

Betydningen av indre bølger i Oslofjorden

Av André Staalstrøm

André Staalstrøm har doktorgrad i fysisk oseanografi fra Universitetet i Oslo og jobber som forsker ved Norsk institutt for vannforskning.

Indre bølger er kort fortalt vertikale bevegelser til flater med konstant tetthet i det indre av en væske. Disse bølgene og hvilken betydning de har for sirkulasjonen i en terskelfjord, har siden 2009 blitt studert i Oslofjorden i forbindelse med et doktorgradsprosjekt (Fjordmix).

Summary

When strong flow passes across subsurface topography in a vertically stratified fluid, internal waves are generated. These types of waves are generated when tidal flow passes across the Drøbak Sill in the Oslofjord. The internal waves carry energy that is made available for turbulent mixing when the waves break.

By the use of field measurements and modeling it has been shown that the vertical mixing in different parts of the Oslofjord is caused by internal waves generated at the Drøbak Sill and propagates into the fjord.

The amount of energy carried by the internal waves is gradually reduced as the waves propagate inward into the fjord. When they reach the innermost basin, the Bunnefjord, very little energy is left for vertical mixing. As a result of this, the deep water in this basin is stagnant for longer periods than in basins closer to the Drøbak Sill. A dramatic consequence of these physical conditions is that the oxygen concentration in the depths of the inner basin is often depleted. Thus all higher forms of life disappear.

Sammendrag

Når kraftige strømmer passerer undersjøiske fjellrygger i en væske med vertikal tetthetssjiktning, dannes det indre bølger. Slike bølger dannes i Oslofjorden når tidevannsstrømmen passerer Drøbaktterskelen. Disse indre bølgene frakter med seg energi som blir tilgjengelig for turbulent blanding når bølgene bryter.

Ved hjelp av feltmålinger og modellering har det blitt vist at den vertikale blandingen i forskjellige deler av Oslofjorden er forårsaket av de indre bølgene som dannes ved Drøbaktterskelen, og deretter brer seg innover i fjorden.

Energimengden som fraktes med de indre bølgene blir gradvis mindre når de brer seg innover. Når de når helt inn til Bunnefjorden er det svært lite energi igjen til vertikal blanding. Dette gjør at vannet i dypet i dette bassenget blir liggende i ro i lengre perioder enn i områder nærmere Drøbaktterskelen. En dramatisk konsekvens av disse fysiske forholdene er at oksygenet i dypet i det innerste bassenget blir brukt opp. Dermed forsvinner alle høyere former for liv.

Å legge til rette for en dypvannsfornyelse

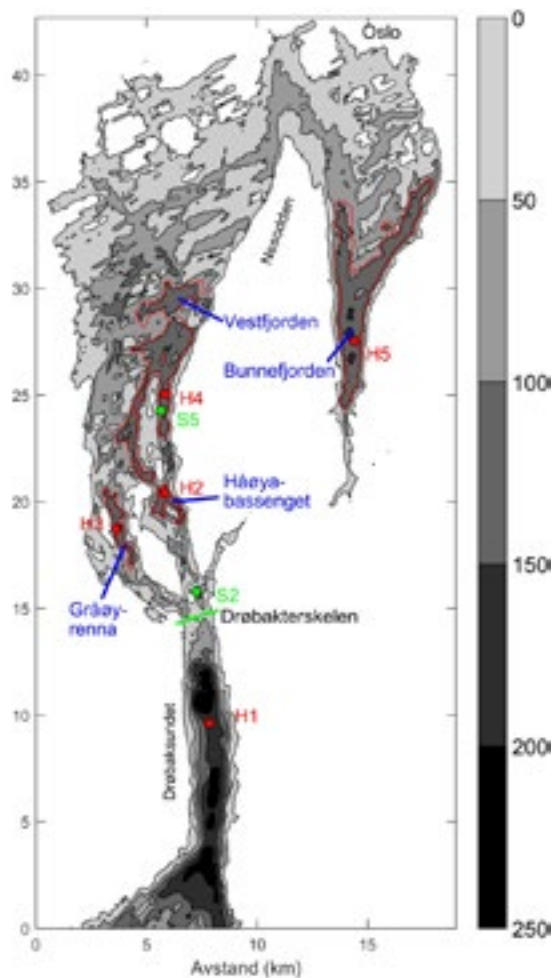
Mange fjorder har bassenger som ikke står i fri forbindelse med vannmassene på utsiden av fjorden. Ofte sperrer en undersjøisk fjellrygg av deler av fjorden. Disse kalles terskler, og fjorder som har slike kalles terskelfjorder. Siden vannmassene på grunn av ferskvannstilførsel er sjiktet, det vil si at vannets tetthet øker med dypet, er den

vertikale bevegelsen begrenset av tyngdekraften. Vannet som ligger på innsiden av terskelen blir liggende, helt til vann som er tyngre kommer inn over terskelen. Tungt nok vann utenfor terskelen kan for eksempel løftes opp over terskeldypet, hvis vinder blåser i retning ut fjorden med tilstrekkelig styrke og varighet.

Innstrømning av tyngre og tyngre vann vil over tid forhindre dypvannsfornyelser, siden det er en øvre grense for hvor tungt vann som kan komme inn over terskelen. Den eneste prosessen som kan løfte det tunge dypvannet opp igjen er den vertikale blandingen i bassenget. Lett vann høyere opp i vannsøylen blandes med det tyngre dypvannet. Denne blandingsprosessen kalles turbulent diffusjon, siden det er turbulensen i vannmassen som står for blandingen, og dette arter seg som molekylær diffusjon, om enn på en større skala. Hvis den vertikale blandingen har pågått lenge nok, blir dypvannet så lett at tyngre vann fra utsiden kan trenge ned i dypet igjen. En kan således si at den vertikale turbulente diffusjonen legger forholdene til rette for dypvannsfornyelser.

Å løfte vann opp fra dypet krever energi. Diffusjon i de lukkede fjordbassengene er derfor avhengig av hvor mye energi det er i de turbulente prosessene. I noen fjorder er terskelen så grunn og blandingen så svak at dypvannet aldri skiftes ut. Dette skjer for eksempel i den lille fjorden Framvaren på Sørlandet. Det skjer også i Svartehavet, som selv om det er et hav på mange måter kan betraktes som en terskelfjord med terskel ved Bosphoros. I andre fjorder er blandingen så kraftig at dypvannet skiftes ut så å si kontinuerlig. Mellom disse to ytterpunktene er det andre fjorder igjen som har en veksling mellom stagnerte perioder hvor det kun er blandingen som endrer tyngden til dypvannet, og kortere perioder hvor tungt vann strømmer inn i dypet fra utsiden. Dette er for eksempel tilfelle i Østersjøen.

Som vi ser av figur 1 er det i Oslofjorden flere bassenger, som kan plasseres langs denne skalaen av blandingsforhold. I det innerste bassenget (Bunnefjorden) går det flere år mellom hver dypvannsfornyelse, mens det i Vestfjorden som



Figur 1. Kart over indre Oslofjord. Drøbakerskelen er markert med en grønn strek. Dybdekoter er vist for hver 50 meter. I 2009 var det utplassert måleriggene på stasjon S2 (Kaholmen) og S5 (Søndre Langåra). Disse er markert med grønne prikker. Stasjonene H1 til H5 (markert med røde prikker) er noen av stasjonene som er med i overvåkningsprogrammet for fjorden. Dybdekoten for 90 meters dyp er tegnet inn med rødt, fordi den skiller fire forskjellige bassenger fra hverandre.

ligger nærmere terskelen, som regel forekommer en dypvannsfornyelse hver vinter. Enda nærmere terskelen fins det mindre basseng hvor dypvannet skiftes ut enda oftere.

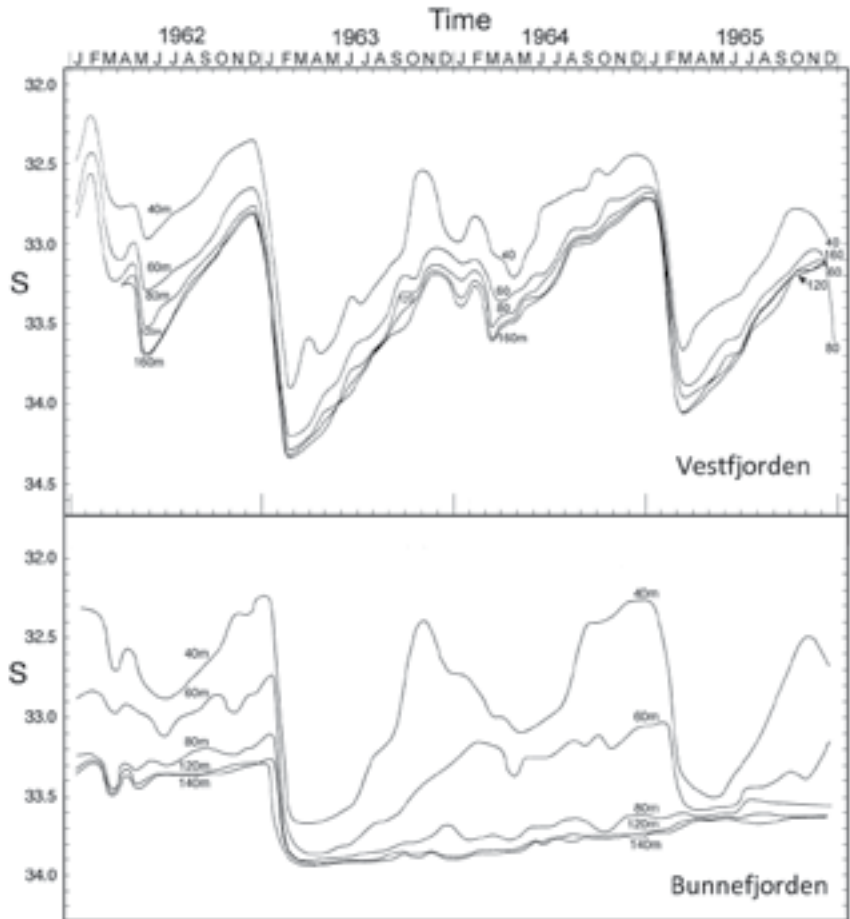
Oksygenvinn og dannelse av hydrogensulfid

Hvorfor skal vi egentlig bry oss om hvor lenge dypvannet blir liggende innenfor terskelen? Grunnen til at dette temaet har fått stor oppmerksomhet, har med oksygenforholdene i dypvannet å gjøre. Gaarder (1916) beskrev hvordan fjorder på Vestlandet «puster». Han observerte hvordan oksygenkonsentrasjonen i dypvannet varierer med dypvannsfornyelser. Flere prosesser forbruker oksygen i dypvannet, for eksempel når nedsynkende organisk materiale skal brytes ned. Mens tilførsel av oksygen kun skjer i forbindelse med innstrømming av oksygenrikt vann under en dypvannsfornyelse.

I Oslofjorden ble forurensningssituasjonen tidlig knyttet til begrenset vannutskifting. Ifølge Tor Are Johansens historieverk om Oslos vann-

og avløpshistorie (Johansen, 2001) ble det før innføringen av vannklosettsystemet i Oslo gjennomført en undersøkelse omtrent 1901 for å utrede om fjorden ville tåle den økte forurensningen som dette ville medføre. Dette var ganske uvanlig på denne tiden. Professor i hygiene og bakteriologi, Axel Holst, ledet arbeidet, og konklusjonen var at forurensningen allerede var så betydelig at rensing av kloakkutslippene uansett var nødvendig (Holst, 1904). Det ble blant annet brukt dykkere som rapporterte at de sank ned i slam til oppunder armhulene når de gikk på bunn. Holst støttet seg på tidligere undersøkelser i fjorden (Hjort og Gran, 1900), hvor det var funnet at vannutskiftingen i fjorden var begrenset.

Til tross for at det ble bygget renseanlegg, så ble det med årene mer og mer tydelig at belastningen var for stor for fjorden. Braarud og Ruud



Figur 2. Målinger av saltholdighet i forskjellige dyp i Vestfjorden (stasjon H4) og Bunnefjorden (H5). Figuren er hentet fra Gade (1967). Det er tydelig at dypvannsfornyelsen (rask økning i saltholdighet) kommer hyppigere i Vestfjorden enn i Bunnefjorden.

(1937) fant hydrogensulfid på 150 m, og svært lave verdier i 100 m i 1933. Beyer og Føyn (1951) rapporterte om høyt oksygenforbruk og dannelse av hydrogensulfid i Bunnefjorden helt opp til 70 m. (Jan Magnusson, pensjonert NIVA-forsker, er skeptisk til dette funnet og lover han vil gå gjennom originaldataene på nytt, personlig kommunikasjon.) Denne situasjonen hadde dramatiske konsekvenser for blant annet rekefiske. Gade (1967) forklarte hvorfor Bunnefjorden var spesielt utsatt. Målinger av tetthetsprofiler over flere år i både Vestfjorden og Bunnefjorden, viste at diffusjonen var mye lavere i det sistnevnte bassenget. Figur 2 viser saltholdigheten i forskjellige dyp i de to bassengene. Det er tydelig at tettheten reduseres raskere i stagnerte perioder mellom dypvannsfornyelser og at disse kommer hyppigere i Vestfjorden. Bunnefjorden tålte den økte forurensningssituasjonen dårligere, siden dypvannet blir liggende så lenge. *Det spørsmålet som vil belyses i denne artikkelen er hvorfor blandingsforholdene er forskjellige i de forskjellige bassengene.*

Hvor kommer energien fra?

Før vi kan svare på dette må vi se litt på energien i systemet. Man vet altså at blandingsforholdene er forskjellige i de forskjellige bassengene. Vi har også slått fast at vertikal blanding krever energi, siden resultatet er at masse løftes opp mot tyngdekraften. Hvor kommer denne energien fra? Vind som blåser tilfører energi som blander det øvre vannlaget. Denne prosessen vil homogenisere det øverste laget, men endringen i tetthet i sprangsjiktet som skiller det øvre laget fra dypvannet blir bare enda kraftigere, og gjøre det enda vanskeligere og blande opp de dypere vannmassene. Tidevannsbølgen inneholder enorme mengder med energi, som i utgangspunktet fordeler seg over hele vannsøylen. Denne bølgen beveger seg med 30-50 m/s, slik at vannstanden over store områder løfter seg nærmest simultant. Alt dette vannet strømmer inn og ut av fjorden i løpet av en tidevannsperiode. Den energien som blandingsprosessen krever, utgjør bare en liten andel av den kinetiske energien som fins i tidevannet. Men på grunn av terskelen og sjiktningen holder

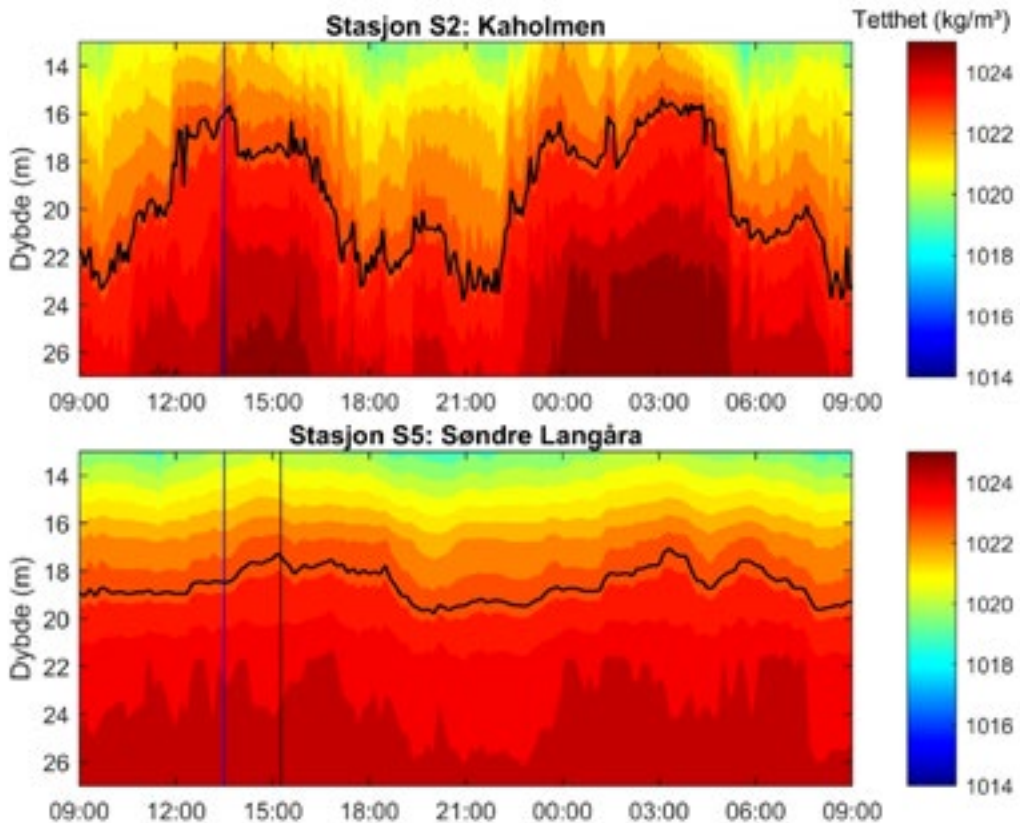
mesteparten av denne bevegelsesenergien seg i overflatelaget. Dypvannet holder seg stort sett i ro. I løpet av en tidevannsperiode er det en stor energiflukt inn i fjorden, og en nesten like stor energiflukt ut igjen. Men den er ikke like stor, – noe av energien blir igjen og går over til en annen form. Dette bringer oss til hovedpersonen i denne fortellingen; indre bølger.

Indre bølger

Den enkleste form for indre bølger er hvis man har to lag med forskjellig tetthet, og det er bevegelse på skilleflaten mellom lagene. Det ble tidlig kjent at tidevannsstrøm over terskler danner indre bølger. Zeilon presenterte observasjoner i Gullmarfjorden på den svenske vestkysten som viste dette, og studerte også fenomenet i en bølgetank (Zeilon 1912, 1913). Gade (1967) presenterte observasjoner som viste det samme i Oslofjorden.

Stigebrandt (1976) forklarte hvordan indre bølger oppstår i en terskelfjord med to lag, et over terskeldyp og et under. Dette er en god tilnærming for sjiktningen i for eksempel indre Oslofjord. Tidevannsbølgen har så lang bølglengde at det settes opp strøm helt ned til bunn. I det nedre laget vil denne strømmen stanses av terskelen. Indre bølger som brer seg vekk fra terskelen setter opp en strøm i det nedre laget akkurat der hvor terskelen er plassert, som er like stor og motsatt rettet som den strømmen som tidevannsbølgen på overflaten setter opp i det nedre laget. Fordi det ikke kan strømme vann gjennom terskelen, så dannes det altså indre bølger som setter opp strøm som nuller ut strømmen i det nedre laget. Disse indre bølgene vil ha samme periode som tidevannet og kalles derfor indre tidevann.

Hvordan ser så de indre tidevannsbølgene ut? Figur 3 viser tettheten som funksjon av tid og dyp i to posisjoner i Oslofjorden. Ut ifra figuren kan vi se at det er betydelig vertikale bevegelser i vannmassene på stasjonen Kaholmen, som befinner seg omtrent 1000 meter på innsiden av terskelen. På stasjonen Søndre Langåra omtrent 10 km innenfor terskelen, ser vi også at det er vertikale bevegelser, men utslaget er betydelig

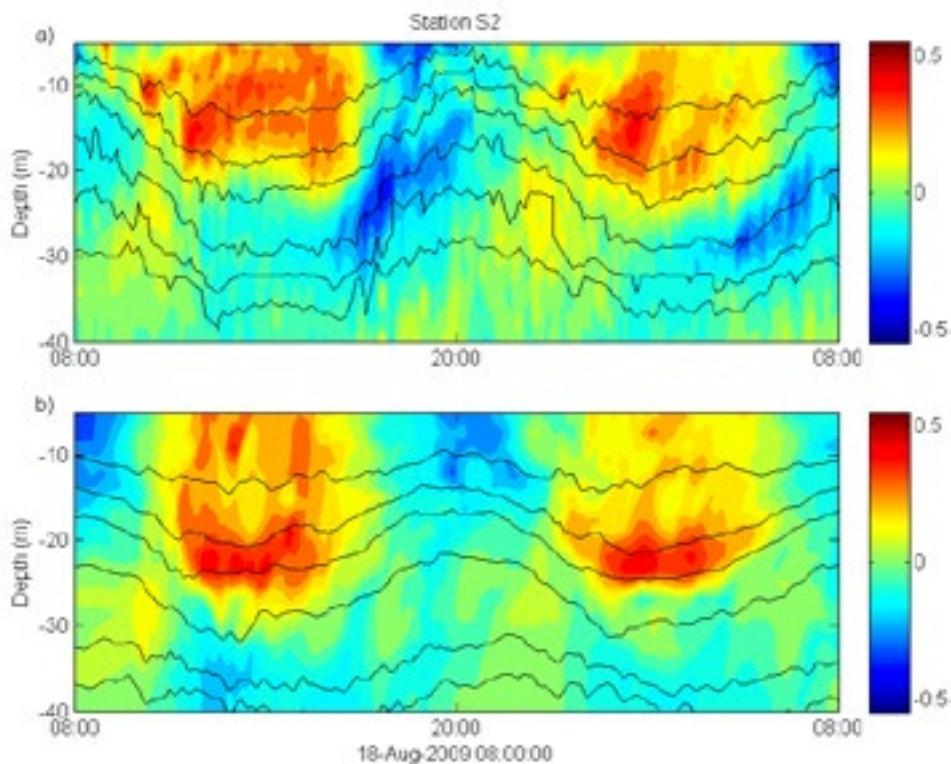


Figur 3. Figuren viser hvordan vannets tetthet på stasjon S2 (øverst) og S5 (nederst) varierer i løpet av et døgn mellom 13 og 27 meters dyp. Fargeskalaen angir tetthet i kg/m^3 . Konturlinjen for 1023 kg/m^3 er tegnet inn med svarte linjer. De vertikale linjene markerer tidspunktene for den første toppen på hver av stasjonene.

reduisert. En annen ting som er verdt å merke seg er at toppene og bunnene til de indre bølgene kommer seinere i tid på den innerste av stasjonene. Toppene og bunnene er nesten 2 timer forsinket, noe som tyder på at fasehastigheten til den dominerende indre bølgen er litt over 1 m/s. Dette sier oss to ting; bølgen frakter energi innover i fjorden og noe av denne energien blir borte underveis.

Ut ifra målinger på en stasjon er det ikke mulig å se hvilken vei energien beveger seg. For å finne ut av dette er det nødvendig i tillegg å se på hastighetsfeltet som de indre bølgene setter opp. I figur 4 har vi lagt tetthetskonturene fra stasjon Kaholmen i figur 3 oppå hastighetsfeltet som er målt ved samme stasjon. Hvis man har

to lag så vil den indre bølgen sette opp et hastighetsfelt som er motsatt rettet i det nedre og øvre laget. Det settes også opp et trykkfelt. Når sprangsjiktet er løftet opp blir det høyere trykk i det nedre laget og lavere trykk i det øvre. Når sprangsjiktet er presset ned er det motsatt. Energiflukt kan betraktes som transport av trykk. Så hvis strømmen i det øvre laget er rettet innover i fjorden når det er høyt trykk her, og ut av fjorden når det er lavt trykk, så betyr det at energi fraktes inn i fjorden. Ut ifra figur 4 er det tydelig at de indre bølgene frakter energi innover i fjorden. Staalstrøm et al. (2012) estimerte ved å benytte denne metoden at energifluksen på stasjon Kaholmen er 155-185 kW inn i fjorden midlet over en spring-nipp syklus i august 2009.



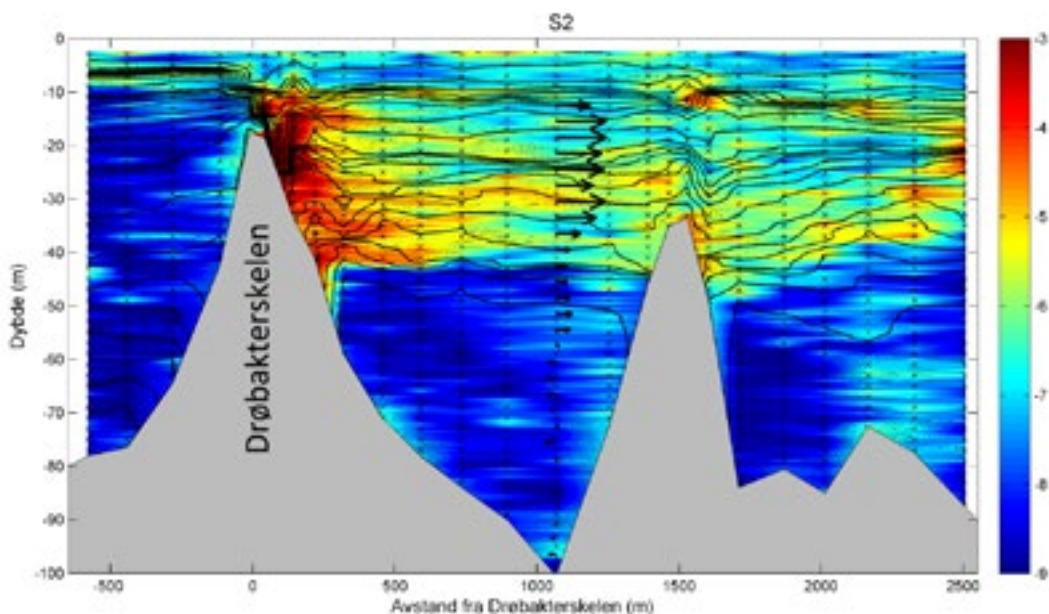
Figur 4. Sammenligning av observasjoner (øverst) og modellberegninger (nederst) fra stasjon S2. Fargeskalaen viser strømstyrken som de indre bølgene setter opp i m/s. Rødt angir strøm inn i fjorden og blått ut av fjorden. De svarte linjene viser tetthetsflatene. Legg merke til at det strømmer inn i fjorden samtidig som tetthetsflatene presses ned.

Denne energien tappes fra overflatetidevannet. Stigebrandt (1975) foreslo at de indre bølgene frakter energi innover i fjorden og bryter når de treffer den skrånende bunnen lenger inn, og på den måten overfører energien til blandingsprosessene.

Hva skjer på terskelen?

Når vannet strømmer inn i fjorden vil sprangsjiktet løftes på utsiden av terskelen og presses ned på innsiden. Når vannet strømmer ut av fjorden vil det være omvendt, og dette er i tråd med den enkle matematiske forklaringen som Stigebrandt presenterte. Problemet er at man i dette scenariet får kraftige horisontale trykkgradienter på tvers av terskelen som kan resultere i en jetstrøm hvor det utvikles kraftig turbulens. Figur 5 viser målinger av dissipasjon i et snitt som går på tvers av Drøbacterskelen i forbindelse med en

innstrømning. Målingene er foretatt fra F/F Trygve Braarud sammen med Universitet i Gøteborg ved å bruke en droppsonde som måler strømskjær. Dissipasjon er et uttrykk for energi som går tapt til friksjon i vannmassen og måles i W/kg. Den energien som går med i denne prosessen vil også tappes fra overflatetidevannet. Ved å summere opp dissipasjonen i et volum på innsiden av terskelen og multiplisere med tettheten til vannmassen, kan man regne ut hvor mye energi det er snakk om. Ved å midle data fra flere slike snitt, som vist i figur 5 i forskjellige faser av tidevannssyklusen, er det beregnet at dette utgjør omtrent 530-790 kW (Staalstrøm et al., 2013). Selv om dette tallet er en god del større enn energien i de indre bølgene, så har likevel ikke denne energien så mye å si for blandingen lenger inn i fjorden, siden den ikke transporteres noe sted.



Figur 5. Turbulensen på innsiden av Drøbakstredet under en innstrømning. Dissipasjon, som er et mål på hvor mye energi som går bort til turbulent friksjon, er vis i et snitt som går på tvers av Drøbakstredet. Dissipasjonen er angitt med en logaritmisk fargeskala som går fra 10^{-9} til 10^{-3} W/kg. De svarte konturlinjene er tetthetsflater, og kryssene angir den omtrentlige banen til droppsonden.

Kan noe av dette modelleres?

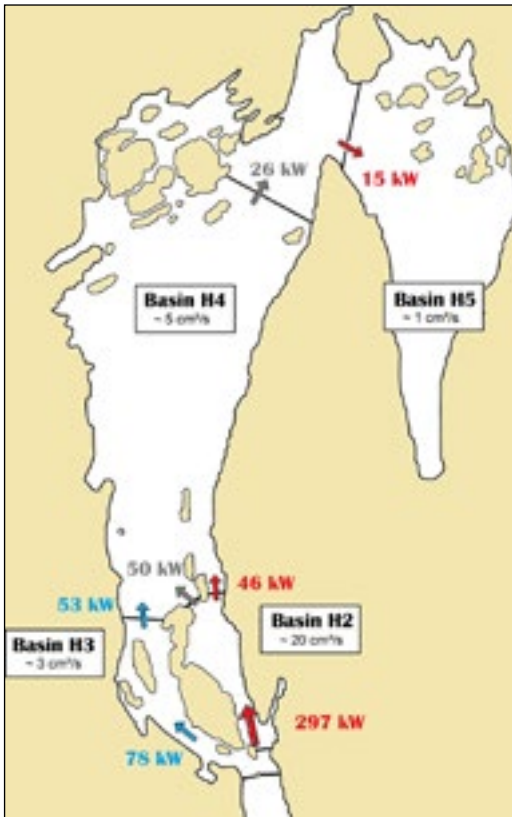
Hvis man studerer tetthetsflatene som er tegnet opp på dissipasjonen i figur 5, ser man at de nærmest er vertikale rett over Drøbakstredet. Dette tyder på betydelige vertikale hastigheter. I en typisk havmodell som for eksempel den viktigste som brukes av met.no for å varsle ting som strømstyrke, vannstand og temperatur i havet, er en såkalt hydrostatisk modell. Dette betyr at man antar at de horisontale bevegelsene i havet er viktigst, og man tar ikke hensyn til at vertikale bevegelser kan endre trykket i vannsøylen. Dette er som regel en god antagelse i havet, men i spesielle områder slik som over Drøbakstredet holder ikke antagelsen. Siden hydrostatiske modeller er så mye brukt, så er det likevel av interesse å se hvor godt en slik modell kan simulere energifluksen i de indre bølgene et stykke fra terskelen. Figur 4b viser data hentet fra havmodellen ROMS som er satt opp for Oslofjorden på et grid som har 75 meter horisontal oppløsning. Data er hentet fra en stasjon i modellen som tilsvarer

stasjonen Kaholmen. Ved å sammenligne de vertikale bevegelsene til tetthetsflatene og det strømfeltet som de indre bølgene setter opp basert på henholdsvis observasjoner og modellberegninger, ser man at modellen klarer å gjenskape dette, til tross for at detaljene i strømfeltet over Drøbakstredet ikke blir helt korrekt. Siden modellen klarer å gjenskape forholdene på denne stasjonen, så kan man trekke ut informasjon om energifluksen i andre deler av fjorden også. Denne informasjonen kan brukes til å svare på spørsmål man stiller seg om fjorden.

En forklaring på hvorfor det er forskjellig blandingsforhold i forskjellige bassenger

Tidligere stilte vi oss spørsmålet hvorfor diffusjonen er forskjellig i forskjellige bassenger. I Oslofjorden er én hypotese at energien som fraktes innover i fjorden med indre bølger blir borte på veien. De indre bølgene bidrar til svært høy

diffusjon i det første bassenget rett på innsiden av Drøbakerskelen, og også til at diffusjonen er høy nok i Vestfjorden til at dypvannsfornyelser forekommer nesten hver vinter. Men når de indre bølgene når inn til Bunnefjorden er det lite energi tilgjengelig for vertikal blanding. For å kvantifisere dette har vi hentet ut data fra forskjellige snitt på tvers av fjorden, og beregnet energifluksen. *Vi ser fra figur 6 at energifluksen blir mindre og mindre etter hvert som man beveger seg innover i fjorden, og dette forklarer hvorfor blandingsforholdene også er forskjellig.*



Figur 6. Energitransport og vertikal blanding i Oslofjorden framstilt skjematisk. Energitransporten er vist med fargede piler med tallverdien ved siden av. Blandingskoeffisientene i hvert basseng er vist i boksene.

Referanser

Beyer, F. og Føyn, E. (1951) Surstoffmangel i Oslofjorden. En kritisk situasjon for fjordens dyrebestand, *Naturen*, 75, 289-306.

Braarud, T. og Ruud, J. T. (1937) The hydrographic conditions and aeration of the Oslo Fjord 1933-1934, Hvalrådets skrifter, rapport nr. 15, 1-56.

Gaarder, T. (1916) De vestlandske fjorders hydrografi. I. Surstoffet i fjordene. *Bergens Mus. Årb. 1915-16*. Naturvidensk. rekke. Nr. 2. Bergen.

Gade, H. G. (1967) Oslofjorden og dens forurensningsproblemer, I. Undersøkelser 1962-1965, Delrapport nr. 2, Hydrografi. NIVA rapport OR-0191c, 163 s.

Hjort, J. og Gran, H. H. (1900) Hydrographic-biological investigations of the Skagerrak and the Christiania fjord. Report on Norwegian Fishery- and Marine-Investigations. Vol. I, No. 2. Kristiania.

Holst, A. (1904) Om kanalisasjon og vandklosetter i Kristiania. Undersøgelser om Forurensningen af Akerselven og Kristiania Havn med Indholdet av Byens Kloaker. Aktstykker Aker kommune. Sag nr. 23.

Johansen, T. A. (2001) Under byens gater, Oslos vann- og avløpshistorie. Oslo kommune, Vann- og avløpsetaten, Oslo.

Staalstrøm, A., Aas, E. og Liljebladh, B. (2012) Propagation and dissipation of internal tides in the Oslofjord. *Ocean Science*, 8, 525-543.

Staalstrøm, A., Arneborg, L., Liljebladh, B. og Broström, G. (2015) Observations of Turbulence Caused by a Combination of Tides and Mean Baroclinic Flow over a Fjord Sill, *J. Phys. Oceanogr.*, 45, 355-368.

Staalstrøm, A. og Røed, L. P. (2015) Tidally-induced energy flux in a sill fjord. Under publisering.

Stigebrandt, A. (1976) Vertical diffusion driven by internal waves in a sill fjord, *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 486-495.

Zeilon, N. (1912) On the tidal boundary waves and related hydrodynamical problems. *Kungl. Svenska Vetenskaps-akademiens Handlingar*, Vol. 47 (4), 1-46.

Zeilon, N. (1913) On the seiches of the Gullmar Fjord, *Svenska Hydrog. - Biolog. Komm. Skrifter*, 5, 1-17.