & Rubæk, 2005). Baseret på en analyse af de tilgængelige data over målt fosfortab fra dyrket organisk lavbunds-jord er der her anvendt en tabsrate på 1,9 kg P ha⁻¹ (bilag 1).

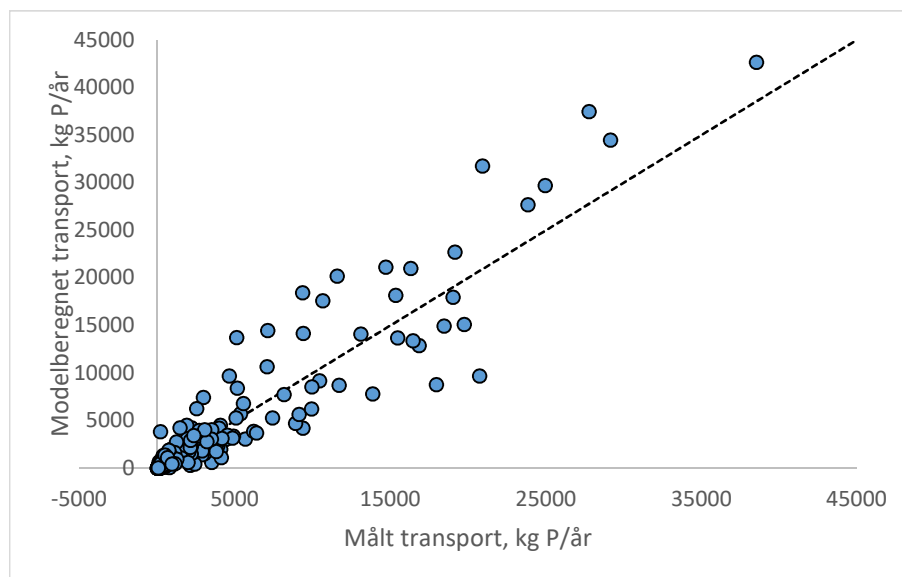
I den samlede model- og skønneberegnete diffuse fosfortransport mangler således bidrag fra vinderosion, overfladisk afstrømning og grundvand, som er skønnet på baggrund af Poulsen & Rubæk (2005).

4.8.3 Resultater

4.8.3.1 Sammenligning mellem modelberegnet og målt diffus fosfor transport

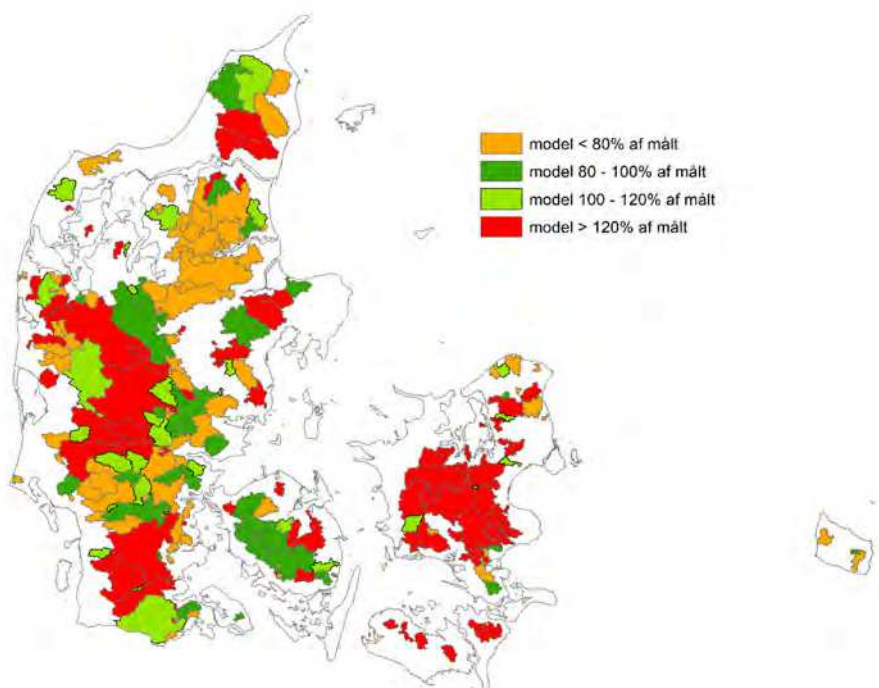
I figur 4.8.1 er den modelberegnete transport af total-fosfor fra diffuse kilder plottet mod den tilsvarende målte transport. Der er betydelige usikkerheder forbundet med de udviklede modeller for de enkelte transportveje og på inputvariable til modellerne (afsnit 4.7-4.6). Der er desuden foretaget skøn over fosfortab via makroporer til dræn og fra dyrket, organisk lavbunds-jord, og endelig er en række bidrag til den diffuse fosfortransport ikke kvantificeret (vinderosion, overfladisk afstrømning, grundvand). Samtidig er der en risiko for, at den målte diffuse fosfortransport er undervurderet. For de enkelte oplande kan der være tale om, at modelberegningen over- eller underestimerer den målte fosfortransport. En likelihood ratio test viser imidlertid, at der for det samlede datamateriale ikke er nogen statistisk signifikant forskel på målt og modelberegnet diffus fosfortransport og ingen bias. Den statistiske test er foretaget på logaritmerede værdier, da spredningen stiger med værdierne.

Figur 4.8.1. Modelberegnet diffus transport af total-fosfor mod målt diffus transport af total-fosfor opgjort for 267 oplande. 1:1-linjen er vist med stiplet signatur.



Figur 4.8.2. viser den geografiske fordeling af den modelberegnete over- og underestimering af den målte transport. Generelt udgør brinkerosion hovedparten af den modelberegnete diffuse fosfortransport. For Sjælland, hvor modellen overestimerer for de fleste oplande, er makroporebidraget dog markant og flere steder større end brinkerosionsbidraget. Overestimeringen kan skyldes, at fosforstatus i pløjelaget typisk er lavere på Sjælland sammenlignet med de vestlige landsdele (ConTerra, 2019), hvorfor den antagne fosforkoncentration i drænvandet ikke er repræsentativ for Sjælland. I Vest- og Sønderjylland, hvor den modelberegnete diffuse fosfortransport er større end den tilsvarende målte transport for en række oplande, er brinkerosion den helt dominerende transportvej og sandsynligvis overestimeret. I Himmerland underestimerer modellen generelt. Her er brinkerosion af mindre betydning for det samlede, modelberegnete tab, mens tab fra dyrkede, organiske lavbunds-jorde er det mest betydende i flere oplande.

Figur 4.8.2. Modelberegnet diffus transport af total-fosfor opgjort i procent af målt diffus transport af total-fosfor for 267 oplande.



4.8.3.2 Kildeopsplitning af landbrugsbidraget og af den samlede, diffuse fosfortransport

På baggrund af den tilfredsstillende evaluering af modelberegnet diffus fosfortransport mod målt diffus fosfortransport for en lang række oplande er der foretaget en landsdækkende opgørelse af landbrugsbidraget og af den samlede diffuse fosfortransport sammensat af enkelt-bidrag (tabel 4.8.1). Bidrag fra vanderosion, brinkerosion, matrix-udvaskning og makroporetransport er opgjort på landsplan med modellerne beskrevet i afsnittene 4.1-4.6. For de bidrag, der ikke er kvantificeret i projektet – vinderosion, overfladisk afstrømning og grundvand – er estimerne fra Poulsen & Rubæk (2005) benyttet direkte. For tab fra dyrket, organisk lavbundsjord er benyttet det i projektet kortlagte areal på 1716 km² kombineret med en skønnet tabsrate på 1,9 kg P ha⁻¹ og med variationsbredden fra Poulsen & Rubæk (2005) på 0,4-3 kg P ha⁻¹.

Tabel 4.8.1. Samlet kildeopsplitning af landbrugsbidraget og af det samlede diffuse tab på landsplan, tons fosfor per år.

Bidrag	Metode	Estimat tons P år ⁻¹	Interval tons P år ⁻¹
Vand-erosion	Model (kapitel 4.1)	56	53-58
Vind-erosion	Poulsen & Rubæk, 2005	10	5-15
Overfladisk afstrømning	Poulsen & Rubæk, 2005	10	5-15
Matrix-udvaskning	Model (kapitel 4.3)	59	23-94
Makropore-tab	Model + skøn (kapitel 4.4)	162	138-191
Dyrket lavbundsjord	Poulsen & Rubæk, 2005. Her anvendt: rate = 1,9 kg P/ha; areal = 1716 km ²	326	69-515
Grundvand fra ikke-drænede marker	Poulsen & Rubæk, 2005	60	
Landbrugsbidrag		683	293-888
Brinkerosion (netto)	Model (kapitel 4.6)	644	422-1373
Grundvand fra udyrkede arealer		?	?
Diffust bidrag (landbrug og baggrund)		1327	715-2261

Det fremgår af tabel 4.8.1, at landbrugsbidraget beregnet som summen af enkeltbidrag udgør i alt 683 (293-888) tons fosfor. Der er hermed god overensstemmelse med landbrugsbidraget beregnet som en residual i kildeopsplitningen af den samlede fosforbelastning (afsnit 4.7). Landbrugsbidraget beregnet som residual er på 635 tons fosfor og at betragte som et minimumsestimat.

I tabel 4.8.1 er brinkerosion regnet som et baggrundsbidrag. Brinkerosion er en naturlig proces, og der er ikke konstateret forskel i erosionsraten (mm år⁻¹) mellem mæandrerende og udrettede vandløb (Kronvang m.fl., 2012). Imidlertid er en del vandløb uddybede med henblik på en bedre afvanding og dermed bedre dyrkningsforhold. Dette efterlader en højere brink og dermed et større areal, der kan påvirkes af erosionsprocesser. Desuden kan en del af den fosfor, der findes i brinkzonen, sandsynligvis også tilskrives landbrug, eftersom fosfor kan tilføres brinkzonen med eroderet sediment fra højere liggende marker, og der kan forekomme spild af gødning ind i den udyrkede randzone i forbindelse med markdrift. Ligeledes vil byudvikling og udbredelse af befæstede arealer resultere i højere maksimumafstrømninger og dermed højere brinkerosion.

Det samlede diffuse bidrag, landbrugs- og baggrundsbidraget, er beregnet til 1327 (715-2261) tons fosfor. Hertil kommer et ikke-kvantificeret grundvandsbidrag fra udyrkede arealer. Der er hermed også god overensstemmelse med det residualberegnete landbrugs- og baggrundsbidrag på 1431 tons (afsnit 4.7).

Litteratur

Andersen, H.E., Baatrup-Pedersen, A., Blicher-Mathiesen, G., Christensen, J.P., Heckrath, G., Nordemann Jensen, P. (red.), Vinther, F.P., Rolighed, J., Rubæk, G., Søndergaard, M. 2016. Redegørelse for udvikling i landbrugets fosforforbrug, tab og påvirkning af Vandmiljøet. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 86 s. - Teknisk rapport fra DCE - Nationalt Center for Miljø og Energi nr. 77 <http://dce2.au.dk/pub/TR77.pdf>

ConTerra. 2019. Notat - Udvikling af GIS-kort over estimeret fosfortal i landbrugsjord (foreløbigt, upubliceret notat).

Heckrath, G., Onnen, N., Pugliese, L., Pop, A., Iversen, B.V. 2018. Scenario analyses for spatially differentiated P measures in catchments. SOILS2SEA DELIVERABLE NO. 2.4. Department of Agroecology, Aarhus University, Denmark.

Kronvang, B., Audet, J., Baatrup-Pedersen, A., Jensen, H.S., Larsen, S.E. 2012. Phosphorus load to surface water from bank erosion in a Danish lowland river basin. . Environ. Qual. 41. 304-313.

Miljøstyrelsen. 2019. Punktkilder 2018. NOVANA – Punktkilder, december 2019.

Miljøstyrelsen. 2020. Opdatering af Tidserie for udledning af spildevand fra Regnbetingede Udløb (RBU) og Spredt bebyggelse 1990-2018. Notat fra Miljøstyrelsen dateret 9. marts 2020.

Thodsen, H., Tornbjerg, H., Rasmussen, J.J., Bøgestrand, J., Larsen, S.E., Ovesen, N.B., Blicher-Mathiesen, G., Kjeldgaard, A., Windolf, J. 2019a. Vandløb 2018. NOVANA. Undertitel. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 72 s. - Videnskabelig rapport nr. 353. <http://dce2.au.dk/pub/SR353.pdf>

Varvaris, I., Børgesen, C.D., Kjærgaard, C. and Iversen, B. V. 2018. Three two-dimensional approaches for simulating the water flow dynamics in a heterogeneous tile-drained agricultural field in Denmark. Soil Sci. Soc. Am. J. 82, 1367–1383.

4.9 Kortværket over risiko for fosfortab

Goswin Heckrath², Hans Estrup Andersen¹

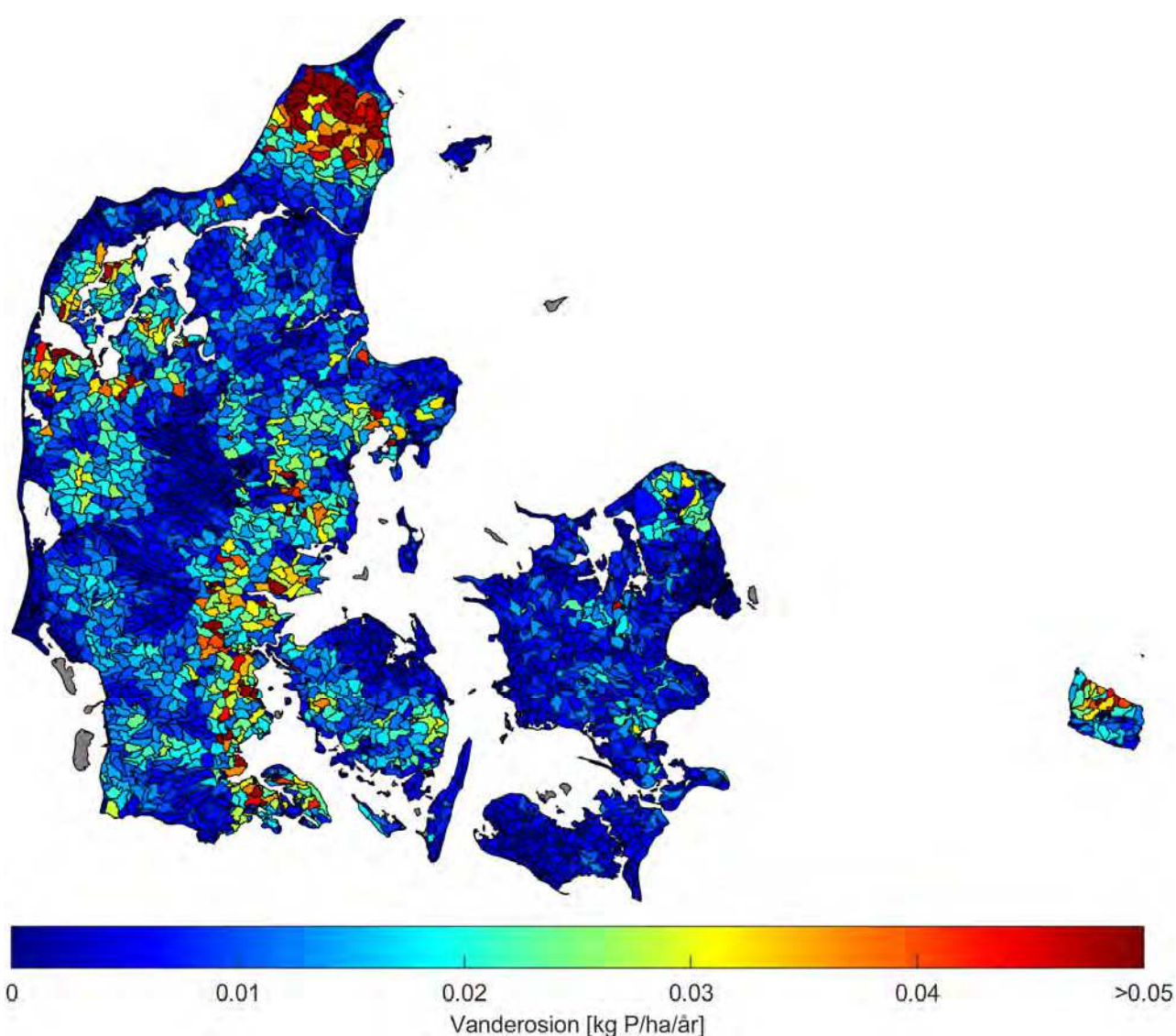
Fagfællebedømmelse: Jørgen Windolf[†]

¹Institut for Bioscience, AU

²Institut for Agroøkologi, AU

4.9.1 Introduktion

Projektet har resulteret i en række kortlægninger, som her præsenteres sammen med en vurdering af sikkerheden på kortlægningerne og anbefalinger til brug af kortene. Kortene præsenteres først aggregeret til ID15-niveau for at vise det regionale billede. Til sidst vises kortudsnit i den langt finere skala, som kortlægningen er foretaget på.



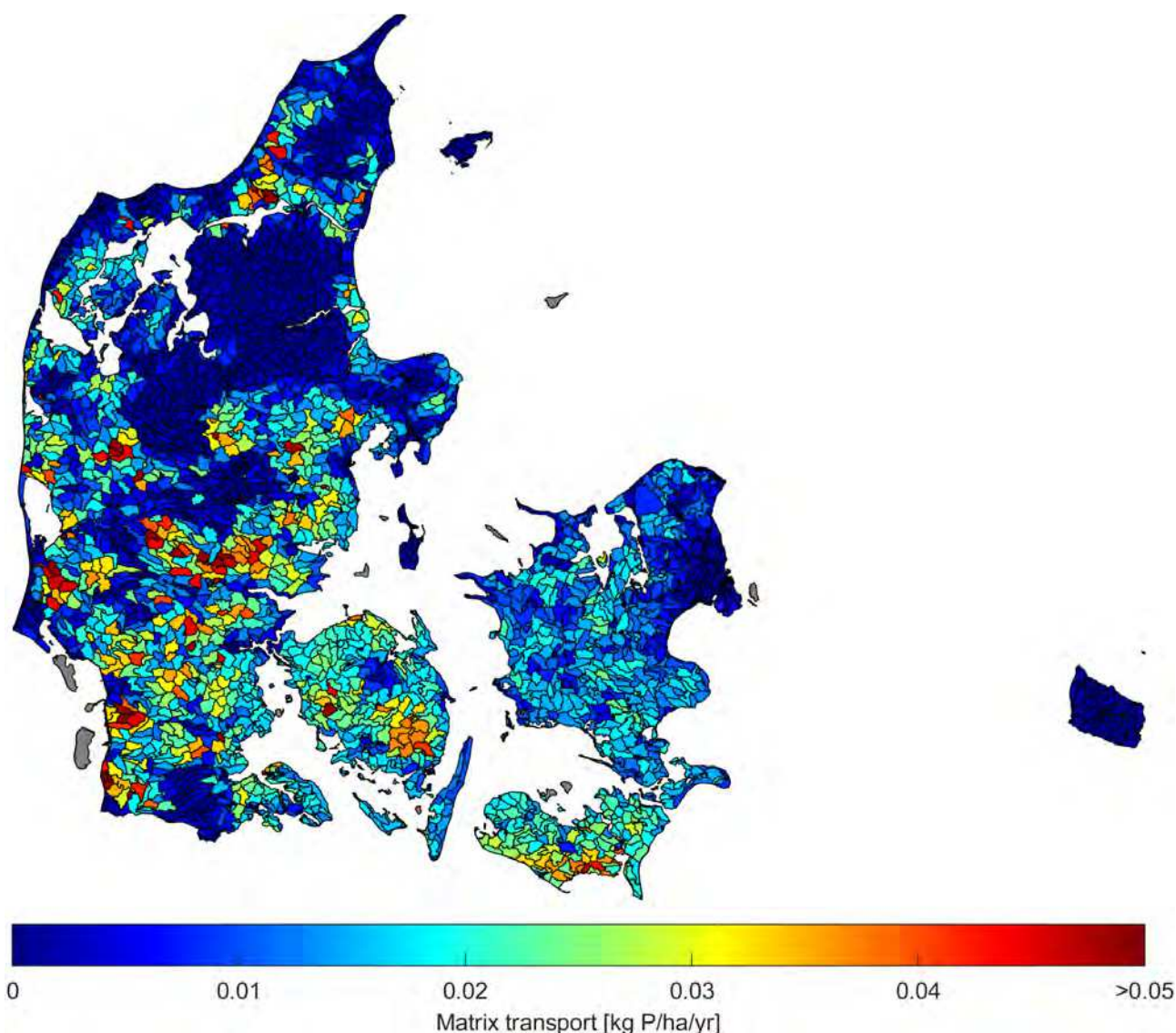
Figur 4.9.1. Fosfortab ved vanderosion vist på ID15-niveau.

4.9.2 Vanderosion

Fosfortab ved vanderosion fra markblokarealet i 2014 til overfladevand er kortlagt ved at gange det langsigtede gennemsnitlige jordtab fra markareal til vandområder med et fosforindhold i pløjelaget, der blev estimeret ud fra ConTerra's kortlægning af fosfortal i jorden (kap. 4.1; ConTerra, 2019). Ved at inddrage et landsdækkende arealanvendelseskort tager vores modellering eksplicit hensyn til jordtransport på landskabsniveau, det vil sige, at vi estimerer, hvad der sker med eroderet markjord uden for markgrænsen. Erosionsrisikokortlægningen er rumligt set meget detaljeret og kan udpege zoner med forskellig fosfortabsrisiko inden for en given mark eller vandløbstrækninger, hvor der forventes tilførsel af sediment. Grundlæggende vil kortlægningen af fosforerosionen derfor kunne bruges til at understøtte planlægningen af en målrettet virkemiddelindsats. Vanderosion er kendetegnet ved lokalt forekommende arealer med høje tabsrater fra mark til overfladevand (kap. 4.1). Imidlertid aflejres i de fleste tilfælde eroderet fosforholdigt sediment i landskabet, før det når frem til vandområder. Derfor er fosfortabsrater forbundet med vanderosion betydeligt lavere end eksempelvis for makroporetransport eller brinkerrosion, når de opgøres på ID15-oplandsniveau (figur 4.9.1).

Idet den estimerede rumlige variation af fosforindholdet i jord er forholdsvis mindre end variationen af erosionsrisikoen, følger fosfortabet overordnet set jordtabet på ID15-niveau. Især i Nordjylland er der kortlagt høje oplandstab (figur 4.9.1), hvilket især skyldes en kombination af meget eroderbare jordtyper med erosiv nedbør på kuperet terræn. Monitoringen har både vist høje erosionsrater og høj sedimenttransport i nordjyske oplande (Onnen m.fl., 2019; Thodsen m.fl., 2019). Derimod kan typisk lave tabsrater på Sjælland forklares med mindre erosiv nedbør, mindre eroderbare jordtyper og forholdsvis lavt fosforindhold i jord. I Vestjylland har de forholdsvis høje fosforindhold i jord en mindre betydning for tabsniveauet (figur 4.9.1), da erosionsraterne er forholdsvis lave.

På landsplan er der modelberegnet et årligt fosfortab ved vanderosion til vandområder på 56 ton med et 95 % konfidensinterval på 53 – 58 ton P (kap. 4.1). For at estimere usikkerhederne er der ved hjælp af en statistisk simulering genereret forskellige modelrealisationer for hele landet, der alle resulterede i en acceptabel overensstemmelse mellem målte sedimenttilførsler til overfladevand i 25 monitoringsoplande (Onnen m.fl., 2019). Derefter blev usikkerhedsintervallet for sedimenttilførsel til overfladevand ganget med en fast fosforkoncentration i sedimentet. Denne metode resulterede i et forholdsvis snævert konfidensinterval, da de acceptable modelrealisationer ikke var stærkt forskellige fra hinanden. Desuden var det ikke muligt at tage hensyn til eventuelt varierende fosforindhold i det tilførte sediment (kap. 4.1). Andre usikkerhedsfaktorer, der ikke indgår i modelleringen, er lokale klimavariationer og en ufuldstændig repræsentation af vigtige landskabselementer på grund af 10-m rasteropløsningen. Således kan arealanvendelseskortet eksempelvis ikke eksplicit afspejle smalle bufferzoner under 5 m langs vandområder, hvilke forventes at have en betydning for den hydrologiske konnektivitet af afstrømningen i landskabet og derfor for fosfortabet. Imidlertid er de hyppigt forekommende smalle randzoner indirekte taget højde for i forbindelse med kalibreringen af erosionsmodellen. Grundlæggende vil kortlægningen af fosforerosionen kunne bruges til at understøtte planlægningen af en målrettet virkemiddelindsats.



Figur 4.9.2. Fosfortab ved matrice-udvaskning vist på ID15-niveau.

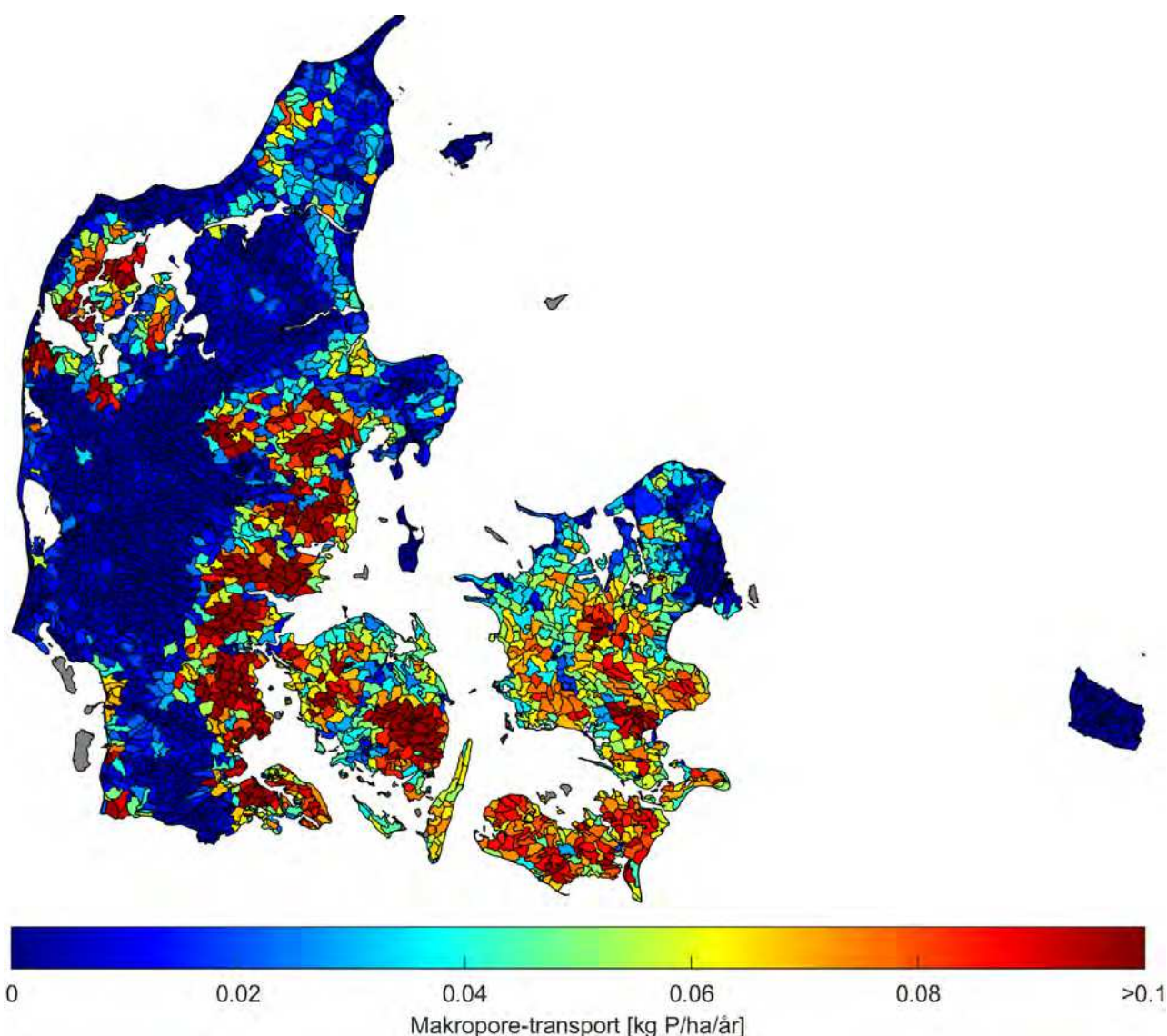
4.9.3 Udvasning gennem jordmatricen

Beregningen af fosfortab ved matrice-udvaskning er kun foretaget for potentielt drænede områder (kap. 4.3). Udvasningsmodellen er parameteriseret på grundlag af den kortlagte fosforbindingskapacitet (figur 4.2.4) samt det af ConTerra estimerede fosforindhold i jorden. Modellen drives af den estimerede drænastrømning. Den regionale fordeling af fosfortab ved matricestrømning afspejler den relativt lavere fosforbindingskapacitet vest for israndslinjen og på Lolland samt dræningsintensiteten (figur 4.9.2).

Modelusikkerheden er kvantificeret og eksemplificeret ved en beregnet gennemsnitlig, årlige transport af opløst fosfor i drænede områder på landsplan på i alt 59 ton P med et 95 % konfidensinterval på 23 – 94 tons P. Hertil kommer usikkerhed på inputdata i form af jordens fosforbindingskapacitet og indhold af fosfor. Særligt indholdet af fosfor kan være udfordrende at estimere, da variationen kan være stor, selv inden for den enkelte mark. Dette afspejles også i data-input vedrørende pløjelagets indhold af fosfor. Her præsenteres en forklaringsgrad på 30 % for et kort over fosfortal med 500 m opløsning, når modelresultater sammenholdes med målte værdier (ConTerra, 2019). Forklaringsgrad for det anvendte kort med en opløsning på 100 m er ikke angivet,

men den er forventeligt noget lavere. I modelopsætningen er underjordens fosforindhold baseret på en gennemsnitlig relation mellem fosfor i over- og underjord, hvilket yderligere bidrager til usikkerhed vedrørende bestemmelse af koncentrationen af opløst P jordvand i drændybden.

Usikkerhederne taget i betragtning, må de resulterende udvaskningskort anses for at være mest egnede til at demonstrere modelkonceptet frem for at vurdere risiko for fosfortab på markniveau. For at vurdere risiko for fosfortab på markniveau skal der ideelt set være kendskab til lokale afstrømningsforhold samt analyser af fosforindhold i pløjelag og drændybde. Således vil modellen være egnet til vurdering af udvaskning i relativt velundersøgte oplande eller på marker, hvor jordens fosforindhold er kendt. Her kan modellen bl.a. anvendes til beregning af ændring i fosforudvaskning ved scenarier med ændret dyrkningspraksis, der påvirker markens fosforbalance og dermed jordens fosforpuljer.



Figur 4.9.3. Fosfortab ved makroporetransport vist på ID15-niveau.

4.9.4 Tab via makroporer

Fosfortabet via transport i makroporerne og videre ud i drænsystemet (Fig. 4.9.3) er beregnet ved at multiplicere medianen af den afstrømningsvægtede

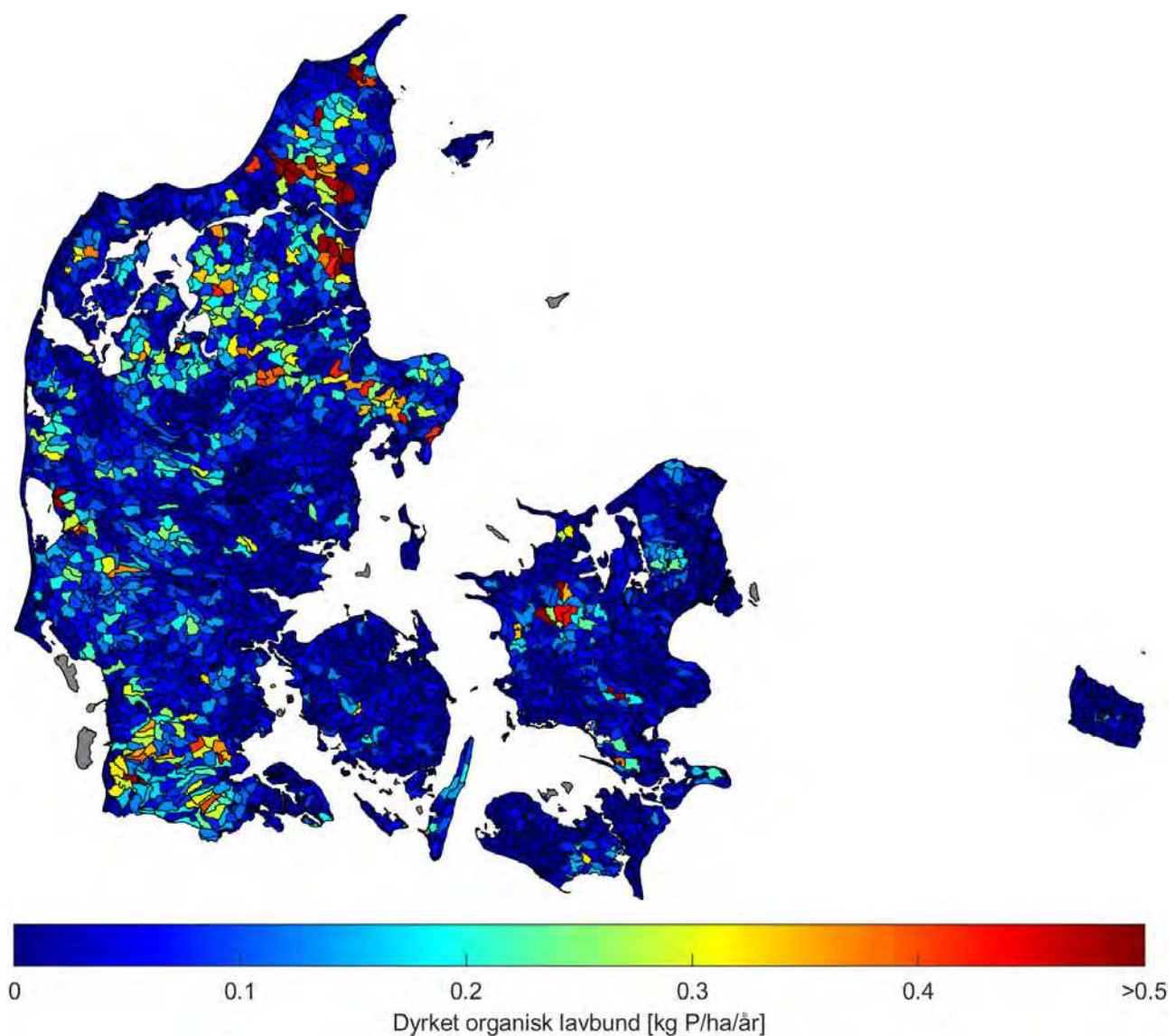
gennemsnitskoncentration af totalfosfor fra 43 drænstationer ($0,14 \text{ mg P l}^{-1}$, kap. 4.8) med de beregnede afstrømningsmængder fra makroporer via drænastrømningen (kap. 4.4). Variationen i den beregnede transport er derfor udelukkende styret af den beregnede makroporeafstrømning til dræn, som i høj grad er relateret til variationen i jordtekstur og klimaet (kap. 4.4). Kunstigt afdrænede ID-15-oplande med et højt fosfortab ses derfor i høj grad i områder med et relativt højt lerindhold. Specielt ID15-oplande inden for det østjyske moræneområde udviser høje værdier (figur 4.9.3). På Sjælland er udvaskningen generelt lavere sammenlignet med den østlige del af Jylland, hvilket skyldes en lavere nedbørsmængde i denne del af landet. Generelt ligger tabsniveauerne for makroporetransport i ID15-oplande mellem bidragene fra erosion og matrice-udvaskning på den ene side og brinkerrosion på den anden.

Usikkerheden af kortlagt fosfortab ved makroporetransport er alene estimeret ud fra den tidlige variation af makroporestrømning til dræn for 27 hydrologiske år, hvor der fandtes data (kap. 4.4). Argumentet herfor er en tydelig korrelation mellem fosfortabet og variationen i årlige afstrømningsmængder på landsplan (Andersen m.fl., 2016). Der er anvendt første og tredje kvartil af afstrømningsmængderne for at definere grænser af et prædiktionsinterval, dvs. der er en 50% sandsynlighed for at den sande makroporestrømning ligger inden for dette interval. Første og tredje kvartil af afstrømningsmængderne blev ganget med den ovennævnte mediankoncentration af fosfor i drænvand for at estimere et prædiktionsinterval for fosfortab ved makroporetransport. For median-afstrømningsscenarioet (kap. 4.4) er der beregnet et landsdækkende tab på $162 \text{ ton P år}^{-1}$ med et prædiktionsinterval på $138 - 191 \text{ ton P år}^{-1}$. Som beskrevet i kapitel 4.8 vil den rumlige variation i fosforkoncentrationer i makroporeafstrømningen bidrage til usikkerheden. Denne variation er ikke kendt og kan derfor ikke inddrages i usikkerhedsestimeringen.

Den her beskrevne tilgang til estimering af fosfortab ved makroporetransport karakteriserer den regionale variation (figur 4.9.3). Lokalt er det på nuværende tidspunkt ikke muligt at kvantificere dette tab, da modellen udelukkende er baseret på jordfysiske og klimatiske faktorer (kap. 4.4, 4.8). Til gengæld muliggør vores kombinerede kortlægning af risiko for kolloidbåren transport i makroporer og makroporestrømning til dræn (kap. 4.4) for første gang en vejledende vurdering af den relative risiko for fosfortab ved makroporetransport på markniveau. Dette vil kunne indgå i en prioritering af drænvirkemiddelindsatsen.

4.9.5 Tab fra dyrkede organiske lavbundslande

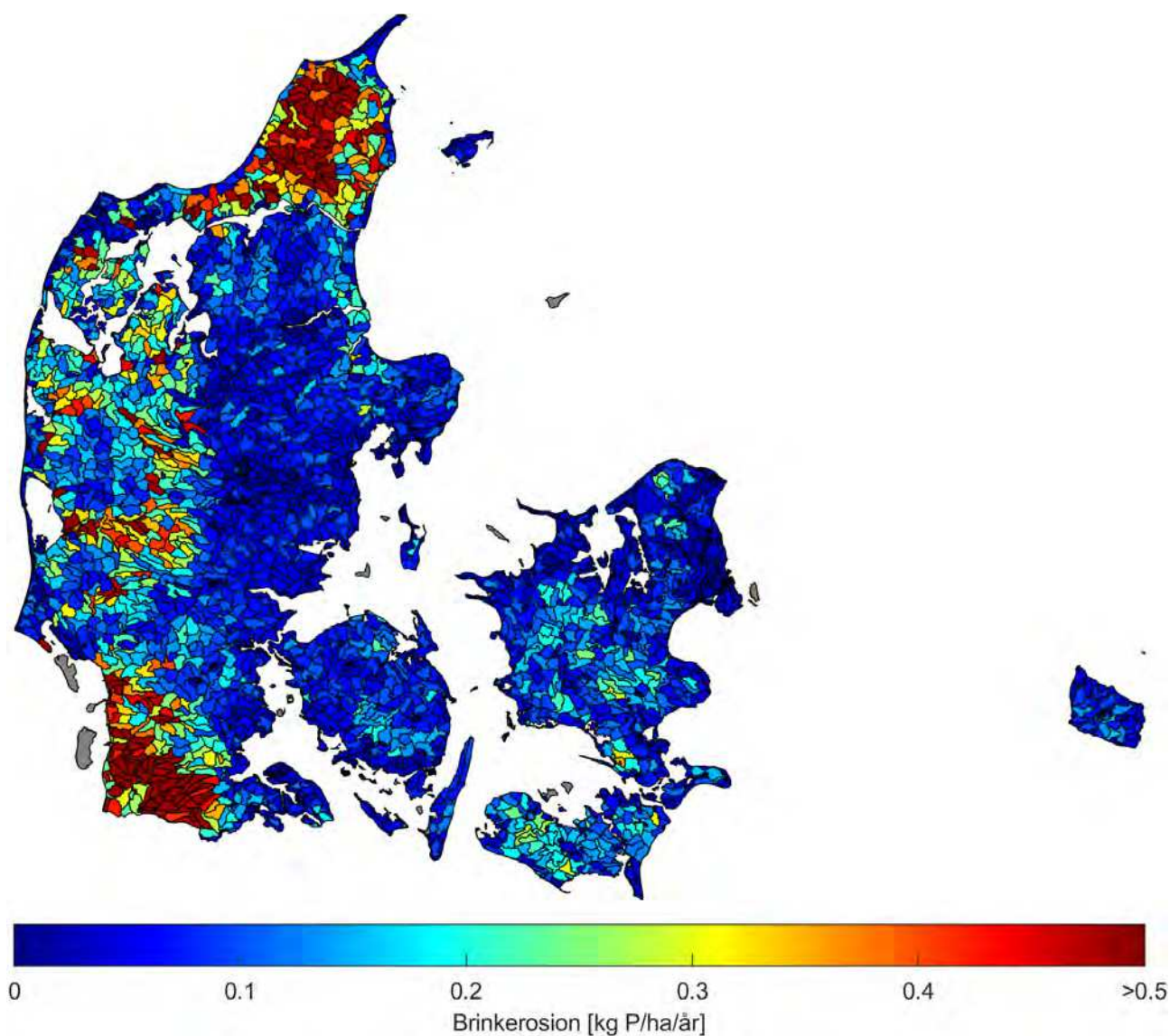
Kortlægningen af fosfortab fra dyrkede, organiske lavbundslande i figur 4.9.4 afspejler udelukkende fordelingen af disse lande, da selve fosfortabet er estimeret med en fast rate på $1,9 \text{ kg P ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$, som dækker over en meget stor variation (bilag 1). Estimeret fosfortab fra dyrkede, organiske lavbundslande fremkommet på denne måde kan kun anvendes til landsdækkende og regionale overslag over tabsniveauer. Til forskel fra de andre tabsprocesser er der forholdsvis få lande, der potentielt har meget høje tabsrater. Derudover anses dele af Limfjordsregionen og Sønderjylland som potentielle risikoregioner. I betragtning af det potentielle bidrag fra dyrkede organiske lavbundslande til fosfortabet er der et presserende behov for at generere den viden og udvikle de modeller, der konkret kan understøtte en prioriteret virkemiddelindsats, der tager hensyn til både landets målsætninger på klimaområdet og begrænsningen af næringsstofudledningen.



Figur 4.9.4. Fosfortab fra dyrkede, organiske lavbundslande vist på ID15-niveau.

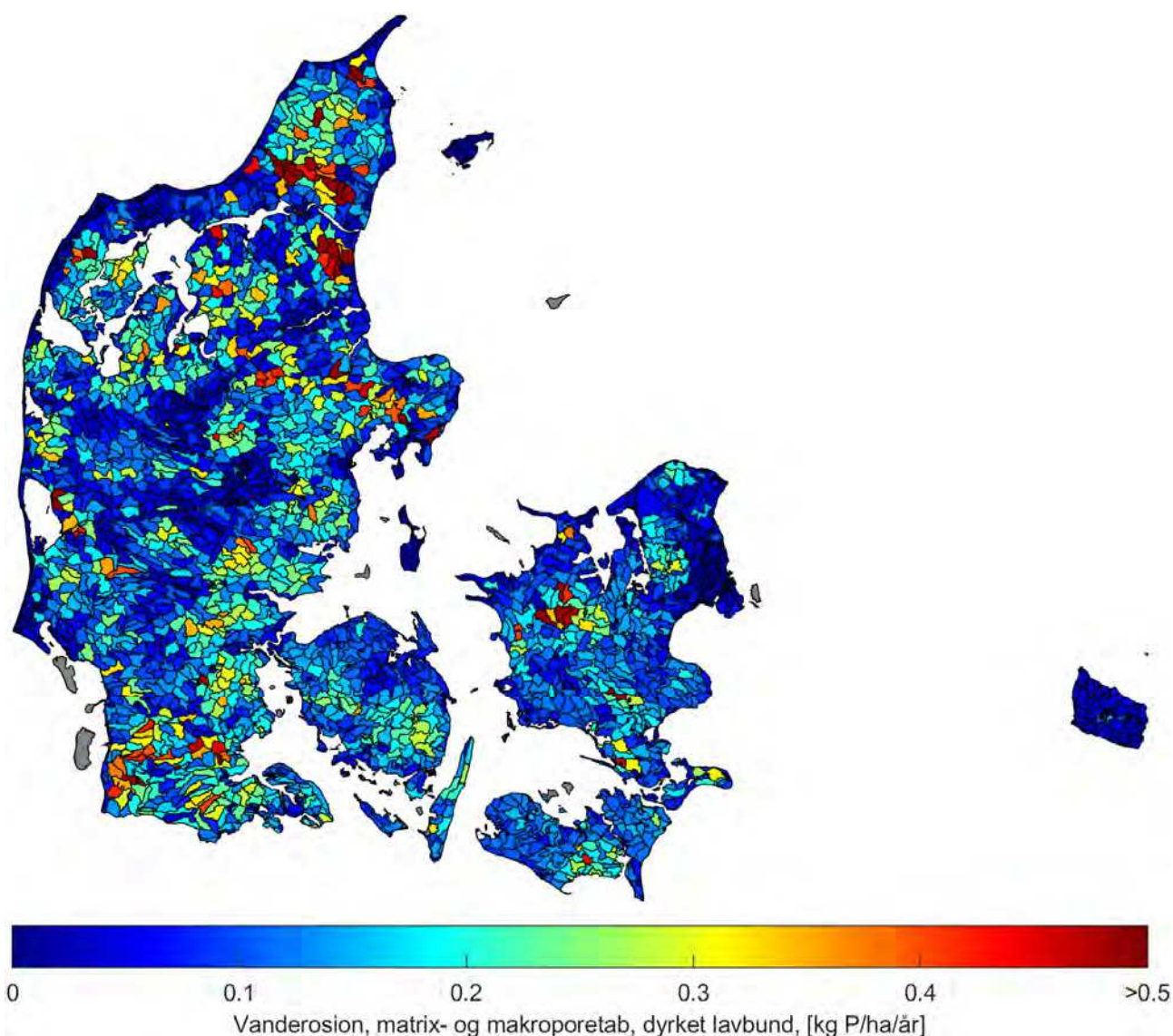
4.9.6 Brinkerosion

Sedimenttab ved brinkerosion er modelleret med to simple modeller udviklet på data fra hhv. Odense Å og Skjern Å. Modellerne er ekstrapoleret til at repræsentere hele Danmark. Det modelberegnete sedimenttab er ved kombination med målinger af fosforindhold i brinker og fosforindhold i genaflejret materiale omregnet til et netto-fosfortab. Fosformobiliseringen som følge af brinkerosion er størst i Nord- og Vestjylland med undtagelse af bakkeøerne. Den store fosformobilisering i disse områder skyldes en kombination af lav brinkvegetation og stor vandløbstæthed. Fosforindholdet i vandløbsbrinkerne på bakkeøerne er en anelse højere end på den omkringliggende smeltevandsslette, men som følge af smallere vandløb på bakkeøerne er der en forholdsvis lavere fosformobilisering fra brinkerne i disse vandløb. Resultaterne understøttes af et tidligere, landsdækkende studie af vandløbstransport af suspenderet sediment, som fandt meget høje transporter af suspenderet sediment i specielt Nordjylland og Thy (Thodsen m.fl., 2019b). Som det fremgår af Figur 4.9.5, afspejler de modelberegnete regionale resultater også valget af brinkerosionsmodel (Odense- eller Skjern-type). Optimalt set bør der udvikles og opstilles flere individuelle modeller understøttet af regionalt indsamlede, empiriske data. Det modelberegnete fosfortab ved brinkerosion afspejler dog de regionale forskelle i målt diffus fosfortransport relativt godt (figur 4.6.1 – 4.6.3).



Figur 4.9.5. Fosfortab ved brinkerosion vist på ID15-niveau.

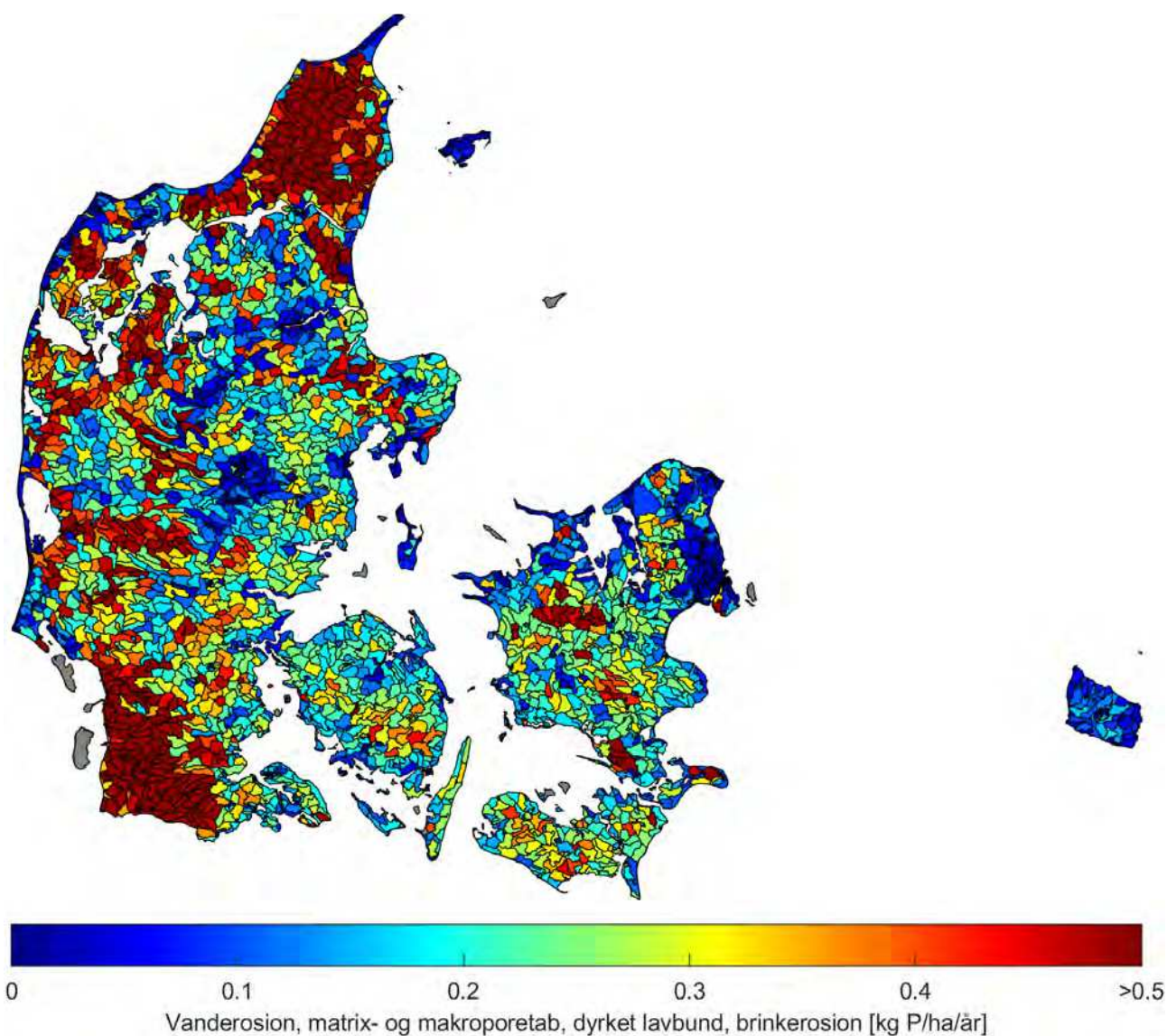
Fosfortab ved brinkerosion er opgjort til at udgøre i alt gennemsnitligt 644 tons fosfor årligt med et 95 % konfidensinterval på 422 – 1373 tons P år⁻¹. Konfidensintervallet beskriver modelusikkerheden. Hertil kommer usikkerhed på inputvariablene vandløbsbredde, brinkhøjde, højden af brinkvegetationen, fosforindhold i brinker og i genaflejret materiale samt usikkerhed på antagelsen om, at 93 % af det eroderede materiale genaflejres. Kortlægningen af estimeret fosformobiliseringen afspejler det regionale billede, men bør kun anvendes vejledende på enkelte vandløbsstrækninger. Kortlægning kan dermed ikke gøre det ud for undersøgelser af faktiske fosforindhold i brinkerne på enkelte vandløbsstrækninger, som det er eksemplificeret i de store standardafvigelser i målte fosforindhold. Tilsvarende kan der lokalt være stor forskel på faktisk brinkerosion og modelleret brinkerosion forårsaget af modelusikkerheden og usikkerheden på bestemmelsen af inputparametre til modellen.



Figur 4.9.6. Landbrugsbidraget sammensat af bidrag fra vanderosion, matrixudvaskning, makroporetub og tab fra dyrkede, organiske lavbundslande vist på ID15-niveau. Tab med vinderosion, overfladisk afstrømning og grundvand indgår ikke.

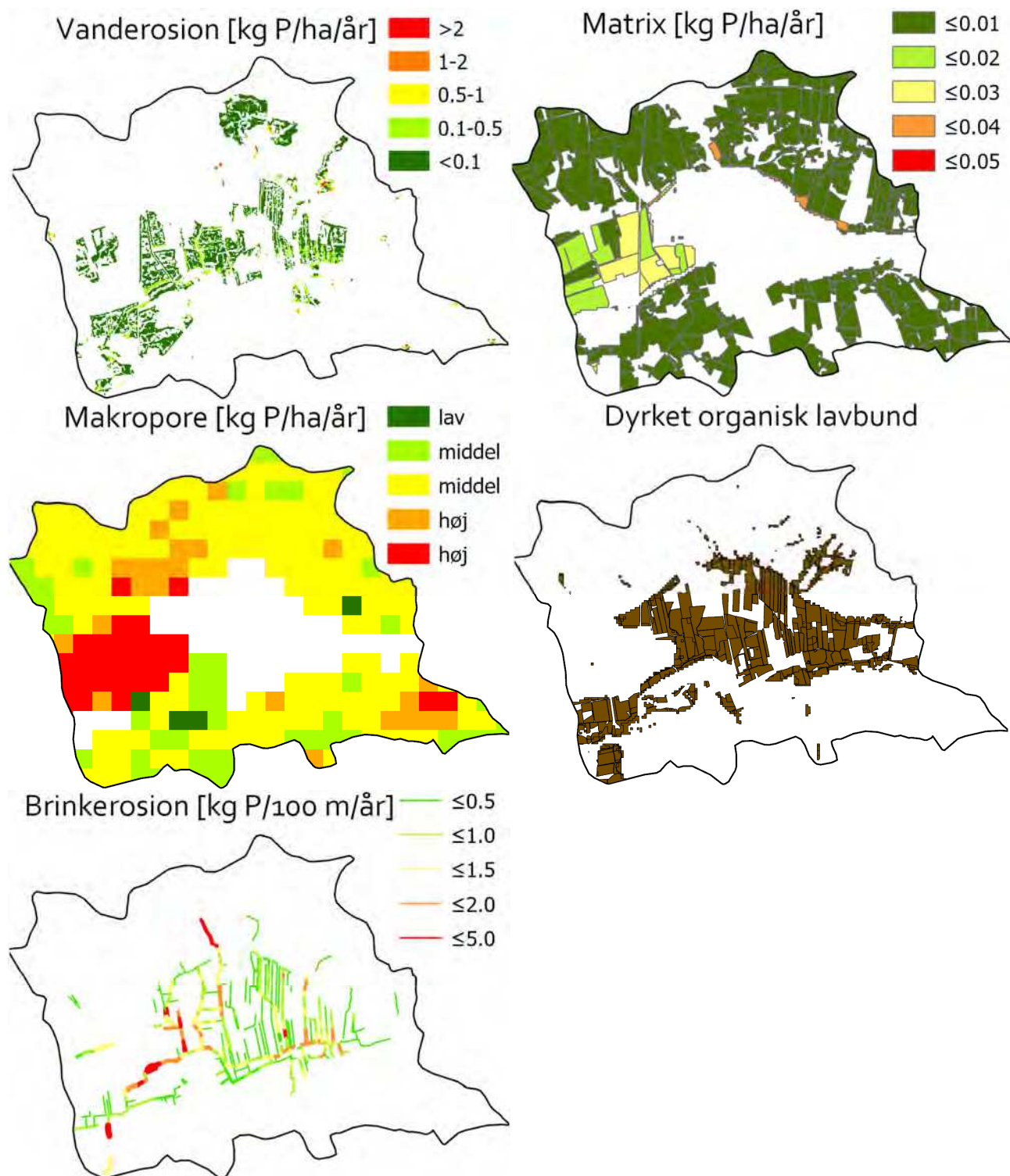
4.9.7 Sammenfattende vurderinger

Kortene i figurerne 4.9.6 og 4.9.7 kombinerer de forskellige tabsposter for at give et rumligt indtryk over det samlede fosfortabsniveau. Landbrugsbidraget domineres af tabet fra organiske lavbundslande og af tab ved makroporetransport. Da førstnævnte skønnes at have betydeligt større tabsrater end makroporetransport, fremstår områderne med tab fra organiske lavbundslande tydeligt som hotspots med tab $>0,5 \text{ kg P ha}^{-1}$ (figur 4.9.6). Oplande med moderate eller høje landbrugsbidrag forekommer i alle landsdele (figur 4.9.6). Derimod er tabsniveauerne tendentielt lavere på øerne og i dele af Midtjylland. Bidraget fra brinkerrosion skygger imidlertid over alle andre tabsprocesser. Således findes der mange oplande især i Nord- og Sønderjylland, hvor det diffuse årlige fosfortab estimeres til $>0,5 \text{ kg P ha}^{-1}$ (figur 4.9.7). Det skal dog bemærkes, at det diffuse bidrag er behæftet med meget store usikkerheder (kap. 4.8).



Figur 4.9.7. Det samlede diffuse bidrag sammensat af bidrag fra vanderosion, matrixudvaskning, makroporetabs, tab fra dyrkede, organiske lavbundslande og tab ved brinkerosion vist på ID15-niveau. Tab med vanderosion, overfladisk afstrømning og grundvand indgår ikke.

De enkelte risikokortlægninger er gennemført med varierende rumlig opløsning. Figur 4.9.8 anskueliggør detaljeringsgraden af kortlægningerne for de fem tabsprocesser, som indgår i kortværket. Risikokortene suppleres i forskelligt omfang med kortlagte baggrundsdata anvendt i modelleringerne.



Figur 4.9.8. Eksempler på detaljeringsgraden af risikokortlægningen af fosfortab i et udvalgt ID15-opland for fem tabsprocesser. Erosion, makroporetransport og organisk lavbund er kortlagt på henholdsvis 10 m, 250 m og 30,4 m raster; matrix-udvaskning på markniveau; og brinkerosion for 100-m vandløbstrækninger.

Vi har anvendt forskellige modelkoncepter til kortlægningen af risiko for fosfortab ad forskellige transportveje til vandområder. Modellerne er empiriske (erosion; brinkerosion), en kombination af semi-mekanistiske og empiriske (udvaskning igennem jordens matrice; makroporetransport) eller statistiske (organisk lavbund). Bortset fra organisk lavbund indgår der i alle modeller en række rumligt højt differentierede faktorer, der bestemmer risikoen for fosfortab. Modellerne forudsiger i bedste fald langsigtede, gennemsnitlige rater

af fosfortab på markskala (erosion, matriceudvaskning, brinkerosion) og er kalibrerede (erosion). For makroporetransport og tab fra organisk lavbunds-jord er en specifik kvantificering af fosfortabet på markniveau ikke mulig. Modelvalget reflekterer direkte den aktuelle tilgængelighed af landsdækkende inputdata. Begrænset datatilgængelighed medfører desuden, at der grundlæggende mangler mekanistiske og deterministiske modeller til kvantificering af fosfortab i tid og rum, når de skal anvendes på landsplan. På oplandsniveau forklarer modelresultaterne tilsammen i høj grad variationen af målt fosfortab til vandområder. Det er første gang, at det har været muligt at estimere tabsniveauet ved anvendelse af transportspecifikke modeller, der benytter kortlagte eksplicite risikofaktorer. Med det forbehold, at tabsniveauer ikke kan differentieres mellem forskellige organiske lavbundsområder, vil alle risikokortlægninger vejledende kunne indgå i planlægningen af en lokalt målrettet virkemiddelindsats. Med vejledende menes her, at kortlægningerne kan udpege områder, hvor det potentielt set kan være gunstigt at placere et virkemiddel – men at kortlægningerne ikke kan stå alene. Inden faktisk implementering af virkemidler i landskabet vil man altid skulle undersøge de faktiske forhold.

Tre processer af fosfortab dominerer på landsplan: makroporetransport til dræn, fosfortab fra lavbunds-jorde og fosfortab ved brinkerosion (kap. 4.8). Risikokortlægningerne for alle disse tabsprocesser er behæftet med store usikkerheder (kap. 4.8), dels fordi vi mangler viden om, hvordan vi kan generalisere vores procesforståelse til en tabsmodellering på landskabsniveau, og dels fordi vi mangler relevante data såvel til modelparametrisering som -kalibrering. Det er derfor afgørende at udvide vores evne til at modellere disse processer både lokalt og regionalt, hvis effekten af en lokalt målrettet virkemiddelindsats skal kunne kvantificeres.

Litteratur

ConTerra 2019. Notat – Udvikling af GIS-kort over estimeret fosfortab I landbrugsjord. 28 s.

Onnen, N., Heckrath, G., Olsen, P., Greve, M., Pulens, J.W.M., Kronvang, B., Van Oost, K. 2019. Distributed water erosion modelling at fine spatial resolution across Denmark. *Geomorphology* 342, 150-162.

Thodsen, H., Rasmussen, J.J., Kronvang, B., Andersen, H.E., Nielsen, A., Larsen, S.E., 2019. Suspended matter and associated contaminants in Danish streams: a national analysis. *J. Soils Sediments*, 1–15. doi.org/10.1007/s11368-019-02320-8

4.10 Fosforfølsomme vandområder: vandløb

Annette Baattrup-Pedersen¹, Tenna Riis², Trine Just Johnsen¹ og Pau Gimenez Grau²
Fagfællebedømmelse: Martin Søndergaard¹

¹Institut for Bioscience, AU

²Institut for Biologi, AU

4.10.1 Introduktion

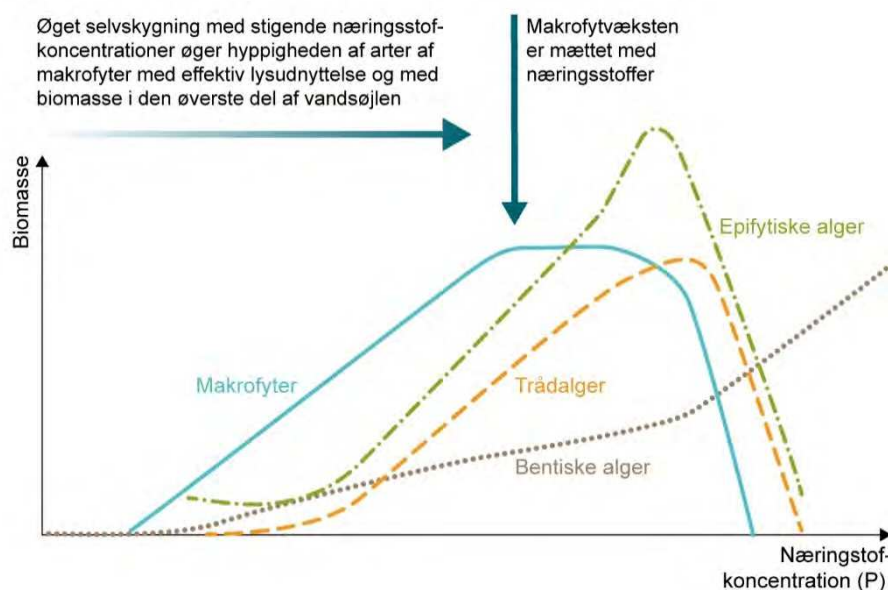
Den økologiske tilstand i vandløb skal jævnfør vandområdeplanerne vurderes på baggrund af planter, smådyr og fisk, hvor der foreligger interkalibrerede indeks. Tidligere arbejde har vist, at koncentrationen af uorganisk fosfor kan være kritisk for at opnå målopfyldelse med planteindekset (DVPI). Imidlertid er langt de fleste vandløbsstrækninger udsat for flere samtidige typer af påvirkninger, eksempelvis grødeskæring og ringe fysiske forhold, ligesom naturlige forskelle i vandløbsvandets alkalinitet kan have betydning. I dette arbejde undersøges det, om sammensætningen af arter i makrofytsamfund og hyppigheden af indikatorarter kan anvendes til at give en vurdering af, i hvor høj grad koncentrationen af uorganisk fosfor er kritisk for at opnå mindst 'god økologisk' tilstand i danske vandløb. Dernæst beskrives en metode til at adskille betydningen af forskellige typer af påvirkninger på plantesamfund i vandløb, som kan anvendes til at identificere den væsentligste påvirkning, som kan danne grundlag for valg af virkemiddel med henblik på at nå målopfyldelse med DVPI. Metoden er baseret på planternes egenskaber (livsform, vækstpunkt, overvintringsstrategi). Herefter præsenteres et nyudviklet indeks, SID_TID, til vurdering af økologisk kvalitet i vandløb baseret på bentiske alger og betydningen af uorganisk fosfor for sammensætningen af de bentiske algesamfund beskrives. Sidst i kapitlet diskuteres det, hvorfor det er vanskeligt at fortolke sammenhænge mellem SID_TID indeksværdierne og uorganisk fosfor bl.a. fordi dynamikken i fosforkoncentration i vandløb kan være betydelig.

4.10.2 Plantesamfund og uorganisk fosfor

Indholdet af fosfor i vandløbsvandet spiller en væsentlig rolle for sammensætningen af primærproducenter og ændringer i næringsstofkoncentrationerne vil derfor kunne påvirke biomassen og artssammensætningen af disse. De overordnede sammenhænge mellem forskellige typer af primærproducenter og næringsstofkoncentrationen i vandløbsvandet er afbildet i figur 4.10.1. Figuren illustrerer de konceptuelle sammenhænge mellem koncentrationen af fosfor i vandløbsvandet og biomassen af forskellige grupper af primærproducenter. Ved lave fosforkoncentrationer er makrofyternes vækst fosforbegrænset. Når næringsstofkoncentrationen stiger øges biomassen i vandløbet og dermed selvskygningen. Det betyder også, at artssammensætningen ændres. Ved intermediære fosforkoncentrationer vil makrofyterarter med effektiv lysoptagelse blive hyppigere sammen med arter, der har hovedparten af biomassen i den øverste del af vandsøjlen, hvor lystilgængeligheden er bedst. Samtidig øges biomassen af alger i vandløbet, hvor især de epifytiske alger, som vokser på makrofyternes overflade, bliver hyppigere. Trådalgerne bliver også hyppigere i takt med at næringsstofindholdet øges i vandløbsvandet. Ved de høje koncentrationer er makrofyternes vækst mættet. Imidlertid øges epifyternes vækst på makrofyternes og trådalgerne bladoverflader, og biomassen af de epifytiske alger øges. Det betyder samtidig, at lystilgængeligheden for makrofyterne og trådalgerne bliver mindre, og deres biomasse reduceres. Makrofyternes biomasse reduceres hurtigere end trådalgerne, fordi makrofyterne vokser langsommere og derfor

har sværere ved at konkurrere om lyset. Efterhånden bliver lystilgængeligheden så ringe, at både makrofyter og trådalger forsvinder, og epifyterne mister også biomasse, da der ikke længere er bladoverflader tilgængelige for vækst. Samtidig vil de benthiske alger blive hyppigere, da disse kan hæfte på både uorganiske substrater og planteoverflader.

Figur 4.10.1. Forventede sammenhænge mellem forskellige typer af primærproducenter og næringsstofkoncentrationen i vandløbsvandet her eksemplificeret ved fosfor (P). Modifieret efter Hilton et al. (2006).



Det er tidligere afrapporteret, at koncentrationer af uorganisk fosfor, der er højere end gennemsnitligt $43 \pm 5,6 \mu\text{g ortho-P L}^{-1}$ (gennemsnit $\pm 95\%$ konfidensgrænser, baseret på tre årlige målinger i hvert vandløb), medfører risiko for, at vandløbet ikke har målopfyldelse vurderet ved Dansk Vandløbsplante Indeks (DVPI) (Andersen et al. 2016). Omvendt giver koncentrationer under $43 \pm 5,6 \mu\text{g ortho-P L}^{-1}$ ikke sikkerhed for målopfyldelse med DVPI, da andre påvirkningsfaktorer i vandløb også indvirker på DVPI (Andersen et al. 2016). Hovedparten af de danske vandløb er også udsat for hydromorfologiske påvirkninger i form af grødeskæring og opgravninger, samt andre kemiske påvirkninger i form af eksempelvis kvælstof og miljøfremmede stoffer. Derfor kan det være svært at vurdere, i hvor høj grad uorganisk fosfor er afgørende for målopfyldelse med DVPI.

For at vurdere, i hvor høj grad uorganisk fosfor kan være kritisk for at opnå målopfyldelse med DVPI i danske vandløb, var udgangspunktet her at identificere samfund af makrofytarter, der er associerede til høje fosforkoncentrationer i vandløb. Efterfølgende ville det være muligt at undersøge forekomst og hyppighed af disse samfund i danske vandløb og på den baggrund give en vurdering af, i hvor høj grad uorganisk fosfor er kritisk for at nå mindst 'god økologisk' tilstand i vandløbene.

Med udgangspunkt i planteregistreringer fra type 2 og 3 vandløb, svarende til 715 vandløbsstrækninger i NOVANA-programmet, er samfund af arter identificeret ved at gennemføre en multivariat analyse (Detrended Correspondence Analysis; DCA) med anvendelse af arternes hyppighed. Arter, som forekommer på færre end tre stationer og stationer med færre end tre arter, er frasorteret for at nedbringe sjældne arters indflydelse i analyserne. Af DCA-analysen fås ordinationsakserne DCA1-3, som er udtryk for de væsentligste faktorer af betydning for plantesammensætningen i vandløbene. Fordelen ved denne fremgangsmåde er, at arternes co-variation reproduceres ved hjælp af et begrænset

antal gradienter, således at variation forårsaget af stokastisk variation i arternes forekomst reduceres. Der blev efterfølgende lavet en hierarkisk klynge-analyse (hierachical cluster analysis) med anvendelse af DCA1-3-værdierne til at gruppere vandløbene efter deres plantesamfund. I alt blev fem grupper af vandløb identificeret, og indikatorarter for hver af de fem vandløbsgrupper blev bestemt på baggrund af en artsindikatoranalyse (Tabel 4.10.1).

Tabel 4.10.1. Indikatorarter identificeret for fem forskellige vandløbsgrupper (C1-C5). Indikatorværdi, som er produktet af A og B (her angivet i %) er en kombination af artens specificitet i vandløbsgruppen (vandløbsgruppens andel af det samlede antal registreringer af arten) og dens konstans i vandløbsgruppen (andelen af vandløb i vandløbsgruppen, hvori arten er registreret) og angives på en skala fra 0 (ingen indikation) til 100 (perfekt indikation). Den statistiske signifikans (p) af indikatorværdien blev testet ved Monte Carlo permutati-onstest (n=9999). Kun signifikante indikatorarter ($p \leq 0,05$) er angivet i tabellen.

	Arter	Indikator-værdi	A	B	p-værdi
C1	Almindelig vandpest	43,26	0,737	0,587	0,001
	Liden andemad	34,22	0,534	0,641	0,001
	Rørgræs	33,06	0,453	0,730	0,001
	Høj sødgræs	33,02	0,574	0,575	0,001
	Grenet pindsvineknop	32,14	0,572	0,562	0,001
	Tagrør	27,00	0,778	0,347	0,001
	Kruset vandaks	17,98	0,729	0,247	0,001
	Brudelys	13,65	0,828	0,165	0,001
	Børstebladet vandaks	11,85	0,898	0,132	0,001
	Gul åkande	10,50	0,905	0,116	0,001
	Stor andemad	8,81	0,815	0,108	0,001
	Sø-kogleaks	8,45	0,772	0,110	0,001
	Kors-andemad	7,68	0,560	0,137	0,001
	Rød hestehov	4,99	0,860	0,058	0,001
	Bredbladet dunhammer	4,90	0,701	0,070	0,001
	Skov-kogleaks	4,31	0,435	0,099	0,021
	Kær-galtetand	3,81	0,643	0,059	0,001
	Frøbid	3,62	0,885	0,041	0,001
	Aks-tusindblad	3,48	0,977	0,036	0,001
	Tyk andemad	3,39	0,951	0,036	0,001
	Tårnfrøet hornblad	2,90	1,000	0,029	0,001
	Gærde-snerle	2,35	0,575	0,041	0,006
	Glinsende vandaks	2,05	0,817	0,025	0,001
	Pilblad	2,01	0,726	0,028	0,006
	Sværtævæld	1,87	0,506	0,037	0,038
	Tiggerranunkel	1,49	0,451	0,033	0,05
	Kalmus	1,43	0,833	0,017	0,012
	Gifttyde	1,25	0,632	0,020	0,031
C2	Lådden dueurt	18,72	0,364	0,514	0,001
	Kryb-hvene	18,03	0,409	0,441	0,001
	Bittersød natskygge	11,35	0,440	0,258	0,002
	Stor nælde	10,37	0,405	0,256	0,003
	Almindelig kvik	5,33	0,530	0,100	0,001
	Ager-padderok	5,09	0,495	0,103	0,001

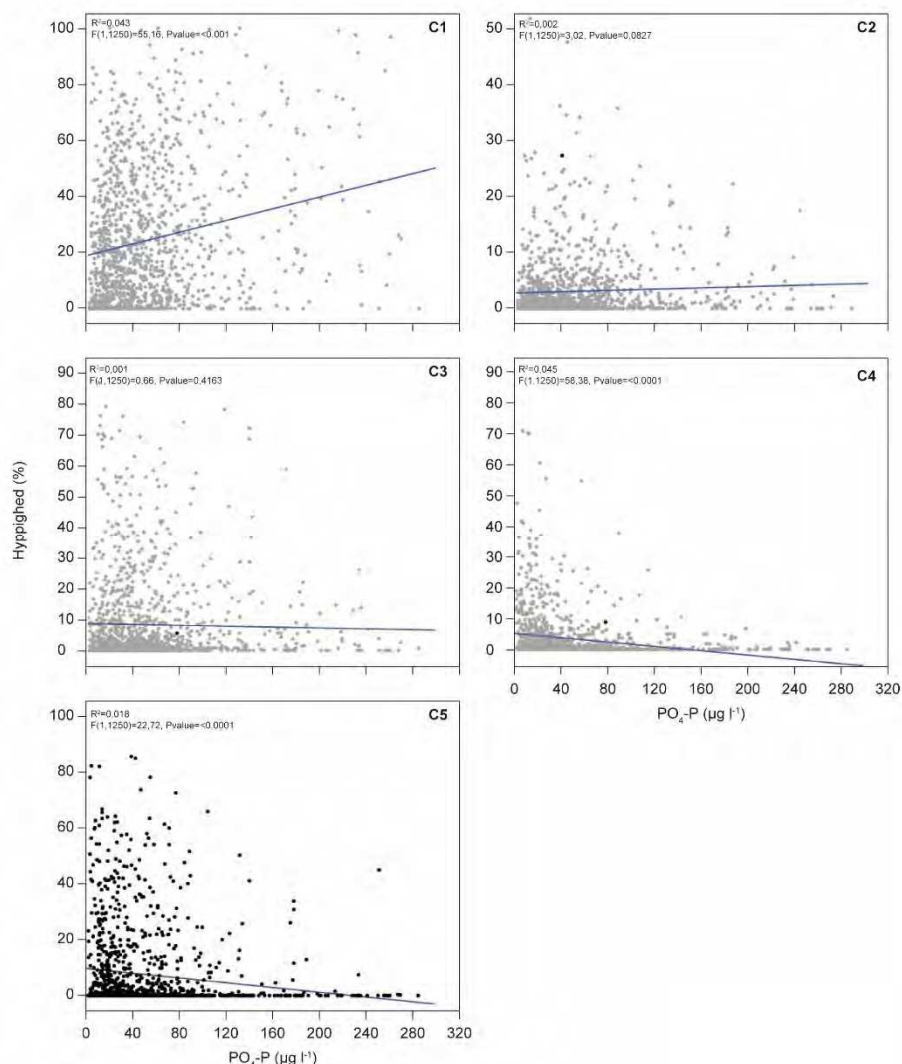
	Vejbredskeblad	4,64	0,473	0,098	0,002
	Eng-rævehale	3,63	0,455	0,080	0,003
	Tæppegræs	2,36	0,575	0,041	0,012
	Ager-tidsel	2,25	0,547	0,041	0,002
	Nyserøllike	1,79	0,562	0,032	0,003
	Skvalderkål	1,55	0,400	0,039	0,05
	Krybende potentil	1,26	0,688	0,018	0,01
	Fliget brøndsel	1,17	0,512	0,023	0,022
	Eng-rottehale	1,11	0,808	0,014	0,004
	Muse-vikke	1,02	0,638	0,016	0,022
	Vild kørvel	0,95	0,692	0,014	0,033
	Gederams	0,90	0,654	0,014	0,048
	Sump-snerre	0,90	0,560	0,016	0,044
	Håret star	0,82	0,715	0,011	0,023
	Vand-brandbæger	0,82	0,595	0,014	0,036
	Kær-guldarse	0,81	0,711	0,011	0,023
C3	Smalbladet mærke	49,24	0,627	0,786	0,001
	Almindelig rapgræs	12,79	0,408	0,313	0,001
	Vandarse	10,83	0,505	0,214	0,001
	Lancetbladet ærenpris	9,44	0,358	0,264	0,033
	Tykbladet ærenpris	8,98	0,348	0,258	0,003
	Kær-star	6,59	0,600	0,110	0,001
	Almindelig vandranunkel	6,54	0,680	0,096	0,001
	Småbladet milturt	5,36	0,975	0,055	0,001
	Tykskulpet brøndarse	4,36	0,689	0,063	0,001
	Kær-padderok	4,29	0,446	0,096	0,005
	Stinkende storkenæb	3,54	0,919	0,038	0,001
	Butbladet skræppe	3,13	0,600	0,052	0,002
	Kær-tidsel	2,51	0,538	0,047	0,001
	Eng-nellikerod	2,50	0,536	0,047	0,001
	Skovmærke	2,43	0,981	0,025	0,001
	Dunet steffensurt	2,41	0,976	0,025	0,001
	Fjærbregne	2,20	1,000	0,022	0,001
	Akselblomstret star	2,15	0,980	0,022	0,001
	Almindelig milturt	2,14	0,974	0,022	0,001
	Almindelig syre	2,09	0,586	0,036	0,021
	Tandet sødgræs	1,94	0,881	0,022	0,002
	Guldnælde	1,79	0,932	0,019	0,001
	Top-star	1,77	0,495	0,036	0,001
	Kål-tidsel	1,70	0,386	0,044	0,027
	Almindelig mangeløv	1,65	1,000	0,016	0,001
	Dynd-skræppe	1,41	0,855	0,016	0,004
	Hindbær	1,41	0,854	0,016	0,001
	Lund-fladstjerne	1,29	0,942	0,014	0,003
	Ris-dueurt	1,16	0,702	0,016	0,011
	Almindelig fulgegræs	1,10	0,670	0,016	0,005
	Feber-nellikerod	0,84	0,615	0,014	0,022
	Skov-star	0,82	1,000	0,008	0,008

	Stor fladstjerne	0,82	0,749	0,011	0,008
	Skov-galtetand	0,74	0,677	0,011	0,026
	Spring-balsamin	0,69	0,842	0,008	0,027
C4	Manna-sødgræs	31,35	0,498	0,630	0,001
	Lysesiv	17,86	0,498	0,359	0,001
	Storblomstret vandranunkel	14,39	0,614	0,234	0,001
	Vandmynte	10,06	0,331	0,304	0,037
	Næbstar	8,40	0,604	0,139	0,001
	Kabbeleje	8,23	0,381	0,216	0,001
	Sump-kællingetand	7,68	0,499	0,154	0,001
	Mose-bunke	7,00	0,299	0,234	0,002
	Kær-snerre	5,85	0,592	0,099	0,001
	Stor vandarve	5,31	0,659	0,081	0,001
	Hår-tusindblad	4,92	0,610	0,081	0,001
	Sump-fladstjerne	4,87	0,553	0,088	0,001
	Krybende hestegræs	4,74	0,562	0,084	0,001
	Rød svingel	2,92	0,532	0,055	0,002
	Glanskapslet siv	2,85	0,486	0,059	0,002
	Vandnavle	2,60	0,887	0,029	0,001
	Dunet dueurt	2,14	0,389	0,055	0,018
	Kragefod	2,02	0,500	0,040	0,001
	Eng-viol	1,58	0,861	0,018	0,001
	Almindelig hvene	1,54	0,383	0,040	0,003
	Blære-star	1,07	0,969	0,011	0,007
	Trævlekrone	0,80	0,729	0,011	0,012
C5	Enkelt Pindsvineknop	49,34	0,575	0,858	0,001
	Svømmende vandaks	33,27	0,715	0,465	0,001
	Hjertebladet vandaks	11,64	0,735	0,158	0,001
	Rust vandaks	6,14	0,845	0,073	0,001
	Langbladet vandaks	5,66	0,816	0,069	0,001
	Strand-vandranunkel	4,67	0,786	0,059	0,001
	Vand-pileurt	4,19	0,438	0,096	0,044
	Liden vandaks	2,95	0,813	0,036	0,001
	Flod-klaseskærm	2,65	0,670	0,040	0,001
	Hestehale	1,85	0,432	0,043	0,007
	Kær-fladstjerne	1,52	0,577	0,026	0,002
	Liden siv	1,31	0,441	0,030	0,008

Herefter har vi anvendt de fem identificerede grupper af vandløb som udgangspunkt for at undersøge, hvilken rolle uorganisk fosfor spiller for vandplantesamfundene i danske vandløb. Det har vi gjort, fordi DCA-analysen overordnet set afspejler de faktorer, som er afgørende for plantefordelingen i vandløbene, samtidig med at de første tre DCA-akser forklarer hovedparten af den samlede variation i arternes fordeling. Vi antager, at såfremt fosfor spiller en væsentlig rolle for plantefordelingen i vandløbene, vil vi kunne identificere dette ved at undersøge, om hyppigheden af de fem grupper af indikatorarter i vandløbene, i form af en samlet dækningsgrad, ændrer sig som funktion af fosfor i vandløbsvandet. For hvert enkelt vandløb har vi derfor beregnet den totale

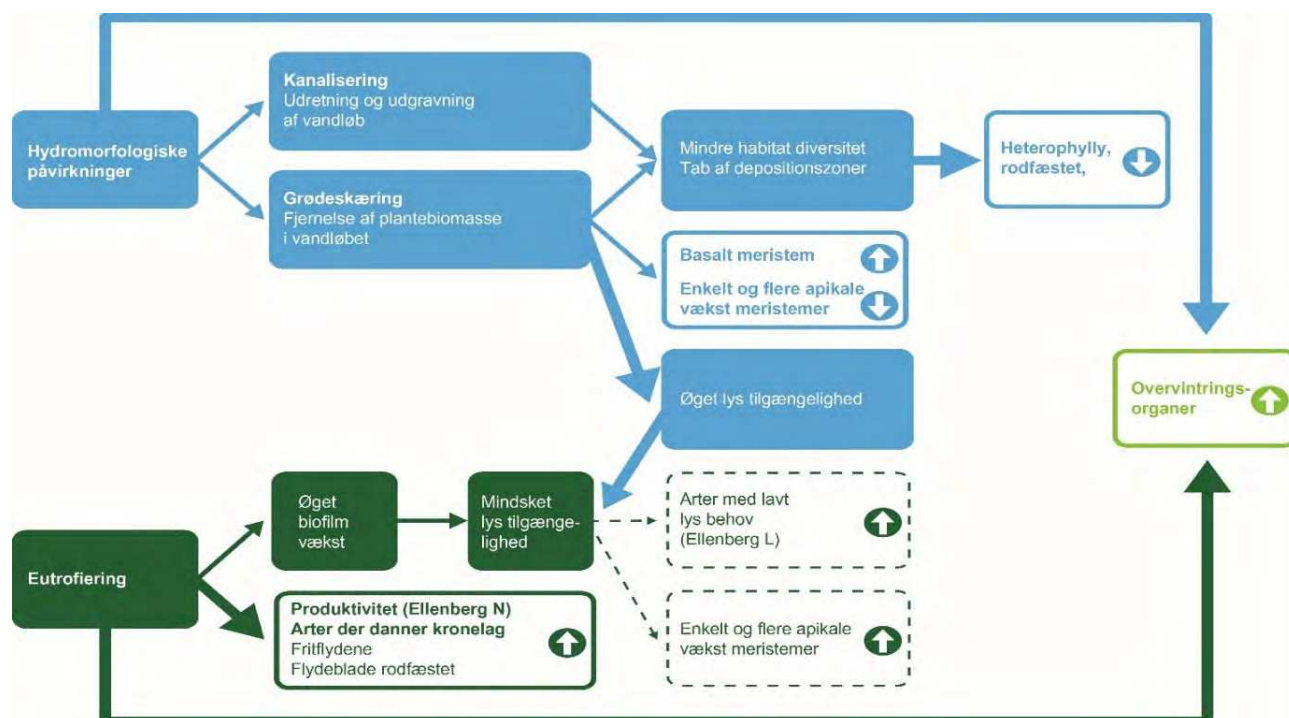
dækning af de arter, der er identificeret som indikatorarter for hver af de 5 vandløbsgrupper og sammenholdt dette med indholdet af uorganisk fosfor i vandløbsvandet (baseret på de tre årlige målinger der prøvetages i vandløbene). På figur 4.10.2 ses hyppigheden af de fem samfund som funktion af koncentrationen af uorganisk fosfor i vandløbene samt en regressionslinje, der beskriver sammenhængen mellem den samlede hyppighed af arter i artsgrupperne og vandløbenes gennemsnitlige indhold af uorganisk fosfor.

Figur 4.10.2. Hyppigheden i form af en samlet dækningsgrad af indikatorarterne for vandløbsgrupperne C1-C5 (%) som funktion af indholdet af uorganisk fosfor baseret på tre årlige målinger ($\text{PO}_4\text{-P}$, $\mu\text{g L}^{-1}$). Figurene er baseret på alle data i overvågningsprogrammet NOVANA (>2000 punkter). Derudover er indtegnet den regressionslinje, der bedst beskriver sammenhængen mellem den samlede hyppighed af arter i artsgrupperne og vandløbenes gennemsnitlige indhold af uorganisk fosfor.



Figur 4.10.2 viser, at hyppigheden af de identificerede indikatorarter for de fem vandløbsgrupper kun i ringe grad kan relateres til koncentrationen af uorganisk fosfor. Således kan de identificerede indikatorarter være hyppige ved både lave og høje koncentrationer. Det betyder, at det ikke er muligt på baggrund af hyppigheden af disse arter at vurdere i hvilket omfang, det er indholdet af uorganisk fosfor, der er kritisk for at opnå målopfyldeelse med DVPI i vandløb. Dette resultat afspejler formentlig, at langt de fleste vandløbsstrækninger er udsat for flere typer af påvirkninger, ligesom naturlige forskelle i eksempelvis vandløbsvandets alkalinitet kan indvirke på planteforekomst og hyppighed i vandløbene (Riis et al 2000). Ser vi på de væsentligste påvirkninger, spiller især grødeskæring og ringe fysiske forhold, foruden koncentrationen af uorganisk fosfor, en betydelig rolle for plantesamfundene og dermed også for DVPI-vurderingen (Baattrup-Pedersen et al. 2018).

Det er imidlertid for nylig dokumenteret, at planternes egenskaber kan anvendes til at adskille betydningen af væsentlige typer af påvirkninger på plantesamfundene i vandløb (Baatrup-Pedersen et al. 2019; Figur 4.10.3).



Figur 4.10.3. Flowdiagram baseret på planteegenskaber til identifikation af påvirkninger af plantesamfundene i vandløb som årsager til manglende målopfyldelse.

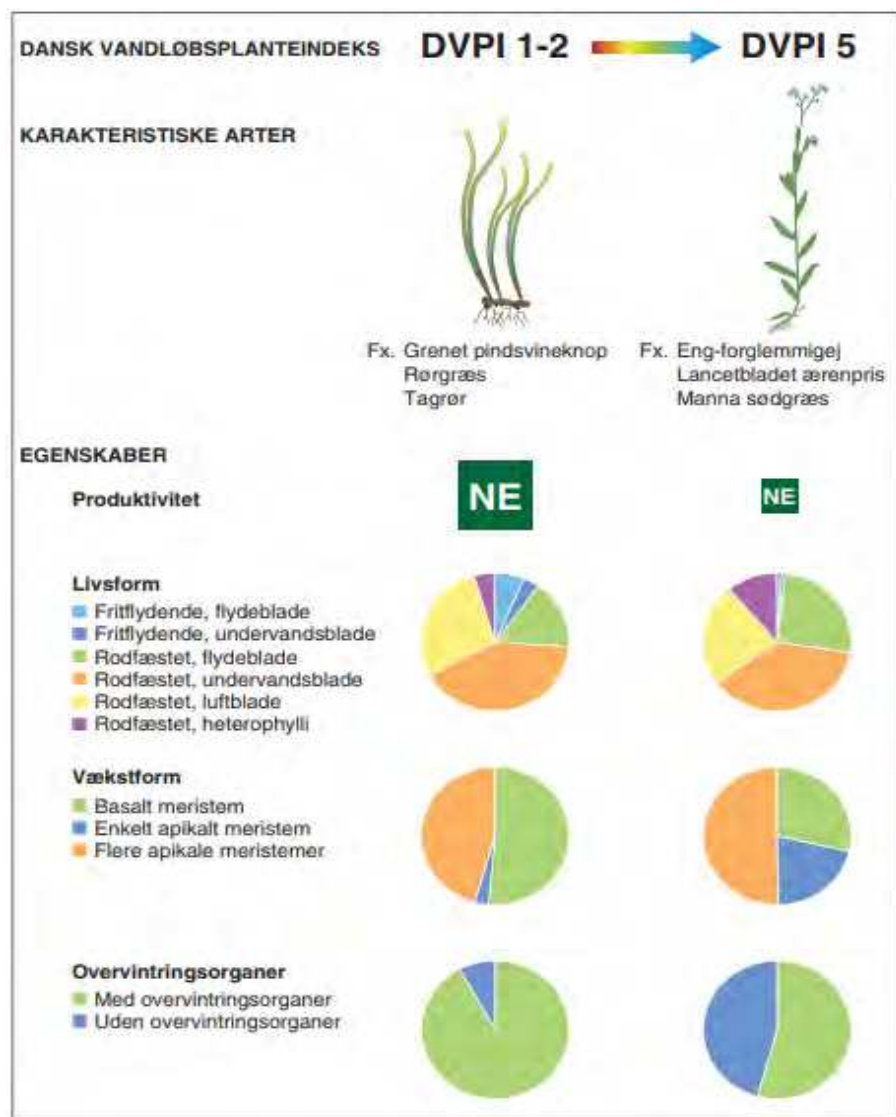
Hyppigheden af planter med disse egenskaber ændrer sig som funktion af ændringer i DVPI (Figur 4.10.4). Denne viden kan anvendes i en vurdering af, i hvilket omfang uorganisk fosfor er kritisk for at nå målopfyldelse med anvendelse af DVPI.

Imidlertid kræver dette, at der gennemføres en operationalisering af de identificerede sammenhænge (se figur 4.10.3). En operationalisering vil bestå af tre trin. Første trin indebærer en beregning af vægtede gennemsnit for en række planteegenskaber, herunder egenskaber relateret til livsform, vækstpunkt og overvintring (Tabel 4.10.2) for det vandløb, hvori der ønskes en vurdering af hvilken type påvirkning, der er afgørende for den tilstandsvurdering, som foreligger. Andet trin indebærer en sammenligning af det vægtede gennemsnit for de enkelte egenskaber i vandløbet med vægtede gennemsnit for vandløbsstrækninger, der opfylder miljømålet. Denne sammenligning gør det muligt at vurdere om egenskaber er enten over- eller underrepræsenterede i vandløbet i forhold til vandløb, der er i målopfyldelse. Tredje trin indebærer en samlet vurdering af hvilke(n) påvirkningstype, der er afgørende for plantesamfundet på baggrund af de beregnede vægtede gennemsnit.

Tabel 4.10.2. Oversigt over typer af livsformer, vækstpunkter og overvintringsstrategier hos planter.

Livsform	Vækstpunkt	Overvintring
Fritflydende, flydeblade	Basalt meristem	Overvintringsknolde
Fritflydende, undervandsblade	Enkelt apikal meristem	Turioner
Rodfæstet, flydeblade	Flere apikale meristemer	Rhizomer eller jordstængler
Rodfæstet, undervandsblade		
Rodfæstet, luftblade		
Rodfæstet, heterofylli		

Figur 4.10.4. Figuren viser væsentlige forskelle i plantesamfund klassificeret i forskellige økologiske tilstandsklasser med DVPI. Der er identificeret forskellige indikatorarter for de forskellige tilstandsklasser ligesom der er forskelle i plantesamfundenes egenskaber. NE er forkortelse for Ellenberg N, som mål for plantesamfundets næringsstofpræference, hvor størrelsen på den grønne boks er udtryk for præferencen.



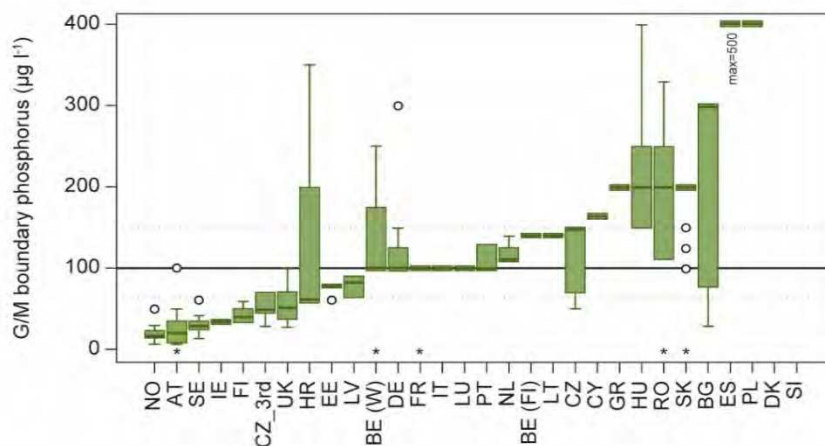
På baggrund af beregnede vægtede gennemsnit for planteegenskaber er det muligt at vurdere, i hvor stor en andel af danske vandløb det er uorganisk fosfor, der spiller en rolle for tilstandsvurderingen. Det er imidlertid værd at bemærke, at selv om uorganisk fosfor i en første vurdering med DVPI ikke viser sig at være den påvirkning, der er afgørende for de beregnede vægtede gennemsnit, fordi der eksempelvis bliver grødeskåret hyppigt, kan fosfor alligevel godt spille en væsentlig rolle. Således er det muligt, at en ændring i grødeskæringspraksis vil kunne bevirke, at de vægtede gennemsnit ændrer sig på en sådan måde, at det bliver synligt, at selvom fosfor ikke var afgørende for tilstandsvurderingen i første omgang, kan fosfor blive afgørende i anden omgang. Dette kan vise sig ved, at det vægtede gennemsnit for basal vækst eksempelvis er højt før grødeskæringspraksis bliver ændret, hvorefter det vægtede gennemsnit for basal vækst bliver mindre som følge af mindre grødeskæring samtidig med, at det vægtede gennemsnit for eksempelvis multi-apikal vækst bliver højere og eventuelt så højt, at det overstiger det, vi ser i vandløb, der har målopfyldelse. Dette er konsekvensen af, at flere samtidigt-virkende påvirkninger spiller en rolle for tilstandsvurderingerne. Imidlertid vil den her skitserede metode kunne identificere den væsentligste påvirkning og dermed hvilke virkemidler, der i første omgang kan tages i anvendelse med henblik på at nå målopfyldelse. Det betyder også, at metoden kan anvendes

des til at kvantificere andelen af vandløb, hvor det med overvejende sandsynlighed er koncentrationen af uorganisk fosfor, der er afgørende for at et givet vandløb ikke når miljømålet.

4.10.3 Fosfor og understøttelse af god økologisk tilstand i vandløb vurderet med biologiske indeks i EU

EU-landene har alle i forbindelse med udvikling af nationale biologiske indeks til vurdering af økologisk tilstand baseret på benthiske alger anvendt niveauer af fosfor som udgangspunkt for en afgrænsning af referencevandløb (Kelly et al. 2009). I forbindelse med interkalibreringen af disse indeks var det svært at sammenligne fosfordata direkte, da der er forskelle mellem landene i både hvilken parameter, der var målt (PO₄-P eller TP), og i om der var tale om enkeltmålinger eller årsgennemsnit (Kelly et al. 2009). Derfor blev der udviklet et fælleseuropæisk indeks (ICM) og dette blev anvendt til at interkalibrere de nationale indeks. På den måde blev det muligt ved anvendelse af et gennemgående indeks at fastsætte grænseværdier mellem de økologiske tilstandsklasser (Kelly et al. 2009).

Ser man på den koncentration af fosfor, som EU-landene angiver som værende relevante for understøttelse af 'god økologisk' tilstand i vandløb bredt set, er der meget store forskelle (Figur 4.10.5; Phillips og Pitt, 2015; Poikane et al. 2017). De laveste koncentrationer ses angivet for Norge, Østrig, Sverige, Irland og Finland, mens de højeste koncentrationer ses angivet for Slovakiet og Bulgarien.



Figur 4.10.5. Fosforkoncentrationer (total fosfor; $\mu\text{g L}^{-1}$) som angivet af de EU-medlemslande, der anvender en sådan til vurdering af god økologisk tilstandsklasse i deres vandløb. De vandrette linjer markerer værdierne for 25, 50 og 75 percentilerne for alle landene (90 percentilen blev halveret og markeret med *). AT: Østrig, BE (FI): Belgien Flandern, BE (W): Belgien Wallonia, BG: Bulgarien, CZ: Tjekkiet, DE: Tyskland, DK: Danmark, EE: Estland, ES: Spanien, FI: Finland, FR: Frankrig, GR: Grækenland, HR: Kroatien, HU: Ungarn, IE: Irland, IT: Italien, LT: Litauen, LU: Luxembourg, LV: Letland, NL: Holland, NO: Norge, PL: Polen, PT: Portugal, RO: Rumænien, SE: Sverige, SI: Slovenien, SK: Slovakiet, UK: Storbritannien. Fra Poikane et al. 2017.

Den fundne variation afspejler dels, at fosfors betydning for de benthiske algesamfund og dermed den økologiske tilstand vurderet på baggrund af disse afhænger af vandløbenes typologi, men også at både datagrundlag og metode influerer på hvilken grænseværdi, der anvendes. Grænseværdien for fosfor angivet af EU-landene varierer således mellem 10-500 $\mu\text{g l}^{-1}$, hvor variationen

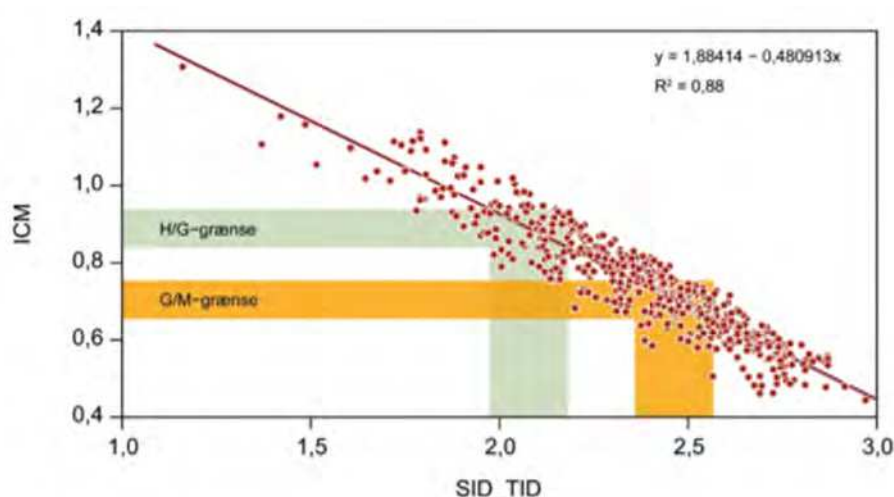
er større mellem lande end mellem vandløbstyper (Phillips og Pitt, 2015). Ligeledes har det vist sig, at de højeste koncentrationer som oftest er associerede med ekspertvurderinger, mens de laveste koncentrationer er associerede med egentlige kvantitative dataanalyser (Phillips og Pitt, 2015).

Derfor er det ofte vanskeligt at etablere klare sammenhænge mellem grænseværdier for næringsstoffer og 'god økologisk' tilstand, og eventuelle sammenhænge kan være vanskelige at tolke (Poikane et al. 2017). Det skyldes både, som beskrevet ovenfor, at der kan være stor usikkerhed forbundet med en vurdering, der bygger på enkelte målinger af næringsstoffer (Poikane, Kelly og Cantonati, 2016; se nedenfor), og at forskellige lande anvender forskellige metoder i vurderingen. Derudover er det også væsentligt at fremhæve, at flere samtidigt virkende påvirkningsfaktorer også kan spille en rolle for den grænseværdi, der kan identificeres. (Phillips et al. 2019). Således er det for nyligt vist, at når der er tilstedeværelse af kun én påvirkning i form af eksempelvis fosfor, er det i højere grad muligt at fastsætte en grænseværdi, end det er ved tilstedeværelse af to samtidigt virkende påvirkninger (Phillips et al. 2019). Dette er særligt centralt i vandløb, hvor der ofte er flere samtidigt virkende påvirkninger. Derfor vil der også, alt andet lige, kunne fremkomme meget store variationer i grænseværdier for de biologiske samfund, også selv om der anvendes kvantitative data og statistiske værktøjer (eksempelvis https://circabc.europa.eu/sd/a/5aa80709-9ce8-411d-94e8-f0577f3632fa/Nutrient_standard_Guidance_for_CIS_final%20with%20links%209%20May.pdf; Phillips et al. 2018).

4.10.4 Benthiske algesamfund og fosfor i danske vandløb

Benthiske algesamfund i vandløb påvirkes af flere forhold, men blandt de væsentligste påvirkningsfaktorer er næringsstoffbelastning og belastning med organisk stof. Derfor er de fleste eksisterende, interkalibrerede indeks i EU til vurdering af tilstanden af de benthiske algesamfund da også baserede på netop næringsstoffbelastning og/eller belastning med organisk stof. Det gælder også det indeks, der i dag er foreslået anvendt i danske vandløb (Andersen et al. 2018), hvor et gennemsnit af to indeks, SID (saprobisk kiselalgeindeks) og TID (Trofisk kiselalgeindeks) kan forklare den største del af den variation, der findes i algesamfundene i danske vandløb, nemlig 26% (Andersen et al. 2018), hvilket også er tilstrækkelig til at kunne interkalibrere indekset (minimum 25%). Derudover spiller andre forhold også ind på indekset, herunder alkalinitet og BI5, men med lavere forklaringsgrad (Andersen et al. 2018). Grænseværdier mellem de økologiske tilstandsklasser bygger på en interkalibrering, hvor der i 2008 blev fastsat to intervaller for henholdsvis grænsen mellem 'høj' og 'god økologisk' tilstand samt grænsen mellem 'god' og 'moderat' tilstand (Kelly et al. 2009; Figur 4.10. 6). Grænsefastsættelsen bygger på et fælles EU-indeks (ICM) og ikke på en koncentration af næringsstoffer og/eller organisk stof. Imidlertid skal placeringen af de endelige grænseværdier for tilstandsklasser inden for de angivne intervaller afspejle relationen til de påvirkningsfaktorer, som anses for at være de primære for det økologiske kvalitetselement. Under danske forhold er koncentrationen af uorganisk fosfor den primære påvirkningsfaktor for benthiske algesamfund i vandløb (Andersen et al. 2018).

Figur 4.10.6. Fra Andersen et al. 2018. Sammenhængen mellem Intercalibration Common Metric (ICM) og SID_TID for alle vandløbstyper. De grønne rektangler viser intervallet for de i Kelly et al. 2009 vedtagne accepterede intervaller for skæringværdien mellem hhv. høj/god tilstandsklasse (grønne) og god/moderat tilstandsklasse (orange). De lodrette rektangler viser de tilsvarende intervaller for de danske algeindeks omsat til SID_TID-værdier, hvor en skæring mellem tilstandsklasserne kan lægges.



Ved at bruge modellen for sammenhængen mellem det bentiske algeindeks SID_TID og $\text{PO}_4\text{-P}$ -koncentrationen (Andersen et al., 2018) blev de accepterede intervaller for placeringen af grænseværdierne mellem høj/god og god/moderat tilstandsklasse for SID_TID omregnet til tilsvarende $\text{PO}_4\text{-P}$ -koncentrationer, hvor $\text{PO}_4\text{-P}$ -koncentrationerne var baseret på gennemsnit af målinger de seneste fem år inden algeprøvetagningen. Den nedre grænse mellem høj/god tilstandsklasse svarer til en $\text{PO}_4\text{-P}$ -koncentration på $5,6 \mu\text{gL}^{-1}$, mens den øvre grænse svarer til en $\text{PO}_4\text{-P}$ -koncentration på $12,7 \mu\text{gL}^{-1}$ og den nedre grænse mellem god/moderat tilstandsklasse svarer til en $\text{PO}_4\text{-P}$ -koncentration på $25 \mu\text{gL}^{-1}$, mens den øvre grænse svarer til en $\text{PO}_4\text{-P}$ -koncentration på $277 \mu\text{gL}^{-1}$.

I Danmark blev der herefter gennemført en kvantitativ analyse med henblik på at identificere ved hvilket fosforniveau, der skete markante skift i artssammensætningen af de bentiske alger. Den gennemførte analyse identificerer dels de arter, der responderer negativt på en stigende koncentration af fosfor og dels de arter, der responderer positivt på stigende koncentrationer (Threshold Indicator Analysis, TITAN; Andersen et al., 2018). Herved er det muligt at identificere niveauer, hvor der sker signifikante ændringer i artsfordelingen (change points). De fundne fosforkoncentrationer og samhørende værdier for indekset SID_TID er angivet i tabel 4.10.3 nedenfor. Her skal bemærkes, at da der er stor variation i PO_4P -koncentrationer i vandløb over året (se afsnit 4.10.5), kan en enkelt eller få målinger fra et vandløb ikke anvendes til at vurdere, om der er sket markante skift i algesamfundet, og om der derfor kan forventes målopfyldelse vurderet med SID_TID.

Tabel 4.10.3. Identificerede change points for fosforkoncentration ($\text{PO}_4\text{-P}$, μgL^{-1}) og tilhørende SID_TID værdier mellem de økologiske tilstandsklasser høj/god og god/moderat samt 25, 50, 75 og 95 percentilerne. De med * angivne værdier overskrider værdier der er tilladelige ifølge resultatet af interkalibreringsprocessen (Kelly et al., 2009).

	Identificerede change points		25%		50%		75%		95%	
	H/G	G/M	H/G	G/M	H/G	G/M	H/G	G/M	H/G	G/M
$\text{PO}_4\text{-P}$ -koncentration fra TITAN-analyse (μgL^{-1})	7,9	29,4	9,3	28,9	15,2*	30	20,5*	44	21,5*	125,5
SID_TID	2,06	2,39	2,10	2,39	2,23*	2,40	2,30*	2,44	2,31*	2,51

Eftersom grænserne for HG og GM skal være funderet i ændringer i algesamfundene (Andersen et al. 2018) som funktion af graden af påvirkning, giver det fagligt mening at lægge grænseværdierne således, at grænsen mellem 'høj' og 'god' lægges ved det fosorniveau, hvor arter, der responderer negativt, bliver væsentligt færre, mens grænseværdien mellem god og moderat tilstand placeres ved det niveau, hvor arter, der responderer positivt, bliver væsentlig hyppigere. Disse fosorniveauer (identificerede change points) er angivet i tabel 4.10.3 sammen med samhørende værdier for SID_TID i form af change point og tilhørende percentiler.

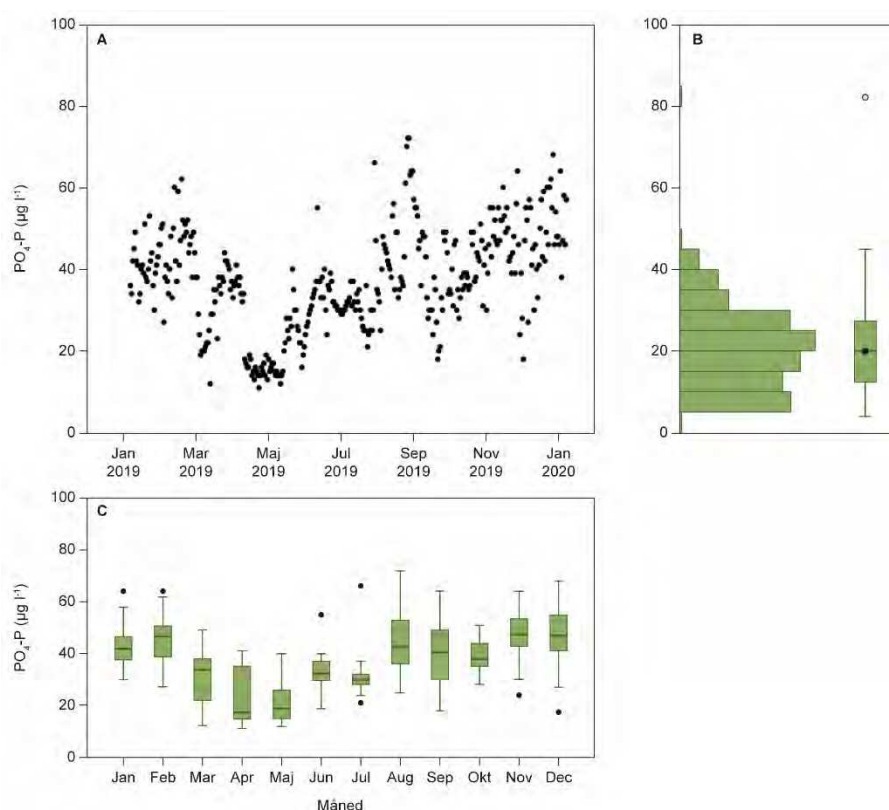
De identificerede fosorniveauer er sammenlignelige med de niveauer, vi ser i sammenlignelige vandløb bl.a. i Holland (van der Lee, 2018; van der Lee et al. 2020). Imidlertid er det meget vigtigt at erkende, at når man sammenligner niveauer, vil der være en meget stor variation i de niveauer af fosfor, der kan måles i de samme vandløb, både i Danmark og andre steder (Dodds, 2003; Brett et al. 2005; van der Lee, 2018; Poudel et al. 2020). I det følgende beskrives variationen i to danske vandløb, Århus Å ved Skibby og Lyngbygaard's Å ved Snåstrup, og denne variation relateres til kritiske fosorniveauer for bentiske alger.

4.10.5 Naturlig variation i fosfor i vandløb

Århus Å ved Skibby

Koncentrationen af uorganisk fosfor i form af $\text{PO}_4\text{-P}$ kan variere meget i vandløb. I figur 4.10.6A er koncentrationen af $\text{PO}_4\text{-P}$ angivet i form af døgnmålinger i Århus Å ved Skibby. Århus å ved Skibby er et middelstort vandløb med et oplandsareal på 119 km², hvoraf den landbrugsmæssige udnyttelse udgør 73%.

Figur 4.10.6. Døgn- samt årstidsvariation i den uorganiske fosforkoncentration ($\text{PO}_4\text{-P}$, $\mu\text{g L}^{-1}$) i Århus Å ved Skibby i 2019. A: Døgnmålinger af fosforkoncentrationerne; B: Fordeling af fosforkoncentrationerne over året; C: Variation i fosforkoncentrationerne opgjort pr måned i form af boxplots hvor streger angiver median samt 5, 25, 75 og 95 percentilerne.



Koncentrationen er baseret på målinger taget fire gange i døgnet med automatisk prøvesamplers. Den laveste koncentration er målt til at være 4 µg/L, mens den højeste koncentration er målt til at være 82 µg/L (Tabel 4.10.4).

Tabel 4.10.4. Koncentrationen af uorganisk fosfor (PO₄-P, mg/L) i Århus Å 2019 ved Skibby angivet for en række percentiler, samt maximum, minimum og median.

Percentil		PO ₄ -P-koncentration (µg/L)
100%	Maksimum	82,0
99,5%		50,9
97,5%		41,6
90%		34,0
75%	Kvartil	27,0
50%	Median	20,0
25%	Kvartil	12,0
10%		8,0
2,5%		6,2
0,5%		4,8
0%	Minimum	4,0

I figur 4.10.6C er den statistiske fordeling af PO₄-P koncentrationerne baseret på døgnmålingerne opgjort for hver måned. Det fremgår tydeligt, at variationen er stor for alle måneder. Den største variation ses i marts måned, hvor minimum koncentrationen er 12 µg/L, og maksimum koncentrationen er 49 µg/L svarende til en faktor 4,1 i forskel. Den mindste variation ses i oktober måned, hvor minimum koncentrationen er 28 µg/L og maksimum koncentrationen er 51 µg/L svarende til en faktor 1,8 i forskel.

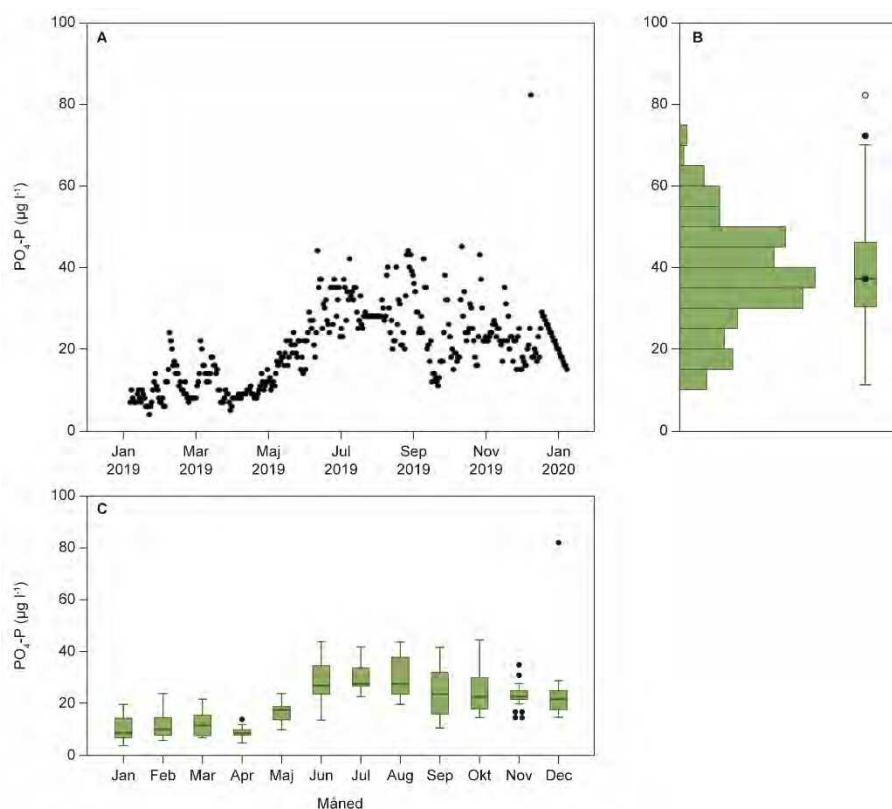
Lyngbygaards Å ved Snåstrup

I figur 4.10.7 og tabel 4.10.5 ses figur og tabel baseret på døgnmålinger af PO₄-P koncentrationen i Lyngbygaards Å ved Snåstrup. Lyngbygaards Å ved Snåstrup er et middelstort vandløb som Århus Å og har et oplandsareal på 132 km², hvoraf den landbrugsmæssige udnyttelse udgør 72%.

Tabel 4.10.5. Koncentrationen af uorganisk fosfor (PO₄-P, mg/L) i Lyngbygaards Å ved Snåstrup angivet for en række percentiler, samt maximum, minimum og median.

Percentil		PO ₄ -P-koncentration (ug/L)
100%	Maksimum	72,0
99,5%		72,0
97,5%		63,8
90%		54,2
75%	Kvartil	46,0
50%	Median	37,0
25%	Kvartil	30,0
10%		19,0
2,5%		14,0
0,5%		11,5
0%	Minimum	11,0

Figur 4.10.7. Døgn- samt års-tidsvariation i den uorganiske fosforkoncentration ($\text{PO}_4\text{-P}$, $\mu\text{g L}^{-1}$) i Lyngbygaards Å ved Snåstrup i 2019. A: Døgnmålinger af fosforkoncentrationerne; B: Fordeling af fosforkoncentrationerne over året; C: Variation i fosforkoncentrationerne opgjort pr måned i form af boxplots hvor streger angiver median samt 5, 25, 75 og 95 percentilerne.



Igen er der meget stor variation i koncentrationerne. Den laveste koncentration er målt til at være $11 \mu\text{g L}^{-1}$, mens den højeste koncentration er målt til at være $72 \mu\text{g L}^{-1}$.

I figur 4.10.7C er den statistiske fordeling af $\text{PO}_4\text{-P}$ koncentrationerne baseret på døgnmålingerne i Lyngbygaards Å opgjort for hver måned. Igen fremgår det tydeligt, at variationen er stor for alle måneder.

Den største variation ses i december måned, hvor minimum koncentrationen var $15 \mu\text{g L}^{-1}$ og maksimum koncentrationen var $82 \mu\text{g L}^{-1}$ svarende til en faktor 5,5 i forskel. Den mindste variation ses i juli måned, hvor minimum koncentrationen var $23 \mu\text{g L}^{-1}$ og maksimum koncentrationen var $48 \mu\text{g L}^{-1}$ svarende til en faktor 1,8 i forskel.

4.10.6 Fosfor og benthiske alger

Der er som beskrevet oven over en meget stor naturlig variation i fosforindholdet i vandløb. Dette var også grunden til, at der blev anvendt gennemsnit for de seneste fem år inden algeprøvetagning i de analyser, der blev gennemført i forbindelse med udvikling af et benthisk algeindeks til brug i danske vandløb, idet der i overvågningsprogrammet NOVANA, som er grundlag for analyserne, kun gennemføres tre årlige målinger af det uorganiske fosforindhold. Derved blev den indflydelse, som den naturlige variation har på sammenhænge mellem de benthiske algesamfund og fosforindholdet i vandløb, begrænset mest muligt (Andersen et al. 2018), om end fem år er lang tid i forhold til algernes reproduktionstid. Imidlertid blev der derfor også indledningsvist undersøgt, om fosforindholdet ændrede sig enten i opadgående eller nedadgående retning indenfor de fem år, inden analyserne blev gennemført.

Imidlertid betyder den naturligt store variation også, at det ikke er muligt at anvende de identificerede værdier for PO₄-P angivet i tabel 4.10.3 som grænseværdier for algesamfundene i vandløb forstået således, at en enkelt eller to målinger af fosforindholdet i et vandløb ikke vil kunne fortælle, hvorvidt der kan forventes mål opfyldelse vurderet med algeindekset SID_TID eller ikke. Dette ses illustreret i tabel 4.10.6. I Århus Å vil eksempelvis 22% af målingerne vise fosforniveauer, der ligger lavere end 25% percentilen for fosforniveauet for grænsen god/moderat økologisk tilstand, dvs. lavere end 28,9 µg L⁻¹, mens det tilsvarende i Lyngbygaards Å vil være 83% af målingerne der er lavere. På samme måde vil henholdsvis 24% og 84% af målingerne i henholdsvis Århus Å og Lyngbygaards Å være lavere end 50% percentilen for fosforniveauet for grænsen god/moderat økologisk tilstand (<30 µg L⁻¹).

Tabel 4.10.6. Antallet samt den procentvise andel af målinger i Århus Å og Lyngbygaards Å som opfylder kravene for uorganisk fosforkoncentration (PO₄-P, µg L⁻¹) ved change points og percentiler for henholdsvis høj og god økologisk tilstand i vandløb som bestemt ved TI-TAN-analyse (jf. tabel 4.10.3).

		Antal målinger (% i parentes)	
	PO ₄ -P (µg L ⁻¹)	Århus Å	Lyngbygaards Å
Høj økologisk tilstand			
Change point	<7,9	0 (0%)	22 (6%)
25%	<9,3	0 (0%)	59 (16%)
50%	<15,2	20 (5,4%)	124 (34%)
75%	<20,5	44 (12%)	189 (51%)
95%	<21,5	48 (13,1%)	198 (54%)
God økologisk tilstand			
Change point	<29,4	89 (24%)	309 (84%)
25%	<28,9	83 (22%)	303 (83%)
50%	<30,0	89 (24%)	309 (84%)
75%	<44,0	253 (69%)	363(99%)
95%	<125,5	367 (100%)	367 (100%)

Af tabel 4.10.7 fremgår, at prøvetagningstidspunktet også kan have betydning for det fosforindhold, der kan måles i prøven. I tabellen er antallet af målinger, hvor PO₄-P indholdet ligger lavere end de i tabel 4.10.3 angivne fosforniveauer for henholdsvis change points og percentiler for de benthiske algesamfund for god økologisk tilstand i både Århus Å og Lyngbygaards Å, opgjort.

I Århus Å er der større sandsynlighed for at indsamle en vandprøve, hvor PO₄-P koncentrationen ligger lavt (<28,9 µg L⁻¹ svarende til 25% percentilen for grænsen god/moderat) i foråret end i efteråret og vintermånederne. Således er 60% af målingerne i april måned lavere end 25% percentilen for grænsen god/moderat (<28,9 µg L⁻¹), mens det i maj er 87% af målingerne. Til sammenligning er det mellem 0-10% af målingerne i vintermånederne og 3-25% af målingerne i sommermånederne, der ligger tilsvarende lavt.

Tabel 4.10.7. Antallet samt den procentvise andel af målinger i Århus Å og Lyngbygaards Å i hver måned for 2019 som opfylder kravene for uorganisk fosforkoncentration ($\text{PO}_4\text{-P}$, $\mu\text{g L}^{-1}$) ved change point og percentiler for god økologisk tilstand i vandløb som bestemt ved TITAN-analyse (jf. tabel 3). * angiver at data fra januar er indsamlet i 2020 og ikke 2019 som de øvrige data.

$\text{PO}_4\text{-P}$ ($\mu\text{g L}^{-1}$)	Antal målinger				Antal målinger (%)			
	<28,9	<30,0	<44,0	<125,5	<28,9	<30,0	<44,0	<125,5
Århus Å								
Januar *	0	0	20	33	0	0	61	100
Februar	1	1	11	28	4	4	39	100
Marts	11	14	28	31	35	45	90	100
April	18	18	30	30	60	60	100	100
Maj	27	27	31	31	87	87	100	100
Juni	6	7	29	30	20	23	97	100
Juli	8	10	30	31	26	32	97	100
August	1	1	16	31	3	3	52	100
September	6	6	16	30	20	20	53	100
Oktober	1	1	23	31	3	3	74	100
November	1	1	8	30	3	3	27	100
December	3	3	11	31	10	10	35	100
Lyngbygaards Å								
Januar *	33	33	33	33	100	100	100	100
Februar	28	28	28	28	100	100	100	100
Marts	31	31	31	31	100	100	100	100
April	30	30	30	30	100	100	100	100
Maj	31	31	31	31	100	100	100	100
Juni	17	18	29	30	57	60	97	100
Juli	17	19	31	31	55	61	100	100
August	17	17	30	31	55	55	97	100
September	19	21	30	30	63	70	100	100
Oktober	23	23	30	31	74	74	97	100
November	28	28	30	30	93	93	100	100
December	29	30	30	31	94	97	97	100

I Lyngbygaards Å ser billedet lidt anderledes ud. Generelt ligger niveauerne for $\text{PO}_4\text{-P}$ lavere her, og er endda så lave at mere end halvdelen af prøverne har fosforkoncentrationer, der ligger under 25% percentilen for grænsen mellem god/moderat ($<28,9 \mu\text{g L}^{-1}$) uanset prøvetagningstidspunkt. Niveauerne ligger især lavt i vinter og forårsmånederne, mens de højeste målinger ligger i sommermånederne. Således ligger 100% af målingerne lavere end 25% percentilen for grænsen god/moderat ($<28,9 \mu\text{g L}^{-1}$) i perioden januar-maj, mens 55-94% af målingerne i juni-december ligger lavere end 25% percentilen for grænsen god/moderat ($<28,9 \mu\text{g L}^{-1}$).

4.10.7 $\text{PO}_4\text{-P}$ og referenceværdier for Total P

Der er tidligere angivet baggrundskoncentrationer for totalfosfor (TP) i danske vandløb (Andersen et al. in prep.), og det er derfor også interessant at se på niveauer af TP i Århus og Lyngbygaards Å og den tidlige dynamik i TP i disse vandløb. Af tabel 4.10.8 fremgår, at der, på samme måde som der er variation i $\text{PO}_4\text{-P}$ koncentrationerne, er variation i TP-koncentrationerne (tabel 4.10.8).

Tabel 4.10.8. Koncentrationen af total fosfor (TP, mg L⁻¹) i Lyngbygaards Å ved Snåstrup og Skibby angivet for en række percentiler, samt maximum, minimum og median.

Percentil		TP-koncentration (µL ⁻¹)	
		Snåstrup	Skibby
100%	Maksimum	2540,0	2881,0
99,5%		2029,3	1423,6
97,5%		344,4	314,0
90%		126,2	140,2
75%	Kvartil	82,0	116,0
50%	Median	60,0	92,0
25%	Kvartil	45,0	75,0
10%		33,0	54,8
2,5%		26,0	39,2
0,5%		22,5	32,7
0%	Minimum	20,0	26,0

Median koncentrationen i Århus Å ved Skibby er 92 µg TP L⁻¹, mens minimum koncentrationen er 26 µg TP L⁻¹ og maksimum koncentrationen er 2881 µg TP L⁻¹ (Tabel 4.10.8). Der er også en variation over året i TP koncentration, hvor de højeste koncentrationer ligger i efteråret (maksimalt i oktober med median TP 110,3 µg L⁻¹) og de laveste om foråret (mindste værdi ligger i maj med median TP 55 µg L⁻¹). Samtidig varierer den andel, som PO₄-P udgør af TP, fra 1,7% til 100%.

I Lyngbygaards Å ved Snåstrup er mediankoncentrationen af TP 60 µg L⁻¹, mens minimum koncentrationen er 20 µg L⁻¹, og maksimum koncentrationen er 2540 µg L⁻¹ (Tabel 4.10.8). Igen er der variation over året. I Lyngbygaards Å er TP koncentrationen højest om sommeren (95 µg L⁻¹ i august måned) og lavest sidst på vinteren (33,5 µg L⁻¹ i februar måned). Der er også variation i den andel, som PO₄-P udgør af TP (5,5%-88%).

Sammenligner vi de fundne TP niveauer i Lyngbygaards Å og Århus Å med koncentrationer angivet som baggrundskoncentrationen for Østjylland (Andersen et al. in prep), finder vi, at koncentrationerne er lavere end den angivne baggrundskoncentration på nogle prøvetagningstidspunkter, men ikke på andre (tabel 4.10.8). Således er mellem 25% og 50% af målingerne lavere end 54 µg TP L⁻¹ (angivet som baggrundskoncentration for Østjylland) i Lyngbygaards Å, mens det er mellem 2,5%-10% af målingerne i Århus Å.

4.10.8 Det bentiske algeindeks SID_TID og variationen i fosfor

En anden måde at anskue sammenhænge mellem fosforniveauer i vandløb og de bentiske algesamfund på, tager udgangspunkt i SID_TID indekset. Denne værdi må ligge i intervallet 2,567-2,359 jævnfør resultatet af interkalibreringen (Andersen et al. 2018). Som beskrevet tidligere blev der i Danmark gennemført en kvantitativ analyse med henblik på at identificere, ved hvilket fosforniveau der skete markante skift i artssammensætningen af de bentiske alger. De fundne fosforkoncentrationer er angivet med samhoørende værdier for indekset SID_TID, som tidligere beskrevet (se tabel 3). Af tabellen fremgår, at SID_TID værdier for ændringer i algesamfundene er 2,39 (change point), 2,39 (25% percentil), 2,40 (50% percentil), 2,44 (75% percentil) og 2,51 (95% percentil).

Vælger vi at anvende 25% percentilen, svarende til en SID_TID værdi på 2,39, som grænseværdi for god/moderat økologisk tilstand, vil 261 stationer (dvs. 51% af de stationer, hvor det har været muligt at beregne SID_TID på baggrund

af en gennemført bentisk algeprøvetagning i NOVANA programmet; Andersen et al. 2018) ikke være i målopfyldelse, mens 253 vil være i målopfyldelse.

I tabel 4.10.9 er angivet, hvordan fosforniveauerne ligger i vandløb, hvor der er målopfyldelse, og i vandløb, hvor der ikke er målopfyldelse, såfremt 25% percentilen for grænseværdi for SID_TID anvendes (2,39). Medianværdien er henholdsvis 25 µg P L⁻¹ og 48 µg PO₄-P L⁻¹ i de to vandløbsgrupper, men samtidig er der en stor variation i de koncentrationer, hvor der er henholdsvis målopfyldelse og ikke målopfyldelse (Tabel 4.10.9). Anvendes der gennemsnitsmålinger af PO₄-P koncentrationen baseret på fem års gennemsnit i forårsmånederne, som gjort i forbindelse med udvikling af SID_TID (Andersen et al. 2018), vil der således også være en stor variation i fosforniveauerne. Dette afspejler dels, at der er variation i fosforkoncentrationerne bl.a. som følge af erosions- og depositionsprocesser, som er afgørende for transporten af fosfor i vandløb, samt biologiske processer der kan frigive henholdsvis optage fosfor. Derudover er fosfor ikke det eneste forhold, der spiller en rolle for algesamfundene. Således vil naturlige forhold såsom variation i alkalinitet kunne spille en rolle (Andersen et al. 2018). Dette er også baggrunden for at uorganisk fosfor ikke kan forklare mere end 26% af den variation vi finder i de bentiske algesamfund i danske vandløb (Andersen et al. 2018).

Tabel 4.10.9. Koncentrationen af uorganisk fosfor i vandløb med målopfyldelse og vandløb uden målopfyldelse, såfremt 25% percentilen for grænseværdi for SID_TID anvendes (2,39).

Percentil		P-koncentration (µg P L ⁻¹)	
		Målopfyldelse	Ikke målopfyldelse
100%	Maksimum	395,5	1490,0
99,5%		387,3	1293,2
97,5%		108,9	276,4
90%		70,8	131,3
75%	Kvartil	44,0	76,3
50%	Median	25,0	48,0
25%	Kvartil	13,7	30,1
10%		8,0	19,5
2,5%		3,8	10,9
0,5%		1,7	7,1
0%	Minimum	1,5	6,9

4.10.9 Opsamling

Sammensætningen af planter i vandløb afspejler en række naturgive forhold, men forskellige typer af påvirkninger spiller en mindst lige så stor rolle. Med henblik på at kunne vurdere i hvor høj grad uorganisk fosfor kan være kritisk for at opnå målopfyldelse med DVPI i danske vandløb, er det muligt at se nærmere på planternes egenskaber for herigennem at kunne adskille betydningen af uorganisk fosfor fra andre påvirkningstyper. Dette indebærer, at der gennemføres en operationalisering af tidligere identificerede sammenhænge mellem vægtede gennemsnit for en række planteegenskaber, herunder egenskaber relateret til livsform, vækstpunkt og overvintring og forskellige typer af påvirkninger. Derved vil det være muligt at identificere, hvilke(-n) type(-r) af påvirkning(-er), der er afgørende for den økologiske tilstandsklasse vurderet med DVPI.

I forbindelse med udvikling af et bentisk algeindeks til brug for vurdering af økologisk kvalitet i vandløb, SID_TID, blev det dokumenteret at algesamfundene især er følsomme over for fosfor, men også at andre forhold spiller en rolle, herunder vandløbsvandets alkalinitet og organisk belastning (Andersen et al. 2018). Indholdet af uorganisk fosfor kunne forklare 26% af den fundne variation i algesamfundet. I forbindelse med udarbejdelse af forslag til grænsefastsættelse mellem de økologiske tilstandsklasser blev det analytiske værktøj TITAN (Threshold Indicator Analysis) anvendt til at identificere koncentrationer af uorganisk fosfor, hvor der kunne identificeres markante skift i algesamfundene, som kunne danne grundlag for fagligt begrundede grænser mellem høj/god og god/moderat økologisk tilstand vurderet med SID_TID.

Disse identificerede koncentrationer af uorganisk fosfor kan imidlertid ikke tolkes som værende stringente grænseværdier for hvornår der er målopfyldelse med SID_TID. Det faktum at flere forhold spiller en rolle for de bentiske algesamfund i vandløb sammenholdt med den store sæsonmæssige dynamik i fosforkoncentrationer i vandløb betyder, at det på baggrund af enkelte målinger af $\text{PO}_4\text{-P}$ i vandløb ikke er muligt at afgøre, om der vil være målopfyldelse vurderet med det bentiske algeindeks uanset ved hvilket SID_TID niveau, grænsen mellem god og moderat økologisk tilstand fastsættes. Dels er der stor dag-til-dag variation i vandets P-koncentration, ligesom der vil være tidspunkter på året, hvor niveauet af $\text{PO}_4\text{-P}$ er højere end den værdi, der er identificeret som kritisk for at nå målopfyldelse, mens der også vil være tidspunkter på året, hvor niveauet af $\text{PO}_4\text{-P}$ er lavere. Samtidig giver lave værdier af $\text{PO}_4\text{-P}$ på nogle tidspunkter af året heller ingen garanti for, at SID_TID indekset når målopfyldelse. Dog vil vi umiddelbart forvente, at det er de niveauer, der findes i vandløbene i foråret, som vil være mest centrale for SID_TID, da algeprøvetagningen skal gennemføres senest d. 15 maj.

Samtidig skal det understreges, at de fosforniveauer, der er identificeret som værende kritiske for at nå målopfyldelse med SID_TID (Andersen et al. 2018), bygger på gennemsnit af flere målinger gennem flere år. Derfor vil det selvfølgelig også være sådan at sandsynligheden for målopfyldelse vil øges, jo lavere det gennemsnitlige $\text{PO}_4\text{-P}$ indhold er i vandløbet, også selvom andre faktorer spiller en rolle for, om der er målopfyldelse. Dette er også baggrunden for, at det netop er SID_TID indekset, der interkalibreres, og ikke et $\text{PO}_4\text{-P}$ niveau. Threshold indicator analysen blev således udelukkende lavet for at kvalificere grænsefastsættelsen mellem tilstandsklasser med anvendelse af SID_TID inden for det interval, der er tilladeligt ift. EU, og ikke som et bud på en grænseværdi for fosfor mellem god og moderat økologisk tilstand.

Litteratur

Andersen, H.E., Heckrath, G. & Rubæk, G. Phosphorus losses from the Danish land area to the sea around year 1900 (under forberedelse).

Andersen, H.E., Baatrup-Pedersen, A., Blicher-Mathiesen, G., Christensen, J.P., Heckrath, G., Nordemann Jensen, P. (red.), Vinther, F.P., Rolighed, J., Rubæk, G. & Søndergaard, M. 2016. Redegørelse for udvikling i landbrugets fosforforbrug, tab og påvirkning af Vandmiljøet. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 86 s. - Teknisk rapport fra DCE - Nationalt Center for Miljø og Energi nr. 77 <http://dce2.au.dk/pub/TR77.pdf>

Andersen, D.K., Larsen, S.E., Johansson, L.S., Alnøe, A.B. & Baatrup-Pedersen, A. 2018. Udvikling af biologisk indeks for bentiske alger (fytobenthos) i danske

vandløb. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 42 s. – Videnskabelig rapport nr. 296. <http://dce2.au.dk/pub/SR296.pdf>

Baattrup-Pedersen, Annette & Larsen, Søren & Rasmussen, Jes & Riis, Tenna. (2018). The future of European water management: Demonstration of a new WFD compliant framework to support sustainable management under multiple stress. *Science of The Total Environment*. 654. 10.1016/j.scitotenv.2018.11.008.

Brett, M.T., Mueller, S.E. & Arhonditsis, G.B. A Daily Time Series Analysis of StreamWater Phosphorus Concentrations Along an Urban to Forest Gradient. *Environmental Management* 35, 56–71 (2005).
<https://doi.org/10.1007/s00267-003-0310-0>

Dodds, W. (2003). Misuse of inorganic N and soluble reactive P concentrations to indicate nutrient status of surface waters. *Journal of the North American Benthological Society*, 22(2), 171-181. doi:10.2307/1467990

Kelly, Martyn & Bennett, Cathy & Coste, Michel & Delgado, Cristina & Delmas, François & Denys, Luc & Ector, Luc & Fauville, Claude & Ferréol, Martial & Golub, Malgorzata & Jarlman, Amelie & Kahlert, Maria & Lucey, John & White, Bernadette & Pardo, Isabel & Pfister, Peter & Picinska-Faltynowicz, Joanna & Tison-Rosebery, Juliette & Schranz, Christine & Vilbaste, Sirje. (2009). A comparison of national approaches to setting ecological status boundaries in phytobenthos assessment for the European Water Framework Directive: Results of an intercalibration exercise. *Hydrobiologia*. 621. 169-182. 10.1007/s10750-008-9641-4.

Phillips, Geoff & Teixeira, Heliana & Poikane, Sandra & Salas, Fuensanta & Kelly, Martyn. (2019). Establishing nutrient thresholds in the face of uncertainty and multiple stressors: A comparison of approaches using simulated data sets. *Science of The Total Environment*. 684. 425-433. 10.1016/j.scitotenv.2019.05.343.

Phillips and Pitt 2015 <https://www.fresh-thoughts.eu/userfiles/file/comparison%20of%20European%20freshwater%20nutrient%20boundaries.pdf>

Poudel, D. D., Cazan, A. M., Oguma, A. Y., & Klerks, P. L. (2020). Monitoring fish, benthic invertebrates, and physicochemical properties of surface water for evaluating nonpoint source pollution control in coastal agricultural watersheds. In *JOURNAL OF SOIL AND WATER CONSERVATION* (Vol. 75, Issue 2, pp. 177–190). SOIL WATER CONSERVATION SOC. <https://doi.org/10.2489/jswc.75.2.177>

Riis, T., Sand-Jensen, K., Vestergaard, O. (2000) Plant communities in lowland streams: species composition and environmental factors. *Aquatic Botany*, 66, 255-272

van der Lee, Gea & Kraak, Michiel & Verdonschot, Ralf & Verdonschot, Piet. (2020). Persist or perish: critical life stages determine the sensitivity of invertebrates to disturbances. *Aquatic Sciences*. 82. 10.1007/s00027-020-0698-0.

van der Lee, Gea & Verdonschot, Ralf & Kraak, Michiel & Verdonschot, Piet. (2018). Dissolved oxygen dynamics in drainage ditches along a eutrophication gradient. *Limnologica*. 72. 10.1016/j.limno.2018.08.003.

4.11 Fosforfølsomme vandområder: søer

Annica Olesen¹, Liselotte Sander Johansson¹, Martin Søndergaard¹

Fagfællebedømmelse: Torben Linding Lauridsen¹

¹Institut for Bioscience, AU

4.11.1 Introduktion

I langt størstedelen af de mere end 120.000 søer og vandhuller under 5 ha, som findes i Danmark, er tilstanden ukendt. Tilstanden formodes at være stærkt afhængig af den påvirkning, der finder sted, eller har fundet sted, fra det omkringliggende opland, men det er ukendt i hvilket omfang.

Tilstanden i søer større end 5 ha, som alle er omfattet af vandområdeplanerne, er langt bedre kendt. Her er der gennem lang tid gennemført en standardiseret overvågning, som anvendes til at vurdere og beskrive den økologiske kvalitet på baggrund af en række biologiske og vandkemiske parametre. Fra de større søer er det veldokumenteret, hvordan disse parametre responderer stærkt på øget indhold af fosfor og en øget fosfortilførsel har derfor afgørende negativ betydning for deres vandkvalitet. Betydningen af fosfor forventes også at være gældende for de mindre søer, hvoraf størstedelen ikke er omfattet af vandområdeplanerne, men data fra disse småsøer og vandhuller er mere sparsomme.

Mange af de data, som findes fra de mindre søer, stammer fra kortlægning af naturtyper eller levestedsvurdering af vandhulsarter, som foretages jfr. habitatdirektivet. I denne type undersøgelser indgår en vurdering af vegetationen samt strukturelle data. For en del af søerne større end 1 ha findes der kemiske data og for søer >5 ha ofte vegetationsdata opnået vha. standardiserede vegetationsundersøgelser foretaget med henblik på anvendelse i forbindelse med vandrammedirektivet.

Formålet med dette delprojekt har været at undersøge, hvorvidt der kan findes en sammenhæng mellem søernes tilstand (naturtilstand eller økologisk tilstand, se nedenfor) og forhold i deres opland. Hvis dette kan påvises og stærke sammenhænge kan etableres kunne det i princippet være muligt at estimere tilstanden i ikke-undersøgte søer på baggrund af oplandskarakteristika.

I delprojektet indgår en præsentation af naturtilstandsindekset og oplandskarakteristik efterfulgt af analyser af sammenhænge mellem søernes tilstand, der for søerne < 5 ha oftest er beskrevet ved naturtilstandsindekset eller udvalgte parametre, der indgår i indekset, jfr. Målbekendtgørelsen (MVFM 2020). For søer >5ha beskrives tilstanden, hvor det er muligt, som den økologiske tilstandsklasse, målt vha. makrofytindekset, jfr. vandrammedirektivet. Naturtilstanden beregnes for søer kortlagt i forbindelse med naturtypekortlægning (søer <5 ha) og levestedsvurdering af vandhulsarter (søer < 1 ha).

Udover nedenstående gennemgang findes i bilag 7 en mere uddybende beskrivelse af det tilvejebragte datamateriale, metoder og resultater.

4.11.2 Data og metoder

I analyserne i denne delrapport indgår data fra 1213 vandhuller (her defineret som søer < 1 ha) samt 146 søer > 1 ha (hvoraf 76 søer er 1-5 ha og 70 søer > 5 ha). Data fra de udvalgte søer > 1 ha, er indeholdt i de nuværende vandområdeplaner. Udvælgelsen af søer er foretaget af Miljøstyrelsen. Vandhullerne

omfattes, hvis 1) de har tilløb eller 2) hvis de ikke har tilløb og ligger mindre end 25 m fra landbrug.

En karakteristik af søernes størrelsesfordeling samt søtype er vist i tabel 1.

Tabel 1. Karakteristik af naturtype og søstørrelse af omfattede søer.

Habitatnaturtype		Antal			I alt	%vis andel
Nr.	Beskrivelse	< 1 ha	1-5 ha	> 5 ha		
1150	Kystlaguner og strandsøer	129	30		159	12
3110	Kalk- og næringsfattige søer og vandhuller (lobeliesøer)	1	2	1	4	0,3
3130	Ret næringsfattige søer og vandhuller med små amfibiske planter ved bredden	56	15	2	73	5
3140	Kalkrige søer og vandhuller med kransnålalger	75	2		77	6
3150	Næringsrige søer og vandhuller med flydeplanter eller store vandaks	640	9	2	651	48
3160	Brunvandede søer og vandhuller	79	10	1	90	7
3100	Søer og vandhuller, der ikke kan henføres til en af habitatnaturtyperne	209	4		213	16
0	Naturtype kan ikke bestemmes på undersøgelsestidspunktet	24			24	0,2
	Vandområdeplansøer som ikke er undersøgt i naturtypekortlægning		4	64	68	6
I alt		1213	76	70	1359	100

Data er tilvejebragt fra forskellige danske databaser og kilder og stammer fra det danske overvågningsprogram NOVANA (det Nationale Overvågningsprogram for VAndmiljø og NATur). Vandhullerne er undersøgt i enten naturtypekortlægning for sø-naturtyper eller levestedskortlægning for vandhulsarter i perioden 2007-2017. Nogle vandhuller er undersøgt i både naturtypekortlægningen og levestedskortlægningen. Flere af vandområdeplansøerne på 1-5 ha er undersøgt i naturtypekortlægning, mens levestedskortlægningen kun omfatter vandhuller < 1 ha.

Ved kortlægningen bestemmes naturtypen, som baseres på vandets salinitet, vegetationens sammensætning og vandets brunfarvning. Derudover indsamles der data til brug ved beregning af søens naturtilstand. Det er ikke muligt at beregne en naturtilstand på baggrund af undersøgelser i levestedskortlægninger før 2016, da de tekniske anvisninger for naturtypekortlægning og levestedskortlægning først blev ensrettet i 2016.

Naturtilstandsindexet, som har en værdi fra 0-1 (hvor 1 indikerer den bedste tilstand, og 0 den dårligste), beregnes ud fra oplysninger om vegetationen i søen og ved dens bred samt en række strukturelle parametre. Disse parametre indgår i beregning af et artsindeks og strukturindeks, som samlet set danner grundlaget for beregningen af naturtilstandsindexet. I tabel 2 er der givet en oversigt over relevante parametre fra naturtypekortlægningen, levestedsvurderingen og naturtilstandsindexet.

Før et mindre antal af vandhullerne findes en enkelt måling af total-fosfor, total-kvælstof og klorofyl. Dette gælder for kun 15 søer ud af 1213 (ca. 1,2 %).

Tabel 2. Oversigt over parametre relevante for nærværende projekt, som undersøges i naturtypekortlægning og levestedsvurdering af vandhulsarter, og som indgår som elementer i naturtilstandsindexet jfr. Målbekendtgørelsen (MVFM 2020).

Strukturindeks		
Anvendte parametre	Angivelse på feltskema	Udvalgte indikatorer
Dækningsgrad af søvegetation	Angives i intervaller for procentvis dækningsgrader	• Kransnålalger • Anden submers vegetation • Flydeplanter • Trådalger • Rørsumpsvegetation
Bredtilstand	%-del af samlede bredlængde med pågældende indikator	• Andel bredlængde m. græsning • Andel bredlængde m. tydelig påvirkning af jordbrugsdrift • Andel bredlængde m. bræmme på mindst 10 m til dyrket jord
Søens til- og afløb	Ja/nej	• Tilløb via dræn/grøfter
Regulering og forurening	Tredelt skala efter grad af påvirkning	• Forurening
Andefodring	Tredelt skala efter grad af påvirkning	• Tegn på fodring/udsætning
Artsindeks		
Beregnes ud fra artsscorer (værdi 0-1)		
Naturtilstandsindex		
Beregnes på baggrund af strukturindeks og artsindeks. Værdi mellem 0 og 1		

For vandområdeplansøerne findes der generelt flere kemidata, enten i form af en enkelt årlig måling eller et sommergennemsnit (baseret på én måling pr. måned i perioden maj-september). Et sommergennemsnit angiver mere præcist søens faktiske koncentrationsniveau. Da flere af søerne er undersøgt flere gange og i enkelte tilfælde også med kemidata fra flere år, er det valgt, at anvende data fra den nyeste undersøgelse. Hver sø indgår derfor kun én gang i analyserne.

Data vedrørende oplande til de enkelte søer er fundet via et udtræk fra et landsdækkende oplandstema, som er udarbejdet i 2015 i forbindelse med et tidligere projekt. For at afgrænse dataanalyserne er der defineret og opgjort oplandsafgrænsninger til hver enkelt sø i såkaldte bufferzoner. Disse omfatter arealerne i en afstand på henholdsvis 10 m, 50 m og 100 m fra søbredden.

Information om arealanvendelsen i søernes oplande er hentet fra markkort, hvori indgår data om andelen af forskellige afgrødetyper i oplandet. De tidligste markkort er fra 2010 og der anvendes derfor primært sødata fra 2010 og frem når sødata sammenholdes med arealanvendelsen i søens opland. I projektet er der indsamlet information om arealanvendelse af oplandet til hver sø i årene 2010-2017. Når resultater fra den enkelte søundersøgelse sammenlignes med arealanvendelsen, er arealanvendelsen beregnet som et gennemsnit af i alt tre år; de foregående to år samt det år, hvor der er indsamlet kortlægningsdata eller evt. kemidata. Foruden information om arealanvendelsen via markkort, er der også indsamlet informationer fra det landsdækkende kort *Basemap02* fra 2016, hvor arealanvendelsen af bl.a. bebyggelse, landbrug, skov, vandløb og lysåben natur er kortlagt i Danmark indtil år 2016. Endelig er der også anvendt informationer om jordtyper, dræning, hældningsgraden af oplandet mod søen og andelen af spredt bebyggelse.

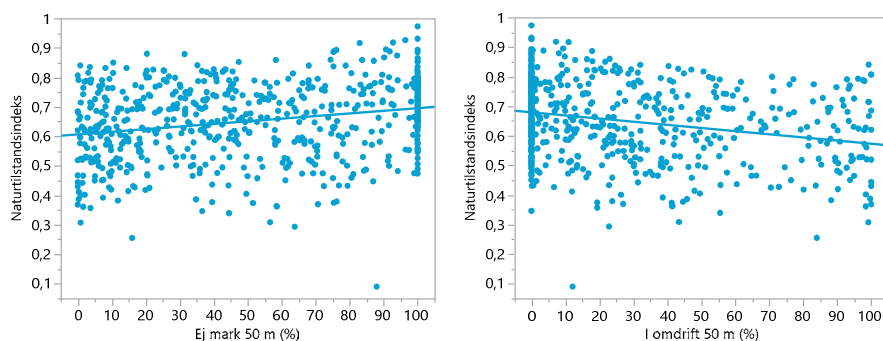
Af vandområdeplansøerne findes der 130 med et kendt opland. Langt størstedelen af disse har ingen eller en meget lav andel areal i omdrift i deres opland. For de 1140 vandhuller med kendt opland, er antallet af søer med opland i omdrift større, men omkring 75 % af søerne har et opland i 50 m zonen, som udgøres af mindre end 50 % i omdrift. Dette betyder, at de omfattede søer overvejende ligger i områder med ekstensiv landbrugsdrift.

4.11.3 Resultater

4.11.3.1 Sammenhænge mellem naturtilstand og oplandets arealanvendelse

Der er beregnet en naturtilstand for 652 habitatsøer (611 vandhuller og 41 vandområdeplansøer, som også er korlagt iht. habitatdirektivet). Et eksempel på relationer mellem naturtilstand og de undersøgte parametre er vist i figur 4.11.1, hvor naturtilstandsindexet er vist i forhold til andelen af 'Ej mark' og 'I omdrift' i en afstand på 50 m fra søen. Som det fremgår, er der tale om svage relationer og den statistiske forklaringsgrad (R^2 -værdi) på kun 1-7 % af variationen (figur 4.11.1). Der ses dog den sammenhæng, man umiddelbart ville forvente, hvor naturtilstandsindexet øges, når andelen af arealet, som er i omdrift, mindskes.

Figur 4.11.1. Værdi af naturtilstandsindex som funktion af den procentvise andel af hhv. 'Ej mark' og 'I omdrift' i en bufferzone af 50 m fra søen.



Oplysninger om typen af arealanvendelsen i søernes opland indhentet fra Basemap-kortet viser signifikant lineær sammenhæng mellem andelen af landbrug og naturtilstandsindexer for alle tre bufferzoner, hvor naturtilstanden falder med stigende andel af landbrug. Omvendt stiger naturtilstanden med stigende andel af lysåben tør natur. Også her er forklaringsværdierne dog meget lave ($R^2 < 6\%$). For andelen af skov i 50 og 100 m bufferzonen er der også signifikante sammenhænge, men igen er forklaringsværdierne meget lave. Analyser af sammenhænge mellem jordartstyper og naturtilstandsindexet viste signifikante lineære sammenhænge mellem naturtilstandsindexet og ler (alle tre bufferzoner) og mellem naturtilstandsindexet og sand (50 m og 100 m zone), men med meget lave forklaringsværdier ($R^2 < 2\%$).

4.11.3.2 Sammenhænge mellem vandkemi, naturtilstandsindexets parametre og oplandets arealanvendelse

Som vist ovenfor, viste analyserne mellem oplandets arealanvendelse og jordtyper kun ringe sammenhæng med naturtilstanden. Det er også undersøgt, om nogle af de parametre, der indgår i beregningen af naturtilstanden, kan anvendes som indikatorer på særlige forhold i oplandet, som søen kan påvirkes af. Der tages her udgangspunkt i vandkemi og vegetation som indikatorer for søens tilstand, som sammenholdes med parametre i indexet og arealanvendelse. Vandkemiske undersøgelser indgår ikke i naturtilstandsvurderingssystemet, men bliver målt i udvalgte søer og medvirker til at beskrive det omtrentlige næringsstofniveau i søen, som kan anvendes i andre sammenhænge.

Hvad angår de vandkemiske analyser, ses der ikke er nogen signifikante relationer mellem total-fosfor og de fire oplandstyper i nogen af bufferzonerne. Der er derimod signifikante relationer mellem total-N og andelen af 'ej mark' og 'i omdrift' for alle tre bufferzoner, men med lave forklaringsværdier ($R^2 < 10\%$). Derudover findes også signifikante relationer for sigtddybe for andel af 'i omdrift' og 'varig græs', men også her er der lave forklaringsværdier ($R^2 < 9\%$).

Ved inddragelse af arealanvendelser fra Basemap-kortet var der signifikante lineære sammenhænge mellem total-fosfor og bebyggelse i alle tre bufferzoner, med en forklaringsværdi på 30-50 %. Dette indikerer, at der er en tendens til, at jo mere bebyggelse, der er i området omkring søen (særligt 50 og 100 m zone), des højere er fosforkoncentrationerne. Det samme tyder på at være tilfældet for total-N i bufferzoner på 50 og 100 m, hvor der også er signifikante sammenhænge med bebyggelse med forklaringsværdier på 15-17 %. Dog skal der tages højde for, at der kun er 102 søer med målinger af kvælstof og fosfor, og at en tredjedel af disse er enkeltmålinger. Derudover er der ikke meget der tyder på, at der er en relation mellem landbrugsareal og vandkemi i søen.

4.11.3.3 Øvrige analyser og opsamling af resultater

Der er foretaget en række øvrige analyser med henblik på at relatere data om oplandet til beskrivelser af søernes tilstand. Fælles for dem, er at de indbyrdes alle viser ingen eller kun svage relationer. Dette gælder også, når der anvendes data fra de 146 søer, der er omfattet af vandområdeplanerne.

Samlet set, viser analyserne således, at der kan findes signifikante sammenhænge mellem en række søparametre og faktorer i oplandet, men at der i stort set alle tilfælde er tale om meget svage empiriske sammenhænge med lave forklaringsværdier. Med andre ord: den variation der fremgår af analysen, kan i meget ringe grad forklares ud fra den pågældende parameter. Dette betyder, at det er svært at angive – og modellere – hvilke påvirkninger i oplandet, som kan have en målbar indflydelse på tilstanden i den type søer, der indgår i dette projekt

4.11.3.4 Konklusioner

Alle søer er som udgangspunkt fosforfølsomme. Det begrænsende næringsstof for primærproduktion i søer er oftest fosfor, og derfor vil en øget ekstern tilførsel af fosfor til en sø alt andet lige have en negativ indflydelse på søens tilstand. Dette omfatter mængden af klorofyl, sigtddybe og en række biologiske forhold, herunder de biologiske parametre, der anvendes til at fastsætte deres tilstand. Kvælstof kan også spille en rolle for søernes tilstand, blandt andet for undervandsplanterne og i løbet af sommeren, hvor der kan være en intern fosforbelastning, og hvor indholdet af de uorganiske kvælstoffer bliver lavt. Betydningen af næringsstoffer anses for at gælde for søer i alle størrelsesklasser, om end data og erfaringerne fra søer mindre end 5 ha er mindre omfattende end for større søer.

De data, som har været anvendt til analyserne i denne rapport, stammer primært fra naturtilstandsindexet og de parametre, der indgår i dette indeks, samt kemiske data og vegetationsdata fra søer > 5 ha. Analyserne viser, at der er flere signifikante sammenhænge mellem naturtilstandsindexet og/eller dets anvendte parametre og oplandstyperne omkring habitatsøerne i dette projekt. Der er dog i alle tilfælde tale om meget lave forklaringsværdier (< 10 %). Det betyder, at anvendelsen af disse oplandsdata vil være en meget usikker metode til at estimere en tilstand i ikke-undersøgte søer. Det er derfor ikke muligt på baggrund af disse data og analyser at udvikle en model, som kan

anvendes til at estimere tilstanden i søer med ukendt tilstand ved at anvende informationer om søernes oplande.

Litteratur

MVFM, 2020: Målbekendtgørelsen; BEK nr. 653 af 19/05/2020, Bekendtgørelse om klassificering og fastsættelse af mål for naturtilstanden i internationale naturbeskyttelsesområder.

4.12 Fosforfølsomme vandområder: marine områder

Jesper P. A. Christensen², Helle Knudsen-Leerbeck¹, Anders Erichsen³, Karen Timmermann⁴

Fagfællebedømmelse: Stiig Markager²

¹Institut for Bioscience, AU, nu Miljø- og Fødevareministeriet

²Institut for Bioscience, AU

³Dansk Hydraulisk Institut

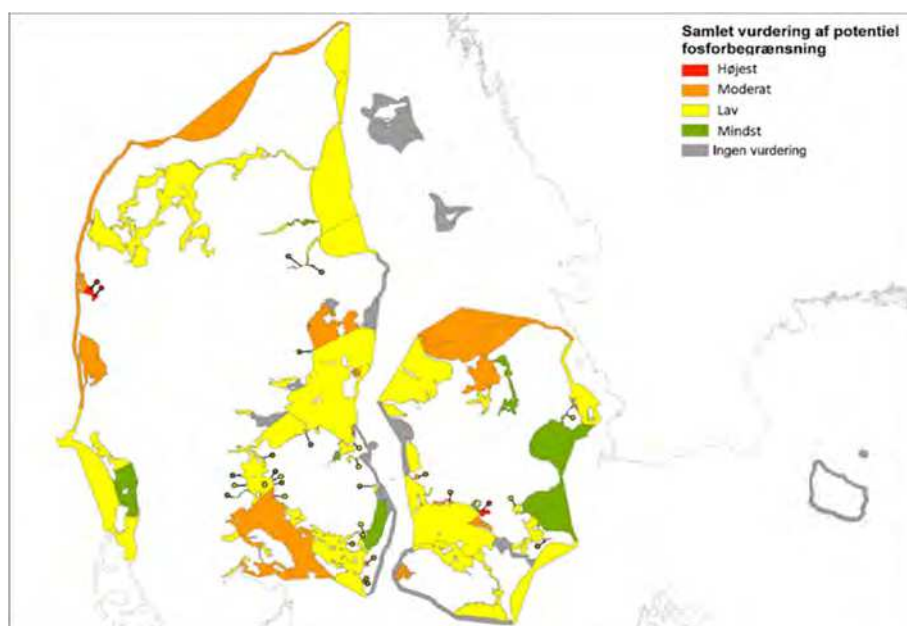
⁴Institut for Bioscience, AU, nu Danmarks Tekniske Universitet

Alle marine områder er i udgangspunktet følsomme over for ændringer i fosfortilførsler, men graden af fosforfølsomhed varierer. Fosforfølsomhed skal her forstås som en vurdering af, hvor sandsynligt det er, at et vandområdes miljøkvalitet påvirkes nævneværdigt af ændringer i tilførsler af fosfor til området. Formålet med dette studie er at analysere og kortlægge den relative fosforfølsomhed af danske kystvandsområder og dermed skabe grundlag for en vurdering af fosfor som potentiel presfaktor, herunder hvor ændringer i fosfortilførsler (både stigninger og reduktioner) forventeligt vil give de største ændringer i miljøkvalitet (hhv. forværring og forbedring). Analysen er baseret på seks indikatorer fordelt på 3 grupper, som adresserer hhv. a) graden af fosforbegrænsning, b) forventede respons på ændringer i fosfortilførsler og 3) risiko for cyanobakterie forekomster. De seks indikatorer er transformeret til en fælles skala og skaleret forhold til spændvidden i danske vandområder, således at de udtrykker en relativ fosforfølsomhed. Analysens metoder og resultater er yderligere beskrevet i bilag 8.

Indikatorerne 'Potentiel fosforbegrænsning af fytoplanktonvækst' og 'Forholdet mellem potentiel fosfor- og kvælstofbegrænsning' anvender koncentrationer af DIN og DIP på målestationer i kystvandene samt teoretiske beregninger (Monod-kinetik) til at estimere i hvor høj grad algevæksten samlet set er fosforbegrænset over vækstperioden. Algevæksten i alle vandområder oplever både fosfor- og kvælstofbegrænsning i løbet af en vækstsæson, men graden af den samlede fosforbegrænsning og dermed fosforfølsomheden vil variere både over vækstsæsonen og mellem vandområder. I vandområder, hvor algevæksten er meget fosforbegrænset og ikke er begrænset af andre faktorer (f.eks. kvælstof), vil man forvente en stor respons i algevæksten som følge af ændrede fosfortilførsler. Derimod vil man i områder, hvor der allerede er et stort fosforoverskud og/eller stærk kvælstofbegrænsning, forvente en mindre respons af ændrede fosfortilførsler.

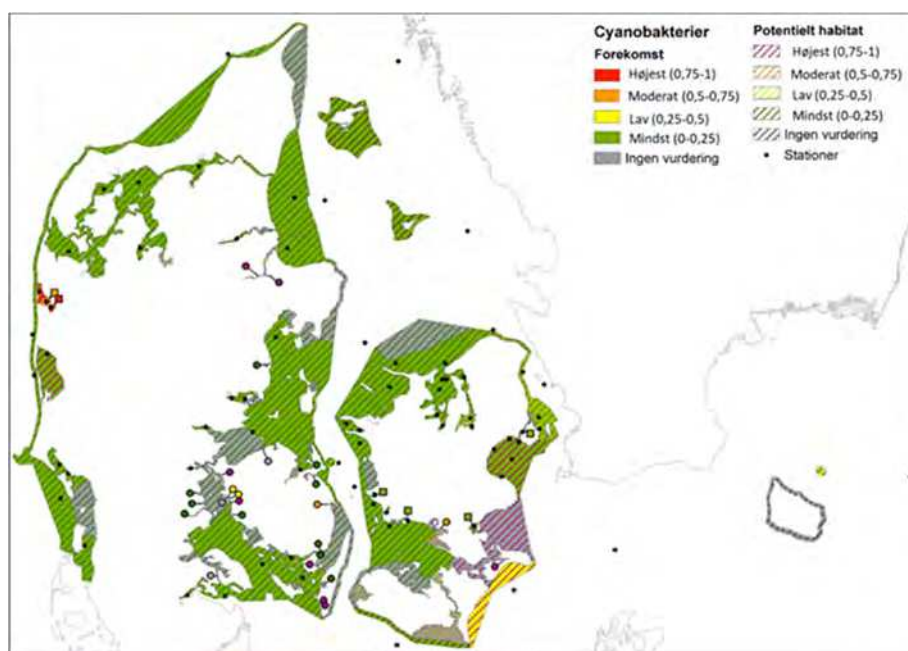
Resultaterne af fosforbegrænsningsindikatorerne viser, at tre vandområder oplever relativ stor fosforbegrænsning (figur 4.12.1). Omkring 25 % af alle de vurderede vandområder estimeres at være moderat fosforbegrænsede, mens de resterende 75 vandområder vurderes at have en relativt lav fosforfølsomhed.

Figur 4.12.1 Kortlægning af vandområders potentielle fosforbegrænsning baseret på en kombination af indikatorerne 'Potentiell fosforbegrænsning af fytoplanktonvæksten' og 'Forholdet mellem potentiel fosfor- og kvælstofbegrænsning'. Kategoriseringen er skaleret til de danske vandområder, således at vandområder med størst fosforbegrænsning (og dermed størst fosforfølsomhed) er markeret med rødt og områder med mindst fosforbegrænsning er markeret med grønt. De farvede cirkler viser vurderingen i vandområder, der ellers vil være vanskelige at skelne på kortet.



Indikatorerne 'Klorofyl a koncentrationers respons på fosfortilførsler' og 'Sigtdybden respons på fosfortilførsler' er baseret på modelestimater af den forventede respons for hhv. sommer-klorofylkoncentrationen og sigtdybden ved ændring i fosfortilførsler fra dansk opland. Disse to respons indikatorer er grundlæggende kvantitative og har enheden %/% og angiver hvor mange % ændring, der kan forventes i hhv. klorofyl koncentrationen og sigtdybden, når fosfortilførsler fra dansk opland ændres 1 %. Modelestimaterne stammer fra modeller udarbejdet under Vandplanerne 2015-2021, og der findes modelestimater for 14 vandområder. Resultaterne viser, at der i de fleste modellerede vandområder er en relativt lav ($<0,5$ % /%) respons af ændrede fosfortilførsler på både klorofylkoncentration og særligt sigtdybden. Undtagelsen herfra er Vejle fjord, som responderer relativt kraftigt på ændringer i fosfortilførsler.

Kvælstoffikserende cyanobakterier kan blive dominerende i vandområder, hvor der er egnede fysiske forhold (lav salinitet, høj temperatur osv). Vandområder, hvor der er, eller kan være, kvælstoffikserende cyanobakterier er i udgangspunktet fosforfølsomme, idet øgede udledninger af fosfor vil favorisere cyanobakterier og reduktion af fosfor vil mindske risiko for opblomstring af cyanobakterier. Indikatorerne for "forekomst af cyanobakterier" og potentielle cyanobakterie habitater' identificerer de vandområder, hvor der er eller potentielt kan forekomme cyanobakterier. Indikatoren "Forekomst af cyanobakterier" er baseret på data fra monitoringsstationer, hvor algesammensætningen er registreret. Det er imidlertid relativt få områder, hvor der monitoreres efter bl.a. cyanobakterier og derfor er indikatoren "Potentielle cyanobakterie habitater" inkluderet. Resultatet viser, at danske kystvande generelt er relativt uegnede for cyanobakterier pga. den høje salinitet. Undtagelser herfra er Nissum Fjord og til dels Hjelm Bugt, hvor der er målt relativt høje koncentrationer af cyanobakterier, samt 24 vandområder, som er potentielt egnede habitater for cyanobakterier (baseret på salinitet), men hvor der enten er målt lave/ingen forekomster af cyanobakterier, eller hvor en evt. forekomst ikke er undersøgt.



Figur 4.12.3 Kortlægning af forekomsten af cyanobakterier og potentielle habitater (dvs salinitet < 12 psu) for cyanobakterier i danske vandområder. Hvis der er eller kan leve (kvælstoffikserende) cyanobakterier i et vandområde, vil øgede udledninger af fosfor favorisere cyanobakterier og reduktion af fosfor vil nedsætte risikoen for cyanobakterie-opblomstringer. De sorte cirkler viser alle stationer inkluderet i beregning af indikatoren. De farvede cirkler og kvadrater viser vurderingen i vandområder, der ellers vil være vanskelige at skelne på kortet. De seks kvadrater viser vurderingen af vandområdets fosforfølsomhed baseret på indikatoren 'Forekomst af cyanobakterier' (vandområde 9, 16, 18, 47, 130 og 131), mens cirklerne viser fosforfølsomheden baseret på indikatoren 'Potentielle habitater for cyanobakterier'.

At et vandområde er vurderet til at have en høj fosforfølsomhed for én eller flere indikatorer, udelukker ikke, at vandområdet også kan påvirkes af andre faktorer. For eksempel kan et vandområde med høj fosforbegrænsning også være følsomt over for ændringer i tilførsler af kvælstof. Vandområder med høj fosforfølsomhed er ofte kendetegnede ved, at algevæksten hovedsagligt er fosforbegrænset, og vandområdet er påvirket af fosfortilførsler fra dansk opland. Tilsvarende kan et vandområde, vurderet til at have "mindst" eller "lav" fosforfølsomhed, også ændre tilstand ved ændringer i fosfortilførsler. Der skal dog større eller længerevarende ændringer i fosfortilførslerne til, før end miljøtilstanden rykkes nævneværdigt, da der enten ikke er stor effekt af de lokale kilder eller da vandområdet over tid har akkumuleret så meget fosfor i sedimentet, at der skal mange år med lave udledninger til, for at ændre systemet.

Bilag 1. Oversigt over målinger af fosfortab fra dyrket organisk lavbundsjord

Hans Estrup Andersen¹, Rasmus Jes Petersen¹

Fagfællebedømmelse: Goswin Heckrath²

¹*Institut for Bioscience, AU*

²*Institut for Agroøkologi, AU*

I tabel 1 vises en oversigt over tilgængelige målinger af fosfor- og kvælstoftab fra organisk lavbundsjord, som vi anvender til at beregne et estimat for fosfortab fra dyrket organisk lavbundsjord. På grund af den store spredning på fosfortabsestimaterne har vi valgt at beregne den gennemsnitlige tabsværdi som en trimmet middelværdi (eng. trimmed mean). En trimmet middelværdi er et statistisk mål for en central tendens. Det involverer beregning af middelværdien efter at have kasseret givne dele af datamaterialet. Metoden har til formål at eliminere betydningen af outliers. Ofte kasseres de 10% højeste og 10% laveste værdier. Det har vi gjort her og når frem til et tabsestimat på 1.9 kg P ha⁻¹ år⁻¹ for dyrket organisk lavbundsjord.

Litteratur

Hansen, B., Hansen, A.C., Hoffmann, C.C. & Nielsen, H. (1990). Vand- og stofbalance på lavbundsjord. NPO forskning fra Miljøstyrelsen no. C14. 74 s.

Hoffmann, C.C. & Grant, R. (2004). Ophør af omdrift på lavbundsarealer. I: U. Jørgensen (red.) Muligheder for forbedret kvælstofudnyttelse i marken og for reduktion af kvælstoftab. Faglig udredning i forbindelse med forberedelsen af Vandmiljøplan III. DJF rapport Markbrug no. 103, Danmarks Jordbrugsforskning, Tjele. S. 180-187.

Hoffmann, C.C. & Zak, D. 2019. Undersøgelser ved Aborg Minde Nor i Assens Kommune på Vestfyn. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 18 s. - Videnskabelig rapport nr. 326

Kronvang, B., Rubæk, G.H., Djurhuus, J., Heckrath, G., Hofmann, C.C & Grant, R., Monitering og estimering af fosfortab fra danske landbrugsarealer. I: Poulsen, H. D. & Rubæk, G. H. (red) (2005). Fosfor i dansk landbrug - Omsætning, tab og virkemidler mod tab. Danmarks JordbrugsForskning, Foulum.

Pedersen, E.F. (1985). Drænvandsundersøgelser på marsk- og dyb tørvejord 1971-84. Tidsskrift Planteavl 89: 319-329.

Tabel 1. Oversigt over målinger af kvælstof- og fosfortab fra organisk lavbundsjord.

Lokalitet	Areal	Landskabstype	Jordtype	År siden dræning	Antal måleår	Nedbør mm/år	Dræn-afstrømning mm/år	N-tilførsel	N-nedsivning fra rodzone kg N/ha/år	N-udledning, dræn	P-udledning kg P/ha/år
	ha										
<i>Gødet og drænet i omdrift</i>											
Aborg Minde ¹ (Puge Mølle Å)	116	Pumpet inddæmmet ådal/brakvandsområde	Blandet organisk og mineraljord	>100	1	703*	940	-	-	579	8.9
Skovsbjerggård ² (Lindenberg Å)	9	Pumpet inddæmmet ådal	78-89% humus	2	2	626	327	100	76	24	1.1
Volsted ² (Lindenberg Å)	6	Pumpet inddæmmet ådal	85-91% humus	3	2	626	853	110-285	47	78	5.7
Gøderup ² (Langvad Å)	2.7	Pumpet inddæmmet ådal	0-29% humus	3	1	-	915	100	289 ^a	230	1.2
Højer ³	-	Drænet marsk	Saltvandsklæg, 0.6-2% humus	>100	14	-	240	50-225	lav	>28 ^a	-
Hedebybro ³ (Skjern Å)	-	Drænet ådal	0.45-57% humus	2	13	-	324	30-120	lav	>126 ^a	-
<i>Gødet og drænet, vedvarende græs</i>											
Gjern ^{4,5}			Tørv		1-3	459			-	10.6	0.61
Gjern ^{4,5}			Tørv		1-3	459			-	1.3	0.39
<i>Ikke-drænet vedvarende græs eller mose</i>											
Kærhuset ² (Lindenberg Å)	2	Ådal	70-86% humus	-	2	626	-	75	28	-	1.9
Gøderup Mose ²	3.9	Ådal	44% humus	-	1		-		8	-	-
<i>Deloplande</i>											
Fussingø vest ^{5,6}		Skov 50 ha, eng 59 ha		-	3					6	0.67
Fussingø, øst ^{5,6}		Lavbund 122 ha, skov 95 ha, landbrug 70 ha		-	3					15	1.3-3 [#]

*30 års normværdi

^aSum af NO₃⁻-N og NH₄⁺-N (organisk N ikke inkluderet)

[#]Udledningen er opgjort til 0.92 kg P/ha/år for hele oplandet, mens den for lavbundsarealerne alene er vurderet til 1.3-3 kg P/ha/år

¹Hoffmann & Zak (2019); ²Hansen et al. (1990); ³Pedersen (1985); ⁴Hoffmann & Grant; (2004); ⁵Kronvang et al. (2005); ⁶Hoffmann & Ovesen (2003)

Bilag 2 Mapping the phosphorus sorption capacity of soils in Denmark based on oxalate-extractable aluminium and iron

Anders Bjørn Møller¹, Goswin Heckrath¹, Mogens Humlekrog Greve¹

Academic quality assurance: Gitte Holton Rubæk¹

¹Department of Agroecology, Aarhus University

Contents

1	Introduction	154
2	Materials and methods	156
2.1	Soil observations	156
2.2	Covariates	158
2.3	Data preparation	161
2.4	Models and predictions	161
2.5	2.5. Combining maps	162
3	Results	162
3.1	Accuracy	162
3.2	Covariate importance	163
3.3	Maps	163
4	References	167

1 Introduction

Phosphorus (P) is one of the main macronutrients for plant growth. As P binds strongly to soil particles, the amount of plant-available P in soils quickly becomes insufficient for sustaining high crop yields, if soils are not regularly supplied with P fertilizer at least up to the rate of crop offtake. Over much of the past century, farmers had the technical means and economic incentives to supply soils generously with mineral fertilizer P (Poulsen and Rubæk, 2005). Additionally, with the expansion of animal husbandry in Denmark, large amounts of P have been added in the form of animal manures. Together, this has resulted in surplus P additions over many decades and P enrichment in soils (Rubæk et al., 2013). Therefore, the accumulated P is a main source of today's diffuse agricultural P losses, posing a long-term risk of P losses to surface waters and contributing to eutrophication (Kronvang et al., 2009; Andersen et al., 2016).

Leaching of dissolved P from enriched soils to tile drains is one of the important processes of P transfer to water bodies (Kronvang et al., 2006). The extent of P leaching depends on the balance between P retention on and its release from reactive soil surfaces into percolating water. This exchange is

mainly governed by sorption and desorption processes (McGechan and Lewis, 2002). For weakly acidic sandy and loamy soils typically found in Denmark, the predominant P sorbents are poorly crystalline iron and aluminium oxides (Borggaard et al., 1990; Borggaard et al., 2004) that exhibit a high affinity for P (Torrent et al., 1990). Together they constitute the P sorption capacity (PSC), an inherent soil property that can be characterized by the amount of oxalate-extractable iron (Fe_{ox}) and aluminium (Al_{ox}) (Van der Zee and Van Riemsdijk, 1986). Although calcium carbonates can also retain P, some evidence suggests that their contribution to the PSC is minor for low to moderate carbonate contents in the presence of amorphous iron and aluminium oxides (Schwertmann and Schieck, 1980; Frossard et al., 1992). In Denmark, only 0.2% of soils are classified as calcareous with a carbonate content $>10\%$ (Madsen et al., 1992), a threshold that can be considered as moderate content. In lack of specific data, we assume in our study that the contribution of carbonates to PSC is negligible in accordance with Schoumans and Chardon (2015).

Knowledge of the PSC in soil profiles is important for predicting P movement through soils (Schoumans and Groenendijk, 2000; Schoumans and Chardon, 2015). The PSC is frequently estimated by the following expression that was originally developed in the Netherlands for weakly acidic soils (Van der Zee and Van Riemsdijk, 1986; Van der Zee et al., 1990).

$$PSC = 0.5(Al_{ox} + Fe_{ox}) \quad (1)$$

where PSC is the estimated phosphorus sorption capacity (mmol kg^{-1}), the factor 0.5 is an empirical constant, Al_{ox} is oxalate-extractable aluminium (mmol kg^{-1}), and Fe_{ox} is oxalate-extractable iron (mmol kg^{-1}). It is possible to map PSC using Equation 1 by first mapping Al_{ox} and Fe_{ox} and then calculating PSC based on these two properties. However, the maps of Al_{ox} and Fe_{ox} would contain uncertainties, which would affect the estimated PSC. In order for the maps to be useful to end users, it is important to assess the uncertainties in the maps of Al_{ox} and Fe_{ox} and their effects on the uncertainties of the maps of the estimated PSC.

In recent decades, an increasing number of studies have used machine learning for mapping soil properties (Padarian et al., 2020). Machine learning is a field in computer science, closely related to statistics, which aims to develop methods that allow computers to learn from data without explicit programming (Samuel, 1959). Machine learning methods for mapping soil properties have included decision trees, artificial neural networks and support vector machines (Padarian et al., 2020). Soil mappers typically map soil properties by combining soil observations with geographic data layers with information on the factors that affect or correlate with soil properties, such as parent materials, climate, vegetation and topography (McBratney et al., 2003).

Machine learning methods usually provide reliable predictions of soil properties. However, the reliability of the methods vary in space. For example, predictions can be uncertain in areas with few observations or complex geologies. By explicitly mapping prediction uncertainties, researchers can indicate the reliability of the predictions in specific areas. Vaysse and Lagacherie (2017) showed that quantile regression forests (QRF) can accurately predict soil properties and their associated uncertainties in geographic space. However, within the literature on soil mapping, there is no generally applied method for estimating uncertainties reported as prediction quantiles. We therefore

Slæggerup	1 (6)	0	0	0	1 (6)
Sørvad 1	50	0	0	0	50
Sørvad 2	20	0	0	0	20
Tylstrup	21	0	0	0	21
Tåning	1 (14)	0	0	0	1 (14)
Varde 1	13	0	0	0	13
Varde 2	13	0	0	0	13
Voldbjerg	12	0	0	0	12
Øbakker	20	0	0	0	20
Aarup	9	0	0	0	9
Total	1625	1055	1051	1016	4747

▫Paradelo et al., 2015; §Paradelo et al., 2016; §Norgaard et al., 2015.

The largest sample set included 672 locations from a nation-wide 7-km grid (KVADRATNET) (Rubæk et al., 2013; Taghizadeh-Toosi et al., 2014). Additionally, 358 new sampling locations were strategically selected with conditioned Latin Hypercube Sampling (cLHS) to complement the existing data (Minasny and McBratney, 2006). We selected the cLHS locations using a penalized version of cLHS (Roudier et al., 2012) in order to reduce sampling costs. First, we calculated distances to ten points selected by cLHS using x- and y-coordinates of the study area. Second, we used the distances as costs for selecting 750 points with cLHS. using maps of landscape elements (Madsen et al., 1992), topsoil clay contents (Adhikari et al., 2013), FAO 1990 soil types (Adhikari et al., 2014b), geological classes (Jakobsen et al., 2015) and soil drainage classes (Møller et al., 2017). This process concentrated the selected points in ten clusters around the initial 10 points. We obtained permission to sample 358 out of 750 locations in four depth intervals (Table 1).

The samples in the two major investigations, KVADRATNET and cLHS, were compound samples each comprising, respectively, 16 and 4 samples collected within 50 and 2 square meter. The other investigations included only point samples.

The smaller investigations included 3 – 68 locations each. Four investigations did not include coordinates of the individual samples. For these investigations, we instead created compound samples using the mean values of the individual samples.

The two major investigations and three of the minor investigations included samples from typically four depth intervals (0 – 25 cm; 25 – 50 cm; 50 – 75 cm; 75 – 100 cm), while the remaining investigations contained only samples from 0 – 25 cm depth (Table 1). Apart from selected KVADRATNET sampling points (Rubæk et al., 2013), the Al_{ox} and Fe_{ox} data has not been published, yet.

In total, we obtained 4,747 measurements of Al_{ox} and Fe_{ox} from 1,623 locations (Figure 1).

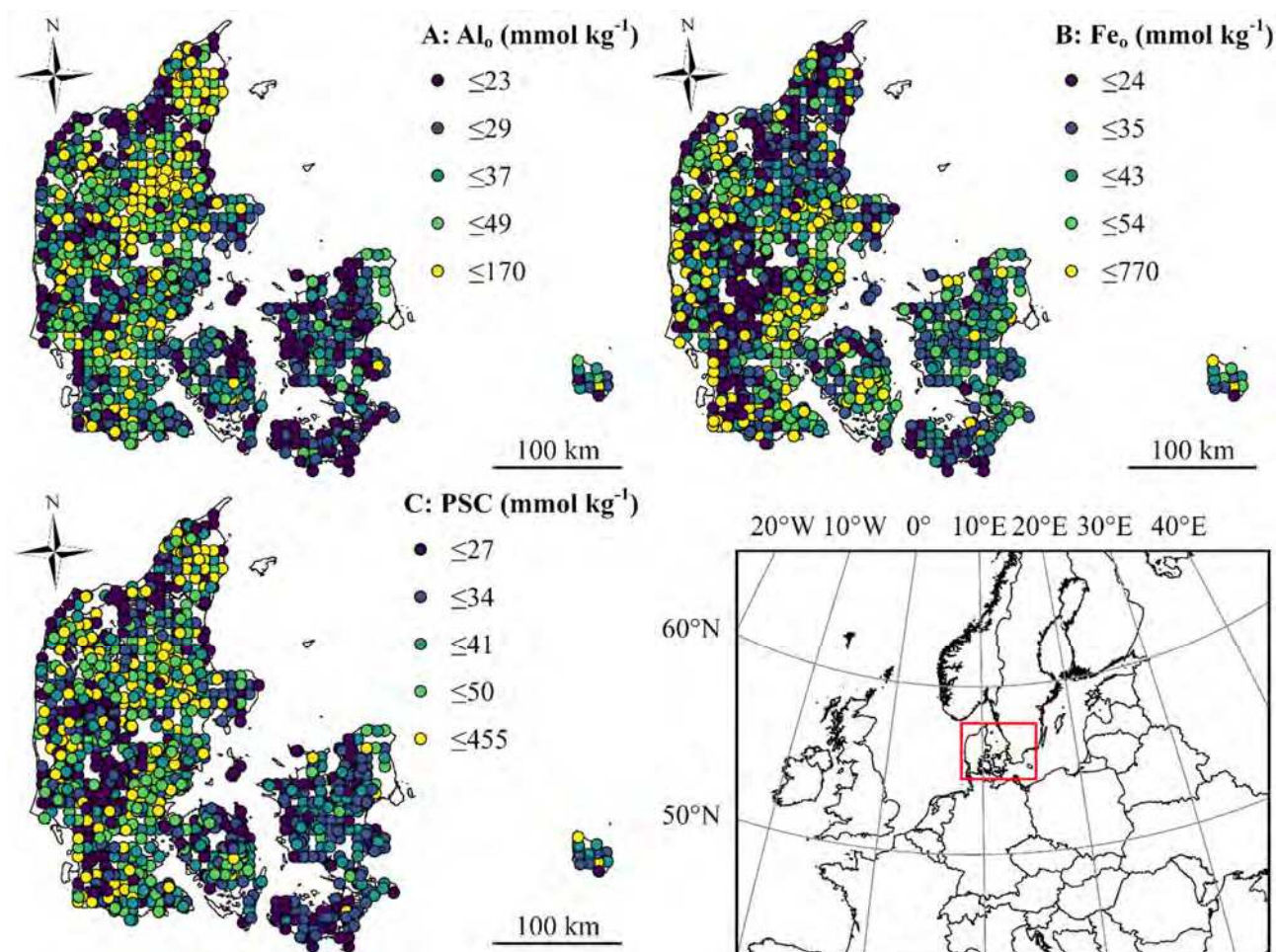


Figure 1. Topsoil (0 – 25 cm) observations of (A) oxalate-extractable aluminium (Al_{ox}), (B) oxalate-extractable iron (Fe_{ox}) and (C) phosphorus sorption capacity (PSC; mmol kg⁻¹) calculated with Equation 1.

2.2 Covariates

We collated the soil observations with information from geographic data layers including maps of soil properties, climatic variables, satellite imagery, topographic variables, and maps of parent materials (**Table 2**). The most of the covariates had been used in previous mapping efforts (Møller et al., 2017, 2018; Møller et al., 2019b), while maps of soil texture (Adhikari et al., 2013), soil organic matter (Adhikari et al., 2014a) and bioclimatic variables (BIO) from the WorldClim 2 dataset (Fick and Hijmans, 2017) were added for this study. In addition to these covariates, we used oblique geographic coordinates (OGC) (Møller et al., 2019a) to account for spatial variation not captured by the other covariates. We tested OGC with 2, 4, 8, 16, 32 and 64 coordinate rasters, respectively. Lastly, we included the depth of the soil samples as a covariate. In this way, each model was able to predict its target variable in several depths. We therefore trained two models, for predicting Al_{ox} and Fe_{ox} , respectively.

Table 2. List of covariates used for mapping Al_{ox} and Fe_{ox} with a description of each covariate.

Covariate	Description
asp_cos	Cosine of the surface aspect
asp_sin	Sine of the surface aspect
BIO01_mean_T	Mean annual temperature (°C)
BIO05_max_T	Maximum temperature (°C)
BIO06_min_T	Minimum temperature (°C)
BIO10_meanT_warmest_Q	Mean temperature of warmest quater (°C)
BIO11_meanT_coldest_Q	Mean temperature of coldest quater (°C)
BIO12_mean_P	Mean annual precipitation (mm)
BIO13_P_wettest_M	Precipitation in wettest month (mm)
BIO14_P_driest_M	Precipitation in driest month (mm)
bluespot	Depth of sinks (m)
clay_a	Clay content, 0 - 30 cm (%)
clay_b	Clay content, 30 - 60 cm (%)
clay_c	Clay content, 60 - 100 cm (%)
clay_d	Clay content, 100 - 200 cm (%)
curv_plan	Plan curvature of surface
curv_prof	Profile curvature of surface
dc	Soil drainage class
demdetrend	Elevation minus mean in 5-km radius (m)
dirinsola	Potential solar radiation (kWh yr ⁻¹)
elevation	Elevation above sea level (m)
flowaccu	Number of upslope cells
geology1	Geology; Aeolian sand
geology2	Geology; Freshwater clay
geology3	Geology; Freshwater sand
geology4	Geology; Freshwater peat
geology5	Geology; Marine clay
geology6	Geology; Marine sand
geology7	Geology; Clay till
geology8	Geology; Sand till
geology9	Geology; Glaciofluvial clay
geology10	Geology; Glaciofluvial sand
georeg1	Georegion; Northwestern Jutland
georeg2	Georegion; Northern Jutland
georeg3	Georegion; Western Jutland
georeg4	Georegion; Central Jutland
georeg6	Georegion; North central Jutland
georeg8	Georegion; Eastern Denmark
georeg10	Georegion; Southern Denmark
gwd_intp	Depth to groundwater interpolated from observations (m)
gwd_model	Depth to groundwater from hydrological model (m)
hdtochn	Horizontal distance to surface water (m)
landscape1	Landscape; Dunes
landscape2	Landscape; Raised post-glacial seabed

landscape3	Landscape; Reclaimed areas
landscape4	Landscape; Raised late-glacial seabed
landscape5	Landscape; Weichselian terminal moraine
landscape6	Landscape; Weichselian moraine
landscape7	Landscape; Weichselian kettled moraine
landscape8	Landscape; Weichselian subglacial tunnel valley
landscape9	Landscape; Weichselian glacial flood plain
landscape10	Landscape; Saalian moraine
landscape11	Landscape; Marsh
LS8_band1	Landsat 8 Band 1 surface reflectance, March 2014 (Ultra blue)
LS8_band2	Landsat 8 Band 2 surface reflectance, March 2014 (Blue)
LS8_band3	Landsat 8 Band 3 surface reflectance, March 2014 (Green)
LS8_band4	Landsat 8 Band 4 surface reflectance, March 2014 (Red)
LS8_band5	Landsat 8 Band 5 surface reflectance, March 2014 (Near infrared)
LS8_band6	Landsat 8 Band 6 surface reflectance, March 2014 (Shortwave infrared 1)
LS8_band7	Landsat 8 Band 7 surface reflectance, March 2014 (Shortwave infrared 2)
LU_1	Land use; Urban
LU_2	Land use; Agriculture
LU_3	Land use; Natural vegetation
LU_4	Land use; Wetland
midslppos	Mid-slope position
mrvbf	Multi-resolution index of valley bottom flatness
ndmi	Normalized difference moisture index; $(\text{Band 5} - \text{Band 6})/(\text{Band 5} + \text{Band 6})$
ndvi	Normalized difference vegetation index; $(\text{Band 5} - \text{Band 4})/(\text{Band 5} + \text{Band 4})$
ndwi	Normalized difference water index $(\text{Band 5} - \text{Band 3})/(\text{Band 5} + \text{Band 3})$
precipitation61_90	Mean annual precipitation (mm)
RSP	Relative slope position
sagawi	SAGA GIS topographic wetness index
sandc_a	Coarse sand content, 0 - 30 cm (%)
sandc_b	Coarse sand content, 30 - 60 cm (%)
sandc_c	Coarse sand content, 60 - 100 cm (%)
sandc_d	Coarse sand content, 100 - 200 cm (%)
sandf_a	Fine sand content, 0 - 30 cm (%)
sandf_b	Fine sand content, 30 - 60 cm (%)
sandf_c	Fine sand content, 60 - 100 cm (%)
sandf_d	Fine sand content, 100 - 200 cm (%)
savi	Soil-adjusted vegetation index; $(\text{Band 5} - \text{Band 4}) \cdot (1 + 0.5)/(\text{Band 5} + \text{Band 4} + 0.5)$
silt_a	Silt content, 0 - 30 cm (%)
silt_b	Silt content, 30 - 60 cm (%)
silt_c	Silt content, 60 - 100 cm (%)
silt_d	Silt content, 100 - 200 cm (%)
slpdeg	Slope gradient (°)
slptochn	Downhill gradient to nearest surface water (°)
SOM_a	Soil organic matter content, 0 - 30 cm (%)
SOM_b	Soil organic matter content, 30 - 60 cm (%)
SOM_c	Soil organic matter content, 60 - 100 cm (%)

SOM_d	Soil organic matter content, 100 - 200 cm (%)
twi	Topographic wetness index; $\ln(\text{flowaccu}/\tan[\text{slpdeg}])$
valldepth	Valley depth (m)
vdtochn	Vertical distance to nearest surface water (m)
wetland	Wetland class (0: Upland, 1: Wetland; 2: Central wetland; 3: Peatland)

2.3 Data preparation

The sampling locations were highly clustered in geographic space. This causes a high risk of skew in the prediction models and the accuracy assessment, since too much weight is given to relatively small areas. We alleviated this problem by declustering the observations and by using a spatially structured split into datasets for training and accuracy assessment as explained in the following.

Firstly, we declustered the observations using a grid of 6x6 km polygons. Within each polygon, observations received weights equal to $1/n$, where n is the number of observations within the polygon. We shifted the polygons in 1.5 km intervals along the north-south and east-west axes for 16 different grid positions, and calculated weights for each position. We then averaged the weights from the different grid positions. We declustered samples from each depth interval separately. Additionally, we multiplied the resulting weights with the number of subsamples in each bulk sample, as we regarded large bulk samples as more accurate. We then normalized the weights to a maximum of 1.

Secondly, we divided the observations using spatially structured splits for cross-validation of model accuracies. We created a grid of 7x7-km blocks and organized these blocks in four groups, using the R package *ENMeval* (Muscarella et al., 2014). We assigned soil observations to one of these four groups based on the block that contained them. In this way, we held out observations from the model training dataset for accuracy assessment in whole groups of 7x7-km blocks at a time. This procedure should reduce effects from an otherwise random allocation, where observations located close to each other can be part of the datasets for model training and accuracy assessment, respectively. This would create a positive bias in the accuracy assessment, as it would not accurately represent accuracies in areas with lower sampling densities.

2.4 Models and predictions

We trained two Quantile Regression Forest models (Meinshausen, 2006) to predict Al_{ox} and Fe_{ox} , respectively. In addition to the geographic coordinates, we used the depth interval as a covariate, and we therefore trained two models. We implemented the calculated weights for the observations in the models.

For both Al_{ox} and Fe_{ox} , we tested five different values of *mtry*, two different split rules (*variance* and *extratrees*) (Møller et al., 2018), minimum node sizes of 1, 2, 4 and 8 as well as the different numbers of coordinate rasters (Section 2.3). We tested the accuracies with k-fold cross validation, using the spatially structured folds. We calculated accuracies as weighted Pearson's R^2 (R^2_w) and weighted root mean square error (RMSE_w) and selected the setup that provided the best accuracy.

We then produced maps of Al_{ox} and Fe_{ox} for the depth intervals 0 – 25 cm, 25 – 50 cm, 50 – 75 cm and 75 – 100 cm in 30.4 m resolution. We predicted the mean values as well as uncertainty distributions in the form of 100 prediction quantiles ranging from 0.5% to 99.5%. It is important to note that we distinguish between model accuracy and prediction uncertainty. Accuracies are the overall predictive capabilities of the models tested on independent data through cross validation. Prediction uncertainties are the mapped uncertainties associated with the model predictions.

2.5 Combining maps

We calculated PSC for each depth interval using Equations 1. In order to propagate uncertainties, we convoluted the predicted quantiles. We convoluted quantiles by performing operations with every combination of the two component soil properties, then calculating quantiles on the resulting matrix. **Table 3** shows an example of this procedure. The area mapped for PSC covers all of Denmark apart from the organic lowland soils (>6% OC; Adhikari et al., 2014a).

Table 3. Example of quantile convolution for uncertainty propagation when calculating PSC with equation 1. In this case, we also multiplied the resulting values by 0.5, as in the equation.

		Fe_{ox}			
		$Q_{0.5}$	$Q_{1.5}$	...	$Q_{99.5}$
Al_{ox}	$Q_{0.5}$	$Al_{Q_{0.5}} + Fe_{Q_{0.5}}$	$Al_{Q_{0.5}} + Fe_{Q_{1.5}}$	...	$Al_{Q_{0.5}} + Fe_{Q_{99.5}}$
	$Q_{1.5}$	$Al_{Q_{1.5}} + Fe_{Q_{0.5}}$	$Al_{Q_{1.5}} + Fe_{Q_{1.5}}$	...	$Al_{Q_{1.5}} + Fe_{Q_{99.5}}$
	...	...	...	...	...
	$Q_{99.5}$	$Al_{Q_{99.5}} + Fe_{Q_{0.5}}$	$Al_{Q_{99.5}} + Fe_{Q_{1.5}}$	...	$Al_{Q_{99.5}} + Fe_{Q_{99.5}}$

3 Results

3.1 Accuracy

Table 4 summarizes the model setups for the prediction of Al_{ox} and Fe_{ox} and the accuracies of the predictions. Predictions of Al_{ox} had moderate R^2_w and a low $RMSE_w$. However, R^2_w for Fe_{ox} predictions was low. Part of this finding was due to the strong positive skew of the variable. With a logarithmic transformation of the observations and predictions, R^2_w increases to 0.27. This shows that errors are largest in areas with large amounts of Fe_{ox} .

Table 4: Optimal setup for the prediction of each soil property, as well as the accuracy of the predictions. OGC: Number of oblique geographic coordinate rasters. R^2_w : Weighted Pearson's R^2 . $RMSE_w$: Weighted root mean square error.

Soil property	OGC	mtry	Split rule	Minimum node size	R^2_w	$RMSE_w$
Al_{ox}	64	160	extratrees	1	0.49	14.0
Fe_{ox}	8	2	variance	2	0.14	32.3

3.2 Covariate importance

For predictions of Al_{ox} , the depth was the most important covariate (**Table 5**). In addition, several different sets of factors influenced Al_{ox} , including parent materials, landscape position, soil drainage status and climate, especially precipitation. For predictions of Fe_{ox} , contents of soil organic matter were the most important covariates. In addition to these, soil texture, landscape position and wetland status were the most important covariates. In itself, depth had little influence on Fe_{ox} compared to the other covariates.

Table 5: The ten most important covariates in the models for predicting Al_{ox} and Fe_{ox} . For variable explanations, see Table 2.

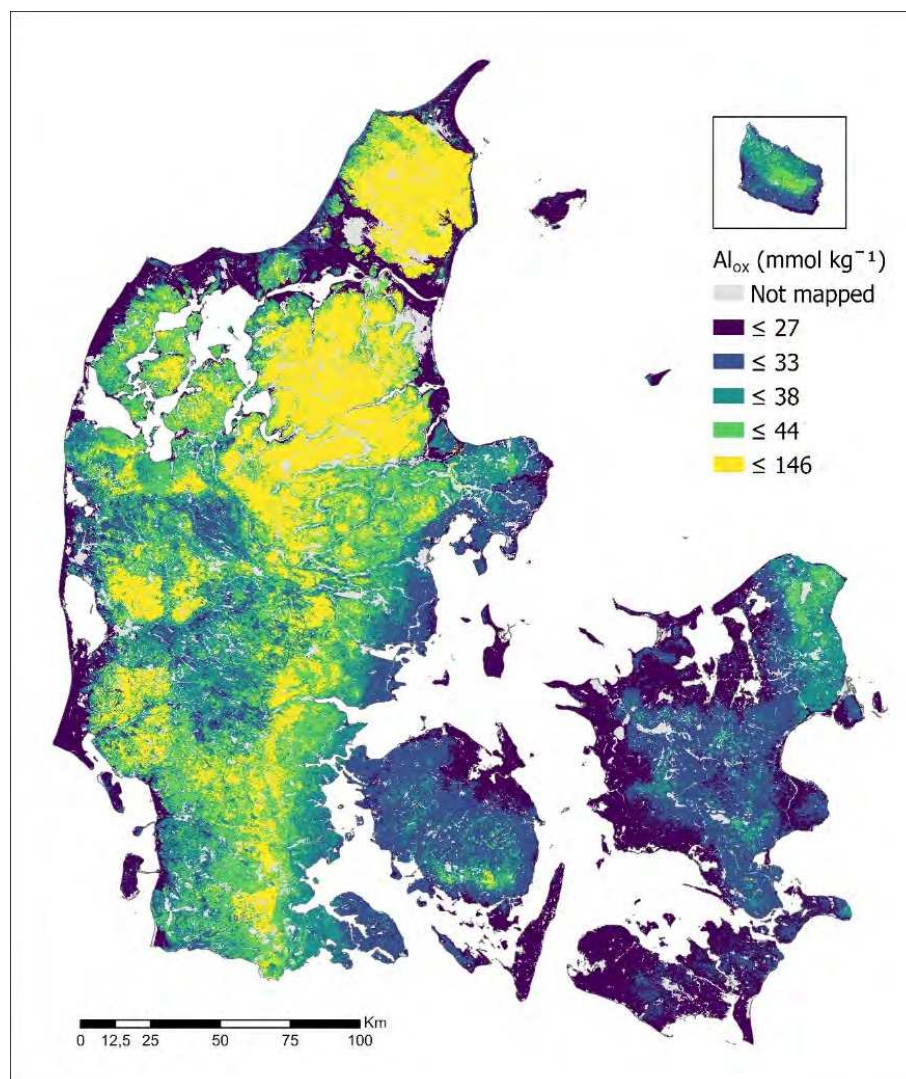
Al_{ox}		Fe_{ox}	
Covariate	Importance	Covariate	Importance
DEPTH	100	SOM (30 - 60 cm)	100
Landscape 2 (Littorina)	39	SOM (60 - 100 cm)	85
Elevation	25	SOM (0 - 30 cm)	71
Wetland	24	Coarse sand (100 - 200 cm)	41
Soil drainage class	24	Relative slope position	39
SOM (0 - 30 cm)	23	Wetland	38
Precipitation	15	SOM (100 - 200 cm)	37
Geology 6 (Marine sand)	12	Fine sand (60 - 100 cm)	33
MRVBF	11	Silt (0 - 30 cm)	33
BIO12_mean_P	11	Silt (100 - 200 cm)	33
Georeg 8 (East)	10	Coarse sand (0 - 30 cm)	32

3.3 Maps

The contents of Al_{ox} and Fe_{ox} in soils depend on the chemical composition of the parent material as well as the extent of weathering and redistribution processes. Mineral weathering is typically highest near the soil surface facilitated by organic acids (Raulund-Rasmussen et al., 1998) which often leads to elevated concentrations of Al_{ox} and Fe_{ox} in the top soil. The spatial distribution of Al_{ox} and Fe_{ox} is closely linked to the overall glaciation history and pattern in Denmark that strongly determined parent material (Madsen and Jensen, 1992). The loamy moraine soils that have developed after the latest Baltic ice advance in most of eastern Denmark and coastal areas in eastern Jutland are least weathered and characterized by rather low contents of Al_{ox} and Fe_{ox} (Figures 2, 3). In contrast, the highest contents of Al_{ox} are found in the older and more weathered fine sandy moraine soils of northern Jutland, Himmerland and a narrow belt stretching south in Eastern Jutland where little redistribution of Al_{ox} has occurred in soil profiles (Figure 2). Lower contents of Fe_{ox} in these soils are consistent with lower initial Fe(III)oxide contents compared to the loamy soils of eastern Denmark (Figure 3). The more weathered loamy moraine soils in eastern Jutland and on parts of Funen have intermediate Fe_{ox} contents. Much of the coarse sandy outwash plain in western Jutland is characterized by rather low Al_{ox} and Fe_{ox} contents in the topsoil (Figure 2, 3). This

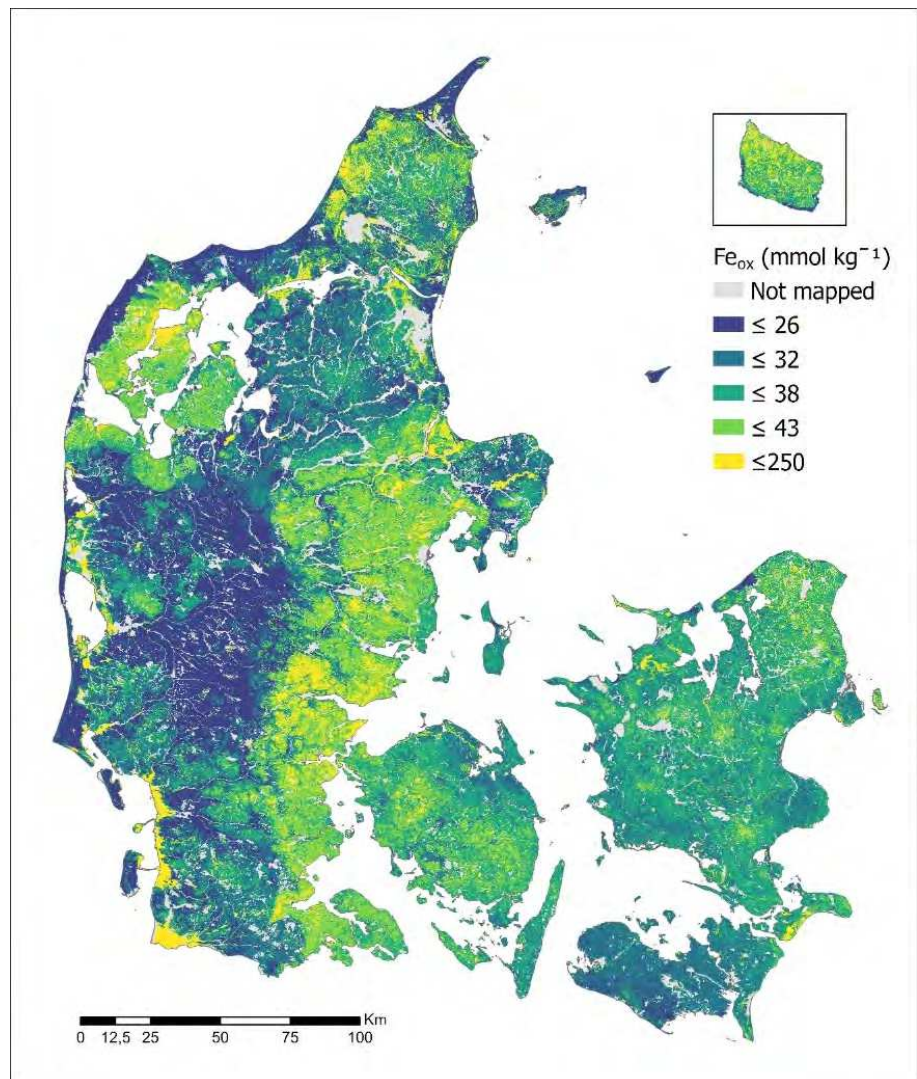
is explained by silicatic parent material depleted in metal oxides and subsequent vertical redistribution of Al_{ox} and Fe_{ox} in soil profiles (Madsen et al. 1992). Such redistribution to lower soil horizons is referred to as podsolization. Podzolization is a process frequently occurring in sandy soils with very low clay content receiving high precipitation where organic acids in the top-soil mobilize aluminium and iron (Brady and Weil, 2014). Percolating water transports the mobilized substances downwards where they precipitate at lower depths creating an Al_{ox} and Fe_{ox} enriched subsurface horizon (Väänänen et al., 2008). Podzolized soils are prevalent in western Denmark (Adhikari et al., 2014b) which is consistent with the highest contents of Al_{ox} observed in the depth interval 25 – 50 cm for this area (data not shown).

Figure 2. Predicted concentration of Al_{ox} in the depth interval 0 – 25 cm. Organic lowlands >6% OC are not mapped.



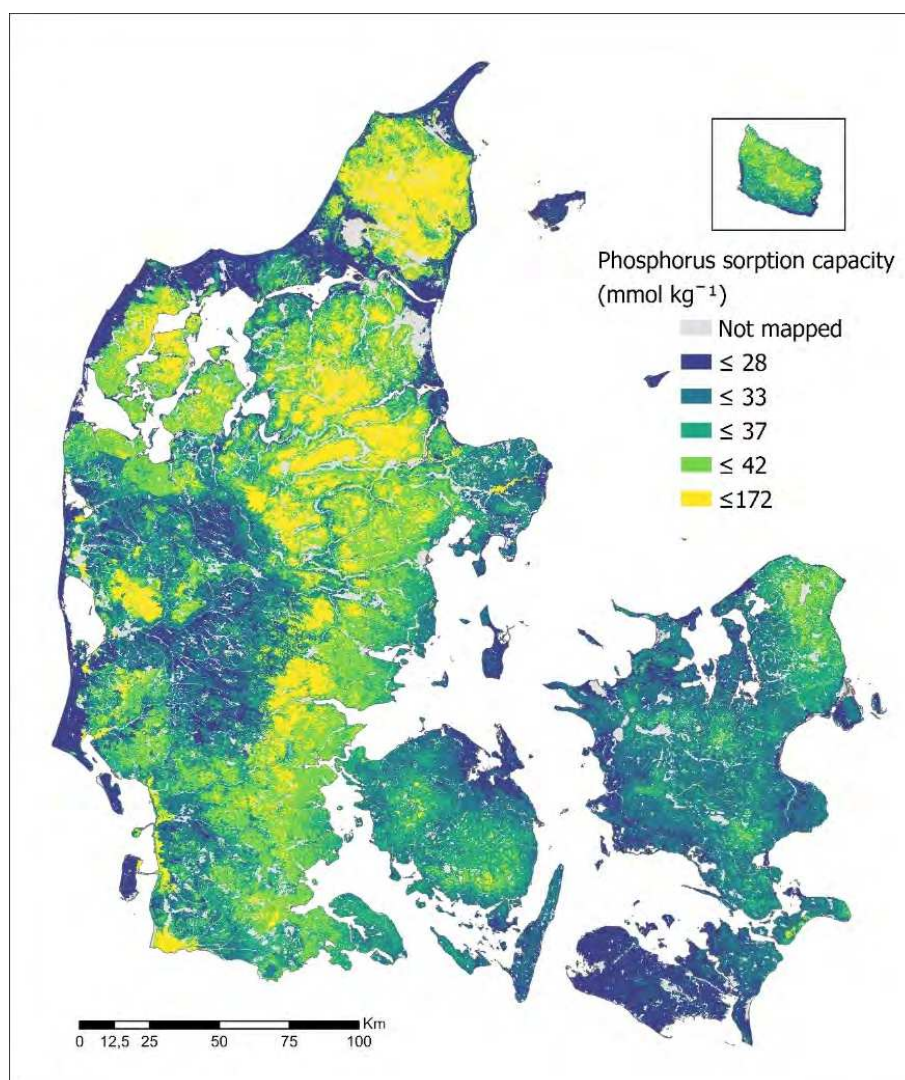
The predicted contents of Fe_{ox} had a strong positive skew in all four mapped soil layers, as Fe_{ox} contents were generally high in lowland compared to upland soils (Figure 3). Lowlands and river valley soils are generally zones of regional flow convergence receiving relatively large loads of water and dissolved constituents (McClain, 2003). Dissolved Fe(II) originating from upland anoxic aquifers is thus often transported to these zones where it precipitates as iron sulfide (under anoxic conditions) or as iron oxide (under aerobic conditions) (Appelo and Postma, 2005). Compared to the spatial trends, the depth variation in Fe_{ox} was small (data not shown).

Figure 3: Predicted concentration of Fe_{ox} in the depth interval 0 – 25 cm. Organic lowlands >6% OC are not mapped.



The map of PSC represents the combined effects from the spatial distribution of both of the constituent properties (**Figure 4**). Maps of PSC and corresponding prediction uncertainties have been produced for all four depth intervals. Figure 4 provides an example for the 0–25 cm depth.

Figure 4. Example of predicted PSC, calculated with Equation 1 in the depth interval 0 – 25 cm. Organic lowlands >6% OC are not mapped.



The prediction uncertainty was generally lowest in upland areas in eastern Denmark and highest in lowland areas including river valleys, raised seabeds and tidal flats. For example, on the one hand, the lower prediction quartile for organic wetlands in northern Denmark was comparable to the surrounding post-glacial raised sea beds, which had a low PSC (**Figure 5a**). On the other hand, the upper prediction quartile for the same areas was amongst the highest values in Denmark (**Figure 5b**). Therefore, the areas with the largest PSC also had the largest uncertainties in PSC.

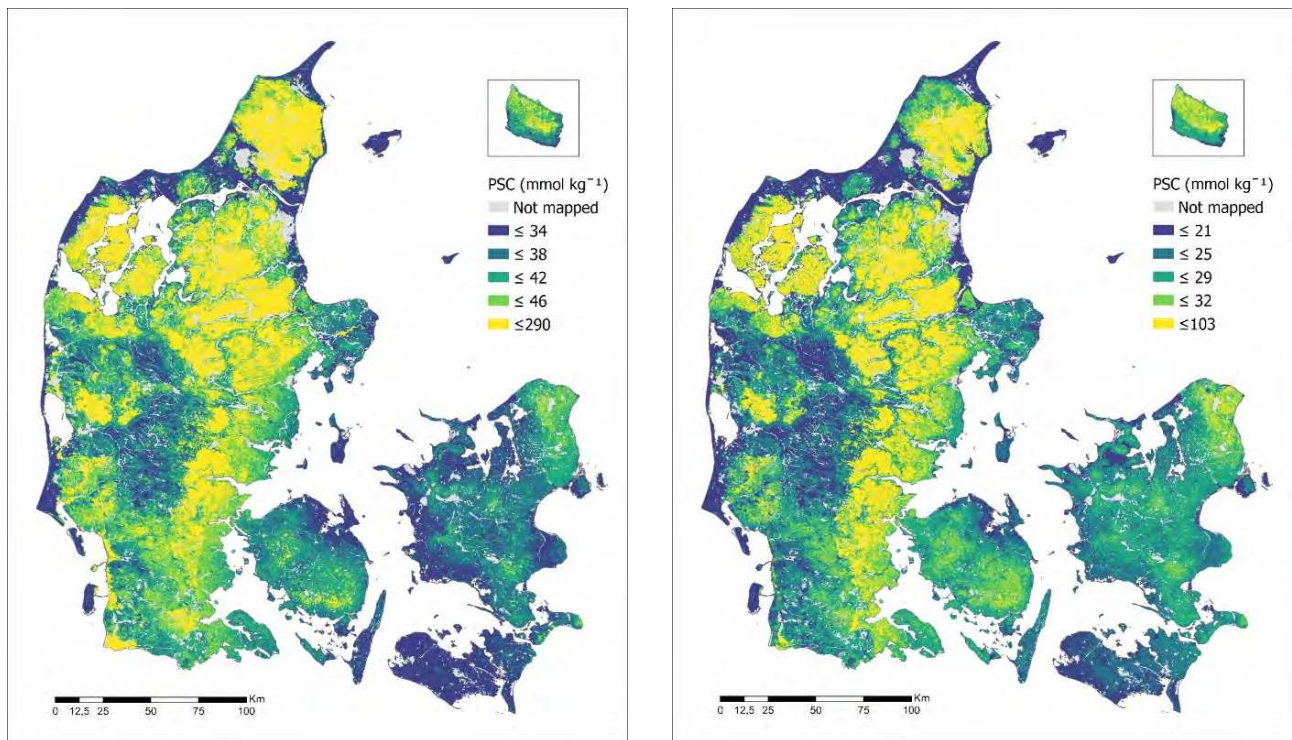


Figure 5. Lower (left) and upper (right) prediction quartiles for PSC calculated with Equation 1 for the depth interval 0 – 25 cm. Organic lowlands >6% OC are not mapped.

3.4 Conclusions

While the map of oxalate-extractable aluminium (Al_{ox}) was moderately accurate, it was difficult to map oxalate-extractable iron (Fe_{ox}) due to its highly skewed distribution. Moreover, the spatial distributions of the two properties follow different patterns. The age and origin of the parent materials, as well as soil-forming processes have a large effect on Al_{ox} . On the other hand, regional redistribution in groundwater and soil texture have the largest effects on Fe_{ox} . Contents of Al_{ox} were highest in upland soils in northern Jutland and generally low in aeolian sediments and in the youngest loamy moraine soils of southeastern Denmark. Meanwhile, predicted contents of Fe_{ox} were especially high in riverine lowland areas and moderate in loamy moraine soils. The map of PSC shows the combined spatial trends of Al_{ox} and Fe_{ox} . High PSC is predicted in lowland areas and the fine sandy moraine soils stretching from northern to southern Jutland, while low PSC is prevalent in upland soils of eastern Denmark. Prediction uncertainties generally follow the pattern in PSC, with high prediction uncertainties for areas with high PSC, and low uncertainties for areas with low PSC. The resulting geographic data layers provide essential input to modelling P leaching in the soil matrix.

4 References

- Adhikari, K., Hartemink, A.E., Minasny, B., Kheir, R.B., Greve, M.B. and Greve, M.H., 2014a. Digital mapping of soil organic carbon contents and stocks in Denmark. PLOS ONE 9(8), e105519.
<http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0105519>.

Adhikari, K., Kheir, R.B., Greve, M.B., Bøcher, P.K., Malone, B.P., Minasny, B., McBratney, A.B. and Greve, M.H., 2013. High-resolution 3-D mapping of soil texture in Denmark. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 77(3), 860-876.

<http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2012.0275>.

Adhikari, K., Minasny, B., Greve, M.B. and Greve, M.H., 2014b. Constructing a soil class map of Denmark based on the FAO legend using digital techniques. *Geoderma* 214-215, 101-113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.09.023>.

Andersen, H.E., Baatrup-Pedersen, A., Blicher-Mathiesen, G., Christensen, J.P., Heckrath, G., Nordemann Jensen, P. (red.), Vinther, F.P., Rolighed, J., Rubæk, G. & Søndergaard, M. 2016. Redegørelse for udvikling i landbrugets fosforforbrug, tab og påvirkning af Vandmiljøet. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 86 s. - Teknisk rapport fra DCE - Nationalt Center for Miljø og Energi nr. 77.

Appelo, C.A.J., Postma, D. 2005. *Geochemistry, groundwater and pollution*. 2nd ed. CRC Press, Boca Raton.

Borggaard, O.K., Jørgensen, S.S., Møberg, J.P. and Raben-Lange, B., 1990. Influence of organic matter on phosphate adsorption by aluminium and iron oxides in sandy soils. *J. Soil Sci.* 41(3), 443-449. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2389.1990.tb00078.x>.

Borggaard, O.K., Szilas, C., Gimsing, A.L. and Rasmussen, L.H., 2004. Estimation of soil phosphate adsorption capacity by means of a pedotransfer function. *Geoderma* 118(1-2), 55-61. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7061\(03\)00183-6](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7061(03)00183-6).

Brady, N.C. and Weil, R.R., 2014. *The nature and properties of soils*. Prentice-Hall Inc.

Fick, S.E. and Hijmans, R.J., 2017. WorldClim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *Int. J. Climatol.* 37(12), 4302-4315. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.5086>.

Frossard, E., Fardeau, J.C., Ognalaga, M., Morel, J.L. 1992. Influences of agricultural practices, soil properties and parent material on the phosphate buffering capacity of cultivated soils developed under a temperate climate. *Eur. J. Agron.* 1, 45-50.

Jakobsen, P.R., Hermansen, B. and Tougaard, L., 2015. Danmarks digitale jordartskort 1:25000 version 4.0. GEUS.

Kronvang, B., Bechmann M., Lundekvam H., Behrendt H., Rubæk G. H., Schoumans O.F., Syversen N., Andersen H.E. and Hoffmann C.C. 2005. Phosphorus losses from agricultural areas in river basins: effects and uncertainties of targeted mitigation measures. *J. Environ. Qual.* 34, 2129-2144.

Kronvang, B., Rubæk, G.H., Heckrath, G. 2009. International phosphorus-workshop: diffuse phosphorus loss to surface water bodies — risk assessment, mitigation options and ecological effects in river basins. *J. Environ. Qual.* 38, 1924-1929.

- Raulund-Rasmussen, K., Borggaard, O.K., Hansen, H.C.B., Olsson, M. 1998. Effect of natural organic soil solutes on weathering rates of soil minerals. *Eur. J. Soil Sci.* 49, 397-406.
- Madsen, H.B., Jensen, N.H. 1992. Pedological regional variations in well-drained soils, Denmark. *Geografisk Tidsskrift* 92,61-6
- Madsen, H.B., Nørr, A.H. and Holst, K.A., 1992. The Danish soil classification. The Royal Danish Geographical Society, Copenhagen, Denmark.
- McBratney, A.B., Mendonça Santos, M.L. and Minasny, B., 2003. On digital soil mapping. *Geoderma* 117(1-2), 3-52. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7061\(03\)00223-4](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7061(03)00223-4).
- McClain, M.E., Boyer, E.W., Dent, C.L., Gergel, S.E., Grimm, N.B., Groffma, P.M., Hart, S.C., Harvey, J.W., Johnston, C.A., Mayorga, E., McDowell, W.H., Pinay, G. 2003. Biogeochemical hot spots and hot moments at the interface of terrestrial and aquatic ecosystems. *Ecosystems* 6, 301-312.
- McGechan, M.B., Lewis, D.R. 2002. Sorption of Phosphorus by Soil, Part 1: Principles, Equations and Models. *Biosystems Engineering* 82, 1-24.
- Meinshausen, N., 2006. Quantile regression forests. *Journal of Machine Learning Research* 7(Jun), 983-999.
- Minasny, B. and McBratney, A.B., 2006. A conditioned Latin hypercube method for sampling in the presence of ancillary information. *Comput. Geosci.* 32(9), 1378-1388. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2005.12.009>.
- Muscarella, R., Galante, P.J., Soley-Guardia, M., Boria, R.A., Kass, J.M., Uriarte, M., Anderson, R.P. and McPherson, J., 2014. ENMeval: An R package for conducting spatially independent evaluations and estimating optimal model complexity for Maxent ecological niche models. *Methods Ecol. Evol.* 5(11), 1198-1205. <http://dx.doi.org/10.1111/2041-210x.12261>.
- Møller, A.B., Beucher, A., Iversen, B.V. and Greve, M.H., 2017. Prediction of soil drainage classes in Denmark by means of decision tree classification. *Geoderma* 352, 314-329. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.10.015>.
- Møller, A.B., Beucher, A., Iversen, B.V. and Greve, M.H., 2018. Predicting artificially drained areas by means of a selective model ensemble. *Geoderma* 320, 30-42. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.01.018>.
- Møller, A.B., Beucher, A.M., Pouladi, N. and Greve, M.H., 2019a. Oblique geographic coordinates as covariates for digital soil mapping. *SOIL Discuss.* <http://dx.doi.org/10.5194/soil-2019-83>.
- Møller, A.B., Malone, B., Odgers, N.P., Beucher, A., Iversen, B.V., Greve, M.H. and Minasny, B., 2019b. Improved disaggregation of conventional soil maps. *Geoderma* 341, 148-160. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.01.038>.
- Norgaard, T., de Jonge, L.W., Moldrup, P., Olsen, P., Johnsen, A., R. 2015. Can simple soil parameters explain field-scale variations in Glyphosate-, Bromoxynil octanoate-, Diflufenican-, and Bentazone mineralization? *Water Air Soil Pollut* (2015) 226: 262

- Padarian, J., Minasny, B. and McBratney, A.B., 2020. Machine learning and soil sciences: a review aided by machine learning tools. *Soil* 6(1), 35-52. <http://dx.doi.org/10.5194/soil-6-35-2020>.
- Paradelo, M., Norgaard, T., Moldrup, P., Ferré, T.P.A., Kumari, K.G.I.D., Arthur, E., de Jonge, L.W. 2015. Prediction of the glyphosate sorption coefficient across two loamy agricultural fields. *Geoderma* 259-260, 224-232.
- Paradelo, M., Hermansen, C., Knadel, M., Moldrup, P., Greve, M.H., de Jonge, L.W. 2016. Field-scale predictions of soil contaminant sorption using visible-near infrared spectroscopy. *J. Near Infrared Spectrosc.* 24, 281-291.
- Poulsen H.D., Rubæk G.H. (eds.) 2005. Fosfor i dansk landbrug. DJF rapport Husdyrbrug nr. 68. Aarhus Universitet, Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultet. 211 p.
- Roudier, P., Hewitt, A.E. and Beaudette, D.E., 2012. A conditioned Latin hypercube sampling algorithm incorporating operational constraints. *Digital Soil Assessments and Beyond*, 227-231. <http://dx.doi.org/10.1201/b12728-46>.
- Samuel, A.L., 1959. Some studies in machine learning using the game of checkers. *IBM J. Res. Dev.* 3(3), 210-229. <http://dx.doi.org/10.1147/rd.33.0210>.
- Schoumans O.F. 2000. Determination of the degree of phosphate saturation in non-calcareous soils. In: G.M. Pierzynski, editor. *Methods of phosphorus analysis for soils, sediments, residuals and waters*. Raleigh NC, USA. Coop. Ser. Bull. 396, Publ. SERA-IEG-17., North Carolina State University, pp. 31-34.
- Schoumans, O.F., Groenendijk, P. 2000. Modelling soil phosphorus levels and phosphorus leaching from agricultural land in the Netherlands. *J. Environ. Qual.* 29, 111-116.
- Schoumans, O.F., Chardon, W. 2015. Phosphate saturation degree and accumulation of phosphate in various soil types in The Netherlands. *Geoderma* 237-238, 325-335.
- Schwertmann, U., Schieck, E. 1980. Das Verhalten von Phosphat in eisenoxidreichen Kalkgleyen der Münchner Schotterebene. *Zeitschrift Pflanzenernährung Bodenkunde* 143, 391-401.
- Taghizadeh-Toosi, A., Olesen, J.E., Kristensen, K., Elsgaard, L., Østergaard, H.S., Lægdsmand, M., Greve, M.H. and Christensen, B.T., 2014. Changes in carbon stocks of Danish agricultural mineral soils between 1986 and 2009. *Eur. J. Soil Sci.* 65(5), 730-740. <http://dx.doi.org/10.1111/ejss.12169>.
- Torrent, J., Barron, V., Schwertmann, U. 1990. Phosphate adsorption and desorption by goethites differing in crystal morphology. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 1007-1012.
- Van Der Zee, S.E.A.T.M. and Van Riemsdijk, W.H., 1986. Sorption kinetics and transport of phosphate in sandy soil. *Geoderma* 38(1-4), 293-309. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7061\(86\)90022-4](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7061(86)90022-4).

Van der Zee, S.E.A.T.M., Van Riemsdijk, W.H., De Haan, F.A.M. 1990. Het protocol fosfaatverzadigde gronden. Deel 1: Toelichting. Vakgroep Bodemkunde en Plantevoeding, Landbouwniversiteit, Wageningen.

Vaysse, K. and Lagacherie, P., 2017. Using quantile regression forest to estimate uncertainty of digital soil mapping products. *Geoderma* 291, 55-64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.12.017>.

Väänänen, R., Hristov, J., Tanskanen, N., Hartikainen, H., Nieminen, M. and Ilvesniemi, H., 2008. Phosphorus sorption properties in podzolic forest soils and soil solution phosphorus concentration in undisturbed and disturbed soil profiles. *Boreal Env. Res.* 13(6), 553–567.

Bilag 3 Mapping leaching of dissolved phosphorus from Danish agricultural soils

Jonas Rolighed¹

Academic quality assurance: Rasmus Jes Petersen¹

¹Department for Bioscience, AU

Contents

1	Introduction	173
1.1	Background	173
1.2	Aim and objective	173
1.3	Phosphorus in soil and water	174
1.3.1	Relation between soil P and P in soil solution	174
2	Data and methods	175
2.1	Soils	175
2.2	Suction cup and tile drain measurements in agricultural monitoring catchments	176
2.3	Analytical methods	177
2.3.1	Reversibly adsorbed FeO-P	177
2.3.2	Water extractable P	177
2.3.3	Olsen P	178
2.3.4	Oxalate extractable P, Al and Fe	178
2.3.5	0.01M CaCl ₂ -extractable P	178
2.3.6	P enrichment	179
3	Results	179
3.1	DRP in 0.01 M CaCl ₂ extracts, suction cups and tile drains	179
3.2	DRP in 0.01M CaCl ₂ extracts and soil P tests	181
3.3	Relation between Olsen P, P _w and FeO-P	182
3.4	Determination of Langmuir parameters	183
4	Modelling soil solution P and P transport in monitored fields	184
4.1	Model overview	184
4.1.1	Vertical water transport	185
4.1.2	Equilibrium P concentration in the soil profile	186
4.1.3	Model setup	187
4.2	Measured and simulated DRP concentrations	187
4.2.1	DRP concentration in 0.01 M CaCl ₂ 1:4 (w:v) extracts	187
4.2.2	DRP concentration in suction cups	188
4.2.3	DRP concentration in tile drains	189
4.2.4	DRP transport in tile drains	191
5	Modelling soil solution P and P transport in Denmark	191
5.1	Data	192
5.1.1	Field map 2019	192
5.1.2	Phosphorus sorption capacity (Al + Fe)	192

5.1.3	Soil P content	193
5.1.4	Presence of tile drains	195
5.2	Results	196
5.2.1	DRP concentration in soils	196
5.2.2	DRP transport in tile drains	196
5.3	Sensitivity	198
5.4	Uncertainties	198
6	References	199
7	Appendix	203
7.1	24 h, 48 h and 72 h FeO-P experiment results.	203
7.2	TP:DRP ratio in soil and drain water	203
7.3	Topsoil-subsoil relations	204
7.3.1	Introduction	204
7.3.2	Methods	204
7.3.3	Results	204

1 Introduction

1.1 Background

Only few models address P loss in drainage water, as the diffuse loss of P in surface runoff is historically considered the greatest P loss pathway in many landscapes (Baker et al., 1975; Skaggs et al., 1994). However, in flat, intensively drained landscapes like the Danish, the amount of P lost through tile drains may locally be significant (Andersen et al., 2016).

One approach to estimate the subsurface P leaching is by applying mechanistic models. These models dynamically describe nutrient cycles and water transport both on the surface and subsurface. However, they are very demanding with respect to input data and often require a large number of physical, chemical and biological input parameters to describe the nutrient transport of a field or catchment accurately. Such a model describing the Danish hydrological pathways was developed by Højberg et al. (2015) and has been used for a national mapping of nitrogen retention of catchments (Højberg et al., 2015b).

Simple methods for quantifying subsurface P loss on field and regional scales are rare. An example of previous work to estimate the risk P-loss for Danish catchments was done by Andersen et al. (2006). They developed a simple, empirical index based on easily accessible data. The tool produced an estimate of the relative importance of the P loss pathways from fields, but did not quantify the amount of lost P.

1.2 Aim and objective

The overall aim was to develop and apply a simple empirical-based model able to estimate average subsurface P transport from a field on mineral soil from relatively few inputs regarding P status, soil characteristics, hydrology

and local transport pathways. Inputs were based on both existing and newly generated knowledge regarding P sorption kinetics of Danish soils.

A central part of the methodology used in this report was developed by Schoumans et al. (2013) and has previously been applied to Dutch and Danish fields and catchments (van der Salm et al., 2011). In this report, we further investigate the parameterization of the Langmuir sorption model, i.e. the P sorption characteristics of Danish soils. We investigate the factors controlling the reactive phosphorus concentration in the soil water as determined by the amount of phosphorus adsorbed to the soil as well as associated soil attributes, e.g. P sorption capacity in the form of iron and aluminium. Furthermore, we use the new parameterization of the Langmuir sorption model to estimate P in soil solution on field and catchment scale and also test a newly developed model based on machine learning techniques to estimate the water transport in the soil matrix and in macropores from drained fields. The transport of organic P and particulate P is not considered in the current study.

1.3 Phosphorus in soil and water

In Denmark, the subsurface leaching of P is largely determined by the amount of accumulated P in the soil and the hydrological connectivity between the field and the water body. Due to a long history of fertilization of Danish fields, the soil P status and the soil sorption capacity will usually be the main factor determining the risk of P leaching. According to Kyllingsbæk (2008) and Vinter and Olsen (2019), on average 1500 kg P ha⁻¹ have accumulated in the agricultural soil in the period 1990-2018 with an average surplus application of 7 kg P ha⁻¹ in the period 2008-2018.

1.3.1 Relation between soil P and P in soil solution

Theory

The fast, reversible adsorption of inorganic P in soil and soil solution in acid, sandy soils may be described with the Langmuir kinetics equation (van der Zee et al., 1987):

$$\frac{dQ}{dt} = k_a C(Q_{max} - Q) - k_d Q \quad (1)$$

where Q (mmol kg⁻¹) is the amount of reversibly adsorbed P, k_a (L mmol h⁻¹) is the adsorption rate constant, C (mmol L⁻¹) the inorganic P concentration in the soil solution, Q_{max} (mmol kg⁻¹) the adsorption maximum and k_d (h⁻¹) the desorption rate constant. At equilibrium, equation (1) can be expressed as

$$Q = \frac{Q_{max} K C}{1 + K C} \quad (2)$$

Where $K = k_a/k_d$ is the adsorption constant.

The amount of reversibly adsorbed P in soil (Q) may be estimated by introducing an infinite sink to a soil sample in solution. When introducing an infinite sink to the soil solution, a negligible P concentration will be ensured due to sufficiently high sorption capacity and affinity of the sink. The following conditions can be assumed to apply:

$$Q = Q_0 \text{ and } C = C_0 \text{ for } t = 0 \quad (3)$$

$$Q = Q(t) \text{ and } C = 0 \text{ for } t > 0 \quad (4)$$

Under such conditions, equation (3) can be integrated to yield

$$Q(t) = Q_0 \exp(-k_d t) \quad (5)$$

k_d can be estimated by fitting results from infinite sink experiments with a contact time of 24 h to equation (5).

Direct measurement of P concentration in the soil solution may be time-consuming and instead, the dissolved reactive P (DRP) concentration may be calculated by the sorption and desorption characteristics described by the Langmuir isotherm (rearrangement of equation (2))

$$C = \frac{Q}{K(Q_{max} - Q)} \quad (6)$$

For many soil types Q_{max} is related to the amount of oxalate-extractable Al and Fe content (van der Zee et al., 1987; Koopmans et al., 2006):

$$Q_{max} = \beta(Al_{ox} + Fe_{ox}) \quad (7)$$

where β is the maximum adsorption fraction. Substituting Q_{max} in equation (6) yields

$$C = \frac{Q}{K(\beta(Al_{ox} + Fe_{ox}) - Q)} \quad (8)$$

2 Data and methods

2.1 Soils

Soil samples originated from two different sources: The 7-km sampling grid network (Kvadratnettet) and the Danish agricultural monitoring program (LOOP) (**Figure 2.1**). 278 topsoils (0-25 cm) from a sampling campaign in 2008 were selected from the 7-km grid network. 29 fields from the Danish agricultural monitoring programme were sampled in 2015 in three depths (0-25 cm, 25-50 cm and 50-100 cm). Prior to analysis, soil material had been air-dried, sieved to <2 mm and stored at room temperature. Samples were assigned to textural classes based the Danish soil classification system and transformed to the USDA classification system using the R package 'soiltexture' (**Figure 2.2**). The LOOP soils were also sampled in 2004, and as the amount of Al and Fe was not analysed in the 2015 campaign, it was assumed equal to the values obtained in 2004.

Figure 2.1. Overview of soils in the study. Blue dots represent samples from the 7-km sampling grid network (Kvadratnettet). Green dots represent locations of the five catchments in the Danish agricultural monitoring program.

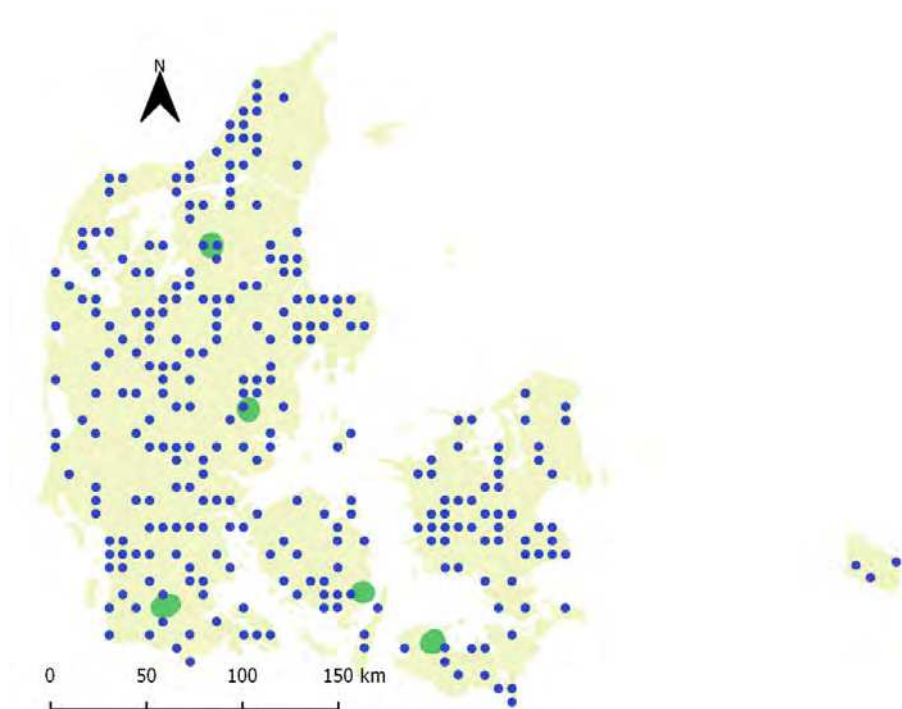
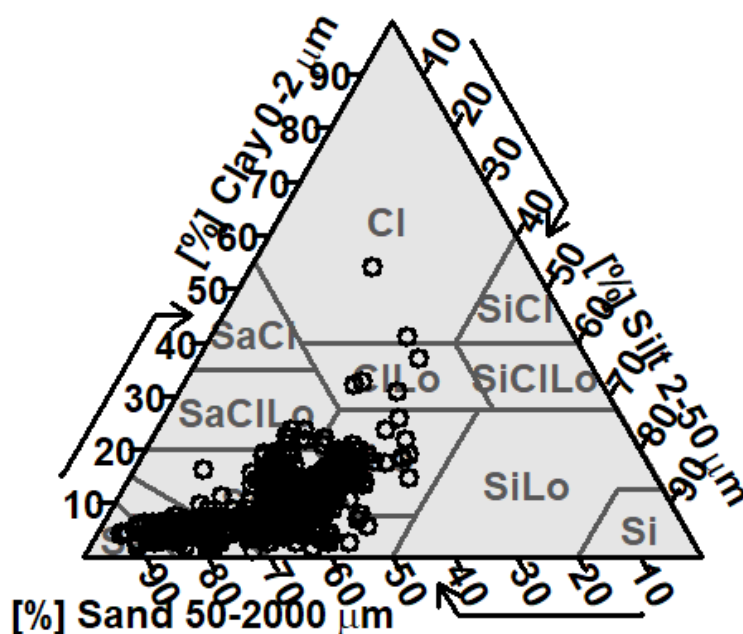


Figure 2.2. Textural composition of soil samples used in the study according to the USDA soil classification system. The majority of soils were classified as sandy loam, loamy sand and loam.



2.2 Suction cup and tile drain measurements in agricultural monitoring catchments

The Danish agricultural monitoring programme consists of five small catchments dominated by agriculture. Each catchment is equipped with soil water sampling stations in six to eight fields. A soil water station consists of 10 Teflon suction cups installed at depth of 1.0 to 1.2m, covering an area of about 100 m². The water samples from the 10 suction cups are mixed into a single sample for analysis. In catchments with drainage runoff, drainage water stations have been established for the continuous measurement of water flow.

Both soil and drainage water is sampled weekly during the runoff period. For details, see Blicher-Mathiesen et al. (2019).

2.3 Analytical methods

2.3.1 Reversibly adsorbed FeO-P

Extraction with iron oxide impregnated paper (FeO paper) was proposed as method to determine the availability of phosphorus to plants and algae, and has been used to quantify the amount of reversibly adsorbed P in soils (van der Zee et al., 1987). The FeO paper acts as an ‘infinite sink’ for P in the soil solution and keeps the concentration of P in the solution negligibly low, causing P to desorb continuously from the soil. The method has been used in many studies in different variations, see Chardon et al. (1996) and Menon et al. (1996) for a review of the method and its applications. Production procedure and effective area of the FeO paper, ionic strength of the extracting solution, shaking or rotation strength and time will all affect the amount of P extracted from the soil (Chardon et al., 1996).

The FeO papers in this study were produced according to the recommendations of Chardon et al. (1996). For the extraction procedure, 1.25 g of soil was added to a solution of 50 ml of 0.0025 M CaCl₂ and 0.0025 M KCl and rotated end-over-end at 15 RPM for a period of 1 h, 3 h, 7 h, 24 h, 48 h or 72 h with a 2.5 cm × 9 cm FeO paper held in place by a screen mesh. The 1 h, 3 h, 7 h and 24 h extractions were made on separate soil samples, using a single FeO paper for each extraction. The 48 h and 72 h, however, were done using a sequential extraction, where the FeO paper was replaced every 24 h using the same soil sample. See **Table 2.1** for an overview of number of extractions and extraction times. After the rotation period, the FeO paper was cleaned with an airbrush to remove adhering soil particles. The FeO paper was air-dried and extracted in 40 ml 0.1 M H₂SO₄ for at least 1 hour, after which the extractant was neutralized and DRP was determined in the solution.

Table 2.1. Number of extractions and extraction times using FeO paper. The samples in ‘LOOP’ and ‘Kvadratnettet’ are untreated soil samples, while ‘Kvadratnettet, 90 PPM’ are P enriched soil samples (see section 2.3.6).

Sample source	Depth	Number of extractions using FeO paper					
		1h	3h	7h	24h	48h	72h
Kvadratnettet	0-25 cm	83	83	83	276	10	10
Kvadratnettet, 90 PPM	0-25 cm				10	10	10
LOOP	0-25 cm	29	29	29	29		
	25-50 cm				29		
	50-100 cm				29		

2.3.2 Water extractable P

The amount of water extractable P (P_w , Sissingh (1971)) is used as a soil test used for fertilizer recommendations in the Netherlands. P_w is originally determined at a 1:60 soil:solution ratio, where about 1.2 g of soil is incubated with 2 mL of water for 20 h. After incubation, 70 mL water is added, and the solution is shaken for 1 h, after which it is filtered and P is measured according to Murphy and Riley (1962).

In this study P_w was determined according to a slightly modified method. 1 g of soil was equilibrated with 1 ml of deionized water for 17 h. 49 ml of deionized water was added to the equilibrated sample and rotated end-over-end at 20 RPM for 1 h. Samples were centrifuged at 1800g for 10 minutes and molybdate reactive phosphorus (MRP) was determined in the supernatant according to Murphy and Riley (1962).

2.3.3 Olsen P

Bicarbonate extraction of P is the standard soil P test in Denmark ("Olsen P" expressed as mg P per kg soil or "P-tallet" or "Pt", expressed as mg P per 100g soil). It forms the basis for Danish P fertilizer recommendations. In this study, Olsen P (Olsen, 1954) was determined in a sodium bicarbonate extraction according to Banderis et al. (1976).

2.3.4 Oxalate extractable P, Al and Fe

The oxalate extractable P has been interpreted as being the amount of total sorbed, inorganic phosphorus, i.e. the sum of reversibly adsorbed P associated with Al- and Fe- (hydr)oxides and the practically irreversibly sorbed P, which is often described as P diffused into aggregates or P precipitates (Schoumans and Groenendijk, 2000). Oxalate extractable Al and Fe is a measure for the amount of amorphous Al- and Fe-(hydr)oxides, which controls the total sorption capacity for inorganic reversibly sorbed P in non-calcareous sandy soils (van der Zee and van Riemsdijk, 1988; Schoumans and Groenendijk, 2000).

Oxalate extractable Al, Fe and P were determined by ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry) after extraction with acid ammonium oxalate (Schwertmann, 1964).

The degree of P saturation (DPS) was first described by van der Zee et al. (1990) for non-calcareous, sandy soils. In these soils, P reacts predominantly with Al- and Fe-(hydr)oxides and thus, it is assumed that the maximum sorption capacity of inorganic P (PSC) may be calculated from the amount of oxalate extractable Al and Fe:

$$PSC = \alpha(Al_{ox} + Fe_{ox}) \quad (9)$$

in which the saturation factor α represents the P sorption affinity of the Al- and Fe-(hydr)oxides. The α value will be soil dependent, but an average α value of 0.5 is commonly used (van der Zee et al., 1990; Schoumans and Groenendijk, 2000), yielding

$$DPS = \frac{P_{ox}}{0.5 (Al+Fe)_{ox}} 100\% \quad (10)$$

In the Netherlands, a critical P saturation degree of 25% has been defined. P saturation degrees above this threshold may result in soil water containing more than 0.1 mg P L⁻¹ leaching into the groundwater (van der Zee et al., 1990).

2.3.5 0.01M CaCl₂-extractable P

To obtain soil solution by *in situ* extraction with porous suction cups or by centrifugation of fresh soil samples is difficult and expensive. Therefore, methods have been developed to simulate soil solution by a water extraction or extraction in a solution with a low concentration of CaCl₂. Sonneveld et al.

(1990) suggested using a soil:solution ratio of 1:2, while others have used 1:3 (Börling et al., 2001), 1:4 (Chardon et al., 2007), 1:5 (McDowell and Condron, 2004) or 1:10 (Houba et al., 1986; Koopmans et al., 2006), as well as different extraction times and methods for shaking. Koopmans et al. (2006) reported higher MRP concentrations in 1:2 (w:v) water extractions when using dried compared to field-moist samples.

In this study, in order to simulate soil solution P in equilibrium with P adsorbed to the soil, 10 g of soil was added to 40 ml 0.01 M CaCl₂ solution (soil:solution (w:v) ratio of 1:4), which was rotated end-over-end for 24 h at 20° C. The samples were centrifuged at 1800 g for 10 minutes and the dissolved reactive P was determined in the supernatant with the molybdate blue method (Murphy and Riley, 1962).

2.3.6 P enrichment

A subset of 10 soil samples from the 7-km grid net were chosen for a P enrichment experiment in order to get a better representation of soils with very high P status.

40 g of each soil was added to 2 L of an electrolyte solution (0.0025 M CaCl₂, 0.0025 M KCl) and 90 ppm P. The soils were shaken end-over-end at 20 rpm at 20°C for 24h, after which the solution was filtered through a 0.45 µm filter on a Büchner funnel under vacuum. In order to rinse out the remaining P saturation solution, 10ml of electrolyte solution (0.0025 M CaCl₂, 0.0025 M KCl) was applied to the soil four times. The soil was air-dried, removed from the filter paper and subsequently analysed for FeO-P (24 h, 48 h and 72 h), P_w and 0.01 M CaCl₂-extractable P in two replicates.

3 Results

3.1 DRP in 0.01 M CaCl₂ extracts, suction cups and tile drains

The DRP concentration in 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w:v) extractions performed on subsoils (50-100cm) sampled in 2015 ranged from 0.03 to 0.17 mg L⁻¹ (Figure 3.1). The DRP in filtered soil water from suction cups measured weekly in the LOOP catchments in the period 2014-2015 ranged from 0.05 to 0.58 mg L⁻¹. P concentrations in suction cups were generally low; only a single station had an average DRP concentration above 0.05 mg L⁻¹. Generally, there was good agreement between the level of DRP in suction cups and DRP in the 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w:v) extracts.

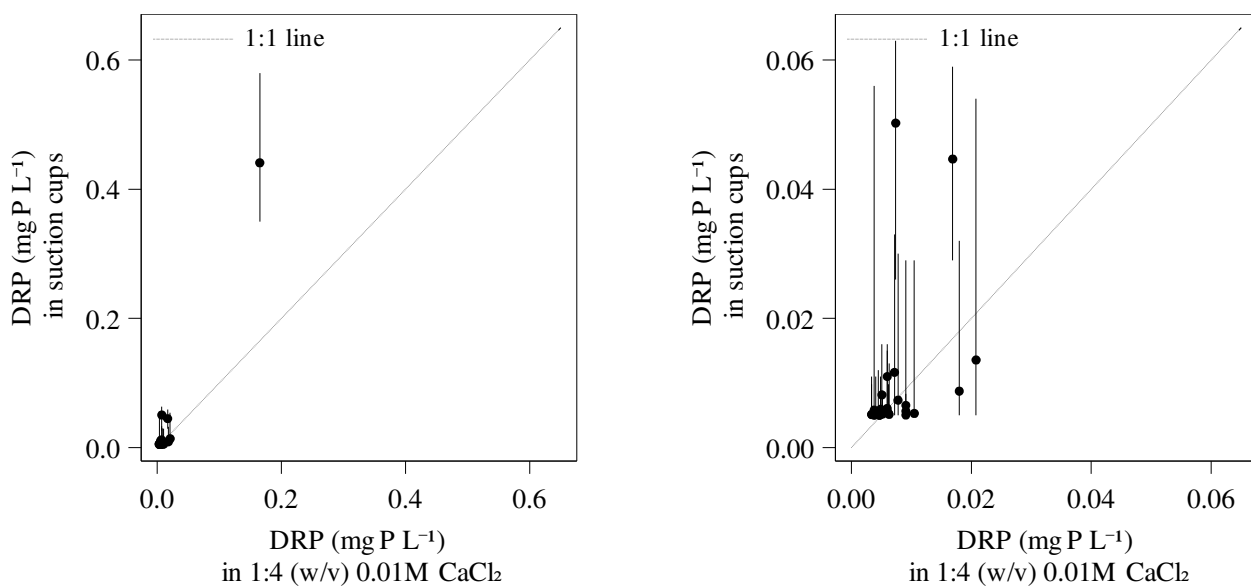


Figure 3.1. Left: Average DRP in filtered soil water from 29 agricultural monitoring stations equipped with suction cups (data from 2014-2015) against DRP concentration in 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w/v) extracts. Bars represent the minimum and maximum measured DRP concentration in 2014-2015. Right: Zoom of left figure.

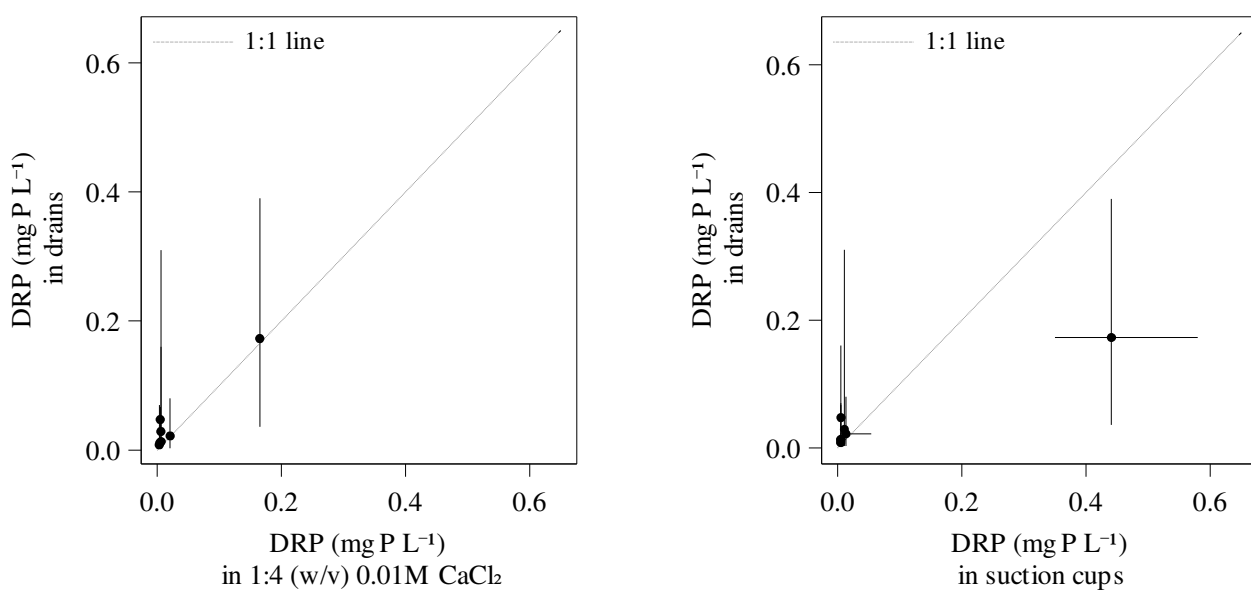


Figure 3.2. Left: Average DRP in drain water from 7 agricultural monitoring stations (data from 2014-2015) against DRP concentration in 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w/v) extracts. Bars represent the minimum and maximum measured DRP concentration in 2014-2015. Right: Average DRP in drain water from 7 agricultural monitoring stations (data from 2014-2015) against average DRP in filtered soil water.

A similar pattern could be observed when comparing DRP in 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w:v) extractions with DRP concentration in tile drains (**Figure 3.2**, left); the average DRP concentration in drain water was low with the exception of a single monitoring station, which also had an elevated DRP concentration in drain water and in the 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w:v) extraction. The range for DRP in drain water was 0.002 to 0.39 mg L⁻¹. Generally, an elevated DRP concentration in suction cups could also be observed in the DRP concentration of the tile drains (**Figure 3.2**, right).

3.2 DRP in 0.01M CaCl₂ extracts and soil P tests

The overall picture was very similar for all three soil P tests (P_w , FeO-P and Olsen P) when compared to DRP in 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w:v) extracts (**Figure 3.3** and **Figure 3.4**); the different extraction methods were all positively correlated with DRP in 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w:v) extracts and the adjusted R^2 (R^2_{adj}) was high (>0.86), when including the enriched soil samples in the analysis. Excluding the enriched samples from the analysis (not shown) yielded a lower R^2_{adj} (0.63, 0.53 and 0.28 for P_w , FeO-P and Olsen P, respectively).

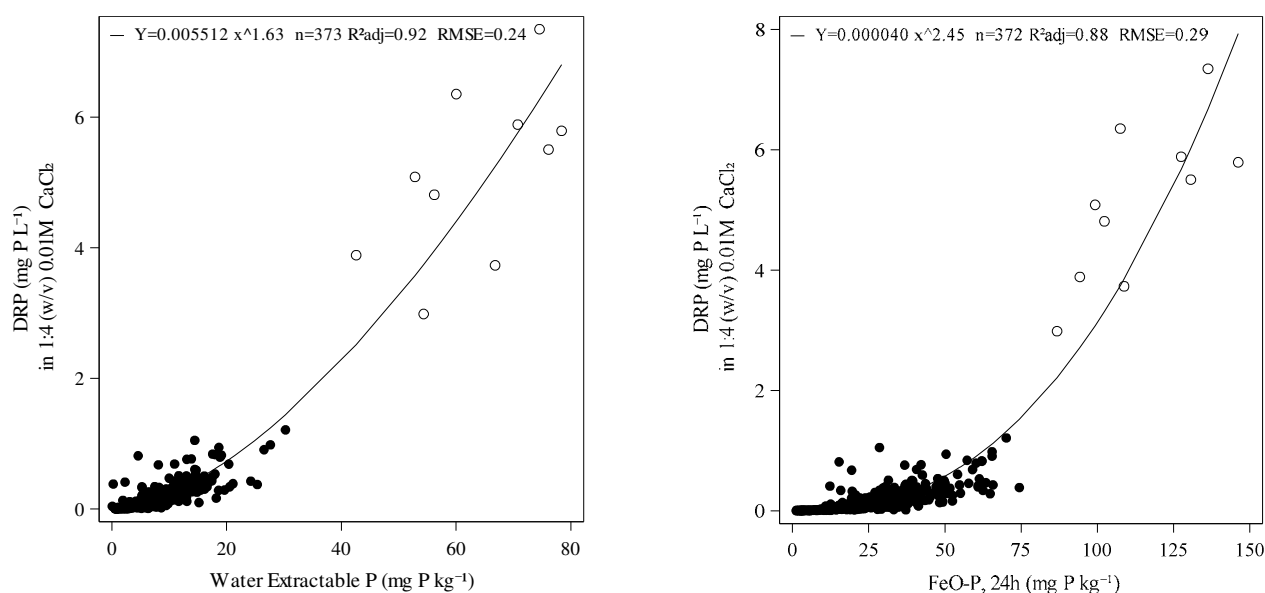


Figure 3.3. Left: Relationship between water extractable P and DRP in 0.01M CaCl₂ 1:4 (w:v) extracts. Right: Relationship between 24h FeO-P and DRP in 0.01M CaCl₂ 1:4 (w:v) extracts. Open circles symbolize soil samples enriched in a 90ppm P solution for 24h prior to extraction (see section 2.3.6).

Oxalate extractable P correlated poorly with DRP in 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w:v) extracts (not shown, $n=276$, $R^2_{adj}=0.13$), which is similar to the findings of Hooda et al. (2000) who compared oxalate extractable P with P release from soil samples successively diluted with distilled water. DPS (9), on the other hand, correlated fairly well with DRP in 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w:v) extracts ($R^2_{adj}=0.52$, **Figure 3.4** right).

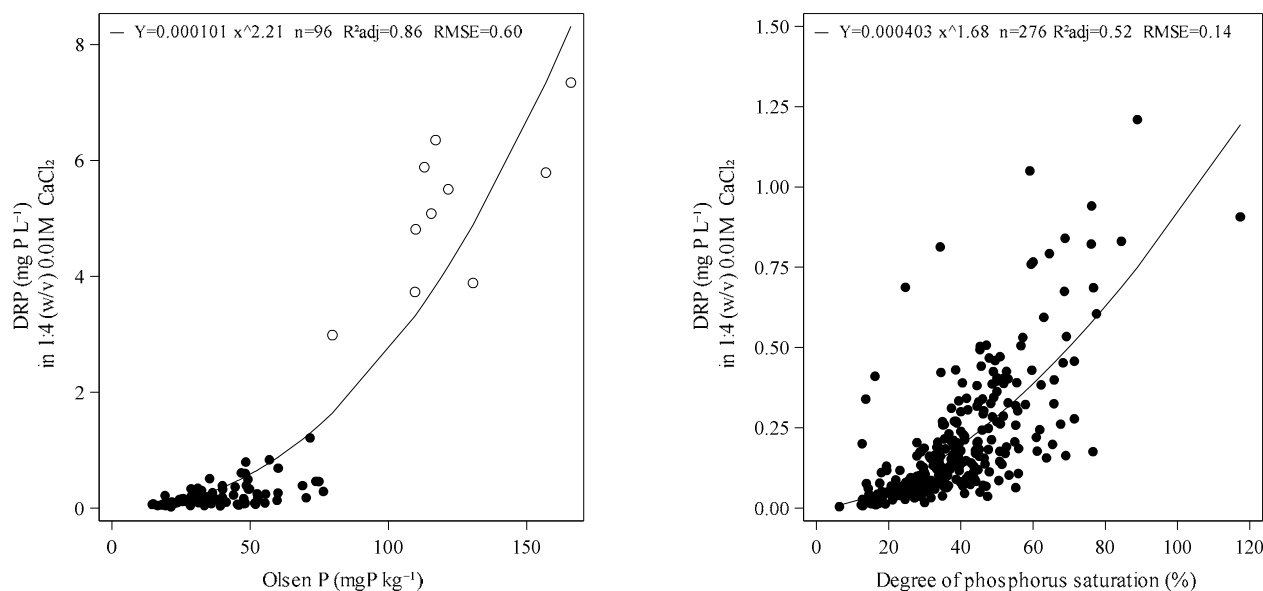


Figure 3.4. Left: Relationship between Olsen P and DRP in 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w:v) extracts. Right: Relationship between the degree of phosphorus saturation and DRP in 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w:v) extracts. Open circles symbolizes soil samples enriched in a 90 ppm P solution for 24 h prior to extraction (see section 2.3.6).

3.3 Relation between Olsen P, P_w and FeO-P

Of the three extraction methods Olsen P, P_w and FeO-P, Olsen P extracted the largest amount of P, though the range was somewhat similar for Olsen P and FeO-P. Unsurprisingly, Both P_w and FeO-P correlated well with Olsen P ($R^2_{adj} = 0.66$ and $R^2_{adj} = 0.68$, respectively, **Figure 3.5**).

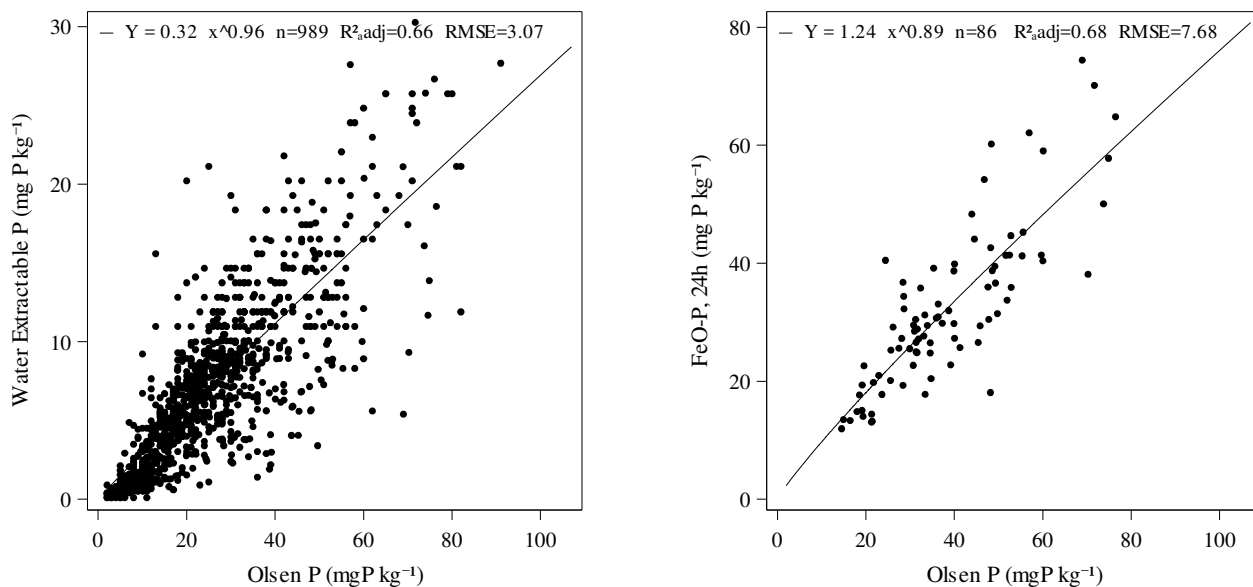


Figure 3.5. Left: Relationship between Olsen P and P_w in top- and sub-soil samples ($n = 989$) from the agricultural monitoring programme (LOOP) and the national grid sampling network (Kvadratnettet). Right: Relationship between Olsen P and FeO-P in top- and sub-soil samples ($n = 86$) from the agricultural monitoring programme (LOOP) and the national grid sampling network (Kvadratnettet).

3.4 Determination of Langmuir parameters

The desorption rate constant, k_d , was estimated for 112 topsoil samples using non-linear regression. FeO-P, 24 h (amount of P extracted with a single FeO-paper after 24 h) was used as Q_0 in equation (5) (see example in **Figure 3.6**). The average k_d for all samples was 0.173 h^{-1} (S.D. $\pm 0.05 \text{ h}^{-1}$), which is close to the value reported by van der Zee et al. (1987) for nine sandy soils ($0.2 \pm 0.08 \text{ h}^{-1}$) as well as three sandy soil from Denmark (0.12 , 0.15 and 0.18 h^{-1} (van der Salm et al., 2011)). k_d was found to be unrelated to the amount of P (Total P, Olsen P, FeO-P, CaCl_2 -P, Oxalate extractable P, P_w) or oxalate extractable Al or Fe in the soil.

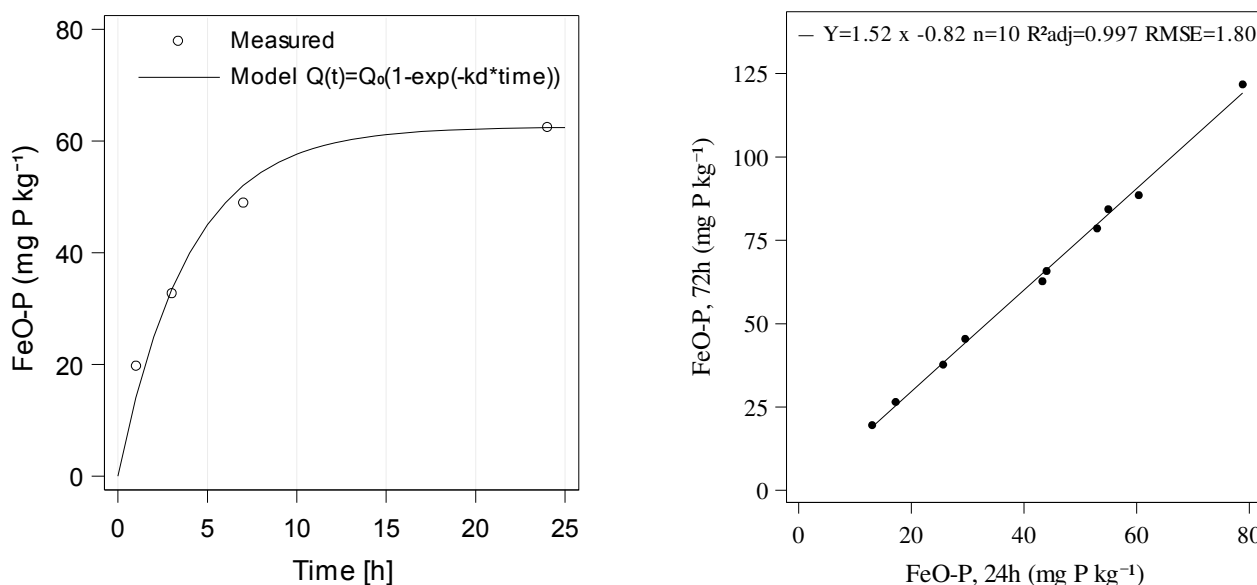


Figure 3.6. Left: Example of desorption of phosphorus onto FeO paper as function of time. Soil sample from topsoil on LOOP station 601, $k_d = 0.25$, $Q_0 = 62.5 \text{ mg P kg}^{-1}$. Non-linear regression of the desorption rate constant k_d (equation (5)) is shown as a solid line. Right: Relation between amount of P extracted with a single FeO paper for 24h and the amount of P extracted after 72h using sequential extraction with three FeO papers replaced every 24h. The solid line represents a linear regression. Parameter estimates are shown above the line.

The combined effect of extraction time and the sum of sequential extractions with multiple FeO papers is presented in Figure 3.6 and Appendix 7.1. Compared to 24h extraction with a single FeO paper, a sequential 72h extraction with 3 FeO papers extracted about one and a half times as much P. After 72h, the P concentration in the extraction solution was negligible (see Appendix 7.1).

By plotting the FeO-P against DRP in $0.01M \text{ CaCl}_2$ extracts the Langmuir desorption isotherm is constructed by fitting equation (8) (Figure 3.7, left). For the regression, it was chosen to use values from the 72 h FeO-P extraction. As the samples not pre-saturated with P were only extracted for 24 h, their values were adjusted according to the relation in figure 09, right. The fitted parameters are $K = 74.43 \text{ (L mmol}^{-1}\text{)}$ and $\beta = 0.084$ (Table 3.1.). The correlation is fairly good with an R^2_{adj} of 0.72. By excluding 25 calcareous soil samples from the analysis, the fitted parameters were $K = 75.93 \text{ (L mmol}^{-1}\text{)}$ and $\beta = 0.083$ with an R^2_{adj} of 0.72 and a RMSE of 0.010 (not shown). Excluding both enriched soil samples and calcareous soil samples, the fitted parameter values changed to $K = 158.98 \text{ (L mmol}^{-1}\text{)}$ and $\beta = 0.057$ with an R^2_{adj} of 0.63 and a RMSE of 0.009 (not shown).

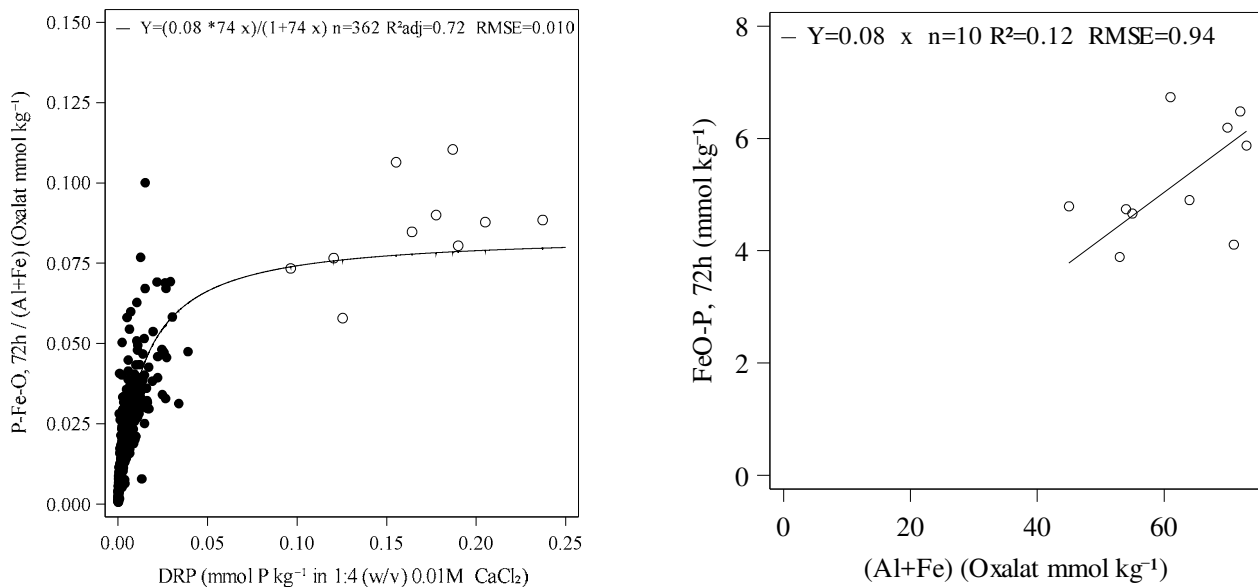


Figure 3.7 Left: Relationship between $\text{FeO-P}/(\text{Al} + \text{Fe})_{\text{ox}}$ and DRP in 0.01 M CaCl_2 1:4 (w:v) extracts. Right: Amount of P desorbed using the FeO-method as a function of the oxalate-extractable metal content in P-saturated soil samples. Open circles symbolizes soil samples enriched in a 90 ppm P solution for 24 h prior to extraction (see section 2.3.6).

According to equation (7), it is also possible to estimate β by linear regression (Figure 3.7, right), using FeO-P of the P enriched soils samples as Q_{max} . The fitted β has a value of 0.084 (Table 3.1), which compares very well to the value obtained from parameter fitting of the Langmuir isotherm.

Table 3.1. Values of K and beta of the Langmuir isotherm fitted to the relationship between DRP in 0.01 M CaCl_2 1:4 (w:v) extracts and $\text{FeO-P}/(\text{Al} + \text{Fe})_{\text{ox}}$, using 0.01 M CaCl_2 1:4 (w:v) extracts as C and FeO-P as Q. 95% confidence intervals (CI) in parenthesis.

Equation	Parameter	Estimate	Std. Error
$C = \frac{Q}{K(\beta(\text{Al}_{\text{ox}} + \text{Fe}_{\text{ox}}) - Q)}$	K (mmol L ⁻¹)	74.43 (CI: 63.28-85.58)	5.69
	β	0.084 (CI: 0.078-0.090)	0.003
$Q_{\text{max}} = \beta(\text{Al}_{\text{ox}} + \text{Fe}_{\text{ox}})$	β	0.084 (CI: 0.075-0.093)	0.005

4 Modelling soil solution P and P transport in monitored fields

4.1 Model overview

Using the kinetics of P sorption and desorption (section -2924944.36), Schoumans and Groenendijk (2000) derived a model from equation (6, to calculate the equilibrium concentration of P in the soil solution from the soil P_w , the standard soil P test in the Netherlands:

$$P_w = \frac{(\alpha_1 - \sqrt{D}) - (\alpha_1 + \sqrt{D})\tau}{2a_2(\tau - 1)} 2.4163 \cdot 10^3 \quad (11)$$

where

$$\alpha_2 = -k_a; \alpha_1 = -k_a(Q_{\text{max}} - Q_0) - k_d s; \alpha_0 = k_d Q_0; s = \frac{1}{\gamma};$$

$$\gamma = \frac{W_{soil}}{V_{H_2O} \cdot 10^3}; W_{soil} = \text{weight of soil sample (kg)}; V_{H_2O} \\ = \text{volume of extractant (m}^3\text{)};$$

$$\tau = \rho e^{rt\sqrt{D}}; \rho = \left(\frac{2\alpha_2 c_1 + a_1 - \sqrt{D}}{2\alpha_2 c_1 + a_1 + \sqrt{D}} \right); D = \alpha_1^2 - 4\alpha_2 a_0; c_1 = \frac{Q_t}{df K (Q_m - Q_0)}$$

$$df = \text{dilution factor after incubation (50)}; t \\ = \text{shaking time after dilution (1 h)}$$

The expression in equation (11) has previously been implemented in the simple model PLEASE (Phosphorus LEAching from Soils to the Environment, Schoumans et al., 2013), which calculates the total P loss by leaching, taking into account the horizontal water flux from soils to surface waters. The model was made with a focus on fields in flat landscapes and with a shallow groundwater table. The calculation of the horizontal water flux was based on a relation between groundwater level and drainage rates. The model was previously set up on both Dutch and Danish soils (van der Salm et al., 2011).

4.1.1 Vertical water transport

In order to adapt the PLEASE model to the Danish agricultural landscape and data availability, it was decided to change the model concept concerning the water flux. Instead of calculating the horizontal water flux, a model concept was chosen, which would calculate the vertical flux of water that leaves the root zone as well as the water that enters the tile drains. The water entering the tile drains was divided into two categories depending on its flowpath and origin. The origin of preferential flow (or macropore flow) was assumed to be at the bottom of the plow layer, hence this water was assumed to have the same P concentration as the equilibrium P concentration in the plow layer soil solution. The preferential flow was assumed to bypass the soil matrix and any sorption or desorption of P would hence be negligible (**Figure 4.1**). The matrix flow was assumed to be in contact with the soil matrix and to have the same P concentration as the equilibrium P concentration of the soil in a given depth. The water entering the tile drain via matrix flow will thus have the same P concentration as the soil solution surrounding the tile drains.

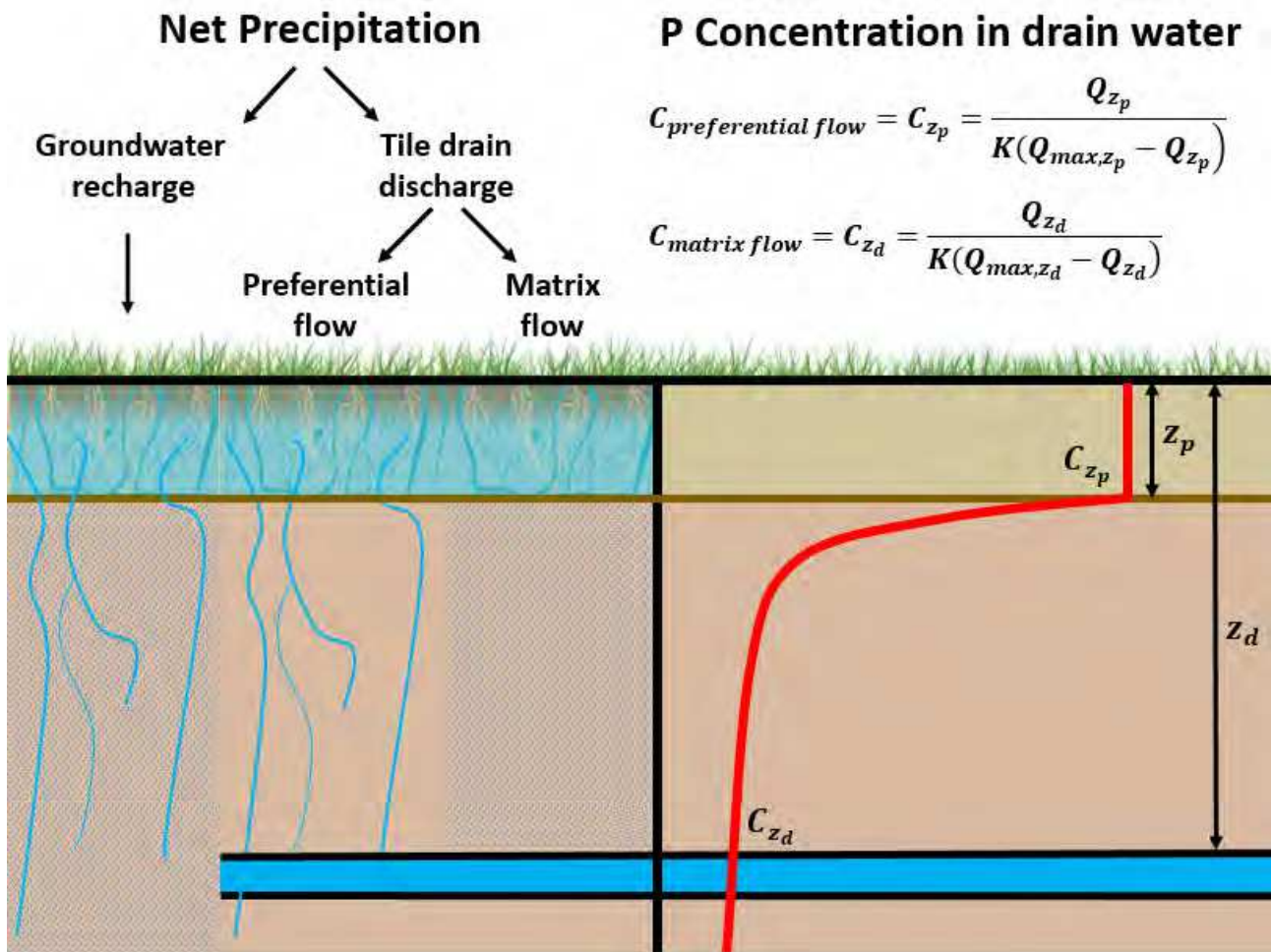


Figure 4.1. Conceptual figure of the P leaching model showing the hydrological pathways and DRP concentration in the soil profile. The plow layer is assumed to have a homogeneous distribution of reversibly sorbed P, Al and Fe and extends from the surface to the brown line. Beneath the plow layer, the concentrations are assumed to decrease gradually with depth.

4.1.2 Equilibrium P concentration in the soil profile

The plow layer, the first layer considered in the model, was assumed homogeneous in terms of distribution of reversibly adsorbed P, Al and Fe and consequently also the DRP equilibrium concentration in 0 to 25 cm depth. In the deeper soil layers, the concentrations were assumed to decrease gradually with depth, as these soil layers are not tilled. Because of the high sorption capacity of the soil, less P accumulates in the deeper soil layers and the soil water P concentration profiles will generally exhibit a significant decrease in DRP concentration of the soil profile just beneath the plow layer.

The number and extent of the soil layers considered may be varied depending on the availability of input data, which is determined by how many soil layers have been sampled and in which depth intervals. In the present setup, the background P concentration was not taken into account.

During model development, it was considered to include the calculation of total P in the soil solution based on an average ratio between DRP and total P in soil and drain water. This idea was abandoned due to the huge uncertainty in the calculation of total P, especially for low concentrations of DRP (see appendix 7.2 for details).

4.1.3 Model setup

The model was set up on the soils described in section 2.1 as well as on drained soils from Andersen et al. (2016). To evaluate model performance, measured DRP concentrations in 0.01 M CaCl₂ extractions and suction cups were compared to simulated P concentration in the deepest soil layer available (50-100 cm and 75-100 cm, depending on the data) (see section 4.2.1 and 4.2.2). As suction cups are fully in contact with the soil matrix in order to function, soil water entering the suction cups is assumed to originate from matrix flow.

The measured DRP concentration in tile drainage, however, is assumed to be a flow-weighted average of preferential flow originating from the plow layer and matrix flow. Simulated P transport was compared to P transport in tile drains in the LOOP catchments (see section 4.2.3).

The drain discharge considered in the model uses input values by Motarjemi et al. (in prep.). Based on machine learning techniques with inputs regarding soil properties and use of hydrological data from the DK-model (Højberg et al., 2015a), they produced national maps with a resolution of 30.4 m predicting the annual drain discharge for the period 1990-2017.

Furthermore, to discriminate between matrix and preferential flow, a new map showing the potential for preferential flow was incorporated (see chapter 4.4 regarding macropore transport and particle mobilization). It mainly uses the clay concentration in the B-horizon to roughly divide drained soils into three classes with 0%, 30% or 60% of the drainage discharge originating from preferential flow. The three classes have an average clay content of about 4%, 9% and 17% in the B-horizon, respectively.

Data on soil properties (P_w , Al_{ox} , and Fe_{ox}) from LOOP stations included three soil layers (0-25 cm, 25-50 cm and 50-100 cm), while drain stations from Andersen et al. (2016) included four soil layers (0-25 cm, 25-50 cm, 50-75 cm and 75-100 cm).

Sorption parameters for the Langmuir equation (eq. (11)) were based on the average Langmuir isotherm for Danish soils (Table 4.1).

Table 4.1. Model input parameters for the Langmuir equation.

K	74.43 L mmol ⁻¹
β	0.084
k_d	0.173 h ⁻¹

4.2 Measured and simulated DRP concentrations

4.2.1 DRP concentration in 0.01 M CaCl₂ 1:4 (w:v) extracts

Measured DRP concentrations in 0.01M CaCl₂ extracts from most Kvadrattet topsoils and LOOP top- and subsoils were lower than 1 mg L⁻¹ (Figure 4.2, left) and the concentrations were reasonably well predicted by the model (Table 4.2), with an R² of 0.57 and RMSE of 0.17, although there was a slight tendency for overestimation. This overestimation especially applied to the LOOP subsoils with very low concentrations of 0.01M CaCl₂ extracts (Figure 4.2, right). The parameterization of the model was based on an average approach, determining the Langmuir equation parameters on 362 soil samples. The majority of these are topsoil samples (see section 3.4 and Table 2.1). This

might generate bias towards topsoils, which contains a larger amount of P and thus, the applied parameters may be better suited for describing topsoils or soil with a larger amount of adsorbed P as compared to soils with very low amounts of adsorbed P.

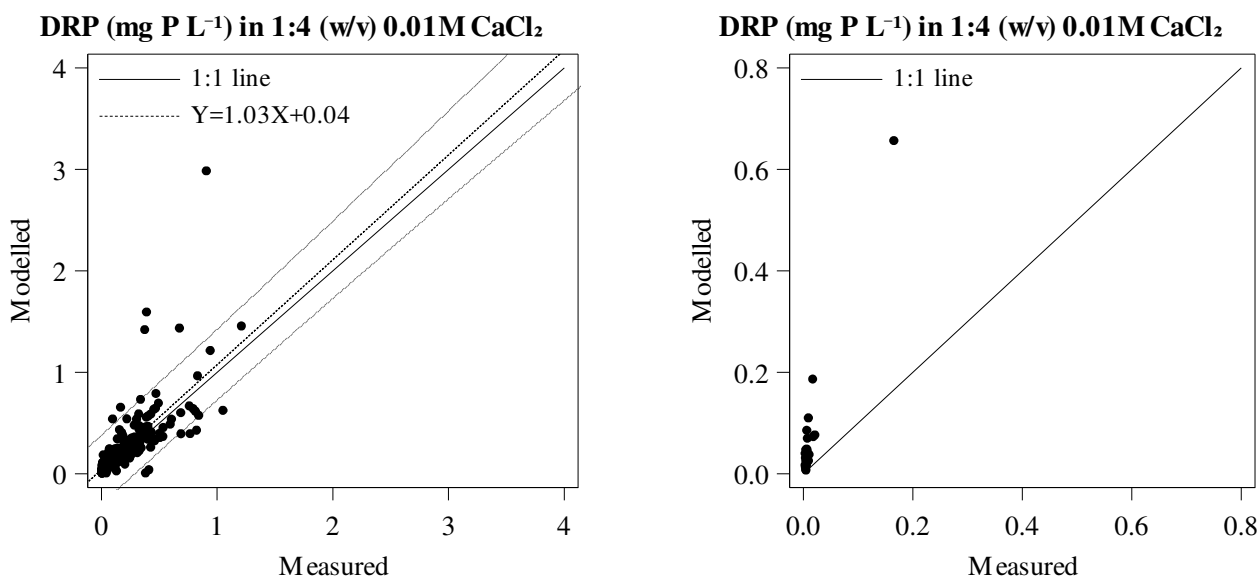
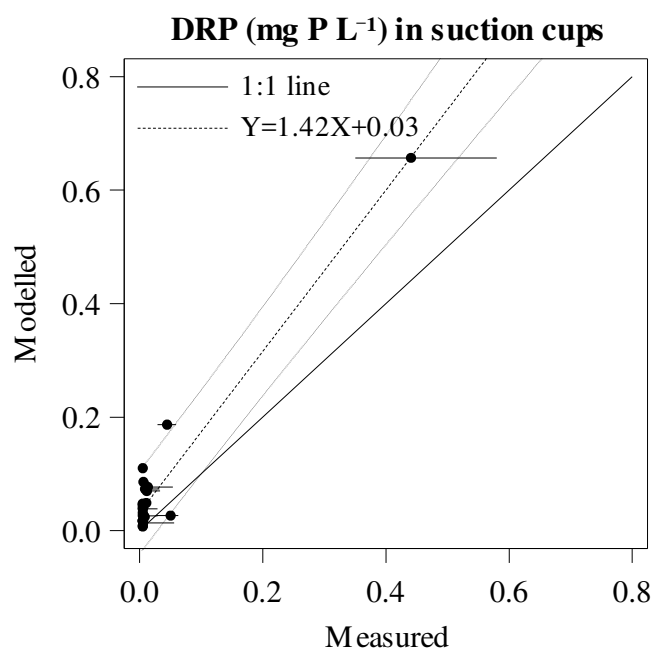


Figure 4.2. Left: Measured and simulated DRP concentration in 0.01M CaCl_2 1:4 (w/v) extracts from Kvadratnettet topsoils and LOOP top and subsoils. The grey band represents the 95% confidence interval for the mean. The dotted lines represent the 95% prediction interval. Right: Measured and simulated DRP concentration in 0.01M CaCl_2 1:4 (w/v) extracts from LOOP subsoils (50-100cm) only.

4.2.2 DRP concentration in suction cups

Measured DRP concentrations in subsoils from LOOP fields equipped with suction cups were low ($<0.1 \text{ mg P L}^{-1}$) with the exception of a single station (Figure 4.3) with an average DRP concentration of 0.4 mg P L^{-1} in the sampling period 2014-2015. The modelled concentrations were overestimated for a majority of the stations, despite a high R^2 of 0.92. There may be several reasons for this. The soils used as input were sampled within a depth ranging from 50 to 100cm. Thus, the P_w -value and the amount of $(\text{Al}+\text{Fe})_{\text{ox}}$ in the model represents an average value for the soil column. The suction cup, on the other hand, is placed in a depth between 1m and 1.2m. For this reason alone, it is expected to see lower DRP concentrations in the suction cups compared to modelled concentrations on the subsoil samples. Furthermore, the parameterization (as described in section 4.2.1) may also cause overestimation, while also local factors regarding P content, binding capacity and hydrology around the suction cups may vary considerably compared to the average nature of the parameters used as model inputs.

Figure 4.3. Simulated DRP concentration in soil samples (50-100cm) against measured average DRP in filtered soil water from 26 agricultural monitoring stations equipped with suction cups (data from 2014-2015). Bars represent the minimum and maximum measured DRP concentration suction cups in 2014-2015. The grey band represents the 95% confidence interval for the mean. The dotted lines represent the 95% prediction interval.



4.2.3 DRP concentration in tile drains

Measured DRP concentrations were compared to simulated concentrations of both matrix equilibrium concentrations and concentrations that were weighted according to the contribution of macropore and matrix flow:

Soil matrix equilibrium P compared to tile drain concentrations

Average DRP concentrations in filtered drain water from LOOP fields equipped with drain stations and fields from a sampling campaign presented in Andersen et al. (2016) were generally low (<0.1 mg P L⁻¹). The R² of the relation between modeled and measured DRP concentrations in 41 tile drains was 0.47. Two stations had higher tile drain concentrations (LOOP station 106, which has two measuring points as it was sampled in both 2004 and 2015) and a single station from Andersen et al. (2016) (**Figure 4.4**, left). For the LOOP station 106, the DRP in tile drains was lower than the DRP concentration in suction cups (**Figure 3.2**, right).

Modelled concentrations were somewhat overestimated for the LOOP station 106 (**Figure 4.4**, left), which had an elevated P_w concentration in the subsoil. Excluding the LOOP station 106 from the analysis yielded a low R² of 0.04.

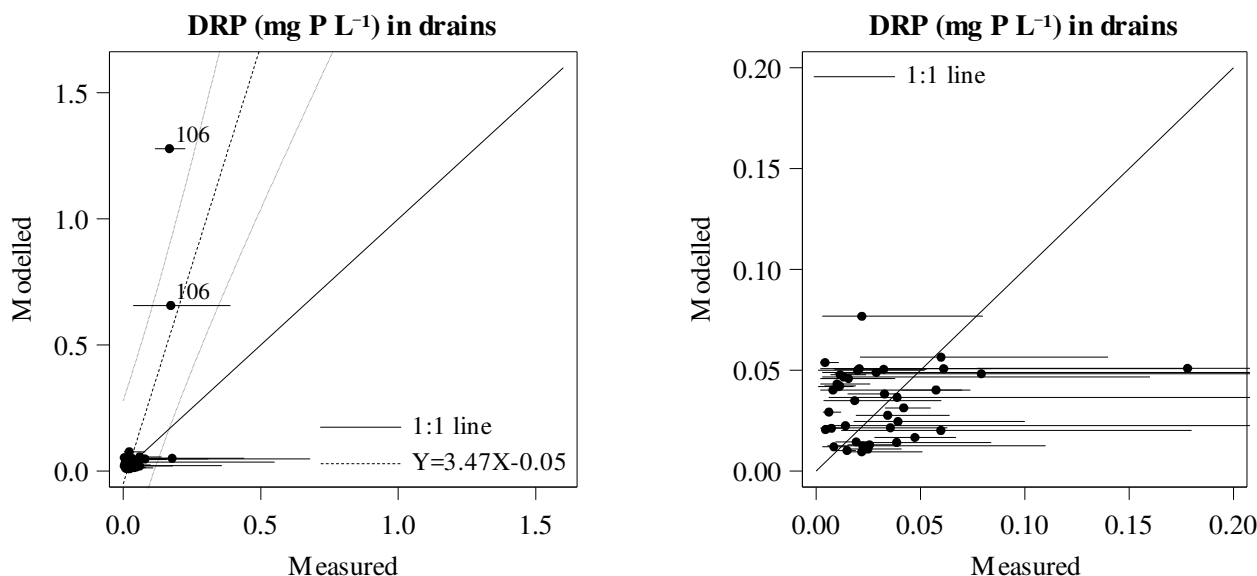


Figure 4.4. Left: Measured average DRP in filtered drain water from 41 locations against simulated DRP concentration in soil samples from 75 to 100cm (each LOOP drain station appears twice, as the fields were sampled in both 2004 and 2015. The corresponding drainage data is from 2003-2004 and 2014-2015, respectively). LOOP station 106 have labels added. Bars represent the minimum and maximum measured DRP concentration in tile drains. The grey band represents the 95% confidence interval for the mean. The dotted lines represent the 95% prediction interval. Right: Zoom of left figure.

Weighted soil matrix and macropore equilibrium P compared to tile drain concentrations

For 35 drain stations, the measured DRP concentrations in tile drains were compared to simulated concentrations that were weighted according to the relative contribution of macropore and matrix flow, respectively (**Figure 4.5**). For the stations in question, the modelled concentrations were overestimated, resulting in an R^2 of 0.6 and a RMSE of 0.18 for the relation between modelled and measured DRP concentrations (**Table 4.2**). Excluding the LOOP station 106 from the analysis yielded a low R^2 of 0.1.

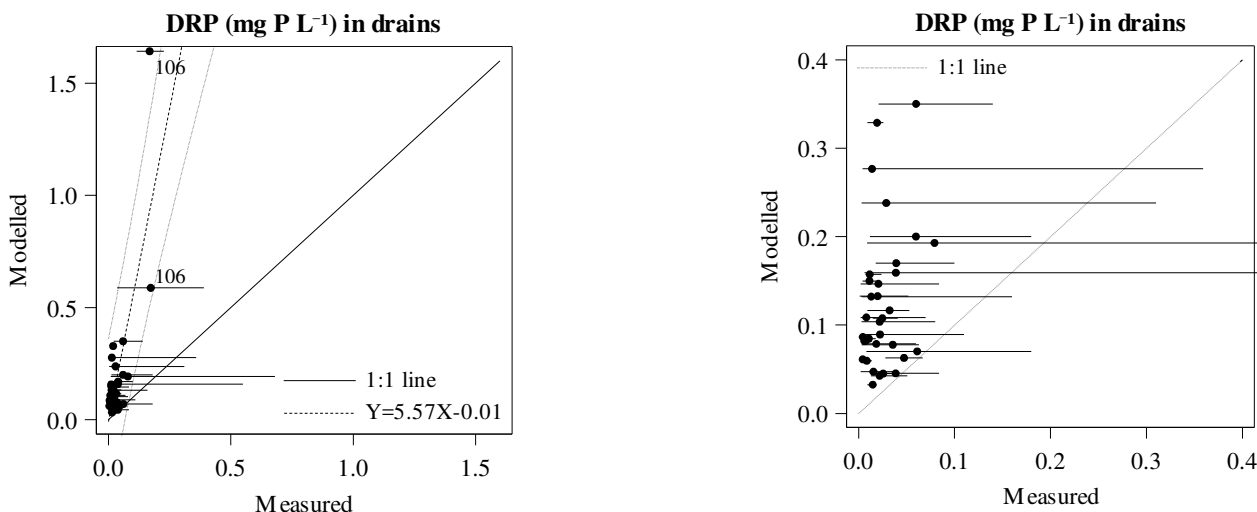


Figure 4.5. Measured average DRP in filtered drain water from 35 drain stations against simulated DRP concentration weighted according to the relative contribution of macropore and matrix flow (each LOOP drain station appears twice, as the fields were sampled in both 2004 and 2015. The corresponding drainage data is from 2003-2004 and 2014-2015, respectively). LOOP station 106 have labels added. Bars represent the minimum and maximum measured DRP concentration in tile drains. The grey band represents the 95% confidence interval for the mean. The dotted lines represent the 95% prediction interval. Right: Zoom of left figure.

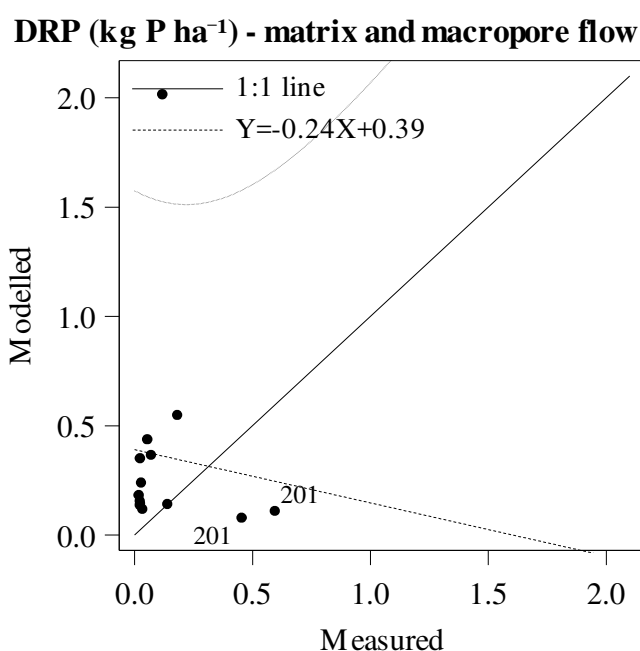
Table 4.2. Model performance for concentrations in 0.01 M CaCl₂ extracts, suction cups and tile drains.

Concentrations	n	R ²	RMSE
0.01 M CaCl ₂ extracts	353	0.57	0.17
Suction cups	26	0.92	0.03
Tile drains (Soil matrix concentration)	41	0.47	0.16
Tile drains (Weighted matrix and macropore concentration)	35	0.60	0.18

4.2.4 DRP transport in tile drains

The simulated DRP transport was compared to measured transports in the seven LOOP drain catchments (**Figure 4.6**). The measured transport ranged from 0.017 kg P ha⁻¹ to 0.6 kg P ha⁻¹. The modelled DRP transport was generally overestimated in all but one station (station 201), which is known to have a high input of groundwater into the tile drains. Excluding this station from the analysis increased the R² of the relation from 0.008 to 0.2.

Figure 4.6. Simulated DRP transport weighted according to the contribution of macropore and matrix flow against measured annual DRP transport in filtered drain water from seven LOOP stations against (each LOOP drain station appears twice, as the fields were sampled in both 2004 and 2015.) LOOP station 106 have labels added. Each data point represents the annual modelled and measured transport in the period July 1st to June 30rd. The grey band represents the 95% confidence interval for the mean. The dotted lines represent the 95% prediction interval.



5 Modelling soil solution P and P transport in Denmark

The parameterization for the Langmuir equation presented in **Table 4.1** was used to set up the P leaching model on a dataset covering the majority of agricultural land in Denmark. The input for the drain discharge follows the same principles as described in section 4.1.3. In the following sections, additional data sources and inputs are presented.

5.1 Data

5.1.1 Field map 2019

The field map is a digital map containing the placement, extent and the type of crop on fields for which farmers will apply for EU agricultural subsidies (**Figure 5.1**). Every field can be identified by a unique combination of a field ID and an ID of the applicant. The map is updated annually by the farmers and is freely available from the website of the Ministry of food, agriculture and fishery (<https://kortdata.fvm.dk/download/>). The newest version of the field map (Marker2019.shp) was used and consisted of 586.523 individual fields covering a total of 2.660.123 ha.

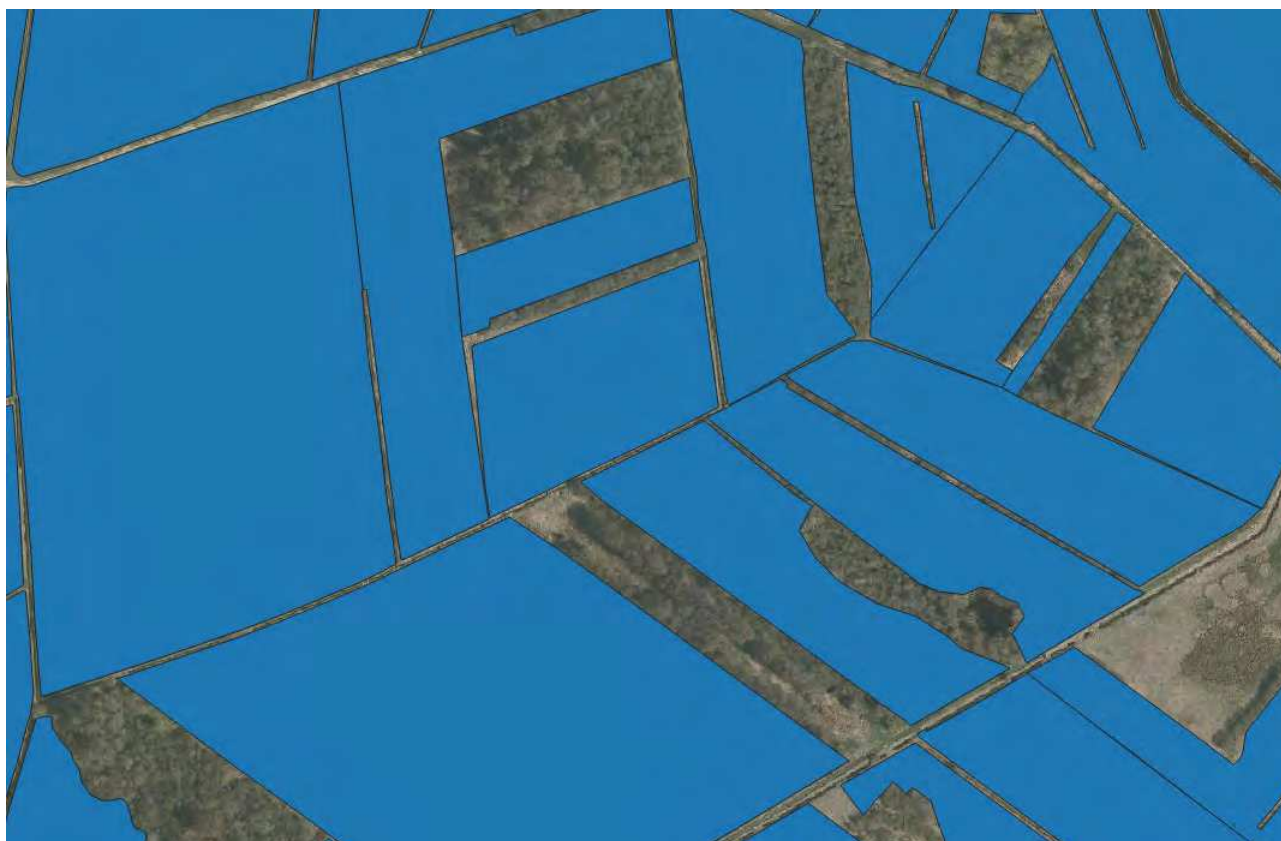
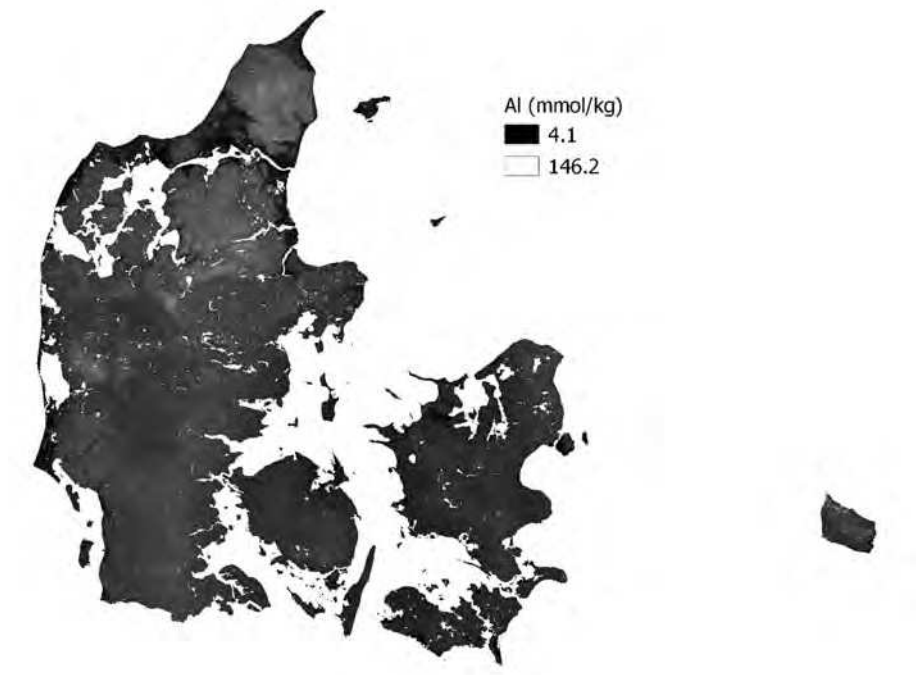


Figure 5.1. Example of fields in the digital field map.

5.1.2 Phosphorus sorption capacity (Al + Fe)

The majority of inorganic P in Danish mineral soils is adsorbed to Fe- and Al-(hydr)oxides. Especially Al-(hydr)oxides has been found to be effective adsorbents of phosphate in Danish sandy soils (Borggaard et al., 1990). The soil content of non-crystalline iron and Al-(hydr)oxides was mapped by Møller et al. in the current project and is based on oxalate extractions. The map is based on 4747 soil samples from 1623 locations, has a resolution of 30.4 m, and contains estimates of Fe_{ox} and Al_{ox} content including the standard error of the estimate in four soil layers (0-25cm, 25-50cm, 50-75cm and 75-100cm). The resulting model had a weighted Pearson's R^2 of 0.49 and 0.14 for Al_{ox} and Fe_{ox} , respectively. An example of the model output can be seen in **Figure 5.2**.

Figure 5.2. Oxalate-extractable aluminum content of the top soil layer (0-25cm).



5.1.3 Soil P content

Topsoil P content

The content of P in agricultural soils largely depends on the fertilization history and sorption characteristics of the soil in question. The sorption characteristics depend on the pedogenesis and will vary significantly within a field and on catchment scale (van der Zee et al., 1988). In Denmark, the standard agricultural soil P test for plant-available P is based on a 0.5 M bicarbonate extraction (or in Danish “P-tallet” or “Pt”). This has since 1987 been the basis for fertilizer recommendations in Denmark. Almost 140.000 soil samples were analyzed for Pt in the agricultural year 2017/2018 (SEGES and Landbrug og Fødevarer, 2018). These data, however, are the property of the farmers and have not been available for use in this present project.

Instead, a national map of P content in the topsoil was used (Conterra, 2019). The map is based on estimates of input P in manure and artificial fertilizer and output P in crop yields including straw removal in the period 1920 to 2016, as well as taking into account the P binding capacities of the soil. The model was tested on different scales, yielding an R^2 of about 0.7 on municipality-level (kommune); the R^2 on a 500m resolution was about 0.3. The map used as model input has a resolution of 100m.

Water extractable P is used as input for the model but P_w is not routinely measured and no national map of P_w exists. Instead, P_w is based on a relationship (see section 3.3) between Olsen P (or P-tal) and P_w :

$$P_w = 0.32 P_{Olsen}^{0.96} \quad (12)$$

Relation between topsoil and subsoil content

For the calculation of equilibrium P concentration in the drain depth, information about the P content of the lower soil layers of each field is needed as well. Unfortunately, subsoils are not routinely sampled, which is why it was chosen to base the subsoil P content on an empirical relation between topsoil

and subsoil P content in existing samples. 1163 soil profiles with soil samples in four depths (0-25 cm, 25-50 cm, 50-75 cm and 75-100 cm) were selected and the relation between top- and subsoil P content was analyzed (See Appendix 7.3 for details). The profiles were divided into decile groups (0th-10th percentile, 10th-20th percentile etc.) according to the topsoil P content, and the least square mean of each decile group was calculated for each soil layer (Figure 5.3).

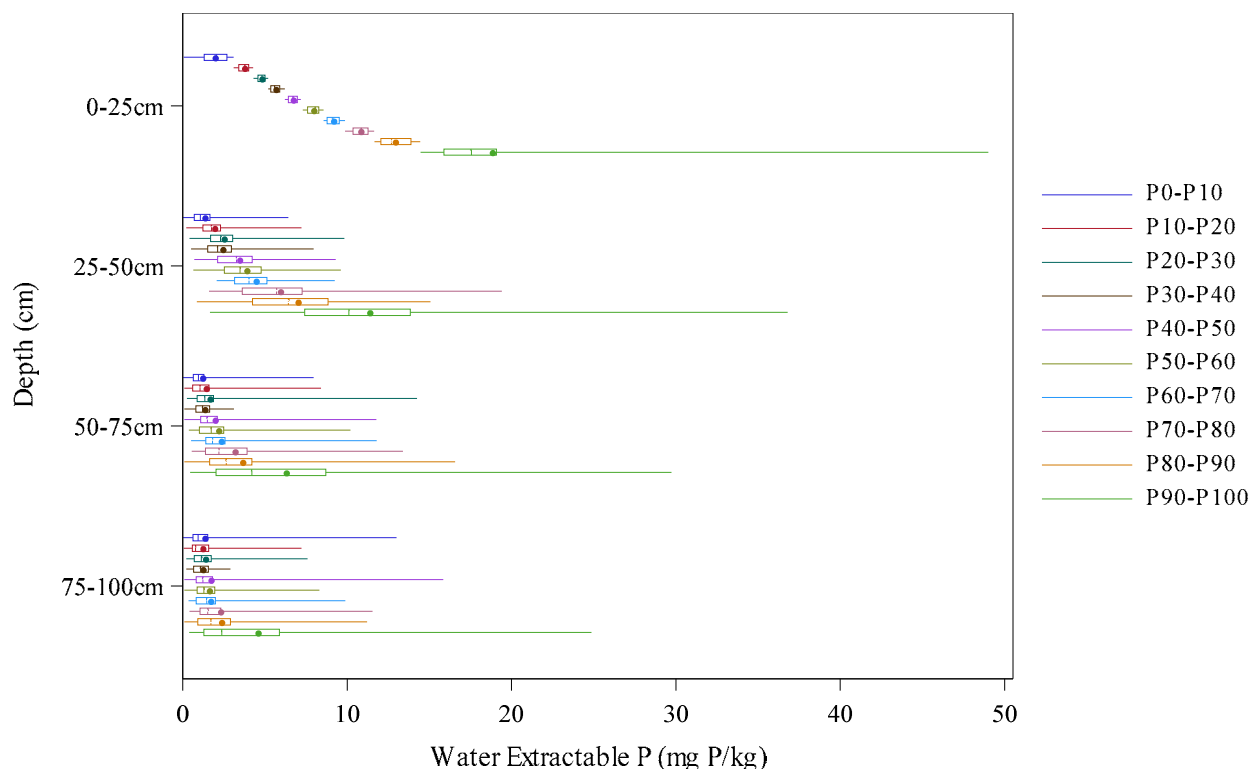


Figure 5.3. Water extractable P at four depths divided into decile groups according to the topsoil P content of each soil profile. The box represents the 25th and 75th percentile, the vertical line represents the median, the circle represents the mean and whiskers represent minimum and maximum values.

For each field, the topsoil Olsen P value from Conterra (2019) was converted to a P_w -value based on equation (12). The resulting topsoil P_w value was evaluated according to Table 5.1 and assigned a subsoil P_w value based on its topsoil P_w value. For example, a soil with a P_w value of 9 mg P kg⁻¹ would be placed in the 'P60-P70' group and assigned a sub soil P_w value of 1.7 mg P kg⁻¹.

Table 5.1. Mean subsoil (75-100 cm) water extractable P content (P_w) divided into decile groups according to topsoil water extractable P content.

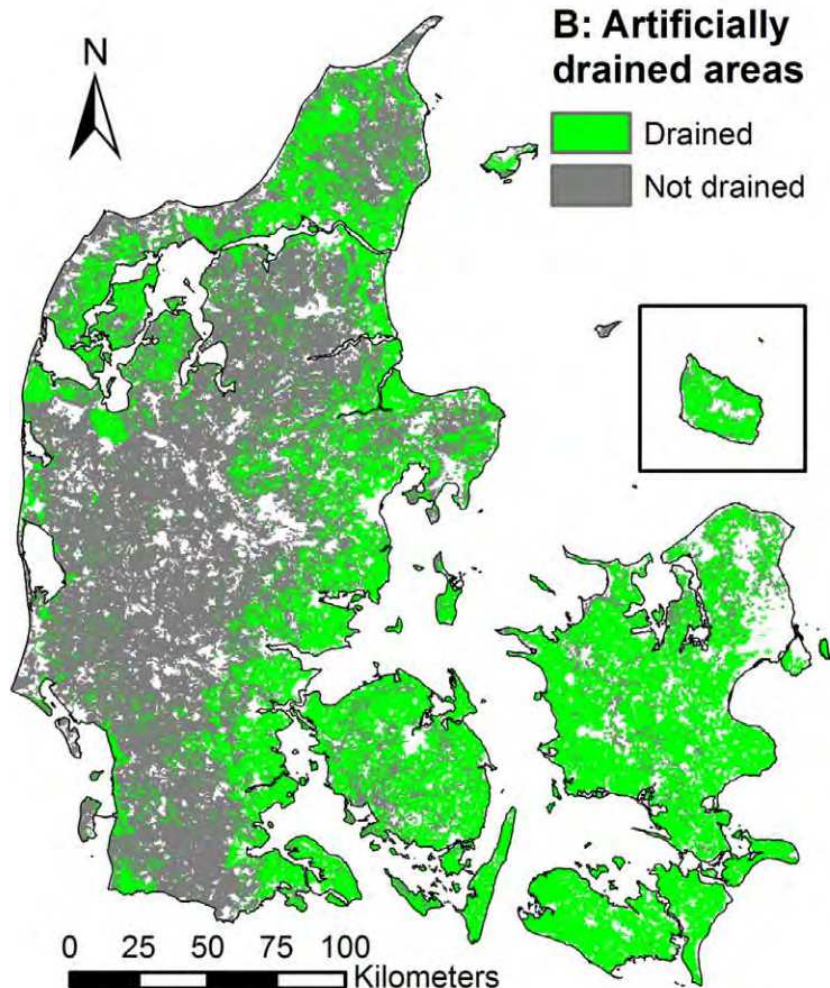
Topsoil Percentile	Top Soil Percentile Range P_w (mg P kg ⁻¹)	N	Sub Soil (75-100cm) Mean P_w (mg P kg ⁻¹)
P0-P10	0-3.1	72	1,3
P10-P20	3.1-4.3	73	1,2
P20-P30	4.3-5.2	73	1,4
P30-P40	5.2-6.2	73	1,2
P40-P50	6.2-7.3	73	1,7
P50-P60	7.3-8.6	73	1,6
P60-P70	8.6-9.9	73	1,7
P70-P80	9.9-11.7	73	2,3
P80-P90	11.7-14.5	73	2,3
P90-P100	14.5-49	73	4,5

5.1.4 Presence of tile drains

Artificial drainage is essential for efficient crop production on many soils in Denmark. It is estimated that approximately 70% of the agricultural soils on the Danish islands and 40% of the agricultural soils in Jutland are drained, almost exclusively using tile drains. Tile drains are often installed on poorly drained soils characterized by being finely textured with slow subsurface water movement. Tile drainage modifies the field hydrology and has a large impact on the fate of sediments and nutrients. In order to estimate the connectivity to waterways and the subsurface transport potential, knowledge about drainage on fields is crucial. Drainage maps exist for local areas covering farm or catchment levels, but no detailed national maps exist.

Møller et al. (2018) produced a map predicting the probability of artificially drained areas of Denmark using a selective model ensemble (**Figure 5.4**). The model ensemble predicted a probability >0.5 of artificial drainage on 52% of the agricultural area, which is in agreement with earlier work (Olesen, 2010). The drainage map was used as input for the national model and it was assumed that fields with artificial drainage would have a direct connection to waterways. For fields without artificial drainage, it was assumed that any P leaching out of the root zone would be absorbed in lower soil layers and not be transported to the streams. A given field was assumed to be drained if the mean drainage probability exceeded 0.5. The map has a resolution of 30.4 m.

Figure 5.4. Prediction of the artificially drained areas in Denmark (Møller et al., 2018).



5.2 Results

5.2.1 DRP concentration in soils

Equilibrium P concentration in top- and subsoils was simulated using the Langmuir equation (DRP in 75-100cm is shown in **Figure 5.5**). Data input for the concentration calculation was available for 2,450,233 ha mineral soils. The mean simulated equilibrium concentration for all fields was calculated to be 0.24 mg P L⁻¹ for topsoils and 0.04 mg P L⁻¹ for subsoils. Slightly higher concentrations could be observed in the western part of Denmark.

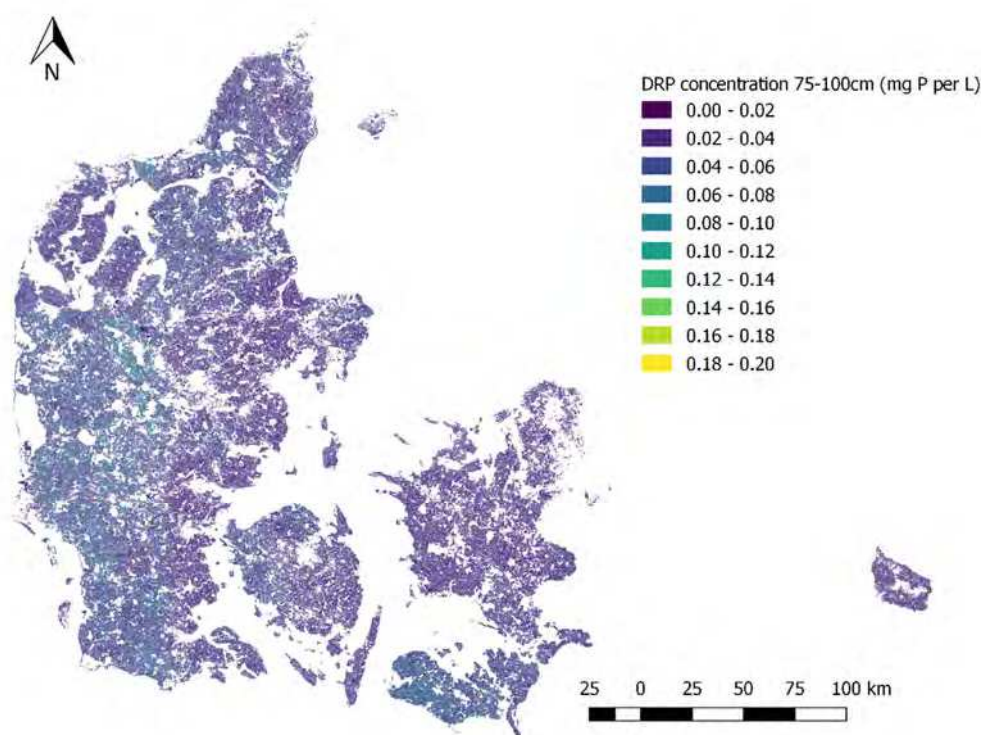


Figure 5.5. Simulated DRP concentrations in the soil layer from 75 to 100 cm.

5.2.2 DRP transport in tile drains

The DRP transport in tile drains was calculated by multiplying the top and subsoil equilibrium P concentration with the average drain discharge for the years 1990-2017 divided into matrix and macropore flow as presented in section **Error! Reference source not found..** Of the 2,450,233 ha with calculated P concentration in subsoils, 1,387,721 ha was potentially drained, while 1,346,549 ha of these had data available for calculation of P transport through tile drains.

The mean DRP transport from matrix flow was 0.043 kg P ha⁻¹ in tile drained areas and the total amount of calculated DRP transport from matrix flow in tile drained areas was 59 t (**Figure 5.6**).

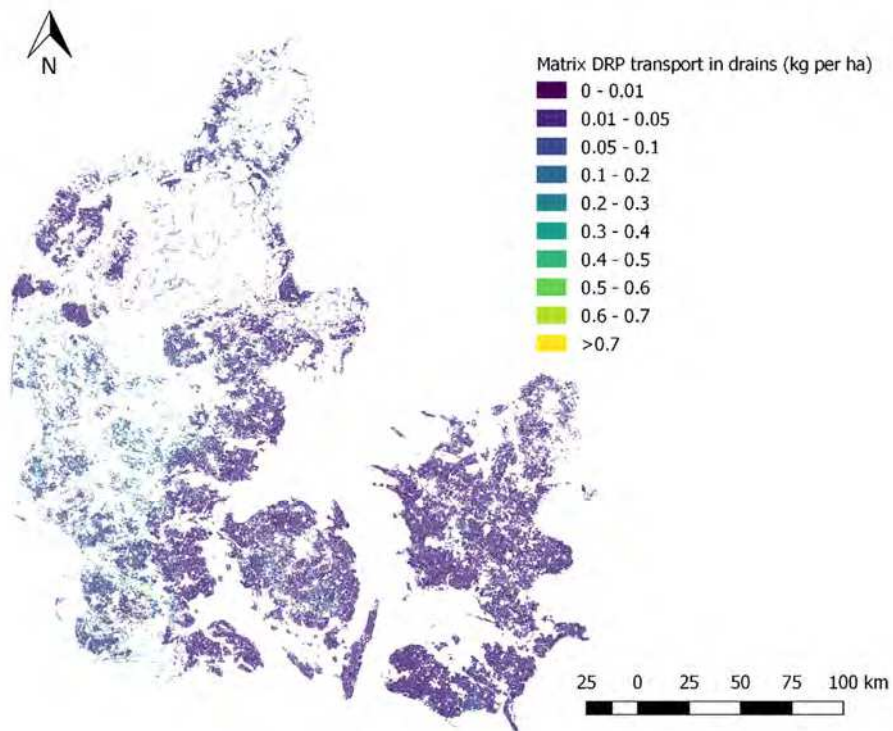


Figure 5.6. Simulated DRP matrix transport in potentially tile drained areas.

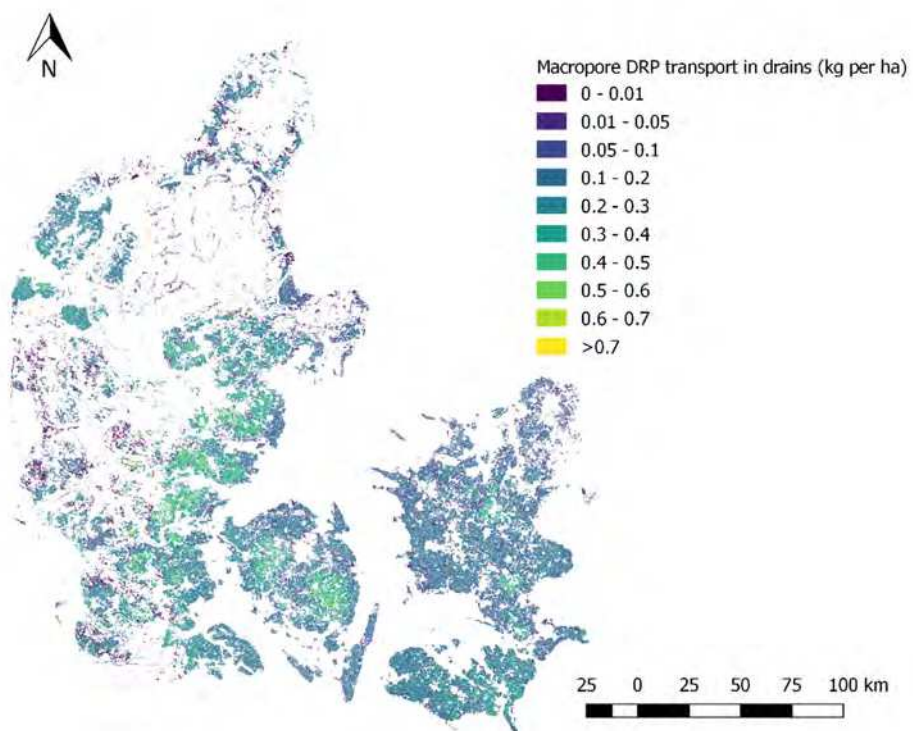


Figure 5.7. Simulated DRP macropore transport in potentially tile drained areas.

The mean DRP transport from macropore flow was 0.184 kg P ha⁻¹ in tile drained areas and the total amount of calculated DRP transport from macropore flow in tile drained areas was 248 t (**Figure 5.7**).

The calculated transport of DRP in macropores is based on the assumption that water transported in macropores will have the same P concentration, as the equilibrium concentration of the plow layer. As the soil solution P concentration during heavy precipitation events may not have enough time to equilibrate with P adsorbed to the soil particles, the calculated P concentration, and therefore also the P transport, is most likely strongly overestimated. Considering the model assumptions, the calculated P concentration through macropores may very well represent the maximum concentration of dissolved P, one can expect from macropore transport.

5.3 Sensitivity

To estimate the sensitivity of the modelled DRP transport, a number of input parameters were varied individually and compared to results of the baseline setup. The Langmuir affinity constant and the maximum adsorption constant were evaluated by changing their values to the lower and upper limits for the confidence interval for the regression of the Langmuir isotherm given in Table 3.1. The amount of oxalate extractable Al and Fe was varied by subtracting and adding the standard error associated with the estimate. To ensure realistic results, the lowest value for oxalate extractable Al+Fe was limited to 15 mmol kg⁻¹, which is the value of the 1st percentile of the studied soils (section 2.1).

Table 5.2. Change in national DRP transport as a result of change in input parameters.

Parameter	Change in DRP transport (%)	
	Lower limit	Upper limit
Langmuir affinity constant (<i>K</i>)	8	-6
Max. adsorption fraction (β)	6	-5
(Al+Fe) _{ox}	124	-20

The modelled DRP transport was, unsurprisingly, quite sensitive to the soils P sorption capacity (parameters affecting Q_{max}), i.e. the amount of oxalate extractable Al+Fe and the maximum adsorption fraction. A decrease in (Al+Fe)_{ox} or β resulted in a increase in DRP transport of 124 % and 6%, respectively (**Table 5.2**), while an increase in the parameter values resulted in a reduced DRP loss of 20 % and 5%. Using a lower value of *K* lead to an increase in the DRP transport of 8%, while a higher value of *K* decreased the DRP transport by -6%.

5.4 Uncertainties

The certainty of any model depends on the accuracy of the description of the processes included in the model as well as the forcing data or data input used for predictions. For practical reasons, the model used in the present study has a number of intentional simplifications regarding the movement water and transport of P through the soil. The simplifications are due to intention of formulating a model that was less demanding in terms of data input and also fits the purpose for the intended use, i.e. to calculate an average annual amount of leached dissolved P. Though, even the simple process descriptions used in this model will have a degree of uncertainty associated with them. This is due to our incomplete understanding of all the processes involved combined with

the inherent uncertainty associated with the soil and water analyses themselves. It is evident from section 4.2, where the model was set up on stations with locally measured inputs while using average parameters for the Langmuir equation. The model simulated the measured concentrations of DRP in 0.01 M CaCl₂ extracts reasonably well, although the range of the 95% confidence interval was quite big. When using the limits of the 95% confidence interval from section 4.2.1 on simulated equilibrium concentrations in section 5.2.2, the total amount of calculated DRP transport from matrix flow in tile drained areas ranged from 23 to 94 t, while macropore transport ranged from 227 to 270 t. This is a considerable range associated only with determining the equilibrium P concentration of the soil. By taking the confidence intervals of all inputs into account, the simulated range will increase even further.

The model had a tendency to overestimate the equilibrium concentration of DRP in the subsoils. This could be due to the assumption that water transported in macropores will have the same P concentration as the equilibrium concentration of the plow layer may not be fully valid. E.g. in periods with heavy precipitation, the water may not be in contact with the soil for a sufficient amount of time to completely equilibrate. In a model perspective, this will cause a bias towards overestimation of P concentration in the water leaving the root zone.

For the national setup, a number of inputs were used, that were not locally measured parameters. Rather, many of these inputs were based on relations between soil properties, historical knowledge regarding field management, and advanced soil mapping techniques. Especially the amount of P accumulated in the soil layers can be very challenging to simulate correctly, as the local variation, and even in-field variation, can be huge due to the importance of historical soil management and agricultural practises. These data are very rarely available to a sufficient extent, and even in fields with very good historical management data, the calculation of P status of the soil column may be complicated by the often complex hydrological conditions.

Considering the substantial uncertainties presented above, the map produced (**Figure 5.5**) is mostly suited for demonstrating the model concept rather than being used for evaluating soil P loss on a single field basis. Ideally, for identifying fields with high risk of P loss, the main hydrological pathways should be identified, and to estimate the subsoil leaching in drained areas, both top- and subsoils should be sampled to evaluate the P-status of the soil profile.

6 References

- Andersen, H.E., G. Heckrath, and B. Kronvang. 2006. Dansk P-index til bestemmelse af fosfortab. Vand og Jord 13.
- Andersen, H.E., J. Windolf, and B. Kronvang. 2016. Leaching of dissolved phosphorus from tile-drained agricultural areas. Water Sci. Technol. 73(12): 2953–2958.

Baker, J.L., K.L. Campbell, H.P. Johnson, and J.J. Hanway. 1975. Nitrate, Phosphorus, and Sulfate in Subsurface Drainage Water. *J. Environ. Qual.* 4(3): 406–412 Available at <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.2134/jeq1975.00472425000400030027x> (verified 11 May 2020).

Banderis, A., D.H. Barter, and K. Henderson. 1976. The use of polyacrylamide to replace carbon in the determination of 'Olsen's extractable phosphate in soil. *J. Soil Sci.* 27(1): 71–74 Available at <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2389.1976.tb01977.x> (verified 7 February 2019).

Blicher-Mathiesen, G., H. Holm, T. Houlborg, J. Rolighed, H.E. Andersen, M.V. Carstensen, P.G. Jensen, J. Wienke, B. Hansen, and L. Thorling. 2019. *Landovervågningsoplande 2017*. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi 22.

Borggaard, O.K., S.S. Jørgensen, J.P. Møberg, and B. Raben-Lange. 1990. Influence of organic matter on phosphate adsorption by aluminium and iron oxides in sandy soils. *J. Soil Sci.* 41(3): 443–449 Available at <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2389.1990.tb00078.x> (verified 31 January 2018).

Börling, K., E. Otabbong, and E. Barberis. 2001. Phosphorus sorption in relation to soil properties in some cultivated Swedish soils. *Nutr. Cycl. Agroecosystems* 59(1): 39–46 Available at <http://link.springer.com/10.1023/A:1009888707349> (verified 15 January 2018).

Chardon, W.J., R.G. Menon, and S.H. Chien. 1996. Iron oxide impregnated filter paper (Pi test): a review of its development and methodological research. *Nutr. Cycl. Agroecosystems* 46(1): 41–51 Available at <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2FBBF00210223.pdf> (verified 29 November 2017).

Chardon, W.J., G. Mol, C. Van Der Salm, and F.P. Sival. 2007. De sorptie van orthofosfaat in veengronden en kalkrijke zandgronden en het belang van organisch gebonden fosfaat.

Conterra. 2019. Notat – Udvikling af GIS-kort over estimeret fosfortal i landbrugsjord.

Højberg, A.L., S. Stisen, M. Olsen, L. Troldborg, T.B. Uglebjerg, and L.F. Jørgensen. 2015a. DK-model2014 Model opdatering og kalibrering. : 119.

Højberg, A.L., J. Windolf, C.D. Børgesen, L. Troldborg, H. Tornbjerg, G. Blicher-Mathiesen, B. Kronvang, H. Thodsen, and V. Ernsten. 2015b. National Kvælstofmodel - Oplandsmodel til belastning og virkemidler. Metoderapport.

Hooda, P.S., A.R. Rendell, A.C. Edwards, P.J.A. Withers, M.N. Aitken, and V.W. Truesdale. 2000. Relating Soil Phosphorus Indices to Potential Phosphorus Release to Water. *J. Environ. Qual.* 29(4): 1166 Available at <https://www.agronomy.org/publications/jeq/abstracts/29/4/JEQ0290041166> (verified 29 November 2017).

Houba, V.J.G., I. Novozamsky, A.W.M. Huybregts, and J.J. van der Lee. 1986. Comparison of soil extractions by 0.01M CaCl₂, by EUF and by some conventional extraction procedures. *Plant Soil* 96(3): 433–437 Available at <http://link.springer.com/10.1007/BF02375149> (verified 17 May 2018).

Koopmans, G.F., W.J. Chardon, P.H.M. Dekker, P.F.A.M. R??mkens, and O.F. Schoumans. 2006. Comparing Different Extraction Methods for Estimating Phosphorus Solubility in Various Soil Types. *Soil Sci.* 171(2): 103–116 Available at <http://content.wkhealth.com/linkback/openurl?sid=WKPTLP:landingpage&an=00010694-200602000-00003>.

Kyllingsbæk, A. 2008. Landbrugets husholdning med næringsstoffer 1900-2005. Kvælstof- Fosfor - Kalium. DJF Intern Rapport Markbrug Nr. 18.

McDowell, R.W., and L.M. Condron. 2004. Estimating phosphorus loss from New Zealand grassland soils. *New Zeal. J. Agric. Res.* 47(2): 137–145 Available at <http://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/00288233.2004.9513581> (verified 13 February 2019).

Menon, R.G., S.H. Chien, and W.J. Chardon. 1996. Iron oxide-impregnated filter paper (Pi test): II. A review of its application. *Nutr. Cycl. Agroecosystems* 47(1): 7–18 Available at <http://link.springer.com/10.1007/BF01985714> (verified 29 November 2017).

Møller, A.B., A. Beucher, B. V. Iversen, and M.H. Greve. 2018. Predicting artificially drained areas by means of a selective model ensemble. *Geoderma* 320: 30–42 Available at <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706117318116?via%3Dihub> (verified 19 June 2018).

Motarjemi, S., A.B. Møller, F. Plauborg, and B.V. Iversen. Predicting tile drainage discharge using machine learning algorithms.

Murphy, J., and J.P. Riley. 1962. A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Anal. Chim. Acta* 27: 31–36 Available at <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0003267000884445> (verified 6 December 2017).

Olesen, S.E. 2010. Kortlægning af Potentielt dræningsbehov på landbrugsarealer opdelt efter landskabselement, geologi, jordklasse, geologisk region samt høj/lavbund. : 1–254.

van der Salm, C., R. Dupas, R. Grant, G. Heckrath, B. V Lversen, B. Kronvang, C. Levi, G. Rubaek, and O.F. Schoumans. 2011. Predicting phosphorus losses with the PLEASE model on a local scale in Denmark and the Netherlands. *J. Environ. Qual.* 40(5): 1617–1626.

Schoumans, O.F., and P. Groenendijk. 2000. Modeling soil phosphorus levels and phosphorus leaching from agricultural land in the Netherlands. *J. Environ. Qual.* 29(1): 111–116 Available at <https://www.agronomy.org/publications/jeq/abstracts/29/1/JEQ0290010111> (verified 6 December 2017).

Schoumans, O.F., C. Van der Salm, and P. Groenendijk. 2013. PLEASE: A simple model to determine P losses by leaching. *Soil Use Manag.* 29(SUPPL.1): 138–146 Available at <http://doi.wiley.com/10.1111/sum.12008> (verified 6 December 2017).

Schwertmann, U. 1964. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenk.* 105(3): 194–202.

SEGES, and Landbrug og Fødevarer. 2018. Oversigt over landsforsøgene 2018.

Sissingh, H.A. 1971. Analytical technique of the Pw method, used for the assessment of the phosphate status of arable soils in the Netherlands. *Plant Soil* 34(1): 483–486.

Skaggs, R.W., M.A. Brevé, and J.W. Gilliam. 1994. Hydrologic and water quality impacts of agricultural drainage*. *Crit. Rev. Environ. Sci. Technol.* 24(1): 1–32 Available at <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/10643389409388459>.

Sonneveld, C., J. Van den Ende, and S.S. De Bes. 1990. Estimating the chemical compositions of soil solutions by obtaining saturation extracts or specific 1:2 by volume extracts. *Plant Soil* 122(2): 169–175.

Vinter, F.P., and P. Olsen. 2019. DCA rapport Nr. 156 - Næringsstofbalancer og næringsstof- overskud i landbruget 1997/98-2017/18.

van der Zee, S.E.A.T.M., L.G.J. Fokkink, and W.H. van Riemsdijk. 1987. A New Technique for Assessment of Reversibly Adsorbed Phosphate¹. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51(3): 599 Available at <https://www.soils.org/publications/sssaj/abstracts/51/3/SS0510030599> (verified 12 December 2017).

van der Zee, S.E.A.T.M., M.M. Nederlof, W.H. van Riemsdijk, and F.A.M. de Haan. 1988. Spatial Variability of Phosphate Adsorption Parameters. *J. Environ. Qual.* 17(4): 682 Available at <https://www.agronomy.org/publications/jeq/abstracts/17/4/JEQ0170040682> (verified 12 December 2017).

van der Zee, S.E.A.T.M., and W.H. van Riemsdijk. 1988. Model for Long-term Phosphate Reaction Kinetics in Soil. *J. Environ. Qual.* 17(1): 35 Available at <https://www.agronomy.org/publications/jeq/abstracts/17/1/JEQ0170010035> (verified 6 December 2017).

van der Zee, S.E.A.T.M., W.H. van Riemsdijk, and F.A.M. de Haan. 1990. Het protocol fosfaatverzadigde gronden. Wageningen, Landbouwniversiteit. Vakgr. Bodemkd. en Plantevoeding, Netherlands.

7 Appendix

7.1 24 h, 48 h and 72 h FeO-P experiment results.

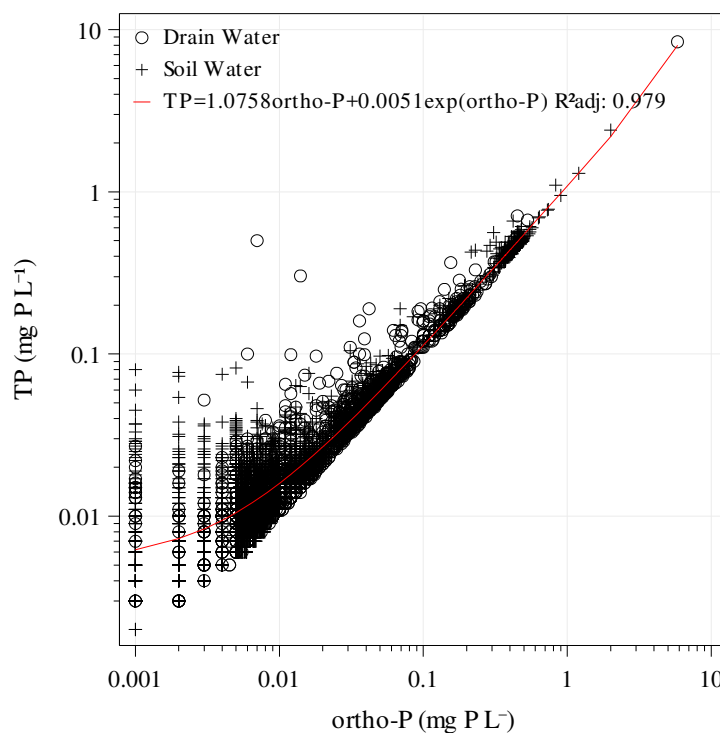
Table 7.1. Determination of P equilibrium concentration (0.01 M CaCl₂ P), oxalate extractable P, Al and Fe and reversibly adsorbed P (FeO-P) as well as P in the FeO-P extraction solution for extraction times of 24 h, 48 h and 72 h.

id	mg P L ⁻¹		mmol kg ⁻¹		mg P kg ⁻¹			PO ₄ in the extractant (mg P L ⁻¹)		
	0.01 M CaCl ₂ P	P (Oxalate)	Al (Oxalate)	Fe (Oxalate)	FeO-P 24 h	FeO-P 48 h	FeO-P 72 h	24 h	48 h	72 h
1	0,244	17	33	22	44	61	66	0,014	0,003	0,002
3	0,073	13	44	17	30	42	45	0,010	0,002	0,002
56	0,144	13	25	39	26	35	38	0,006	0,000	0,002
87	0,831	19	26	19	55	77	84	0,022	0,007	0,003
94	1,210	32	38	34	79	111	122	0,036	0,009	0,004
107	0,594	17	28	26	43	58	63	0,011	0,003	0,003
112	0,117	8	17	54	17	24	27	0,003	0,000	0,003
128	0,686	28	37	36	60	82	89	0,019	0,008	0,003
235	0,060	6	20	33	13	18	20	0,003	0,007	0,002
256	0,457	25	37	33	53	72	79	0,015	0,006	0,000

7.2 TP:DRP ratio in soil and drain water

To determine the relationship between TP and inorganic P in soil and drain water samples, a combined dataset (n=9663) from the Danish Agricultural monitoring program (LOOP) spanning period 1989 to 2017 as well as data from (Andersen et al., 2016) was analysed. An exponential relationship was able to describe the relationship quite well ($R^2_{adj}=0.979$) (Figure 7.1), although the variation is huge, especially for low concentrations of DRP.

Figure 7.1. TP as a function of DRP in soil and drain water. Analysis performed on data from the Danish agricultural monitoring program (LOOP) and from Andersen et al. (2016).



7.3 Topsoil-subsoil relations

7.3.1 Introduction

P contents of agricultural soils in Denmark have increased in the past century due to intensive management and surplus P application through fertilizers and animal manure. This has caused accumulation of P and local saturation of topsoils. The soil P content of agricultural soils largely depends on the fertilization history and P sorption capacities of the soil. Saturated topsoils will leach P to lower soil layers and cause an increase of P in the lower layers. This study aims to determine the relationship between P status of topsoil and the P content in deeper soil layers.

7.3.2 Methods

Soil profiles from 948 locations with sampling in four depths (0-25 cm, 25-50 cm, 50-75 cm and 75-100 cm) were included in the analysis. Some locations were sampled more than once, making the total number of soil profiles in the analysis 1163. The soil profiles originated from different projects, thus not all soil samples were analysed for the same set of parameters; respectively, Olsen P was determined on 327 soil profiles, oxalate extractable P was determined on 729 soil profiles, water extractable P was determined on 729 soil profiles and TP was determined on 604 soil profiles. The degree of P saturation (DPS) (10) was calculated on 729 soil profiles as the ratio between the molar concentrations of oxalate extractable P and half the sum of Al and Fe in soils.

To determine the relation between topsoil and subsoil P content, the soil profiles were grouped into deciles (0th-10th percentile, 10th-20th percentile etc.) according to the topsoil P content. For each soil layer, the least square mean of each decile group were compared to each other using a pairwise t-test. This was done to show if differences in top soil P content could also be recognized in the P content of subsoil layers. The analysis was done using Proc GLM (SAS 9.4 1M4), assuming equal variances across groups and using the pooled variance in the analysis.

7.3.3 Results

The mean P content for the measured P parameters (total P, Olsen P, water extractable P and oxalate extractable P) had the highest values in the topsoils and decreased with depth (**Figure 7.2-Figure 7.5, Error! Reference source not found.**). The mean P content of all topsoil decile groups were significantly different for total P, Olsen P and water extractable P (**Table 7.2-Table 7.6**). The same was true for oxalate extractable P with the exception of four pairs of adjacent groups (P10-P20, P20-30; P20-P30, P30-40; P30-P40, P40-50; P40-P50, P50-60).

For all P parameters, the significance of the differences in P content in the decile groups decreased with depth. For Olsen P and oxalate extractable P, the mean P content in 75-100cm depth was significantly different only when comparing the groups P0-10 and P90-100.

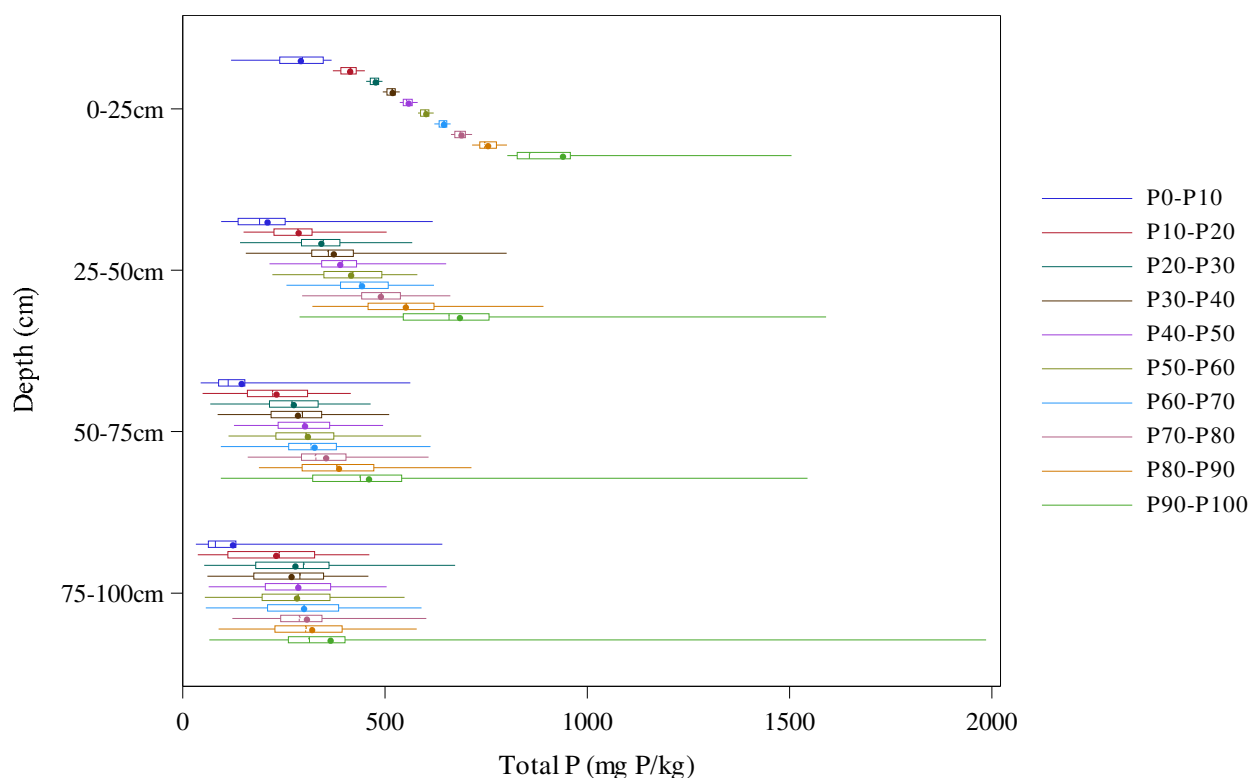


Figure 7.2. Total P at four depths divided into decile groups according to the topsoil P content of each soil profile. The box represents the 25th and 75th percentile, the vertical line represents the median, the circle represents the mean and whiskers represent minimum and maximum values.

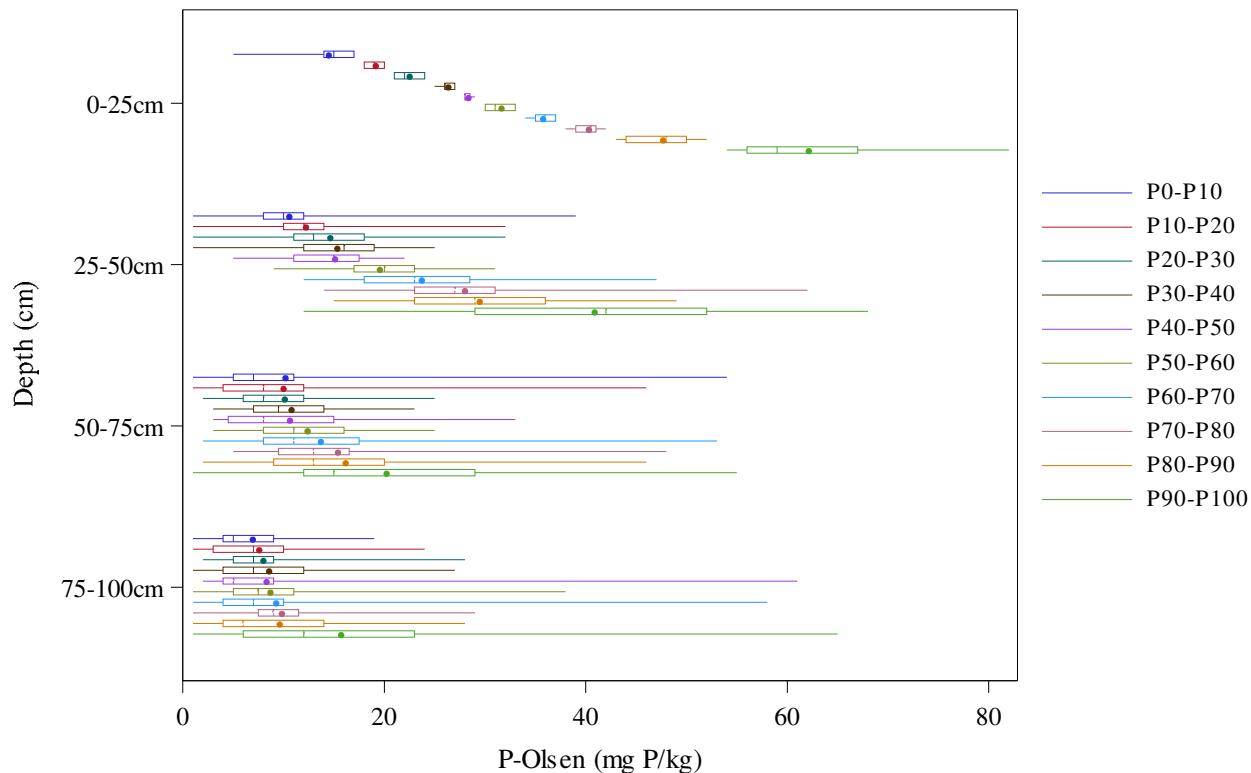


Figure 7.3. Olsen P at four depths divided into decile groups according to the topsoil P content of each soil profile. The box represents the 25th and 75th percentile, the vertical line represents the median, the circle represents the mean and whiskers represent minimum and maximum values.

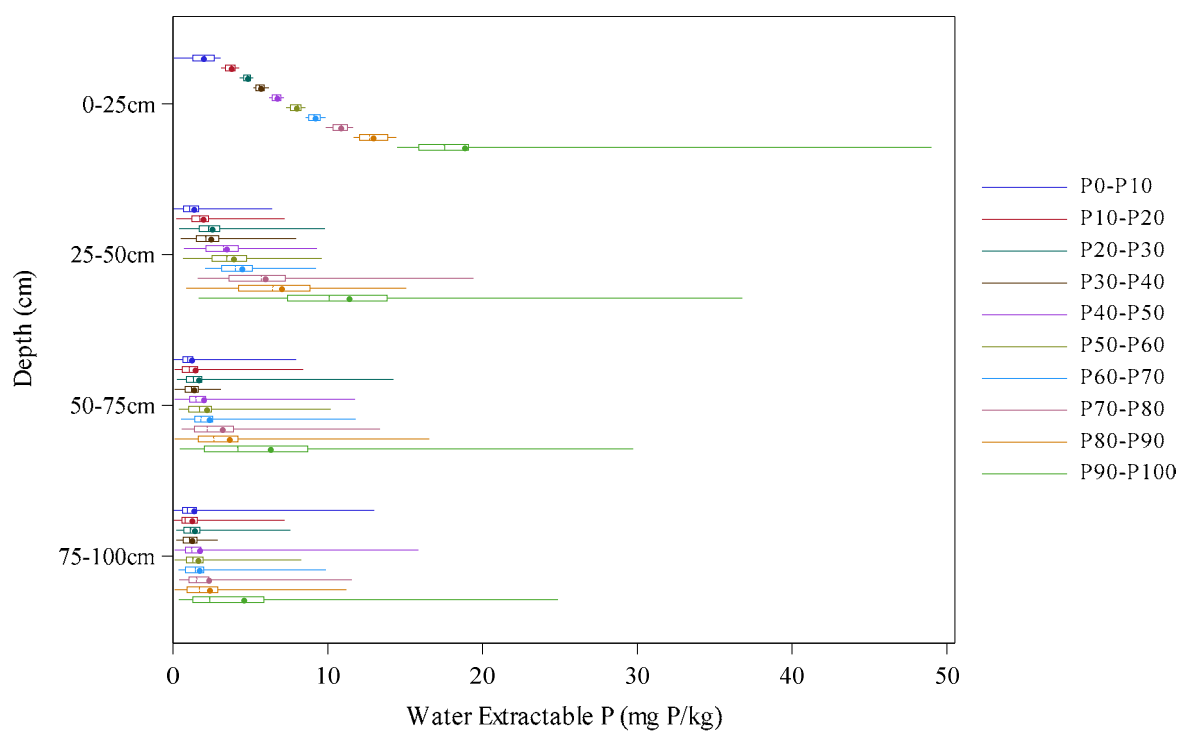


Figure 7.4. Water extractable P at four depths divided into decile groups according to the topsoil P content of each soil profile. The box represents the 25th and 75th percentile, the vertical line represents the median, the circle represents the mean and whiskers represent minimum and maximum values.

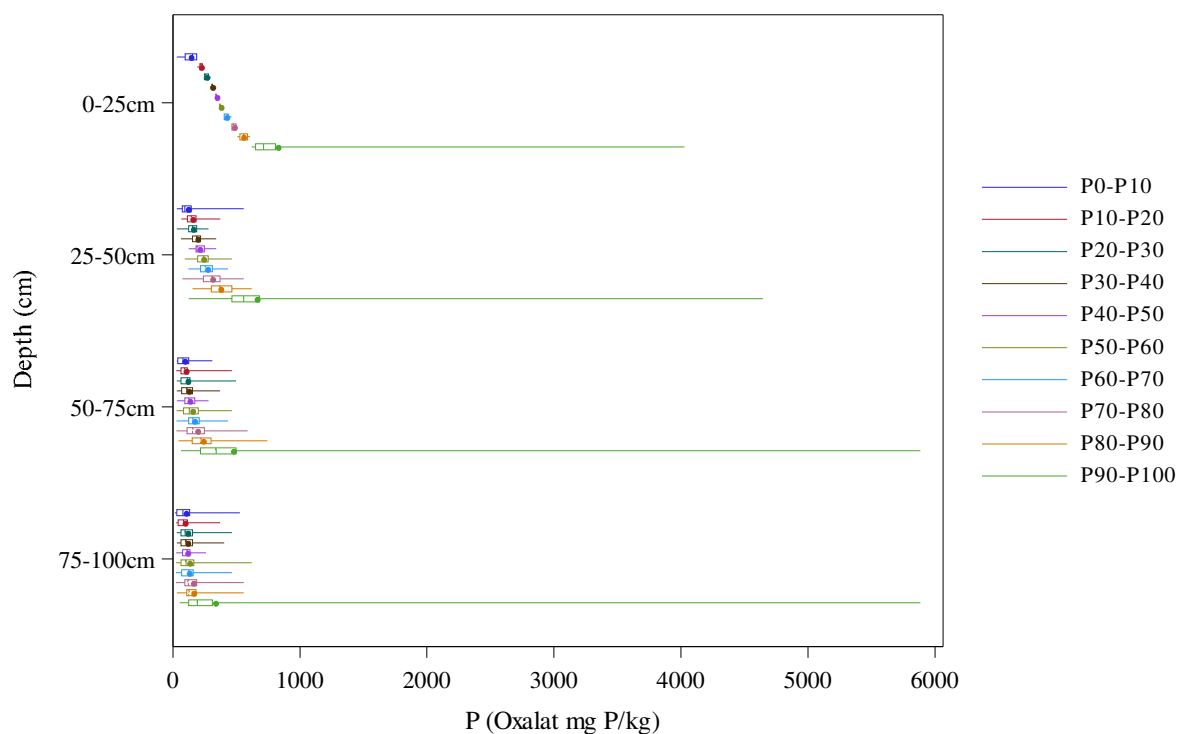


Figure 7.5. Oxalate extractable P at four depths divided into decile groups according to the topsoil P content of each soil profile. The box represents the 25th and 75th percentile, the vertical line represents the median, the circle represents the mean and whiskers represent minimum and maximum values.

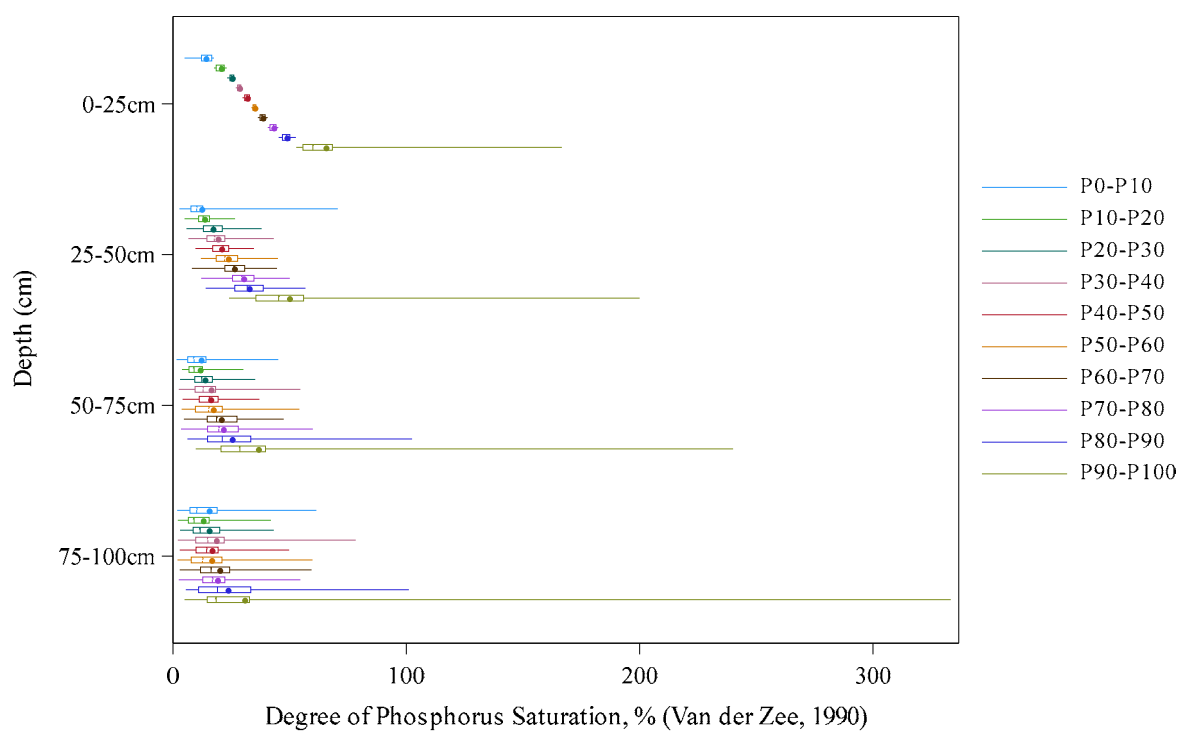


Figure 7.6. Degree of P saturation at four depths divided into decile groups according to the topsoil P content of each soil profile. The box represents the 25th and 75th percentile, the vertical line represents the median, the circle represents the mean and whiskers represent minimum and maximum values.

Table 7.2. p-values associated with a t-test, comparing the least square mean total P content of all decile groups in each soil layer. P-values <0.05 (green fields) and >0.05(red fields) represent the significance of difference between the least squared means of the decile groups.

Depth	Percentile	P0-P10	P10-P20	P20-P30	P30-P40	P40-P50	P50-P60	P60-P70	P70-P80	P80-P90	P90-P100
0-25cm	P0-P10	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	<.0001	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	<.0001	<.0001	—	0,0002	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P30-P40	<.0001	<.0001	0,0002	—	0,0003	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P40-P50	<.0001	<.0001	<.0001	0,0003	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P50-P60	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P60-P70	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001	<.0001	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
25-50cm	P0-P10	—	0,0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	0,0001	—	0,0049	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	<.0001	0,0049	—	0,1106	0,0168	0,0002	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P30-P40	<.0001	<.0001	0,1106	—	0,4264	0,0298	0,0005	<.0001	<.0001	<.0001
	P40-P50	<.0001	<.0001	0,0168	0,4264	—	0,1686	0,0066	<.0001	<.0001	<.0001
	P50-P60	<.0001	<.0001	0,0002	0,0298	0,1686	—	0,1747	0,0002	<.0001	<.0001
	P60-P70	<.0001	<.0001	<.0001	0,0005	0,0066	0,1747	—	0,0183	<.0001	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0002	0,0183	—	0,0017	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0017	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
50-75cm	P0-P10	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	<.0001	—	0,0443	0,0128	0,0008	0,0003	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	<.0001	0,0443	—	0,6227	0,1762	0,0950	0,0130	0,0001	<.0001	<.0001
	P30-P40	<.0001	0,0128	0,6227	—	0,3911	0,2413	0,0471	0,0009	<.0001	<.0001
	P40-P50	<.0001	0,0008	0,1762	0,3911	—	0,7559	0,2584	0,0135	<.0001	<.0001
	P50-P60	<.0001	0,0003	0,0950	0,2413	0,7559	—	0,4097	0,0300	0,0002	<.0001
	P60-P70	<.0001	<.0001	0,0130	0,0471	0,2584	0,4097	—	0,1804	0,0042	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	0,0001	0,0009	0,0135	0,0300	0,1804	—	0,1239	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0002	0,0042	0,1239	—	0,0004
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0004	—
75-100cm	P0-P10	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	<.0001	—	0,0506	0,1156	0,0244	0,0337	0,0045	0,0017	0,0003	<.0001
	P20-P30	<.0001	0,0506	—	0,7068	0,7591	0,8646	0,3663	0,2340	0,0836	0,0003
	P30-P40	<.0001	0,1156	0,7068	—	0,4966	0,5851	0,2027	0,1186	0,0361	<.0001
	P40-P50	<.0001	0,0244	0,7591	0,4966	—	0,8912	0,5521	0,3794	0,1560	0,0010
	P50-P60	<.0001	0,0337	0,8646	0,5851	0,8912	—	0,4631	0,3078	0,1185	0,0006
	P60-P70	<.0001	0,0045	0,3663	0,2027	0,5521	0,4631	—	0,7778	0,4094	0,0067
	P70-P80	<.0001	0,0017	0,2340	0,1186	0,3794	0,3078	0,7778	—	0,5848	0,0146
	P80-P90	<.0001	0,0003	0,0836	0,0361	0,1560	0,1185	0,4094	0,5848	—	0,0589
	P90-P100	<.0001	<.0001	0,0003	<.0001	0,0010	0,0006	0,0067	0,0146	0,0589	—

Table 7.3. p-values associated with a t-test, comparing the least square mean Olsen P content of all decile groups in each soil layer. P-values <0.05 (green fields) and >0.05(red fields) represent the significance of difference between the least squared means of the decile groups.

Depth	Percentile	P0-P10	P10-P20	P20-P30	P30-P40	P40-P50	P50-P60	P60-P70	P70-P80	P80-P90	P90-P100
0-25cm	P0-P10	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	<.0001	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	<.0001	<.0001	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P30-P40	<.0001	<.0001	<.0001	—	0,0192	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P40-P50	<.0001	<.0001	<.0001	0,0192	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P50-P60	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P60-P70	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001	<.0001	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
25-50cm	P0-P10	—	0,4336	0,0309	0,0190	0,0283	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	0,4336	—	0,2299	0,1474	0,1871	0,0004	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	0,0309	0,2299	—	0,7144	0,8114	0,0062	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P30-P40	0,0190	0,1474	0,7144	—	0,9108	0,0300	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P40-P50	0,0283	0,1871	0,8114	0,9108	—	0,0248	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P50-P60	<.0001	0,0004	0,0062	0,0300	0,0248	—	0,0286	<.0001	<.0001	<.0001
	P60-P70	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0286	—	0,0313	0,0037	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0313	—	0,4586	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0037	0,4586	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
50-75cm	P0-P10	—	0,9267	0,9723	0,7883	0,8478	0,3020	0,1143	0,0195	0,0069	<.0001
	P10-P20	0,9267	—	0,9483	0,7299	0,7859	0,2865	0,1134	0,0216	0,0082	<.0001
	P20-P30	0,9723	0,9483	—	0,7485	0,8120	0,2519	0,0852	0,0115	0,0035	<.0001
	P30-P40	0,7883	0,7299	0,7485	—	0,9432	0,4583	0,1948	0,0405	0,0159	<.0001
	P40-P50	0,8478	0,7859	0,8120	0,9432	—	0,4223	0,1785	0,0372	0,0147	<.0001
	P50-P60	0,3020	0,2865	0,2519	0,4583	0,4223	—	0,5355	0,1558	0,0715	0,0001
	P60-P70	0,1143	0,1134	0,0852	0,1948	0,1785	0,5355	—	0,4417	0,2574	0,0023
	P70-P80	0,0195	0,0216	0,0115	0,0405	0,0372	0,1558	0,4417	—	0,7203	0,0232
	P80-P90	0,0069	0,0082	0,0035	0,0159	0,0147	0,0715	0,2574	0,7203	—	0,0546
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0001	0,0023	0,0232	0,0546	—
75-100cm	P0-P10	—	0,7709	0,5941	0,4381	0,5197	0,3804	0,2622	0,1637	0,1921	<.0001
	P10-P20	0,7709	—	0,8482	0,6566	0,7447	0,6025	0,4436	0,3064	0,3492	0,0001
	P20-P30	0,5941	0,8482	—	0,7649	0,8671	0,7040	0,5085	0,3412	0,3932	<.0001
	P30-P40	0,4381	0,6566	0,7649	—	0,9067	0,9553	0,7405	0,5477	0,6120	0,0004
	P40-P50	0,5197	0,7447	0,8671	0,9067	—	0,8582	0,6569	0,4781	0,5367	0,0004
	P50-P60	0,3804	0,6025	0,7040	0,9553	0,8582	—	0,7690	0,5621	0,6311	0,0002
	P60-P70	0,2622	0,4436	0,5085	0,7405	0,6569	0,7690	—	0,7836	0,8599	0,0012
	P70-P80	0,1637	0,3064	0,3412	0,5477	0,4781	0,5621	0,7836	—	0,9202	0,0030
	P80-P90	0,1921	0,3492	0,3932	0,6120	0,5367	0,6311	0,8599	0,9202	—	0,0020
	P90-P100	<.0001	0,0001	<.0001	0,0004	0,0004	0,0002	0,0012	0,0030	0,0020	—

Table 7.4. p-values associated with a t-test, comparing the least square mean water extractable P content of all decile groups in each soil layer. P-values <0.05 (green fields) and >0.05 (red fields) represent the significance of difference between the least squared means of the decile groups.

Depth	Percentile	P0-P10	P10-P20	P20-P30	P30-P40	P40-P50	P50-P60	P60-P70	P70-P80	P80-P90	P90-P100
0-25cm	P0-P10	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	<.0001	—	0.0005	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	<.0001	0.0005	—	0.0054	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P30-P40	<.0001	<.0001	0.0054	—	0.0005	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P40-P50	<.0001	<.0001	<.0001	0.0005	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P50-P60	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P60-P70	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001	<.0001	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
25-50cm	P0-P10	—	0.1821	0.0084	0.0142	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	0.1821	—	0.1906	0.2608	0.0007	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	0.0084	0.1906	—	0.8535	0.0356	0.0020	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P30-P40	0.0142	0.2608	0.8535	—	0.0223	0.0010	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P40-P50	<.0001	0.0007	0.0356	0.0223	—	0.3161	0.0256	<.0001	<.0001	<.0001
	P50-P60	<.0001	<.0001	0.0020	0.0010	0.3161	—	0.2175	<.0001	<.0001	<.0001
	P60-P70	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0.0256	0.2175	—	0.0008	<.0001	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0.0008	—	0.0175	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0.0175	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
50-75cm	P0-P10	—	0.6239	0.3106	0.7391	0.0805	0.0276	0.0101	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	0.6239	—	0.5991	0.8746	0.2066	0.0853	0.0363	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	0.3106	0.5991	—	0.4943	0.4606	0.2316	0.1166	0.0005	<.0001	<.0001
	P30-P40	0.7391	0.8746	0.4943	—	0.1555	0.0604	0.0244	<.0001	<.0001	<.0001
	P40-P50	0.0805	0.2066	0.4606	0.1555	—	0.6463	0.4051	0.0058	0.0002	<.0001
	P50-P60	0.0276	0.0853	0.2316	0.0604	0.6463	—	0.7086	0.0212	0.0009	<.0001
	P60-P70	0.0101	0.0363	0.1166	0.0244	0.4051	0.7086	—	0.0533	0.0031	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	0.0005	<.0001	0.0058	0.0212	0.0533	—	0.3023	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0.0002	0.0009	0.0031	0.3023	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
75-100cm	P0-P10	—	0.7346	0.9019	0.7530	0.3128	0.4662	0.3507	0.0104	0.0073	<.0001
	P10-P20	0.7346	—	0.6428	0.9805	0.1762	0.2841	0.2019	0.0036	0.0024	<.0001
	P20-P30	0.9019	0.6428	—	0.6604	0.3739	0.5434	0.4163	0.0144	0.0102	<.0001
	P30-P40	0.7530	0.9805	0.6604	—	0.1841	0.2952	0.2106	0.0039	0.0026	<.0001
	P40-P50	0.3128	0.1762	0.3739	0.1841	—	0.7781	0.9391	0.1182	0.0920	<.0001
	P50-P60	0.4662	0.2841	0.5434	0.2952	0.7781	—	0.8373	0.0653	0.0493	<.0001
	P60-P70	0.3507	0.2019	0.4163	0.2106	0.9391	0.8373	—	0.1013	0.0782	<.0001
	P70-P80	0.0104	0.0036	0.0144	0.0039	0.1182	0.0653	0.1013	—	0.9020	<.0001
	P80-P90	0.0073	0.0024	0.0102	0.0026	0.0920	0.0493	0.0782	0.9020	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—

Table 7.5. p-values associated with a t-test, comparing the least square mean oxalate extractable P content of all decile groups in each soil layer. P-values <0.05 (green fields) and >0.05 (red fields) represent the significance of difference between the least squared means of the decile groups.

Depth	Percentile	P0-P10	P10-P20	P20-P30	P30-P40	P40-P50	P50-P60	P60-P70	P70-P80	P80-P90	P90-P100
0-25cm	P0-P10	—	0,0028	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	0,0028	—	0,0978	0,0017	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	<.0001	0,0978	—	0,0569	0,0031	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P30-P40	<.0001	0,0017	0,0569	—	0,2488	0,0108	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P40-P50	<.0001	<.0001	0,0031	0,2488	—	0,2502	0,0032	<.0001	<.0001	<.0001
	P50-P60	<.0001	<.0001	<.0001	0,0108	0,2502	—	0,0489	<.0001	<.0001	<.0001
	P60-P70	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0032	0,0489	—	0,0057	<.0001	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0057	—	0,0025	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0025	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
25-50cm	P0-P10	—	0,3270	0,2053	0,0315	0,0168	0,0004	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	0,3270	—	0,9221	0,3084	0,1788	0,0237	0,0007	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	0,2053	0,9221	—	0,2790	0,1519	0,0108	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P30-P40	0,0315	0,3084	0,2790	—	0,6722	0,1970	0,0153	0,0005	<.0001	<.0001
	P40-P50	0,0168	0,1788	0,1519	0,6722	—	0,4569	0,0880	0,0072	<.0001	<.0001
	P50-P60	0,0004	0,0237	0,0108	0,1970	0,4569	—	0,2974	0,0286	<.0001	<.0001
	P60-P70	<.0001	0,0007	<.0001	0,0153	0,0880	0,2974	—	0,1754	0,0007	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	<.0001	0,0005	0,0072	0,0286	0,1754	—	0,0482	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0007	0,0482	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
50-75cm	P0-P10	—	0,8116	0,5219	0,4375	0,3756	0,1263	0,0325	0,0079	0,0002	<.0001
	P10-P20	0,8116	—	0,7482	0,6324	0,5432	0,2490	0,0997	0,0318	0,0018	<.0001
	P20-P30	0,5219	0,7482	—	0,8294	0,7018	0,3163	0,1076	0,0284	0,0009	<.0001
	P30-P40	0,4375	0,6324	0,8294	—	0,8618	0,4835	0,2346	0,0818	0,0055	<.0001
	P40-P50	0,3756	0,5432	0,7018	0,8618	—	0,6450	0,3834	0,1646	0,0190	<.0001
	P50-P60	0,1263	0,2490	0,3163	0,4835	0,6450	—	0,6666	0,2983	0,0333	<.0001
	P60-P70	0,0325	0,0997	0,1076	0,2346	0,3834	0,6666	—	0,4770	0,0533	<.0001
	P70-P80	0,0079	0,0318	0,0284	0,0818	0,1646	0,2983	0,4770	—	0,2377	<.0001
	P80-P90	0,0002	0,0018	0,0009	0,0055	0,0190	0,0333	0,0533	0,2377	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
75-100cm	P0-P10	—	0,8484	0,7074	0,7393	0,7909	0,4976	0,4725	0,1254	0,1287	<.0001
	P10-P20	0,8484	—	0,5911	0,6256	0,6777	0,4212	0,3983	0,1153	0,1173	<.0001
	P20-P30	0,7074	0,5911	—	0,9970	0,9659	0,7230	0,7177	0,2089	0,2116	<.0001
	P30-P40	0,7393	0,6256	0,9970	—	0,9710	0,7474	0,7488	0,2625	0,2615	<.0001
	P40-P50	0,7909	0,6777	0,9659	0,9710	—	0,7409	0,7437	0,2928	0,2898	<.0001
	P50-P60	0,4976	0,4212	0,7230	0,7474	0,7409	—	0,9712	0,4188	0,4123	<.0001
	P60-P70	0,4725	0,3983	0,7177	0,7488	0,7437	0,9712	—	0,3442	0,3423	<.0001
	P70-P80	0,1254	0,1153	0,2089	0,2625	0,2928	0,4188	0,3442	—	0,9683	<.0001
	P80-P90	0,1287	0,1173	0,2116	0,2615	0,2898	0,4123	0,3423	0,9683	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—

Table 7.6. p-values associated with a t-test, comparing the least square mean degree of P saturation of all decile groups in each soil layer. P-values <0.05 (green fields) and >0.05(red fields) represent the significance of difference between the least squared means.

Depth	Percentile	P0-P10	P10-P20	P20-P30	P30-P40	P40-P50	P50-P60	P60-P70	P70-P80	P80-P90	P90-P100
0-25cm	P0-P10	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	<.0001	—	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	<.0001	<.0001	—	0,0013	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P30-P40	<.0001	<.0001	0,0013	—	0,0007	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P40-P50	<.0001	<.0001	<.0001	0,0007	—	0,0013	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P50-P60	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0013	—	0,0004	<.0001	<.0001	<.0001
	P60-P70	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0004	—	<.0001	<.0001	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
25-50cm	P0-P10	—	0,4844	0,0052	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	0,4844	—	0,0350	0,0009	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	0,0052	0,0350	—	0,2242	0,0332	0,0002	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P30-P40	<.0001	0,0009	0,2242	—	0,3655	0,0133	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P40-P50	<.0001	<.0001	0,0332	0,3655	—	0,1086	0,0013	<.0001	<.0001	<.0001
	P50-P60	<.0001	<.0001	0,0002	0,0133	0,1086	—	0,1283	0,0002	<.0001	<.0001
	P60-P70	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0013	0,1283	—	0,0185	0,0002	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0002	0,0185	—	0,1684	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0002	0,1684	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
50-75cm	P0-P10	—	0,8710	0,4750	0,0653	0,0701	0,0270	0,0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P10-P20	0,8710	—	0,3791	0,0443	0,0476	0,0174	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
	P20-P30	0,4750	0,3791	—	0,2555	0,2713	0,1291	0,0019	0,0006	<.0001	<.0001
	P30-P40	0,0653	0,0443	0,2555	—	0,9643	0,6917	0,0520	0,0221	<.0001	<.0001
	P40-P50	0,0701	0,0476	0,2713	0,9643	—	0,6576	0,0453	0,0188	<.0001	<.0001
	P50-P60	0,0270	0,0174	0,1291	0,6917	0,6576	—	0,1308	0,0626	0,0005	<.0001
	P60-P70	0,0001	<.0001	0,0019	0,0520	0,0453	0,1308	—	0,6939	0,0395	<.0001
	P70-P80	<.0001	<.0001	0,0006	0,0221	0,0188	0,0626	0,6939	—	0,1029	<.0001
	P80-P90	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0005	0,0395	0,1029	—	<.0001
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	—
75-100cm	P0-P10	—	0,3968	0,9970	0,2927	0,6753	0,6968	0,1118	0,2163	0,0055	<.0001
	P10-P20	0,3968	—	0,3931	0,0573	0,2030	0,2203	0,0140	0,0370	0,0003	<.0001
	P20-P30	0,9970	0,3931	—	0,2928	0,6769	0,6985	0,1114	0,2161	0,0054	<.0001
	P30-P40	0,2927	0,0573	0,2928	—	0,5217	0,5172	0,6043	0,8536	0,0848	<.0001
	P40-P50	0,6753	0,2030	0,6769	0,5217	—	0,9836	0,2400	0,4086	0,0174	<.0001
	P50-P60	0,6968	0,2203	0,6985	0,5172	0,9836	—	0,2420	0,4069	0,0189	<.0001
	P60-P70	0,1118	0,0140	0,1114	0,6043	0,2400	0,2420	—	0,7414	0,2159	0,0002
	P70-P80	0,2163	0,0370	0,2161	0,8536	0,4086	0,4069	0,7414	—	0,1239	<.0001
	P80-P90	0,0055	0,0003	0,0054	0,0848	0,0174	0,0189	0,2159	0,1239	—	0,0149
	P90-P100	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	0,0002	<.0001	0,0149	—

			0-25cm							25-50cm							50-75cm							75-100cm																												
Topsoil	Percentile	Percentile Range	N	Mean	Std. Dev.	Std. Err.	Lower Conf. Limit	Upper Conf. Limit	N	Mean	Std. Dev.	Std. Err.	Lower Conf. Limit	Upper Conf. Limit	N	Mean	Std. Dev.	Std. Err.	Lower Conf. Limit	Upper Conf. Limit	N	Mean	Std. Dev.	Std. Err.	Lower Conf. Limit	Upper Conf. Limit																										
De- gree of Phos phor us Saturat- ion, %	P0-P10 P10-P20 P20-P30 P30-P40 P40-P50 P50-P60 P60-P70 P70-P80 P80-P90 P90-P100 P0-P10 P10-P20 P20-P30 P30-P40 P40-P50 P50-P60 P60-P70 P70-P80 P80-P90 P90-P100 P0-P10 P10-P20 P20-P30 P30-P40 P40-P50 P50-P60 P60-P70 P70-P80 P80-P90 P90-P100 P0-P10 P10-P20 P20-P30 P30-P40 P40-P50 P50-P60 P60-P70 P70-P80 P80-P90 P90-P100	0-18 18-23 23-27 27-30 30-34 34-36 36-41 41-45 45-53 53-167 0-192 192-248 248-295 295-341 341-372 372-403 403-465 465-507 507-619 619-4027 0-18 18-21 21-25 25-28 28-30 30-34 34-38 38-43 43-54 54-82	72 73 73 72 74 68 78 72 74 73 72 96 61 44 68 109 83 72 74 31 25 41 30 28 38 32 32 33 37	13,9 20,4 25,2 28,4 31,7 34,9 38,3 42,9 48,6 65,3 138,6 219,9 262,6 308,7 342,3 375,2 420,2 479,7 551,7 823,7 14,4 19,0 22,4 26,3 28,3 31,5 35,7 40,2 47,6 62,0	3,2 1,7 1,1 0,8 1,2 0,7 1,3 1,4 2,0 18,0 50,4 14,9 14,7 5,6 4,7 8,3 17,0 15,3 28,2 458,1 2,7 0,8 1,2 0,7 0,4 1,2 1,1 1,5 3,3 8,2	0,4 0,2 0,1 0,1 0,1 0,1 0,1 0,2 0,2 2,1 5,9 2,1 1,5 0,7 0,7 1,0 1,6 1,7 3,3 53,3 0,5 0,2 0,2 0,1 0,1 0,2 0,2 0,3 0,6 1,4	13,2 20,8 25,4 28,5 31,9 35,1 38,6 43,3 49,1 61,1 126,7 215,7 259,6 307,2 343,8 377,2 423,4 483,1 558,3 717,6 13,4 19,4 22,8 26,5 28,4 31,9 36,1 40,7 48,7 64,8	14,7 20,8 25,4 28,5 31,9 35,1 38,6 43,3 49,1 69,5 150,4 224,2 265,6 310,1 343,8 377,2 423,4 483,1 558,3 929,8 15,4 19,4 22,8 26,5 28,4 31,9 36,1 40,7 48,7 64,8	72,0 73,0 73,0 72,0 74,0 68,0 78,0 72,0 74,0 73,0 72,0 96,0 61,0 44,0 68,0 109,0 83,0 72,0 74,0 31,0 25,0 41,0 30,0 28,0 38,0 32,0 32,0 33,0 37,0	12,1 13,3 17,0 19,1 20,6 23,5 26,1 30,1 32,5 49,7 116,4 152,5 156,0 191,5 208,2 237,1 269,4 308,9 372,7 658,7 10,5 12,1 14,5 15,2 15,0 19,4 27,9 29,4 40,8	9,4 4,8 5,9 6,8 5,6 7,0 6,8 7,7 9,1 25,1 79,6 59,2 49,9 54,5 47,5 75,2 70,9 101,4 105,8 586,9 6,2 6,1 6,2 6,0 4,5 5,1 7,6 8,6 7,6 14,7	1,1 0,6 0,7 0,8 0,6 0,9 0,8 0,9 1,1 2,9 9,4 8,4 5,1 7,0 7,2 9,1 6,8 11,1 12,5 68,2 1,1 1,2 1,0 1,1 0,8 0,8 1,3 1,5 1,3 2,4	9,9 12,2 15,6 17,5 21,9 25,2 27,6 31,9 34,6 55,5 97,7 135,7 169,3 205,4 222,7 255,3 282,8 331,1 397,6 794,6 8,2 9,6 12,6 17,5 16,7 21,1 26,4 31,0 32,1 45,7	72,0 73,0 73,0 72,0 74,0 68,0 78,0 72,0 74,0 73,0 72,0 96,0 61,0 44,0 68,0 109,0 83,0 72,0 74,0 31,0 25,0 41,0 30,0 28,0 38,0 32,0 32,0 33,0 37,0	11,8 11,5 13,5 16,1 16,0 17,0 20,5 21,4 25,1 36,4 89,7 100,1 113,3 121,6 129,7 150,8 166,5 191,0 235,9 471,9 10,1 9,9 10,0 10,7 10,5 12,3 13,6 15,3 16,1 20,1	8,5 6,8 6,9 10,7 6,8 10,0 8,9 10,4 15,6 32,5 62,1 73,1 65,4 54,0 85,1 74,1 124,7 124,2 695,2 10,3 9,3 6,0 5,0 7,6 5,6 9,9 9,5 9,4 12,4	1,0 0,8 0,8 1,3 0,8 1,2 1,0 1,2 1,8 3,8 7,3 10,3 6,7 8,1 10,3 130,2 7,1 13,7 14,6 80,8 1,8 1,9 0,9 0,9 1,4 0,9 1,7 1,7 1,6 2,0	9,8 9,9 11,9 13,6 14,4 14,6 18,5 18,9 21,5 28,8 44,0 104,3 120,8 105,4 146,2 171,4 180,6 218,2 265,1 310,8 6,3 6,0 8,1 8,8 7,6 10,4 17,2 18,7 19,4 24,2	13,8 13,0 15,1 18,6 17,6 19,4 22,5 23,8 28,8 44,0 72,0 137,8 126,5 137,8 146,2 171,4 180,6 218,2 265,1 632,9 13,9 13,7 11,9 12,6 13,5 14,1 17,2 18,7 19,4 24,2	72,0 73,0 73,0 72,0 74,0 68,0 78,0 72,0 74,0 73,0 72,0 96,0 61,0 44,0 68,0 109,0 83,0 72,0 74,0 31,0 25,0 41,0 30,0 28,0 38,0 32,0 32,0 33,0 37,0	15,2 12,7 15,3 18,3 16,5 16,4 19,8 18,9 23,4 30,5 99,6 91,3 113,3 111,5 126,5 125,1 157,4 158,9 330,4 6,8 7,5 7,9 8,5 8,2 8,6 9,2 9,7 9,5 15,6	13,0 9,6 9,8 13,2 9,8 12,1 11,8 10,5 16,4 42,9 94,7 68,7 70,3 73,9 50,9 91,9 73,3 122,4 94,8 688,7 4,6 5,3 4,9 6,2 11,0 6,2 9,8 5,3 8,0 14,2	1,5 1,1 1,2 1,6 1,1 1,5 1,3 1,2 1,9 5,0 11,2 9,7 7,2 9,5 7,7 11,1 7,0 13,4 11,2 80,1 0,8 1,1 0,8 1,1 2,1 1,0 1,7 0,9 1,4 2,3	12,2 10,5 13,0 15,2 14,2 13,5 17,2 16,4 19,6 20,5 77,3 71,8 99,0 94,2 96,0 104,2 111,2 130,7 136,7 170,9 5,1 5,3 6,3 6,1 4,0 6,5 5,6 7,8 6,7 10,9	18,3 15,0 17,5 21,5 18,7 19,3 22,5 21,3 27,2 40,5 121,8 110,9 127,5 132,1 127,0 148,7 139,1 184,2 181,2 490,0 8,5 9,6 9,4 10,8 12,5 10,6 12,7 11,6 12,4 20,4	Total P	P0-P10 P10-P20	0-371 371-453	60 60	289,2 411,3	64,5 22,3	8,3 2,9	272,6 405,5	305,9 417,0	60,0 60,0	206,6 283,9	91,0 68,9	11,7 8,9	183,1 266,1	230,1 301,7	60,0 60,0	142,7 229,3	97,9 95,7	12,6 12,4	117,5 204,5	168,0 254,0	60,0 60,0	121,3 228,1	115,4 120,9	14,9 15,6	91,5 196,9	151,1 259,3

(mg	P20-P30	453-494	61	474,4	12,5	1,6	471,2	477,6	61,0	339,4	79,4	10,2	319,1	359,8	61,0	271,4	93,0	11,9	247,5	295,2	61,0	275,3	118,3	15,1	245,0	305,6
P/kg)	P30-P40	494-536	60	515,8	12,6	1,6	512,5	519,0	60,0	370,8	101,4	13,1	344,6	397,0	60,0	281,7	89,9	11,6	258,4	304,9	60,0	266,2	102,5	13,2	239,8	292,7
	P40-P50	536-581	60	555,8	13,3	1,7	552,4	559,2	60,0	386,5	84,4	10,9	364,7	408,3	60,0	299,7	88,1	11,4	276,9	322,4	60,0	282,7	106,6	13,8	255,2	310,3
	P50-P60	581-621	61	598,8	12,4	1,6	595,6	602,0	61,0	413,6	95,7	12,2	389,1	438,1	61,0	306,2	103,9	13,3	279,5	332,8	61,0	279,4	113,8	14,6	250,3	308,6
	P60-P70	621-663	60	642,8	11,7	1,5	639,8	645,8	60,0	440,3	79,2	10,2	419,8	460,8	60,0	323,4	92,0	11,9	299,6	347,1	60,0	297,1	117,1	15,1	266,9	327,4
	P70-P80	663-715	61	686,5	15,6	2,0	682,4	690,5	61,0	486,8	81,8	10,5	465,8	507,7	61,0	351,4	93,0	11,9	327,6	375,2	61,0	303,9	96,6	12,4	279,2	328,7
	P80-P90	715-802	60	751,9	23,8	3,1	745,8	758,1	60,0	548,6	116,3	15,0	518,5	578,6	60,0	383,6	115,6	14,9	353,7	413,5	60,0	317,1	119,8	15,5	286,2	348,1
	P90-P100	802-1505	61	936,9	171,1	21,9	893,0	980,7	61,0	682,5	210,1	26,9	628,7	736,3	61,0	457,3	217,0	27,8	401,7	512,9	61,0	362,8	247,8	31,7	299,3	426,2
	P0-P10	0-3.1	72	1,9	0,8	0,1	1,7	2,1	72,0	1,3	1,0	0,1	1,1	1,5	72,0	1,2	1,1	0,1	0,9	1,4	72,0	1,3	1,7	0,2	0,9	1,7
Wa-	P10-P20	3.1-4.3	73	3,7	0,4	0,0	3,6	3,8	73,0	1,9	1,0	0,1	1,7	2,1	73,0	1,4	1,3	0,1	1,1	1,7	73,0	1,2	1,1	0,1	0,9	1,4
ter	P20-P30	4.3-5.2	73	4,8	0,3	0,0	4,7	4,8	73,0	2,5	1,4	0,2	2,2	2,8	73,0	1,6	1,7	0,2	1,2	2,0	73,0	1,4	1,1	0,1	1,1	1,6
Ex-	P30-P40	5.2-6.2	73	5,6	0,3	0,0	5,6	5,7	73,0	2,4	1,4	0,2	2,1	2,7	73,0	1,3	0,7	0,1	1,2	1,5	73,0	1,2	0,6	0,1	1,0	1,3
tracta	P40-P50	6.2-7.3	73	6,7	0,3	0,0	6,6	6,8	73,0	3,4	1,7	0,2	3,0	3,8	73,0	1,9	1,7	0,2	1,6	2,3	73,0	1,7	2,0	0,2	1,2	2,2
ble	P50-P60	7.3-8.6	73	7,9	0,4	0,0	7,8	8,0	73,0	3,9	1,8	0,2	3,5	4,3	73,0	2,1	1,7	0,2	1,7	2,5	73,0	1,6	1,3	0,2	1,3	1,9
P	P60-P70	8.6-9.9	73	9,1	0,4	0,0	9,1	9,2	73,0	4,4	1,8	0,2	4,0	4,8	73,0	2,3	1,9	0,2	1,9	2,8	73,0	1,7	1,3	0,2	1,4	2,0
(mg	P70-P80	9.9-11.7	73	10,8	0,5	0,1	10,7	10,9	73,0	5,9	3,0	0,4	5,2	6,6	73,0	3,2	2,7	0,3	2,5	3,8	73,0	2,3	2,3	0,3	1,7	2,8
P/kg)	P80-P90	11.7-14.5	73	12,9	0,9	0,1	12,7	13,1	73,0	7,0	3,1	0,4	6,2	7,7	73,0	3,6	3,2	0,4	2,9	4,3	73,0	2,3	2,2	0,3	1,8	2,8
	P90-P100	14.5-49	73	18,8	5,5	0,6	17,5	20,1	73,0	11,3	6,2	0,7	9,9	12,8	73,0	6,3	6,1	0,7	4,8	7,7	73,0	4,5	5,2	0,6	3,3	5,8

Bilag 4. Mapping the particle mobilization potential and the risk of macropore transport in soils of Denmark

Contents

Bilag 4. Mapping the particle mobilization potential and the risk of macropore transport in soils of Denmark	215
1 The particle mobilization potential	215
1.1 Introduction	216
1.2 Soil Sampling and methodology	216
1.3 Predicting the particle mobilization potential	217
1.4 Spatial modelling of the particle mobilization potential	218
1.4.1 Environmental Variables	218
1.4.2 Spatial Modelling	220
1.4.3 Uncertainty assessment	221
1.5 Conclusion	222
2 Estimating the risk of macropore flow in soils of Denmark	223
2.1 Measurements, development of pedotransfer functions and modelling	223
2.1.1 Measurements	224
2.1.2 Pedotransfer function development	225
2.1.3 Numerical modeling of water flow	226
2.2 Results and Discussion	227
2.2.1 Soil profile data	227
2.2.2 Pedotransfer functions for water contents and hydraulic conductivities	228
2.2.3 Map of soil hydraulic properties	229
2.2.4 Mapping macropore flow probability	232
3 References	234

Phosphorus (P) leaching from P-enriched topsoils to tile drains can be substantial in soils with active macropores that facilitate the transport of both dissolved and colloid P (Andersen et al., 2016; Jarvis et al., 2020; Schelde et al., 2006; Williams et al., 2016). The magnitude of P losses is a function of the mobilization of dissolved and particulate P in the topsoil and the hydraulic connectivity and extent of macropore flow in the soil profile. Macropore transport limits P retention in subsoils. Thus, mobilized colloids are to a much lesser degree strained in continuous macropores compared to the pore system of the soil matrix. Additionally, preferential flow strongly restricts the contact of dissolved P with often abundant binding sites in the subsoil, as macropores comprise a small proportion of a soil's pore system and facilitate rapid percolation (Djodjic et al., 2004). Here we technically describe two approaches to mapping two important factors that contribute to the risk of P losses by macropore transport, namely the particle mobilization potential (chapter 1) and the risk of macropore flow (chapter 2).

1 The particle mobilization potential

Trine Nørgaard¹, Yi Peng¹, Anders Bjørn Møller¹, Mogens H. Greve¹, Lis Wollesen de Jonge¹

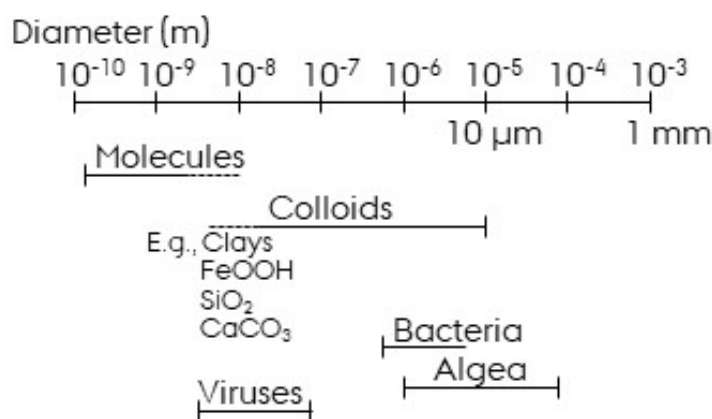
Academic quality assurance: Christen Duus Børgesen¹

¹Department of Agroecology, Aarhus University

1.1 Introduction

Soil particles, and in particular soil particles in the colloidal size range, are known to play a crucial role in the environment as they affect soil physical properties such as surface erosion, water infiltration and hydraulic conductivities, and has a high sorptive capacity for strongly sorbing contaminants. Soil particles in the colloidal range, 1 nm to 10 μm (Stumm, 1977), Fig. 1, include layer silicates (e.g., clay minerals), organic macromolecules, bacteria, viruses, oxides, and oxyhydroxides of, e.g., iron and aluminum (de Jonge et al., 2004a; Kretzschmar et al., 1999).

Figure 1. Size range of colloidal particles in subsurface environments. Edited from McCarthy and Zachara, 1989.



Due to their high specific surface area, these particles have a high sorption capacity, and, thus, they are essential sorbents for, e.g., strongly sorbing nutrients like phosphorus with an otherwise low mobility. Soil particles mobilized in the soil may therefore act as potential carriers of phosphorus by particle-facilitated transport (de Jonge et al., 2004b). The mobilization potential of soil particles is highly affected by the soil texture and especially the clay and organic carbon (OC) content of the soil (Brubaker et al., 1992; Czyz et al., 2002; Vendelboe et al., 2012a), and though numerous studies have described the properties affecting particle mobilization (Kjaergaard et al., 2004; Nørgaard et al., 2014; Vendelboe et al., 2012b) no studies have attempted to predict the amount of small particles potentially available for particle-facilitated transport.

1.2 Soil Sampling and methodology

In this project, the particle mobilization potential was determined as the amount of particles dispersed from intact 100 cm^3 cylindrical soil rings using an end-over end shaking method (Nørgaard et al., 2014). The intact 100 cm^3 rings were collected from the topsoil from 475 sampling points across Denmark (Fig. 2A). From certain fields the 100 cm^3 rings were sampled more close in 15x15 m grids (Fig. 2B) in order to examine how the particle mobilization potential varied within field scale.

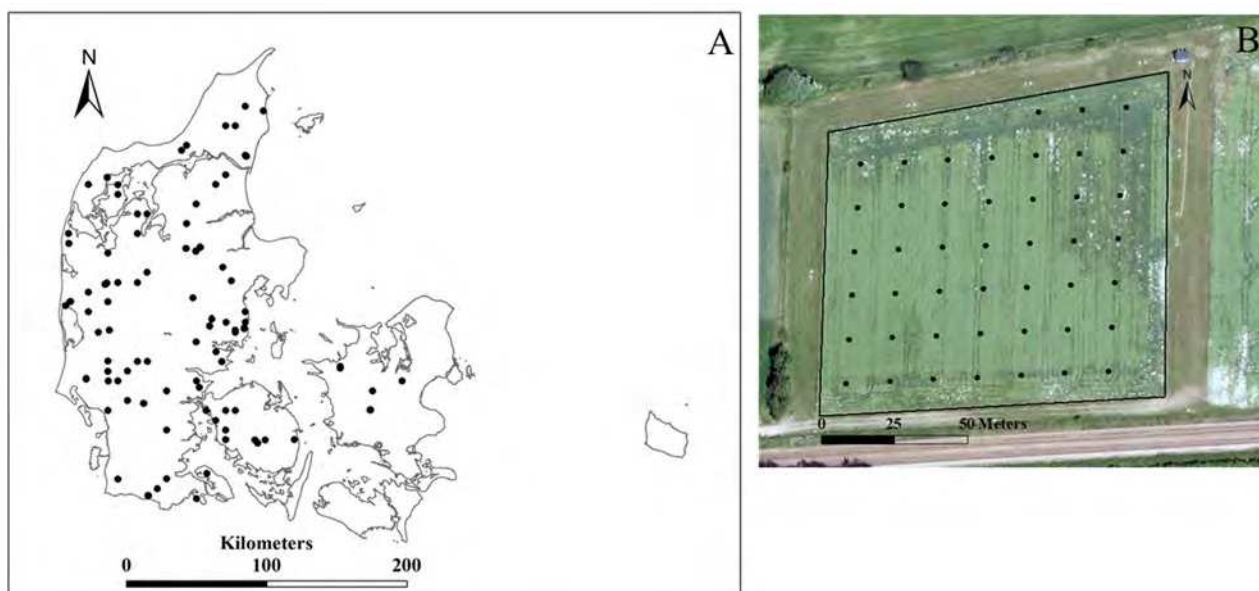


Figure 2. A: The intact 100 cm³ rings for estimating the particle mobilization potential were sampled from 475 sampling points across Denmark. In the figure, one dot may represent several closely located sampling points. B: The sampling grid from one of the fields where we investigated variations in the particle mobilization potential within field scale.

The 475 sampling locations cover a wide range in clay (min: 2.3 %, max: 69.9 %, average: 14.01 %) and organic carbon content (min: 0.75 %, max: 36.77 %, average: 2.76 %) representative of the Danish soil classes. The intact 100-cm³ soil rings were saturated slowly for 5 days and then drained to a matric potential of -5 cm H₂O. After drainage, the samples were incubated for 14 days at 10°C and then transferred to 2-L sedimentation bottles with artificial rain-water in a soil:water ratio of 1:8 by weight. Using an end-over-end shaking technique, the bottles were turned 10 times during 50 sec and left for 1 hour for particles > 2 mm to settle. The upper 100 mL were then siphoned off using a pipette. The amount of dispersible particles was determined gravimetrically after drying at 105°C and put in mg kg⁻¹. Three replicates were made for each of the 475 samples.

1.3 Predicting the particle mobilization potential

Variations in the particle mobilization potential was predominantly described by the clay content of the soil (Fig. 3A, $R^2=0.65$) as also stated in previous literature studies. However other factors such as solution pH and ionic strength (Denovio et al., 2004; Norgaard et al., 2014), soil water content (Michel et al., 2010), soil OC and other binding agents (e.g., iron and aluminum) (Czyz et al., 2002; Norgaard et al., 2014; Seta and Karathanasis, 1996), particle size and pore structure (McGechan, 2002; Zhuang et al., 2005), and soil management are all reported to influence the particle mobilization potential. A best subset regression analysis with clay, fine silt, OC, soil pH, soil electrical conductivity (EC) and oxalate extractable iron (Fe), aluminum (Al) and phosphorus (P) was carried out on the 475 samples. The best set of four variables being able to explain most of the variation in the particle mobilization potential was clay, EC, Al and P (particle mobilization potential = $5401 + 37523 \times \text{clay} - 906 \times \text{EC} - 70 \times \text{Al} - 61 \times \text{P}$, adj $R^2= 0.71$). The ability of this expression to predict the mobilization potential is shown in Fig. 3B. The expression captures most of the variations in the particle mobilization potential, and though clay content is definitely the main driver for the particle mobilization potential ($R^2=0.65$), EC, Al and P (i.e. chemical parameters) still influence the mobilization of particles as also found in the literature.

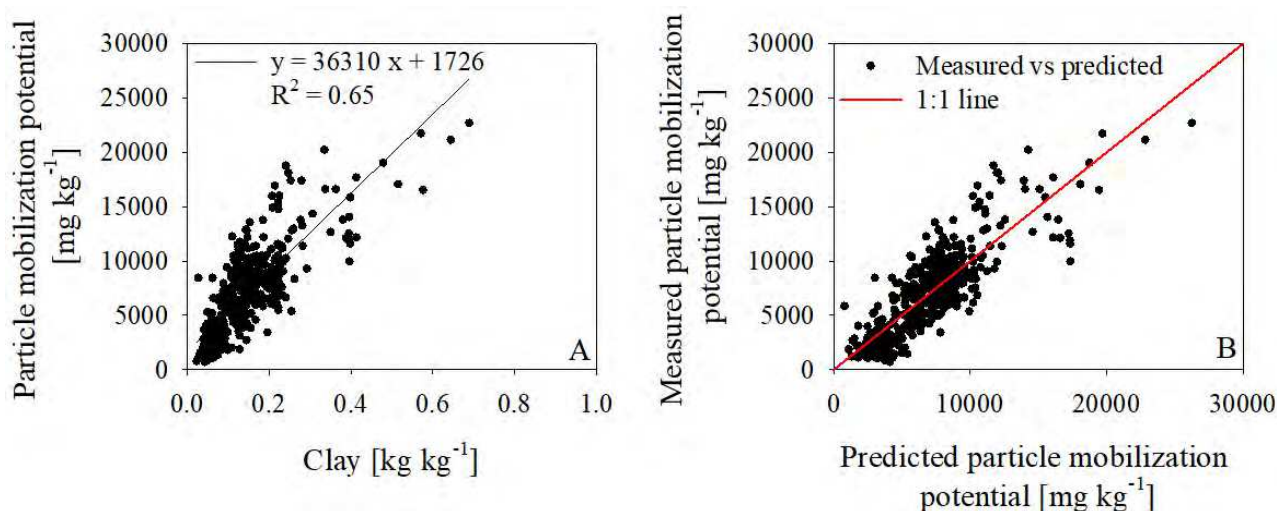


Figure 3. A: The particle mobilization potential (mg kg⁻¹) as a function of clay content (kg kg⁻¹) for the 475 samples. B: The measured particle mobilization potential (mg kg⁻¹) as a function of the predicted particle mobilization potential using particle mobilization potential = 5401 + 37523 x clay – 906 x EC – 70 x Al – 61 x P, adj R²= 0.71.

1.4 Spatial modelling of the particle mobilization potential

Being able to describe the particle mobilization potential from inherent soil parameters, we are also able to make a first generation map of the particle mobilization potential showing the variation of this property across Denmark. The particle mobilization potential was measured and mapped (30.4 m resolution) with associated uncertainty assessment at national scale using a Cubist algorithm with 50 replications of Bootstrapping random sampling approach (Malone et al., 2017). All the 475 samples from the particle mobilization potential were applied for modelling and mapping.

1.4.1 Environmental Variables

Thirty-eight environmental variables with full coverage of Denmark was used as predictors for mapping the particle mobilization potential. These variables included a digital elevation model (DEM), a number of land surface parameters derived from the DEM, and existing digital soil property maps (Table 1). Despite the huge number of measurements included in the data set, it was still not possible to cover the entire variation of Danish soil in terms of land use, soil type and geology, etc. Therefore, none of the categorical variables (land use, landscape, soil type, geology and wetland) could be used as predictor in this study. In general, wetland areas were not represented in the 475 sampling points, and therefore, these areas were not adequately represented in the prediction models for the mapping. Wetlands areas were thus excluded from the maps to prevent the predictions of the particle mobilization potential from being unreliable. All maps were rescaled to 30.4 m spatial resolution to be used in this work. The spatial resolution of 30.4 meters is a tradeoff between pixel uncertainty and map ability to delineate landscape features e.g. valleys.

Table 1. A list of environmental variables used to predict the distribution of the particle mobilization potential in Danish soils.

Predictors	Explanation	Mean (range)
Soil variable		
SOM_a	Soil organic matter 0-30cm (%)	4.6 (0–100)
SOM_b	Soil organic matter 30-60cm (%)	4.7 (0–100)
clay_a	clay content 0-30cm (%)	8.2 (0.0–51.2)
clay_b	clay content 30-60cm (%)	10.1 (0.0–62.7)
silt_a	silt content 0-30cm (%)	9.7 (0.0–41.8)
silt_b	silt content 30-60cm (%)	9.2 (0.0–45.8)
finesand_a	finesand content 0-30cm (%)	42.8 (0.0–95.9)
finesand_b	finesand content 30-60cm (%)	40.5 (0.0–98.4)
coarsesand_a	coarsesand content 0-30cm (%)	39.2 (0.0–98.6)
coarsesand_b	coarsesand content 30-60cm (%)	40.1 (0.0–99.1)
pH_a	pH 0-5cm	6.3 (3.2–8.5)
pH_b	pH 5-15cm	6.3 (2.8–8.9)
pH_c	pH 10-30cm	6.3 (2.3–9.1)
Al_a	Oxalate extractable Al 0-25cm (mmol/kg)	35.7 (4.1–146.2)
Al_b	Oxalate extractable Al 25-50cm (mmol/kg)	39.2 (2.4–112.6)
Fe_a	Oxalate extractable Fe 0-25cm (mmol/kg)	35.8 (4.2–712.1)
Fe_b	Oxalate extractable Fe 25-50cm (mmol/kg)	35.5 (4.2–712.1)
Topographic variables		
DEM	Digital elevation model (m)	30.9 (–39.5–170.5)
asp_cos	Cosine of the surface aspect	0.01 (–1.00–1.00)
asp_sin	Sine of the surface aspect	–0.03 (–1.00–1.00)
bluespot	Depth of sinks (m)	0.1 (0.0–92.5)
curv_plan	Plan curvature	0.0 (–5.1–6.0)
curv_prof	Profile curvature	0.0 (–7.3–6.1)
demdetrend	Elevation minus the mean elevation in a 4 km radius	1.0 (–57.9–105.4)
dirinsola	Direct insolation (kWh/year)	1269 (122–1707)
flowaccu	Number of upslope cells	60 (1–110,908)
gwd_intp	Depth to groundwater table interpolated from well observations and surface water	6.8 (0.0–144.3)
gwd_model	Depth to groundwater table from hydrological model	5.8 (0.0–126.0)
hdtochn	Horizontal distance to the nearest waterbody	231 (0–3238)
midslppos	Mid-slope position	0.27 (0.00–1.00)
mrvmf	Multi-resolution index of valley bottom flatness	4.3 (0.0–10.9)
RSP	Relative slope position	0.17 (0–1)
sagawi	SAGA wetness index	14.5 (6.9–19.1)
slpdeg	Surface slope gradient (degrees)	1.6 (0.0–90.0)
slptochn	Downhill gradient to the nearest waterbody (degrees) 1.1	1.1 (0.0–52.6)
twi	Topographic wetness index; Calculated as $TWI = \ln(a/\tan b)$: where a is flow accumulation, and b is local slope gradient	5.9 (–15.8–63.3)
valldpth	Valley depth (m)	7.5 (0.0–89.9)
vdtochn	Vertical distance to the nearest waterbody (m)	4.1 (0.0–115.4)

1.4.2 Spatial Modelling

The performances of the Quantile regression forest (QRF) (Meinshausen, 2006) and the Cubist algorithm (Quinlan, 1992) were evaluated for the spatial modelling of the particle mobilization potential by calculating the classical uncertainty indicators based on internal cross-validation, namely Root Mean Square Error of Cross Validation (RMSECV), and percentage of explained variance (R^2). The best model was selected to produce the final map of the particle mobilization potential and an uncertainty assessment for Denmark. The results are shown in Table 2.

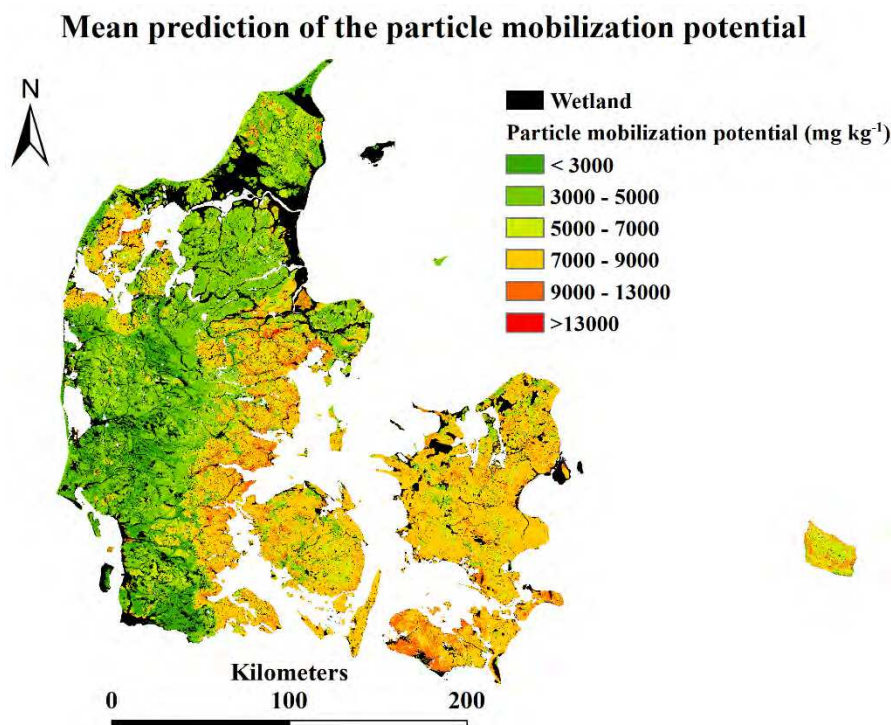
Table 2. Internal validation statistics for the prediction of the particle mobilization potential in Danish soils using the Quantile regression forest (QRF) and the Cubist algorithm.

	R^2	RMSECV (mg kg ⁻¹)
Cubist	0.79	1847
QRF	0.70	1908

The Cubist algorithm showed the highest R^2 and lowest RMSE value compared with the cross-validation results from the QRF. Therefore, the final map of the particle mobilization potential and the uncertainty assessment were carried out using the Cubist algorithm with Bootstrapping random resampling approach (Efron and Tibshirani, 1993). In this study, we applied 100 repetition of random sampling with replacement of the available data to generate probability distributions of the prediction realizations from each model at each pixel. A robust estimate was determined by taking the average of all the simulated predictions at each pixel. Therefore, the final map of the particle mobilization potential was a mean prediction map based on 100 simulated prediction maps (Fig. 4).

The final map of the particle mobilization potential shares very similar patterns with the Danish soil class map and texture maps (Adhikari et al., 2013; Adhikari et al., 2014). Soils with relatively low particle mobilization potential are generally found in the western and northern part of the country, which consists mainly of Podzols with relatively low clay content compared with the rest of Denmark. On the other hand, relatively high particle mobilization potentials are observed in the eastern and central parts of Denmark, which are dominated by Luvisols. Soils in this part of the country are mainly loamy soils on calcareous tills dominated by glacial (Weichselian) morainic landscapes. In general, higher clay and silt contents are observed in this part of the country. Please note that wetland areas, marked with black in Fig. 4, are not included in the prediction as there were no samples from these areas.

Figure 4. Mean predicted particle mobilization potentials in topsoils in Denmark based on 100 model realizations. Wetlands (marked with black) are not included in the prediction, as these areas are unclassified.



The Cubist algorithm also provides importance of each variable used in the model and is represented as the relative importance in percentage. From the Cubist model output (usage of each variable) for the targeted particle mobilization potential, we found that the model was highly affected by clay, silt and fine sand. Of all predictors, clay, silt, fine sand and coarse sand in both top and subsoil were the eight most important predictors for the prediction of the particle mobilization potential, all eight predictors scored more than 75% importance. Many of the predictors are highly correlated, but Cubist is not sensitive to this. Of all environmental predictors, topsoil clay content was the most important for modelling the particle mobilization potential. Furthermore, the oxalate extractable iron in both top and subsoil was very important. Two terrain derivatives (elevation minus the mean elevation in a 4 km radius and multi-resolution index of valley bottom flatness) gave important contribution to the modeling the particle mobilization potential (Adhikari et al., 2013).

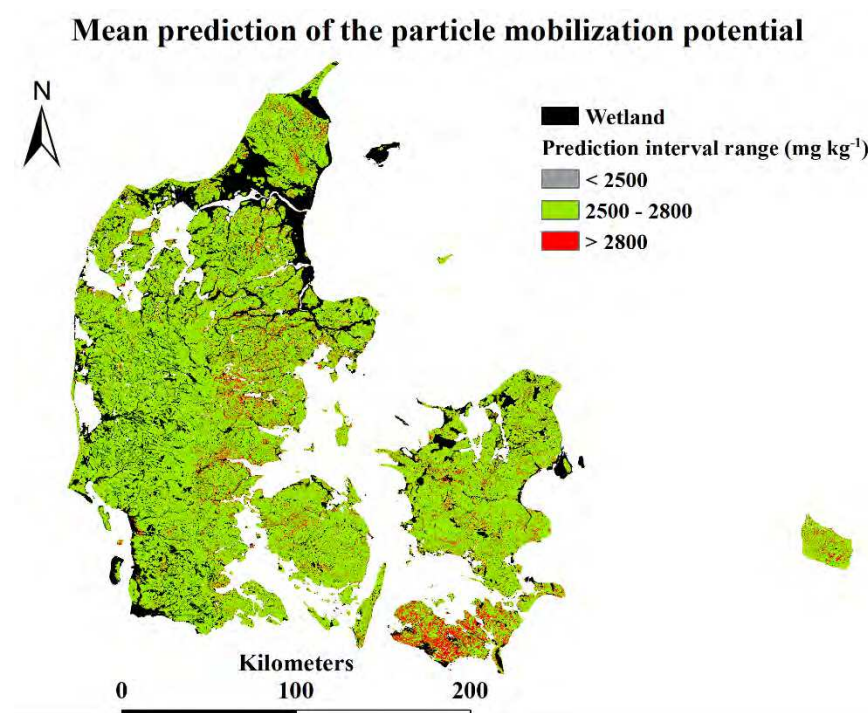
1.4.3 Uncertainty assessment

To estimate the mapping uncertainty of the mean particle mobilization potential at each pixel, we produced two maps representing the lower (25% quantile) and the upper quartile (75% quantile) of the 100 model realizations for predicting particle mobilization potential. Afterwards, the prediction uncertainty was calculated as the interquartile range, i.e. the difference of the two maps (Fig. 5). A larger interquartile range is thus an expression of greater uncertainty. Red areas in the northern and eastern part of Jutland, central and eastern part of Denmark were associated with a high level of uncertainty compared to the rest of the country (Fig. 5).

The northern and eastern parts of Jutland present the most complex soil and geology in Denmark. This is most likely due to their geological history and climate. The soil parent material in the northern part of Jutland was covered by glaciers advancing from Norway during the Weichselian glaciation, while the soil parent material in the eastern part of Jutland was partly covered by

glaciers advancing from the eastern Baltic Sea. Therefore, loamy Weichselian moraines are often found in the eastern part of the Jutland, while the northern parts consists of marine sediments mixed with fine sandy materials on post and late-glacial marine deposits. The areas with higher uncertainty are often located in areas with complex geology and landforms. This brings in general several challenges to Danish soil mapping activities (Greve et al., 2007). Further, as mentioned above, despite the large number of soil sampling points included in this study (Fig. 2), the calibration model still could not catch the full spatial variation of the whole country, particularly in the central and eastern part of the country. Detailed national scale spatial modelling requires a huge number of soil samples, and it is critical to have a sufficient number of soil sampling locations to have full coverage of the Danish soil variations. Therefore, for future work, it is important to increase soil samples to represent different geology, land use and landscape to recalibrate the model and improve the accuracy of the digital map of the particle mobilization potential.

Figure 5. Prediction intervals of the estimated mean particle mobilization potential in topsoils in Denmark as expression of mapping uncertainty. The intervals are defined as difference between the 75% quantile and the 25% quantile of predicted values from 100 model realizations at each pixel. Please note that wetlands (marked with black) are not included in the prediction due to lack of samples from these areas.



1.5 Conclusion

A sampling set of 475 sampling locations is rather unique for estimating the particle mobilization potential. The sampling locations cover large variations in clay content for Danish soils. In previous studies clay content is one of the main drivers for the particle mobilization potential, and likewise, our study has shown that clay ($R^2=0.65$), but also the electrical conductivity, oxalate extractable aluminum and phosphorus influences the particle mobilization potential, and even with a relative good prediction accuracy ($R^2= 0.71$). With this prediction of the particle mobilization potential from inherent soil parameters, and considering the large amount of samples we have collected, we are one step closer a first generation map of the particle mobilization potential showing the variation across Denmark.

The spatial modelling of the particle mobilization potential included thirty-eight environmental variables with full coverage of Denmark. The final map of the particle mobilization potential shared similar patterns with the Danish

soil class map and texture map. Thus, soils with relatively low particle mobilization potential were found in the western and northern part of Denmark, which consists of soils with relatively low clay content. In contrast, high particle mobilization potentials were observed in the eastern and central parts of Denmark dominated by soils with higher clay and silt contents. This is in agreement with the particle mobilization predictions where clay was found as the main driver in the linear regression. Thus, the eastern and central parts of Denmark has the highest clay contents, and thereby, a large pool of small colloidal particles which contributes to the large particle mobilization potential in these areas.

Despite the huge number of measurements included in the data set, it was still not possible to cover the entire variation of Danish soil in terms of land use, soil type and geology, etc. Therefore, none of the categorical variables like landuse, landscape, soil type, geology or wetland could be used as predictor in this study. For future studies of the particle mobilization potential, soil sampling should be extended to many additional locations covering also variations in soil management.

2 Estimating the risk of macropore flow in soils of Denmark¹

Bo Vangsø Iversen¹, Ali Mehmandoost Kotlar², Trine Nørgaard¹

Academic quality assurance: Christen Duus Børgesen¹

¹*Department of Agroecology, Aarhus University*

²*Centre for Nuclear Energy in Agriculture, University of São Paulo*

2.1 Measurements, development of pedotransfer functions and modelling

To a considerable extent, the leaching of phosphorus to drains takes place in macropores, either in dissolved form or as phosphorus bound to mobile soil particles. In addition to the actual water transport through macropores, which occurs in particular when the hydraulic conductivity of the soil matrix is exceeded, the potential for particle mobilization is crucial. The probability of macropore flow is especially determined by the geological variation. A model has previously been developed relating this probability to readily available pedological and geophysical data (Iversen et al., 2011). Based on the model, a nationwide mapping of the risk of macropore transport was carried out in 2009. Since then, the underlying data basis has improved enabling an upgrading of the mapping. The aim of this work is to develop pedotransfer functions that scale up the hydraulic values of importance to macropore transport. The functions will be used on an updated new soil map (Adhikari et al. 2013) in order to develop updated risk map of macropore flow. The results will be combined with an uncertainty analysis.

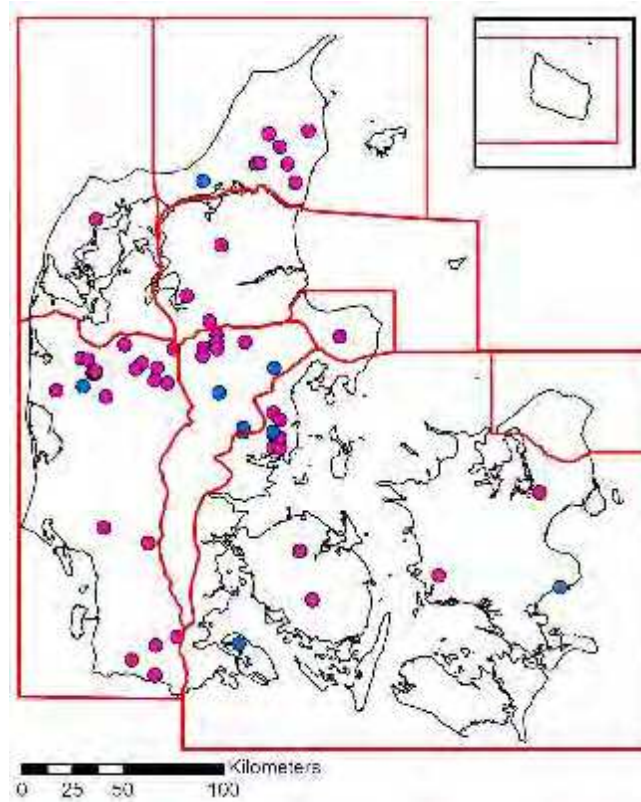
¹ This chapter is based on published work (Kotlar, A.M; Q. de Jong van Lier; T. Nørgaard, H.E. Andersen, B.V. Iversen 2020. Quantification of macropore flow in Danish soils using near-saturated hydraulic properties. *Geoderma* 375, doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114479).

2.1.1 Measurements

Soil sampling for measurement of saturated and unsaturated hydraulic conductivity (K_s and $K(h)$) as well as soil water retention measurements was performed following Iversen et al. (2011). The aim of our work in relation to sampling was to increase the number of soil samples with a high clay content, underrepresented in the existing dataset. As a result, the database was incremented with 356 $K(h)$ data obtained from large soil columns (6280 cm³) and 2640 soil water retention data at different pressure heads measured in smaller sample rings (100 cm³) taken at three different depths (Fig. 6). For those cases in which repetitions of large columns within individual horizons were available, the average value of $\log(K_s)$ and $\log(K_{10})$ were assigned. The smaller 100 cm³ rings were used for soil water retention analysis using a sandbox for pressure heads from -10 to -100 cm and ceramic plate equipment for pressure heads between -160 and -1000 cm. A water retention curve for a very dry region was obtained using oven dried samples in a WP4-T dew point potentiometer (METER Group Inc., Pullman, WA, USA) and water content at wilting point was calculated using the fitted curve. Unsaturated hydraulic conductivity was measured using automated (step flow) drip infiltrometer (ADI) as reported by Iversen et al. (2004) and Kotlar et al. (2019a). In the ADI setup, tensiometers recorded pressure heads at five depths in the column under step flow. The inflow from the dripping device was applied at the top of the sample and a suction from the ceramic plate at the bottom of the column was adjusted until steady state conditions were established. This was accomplished when the five tensiometers showed similar readings of the pressure head in time and at the different depths ensuring that the vertical flow was due to a gravitational gradient only. Data was then stored at the specific pressure head and subsequently, inflow from the dripping device was decreased and the process repeated at a lower pressure head (Kotlar et al., 2019a). Five to eight bottom suctions were applied varying between approximately -1 and -100 cm pressure head depending on the soil type allowing to determine $K(h)$ at this specific range. Saturated hydraulic conductivity was independently measured using the constant head method as described by Iversen et al. (2004).

The ADI setup only allowed reading of pressure heads related to the specific inflow rates from the dripping device determining the different moisture contents in the unsaturated soil column. The value of $K(h)$ at the specific pressure head of -10 cm (K_{10}) was therefore obtained through interpolation on a logarithmic scale between the resulting measured pressure head points for each soil column. For most columns, measurements of the pressure heads were distributed evenly around -10 cm and interpolation was a reasonable assumption. However, for those few samples without data for pressure heads between zero and -10 cm, $\log(K_{10})$ had to be extrapolated. We did not use any curve fitting by incorporating data from water retention to keep the dependency of hydraulic conductivity only on large samples. Our initial attempts to fit the data only to VGM hydraulic conductivity function failed due to a high overestimation of K_{10} .

Figure 6. Spatial distribution of sites in Denmark for sampling of large columns and small rings for soil hydraulic properties measurements. Purple dots show sites used by Iversen et al. (2011) and blue dots show new additional sites used in the current study composed of 2242 measured $K(h)$ pairs for 217 large soil columns. Red lines mark areas of the different geological regions in Denmark. Most of sampling was done in the western part of Denmark at the large peninsula Jutland.



From each of three sampling depths, bulk samples were collected for texture classification and measurement of the OM content. The particle size distribution was determined using the sieve and hydrometer methods. The particle sizes of samples were classified into four fractions, coarse sand (200–2000 μm), fine sand (20–200 μm), silt (2–20 μm), and clay (<2 μm) corresponding to the texture fractions of the Danish soil classification system (Madsen et al., 1992). In the subsequent pedotransfer development, the classification system based on the soil maps of Denmark by Adhikari et al. (2013) was used to create the hydraulic property maps.

2.1.2 Pedotransfer function development

Pedotransfer functions for estimation of $\log(K_s)$, $\log(K_{10})$ and water contents corresponding to pressure heads of –10 cm (θ_{pF1}), –100 cm (θ_{pF2}), –1000 cm (θ_{pF3}) and –15.8·10³ cm ($\theta_{pF4.2}$), were tested using the Gaussian regression process (GRP), a supervised machine learning method using clay, fine sand, coarse sand, silt and OM contents as predictors.

The performance of the developed pedotransfer functions for predicting the target was evaluated by root mean square error (RMSE) and mean error (ME).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{p=1}^n (Y_{est,p} - Y_{obs,p})^2}{n}} \quad (3)$$

$$ME = \sum_{p=1}^n (Y_{est,p} - Y_{obs,p}) \quad (4)$$

where Y_{obs} and Y_{est} are measured and PTF-predicted target variables (Krause et al., 2005).

After development of PTFs, raster maps of soil texture and OM provided by Adhikari et al. (2013) describing these soil properties to a depth of 100 cm and divided to A, B and C horizons representing soil depth of 0-30, 30-60 and 60 to 100 cm respectively at 30 m resolution were used to generate maps of $\log(K_s)$ and $\log(K_{10})$ as well as a dimensionless quantity called $\log(K_{\text{jump}})$ defined as the difference between $\log(K_s)$ and $\log(K_{10})$ ($\log(K_s / K_{10})$). High values of $\log(K_{\text{jump}})$ indicate a high macropore conductivity and a relatively low conductivity of the soil matrix, which mainly applies for structured loamy or clayey soils (Iversen et al., 2011). On the other hand, small values of $\log(K_{\text{jump}})$ are typically found in unstructured sandy soils.

2.1.3 Numerical modeling of water flow

Water flow simulations were performed with Hydrus-1D model (Šimunek et al., 2008) that numerically solves the Richards' equation (5) resulting in the temporal and spatial changes in water content.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S(h, z, t) \quad (5)$$

In this equation, θ is volumetric soil water content, t is time (d), z is the vertical space coordinate (cm), K is the hydraulic conductivity (cm d^{-1}), h represents pressure head (cm), and S is a sink term (d^{-1}) accounting for the volume of water removed from the soil per unit of time due to crop water uptake. Hydraulic properties $\theta(h)$ and $K(h)$ are expressed using the van Genuchten (1980) equations:

$$S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = (1 + |ah|^n)^{-m} \quad (6)$$

$$K(h) = K_s S_e^\lambda \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (7)$$

where S_e is the saturation degree, θ_s and θ_r are volumetric saturated and residual water contents, and a (cm^{-1}), $m=1-1/n$, and λ are fitting parameters. For this study, the required van Genuchten (1980) parameters were obtained through curve fitting using the developed PTFs.

To identify the probability of macropore flow, we established a threshold for macropores at an equivalent diameter of 50 μm , corresponding to -60 cm pressure head, similar to the assumption reported by Varvaris et al. (2018) for Danish soils. Using Hydrus 1D, the number of days in which the upper part of the B horizon remained wetter than the pressure head of -60 cm was calculated for a scenario with winter wheat (the most commonly grown crop in Denmark) on Danish soils. Twenty years of spatially distributed meteorological daily data with 20-km resolution (from the Danish Meteorological Institute) together with a 2 m deep groundwater was used as the upper and lower boundary condition. For this scenario, required potential evapotranspiration and corrected precipitation data were obtained using a Danish national dataset calculated by the DAISY model (Hansen et al., 1991).

A random forest of 50 regression trees was grown to estimate the full conditional distribution of a target using high dimensional covariates including soil texture, OM and $\log(K_s)$ and $\log(K_{10})$. From the distribution of estimates, 90% quantile prediction considered as prediction confidence interval was drawn from the difference between 5th and 95th quantiles. The confidence intervals of the responses are great tools to bold the importance of variability and need for sampling actions for the future experimental works.

2.2 Results and Discussion

2.2.1 Soil profile data

Clayey soils were underrepresented in the original Iversen et al. (2011) dataset. To improve on this, in the newly added dataset, average clay content was 14%, versus 6% in Iversen et al. (2011). On average, the values of $\log(K_s)$ increased (from 2.439 to 2.910 for K in cm d^{-1}) and values of $\log(K_{10})$ decreased from 1.143 to 0.362. As a result, average K_{jump} increased from about 1.3 to 2.5.

Textural classification of the whole collected soil samples based on the USDA system shows that 51% were classified as sandy loam (SL), 27% as sandy (S), 14% as loamy sand (LS), and 7% as sandy clay loam (SCL), respectively (Fig. 2a). According to the distribution of soil types in Denmark based on the Danish soil classification 35, 27, and 23 % of the total area in Denmark are covered with sandy, loamy sand and sandy loam soils, respectively (Fig. 7a and b).

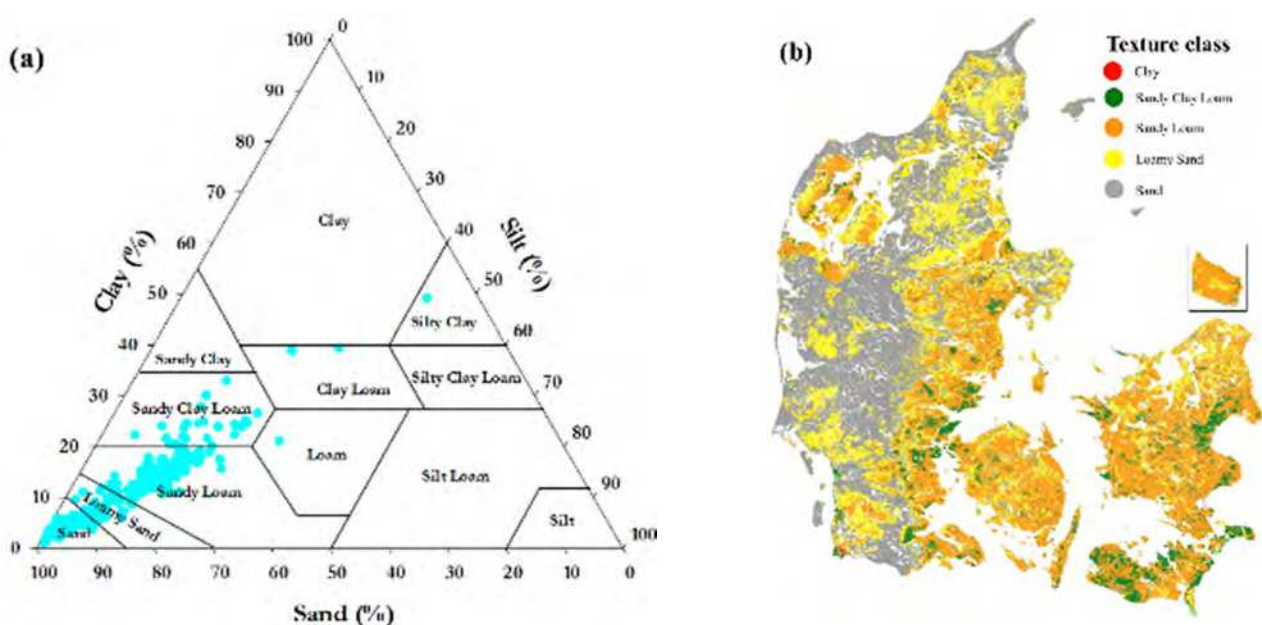


Figure 7. a) USDA textural classes of the collected samples and (b) map of soil texture class for Danish soils within 30 to 60 cm (B horizon; Adhikari et al., 2013).

Samples are predominantly high in sand content, which is probably why the average value of $\log(K_s)$ is relatively high, about 2.7 for K in cm d^{-1} (Table 3). Between these dominant textures, average values of $\log(K_s)$ were recorded 2.82, 2.67, 2.51, and 2.16 (for K in cm d^{-1}) for SL, S, LS, and SCL soils, respectively. However, average values of $\log(K_{10})$ were 0.27, 1.85, 1.14 and -0.72 (for K in cm d^{-1}) for the same textures classes, respectively. The summary of basic statistics and Pearson correlation coefficients between variables of the measured texture, OM, and BD data used to develop PTFs are shown in Table 3. The skewness of a normal distribution is zero, although values between -1 and 1 are also acceptable. Thus, clay and OM were not normally distributed. This is expected since only about 21% of the data has a clay content above 15% and 86% of soil samples has a content of OM less than 3%.

Table 3. Summary overview of the predictors and variable in the collected samples.

Av ¹	SD ²	Min	Max	SK ³	parameter	C ⁴	FS ⁵	CS ⁶	Si ⁷	OM ⁸	BD ⁹	log (K _s) ¹⁰	log (K ₁₀) ¹⁰
11.4	6.6	1.0	49.1	1.2	C (%)	1							
40.4	15.4	3.4	95.5	0.0	FS (%)	0.18	1						
37.5	21.9	0.4	94.5	1.0	CS (%)	-0.68	-0.83	1					
10.2	6.2	0.4	42.0	0.4	Si (%)	0.87	0.29	-0.74					
1.9	1.3	0.0	10.1	1.1	OM (%)	0.18	0.11	-0.24	0.35	1			
1.5	0.1	1.2	2.0	0.4	BD (g cm ⁻³)	-0.02	-0.09	0.10	-0.07	-0.50	1		
2.7	0.8	-0.2	4.7	-0.9	log(K _s) ¹⁰	-0.10	-0.10	0.11	0.01	0.17	-0.28	1	
0.7	1.1	-3.9	3.0	-0.5	log(K ₁₀) ¹⁰	-0.71	-0.29	0.61	-0.65	-0.15	-0.11	0.17	1

1. Av: average; 2. SD: standard deviation; 3. SK indicates skewness; 4. C: Clay; 5. FS: fine sand; 6. CS: Coarse sand; 7. Si: Silt; 8. OM: organic matter; 9. BD: bulk density; 10. For values of K in cm d⁻¹

2.2.2 Pedotransfer functions for water contents and hydraulic conductivities

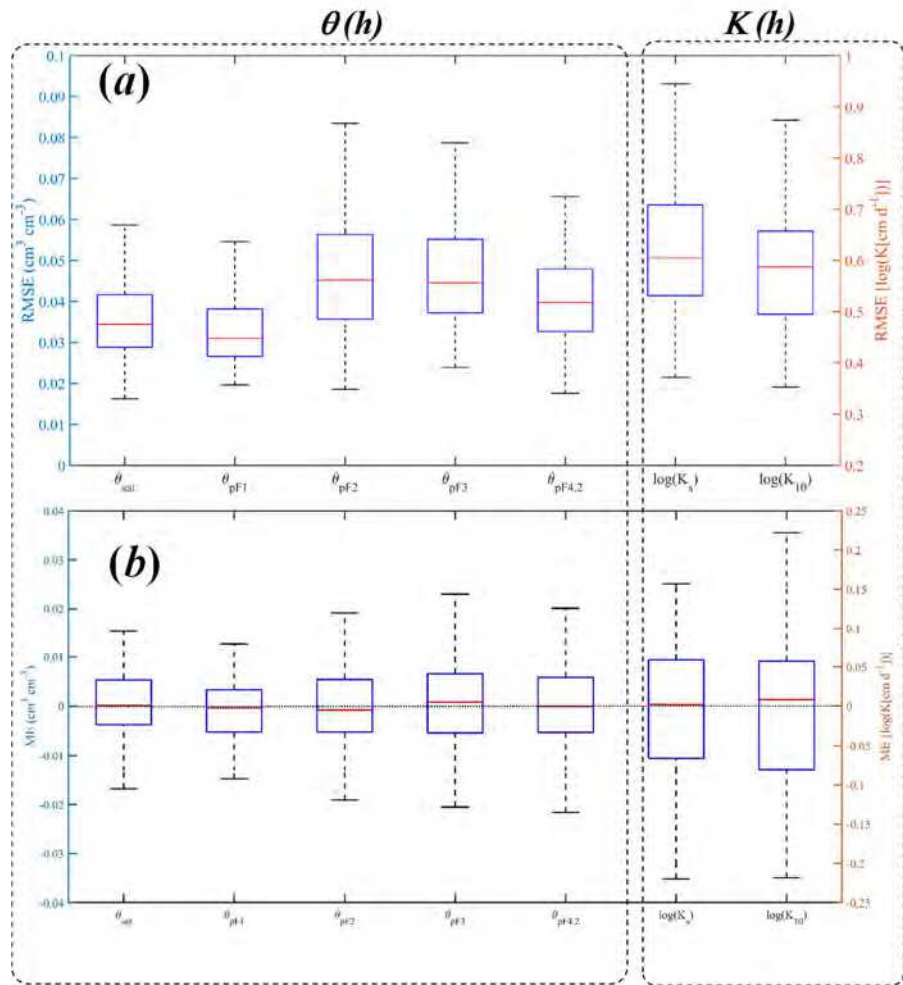
RMSE and ME values showing the performance of the developed PTFs with their uncertainty obtained from the 100 bootstraps along with covariate shift (Kotlar et al., 2019b) for each soil hydraulic property (SHP) are illustrated in Fig. 8. Table 4 shows the average and standard deviation of the developed PTFs for estimation of θ_{pF1} , θ_{pF2} , θ_{pF3} , and $\theta_{pF4.2}$. The average of obtained RMSE values for estimation of water contents were about 0.015, 0.015, 0.049, 0.046 and 0.032, smaller than the standard deviation of the data used to train PTFs, showing that the developed models are robust (Singh et al. 2005). Moreover, the results are comparable with the results reported by Børgesen et al. (2006) who applied a neural network using detailed soil texture classes as predictors for Danish soils. On average, there was a small underestimation for θ_s and $\theta_{pF4.2}$ as average value of ME is slightly negative (Figure 8a). The importance of developing regional PTFs was also shown for French soils water contents at pF2 and pF4.2 (Roman Dobarco et al., 2019). However, large values of RMSE, around 0.07 for water retention of forest soils in Germany were reported by Stump et al., (2009) due to the use of global based PTFs including ROSETTA (Schaap et al., 2001) and SOILPROP (Mishra and Parker. 1989).

Table 4. Average and standard deviation (SD) of the developed PTFs under 100 bootstrapping for prediction of water contents under 100 bootstrapping shown in Figure 3 (θ_s , θ_{pF1} , θ_{pF2} , θ_{pF3} and $\theta_{pF4.2}$ are water contents at saturation, -10 cm, -100 cm -1000 cm, and -15.8·10³ cm pressure head).

Water content	θ_s	θ_{pF1}	θ_{pF2}	θ_{pF3}	$\theta_{pF4.2}$
RMSE±SD (cm ³ cm ⁻³)	0.037±0.014	0.034±0.014	0.048±0.017	0.047±0.014	0.041±0.015
ME±SD (cm ³ cm ⁻³)	-4.7e-4±0.0088	-3.49.7e-4±0.0072	-4.9e-4±0.0105	5.7e-4±0.0102	-2.2 e-3±0.0107

Many studies aiming to estimate specific values of $K(h)$ deal with lower variability of $\log(K_s)$ and $\log(K_{10})$ than this study, ranging between -0.2 to 3.8 and -4 to 3.03 (for K in cm d⁻¹). For example, the models presented by Zhang and Schaap (2017), Cosby et al. (1984), and Rawls et al. (1982) were developed based on $\log(K_s)$ between 0.2 and 2.7 (K in cm d⁻¹). Obtained RMSE values of 0.635±0.156 and 0.594±0.132 for $\log(K_s)$ and $\log(K_{10})$ are in agreement with results reported by Zhang and Schaap (2017) and Jarvis et al. (2013) where the lower variability of $\log(K_{10})$ yields smaller values of RMSE for prediction of this parameter compared to $\log(K_s)$.

Figure 8. Average Box-and-whisker plots of (a) RMSE and (b) ME values for predicted θ_s , θ_{pF1} , θ_{pF2} , θ_{pF3} and $\theta_{pF4.2}$ that are water contents at saturation, -10 cm, -100 cm -1000 cm, and $-15.8 \cdot 10^3$ cm pressure head, $\log(K_s)$ and $\log(K_{10})$ of the developed PTFs under 100 times bootstrapping.



2.2.3 Map of soil hydraulic properties

The developed PTFs allowed to construct maps of $\log(K_s)$, $\log(K_{10})$, and $\log(K_{jump})$ based on the national Danish maps (Adhikari et al., 2013) using predictors of clay, fine sand, coarse sand, silt, and OM contents. Overall, soils in the western part of the peninsula of Jutland show a high value of sand whereas the eastern parts of Denmark (including the eastern part of Jutland) are dominated by heavier loamy soils (Fig. 9a and b). Using OM (Fig. 9c) as one of the predictors limits the prediction of hydraulic conductivity to soils with less than 7% OM, because only two samples (<0.5% of the observed samples) have OM>7%. For this reason, some small areas with an OM content larger than 7% where the developed PTFs are not valid remained unmapped. The maps of silt and fine sand are not shown due to strong positive correlation of silt and clay as well as strong negative correlation of coarse sand and fine sand, with Pearson correlation of 0.86 and -0.78 respectively.

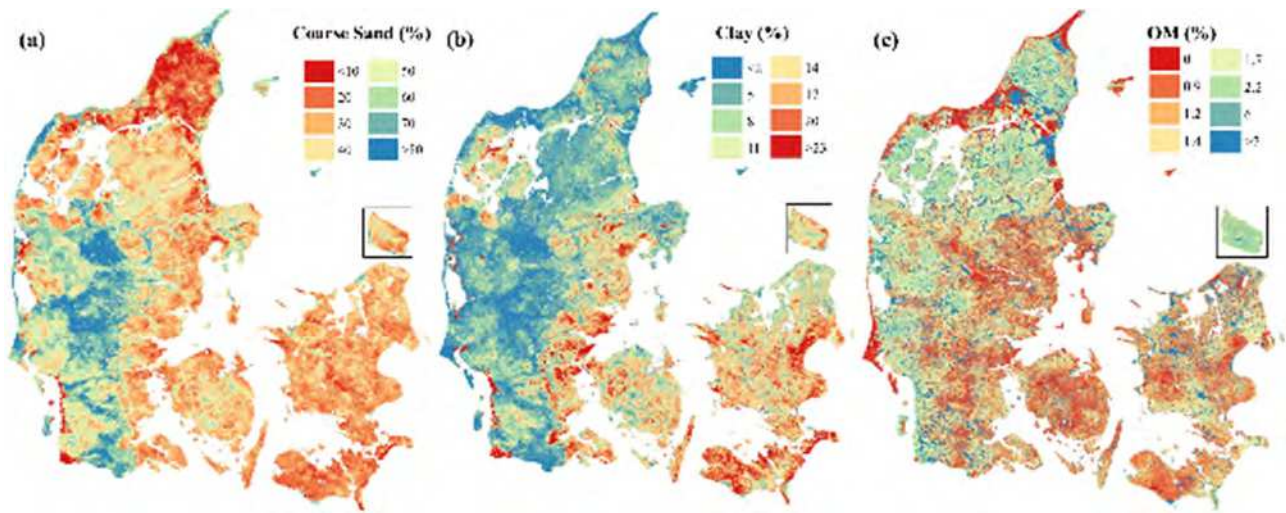


Figure 9. Map of Denmark showing some input data for the PTF used to predict soil hydraulic properties: contents of coarse sand (a), clay (b) and OM (c) and texture class (d) at depth 30-60 cm (B horizon) generated by Adhikari et al. (2013).

Not surprisingly, $\log(K_s)$ tends to decrease with depth. National average of this parameter is 2.77 ± 0.21 , 2.55 ± 0.34 , and 2.39 ± 0.43 (K in cm d^{-1}), respectively for the A, B, and, C horizon (Figure 10a, d, and g). This may be related to the tendency of clay content to increase with depth in soils with clay illuviation (de Jonge et al., 2004a; Adhikari et al., 2013). Heavy clay soils in Denmark, which are composed of more than 20% clay (e.g. Figure 8b) and concentrated in the southern and eastern part of the country show values of $\log(K_s)$ of about an order of magnitude smaller than lighter textured soils. For areas with a high coarse sand content, like the middle of Jutland, there was no significant change in $\log(K_s)$ with depth. In these cases, the higher OM contents in the topsoil might compensate for the lower clay content. Considering soil texture, $\log(K_s)$ is highest in sandy loam soils with averages of 2.83 ± 0.19 , 2.70 ± 0.25 , 2.55 ± 0.30 (K in cm d^{-1}) for the A, B, and C horizon (Fig. 11), respectively. Among the evaluated Danish soils, however, sandy clay loam soils showed the lowest values of $\log(K_s)$ with values of 2.34 ± 0.53 , 2.06 ± 0.47 and 1.84 ± 0.45 (for K in cm d^{-1}) for the A, B, and C horizon, respectively (Figure. 10a). There is larger variability for the values of $\log(K_s)$ in deeper soils (Fig. 10), while sandy clay loam soils always show a large variability of $\log(K_s)$ regardless of depth.

Low values of $\log(K_{10})$ for the soils of the eastern part of Denmark resulted in high values of $\log(K_{\text{jump}})$ (Fig. 10). The eastern part of Denmark is mostly composed of fine sandy clay soils (Fig. 9) with a large difference between $\log(K_{10})$ and $\log(K_s)$ especially due to a low value of $\log(K_{10})$, therefore providing a high probability of macropore flow for this region. Sandy and loamy sand soils show larger values of $\log(K_{10})$, 2.04 ± 0.29 and 1.48 ± 0.28 (K in cm d^{-1}). However this parameter declined to 0.50 ± 0.39 and -0.64 ± 0.55 (for K in cm d^{-1}) for sandy loam and sandy clay loam soils in the topsoil (A horizon) (Fig. 10b). Mean values of $\log(K_{10})$ reduced by about 50% for sandy loam soils in the B horizon compared to the surface soil layer, while there is no significant reduction of this parameter for sandy and sandy clay loam soils having the maximum and mining values of $\log(K_{10})$ among Danish soils. The large variability of $\log(K_s)$ compared to $\log(K_{10})$ is clearly distinguished in Figure 11.

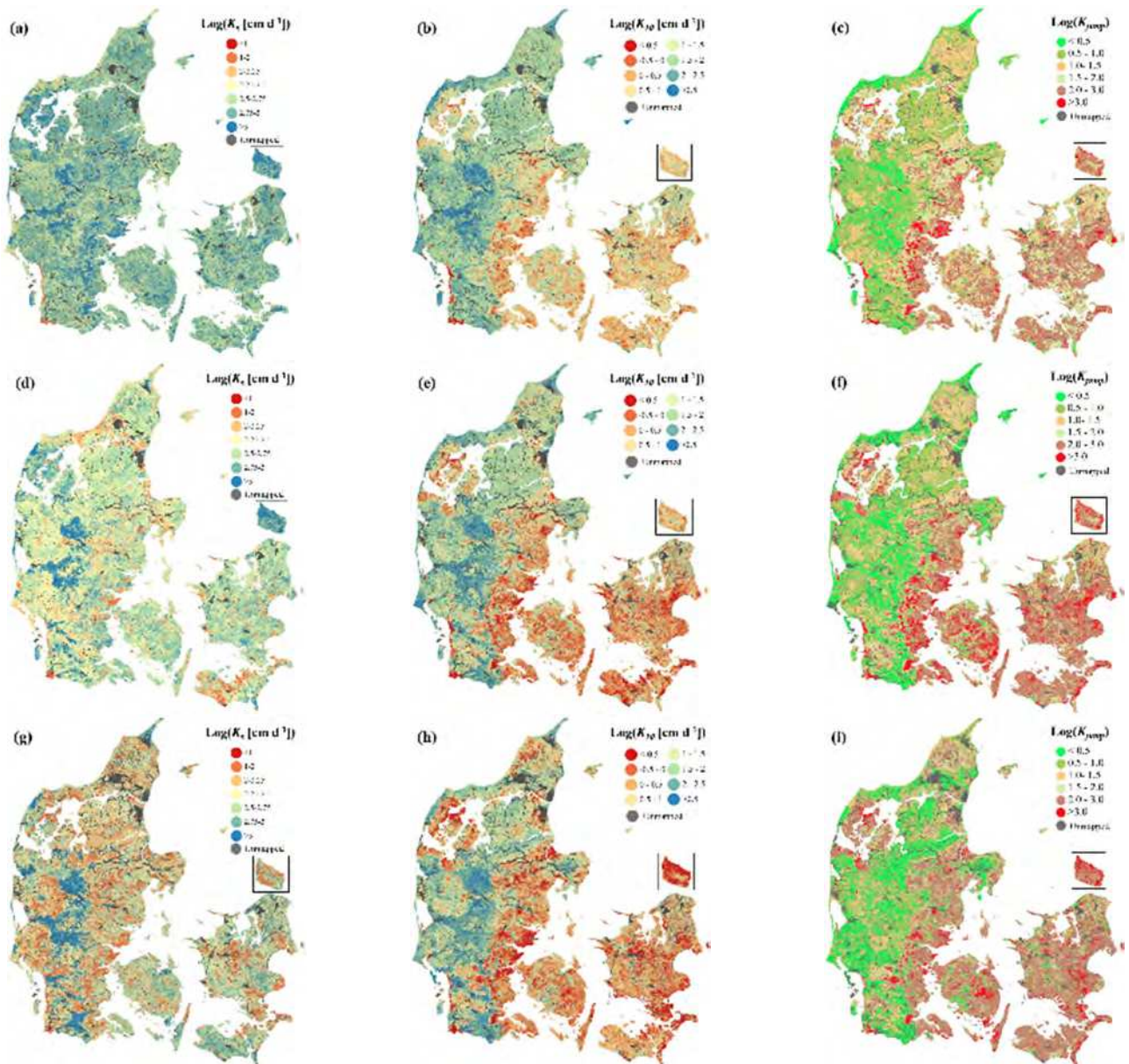


Figure 10. Predicted values of $\log(K_s)$, $\log(K_{10})$ and $\log(K_{jump})$ for Denmark for soil horizons A:0-30 cm (a, b, and c), B: 30-60 cm (d, e, and f) and C: 60-100 cm (g, h, and i). The areas with soils composed of more than 7% OM (mainly peat soils) are not mapped since they are outside the range of the developed PTFs.

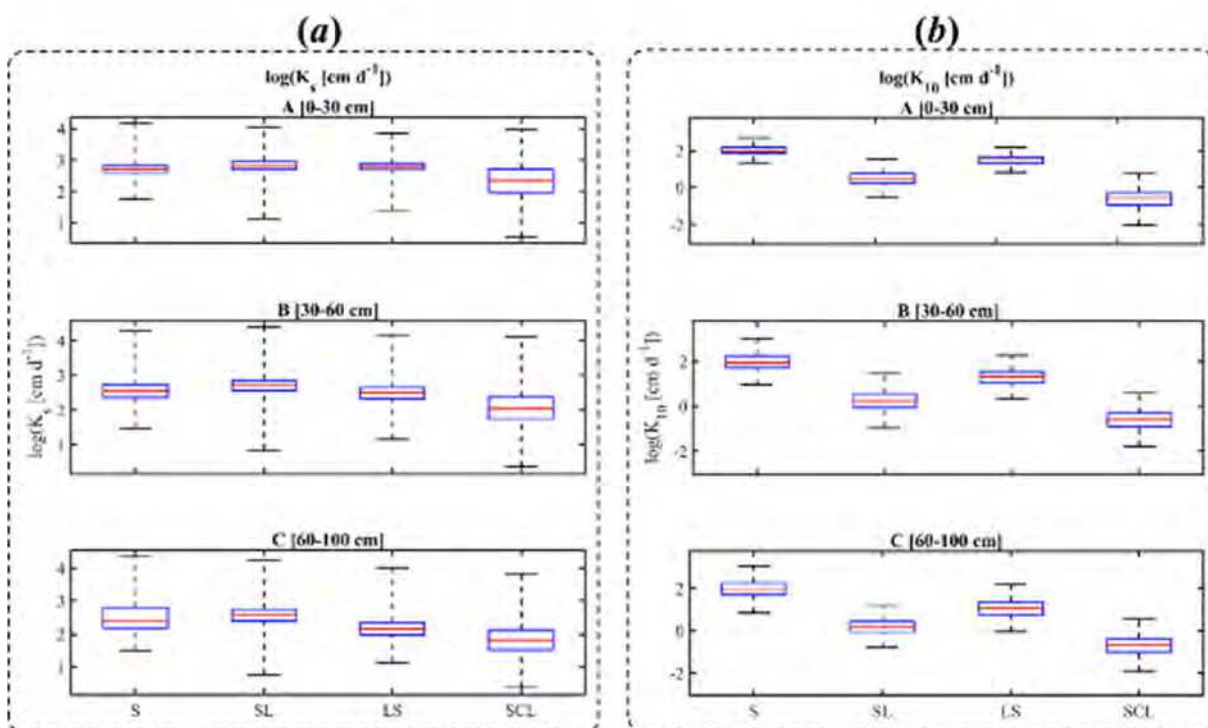


Figure 11. Box whisker plots of predicted values of $\log(K_s)$ and $\log(K_{10})$ for the most predominant Danish soil types including S: Sand; SL: Sandy Loam; LS: Loamy Sand and SCL: sandy clay loam for soil horizon A:0-30 cm, B: 30-60 cm, and C: 60-100 cm

2.2.4 Mapping macropore flow probability

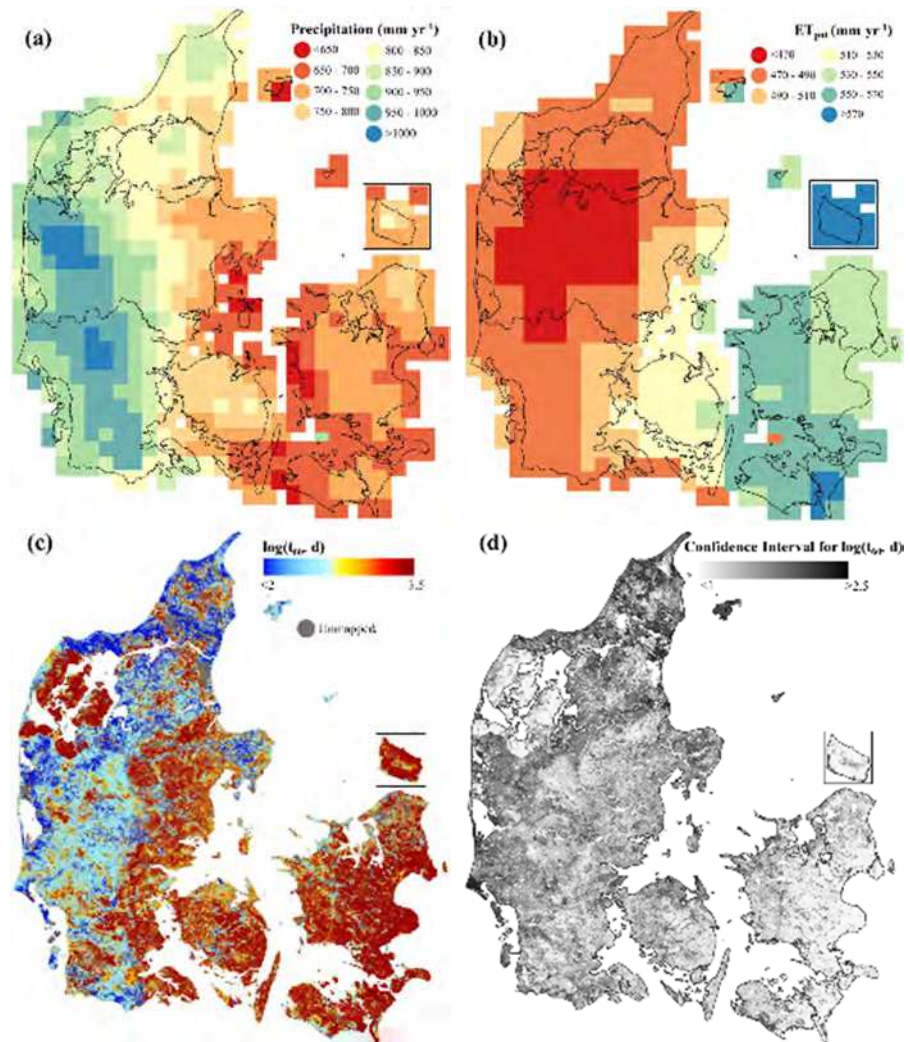
Application of dual porosity or permeability models (Jarvis et al., 2007; Šimunek et al., 2008) for simulation of macropore flow require substantial number of input parameters, which are difficult for large scale purposes. Therefore, dynamic analysis of soil water status in matrix using single domain model allows assessing qualitative estimates of the relative probability of macropore flow. To do so, the Hydrus 1D model was used to determine the areas with a high probability of saturation in the upper part of the B horizon (30-60 cm) in the soil matrix.

Regarding the boundary conditions used in the modelling, Figure 7a and b shows the annual average of corrected precipitation and potential evapotranspiration of winter wheat based on the Danish Meteorological Institute 20 km national grid data (609 grids) for a 20-year period (Scharling 2012). In Denmark, coastal areas generally show less precipitation than more inland regions. However, the highest mean annual precipitation (>1000 mm yr⁻¹) is found in the center of Jutland (Stisen et al., 2012) where soils with higher saturated hydraulic conductivity and lower probability of macropore at the same time are located. This high annual rainfall is mainly due to orographic effects, as the humid western wind coming from the sea passes by this area. The lower annual precipitation, below 700 mm yr⁻¹, is found at the east coast of Jutland and in eastern Denmark. ET_{pot} in eastern Denmark exceeds 500 mm yr⁻¹ (Fig. 8b). However, ET_{pot} for Jutland is below 500 mm yr⁻¹ mainly due to lower annual temperature of this area (Lucatero et al., 2018).

In order to qualitatively evaluate the risk of macropore flow, the meteorological conditions including precipitation and potential evapotranspiration (Fig. 7a and b) were applied on the soil profiles with van Genuchten (1980) parameters obtained from developed PTFs (Fig. 5). Figure 7c shows the map of

$\log(t_{60})$. In the north and west of Jutland mainly composed of fine sand, soil profiles were drained quickly and many areas have about 100 days with pressure heads larger than to -60 cm (i.e. $\log(t_{60}) < 2$) shown in Figure 7c for those areas where $\log(K_{jump})$ is less than one with a clay content of less than 5%. These fine sand soils are mixed with marine sediments on post and late-glacial marine elements (Adhikari et al., 2013) showed a very high uncertainty in t_{60} as there is a high difference between the 95 and 5% percentile prediction (Figure 7d). Not only the pore size distribution may affect macropore flow, but soil water content varying by climatic condition is an effective factor. For example, soils in central of Jutland have low values of $\log(K_{jump})$ and are therefore assumed to have a low risk of macropore flow. The higher precipitation in this area, however, could provide enough water to keep the soil wet for more days. Sandy loam, loamy sand, and sandy clay loam soils located in the east of Jutland, east and south east of Denmark are highly prone to experience macropore flow as on average of 92 ± 3 , 85 ± 9 and 88 ± 6 % of the whole days of simulation (20 years) pressure head in the upper part of the B horizon is larger than -60 cm.

Figure 12. Annual average values of meteorological data including (a) precipitation and (b) potential evapotranspiration used for modelling for each grid. (c) $\log(t_{60})$: log transformed values of the number of days when pressure heads in soil matrix exceed -60 cm and (d) uncertainty map of (c) obtained from the difference of 95 and 5% percentiles of $\log(t_{60})$.

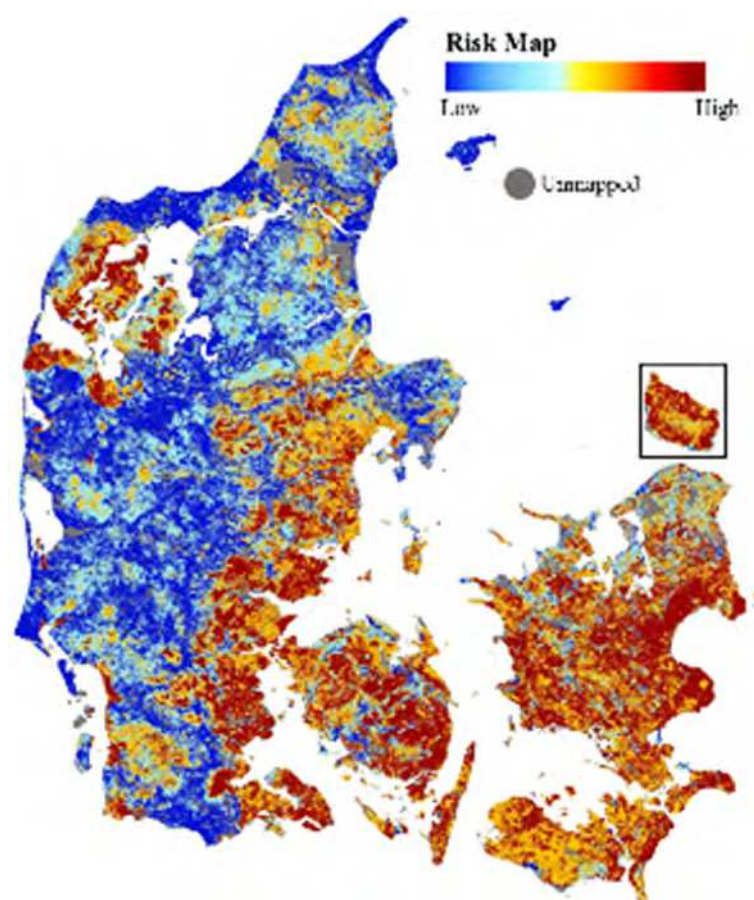


The final map illustrating areas having risk of macropore flow (Fig. 13) was obtained by multiplying values of K_{jump} (Fig. 10), showing potential (active + non-active) macropore flow in soils with the values from Figure 12, which is demonstrating zones with active macropore flow found by Hydrus 1D simulation under the given climatic conditions. The combined macropore map

(Fig. 13) shows the classes from low to high risk for macropore flow. Compared to Figure 12c, there was reduction of macropore flow risk in the south-east of Denmark as K_{jump} in this area is about 2. However, the eastern part of Denmark is still under high risk of macropore flow. Macropore risk is also lower in the northwest of Denmark and, as expected, the sandy area in central and west Jutland is not prone to macropore flow.

It is our intention to use the final map in combination with other spatially available data in order to predict areas with a high risk of leaching of phosphorus out the root zone to the aquatic environment. In order to do that, we will combine the map with other information's such as the phosphorus status of the soil as well as its potential for particle mobilization since phosphorus leaching through the macropores is highly controlled by phosphorus adsorption as well as the potential of colloids mobilization.

Figure 13. Macropore flow risk map of Denmark obtained by multiplying K_{jump} and macropore flow obtained by numerical simulation using Hydrus 1D.



3 References

- Adhikari, K., Kheir, R.B., Greve, M.B., Bøcher, P.K., Malone, B.P., Minasny, B., McBratney, A.B., Greve, M.H., 2013. High-resolution 3-D mapping of soil texture in Denmark. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 77, 860–876.
- Adhikari, K., Minasny, B., Greve, M.B. and Greve, M.H. 2014. Constructing a soil class map of Denmark based on the FAO legend using digital techniques. *Geoderma* 214, 101-113.
- Amer, A.M., 2012. Water flow and conductivity into capillary and non-capillary pores of soils. *J. soil Sci. plant Nutr.* 12, 99–112.

Andersen, H.E., Baatrup-Pedersen, A., Blicher-Mathiesen, G., Christensen, J.P., Heckrath, G., Nordemann Jensen, P. (red.), Vinther, F.P., Rolighed, J., Rubæk, G. & Søndergaard, M. 2016. Redegørelse for udvikling i landbrugets fosforforbrug, tab og påvirkning af Vandmiljøet. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 86 s. - Teknisk rapport fra DCE - Nationalt Center for Miljø og Energi nr. 77.

Beven, K., Germann, P., 2013. Macropores and water flow in soils revisited. *Water Resour. Res.* 49, 3071–3092.

Bevington, J., Piragnolo, D., Teatini, P., Vellidis, G., Morari, F., 2016. On the spatial variability of soil hydraulic properties in a Holocene coastal farmland. *Geoderma* 262, 294–305.

Børgesen, C.D., Iversen, B.V., Jacobsen, O.H., Schaap, M.G., 2008. Pedotransfer functions estimating soil hydraulic properties using different soil parameters. *Hydrol. Process.* 22, 1630–1639. <https://doi.org/10.1002/hyp>

Børgesen, C.D., Schaap, M.G., 2005. Point and parameter pedotransfer functions for water retention predictions for Danish soils. *Geoderma* 127, 154–167.

Brubaker, S.C., Holzhey, C.S. and Brasher, B.R. 1992. Estimating the Water-Dispersible Clay Content of Soils. *Soil Science Society of America Journal* 56, 1227-1232.

Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B., Ginn, T., 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.* 20, 682–690.

Czyz, E.A., Dexter, A.R. and Terelak, H. 2002. Content of readily-dispersible clay in the arable layer of some polish soils, in: Pagliai, M., Jones, R. (Eds.), *Sustainable land management - environmental protection: A soil physical process*. Catena-Verlag, Reiskirchen, Germany, pp. 115-124.

de Jonge, L.W., Kjaergaard, C. and Moldrup, P. 2004a. Colloids and colloid-facilitated transport of contaminants in soils: An introduction. *Vadose Zone Journal* 3, 321-325.

de Jonge, L.W., Moldrup, P., Rubæk, G.H., Schelde, K. and Djurhuus, J. 2004b. Particle leaching and particle-facilitated transport of phosphorus at field scale. *Vadose Zone Journal* 3, 462-470.

Deng, H., M. Ye, M.G. Schaap, and R. Khaleel. 2009. Quantification of uncertainty in pedotransfer function-based parameter estimation for unsaturated flow modeling. *Water Resour. Res.* 45: W04409. doi:10.1029/2008WR007477

Denovio, N.M., Saiers, J.E. and Ryan, J.N. 2004. Colloid movement in unsaturated porous media: Recent advances and future directions. *Vadose Zone Journal* 3, 338-351.

Djodjic, F., Börling, K. and Bergström, L., 2004. Phosphorus leaching in relation to soil type and soil phosphorus content. *Journal of Environmental Quality* 33(2), 678-684.

Dobarco, M.R., Cousin, I., Le Bas, C., Martin, M.P., 2019. Pedotransfer functions for predicting available water capacity in French soils, their applicability domain and associated uncertainty. *Geoderma* 336, 81–95.

Efron, B. and Tibshirani, R.J. 1993. *An Introduction to the Bootstrap*, volume 57 of. *Monographs on Statistics and applied probability*, 17.

Feddes, R.A., Kowalik, P.J., Zaradny, H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. *Simulation monographs*. Wageningen, the Netherlands. Hydrus2D Softw. Packag. simulating twodimensional Mov. water, heat Mult. solutes Var. Satur. media, version 2.

Ghanbarian, B., Taslimitehrani, V., Pachepsky, Y.A., 2017. Accuracy of sample dimension-dependent pedotransfer functions in estimation of soil saturated hydraulic conductivity. *Catena* 149, 374–380.

Greve, M.H., Greve, M.B., Bøcher, P.K., Balstrøm, T., Breuning-Madsen, H. and Krogh, L. 2007. Generating a Danish raster-based topsoil property map combining choropleth maps and point information. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography* 107, 1-12.

Guber, A.K., Pachepsky, Y.A., Van Genuchten, M.T., Rawls, W.J., Simunek, J., Jacques, D., Nicholson, T.J., Cady, R.E., 2006. Field-scale water flow simulations using ensembles of pedotransfer functions for soil water retention. *Vadose Zo. J.* 5, 234–247.

Gwenzi, W., Hinz, C., Holmes, K., Phillips, I.R., Mullins, I.J., 2011. Field-scale spatial variability of saturated hydraulic conductivity on a recently constructed artificial ecosystem. *Geoderma* 166, 43–56.

Hansen, S., Jensen, H.E., Nielsen, N.E., Svendsen, H., 1990. DAISY -- soil plant atmosphere system model. NPo-forskning fra Miljøstyrelsenm, A10, Miljøministeriet, Copenhagen.

Iversen, B. V, Koppelgaard, M., Jacobsen, O.H., 2004. An automated system for measuring air permeability and hydraulic conductivity in the laboratory on large soil cores. DIAS Report, Plant Prod.

Iversen, B. V, Lamandé, M., Torp, S.B., Greve, M.H., Heckrath, G., de Jonge, L.W., Moldrup, P., Jacobsen, O.H., 2012. Macropores and macropore transport: Relating basic soil properties to macropore density and soil hydraulic properties. *Soil Sci.* 177, 535–542.

Iversen, B. V., Børgesen, C.D., Lægdsmand, M., Greve, M.H., Heckrath, G., Kjærgaard, C., 2011. Risk Predicting of Macropore Flow using Pedotransfer Functions, Textural Maps, and Modeling. *Vadose Zone J.* 10, 1185. <https://doi.org/10.2136/vzj2010.0140>

Iversen, B. V., Schjønning, P., Poulsen, T.G., Moldrup, P., 2001. In situ, on-site and laboratory measurements of soil air permeability: Boundary conditions and measurement scale. *Soil Sci.* 166, 97–106.

Jarvis, N., 2003. Macropore and preferential flow. *Encycl. Agrochem.* doi.org/10.1002/047126363X.agr156

- Jarvis, N., 2020. Reflection on Jarvis (2007), "Review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: Principles, controlling factors and consequences for water quality". *European Journal of Soil Science*, 58, 523–546. *Europ. J. Soil Sci.*, 71(3), 303–307.
- Jarvis, N., Koestel, J., Larsbo, M., 2016. Understanding preferential flow in the vadose zone: Recent advances and future prospects. *Vadose Zo. J.* 15.
- Jarvis, N., Koestel, J., Messing, I., Moeys, J., Lindahl, A., 2013. Influence of soil, land use and climatic factors on the hydraulic conductivity of soil. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 5185–5195.
- Jarvis, N.J., 2007. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: Principles, controlling factors and consequences for water quality. *Eur. J. Soil Sci.* 58, 523–546.
- Jarvis, N.J., Zavattaro, L., Rajkai, K., Reynolds, W.D., Olsen, P.-A., McGechan, M., Mecke, M., Mohanty, B., Leeds-Harrison, P.B., Jacques, D., 2002. Indirect estimation of near-saturated hydraulic conductivity from readily available soil information. *Geoderma* 108, 1–17.
- Jorda, H., Bechtold, M., Jarvis, N., Koestel, J., 2015. Using boosted regression trees to explore key factors controlling saturated and near-saturated hydraulic conductivity. *Eur. J. Soil Sci.* 66, 744–756.
- Kjaergaard, C., de Jonge, L.W., Moldrup, P. and Schjonning, P. 2004. Water-dispersible colloids: Effects of measurement method, clay content, initial soil matric potential, and wetting rate. *Vadose Zone Journal* 3, 403–412.
- Klopp, H., Arriaga, F., Daigh, A., Bleam, W., 2020. Analysis of pedotransfer functions to predict the effects of salinity and sodicity on saturated hydraulic conductivity of soils. *Geoderma* 362, 114078.
- Kotlar, A.M., van Lier, Q. de J., Barros, A. H., Iversen, B.V., Vereecken, H. 2019c. Development and Uncertainty Assessment of Pedotransfer Functions for Predicting Water Contents at Specific Pressure Heads. *Vadose Zo. J.* [https://doi.org/ 10.2136/vzj2019.06.0063](https://doi.org/10.2136/vzj2019.06.0063)
- Kotlar, A.M., Varvaris, I., van Lier, Q. de J., de Jonge, L.W., Moldrup, P., Iversen, B.V., 2019b. Soil hydraulic properties determined by inverse modeling of drip infiltrometer experiments extended with pedotransfer functions. *Vadose Zo. J.* <https://doi.org/10.2136/vzj2019.02.0021>
- Krause, P., Boyle, D.P., Bäse, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. Geosci.* 5, 89–97.
- Kretzschmar, R., Borkovec, M., Grolimund, D. and Elimelech, M. 1999. Mobile subsurface colloids and their role in contaminant transport. *Advances in Agronomy* 66, 121–193.
- Lamorski, K., Pachepsky, Y., Sławiński, C., Walczak, R.T., 2008. Using support vector machines to develop pedotransfer functions for water retention of soils in Poland. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72, 1243–1247.

- Lucatero, D., Madsen, H., Refsgaard, J.C., Kidmose, J., Jensen, K.H., 2018. On the skill of raw and post-processed ensemble seasonal meteorological forecasts in Denmark. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 6591–6609.
- Madsen, H.B., Nørr, A.B., Holst, K.A., 1992. The Danish soil classification: Atlas over Denmark. R. Dan. Geogr. Soc. Copenhagen, Denmark.
- Malone, B.P., Minasny, B. and McBratney, A.B. 2017. Using R for digital soil mapping. Springer.
- McCarthy, J. F. and Zachara, J. M. 1989. Subsurface transport of contaminants - mobile colloids in the subsurface environment may alter the transport of contaminants. *Environmental Science & Technology* 23, 496-502.
- McGechan, M.B. 2002. Transport of particulate and colloid-sorbed contaminants through soil, part 2: Trapping processes and soil pore geometry. *Biosystems Engineering* 83, 387-395.
- Meinshausen, N. 2006. Quantile regression forests. *Journal of Machine Learning Research* 7, 983-999.
- Michel, E., Majdalani, S. and Di-Pietro, L. 2010. How differential capillary stresses promote particle mobilization in macroporous soils: A novel conceptual model. *Vadose Zone Journal* 9, 307-316.
- Mishra, S., Parker, J.C., Singhal, N., 1989. Estimation of soil hydraulic properties and their uncertainty from particle size distribution data. *J. Hydrol.* 108, 1–18.
- Moldrup, P., Yoshikawa, S., Olesen, T., Komatsu, T., Rolston, D.E., 2003. Gas diffusivity in undisturbed volcanic ash soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 41–51.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 513–522.
- Nemes, A., Rawls, W.J., Pachepsky, Y.A., 2006. Use of the nonparametric nearest neighbor approach to estimate soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 327–336.
- Norgaard, T., Moldrup, P., Ferre, T.P.A., Katuwal, S., Olsen, P. and de Jonge, L.W. 2014. Field-scale variation in colloid dispersibility and transport: Multiple linear regressions to soil physico-chemical and structural properties. *Journal of Environmental Quality* 43, 1764-1778.
- Quinlan, J.R. 1992. Learning with continuous classes, *Proceedings of the 5th Australian joint Conference on Artificial Intelligence*. Singapore, pp. 343-348.
- Rab, M.A., Haling, R.E., Aarons, S.R., Hannah, M., Young, I.M., Gibson, D., 2014. Evaluation of X-ray computed tomography for quantifying macroporosity of loamy pasture soils. *Geoderma* 213, 460–470.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Saxton, K.E., 1982. Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE* 25, 1316–1320.

- Schaap, M.G., Leij, F.J., Van Genuchten, M.T., 2001. Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.* 251, 163–176.
- Scharling, M., 2012. Climate Grid Denmark-Dataset of use in research and Education-Daily and monthly values 1989-2010. Technical report 12-10. Danish Meteorological Institute, Ministry of Climate and Energy. Copenhagen, Denmark.
- Schelde, K., de Jonge, L.W., Kjaergaard, C., Laegdsmand, M. and Rubæk, G.H., 2006. Effects of manure application and plowing on transport of colloids and phosphorus to tile drains. *Vadose Zone Journal* 5(1), 445-458.
- Seta, A.K. and Karathanasis, A.D. 1996. Water dispersible colloids and factors influencing their dispersibility from soil aggregates. *Geoderma* 74, 255-266.
- Šimuunek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., Van Genuchten, M.T., 2008. The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, version 4.0: HYDRUS Software Series 3. Dep. Environ. Sci. Univ. Calif. Riverside, Riverside, California, USA 315.
- Singh, J., Knapp, H.V., Arnold, J.G., Demissie, M., 2005. Hydrological modeling of the Iroquois river watershed using HSPF and SWAT 1. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 41, 343–360.
- Sobieraj, J.A., Elsenbeer, H., Vertessy, R.A., 2001. Pedotransfer functions for estimating saturated hydraulic conductivity: implications for modeling storm flow generation. *J. Hydrol.* 251, 202–220.
- Stisen, S., Højberg, A.L., Trolborg, L., Refsgaard, J.C., Christensen, B.S.B., Olsen, M., Henriksen, H.J., 2012. On the importance of appropriate precipitation gauge catch correction for hydrological modelling at mid to high latitudes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16.
- Stumm, W. 1977. Chemical Interaction in Partical Separation. *Environmental Science & Technology* 11, 1066-1070.
- Stump, C., Engelhardt, S., Hofmann, M., Huwe, B., 2009. Evaluation of pedotransfer functions for estimating soil hydraulic properties of prevalent soils in a catchment of the Bavarian Alps. *Eur. J. For. Res.* 128, 609–620.
- Tomasella, J., Pachepsky, Y.A., Crestana, S., Rawls, W.J., 2003. Comparison of two techniques to develop pedotransfer functions for water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 1085–1092.
- Van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- Van Looy, K., Bouma, J., Herbst, M., Koestel, J., Minasny, B., Mishra, U., Montzka, C., Nemes, A., Pachepsky, Y.A., Padarian, J., others, 2017. Pedotransfer functions in Earth system science: Challenges and perspectives. *Rev. Geophys.* 55, 1199–1256.

- Varvaris, I., Børgesen, C.D., Kjærgaard, C., Iversen, B. V, 2018. Three two-dimensional approaches for simulating the water flow dynamics in a heterogeneous tile-drained agricultural field in Denmark. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 82, 1367–1383.
- Vendelboe, A.L., Schjonning, P., Moldrup, P., Jin, Y., Merbach, I. and de Jonge, L.W. 2012a. Colloid Release From Differently Managed Loess Soil. *Soil Science* 177, 301-309.
- Vendelboe, A.L., Schjonning, P., Moldrup, P., Oyedele, D.J., Jin, Y., Scow, K.M. and de Jonge, L.W. 2012b. Colloid Release from Soil Aggregates: Application of Laser Diffraction. *Vadose Zone Journal* doi:10.2136/vzj2011.0070.
- Vereecken, H., Weynants, M., Javaux, M., Pachepsky, Y., Schaap, M.G., Genuchten, M.T., others, 2010. Using pedotransfer functions to estimate the van Genuchten–Mualem soil hydraulic properties: A review. *Vadose Zo. J.* 9, 795–820.
- Wang, Y., Shao, M., Liu, Z., 2012. Pedotransfer functions for predicting soil hydraulic properties of the Chinese Loess Plateau. *Soil Sci.* 177, 424–432.
- Williams, M.R., King, K.W., Ford, W., Buda, A.R. and Kennedy, C.D., 2016. Effect of tillage on macropore flow and phosphorus transport to tile drains. *Water Resources Research* 52(4), 2868-2882.
- Zhang, X., Wendroth, O., Matocha, C., Zhu, J., Reyes, J., 2019. Assessing field-scale variability of soil hydraulic conductivity at and near saturation. *Catena* 104335.
- Zhang, Y., Schaap, M., Zha, Y., Wei, Z., 2019. Recent Advances of Soil Pedotransfer Functions and Multimodel Ensemble Estimates of Soil Hydraulic Parameters with Global Coverage. in: *Geophysical Research Abstracts* 21, 1-10.
- Zhang, Y., Schaap, M.G., 2017. Weighted recalibration of the Rosetta pedotransfer model with improved estimates of hydraulic parameter distributions and summary statistics (Rosetta3). *J. Hydrol.* 547, 39–53.
- Zhang, Y., Schaap, M.G., 2019. Estimation of saturated hydraulic conductivity with pedotransfer functions: A review. *J. Hydrol.* 575, 1011–1030.
- Zhuang, J., Qi, J., and Jin, Y. 2005. Retention and transport of amphiphilic colloids under unsaturated flow conditions: Effect of particle size and surface property. *Environmental Science & Technology* 39, 7853-7859.

Bilag 5 Mapping of different soil properties related to mobilization potential of phosphorus in farmed organic lowland soils

Amélie Beucher¹ and Mogens H. Greve¹

Academic quality assurance: Rasmus Jes Petersen²

¹Department of Agroecology, AU

²Department of Bioscience, AU

Contents

1	Introduction	241
2	Material and methods	243
2.1	Soil data and study area	243
2.2	Environmental covariates	244
2.3	Predictive mapping with machine learning	245
3	Results	246
3.1	Preliminary exploratory analysis of data	246
3.2	Prediction results	247
3.2.1	Model performance	247
3.2.2	Predictive maps	249
3.2.3	Variable importance	253
3.2.4	Uncertainty assessment	254
4	Conclusion and perspectives	258
5	References:	259

1 Introduction

In Denmark, a large area of organic lowland soils has been drained and intensively farmed for more than a century. This has led to a situation where substantial amounts of phosphorus (P) have accumulated in many of these soils (Kjærgaard et al., 2012; Forsmann & Kjærgaard, 2014). Geologically, organic lowlands can act as sinks for phosphorus that is redistributed from surrounding upland areas. Phosphorus is bound in organic matter or retained by iron and aluminum oxides or clay minerals. Upon drainage and cultivation, P has also been added as fertilizers. Simultaneously, organic matter has been lost by biological oxidation increasing bulk density and concentrating P in these soils.

Increasing P enrichment in drained lowland soils induces a risk for P losses to the aquatic environments (Forsmann & Kjærgaard, 2014). Various studies (e.g. Litaor et al, 2004; Richardson, 1985; Sah and Mikkelsen, 1986; Schlichting et al, 2002) have reported that P sorption capacities in lowland soils often are significantly correlated especially with the amount of amorphous iron (Fe) but also aluminium (Al) oxides. This has been confirmed by a large survey of organic lowland soils in Denmark (Kjærgaard et al., 2010). A biogeochemical characteristic of lowland soils is the occurrence of strongly reducing conditions when

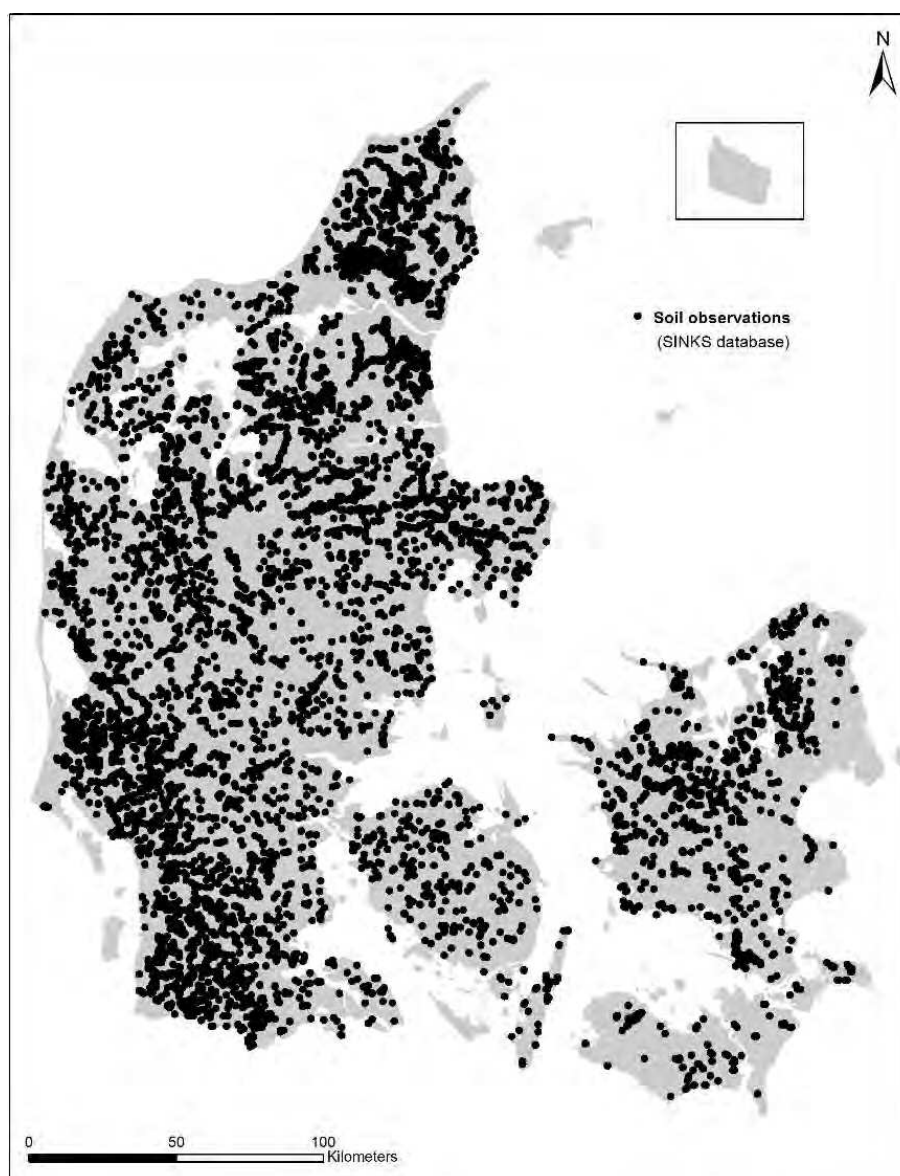
soils periodically become water-saturated and turn anaerobic (chap. 4.5.1). This may lead to the reductive dissolution of Fe oxides and hence a substantial diminishment of the P sorption capacity in soil (Roden and Wetzell, 2002). Although drainage aerates lowland soils and thus facilitates the presence of iron oxides, during wet periods, local zones with reducing conditions are abundant also in drained lowland soils (Petersen et al., 2020). Consequently, P may be released into solution and eventually lost to drainage water (Zak et al., 2010). An assessment of the contributions to the total diffuse P load to the sea in Denmark identified farmed organic lowland soils as one of the most important sources of P loss (Poulsen and Rubæk, 2005). It should be noted that the large amounts of iron-bound P in organic lowland soils may also pose a substantial risk of P losses due to reductive iron dissolution and the subsequent P release when these soils are restored to wetlands (Forsmann and Kjærgaard, 2014).

The pool of amorphous iron and aluminium oxides and the associated P can chemically be characterized by means of different soil extractants (chap. 4.5.2). To this end, acid ammonium oxalate is often used on upland soils and as basis for estimating the phosphorus sorption capacity (PSC) as the sum of the oxalate-extractable aluminium (Al_{ox}) and iron (Fe_{ox}) pools (Van der Zee and Van Riemsdijk, 1986). The ratio between oxalate-extractable phosphorus (P_{ox}) and the PSC is referred to as degree of P saturation which has been related to the risk of P leaching especially in slightly acid or neutral sandy soils (Schoumans and Chardon, 2015; chap. 4.3). An advantage of the ammonium oxalate extraction is its robustness and suitability for routine analysis. As for upland soils, Al_{ox} and Fe_{ox} are also considered to represent a large part of the PSC under aerobic conditions in organic lowland soils, (Kjærgaard et al., 2010). At the same time, the majority of the Fe_{ox} pool appears to be redox sensitive (chap. 4.5.2; Heiberg et al., 2012), although wider evidence is relatively sparse. Additionally, in lowland soils in Denmark, the content of P_{ox} often is high compared to uplands soils and comprises as a dynamic P pool a large part of total P (kap. 4.5.2; Kjærgaard et al., 2010). Therefore, knowledge of the contents of Al_{ox} , Fe_{ox} and P_{ox} in organic lowland soils is highly relevant for understanding and describing the dynamics of P release and retention. However, currently we lack models to accomplish this across a wider range of organic lowland soils. Other than in aerobic upland soils, the degree of P saturation is not directly related to the potential mobilization of P in organic lowland soils, as the reductive release of P from the pool of amorphous Fe oxides is so important for the risk of P loss from such soils (Kjærgaard et al., 2012; Forsmann and Kjærgaard, 2014).

The SINKS soil database contains geochemical and physical information from 8830 sampling points on organic lowlands across Denmark. As part of the *Fosforkortlægning* project, we have used this unique and extensive dataset to map oxalate-extractable Al, Fe and P as well as soil bulk density in the 0-30 cm layer of organic lowland soils for all of Denmark. This is a contribution to creating the knowledge base for eventually assessing the risk of P loss from organic lowland soils.

Recently, a large number of studies have been using machine learning techniques to predict soil properties or classes. Machine learning algorithms allow for a high degree of complexity in the data structure, can deal with large datasets, and can investigate linear and nonlinear relationships within the data. For our mapping, we have employed a machine learning algorithm called quantile regression forest (Meinshausen, 2006) and used an array of 66 environmental covariates as predictors for the soil properties.

Figure 1. Location of the soil sampling points in 2010 and 2011 on organic lowlands used for establishing the SINKS database.



2 Material and methods

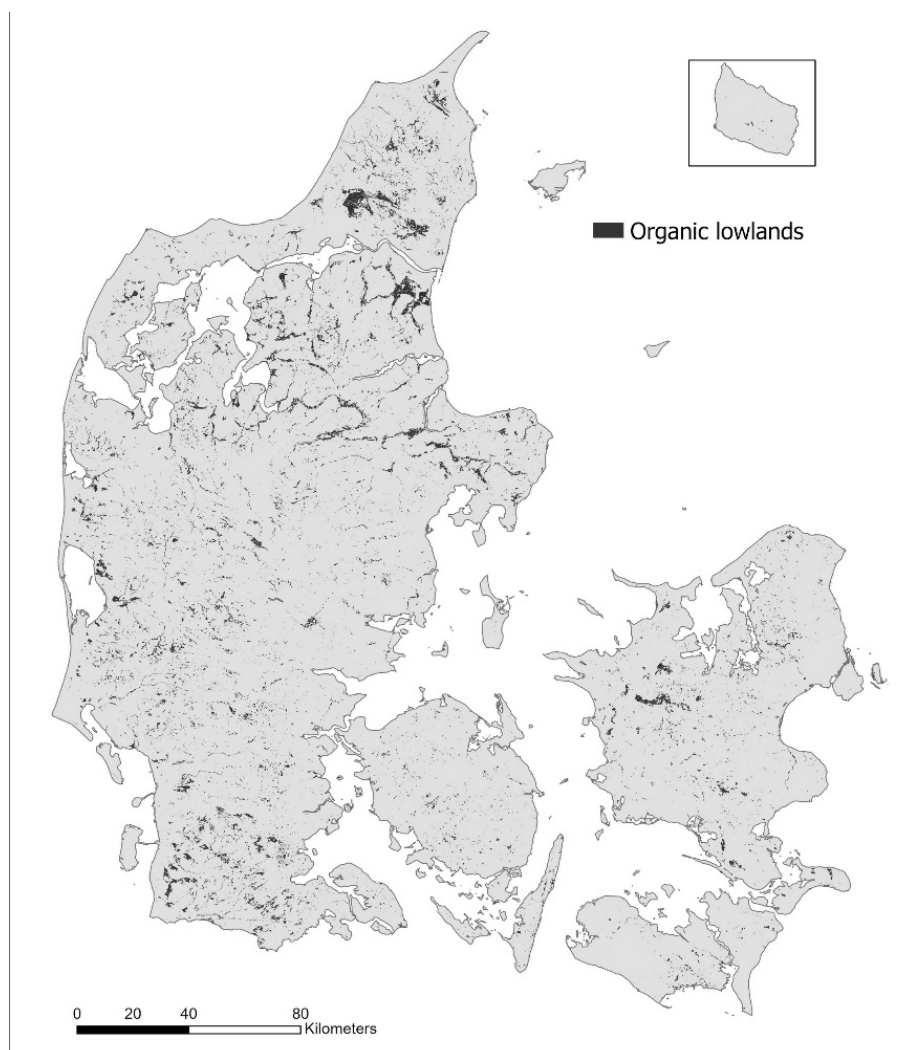
2.1 Soil data and study area

The SINKS database was used in this study to obtain extensive data on the contents of Al_{ox} , Fe_{ox} and P_{ox} as well as bulk density (BD) in the upper soil layer of organic, farmed lowland soils. During the field survey of organic lowlands in 2010 and 2011, soil samples were taken at 8,830 locations using a systematic sampling scheme (Fig. 1). The samples were collected in three different regular grids (250, 275 and 500 m). At each sampling location, four subsamples were collected at different depth increments (i.e. 0-30, 30-60, 60-90, and 90-120 cm) using a 5-cm diameter soil auger with a liner sampler that permitted estimating BD. The sampling notably stopped when reaching mineral soil. The samples were described according to parent material, soil color, and degree of decomposition. The total peat depth was measured down to a maximum of 5 m and pH was recorded in the field. The samples were stored in plastic bags and refrigerated prior to further handling. Afterwards, samples were dried at 37 °C and passed through a 2-mm sieve to remove small rocks and coarse residues (ISO 11464, 2006). Oxalate-extractable aluminium (Al_{ox}), iron (Fe_{ox}) and

phosphorus (P_{ox}) were determined on dried and sieved soil samples at AGROLAB GmbH, Germany, using the procedure described by Schoumans (2000). Concentrations of Fe_{ox} , Al_{ox} and P_{ox} ($mmol\ kg^{-1}$) were determined by ICP-OES (Varian 725-ES, 238.204 nm, AGROLAB GmbH, Germany). Soil organic carbon was determined by dry combustion (ISO 10694, 1995). The dry bulk density ($kg\ dm^{-3}$) was calculated for each sample from sample dry weight (M_s ; kg) and total sample volume (V_t ; dm^3).

In our study, the area for mapping soil properties in farmed organic lowlands of Denmark (c.1714 km^2 , Fig. 2) was defined by a minimum soil organic carbon (SOC) content of 6% according to the SOC map of Adhikari et al. (2014b) and the IMK2018 map of farmed land in 2018. As the SINKS data did not cover about 344 km^2 of these farmed organic lowlands, the soil properties Al_{ox} , Fe_{ox} , P_{ox} and BD were eventually mapped for a net area of 1370 km^2 farmed organic lowlands. In the following soil property maps, the farmed organic lowland area omitted from soil property mapping is referred to as 'not mapped' ('ikke-kortlagt').

Figure 2. Location of 1714 km^2 of farmed organic lowlands in Denmark defined as soils with >6% SOC based on the SOC map of Adhikari et al. (2014b) and the IMK2018 map of farmed land.



2.2 Environmental covariates

In the present study, 65 environmental covariates (i.e. predictors) were utilized as input data within the modeling. These covariates can be divided into three groups: Soil (35 covariates), topography (21 covariates), and climate (9 covariates). All covariates were generated or resampled to have a 30.4-m resolution.

The continuous soil covariates are: soil organic matter (SOM), clay, sand (coarse and fine fractions) and silt defined at four depths (i.e. 0-30, 30-60, 60-90, and 90-120 cm; Adhikari et al, 2013; 2014b) pH defined at six depths (i.e. 0-5, 5-15, 15-30, 30-60, 60-100, and 100-200 cm) (Adhikari et al., 2014c), the modelled or interpolated groundwater depth (Henriksen et al., 2012, Møller et al., 2018), the depth to Prequaternary deposits and the potential acid sulfate soils (Beucher et al, 2017). The categorical soil covariates are geology (11 classes) (Jakobsen et al., 2015), georegion (7 classes) (Adhikari et al., 2013), landscape (11 classes) (Madsen et al., 1992), land use (5 classes) (European Environment Agency, 2014) and drainage (5 classes; Møller et al, 2019) maps. The geology map represents the parent material and was extracted from the national geological map (Danmarks Geologiske Undersøgelse, 1978). The georegion map shows distinct regions in Denmark based on climate and geographical settings. The landscape type map shows Danish landforms, mostly referring to quaternary geological developments (Madsen et al, 1992). The land use map corresponds to the land cover types derived from Corine Land Cover data specified for Denmark (Stjernholm and Kjeldgaard, 2004).

The topography covariates mainly correspond to a digital elevation model (DEM) and 18 terrain attributes derived from it (Adhikari et al, 2014a): detrended DEM, slope gradient, cosine and sine of slope aspect, direct sunlight insolation, mid-slope position, relative slope position (RSP), flow accumulation, Multi-Resolution index of Valley Bottom Flatness (MRVBF), System of Automated Geoscientific Analyses Wetness Index (SAGAWI), Total Wetness Index (TWI), valley depth, vertical and horizontal distances to channel network, slope to channel network, plan and profile curvatures, and the depth of sinks (bluespot). Additional topography covariates are the river valleys (Sechu et al, in preparation) and the distance to the former Littorina Sea coastline.

The climate covariates are mostly based on the WordClim bioclimatic variables corresponding to average values for the years 1970 to 2000 (Fick and Hijmans, 2017): annual mean temperature, maximum and minimum temperatures, mean temperature for the warmest and coldest quarters, and annual mean precipitation, as well as precipitation for the wettest and driest months. One climate variable is the mean precipitation measured from April to October for the years 1961 to 1990 (Scharling, 2000).

2.3 Predictive mapping with machine learning

In this study, Random Forest (RF; Breiman, 2001) and Quantile Regression Forest (QRF; Meinshausen, 2006) were used to model the different soil properties in organic lowlands. To infer the relationship between a target or response variable and covariate or predictor variables, RF grows a large ensemble of trees, using independent observations. For each tree and each node within the tree, RF utilizes randomness when selecting a variable at each split. For each tree, a bagged version of the training data is used. Moreover, only a random subset of predictor variables is considered for split-point selection at each node. In a regression case, the prediction of a single tree in the RF approach for a new data point corresponds to the estimate of the conditional mean of the target variable. Using QRF, the full distribution of values predicted for each tree can be utilized to build prediction intervals. In this study, the quantiles 0.25, 0.5 and 0.75 were calculated using the *ranger* and *caret* packages in R. Quantile 0.5 corresponds to the mean prediction while the difference between quantiles 0.75 and 0.25 gives a prediction interval which is used for uncertainty assessment. For each soil property, 10 fold cross validation was used to

select the best performing model. Model performance was assessed using different metrics: mean squared error (MSE), mean absolute error (MAE), root mean squared error (RMSE) and coefficient of determination (R^2).

3 Results

3.1 Preliminary exploratory analysis of data

Table 1 presents the summary statistics for different soil properties measured for topsoil samples (i.e. 0-30 cm depth). Notably, all the different soil properties to model, except the bulk density (i.e. Fe_{ox} , Al_{ox} and P_{ox}) show a positively skewed distribution with high skewness values (Table 1), implying that the dataset comprises extremely high values. The kurtosis values are also sharp, suggesting that the majority of samples represent low values.

Table 2 presents the summary statistics for the two soil properties, namely soil organic carbon (SOC) and bulk density (BD), which were recorded for samples from the four depth increments (i.e. 0-30, 30-60, 60-90, and 90-120 cm). Notably, the number of samples for which these two properties were measured is decreasing while the depth is increasing.

Table 1. Summary statistics for the different soil properties, namely oxalate- extractable iron (Fe_{ox}), aluminium (Al_{ox}) and phosphorus (P_{ox}) (original values expressed in $mmol\ kg^{-1}$, and multiplied by bulk density expressed in $mmol\ dm^{-3}$), soil organic carbon (SOC) and bulk density (BD), for topsoil samples (depth 0-30 cm; number of samples 8830).

Variable	Unit	Min	Max	Mean	SD	Med	Skewness	CV	Kurtosis
Al_{ox}	$mmol\ kg^{-1}$	1	730	55.3	74.1	36	4.4	133.9	22.6
Fe_{ox}	$mmol\ kg^{-1}$	1.7	1500	143.8	196	74	3.3	136.3	13
SOC	%	0	55	11.7	12.3	6.1	1.4	104.7	0.9
BD	$kg\ dm^{-3}$	0	2	0.8	0.4	0.8	-0.1	50.7	-1.1
Al_{ox}	$mmol\ dm^{-3}$	0	914	43.9	78.2	27	6.0	41.7	178
Fe_{ox}	$mmol\ dm^{-3}$	0	1427	88.9	111	56	3.5	17.3	125
P_{ox}	$mmol\ dm^{-3}$	0	142	11.1	11.0	9	4.2	29.6	99

SD: standard deviation; Med: median; CV: coefficient of variation.

Table 2. Summary statistics for the soil properties, namely soil organic carbon (SOC) and bulk density (BD), which were recorded for samples from the four depth increments (i.e. 0-30, 30-60, 60-90, and 90-120 cm).

Variable	Unit	N	Min	Max	Mean	SD	Med	Skewness	CV	Kurtosis
0-30 cm										
SOC	%	8,830	0	55	11.7	12.3	6.1	1.4	104.7	0.9
BD	$kg\ dm^{-3}$	8,830	0	2	0.8	0.4	0.8	-0.1	50.7	-1.1
30-60 cm										
SOC	%	3,466	0.1	60	22.2	16.6	19	0.3	74.6	-1.4
BD	$kg\ dm^{-3}$	3,465	0	7.2	0.4	0.4	0.3	2.6	92	23.5
60-90 cm										
SOC	%	2,086	0.1	60	25.4	16.73	26	-0.01	65.9	-1.4
BD	$kg\ dm^{-3}$	2,086	0	2.2	0.3	0.3	0.2	2.4	106.2	6.8
90-120 cm										
SOC	%	1,490	0.2	60	26.1	16.4	28	-0.1	63.1	-1.4
BD	$kg\ dm^{-3}$	1,488	0	2.2	0.3	0.3	0.2	2.5	104.9	8

N: number of samples; SD: standard deviation; Med: median; CV: coefficient of variation.

3.2 Prediction results

3.2.1 Model performance

Even though QRF is a machine learning method which does not require any normality assumption (Vaysse and Lagacherie, 2017), the different soil properties, except BD, were modelled both with and without being natural logarithmic transformed for the purpose of model performance. In Table 3, all results are reported. Models performed better with natural logarithmic transformed target variables, yielding higher R^2 values. Notably, the models yielded better predictions (Table 4) for Al_{ox} and P_{ox} expressed in $mmol.m^{-3}$ (i.e. corresponding to the original values in $mmol.kg^{-1}$ multiplied by BD). The best performing model for each of the target variables (highlighted in bold in Table 3) presented moderate R^2 values, ranging from 0.40 for P_{ox} to 0.61 for BD (Table 3). These moderate results are consistent with the complexity of P dynamics in lowland areas (Zak et al, 2010; Kjærgaard et al, 2012).

Table 3. Training and validation results for the predictive modelling of oxalate- extractable iron (Fe_{ox}), aluminium (Al_{ox}), phosphorus (P_{ox}) and bulk density (BD) for topsoil samples from the SINKS data set.

Target Variable	Training			Validation		
	R^2	RMSE	MAE	R^2	RMSE	MAE
Al_{ox}	0.49	52.6	27.34	0.50	55.1	3034.6
Fe_{ox}	0.33	163.7	96.7	0.27	178.1	31723.8
P_{ox}	0.18	16.1	8.6	0.14	19.0	361.8
BD	0.60	0.26	0.21	0.61	0.26	0.07
Al_{ox}^*	0.46	0.59	0.44	0.45	0.37	0.61
Fe_{ox}^*	0.48	0.84	0.64	0.46	0.72	0.61
P_{ox}^*	0.33	0.67	0.50	0.32	0.47	0.44
$(Al_{ox} \times BD^{\#})$	0.49	54.2	23.7	0.41	63.0	3966.8
$(Fe_{ox} \times BD)$	0.31	94.4	56.6	0.28	98.32	9667.8
$(P_{ox} \times BD)$	0.25	9.8	5.8	0.23	9.5	90.3
$(Al_{ox}^* \times BD)$	0.52	0.68	0.50	0.53	0.69	0.68
$(Fe_{ox}^* \times BD)$	0.45	0.82	0.62	0.48	0.82	0.67
$(P_{ox}^* \times BD)$	0.43	0.74	0.55	0.40	0.75	0.56

*Natural logarithmic transformed; bold for selected models. #By multiplying with BD the property is expressed in $mmol.d m^{-3}$.

Figures 3, 4, 5 and 6 present the distributions of observed and predicted values for the natural logarithmic and back-transformed validation dataset ($n = 2,808$) for the different target variables. Distributions of predicted values of Al_{ox} , Fe_{ox} and P_{ox} do not account for extreme observed values (i.e. low for natural logarithmic transformed values and extremely high for back-transformed values). While the models did not perform well to calculate these extreme values, the predictions are still centered around the observed data. Focusing on BD, distributions of observed and predicted values are more comparable although low and high values were not well predicted.

Figure 3. Distribution of observed and predicted oxalate-extractable aluminium values (mmol dm^{-3} ; 0-30 cm depth) for the natural logarithmic and back- transformed validation dataset ($n = 2,808$).

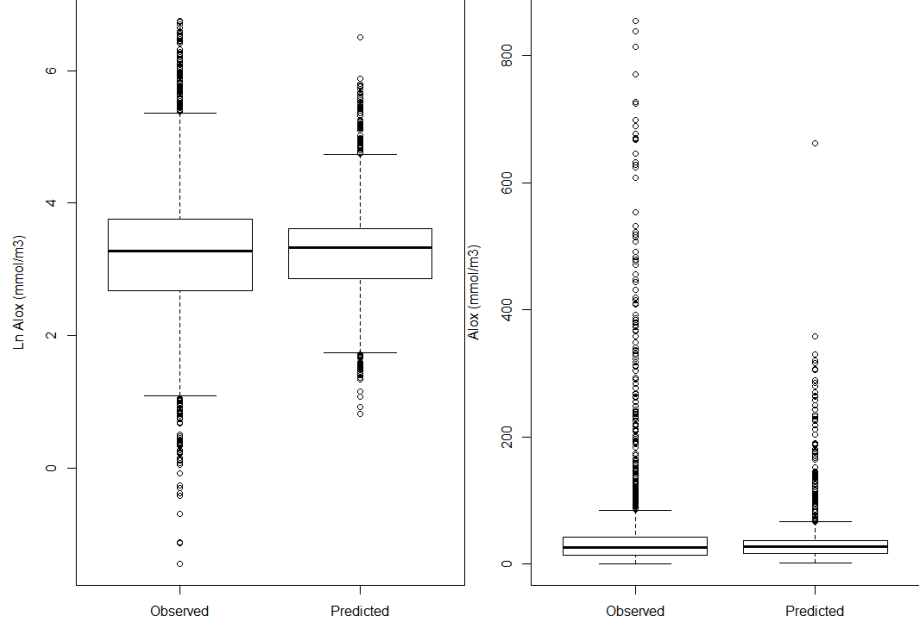


Figure 4. Distribution of observed and predicted oxalate-extractable iron (mmol kg^{-1} ; 0-30 cm depth) for the natural logarithmic and back-transformed validation dataset ($n = 2,808$).

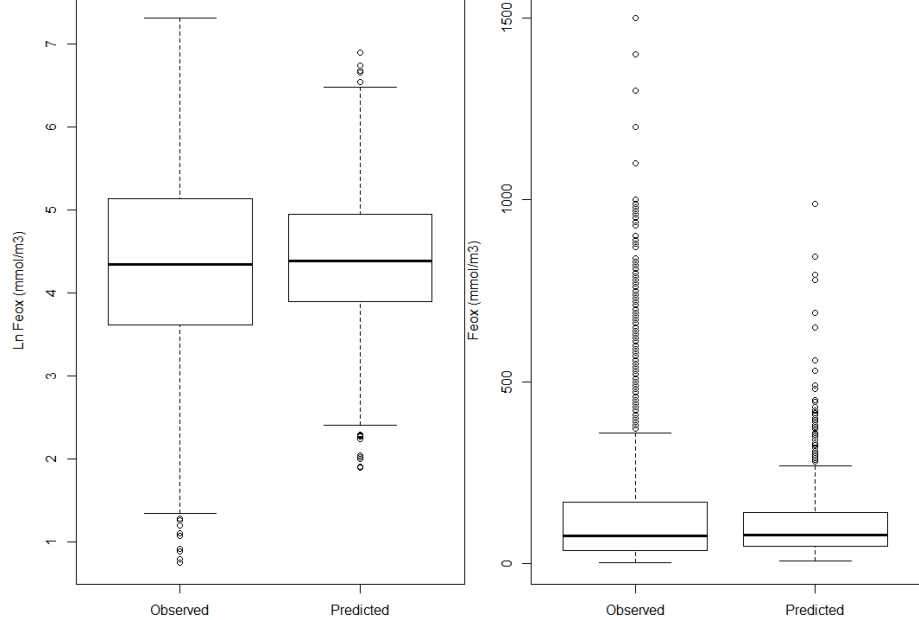


Figure 5. Distribution of observed and predicted oxalate-extractable phosphorus (mmol dm^{-3} ; 0-30 cm depth) for the natural logarithmic and back-transformed validation dataset ($n = 2,808$).

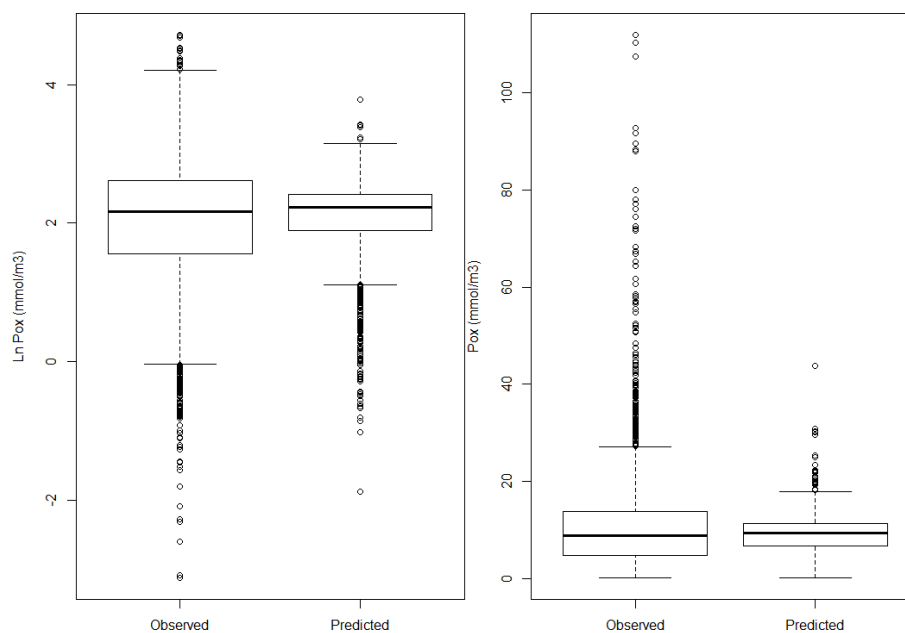
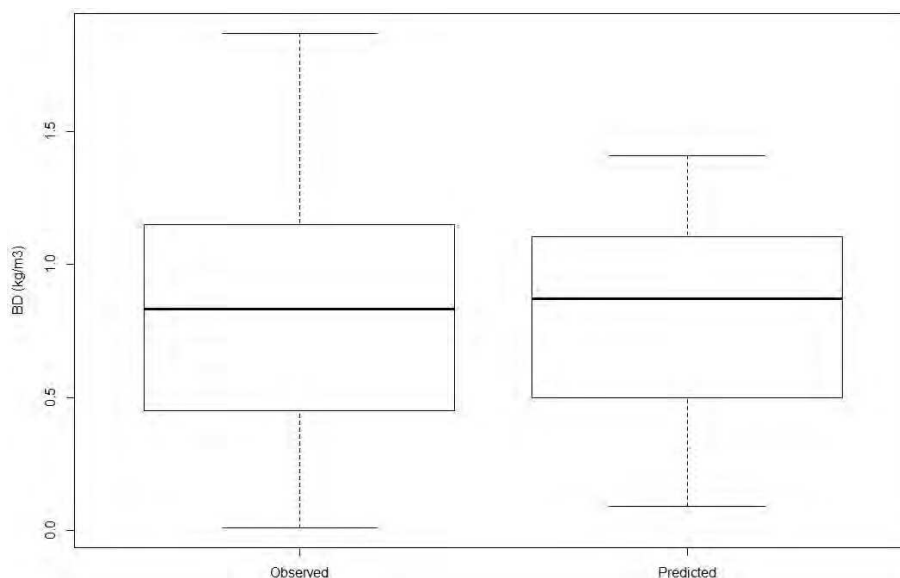


Figure 6. Distribution of observed and predicted bulk density (BD; kg dm^{-3} ; 0-30 cm depth) for the natural logarithmic and back-transformed validation dataset ($n = 2,808$).



3.2.2 Predictive maps

Figures 7, 8, 9 and 10 show the mean predictions (i.e. quantile 0.5) for the four best performing models. All predictions are represented using quantile classification and five classes with each class corresponding to 20% of the mean prediction values.

The predicted Al_{ox} and P_{ox} are high in the Saalian moraine and glacial flood plains of western Jutland, and the sandy moraines of northern Jutland (Fig. 7 and 9). The lower values are predicted in Littorina marine deposits in northern Jutland for both target variables, and generally in eastern Denmark for Al_{ox} and in central areas of southern Jutland for P_{ox} . The predicted Fe_{ox} is particularly high in most of the organic lowlands all over Denmark, low values only being in Littorina marine deposits in northern Jutland and glacial flood plains in mid and southern Jutland. The predicted BD is generally low in Littorina marine deposits in northern Jutland and high in western Jutland (Fig. 10).

Figure 7. Mean prediction for oxalate-extractable aluminium, Al_{ox} ($mmol\ dm^{-3}$; 0-30 cm depth), represented using quantile classification and five classes (each class corresponding to 20% of the mean prediction values). The farmed organic lowland area omitted from soil property mapping is referred to as 'not mapped' ('ikke-kortlagt').

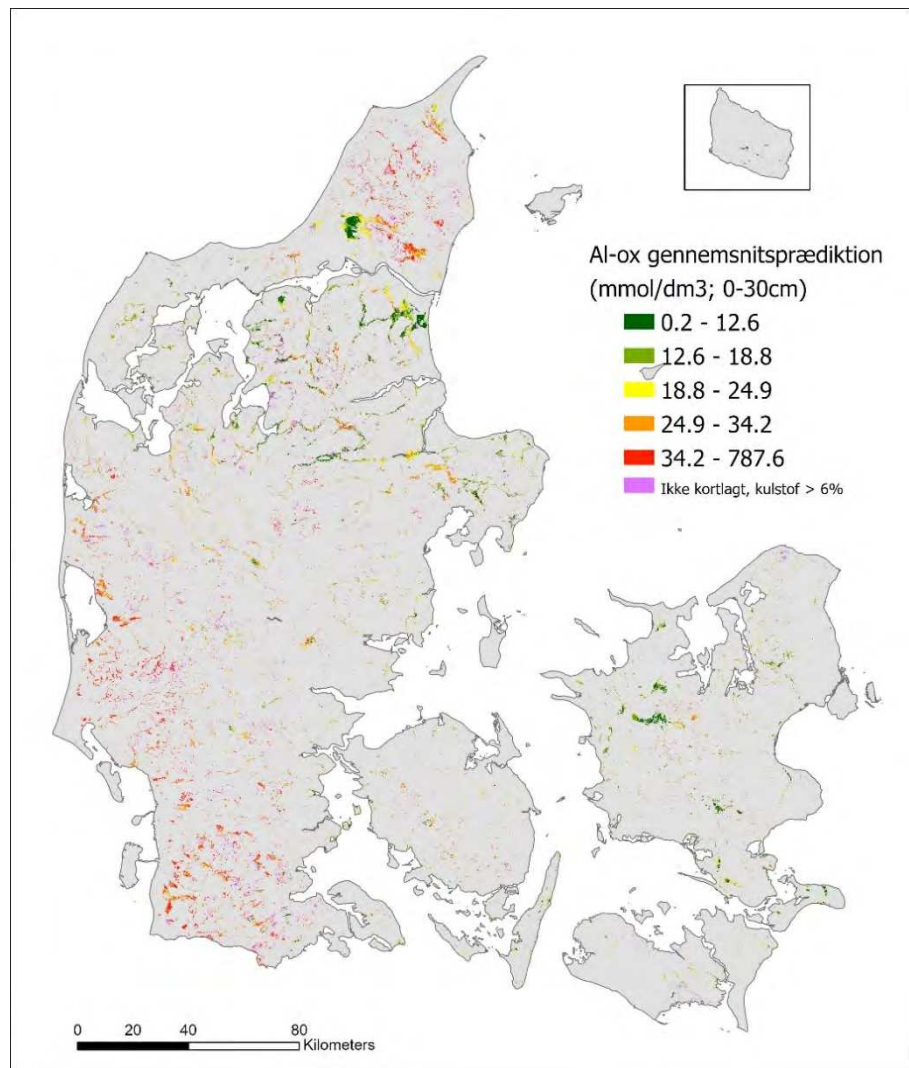


Figure 8. Mean prediction for oxalate-extractable iron, Fe_{ox} (mmol kg^{-1} ; 0-30 cm depth), represented using quantile classification and five classes (each class corresponding to 20% of the mean prediction values). The farmed organic lowland area omitted from soil property mapping is referred to as 'not mapped' ('ikke kortlagt').

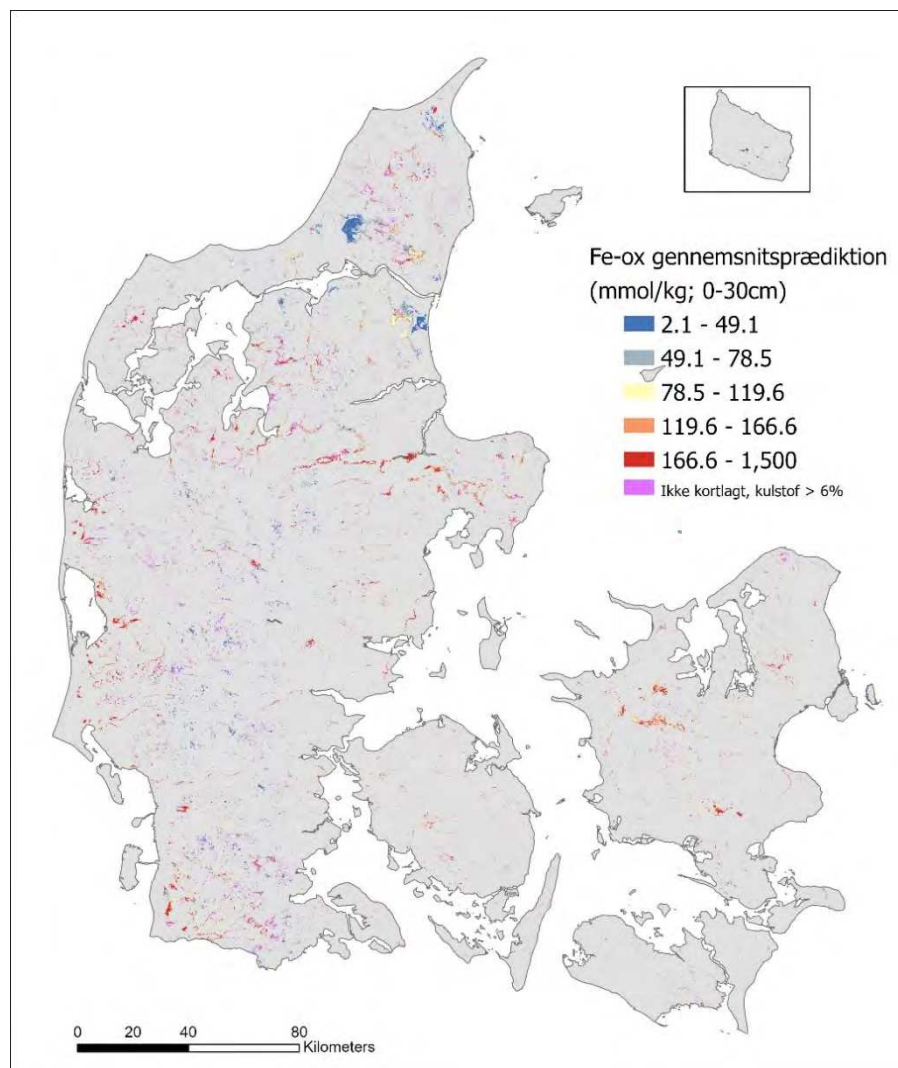


Figure 9. Mean prediction for oxalate-extractable phosphorus, P_{ox} (mmol dm^{-3} ; 0- 30 cm depth), represented using quantile classification and five classes (each class corresponding to 20% of the mean prediction values). The farmed organic lowland area omitted from soil property mapping is referred to as 'not mapped' ('ikke-kortlagt').

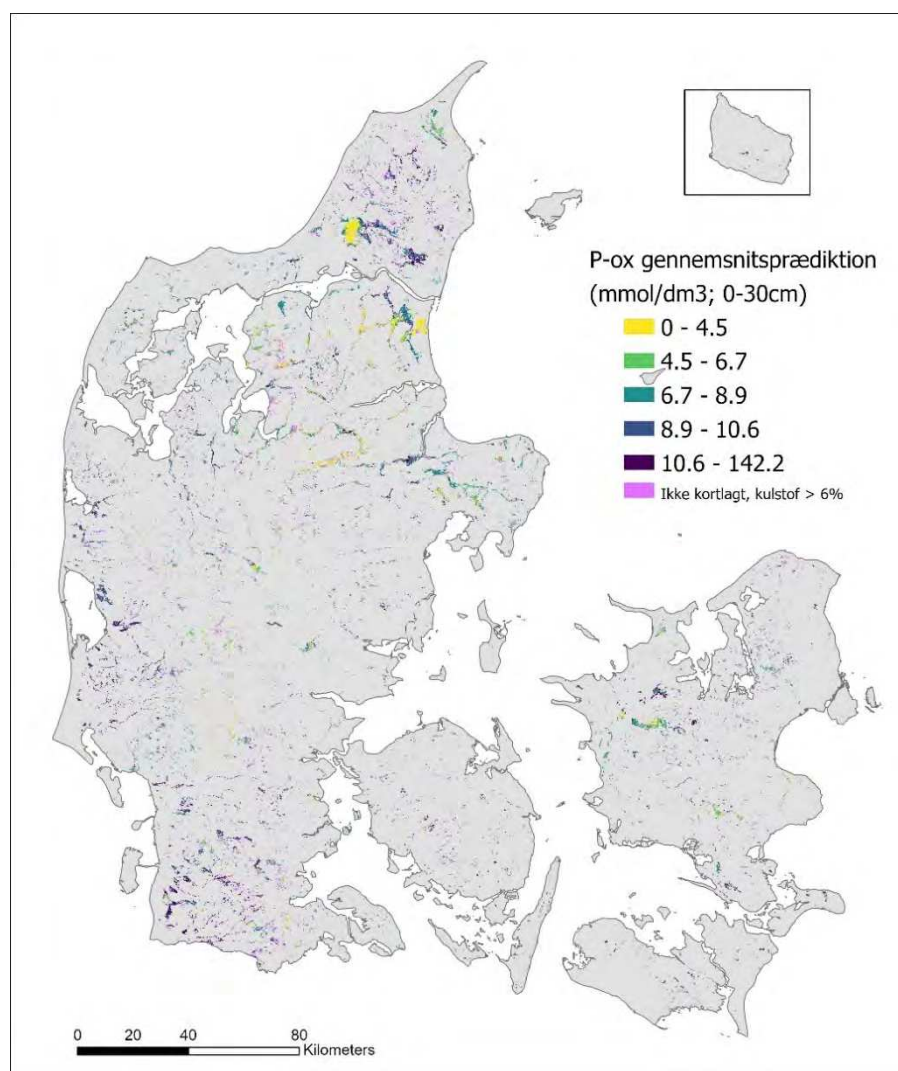
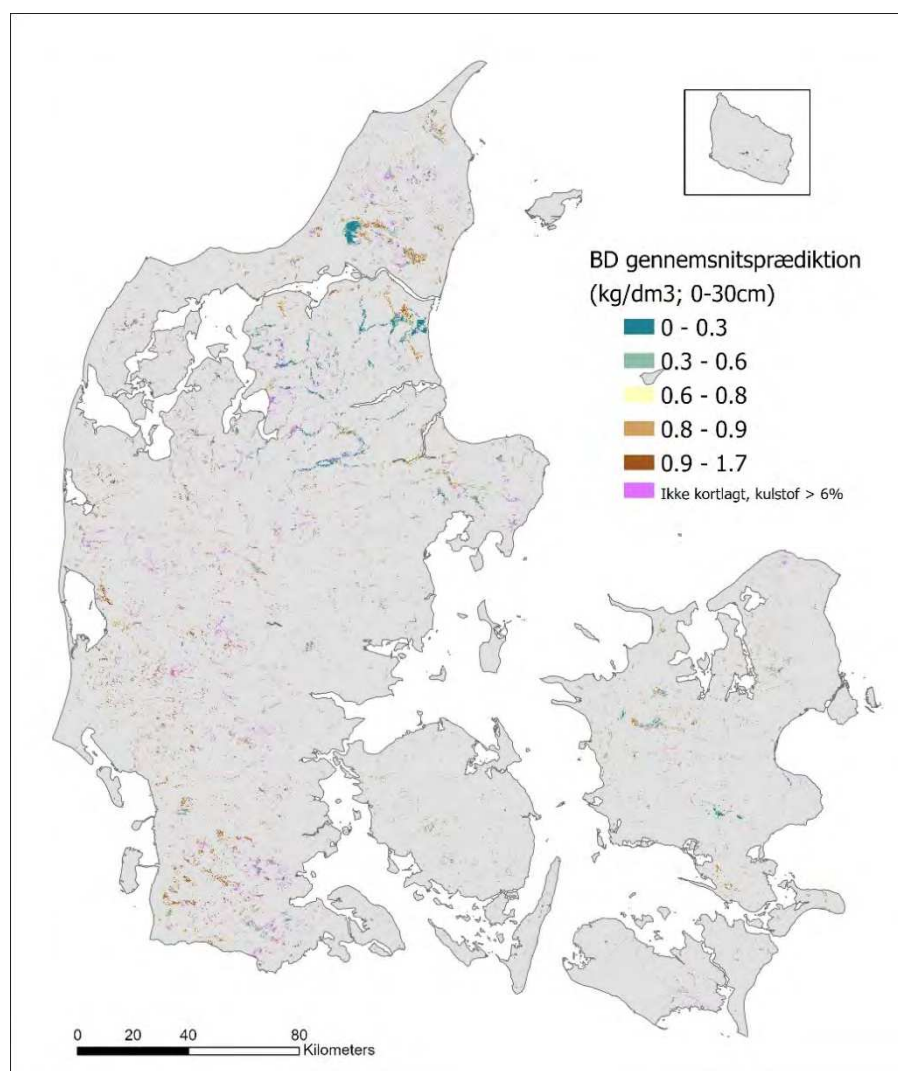


Figure 10. Mean prediction for bulk density (BD; kg dm⁻³; 0-30 cm depth), represented using quantile classification and five classes (each class corresponding to 20% of the mean prediction values). The farmed organic low-land area omitted from soil property mapping is referred to as 'not mapped' ('ikke-kortlagt').



3.2.3 Variable importance

The predictor variable importance was calculated for the best performing models using a permutation method (Table 4). SOM content in the topsoil (i.e 0-30 cm depth) was identified as the best predictor for all target variables, which is logical as this factor might play an important role for P mobilization (Forsmann & Kjærgaard, 2014). Notably, climate and landscape covariates were important for the prediction of Fe_{ox} and Al_{ox}. River valleys and groundwater depth were important for Fe_{ox} prediction, which could be expected as hydrology has a strong impact on P dynamics in wetland areas (Kjærgaard et al., 2012). Moreover, several soil texture variables, such as coarse sand and clay contents, constitute relatively useful predictors for P_{ox}. Topography covariates were useful for BD prediction to a much lesser degree than SOM. This constitutes valuable information for further investigation. Potential acid sulfate soil areas were not identified as an important predictor within the selected models. This outcome is unexpected as Zak et al (2006) reported that in areas with high sulfate load, reduction of sulfate and precipitation of iron sulfides can decrease pore water Fe(II) concentrations, which causes an increasing risk of P release.

Table 4. Top 10 predictors for the modelled soil properties, namely oxalate- extractable iron (Fe_{ox}), aluminium (Al_{ox}), and phosphorus (P_{ox}), as well as bulk density (BD), ordered by importance in Quantile Regression Forest model using permutation as method to determine variable importance.

Rank	Fe_{ox} *		Bulk density	
	Predictors	Importance	Predictors	Importance
1.	SOM (0-30 cm)	100.0	SOM (0-30 cm)	100.0
2.	River valleys	30.8	Vertical distance to channel network	2.7
3.	Detrended DEM	28.6	Slope to channel network	1.9
4.	Landscape 2 (Littorina)	17.5	SOM (30-60 cm)	1.5
5.	Geology 2 (Freshwater clay)	16.7	Profile curvature	1.1
6.	meanT warmestQ	16.6	Groundwater depth (interpolated)	1.0
7.	Groundwater depth (interpolated)	16.0	Land use 2 (agriculture)	1.0
8.	Georegion 3 (western Jutland)	14.5	River valleys	0.9
9.	Annual mean temperature	13.9	Detrended DEM	0.8
10.	DEM	13.6	Relative slope position	0.7

Rank	$(\text{Al}_{\text{ox}} \times \text{BD})$ *		$(\text{P}_{\text{ox}} \times \text{BD})$ *	
	Predictors	Importance	Predictors	Importance
1.	SOM (0-30 cm)	100.0	SOM (0-30 cm)	100.0
2.	Georegion 3 (western Jutland)	46.4	Detrended DEM	12.8
3.	Landscape 2 (Littorina)	23.9	Clay (0-30 cm)	11.1
4.	meanT coldestQ	19.2	DEM	10.3
5.	DEM	18.7	SOM (30-60 cm)	8.2
6.	P wettestM	18.6	Coarse sand (30-60 cm)	7.6
7.	meanT warmestQ	16.8	Coarse sand (60-100 cm)	6.5
8.	Annual mean temperature	16.1	Coarse sand (100-200 cm)	6.1
9.	Landscape 10 (Saalian moraine)	13.0	Precipitation	6.0
10.	Annual mean precipitation	12.0	Coarse sand (0-30 cm)	5.8

*: natural logarithmic transformed; SOM: Soil Organic Matter; DEM: Digital Elevation Model; meanT warmestQ and meanT coldestQ: mean Temperature for the warmest and coldest Quarters, respectively; P wettestM: Precipitation for the wettest Month; Precipitation: mean Precipitation from April to October (1961-1990).

3.2.4 Uncertainty assessment

Figures 11, 12, 13 and 14 show the prediction intervals (i.e. difference between quantiles 0.75 and 0.25) for the best performing models. All prediction intervals are represented using quantile classification method and five classes (each class corresponding to 20% of the prediction interval values). Considering Fe_{ox} , Al_{ox} and P_{ox} , 80% of the prediction interval values were noticeably small, representing c. 0.34%, 0.78% and 2.3% of the original observed ranges, respectively (i.e. prediction intervals smaller than 5.2 mmol kg⁻¹ for Fe_{ox} , 7.2 mmol dm⁻³ for Al_{ox} and 3.2 mmol dm⁻³ for P_{ox} ; Table 1). For BD, 80% of the prediction interval values were smaller than 25% of the original range (i.e. prediction intervals smaller than 0.5 kg dm⁻³; Table 1). Considering the spatial distribution, the prediction intervals were mostly small for Al_{ox} for organic lowlands, except in south western Jutland (Fig. 11) where prediction values also tended to be high (Fig. 7). For Fe_{ox} and BD, the larger prediction intervals were found in western and southern Jutland, and the smaller in Littorina marine deposits in northern Jutland and eastern Denmark (Fig. 12 and 14). However, we could not identify any general trend between the mean predictions and the prediction intervals (such as large prediction intervals in high mean prediction areas or conversely, small prediction intervals in high mean prediction areas), which suggest that most uncertainties in our predictions might only be explained through small-scale variations.

Figure 11. Prediction interval (quantiles 0.75 - 0.25) for oxalate-extractable aluminium, Al_{ox} ($mmol\ dm^{-3}$; 0-30 cm depth), represented using quantile classification and five classes (each class corresponding to 20% of the prediction interval values). The farmed organic lowland area omitted from soil property mapping is referred to as 'not mapped' ('ikke-kortlagt').

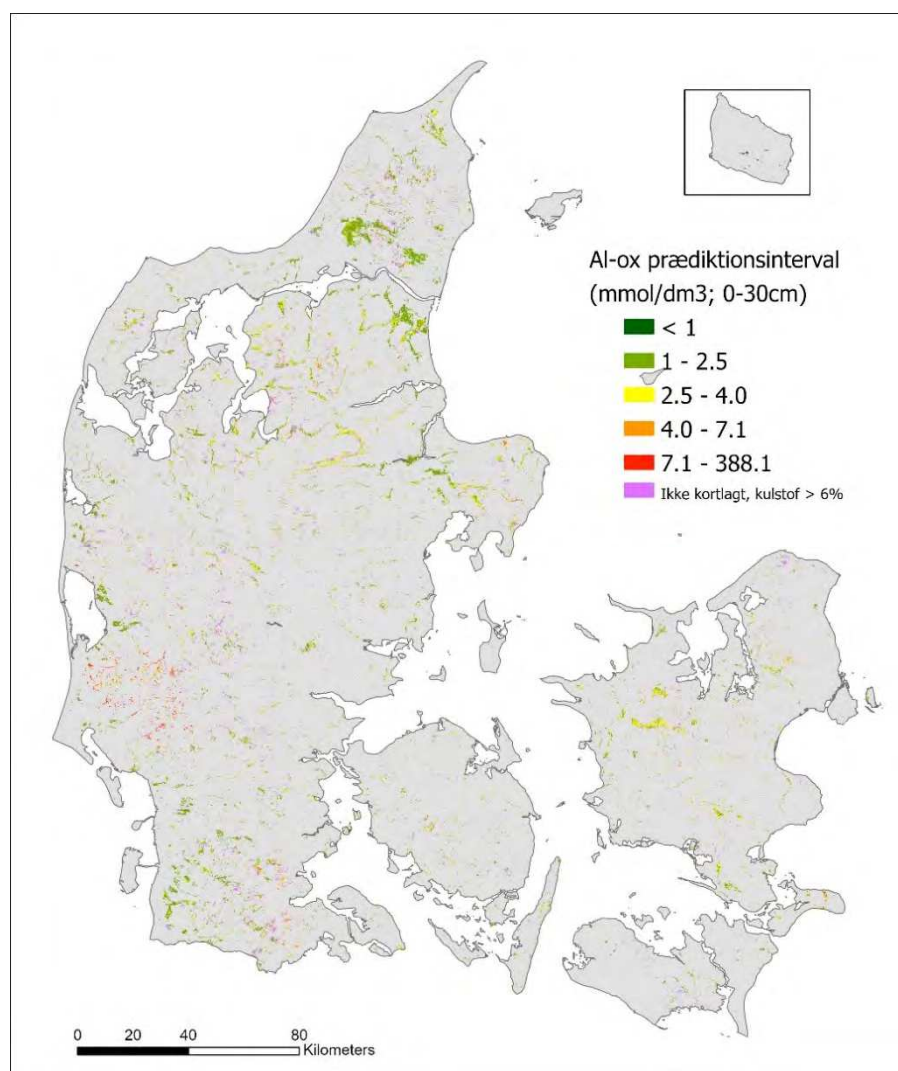


Figure 12. Prediction interval (quantiles 0.75 - 0.25) for oxalate-extractable iron (mmol kg^{-1} ; 0-30 cm depth), represented using quantile classification and five classes (each class corresponding to 20% of the prediction interval values). The farmed organic lowland area omitted from soil property mapping is referred to as 'not mapped' ('ikke-kortlagt').

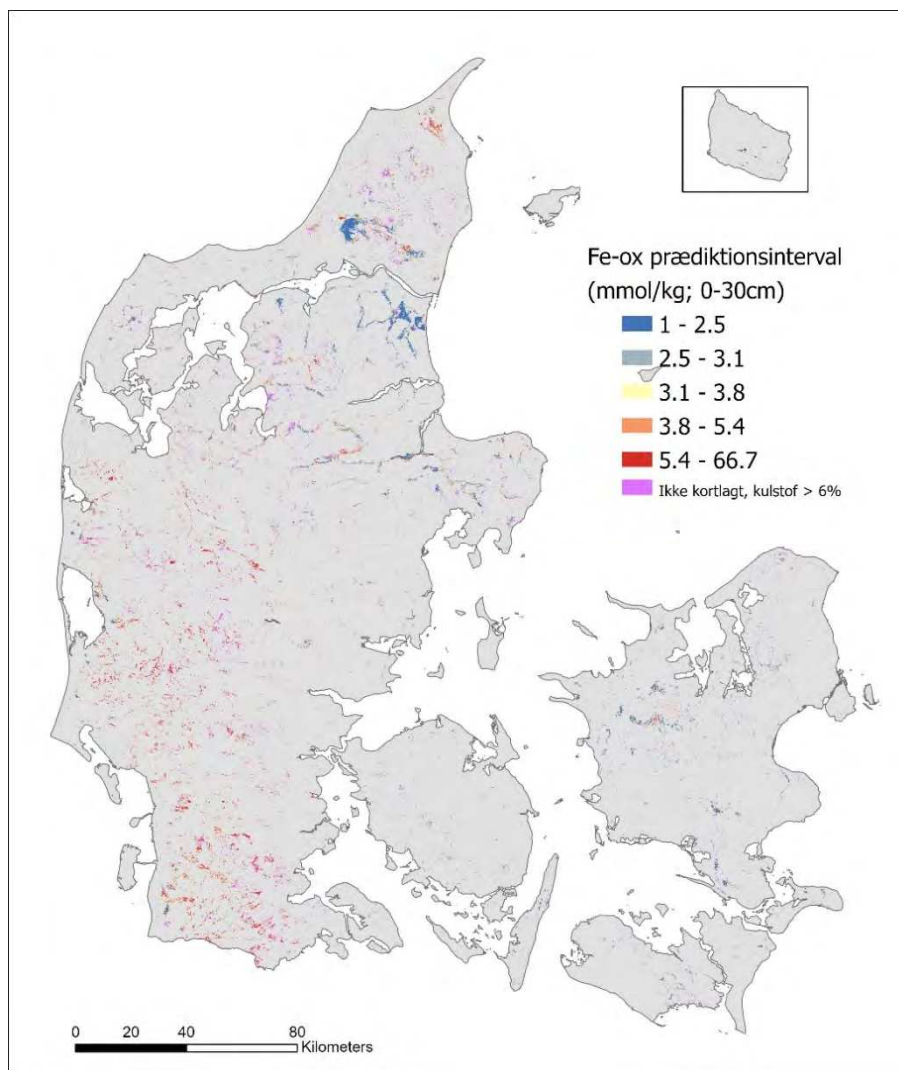


Figure 13. Prediction interval (quantiles 0.75 - 0.25) for oxalate-extractable phosphorus (mmol dm^{-3} ; 0-30 cm depth), represented using quantile classification and five classes (each class corresponding to 20% of the prediction interval values). The farmed organic lowland area omitted from soil property mapping is referred to as 'not mapped' ('ikke-kortlagt').

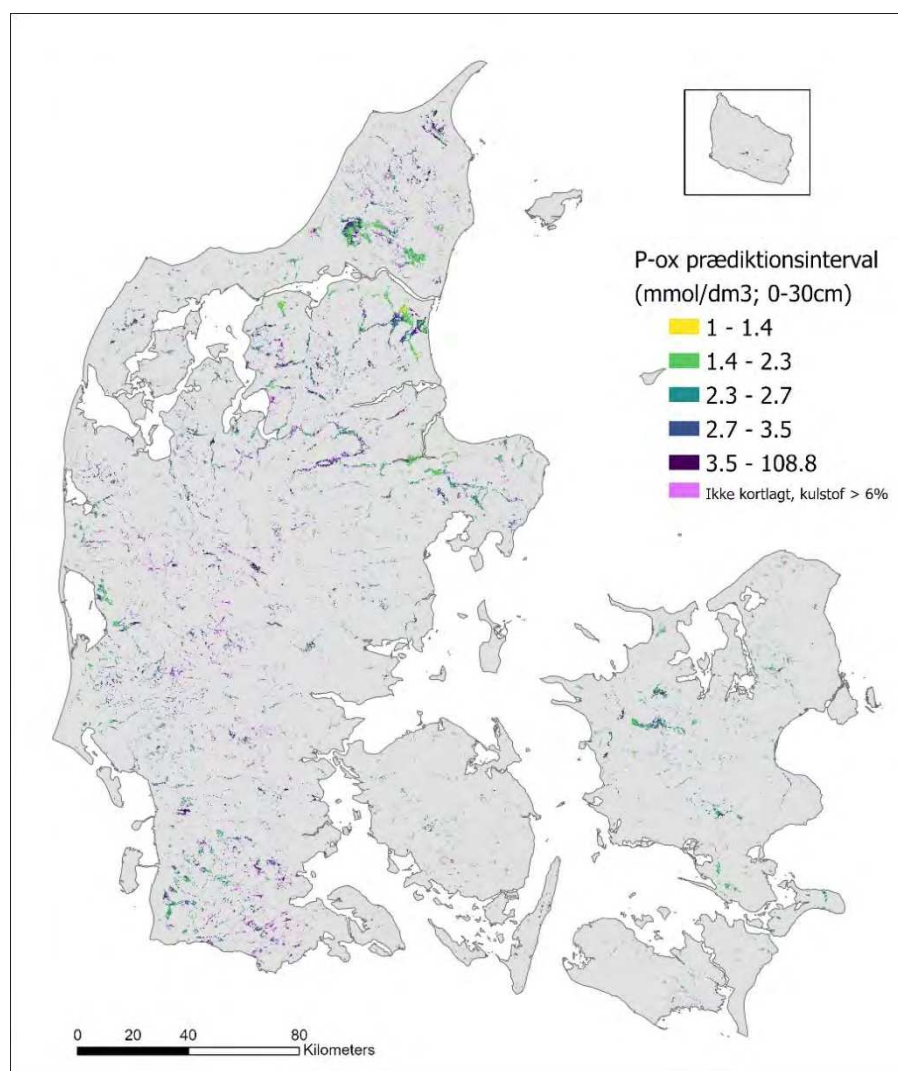
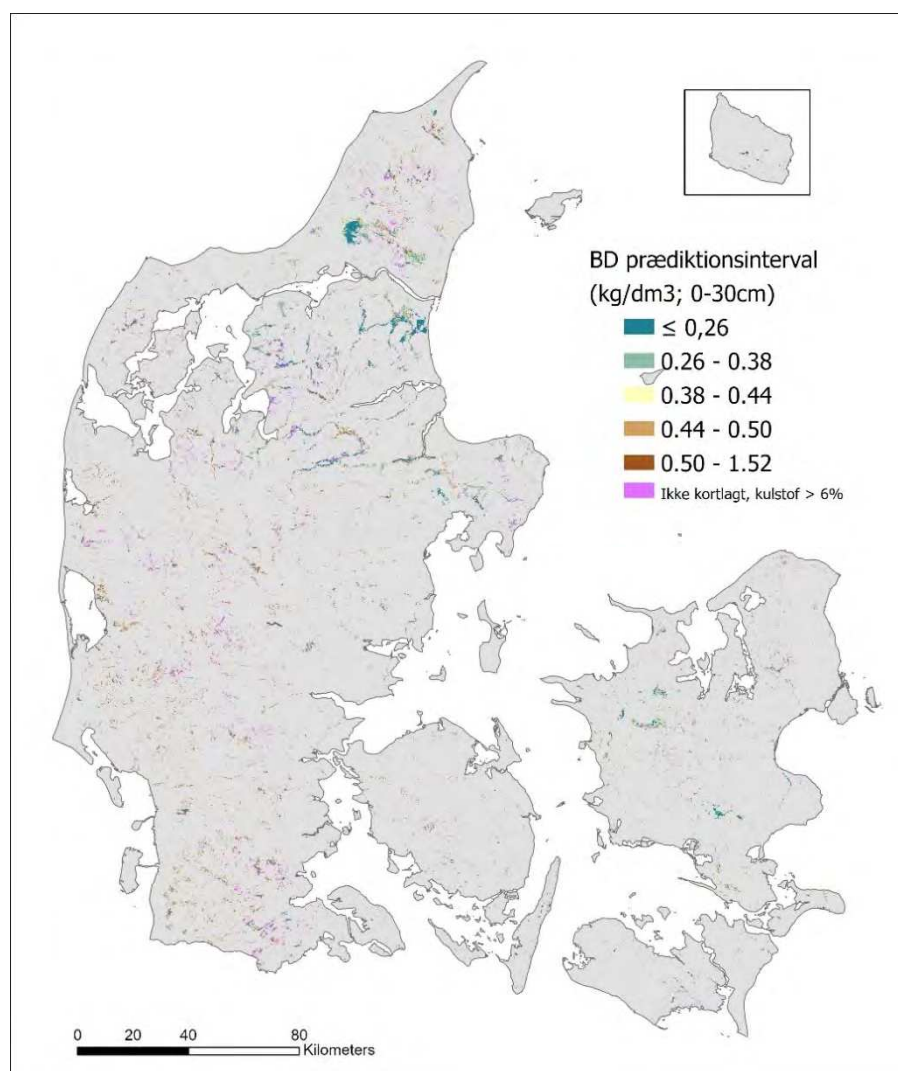


Figure 14. Prediction interval (quantiles 0.75 - 0.25) for bulk density (kg dm^{-3} ; 0-30 cm depth), represented using quantile classification and five classes (each class corresponding to 20% of the prediction interval values). The farmed organic lowland area omitted from soil property mapping is referred to as 'not mapped' ('ikke-kortlagt').



4 Conclusion and perspectives

We mapped different soil properties in farmed organic lowland soils, namely oxalate-extractable aluminium (Al_{ox}), iron (Fe_{ox}), phosphorus (P_{ox}), and the bulk density. These soil properties were selected as target variables because of their influence on the biogeochemical P dynamics in organic lowlands (Chap. 4.5.1; Kjærgaard et al, 2012; Forsmann & Kjærgaard, 2014). Fe_{ox} is relevant, since it tends to represent the redox-labile pool of amorphous Fe(III) oxides that potentially bind large amounts of P. Al_{ox} can resorb some of the P released after reductive dissolution of Fe(III) oxides under anaerobic conditions. P_{ox} characterizes the pool of inorganic P that takes part in dynamic release and retention processes. Bulk density has a great influence on the P inventory in organic soils. We characterized and mapped these soil properties for the topsoil layer (i.e. 0-30 cm depth). The best performing models only yielded moderate prediction accuracies with R^2 ranging from 0.40 to 0.61. These moderate results are consistent with the complexity of P dynamics reported not only for organic lowland soils in Denmark (Forsmann and Kjærgaard, 2014), but also for peatland areas in northern Europe (Zak et al, 2010). Prediction uncertainty was evaluated using prediction interval (difference between quantiles 0.75 and 0.25 of the predicted values). Prediction intervals defined for each target variable were mostly small and no general trend could be identified between

the mean predictions and the prediction intervals, suggesting that prediction uncertainties might only be explained through small-scale variations.

The present study provides valuable information for further investigation and future mitigation planning related to P losses from organic lowlands. To our knowledge, it is the first attempt at mapping the selected soil properties at high spatial resolution for a whole country. Concerning the methodology, RF and QRF enable the use of a large amount of data and do not specifically require the use of variable selection. However, these methods provide predictor variable importance and thus can be seen as a first modelling round of variable selection. A future modelling design could thus incorporate, first, a round of modelling using RF for variable selection (e.g. using recursive feature elimination), then, a second round of modelling using a different state-of-the-art algorithm, such as convolutional neural networks. This deep learning technique may enable a more accurate prediction of soil properties and classes by incorporating spatial contextual information through the use of images extracted from the environmental predictors and centered on soil observations as input data (e.g. Padarian et al, 2019; Wadoux et al, 2019).

5 References:

Adhikari, K.; Kheir, R.; Greve, M.B.; Bøcher, P.; Malone, B.; Minasny, B.; McBratney, A.; Greve, M.H. High-Resolution 3-D Mapping of Soil Texture in Denmark. *Soil Science Society of America Journal* 2013, 77, 860–876.

Adhikari, K.; Minasny, B.; Greve, M.B.; Greve, M.H. Constructing a soil class map of Denmark based on the FAO legend using digital techniques. *Geoderma* 2014a, 214, 101–113.

Adhikari, K.; Hartemink, A.; Minasny, B.; Kheir, R.; Greve, M.B.; Greve, M.H. Digital Mapping of Soil Organic Carbon Contents and Stocks in Denmark. *PLoS One* 2014b, 9, e105519.

Adhikari, K., Kheir, R.B., Greve, M.B., Greve, M.H., Malone, M., Minasny, B. and McBratney, A. Mapping soil pH and bulk density at multiple soil depths in Denmark, in: Arrouays, D., McKenzie, N.J., Hempel, J., de Forges, A.R. and McBratney, A. (Eds.), *GlobalSoilMap: Basis of the global spatial soil information system*. 2014c. Taylor & Francis, London, 155-160.

Abit, S.M.; Vepraskas, M.J.; Duckworth, O.W.; Amoozegar, A. Dissolution of phosphorus into pore-water flowing through an organic soil. *Geoderma* 2013, 197, 51–58.

Aldous, A.; McCormick, P.; Ferguson, C.; Graham, S.; Craft, C. Hydrologic regime controls soil phosphorus fluxes in restoration and undisturbed wetlands. *Restor. Ecol.* 2005, 13 (2), 341–347.

Beucher, A.; Adhikari, K.; Breuning-Madsen, H.; Greve, M.B.; Österholm, P.; Fröjdö, S.; Jensen, N.H.; Greve, M.H. Mapping potential acid sulfate soils in Denmark using legacy data and LiDAR-based derivatives. *Geoderma* 2017, 308, 363-372.

Breiman, L. Random forests. *Mach. Learn.* 2001, 45, 5–32.

- Danmarks Geologiske Undersøgelse. Foreløbige geologiske kort (1:25,000) over Danmark. DGU Serie A(3), 1978. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Denmark.
- European Commission. Directive 2000/60/EC of the European Parliament and the council establishing a framework for the community action in the field of water policy. European Commission. Off. J. Eur. Commun. 2000L, 137:1.
- European Environment Agency, 2014. Corine Land Cover (CLC) 2012 - Denmark, Version 1, Oct. 2014 [dataset].
<http://download.kortforsyningen.dk/content/corine-land-cover>.
- Fick, S.E. and R.J. Hijmans. Worldclim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 2017.
- Forsmann, D.M. and Kjærgaard, C. Phosphorus release from anaerobic peat soils during convective discharge — Effect of soil Fe:P molar ratio and preferential flow. *Geoderma* 2014, 223-225, 21-32.
- Heiberg, L, Bender Koch, C., Kjærgaard, C., Jensen, HS., Hansen, HCB. Vivianite precipitation and phosphate sorption following iron reduction in anoxic soils. *J. Environ. Qual.* 2012, 41, 938-949.
- Henriksen, H.J., Højberg, A.L., Olsen, M., Seaby, L.P., van der Keur, P., Stisen, S., Trolborg, L., Sonnenborg, T.O. and Refsgaard, J.C. Klimaeffekter på hydrologi og grundvand - Klimagrundvandskort. 2012. Aarhus University.
- Jakobsen, P.R., Hermansen, B. and Tougaard, L. Danmarks digitale jordartskort 1:25000 version 4.0. 2015. GEUS.
- Kjærgaard, C.; Hoffmann, C.C.; Heiberg, L.; Hansen, H.C.B.; Jensen, H.; Greve, M. Risiko for fosfortab ved reetablering af vådområder? *Vand & Jord* 2010, 17(2), 58-62.
- Kjærgaard, C.; Heiberg, L.; Jensen, H.S.; Hansen, H.C.B. Phosphorus mobilization in rewetted peat and sand at variable flow rate and redox regimes. *Geoderma* 2012, 173, 311–321.
- Litaor, M.I.; Reichmann, O.; Auerwald, K.; Haim, A.; Shenker, M. Sorption characteristics of phosphorus in peat soils of a semiarid altered wetland. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2004, 69, 1658–1665.
- Madsen, H.B.; Nørr, A.H.; Holst, K.A. The Danish soil classification. *Atlas Over Denmark I Vol. 3* 1992. The Royal Danish Geographical Society, Copenhagen.
- Madsen, H.B.; Jensen, N.H. Potentially acid sulfate soils in relation to landforms and geology. *Catena* 1988, 15, 137–145.
- Meinshausen, N. Quantile regression forests. *J. Mach. Learn. Res.* 2006, 7, 983–999.
- Møller, A.B., Beucher, A., Iversen, B.V. and Greve, M.H. Predicting artificially drained areas by means of a selective model ensemble. *Geoderma* 2018, 320, 30-42.

- Møller, A.B.; Iversen, B.V.; Beucher, A.; Greve, M. Prediction of soil drainage classes in Denmark by means of decision tree classification. *Geoderma* 2019, 352, 314–329.
- Padarian, J.; Minasny, B.; McBratney, A.B. Using deep learning for digital soil mapping. *SOIL Discussions* 2019, 5, 79–89.
- Paludan, C.; Jensen, H.S. Sequential extraction of phosphorus in freshwater wetland and lake sediment: Significance of humic acids. *Wetlands* 1995, 15, 365–373.
- Petersen, R.J.; Prinds, C.; Iversen, B.V.; Engesgaard, P.; Jessen, S.; Kjærgaard, C. Riparian lowlands in clay till landscapes, Part I: Heterogeneity of flow paths and water balances. *Water Resources Research* 2020, 56(4) doi.org/10.1029/2019WR025808.
- Poulsen, H.D.; Rubæk, G.H. Fosfor i dansk landbrug. Aarhus Universitet, Det Jordbrugsvidenskabelige Fakultet, 2005, 211 p.
- Richardson, C.J. Mechanisms controlling phosphorus retention capacity in freshwater wetlands. *Science* 1985, 228, 1424–1427.
- Roden E.E; Wetzel R.G; Kinetics of microbial Fe(III) oxide reduction in freshwater wetland sediments. *Limnol Oceanogr* 2002, 41, 1733–1748.
- Sah, R.N.; Mikkelsen, D.S. Transformation of inorganic phosphorus during the flooding and draining cycles of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1986, 50, 62–67.
- Scharling, M. Klimagrid - Danmark normaler 1961-90 m³ nedbør 10*10, 20*20 and 40*40 km temperatur og potentiel fordampning 20*20 and 40*40 km. Teknisk Rapport, Danish Meteorological Institute 2000, pp. 1–17.
- Schlichting, A.; Leinweber, P.; Meissner, R.; Altermann, M. Sequentially extracted phosphorus fractions in peat-derived soils. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2002, 165, 290–298.
- Schou, J.S.; Kronvang, B.; Birr-Pedersen, K.; Jensen, P.L.; Rubæk, G.H.; Jørgensen, U.; Jacobsen, B.H. Virkemidler til realiseringen af målene i EUs vandrammedirektiv. 625. Danmarks Miljøundersøgelser 2007, University of Aarhus, Denmark.
- Schoumans, O.F., Chardon, W. Phosphate saturation degree and accumulation of phosphate in various soil types in The Netherlands. *Geoderma*, 2015, 237-238, 325-335.
- Sechu, G.L.; Iversen, B.V.; Nilsson, B.; Greve, M.B.; Børgesen, C.D.; Greve, M.H. River Valley Extractor (RVE): A GIS tool for the extraction of river valley bottom within catchments. In preparation.
- Stjernholm, M.; Kjeldgaard, A. CORINE Landcover Update in Denmark - Final Report, 2004. National Environment Research Institute (NERI), Denmark.
- Surridge, B.W.J.; Heathwaite, A.L.; Baird, A.J. The release of phosphorus to porewater and surface water from river riparian sediments. *J. Environ. Qual.* 2007, 36, 1534–1544.

- Van der Zee, S.E.A.T.M., Van Riemsdijk, W.H. Sorption kinetics and transport of phosphate in sandy soil. *Geoderma* 1986, 38(1-4), 293-309.
- Vaysse, K.; Lagacherie, P. Using quantile regression forest to estimate uncertainty of digital soil mapping products. *Geoderma* 2017, 291, 55-64.
- Wadoux, A.M.J.C.; Padarian, J.; Minasny, B. Multi-source data integration for soil mapping using deep learning. *SOIL Discussions* 2019, 5, 107-119.
- Zak, D.; Kleeberg, A.; Hupfer, M. Sulphate-mediated phosphorus mobilization in riverine sediments at increasing sulphate concentration, River Spree, NE Germany. *Biogeochemistry* 2006, 80, 109-119.
- Zak, D.; Gelbrecht, J. The mobilisation of phosphorus, organic carbon and ammonium in the initial stage of fen rewetting (a case study from NE Germany). *Biogeochemistry* 2007, 85, 141-151.
- Zak, D.; Wagner, C.; Payer, B.; Augustin, J.; Gelbrecht, J. Phosphorus mobilization in rewetted fens: the effect of altered peat properties and implications for their restoration. *Ecological Applications*, 2010, 20, 1336-1349.

Bilag 6. Modelling phosphorus loss by stream bank erosion

Rasmus Jes Petersen¹, Hans Thodsen¹, Hans Estrup Andersen¹

Academic quality assurance: Bo Vangsø Iversen²

¹Department for Bioscience, AU

²Department for Agroecology, AU

Content

1	Introduction	263
2	Material and methods	265
2.1	Phosphorus content in stream banks	265
2.1.1	Stream bank soil sampling	265
2.1.2	Laboratory analyses	265
2.1.3	Extrapolation of measured stream bank soil properties to the national scale	266
2.2	Data set of measured stream bank erosion rates	267
2.3	Input data for the empirical stream bank erosion model	268
3	Results	270
3.1	Phosphorus content in stream banks	270
3.2	Developing empirical stream bank erosion models	273
3.3	Running the stream bank erosion models	275
3.3.1	Stream bank erosion modelled at the national scale	281
4	References	283
	Appendix 1. Predictions of soil texture and soil organic carbon from NIR spectra	286

1 Introduction

Phosphorus (P) is recognized as the major nutrient limiting primary production in freshwater lakes (Søndergaard, 2007), however also estuaries and coastal marine ecosystems may experience P limitation of phytoplankton growth (Trommer et al., 2013; Timmermann, in prep.). Consequently, it is imperative for water managers to understand and have quantitative knowledge on sources and processes that lead to elevated P loadings in surface waters in order to design and choose effective mitigation schemes.

Stream banks provide a substantial part of the sediment as well as P to fluvial systems and erosion from stream banks appears to be relatively important when compared to other sources in lowland catchments (Foster et al., 1988; Svendsen et al., 1995; Kronvang & Rubæk, 2005). Stream bank erosion rates have been measured in a number of Danish studies: Laubel et al. (1999) reported

erosion rates of 11 mm yr⁻¹ from a one year study encompassing 33 stream reaches in a 114 km² lowland catchment; Laubel et al. (2003) similarly found average erosion rates of 11 mm yr⁻¹ from a two year study in 15 Danish rural streams representing all major soil types in Denmark; Veihe et al. (2011) monitored one stream reach in a 16 km² catchment during four years and found erosion rates of 18 – 30 mm yr⁻¹; Kronvang et al. (2012) did a three year study including 36 stream reaches in a 486 km² catchment dominated by loamy sand and sandy clay soils and measured bank erosion rates of 25 – 36 mm yr⁻¹.

Phosphorus content in Danish stream banks has been determined in a few studies and found to be generally higher than in fertilized agricultural soils where the average of the top 25 cm layer of 337 Danish agricultural soils were shown to be 562 mg total P kg⁻¹, Rubæk et al., 2013. Laubel et al. (2003) took soil samples from 10 stream banks respectively in the upper and the lower 50 cm-bank section. The mean total P (TP) content was respectively 710 and 570 mg P kg⁻¹ for the upper and lower bank section. Veihe et al. (2011) analyzed soil samples from three depths (10 – 20 cm, 40 – 50 cm, 80 – 90 cm) of seven stream bank profiles. Average TP contents were respectively 1130, 846, and 759 mg P kg⁻¹ for the upper, middle and lower depth. Kronvang et al. (2012) took composite soil samples from 35 stream reaches 60 and 20 cm above the streambed. Mean TP content was 723 and 712 mg P kg⁻¹ for the upper and lower depth.

Kronvang et al. (2012) found that P loss from stream bank erosion made up 0.28 – 0.34 kg P ha⁻¹ from a 486 km² catchment corresponding to 22 – 53% of the P loss from all diffuse sources in the catchment. Similarly, Laubel et al. (2003) reported that P loss from stream bank erosion contributed 0.23 – 0.28 kg P ha⁻¹ corresponding to 14 – 40% of the total P transport in 15 rural streams. At national scale, stream bank erosion has been estimated to be the largest diffuse source of P to Danish surface waters constituting 20 – 47% of the diffuse load to the sea between 2000 and 2018 (Kronvang & Rubæk, 2005; Thodsen et al., 2019).

The scientific literature points to several factors influencing bank erosion: Peak discharge and antecedent bank moisture (Hooke, 1979), freeze-thaw processes (Lawler, 1993), livestock activity and farming (e.g. Trimble, 1994), bank geometry and soil type (e.g. Schumm & Thorne, 1989), channel morphology (e.g. Klaassen & Masselink, 1992), and bank vegetation cover (Gray & MacDonald, 1989; Kronvang et al., 2012). Laubel et al. (2003) found that bank erosion rates were significantly related to bank angle, bank vegetation cover, overhanging bank and estimated stream power. An empirical model for bank erosion based on these descriptive variables yielded a 55% explanation of the observed spatial variation in bank erosion rate.

This study aims to determine P loading due to stream bank erosion both at catchment and at national scale. To achieve this aim the study has the following specific objectives:

1. To characterize stream bank sediments regarding TP contents for all major landscape types in Denmark
2. To develop a model for stream bank sediments erosion, applicable at catchment and national scale
3. To provide the necessary input data to run this model
4. To apply and run the model and compare results to monitoring data of TP transport at catchment and national scale.

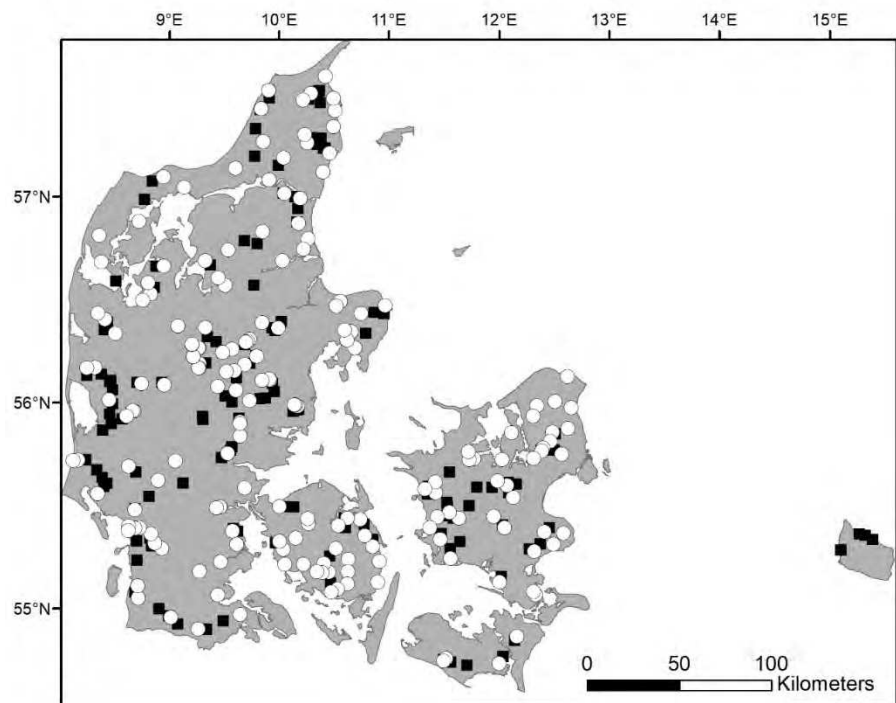
2 Material and methods

2.1 Phosphorus content in stream banks

2.1.1 Stream bank soil sampling

Soil samples from stream banks were collected using two methods: an intensive method ($n=185$) and an extensive method ($n=149$) (**Figure 1**). For the intensive method, a hole was drilled using a 15 cm (diameter) pole drill. Soil samples were collected to 1 m depth in 0.25 m increments. The hole was drilled at the top of the bank. For the extensive method, a sample of app. 100 g material was taken half way between the top of the stream bank and the water surface (at the time of sampling) after removing the outer few centimeters of the stream bank surface sediments. In total 879 soil samples were analysed (**Figure 1**). All fieldwork was carried out in 2018. The soil material was air-dried, sieved to < 2 mm and stored at room temperature in a soil archive.

Figure 1. Stream soil sampling locations. Circles indicate sampling by the intensive method, squares indicate sampling by the extensive method.



2.1.2 Laboratory analyses

In order to develop a pedotransfer function to predict soil texture, all 879 samples were scanned with NIR sensor (DS2500) covering a spectral range between 400 and 2500 nm. Principal Component Analysis (PCA) on all recorded spectra and the corresponding X and Y coordinates was performed (data scaled due to different ranges and units). In order to select representative samples for developing calibration models, the Kennard-Stone algorithm was applied to the first three principal components (PCs). The algorithm was set to select 150 representative samples and soil texture (clay, silt, sand) and soil organic carbon (SOC) were determined on these selected samples (Gee and Bauder, 1986). Development of the pedotransfer function is described in appendix 1. Soil textural composition and content of SOC were predicted for all samples.

Soil sample textures were converted to bulk densities (BDs) for soil samples where SOC < 10% using the empirical relation given by Katuwal et al. (2020):

$$BD = 1.901 - 0.002 \text{ Clay} - 0.004 \text{ Coarse silt} - 0.004 \text{ Sand} - 0.094 \text{ SOC} + 0.001 \text{ Depth} \quad (1)$$

where BD is bulk density in g/cm³, depth is in cm, and Clay, Coarse silt, Sand, and SOC are soil fractions in %weight.

For soil samples where SOC ≥ 10%, BD was calculated from the empirical relation given by Ruehlmann and Körschens (2009):

$$BD = 1.556 \times e^{-0.008 \times SOC} \quad (2)$$

Total P content was determined for all 879 samples by wet oxidation in a mixture of concentrated perchloric and sulphuric acid (Kafkafi, 1972). Additionally, for the 730 samples collected from four depths (intensive sampling) water extractable P (P_w) and oxalate extractable Al, Fe and P content were determined. P_w was determined according to Sissinigh (1971) with a water/soil ratio of 50:1. Oxalate extractable Al, Fe and P were determined using the ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry) procedure after extraction with acid ammonium oxalate (Schwertmann, 1964) and the degree of P saturation (DPS) was calculated as the ratio between the molar concentrations of P and half the sum of Al and Fe molar concentration in the soils (van der Zee et al., 1990).

2.1.3 Extrapolation of measured stream bank soil properties to the national scale

Bulk densities and TP concentrations measured in soil samples were aggregated within each landscape type (Table 2 and 3) and extrapolated by applying the medians to all stream stretches in the respective landscape types (Smed, 1981). Landscape types, for which no stream bank soil samples were available, were given values of BD and TP concentrations for resembling (proxy) landscape types (Table 1). Based on values of BD and TP concentrations distributed according to landscape type, the modelled volumetric stream bank erosion rate (see section 3.2) was converted to gravimetric erosion and P mobilization rates.

Table 1. Landscape types not sampled and their total area (left column), and the substitute landscape type and number of samples per substitute type (right column).

Landscape	Area [km ²]	Proxy	n
Less marked or discontinuous ice marginal hills	938.06		
Dunes and less distinct ice marginal hills	0.18	Continuous ice marginal hills	5
Dunes and distinct ice marginal hills	11.47		
Outwash plain and less distinct hummocky landscape	164.23		
Dunes and less distinct hummocky landscape	0.19	Distinct hummocky landscape	16
Outwash plain and distinct hummocky landscape	20.69		
Outwash plain and esker	0.09	Esker	2
Ice lake hill	46.13	Ice lake basin	3
Dunes and Littorina	107.42		
Littorina and Weichselian moraine landscape	2.38	Marine foreland (Littorina or younger)	38
Marine (Littorina and Yoldia)	7.60		
Dunes and marine plain (Yoldia)	7.82	Marine plain (Yoldia)	16
Saale moraine landscape and distinct ice marginal hills	3.09	Saale moraine landscape	24
Outwash plain and tunnel valley	49.15		
Marine foreland (Littorina) and tunnel valley	127.17		
Dunes and tunnel valley	0.99	Tunnel valley	22
Marine plain (Yoldia) and tunnel valley	6.33		
Dunes and Weichselian moraine landscape	89.78		
Conspicuous hills of different origin	135.06	Weichselian moraine landscape	94
Outwash plain, Weichselian moraine landscape, and tunnel valley	12.18		

2.2 Data set of measured stream bank erosion rates

Two data sets (“Odense” and “Skjern”) were available for development of an empirical stream bank erosion model:

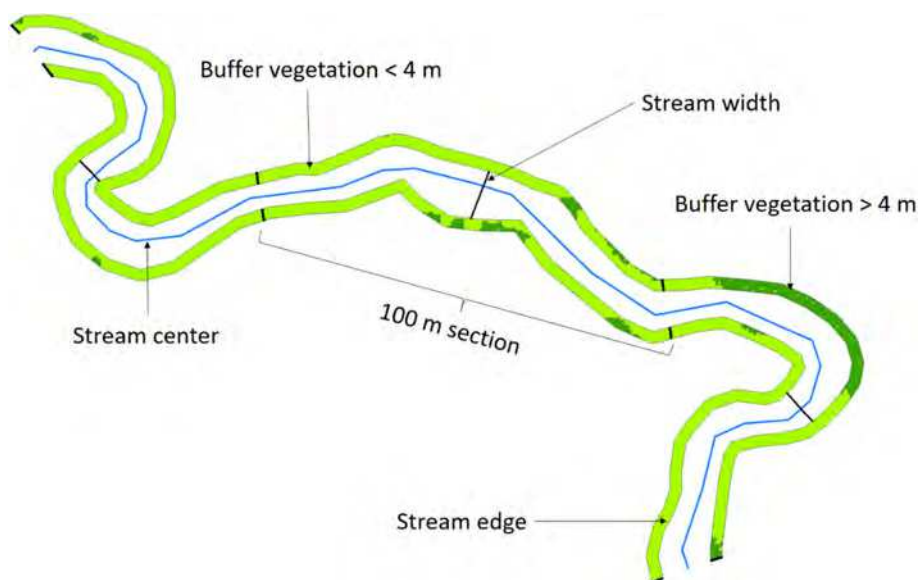
Kronvang et al. (2012) measured bank erosion during 2006/2007 – 2008/2009 in the 486 km² lowland River Odense catchment located on Funen, Denmark. Dominant soil types in the catchment are loamy sandy soils (40%) and sandy clay soils (36%). This study included 36 experimental stream reaches each 100 m long comprising both channelized and naturally meandering streams. Stream orders ranged from first to second, third, fourth and fifth orders. All stream reaches had uncultivated buffers at least 2 m wide (mandatory in Denmark along all natural streams and artificial streams with a high ecological value); buffer width ranged from 2 m to more than 10 m. Bank erosion was measured as bank retreat, utilizing 60-cm long and 2-mm-diameter steel pins inserted at different heights into the banks during September 2006. Each 100-m stream reach consisted of five erosion pin plots, each consisting of three vertical lines of pins with a distance of 0.5 m between the lines. In total, 3000 erosion pins were installed into 180 erosion pin plots by pushing them into the bank perpendicular to the bank face, leaving 40 to 60 mm exposed for ease of future location. Positive (erosion) and negative (accretion) pin readings were recorded within each pin plot in early spring during the three study years: 2006 to 2007, 2007 to 2008, and 2008 to 2009. All pin readings were conducted with a metering stick and done by the same operator during all study years. The stream bank plant community was characterized within each of the 180 bank plots including vegetation height.

Additionally, unpublished data on measured stream bank erosion during 2007/2008 – 2008/2009 in the upper part of the 2490 km² River Skjern catchment, Denmark, was available (B. Kronvang, pers.comm.). The soils of the upper parts of the catchment consist of sandy and loamy tills from the Sahle and Weichsel glaciations. This study included 12 experimental reaches each 100 m long. Only first and second order streams were included. Experimental design and methods were copied from the method of Kronvang et al. (2012).

2.3 Input data for the empirical stream bank erosion model

The empirical stream bank erosion model (see Results, section 3.2) requires data inputs on stream width, stream bank vegetation height, and stream bank height. The Danish national stream network map (GeoDanmark, 2020) includes polylines of stream centers, and stream bank tops. In GIS, after removing small streams (<2 m) located in forests and marshland (which mainly consists of ditch networks), 2 m buffer zones were created along the stream bank top polylines on each side of all streams. At intersections between tributaries, buffer zones within a 3-10 m normal distance of the intersection were erased. The entire stream network was then split into 100 m sections. The width of the stream in each section was defined as the distance between the two stream bank tops in the middle of the 100 m section (Stream width, Figure 2).

Figure 2. Calculating input data for the stream bank erosion model in GIS.



The vegetation height was calculated as the difference between a surface digital elevation model (DEM) including vegetation geometry (DHM2014/overflade, GeoDanmark, 2020) and a terrain DEM excluding vegetation (DHM/terræn, GeoDanmark, 2020). Both DEMs generated from LIDAR data, which a 0.4 m grid, horizontal accuracy: 0.15 m, vertical accuracy: 0.05 m). Each stream bank buffer zone was divided into two vegetation height classes <4 m and >4 m (Figure 2).

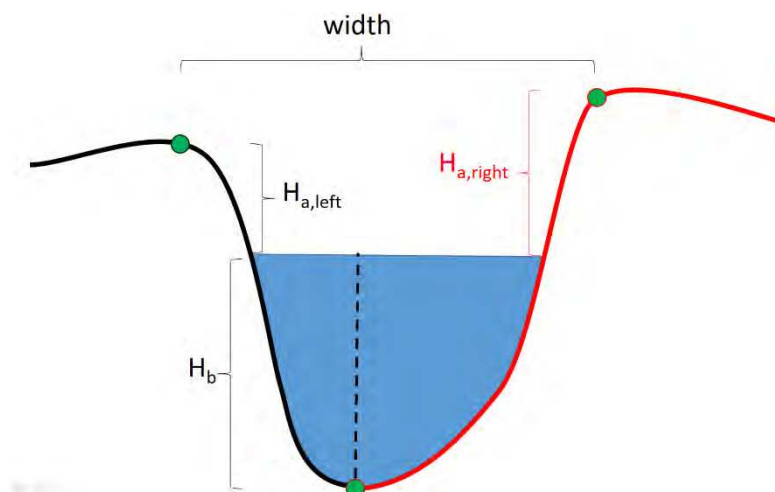
The stream bank heights (H) were calculated for each buffer zone as the sum of stream bank height above the stream water level (H_a) and stream bank height below stream water level (stream depth, H_b).

$$H = H_a + H_b \quad (3)$$

For each stream section, for each side of the stream, H_a was calculated as the difference between the minimum and maximum elevation of DEMterrain (LI-DAR does not penetrate water, Figure 2 and **Figure**). A cutoff value of 2.5 m was assigned as the maximum value for H_a .

$$H_a = (H_{a,left} + H_{a,right})/2 \quad (4)$$

Figure 3. Calculation of stream bank heights for both sides of each stream section. H_a = height of stream bank above water, and H_b = stream bank height below water table.



In lack of data on stream bank heights below the water table (H_b), linear relations between stream water depth and stream width were developed for the nine Danish georegion (Greve, 2006) based on 4970 measured stream cross sections (**Figure 3**):

Georegion	Relation	
1	$H_b = 0.0396 \times w + 0.0955$	(5)
2	$H_b = 0.0408 \times w + 0.0965$	(6)
3	$H_b = 0.0472 \times w + 0.1317$	(7)
4	$H_b = 0.0402 \times w + 0.0816$	(8)
5	$H_b = 0.0447 \times w + 0.0549$	(9)
6	$H_b = 0.0336 \times w + 0.1061$	(10)
7	$H_b = 0.0317 \times w + 0.1095$	(11)
8	$H_b = 0.0181 \times w + 0.2388$	(12)
9	$H_b = 0.0201 \times w + 0.1622$	(13)

where H_b is stream bank height below water table (stream depth) in m, and w is stream width in m. A cutoff value of 2.5 m was assigned as maximum stream water depth.

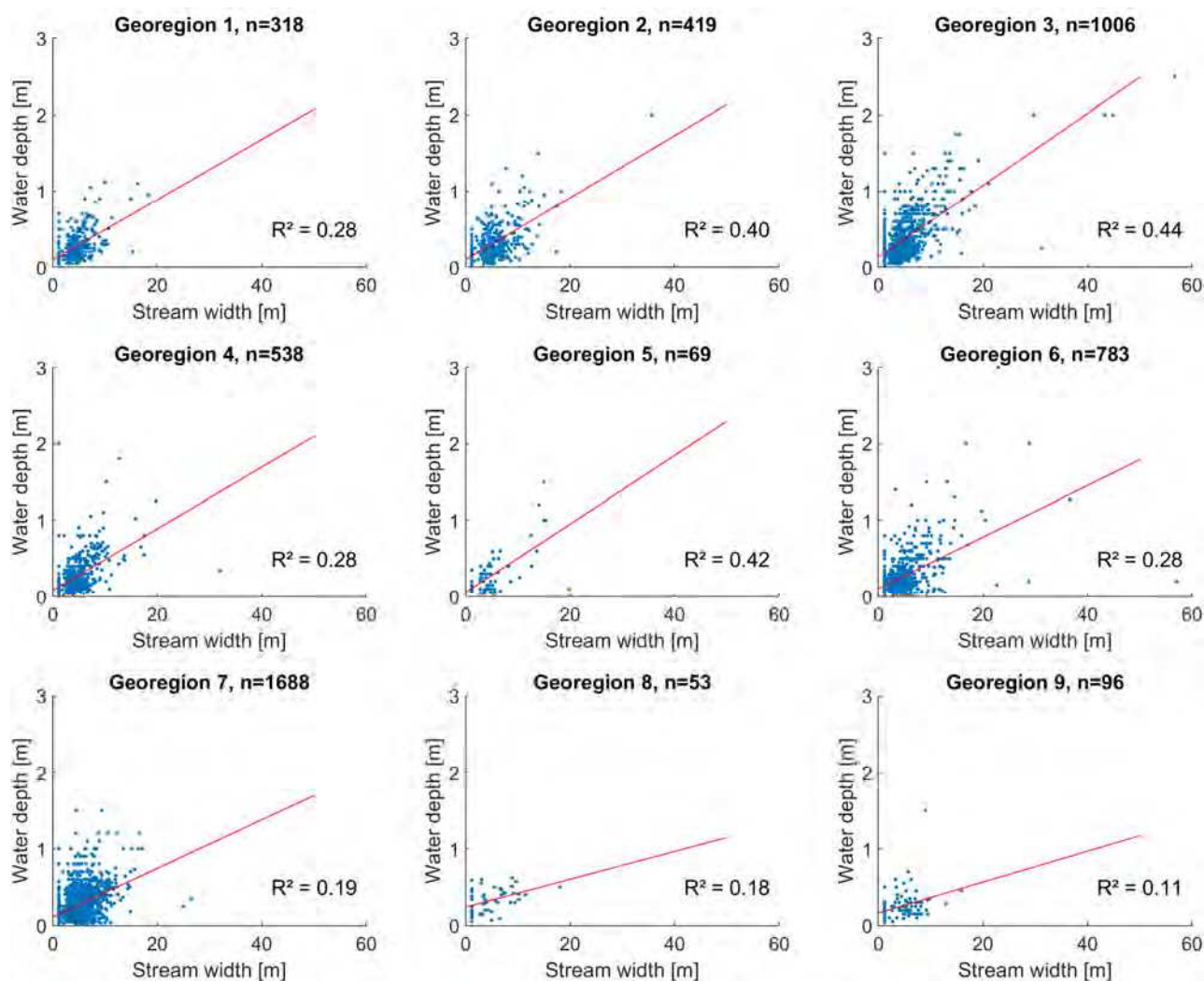


Figure 3. Relations between stream water depth and stream width for georegions 1-9.

To avoid inclusion of tidal channels in the modelling of stream bank erosion, all stream banks intersecting a 10 m buffer zone along coast lines were removed.

Salt marshes and marine foreland areas are heavily ditched. The banks of these ditches are expected to be somewhat stable, and so to avoid these dense ditch networks to overly bias stream bank erosion estimates, the smallest ditches were removed: < 10 m wide ditches in salt marshes, where mapped streams were found to be over-estimated; <5 m wide ditches in marine foreland; <2 m wide ditches in forests; all ditches and streams in built-up areas.

3 Results

3.1 Phosphorus content in stream banks

Tables 2 and 3 summarizes the textural composition and the analyzed soil properties (total phosphorus content, water extractable phosphorus, oxalate extractable phosphorus, iron and aluminum) distributed on landscape types.

Table 2. Median (med), mean ($\bar{x}$), and standard deviation (s) of texture, organic matter loss on ignition (LOI), and dry bulk density (BD) for stream bank soil samples collected within different landscape types. Data include measured (n=101) and NIR-estimated (n=232) texture values. Humus, where not measured, is calculated as 1.724 times the soil organic carbon content estimated from NIR-measurements. All LOI values are measured data.

Landscape	Area [km ²]	n	Clay [%w]			Silt [%w]			Sand [%w]			Humus [%w]			LOI [%w]			BD [g/cm ³]		
			med	$\bar{x}$	s	med	$\bar{x}$	s	med	$\bar{x}$	s	med	$\bar{x}$	s	med	$\bar{x}$	s	med	$\bar{x}$	s
Salt marsh	419	5	10.7	14.0	10.7	6.8	8.9	6.5	74.6	70.2	16.1	5.1	6.1	2.6	4.0	6.0	3.7	1.3	1.3	0.1
Marine foreland (Littorina or younger)	2937	38	4.1	5.6	4.7	3.2	4.3	3.4	85.6	83.4	12.2	3.8	6.3	7.6	6.0	9.2	10.6	1.4	1.3	0.3
Marine plain (Yoldia)	986	16	2.4	2.9	1.5	2.4	2.7	1.5	88.3	86.2	7.2	3.2	3.4	1.6	4.6	5.5	2.9	1.4	1.4	0.1
Aeolian dunes	1628	6	1.8	1.9	0.9	1.7	1.6	0.8	91.1	91.5	5.1	1.7	2.5	2.1	0.8	1.6	1.6	1.5	1.5	0.1
Saale moraine landscape	4727	24	2.8	3.7	3.5	1.8	2.4	2.0	89.6	84.3	15.0	7.2	11.0	15.3	6.4	11.6	15.7	1.2	1.1	0.4
Outwash plains	4675	87	3.6	4.2	2.8	2.2	2.6	1.8	87.2	85.5	11.0	4.4	7.1	9.1	5.1	7.6	8.3	1.4	1.3	0.3
Weichselian moraine landscape	18154	94	5.8	7.3	5.2	4.5	5.6	4.3	81.9	79.0	11.9	3.2	5.2	8.5	4.7	6.7	7.0	1.4	1.4	0.2
Reclaimed area	502	3	4.5	4.3	3.9	3.5	6.2	7.8	79.5	85.1	12.5	0.4	2.3	3.6	1.5	2.8	3.3	1.5	1.4	0.1
Bedrock	18	1	5.9	5.9	-	3.7	3.7	-	74.3	74.3	-	12.2	12.2	-	7.4	7.4	-	1.0	1.0	-
Sand dunes and outwash plain	164	2	2.4	2.4	0.3	1.3	1.3	0.8	94.5	94.5	1.1	1.4	1.4	0.6	1.6	1.6	1.2	1.5	1.5	0.1
Sand dunes and Saale moraine landscape	200	2	4.6	4.6	1.9	2.2	2.2	0.1	70.4	70.4	21.6	22.8	22.8	23.4	23.8	23.8	22.1	0.9	0.9	0.6
Sand dunes and marine foreland (Littorina)	107	1	1.6	1.6	-	1.4	1.4	-	88.9	88.9	-	1.2	1.2	-	2.6	2.6	-	1.5	1.5	-
Outwash plains and Weichselian moraine landscape	49	1	3.8	3.8	-	1.9	1.9	-	49.9	49.9	-	44.4	44.4	-	19.7	19.7	-	0.8	0.8	-
Ice lake basin	199	3	8.3	8.4	4.5	5.7	5.8	3.2	78.9	77.1	8.2	4.2	4.1	0.5	5.5	5.3	2.3	1.4	1.4	0.0
Continuous ice marginal hills	1377	5	5.2	10.5	13.6	3.7	4.2	2.4	86.6	80.8	14.4	5.1	4.5	2.1	5.2	6.3	4.5	1.3	1.4	0.1
Esker	41	2	6.8	6.8	3.1	5.1	5.1	2.5	75.2	75.2	9.6	8.8	8.8	2.3	12.2	12.2	0.9	1.1	1.1	0.1
Distinct hummocky landscape	3470	16	6.8	8.3	5.4	5.2	7.0	6.4	81.9	77.8	12.1	3.3	4.3	3.2	5.2	6.2	3.3	1.4	1.4	0.2
Less distinct hummocky landscape	924	3	4.5	4.6	0.3	3.5	3.7	0.4	85.2	84.7	1.9	2.4	2.6	0.9	5.3	4.7	1.3	1.5	1.5	0.1
Tunnel valley	703	22	6.01	6.5	3.7	4.0	4.6	2.3	81.8	75.2	16.0	5.3	12.6	16.2	6.9	13.6	16.2	1.3	1.1	0.4
Outwash plain, Weichselian moraine and hummocky landscape	50	2	3.9	3.9	3.4	2.3	2.3	1.7	77.4	77.4	8.2	21.0	21.0	6.8	13.5	13.5	5.0	0.7	0.7	0.1
Total	41331	333	4.6	5.7	4.8	3.3	4.2	3.7	84.3	81.8	12.6	3.6	6.8	9.9	5.1	7.9	9.4	1.4	1.3	0.3

Table 3. Statistics for phosphorous content in stream bank soil samples collected within different landscape types. Median (med), mean ($\bar{x}$), standard deviation (s), and number of analyzed soil samples (n) for total phosphorus (TP), water extractable phosphorus (P_{we}), and oxalate extractable phosphorus, iron, and aluminum (P_{ox} , Fe_{ox} , and Al_{ox}).

Landscape	TP [mg/kg]				P_{we} [mg/kg]				P_{ox} [mg/kg]				P_{ox} [mmol/kg]				Fe_{ox} [mmol/kg]				Al_{ox} [mmol/kg]			
	med	$\bar{x}$	s	n	med	$\bar{x}$	s	n	med	$\bar{x}$	s	n	med	$\bar{x}$	s	n	med	$\bar{x}$	s	n	med	$\bar{x}$	s	n
Marsh	721	1090	777	5	2.28	2.12	1.07	3	573	748	534	3	18.5	24.1	17.2	3	161	280	245	3	16	17	15	3
Marine foreland (Littorina or younger)	520	597	444	38	3.96	5.06	5.38	24	193	250	180	28	6.23	8.08	5.80	28	36.0	48.8	45.0	28	12	15	10	28
Marine plain (Yoldia)	565	729	456	16	4.66	7.87	9.07	5	378	554	437	7	12.2	17.9	14.1	7	48.3	74.4	59.9	7	30	33	21	7
Aeolian dunes	132	150	100	6	1.02	1.10	0.55	3	372	372	408	2	12.0	12.0	13.2	2	16.8	14.2	7.5	3	15	15	10	2
Saale moraine landscape	537	803	767	24	1.51	2.25	1.78	7	207	392	468	9	6.68	12.7	15.1	9	95.0	140	156	9	21	36	30	9
Outwash plain	504	746	797	87	2.40	3.47	2.79	50	337	429	476	55	10.9	13.8	15.4	55	87.4	133	160	56	25	27	14	56
Weichselian moraine landscape	539	649	538	94	4.24	5.86	4.59	57	269	358	250	59	8.68	11.6	8.08	59	48.5	79.9	82.3	59	19	21	9	59
Reclaimed area	532	426	304	3	3.93	3.93	3.31	2	136	136	80	2	4.39	4.39	2.60	2	16.0	16.0	1.9	2	9	9	9	2
Bedrock	624	624	-	1	-	-	-	0	-	-	-	0	-	-	-	0	-	-	-	0	-	-	-	0
Dunes and outwash plain	227	227	165	2	1.15	1.15	0.11	2	153	153	86	2	4.94	4.94	2.78	2	51.1	51.1	46.5	2	13	13	0	2
Dunes and Saale moraine landscape	941	941	120	2	1.70	1.70	-	1	630	630	28	2	20.4	20.4	0.92	2	409	409	58.3	2	118	118	45	2
Dunes and marine foreland (Littorina)	529	529	-	1	6.17	6.17	-	1	441	441	-	1	14.2	14.2	-	1	66.5	66.5	-	1	17	17	-	1
Outwash plain and Weichselian moraine landscape	792	792	-	1	6.54	6.54	-	1	612	612	-	1	19.8	19.8	-	1	293	293	-	1	35	35	-	1
Ice lake basin	567	611	183	3	13.5	13.5	16.8	2	247	247	117	2	7.96	7.96	3.77	2	25.0	25.0	4.6	2	22	22	14	2
Continuous ice marginal hills	601	534	132	5	4.09	4.18	2.31	5	290	301	93	5	9.35	9.71	3.00	5	77.8	87.5	25.8	5	17	27	18	5
Esker	906	906	69	2	-	-	-	0	-	-	-	0	-	-	-	0	-	-	-	0	-	-	-	0
Distinct hummocky landscape	469	516	197	16	3.69	4.13	3.17	8	204	257	187	9	6.58	8.30	6.05	9	36.5	54.1	38.2	9	17	19	8	9
Less distinct hummocky landscape	571	529	216	3	3.46	3.46	-	1	171	171	-	1	5.53	5.53	-	1	41.8	41.8	-	1	15	15	-	1
Tunnel valley	495	763	649	22	3.30	3.49	2.33	11	241	354	376	12	7.79	11.4	12.2	12	82.5	144	121	12	17	21	13	12
Outwash plain, Weichselian moraine and hummocky landscape	514	514	234	2	8.42	8.42	-	1	210	210	-	1	6.78	6.78	-	1	51.0	51.0	-	1	33	33	-	1
Total	529	677	609	333	3.43	4.62	4.41	184	269	368	348	201	8.68	11.9	11.2	201	58.3	100	121	203	19.5	23.8	17.3	202

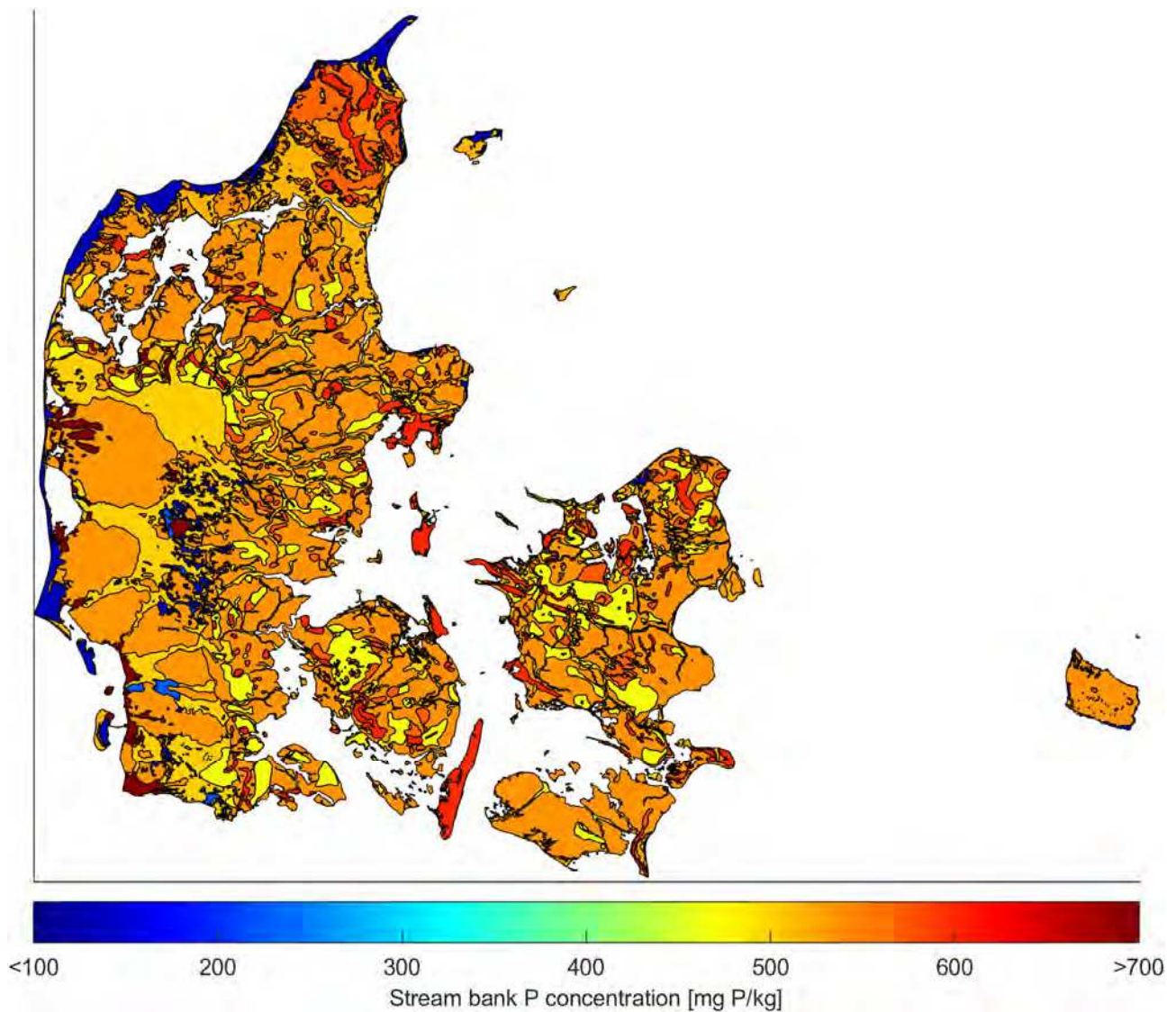


Figure 4. Median total P concentrations in stream banks distributed per landscape type.

3.2 Developing empirical stream bank erosion models

Model development was constrained by the fact that the model subsequently should be parameterized for all streams in Denmark (14). Consequently, of all variables with a possible influence on stream bank erosion, only stream width and stream bank vegetation height were considered as these were the only parameters available for all stretches. Separate models were developed for the two data sets ("Odense" and "Skjern") since significantly different estimates were found for the model parameters most likely due to differences in topography and geology. Stream width and vegetation height were divided into respectively four and two classes:

Stream width (w):

1. $0 < w < 4$ m
2. $4 \text{ m} \leq w < 8$ m
3. $8 \text{ m} \leq w < 12$ m
4. $w \geq 12$ m.

Bank vegetation height (*veg*):

Low (L) $0 < veg \leq 4$ m

High (H) $veg > 4$ m.

$$\text{Model:} \quad \text{Stream bank erosion} = e^w \times e^{veg} \quad (14)$$

Log-transformed data were analyzed by two-way ANOVA. Effects of stream width and vegetation height were significant ($p < 0.0001$) and no interaction was detected ($p = 11\%$). Parameter estimates for the two models for the different combinations of w and veg are presented in Tables 4 and 5.

Table 4. Parameter estimates including standard error for the Odense-type model.

Stream width class (w)	Parameter estimate (w or veg)	Standard error
1	2.8841	0.094
2	3.2126	0.068
3	3.7495	0.114
4	3.1483	0.097
Vegetation height class (veg)		
H	-0.4605	0.077
L	0	0

Table 5. Parameter estimates including standard error for the Skjern-type model

Stream width class (w)	Parameter estimate (w or veg)	Standard error
1	3.9643	0.1316
2	4.1128	0.2949
3	4.5371	0.8924
Vegetation height class (veg)		
H	-0.7754	0.1745
L	0	0

The back-transformed models including 95% confidence intervals are presented below (Tables 6 and 7).

Table 6. Stream bank erosion model developed on the Odense River data (mm yr^{-1}) ($n = 495$) including 95% confidence intervals as upper and lower boundaries.

Stream width class	Vegetation height class	Erosion (mm yr^{-1})	Lower boundary (mm yr^{-1})	Upper boundary (mm yr^{-1})
1	H	11.3	8.0	15.9
2	H	15.7	11.7	21.0
3	H	26.8	18.3	39.3
4	H	14.7	10.4	20.8
1	L	17.9	14.8	21.6
2	L	24.9	21.7	28.5
3	L	42.5	33.8	53.4
4	L	23.3	19.2	29.0

Table 7. Stream bank erosion model developed on the River Skjern data (mm yr⁻¹) (n=109) including 95% confidence intervals as upper and lower boundaries.

Stream Width class	Vegetation height class	Erosion (mm yr ⁻¹)	Lower boundary (mm yr ⁻¹)	Upper boundary (mm yr ⁻¹)
1	H	24.3	13.2	44.8
2	H	28.1	13.4	58.9
3	H	43.0	5.1	363.4
1	L	52.7	40.5	68.5
2	L	61.1	41.4	90.3
3	L	93.4	15.7	556.6

The models calculate gross bank erosion rates. Net erosion rates are calculated by subtracting sediment deposited on stream banks. From the erosion pin readings in the Odense and Skjern catchments it was calculated that deposited material on stream banks constituted on average 93% of eroded bank material in accordance with Kronvang et al. (2012). The TP content in river bank deposits was measured by Kronvang et al. (2012) and Kronvang (pers.com.) but only for a few samples (five in River Odense and four in River Skjern) yielding respectively 319 mg TP kg⁻¹ and 285 mg TP kg⁻¹. An average value of 300 mg TP kg⁻¹ was used for both stream bank erosion models in this study.

3.3 Running the stream bank erosion models

Each 100 m stream stretch characterized by stream width, bank height, and bank vegetation height (section 2.3) was allocated to a specific stream bank erosion model according to the geo-region in which it is located (Table 8). One exception was that the Odense River model was applied to marsh areas in all geo-regions since soil types in the marshes are more like those found in the Odense River catchments than in Skjern Rivercatchment. The TP content in the eroded bank material is determined per landscape type (Table 3 and Figure 4).

Table 8. Assignment of stream bank erosion model to stream segments by geo-region.

Geo-region	Bank erosion model
1	River Skjern
2	River Skjern
3 (other landscape types)	River Skjern
3 (marsh)	River Odense
4	River Odense
5	River Odense
6	River Odense
7	River Odense
8	River Odense
9	River Odense

Modelling of P loss by stream bank erosion is carried out by the following steps:

1. Each 100 m stream segment is assigned a bank sediment TP content (mg m^{-3}) and bulk density (g cm^{-3}) based on landscape type (Tables 2 and 3).
2. The gross annual amount of TP eroded from the stream segment is calculated as the annual amount of eroded soil material multiplied by TP soil content.
3. The net mobilized amount of TP from bank erosion is the gross annual amount of TP eroded minus the TP amount in redeposited materials. The TP amount in deposited material is calculated as 0.93 times the annual eroded soil material multiplied with the TP content in re-deposited stream bank material.
4. The TP concentrations in re-deposited material is set to 300 mg P kg^{-1} except in “aeolian dunes” (Landscape 24) and “dunes and outwash plain” (Landscape 30), for which the TP concentration in re-deposited material is set to 100 mg P kg^{-1} .
5. Urban areas (Styrelsen for Dataforsyning og Effektivisering, Topographical map of Denmark 1:200000) and dry, reclaimed areas are assumed to have reinforced banks, and stream bank erosion in these areas is consequently set to 0.

Evaluating modelled stream bank erosion at monitored catchments

The stream bank erosion model was tested against stream measurements of diffuse TP transport at 267 NOVANA stations (Figure 5). The set of 267 stations is a sub-set of all NOVANA stations fulfilling a criteria of having at least five full years of measurements during the period 2000 – 2018. P retention in lakes is associated with large uncertainties, and thus catchments with lakes in the downstream part of the catchment were excluded to avoid large lake P retention to overly bias results. Diffuse TP transport was calculated by subtracting point source contributions (Miljøstyrelsen, 2019) and contributions from scattered dwellings (Miljøstyrelsen, 2020) from the measured transport of TP. The modelled annual load of TP by net stream bank erosion along 100 m stream segments was summed within the catchment of each monitoring station (Figure 6). P retention in lakes was subtracted from the summed modelled stream bank erosion in all catchments based on a retention estimate of 4.5 kg P ha^{-1} lake (prs.comm. J. Windolf). Other potential retention mechanisms (e.g. by sedimentation of particulate P on floodplains during inundation) were not included.

The stream bank erosion constituted on average 57% of the measured diffuse transport. Stream bank erosion constituted a larger fraction of total diffuse P transport in georegions 1-3 (74%) than in georegions 4-9 (36%) (Figure 7 and 8). The correlation between modelled stream bank erosion and measured diffuse P transport generally increased with catchment size; an effect of increasing stream width with increasing catchment size and thus a higher bank erosion rate (Figure 9). In other words: the increase in correlation coefficient with catchment size indicates that the fraction of P derived from bank erosion of total diffuse P transport increases with catchment size.

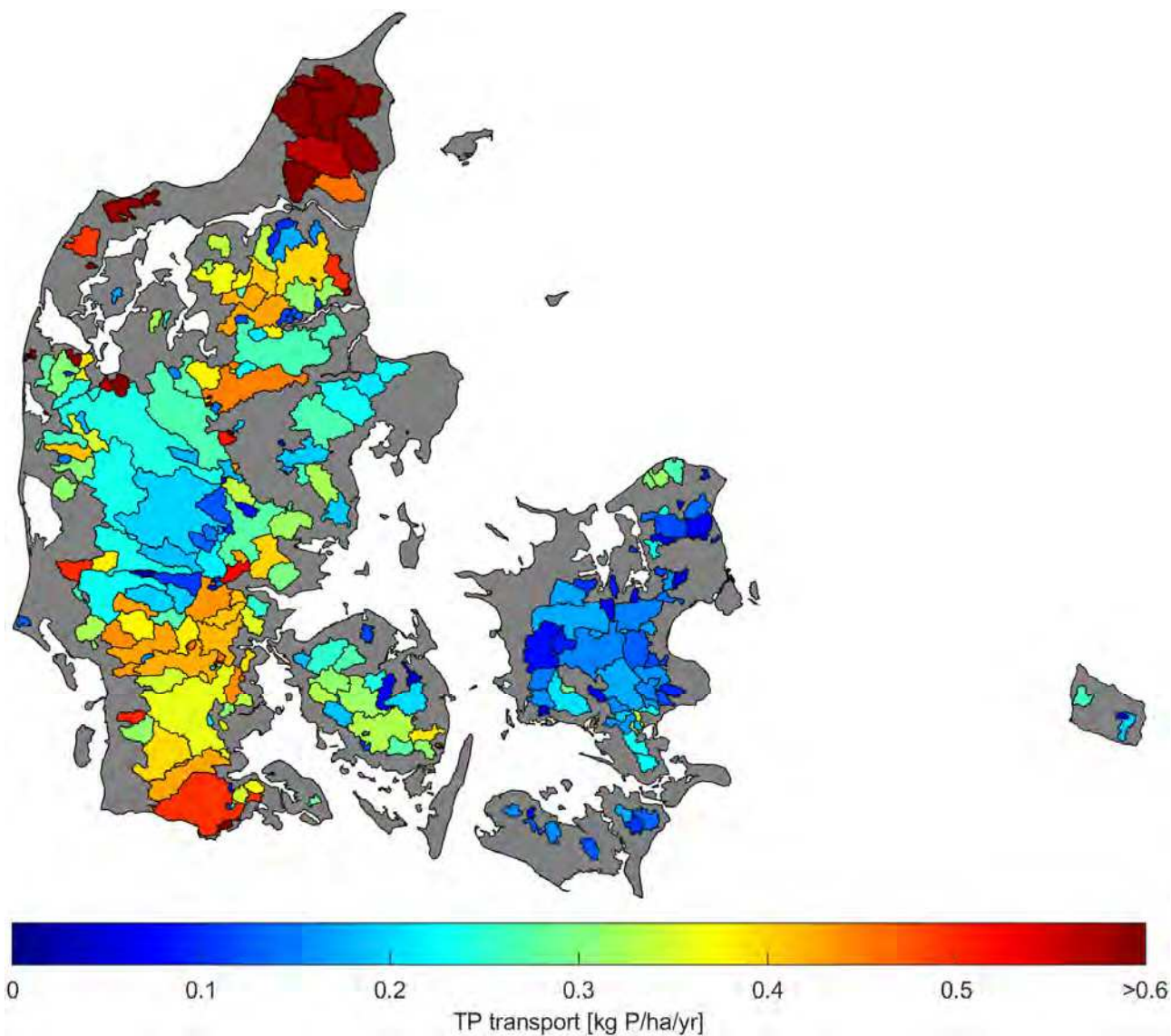


Figure 5. Area-averaged diffuse TP loads calculated from measurements of TP transport at 267 NOVANA stations with minimum 5 years of observations during 2000 - 2018.

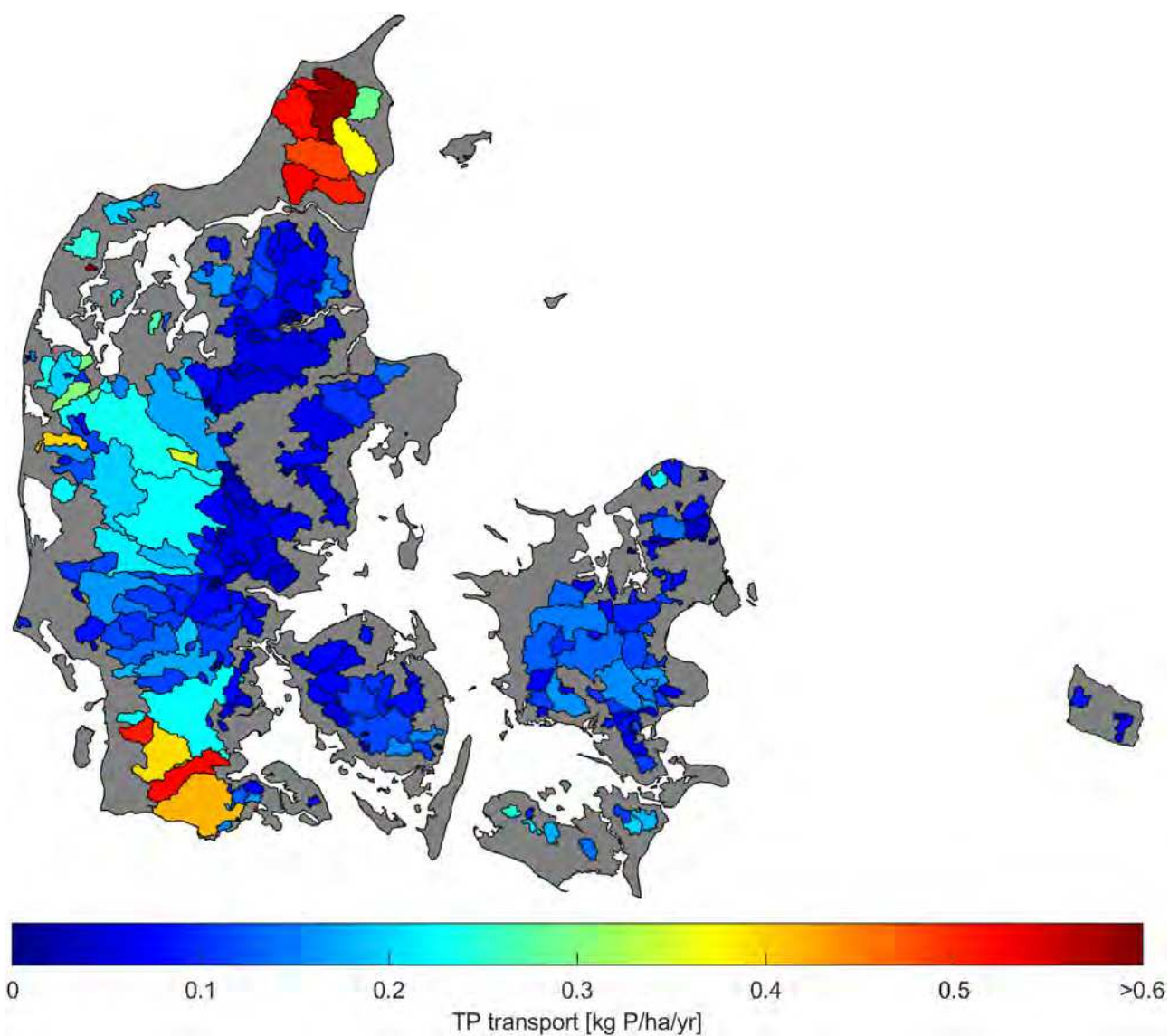


Figure 6. Modelled annual average loads of TP caused by stream bank erosion.

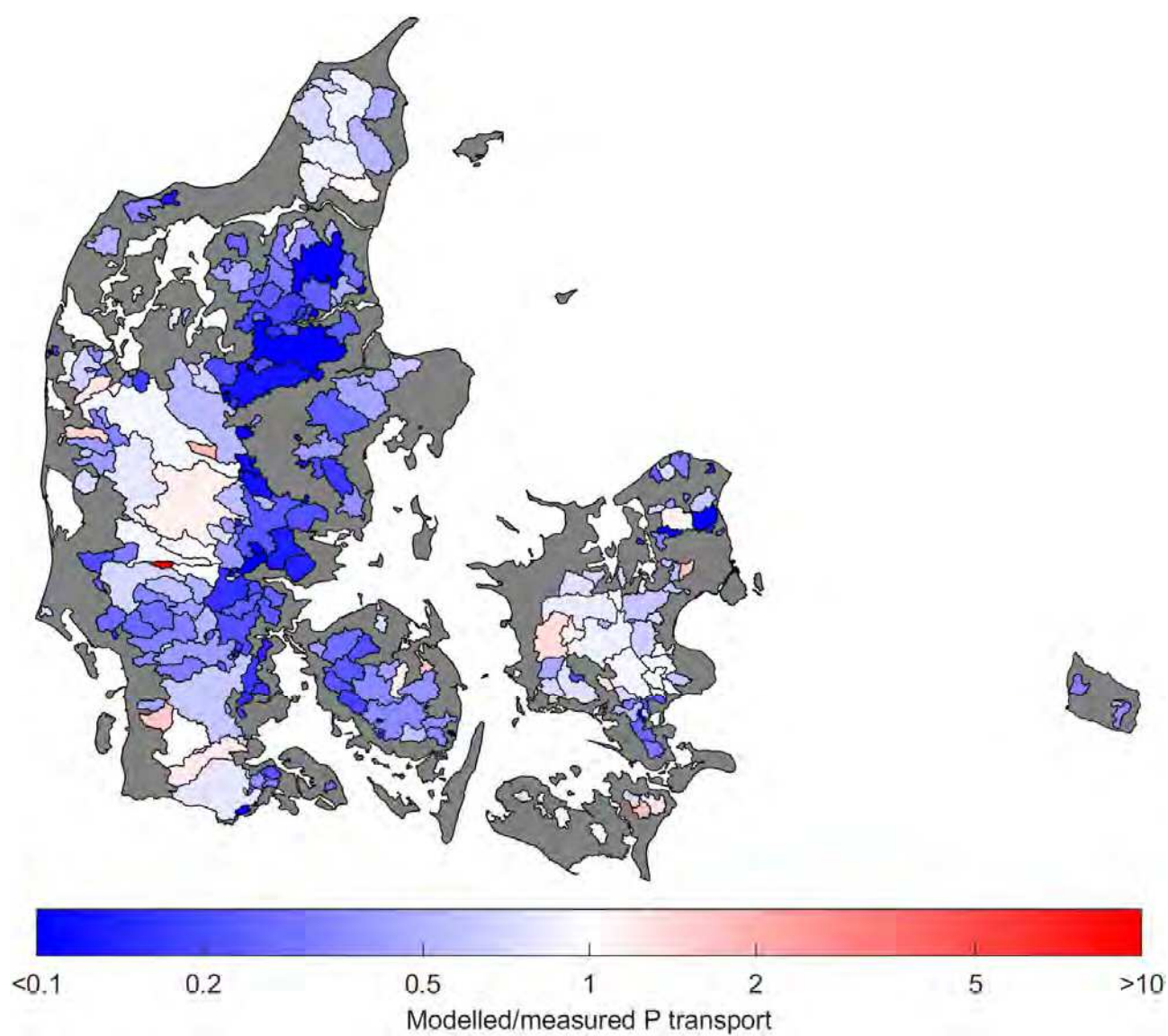


Figure 7. Ratio of modelled stream bank TP erosion to measured diffuse TP transport in 267 catchments.

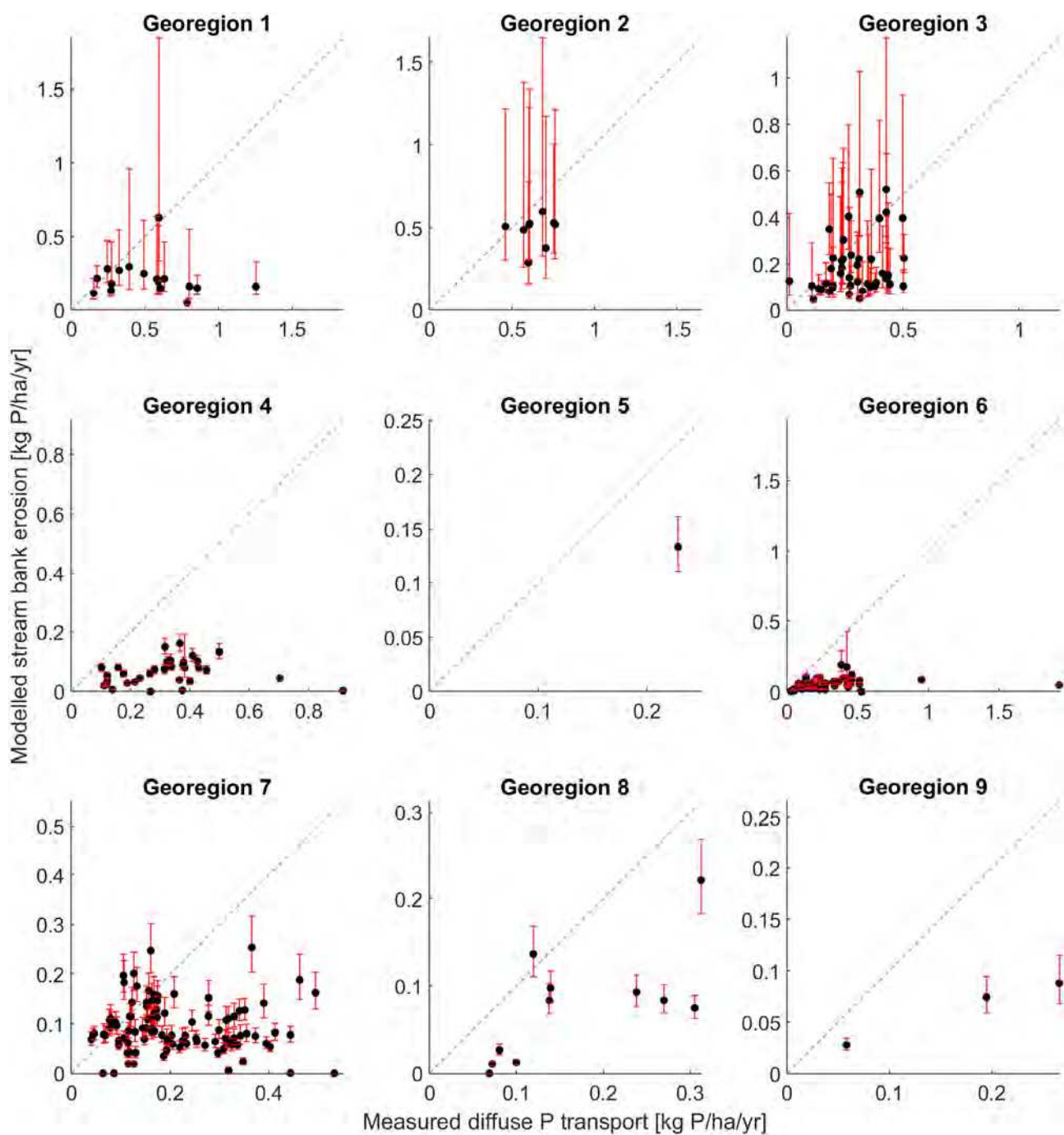


Figure 8. Modelled stream bank erosion of TP including 95% confidence intervals as bars vs. measured diffuse TP transport for 267 stream stations distributed between nine geo-regions.

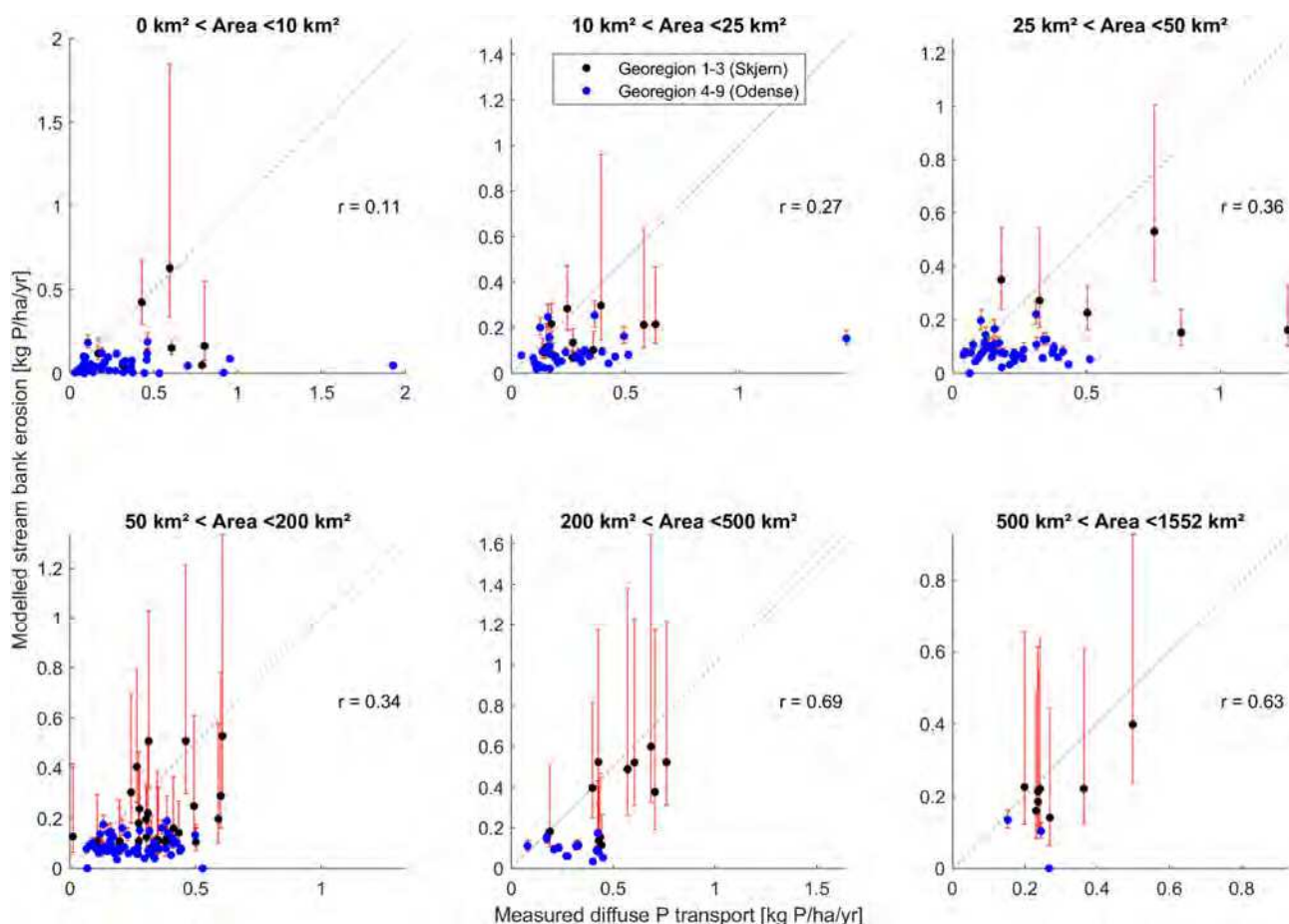


Figure 9. Modelled stream bank erosion of TP including 95% confidence intervals as bars vs. measured diffuse TP transport at 267 stream stations subdivided by catchment area. r = Pearson correlation coefficient.

3.3.1 Stream bank erosion modelled at the national scale

The modelled net stream bank erosion rates per 100 m stream segments were finally summed at the national scale. The results are presented at the ID15 catchment scale (**Figure 10**). No lake retention or other retention mechanisms are included in this map.

The total national TP load from stream bank erosion to coastal waters summed to 644 tonnes P yr⁻¹ with a 95% confidence interval from 422 to 1,373 tonnes P yr⁻¹. It should be noted, however, that this is an over-estimation of the amount of P caused by bank erosion which actually reaches the sea since no retention is included. For comparison, Kronvang and Rubæk (2005) estimated bank erosion to contribute 275 – 645 tonnes P nationally. It should be noted as well that the stated confidence interval includes only model uncertainty (Tables 6 and 7). Further unquantified uncertainty comes from determination of model input parameters.

The total diffuse TP load (i.e. the total load subtracted contributions from point sources and from scattered dwellings) to coastal waters was on average 1525 tonnes P yr⁻¹ during 2000-2018 (NOVANA 2018 calculations with new estimates for contributions from scattered dwellings provided by Miljøstyrelsen, 2020). Modelled stream bank erosion thus constitutes on average 42% of total diffuse TP loads.

The modelled P mobilization from stream bank erosion is largest in northern and southwestern Jutland, largely reflecting a relatively higher stream density and higher stream banks in these areas. Stream bank erosion was generally higher in western Jutland as compared to the rest of the country, mainly as a result of the applied erosion model (Skjern vs. Odense) but also due to a generally higher percentage of low stream bank vegetation in western Denmark (Figure 11d). The average P-mobilization rates were 0.26 kg P ha⁻¹ in georegions 1-3, 0.08 kg P ha⁻¹ in georegions 4-9, and 0.15 kg P ha⁻¹ for the entire country.

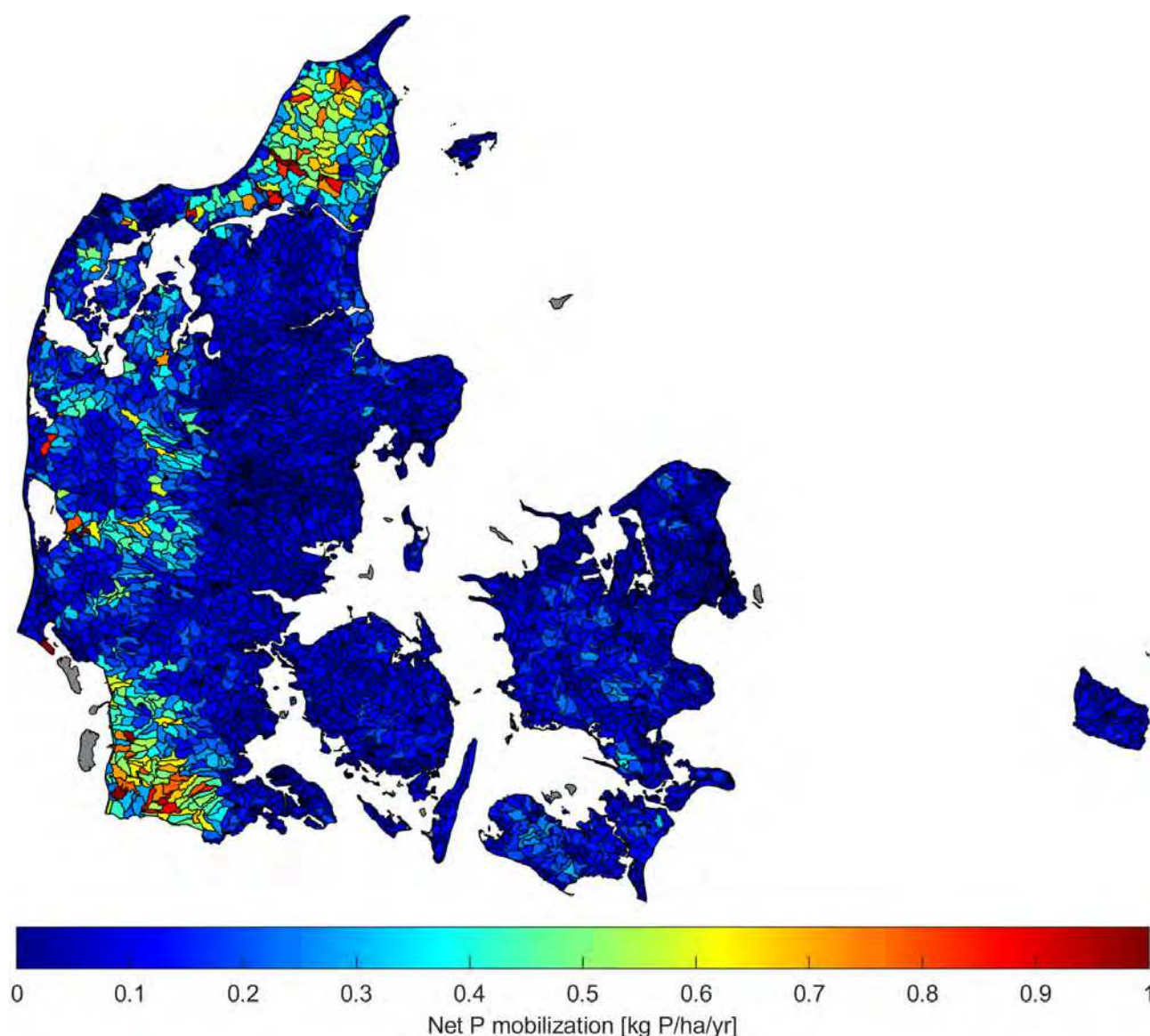


Figure 10. Net TP mobilization from stream bank erosion summed per ID15 catchment..

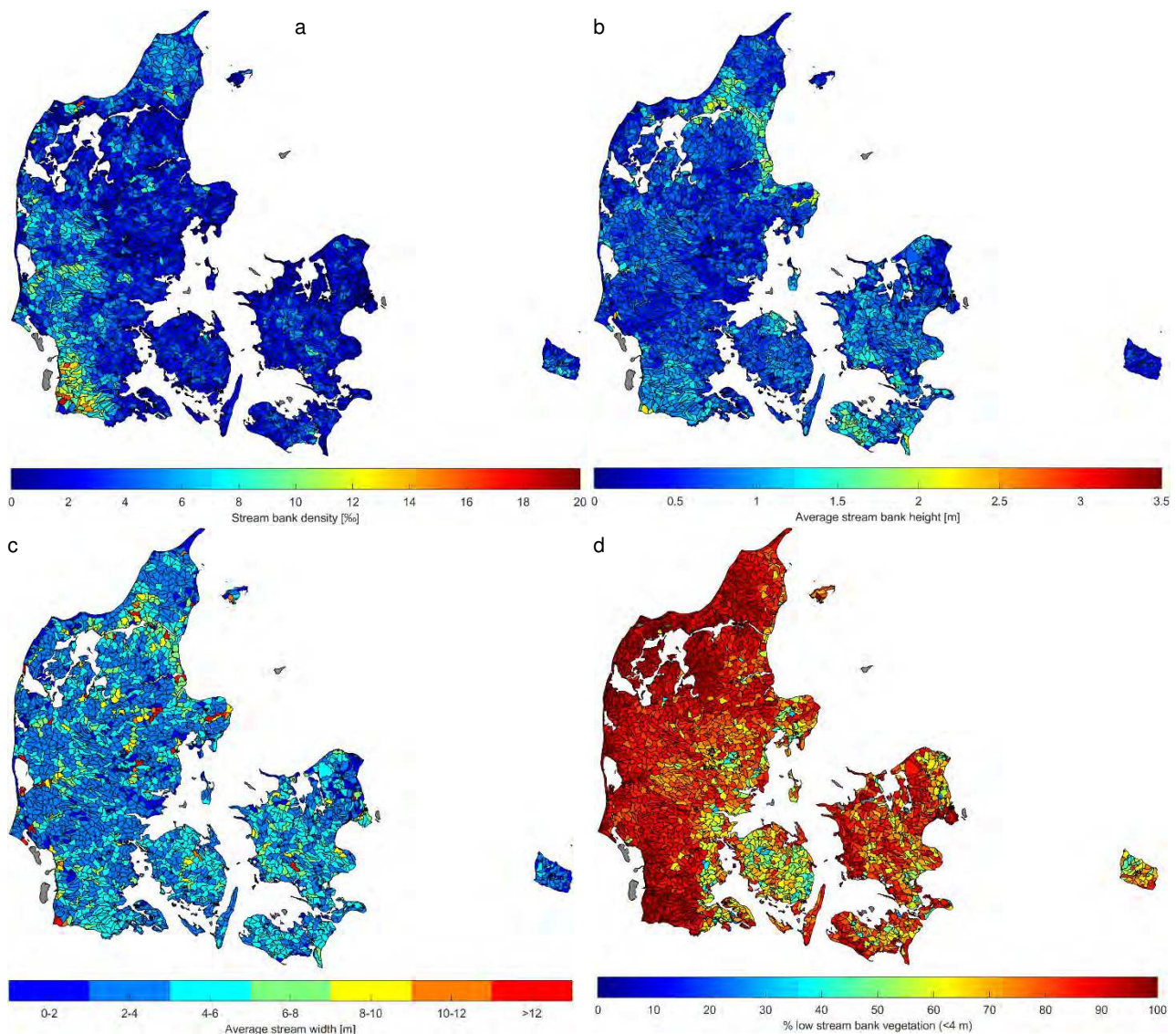


Figure 11. Regional variation in a) density of stream network, b) stream bank height, c) stream width and d) bank vegetation height.

4 References

Foster IDL, Dearing JA, Grew R. 1988. Lake-catchments: an evaluation of their contribution to studies of sediment yield and delivery processes. In *Sediment Budgets*, Bordas MO, Walling DE (eds). IAHS Publication no. 174: Great Britain; 413–424.

Gee, G.W., Bauder, J.W., 1986. Particle-size analysis, In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*, 2nd ed. Agronomy Monograph No. 9. Soil Science Society of America, Madison, WI, pp. 383–411.

GeoDanmark, 2020. Downloads from: <https://download.kortforsyningen.dk/content/geodataprodukter>

Glæsner, N., Kjaergaard, C., Rubæk, G.H., Magid, J., 2011. Interactions between

Gray, D. H. & A. MacDonald, 1989. The role of vegetation in river bank erosion. In M. A. Port (ed.), *Hydraulic Engineering. Proceedings of the 1989 National Conference on Hydraulic Engineering*: 218–223.

Greve, M.H. (2006). Upubliceret GIS tema over geo-regioner.

Hooke JM. 1979. An analysis of the processes of river bank erosion. *Journal of Hydrology* 42: 39–62.

Klaassen, G. J. & G. Masselink, 1992. Planform changes of a braided river with fine sand as bed and bank material. In P. Larsen & N. Eisenhauer (eds), *Sediment Management. Fifth International Symposium on River Sedimentation*, Karlsruhe, 1992.

Katuwal, S., Knadel, M., Norgaard, T., Moldrup, P., Greve, M. H., and de Jonge, L. W. (2020), Predicting the dry bulk density of soils across Denmark: Comparison of single-parameter, multi-parameter, and vis–NIR based models. *Geoderma*, 361, 114080. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114080>

Kronvang, B. & Rubæk, GH. 2005. Kvantificering af dyrkningsbidraget af fosfor til vandløb og søer. in HD Poulsen & GH Rubæk (eds), *Fosfor i dansk landbrug. Omsætning, tab og virkemidler mod tab*. DJF rapport, husdyrbrug, no. 68: 132-145.

Kronvang, B., Audet, J., Baattrup-Pedersen, A., Jensen, H.S. and Larsen, S.E., 2012. Phosphorus Load to Surface Water from Bank Erosion in a Danish Lowland River Basin. *Journal of Environmental Quality*, 41(2): 304-313.

Laubel, A., Kronvang, B., Hald, A.B. and Jensen, C., 2003. Hydromorphological and biological factors influencing sediment and phosphorus loss via bank erosion in small lowland rural streams in Denmark. *Hydrological Processes*, 17(17): 3443-3463.

Lawler DM. 1993. The measurement of river bank erosion and lateral channel change: a review. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 455–463.

Miljøstyrelsen, 2019. Punktkilder 2018. NOVANA – Punktkilder, december 2019.

Miljøstyrelsen, 2020. Opdatering af Tidserie for udledning af spildevand fra Regnbetingede Udløb (RBU) og Spredt bebyggelse 1990-2018. Notat fra Miljøstyrelsen dateret 9. marts 2020.

Rubæk, GH, Kristensen, K, Olesen, SE, Østergaard, HS & Heckrath, GJ, 2013. Phosphorus accumulation and spatial distribution in agricultural soils in Denmark. *Geoderma*, 209-210: 241-250.

Ruehlmann, J., and Körschens, M. (2009), Calculating the Effect of Soil Organic Matter Concentration on Soil Bulk Density. *Soil Science Society of America Journal*, 73, 876-885. <https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0149>

Schumm, S. A. & C. R. Thorne, 1989. Geologic and geomorphic controls on bank erosion. In M. A. Port (ed), *Hydraulic Engineering. Proceedings of the 1989 National Conference on Hydraulic Engineering*: 106–111.

Sissingh, H.A., 1971. Analytical technique of the Pw method, used for the assessment of the phosphate status of arable soils in the Netherlands. *Plant Soil* 34, 483-486.

Smed, P. 1981. Landskabskort over Danmark (Geomorphological map of Denmark). Geografforlaget. Copenhagen.

Svendsen LM, Kronvang B, Kristensen P, Græsbøl P. 1995. Dynamics of phosphorus-compounds in a lowland river system: importance of retention and non-point sources. *Hydrological Processes* 9: 119-142.

Søndergaard, M. 2007: Næringsstoffdynamik i søer – med fokus på fosfor, sedimentet og restaurering af søer. Doktordisputats. Danmarks Miljøundersøgelser, Aarhus Universitet. 68 s.

Thodsen, H., Tornbjerg, H., Rasmussen, J.J., Bøgestrand, J., Larsen, S.E., Ovesen, N.B., Blicher-Mathiesen, G., Kjeldgaard, A. & Windolf, J. 2019. Vandløb 2018. NOVANA. Undertitel. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 72 s. - Videnskabelig rapport nr. 353.
<http://dce2.au.dk/pub/SR353.pdf>

Thodsen, H., Rasmussen, J., Kronvang, B., Andersen, H.E., Nielsen, A. & Larsen, S.E. 2019b: Suspended matter and associated contaminants in Danish streams: a national analysis. *J. Soils and Sediments*.
<https://doi.org/10.1007/s11368-019-02320-8>.

Trimble SW. 1994. Erosional effects of cattle on streambanks in Tennessee, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19: 451-464.

Trommer, G., Leynaert, A., Klein, C., Naegelen, A., Beker, B. 2013. Phytoplankton phosphorus limitation in a North Atlantic coastal ecosystem not predicted by nutrient load. *Journal of Plankton Research*, 35 (6): 1207-1219

Windolf, J. et al., 2011. A distributed modelling system for simulation of monthly runoff and nitrogen sources, loads and sinks for ungauged catchments in Denmark. *Journal of Environmental Monitoring*, 13(9): 2645-2658. <https://doi.org/10.1039/C1em10139k>

Appendix 1. Predictions of soil texture and soil organic carbon from NIR spectra

Analysis approach

In total 877 samples were scanned with NIR sensor (DS2500) covering spectral range between 400 and 2500 nm. Principal Component Analysis (PCA) on all recorded spectra and the corresponding X and Y coordinates (scaled data due to different ranges and units) was performed.

In order to select representative samples for developing calibration models Kennard-Stone algorithm was applied to the first three principal components (PCs). The algorithm was set to select 150 representative samples. Due to a small amount of bulk soils available for some of the selected samples, new samples had to be chosen manually. Soil texture and soil organic carbon (SOC) were determined on the selected samples (Gee and Bauder, 1986).

Calibration model development

First, the calibration set was divided into two subsets: training ($N=100$) and a test set ($N=50$) using the Kennard-Stone algorithm on spectral data only. This was done to be able to report the robustness of the developed model on samples which were not included in the training step.

Next, all 150 samples were used to develop the final calibration set which was applied to the remaining spectra for prediction purposes.

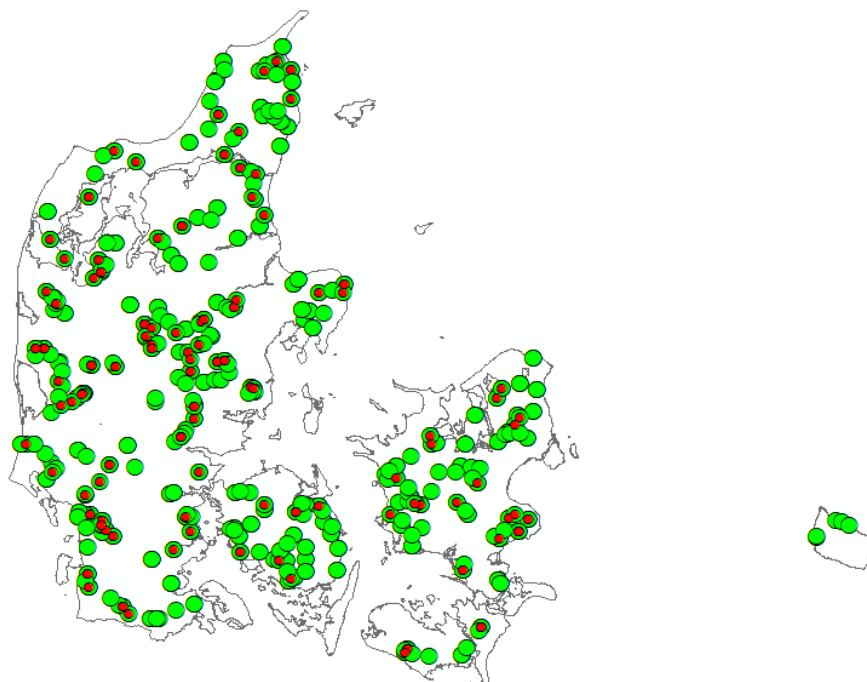
Different regression techniques were tested to develop calibration models between NIR spectra and laboratory reference data and included Partial Least Square regression (PLS), Artificial Neural Networks (ANN) and Support Vector Machine (SVM). However, the results for the best technique only were reported here.

Results

Data set characterization

Location of the calibration samples is shown in Figure 1.

Fig. 1. Location of all samples (in green) and the selected calibration samples (red).



A good spatial coverage of the investigated soils was achieved by applying the Kennard-Stone algorithm.

As a result of sampling strategy (samples originating from different depths) the variability in all four soil properties was very high (Table 1). The investigated soils were representing both highly organic and mineral soils.

Table 1. Statistics for all soil samples used for calibration purposes.

	SOC	Clay	Silt	Sand
Mean	8.04	6.8	5.05	74.32
Max	43.62	36.6	29.8	99.4
Min	0.06	0.2	0.1	24
Range	43.56	36.4	29.7	75.4
SD	11.88	8.1	6.13	21.87
Median	2.12	3.25	2.5	82.25
Q1	0.75	1.5	0.9	54.6
Q3	6.96	8.6	6.98	92.78

Modeling with training and test sets

The best models were obtained using SVM technique for all soil properties investigated. Table 2 presents results for the training set whereas Table 3 shows results for the independent validation.

Table 2. SVM results for the 20 venetian blinds cross-validation based on 100 training samples..

Property	RMSECV	R2	Bias
SOC	5.3	0.83	-0.49
Clay	5.2	0.68	-0.68
Silt	4.7	0.47	-0.46
Sand	13.9	0.65	1.65

Table 3. SVM independent test results for 50 samples.

Property	RMSEP	R2	Bias
SOC	3.5	0.82	-0.29
Clay	3.7	0.68	-0.37
Silt	3.7	0.50	-0.55
Sand	9.5	0.71	0.98

Due to the nature of the soil samples (very heterogeneous material), high ranges and sampling strategy (a mix of soils from different depths) relatively high errors were generated.

Lower errors were reported for the independent validation due to a lower range of soil properties in the test set.

The best results, considering the errors (standardized root mean square error=range/RMSEP) were obtained for SOC predictions (SRMSEP=0.08) followed by sand (SRMSEP=0.127) and clay (SRMSEP=0.129). The lowest accuracy was obtained for silt (SRMSEP=0.200).

Modeling with the final calibration set

Calibration models using all 150 samples were developed using a 20 venetian blinds cross-validation for each property individually.

The results are presented on figures 2-5.

Fig. 2. SVM results for soil organic carbon.

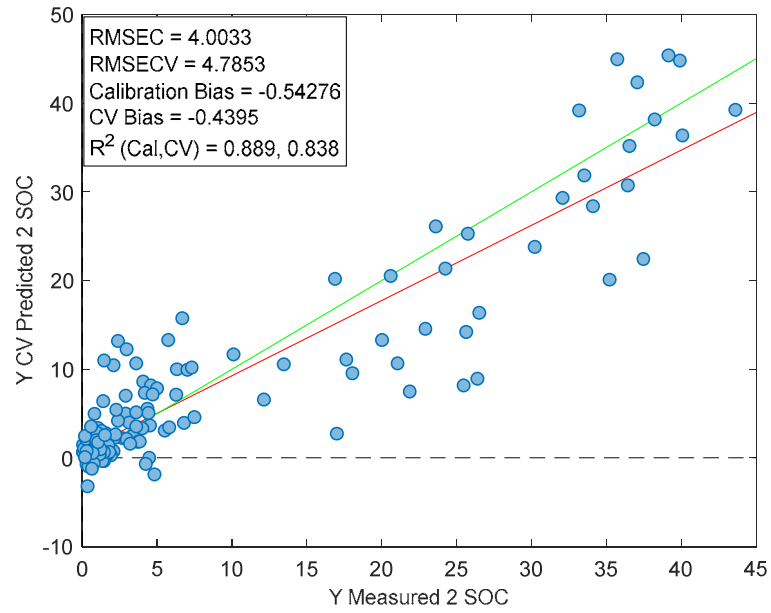


Fig. 3. SVM results for clay content.

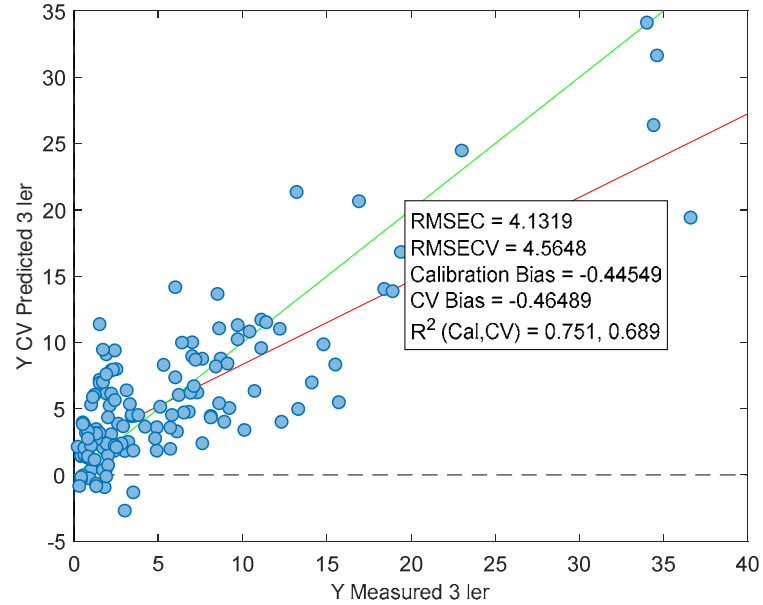


Fig. 4. SVM results for silt content.

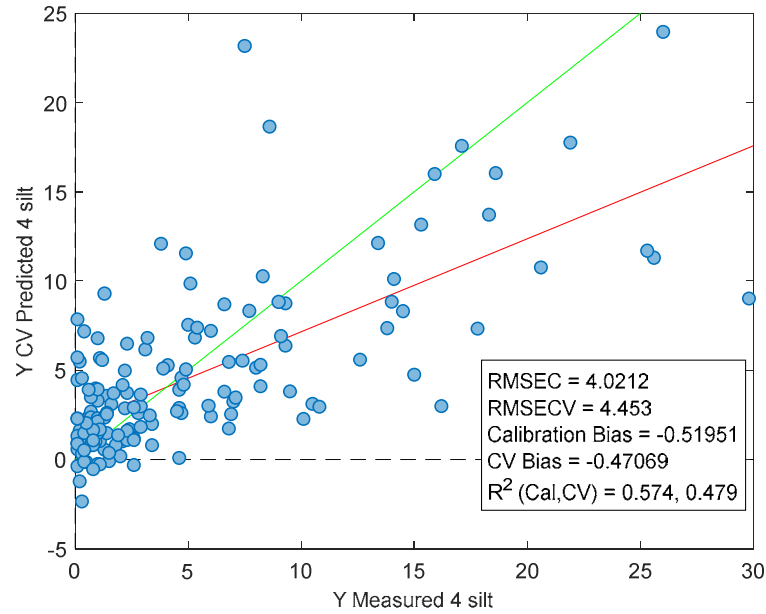
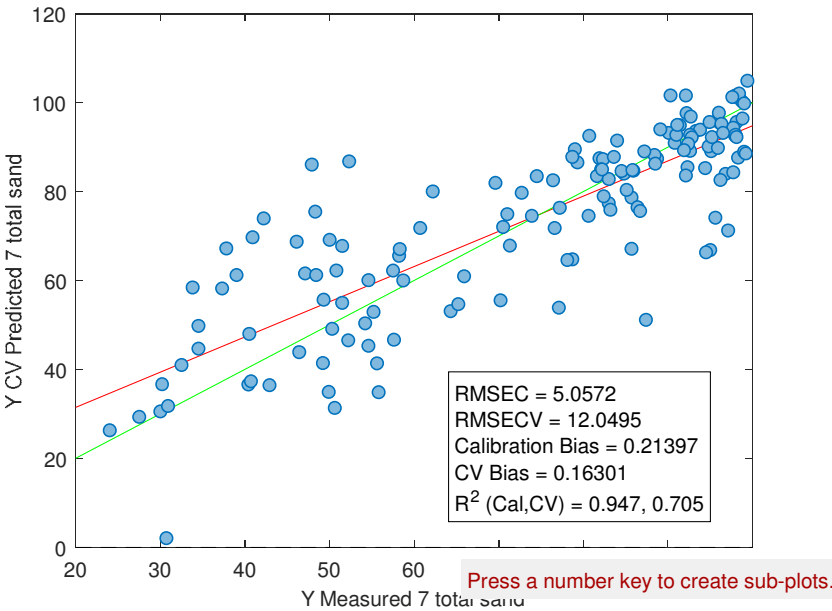


Fig. 5. SVM results for sand content.



Again, the highest accuracy with lowest SRMSE was achieved for SOC (0.110), followed by clay (0.126). Silt and sand models generated the highest SRMSE (0.152 and 0.159, respectively).

Predictions

The developed calibration models were applied to the remaining soil spectra and prediction values for each sample were calculated for SOC, clay, silt and sand.

Due to error values for some soil samples with low concentrations of SOC and contents of clay and silt, negative predictions were generated. These were set to zero.

Bilag 7. Fosforfølsomme vandområder: søer

Annica Olesen¹, Liselotte Sander Johansson¹, Martin Søndergaard¹

Fagfællebedømmelse: Torben Linding Lauridsen¹

¹Institut for Bioscience, AU

Indhold

1	Introduktion og baggrund	291
1.1	Data og metoder	292
1.1.1	Sødata	292
1.1.2	Oplandsdata	294
1.1.3	Karakteristik af omfattede søer og deres markopland	296
1.1.4	Statistiske metoder	298
1.2	Analyser og resultater	298
1.2.1	Naturtilstand	299
1.2.2	Vandkemi	302
1.2.3	Vegetation i habitatsøer	308
1.2.4	VOP-søer og økologisk tilstand	310
1.2.5	Risikoanalyse	311
1.3	Perspektiver og resultater fra andre undersøgelser	312
1.4	Konklusioner	314
1.5	Sammenfatning	314
1.6	Referencer	316

1 Introduktion og baggrund

Vandområdeplanerne for danske søer, og de tilhørende indsatsplaner for at kunne opfylde kravet om mindst god økologisk tilstand, er udarbejdet med henblik på at afhjælpe den menneskeskabte eutrofiering, der er langt det største problem i danske søer. Indsatsplanerne har indtil videre baseret sig alene på at nedbringe tilførslen og tilgængeligheden af fosfor, idet fosfor er det primært begrænsende næringsstof i søer og afgørende for den økologiske kvalitet. Alle de biologiske kvalitetselementer (undervandsplanter, planteplankton, fisk og bunddyr), som bruges til at fastsætte den økologiske kvalitet, responderer således i større eller mindre grad på øget indhold af fosfor. Som udgangspunkt er alle søer derfor mere eller mindre fosforfølsomme, hvor enhver øget tilførsel fører til øget risiko for forringet vandkvalitet. Ud over fosfortilførsel er søers tilstand også afhængig og påvirket af en række andre forhold, herunder tilførslen af kvælstof og generelt af det komplekse samspil mellem de fysisk-kemiske og de biologiske forhold.

I dette delprojekt er formålet at undersøge tilstand og sammenhæng med oplandskarakteristika i mindre danske søer og vandhuller med henblik på at kunne anvende oplandsdata til at estimere tilstanden. Analysen gennemføres i søer under 5 ha, herunder de omkring 1200 kortlagte søer under 1 ha, hvortil

der findes et specielt tilrettelagt program til overvågning i henhold til habitatdirektivet. Disse søer ligger indenfor Natura2000 områderne, men udenfor oplande omfattet af vandområdeplanerne. Desuden inddrages ca. 150 søer, som er omfattet af vandområdeplanerne (VOP-søer), hvor tilstanden er ukendt.

1.1 Data og metoder

Dette delprojekt anvender data fra forskellige danske databaser og kilder, som vil blive gennemgået nedenfor. Data er som regel indsamlet i forbindelse med det danske overvågningsprogram NOVANA (Det National Overvågningsprogram for VAndmiljø og NATur).

Sødata

I projektet indgår data fra 1213 vandhuller (her defineret som søer < 1 ha) og 146 VOP-søer > 1 ha (hvoraf 76 søer er 1-5 ha og 70 søer > 5 ha). Listen over søer er udarbejdet af Miljøstyrelsen (MST). Vandhullerne er udvalgt ud fra et af følgende kriterier:

- Uden for vandområdeplaner (VOP) og med tilløb
- Uden for vandområdeplaner (VOP), uden tilløb og mindre end 25 m fra landbrugsarealer.

For nogle af de udvalgte VOP-søer er der beregnet en tilstandsklasse baseret på undervandsplanter som det anvendte kvalitetselement. For andre var den økologiske tilstand ukendt, da analyserne i dette projekt blev gennemført.

En stor del af søerne ligger i naturområder med ingen eller kun ekstensiv dyrkning.

Vandhullerne er undersøgt i enten naturtypekortlægning for sø-naturtyper eller levestedskortlægning for vandhulsarter i perioden 2007-2017. Nogle vandhuller er undersøgt i både naturtypekortlægningen og levestedskortlægningen (Johansson 2017; Søgaard m.fl. 2017). Flere af VOP-søerne (< 5 ha) er undersøgt i naturtypekortlægning, mens levestedskortlægningen kun omfatter vandhuller < 1 ha (kortlagte søer kaldes fremadrettet for habitat søer). Kortlægningen har til formål at bestemme naturtypen, som baseres på vandets salinitet, vegetationens sammensætning og vandets brunfarvning. Foruden naturtype bestemmes også søens naturtilstand (Fredshavn m.fl., 2009). Det er ikke muligt at beregne en naturtilstand på baggrund af undersøgelser i levestedskortlægninger før 2016, da de tekniske anvisninger for naturtypekortlægning og levestedskortlægning først blev ensrettet i 2016. Søens naturtilstand bestemmes ved hjælp af vegetationens sammensætning og strukturelle forhold. Flere af parametrene, som indgår i kortlægningerne, anvendes i dette projekt til at vurdere sammenhængen mellem oplandskarakteristik og søens tilstand (Tabel 1.1). Data fra kortlægningerne er udtrukket fra Naturdatabasen.

Tabel 1.1. Oversigt over parametre relevante for nærværende projekt, som undersøges i naturtypekortlægning og levestedsvurdering af vandhulsarter, og som indgår som elementer i naturtilstandsindekset jvf. habitatdirektivet.

Strukturindeks		
Anvendte parametre	Angivelse på feltskema	Udvalgte indikatorer
Dækningsgrad af søvegetation	Angives i intervaller for procentvis dækningsgrader	Kransnålalger Anden submers vegetation Flydeplanter Trådalger Rørsumpsvegetation
Bredtilstand	%-del af samlede bredlængde med pågældende indikator	Andel bredlængde m. græsning Andel bredlængde m. tydelig påvirkning af jordbrugsdrift Andel bredlængde m. bræmme på mindst 10 m til dyrket jord
Søens til- og afløb	Ja/nej	Tilløb via dræn/grøfter
Regulering og forurening	Tredelt skala efter grad af påvirkning	Forurening
Andefodring	Tredelt skala efter grad af påvirkning	Tegn på fodring/udsætning
Artsindeks		
Beregnes ud fra artsscorer (værdi 0-1)		
Naturtilstandsindeks		
Beregnes på baggrund af strukturindeks og artsindeks. Værdi mellem 0 og 1		

Strukturindekset beregnes ud fra oplysninger om eksterne påvirkninger (strukturelle indikatorer), som tildeles point mellem 0 og 1 til hver af de kategorier, som indikatoren bedst kan karakteriseres ved. Kategorierne for de enkelte indikatorer indgår i flere grupper, hvor de overordnede fem indikatorgrupper er listet i Tabel 1.1 under *Strukturindeks*. Hver gruppe tildeles en værdi mellem 0 og 1 baseret på deres betydning for det samlede billede af naturtypens tilstand. Vægten 0 betyder at indikatoren ikke har betydning for det samlede indeks, mens vægten 1 betyder, at indikatoren udgør hele det pågældende niveau bidrag til strukturindekset. De fem grupper vægtes derfor, så de tilsammen giver 1, hvorfor en lige stor betydning af hver af de fem grupper betyder, at hver gruppe vægtes med 0,20. På samme vis vægtes de enkelte indikatorer inden for en indikatorgruppe. Vægtene og pointene tildeles ud fra data, eller, ved utilstrækkelige data, ud fra ekspertskøn. For yderligere information om beregninger og indikatorer, se Fredshavn m.fl. 2009.

Artsindekset tager udgangspunkt i søens artssammensætning af vandplanter og sumpplanter, samt bredplanter for naturtypen 3130 (søbred med småurter). Arterne tildeles en score mellem 0 og 7, afhængigt af hvor følsom den enkelte art er overfor negative påvirkninger på naturtypen. Jo højere point, jo mere følsom over for negative påvirkninger er den pågældende art. Arternes score er baseret på ekspertviden. Ved beregning af artsindekset indgår en *middelscore*. Middelscoren er den gennemsnitlige pointværdi af de arter, som bidrager til indekset. En lav middelscore er udtryk for, at arealet er relativt kraftigt påvirket i negativ grad, mens en høj middelscore indikerer, at arealet i ringere grad er påvirket.

Naturtilstandsindekset, som har en værdi fra 0-1 (hvor 1 indikerer den bedste tilstand, og 0 den dårligste), beregnes ud fra flere af parametrene i Tabel 1.1 og enkelte andre (Fredshavn m.fl. 2009). Parametrene indgår i beregning af et artsindeks og strukturindeks, som samlet set danner grundlaget for beregningen af naturtilstandsindekset.

For et mindre antal af vandhullerne findes en enkelt måling af klorofyl, totalfosfor (total-P) og totalkvælstof (total-N). Der er kun anvendt kemidata for vandhuller, som har et observationsstednr. (identifikation af søen) i Naturdatabasen, der kan kobles til Overfladevandsdatabasen (ODA), hvor vandkemidata er registreret, på Danmarks Miljøportal. Det betyder, at mængden af kemidata for de undersøgte vandhuller er meget begrænset, da kun 15 ud af 1213 (ca. 1,2 %) vandhuller har en måling af total-P, total-N og klorofyl. For VOP-søerne findes der generelt flere kemidata, enten i form af en enkelt årlig måling eller et sommergennemsnit (baseret på månedlige målinger), som mere præcist angiver søens faktiske koncentrationsniveau. Der er målinger af total-P og total-N for 89 søer (ca. 61 % af VOP-søerne) og klorofylmålinger for 119 søer (ca. 82 % af VOP-søerne).

Da flere af søerne er undersøgt flere gange og i enkelte tilfælde også med kemidata fra flere år, er det valgt, at anvende data fra den nyeste undersøgelse. Hver sø indgår derfor kun én gang i analyserne.

1.1.2 Oplandsdata

Oplande til de enkelte søer er fundet via et udtræk fra et landsdækkende oplandstema, som er udarbejdet i 2015 i forbindelse med arbejdet *Muligheder for at identificere søers fosforfølsomhed og fastlæggelse af oplande til søer* (Andersen, 2015). Der er fundet og defineret oplandsafgrænsninger til hver enkelt sø i såkaldte bufferzoner, der omfatter arealer af en afstand på 10 m, 50 m og 100 m fra søbredden.

Markkort og Basemap

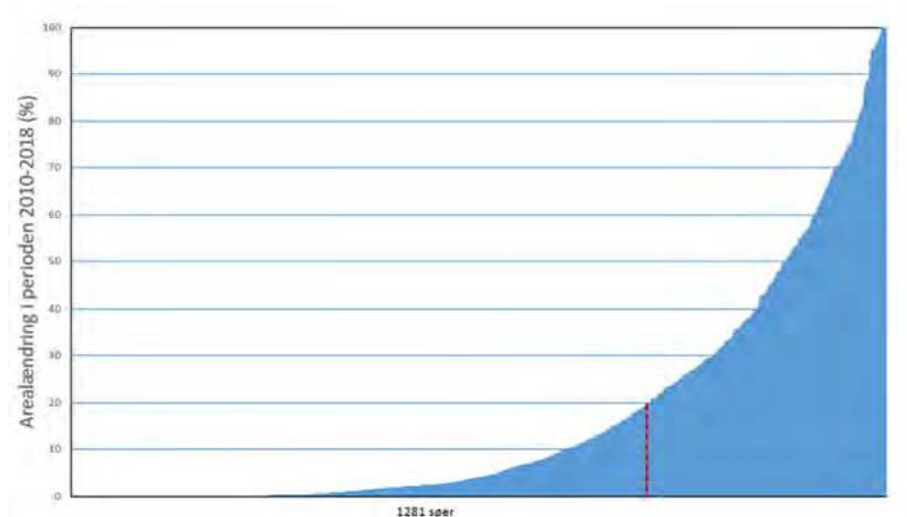
Information om arealanvendelsen i søernes oplande er hentet fra markkort, som er administreret af Landbrugsstyrelsen. I markkortene indgår andelen af forskellige afgrødetyper i oplandet. Anvendte afgrødetyper er følgende kategorier:

- *Ej mark*: arealet dyrkes ikke, hverken i omdrift eller med vedvarende græs. Kan være åben natur eller krat/skov.
- *I omdrift*: betyder, at jorden jævnlige behandles med pløjning eller harvning, dvs. det er en- eller toårige afgrøder, man dyrker.
- *Varig græs*: betyder, at jorden aldrig lægges om, dvs. pløjes eller harves. Græsset skal afgræsses eller slås årligt, så det ikke springer i buskads.
- *Miljøordning*: Miljøordningerne omfatter en række forskellige forhold:
 - Pleje af græs- og naturarealer – typisk med afgræsning og ingen gødskning
 - Miljøvenlige jordbrugsforanstaltninger – typisk nedsat gødskning
 - Fastholdelse af vådområder
 - Opretholdelse af ændret afvanding – kan også omfatte vådlægning

Der findes også andre kategorier som 'energiskov', 'skov og naturarealer' og 'grøntsager, gartneri'. For langt de fleste søer udgør disse kun en meget lille andel af oplandet og er ikke medtaget i analyserne. De tidligste markkort er fra 2010, og derfor anvendes primært sødata fra 2010 og frem, når sødata sammenholdes med arealanvendelsen i søens opland. I mange tilfælde har det dog været nødvendigt at inddrage søer, hvis eneste undersøgelse er foretaget i 2007 eller 2009, da dette ellers ville medføre at en tredjedel af de udvalgte søer ikke kunne indgå i projektet med henblik på at relatere oplandskarakteristika til søens naturtilstand inden for samme år. Disse søers kortlægninger fra 2007 eller 2009 er sammenlignet med søens arealanvendelse i 2010.

I projektet er der indsamlet information om arealanvendelse af oplandet til hver sø i årene 2010-2018. Når øvrige data sammenlignes med arealanvendelsen, er arealanvendelsen beregnet som et gennemsnit af i alt tre år; de foregående to år samt det år, hvor der er indsamlet kortlægningsdata eller evt. kemidata. Det er fundet, at ændringer i søernes markopland i perioden 2010-2018 ofte er relativt lille (< 20% for ca. 80% af søerne, og over 50% af søerne har < 5% variation), hvorfor et gennemsnit på tre år må anses for at dække en rimelig variation i de enkelte søers opland over tid (Figur 1.1 viser eksempel for 'i omdrift' i 50 m bufferzone).

Figur 1.1. Eksempel over procentvise arealændringer i perioden 2010-2018 i søernes opland. Her er oplandstypen 'i omdrift' i bufferzone 50 m ($n = 1281$ søer) vist. Eksempelvis har 80,6 % af søerne (svarende til 1032 søer) under 20 % ændringer i perioden (markeret med stiplede linje).



Foruden information om arealanvendelsen via markkort, er der også indsamlet informationer fra det landsdækkende kort *Basemap02* fra 2016 (Levin m.fl. 2017), hvor arealanvendelsen af bl.a. bebyggelse, landbrug, skov, vandløb og lysåben natur er kortlagt i Danmark indtil år 2016. Informationer fra disse fem overordnede grupper af arealanvendelse kan kobles til søernes opland i de tre bufferzoner. Disse informationer er anvendt som supplerende viden til markkortdata.

Jordtyper og sandsynlighed for kunstig dræning

Jordtyperne i søens opland har bl.a. betydning for, hvor let næringsstofferne bindes og dermed også for, hvor stor risikoen er for, at de udvaskes og eventuelt føres til søen. Derfor er det relevant at undersøge, om der er en sammenhæng mellem jordtyper og søens tilstand. Det geologiske jordartskort indeholder oplysninger om jordtypen i en dybde af 1 m, hvor man typisk finder de oprindelige jordartstyper, som findes under pløje- og kulturlaget (Jakobsen m.fl. 2015). Ved anvendelse af informationer omkring jordtyper er det muligt at beregne den procentvise andel af en given jordtype i søernes bufferzoner. De geologiske jordartstyper, som er udvalgt i dette projekt, er 'ler', 'sand', 'gytje' og 'grus', da disse er de hyppigst forekommende jordtyper i søernes opland.

Andelen af dræned arealer omkring søerne kan have betydning for næringsstofpuljerne, som kommer til søen. Ved hjælp af et nyt landsdækkende kort over dræned arealer i Danmark (Møller m.fl. 2018), er det muligt at undersøge, hvorvidt sandsynligheden for at søens opland er drænet, og om dette har betydning for søens tilstand. Informationen fra dræningskortet er derfor anvendt i nærværende projekt i relation til at undersøge oplandets indflydelse på de vandkemiske forhold.

Hælningsgrad

Ved hjælp af digitale topografiske data fra Danmarks Højdemodel fra 2014 er der lavet beregninger over oplandets hælningsgrad ned til søerne i de tre bufferzoner 10, 50 og 100 m, baseret på GIS-analyser. Modellen har en opløsning på 0,4 kvadratmeter. Til klassificering af oplandets hælningsgrad er der anvendt tre klasser med tre forskellige hælningsgrader: 0-2, 2-6 og 6-90 grader, og det er beregnet, hvor stort et procentvist areal af bufferzonen, som udgøres af hver af de tre klasser. Hælningsgraden anvendes til at undersøge, om hælningsgraden kan have en effekt på søernes tilstand i forhold til naturtilstandsindexet og vandkemiske forhold.

Udledning fra spredt bebyggelse

Der er foretaget en GIS-analyse af spredt bebyggelse, som findes i bufferzonerne 50 m og 100 m til søerne. Bufferzonen 10 m er ekskluderet fra analyserne, da der kun blev fundet én ejendom i denne zone. Fagdatacenter for Punktkilder beregner hvert år de udledte mængder af total-P og total-N for alle ejendomme i den spredte bebyggelse på baggrund af oplysninger indhentet fra Bygning- og Boligregistret, PlanDK og MiljøGIS (Skovmark 2018). Analysen er lavet for udledning i 2018. De udledte mængder af total-P og total-N anvendes i projektet til at undersøge, om der kan findes en sammenhæng mellem udledning fra spredt bebyggelse og naturtilstand, samt spredt bebyggelse og vandkemiske forhold i søerne.

1.1.3 Karakteristik af omfattede søer og deres markopland

Af de omfattede søer er ca. 90 % af søerne < 1 ha, mens ca. 5 % er 1-5 ha og ca. 5 % er > 5 ha. Omkring halvdelen af søerne er angivet som næringsrige søer (type 3150), mens de resterende habitatnaturtyper lobeliesøer (3110), søbred med småurter (3130), kransnålalgesøer (3140) og brunvandede søer (3160) hver udgør under 10 %. Cirka 16 % af søerne kan ikke henføres til en habitatnaturtype ("type" 3100) og 12 % er angivet som strandsøer/laguner (1150). Der er ikke udviklet et indeks til beregning af naturtilstand for strandsøer/laguner (1150), ligesom der heller ikke kan beregnes naturtilstand for søer, som ikke kan henvises til en habitatnaturtype (3100) (Tabel 1.2).

Tabel 1.2. Karakteristik over naturtype og sø-størrelse af omfattede søer.

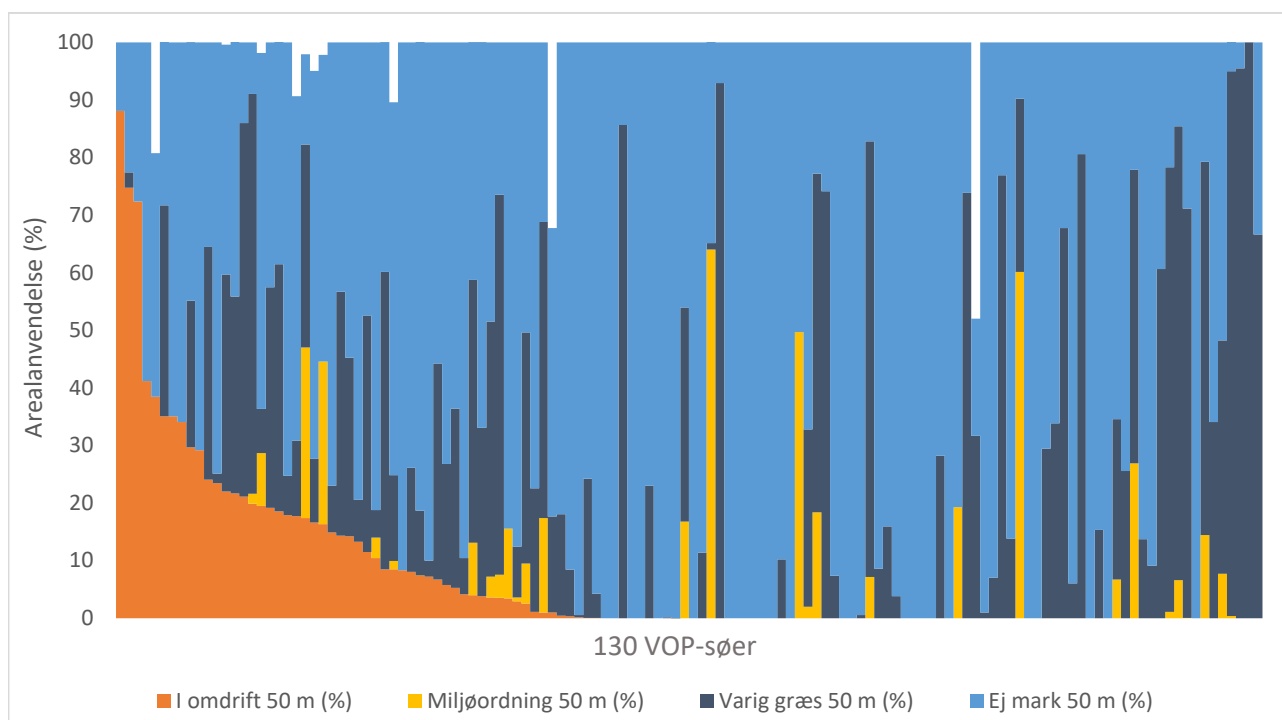
Habitatnaturtype		Antal			% -vis	
Nr.	Beskrivelse	< 1 ha	1-5 ha	> 5 ha	I alt	andel
1150	Kystlaguner og strandsøer	129	30		159	12
3110	Kalk- og næringsfattige søer og vandhuller (lobeliesøer)	1	2	1	4	0,3
3130	Ret næringsfattige søer og vandhuller med små amfibiske planter ved bredden	56	15	2	73	5
3140	Kalkrige søer og vandhuller med kransnålalger	75	2		77	6
3150	Næringsrige søer og vandhuller med flydeplanter eller store vandaks	640	9	2	651	48
3160	Brunvandede søer og vandhuller	79	10	1	90	7
3100	Søer og vandhuller, der ikke kan henføres til en af habitatnaturtyperne	209	4		213	16
0	Naturtype kan ikke bestemmes på undersøgelsestidspunktet	24			24	0,2
	VOP-søer som ikke er undersøgt i naturtypekortlægning		4	64	68	6
I alt		1213	76	70	1359	100

80 % af søerne har en middeldybde < 2 m, mens 8 % har en middeldybde > 2 m. For de resterende 12 % findes der ingen dybdeangivelse.

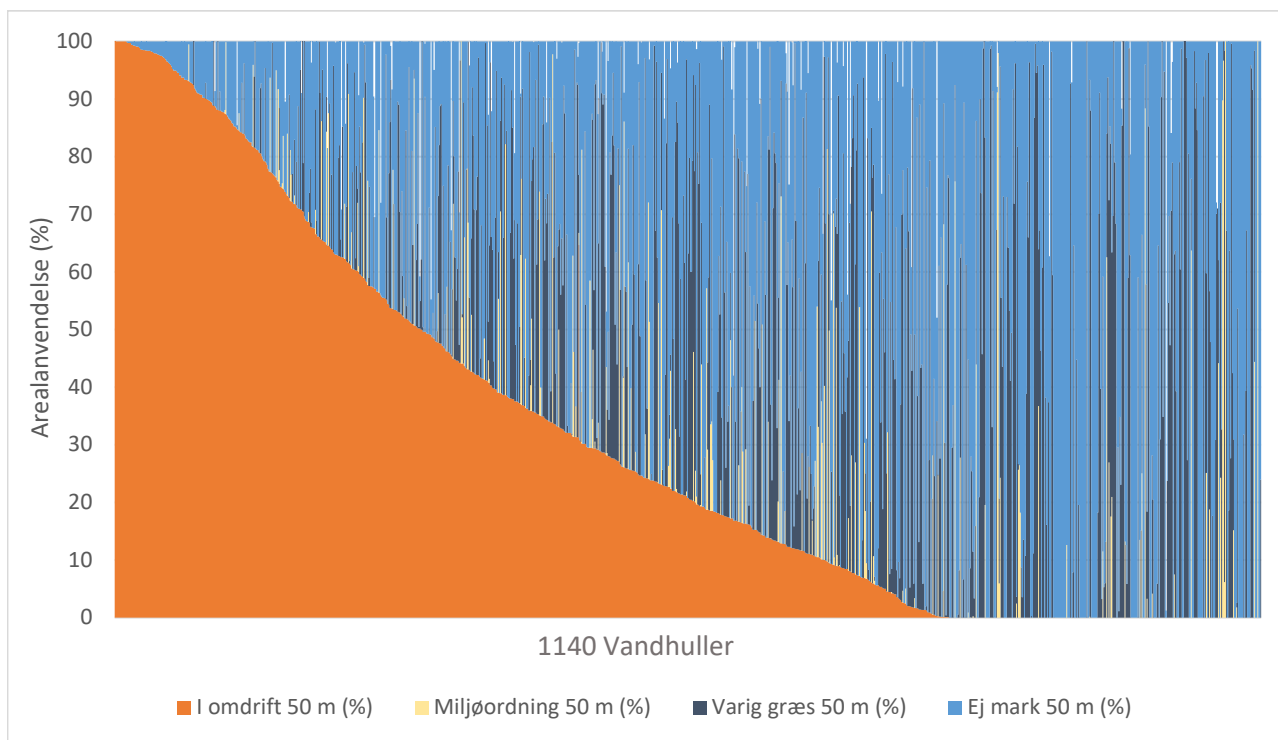
Der findes en beregnet naturtilstand for 652 habitatsøer i perioden 2007-2018, hvoraf 41 er VOP-søer og de resterende 611 er vandhuller. For søerne i de fem

habitatnaturtyper, for hvilke der findes et indeks til beregning af naturtilstand, angives naturtilstanden i det fleste tilfælde som værende "god" (værdi over 0,6).

Sammenligning af arealanvendelsen for de enkelte søer viser, at langt størstedelen af de 130 VOP-søer med kendt opland har ingen eller en meget lav andel af areal i omdrift (Figur 1.2, for 50 m bufferzone). For de 1140 vandhuller med kendt opland, er antallet af søer med opland i omdrift større, men omkring 75 % af søerne har et opland i 50 m zonen, som udgøres af mindre end 50 % i omdrift (Figur 1.3, for 50 m bufferzone). Dette betyder, at de omfattede søer generelt ligger i områder med ekstensiv landbrugsdrift.



Figur 1.2. Arealanvendelse i VOP-søernes opland i 50 m bufferzone (antal søer = 130). Hvide huller indikerer, at noget af søens arealanvendelse udgøres af andet end de fire oplandstyper.



Figur 1.3. Arealanvendelse i habitatsøernes opland i 50 m bufferzone (antal søer = 1140). Hvide huller indikerer, at noget af søens arealanvendelse udgøres af andet end de fire oplandstyper.

Statistiske metoder

Statistiske metoder er anvendt til at undersøge sammenhænge mellem oplandskarakteristika og parametre, som kan angive søens tilstand. Der er anvendt lineær regression, hvor statistisk signifikans angives ved p -værdi $< 0,05$. Regressionens forklaring af variation angives ved forklaringsværdien R^2 , hvor en lav R^2 værdi betyder, at meget lidt af variationen i søens tilstand eller opland kan tilskrives den undersøgte parameter.

Der er ydermere anvendt boxplot til at undersøge, om der kan ses en sammenhæng mellem oplandskarakteristik og enkelte undersøgte parametre fra kortlægninger i naturtypeprogrammet. Hvis der er overlappende medianværdier og overlappende boxplots forventes det, at parameteren har ringe betydning for søens tilstand.

Derudover er der i nogle tilfælde anvendt t -test og oneway ANOVA, hvor p -værdier $< 0,05$ angiver signifikans. Hvis oneway ANOVA er signifikant er post hoc testen Tukey HSD anvendt for at lokalisere de signifikante forskelle.

Alle statistiske analyser er foretaget i statistik programmet JMP, version 14. Datahåndtering er udført i Excel 2016.

1.2 Analyser og resultater

I kortlægning af naturtype og levestedsvurdering af vandhulsarter indgår både vandhuller og VOP-søer i dette projekt. Dette indebærer, at nedenstående analyser og resultater vedrørende naturtilstand og parametre i naturtilstandsinddekset involverer vandhuller og en delmængde af VOP-søerne. Ved analyser af vandkemi og arealanvendelse indgår alle de vandhuller og VOP-søer, hvorfra der findes vandkemiske undersøgelser. For de resterende analyser med vand-

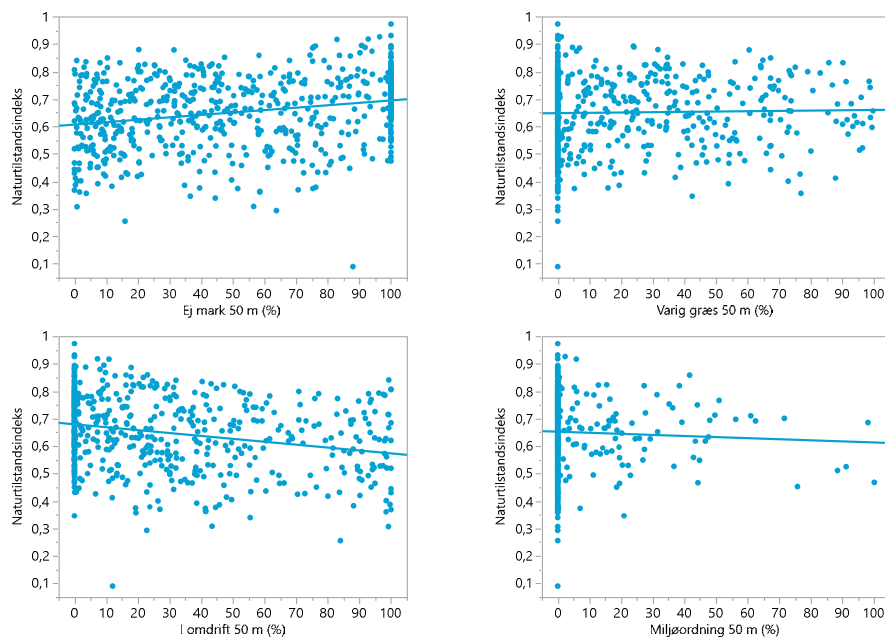
kemi og vegetation indgår habitatsøerne, mens kun VOP-søerne indgår i analyser med økologisk tilstand. En risikoanalyse (afsnit 1.3.5), som illustrerer de generelle sammenhænge mellem søers indhold af næringsstoffer og klorofyl, er gennemført på et større datagrundlag end det, der er anvendt i dette projekt, ved at anvende data fra søer i overvågningsprogrammet (NOVANA).

1.2.1 Naturtilstand

Naturtilstandsindex og arealanvendelse

Der er beregnet en naturtilstand for 652 habitatsøer (611 vandhuller og 41 VOP-søer, som også er kortlagt iht. habitatdirektivet). Via en øget næringsstofpåvirkning kunne det forventes, at arealanvendelsen i oplandet vil have en betydning for naturtilstanden, hvor en stigende dyrkningsintensitet vil resultere i en faldende værdi af naturtilstanden. Figur 1.4 viser naturtilstandsindexet som funktion af den arealmæssige procentandel af de fire oplandsgrupper i en bufferzone på 50 m fra søen, mens Tabel 1.3 angiver de statistiske resultater fra de lineære regressioner udført på alle tre bufferzoner og også efter naturtype. I Figur 1.4 ses det, at der er stor variation i naturtilstandsindexet i forhold til de fire oplandsgrupper for alle søerne, men at der er en svag stigning i naturtilstandsindexet med stigende andel 'ej mark', mens det omvendte ses for 'i omdrift'. Hældningerne for disse to oplandsgrupper er signifikante ($p < 0,05$), men med meget lave forklaringsgrader (R^2), som betyder, at kun 1-7% af variationen i naturtilstandsindexet forklares ud fra arealanvendelsen (Tabel 1.3). Der er ikke nogen signifikant relation mellem naturtilstandsindexet og 'varig græs' og 'miljøordning'.

Figur 1.4. Værdi af naturtilstandsindex som funktion af den procentvise andel af hhv. 'Ej mark', 'Varig græs', 'I omdrift' og 'Miljøordning' i oplandet i en bufferzone af 50 m fra søen ($n = 605$). Resultater fra de lineære regressionsanalyser ses i Tabel 1.3 for alle tre bufferzoner.



Ved inddeling efter sø-naturtyper ses der signifikante statistiske relationer mellem naturtilstandsindexet og arealanvendelsen for flere oplandstyper for alle sø-naturtyperne (Tabel 1.3). Forklaringsværdierne (R^2) er højere, når der tages højde for de forskellige sø-naturtyper, særligt brunvandede søer og sø-bred med småurter. Derudover er det stadig kun en lille andel af variationen i naturtilstandsindexet som forklares af oplandstyperne ved inddeling efter habitatnaturtyper (maks. 32% for den brunvandede søtype, 100 m bufferzone). For de fleste søtyper er der en tendens til, at forklaringsværdien øges,

når bufferzonen øges, hvilket indikerer, at søernes tilstand påvirkes mindre af de helt nære arealer end af arealerne lidt længere væk.

Tabel 1.3. Resultater fra lineære regressionsanalyser mellem naturtilstandsindex og arealanvendelsen i procent af fire oplandstyper for alle søtyper, og opdeling efter naturtyper. * angiver signifikans ($p < 0,05$), R^2 = forklaringsværdi. β angiver om hældningen er positiv (+) eller negativ (-). Der er ikke vist analyser for lobeliesøer (type 3110) på grund af meget få data.

Oplandstype	Naturtilstandsindex														
	Alle søtyper (n = 605)			Brunvandet sø (type 3160) (n = 71)			Kransnålalgesø (type 3140) (n = 46)			Næringsrig sø (type 3150) (n = 430)			Søbred med smårter (type 3130) (n = 56)		
	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β
Ej mark															
10 m	0,0036*	0,01	+	0,0495*	0,05	+	0,51	0,01	-	0,18	0,00	+	0,0316*	0,08	+
50 m	<0,0001*	0,05	+	0,0006*	0,16	+	0,56	0,01	+	0,0007*	0,03	+	0,0031*	0,15	+
100 m	<0,0001*	0,06	+	0,0004*	0,17	+	0,45	0,01	+	<0,0001*	0,04	+	0,0011*	0,18	+
I omdrift															
10 m	<0,0001*	0,03	-	0,0056*	0,11	-	0,0234*	0,11	-	0,0123*	0,01	-	0,08	0,06	-
50 m	<0,0001*	0,07	-	<0,0001*	0,28	-	0,07	0,07	-	<0,0001*	0,04	-	0,0339*	0,08	-
100 m	<0,0001*	0,07	-	<0,0001*	0,32	-	0,17	0,04	-	<0,0001*	0,05	-	0,0088*	0,12	-
Varig græs															
10 m	0,41	0,00	+	0,76	0,00	-	0,0117*	0,14	+	0,18	0,00	+	0,21	0,03	-
50 m	0,56	0,00	+	0,96	0,00	-	0,14	0,05	+	0,20	0,00	+	0,16	0,04	-
100 m	0,47	0,00	+	0,49	0,00	+	0,36	0,02	+	0,21	0,00	+	0,26	0,02	-
Miljøordning															
10 m	0,12	0,00	-	0,65	0,00	-	0,75	0,00	-	0,27	0,00	-	0,87	0,00	-
50 m	0,35	0,00	-	0,33	0,01	+	0,55	0,01	-	0,58	0,00	-	0,80	0,00	-
100 m	0,38	0,00	-	0,30	0,02	+	0,70	0,00	-	0,51	0,00	-	0,85	0,00	-

Fra Basemap-kortet er der indhentet yderligere oplysninger om typen af arealanvendelse i søernes opland. Der er en signifikant lineær sammenhæng mellem andelen af landbrug og naturtilstandsindexer for alle tre bufferzoner, ligeledes for andelen af lysåben tør natur. Også her er forklaringsværdierne dog meget lave ($R^2 < 0,06$). For andelen af skov i 50 og 100 m bufferzonen er der også signifikante sammenhænge, men igen er forklaringsværdierne meget lave (Tabel 1.4).

Det blev ligeledes undersøgt, om der var en relation mellem jordartstyper og naturtilstandsindexet. Den lineære relation blev undersøgt for andel af jordartstyperne 'sand', 'ler', 'grus' og 'gytje' i søernes opland i de tre bufferzoner 10, 50 og 100 m. Der var signifikante lineære sammenhænge mellem naturtilstandsindexet og ler (alle tre bufferzoner) og mellem naturtilstandsindexet og sand (50 m og 100 m zone), men med meget lave forklaringsværdier ($R^2 < 0,02$) (Tabel 1.5).

Tabel 1.4. Lineær regression mellem naturtilstandsindeks og procentvis andel af typer af arealanvendelse i de tre bufferzoner. * angiver signifikans ($p < 0,05$), R^2 = forklaringsværdi. β angiver om hældningen er positiv (+) eller negativ (-).

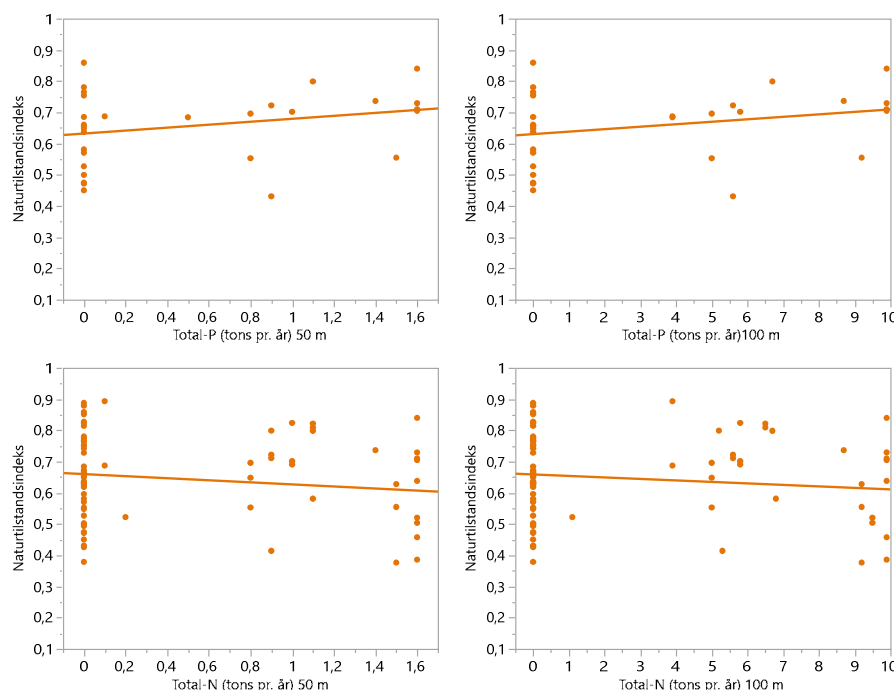
Naturtilstandsindeks			
(n = 605 søer)			
Arealanvendelse	P-værdi	R²	β
<i>Bebyggelse</i>			
10 m	0,80	0,00	+
50 m	0,74	0,00	-
100 m	0,93	0,00	-
<i>Landbrug</i>			
10 m	<0,0001*	0,04	-
50 m	<0,0001*	0,05	-
100 m	<0,0001*	0,06	-
<i>Skov</i>			
10 m	0,09	0,00	+
50 m	0,0013*	0,02	+
100 m	0,0009*	0,02	+
<i>Vandløb</i>			
10 m	0,05	0,01	-
50 m	0,10	0,00	-
100 m	0,08	0,00	-
<i>Lysåben tør natur</i>			
10 m	0,0011*	0,02	+
50 m	0,0001*	0,02	+
100 m	<0,0001*	0,03	+
<i>Lysåben våd natur</i>			
10 m	0,0027*	0,01	+
50 m	0,07	0,00	+
100 m	0,06	0,01	+

Tabel 1.5. Lineær regression mellem naturtilstandsindeks og procentvis andel af jordartstyper i de tre bufferzoner. * angiver signifikans ($p < 0,05$), R^2 = forklaringsværdi. β angiver om hældningen er positiv (+) eller negativ (-).

Naturtilstandsindeks			
(n = 605 søer)			
Jordtype	P-værdi	R²	β
<i>Ler</i>			
10 m	0,0009*	0,02	-
50 m	0,0018*	0,02	-
100 m	0,0015*	0,02	-
<i>Sand</i>			
10 m	0,11	0,00	+
50 m	0,0406*	0,01	+
100 m	0,0182*	0,01	+
<i>Gytje</i>			
10 m	0,09	0,00	+
50 m	0,15	0,00	+
100 m	0,16	0,00	+
<i>Grus</i>			
10 m	0,29	0,00	+
50 m	0,13	0,00	+
100 m	0,09	0,00	+

Der er fundet spredt bebyggelse med udledning af total-P for 60 søer og med udledning af total-N for 150 søer i bufferzonerne 50 m og 100 m. Af disse er der kun beregnet et naturtilstandsindex for 31 af de 60 søer med total-P udledning og 78 af de 150 søer med total-N udledning fra spredt bebyggelse. Der er ikke fundet nogen statistisk signifikant lineær sammenhæng mellem udledning af total-P eller total-N fra spredt bebyggelse og søernes naturtilstand (Figur 1.5).

Figur 1.5. Lineære regressioner for udledning af total-P og total-N fra spredt bebyggelse og sammenhæng med naturtilstandsindex i de to bufferzoner 50 m og 100 m. Alle regressioner har $p > 0,05$. $n = 31$ søer for total-P, $n = 78$ søer for total-N.



Der er ikke fundet nogen signifikante lineære sammenhænge mellem hældningsgraden i terræn og naturtilstandsindexet for nogle af de tre hældningsklasser (0-2, 2-6 og 6-90 graders hældning) eller for de tre bufferzoner ($p > 0,05$ for alle regressioner, ikke vist).

På baggrund af overstående analyser kan det konkluderes, at oplandets arealanvendelse og jordtyper har ringe sammenhæng med naturtilstanden opgjort ved naturtilstandsindexet. I de næste afsnit undersøges, om nogle af de parametre, som indgår i beregningen af naturtilstanden, kan anvendes som indikatorer på særlige forhold i oplandet, som søen kan påvirkes af. Der tages udgangspunkt i vandkemi og vegetation som indikatorer af søens tilstand, og som sammenholdes med parametre i indexet og arealanvendelse. Vandkemiske undersøgelser indgår ikke i naturtilstandsvurderingssystemet, men medvirker til at beskrive det omtrentlige næringsstofniveau i søen, som kan anvendes i andre sammenhænge.

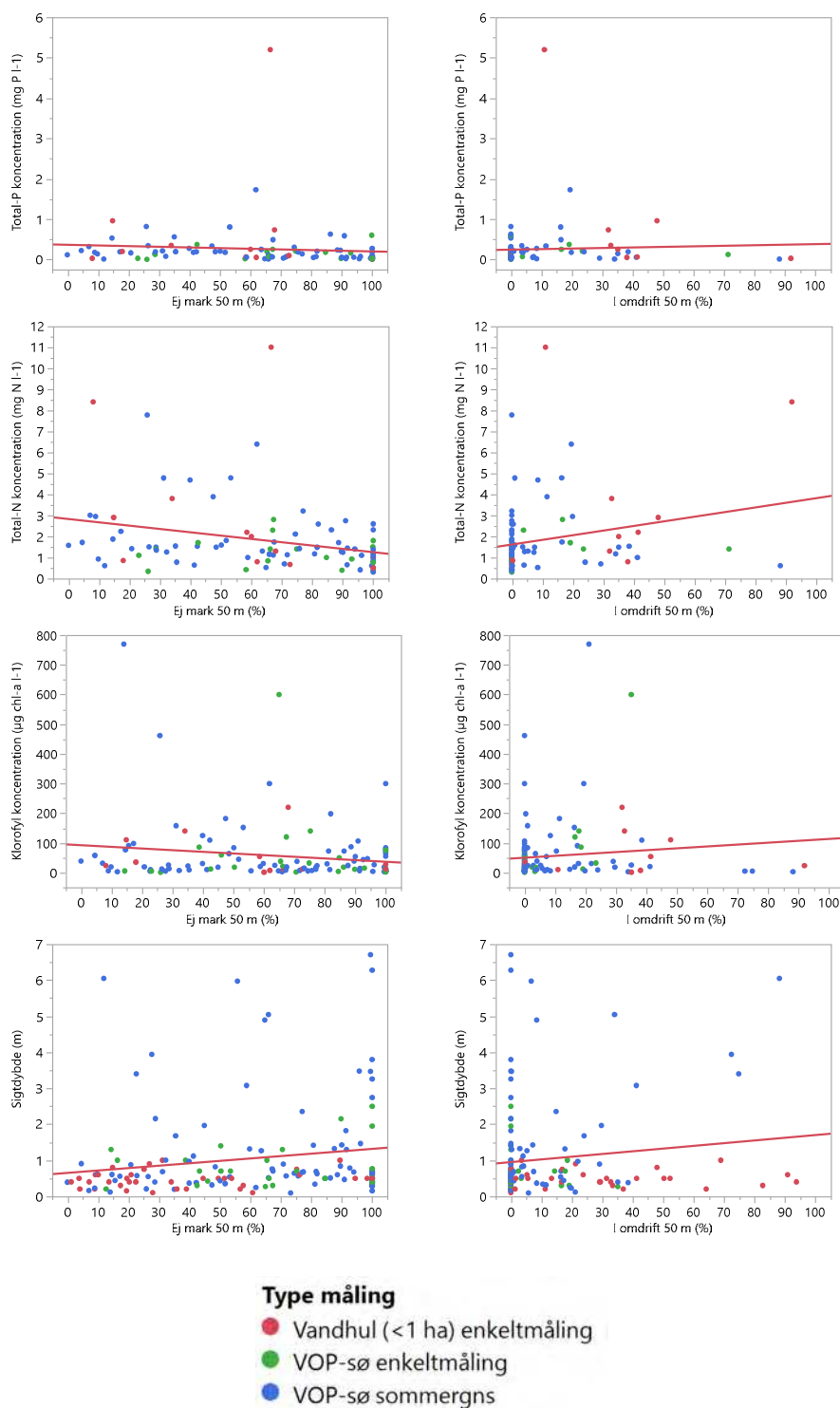
1.2.2 Vandkemi

Vandkemi og arealanvendelse

Viden om de vandkemiske forhold i de omfattede søer er generelt lav. Dette skyldes, at der for vandhuller (< 1 ha) kun foretages en enkelt måling af vandkemi som total-P, total-N og klorofyl-målinger, og ikke i alle søer. For VOP-søerne foretages generelt flere målinger, enten flere resultater af enkeltmålinger (som foretages en gang årligt) eller et sommergennemsnit af minimum fire målinger pr. år foretaget i perioden maj – september (begge inklusiv). Samlet findes der kun vandkemiske målinger for ca. 45 vandhuller og for ca. 120 VOP-

søer efter 2010. For at øge den statistiske styrke i nedenstående undersøgelser, er enkeltmålinger og sommergennemsnitsmålinger inddraget på lige fod (Figur 1.6). Figur 1.6 viser de lineære regressioner i 50 m zonen for total-P, total-N, klorofyl og sigtddybde i oplandstyperne 'ej mark' og 'i omdrift'. Statistiske resultater ses i Tabel 1.6, hvor også oplandstyperne 'varig græs' og 'miljøordning' er inkluderet. Resultaterne viser, at der ikke er nogen signifikante relationer mellem total-P og de fire oplandstyper i nogen af bufferzonerne. Der er derimod signifikante relationer mellem total-N og andelen af 'ej mark' og 'i omdrift' for alle tre bufferzoner, men med lave forklaringsværdier ($R^2 < 10\%$). Derudover findes også signifikante relationer for sigtddybde for andel af 'i omdrift' og 'varig græs', men også her er der lave forklaringsværdier ($R^2 < 9\%$).

Figur 1.6. Lineære regressioner for sammenhæng mellem vandkemiske parametre (total-P, total-N, klorofyl og sigtddybde) og oplandstyperne 'ej mark' og 'i omdrift' i 50 m bufferzonen.



Tabel 1.6. Resultater fra lineære regressioner mellem vandkemiparametre og oplandsgrupper. * angiver signifikans ($p < 0,05$), R^2 = forklaringsværdi. I analysen er der inddraget både kemi fra enkeltmålinger (habitatsøer og VOP-søer) og sommergennemsnit (VOP-søer). β angiver om hældningen er positiv (+) eller negativ (-).

	Total-P (mg P l ⁻¹)			Total-N (mg N l ⁻¹)			Klorofyl ($\mu\text{g chl-a l}^{-1}$)			Sigtdybde (m)		
	N = 93 søer			N = 93 søer			N = 122 søer			N = 146 søer		
	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β
Ej mark												
10 m	0,88	0,00	-	0,0156*	0,06	-	0,05	0,03	-	0,0029*	0,06	+
50 m	0,41	0,00	-	0,0067*	0,08	-	0,08	0,03	-	0,0399*	0,03	+
100 m	0,30	0,01	-	0,0032*	0,09	-	0,07	0,03	-	0,05	0,03	+
I omdrift												
10 m	0,82	0,00	+	0,0220*	0,06	+	0,94	0,00	-	0,97	0,00	+
50 m	0,68	0,00	+	0,0228*	0,06	+	0,24	0,01	+	0,14	0,02	+
100 m	0,55	0,00	+	0,0094*	0,07	+	0,10	0,02	+	0,19	0,01	+
Varig græs												
10 m	0,99	0,00	-	0,09	0,03	+	0,0224*	0,04	+	0,0045*	0,05	-
50 m	0,73	0,00	+	0,14	0,02	+	0,22	0,01	+	0,0059*	0,05	-
100 m	0,66	0,00	+	0,20	0,02	+	0,41	0,00	+	0,0075*	0,05	-
Miljøordning												
10 m	0,81	0,00	+	0,95	0,00	+	0,83	0,00	+	0,33	0,01	-
50 m	0,69	0,00	+	0,97	0,00	+	0,97	0,00	-	0,16	0,01	-
100 m	0,78	0,00	+	0,98	0,00	-	0,83	0,00	-	0,14	0,02	-

Ved inddragelse af arealanvendelser fra Basemap-kortet var der signifikante lineære sammenhænge mellem total-P og bebyggelse i alle tre bufferzoner (Tabel 1.7), med en forklaringsværdi på 30-50%. Årsagssammenhængen kan ikke afklares, men det indikerer, at jo mere bebyggelse der er i området omkring søen (særligt 50 og 100 m zone), jo større er risikoen for højere fosforkoncentrationer. Det samme synes at være tilfældet for total-N i bufferzoner 50 og 100 m, hvor der også er signifikante sammenhænge med bebyggelse med forklaringsværdier på 15-17 %. Dog skal der tages højde for, at der kun er 102 søer med målinger af N og P, og at en tredjedel af disse er enkeltmålinger. Derudover er der ikke meget der tyder på, at der på baggrund af data i dette projekt er en relation mellem landbrugsareal og vandkemi i søerne.

Det er forsøgt undersøgt, om der er en sammenhæng mellem søer med udledninger fra spredt bebyggelse og de vandkemiske forhold i søerne. Antallet af søer med kemimålinger og med spredt bebyggelse i oplandet er imidlertid for lav til, at denne analyse giver mening. Af de 60 søer med total-P udledning fra spredt bebyggelse, er der kun 10 søer med vandkemimålinger. For de 150 søer med total-N udledning fra spredt bebyggelse er der vandkemimålinger fra 26 søer. Derfor er denne analyse undladt.

Resultater fra analyser mellem jordtypers indflydelse på søens vandkemiske forhold ses i Tabel 1.8. Resultaterne viser, at der ikke er fundet nogen signifikante sammenhænge mellem jordtyper og total-P. Derimod er der fundet signifikante sammenhænge mellem total-N og sand (negativ sammenhæng), og total-N og gytje (positiv sammenhæng) i minimum to bufferzoner. Det samme er tilfældet for henholdsvis klorofyl og sigtdybde. Dog viser resultaterne i alle tilfælde, at forklaringsværdierne er lave ($R^2 < 12\%$).

Tabel 1.7. Resultater fra lineær regressionsanalyse for sammenhæng mellem arealanvendelser og vandkemi. * angiver signifikans ($p < 0,05$), R^2 = forklaringsværdi. β angiver om hældningen er positiv (+) eller negativ (-).

	Total-P (mg P l ⁻¹)			Total-N (mg N l ⁻¹)			Klorofyl (µg chl-a l ⁻¹)			Sigtdybde (m)		
	N = 102 søer			N = 102 søer			N = 128 søer			N = 154 søer		
	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β
Bebyggelse												
10 m	<0,0001*	0,32	+	0,0065*	0,07	+	0,33	0,01	+	0,64	0,00	-
50 m	<0,0001*	0,51	+	<0,0001*	0,15	+	0,85	0,00	+	0,95	0,00	+
100 m	<0,0001*	0,50	+	<0,0001*	0,17	+	0,65	0,00	-	0,62	0,00	+
Landbrug												
10 m	0,15	0,02	+	0,0319*	0,05	+	0,54	0,00	+	0,0069*	0,05	+
50 m	0,22	0,01	+	0,0165*	0,06	+	0,19	0,01	+	0,0352*	0,03	+
100 m	0,24	0,01	+	0,0078*	0,07	+	0,13	0,02	+	0,08	0,02	+
Skov												
10 m	0,41	0,01	-	0,16	0,02	-	0,39	0,01	-	0,50	0,00	+
50 m	0,33	0,01	-	0,07	0,03	-	0,27	0,01	-	0,19	0,01	+
100 m	0,26	0,01	-	0,0296*	0,05	-	0,23	0,01	-	0,21	0,01	+
Vandløb												
10 m	0,91	0,00	-	0,47	0,01	-	0,79	0,00	+	0,55	0,00	-
50 m	0,86	0,00	-	0,79	0,00	+	0,16	0,02	+	0,11	0,02	-
100 m	0,71	0,00	-	0,63	0,00	+	0,33	0,01	+	0,12	0,02	-
Lysåben tør natur												
10 m	0,79	0,00	-	0,29	0,01	-	0,66	0,00	-	0,84	0,00	+
50 m	0,95	0,00	-	0,21	0,02	-	0,60	0,00	-	0,60	0,00	+
100 m	0,88	0,00	-	0,11	0,02	-	0,42	0,01	-	0,49	0,00	+
Lysåben våd natur												
10 m	0,33	0,01	-	0,95	0,00	-	0,53	0,00	+	<0,0001*	0,16	-
50 m	0,44	0,01	-	0,85	0,00	+	0,88	0,00	+	<0,0001*	0,19	-
100 m	0,50	0,00	-	0,73	0,00	+	0,81	0,00	+	<0,0001*	0,17	-

Tabel 1.8. Resultater fra lineære regressions analyser for sammenhænge mellem jordtyper og vandkemiske parametre i de tre bufferzoner 10, 50 og 100 m. * angiver signifikans ($p < 0,05$), R^2 = forklaringsværdi. β angiver om hældningen er positiv (+) eller negativ (-).

	Total-P (mg P l ⁻¹)			Total-N (mg N l ⁻¹)			Klorofyl (µg chl-a l ⁻¹)			Sigtdybde (m)		
	N = 102 søer			N = 102 søer			N = 128 søer			N = 154 søer		
	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β	P-værdi	R ²	β
Ler												
10 m	0,13	0,02	+	0,76	0,00	+	0,58	0,00	+	0,77	0,00	+
50 m	0,19	0,02	+	0,60	0,00	+	0,73	0,00	+	0,77	0,00	+
100 m	0,09	0,03	+	0,26	0,01	+	0,89	0,00	+	0,89	0,00	+
Sand												
10 m	0,64	0,00	-	0,0355*	0,04	-	0,0003*	0,10	-	0,0002*	0,09	+
50 m	0,38	0,01	-	0,0189*	0,05	-	0,0002*	0,11	-	0,0006*	0,07	+
100 m	0,16	0,02	-	0,0157*	0,06	-	0,0003*	0,10	-	0,0004*	0,08	+
Gytje												
10 m	0,85	0,00	+	0,0059*	0,07	+	0,0002*	0,10	+	0,0073*	0,05	+
50 m	0,99	0,00	-	0,0427*	0,04	+	0,0002*	0,11	+	0,0077*	0,05	+
100 m	0,93	0,00	+	0,08	0,03	+	<0,0001*	0,12	+	0,0105*	0,04	+
Grus												
10 m	0,97	0,00	-	0,66	0,00	+	0,52	0,00	-	0,45	0,00	+
50 m	0,94	0,00	-	0,58	0,00	+	0,66	0,00	-	0,63	0,00	+
100 m	0,97	0,00	-	0,50	0,00	+	0,90	0,00	-	0,75	0,00	+

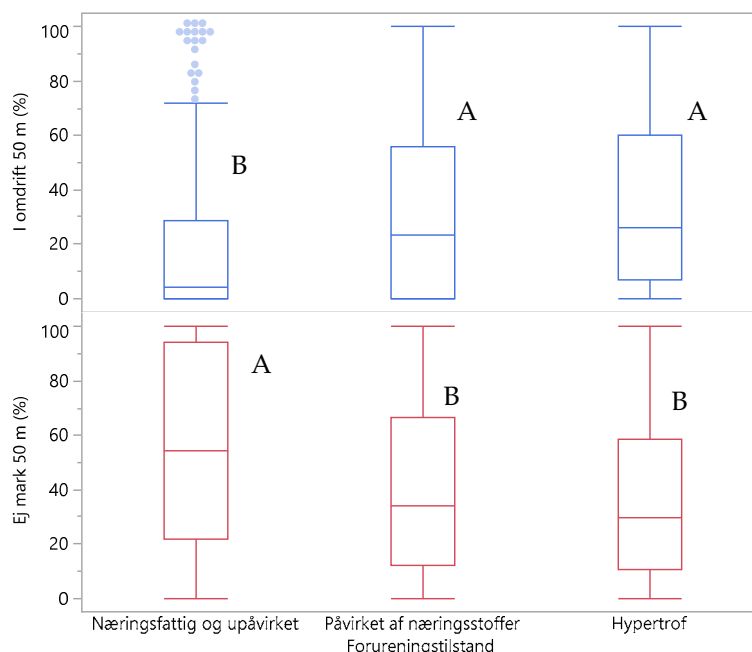
Der er ikke fundet indikationer på, at hældningsgraden har betydning for de vandkemiske forhold (total-N, total-P og klorofyl) i søerne hverken for forskellige hældningsgradsklasser (0-2 grader, 2-6 grader, 6-90 grader) eller i forskellige bufferzoner (lineære regressioner viser $p > 0,05$, data ikke vist).

Forureningstilstand og arealanvendelse

Ved kortlægning af naturtyper og levestedsvurdering angives habitatsøens forureningstilstand (eutrofieringstilstand) ved undersøgelsestidspunktet ud fra en vurdering af, hvordan søens forhold ser ud fra bredden. Graden af forurening angives som 1) Næringsfattig og upåvirket, 2) Påvirket af næringsstoffer eller 3) Hypertrof, og er en subjektiv vurdering, som ikke er baseret på eksakte målinger af næringsstofindhold.

Det er undersøgt, om der er en sammenhæng mellem den angivne grad af forureningstilstand og oplandstyperne 'ej mark' og 'i omdrift' i 50 m bufferzonen. Der er signifikant forskel mellem de "næringsfattige og upåvirkede" søer i forhold til de to mere næringspåvirkede kategorier både i kategorien 'i omdrift' og 'ej mark' (Figur 1.7). Andelen af 'ej mark' er generelt faldende med stigende grad af "forureningstilstand" i forhold til bufferzonen 50 m. Det omvendte er tilfældet for 'i omdrift', hvor den procentvise arealanvendelse i gennemsnit er højere i søer, som er vurderet til at være "påvirket af næringsstoffer" eller "hypertrof", end de søer, som er vurderet til at være "næringsfattige og upåvirkede". For oplandstyperne 'varig græs' og 'miljøordning' er der ikke fundet nogen signifikante forskelle imellem arealanvendelse og forureningstilstand.

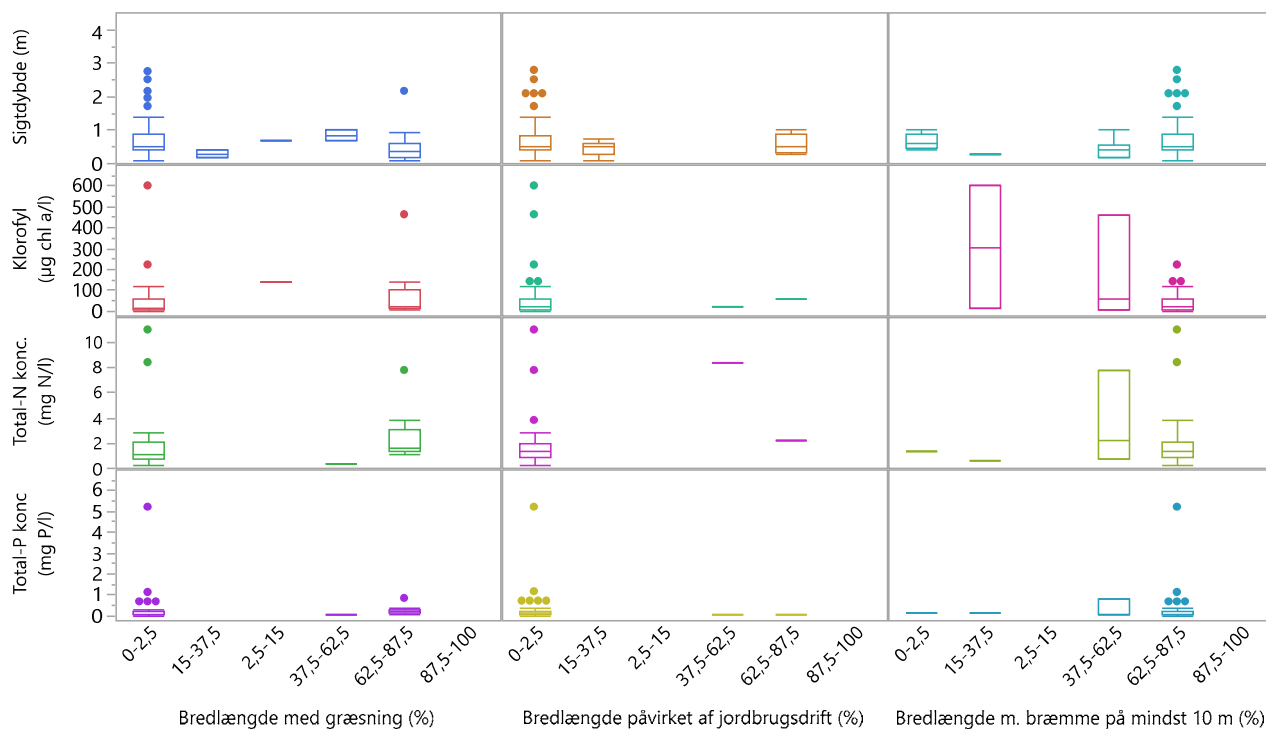
Figur 1.7. Boxplot over forureningstilstand (som defineret i Fredshavn m.fl., 2009) i relation til arealanvendelsen af de to oplandsgrupper 'i omdrift' og 'ej mark' i 50 m bufferzonen. Signifikante forskelle findes mellem middelværdierne for 'ej mark' og forureningstilstand og 'i omdrift' og forureningstilstand (Oneway ANOVA: $p < 0,05$). Dette er indikeret ved ens/forskellige bogstaver (A og B) (Tukey HSD, post hoc test).



Vandkemi og bredtilstand

De strukturelle indikatorer (Fredshavn m.fl., 2009), hvor andel bredlængde med græsning, jorddriftspåvirkning og bræmme på mindst 10 m til dyrket jord angives, kan indikere en belastningsgrad af næringsstoffer fra fx kvæg eller jordbrug. Der er imidlertid ikke fundet nogen tydelige sammenhænge mellem de vandkemiske forhold og den procentvise andel af bredlængde som har græsning, eller mellem de vandkemiske forhold og andel bredlængde påvirket af jordbrugsdrift (Figur 1.8). Der synes dog at være en sammenhæng mellem parameteren 'bredlængde med bræmme på mindst 10 m til dyrket jord' for klorofyl og total-N koncentration. Jo større andel af bredlængde med en bræmme på

mindst 10 m til dyrket jord, jo lavere er koncentrationen af klorofyl og total-N. Ligeledes ser det ud til, at sigtddybden stiger med stigende andel bredlængde med bræmme på mindst 10 m (Figur 1.8). Dette kan indikere, at hvis søen i højere grad er omgivet af en bræmme uden dyrkning, forbedres næringsstofforholdene og sigtddybden. Dog er antallet af datapunkter lavt, da der er få vandkemiske målinger og få søer med en lav andel af bredlængde med minimum 10 m bræmme til dyrket jord, så konklusioner må tages med forbehold.



Figur 1.8. Relation mellem bredtilstand (% bredlængde andel med græsning, % bredlængde andel påvirket af jordbrugsdrift og % bredlængde andel med minimum 10 m bræmme til dyrket jord) og vandkemiparametrene total-P (n = 35 søer), total-N (n = 35 søer), klorofyl (n = 44 søer) og sigtddybde (n = 66 søer). % bredtilstand er middelværdien af intervaller i Fredshavn m.fl. (2009). Boxplot angiver median, 25, 50 og 75% kvartil, maksimum og minimum, samt outliers.

Vandkemi og tilløb via dræn/grøft

Det er undersøgt, om der er en sammenhæng mellem de vandkemiske forhold og om der i forbindelse med kortlægning af søen er registreret tilløb via dræn/grøft eller ej. Resultaterne viser, at der ikke er nogen sammenhæng mellem søens næringsstofindhold (total-P, total-N og klorofyl) og sigtddybde i forhold til, om søen har et tilløb eller ej (Tabel 1.9).

Tabel 1.9. Resultater fra t-test (under antagelse af ulig varians) for relation mellem tilløb via dræn/grøft (ja/nej) og enkeltmålinger fra vandkemiparametrene total-P, total-N og klorofyl samt sigtddybde. For alle parametre er $p > 0,05$.

Vandkemi	Tilløb via dræn/grøft		
	Antal søer	t-ratio	p-værdi
Total-P koncentration (mg P l^{-1})	33	0,85	0,40
Total-N koncentration (mg N l^{-1})	33	0,02	0,98
Klorofyl koncentration ($\mu\text{g chl-a l}^{-1}$)	43	0,84	0,41
Sigtddybde (m)	65	1,09	0,28

Det er undersøgt, om der er en sammenhæng mellem de vandkemiske parametre og sandsynligheden for, at søernes opland er drænet vha. det nationale

dræningskort. Resultaterne viser, at der er signifikante positive sammenhænge mellem total-N, klorofyl og sandsynligheden for at arealet i bufferzonen er kunstigt drænet, mens der er en negativ sammenhæng for sigtdybde (Tabel 1.10). Men forklaringsværdierne er i alle tilfælde lave (maks. 13 %).

Tabel 1.10. Resultater fra lineær regressionsanalyse for sammenhæng mellem prædikeret sandsynlighed for kunstig dræning i bufferzonerne og vandkemiske parametre. * angiver signifikans ($p < 0,05$), R^2 = forklaringsværdi. β angiver om hældningen er positiv (+) eller negativ (-).

Sandsynlighed for kunstig dræning (%)	Total-P koncentration (mg P l ⁻¹)			Total-N koncentration (mg N l ⁻¹)			Klorofyl koncentration (µg chl-a l ⁻¹)			Sigtdybde (m)		
	n = 102 søer			n = 102 søer			n = 128 søer			n = 154 søer		
	p-værdi	R ²	β	p-værdi	R ²	β	p-værdi	R ²	β	p-værdi	R ²	β
10 m	0,64	0,00	+	0,0047*	0,08	+	0,0053*	0,06	+	0,0006*	0,07	-
50 m	0,40	0,01	+	0,0005*	0,11	+	0,0011*	0,08	+	<0,0001*	0,10	-
100 m	0,24	0,01	+	0,0002*	0,13	+	0,0006*	0,09	+	<0,0001*	0,10	-

Det er undersøgt, om der er en sammenhæng mellem de søer som er noteret med afløb i kortlægningen og de områder, som er beregnet til at have en høj sandsynlighed for, at arealet er drænet. Der er en interessant signifikant forskel i middelværdier (t-test $p < 0,05$, $n = 951$ søer), hvor søer som er kategoriseret uden tilløb i kortlægningen faktisk har arealer med lidt højere sandsynlighed for at være drænet, end søer som er kategoriseret med tilløb (resultater ikke vist). Dette illustrerer, at tilløb via drænrør kan være svære at lokalisere ved en feltundersøgelse, og antallet af søer med tilløb via dræn kan være underestimeret.

Vandkemi og andefodring

Der blev ikke fundet nogen sammenhæng mellem grad af andefodring og vandkemiske parametre (Oneway ANOVA test $p > 0,05$). Det vil sige, at der i forhold til observatørens vurdering af, om der er andefodring eller ej i søen, ikke kan ses nogen sammenhæng med de vandkemiske koncentrationsforhold. Andefodring kan indikere, at der ofte er ænder som ud over foderet, selv kan fungere som punktkilde til øget næringsstofbelastning, men dette ses ikke i de vandkemiske målinger. Dette kan skyldes, at dokumentation af tilstedeværelse af ænder kan være svær at vurdere ved et enkelt feltbesøg. Samtidigt vides det heller ikke, om der i søerne tidligere har været udsætning af ænder.

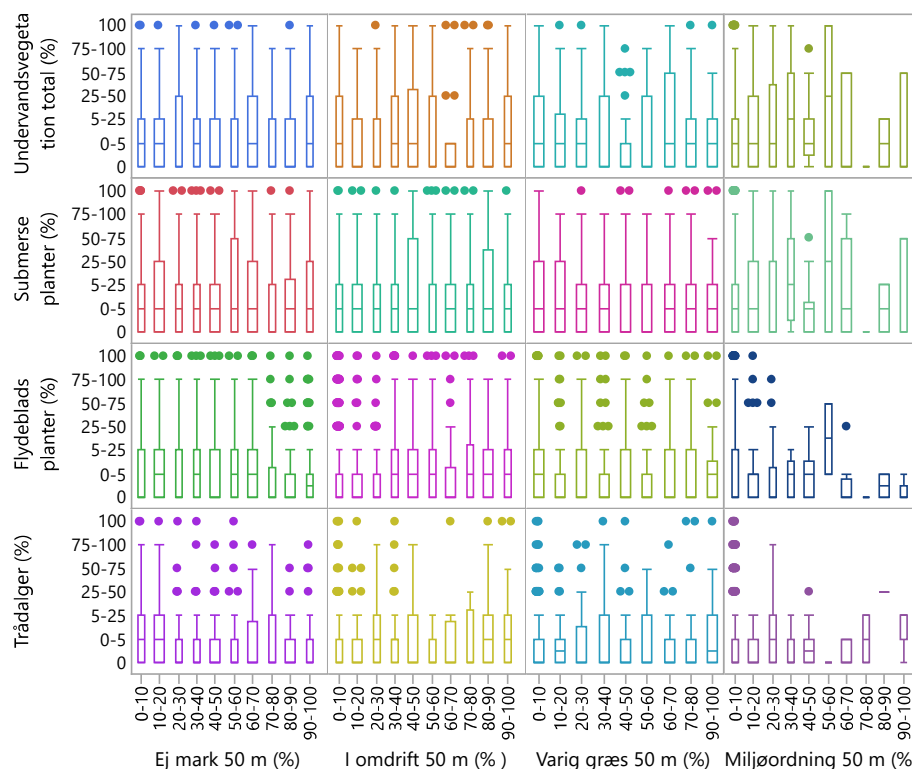
1.2.3 Vegetation i habitatsøer

Vegetation og arealanvendelse

Ved kortlægning af naturtypesøerne registreres bl.a. dækningsgraden af forskellige plantegrupper, herunder trådalger, flydebladsplanter "andre" submerse planter og samlet undervandsvegetation. En høj dækningsgrad af trådalger og/eller flydebladsplanter giver en forventning om, at søen er negativt påvirket af næringsstoffer. Dette skyldes, at disse plantegrupper er særligt konkurrencedygtige og tolerante overfor høje næringsstofbelastninger og af mangel på lys i vandsøjlen. Derimod vil høje dækningsgrader af submerse planter og total undervandsvegetation give en indikation på mere næringsfattige forhold og bedre vandkvalitet, da undervandsplanter er afhængige af gode lysforhold til bunden og derfor mindre konkurrencedygtige, når næringsstofkoncentrationen stiger. Sammenstilling af dækningsgrader af forskellige vegetationsgrupper med arealanvendelsen af de fire oplandstyper i 50 m bufferzonen viser dog ikke nogle tydelige tegn på, at dækningsgraden af vegetationsgrupperne ændrer sig når arealanvendelsen af en særlig oplandstype stiger, da boxplot-

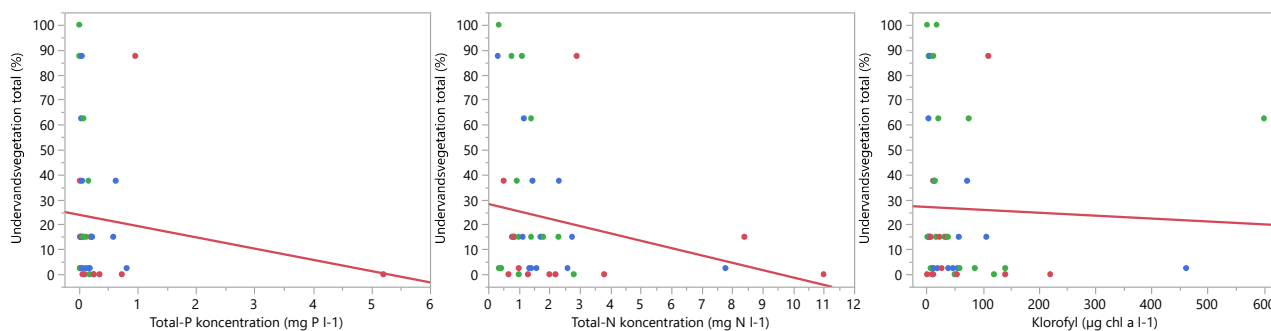
tene i høj grad overlapper hinanden (Figur 1.9). Arealanvendelserne fra Base-map kortet er også anvendt til at undersøge, om der er en sammenhæng mellem vegetationen og de forskellige typer af arealanvendelser i 50 m zonen. Her var der heller ikke nogen tegn på, at der var ændringer i vegetationen med stigende eller faldende andele af bebyggelse, landbrug, skov eller lysåben natur (både våd og tør) (data ikke vist). Der må dog tages forbehold for disse søers generelt beskedne vanddybde og deres biologiske strukturer (herunder fravær af fisk), hvilket betyder, at de biologiske interaktioner og samspillet med de vandkemiske forhold kan være anderledes end i større søer.

Figur 1.9. Boxplot over vegetationsgrupper i relation til procentvise intervaller af de fire oplandsgrupper i bufferzonen 50 m (n = 1281 søer). Boxplot angiver median, 25, 50 og 75% kvartil, maksimum og minimum, samt outliers.



Vegetation og vandkemi

Det er undersøgt, om der er en relation mellem vegetation og vandkemi for habitatsøerne, som indgår i dette projekt. Der er ingen signifikante sammenhænge mellem total-P, total-N, klorofyl og undervandsvegetation. Det skal dog bemærkes, at der kun findes et begrænset antal kemimålinger, hvoraf flere af disse er enkeltmålinger (Figur 1.10).



Figur 1.10. Relation mellem dækningsgrad af undervandsvegetation (%) og koncentration af hhv total-P, total-N og klorofyl. Farver angiver type af kemimåling; Røde punkter = vandhul enkeltmåling, grønne punkter = VOP-sø enkeltmåling, blå punkter = VOP-sø sommergennemsnit. Der er ingen signifikante lineære sammenhænge mellem dækningsgrad af undervandsvegetation og vandkemiparametrene ($p > 0,05$ for alle tre regressioner). N = 41-52 søer. Plantedækningsgraden er beregnet som middelværdien af intervaller i Fredshavn m.fl. (2009).

Middelscore og oplandstyper

Det er undersøgt, om der er en lineær sammenhæng mellem arts-middelscoren og oplandstyperne 'ej mark', 'i omdrift', 'varig græs' og 'miljøordning'. Jo højere middelscore, jo mindre anses arealet for at være påvirket af faktorer, som kan forringe naturtilstanden. Som det fremgår af Tabel 1.11 er forklaringsværdierne meget lave. Ligeledes er det undersøgt ved hjælp af Basemap kortet, om særlige arealanvendelser såsom landbrug eller bebyggelse viser en sammenhæng med middelscoren. Resultaterne viser, at der heller ikke her er tydelige signifikante sammenhænge (resultater ikke vist).

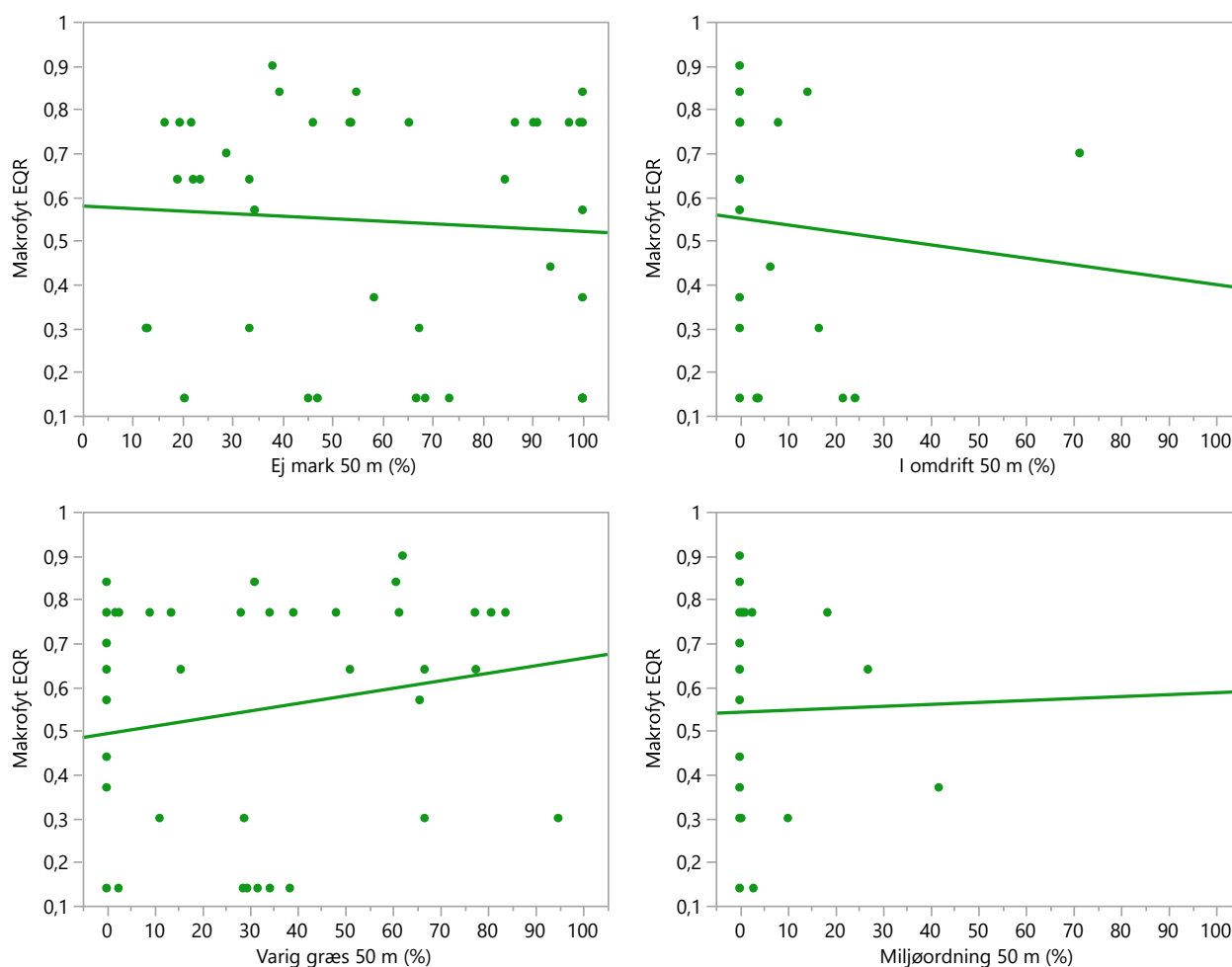
Tabel 1.11. Resultater fra lineær regressions analyser for sammenhæng mellem middelscore og oplandstyper *angiver signifikans ($p < 0,05$), R^2 = forklaringsværdi. β angiver om hældningen er positiv (+) eller negativ (-).

Oplandstyper	P-værdi	Middelscore (n = 786 søer)	
		R^2	β
Ej mark			
10 m	0,80	0,00	+
50 m	0,0075*	0,01	+
100 m	0,0001*	0,02	+
I omdrift			
10 m	0,73	0,00	-
50 m	0,0095*	0,01	-
100 m	0,0005*	0,02	-
Varig græs			
10 m	0,57	0,00	-
50 m	0,38	0,00	-
100 m	0,37	0,00	-
Miljøordning			
10 m	0,48	0,00	+
50 m	0,58	0,00	+
100 m	0,58	0,00	+

1.2.4 VOP-søer og økologisk tilstand

De 146 VOP-søer, som indgår i projektet, er udvalgt på baggrund af, at deres økologiske tilstand var ukendt, da vandplan2-arbejdet blev udført, og forvaltningsbehovet for disse søer er derfor uvist. Den økologiske tilstand vurderes på baggrund af biologiske kvalitetselementer (planteplankton, undervandsplanter, bunddyr og fisk). For 43 af disse søer er der foretaget en vurdering af søernes tilstand baseret på undervandsplanter i årrækken 2007-2013, hvor en EQR-værdi for makrofyter (undervandsplanter) er beregnet. EQR-værdien angives på en skala fra 0 til 1, hvor 1 angiver en høj tilstand og 0 en dårlig tilstand. Denne værdi er sammenholdt med arealanvendelsen af de fire oplandstyper fra markkort, for at undersøge, om der er en sammenhæng mellem disse. Resultaterne angiver megen spredning, og der er ikke fundet nogle signifikante lineære relationer (Figur 1.11 for 50 m bufferzone).

Ydermere er det undersøgt, om der var lineære sammenhænge mellem tilstandsklassen for vegetation og arealanvendelserne i Basemap-kortet, hvor bebyggelse og landbrug er anvendt. Heller ikke her var der nogen signifikante sammenhænge for de 42 søer med beregnet tilstand for undervandsplanter ($p > 0,05$). Dette var gældende for alle tre bufferzoner (resultater ikke vist).



Figur 1.11. Lineære regressioner for sammenhæng mellem tilstanden vurderet på vegetation og oplandstyper i 50 m bufferzone (n = 42 søer). Der er ingen signifikante lineære relationer ($p > 0,05$) i 50 m bufferzone.

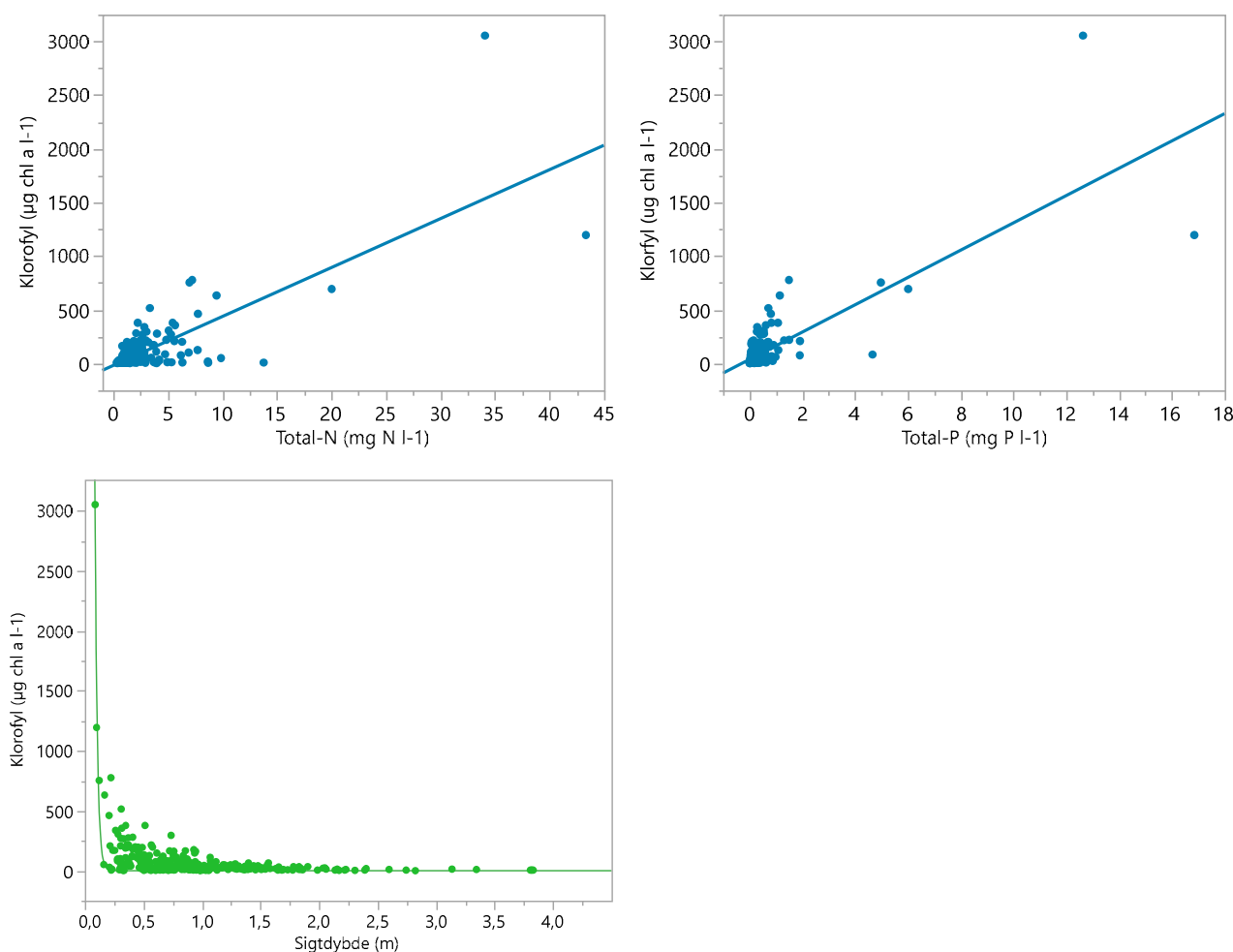
Der kan derfor ikke konstateres nogle signifikante sammenhænge mellem arealanvendelsen af mark, spredt bebyggelse eller landbrug i oplandet og økologisk tilstand på baggrund af undervandsplanter for de få VOP-søer i projektet, for hvilke der er beregnet en tilstandsklasse for undervandsplanter.

1.2.5 Risikoanalyse

Ovenstående resultater for parametre, som kan angive søens naturtilstand, og parametre som angiver forhold i søernes opland, viser generelt, at der kan findes signifikante sammenhænge mellem søparametre og forstyrrelser i oplandet. Men i stort set alle tilfælde er der tale om meget lave forklaringsværdier, som betyder, at den variation der fremgår af analysen i meget ringe grad forklares ud fra den pågældende parameter. Dette betyder, at det er svært at angive - og modellere - hvilke påvirkninger i oplandet, som kan have en målbar negativ indflydelse på naturtilstanden i søer < 5 ha, som er kortlagt igennem naturtypekortlægning og/eller levestedsvurdering.

Ved at inddrage tilgængelige kemidata (sommergenomsnit) for 303 søer < 5 ha, som indgår i NOVANA-overvågningen, men som ikke indgår i nærværende projekt, er det muligt at fremvise de signifikante sammenhænge mellem klorofyl og total-N, og klorofyl og total-P, som vi havde forventet at se i dette projekt, hvis der var månedlige kemidata til rådighed for søerne. For de 303 søer er der lavet et udtræk af vandkemiske parametre fra ODA, for at se, om

der for disse undersøgte søer, findes en relation mellem de kemiske parametre på baggrund af sommergennemsnitsmålinger. Figur 1.12 viser, at der er en klar signifikant sammenhæng mellem total-N og klorofylkoncentrationen, hvor mængden af klorofyl stiger med koncentrationen af total-N. Det samme er tilfældet for total-P og klorofyl. I begge tilfælde er forklaringsværdierne omkring 60 %. Der er ligeledes en klar sammenhæng mellem sigtddybde og klorofyl, hvor sigtddybden falder markant med stigende klorofyl. Her er forklaringsværdien næsten 70 %. Der er derfor tydelige sammenhænge mellem stigende næringsstofbelastning og mængden af klorofyl, som vil forringe søens tilstand. Disse tydelige sammenhænge ses for søer med tilstrækkelige vandkemiske undersøgelser og sommergennemsnit, men kan ikke konstateres for habitatsøerne, som indgår i nærværende projekt, hvor kortlægningerne kun giver ganske få vandkemiske undersøgelser og ofte kun som enkeltmålinger.



Figur 1.12. Sammenhæng mellem sommergennemsnitsmålinger for klorofyl og kvælstof (p -værdi $<0,0001$, $R^2 = 0,60$, $n = 310$ målinger), klorofyl og fosfor (p -værdi $<0,0001$, $R^2 = 0,62$, $n = 310$ målinger) og for klorofyl og sigtddybde ($p <0,0001$, $R^2 = 0,69$, $n = 300$ målinger). Hvert punkt angiver en undersøgelse, hvorfor nogle søer kan indgå flere gange.

1.3 Perspektiver og resultater fra andre undersøgelser

Alle søer er som udgangspunkt fosforfølsomme, da det begrænsende næringsstof for primærproduktion i søer oftest er fosfor. Derfor vil en øget ekstern tilførsel af fosfor til en sø alt andet lige have en negativ indflydelse på søens tilstand, herunder mængden af klorofyl, sigtddybde og en række biologiske forhold. Naturtilstandsindexet og de parametre, der indgår i indexet,

har i dette projekt været den primære datakilde, men som det fremgår af analyserne, kan der generelt kun etableres svage sammenhænge mellem indekset og oplandsdata. Naturtilstandssystemet er ikke designet til dette formål, men til at give et overblik over søernes tilstand og for at finde de forvaltningsbehov, som evt. kan forbedre naturtilstanden (fx fjernelse af træer eller anlægelse af større bufferzone til dyrket land). Dette gøres ved at anvende strukturelle indikatorer, som er nemme at observere visuelt og kortlægge på kort tid. Det betyder, at det ved anvendelse af disse data og på baggrund af oplandskarakteristika, vil være meget usikkert at estimere en tilstand i søer, hvor denne er ukendt. Årsagen kan være, at de anvendte data ikke i tilstrækkelig grad udtrykker en påvirkning fra oplandet, og der er sandsynligvis også en stor usikkerhed på disse data, blandt andet fordi undersøgelsen udføres en enkelt dag og som regel kun en gang for den enkelte sø i undersøgelsesåret. Ringe sammenhænge mellem oplandskarakteristika og søers tilstand kan også være et udtryk for at tilstanden i søer er mere kompleks end blot en simpel respons på oplandstype.

Der har generelt ikke kunnet konstateres signifikante sammenhænge mellem koncentrationer af total-P, total-N, klorofyl eller sigtdybde og arealanvendelsen af de fire oplandstyper ('i omdrift', 'ej mark', 'varig græs' og 'miljøordning') i søernes opland i forskellige bufferzoner. Man kunne forvente en sammenhæng mellem disse parametre, hvor et opland med høj andel af areal 'i omdrift' ville medføre højere næringsstofkoncentrationer end søer med høj andel af areal med 'ej mark'. Dette er vist i andre studier for danske søer (Nielsen m.fl. 2012; Søndergaard m.fl. 2005), hvor der blev fundet signifikante sammenhænge mellem oplandet og næringsstofkoncentrationen i søen, omend forklaringsværdien for sammenhænge også i disse studier var forholdsvis lav. Nielsen m.fl. (2012) undersøgte 204 danske søer > 5 ha og fandt, at der for disse var en sammenhæng mellem arealanvendelsen i oplandet og koncentrationer af total-N, total-P og klorofyl i søen. Koncentrationen af næringsstofferne steg med stigende andel af landbrug, mens de omvendt faldt med stigende andel af skov. Det samme gjorde sig gældende i studiet af Søndergaard m.fl. (2005), hvor omkring 600 søer viste en positiv sammenhæng mellem næringsstofkoncentrationer og klorofyl i søen med areal af dyrket land i en 25 m bufferzone omkring søen. Omvendt var der en negativ sammenhæng mellem koncentration af næringsstoffer og arealet af skov og græsarealer. Dog fandt Johansson m.fl. (2018) ikke nogen sammenhæng mellem de vandkemiske parametre og arealanvendelsen i oplandet for 228 danske næringsrige habitatsøer (type 3150) < 5 ha. Flere af søerne i Johansson m.fl. (2018) indgår også i nærværende projekt.

Ved at kigge på de enkelte strukturelle indikatorer (bredtilstand, dækningsgrad af plantegrupper, tilløb via dræn/grøfter og fodring/udsætning af ænder) er der ikke tegn på, at indikatorerne hver for sig viser en eutrofieringsgrad, som kan relateres til en bestemt type opland eller særlige vandkemiske forhold. Ej heller ved inddragelse af andre oplandskarakteristika som jordtyper, spredt bebyggelse, arealanvendelse, dræningsforhold og hældningsgrad, ses der nogen sammenhæng med ovenstående parametre. Årsagen kan til dels være, at nogle af parametrene kan være svære at beskrive fyldestgørende under feltbesøget i forbindelse med kortlægningen, såsom fodring/udsætning af ænder, hvor ænderne kan være fraværende ved feltbesøget, og rørlagte dræn eller grøfter, som kan være svære at lokalisere. Derudover vil der være en usikkerhed ved at bedømme vegetationens dækningsgrad og tilstedeværelsen af undervandsarter i søen, når dette i søer < 1 ha udelukkende dokumenteres ved vadning og/eller fra søbredden.

Nogle af søerne, som har været omfattet af dette projekt, kan eventuelt være naturligt eutrofierede eller eutrofierede gennem mange år. Dette ville kræve nærmere analyser at afgøre, eksempelvis via palæolimnologiske undersøgelser af sedimentet. En palæolimnologisk undersøgelse af tyske dødishuller, viste, at småsøer i det åbne landskab ofte er eutrofierede, da de er påvirket af næringsstoffer i sedimentet, som stammer fra landbrugsdrift fra flere årtier tilbage (Kleeberg m.fl. 2016). Småsøer i det åbne land kan være udsat for øget sedimentdeponering fra det omkringliggende land, som kan have betydning for søens næringsstofcyklus og deres tilstand.

1.4 Konklusioner

Resultaterne af vores analyser viser, at der er flere signifikante sammenhænge mellem naturtilstandsindexet og/eller dets anvendte parametre og oplandstyperne omkring habitatsøerne i dette projekt. Der er dog i alle tilfælde tale om meget lave forklaringsværdier, og det betyder, at det ville være meget usikkert at estimere tilstanden i søer på baggrund af informationer om oplandstypen. For VOP-søer, hvor den økologiske tilstand er beregnet på baggrund af undervandsplanter, er der heller ikke nogen sammenhænge med oplandskarakteristika. Det er derfor ikke muligt på baggrund af disse data og analyser at udvikle en model, som kan anvendes til at kortlægge tilstanden i søer med ukendt tilstand ved at anvende informationer om søernes oplande. Samtidigt er det dog klart, som vist i mange undersøgelser, at fosfor har stor betydning for søers tilstand – også i de mindre søer < 5 ha. Hvad angår fosfor, så må som udgangspunkt alle søer, herunder også småsøer og vandhuller med ukendt tilstand, betragtes som værende fosforfølsomme. Dvs. en øget fosfortilførsel betyder risiko for forværret tilstand.

1.5 Sammenfatning

De biologiske kvalitetselementer (undervandsplanter, planteplankton, fisk og bunddyr), som anvendes til at fastsætte den økologiske kvalitet i danske søer omfattet af vandområdeplaner, responderer alle på øget indhold af fosfor. En øget fosfortilførsel har derfor afgørende betydning for vandkvaliteten, og det forventes, at det samme gør sig gældende for mindre søer. Naturtilstanden for søer under 5 ha vurderes på baggrund af strukturelle indikatorer og søens vegetation. Dette delprojekt har undersøgt, hvorvidt der kan findes en sammenhæng mellem naturtilstand og oplandskarakteristika i danske søer under 5 ha, med henblik på at vurdere fosforfølsomheden for disse søer samt muligheden for udvikling af en model til estimering af tilstanden i søer, hvor denne er ukendt.

Naturtilstandsindexet, herunder parametre og indikatorer der indgår i indexet, er analyseret nærmere i dette delprojekt med henblik på at vurdere deres sammenhæng med søers oplandskarakteristik. I delprojektet indgår ca. 1200 kortlagte søer mindre end 1 ha, som ikke er omfattet af vandområdeplaner, og ca. 150 søer større end 5 ha, som er omfattet af vandområdeplanerne, men med ukendt økologisk tilstand (VOP-søer). I delprojektet indgår en præsentation af naturtilstandsindexet og oplandskarakteristik efterfulgt af analyse af sammenhænge mellem naturtilstandsindexet, udvalgte parameter heri, og søernes oplandskarakteristik. Naturtilstanden beregnes for habitatsøer kortlagt i forbindelse med naturtypekortlægning og levestedsvurdering af vandhulsarter, hvilket indebærer alle vandhuller (< 1 ha) og nogle af VOP-søerne (< 5 ha). VOP-søernes overordnede økologiske tilstand er ukendt, men for nogle af søerne kendes tilstanden baseret på undervandsplanter, og for

disse er det undersøgt, om der kan findes en sammenhæng mellem tilstand og oplandskarakteristika.

Ved analyse af sammenhænge mellem parametre i naturtilstandsindexet og oplandskarakteristik er følgende parametre anvendt som indikatorer for søernes tilstand: naturtilstand, dækningsgrad af sø-vegetation, bredtilstandsforhold, søens tilløb, forureningstilstand og andefodring. Derudover er der indtaget vandkemiske målinger af totalfosfor, totalkvælstof, klorofyl og sigtdybde som yderligere indikatorer. Af oplandskarakteristika er der anvendt: markkort fra Landbrugsstyrelsen, arealanvendelser fra kortet 'Basemap02', information om udledninger fra spredt bebyggelse, hældninger i terræn fra 'Danmarks Højdemodel', prædikeret sandsynlighed for drænede arealer fra et nationalt dræningskort og information om jordtyper i 1 m's dybde fra det geologiske jordartskort. For hver enkelt sø er der fundet et opland i bufferzoner af 10, 50 og 100 m fra søen som via GIS-analyser er koblet til fornævnte oplandskarakteristika. For VOP-søer er der anvendt tilstandsklasser for undervandsplanter for den andel af søer, hvor disse beregninger af tilstanden er foretaget.

De empiriske undersøgelser viser, at der kan findes signifikante sammenhænge mellem flere sø-parametre og oplandskarakteristika, men at det i næsten alle tilfælde er en ringe del af variationen i data, som forklares via disse sammenhænge. Forklaringsværdierne for de statistiske sammenhænge er generelt under 10 %, mens der i få tilfælde er opnået forklaringsværdier på maksimalt 50 %. For VOP-søerne i projektet er der ikke fundet nogen sammenhæng mellem deres tilstand baseret på undervandsplanter og oplandskarakteristika. Dette betyder, at der er meget stor usikkerhed forbundet med at estimere tilstanden i søer med ukendt tilstand på baggrund af informationer om deres oplande. Derfor har det ikke været muligt at udvikle en model, som kan anvendes til at estimere tilstanden i søer med ukendt tilstand ved at anvende information om specifikke forhold i søernes oplande.

Naturtilstandsindexet, og parametre heri, har været den primære datakilde i dette delprojekt. Det fremgår af analyserne, at der kun kan opnås svage empiriske sammenhænge mellem indeksparametrene og oplandskarakteristika. Årsagen kan være, at de anvendte data ikke i tilstrækkelig grad udtrykker en påvirkning fra oplandet og desuden kan være behæftet med stor usikkerhed, fordi undersøgelsen udføres en enkelt dag og som regel kun en gang for den enkelte sø i undersøgelsesåret. Tilstandsvurderingssystemet har ikke til formål at beskrive sammenhænge som søgt i dette projekt, men er designet til at give et overblik over søens naturtilstand og de eventuelle ændringer, som kan foretages nær søen for at forbedre naturtilstanden.

En risikoanalyse viser, at der, for vandområdeplan-søer under 5 ha med bedre datagrundlag for vandkemiske undersøgelser, findes en signifikant positiv sammenhæng mellem klorofylkoncentration og stigende næringsstofkoncentrationer af totalkvælstof og totalfosfor, og en signifikant negativ sammenhæng mellem klorofylkoncentration og sigtdybde. Andre danske studier viser imidlertid også, at fosfor har stor betydning for søernes tilstand - også i de mindre søer. Alle søer anses som udgangspunkt som værende fosforfølsomme, og dette vil også være gældende for småsøer uden kendt tilstand.

1.6 Referencer

- Andersen, H. E., Kjeldgaard, A., Søndergaard, M. 2015: Muligheder for at identificere søers fosforfølsomhed og fastlæggelse af oplande til søer. Notat fra DCE – Nationalt Center for Energi og Miljø. http://dce.au.dk/fileadmin/dce.au.dk/Udgivelser/Notater_2015/Identificere_soeers_fosforfoelsomhed_og_arealregulering_jan2015.pdf
- Fredshavn, J. R., Jørgensen, T. B., Moeslund, B. 2009. Beregning af naturtilstand for vandhuller og mindre søer. Tilstandsvurdering af Habitatdirektivets søtyper. Faglig rapport fra DMU nr. 706, 2009.
- Jakobsen, P. R., Hermansen, B., Tougaard, L. 2015. Danmarks digitale jordartskort 1:25000. Version 4.0. GEUS – De nationale geologiske undersøgelser for Danmark og Grønland, Klima- og Energiministeriet.
- Johansson, L. S. 2017. Naturtypebestemmelse samt vegetationsundersøgelse, feltmålinger og udtagning af vandprøve til brug ved tilstandsvurdering af søer og vandhuller <5 ha. Fagdatacenter for ferskvand, Bioscience/DCE Dansk Center for Energi og Miljø, Aarhus Universitet. 25 s. Teknisk anvisning nr. S10. <http://bios.au.dk/raadgivning/fagdatacenter/fdcfersk/>
- Johansson, L. S., Moeslund, B., Søndergaard, M., Kjeldgaard, A. 2018. Sammenstilling af vandkemiske nøgle-parametre og oplandsanvendelse med naturtilstand i næringsrige habitat søer (naturtype 3150) < 5 ha. Notat fra DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi.
- Kleeberg, A., Neyen M., Schkade, U.-K., Kalettka, T., Lischeid, G. 2016. Sediment cores from kettle holes in NE Germany reveal recent impacts of agriculture. *Eviron Sci Pollut Res*.
- Levin, G., Iosub, C.-I., Jepsen M. R. 2017. BASEMAP02 Technical documentation of a model for elaboration of a land-use and land-cover map for Denmark. Teknisk rapport fra DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi nr. 95 2017
- Møller, A. B., Børgesen, C. D., Bach, E. O., Iversen, B. V., Moeslund, B. 2018. Kortlægning af dræned arealer i Danmark. DCA rapport. Nr. 135.
- Nielsen, A., Trolle, D., Søndergaard, M., Lauridsen, T. L., Bjerring, R., Olesen, J. E., Jeppesen, E. 2012. Watershed land use effects on lake water quality in Denmark. *Ecological Applications*, 22(4).
- Skovmark, B. 2018. Datateknisk anvisning for Spredt bebyggelse. Miljø- og Fødevareministeriet, Miljøstyrelsen. Fagdatacenter for Punktkilder. 13 s. Datateknisk anvisning dTA nr. DP02. <https://mst.dk/natur-vand/overvaagning-af-vand-og-natur/punktkilder/ta-for-punktkilder/>
- Søgaard, B., Johansson, L. S., Fredshavn, J. 2017. Levestedsvurdering for stor vandsalamander *Triturus cristatus* og klokkefrø *Bombina orientalis* – Kortlægning af sø-naturtyper < 1 ha. Fagdatacenter for biodiversitet og terrestrisk natur, Bioscience/DCE Dansk Center for Energi og Miljø, Aarhus Universitet. 16 s. Teknisk anvisning nr. A217. <http://bios.au.dk/videnudveksling/fagdatacentre/>
- Søndergaard, M., Jeppesen, E., Jensen, J. P. 2005. Pond or lake: does it make a difference? *Arch. Hydrobiol.* 162, 2. Pp. 143-165.

Bilag 8 Kortlægning af marine vandområders fosforfølsomhed

Jesper P. A. Christensen², Helle Knudsen-Leerbeck¹, Anders Erichsen³, Karen Timmermann⁴

Fagfællebedømmelse: Stiig Markager²

¹Institut for Bioscience, AU, nu Miljø- og Fødevareministeriet

²Institut for Bioscience, AU

³Dansk Hydraulisk Institut

⁴Institut for Bioscience, AU, nu Danmarks Tekniske Universitet

Forord	318
Sammenfatning	318
1 Formål	322
2 Baggrund	323
3 Indikatorer inkluderet i kortlægningen	325
3.1 Potentiel fosforbegrænsning af fytoplanktonvæksten	325
3.1.1 Metode	325
3.1.2 Resultater	326
3.2 Forholdet mellem potentiel fosfor- og kvælstofbegrænsning	327
3.2.1 Metode	328
3.2.2 Resultater	328
3.3 Samlet vurdering af den potentielle fosforbegrænsning	329
3.3.1 Resultater	330
3.4 Klorofyl-a koncentrationers og sigtdybde respons på fosfortilførsler	330
3.4.1 Metode	331
3.4.2 Resultater	332
3.5 Forekomst af cyanobakterier	332
3.5.1 Metode	333
3.5.2 Resultater	333
3.6 Potentielle habitater for cyanobakterier	334
3.6.1 Metode	335
3.6.2 Resultater	335
4 Diskussion og usikkerheder	336
5 Referencer	337

Forord

Dette projekt udgør den marine del af forsknings- og udviklingsprojektet "Fosforkortlægning af dyrkningsjord og vandområder i Danmark", som er finansieret af Styrelsen for Vand- og Naturforvaltning, nu Miljøstyrelsen (MST). Formålet med den marine del af projektet har været at kortlægge de danske vandområders relative fosforfølsomhed og den marine del har været styret og udført af AU/DCE med inddragelse af DHI. Valg af metoder, behandling af data samt beskrivelse og præsentation af resultater har udelukkende været AU's og DHI's beslutning og ansvar.

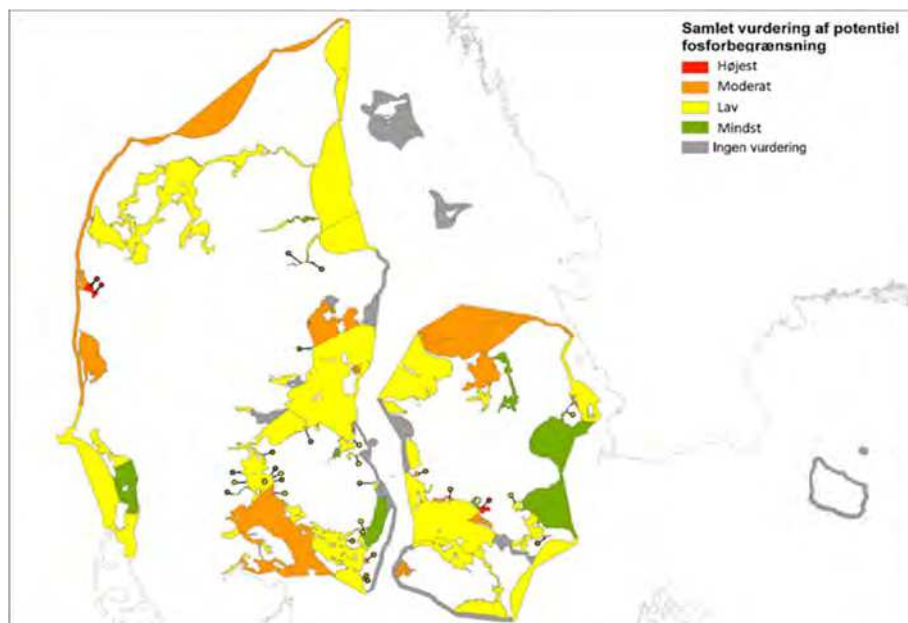
Sammenfatning

Alle marine områder er i udgangspunktet følsomme over for ændringer i fosfortilførsler, men graden af fosforfølsomhed varierer. Fosforfølsomhed skal her forstås som en vurdering af, hvor sandsynligt det er, at et vandområdes miljøkvalitet påvirkes nævneværdigt af ændringer i tilførsler af fosfor til området. Formålet med denne rapport er at analysere og kortlægge den relative fosforfølsomhed af danske kystvandsområder og dermed skabe grundlag for en vurdering af fosfor som potentiel presfaktor, herunder hvor ændringer i fosfortilførsler (både stigninger og reduktioner) forventeligt vil give de største ændringer i miljøkvalitet (hhv. forværring og forbedring). Analysen er baseret på seks indikatorer fordelt på 3 grupper, som adresserer hhv. a) graden af fosforbegrænsning, b) forventede respons på ændringer i fosfortilførsler og 3) risiko for cyanobakterie forekomster. De seks indikatorer er transformeret til en fælles skala og skaleret forhold til spændvidden i danske vandområder, således at de udtrykker en relativ fosforfølsomhed.

Indikatorerne 'Potentiel fosforbegrænsning af fytoplanktonvækst' og 'Forholdet mellem potentiel fosfor- og kvælstofbegrænsning' anvender koncentrationer af DIN og DIP på målestationer i kystvandene samt teoretiske beregninger (Monod-kinetik) til at estimere i hvor høj grad algevæksten samlet set er fosforbegrænset over vækstperioden. Algevæksten i alle vandområder oplever både fosfor- og kvælstofbegrænsning i løbet af en vækstsæson, men graden af den samlede fosforbegrænsning og dermed fosforfølsomheden vil variere både over vækstsæsonen og mellem vandområder. I vandområder, hvor algevæksten er meget fosforbegrænset og ikke er begrænset af andre faktorer (f.eks. kvælstof), vil man forvente en stor respons i algevæksten som følge af ændrede fosfortilførsler. Derimod vil man i områder, hvor der allerede er et stort fosforoverskud og/eller stærk kvælstofbegrænsning, forvente en mindre respons af ændrede fosfortilførsler.

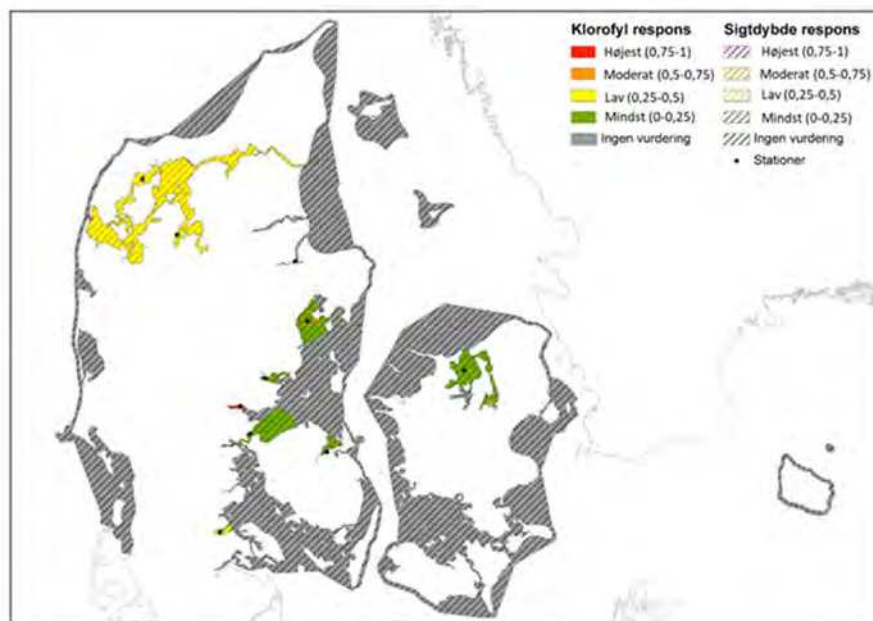
Resultaterne af fosforbegrænsningsindikatorerne viser, at tre vandområder oplever relativ stor fosforbegrænsning (*figur 0.1*). Omkring 25 % af alle de vurderede vandområder estimeres at være moderat fosforbegrænsede, mens de resterende 75 vandområder vurderes at have en relativt lav fosforfølsomhed.

Figur 0.1 Kortlægning af vandområdernes potentielle fosforbegrænsning baseret på en kombination af indikatorerne 'Potentiel fosforbegrænsning af fytoplanktonvæksten' og 'Forholdet mellem potentiel fosfor- og kvælstofbegrænsning'. Kategoriseringen er skaleret til de danske vandområder, således at vandområder med størst fosforbegrænsning (og dermed størst fosforfølsomhed) er markeret med rødt og områder med mindst fosforbegrænsning er markeret med grønt. De farvede cirkler viser vurderingen i vandområder, der ellers vil være vanskelige at skelne på kortet.

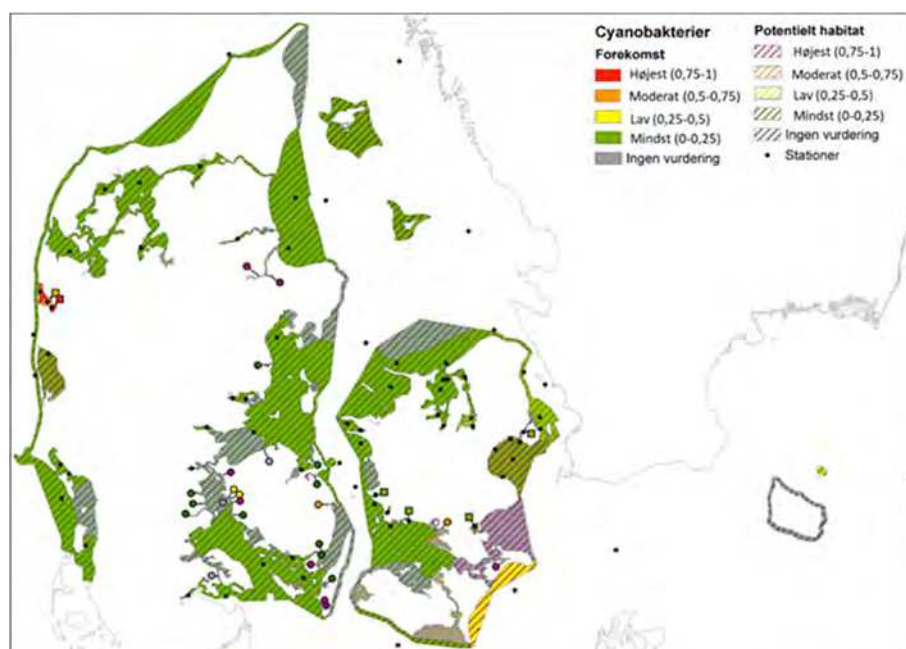


Indikatorerne 'Klorofyl a koncentrationers respons på fosfortilførsler' og 'Sigtdybdens respons på fosfortilførsler' er baseret på modelestimater af den forventede respons for hhv. sommer-klorofylkoncentrationen og sigtdybden ved ændring i fosfortilførsler fra dansk opland. Disse to respons indikatorer er grundlæggende kvantitative og har enheden %/% og angiver hvor mange % ændring, der kan forventes i hhv. klorofyl koncentrationen og sigtdybden, når fosfortilførsler fra dansk opland ændres 1 %. Modelestimaterne stammer fra modeller udarbejdet under Vandplanerne 2015-2021, og der findes modelestimater for 14 vandområder. Resultaterne viser, at der i de fleste modellerede vandområder er en relativt lav (<0,5 % /%) respons af ændrede fosfortilførsler på både klorofylkoncentration og særligt sigtdybden. Undtagelsen herfra er Vejle fjord, som responderer relativt kraftigt på ændringer i fosfortilførsler.

Figur 0.2 Kortlægning af den modelestimerede effekt (%/%) af ændrede fosfortilførsler fra dansk opland for hhv. klorofylkoncentrationen og sigtdybden.



Kvælstoffikserende cyanobakterier kan blive dominerende i vandområder, hvor der er egnede fysiske forhold (lav salinitet, høj temperatur osv). Vandområder, hvor der er, eller kan være, kvælstoffikserende cyanobakterier er i udgangspunktet fosforfølsomme, idet øgede udledninger af fosfor vil favorisere cyanobakterier og reduktion af fosfor vil mindske risiko for opblomstring af cyanobakterier. Indikatorerne for "forekomst af cyanobakterier" og potentielle cyanobakterie habitater' identificerer de vandområder, hvor der er eller potentielt kan forekomme cyanobakterier. Indikatoren "Forekomst af cyanobakterier" er baseret på data fra monitoringsstationer, hvor algesammensætningen er registreret. Det er imidlertid relativt få områder, hvor der monitoreres efter bl.a. cyanobakterier og derfor er indikatoren "Potentielle cyanobakterie habitater" inkluderet. Resultatet viser, at danske kystvande generelt er relativt uegnede for cyanobakterier pga. den høje salinitet. Undtagelser herfra er Nissum Fjord og til dels Hjelm Bugt, hvor der er målt relativt høje koncentrationer af cyanobakterier, samt 24 vandområder, som er potentielt egnede habitater for cyanobakterier (baseret på salinitet), men hvor der enten er målt lave/ingen forekomster af cyanobakterier, eller hvor en evt. forekomst ikke er undersøgt.



Figur 0.3 Kortlægning af forekomsten af cyanobakterier og potentielle habitater (dvs salinitet < 12 psu) for cyanobakterier i danske vandområder. Hvis der er eller kan leve (kvælstoffikserende) cyanobakterier i et vandområde, vil øgede udledninger af fosfor favorisere cyanobakterier og reduktion af fosfor vil nedsætte risikoen for cyanobakterie-opblomstringer. De sorte cirkler viser alle stationer inkluderet i beregning af indikatoren. De farvede cirkler og kvadrater viser vurderingen i vandområder, der ellers vil være vanskelige at skelne på kortet. De seks kvadrater viser vurderingen af vandområdets fosforfølsomhed baseret på indikatoren 'Forekomst af cyanobakterier' (vandområde 9, 16, 18, 47, 130 og 131), mens cirklerne viser fosforfølsomheden baseret på indikatoren 'Potentielle habitater for cyanobakterier'.

At et vandområde er vurderet til at have en høj fosforfølsomhed for én eller flere indikatorer, udelukker ikke, at vandområdet også kan påvirkes af andre faktorer. For eksempel kan et vandområde med høj fosforbegrænsning også være følsomt over for ændringer i tilførsler af kvælstof. Vandområder med høj fosforfølsomhed er ofte kendetegnede ved, at algevæksten hovedsagligt

er fosforbegrænset og vandområdet er påvirket af fosfortilførsler fra dansk opland. Tilsvarende kan et vandområde, vurderet til at have "mindst" eller "lav" fosforfølsomhed, også ændre tilstand ved ændringer i fosfortilførsler. Der skal dog større eller længerevarende ændringer i fosfortilførslerne til, før end miljøtilstanden rykkes nævneværdigt, da der enten ikke er stor effekt af de lokale kilder eller da vandområdet over tid har akkumuleret så meget fosfor i sedimentet, at der skal mange år med lave udledninger til, for at ændre systemet.

1 Formål

Denne rapport leverer en kortlægning af de danske marine vandområders fosforfølsomhed. Kortlægningen indgår som del i forsknings- og udviklingsprojektet "Fosforkortlægning af dyrkningsjord og vandområder i Danmark", hvis overordnede formål er en kortlægning af landbrugsarealer med størst risiko for tab af fosfor, en kildeopsplitning af fosfortab og identificering af fosforfølsomme vandområder (søer, vandløb og marine vandområder). Overordnet betragtet er miljøtilstanden i marine områder generelt styret af kvælstof, men miljøkvaliteten vil i mange vandområder også kunne påvirkes af ændringer i fosfortilførsler. Denne rapport bidrager til vurderingen af vandområders fosforfølsomhed gennem en kortlægning af danske kystvandsområders relative følsomhed overfor ændringer i fosfortilførsler.

Kortlægningen af marine vandområders fosforfølsomhed er baseret på indikatorer, som på forskellig vis kan "måle" i hvilken grad miljøkvaliteten i bredere forstand kan forventes at ændre sig, hvis der sker ændring i fosfortilførsler fra land. I dette studie adresserer indikatorerne hovedsagligt den pelagiske algevækst, idet algevæksten er bindeled mellem næringsstofftilførsler og eutrofieringsbetingede effekter. Ændringer i algevæksten er derfor afgørende for, om der potentielt kan ske ændringer i miljøkvaliteten i bredere forstand, herunder ændringer i klorofylkoncentrationer, akkumulering af organisk stof, ændringer i sigtdybde og ændringer i iltforbrug og iltkoncentrationer.

De anvendte indikatorer danner grundlag for en klasseinddeling af vandområders fosforfølsomhed skaleret ud fra variationen i danske vandområders fosforfølsomhed og resultaterne af kortlægningen kan understøtte en kvalitativ vurdering af det enkelte vandområders forventelige respons på ændringer i fosfortilførsler relativt til andre danske vandområder.

2 Baggrund

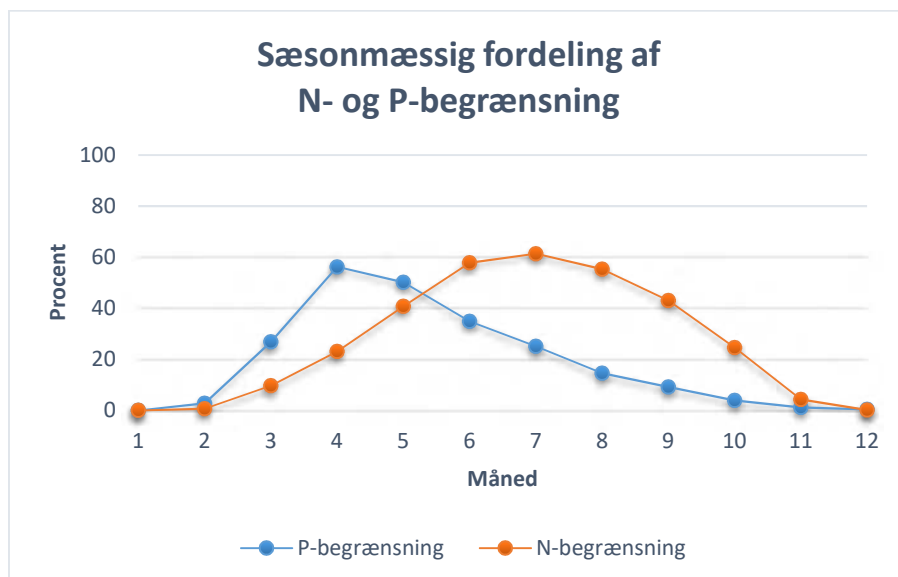
De danske marine vandområder rammesat under de danske vandområdeplaner (senest vandområdeplan 2015-2021) og EU's vandrammedirektiv (2000/60/EF) er opdelt i 119 vandområder. Vandområderne dækker ud til 1 sømil fra basislinjen, når det drejer sig om vurdering af den økologiske tilstand og fastsættelse af tilhørende miljømål.

De nuværende vurderinger af god økologisk tilstand for marine vandområder indeholdt i de danske vandområdeplaner (2015-2021, Miljøstyrelsen 2016) er baseret på tre indikatorer, som adresserer kvalitetselementerne "Fytoplankton", "Angiospermer og makroalger" samt "bundfauna". De tre indikatorer er 1) sommer-klorofyl a koncentration (maj til september), 2) dybdegrænsen for ålegræs og 3) dansk kvalitetsindeks (DKI), der er et udtryk for bundfaunaens diversitet og tæthed. Den seneste vurdering (Basisanalyse for Vandområdeplaner 2015-2021, Naturstyrelsen 2014) viser, at blot to ud af i alt 119 vandområder samlet set er i god økologisk tilstand.

De væsentligste presfaktorer, der påvirker den økologiske vandkvalitet i kystvande, er kvælstof og fosfor (Naturstyrelsen 2014; Riemann et al. 2016). Der er i de danske vandområdeplaner for kystvande fokus på kvælstof, bl.a. fordi både sommer klorofyl-a og sigtdybde responderer på ændringer i kvælstoftilførsler (Erichsen et al., 2016), ligesom flere studier dokumenterer sammenhæng mellem kvælstof og fx fytoplanktonvækst (Lyngsgaard et al. 2014; Hansen 2019) især i sommerperioden.

Selvom kvælstof ofte har dominerende betydning for miljøkvaliteten i danske marine vandområder, kan fosfor også spille en ikke uvæsentlig rolle. Især i forårsperioden, hvor fosfor i mange vandområder er mere begrænsende for primær-produktionen end kvælstof (*figur 2.1*), vil fosfor have væsentlig betydning for algevæksten, og dermed også på væksten i fytoplanktons biomasse – målt som klorofyl-a koncentration (Markager et al, 2002; Timmermann et al., 2014). Ligeledes kan andre biologiske kvalitetselementer som fx makroalger, og støtteparametre som koncentrationen af total fosfor og muligvis iltkoncentrationen, påvirkes af fosfortilførsler. Og fosfortilførsler kan både direkte og indirekte påvirke økosystemers respons på ændringer i næringsstofbelastningen og samspillet mellem kvælstof og fosfor.

Figur 2.1. Den gennemsnitlige sæsonmæssige fordeling af den procentvis andel af målinger, der er henholdsvis fosfor- og kvælstofbegrænset (DIP <0,125 µM, DIN <2 µM), i forhold til det samlede antal målinger. Data inkluderet er fra perioden 1990-2017 for alle stationer i vandområder inden for 1 sømilgrænsen.



I udgangspunktet er alle marine vandområder fosforfølsomme, hvilket her defineres som, at miljøkvaliteten i et vandområde ændres, hvis tilførslerne af fosfor til vandområdet ændres. Der kan dog være forskel i graden af fosforfølsomhed. I vandområder med et stort overskud af fosfor vil en mindre ændring i fosfortilførsler forventeligt have ingen eller kun lille effekt, hvorimod vandområder, hvor fytoplanktonvæksten begrænses af fosforkoncentrationen, forventeligt vil respondere kraftigere på ændringer i fosfortilførsler. Ligeledes vil vandområder med stærk fosforbegrænsning ift. kvælstofbegrænsning forventeligt være fosforfølsomt, hvorimod et vandområde som er fosforbegrænset, men endnu mere kvælstofbegrænset vil være mindre fosforfølsomt. Vandområder, hvor der er, eller kan være, kvælstoffikserende cyanobakterier, vil i udgangspunktet være fosforfølsomme, idet øgede udledninger af fosfor vil favorisere cyanobakterier og reduktion af fosfor vil mindske risiko for opblomstring af cyanobakterier. Der er således flere faktorer, som kan påvirke graden af et vandområdes fosforfølsomhed.

Betydningen af fosfor som potentiel presfaktor forventes derfor at variere mellem områder afhængigt af, hvor fosforfølsomme områderne er. Til kortlægning af fosforfølsomme marine vandområder indgår følgende aktiviteter:

1. Identificering af indikatorer, der beskriver et vandområdes fosforfølsomhed.
2. Beregninger af de i punkt 1 identificerede fosforfølsomhedsindikatorer for vandområder, hvor datagrundlaget er tilstrækkeligt.
3. En usikkerhedsvurdering.
4. Kortlægning af de enkelte fosforindikatorer.

Data, der ligger til grund for denne rapport, er fra det landsdækkende nationale program for overvågning af vandmiljøet og naturen (NOVANA og tidligere lign. navngivninger).

3 Indikatorer inkluderet i kortlægningen

Der er udvalgt 6 indikatorer som på forskellig vis afspejler graden af fosforfølsomhed i et vandområde. Indikatorerne har alle værdier mellem 0 og 1 og er skalleret til danske forhold, således at indikatorværdier tæt på 0 er vandområder med lavest fosforfølsomhed og områder med indikatorværdier tæt på 1 har den højeste fosforfølsomhed relativt til andre danske vandområder. De enkelte indikatorværdier udtrykker således vandområdernes relative fosforfølsomhed og kan anvendes til en kvalitativ, men ikke kvantitativ vurdering af vandområdernes fosforfølsomhed.

3.1 Potentiel fosforbegrænsning af fytoplanktonvæksten

Den pelagiske primærproduktion udgør bindeledet mellem næringsstofftilførsler og eutrofieringsbetingede økosystem effekter, såsom forøgede fytoplanktonbiomasse, reducerede sigtdybde, reducerede udbredelse af bundvegetation, forøgede iltsvindsfrekvens og udbredelse mm. Ændringer i algevæksten, som følge af ændrede fosfortilførsler er derfor en vigtig indikator for et vandområdes fosforfølsomhed.

Algevæksten og biomassen af fytoplankton i akvatiske systemer er afhængig af tilgængeligheden af opløst uorganisk kvælstof og fosfor (DIN og DIP) i vandsøjlen (Schindler 1977; Malone et al. 1996; Berger et al. 2006). Ved lave koncentrationer er der begrænsning af væksten af fytoplanktons biomasse. Der er forskel på, hvor effektivt de forskellige fytoplanktonarter kan udnytte tilgængelige næringsstofressourcer, og visse arter kan optage et mindre lager af næringsstoffer (Pedersen & Borum 1996; Klausmeier et al. 2004). Generelt begynder det pelagiske system at blive meget vækstbegrænset, når koncentrationen af fosfor når ned omkring 0,1-0,5 μM DIP (halvmætningskonstant) (Fisher et al. 1992; Cloern 1999). Det vil sige, når DIP-koncentrationen i vandsøjlen nærmer sig denne værdi, vurderes væksten i fytoplanktons biomasse at blive gradvist mere begrænset af fosfor. Det er kun når fytoplankton er fosforbegrænset, at man kan forvente ændringer i algevæksten, som følge af ændringer i fosfortilførsler.

3.1.1 Metode

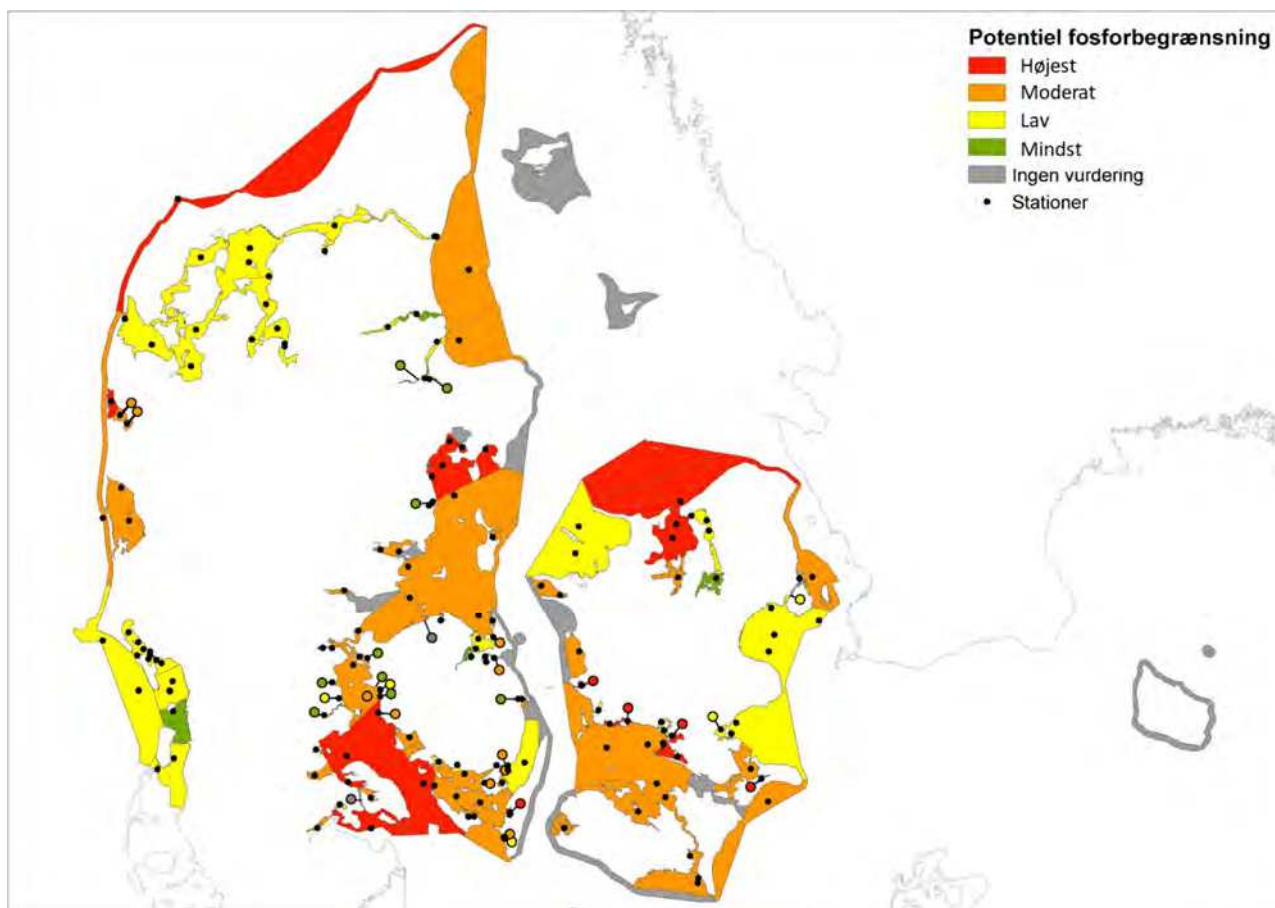
Indikatoren er baseret på Monods vækstmodel og beregnet som $P_{lim} = 1 - ([DIP]/([DIP] + K_{m_{DIP}}))$ (Hindsby et al., 2012), hvor halvmætningskonstanten $K_{m_{DIP}}$ er sat til 0,125 μM . Der er stor variation i observerede halvmætningskonstanter for både kvælstof og fosfor og den valgte halvmætningskonstant ligger indenfor det observerede interval (fx Fisher et al. 1992; Cloern 1999, Fu et al., 2005; Laws et al., 2011). For at få et tidsvægtede gennemsnit interpoleres der mellem de enkelte observationer fra det danske marine overvågningsprogram i perioden 2002-2018 (begge år inklusive). Indikatoren bliver beregnet som den gennemsnitlige fosforbegrænsning i vækstsæsonen marts til oktober – begge måneder inklusiv, for hver station og for hvert år. I de vandområder, hvor der er mere end én målestation, anvendes gennemsnittet af målestationerne. Enkelte vandområder har ikke tilstrækkelig med data til, at indikatoren kan beregnes og udelades derfor. Til sidst skalleres værdierne til danske forhold ved brug af formlen $x_i = (x_i - x_{min})/(x_{max} - x_{min})$, hvor x_{min} angiver værdien i vandområdet med mindst fosforbegrænsning og

x_{max} værdien i vandområdet med mest fosforbegrænsning. Herved normaliseres indikatoren til et interval mellem 0 og 1. Høje værdier angiver, at den potentielle fosforbegrænsning af fytoplanktonvæksten er blandt de højeste i Danmark, og dermed er disse vandområder, mest følsomme over for øgede fosfortilførsler. Lave værdier indikerer, at algevæksten under nuværende forhold er mindre fosforbegrænsede, hvorfor der skal relativt store reduktioner i fosfortilførsler til, før der kan forventes væsentlige ændringer i algevæksten og dermed algebiomassen.

3.1.2 Resultater

I alt 103 vandområder har tilstrækkeligt med data til at indgå i denne indikator. Ved inddeling af vandområdernes fosforbegrænsning i fire klasser (0-0,25 0,25-0,5 0,5-0,75 0,75-1) kommer 18 vandområder i kategorien med højest fosforbegrænsning (figur 3.1). Disse vandområder er koncentreret omkring Nordsjælland, den sydlige del af Lillebælt/vestlige del af det Sydfynske Øhav, Aarhus Bugt/Ebeltoft Vig og den nordlige del af Vesterhavet fra Limfjorden til Skagen. Knap halvdelen (46 %) af alle de inkluderede vandområder er moderat fosforbegrænsede. Disse vandområder findes særligt langs den jyske østkyst, syd for Fyn, i Øresund, i Smålandsfarvandet og omkring Lolland og Falster. Vandområder som er fosforbegrænsede vil generelt også være fosforfølsomme, idet selv mindre ændringer i fosfortilførsler kan ændre algevæksten. Fosforfølsomheden vil dog blive reduceret i de tilfælde, hvor kvælstofbegrænsningen er større end fosforbegrænsningen. Man kan derfor ikke vurdere fosforfølsomheden alene ud fra graden af fosforbegrænsning. Der tages højde for den relative betydning af fosfor og kvælstof begrænsning i den samlede indikator for fosforbegrænsning. Det kan heller ikke konkluderes at områder med mindst fosforbegrænsning ikke bliver påvirket af ændringer i tilførslen, da skalaen er relativ. Blot at de er forventes at reagere mindre kraftigt end de andre danske vandområder.

Henholdsvis 13 og 25 vandområder har ubetydelig eller lav fosforbegrænsning. Blandt disse områder er Limfjorden, Vadehavet, Køge/Faxe Bugt og Sejerø Bugt samt Mariager, Randers og Roskilde Fjord. I vandområder, som har lav eller næsten ingen fosforbegrænsning skal "fosforoverskuddet" reduceres betragteligt, før man kan forvente at se et økosystemrespons af en reducerede fosfortilførsel. Disse vandområder forventes derfor ikke umiddelbart at respondere på ændringer i fosfortilførsler. Områderne kan dog på sigt blive fosforfølsomme såfremt fosfortilførslerne reduceres og sedimenternes fosforpuljer over tid udtyndes.



Figur 3.1. Kortlægning af vandområdernes relative fosforfølsomhed beregnet ved indikatoren 'Potentiel fosforbegrænsning'. Vandområder med størst fosforbegrænsning er angivet med rød og områder med mindst fosforbegrænsning er angivet med grøn. Vandområder, hvor det ikke har været muligt at beregne en indikatorværdi er markeret med grå. De sorte cirkler viser alle stationer inkluderet i beregning af indikatoren. De farvede cirkler viser vurderingen i vandområder, der ellers vil være vanskelige at skelne på kortet.

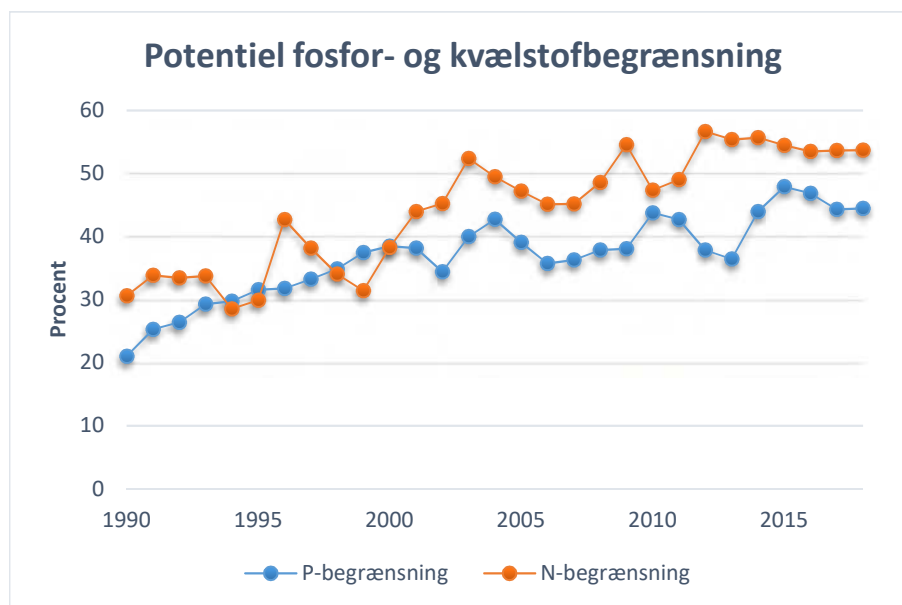
3.2 Forholdet mellem potentiel fosfor- og kvælstofbegrænsning

I vækstperioden vil algevæksten være begrænset af tilgængeligheden af fosfor og/eller kvælstof, hvor det begrænsende næringsstof varierer over sæsonen (figur 2.1) alt efter hvor store tilførslerne er i forhold til algernes behov. Siden 1990 er der desuden sket ændringer i udledningerne af kvælstof og fosfor, hvorfor der også kan være sket ændringer i, hvor potentielt begrænsende kvælstof henholdsvis fosfor er for fyttoplanktonvæksten i de danske vandområder (figur 3.2). Figuren viser, at siden 90'erne er andelen af dage i løbet af året med henholdsvis potentiel kvælstof- eller fosforbegrænsning steget fra cirka 20-25 % til 45-50 %, hvilket afspejler, at næringsstofftilførslerne til de marine områder er faldet gennem årene. Det samme mønster i begrænsning kan også findes i kapitel 3 i rapporten 'Marine Områder 2017', hvor målingerne er opdelt på fjorde/kystvande og åbne indre farvande (Hansen 2019).

Forholdet mellem potentiel fosforbegrænsning og kvælstofbegrænsning afspejler, hvorvidt det for de enkelte vandområder overvejende er fosfor eller kvælstof, der er begrænsende for fyttoplanktonvæksten. Når fosfor hhv. kvælstofbegrænsning beregnes på baggrund af Monod-kinetik som i foregående afsnit, vil et stort forhold mellem fosforbegrænsning og kvælstofbegrænsning indikere, at vandområdet er følsomt over for øgede fosfortilførsler. Det skal

bemærkes, at forholdet mellem kvælstof og fosforbegrænsning ikke fortæller noget om, hvor stor næringsstofbegrænsningen er.

Figur 3.2. Den gennemsnitlige procentvis andel af dage i løbet af årene 1990-2018 (marts til oktober) med potentiel kvælstof- og/eller fosforbegrænsning (beregnet efter metoden beskrevet nedenfor og med tærskelværdierne 0,125 µM DIP og 2 µM DIN) baseret på målinger fra alle stationer beliggende i de danske vandområder indenfor 1 sømilgrænsen.



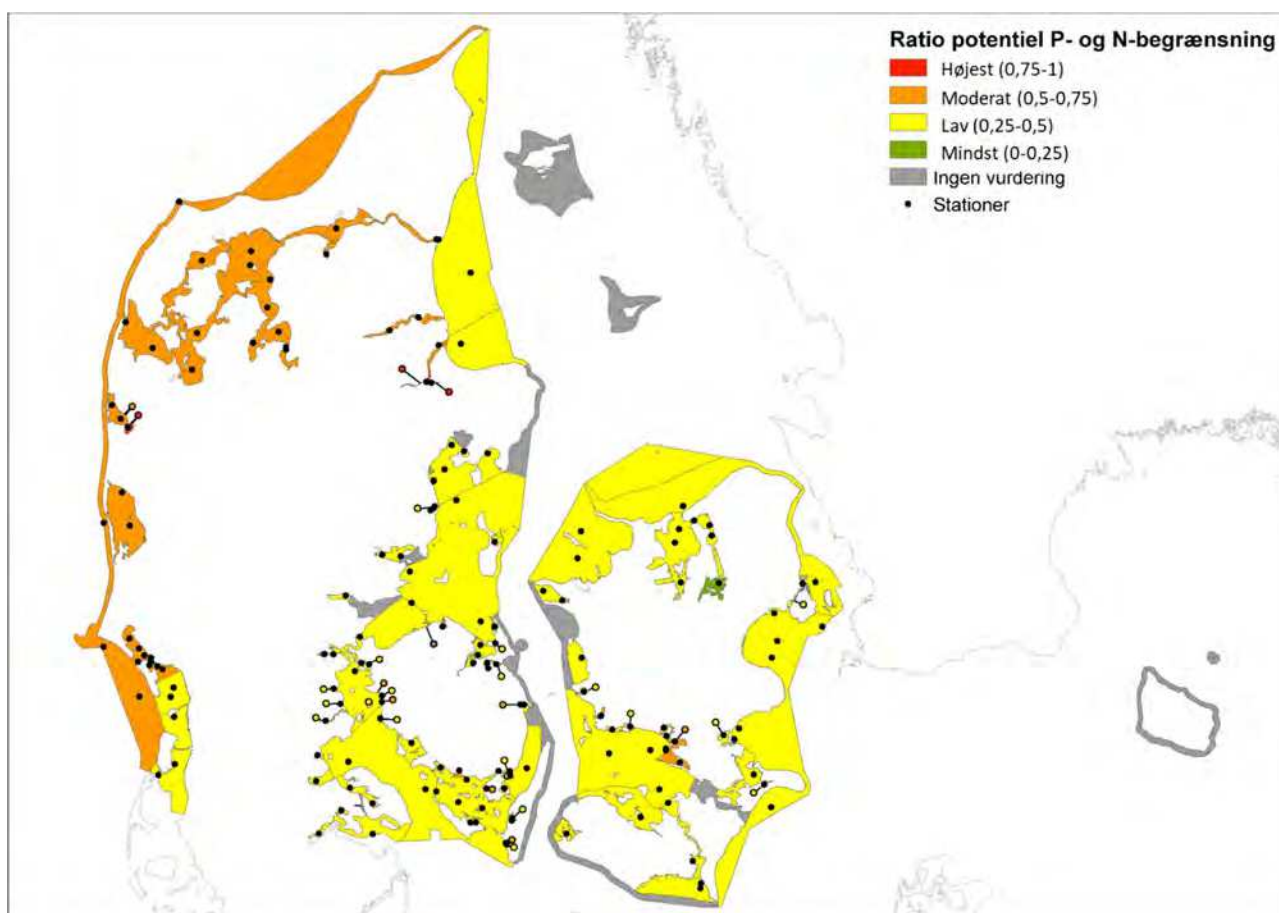
3.2.1 Metode

Indikatoren er beregnet som forholdet mellem den potentielle fosfor- og kvælstofbegrænsning i marts til oktober i perioden 2002-2018. Den potentielle fosfor- hhv. kvælstofbegrænsning er estimeret ud fra Monods vækstmodel på samme måde som indikatoren 'Potentiel fosforbegrænsning af fytoplanktonvæksten'. Der er anvendt en halvmætningskonstant for kvælstof på 2 µM (Fisher et al., 1988), som også er anvendt i fx NOVANA rapporter for marine områder (Hansen 2019). For fosfor er der anvendt samme halvmætningskonstant på 0,125 µM, som for indikatoren 'Potentiel fosforbegrænsning af fytoplanktonvæksten'. Forholdet mellem potentiel fosfor- og kvælstofbegrænsning er estimeret og normaliseret til intervallet mellem 0 og 1 ved brug af formlen $((LN(P_{Lim}/N_{Lim}))/ (2 \cdot \max(\text{num}(LN(P_{Lim}/N_{Lim})))) + 0,5$, hvor faktoren $2 \cdot \max(\text{num}(LN(P_{Lim}/N_{Lim})))$ korrigerer for spredningen af data. Denne normalisering er valgt således, at når indikatorværdien er tæt på 1 er fosfor mere begrænsende for algevæksten end kvælstof og dermed vurderes vandområdet at være mere fosforfølsomt. Omvendt indikerer værdier tæt på nul, at kvælstof er potentielt mest begrænsende for algevæksten, og vandområdet vurderes derfor at have en lavere fosforfølsomhed. Når indikatorværdien er omkring 0,5, er kvælstof og fosfor lige begrænsende. Før indikatoren kan relateres til fosforfølsomhed, skal den dog kobles med viden om vandområdets grad af næringsstofbegrænsning. Dette bliver der taget højde for i beregningen af den samlede indikator for fosforbegrænsning.

3.2.2 Resultater

I alt 103 vandområder har tilstrækkeligt med data til at indgå i denne indikator. Størstedelen af vandområderne (75 %) har en indikatorværdi for forholdet mellem fosfor og kvælstofbegrænsning som er $< 0,5$ (figur 3.3), hvilket viser, at kvælstof i disse vandområder er mere begrænsende for algevæksten end fosfor og områderne har derfor relativ lav fosforfølsomhed. I 26 vandområder er fosfor overordnet set mere begrænsende for primærproduktionen end kvælstof (indikatorværdi $> 0,5$). Disse vandområder er primært lokaliseret i

Vesterhavet, Limfjorden, Mariager Fjord, Randers Fjord og Nissum Fjord. I denne vurdering er der endnu ikke taget højde for, at nogle af områderne ikke er særlig nærringsstofbegrænsede, hvilket er en forudsætning for, at vandområder med en høj ratio mellem fosfor og kvælstofbegrænsning, rent faktisk er fosforfølsomme.



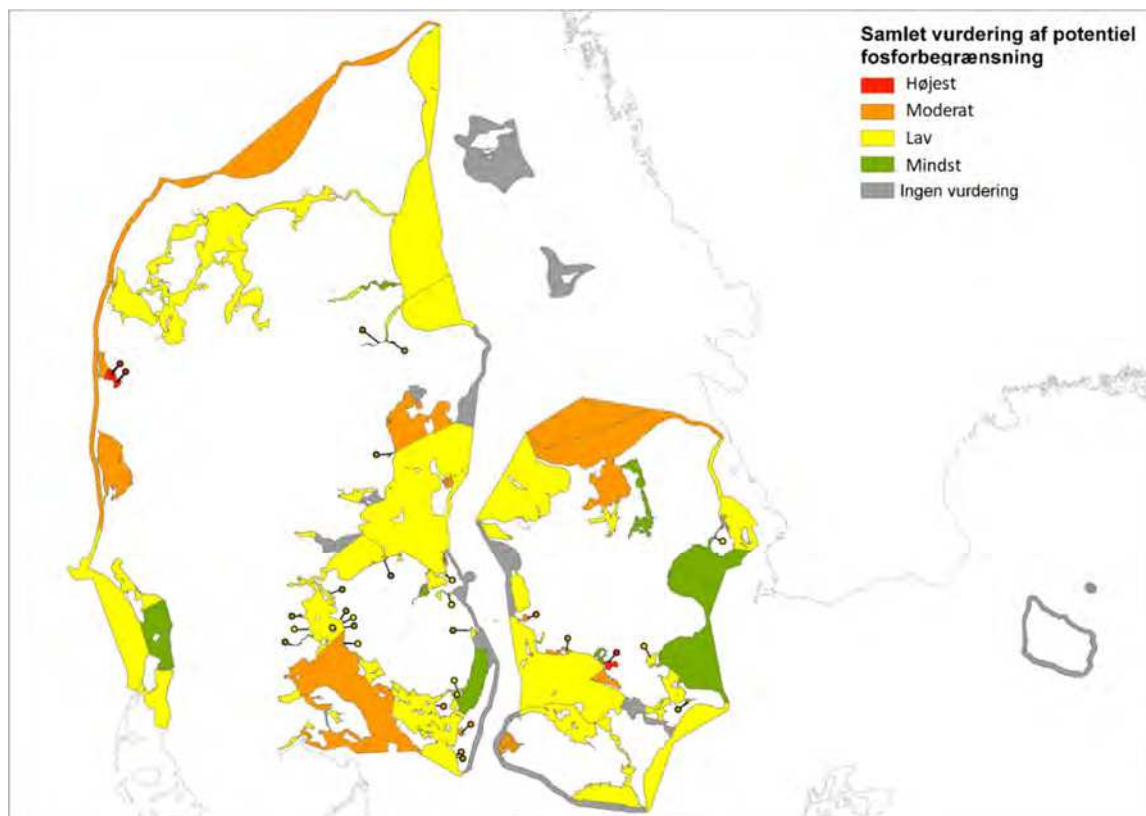
Figur 3.3. Kortlægning af vandområdenes fosforfølsomhed baseret på 'Forholdet mellem potentiel fosfor- og kvælstofbegrænsning'. Når indikatoren har værdien 0,5 er fosfor og kvælstof lige begrænsende. Når indikator værdien er $> 0,5$ er fosfor mere begrænsende end kvælstof, hvorimod en indikatorværdi $< 0,5$ viser, at kvælstof er mere begrænsende end fosfor. De sorte cirkler viser alle stationer inkluderet i beregning af indikatoren. De farvede cirkler viser vurderingen i vandområder, der ellers vil være vanskelige at skelne på kortet.

3.3 Samlet vurdering af den potentielle fosforbegrænsning

Den samlede vurdering af den potentielle fosforbegrænsning består af indikatorerne 'Potentiel fosforbegrænsning af fytoplanktonvæksten' og 'Forholdet mellem potentiel fosfor- og kvælstofbegrænsning'. Den estimerede fosforbegrænsning er fundet som produktet af de to indikatorer og derefter normaliseret til intervallet 0-1. Dette skridt gøres for at tage højde for, at der nogen steder ikke er nævneværdig nærringsstofbegrænsning og dermed kun lille effekt af ændringer i fosfortilførsel uanset hvad ratioen mellem N og P begrænsning er. Dvs. den potentielle fosforbegrænsning er tæt på nul, og den samlede vurdering vil således også ligge tæt på nul, selvom forholdet mellem kvælstof- og fosforbegrænsning indikerer høj fosforfølsomhed. Ligeledes bør den samlede vurdering også give nul ved den teoretiske situation, hvor ratioen mellem N og P begrænsningen er nul, men fosforbegrænsningen er høj (tæt på en).

3.3.1 Resultater

I alt 103 vandområder har tilstrækkeligt med data til at indgå i den samlede vurdering af den potentielle fosforbegrænsning. Tre vandområder vurderes at have høj fosforbegrænsning (figur 3.4). Det drejer sig om Nissum Fjord (vandområde nr. 130 g 131) og Dybsø Fjord (vandområde nr. 36) på Sydsjælland. Omkring 25 % af alle de vurderede vandområder estimeres at have en moderat fosforbegrænsning baseret på inddelingen i de fire klasser (0-0,25 0,25-0,5 0,5-0,75 0,75-1). Disse vandområder findes primært i Vesterhavet, den sydlige del af Lillebælt/vestlige del af det Sydfynske Øhav, Aarhus Bugt/Ebeltoft Vig og omkring Nordsjælland. De resterende 75 vandområder vurderes at have en meget lav eller lav fosfor begrænsning.



Figur 3.4. Kortlægning af den samlede vurdering af vandområdenes potentielle fosforbegrænsning baseret på produktet af indikatorerne 'Potentiel fosforbegrænsning af fytoplanktonvæksten' og 'Forholdet mellem potentiel fosfor- og kvælstofbegrænsning. Indikatorerne er skalleret til danske forhold. De sorte cirkler viser alle stationer inkluderet i beregningen. De farvede cirkler viser vurderingen i vandområder, der ellers vil være vanskelige at skelne på kortet.

3.4 Klorofyl-a koncentrationers og sigtddybdens respons på fosfortilførsler

I forbindelse med vandområdeplanerne for anden planperiode 2015-2021 blev der udviklet statistiske og mekanistiske modeller for koncentrationen af klorofyl-a og sigtddybden (vandets lyssvækkelse, K_d). Resultaterne fra de statistiske modeller viste, at der på enkelte stationer blev observeret signifikante sammenhænge mellem fosfortilførsler og klorofylkoncentrationen i enten forårsperioden (de fleste stationer) og/eller sommerperioden. Samme respons blev observeret mellem fosfortilførsler og sigtddybden (vandets lyssvækkelse, K_d). I de tilfælde, hvor der blev fundet signifikant effekt af fosfortilførsler for klorofyl-a hhv. sigtddybde kan effekten kvantificeres og anvendes som indikator for fosforfølsomhed. I de mekanistiske modeller indgår fosfortilførsler i

alle modeller og her kan fosfor-scenarier anvendes til at kvantificere effekten af fosfortilførsler for hhv. klorofyl-a og sigtddybde. Indikatorerne "Klorofyl-a koncentrationers respons på fosfortilførsler" og "Sigtddybdens respons på fosfortilførsler" er kvantificeret ud fra de model bestemte hældninger for relationen mellem fosfortilførsler og hhv. klorofyl-a samt sigtddybde. Disse to respons indikatorer er grundlæggende kvantitative og angiver hvor mange % ændring, der kan forventes i hhv. klorofyl koncentrationen og sigtddybden, når fosfortilførsler fra dansk opland ændres 1 %. Da indikatorværdierne (dvs. hældningerne i %/%) er i intervallet 0-1 er der ikke foretaget en yderligere transformation.

3.4.1 Metode

Både de statistiske og mekanistiske modeller udviklet til brug for vandområdeplanerne 2015-2021 anvendes til beregning af indikatorerne "Klorofyl-a koncentrationers respons på fosfor" og "sigtddybde respons på fosfor". For de statistiske modeller baseres indikatorerne på de modelerede hældningskoefficienter mellem fosfortilførsler og hhv. klorofyl-a koncentrationen og sigtddybde. Det er alene muligt at kvantificere de relevante hældningskoefficienter for sammenhængen mellem fosfortilførsler for hhv. klorofylkoncentrationen og sigtddybden for de vandområder, hvor fosfortilførsler indgår i modellen. Metoden til opstilling af de statistiske modeller, parameterudvælgelse og kvantificering af hældningskoefficienter er beskrevet i (Erichsen et al., 2017) og indbefatter en PLS-regression efter forudgående parameterudvælgelse baseret på overvågningsdata for perioden 1990-2012.

For de mekanistiske modeller er indikatorerne, der beskriver respons i klorofyl-a og sigtddybde baseret på modelscenarier, hvor tilførsler af fosfor er blevet reduceret med 30 % og den resulterende modelestimerede responsens i klorofyl-a og sigtddybde er anvendt til at etablere en sammenhæng mellem fosfortilførsler og klorofyl-a hhv. sigtddybde. Indikatorværdierne baseres på hældningskoefficienterne for disse sammenhænge. Der er lavet modelscenarier med de mekanistiske modeller (og dermed etableret indikatorværdier) for Limfjorden, Roskilde Fjord og Odense Fjord. Metoden til opstilling af mekanistiske modeller og fastlæggelse af hældningskoefficienter ud fra scenarie kørsler er beskrevet i (Erichsen et al., 2017).

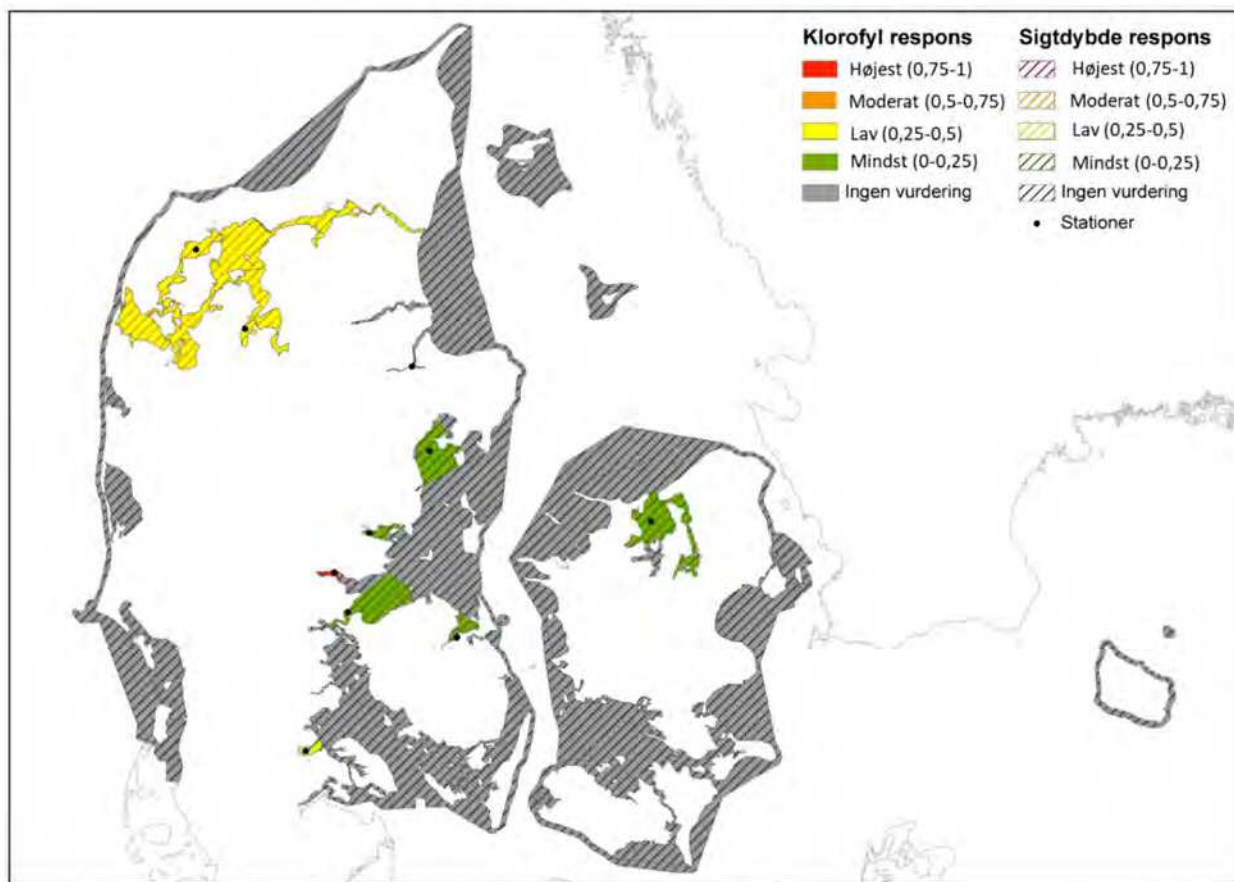
For både de statistiske og mekanistiske modeller er modelresponsen alene baseret på ændringer i fosfortilførsler fra det lokale danske opland og medtager ikke respons fra andre kilder, fx andre lande eller andet dansk opland. Dvs., at en lille respons betyder, at vandområdet ikke er særligt følsomt over for fosfor fra det lokale danske opland, men vandområdet kan, teoretisk set, godt være følsomt over for fosfor der kommer fra andre kilder (fx andre lande). En stor modelleret respons betyder, at vandområdet er meget fosforfølsomt og vil respondere på ændringer i fosfortilførsler fra dansk opland, og sandsynligvis også hvis der sker ændringer i andre fosforkilder.

For de vandområder, hvor der kan etableres mere end én hældningskoefficient (fx fordi der er flere monitoringsstationer og/eller der både er en statistisk model og en mekanistisk model) anvendes et gennemsnit, således at der fremkommer max én indikatorværdi for hhv. klorofyl-a og sigtddybde i hvert vandområde. Indikatorværdien angiver den forventede respons (i %) i hhv. klorofyl og sigtddybde, når fosfortilførslerne ændres 1 %, hvilket vil sige, at jo højere indikatorværdien er, des større er den forventede effekt på hhv. klorofyl og sigtddybde og jo større er fosforfølsomheden.

3.4.2 Resultater

Der er i dette studie beregnet indikatorværdier for 14 vandområder. (figur 3.5). Det er vigtigt at nævne, at de 14 vandområder ikke nødvendigvis er udtryk for, at der i de resterende vandområder *ikke* er en sammenhæng mellem fosfortilførsler, sommer klorofyl-a og sigtddybden, men blot at de 14 vandområder er de vandområder, hvor sammenhængen er kvantificeret.

Resultaterne viser, at den største respons af fosfortilførsler for klorofyl-a koncentrationen findes i Randers Fjord (nr. 136) og Vejle Fjord (nr. 123) (figur 3.5), mens Limfjorden (vandområde nr. 156, 157) vurderes at have en lav følsomhed over for fosfortilførsler fra dansk opland baseret på denne indikator. Ingen vandområder vurderes at have høj fosforfølsomhed baseret på responset mellem fosfortilførsler og sigtddybden. Den største fosforfølsomhed på sigtddybden er fundet i Limfjorden, som vurderes at have moderat fosforfølsomhed.



Figur 3.5. Kortlægning af vandområdernes fosforfølsomhed for indikatorerne 'Klorofyl-a koncentration' og 'sigtddybde' baseret på fosfortilførsler fra dansk opland. Kortlægningen er baseret på modelkørsler med statistiske modeller, hvor der blev fundet en sammenhæng mellem fosfortilførsler fra dansk opland og hhv. klorofyl-a og sigtddybde samt modelscenarier foretaget med mekanistiske modeller for Limfjorden, Odense Fjord og Roskilde Fjord.

3.5 Forekomst af cyanobakterier

Visse arter af cyanobakterier og heterotrofe bakterier kan fiksere kvælstof fra atmosfæren. Generelt er det primært cyanobakterier, der kan fiksere kvælstof i en sådan størrelsesorden, at det kan have en målbar effekt på vandområdeniveau i forhold til effekterne af kvælstoftilførsel fra land. Men det er dog

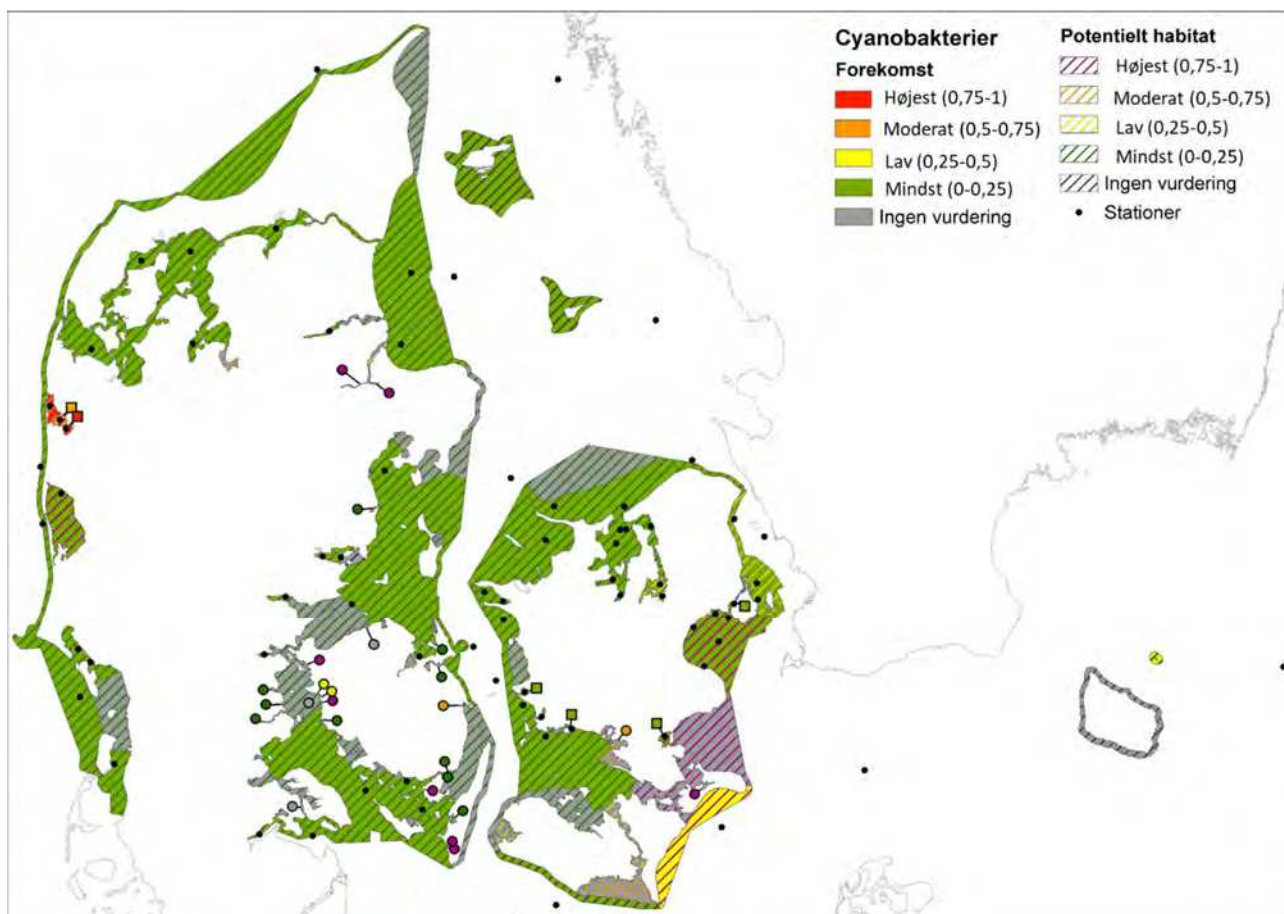
langtfra alle cyanobakterier, som kan fikserer kvælstof. Cyanobakterier forekommer ofte i søer, men er også udbredt i fx Østersøen, hvor kvælstoffiksering fra cyanobakterier kan stå for 20 % eller mere af den samlede kvælstoftilførsel (Larsson et al. 2001). Udover Østersøen findes der ikke mange eksempler på kvælstoffiksering i samme omfang fra andre marine områder (Howarth et al. 1988; Sohm et al. 2011; Klawonn et al. 2016). Ved høje koncentrationer af kvælstoffikserende cyanobakterier i et område vil kvælstoftilførslen fra land typisk spille en relativ mindre rolle, mens fosfortilførslen omvendt vil få en relativt større betydning for fytoplanktons vækst. Områder med hyppige opblomstringer af kvælstoffikserende cyanobakterier vil således oftere være begrænset af fosfor og derfor være mere følsomme over for ændringer i fosfortilførsler.

3.5.1 Metode

Indikatoren 'Forekomst af cyanobakterier' er baseret på danske overvågningsdata for observationer af cyanobakterier i maj til september i perioden 1990 til 2016. Der monitoreres efter cyanobakterier på 72 stationer fordelt på 46 vandområder. For hver overvågningsstation beregnes et gennemsnit af cyanobakteriekoncentrationen ($\mu\text{g C L}^{-1}$) fra 1990 til 2016 baseret på sommer medianbiomassen af cyanobakterier. Data log transformeres og normaliseres til intervallet 0-1 ved brug af formlen $x_i = \log(x_i + 1)/(\log(x_{\max} + 1))$. For hvert vandområde beregnes et gennemsnit af den normaliserede cyanobakteriekoncentration på alle stationer, der enten ligger inden for vandområdets afgrænsning eller tættest på det pågældende vandområde. Det vil sige, at alle stationer med forekomst af cyanobakterier er inkluderet — også selvom stationen ligger uden for et vandområde. For Ringkøbing Fjord (vandområde 132) er data fra før 1997 ekskluderet, da der her er sket en ændring i slusepraksis, som gjorde, at opblomstringer af cyanobakterier faldt markant fra 1996 til 1997.

3.5.2 Resultater

Cyanobakterier er observeret på alle de 72 monitorerede stationer fordelt på 46 vandområder i perioden 1990 til 2016. I langt hovedparten af disse vandområder er forekomsten af cyanobakterier dog så lav ($< 1\mu\text{g C/L}$), at det ikke har betydning for hverken kvælstoftilførsler (i de tilfælde hvor cyanobakterierne kan fikserer kvælstof) eller for klorofyl koncentrationerne. Endvidere indikerer de meget lave værdier, at algerne muligvis ikke vokser lokalt, men er blevet transporteret med havstrømme fra andre områder. Undtagelser herfra kan være Nisum Fjord og tildels i Hjelm bugt (figur 3.6), hvor der er målt høje koncentrationer af cyanobakterier og disse vandområder kan potentielt være fosforfølsomme. Selvom der i hovedparten af de marine vandområder kun observeres lave koncentrationer af cyanobakterier, kan der være ganske betragtelige lokale forekomster af cyanobakterier, fx tæt på å udløb, som ikke fanges i overvågningen. Disse forekomster vil dog sandsynligvis ikke have betydning på vandområdeniveau.



Figur 3.6. Kortlægning af indikatorerne 'Forekomst af cyanobakterier' og 'Potentielle habitater for cyanobakterier'. De sorte cirkler viser alle stationer inkluderet i beregning af indikatorerne. De farvede cirkler og kvadrater viser vurderingen i vandområder, der ellers vil være vanskelige at skelne på kortet. De seks kvadrater viser værdi af indikatoren 'Forekomst af cyanobakterier' (vandområde 9, 16, 18, 47, 130 og 131), mens cirklerne viser værdi af indikatoren 'Potentielle habitater for cyanobakterier'.

3.6 Potentielle habitater for cyanobakterier

Der monitoreres ikke efter cyanobakterier i alle danske vandområder og derfor kan der teoretisk set være vandområder med forekomst af cyanobakterier, som ikke fanges i overvågningen. Derudover kan der være vandområder, som er egnede habitater for cyanobakterier, men hvor de nuværende forhold (f.eks. højt N/P forhold) betyder, at cyanobakterier ikke har en konkurrencemæssig fordel. I disse områder kan cyanobakterier potentielt blive betydende såfremt forholdene ændrer sig. Vandområder, som potentielt er egnede levesteder for cyanobakterier bør betragtes som fosforfølsomme, idet øgede fosfortilførsler kan øge risikoen for forekomst af cyanobakterier og tilsvarende vil reducerede fosfortilførsler mindske sandsynligheden for cyanobakterieopblomstringer. Indikatoren "Potentielle habitater for cyanobakterier" identificerer de vandområder, hvor cyanobakterier potentielt kan leve og vokse. Cyanobakteriers geografiske udbredelse er typisk begrænset af saliniteten, idet cyanobakterier bedst trives ved lav salinitet. I Danmark forekommer cyanobakterier primært omkring Østersøen, hvor overfladevandet har en forholdsvis lav salinitet. Lav salinitet kan imidlertid også forekomme i områder, hvor der er en høj ferskvandspåvirkning. På de danske stationer i overvågningsprogrammet er der kun observeret cyanobakterier, når saliniteten er under 15 (Jakobsen 2018). Betydelige mængder af cyanobakterier forekommer først, når saliniteten er under 11. Da saliniteten er en af de væsentligste faktorer for

udbredelsen af cyanobakterier, anvendes denne til identifikation af potentielle habitater for cyanobakterier.

3.6.1 Metode

Potentielle habitater for cyanobakterier er vurderet som områder, hvor saliniteten er mindre end 12. Data inkluderer alle data fra den nationale overvågning fra 1980 til 2012. Data fra før 1997 er fjernet for Ringkøbing Fjord (vandområde 132) på grund af ændret slusepraksis. Indikatoren er beregnet som andelen af dage i løbet af året med salinitet under 12 med den antagelse, at jo flere dage i løbet af året med lav salinitet i et vandområde, jo større er potentialet for, at det kan være et habitat for cyanobakterier. Det vil sige, værdier tættere på én (eller 100 %) indikerer, at der på størstedelen af dage er observeret en salinitet under 12, mens værdier tæt på nul indikerer, at de fleste observationer har høj salinitet (over 12).

3.6.2 Resultater

Der indgår salinitetsdata fra 888 stationer fordelt på 110 vandområder. På 303 stationer fordelt på 64 vandområder er der i perioden 1980 til 2012 observeret en salinitet lavere end 12. 18 af disse vandområder vurderes at være potentielt egnede habitater for cyanobakterier baseret på salinitet alene (*figur 3.6*). Områderne er koncentreret omkring det sydøstlige Sjælland, omkring Møn og Falster og på Vestkysten i Nisum og Ringkøbing Fjord. Disse områder er karakteriseret ved enten tilførsler af lav-salint vand fra Østersøen eller høj ferskvandspåvirkning. Randers Fjord har også lav salinitet, men samtidig ekstremt lav opholdstid, hvilket ikke favoriserer cyanobakterier. Seks vandområder vurderes at være moderat egnede habitater for cyanobakterier, mens størstedelen af vandområderne (ca. 80 % af vandområderne) ikke er egnede habitater for cyanobakterier.

4 Diskussion og usikkerheder

Denne rapport fokuserer på fosfor og effekten af fosfortilførsler på vandområders økosystemer. Fosfor er ét af de to overvejende styrende næringsstoffer for økosystemernes eutrofieringsstatus og er kun i perioder, primært om foråret, den begrænsende faktor for fytoplanktonvæksten. Fra tidligere analyser og modellering ved vi at, de tre vandrammedirektiv-indikatorer (somer klorofyl-a, ålegræssets dybdegrænse og DKI) for marine kvalitetselementer, der anvendes til at vurdere tilstanden i de danske kystvandsområder, ikke responderer kraftigt på ændringer i fosfortilførsler. Dette skyldes hovedsageligt at indikatorerne enten dækker perioden maj til september (klorofyl-a indikatoren), hvor kvælstof primært er det styrende næringsstof (*figur 2.1*) eller responderer på eutrofiering over længere tidsskalaer (ålegræs og DKI), hvor kvælstof ofte er det mest styrende næringsstof i marine systemer.

Hvis det ønskes at følge effekterne i det marine miljø af ændringer i fosfortilførsler, kan det overvejes at inkludere indikatorer, som primært fokuserer på forårsperioden. Det kunne fx være en "forårs klorofyl-a" indikator, som dels er følsom overfor korttids ændringer i næringsstofftilførsler og dels vil forventes at respondere kraftigere på ændringer i fosfor end ændringer i kvælstof, da fosfor oftest er det mest begrænsende næringsstof i forårsperioden.

Beregning af indikatorerne, som ligger til grund for kortlægningen af de marine vandområders fosforfølsomhed, er baseret på et meget stort datasæt. Datasættet omfavner store forskelle i vandområders naturgivne og vandkemiske forhold, ligesom der findes store forskelle i økosystemernes karakteristika. Ved beregning af middelværdier for data i sådanne datasæt vil der naturligt være en høj spredning i data.

Indikatoren 'Klorofyl-a koncentrationers og sigtdybde respons på fosfortilførsler' er baseret på modelberegninger, hvilket giver en øget usikkerhed iforhold til de indikatorer som alene er baseret på monitoringsdata.

For indikatoren 'Forekomst af cyanobakterier' er alle forekomster af cyanobakterier inkluderet, uagtet om stationen ligger uden for et vandområde. Det giver en usikkerhed, idet der kan være op til 50 km til et vandområde, og der derfor er en mulighed for, at der aldrig vil observeres forekomster af cyanobakterier i de vandområder, disse observationer er tilskrevet.

5 Referencer

Berger SA, Diehl S, Kunz TJ, Albrecht D, Oucible AM and Ritzer S (2006). "Light supply, plankton biomass, and seston stoichiometry in a gradient of lake mixing depths." *Limnology and Oceanography* 51(4): 1898-1905

Cloern, J. E. (1999). "The relative importance of light and nutrient limitation of phytoplankton growth: a simple index of coastal ecosystem sensitivity to nutrient enrichment." *Aquatic Ecology* 33(1): 3-15.

Erichsen AC (Ed.), Timmermann K (Ed.), Christensen JPA, Kaas H, Markager S, Møhlenberg F (2017) Development of models and methods to support the Danish River Basin Management Plans. Scientific documentation. Aarhus University, Department of Bioscience and DHI, 191 pp.

Fisher TR, Peele ER, Ammerman JW and Harding LW (1992). "NUTRIENT LIMITATION OF PHYTOPLANKTON IN CHESAPEAKE BAY." *Marine Ecology Progress Series* 82(1): 51-63.

Fu FX, Zhang YH, Leblanc K, Sanudo-Wilhelmy SA and Hutchins DA (2005). "The biological and biogeochemical consequences of phosphate scavenging onto phytoplankton cell surfaces." *Limnology and Oceanography* 50(5): 1459-1472.

Hansen, J.W. (red.) 2019: Marine områder 2017. NOVANA. Aarhus Universitet, DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, 128 s. - Videnskabelig rapport nr. 308. <http://dce2.au.dk/pub/SR308.pdf>

Hinsby, K., S. Markager, B. Kronvang, J. Windolf, T.O. Sonnenborg & L. Thorling (2012) Threshold values and management options for nutrients in a catchment of a temperate estuary with poor ecological status. *Hydrology and Earth System Sciences*: 16, 2663-2683. doi: 10.5194/hess-16-2663-2012.

Howarth R, Chan F, Conley DJ, Garnier J, Doney SC, Marino R and Billen G (2011). "Coupled biogeochemical cycles: eutrophication and hypoxia in temperate estuaries and coastal marine ecosystems." *Frontiers in Ecology and the Environment* 9(1): 18-26.

Jakobsen, H.H. (2018). Blågrønalger i Østersøen - Notat om overvågning af blågrønalger og anvendelse af satellitbaseret fastsættelse af miljøtilstand, Aarhus Universitet, DCE - Nationalt Center for Miljø og Energi.

Klausmeier CA, Litchman E, Daufresne T and Levin SA (2004). "Optimal nitrogen-to-phosphorus stoichiometry of phytoplankton." *Nature* 429(6988): 171-174.

Klawonn I, Nahar N, Walve J, Andersson B, Olofsson M, Sveden JB, Littmann S, Whitehouse MJ, Kuypers MMM and Ploug H (2016). "Cell-specific nitrogen- and carbon-fixation of cyanobacteria in a temperate marine system (Baltic Sea)." *Environmental Microbiology* 18(12): 4596-4609.

Larsson, U., et al. (2001). "Baltic Sea nitrogen fixation estimated from the summer increase in upper mixed layer total nitrogen." *Limnology and Oceanography* 46(4): 811-820.

Laws EA, Pei SF, Bienfang P and Grant S (2011). "Phosphate-limited growth and uptake kinetics of the marine prasinophyte *Tetraselmis suecica* (Kylin) Butcher." *Aquaculture* 322: 117-121.

Lyngsgaard MM, Markager S and Richardson K (2014). "Changes in the vertical distribution of primary production in response to land-based nitrogen loading." *Limnology and Oceanography* 59(5): 1679-1690.

Malone, T. C., et al. (1996). "Scales of nutrient-limited phytoplankton productivity in Chesapeake Bay." *Estuaries* 19(2): 371-385.

Markager, S., A.S. Hansen, K. Broch, C. Ellegaard, H. Fossing, L. E. Hansen, J.E. Larsen, J.K. Petersen and H.M. Sørensen (2002) Empirisk modellering af Mariager Fjord. *Vand & Jord*, 9, 110-114.

Miljøstyrelsen (2016). "Vandområdeplaner 2015-2021." <https://mst.dk/natur-vand/vandmiljoe/vandomraadeplaner/vandomraadeplaner-2015-2021/vandomraadeplaner-2015-2021/>.

Naturstyrelsen (2014). "Basisanalyse for Vandområdeplaner 2015-2021". <https://mst.dk/media/118754/bilag-1-basisanalyse-19-2.pdf>.

Pedersen, M. F. & Borum, J. (1996). "Nutrient control of algal growth in estuarine waters. Nutrient limitation and the importance of nitrogen requirements and nitrogen storage among phytoplankton and species of macroalgae." *Marine Ecology Progress Series* 142(1-3): 261-272.

Riemann B, Carstensen J, Dahl K, Fossing H, Hansen JW, Jakobsen HH, Josefson AB, Krause-Jensen D, Markager S, Staehr PA, Timmermann K, Windolf J and Andersen JH (2016). "Recovery of Danish Coastal Ecosystems After Reductions in Nutrient Loading: A Holistic Ecosystem Approach." *Estuaries and Coasts* 39(1): 82-97

Schindler, D. W. (1977). "Evolution of Phosphorus Limitation in Lakes." *Science* 195(4275): 260-262.

Sohm JA, Webb EA and Capone DG (2011). "Emerging patterns of marine nitrogen fixation." *Nature Reviews Microbiology* 9(7): 499-508.

Timmermann K, Dinesen GE, Markager S, Ravn-Jonsen L, Bassompierre M, Roth E and Stottrup JG (2014). "Development and Use of a Bioeconomic Model for Management of Mussel Fisheries under Different Nutrient Regimes in the Temperate Estuary of the Limfjord, Denmark." *Ecology and Society* 19(1).

[Tom side]

FOSFORKORTLÆGNING AF DYRKNINGSJORD OG VANDOMRÅDER I DANMARK

Tab af fosfor til vandmiljøet med en række diffuse transport-
veje er opgjort på grundlag af en omfattende indsamling
af nye data suppleret af eksisterende data og udvikling
af en række modeller. De udviklede kortlægninger af
risikoområder for fosfortab er samlet i et fælles kortværk.
For vandløb, søer og marine områder er vandområdernes
følsomhed for tilførsel af fosfor vurderet og forsøgt kortlagt