

CO₂ i sjø og på land. En lokal studie med fokus på fabrikkrøyk og miljø.

Frode Jacobsen Øyen

Masteroppgave i Marin Bioteknologi (60 stp)

November 2019

Forord

Data til denne oppgaven ble samlet inn utenfor Finnfjord AS ferrosilisium smelteverk fra lettbåten Polarlys og på tokt med forskningsskipet Johan Ruud langs kysten av Nord-Troms og Finnmark. Noen data er samlet sammen med PhD student Nerea Alto, hun var tilstede på alle felt innsamlinger og tokt og ga noe hjelp med analysering av dataene. Jeg takker henne for samarbeidet.

Min hovedveileder var Hans Christian Eilertsen og medveileder var Inger Andersson. Jeg takker dem for hjelpen.

Sammendrag

Netto utslipp av karbon til atmosfæren har økt siden starten på den industrielle revolusjon.

Rundt halvparten av karbon som slippes ut blir tatt opp av havet fysisk via karbon fluks eller bundet opp i økosystemer i havet eller på land.

Denne oppgaven tolker og diskuterer potensielle lokale virkninger av industriell CO₂ utslipp ved å benytte fysiske og biologiske, oseanografi og CO₂ data samlet med lettboat utenfor Finnfjord smelteverk og på tokt med forskningsskipet Johan Ruud.

I løpet av forsøket ble det utført tre tokt med forskningsskipet Johan Ruud og to innsamlinger fra lettboat utenfor Finnfjord verk. Parameterne som ble målt var temperatur fra vannflaske og pH i vannflaske, dette ble senere benyttet til å beregne CO₂ konsentrasjonen i vannet. Det ble også tatt Chl *a* prøver fra vannflaskene. Den totale fytoplankton produksjonen ble beregnet ut fra Chl *a* resultatene. En CO₂ sensor ble benyttet til å måle CO₂ i luft, 0.5 meter under vann og 5 meter under vann.

En CTD sensor ble benyttet til å måle temperatur i vannsøylen, saltholdighet og tetthet på vannet.

Resultatene viste at den beregnede CO₂ konsentrasjonen antagelig er noe usikker da den avviker sterkt fra CO₂ konsentrasjonene sensoren viser.

Dataen viser at CO₂ konsentrasjonen i havet utenfor Finnfjord later til å være høyere i vann sammenlignet med data fra tokt. Konsentrasjonen av CO₂ i luft er også høyere ved Finnfjord. Den grunne eller manglende pyknoklin ved Finnfjord, sammen høyere CO₂ konsentrasjonen i vannet, kan også tyde på et en CO₂ kilde i nærheten.

Dataen for fytoplankton produksjon viser at det ikke er produksjonen sent på året på tokt, men den kan være svært høy i vekstsesongen. Dataen viste også at forhøyet pH er en indikator på forhøyet produksjon. Dataen for biomasseproduksjon er for usikre til å konkludere om biologisk biomasse er blitt påvirket av CO₂ utslipp utenfor Finnfjord.

Forkortelser og forklaringer

DIC = Dissolved inorganic carbon,

DOC = Dissolved organic carbon

Colloids = Uløselige partikler suspender i en løsning

POC = Particulate organic material (dvs. avfall, avføring, døde organismer etc)

Phyto = Fytoplankton (planteplankton)

Zoo = Zooplankton (dyreplankton)

Bacterial = Bakterie biomasse

GtC = Gigatonn karbon (ikke SI enhet) (representerer en milliard tonn karbon)

PPM = Parts per million masse

PPMv = Parts per million volum

Pg = Pentogram (10^{15} gram)

RUBISCO = Ribulose-1,5-bisfosfat karboksylase-oksygenase

ATP = Adenosin-5-trifosfat

NADPH = Nikotinamid adenin dinukleotid fosfat

Termoklin = knekkpunkter (diskontinuitet) i temperaturgrafene i vannsøylen

Haloklin = knekkpunkter (diskontinuitet) i saltholdighetsgrafene i vannsøylen

Pyknoklin = knekkpunkter (diskontinuitet) i tetthetsgrafene i vannsøylen

Innholdsfortegnelse

Innledning.....	1
Problemstilling	16
Materiale og metoder	17
Resultater.....	25
Johan Ruud tokt 14-16.11.17.....	25
Finnfjord verk, felt-innsamling 10-11.10.18	27
Finnfjord verk felt innsamling 12-13.12.18.....	32
Johan Ruud tokt 26-29.6.18.....	38
Johan Ruud tokt 16-18.10.18.....	45
Diskusjon.....	60
Konklusjon	65
Referanser.....	66

Innledning

Den gjennomsnittlige CO₂ i atmosfæren ble målt til 411.35 ppm i mai 2019 [1] og CO₂-en fordeles mellom ulike steder, 50% forblir i atmosfæren, 25% blir lagret i skoger og annen vegetasjon og 25% blir lagret i havet [2].

Proessen som styrer dette er komplisert og vanskelig å kvantifisere siden økt CO₂ i atmosfæren skaper en feedbackloop [3]. En feedbackloop defineres som en prosess der en endring i systemet skaper en forandring i den samme prosessen. I dette tilfellet på det vis at mer CO₂ i atmosfæren fører til økt temperatur som på sikt svekker jordens og havets evne til å lagre CO₂. Dette fører til ytterligere forhøyning av CO₂ konsentrasjonen i atmosfæren, som igjen fører til ytterligere temperaturoppgang. Det er estimert at mellom år 1860 og 2000 økte karbonlagrene i hav og landjord med henholdsvis 100 og 75 gigatonn, men konsentrasjonen i atmosfæren er fortsatt 15-20 ppm for høy til at dette tallet passer helt [3].

Karbonsyklusen kan grovt deles inn i to typer, kort og lang syklus. Den korte er i hovedsak biologisk og har en tidsramme på dager, et eksempel er fotosyntese. Den lange er geologisk og kan ha en tidsramme på millioner av år, olje er et eksempel på produkter fra denne prosessen [4].

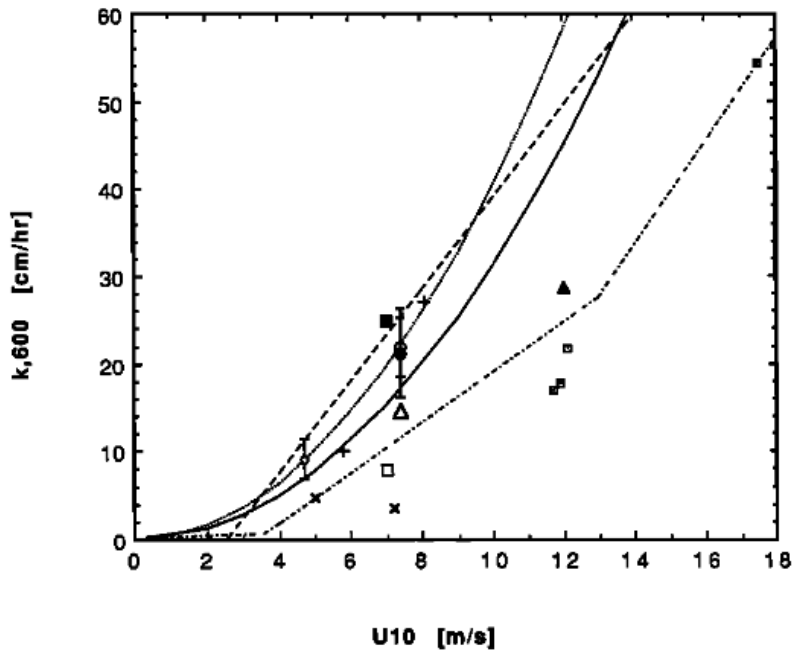
Karbonsyklusen er delt inn i flere ulike mekanismer som regulerer hverandre. Grovt sett deles den inn i fysiske mekanisme og biologiske mekanisme.

Fysiske mekanismer i karbonsyklusen er gassutveksling mellom luft og vann. Den regulerende faktorer her er partialtrykket mellom luft og vann med hensyn til CO₂:

$$FCO_2 = k_w a (pCO_{2\text{ luft}} - pCO_{2\text{ vann}}) \quad (1)$$

Der k_w er hastigheten på gassoverføring og a er gass løseligheten til sjøvannet [5]. Løseligheten for CO₂ i sjøvann er påvirket av flere faktorer, som temperatur, trykk og saltholdighet. Løseligheten avtar med økt saltholdighet og øker ved økt trykk [6]. Vind og bølger vil også påvirke overføringshastigheten for CO₂ i sjøvann [5].

Ekspirer har vist at k_w kontrolleres av turbulensen i luftstrømmene over vannet, som igjen reguleres av vinden. Vind påvirker gassfluks fra luft til vann ulikt avhengig av styrken på vinden, sterkere vind fører i de fleste tilfeller til sterkere opptak av CO₂. Unntaket er vind opp i orkan styrke. Andre faktorer som påvirker gassoverføringen er tilstedeværelse av luftbobler og bølger. Tilstedeværelsen av emulgatorer som olje (som påvirker overflatespenningen) er



også av betydning, men som regel kan man måle overføringshastigheten ved å se på vindhastigheten. I tillegg til vind og bølger påvirker temperaturen gassoverføringen.

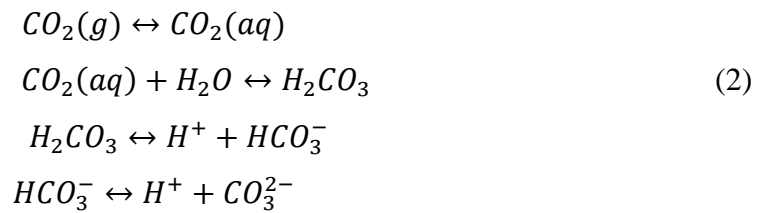
Figur 1: Forholdet mellom vindhastighet og karbonopptak i sjøvann fra målinger foretatt i flere ulike studier. Fra [7]. X-aksen viser vindhastigheten målt i meter per sekund i 10 meters høyde. Y-aksen er gassoverføringshastigheten.

Som vist i Figur 1 øker opptaket av CO₂ til havet sterkt ved 4 meter/sekund vindhastighet og opptaket fortsetter å stige ved høyere vindhastighet.

Også vind med hastighet under 4 meter/sekund har betydning på karbonopptaket i vannet, man da via en annen mekanisme, diffusjon. Diffusjon er reaksjoner mellom CO₂ og vannet. Eksperimenter har vist at effekten av denne mekanismen avtar ved vindstyrker over 5-7 meter/sekund og at effekten er størst under 4 meter/sekund. Dette kan være betydningsfullt fordi store havområder kan ha slik lav vindstyrke over tid. Andre forsøk har vist at denne effekten kan øke opptaket av CO₂ med opptil 20% ved slik lav vindstyrke, forutsatt rette forhold, spesielt i områder med høyt partialtrykk av CO₂ i luften [7].

Været kan derfor påvirke karbonsyklus. Under El Niño avtar man at det blir en økning i CO₂ i atmosfæren på grunn av at lagre på land fungerer som en karbonkilde, men i havet blir avgassingene redusert. Under El Niña er effekten motsatt [3].

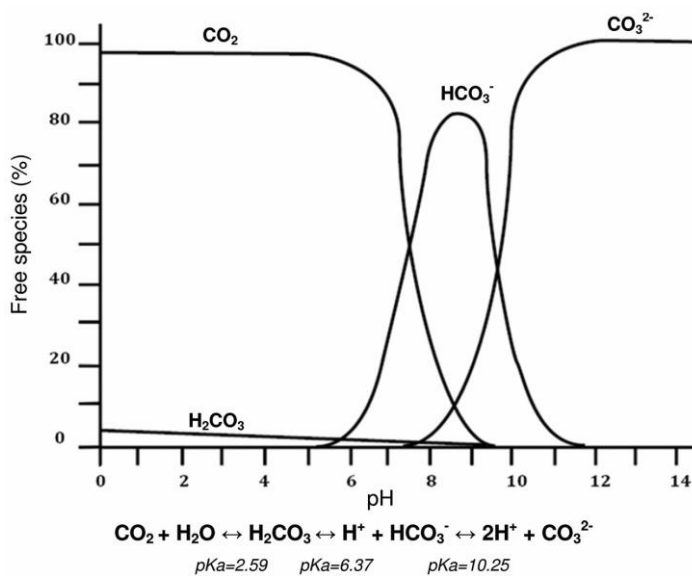
Når CO_2 løser seg opp i vann skjer en kjemisk reaksjon som danner karbonsyre (H_2CO_3), dette igjen blir til bikarbonat og igjen blitt til karbonationer [5]:



Alle disse prosessene utgjør en buffering av sjøvannet [5]:



Disse ulike komponentene kalles for DIC (Dissolved Inorganic carbon, det vil si oppløst



uorganisk karbon) og mengdene av de ulike DIC komponentene i havet påvirkes av pH i sjøvannet (Figur 2).

Figur 2: Løseligheten for gassen CO_2 i sjøvann og andre DIC komponenter ved forskjellig pH. Fra [8].

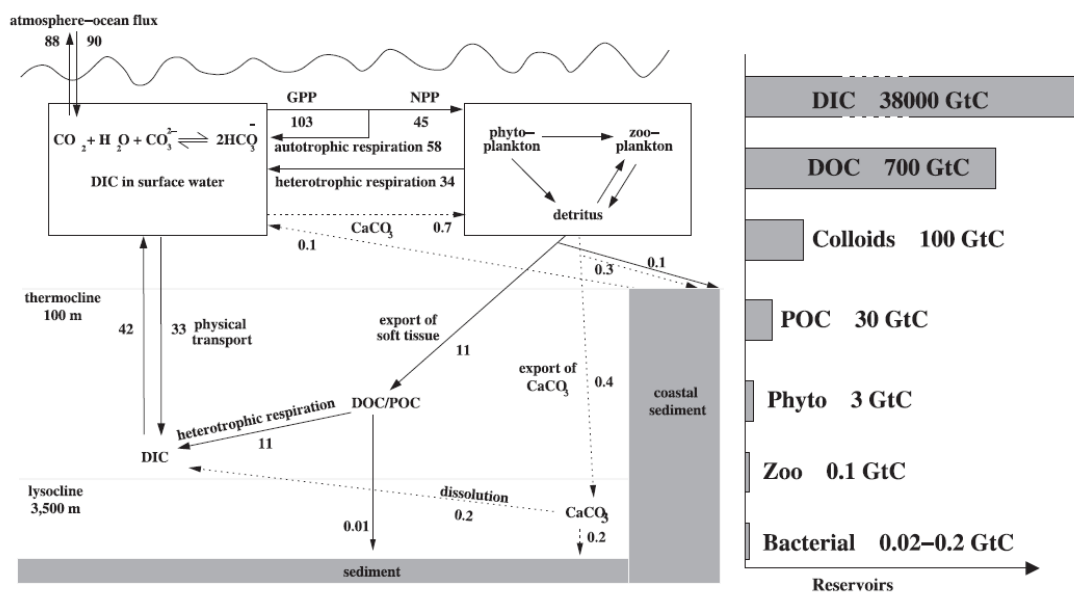
I en annen undersøkelse fant man at ved pH 8.2 er forholdet mellom CO_2 , HCO_3^- og CO_3^{2-} henholdsvis 0.5%, 89% og 10.5%. I dette tilfellet er det mer av CO_3^{2-} enn av CO_2 , og det er kun CO_2 som kan sirkulere mellom vann og atmosfære. Hvis pH i sjøvannet er lavere, vil CO_2 nivåene være høyere og man får avgassing [5].

Temperaturen i vannet påvirker også pH i vannet, normalt er lavere pH knyttet til høyere temperaturer [9].

Som beskrevet over: Når CO_2 reagerer med vann dannes karbonsyre som følge av hydrolyse-reaksjoner. Dette kan benyttes for å «kartlegge» CO_2 i vannet. Lav pH betyr at det er mye

karbonsyre i vannet og dermed mye CO₂ i miljøet. Høy pH vil si lave konsentrasjoner av CO₂ [10].

Distribusjonen av karbon i havet er heller ikke helt homogen. Målinger av CO₂ tatt helt nord i Barentshavet viste to til fire ganger høyere opptak av CO₂ enn målinger tatt lengere sør [11] og når det gjelder luft til sjø-interaksjoner, så viser målingene at tendensene til avgassing (at CO₂ frigjøres fra havet) blir mindre jo høyere breddegrad (jo lenger nord) man kommer på. Dette forklares med at kaldere vann har høyere løselighet for CO₂ [11].



Figur 3: C-syklus i havet [5].

Forkortelser: DIC=dissolved inorganic carbon, DOC=dissolved organic carbon, Colloids=Uløselige partikler suspender i en løsning, POC=particulate organic material (dvs. avfall, avføring, døde organismer etc), Phyto=fytoplankton (planteplankton), Zoo=zooplankton (dyreplankton), Bacterial= bakterie biomasse og GtC= gigatonn karbon

Figur 3 viser karbonsyklus i havet. Den største mengden av karbon i havet lagres i form av DIC (dissolved inorganic carbon) fulgt av DOC (dissolved organic carbon). Mye mer karbon er lagret uorganisk enn organisk. POC (particulate organic material) binder også noe karbon som begravnes i sedimentet. Planteplankton, dyreplankton og bakteriebiomasse inneholder bare en liten del av det totale karbonet [5]. Planteplankton utgjør kun 3 gigatonn karbon, dyreplankton har en betydelige mindre masse med 0.1 gigatonn karbon og bakterie biomasse utgjør 0.02-0.02

gigatonn karbon. Dette er lite i forhold til DIC og DOC som utgjøre henholdsvis 38000 og 700 gigatonn karbon [5].

Skjebnen til organisk fiksert karbon kan være forskjellig. En del synker til havbunnen i form av POC (particulate organic carbon), eksempler på dette er fekalier fra dyr, eller kadavrene av dyr. Det produseres også DOC (dissolved organic carbon) som produseres og utskilles av planteplankton under fotosyntese prosessen. Det er et produkt av cellelysering hos planteplankton og fotorespirasjon. DOC blir transportert ned i dyphavet der bakterie prosesser omgjør det tilbake til DIC. DIC transporteres så tilbake til overflaten, en prosess som kalles mykvevs pumpen. En del marine organismer benytter DIC til å danne CaCO_3 , både planteplankton og dyreplankton benytter denne metoden [5].

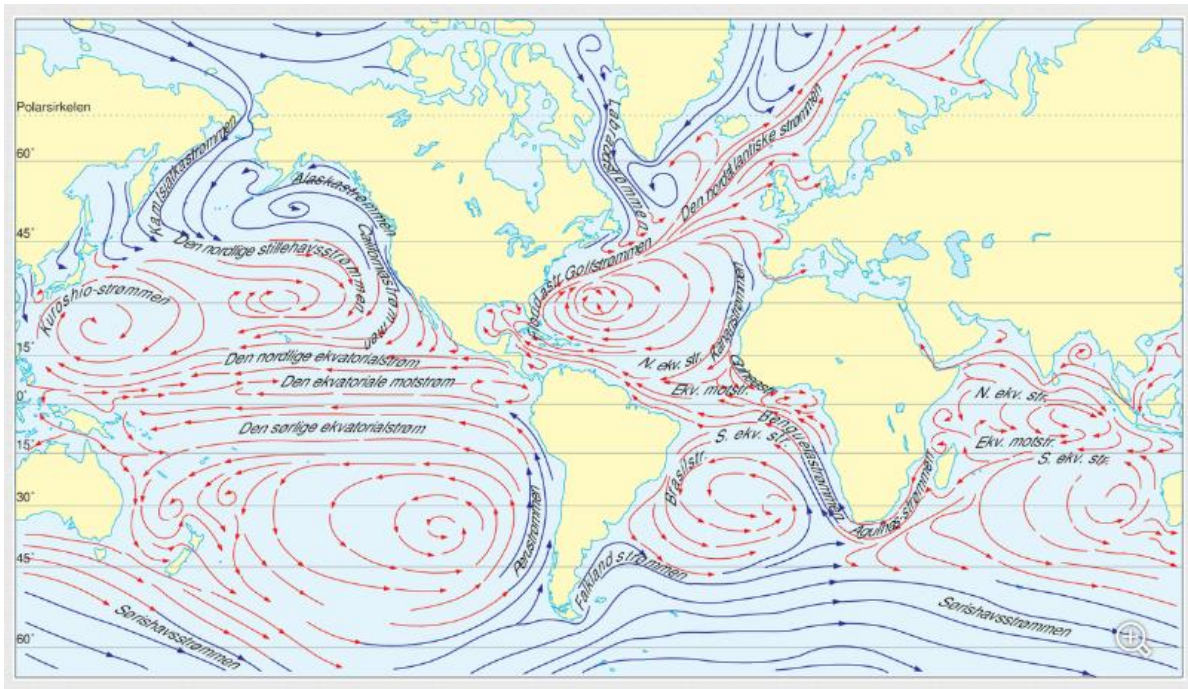
Det er også en prosess som kalles terrigent materiale. Dette går ut på at stein brytes ned av elementene og nedbrytningsproduktene blir skyldt ut i havet via elver, nedbrytningen er igjen kontrollert av faktorer som nedbør og vind. Denne typen materiale kan også frigjøres av isfjell som smelter [12]. Den nøyaktige sammensetningen av disse nedbrytningsproduktene varierer ut fra lokale forhold det kom fra [12].

Det er fire leiretyper som utgjøre marint sediment. Disse heter Chlorite, Illite, Kaolinite, og Smectite. Særlig to av dem er resultatet av terrigent materiale prosessen, disse er Chlorite og Illite [12].

Disse mineralene er en kombinasjon av en lang rekke grunnstoffer, særlig aluminium, jern og silika [13], men kan også inneholde grunnstoffer som kalium og kalsium [12].

En hel del av karbonatet synker til dyphavet og blir til slutt lagret i sedimentet som uorganiske partikler, annet karbonat blir lagret i vannsøylen. Til sammen utgjør dette halvparten av karbonatproduksjonen og denne prosessen kalles karbonat pumpen [5] (Figur 3).

De biologiske prosessene med dannelse av biologiske materie med fotosyntese påvirker også alkaliteten i vannet fordi økt produksjon av organisk materie fører til en økt alkalinitet mens remineralisering av organisk materiale fører til et fall i alkalinitet i vannet [5].



Figur 4: Kart over overflate havstrømmene i verdenshavene [14]

Figur 4 viser utbredelsen av overflate havstrømmene i verdenshavene. Det er flere typer havstrømmer.

Vindstrømmer kommer av vinddrag på vannet. Disse blir igjen påvirket av jordrotasjonen, som er grunnen til at strømmene strømmer mot høyre nord for ekvator og mot venstre sør for ekvator [14].

Det er også tidevanns strømmer som er en veksling i vannstanden langs kysten. Særlig inne i sund og fjorder er det vekslende og til tider sterke strømmer [15].

Permanente strømmer ved overflaten går ned noen 100 meter ved ekvator og noe dypere ved høyere breddegrader. Permanente strømmer følger som oftest vindens retning som er mot høyre nord for ekvator og mot venstre sør for ekvator [14].

Temperaturen i vannet rundt ekvator er rundt 27-28 grader celsius, hav-temperaturen avtar gradvis mot høyere breddegrader, ved polene er temperaturen under frysepunktet året rundt [14]. Men disse store temperaturforskjellene gjelder bare vann ned til noen få hundre meter, på dypt vann er både temperatur og saltholdighet (med noen unntak) noe mer homogen [14].

Bevegelsene i havmassene kommer av at salt og kaldt vann synker mot bunnen, mens varmere vann forblir ved overflaten. Det store transportbåndet i havet starter i Norskehavet der varmt vann fra Golfstrømmen avkjøles og blir tyngre på grunn av varmetap og at saltholdigheten øker

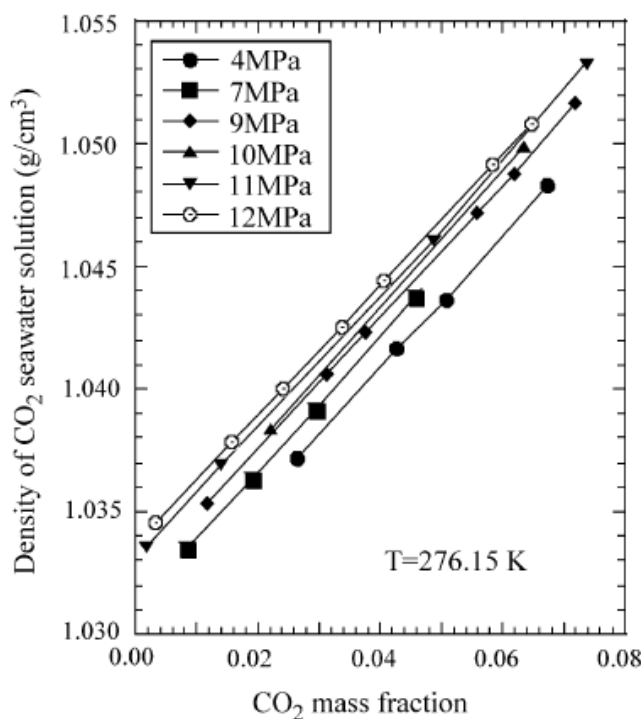
noe siden saltet støttes ut når vannet fryser til is. Vannet synker mot bunnen av havet, dette gjør plass til mer varmt vann og det dannes en havstrøm [16]. Denne prosessen kaller thermohaline sirkulasjon [17]. Strømmene har forskjellige hastigheter, Golfstrømmen har en hastighet på 1.8-5.5 kilometer i timen, vindstrømmer har ofte en hastighet på 1.8 kilometer i timen [16]. Hastigheten på dem avtar som oftest ved større dyp [14].

Havstrømmene er viktige for livet i havet og for karbonsyklusen siden det varme vannet ved overflaten er mer fattig på næringssalter, men kan få ny tilførsel fra kaldere vann som kommer opp fra havdypet. Dette igjen er basisen for næringskjeden ved å stimulere algevekst [16]. Som nevnt tidligere er fysiske egenskaper som trykk, temperatur, pH og saltholdighet regulerende for karbon fluks. Havstrømmene fører til at karbonet blir transportert jorden rundt. Det er viktig for karbonsyklus. I området rundt ekvator (14°N til 14°S) er havet en kilde til karbon for atmosfæren med en fluks på +0.35 til +0.79 Gt-C per år, mens i de polare områdene er det et karbonreservoar. Generelt er havene fra 40° til 60° nord og sør det største karbonreservoaret. Atlanterhavet nord for 50°S er den mest viktige med en fluks på -0.42 til -0.85 Gt-C per år. Stillehavet nord for 50°S er nesten i likevekt med en fluks på +0.04 til -0.02 Gt-C per år. Sørishavet og Indiahavet står for 20 % av den totale karbonfluksen [18]. Norskehavet er blant de havområdene som tar opp CO₂ hele året. Hvis man ser på breddegradene, har Norskehavet de største temperaturforskjellene mellom hav og sjø i verden og området er også sentralt i luft-sjø interaksjoner [19].

Det er estimert at luft-sjø CO₂ fluks i Norskehavet er rundt 37 gram karbon per kvadratmeter per år og dette området er også viktig for primærproduksjon på grunn av høye nivåer av næringssalter i havvannet. Om sommeren er det målt 3 mg/m⁻³ klorofyll *a*, noe som er vesentlig høyere enn andre høy næring, lav klorofyll områder som er normalt rundt 1 mg/m⁻³ klorofyll *a*. Men det er lavere enn man finner på kontinentalsokkelen hvor man kan finne nivåer opp mot 16 mg/m⁻³ klorofyll *a*, som ble funnet øst i Beringhavet [20]. Korrelasjon mellom CO₂ fluks og klorofyll *a* er en god teknikk for å måle primær produksjonen [21]. Karbonfluksen i havet varierer også med årstidene, men det ser ut til å være litt uenighet om hvordan. En artikkel fra 2006 oppgir at i Barentshavet varierer det månedlige opptaket av CO₂ mellom 0.101 mol C m⁻² midt på vinteren til 0.656 mol C m⁻² midt på høsten og så falt gradvis mot vinterverdiene [22]. I en nyere artikkel fra 2015 fant man at opptaket av CO₂ økte mot vinteren, der var målingene 15 mmol m⁻² dag⁻¹ i Norskehavet og 12 mmol m⁻² dag⁻¹ i Barentshavet om vinteren, og at opptaket i de senere år har økt i Norskehavet [23]. Grunnen til endringene i karbonfluks over årstidene later til å være begrunnet i vindforholdene [21]. Hver år utveksles 90 Pg (pentogram=10¹⁵ gram) eller nitti millioner tonn karbon mellom havet og atmosfæren. Denne

prosessen varierer mellom regioner. I noen regioner, som Arktis og Antarktis, er det høye konsentrasjoner av karbon i vannet, siden det kalde vannet er undermettet på karbon, mens områder rundt ekvator er kilder til karbon siden det varme vannet her er overmettet, dette fenomenet finner man også langt sør i Sørishavet [5].

Saltholdighet har også en effekt på partialtrykket av CO₂ i vannoverflaten. Saltinnholdet er normalt mellom 31-35 ‰, men partialtrykket av CO₂ i vannoverflaten øker med 39 ppm for hver promille saltinnholdet stiger [24]. På samme måte som med temperatur, påvirker saltholdighet tettheten av vannet, jo mer salt jo tettere havvann [25]. Også dette er en faktor i de globale havstrømmene, som tidligere nevnt.



Selve tettheten på vannet påvirker også løseligheten i forhold til CO₂ i sjøvann. Tettheten på sjøvann er bestemt av temperatur og saltholdighet [26]. Og benevnes som σ (Sigma). σ_τ er en SI enhet for trykk. For eksempel: Tetthet på 1.030 (σ) vil ha en σ_τ verdi 30 [26].

Figur 5: CO₂ i sjøvann ved varierende tettheter [27].

Figur 5 viser sammenhengen mellom mengde CO₂ løst i vannet og tettheten av vannet under ulike konsentrasjoner av CO₂. Det er en sterk positiv sammenheng ved alle konsentrasjoner.

I sjøvann er det mange ulike salter, ikke bare NaCl (Tabell 1).

Tabell 1: Ulike grunnstoffer og salter man finner i sjøvann (19 promille klor) [28]

Ioner	Antall promille av ulike salter i sjøvann
Br	0.065
SO ₄ ⁻	2.649
HCO ₃ ⁻	0.140
F ⁻	0.001
H ₃ BO ₃	0.026
Mg ⁺⁺	1.272
Ca ⁺⁺	0.4
Sr ⁺⁺	0.013
K ⁺	0.380
Na ⁺	10.556
Totalt	34.482

Tabell 2: Faktorer som påvirker partialtrykket av CO₂ i vannoverflaten [28].

Øker partialtrykket av CO ₂	Senker partialtrykket av CO ₂
Økning i temperatur	Nedgang i temperatur
Økning av saltinnhold	Nedgangen i saltholdighet
Respirering fra organismer i havet	Fotosyntese
Nedbrytning av CaCO ₃	Dannelse av CaCO ₃
Vann fra dyphavet som kommer til overflaten	

Havstrømmene (Figur 4) er også en faktor som regulerer karboncyklusen ved å transportere og blande DIC, i tillegg til alger og uorganiske partikler, i vannmassene. Siden havstrømmene drives av at vann blir kaldere og får høyere tetthet, dannes det dype strømmer under overflateforhold med høye CO₂ konsentrasjoner på grunn av større konsentrasjoner av CO₂ i kaldt vann. Dermed bærer havstrømmene karbon fra overflaten til dyphavet [5].

Teoretiske modeller har estimert at hvis CO₂ konsentrasjonen i atmosfæren dobles fra 280 til 560 ppm vil konsentrasjonen av karbonationer i havet ved likevekt minske med 30%, mens konsentrasjonen av hydrogenioner vil øke med 70% [29]. Det er videre estimert at dagens CO₂ utslipp muligens kan senke pH i havet gradvis med 0.5 pH enheter over en periode på flere

århundrer [30]. Det er videre anslått at over tid vil trolig havet absorbere rundt 85% av CO₂ som er sluppet ut i atmosfæren[29].

Den langsomme karbonsyklusen er gå over svært lang i tid, mellom 100 og 200 millioner år. Syklusen starter ved at CO₂ i atmosfæren reagerer med vann og danner karbonsyre som regner ned som sur nedbør og løser opp steinmasse. Dette frigjør mineraler som kalsium, magnesium og natrium som strømmer ut i havet med elver. Kalsiumet reagerer med bikarbonat i havet og det dannes kalsiumkarbonat, som er en viktig bestanddel i å danne skall for mange ulike organismer, eksempler er noen alger, ulike bentos (bunnlevende organismer) og koraller [4]. Når disse organismene dør, samler skallene seg opp på havbunnen og over tid blir skall og sediment komprimert til kalkstein. 80% av karbonet lagret via den langsomme syklusen lagres på denne måten. De resterende 20% er karbon fra organisk biomasse som ligger lagret i mudderet. I løpet av millioner av år blir denne massen mer og mer komprimert av varme og trykk og om biomassen brytes ned samtidig som den bygger seg opp får man bergarter som skifer. Hvis biomassen bygger seg opp raskere enn den kan brytes ned, får man en annen effekt. Da vil varmen og trykket omdanne biomassen til kull, olje eller naturgass i stedet for bergarter [4]. Hvis mennesker ikke «graver» karbonet opp, blir karbon som er lagret i grunnen på en av disse måtene sakte tilbakeført til atmosfæren via vulkaner, som skyldes at jordens tektoniske plater kolliderer med hverandre. Den ene platen blir presset ned under den andre, og tar med seg steinmassen den inneholder. Denne steinmassen blir da smeltet under det enorme trykket og reagerer med silika-mineraler, noe som fører til at karbonet frigjøres som CO₂, og denne gassen frigjøres via vulkaner. Vulkaner slipper ut mellom 130 og 380 millioner tonn karbon i året [4].

Den korte CO₂ syklusen relaterer seg til livslengden til organismen. Planter og mikroorganismer som planteplankton tar opp karbon fra atmosfæren ved å absorbere det i cellene via fotosyntese og produserer karbohydrat. Karbonet kan deretter blir utnyttet på 4 ulike måter: For det første kan planter bryte ned karbohydratet for å få energi til å vokse.

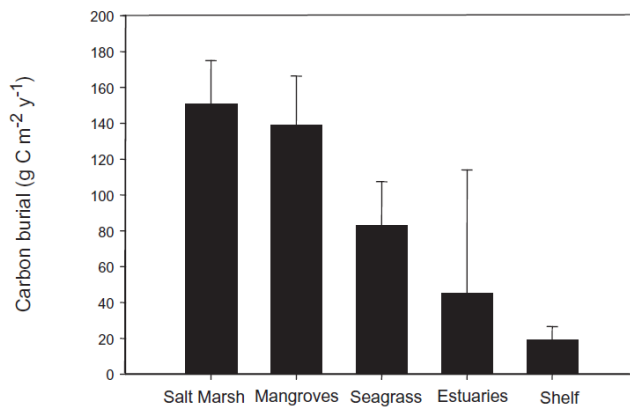
Plantene eller planteplanktonet kan også bli spist av en annen organisme som bryter biomassen ned til energi. En tredje mulighet er at plantene eller planktonet kan dø og råtne, og mikrober bryter biomassen ned. En siste mulighet er at ild tilbakefører karbonet til atmosfæren. Uansett hva som skjer, så ender karbonet til slutt tilbake i atmosfæren [4].

Biologiske prosesser som påvirker karbonsyklusen deles i to. Den ene er fotosyntese som binder opp uorganisk karbon og mineraler, ved planteplankton og makroalger til organisk biomasse. Den andre prosessen er at visse organismer danner skall av kalsiumkarbonat (CaCO_3) som forbruker CO_3^{2-} . Rundt halvparten av karbonet som blir fiksert av planteplankton blir respirert av algene, mens den andre halvparten blir integrert i organismen og utgjør primærproduksjonen. Primærproduksjonen er igjen avhengig av visse faktorer, som tilgangen på lys og på næringssalter som fosfat, nitrat og silika. I tillegg kommer mikro-næringssalter som for eksempel jern. Mengden marine vegetasjonen er en faktor som regulerer hvor mye karbon som begravnes i sedimentet. Den marine vegetasjonen omfatter blant annet mangrove skoger, saltsletter, elveleier, kontinentalsokkelen og havbunn dekket av sjøgress (Tabell 3).

Tabell 3: Tabellen viser hvor mye karbon som er bundet opp av marin vegetasjon. Den viser hvor store arealer av havbunnen som dekkes av ulike marine vegetasjoner, hvor mye karbon som begravnes (i gram karbon per kvadratmeter hver år) og den totale mengden karbon begravet per år (i teragram, 10^{12} gram) eller millioner tonn. Fra [31].

Komponenter		Arealer 10^{12}m^2	$\text{g C m}^{-2} \text{y}^{-1}$	Tg y^{-1}
Habitater med marin vegetasjon	Mangrove skoger	0.2	139	23.6
	Saltmarker	0.4	151	60.4
	Sjø gress	0.3	83	27.4
Totale områder med maritim vegetasjon				111.4
Karbon begravelses områder	Elvedeltaer	1.8	45	81
	Kontinentalsokkelen	26.6	17	45.2
Total karbonbegravelse i kystområder				237.6
Karbonbegravelse i dyphavet				243.6

Sjøvegetasjon eksporterer store mengder karbon til omliggende økosystemer, men store mengder begraves også i sedimentet. Konsentrasjonen av karbon er mellom 2 og 10 ganger høyere i sedimentet i begroede områder enn i områder uten begroing. Og dette karbonet kan bevares begravet i lang tid, opptil flere tusen år. Dette kommer av at marin vegetasjon er dominert av organismer som lever lenge, som mangrove skoger. Dermed kan marin vegetasjon binde opp store mengder karbon selv om marin vegetasjon kun utgjør 10% av biomassen i havet [31].



Figur 6: Mengde karbon som årlig lagres per m² i ulike typer sjøvegetasjon som mangrove skoger, saltmarker, sjø gress, elveløp og i kontinentalsokkelen. Fra [31].

Det området med størst lagring av karbon er saltmarker, deretter kommer mangrove skoger og sjøgress. Kontinentalsokkelen (shelf) er området med minst karbonlagring (Figur 6).

Fotosyntese fikserer rundt 40% av CO₂ i atmosfæren hvert år [32] og er derfor en meget viktig mekanisme for å binde opp CO₂. Alger er fotoautotrofe mikroorganismer som tar opp CO₂ fra vannet og produserer sukkerforbindelser på sitt mest basale nivå. De utgjør også byggesteinen for så å si alt liv i havet. Nesten alle organismer er avhengige av dem for å overleve, fra krill helt opp til mennesker ettersom så å si all sjømat vi spiser er avhengig av alger.

Mikroalger bidrar også i høy grad til karbonsyklus. De utgjør kun 1% av global plantebiomasse, men står for 50% av produksjon. Hovedperioden for produksjon er, i alle områder, om våren. I de mest produktive områdene er det kiselalgene som dominerer [33].

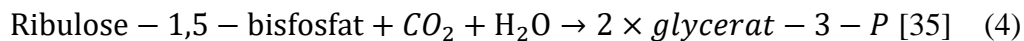
Arter av dinoflagelater blomstrer også på bestemte tider på året. I arktisk området av Barentshavet er den å finne fra mars til juni, med størst konsentrasjon i april. En art av dinoflagelater har topp blomstring omtrent samtidig, i sen mai og tidlig juni, samtidig på ulike stasjoner plassert i ulike deler av verden, disse stasjonene er plassert i Nordsjøen, det vestlige Middelhavet, St Lawrence gulfen, Maine gulfen og utenfor Nord-Norge [34].

Skelelonema contatum er et eksempel på en alge som blomstrer opp flere ganger i året.

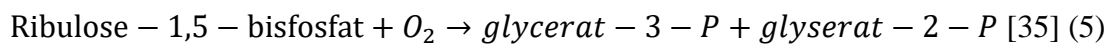
Algeblomstring er som regel forårsaket av inokulerer bestående av sporer på bunnen og som regel ikke av overvintrende levende celler, trolig reguleres dette av en biologisk klokke. I arktisk strøk starter som regel algeblomstringen i vannmasser som har svært lav konsentrasjon av planteplankton fra før. Det skjer også som regel i dypt og kaldt vann. Det ser også ut til at det ikke kreves mye bunnsediment for å inokulere en svært tett populasjon på svært kort tid [34]. Dinoflagelater ser ut til å benytte et annet system enn sporer. Her er det cyster på bunnen som inokulerer tette bestander [34].

Det er en frykt for at oppvarming som følge av klimaendringer kan redusere jordas karbonlager ved at plante-respirasjonen øker. Studier tyder også på at oppvarming i havet kan ha en effekt på CO₂ konsentrasjonen i atmosfæren. En oppvarming på 1 grad celsius i havet kan gi en økning i CO₂ konsentrasjon på opptil 10 ppm [24].

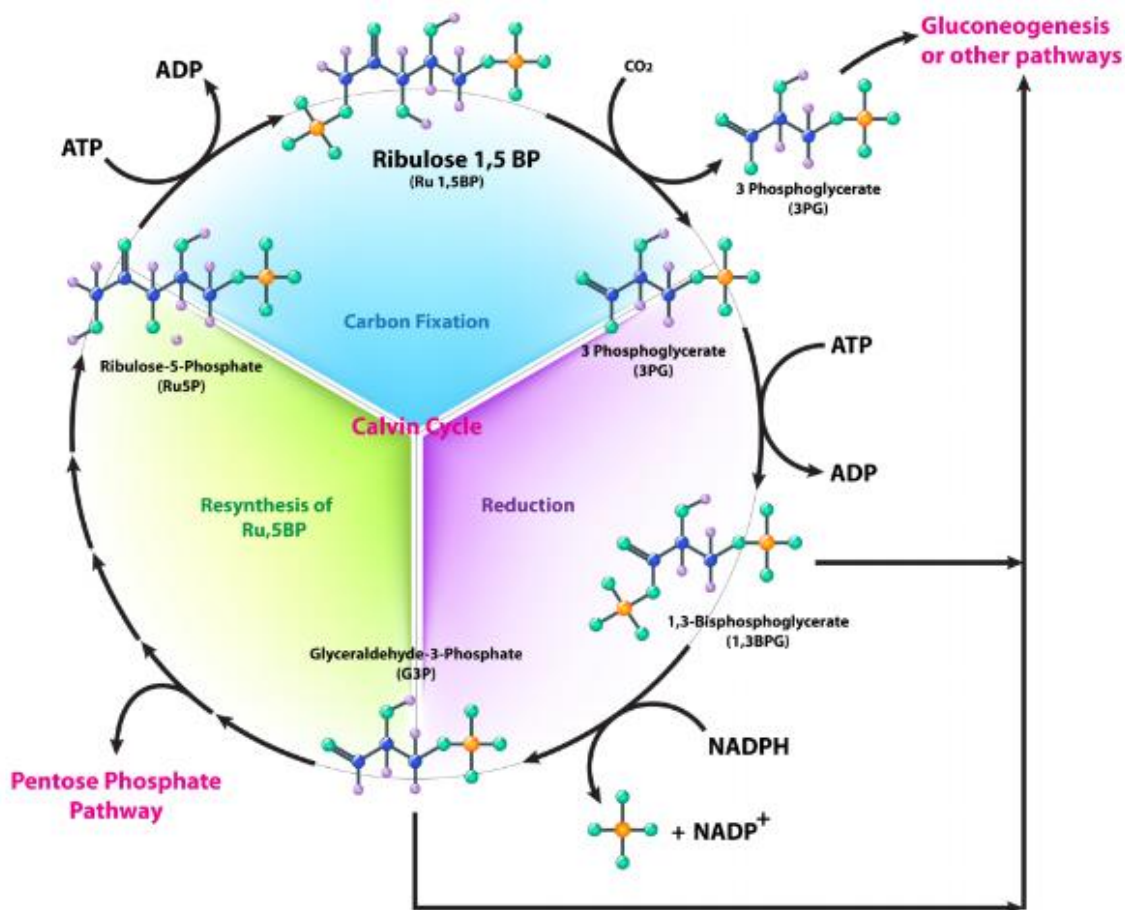
De fleste alger benytter C3 systemet til å ta opp CO₂ fra vannet, men et lite antall algearter kan ta opp uorganisk karbon fra andre kilder. Opptak av CO₂ skjer via enzymet RUBISCO sammen med Calvin syklusen [35] (Figur 7):



Men det er også en annen reaksjon som kan skje fordi RUBISCO har høy affinitet for oksygen, sekvensen som skjer hvis oksygen bindes er:



Dette kalles fotorespirasjon og senker effektiviteten til fotosyntese sterkt fordi glyserat-2-P må prosesseres om, noe som krever energi.



Figur 7: Calvin syklusen [36]. Denne prosessen sammen med RUBISCO omgjør CO₂ til sukker. Det skjer ved at Ribulose-1,5-bisfosfat blir dannet ved hjelp ribulose-5-fosfat som reagerer med RUBISCO og CO₂. Fra Ribulose-1,5-bisfosfat kan fosforglyserat spaltes fra og går inn i glukoneogenesen og omdannes til glukose. Via flere trinn blir så det resterende fosforglyseratet omdannet tilbake til ribulose-5-fosfat og syklusen begynner forfra. Denne regenereringsprosessen krever litt energi fra energibæreren ATP og NADPH.

Forskjellige algetyper kan benytte ulike metoder kalt CCM (carbon concentration mechanism) for å fikse CO₂ ut fra sjøvannet. Eksempler er C₃ mekanismen som allerede er nevnt, C₄ fiksering, CAM fiksering, som alle benytter RUBISCO til fiksering av CO₂, og fiksering av CO₂ før RUBISCO [35]. Disse ulike fikseringsstrategiene (CCM) utviklet seg trolig som en reaksjon på økte nivåer av oksygen i luften. Nivåene av oksygen i luften har variert flere ganger igjennom jordens historie [35]. Trolig utviklet mekanismen seg først i en cyanobakterie, men senere har disse genetiske trekkene blitt spredd til andre arter.

Disse ulike fikseringsstrategiene er også et resultat av spesifisiteten til enzymet RUBISCO, det har mulighet til å virke både som en oksygenase og en carboksylyase. Dette innebærer en

konkurransen mellom O_2 og CO_2 når det kommer til reaksjonen med RuBP (Ribulose – 1,5 – bisfosfat).

Som nevnt har oksygen nivåene i luften variert opp igjennom tiden. Hvis oksygen bindes, vil en alge som benytter C3 miste halvparten av karbonet som er tilgjengelig for Calvin syklusen og effektiviteten i utnyttelsen av solenergien blir sterkt redusert. Disse to konkurrerende reaksjonene kan beskrives ved katalytiske egenskapene til RUBISCO:

$$\frac{V_c \times K_o}{V_o \times K_c} = r \quad (6)$$

r er den relative raten mellom de to reaksjonene med en gitt gasskonsentrasjon av CO_2 og O_2 . V_c og V_o er maksimale hastigheten til de to reaksjonene. K_c og K_o er Michaelis konstanten for CO_2 og O_2 , henholdsvis [37].

Spesifisiteten til RUBISCO har økt opp igjennom årene til en høyere spesifisitet mot CO_2 , trolig som en evolusjonær tilpasning for utviklingen mot en verden med lav CO_2 konsentrasjon og høy O_2 , til forskjell fra det motsatte som eksisterte i tidligere tider [35].

Klorofyll a er den typen klorofyll som det er mest av i alger. Klorofyll er et pigment som er nødvendig for å utføre fotosyntese, det medierer transformasjon av omgjøre lysenergi til kjemisk energi i kloroplastene [38].

Det har vært gjort forsøk på å redusere CO_2 utslipp i atmosfæren ved å lagre CO_2 direkte i havet. En mulighet som har blitt diskutert for å lagre CO_2 er å frakte CO_2 direkte ut i havet enten ved rørledning eller tanker og slippe det direkte ut på havbunnen.

En annen mulighet som har blitt skissert er å injisere CO_2 ned til rundt 4000 meters dybde. På dette dypet vil trykket holde CO_2 flytende og det vil danne seg en innsjø med flytende CO_2 på havbunnen. Det har også vært diskuterte å dumpe CO_2 som tørris eller som en CO_2 /sjøvann løsning på 500-1000 meters dybde [30].

I tillegg til disse fysiske metodene for CCS (carbon capture and storage), har man utforsket biologiske metoder for CCU (carbon capture and utilization). Et eksempel på er å benytte alger

til å absorbere CO₂ i industriell dyrkning, alger som siden kan benyttes til andre ting, for eksempel fiskefor.

På grunn av dette er det viktig å kunne forstå karbonsyklusen i sjøvann.

Problemstilling

Med mye fokus på klimasaken er tungindustri et sentralt tema. Et eksempel er Finnfjord smelteverk som slipper ut 300,000 tonn CO₂ i året. Oppgaven er sentrert rundt problemstillinger relatert til utslipp av industriell fabrikkøyk (her fra Finnfjord smelteverk), til atmosfæren og om dette påvirker CO₂ syklus i nærliggende havmasser.

Materiale og metoder

Datagrunnlaget som oppgaven baserer seg på er prøver tatt utenfor Finnfjord smelteverk og utenfor Troms og Finnmark med forskningsskipet Johan Ruud.

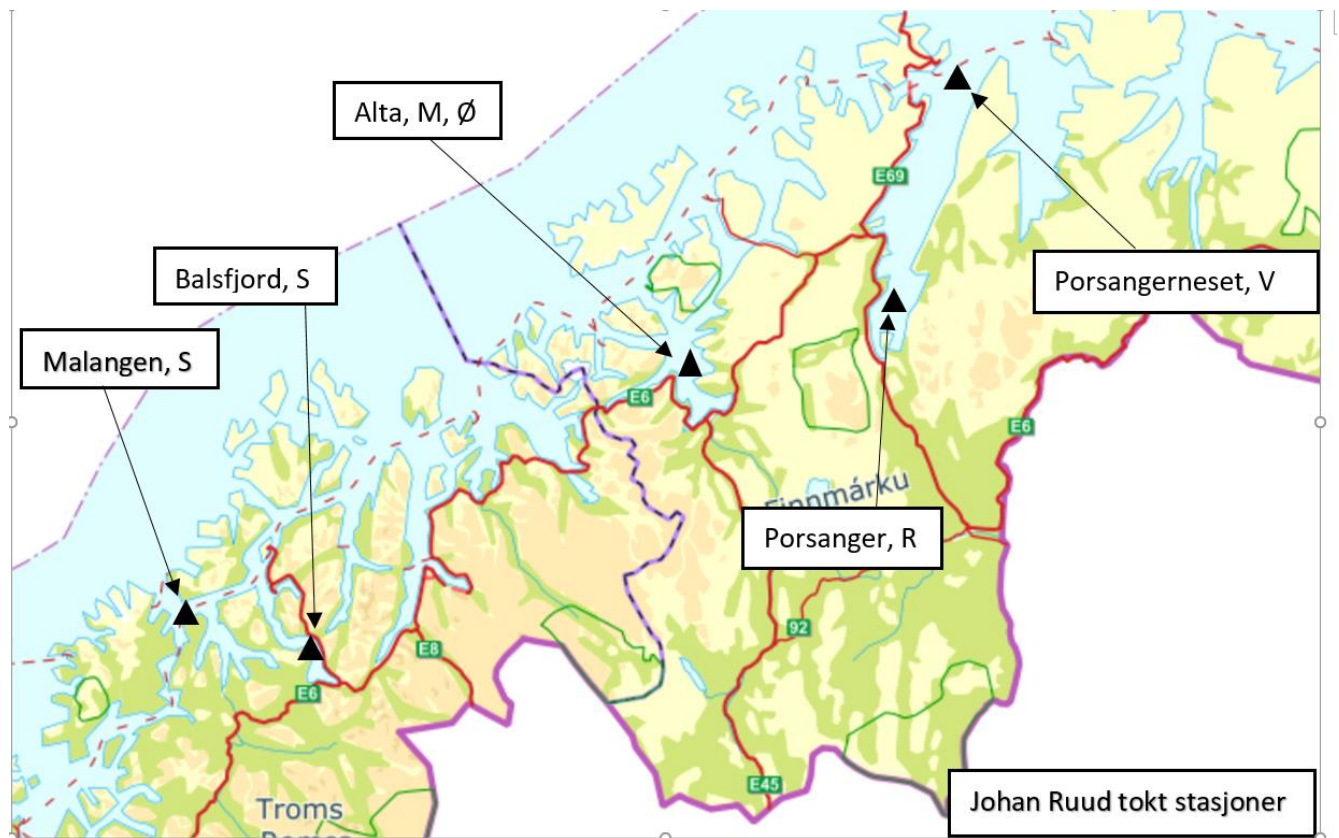
Prøvetaking

Prøver fra Finnfjord ble tatt på tre stasjoner, stasjon ST7, ST22 og ST10 utenfor Finnfjord smelteverk: 10-11 oktober 2018 og 11-12 desember 2018. Prøvene ble tatt fra en Polarcirkel prøvetaknings båt utrustet med vinsj (Figur 8), og se Tabell 4 for prøver tatt og stasjons koordinater.



Figur 8: Prøvetakningsstasjonene utenfor Finnfjord (bildet er laget fra kartverkets [39] kart og plassert inn med skjerm dump(<https://www.norgeskart.no>, zoom 11)). Nøyaktige GPS koordinater finnes i tabell 4.

Innsamlings av prøver (med R/V Johan Ruud) fra havet utenfor Troms og Finnmark ble foretatt 14-16 november 2017, 26-28 august 2018 og 16-18 oktober 2018 (Figur 9, Tabell 4)



Figur 9: Prøvetaknings stasjoner utenfor Troms og Finnmark (bildet er laget fra kart fra kartverket [39] og plassert inn med skjerm dump(<https://www.norgeskart.no>, zoom 5)).

Nøyaktige GPS koordinater finnes i tabell 4.

Ved Finnfjord ble det benyttet en Niskin 2 liters vann henter til å ta vann prøver på ulike dyp, en AML oceanographic base x2 CTD sensor sammen med en Franatech Dissolved CO₂ sensor. På tokt med R/V Johan Ruud ble det benyttet en Niskin 5 liters vannhenter, en Seabird 911 CTD og en Franatech Dissolved CO₂ sensor.

CTD data fra ST10 ved 10-11.10.18 mangler på grunn av uhell med CTD sensor.

Tabell 4: Tabellen viser datoene hver prøve ble tatt på og hvilken prøver som ble tatt på hver innsamling og tokt.

Feltinnsamling utenfor Finnfjord							
Sted	Stasjons koordinater	Dybder(meter)	Innsamlings tidspunkter	Vann henter (pH, temperatur)	CTD (temperatur, saltholdighet, tetthet)	Målt (CO ₂ i luft og i vann)	Innsamlet (Chl <i>a</i>)
ST7	69°13.30.6N 18°4.56.4E	0 5 10 20	12.12.2018	+	+	+	+
			10.10.2018	+	+	+	+
ST22	69°13.34.6N 18°3.25.4E	0 5 10 20 50 60	12.12.2018	+	+	+	+
			11.10.2018	+	+	+	+
ST10	69°13.38.2N 18°01.10.1E	0 5 10 20 50	13.12.2018	+	+	+	+
			11.10.2018	+	+	+	+

Tokt med Johan Ruud							
Sted	Stasjons koordinater	Dybder(meter)	Innsamlings tidspunkter	Vann henter (pH, temperatur)	CTD (temperatur, saltholdighet, tetthet)	Målt (CO ₂ i luft og i vann)	Innsamlet (Chl <i>a</i>)
Porsangerneset vest:	70°52.379N 26°00.811E	0 5 10 20 50	26.06.18	+	+	+	+
			16.10.18	+	+	+	+
			14.11.17	+	-	(ikke målt)	-
Porsanger, Roddenesjøen:	70°12.097N 25°16.036E	0 5 10 20 50	26.06.18	+	+	+	+
			16.10.18	+	+	+	+
			14.11.17	+	-	(ikke målt)	-
Alta, Midtre Øst:	70°06.600N 23°08.6E	0 5 10 20 50	27.06.18	+	+	+	+
			17.10.18	+	+	+	+
			15.11.17	+	-	(ikke målt)	-
Malangen, Spildernes:	69°29.281N 18°12.691E	0 5 10 20 50	28.06.18	+	+	+	+
			18.10.18	+	+	+	+
			16.11.17	+	-	(ikke målt)	-
Balsfjord, Stornes:	69°27.800N 18°57.080E	0 5 10 20 50	29.06.18	+	+	+	+
			18.10.18	+	+	+	+
			16.11.17	+	-	(ikke målt)	-

På hver stasjon ble det tatt tre prøver fra hvert dyp, fra samme flaske. Prøvene var dermed ikke uavhengige og er pseudoreplikater, men bidrar likevel til en økt nøyaktighet. Gjennomsnittet av resultatene ble benyttet i analysene.

Disse toktene har jeg selv vært med på. I tillegg er det i denne mastergradsoppgaven inkludert data fra flere andre tokt. Disse dataene har jeg fått fra PhD-student Nerea J. Aalto.

Prøvene ble tatt på 0, 5, 10, 20 og 50 meter dyp, i tillegg til 10 meter over bunnen. Bunnprøvene er av plasshensyn ikke tatt med i figurene (se resultatkapittel), men rådata er laget i Google Drive. For å få tilgang til dem, kan man sende e-mail til frode.oyen@hotmail.com.

Målte parametere



Figur 10: CTD rigg (bildet er tatt selv)

CTD (Conductivity, Temperature, Depth) beregner også fortløpende vannets tetthet.

Et kombinert bærbart pH-meter og termometer av typen Multi 3630 IDS ble brukt til å måle pH (før og etter syre tilsetning) og temperatur i vannprøvene umiddelbart etter at de var hentet opp.

Beregninger

Utrekning av CO_2 konsentrasjon i havet består av flere trinn. Det første steget er å finne ut total alkalinitet i vannet. Dette starter allerede ved prøvetaking. Rett etter at prøve er tatt, måles pH, deretter tilsettes 25ml 0.01 normal HCL til 100 ml sjøvannsprøve, deretter måles pH på nytt. Den pH verdien man får etter syre tilsettes, brukes så til å regne ut alkalinitet.

Først må man finne a_H verdien. Dette gjøres ved å sammenligne brøken av pH med tabell 5 i «A practical handbook of seawater analysis» [40] som gir N verdien. Deretter benyttes formelen:

$$a_H = N \times 10^{-pH \text{ verdi}} \quad (7)$$

Deretter sammenlignes pH og saltinnhold i vannet med tabell 6 i samme bok for å finne f-verdien. I denne oppgaven er saltinnholdet i havet standardisert til 33‰.

Deretter benyttes formelen:

$$\text{Total alkalinitet} = 2.5 - \left(1250 \times \left(\frac{a_H}{f} \right) \right) \quad (8)$$

Når man har regnet ut total alkalinitet, er neste steg å finne karbonat-alkaliteten. Dette gjøres ved å relatere pH, saltholdighet og temperatur opp mot tabell 8 i samme bok (her benyttes temperatur og pH fra før syretilsetning). Tallet man får da multipliseres med 10^{-2} og man har verdien A (med enheten milliequivalents/L).

Deretter benyttes formelen:

$$\text{Karbonat alkalinitet} = (\text{total alkinitet} - A) \quad (9)$$

Neste steg er å finne F_T verdien, denne finner man i tabell 9 i samme bok, igjen sammenligner pH og temperatur før syretilsetning og ved saltholdighet 33‰.

Så benyttes formelen:

$$\text{Totalt } CO_2 \text{ innhold} = \text{karbonat alkalinitet} \times F_T \quad (10)$$

Det tallet man får, er antall millimol CO_2 per liter i vannet.

I disse beregningene tas det ikke høyde for fugasitet [41], som påvirker opptaket av gass i forhold til trykk.

For å omgjøre konsentrasjonen målt i 100 milliliter sjøvann til ppmw (parts per million vekt), benyttes en formel [42]:

$$\left(\frac{\text{millimolCO}_2 \times 44.01}{1000}\right) \div 100 = \text{ppmw} \quad (11)$$

44.01 gram per mol er CO₂ molekylvekt

For å videre omgjøre dette til ppmv (parts per million volum) benyttes en ny formel [43]:

$$\text{ppmw} = \left(\frac{(\text{ppmv}) \times 44.01}{0.08205 \times 273.15 \times 1000}\right) \quad (12)$$

Ppmw uttrykkes som massen av partikler i en enheten mg/l [44].

Ppmv uttrykkes som volumet av partikler i en enheten µl/l [44].

CO₂ måling i luft ble utført med en CO₂ sensor av typen Franatech Dissolved CO₂ sensor etter 30 minutter stabilisering i luft før måling i luft starter. For CO₂ måling i vann ble sensoren først stabilisert i 30 minutter i vannet før prøvetakingene ble utført i 0.5 meter og 5 meter dyp. Tallene som er vist i resultatene er gjennomsnittet av rundt 10 minutter med målinger fra sensoren i luft og i vann.

Siden klorofyll *a* er å finne i alger, er måling av klorofyll *a* en teknikk som kan brukes til å måle alge biomasse i en vannprøve [45]. Teknikken som ble benyttet her er fra Strickland og Parsons [40].

Klorofyll *a* prøvene ble målt med et fluorometer av Turner Design serien rett etter at prøvetaking ble utført. Prøver på 5-10 ml sjøvann ble filtret gjennom GF/C glassfiber filter og ekstrahert i minst 4 timer. Den antatte feilmarginen på denne metoden er ± 4% [46, 47].

Beregning av planteplankton-produksjon ut fra klorofyll *a* kan gjøres med formelen [48]:

$$P = P^s (1 - e^{-\alpha I / P_s}) e^{\beta I / P_s} \quad (13)$$

P^s er den maksimale fotosyntetiske raten i fravær av fotoinhibisjon i enheten mg Chl a⁻¹h⁻¹.

α er den fotosyntetiske raten versus lysintensiteten med enheten mg Chl a⁻¹h⁻¹µEm⁻²s⁻¹.

I er lysintensiteten i millimol kvanter m⁻²s⁻¹. I beregningene er det i mangel på sesongmessige kvantemålinger benyttet en I verdi på 100. Dette som tilsvarer til ca 75% av maksimal P^s [34].

β er fotoinhibisjon som i dette tilfellet settes til 0.

Hele beregningen blir da med for eksempel en Chl *a* konsentrasjon på 5 enhet og en (høy) alfa på 0.2.

$$0.00199 = 5 \times (1 - e^{-0.2 \times 0.01/5}) \quad (14)$$

Resultatet man får ut da er i mikrogram per sekund, for å konvertere dette til gram ganges resultatet med 10^{-6} . Dette eksemplet gir en svært høy produksjon, men viser at det er (Chl *a*) som regulerer og varierer.

Slikt resultater bør tolkes forsiktig, men ga gi et bilde av sesongmessige variasjoner og kan gi en fortolkning av potensiale for primærproduksjon til å øke CO₂ fluks fra luft til sjø.

For å beregne produksjonen per dag benyttes formelen:

$$\text{gram} \times 60 \times 60 \times 24 = \text{gram per dag} \quad (15)$$

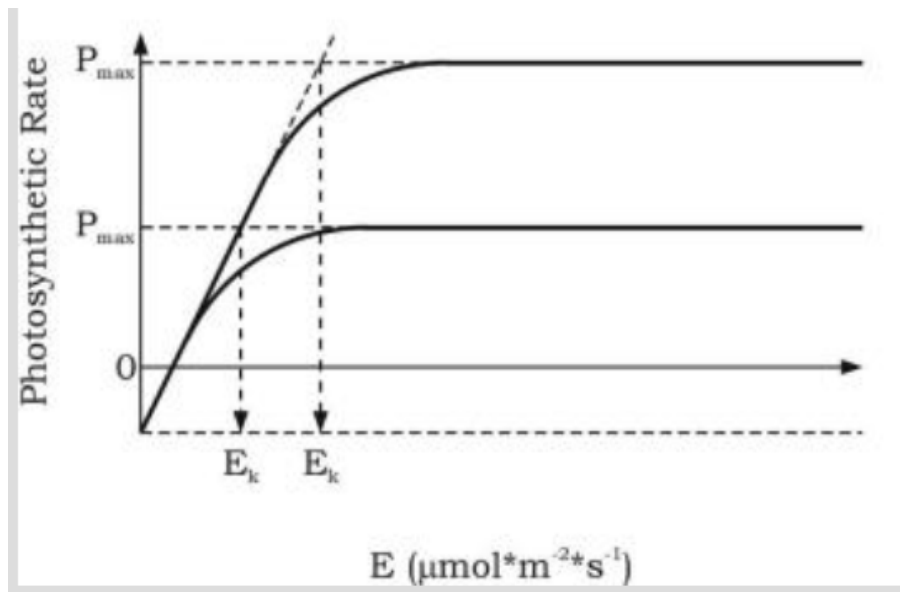
Hvis man vil ha resultatet i gram per år, ganges gram per dag med 365, forutsatt at mørketiden ignoreres.

P vs I kurven (Figur 11) viser hvordan den fotosyntetiske raten varierer med endringer, spesielt økt, stråling. Kurven viser tre områder. Den lys begrensede region. En lys mettet region og en lys inhibert region [49].

I den lys begrensede regionen lyset så svakt at proton absorpsjonen ikke er høy nok til å kunne understøtte den lys avhengige reaksjonen og dermed er fotosyntesen begrenset. I denne tilstanden vil forbruket av oksygen være høyere en produksjonen [49].

Den lysmettete regionen er når lyset blir sterkere og fotosyntesen blir sterkere i en ikke lineær kurve opp til punktet P_{\max} , dette punktet som også kalles E_k er når den lys avhengige reaksjonen produserer mer ATP og NADPH enn kan benyttes for CO₂ fiksering og den fotosyntetiske raten ikke kan stige mer [49].

Hvis lys strålingen stiger utover dette punktet kommer man til den lys inhiberte regionen (fotoinhibisjon) hvor den fotosyntetiske raten begynner å synke, dette kommer av en endring i P_{\max} på grunn av, blant annet, en reduksjon av antall fotosyntetiske enheter [49].



Figur 11: PI kurven [49].

Effektiviteten til en fotosyntetisk reaksjon, og dermed vinkelen på grafen, gis benevnelsen alfa (α) denne beskrives via formelen:

$$\alpha = \sigma_{PSII} \times n \quad (16)$$

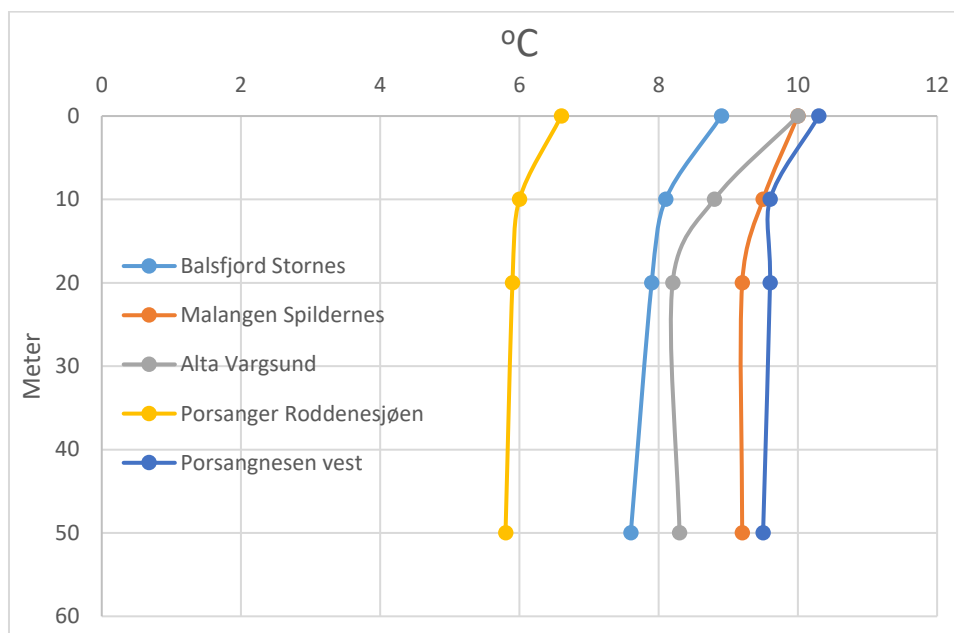
Der σ_{PSII} er det effektive området for proton opptak og n er antall fotosyntetiske enheter [49].

Databehandling

Grafene er laget ved å benytte polynomial kurvetilpasning i Excel 2016

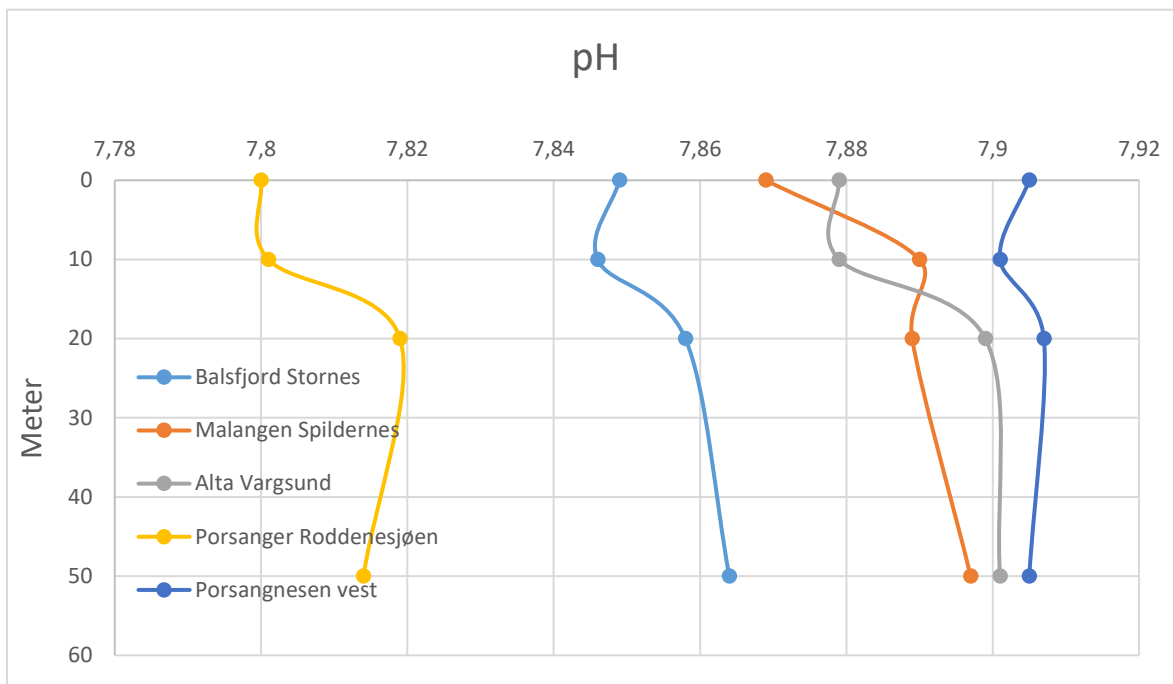
Resultater

Johan Ruud tokt 14-16.11.17



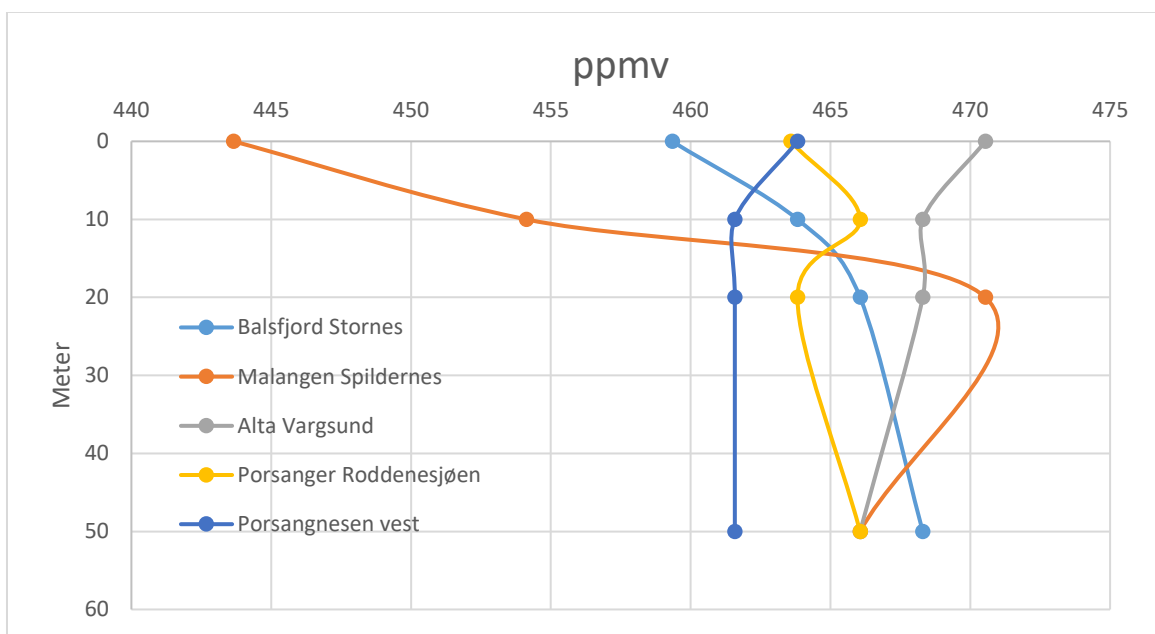
Figur 12: Dybdefordelingen av temperatur ved stasjonene 14-16.11.17 målt sammen med pH registrering.

Temperaturen avtok med økende dyp for alle stasjoner. Det var svakt termoklin ved 10 meter, bortsett fra Alta og Malangen der den var 20 meter. Porsanger Roddenessjøen skiller seg også ut med en lavere temperatur i vannet mens Porsangneset vest hadde høyest temperatur.



Figur 13: Dybde fordelingen for pH ved stasjonene 14-16.11.17 målt sammen med temperatur registrering.

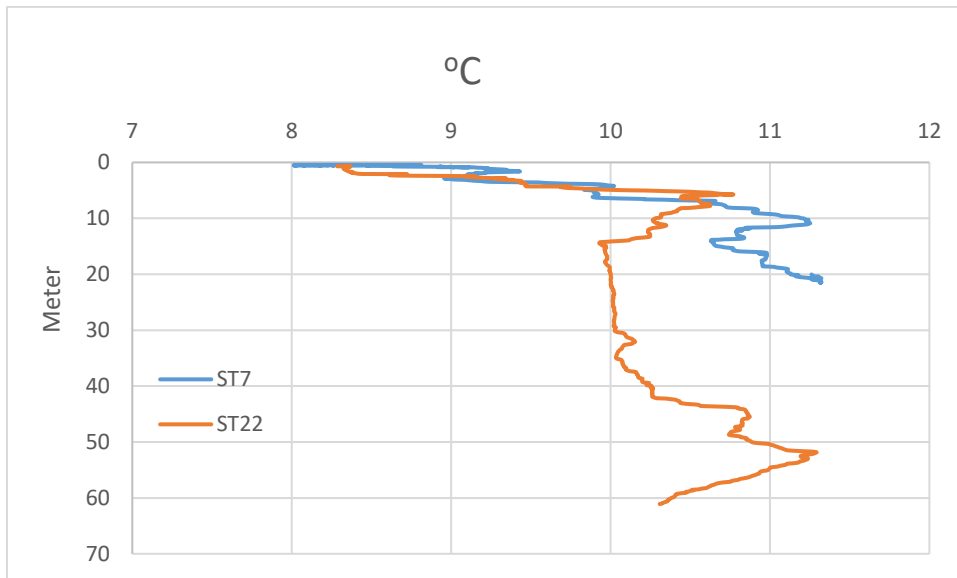
Porsanger Roddenessjøen var forskjellige fra de andre stasjonene ved at pH her var lavere. De andre stasjonene fulgte mer eller mindre samme mønster med at $\text{pH} \geq 7.84$ fra 0 meter til 50 meter. Porsanger Roddenessjøen avviker ved at pH er markant lavere ved 0 meter og nedover.



Figur 14: Dybdefordelingen for utregnet CO_2 konsentrasjon ved stasjonene 14-16.11.17.

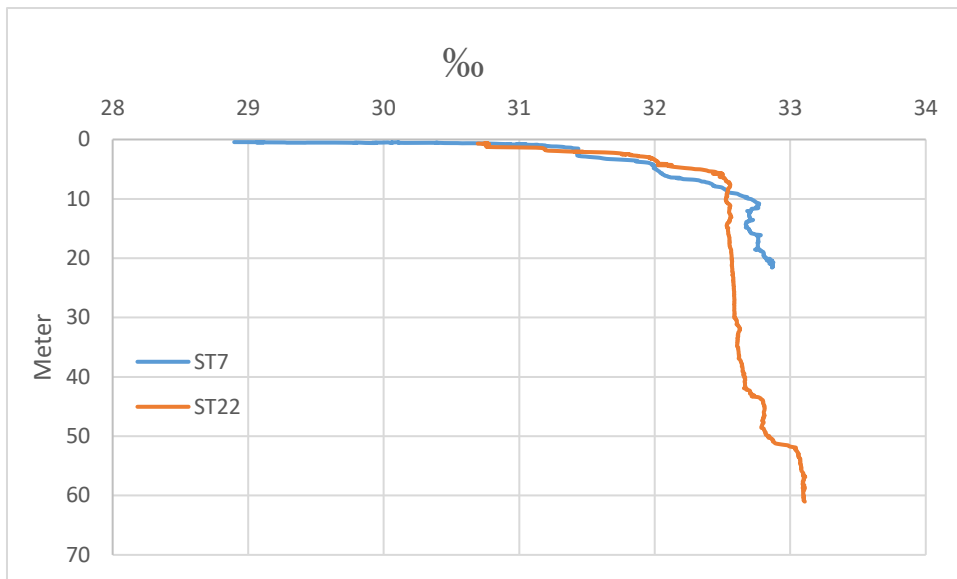
CO₂ konsentrasjonen var relativt stabil i området fra litt under 460 ppmv til litt over 470 ppmv, med unntak av Malangen Spidernes der CO₂ ved havoverflaten var lavere, mellom rundt 443 ppmv og så steg opp til over 470 ppmv ved 20 meter.

Finnfjord verk, felt-innsamling 10-11.10.18



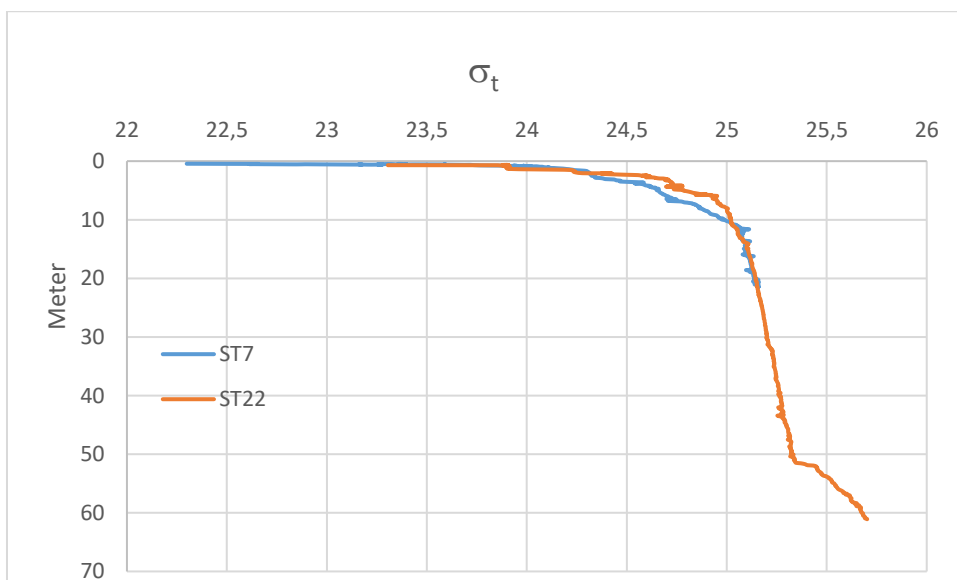
Figur 15: Dybdefordelingen for temperatur målt med CTD ved stasjonene 10-11.10.18.

Målingene fra begge stasjonene viste en svært sterk økning i temperatur mellom 0 og 5 meter. Temperaturen ved ST22 falt så noe ned mot 15 meter. Deretter holdt temperaturen seg mer eller mindre stabil fram mot 35 meter før temperaturen igjen økte for så å falle igjen mot slutten av målingene. Temperaturen ved ST7 steg svært sterkt helt i begynnelsen, falt noe mellom 5 og 10 meter, før temperaturen økte igjen mot slutten av målingene.



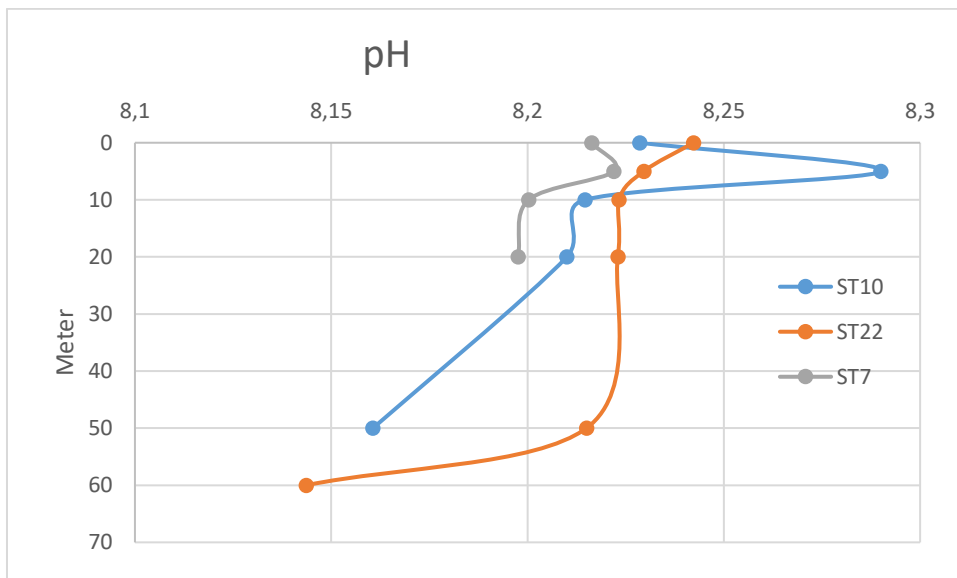
Figur 16: Dybdefordelingen saltholdighets målt med CTD ved stasjonene 10-11.10.18

Både ved ST7 og ST22 viste målingene en sterk økning i saltholdighet de første 10 meterne. ST7 viste en litt høyere saltholdighet enn ST22, selv om ST22 hadde en høyere saltholdighet ved 0 meter. Det var en liten forskjell mellom målingene, men den er ikke stor, begge målingene viste saltholdighet er innen et lite område.



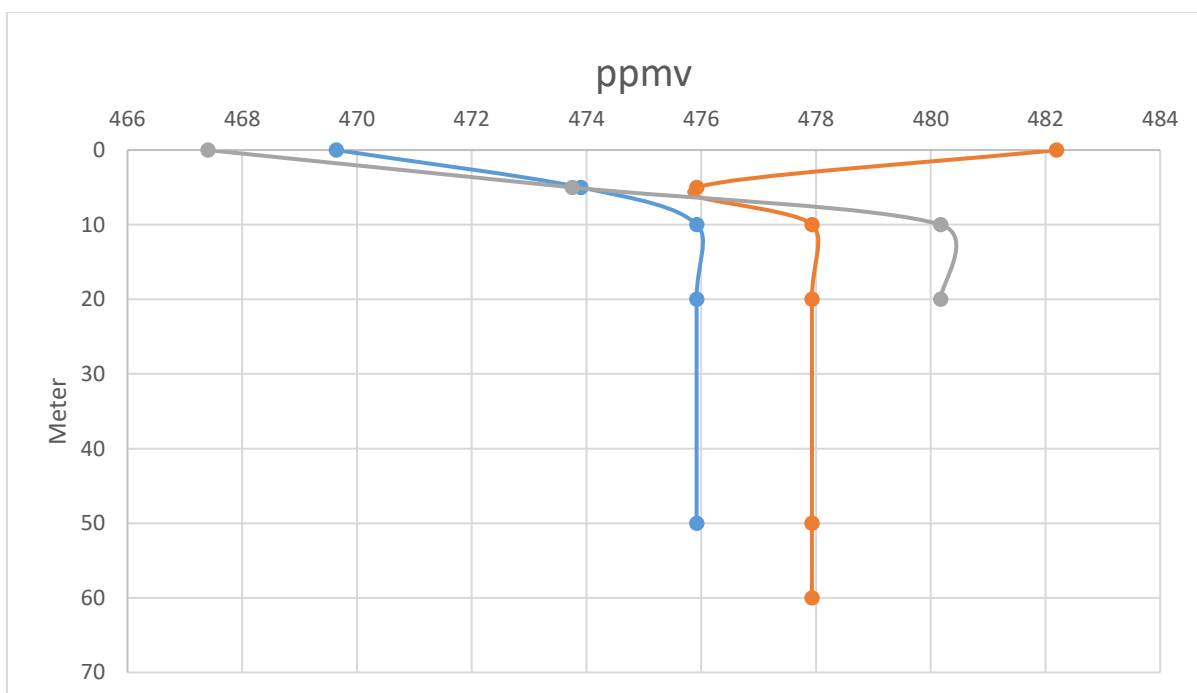
Figur 17: Dybdefordelingen for σ_t målt med CTD ved stasjonene 10-11.10.18

Både ved ST7 og ST22 viste σ_t målingene et mønster ganske likt med saltholdighet-målingene (Figur 16), tettheten faller med dybden.



Figur 18: Dybdefordelingen for pH ved stasjonene 10-11.10.18 målt sammen med temperatur registrering.

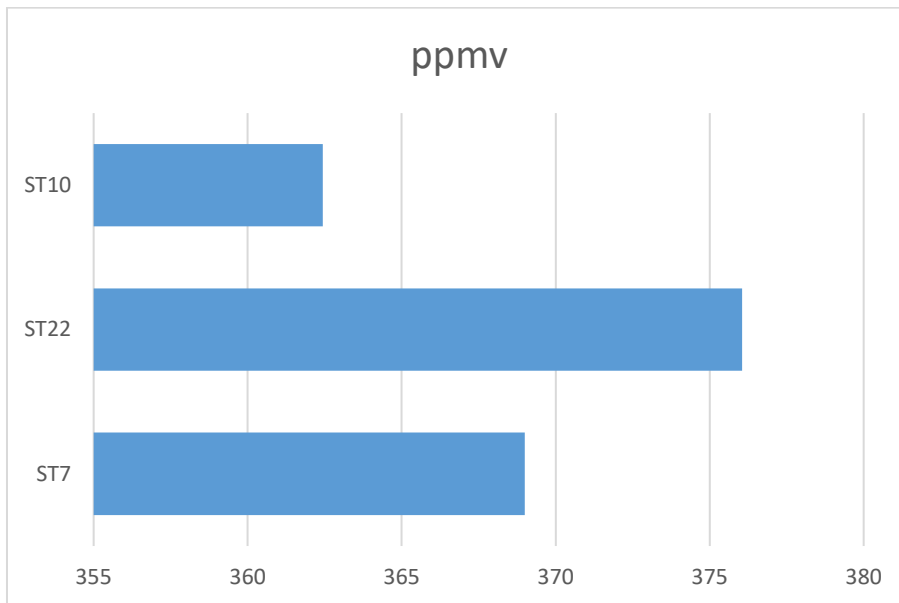
Under 10 meter dyp faller pH ved alle de tre stasjonene, særlig ST22 og ST10.



Figur 19: Dybdefordelingen for beregnet CO₂ konsentrasjon ved stasjonene 10-11.10.18.

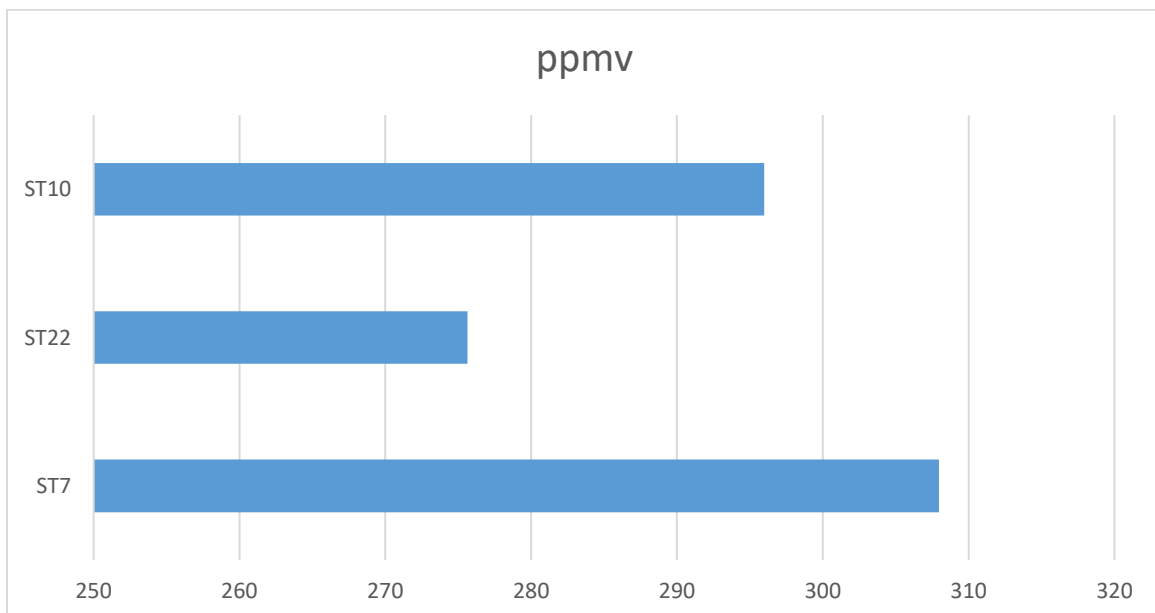
På stasjon ST10 og ST7 var CO₂ konsentrasjonen høyere under 10 meter enn den var fra 0 til 10 meter

Alle målingene hadde knekkpunkter under 10 meter og konsentrasjonen endrer seg ikke etter dette.



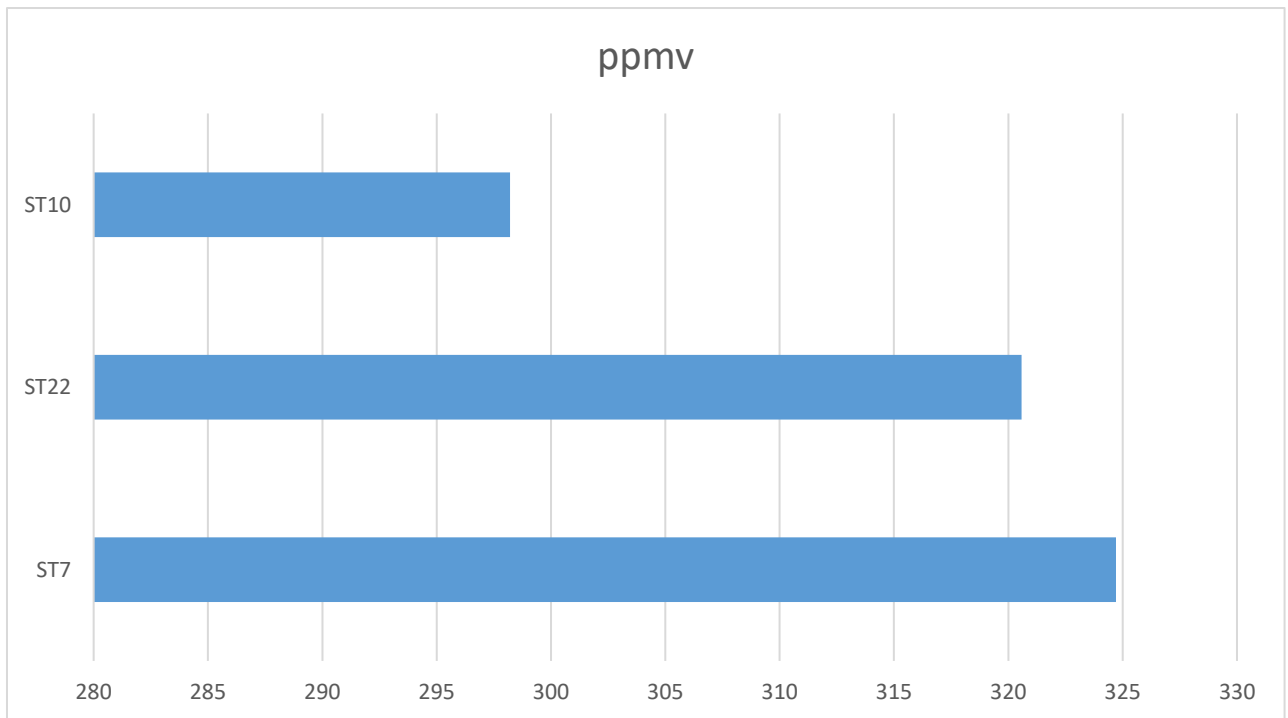
Figur 20: Gjennomsnittet av CO₂ konsentrasjoner målt i luft med sensor 10-11.10.18

ST10 hadde lavest konsentrasjon av CO₂ i luft mens ST22 hadde den høyeste konsentrasjon.



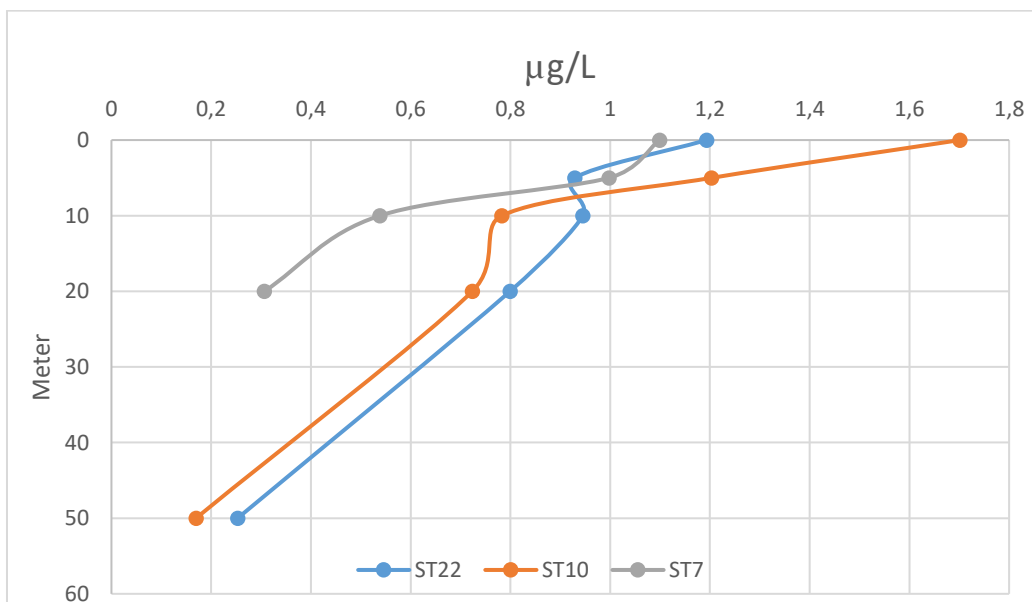
Figur 21: Gjennomsnittet av CO₂ målt i vann på 0.5 meter dyp med sensor 10-11.10.18.

ST22 hadde lavest konsentrasjon av CO₂ i vann på 0.5 meter dyp (275 ppmv). ST10 hadde nest lavest konsentrasjon (295 ppmv). ST7 hadde høyest konsentrasjon (307 ppmv).



Figur 22: Gjennomsnittet av CO₂ målt i vann på 5 meter dyp med sensor 10-11.10.18.

Den høyeste konsentrasjonen av CO₂ målt i vann på 5 meter var ved ST7 (324 ppmv). Deretter kom ST22 (320 ppmv). Den laveste konsentrasjonen var ved ST10 (298 ppmv).



Figur 23: Dybdefordelingen for Chl a konsentrasjon ved stasjonene 10-11.10.18

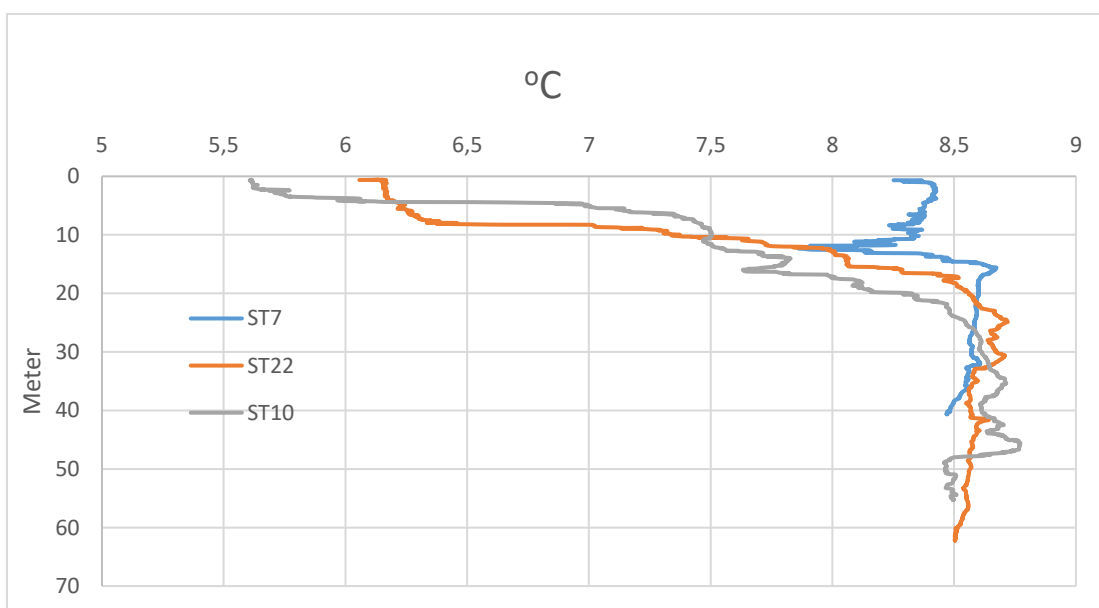
Konsentrasjonen av klorofyll *a* (Chl *a*) avtok sterkt på dypere vann, i alle tilfeller avtok konsentrasjonene sterkt mot 10 meter og fortsetter å avta mot større dybder. ST10 var den stasjonen med høyest nivåer av Chl *a* ved overflaten.

Tabell 5: Tabellen viser fytoplankton produksjonen $\mu\text{gC}/\text{m}^2\text{s}^{-1}$ beregnet ut fra Chl *a* data fra 10-11.10.2018 utenfor Finn fjord. Og den totale produksjonen per dag på hver stasjon

Dybde	ST7	ST10	ST22
0	0,0989	0,701	0,1934
5	0	0,2027	0
10	0	0	0
20	0	0	0
50	0	0	0
Gram /m ² /dag	0.008519	0.039	0.0167

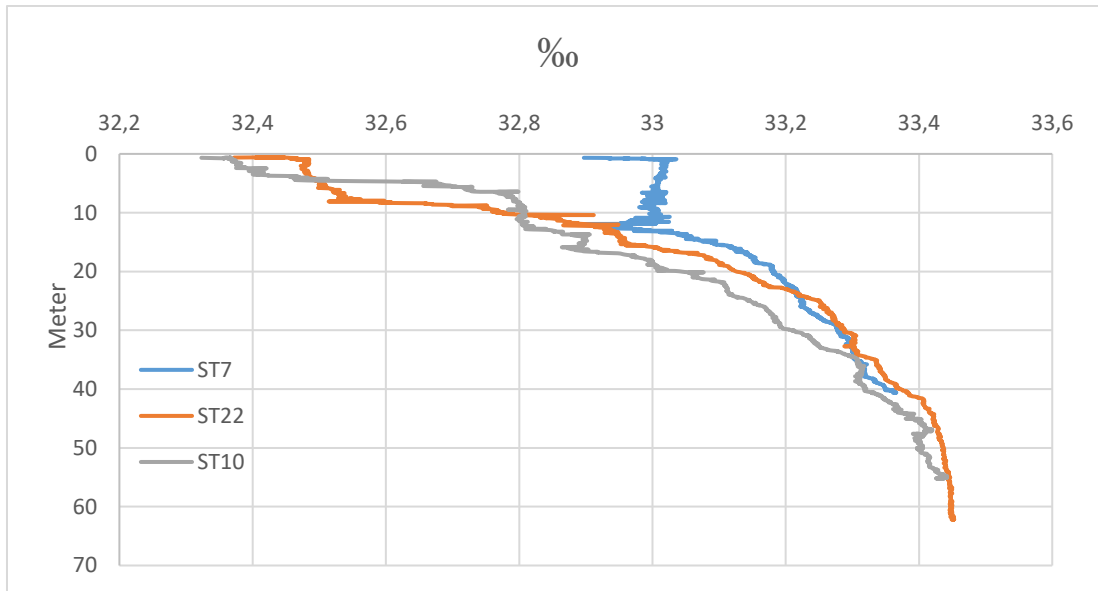
Det var produksjonen av fytoplankton ved overflaten ved alle stasjonene, men det var ingen produksjon fra 5 meter og nedover i vannsøylen, med unntak av ST10. Produksjonen var størst ved overflaten ved stasjon ST10, mens den for ST7 var minst ved overflaten.

Finnfjord verk felt innsamling 12-13.12.18



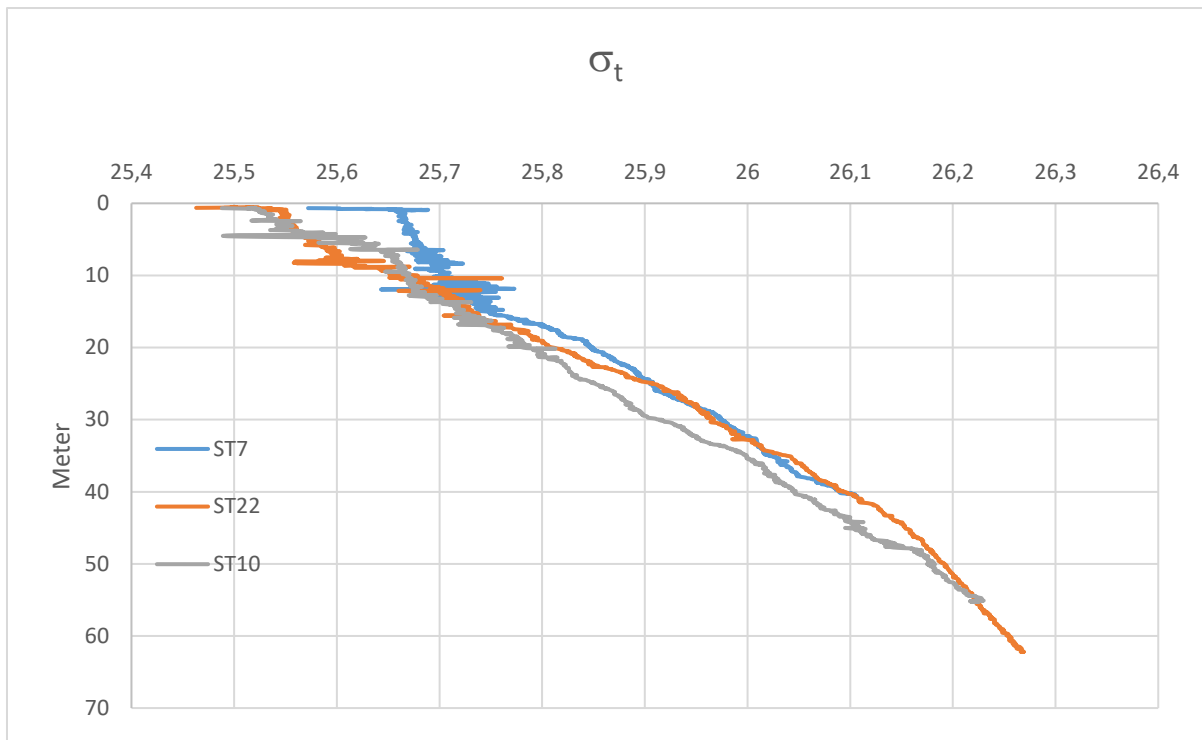
Figur 24: Dybdefordelingen for temperatur målt med CTD ved stasjonene 12-13.12.18

Data fra ST7 viste relativt stabil temperatur med økende dybde, mens for de andre stasjonene var temperaturen mye lavere ved vannoverflaten enn for ST7, men temperaturen økte raskt for disse stasjonene til samme nivå som ST7 etter 20 meter.



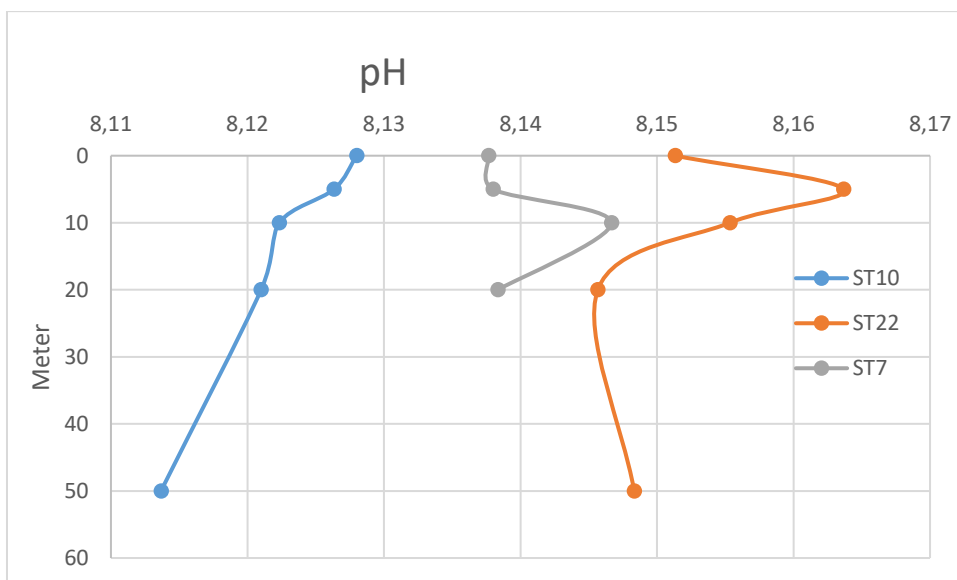
Figur 25: Dybdefordelingen for saltholdighet målt med CTD ved stasjonene 12-13.12.18

Saltholdigheten ved ST7 var høyere ved overflaten enn de andre stasjonene, den avtar så raskt fram til 10 meter og avtar stabilt etter dette. De to andre stasjonene hadde mye lavere saltholdighet ved overflaten, men den avtok stabilt mot dypet.



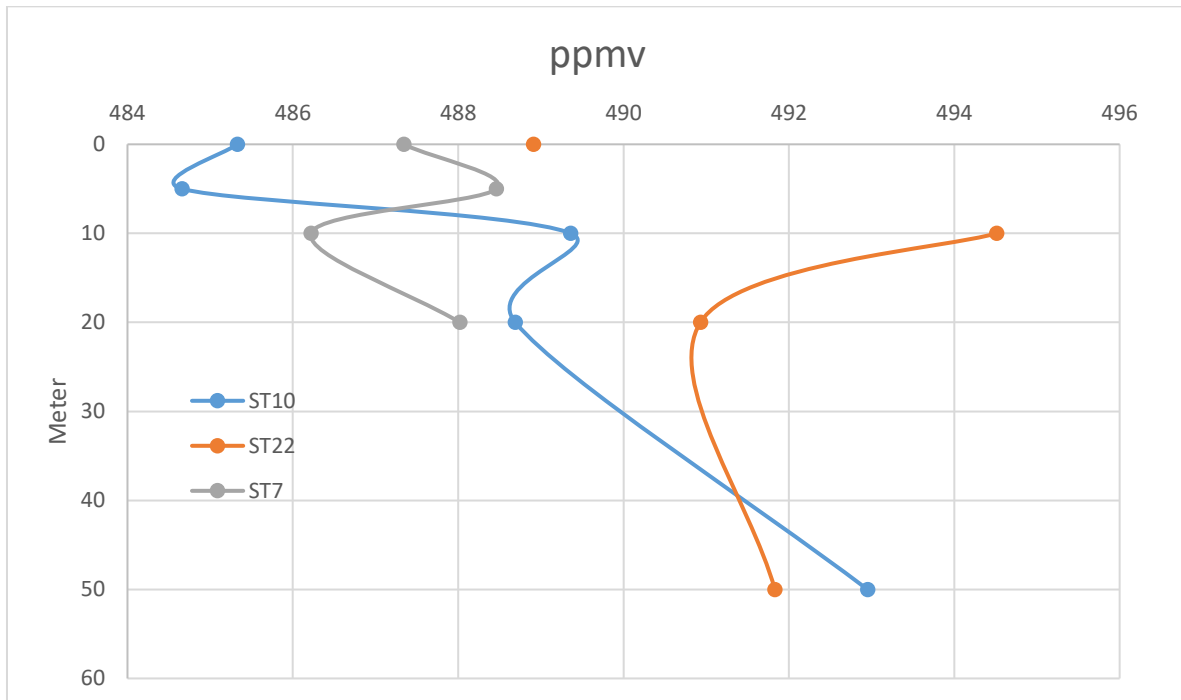
Figur 26: Dybdefordelingen for σ_t målt med CTD ved stasjonene 12-13.12.18.

Alle stasjonene viser et lignende bilde som saltholdighets målingene (Figur 25), men målingene var litt mer ustabile enn de for saltholdighet og varierer sterkt mellom 0 og 18 meter.



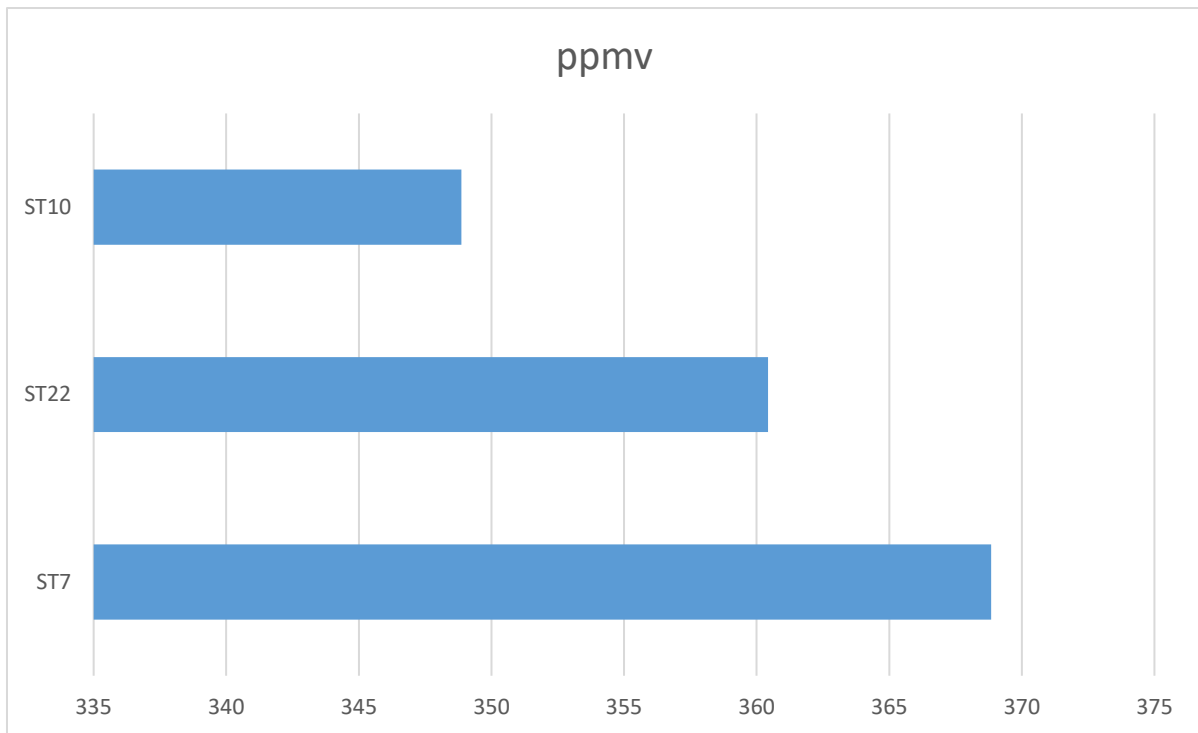
Figur 27: Dybdefordelingen for pH målt ved stasjonene 12-13.12.18 sammen med temperatur registrering.

For alle tre målestasjonene var det en tendens til en svak avtagende pH med økende dybde, men på ST7 er den knapt merkbar og ved ST22 økte pH litt mellom 20 og 50 meter.



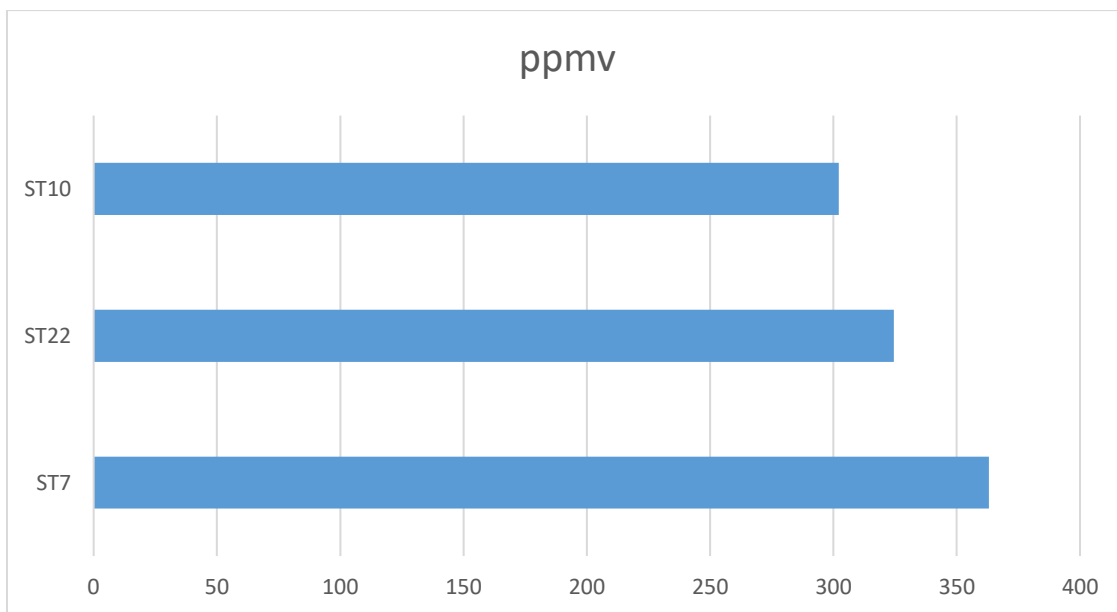
Figur 28: Dybdefordelingen for uttegnet CO₂ konsentrasjonen ved stasjonene 12-13.12.18.

Data for ST22 på 5 meter manglet, men det var en økende CO₂ konsentrasjon ved ST22 mellom 0 meter og 10 meter, en avtakende konsentrasjon mellom 10 og 50 meter og deretter svak økende mellom 20 og 50 meter. ST7 hadde en totalt sett svak økning i CO₂ konsentrasjon mot større dybder. Ved ST10 øker konsentrasjon mot dypet.



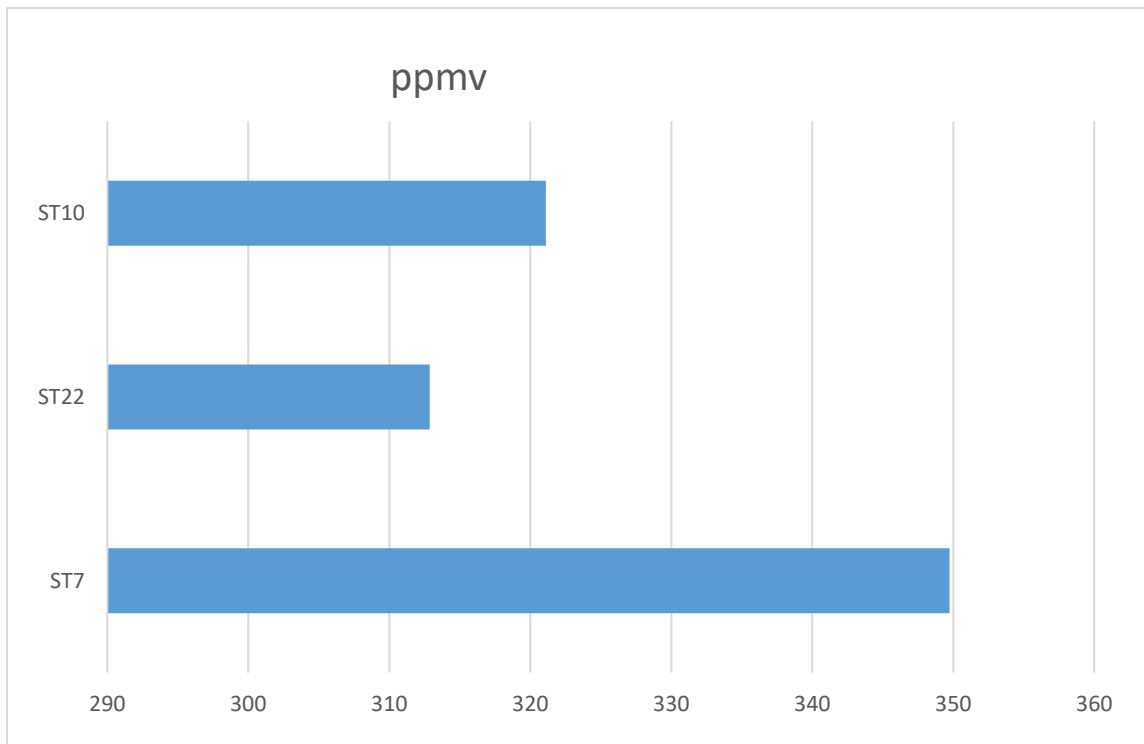
Figur 29: Gjennomsnittet av CO₂ målt i luft med sensor 12-13.12.2018.

ST7 er klart den stasjonen med høyest CO₂ konsentrasjon i luft, fulgt av ST22 og ST10



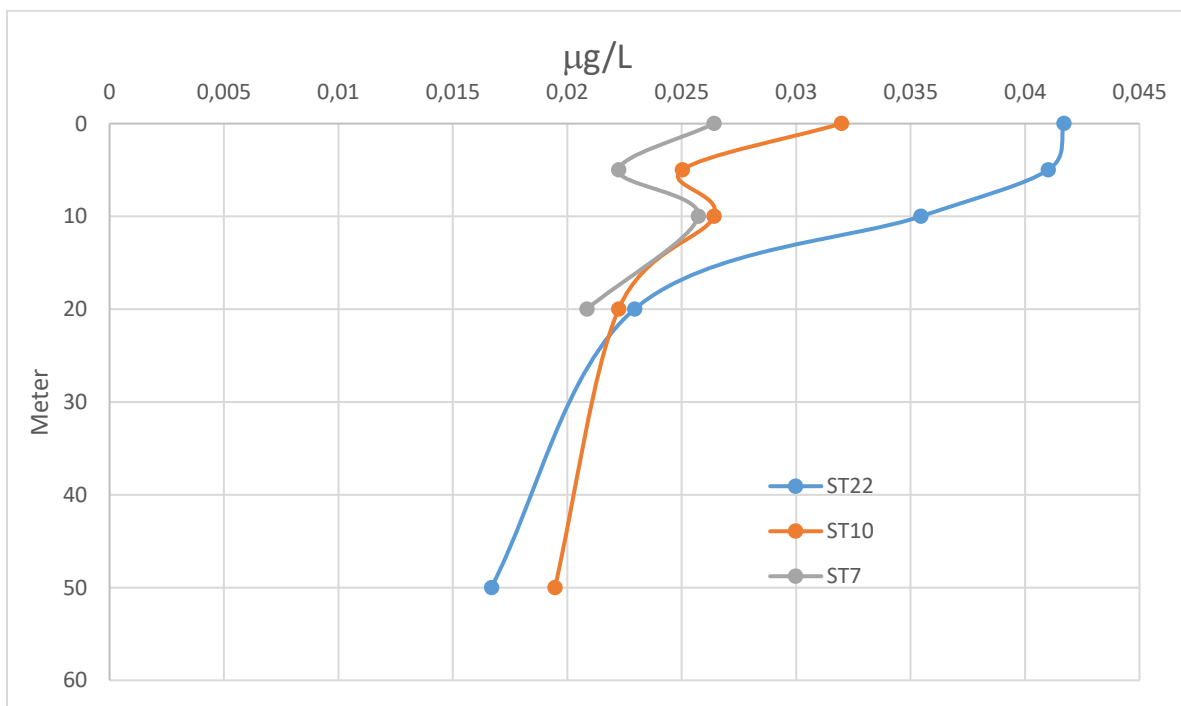
Figur 30: Gjennomsnittet av CO₂ målt i vann på 0.5 meter med sensor 12-13.12.2018

Den høyeste konsentrasjonen var ved ST7, 363 ppmv. Neste var ST22, 324 ppmv. Den laveste konsentrasjonen var ved ST10, 302 ppmv.



Figur 31: Gjennomsnittet av CO₂ målt i vann ved 5 meter med sensor 12-13.12.2018

Den høyeste konsentrasjonen var ved ST7 med 349 ppmv. Den neste konsentrasjonen var ved ST10 med 321 ppmv. Den laveste konsentrasjonen var ved ST22 312 ppmv.



Figur 32: Dybdefordelingen for Chl a konsentrasjoner ved stasjonene 12-13.12.18.

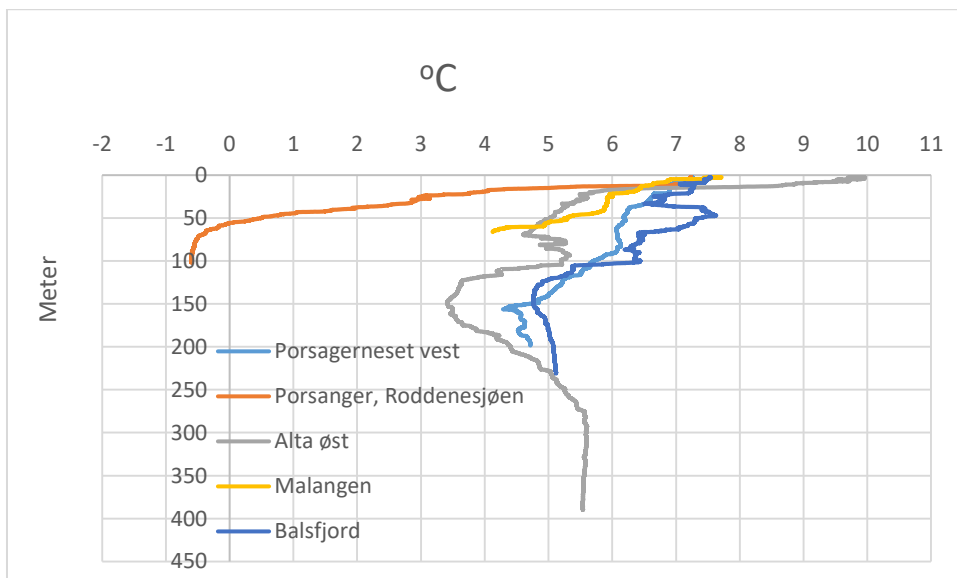
Chl *a* konsentrasjonen avtok på dypt vann og stabiliserte seg mellom 0.016 µg/L og 0.022 µg/L, men hadde helt ulike nivå ved vannoverflaten. ST22 var klart høyest med litt over 0.04 µg/L. ST10 hadde litt over 0.03 µg/L og ST7 lavest med litt over 0.025 µg/L. Alle prøvene er langt lavere enn prøvene tatt ved Finnfjord ved den andre feltinnsamlingen 10-11.10.18 (Figur 23).

Tabell 6: Fytoplankton produksjonen i µgC/m²s⁻¹ beregnet ut fra Chl *a* data fra 12-13.12.2018 utenfor Finnfjord.

Dybde (meter)	ST7	ST10	ST22
0	0	0	0
5	0	0	0
10	0	0	0
20	0	0	0
50	0	0	0
Produksjon gram/dag	0	0	0

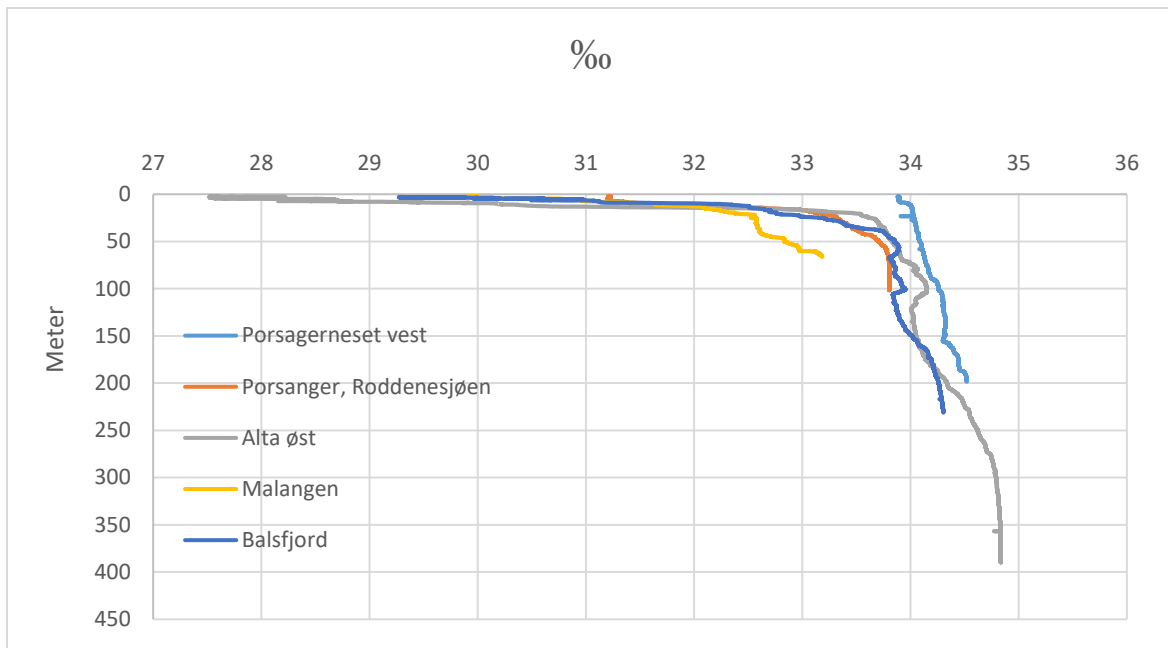
Ingen av stasjonene hadde ingen fytoplankton produksjon.

Johan Ruud tokt 26-29.6.18



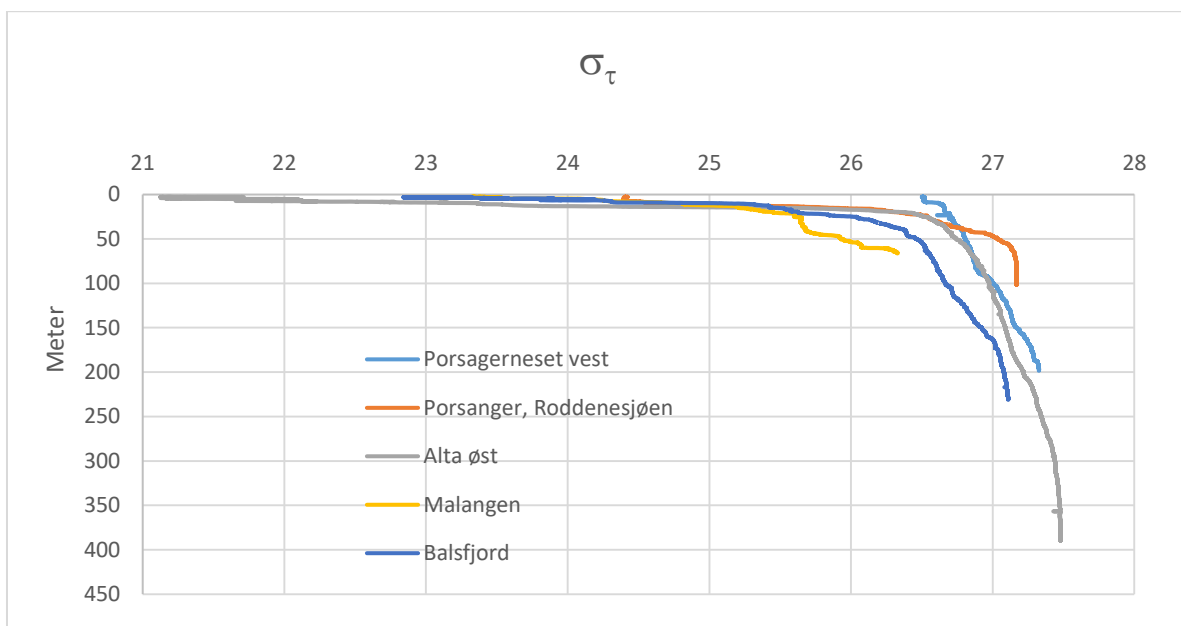
Figur 33: Dybdefordelingen for temperatur målt med CTD ved stasjonene 26-29.6.18.

Temperaturen i havet utenfor Porsanger Roddenessjøen ble målt til under 0 ved 100 meters dybde. Temperaturen ved andre stasjonene var betydelig høyere.



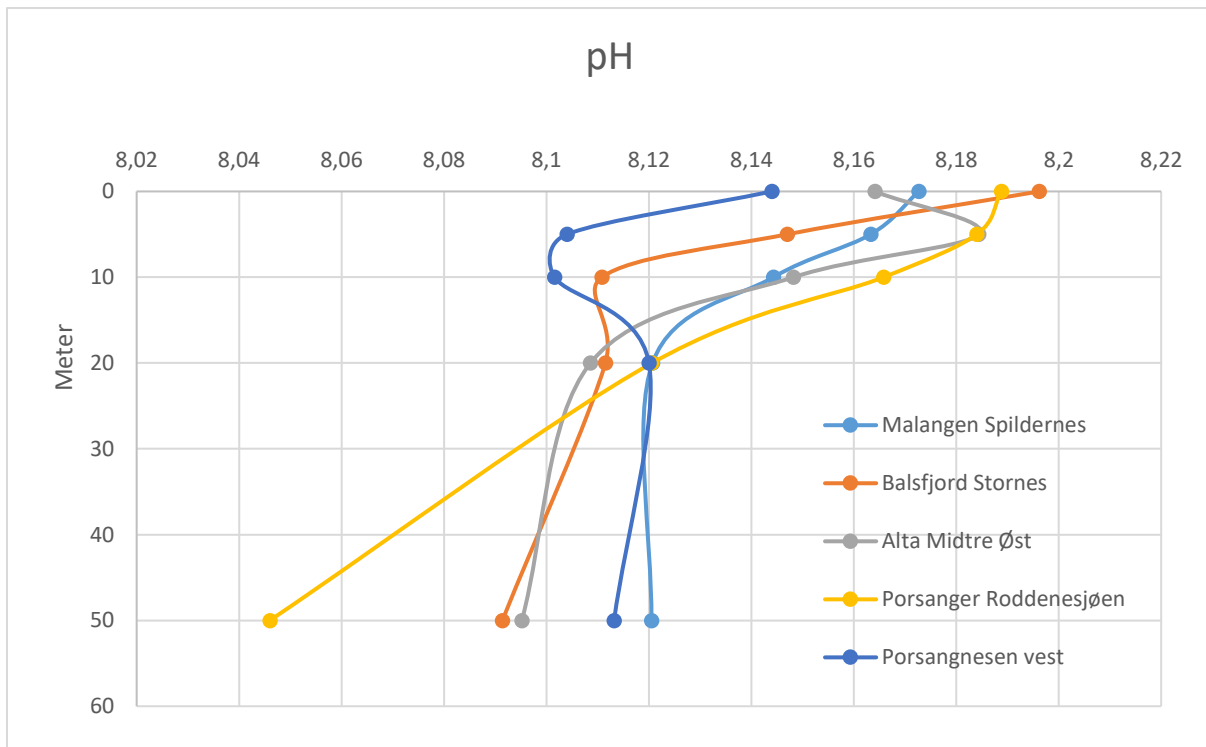
Figur 34: Dybdefordelingen for saltholdighet målt med CTD ved stasjonene 26-29.6.18.

Saltholdigheten var stabil 34 promille ved 50 meter og øker svært lite mot større dyp. Men saltholdigheten ved overflaten varierte mye mellom stasjonene.



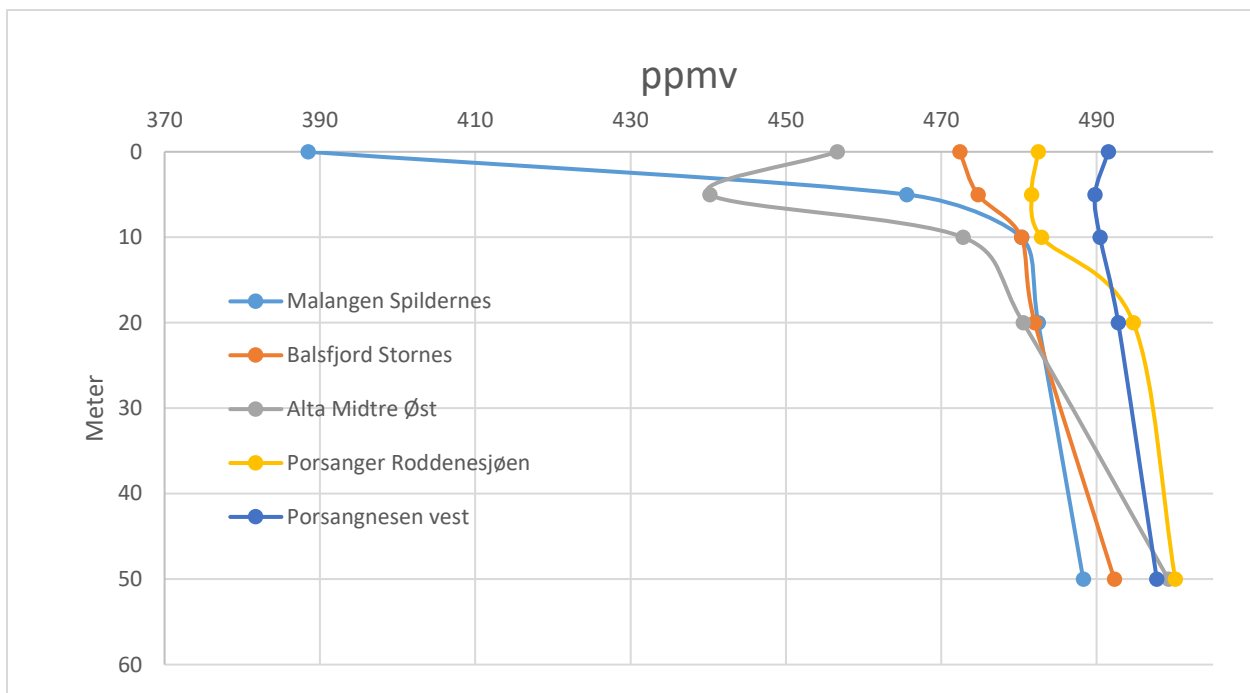
Figur 35: Dybdefordelingen for σ_τ målt med CTD ved stasjonene 26-29.6.18.

Resultatet ligner mye på saltholdighets kurven (Figur 34). Også ved her varierer tetthet sterkt ved overflaten, men stabiliserte seg rundt 50 meter dyp.



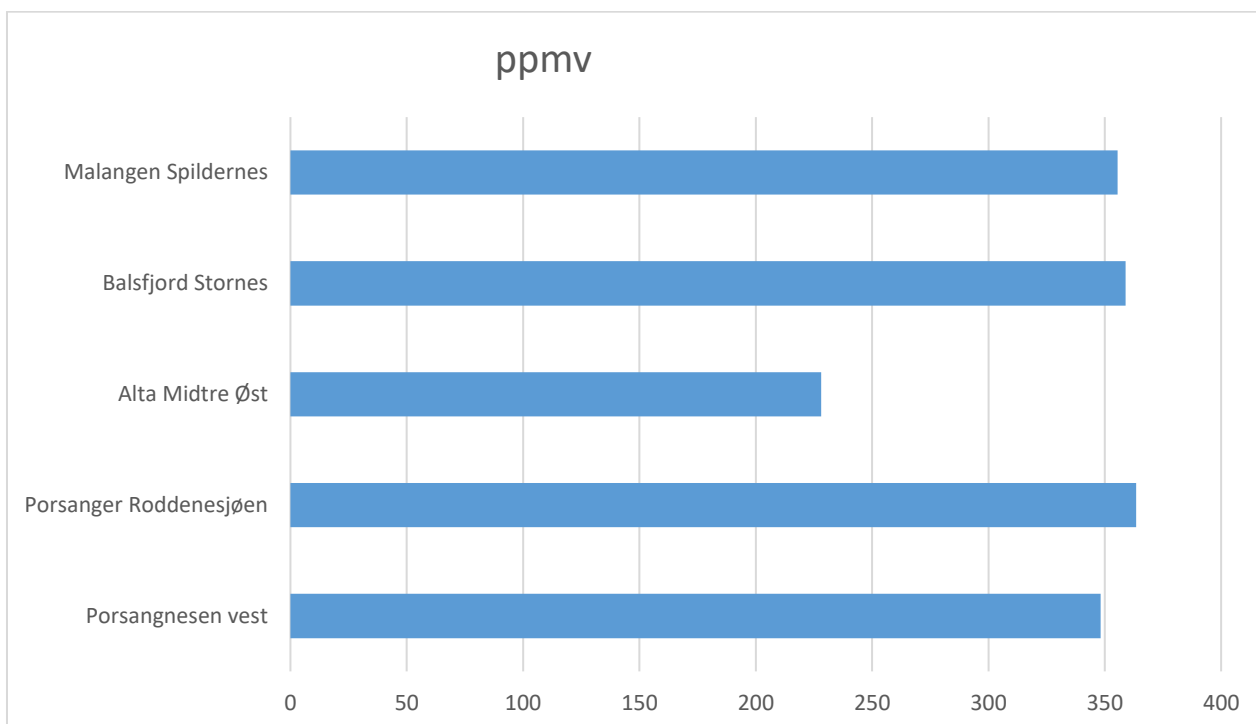
Figur 36: Dybdefordelingen for pH ved stasjonene 26-29.6.18 målt sammen med temperatur registrering.

Porsanger Roddenesjøen er den stasjonen hvor pH avtok raskest med økende dyp. Resultatene fra alle stasjonene er ganske like. Det interessante er at alle pH målingene var ganske like rundt 20 meter.



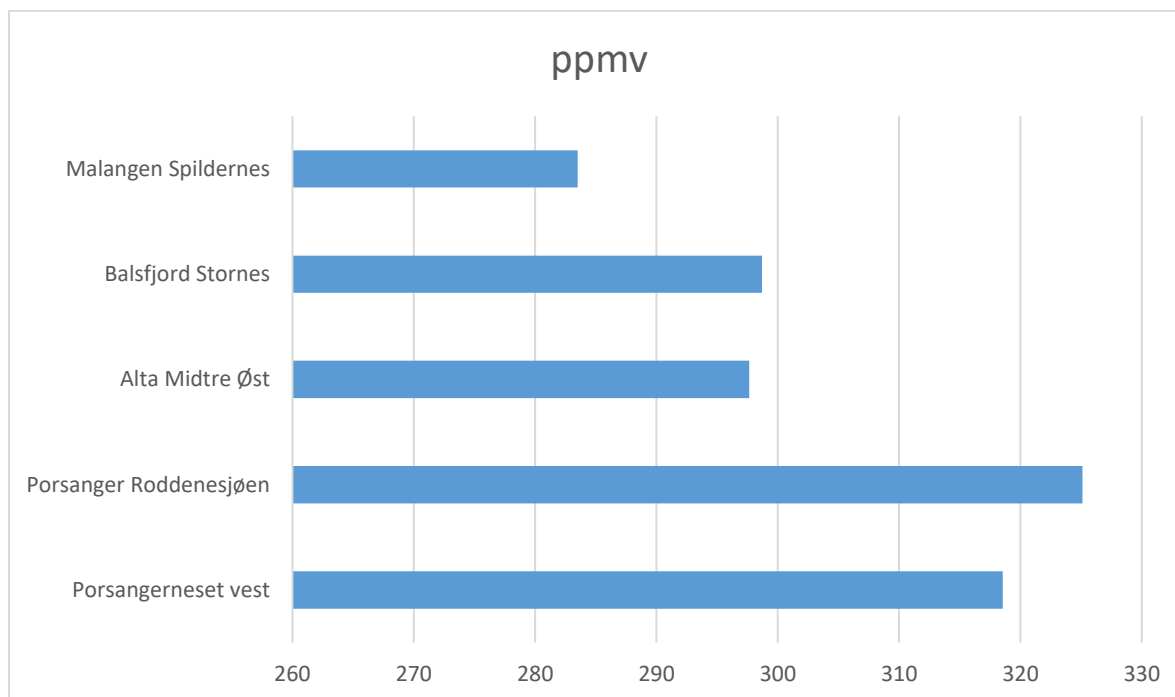
Figur 37: Dybdefordelingen for beregnet CO₂ ved stasjonene 26-29.6.18.

CO₂ konsentrasjonen var relativt stabil for alle stasjoner etter 10 meter dybde. Konsentrasjonen ved Malangen Spildernes var noe lavere ved havoverflaten, litt under 390 ppmv, men økte raskt til over 460 ppmv ved 5 meter dybde.



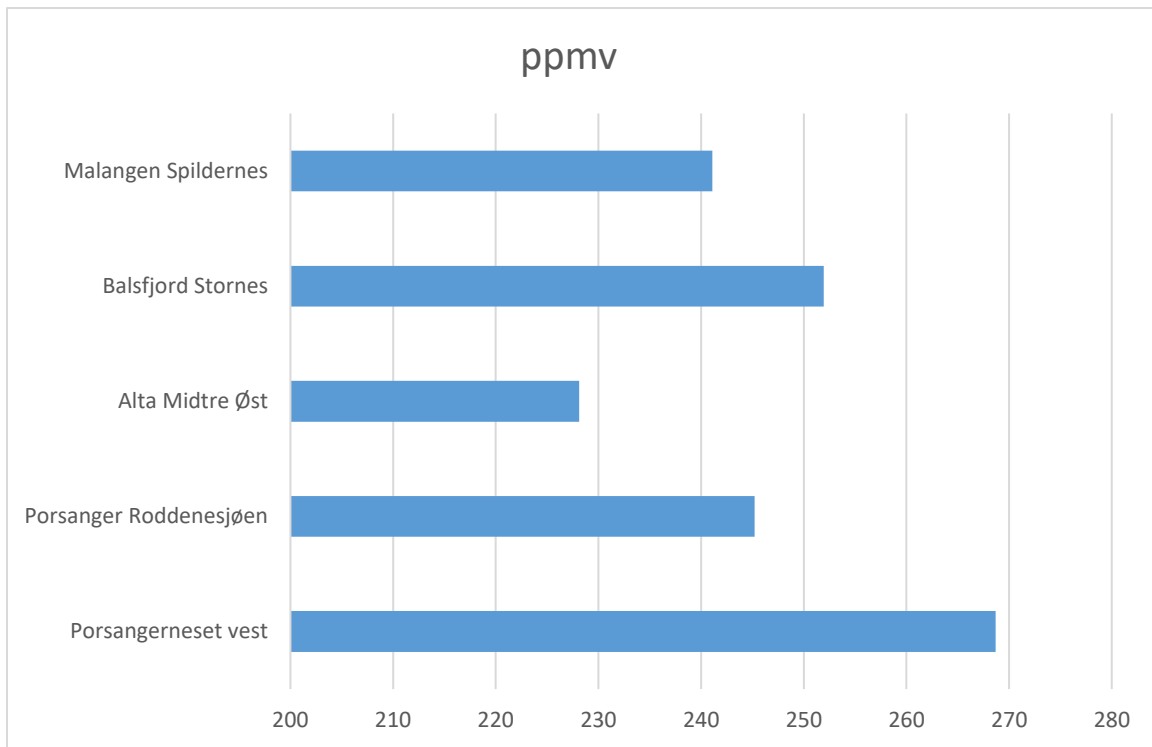
Figur 38: Gjennomsnittet av CO₂ konsentrasjoner målt i luft med sensor 26-29.6.2018.

De fleste av CO₂ målingene viste et ganske likt mønster med en konsentrasjon på rundt eller litt under 350 ppmv. Unntaket er Alta Midtre Øst var 100 ppmv lavere.



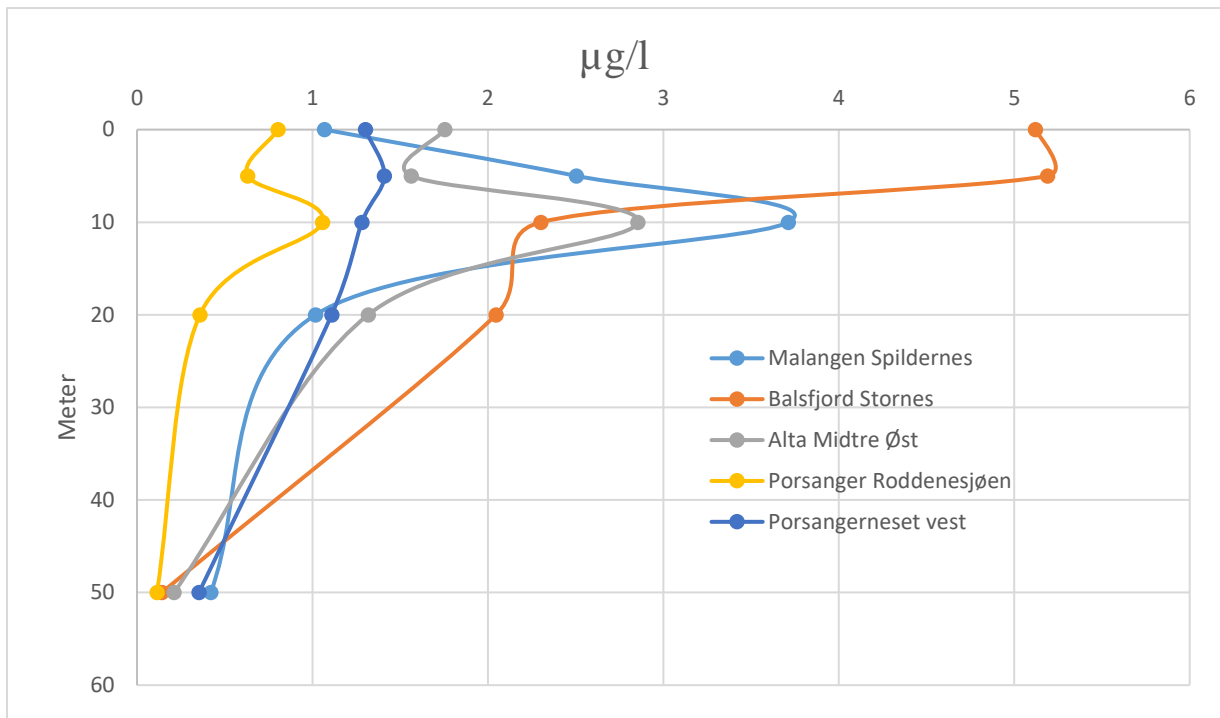
Figur 39: Gjennomsnittet av CO₂ konsentrasjoner målt i vann på 0.5 meter med sensor 26-29.6.2018.

Vannet ved Porsanger Roddenesjøen hadde høyest konsentrasjon med 325 ppmv, Porsangerneset vest var nest høyest med 318 ppmv. Konsentrasjonen av CO₂ ved andre stasjonene var omtrent like.



Figur 40: Gjennomsnittet av CO₂ konsentrasjoner målt i vann på 5 meter med sensor 26-29.6.2018.

Den høyeste konsentrasjonen av CO₂ i vann på 5 meter var ved Porsangerneset vest med 268 ppmv. Deretter kom Balsfjord Stornes med 251 ppmv. Konsentrasjonen av CO₂ ved de andre stasjonene var lavere.



Figur 41: Dybdefordelingen for Chl a konsentrasjonene ved stasjonene 26-29.6.18

Konsentrasjon av Chl *a* i alle prøvene ble lavere ved dypere vann og var alle rundt eller under 0.5 µg/L ved 50 meter. Men nivåene ved overflaten er svært forskjellige og ved to stasjoner, Alta og Malangen, stiger konsentrasjonen fra havoverflaten til 10 meter for så å avta igjen. Balsfjord har en svært høy konsentrasjon ved overflaten på 5 µg/L, Porsangerneset vest og Roddenessjøen sjøen har minst fall i konsentrasjon med økende dybde, og holder seg relativt stabil ned mot dypet.

Tabell 7: Fytoplankton produksjonen µgC/m²s⁻¹ beregnet ut fra Chl *a* data fra 26-29.6.2018 toktet med Johan Ruud (lys satt til 100 cm²s⁻¹)

Dybde	Porsangerneset vest	Porsanger Roddenesjøen	Alta Midtre Øst	Balsfjord Stornes	Malangen Spildernes
0	0,3007	0	0,7537	4,1197	0,0671
5	0,4091	0	0,5619	4,1892	1,5043
10	0,2812	0,0562	1,8546	1,3008	2,7109
20	0,1089	0	0,3173	1,045	0,017
50	0	0	0	0	0
Gram per dag per m ²	0.02375	0.00485	0.07533	0.2301	0.0928

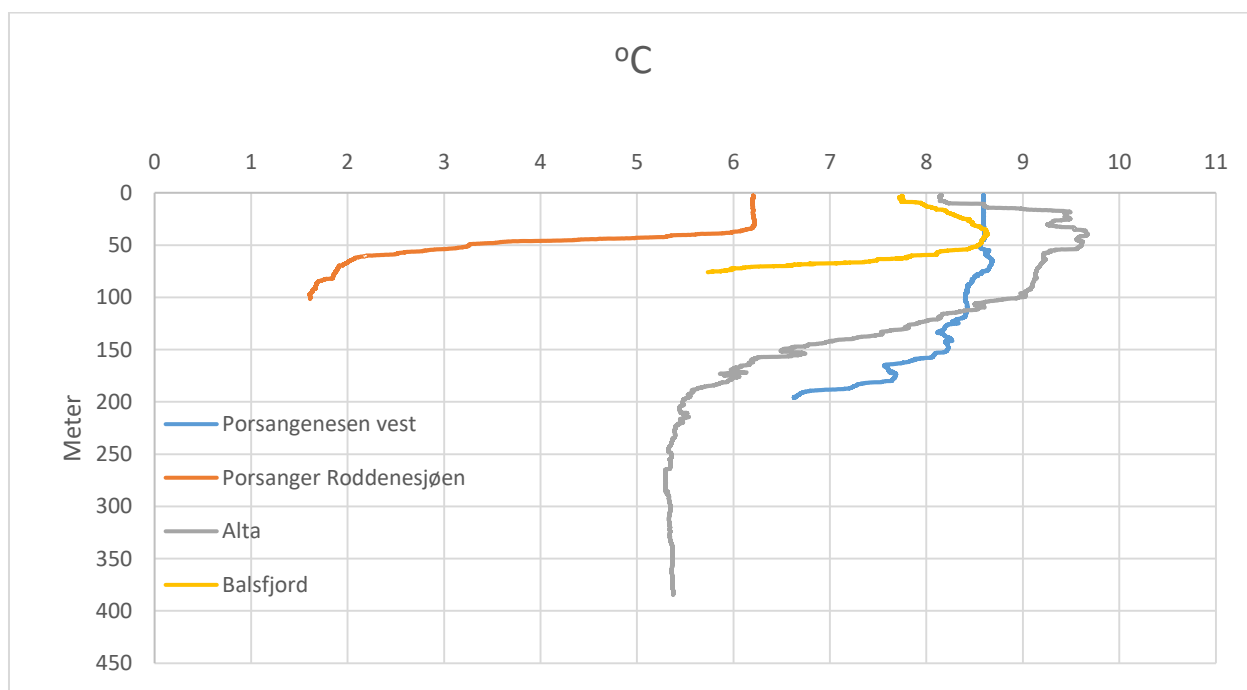
Produksjonen varierer mellom de ulike stasjonene. Porsangerneset vest har en svak produksjon fram til 20 meter. Dette gjelder Alta Midtre Øst og Malangen Spildernes også. Balsfjord Stornes hadde derimot en høy produksjon fra 0 til 5 meter. Porsanger Roddenesjøen har ingen produksjon fra 0 til 5 meter, ved 10 meter er den også lav.

Utregning av produksjonen i Balsfjorden per dag (Formel 15). Gram karbon per dag beregnet i Balsfjorden (Tabell 7) multiplisert med arealet av vannet i Balsfjorden som er cirka 53.53 kvadrat kilometer.

$$\frac{0.2301 \frac{\text{gram}}{\text{kvadratmeter}} \times 53.53 \text{ kvadratmeter} \times 10^6}{10^6} = 12.3172 \text{ tonn} \quad (17)$$

Produksjonen i Balsfjorden er 12.3 tonn per dag ved 26-29.6.2018 toktet.

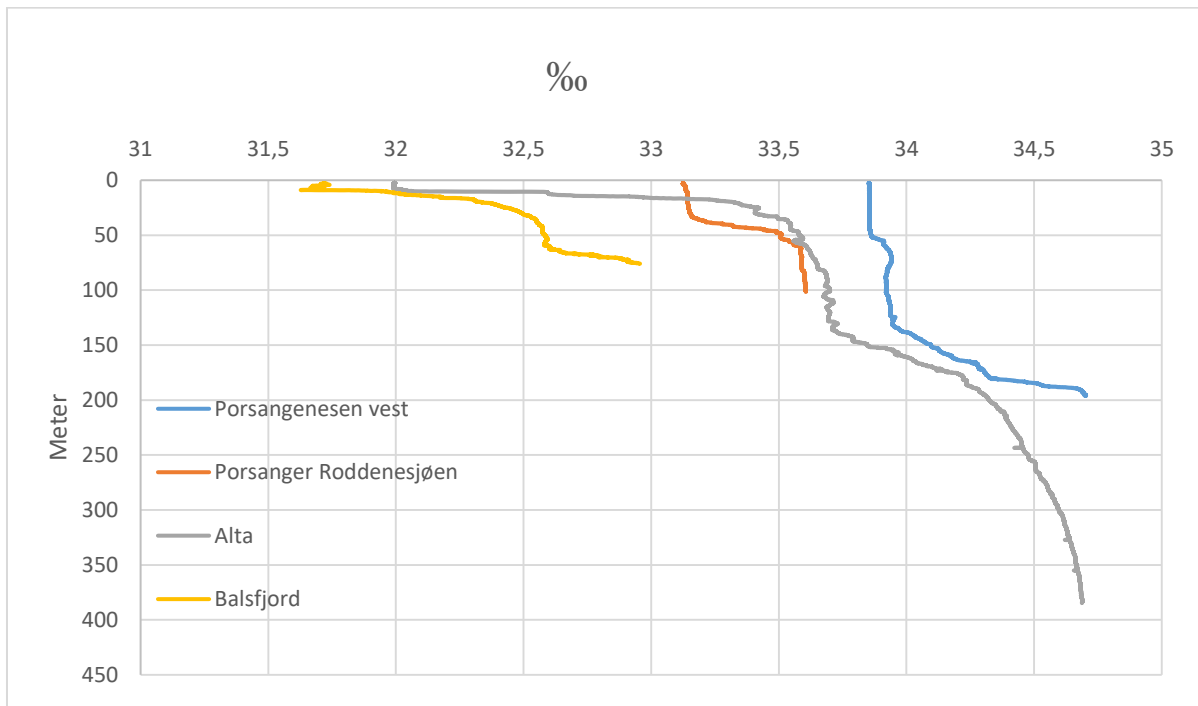
Johan Ruud tokt 16-18.10.18



Figur 42: Dybdefordelingen for temperatur målt med CTD ved stasjonene 16-18.10.18.

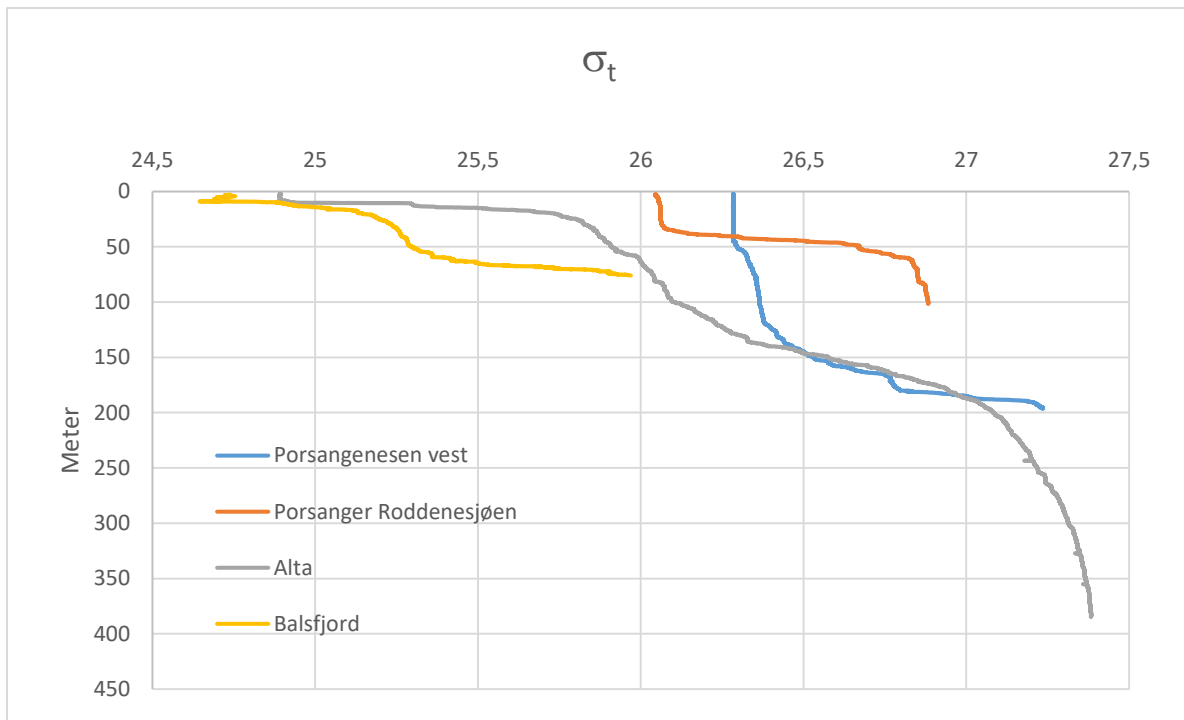
Temperaturen i vannet ved overflaten ved Alta var litt under 8.5 grader Celsius og øker så de første meterne før temperaturen avtar. Deretter faller temperaturen jevnt fra 50 meter og

stabiliserte seg rundt 200 meter. Temperaturen ved Porsanger Roddenessjøen var lavest ved overflaten var stabil fram til rundt 40 meter og avtok etter det raskt.



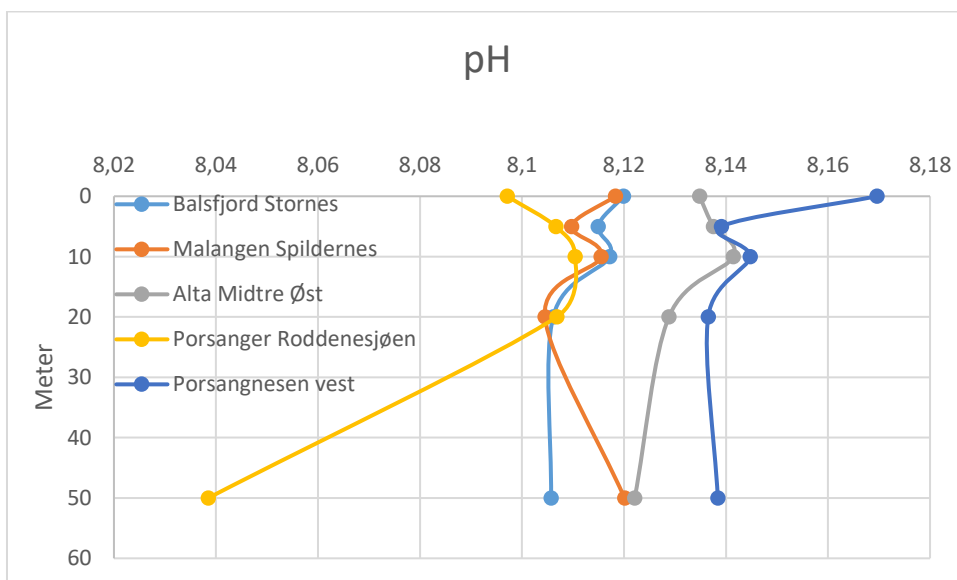
Figur 43: Dybdefordelingen for saltholdighet målt med CTD ved stasjonene 16-18.10.18.

Stort sett økte saltholdigheten med vanddybden, men mønsteret er litt forskjellig for de ulike stasjonene. Saltholdigheten i vannet ved Alta økte sterkt de første 50 meterne, fra omtrent 32 til 33.5 promille, og saltholdigheten fortsatte å øke mot dypet etter 50 meter. Saltholdigheten i vannet ved Balsfjord var lavere ved overflaten, og økte også sterkt mot dypet, men den når aldri 33 promille.



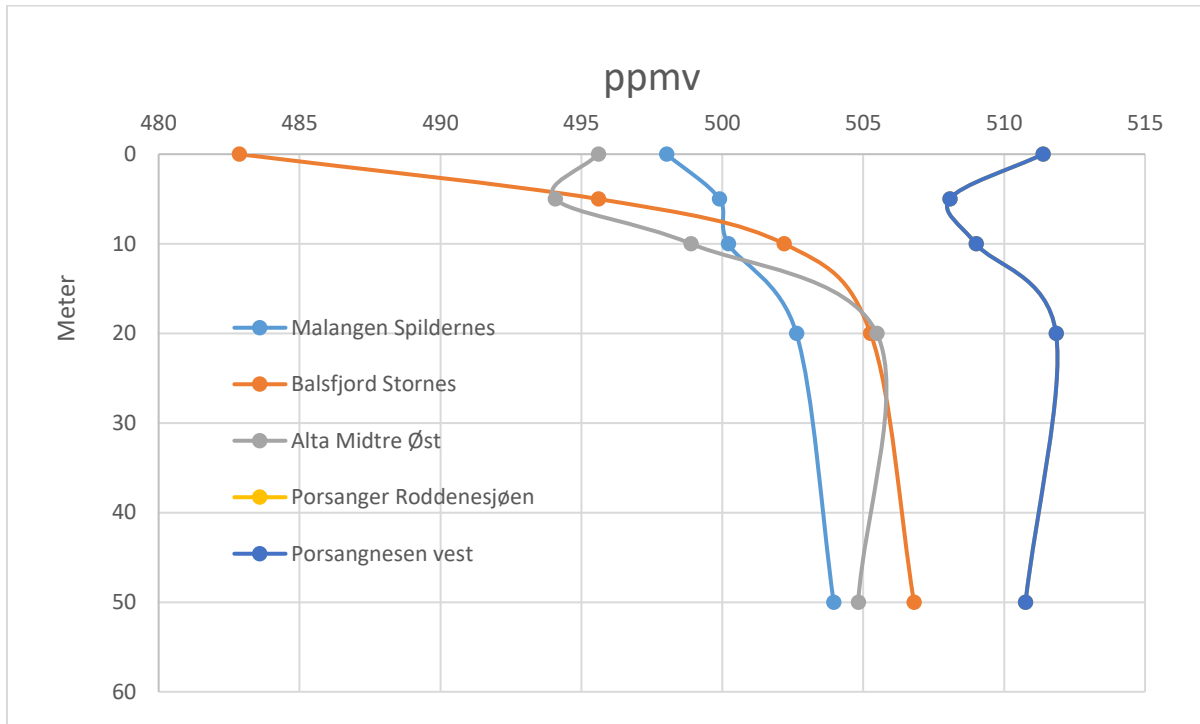
Figur 44: Dybdefordelingen for σ_t målt med CTD ved stasjonene 16-18.10.18.

Tettheten falt med økende dybde på samme måte som saltholdigheten (Figur 43).



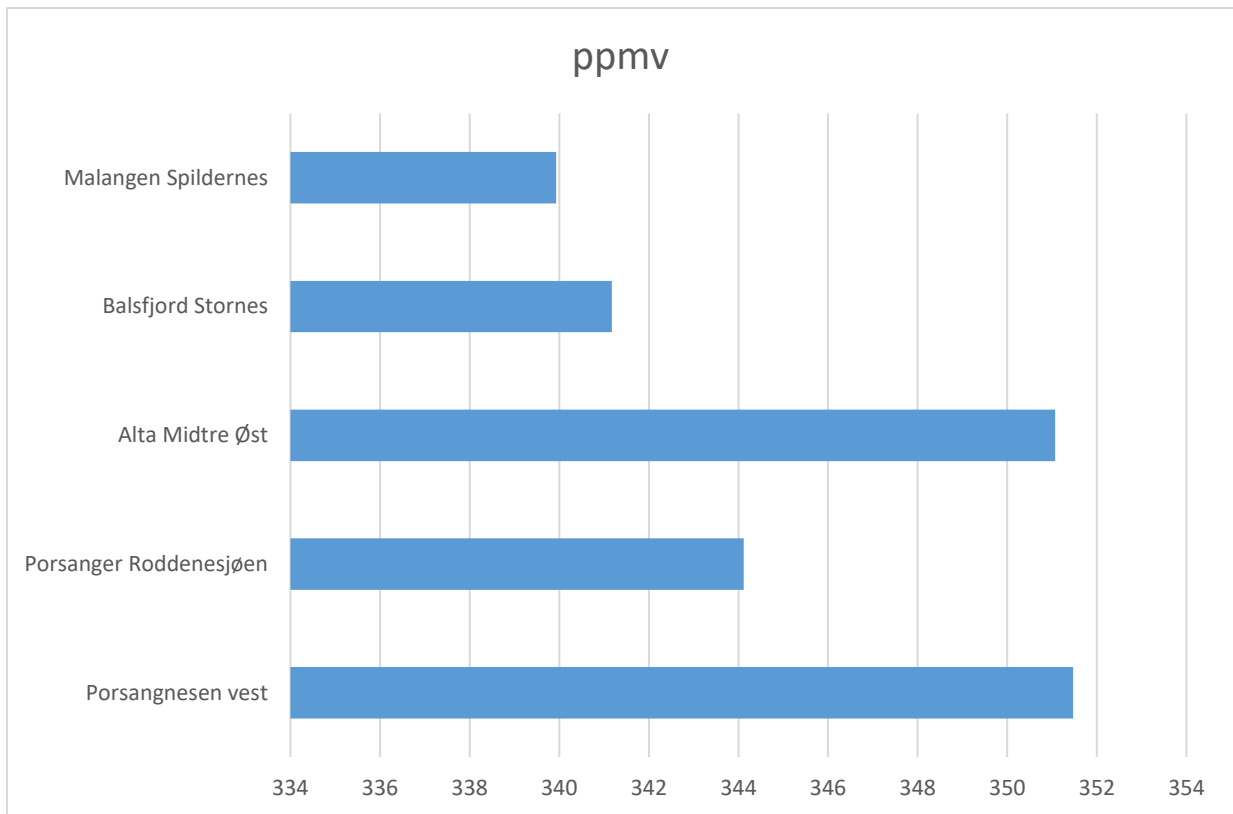
Figur 45: Dybdefordelingen for pH målt ved stasjonene 16-18.10.18 sammen med temperatur registrering.

pH i vannet ved alle stasjonene bortsett fra Porsanger Roddenesjøen var mellom 8.1 og 8.15 mellom 5 og 50 meter dybde, deretter avtok pH noe mot dypet, pH i vannet ved Porsanger Roddenesjøen mest.



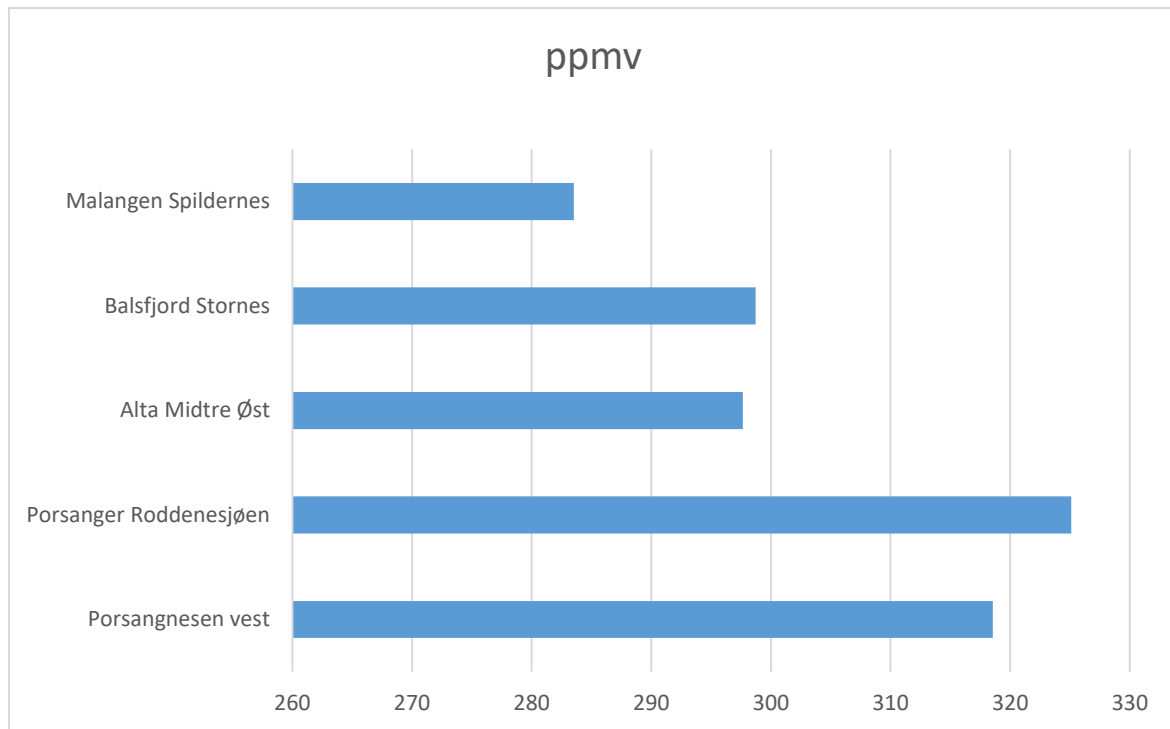
Figur 46: Dybdefordelingen for beregnet CO₂ ved stasjonene 16-18.10.18

Alle konsentrasjonen av CO₂ var ved overflaten mellom 495 ppmv og litt over 510 ppmv, med unntak av Balsfjord Stornes der CO₂ ved overflaten var på et lavere nivå enn de andre stasjonene, under 482 ppmv.



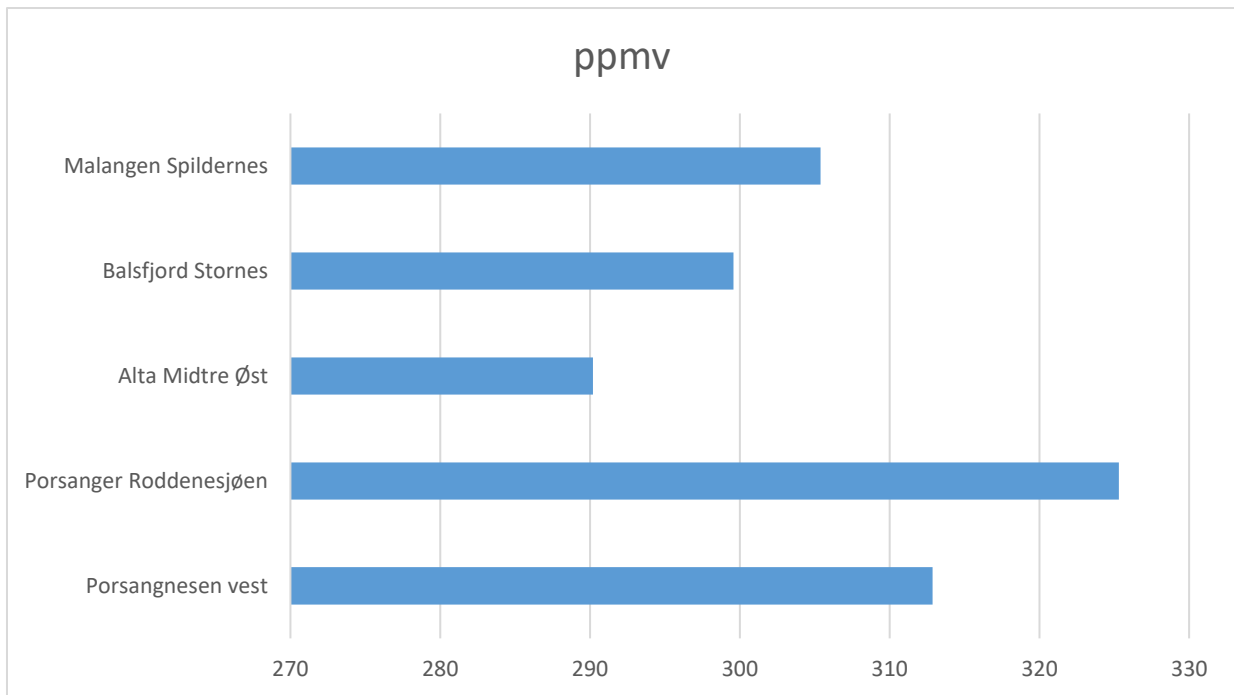
Figur 47: Gjennomsnittet av CO₂ konsentrasjoner målt i luft med sensor 16-18.10.2018.

Porsanger vest og Alta var de stasjonene med høyest konsentrasjon av CO₂ i luften, mens Malangen var den stasjonen med lavest konsentrasjon.



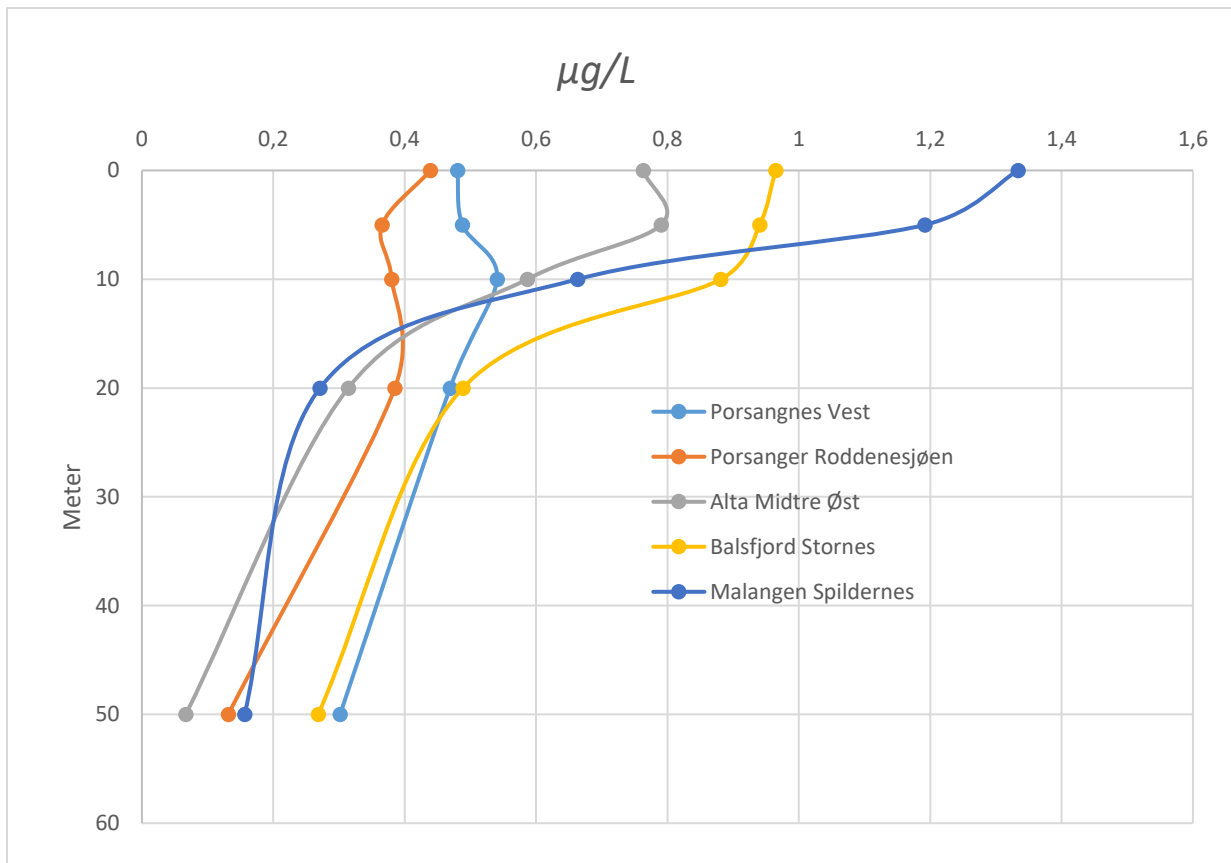
Figur 48: Gjennomsnittet av CO₂ konsentrasjoner målt i vann ved 0.5 meter med sensor 16-18.10.2018.

Den høyeste konsentrasjonen av CO₂ ble målt ved Porsanger Roddenesjøen, 325 ppmv. Deretter kom Porsangerneset vest med 318 ppmv, Balsfjord Stornes med 298 ppmv og Alta Midtre Øst med 297 ppmv. Lavest konsentrasjon av CO₂ var ved Malangen Spildernes med 283 ppmv.



Figur 49: Gjennomsnittet av CO₂ konsentrasjoner målt i vann ved 5 meter med sensor 16-18.10.2018.

Høyest konsentrasjon av CO₂ var ved Porsanger Roddenesjøen, 325 ppmv. Deretter kommer Porsangerneset vest med 312 ppmv, Malangen Spildernes, 305 ppmv, Balsfjord Stornes, 299 ppmv og lavest var Alta Midtre Øst en konsentrasjon på 290 ppmv.



Figur 50: Dybdefordelingen for beregnet CO₂ ved stasjonene 16-18.10.18

Alle målingene viser et mønster med lavere konsentrasjon av Chl *a* ved 50 meter dybde enn ved overflaten. Konsentrasjonen ved overflaten varierer sterkt, Porsangneset vest har en konsentrasjon på 1.4 µg/L ved overflaten, mens Porsanger Roddenessjøen hadde litt over 0.4 µg/L ved overflaten.

Tabell 8: Fytoplankton produksjonen µgC/m²s⁻¹ beregnet ut fra Chl *a* data fra 16-18.10.2018 toktet med Johan Ruud

Malangen Spildernes	Balsfjord Stornes	Alta Midtre Øst	Porsanger Roddenesjøen	Porsangnes Vest	Dybde
0,000225	0	0	0	0	0
0,000225	0	0	0	0	5
0,000225	0	0	0	0	10
0,000225	0	0	0	0	20
0,000225	0	0	0	0	50
0.00001944	0	0	0	0	Gram per dag

Ved Malangen Spildernes er det svært lav produksjon som var stabil igjennom hele vannsøylen. De andre stasjonene hadde ingen fytoplankton produksjon, i noen del av vannsøylen.

Utregning av produksjonen i Balsfjorden per dag (Formel 15). Gram karbon per dag beregnet i Balsfjorden (Tabell 7) multiplisert med arealet av vannet i Balsfjorden som er cirka 53.53 kvadrat kilometer.

$$\frac{0 \frac{\text{gram}}{\text{kvadratmeter}} \times 53.53 \text{ kvadratmeter} \times 10^6}{10^6} = 0 \text{ tonn} \quad (18)$$

Det var ingen produksjonen i Balsfjorden ved 16-18.10.2018 toktet

Produksjon for Balsfjord vårverdier

Tabell 9 viser noen andre resultater om biomasseproduksjon i Balsfjorden.

Tabell 9: Produksjon i Balsfjorden, vårverdier (Eilertsen, pers. meddelelse)

Dato	Dyp	ugChla/L	Produksjon
15/4	0	4.25	3.249 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
15/4	5	6.25	5.249 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
15/4	10	7	5.999 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
15/4	15	5.5	4.499 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
15/4	20	2.2	1.199 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
15/4	30	0	0
Dato	Dyp	ugChla/L	Produksjon
25/4	0	6.5	5.496 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
25/4	5	10.5	9.496 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
25/4	10	12	10.99 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
25/4	15	7	5.996 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
25/4	20	4	2.996 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
25/4	30	0	0
Dato	Dyp	ugChla/L	Produksjon
10/5	0	2.5	1.499 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
10/5	5	2	0.999 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
10/5	10	3	1.999 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
10/5	15	5	3.999 $\mu\text{gCm}^{-2}\text{s}^{-1}$
10/5	20	1	0
10/5	30	0	0

Disse målingene fra Baltsfjorden viser at blomstringen startet i april og var på sitt sterkeste mot slutten av april og ble svakere i mai.

Tabeller som oppsummerer resultatene for temperatur, saltinnhold, tetthet, pH, CO₂ i vann og i luft og fytoplankton produksjon for hvert stasjon og på hvert tokt er å finne i tabell 10-14.

Tabell 10: Oppsummering av data fra tokt 14-16.11.17

14-16.11.17			
	Termoklin	pH	Beregnet CO ₂ ved overflaten, ppmv
Balsfjord	Termoklin rundt 10 meter, 8,9 °C ved overflaten	7,849 ved overflaten	Konsentrasjon avtar fram til 10 meter. Ved overflaten 459,34 ppmv
Malangen	Termoklin rundt 10 meter, 10 °C ved overflaten	7,869 ved overflaten	Lavest CO ₂ . 443,65 ppmv i overflaten, økning til rundt 20 meter:
Alta	Termoklin rundt 20 meter, 10 °C ved overflaten	7,879 ved overflaten	Høyest i overflaten 470,54 ppmv Avtar til 10 meter
Porsanger Roddenesjøen	Termoklin rundt 10 meter, 6,6 °C ved overflaten	7,8 ved overflaten	Økning 10 meter, deretter en langsom økning fra 10 til 50 meter. Ved overflaten 463,58 ppmv
Porsanger vest	Termoklin rundt 10 meter, 10,3 °C ved overflaten	7,905 ved overflaten	Avtar til 10 meter, i overflaten 463,82 ppmv

Data om saltholdighet og tetthet er ikke tilgjengelig for dette toktet

Tabell 11: Oppsummering av data fra feltinnsamling 10-11.10.18

10-11.10.18 Finnfjord										
	Termoklin	Salt, i promille	Tetthet σ_t	pH	CO ₂ beregnet i vann, ppmv	CO ₂ luft, ppmv, målt	CO ₂ målt i vann 50 centimeter, ppmv	CO ₂ målt i vann 5 meter, ppmv	Chl <i>a</i> , µg/l	Produksjon ved overflaten µg/m ² /s ⁻¹
ST7	Termoklin rundt 10 meter, 8 °C ved overflaten	Haloklin 10 meter. 28.9 promille ved overflaten	Pyknoklin 12 meter. 22.3 i overflaten	8.22 ved overflaten	467 ved overflaten	368	307	324	1.1	0,0989
ST10	Data mangler	Data mangler	Data mangler	8,23 ved overflaten	469 ved overflaten	362	295	298	1.7	0.701
ST22	Termoklin rundt 8 meter, 8.2 °C ved overflaten	Haloklin 8 meter. 30.7 promille ved overflaten	Pyknoklin 8 meter. 23.3 i overflaten	8,24 ved overflaten	482 ved overflaten	376	275	320	1.2	0.1934

Tabell 12: Oppsummering av data fra feltinnsamling 12-13.12.18

12-13.12.18, Finnfjord										
	Termoklin	Salt, i promille	Tetthet σ_t	pH	CO ₂ beregnet vann, ppmv	CO ₂ luft, ppmv	CO ₂ målt i vann 50 centimeter, ppmv	CO ₂ målt i vann 5 meter, ppmv	Chl <i>a</i> , µg/l	Produksjon ved overflaten µg/m ² /s ⁻¹
ST7	Termoklin rundt 18 meter, 8.2 °C ved overflaten	Haloklin 12 meter. 33.1 promille ved overflaten	Pyknoklin mangler. 25.8 ved overflaten	8.139 ved overflaten	487 ved overflaten	368	363	349	0.026	0
ST10	Termoklin rundt 20 meter, 5.6 °C ved overflaten	Haloklin 8 meter. 32.3 promille ved overflaten	Pyknoklin mangler. 25.5 ved overflaten	8,129 ved overflaten	485 ved overflaten	347	302	321	0.032	0
ST22	Termoklin rundt 18 meter, 6.1 °C ved overflaten	Haloklin 10 meter. 32.4 promille ved overflaten	Pyknoklin mangler. 25.48 ved overflaten	8,151 ved overflaten	488 ved overflaten	359	324	312	0.042	0

Tabell 13: Oppsummering av data fra tokt 16-18.10.18

16-18.10.18										
	Termoklin	Salt, i promille	Tetthet σ_t	pH	CO ₂ beregnet vann, ppmv	CO ₂ luft, ppmv	CO ₂ målt i vann 50 centimeter, ppmv	CO ₂ målt i vann 5 meter, ppmv	Chl a, µg/l	Produksjon ved overflaten µg/m ² /s ⁻¹
Balsfjord	Termoklin 2 meter, 7.8 °C ved overflaten	Haloklin 3 meter. 31.7 promille ved overflaten	Pyknoklin 3 meter. 24.7 ved overflaten	8,12 ved overflaten	482 ved overflaten	341.5	298	299	0.9	0
Malangen	Data mangler	Data mangler	Data mangler	8,11 ved overflaten	498 ved overflaten	339.5	283	305	1.37	0
Alta	Termoklin rundt 2 meter, 8.1 °C ved overflaten	Haloklin 3 meter. 32 promille ved overflaten	Pyknoklin 3 meter. 24.9 ved overflaten	8,13 ved overflaten	495 ved overflaten	350.5	297	290	0.78	0
Porsanger rodenes	Termoklin rundt 30 meter. 6.2 °C ved overflaten	Haloklin 40 meter. 33.1 promille ved overflaten	Pyknoklin 40 meter. 26.1 ved overflaten	8,1 ved overflaten	501 ved overflaten	343.5	325	325	0.42	0
Porsanger vest	Termoklin rundt 50 meter, 8.5 °C ved overflaten	Haloklin 50 meter. 33.8 promille ved overflaten	Pyknoklin 45 meter. 26.3 ved overflaten	8,17 ved overflaten	511 ved overflaten	351	318	315	0.48	0

Tabell 14: Oppsummering av data fra tokt 26-29.6.18

26-29.6.18										
	Termoklin	Salt, i promille	Tetthet σ_t	pH	CO ₂ beregnet vann, ppmv	CO ₂ luft, ppmv	CO ₂ målt i vann 50 centimeter, ppmv	CO ₂ målt i vann 5 meter, ppmv	Chl <i>a</i> , µg/l	Produksjon ved overflaten µg/m ² /s ⁻¹
Balsfjord	Termoklin rundt 15 meter, 7.6 °C ved overflaten	Haloklin 30 meter. 29.3 promille ved overflaten	Pyknoklin 50 meter. 22.8 ved overflaten	8.19 ved overflaten	472,37 ved overflaten	350.1	298,7	251,9	5.2	4,11
Malangen	Termoklin rundt 0 meter, 7.8 °C ved overflaten	Haloklin 20 meter. 30 promille ved overflaten	Pyknoklin 20 meter. ukjent ved overflaten	8,17 ved overflaten	388,47 ved overflaten	350	283,5	241,1	1.1	0,067
Alta	Termoklin rundt 10 meter, 10 °C ved overflaten	Haloklin 20 meter. 27.6 promille ved overflaten	pyknoklin 20 meter. 21.1 ved overflaten	8,162 ved overflaten	456,59 ved overflaten	220	297,6	228,1	1.8	0,753
Porsanger Roddenes	Termoklin rundt 10 meter 7.3 °C ved overflaten	Haloklin 4 meter. 31.2 promille ved overflaten	Pyknoklin 60 meter. 24.3 ved overflaten	8,1 ved overflaten	482,48 ved overflaten	352	325,1	245,2	0.8	0
Porsanger vest	Termoklin rundt 40 meter. 7.3 °C ved overflaten	Haloklin 5 meter. 33.8 promille ved overflaten	Pyknoklin 45 meter. 26.3 ved overflaten	8,14 ved overflaten	491,5 ved overflaten	349	318,5	268,6	1.3	0,3

Diskusjon

De samlede resultatene kan kort oppsummeres med at temperaturen i havet målt på tokt var lave i forhold til temperaturen ved Finnfjord. Temperaturene samlet inn på tokt avtok mot bunnen (Figur 33 og Figur 42), mens temperaturen økte mot bunnen ved Finnfjord (Figur 15 og Figur 24). Dette indikerer potensielt en forskjell med hensyn til hvordan eventuelt CO₂ som absorberes i sjøen løses og blandes ned.

Saltholdigheten i havet på tokt var jevnt over ganske lik ved alle stasjonene, men noen stasjoner ved sommertoktet (Figur 34) var lavere ved overflaten enn vintertoktet (Figur 43), noe som er en naturlig konsekvens av sommeravrenning fra land [50]. Saltholdigheten ved Finnfjord var også litt lavere enn på tokt (Figur 16 og Figur 25), noe som også skyldes ferskvannsavrenning. Resultatet med hensyn til hvordan tettheten endret seg med dybden følger stort sett saltholdighets-målingene, som passer siden det er hovedsakelig regulering av saltinnholdet via avrenning som bestemmer vannets tetthet. De to havtoktene viste liten variasjon i tetthet i havet mellom stasjonene. Ved sommertoktet (Juni 2018) (Tabell 14) var pyknoklin relativt dypt, 20-60 meter. På vintertoktet (Oktober 2018) (Tabell 13) var pyknoklin nærmere overflaten, 3 meter, med unntak av Porsangerfjorden der den var 40-45 meter.

Man ser ved Finnfjord at tettheten i havet er litt høyere enn på tokt. Ved oktober innsamlingen (Tabell 11) var pyknoklin på 8-12 meter, mens ved desember innsamlingen (Tabell 12) var det umulig å bestemme pyknoklin.

pH målingene fra tokt (Figur 36 og Figur 45) viser at pH er litt høyere om sommeren enn om vinteren, og pH ved Finnfjord (Figur 18 og Figur 27) var litt høyere enn målingene på tokt. pH i havet var både på tokt og ved Finnfjord innenfor normalområdet rundt 8.1-8.2 [51]. Dette er nyttig informasjon fordi det finnes lite data om pH i havet utenfor Finnmarks-kysten, men det må til innsamling av slike data med høy nøyaktighet og god dekning over tid og fra flere steder dersom man skal kunne konkludere noe her med hensyn til havforsuring.

Kort oppsummert viser resultatene at CO₂ målt i luft ved Finnfjord var 347-376 ppmv, og i sjø 275-363 ppmv, og på tokt i luft 320-352 ppmv og i sjø 283-325 ppmv, det vil si at CO₂ nivåene var noe høyere ved Finnfjord. Om dette kan tilskrives fabrikkutslipp er vanskelig å konkludere sikkert om, men en slik slutning kan så langt gjøres på indier.

I tillegg er det alltid høyere konsentrasjon av CO₂ i luft enn i sjø, noe som klart demonstrerer at kysten rundt oss er et CO₂ sluk [18]. I de fleste tilfellene fulgte høy CO₂ konsentrasjon i sjø høy CO₂ konsentrasjon i luft.

Forskjellige studier har målt CO₂ konsentrasjonen i Atlanteren og Barentshavet. Verdier mellom 220 µatm og 350 µatm har blitt funnet. Data fra 1967 viste at CO₂ konsentrasjonen i det nordatlantiske hav lå rundt 320 ppm [24]. Omar og medarbeidere fant basert på data fra 1990-tallet at partialtrykket av CO₂ i Barentshavet var 350 µatm om vinteren og 240 µatm om sommeren [22]. Samme gruppe har basert på 2000-2001 data fra Barentshavet viste at partialtrykket av CO₂ i vann gjennomsnittlig var mellom 225 µatm og 275 µatm ved 4-10 grader °C [52]. Data i havet samlet utenfor Grønlands østkyst og Grønlandshavet mellom Grønland og Norge viste CO₂ partialtrykk mellom 247-300 ppm, alle hav målingene var under luft konsentrasjonen, som var 382 ppm [53].

Konsentrasjonene av CO₂ i sjø som ble funnet på tokt var i området 283-325 ppmv (Tabell 13 og 14), noe som ikke skiller seg så mye ut fra tidligere funn som er referert over.

Den totale fytoplankton produksjonen i Balsfjorden om sommeren 2018 ble estimert til 0.23 gram per m² per dag (Tabell 7). Dette tilsvarer 84 gram per m² per år gitt en konstant produksjon, noe som ikke er tilfellet siden det var ingen produksjon ved vintertoktet. Andre har funnet høyere verdier, rundt 100 gram per m² per år [54]. Tabell 9 viser også at primær produksjon i Balsfjord kan variere sterkt.

Mange faktorer påvirker CO₂ konsentrasjonen i vannet og noen av dem vil nå bli diskutert i forhold til resultatene som er beskrevet i resultatkapitlet.

Pyknoklin er viktig for CO₂ konsentrasjonen i vannet fordi dersom det dannes et lag, begrenset av pyknoklin i vannsøylen, påvirkes evnen til å ta opp CO₂ fra luft. Jo dypere eller svakere pyknoklin er, jo mer CO₂ kan vannsøylen ta opp. Ved sommertoktet (26-29.6.18) (Tabell 14) var pyknoklin relativt dypt, pyknoklin i Balsfjorden var 50 meter, i Malangen og Alta 20 meter. I Porsanger Roddenessjøen var den 60 meter og i Porsangerneset vest var den 45 meter. Som forventet finner man da høyere CO₂ konsentrasjon i vannet ved Balsfjord, og i Porsangerfjorden enn ved Malangen og Alta. For Alta og Balsfjorden er CO₂ målingene svært like på 0.5 meters dyp, men på 5 meter blir forskjellen klarere. Ved vinter toktet (16-18.10.18) (Tabell 13) var pyknoklin nærmere havoverflaten. For Balsfjord og Alta var den 3 meter, for Porsanger Roddenessjøen var den 40 meter og for Porsangerneset vest 45 meter. Det var lavere CO₂ innhold i Balsfjord og Alta mens målingene i Porsangerfjorden var høyere på både 0.5 meter (Tabell 13) og 5 meter (Tabell 13). Dette stemmer med forventningene.

Det var også høyere CO₂ konsentrasjoner på stasjonen Porsanger Roddenessjøen. Dette kan antagelig tilskrives at dette er en lokalitet med lavere temperaturer i luft og sjø enn de andre stasjonene.

Ved oktober innsamlingen i Finnfjord (10-11.10.18) (Tabell 11) var pyknoklin ved ST7 12 meter og ST22 8 meter. Her fant man høyere konsentrasjon av CO₂ i vannet ved ST7 enn ved ST22, som var det pyknoklin verdiene indikerte. Ved desember (12-13.12.18) innsamlingen i Finnfjord innsamlingen manglet pyknoklin ved alle stasjonene (Tabell 12).

Pyknoklin var altså nær overflaten eller manglet helt ved Finnfjord, man skulle da kunne anta at vannets evne til å ta opp CO₂ er lavere. CO₂ konsentrasjonen i vannet (Tabell 11 og Tabell 12) er imidlertid høyere på Finnfjord enn på tokt (Tabell 13 og Tabell 14). Dette kan tyde på et en CO₂ kilde i nærheten.

For stasjonene i juni (26-29.6.18) (Tabell 14) var termoklin relativt grunn for 3 stasjoner, Malangen hadde ikke noe detekterbar termoklin, ved Porsanger vest var den dyp. CO₂ konsentrasjonen ved Porsanger vest var nest høyest.

Ved oktober (16-18.10.18) (Tabell 13) toktet var termoklin ved Balsfjord og Alta enda grunnere, for Porsanger vest var også denne gangen termoklin på dypt vann. Det ble observert høye CO₂ konsentrasjoner ved Porsanger vest, men enda høyere ved Porsanger Roddenessjøen. Ved oktober innsamlingen var stasjonenes termoklin på grunt vann. ST7 som hadde dypest termoklin, hadde høyest CO₂ konsentrasjon i vannet. Ved desember innsamlingen var stasjonenes termoklin på dypere vann, men dette var ikke reflektert i CO₂ konsentrasjonen.

Det virker altså ut fra målingene ikke som det er noen klar sammenheng mellom termoklin og CO₂ konsentrasjonen i overflatevannet.

CO₂-fluks skjer i vannoverflaten, derfor er temperatur i vannoverflaten viktig, kaldt sjøvann kan holde mer CO₂ enn varmt sjøvann.

Ved sommer toktet (26-29.6.18) (Tabell 14) hadde Alta høyest temperatur ved havoverflaten og Porsangerfjorden var lavest. Det ble funnet mer CO₂ i vannet ved 0.5 meter i Porsangerfjorden enn i Alta.

Ved vintertoktet (16-18.10.18) (Tabell 13) var temperaturen ved Porsanger Roddenessjøen lavest ved havoverflaten og temperaturen ved Porsangerneset vest var høyest. Man finner høyere CO₂ konsentrasjon ved 0.5 meter ved Porsanger Roddenessjøen.

Ved oktober innsamlingen (10-11.10.18) (Tabell 11) var overflatetemperaturen ved ST7 8 °C og ST22 8.2 °C. Det var høyest konsentrasjon av CO₂ i vannet på 0.5 meter ved ST7 stasjonen.

Ved desember innsamlingen (12-13.12.18) (Tabell 12) var overflatetemperaturen ved ST7 8,2 °C, ST10 5.6 °C og ST22 6.1 °C. Her var det ingen korrelasjon til CO₂ konsentrasjonen i vannoverflaten.

Funnene fra alle stasjonene (Finnfjord og på tokt) viser at CO₂ konsentrasjonen vanligvis var høyere ved lave temperaturer i vannoverflaten.

CO₂ nivået i overflaten vil også være avhengig av nedblanding i havet. Hvis partialtrykket av CO₂ er lavere i sjøen enn i luften, vil det bli mindre oppkonsentrering av CO₂ nær havoverflaten. Gjennomgående var det lavere CO₂ målinger med sensor i sjøen enn i luften. Det var bare ett unntak fra dette, Alta 26-28.6.18 (Tabell 14). Dette støtter forventningen av at hele området er et CO₂ sluk [18].

En annen faktor som påvirker CO₂ konsentrasjonen i vann ved å redusere den, er biologisk opptak av CO₂ [48]. Det er målt biologisk opptak via Chl *a* konsentrasjon omregnet til produksjon av biomasse. Juli (26-29.6.18) toktet, hvor det var biomasseproduksjon, hadde lavere gjennomsnitts konsentrasjon av CO₂ i vannet enn oktober toktet som ikke hadde produksjon, Tabell 14 og Tabell 13. Det samme mønsteret kan ses ved Finnfjord når man sammenligner oktober (10-11.10.18) og desember (12-13.12.18) innsamlingen. Oktober, som hadde produksjon, hadde lavere gjennomsnitts CO₂ i vannet enn desember innsamlingen hvor det ikke var produksjon. Siden konsentrasjonen av Chl *a* er avhengig av årstiden og prøvene ble tatt måneder fra hverandre er det ikke lett å konkludere sikkert ut fra disse resultatene. De stasjonene som hadde biologisk produksjon hadde også noe økt pH [51], noe som indikerer redusert CO₂ konsentrasjon i havet, dette passer med CO₂ målinger.

Saltholdighet i vannet kan også påvirke CO₂ konsentrasjonen i vannet (Tabell 2 [28]), partialtrykket av CO₂ øker med 39 ppm i overflaten for hver promille saltholdigheten stiger [24]. Saltholdigheten ved Finnfjord er litt lavere enn på tokt, dette kunne indikere en økt evne til å ta opp CO₂ fra atmosfæren, så man kunne forvente økt CO₂ konsentrasjon i vannet. Noe man også finner.

Ved Finnfjord (Tabell 11 og Tabell 12) ble det funnet noe høyere CO₂ konsentrasjoner i luften enn på tokt (Tabell 13 og Tabell 14), målingene gir et litt høyere nivå i vannet ved Finnfjord enn på tokt. Man må anta at et så stort utslipp som 300 000 tonn med CO₂ per år fra Finnfjord smelteverk har en betydning for omgivelsene. Utslipet tilsvarer omtrent 0.6 % av Norges totale

utslipp av klimagasser i 2018 målt som CO₂-ekvivalenter [55]. Utslipet tilsvarer også CO₂ innholdet i cirka $5.8 \cdot 10^{11}$ kubikkmeter normal luft med 410 ppmv eller $9 \cdot 10^7$ liter sjøvann med 300 ppmv konsentrasjon.

Datamaterialet som denne oppgaven bygger på har noen sterke sider. Det er tatt flere runder med prøver, både utenfor Finnfjord og på tokt langs kysten. Dette gir en økt sannsynlighet for at bildet prøvene gir er korrekt bilde av forholdene som blir målt. CTD sensor gir svært nøyaktige målinger av salt, temperatur og σ_t slik de er på stasjonene. CO₂ sensoren er et nøyaktig verktøy for å måle CO₂ konsentrasjon i luft og i vann.

På den andre siden er det også noen svakheter ved datamaterialet. En svakhet med pH målingene og Chl *a* målingene er at de er gjort på spesifikke dybder, noe ganger med titalls meter mellom dem. De reflekterer derfor ikke området mellom dybdene. Så det er mulig at målinger som kunne vist interessante resultater ikke ble tatt.

Selv om det er tatt flere målinger på hver stasjon, er det bare tatt målinger av havet utenfor Finnfjord verk to ganger og på tre tokt, så det samlede datamaterialet er likevel begrenset. Derfor er konklusjonene potensielt usikre siden data kun gir et øyeblikks bilder av tilstandene da prøvene ble tatt.

Det også noen problemer med utregningene. Måten CO₂ er beregnet, i motsetning til målt med sensor, er basert på en satt saltholdighet, en fastsatt prøve størrelse og tabeller som gjør metoden litt upresis. Resultatet fra disse beregningene er også åpenbart alt for høye, så syremetoden [40] for å regne ut CO₂ i vann er ikke brukbar. Derfor er kun data fra CO₂ sensor benyttet i diskusjonen over.

Utregningene for fytoplankton produksjon har også det problemet at beregningene går ut fra en lysstyrke på $100 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$, dette gir et unøyaktighet siden faktisk lysstyrke ikke ble målt, spesielt med tanke på at en av prøvetakningene var i mørketiden. Tabell 9, som viser biomasse produksjonen i Balsfjorden om våren, viser også at produksjon kan variere mye på kort tid. Så det er ikke lett å få et godt bilde av den samlede produksjonen.

En annen faktor som gjør klare konklusjoner vanskelig er det ikke er tatt hensyn til faktorer som ikke er blitt målt. Et eksempel er at ved Finnfjord økte temperaturen i havet mot bunnen, noe som ikke ble sett på toktene. Man kunne konkludere med en mulig varmekilde i havet utenfor Finnfjord, for eksempel kjølevann, men en varm bunnstrøm er også en mulighet (Eilertsen, personlige meddelelse).

Konklusjon

Kjemiske og fysiske faktorer kan påvirke CO₂ konsentrasjonen i vann.

Målingene tyder på at CO₂ nivået i luften er høyere ved Finnfjord enn på tokt. Resultatene fra CO₂ sensoren tyder på at CO₂ nivåene i havet ved Finnfjord er litt høyere enn målt på tokt.

Den grunne eller manglende pyknoklin ved Finnfjord, sammen høyere CO₂ konsentrasjonen i vannet kan også tyde på et en CO₂ kilde i nærheten.

Disse resultatene kan gi indisier på at CO₂ utslipp i fabrikkøyken påvirker CO₂ i luft og hav, om enn i en begrenset grad. Dataene er ikke klare nok til å trekke noen konklusjon om biologisk biomasse er blitt påvirket av CO₂ i luft og sjø utenfor Finnfjord.

Referanser

1. Global Greenhouse Gas Reference Network [2019 5.08.2019]; Available from: <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html>.
2. Sabine, C. *Ocean-Atmosphere CO₂ Exchange*. [15.08.2019]; Available from: <https://sos.noaa.gov/datasets/ocean-atmosphere-co2-exchange/>.
3. Cox, P.M., et al., *Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model*. *Nature*, 2000. **408**: p. 184.
4. Riebeek, H. and R. Simmon. *The Carbon Cycle*. 2011 [cited 2019 16.01.19]; Available from: <https://earthobservatory.nasa.gov/features/CarbonCycle/page1.php>.
5. Bopp, L. and C. Le Quéré, *Ocean Carbon Cycle*. Geophysical Research Series Series 2009. **187**: p. 181-195.
6. Somerfield, C., et al., *Parameters affecting the solubility of carbon dioxide in seawater at the conditions encountered in MSF desalination plants*. *Science Direct*, 2008. **222**: p. 548-571.
7. Wanninkhof, R., *Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean*. *Journal Of Geophysical Research*, 1992. **97**(C5): p. 7373-7382.
8. Chaix, E., C. Guillaume, and V. Guillard, *Oxygen and Carbon Dioxide Solubility and Diffusivity in Solid Food Matrices: A Review of Past and Current Knowledge*. *Comprehensive Reviews in Food Science and Food Safety*, 2014. **13**(3): p. 261-286.
9. westlabblogcanada. *How Does Temperature Affect pH?* [2017 3.04.19]; Available from: <https://www.westlab.com/blog/2017/11/15/how-does-temperature-affect-ph>.
10. Prada, F., et al., *Ocean warming and acidification synergistically increase coral mortality*. *Scientific Reports*, 2017. **7**: p. 40842.
11. Kaltin, S., et al., *Uptake of atmospheric carbon dioxide in the Barents Sea*. *Journal of Marine Systems*, 2002. **38**(1): p. 31-45.
12. Hemming, S.R., *Terrigenous Sediments*, in *Encyclopedia of Quaternary Science*, S.A. Elias, Editor. 2007, Elsevier. p. 1776-1785.
13. King H, K. *Chlorite*. [15.08.2019]; Available from: <https://www.ldeo.columbia.edu/res/fac/argon/Publications/hemming%202007%20Encyclopedia%20of%20Quaternary%20Sciences.pdf>.
14. Sælen, O.H. and K. Barthel. *Hav*. [2018 08.02.19]; Available from: <https://snl.no/hav>.
15. Sælen, O.H. and J.E. Weber. *Tidevann*. [2018 26.06.19]; Available from: <https://snl.no/tidevann#-Tidevannsstr%C3%B8mmer>.
16. *Welcome to Currents*. 2 mai 2007 [11.02.19]; Available from: https://aamboceanservice.blob.core.windows.net/oceanservice-prod/education/kits/currents/lessons/currents_tutorial.pdf.
17. *Currents. Thermohaline Circulation*. [24.07.2019]; Available from: https://oceanservice.noaa.gov/education/tutorial_currents/05conveyor1.html.
18. Takahashi, T., et al., *Global air-sea flux of CO₂: An estimate based on measurements of sea-air pCO₂ difference*. *Proceedings National Academy of Sciences*, 1997. **94**(16): p. 8292-8299.
19. Drange, H., et al., *The Nordic Seas: An Overview*, in *The Nordic Seas: An Overview: An Integrated Perspective*, H. Drange, et al., Editors. 2005, American Geophysical Union. p. 1-10.
20. Findlay, H., et al., *Carbon and nutrient mixed layer dynamics in the Norwegian Sea*. *Biogeosciences*, 2008. **5**: p. 1395-1410.
21. Yasunaka, S., et al., *Arctic Ocean CO₂ uptake: an improved multiyear estimate of the air-sea CO₂ flux incorporating chlorophyll a concentrations*. *Biogeosciences*, 2018. **15**(6): p. 1643-1661.

22. Omar, A.M., et al., *Seasonal and interannual variability of the air–sea CO₂ flux in the Atlantic sector of the Barents Sea*. *Marine Chemistry*, 2007. **104**(3): p. 203-213.
23. Yasunaka, S., et al., *Mapping of the air–sea CO₂ flux in the Arctic Ocean and its adjacent seas: Basin-wide distribution and seasonal to interannual variability*. *Polar Science*, 2016. **10**(3): p. 323-334.
24. Kelley, J.J., *Carbon dioxide in the surface waters of the North Atlantic ocean and the Barents and Kara seas*. *Limnology and Oceanography*, 1970. **15**(1): p. 80-87.
25. Archer, D., *The Global Carbon Cycle*. 2010, New Jersey Princeton University Press.
26. Duxbury, A.C., et al. *Density of seawater and pressure*. seawater [5.04.2018]; Available from: <https://www.britannica.com/science/seawater/Density-of-seawater-and-pressure>.
27. Song, Y., et al., *The study on density change of carbon dioxide seawater solution at high pressure and low temperature*. *Energy*, 2005. **30**(11): p. 2298-2307.
28. Sverdrup, H.U., M.W. Johnson, and R.H. Fleming, *The Oceans Their Physics, Chemistry, and General Biology*. 1942, New York: Prentice-Hall, Inc.
29. Feely, R., et al., *Uptake and Storage of Carbon Dioxide in the Ocean: The Global CO₂ sub(2) Survey*. *Oceanography*, 2001. **14**(4): p. 18-32.
30. Herzog, H.J. *Ocean Sequestration of CO₂: An Overview*. in *Proceedings of the AWMA's Second International Specialty Conference, Oct 13-15, 1998, Washington, DC*. 1998.
31. Duarte, C.M., J.J. Middelburg, and N. Caraco, *Major role of marine vegetation on the oceanic carbon cycle*. *Biogeosciences discussions*, 2004. **1**(1): p. 659-679.
32. Falkowski, P.G., *Photosynthesis: The paradox of carbon dioxide efflux*. *Current Biology*, 1997. **7**(10): p. R637-R639.
33. Degerlund, M. and H.C. Eilertsen, *Main Species Characteristics of Phytoplankton Spring Blooms in NE Atlantic and Arctic Waters (68–80° N)*. *Estuaries and Coasts*, 2010. **33**(2): p. 242-269.
34. Eilertsen, H. and T. Wyatt, *Phytoplankton models and life history strategies*. *South African Journal of Marine Science*, 2000. **22**(1): p. 323-338.
35. Giordano, M., J. Beardall, and J.A. Raven, *CO₂ Concentrating Mechanisms In Algae: Mechanisms, Environmental Modulation, and Evolution*. *Annual Review of Plant Biology*, 2005. **56**(1): p. 99-131.
36. Ahern, K. and I. Rajagopal. *Calvin Cycle*. [2016 17.07.2018]; Available from: [https://bio.libretexts.org/TextMaps/Biochemistry/Book%3ABiochemistry Free and Easy \(Ahern and Rajagopal\)/07%3AMetabolism II/7.03%3ACalvin Cycle](https://bio.libretexts.org/TextMaps/Biochemistry/Book%3ABiochemistry%20Free%20and%20Easy%20(Ahern%20and%20Rajagopal)/07%3AMetabolism%20II/7.03%3ACalvin%20Cycle).
37. Galmes, J., et al., *Rubisco specificity factor tends to be larger in plant species from drier habitats and in species with persistent leaves*. *Plant, Cell & Environment*, 2005. **28**(5): p. 571-579.
38. Lee, R.E., *Phycology*. 3 ed. 1999, Cambridge: Cambridge university press.
39. *Kartverket*. [08.08.2019]; Available from: <https://www.kartverket.no/>.
40. Strickland, J.D.H. and T.R. Parsons, *A practical handbook of seawater analysis*. 2nd ed. ed. Bulletin of the Fisheries Research Board of Canada. Vol. 167. 1972, Ottawa: Fisheries Research Board of Canada.
41. Atkins, P. and J. Paula, D, *Atkins' physical chemistry*. 8 ed. 2006, Great Britain: Oxford University Press.
42. Beck, K. *How to convert millimoles to PPM*. [07.11.19]; Available from: <https://sciencing.com/convert-millimoles-ppm-8412601.html>.
43. *How to convert CO₂ ppm volum to ppm weight* [2014 07.11.19]; Available from: <https://chemistry.stackexchange.com/questions/9419/how-to-convert-co2-ppm-volume-to-ppm-weight>.

44. *How is ppm related to concentration.* [2011 7.11.19]; Available from: <http://www.sequoiasci.com/article/relation-between-ppm-and-concentration/>.
45. Johan, F., et al. *Laboratory measurement: Chlorophyll-a concentration measurement with acetone method using spectrophotometer.* in *2014 IEEE International Conference on Industrial Engineering and Engineering Management.* 2014.
46. Norrbin, F., H.C. Eilertsen, and M. Degerlund, *Vertical distribution of primary producers and zooplankton grazers during different phases of the Arctic spring bloom.* *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2009. **56**(21): p. 1945-1958.
47. Holm-Hansen, O. and B. Riemann, *Chlorophyll a determination: improvements in methodology.* *Oikos*, 1978. **30**: p. 438-447.
48. Eilertsen, H.C., K.S. Tande, and E.N. Hegseth, *Potential of herbivorous copepods for regulating the spring phytoplankton bloom in the Barents Sea.* *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor.* 1989. **188**: p. 154-163.
49. *Photosynthesis–Irradiance Response Curve (P versus E curve).* [11.09.2019]; Available from: https://biocyclopedia.com/index/algae/working_with_light/photosynthesis_irradiance_response_curve_p_versus_e_curve.php.
50. Chr. Eilertsen, H. and J. Skardhamar, *Temperatures of north Norwegian fjords and coastal waters: Variability, significance of local processes and air–sea heat exchange.* *Estuarine coastal and shelf science*, 2006. **67**: p. 530-538.
51. Eilertsen, H.C., *About CO₂ and NO_x Sequestration in the sea 2015*, NFH. p. 17.
52. Omar, A., et al., *Anthropogenic increase of oceanic pCO₂ in the Barents Sea surface water.* *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003. **108**(C12).
53. Sejr, M.K., et al., *Air–sea flux of CO₂ in arctic coastal waters influenced by glacial melt water and sea ice.* *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 2011. **63**(5): p. 815-822.
54. Eilertsen, H.C. and J.P. Taasen, *Investigations on the plankton community of Balsfjorden, Northern Norway. The phytoplankton 1976–1978. Environmental factors, dynamics of growth, and primary production.* *Sarsia*, 1984. **69**(1): p. 1-15.
55. *Utslipp til luft.* [2019 10.11.19]; Available from: <https://www.ssb.no/klimagassn>.