

# HYdrokemisk interaktion mellem Grundvand og Overfladevand (HYGRO)

En metode til klassificering af ådale i typeområder

Bertel Nilsson, Jens Christian Refsgaard, Mette Dahl og  
Ingelise Møller  
Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse

Brian Kronvang, Hans Estrup Andersen og Carl  
Christian Hofmann  
Danmarks Miljøundersøgelser

Steen Christensen, Jesper Heidemann Langhoff og Keld Rømer  
Rasmussen  
Aarhus Universitet

Miljøstyrelsen vil, når lejligheden gives, offentliggøre rapporter og indlæg vedrørende forsknings- og udviklingsprojekter inden for miljøsektoren, finansieret af Miljøstyrelsens undersøgelsesbevilling.

Det skal bemærkes, at en sådan offentliggørelse ikke nødvendigvis betyder, at det pågældende indlæg giver udtryk for Miljøstyrelsens synspunkter.

Offentliggørelsen betyder imidlertid, at Miljøstyrelsen finder, at indholdet udgør et væsentligt indlæg i debatten omkring den danske miljøpolitik.

# Indhold

<b>SAMMENFATNING OG KONKLUSIONER</b>	<b>5</b>
<b>SUMMARY AND CONCLUSIONS</b>	<b>7</b>
<b>1 INDLEDNING</b>	<b>9</b>
1.1 PROJEKTFORMÅL	9
1.2 PROJEKT BAGGRUND OG ORGANISATION	9
1.3 VANDRAMMEDIREKTIVETS KRAV TIL TYPOLOGIEN FOR GRUNDEVAND-OVERFLADEVAND INTERAKTION	10
1.4 FREMGANGSMÅDE VED UDARBEJDELSEN AF NÆRVÆRENDE RAPPORT	12
1.5 RAPPORTENS INDHOLD – LÆSEVEJLEDNING	12
<b>2 ÅDALENS TILBLIVELSE</b>	<b>14</b>
2.1 DANNELSESHISTORIEN	14
2.2 MENNESKESKABTE INDGREB OG UFORSTYRRET TILSTAND	15
<b>3 PROCESSER I ÅDALE</b>	<b>19</b>
3.1 HYDROLOGISKE PROCESSER I ÅDALE	19
3.1.1 <i>Konceptuel ramme og anvendt nomenklatur</i>	19
3.1.2 <i>Grundvandstilstrømning til ådalsmagasinet</i>	21
3.1.3 <i>Strømningsforhold i ådalsmagasinet</i>	21
3.1.4 <i>Grundvandsafstrømning fra ådalsmagasin til vandløb</i>	22
3.1.5 <i>Vandbalance for ådalsmagasinet</i>	23
3.1.6 <i>Vandkvalitet i tilstrømmende grundvand</i>	23
3.1.7 <i>Grundvandsudstrømning til danske vandløb</i>	24
3.2 STOFTRANSPORTPROCESSER I ÅDALSMAGASINET	28
3.2.1 <i>Indledning</i>	28
3.2.2 <i>Biogeokemiske processer i ådalsmagasinet</i>	30
3.2.3 <i>Denitrifikationsprocessen</i>	31
3.2.4 <i>Faktorer af betydning for denitrifikationshastigheden</i>	32
3.2.5 <i>Fosfor</i>	33
<b>4 TYPOLOGI FOR GRUNDEVAND-OVERFLADEVAND-INTERAKTIONER</b>	<b>36</b>
4.1 INTRODUKTION	36
4.2 GRUNDEVAND-OVERFLADEVAND INTERAKTIONENS ENHEDER (GOI)	38
4.2.1 <i>Geologisk aflejringsmiljø (Niveau I)</i>	39
4.2.2 <i>Landskabstype (Niveau II)</i>	40
4.2.3 <i>Tilgrænsende grundvandsmagasin (Niveau III)</i>	41
4.2.4 <i>Hovedtype (Niveau IV)</i>	42
4.2.5 <i>Variant (Niveau V &amp; VI)</i>	46
4.3 KORTLÆGNINGSMETODIK	49
4.3.1 <i>Geologisk aflejringsmiljø (niveau I)</i>	49
4.3.2 <i>Landskabstype (niveau II)</i>	49
4.3.3 <i>Tilgrænsende grundvandsmagasin (niveau III)</i>	50
4.3.4 <i>Hovedtype (niveau IV)</i>	51
4.3.5 <i>Naturlig og menneskeskabt variant (niveau V &amp; VI)</i>	52
4.4 EKSEMPLER, HALLER Å OPLANDET	55

4.4.1	<i>Geologisk aflejringsmiljø (niveau I)</i>	56
4.4.2	<i>Landskabstype (niveau II)</i>	56
4.4.3	<i>Tilgrænsende grundvandsmagasin (niveau III)</i>	56
4.4.4	<i>Hovedtype (niveau IV)</i>	57
4.4.5	<i>Naturlig og menneskeskabt variant (niveau V &amp; VI)</i>	60
4.4.6	<i>Interaktionsenheder</i>	63
<b>5</b>	<b>TYPISKE PARAMETERVÆRDIER I ÅDALEN</b>	<b>64</b>
5.1	FYSISKE PARAMETRE SOM STYRER VANDSTRØMNINGEN GENNEM ÅNÆRE AFLEJRINGER	64
5.1.1	<i>Hydraulisk ledningsevne</i>	65
5.1.2	<i>Porøsitet, magasinkoefficient og effektiv porøsitet</i>	67
5.1.3	<i>Lækagekoefficient</i>	68
5.2	PARAMETRE SOM STYRER OMSÆTNING OG FRIGIVELSE AF STOF	69
5.2.1	<i>Denitrifikation</i>	69
5.3	OPHOLDSTIDER	75
5.4	PARAMETERVÆRDIER FOR HALLER Å LOKALITETER	76
5.4.1	<i>Lokaliteter ved Haller Å</i>	76
5.4.2	<i>Ravnholt</i>	77
5.4.3	<i>Sangildgård</i>	78
5.4.4	<i>Stordal</i>	79
5.4.5	<i>Vallerbækvej</i>	79
5.5	RESUME AF STYRENDE PARAMETRE – OVERORDNET KONCEPT	80
<b>6</b>	<b>FELTPROGRAM TIL FASTLÆGGELSE AF GRUNDVAND- OVERFLADEVAND INTERAKTIONEN I ÅDALSTYPERNE</b>	<b>82</b>
6.1	INTRODUKTION	82
6.2	FORMÅL MED FELTPROGRAMMET	82
6.3	BESKRIVELSE AF FELTPROGRAMMET	83
6.4	RESULTATER FRA FELTPROGRAMMET	84
6.5	FORSLAG TIL AFTESTNINGSOMRÅDER	85
6.6	GEORADARUNDERSØGELSER I ÅDALE	85
6.6.1	<i>Georadarmetoden</i>	86
6.6.2	<i>Testkortlægning i Gjern Å systemet</i>	87
6.6.3	<i>Opsummering</i>	88
<b>7</b>	<b>TESTNING OG OPERATIONALISERING AF TYPOLOGI (SENERE FASER)</b>	<b>91</b>
7.1	TESTNING AF TYPOLOGI FOR GRUNDVAND-OVERFLADEVAND INTERAKTION PÅ EKSISTERENDE DATA (FASE 1)	91
7.2	UDVIKLING OG TEST AF OPERATIONELLE VÆRKTØJER (FASE 2)	91
<b>8</b>	<b>REFERENCER</b>	<b>93</b>
	<b>BILAG 1 ORDFORKLARING</b>	<b>101</b>
	<b>BILAG 2 HYDROLOGISKE PROCESSER I ÅDALEN</b>	<b>104</b>
	<b>BILAG 3 REDOXPROCESSER</b>	<b>110</b>
	<b>BILAG 4 TESTKORTLÆGNING MED GEORADAR I GJERN Å SYSTEMET</b>	<b>112</b>

# Sammenfatning og konklusioner

Ved forberedelsen af Vandrammedirektivets implementering i Danmark udarbejdes kriterier til brug ved klassificering af tilstanden i grundvand og overfladevand, da samspillet mellem grundvand og overfladevand er essentiel for hele vandmiljøet. I forbindelse med opdelingen af Danmark i vandområdedistrikter skal grundvand inden udgangen af 2004 klassificeres efter dets risiko for ikke at kunne opnå direktivets krav om "god tilstand". Parallelt med udarbejdelsen af denne klassificering skal der udarbejdes en vandløbstypologi, der skal klassificere den økologiske kvalitet for forskellige vandløbstyper. For at opnå sammenhæng mellem udpegningen af typer af grundvandsforekomster og vandløbstypologien er der behov for en inddeling af ådalene i typer med repræsentative parameterværdier tilknyttet med hensyn til vandstrømning og stoftransport.

Formålet med nærværende rapport er at etablere en metode til at klassificere ådale i typeområder efter geologiske og ådals-morfologiske principper. Den måde, som grundvandsmagasin og vandløb udveksler vand på, varierer betydeligt fra det ene typeområde til det andet. Det samme gør sig gældende for det stof, som transporteres med vandet, og som kan omsættes eller frigives fra de ånære sedimenter, hvorigennem udvekslingen sker. Nøglen til forståelsen af de komplicerede strømning- og stofomsætningsprocesser, der sker i denne zone, er en karakterisering af et område i rumlige elementer, som har ensartede geokemiske og hydrologiske karakteristika. En sådan viden vil være en forudsætning for kvantitativt at kunne vurdere betydningen af de ånære områder for samspillet mellem grundvand og overfladevand.

Der er i projektet introduceret en ny typologi for Grundvand – Overfladevand Interaktion i danske ådalstyper, som forkortet benævnes en GOI-type. Indenfor en given ådalstype er interaktionen mellem grundvand og overfladevand karakteriseret ved at foregå på een og samme måde. Typeområderne skal defineres med henblik på, at hydrauliske og stofomsætningsmæssige parameterværdier kan bestemmes i et typeområde og anvendes for områder med tilsvarende karakteristika. I klassifikationen tages højde for om ådalene forekommer i upåvirket tilstand versus en tilstand med menneskabte forstyrrelser i form af f.eks. afvanding. På baggrund af et indgående kendskab til danske ådalsundersøgelser er eksempler på danske typelokaliteter blevet identificeret. I rapporten er gennemgået et eksempel til afprøvning af metodik og arbejds-gang ved udarbejdelse af GOI-typer langs Haller Å. Af Haller Å eksemplet fremgår det, at den nødvendige kvantificering af strømningfordeling, opholdstider/kontaktstider og nedbrydningspotential for de enkelte hovedtyper kun i begrænset omfang er mulig. Som følge heraf er der identificeret et behov for en yderligere testning, validering og operationalisering af typologien. Ved et muligt senere projekt i 2003 foreslås en lignende oversigt udført for en række kendte danske grundvand-overfladevandslokaliteter så værdispredningen på enkeltparametre kan opgøres på hovedtype niveau.

Der er udarbejdet et forslag til feltprogram til fastlæggelse af de forskellige ådalstyper. Herunder er georadar metoden blevet testet på typelokaliteter i Gjern å oplandet med det formål at afklare, om metoden egner sig til kortlægning af ådalsedimenternes geometriske og lithologiske forhold. Testkortlæg-

ningen i Gjern Å systemet viser, at georadar kan anvendes til kortlægningen af de øverste 3 – 4 m af en ådals aflejringer.

Nærværende projekt er en direkte videreførelse af et Miljøstyrelsen udredningsprojekt, som Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GEUS) og Danmarks Miljøundersøgelser (DMU) gennemførte i 2001 med titlen "Videnstatus for Sammenhængen mellem Grundvand og Overfladevand" (Refsgaard med flere, 2002). Der blev heri opstillet et katalog over vidensbehov inden for emneområdet. Nærværende projekt er det højest prioriterede vidensbehov i projektkataloget og er gennemført af GEUS, DMU og Aarhus Universitet (AU).

# Summary and conclusions

Introductory work on implementation of the EU Water Framework Directive have outlined the criteria for classification of the physical-chemical status of groundwater and surface water bodies, knowing that the quantitative status of a groundwater body may have an impact on the ecological quality of surface waters interacting with that groundwater body. Implementation of Water Districts in Denmark (before end of the year 2004) will be accompanied by the definition of good or bad status of individual ground water bodies. During the same period a stream typology will be carried out to classify ecological quality of different stream types in Denmark. To obtain coherence between the two classifications it is necessary to divide the stream valleys into components with unique parameter sets of physical, chemical and biological parameters.

The objective of this report is to present a methodology to classify stream valleys into type locations based on geologic and stream valley morphological principles. Groundwater and surface water interact differently in different types of stream valleys. The same is true for water soluble solutes that can be degraded by or desorbed from wetland sediments to ground water flowing through the stream valley aquifer. The key to understanding the complicated flow and degradation processes that occur in the stream valley aquifer is the identification of unique parameters values that characterize the individual stream valley types. Such an understanding is needed before the interaction between groundwater and surface water in stream valleys can be quantified.

A new classification of groundwater – surface water interaction types of Danish stream valleys is presented in this report and it has got the acronym GOI, which is identical with the English term GSI (Ground water - Surface water Interaction). It is necessary to define type locations in order to classify the hydraulic and degradation / transformation rates in the representative type areas. Stream valleys occurring in unaffected (natural) conditions and those impacted by anthropogenic conditions (such as artificial draining of wetlands) are represented in the classification system. Based on a comprehensive knowledge of Danish stream valley and wetland studies different field examples have been identified. In this report one example is presented to show that the methodology and working procedures are applicable to different GOI types along the Haller Å. This example shows that it is possible to a limited extent to determine the flow distribution of groundwater through the stream valley aquifer; the residence or contact time and the degradation potential of the individual stream valley types.. Therefore further testing, validation and operationalization of the typology is needed. It is recommended that additional Danish locations are examined based on the new classification system in order to determine the ranges of individual parameters under different stream valley conditions.

A field verification program has been developed to support the characterization of the representative parameter sets of individual stream valley types. The georadar method was tested at three type localities in the Gjern Å catchment to determine the functionality of the method for use in mapping geometric conditions and in analyzing the lithologic conditions of wetland sediments in

stream valleys. The primary focus has been on determining whether georadar methods can identify water bearing sand horizons that are embedded in the less permeable organic rich materials.

This project is a continuation of a research and development project conducted for the Danish EPA by Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS) and The National Environmental Research Institute (DMU). The project was entitled "State-of-the-art of Groundwater – Surface Water Interaction" (Refsgaard et al, 2001). A catalogue of research needs was listed in this report covering different GSI issue. The present project was the highest prioritized research need outlined in the catalogue and is conducted by GEUS, DMU and University of Aarhus (AAU).



# 1 Indledning

## 1.1 Projektformål

Formålet med det aktuelle projekt er at etablere en metode til at karakterisere ådale i typeområder efter geologiske og ådals-morfologiske principper. Den måde, som grundvandsmagasin og vandløb udveksler vand på, varierer betydeligt fra det ene typeområde til det andet. Det samme gør sig gældende for det stof, som transporteres med vandet, og som kan omsættes eller frigives fra de ånære sedimenter, hvorigennem udvekslingen sker. Projektet skal på sigt munde ud i at få bestemt typiske parameterværdier for vandstrømning og omsætningspotentiale i type-ådale, således at metodikken kan anvendes bredt i Danmark uden på forhånd at være nødt til at lave detaljerede feltundersøgelser på hver enkelt lokalitet. Kun i særlige tilfælde opnås de nødvendige parameterværdier fra typeområder ved etablering af et målrettet feltprogram, der dog ikke skal udformes som et egentlig monitoringsprogram. I en senere fase forudses det, at der vil ske en egentlig testning, validering og operationalisering af typologien. Metodikken vil kunne understøtte fastlæggelse af kvalitetskriterier for grundvandet og i vandløb i overensstemmelse med bestemmelserne i Vandrammedirektivet.

## 1.2 Projektbaggrund og organisation

Miljøstyrelsens Spildevands- og Vandforsyningskontor er ansvarlig for implementering af Vandrammedirektivet. I forbindelse med implementeringen udarbejdes kriterier til brug ved klassificering af tilstanden i grundvandet. En parameter for klassificering af grundvandet er, hvordan grundvandsstanden og -kvaliteten i ådale påvirker tilstanden i overfladevande, såsom vandløb, søer, vådområder eller kystvande, som har hydraulisk forbindelse til grundvandet.

Der er behov for at skabe en bedre forståelse af, hvorledes procesbeskrivelser og typiske parameterværdier, der karakteriserer vandstrømninger og stofomsætninger i de ånære områder, kan forklares og bestemmes på baggrund af geologisk og ådals-morfologisk viden. En sådan viden vil være en forudsætning for kvantitativt at kunne vurdere betydningen af de ånære områder for samspillet mellem grundvand og overfladevand.

Projektet skal således for ådale søge at opstille en metodik til systematisk at skønne de hydrauliske og geokemiske parameterværdier, der styrer henholdsvis strømningsmæssige og stofomsætningsmæssige processer uden at gennemføre detaljerede feltstudier i de konkrete områder.

Hvad angår vandstrømning og potentiale for stofomsætning har de danske ådale ændret sig betydeligt som en følge af menneskets afvanding i form af dræning, grøftning og udretning / uddybning af vandløb. Ådale i en uforstyrret tilstand vil derfor i mange tilfælde have en anden vandstrømning og andet potentiale for stofomsætning end forstyrrede ådale. I forbindelse med udvikling af typologi for grundvands- / overfladevandsinteraktion i fase 1 og de

efterfølgende konkrete målefaser vil denne forskel blive efterprøvet og indarbejdet.

Projektet er en direkte videreførelse af et Kt. 14/54-udredningsprojekt, som GEUS og DMU gennemførte i 2001 med titlen "Videnstatus for Sammenhængen mellem Grundvand og Overfladevand" (Refsgaard med flere, 2002). Der blev heri opstillet et projektkatalog, som der kan tages udgangspunkt i ved iværksættelse af nye projekter inden for emneområdet. Nærværende projekt er det højest prioriterede vidensbehov i projektkataloget.

Nærværende projekt gennemføres af GEUS, DMU og Århus Universitet (AAU) i perioden juni til december 2002. Projektgruppen består af:

- Bertel Nilsson, GEUS (projektleder, ådalens tilblivelse; typiske parameter-værdier i ådalen)
- Jens Christian Refsgaard, GEUS (typiske parameter-værdier i ådalen)
- Brian Kronvang, DMU (ådalen i uforstyrret tilstand; typiske parameter-værdier i ådalen)
- Steen Christensen, AAU (typiske parameter-værdier i ådalen; typologi for grundvands - overfladevandsinteraktion)
- Jesper Heidemann Langhoff, AAU (typologi for grundvands - overfladevandsinteraktion)
- Mette Dahl, GEUS (processer i ådalen; typologi for grundvands - overfladevandsinteraktion)
- Hans Estrup Andersen, DMU (feltprogram til fastlæggelse af typologi for grundvands - overfladevandsinteraktion)
- Carl Christian Hoffmann, DMU (processer i ådalen; typiske parameter-værdier i ådalen)
- Keld Rømer Rasmussen, AAU (typiske parameter-værdier i ådalen)
- Ingelise Møller, GEUS (georadar)

Projektet har en følgegruppe bestående af:

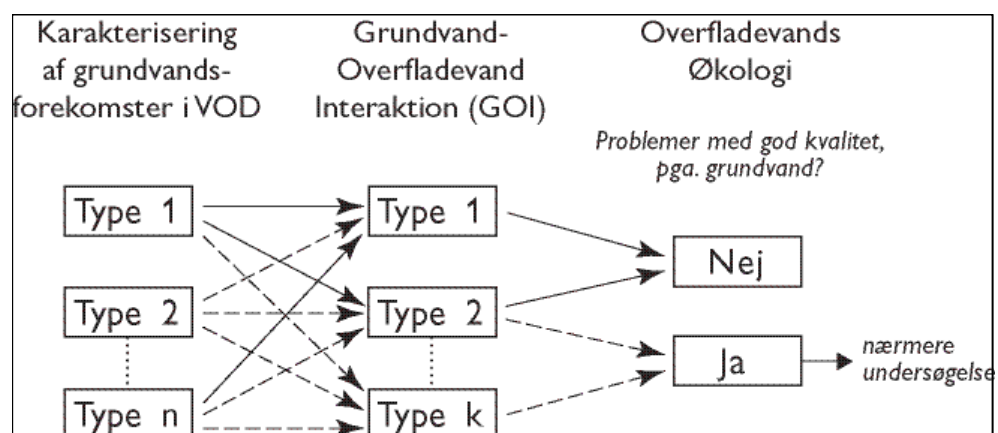
- Martin Skriver (formand), MST
- Bente Villumsen, MST
- Bertel Nilsson, GEUS
- Brian Kronvang, DMU
- Steen Christensen, AAU
- Jens Christian Refsgaard, GEUS

### 1.3 Vandrammedirektivets krav til typologien for grundvand-overfladevand interaktion

I forbindelse med implementering af Vandrammedirektivet er et afgørende forhold for klassificeringen af grundvandet, hvordan grundvandsstanden og -kvaliteten påvirker tilstanden i overfladevandene. I forbindelse med opdelingen af Danmark i vandområdedistrikter skal grundvand inden udgangen af 2004 klassificeres efter deres risiko for ikke at kunne opnå direktivets krav om "god tilstand". Parallelt med udarbejdelsen af denne klassificering er der nedsat en arbejdsgruppe, som skal forestå udarbejdelsen af en vandløbstypologi, der skal klassificere den økologiske kvalitet for forskellige vandløbstyper. For

at opnå sammenhæng mellem udpegningen af typer af grundvandsforekomster og vandløbstypologien er der behov for en inddeling af ådalene i typer med repræsentative parameterværdier tilknyttet med hensyn til vandstrømning og stoftransport.

Grundvandsressourcerne og overfladevandene har i Danmark i stort omfang hidtil været forvaltet hver for sig. Med principperne i Vandrammedirektivet bliver der således øget fokus på sammenhængen i forvaltningen af overfladevande og grundvand.



Figur 1. Typologien for Grundvand-Overfladevand Interaktion (GOI) afgrænses til andre vandrammedirektivaktiviteter: Karakterisering af grundvandsforekomster i Vand Område Distrikter, VOD (til venstre på figuren) og karakterisering af økologisk tilstand i overfladevandene (til højre).

#### 1.4 Fremgangsmåde ved udarbejdelsen af nærværende rapport

Projektarbejdet har haft følgende indhold:

- Der er foretaget en målrettet litteratursøgning for at identificere eventuelle lignende metodikker / principper i karakterisering af ådale i typeområder i andre lande.
- Der er udviklet en typologi for grundvands- / overfladevandsinteraktion, hvor danske ådale kan karakteriseres ud fra geologiske og ådalsmorfologiske parametre. Typeområderne skal defineres med henblik på, at hydrauliske og stofomsætningsmæssige parameterværdier kan bestemmes i et typeområde og anvendes for områder med tilsvarende karakteristika. I klassifikationen tages højde for ådalene i en upåvirket tilstand versus menneskabte forstyrrelser i form af afvanding.
- De typiske parameterværdier, der indgår i karakteriseringen af typeområderne, er beskrevet.
- På baggrund af et indgående kendskab til danske ådalsundersøgelser er eksempler på danske typelokaliteter blevet identificeret.
- Der er udarbejdet et forslag til feltprogram til fastlæggelse af de forskellige ådalstyper. Herunder er en enkelt feltmetode (georadar) blevet pilottestet på typelokaliteter i Gjernå oplandet med det formål at afklare, om metoden egner sig til kortlægning af ådals sedimenternes geometriske og lithologiske forhold. Der er primært fokuseret på, om vandledende sandlag, indesluttet i mindre permeable organisk rige ådals sediment, kan udskilles med georadarmetoden.

En kvalitetssikringsgruppe, bestående af deltagere fra flere amter (Viborg, Århus, Vestsjælland og Roskilde), Geografisk og Geologisk Institut ved Københavns Universitet, Skov og Naturstyrelsen og Hedeselskabet, har været inddraget midtvejs på en kombineret feltekskursion og workshop fordelt over to dage, hvor projektgruppen fremlagde videnstatus til diskussion og kritik.

#### 1.5 Rapportens indhold – læsevejledning

Følgende emner behandles i nærværende arbejdsrapport:

- Kapitel 2 indeholder en beskrivelse af ådales tilblivelse, menneskeskabte indgreb og uforstyrret tilstand.
- Kapitel 3 beskriver de hydrologiske og mere stofspecifikke samspilsprocesser, der forekommer ved interaktionen mellem grundvand og overfladevand i ådale.
- Kapitel 4 omfatter en beskrivelse af metodikken til klassifikation af ådale i typeområder (typologi for grundvands- / overfladevandsinteraktion) indeholdende hovedtyper og varianttyper af naturlig og menneskeskabt oprindelse.
- Kapitel 5 opsummerer de grundlæggende parametre, som styrer det hydrokemiske kredsløb i interaktionen mellem grundvand og overfladevand
  - Hydraulisk ledningsevne / lækagekoefficienten og porøsitet
  - Opholdstiden/kontakttiden
  - Stofspecifikke parametre (nedbrydning/omsætning)
- Kapitel 6 beskriver et forslag til feltprogram til fastlæggelse af grundvand-overfladevandsinteraktion i ådale.
- I kapitel 7 er givet forslag til færdig udvikling og validering af den opstillede typologi for grundvands- / overfladevandsinteraktion.



## 2 Ådalens tilblivelse

### 2.1 Dannelseshistorien

De dybe og brede dale afspejler de voldsomme daldannende processer, der herskede under prækvartære forhold og i forbindelse med istiderne set i relation til nutidens beskedne vandløbsprocesser (Wienberg Rasmussen, 1975; Danmarks Natur, 1979; Piotrowski, 1994).

De faktorer, der enten har eller har haft indflydelse på dannelsen og udformningen af de danske ådale kan således overordnet inddeles i følgende daldannende processer:

- is/gletschere (glacial proces)
- smeltevand (glacial proces)
- tektonisk (både glacial- og neo-tektoniske processer)

Nogle af de store dale er tektonisk betingede. Dalene er under afsmeltningen fra den sidste istid blevet opfyldt af diluviale (se ordliste, bilag 1) aflejringer i bunden. Efterhånden som klimaet har nærmet sig det nuværende, og havspejlet (og dermed erosionsbasis for vandløbene) er steget, er dalen blevet fyldt yderligere op af alluviale aflejringer. De nedre strækninger af ådalene har i det østlige Danmark været oversvømmet af Stenalderhavet. Der er på disse strækninger aflejret gytje på bunden af det forholdsvis stillestående vand. Efter den seneste relative landhævning er *ferskvandstørv* afslutningsvis aflejret øverst. Den geologiske lagfølge, der resulterer heraf, er skitseret på figur B2.2 og B2.3 (i Bilag 2).

Der er delte meninger om, hvor stor en rolle de tektoniske processer spiller som landskabsdannende faktor for det nutidige landskab i Danmark. Nyere undersøgelser dokumenterer imidlertid, at stress-felter har virket op gennem kvartærtiden og har været en styrende faktor for udviklingen af vort nuværende landskab (Papadatos og Sørensen, 1997). Som eksempel har den tektoniske aktivitet i Midtjylland været en medvirkende årsag til dannelsen af en del af bakkeøerne og viser, hvordan tektonikken kontrollerer hedeslettens opdeltede struktur og beliggenhed af vandløbene (Lykke-Andersen med flere, 1996; Lykke-Andersen, 2002).

I forbindelse med et grundvandssamarbejde mellem Fyns Amt og jyske amter er der af flere omgange udarbejdet rapporter, der belyser dannelsesmæssige sammenhænge mellem begravede dale, topografiske dale og dybe forkastninger. Samarbejdet er senest afrapporteret i "Kortlægning af begravede dale i Jylland og på Fyn" (Sandersen og Jørgensen, 2002; Jørgensen & Sandersen, 2002). Dannelsen af de forskellige typer dale er for nogles vedkommende primært sket ved subglacial smeltevandserosion og for andres vedkommende kombineret med glacialtektoniske processer. Der er i praksis tale om at dalene er begravede modstykker til den betydelige forekomst af tunneldale i nutidens landskab. Under en lang række af de nutidige tunneldale gemmer sig helt eller delvis begravede dale med et betydeligt grundvandsressource potentiale.

## 2.2 Menneskeskabte indgreb og uforstyrret tilstand

Der er ca 65.000 km små og store vandløb i Danmark, som med de tilhørende vandløbsnære arealer eller ådale udgør et vigtigt landskabelement. Gennem århundreder har vandløb og ådale været genstand for menneskelig udnyttelse, startende med deres betydning som samfærdselsårer (sejlads), fiskeri (laks, ål, ørred) og som kilde til energi (vandmøller). I de sidste to århundreder har behovet for landbrugsarealer også inddraget de vandløbsnære arealer. I starten som ekstensivt græssede enge samt enge til høslæt. Mange steder blev der etableret engvandingssystemer, hvor vandløbsvand via kanalsystemer kunne anvendes til at gøde og vande engarealerne.

I de sidste 150 år er hovedparten af de danske vandløb og vandløbsnære arealer blevet stærkt påvirket på grund af landbrugets behov for dyrkningsjord. Desuden blev der i mange større vandløb lavet opstemninger og oversvømmelser af ådale med henblik på udnyttelse af vandkraften til elproduktion (f.eks. Tange sø). Langt den største påvirkning var dog landbrugets afvandingssystemer, som via udretning og kanalisering af vandløb, grøftning, dræning og oprettelse af pumpeaggregater og tørlagde søer, moser og våde enge til brug for intensiv landbrugsproduktion. I dag findes der derfor meget få uberørte strækninger af vandløb og vandløbsnære arealer i Danmark. Det er således tidligere opgjort at mindre end 2% af de danske vandløb har et naturligt slynget forløb (Miljøstyrelsen, 1987).

I en uforstyrret tilstand udgør de vandløbsnære arealer en vigtig biotop, i det fugtige enges vegetation hører til de artsrigeste og biologisk set mest værdifulde i landskabet. De fugtige enge udgør desuden en vigtig biotop for mange truede og sjældne arter af planter og dyr, og de har samtidig stor betydning for det biologiske samspil med vandløbene i ådalen. En ådal i uforstyrret tilstand vil kunne beskrives ved følgende elementer:

En zonerings fra ådalsskrænten til vandløb med mineraleng med kratkov, over tørveeng med mosebunke, mjøddurt og pilearter, til dyndeng med røgræsser, høj søgræs og rødelt (høj biodiversitet). Et slynget naturligt vandløb, der bevæger sig frit i ådalen og danner afskårne mæanderbuer (småsøer) som vigtige levesteder for padder og krybdyr (høj biodiversitet). Hyppige oversvømmelser afsætter næringsrigt slam i ådalen. Høj grundvandsstand medfører opbygning af et tørvelag, der veksler med minerogene indslag afsat fra oversvømmelser (opbygning af en organisk kulstofpulje). Strømningen igennem engen af udsivende grundvand fra højereliggende områder kan medvirke til en omsætning og tilbageholdelse af næringsstoffer, hvorved de vandløbsnære arealer virker som en stofbuffer.

De menneskeskabte indgreb i det hydrologiske kredsløb, eksemplificeret i fig. 3.1 (3), kan være mangeartede og af omfattende betydning for udvekslingen mellem grundvand og overfladevand.

Vandløbet kan ved en hovedafvanding være uddybet, flyttet, udrettet, inddiget og / eller betonarmet i bunden. I det østlige Danmark er hovedparten af de lerede moræne jorde ofte detailafvandet. Nogle dræn munder ud i ådalsskrænten, hvorfra vandet infiltreres i ådalen eller løber overfladisk til vandløbet afhængigt af mætningsforhold og strømningsretning i jorden. Nogle dræn ledes gennem ådalen og munder ud direkte i vandløbet. Ådalen kan endvidere selv være drænet eller grøftet.

I Vestjylland anvendtes tidligere overrislingssystemer, hvor opstrøms vandløbsvand blev tilledt i vandingsgrøfter langs ådalsskrænten, hvorfra det rislede ned over engfladen og atter blev opsamlet i afvandingsgrøfter længere nedstrøms. Få steder kan sådanne systemer stadig findes i dag.

Ved afvandingen og opdyrkning af de vandløbsnære arealer og ådale sker der en kraftig påvirkning af de biologiske, hydrologiske, fysiske og kemiske forhold. De forskellige påvirkninger og deres konsekvenser er oversigtligt skitseret i tabel 2.1.

Et eksempel på konsekvenserne af dræning af lavbundsjord er vist i tabel 2.2. Efter dræningen sker der på grund af mineraliseringen af det organiske stof i ådalsjorden en frigivelse og udvaskning af store mængder kvælstof i form af ammonium og opløst fosfat. Desuden sker der i dette tilfælde en iltning af pyrit i jorden, hvorved jern og sulfat udvaskes fra lavbundsjorden til dræn.

Et andet eksempel på konsekvenser af afvanding og udretning af vandløb er sætningerne af ådalsjorden, som det er påvist i detailopmålinger af ådalen ved Brede Å, før åen blev genslynget i 1994/95 af Sønderjyllands Amt (figur 5.9).

Et sidste eksempel viser betydningen af naturlige oversvømmelser af ådale for afsætning af næringsrigt slam i ådalen (tabel 2.3). Eksemplet viser, at store mængder slam og næringsstoffer kan afsættes ved naturligt forekommende overrislinger og oversvømmelser i de nedre dele af vandløbssystemerne.



Tabel 2.1 Oversigt over de natur- og miljømæssige konsekvenser af afvandingen og den intensive udnyttelse af de vandløbsnære arealer til intensiv landbrugsproduktion.

Menneskeskabte indgreb	Påvirkninger	Konsekvenser
Afvanding af ånære arealer	Kanalisering, udretning og vedligeholdelse af vandløb.	Foringelse af det naturlige dyre- og planteliv i vandløb.
	Udtørring af moser og våde enge.	Levesteder for vådbunds-samfund af planter og dyr er forsvundet.
	Udsivende grundvand til de vandløbsnære arealer er afdrænet til overfladevand så hurtigt som muligt. Skræntvæld udtørres.	Det naturlige hydrologiske og kemiske samspil mellem grundvand og vandløb er kortslettet, hvorved processer som denitrifikation af nitrat er minimeret. Desuden forsvinder vådbundsvegetation i kildevæld ved udtørring.
	Overdimensionering af vandløbs vandføringsevne har helt eller delvist forhindret de tilbagevendende, naturlige oversvømmelser af ådale.	Aflejringer af slam og næringsstoffer i ådale er minimeret, og det biologiske samspil mellem vandløb og vandløbsnære arealer mindsket.
	Dræning og grøftning har sænket grundvandstanden i vandløbsnære arealer.	Mindre fordampning, ændret strømningsmønstre, afbrænding og sætninger af ådalsjorden, overudvaskning af næringsstoffer, jern, organisk kulstof, sulfat, mv. til overfladevand.
Intensiv dyrkning af enge	Inddragelse af vandløbsnære arealer i omdriften	Ændret biodiversitet i de vandløbsnære arealer i form af plante- og dyresamfund
	Brug af gødningsstoffer og pesticider	Øget udvaskning af næringsstoffer og pesticider til overfladevand
	Jordbearbejdning, mv.	Øgede fysiske forstyrrelser af vandløb ved dyrkning tæt på vandløbskanten i form af øget jordtilførsel ved erosionstab (jord- og brinkerosion)

Tabel 2.2 Overudvaskning af kvælstof, fosfor, jern og sulfat efter dræning af et lavbundsareal ved Skjern Å (Efter Kronvang et al, 2000).

	Før dræning	Efter dræning
Ammonium (NH <sub>4</sub> -N)	0,06 kg N/ha	114 kg N/ha
Opløst fosfat (PO <sub>4</sub> -P)	0,04 kg P/ha	0,20 kg P/ha
Total jern (Fe)	-	536 kg/ha
Sulfat (So <sub>4</sub> -S)	28 kg S/ha	1875 kg S/ha

Tabel 2.3 Deponering af sediment, organisk stof og fosfor ved overrislinger og oversvømmelser af en ådal i den nedre del af Gjern Å før tilløbet til Gudenåen i vinteren 1992/93 (efter Kronvang et al, 2002).

	Antal dage	Deponering på engareal		
		Sediment (g tørstof/m <sup>2</sup> )	Organisk stof (g tørstof/m <sup>2</sup> )	Fosfor (g P/m <sup>2</sup> )
Overrisling gennem grøft	14	42	16	0,16
Oversvømmelse fra vandløb	9	254	70	1,18
Overrisling gennem grøft	5	68	19	0,19
Oversvømmelse fra vandløb	9	1205	198	3,75
Oversvømmelse fra vandløb	21	3002	360	6,50

## 3 Processer i ådale

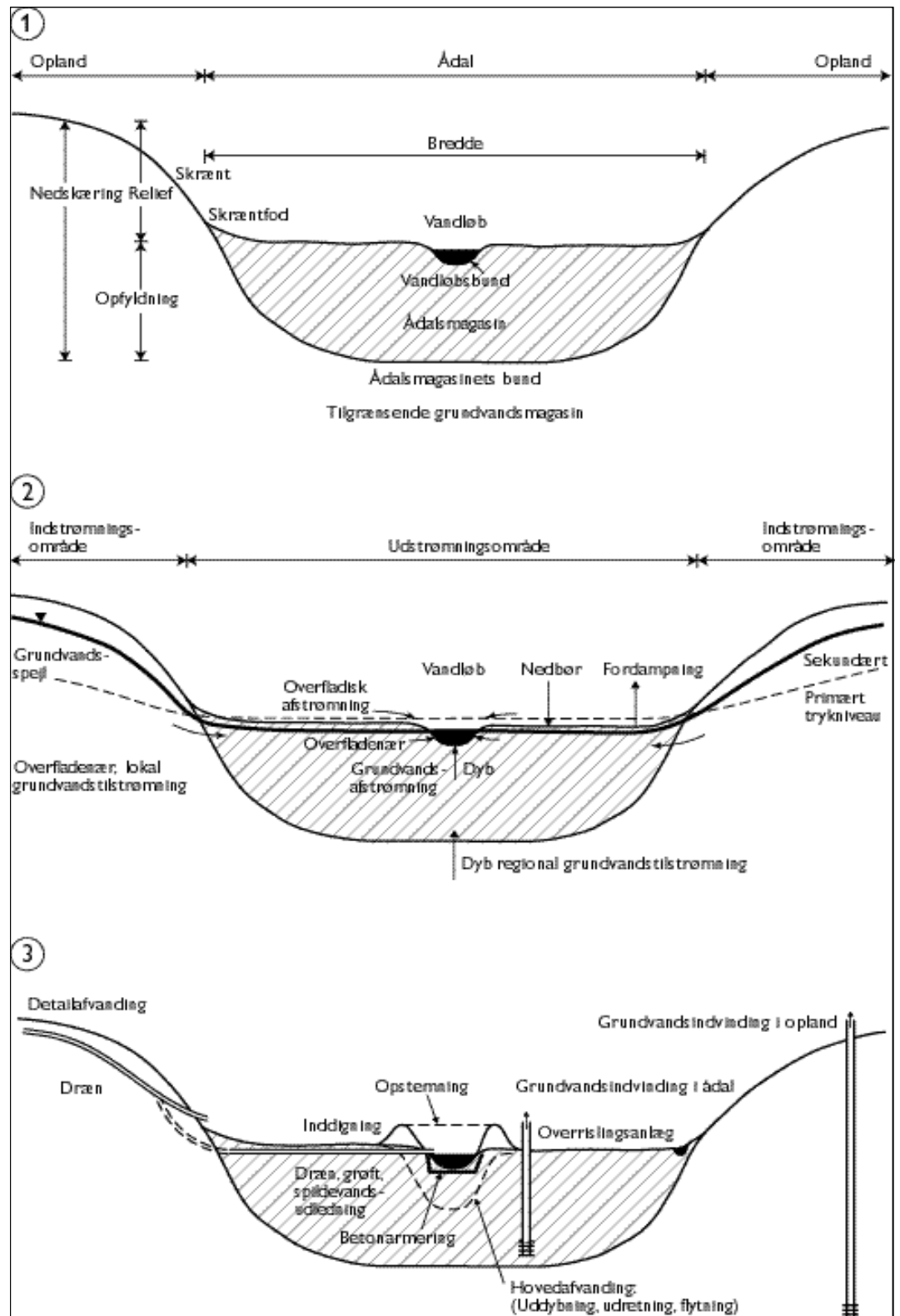
Ådale er beliggende langs vandløb i de laveste områder af landskabet. De er en del af det hydrologiske kontinuum. Fra indstrømningsområderne i oplandet passerer grundvandet igennem ådalsedimenterne på vej mod vandløbet. Ådalene er i Danmark oftest udstømningsområder for grundvand. På grund af deres særlige geologiske og biogeokemiske forhold påvirker de vandkvaliteten af det gennemstrømmende vand.

### 3.1 Hydrologiske processer i ådale

#### 3.1.1 Konceptuel ramme og anvendt nomenklatur

For at få indblik i styrende processer og parametre for vand- og stofomsætningen i ådale er det vigtigt at tage udgangspunkt i en forståelse af strømningforholdene i ådalen. På figur 3.1 (1) og 3.1 (2) er konceptuelle skitser af en ådal illustreret med angivelse af anvendt nomenklatur for henholdsvis geomorfologiske og hydrologiske forhold. De naturlige og menneskeskabte varianter (figur 3.1 (3)) er nærmere beskrevet i afsnit 4.2.5. Interaktionen mellem grundvand og overfladevand bliver i dette projekt betragtet som udvekslingen mellem tre magasiner: det tilgrænsende grundvandsmagasin, ådalsmagasinet og vandløbet.

*Ådalsmagasinet* består samlet af de vekslende lag af diluviale, alluviale, gytje- og tørveaflejringer, der delvist har opfyldt dalen efter de daldannende processer, har udformet selve dalnedskæringen i det ældre geologiske underlag. Under dette ligger det *tilgrænsende grundvandsmagasin*, der føder ådalen med grundvand. Hvorvidt grundvandstilstrømningen er af lokal, overfladenær oprindelse eller af regional, dyb oprindelse eller er en blanding af begge afgøres af geomorfologiske og hydrogeologiske forhold i oplandet omkring ådalen. Det sidste magasin udgøres af *vandløbet*. Hvorledes afstrømningen fra ådalsmagasinet til vandløbet forløber styres af grundvandets trykforhold i relation til vandstanden i vandløbet, jordoverfladens beliggenhed, fordelingen af høj- og lavpermeable lag i ådalsmagasinet, permeabiliteten af selve vandløbsbunden og endelig mængden af gennemstrømmende vand. Afstrømningen kan således finde sted overfladisk eller ved overfladenær (inkl. drænastrømning og øvre grundvand) eller dyb grundvandsafstrømning.



Figur 3.1. Konceptuel skitse over (1) ådalsmorfologiske forhold, (2) ådalhydrologiske forhold med angivelse af anvendt nomenklatur, samt (3) menneskeskabte indgreb i det hydrologiske kredsløb.

### 3.1.2 Grundvandstilstrømning til ådalsmagasinet

Overordnet set styres interaktionen mellem det tilstødende grundvandsmagasin og ådalsmagasinet af klimaet og af den geologiske og geomorfologiske opbygning i oplandet til ådalen.

Årsnedbøren varierer i Danmark mellem ca 700 mm i Storebæltsregionen til ca 1100 mm i midt Sønderjylland. Den aktuelle fordampning er af størrelsesordenen 450-500 mm på årsbasis overalt i Danmark. Det giver en positiv netto-nedbør (nedbør – fordampning) overalt i Danmark, og derfor en netto grundvandsdannelse i indstrømningsområderne i oplandet. Der er dog ret store regionale forskelle på netto-nedbøren indenfor landet, idet Storebæltsregionens netto-nedbør kun beløber sig til ca 200 mm årligt, mens midt Sønderjyllands netto- nedbør beløber sig til ca 600 mm årligt.

Ådalene er som hovedregel udstrømningsområder for grundvand i Danmark. Afgørende for størrelsesordenen af grundvandstilstrømningen til ådalene er imidlertid, hvor stor en andel af netto-nedbøren, der når grundvandsmagasiner, der har hydraulisk kontakt med ådalsmagasinet. På smeltevandsletterne i det vestlige Danmark når størsteparten af netto-nedbøren ådalens tilgrænsende grundvandsmagasin. Kun en lille del af netto-nedbøren vil imidlertid i det østlige Danmark nå ådalens tilgrænsende grundvandsmagasin på grund af den lagdelte geologiske opbygning her med skiftende lag af lerede moræneaflejringer og smeltevandsaflejringer. Der vil således være store regionale forskelle i mængden af tilstrømmende grundvand til ådalene i Danmark.

Mængden og stabiliteten af grundvandstilstrømningen afhænger endvidere af voluminet (mægtigheden og udbredelsen) af de magasiner, der føder ådalen. Afstrømningen fra regionale magasiner er stabil, mens den fra lokale magasiner er mere ustabil og nedbørsafhængig. Hastigheden af tilstrømningen afhænger af magasinets hydrauliske ledningsevne, der atter er afhængig af texturen (eller rettere pore- og sprækkestørrelsesfordelingen) samt af den hydrauliske potentialegradient mellem det tilgrænsende grundvandsmagasin og ådalsmagasinet. Sprækker, forkastninger, forskudte flager og andre mere eller mindre lokale forhold kan ligeledes påvirke tilstrømningen til ådalene og vandløbet drastisk.

### 3.1.3 Strømningsforhold i ådalsmagasinet

Strømningsmønstret i selve ådalen er i høj grad styret af den geologiske opbygning i selve ådalen. Den rumlige fordeling af høj- og lavpermeable aflejringer, samt eventuelle præferentielle strømningsveje er styrende for opbygningen af overordnede og lokale strømningssystemer. Aflejringeres hydrauliske ledningsevne er sammen med de hydrauliske potentialegradienter mellem det tilgrænsende grundvandsmagasin og ådalsmagasinet bestemmende for vandets strømningshastighed og -retning gennem ådalen. Sammen med ådalsmagasinets geometri og porøsitet styrer de vandets opholdstid i ådalen (magasinets volumen divideret med gennemstrømmende vandmængde per tidsenhed). Aflejringeres porøsitet, og særligt den effektive porøsitet er afgørende parametre for en eventuelt variabel magasinering af vand i ådalen og den efterfølgende afdræning heraf.

På grund af en overordentlig stor variabilitet i den geologiske opbygning i ådalsmagasinet indenfor selv meget små afstande er estimeringen af ovenstå-

ende hydrauliske parametre en meget svær opgave at udføre, idet både tekstur og organisk indhold i jorden varierer ekstremt i netop dette aflejringsmiljø.

De geomorfologiske forhold i og omkring ådalen kan have betydning på flere punkter. Stort relief og markant topografiske knæk, f.eks. ved skræntfoden og ved vandløbsbrinken, giver anledning til lokale strømningssystemer. Ådalens geometri er som ovenfor nævnt medbestemmende for vandets opholdstid i ådalen. En lille vandløbshældning medfører større hyppighed af oversvømmelser fra vandløbet. Ådalens mikrotopografi styrer overfladisk afstrømning, enten i velafgrænsede løb eller ved fladestrømning (sheet flow). Endelig giver ådalens eventuelle prækvartære og kvartære dalnedskæring mulighed for senere aflejring af ådalsmagasinet diluviale, alluviale og organiske aflejringer (se afsnit 2.1).

### 3.1.4 Grundvandsafstrømning fra ådalsmagasin til vandløb

Hvorledes afstrømningen fra ådalsmagasinet til vandløbet forløber styres af grundvandets trykforhold i relation til vandstanden i vandløbet, jordoverfladens beliggenhed, fordelingen af høj- og lavpermeable lag i ådalsmagasinet, permeabiliteten af selve vandløbsbunden og endelig mængden af gennemstrømmende vand.

Forskellige strømningmekanismer finder sted i udvekslingen. Den overfladenære og dybe grundvandsafstrømning forløber enten ved diffus grundvandsstrømning (matrix strømning) med forskellige grader af kontakt afhængig af vandløbsbundens hydrauliske ledningsevne og tykkelse eller strømning gennem tynde sandlag/kildevæld (præferentiel strømning). Den overfladiske strømning forløber enten i veldefinerede løb eller over hele brinken. Endelig kan strømning i drænrør også forekomme forårsaget af menneskelig indgriben.

Kontakten (konnektiviteten) mellem grundvand og overfladevand karakteriseres ofte ved vandløbsbundens lækagekoefficient, der er bundens hydrauliske ledningsevne divideret med tykkelsen heraf. Desto mindre hydraulisk ledningsevne og desto tykkere lag, desto dårligere direkte kontakt er der mellem grundvandet og vandløbet. Lækagekoefficienten kan variere stærkt indenfor selv meget små afstande.

Lækagekoefficienten kan ligeledes variere gennem tid både på kort og længere sigt. På kort sigt ændres vandløbsbundens sedimenter som funktion af vandføringen. Ved lave vandføringer bundfældes finere materiale, som på grund af lav hydraulisk ledningsevne kan 'clogge' bunden og mindske kontakten væsentligt. I Danmark menes dette ikke at have lige så stor betydning som i store vandrige floder på kontinenterne. På længere sigt kan vandløbsbundens hydrauliske egenskaber ændres ved klimaændringer, der medfører andre afstrømnings- og dermed sedimentationsforhold i vandløbet, ved ændring af vandløbets leje (mæandrering) og endelig ved menneskelig indgriben i form af afvandings- og dræningsaktiviteter.

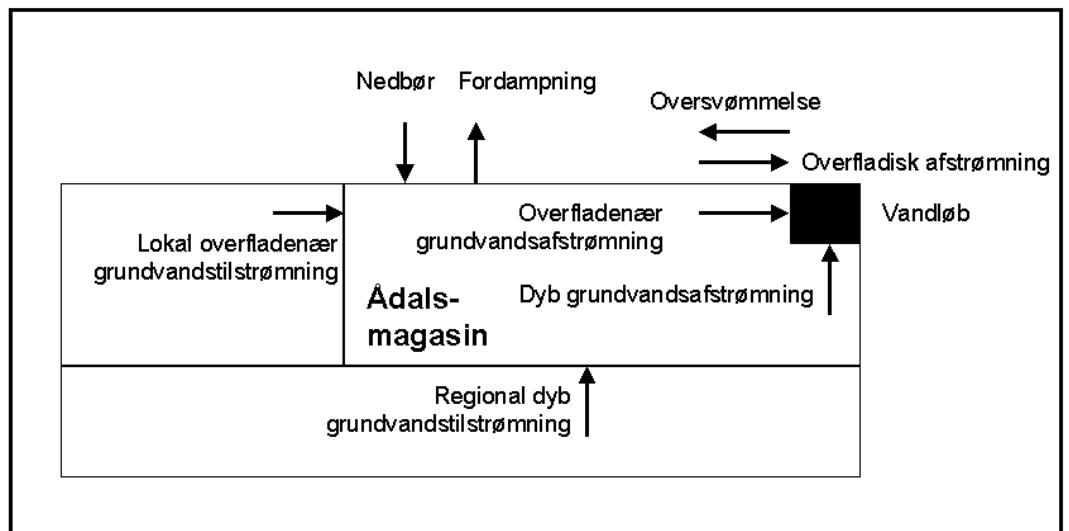
Følgende karakteristiske kontakttyper mellem grundvand og overfladevand findes:

- Direkte kontakt gennem vandløbsbunden (højpermeabel)
- Delvis kontakt gennem vandløbsbunden (semipermeabel)

- Dårlig kontakt gennem vandløbsbunden (lavpermeabel)
- Præferentiel kontakt gennem vandløbsbund ('huller')
- Overfladekontakt (over brink)
- Drænkontakt (drænrør udmunder direkte i vandløb)

### 3.1.5 Vandbalance for ådalsmagasinet

Ådalsmagasinet kan således modtage vand (figur 3.2) via nedbør, via overfladenær (lokal) og dyb (regional) grundvandsstilstrømning fra tilgrænsende grundvandsmagasiner og endelig fra oversvømmende vandløbsvand. Ådalsmagasinet afgiver vand ved fordampning og ved overfladisk, overfladenær og dyb grundvandsafstrømning til vandløbet. Der kan være strækninger eller tidspunkter af året, hvor grundvand strømmer fra ådalsmagasinet ned i det tilgrænsende grundvandsmagasin, og der kan være strømning i ådalsmagasinet langs vandløbet. Endvidere kan der være magasinerings af vand i ådalen, enten overfladisk eller underjordisk. Der kan eventuelt også være både drænvandsstil- og afstrømning i ådalen.



Figur 3.2. Vandbalance for ådalsmagasinet

I bilag 2 er der opstillet en konceptuel model der regionaliserer betydningen af de forskellige led i vandbalancen indenfor et vandløbsopland med homogen geologi og ens nedbør.

### 3.1.6 Vandkvalitet i tilstrømmende grundvand

På grundlag af kendskab til hvilket strømningssystem, der bidrager med grundvand til ådalen (se bilag 2) kan vandkvaliteten i det tilstrømmende grundvand vurderes, idet strømningedybden stiger med strømningssystemets størrelse. Hvis grundvandet på sin vej kun har løbet i den øverstbeliggende oxiderende zone vil det være aerobt, når det ankommer til ådalsmagasinet. Det kan da være nitratrigt og kan desuden indholde pesticider. Har grundvandet derimod krydset redoxgrænsen ned til det reducerende miljø, vil vandet, når det ankommer til ådalsmagasinet, derimod være anaerobt og nitrat-

fattigt. Det vil endvidere sandsynligvis ikke indeholde pesticider, da det er dannet på en tid, hvor pesticider endnu ikke anvendtes.

Denne idealiserede fremstilling er imidlertid ikke altid anvendelig for danske forhold. Således viser f.eks. figur 3.3 og 3.4, at tilstrømningen af grundvand til vandløbenes delstrækninger varierer meget regionalt og også mellem oplande i samme region. Derfor understreger det, at en behandling af interaktionen mellem grundvand og overfladevand ikke kun kan udføres ved at benytte kendte metoder fra den internationale litteratur. På et vist niveau er det nødvendigt at inddrage oplandsspecifikke betragtninger.

### 3.1.7 Grundvandsudstrømning til danske vandløb

#### 3.1.7.1 Medianminimumafstrømning relateret til topografisk delopland

Afstrømningsforholdene i danske vandløb for perioden 1971-98 er på basis af data fra 243 målestationer kortlagt af Danmarks Miljøundersøgelser (Ovesen et al, 2000). Som resultat af dette arbejde er der for Danmark optegnet kort over fordelingen af nedbør, potentiel fordampning, middelaflstrømning, medianminimumafstrømning, medianmaksimumafstrømning og vandbalance. Alle relateret til det topografiske delopland, der bidrager til afstrømningen. Det samlede opland til målestationerne dækker ca 55 % af Danmarks areal.

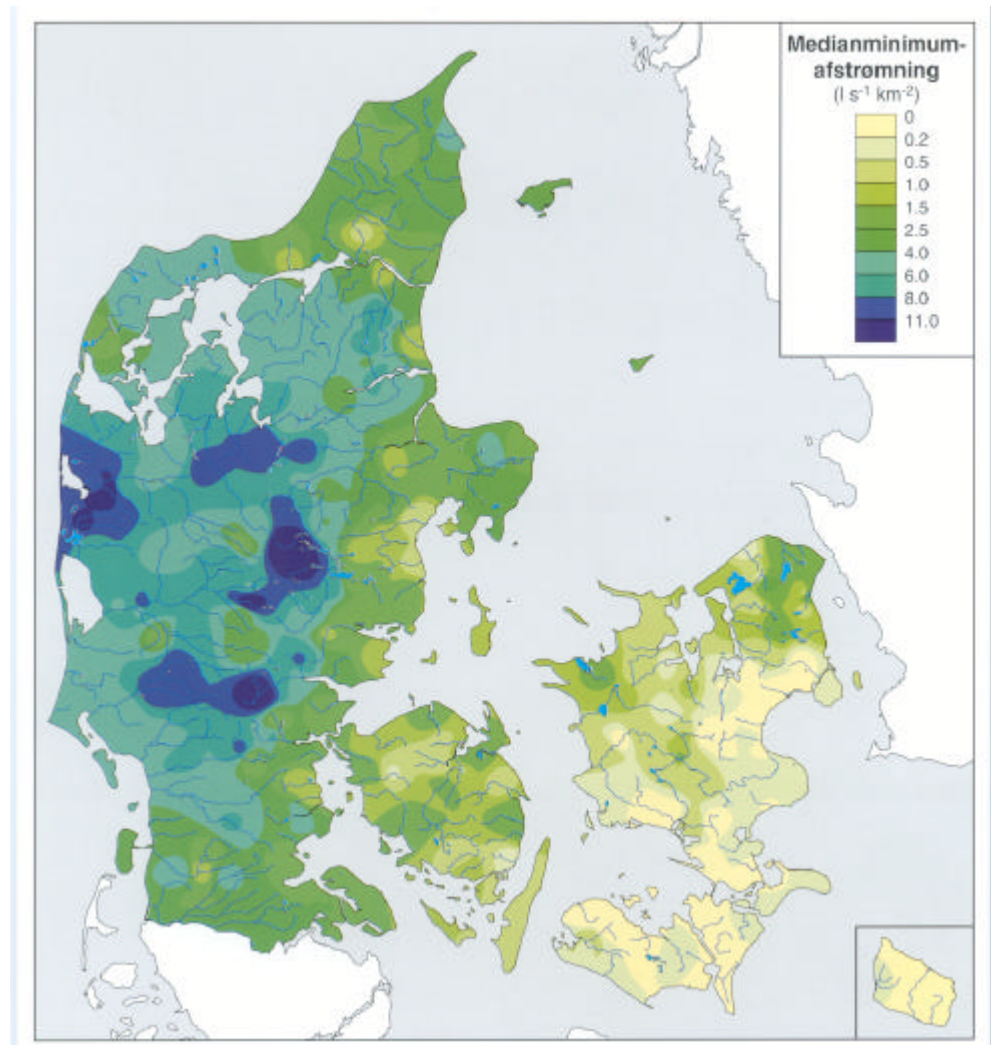
Medianminimumafstrømningen (Clausen & Rasmussen, 1988) kan anses som et udtryk for den regionale, dybe grundvandsudstrømning til vandløbene. Kortet (gengivet i figur 3.3) viser en betydelig og systematisk variation i medianminimumafstrømning indenfor Danmark, hvor der er mere end en faktor 10 til forskel mellem de mindste og de største værdier. De mindste værdier ( $< 0.5 \text{ l/s/km}^2$ ) findes på det sydøstlige Sjælland samt på Lolland, Falster og Bornholm. De største værdier findes i det centrale og vestlige Jylland ( $> 8 \text{ l/s/km}^2$ ).

Fordelingen af medianminimumafstrømning afspejlet i mindre grad nedbørsfordelingen i landet. Den altovervejende årsag til fordelingen skal søges i den forskelligartede geologiske opbygning i Danmark. Den lille regionale grundvandsudstrømning findes da typisk i det østlige Danmark, hvor den geologiske opbygning består af vekslende lag af lerede moræneaflejringer og sandede smeltevandsaflejringer. De lavpermeable lerede aflejringer samt dræningen heraf hindrer grundvandets strømning til de sandede grundvandsmagasiner, der heller ikke har så stor rumlig udbredelse. Den dybe udstrømning herfra til vandløbene bliver da heller ikke særlig stor.

I det vestlige Danmark, hvor den store regionale udstrømning finder sted, består den geologiske opbygning af tykke lag højpermeabelt smeltevandssand med stor udbredelse. Her hindres grundvandet ikke i at nå grundvandsmagasinet. I områderne med den maksimale udstrømning sker der en yderligere tilstrømning til vandløbene forårsaget af, at det topografiske opland ikke er sammenfaldende med grundvandsoplandet. En væsentlig del af den nedbør, der falder umiddelbart vest for hovedopholdslinien strømmer via store regionale grundvandsmagasiner enten mod øst til de øverste dele af de vandløb, der udmunder ved Jyllands østkyst, eller mod vest til de nedre dele af de vandløb, der udmunder ved Jyllands vestkyst. Udstrømningen kommer derved til at 'mangle' i områderne umiddelbart vest for hovedopholdslinien (Ovesen et al, 2000).



På grundlag af informationerne i figur 3.3, der relaterer til arealet af det bidragende topografiske delopland, er der ikke nogen systematisk fordeling af den regionale grundvandsudstrømning til vandløbene indenfor et vandløbsopland, der kan relateres til 'ideelle' forhold (beskrevet i bilag 2), hvor der er homogen geologi og ens nedbør. Dette vil fremgå af følgende gennemgang af afstrømningsforholdene i danske vandløb.



Figur 3.3. Medianminimumafstrømningskort (Ovesen et al, 2000)

### 3.1.7.2 Medianminimumafstrømning relateret til vandløbsstrækningens længde indenfor topografisk delopland

Dahl et al (1998) har undersøgt grundvandsudstrømningen til fynske vandløb nærmere på basis af medianminimumafstrømning for 600 stationer for perioden 1971-90. Tilstømningen mellem målestationerne er relateret til vandløbsstrækningens længde indenfor hvert topografisk delopland. Deloplandene blev inddelt i følgende kategorier: <0; 0-5; 5-10; 10-15; 15-20; 20-25 og større end 25 l/s/km.

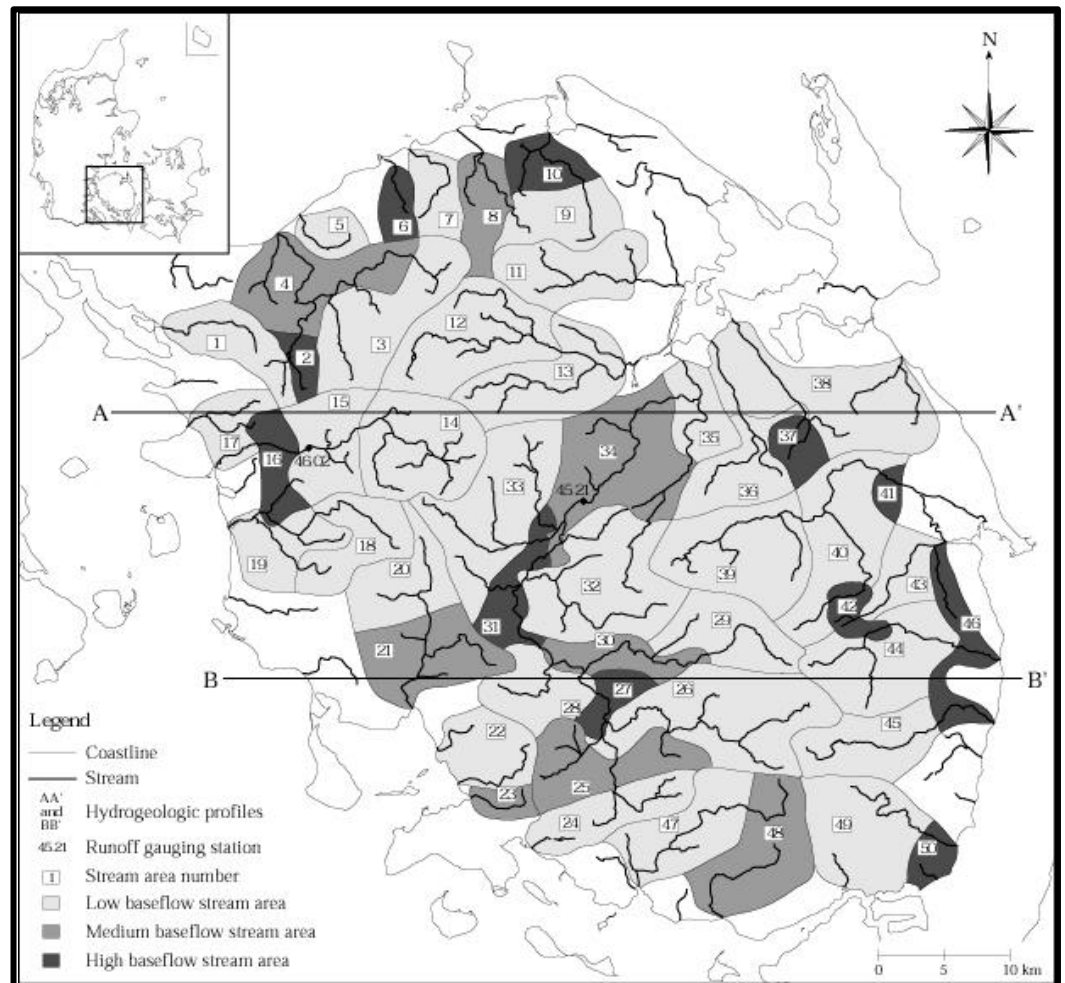
Efterfølgende blev deloplandene slået sammen til 44 større delområder med sammenlignelige udstrømningsforhold (figur 3.4) og klassificeret i følgende tre typer: mindre end 1 l/s/km (Low baseflow stream area), 1-7 l/s/km (Medium baseflow stream area) og større end 7 l/s/km (High baseflow stream area). Medianminimumafstrømningen i de tre klasser fordelte sig med nogenlunde

samme samlede afstrømmende vandmængde for alle tre typer: 891 l/s (28 deloplande), 816 l/s (8 deloplande) og 822 l/s (8 deloplande).

Det overordnede geografiske mønster er, at der allerøverst i oplandene generelt ikke finder grundvandtstilstrømning sted (0 l/s/km). Lidt længere nede i systemet finder der en lille tilstrømning sted (0-5 l/s/km). Midt i oplandene findes generelt de strækninger, hvor de større (5-15 l/s/km) og de største (>15 l/s/km) tilstrømninger finder sted. Delstrækninger med afstrømning fra vandløbet til grundvandsmagasinet findes ligeledes i de midterste strækninger. Nederst i oplandene falder tilstrømningen af grundvand atter til 0-5 l/s/km. Denne fordeling stemmer således fint overens med den i bilag 2 beskrevne fordeling under homogene forhold.

Disse forhold viser en tydelig sammenhæng med landskabets geomorfologi. I de tre højtliggende områder (30 - >105 m DNN) - i øst, i syd og i vest - finder den største grundvandsdannelse sandsynligvis sted. Vandløbene i disse områder modtager ingen eller kun en meget ringe grundvandtstilstrømning (< 5 l/s/km).

Hovedudstrømningsområdet for grundvand (> 5 l/s/km) er den centrale del af Fyn langs den midterste del af Odense Å. Dette område er beliggende mellem de tre højestliggende områder. På yderflanken af de højtliggende områder ligger de øvrige strækninger, hvor en større udstrømning finder sted. Disse strækninger findes hovedsageligt i højdeintervallet 7.5-30 m DNN. Under 7.5 m DNN er tilstrømningen atter 0-5 l/s/km.



Figur 3.4 Grundvandstilstrømning til fynske vandløb fordelt på tre klasser. Klasserne er beskrevet nærmere i teksten (Dahl et al, 1998).

### 3.1.7.3 Sammenhæng mellem geologi og grundvandstilstrømning til fynske vandløb

#### Kvartær geologi i og langs ådalene

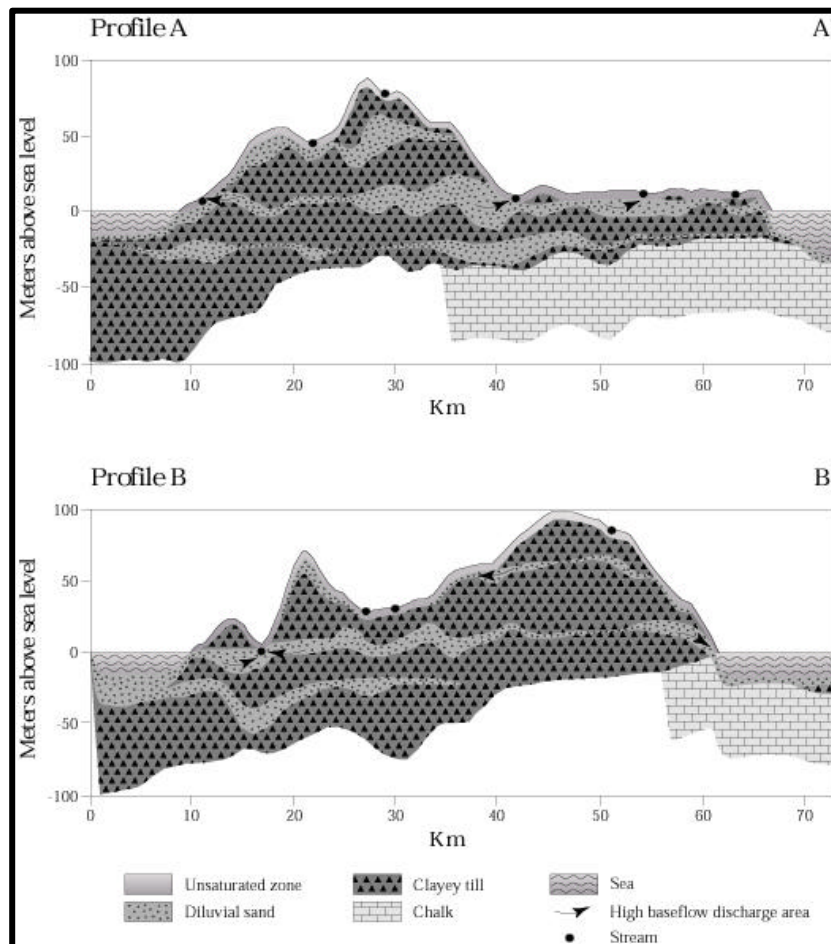
På grundlag af det kort over jordarter i og langs ådalene på Fyn ses ingen entydig sammenhæng på Fyn mellem strækninger med større udstrømning ( $>5$  l/s/km) og tilstedeværelsen af højerpermeable sand- og grusaflejringer i og langs ådalene. Strækninger med lille tilstrømning (0-5 l/s/km) er heller ikke entydigt knyttet til områder med lavpermeable aflejringer som ferskvandstørv, gytje eller ler i eller langs ådalene.

#### Dybereliggende kvartær geologi

Strækninger med større tilstrømning ( $>5$  l/s/km) findes derimod, hvor ådalene har kontakt med dybereliggende regionale sandmagasiner. På geologiske profiler (eksemplificeret i figur 3.5) er indtegnet, hvor de større udstrømninger finder sted. I alle profiler sker dette i niveauet 7.5-30 m DNN. I profil BB' er der tillige en større udstrømning fra et sandmagasin i niveauet 45-60 m DNN. I øvrige profiler er der kun en lille udstrømning fra højereliggende sandmagasiner - sandsynligvis fordi der ikke er opstået en tilstrækkelig stor opadrettet trykgradient under ådalene.

#### Prækvartær geologi

Den prækvartære geologi, der under den østlige del af Fyn består af kalk og under den vestlige del af lavpermeabelt tertiært ler, synes ikke at have nogen indflydelse på, hvor den større grundvandstilstrømning til vandløbene finder sted på Fyn.



Figur 3.5. Hydrogeologiske profiler tværs over Fyn (profil linier vist på fig. 3.4), der viser modellag i DK-modellen, større udstrømningsområder og vandløb.

*3.1.7.4 Samlet konceptuel model for grundvandstilstrømning til vandløb på Fyn*  
 Grundvandet dannes sandsynligvis hovedsageligt i de tre højtliggende områder. Den største udstrømning af grundvand til vandløbene finder sted, hvor ådalene har kontakt med regionale sandmagasiner i niveauet 7.5-30 m DNN. Dette sker hovedsageligt i de centrale dele af Fyn langs den midterste strækning af Odense Å, der ligger mellem de tre højtliggende områder. Der sker dog også udstrømning på yderflanken af de højtliggende områder i dette niveau. Udstrømningen fra højereliggende sandmagasiner til vandløbene, hvor disse har kontakt med ådalene, er derimod lille - med undtagelse af et enkelt magasin i 45-60 m DNN. Dette skyldes sandsynligvis, at der ikke er opstået tilstrækkeligt store opadrettede trykgradienter under ådalene i dette niveau, bl.a. forårsaget af magasinets ringe udbredelse. De kvartære aflejringer i og langs ådalene samt den prækvartære geologi er tilsyneladende af underordnet betydning for, hvor udstrømningen af grundvand til vandløbene finder sted på Fyn. Denne konceptuelle model danner basis for opdelingen i hovedtyper i typologien for det østlige Danmark.

*3.1.7.5 Fordeling af dybt grundvand og overnær afstrømning til vandløb på Fyn og Sjælland (DK-model)*

Den mængdemæssige fordeling af dybt grundvand og overnær afstrømning til vandløb på Sjælland og Fyn er beregnet med den Nationale Vandressource model (DK-modellen). Tabel 3.1 viser modelsimulerede vandbalancer for Sjælland (GEUS, 1998) og Fyn (GEUS, 1997). Den beregnede overfladenære afstrømning til vandløb via dræn og afstrømning direkte på jordoverfladen varierer ca en faktor to mellem de forskellige egne i Østdanmark. Tilsvarende varierer den dybe grundvandstilstrømning med næsten en faktor 10 mellem Sjælland i syd (mindst grundvandstilstrømning) og i vest. Den overfladenære afstrømning udgør 94 % af vandløbets vandføring i Sydsjælland og 78-84 % i det øvrige Sjælland og på Fyn.

Tabel 3.1 Modelsimuleret vandbalance for Sjælland og Fyn med DK-modellen (GEUS, 1998 og 1999)

Alle tal i mm	Sjælland			Fyn
	Nord	Syd	Vest	
Netto-nedbør	299	162	299	307
Overfladenær afstrømning til vandløb <sup>1</sup>	139	103	195	195
Tilstrømning fra dybe grundvandsmagasiner til vandløb	38	6	55	38

<sup>1</sup> Afstrømning på overflade, samt via øvre grundvand, herunder dræn.

3.2 Stoftransportprocesser i ådalsmagasinet

3.2.1 Indledning

Nogle af de stoffer, der transporteres med vandet gennem de vandførende lag i ådalsmagasinet, vil kunne blive ændret undervejs via forskellige biogeokemi-

ske processer – især mikrobiologiske respirationsprocesser. Det drejer sig om nedbrydning og/eller transformation af et stof til et andet stof. Som eksempel på en vigtig nedbrydningsproces, når nitratberiget grundvand trænger gennem ådalsmagasinet, er denitrifikationsprocessen. Her omdannes nitrat under iltfrie forhold mikrobielt til frit kvælstof. Denne proces er udførligt beskrevet i dette kapitel og eksempler på dens betydning gennemgået i kapitel 5.

Andre nedbrydnings- og transformationsprocesser er eksempelvis nedbrydningen af miljøfremmede stoffer som pesticider til nedbrydningsprodukter (metaboliter), og/eller sorption og dermed delvis inaktivering af pesticidholdigt vand ved dets passage af det organisk rige ådalsmagasin. Et eksempel på vådområdets betydning for omsætning og sorption af pesticiderne er vist i Dahl et al (2000). I et feltinjeksionsexperiment med pesticiderne mechlorprop (MCP) og isoproturon (IPU) ved Voldby Bæk viser forsøget, at der sker en nedbrydning og/eller sorption på henholdsvis 25-75% og 40-75% af de to pesticider ved passage af et vådområde.

Ådalsmagasinet virker også som en aktiv zone imellem grundvand og overfladevand hvad angår fosfor, som er det andet vigtige næringsstof i overfladevand hvad angår begrænsning af algevækst i vandløb, søer og fjorde. Ved passage af fosfatholdigt grundvand gennem den aerobe zone under vandløbsbunden eller i toppen af ådalsmagasinet kan der ske en udfældning og/eller sorption af fosfor til indholdet af jern- og aluminiumhydroxider og lersilikaer. Disse minerogene forbindelser er ved naturligt forekommende oversvømmelser deponeret i ådalen og findes ofte som bandede indslag i de ellers tørveholdige ådalsaflejringer. Indholdet af opløst fosfat i grundvand kan også blive reduceret ved grundvandets strømning gennem ådalsmagasinet, idet der sker et optag af fosfor i ådalsvegetationen. Endelig kan der også ske en frigivelse af fosfor ved mineralisering af aflejringer i ådalsmagasinet. Dette er især tilfældet ved antropogene indgreb som dræning og grøftning (se kapitel 2).

Den geologiske opbygning af ådalsmagasinet er ofte præget af stor variabilitet med vekslende indslag af minerogene og organogene jordlag og deraf følgende variation i de karakteristika, der har betydning for stofomsætning i ådalsmagasinet.

Nogle af de stoffer, der transporteres med vandet gennem de vandførende lag i ådalsmagasinet, vil kunne blive ændret undervejs via forskellige biogeokemiske processer – især mikrobiologiske respirationsprocesser. Nedbrydning af stof, transformation af et stof til et andet eller tilbageholdelsen af stof er betinget af både det kemiske og fysiske miljø, stoffet befinder sig i på det givne tidspunkt på vejen gennem ådalsmagasinet.

Kendskab til grundvandets sammensætning langs strømningsvejene og viden om de hydrogeologiske og arealanvendelsesmæssige forhold i såvel opland som ådal kan give information om kvaliteten af det grundvand, der tilføres vandløb (og søer) gennem ådalsmagasinet.

Nedenstående beskrivelse af typiske biogeokemiske processer, der kan foregå i ådalsmagasinet gennemgås med udgangspunkt i et eksempel, hvor det antages at ådalen er udrænet og at grundvandet følger de naturlige strømningsveje, der er betinget af de givne hydrogeologiske og geomorfologiske forhold i opland og ådal, som er nærmere beskrevet i kapitel 3.1.

### 3.2.2 Biogeokemiske processer i ådalsmagasinet

Ådalsmagasinets lagvise opbygning af diluviale og alluviale ler-, silt- og sandlag og en større eller mindre tørvepakke øverst (eventuelt med minerogene indslag) dannet under vandmættede og iltfattige forhold, er rammen om en række oxidations- og reduktionsprocesser, der foregår, når aerobt vand fra grundvandsmagasinerne i det tilstødende opland ledes til ådalsmagasinet.

De faktorer, der overordnet har betydning for stofomsætning i ådalsmagasinet, er det store indhold af organisk bundet kulstof, også i minerogene lag, de overvejende reducerende forhold og den lagvise opbygning af profilet med heraf følgende variation i hydrogeologiske parametre. Hvis man skal vurdere betydningen af mulige biogeokemiske processer i ådalsmagasinet, er det nødvendigt med en systematisk beskrivelse, der omfatter følgende parametre:

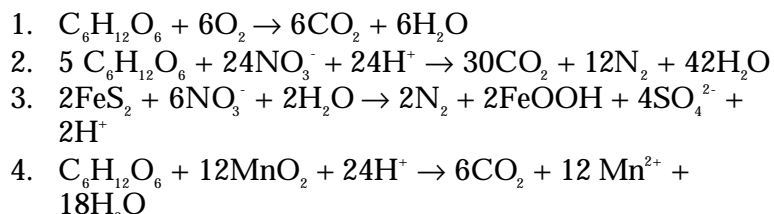
- Beskrivelse af den geologiske lagsøjle – jordprofilbeskrivelse
- Identifikation af vandførende lag – beliggenhed og udstrækning
- Identifikation af vandstandsede lag, f.eks. gytjelag, ler- og siltlag
- Identifikation af lag med potentiale for (nærings)stofomsætning
- Grundvandets strømningsmønster
- Alderen af det grundvand, der tilføres ådalsmagasinet via de forskellige strømningsveje

For de vandførende lag bør man endvidere vurdere følgende parametre:

- Lagets hydrauliske ledningsevne
- Opholdstid/kontaktid
- Kulstofindhold i minerogene lag
- Andre stoffer af betydning for stofomsætning – f.eks. pyrit
- pH

De stofomsætningprocesser i ådalsmagasinet, der har størst interesse, er først og fremmest mikrobielle respirationsprocesser (tabel 3.2) især denitrifikation af nitrat samt geokemisk og biologisk omsætning af fosfor.

Tabel 3.2 Oversigt over respirationsprocesser, der kan foregå i ådalsmagasinet. 1. Iltrespiration. 2 og 3. Nitratrespiration med henholdsvis organisk stof og pyrit. 4. Manganrespiration. 5. Jernrespiration. 6. Sulfatrespiration. 7. Metanogenese. (Efter Reddy et al, 1986; Postma et al, 1991; Mitsch and Gosselink, 1986)



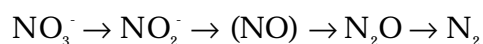
Baggrunden for og årsagen til, at de ovennævnte respirationsprocesser foregår, er opretholdelse af det mikrobielle nedbrydersamfund. Ved oxidation af



organisk stof får nedbrydersamfundene energi og næringsstoffer til at opretholde cellemetabolismen og opbygge ny biomasse (heterotrofe bakterier). Visse mikroorganismer – chemolithotrofe bakterier – udnytter reducerede uorganiske stoffer som energikilde, f.eks. ved denitrifikation af nitrat med pyrit som energikilde (elektron donor). En detaljeret gennemgang af ovenstående processer findes i bilag 2.

### 3.2.3 Denitrifikationsprocessen

Reduktion af nitrat,  $\text{NO}_3^-$ , til atmosfærisk kvælstof,  $\text{N}_2$ , via denitrifikation er en bakteriel respirationsproces, der udføres af en række mikroorganismer, såkaldte denitrifikanter, der er fakultativt anaerobe. Denitrifikanterne er i stand til at respirere med ilt så længe det forefindes, men når iltindholdet falder til ca.  $0.2 - 0.3 \text{ mg O}_2 \text{ l}^{-1}$  (Knowles, 1982; Tiedje, 1988) skifter de til nitratrespiration. Selve reduktionen af nitrat foregår trinvis i følgende sekvens:



De fleste denitrifikanter er i stand til at reducere nitrat hele vejen fra  $\text{NO}_3^-$  til  $\text{N}_2$ , men der findes enkelte, der kun kan udføre et trin i sekvensen ( $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^-$  eller  $\text{N}_2\text{O} \rightarrow \text{N}_2$ ; Tiedje, 1988). Det første frie mellemprodukt nitrit træffes normalt kun i meget små mængder ( $0 - 10 \mu\text{g l}^{-1}$ ), men højere koncentrationer ( $50 - 100 \mu\text{g l}^{-1}$ ) tages som indikation på, at der foregår denitrifikation. Kvælstofilte, NO, anses ikke for at være et frit mellemprodukt ved biologisk denitrifikation (Firestone, 1982; Knowles, 1982; Tiedje, 1988), og hvis det træffes i målelige mængder, tilskrives det tilstedeværelse af kemisk denitrifikation (Tiedje, 1988). Lattergas,  $\text{N}_2\text{O}$ , der er en drivhusgas med en effekt, der er 310 gange stærkere end effekten af  $\text{CO}_2$ , kan derimod træffes i målelige mængder under særlige forhold. Ved lavt pH, dvs. omkring pH 4 er lattergas det primære produkt ved denitrifikation (Firestone, 1982; Knowles, 1982). Tilstedeværelse af små mængder ilt kan også øge andelen af lattergas som slutprodukt ved denitrifikationen (Knowles, 1982). Produktionen af lattergas afhænger endvidere af forholdet mellem nedbrydeligt organisk stof og nitrat, idet overskud af nitrat fører til ophobning af lattergas fremfor frit kvælstof (Firestone og Davidson, 1989).

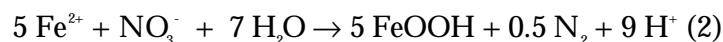
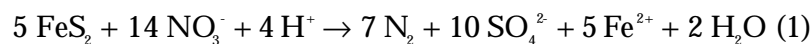
I forbindelse med undersøgelse og diskussion af drivhusgassernes effekt på den globale opvarmning har det været diskuteret om produktion af lattergas via denitrifikation og efterfølgende emission af lattergas til atmosfæren, kan udgøre et væsentligt miljøproblem, når der tilføres nitrat til vådområder (Weller et al, 1994; Groffman et al, 2000). Der er imidlertid flere undersøgelser, der tyder på, at emission af lattergas fra vådområder, der tilføres nitrat, ikke udgør noget problem (Blicher-Mathiesen og Hoffmann, 1999; Fleischer et al, 1994; Weller et al, 1994). Både Blicher-Mathiesen og Hoffmann, 1999 og Fleischer et al, 1994, fandt, at der blev tilført lattergas til de respektive vådområder fra det tilstødende landbrugsopland (i landbrugsoplandet er lattergassen formentlig et biprodukt ved nitrifikation). Den tilførte lattergas blev reduceret til  $\text{N}_2$ . I undersøgelsen af Blicher-Mathiesen og Hoffmann, 1999, angives, at der blev tilført ca.  $56 \mu\text{g N}_2\text{O-N l}^{-1}$  med grundvandet (flowhastighed  $8.46 \text{ l m}^{-2} \text{ time}^{-1}$ ) fra oplandet, hvoraf mindre end 5.9 % blev emitteret til atmosfæren. Hvis det pågældende vådområde havde været drænet, var der blevet tilført  $1487 \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2} \text{ time}^{-1}$  til atmosfæren, hvilket er 17 gange mere end den aktuelle rate.

### 3.2.4 Faktorer af betydning for denitrifikationshastigheden

#### 3.2.4.1 Nitrat, pH, temperatur og organisk stof

Denitrifikationshastigheden kan være begrænset af nitratkoncentrationen (Reddy & Patrick, 1984). Tilførsel af nitrat til de denitrificerende områder kan ske ved diffusion eller ved vandtransport (advektiv transport). Ved diffusion må nitrat tilføres fra områder med højere koncentration, og processen bliver herved begrænset af diffusionshastigheden, som igen afhænger af nitratkoncentrationen, temperaturen og diffusionsafstanden. Reddy & Patrick, 1984 angiver, at diffusionskoefficienten for nitrat i jorde under vanddækning ligger i intervallet  $0.25 - 1.94 \text{ cm}^2 \text{ dag}^{-1}$ . Ved advektiv transport vil mængden af nitrat, der er til rådighed for denitrifikationen være et produkt af vandets strømningshastighed og nitratkoncentrationen i vandet, der føres frem til de denitrificerende områder. Strømningshastigheden eller lave nitratkoncentrationer kan således være de begrænsende faktorer for denitrifikationshastigheden.

Denitrifikationsprocessen har sit pH-optimum i intervallet pH 6 - 8, men kan foregå i intervallet fra pH 4 til pH 9, afhængig af hvilken bakterietype, der måtte være til stede i det aktuelle miljø (Knowles, 1982). Ved denitrifikation med organisk stof som energikilde (tabel 3.2, ligning 2) sker en alkalinitetsdannelse (dvs. en pH stigning), som i visse tilfælde kan erkendes i den aktivt denitrificerende zone. Ved denitrifikation med pyrit som energikilde kunne man forvente en kraftig forsuring, idet der sker en kraftig brintionproduktion ( $\text{H}^+$ ), som det fremgår af reaktionsligningerne nedenfor (Kölle et al, 1983, 1985; Postma et al, 1991).



De to processer er ikke nødvendigvis koblede dvs. trin 1 og 2 kan foregå uafhængigt af hinanden, og de udføres af forskellige bakterier. I ligning 1 frigives de dannede ferro-ioner ikke nødvendigvis til porevandet, men kan kompleksbindes til opløste kompleksdannende ligander (f.eks. humusstoffer; Vaughan og Ord, 1994), og i ligning 2 går de dannede ferri-ioner ikke nødvendigvis til goethitdannelse ( $\text{FeOOH}$ ), men kan f.eks. eventuelt også binde sig til fosfat. Autotrof denitrifikation er bedst beskrevet for grundvandsmagasiner (Kölle et al, 1983, 1985; Postma et al, 1991), men er også fundet i vådområder (Hoffmann, 1998; Hoffmann et al 1998). I Danmark vil man kunne forvente at finde processen i de såkaldte okkerpotentielle områder i Jylland (dvs. fortrinsvis i Sønderjyllands Amt, Ribe Amt, Ringkøbing Amt og Nordjyllands Amt).

Hvorvidt der vil ske forsuring i vådområder, hvor tilført nitrat denitrificeres via pyrit samt efterfølgende udvaskning af okker til vandløb er dårligt undersøgt i vådområder. Men flere forhold taler imod. Det aktivt denitrificerende areal i et vådområde er af meget begrænset udstrækning, når man sammenligner med pyritoxidation med ilt i afvandede områder, hvor ilten har fri adgang til hele pyritlaget på grund af afvandingen. Endvidere indeholder de fleste vådområder store mængder organisk stof, hvilket formentlig betyder, at denitrifikation også foregår via oxidation af organisk stof, hvilket som nævnt ovenfor giver en alkalinitetsdannelse. En undersøgelse af Hoffmann, 1998 fra en lavmose (varianttype B og E; figur 4.4) i Gjærn Å systemet, hvor også pyrit medvirkede ved denitrifikationen viste, at der skete



en mindre pH stigning i det aktivt denitrificerende område. Da pyritdannelse formentlig er en langsom proces i ferske vådområder på grund af ringe tilførsel af udgangsprodukterne (Fe og  $\text{SO}_4^{2-}$ ) er pyrit en begrænset ressource på lang sigt modsat organisk stof, hvor der sker en stadig tilførsel via primærproduktionen.

Denitrifikation kan foregå ved temperaturer fra 0 °C og helt op til 60 - 70 °C (Firestone, 1982; Knowles, 1982). Temperaturafhængigheden er markant, idet denitrifikationshastigheden som tommelfingerregel fordobles hver gang temperaturen stiger 10 °C (benævnt  $Q_{10}$ ; Knowles, 1982). I en undersøgelse af en eng med grundvandsgennemstrømning ved Stevns Å (varianttype C, figur 4.4) fandt Hoffmann et al (1993), for temperaturintervallet 2 -20 °C,  $Q_{10}$  værdier, der varierede fra 1.98 til 3.13 for forskellige dybder af tørvepakken (0 - 160 cm).

Ved heterotrof denitrifikation afhænger hastigheden af kvaliteten af den kulstofkilde, der skal omsættes, det vil sige om den er let eller svær at nedbryde. Man kan ikke gå ud fra, at hele mængden af organisk materiale eller rettere indholdet af reduceret kulstof, der groft skønnet kan sættes til 50 % af tørvægten, kan bruges til denitrifikation, idet det organiske stof består af mange forskellige høj- og lavmolekylære stoffer (f.eks. proteiner, sukker- og stivelsesstoffer, syrer, m.m.), der har tjent forskellige formål mens planterne var i live (f.eks. strukturelle komponenter og fysiologiske komponenter) og derfor ikke nedbrydes lige nemt. Det har vist sig, at der er en positiv sammenhæng mellem denitrifikationsraten og størrelsen af forskellige organiske kulstoffraktioner. Her kan nævnes: Koncentrationen af vandopløseligt organisk kulstof (Burford & Bremner, 1975), mængden af ekstraherbar organisk kulstof (Stanford et al, 1975), mikrobielt tilgængeligt kulstof og anaerobt mineraliserbart kulstof (Bijay-Singh et al, 1988). Fælles for ovennævnte organiske fraktioner er, at de er en del af den letomsættelige organiske kulstofpulje, og jo større den er, jo hurtigere kan denitrifikationen forløbe - forudsat der ikke er andre begrænsende faktorer, der indvirker på processen. Ved et kulstofindhold på under 1 - 1.5 % (dvs. et glødetab < 3%) er denitrifikationen ikke målelig (Firestone, 1982; Hoffmann et al, 2000b), hvilket er vigtigt at bemærke, hvis grundvandet til eksempel løber gennem sandede lag i ådalsmagasinet. Ved en undersøgelse af Brede å (Hoffman et al, 1998) varierede indholdet af organisk stof i et af træceerne mellem 0.1 og 0.8%, og der kunne ikke påvises nitratreduktion, men derimod en lille nitratudvaskning på 6 kg  $\text{NO}_3^- \text{N ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$ .

### 3.2.5 Fosfor

De iltfrie forhold, som ofte er fremherskende i vådområder, betyder at betingelserne for tilbageholdelse af fosfor er dårligere end under ilttrige betingelser. Reducerede fosforforbindelser er generelt lettere opløselige og mere mobile end oxiderede fosforforbindelser. I ilttrige mineraljorde bindes den fosfor der tilføres villigt til jordens faste partikler og kun 0.01% af den totale fosforpulje findes i opløsning (Borggaard et al, 1991). Organiske jorde, der tilføres fosfor, kan derimod være dårlige til at binde fosfor, bindingskapaciteten er begrænset. Det skyldes, at indholdet af fosfatadsorbenter er lavt eller manglende. De vigtigste fosfatadsorbenter i organiske jorde er jern- og aluminiumoxider samt lersilikater (Richardson, 1985; Borggaard et al, 1991). Calcium er en dårlig adsorbent, men kan danne tungt opløselige forbindelser med fosfat ved pH > 7. I tørvejorde er den mikrobielle optagelse og planternes optagelse af fosfat væsentlige faktorer i fosforomsætningen, mens betydningen af den geokemiske adsorption af fosfat afhænger af tørvens indhold af jern- og alumi-

niummineraler (Richardson, 1985). Immobilisering af fosfor i plantebiomassen er kun temporær og ved vækstsæsonens afslutning frigives 35 - 75% af fosforen igen, når planterne henfalder. En del af det plantebundne fosfor kan tilbageholdes ved at blive omløjet til stabile organiske forbindelser eller ved, at der dannes nye tungt opløselige forbindelser, som f.eks. humussyre (Paludan, 1995). I områder hvor der foregår en netto tørvedannelse, vil der samtidig akkumuleres fosfor, omend mængderne er små. I det temperede klimabælte angives akkumuleringen af organisk fosfor via tørvedannelse at ligge i området 0.05 - 2.4 kg P ha<sup>-1</sup> (Richardson, 1985; Nichols, 1983).



## 4 Typologi for grundvand- overfladevand- interaktioner

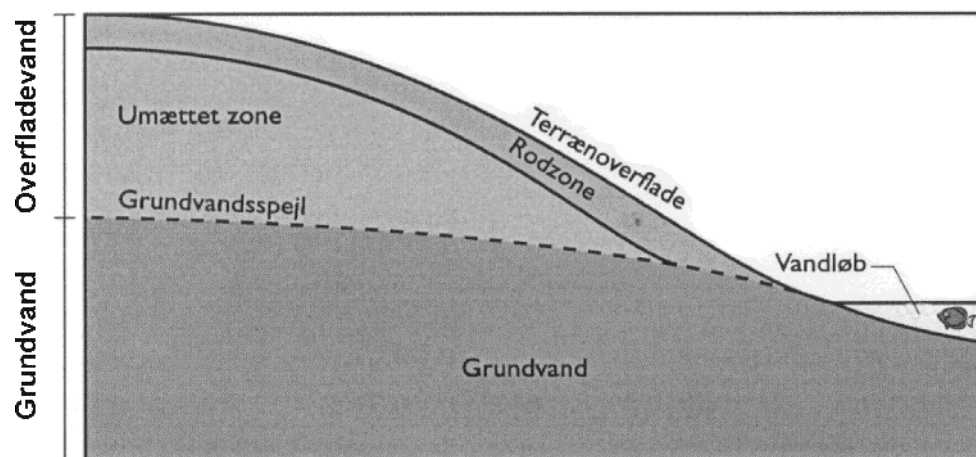
I afsnit 3.1 fremgik det, at forskelle i grundvandstilstrømningen til vandløb indenfor Danmarks grænser ikke alene kan beskrives ud fra nedbørsvariationen og variationen i den regionale geologiske opbygning. I dette kapitel opstilles der derfor en typologi for interaktionen mellem grundvand og overfladevand i Danmark, som medtager alle de forhold, der vurderes at være styrende for interaktionen. Det er tilstræbt at gøre typologien operationel, således at klassificeringen kan tage udgangspunkt i let tilgængelige og eksisterende data og dermed undgå detailstudier.

I afsnit 4.1 introduceres typologien, der er underinddelt i en række typologiske enheder, som benævnes interaktionsenheder. Enhederne, der hver især er med til at karakterisere typen af grundvands- / overfladevands- interaktion (GOI-type) for den enkelte vandløbsstrækning, beskrives detaljeret i afsnit 4.2. Listen af mulige typer bør på dette stade opfattes som vejledende. I afsnit 4.3 gennemgås en metodik til klassifikation af GOI-typer. Kapitlet afsluttes i afsnit 4.4 med et eksempel på klassificering af Haller Å oplandet. I nærværende kapitel fokuseres primært på grundvandets strømningsveje, mens omsætning og opholdstid for de forskellige GOI-typer beskrives i henholdsvis afsnit 5.2 og 5.3.

Den i det følgende benyttede nomenklatur er beskrevet i afsnit 3.1.

### 4.1 Introduktion

Som omtalt i kapitel 3.1 udgør forskellen mellem nedbør, fordampning og grundvandsindvinding den maksimale vandmængde, der kan strømme til vandløbene. Tilførelsen kan ske ved direkte afstrømning på overfladen, som interflow via temporær vandmætning i en ellers umættet zone eller ved ned-sivning til et grundvandsmagasin og udsivning herfra til overfladevand som vandløb, søer og kystzone (det marine miljø i en afstand af 1 sømil fra kysten) (Figur 4.1). I grundvandsmagasinet er strømningen styret af grundvandsmagasinet's potentiale gradienter samt den rumlige fordeling af hydrauliske ledningsevner og magasinkoefficienter. Grundvandet kan i ådalene blive til overfladevand, hvis grundvandspotentialet overstiger terræn eller vandløbsniveauet i vandløbet (vandspejlskoten), og der er hydraulisk kontakt hertil.



Figur 4.1. Illustration af definitioner på grundvand og overfladevand, som følger Vandrammedirektivet (Figur fra Winter m. fl., 1998).

Beskrivelse af interaktionen mellem grundvand og overfladevand (såkaldt GOI) er ikke nogen ny disciplin. Der er i tidens løb opstillet adskillige analytiske og numeriske modeller herfor og også udført nogle feltstudier. Imidlertid eksisterer der ingen metodik (nøgle) til klassificering af de måder, hvorpå interaktionen kan foregå, og det er derfor meget vanskeligt at foretage en sammenligning af de udførte studier (f.eks. Calver, 2001). Det er derfor ønskeligt at opstille dels en typologi, dvs. et sæt begrebsmæssige modeller, for hvordan interaktionen kan foregå, og dels en metodik til bestemmelse af interaktionstypen for et givent vandløb (vandløbsstrækning). Dermed kan: 1) vandløb klassificeres efter typen af interaktion (såkaldt GOI-type); 2) data fra forskellige feltstudier grupperes; 3) typiske parametre identificeres og værdisættes; og 4) interaktionen mellem grundvand og overfladevand for nye områder beskrives uden nye detailstudier (aktualitetsprincippet).

Winter (1995a og 1995b) har opstillet en metodik, der på regional skala kan anvendes til karakterisering af GOI-typer indenfor U.S.A. Imidlertid strækker U.S.A. sig over flere klimazoner, og landet omfatter områder med vidt forskellig geologisk oprindelse og vidt forskellige landskaber. Winter har derfor ved sin klassificering anvendt såvel klimatiske, geologiske som landskabsmæssige kriterier for GOI-typerne (Winter, 1995a og 1995b). Da Danmark ligger inden for én klimazone og har langt mindre geologisk og landskabsmæssig variabilitet end U.S.A., er der i nærværende studie fokuseret på at finde nogle finere kriterier for opstilling af GOI-typer.

Typologien er opstillet ud fra en grundlæggende tanke om på rationel vis at udnytte den eksisterende danske viden om geologiske og hydrogeologiske forhold. Kun den del af undergrunden, hvori det ferske vand strømmer, inddrages i de følgende betragtninger. Ved udarbejdelsen af typologien er anvendt en strategi, hvor den horisontale skala mindskes fra eet typologisk trin til det næste (hierarkisk opbygning). Typologien inddrager ikke interaktionen mellem grundvand, søer og kystzone.

Indledningsvis foretages opdeling på grundlag af den overordnede danske geologi og hydrogeologi (det geologiske miljø - grundfjeld kontra sedimenter - Bornholm kontra resten). Dernæst betragtes den regionale geologi, hydrologi og hydrogeologi, dvs. information som vedrører et helt eller væsentlige dele af et opland - landskabstypen. Videre betragtes de hydrogeologiske forhold i dele

af et vandløbssystem - først de omgivende aflejringer og deres mulighed for at forsyne vandløbet med grundvand (tilgrænsende grundvandsmagasin) og dernæst selve vandløbssystemet og dets mulighed for at modtage (udveksle) vand fra omgivelserne (hovedtype). Endelig fokuseres på de hydrologiske og hydrogeologiske forhold i selve ådalens engbræmme (dvs. ripariske zone). Her påvirkes grundvand f.eks. i betydelig grad af biogeokemiske processer, og dette giver anledning til inddeling efter naturlig variant. I betydeligt omfang kan menneskelig aktivitet ændre på de naturgivne forhold, og dette giver anledning til også at skelne mellem naturlige og menneskeskabte varianter.

Det er tilstræbt at gøre typologien operationel, således at klassificeringen kan tage udgangspunkt i let tilgængelige og eksisterende geologiske, landskabsmorfologiske og hydrogeologiske data, som for eksempel Danmarks Jordarter (GEUS, 1999), Per Smeds Landskabskort (Smed, 1991) og litteraturen. Endvidere er det tilstræbt, at typologien skal guide brugeren frem til det rigtige valg af GOI-type. Typologien er derfor underinddelt i en række typologiske interaktions enheder, der hver især er med til at karakterisere GOI for det pågældende vandløb (vandløbsstræk). Datagrundlaget for klassificeringen af interaktions enhederne går fra national over regional til lokal skala.

#### 4.2 Grundvand-overfladevand Interaktions enheder (GOI)

De regionale og lokale forskelle i nettonedbøren er små i Danmark (se afsnit 3), hvorfor ådalene samlet henføres under et kystnært tempereret klima. Afgørende for variationen af GOI er derfor først og fremmest variationerne i de geologiske, geomorfologiske og hydrogeologiske forhold. Det foreslås, at en beskrivelse af denne variation inddeles i følgende interaktions enheder, som skal beskrives i nævnte rækkefølge: Geologisk aflejringsmiljø; landskabstype; ådalens tilgrænsende grundvandsmagasin; hovedtype; naturlig variant; og menneskeskabt variant (Tabel 4.1).

Tabel 4.1 Interaktions enheder

Niveau	Enhed	Kriterier	Eksempler på grunddata
I	Geologisk aflejringsmiljø	Overordnede geologiske processer, der dominerer overfladegeologien	Basisdatakort; Danmarks Jordarter
II	Landskabstype	Landskabsdannende processers karakter	Danmarks Jordarter; Per Smeds Landskabskort. Landskabsevaluering og kortbladsanalyse
III	Tilgrænsende grundvandsmagasin	Ådalens tilgrænsende grundvandsmagasins hydrauliske ledningsevne	Hydrogeologisk konseptualisering; Geologiske borer; Prøvepumpning; Typiske parametre
IV	Hovedtype	Ådalens morfologi (relief, brede og nedskæring)	Topografisk kurveplansanalyse (DEM; KMS kurveplaner); Feltverificering
		Ådalens tilgrænsende grundvandsmagasins størrelse	Medianminimumafstrømning; Hydrogeologisk konseptualisering. Prøvepumpning; Typiske parametre
V	Naturlig(e) variant(er)	Ådalens fordeling af lav-, semi- og højpermeable aflejringer	Georader; Ådalens morfologisk analyse (f.eks. indirekte parametre); Feltverificering

VI	Antropogen(e) variant(er)	Antropogen påvirkning af ådalens strømningssystem	Regulering og fordybning; Drænkort; Feltverificering
----	---------------------------	---	--

**Niveau I:** Den helt overordnede klassificering af GOI-typer efter geologisk aflejringsmiljø starter i områder med glaciale og postglaciale aflejringer med grundvandsstrømning i porøse medier og i sprækker. Klassificeringen er endnu ikke udviklet for områder med fast klippe (grundfjeld) som underlag, dvs. sprækkedale på Bornholm.

**Niveau II:** Klassificering efter landskabstype bygger på, at de landskabsdannende processers karakter varierer geografisk indenfor de geologiske aflejringsmiljøer og indeholder information om karakteristiske geologiske lagfølger og en karakteristisk geomorfologi og dermed om den rumlige fordeling af vandførende og semipermeable lag.

**Niveau III:** Klassificering efter typen af tilgrænsende grundvandsmagasin under ådalen skyldes, at grundvandsmagasinet er styrende for tilstrømningen af grundvand til ådalen.

**Niveau IV:** Klassificering efter hovedtype inkluderer størrelsen af det tilgrænsende grundvandsmagasin samt ådalgeomorfologi (relief, bredde og nedskæring). Morfologien anvendes da der ofte er en sammenhæng mellem ådalens morfologi og den geologiske opbygning af ådalsmagasinet. Ud fra kombinationen af ådalens morfologi og af det tilgrænsende grundvandsmagasins størrelse, kan størrelsen og variationen af grundvandstilstrømningen til ådalsmagasinet samt grundvandets kvalitet og alder vurderes.

**Niveau V:** Klassificering efter naturlige varianter bygger på, at ådalens hydrogeologi, dvs. fordeling af lav-, semi- og højpermeable aflejringer, er styrende for strømningssvejen for grundvandstilstrømningen gennem ådalsmagasinet til vandløbet.

**Niveau VI:** Klassificering efter menneskeskabte varianter (antropogen påvirkning) skyldes, at de naturlige strømningssveje for grundvandet til vandløbet kan modificeres eller direkte ændres på grund af menneskets indgreb i naturen.

Klassificeringen efter den beskrevne metode betyder, at en GOI-type tilhører ét geologisk aflejringsmiljø, én landskabstype, én type tilgrænsende grundvandsmagasin og én hovedtype. Disse typologiske enheder er hierarkisk unikke. Derimod kan der eksistere flere varianter af både naturlig og menneskeskabt karakter indenfor samme GOI-type. De enkelte interaktionsenheder beskrives uddybende i det følgende.

#### 4.2.1 Geologisk aflejringsmiljø (Niveau I)

##### **Definition**

Geologisk aflejringsmiljø udgør den overordnede enhed (tabel 4.2). Enheden tager udgangspunkt i de strømningsmæssige forskelle mellem sedimentære aflejringer og stærkt konsoliderede aflejringer eller grundfjeld.

Tabel 4.2 Klassificering af ådale i typeområder.

<u>Geologisk aflejningsmiljø</u>	<u>Landskabstype</u>	<u>Tilgrænsende aflejringer</u>	<u>Hovedtype</u>
Sedimentært	=> Moræne (Kvartær)	=> Højpermeable lag	=> 3,4,5.
		=> Lav- / semi-permeable lag	=> 1,2.
	=> Smeltvandsslette (Kvartær)	=> Højpermeable lag	=> 6, 7, 8, 9.
		=> Lav- / semi-permeable lag	=> 10.
	=> Hævede havaflejring (Holocæn)	=> Højpermeable lag	=> 1, 2, 3, 11.
		=> Lav- / semi-permeable lag	=>
	=> Inddagede område (Holocæn)	=> Højpermeable lag	=> 11.
		=> Lav- / semi-permeable lag	=> 11.
	=> Ferskvandsaflejring (Holocæn)	=> Højpermeable lag	=> 6.
		=> Lav- / semi-permeable lag	=> 1.
	=> Kiltlandskab (Holocæn)	=> Højpermeable lag	=> 6, 8, 9.

### **Beskrivelse**

I f.eks. grundfjeld uden sprækker foregår strømning på overfladen. Med et stigende antal sprækker i grundfjeldet betinger disse, at en større og større andel af strømmingen foregår her, men strømmingens udbredelse er helt bestemt af forekomsten af sprækker (præferentielt strømning). I sedimentære aflejringer foregår grundvandsstrømningen som en funktion af porøsitet, permeabilitet og konsolidering. I sedimenter er den karakteristiske enhed for strømmingen et vandførende lag, som tillader vandet at strømme (horisontalt) i alle retninger. I semipermeable lag foregår ingen nævneværdig horisontal strømning, men langsom vertikal op- eller nedsivning over udstrakte arealer kan alligevel have stor betydning for de regionale strømningsforhold.

### **Geologisk aflejningsmiljø omfatter**

- Sedimentært Eksempel: Størstedelen af Danmark
- Grundfjeld Eksempel: Dele af Bornholm

Bortset fra Bornholm er det sedimentære geologiske aflejningsmiljø helt dominerende i Danmark, og grundfjeld belyses ikke yderligere her.

## 4.2.2 Landskabstype (Niveau II)

### **Definition**

Anden enhed er landskabstypen, som er dannet af processer, hvis karakter varierer geografisk indenfor det geologiske aflejningsmiljø. Hver landskabstype indeholder derfor karakteristiske geologiske lagfølger og en karakteristisk geomorfologi.

### **Beskrivelse**

Kendskabet til aflejringernes dannelseshistorie giver mulighed for at vurdere de geologiske lagfølger, hydrogeologiske parametre, samt porevandets overordnede hydrokemiske sammensætning. I Danmark finder vi såvel glaciale som postglaciale aflejringer indenfor det sedimentære geologiske aflejningsmiljø.



I glacialt dominerede områder, hvor tills er blevet aflejret, vil man forvente en geologisk lagfølge bestående enten af vekslende bundmoræne- og smeltevandslag eller randmoræne-strøg med opskudte flager. De hydrogeologiske parametre vil variere afhængigt af till / flage sammensætningen, mens de hydrokemiske forhold også vil afhænge af den topografiske placering (se kapitel 3 og hovedtype nedenfor).

På smeltevandsletter vil man forvente en mere homogen lagfølge bestående af alluviale, højpermeable aflejringer med relativ stor effektiv porøsitet. Grundvandspejlet vil findes i det øverste vandførende lag (frit magasin). Grundvandet kan have lav pH og et højt indhold af ferrojern og næringssalte.

I områder med postglaciale hævede havaflejringer eller inddigede områder kan porevandet være mere saltholdigt end i de glacielle aflejringer og indeholde sulfat som følge af iltning af pyrit. Den geologiske lagfølge og de hydrogeologiske parametre vil variere fra sted til sted. I Nordjylland består de postglaciale havaflejringer (Yoldiafladen og Littorinafladen) af både sand, silt, ler og gytje (Andersen og Sjørring, 1992).

Klitlandskaber vil ofte have en homogen geologisk lagfølge bestående af fint- eller mellemkornet sand, og undertiden domineres flade strækninger mellem klitterne af et grundvandspejl, som ligger tæt på terræn. Porevandets næringsindhold er ofte lavt, og tørdeposition af salt langs kysten vil kunne øge saliniteten lokalt. Den hydrauliske ledningsevne og magasintal er afhængig af kornstørrelsen og kan variere en del.

En speciel landskabstype er områderne med forskvandsaflejringer - ofte med et højt eller dominerende indhold af organisk materiale. For søaflejringer og højmoser vil den hydrauliske ledningsevne og effektive porøsitet ofte være lav. Derimod kan højmosens porøsitet blive endog meget højt (0.9, se afsnit 5.1.2). Specielt højmoserne er karakteriseret af næringsfattigt porevand, mens indholdet i lavmoserne er højere.

#### ***Landskabstyperne omfatter***

- |                            |   |
|----------------------------|---|
| • Smeltevandslette<br>land | Eksempel: Karup Hedeslette, Midtjylland |
| • Moræne                   | Eksempel: Større dele af Østdanmark     |
| • Hævede havaflejringer    | Eksempel: Største dele af Vendsyssel    |
| • Inddigede områder        | Eksempel: Kolindsund, Lammefjordn.      |
| • Ferskvandsaflejringer    | Eksempel: Store og Lille Vildmose       |
| • Klitlandskaber           | Eksempel: Jyllands vestkyst             |

#### **4.2.3 Tilgrænsende grundvandsmagasin (Niveau III)**

##### ***Definition***

Den tredje enhed er den hydrogeologiske karakter af de til ådalen tilgrænsende geologiske lag. Disses hydrauliske egenskaber er afgørende for størrelsen af grundvandstilstrømningen til ådalen.

##### ***Beskrivelse***

Omkranses ådalen af lav- eller semipermeable aflejringer vil grundvandstilstrømningen være domineret af overfladenære grundvandsbidrag (drænvand, interflow). Derimod vil den overfladenære grundvandstilstrømning blive suppleret med tilstrømning af grundvand fra dybereliggende vandførende lag, såfremt disse er til stede og har hydraulisk forbindelse til ådalens aflejringer.

#### **Tilgrænsende grundvandsmagasin omfatter**

- Højpermeable lag Eksempel: Kalk; sand
- Semipermeable lag Eksempel: Till
- Lavpermeable lag Eksempel: Fedt tertiært ler

#### 4.2.4 Hovedtype (Niveau IV)

##### **Definition**

Den fjerde enhed, hovedtypen, tager udgangspunkt i, at variationer i ådalens topografi (bredde, relief, nedskæring) er styrende for ådalsmagasinet opfyldningsgrad og kan endvidere bruges sammen med de tilgrænsende aflejrings karakteristika til at vurdere grundvandstilstrømningens størrelse, kvalitet og alder.

##### **Beskrivelse**

Kendskabet til ådalens genese og ådalens topografi (bredde, relief og nedskæring) giver mulighed for at vurdere den sedimentologiske karakter af de materialer, som opfylder ådalen. Ådalsmagasinet fordeler af organiske og minerogene lag og lagenes fysiske og kemiske egenskaber er styrende for, hvorledes vand kan tilføres ådalen og for vandets opholdstid. Desuden bestemmer ådalsedimenternes karakter muligheden for kemiske reaktioner, hvorigennem stoffer, som transporteres med vandet, kan reagere med sedimenterne og bindes eller omsættes eller, om stoffer kan frigives fra sedimenterne til det gennemsi-vende vand.

Generelt vil gælde at ådalens bredde og nedskæring øges fra udspringet, indtil ådalen eventuelt munder ud på en flodslette i nærheden af havet. Eventuelt kan der optræde ændringer i nedskæringsforholdene, hvor ådalen f.eks. møder en større afsmeltningslette med beskedent relief.

Kombinerer man ådalens tilgrænsende grundvandsmagasin med ådalens hovedtype, giver dette mulighed for at vurdere grundvandstilstrømningens mængde, stabilitet og vandkvalitet. Hvor det tilstrømmende grundvand er af lokal oprindelse, vil den tilstrømmende grundvandsmængde være lille og strømningsmønstret i ådalsmagasinet vil være fluktuerende. Såfremt ådalsmagasinet har lille udstrækning, vil også den gennemsnitlige opholdstid i ådalsmagasinet være lille. Nedbør og fordampning vil være væsentlige størrelser i vandbalancen for ådalsmagasinet, og det tilstrømmende grundvand vil være ungt, aerobt, næringsrigt og kan evt. indeholde pesticider. Hvor det tilstrømmende grundvand er af regional oprindelse vil grundvandsstrømningen være stor og strømningsmønstret i ådalsmagasinet vil være tidsmæssigt mere udjævnet. Er ådalsmagasinet stort, vil også vandet her have lille gennemsnitlig opholdstid i ådalsmagasinet. Grundvand vil i dette tilfælde være det dominerende led i vandbalancen for ådalsmagasinet, og det vil være gammelt, anaerobt, næringsfattigt, og vil sandsynligvis ikke indeholde pesticider.

##### **Hovedtyperne**

Der er foreslået 11 hovedtyper af ådale. En oversigt over disse ses i tabel 4.3 med tilhørende stiliserede tværsnit i figur 4.2a & b. I tabellens første og anden

kolonne er opført henholdsvis ådalens topografiske karakteristika og det tilgrænsende magasins karakteristika. Vurdering af ådalens hydrologi og af vandkvaliteten af det til ådalen tilstrømmende grundvand fremgår af henholdsvis kolonne tre og fire. Som det fremgår af tabel 4.3, findes hovedtyperne 1 til 5 oftest indenfor landskabstypen moræne (fig. 4.2a), mens hovedtype 6 til 10 oftest findes indenfor landskabstypen smeltevandslette (fig. 4.2b). I hævede marine aflejringer findes endvidere hovedtype 11 (fig. 4.2b).

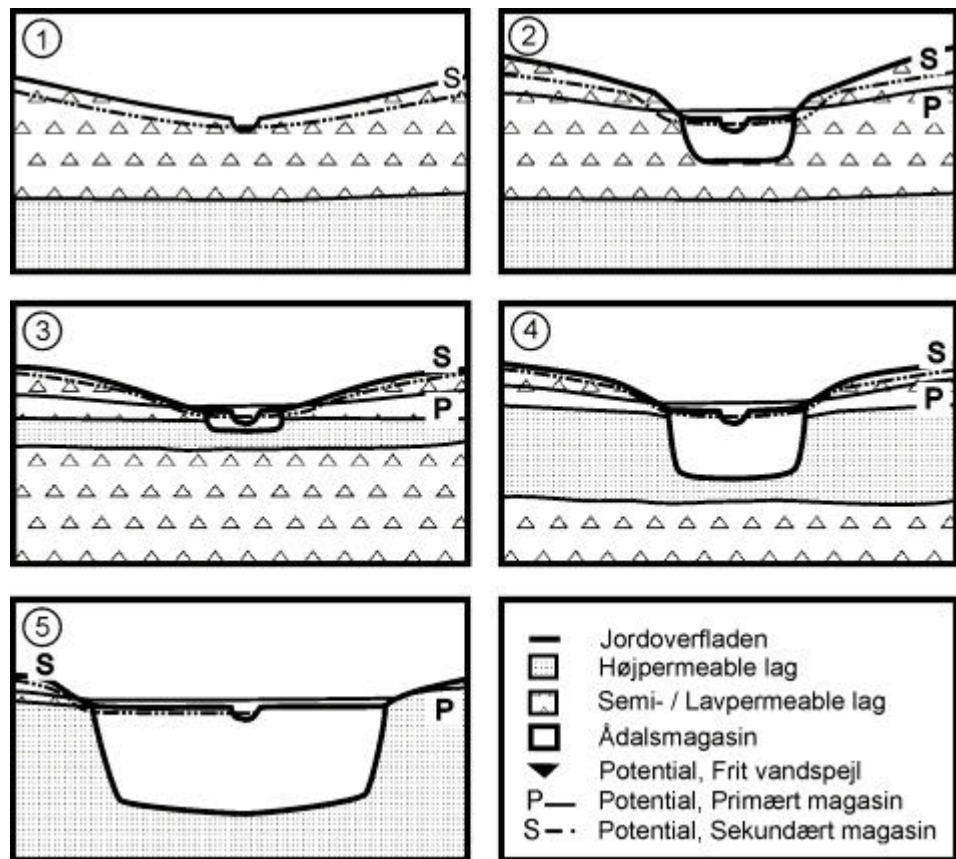
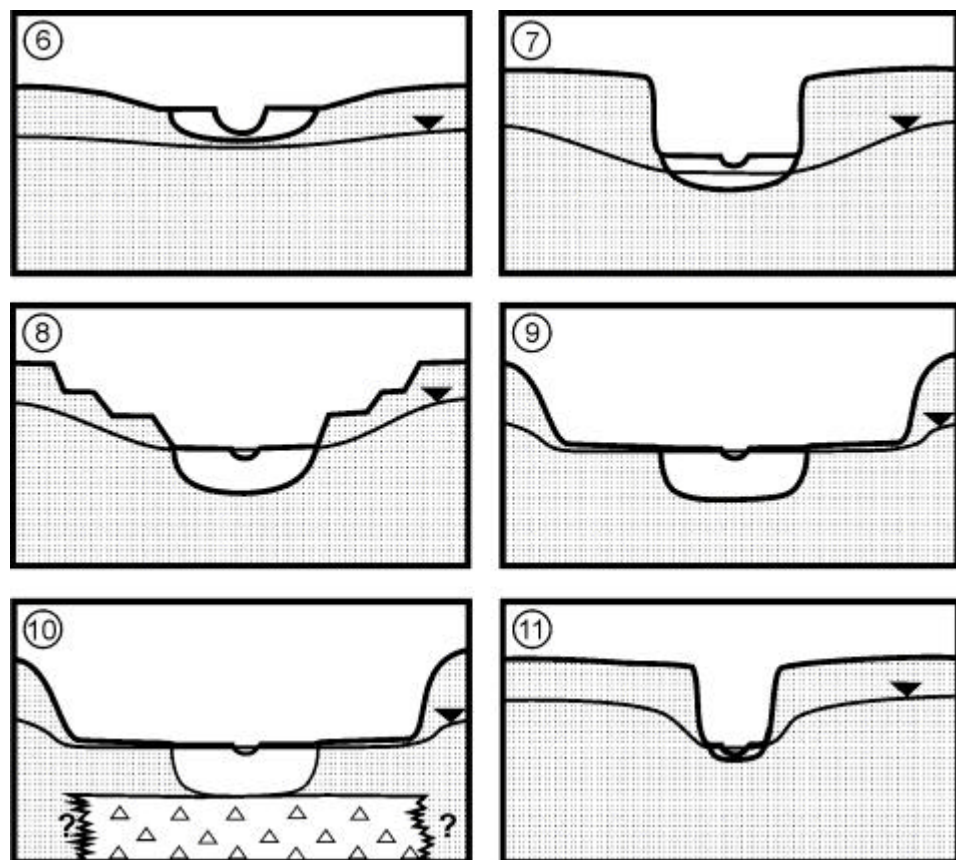


Fig 4.2a. Hovedtype 1-5. Ådal i morænelandskab.

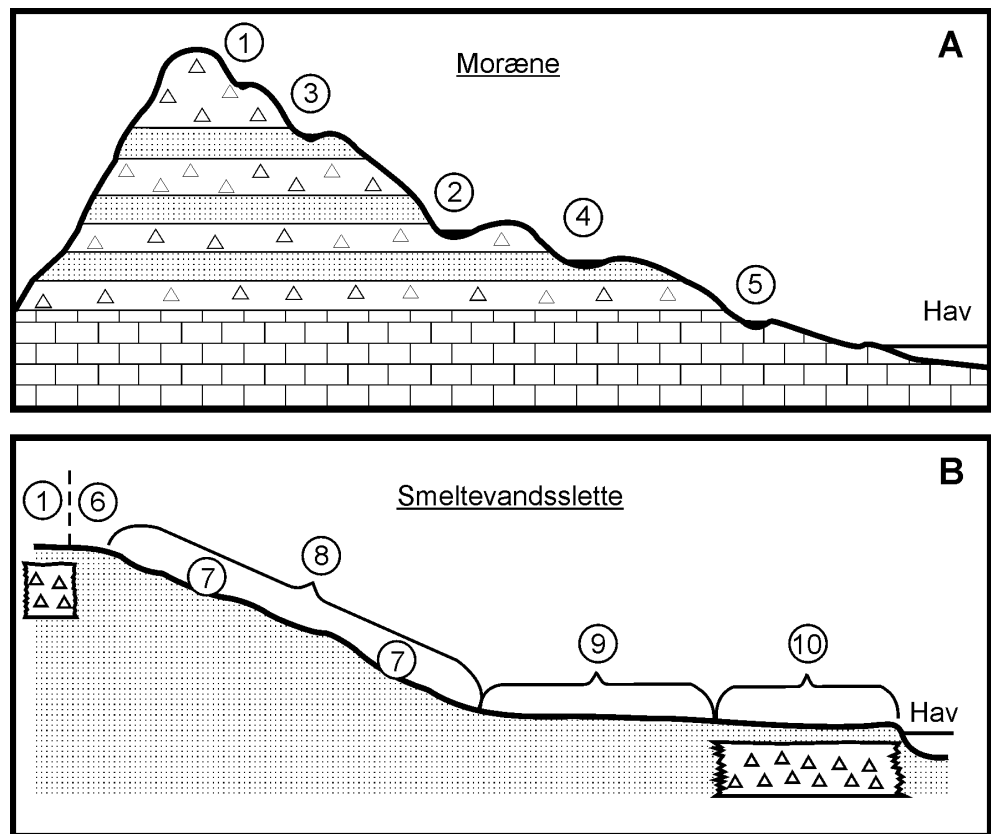


Figur 4.2b. Hovedtype 6-11. Ådal på smeltevandsslette

Tabel 4.3 Karakterisering og beskrivelse af ådale i hovedtyper. Hovedtype 1-5: morænelandskab. Hovedtype 6-11: Smeltevandsslette

Karakteristika for hovedtyper		Beskrivelse af hovedtyper	
Ådalens topografi	Tilgrænsende grundvandsmagasin	Ådalens hydrologi	Tilstrømmende vandkvalitet til ådalen
1 Lille nedskæring med ringe relief og smal dal	Lille semi- / lavpermeabelt magasin	Årslidsbestemt grundvands tilstrømning, der klinger af i løbet af sommeren. Nedbør og fordampring er væsentlige i vandbalancen. Tilstrømningen er primært overfladenært med en dårlig hydraulisk kontakt med tilgrænsende grundvandsmagasin.	Overfladenært, aerob, næringsrigt grundvand.
2 Relativt dybt nedskåret bred dal med stort relief	Større semi- / lavpermeabelt magasin	Mere stabil grundvands tilstrømning med større relativ betydning af dyb grundvands tilstrømning. Dårlig hydraulisk kontakt med tilgrænsende grundvandsmagasin.	Dybere, Anaerobt grundvand, eventuelt flere kvaliteter.
3 Lidt nedskåret dal med lille relief.	Lille højpermeabelt magasin	Årslidsbestemt grundvands tilstrømning, der klinger af i løbet af sommeren. Nedbør og fordampring kan være væsentlige i vandbalancen. God hydraulisk kontakt med tilgrænsende grundvandsmagasin.	Kan være både overfladenært aerob, næringsrigt og dybere, anaerobt næringsfattigt grundvand.
4 Dybt nedskåret bred dal med meget stort relief.	Stort højpermeabelt magasin	Stabil strømningsmønster i ådal. Meget stor og stabil grundvands tilstrømning fra tilgrænsende grundvandsmagasin.	Dybt, anaerobt, næringsfattigt grundvand.
5 Dybt nedskåret meget bred dal med lille relief.	Stort højpermeabelt magasin	Relativt lille grundvands tilstrømning. God hydraulisk kontakt med tilgrænsende grundvandsmagasin. Oversvømmelser fra vandløb på grund af vandløbs ringe hældning.	Dybt, anaerobt, næringsfattigt grundvand. Aerob, næringsrigt overfladevand.
6 Lille nedskæring med ringe relief og smal dal	Lille højpermeabelt magasin	Årslidsbestemt grundvands tilstrømning, der klinger af i løbet af sommeren. God hydraulisk kontakt med tilgrænsende grundvandsmagasin. Nedbør og fordampring er af betydning i vandbalancen.	Overfladenært, aerob, relativt næringsrigt grundvand.
7 Relativt dybt nedskåret dal med relativt stort relief.	Lille højpermeabelt magasin	Udtalt årslidsbestemt grundvands tilstrømning. Ådalen er de fleste år tørlagt om sommeren. God hydraulisk kontakt med tilgrænsende grundvandsmagasin. Nedbør og fordampring er af betydning i vandbalancen.	Overfladenært, aerob, relativt næringsrigt grundvand.
8 Relativt dybt nedskåret bred dal med relativt stort relief.	Lille / større højpermeabelt magasin	Stabil strømningsmønster. God hydraulisk kontakt med tilgrænsende grundvandsmagasin. Meget stor og stabil grundvands tilstrømning.	Dybere, anaerobt, næringsfattigt grundvand. Eventuelt flere kvaliteter.
9 Dybt nedskåret bred dal med ringe relief.	Stort højpermeabelt magasin	Stabil strømningsmønster. God hydraulisk kontakt med tilgrænsende grundvandsmagasin. Relativt stor og stabil grundvands tilstrømning. Oversvømmelser fra vandløb på grund af vandløbs ringe hældning.	Dybt, anaerobt, næringsfattigt grundvand.
10 Dybt nedskåret bred dal med ringe relief.	Større semi- / lavpermeabelt magasin.	Stabil strømningsmønster. Relativt mindre (se Hovedtype 9) og stabil grundvands tilstrømning. Oversvømmelser fra vandløb på grund af vandløbs ringe hældning.	Dybt, anaerobt, næringsfattigt grundvand.
11 Lille nedskæring med relativt stort relief og smal dal.	Lille / større semi- til højpermeabelt magasin	Relativt stabil strømningsmønster. God hydraulisk kontakt med tilgrænsende grundvandsmagasin. Relativt stor og stabil grundvands tilstrømning.	Dybere, anaerobt, variabelt næringsindhold. Eventuelt flere kvaliteter, stedvist salint.

Eksempler på stilistiske tværsnit gennem henholdsvis landskabstypen moræne (A) og smeltevandsslette (B) ses i figur 4.3. For tværsnit A, landskabstype moræne, ses vekslende lagpakker af moræne- og smeltevandsaflejringer af enten lokal eller regional udbredelse. Et regionalt kalkmagasin afgrænser de kvartære aflejringer nedadtil. Forholdet mellem tilstrømningen af overfladenært og dybt grundvand afhænger alt andet lige af den vertikale udstrækning og den hydrauliske ledningsevne af de tilgrænsende aflejringer. Numrene på figuren svarer til typiske tværsnit af de tilsvarende hovedtyper i figur 4.2. På tværsnit B, landskabstypen smeltevandsslette, ses tykke relativt homogene smeltevandsaflejringer, som stedvist kan være underlejret af moræne. Det sker f.eks., hvor en smeltevandsslette støder op til en israndlinie.



Figur 4.3. Længdesnit gennem landskabstyper. A. Moræne. B. Smeltevandsslette. Talværdierne svarer til hovedtype numre

#### 4.2.5 Variant (Niveau V & VI)

Variant udgør den mindste enhed. Varianterne er inddelt efter naturlige og menneskeskabte varianter (antropogen påvirkning). Flere varianter kan forekomme indenfor samme hovedtype.

##### 4.2.5.1 Naturlig variant (niveau V)

###### **Definition**

Naturlig variant tager udgangspunkt i, at grundvandets strømningsvej mellem ådalsmagasinet og vandløbet er styret af tilstedeværelsen og beliggenheden af semi- eller lavpermeable lag i det ånære område.

###### **Beskrivelse**

I nærværende afsnit beskrives kun strømningsvejen, mens omsætning og opholdstid beskrives i henholdsvis afsnit 5.2 og 5.3.

Strømningsvejen for grundvandet gennem ådalsmagasinet kan være diffus (matrix), præferentiel (makropore), eller overfladisk enten i veldefinerede løb eller over hele engfladen (Figur 4.4). Det er forskellen mellem vandstanden i vandløbet og trykniveauet i det tilstødende grundvandsmagasin som afgør om GOI vil være effluent (strømning fra ådalsmagasin til vandløb), influent (strømning fra vandløb til ådalsmagasin) eller ikke forekommer. Forudsat at der er effluente forhold, hvilket er oftest forekommende i Danmark (se kapitel 3.1), vil strømningsvejen for afstrømningen til vandløbet være styret af ådalsmagasinets rumlige fordeling af såvel lav-, semi- og højpermeable lag. Er

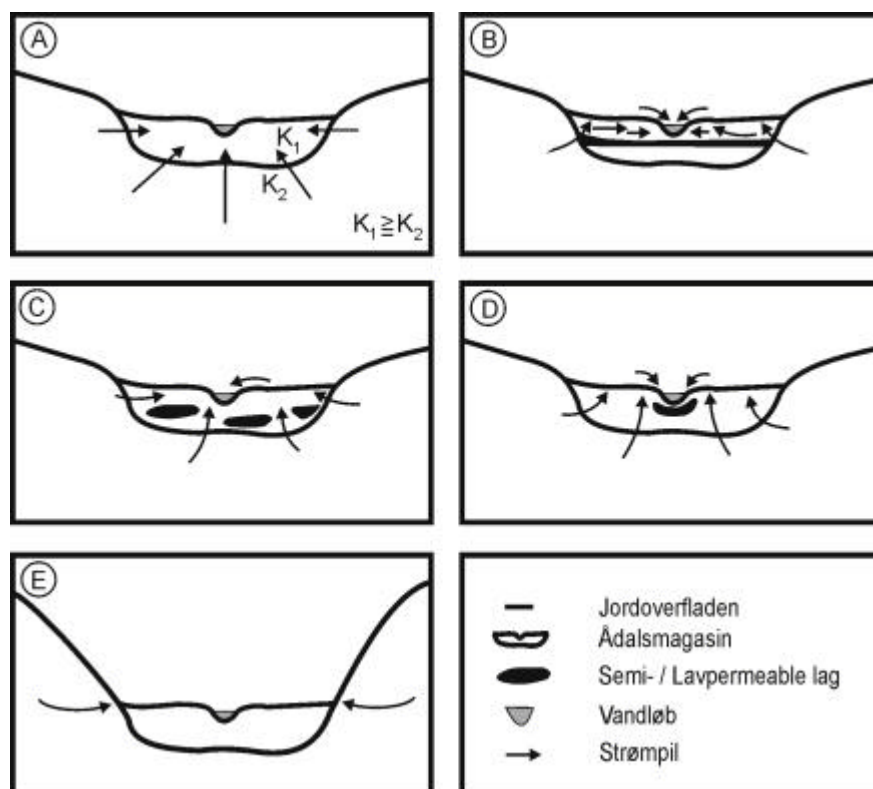
f.eks. ådalens aflejringer hydraulisk ledende, homogene og isotrope vil der være en diffus grundvandstrømning til hele ådalen (figur 4.4.A.). Afstrømningen til vandløbet vil derfor dels foregå direkte gennem vandløbsbunden og dels gennem engen. Er grundvandets trykniveau højere end engens terrænkote kan en del af tilstrømningen til vandløbet eventuelt foregå på engens overflade (overfladeafstrømning). Er den hydrauliske kontakt gennem vandløbsbunden dårlig, vil den relative andel af tilstrømningen via engen (evt. på dens overflade) øges (figur 4.4.D).

Udtalte topografiske knæk kan medføre lokale effluente forhold med tilhørende lokale strømningssystemer, for eksempel ved ådalens skræntfod (Figur 4.4.E.). Opstrømning ved skræntfoden kan også være betinget af gennemgående lav- eller semipermeable lag. (figur 4.4.B).

Præferentiel strømning (makropore strømning) er et relativt ubelyst fænomen i ådals sammenhæng. Dog kan det for eksempel optræde hvor lav- eller semipermeable tørveaflejringer i det ripariske område gennembydes af opsivende grundvand (figur 4.4.C).

**Naturlig variant omfatter (jf. tabel 4.1)**

- A: Ingen lavpermeable lag i ådalsmagasinet. Eksempel: Anbæk (Voldby Bæk)
- B: Gennemgående lavpermeabelt lag i ådalsmagasinet Eksempel: Mølgård (Voldby Bæk)
- C: Gennembrudt lavpermeabelt lag i ådalsmagasinet Eksempel: Rabis Bæk, Ravnholt (Haller Å)
- D: Semi- eller lavpermeabelt lag direkte under vandløbsbunden Eksempel: Stordal i nogen grad (Haller Å)
- E: Topografisk knæk (f.eks. skræntfod) Eksempel: Vejle Ådal; Mølgård (Voldby Bæk)



Figur 4.4. Naturlige varianter A-E af ådalsmagasinet. A: Ingen lavpermeable lag; B: gennemgående lavpermeable lag; C: Gennembrudte lavpermeable lag; D: Semi- eller lavpermeable lag direkte under vandløbsbunden; E: Markante topografiske knæk

#### 4.2.5.2 Menneskeskabt variant (niveau VI)

##### **Definition**

Den menneskeskabte variant tager udgangspunkt i, at grundvandets strømning gennem ådalsmagasinet til vandløbet kan påvirkes ved menneskeskabte indgreb.

##### **Beskrivelse**

Ved menneskeskabt påvirkning af strømningsvejene til vandløbet påvirkes også opholdstiden i ådalsmagasinet samt binding, omsætning og frigivelse af stoffer, som transporteres med vandet. Den menneskebetingsede påvirkning spænder vidt. Betydelige indgreb er f.eks. hovedafvanding, hvor strømningsvejene til vandløbet ændres og tørvepakken ofte iltes. Mindre indgreb kan indtræffe f.eks. som følge af klov- og hovdyrs enggræsning (Trimble og Mendel, 1995). I Danmark er det via lovgivningen forsøgt at undgå skader på engen langs vandløbets brinker.

De menneskeskabte varianter kan som nævnt være mangeartede, og de mest almindelige er anført nedenfor. De foreslåede menneskeskabte varianter er illustreret i figur 3.1 (3).

##### **Den menneskeskabte variant omfatter**

- Hovedafvanding (regulering af vandløbet; for eksempel uddybning; udretning; flytning; eller betonarmning af vandløbsbunden) Eksempel: Ravnholt (Haller Å)
- Detailafvanding (dræning og grøftning af tilgrænsende enge og marker; drænud-munding i skræntfod eller direkte i vandløb) Eksempel: Rabis Bæk
- Engvandingsanlæg Eksempel: Stordal (Haller Å)
- Opstemninger Eksempel: Karlsgårde Sø (Varde Å)
- Tørvegravning Eksempel: Ravnholt (Haller Å)



- Dambrug Eksempel: Barslund Bæk
- Ånær grundvandsindvinding Eksempel: Karup Å oplandet
- Spildevandsudledning Eksempel: Grindsted (Grindsted Å)

#### 4.3 Kortlægningsmetodik

I det følgende beskrives en metodik til kortlægning af typen af interaktion mellem grundvand og vandløb i Danmark. Metodikken tager udgangspunkt i brugen af eksisterende data. Det eksisterende datagrundlag omfatter en regional geologisk og hydrogeologisk kortlægning; topografiske kort; tematiske kort; digitale terræn modeller; ortofotos og luftfotos; og endeligt litterært kildemateriale.

Enhedernes geologisk aflejringsmiljø, landskabstype og tilgrænsende grundvandsmagasin klassificeres på baggrund af eksisterende data. Har en regional geologisk og hydrogeologisk kortlægning ikke tidligere fundet sted, udføres denne som grundlaget for klassificeringen af enhedens tilgrænsende grundvandsmagasin. Metodikker til geologisk og hydrogeologisk kortlægning er allerede kendt og belyses derfor ikke her. Ved klassificering af enhedernes hovedtype og variant suppleres de eksisterende data med nye ådalsmorfologiske data. For at undgå detailstudier benyttes en kombination af ortofotos, luftfotos, eksisterende data og litteraturen. En efterfølgende feltverificering og –re-kognoscering bruges som kontrol. Klassificeringen af GOI-type afsluttes efter enheden variant, såfremt kvalitetskravene for kortlægningen er fundet tilfredsstillende. Kvalitetskravene forventes defineret i en senere fase.

Da topografiske kort, tematiske kort, digitale højdemodeller og ortofotos oftest eksisterer på digital form, kan analysen af de eksisterende data, samt digitaliseringen af de ådalsmorfologiske grænser med fordel gøres i et GIS-miljø (geografisk informationssystem).

I det følgende gennemgås metodikken til kortlægning af og datagrundlaget for de respektive interaktions enheder. De nævnte data er vejledende. For en detaljeret beskrivelse af digitale kort og GIS baserede data henvises til følgende: Geodata-info, <http://www.geodata-info.dk>; Kort og Matrikelstyrelsen, <http://www.kms.dk>; Danmarks Miljøundersøgelser, <http://www.dmu.dk>; Danmarks og Grønlands Geologiske undersøgelser, <http://www.geus.dk>; Forsvarets Forskningstjeneste, <http://www.ddre.dk> .

##### 4.3.1 Geologisk aflejringsmiljø (niveau I)

Klassificeringen af det geologiske miljø foretages enklest ved kombination af kvartærgeologiske kort (f.eks. Hansen, 1965), prækvartærgeologiske og andre geologiske kort over Danmark (f.eks. Sorgenfrei og Berthelsen, 1954).

##### 4.3.2 Landskabstype (niveau II)

Karakterisering af landskabstypens genetiske dannelseshistorie kan gøres ud fra en kortbladsanalyse. Da enheden landskabstype skal beskrives på regional skala, vil Per Smeds Landskabskort sammen med et jordartskort ofte kunne anvendes ved klassificeringen. Det skal her fremhæves, at Per Smeds Land-

skabskort er af stor målestok (ikke angivet), og at tolkninger ikke alle steder er lige præcise. Vurderes det nødvendigt med et nærmere kendskab til den genetiske dannelseshistorie, eller er der ligefrem behov for en ny kortbladsanalyse, kan topografiske kort i form af kurveplaner, Aerial Information System (AIS), luftfoto, geologisk funderede tematiske kort og endelig litteraturen inddrages. Metodikken for kortbladsanalyse er kendt og beskrives derfor ikke yderligere her.

Af relevante data kan nævnes:

<b>Data Udgiver</b>	<b>Målestok</b>	<b>Reference /</b>
<u>Uden ny kortbladsanalyse:</u>		
• Tematiske kort		
- Danmarks Digitale Jordartskort	1:25.000	GEUS
- Danmarks Digitale Jordartskort	1:200.000	GEUS
- Per Smeds Landskabskort	-	Geografforlaget

<b>Data Udgiver</b>	<b>Målestok</b>	<b>Reference /</b>
<u>Med ny kortbladsanalyse:</u>		
• Topografiske kort		
- Sognekort	1:20.000	KMS
- Generalstabens kort	1:20.000	KMS
- 4-cm kort	1:25.000	KMS
- TOP10DK	1:10.000	KMS
- Kurveplaner	Diverse	KMS og andre
• Tematiske kort		
- Danmarks Digitale Jordartskort	1:25.000	GEUS
- Danmarks Digitale Jordartskort	1:200.000	GEUS
- Per Smeds Landskabskort	INGEN	Geografforlaget
- Areal Information System (AIS, digital)	Diverse	DMU-
Silkeborg ajourfører disse.		
• Ortofoto	1:25.000	F.eks. Danmarks
Digitale Ortofoto (DDO) fra Kampsax (1995 og 1999)		
• Luftfotos	1:25.000	F.eks. Danish Se-
cret Service (1954)		
• Litteraturen	-	Diverse

#### 4.3.3 Tilgrænsende grundvandsmagasin (niveau III)

Til klassificering af enheden tilgrænsende grundvandsmagasin skal der benyttes en regional geologisk og hydrogeologisk kortlægning af oplandet. I et vist omfang findes sådanne for de forskellige amter, men de har ikke altid tilstrækkelig detaljeringsgrad. Normalt kan analysen baseres på et studie af den ved kortlægningen udarbejdede litteratur med tilhørende tematiske kort (f.eks. jordartskort og basisdatakort) og databaseinformation (f.eks. JUPITER og

GERDA). Er den regionalgeologiske og hydrogeologiske kortlægning af oplandet ufuldstændig eller mangelfuld, bør der ske opdatering heraf. Metodikker hertil er velkendte og skal derfor ikke beskrives yderligere her.

Relevante eksisterende data omfatter f.eks.:

<b>Data Udgiver</b>	<b>Målestok</b>	<b>Reference /</b>
• Tematiske kort		
- Danmarks Digitale Jordartskort	1:25.000	GEUS
- Danmarks Digitale Jordartskort	1:200.000	GEUS
- Geologiske Basisdatakort	1:50.000	GEUS
- Geologiske kort over Danmark	1:400.000	GEUS (DGU)
- Areal Information System (AIS, digital)	Diverse	DMU-
Silkeborg ajourfører disse.		
• Danmarks geologiske database ZEUS (JUPITER)	-	GEUS
• Den nationale geofysiske database GERDA	-	GEUS
• Litteraturen	-	Diverse

#### 4.3.4 Hovedtype (niveau IV)

Som nævnt i afsnit 4.2 anvendes ådalens bredde, relief, nedskæringsgrad, samt ådalens tilgrænsende grundvandsmagasin til at klassificere hovedtypen.

Bredden af ådalen kan estimeres ud fra f.eks. 4-cm kort eller kurveplaner; men et mere præcist billede opnås ved en digitalisering på grundlag af ortofotos og luftfotos (Langhoff, 2001). Det kan være nødvendigt at korrigere bredden efter feltverificeringen, da krat og træer på fotos kan gøre det umuligt at bestemme skræntfodens position. Denne kan også være vanskelig at bestemme uden feltrekognoscering, såfremt overgangen til den tilgrænsende terrasse er jævn. En Digital Terræn Model (DTM) med en stor vertikal opløsning kunne med fordel også anvendes.

Det understreges, at luftfotos, analyseret ved hjælp af spejlstereoskopi, altid bør anvendes, idet denne metode ofte afslører strukturer i landskabet, som ikke ellers er beskrevet andet steds (Kuehn et al, 2000; Langhoff, 2001). Det anbefales at anvende ortofotos som baggrundskort for digitalisering af diverse geomorfologiske grænser. De nyeste landsdækkende ortofotos har en pixel-længde på 40 cm, en anbefalet målestok på 1:25.000 og en plannøjagtighed på omkring 2,5 pixels, cirka en meter (Kampsax, 1999). Imidlertid kan egentlige anbefalinger til nøjagtighedskriterier for digitaliseringen af de ådalsmorfolo-giske grænser først gives efter en verificering af interaktionstypologien og kort-lægningsmetodikken. Dette forventes udført i en senere fase.

Til bestemmelse af relieffet kan enten DTM eller en topografisk kurveplan benyttes. Nedskæringsgraden kan evt. vurderes ud fra boreoplysninger eller geofysiske undersøgelser i området.

Størrelsen af de til ådalen tilgrænsende aflejringer vurderes som beskrevet ovenfor (afsnit 4.3.3).

Eksisterende data, som kan benyttes ved bestemmelse af hovedtypen, omfatter f.eks.:

<b>Data Udgiver</b>	<b>Målestok</b>	<b>Reference /</b>
• Topografiske kort		
- 4-cm kort	1:25.000	KMS
- Kurveplaner	Diverse	KMS og andre
• Ortofoto	1:25.000	F.eks. Danmarks
Digitale Ortofoto (DDO) fra Kampsax (1995 og 1999)		
• Luftfotos	1:25.000	F.eks. Danish Se-
cret Service, 1954; Digital Højde Model; F.eks. Kampsax (1995 og 1999)		

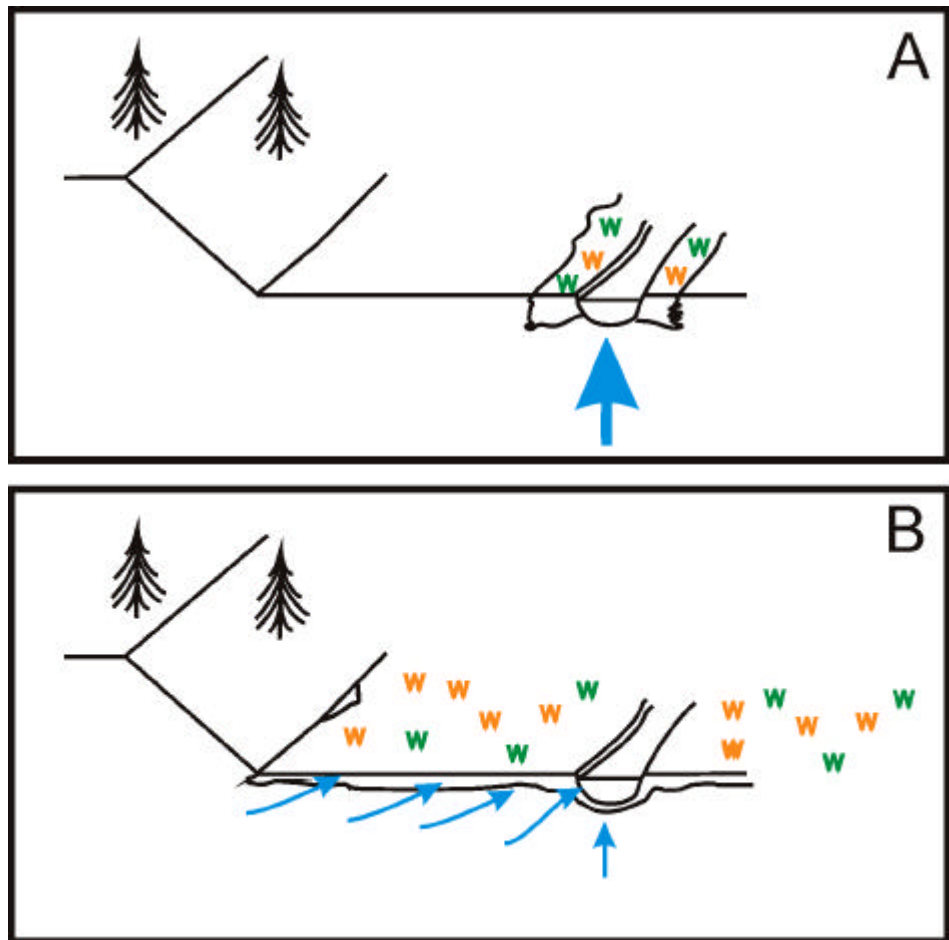
#### 4.3.5 Naturlig og menneskeskabt variant (niveau V & VI)

##### ***Indirekte parametre***

Varianten klassificeres ud fra dens indflydelse på grundvandets strømningsvej fra ådalsmagasinet til vandløbet. Således klassificeres de naturlige varianter efter udbredelse af semi- eller lavpermeable aflejringer i den ånære zone, mens de menneskeskabte varianter klassificeres efter den måde menneskeskabte indgreb modificerer eller ændrer strømningsvejen til vandløbet.

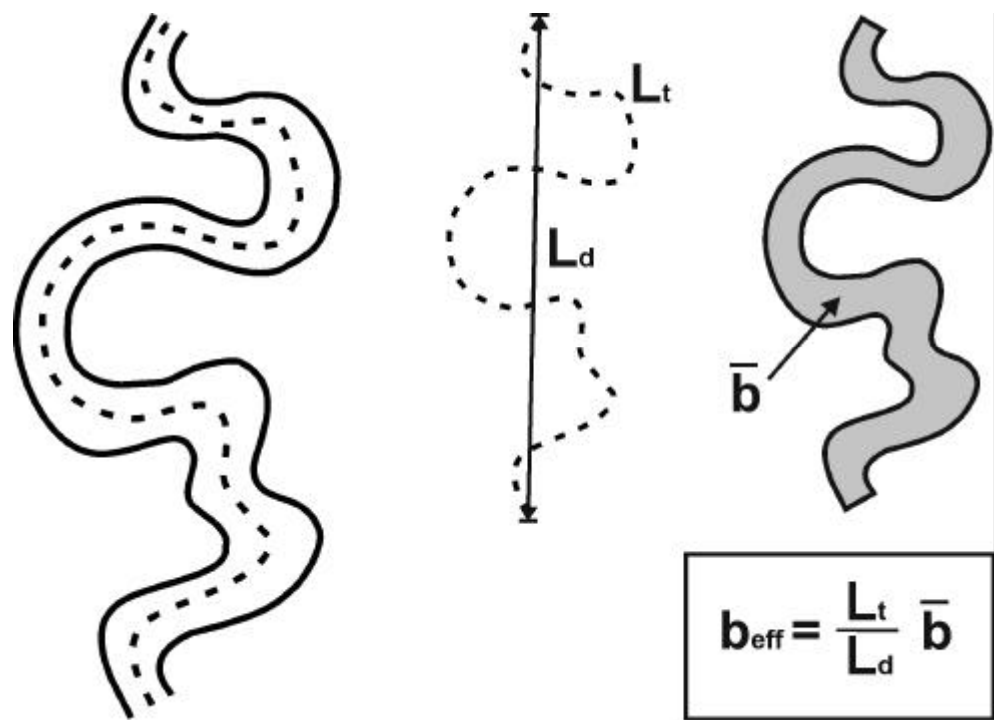
For at kunne begrænse mængden af detailstudier eller med tiden undgå disse ved klassificeringen af GOI-typer skal styrende parametre for GOI opstilles.

På Karup Hedeslette (smeltevandsslette) har hidtidige studier vist, at forholdet mellem bredden af ådalens våde eng og vandløbets effektive bredde, kan anvendes som indikator for størrelse af grundvandsstrømningen direkte gennem vandløbsbunden. Når forholdet er lille er strømningen gennem vandløbsbunden stor (Figur 4.5.A.). Er forholdet stort, foregår grundvandsudstrømningen diffust over hele engen (Figur 4.5.B). I den forbindelse anses vandløbets effektive bredde (Figur 4.6) for at være vandløbsbredden multipliceret med slyngningsgraden (sinuositeten), mens bredden af den våde eng angives ved bredden af den zone, hvor der forekommer tørveaflejringer langs vandløbet.



Figur 4.5. A. Stor grundvandsudstrømning gennem vandløbsbunden og en relativ smal våd engzone. B. Lille grundvandsudstrømning gennem vandløbsbunden og en relativ bred, våd engzone. Figur fra Langhoff m. fl., 2002.

Ortofotos kan anvendes til at bestemme grænsen mellem den ripariske zone (gule nuancer, Maj-Juli 1999) og det udenfor liggende område (grønne nuancer, Maj-Juli 1999). Ud fra ortofoto kan man ikke opløse fugtigheden indenfor den ripariske zone, og sumpede områder kan derfor kun kortlægges ved feltrekognoscering



Figur 4.6. Vandløbets effektive bredde ( $b_{\text{eff}}$ ) som funktion slyngningsgraden og vandløbets middelbredde ( $\bar{b}$ ). Slyngningsgraden er her defineret som forholdet mellem længden af thalweg ( $L_t$ ) og den korteste distance mellem endepunkterne ( $L_d$ ) (Madsen og Holst, 1986).

### **Menneskeskabte varianter**

Generelt ved kortlægning af menneskeskabte varianter benyttes en kombination af historiske og recente topografiske kort, tematiske kort, ortofotos og luftfotos samt litteraturen for at opnå en overordnet forståelse af, hvordan landskabet har udviklet sig gennem tiden.

Først gennemgås digitale ortofotos og historiske og recente luftfotos som analyseres ved brug af spejlstereoskopi og om muligt panorama luftfotos (engelsk: oblique aerial photos). Dette efterfølges af en gennemgang af historiske og recente topografiske kort: Sognekort; målebordsblade; 4-cm kort og kurveplaner (analoge data); TOP10DK (digitale data). Kortlægningen afsluttes med feltverificering og -rekognosering.

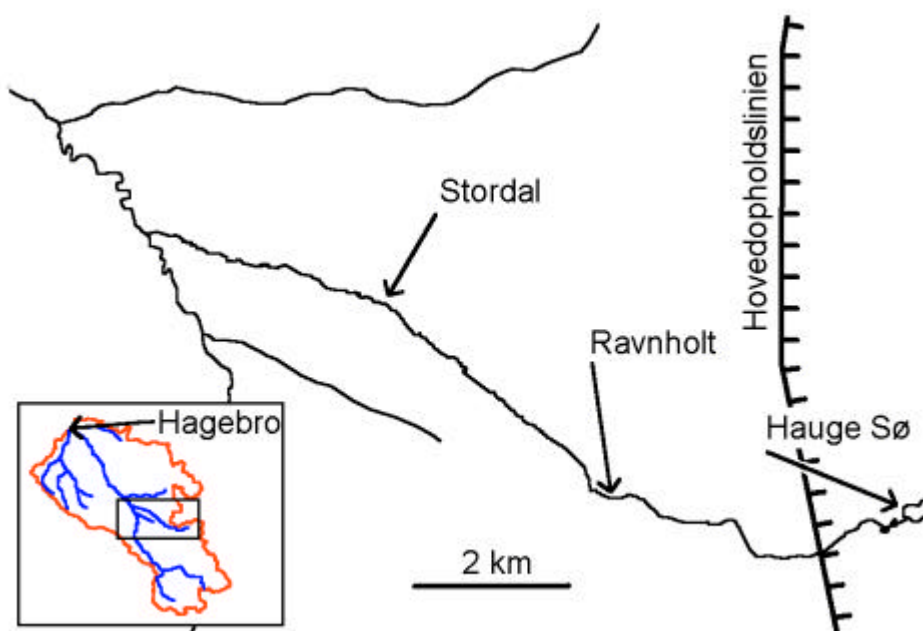
Eksisterende data som kan benyttes ved bestemmelse af variant omfatter f.eks.:

<b>Data</b>	<b>Målestok</b>	<b>Reference /</b>
<b>Udgiver</b>		
• Topografiske kort		
- Sognekort	1:20.000	KMS
- Målebordsblade	1:20.000	KMS
- 4-cm kort	1:25.000	KMS
- TOP10DK	1:10.000	KMS
- Kurveplaner	Diverse	KMS og andre
• Ortofoto	1:25.000	F.eks. Danmarks
Digitale Ortofoto (DDO) fra Kampsax (1995 og 1999)		

#### 4.4 Eksempler, Haller Å oplandet

I dette afsnit gennemgås et eksempel på brug af metodik (afsnit 4.3) og arbejdsgang ved udarbejdelse af GOI-typer langs et vandløb.

Haller Å oplandets placering på Karup Hedeslette fremgår af Figur 4.7. Ådalens nedskæring begynder i et dødislandskab umiddelbart øst for Weichsel istidens Hovedopholdslinie gennem Jylland. Mod vest, på smeltevandssletten, skærer ådalen sig stadigt dybere ned i den øverste terrasse indtil udmundning på den nederste terrasse i Karup dalen. Den øverste del af vandløbet ved Hauge Sø er kun vandførende i vinterhalvåret. Resten af vandløbet er vandførende hele året fra ca 2 km vest for Hovedopholdslinien og indtil ca 10 km nedstrøms, hvor det støder til Karup Å. Grundvands-afstrømningen (baseflow), der er jævnt fordelt langs hele vandløbet, er på 42 l/s/km (Langhoff, 2001). Estimatet for grundvandsafstrømningen stammer fra en synkron vandføringskampagne, foretaget forud for klassificeringen (Langhoff, 2001). Grundvandsindvinding forekommer kun i ringe grad langs ådalen (Langhoff, 2001).



Figur 4.7. Oversigtskort med Haller Å's placering relativt til hovedopholdslinien gennem Danmark (sort/hvid linie) og det øvre Karup Å opland (nederste venstre hjørne).

Oprindeligt mæandrerede vandløbet i hele ådalens bredde, men ved menneskelig påvirkning i form af hovedafvanding og konstruktionen af dambrug blev vandløbet udrettet og fordybet, og der skete ændringer i den måde, hvorpå grundvandet løber til vandløbet. Detailafvanding er kun observeret enkelte steder, mens engvanding tidligere har foregået langs det meste af ådalen. Ved klassificeringen af interaktionen langs Haller Å var det derfor nødvendigt at indføre flere forskellige GOI-typer, hvis forskelle primært viser sig at bero på variant niveau. Klassificeringen følger kortlægningsmetodikken og typologiens hierarkiske enheder med løbende reference til datagrundlaget.



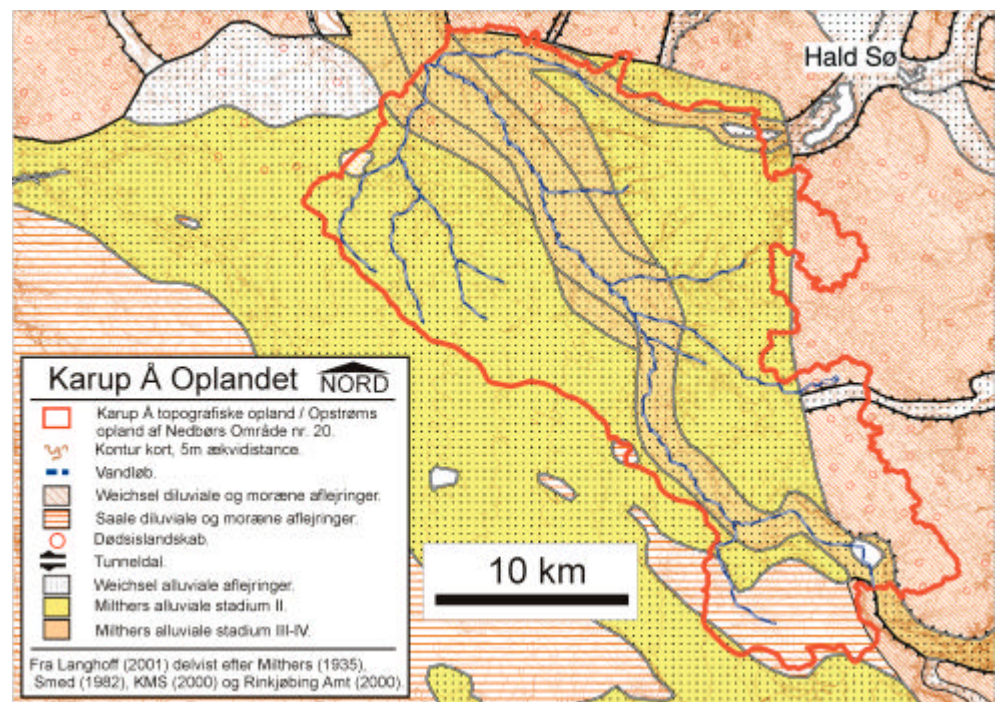
Tidsforbruget for klassificeringen af GOI ved Haller Å til og med variantniveau VI (jf. tabel 4.1), hvor de følgende anvendte data er let tilgængelige, estimeres til omtrent 2-3 arbejdsdage inklusiv en dags feltkognosering og –verificering.

#### 4.4.1 Geologisk aflejningsmiljø (niveau I)

Ved brug af kvartærgeologiske kort (Hansen, 1965) og prækvartærgeologiske kort (Sorgenfrei og Berthelsen, 1954) klassificeredes det geologisk aflejningsmiljø som sedimentært.

#### 4.4.2 Landskabstype (niveau II)

Glacialmorfologien blev analyseret ud fra: Ussings (1903) og Milthers landskabsanalyser (1935) samt Krügers (1985) overvejelser vedrørende dannelse af dale på smeltevandssletter; Per Smeds Landskabskort (1982), figur 4.8; Jordartskort (GEUS, 1999); målebordsblade og 4-cm kort med kurveplaner; ortofotos (Kampsax, 1999). Endelig blev luftfotos (Danish Secret Service, 1954) gennemgået med spejlstereoskopi. Derved klassificeredes landskabstype som moræne og smeltevandslette for ådalen øst henholdsvis vest for Hovedholdslinien.



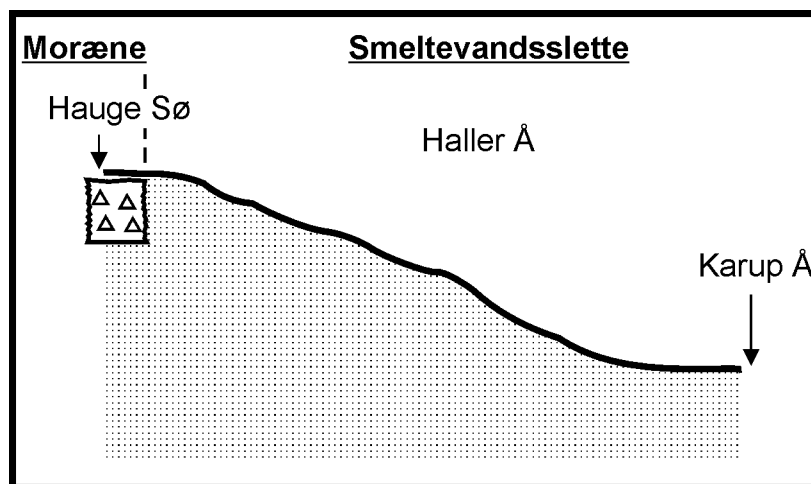
Figur 4.8. Glacialmorfologisk kort (Fra Langhoff, 2001).

#### 4.4.3 Tilgrænsende grundvandsmagasin (niveau III)

Til den videre klassificering af enheden tilgrænsende grundvandsmagasin, blev eksisterende hydrogeologiske undersøgelser for ådalen og de omkring liggende oplande gennemgået (bl.a. Miljøstyrelsen, 1983; Nyholm, 1997 og 1999; Nyholm og Christensen, 2000; Nyholm og Rasmussen, 2000) og analyseret sammen med følgende data: jordartskort (GEUS, 1999); basisdatakort



(Geodætisk Institut, 1979a og b); geologisk database ZEUS (JUPITER); geologiske kort (Hansen, 1995; Gravesen og Hansen, 1990); samt Prækvartære kort (Binzer og Stockmarr, 1994; Nyholm, 1997 og 1999). På figur 4.9. ses et stilistisk længdesnit, der sammenfatter tolkningen af de tilgrænsende aflejringer. Herved klassificeres tilgrænsende grundvandsmagasin som semipermeabel for enheden moræne og højpermeabel for enheden smeltevandsslette.

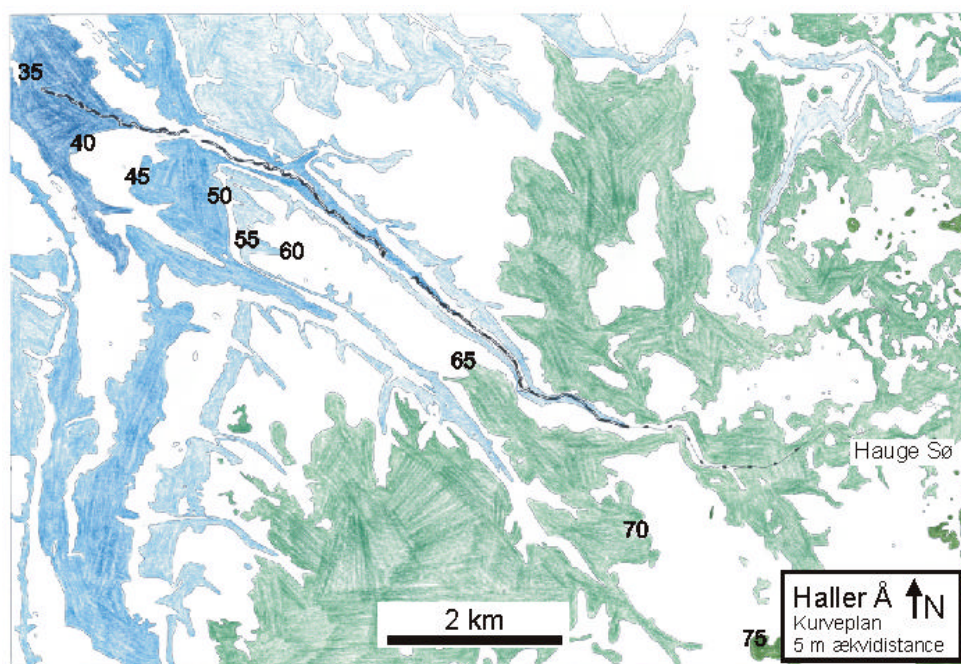


Figur 4.9. Stiliseret princip skitse (længdesnit) fra Hauge Sø til Karup dalen

#### 4.4.4 Hovedtype (niveau IV)

Til datagrundlaget for den videre analyse på ådalsniveau tilføjes digitalisering af forskellige geomorfologiske grænser (ådalsmorfologiske data) ud fra bl.a. kurveplaner og remote sensing. Her som ortofotos i et GIS miljø og luftfoto.

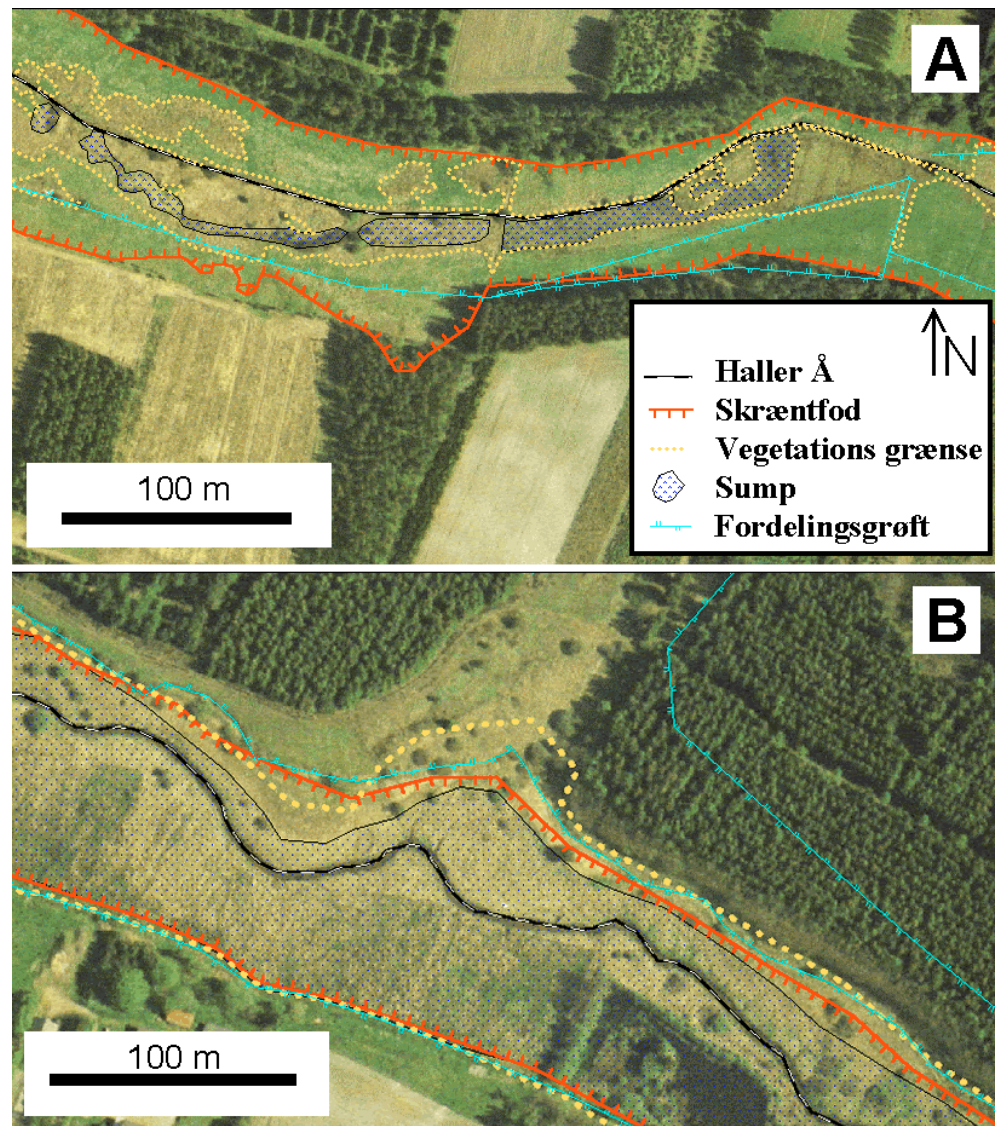
På figur 4.10. ses Haller Ådalen og de tilgrænsende korte erosionsrender og længere erosionskløfter. Ådalen skærer sig stadig dybere ned i det øverste terrasseniveau, alt imens ådalsbredden øges fra 70 m til omkring 130 m ved udmunding til Karup dalen. Tilsvarende øges relieffet og bredden af erosionsrender henholdsvis erosionkløfter i det fossile vandløbssystems retning.



Figur 4.10. Interval farvelagt kurveplan, 5 m ækvidistance, over Haller Å oplandet (Fra Langhoff, 2001). Koter er relativ til DNN.

Hovedtypefordelingen er givet ud fra hydrogeologiske og geomorfologiske kriterier. Den eksisterende analyse af det tilgrænsende grundvandsmagasin udvides med en vurdering af grundvandsmagasinet's størrelse, samt geomorfologiske parametre i form af ådalens bredde, relief og nedskæring.

Relief og nedskæring blev bestemt ved hjælp af kurveplaner og den geologiske samt hydrogeologiske indsigt etableret tidligere under GOI-type klassificeringen. Skræntfodens placering langs ådalen blev digitaliseret på baggrund af ortofotos (målestok: 1:25.000), målebordsblade (målestok: 1:20.000), 4-cm kort (målestok: 1:25.000), samt spejlstereoskopi af luftfoto (målestok: 1:25.000). Endeligt blev den feltverificeret og rettet, hvor nøjagtigheden for skræntfodens placering var begrænset af f.eks. krat og træer eller, hvor overgangen fra ådalen til den tilgrænsende terrasse var jævn. Eksempler på digitaliserede geomorfologiske grænser ses på figur 4.11.



Figur 4.11. Digitaliserede geomorfologiske grænser. A: Ravnholt lokaliteten. B: Stordal lokaliteten.

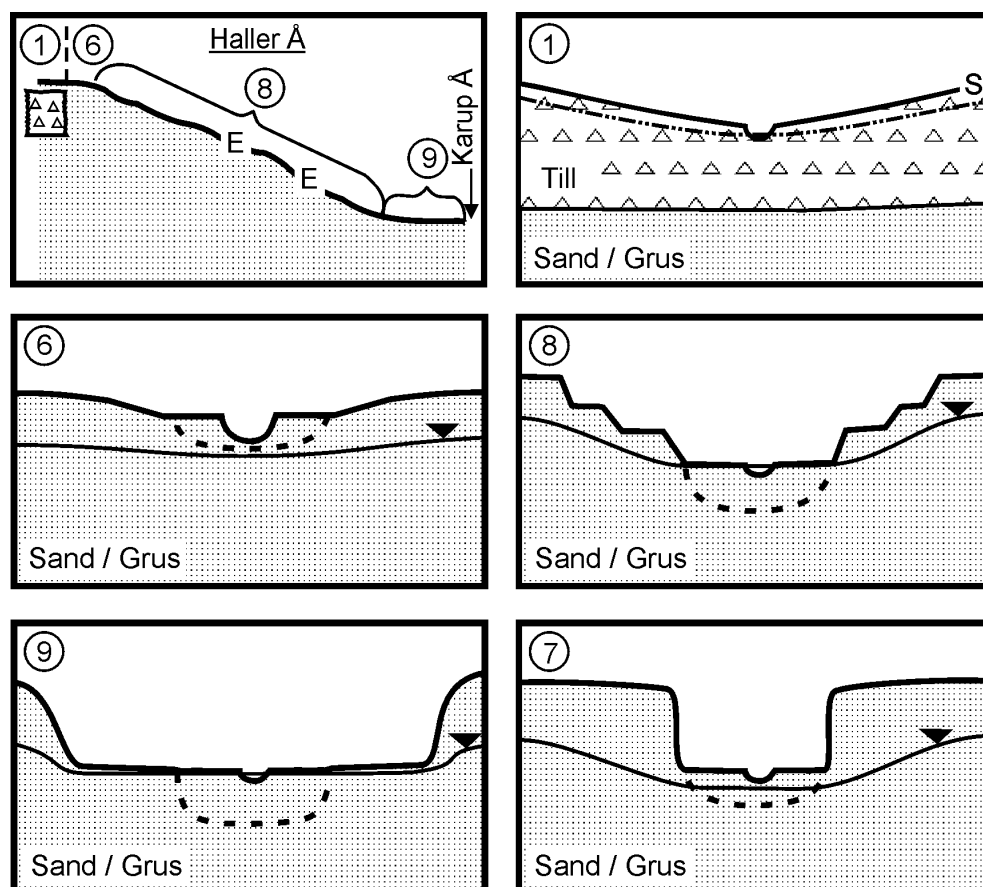
En oversigt over skræntfoden langs Haller Ådalen ses på figur 4.12



Figur 4.12. Nordlig og sydlig skræntfod (savtakket linie, rød) langs Haller Å (linie, sort).

Hovedtyper, klassificeret indenfor oplandet samt deres relative udstrækning/placering langs Haller Å, fremgår af figur 4.13. Hovedtype 1 på morænen er karakteriseret ved: en lille smal dal med ringe relief og lille nedskæring med tilgrænsende semi- og lavpermeable aflejringer, bestående fortrinsvis af sandet eller leret moræne, hvorfor det tilgrænsende grundvandsmagasin er lille eller manglende. Hovedtype 1 strækker sig fra Hauge Sø til smeltevandssletten og er kun vandførende i vinterhalvåret. På smeltevandssletten nedstrøms for Hovedtype 1 er dalen lille og smal med ringe relief og et lille grundvandsmagasin. Vandløbet er kun vandførende i vinterhalvåret. De tilgrænsende aflejringer er højpermeable og består af sand og grus, så denne strækning klassificeres som Hovedtype 6. Nedstrøms herfra er vandløbet altid vandførende og indtil Karup-dalen ca 9 km længere nedstrøms er ådalen relativ dyb og bred med betydeligt relief. De tilgrænsende højpermeable aflejringers relative mægtighed går fra lille til større, Hovedtype 8. Før sammenløbet med Karup Å bliver dalen markant bredere, relieffet mindskes og de tilgrænsende højpermeable aflejringer får stor mægtighed, Hovedtype 9. To af erosionsdalene, som ses på kurveplanet langs Haller Ådalen, er fugtige eller våde hele året. De to erosionsdale tilhører Hovedtype 7, som er karakteriseret ved en ret dyb og bred dal med et relativt stort relief og et lille tilgrænsende grundvandsmagasin.





Figur 4.13. Oversigt over Hovedtyper klassificeret indenfor Haller Å oplandet. Øverst til venstre ses et længdesnit gennem Haller Å dalen (jf. figur 4.9). Talværdierne 1, 6, 8 og 9 svarer til hovedtype numre langs ådalen. Hovedtype 7 findes ikke i selve ådalen, men derimod i to til ådalen tilgrænsende erosionskløfter (ved bogstaverne "E" på længdesnittet).

#### 4.4.5 Naturlig og menneskeskabt variant (niveau V & VI)

Ved Haller Å kan principskitser for strømningsmønstret opstilles for henholdsvis Ravnholt (A) og Stordal (B) (figur 4.5). I det følgende gennemgås de overordnede hydrologiske, hydrogeologiske og ådalsmorfologiske forhold ved de to lokaliteter.

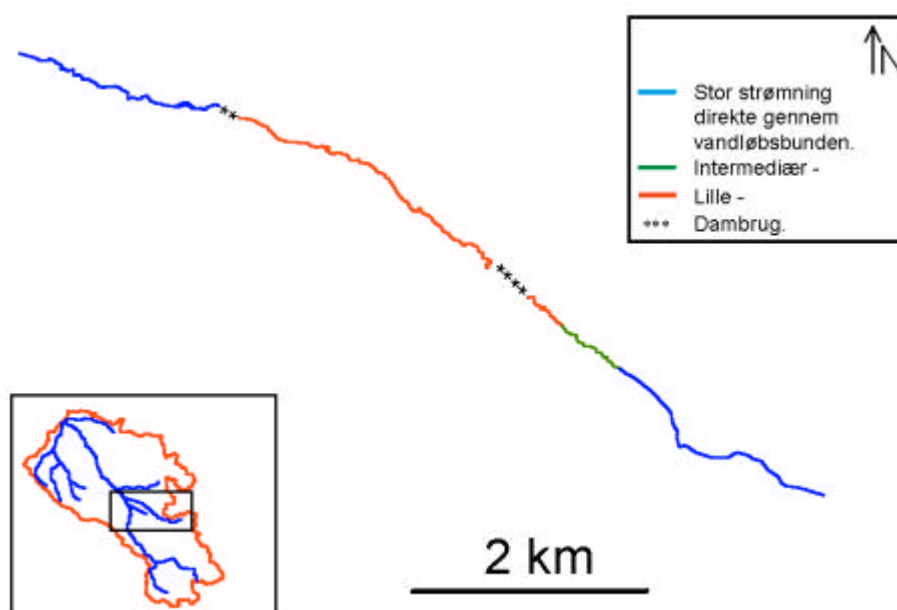
Ved Ravnholt mæandrerede vandløbet oprindeligt i hele ådalens bredde, men i 1940'erne blev vandløbet reguleret og fordybet i forbindelse med en hovedafvanding (Hedeselskabet, 1942). Herved blev tørveaflejringerne gennemskåret, og vandløbet fik direkte kontakt til ådalsmagasinet. Herved er den menneskeskabte variant Hovedafvanding identificeret. I sommerhalvåret er vandløbets vandstand beliggende 1-1.5 m under engens niveau. Omkring 90% af grundvandet strømmer direkte til vandløbet gennem vandløbsbunden. De sidste 10% af grundvandet strømmer til vandløbet overfladisk fra tidligere tørvegrave og områder, hvor det oprindelige løb befandt sig (Langhoff m. fl., 2001).

Ved Stordal er engen flad (hældning < 1‰), og overgangen fra engen til vandløbet over brinkerne er jævn (Langhoff et al, 2002). Det kan ikke afgøres på baggrund af det givne datamateriale, i hvilken udstrækning vandløbet ved Stordal er blevet reguleret (om overhovedet). Omkring 10% af grundvandet strømmer direkte gennem vandløbsbunden, mens det resterende grundvand strømmer diffust til engen, hvorfra det følger engens mikrotopografi til vandløbet. Den mikrotopografiske afstrømning beskrives mere indgående senere i

kapitlet. Ved Stordal er der observeret cementerede lag under vandløbsbunden (Langhoff, 2001). Herved er den naturlige variant Semi- eller lavpermeable lag direkte under vandløbsbunden identificeret.

På figur 4.11. ses eksempler på digitaliserede grænser for udbredelsen af den våde eng samt sumpede områder. Sumpede områder finder man ved Ravnholt, hvor tørvegravning tidligere fandt sted. Samme variant findes stedvist i områder, hvor det oprindelige vandløb befandt sig før hovedafvanding. Ved Stordal dækker de sumpede områder hele engen. Således falder skræntfoden, vegetationsgrænsen for den våde og grænsen for de sumpede områder sammen ved Stordal, mens den våde eng kun dækker dele af engen ved Ravnholt.

For hele ådalen blev grænsen mellem den våde og tørre eng digitaliseret ud fra ortofotos og senere feltverificeret. Feltverificering medførte kun enkelte mindre justeringer af grænsen mellem den våde og den tørre eng. Sumpede områder kunne derimod ikke kortlægges ud fra de eksisterende ortofotos eller luftfotos og blev derfor kortlagt ved feltrekognoscering. Efterfølgende blev den hydrauliske kontakt gennem vandløbsbunden mellem ådalsmagasinet og vandløbsbunden langs hele vandløbet tolket (Figur 4.14). Det fremgår, at grundvandstilstrømning til vandløbet foregår på lange stræk enten direkte gennem vandløbsbunden, diffust over hele ådalen, eller som en kombination af de to. For sidst nævnte er grundvandstilstrømningen gennem vandløbsbunden relativt større end for det helt diffuse tilfælde. Parameterværdier for bl.a. lækagekoefficienten gennemgås i kapitel 5.

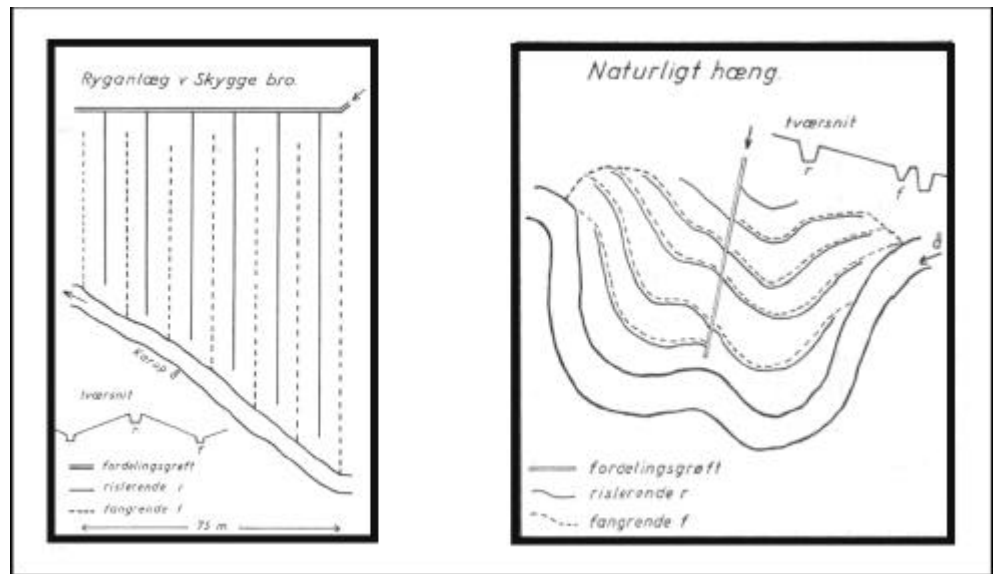


Figur 4.14. Udstrækning af områder med henholdsvis stor, intermediær og lille strømning gennem vandløbsbunden. Stjernerne angiver placeringen af de to recente dambrug.

Ud fra Nyholm's (1997 og 1999) diskussion af ådalsmagasinets genese forventes det, at ådalsmagasinet tilhører den naturlige variant 'Gennembrudt lavpermeabelt lag i ådalsmagasinet'.

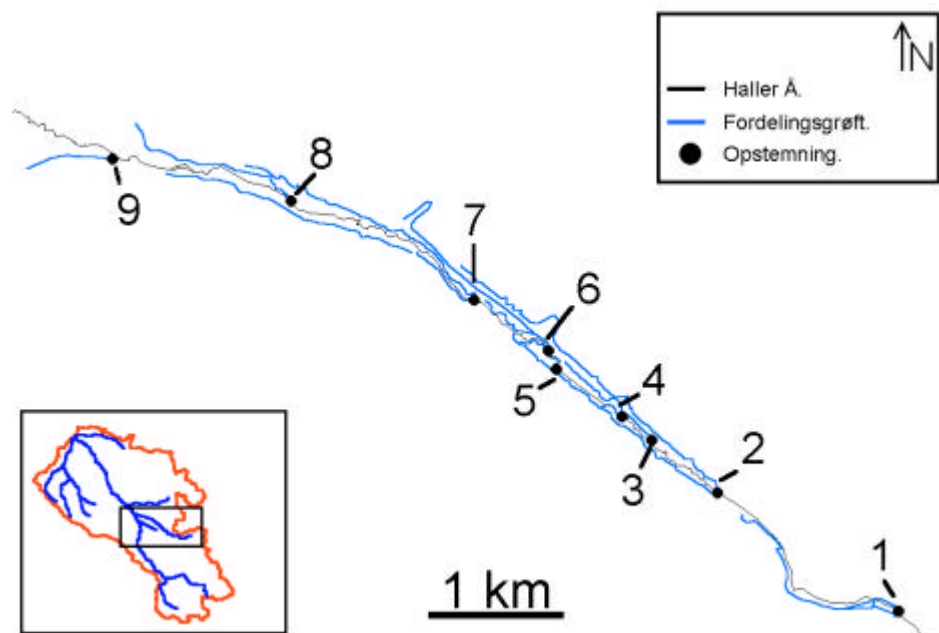
Den mikrotopografiske afstrømning ved Stordal følger primært fangrender orienteret vinkelret på skræntfoden (Langhoff, 2001). Fangrender blev brugt i forbindelse med afvanding under tidligere tiders engvanding (Rasmussen,

1964). To typer af engvandingsanlæg har gennem tiderne været anvendt i Danmark, ryganlæg og naturligt hæng (figur 4.15).



Figur. 4.15. Principskitser over engvandingsanlæg brugt i Danmark; ryganlæg og naturligt hæng (Rasmussen, 1964).

Ved engvanding stuves vandet op ved opstemninger og ledes videre i fordelingsgrøfter, hvorfra vandet ledes ud på engen via rislerender og videre til vandløbet via fangrender (Rasmussen, 1964). Ved brug af luftfotos, ortofotos, generalstabens kort og feltrekognoscering er der langs Haller Å identificeret 9 opstemninger med tilhørende fordelingsgrøfter (figur 4.16). Kun opstemning 9 er i dag delvist aktiv. Ved feltrekognoscering er kun ryganlæg identificeret (Langhoff, 2001). Herved er de menneskeskabte varianter 'Engvanding' og 'Opstemning' dokumenteret.



Figur. 4.16. Position for oprindelige opstemninger og fordelingsgrøfter langs Haller Å (Langhoff, 2001).

De menneskeskabte varianter 'Detailafvanding' i form af 'Grøftning' og 'Dambrug' recente såvel som nedlagte blev kortlagt ud fra generalstabens kort; 4-cm kort; ortofotos; og luftfotos. Grøfterne afvander enkelte lavtliggende marker samt enkelte dele af engen. Et eksempel på sidstnævnte ses ved Ravnholt på figur (4.11.A). Ved dambrugene er det døde vandløbsstræk reguleret og oftest fordybet. Der pumpes kun (koldt) grundvand til dammene i enkelte år, hvor temperaturen ellers ville blive ugunstig for produktionen af fisk.

#### 4.4.6 Interaktionsenheder

Klassificering af GOI-typer, i Haller Å oplandet, fremstår som en kombination af forskellige interaktions enheder. En samlet oversigt over alle interaktionsenhederne ses i figur 4.17.

I: Geologisk aflejringsmiljø	= <b>Sedimentær</b>
II: Landskabstype	= <b>Moræne; Smeltevandsslette</b>
III: Tilgrænsende grundvandsmagasin	= <b>Semi- til lavpermeable lag; Højpermeable lag</b>
IV: Hovedtype	= <b>Hovedtype 1; 6; 7; 8; 9</b>
V: Naturlig variant	= <b>Semi- eller lavpermeable lag direkte under vandløbsbunden; Gennembrudt semipermeabelt lag i ådalsmagasinet</b>
VI: Menneskeskabt variant	= <b>Hovedafvanding; Engvanding; (og til dels Dambrug; Detailafvanding; Tørvearavnina</b>

Figur 4.17. Oversigt over klassificerede interaktionsenheder (niveau I-VI) indenfor Haller Å oplandet

# 5 TYPISKE PARAMETERVÆRDIER I ÅDALEN

I afsnit 4 er beskrevet en metodik til karakterisering af ådale i typeområder efter geologiske og ådals-morfologiske principper. Heraf fremgår, at den måde som grundvandsmagasin og vandløb udveksler vand på, varierer betydeligt fra det ene typeområde til det andet. Det samme gør sig gældende for det stof, som transporteres med vandet, og som kan omsættes i eller frigives fra de ånære sedimenter, som udvekslingen sker igennem. Hvis det er muligt, er det hensigten i en senere projektfase, at identificere de væsentligste parametre og værdisætte disse, samt at etablere operationelle metoder til estimering af vandstrømning og stofomsætning indenfor typiske ådalsstrækninger uden på forhånd at foretage detaljerede feltundersøgelser.

I afsnit 5.1 til 5.4 opsummeres, hvad man ifølge et begrænset litteraturstudie i dag har af kendskab til de grundlæggende parametre, som er bestemmende for de ånære aflejrings indflydelse på vand- og stofudvekslingen mellem grundvandsmagasin og vandløb. I afsnit 5.5 fremhæves som eksempel parameterværdier fra velundersøgte lokaliteter langs Haller Å.

## 5.1 Fysiske parametre som styrer vandstrømningen gennem ånære aflejringer

Grundvandsstrømning i ånære aflejringer styres af trykniveauforskelle samt af den rumlige fordeling af hydrauliske ledningsevner og magasinkoefficienter. Trykniveauforholdene varierer i både tid og sted, idet de styres af både klimatiske og hydrogeologiske forhold. Den hydrauliske ledningsevne, der kvantificerer, hvor let vand strømmer igennem et porøst materiale, varierer både mellem og indenfor de hydrogeologiske enheder (geomorfologiske lag) i ådalsmagasinet og kan for organiskholdige eller lerede aflejringer tæt på terræn formentlig også påvirkes af klimatiske variationer (f.eks. ved udtørring og opfugtning). Det samme er tilfældet med magasinkoefficienten, som kvantificerer størrelsen af den mængde vand, der afdrænes fra eller opmagasineres i en arealenhed af ådalsmagasinet, når vandspejlet i magasinet sænkes henholdsvis stiger en længdeenhed. Magasinkoefficienten afhænger først og fremmest af porøsiteten ved det frie grundvandsspejl i ådalsmagasinet. Afsnit 5.1.1 omtaler kendskabet til hydrauliske ledningsevner af de sedimenter, som kan forekomme i et ådalsmagasin, mens afsnit 5.1.2 omtaler kendskabet til porøsitet og magasintal

I forbindelse med modelberegning af grundvandsstrømning og stoftransport benyttes lækagekoefficienten ofte som en modelparameter, der er begrænsende for grundvandsudsivningen til vandløb og søer. I den aktuelle sammenhæng kan lækagekoefficienten defineres som forholdet mellem den hydrauliske ledningsevne og tykkelsen af det jordlag, som findes mellem det grundvandsførende lag og vandløbet. Hvordan lækagekoefficienten kan forstås og benyttes i forbindelse med modelberegning af vandudveksling mellem grundvand og overfladevand omtales nærmere i afsnit 5.1.3.



### 5.1.1 Hydraulisk ledningsevne

Det overordnede indtryk fra litteraturstudiet er, at der i litteraturen kun findes meget sparsomme oplysninger om hydraulisk ledningsevne i ånære sedimenter.

Calver (2001) har foretaget en systematisk indsamling og sammenstilling af hydrauliske ledningsevner for bundmaterialer i vandløb. Resultaterne, der er hentet fra såvel publicerede som upublicerede kilder, omfatter intervaller for hydraulisk ledningsevne på i alt 41 lokaliteter. På 17 lokaliteter er den hydrauliske ledningsevne bestemt ved numerisk modellering; på 16 lokaliteter er ledningsevnen bestemt ved feltmåling med seepage-meter, infiltrationsforsøg, slugtest, prøvepumpning, eller lignende; i 4 tilfælde er bestemmelsen sket ved laboratoriemåling på optagne kerner; og på 4 lokaliteter er der benyttet en kombination af metoder. For de førstnævnte lokaliteter, hvor ledningsevnen er bestemt ved numerisk modellering, er det ikke oplyst, på hvilken skala den numeriske modellering er foretaget, ligesom vandløbets bundmateriale i flere tilfælde enten er mangelfuldt beskrevet eller ubeskrevet.

Udover Calver (2001) har Desimone og Barlow (1999), Chen (2000), Landon et al (2001) og Langhoff et al (2001) videnskabeligt og internationalt publiceret feltmålinger af hydrauliske ledningsevner i beskrevne vandløbs-sedimenter. Hertil kommer danske publikationer af hydraulisk ledningsevne målt i ånære sedimenter af Dahl (1994) og Møller (2002). Tre undersøgte danske lokaliteter findes ved Stevns Å (Dahl, 1994), Haller Å (Langhoff et al, 2001) og Gjærn Å (Møller, 2002). Desuden skal fremhæves Vedby (1984), som har foretaget et omfattende litteratur og feltstudie af bl.a. mættet hydraulisk ledningsevne i moseaflejringer. Feltstudiet er udført på lokaliteter indenfor Susåens opland.

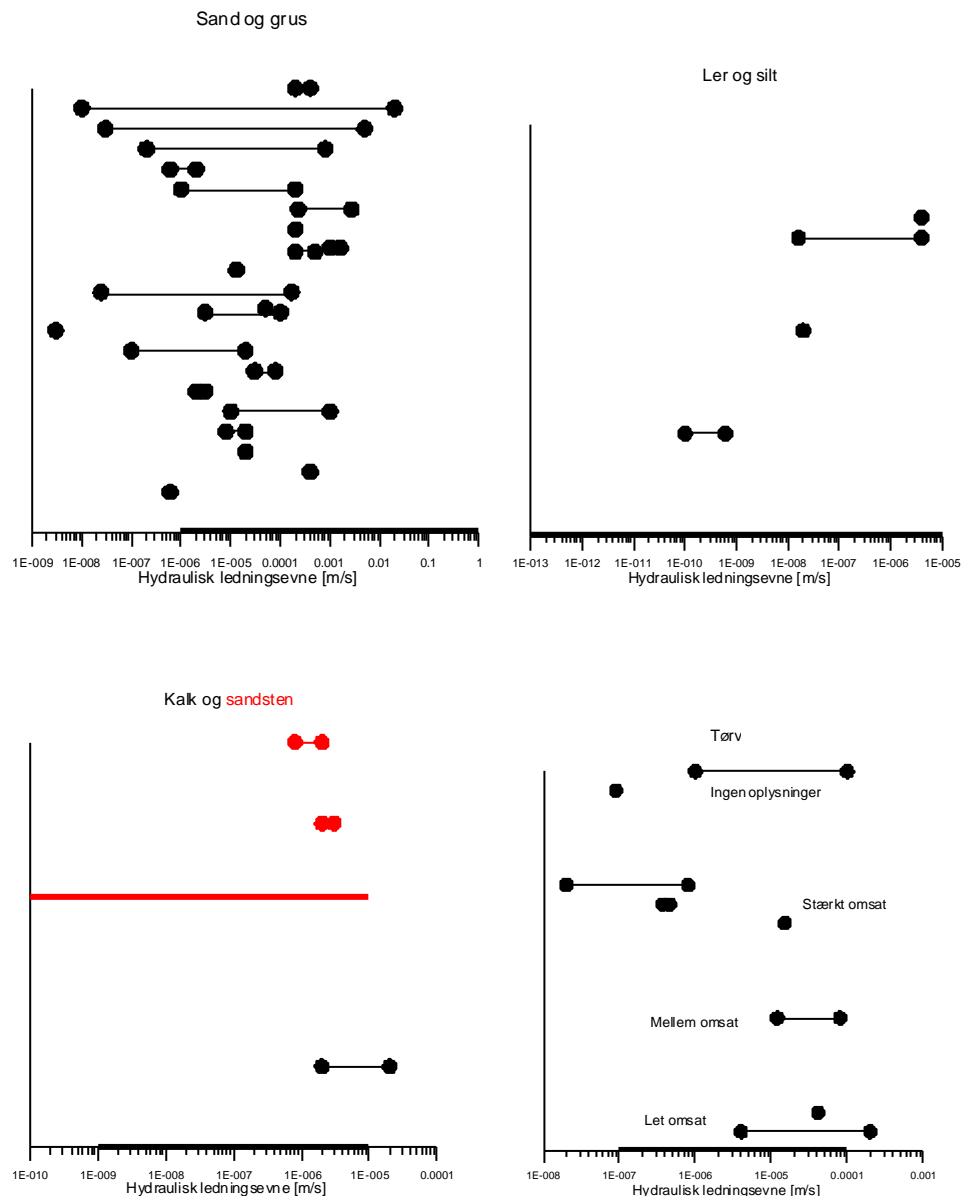
Figur 5.1 opsummerer de ved felt- eller laboratoriemålinger bestemte hydrauliske ledningsevner, som er omtalt ovenfor. Resultaterne er grupperet efter sedimenttyperne: sand og grus; silt og ler; kalk og sandsten; samt tørv. Heraf fremgår følgende:

Den hydrauliske ledningsevne er bestemt i sand- og grusdominerede materialer på i alt 21 lokaliteter (Figur 5.1). På 6 af lokaliteterne er det beskrevet, at silt-, ler- eller cementeringslag er indeholdt i sand/gruslaget. Ledningsevneværdierne spænder over et meget bredt interval fra  $10^{-9}$ - $10^{-1}$  m/s. I de tilfælde, hvor materialet er beskrevet som rent sand og grus, ligger hovedparten af værdierne i intervallet  $10^{-6}$ - $10^{-3}$  m/s, hvilket er det interval, der i lærebøgerne (f.eks. Freeze og Cherry, 1979) angives som karakteristisk for rent sand. Når en del målte værdier ligger lavere, kan det skyldes, at der (selvom det tilsyneladende ikke er observeret) er indlejret finere eller cementerede lag i sand/gruslaget. Dette forekommer sandsynligt set i lyset af den forventede aflejringshistorie i en ådal, hvor vandløbet skifter løb, hvor det indimellem oversvømmer hele eller dele af ådalen, og hvor der kan ske f.eks. okkerudfældninger i veldefinerede horisonter. Indholdet af organisk stof kan også være højt, som beskrevet ved Gjærn Å (Møller, 2002), hvilket også forventes at nedsætte aflejringsens hydrauliske ledningsevne.

Der er kun fundet tre værdier for hydraulisk ledningsevne for finkornede lag af ler og silt, én for kalk, og to for sandsten. Alle værdier ligger indenfor de intervaller, der er opgivet i Freeze og Cherry (1979).

For tørvelag er der fundet værdier for 11 danske lokaliteter, dvs. 8 moseområder indenfor Susåens opland (Vedby, 1984), en lokalitet ved Stevns Å (Dahl, 1994), en lokalitet ved Gjærn Å (Møller, 2002), samt en lokalitet ved Rabis Bæk (Brüsch og Nilsson, 1993). Ved alle lokaliteter er fundet, at den hydrauliske ledningsevne aftager jo mere omsat og kompakt tørven er. For let omsat, fibrøs tørv ligger værdierne i intervallet  $10^{-6}$ - $10^{-4}$  m/s, mens den for kompakt, kraftigt omsat, saprisk tørv ligger i intervallet  $10^{-8}$ - $10^{-6}$  m/s. De målte værdier ligger dermed jævnt fordelt indenfor intervallet  $10^{-8}$ - $10^{-4}$  m/s. Vedby (1984, s. 164) nævner med henvisning til internationale studier, at måttet hydraulisk ledningsevne for organiske aflejringer varierer mellem  $10^{-7}$  og  $10^{-4}$  m/s, hvilket er i rimelig god overensstemmelse med de værdier, der er fundet ved de danske studier.

Det er sandsynligt, at man ved et mere omfattende litteraturstudium og ved søgning udenfor videnskabeligt publiceret litteratur kan finde yderligere værdier for hydrauliske ledningsevne i ånære sedimenter. Den umiddelbare forventning er dog, at også disse værdier hovedsageligt vil repræsentere de mere permeable sand/grusaflejringer samt tørveaflejringer. For andre typer materiale må man i høj grad støtte sig til de typiske intervaller, der er opgivet i lærebøger.



Figur 5.1 Den hydrauliske ledningsevne bestemt i ånære sedimenter. Alle de viste hydrauliske ledningsevner er målte værdier.

### 5.1.2 Porøsitet, magasinkoefficient og effektiv porøsitet

Porøsitet er defineret som forholdet mellem en sedimentprøves porevolumen og totalvolumen, hvorimod man ved magasinkoefficienten i det følgende forstår forholdet mellem det volumen af vand, der ved gravitation kan afdrænes fra prøven, og prøvens totalvolumen (benævnes ofte som det frie magasintal). Magasinkoefficienten angiver dermed, hvor meget vand, der afgives eller opmagasineres fra en arealenhed af de ånære aflejringer, når vandspejlet sænkes eller stiger en længdeenhed. Magasinkoefficienten afhænger af porøsiteten ved det frie vandspejl i de ånære aflejringer, men da ikke alt vand kan afdrænes ved gravitation, er magasinkoefficienten mindre end porøsiteten. I beregningsmæssig sammenhæng har magasinkoefficienten primært betydning ved beregning af grundvandsstrømning indenfor kortere perioder med dynamiske klimaforhold og deraf følgende dynamiske vandspejlsforhold i det ånære område.

Når vand strømmer gennem et sediment, er der en del af det vandfyldte porevolumen, der udgør et dødvolumen, hvor vandet er stort set immobiliseret. Det effektive porevolumen er forskellen mellem totalt porevolumen og dødvolumen, og effektiv porøsitet defineres tilsvarende som forholdet mellem effektivt porevolumen og totalvolumen. Den effektive porøsitet er således mindre end den totale porøsitet og kan forventes at være af samme størrelse som magasinkoefficienten.

Det foretagne litteraturstudie har ikke givet megen specifik information om porøsitet og magasinkoefficient i ånære sedimenter. For minerogene sedimenter henvises derfor til erfaringsværdier givet i lærebøger og lignende. For sedimenter angiver Freeze & Cherry (1979) for eksempel porøsiteten til at ligge i intervallet 25-40% for grus, 25-50% for sand, 35-50% for silt, og 40-70% for ler. For sand og grus i ånære aflejringer forventes magasintallet og den effektive porøsitet at være 85-90% af porøsiteten. For silt- og lerholdige ånære aflejringer haves ingen erfaringer for størrelsen af magasintal og effektiv porøsitet, men det forventes, at de er væsentligt mindre end porøsiteten (måske ned til omkring 10% af porøsiteten). Har de minerogene sedimenter et indhold af organisk materiale, forventes porøsiteten at øges, mens magasinkoefficient og effektiv porøsitet formindskes med det organiske indhold.

Porøsiteten af tørv afhænger af, hvor kompakt og omsat den er. Ifølge Vedby (1984), angiver Boelter (1969), at porøsiteten er større end 85% for tørv, der lidt eller mellem omsat (fibric og hemic tørv), mens den for meget omsat (sapric) tørv er 60-80%. For lidt omsat, løs tørv forventes magasinkoefficienten og den effektive porøsitet at ligge i størrelseordenen 10-30% (Andersen, 2003). For stærkt omsat, kompakt tørv forventes derimod, at magasinkoefficienten og den effektive porøsitet er betydeligt mindre end porøsiteten. Gilman (1994) og Nyholm (2000) har for omsat kompakt tørv fundet magasintal på 10-20% henholdsvis 1-10%. I begge tilfælde blev magasinkoefficienten bestemt på grundlag af en analyse af samhörørende tidsserier for nedbør og vandstand i et vådområde, bestående af kompakt omsat tørv. Vedby (1984) har ved måling på et større antal prøver, optaget i vådområder, fundet tilsvarende størrelser for porøsitet og magasinkoefficient i tørv af varierende omsætningsgrad (Vedby, 1984, Figur 6.4.6).

Porøsiteten af kalk er omkring 50%, mens den effektive porøsitet og magasin-tallet kan være betydeligt lavere (1-5 %). For sandsten kan porøsiteten være fra 1% til 35% afhængigt af omfanget af f.eks. diagenese.

Som det fremgår af ovenstående, er der tilsyneladende meget sparsomme oplysninger om størrelsen af porøsitet, magasin-koefficient og effektiv porøsitet i ånære aflejringer. Egenskaberne forventes at variere i tid for eksempel som følge af klimatiske variationer eller som følge af omsætning af organisk materiale indeholdt i aflejringerne, men hvor hurtige og hvor store variationerne er, kan ikke afgøres.

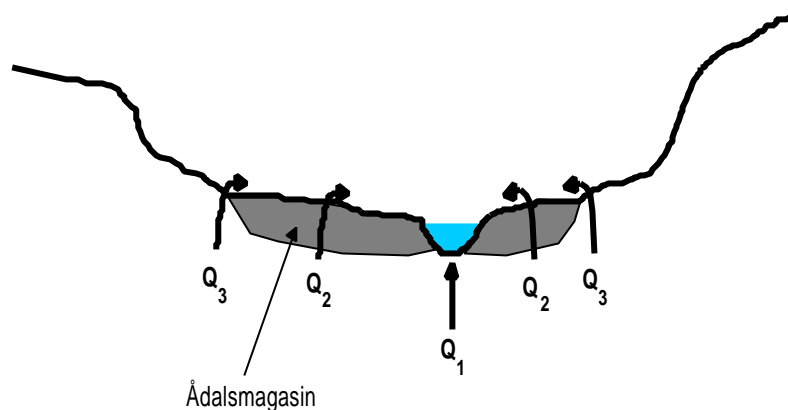
### 5.1.3 Lækagekoefficient

Lækagekoefficienten er en hydrogeologisk parameter, der defineres som forholdet mellem den vertikale, hydrauliske ledningsevne og tykkelsen af et geologisk lag. Lækagekoefficienten kvantificerer således, hvor meget vand, der vertikalt strømmer gennem laget per arealenhed ved en trykniveaugradient på 1.

Lækagekoefficienten er en størrelse, der hovedsageligt benyttes ved modelberegning af grundvandsstrømning i situationer, hvor nogle lag er vandførende med overvejende horisontalt rettet grundvandsstrømning, mens andre lag er semipermeable og derfor begrænser vandudvekslingen mellem over- og underliggende vandførende lag. I sådanne situationer er det som regel rimeligt at se bort fra horisontale strømningsbidrag fra det semipermeable lag og i model-sammenhæng blot repræsentere laget ved dets lækagekoefficient, som begrænser strømningen mellem de vandførende lag.

I beregningssituationer, hvor et grundvandsførende lag har mulighed for at udveksle vand med for eksempel et vandløb eller et vådområde, introduceres ofte også lækagekoefficienter, som begrænser vandudvekslingen mellem det grundvandsførende lag og vandløbet eller vådområdet. Størrelsen af lækagekoefficienten vil afhænge af tykkelsen og den gennemsnitlige hydrauliske ledningsevne af den zone under vandløbet eller vådområdet, hvor grundvandsstrømningsretning er overvejende vertikal. Findes der semipermeable lag i denne zone, vil det være tykkelsen og den hydrauliske ledningsevne af disse lag, der er bestemmende for størrelsen af zonen lækagekoefficient. Det skal understreges, at lækagekoefficienten i sådanne situationer er modelafhængige størrelser, som for eksempel afhænger af hvor detaljeret de hydrogeologiske og strømningsmæssige forhold omkring vandløbet eller vådområdet beskrives i modellen.

Som beskrevet tidligere kan grundvandsstrømning fra grundvandsførende lag til vandløb ske enten direkte gennem bunden af vandløbet; diffust gennem ånære aflejringer og herfra henover vådområdet til vandløbet; som udstrømning ved skræntfoden og herfra henover vådområdet til vandløbet; eller ved en kombination af førnævnte. De tre forskellige bidrag er antydnet som henholdsvis  $Q_1$ ,  $Q_2$  og  $Q_3$  i figur 5.2. Størrelsen af hvert af de tre bidrag vil i det konkrete tilfælde afhænge dels af trykniveau- og terrænforhold i og omkring ådalen, og dels af tykkelse og hydrauliske ledningsevne af lag under vandløbet i vådområdet og ved skræntfoden. Man kan derfor forestille sig for eksempel  $Q_1$  og  $Q_2$  beregnet med en model, hvori indgår en lækagekoefficient, beregnet for zonen umiddelbart under vandløbet henholdsvis en lækagekoefficient for laget af vådbundsaflejringer omkring vandløbet (jf. figur 5.2).



Figur 5.2 Grundvandsstrømning fra grundvandsførende lag til vandløb kan ske enten direkte gennem bunden af vandløbet ( $Q_1$ ); diffust gennem ånære aflejringer og herfra henover vådområdet til vandløbet ( $Q_2$ ); som udstrømning ved skræntfoden og herfra henover vådområdet til vandløbet ( $Q_3$ ).

## 5.2 Parametre som styrer omsætning og frigivelse af stof

I kapitel 3.3 er de overordnede stofomsætningsprocesser i ådalsmagasinet beskrevet. Det drejer sig om de processer, der kan påvirke, hvor meget af et givet stof, der under grundvandets passage af ådalsmagasinet omsættes eller tilbageholdes ved biogeokemiske processer. De vigtigste processer er:

- omsætning af nitrat ved denitrifikation til frit kvælstof
- nedbrydning og sorption af miljøfremmede stoffer som eksempelvis pesticider
- sorption/desorption af fosfor og optag i ådalsvegetationen

Ådalsmagasinet er i mange sammenhænge en buffer mellem fremtrængende grundvand og overfladevandet. I ådalsmagasinet kan stof enten blive omsat helt eller delvist til andre stoffer, tilbageholdt, optaget eller frigivet. De biogeokemiske processer, der styrer disse forhold, er ofte meget komplekse og i visse tilfælde endog ufuldstændigt kendte (især omsætning af miljøfremmede stoffer). Den bedst undersøgte og beskrevne proces er denitrifikation, som i de efterfølgende afsnit beskrives med udvalgte eksempler på denitrifikationens betydning for kvælstoffjernelse i ådalsmagasinet.

Stoftransport følger vandstrømningen og er derfor styret af de samme parametre som strømningen. Hertil kommer, at stof kan bindes til eller frigives fra de ånære aflejringer, og det kan omsættes eller omdannes ved en række forskellige processer. En af de meget vigtige processer er som omtalt i afsnit 3.2 denitrifikation. Parametre af betydning for denitrifikation omtales i det følgende.

### 5.2.1 Denitrifikation

I kapitel 3.2 blev der redegjort for forholdene omkring denitrifikationsprocessen, herunder de parametre der kontrollerer denitrifikationshastigheden og dermed mængden af nitrat, der kan fjernes, når der tilføres nitrat fra grundvandsmagasinet til ådalsmagasinet. I praksis er det imidlertid svært at give et helt eksakt svar på mængden af nitrat, der fjernes fra et givet vådområde uden at have præcis information om belastningen.

En del undersøgelser – både danske og udenlandske – viser, at stort set al nitrat fjernes fra grundvandet ved passage gennem ådalsmagasinet, og det gælder hvadenten belastningen er stor eller lille. Ved at anvende den typologi for

ådsstrækninger, der er opstillet i denne rapport, er det forsøgt at identificere de parametre, der bedst kan forklare nitratfjernelsen. Valget er faldet på grundvandets strømningsmønster, jordprofilet og indholdet af kulstof i de vandførende lag.

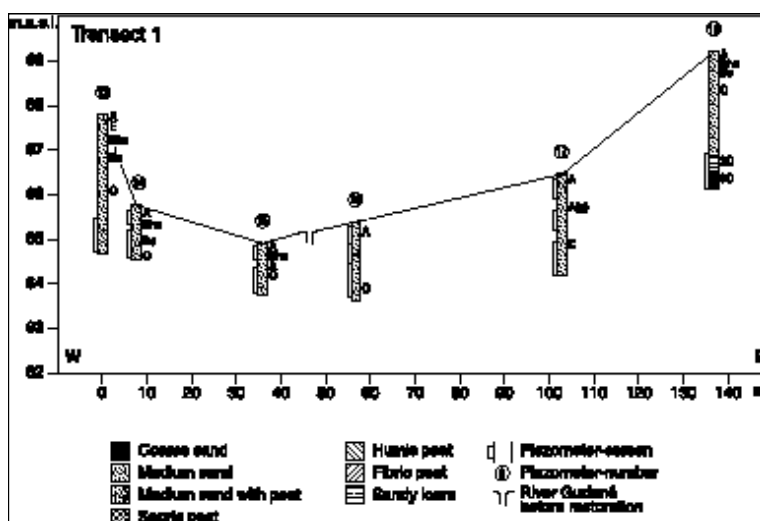
Ved nedenstående gennemgang er der taget udgangspunkt i danske undersøgelser, og resultaterne er grupperet/opdelt i henhold til de fem naturlige varianter, der er skitseret i figur 4.4. I tabel 5.1 er de forskellige varianter parametre angivet.

Tabel 5.1. Danske undersøgelser af nitratfjernelse i forskellige varianttyper.

Variant	k m dag <sup>-1</sup>	% Org. C i vandfør. lag	% Nitrat- fjernelse	Eksempel på område	Reference
A	14 - 31	0.2 - 3.5 Ö = 3.0	70	Voldby Bæk, ved Anbæk	Hoffmann, upubl.
A	30 - 60	(2.5 - 4.0)	57-62	Gudenåens kilder, Tinnet Krat	Hoffmann et al, 2000a
B	0.4 - 18.9	0.3 - 34.2	97	Voldby Bæk, ved Sporup	Blicher-Mathiesen, 1998; Hoffmann, 1998; Hoffmann et al, 2000b
B	1.5	7	100	Gjern Å, ved Sminge Vad	Andersen, 2002
C	0.01 - 9.27	1.5 - 6.7 1.1 - 14.0	96-97	Gjern Å, ved Søby Vad	Hoffmann, 1998, samt upubl. data
C	Overflade- vand		55	Rabis Bæk,	Brüsch og Nilsson, 1993
C	5 - 55	0.05 - 18.5	71	Brede Å, ved Brede bro	Hoffmann et al, 1998
C	0.04 - 3.5	0.5 - 35.5	95	Stevns Å, ved Hellested	Hoffmann et al, 1993
D		-	-	Haller Å	Langhoff, 2002
E	0.4 - 18.9	0.3 - 34.2	97	Voldby Bæk, ved Sporup	Blicher-Mathiesen, 1998; Hoffmann, 1998; Hoffmann et al, 2000b
E	0.01 - 9.27	1.5 - 6.7 1.1 - 14.0	96-97	Gjern Å, ved Søby Vad	Hoffmann, 1998, samt upubl. data

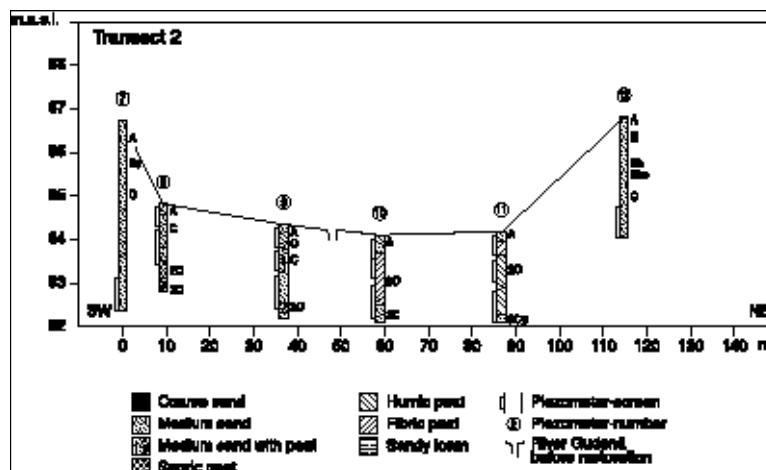
For varianttype A findes to danske undersøgelser, lokaliteten Anbæk ved Voldby Bæk i Gjern Å systemet og Gudenåen ved dens udspring i Tinnet Krat. For begge lokaliteter gælder, at jordprofilet overvejende består af sande sedimenter med et lille indhold af organisk kulstof. Ved Anbæk er nitratfjernelsen i gennemsnit for 3 år (1992 – 1994) på 70% med lille variation mellem årene (68, 69 og 82%). Ved Gudenåen dækker undersøgelsen ligeledes 3 år, men med den ændring at målingerne de første ca 400 dage foregik før gensoning af åen og hævnning af vandløbsbunden med 0.5 – 1 m, og de efterfølgende ca 700 dage med åen i sit genskabte oprindelige forløb. Endvi-

dere dækkede undersøgelsen en 860 m lang strækning af åens øvre løb med 3 traceer på begge sider af ådalen (i alt 57 ha). Nitratfjernelsen, som i gennemsnit lå på 57-62%, viste store variationer både mellem de enkelte traceer og for perioderne før og efter restaureringen. Målingerne i trace 1 (se figur 5.4), tættest ved Gudenåens udspring viste, at der før restaureringen blev tilført 363 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  til vestsiden og 498 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  til østsiden af ådalen. Under grundvandets passage af ådalsmagasinet skete der en nitratreduktion, og åen blev kun tilført 27 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra vestsiden og 197 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra østsiden. Den samlede nitratreduktion var på 74% svarende til 638 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  (20.6 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{ha}^{-1}$   $\text{år}^{-1}$ ). Efter restaureringen blev der tilført ådalsmagasinet 49 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra vestsiden og 613 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra østsiden. Åen tilførtes 34 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra vestsiden og 60 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra østsiden. Den samlede nitratreduktion var på 86% svarende til 568 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  (18.3 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{ha}^{-1}$   $\text{år}^{-1}$ ; viderebearbejdet efter Hoffmann et al, 2000).



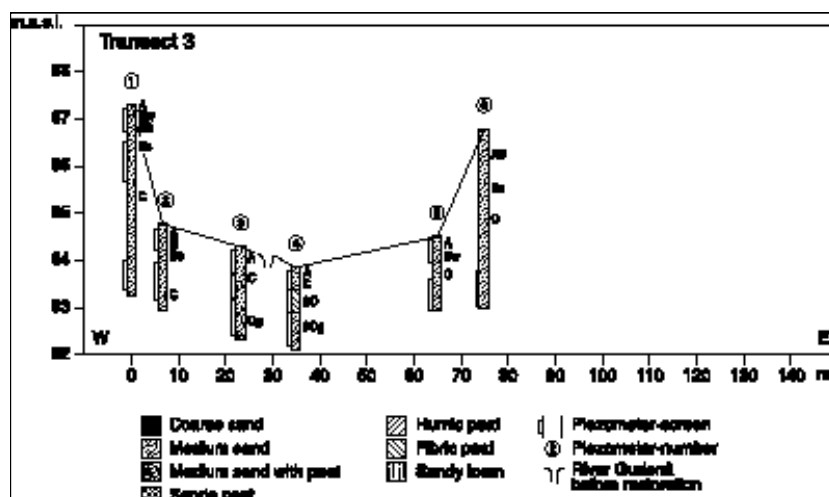
Figur 5.3 Jordprofil af Gudenådal ved Tinnet Krat, trace 1, tættest ved Gudenåens udpring. Åens placering var uændret efter restaureringen, men vandløbsbunden blev hævet ca 0.5 m.

Målingerne i transect 2 (se figur 5.4) ca 250 m opstrøms Tinnet Bro afteggede et andet billede. Før restaureringen blev der tilført ådalsmagasinet 38 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra vestsiden og 6 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra østsiden. Åen tilførtes 19 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra vestsiden og 12 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra østsiden. Trods en mindre udvaskning på 6 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra østsiden var den samlede nitratreduktion på 30% svarende til 13 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  (1.1 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{ha}^{-1}$   $\text{år}^{-1}$ ). Gensnoningen af åen medførte, at åløbet nu kom til at ligge tæt på den østlige skræntfod (station 11 på figur 5.4). Efter restaureringen tilførtes ådalsmagasinet 62 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra vestsiden og 16 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  fra østsiden. Fra vestsiden tilførtes åen 25 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$ , og fra østsiden steg udvaskningen til 165 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$ . Der var ingen nitratreduktion, men en nettoudvaskning på 143% svarende til 112 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{år}^{-1}$  (9.7 kg  $\text{NO}_3^-$ -N  $\text{ha}^{-1}$   $\text{år}^{-1}$ ; viderebearbejdet efter Hoffmann et al, 2000).



Figur 5.4. Jordprofil af Gudenådalen ved Tinnet Krat, trace 2, ca 250 m opstrøms Tinnet Bro. Det skal bemærkes, at efter restaureringen lå det nye åløb tæt ved den østlige skræntefod (station 11).

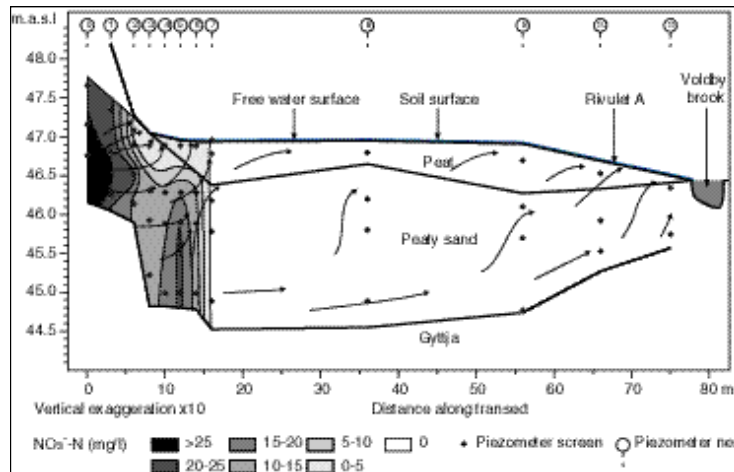
Målingerne i transect 3, ved Tinnet Bro viste, at før restaureringen blev tilført ådalsmagasinet  $0.9 \text{ kg NO}_3^- \text{-N år}^{-1}$  fra vestsiden og  $55 \text{ kg NO}_3^- \text{-N år}^{-1}$  fra østsiden (figur 5.5). Åen tilførtes  $10.5 \text{ kg NO}_3^- \text{-N år}^{-1}$  fra vestsiden og  $98 \text{ kg NO}_3^- \text{-N år}^{-1}$  fra østsiden. Der var ingen nitratreduktion, men derimod netto-udvaskning af nitrat på 95% svarende til  $53 \text{ kg NO}_3^- \text{-N år}^{-1}$  ( $3.7 \text{ kg NO}_3^- \text{-N ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ). Ved genslyngningen blev åløbet på dette sted flyttet ca 14 m mod øst. Efter restaureringen tilførtes ådalsmagasinet  $2.1 \text{ kg NO}_3^- \text{-N år}^{-1}$  fra vestsiden og  $88 \text{ kg NO}_3^- \text{-N år}^{-1}$  fra østsiden. Fra vestsiden af ådalen steg udvaskningen til åen til  $24 \text{ kg NO}_3^- \text{-N år}^{-1}$ , mens der fra østsiden nu kunne konstateres nitratreduktion, idet åen kun blev tilført  $45 \text{ kg NO}_3^- \text{-N år}^{-1}$ . Den samlede nitratreduktion var på 22% svarende til  $20 \text{ kg NO}_3^- \text{-N år}^{-1}$  ( $1.4 \text{ kg NO}_3^- \text{-N ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ). (Viderebearbejdet efter Hoffmann et al, 2000).



Figur 5.5. Jordprofil af Gudenådalen ved Tinnet Krat, trace 3, ved Tinnet Bro. Genslyngningen medførte, at åløbet på dette sted blev flyttet ca 14 m mod øst.

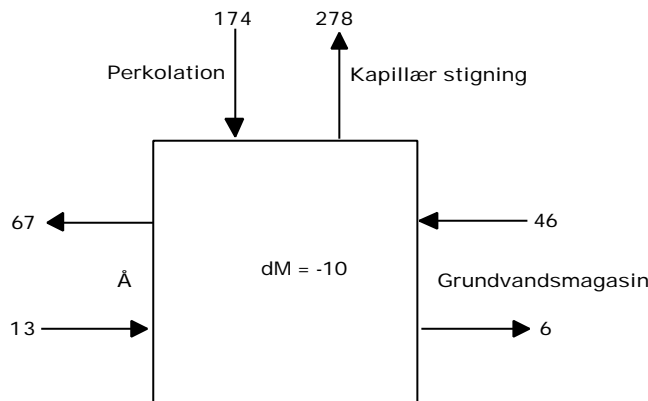
For varianttype B er der data fra to danske lokaliteter. Indholdet af organisk kulstof er højere i de vandførende lag og denitrifikationen er markant højere – dvs. stort set 100% nitratreduktion). I figur 5.6 ses et eksempel fra en lavmose ved Voldby Bæk. Mosen er fulgt løbende over en årrække (1992-1998) og viser vedvarende høje denitrifikationsrater med ca 97% nitratreduktion (se f.eks. Blicher-Mathiesen, 1998; Hoffmann, 1998; Hoffmann et al, 2000b).





Figur 5.6. Lavmose ved Voldby Bæk ved Sporup. Varianttype B. Nitratholdigt grundvand løber horisontalt til ådalsmagasinet ved skræntfoden. På grund af det impermeable gytje-lag tvinges grundvandet opad (strømningsretningen er angivet med pile), og samtidig sker en markant nitratreduktion i området nær skræntfoden. Dog er denitrifikationen først målelig, når kulstofindholdet i det sandede sediment er over 1.5%.

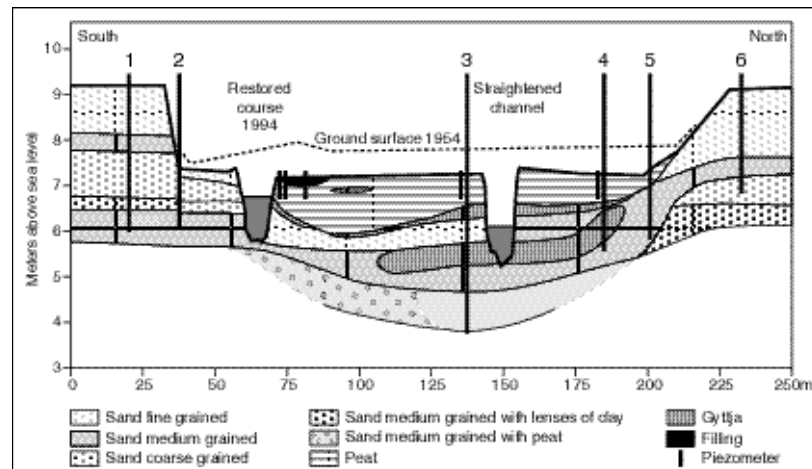
Den anden undersøgte varianttype B, ved Sminge Vad, ligger helt nedstrøms i Gjærn Å systemet på grænsen til Gudenaen. Overordnet set er området domineret af overfladevand – herunder oversvømmelse af de vandløbsnære arealer – og udvekslingen af grundvand mellem grundvandsmagasinet og ådalsmagasinet er lille (se figur 5.7). Den meget effektive nitratreduktion på 100% dækker således over en denitrifikationsrate på  $19 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$  (Andersen, 2002), hvorimod ovennævnte lavmose ved Sporup har en denitrifikationsrate på  $1000 - 2000 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$  (Hoffmann, 1998; Hoffmann et al 2000).



Figur 5.7. Vandbalance fra Sminge Vad, varianttype B. Balancen er opgjort i mm for kalenderåret 1999 (Andersen, 2002)

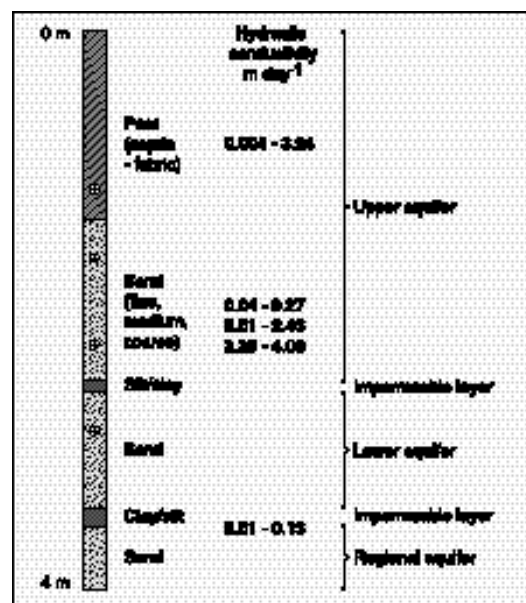
For varianttype C er der data fra 4 danske lokaliteter, Brede Å, Rabis Bæk, Stevns Å og Gjærn Å ved Søby Vad. Det præferentielle strømningsmønster for denne varianttype afspejler sig også i omsætningen af nitrat, i det der er meget stor variation i nitratreduktionen. Ved Brede Å er en 4.5 km gensnoet strækning undersøgt. I et af traceerne var kulstofindholdet i de vandførende lag under 0.5%, og der var ingen nitratreduktion, men derimod en lille udvaskning på  $6 \text{ kg NO}_3^- \text{ N ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$ . Et andet trace havde højere indhold af organisk kulstof (dvs. op til 18.5 % org. C) og en nitratreduktion på 49% (figur 5.8). Nitratreduktionen i dette trace foregik kun fra den ene side af ådalen, formentlig fordi åløbet lå meget tæt på den ene skræntfod og kulstofindholdet

samtidigt var lavt (figur 5.8, sydsiden). I et tredje trace var nitratreduktionen endnu højere, 83%, og samlet viste hele den gensnoede strækning en nitratreduktion på 71% ( $92 \text{ kg NO}_3\text{-N ha}^{-1} \text{ år}^{-1}$ ).



Figur 5.8 Tværsnit af Brede å, tæt ved hovedvej 25 ved Ellum. Varianttype C. I denne trace varierer kulstofindholdet mellem 0.1 og 7.5% og nitratfjernelsen er på 49%. Det er dog kun sydsiden, der viser nitratreduktion (Fra Hoffmann et al, 1998).

Ved Rabis Bæk kommer grundvandet frem ved ådalsskrænten og løber frem til bækken i jordoverfladen. På årsbasis denitrificeres ca 55% af den tilførte nitrat (Brüsch og Nilsson, 1990).



Figur 5.9. Jordprofil fra Søby Vad, ved Gjærn Å. Varianttype C. Grundvandet strømmer præferentielt i tørre og tørveholdige sandede sedimenter.

Søby Vad ved Gjærn Å viser et kompliceret strømningsmønster. Visse steder træder grundvandet frem i ådalsskrænten, og siver gennem tørveholdige lag i området ved skræntfoden. En del af grundvandet løber endvidere præferentielt i vandførende lag, der er mere eller mindre adskilt af impermeable lag (figur 5.9).

Ved Stevns Å nær Hellested viste de hydrologiske undersøgelser, at grundvandet hovedsageligt løber ind i ådalsmagasinet fra de alluviale aflejringer under tørven. Ved grundvandets kontakt med de organogene aflejringer reduceres nitrat effektivt via denitrifikation, idet den vertikale udstrækning af denitrifikationszonen kun er ca 45 cm.

For varianttype D findes der ikke data for denitrifikation. De lavpermeable lag under vandløbsbunden (figur 4.4 D) skaber strømningszoner, der til dels ligner de præferentielle strømningsmønstre fra varianttype C, og ved at vurdere indholdet af organisk kulstof i strømningszonerne kan man eventuelt bruge data fra denne type. Hvis udstrømningszonerne skaber overfladisk afstrømning til vandløbet, vil nitratfjernelsen formentlig være på samme niveau som ved Rabis Bæk, dvs. omkring 50%.

I tabel 5.2, varianttype E, er data fra Voldby Bæk ved Sporup (varianttype B) og Gjern å ved Søby Vad (varianttype C) medtaget, i det begge lokaliteter som et af deres karakteristika har en ådalsskrænt med et markant topografisk knæk og en udstrømningszone for grundvand (men samtidig også henholdsvis et gennemgående lavpermeabelt lag i ådalsmagasinet og et gennembrudt lavpermeabelt lag i ådalsmagasinet). Hvorvidt nitratfjernelsen i varianttype E vil nå 95-97% som for de to ovennævnte lokaliteter må afhænge af kulstofindholdet i udstrømningszonen og langs strømningsvejen. Hvis strømningsvejen er i overfladen ligesom ved Rabis Bæk, må nitratfjernelsen forventes at ligge omkring 50%.

Sammenfattende om nitratfjernelse i de forskellige varianttyper:

- Indholdet af organisk bundet kulstof i de vandførende lag skal som minimum være 1- 1.5% svarende til et glødetab på ca 3%.
- Ved overfladisk afstrømning af grundvand "gennem" ådalsmagasinet vil nitratfjernelsen ligge omkring 50% - medmindre særlige forhold omkring udstrømningszonen kan godtgøre, at der vil ske en højere fjernelse.
- Afstanden mellem skræntfod og åløb kan blive så kort, at der ikke er mulighed for nitratreduktion (Brede Å og Gudenåen).

Tabel 5.2. Opsummering af den procentvise nitratfjernelse for varianttype A-E (jf. figur 4.4).

Variant type	Nitratfjernelse i procent	Bemærkning
A	50 - 70	Betydelig variation
B	> 90	-
C	50 - 90	Stor variation; detaljeret kendskab til strømningsveje og jordprofil er vigtig
D	50 - 90	Anslået; ingen data
E	50 - 90	Data og tolkning taget fra varianttype C

### 5.3 Opholdstider

Kontakttiden eller opholdstiden for grundvandet, der passerer gennem ådalens sedimenter inden det når vandløbet, varierer fra ådals type til ådals type afhængig af, hvor god hydraulisk kontakt der er mellem grundvandsmagasinet og vandløbet gennem ådalsmagasinet.

Skematisk kan grundvandets passager via eller udenom ådalsmagasinet inddeles i tre overordnede strømningsveje (se figur 5.2):

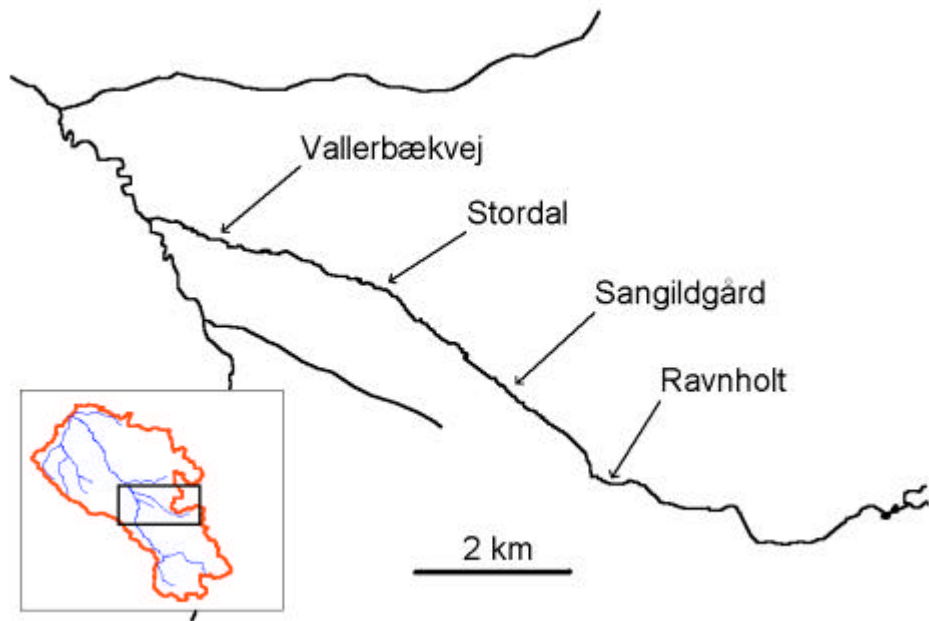
- $Q_1$ : En præferentiel strømning gennem ådalsmagasinet ved kildevæld eller en god (måske direkte) kontakt mellem grundvandsmagasinet og vandløbsbunden. Opholdstiden / kontakttiden  $T_1$  er moderat fra dage til få uger.
- $Q_2$ : En matrix strømning gennem ådalsmagasinet lavpermeable dele. Dvs. enten grundet en lavpermeabel vandløbsbund eller gennem de stærkt omsatte gytjelag i tørvepakken, der vil lade grundvandet strømme ganske langsomt igennem, hvorved der opnås en lang kontakttid mellem det stof, som transporteres med vandet, og som kan omsættes eller frigives fra de ånære sedimenter, som udvekslingen sker igennem. Opholdstiden  $T_2$  vil typisk variere mellem måneder til år.
- $Q_3$ : En overfladisk afstrømning på ådalens overflade eller i den øverste højporøse del af tørvepakken. En alternativ overfladisk afstrømning er gennem drænrør eller via grøfter, der skaber en direkte strømning fra grundvandsmagasinet til vandløbet udenom ådalsmagasinet. Opholdstiden / kontakttiden  $T_3$  er kort, dvs. typisk af få timers varighed.

#### 5.4 Parameterværdier for Haller Å lokaliteter

I det følgende sættes talstørrelser på lækagekoefficienter på nogle få undersøgte danske vandløbslokaliteter. Lokaliteterne er ganske kort beskrevet, og det er kort refereret, hvordan lækagekoefficienten er bestemt for zonen under vandløbet henholdsvis for det tilgrænsende vådområde. Eksemplerne viser, at hvis der ikke er foretaget undersøgelser jordlagenes karakteristika, er der en meget stor usikkerhed omkring størrelsen af lækagekoefficienten. Usikkerheden kan være på flere størrelsesordener.

##### 5.4.1 Lokaliteter ved Haller Å

Geologisk Institut, Aarhus Universitet har i samarbejde med Ringkjøbing og Viborg Amter undersøgt de hydrogeologiske forhold omkring en række vandløbslokaliteter indenfor Karup Å's opland. For fire lokaliteter ved Haller Å foreligger der oplysninger, som gør det muligt at estimere lækagekoefficienter under bunden af vandløbet henholdsvis for laget af tørveaflejringer i det tilgrænsende vådområde. De fire lokaliteter benævnes Ravnholt, Sangildgård, Stordal og Vallerbækvej (figur 5.10). Vallerbækvej er beliggende ca 1 kilometer før Haller Å løber ud i Karup Å, mens Ravnholt er beliggende helt opstrøms (når man kommer godt en kilometer længere opstrøms end Ravnholt, er Haller Å kun vandførende i vinterhalvåret).



Figur 5.10. Lokalteter ved Haller Å

#### 5.4.2 Ravnholt

Ved Ravnholt er ådalen omkring 100 m bred med stort relief. Det tilgrænsende grundvandsmagasin har en høj transmissivitet på omkring  $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  (Nyholm et al, 2002) og findes i vidt udstrakte smeltevandsaflejringer. Engen omkring åen er beliggende på et ca 1 m tykt lag af omsat kompakt tørv (Nyholm, 2000). På engen ses tydelige spor efter engvandingens anlæg. Åen blev på denne lokalitet udrettet og uddybet i første halvdel af forrige århundrede (hovedafvanding), hvorfor den har en god hydraulisk kontakt til det underliggende grundvandsmagasin (Nyholm et al, 2002). Materialet i vandløbsbunden er groft grus, men indenfor den første meter træffes enten mere finkornede eller organiskholdige lag på 10-20 cm tykkelse. Typen af interaktion mellem grundvand og vandløb kan jævnfør denne beskrivelse karakteriseres som værende af hovedtype 8 med væsentlig menneskelig påvirkning.

Langhoff et al (2001) har ved brug seepagemeter og piezometre installeret i bunden af vandløbet bestemt lækagekoefficienten på 12 lokaliteter indenfor en ca 400 m lang strækning. De fundne værdier (Langhoff et al, 2001, fig. 6) ligger mellem  $3 \times 10^{-6}$  og  $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  med en middelværdi på  $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . De dybeste piezometre nåede en dybde af ca 1.5 m under bunden af vandløbet.

Nyholm et al (2002) bestemte lækagekoefficienten under vandløbet på den samme strækning ved kalibrering af en grundvandsmodel. Ved kalibrering på grundlag af trykniveauer og vandløbsafstrømninger i en quasi-stationær sommersituation bestemtes værdien af lækagekoefficienten til  $4.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , mens man ved tilpasning til trykniveaudata fandt værdien  $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ . For tilgrænsende vandløbsstrækninger varierede de estimerede lækagekoefficienter mellem  $9.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  og  $5.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Intervallet af værdier fundet ved modelkalibrering svarer således til intervallet af værdier for lækagekoefficient målt af Langhoff et al (2001).

Den hydrauliske ledningsevne af tørvelaget i det til vandløbet tilgrænsende vådområde blev bestemt af Nyholm (2000) ved analyse af tidsserier af nedbør og vandstandsvariationer i og under tørven på en enkelt position. Værdien blev estimeret til  $1.4 \times 10^{-7}$  m/s. Da tykkelsen af tørvelaget her er 1.5 m, giver det en lækagekoefficient på omkring  $10^{-7} \text{ s}^{-1}$ . Jensen (2002) udførte slugtest i tørven på et par andre positioner og fandt værdier for hydraulisk ledningsevne på  $3-18 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ . Disse værdier forventes at repræsentere horisontal hydraulisk ledningsevne i tørven, mens den vertikale hydrauliske ledningsevne formentlig kan være i hvert fald 10 gange lavere. Det forventes derfor, at lækagekoefficienten på engen vil variere mellem  $10^{-6}$  og  $10^{-7} \text{ s}^{-1}$ .

På grund af forskellen i lækagekoefficient mellem vandløbsbund og tørv vil man forvente, at hovedparten (eller ihvertfald en betydelig del) af grundvandsudsivningen sker direkte gennem vandløbsbunden på trods af, at bredden af engen er omkring 100 m mod vandløbets bredde på ca 1.5 m. Dette bekræftes af opmålinger foretaget af Langhoff et al (2001), som viste, at kun ca 10% af tilvæksten i vandløbets vandføring i en tør sommersituation skete som følge af overfladenær tilstrømning fra engen.

#### 5.4.3 Sangildgård

Ved Sangildgård er ådalen omkring 100 m bred med stort relief. Det tilgrænsende grundvandsmagasin er vurderet til at have en høj hydraulisk ledningsevne, samt at der findes i vidt udstrakte smeltevandsaflejringer (Bærentzen, 1997; Nyholm, 2000; Langhoff, 2001). Engen omkring åen er beliggende på et ca 1.5 m til 0.5 m tykt lag af tørv (M. Nauta, upubliceret). Der ses tydelige spor efter fordelingsgrøfter, hørende til engvandingsanlæg. Materialet i vandløbsbunden er domineret af sand, men cementerede grus-bænke er observeret (Langhoff, 2001). Indenfor den første meter træffes cementerede lag på omkring 10 cm tykkelse (Langhoff, 2001). Typen af interaktion mellem grundvand og vandløb kan jævnfør denne beskrivelse karakteriseres som værende af hovedtype 8 med moderat menneskelig påvirkning, samt at have semi-permeable aflejringer under vandløbsbunden.

Langhoff (2001) har som ved Ravnholt også udført seepagemeter og piezometermålinger i bunden af vandløbet på 3 positioner indenfor denne strækning af Haller Å. På grundlag heraf blev bestemt lækagekoefficienter på  $1.0-1.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Lækagekoefficienten under vandløbet synes derfor at være mindre ved Sangildgård end ved Ravnholt.

Tykkelsen af tørvelaget på den tilgrænsende engstrækning varierer som nævnt mellem 0.5 m og 1.6 m. Hvis det antages, at tørvelaget er mest kompakt og omsat, hvor laget er tykt, og kun lidt eller moderat omsat, hvor laget er tyndt, kan det ved brug af hydrauliske ledningsevner fra Figur 5.1 skønnes, at lækagekoefficienten på engen kan variere indenfor intervallet  $10^{-7}-10^{-4} \text{ s}^{-1}$ . Variationen eller usikkerheden er altså ganske betydelig, fordi tørvens omsætnings- og kompakteringsgrad er ukendt.

Lækagekoefficient under vandløb og på eng kan altså ved Sangildgård være af samme størrelsesorden. Da engens bredde (ca 50 m) er betydelig større end vandløbets (ca 2 m), kan det forventes, at en betydelig del af grundvandsudsivningen sker på engen, hvorfra den overfladenært strømmer til vandløbet. At det forholder sig således, bekræftes af seepagemeter- og synkronmålinger i

vandløbet. Målingerne tyder på, at kun ca 20% af vandføringstilvæksten sker ved opsvining direkte gennem vandløbsbunden.

#### 5.4.4 Stordal

Ved Stordal er ådalen omkring 100 m bred med et stort relief. Det tilgrænsende grundvandsmagasin er som ovenfor vurderet til at have en høj hydraulisk ledningsevne og til at findes i vidt udstrakte smeltevandsaflejringer (Bærentzen, 1997; Nyholm, 2000; Langhoff, 2001). Engen omkring åen er beliggende på et ca 1.5 m til 0.2 m tykt lag af tørv (Langhoff et al, 2002). Der ses spor efter engvandingsanlæg i form af tydelige fordelingsrender, men kun fangrender styrer den mikrotopografiske afstrømning fra engen. Materialet i vandløbsbunden er domineret af sand, men indenfor den første meter træffes cementerede lag på omkring 10 cm tykkelse (Langhoff, 2001). Typen af interaktion mellem grundvand og vandløb kan jævnfør denne beskrivelse karakteriseres som værende af hovedtype 8 med moderat menneskelig påvirkning, samt har semi- eller lav-permeable aflejringer under vandløbsbunden.

På grundlag af seepagemeter- og piezometermålinger på 3 positioner i vandløbet fandt Langhoff (2001) værdier for lækagekoefficient under vandløbet på  $4-10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ . Værdierne synes lidt lavere end for de to lokaliteter længere opstrøms (Sangildgård og Ravnholt).

Georadaropmåling, kartering og håndboring på den tilgrænsende eng viser, at tørvelaget i store områder kun er ca 20 cm tykt og kun ringe til moderat omsat. Lokalt (sandsynligvis i gamle afsnørede løb) er tykkelsen af tørven dog op til 1.6 m og tilsyneladende stærkt omsat og kompakt. På samme måde som ved Sangildgård forventes lækagekoefficienten på engen derfor at kunne variere indenfor flere størrelsesordener. Da arealer med tynde tørvelag dominerer, forventes den karakteristiske lækagekoefficient dog at være høj, måske  $10^{-5}-10^{-3} \text{ s}^{-1}$ .

Da lækagekoefficienten på engen er ligeså stor eller større end lækagekoefficienten under vandløbet, og da vandløbet ikke ligger mere end ca 0.5 m lavere end engen, forventes en betydelig del af grundvandsudsivningen at ske på engen, hvorfra den overfladenært kan strømme til vandløbet. Langhoff's (2001) synkron- og seepagemetermålinger synes at bekræfte dette, da opsviningen gennem vandløbsbunden kun svarer til ca 10% af tilvæksten i vandføring på den pågældende strækning.

#### 5.4.5 Vallerbækvej

Ved Vallerbækvej er ådalen omkring 200 m bred med et lille relief. Det tilgrænsende grundvandsmagasin er også her vurderet til at have en høj hydraulisk ledningsevne og til at findes i vidt udstrakte smeltevandsaflejringer (Bærentzen, 1997; Nyholm, 2000; Langhoff, 2001). Engen udgøres af mineraljorde (Langhoff, upubliceret), og tydelige spor ses efter engvandingsanlæg (Langhoff, 2001). Materialet i vandløbsbunden er sand, og hverken finkornede, organisk holdige eller cementerede lag er observeret inden for den øverste 1.5 m under vandløbsbunden (Langhoff, 2001). Typen af interaktion mellem grundvand og vandløb kan jævnfør denne beskrivelse karakteriseres som værende af hovedtype 9 med moderat menneskelig påvirkning.

Langhoff (2001) fandt på grundlag af seepagemeter- og piezometermålinger på 3 positioner værdier for lækagekoefficient under vandløbet på  $5-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Seepagemeter- og synkronmåling viser, at ihvertfald en meget betydelig del af vandføringstilvæksten sker direkte gennem bunden af vandløbet. At formentlig hele tilvæksten sker på denne måde vurderes indirekte af, at der ikke er noget decideret vådområde omkring vandløbet på denne nedre strækning, og at der ikke kan ses nogen overfladenær vandtilstrømning.

#### 5.5 Resume af styrende parametre – overordnet koncept

I tabel 5.3 er opsummeret de styrende typiske parameterværdier, som skal være kendt for de enkelte hovedtyper i typologi for grundvands- / overfladevandsinteraktionen. Som det fremgår af tabellen er det kun værdier for Haller Å lokaliteterne, der er kendt. Eksempelvis er oplysninger om strømningsfordeling, opholdstider/kontaktstider og nedbrydningspotential for de enkelte hovedtyper ikke kendt for Haller Å lokaliteten. I forbindelse med testning og operationalisering af typologien for grundvand-overfladevand interaktion. Ved et muligt senere projekt i 2003 foreslås en lignende oversigt udført for en række kendte danske grundvand-overfladevandslokaliteter så værdispredningen på enkeltparametre kan opgøres på hovedtype niveau.



Tabel 5.3 Opsummering af styrende parametre ved Haller Å.

Typologi	Geometri [m]			Typologi	Hydraulisk ledningsevne [m/s]			Effektiv porøsitet [%]			Lækagekoefficient [1/s]		
	Bredde	Anærs område			Anærs område (tør)			Anærs område (tør)			Anærs område (tør)		
Hovedtype	A	Min	Max	Variant	Abund	Min	Max	Abund	Min	Max	Abund	Min	Max
1 (1)(3)	0.4	1	0	Naturlig	Menneskelig	1E-7	1E-4	5	25	1	1E-7	1E-4	1E-3
6 (1)(3)	0.4	1	50	-	Hovedafvanding	1E-6	1E-8	15	40	1	5E-7	1E-4	1E-3
8	0.5	4	70	A	Tørvegravning og Hovedafvanding	2E-6	8E-5	15	40	1	3E-6	6E-5	1E-5
9	2.5	4	10	A, C og delvist D	-	1E-6	1E-8	15	40	1	4E-6	1E-5	1E-3
				A	-	7E-5	1E-4	15	40	1	5E-5	8E-5	1E-03

Typologi	Strømningsfordeling [%] og Opholdstider [timer] (4)			Typologi	Strømningsfordeling [%] og Opholdstider [timer] (4)		
	Abund	Ådal			Abund	Skrånfod	
Hovedtype	Q1	Min	Max	Q1	Min	Max	Q3
1 (1)(3)	0	-	-	0	-	-	-
6 (1)(3)	0	-	-	0	-	-	-
8	90	2	31	90	35	1042	0
9	10 til 20	31	208	80 til 90	4	556	0
	95	3	44	5	6	1111	0

A: Ingen lavpermeable lag i ådal/magasinet.  
 C: Gennembrudt lavpermeabelt lag i ådal/magasinet.  
 D: Semi- eller lavpermeabelt lag direkte under vandløbsbunden.

- (1) Intermitterende vandløbsstrækning.
- (2) Afhængig af løsvens omsætningsgrad.
- (3) Tabelværdierne er skønnet.
- (4) Værdier for sommersituationen.

# 6 Feltprogram til fastlæggelse af grundvand-overfladevand interaktionen i ådalstyperne

## 6.1 Introduktion

I dette kapitel beskrives et forslag til et feltprogram til fastlæggelse af grundvand-overfladevand-interaktion i ådalen. Programmet falder i to dele: en indledende, overordnet analyse, som i vid udstrækning kan gennemføres på eksisterende data og en egentlig felt- og laboratoriedel. Den overordnede analyse tager udgangspunkt i vandløbsstrækninger af længder på flere kilometer. Analysen resulterer i en sektionering af vandløbsstrækningerne i mindre stykker, som påhæftes en foreløbig variantbenævnelse. Længden af stykkerne er bl.a. afhængig af, hvor i systemet man befinder sig, men skalaen er fra hundrede meter til få hundrede meter. I den efterfølgende feltdel undersøges de foreløbigt udpegede varianter karakteristika, og der knyttes parameterverdier til varianterne.

Programmet tænkes gennemført på to feltafprøvningsområder, som udvælges blandt de i forvejen mest undersøgte vandløbssystemer. I hvert vandløbssystem udvælges en øvre, en mellem og en nedre vandløbsstrækning, og fra hver strækning udpeges igen en delstrækning af nogle kilometers længde til undersøgelsen.

## 6.2 Formål med feltprogrammet

Formålet med programmet er fire-delt:

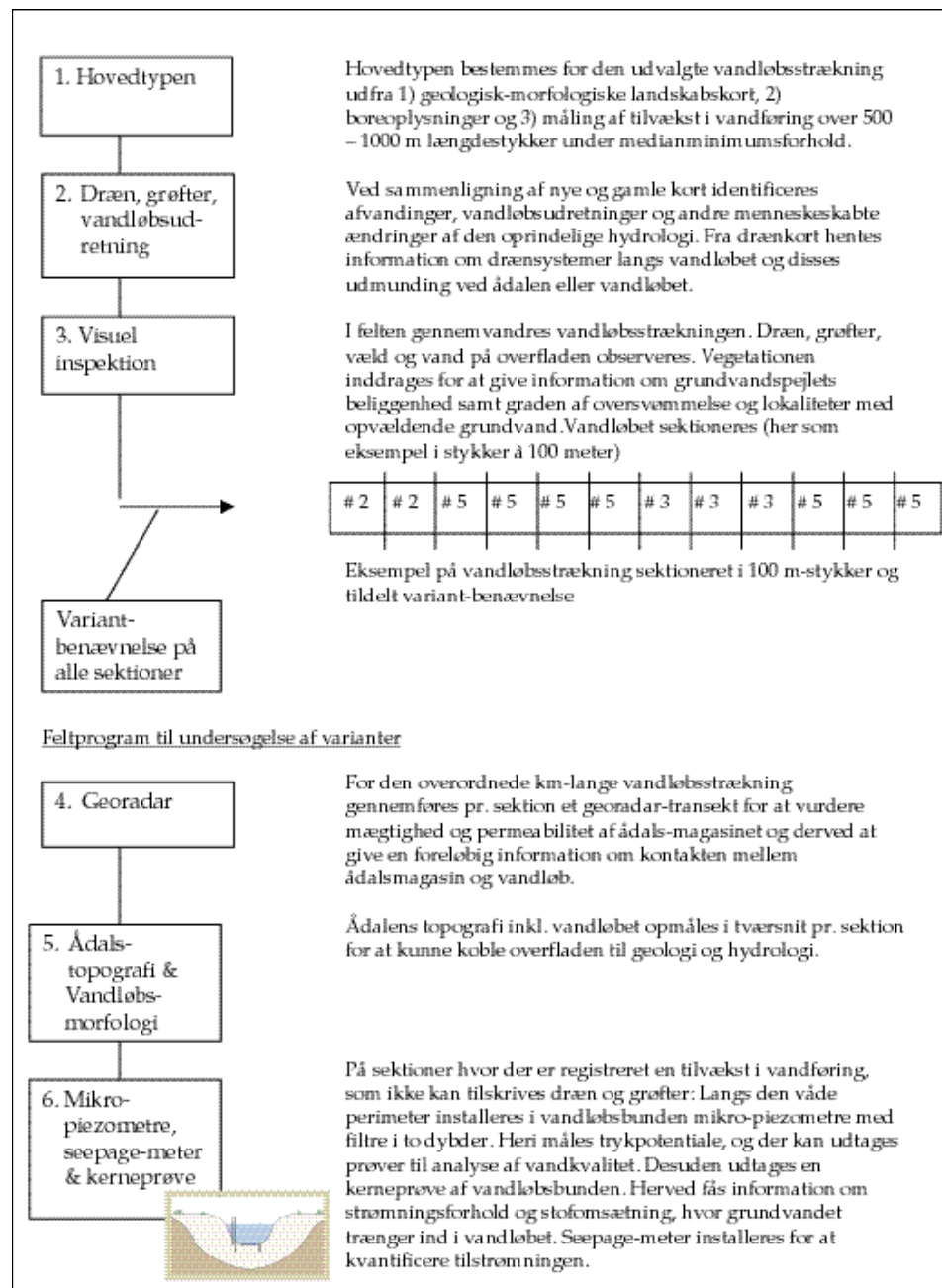
- 1) At teste hvorvidt det er muligt ud fra en overordnet analyse at udpege varianter for en given vandløbsstrækning.
- 2) At måle parameterverdier for en række udpegede varianter.
- 3) At undersøge hvorvidt varianterne kan karakteriseres ved entydige parameterverdier.
- 4) I fald der ikke kan knyttes entydige parameterverdier til varianterne at pege på en operationel feltmetode til måling af parameterverdier.

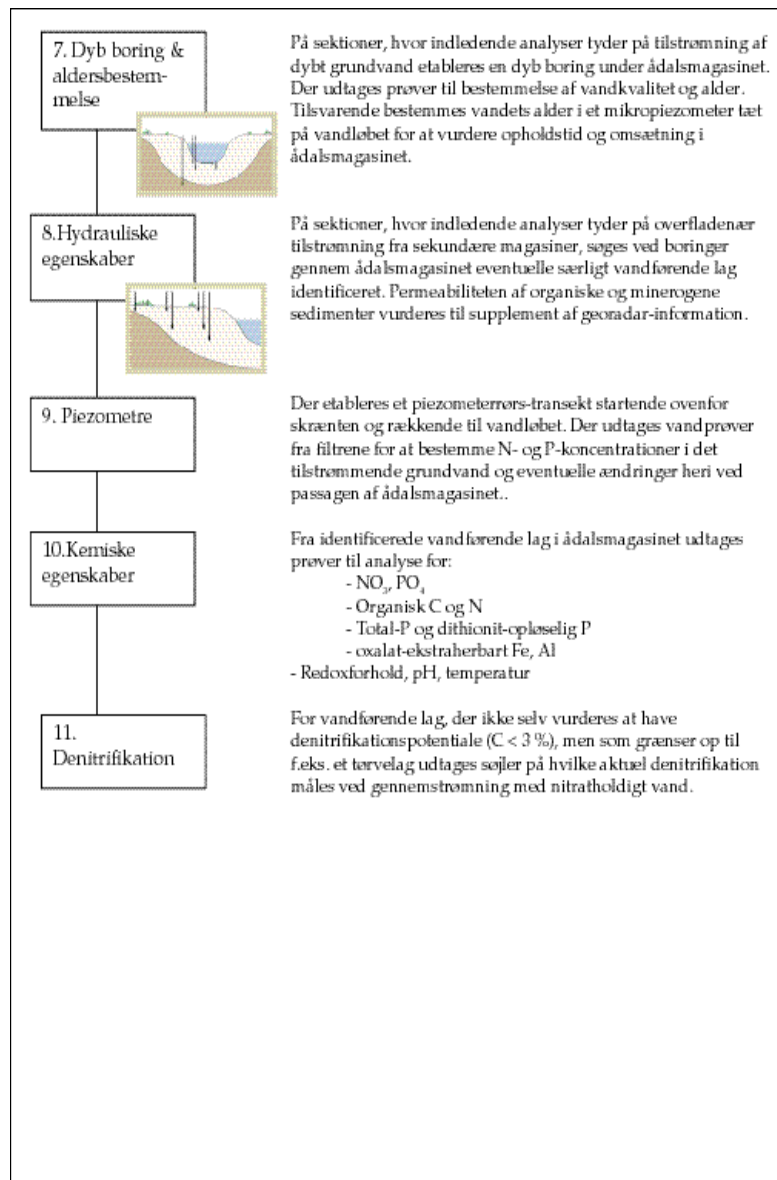
Feltprogrammet er en eksploratorisk opfølgning på og en test af det koncept, der er udviklet i rapportens kapitel 4 – 6. Det er derimod ikke en beskrivelse af et undersøgelsesprogram til generel brug for vandområde-myndighederne.

Programmet retter sig i denne udgave mod N og P. Ønsker man at rette undersøgelsen mod andre stofgrupper – eksempelvis pesticider eller tungmetaller

– skal analyserne i feltprogrammets boks 10 og boks 11 (se senere) suppleres eller erstattes af andre.

### 6.3 Beskrivelse af feltprogrammet





#### 6.4 Resultater fra feltprogrammet

Efter gennemførelsen af programmet holdes resultaterne op mod formålet: er ideen bag konceptet bæredygtigt – kan man ud fra en overordnet analyse uden et tilhørende, omfattende feltprogram udpege varianter af grundvand-overfladevand-interaktionen i ådalen? Eller i benægtende fald: hvad er det ekstra minimum af undersøgelser, der skal til for at fastlægge varianter? Og videre: falder parameterverdierne for grundvand-overfladevand-interaktionen for varianterne på tværs af hovedgrupper i karakteristiske intervaller, som adskiller varianterne fra hinanden?

## 6.5 Forslag til aftestningsområder

I tabel 6.1 er anført en række vandløbssystemer, som vil være egnede til af-testningsområder, hvor udvalgte feltmetoder kan afprøves.

Tabel 6.1. Oversigtlig gennemgang af vandløbssystemer, der egner sig som af-testningsområder

Vandløb	Sub-miljø	Gennemførte undersøgelser mv.
Brede Å	bakkeø og hedeslette	okkerkortlægning, LIFE-projekt om denitrifikation og P-tilbageholdelse
Karup Å	hedeslette	okkerkortlægning, den internationale hydrologiske dekade, NPO-projekter, marginaljords-projekter, M-SHE opsat, ÅU-forskning
Suså	moræne	IHP
Stevns Å / Tryggevælde Å	moræne	Den internationale hydrologiske dekade, N-fjernelse i ådale (for MST), Marginaljordsprojekt
Langvad Å	moræne, smal ådal	NPO-projekter
Gudenåens kilder	moræne (?), stor $\Delta Q$ , sands. velegnet for seepagemeter	LIFE-projekt om denitrifikation og P-tilbageholdelse, okkerkortlægning
Gjern Å	moræne	okkerkortlægning, SMP96, ÅU- og DMU-forskning, MODFLOW opsat

## 6.6 Georadarundersøgelser i ådale

Der er udført georadarundersøgelser i Gjern Å systemet med det formål at vurdere georadarmetodens egnethed til kortlægning af de øvre jordlag i en ådal. Georadarmetodens egnethed testes ud fra en vurdering af, at det er den geofysiske metode, der vil kunne bidrage med de mest detaljerede informationer om opbygningen af en ådal. Georadar er tidligere sammen med geoelektriske målinger anvendt til en kortlægning af et område i Store Åmose (Sten et al, 1996).

Georadarmetoden kan anvendes til kortlægning af sand- og grusaflejringer eller andre aflejringer med en forholdsvis høj elektrisk modstand. Metoden kan detektere laggrænser og lags interne sedimentære strukturer (f.eks van

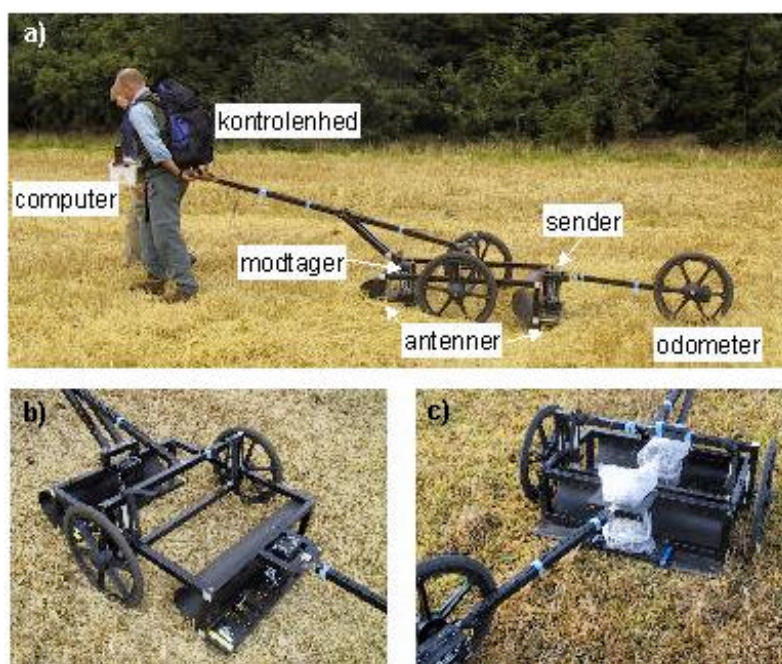
Overmeeren, 1998). Georadarsignalet dæmpes kraftigt af lerlag og andre aflejringer med høj elektrisk ledningsevne. Metoden kan bestemme en præcis dybde til lerlag, andre elektrisk godt ledende aflejringer og lag med salt porevæske, når disse er overlejret af aflejringer med høj elektrisk modstand.

### 6.6.1 Georadarmetoden

Georadarmetoden er en elektromagnetisk metode som bygger på bølgeudbredelse og refleksion (f.eks. Davis & Annan, 1989). Metoden fungerer ved, at en antenne udsender en kort puls (~ 1–100 ns) af højfrekvent elektromagnetisk energi, som breder sig ned gennem jorden. Signalet bliver dels reflekteret ved flader, hvor de dielektriske egenskaber ændrer sig, dels transmitteret videre ned i jorden. De reflekterede signaler opfanges af en modtagerantenne og signalets amplitude og polaritet registreres som funktion af tid. Der måles kontinuerligt med en pulsrepetitionsfrekvens på ca 30–100 kHz, medens sender og modtager trækkes hen over jorden.

De to væsentligste faktorer, som har indflydelse på indtrængningsdybden, er georadarens centerfrekvens og de geologiske aflejrings elektriske modstand. Indtrængningsdybden er ringe i aflejringer med høj elektrisk ledningsevne. Georadarens centerfrekvens influerer på indtrængningsdybden, således at en lav centerfrekvens giver en større indtrængning end en høj centerfrekvens.

Georadarundersøgelserne udføres med Sensors & Software pulseEKKO 100A georadarsystem med en 400 V sender og 100 eller 200 MHz antenner (Figur 6.1). Det er et moderne georadarudstyr, som hverken vejer eller fylder meget. Udstyret består af en senderenhed, modtagerenhed, kontrolenhed, antenner med forskellig frekvens, et odometer og en feltegnen computer. Dele af udstyret er monteret på en vogn, som trækkes af én person, der også bærer en del af udstyret (Figur 6.1). Det vil oftest være mest hensigtsmæssigt, at to personer udfører feltarbejdet.



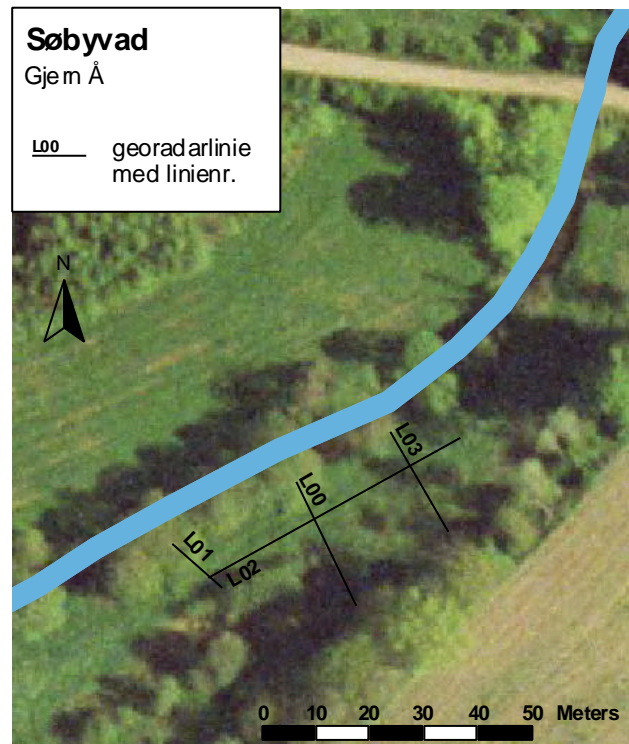


Figur 6.1. Sensors and Software pulseEKKO 100A georadarsystemet. a) Som systemet anvendes i refleksionsmode. b) Detailbillede af systemet påsat 100 MHz antenner, som er 1 m lange og placeres med en indbyrdes afstand på 1 m c) Detailbillede af systemet påsat 200 MHz antenner, som er 0,5 m lange og placeres med en indbyrdes afstand på 0,5 m.

### 6.6.2 Testkortlægning i Gjern Å systemet

På tre lokaliteter i Gjern Å systemet, hvor der tidligere er lavet borer, er der udført georadarundersøgelser. De tre lokaliteter er dels beliggende ved Voldby Bæk ca 1 km vest for Anbæk, dels ved Gjern Å ved Søbyvad og ved Smingevad Bro tæt på udløbet i Gudenåen. Resultaterne fra alle tre lokaliteter præsenteres i Bilag 1.

Enkelte resultater, optaget med georadarsystemet med 200 MHz antenner fra Søbyvad, vises her som eksempel. Figur 6.2 viser placeringen af linier ned til Gjern Å. Georadarprofilerne vinkelret på åløbet præsenteres i Figur 6.3. Lithologiske logs fra boretransekter er sat ind på georadarprofilerne. Alle borer ender i et lag, bestående af tynde vekslende sand- og siltlag. Dette lag absorberer hurtigt georadarsignalet, hvilket er tilfældet for data, optaget både med 100 MHz og 200 MHz antenner. Georadarprofilerne indikerer den strukturelle opbygning af dalbundens aflejringer. Flere ældre generationer af åløb kan ses i georadarprofilerne. Se f.eks. figur 6.3, hvor refleksioner, der indikerer afgrænsninger af tidligere åløb, er markeret med sorte streger. Der er overvejende en god korrelation mellem refleksioner i georadarprofilerne og de lithologiske logs. Da georadarprofilerne er tiddybde konverteret med konstant hastighed, kan nogle af uoverensstemmelserne skyldes varierende hastighed med dybden. De lithologiske logs fra station 6 på georadarlinie L01 og fra station 3 på georadarlinie L00 viser, at der ligger et tørvelag i ca 1 m dybde. Dette korrelerer med en lille bassinstruktur med meget svage eller ingen interne refleksioner. På flere af de resterende georadarprofiler kan gøres lignede observationer.



Figur 6.2. Placering af georadarlinier i Gjern Ådal ved Søbyvad

### 6.6.3 Opsummering

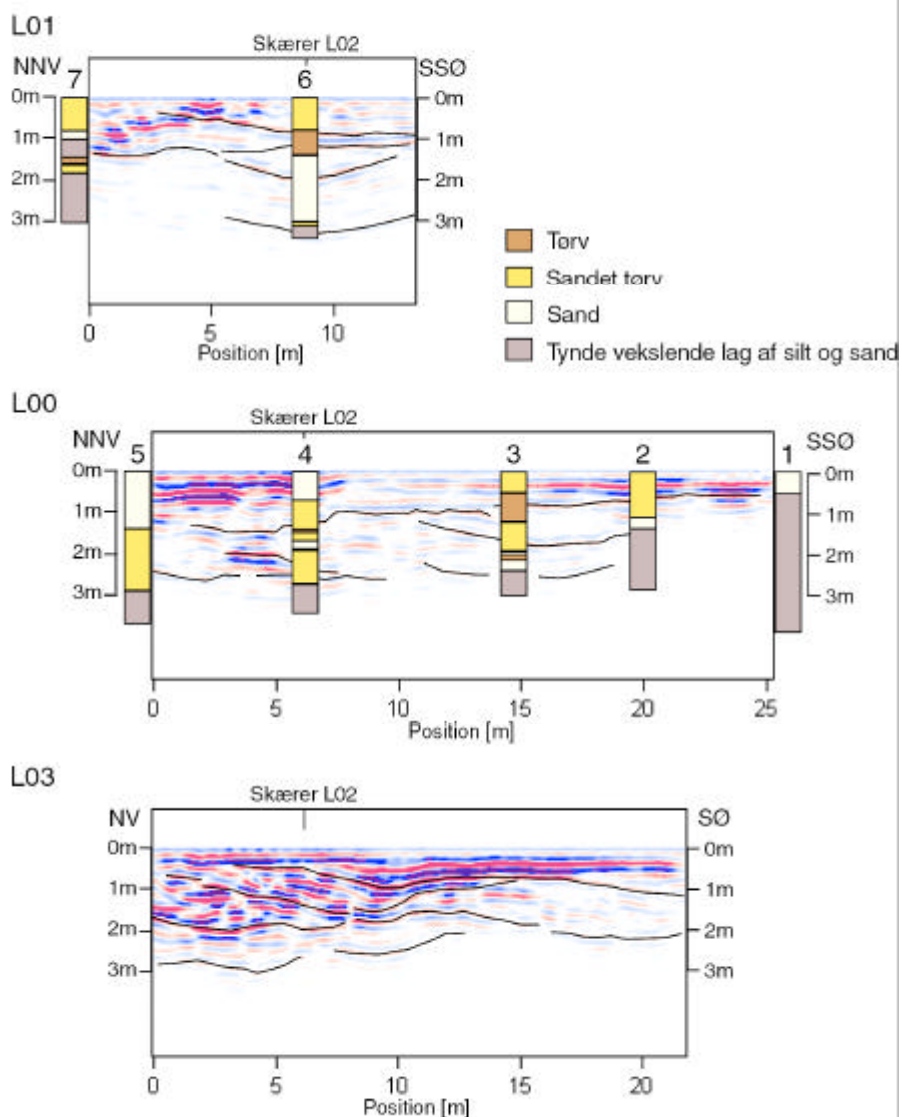
Georadarmetodens anvendelse til kortlægning i en ådal begrænses af terrænet i ådalen. Det er ikke muligt at måle, hvor der er tæt bevoksning af bl.a. elle-træer. Ligeledes vil de mest sumpede arealer være utilgængelige med mindre kortlægningen udføres, når disse er tilfrosset efter en længere periode med frost.

Testkortlægningen i Gjern Å systemet viser, at georadar kan anvendes til kortlægningen af de øverste 3 – 4 m af en ådals aflejringer og dens struktur. Georadarmetoden kan ikke påvise, hvilke aflejringer ådalen er opbygget af, men den kan bruges til korrelation mellem boringer og ekstrapolation fra boringer. Ved sammenligning med lithologiske logs indikeres i flere georadarprofiler, at det er muligt at erkende tørvebassiner.



## Søbyvad

Georadarsystem med 200 MHz antenner



Figur 6.3. Georadarprofiler fra Søbyvad optaget med et georadarsystem med 200 MHz antenner. Lithologiske logs er indtegnet på georadarprofilerne. Georadarprofilerne er tidddybe konverteret med en radiobølg hastighed på 0.06 m/ns ( $n_s=10^{-9}$  s). Ud fra en sammenligning af reflektioner og lithologiske logs kan ses at den valgte hastighed ikke gælder i alle dybder. Reflektioner, der kan udgøre afgrænsninger af tidligere generationer af åløbet, er fremhævet med sorte streger. Georadarprofilerne kan ses i bilag 3 uden tolkninger.



# 7 Testning og operationalisering af typologi (senere faser)

## 7.1 Testning af typologi for grundvand-overfladevand interaktion på eksisterende data (Fase 1)

### Estimering af parameterværdier for resterende typologi

Typologien for grundvand-overfladevand interaktion er udviklet i forbindelse med Miljøstyrelsens projekt "Metodik til karakterisering af ådale i typeområder" (afsluttes december 2002). I forbindelse med typologien er opstillet et antal hovedtyper og varianttyper af ådale. Typologien færdiggøres for resterende 3 landskabstyper. Estimeringen af parameterværdier tænkes udarbejdet for den resterende typologi ud fra eksisterende data. Dette vil blandt andet omfatte data fra danske ådalsprojekter ved Stevns Å/Tryggevælde Å, Rabis Bæk, Gjern Å, Langvad Å, Karup Å, Brede Å, Gudenåens kilder samt det ret omfattende Skov og Naturstyrelsen materiale, der omfatter retablering af vådområder ifm. VMPII.

### Validering af ådalskonceptet

En validering af ådalskonceptet tænkes udført på repræsentative datasæt fra to amter (fx København og Viborg), der dækker hhv. sandede og lerede vandløbsoplande. Valideringen udarbejdes i tæt samarbejde med de to amter. Efterfølgende tilrettes konceptet.

### Feltmåling af typiske parameterværdier

I et begrænset omfang indsamles feltdata i de to vandløbsoplande til kontrolmåling af forventede parameterværdier. Specielt mangler der i stort omfang viden om vandløbsbundens hydrauliske egenskaber, som den i mange tilfælde vigtigste kontaktzone mellem grundvand og overfladevand. Der mangler desuden viden om tykkelsen og den hydrauliske ledningsevne af vandløbsbunden set i forhold til udfældninger af stoffer i denne zone. Endelig mangler der viden om stofomsætningen i denne zone både, hvad angår fjernelse af nitrat, binding af fosfor og nedbrydning af miljøfremmede stoffer (f.eks. pesticider).

Feltmålinger af ovenstående forhold kan gennemføres i udvalgte ådalstyper ved at måle omfanget af indsvivende grundvand efterfulgt af optagning af sedimentkerner til beskrivelse af lagtykkelse, hydraulisk ledningsevne, porøsitet, udfældningshorisonter, mv. Desuden kan der med mikropiezometre udtages vand til stofanalyse fra det indtrængende grundvand og i forskellige dybder med henblik på at kvantificere eventuelle stofomsætninger (denitrifikation, fosforsorption, mv).

## 7.2 Udvikling og test af operationelle værktøjer (Fase 2)

I fase 3 udvikles og testes operationelle værktøjer, som understøtter den senere implementering af typologi for grundvands-overfladevand interaktion. Det endelige indhold fastlægges i løbet af projektet i samråd med MST og efter inddragelse af synspunkter fra amterne. Der sigtes efter at udvikle værktøjer på faglige områder, hvor der er størst behov for operationelle hjælpeværktøjer. Hjælpeværktøjerne kan fx bestå af et eller flere af flg.:

- GIS baseret værktøj til at understøtte klassifikationen af de danske ådale i forskellige typologier.
- GIS baseret værktøj til at kombinere typologi for grundvand-overfladevand interaktion, grundvandsforekomst og ekstern belastning og herudfra sorteres ådale i områder hvor grundvandet forventes at have ingen/måske/betydelig negativ indflydelse på overfladevandets økologiske tilstand.
- Simple beregningsværktøjer til vurdering af følgevirkningerne af påvirkningen på vandløb.

## 8 Referencer

Andersen, S. og Sjørring S. 1992. Geologisk Set – Det nordlige Jylland. En beskrivelse af områder af national geologisk interesse.

Andersen, H.E. 2002. Hydrology and nitrogen balance of a seasonally inundated Danish floodplain. *Hydrological Processes* (submitted).

Andersen, H.E. 2003. Hydrology, nutrient processes and vegetation in floodplain wetlands. PhD Afhandling (in press).

Bijay-Singh, Ryden, J.C. and Whitehead, D.C. 1988. Some relationships between denitrification potential and fraction of organic carbon in air-dried and field-moist soils. *Soil Biol. and Biochem.*, Vol. 20, pp. 737 - 741.

Binzer, K. and Stockmarr, J. 1994. Geological map of Denmark 1:500 000. Pre-Quaternary surface topography of Denmark. Geological Survey of Denmark, Map Series no. 44.

Blicher-Mathiesen, G. 1998. Nitrogen removal in riparian areas. PhD thesis, Aarhus University, Biological Institute, Department of Microbial Ecology and National Environmental Research Institute, Department of Streams and Riparian Areas, 94 pp.

Blicher-Mathiesen, G. and Hoffmann, C.C. 1999. Denitrification as a sink for dissolved nitrous oxide in a freshwater riparian fen. *Journal of Environmental Quality*, Vol. 28, no. 1, pp. 257-262.

Boelter, D.H. 1969. Physical properties of peat in relation to degree of decomposition. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, vol. 33, s. 606-614.

Borggaard, O.K., Møberg, J.P and Sibbesen, E. 1991. Indhold og mobilitet af fosfor i jord. I: Kvælstof, fosfor og organisk stof i jord og vandmiljøet (in Danish). Report of the Consensus Conference, 31 January, 1st and 4th February 1991. Ministry of Education Research Department, Copenhagen.

Brüsch, W. og B. Nilsson. 1990. Nitratomsætning og vandbevægelse i et vådområde. NPO-forskning fra Miljøstyrelsen, Nr. C15.

Brüsch, W.; Nilsson, B. 1993. Nitrate transformation and water movement in a wetland area. In: *Hiilbricht-Ilkowska, A. & Pieczynska E. (Editors). Nutrient Dynamics and Retention in Land/Water Ecotones of Lowland, Temperate Lakes and Rivers*. Kluwer Academic Publishers, Belgium. *Hydrobiologia*, 251, 103-111.

Burford, J.R. and Bremner, J.M. 1975. Relationships between the denitrification capacities of soils and total, water-soluble and ready decomposable soil organic matter. *Soil Biol. Biochem.*, Vol. 7, pp. 389 - 394.

- Bærentzen, R. 1997. Opstilling og kalibrering af en hydrogeologisk model ad dele af Karup og Tange Å. Specialrapport, Geologisk Institut, Århus Universitet.
- Calver, A. 2001. Riverbed permeabilities: Information from pooled data. *Ground Water* 39, no. 4: 546-553.
- Chen, X. 2000. Measurement of streambed hydraulic conductivity and its anisotropy. *Environmental Geology*, vol. 39, nr. 12, s. 1317-1324.
- Clausen, B. og Rasmussen, K. R. 1988: Fysisk Hydrologi, Medianminimum. Geokompender nr. 28. Geologisk Institut, Aarhus Universitet.
- Dahl, M. 1994. *Flow dynamics and water balance in two freshwater wetlands*. Ph. D. afhandling, Danmarks Miljøundersøgelser, 325 s.
- Dahl, M., Harrar, W.G., Henriksen, H.J. og Knudby, C.J. 1998 Integrated hydrological modelling of freshwater resources in Denmark – Distribution of aquifer-river exchange parameters. Proceeding fra 'Gambling with Groundwater – Physical, Chemical, and Biological Aspects of Aquifer-Stream Relations', Minnesota, USA.
- Dahl, M., Nilsson, B., Jacobsen, O.S., Aamand, J., Juhler, R.K., Larsen, L., Hoffmann, C.C., Jørgensen, C., Engesgaard, P., Christensen, B.S.B., Jensen, S., 2000. Transport, nedbrydning og sorption af pesticider i et vådområde. Miljøforskning, Det Strategiske Miljøforskningsprogram nr. 42, 29-31.
- Danish Secret Service. 1954. Aerial photos.
- Danmarks Natur, 1979. Landskabernes opståen. Nr 1.
- Davis, J.L. & Annan, A.P. 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting* 37, 531-551.
- Desimone, L.A. og P.M. Barlow. 1999. Use of computer programs STLK1 and STWT1 for analysis of stream-aquifer hydraulic interaction. *Water Resources Investigations Report 98-4212*, U.S. Geological Survey, Denver, Colorado, 61 s.
- Firestone, M.K. 1982. Biological denitrification. In: F.J. Stevenson (Ed.), Nitrogen in agricultural soils. *Agronomy Monographs*, No. 22, American Society of Agronomy, Madison, Wis., pp. 289-326
- Firestone, M.K. & Davidson, E.A. 1989. Microbiological basis of NO and N<sub>2</sub>O production and consumption in soil, pp. 7-21. In: M.O. Andreae and D.S. Schimel (eds.) *Exchange of trace gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere*. J. Wiley & Sons Ltd.
- Fleischer, S., Gustavson, A., Joëlsson, J., Pansar, J. and Stibe, I. 1994. Nitrogen removal in created ponds. *Ambio*, Vol. 23, no. 6, pp. 349-357.
- Freeze, R.A. & J.A. Cherry 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, New Jersey, U.S.A, 604 s.
- Fyns Amt (1995): Bestemmelse af medianminimum i Fyns Amt, 1995. Hedeselskabet.

- Gambrell, R.P. and Patrick, W.H, Jr., 1978. Chemical and Microbiological Properties of Anaerobic Soils and Sediments. In: D.D. Hook and R.M.M. Crawford (Eds.), *Plant Life in Anaerobic Environments*, pp. 375 - 423. Ann Arbor Science.
- Geodætisk Institut. 1979a. Jordklassificerings Danmark, Basisdatakort 1:50.000 JB 1215 IIISØ.
- Geodætisk Institut. 1979b. Jordklassificerings Danmark, Basisdatakort 1:50.000 JB 1215 IIISV.
- GEUS, 1997. Danmarks Vandressource. *Geologi Nyt fra GEUS*. Nr. 2/1997.
- GEUS, 1998. Den Nationale Vandressourcemodel. DK-model Sjælland, Lolland, Falster og Møn. GEUS rapport nr. 109.
- GEUS, 1999. Danmarks jordarter.
- Gilman, K. 1994. *Hydrology and Wetland Conservation*. John Wiley and Sons, Chichester, 101 s.
- Gravesen, P. and Hansen, M. 1990. Geologiske forhold i oplandene til Karup Å og Rabis Bæk, Jylland). NPO-Project 2.1. Internal report No. 35.
- Gravesen, P. 1996. Red. Andersen, S. Geologisk Set – Bornholm. En beskrivelse af områder af national geologisk interesse.
- Groffman, P.M., Gold, A.J. & Addy, K. 2000. Nitrous oxide production in riparian zones and its importance to national emission inventories. *Chemosphere - Global Change Science* 2, pp. 291-299.
- Hansen, S. 1965. The Quaternary of Denmark, 1-90. I Rankama, K. (ed.): *The geologic system*. Interscience Publishers, New York.
- Hansen, M. 1995. Geological map of Denmark, 1:50 000, Map sheet 1215 III Karup, Geological basic data map. DGU, Mapseries no. 33.
- Hedeselskabet. 1942. Uddybning og Regulering af Haller Aa's øvre løb. Bilag II: Overfladekort (1:2000). Det danske Hedeselskabs Grundforbedringsvirksomhed, Mose- og Engafdelingen.
- Hoffmann, C.C., Dahl, M., Kamp-Nielsen, L. and Stryhn, H. 1993. Vand- og stofbalance i en natureng. Miljøprojekt nr. 231. Miljøstyrelsen, 152pp.
- Hoffmann, C.C. 1998. Nutrient retention in wet meadows and fens. PhD thesis, Københavns Universitet, Ferskvands-Biologisk Laboratorium, og Danmarks Miljøundersøgelser, Afdeling for Vandløbsøkologi, 134 pp.
- Hoffmann, C.C., Pedersen, M.L., Kronvang, B.K. and Øvig, L. 1998. Restoration of the Rivers Brede, Cole and Skerne: A joint Danish and British EU-LIFE demonstration project, IV - Implications for nitrate and Iron transformation. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 8, no 1, pp. 223-240

- Hoffmann, C.C., Pedersen, M.L. and Laubel, A.L. 2000a. Headwater restoration of the river Gudenå – 2. Implications for nutrients in riparian areas. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 27 Vol. 1, pp.602-609.
- Hoffmann, C.C., Rysgaard, S. and Berg, P. 2000b. Denitrification Rates Predicted by Nitrogen-15 Labeled Nitrate Microcosm Studies, In Situ Measurements, and Modeling. *J. Environ. Qual.* 29(6), 2020-2028.
- Jensen, C.O. 2002. An assessment of the hydraulic properties of fen peat – A case study from Denmark. Specialerapport, Geologisk Institut, Aarhus Universitet, 99 s.
- Jørgensen, F., & Sandersen, P. 2002. Karakteristik af begravede dales geologi – opbygning, aldre og dannelsesprocesser. *Geologisk Tidsskrift.* Nr. 2, 14-15.
- Kampsax, 1995 & 1999. Danmarks Digitale Ortofoto (DDO).
- Knowles, R. 1982. Denitrification. *Microbiological Reviews*, 46(1), pp. 43 - 70.
- Korom, S.F. 1992. Natural denitrification in the saturated zone: A Review. *Water Resources Research*, Vol 28(6): 1657-1668.
- Kronvang, B., Iversen, H.L., Pedersen, M.L., Müller-Wohlfeil, D.-I. & Larsen, S.E. 2000. Oplandsanalyse . I: Bøgestrand, J. (red.) : Vandløb og kilder 1999 . NOVA 2003 . Danmarks Miljøundersøgelser . - Faglig rapport fra DMU 336 :47-61 .
- Kronvang, B., Falkum, Ø., Svendsen, L.M. and Laubel, A.R. 2002. Deposition of sediment and phosphorus during overbank flooding. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* (In Print).
- Krüger, J. 1985. Bemærkninger om dal-dannelser i smeltevandsterrasser med eksempler fra Island og Danmark. *DGF -Årsberetning* 7-13.
- Kuehn, F.; King, T.; Hoerig, B.; Peters, D. (Eds). 2000. Remote sensing for site characterization. Springer.
- Kölle, W., Werner, P., Strebel, O. and Böttcher, J. 1983. Denitrifikation in einem reduzierenden Grundwasserleiter. *Vom Wasser*, 61. Band: 126-147.
- Kölle, W., Strebel, O. and Böttcher, J. 1985. Formation of sulfate by microbial denitrification in a reducing aquifer. *Wat. Supply*, Vol 3: 35-40.
- Landon, M.K., D.L. Rus & F.E. Harvey. 2001. Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds. *Ground Water*, vol. 39, nr. 6, s. 870-885.
- Langhoff, J. 2001. Evaluation of ground water / stream interactions on an outwash plain using hydrological and geomorphological methods. Unpublished Progress Report, Department of Earth Sciences, University of Aarhus, Denmark. 2001.
- Langhoff, J., Christensen, S. & Rasmussen, K.R. 2001. Scale dependent hydraulic variability of a stream bed on an outwash plain. *Proceedings of a sym-*



*posium held during the Sixth IAHS Scientific Assembly.* IAHS Publ. no. 269, s. 205-212.

Langhoff, J., Christensen, S., Rasmussen, K.R. 2002. Groundwater seepage to a stream having a low-conductivity streambed and a wide, wet riparian zone. EGS XXVII General Assembly, Nice, France, April 2002. Oral Presentation.

Lykke-Andersen, H., Madirazza, I., Sandersen, P.B.E. 1996. Tektonik og landskabsdannelse i Midtjylland. Geologisk Tidsskrift. Hæfte 3.

Lykke-Andersen, H. 2002. Begravede dale til lands og til vands i Danmark – regionale og lokale mønstre. Geologisk Tidsskrift, nr. 2, 12-13.

Madsen & Holst. 1986. Miljøministeriets projektundersøgelser, Teknikerrapport nr. 1. 1986. Marginaljorder og Miljøinteresser.

Miljøstyrelsen. 1983. Karup Å undersøgelsen. 51. 1983. Miljø-Projekter.

Miljøstyrelsen 1987. Marginaljorder og miljøinteresser – Ådale og Ferske enge. Samlerapport nr. 5, 339 s.

Milthers, K. 1935. Landskabets Udformning mellem Alheden og Limfjorden. The Geological Survey of Denmark, II.Række. no 56, 1-30.

Mitsch, W.J. and Gosselink, J.G. 1986. Wetlands. Van Nostrand Reinhold Company Inc.

Møller, R.R. 2002. *Model for grundvandsstrømninger og vandbalance for et vådområde ved Smingevad.* Specialrapport, Geologisk Institut, Aarhus Universitet.

Målebordsblade: M2208 KARUP (målt i 1877; rettelse 1914; road-revision 1942); M2308 KOMPEDAL (målt i 1875; rettelse 1914; road-revision 1942).

Nichols, D.S. 1983. Capacity of natural wetlands to remove nutrients from wastewater. Journal WPCF, Vol. 55, No. 5, pp. 495 - 505.

Nyholm, T. 1997. Interaktion mellem hedeslettevandløb og det øverste regionale, frie grundvandsmagasin. Ikke publiceret Progress Report, Geologisk Institut, Aarhus Universitet.

Nyholm, T. 1999. Aquifer-Stream interaction on outwash plains: A case study from Denmark. Rapport vedlagt Ph. D. afhandlingen ”*Stream-flow depletion caused by groundwater abstraction near alluvial streams*”, Geologisk Institut, Aarhus Universitet. 2000.

Nyholm, T. 2000. On the interaction between the primary aquifer and the peat aquifer at Haller Å, Denmark. Rapport vedlagt Ph. D. afhandlingen ”*Stream-flow depletion caused by groundwater abstraction near alluvial streams*”, Geologisk Institut, Aarhus Universitet. 2000.

Nyholm, T. and Christensen, S. 2000. Stream-Flow depletion in a small alluvial stream caused by groundwater abstraction from wells. Rapport vedlagt

Ph. D. afhandlingen ”*Stream-flow depletion caused by groundwater abstraction near alluvial streams*”, Geologisk Institut, Aarhus Universitet. 2000.

Nyholm, T. and Rasmussen, K. R. 2000. Interaction of ground water and surface water in a small alluvial stream. Rapport vedlagt Ph. D. afhandlingen ”*Stream-flow depletion caused by groundwater abstraction near alluvial streams*”, Geologisk Institut, Aarhus Universitet. 2000.

Nyholm, T., S. Christensen & K.R. Rasmussen 2002. Flow depletion in a small stream caused by ground water abstraction from wells. *Ground Water*, vol. 40, no. 4, s. 425-437.

Ovesen, N.B., Iversen, H.L., Larsen, S.E., Müller-Wohlfeil, D-I, Svendsen, L.M., Blicher, A.S. og Jensen, P.M. (2000): Afstrømningsforhold i danske vandløb. Faglig rapport fra DMU, nr 340.

Paludan, C. 1995. Phosphorus dynamics in wetland sediments. PhD thesis, Aarhus University, Biological Institute, and National environmental Research Institute, Department of Freshwater Ecology, 106 pp.

Papadatos, I. & Sørensen, I. 1997. Neotectonic and glaciotectionic evolution of the broader area of Danish Basin during Quaternary. In: Engineering Geology and the Environment, Marinou, Koukis, Tsiambaos & Stournaras. (eds). Balkema, Rotterdam.

Piotrowski, J.A., 1994. Tunnel-valley formation in northwestern Germany - geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sedimentary Geology*, Vol 89 (1/2), 107-142.

Ponnamperuma, F.N. 1984. Effects of Flooding on Soils. In: T.T. Kozlowski (Ed.): *Flooding and Plant Growth*. pp 10 - 45. Academic Press. Inc.

Postma, D., Boesen, C., Kristiansen, H. & Larsen, F. 1991. Nitrate Reduction in an Unconfined Sandy Aquifer: Water Chemistry, Reduction Processes, and Geochemical modeling. *Water Resources Research*. Vol 27, No. 8, pp. 2027 - 2045.

Rasmussen, S. 1964. Studier over Engvandingen i Danmark, specielt vedrørende Store Skjernå kanal. Særtryk af *Geografisk Tidsskrift* 63.

Reddy, K.R., Feijtel, T.C. and Patrick, W.H. Jr. 1986. Effect of soil redox conditions on microbial oxidation of organic matter. In: Y. Chen and Y. Avnimelech (Eds.), *The Role of Organic Matter in Modern Agriculture*, pp. 117 - 156. Martinus Nijhoff Publishers, AD Dordrecht, The Netherlands.

Reddy, K.R. and Patrick, W.J. 1984. Nitrogen transformations and loss in flooded soils and sediments. *CRC Crit. Rev. Envir. Control*, 13(4), pp. 273 - 309.

Refsgaard, J.C., Henriksen, H.J., Nilsson, B., Rasmussen, P., Kronvang, B., Skriver, J., Jensen, J.P., Dalsgaard, T., Søndergaard, M., Hoffmann, C.C. 2002. Vidensstatus for sammenhængen mellem tilstanden i grundvand og overfladevand. Arbejdsrapport fra Miljøstyrelsen. Nr. 21.

- Richardson, C.J. 1985. Mechanisms Controlling Phosphorus Retention Capacity in Freshwater Wetlands. *Science*, Vol. 228, pp. 1424 - 1427.
- Sandersen, P. og Jørgensen, F. 2002. Kortlægning af begravede dale i Jylland og på Fyn. Opdatering 2001-2002. De jysk-fynske amters grundvandssamarbejde. Vejle amt, Water-Tech a/s, 157 p.
- Smed, P. 1991. Landskabskort over Danmark. Geografforlaget.
- Sorgenfrei, Th. og Berthelsen, O. 1954. Geologi og vandboring. Danmarks Geologiske Undersøgelser, 3 Rk., 31, 106 pp.
- Stanford, G., Vander Pol, R.A. and Dzienia, S. 1975. Denitrification rates in relation to total and extractable soil carbon. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 39, pp. 284 - 289.
- Sten, E., Thybo, H. & Noe-Nygaard, N. 1996. Resistivity and georadar mapping of lacustrine and glaciofluvial sediments in the late-glacial to postglacial Store Åmose basin, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 43, 87-98.
- Tiedje, J.M. 1988. Ecology of denitrification and dissimilatory nitrate reduction to ammonium, pp. 179-245. In: Alexander J.B. Zehnder (ed.) *Biology of Anaerobic Microorganisms*. John Wiley og Sons, U.S.A.
- Tóth, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.*, 68, pp. 4795-4812.
- Trimble, S. W.; Mendel A. C. 1995. The cow as a geomorphic agent – A critical review. *Geomorphology* 13: 233-253.
- Ussing, N. V. 1903. Om Jyllands Hedesletter og Teorierne for deres Dannelses. *Vid. Selsk. Overs.*
- van Overmeeren, R. A., 1998: Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal of Applied Geophysics* **40** 1–18.
- Vaughan, D. and Ord, B.G. 1994. Influence of dissolved humic substances on the deposition of iron in field drains. *The Science of the Total Environment* 152, pp. 73-80.
- Vedby, S. 1984. *Vådbundsarealer I Suså-området – Hydrologi og Jordbund*. Suså Undersøgelsen, Rapport Suså-T1, 332 s.
- Weast, R.C. 1986. *CRC Handbook of Chemistry and Physics*. CRC Press, Inc. Boca Raton, Florida.
- Weller, D.E., Correll, D.L. and Jordan, T.E. 1994. Denitrification in riparian forests receiving agricultural discharges. In: W.J. Mitsch (Ed.) *Global Wetlands: Old World and New*, pp.117-131. Elsevier Science B.V., Amsterdam, The Netherlands.
- Wienberg Rasmussen, H, 1975. Danmarks geologi. Gjellerups Forlag.

Winter, T.C. 1995a. Recent advances in understanding the interaction of groundwater and surface water. U.S. National Report to IUGG, 1991-1994 Rev. Geophys. Vol. 33 Suppl., © 1995 American Geophysical Union.

Winter, T.C. 1995b. A landscape approach to identifying environments where ground water and surface water are closely interrelated. Groundwater Management. Proceedings of the International Symposium, Water Resources Engineering Division / ASCE. Held August 14-16, 1995, San Antonio, Texas: 139-144.

Winter, T.C.; Harvey, J.W.; Franke, O.L.; Alley, W.M. 1998. Ground Water and Surface Water. A single resource. U.S. Geological Survey Circular 1139. Denver, Colorado.

Clausen, B. og Rasmussen, K. R. 1988: Fysisk Hydrologi, Medianminimum. Geokompender nr. 28. Geologisk Institut, Aarhus Universitet.

# Bilag 1 Ordforklaring

<b>Advektiv transport</b>	(1) Den proces med hvilken opløste stoffer transporteres med det medium, de er opløst i, f.eks. nitrat transporteret med strømmende grundvand (processen betegnes i andre forbindelser for konvektiv transport). (2) Den horisontale transport af energi i form af fri varme (eng.: sensible heat) ved bevægelse af luftmasser.
<b>Aerob</b>	(1) Karakteristik af organismer, der kun kan leve i tilstedeværelse af luft eller fri ilt, og af forhold, der kun eksisterer under tilstedeværelsen af luft eller fri ilt. (2) Processer, der kræver ilt.
<b>AIS</b>	Aerial Information system
<b>Alluvial</b>	Adjektiv, der refererer til sediment, der er deponeret af strømmende vand i et flodleje, på en flodslette eller i et delta. Alluvium bruges i ældre dansk, geologisk litteratur om postglaciale aflejringer i modsætning til aflejringer dannet i forbindelse med istiden, der betegnes som diluvium eller diluviale aflejringer.
<b>Anaerob</b>	Karakteristik af organismer, der kun kan leve og vokse under forhold, hvor der ikke er luft eller fri ilt, samt af processer, der kun kan eksistere under fravær af luft eller fri ilt.
<b>Autotrof denitrifikation</b>	Bakteriel reduktion af nitrat, hvor bakteriernes energibehov dækkes ved samtidig oxidation (s.d.) af uorganiske stoffer som f.eks. pyrit ( $\text{FeS}_2$ ). Kulstof (C) til opbygning af biologisk væv kommer hovedsagelig fra kuldioxid ( $\text{CO}_2$ ).
<b>Biogeokemi</b>	Studiet af omdannelser og transport af kemiske stoffer til og fra lithosfæren (den øvre del af jordskorpen), atmosfæren, hydrosfæren og de levende organismer (biosfæren).
<b>Denitrifikation</b>	Omdannelse af nitrat ( $\text{NO}_3^-$ ) til luftarterne kvælstofoxid ( $\text{N}_2\text{O}$ ) eller frit kvælstof ( $\text{N}_2$ )
<b>Diffusion</b>	Bevægelse af et stof fra et område med en høj koncentration af stoffet til et område med en lille koncentration af stoffet.
<b>Diluvial</b>	Adjektiv, der refererer til sediment, der er deponeret af strømmende vand i et flodleje, på en flodslette eller i et delta. Diluvium bruges i ældre dansk, geologisk litteratur om istids-aflejringer i modsætning til aflejringer dannet i den postglaciale periode, der betegnes som alluviale aflejringer.
<b>Effektiv porøsitet</b>	Mål for hvor stor en procentdel af et jordvolumen der udgøres af porer som er vandførende. Den effektive porøsitet er mindre end eller lig porøsiteten.
<b>Fakultativt anaerobe</b>	Betegnelse for bakterier, der både kan ånde (respirere) med ilt, men også i fravær af ilt kan ånde v.h.j.a. f.eks. nitrat. Under tilstedeværelse af ilt dominerer de s.k. aerobe bakterier, der udelukkende ånder med ilt. Under stærk

	reducerede forhold dominerer de s.k. strikt anaerobe bakterier, der ikke kan ånde v.hj.a. ilt.
<b>GIS</b>	Geografisk Informationssystem (GIS): I et GIS kombineres digitale landkort og databaser med informationer om objekter i landkortet, som f.eks. bygninger, ledninger, tekniske anlæg, ejendomsoplysninger, miljø og geologi (Ole Jacobi, DTU).
<b>GOI</b>	Forkortelse for Grundvand/Overfladevands Interaktion i ådalstyper
<b>GOI-type</b>	Indenfor en given vandløbsstrækning er interaktionen mellem grundvand og overfladevand karakteriseret ved at foregå på en og samme måde, som benævnes en GOI-type. Der kan ikke forekomme flere GOI-typer indenfor den samme vandløbsstrækning.
<b>GSI</b>	Ground water - surface water interaction. Engelsk betegnelse for GOI .
<b>Gytje</b>	Betegnelse for humusholdig (grønlig grå) søaflejring, der består af kiselalgeskaller og ekskrementer fra mindre vanddyr.
<b>Heterotrof denitrifikation</b>	Bakteriel reduktion af nitrat, hvor bakteriernes energibehov dækkes ved samtidig oxidation (s.d.) af organisk materiale (f.eks. tørv). Det organiske materiale er også kilde til bakteriernes forbrug af kulstof (C) til opbygning af biologisk væv.
<b>Hovedtype</b>	Alt andet lige beskriver hovedtype ådalens mulighed for at modtage grundvand fra de tilgrænsende aflejringer. Der tages også hensyn til om den tilstrømmende grundvand er domineret af overfladenært grundvand eller om der også er et bidrag af dybt grundvand.
<b>Hydraulisk ledningsevne</b>	Mål for et jordlags evne til at lede vand.
<b>Interaktions enhed</b>	Typologien er underinddelt i en række typologiske enheder, der hver især er med til at karakterisere typen af grundvands/overfladevands-interaktion (GOI) for den pågældende vandløbsstrækning.
<b>Lækagekoefficient</b>	Mål for et jordlags gennemtrængelighed for vand. Defineres som jordlagets hydrauliske ledningsevne divideret med lagets tykkelse.
<b>Magasinkoefficient</b>	Mål for hvor stor et volumen vand der afdrænes fra eller opmagasineres i en arealenhed af et jordlag når trykniveauet i laget sænkes eller hæves en længdeenhed.
<b>Menneskeskabt variant</b>	En karakteristisk menneskelig påvirkning af grundvandetets strømningsveje fra ådalsmagasinet til vandløbet. F.eks. udgør hovedafvandning en menneskabt variant.
<b>Minerogen</b>	Betegnelse for jord der udelukkende består af mineralsk materiale.
<b>Mineralisering</b>	Den generelle proces under hvilken stoffer bundet i organisk væv bringes på uorganisk form for ultimativt at blive tilgængelige for genoptagelse i biosfæren.
<b>Naturlig variant</b>	Aflejringer i ådalsmagasinet, som er styrende for grundvandetets strømningsveje fra ådalsmagasinet til vandløbet. Den naturlige variant beskriver derfor den rumlige udbredelse af lav- eller semipermeable og

<b>Organogen</b>	højpermeable aflejringer i ådalsmagasinets øverste aflejringer (engelsk: riparian zone). Jord opbygget overvejende af organisk (tørv) fremfor uorganisk materiale.
<b>Oxidation</b>	En kemisk reaktion, som involverer kombination med ilt (oxygen) eller tab af elektroner. Hvor ilt er tilstede (som f.eks. i en veldrænet jord) vil de oxiderede former af de kemiske stoffer dominere: $\text{Fe}^3$ (ferri-jern), $\text{Mn}^{4+}$ , $\text{NO}_3^-$ (nitrat), $\text{SO}_4^{2-}$ (sulfat).
<b>Numerisk model</b>	Matematisk EDB-model til beregning af grundvandsstrømning og stoftransport.
<b>Okker</b>	Jernoxid-forbindelse som opstår ved iltning af andre jernforbindelser som f.eks. pyrit.
<b>Ortofoto</b>	Luftfoto gjort målfast ved brug af f.eks. en digital højdemodel samt fikspunkter i landskabet.
<b>Permeabel</b>	Betegnelse for jordart som vand forholdsvis let strømmer igennem.
<b>Piezometer</b>	Tyndt rør stukket ned i et grundvandsførende lag. Benyttes f.eks. til måling af trykniveau og udtagning af vandprøver.
<b>Porøsitet</b>	Mål for hvor stor en procentdel af et jordvolumen der udgøres af porer.
<b>Pyrit</b>	Kemisk forbindelse, $\text{FeS}_2$ .
<b>Randmoræne</b>	Landskabsform dannet langs indlandsisens rand
<b>Redox-potentiale</b>	Et mål for et systems (f.eks. en jords) tendens til at reducere eller oxidere kemiske elementer. Måles i volt (V) eller millivolt (mV). Et positivt og højt redox-potentiale indikerer at oxiderede forhold eksisterer. Hvis redox-potentialet er lavt eller negativt, findes de kemiske elementer på reducerede former.
<b>Redox-processer</b>	Samlebetegnelse for oxidation (s.d.) og reduktion (s.d.).
<b>Reduktion</b>	En kemisk reaktion, som involverer tilførsel af elektroner. Under fravær af ilt (som f.eks. i en vandmættet jord) vil de reducerede former af de kemiske stoffer dominere: $\text{Fe}^{2+}$ (ferro-jern), $\text{Mn}^{2+}$ , $\text{NH}_4^+$ (ammonium), $\text{S}^{2-}$ (sulfid).
<b>Riparisk zone</b>	Vådområder i ådale og langs vandløb
<b>Seepagemeter</b>	Instrument til måling af opsivning af grundvand gennem vandløbsbund eller jordoverflade.
<b>Semipermeabel</b>	Betegnelse for jordart som vand vanskeligt strømmer igennem.
<b>Slugtest</b>	Metode til måling af jordens hydrauliske ledningsevne. Måling foretages i piezometer.
<b>Sorption</b>	Processer, der fjerner opløste stoffer fra væskefasen og koncentrerer dem på den faste fase af et medium.
<b>Trykniveau</b>	Mål for grundvandets energiniveau; måles som grundvandsstandens niveau i boring eller piezometer.
<b>Typologi</b>	En systematisk klassifikation af typer.
<b>Ådalsmagasin</b>	Udgør det samlede volume af ådalens opfyldning.

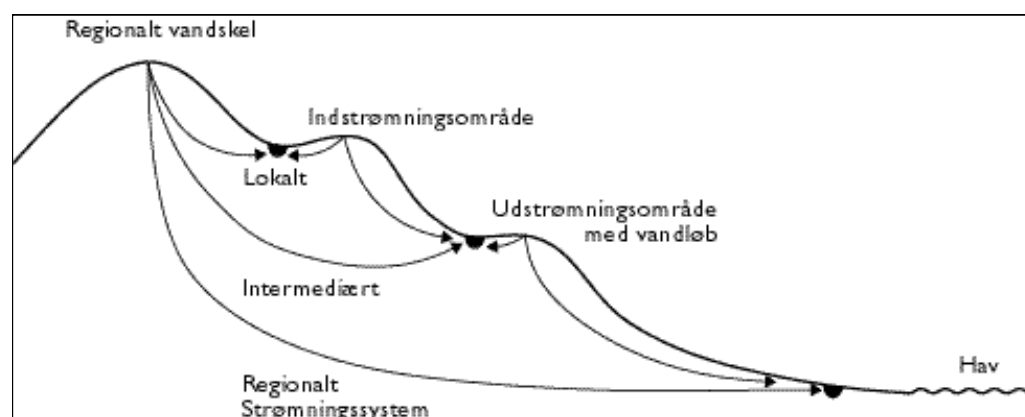
# Bilag 2 Hydrologiske processer i ådalen

## Inddeling af ådale i delstrækninger med karakteristisk hydrologi og geomorfologi

I et forsøg på at regionalisere betydningen af de forskellige led i vandbalancen for ådalsmagasinet er der i det følgende opstillet en konceptuel model, der opdeler ådalen indenfor et *vandløbsopland*, med *homogen geologi og ens nedbør*, i delstrækninger med karakteristisk geomorfologi, geologi, hydrologi og tilstrømmende vandkvalitet.

### *Strømningssystemer*

Grundvand strømmer langs strømmlinier, der rumligt er organiseret i *strømningssystemer*. I et landskab med bølget topografi, som det danske, vil der opstå flere strømningssystemer af forskellig størrelsesorden, som er hierarkisk koblet til hinanden. Toth (1963) udskilte tre distinkte typer af strømningssystemer: lokalt, intermediært og regionalt, der ligger ovenpå hinanden indenfor et grundvandsopland (se figur B2.1). Vand i et *lokalt* strømningssystem strømmer hurtigt til det nærmeste udstrømningsområde, som kan være en lille sø eller et lille vandløb. Vand i et *regionalt* strømningssystem rejser over længere afstande og tid og strømmer til hovedudstrømningsområdet for oplandet, for eksempel store vandløb, store søer eller havet. Et *intermediært* strømningssystem er karakteriseret ved et eller flere topografiske højdepunkter eller lavninger mellem systemets ind- og udstrømningsområder, men til forskel fra det regionale system indeholder det ikke både det øverste vandskel og bunden af oplandet. I landskaber med udtalt topografisk *relief* dominerer de lokale strømningssystemer, mens de intermediære og regionale dominerer i områder med lille relief.

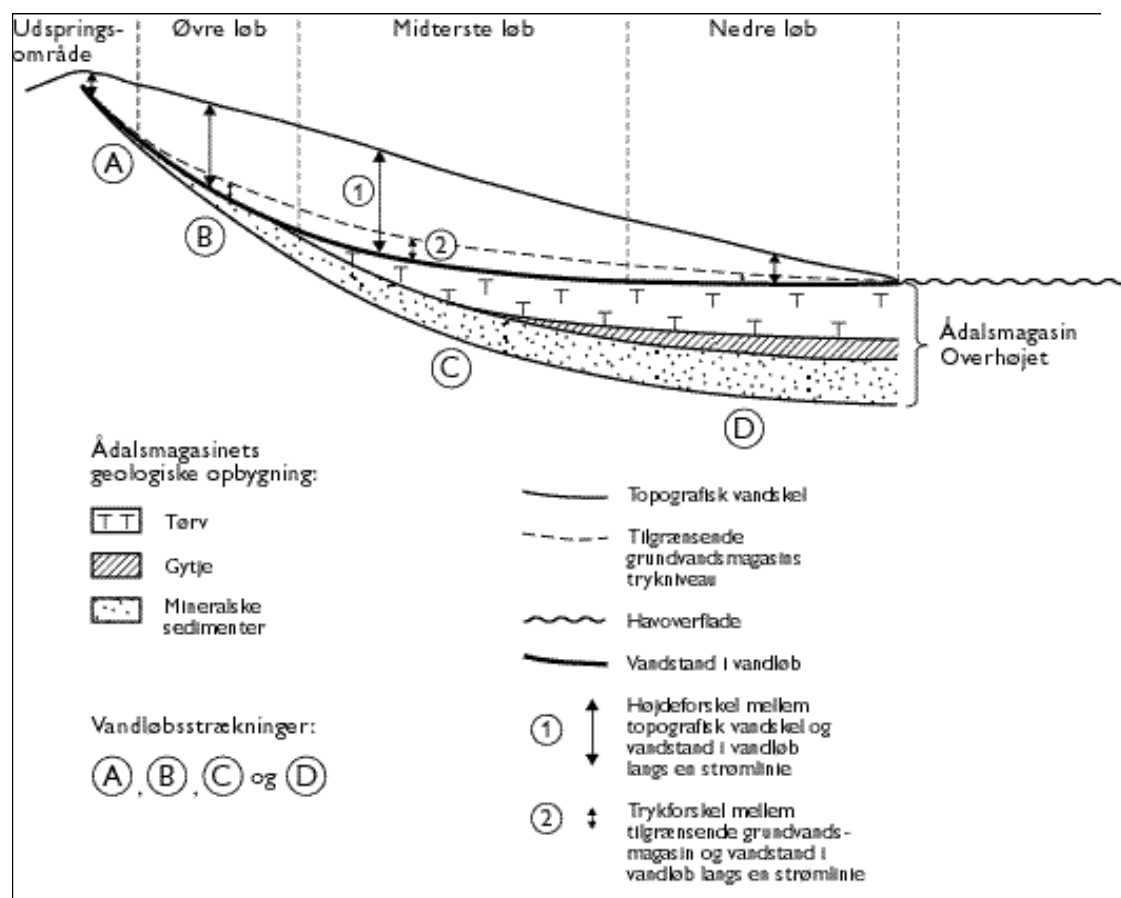


Figur B2.1 Lokale, intermediære og regionale strømningssystemer.

I figur B2.2 er et længdesnit langs et vandløb illustreret sammen med et antaget lineært forløb af det regionale vandskel. *Højdeforskellen* mellem det topografiske vandskel og vandløbet langs en strømlinie kan give et indtryk af den



drivende trykforskel for den regionale grundvandstilstrømning til ådalen, da grundvandsspejlets beliggenhed ofte afspejler jordoverfladens. Tilsvarende kan ådalens *recente relief*, det vil sige ådalsskræntens højde (se figur 3.1(1)), give et indtryk af trykforskellen for den lokale grundvandstilstrømning ved skræntfoden af ådalen.



Figur B2.2 Inddeling af vandløb i strækninger med karakteristiske hydrologiske, geomorfologiske, geologiske og grundvandskvalitetsmæssige forhold.

### Ådalens hydrologi og geologi

Det fremgår af figur B2.2, at den største trykforskel for den regionale strømning forventeligt vil findes langs den *midterste strækning* af vandløbet. Det forventes derfor, at den største, mest stabile og mest regionale grundvandstilstrømning til vandløbet vil finde sted langs denne delstrækning. Opstrøms og nedstrøms langs vandløbet mindskes trykforskellen og den dybe grundvandstilstrømning aftager derfor langs disse strækninger. I *udspringsområdet* vil lokale strømningssystemer dominere og bidrage med ungt overfladenært grundvand til vandløbet. Strømningssystemet er meget nedbørsafhængigt og ustabil. Langs det *øvre løb* vil lokale og intermediære strømningssystemer dominere. Langs den *nedre strækning* er den dybe grundvandstilstrømning aftaget, lokale og intermediære systemer kan stadig bidrage med mere overfladenært grundvand og endelig forekommer der også oversvømmelser fra vandløbet på grund af vandløbets lille hældning.

Disse forskellige hydrologiske forhold langs vandløbsstrækningerne giver sig udslag i, at den relative betydning af de forskellige led i *vandbalancen* for ådalsmagasinet ændres ned langs vandløbet.

På figur B2.2 er en typisk geologisk opbygning af ådalsmagasinet endvidere stiliseret langs et vandløb i det østlige Danmark. Dalene er under afsmeltningen fra den sidste istid blevet opfyldt af diluviale (se ordliste, bilag 1) aflejringer i bunden. Efterhånden som klimaet har nærmet sig det nuværende, og havspejlet (og dermed erosionsbasis for vandløbene) er steget, er dalen blevet fyldt yderligere op af alluviale aflejringer. De nedre strækninger af ådalene har i det østlige Danmark været oversvømmet af Stenalderhavet. Der er på disse strækninger aflejret gytje på bunden af det forholdsvis stillestående vand. Efter den seneste relative landhævning er *ferskvandstørv* afslutningsvis aflejret øverst. Den geologiske lagfølge, der resulterer heraf, er skitseret på figur B2.2 og B2.3.

### **Ådalens geomorfologi**

På figur B2.3 er konceptuelle tværsnit af ådalen skitseret for de fire vandløbsstrækninger med angivelse af de strømningssystemer, der bidrager med grundvand til ådalen, som ovenfor beskrevet. Den generelle udvikling i *ådalens geomorfologi* er endvidere vist, idet 'ådalen' i udspringsområdet kun består af selve vandløbets leje. I det øvre løb er der eroderet en lille smal dal, i det midterste en dyb og bred dal og endelig i det nedre en meget dyb og meget bred dal. Der er stort relief i udspringsområdet og langs det midterste løb, hvilket langs det sidste giver sig udslag i et tydeligt lokalt strømningmønster ved ådalsskræntens fod.

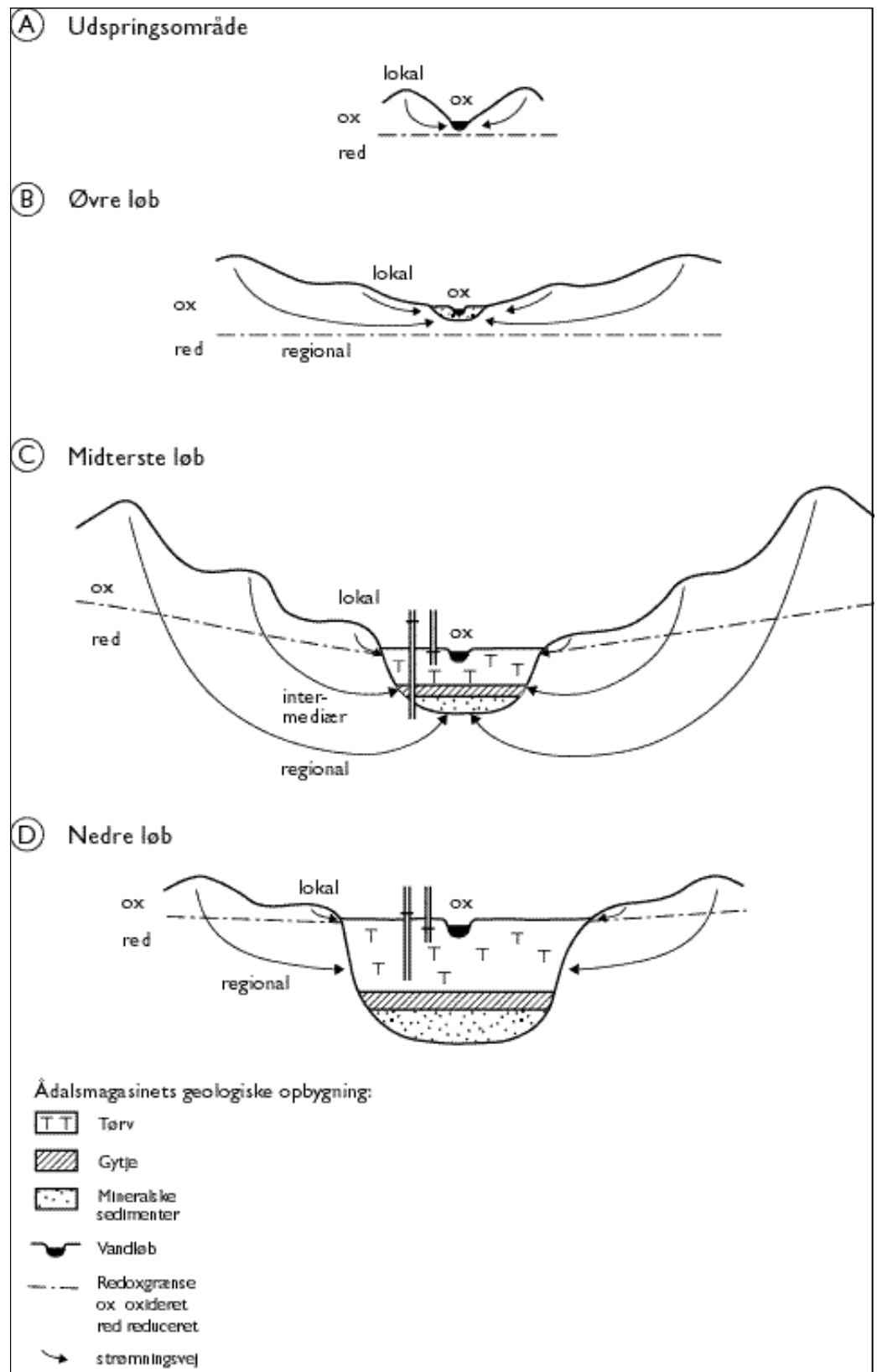
Betydning af forskellige led i vandbalancen for ådalsmagasinet

Ovenstående forhold er sammenfattet i tabel B2.1. Her er betydningen af de forskellige led i vandbalancen for ådalsmagasinet, beskrevet under afsnittet 'Ådalshydrologi'.

I tabel B2.1 er de forskellige karakteristika for ådalsstrækningerne i dette 'ideelle' vandløbsopland med homogen geologi og ens nedbør beskrevet. Lokale geologiske og geomorfologiske forhold vil dog ofte kraftigt påvirke denne generelle konceptuelle model, ligesom et manglende sammenfald mellem topografisk opland og grundvandsopland også vil få modellen til at 'falde'.

Tabel B2.1 Ådalsstrækninger med karakteristisk geomorfologi, geologi, hydrologi og tilstrømmende vandkvalitet.

Delstrækning	Adals geomorfologi	Adals geologi	Adals hydrologi	Tilstrømmende vandkvalitet
Udspringsområde	Stejlt relief i opland, Kun vandløbsdal	Vandløbsbundens sediment	Lokalt tilgrænsende grundvandsmagasin, Lille, nedbørsafhængig, overfladenær, grundvands-tilstrømning, Meget ustabil strømningsmønster, eventuelt udtørring om sommeren. Direkte nedbør og fordampning uden betydning for vandbalancen.	Grundvand: lokalt, overfladenært, ungt, aerobt, næringsrigt, eventuelt pesticidholdigt.
Øvre løb	Lille relief, Lille dalnedskæring, Smal dal	Mineralske sedimenter, eventuelt med et lille organisk indhold	Lokalt tilgrænsende grundvandsmagasin, Lille, overfladenær grundvands-tilstrømning Ret ustabil strømningsmønster, Direkte nedbør og fordampning væsentlige i vandbalancen.	Grundvand: lokalt, overfladenært, ungt, aerobt, næringsrigt, eventuelt pesticidholdigt.
Midterste løb	Stort relief, markant topografisk knæk, Stor dalnedskæring og opfyldning, Ret bred dal.	Tørv over (eventuelt gytjelag og) mineralske sedimenter	Regionalt tilgrænsende grundvandsmagasin, Stor, dyb grundvands-tilstrømning, Stabil strømningsmønster, Lokalt strømningsystem ved skræntfod, Grundvand dominerer vandbalancen.	Grundvand: regionalt, dybt, gammelt, anaerobt, næringsfattigt, uden pesticider.
Nedre løb	Mindre relief, Meget stor daludskæring og opfyldning, Meget bred dal	Dybe tørveaflejringer over gytjelag og mineralske sedimenter	Regionalt tilgrænsende grundvandsmagasin, Lille grundvands-tilstrømning, Oversvømmelser fra vandløb, Nogenlunde stabil strømningsmønster, Overfladenære processer dominerer vandbalancen.	Grundvand: dybt, gammelt, anaerobt, næringsfattigt, uden pesticider. Overfladevand: aerobt, næringsrigt



Figur B2.3 Karakteristiske ådalstværsnit i delstrækningerne vist i figur B2.2.



# Bilag 3 Redoxprocesser

Elektrokemisk er genereringen af fri energi en redoxproces, hvor der overføres elektroner fra reduktanten (også kaldet elektrondonoren; f.eks. organisk stof) til oxidanten (også kaldet elektronacceptoren; f.eks. ilt). Energiudbyttet ved de forskellige bakterielt medierede redoxprocesser (tabel 1) er ikke det samme, men falder trinvis efterhånden som oxidanterne opbruges i sekventiel rækkefølge:  $O_2$ ,  $NO_3^-$ ,  $MnO_2$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $SO_4^{2-}$  (tabel B3.1)

Tabel B3.1 Oversigt over energiudbyttet ved nedbrydning af glukose med forskellige oxidanter (Efter Reddy et. al., 1986)

Elektron acceptor	Mol oxidant / mol glucose	Energiudbytte kcal/mol
$O_2$	6	-684.4
$NO_3^-$	24/5	-649.0
$MnO_2$	12	-457.8
$Fe(OH)_3$	24	-100.4
$SO_4^{2-}$	3	-91.0

Den fri energi der dannes ved en given redoxproces kan udtrykkes ved reaktionens elektromotoriske kraft (redoxpotentialet,  $E_h$ ), og det kan udnyttes til at få et generelt kvalitativt skøn over de biogeokemiske forhold i et givet punkt i ådalsmagasinet. Ved at måle redoxpotentialet (måles i millivolt) får man dermed et skøn over hvilke processer der måtte være fremherskende i det givne punkt (tabel B3.2), idet de forskellige redoxprocesser foregår indenfor et bestemt interval.

Tabel B3.2 Oversigt over de  $E_h$ -intervaller målt i millivolt hvor de forskellige redoxprocesser foregår med de viste oxidanter. (Efter Reddy et. al., 1986; Gambrell and Patrick, 1978)

Redox Zone	$E_h$ -interval	Elektronacceptor der forsvinder		Reaktionsprodukt der fremkommer
	mV	ox.	mV	red.
Ilt reduktion	700 - 300	$O_2$	320	$H_2O$
Nitrat reduktion, org-C	300 - 100	$NO_3^-$	220	$N_2$
Nitrat reduktion, $FeS_2$	300 - 100	$NO_3^-$	220	$N_2, SO_4^{2-}$
Mangan reduktion	200 - 100	$Mn^{4+}$	200	$Mn^{2+}$
Jern reduktion	100 - -100	$Fe^{3+}$	120	$Fe^{2+}$
Sulfat reduktion	-100 - -200	$SO_4^{2-}$	-150	$H_2S$
Methanogenese	-200 - -300	$CO_2$	-250	$CH_4$

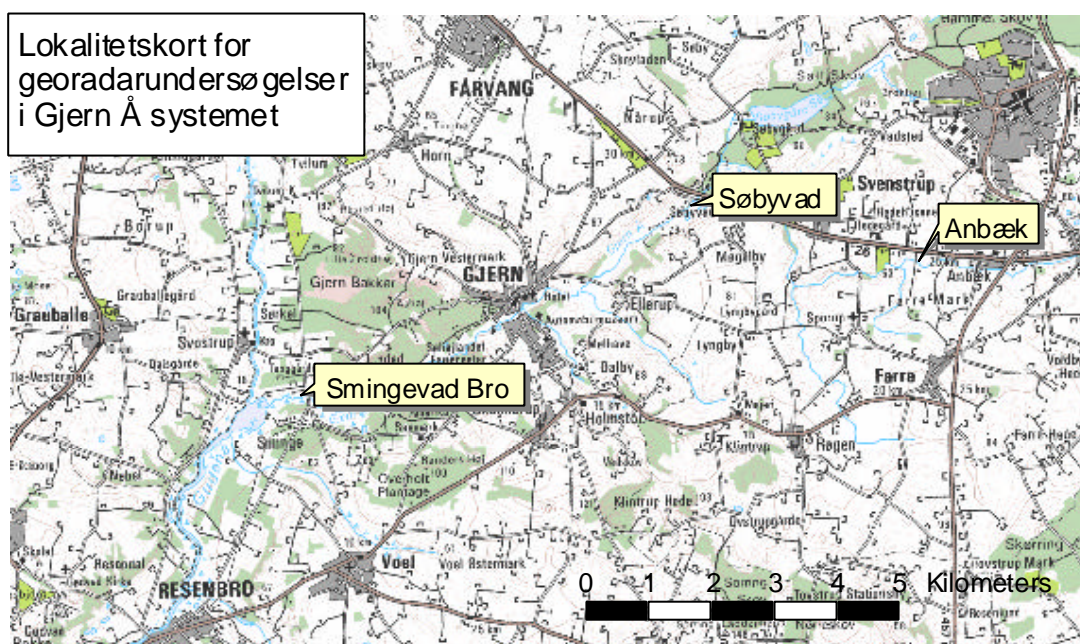
Selvom der er et stort potentielt behov for oxidanter ( $O_2$ ,  $NO_3^-$ ,  $Mn^{4+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $SO_4^{2-}$ ) på grund af ådalsmagasinets store indhold af reducerede forbindelser ikke mindst organisk stof, så er forbruget af især  $O_2$  og  $NO_3^-$  begrænset af den eksterne tilførsel. Forbruget af ilt i ådalsmagasinet er begrænset dels af tilførsel med aerobt grundvand og dels af diffusion af ilt fra atmosfæren ned i det vandmættede sediment. Opløseligheden af ilt i vand er ringe ( $11.28 \text{ mg } O_2 \text{ l}^{-1}$  ved  $10^\circ\text{C}$ ) og da diffusionskoefficienten for ilt i vand og vandmættet jord er beskedne (vand:  $2.267 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ , vandmættet jord:  $1 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  eller mindre; Ponnampereuma, 1984) betyder det, at der kun findes ilt i zonerne langs ådalsmagasinets grænseflader mod omgivende aerobe miljøer (dvs. den aerobe del af grundvandsmagasinet; mod atmosfæren; den aerobe del af det

overfladisk afstrømmende vand på tørveoverfladen; samt i blandingszonen mellem vandløbsvand og ådalsmagasinet).

I modsætning til ilt er både nitrats opløselighed i vand og diffusionshastighed i vand høj. Der kan f.eks. opløses 133 g  $\text{KNO}_3$  i 1 liter vand ved  $0^\circ\text{C}$  (dvs.  $18 \text{ g NO}_3\text{-N l}^{-1}$ ; Handbook of Chemistry and Physics, 1986) og diffusionskoefficienten er  $1.846 \times 10^5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  (ved  $25^\circ\text{C}$  for  $0.01 \text{ M KNO}_3$ ; Handbook of Chemistry and Physics, 1986) , og nitrat er derfor et glimrende alternativ for de fakultative (dvs. lejlighedsvis) anaerobe bakterier såfremt der er nitrat i grundvandet. Specielt når nitrat føres med grundvandet frem til de denitrificerende områder ved advektiv transport ses høje denitrifikationsrater.

# Bilag 4 Testkortlægning med georadar i Gjern Å systemet

Der er udført testkortlægning med georadar på tre lokaliteter i Gjern Å systemet (Figur B4.1). Testkortlægningerne er udført på lokaliteter, hvor der tidligere er udført geologiske og hydrologiske undersøgelser, bl.a. boreriger.

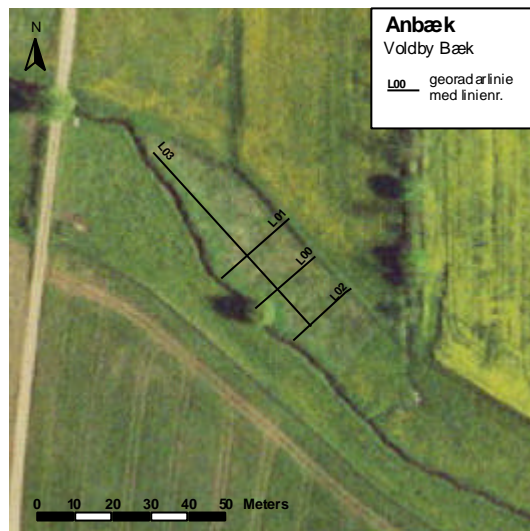


Figur B4.1 Oversigtskort over Gjern Å systemet med georadartestlokaliteterne.

## Anbæk

Langs Voldby Bæk ved Anbæk er der optaget georadardata langs fire profil-linier, hvoraf linie L00 er placeret langs en boretranssekt (Figur B4.2 og B4.3). Der er optaget data med et georadarsystem påmonteret dels 100 MHz antenner, dels 200 MHz antenner. Der er opnået stort set samme penetration med de to antennefrekvenser, derfor er det kun 200 MHz dataene som præsenteres her. Figur B4.4 og B4.5 viser georadarprofilerne sammenstillet med lithologiske logs fra boreriger.





Figur B4.2 Kort over georadarlinier ved Voldby bæk, Anbæk.

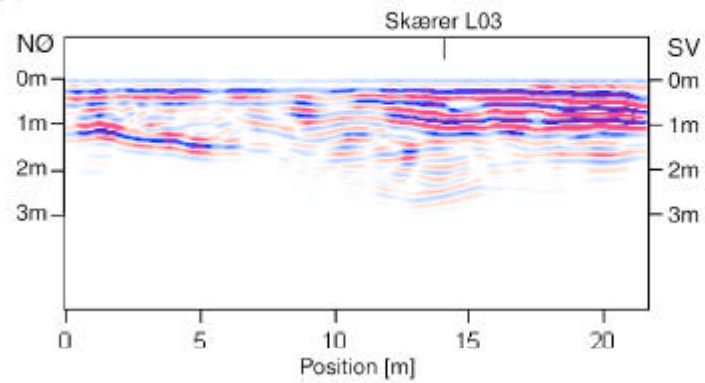


Figur B4.3 Dalbunden ved Voldby Bæk, som løber bag det store træ. Linie L00 markeret med landmålerstokke ender ved det store træ (Foto: Søren Nielsen).

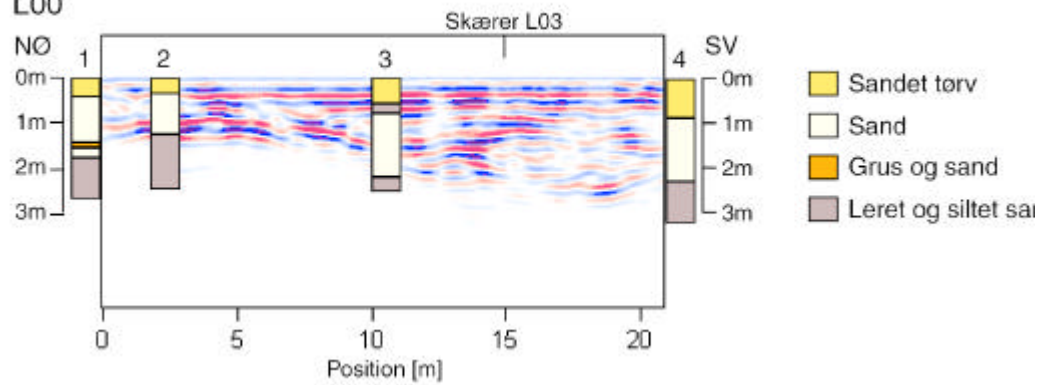
## Anbæk

Georadarsystem med 200 MHz antenner

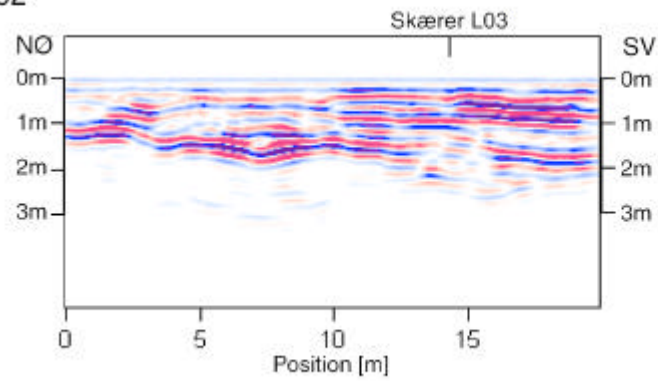
### L01



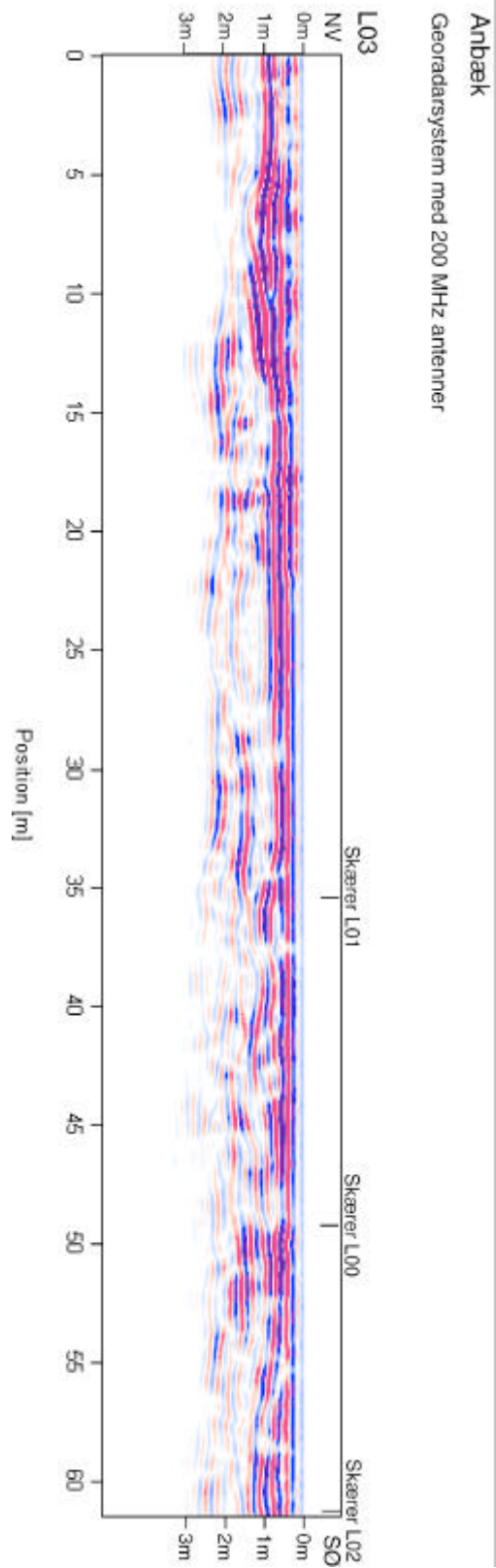
### L00



### L02



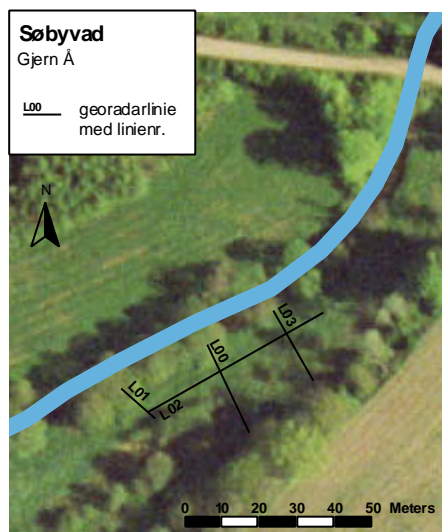
Figur B4.4 Georadarprofilerne L00, L01 og L02 fra Anbæk optaget med et georadarsystem med en antennefrekvens på 200 MHz. Georadarprofilerne er tid-dybde konverteret med en radiobølgehastighed på 0.06 m/ns ( $n_s = 10^{-9}$  s). Lithologiske logs er påtegnet georadarprofilerne.



Figur B4.5 Georadarprofilen L03 fra Anbæk optaget med et georadarsystem med en antennefrekvens på 200 MHz. Georadarprofilerne er tid-dybde konverteret med en radiobølg hastighed på 0.06 m/ns ( $ns = 10^{-9}$  s).

## Søbyvad

Langs Gjern Å ved Søbyvad er der optaget georadardata langs fire profillinier, hvoraf linie L00 og L01 er placeret langs boretransekter (Figur B4.6 og B4.7). Linie L01 udgør kun den del af en boretransekt, der ligger tættest ved åen, da transekten derefter går gennem et sumpet ellekrat (Figur B4.7). Der er optaget data med et georadarsystem påmonteret dels 100 MHz antenner, dels 200 MHz antenner. Der er opnået stort set samme penetration med de to antennefrekvenser, derfor er det kun 200 MHz dataene som præsenteres her. Figur B4.8 og B4.9 viser georadarprofilerne sammenstillet med lithologiske logs fra boringer.



Figur B4.6 Kort over georadarlinier ved Gjern Å, Søbyvad.

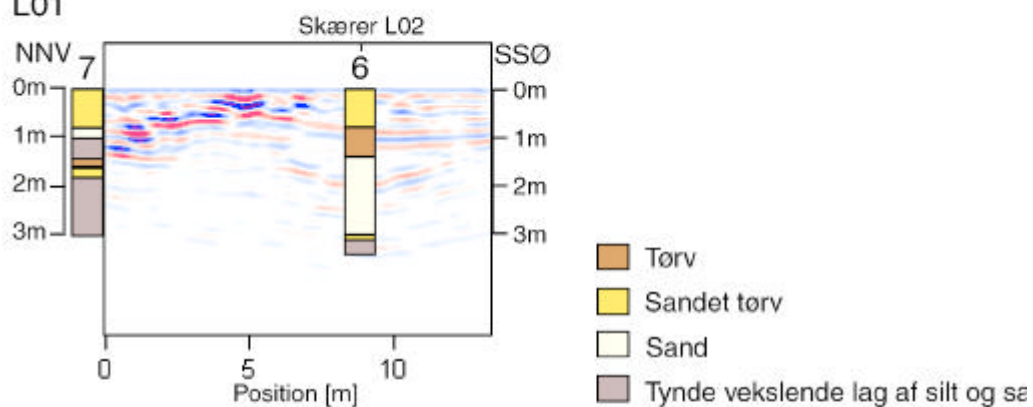


Figur B4.7 Fotos fra Gjærn Ådal ved Søbyvad. Fotoet til højre er taget langs georadarlinie L01. Det viser, at det er et vanskeligt terræn at udføre geordarmålinger i.

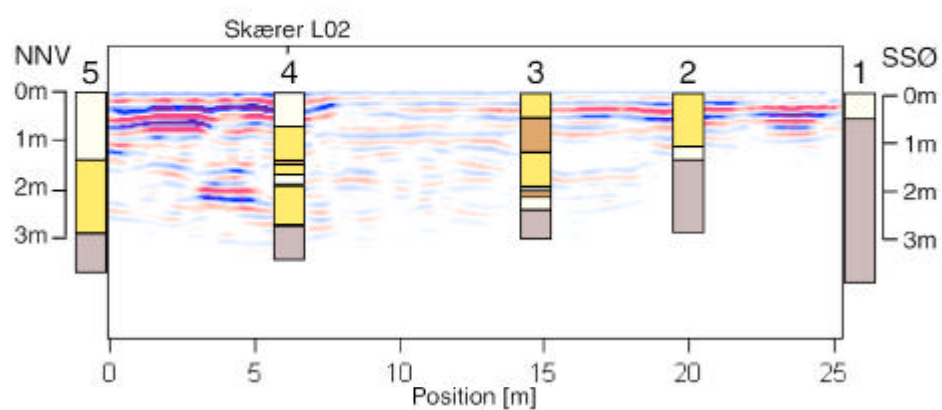
## Søbyvad

Georadarsystem med 200 MHz antenner

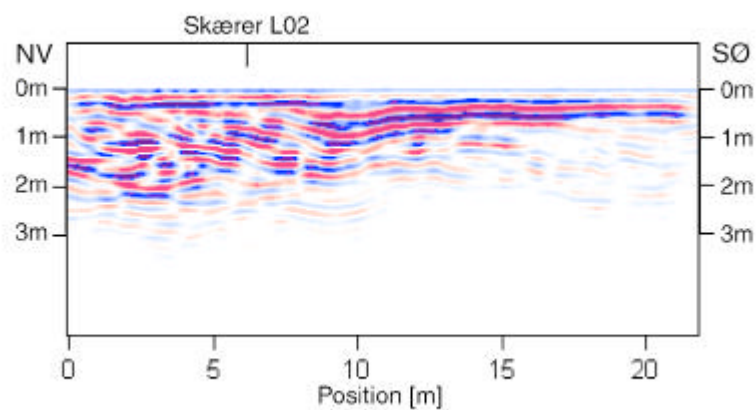
### L01



### L00



### L03

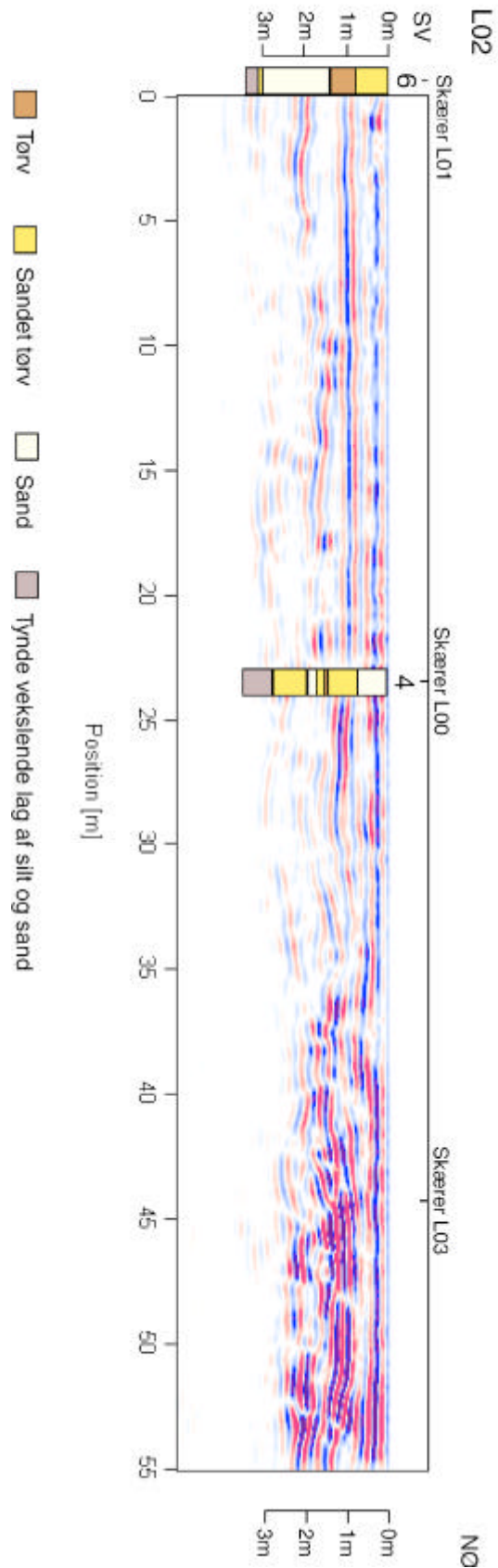


Figur B4.8 Georadarprofilerne L00, L01 og L03 fra Søbyvad optaget med et georadarsystem med en antennefrekvens på 200 MHz. Georadarprofilerne er tid-dybde konverteret med en radiobølg-hastighed på 0.06 m/ns ( $ns = 10^{-9}$  s). Lithologiske logs er påtegnet georadarprofilerne.



## Søbyvad

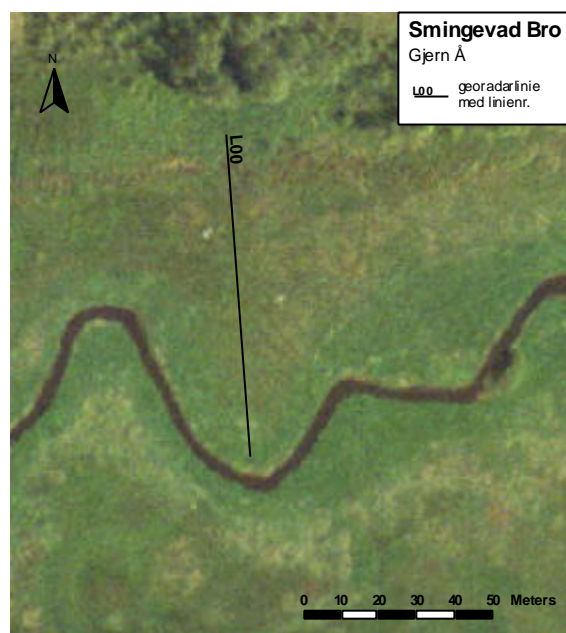
Georadarsystem med 200 MHz antenner



Figur B4.9 Georadarprofilen L02 fra Søbyvad optaget med et georadarsystem med en antennefrekvens på 200 MHz. Georadarprofilen er tid-dybde konverteret med en radiobølgnehastighed på 0.06 m/ns ( $n_s = 10^9$  s). Lithologiske logs er påtegnet georadarprofilerne.

## Smingevad

Langs Gjern Å ved Smingevad Bro er der optaget georadardata langs en profilinie placeret langs en boretransekt (Figur B4.10 og B4.11). Der er optaget data med et georadarsystem påmonteret dels 100 MHz antenner, dels 200 MHz antenner. Der er opnået en bedre penetration med 100 MHz antennefrekvensen, derfor præsenteres georadarprofiler for begge antennefrekvenser. Figur B4.12 illustrerer, at den bedre penetration opnået med 100 MHz antennefrekvensen, er på bekostning af en bedre opløselighed, som man får med 200 MHz antennefrekvensen. Figur B4.12 viser georadarprofilerne sammenstillet med lithologiske logs fra boringer.

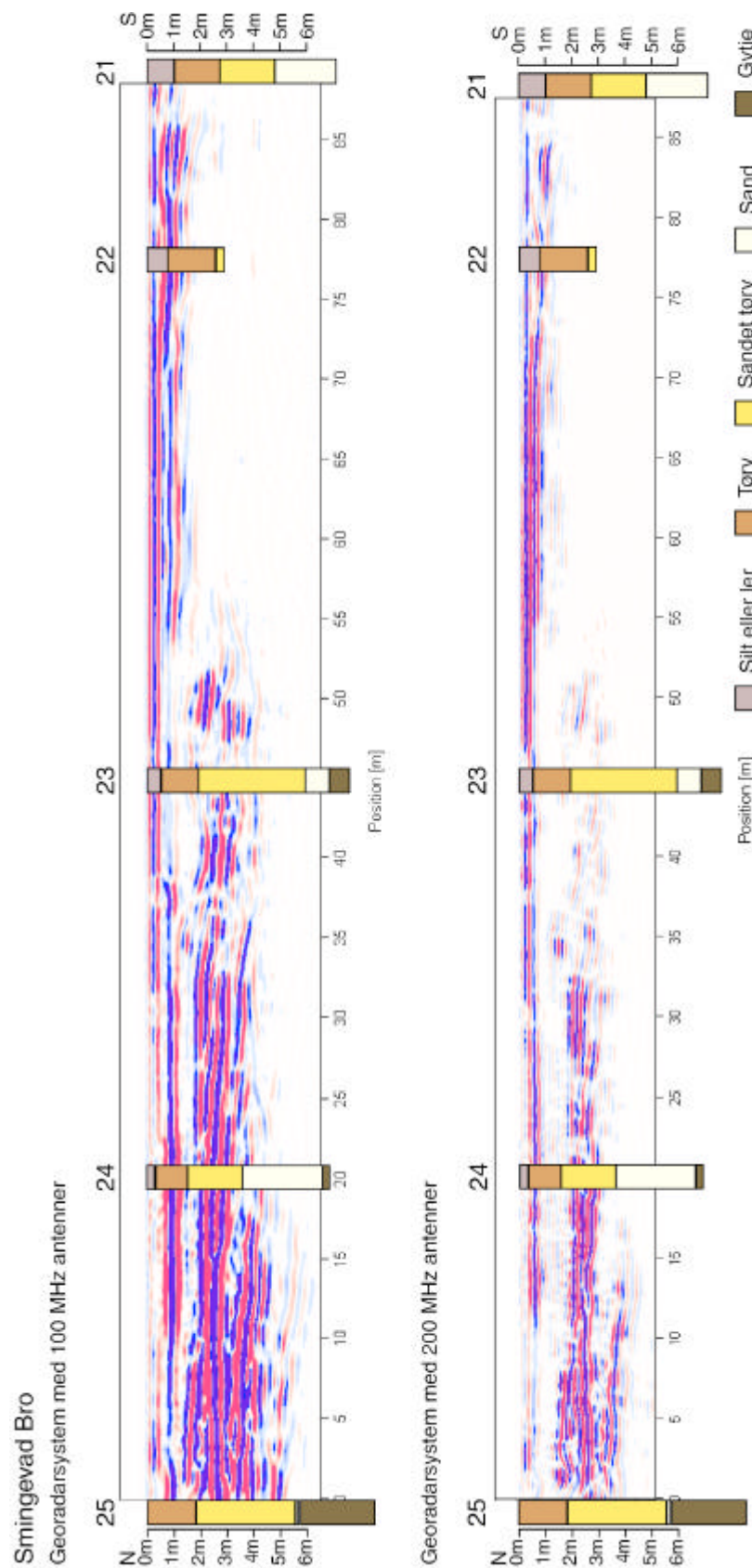


Figur B4.10 Kort over georadarlinie ved Gjern Å, Smingevad Bro.



Figur B4.11 Foto fra Gjern Ådal ved Smingevad Bro langs georadarlinie L00.





Figur B4.12 Georadarprofilerne L00 fra Smingevad Bro optaget med et georadarsystem med en antennefrekvens på 100 MHz (øverst) og på 200 MHz (nederst). Georadarprofilen er tid-dybde konverteret med en radiobølgehastighed på 0.07 m/ns ( $n_s = 10^{-9}$  s). Lithologiske logs er påtegnet georadarprofilerne.