



ARTSDATABANKEN



UNIVERSITETET
I OSLO

NATURTYPER I NORGE

BAKGRUNNSDOKUMENT

6

Artikkelsamling

versjon 0.1

**Forfattere**

Rune Halvorsen
Naturhistorisk museum,
Universitetet i Oslo

Tom Andersen
Norsk institutt for
vannforskning (NIVA)
og Biologisk Institutt,
Universitetet i Oslo

Asbjørn Moen
Seksjon for naturhistorie
NTNU Vitenskapsmuseet

Arve Elvebakk
Institutt for biologi,
Universitetet i Tromsø

Reidar Elven
Naturhistorisk museum,
Universitetet i Oslo

Kjell Magnus Norderhaug
Norsk institutt for
vannforskning (NIVA)

Lars Erikstad
Norsk institutt for
naturforskning (NINA)

Hans H. Blom
Norsk institutt for
skog og landskap

John Bjarne Jordal
Sunddal

Marit Mjelde
Norsk institutt for
vannforskning (NIVA)

Pål Buhl Mortensen
Havforskningsinstituttet

Jan R. Sulebak
Institutt for geografi,
Universitetet i Bergen

Terje Thorsnes
Norges geologiske
undersøkelse (NGU)

Frode Ødegaard
Norsk institutt for
naturforskning (NINA)

Siteres som

Halvorsen, R. (red.)
Artikkelsamling. Naturtyper i Norge
Bakgrunnsdokument 6: 1-93.

Forsidefoto

Merete Wagelund

Grafisk formgivning

Mona Ødegården,
Lisbeth Gederas,
Ingrid Salvesen,
Randi Sønderland,
Skjalg Woldstad

ISBN:

978-82-92838-09-9





Sammendrag

Det foreliggende dokumentet inneholder en samling av artikler med svært variert innhold. Felles for dem alle er at hver av dem gjerne er relevante for flere ulike temaer innenfor Naturtyper i Norge (NiN), og at de derfor blir referert til fra mange ulike bakgrunnsdokumenter (**NiN BD**). I stedet for å inkludere artiklene i de tematiske bakgrunnsdokumentene hver enkelt artikkel passer best, har ekspertgruppa i et forsøk på å bedre oversiktligheten i den store mengden NiN-dokumentasjon valgt å samle artiklene i denne artikkelsamlingen.



Innhold

Sammendrag	3
Artikkel 1 Livs- og vekstformgruppeinndeling av vannplanter og disses fordeling på innsjøer av ulike typer <i>Marit Mjælde, Tom Andersen og Rune Halvorsen</i>	6
Artikkel 2 Begrepene land- og vannsystem <i>Rune Halvorsen</i>	15
Artikkel 3 Økologiske forhold i overgangssoner mellom vann og land <i>Rune Halvorsen og Kjell Magnus Norderhaug</i>	16
Artikkel 4 Begrepene tre, skog og skogsmark <i>Rune Halvorsen</i>	19
Artikkel 5 Inndeling av ferskvannssystemer i innsjøer og elver <i>Rune Halvorsen og Tom Andersen</i>	25
Artikkel 6 Sirkulasjonssystemer i innsjøer <i>Rune Halvorsen og Tom Andersen</i>	27
Artikkel 7 Drøfting av myrbegrepet <i>Rune Halvorsen og Asbjørn Moen</i>	29
Artikkel 8 Sumpbegrepet – finnes det våtmarksøkosystemer som verken faller inn under myr eller kilde? <i>Rune Halvorsen og Asbjørn Moen</i>	31
Artikkel 9 Noen generelle begreper knyttet til arktiske og alpine områder <i>Arve Elvebakk, Rune Halvorsen og Reidar Elven</i>	33
Artikkel 10 Finnes steppe i Norge? <i>Rune Halvorsen, Arve Elvebakk og John Bjarne Jordal</i>	35
Artikkel 11 Massebevegelse i skrån timer som geomorfologisk prosess <i>Rune Halvorsen og Jan R. Sulebak</i>	37
Artikkel 12 Begrepsapparat for substrat og sedimenter <i>Rune Halvorsen, Lars Erikstad og Terje Thorsnes</i>	42



Artikkel 13	44
Begrepsapparat for vanntilgang: vannmetning, kildevannspåvirkning og torvdannelse <i>Rune Halvorsen</i>	
Artikkel 14	49
Sammenhenger mellom økokliner i vann og overgangssoner mellom vann og land relatert til massetransport <i>Rune Halvorsen, Kjell Magnus Norderhaug, Tom Andersen og Lars Erikstad</i>	
Artikkel 15	59
Sammenhenger mellom økokliner relatert til snødekkestabilitet og snødekkevarighet <i>Rune Halvorsen, Arve Elvebakk og Reidar Elven</i>	
Artikkel 16	63
Sammenhenger mellom økokliner relatert til frost og lave temperaturer <i>Rune Halvorsen, Arve Elvebakk og Reidar Elven</i>	
Artikkel 17	67
Vind som geomorfologisk faktor og vindrelaterte økokliner <i>Rune Halvorsen</i>	
Artikkel 18	70
Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen syre-basestatus (SB): Sammenheng mellom pH, Ca-innhold og uorganisk karbon i vann <i>Rune Halvorsen og Tom Andersen</i>	
Artikkel 19	73
Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen syre-basestatus (SB): Sammenheng mellom bergart og plassering langs SB <i>Rune Halvorsen og Hans Blom</i>	
Artikkel 20	82
Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen akkumulering av organisk materiale (AO): Betingelser for akkumulering av organisk materiale og for forekomst av organisk mark/bunn <i>Rune Halvorsen, Tom Andersen og Asbjørn Moen</i>	
Artikkel 21	86
Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen kildevannspåvirkning (KI): Drøfting av de økologiske faktorene som forårsaker gradienten i kildevannspåvirkning og relasjon til økoklinen vannmetning (VM) <i>Rune Halvorsen og Asbjørn Moen</i>	
Artikkel 22	90
Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen uttørkingsfare (UF): Drøfting av uttørkingsfare-hypotesen <i>Rune Halvorsen</i>	
Artikkel 23	91
Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen dybderelatert lyssvekking i vann (DL): Drøfting av økologiske faktorer og begreper relevant for inndeling av vannmasser i dybdesoner <i>Rune Halvorsen, Kjell Magnus Norderhaug og Pål Buhl Mortensen</i>	
Artikkel 24	92
Organismer som substrat og begrepsapparat for interaksjoner mellom organismer <i>Frode Ødegaard og Rune Halvorsen</i>	

Artikkel 1

Livs- og vekstformgruppeinndeling av vannplanter og disses fordeling på innsjøer av ulike typer

Marit Mjælde, Tom Andersen og Rune Halvorsen

A Fordeling av vannplanter på fem livs- og vekstformgrupper

Vanntilpassete karplanter kan fordeles på fem livs- og vekstformgrupper (se for eksempel Flatberg 1976, Edvardsen & Økland 2006; Fig. 1):

- **lemnide** (= **flyteplante**; Fig. 1a): plante som flyter fritt på vannoverflata
- **nymfeide** (= **flytebladplante**; Fig. 1b): plante som

har rot eller rotstokk festet på bunnen og flyteblad på vannoverflata, eventuelt også undervannsblader i vannmassene

- **elodeide** (= **langskuddplante**; Fig. 1c): plante med lange stengler (med blader) i de frie vannmassene, frittsevendende eller festet på bunnen
- **isoetide** (= **kortskuddplante**; Fig. 1c): plante med rosett av tettstilte blader på bunnen og eventuelt en stengel med blomster som kan rage opp i lufta
- **helofytt** (= **sumplante**; Fig. 1d): plante som er tilpasset livet i eller i nær tilknytning til vann (ferskvannsbunn, saltvannsbunn og/eller fjæresone-mark/bunn og/eller våtmark) gjennom forekomst av luftkanaler i rot, stengel og/eller blad; rota eller rotstokken kan mer eller mindre permanent stå i vann mens blader og blomster rager opp i lufta

Et fellesbegrep for lemnider, nymfeider, elodeider og isoetider er **hydrofytt** (ekte vannplante). Helofyttbegrepet er drøftet av Hvoslef & Rørslett (1986). I tillegg til disse



Fig. 1. Inndeling av vanntilpassete planter i livs- og vekstformgrupper. (a) Stor andmat (*Spirodela polyrrhiza*), en lemnide. Sørumsneset, Lillestrøm, Skedsmo, Akershus. (b) Nøkkeroser (*Nymphaea alba* og *Nuphar* spp.), som er nymfeider, i stilleflytende elv. Samme sted som (a). (c) Tusenblad (*Myriophyllum alterniflorum*), en elodeide (med lange rødlige stengler), som vokser sammen med sylblad (*Subularia aquatica*), en isoetide (med kvite blomster) med liten bladrossett som er festet på bunnen. Bildet er tatt etter en lang tørkeperiode, ved ekstremt lav vannstand. Hammer, Snåsavatnet, Snåsa, Nord-Trøndelag. (d) Takrør (*Phragmites australis*), en helofytt. Hanangervann, Vanse, Lista, Vest-Agder. Foto: Rune Halvorsen.

karplantegruppene, er moser og kransalger plantegrupper som også kan være kvantitativt viktige i vann, og som representerer særpregede tilpasninger til vannmiljøet.

B Fordeling av vannplantegruppene på ulike innsjøtyper

Innsjø som enhet utgjør en hovedtype på landskapsnivå i Naturtyper i Norge (NiN BD 2: D5c), som deles i typer på grunnlag av to viktige økokliner (SB – syrebasestatus og AO – akkumulering av organisk materiale økoklinuttrykk G humusinnhold i ferskvann). Eutrofiseringsstatus (tilstandøkolinen EU) er den viktigste tilstandøkolinen i innsjøer og en hovedkilde til variasjon i artssammensetning mellom innsjøer.

En CCA-analyse (ter Braak 1986) av planteartssammensetningen (semikvantitativ angivelse av artsmengde) i 94 innsjøer (T. Andersen, upubl. resultater) som funksjon av fem antatt viktige målte miljøvariable viser hvordan de fire gruppene av hydrofytter er relatert til de viktige

økoklinene. De fem variablene er:

- Zmax: største målte dybde
- Area: overflateareal
- TotN: Totalnitrogenkonsentrasjon i vann
- TotP: Totalfosforkonsentrasjon i vann
- Ca: Kalsiumkonsentrasjon i vann

Første CCA-akse (Fig. 2) viser fordelingen av innsjøene fra store, dype kalkfattige (basefattige) innsjøer (Fig. 3a) til venstre til små, grunne, kalkrike (ekstremt baserike) innsjøer (Fig. 3b) til høyre (fra lave til høye skårer langs akse 1 i Fig. 2). Andre CCA-akse viser fordelingen av innsjøene fra næringsrike (eutrofe; Fig. 3c) til næringsfattige (oligotrofe; Fig. 3a, 3b), først og fremst uttrykt langs akse 2 (fra lave til høye skårer), men også langs akse 1 (fra høye til lave skårer). At vinkelen mellom Ca-, TotN- og TotP-vektorene i CCA-diagrammene er spiss (mindre enn 90°) viser at det er en samvariasjon mellom miljøvariablene; det vil si at kalkrike sjøer har en større tendens enn kalkfattige sjøer til å være eutrofe.

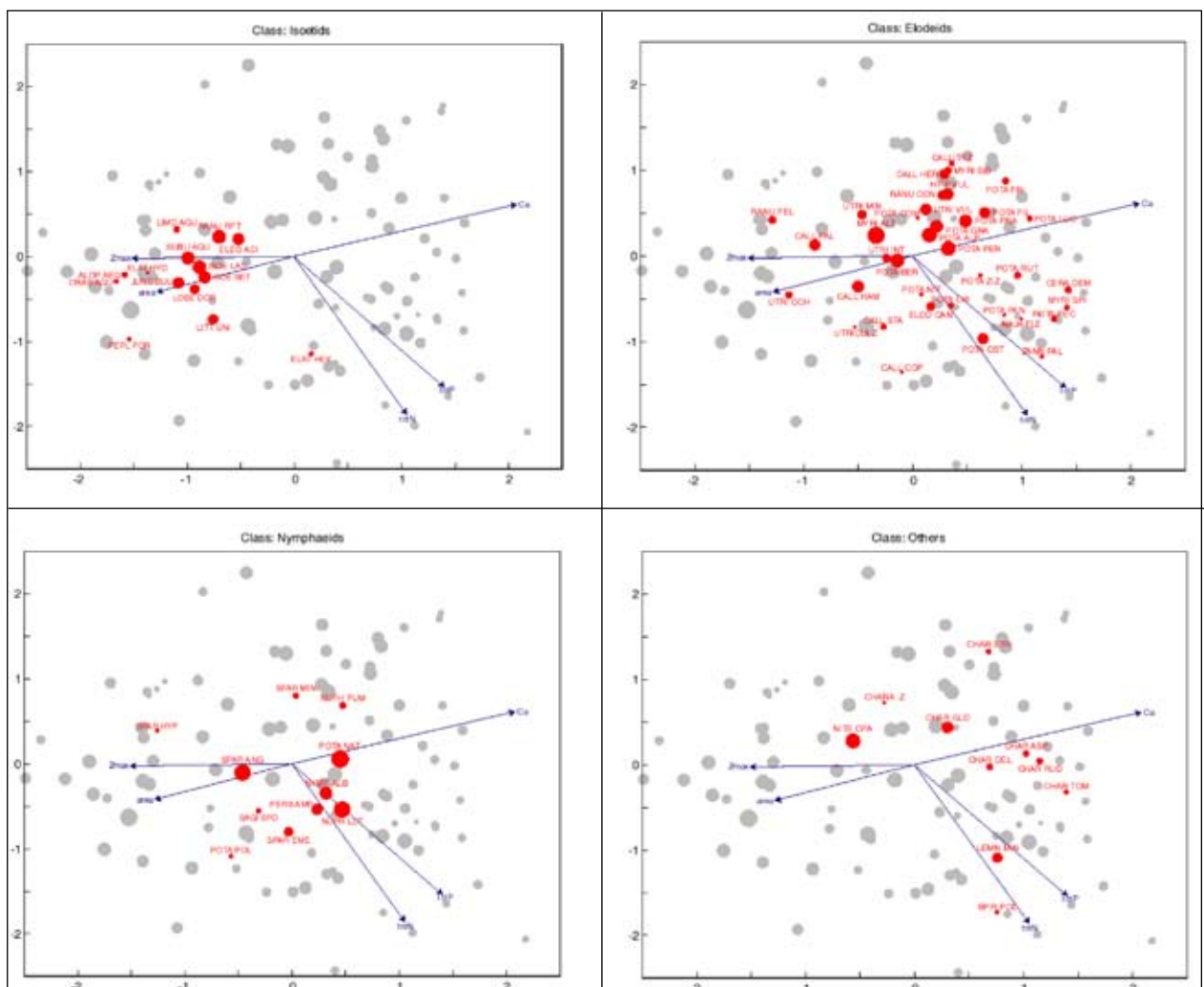


Fig. 2. Fordeling av artsgrupper og arter langs CCA-akser 1 og 2 basert på et materiale av planteartsmengdedata fra 94 norske innsjøer (T. Andersen, upubl. resultater). Lokalteter: Grå sirkler hvis diameter gjenspeiler relativt artsantall. Arter: Røde sirkler hvis diameter gjenspeiler relativt hyppighet. Øverst: Isoetider (til venstre) og elodeider (til høyre). Nederst: Nymfeider (til venstre) og lemnider og kransalger (til høyre). Artsnavn er forkortet til 4+3 karakterer (latinsk slektsnavn+artsnavn).

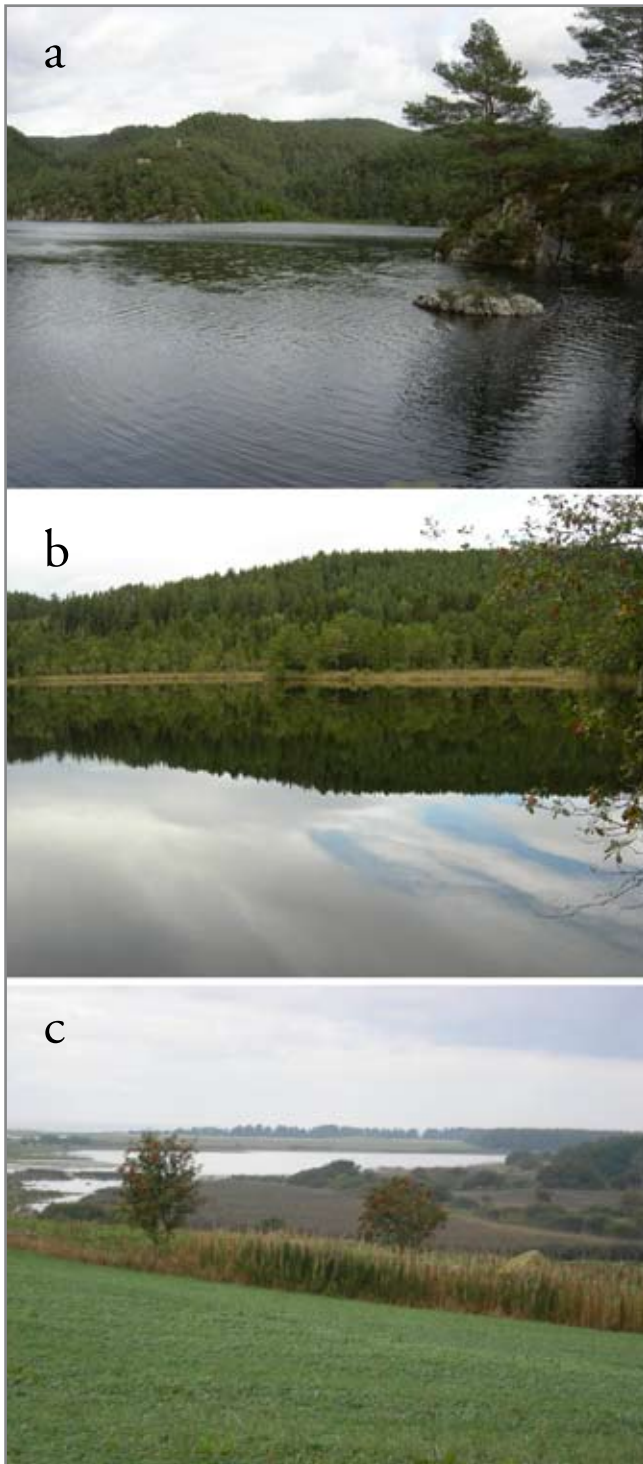


Fig. 3. Innsjøer: Ekstremer i variasjonsbredden langs viktige økokliner. (a) Basefattig (kalkfattig) og næringsfattig innsjø; Langavatnet, Stord, Hordaland. (b) Ekstremt baserik, næringsfattig innsjø (kalksjø); Ulteveitvatnet, Norderhov, Ringerike, Buskerud. (c) Grunn, næringsrik innsjø i intensivt drevet jordbrukslandskap, omgitt av et bredt helofyttbelte. N f Byberg, Sola, Rogaland. Foto: Rune Halvorsen.

Fig. 2 viser hvordan de fire vannplantegruppene fordeler seg langs CCA-aksene. Isoetidene har sin hovedutbredelse i oligotrofe, kalkfattige innsjøer til venstre i diagrammet, men enkelte arter, som for eksempel skaftevjeblom (*Elatine hexandra*) som utmerker seg i denne henseende, forekommer også/helst i noe mer næringsrike innsjøer. Elodeidene som gruppe

forekommer i alle innsjøtyper, men kanskje med en svak overvekt i næringsfattige innsjøer. Flere elodeidearter har imidlertid sitt tyngdepunkt i næringsrike, eventuelt næringsrike og kalkrike sjøer, og mangler i nærings- og kalkfattige innsjøer, for eksempel hrnblad (*Ceratophyllum demersum*), busttjønnaks [*Stuckenia pectinata* (= *Potamogeton pectinatus*)] og akstusenblad (*Myriophyllum spicatum*). De fleste nymfeider har sin hovedforekomst i næringsrike innsjøer, men enkelte arter har tyngdepunkt i næringsfattige sjøer, for eksempel småpiggnopp [*Sparganium natans* (= *S. minimum*)], fjellpiggnopp (*S. hyperboreum*) og soleinøkkerose (*Nuphar pumila*), sistnevnte i mer kalkrike sjøer enn de to andre artene. Lemnidene tar all sin næring fra vannet og har klart tyngdepunkt i næringsrike innsjøer, mens kransalgene har tyngdepunkt i næringsfattige innsjøer, glattkrans (*Nitella* spp.) i kalkfattige og kransalger (*Chara* spp.) i kalkrike.

C Fordeling av vannplantegrupper i forhold til syre-basestatus (økoklinen SB)

Syre-basestatus, det vil si pH og pH-relaterte faktorer (alkalinitet, kalsiumkonsentrasjon), har gjentatte ganger blitt påvist å være blant de viktigste forklaringsvariabler for arts mangfold (artsantall) i innsjøer, og endringer i pH og relaterte faktorer har vist seg å være gode forklaringsvariabler for endringer i arts mangfold (se blant annet Hutchinson 1975, Catling et al. 1985, Jackson & Charles 1987, Rørslett 1991, Mjelde 1997, Lindstrøm et al. 2004).

Den viktigste mekanismen for virkning av pH og endringer i pH (for eksempel forsuring) på mengde og artssammensetning av vannplanter antas å være via endringer i kjemisk form og mengde av oppløst karbon. Artene har tilpasset seg å utnytte ulike karbonkilder – vann, luft og sediment – gjennom utvikling av ulike opptakmekanismer (Madsen & Sand-Jensen 1991, Brouwer et al. 2002). Isoetidene tar opp CO₂ fra sedimentet via røttene, mens nymfeidene har flyteblader som muliggjør opptak av CO₂ fra lufta. De minste, ettårige isoetidene, pusleplantene, kan benytte vannet like over sedimentoverflaten hvor konsentrasjonen av CO₂ er høyere enn i resten av vannsøylen (Maberly 1985). Elodeidene utnytter ulike karbonkilder og framviser et spekter av tilpasninger. De fleste elodeidene er HCO₃⁻-brukere. De har svært små røtter eller mangler røtter og er avhengig av karbonopptak fra vannet. Elodeidene er derfor de første plantene som forsvinner ved forsuring. Enkelte elodeider, for eksempel blærerot (*Utricularia* spp.) og vasshår (*Callitriche* spp.), er imidlertid tilpasset opptak av CO₂ ved fint oppdelte blad, samt utvikling av flyteblad eller overvannskudd.

Det største skillet i artsrikdom ser ut til å gå ved pH omkring 6.5 (Fig. 4). Når pH overskrider 6.5, observeres en markert økning i artsantallet, særlig av elodeider og

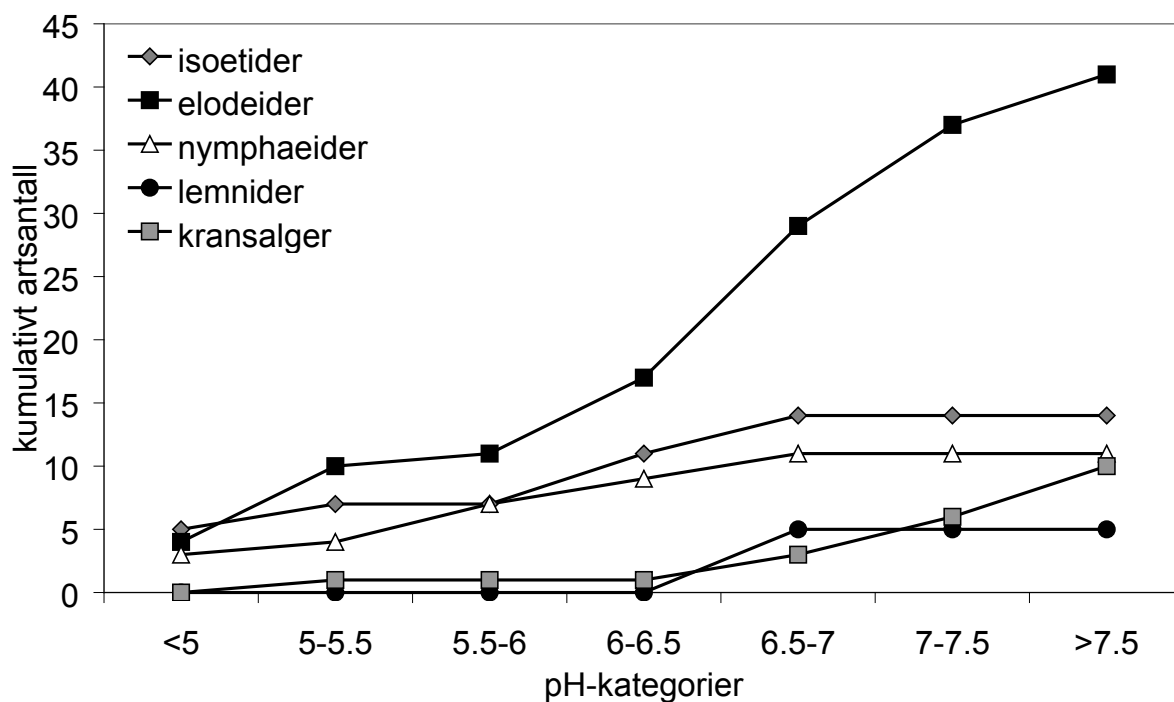


Fig. 4. Kumulativt artsantall langs surhetsgradienten fordelt på vannplantegrupper (fra Lindstrøm et al. 2004).

kransalger. Lemnider er begrenset til vann med $\text{pH} \geq 6.5$ fordi HCO_3^- dominerer i vannmassen ved $\text{pH} > 6.5$ og gir gode livsvilkår for de typiske HCO_3^- -brukerne.

Artsantallet ser ut til å synke litt også når pH synker under 5. Dette er blant annet vist for finske innsjøer av

Heitto (1990) som fant en klar tendens til lavere artsantall i de sureste innsjøene ($\text{pH} 5.1 \pm 0.4$). Når $\text{pH} < 5$ foreligger omtrent all CO_2 som fri CO_2 mens mengden av HCO_3^- er minimal. Vannplanter som forekommer når $\text{pH} < 5$ har spesielle tilpasninger til CO_2 -opptak. For

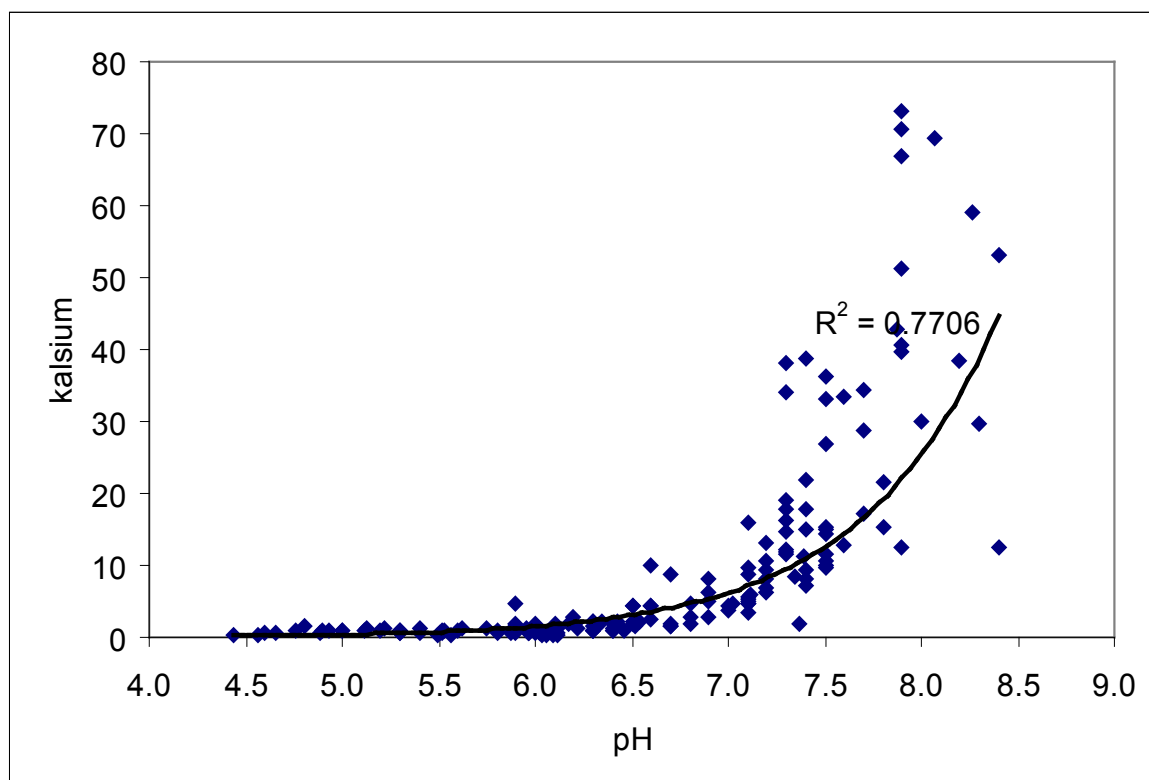


Fig. 5. Sammenhenger mellom pH og Ca i de 94 innsjøene med planteartssammensetningsdata.

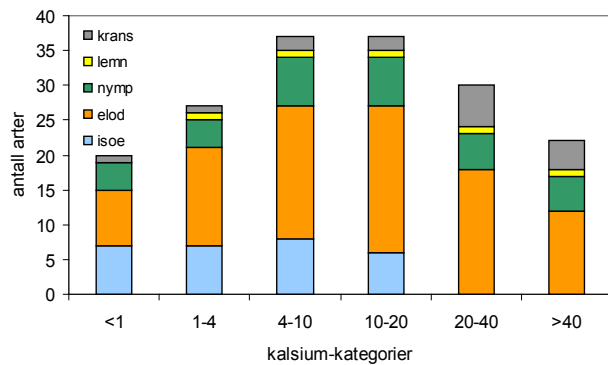


Fig. 6. Antall arter i ulike vannplante grupper, fordelt på innsjøer etter kalsium-konsentrasjoner i vannet. Bare arter som forekommer i minst 10% av innsjøene i hver kategori, er talt med.

utfyllende informasjon se Lindstrøm et al. (2004).

Liksom i et større materiale av norske innsjøer (se **Artikkel 18:** Fig. 3) er det en klar sammenheng mellom pH og Ca i de 94 innsjøene med planteartssammensetningsdata (Fig. 5). Forskjellene i artsantall mellom innsjøer gruppert etter Ca-innhold (Fig. 6; gruppering basert på Solheim og Schartau 2004) gjenspeiler for en stor del artenes krav til karbon-kilde. Oppdelingen i klasser på grunnlag av Ca-konsentrasjoner svarer til trinndelingen av SB-økoklinen (se **NiN BD 4:** Fig. 2):

- SB trinn 5 ekstremt baserik = svært kalkrik hos Solheim & Schartau (2004): > 20 mg Ca/L
- SB trinn 4 baserik = moderat kalkrik hos Solheim & Schartau (2004): 4–20 mg Ca/L

- SB trinn 2/3 basefattig+intermediær = kalkfattig hos Solheim & Schartau (2004): 1–4 mg Ca/L
- SB-trinn 1 ekstremt basefattig = svært kalkfattig hos Solheim & Schartau (2004): < 1 mg Ca/L

D Fordeling av vannplante grupper i forhold til innhold av organisk materiale (økoklinen AO uttrykk G)

Karplantearts mangfoldet i innsjøer avtar med økende innhold av organisk materiale på grunn av svekket lystilførsel og et substrat som er mindre gunstig med hensyn til fester for røtter etc. Fig. 7 viser en slik negativ sammenheng mellom vannfarge og karplanteartsantall for 67 norske innsjøer. Tilsvarende resultater er funnet for små innsjøer i Danmark, hvor det bare unntaksvis ble funnet mer enn 2 arter ved >200 mg Pt/l (Søndergaard et al. 2003). En undersøkelse av innsjøer i Florida viste også en markert nedgang i vannplantebiomassen ved fargetall >150 mg Pt/l (Bachmann et al 2002).

Karplanteartsantallet er lavere i sjøer med høyt organisk innhold enn i sjøer med lavere organisk innhold, uansett sjøenes syre-basestatus [humøse kontra klare sjøer hos Solheim & Schartau (2004), med grense satt ved 30 mg Pt/L som svarer til grensa mellom trinn 1+2 oligohumøs og 3+4 polyhumøs for trinndeling av økoklinen AO økoklinuttrykk G humusinnhold i vannmassene i ferskvann], se Fig. 8. Ett unntak er imidlertid små kalkrike innsjøer (overflateareal < 0.5 km²).

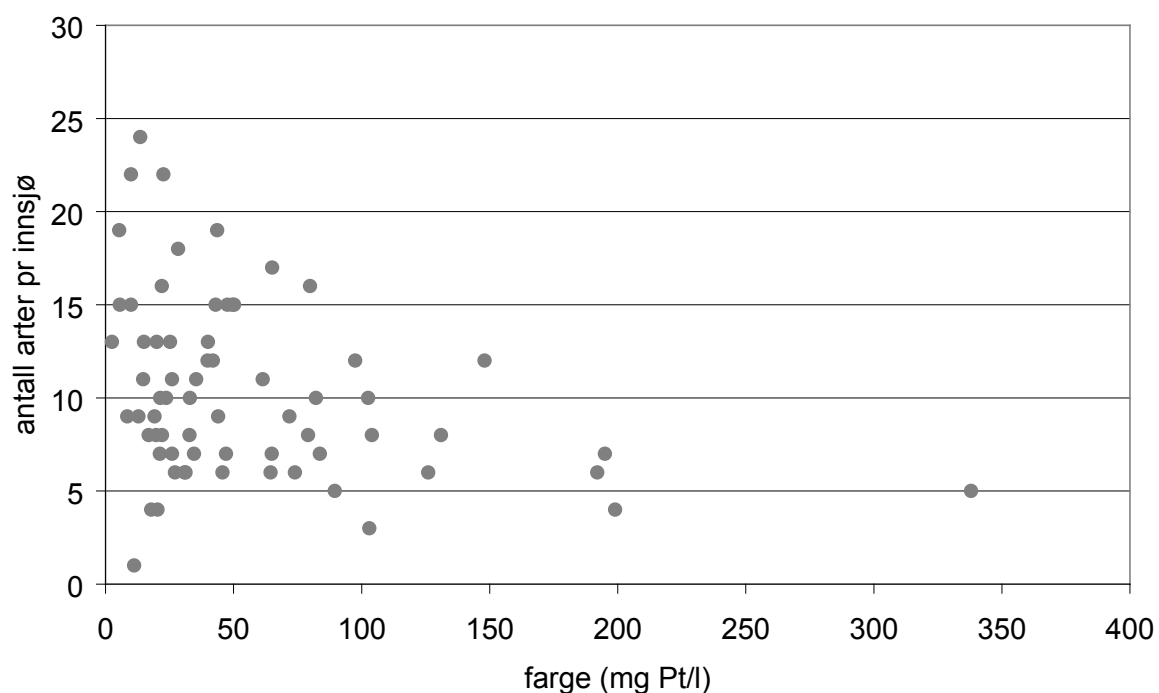


Fig. 7. Karplanteartsantall i 67 norske innsjøer [hvorav 28 er definert som klare (det vil si med <30 mg Pt/l), jf. inndeling i Solheim & Schartau (2004)] som funksjon av vannfarge (uttrykk for innhold av organisk innhold).



Totalt artsantall innenfor de ulike vanntypene

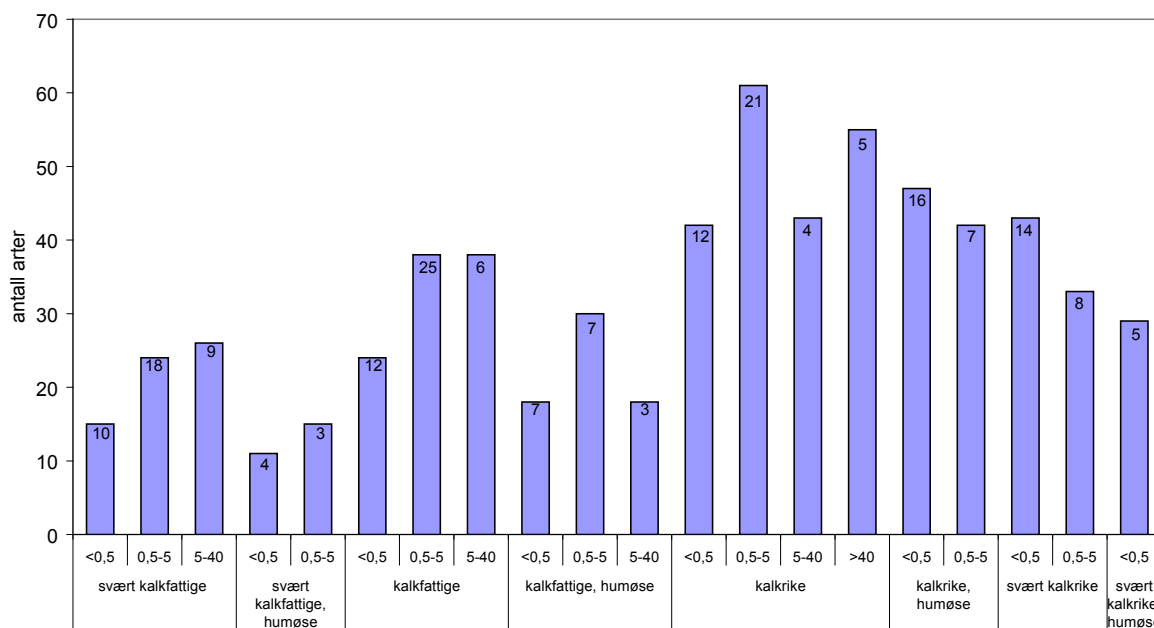


Fig. 8. Karplanteartsantall (alle arter inkludert, uansett frekvens) i 194 norske innsjøer gruppert etter innhold av organisk materiale (vannfarge: humøse sjøer med > 30 mg Pt/L og klare sjøer med < 30 mg Pt/L) og syre-basestatus [kalsiumkonsentrasjon i vannet: svært kalkfattige sjøer (Ca < 1 mg/l), kalkfattige (1–4 mg/l), kalkrike (4–20 mg/l) og svært kalkrike (>20 mg/l)]. For sammenheng mellom trinnending i figuren (som er basert på Solheim & Schartau 2004) og trinnendingen av de tilsvarende økoklinene AO og SB i Ny norsk naturtypeinndeling, se forklaring i teksten.

Fig. 9 viser karplanteartenes fordeling langs AO-økolinen.

E Fordeling av vannplanter i forhold til dyp (økolinen DL –dybderelatert lysvekking i vann)

Lys (innstråling) er en viktig begrensende faktor for vannplanter (Spence 1972, 1982, Dale 1986, Rørslett 1987,

Duarte 1991), forekomstgrensa mot dypet ser ut til å være korrelert med lystilgangen (Chambers & Kalff 1985, Blindow 1992, Canfield et al. 1985, Duarte & Kalff 1987, Middelboe & Markager 1997).

Svekket lystilgang, for eksempel på grunn av økt planteplanktonbiomasse ved eutrofiering, fører til reduserte mengder av vannplanter og forårsaker en forskyvning mot grunnere vann (se referanser i Rørslett 1996). De ulike livs- og vekstformgruppene (isoetider, elodeider etc.), og artene innen hver gruppe, har ulike lyskrav (for

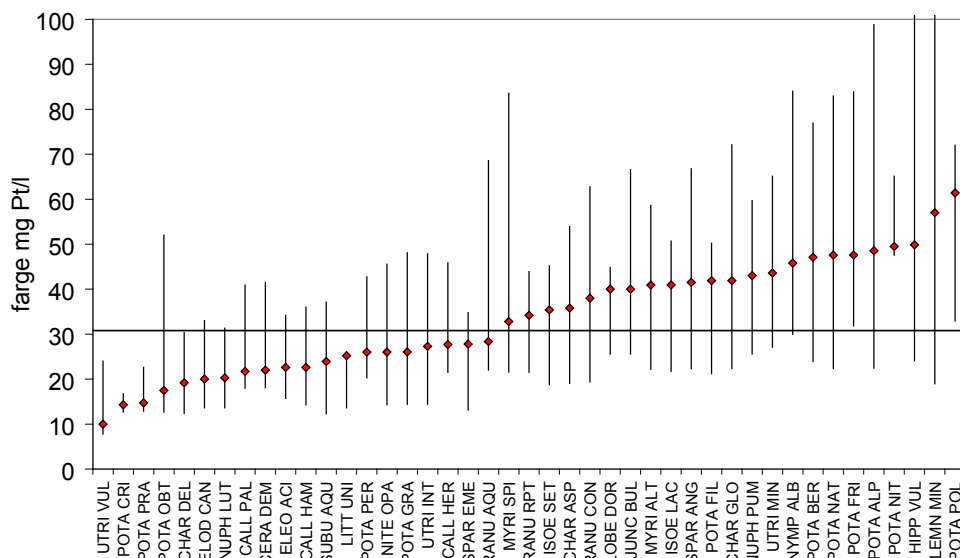


Fig. 9. Fordeling av vannplantearter langs en gradient i organisk innhold i vannet (farge; mg Pt/L). Datagrunnlag: 67 norske innsjøer, både kalkfattige og kalkrike innsjøer med ulik trofegrad. De røde punktene er medianen i hver arts fordeling, de vertikale linjene angir 25- og 75%-nivåene (nedre og øvre kvartil) for farge i innsjøer der den enkelte art forekommer.

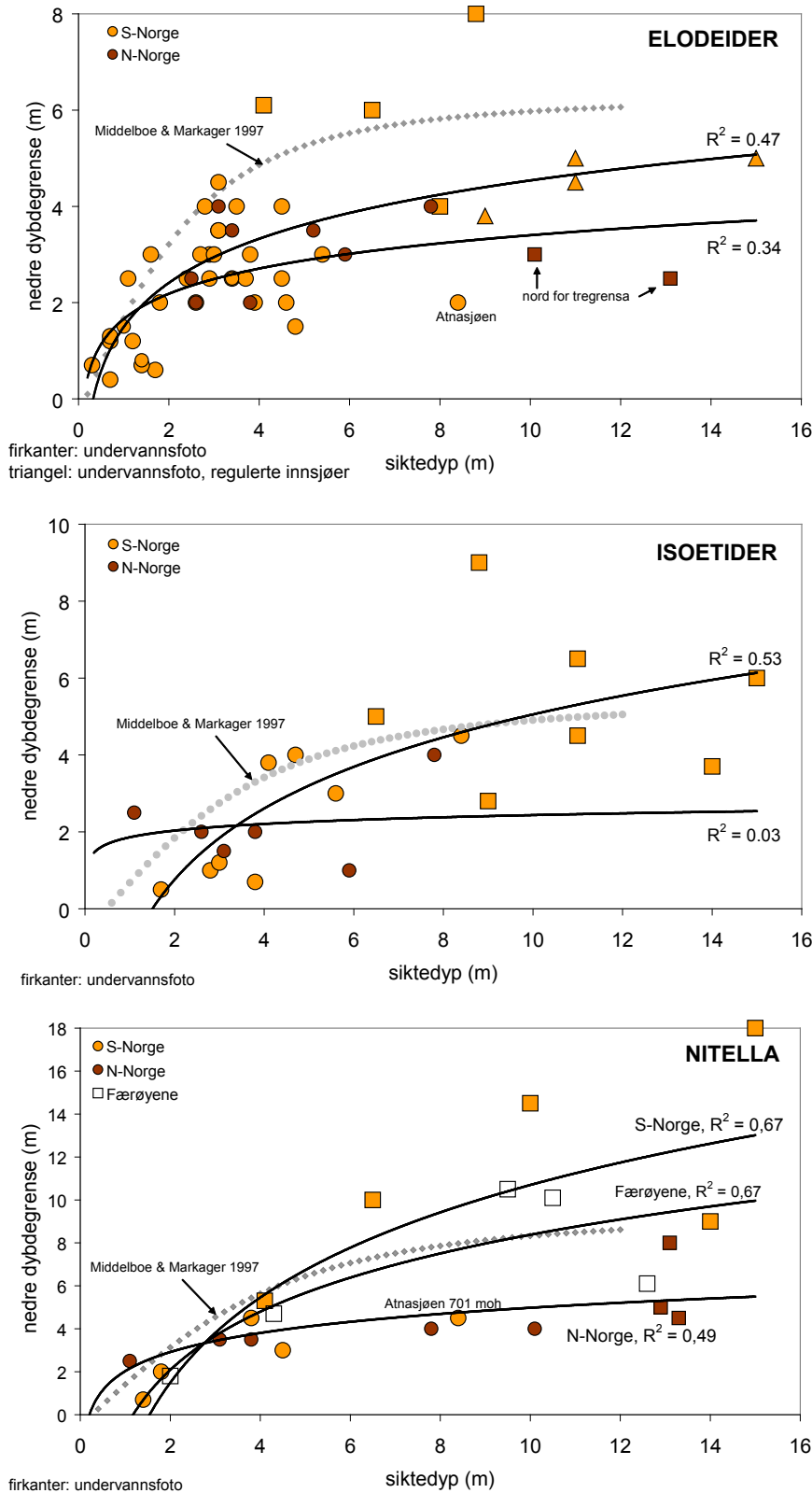


Fig. 10. Sammenheng mellom dybdegrens for vannplantegruppene elodeider og isoetider og kransalgeslekta Nitella og siktedypet i et utvalg på ca. 20 norske sjøer (regulerte og uregulerte). M. Mjelde (upubl. data).

eksempel Rørslett 1996, Blindow 1991, 1992, Schwartz et al. 1996, Middelboe & Markager 1997).

Vannplantenes PAR (fotosynteseaktiv stråling) er den viktigste enkeltfaktoren for å beskrive vannplantenes respons på lys (for eksempel Rørslett 1996). Erfaringsmateriale indikerer at 10 %-nivået av overflateintensiteten korrelerer med dybdegrens for fastsittende karplantevæg-

etasjon (se også Rørslett 2002, Lydersen et al. 2000).

Det er ingen direkte sammenheng mellom siktedyp og PAR, men siktedyp er den oftest (og ofte også den eneste) målte miljøvariabelen som uttrykker dybderelatert lyssvekking i limnologiske undersøkelser, og sammenhengen mellom siktedyp og lyssvekking er ofte akseptabel. Siktedyp kan derfor brukes for å uttrykke en generell



sammenheng mellom lysforholdene i vann og vegetasjonens dybdeutbredelse (maksimal dybdeutbredelse i forhold til siktedyp brukes blant annet i forbindelse med EUs vannrammedirektiv).

Generelt regner man at undervannsvegetasjonen finnes ned til en dybde 2–3 ganger siktedypet (Canfield et al. 1985, Chambers & Kalff 1985). Danske data viser at det i gjennomsnitt finnes vannplanter (samlet for alle livs- og vekstformgruppene isoetider, elodeider, kransalger og vannmoser) ned til en dybde som tilsvarer ca. 1.6× siktedypet [Søndergaard et al. (2003) på grunnlag av data fra Middelboe & Markager (1997)]. Moser går noe dypere enn de øvrige gruppene, slik at de danske resultatene ikke er sammenliknbare med data som ikke inkluderer vannmosene.

Uavhengig av lysforholdene finnes helofytter og flytebladsplanter sjelden rotfestet på større dyp enn 3 meter (ofte er helofyttvegetasjon begrenset til mye grunnere vann). Vannplantenes evne til å kolonisere bunn på ulike dyp påvirkes også av breddegrad (Duarte & Kalff 1987).

I Norge finnes dybdegrensedata for for få innsjøer til at det er mulig å gjøre noen omfattende analyse av forskjeller mellom innsjøtyper. Et datamateriale bestående av ca. 20, stort sett klare innsjøer (M. Mjelde, upubliserte data), viser imidlertid noen mønstre som kan vise seg å ha generell gyldighet (se også Fig. 10):

- Sammenhengen mellom siktedyp og dybdegrense er forskjellig for de ulike plantegruppene.
- Kransalgene (*Nitella* spp., først og fremst *N. opaca*) går dypest, deretter følger elodeidene (materialet omfatter få arter, i vårt materiale først og fremst *Utricularia minor* og tildels *Elodea canadensis*), mens isoetidene (*Isoetes lacustris*) ikke er observert dypere enn 7–8 m uansett siktedyp (se også Rørslett & Brettum 1989).
- I følge dette spinkle datagrunnlaget ligger dybdegrensa for kransalgene i Sør-Norge omtrent på siktedypsnivå, mens den i Nord-Norge ligger på omtrent halve siktedypet.
- Nedre grense for elodeider ser ut til å ligge i underkant av siktedypsnivå, lavere for regulerte innsjøer (trekanter i Fig. 10). I nord-norske innsjøer ligger dybdegrensa betraktelig grunnere, det spinkle datamaterialet antyder nær 1/3 av siktedypsnivået.
- Sammenhengen mellom nedre grense for isoetider og siktedyp er uklar.

Referanser

- Bachmann, R.W., Horsburgh, C.A., Hoyer, M.V., Mataraza, K.K. & Canfield, D.E.J. 2002. Relations between trophic state indicators and plant biomass in Florida lakes. – *Hydrobiologia* 470: 219–234.
- Blindow, I. 1991. Interactions between submerged macrophytes and microalgae in shallow lakes. – Fil Dr. Thesis, Lunds Univ., Lund, upubl.
- Blindow, I. 1992. Decline of charophytes during eutrophication: comparison with angiosperms. – *Freshwat. Biol.* 28: 9–14.
- Brouwer, E., Bobbink, R. & Roelofs, J.G.M. 2002. Restoration of aquatic macrophyte vegetation in acidified and eutrophied softwater lakes: an overview. – *Aquat. Bot.* 73: 405–431.
- Canfield, D.E., Langeland, K.A., Linda, S.B. & Haller, W.T. 1985. Relations between water transparency and maximum depth of macrophyte colonization in lakes. – *J. aquat. Pl. Mgmt* 23: 25–28.
- Catling, P.M., Freedman, B., Stewart, C., Kerekes, J.J. & Lefkovitch, L.P. 1985. Aquatic plants of acid lakes in Kejimikujik National Park, Nova Scotia; floristic composition and relation to water chemistry. – *Can. J. Bot.* 64: 724–729.
- Chambers, P.A. & Kalff, J. 1985. Depth distribution and biomass of submersed aquatic macrophyte communities in relation to Secchi depth. – *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 42: 701–709.
- Duarte, C.M. 1991. Seegrass depth limits. – *Aquat. Bot.* 40: 363–377.
- Duarte, C.M. & Kalff, J. 1987. Latitudinal influences on the depths of maximum colonization and maximum biomass of submerged angiosperms in lakes. – *Can. J. Fish. aquat. Sci.* 44: 1759–1764.
- Edwardsen, A. & Økland, R.H. 2006. Variation in plant species richness in and adjacent to 64 ponds in SE Norwegian agricultural landscapes. – *Aquat. Bot.* 85: 79–91.
- Flatberg, K.I. 1976. Klassifisering av flora og vegetasjon i ferskvann og sump. – *K. norske Vidensk. Selsk. Mus. Rapp. Bot. Ser.* 1976: 3: 1–39.
- Heitto, L. 1990. Macrophytes in Finnish forest lakes and possible effects of airborne acidification. - I: Kauppi, P., Anttila, P. and Kenttämies, K. (red.), *Acidification in Finland*. Springer, Berlin.
- Hutchinson, G.E. 1975. *A treatise on limnology*. III. Limnological botany. – Wiley, New York.
- Hvoslef, S. & Rørslett, B. 1986. Makrovegetasjon i norske innsjøer. – *K. Norske Vidensk. Selsk. Mus. Rapp. Ser.* 1986: 2 –74.
- Jackson, S.T. & Charles, D.F. 1987. Aquatic macrophytes in Adirondack (New York) lakes: patterns of species composition in relation to environment. – *Can. J. Bot.* 66: 1449–1460.



- Lindstrøm, E.-A., Brettum, P., Johansen, S. & Mjelde, M. 2004. Vannvegetasjon i norske vassdrag. Kritiske grenseverdier for forsurening. Effekter av kalking. – Norsk Inst. Vannforsk. Oppdragsrapp. 4821: 1–133.
- Lydersen, E., Andersen, T., Brettum, P., Bækken, T., Lien, L., Lindstrøm, E.-A., Mjelde, M., Oredalen, T.J., Solheim, A. & Rørslett, B. 2000. Limnologiske undersøkelser i Breisjøen og Store Gryta, 1998/1999 – Bakgrunnsrapport Thermosprosjektet. – Norsk Inst. Vannforsk. Oppdragsrapp. 4307: 1–243.
- Maberly, S.C. 1985. Photosynthesis by *Fontinalis anti-pyretica*. Part II. Assessment of environmental factors limiting photosynthesis and production. – New Phytol. 100: 141–155.
- Madsen, T.V. & Sand-Jensen, K. 1991. Photosynthetic carbon assimilation in aquatic macrophytes. – Aquat. Bot. 41: 5–40.
- Middelboe, A.L. & Markager, S. 1997. Depth limits and minimum light requirements of freshwater macrophytes. – Freshwat. Biol. 37: 553–568.
- Mjelde, M. 1997. Virkninger av forurensning på biologisk mangfold: Vann- og vassdrag i by- og tettstedsnære områder. Vannvegetasjon i innsjøer – effekter av eutrofiering. En kunnskapsstatus. – Norsk Inst. Vannforsk. Oppdragsrapp. 3755: 1–32.
- Rørslett, B. 1987. Tilgroing i Otra nedstrøms Brøkke. Problemanalyse og forslag om tiltak. – Norsk Inst. Vannforsk. Rapp. 1997: 1–40.
- Rørslett, B. 1991. Principal determinants of aquatic macrophyte richness in northern European lakes. – Aquat. Bot. 39: 173–193.
- Rørslett, B. 1996. Modelling of underwater light in freshwater lakes using survival and failure time analysis. – Freshwat. Biol. 35: 11–24.
- Rørslett, B. 2002. Miljøfaglige undersøkelser i Øyeren 1994–2000. Fagrapport: Vannbotanikk. – Norsk Inst. Vannforsk. Rapp. 4516: 1–88.
- Rørslett, B. & Brettum, P. 1989. The genus *Isoëtes* in Scandinavia: an ecological review and perspectives. – Aquat. Bot. 35: 223–261.
- Schwarz, A.-M., Hawes, I. & Howard-Williams, C. 1996. The role of photosynthesis/light relationships in determining lower depth limits of Characeae in South Island, New Zealand lakes. – Freshwat. Biol. 35: 69–80.
- Solheim, A.L. & Schartau, A.K. 2004. Revidert typologi for norske elver og innsjøer. – Norsk Inst. Vannforsk. Oppdragsrapp. 4888: 1–17.
- Søndergaard, M., Jeppesen, E., Jensen, J.P., Bradshaw, E., Skovgaard, H. & Grünfeld, S. 2003. Vandrammedirektivet og danske søer. Del 1: Søtyper, referencetilstand og økologiske kvalitetsklasser. – Faglig Rapp. Danm. Miljøunders. 475: 1–140.
- Spence, D.H.N. 1972. Light on freshwater macrophytes. – Trans. Proc. bot. Soc. Edinburgh 41: 491–505.
- Spence, D.H.N. 1982. The zonation of plants in freshwater lakes. – Adv. ecol. Res. 12: 37–125.
- ter Braak, C.J.F. 1986. Canonical correspondence analysis: a new eigenvector technique for multivariate direct gradient analysis. – Ecology 67: 1167–1179.



Artikkel 2

Begrepene land- og vannsystem

Rune Halvorsen

Begrepsparet **landssystemer (terrestre systemer)**, det vil si systemer som ikke er knyttet til vann, og **vannsystemer (akvatiske systemer)**, blir ikke brukt direkte i inndelingen i grupper av økosystem-hovedtyper i Naturtyper i Norge. Årsakene til dette er dels at fjæresonen, i motsetning til overgangen mellom ferskvann og land, blir behandlet som egen gruppe av økosystem-hovedtyper (se **NiN BD 3: B2c** kommentar 1 for begrunnelse); dels at skillet mellom vann- og landssystemer ofte utgjøres av torvmarker, kildesig eller andre økosystemer med fellestrekk både med land- og vannsystemene. Grensa mellom vann- og landssystemer kan være relativt skarp (stor endring i artssammensetning og økologiske forhold over korte geografiske avstander), men ofte er den gradvis.

Definisjonene av vann- og landssystemer er presisert slik at grensa blir trukket mellom vann- og landstrand, det vil si der bunnen/marka er dekket av vann halve tida. Denne presiserte grensa faller sammen med grensa mellom ferskvannssystemer på den ene siden og fast- og våtmarkssystemer på den andre siden (det vil si mellom trinn 5 og trinn 6 langs økoklinen OV – oversvømmingsvarighet; se **NiN BD 3: B2c** kommentar 1 og **NiN BD 4: Tabell 29**), men skjærer fjæresonen i to (**NiN BD 3: Fig. 1**).

Artikkel 3

Økologiske forhold i overgangssoner mellom vann og land

Rune Halvorsen og Kjell Magnus Norderhaug

I overgangen mellom vann- og landsystemer finnes noen av våre mest artsrike økosystemer, samt økosystemer med stort innhold av spesialiserte arter. I Naturtyper i Norge opereres med tre fysiske overgangssoner mellom vann og land:

- **Fjæresonen (= havstrand, marin-littorale systemer, saltvannsstrand):** Saltvannssystemenes grensone oppad; nedad avgrenset mot (egentlige) saltvannssystemer ved laveste normale fjæremål, oppad avgrenset ved høyeste normale flo-mål eller øvre grense for regelmessig påvirkning av bølgeslag eller sjøsprøyt der denne ligger over høyeste normale flommål (NiN BD 3: Fig. 15b). 'Normal' omfatter her også springflo- og springfjærenivå. Driftvoll avsatt under springflosituasjoner vil, der slik finnes, oftest

representere fjæresonens øvre grense.

- **Innsjøstrand:** strandsoner langs innsjø hvis nedre grense mot innsjøsystemer (i snever betydning) går ved laveste normale vannstand og hvis øvre grense går ved høyeste normale vannstand eller ved øvre grense for regelmessig påvirkning av bølgeslag eller sjøsprøyt der denne grensa ligger over høyeste normale vannstand.
- **Flomsonen:** overgangssone mellom elv og tilgrensende landområder nedad avgrenset ved nivået for laveste vannføring og oppad avgrenset ved høyeste flommål eller ytre grense for regelmessig påvirkning av fossesprut.

Disse tre definisjonene av overgangssoner er parallelle i den forstand at de omfatter økologisk tilsvarende utsnitt av gradienten fra vann til land.

Sjøl om det naturligvis er mulig å definere mange ulike høyeste flommål (tiårsflommen, hundreårsflommen, tusenårsflommen), utgjør innsjøstranda og flomsonens avgrensning mot landsystemer likevel, økologisk sett, vanligvis en relativt klart definert overgangssone. Fremstad (1981) beskriver hvordan flommarkas karakteristiske kjennetegn, skapt av regelmessig tilførsel og erosjon av sediment, oversvømming og forutsigbar vanntilgang, gradvis svekkes fra elveløpet langs en gradient i jordegenskaper og planteartssammensetning (se **Artikkel 14: B**, blant annet Fig. 5). Det finnes ingen opplagte valg av flomnivå (normalt årlig flomnivå; tiår- eller hundreårsflommen) til bruk som grenselinje mellom flommark og land, for eksempel som korresponderer med at økosystemene mister sine siste flommarkskarakteristika (ei heller er det opplagt hvilke karakteristika som skal defineres som mest typiske for flommarka og som skal vektlegges sterkest). Naturen langs elver er dynamisk og inneholder arter med stor evne til å tilpasse seg de rådende miljøforholdene. Mange arter er hurtigvoksende, tilpasset å kunne utnytte regelmessige tilførsler av mineralnæring som, for en periode, resulterer i bedre livsvilkår. På et gitt sted vil derfor naturen bare for en begrenset tidsperiode (eller ved liten påvirkning kanskje ikke i det hele tatt) inneholde spor etter tidlige ekstremflomepisoder (med mindre disse forårsaker irreversible endringer, slike som skred eller liknende). Som en første antydning, som foreløpig ikke kan forankres i håndfast kunnskap (empiriske data), vil vi antyde at øvre grense for flommark (og innsjøstrand) kanskje bør trekkes omkring nivået for tiårsflommen.

Felles for fjæresonen og innsjøstranda er at den vertikale utstrekningen er størst på steder der eksponeringen for vær og vind er sterkest og sjøspruten derfor når høyest opp/lengst inn på landsiden. På tilsvarende vis er den vertikale/horisontale utstrekningen (hvilken dimensjon som er viktigst avhenger av elvas fall) av flomsonen bestemt av vannføring, strømhastighet og eventuell fallhøyde. Det er imidlertid så store forskjeller mellom fjæresonen

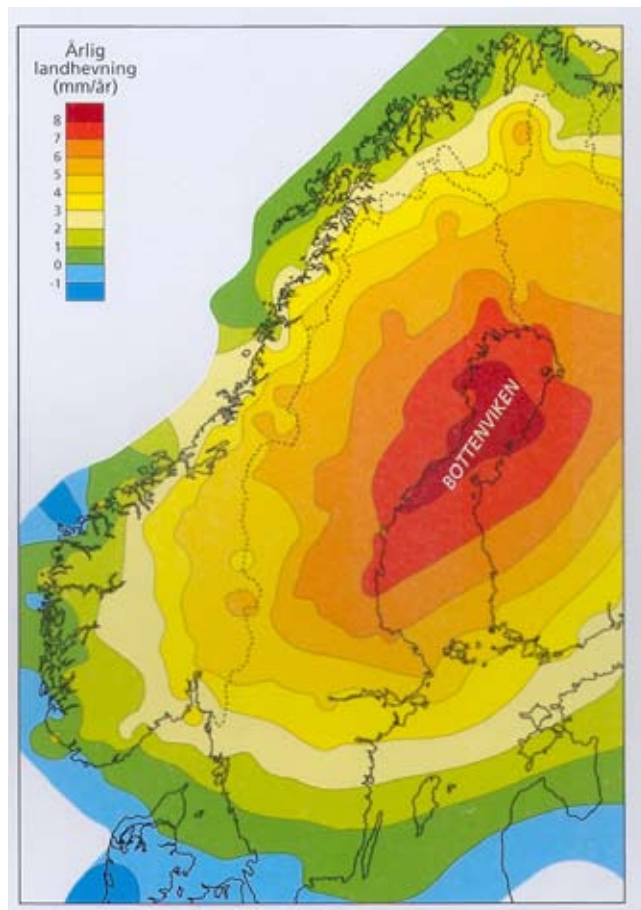


Fig. 1. Landheving i Norge i mm pr. år. Etter Ramberg et al. (2006).

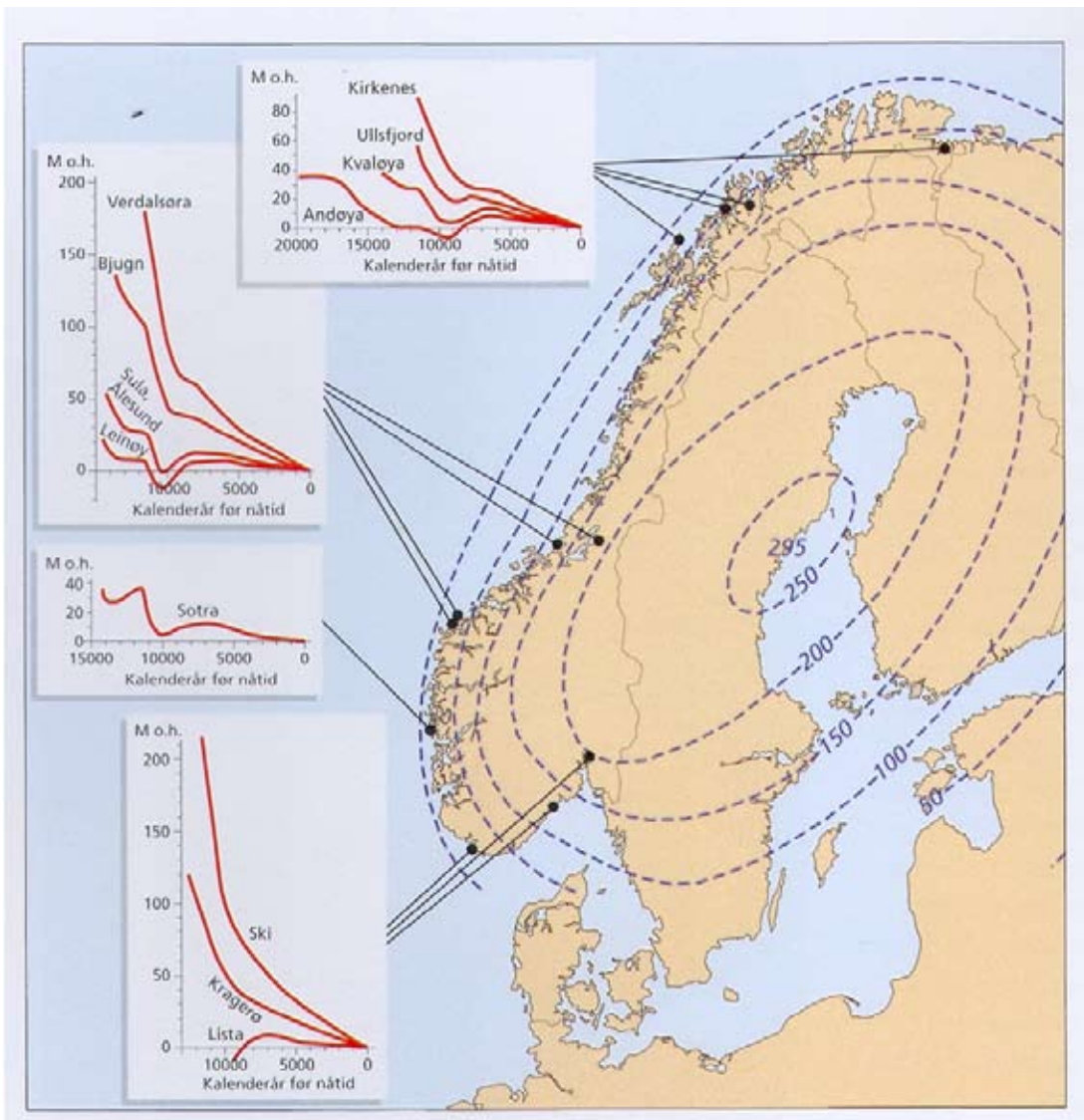


Fig. 2. Høyeste marine grense etter siste istid i Norge, med landhevingsprofil som funksjon av tid for 12 steder langs norskekysten. Etter Ramberg et al. (2006).

ved saltvann på den ene siden og innsjøstrand/flomsone på den andre siden at disse vil bli behandlet på ulike vis i Naturtyper i Norge [fjæresonen som egen gruppe av økosystem-hovedtyper (se NiN BD 3: B2b kommentar 2) mens innsjøstrand/flomsone blir fordelt på ferskvannssystemer og fastmarks/våtmarkssystemer (se NiN BD 3: B2c kommentarer 1 og 2)]. En hovedforskjell mellom fjæresonen og innsjøstrand/flommark er at fjæresonen på samme tid utgjør en overgang fra sterkt saltholdig til mindre saltholdig miljø og fra liv i vann til liv på land. Fjæresonen oppviser derfor særlig stor forandring av organismenes livsvilkår over korte geografiske avstander, noe som resulterer i stor endring i artssammensetning pr. lengdeenhet. Flere gangers fullstendig utskifting av artssammensetningen kan finne sted fra steder nedenfor nedre fjæremål til steder ovenfor øvre flo-mål. En annen viktig forskjell er at fjæresonen ikke bare representerer en overgangssone i rom, men for store deler av norskekysten også en overgangssone i tid. Landhevingen legger stadig nye arealer til strandsonen nedenfra samtidig som arealer som tidligere var strand kontinuerlig blir til nytt land.

Landhevingshastigheten varierer fra nær null ved Lista og enkelte andre steder på Vestlandet til ca. 3 mm pr. år ved svenskegrensa og i indre Oslofjord. I innlandet når landhevingen et maksimum på 5 mm langs svenskegrensa i Hedmark (Fig. 1). Landhevingshastigheten var størst ved slutten av siste istid og har deretter stort sett avtatt (Fig. 2). Høyeste marine grense etter istida (Fig. 2) er en funksjon av landhevingshastigheten og når 220 m på indre Østlandet.

Tidevannsvekslingen er en fundamental forskjell mellom fjæresonen og ferskvannsstrander. Tidevannsvekslingene har en periode på litt over 12 timer. Standardangivelsen av tidevannsforskjell er som astronomisk middel tidevannsforskjell, det vil si vertikal forskjellen mellom middel lavvann og middel høyvann. Tidevannsforskjell angis også noen ganger på grunnlag av spring-situasjonen. I Norge er tidevannsforskjellen minimal nær Lista, hvorfra den øker nord- og østover til omkring 3 m i Nord-Norge (Fig. 3; se også NiN BD 5: Fig. 15b). Tidevannsforskjellen passerer 1 m omtrent ved Stad (noe lenger sør, ved Marstein fyr, dersom den baseres på spring

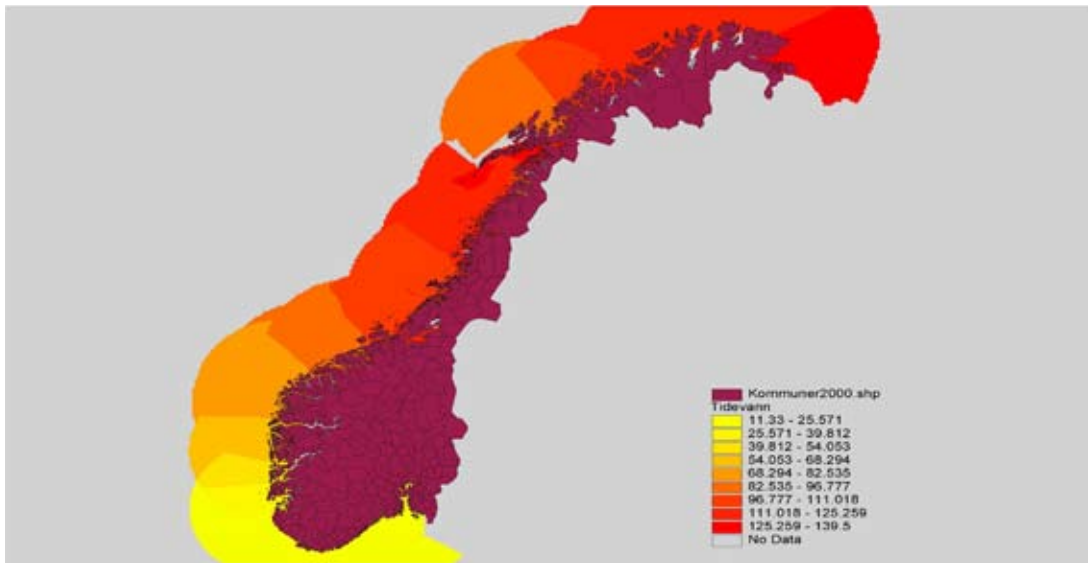


Fig. 3. Variasjon i astronomisk middel spring høyvann i forhold til normalvannstand i cm for norskekysten (= halve tidevannsforskjellen). Kart utarbeidet av M. Isæus (NIVA) ved kriging interpolasjon på grunnlag av data fra Statens kartverk, Sjøkartverket (tidevannstabeller for den norske kyst, beregnet for 2006).

tidevannsforskjell), på overgangen mellom Nordsjøen og Norskehavet. Stad er foreslått som grense mellom en sørlig mikrotidevannsregion (tidevannsforskjell < 1 m) og en nordlig mesotidevannsregion (1–5 m) i forbindelse med norsk implementering av Vannrammedirektivet (Moy et al. 2003).

En fjerde vesentlig forskjell mellom fjæresonen og innsjøstrand/flommark er (graden av) bølgeeksponering. Bølgeeksponering brukes ofte som samlebetegnelse på styrende fysiske krefter (se **Artikkel 14: C** for utfyllende drøfting av den økologiske betydningen av vannets bevegelsesenergi). På grunn av store åpne havflater, havstrømmenes virkning etc. er naturligvis bølgeeksponeringen mye sterkere langs kysten enn langs innsjøer.

Tidevannsforskjellen er en viktig årsak til at fjæresonen (havstranda) får større, til dels mye større, vertikal utstrekning enn innsjøstranda. Forskjeller i graden av bølgeeksponering bidrar også til denne forskjellen i høydeutstrekning mellom fjæresonen og strandsonen langs innsjøer. Som resultatet av flere ulike faktorer virkning utgjør derfor innsjøstrender og flomsoner normalt smale overgangssoner, med mye mindre utstrekning, både horisontalt og vertikalt, enn fjæresonen; strender langs uregulerte innsjøer kan for eksempel ha en vertikal utstrekning mye under en meter.

Referanser

- Fremstad, E. 1981. Flommarksvegetasjon ved Orkla, Sør-Trøndelag. – *Gunneria* 38: 1–90.
- Moy, F., Bekkby, T., Cochrane, S., Rinde, E. & Voegelé, B. 2003. Marin karakterisering. Typologi, system for å beskrive økologisk naturtilstand og forslag til referansenettverk. FOU-oppdrag tilknyttet EUs rammedirektiv for vann. – Norsk Inst. Vannforsk. Oppdragsrapp. 4731: 1–90.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) 2006. Landet blir til. Norges geologi. – Norsk geologisk forening, Trondheim.

Artikkel 4

Begrepene tre, skog og skogsmark

Rune Halvorsen

Forekomst eller ikke forekomst av tresjikt er en strukturforskjell av stor betydning for økosystemenes funksjon og for hvilke organismer de inneholder. Et velutviklet tresjikt har stor effekt på miljøet i og nær marka, blant annet ved å modifisere mikroklima (strålings-, luft- og markfuktighet, temperatur, uttørkingsfare) og stoffomsetning (blant annet via strøfall), og fordi trærne på grunn av sin størrelse utgjør egne karakteristiske økosystem-elementer både mens de er levende og i lang tid etter at de er døde.

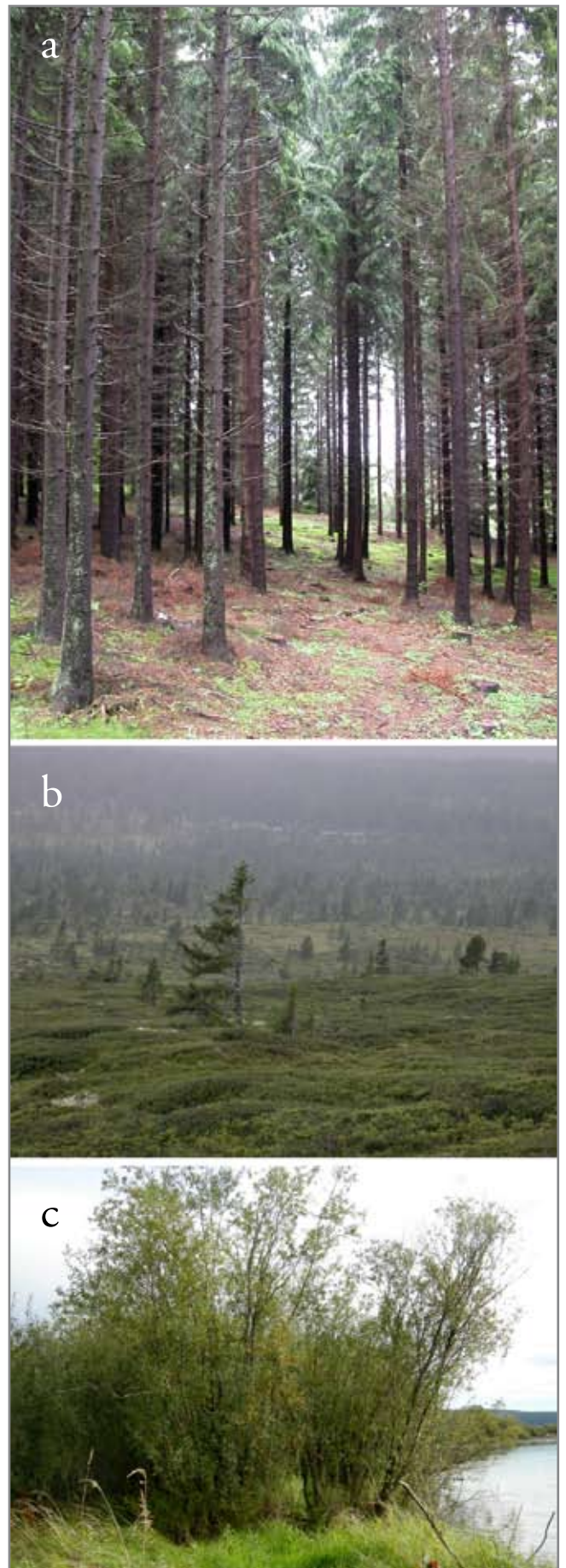
En skog kjennetegnes ved rikelig forekomst av trær. Men treaktige planter finnes i alle mulige størrelser, fra frøplanter som er noen cm store, til trær som er 35 m eller høyere. Hvor skal grensa gå for hva som skal kunne kalles et tre? Videre finnes alle overganger mellom åpne arealer og arealer med trær (skog), både i rom og i tid. Klare definisjoner er derfor nødvendig for å unngå at store arealer får uklar kartleggingsstatus. Et kjernesporsmål er om en skog fortsatt skal defineres som en skog i perioden fra en tregenerasjon er avvirket til en ny har vokst opp.

I Naturtyper i Norge legges tre begreper til grunn for entydig håndtering av arealer med/uten trær: tre, skog og skogsmark.

Definisjoner av tre, lavt tre og stor busk. I overensstemmelse med internasjonale definisjoner (for eksempel EUNIS; Davies et al. 2004) defineres et **tre** som en vedplante med flerårig hovedstamme, ugreinnet nær grunnen (monokorm), minst 5 m høy. Denne definisjonen skiller seg fra definisjonen av tre i EUNIS ved at EUNIS fokuserer *evnen* til å nå 5 m høyde, mens NiN fokuserer treets aktuelle høyde (Fig. 1a).

Som også påpekt av Bjørdal (2007) i N5-sammenheng, vil en tredefinisjon basert på en faktisk høyde på 5 m (eller antatt evne til å nå 5 m) kunne fungere godt i områder der klimaet (eller de lokale økologiske forholdene) ikke i vesentlig grad begrenser trærnes vekst. Opp mot den alpine eller arktiske skoggrensa og i systemer der forholdene for trevekst generelt er dårlige (på grunn av tørkeutsatthet, vannmetning av marka, dårlig drenering,

Fig. 1. Illustrasjon av tre, lavt tre og stor busk. (a) Skog av rettstammete grantrær i forstlig drevet, tett, *svak lågurtskogsmark* (grunntype innen økosystem-hovedtypen *fastmarksskogsmark*). Oven, Råde, Østfold. (b) Lavt tre –enstammet vedplante som er minst 2 m høy, hvis vekst er begrenset av ytre forhold. Forekomst av lave trær er typisk for høydelaget mellom skoggrensa og tregrensa, som her S f Tronden (Alvdal, Hedmark) mellom 1100 og 1200 m o.h. Fra tregrensa til skoggrensa og videre nedover mot lavere høyder over havet, øker tettheten av lave trær og forekomsten av trær, som etter hvert danner skogholt og skog. Treet i forgrunnen er formet av framherskende vindretning, fra høyre i bildet. (c) Skog av store mandelpilbusker (*Salix triandra*) i øvre deler av flommark; Sørumsneset, Lillestøm, Skedsmo, Akershus. Foto: Rune Halvorsen.



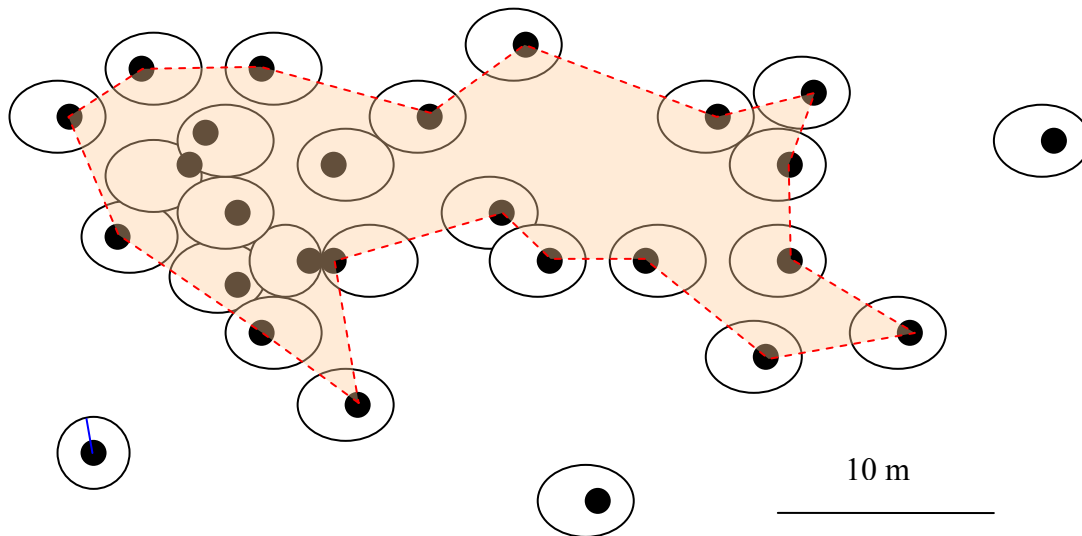


Fig. 2. Definisjonsmessig avgrensning av en skog (stiplet rød linje). Trær er vist som svarte prikker, kroneperiferien som svart ellipse. Kroneradius er vist som blå linje for treet nederst til venstre i figuren.

el.l.) som for eksempel i ombrogen torvmark, i flomsone langs elver og i geolittoralsonen langs innsjøer, må en redefinisjon basert på faktisk høyde forventes å fungere dårligere. Liksom EUNIS definerer vi derfor **lavt tre** ved å kombinere definisjonen av *low tree* i EUNIS med et tilleggskrav om to meters høyde i tråd med fennoskandiske skoggrensedefinisjoner. Et **lavt tre** er således en enstammet vedplante med flerårig hovedstamme, minst 2 m høyt, hvis vekst er begrenset av ytre forhold i en slik grad at det ikke kan forventes å nå fem meters høyde (Fig. 1b). Bjørdal (2007) setter minstekravet til høyde for slike trær til 3 m. Dette høydegrenskekravet bør drøftes nærmere.

Tredefinisjonen ekskluderer flerstammete (polykorme) vedplanter, slik som store individer av vier, rogn, hassel etc. Ekspertgruppa mener imidlertid at også bestander av slike planter bør karakteriseres som skog fordi de danner bestander med 'tetthet og areal som i samvirking gir opphav til skogklima eller bestandsklima som skiller seg fra omgivelsene' – som er karakteristikken av skog hos Skinnemoen (1969), som er retningsgivende for avgrensning av skog i N5 (Bjørdal 2007). Store individer av arter med buskformet (flerstammet) vekst behøver heller ikke være begrenset av ytre forhold for å forbli lavere enn 5 m. Det er grunnen til at ekspertgruppa har valgt å forbeholde definisjonen av tre for vedplanter med treform, mens begrepet **stor busk** blir benyttet for en vedplante med flerårig hovedstamme, normalt forgreinet nær grunnen (polykorm), minst 2 m høy. Typiske eksempler på natur dominert av store busker, der marka har tydelig 'skogpreg' gjennom sterkt redusert innstråling (som følge av tett busksjikt), strøfall etc., er gråselje- og mandelpilkratt langs innsjøer og elver (Fig. 1c), vierkratt langs kildesig og i myrkanter, hasselkratt etc.

Definisjoner av skog. Hoveddefinisjonen av skog i N5 er at arealet har minst 6 trær pr. dekar som er eller kan bli 5 m høye, fortrinnsvis jevnt fordelt på arealet (Bjørdal

2007). I tillegg regnes som skog arealer med lave trær (minst 3 m høye), med kronedekning over 10%, samt snau hogstflater og arealer som er tilplantet med skog, uten hensyn til treplantenes alder og størrelse.

I Landsskogtakseringen (Anonym 2006) opereres med tre skogsbegreper langs en gradient i 'tresatthet':

- snaumark: kronedekning < 5% eller totaldekning av trekroner og buskvegetasjon < 10%
- annet tresatt areal: kronedekning 5–10% eller eller totaldekning av trekroner og buskvegetasjon > 10%
- uproduktiv skog: kronedekning > 10% eller midlertidig uten tresetting; produksjonsevne < 1 m³ pr. år hektar og år
- produktiv skog: kronedekning > 10% eller midlertidig uten tresetting; produksjonsevne > 1 m³ pr. år hektar og år

Begrepet kronedekning, som inngår i definisjonene av skog i N5 og i Landsskogtakseringen (som variabelen KR; Anonym 2006: 47) er definert som følger: 'Arealdekning i prosent av alle trær innenfor flaten ... det sees bort fra en eventuell gjennomskinnelighet i trekrona; det arealet trekrona dekker (sett rett ovenfra) regnes som 100% dekket.' I NiN vil vi bruke det mer presise begrepet **arealandel innenfor kroneperiferi**.

I EUNIS defineres **skog** (*förest*) som et sammenhengende område dominert av trær, det vil si med kronedekning større enn 10 %, i tråd med definisjonen av skog (uproduktiv eller produktiv) i Landsskogtakseringen. Skogdefinisjonen i grunnversjonen av arealtypifiseringssystemet EUNIS (se **NiN BD 2: D4** punkt 4 for forklaring på begrepet grunnversjon) inneholder i tillegg et minstearealkrav: et skogareal må være større enn 5 000 m² og breiere enn 20 m; et område som tilfredsstiller skogdefinisjonens krav til kronedekning, men ikke



Fig. 3. Allé, to trelinjer skilt av en veg, eksemplifisert ved eikealléen i Botanisk hage (Naturhistorisk museum, Tøyen, Oslo). Foto: Rune Halvorsen.

arealkravet, betegnes skogholt (*coppice*). Skogdefinisjonen i EUNIS krever altså at et område har en størrelse på for eksempel 70×70 m eller 20×250 m for å kunne karakteriseres som skog. I N5 er det generelle kravet til et skogareal at det er minst 2 da ($2\,000\text{ m}^2$), men innenfor jordbruksareal skilles ut skogfigurer med areal helt ned til 200 m^2 (Bjørdal 2007). Et arealkrav på $2\,000$ eller $5\,000\text{ m}^2$ for skog som kartleggingsenhet er ikke i overensstemmelse med den romlige oppløsningen for grunnversjonen av inndelingssystemet for økosystem-organisasjonsnivået i Naturtyper i Norge (jf. NiN BD 2: E1b). I NiN er 100 m^2 satt som normal nedre grense for økosystemer (NiN BD 2: E1b punkt 1). For skog (NiN BD 2: E1b punkt 2a) opererer grunnversjonen av NiN med ei minstearealgrense for skog på 500 m^2 som et kompromiss mellom hensyn til relevans for arters fordeling og praktisk nytteverdi, blant annet for forvaltning av skog. Også mindre skogdekte områder kan imidlertid ha en viktig funksjon som levested for arter og fungere som skogøkosystemer (om enn kanteffektene vil være betydelige). Ekspertgruppa vil derfor operere med trelinje og skogholt som begreper for tresatte arealer som ikke tilfredsstillers minstearealgrensa for skog.

Ekspertgruppa mener at kravene i EUNIS og N5 om kronedekning på minst 10 % er for liberalt som grunnlag for å skille arealer som fungerer som skogøkosystem fra funksjonelt åpne arealer. Som utgangspunkt for økosystem-inndelingen i NiN foreslår ekspertgruppa derfor

følgende definisjoner:

- **skog:** Sammenhengende område dominert av trær, lave trær eller store busker, med areal større enn 100 m^2 og bredde større enn 5 m. Skogens avgrensning mot områdene omkring trekkes mellom sentrum av stammer for trær, lave trær eller store busker som står nærmere hverandre enn fire ganger naboindividenes gjennomsnittlige kroneradier (Fig. 2). Et areal omsluttet av skog kan regnes som del av skogen (for eksempel som et økosystem-element) dersom det har en utstrekning som er mindre enn 200 m^2 og ikke skiller seg vesentlig fra den omkringliggende skogen.
- **trelinje:** sammenhengende rekke av trær med stammesentre som står nærmere hverandre enn fire ganger nabotrærs gjennomsnittlige kroneradier (Fig. 3)
- **skogholt:** sammenhengende område med minst 15 trær, lave trær eller store busker og som på minst ett sted er breiere enn 5 m, men som ikke er stort nok til å tilfredsstillers skogdefinisjonens krav til arealutstrekning (Fig. 1b)

Denne definisjonen av skogholt korresponderer med definisjonen av treklynge i vanlig brukte definisjoner av den alpine/arktiske **skoggrensa** (for eksempel Kullman 1979, Økland & Bendiksen 1985); linja som binder sammen de øverste/nordligste treklyngene med utstrekning på minst 5×5 m og som inneholder minst 15 trær med høyde minst 2 m (jf. Fig. 1b).

Skogdefinisjonens krav til sammenhengende tresatt område av en viss størrelse gjør at et allé med rekker av trær skilt av en veibane ikke er å oppfatte som en skog, men som to trelinjer. Skogdefinisjonen skiller imidlertid ikke mellom skog på naturmark, kulturmark (for eksempel hagemarksskog) og kunstmark (for eksempel parker og kirkegårder).

Skogdefinisjonens krav til tretetthet – at 'sentrum av stammer for trær, lave trær eller store busker skal stå nærmere hverandre enn fire ganger naboindividenes gjennomsnittlige kroneradier' – svarer omtrentlig til en **arealandel innenfor kroneperiferi** [det vil si prosentandelen av markarealet innenfor et område som ligger innenfor trærs kroneperiferi, beregnet uten hensyn til det enkelte tres kronetetthet (vertikalprosjeksjonen av levende biomasse); tilsvarende variabelen 'kronedekning' i Landsskogtakseringen] på ca. 25%.

I en skog med regelmessig plasserte trær hvor alle trær er like store (det vil si, som har samme kroneradius = 1 kroneradius-enhet; Fig. 4), er det en enkel lovmessig sammenheng mellom arealandel innenfor kroneperiferi (a) og gjennomsnittlig avstand mellom stammesentrum for nabotrær (g). I en slik skog vil ethvert tre være omgitt av 6 trær plassert i lik avstand (g kroneradius-enheter) mellom

stammesentrene. Denne skogen vil dermed bestå av et regelmessig mønster av likesidete trekkanter med sidekant g og ett tre i hvert hjørne. Trekantenes mål, gitt i kroneradius-enheter, er da:

$$h\ddot{o}yde = \sqrt{g^2 - \left(\frac{g}{2}\right)^2} = \sqrt{\frac{3g^2}{4}} = \frac{g}{2}\sqrt{3}.$$

$$areal = \frac{1}{2} \cdot g \cdot h\ddot{o}yde = \frac{1}{2} \cdot g \cdot \frac{g}{2}\sqrt{3} = \frac{g^2}{4}\sqrt{3}$$

Arealet innenfor kroneperiferien er:

$$a_k = 3 \cdot (1/6) \cdot p \cdot r^2 = p/2$$

Arealandelen innenfor kroneperiferien blir da:

$$a = \frac{\frac{p}{2}}{\frac{g^2}{4}\sqrt{3}} = \frac{2p}{3g^2}\sqrt{3}$$

Setter vi inn $g = 4$ (avstand mellom nabotrærs stammesentrer = $4 \times$ gjennomsnittlig kroneradius; svarer til at åpninger mellom nabotrær har samme minsteutstrekning som trærnes gjennomsnittlige kronediametre) finner vi en arealandel innenfor kroneperiferi for en ideell, maksimalt åpen skog som tilfredsstillter skogdefinisjonen på 22.7% (Fig. 4). I en virkelig skog med $g = 4$ vil, med unntak for situasjoner med helt regelmessig tilplanting, trærne stå mindre regelmessig og flekker med større tettehet vil forekomme. En arealandel innenfor kroneperiferi på 25% vil derfor bli brukt som en praktisk nedre grense for at et tresatt område skal antas å tilfredsstillte skogdefinisjonen i NiN. En skogdefinisjon basert på 10% kronedekning (areal innenfor kroneperiferi) tilsvarer omtrentlig en avstand mellom nabotrærs stammesentrer = $6 \times$ gjennomsnittlig kroneradius, det vil si at åpninger mellom nabotrær har en minsteutstrekning som er den dobbelte av trærnes gjennomsnittlige kronediametre.

Skogsmarksbegrepet. Skogdefinisjonene i N5 (og EUNIS) skiller ikke mellom aktuell arealtilstand (forekomst av trær av viss størrelse, plassert med en viss tetthet) og de spesifikke basale *skogsmarksegenskapene* som utvikles på arealer som over lang tid er tresatte (for eksempel et podsoljordprofil, mykorrhiza etc.); egenskaper som ikke umiddelbart forsvinner om tresjiktet avvirkes. I stedet trekkes både aktuell tilstand og fundamentale økosystemegenskaper inn i skogdefinisjonen; ei hogstflate klassifiseres som skog til tross for at den mangler trær ved kartleggingstidspunktet.

De grunnleggende arealegenskapene og den aktuelle

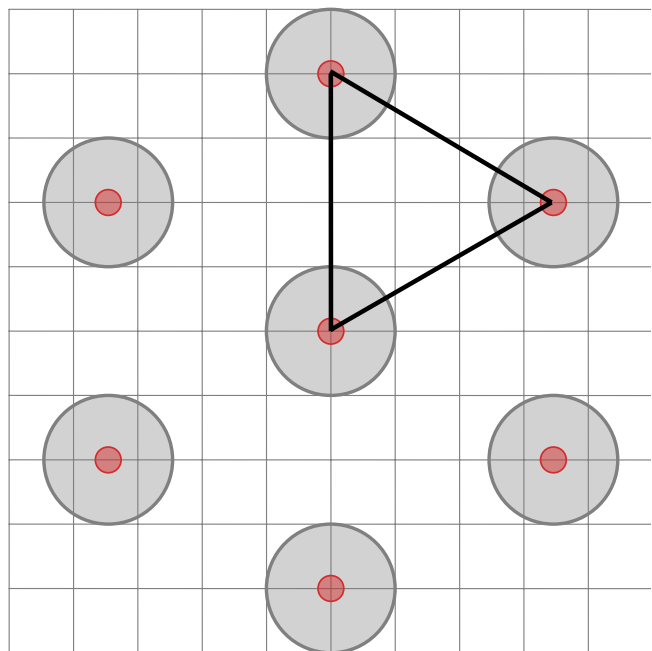


Fig. 4. Skogdefinisjonens krav til tettehet (arealandel innenfor kroneperiferi = 25%) illustrert ved skisse av en maksimalt åpen skog med regelmessig plasserte trær, alle like store. 22.7% av arealet innenfor den avgrensede trekanten ligger innenfor kroneperiferien til de hjørnetrærne (se teksten). Rød prikk = trestamme, grå sirkel om rød prikk, idealisert kroneperiferi med radius lik gjennomsnittet av et antall målte kroneradier.

arealtilstanden representerer kvalitativt forskjellige kilder til variasjon i økosystemet (henholdsvis variasjon langs lokale basisøkolinier og tilstandsvariasjon), som gir seg utslag på ulike tidsskalaer og som i betydelig grad er frikoblet fra hverandre (**NiN BD 2: D3e, D5f**). Et viktig prinsipp i Naturtyper i Norge er at de ulike kildene til variasjon skal skilles ved karakteriseringen av økosystemer i NiN. Et slikt skille betinger to begreper for det som i andre systemer adresseres med begrepet skog. I NiN vil vi benytte skog for den aktuelle skogtilstanden og **skogsmark** for de grunnleggende arealegenskapene som utvikles gjennom en lang periode med trær (Fig. 5).

Et naturmarksområde som over lang tid har båret skog, mister altså normalt ikke sin grunnleggende karakter (jordprofiltype, jordfauna, bakkevegetasjon) om trærne hogges. På samme tid vil et vanligvis åpent kultur- eller kunstmarksområde ikke miste sine grunnleggende kultur- eller kunstmarksegenskaper straks det ved gjenvoksning med trær teknisk sett tilfredsstillter definisjonen av skog. Ekspertgruppa vil derfor ved sin inndeling av økosystemer sette inndelingen i naturmark, kulturmark og kunstmark (se **NiN BD 2: D3d**) foran forekomsten av skog. Det vil si at et kultur- eller kunstmarksareal vil typifiseres som kultur- eller kunstmark inntil markas karakter av kultur- eller kunstmark har opphørt, uavhengig av om arealet også tilfredsstillter definisjonen av skog (det kan ha en arealtilstand av skog eller være åpent, men vil uansett være kultur- eller kunstmark). I denne henseende skiller Naturtyper i Norge seg fundamentalt fra N5, der et jordbruksareal (for eksempel et fulldyrka eller overflatedyrka areal)



Fig. 5. Skogsmark med mosaikk av teiger i ulike suksesjonstilstander etter hogst; noen som bærer skog og noen som ikke bærer skog. Alle teigene er imidlertid skogsmark etter definisjonen. S f Grong, Grong, Nord-Trøndelag. Foto: Rune Halvorsen.

klassifiseres som skog straks det er tilplantet eller gjen- groingen har nådd så langt at skogdefinisjonen oppfylles (Bjørdal 2007). Håndteringen av skog på kultur- og kunstmark, og overganger mellom disse og (natur)skogsmark, er diskutert i **NiN BD 2: D3d**.

Innenfor naturmark mener imidlertid ekspertgruppen at det går et hovedskille mellom økosystemer som bærer skog ved et gitt tidspunkt eller som i nær fortid har båret og i nær framtid forventes å bære skog (**skogsmark**), og motsatsen **åpen mark** (komplementærbegrepet til skogsmark i NiN) fordi skogsmarkas grunnleggende karakter (jordprofiltype, jordfauna, bakkevegetasjon) i større eller mindre grad beholdes gjennom forløpet fra skog via hogstflate til en ny generasjon skogdannende trær er etablert. En rekke av skogsmarkas egenskaper (og artsinnhold) vil imidlertid kunne påvirkes sterkt av den tilstanden skogsmarka er i. Denne skal komme til uttrykk gjennom beskrivelse av tilstandsutforminger av skogsmarksøkosystemene (jf. **NiN BD 2: D5f, D6c**). Begrepet skogsbunn (ikke skogbunn, som betegner markoverflata i skog) brukes som parallell til skogsmarksbegrepet for eventuell skog i vann- og fjæresonesystemer.

Skogsmark/bunn forekommer i tilknytning til ulike hovedgrupper av økosystemer. Følgende skogsmark/bunnbegreper vil bli benyttet (se **NiN BD 3** for utdypende forklaring og illustrasjoner):

- **fastmarksskogsmark:** skogbærende fastmarksareal og areal som i nær fortid har båret og i nær framtid forventes å bære skog (omfatter mark som har båret skog og som ikke har vært utsatt for forstyrrelse, inngrep eller liknende som forhindrer utvikling av ny skog), og som ikke faller inn under definisjonen av flomskogsmark
- **flomskogsmark:** fastmarksareal i flomsonen som bærer skog eller som i nær fortid har båret og i nær framtid forventes å bære skog (omfatter mark

som har båret skog og som ikke har vært utsatt for forstyrrelse, inngrep eller liknende som forhindrer utvikling av ny skog)

- **kildeskogsmark:** kilde med skog eller som i nær fortid har båret og i nær framtid forventes å bære skog (omfatter kilde som har båret skog og som ikke har vært utsatt for forstyrrelse, inngrep eller liknende som forhindrer utvikling av ny skog)
- **myrskogsmark:** myr med skog eller som i nær fortid har båret og i nær framtid forventes å bære skog (omfatter myr som har båret skog og som ikke har vært utsatt for forstyrrelse, inngrep eller liknende som forhindrer utvikling av ny skog)
- **fjæresone-skogsmark/bunn:** areal i fjæresonen som bærer skog eller som i nær fortid har båret og i nær framtid forventes å bære skog

Slik ferskvannssystemer (innsjø- og elvesystemer) er avgrenset mot fastmarkssystemer ved grensa mellom vannstrand og landstrand, forekommer ikke skogsbunn i ferskvannssystemer. Skog i landstrand-sonen langs innsjøer og elver tilfredsstiller enten definisjonen av torvmark eller fastmark. Ekspertgruppen mener det er grunnlag for å betrakte skogsmark på fastmark i landstrandsonen, som typisk forekommer langs større elver, som egen økosystem-hovedtype skilt fra skogsmark på fastmark ovenfor flomsonen (se **NiN BD 3: B2c**, kommentarer 1 og 2).

Skog forekommer også sporadisk i fjæresonen (svartor-strandskog, se **Artikkel 8**, blant annet Tabell 1). Fjæresone-skogsmark vil kunne ha karakter av torvmark, men faller utenfor definisjonen av våtmark fordi den er saltvannspåvirket.

Skogsmarksbegrepene er viktige fordi de gir uttrykk for at det ikke er aktuell tilstand av skog eller ikke skog, men de mer langvarig stabile økosystemegenskapene, som naturtypemessig først og fremst karakteriserer en skog, i hvert fall i en grunnversjon av økosystem-inndelingen som adresserer egenskaper som er stabile over minst 6 år (**NiN BD 2: E1b** punkt 4), det vil si egenskaper som 'overlever' en avvirkning. Som begreper er de presise skogsmarksbegrepene lange og tunge, og vil neppe være egnet for alminnelig bruk. Mens skogsmarksbegrepene vil bli brukt som betegnelser på økosystem-hovedtypenivået, vil enklere og godt innarbeidete navn bli valgt for økosystemtypene innenfor hver økosystem-hovedtype av skogsmark/bunn.

Referanser

- Anonym, 2006. Landsskogtakseringen feltinstruks 2006. – Norsk Institutt for Jord- og Skogkartlegging, Ås, upubl. notat.
- Bjørdal, I. 2007. Markslagsklassifikasjon i økonomisk kartverk. – Handb. Skog Landsk. 2007: 1: 1–89.



- Davies, C.E., Moss, D. & Hill, M.O. 2004. EUNIS habitat classification revised 2004. – European Environment Agency, <http://eunis.eea.eu.int/related-reports.jsp>.
- Kullman, L. 1979. Change and stability in the altitude of the birch tree-limit in the southern Swedish Scandes 1915–1975. – *Acta phytogeogr. Suec.* 65: 1–121.
- Økland, R.H. & Bendiksen, E. 1985. The vegetation of the forest-alpine transition in the Grunningsdalen area, Telemark, SE Norway. – *Sommerfeltia* 2: 1–224.
- Skinemoen, K. 1969. *Skogskjøtsel*. – Landbruksforlaget, Oslo.

Artikkel 5

Inndeling av ferskvannssystemer i innsjøer og elver

Rune Halvorsen og Tom Andersen

Ferskvannssystemer kan, på et organisasjonsnivå delvis over økosystemet, deles inn i:

- **innsjø** (= **stillestående ferskvann, lentisk system**), *presisert definisjon*: ferskvannsføremkomst med lav vanngjennomstrømningshastighet og lang oppholdstid, vanligvis biologisk karakterisert ved en fullstendig næringskjede som inneholder krepsdyrplankton; avgrenset mot landsystemer ved grensa mellom vann- og landstrand
- **elv** (= **lotisk system, rennende vann**), *presisert definisjon*: ferskvannsføremkomst med høy vanngjennomstrømningshastighet og kort oppholdstid, biologisk karakterisert ved mangel på en fullstendig næringskjede som inneholder krepsdyrplankton; avgrenset mot landsystemer ved grensa mellom vann- og landstrand

Både innsjøsystemer og elvesystemer huser særegne bunn-økosystemer, men noen typer bunn-økosystemer er også felles for innsjø og elv. Grenseoppgangen mellom innsjø og elv er viktig for inndelingen av ferskvannsbunn i økosystem-hovedtyper, men brukes altså ikke konsekvent ved den videre inndelingen i økosystem-hovedtyper.

Innsjøer og elver skiller seg med hensyn til viktige miljøegenskaper som vannets oppholdstid og gjennomstrømningshastighet, erosjons- og sedimentasjonsforhold, og relasjoner mellom tilført (alloktont) og egenprodusert (autoktont) materiale. Det finnes ingen generelt akseptert, operasjonell definisjon av grensa mellom stillestående

Fig. 1. Overgangen mellom innsjø og elv er 'flytende', og det er vanskelig å sette noen definisjonsmessig grense. Bildene viser at vegetasjonen langs innsjøer og sakteflytende elver ikke behøver være nevneverdig forskjellig. **(a)** Humusrik innsjø (Grasholt ved Grassjøen, Degernes, Rakkestad, Østfold.) med *basefattig helofyttsump* dominert av flaskestarr (*Carex rostrata*) og elvesnelle (*Equisetum fluviatile*) langs bredden. Innenfor helofyttbeltet gråseljekratt på torvmark (økosystem-hovedtype *myrskogsmark*). **(b)** Svært sakteflytende elv, Nitelva, nær utløpet i Øyeren, med flommarksvegetasjon bestående av *baserik helofyttsump* (grunntype innen *eufotisk ferskvannsblokbunn*) ytterst, og gråseljekratt på overveiende uorganiske elvesedimenter (*moderat utsatt leir- og silt*dominert *flomskogsmark*, grunntype innen *flomskogsmark*) innerst. De dominerende helofyttene er flaskestarr (*Carex rostrata*) og sennegrass (*C. vesicaria*). En bestand av breitt dunkjelle (*Typha latifolia*) ses også i bildet. Sørumsneset, Lillestøm, Skedsmo, Akershus. **(c)** Breitt bekkedrag (som hører til ferskvannssystemene) omkranset av svakt hellende myr like over skoggrensa. I bekkedraget *basefattig helofyttsump* (grunntype innenfor økosystem-hovedtypen *eufotisk ferskvannsblokbunn*) dominert av flaskestarr (*Carex rostrata*). Haukskardmyrin, Dovre, Oppland. Foto: Rune Halvorsen.





vann (innsjø) og rennende vann (elv). I EUNIS (Davies et al. 2004: 33) brukes begrepet '*perceptible flow*' for å karakterisere rennende vann, til forskjell fra stillestående vann med '*no perceptible flow*'. Heller ikke vannrammedirektivet opererer med en klar definisjon, sjøl om mulige operasjonelle definisjoner basert på vanngjennomstrømningshastighet og oppholdstid har vært diskutert (A. Lyche Solheim, pers. medd.). Vannets oppholdstid O (med benevnning døgn) i et avgrenset basseng med vannvolum Q (m^3) og utstrømnings- og innstrømningshastighet V ($m^3/døgn$) er

$$O = V/Q.$$

V er/blir beregnet for alle norske vassdrag (jf. **NiN BD 2: E1b**, punkt 3), mens Q er kjent bare for et fåtall vann og vannstrenger. Det foreligger heller ingen planer om å oppdatere datagrunnlaget slik at O kan estimeres rutinemessig for tvilstilfeller av elvestrekninger/innsjøer. Ekspertgruppa vil antydningvis foreslå ei grense omkring $O = 2-3$ døgn, men dette må utredes nærmere i lys av tilgjengelig kunnskap.

Forskjellen mellom stillestående og rennende vannsystemer gjenspeiler seg først og fremst i vannmasseøkosystemenes egenskaper. En viktig biologisk forskjell mellom vannmassene i innsjøer og elver er at innsjøer inneholder eller kan inneholde en fullstendig næringskjede som inneholder eller kan inneholde krepsdyrplankton, mens elver ikke gjør det, fordi krepsdyrplanktonets svømmeevne begrenser deres evne til å opprettholde stabile populasjoner i rennende vann. For bunnsystemene representerer ikke forskjellen mellom stillestående og rennende vann et fundamentalt skille på samme måte som for vannmassene; samme samfunn kan forekomme i beskyttete viker i innsjøer og i elveloner (Fig. 1). Enkelte typer bunnsystemer vil imidlertid være begrenset til innsjøer (for eksempel afotisk bunn og bunn-økosystemer assosiert med permanent stagnerende bunnvann), andre til elver [for eksempel fosser og bunn med høy vannenergi (strømshastighet)].

Skillet mellom innsjøer og elver er også et viktig skille i framlegget til typifisering av vannforekomster som oppfølging av EUs vannrammedirektiv (Solheim & Schartau 2004). For bunnsystemene vil forskjellen mellom innsjøer og elver legges til grunn for inndeling i økosystem-typer i den grad den gir opphav til variasjon langs økokliner som er viktige for variasjon i artssammensetningen.

Referanser

- Davies, C.E., Moss, D. & Hill, M.O. 2004. EUNIS habitat classification revised 2004. – European Environment Agency, <http://eunis.eea.eu.int/related-reports.jsp>.
- Solheim, A.L. & Schartau, A.K. 2004. Revidert typologi for norske elver og innsjøer. – Norsk Inst. Vannforsk. Oppdragsrapp. 4888: 1–17.

Artikkel 6

Sirkulasjonssystemer i innsjøer

Rune Halvorsen og Tom Andersen

Årstidsvariasjonen i vannsirkulasjonsmønsteret i innsjøer har direkte betydning for bunnøkosystemene. Ferskvann har sin største tetthet ved 4 °C. Overflatevannets temperatur følger temperaturens normale årstidssyklus, mens dypere vannmasser varmes langsommere opp. Sirkulasjon finner derfor sted når overflatevannets temperatur er omkring 4 °C, enten ved oppvarming om våren eller sommeren, eller ved avkjøling om høsten. På grunnlag av variasjon i sirkulasjonssystemene deler J. Økland & K. Økland (1998) norske innsjøer inn i følgende typer:

- **amiktiske innsjøer:** innsjøer som nesten alltid er dekket av is og mangler sirkulasjon fordi overflatevannets temperatur aldri overskrider 4 °C [Innsjøer av denne typen finnes sannsynligvis ikke på det norske fastlandet, men det er mulig slike sjøer finnes på Svalbard. J. Økland & K. Økland (1998) angir at slike sjøer finnes på Grønland.]
- **monomiktiske innsjøer:** innsjøer som er dekket av is mesteparten av året og som bare har en kort sirkulasjonsperiode om sommeren når temperaturen i overflatelaget når 4 °C [Det er usikkert om det finnes sjøer på det norske fastlandet som *permanent* er av denne typen, men J. Økland & K. Økland (1998) nevner Gjuvvatn i Jotunheimen (Lom, Oppland), Norges høyestliggende innsjø (1835 m), som et eksempel på en subpolar innsjø som i enkelte år *kan* være monomiktisk, om enn den de fleste år har et svakt temperatursprangsjikt (termoklin) gjennom en kortvarig sommerstagnasjon, og derfor etter definisjonen er dimiktisk (Fig. 1). Det svake sprangsjiktet gjør imidlertid at sirkulasjon kan forekomme i kjølige perioder om sommeren.]
- **dimiktiske innsjøer:** innsjøer som har to sirkulasjonsperioder, en om våren og en om høsten (de aller fleste norske innsjøene hører til denne typen)
- **meromiktiske innsjøer:** innsjøer som har et vannlag på bunnen som aldri blander seg med resten av vannet i innsjøen [over dette permanent stagnerende laget (**monimolimnion**) vil meromiktiske innsjøer vanligvis ha vannlag (**mixolimnion**) som sirkulerer liksom i dimiktiske sjøer]; sjeldne i Norge; kan deles i flere typer avhengig av årsaken til mangel på sirkulasjon i monimolimnion:
 - o **sjøer med ektogen meromiksis**, som har gammelt havvann på bunnen;
 - o **sjøer med kreogen meromiksis**, som har

- innsig av saltholdig kildevann som legger seg som et permanent stagnerende bunnvann; og
- o **sjøer med biogen meromiksis**, der biologiske prosesser medvirker til høy saltholdighet eller høyt gassinnhold i bunnvannet; slike biologiske prosesser kan være:
 - o **kalkholdig bunnvann**, som resultat av kalkutfellinger under fotosyntesen i øvre vannlag;
 - o **jernholdig bunnvann**, som resultat av jernanriking under spesielle forhold; og
 - o **gassholdig bunnvann**, med høy tetthet som følge av høye konsentrasjoner av CO₂ og CH₄.

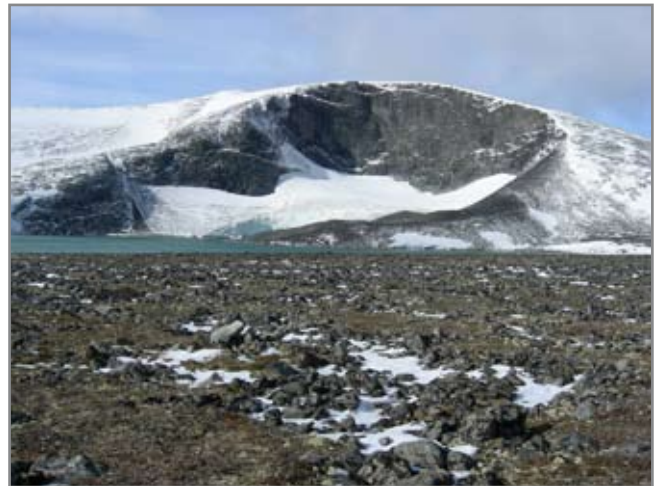


Fig. 1. Gjuvvatn i Jotunheimen, Norges høyestliggende innsjø (1835 m o.h.), er en subsubpolar innsjø som i enkelte år kan være monomiktisk, om enn den de fleste år har et svakt temperatursprangsjikt (termoklin) gjennom en kortvarig sommerstagnasjon, og derfor etter definisjonen er dimiktisk. Foto: Rune Halvorsen.

Begrepet **holomiktisk** er et samlebegrep for monomiktiske og dimiktiske innsjøer, det vil si innsjøer der mesteparten av året et **sprangsjikt** (metalimnion, termoklin), det vil si en overgangssone der temperaturen synker mer enn 1 °C per dybdemeter, skiller de øvre, varme vannmassene (**epilimnion**) fra de undre, kalde vannmassene (**hypolimnion**). Holomiktiske innsjøer karakteriseres altså normalt av termisk sjiktning av vannmassene, men også av sirkulasjon og vannmasseblending minst en gang i året. Mens turbulente strømninger bidrar til blanding av vannmassene i epilimnion, er hypolimnion i stor grad skjermet for strømmer. Det innebærer at bunnen i hypolimnion får en positiv massebalanse som mottaker av sedimentert materiale.

Sprangsjiktet beveger seg gjennom året. Dypest ligger det på ettersommeren da oppvarmet overflatevann har trengt ned til størst dybde. Gjennom hele sommer-sirkulasjonsperioden ligger det imidlertid normalt (mye) dypere enn kompensasjonsdypet. Eufotisk innsjøbunn vil



derfor alltid være knyttet til epilimnion (sirkulerende vannmasser).

Referanser

Økland, J. & Økland, K.A. 1998. Vann og vassdrag 3. Kjemi, fysikk og miljø. – Vett & Viten, Nesbru.

Artikkel 7

Drøffing av myrbegrepet

Rune Halvorsen og Asbjørn Moen

Markslagsklassifisering på økonomisk kartverk (N5) skiller mellom begrepene torvmark og **myr** ved å åpne for at naturtypen myr etter en helhetsvurdering skal kunne favne litt videre enn markslaget torvmark: 'Hovudregelen er at areal skal klassifiserast som Myr basert på ei samla vurdering av *vegetasjonen*, *tjukkleiken på torvlaget* og *dei naturlege dreneringsforholda* på staden. Ei vurdering som t.d. berre byggjer på vegetasjonen eller tjukkleiken på torvlaget kan verte misvisande. Generelt gjeld at torvlaget på myr skal vere minst 30 cm tjukt. Men ein kan kome ut for areal med myrvegetasjon som har tynnare torvlag. Dette gjeld særleg i høgreliggjande område og i hallande terreng langs kysten. I slike høve kan ein vike av frå hovudregelen, og må då vurdere kva som skal vege tyngst; regelen om at *Myr* skal ha eit torvlag på minst 30 cm, eller at kartet skal få eit mest mogleg rett topografisk innhald.' Ekspertgruppa har valgt å følge Bjørdal (2007) og holde fast ved et skille mellom begrepet torvmark definert på grunnlag av torvmektighet, og begrepet **myr** som på den ene siden ekskluderer torvmark som faller inn under begrepet kilde (se **NiN BD 3: F2d** kommentar 1 og mer utfyllende drøffing i **NiN BD 4: F3**), og som på den andre siden også har en viss åpning for å inkludere områder med noe grunnere torv enn 30 cm dersom artssammensetningen er dominert av 'myrarter'. Ekspertgruppa har vidare valgt å definere våtmark slik at at all natur som er myr automatisk også er våtmark (se **NiN BD 3: B2d** kommentar 3). Bruken av myr til å definere grensa mellom våtmark og fastmark innebærer, sammenliknet med en definisjon av våtmark på grunnlag av forekomsten av torvmark, en utvidelse av våtmarksbegrepet.

Myr som tilfredsstillter torvmarksdefinisjonen, vil etter drenering eller torvtekt fortsatt kunne være en torvmark, men uten at den lenger tilfredsstillter definisjonen av myr (når torvakkumulasjon opphører). Slik torvmark vil etter definisjonen være å betrakte som konstruert våtmark (se **NiN BD 3: F2a** kommentar 1).

Grensa mellom myr og fastmark vil i de fleste tilfeller kunne trekkes ved grensa for torvmarksdefinisjonens krav til torvmektighet, justert noe for en rekke arters forekomst- eller frekvensgrenser langs en gradient fra tørr fastmark til torvmark (Økland et al. 2000). Dette svarer til grensa mellom trinnene 2 (torvmark) og 1 (ikke torvproduserende mark) langs økoklinen akkumulering av organisk materiale, uttrykk A torvdannelse (AO; se **NiN BD 4: E1**; og **Artikkel 20** som inneholder kommentar til økoklinuttrykk A for grundig drøffing av årsaker til



Fig. 1. Overganger mellom myr og fastmark kan ofte være gradvise slik at grensetrekking blir vanskelig. (a) Lyngheiddominert landskap med ekstremt basefattige grunntyper av økosystem-hovedtypene *åpen myr*, *kystlynghei* og *bergknaus*. I forgrunnen typisk åpen myr. Små, gule flekker i kystlyngheia bak i bildet er fukthei-elementer dominert av blåtopp (*Molinia caerulea*) og bjønnskjegg (*Trichophorum cespitosum*) i mosaikk med veldrenert hei. Til høyre i bildet ses et hellende parti ned mot myra, som er på overgangen mellom fukthei og åpen myr. Førehjelmo, Hjelmelø, Øygarden, Hordaland. (b) *Ekstremt baserik fastmatte* (grunntype i økosystem-hovedtypen *åpen myr*), som over store områder på Sølandet (Brekken, Røros, Sør-Trøndelag) ikke tilfredsstillter kravet til torvmektighet for å kunne karakteriseres som torvmark, men som floristisk sett utvilsomt er myr. (c) Overgang mellom *åpen myr* på grunn torv (til venstre i bildet) og *arktisk-alpin grunn våtmark*, helt uten torvdannelse, til høyre i bildet (en rekke oppstikkende steiner er synlige). Myra på Kattuglehøi, Grimsdalen, Dovre, Oppland). Foto: Rune Halvorsen.



torvdannelse). Dette gjelder for eksempel grensa mellom fuktmarkstyper innenfor kystlynghei og åpen myr (Fig. 1a).

På baserik grunn er imidlertid gjerne torva grunnere (på grunn av bedre betingelser for nedbrytning), og grensedragningen mellom våtmark og fastmark blir da vanskeligere. Særlig vanskelig er den innen kulturpåvirket mark på baserik grunn, for eksempel langs gradienten fra ekstremrik fastmatte-slåttemyr til fuktig beite- og slåttemark. Moen (1990) beskriver variasjon langs hele denne gradienten på Sølendet i Rørøs (Sør-Trøndelag). Nær grensa mellom våtmark og fastmark finnes på torv med dybde omkring 20 cm og grunnvannsspeil som synker under torvlaget i tørre perioder om sommeren, åpen vegetasjon (Moens vegetasjonstyper M6–M9) med en karakteristisk blanding av myrarter og kulturmarksarter (Fig. 1b; se også NiNnot30). I tråd med konklusjonen i **NiN BD 3: F2a** kommentar 2 utskilles ikke egne hovedtyper for kulturmark i våtmark, heller ikke for rik slåttemyr. Ekspertgruppa har resonnert seg fram til at sjøl om svært mye myr på baserik grunn er holdt åpen gjennom langvarig hevd (slått og beite), er det ikke grunnlag for å karakterisere disse arealene som kulturmark. Ekspertgruppa vil i stedet håndtere slåttemyr som kulturpåvirket naturmark (fortrinnsvis myr på grunnlendt torv).

Det er behov for utredning av hvilke arter som skal inkluderes i begrepet 'myrarter' og som dermed skal legges til grunn for å skille grunntorvsmyr fra fastmark. Særlig er dette viktig i forhold til avgrensning av myr og ikke torvproduserende arktisk-alpin våtmark (dette skillet er videre drøftet i **NiN BD 3: F2h** kommentar 2; se også Fig. 1c).

Referanser

- Bjørdal, I. 2007. Markslagsklassifikasjon i økonomisk kartverk. – Handb. Skog Landsk. 2007: 1: 1–89.
- Moen, A. 1990. The plant cover of the boreal uplands of Central Norway. I. Vegetation ecology of Sølendet nature reserve; haymaking fens and birch woodlands. – *Gunneria* 63: 1–451.
- Økland, R.H., Økland, T. & Rydgren, K. 2000. Biologisk mangfold i bunnvegetasjonen i gransumpskog. – Norsk Inst. Jord- Skogkartlegging Rapp. 2000: 3: 1–79.

Artikkel 8

Sumpbegrepet – finnes det våtmarksøkosystemer som verken faller inn under myr eller kilde?

Rune Halvorsen og Asbjørn Moen

Joosten & Clarke (2002) opererer med en kategori våtmarker for vegetasjon som potensielt (under gitte betingelser) kunne produsere torv, men som ikke gjør det; enten temporært eller permanent (fordi nedbrytningshastigheten for det organiske materialet er for rask på grunn av god næringstilgang og/eller god oksygentilførsel, fordi det organiske materialet regelmessig blir fjernet, eller fordi klimaet er for varmt). Joosten & Clarke (2002) diskuterer begreper som kan være egnet for slik våtmark, og foreslår det finske *suo* for dette (det er imidlertid uklart om tradisjonell finsk oppfatning av dette begrepet samsvarer med definisjonen av potensielt torvproduserende våtmarkssystemer, og vi her derfor valgt ikke å bruke dette begrepet).

Et vesentlig spørsmål er derfor hvorvidt det finnes økosystemer ('potensielt torvproduserende våtmarkssystemer'), som ikke tilhører ferskvannssystemene (det vil si befinner seg ovenfor grensa mellom land- og vannstrand i innsjø og elv), som ikke faller inn under definisjonene av myr eller kilde, men som etter definisjonen må typifiseres

som våtmark. Et sentralt begrep i denne sammenhengen er 'sump', som blant annet brukes av Fremstad (1997) for en gruppe våtmarker med tilnærmet horisontalt grunnvannsspeil. Det er imidlertid fortsatt et åpent spørsmål om det finnes 'summer' og/eller andre økosystemer som pr. definisjon er våtmark, som tilføres topogent jordvann, men som ikke har torv. Ekspertgruppa har ikke kommet helt til bunns i dette spørsmålet, men anser det sannsynlig at all natur-våtmark vil kunne fordeles på myr og kilde og de to arktisk/alpine hovedtypene av våtmark.

En sammenstilling av data om glødetap (organisk innhold) i prøver av humuslaget fra skogplantesamfunn (inkludert krattsamfunn) i Sørøst-Norge (Kielland-Lund 1981) gir støtte til denne oppfatningen (Tabell 1). Ingen av 'skog- og krattplantesamfunnene' Kielland-Lund beskriver er våtmark uten samtidig å falle inn under kilde eller myr. Enten er de knyttet til kilder, eller så har de torv. Kielland-Lund (1981) målte ikke torvlagets mektighet, men det er på grunnlag av hans beskrivelser (og observasjoner av torvlagsmekthet som blir gjengitt i arbeidet) grunn til å tro at hans skogtyper på våtmark stort sett har torvlag med mektighet som tilfredsstillende torvmarksdefinisjonen. Det er derfor ingen grunn, *a priori*, til å forvente at de små arealene som eventuelt måtte finnes av åpen våtmark ('sump') i lavlandet, og som pr. definisjon derfor ikke hører til ferskvannssystemer, skulle avvike fra de skog- og krattkledde områdene med hensyn til markegenskaper. Ekspertgruppas foreløpige konklusjon er derfor at variasjonen i norsk våtmarksnatur i lavlandet fullt ut fanges opp av begrepene kilde og myr.

I mangel av bedre navn, har ekspertgruppa valgt å

Tabell 1. Sammenstilling av data om glødetap (organisk innhold) i prøver av humuslaget samlet fra skogplantesamfunn (inkludert krattsamfunn) i Sørøst-Norge (Kielland-Lund 1981) som faller inn under definisjonene av ferskvannssystemer, våtmarksøkosystemer eller fastmarksøkosystemer med fuktig mark i NiN. Plantesamfunnene er oppført i samme rekkefølge som de er behandlet av Kielland-Lund. Tilsvarende økosystem-hovedtyper i NiN er kursivert.

Plantesamfunn	Glødetap (%)	Antall prøver	Gruppe av økosystemer og økosystem-hovedtyper
Storrappl-høgstaudeeng (<i>Poa remotae</i> - <i>Aconitum septentrionalis</i>)	23	27	Fastmark (fuktmark innenfor <i>fastmarksskogsmark</i> , betinget av rheogen markfukting)
Dalfiol-høgstaudeeng (<i>Viola selkirkii</i> - <i>Aconitum septentrionalis</i>)	34	2	Fastmark (fuktmark innenfor <i>åpen ur og snørasmark</i> , med rheogen markfukting)
Mandelpilkratt (<i>Salicetum triandrae</i>)	3	3	Fastmark (<i>flomskogsmark</i>)
Gråor-istervierkratt (<i>Calamagrostis purpureae</i> - <i>Salicetum pentandrae</i>)	62	10	Kilde (<i>kildeskogsmark</i>)
Myrteleg-gråseljekratt (<i>Dryopteris thelypteris</i> - <i>Salicetum cinereae</i>)	89	3	Myr [mattenivå i topogen/limnogen <i>myrskogsmark</i> ; men merk at gråseljedomerte kratt også kan forekomme på fastmark (i <i>flomskogsmark</i>); jf. Artikkel 5: Fig. 1b]
Svartor-sumpskog (<i>Carici elongatae</i> - <i>Alnetum glutinosae</i>) boreale	67	8	Myr (tue/mattenivå i topogen/soligen <i>myrskogsmark</i>)
Svartor-strandskog, ved ferskvann (<i>Lysimachio vulgaris</i> - <i>Alnetum glutinosae</i> p.p.)	40	7	Myr (tue/mattenivå i topogen/limnogen <i>myrskogsmark</i>)
Svartor-strandskog, ved saltvann (<i>Lysimachio vulgaris</i> - <i>Alnetum glutinosae</i> p.p.)	36	8	Fjæresone (<i>fjæresone-skogsmark</i>)
Furumyrskog (<i>Oxycocco quadripetali</i> - <i>Pinetum silvestris</i>)	97	9	Myr (tuenivå i ombrogen/topogen <i>myrskogsmark</i>)
Gransumpskog (<i>Chamaemoro</i> - <i>Piceetum abietis</i>)	83	8	Myr (tuenivå/mattenivå i topogen/soligen <i>myrskogsmark</i>)
Storbregnegranskog (<i>Eu-Piceetum abietis athyrietosum</i>)	27	14	Fastmark (fuktmark innenfor <i>fastmarksskogsmark</i> , med svakt rheogen markfukting)
Høgstaudegranskog (<i>Melico nutantis</i> - <i>Piceetum abietis aconitosum</i>)	30	15	Fastmark (fuktmark innenfor <i>fastmarksskogsmark</i> , med rheogen markfukting)
Snelle-askeskog (<i>Equiseto silvatici</i> - <i>Fraxinetum excelsioris</i>)	38	10	Kilde (<i>kildeskogsmark</i>)
Gråor-heggeskog (<i>Alno incanae</i> - <i>Prunetum padi</i>)	12	10	Fastmark (<i>flomskogsmark</i>)
Gråor-askeskog (<i>Alno incanae</i> - <i>Fraxinetum excelsioris</i>)	14	12	Fastmark (fuktmark innenfor <i>fastmarksskogsmark</i> med svakt rheogen markfukting)



benytte sumpbegrepet som del av praktiske navn (**NiN BD 2: D6e**) for fjæresone- og ferskvannøkosystemer dominert av helofytter (sumpplanter; se **Artikkel 1**), for eksempel *helofytt-saltsump* (**NiN BD 5: Fig. 15c**) innenfor økosystem-hovedtypen *strandenger og strandsumper* og *basefattig helofyttsump* (**NiN BD 5: Fig. 21a**) innenfor *eufotisk ferskvannshardbunn*.

Referanser

- Fremstad, E. 1997. Vegetasjonstyper i Norge. Norsk Inst. Naturforsk. Temahefte 12: 1–279.
- Joosten, H. & Clarke, D. 2002. Wise use of mires and peatlands. – International Peat Society & International Mire Conservation Group.
- Kielland-Lund, J. 1981. Die Waldgesellschaften SO-Norwegens. – Phytocoenologia 9: 53–250.

Artikkel 9

Noen generelle begreper knyttet til arktiske og alpine områder

Arve Elvebakk, Rune Halvorsen og Reidar Elven

Arktis omfatter områdene nord for den polare tregrensa. På det norske fastlandet er det kun kystområdene lengst nord i Finnmark med tilhørende fjellområder som kan defineres som arktiske. Fjellområdene sør for denne grensa har vært kalt 'oroarktiske' i finsk tradisjon etter Ahti et al. (1968), men skillet mellom 'oroarktiske' og alpine områder er så problematisk at det ikke har blitt akseptert i norsk faglitteratur.

Tundra, fjellhei, polarørken og alpin blokkmark er sentrale begreper for arealtyper på økosystem-nivået innen de arktiske og alpine områdene. Tundra er et ord som har øst-samisk opphav, men som er blitt internasjonalt kjent gjennom den tradisjonelle russiske definisjonen som 'områder nord for den polare skoggrensa der vegetasjonen er dominert av busker og/eller dvergbusker, flerårige urter og mose og lav i ulike kombinasjoner'. Seinere er begrepet tundra, særlig fra nord-amerikansk hold, ofte brukt i en videre betydning, for alle 'kuldebetingete treløse områder', det vil si fjell i hele verden. Ekspertgruppen vil først og fremst bruke begrepet 'tundra' i den opprinnelige betydningen, dvs. for områder nord for den polare tregrensen, som et geografisk begrep. I en større geografisk sammenheng kunne denne bruken av 'tundra' vært presisert som 'arktisk tundra'. I samsvar med den opprinnelige tundra-definisjonen vil imidlertid *ikke* alle områder nord for den polare tregrensa komme inn under tundra-begrepet.

Det er tradisjon for å bruke begrepene 'vidder', 'flyer' eller 'heier' for områder på det norske fastlandet med et tundra-lignende landskap, særlig med flate terrengformasjoner. I tråd med denne tradisjonen bruker vi derfor begrepet 'fjellhei' for fastmark over tregrensa med sammenhengende eller svakt diskontinuerlig vegetasjon, med et karakteristisk innslag av busker eller dvergbusker og uten langvarig snødekke.

Langs den termiske gradienten mot større høyder over havet og/eller nordover mot høyere breddegrader, blir levetilstandene generelt mer og mer ugunstige (se **Artikkel 15**), arealandelen med plantedekke avtar og de fysiske omrøringsprosessene i jorda blir etter hvert viktigere enn prosessene som fører til akkumulering av organisk materiale i jord (se **Artikkel 16** for overblikk over periglasielle prosesser). Karakteristiske og dominerende naturelementer vil da være eksponert og ustabil mineraljord, og større sammenhengende områder dominert av grus og stein, som dels opptrer i blanding med større blokker som i kraft av sin størrelse er mer stabile.

Innen den russiske økologiske tradisjonen har de kaldeste polarområdene blitt skilt fra tundra under begrepet **polarørken**. Artisk polarørkensone (se **NiN BD 9: C**) omfatter områder nord for eller høydemessig over sonen med arktisk tundra (i vid forstand, inkludert oppfrysingsmark; se **NiN BD 3: G2aj**, **NiN BD 3: Fig. 53**, og **Artikkel 15**), der vegetasjonsdekket på grunn av svært lav temperatursum er fragmentarisk og der vedaktige planter samt arter fra starrfamilien mangler. Det finnes imidlertid en betydelig naturvariasjon innenfor den arktiske polarørkensonen (Elvebakk 2005). På konvekse kystfjell på Svalbard av hardt grunnfjell finnes grov forvittringsblokkmark på med en lignende fysiognomi som på mange fastlandsfjell (kartleggingsenhet #14 hos Elvebakk, *polar desert communities on acidic substrates characterised by Luzula confusa*). Størstedelen av den arktiske polarørkensonen inneholder imidlertid en type økosystem på relativt flat åpen stein- og grusmark, som er fysiognomisk svært ulik forvittringsblokkmarka på fastlandet og i Arktis såvel som oppfrysingsmark med ustabil jord (enhet #13 hos Elvebakk, *open polar desert communities characterized by Papaver dahlianum ssp. polare*). Det finnes imidlertid også generelle forskjeller mellom den arktiske polarørkensonen og dens alpine parallell i høg-alpin sone. I Arktis når polarørkensonen ned til havnivå. I alpine områder er terrenget oftest veldig konvekst i form av fjelltopper eller eksponerte fjellplatåer som er ekstremt erosjonsutsatt og derfor i mye sterkere grad enn i Arktis dominert av steinblokker (sjøl om forvittringsblokkmark, som nevnt ovenfor, også finnes i Arktis). Dessuten er snømengdene på fastlandet (normalt) mye større enn på Svalbard. Vi har valgt å beholde begrepet **arktisk polarørkensone** for den kaldeste sonen i regioninndelingen for norsk arktis (**NiN BD 9: C**), mens **polarørken** blir benyttet som økosystem-begrep for det karakteristiske åpne grus- og steindominerte økosystemet som svarer til Elvebakk (2005) sin kartleggingsenhet #13. Den reingjødslete enheten #15 *Manured polar desert communities on acidic substrates characterised by discontinuous Tomentypnum nitens moss tundra* typifiseres, under tvil, som en mosaikk av mose-tundra (moseputer på permafrost) og polarørken (se **G2t** kommentar 5).

I økosystem-hovedtypeinndelingen i NiN har vi valgt å reservere begrepet **forvittringsblokkmark** for alpine (fastlandstilknyttete) arealer og polarørken for tilsvarende arktiske arealer (henholdsvis **NiN BD 3: G2ad** og **G2ac**). Disse kunne også vært beskrevet ved bruk av begrepsparet **alpin blokkmark** og **arktisk blokkmark**.



Referanser

- Ahti, T., Hämet-Ahti, L. & Jalas, J. 1968. Vegetation zones and their sections in northwestern Europe. – *Annls bot. fenn.* 5: 169–211.
- Elvebakk, A. 2005. A vegetation map of Svalbard on the scale 1:3.5 mill. – *Phytocoenologia* 35: 951–967.

Artikkel 10

Finnes steppe i Norge?

Rune Halvorsen, Arve Elvebakk og John Bjarne Jordal

Steppe er et samlebegrep for åpne (ikke tresatte) arealer i kontinentalt klima, der sterkt tørkepregete (aride) forhold forårsaker en overveiende oppadgående kapillær vanntransport i finjord, som fører til saltanriking i de øverste jordlagene. Steppeliknende områder finnes i Norge i indre dalstrøk på Østlandet (særlig i kommunene Vågå, Lom, Skjåk, Dovre og Lesja; Fig. 1a) og i Wijdefjorden på Svalbard (Elvebakk 2005); se NiN BD 3: Fig. 59.

De steppeliknende arealene på det norske fastlandet har i noen grad jordsmonns-egenskaper (saltbitterjord) og artssammensetning (Fig. 1b–e) som er typisk for steppe (se Kleiven 1959). Særlig tydelig synes dette å være for buksopper (Gasteromycetes). I 2007 ble dvergjordstjerne (*Gastrum schmideli*) funnet to steder i Vågå (Oppland), og samtidig ble et enda mer oppsiktsvekkende funn – av *Disciseda bovista* – på Snerle i Vågå (Fig. 2), en klassisk saltbitterjordslokalitet (Jordal et al. 2007, Jeppson 2008). Dette er arter som utgjør et utpreget steppeelement (jf. Jordal et al. 2007), med forbindelser sørøstover via 'sandstäpp' i Kristianstad-området i Skåne som huser mange av de samme artene som i Ungarn (Jeppson 2000, 2004, Hanson & Jeppson 2005). Ungarn utgjør en vestlig utpost for egentlig steppe i Europa (Moen 1998). Liksom treløsheten på den sør-svenske sandsteppen er kulturbetinget (av lang tids beiting), er det åpenbart at bruken som slåtte- og beitemark er hovedårsaken til at det finnes relativt store, åpne engpregete arealer i de aktuelle distriktene i indre dalstrøk på Østlandet. Uten fortsatt aktiv bruk vil bare arealer med ekstremt tynt jordsmonn (parallellt til bergknaus i andre distrikter) forbli åpne, mens tørrenger på dypere jordsmonn raskt vil gro igjen (Fig. 1a, 1b). I områder med steppeliknende natur synes det ikke å være noen åpenbare edafiske forskjeller mellom åpne arealer dekket av tørreng og skogkledde arealer, bortsett fra historisk og nåtidig bruk (se NiN BD 2: D3d for drøfting av grenseoppgangen mellom naturmark og kulturmark).

Lavfloraen på de steppeliknende områdene på fastlandet har fellestrekk med lavfloraen på bergknauser i kontinentale, tørre og snøfattige områder i Alpene og lengre øst, snarere enn med de sørøsteuropeiske steppene. Dette taler også mot at egentlig steppe finnes på det norske fastlandet.

Steppe-begrepet har tidligere vært introdusert for aride områder i Lavarktisk, som østre deler av Sibir, mindre innlandsområder i Alaska og fra Kangerlussuaq/Søndre Strømfjord-området på Grønland. Graminider som *Calamagrostis purpurascens* og *Carex supina* dominerer.

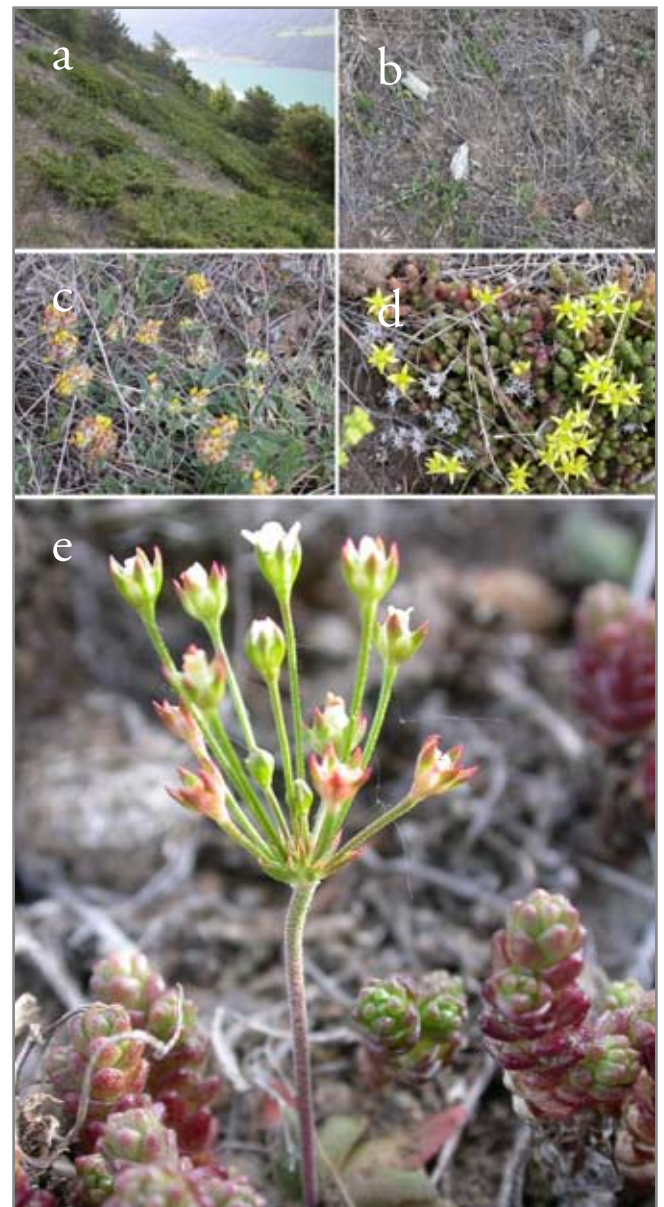


Fig. 1. I de varme, tørre, sørvendte liene i Ottadalen finnes tørkeutsatt kalklagurt-beitemark (økosystem-hovedtype beite- og slåttemark) med djupt jordsmonn og et visst steppepreg (finjord med oppadgående kapillær vanntransport og et framtreddende element av arter med sørøstlig utbredelse i Norge). Disse engene er imidlertid, i motsetning til arktisk steppe, ikke steppe i egentlig betydning fordi de gror igjen uten hevd (beite, rydding og/eller slåt). (a) Typisk beitebakke i gjengroingsfasen; mosaikk med kratt av lavvokst einer (*Juniperus communis*), spredte furu- og bjørketrær og flekker med åpen engvegetasjon. (b) Detaljbilde fra åpent parti med spredte gulmaure- (*Galium verum*) og sauesvingelplanter (*Festuca ovina*) på naken stein- og grusblandet finjord. (c) Rundbelg (*Anthyllus vulneraria*). (d) Bitter bergknapp (*Sedum acre*). (e) Smånøkkel (*Androsace septentrionalis*). SV f Valbjør, Vågå, Oppland. Foto: Rune Halvorsen.

Det var derfor oppsiktsvekkende da Elvebakk & Nilsen (2002) foreslo at de spesielle områdene langs Wijdefjorden på Svalbard fortjente begrepet 'Høyarktisk steppe'. Lav nedbør er karakteristisk for mange målestasjoner på Svalbard i det som kan kalles Høy-Arktis (tilsvarer mellomarktisk bioklimatisk sone og nordover; se NiN BD 9), men normalt vil den lave temperaturen forhindre så stor evaporasjon at sterk ariditet oppstår. De steppeliknende områdene på begge sider av Wijdefjorden på Svalbard har

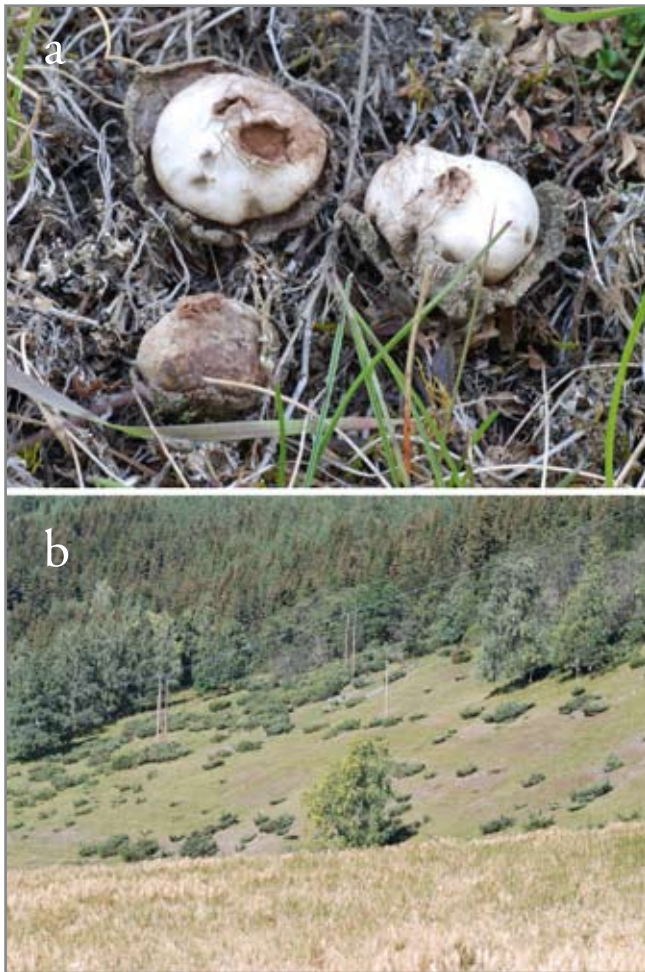


Fig. 2. I de varme, tørre, sørvendte liene i Ottadalen finnes buksopp-arter med utbredelsestilknytning sørøstover, til de sentralasiatiske steppene. (a) *Disciseda bovista*, funnet ny for Norge i 2007. (b) Oversiktsbilde over funnstedet for *Disciseda bovista*; beitemarka er en klassisk saltbitterjordslokalitet. Snerle, Vågå, Oppland. Foto: John Bjarne Jordal.

imidlertid alle kjennetegn på steppe i egentlig forstand, og er skilt ut som egen økosystem-hovedtype, arktisk steppe (se NiN BD 3: G2ai kommentar 2).

Referanser

- Elvebakk, A. 2005. A vegetation map of Svalbard on the scale 1:3.5 mill. – *Phytocoenologia* 35: 951–967.
- Elvebakk, A. & Nilsen, L. 2002. Indre Wijdefjorden med sidefjorder: eit botanisk unikt steppeområde. Rapport til Sysselmannen på Svalbard. – Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Hanson, S.-Å. & Jeppson, M. 2005. Gasteromyceter i östra Skånes sandstäppsområden – en sammanfattning av elva års inventeringsarbete. – *Svensk mykol. Tidskr.* 2: 61–83.
- Jeppson, M. 2000. Gasteromyceter i den skånska sandstäppsvegetationen. – *Jordstjärnan* 21: 3–30.
- Jeppson, M. 2004. Svampar på den ungerska pusztan – en kort presentation. – *Jordstjärnan* 25: 12–20.
- Jeppson, M. 2008. Gasteromycetkurs i den norska fjällvärlden. – *Sopp Nyttvekster* 4: 30–33.
- Jordal, J.B., Gaarder, G., Jeppson, M. & Johansen, W.E. 2007. *Disciseda bovista* (Klotzsch) Henn. – en steppeart ny for Norge. – *Agarica* 27: 2–8.
- Kleiven, M. 1959. Studies on the xerophile vegetation in northern Gudbrandsdalen, Norway. – *Nytt Mag. Bot.* 7: 1–60.
- Moen, A. 1998. Nasjonalatlas for Norge: Vegetasjon. – Statens Kartverk, Hønefoss.

Artikkel 11

Massebevegelse i skråninger som geomorfologisk prosess

Rune Halvorsen og Jan R. Sulebak

Denne framstillingen av prosesser involvert i massebevegelse i skråninger og dannelse av ur og skredmark er basert på Sulebak (2007). Med begrepet massebevegelse forstår vi alle former for bevegelse (flytting) av materiale ned skråninger uten hjelp av et transporterende medium som for eksempel rennende vann. Bevegelsen kan spenne fra de spontane og hurtige nedrasninger og utglidninger langs en eller flere rette eller krumme glideflater, til de umerkelige sigbevegelsene i jord fra år til år. Massens størrelse kan være fra de største fjellskredene til nedfall av sandkorn.

All massebevegelse i skråninger er direkte ledet av tyngdekraften uttrykt ved massens vekt. Denne massevekten kan deles i to komponenter: drivkraften D , som søker å flytte masse-enheten (stein, blokk eller jordmasse) ned skråningen, og normalkraften N , som er rettet inn mot bakken og som skaper friksjon og treghet mot flytting, enten internt i materialenheten eller mellom materialenheten og et antatt glideplan. Både drivkraften og normalkraften er proporsjonale størrelser med massens vekt og skråningens helning uttrykt ved sinus og cosinus til helningsvinkelen α (se Fig. 1). Det medfører at drivkraften øker når skråningflatens vinkel med horisontalplanet øker. Samtidig vil normalkraften avta. Tendensen til at jordmasser beveger seg ned skråninger vil derfor øke med økende helning.

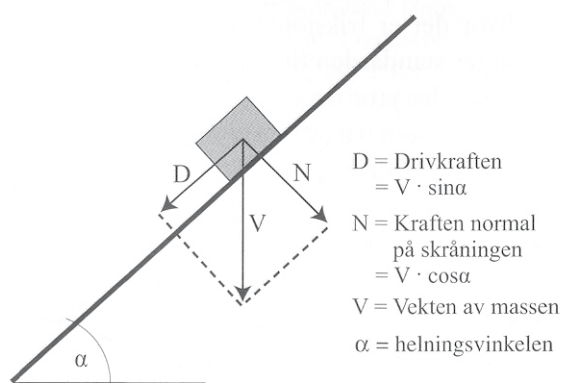


Fig. 1. Krefter som virker på en masseenhet i en skråning (fra Sulebak 2007: Fig. 6.4 s. 93). For utfyllende forklaring, se teksten.

Massebevegelse inntreffer når drivkraften overstiger kreftene som holder massen på plass. Bevegelsen vil være små, langsomme og gradvise når drivkraften og holdkreftene omtrent balanserer. Hvis drivkraften plutselig og markert blir større enn holdkreftene vil massen gli ut spontant og gjerne med stor fart. Når det gjelder holdkreftene eller friksjonen i fjell og jord snakker vi gjerne om to typer friksjon: en ytre friksjon som er friksjonen langs potensielle glideplaner for all masse som ligger over glideplanet og en indre friksjon som er friksjonen mellom de enkelt partikler massen består av. Fire forhold påvirker denne friksjonen:

1. Massens vekt uttrykt ved normalkraften N . Som nevnt avtar denne kraften når helningen øker. Resultat blir redusert friksjon, (skjærstyrke, holdfasthet).
2. Ruheten langs et mulig glideplan. I fjell kan kjemisk forvitring i sprekkeflater skape leirmineraler som reduserer ruheten og friksjonen langs flatene og destabiliserer fjellet; masser som består av grove enkeltpartikler har større indre friksjon enn fine masser.
3. Kohesjonen. I finkornet jord, det vil si jord som i hovedsak inneholder kornstørrelser mindre enn omtrent $1/16$ mm, oppstår det sterke bindinger mellom mineralkornene. Jordmassen opptrer som en enhet og eventuelle utglidninger skjer langs glideplaner hvor friksjonen er blitt redusert. Denne kohesjonen er fraværende i jord med kornstørrelser større enn omtrent $1/16$ mm, dvs. fin sand og grovere. Her bestemmes stabiliteten av den indre friksjonen mellom materialfragmentene.
4. Porevanntrykket. I en tørr jordmasse vil normalkraften (N) bli understøttet av kontaktpunktene mellom mineralkornene. I vannmettet jord vil noe av denne kraften bæres av porevannet og følgelig reduseres den indre friksjonen. Det forklarer hvorfor jordskred først og fremst forekommer etter kraftig regnvær når marka er tung og mettet med vann. Økt porevanntrykk i sprekker i fjell kan også bidra til skred.

En massebevegelse kan ha ytre og indre årsaker. Ytre årsaker er alle forhold som øker drivkraften og som har sitt utspring utenfor massen, som f.eks. at skråningen blir brattere på grunn av undergraving og at vekten av massen øker ved pålagring eller ved opptak av vann. Indre årsaker er enhver endring i massen som bidrar til å redusere holdfastheten (skjærstyrken). Det er vanskelig å måle disse indre endringene. Derfor er det også vanskelig å forutsi når en massebevegelse vil utløses.

Flere ulike typer økosystemer kan identifiseres i utsatte skråninger, avhengig av typen av masser og massenes arealfordeling. Disse samles i økosystem-hovedtypene **ur**

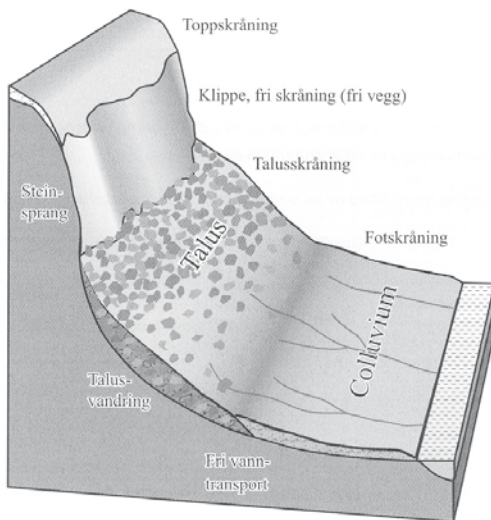


Fig. 2. Plasseringen av en talusskråning i ei dalside under en bratt fjellvegg. En fotskråning vil kunne utvikles under talusskråningen, bestående av finere skredmasser transportert over ura eller ut fra den i flytende massestrømmer med høyt vanninnhold.

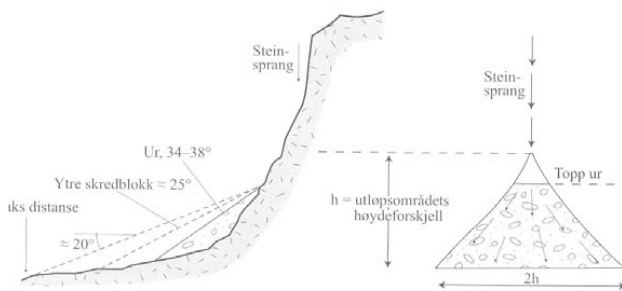


Fig. 3. Ur (fra Sulebak 2007: Fig. 6.8 s. 98). Til venstre: Tverrsnitt gjennom fjellside med talus som viser sortering (styrtgradering) av masseenheter med ulik kornstørrelse slik at urer eller ur-deler med ulik dominerende kornstørrelse får ulik helning. Til høyre: Taluskjegle sett forfra. Bredden på taluskjeglen vil normalt være omkring det dobbelte av høydeforskjellen mellom rasområdet bunn og topp.

og snørasmark og skredmark.

Ur eller **talus** er en avsetning av relativt grovt materiale ved foten av bratte fjellsider og dannes ved forvitring i fjellsidene og umiddelbart nedfall av løsfvittret fjell (Fig. 2–4). Vanligvis er det relativt små bergstykker på opptil 100 m³ som faller ned og som bygger opp ura. Det kalles steinsprang. Men fra tid til annet kan større fjellpartier gli ut og da taler vi om fjell- eller steinskred. Slike store skredavsetninger, av tildels store steinblokker, kan spres langt ut fra fjellsiden og godt opp i mottatt dalside. I vårt klima er frostsprengning den vanligste forvittringsformen i bratte fjellsider slik at steinsprangaktiviteten er størst om høsten og våren. En forutsetning for god frostsprengning er foruten tilstrekkelig lave temperaturer at fjellet er oppsprukket og at det er god tilgang på vann som kan trenge inn i sprekkespaltene og fryse til is. Når vann fryser

følges det av en volumutvidelse på 9%. I seg selv er ikke det tilstrekkelig til å bryte løs fjell, men ved hyppige gjentakelser, smelting – frysing, skapes en kumulativ effekt som til slutt bryter fjellet løs.

Slike urer har en fast hellingsvinkel på mellom 35 til 40 grader, bestemt av størrelsen på urmaterialet og dets indre friksjonsvinkel. Jo grovere materialet er, dess brattere ur. Urene viser såkalt styrtgradering (Fig. 4b, 5). De største steinblokkene samles ved uras fot på grunn av størst bevegelsesenergi og det fine materialet ved uras topp samles opp mot fjellsiden. Målinger har vist at den ytterste blokkranden ligger i en sikteinkel på 20 til 25 grader opp mot urtoppen (Fig. 3, 5). I fjellsider med lite oppsprukket fjell, vil urene danne et mer jevnt, sammenhengende dekke (talusskråning; Fig. 4a, 4b), men er fjellsiden gjennomgått av loddrette sprekkesoner vil det lett danne seg rasskar langs disse sprekke- og ved utløpet vifteformete taluskjegler (Fig. 4c). Årsaken til dette er at materialtilførselen til kjeglen i hovedsak skjer gjennom skaret. Taluskjeglen vil ofte ha en bredde som er omkring det dobbelte av høyden mellom kjeglens topp og fot.

Slike rasskar er ofte ledeveier for årvisse snøskred. Disse kan rive løs stein i skaret og danne erosjonsrenner i taluskjeglen. Snøskred som pløyer jordbakken, såkalte grunnskred, er særlig å se i overgangen høst-vinter og om våren når det er snø øverst i fjellet og liene er bare. Mer eller mindre årvisse snøskred er stedvis også vanlig i andre bratte fjellsider og kan føre til at toppen av ura presses nedover og rive med seg mineralmateriale (blokker, steiner, grus), jord, bakkevegetasjon og trær på samme måte som rene jordskred og spre dette utover i dalbunnen. Disse avsetningene gir god informasjon om hvor langt snøskredene rekker ut i dalen. Særlig virkningsfulle i så måte er de såkalte sørpeskredene, tunge blandinger av vannmettet snø.

Fordi snøen fordeler seg ganske likt fra år til år og snømengdene på et gitt sted i hvert fall i noen grad er forutsigbare, i hvert fall i kjølige, oseaniske områder (indre og høytliggende dalfører langs hele kysten fra Sørvestlandet og nordover), er det store arealer som relativt regelmessig (årvisst eller nesten årvisst) utsettes for forstyrrelse fra snø i bevegelse (Fig. 6). Denne forstyrrelsen vil normalt ikke være mer gjennomgripende (av så sterk grad; se **NiN BD 2: D3c**) at de forstyrrer hele økosystemet, men de kan påvirke vegetasjon som overvintrer over bakken (dvergbusker, busker og trær) og skape en viss overflateforstyrrelse av marka. Fordi snøbevegelse i stor grad fremmes av samme typer terreng og samme klima som fremmer urdannelse, er urer også ofte utsatt for snøras. I naturen finnes derfor ofte typiske urer og typiske snørasområder side om side (Fig. 7). For å skille snømassetransport fra jord- og leirskred har vi valgt å bruke begrepet snøras for snømassetransport og skred for prosesser der hele materialmasser raser ut, på grunn av erosjon nedenfra eller fra sidene eller på grunn av prosesser i massene selv (se over).

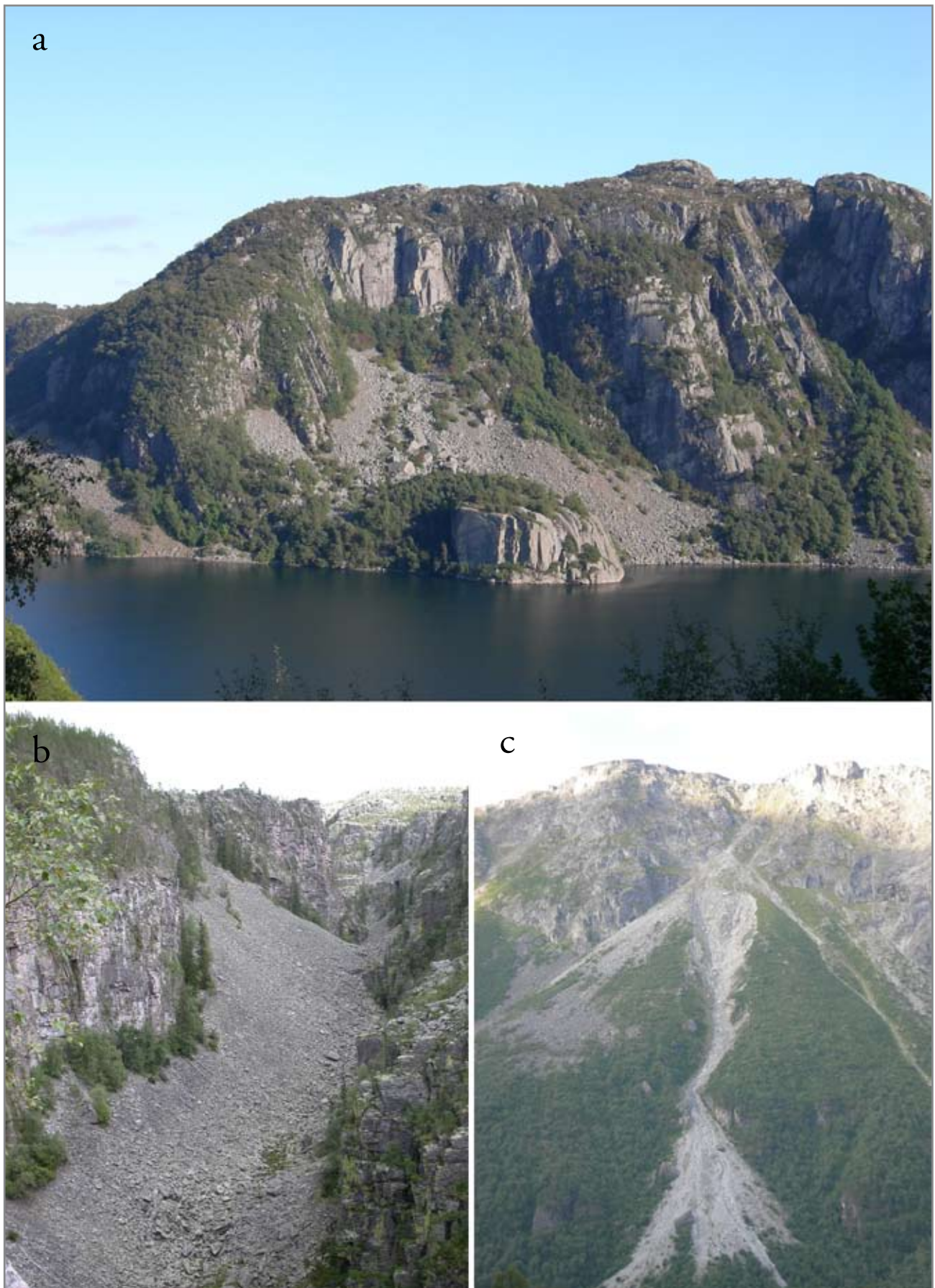


Fig. 4. Ur. (a) Typisk ur med nesten loddrett bergvegg over en bratt taluskråning som er skogbevokst i øvre og perifere deler. Foran ura ekstremterskelfjorden Framvaren. V f Stølen, Herad, Farsund, Vest-Agder. (b) Langstrakt ur i canyonen i Jutulhogget (Alvdal, Hedmark). Bildet viser styrtgradering; at dominerende kornstørrelse øker nedover i ura. (c) Ur med taluskjele, med tydelig sentralt rasskar. Risen i Romsdalen (Kors, Rauma, Møre og Romsdal). Foto: Rune Halvorsen.



Fig. 5. Styrtradering innebærer at de groveste materialenhetene som forvitningsmaterialet består av transporteres lengst ut fra foten av ei ur. På bildet ses store blokker langt nedenfor foten av ei ur, mens dominerende kornstørrelse avtar oppover i ura. Sørsiden av Sjurstølsnosi, Jostedalen, Luster, Sogn og Fjordane. Foto: Rune Halvorsen.

Områder som bærer sterkt preg av snøras, betegnes derfor **(snø)rasmark**.

Skredmark er områder karakterisert ved utglidning i jorddekte (morenedekte) dalskråninger og avsetning av skred- og vannbårne masser nederst mot dalbunnen (Fig. 8). Foruten tilstrekkelig helning øker sannsynligheten for slike utglidninger med økt nedbørsintensitet, eventuelt kombinert med snøsmelting. Den øker ytterligere dersom det er tele nede i jorda slik at overskuddsvannet ikke kan drenere bort, men samles øverst i jordlaget. Et godt utviklet aurhellelag kan ha samme virkning som telen. Slike overmettede jordlag vil lett kunne å sige nedover (jordsig) og danne jordvalker eller, hvis forholdene også ligger slik tilrette, spontant gli ut og fortsette ned skråningen som en massestrøm. Jordvalker er vanlig å se i leirholdige moreneskråninger i høyfjellet (jf. **Artikkel 16**).

Massestrømmer er rask utstrømning av blokker, stein og grus blandet opp med finere jord og eventuelt vegetasjon. Disse flyter nedover skråninger som en tungeformet masse. Vanninnholdet i en slik massestrøm kan variere mye og det er glidende overganger mot ren vanntransport. Massestrømmer er mest vanlig i jord med mye finmateriale, men forekommer også i grovere masser og da gjerne blandet opp med sørpesnø. Spor etter slike strømmer finner vi i dalsider over skoggrensen, i talusskråninger



Fig. 6. Dalside med overganger mellom typisk ur (lengst til venstre og lengst til høyre i bildet) og typiske snørasmarker (sentralt i bildet). Den brunfargete vegetasjonen og den store arealandelen nakent mineralmateriale (stein, blokker og nakent fjell) sentralt i bildet indikerer sein framsmelting fordi gjentatte snøras har lagt opp store snøskavler. V f Fåbergstølsgrandane, Jostedalen. Luster, Sogn og Fjordane. Foto: Rune Halvorsen.



Fig. 7. Jordskred som medførte at skog, vegetasjon og til dels også jordsmonnet ble feid vekk i ei brei stripe. Berstad, Oppstryn, Stryn, Sogn og Fjordane (30 m o.h.). Foto: Rune Halvorsen.

som parallelle steinrygger (steinlevéer) ned skråningen og ellers i bratte morenedekte lier. Steinrygger dannes fordi steinene i massen beveger seg raskere enn finmateriale og samles i fronten hvor de blir skjøvet ut til siden av massene som strømmer på bakfra. De mindre viskøse og bevegelige strømmene danner sjelden levéer og avleires i skråningen i form av skredtunger. Disse har gjerne en konsentrasjon av steinblokker i front. I tilknytning til slike massestrømmer vil det alltid være vann som renner og bidrar til utvasking og sekundær transport av fint materialet i skredbanen.

Leirskred opptrer sporadisk i større leiravsetninger under øvre marine grense og da spesielt rundt indre del av Trondheimsfjorden og i de lavere strøk i Østfold og Akershus (se **Artikkel 3**: Fig. 2 for høydenivå som svarer til øvre marine grense i Norge). Leire har normalt stor fasthet på grunn av sterk kohesjon mellom partiklene samt at overflaten oftest vil være hard og stiv og danne en



Fig. 8. Snørasmark ved Orheiman i Sunndal (Møre og Romsdal) fotografert på to ulike tidspunkter. (a) 23. februar 2008, etter en periode med mildvær, regn og snøras. Det kan gå 5–10 ras her på en vinter, som gjerne lander oppå hverandre og danner flere meter tykke lag. Buskmarkene nedenfor snørasene tåler sannsynligvis årlige ras, men antakelig ikke tykke, tunge snølag. (b) Juni 2002. Forekomsten av åpne rasmarkenger (lett synlige på grunn av den lysegrønne fargen) faller sammen med forekomsten av tjukke snøskavler i (a). Foto: John Bjarne Jordal.

metertykk, stabiliserende tørkeskorpe. Dessuten vil salt porevann i de marine leirene øke bindingskraften mellom leirpartiklene. En gradvis utvasking av disse saltene gjør at leira over tid kan utvikle seg til en ustabil kvikkleire. Kvikkleire er leire som i uomrørt tilstand har stor fasthet og bæreevne, men som omrørt blir nærmest flytende. De større leirskredene utløses oftest etter en mindre utglidning av tørkeskorpen som kan nå inn til kvikkleirelaget og omrøre dette. Utstrømningen av kvikkleiren er da spontan og forplanter seg raskt bakover og kan omfatte store arealer. Startutglidningen kan skyldes (Fig. 9):

- små grave- eller fyllingsarbeider i leirskråninger, antropogen årsak
- økt elve- eller bekkeerosjon ved foten av leirskråninger som gir forsteiling av leirbakken
- stor nedbør, snøsmelting, teleløsning

Elver som undergraver bakkeskrånninger i løsmateriale vil på grunn av evnen til sideerosjon holde skråningen bratt slik at skredmarka stadig forstyrres av gjentatte

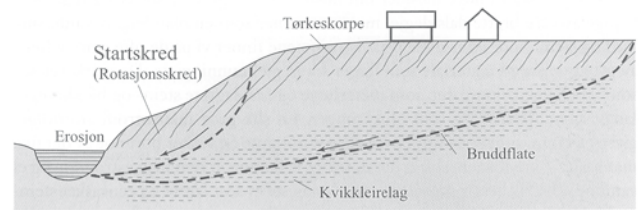


Fig. 9. Tverrsnitt gjennom en marin leiravsetning under utvikling av kvikkleirskred (fra Sulebak 2007: Fig. 6.9 s. 101). Skredet starter ved at sideerosjon av elveskråningen utløser et lite skred (primærskredet) som skaper forstyrrelser i kvikkleirelaget, gjør kvikkleira tyntflytende og gjør at rasen forplanter seg bakover i kvikkleirelaget så et større område raser ut.

utrasninger. I leirområder vil jordas lave permeabilitet gjøre at vannløp danner et tett nettverk av trange, små V-formete daler, en terrengtype kalt ravineterreng. Når elven/ bekken ikke lenger graver i dybden på grunn av nærhet til erosjonsbasis, overtar sideerosjonen og ravinesidene vil vekselvise undergraves, rase ut og dalbunnen åpnes (se **Artikkel 14: A** for overblikk over fluvialgeomorfologiske prosesser)

Selv om skredmark kan være resultat av flere sett geomorfologiske prosesser har alle disse typer skredmark en rekke fellestrekk med hensyn til økosystemegenskaper. Det gjennomgående finere materialet i skredmarka, som kan ha relativt høyt innhold av organisk materiale, gir et mye bedre utgangspunkt for primær suksesjon enn man finner i ur med grovt substrat. Skredmarka kan, dersom ikke gjentatte skred finner sted, revegeteres i løpet av noen tiår. Ur vil derimot oftest forbli mer eller mindre uten jordsmonn i tusener av år og utviklingen av en vegetasjon går svært sakte. Skredmark dannes mer eller mindre spontant og kan relativt raskt utvikle seg til ny etablert natur, mens ur utvikles gjennom en mer eller mindre kontinuerlig tilførsel av nytt materiale. Skredmarka har ofte relativt høy permeabilitet og er ofte steinrik. Det gjør at den til den rasker opptar varme, men kan sted- og tidvis være tørkeutsatt.

Referanser

Sulebak, J. R. 2007. Landformer og prosesser. En innføring i naturgeografiske tema. – Fagbokforlaget, Bergen.

Artikkel 12

Begrepsapparat for substrat og sedimenter

Rune Halvorsen. Lars Erikstad og Terje Thorsnes

A Generelle begreper for sediment-typer etter opphav

Berggrunnen kan være dekket av **sedimenter** (avsetninger), som i landsystemer utgjør et **jordsmonn** (lag av løsmateriale med kornstørrelse fra blokker til leire, dannet og modifisert ved geologiske, inkludert jordsmonnsdannende, prosesser), i vannsystemer utgjør et **sediment**.

Sedimenter kan være stedgene, eller tilført til et område:

- **Autoktont materiale** (= **stedegent materiale**): materiale som har sitt opphav på stedet (for eksempel ved forvitring på plan eller svakt hellende mark, eller bunn-sedimenter i en innsjø som er produsert av planter og dyr som har levd i innsjøen).
- **Alloktont materiale** (= **tilført materiale**): materiale som er tilført et sted fra omgivelsene (for eksempel stein og blokker i ei ur, tilført ura ved frostsprengning av berget ovenfor; breavsetninger; eller partikler og løst materiale som tilføres elver og innsjøer fra landområdene som omgir dem).

B Inndeling av berggrunn og sedimenter

Det finner mange ulike måter å dele substratet inn etter opphav og egenskaper. I Naturtyper i Norge vil vi først skille mellom berggrunn og sedimenter. Berggrunnen kan igjen deles inn i

- **Størkningsbergarter**, dannet ved utkrystallisering fra en steinsmelte.
- **Avsetningsbergarter** (sedimentære bergarter), dannet ved sedimentasjon av materiale, enten i hav eller på land, og påfølgende herding av sedimentet til fast stein under trykk fra ovenforliggende masser (sedimenter og vann) og/eller oppvarming. Viktige undertyper av avsetningsbergarter er:
 - o **bruddstykkersediment-bergarter**, dannet fra sedimenterte partikler fra forvitring/erosjon av eldre bergarter (leire, sand, grus etc.);
 - o **karbonatsediment-bergarter**, dannet ved avsetning av kalkslam fra korallrev, kalkalger, skjell etc.;

organiske sediment-bergarter, dannet ved utfelling/avsetning i spesielle miljøer (for eksempel kull);

- o **andre kjemiske sediment-bergarter**, for eksempel saltavsetninger, jernutfellinger etc.; og
- o **vulkanske sedimentære bergarter** (fra sedimentering av vulkansk aske etc.; bergarter dannet ved størkning av lava gir opphav til størkningsbergarter).
- **Omdanningsbergarter** (metamorfe bergarter), dannet ved metamorfose av en opprinnelig bergart under høyt trykk og høy temperatur.
 - o **metamorfose av størkningsbergarter**, for eksempel gabbro og granitt, som ofte gir en båndet bergart med liten endring i mineralinnhold og hardhet i forhold til den opprinnelige størkningsbergarten.
 - o **metamorfose av avsetningsbergarter**, som gir opphav til en rekke nye bergarter. Leirskifer blir til fyllitt og ulike glimmerskifer, sandstein blir til metasandstein og kvartsitt (avhengig av mineralinnhold i utgangsbergarten). Mineralinnholdet og hardheten i den omdannede (metamorfe) bergarten kan avvike sterkt fra den opprinnelige sedimentære bergarten.

Berggrunnsegenskapenes betydning for naturtypemangfoldet blir drøftet videre i **Artikkel 19**.

Sedimentene kan videre deles inn i:

- Overveiende uorganiske (minerogene) sedimenter
 - o **bruddstykkersedimenter**, bestående av sedimenterte partikler fra forvitring/erosjon av eldre bergarter (leire, sand, grus etc.)
 - o **kjemiske utfellingsedimenter**, for eksempel jernrike sedimenter som myr- og sjømalme (svensk: *järnockra*), danner overganger til avsetningsbergarter
 - o **biogene karbonatsedimenter**, helt eller overveiende produsert av levende organismer, for eksempel ved avsetning av kalkslam fra korallrev, kalkalger, skjell, etc. og ved utfelling av kalksedimenter (kalkgyttje, svensk: *kalkbleke*) i ferskvann (se **Artikkel 18**)
- Overveiende organiske (organogene) sedimenter
 - o **konsoliderte organiske sedimenter** (blant annet **torv**, se **Artikkel 13: A**; se for øvrig **NiN BD 4: E3** og **Artikkel 20** for henholdsvis typer av og betingelser for akkumulering av organisk materiale og forekomst av organisk mark og bunn)
 - o **ikke-konsoliderte organiske sedimenter avsatt i vann** [se **NiN BD 4: E2** for skillet mel-



lom dy og gyttje som trinn innenfor økolinen nedbrytningsgrad (NE), økoklinuttrykk 2 dødt organisk materiale i ferskvann]

- **dy** [oftest ukonsoliderte (løse) sedimenter hovedsakelig bestående av utfelte humuspartikler og torvmosesrester, for det meste produsert alloktont]
- **gyttje** (sedimenter hovedsakelig bestående av rester av planter og dyr fra innsjøen, det vil si som er produsert autoktont); algegyttje er gyttje med algerester som en vesentlig komponent

Artikkel 13

Begrepsapparat for vanntilgang: vannmetning, kildevannspåvirkning og torvdannelse

Rune Halvorsen

A Innledning

Vanntilgangen er en nøkkelfaktor for variasjonen i artssammensetning i økosystemer på land, over hele spekteret fra konstant våt våtmark til de tørreste fastmarkssystemer. Ekspertgruppa har valgt å beskrive denne variasjonen som økoklinen VM – vannmetning, økoklinuttrykk A vannmetning av marka. Denne økoklinen står imidlertid i nær relasjon til gradienter i kildevannspåvirkning (økoklinen KI) og tendens til torvdannelse (akkumulering av organisk materiale i substrat, økoklinen AO, og torvdybde). I dette kapitlet vil vi først gjøre rede for begreper knyttet til økoklinen VM (uttrykk A, vannmetning av marka), dernest vil relasjonene til de andre økoklinene bli drøftet.

B Vannmetningsbegrepet og relaterte begreper

Tilgang på vann er essensiell for de aller fleste organismer, og vanntilgang er derfor en av de viktigste faktorer for å forklare variasjon i artssammensetning i landsystemer. Variasjonen i tilgang på vann er imidlertid svært kompleks økologisk faktor med mange ulike økologiske virkninger; som essensiell ressurs, som fysisk faktor som kan hindre oksygentilgang og hemme nedbrytning, og som forstyrrelsesfaktor som forårsaker erosjon og sedimentasjon. I dette underkapitlet drøftes begrepsbruk og grunnleggende aspekter ved økoklinen vannmetning, som et nødvendig grunnlag for å håndtere vanntilgang i Naturtyper i Norge. Denne drøftingen vil danne grunnlaget for, og dels ta opp, problemstillinger som like gjerne kunne vært drøftet i forbindelse med trinndelingen av økoklinen VM økoklinuttrykk A (fem trinn; Fig. 1) i **NiN BD 4: F1**.

Begrepsbruken i Naturtyper i Norge tar utgangspunkt i begrepsavklaringer gjort blant annet av von Post & Granlund (1926) og Sjörs (1948).

Ei sentral grense langs økoklinen VM er grensa mellom fastmark og våtmark, som er knyttet til begrepet **grunnvannstilførsel** [svensk: *markblöta*, tysk: *Bodennässe*, engelsk: *wet of soil* (Sjörs 1948)]; gjennom størstedelen av året forekomst av et grunnvann i eller nær markoverflata. Bare når grunnvannet står tilstrekkelig nær markoverflata, vil organismesamfunnet kjennetegnes ved forekomst av organismer som typisk er tilpasset liv under vannmettede forhold, som etter definisjonen er et hovedkjennetegn på våtmark. Som Sjörs (1948) definerer vi grunnvann utelukkende på grunnlag av vannets plassering i marka. Tre begreper er viktige:

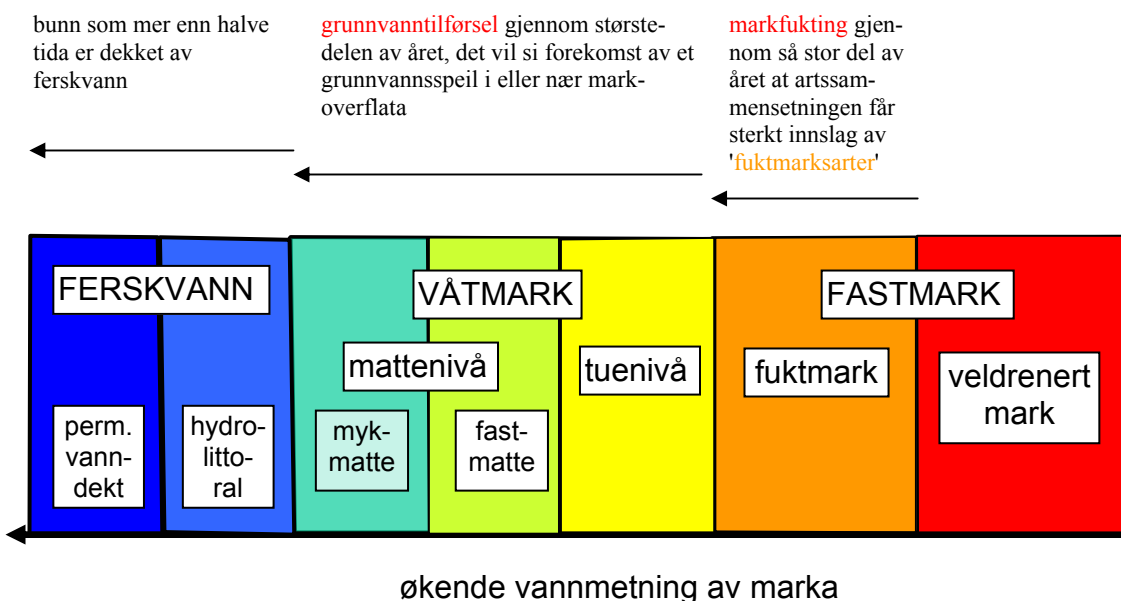


Fig. 1. Trinn langs vannmetningsøkoklinen (VM) på økosystem-naturtypenivået (økoklinuttrykk A).



Fig. 2. Illustrasjon av begrepene 'grunnvann med regnvannsopphav' og 'jordvannstilførsel'. Myrområdet på bildet består av flere hydromorfologisk mer eller mindre uavhengige myrdele (landskapsdeler); foran en kanthøgmyr, en oseanisk myrtype som består av et sentralt, svakt hvelvet regnvannsmyrparti (fastmatter og tuer med brunlig farge har regnvannsopphav) omgitt av fastmattedominerte (lysere grønne) myrpartier som også tilføres jordvann. Bak til høyre en sterkt hellende bakkemyr (også med jordvannstilførsel) med (ekstremt) baserike fastmatter. Tågdalen, Nordmarka, Mo, Surnadal, Møre og Romsdal. Foto: Rune Halvorsen.

- **grunnvannsspeilet (= grunnvannsoverflata):** det høyeste nivået i marka der fritt vann forekommer eller ville forekommet dersom marka hadde hatt tilstrekkelig vide hulrom, det vil si der marka er mettet med vann
- **grunnvann:** alt vann under grunnvannsspeilet
- **grunnvannstilførsel:** forekomsten av et grunnvannsspeil i eller nær markoverflata

Grunnvannstilførselen kan være av tre prinsipielt ulike typer:

- tilførsel av **grunnvann med regnvannsopphav (= ombrogen vanntilførsel):** vann i eller nær markoverflata, som har opphav i regnvann og som ikke har vært i kontakt med mineraljord (Fig. 2)
- **jordvannstilførsel (= geogen vanntilførsel):** tilførsel av vann i eller nær markoverflata, som har vært i kontakt med mineraljord (Fig. 2)
- **limnogen vanntilførsel:** tilførsel av vann fra ferskvannsføremster (innsjøer eller elver)

Begrepet limnogen vanntilførsel nyttes først og fremst for å beskrive vanntilførsel til våtmarker langs innsjøer og elver (men i prinsippet har også ferskvannsbunn limnogen vanntilførsel).

Begrepet ombrogen vanntilførsel vil bli benyttet i en streng betydning, det vil si om grunnvann som ikke har vært i kontakt med mineraljord. Det innebærer at innsjøer uten synlige tilløp eller avløp og uten kontakt med det øvrige grunnvannet i området, slike som Vilbergstjern og Svenskestutjern på Romerike (Ullensaker,

Akh), hvis vannkjemiske trekk i stor grad er preget av nedbørens sammensetning men som dog har kontakt med de mineralnæringsfattige sandavsetningene i landskapet omkring, ikke faller inn under begrepet ombrogen vanntilførsel (Fig. 2). Disse sjøenes vann tilfredsstiller dessuten Sjørs' definisjon av grunnvann. Grunnvannsbegrepet vil imidlertid først og fremst bli benyttet i forbindelse med typeinndeling av våtmark og fastmark.

Våtmark kan igjen deles i to hovedtrinn langs vannmetningsgradienten (Fig. 1). For disse to hovedtrinnene har ekspertgruppa (foreløpig) valgt å bruke de vel innarbeidete begrepene tuenivå og mattenivå, definert som følger:

- **tuenivå:** våtmark med markoverflate som aldri oversvømmes av grunnvann
- **mattenivå:** våtmark med markoverflate som årvisst



Fig. 3. Svenskestutjernet (Hovin, Ullensaker, Akershus), en grytehullsjø der vannet ikke står i kontakt med det øvrige grunnvannet i området. Foto: Rune Halvorsen.



Fig. 4. Svakt hellende bakkemyr dominert av *basefattig fastmatte*, med spredte hvelvete områder med *basefattig tuenivå*. Fastmattene domineres blant annet av rome (*Narthecium ossifragum*), mens tuenivå kjennetegnes ved dominans av røsslyng (*Calluna vulgaris*). *Calluna*-grensa, nedre grense for røsslyng i aktivt voksende torv, kan ofte ses som ei skarp grense mellom tuenivå og mattenivå. Solhomfjell-området, Gjerstad, Aust-Agder. Foto: Rune Halvorsen.

oversvømmes av grunnvann (mattenivå inkluderer løsbunn i tradisjonell myrterminologi)

Som drøftet videre i kapittel NiN BD 4: F1, vil mattenivå videre bli delt i fastmatte og mykmatte (se også Fig. 1).

Fordi røsslyng (*Calluna vulgaris*) og andre arter med mykorrhiza (for eksempel molte og krekling) ikke etablerer seg på steder som periodevis oversvømmes, utgjør ofte den såkalte *Calluna*-grensa (nedre grense for røsslyng i aktivt voksende torv; Malmer 1962) ei skarp grense mellom tuenivå og mattenivå (Fig. 4). Grensa mellom tuenivå og mattenivå er imidlertid ikke bare ei grense mellom mindre våt og mer våt mark, men også ei grense mellom typer av natur som skiller seg med hensyn til 'habitategenskaper som fasthet og gjennomlufting av marka, som i sin tur avhenger av vann-nivået og dets fluktasjoner' (Sjørs 1950: 195, oversatt).

Overgangen mellom våtmark med permanent grunnvannstilførsel og veldrenert fastmark er gradvis, og passerer et trinn der grunnvannstilførselen ikke er tilstrekkelig permanent eller sterk nok til å fylle kravene til våtmark, men der marka likevel ofte er gjennomfuktet på grunn av tilførsel av vann. Ekspertgruppa har definert et nytt begrep, **markfukting**, for det fenomenet at øvre marksjikt er gjennomfuktet på grunn av tilførsel av vann. Det vannet som forårsaker markfukting, kan være grunnvann (all våtmark har permanent markfukting gjennom grunnvannstilførsel), men markfuktingsbegrepet er videre enn begrepet grunnvannstilførsel fordi markfukting også kan oppstå på andre måter:

1. Periodevis grunnvannstilførsel
2. Permanent eller periodevis forekomst av et grunnvannsspeil lenger under markoverflata enn det som kreves for forekomst av organismer som typisk er tilpasset liv under vannmettede forhold
3. Periodevis forekomst på eller nær markoverflata (over grunnvannsspeilet) av vann som ikke er grunnvann (**overflatevann**).

Eksempler på overflatevann er overflateavrenning etter kraftig regnvær og smeltevann, for eksempel fra en snøskavl, som overrisler et snøleie eller en tidligere framsmeltet grusmark nedenfor skavlen, til langt utover ettersommeren. Områder med leveforhold av den sistnevnte typen, som overrisles av smeltevann, vil dersom smeltevannstilførselen er sterk og langvarig nok, få en

Fig. 5. Eksempler på fuktmark innen ulike økosystem-hovedtyper. (a) Fastmarksskogsmark; grunntypen småbregnefuktskogsmark i en utforming dominert av bjønnkam (*Blechnum spicant*), hengeving (*Phegopteris connectilis*) og smyle (*Avenella flexuosa*) i svak forsenkning i terrenget ned mot liten bekk. Paulen skog, Vennesla, Vest-Agder. (b) Kystlynghei; grunntypen ekstremt basefattig fukthei, dominert av rome (*Narthecium ossifragum*) og klokkelying (*Erica tetralix*). Førhjelmo, Hjelme, Øygarden, Hordaland. (c) Ur og snørasmark med mosaikk av grunntypene åpen baserik ur (veldrenert mark) og storbregne-rasmarkfukteng. Nedre del av ur ved Bjørnstegane, Jostedalen, Luster, Sogn og Fjordane. Foto: Rune Halvorsen.

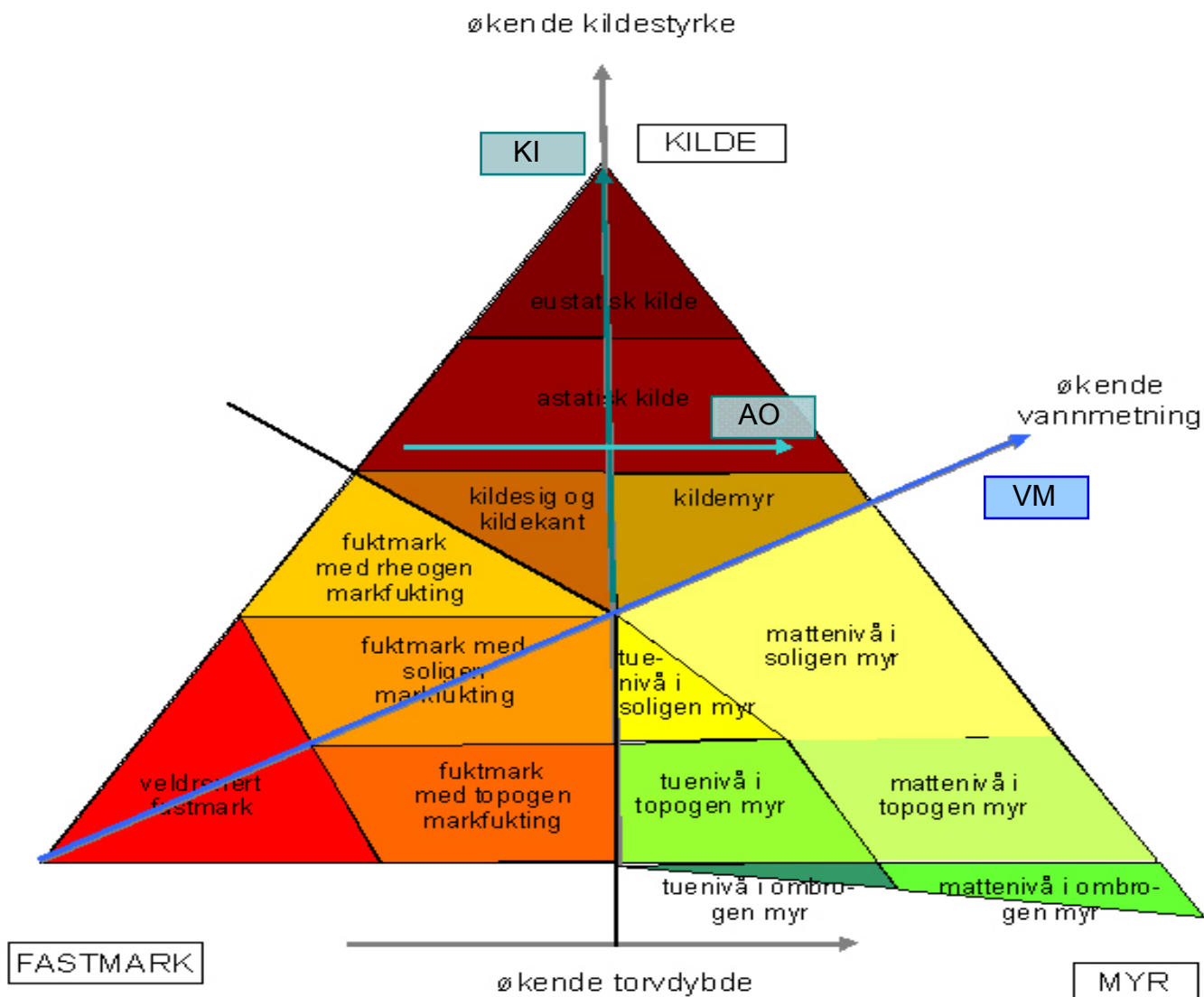


Fig. 6. Vanntilgangstrekanter, en begrepsmodell som viser de komplekse relasjonene mellom de tre vann-relaterte gradientene (vannmetning (tilførselsstyrke), kildestyrke og torvproduksjon/torvdybde). De tre gradientene er indikert med tjukke, grå piler. De fire vanntilgangsrelaterte økoklinene som vil bli nyttet til inndeling i økosystem-typer innenfor fastmark (flere ulike økosystem-hovedtyper), myr og kilde (åpen og skogsmarks-hovedtyper) er markert med blå piler. Innenfor fastmark er fuktmark markert med oransje fargenyanser. Merk: Lengden på trekantens sidekanter gjenspeiler ikke graden av endring i artssammensetning eller andre aspekter av naturvariasjon

artssammensetning først og fremst bestående av typiske våtmarksarter (myr-, delvis også kildearter). Slik våtmark, vekselfuktig arktisk-alpin grunn våtmark, skiller seg fra annen våtmark ved ikke å være betinget av grunnvannstilførsel.

Våtmark er definert som 'mark med grunnvannsspeil tilstrekkelig nær markoverflaten, eller så rikelig tilførsel av overflatevann, at organismer som er tilpasset liv under vannmettede forhold eller som krever god og stabil vann-tilgang forekommer rikelig'. Mark som ikke tilfredsstillende definisjonen av våtmark men som representerer neste trinn langs en vannmetningsøkolin, faller inn under det nye begrepet **fuktmark**, som defineres som fastmark med markfukting gjennom så stor del av året at artssammensetningen får sterkt innslag av 'fuktmarksarter'. Fuktmark finnes innenfor alle hovedtyper av fastmark-

søkosystemer; åpen kulturmark (beite- og slåttemark og lynghei), fastmarksskog, fjellhei, snøleier etc. (Fig. 5 viser noen eksempler). Andelen av fastmarksarealet som har markfukting gjennom så stor del av året at kravene i fuktmarksdefinisjonen blir oppfylt, øker sterkt med økende klimatiske oseanitet, og de to mest oseaniske seksjonene O2 og O3 i Norge karakteriseres blant annet ved vidstrakte fuktmarksarealer (Moen 1998). Fuktmark er imidlertid også viktig i den svakt oseaniske seksjonen, blant annet i humide høyereliggende områder (Moen et al. 1976, Moen 1990), og forekommer mer sporadisk, under spesielle hydrologiske og topografiske betingelser, i mer kontinentale områder.



C Vanntilgangstrekanten og relasjoner mellom økokliner relatert til vanntilgang

Vannmetningen er en primær betingende faktor for en rekke økosystemprosesser slik som mineralnærings-tilgang og nedbrytning. Vanntilgangstrekanten (Fig. 2) er en begrepsmodell som viser de komplekse relasjonene mellom de tre vann-relaterte gradientene vannmetning (**VM**; tilførselsstyrke), kildestyrke (**KI**) og torvproduksjon/torvdybde (økoklinen AO akkumulering av organisk materiale). Av disse tre økoklinene er imidlertid bare torvproduksjon (for eksempel uttrykt ved torvlagets tjukkelse og innhold av organisk materle) og kildestyrke uavhengige av hverandre; såvel torvproduksjon som kildestyrke betinger god vanntilgang (Fig. 6). Vanntilgangstrekanten vil bli lagt til grunn for drøfting av grenser mellom kilde, myr og fastmark.

Ikke all våtmark er torvmark, men alle kategorier vanntilførsel til våtmark (grunnvann med regnvannsoffav og de tre typene av jordvann inkludert rheogent vann) kan forårsake torvdannelse. Sjøl om det oksygenrike kildevannet fremmer nedbrytning av organisk materiale og, i hvert fall i prinsippet, skulle motvirke akkumulering av torv, finnes rikelig dokumentasjon av variasjon fra ingen torv til meterdyp torv innenfor kilder (Moen 1990; se NiNnot30). Begrepene kilde og torvmark utelukker hverandre derfor ikke. En definisjon av myr basert på torvmarksdefinisjonen (se **NiN BD 3: F2h**) vil derfor heller ikke utelukke kilder. Ekspertgruppa har derfor valgt å presisere definisjonen av myr slik at områder som tilføres rheogent vann ekskluderes fra myr. Dermed vil ikke begrepene myr og kilde lenger overlapse.

Videre inndeling av økoklinen kildevannspåvirkning (**KI**) og begrepsapparatet knyttet til denne økoklinen vil bli drøftet i kapittel **NiN BD 4: F2**.

Torvdannelsesprosessen, som resulterer i en torvdybdegradient, er resultatet av en kompleks prosess som er drøftet i **Artikkel 20**. På Fig. 2 er torvdybdegradienten bare maert i området fra fuktmark til tuenivå i myr fordi det ikke foregår torvakkumulering på veldrenert fastmark, og fordi torvakkumuleringen på fuktmark ikke er sterk nok til å tilfredsstille kravet i definisjonen av en torvmark til 30 cm torvdybde (se **Artikkel 20**).

Referanser

- Malmer, N. 1962. Studies on mire vegetation in the Archaean area of Southwestern Götaland (South Sweden). I. Vegetation and habitat conditions on the Åkhult mire. – *Opera bot.* 7: 1: 1-322.
- Moen, A. 1990. The plant cover of the boreal uplands of Central Norway. I. Vegetation ecology of Sølendet nature reserve; haymaking fens and birch woodlands. – *Gunneria* 63: 1-451.
- Moen, A. 1998. Nasjonalatlas for Norge: Vegetasjon. – Statens Kartverk, Hønefoss.
- Moen, A., Kjelvik, L., Bretten, S., Sivertsen, S. & Sæther, B. 1976. Vegetasjon og flora i Øvre Forradalsområdet i Nord-Trøndelag, med vegetasjonskart. – *K. norske Vidensk. Selsk. Mus. Rapp. bot. Ser.* 1976: 9: 1-135.
- Sjörs, H. 1948. Myrvegetation i Bergslagen. – *Acta phytogeogr. suec.* 21: 1-299.
- Sjörs, H. 1950. Regional studies in north Swedish mire vegetation. – *Bot. Not.* 103: 173-222.
- von Post, L. & Granlund, E. 1926. Södra Sveriges torv- viltgångar I. – *Sver. geol. Unders. Ser. Ca Avh. Upps.* 335: 1-127.

Artikkel 14

Sammenhenger mellom økokliner i vann og overgangssoner mellom vann og land relatert til massetransport

Rune Halvorsen, Kjell Magnus Norderhaug, Tom Andersen og Lars Erikstad

Denne framstillingen av geomorfologiske prosesser låner mye fra Sulebak (2007).

A Overblikk over geomorfologiske prosesser i og i tilknytning til rennende vann

Bevegelsesenergien som vannet bærer med seg på sin ferd fra det treffer landjorda som nedbør til det når havet, er en av de viktigste kildene til utformingen av terrestre landformer. Mange av de karakteristiske landformene i Norge, for eksempel V-formete daler, canyoner, elvesletter og deltaer, er i hovedsak elveskapte, det vil si dannet gjennom fluviale (elve-forårsakete) geomorfologiske prosesser. Elver former landet langsomt; over tidsskalaer fra tusener til millioner av år. Men sjøl om dagens fordeling av naturtyper i Norge i stor grad er bestemt av de geomorfologiske prosessene som formet landskapet, har dette betydning først og fremst på et grovere landskapsnivå (**NiN BD 2: D2b**). På økosystem-nivået finnes det i de fleste tilfeller ikke noen direkte kobling mellom skapende prosess og dagens natur fordi blant annet jordsmonndannende prosesser, klima, berggrunn etc. for lengst har overstyrt dannelseshistorien som viktig komponent i de økoklinene som i størst grad forklarer dagens artssammensetning. Elvesystemer og tilgrensende flommarker utgjør imidlertid et viktig unntak. I disse systemene er aktive fluviale prosesser hovedkildene til naturvariasjon på de skalaer i rom og tid som adresseres med økosystem-inndelingen i Naturtyper i Norge. En grunnleggende forståelse av disse prosessene er derfor en forutsetning for å kunne identifisere et hensiktsmessig sett av økokliner for å beskrive denne naturvariasjonen.

Elvas geomorfologiske arbeid består av tre ulike prosesser:

- *erosjon* av elveløpet
- *transport* av erodert materiale og materiale som tilføres elva
- *sedimentasjon* av transportert materiale

Omfanget, og den relative betydningen, av hver

av disse prosessene på et gitt sted i eller ved en elv har avgjørende betydning for hvilken type økosystem som utvikles. Vi vil komme tilbake til hver av prosessene, men først kort beskrive elvevannet som geomorfologisk faktor.

De to viktigste bestemmende faktorene for omfanget av og kvaliteten på elvevannets arbeid i elveløpet er vannføringen Q (angis i m^3/s) og vannhastigheten V (som angis i m/s). Q er proporsjonal med V , med elvetvernsnittsarealet A som proporsjonalitetsfaktor:

$$Q = A \cdot V$$

Dette er imidlertid et forenklet uttrykk fordi vannhastigheten også er avhengig av den motstanden vannet møter i elveløpet, som bestemmes av to faktorer:

- elveløpets areal/omkrets-forhold (eller **hydraulisk radius**, R)
- elveleiets ruhet r , som bestemmer hvor stor friksjon elvevannet møter; ruheten er anslagsvis dobbelt så stor på en bunn med stein og blokker (se **NiN BD 4: E3** for terminologi om kornstørrelser) som på sandbunn, og anslagsvis dobbelt så stor på en svært ujevn (ruglete) bunn som på en jevn bunn

Dermed får vi følgende proporsjonalitetsrelasjon:

$$Q \propto \frac{A \cdot V \cdot R}{r}$$

Elvenes evne til å utføre arbeid øker når vannføringen Q øker, men vannhastigheten er den enkeltfaktoren som best uttrykker elvevannets bevegelsesenergi.

Ei elv graver ujevnt fordi strømhastigheten varierer horisontalt og vertikalt i elvetvernsnittet (se Fig. 1). Størst vannhastighet finner vi oftest nær overflata ved midten av elvetvernsnittet, men vannet er tregt og linja som forbinder punktene med størst vannhastighet (**strømstreken**) vil derfor tvinges ut mot yttersida av elveløpet i yttersvinger. Det forklarer hvorfor elver graver i yttersvinger mens sedimentasjon kan bygge opp innersvingbanker i innersvingene der vannhastigheten er lavere (Fig. 2; mer om sedimentasjon nedenfor).

Elvevannet kan erodere fjell ved skuring (mekanisk sliping) av underlaget (partikler elva transporterer fungerer som slipemateriale), eller som et direkte resultat av det sterke vannpresset i fosser og stryk. Over lang tid vil det på steder med stort direkte vannpress kunne dannes canyoner, kløfter, jettegryter m.v. Disse landformene, som er stabile over årtusener, vil i NiN-økosystemsammenheng være å betrakte som bergvegger etc. fordi dannelseshistorien er av underordnet betydning for artssammensetningen. For elve- og elvekantøkosystemene har imidlertid elvevannets evne til å erodere (grave i) løsmassemateriale, og til å transportere og sedimentere partikler avgjørende

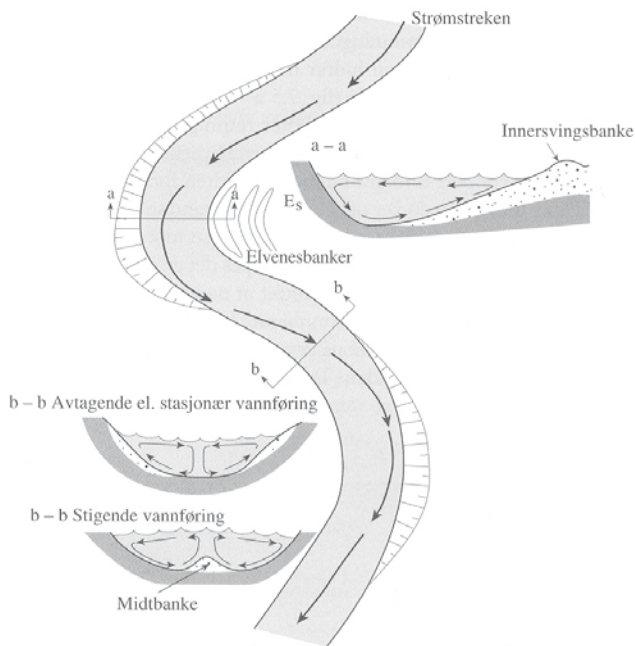


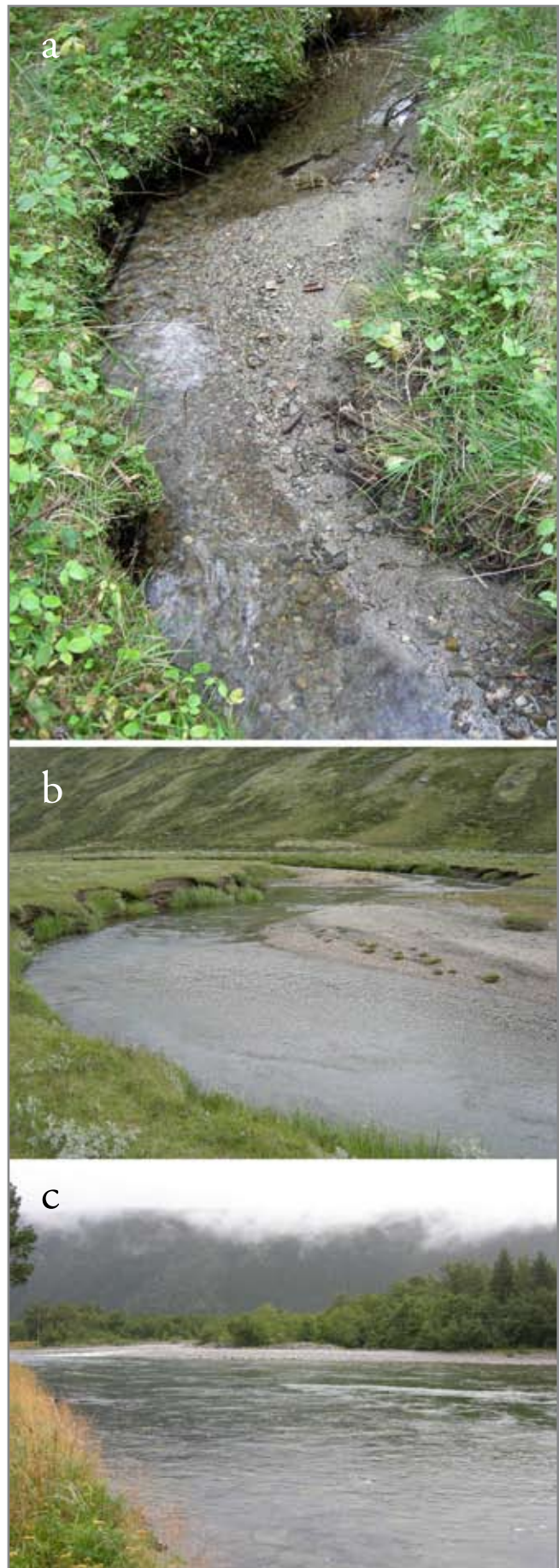
Fig. 1. Strømmønsteret i elver (fra Sulebak 2006: Fig. 7.5 s. 122).
 Figuren viser strømstreken, linja som forbinder punktene langs elveløpet der vannhastigheten er størst, og forklarer hvorfor elva eroderer elvenes yttersvinger (sideerosjon) mens materiale sedimenteres som innersvingbanke i innersvingene.

betydning. Løsmasser i Norge utgjøres først og fremst av bre- og breelavsetninger fra avsmeltingsperioden etter siste istid, men også elveavsetninger (av materiale som er vasket ut i elvene fra nedbørfeltene eller erodert i elveleiet) og tilførsler fra eksisterende breer og breelver er (lokalt) viktige.

Det er en nær sammenheng mellom partikkelstørrelsen (se NiN BD 4: E3 for terminologi om kornstørrelser) i eller nær elver og om, i tilfelle hvor langt og til hvilket sted, disse vil bli transportert av elvevannet. Enhver partikkel på elvebunnen er utsatt for tre krefter (Fig. 3):

- oppdrift (lik vekten av det vannet partikkelen fortrenger)
- vannpress (kraft bestemt av vannhastigheten)
- friksjonsdrag (kraft som virker i vannets bevegelsesretning parallelt med elvebunnen)

Fig. 2. Elver graver ut elveløpet i yttersvinger (erosjon), mens sedimentasjon i innersvinger fører til at innersvingbanke (elvenes) bygges opp. Erosjon og sedimentasjon kan finne sted langs små såvel som store elver. (a) Liten bekk som renner gjennom *myrskogsmark*, med erodert yttersving (til venstre) og liten innersvingbanke (til høyre). N f Ultveitvatnet, Norderhov, Ringerike, Buskerud. (b) Middels stor elv som meandrerer gjennom løsmasser. Bildet viser aktiv erosjon i yttersving (til venstre i bildet) og oppbygging av innersvingbanke til høyre i bildet. Grimsdalen V f Verkensetra, Dovre, Oppland. (c) Stor elv [Driva ved Gjora (Romfo, Sunndal, Møre og Romsdal), rett nedenfor utløpet av Grøvu] med elveør i funksjonell innersving på motsatt side av elva og bratt, erodert kant i venstre bildekant.
 Foto: Rune Halvorsen.



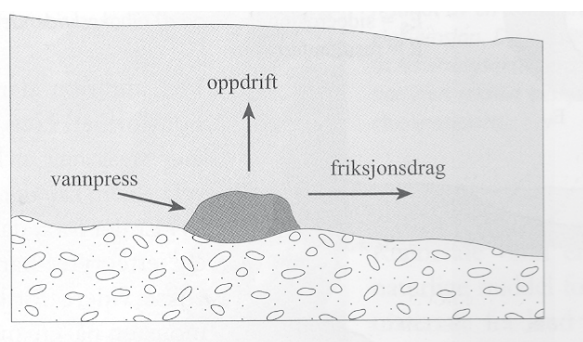


Fig. 3. De tre kreftene som virker på en partikkel (en stein) på elvebunnen (fra Sulebak 2006: Figur 7.6)

Hvor stor kraft som må til for å flytte en partikkel, avhenger av partikkeltypen. Små partikler (fin sand, silt og leire, < ca. 1/4 mm) holdes fast til underlaget *først og fremst* på grunn av bindingskreftene (kohesjonen) som virker mellom partiklene. Med økende partikkelstørrelse avtar bindingskreftene mens partiklenes egen vekt blir viktigere. Partikler større enn fin sand holdes fast til underlaget på grunn av sin egen vekt. Når kreftene som søker å flytte partikkelen blir sterkere enn kreftene som holder partikkelen fast til underlaget, vil partikkelen flyttes med elvestrømmen.

Elvevannets evne til transport av materiale avhenger både av vannføringen og av den maksimale hastigheten på elvevannet. Sulebak (2007) bruker begrepene **kapasitet** og **kompetanse** for å beskrive de ulike virkningene av disse to faktorene. Når vannføringen øker, vil den totale materialmengden som blir transportert (for eksempel masse pr. arealenhet i elvetverrsnittet som passerer i løpet av et visst tidsrom) også øke. Elvas kapasitet øker. Når vannhastigheten øker, vil imidlertid (også) bevegelsesenergien på et gitt punkt i elveløpet øke slik at størrelsen på hver enkelt partikkel som elvevannet er i stand til å flytte, øker. Elvas kompetanse har da økt.

Materiale transporteres med elva delvis som suspensjon, delvis som bunntransport. Suspendert materiale består av små partikler; hvor store bestemmes av vannhastigheten og vannets turbulens, som motvirker tyngdekraften og hindrer partiklene i å synke til bunns. Normalt vil finsand og mindre partikkelstørrelser lett transporteres som suspendert materiale. Konsentrasjonen av suspendert materiale i ulike dybdelag avhenger av partikkelstørrelsen; store partikler (for eksempel finsand) har relativt større konsentrasjoner nær bunnen mens de fineste leirpartiklene vil fordele seg jevnt i vannsøylen. Større partikler transporteres langs bunnen ved å skli, trille eller sprette; en energikrevende prosess. Det finnes empiriske undersøkelser som viser at massen M_{\max} til de største partiklene elvevannet er i stand til å føre med seg øker proporsjonalt med sjettede potens av vannhastigheten V (det vil si at en dobling av vannhastigheten medfører en økning av M_{\max} med $2^6 = 64\times$):

$$M_{\max} \propto V^6$$

Partikkelstørrelse angis vanligvis som partiklenes diameter d ; et uttrykk for deres lineære dimensjon (kornstørrelsen; se **NiN BD 4: E3**). Massen er proporsjonal med volumet av partikkelen, som er proporsjonal med den lineære dimensjonen i tredje potens. Dermed blir diameteren på de største partiklene elvevannet er i stand til å føre med seg, proporsjonal med kvadratet av vannhastigheten.

$$M_{\max} \propto V^6 \Leftrightarrow (d_{\max})^3 \propto V^6 \Leftrightarrow d_{\max} \propto V^2$$

Wentworths kornstørrelsesinndeling, som er 2-logaritmebasert (se **NiN BD 4: Tabell 15**), består av 25 klasser. Hver gang vannhastigheten dobles, vil elvevannet dermed være i stand til å flytte partikler som er to størrelsesklasser større på Wentworths skala.

Sedimentasjon finner sted når elvevannets transportevne avtar. Desto mer transportevnen avtar, jo mindre partikler vil bli sedimentert. Silt og leire vil normalt bare avsettes i stille vann (vann uten strøm) eller på land når elva går over sine bredder.

Fordi vannets bevegelsesenergi (vannhastigheten) og dens transportkapasitet (vannføringen) varierer gjennom året og mellom år på ett og samme sted, vil erosjon, transport og sedimentasjon skje som elementer i en dynamisk prosess. Gjennom denne prosessen flyttes materiale etappvis nedover elva. Materiale som eroderes under flommen, kan avsettes lenger nede i elveløpet når flommen avtar, for igjen å eroderes ved neste flomepisode.

Fordi elver ofte har en avtakende helning (og dermed avtakende strømhastighet) fra øvre deler mot utløpet, vil elvenes transportkompetanse oftest være størst i øverste deler. Det resulterer i erosjonspregete elveleier med fjell eller dominans av steiner/blokker. Nedover mot utløpet avtar helningen, materialtransporten øker fordi vannføringen øker, men transportkompetansen avtar. Det vil derfor være en tendens, som øker mot utløpet, til sedimentasjon av finere og finere materiale og dermed til oppbygging av elvesletter. Elvesletter vil, på grunn av variasjonen i elvas gravende evne mellom inner- og yttersvinger, over tid kunne utvikle karakteristiske elveslettelandskap med meandere, kroksjøer og andre strukturer.

B Elver: Sammenhenger mellom økokliner relatert til kornstørrelse, bevegelsesenergi, massebalanse, vannforårsaket forstyrrelse og oversvømmingsvarighet

Rennende vann har mange, til dels ulike, svært viktige, økosystemfunksjoner:

1. livsmedium for en rekke arter (viktige egenskaper i så måte er variasjonen i mineralnæringsinnhold, surhet og innhold av humusstoffer)
2. bærer av bevegelsesenergi (se **A**) som varierer i styrke over tid og som forårsaker erosjon, transport og sedimentasjon av mineralpartikler
3. forstyrrelse av bunn og mark (direkte ved erosjon og sedimentasjon og noe mer indirekte ved isskurving etc.)
4. i flomsone som stressfaktor (**NiN BD 2: D3c**) for arter med spesifikke krav til neddykking (som krever neddykking eller som ikke tåler neddykking/oversvømmelse)

Fordi vannet har disse funksjonene *på en og samme tid*, er det vanskelig å foreta en enkel utsortering av økokliner relatert til vannets virkninger i rennende vann. En rekke av økoklinene i Naturtyper i Norge er, i prinsippet,

relevante for å beskrive virkningene av rennende vann på naturen, over et spekter av organisasjons- og romlige skalanivåer:

1. KO – kornstørrelse (kategorien 'stoffomsetning og substratstruktur')
2. OV – oversvømmelsesvarighet (kategorien 'stoffomsetning og substratstruktur')
3. BE – bevegelsesenergi (kategorien 'forstyrrelsesintensitet')
4. VF – vannforårsaket forstyrrelse (kategorien 'forstyrrelsesintensitet')
5. MB – massebalanse (kategorien 'forstyrrelsesintensitet')
6. PS – primær suksesjon (generell)

Kornstørrelsen i løsmasse-elvbunn (og på tilstøtende flommark) slik vi kan observere den idag på et gitt sted, er, som forklart i kapittel **A**, resultatet av samspillet mel-

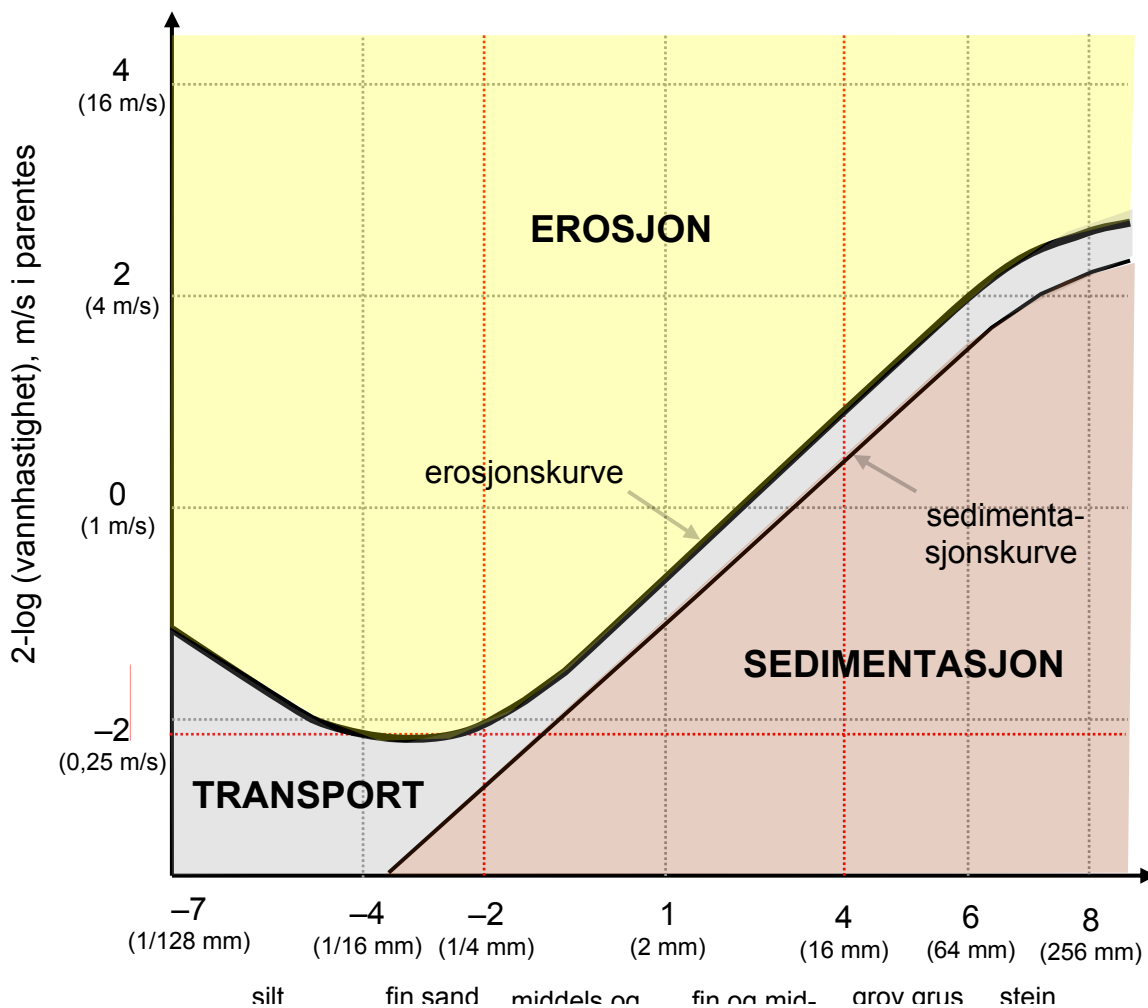


Fig. 4. Sammenhengen mellom vannhastighet og kornstørrelse, erosjon, transport og sedimentasjon av elvemateriale (etter Hjulström 1935 og Sulebak 2007). Avstanden mellom sedimentasjons- og erosjonsfeltene illustrerer at større krefter må til for å sette partikler i bevegelse (erosjon) enn for å holde dem i bevegelse (transport). Formen på erosjonskurven er et resultat av at det er to ulike typer krefter som bidrar til å holde materiale fast på elvebunnen – kohesjon mellom små partikler (som avtar når partikkelstørrelsen øker) og presset fra vann i bevegelse (som øker når partikkelstørrelsen øker); den totale holdfastheten når sitt minimum for fin sand fordi kohesjonskreftene er små samtidig som partiklene har lav vekt. Fin sand eroderes ved vannhastighet ca. 20 m/s. Sedimentasjonskurven vil bøye av (bli brattere) når vannhastigheten avtar, fordi leire og fin silt bare vil sedimenteres når det er mer eller mindre strømstille (< 0,01 m/s).

lom elvevannets eroderende og sedimenterende virkning, slik det er oppsummert i Fig. 4 [som er en klassisk figur basert på Hjulström (1935)]. Figuren viser at i sedimentasjonssituasjoner vil kornstørrelsen være en entydig indikator på vannets bevegelsesenergi (vannhastigheten) fordi sedimentasjonskurven er monoton (jevnt stigende). Figuren viser at det også i erosjonssituasjoner vil være en entydig sammenheng mellom bevegelsesenergien og størrelsesfordelingen på de partiklene som ikke elvevannet har kunnet vaske ut, for løsmasser grovere enn fin sand. Elver som strømmer hurtig gjennom løsmasser, vil derfor typisk danne et grovt dekkessjikt på elvebunnen (dette kan gjerne beskytte dypere lag av finere masser mot utvasking), der kornstørrelsen indikerer normal maksimal vannhastighet. Silt og leire vil imidlertid være mer motstandsdyktig mot erosjon på grunn av kohesjonskreftene, slik at det ikke er mulig entydig å slutte noe om vannets bevegelsesenergi (vannhastigheten) på grunnlag av kornstørrelsen når denne er finere enn fin sand. Uansett er det her tale om elver med lav bevegelsesenergi, slik at forskjellene i bevegelsesenergi neppe vil ha avgjørende betydning for økosystemets egenskaper.

Elvenes graving i løsmasser gjennom tusener av år etter siste istid vil i dag, i de fleste tilfeller, har nådd ett dynamisk endepunkt der aktuell kornstørrelsesfordeling gjenspeiler elvas gravende evne (transportkompetanse). Således vil en elv med bevegelsesenergi nok til periodevis å erodere og transportere vekk grov grus de fleste steder ha gravd seg ned gjennom løsmassene til bart berg eller lagt igjen et dekkessjikt av stein (Fig. 3). I områder der breavsetningene har homogen materialsammensetning og er svært tjukke (som for eksempel på Romerike foran det store bre-trinnet), kan imidlertid elvas bevegelsesenergi være større enn den dominerende kornstørrelsen i elvesedimentene skulle tilsi.

På et gitt punkt på elvebunnen vil kornstørrelsen i de øverste bunnsedimentene kunne variere over tid; grovere etter stor flom enn etter langvarig lav vannføring. Dessuten vil toppsedimentene kunne eroderes under flom slik at eldre sedimenter (med samme eller annen kornstørrelse enn toppsedimentene) blottlegges. Det vil altså kunne være betydelig variasjon i vannets bevegelsesenergi og sedimentenes kornstørrelse over tidsskalaer som er mye kortere enn vi har til hensikt å adressere gjennom økosystem-inndelingen i Naturtyper i Norge (6 år; se **NiN BD 2: E1b** punkt 4). Som grunnlag for økoklinbasert oppdeling av elvesystemer og tilhørende flommark i økosystem-grunntyper (bunn- og marktyper), må derfor legges til grunn naturforholdene slik de 'i store trekk' er, over en periode på minst 6 år (se også **NiN BD 2: E1b** punkt 4, kommentar 2; og drøfting under omtalen av økoklinen BE; kapittel **H1**, kommentar 3).

Rennende vann kan passere bart berg uten at materiale sedimenteres, over et stort spenn av bevegelsesenergi (Fig. 4). Hjulström-figuren (Fig. 4) indikerer også at ko-

rnstørrelser mellom fin sand og stein (i hvert fall i prinsippet) kan finnes over et spenn av variasjon i massebalanse fra dominans av erosjon til dominans av sedimentasjon (henholdsvis negativ og positiv massebalanse). Finere substrater kan nok i prinsippet også forekomme over et spenn av variasjon i massebalanse, men vil naturlig nok først og fremst forekomme under sedimenterende forhold (positiv massebalanse). Dette indikerer at følgende tre av de seks økoklinene er nødvendige for å beskrive variasjonsspekteret på elvebunn:

1. KO – kornstørrelse (kategorien 'stoffomsetning og substratstruktur')
2. BE – bevegelsesenergi (kategorien 'forstyrrelsesintensitet')
3. MB – massebalanse (kategorien 'forstyrrelsesintensitet')

Av disse vil KO og BE være sterkt korrelerte over et spenn av kornstørrelser fra middels sand til stein, og det vil bare være i dette kornstørrelsesområdet at vi finner (betydelig) variasjon i massebalanse. Alle disse tre økoklinene uttrykker aspekter av vannforårsaket forstyrrelse (jf. økoklinen VF), men på ulike måter. Forstyrrelsesintensiteten er ikke systematisk relatert til variasjon langs MB; sterk erosjon, sterk sedimentasjon, og sterk veksling mellom sterk erosjon og sterk sedimentasjon, fører alle til tap av biomasse og dermed til forstyrrelse. For sedimenter, til forskjell fra fast fjell, vil både KO og BE gjenspeile forstyrrelsesintensiteten, men ikke entydig (jf. Fig. 4). KO og BE har også aspekter av primær suksesjon i seg, men igjen er det ikke suksesjonsaspektet som er utslagsgivende for økosystemutformingen. Fordi variasjonen langs KO og BE mer eller mindre vil falle sammen for bløtbunn (< 16 mm dominerende kornstørrelse; se Fig. 4), vil bare en av økoklinene være nødvendig for å beskrive hovedvariasjonen på bløtbunn. Vi har valgt KO til dette, som er lettere kvantifiserbar enn BE.

Desto lenger opp i flommarka man kommer, jo mer sporadisk vil erosjons- og sedimentasjonsepisoder forekomme. Betydningen av kornstørrelse/bevegelsesenergi for økosystemutformingen svekkes derfor gradvis fra elveleiet opp mot øvre grense for flommarka der den er null. På landstranddelen av flommarka, og i særdeleshet de øvre delene der marka er stabil nok til å bære en stabil skog, er det oftest en dynamisk balanse mellom erosjon og sedimentasjon. Over tid vil dessuten sammenhengen mellom kornstørrelse/bevegelsesenergi og økosystemutforming svekkes ytterligere på landstrand-delen av flommarka gjennom oppbyggingen av et jordsmonn.

Åpen flommark kan imidlertid finnes med eroderende såvel som med sedimenterende forhold, for eksempel med sand som dominerende kornstørrelse. Et typisk eksempel på den sjeldent forekommende erosjonspregete sanddominerte åpne flommarka er flomvassdragene på sanduren

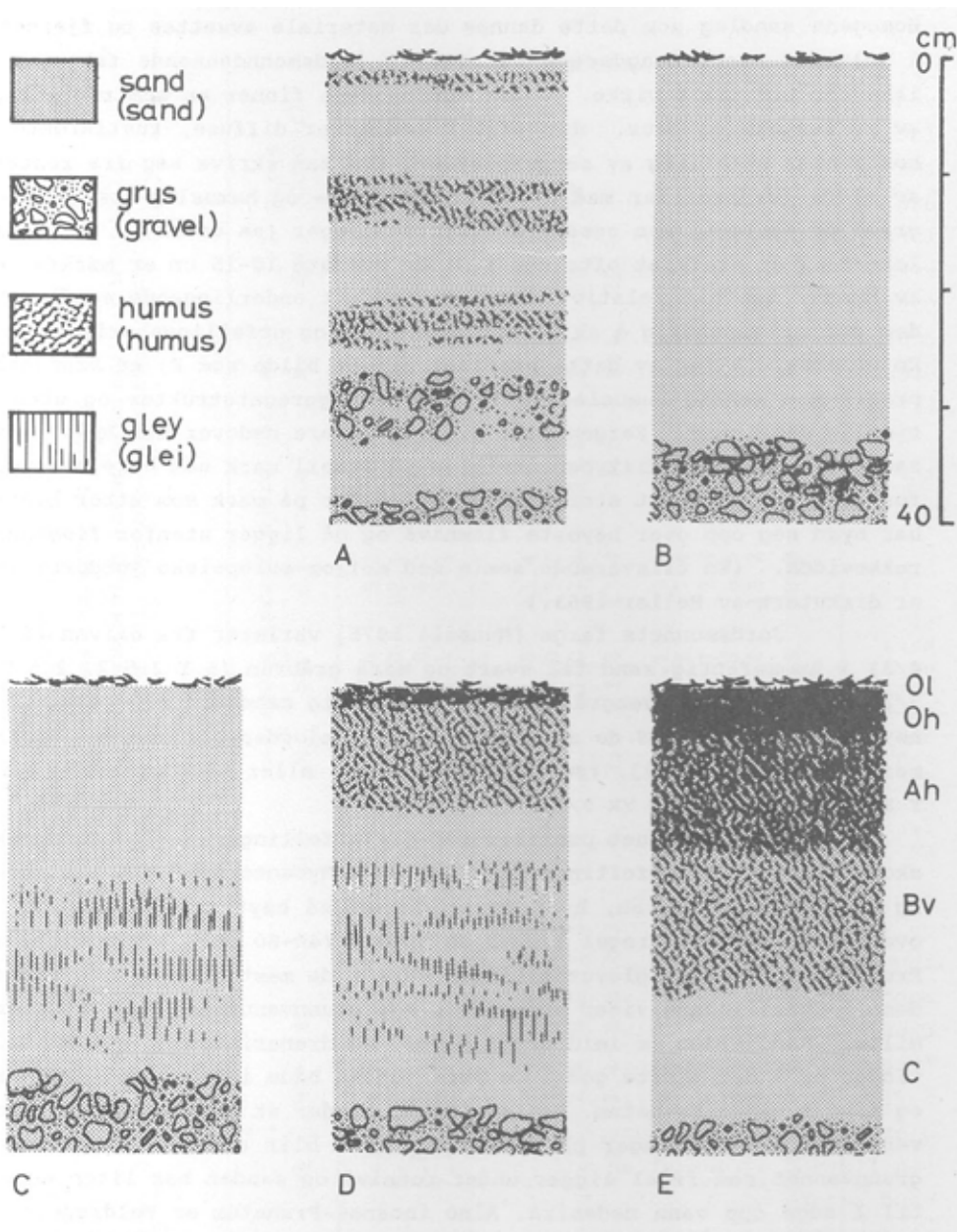


Fig. 5. Jordprofiler i flommarksskog (fra Fremstad 1981). A: Jordsmonn typisk for mark med sterk flomaktivitet der begravde humuslag alternerer med reine sandlag. B: Jordsmonn typisk for mark med svært sterk flomaktivitet, bestående av rein sand. C: Jordsmonn typisk for mark med sterk flomaktivitet og grunnvann som periodevis står nær markoverflata, bestående av reine sandlag med rustfargete lag innimellom, som kan være rester av begravde humuslag og/eller gleiutfellinger. D: Jordsmonn typisk for mark med moderat flomaktivitet, med et humuslag men uten velutviklede utvaskings- eller utfellingshorisonter (gleiutfellinger kan forekomme). E: Brunjordsprofil som liksom podsolprofil er jordsmonn typisk for mark med liten flomaktivitet (omkring normalt flomnivå).

på Romerike (for eksempel fra gården Sand nordover til Nordputten i Ullensaker Akh), der flomsonen er svært brei (fungerer som dreneringsløp for et stort nedbørfelt) men knapt tilføres noen sedimenter. Her finnes en åpen flommark på sand-dominert substrat, med trådsiv (*Juncus filiformis*) og rikelig bleikfiol (*Viola persicifolia*) som de viktigste karplanteartene. Åpen sanddominert sedimentasjonsflommark finnes langs en rekke elver; et typisk eksempel er den aktive sanduren ved Fåbergstølsgrandane (Jostedal., Luster, SF). Forskjellen mellom erosjons- og sedimentasjonsflommarker kommer til uttrykk i økoklinen massebalanse (MB) økoklinuttrykk B massebalanse i og i tilknytning til rennende vann (se NiN BD 4: H3 og NiN BD 4: Fig. 25).

På åpen flommark har vi derfor valgt å bruke følgende økokliner til å beskrive variasjonen:

1. KO – kornstørrelse (kategorien 'stoffomsetning og

substratstruktur')

2. VF – vannforårsaket forstyrrelse (kategorien 'forstyrrelsesintensitet')

3. MB – massebalanse (kategorien 'forstyrrelsesintensitet')

Årsaken til at BE er byttet ut med VF er at vi anser den åpne flommarka, som mesteparten av tida ikke er utsatt for den fysiske virkningen av vannbevegelse, som bedre beskrevet på grunnlag av summen av vannrelaterte forstyrrelser.

Også i flomskogsmarka er vannets generelle forstyrrelseeffekt utslagsgivende for økosystemets egenskaper (inkludert artssammensetningen), gjennom periodevis (moderat) erosjon og periodevis (moderat) sedimentasjon. Denne effekten kommer for eksempel til uttrykk gjennom graden av jordprofilutvikling, som øker med økende avstand fra vannstrengen. Fig. 5 illustrerer variasjonen i

jordsmonnsegenskaper langs en gradient fra usjiktet rein sand på steder med stor flomaktivitet, til et velutviklet brunjords- eller podsolprofil lik det vi finner ovenfor flommarka på steder som bare ytterst sporadisk utsettes for flom. Mellom ytterpunktene B og E langs jordsmonnsutviklingsgradienten finner vi jordprofiler som A, som karakteriserer områder med tidvis stor flomaktivitet men der det til forskjell fra B har rukket bygge seg opp humuslag mellom sedimentasjonsepisodene, og C og D som representerer jordsmonn der humuslag er i ferd med å bygges opp, og med **gleiutfellinger** 20–50 cm under markoverflata. Gleiutfellinger er blågrå flekker av tungtløselige mangan(IV)- og jern(III)-oksyder. Gleiutfelling finner sted i jord med veksling mellom reduserende og oksyderende forhold, det vil si i vannstandsvekslingssonen der lengre perioder med høy grunnvannsstand og stagnerende vann veksler med perioder med god gjennomlufting. Med avtakende flomaktivitet (og redusert effekt av forstyrrelse) avtar flommarkspreget og blir etter hvert borte. Fremstad (1981) peker på at flommarksskogsmark i øvre del av flomsoneen ikke skiller seg vesentlig fra fastmarksskogsmark, verken med hensyn til jordsmonnsegenskaper eller vegetasjon.

Også i flomskogsmarka vil økoklinen VF – vannforårsaket forstyrrelse – bli benyttet til å beskrive naturvariasjonen, mens MB ikke lenger er relevant der. VF vil i flomskogsmarka, liksom i åpen flommark, i noen grad samvariere med lengden på oversvømmelsesperioden (økoklinen OV, som ikke vil bli benyttet ved inndeling av flommark). To av økoklinene vil derfor bli benyttet til å beskrive variasjonen på flomskogsmark:

1. KO – kornstørrelse (kategorien 'stoffomsetning og substratstruktur')
2. VF – vannforårsaket forstyrrelse (kategorien 'forstyrrelsesintensitet')

Langs gradienten fra hurtigstrømmende elver til (små) stillestående innsjøer og beskyttete viker i elver og større innsjøer, karakterisert av lav bølgeenergi, avtar vannets effekt som forstyrrelsesfaktor i flomsoneen. I den grad noen flomsone finnes (den er ofte erstattet av en skarp flytematte-kant el.l), vil økoklinen OV gradvis bli mer hensiktsmessig for å beskrive variasjonen opp gjennom flomsoneen (for eksempel som en 'mindre viktig kilde til lokal miljøvariasjon, se videre kapittel C). I stillestående vann er sammenhengene mellom ulike vannrelaterte forstyrrelsesfaktorer og forekomsten av et helofyttbelte kompleks, slik at det ikke vil være riktig å knytte forekomsten av et helofyttbelte til VF eller BE. Her, liksom for forekomsten av undervannsenger i saltvannssystemer (se **NiN BD 4: H2** kommentar 1 og **NiN BD 3: C2o** kommentar 2), vil vi i stedet beskrive forekomsten av disse karakteristiske økosystemene som separate økoklinuttrykk av økoklinen primær suksesjon (PS; se **NiN BD 4: H2**).

C Saltvannssystemer og innsjøer: Sammenhenger mellom kornstørrelse og bevegelsesenergi; hardbunn og bløtbunn, fast, mellomfast og løs bunn

Vannbevegelse skaper formvariasjon og bestemmer hva hva slags bunn som finnes i akvatiske systemer (og i overgangssonene mellom vann- og landsystemer). Vannbevegelse forårsakes av vannets bevegelsesenergi (i prinsippet på samme vis som i rennende vann) og medfører erosjon, materialtransport og sedimentasjon, med variasjon i substratets kornstørrelse som et synlig resultat. Bevegelsesenergien kommer fra bølge- og strømenergi i saltvannssystemer (marine systemer) og fra bølgeenergi og energien i rennende vann i ferskvannssystemer (limnisk systemer). Bølgene henter i sin tur energien fra vind, strøm fra havstrømmene og tidevannsbevegelse.

Vi skal ikke her gå i detalj om de mekanismene som er involvert når bølgene former stranden. Erosjon i fast fjell skjer ved hjelp av direkte bølgevirkning, skuring ved bevegelse av materiale, fysisk og kjemisk forvitring forårsaket av vannet, og iserosjon. Hvorvidt bølgers virkning på løsmasser resulterer i netto erosjon eller netto sedimentasjon er bestemt av balansen mellom tilførsler av materiale med bølgeopp skyllet på stranda, og utvaskingen av materiale med bølgenedskyllet. Dette er i sin tur bestemt av kornstørrelsesfordelingen utenfor stranda og bølgeenergien. Utenfor en klippestrand vil tilførselen av materiale være minimal og bølgenes virkning blir først og fremst eroderende, mens det motsatte vil være tilfelle når tilførselene (for eksempel fra sandbanker og/eller under-sjøiske forekomster av finere sedimenter utenfor stranda) er store og bølgeenergien moderat. Årsaken til dette er at oppskyllet har større energi enn nedskyllet, slik at mengden materiale som skylles opp på stranda vanligvis blir større enn mengden som skylles ned igjen.

Vannhastigheten er et uttrykk for bevegelsesenergien i elvevann, som er direkte relatert til hvilke kornstørrelser elvevannet er i stand til å flytte (se kapittel B og Fig. 4). På samme måte er det en direkte sammenheng mellom bølge- og strømenergi og hvilke kornstørrelser som lar seg flytte, med forbehold for konsoliderte masser med kornstørrelser finere enn fin sand der kohesjonskreftene mellom de fine partiklene gjør at større energi må til for å erodere dem. Ikke konsoliderte masser, for eksempel finfordelte organiske sedimenter, vil kunne være lettere å erodere.

Såvel i ferskvann som i saltvann vil den maksimale observerbare bølgehøyden være avhengig av den distansen som vinden har blåst over vannflaten uten å være hindret av land (**fetch**). Den maksimale bølgehøyden øker med kvadratroten av fetch. Økland & Økland (1998) angir følgende sammenheng mellom maksimal bølgehøyde (h) og fetch (x), begge målt i m:

$$h = 0.0105\sqrt{x}$$

Modellarbeider i norske saltvannssystemer har vist at bølgeeksponering lar seg godt modellere på grunnlag av topografi og framherskende vindretning, men det er viktig å inkludere effekten av diffraksjon rundt øyer og skjær, det vil si at 'eksponeringen krummes' rundt øyene (for eksempel Rinde et al. 2004).

Såvel i saltvann som i ferskvann er det altså en sterk sammenheng mellom den bevegelsesenergien som tilføres et gitt sted og den kornstørrelsen som blir resultatet av vannets virkning, men variasjon i materialtilførselen gjør at det ikke blir noen entydig sammenheng (Fig. 6). Økoklinene BE (bevegelsesenergi) og KO (kornstørrelse) er derfor begge relevante for videre økosysteminndeling i begge disse systemene. I motsetning til i rennende vann er imidlertid erosjonen og sedimentasjonen i saltvanns-

og innsjøsystemer normalt så langsom at økoklinen MB (massebalanse) ikke er nødvendig for å beskrive økosystemvariasjonen.

Tradisjonelt deles bunnen i vannsystemer (og tilgrensende strandsonesystemer) i to kategorier, **hardbunn** og **bløtbunn**, men flere ulike definisjoner av disse begrepene finnes. I den internasjonale standarden for kvantitativ prøvetaking på bløtbunn defineres bløtbunn som 'areas of sea floor consisting of loose deposited particles including clay, mud, sand and gravel, shells and maerl, also including mixed substrata with gravels', det vil altså si uten referanse til en eksakt dominerende kornstørrelsesgrense. Ekspertgruppa har, etter lengre diskusjoner, landet på ei grense ved 16 mm dominerende kornstørrelse. Denne grensa mellom middels og grov grus (småstein), er for flommark godt motivert fra et vegetasjonsøkologisk synspunkt. Det synes også (på grunnlag av den sparsomme marine litteraturen om emnet) som om

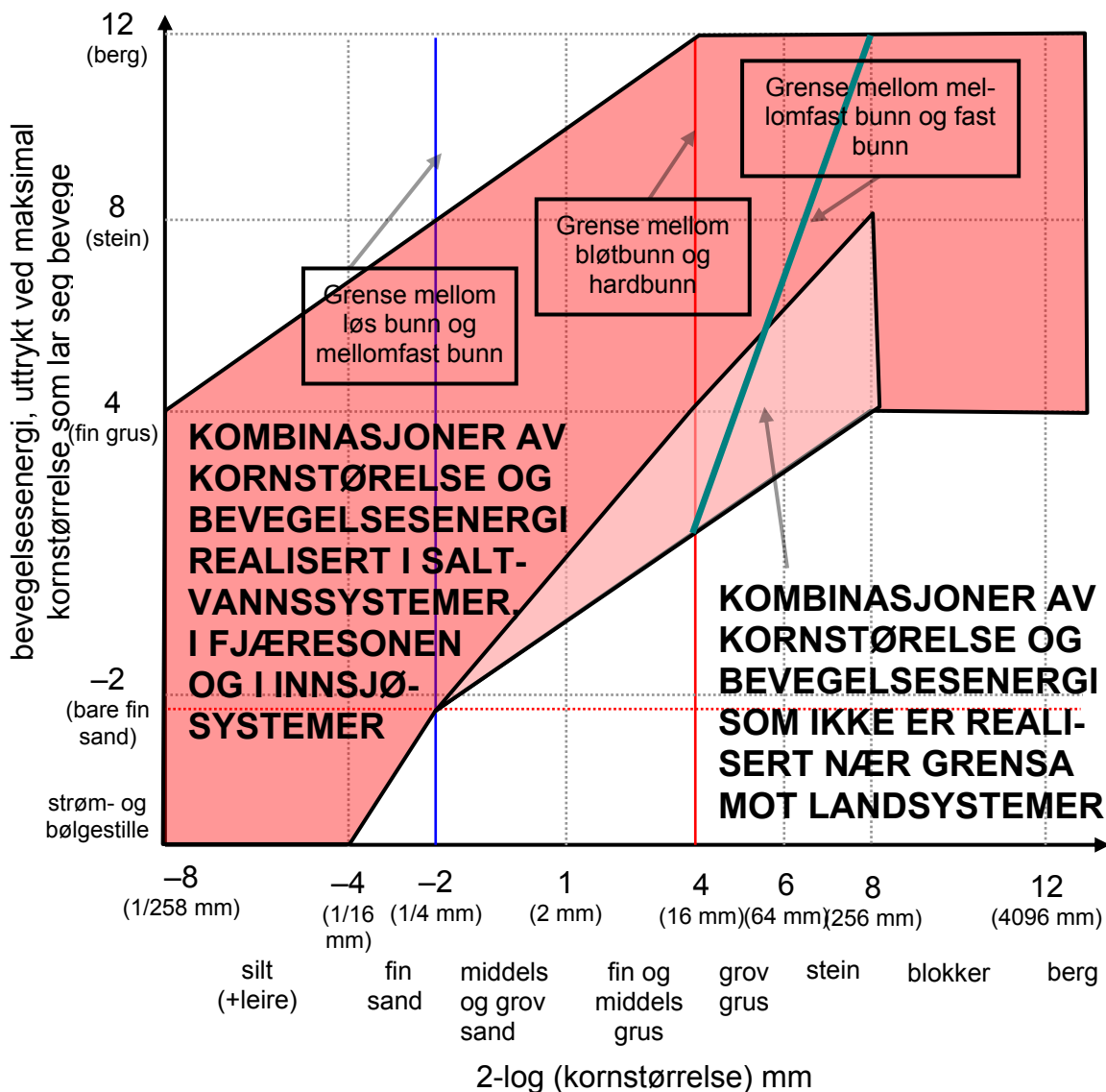


Fig. 6. Sammenhengen mellom vannets bevegelsesenergi (BE) og kornstørrelse (KO) i saltvannssystemer (nedenfor fjæresonen), basert på en analogi til Hjulstrømfiguren (Fig. 4). Realiserte kombinasjoner av bevegelsesenergi og kornstørrelse er markert som fargete felter. Grensene mellom hardbunn og bløtbunn, og mellom fast, mellomfast og løst bunn er også markert.

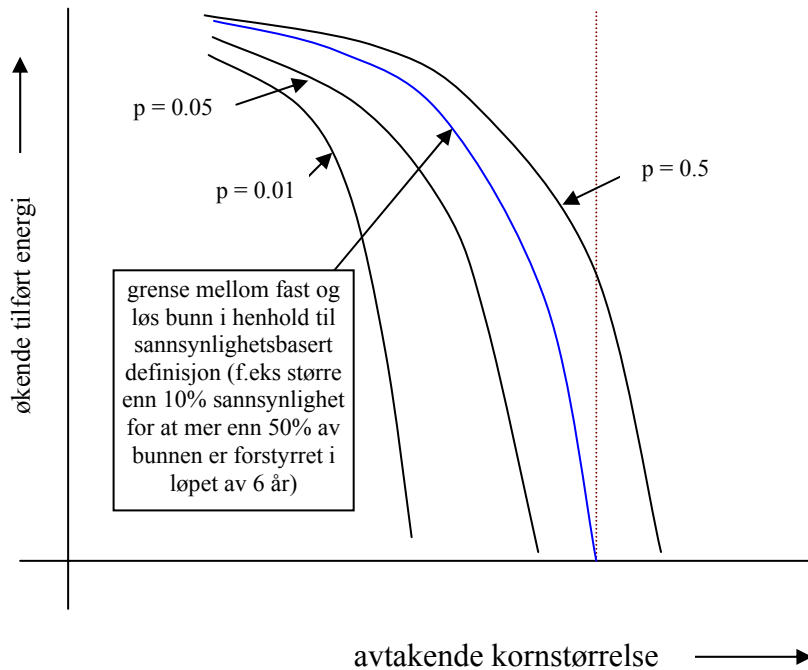


Fig. 7. Sammenheng mellom substratfasthet, kornstørrelse og tilført energi (fra bølger og strøm), og illustrasjon av hvordan sannsynlighet for forstyrrelse (sensu Grime 1979) kan brukes til å operasjonalisere definisjonene av fast og løs bunn. Grensa mellom hardbunn og bløtbunn ved dominerende kornstørrelse på 16 mm er markert med rødbrun linje. Kohesjonskrefter øker i betydning når kornstørrelsen synker under omkring 1/4 mm (fin sand) og gjør at substratfastheten igjen vil øke. Dette er ikke tatt hensyn til i figuren.

denne grensa omtrent gjenspeiler forekomstgrensa for flere samfunn. Det er et stort behov for systematisering av kunnskap om sammenhenger mellom artssammensetning for ulike grupper og substratets dominerende kornstørrelse som grunnlag for revurdering av grensa mellom hardbunn og bløtbunn (se **E1**, kommentar 5, punkt 1).

Verken i vann- eller i landsystemer er imidlertid kornstørrelsen alene avgjørende for forekomsten av ulike samfunn; både i innsjøer og saltvann synes et hovedskille i bunnsystemenes artssammensetning å gå mellom stabile og mindre stabile substrater; i saltvannssystemer dominerer for eksempel tang og tare i produksjonssonen på stabil bunn, mens ulike dyresamfunn dominerer ellers. Stabilitet er imidlertid ikke et fullt ut dekkende begrep for de utslagsgivende miljøfaktorene, fordi ulike organismer responderer på 'stabilitet' på ulike skalaer. Organismenes størrelse og festemekanisme er i stor grad avgjørende for deres opplevelse av stabilitet. En kolonidannende protozo, for eksempel *Vorticella*, kan oppleve et sandkorn som et fast underlag, mens for en 3 m høy tareplante ikke engang en stein med diameter 40 cm nødvendigvis er stabil nok til å gi godt og varig feste. Isteden for begrepet stabilitet vil vi bruke tre begreper, **fast bunn**, **mellomfast bunn** og **løs bunn**. Bunnen defineres som fast når substratpartikler under de rådende bølge- og strømforhold ikke utsettes for bevegelse i et omfang som hindrer utvikling og opprettholdelse av en makroflora/fauna dominert av arter med fastsittende individer (tang- og tarevegetasjon). Kornstørrelsen er ett hovedfaktorkompleks som bestemmer om et substrat er fast eller løst, et annet er mengden tilført energi (eksponering) som samlebetegnelse for bølge- og strømvirkning. I tillegg spiller bunnfriksjonen (*bed shear stress*) og terrenghelningen inn. Sammenhengen mellom

substratfasthet og bevegelsesenergi kompliseres imidlertid av at energitilførselen på et gitt sted varierer sterkt over tid, for eksempel gjennom året. Som diskutert over, finnes kunnskap om og modeller for hvordan bølgeeksponeringen avhenger av topografiske forhold (**fetch**), og om substratmobilitets avhengighet av enkeltfaktorer som kornstørrelse og strøm/bølgeenergi Shields 1936, Soulsby 1997, Isæus 2004).

Likevel synes det å være langt fram til generalisert kunnskap som vil gjøre oss i stand til med stor presisjon å modellere substratstabiliteten på et gitt punkt på havbunnen (eller innsjø- eller elvebunn) som funksjon av kornstørrelse og fysiografiske egenskaper. Det er stort behov for sammenstilling av kunnskap om sammenhenger mellom kornstørrelse, tilført energi og substratfasthet (se videre **E1**, kommentar 5 punkt 4). Modeller for disse sammenhengene vil ha stor praktisk nytteverdi, og utvikling av substratstabilitetsmodeller bør derfor være et langsiktig mål. Grensa mellom fast og løs bunn svarer, i hvert fall til dels, til grensa i EUNIS (Davies et al. 2004) mellom '*rock and hard substrata*' (fast bunn) på den ene siden og '*sediment*' (løs bunn) på den andre siden, som brukes som hoveddelingskriterium (på nivå 2) i den marine habitatinnvidingen. I EUNIS knyttes ikke denne grensa til noen absolutt grense for dominerende kornstørrelse, men det antydes at *cobbles* (stein 64–256 mm; jf. **NiN BD 4**: Tabell 14) kan være mobile (*mobile cobbles*) eller immobile (*consolidated cobbles*) avhengig av eksponeringsgrad.

Fig. 7 illustrerer sammenhengen mellom substratfasthet, kornstørrelse og tilført energi og hvordan det, i prinsippet, kan være mulig å legge en sannsynlighetsmodell til grunn for definisjonen av fast bunn: fast bunn har



forventet sannsynlighet x for at en gitt arealandel y av bunnen forstyrres [i Grimes (1979) betydning; forstyrrelse = hendelse som forårsaker hel eller delvis fjerning eller ødeleggelse av et område med dets organismer og/eller mark/bunn; se **NiN BD 2: D3c**] i løpet av en gitt tidsperiode. I eksemplet i Fig. 7 er $x = 10\%$ og $y = 50\%$; det vil si at grensa mellom fast og løs bunn i henhold til den sannsynlighetsbaserte definisjonen krever større enn 10% sannsynlighet for at mer enn 50% av bunnen er forstyrret i løpet av 6 år.

Biologisk sett oppfattes det grovkornete substratet som ikke er fast (ikke er stabilt nok til å huse tang- og tarevegetasjon) som ugjestmildt av de fleste livsformer, fordi det er næringsfattig, ustabil og fordi faren for begravning er stor der. Fasittende livsformer vil derfor mangle eller forekomme temporært i perioder med liten vannbevegelse; artsutvalget begrenses til arter som kan leve i en mikrofilm. Vi betegner dette mellomtrinnet med hensyn til substratfasthet for **mellomfast bunn** (Fig. 6). Først når sedimentene blir fine nok til å konsolideres, blant annet på grunn av kohesjonskreftene, noe som ofte faller sammen med redusert bevegelsesenergi og stabil tilførsel av materiale, øker forekomsten med stabile populasjoner over lengre tidsrom, for eksempel ålegrasbestander i grunne saltvannsviker.

Det er usikkert hvor grensa mellom mellomfast bunn og **løs bunn** bør trekkes i området mellom grensa mellom fin og middels sand (dominerende kornstørrelse 1/4 mm) og mellom fin sand og silt (1/16 mm).

Begrepene mellomfast og løs bunn er ikke optimale fordi mellomfast bunn ofte er mindre stabil enn løs bunn, der kohesjonskrefter bidrar til å konsolidere substratet. Et annet begrepssett for tredelingen fast – mellomfast – løs bunn er derfor ønskelig.

Betydningen av bevegelsesenergi som faktor avtar oppover i fjæresonen, og substratfasthet slutter å være en viktig faktor i seg sjøl når tang og tare ikke lenger finnes og kan karakterisere fast bunn. Ovenfor tang- og tarebeltets vertikale utstrekning vil berg og blokker stort sett være stabile.

Dominerende kornstørrelse og bevegelsesenergi (eksponering) er målbare størrelser, mens substratfasthet er vanskelig eller nesten umulig å måle/angi direkte. Ekspertgruppa anser også at ulike organismegrupper vil respondere ulikt på ulike kombinasjoner av kornstørrelse og energi, sjøl langs den blå linja i Fig. 7 (konstant fasthet i henhold til en standardisert definisjon). Som en foreløpig konklusjon har derfor ekspertgruppa valgt å legge til grunn for sin inndeling av bunnsystemer at det er behov for to økokliner (relatert til kornstørrelse og bevegelsesenergi) for å beskrive den overordnede naturvariasjonen tilfredsstillende.

Mens økoklinen VF (vannrelatert forstyrrelse) nyttes til å beskrive variasjon i flommark fra elveleiet mot øvre del av flommarka, blir oversvømmingsvarigheten i seg sjøl

(og faktorer direkte relatert til oversvømmingsvarighet, slik som isgang) gradvis viktigere når strømhastigheten i elva avtar og vannet mister sin eroderende/sedimenterende funksjon. I fjæresonen og på landstrand-delen av innsjøstrender vil økoklinen OV – oversvømmingsvarighet – være relevant for å beskrive variasjon langs gradienten fra vann til land. Forekomsten av undervannsenseng på løs eufotisk normal saltvannsbunn og helofyttbelte i ferskvann blir fanget opp som egne uttrykk av økoklinen PS – primær suksisjon (se **NiN BD 4: H2** kommentar 1 og **NiN BD 3: C2o** kommentar 2 og **NiN BD 3: E2e**).

Referanser

- Davies, C.E., Moss, D. & Hill, M.O. 2004. EUNIS habitat classification revised 2004. – European Environment Agency, <http://eunis.eea.eu.int/related-reports.jsp>.
- Fremstad, E. 1981. Flommarksvegetasjon ved Orkla, Sør-Trøndelag. – *Gunneria* 38: 1–90.
- Grime, J.P. 1979. Plant strategies and vegetation processes. – Wiley, Chichester.
- Hjulström, F. 1935. Studies on the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. – *Bull. geol. Instn Univ. Uppsala* 25: 221–527.
- Isæus, M. 2004. Factors structuring *Fucus* communities at open and complex coastlines in the Baltic Sea. – Dr. Thesis, Univ. Stockholm, Stockholm, npubl.
- Økland, J. & Økland, K.A. 1998. Vann og vassdrag 3. Kjemi, fysikk og miljø. – Vett & Viten, Nesbru.
- Rinde, E., Sloreid, S.-E., Bakkestuen, V., Bekkby, T., Erikstad, L. & Longva, O. 2004. Modellering av utvalgte marine naturtyper og EUNIS-klasser. – Norsk Inst. Naturforsk. Oppdragsmeld. 807: 1–33.
- Shields, A. 1936. Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. – *Mitt. preuss. VersAnst. WassBau Schiffbau* 26: 5–24.
- Soulsby, R.L. 1997. Dynamics of marine sands: a manual for practical application. – Telford, London.
- Sulebak, J.R. 2007. Landformer og prosesser. En innføring i naturgeografiske tema. – Fagbokforlaget, Bergen.

Artikkel 15

Sammenhenger mellom økokliner relatert til snødekkestabilitet og snødekkevarighet

Rune Halvorsen, Arve Elvebakk og Reidar Elven

Ovenfor skoggrensa fordeles snøen seg ujevnt mellom søkk og rabber siden det ikke er noe tresjikt som skaper turbulens og en utjevnet snøfordeling. Fordi den framher-skende vindretningen vinterstid stort sett er den samme fra år til år, er også snøens fordeling i terrenget relativt stabil fra år til år, bestemt av topografiske forhold (konveksitet/konkavitet, helning og eksposisjon). Mengden snø kan imidlertid variere mellom år. Resultatet er at fjellvegetasjonen på lavere høydenivåer oftest er klart sonert langs en gradient i snødekkets varighet (Fig. 1). Dette har vært kjent lenge; allerede Vestergren (1902) kunne redegjøre for hovedtrekk i vindens og snødekkets betydning for fjellvegetasjonstypenes fordeling i terrenget. Det er vanlig å skille ut 3–7 'soner' langs gradienten i snødekkevarighet. R. Økland (1997) skiller for eksempel ut sju soner, der de fire første omfattes av begrepet (økosystem-hovedtypen) fjellheier/tundra og de tre siste hører til (økosystem-hovedtypen) snøleier (se NiN BD 3). I NiN-sammenheng vil vi operere med seks soner ved at sone 2 og 3 (nærmest den avblåste rabben) slås sammen til én:

- **avblåst rabbe:** åpne arealer ovenfor skoggrensa uten stabilt snødekke om vinteren, dominert av erosjons- og frostherdige 'vindlaver'
- **snøbeskyttet hei:** åpne arealer ovenfor skoggrensa som har stabilt, tynt eller tjukkere, snødekke om vinteren, og som normalt smelter tidlig fram om våren [hos R. Økland (1997) delt i moderat rabbe og rabbe-leside overgang]
- **leside:** åpne arealer ovenfor skoggrensa, kjennetegnet ved stabilt snødekke om vinteren i kombinasjon med relativt tidlig framsmelting (lang vekstsesong)
- **moderat snøleie:** åpne arealer ovenfor skoggrensa, kjennetegnet ved relativt langvarig snødekke
- **seint snøleie:** åpne arealer ovenfor skoggrensa, kjennetegnet ved langvarig snødekke
- **ekstremt snøleie:** åpne arealer ovenfor skoggrensa, kjennetegnet ved så langvarig snødekke at karplanter ikke kan leve der

En definisjonsmessig grense mellom fjellhei/tundra og snøleie mellom leside og moderat snøleie er i overensstemmelse med norsk tradisjon (Nordhagen 1943,

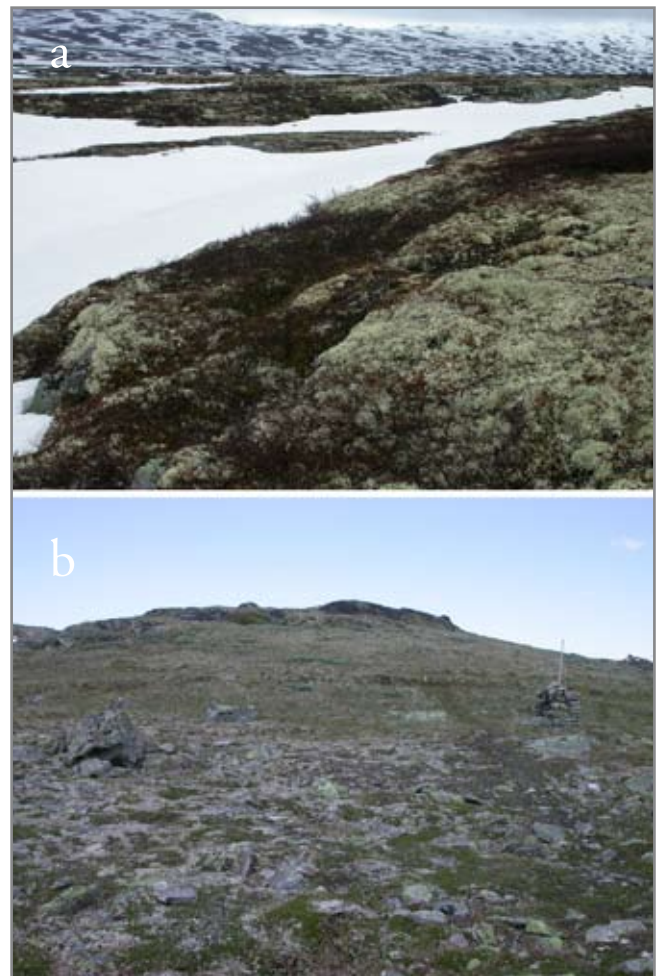


Fig. 1. Topografien gjør at snøfordelingen i fjellet (og i Arktis) er mer eller mindre stabil fra år til år, og resulterer i karakteristisk økosystemsonering. (a) Snøfordeling i Mørkedalen ovenfor Bjøberg (Hemsedal, Buskerud), ca. 1100 m o.h., 26. mai 2003. Avblåst rabbe og snøbeskyttet hei har allerede smeltet fram, mens lesida og snøleiene forstatt er snødekte. (b) Begynnelsen av juli i mellomalpin vegetasjonssone (1400 m o.h.); også seine snøleier (foran i bildet) har smeltet fram. Bildet viser typisk sonering fra seine snøleier via tørrgrasheier til avblåste rabber (på kolla bak i bildet); moderate snøleier og leside mangler. Sognefjellsvegen N f Korpen, Fortun, Luster, Sogn og Fjordane. Foto: Rune Halvorsen.

Gjærevoll 1956). Dahl (1957) foreslo også å inkludere lesida i et utvidet snøleiebegrep, men dette forslaget har ikke seinere fått støtte. Fig. 2 illustrerer et typisk tilfelle der grensa mellom leside og moderat snøleie er skarp.

Økoklinen fra avblåst rabbe til ekstremt snøleie opptrer langs en og samme topografigradient (Fig. 1), men langs denne gradienten er det kontinuerlig variasjon i en rekke økologiske enkeltfaktorer (Dahl 1957). Viktigst fra et biologisk synspunkt er kanskje at vekstsesongens lengde avtar raskt når snøen blir liggende lenge utover sommeren. Økoklinen fra avblåst rabbe til ekstremt snøleie er ualmennlig lang i betydningen at det finner sted en svært omfattende utskifting av artssammensetningen (i hvert for planter) fra det ene ytterpunktet til det andre (R. Økland 1997, Odland 2005). Det finnes en viss parallellitet mellom soneringen fra den mest eksponerte snøbeskyttete heia (med tynneste snødekke; nær grensa mot avblåst rabbe) til lesida og inndelingen i tre trinn [*submesic*,



Fig. 2. I lavalpin vegetasjonssone finnes på basefattig grunn øverst i snøleiene en moderat snøleiesone med grasdominert vegetasjon (grunntypen *basefattig-intermediært veldrenert moderat snøleie* vises i bildet som en friskt grønn eng i skråningen ned mot en forsenkning som går på tvers i bildet). Ovenfor snøleiene finnes en lesidesone [på bildet *småbregne-lesidehei* dominert av blåbær (*Vaccinium myrtillus*) og dvergbjørk (*Betula nana*)], her skarpt skilt fra de moderate snøleiene ved nedregrensa for dvergbuskdominans. Breidsæterdalen, Bøverdalen, Lom, Oppland. Foto: Rune Halvorsen.

subxeric og *xeric* eller frisk, middelstør og ekstremtørr i terminologien til (R. Økland & Bendiksen 1985); se også **NiN BD 4: F4**, blant annet **NiN BD 4: Tabell 32**] langs uttørkingsfaregradienten UF (se **NiN BD 4: F4**) på fastmarksskogsmark, men det er inntreffer også viktige forskjeller med hensyn til hvilke økologiske faktorer som er viktige for artssammensetningsvariasjonen langs lokale topografigradienter ved skoggrensa (se **NiN BD 4: F4**, kommentar 1, for utfyllende drøfting). Avblåste rabber i fjellet representerer en forlengelse av den ekstreme enden av UF i skog (forlengelse av lavskogens 'nisje' langs topografigradienten ut i områder som heller ikke i lavlandet vil ha skog). Avblåst rabbe og snøleier er økosystemer som er unike for fjellet og Arktis, betinget av variasjon langs komplekse økologiske gradienter som kommer til på grunn henholdsvis av at den sterke vindvirkningen blotlegger mark om vinteren og at langvarig snødekke fører til at mange arter må gi tapt for kort vekstsesong. Grensa mellom avblåst rabbe og snøbeskyttet hei kan ofte gi seg utslag i en rask utskiftning av artsinventaret, synlig som en markert grensesone [Dahl (1957); se også R. Økland (1997) som finner støtte i dette ved ordinasjonsanalyse av Dahls transektdata fra Rondane]. I lavalpin sone er ofte også den fysiognomiske grensa mellom mellom lesider og moderate snøleier tydelig markert, ved at store, forvedete arter (dvergbjørk, einer, blåbær og vier) erstattes av grasheier (Fig. 2). I NiN bruker vi derfor denne grensa som økosystem-hovedtypegrense, mellom fjellhei og tundra på den ene siden og snøleier på den andre. Tilleggsargumenter for å vektlegge grensa mellom fjellhei (alpine rabber og lesider) og tundra (parallell til fjellhei i arktiske områder) på den ene siden og snøleier på den andre siden i økosystem-hovedtypeinndelingen, er at snøleiene utgjør en distinkt arktisk-alpin type av økosystemer hvis arealut-

bredelse det knytter seg stor interesse til, blant annet i forbindelse med effekter av klimaendringer.

Hele spekteret av variasjon fra avblåst rabbe til snøleie kan i prinsippet beskrives ved hjelp av én økoklin (topografi, snødekkets stabilitet og varighet, vekstsesonglengde), men denne er ikke helt konsistent med hensyn til viktige enkeltfaktorer i hele sin lengde. Den fysiognomiske grensa mellom leside og snøleie markerer hvor uttørkingsfare (rabber og leside) opphører som viktig faktor og hvor snødekket går over fra å ha en positiv, beskyttende effekt (lesider) til å bli den kanskje viktigste begrensende faktor langs den topografiske gradienten. Dessuten skiller rabber og lesider (i hvert fall i lavalpin sone) seg fra snøleier ved at jordsmonnet oftest er stabilt. Ustabil jord (med soliflukasjon eller jordflyt) er typisk for seine og ekstreme snøleier. Fordi snødekket har til dels ulike økologiske funksjoner i fjellhei og tundra (rabbe og leside) og i snøleier (gjenspeiles også av at de gunstigste forholdene langs den lange topografigradienten finnes ved intermediært snødekke, dvs. i lesidene), har vi valgt å beskrive variasjonen som to økokliner, SS – snødekkestabilitet (innen fjellhei og tundra) og SV – snødekketbetning vekstsesonglengde (innen snøleier).

Med økende høyde over havet og mot høyere breddegrader blir levetilstandene gradvis mindre gunstige, og frostbetingete geomorfologiske prosesser øker raskt i intensitet (se **Artikkel 16** for gjennomgang av slike periglasielle prosesser). Uavhengig av lokale forhold (topografi og snødekke) avtar vekstsesongens lengde. Hastigheten på alle biologiske prosesser avtar også, jordsmonnutviklingen går langsommere og jorddybden avtar. Med økende høyde øker andelen av overflatearealet som er knyttet til konveks topografi, utsattheten for vind og vær øker og snødekkets stabilitet avtar. Fig. 3 viser i ett eksempel hvordan den høydebetingete variasjonen i vekstsesonglengde (godt hjulpet av økende jordstabilitet) gjør at den karakteristiske soneringen fra rabbe til snøleie gradvis opphører i mellomalpin sone i fjellet. Mot økende høyde faller først lesida ut [bortfall av leside er et av de viktigste kriteriene på overgangen mellom lav- og mellomalpine soner (Moen 1998)], dernest faller moderat snøleie og overgangene mellom leside og rabbe ut (se Fig. 1b). 100–200 m ovenfor høydenivået der lesida faller ut, vil vegetasjonsdekket normalt være sparsomt og inneholde en blanding av arter typisk for rabbe og snøleie; bare på ekstreme steder vil finnes typiske fragmenter av avblåst rabbe og av ekstremt snøleie. Dette nivået definerer grensa mellom fjellhei og tundra på den ene siden og høgfjelllets flytjords- og oppfrysingsmark (økosystem-hovedtype oppfrysingsmark) på den andre siden (se Fig. 4). Ovenfor denne grensa finnes et jordsmonn bare flekkvis, og dette er grunt og ustabil og vegetasjonen har tydelig pionérpreg (oftest dominert av småvokste arter, moser og lav, som har stor toleranse overfor variable og ustabile levetilstand). Flytjords- og oppfrysingsmarka viser ingen

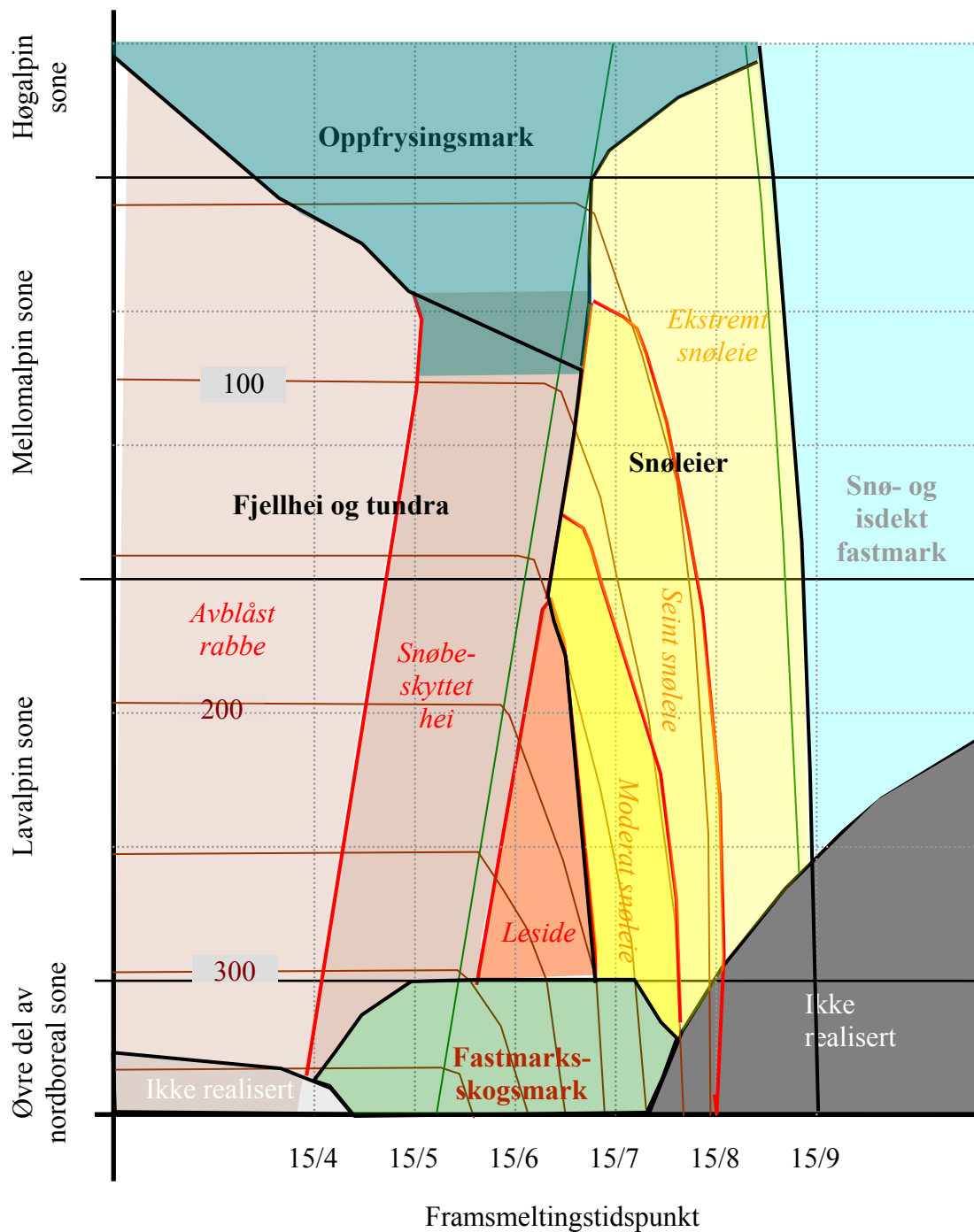


Fig. 3. Sonering på fastmark i fjellet på det norske fastlandet relatert til fram-smeltingstidspunkt og høyde i forhold til skoggrensa og vedvekstgrensa (mellom mellom- og høgalpin sone). Trinn langs økoklinene SS – snødekkestabilitet (innen fjellhei og tundra) og SV – snødekkebettinget vekstsesonglengde (innen snøleier) er kursivert. Økosystem-hovedtyper er avgrenset med svarte linjer og navnsatt med fet skrift. Figuren viser hvordan først leside og moderat snøleie ut mot høyden fordi kombinasjonene av lang nok vekstsesong og stabilt nok snødekke forsvinner. Mot et kaldere klima faller også snøbeskyttet hei og seint snøleie ut og erstattes gradvis av oppfrysingsmark. Grønne linjer angir begynnelsen og avslutningen på vekstsesongen. Brune isolinjer angir varmesum (rødbrune tall) i dag-grad-enheter (ddu), med basistemperatur 5 °C (døgnmiddeltemperatur fratrukket 5 grader, summert over alle dager med døgnmiddeltemperatur over 5 °C). Beregningene er gjort på grunnlag av data fra Aune (1993) for den meteorologiske stasjonen Kongsvold (Oppdal, STr, 885 m.o.h.), og baserer seg på en vertikal temperaturgradient på $-0,5$ °C.

eller svak differensiering langs en gradient fra rabbe til snøleie. På grunn av det konvekse terrenget har oftest slik pionérpreget mark en topografisk plassering som rabbene, men de større snømengdene og de lave temperaturene resulterer i vekstsesonglengde som i et snøleie på lavere

høydenivåer.

Mellom det høydenivået der lesida faller ut og udifferensiert flytjords- og oppfrysingsmark dominerer, som kan omfatte et høydeintervall på et par hundre meter, er rabbene svakt differensiert (typiske avblåste rabber kan

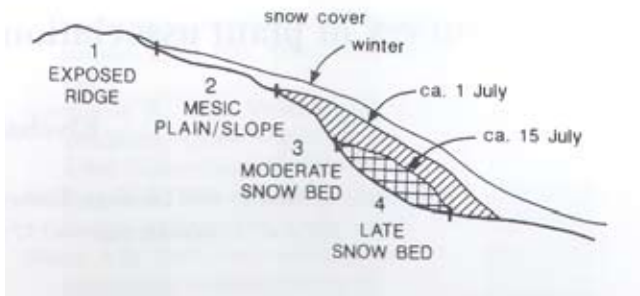


Fig. 4. Forekomst av fire soner langs en topografisk gradient (rabbe-snøleie) i mellomarktisk sone på Svalbard: 'exposed ridge' – 'mesic plain/slope' – 'moderate snowbed' – 'late snow bed'. Disse svarer i grove trekk til trinnene 'avblåst rabbe' – 'snøbeskyttet hei' – 'seint snøleie' – 'ekstremt snøleie' slik disse begrepene blir definert i NNN. Fra Elvebak (1994).

finnes), kanskje fordi amorf solifluksjon gradvis overtar for snødekkestabilitet (og uttørkingsfare) som viktigste faktor langs økoklinen. I dette høydeintervallet dominerer solifluksjonstolerante arter som for eksempel rabbesiv og sauesvingel, og store moser spiller en underordnet rolle. Disse mellomalpine tørrgrasheiene (Fig. 1b; se også **NiN BD 5**; Fig. 71) utgjør karakteristiske alpine økosystemer som i større grad enn de typiske lavalpine lyngheiene er utsatt for periglasielle prosesser (for eksempel jordflyt). Denne variasjonen er beskrevet som økoklinen HV – høyderelatert vekstsesongreduksjon i arktisk-alpine områder. De økologiske årsakene til denne variasjonen er sikkert komplekse og hittil mangelfullt forstått.

På Svalbard har tundraområdene i begge de aktuelle bioklimatiske sonene (mellom- og nordarktisk tundra-sone) velutviklet rabbe/snøleie-differensiering. Denne er mindre utpreget i polarørken-områdene, men eksisterer også der i mindre differensiert utgave. Dette er trolig i mindre grad relatert til snømengder og utgjør et viktig skille mot høgaltine blokkmarksområder på fastlandet. De to midtre sonene langs en topografi-gradient (leside og moderat snøleie; Fig. 3) mangler både i mellomalpin sone på fastlandet og i mellomarktisk (og høgarktisk) sone på Svalbard. Dette illustreres av Fig. 2 (Elvebakk 1994: Fig. 1) hvis fire soner er direkte paralleller til sonene 1, 2, 5 og 6 i lavalpin sone (sammenlikn Figs 1 og 4). At Elvebakk (1994) sine moderate snøleier er seine snøleier i NiN-terminologi framgår også av at Elvebakk (1994) skriver at 'mesic plain/slope' er 'zonal community' (dominerende samfunn) i mellomarktisk sone. 'Zonal communities' på fastlandet er tørrgrashei-utformingene av snøbeskyttet hei i mellomalpin sone og lyngheier (såvel snøbeskyttet hei dominert av *Empetrum nigrum* som leside dominert av *Vaccinium myrtillus*) er 'zonal community' i lavalpin sone.

Referanser

- Aune, B. 1993. Temperaturnormaler, normalperiode 1961–1990. – Norske meteorol. Inst. Rapp. Klima 1993: 1–63.
- Dahl, E. 1957. Rondane: Mountain vegetation in South Norway and its relation to the environment. – Skr. norske Vidensk.-Akad. Oslo mat.-naturvid. Klasse 1956: 3: 1–374.
- Elvebakk, A. 1994. A survey of plant associations and alliances from Svalbard. – J. Veg. Sci. 5: 791–802.
- Gjærevoll, O. 1956. The plant communities of the Scandinavian alpine snow-beds. – K. norske Vidensk. Selsk. Skr. 1956: 1: 1–405.
- Moen, A. 1998. Nasjonalatlas for Norge: Vegetasjon. – Statens Kartverk, Hønefoss.
- Nordhagen, R. 1943. Sikilsdalen og Norges fjellbeiter. – Bergens Mus. Skr. 22: 1–607.
- Odland, A. 2005. Oligotrophic and mesotrophic vegetation in southern Scandinavian mountains. Gradients in species and community distribution extracted by numerical analyses of earlier published vegetation descriptions. – Phytocoenologia 35: 985–1018.
- Økland, R.H. 1997. Vegetasjonsøkologi. Plantenes respons på økologiske gradienter – teorier, metoder og mønstre. – Bot. Hage Mus, Univ. Oslo, upubl.
- Økland, R.H. & Bendiksen, E. 1985. The vegetation of the forest-alpine transition in the Grunningsdalen area, Telemark, SE Norway. – Sommerfeltia 2: 1–224.
- Vestergren, T. 1902. Om den olikformiga snöbetäckningens inflytande på vegetationen i Sarekfjällen. – Bot. Not. 55: 241–268.

Artikkel 16

Sammenhenger mellom økokliner relatert til frost og lave temperaturer

Rune Halvorsen. Arve Elvebakk og Reidar Elven

Samlebegrepet periglasiale prosesser omfatter alle frostbetingete landformer, av hvilke det finnes en lang rekke:

- frostforvittringsformer (blokkhav; dannet ved kraftig frostforvittring av berggrunnen eller frostheving mot overflata av blokker og steiner i morene med mye grovmateriale; Fig. 1a)
- oppfrysingsmark [= strukturmark; dannet ved sortering av jordmaterialet ved frostvirkning gjennom en prosess der ulike kornstørrelsespartikler får ulike bevegelsesmønstre; resultatet blir ofte at marka får regelmessig ring- eller polygonstruktur (Fig. 1b) med finjord i sentrum og grovere partikler i kantene (eller stripestruktur i svakt hellende terreng); kantene kan enten være hevet eller senket i forhold til ringene eller polygonenes sentrum]
- flytjordsmark (= solifluksjonsmark; dannet ved at jordsmonn i perioder med fullstendig vannmetning kan få en viskøs konsistens, bli lett bevegelig og flyte nedover i terrengets helningsretning; flytjord mangler stabil struktur og sjiktning; Fig. 1c)

Oppfrysingsmark omfatter en rekke ulike mikro-landformer, for eksempel beskrevet av Sulebak (2007), med varierende grad av frostsortering av grov- og finmateriale og stor variasjon i mønsterformer (sirkler, nett og polygonmønstre, striper) som bare delvis lar seg forklare som resultat av terrengvariasjon (for eksempel helning) og andre økologiske faktorer.

De periglasiale prosessene er mer intense i områder med **permafrost**, men forekommer i mindre grad også utenfor permafrostområdet. Permafrost innebærer en tilstand der jorda på et visst dyp er permanent frossen. Over den permanent frosne marka ligger det aktive laget (Fig. 2) som tiner hver sommer (alle norske fastlandsområder har sommermiddeltemperatur over 0 °C). Permafrost defineres ofte som landmasser der temperaturen ikke i løpet av to år overstiger 0 °C (http://met.no/met/met_lex/l_p/permafrost.html). Store deler av Norge er dekket av permafrost, men fordi man om sommeren kan måtte 1–3 m ned i bakken for å oppdage permafrosten, er den eksakte utbredelsen av permafrost i Norge mangelfullt kjent. Bernd Etzelmüller (Univ. i Oslo) har utarbeidet et kart over potensiell permafrost i Norden



Fig. 1. Eksempler på frostbetingete landformer. (a) Blokkhav nær grensa mellom lav- og mellomalpin sone, med snødekt svak forsenkning (bildet er tatt i begynnelsen av juli). Steiner og blokker har en uregelmessig formen, noe som er typisk for *forvittringsblokkmark*. Rundhø, Vågå, Oppland. (b) Oppfrysingsmark, illustrert ved høgalpin polygonmark ved Gjuvvatnet (Bøverdalen, Lom, Oppland). Oppfrysing resulterer, som vist i bildet, ofte i et karakteristisk mønster av steinpolygoner eller steinsirkler som mot sentrum har et substrat rikere på finjord. (c) Flytjordsmark, illustrert ved nærbilde av marka i *ekstremt basefattig ekstremsnøleie på fuktmark* [dominert av krypsnømosse (*Anthelia juratzkana*)]. I ekstreme snøleier som overrisles av smeltevann i hele eller store deler av den korte barmarkssesongen, er ofte marka så fuktig at jorda blir svært ustabil. Sognefjellsvegen N for Korpen, Fortun, Luster, Sogn og Fjordane. Foto: Rune Halvorsen.

(Fig. 3) basert på antakelsen at sannsynligheten for permafrost er 90% når årsmiddeltemperaturen er under –4

°C og over 50% når årsmiddeltemperaturen er under -3 °C, men det vil være stor lokal variasjon i forekomsten av permafrost både innenfor og utenfor det som er markert som permafrostområde på kartet.

Jordtemperaturen er avhengig både av sommer- og vintertemperaturen på det aktuelle stedet. Forekomsten av et beskyttende snødekke om vinteren stabiliserer vintertemperaturen på et mye høyere nivå enn der snødekke mangler. Snødekkefordelingen varierer på skalaer fra det lokale (i forhold til rygger og forsenkninger, på skalaer ned til 5–10 m) til det regionale (nedbøren avtar fra oseaniske til kontinentale områder) og forårsaker såvel lokal som regional variasjon i forekomsten av permafrost. Fordi både kalde vintre og lav nedbør kjennetegner kontinentale fjellområder, synker permafrostgrensa sterkt fra oseaniske til kontinentale områder (fra vest mot øst og fra kyst til innland i Sør-Norge, og fra kyst til innland i Nord-Norge). I de østligste delene av Sør-Norge er det mulig at permafrost forekommer ned til under skoggrensa.

Forekomst (eller ikke-forekomst) av permafrost har en

rekke direkte og indirekte effekter på markøkosystemene. Permafrost fører til intensivering av alle periglasielle prosesser, kanskje først og fremst oppfrysing (kryoturbasjon). Men for økosystem-inndelingen i Naturtyper i Norge er det ikke vesentlig om bakken er permanent frosset på fem meters dyp dersom det aktive laget av andre grunner (topografiske etc.) likevel ikke er utsatt for sterk frostvirkning. Omvendt vil forekomsten av kryoturbasjon og, ikke minst, jordflyt, ha store effekter på økosystemet også utenfor permafrostområdet. Vi vil derfor, i forbindelse med økosysteminndelingen i Naturtyper i Norge, se på permafrost som en del av en lokal basisøkolin (se **NiN BD 2: D3f**) med flere diskrete trinn, hvorav ett er permafrost med så tynt aktivt lag at dårlig drenering eller rask innfrysing av organisk materiale i permafrosten er utslagsgivende for økosystemstrukturen. Slike økosystemer finnes på Svalbard, men mangler i fastlandsfjellene fordi grunn jord og bratt terreng (særlig i mellom- og høgaltine soner) forhindrer utvikling av disse karakteristiske permafrost-betingete økosystemene.

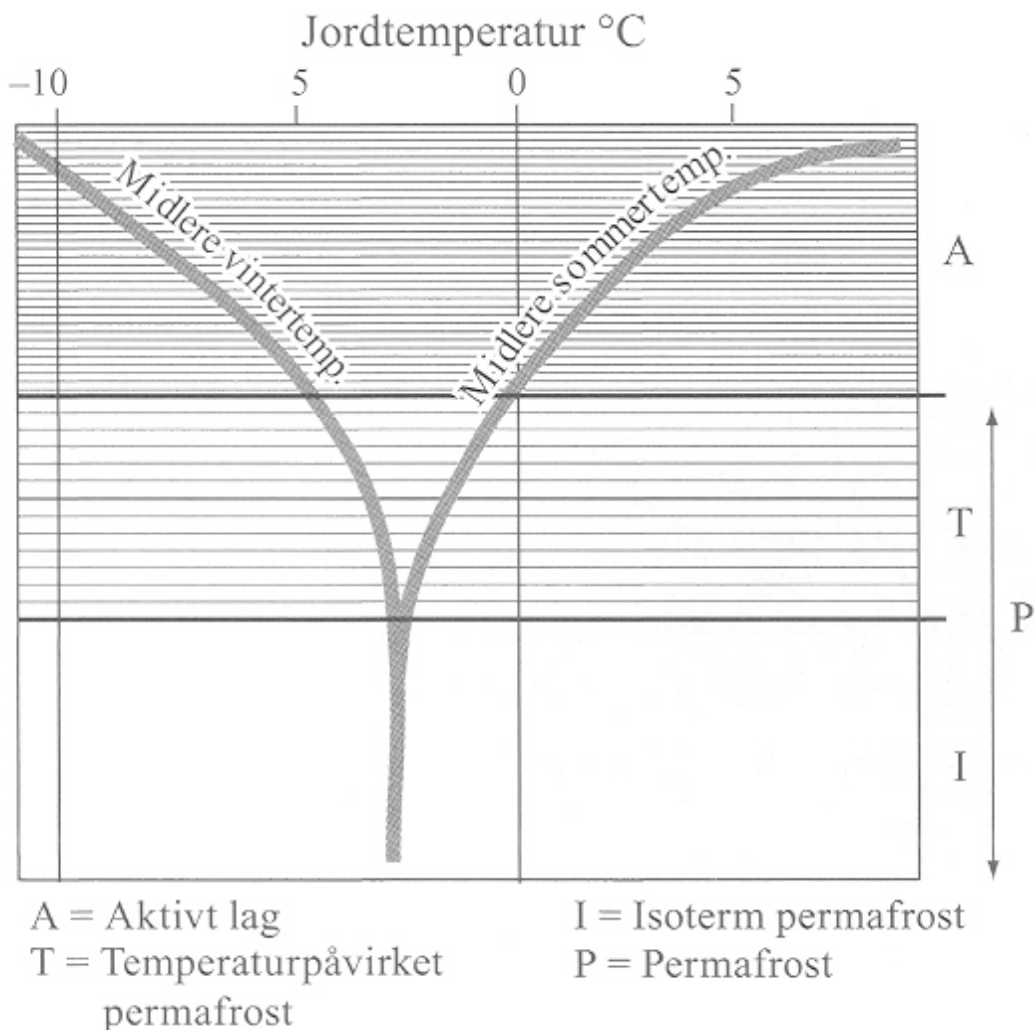


Fig. 2. Temperaturprofiler i mark med permafrost om vinteren og om sommeren (fra Sulebak 2007: Fig. 10.3 s. 249). Temperaturprofilene forklarer den vertikale sjiktningen av marka; øverst det aktive laget (A) som er bestemt av tinedybden om sommeren (midlere sommertemperatur = 0 °C); dernest det temperaturpåvirkete permafrostlaget der temperaturen svinger gjennom året, og nederst det isoterme (temperaturstabile) permafrostlaget.

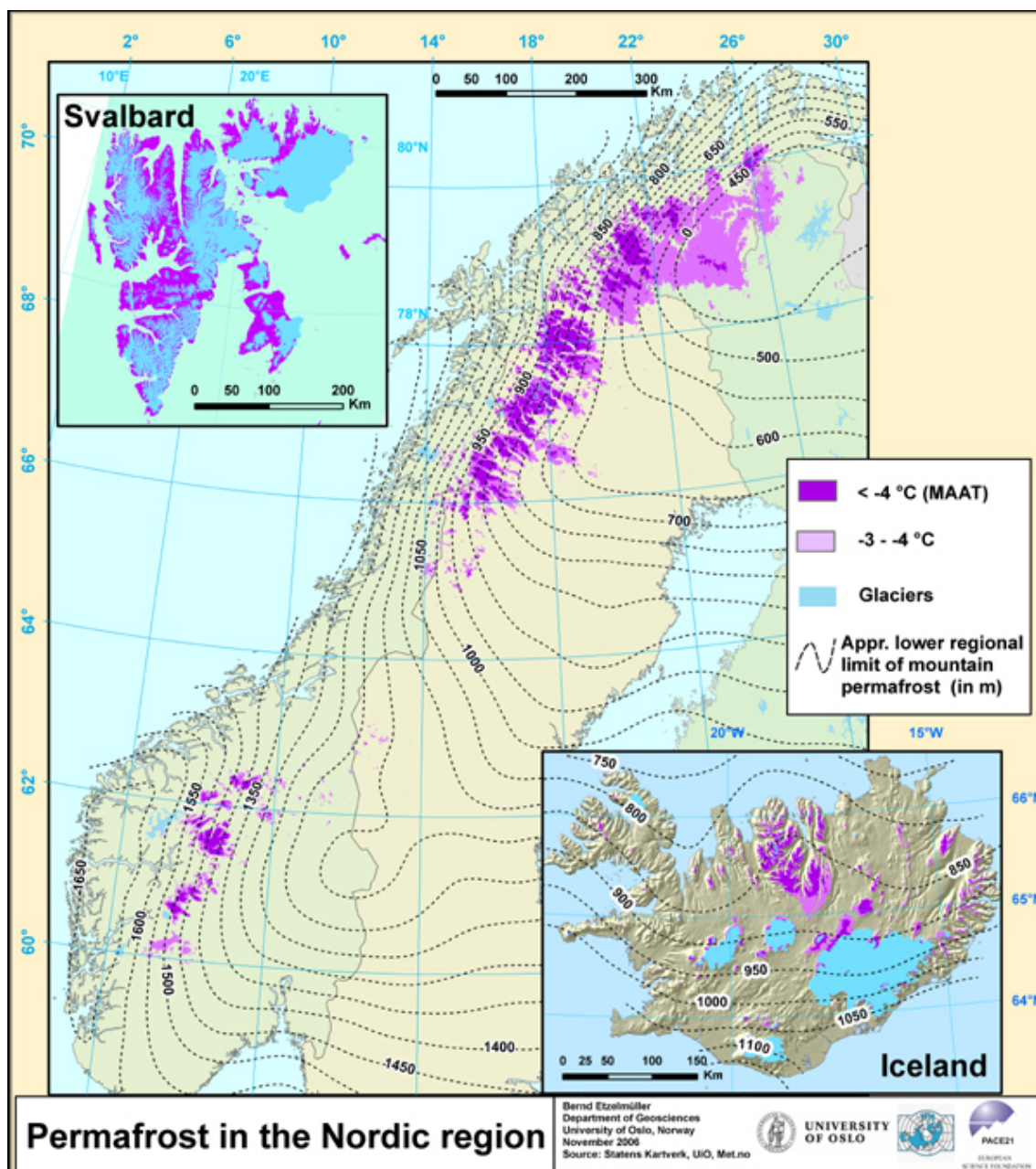


Fig. 3. Forekomsten av permafrost i Norden basert på estimert årsmiddeltemperatur. Sannsynligheten for permafrost angis til over 90% når årsmiddeltemperaturen er under -4°C (mørk lilla områder) og over 50% når årsmiddeltemperaturen er under -3°C (lys lilla områder). Høydelinjene forbinder områder med samme høydegrense for normal nedre forekomst av permafrost. Kartet er utarbeidet av Bernd Etzelmüller, Univ. i Oslo.

Som andre diskrete trinn innen en økolin relatert til periglasielle prosesser, vil vi skille ut oppfrysingsmark og mark utsatt for jordflyt (Fig. 1). Det finnes overganger mellom fenomenene oppfrysing og jordflyt, og også fenomener som ikke lett lar seg plassere inn i en slik todeling (for eksempel jordsirklere og jord- og steinstriper i svakt hellende terreng), men i typisk utforming er de karakteristiske og viktige å skille fordi de både betinges av ulike faktorer og til dels følges av forskjeller i artssammensetningen.

Oppfrysing er resultatet av frostmørning (kryoturbasjon) på ujevn markoverflate. Frostfordeling og iskjernedannelse i perioder med temperaturer omkring frysepunktet skjer på ulike vis i forsøkninger og på forhøyninger i terrenget, og jo grovere og mer steinete jorda er, desto lenger ned i bakken trenger frosten. Spenningsforskjeller som oppstår i jorda fører til at materialet

sorteres; det groveste materialet skyves unna spenningsfeltet, og det fineste materialet fraktes mot overflata. De fysiske prosessene som er involvert, er fortsatt ikke fullstendig forstått, men resultatet blir en strukturmark, der strukturene kan variere fra ringer til polygoner, nett og striper. Den typiske polygonmarka består av et nettverk av mangekantete-sirkulære områder med finjord, inntil 6(–10) m i diameter, som omgis av en 0,5–2 m brei, ofte svakt hevet steinkant (Fig. 1a). Etter en tid med kraftig frostaktivitet kan jorda stabilisere seg. Det finnes altså en gradient fra polygoner med sterk oppfrysingsaktivitet (og ustabil jord) til stabiliserte systemer. Det tynne aktive laget i områder med permafrost forsterker kryoturbasjonsprosessene. Flekker med aktiv frostsprenging har liten eller ingen påvekst av skorpelav på steinene. Oppfrysing fremmes av regionale faktorer som lav nedbør og lav vintertemperatur, og lokale faktorer som flatt terreng

med stein- og blokkrik mineraljord, manglende eller tynt isolerende snødekke (frostvirkningen øker mot rabber) og høy grunnvannstand. Oppfrysingsfenomener blir derfor vanligere mot et kontinentalt klima og med økende høyde over havet.

Kryoturbasjon motvirker den nedadgående vannstrømmen i jorda og gir normalt opphav til et jordsmonn med større mineralsaltinnhold og høyere pH enn typisk for området for øvrig (Dahl 1957, Jonasson & Sköld 1983). Dahl (1957) karakteriserer derfor kryoturbasjon som en form for 'dry flushing'.

Jordflyt forårsakes av fullstendig vannmetting av jordsmonnet, gjerne under snøsmeltingen eller ved kontinuerlig overrisling med smeltevann fra ovenforliggende snøfonner. Hastigheten på flytjorda's bevegelser varierer fra langsom i vegetasjonsdekte skråninger der jordflyt er synlig som valkeaktige flytjordstunger, til raskere i brattere skråninger med mer sparsomt vegetasjonsdekke. Den vannmettede flytjorda kan få en viskøs konsistens og flyter nedover i terrengets helningsretning. Når jorda tørker opp igjen utover sommeren, kan flytjorda få en skorpe-liknende overflate. Tendensen til solifluksjon fremmes av alle faktorer som fremmer langvarig vannmetting av jorda, deriblant regionale faktorer som økende nedbør (i form av snø), det vil si et mer humid klima og synkende temperaturer (økende snødekkevarighet), og lokale faktorer som økende helning og lokal snøakkumulasjon. Solifluksjonstendensen øker derfor med økende høyde over havet og økende breddegrad, og fra rabbe mot snøleie. I seine og ekstreme snøleier (se nedenfor) og i mellomalpin sone finnes indikasjoner på solifluksjon nesten over alt (Fig. 1c).

Dahl (1957) bruker solifluksjon som et vidt begrep med jordflyt og oppfrysing som to ulike former, *amorphous solifluction* og *structured solifluction*.

En slik kompleks økoklin for frostvirkning på marka (FM) som fanger opp økosystemer der distinkte geomorfologiske prosesser setter sitt preg på økosystemene, vil imidlertid ikke dekke opp hele spekteret av viktig naturvariasjon relatert til frost og lave temperaturer (i fjellet og i Arktis). Det vil heller ikke den regionale variasjonen relatert til temperatur gjøre fordi den sonale variasjonen først og fremst er relatert til sommervarme og vekstsesonglengde. Det er særlig en variasjonsretning relatert til frost og lave temperaturer som er så viktig for økosystemstrukturen at vi har valgt å beskrive den som en egen økoklin (HV – høyderelatert vekstsesongreduksjon i arktisk-alpine områder). Et hovedtrinn langs denne økoklinen er det punktet der dvergbuskdominerte økosystemer (lyng-, vier- og dvergbuskdominerte fjellheier) går over i grasheier på rabbene (se **Artikkel 15** for mer innående drøfting). Ofte er denne overgangen påfallende skarp. Flere ulike teorier har blitt framsatt for å forklare denne overgangen, men sannsynligvis forårsakes den av flere mer eller mindre samvirkende faktorer; vekstsesongreduksjonen i seg sjøl og

den økende jordustabiliteten [både jordflyt og oppfrysing; vektlagt sterkt av Dahl (1957)] med høyden er viktige elementer. Et neste hovedtrinn langs denne økoklinen er det punktet der livsformen vedplanter ikke lenger kan greie seg, først og fremst på grunn av lav temperatur, men godt hjulpet av at all mark er permafrostmark og oppfrysings- og flytjordsmark dominerer alle steder. Denne grensa ligger lavere enn høydegrensene for de viktige dvergbuskartene, som i Sør-Norge varierer mellom 1730 og 1920 m [Lid & Lid 2005: greplyng (*Loiseleuria procumbens*): 1920 m; blålyng (*Phyllodoce caerulea*): 1850 m; mjølbær (*Arctostaphylos uva-ursi*): 1840 m; tyttebær (*Vaccinium vitis-idaea*): 1800 m; krekling (*Empetrum nigrum*): 1770 m; blokkebær (*Vaccinium uliginosum*): 1730 m], ikke minst fordi dvergbusker er følsomme for jordustabilitet.

Lokal variasjon i snødekkevarighet har også svært stor betydning for artssammensetningen, og gir opphav til den karakteristiske snøleiesoneringen i arktisk-alpine områder. Mot snøleiene øker vannmetningen av jorda og tendensen til jordflyt, mens beskyttelsen mot frost forhindrer forekomst av oppfrysingsfenomener. Snødekkebettinget vekstsesongreduksjon (SV) er en hovedøkoklin i arktisk-alpine områder, men mister betydning mot høyden og mot nord når økende vind gjør snødekket mer ustabil og permafrost gjør all jord ustabil.

Referanser

- Dahl, E. 1957. Rondane: Mountain vegetation in South Norway and its relation to the environment. – Skr. norske Vidensk.-Akad. Oslo mat.-naturvid. Klasse 1956: 3: 1–374.
- Jonasson, S. & Sköld, S.E. 1983. Influences of frost-heaving on vegetation and nutrient regime of polygon-patterned ground. – *Vegetatio* 53: 97–112.
- Lid, J. & Lid, D.T. 2005. Norsk flora. 7 utgåve ved R. Elven. – Det Norske Samlaget, Oslo.
- Sulebak, J.R. 2007. Landformer og prosesser. En innføring i naturgeografiske tema. – Fagbokforlaget, Bergen.

Artikkel 17

Vind som geomorfologisk faktor og vindrelaterede økokliner

Rune Halvorsen

Liksom bevegelsesenergien gjør rennende vann i stand til å utføre et geomorfologisk (landformskapende) arbeid (se **Artikkel 14: A** for overblikk over fluviale prosesser), kan også vind omfordele mineralmateriale og forme landskapet. Dette kapitlet gir et kortfattet overblikk over vinden som geomorfologisk faktor (aeoliske prosesser), hovedsakelig basert på Sulebak (2007).

De fysiske forutsetningene for aeoliske prosesser er nøyaktig de samme som for fluviale prosesser. For å kunne erodere et substrat må vinden inneholde tilstrekkelig energi til å overvinne kreftene som holder partiklene i substratet på plass. Vindens erosjonskraft E_{\max} øker proporsjonalt med lufttettheten (som varierer innenfor svært snevre grenser) og med tredje potens av vindhastigheten (det vil si at en doubling av vindhastigheten W medfører en økning av M_{\max} med $2^3 = 8\times$):

$$E_{\max} \propto \rho W^3$$

Vinden har imidlertid så mye lavere tetthet enn for eksempel vann at det arbeidet den kan utføre er beskjedent i forhold. Men i motsetning til vannet kan vinden utføre transportarbeid over større strekninger og i ulike retninger (også oppover).

Vind er luft som beveger seg fra et område med høyt lufftrykk til et område med lavt lufftrykk for å jevne ut trykkforskjellene (dvs. bevegelse drevet av en potensialforskjell). Vinden virker som geomorfologisk faktor i **grenselaget**, de nederste få hundremeterne av luftlaget over bakken (Fig. 1). Gjennom de første få meterne over bakken øker vindhastigheten raskt inntil den når et nivå som er mer eller mindre uendret gjennom resten av grenselaget (Fig. 1). Aller nærmest bakken finnes et luftlag, **ruhetslaget**, der luftbevegelsene på grunn av den skjermingen som overflatetopografien gir, er minimale og mer eller mindre uavhengige av strømmene i luftlaget over (Fig. 1). Over ruhetslaget finnes et lag med turbulente strømmer, dannet i møte mellom vind og noe grovere terrengformer (Fig. 2).

Tjukkelsen på det turbulente luftlaget (og ruhetslaget) avhenger av vindstyrken (vindhastigheten). Jo sterkere vind desto tynnere blir turbulenslaget og tynnere blir ruhetslaget.

Turbulente strømmer har større evne til å flytte (erodere) mineralmateriale enn laminære strømmer, blant annet fordi de virker i alle retninger, også oppover, og der-

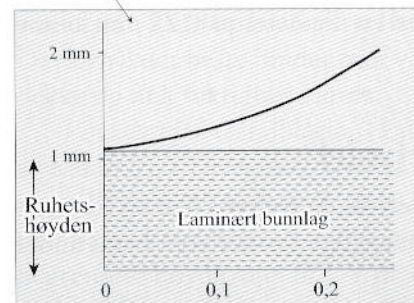
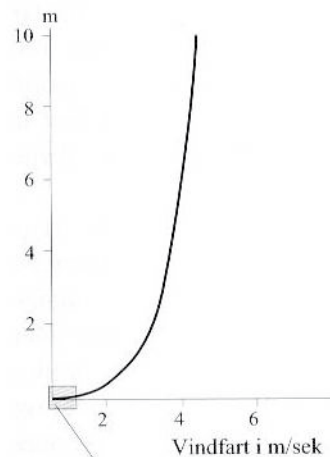


Fig. 1. Vindhastighetsprofil gjennom nederste del av grenselaget. Mer enn 5 m over bakken endrer vindhastigheten seg lite. Nederste et forstørret utsnitt av laget nærmest bakken, som viser ruhetslaget der vindhastigheten er lav og vindstrømmen er mer eller mindre parallell med bakken og uavhengig av strømmene i luftlaget over. Fra Sulebak (2007: Fig. 11.1 s. 255).

for kan motvirke tyngdekraften. Likevel vil vinden bare sjelden være i stand til å flytte grovere

materiale enn grov sand (kornstørrelse 2 mm). Vindtransport av materiale foregår gjennom tre ulike prosesser (Fig. 3):

- **suspensjon** (silt og leire, < 1/16 mm): lett og løst materiale som ikke holdes fast til underlaget av sterke kohesjonskrefter (for eksempel fuktighet), virvles opp i lufta av relativt svake luftstrømmer, holdes svevende i laminærstrømmene, og transporteres som svevestøv over lange avstander (ikke veldig viktig i Norge)

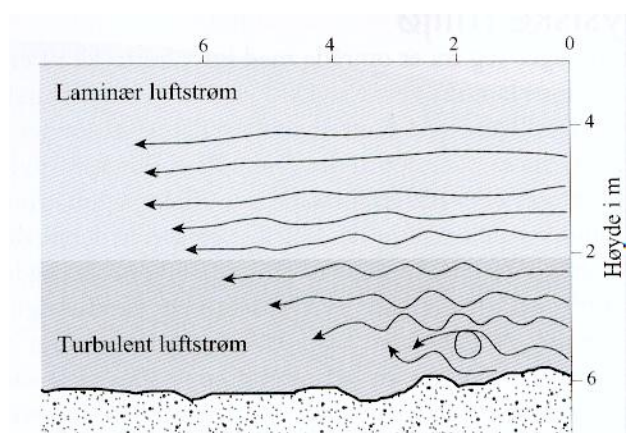


Fig. 2. Luftstrømmer i den nedre delen av grenselaget. Figuren viser at det ofte er et nedre lag med turbulente strømmer og et øvre lag med parallelle (laminære) strømmer. Fra Sulebak (2007: Fig. 11.2 s. 256).

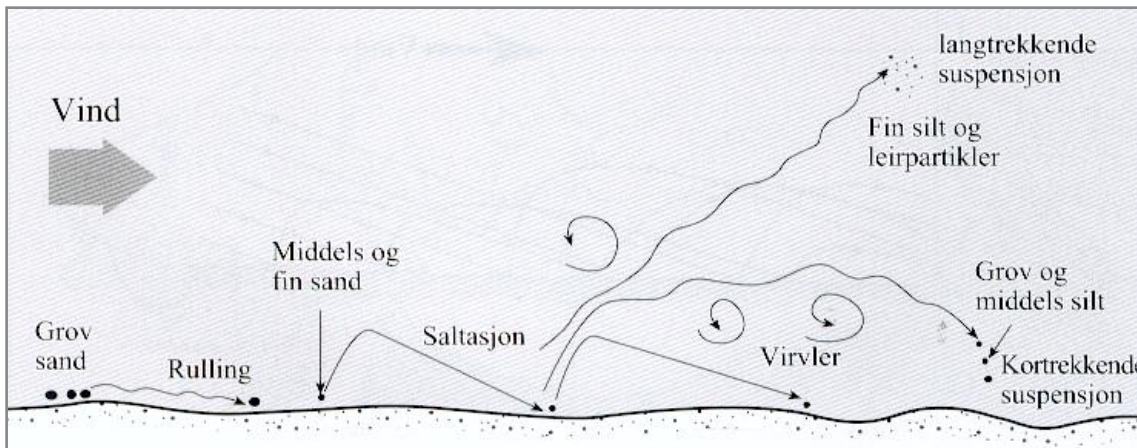


Fig. 3. Ulike former for vindtransport på en sandflate. Fra Sulebak (2007: Fig. 11.3 s. 260).

- **hopping** (saltasjon; særlig fin og middels sand, 1/16–1/4 mm, står for i størrelsesorden 3/4 av sandtransporten); når mindre sandkorn virvles opp, hopper og spretter bortover overflata (hvert hopp kan være inntil 1–2 m langt og inntil 0,5 m høyt); hoppebevegelsen fremmes av et hardt underlag og dempes av et mykt underlag)
- **rulling** (særlig grov sand, 1/2–2 mm, står for i størrelsesorden 1/4 av sandtransporten): når hoppende sandkorn i landingen overfører en del av sin beveelsesenergi til andre, gjerne større, sandkorn slik at disse flyttes bortover bakken i vindretningen.

Hopping kan starte ved vindhastigheter omkring 5 m/s, og erosjonskraften øker altså 8× hver gang vindhastigheten fordobles. Blir vindhastigheten høy nok, og strømmen er turbulent, kan også sandkorn (i hvert fall fin sand) få et løft som er høyt nok til å motvirke tyngdekraften og dermed holdes svevende. Sulebak (2007) skriver at en turbulent vindstrøm kan gi et løft som er ca. 1/5 av vindhastigheten. Et sandkorn som er 1 mm i diameter, faller med en hastighet på ca. 8 m/s og vil derfor bare kunne holde seg svevende i vind med hastigheter på 40 m/s eller større (dvs. orkan styrke). Sedimentasjon av svevestøv og hoppende partikler finner sted når vindhastigheten avtar, for eksempel i le av framstikkende terrengformer, eller når substratet endrer karakter (for eksempel ved å bli mykere og dermed dempe hoppebevegelsen).

Under norske klimaforhold inneholder oftest silt og leire for mye fuktighet til å eroderes og transporteres av vinden. Derfor er det i realiteten bare sand som er utsatt for vinderosjon. Erosjon og transport av sand finner sted der sedimentene domineres av tørr og løs sand som ikke er bundet gjennom jordsmonnsutvikling og skjermet mot vinder av tett vegetasjon, og som i tillegg er eksponert for sterke vinder. De økosystem-hovedtypene som mest typisk er utsatt for vinderosjon, er derfor sanddynemark, fjellhei og tundra (trinnet avblåst rabbe langs økoklinen SS – snødekkestabilitet) og, i noen grad, åpne flommarker.

På økosystem-organisasjonsnivået er den viktigste økologiske virkningen av vind videretransporten innover

land av sand som bølgene skyller fra havet opp i fjæresonen (se **Artikkel 14: C**). Denne effekten av vind er en forutsetning for utvikling av sanddynefelter (landskapsdel der økosystem-hovedtypene mellomfast bunn/mark i

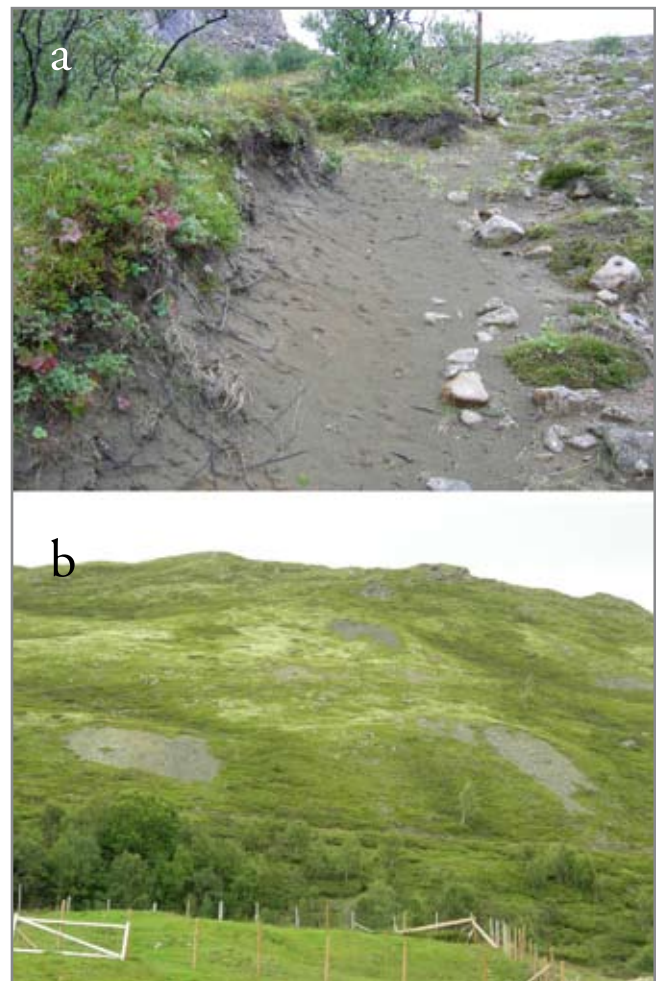


Fig. 4. Deflasjon (vinderosjon). (a) 'Subfossil sanddyne' innenfor gammel strandlinje ca. 70 m o.h. ved Steine (Skei, Leka, Nord-Trøndelag). *Erodert dyne* (grunntype innenfor økosystem-hovedtypen *sanddynemark*) danner en smal sone mellom *fastmarksskogsmarka* innenfor og *kystnær grus- og steinmark* til høyre og bak i bildet. (b) Snøbeskyttet hei (grønn) og avblåst rabbe [gulffarvet på grunn av dominans av gulskinn (*Flavocetraria nivalis*) og andre 'vindlaver'] rett ovenfor skoggrensa ved Verkensetra i Grimsdalen (Dovre, Oppland). Bildet viser at marka er utsatt for sterk vinderosjon, som har resultert i at vegetasjonsdekket flekkvis mangler (synlig som fire store og mange små grå felter i bildet). Foto: Rune Halvorsen.



fjæresonen og sanddynemark vanligvis er de viktigste). De prosessene som leder til dannelse av sanddyner, vil bli beskrevet andre steder [se for eksempel Sulebak (2007)]. På sanddynemark og avblåste rabber som utsettes for svært sterk vindvirkning (Fig. 4), vil sandig tørr jord kunne blåse bort fra marka. Dette betegnes **deflasjon** og gir opphav til et uttrykk for økoklinen MB – massebalanse (se **NiN BD 4: H3**, økoklinuttrykk B). Ofte starter deflasjonen der vegetasjonsdekket av en eller annen grunn er forstyrret, slik at vinden får tak og kan fortsette å undergrave vegetasjonen i den dominerende vindretningen. Resultatet blir ofte deflasjonsgroper i terrenget, som vil graves videre ut inntil erosjonen ikke lenger kan fortsette; fordi grunnvannsspeilet nås og substratet er permanent fuktig, fordi fast fjell nås, eller fordi det ikke er mer finmateriale å fjerne.

Referanser

- Sulebak, J.R. 2007. Landformer og prosesser. En innføring i naturgeografiske tema. – Fagbokforlaget, Bergen.

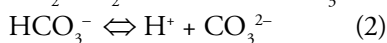
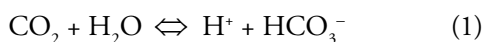
Artikkel 18

Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen syre-basestatus (SB): Sammenheng mellom pH, Ca-innhold og uorganisk karbon i vann

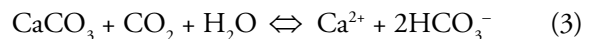
Rune Halvorsen og Tom Andersen

Som det også framgår av kommentar 4 til trinndeling av SB-økoklinen (NiN BD 4: D1) og i **Artikkel 1**, er det i myr vann en klar sammenheng mellom pH og Ca-konsentrasjon. Solheim & Schartau (2004) legger Ca-konsentrasjonen til grunn for sin firedeling av alkalinitetsgradienten i vann fordi alkaliniteten gjenspeiler en gradient (økoklin) i flere viktige kjemiske vannegenskaper. Alkalinitet betyr syrebindingsevne; det vil si den syremengde en vannmasse kan tilsettes før dens bufferkapasitet overskrides. Det viktigste buffersystemet i vann skyldes likevekt mellom uorganisk karbon i luft (CO_2), CO_2 oppløst i vann (dels i gassform, dels *hydratisert* i form av karbonsyre, H_2CO_3 , og karbonater (først og fremst kalsiumkarbonat CaCO_3 , men også karbonater av andre metaller, for eksempel magnesium, MgCO_3) i undergrunn/sedimenter.

Karbonsyrekjemien er grundig beskrevet mange andre steder (se for eksempel Økland & Økland 1998), og vi skal bare gjengi hovedtrekk. Når luftas karbondioksyd løser seg i vann, dannes karbonsyre som har en sterk tendens til å dissosiere i H^+ og bikarbonationet, HCO_3^- ; sistnevnte kan igjen dissosiere i H^+ og karbonationet, CO_3^{2-} :



Reint vann i likevekt med luftas CO_2 vil ha $\text{pH} = 5.6$ på grunn av karbonsyrelikevekten. Vann mottar dessuten CO_2 som følge av nedbrytning av organisk materiale (respirasjon). Innholdet av CO_2 i vannet er en av de viktigste kilder til kjemisk forvitring av berggrunnen. Når vann med løst karbondioksyd kommer i kontakt med karbonatsalter i undergrunnen, vil saltene kunne løses på grunn av likevekten:



(omfanget av slik kjemisk forvitring er avhengig av konsentrasjonen av CO_2 i vannet, som i sin tur er avhengig av trykk, temperatur etc.).

Forekomsten av bikarbonationer i vann bestemmer vannets bufferkapasitet. Bikarbonationet kan bufre syrer ved forskyning av likevekt (1) mot venstre og baser ved forskyvning av likevekt (2) mot høyre. Så lenge det er bikarbonat til stede i vannmassene, vil pH holde seg over ca. 6.5. Når syretilførselen er større enn vannets bikarbonatkonsentrasjon kan absorbere, vil pH raskt synke til under 5.0 (se Fig. 1).

NIVAs vannegenskapsdatabase for nær 2000 norske sjøer, som blant annet inkluderer målinger av pH og Ca, gir informasjon om den virkelige fordelingen av pH i norske innsjøer. Frekvensfordelingsdiagrammet i Fig. 2 for pH i 929 sjøer der både pH, Ca og vannfarge er registrert viser, som forventet, en svak totoppethet; det vil si at sjøer med pH mellom 5 og 6 er mindre vanlige enn sjøer med pH under 5 på den ene siden eller pH over 6 (6.5) på den andre siden.

Både pH og Ca-konsentrasjonen regnes som basisfaktorer i SB-økoklinen. Også for Ca-konsentrasjonen i vann spiller uorganisk karbon en nøkkelrolle. På grunn av likevekten (3) mellom konsentrasjonene av løst kalsium og løst karbondioksyd i vann vil det ved normalt trykk og temperatur finnes sted en utfelling av kalsiumkarbonat

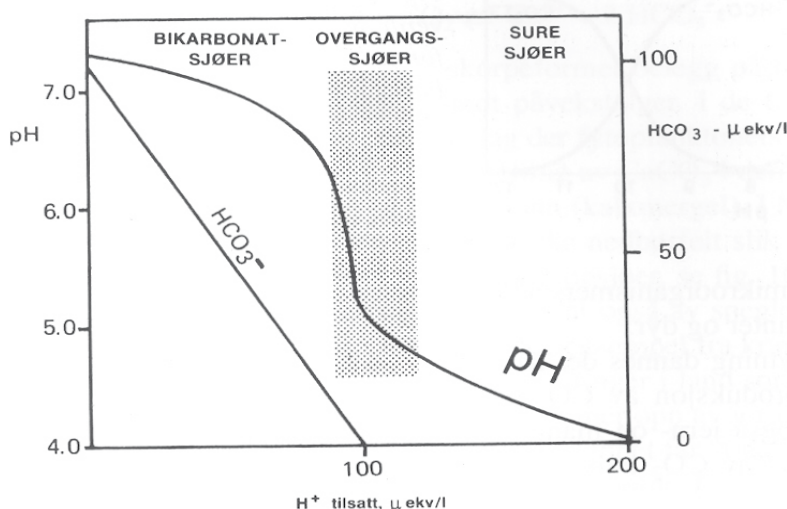


Fig. 1. Sammenheng mellom bikarbonatbuffering og pH i innsjøer. Etter Økland & Økland (1998: Fig. 12.1 s. 127). Figuren viser hvorfor man på teoretisk grunnlag vil forvente en totoppet fordeling av pH i innsjøer.

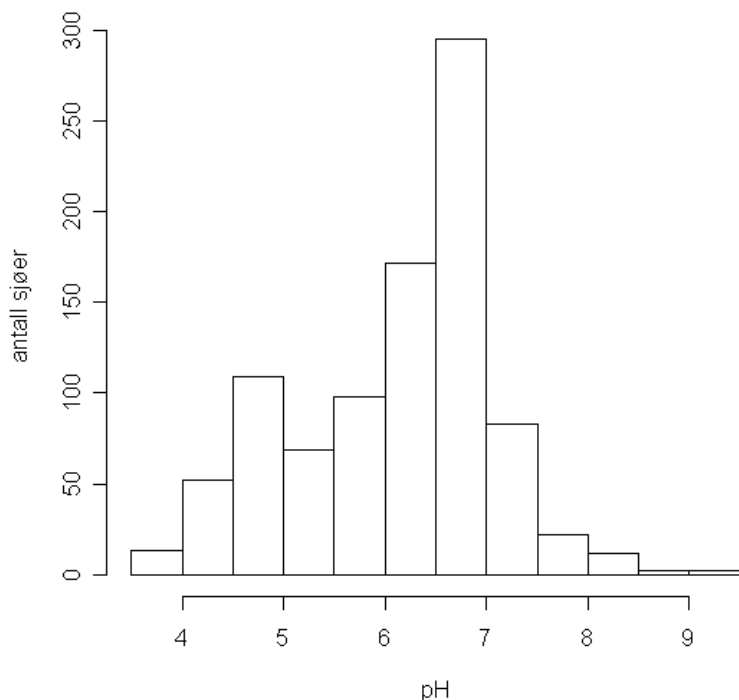


Fig. 2. Frekvensfordeling for pH i 929 norske innsjøer, fra hvilke også andre vannkvalitetsdata forefinnes (kilde: NIVAs vannegenskapsdatabase).

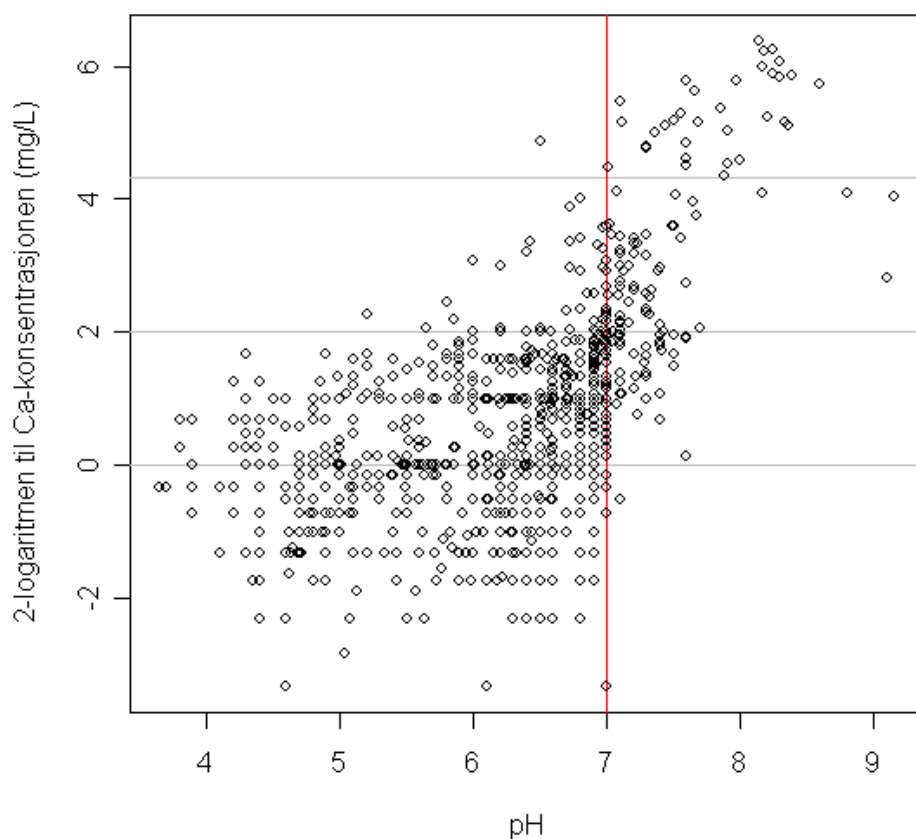


Fig. 3. Sammenheng mellom pH og Ca-konsentrasjon i 929 norske innsjøer (NIVAs vannegenskapsdatabase). De tre parallelle vannrette grå linjene indikerer grenser mellom trinn langs alkalinitetsøkolinjen slik den er oppdelt hos Solheim & Schartau (2004). Den lodrette røde linja indikerer pH = 7.

(som mineralet kalsitt i form av kalkgyttje eller kalkmergel, CaCO_3 , på grunt vann) når Ca-konsentrasjonen overskrider 20 mg/L (Økland & Økland 1998). Dette er den direkte årsaken til at Solheim & Schartau (2004) bruker 20 mg Ca/L som grense mellom svært kalkrike

sjøer (**kalksjøer**) og moderat kalkrike sjøer. Langangen (2003a, 2003b, 2004) viser at kalksjøer med kransalgevegetasjon stort sett er begrenset til Ca-konsentrasjoner > 20 mg/L. Allerede Strøm (1942) definerte kalksjøer på grunnlag av Ca-konsentrasjon; hans nedre grense ble satt



ved 26 mg Ca/L.

Kalsittutfellingene som bunnssubstrat inngår i spesialtrinnet X2 langs SB-økoklinen (**NiN BD 4: D1**).

Innsjødata fra NIVAs vannegenskapsdatabase viser at pH samvarierer med Ca-konsentrasjonen i vannet (slik man forventer av to variabler som utgjør en kompleksgradient), men samvariasjonen er ikke svært sterk (Kendalls korrelasjonskoeffisient $\tau = 0.414$, $P < 0.001$, $n = 929$). Samvariasjonsmønsteret mellom de to variablene (Fig. 3) viser imidlertid at det stort sett er en god overensstemmelse mellom grensa mellom intermediære og baserike sjøer ($Ca = 4$ mg/L; svarer til $\log_2 Ca = 2$) og $pH = 7.0$. Sjøer med $pH > 7$ har stort sett > 4 mg Ca/L (moderat og svært baserike sjøer; baserike og ekstremt baserike i NiN-terminologi), mens få sjøer med > 4 mg Ca/L har $pH < 6.5$. Innen hver av disse to gruppene; svært kalkfattige og kalkfattede (ekstremt basefattige –intermediære) sjøer på den ene siden og kalkrike og svært kalkrike (baserike – ekstremt baserike) på den andre siden, er det imidlertid liten grad av samvariasjon mellom pH og Ca-konsentrasjonen i vannet. Utskilling av ekstremt baserike innsjøer på grunnlag av kriteriet $Ca > 20$ mg/L er imidlertid godt fundert. Det synes imidlertid å være behov for en grundigere vurdering av kriterier for å trinndele innsjøer i området ekstremfattig–intermediær.

Referanser

- Langangen, A. 2003a. Kalksjøer med kransalgevegetasjon i Norge. I. Generell innledning samt beskrivelse av sjøer i Østfold, Oslo, Akershus, Hedmark og Oppland. – *Blyttia* 61: 190–198.
- Langangen, A. 2003b. Kalksjøer med kransalgevegetasjon i Norge. II. Beskrivelser av sjøer i Buskerud, Vestfold, Telemark, Agder, Vestlandet og Trøndelag. – *Blyttia* 62: 51–57.
- Langangen, A. 2004. Kalksjøer med kransalgevegetasjon i Norge. III. Beskrivelser av sjøer i Nordland, Troms og Finnmark. – *Blyttia* 62: 198–211.
- Solheim, A.L. & Schartau, A.K. 2004. Revidert typologi for norske elver og innsjøer. – Norsk Inst. Vannforsk. Oppdragsrapp. 4888: 1–17.
- Strøm, K.M. 1942. Hadeland lakes. A limnological outline. – *Skr. norske Vidensk-Akad. Oslo mat-naturv. Klasse* 1941: 7.
- Sulebak, J.R. 2007. Landformer og prosesser. En innføring i naturgeografiske tema. – Fagbokforlaget, Bergen.
- Økland, J. & Økland, K.A. 1998. Vann og vassdrag 3. Kjemi, fysikk og miljø.– Vett & Viten, Nesbru.

Artikkel 19

Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen syre-basestatus (SB): Sammenheng mellom bergart og plassering langs SB

Rune Halvorsen og Hans Blom

A Innledning

Dagens naturtypevariasjon i Norge er sterkt koblet til bunnen og markas aktuelle egenskaper (NiN BD 2: D2f), som er resultatet av mange prosessers virksomhet over et stort tidsspenn. Dels er bunn- og markeegenskapene resultatet av bergartsdannende prosesser som i mer enn en milliard år har gitt opphav til stor variasjon i berggrunnsegenskaper og til dels også utforming av de store landformene (for eksempel den kaledonske fjellkjeden). Dels er de resultatet av geomorfologiske prosesser som gjennom den siste årmillionen, blant annet gjentatte istider og mellomistider, har skapt mange av dagens store landformer som daler, fjorder, strandflata og store elvesletter. Dels er bunn- og markeegenskapene et resultat av virkningen til geomorfologiske prosesser som etter siste istid (de siste ca. 10 000 år) har formet de finere trekkene i landskapet (skråningsprosesser, elveprosesser, breprosesser og frostprosesser), blant annet gjennom jordsmonndannelse og sortering, transport og omfordeling av løsmasser (med stor spennvidde i egenskaper). De siste årtusenene har dessuten mennesket bidratt sterkt til å endre landskapets (og bunnen og markas) egenskaper.

Naturtyper i Norge har til hensikt å dele inn hele naturen, inkludert artssammensetning og miljøforhold som betinger artssammensetningen. Det geologiske grunnlaget (berggrunnen og løsmassene og de prosessene som har formet landet) er viktige premisser for naturtypefordelingen, særlig i forhold til to økokliner: syre-basestatus (SB) og kornstørrelsesfordeling (KO) av sedimenter. Geologifagets mangfold spenner over mineral- og bergartskjemi via bergartsdannelse og geomorfologi til petroleumsgologi; behandlet i en omfattende litteratur. I dette kapitlet skal vi kort oppsummere det geofaglige grunnlaget for sammenhenger mellom berggrunnsegenskaper (og egenskaper ved løsmasser som stammer fra gitte typer berggrunn) og variasjon langs økoklinen SB. Framstillingen av mineralenes og bergartenes egenskaper baserer seg først og fremst på Garmo (1995); Sulebak (2007) er hovedreferanse for geomorfologiske prosesser og Ramberg et al. (2007) og Solli & Nordgulen (2007) er hovedkilde for bergartsfordeling i Norge.

Begrepsapparatet for berggrunn og sedimenter er fork-

lart i **Artikkel 12: A**.

B Norges geologiske historie

Norge omfatter bergarter dannet gjennom milliarder av år. De eldste bergartene som er kjent fra Norge, er 2 900 millioner år, og Norge har et stort mangfold av bergarter dannet gjennom skiftende klimaperioder i jordas historie. Et forenklet geologisk kart over Norge er vist i Fig. 1. Dette yter imidlertid ikke på noen måte rettferdighet til den store kompleksiteten som først og fremst karakteriserer Norges geologi, noe som tydelig går fram av et mer detaljert berggrunnskart (se for eksempel Solli & Nordgulen 2007).

Hovedbegivenheter i den norske berggrunnsgeologiske historien slik den er beskrevet av Ramberg et al. (2006) er:

- Dannelsen av det fennoskandiske grunnfjellsskjoldet [4 600–850 Ma (millioner år siden); uspesifisert grunnfjell og nordvestre gneisregion i Fig. 1]
- Dannelsen av sedimentære bergarter i kambrium, ordovicium og silur [542–416 Ma; kambrosiluriske sedimenter som vist i Fig. 1 (også mange andre steder)]
- Oppbygging (ca. 500–405 Ma) av den kaledonske fjellkjeden (fjellkjedens omdannede og overskjøvne bergarter i figuren); inkludert folding og overskyvning av flere serier av skyvedekker som også inne-



Fig. 1. Forenklet geologisk kart over Norge, fra Sulebak (2007: Fig. 2.6 s. 34).



Tabell 1. Mineraler som utgjør viktige bestanddeler i kvantitativt viktige bergarter. Gr(uppe) (fordeling på fem hovedgrupper: K = kvarts, A = alkalifeltspat, P = plagioklasfeltspat, F = feltspatoider ('foider'), X = andre, inkludert mafiske mineraler, angitt ved 'gruppetilhørighet'), kjemisk formel, egenvekt (g/cm³), 'surhet' (omtrentlig plassering langs en gradient fra sur til ultrabasiske (i geologisk forstand; angitt som prosentandel SiO₂), mørkhet (+ angir at en vesentlig andel av metallinnhold (på vektbasis) utgjøres av jern (Fe), magnesium (Mg), mangan (Mn), titan (Ti) og andre tyngre metaller).

Gr	Mineral	Kjemisk formel	Egenvekt	Mørkhet	Kommentar
grunnstoffer	grafitt kullblende	C	2,1–2,2	0	finnes mest i svært omdannede fyllitter og gneiser, alunskifer
sulfider	pyritt (svovellkis)	FeS ₂	5,1	+	vanlig i mange typer bergarter
oksider	hematitt (jernglans)	Fe ₂ O ₃	5,1	+	vanlig i mange ulike typer bergarter
oksider	magnetitt	Fe ₃ O ₄	5,2	+	vanlig i dypbergarter og pegmatitter
karbonater	kalsitt (kalkspat)	CaCO ₃	2,7	0	dannes ved sedimentering (utgjør 4% av jordskorpa vekt)
karbonater	dolomitt	CaMg(CO ₃) ₂	2,8	+	hovedmineral i karbonatrike sediment-bergarter (og bl.a. serpentinit)
karbonater	magnesitt	MgCO ₃	3,0	+	hovedmineral i Mg-rike bergarter (peridotitt, serpentinit, kleberstein)
fosfater	apatitt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,OH,Cl)	3,2	+	tilleggsmineral i nesten alle bergarter; viktig fosfatkilde
K/nettverks-silikat	kvarts	SiO ₂	2,6	0	vanligste mineral; hovedmineral i sure bergarter
A/nettverks-silikat	ortoklas (+mikroklin)	KAlSi ₃ O ₈	2,6	0	vanligste A-mineral
A/nettverks-silikat	albit	NaAlSi ₃ O ₈	2,6	0	vanlig mineral i sure bergarter
P/nettverks-silikat	plagioklas-rekke (oligoklas, andesitt, labradoritt)	(Na,Ca)Al(Al,Si)Si ₂ O ₈	2,6–2,8	0	vanlig i både lyse og mørke bergarter
P/nettverks-silikat	anortitt	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	2,8	0	sjeldent; utgjør Ca-ekstrem i plagioklas-rekke
F/nettverks-silikat	nefelin	(Na,K)AlSiO ₄	2,6	0	bergartsdannende i Oslo-riften (lardalitt, Fensfeltet)
nettverkssilikat/ zeolitt	stilbitt	NaCa ₂ Al ₃ Si ₁₅ O ₃₆ ·14H ₂ O	2,1	0	i omdannede bergarter (hornfeller etc.)
nettverkssilikat/ zeolitt	laumontitt	CaAl ₂ Si ₄ O ₁₂ ·4H ₂ O	2,2–2,3	0	omdannede dypbergarter, bl.a. gneis og glimmerskifer
sjiktsilikater/ glimmere	muskovitt	KAl ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	2,8–3,0	0	et av de vanligste bergartsdannende mineralene; i granitt, gneis, glimmerskifer
sjiktsilikater/ glimmere	biotitt	K(Mg,Fe) ₃ (Al,Fe)Si ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂	2,7–3,1	+	utgjør 10% av berggrunnen i Norge; hovedmineral i syenitter, dioritter og pegmatitter, samt omdannede bergarter (gneiser, skifre)
sjiktsilikater/ glimmere	flogopitt	KMg ₃ Si ₃ AlO ₁₀ (F,OH) ₂	2,8	+	vanlig i Mg-rike omdannede bergarter (marmor, dolomitt, dunitt etc.)
sjiktsilikater/ kloritter	klinoklor	(Mg,Fe) ₃ Al(Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₈	2,6–2,8	+	vanligste mineral i ei stor gruppe; hovedmineral i kloritt-, talk- og leirskifre
sjiktsilikater/ talk	talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	2,6–2,8	+	omdannede fra magnesiumsilikat i ultrabasiske bergarter
sjiktsilikater/ serpentin	serpentin	(Mg,Fe,Ni) ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	2,5–2,6	+	omdannede fra mineraler rike på Mg og fattige på Al; hovedmineral i serpentinit
sjiktsilikater	montmorillonitt (leirmineral)	(Na,Ca) _{0,3} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·nH ₂ O		?	leirmineral, vanlig
kjedeslikater/ amfiboler	antofyllitt	(Mg,Fe) ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	2,8–3,2	+	hovedmineral i gneiser og amfibolitter; også i omdannede ultrabasiske bergarter
kjedeslikater/ amfiboler	hornblende	(Ca,Na) ₂₋₃ (Mg,Al,Fe) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂	3,1–3,2	+	vanlig i dioritter, syenitter og hovedkomponent i amfibolitter og gneiser
kjedeslikater/ amfiboler	aktinolit tremolitt	Ca ₂ (Mg,Fe) ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	3,1–3,3	+	vanlig i mafiske omdannede bergarter, tremolitt i dunitter m.m.
kjedeslikater/ pyroksener	diopsid	CaMgSiO ₆	3,2–3,4	+	vanlig i Ca-rike omdannede bergarter, gneiser, eklogitt
kjedeslikater/ pyroksener	augitt	(Ca,Na)(Mg,Fe,Al,Ti)(Si,Al) ₂ O ₆	3,2–3,5	+	vanligste pyroksen (klinopyroksen), viktigste Fe-Mg-mineral; i gabbro, kaledonidene, larvikitt o.a.
kjedeslikater/ pyroksener	enstatitt	Mg ₂ SiO ₆	3,2	+	ortopyroksen; hovedmineral i (ultra)basiske bergarter, også metamorfe
ringsilikater/ turmalin	schörl	NaFe ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₄	2,5–3,2	+	i sure bergarter
dobbelt-silikater/ epidot	epidot	Ca ₂ (Al,Fe) ₃ Si ₃ O ₁₂ (OH)	3,3–3,5	+	dannes ved omdanning av Ca-rik plagioklas; vanlig i gneiser og amfibolitter
enkeltsilikat	pyrop	Mg ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃	3,5–3,6	+	vanlig i basiske bergarter
enkeltsilikat	olivin (peridot)	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄	3,3–4,1	+	egentlig ei blandingsrekke fra forsteritt (Mg) til fayalitt (Fe); viktig i (ultra) basiske bergarter, også omdannede bergarter
enkeltsilikat	zirkon	ZrSiO ₄	4,0–4,9	+	vanlig i A-rike dyp- og dagbergarter og bergarter omdannede fra disse
enkeltsilikat	almandin	Fe ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃	4,2–4,3	+	vanligste granat; i moderat omdannede bergarter (glimmerskifer, gneiser)
enkeltsilikat	titanitt	CaTiSiO ₅	3,4–3,6	+	vanlig som tilleggsmineral i en rekke ulike bergarter

holder kambrosiluriske sedimenter

- Nedbrytning (405–359 Ma) av den kaledonske

fjellkjeden, etterfulgt av dyp erosjon med vekslende grad av omdanning av bergartene og avsetning av



- nye bergarter (devonske sedimenter i Fig. 1)
- Dannelsen av Oslo-riften (Oslo-feltet) med påfølgende vulkansk aktivitet (359–251 Ma; Oslo-feltets eruptiver omgitt av kambrosiluriske sedimenter i Fig. 1)

C Typeinndeling av mineraler og bergarter og drøfting av sammenhenger til resent naturtypefordeling

Mineraler er grunnbestanddelene i alle bergarter. Et ideelt mineral kan defineres som et homogent og naturlig forekommende fast stoff av uorganisk opprinnelse med en bestemt kjemisk sammensetning og en ordnet krystallstruktur. Det er beskrevet flere tusen mineraler på verdensbasis og mange hundre av disse er kjent fra Norge. Geologene deler mineralene i åtte hovedklasser (med underklasser) på grunnlag av kjemisk sammensetning:

- rene grunnstoffer (for eksempel karbon, gull og sølv)
- sulfider (S^{2-} , for eksempel blyglans PbS)
- oksider (O^{2-} ; for eksempel kvarts SiO_2)
- halider [halogen-salter, for eksempel fluoritt (flusspat), CaF_2]
- karbonater [CO_3^{2-} ; for eksempel kalsitt (kalkspat) $CaCO_3$]
- sulfater (SO_4^{2-} ; for eksempel gips $CaSO_4$)
- fosfater (PO_4^{3-} ; for eksempel apatitt $Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$)
- silikater (med anion der SiO_4^{4-} danner grunnstammen); deles i en rekke grupper med undergrupper etter kjemisk struktur:
 - o nettverkssilikater
 - o silika (kvarts, SiO_2)
 - o feltspat (se nedenfor, $AlSi_3O_8^-$ eller $Al_2Si_2O_8^{2-}$)
 - o feltspatoider (se nedenfor, $AlSiO_4^-$)
 - o zeolitter (variabel kjemisk sammensetning; se tabell nedenfor)
 - o sjiktsilikater
 - o glimmere (eng: *mica*; muskovitt og biotitt $AlSi_3O_{10}(OH,F)_2^{7-}$)
 - o kloritter (for eksempel klinoklor $Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8^{10-}$)
 - o talk ($Si_4O_{10}(OH)_2^{6-}$)
 - o serpentiner ($Si_2O_5(OH)_4^{6-}$)
 - o kjedesilikater
 - o amfiboler ($Si_8O_{22}(OH)_2^{14-}$)
 - o pyroksener (for eksempel enstatitt og diopsid $Si_2O_6^{4-}$)
 - o ringsilikater
 - o turmaliner (se tabell nedenfor)
 - o dobbeltsilikater

- o epidot-gruppa (epidot $Si_3O_{12}(OH)^{13-}$)
- o enkeltsilikater
 - o olivin (SiO_4^{4-})
 - o granat (SiO_4^{4-})
 - o zirkon (SiO_4^{4-})
 - o titanitt (SiO_5^{6-})

Fra naturtypeinndelingssynspunkt er det imidlertid ikke mineralenes anion, men heller hvilket eller hvilke metaller som inngår i mineralet, og mineralets hardhet (motstandsdyktighet mot forvitring) som er bestemmende for hvilke naturtyper som vil kunne utvikles i tilknytning til de bergartene som mineralene inngår i. En oversikt over viktige norske bergartsdannende mineraler er gitt i Tabell 1. I størkningsbergartene kan mineregenskapene i en viss grad oppsummeres som variasjon langs en gradient fra lyse til mørke mineraler. De mørke mineralene utgjør én gruppe i et av de mest utstrakt benyttete klassifikasjonssystem for størkningsbergarter, Streckeisens system, mens de lyse mineralene i dette systemet fordeles på fire grupper slik at gruppeantallet totalt blir fem:

- lyse mineraler; med egenvekt < ca. 2,8 og som mangler jern (Fe), magnesium (Mg), mangan (Mn), titan (Ti) og andre tyngre metaller
 - o kvarts (K), SiO_2
 - o alkalifeltspat (A); omfatter feltspatmineraler der metallet er natrium (Na) og/eller kalium (K), med generell kjemisk formel $(Na,K)AlSi_3O_8$; vanligste mineraler er ortoklas og mikroklin ($KAlSi_3O_8$) og albitt ($NaAlSi_3O_8$)
 - o plagioklasfeltspat (P); omfatter feltspatmineraler der metallet er natrium (Na) og/eller kalsium (Ca), med generell kjemisk formel $(Na,Ca)Al(Al,Si)Si_2O_8$; endepunktene langs en gradient fra bare Na til bare Ca er albitt ($NaAlSi_3O_8$), som regnes som et alkalifeltspat, og anortitt ($CaAl_2Si_2O_8$); oligoklas, andesin og labradoritt er plagioklasfeltspater som inneholder både Na og Ca
 - o feltspatoider (F) eller 'foider'; omfatter silikatmineraler med Na, K og Ca men lavere innhold av silisium enn feltspatene; det vanligste er nefelin ($NaAlSiO_4$)
- mørke (mafiske) mineraler (M); med egenvekt > ca. 2,8 og høyt innhold av jern (Fe), magnesium (Mg), mangan (Mn), titan (Ti) og andre tyngre metaller

I Streckeisens system deles størkningsbergarter først i to hovedgrupper:

- dagbergarter (vulkanske bergarter), som på grunn av at de har størknet raskt på overflata gjerne har finkornet struktur men som også kan inneholde



Tabell 2. Kvantitativt viktige norske bergarter: Tilhørighet til gruppe (etter dannelse: Da = dagbergart, Ga = gangbergart, Dy = dypbergart, Av = avsetningsbergart; Om = omdannet); mineralsammensetning (fordeling på fem hovedgrupper: K = kvarts, A = alkalifeltspat, P = plagioklasfeltspat, F = feltspatoider ('foider'), M = mørke (mafiske) mineraler, X = andre mineraler; mengdeanslag: 4 = > 2/3, 3 = 1/3–2/3, 2 = 1/10–1/3, 1 = < 1/10 men regelmessig forekommende; + = sporadisk forekommende, bare nevnt når den har betydning for bergartens egenskaper); 'Surhet' = omtrentlig plassering langs en gradient fra sur til ultrabasisk [i geologisk forstand; på grunnlag av prosentandel SiO₂; etter Ramberg et al. (2007)], SB-trinn = tentativ angivelse av trinn langs SB-økolinjen som bergarten normalt, ved liten utvasking og svak jordsmonnsdannelse, assosieres med (1 = ekstremt basefattig, 2 = basefattig, 3 = intermediaær, 4 = baserik, 5 = ekstremt baserik, 6 = ultrabasisk, X2 = dolomitt og marmor, X3 = ultramafisk).

Bergart	Gruppe bergart (etter dannelse)	Mineralsammensetning				M	X	spesifisering av M og X	'Surhet'	SB-trinn	Kommentar
		Lyse mineraler									
		K	A	P	F						
granitter	Dy	3–4	2–3	1–2	1		M: muskovitt	68–80	1–2	dagbergartsparallell til granitt (samme kjemiske sammensetning)	
alkalifeltspatgranitt	Dy	3	3	1	1		M: muskovitt, biotitt, amfibol (hornblende)	65–77?	1–2		
granodioritt	Dy	3	1–2	2–3	1		M: biotitt, amfibol (hornblende)	64–74	2–3		
tonalitt	Dy	3	+	3	1		M: biotitt, amfibol-gr.	60–70?	(2–)3?	inkl. <i>trondheimitt</i> en granodioritt-type med lite A Eklund (1953):3	
syenitt	Dy	1	4	2	1–2		M: amfibol	62–69	(2–)3?	inkl. <i>nordmarkitt</i> først og fremst i Oslo-riften	
monzonitt	Dy	+	3	3	1		M: pyroksen	54–61	2–3?	inkl. <i>larvikitt</i>	
dioritt	Dy	1	1	4	1–2		M: amfibol (hornblende)	57–63	3?		
anortositt	Dy			3–4	+		M: pyroksen, olivin, granat, muskovitt, biotitt, magnetitt		1–2?	svært hard, lys bergart med (observert) svært artsfattig vegetasjon	
nefelinsyenitt	Dy		3		2	?	F: nefelin	ca. 58	3?		
gabbro	Dy			3	3		M: 3: pyroksen (augitt, enstatitt), +: olivin, granat, apatitt, biotitt, magnetitt	37–52	(3)4	deles i gabbro s.str (augitt viktigste pyroksen), <i>hyperitt</i> (intermediaær), <i>noritt</i> (enstatitt viktigste pyroksen), inkl. også <i>jotunitt</i> Eklund (1953): 4 (hyperitt) hovedbergart i havbunnskorpa	
peridotitt	Dy				4	+	M: 3–4: olivin; 1–2; pyroksen (augitt); +: magnetitt		X3 (olivinstein), 4?	inkl. <i>olivinstein</i> = <i>dunitt</i> (peridotitter med > 90% olivin); pyroksenitt (med større mengder augitt)	
pegmatitt	Dy/Ga	2	2	2	2	+	M: muskovitt, biotitt, turmalin (schörl), granat, magnetitt X: apatitt			ganger i tilknytning til granitter og syenitter	
ryolitter	Da	3–4	2–4	1–2	1			68–80	1–2	(= <i>årekvarts</i>) finkornete lavabergarter i Oslo-riften, kjemiske egenskaper som granitt	
trakytter	Da	2–3?	2–3?	1–2?	?			61–68	2–3?	finkornete lavabergarter i Oslo-riften, dannet av pimpstein (vulkansk glass med luftblærer) og aske grunnmassen består mest av A, rombene av P	
rombeporfyr	Da	+	3	3	+		M:pyroksen (augitt) X: kalsitt, apatitt	52–64	3		
basalt	Da	+		2–3	2–3	+	M: 2–3: pyroksen (augitt); +: magnetitt, olivin, apatitt, biotitt	36–53	3–4	variabel; dekker en rekke utformingene av Dy-bergarter dannet under lavt trykk og høy temperatur; hovedbergart i havbunnskorpa	
diabas	Da/Ga	+		2–3	2–3	+	M: 2–3: pyroksen (augitt); +: magnetitt, olivin, apatitt, biotitt	>52		gangbergartsparallellen til basalt	
sandstein	Av	2–3	1–2	1–2	2?	1?	M: muskovitt, biotitt X: kalsitt, hematitt, magnetitt		(1–)2–4?	mineralsammensetning variabel; avhenger av sedimentsammensetningen	
kalkstein	Av					4	X: 4: kalsitt, +(-1): dolomitt		4–5	varierende tekstur, fin-grovkornet og fra massiv og hard til porøs med hulrom etter opprätta organismer; oftest lagdelt; dannet fra kalkskall	
dolomitt	Av					4	dolomitt, kalsitt		X2	kan inneholde spor av andre mineraler; dannes ved substitusjon av kalsium med magnesium fra havvann i CaCO ₃ -rike sedimenter	
leirskifer (= leirstein)	Av	+	+	+		4	X: leirmineraler, +: kalsitt		4–5	leiravsetninger med varierende innhold av mineraler	
alunskifer	Av	+				4	X: 3: leirmineraler (illitt, montmorillonitt), 2: grafit, +: 'karbonater', pyritt (svovelkis)		4–5	leirskifer med høyt CO ₃ -innhold, avsatt i oksygenfritt miljø	



Tabell 2. (fortsetter).

Bergart	Gruppe bergart (etter dannelse)	Mineralsammensetning					'Surhet'	SB-trinn	Kommentar
		Lyse mineraler		M	X	spesifisering av M og X			
		K	A						
grønnstein (skifer)	Dy/(Ga)+Om	+		2-3	2-3	+		4	basalt (avsatt på havbunnen) som er omdannet med lav-moderat omdanningsgrad; finkornet og grønnlig; oftest ikke skifrig
serpentinitt	Dy+Om				4	+		X3	lav omdanning av olivinrik peridotitt (<i>dunit</i>); kan også dannes ved omdanning av gabbroer og amfibolitter i vannrikt miljø
kleberstein	Dy+Om				4	+		X3?	moderat omdanning av olivinrik peridotitt (<i>dunit</i>) ved omdanning av olivin (og vann) til talk; mjuk bergart
sparagmitt	Av(+Om)	1-3	2-3?	1-3?		1		1(-2)	dannet av sedimentert granitt- og gneismateriale (feltspatrik sand), avsatt som sandstreder (grunne havområder); sammenpresset til berg; på diskutabelt om den kan ses på som omdanningsbergart <i>arkose</i> = grovkornet, rødlig sparagmitt <i>gråvakke</i> = finkornet, grågrønn sparagmitt
kvartsitt	Av+Om	4	+	+	+			1(-2)?	kan være lagdelt (kvartsittskifer; Oppdal, Alta)
marmor	Av+Om					4		X2	fra monomineralsk til urein, med innslag av andre mineraler; dannet fra kalkstein ved kontaktmetamorfose, lav-høg omdanningsgrad
fyllitter	Av+Om	2	+	+	3	+		4-5	variabel bergartsgruppe; oftest finkornet og skifrig, dannet ved lav til middels (eller reversert) omdanning av leirskifer hvorved leirmineralene er omdannet til kloritt og glimmer (muskovitt)
glimmerskifer	Av+Om	2	+	+	3	+		4?	farge varierer med forhold muskovitt/biotitt; skifrig; dannet ved middels/høy omdanning av leirskifer
hornfels	(Av)+Om		1?	1-2?	1-3?	1-3?		3-4?	dannet fra leirskifer ved kontaktmetamorfose; massiv og så finkornet at det ofte er vanskelig å bestemme mineralinnholdet
amfibolitt	Da/ Dy(Av)+Om	+		3	3			3	nest etter gneis vanligste bergart i grunnfjellsområdet; omdannede basalter, gabbroer og peridotitter; også: omdanning av kalkstein middels-sterk omdanning
gneis	(Dy,Av)+Om	2-3	2-3	1-3		1		1-2	svært variabel; omfatter lav-høgomdanna dypbergarter (ortogneiser) eller avsetningsbergarter (paragneiser)
eklogitt	(Dy)+Om	+			4	+		(2-)?3?	basalt, gabbro eller gneis som er sterkt omdannet i forbindelse med fjellkjedefoldingen typisk for Nordvestre gneisregion

porfyrer, blandingsbergarter med større mineral-korn (som kan ha krystallisert seg mens lavamasen enda var i dypet) som er fordelt i en finkornet grunnmasse

- dypbergarter, størknet som massiver i jordas indre, ofte grovt til middels kornet

Gangbergarter kan skilles ut som en tredje hovedgruppe av størkningsbergarter, ved siden av dag- og dypbergartene. Gangbergarter er dannet av lavaer som har størknet i ganger og spalter i jordskorpa. Gangbergartenes egenskaper vil, avhengig av forholdene de ble dannet under, framvise variasjon i egenskaper som ligger mellom dyp- og dagbergartene. Det finnes serier av bergarter

i hver av de to hovedgruppene dag- og dypbergarter, til dels også gangbergarter, med stort fellesskap i mineralsammensetning og andre egenskaper. En oversikt over kvantitativt viktige norske bergarter er gitt i Tabell 2.

En kompliserende faktor ved systematisering av bergarter er at både størknings- og avsetningsbergarter kan ha blitt sekundært omdannet (metamorfosert), det vil si at de på grunn av endringer i det ytre miljøet har fått sin struktur og kjemiske sammensetning endret. Dannelsen av metamorfe bergarter innebærer oftest eksponering for høye temperaturer inni jordskorpa, gjerne også et retningsbestemt trykk som kan gi slike bergarter en krystallinsk skifrig struktur. Ofte fører omdanningsprosessen også til at mineralkornene blir større og reinere enn i den

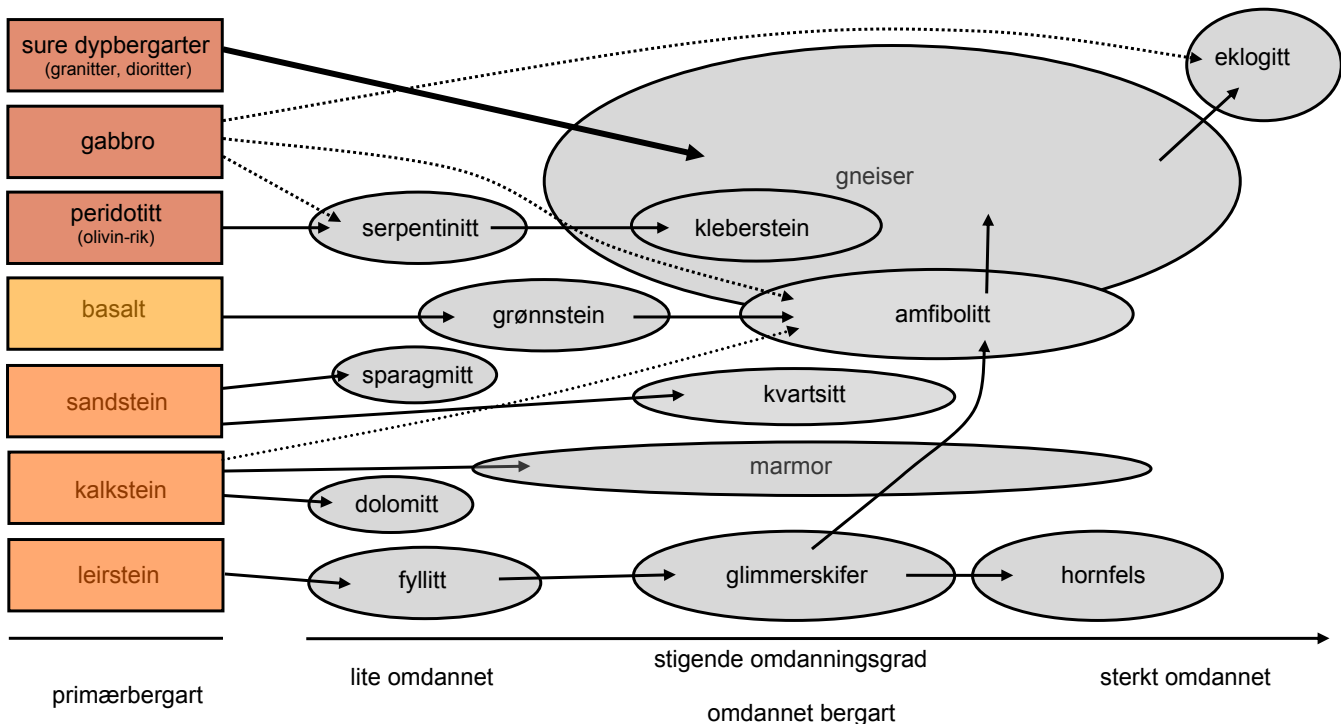


Fig. 2. Oversikt over relasjoner mellom bergarter gjennom omdanningsprosesser (metamorfose). Tjukkere piler antyder omfang ('vanlighet') av den aktuelle overgangen. Den horisontale utstrekningen på de grå boksene antyder spennvidden i omdanningsgrad innenfor de enkelte gruppene av omdanningsbergarter.

opprinnelige bergarten. Fordi mineralene er stabile bare innenfor et begrenset temperatur- og trykkintervall, vil de under en omdannelsesprosess kunne reagere kjemisk med hverandre, innholdsstoffer kan byttes ut (substitueres) etc. Den vanligste formen for metamorfose er stor-skala endringer under høy temperatur og høyt trykk dypt nede i jordas indre (regional metamorfose), noe som blant annet fant sted under den kaledonske fjellkjededannelsen. Metamorfose kan finne sted som lokale fenomener; ved sterk oppheting av bergarter i nærheten av smeltemasser (kontaktmetamorfose) og ved rent mekanisk stress, for eksempel ved knusing av berg langs forkastningssoner etc. (mylonittisering); men kan også finne sted i stor skala (regionalmetamorfose). Relasjoner mellom bergarter med felles opphav, knyttet sammen gjennom omdannelsesprosesser, er oppsummert i Fig. 2.

Inndelingen av bergarter i Streckeisens system gjøres altså separat for dypbergarter og dagbergarter på grunnlag av femgradientsystemet definert ved prosentandelen av mineraler i hver av de fem gruppene K, A, P, F og M (se Ramberg et al. 2006 s. 33). Streckeisens system blir dermed en parallell til Grimes triangel (Grime 1979) der plantenes livshistoriestrategier klassifiseres på grunnlag av tre egenskapsgradienter, men med den forskjellen at Streckeisens system har fem 'dimensjoner'. Fig. 3 over illustrerer relasjonene mellom K-, A- og P-dominerte bergarter (uten eller med svært sparsom forekomst av F- og M-mineraler). Størkningsbergarter (inkludert metamorfe størkningsbergarter) kan også plasseres langs en enkel gradient fra sure til basiske bergarter. Denne inndelingen er (dessverre) ingen direkte parallell til trinnde-

lingen av SB-økoklinen; gradienten fra sur til ultrabasiske bergarter gjenspeiler vektandelen SiO_2 i bergarten. Ofte opereres med fire trinn langs denne gradienten:

- sure bergarter ($> 64\% \text{SiO}_2$)
- intermediære bergarter ($52\text{--}64\% \text{SiO}_2$)
- basiske bergarter ($45\text{--}52\% \text{SiO}_2$)
- ultrabasiske bergarter ($< 45\% \text{SiO}_2$)

Også avsetningsbergarter kan plasseres inn på en slik skala; bruddstykkosediment-bergarter vil fordele seg på grunnlag av sedimentsammensetningen (hvilke bergarter som er representert i sedimentene og i hvilken relativ mengde), karbonatsediment-bergarter vil etter definisjonen oftest tilhøre de ultrabasiske bergartene (fordi de i liten grad inneholder silikater). Sjøl om det ikke finnes noen entydig sammenheng mellom SB-økoklinen og bergartenes fordeling langs gradientene fra lyse til mørke mineraler og fra sure til basiske, vil de to gradientene i store trekk reflektere basemineralinnholdet i forvittringsproduktene (og i vann som har vært i direkte kontakt med berggrunnen). Som et utgangspunkt for videre arbeid med kunnskapsutfordringene (SB2) og (SB3), se **NiN BD 4: D1** kommentar 5, er informasjon om de kvantitativt (og/eller kvalitativt) viktige norske bergarter med angivelse av opphav og omdanningsgrad samt egenskaper (fordeling i forhold til gradientene fra lyse til mørke og sure til basiske), og oversikt over viktigste mineraler sammenstilt i Tabell 2. Gjennom NGUs LITO-prosjekt (Slagstad & Cramer 2005) er det samlet inn et omfattende empirisk materiale av ber-

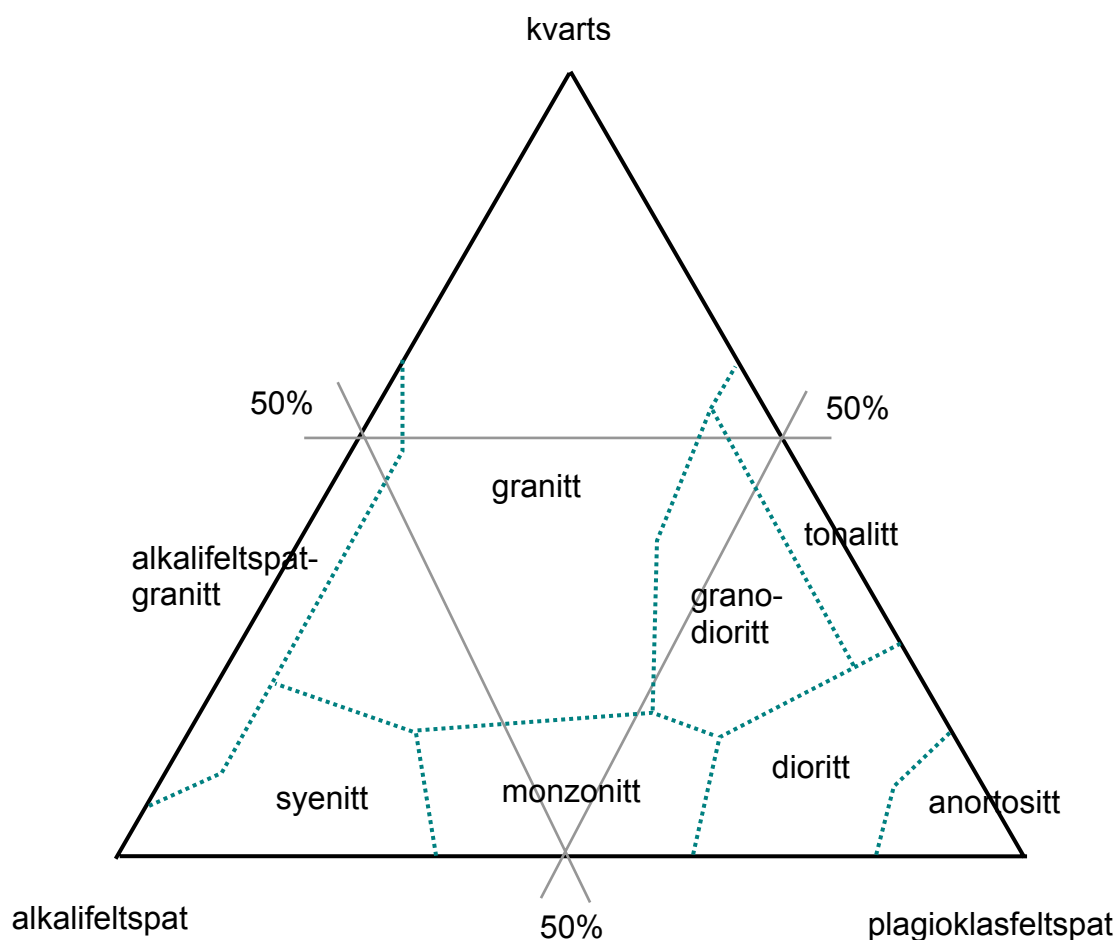


Fig. 3. Streckeisens klassifikasjonssystem for silikatrike dypbergarter uten feltspatioder og med lavt (< 10%) innhold av mørke mineraler, basert på relativ mengde kvarts, alkalifeltspat og plagioklasfeltspat.

gartsprøver, der kjemisk innhold er bestemt. Empiriske data om kjemisk sammensetning, inkludert SiO_2 -innhold for de 1001 tilgjengelige prøvene som pr. juli 2007 er tilgjengelige fra LITO-prosjektet (<http://www.ngu.no/lito/index.htm>), er sammenstilt i Tabell 3.

Denne tabellen viser at det er til dels stor spredning, for eksempel i 'surhet', innenfor hver bergartsgruppe, og at denne spredningen er mye større enn (de teoretiske) angivelsene i bergartstabellen. Årsaken til dette er sannsynligvis at det finnes svært mye fin-skala variasjon i bergartssammensetning (ganger, migmatitter og andre bergartsblandinger), og at overgangsformer mellom bergarter (for eksempel på grunn av kontinuerlig variasjon i omdanningsgrad og mineralinnhold) er vanlige. Mange bergartsprøver inneholder derfor større eller mindre elementer av andre bergarter.

I bergartstabellene er det gjort et første tentativt forsøk (erfaringsbasert) på å antyde hvilke trinn langs økoklinen SB som normalt er knyttet til de enkelte bergartene. Tabelloversiktene i dette kapitlet og den tentative angivelsen av SB-trinn for hver bergart er først og fremst ment som et utgangspunkt for videre forskning i det spennende og i stor grad lite utforskete grenselandet mellom mangfoldsbibliologi (fordeling av det biologiske mangfoldet,

inkludert naturtyper) og geologi. De få undersøkelsene som er utført om disse sammenhengene, inkludert en ny undersøkelse av sammenhenger mellom planteartssammensetningen på alpine rabber og berggrunnsgeologien (Arnesen et al. 2007), bekrefter den 'gamle' oppfatningen av at det finnes sterke sammenhenger mellom bergart og artsmangfold. Samtidig viser variasjonen i egenskaper innenfor det som er klassifisert som samme bergart at denne sammenhengene ikke vil være entydige.

Tabell 3. Bergarters kjemiske sammensetning basert på data fra prøver innsamlet i NGUs LITO-prosjekt, fordelt over det meste av Norge. Prøver er klassifisert til hovedtyper av bergarter (etter tabellen over) på grunnlag av angivelse av bergart i LITO-basen. Tall angir midlere vektprosent for alle prøver (n = antall) basert på totalinnholdstall (XRF-data). For SiO₂, 'surhet', er minimum, middel og maksimum angitt. Bergarter angitt i kursiv er spesialutforminger av en annen bergart, som ikke inngår i totaltallene for denne bergarten. Bergarter angitt i kursiv med innrykk inngår i totaltallene for en bergart eller bergartsgruppe (f.eks. vulkanitt og gneis).

Bergart	n	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅
granitt	45	61–72–78	14,3	3,9	4,4	1,6	0,5	2,0	0,05	0,3	0,08
alkalifeltspat-granitt	7	62–69–76	15,0	5,4	5,0	0,6	0,3	2,1	0,15	0,4	0,09
granodioritt	17	44–62–75	16,3	3,8	2,2	5,0	2,5	5,3	0,08	0,8	0,15
tonalitt	3	56–61–72	16,9	4,0	1,6	5,3	2,6	5,0	0,09	0,5	0,13
syenitt	14	52–65–76	16,2	5,7	4,9	1,5	0,6	3,0	0,13	0,7	0,20
dioritt	13	46–58–74	16,6	3,8	1,5	7,2	3,5	6,9	0,12	0,9	0,21
dioritt(amfibol-rik)	2	40–54–68	17,4	2,7	2,4	7,5	3,7	9,2	0,09	1,2	0,17
monzonitt	17	48–57–60	18,8	5,5	3,6	4,3	1,4	5,3	0,14	1,2	0,52
nefelinsyenitt	1	55	20,1	6,2	2,3	5,1	1,6	4,7	0,13	1,4	0,49
anortositt	15	51–55–61	24,1	5,0	1,2	8,1	1,1	3,1	0,05	0,6	0,11
gabbro	18	44–51–65	15,2	3,3	1,0	8,4	6,9	10,6	0,17	1,5	0,34
pegmatitt	7	46–62–79	14,2	2,7	2,7	4,1	3,5	7,8	0,10	1,0	0,17
vulkanitter (totalt)	16	35–79–75	14,4	3,5	4,8	1,5	0,8	2,6	0,06	0,4	0,07
ryolitt	8	64–69–75	14,4	3,5	4,8	1,5	0,8	2,6	0,06	0,4	0,07
rombeporfyr	15	54–60–77	16,4	5,0	4,5	2,9	1,2	5,4	0,12	1,3	0,42
basalt	4	40–48–56	15,0	3,5	3,0	7,6	4,5	10,7	0,18	2,6	0,61
sandstein	15	44–64–77	11,4	2,5	2,3	6,4	2,1	4,4	0,11	0,6	0,15
sandstein (kalkstein-rik)	4	54–62–73	12,7	3,9	2,0	7,0	1,1	3,8	0,09	0,6	0,22
kalkstein	12	0–26–46	7,3	1,2	1,5	30,5	3,5	4,9	0,08	0,9	0,23
leirskifer	5	28–53–64	15,2	1,7	2,8	8,2	2,7	5,3	0,08	0,7	0,13
alunskifer	2	39–45–52	13,3	0,8	5,0	13,0	1,5	5,3	0,14	0,8	0,11
grønnstein	50	32–50–76	14,4	3,0	0,8	9,3	5,6	9,1	0,14	1,1	0,16
vulkanitt(metamorfosert)	6	43–57–73	19,6	3,5	1,9	7,9	3,7	4,4	0,10	0,5	0,12
sparagmitt	29	49–65–86	13,1	2,4	2,9	3,6	2,8	5,3	0,10	0,7	0,14
sparagmitt (kalkstein-rik)	3	50–57–70	9,3	1,7	1,4	10,4	4,0	4,2	0,08	0,5	0,11
kvartsitt	19	66–81–99	7,6	1,7	2,4	0,7	1,5	0,05	0,2	0,2	0,05
marmor	6	0–14–60	3,8	0,5	0,8	42,4	3,1	1,3	0,04	0,2	0,06
fyllitt	54	27–59–88	12,9	1,8	1,9	5,8	4,0	6,8	0,11	0,8	0,15
fyllitt(kalkstein-rik)	12	39–57–65	13,7	1,7	2,5	6,5	4,0	6,1	0,08	0,7	0,14
glimmerskifer	134	45–62–90	13,7	2,2	2,5	4,9	3,3	6,0	0,10	0,7	0,15
amfibolitt	67	41–54–74	15,2	2,9	1,7	7,6	5,2	9,6	0,15	1,2	0,20
konglomerat	9	45–62–72	10,8	2,6	1,5	7,4	2,6	5,1	0,09	0,6	0,11
gneis	364	44–66–88	15,1	3,4	3,3	3,4	1,9	4,5	0,08	0,6	0,15
gneis(amfibol-rik)	33	47–64–77	15,2	3,4	3,3	3,8	2,2	5,2	0,09	0,6	0,15
<i>gneis(basaltisk)</i>	1	69	12,4	2,8	5,6	1,6	0,2	6,3	0,11	0,5	0,11
<i>gneis(diorittisk)</i>	10	52–59–67	15,7	3,1	2,6	5,2	3,0	7,9	0,14	0,9	0,34
<i>gneis(gabbroid)</i>	4	48–54–70	14,7	2,5	2,1	7,5	4,4	11,0	0,17	1,6	0,21
<i>gneis(glimmer/ granat-rik)</i>	2	55–61–67	15,1	2,3	1,3	6,1	3,7	8,4	0,24	0,9	0,14
<i>gneis(glimmer- rik)</i>	89	45–67–84	14,7	2,8	3,1	3,2	2,1	4,8	0,08	0,6	0,13
<i>gneis(granat-rik)</i>	1	54	15,6	4,4	3,1	5,4	2,4	10,9	0,18	1,6	0,85
<i>gneis(granittisk)</i>	63	45–70–88	14,3	3,7	4,1	2,2	1,0	2,6	0,06	0,3	0,09
<i>gneis(grano-diorittisk)</i>	62	52–64–77	15,9	3,8	3,1	3,8	1,9	4,6	0,09	0,6	0,19
<i>gneis(migma-tittisk)</i>	34	47–64–76	15,6	3,5	3,3	3,8	2,2	5,1	0,10	0,7	0,17
<i>gneis(monzon-ittisk)</i>	2	59–62–65	14,1	3,0	3,1	6,0	4,1	5,1	0,10	0,4	0,14
<i>gneis(tonalittisk)</i>	15	59–71–75	15,3	4,9	2,0	2,4	0,9	1,9	0,05	0,3	0,07
eklogitt	8	44–47–50	14,5	2,5	0,3	10,5	9,1	12,7	0,20	1,4	0,17
Totalt	994	62	14,4	3,1	2,8	5,3	2,7	5,5	0,10	0,7	0,16



Referanser

- Arnesen, G., Beck, P.S.A. & Engelskjøn, T. 2007. Soil acidity, content of carbonates, and available phosphorus are the soil factors best correlated with alpine vegetation: evidence from Troms, North Norway. – *Arct. antarct. alp. Res.* 39: 189–199.
- Eklund, J. 1953. Bergarternas betydelse för markens bördighet. – *Atlas över Sverige*, blad 9–10. Stockholm.
- Garmo, T.T. 1995. *Norsk steinbok*. – Universitetsforlaget, Oslo.
- Grime, J.P. 1979. *Plant strategies and vegetation processes*. – Wiley, Chichester.
- Ramberg, I.B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) 2006. *Landet blir til. Norges geologi*. – Norsk geologisk forening, Trondheim.
- Slagstad, T. & Cramer, J. 2005. Boringer fyller kunnskaps hullene. – *Geo* 10: 40–42.
- Solli, A. & Nordgulen, Ø. 2007. *Berggrunnskart over Norge og kaledonidene i Sverige og Finland målestokk 1:2 000 000*. – Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Sulebak, J.R. 2007. *Landformer og prosesser. En innføring i naturgeografiske tema*. – Fagbokforlaget, Bergen.

Artikkel 20

Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen akkumulering av organisk materiale (AO): Betingelser for akkumulering av organisk materiale og for forekomst av organisk mark/bunn

Rune Halvorsen, Tom Andersen og Asbjørn Moen

Akkumulert organisk materiale kan være produsert på stedet (autoktont, stedegent), det kan være tilført (alloktont; se **Artikkel 12: A**), eller det kan dels være stedegent og dels tilført. Et grunnleggende fellestrekk mellom alle systemer der organisk materiale akkumuleres, er at summen av produksjon (P) og import (I) av organisk materiale er større enn summen av nedbrytning (N) og eksport (E):

$$P + I > N + E$$

Denne ulikheten oppfylles på ulike måter i ulike systemer, noe som resulterer i de sju økoklinuttrykkene (se Tabell 1).

Økoklinuttrykk A, torvdannelse, innebærer typisk at det over tid, i fuktig miljø, bygges opp en torv av stedegent organisk materiale, enten ved gradvis utvikling av våtmark fra tidligere fastmark gjennom fuktmark, eller ved gjenfylling av små ferskvannsbassenger (Fig. 1).

Torvdannelse krever at tre hovedbetingelser er oppfylt:

1. Vanntilgang sterk nok til å betinge forekomst av torvdannende vegetasjon, primært ved sterk og permanent grunnvannstilførsel.
2. Tilstrekkelig høy produksjon av organisk materiale.
3. Lokale miljøforhold (ofte i kombinasjon med

regionale miljøforhold) som hindrer nedbrytningen av organisk materiale, og som gjør at nedbrytningen av organisk materiale over lengre tid er lavere enn produksjonen.

Torvdannelse innebærer akkumulering av dødt organisk materiale, og finner sted bare når akkumuleringen av slikt materiale over lang tid er større enn nedbrytningshastigheten. Faktorer som fremmer torvdannelse er jevn vanntilførsel; surt og oksygenfattig miljø med lave konsentrasjoner av basekationer, nitrogen og fosfor; og kjølig klima (som reduserer nedbrytningshastigheten). Torvmark er derfor karakteristisk for områder med lokalt dårlig drenering i boreale soner og lavalpin sone i ikke altfor tørt klima (Fig. 1b). Torvdannelse er en svært kompleks prosess (se for eksempel Sjörs 1948, Clymo 1983, Joosten & Clarke 2002) som bare vil bli drøftet i grove trekk her.

Skillet innen våtmarker mellom systemer som akkumulerer organisk materiale (**torv**) og systemer som ikke akkumulerer organisk materiale, er økologisk viktig fordi systemer som sjøl akkumulerer organisk materiale over tid utvikler et sterkt særpreg. Torvdannende systemers egenskaper er betinget både av egenskapene til det vannet systemet tilføres og av den vegetasjonen som produserer det organiske materialet som akkumuleres. **Torv** er stedegent akkumulert materiale, avsatt i fuktig/vannmettet miljø, og hvis tørrvekt utgjøres av mer enn 30% dødt organisk materiale [denne minsteandelen organisk materiale (glødetap) følger Joosten & Clarke (2002)]. En **torvmark** er et område med eller uten vegetasjon, med et naturlig akkumulert torvlag på toppen (Joosten & Clarke 2002). I tillegg til å kreve at ei torvmark ha et torvlag, har ekspertgruppa i sin torvmarksdefinisjon lagt inn et tilleggskrav til torvtykkelse. Uten et mektighetskriterium ville enhver mark som øverst har et fuktig humuslag der organisk materiale (torv) akkumuleres være ei torvmark, uansett om dette torvlaget bare skulle være noen millimeter tjukt. En slik vid definisjon ville innebære at ikke all torvmark var våtmark, fordi skogsmark med et tynt lag levende torvmoser som hviler direkte på et podsolprofil, ikke tilfredsstiller den presiserte våtmarksdefinisjonen (der finnes verken grunnvannsspeil nær markoverflata eller organismer tilpasset liv under vannmettede forhold; se **NiN BD 3**). Ved å legge et mektighetskriterium inn i

Tabell 1. Sammenhenger mellom produksjon (P), import (I), nedbrytning (N) og eksport (E) av organisk materiale i ulike økosystem-hovedtyper som grunnlag for de sju økoklinuttrykkene for AO (akkumulering av organisk materiale). * – relevant for vannmassene i landskapsdelen innsjø

Økoklin-uttrykk	Økosystem-hovedtype	P	I	N	E	Kommentar
A	åpen myr	varierende	0	< P	0	torvdannelse i fuktig miljø
B	fastmarks-skogsmark	varierende	0	< P	0	torvdannelse i ikke forsumpet miljø
C	mosetundra	middels	0	lav	middels	kontinuerlig eksport til permafrostlag
D	algegyttjebunn	~ 0	(svært) stor	lav?	~ 0	topografi fremmer import og hindrer eksport
E	dybunn	lav	middels–stor	lav?	~ 0	
F	driftvoll	stor	(svært) stor	varierende	lav	
G	*	varierende	stor	lav–middels	lav	



Fig. 1. Torvdannelse innebærer akkumulering av stedegent organisk materiale, enten ved at en våtmark utvikles fra tidligere fastmark gjennom en fuktmarksfase eller ved gjenfylling av små ferskvannsbassenger. Bildene illustrerer torvmarker med ulike opprinnelsehistorier. (a) Liten innsjø med humusrikt vann (myrtjern med *eufotisk organisk ferskvannsbunn*), omgitt av *åpen myr*. Tjernet vil over tid fylles med torv når flytemattene vokser inn fra sidene. Tretjønnane, Paulen skog, Vennesla, Vest-Agder. (b) Sterkt hellende bakkemyrer, som vist i bildet, utvikles over årtusener ved gradvis forsumpning av fastmarkssystemer i fuktig og kjølig klima. Tågdalen, Mo, Surnadal, Møre og Romsdal. (c) Torvdannelse i kilder kan resultere i ei djuptorvkilde. Gutulia, Engerdal, Hedmark. Foto: Rune Halvorsen.

torvmarksdefinisjonen vil ekspertgruppa oppnå at grensa for torvmark i stor grad skal kunne nyttes som grense for våtmark mot fastmark (men se drøfting av begrepet myr i **Artikkel 7**). R. Økland et al. (2000) viser at den største endringen i planteartssammensetning langs gradienten fra veldrenert fastmarksskog via fuktskog til typisk torvmarksskog ('sumpskog'), der 'skogarter' byttes ut med typiske 'myrarter', finner sted når torva når en viss mektighet. Undersøkelsen til R. Økland et al. (2000) tallfester imidlertid ikke hvor langs torvdybdegradienten den største utskiftingen av arter finner sted, men resultatene kan tolkes dithen at 30 cm torvdyp kan være ei hensiktsmessig grense.

Mektighetskriteriet i torvmarksdefinisjonen er det samme som benyttes i N5 (Bjørdal 2007).

Ettersom det friske kildevannet isolert sett fremmer nedbrytning, skulle man kanskje forvente et motsetningsforhold mellom rheogen vanntilførsel (se **Artikkel 13: C**) og torvdannelse. Effekten av 'friskhet' oppveies imidlertid på en måte av den stabile vanntilgangen, slik at torvmark finnes langs hele kildestyrkegradienten fra mark med ombrogen vanntilførsel (betinget av grunnvann med regnvannsopphav) via mark med topogen og soligen vanntilførsel til eustatiske kilder (illustrert i Fig. 1c). Det finnes rikelig dokumentasjon på variasjon innen kilder fra ingen torv til meterdyp torv (for eksempel Moen 1990; se NNNnot30). Begrepene kilde og torvmark utelukker hverandre derfor ikke.

Mot høyden og mot nord avtar gradvis produksjonen, og i mellom- og høgalpin/arktiske soner er derfor torvakumuleringen stort sett for lav for egentlig torvdannelse.

Økoklinuttrykk B, akkumulering av stedegent organisk materiale på fastmark, innebærer utvikling av djupe organiske lag uten forsumpning. Det er for eksempel mulig i rå skogbunn der nedbrytningen av ulike grunner går langsomt, uten at det er tale om egentlig forsumpning (se **NiN BD 4: Fig. 5b**).

Økoklinuttrykk C, akkumulering av organisk materiale i permafrost, finner sted når det produserte organiske materialet suksessivt blir frosset inn i permafrostlaget (se **Artikkel 16**), slik tilfellet er i økosystem-hovedtypen mosetundra.

Økoklinuttrykk D–F, akkumulering av tilførte organiske sedimenter, kan finne sted i ulike typer økosystemer.

Økoklinuttrykk D, akkumulering av tilførte organiske sedimenter på saltvannsbunn (som gir opphav til økosys-

AO–E	organisk	dy		finnes ikke	
	intermediært organisk innhold	gyttje (elve/innsjøsedimenter)		kalkgyttje	
	overveiende uorganisk	alle kategorier finnes (fluvialt og glasifluvialt materiale); kan deles videre etter KO etc.			
		<1	1-4	4-20	>20
		SB (Ca; mg/L)			

Fig. 2. Sammenhenger mellom økoklinen AO (uttrykk E) på ferskvannsbunn og SB (syre-basestatus) i ferskvann.

tem-hovedtypen algegyttjebunn), finner sted når tilførselen av organisk materiale er høy, topografien fremmer akkumulering av det tilførte materialet framfor eksport, vannets bevegelsesenergi er lav (slik at det sedimenterte materialet ikke fjernes), og/eller forholdene for nedbrytning er dårlige av andre grunner (for eksempel lavt oksygeninnhold).

Økoklinuttrykk E, akkumulering av tilførte organiske sedimenter på ferskvannsbunn

(i form av dy eller visse typer gyttje; se **Artikkel 12: B**), er gjerne et resultat av høyt organisk innhold i vannmassene (for eksempel Fig. 1a). Det er derfor en nær kobling mellom økoklinuttrykkene E og G. Akkumulering av organisk materiale på ferskvannsbunnen fremmes dessuten av oksygenmangel i dypere vannmasser, for eksempel på grunn av permanent manglende sirkulasjon. Tidvis oksygenmangel kan forårsakes av sommerstagnasjon i innsjøer, for eksempel på grunn av høy produksjon (se også **Artikkel 6**).

Økoklinuttrykk F, driftvolldannelse, finner sted i øvre del av fjæresonen, først og fremst på grunn av årvisse tilførsler av dødt algemateriale fra sjøen i større omfang enn den nedbrytningen som finner sted (**NiN BD 5: Fig. 5d**). Ofte bidrar også egen produksjon til en positiv netto massebalanse.

Økoklinuttrykk G, høyt humusinnhold i ferskvann, blir i stor grad bestemt av tilførselen av organisk materiale (allokton import av humus; se **Artikkel 12: A**) fra nedbørfeltet; desto større nedbørfelt og større produksjon, desto høyere tilførsel. Humusinnholdet i vannet avtar med økende høyde over havet fordi produksjonen avtar. I tillegg modifiseres humusinnholdet i vannet av vannets egen (autoktone) produksjon og forholdene for nedbrytning (særlig vannets oksygeninnhold). Det vil derfor ofte, men ikke alltid, være en sammenheng mellom innhold av organisk materiale og oksygeninnhold, både i vann og i sedimenter. Oksygenmangel kan imidlertid også forekomme i innsjøer der det er kalsiumkarbonat og ikke organisk materiale som sedimenteres (for eksempel Blankvann, Oslo; J. Økland & K. Økland 1998). Økoklinen **PO** – permanent oksygenfrihet – blir derfor skilt fra AO som egen økoklin (se **NiN BD 4: E1** og **E4**).

Humusinnholdet i ferskvann er nært knyttet til flere

andre økokliner; tilstandsokoklinen ES (eutrofieringsstatus), oksygeninnhold (og økoklinen PO – permanent oksygenmangel), og DL (dybderelatert lyssvekking i vann). I noen grad vil humusinnholdet (vannfargen) og enkelte av disse andre økoklinene samvariere i så sterk grad at vannfargen også vil fungere som indikator for de andre økoklinene. Fordi humusinnholdet er viktig for vannets transparens, er det også bestemmende for kompenensasjonsdypet.

Det er gjerne en nær sammenheng mellom humusinnhold i ferskvann, vannets bevegelsesenergi (turbulens) og dermed graden av konsolidering (fasthet) i bunnsubstratet. Reint organisk materiale med egenvekt på 1,0 g/cm³ holder seg svevende sjøl i vann med liten bevegelsesenergi, mens mineralmaterialet med egenvekt på 2,4 eller høyere sedimenteres (og konsolideres) lettere. Det er dessuten sammenheng mellom innhold av organisk materiale og turbulens/energi som bestemmer bunnssubstratets grad av konsolidering/tetthet.

Det er også gjerne en nær sammenheng mellom oksygeninnhold i bunnvann og organisk innhold i sedimentet fordi mineraliseringen (omdanningen av organiske til uorganiske stoffer) er mindre effektiv under oksygenfrie (anaerobe) forhold. Et sediment med god oksygentilgang vil derfor gjerne være uorganisk, og omvendt.

Heller ikke kornstørrelsen i mineralmaterialet på ferskvannsbunnen er uavhengig av vannets humusinnhold. Økt kornstørrelse medfører nødvendigvis et lavere organisk innhold (fordi det er 'plass' til mindre organisk materiale når det er gitt at kornstørrelsen er stor!). Finkornet mineralmateriale kan derimot ha stor variasjon i organisk innhold. Når det organiske innholdet blir stort nok, vil det ikke bli godt nok konsolidert til å kunne gi rotfeste for karplanter og vi får dybunn.

En viktig bestemmende faktor for organisk innhold i ferskvann og på ferskvannsbunnen er tilførselen av organisk materiale. I fjellsjøer er produksjonen så lav at alt som produseres brytes ned; derfor mangler fjellsjøer organisk bunn sjøl om sjøen er helt stille.

Innholdet av organisk materiale i ferskvannssedimenter vil nødvendigvis være relatert til økoklinen SB (syre-basestatus i vannet; se **D1a**) fordi ved høye kalsiumkonsentrasjoner (SB trinn 5, ekstremt baserikt vann; se Tabell



1) vil en større del av det sedimenterte materialet være i form av kalsiumkarbonat. Fig. 2 viser relasjoner mellom AO-E og SB:

Referanser

- Björdal, I. 2007. Markslagsklassifisering i økonomisk kartverk. – Handb. Skog Landsk. 2007: 1: 1–89.
- Clymo, R.S. 1983. Peat. – I: Gore, A.J.P. (red.), *Ecosystems of the world*. 4A. Mires: swamp, bog, fen and moor: general studies. Elsevier, Amsterdam, s. 159–224.
- Joosten, H. & Clarke, D. 2002. Wise use of mires and peatlands. – International Peat Society & International Mire Conservation Group.
- Moen, A. 1990. The plant cover of the boreal uplands of Central Norway. I. Vegetation ecology of Sølendet nature reserve; haymaking fens and birch woodlands. – *Gunneria* 63: 1–451.
- Økland, J. & Økland, K.A. 1998. Vann og vassdrag 3. Kjemi, fysikk og miljø. – Vett & Viten, Nesbru.
- Økland, R.H., Økland, T. & Rydgren, K. 2000. Biologisk mangfold i bunnvegetasjonen i gransumpskog. – Norsk Inst. Jord- Skogkartlegging Rapp. 2000: 1–79.
- Sjörs, H. 1948. Myrvegetation i Bergslagen. – *Acta phytogeogr. suec.* 21: 1–299.

Artikkel 21

Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen kildevannspåvirkning (KI): Drøfting av de økologiske faktorene som forårsaker gradienten i kildevannspåvirkning og relasjon til økoklinen vannmetning (VM)

Rune Halvorsen og Asbjørn Moen

Relasjonene mellom økoklinene vannmetning (VM; gradienten i *omfanget* av vanntilførselen) og kildevannspåvirkning (KI) er illustrert i 'vanntilgangstrekanten' (**Artikkel 13**: Fig. 6) og kort drøftet i **Artikkel 13**: C. Det er åpenbart at det finnes viktig naturvariasjon relatert til det som her er beskrevet som gradienten i kildevannspåvirkning. Dels er dette variasjon i artssammensetning, dels er det hydrologisk variasjon tilsynelatende uten entydig effekt på (plante)artssammensetningen. Den økologiske forklaringen på KI er fortsatt høyst uklar; kanskje bare på grunn av mangel på studier, men kanskje er mangelen på studier et uttrykk for at det er vanskelig å forestille seg hvilke økologiske faktorer som egentlig ligger bak denne variasjonen i 'vannets friskhet'? I tyskspråklig litteratur har begrepet 'Quelligkeit' blitt benyttet for denne gradienten; Nordhagen (1943: 440) taler om 'kjeldenes intensitet'. Vi vil drøfte økoklinen og de hydrologiske begrepene som knytter seg til trinninndelingen av den.

Endepunktet for gradienten, som også gir en god karakteristikk av hva kildestyrke dreier seg om, er de ekte eller **eustatiske kildene** (= **stabile kilder**); kilder med nær konstant vannføring, temperatur og kjemisk sammensetning gjennom året (Fig. 1). De mest typiske eustatiske kilder er kaldmosekildene (kilder dominert av kaldmose, *Pohlia wahlenbergii*), som først og fremst finnes i nordboreal og nedre del av lavalpin vegetasjonssone (se **NiN BD 3**: Fig. 24d). Dahl (1957) har undersøkt et utvalg kaldmosekilder og viser at temperaturvariasjonen mellom fem målinger utført til ulike årstider lå godt innenfor én grad (1,9–2,2 °C)! Dahl forklarer at temperaturen i ekte stabile kilder vil ligge nær årsmiddeltemperaturen i øvre jordlag (som er høyere enn årsmiddeltemperaturen i luft fordi jorda om vinteren isoleres mot kulde av et ofte tjukt snølag), fordi årsmiddeltemperaturen i øvre jordlag er korrelert med årsmiddeltemperaturen i dype jordlag, grunnvannstemperaturen i dype jordlag og berggrunnens temperatur. I tillegg til nær konstante vannegenskaper har de eustatiske kildene stabil tilførsel av framspringende ('konstentrert') jordvann gjennom hele året. Fra begynnelsen av 1900-tallet (Hesselman

1910, Malmström 1923) har det vært kjent at kildestyrke henger sammen med framspring av 'friskt' vann, rikt på oppløst oksygen, men hvor viktig denne faktoren er for variasjonen langs økoklinen, isolert sett, er ikke klart. Den konstante, rikelige vanntilførselen til eustatiske kilder kan gi disse en (myk)mattekarakter (Sjörs 1948), men vannframspringet kan også være vegetasjonsfritt ('kraterkälla'; Sjörs 1948); se også Moen (1990). Denne variasjonen innen eustatiske kilder er vist i Fig. 1.

Med stabile kilder som ende- og referansepunkt er det mulig å beskrive kildestyrke som en gradient med flere 'hovedtrinn' fordi tilført jordvann kan være av tre prinsipielt ulike typer (Sjörs 1948):

- **rheogen vanntilførsel** (= **kildevanntilførsel**): tilførsel av oksygenrikt jordvann med spesielle fysiske og kjemiske egenskaper og som mer eller mindre permanent springer fram fra undergrunnen (kan deles i to hovedtrinn basert på styrken av kildevannstilførsel med et skille mellom egentlige kilder og andre områder med rheogen markfukting)
- **soligen vanntilførsel**: tilførsel av jordvann med hellende grunnvannsspeil under, men nær markoverflata
- **topogen vanntilførsel**: tilførsel av jordvann med tilnærmet horisontalt grunnvannsspeil under, men nær markoverflata

Ombrogen vanntilførsel (mangel på tilførsel av jordvann) kan ses på som et femte 'hovedtrinn' langs kildestyrkegradienten (trinn 1 langs KI; **NiN BD 4**: Tabell 30) med trinnene 5–7, 4, 3 og 2 langs økoklinen KI (Tabell **NiN BD 4**: 30) som øvrige 'hovedtrinn'.

Motsatsen til de eustatiske kildene langs kildestyrkegradienten utgjøres av stagnerende (topogen og ombrogen) vanntilførsel; det ligger i sakens natur at hellende grunnvann vil være 'friskere', blant annet ved at det gjennom vannets bevegelse tilføres oppløst oksygen (og næringsstoffer). Det neste skillet, mellom rheogen og soligen vanntilførsel, er imidlertid verken begrepsmessig entydig eller skarpt i naturen. Etter definisjonene ovenfor er rheogen vanntilførsel normalt også soligen fordi vann i kilder har et hellende grunnvannsspeil eller i hvert fall gir opphav til et hellende grunnvannsspeil straks nedenfor oppkommet [rheogen vanntilførsel kan imidlertid i prinsippet også være topogen (jf. Sjörs 1947)]. Hele gradienten i kildevannspåvirkning er illustrert i **NiN BD 4**: Fig. 16.

Ekspertgruppa har valgt å definere ei grense mellom

Fig. 1. Eustatiske kilder med ulik karakter. (a) Vegetasjonsfri kilde ('kraterkälla'). Storkilden, Sølandet, Brekken, Røros, Sør-Trøndelag. (b) Lite 'kildetjernet', i bakgrunnen med helofyttbelte. N f Vilberg, Hovin, Ullensaker, Akershus. (c) Detaljbilde av oppkommet i 'kildetjernet' i (b) med sandkorn som virvles opp rundt utstrømningspunktet. (d) Stor kilde, dels med mykmattekarakter, dels med åpent vann. Sølandet, Brekken, Røros, Sør-Trøndelag. Foto: Rune Halvorsen.



rheogen og soligen vanntilførsel ved å presisere begrepene. Til grunn for dette ligger en klar oppfatning i den vegetasjonsøkologiske litteraturen gjennom hele 1900-tallet (se for eksempel Samuelsson 1917, Nordhagen 1943, Dahl 1957, Moen 1990 og Fremstad 1997), eksplisitt uttrykt av Sjørs (1948), av at til tross for stor indre variasjon holdes kildevegetasjonen sammen av sterke fellestrekk ['Quellenzüge' i Samuelssons (1917) terminologi]. Forskjeller mellom 'kildesamfunn' og andre våtmarkssamfunn gjennom forekomst av en rekke karakteristiske 'kildarter' er godt dokumentert i den vegetasjonsøkologiske litteraturen at (se for eksempel Moen 1990: Appendix C, Tabell 11). Det finnes ikke eksplisitt kunnskap om sammenhengen mellom variasjonen i de enkelte miljøgradientene som utgjør den komplekse gradienten i kildevannspåvirkning eller 'kildestyrke' (KI), og forekomsten av disse 'kildartene'. Likevel har ekspertgruppen valgt å presisere begrepene rheogen og soligen vanntilførsel som følger:

- **rheogen vanntilførsel (= kildevanntilførsel)**, *presisert definisjon*: tilførsel av oksygenrikt jordvann med spesielle fysiske og kjemiske egenskaper og som mer eller mindre permanent springer fram fra undergrunnen og som gir opphav til en artssammensetning med sterkt innslag av 'kildarter'
- **soligen vanntilførsel**, *presisert definisjon*: tilførsel av jordvann med hellende grunnvannsspeil under, men nær markoverflata og som ikke gir opphav til en artssammensetning med sterkt innslag av 'kildarter'

Utredning av hvilke arter som skal inkluderes i begrepet 'kildarter', er påkrevet (se NiN BD 4: F3, kommentar 5 punkt 2). Det er dessuten et stort behov for grunnleggende forskning på kildeartenes miljøkrav og det rheogene vannets hydrologiske, kjemiske og fysiske egenskaper (punkt 1).

Ekspertgruppen vil benytte begrepet **kilde** som et samlebegrep for våtmark med rheogen vanntilførsel.

Innenfor limnogen vanntilførsel (**Artikkel 13: B**) er innsjøvann og elvevann paralleller til jordvannstypene topogent og soligent vann (med henholdsvis horisontalt og hellende grunnvannsspeil).

Innenfor fuktmarker (trinn 2 langs økoklinen **MF**) er det mulig å skille mellom topogen, soligen og rheogen markfukting ved definisjoner som er parallelle til definisjonene av de tre typene av grunnvannstilførsel:

- **rheogen markfukting**: periodevis eller svak rheogen vanntilførsel
- **soligen markfukting**: periodevis eller svak soligen vanntilførsel
- **topogen markfukting**: periodevis eller svak topogen vanntilførsel

Det kjølige norske klimaet med relativt rikelig nedbør gjør at vannstrømmen i fastmarka gjennomgående er rettet nedover i marka. På sin vei nedover vasker vannet ut mineralnæringsstoffer, noe som over lang tid forårsaker en gradient av økende konsentrasjoner av mineralnæringsstoffer og økende pH nedover i jordprofilene. Lokalt kan imidlertid denne utvaskingen motvirkes av spesielle hydrologiske forhold; rheogen vanntilførsel og rheogen markfukting i særdeleshet. Rheogent vann kjennetegnes ved framspring av grunnvann, og innebærer en horisontal eller oppadgående vannstrøm i jorda. I overensstemmelse med Dahl (1957) vil ekspertgruppen definere tre begreper for å beskrive denne motvirkingen av utvaskingsprosessen:

- **flushing**: enhver prosess som motvirker den normalt forekommende utvaskingen av mineralsalter fra øvre jordlag i humide områder
- **våt flushing**: tilførsel av rheogent vann til øvre jordlag gjennom en horisontal eller oppadgående vannstrøm som resulterer i tilførsel istedet for utvasking av mineralsalter
- **fuktflushing**: periodevis eller svak tilførsel av rheogent vann gjennom en horisontal eller oppadgående vannstrøm som motvirker utvasking av mineralsalter i øvre jordlag

(Ett fjerde begrep, **tørr flushing**, tilførselen av mineralsalter til jorda via overflata, er ikke relevant for våt- og fuktmark.)

Økoklinen KI omfatter ikke bare variasjon i kildestyrken, men med økende 'friskhet' på det tilførte vannet inntreffer også flushing, og dermed blir også jordsmonnet mer baserikt. Grensa mellom fastmark og kilde i vanntilgangstrekant-diagrammet (**Artikkel 13: Fig. 6**) går mellom fuktmark med rheogen markfukting, som tilhører fastmarka, og kildeisig og kildekant, som er våtmarker med rheogen vanntilførsel, og som derfor tilhører kildene. Definisjonene av rheogen vanntilførsel og rheogen markfukting (og de tilhørende begrepene våt flushing og fuktflushing) angir gradforskjeller med hensyn til permanens og styrke på flushingen, og dermed innholdet av 'kildarter' og grad av kildepreg i sin alminnelighet.

Sjørs (1948) betrakter kilde som forlengelsen av en gradient fra myrflata til myrkant. **Artikkel 13: Fig. 6** (vanntilgangstrekanten) viser at det er gode økologiske grunner til en slik betraktningssmåte, ettersom variasjon innen (myk)mattevegetasjon av myrflatype (nedre høyre hjørne i trekantdiagrammet) går via 'myrkant'-mattevegetasjon for eksempel dominert av skartormose (*Sphagnum riparium*) og 'storstarrmattemyr' ['Magnocariceta'; for eksempel dominert av flaskestarr (*Carex rostrata*), trådstarr (*C. lasiocarpa*) og huldrestarr (*C. heleonastes*); se Moen (1990)], som begge faller inn under begrepet *kildemyr* [grunntyper innenfor hovedtypen *kalde kilder*, som representerer det svakeste trinnet for kildevannspåvirkning



(økoklinen KI) innenfor denne hovedtypen (se **NiN BD 5** Fig. 25b for illustrasjon)].

Referanser

- Dahl, E. 1957. Rondane: Mountain vegetation in South Norway and its relation to the environment. – Skr. norske Vidensk.-Akad. Oslo mat.-naturvid. Klasse 1956: 3: 1–374.
- Fremstad, E. 1997. Vegetasjonstyper i Norge. – Norsk Inst. Naturforsk. Temahefte 12: 1–279.
- Hesselman, H. 1910. Om vattnets syrehalt och dess inverkan på skogsmarkens försumpning och skogens växtlighet. – Meddn St. SkogsförsAnst. 7: 91–126.
- Malmström, C. 1923. Degerö stormyr. En botanisk, hydrologisk och utvecklingshistorisk undersökning över ett nordsvensk myrkomplex. – Meddn St. SkogsförsAnst. 20: 1–206.
- Moen, A. 1990. The plant cover of the boreal uplands of Central Norway. I. Vegetation ecology of Sølendet nature reserve; haymaking fens and birch woodlands. – *Gunneria* 63: 1–451.
- Nordhagen, R. 1943. Sikilsdalen og Norges fjellbeiter. – Bergens Mus. Skr. 22: 1–607.
- Samuelsson, G. 1917. Studien über die Vegetation der Hochgebirgsgegenden von Dalarne. – *Nova Acta regiae Soc. scient. upsal. Ser. 4: 4: 8: 1–252.*
- Sjörs, H. 1947. Myrvegetationen i övre Långanområdet i Jämtland. – *Ark. Bot. k. svenska VetenskAkad.* 33A: 1–96.
- Sjörs, H. 1948. Myrvegetation i Bergslagen. – *Acta phytogeogr. suec.* 21: 1–299.

Artikkel 22

Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen utføringsfare (UF): Drøfting av utføringsfare-hypotesen

Rune Halvorsen

Fordi produktiviteten (i tresjiktet og i feltsjiktet) avtar sterkt langs denne økoklinen fra frisk blåbærskog til tørkeutsatt lavskog (jf. Gjerde et al. 2005), blir økoklinen svært ofte betraktet som en 'rikhetsgradient' (i svært vid forstand, i betydningen at det langs økoklinen er variasjon i antall arter som kan finnes på de ulike trinnene). Produktivitet er imidlertid en egenskap ved artssammensetningen (vegetasjonen) og ikke ved kompleksgradienten (se **NiN BD 4: B1** punkt 3). Variasjon i produktivitet finnes langs et flertall av økoklinene (Tabell 1) og er slett ikke noe unikt for UF. R. Økland & Eilertsen (1993) viser at det ikke er noen signifikant variasjon i faktorer som pH og mineralnæringsstoffer langs denne økoklinen; normalt vil den representere artssammensetningsvariasjon som er uavhengig av artssammensetningsgradienten relatert til SB-økoklinen. Det var derfor R. Økland & Eilertsen (1993), på bakgrunn av en gjennomgang av relevante undersøkelser, framsatte hypotesen om at denne økoklinen først og fremst er relatert til utføringsfare. Økoklinen gjenspeiles i karplantartssammensetningen og i noen grad i mose- og lavartssammensetningen (R. Økland & Eilertsen 1993), soppartssammensetningen (Bendiksen et al. 2004) og også i artssammensetningen for marklevende biller (Birkemoe 1993). Det finnes imidlertid fortsatt ikke harde empiriske data til støtte for utføringsfare-hypotesen.

En rekke studier der ordinasjonsmetodikk er anvendt til å finne gradienter i planteartssammensetning i skogbunnens undervegetasjon (for eksempel Lahti & Väisänen 1987, Tonteri et al. 1990, R. Økland & Eilertsen 1993) viser sterk variasjon i artssammensetning langs økoklinen. Ordinasjonsanalyse av slike data identifiserer ofte UF-vegetasjonsgradienten som første akse, med høy egenverdi (se **NiN BD 2: D1d** om metodikk i vegetasjon-økologiske undersøkelser). Observasjoner i norsk natur (R. Økland, pers. obs.) kan indikere at det ikke vil være mulig entydig å predikere artssammensetning på grunnlag av enkle miljøvariabler som for eksempel jorddybde eller terrengform, modifisert av regionale faktorer. Det er derfor mulig at artssammensetningsvariasjon langs økoklinen ikke bare reflekterer aktuelle miljøforhold, men også historiske miljøforhold, alt fra hundreårstørkeepisoder som forårsaker omfattende artsdød på marginale voksesteder (nær grensa for artenes forekomstområde mot tørkeutsatte

områder), til den samlede jordsmonnsutviklingen på et sted (som i stor grad bestemmer om et jordsmonn idag framstår som tørkeutsatt eller ikke). I tråd med den biologiske teorien for jordsmonnsutvikling (Romell 1935), skjer utviklingen av de fleste jordsmonn gjennom en interaksjon mellom lokale økologiske forhold og de artene som lever på eller i dette jordsmonnet over en lang tidsperiode. Dette bidrar til å gi økoklinen et komplekst preg, til dels med uklare relasjoner til aktuell miljøvariasjon. Like fullt framstår den som en av de viktigste økokliner på fastmark.

Referanser

- Bendiksen, E., Økland, R.H., Høiland, K., Eilertsen, O. & Bakkestuen, V. 2004. Relationships between macrofungi, plants and environmental factors in boreal coniferous forests in the Solhomfjell area, Gjerstad, S Norway. – *Sommerfeltia* 30: 1–125.
- Birkemoe, T. 1993. Distribution of ground-dwelling beetles along the main vegetation gradient in an old growth boreal forest. – Cand. scient. Thesis, Univ. Oslo, Oslo, upubl.
- Gjerde, I., Sætersdal, M., Rolstad, J., Storaunet, K.O., Blom, H.H., Gundersen, V. & Heegaard, E. 2005. Productivity-diversity relationships for plants, bryophytes, lichens, and polypore fungi in six northern forest landscapes. – *Ecography* 28: 705–720.
- Lahti, T. & Väisänen, R.A. 1987. Ecological gradients of boreal forests in South Finland; an ordination test of Cajanders's forest site type theory. – *Vegetatio* 68: 145–156.
- Økland, R.H. & Eilertsen, O. 1993. Vegetation-environment relationships of boreal coniferous forests in the Solhomfjell area, Gjerstad, S Norway. – *Sommerfeltia* 16: 1–254.
- Romell, L.G. 1935. Ecological problems of the humus layer in the forest. – *Corn. Univ. agr. Exp. Stn Mem.* 170: 1–28.
- Tonteri, T., Mikkola, K. & Lahti, T. 1990. Compositional gradients in the forest vegetation of Finland. – *J. Veg. Sci.* 1: 691–698.



Artikkel 23

Kunnskapsgrunnlaget for økoklinen dybderelatert lyssvekking i vann (DL): Drøffing av økologiske faktorer og begreper relevant for inndeling av vannmasser i dybdesoner

Rune Halvorsen, Kjell Magnus Norderhaug og Pål Buhl Mortensen

Saltvanns- såvel som ferskvannssystemer består av et basseng (bunnen) som er dekket av frie vannmasser. I saltvanns- og innsjøsystemer vil bunnen, og på et gitt tidspunkt også de frie vannmassene (**pelagialen**), ha en karakteristisk dybdesonerings der ei viktig økologisk grense, **kompensasjonsdypet**, skiller ei (øvre) dybdesone med positiv produksjonsbalanse fra (lavere) dybdesoner med negativ produksjonsbalanse. Fotoautotrofe organismer eller fototrofe primærprodusenter (karplanter, grønn-, brun-, rød- og kransalger) kan bare leve ovenfor kompensasjonsdypet, i **produksjonssonen** (den **eufotiske sonen**), mens heterotrofe (og kjemoautotrofe) organismer også kan finnes på større dyp. I EUNIS brukes begrepet **infralittoral** om denne sonen. I produksjonssonen er fotosyntesen større enn respirasjonen; under dette nivået (i den **afotiske** eller **mørke sonen**) dominerer nedbrytningsprosesser. Kompensasjonsdypet svarer til ca. 1 % av dagslysmengden (se **NiN BD 4: G4**, kommentar 3 til **DL**), og varierer med vannets farge og lysgjennomstrømningsegenskaper. For ferskvann antydes kompensasjonsdyp på 2–20 m (Økland & Økland 1998), mens kompensasjonsdypet i saltvann varierer, fra ca. 10 m i kystområdene ned mot hele 50–60 m lengre fra kysten hvor vannet er klarere (blant annet Davies et al. 2004). Tareskogen, som er begrenset til produksjonssonen, går normalt ned til ca. 20 m langs norskekysten.

Sjøl om lyssvekkingen [reduksjonen i strålingsenergi nedover i vannmassene, forårsaket av absorpsjon (overføring av lysenergi til varmeenergi) og spredning når lysbølgene treffer molekyler og andre typer partikler i vannet] på ett gitt sted kan variere noe, for eksempel gjennom året, er på fast bunn kompensasjonsdypet oftest en klart markert grensesone. Denne grensesonens økologiske betydning gjør at grensa mellom den eupotiske og afotiske sonen den blir tillagt stor vekt ved typifiseringen av bunnekosystemer, både i saltvann og ferskvann.

Sjøl om det ikke er noen nødvendig sammenheng mellom kompensasjonsdyp og normal sprangsjiktdypde i innsjøer [disse bestemmes i stor grad av ulike faktorer (Økland & Økland 1998)], vil afotisk innsjøbunn for det

meste befinne seg under sprangsjiktet, skjermet for strømmer og bølger gjennom det aller meste av året. Så godt som all afotisk innsjøbunn vil derfor være løs bunn (se **Artikkel 14: C**) på grunn av akkumulasjon av sedimenter gjennom tusener av år.

I EUNIS brukes følgende terminologi for å dele afotiske saltvannsområder (som i EUNIS også inkluderer rødalgsonen, trinn 2 av DL; se **NiN BD 4: Tabell 40**) videre inn i dybdesoner (Davies et al. 2004):

- **circalittoral**: dybdesonen mellom kompensasjonsdypet og kanten av kontinentalsokkelen (ca. 200 m)
 - **øvre circalittoral**: der bladformete rødalger kan forekomme [dette er trinn 2 langs økoklinen DL (se **NiN BD 4: Tabell 40**); strekker seg normalt ikke veldig mye dypere enn eupotisk sone i streng forstand, det vil si DL trinn 1]
 - **nedre circalittoral**: sonen uten bladformete rødalger (afotisk sone i streng forstand; DL trinn 3)
- **dyphav (bathyal og abyssal)**: havområder dypere enn 200 m og/eller utenfor kontinentalsokkelen
 - **øvre bathyal**: dybdesonen 200–600 m, omfatter i norske farvann stort sett havområder med varmt atlantehavsvann
 - **nedre bathyal**: dybdesonen 600–2000 m, omfatter i norske farvann stort sett det kalde dyphavsmiljøet i Norskehavet og lengre nord
 - **abyssal**: større dyp enn 2000 m (dyp over 3000 m finnes i norske farvann utenfor Spitsbergen)

I EUNIS brukes begrepet **sublittoral** som et samlebegrep for den infralittorale og den circalittorale sonen, som slås sammen til én dybdesone ved inndeling av bløtbunn fordi artssammensetningen på bløtbunn normalt domineres av heterotrofe organismer, både i eupotisk og circalittoral afotisk sone.

Dyp er en økologisk kompleksgradient som lokalt vil bestå av korrelerte enkeltgradienter i trykk, lys, bølgeeksponering, temperatur og salinitet. Bortsett fra den entydige sammenhengen mellom dyp og lyssvekking (se **NiN BD 4: G4**, kommentar 3) er imidlertid disse økosystemegenskapene i liten grad relatert til fysisk dyp.

Referanser

- Davies, C.E., Moss, D. & Hill, M.O. 2004. EUNIS habitat classification revised 2004. – European Environment Agency, <http://eunis.eea.eu.int/related-reports.jsp>.
- Økland, J. & Økland, K.A. 1998. Vann og vassdrag 3. Kjemi, fysikk og miljø. – Vett & Viten, Nesbru.

Artikkel 24

Organismer som substrat og begrepsapparat for interaksjoner mellom organismer

Frode Ødegaard og Rune Halvorsen

A Symbiose

Inndelingen av livsmedium-hovedtypene i hovedtypegrupper (NiN BD 7: B) gjenspeiler et hovedskille mellom (overveiende) uorganiske og organiske substrater innenfor hver av kategoriene 'livsmedier i marine systemer', 'livsmedier i limniske systemer' og 'livsmedier i terrestre systemer'. Innenfor alle hovedtypegruppene for organiske substrater utgjøres et betydelig antall livsmedium-hovedtyper av organismer, levende eller døde, som fungerer som substrat for andre organismer. De fleste livsmedium-spesifikke lokale basisøkokliner (og mange livsmedium-spesifikke økoklinuttrykk for basisøkokliner som også er relevante for inndeling på andre naturtypenivåer) beskriver organismer som substrat. Blant disse er mange relevante bare for levende organismer som substrat.

Å bruke andre levende organismer som substrat innebærer nødvendigvis **symbiose** (samliv). Relasjonene mellom de to partene i samlivet (**symbiontene**) kan være helt symmetriske (det vil si at fordelene eller ulempene er likt fordelt) eller de kan være mer eller mindre asymmetriske (ujevnt fordelt). I symbioseforhold der en part er substrat for den andre parten (uavhengig av hver av organismenes utbytte av relasjonen) betegnes partene henholdsvis den vertssøkende organismen og vertsorganismen.

Symbioser kan kategoriseres (Tabell 1) etter graden av nytteverdi samlivet har for hver av **symbiontene**. I tilfeller der en vertsorganisme fungerer som substrat for en vertssøkende organisme, skal vertsorganismen betraktes som livsmedium i NiN. Slike symbioserelasjoner er vanlig i naturen; selve begrepet symbiotisk forhold innebærer jo nær kontakt mellom organismer. Symbiotiske forhold der begge parter drar nytte av samlivet kalles **mutualisme**. Det er svært mange eksempler på mutualisme i naturen, for eksempel sopprot (mykorrhiza) eller forhold mellom plantesugere (som gir sukker) og (maur som gir beskyttelse). Symbiotiske forhold kan være alt fra helt obligatoriske for samlivspartene (**obligate**) via mer eller mindre regelmessig forekommende (**fakultative**) til helt tilfeldige. Et symbiotisk forhold der den vertssøkende organismen drar nytte av vertsorganismen uten at denne selv tar skade av forholdet, kalles **kommensalisme**. De fleste epifyttiske organismer er kommensaler. **Parasittisme** innebærer en relasjon som er positiv for den vertssøkende

organismen (parasitten) og negativ for vertsorganismen. Parasittene henter næring fra vertsdyret, men dreper det ikke. Organismer som dreper vertsorganismen, som for eksempel de fleste insektsnyltere, betegnes **parasittoider**. Nære relasjoner mellom organismer der ingen har spesiell nytte av den andres tilstedeværelse kan karakteriseres som **amensalisme**.

Tabell 1. Kategorisering av symbiotiske relasjoner mellom arter/organismer etter hvorvidt den vertssøkende organismen og vertsorganismen responderer positivt (+), nøytralt (0) eller negativt på forholdet.

Symbiotisk forhold	Vertssøkende organisme	Vertsorganisme (livsmedium)
Mutualisme	+	+
Kommensalisme	+	0
Parasittisme	+	-
Amensalisme	0	0

B Interaksjoner mellom organismer

Symbiose er en (blant flere) former for interaksjon (påvirkning) mellom organismer av ulike arter. Interaksjoner mellom arter forekommer hele tiden og mellom mange, svært ulike arter, for eksempel planteartene som vokser sammen på bakken i en skog. Begrepsapparatet for symbioserelasjoner er derfor del av et (større og mer generelt) begrepsapparat for interaksjoner mellom organismer. Noen begreper har ikke samme betydning når de brukes om symbioserelasjoner som når de brukes om andre typer interaksjoner. Vi vil derfor kort kommentere noen viktige begreper, hvordan de brukes om symbioserelasjoner og hvordan de brukes om interaksjoner ellers.

Mutualisme- og kommensalismebegrepene brukes om alle typer interaksjoner som, henholdsvis, begge partene og en part drar fordeler av, uavhengig av om det foreligger spesifikke tilpasninger til samliv (symbiose) eller ikke. Parasittisme brukes derimot bare om symbioserelasjoner. Interaksjoner med positiv effekt på en art og negativ effekt på en annen art uten at den ene arten 'lever på' den andre arten som parasitt betegnes **kontramensalisme** (Mitchell & Arthur 1998). Mitchell & Arthur (1998) eksemplifiserer kontramensalisme med interaksjonen mellom små moser som vokser nederst på en bergvegg og den store, bladformete (thalløse) levermosen krokodillemosen (*Conocephalum conicum*). Forekomsten av det lavvokste moseteppet nederst på bergveggen gjør det lettere for *Conocephalum* å etablere seg på bergveggen, mens de små mosene sjøl disfavoriseres av denne relasjonen. Nøytrale (0,0) interaksjoner inngår i amensalimebegrepet, men når dette begrepet brukes (generelt) om interaksjoner, adresseres gjerne (0,-)-typen i tråd med definisjonen av **amensalisme** etter Burkholder (1952). Et eksempel på amensalisme i denne betydningen er trær i edellauvskog,



som påvirker arter i undervegetasjonen, for eksempel vårblomstrende plantearter som kvitveis (*Anemone nemorosa*), negativt ved beskygning, uten sjøl å bli påvirket. Amensalisme av denne typen, der det er *strukturen* til en organisme (lauvfellende tre) heller enn den spesifikke lauvtrearten, som forårsaker interaksjonen, er på grensa til ikke å tilfredsstille kravet til å kalles en interaksjon i det hele tatt. Artsspesifikke relasjoner som er til ulempe for begge organismer (–,–) er ikke evolusjonært stabile og derfor heller ikke inkludert i Tabell 1. Gjensidig negative interaksjoner mellom arter som finnes på samme sted til samme tid (mer eller mindre tilfeldig, eller fordi de har overlappende amplitude med hensyn på viktige miljøgradienter), er derimot vanlig. Slike interaksjoner kalles **konkurranse** (Burkholder 1952). Ofte blir imidlertid konkurransebegrepet benyttet om alle ikke-parasittiske interaksjoner som er til ulempe for minst en av artene (dvs. både amensalisme og konkurranse etter Burkholders definisjoner), men et slikt vidt konkurransebegrep er kritisert for å være upresist (Økland 2000).

Referanser

- Burkholder, P.R. 1952. Cooperation and conflict among primitive organisms. – *Am. Scient.* 40: 601–631.
- Mitchell, G. & Arthur, W. 1998. Population interactions in primary succession: an example of contramensalism involving rock-colonizing bryophytes. – *Lindbergia* 23: 81–85.
- Økland, R.H. 2000. Population biology of the clonal moss *Hylocomium splendens* in Norwegian boreal spruce forests. 5. Consequences of the vertical position of individual shoot segments. – *Oikos* 88: 449–469.