



Rapport 404|90

Oppdragsgivere

Statens forurensningstilsyn

Norges Teknisk-Naturvitenskapelige
Forskningsråd

Deltakende institusjoner

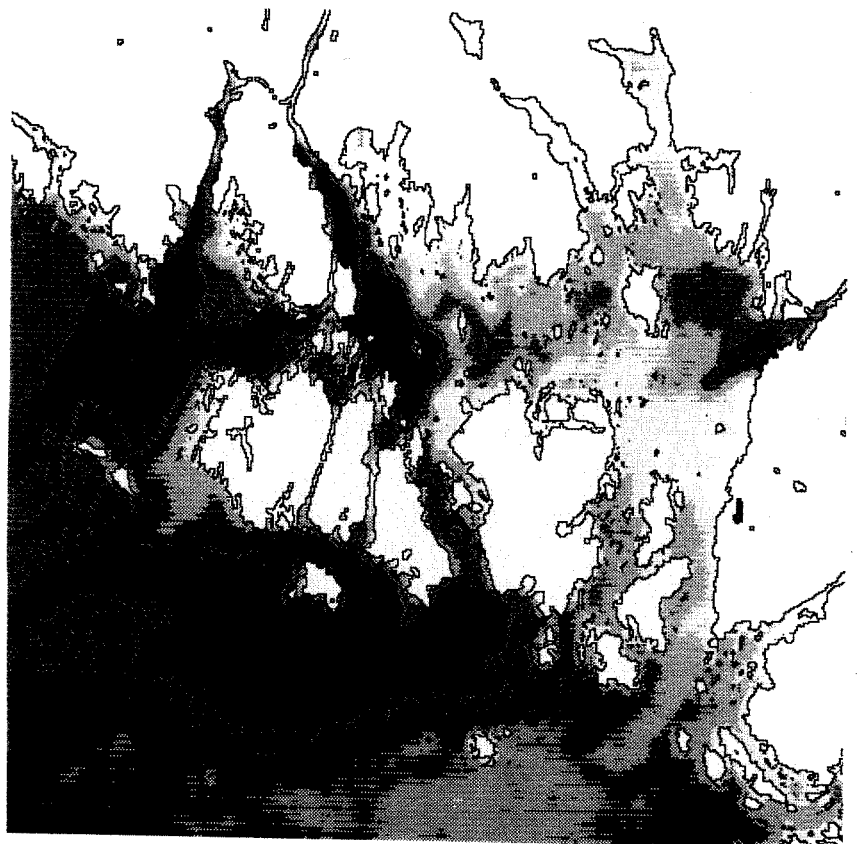
NIVA

NHL

NR

Satellittfjernmåling av vannkvalitet

Testing av Landsat-5
Thematic Mapper data
for kartlegging av
Glomma- og Iddefjord-
vannets spredning i
Hvaler og Ytre Oslofjord



NIVA



Statlig program for forurensningsovervåking

Det statlige programmet omfatter overvåking av forurensningsforholdene i

**luft og nedbør
grunnvann
vassdrag og fjorder
havområder**

Overvåkingen består i langsiktige undersøkelser av de fysiske, kjemiske og biologiske forhold.

Hovedmålsettingen med overvåkingsprogrammet er å dekke myndighetenes behov for informasjon om forurensningsforholdene med sikte på best mulig forvaltning av naturressursene.

Hovedmålet spenner over en rekke delmål der overvåkingen bl.a. skal:

gi informasjon om tilstand og utvikling av forurensningssituasjonen på kort og lang sikt.

registrere virkningen av iverksatte tiltak og danne grunnlag for vurdering av nye forurensningsbegrensende tiltak.

påvise eventuell uheldig utvikling i resipienten på et tidlig tidspunkt.

over tid gi bedre kunnskaper om de enkelte vannforekomsters naturlige forhold.

Sammen med overvåkingen vil det føres kontroll med forurensende utslipp og andre aktiviteter.

Overvåkingsprogrammet finansieres i hovedsak over statsbudsjettet. Statens forurensningstilsyn er ansvarlig for gjennomføring av programmet.

Resultater fra de enkelte overvåkingsprosjekter publiseres i årlige rapporter.

Henvendelser vedrørende programmet kan i tillegg til de aktuelle institutter rettes til Statens forurensningstilsyn, Postboks 8100 Dep, 0032 Oslo 1, tlf. 02 - 65 98 10.

NIVA – RAPPORT

Norsk institutt for vannforskning



NIVA

Hovedkontor
Postboks 33, Blindern
0313 Oslo 3
Telefon (02) 23 52 80
Telefax (02) 39 41 29

Sørlandsavdelingen
Grooseveien 36
4890 Grimstad
Telefon (041) 43 033
Telefax (041) 42 709

Østlandsavdelingen
Rute 866
2312 Ottestad
Telefon (065) 76 752

Vestlandsavdelingen
Breiviken 5
5035 Bergen - Sandviken
Telefon (05) 95 17 00
Telefax (05) 25 78 90

Prosjektnr.: 0-87108 E-86609
Undernummer:
Løpenummer: 2434
Begrenset distribusjon: Fri

Rapportens tittel: Satellittfjernmåling av vannkvalitet. Testing av Landsat-5 Thematic Mapper data for kartlegging av Glomma- og Iddefjordvannets spredning i Hvaler og Ytre Oslofjord. (Overvåkingsrapport nr. 404/90)	Dato: 31. mai 1990
Forfatter (e): Kai Sørensen Jan Nilsen Hans Viggo Sæbø Erik Holbæk-Hanssen	Rapportnr. 0-87108 E-86609
	Faggruppe: Analyse
	Geografisk område: Hvaler Oslofjorden
	Antall sider (inkl. bilag): 99

Oppdragsgiver: Statens forurensningstilsyn (SFT) (Statlig program for forurensningsovervåking)	Oppdragsg. ref. (evt. NTNf-nr.):
--	----------------------------------

Ekstrakt: Det er gjennomført en utprøving av "Thematic Mapper" data fra Landsat-5 satellitten for kartlegging av Glomma- og Iddefjordvannets spredning i Hvaler og Ytre Oslofjord. Rapporten beskriver også hvilke muligheter denne type fjernmålingsdata har for overvåking av vannkvalitet. Resultatene viste tilfredstillende sammenhenger med vannkvalitetsparametre som; suspendert materiale, turbiditet, siktedyp, svekningskoeffisienter og temperatur. Satellittdataene dekket fire situasjoner i 1987 og viste at vann fra Glomma og Iddefjorden kunne spres til Færder i vest og til Koster i syd. Det er vist at slike satellittdata kan benyttes til visse kartleggings- og overvåkingsoppgaver av vannkvalitet, og det anbefales at metoden taes i bruk i tilknytning til løpende overvåkingsprogrammer.

4 emneord, norske:

1. Hvaler
2. Oslofjorden
3. Fjernmåling
4. Landsat-5

4 emneord, engelske:

1. Hvaler
2. Oslofjord
3. Remote sensing
4. Landsat-5

Prosjektleder:

Kai Sørensen

For administrasjonen:

Rainer G. Lichtenthaler

ISBN 82-577-1744-4



Statlig program for forurensningsovervåking

SATELLITTFJERNMÅLING AV VANNKVALITET

*Testing av Landsat-5 Thematic Mapper data for kartlegging
av Glomma og Iddefjordvannets spredning
i Hvaler og Ytre Oslofjord.*

Oslo, 31. mai 1990

Prosjektleder: Kai Sørensen

Forfattere: Kai Sørensen NIVA

Jan Nilsen NHL

Hans Viggo Sæbø NR

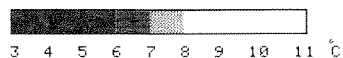
Erik Holbæk-Hanssen NR

Medarbeidere: Gunnar Severinsen NIVA

Torulv Tjomsland NIVA

Kjell Yngvar Buer NR

Satellittbildet på forsiden av rapporten viser temperaturen i Hvalerområdet den 25. april 1987 kl. 0948 (GMT). Data fra den termiske sensoren i Landsat-5 satellitten. Bildebehandling ved NIVA og Centrum for Bildanalyse.



FORORD

Dette er en delrapport i prosjektet "Bruk av satellittfjernmåling for kartlegging og overvåking av vannkvalitet". Norsk institutt for vannforskning fikk i 1987 i oppdrag av Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Forskningsråd (NTNF) og Statens forurensnings-tilsyn (SFT) å teste bruken av satellittdata for kartlegging og overvåking av vannkvalitet.

Denne delundersøkelsen er blitt utført som et samarbeidsprosjekt mellom Norsk Institutt for Vannforskning (NIVA), Norsk Hydroteknisk Laboratorium (NHL) og Norsk Regnesentral (NR). Prosjektet er blitt finansiert av SFT og NTNF's "Program for satellittfjernmåling-SATOBIS" koordinert av Norsk Romsenter og Miljøkomiteens "Program for Miljøteknologi". Dessuten har de deltagende institusjoner bidratt med egeninnsats i prosjektet.

I denne delundersøkelsen har man sett på muligheten for å bruke satellittdata for å studere spredning av Glomma- og Iddefjordvann i Hvaler og Ytre Oslofjord.

Jan Nilsen (NHL) har hatt ansvaret for de optiske feltmålinger, Hans Viggo Sæbø (NR) for de statistiske analyser og Erik Holbæk-Hanssen (NR) har stått for bildebehandlingen, og Kai Sørensen (NIVA) har vært prosjektleder. Andre deltakere fra NIVA har vært Gunnar Severinsen og Torulv Tjomsland, og fra NR Kjell Yngvar Buer.

Vi vil takke mannskapet på forskningsfartøyet "Trygve Braarud" og mannskapet på "Ny-Vigra" av Fredrikstad for god hjelp under toktene. Takk også til Barbro Silde, NIVA og Anders Flingtorp, Sponvika som har deltatt ved feltinnsamlinger, og til Rolf Terje Enoksen, Tromsø Satellittstasjon, og personell ved Esrange, Kiruna for hjelp med satellittdata. Tommy Lindell og Jakob Nisell ved Centrum för bildanalys, Uppsala, Eyvind Aas, Univiversitetet i Oslo, og Jan Magnusson, NIVA, takkes for verdifulle bidrag til prosjektet.

Kai Sørensen
Prosjektleder

INNHOLDSFORTEGNELSE

	<i>Side:</i>
FORORD	1
SAMMENDRAG	7
1. INNLEDNING	
1.1 Bakgrunn	12
1.2 Formål og gjennomføring	15
2. MATERIAL OG METODER	16
2.1 Testområdet	16
2.2 Satellittdata	16
2.3 Innsamling av felldata	21
2.4 Optiske feltmålinger	21
2.5 Andre observasjoner	22
2.6 Bildebehandling	22
2.7 Statistiske analyser	23
3. RESULTATER	24
3.1 Analyse av feltobservasjoner	24
3.1.1 Meteorologiske og hydrologiske forhold	24
3.1.2 Optiske forhold	25
3.1.3 Hydrografiske og hydrokjemiske forhold	29
3.2 Analyse av satellittdata	33
3.2.1 Generelt	33
3.2.2 Bildeanalyse	34
3.2.3 Statistikk for ulike klasser og ulike kanaler	36
3.2.4 Klassifikasjon	40
3.3 Sammenligning av satellittdata og feltobservasjoner	43
3.3.1 Svekningskoeffisienter	43
3.3.2 Siktedyp	45
3.3.3 Suspendert materiale og turbiditet	47
3.3.4 Temperatur	55

	Side:
4. DISKUSJON	59
4.1 Optisk egenskaper ved vannmassene i Hvalerområdet	59
4.2 TM-dataenes muligheter til å beskrive vannkvalitet	61
4.3 Glomma- og Iddefjordvannets spredning og influensområder	67
4.4 Andre anvendelser av satellittdata i vannsammenheng	71
5. REFERANSER	76
6. VEDLEGG	81
A. Satellittfjernmåling	81
A.1 Bakgrunn	81
A.2 Beregning av radians, reflektans og temperatur	86
B. Vannmassenes optiske egenskaper	88
C. Optiske feltmålinger	91
C.1 Transmisjonsmålinger	91
C.2 Secchidypmålinger	93
D. Statistiske analyser	94
E. Statistiske relasjoner mellom satellittdata og vannparametere	95
F. Tabeller over t-verdier for de statistiske analyser	97

FIGUROVERSIKT

Side:

1. Stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord den 25. april 1987.....	17
2. Stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord den 22.-23. juli 1987...	18
3. Stasjoner i Hvaler og Oslofjorden den 31. august 1987.....	19
4. Stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord den 9. september 1987...	20
5. Døgnmidlet vannføring ved Solbergfoss i Glomma fra 1. april til 31. oktober 1987.....	24
6. Midlere svekningskoeffisient (c) integrert over 0-0.5, 0-1 0-2 og 0-4 m for blått (B), grønt (G) og rødt (R) lys på fire stasjoner i Hvalerområdet den 23. juli 1987.....	27
7. Vertikalfordeling av temperatur (T), saltholdighet (S) og den relative (logaritmiske) vertikalfordeling av turbiditet (TU) og klorofyllfluorescens (F) på fire stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord den 25. april 1987.....	32
8. Satellittbilder over Hvalerområdet den 23. juli 1987 som viser TM-kanal 1 og 3 som sort/hvitt bilder og de samme kanaler med kunstige farger	35
9. Grafisk fremstilling av middelvei og standardavviket for TM-kanal 1, 2 og 3 for de fire treningsområdene i Hvalerområdet den 23. juli 1987.....	37
10. Fordeling av TM-kanal 1 og 3, kanal 2 og 3 og 1 og 2 for treningsområdene i Hvaler og Ytre Oslofjord den 23. juli 1987. Ellipsene beskriver 90% av pikslene i klassene.....	39
11. Satellittbilder over Hvaler den 23. juli 1987 som viser resultatet fra en ikke-styrt og styrt klassifikasjon.....	42
12. Predikert svekningskoeffisient ($c-470, m^{-1}$) for 0-0.5 m i Hvalerområder den 25. april 1987 med angivelse av 90% konfidensintervall.....	44
13. Predikert svekningskoeffisient ($c-470, m^{-1}$) for 0-4 m i Hvalerområdet den 22.-23. juli 1987 med angivelse av 90 % konfidensintervall.....	45
14. Predikert inverst grønt siktedyp (1/SIKT-G) for målinger i Hvalerområdet den 25. april 1987.....	46
15. Sammenhengen mellom turbiditet (TURB) og digitalverdi for TM1 for målinger i Hvalerområdet den 25. april 1987 med angivelse av 90 % konfidensintervall.....	47
16. Sammenhengen mellom turbiditet (TURB) og digitalverdi for TM3 for målinger i Hvalerområdet den 23. juli 1987 med angivelse av 90 % konfidensintervall.....	48

Side:

17. Sammenhengen mellom suspendert materiale (TSM) og kanalforholdet R1/R3 for målinger i Hvalerområdet den 23. juli 1987..	50
18. Sammenheng mellom turbiditet (TURB) og kromatisitet CHR-B i Hvalerområdet den 23. juli 1987.....	51
19. Satellittbilder som viser fordelingen av turbiditet i Hvalerområdet for fire situasjoner i 1987.....	52
20. Sammenhengen mellom observert og predikert turbiditet (TURB) basert på digitalverdier og reflektansverdier for fire situasjoner i Hvalerområdet i 1987.....	54
21. Sammenhengen mellom digitalverdi for TM6 og observert temperatur i Hvalerområdet for fire situasjoner i 1987, sammenlignet med en modell (At-Sat.T.) etter Markham og Barker (1986).....	55
22. Modell for prediksjon av temperaturen basert på data fra fire situasjoner i Hvalerområdet i 1987 med angivelse av 95 % prediksjonsintervall.....	56
23. Satellittbilder som viser temperaturfordelingen i Hvalerområdet ved fire situasjoner i 1987.....	58
24. Predikert siktedyp med ulike modeller og noen observerte vannkvalitetsparameter for seks stasjoner i Hvalerområdet den 22.-23. juli 1987.....	63
25. Satellittbilder som viser overflatefordelingen av suspendert materiale og temperatur i Hvaler, Ytre Oslofjord og deler nordøstlige Skagerrak den 25. april og 31. august 1987.....	70
26. Satellittbilder som viser fire temakart for vannkvalitetsparametre i Hvalerområdet den 23. juli 1987.....	75

TABELLER

Side:

1. Svekningskoeffisienter på seks stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord for tre bølgelengder i 0-0.5 m den 25.april og 22.-23. juli 1987.....	26
2. Siktedyp (hvitt, vanlig) og spektrale siktedyp (rødt, grønt og blått) for seks stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord for fire situasjoner i 1987.....	28
3. Temperatur (T, °C) og saltholdighet (S, o/oo) i overflaten på seks stasjoner for fire situasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord i 1987.....	29
4. Turbiditet (FTU), total suspendert materiale (mg/l) og klorofyll- <u>a</u> (µg/l) på seks stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord ved fire situasjoner i 1987.....	30
5. Middelerverdi, standardavvik og korrelasjon for TM-kanalene innen treningsområdene den 23. juli 1987.....	36
6. Mahalanobis-avstander mellom klassene for treningsområdene i Hvalerområdet den 23. juli 1987.....	38
7. Korrelasjonstabell for TURB, TM1 og TM3 for data fra Hvalerområdet den 25. april og 23. juli 1987.....	49
8. Verdier for svekningkoeffisienter for 380 og 660 nm angitt av Jerlov (1976) for Kattegat og sørlige deler av Østersjøen, sammenlignet med overflatevannet (0-2 m) i Ytre Oslofjord og Hvalerområdet for 25. april og 23. juli 1987.....	59
9. Prediksjonsintervall for ulike vannkvalitetsparametre med 80-90 % sannsynlighet, basert på Landsat-5 data og samtidige feltobservasjoner fra Hvalerområdet i 1987.....	65
10. Sammenstilling av vannføring, vindobservasjoner og tidevann med Glommavannets spredning vurdert fra satellittdata for fire tidspunkter i 1987.....	67
11. Eksempel på areal og konsentrasjonsberegninger av totalt suspendert materiale i Hvalerområdet for den 25.april 1987...	72

SAMMENDRAG

Formål

Den overordnede målsetting med prosjektet er å utvikle grunnleggende kunnskap om sensorteknologi og satellittdata for fremtidig kartlegging og overvåking av vannkvalitet. Man ønsker å utvikle metoder som på sikt vil bedre og supplere overvåkingen av våre fjorder og vassdrag.

Denne delundersøkelsen skulle også vurdere om satellittdata kunne benyttes for kartlegging av den horisontale spredning av Glomma- og Iddefjordvann i Hvaler og Ytre Oslofjord.

Gjennomføring

For NIVA er det viktig å legge grunnlaget for en tverrfaglig og tverrinstitusjonell satsning, og dette prosjektet ble derfor gjennomført som et samarbeidsprosjekt mellom NIVA, NHL og NR.

Feltarbeidet ble utført i 1987 med flere tokt i Hvaler og Ytre Oslofjord i perioden april til september. I denne rapporten presenteres data fra den 25. april, 22.-23. juli, 31. august og 9. september, hvor det forelå feltobservasjoner og samtidige målinger fra Landsat-5 satellitten. Det ble innsamlet hydrologiske og meteorologiske observasjoner, foretatt optiske og hydrografiske målinger, og innsamlet vannprøver for analyse av ulike vannkvalitetsparametere.

Data fra "Thematic Mapper" (TM) sensoren ombord i satellitten er blitt sammenlignet med totalt suspendert materiale, turbiditet, siktedyp, svekningskoeffisienter og temperatur. Sammenhengen mellom feltobservasjoner og satellittdataene er analysert og modellert med trinnvis regresjon. Det er også testet statistiske klassifikasjonsmetoder på et utvalg av satellittdataene.

Konklusjon

Vurdering av vannkvalitet med TM-data

Undersøkelsen viste at denne type satellittdata kan benyttes til visse kartleggings- og overvåkingsoppgaver av vannkvalitet. TM-data fra Landsat-5 satellitten ga gode sammenhenger med feltobservasjoner av turbiditet, suspendert materiale, temperatur, spektrale og vanlig siktedyp, og svekningskoeffisienter med ulike bølgelengder. Disse vannkvalitetsparametere er relativt uspesifike og beskriver enkeltvis eller i kombinasjon konsentrasjonen av partikler og løste stoffer i

vannmassene. Andre mer spesifikke forurensningskomponenter som samvarierer med disse, bør indirekte kunne kartlegges fra satellitt.

Variasjonen i vannkvalitetsparameterne i testområdet var små (lave konsentrasjoner) og det ble i hovedsak funnet at lineære modeller var tilstrekkelige til å beskrive sammenhengen mellom sensordata og feltobservasjoner. Usikkerheten i prediksjonen var på et akseptabelt nivå tatt i betraktning alle de faktorer som påvirker slike målinger. Det er ved senere prosjekter funnet at med høyere konsentrasjoner av f.eks. suspendert materiale kan andre modeller gi bedre tilpasning.

De optiske TM-kanalene var godt korrelert, og dette er et problem idet informasjonsinnholdet kan bli noe uspesifikt. På tross av dette ble det funnet forskjellig informasjon i de optiske kanalene, som det var viktig å tolke for å få frem spesielle forhold. Avhengig av vannets sammensetning av partikulært materiale kan altså informasjonsinnholdet i de ulike kanalene være forskjellig. Spesielle optiske fordelingsbilder kunne bekreftes med termiske satellittdata, og kombinasjonen av optiske og termiske bilder var derfor nyttig. Klassifikasjonsmetoder kan i enkelte situasjoner benyttes for å få frem ulike spektralsignaturer ved vannmassene. Hvis felldata ikke foreligger kan man allikevel gjøre bedømmelser av den relative vannkvaliteten og få frem influensområder til dominerende vannmasser.

Avhengig av den enkelte situasjon kan data fra flere deler av det elektromagnetiske spektrum benyttes for å kvantifisere mengden av f.eks. suspendert materiale. Det ble vist at høye algekonsentrasjoner i overflatevannmasser kan maskere signalet fra turbid ellevann og vanskeliggjøre tolkning. Etablering av en modell for bestemmelse av f.eks. turbiditet i et "standardisert system", bør antagelig baseres på data fra den røde delen av spekteret. Her vil effekter (absorpsjon) av andre komponenter som lignin, gulstoff, plantepigmenter være minst.

Kalibreringskonstanter for Landsat-5 data produserte i USA for både optiske og termiske kanaler kan ikke benyttes for systemkorrigerede data produsert ved Esrange (Kiruna). Årsaken skyldes antagelig ulike prosesseringsprogrammer. På grunn av de problemene man har omkring absoluttkalibreringer, solvinkel- og atmosfærekorreksjoner er det foreløpig ikke mulig å etablere en generell modell for prediksjon av vannkvalitet basert kun på data fra TM-sensoren.

Vurdering av Glomma- og Iddefjordvannets influensområder.

Undersøkelsen viste at denne type satellittdata var godt egnet til å kartlegge hovedtrekkene i Glomma og Iddefjordvannets influensområder

og spredningsveier. Satellittdataene beskrev Glommavannets spredning bedre enn vannet fra Iddefjorden pga. større innslag av partikler med bedre lysspredende egenskaper. Ved bruk av klassifikasjonsmetoder på satellittdataene kunne man grovt skille de optisk dominerende vannmassene i området. Denne metoden synes å gi en realistisk geografisk fordeling for Glomma- og Iddefjordvann i selve Hvalerområdet. Disse vannmassene kunne i sin tur skilles fra vannmassene i Ytre Oslofjord.

Konsentrasjonen av suspendert materiale i Glomma var forholdsvis lavt ved de undersøkte situasjoner, men satellittdataene ga allikevel tilfredstillende konsentrasjonsfordelinger. Ved en situasjon i juli viste kombinasjonen av satellittdata og feltobservasjoner et område med mye alger mellom Glommavannet og vannet i Ytre Oslofjord. I september inntraff en massiv oppblomstring av dinoflagellater i Kosterfjorden, ytre deler av Singlefjorden og i nærområdene til Glomma, som til en viss grad vanskeliggjorde muligheten for å bedømme Glommavannets influensområde.

Fire situasjoner ble undersøkt mhp. spredning av Glomma- og Iddefjordvann. I april var det en sterk vestlig transport av Glommavann over til Færderområdet. I juli ble ferskvannet i hovedsak holdt tilbake i Hvalerområdet, og det var bare et svakt vest/sydvestlig utbrudd av Glommavann til Ytre Oslofjord. I august fikk man en moderat sydlig spredning av Glommavann inn i svensk farvann vest av Kosterøyene, og i september en svak sydlig spredning til Tisler. Glomma og Iddefjordvannets influensområder kan altså variere fra vestlig ved Færderområdet til sydlig inn i svensk farvann vest av Kosterøyene. Det ble ikke påvist noen nordlig spredning av Glommavannet innover i Ytre Oslofjord, og det ble heller ikke påvist dominerende mengder Glommavann i Kosterfjorden. Imidlertid har felt- og satellittdata i andre prosjekter vist slike episoder.

Nytteverdi og anbefalt bruk i overvåkingssammenheng

Anbefalinger fra denne undersøkelsen er at metoden bør taes i bruk i tilknytning til løpende overvåkingsprogrammer og beslektede prosjekter. Metoden kan enkelt koordineres med dagens overvåkingsprosjekter, og dataene egner seg utmerket der man benytter lokalt personell til feltarbeidet. Denne type fjernmålingsdata bør legges til rette slik at de kan inngå i et fremtidige totalsystem for overvåking av våre vannressurser.

Ved kombinasjon med et mindre antall feltobservasjoner kan satellittdata gi god oversikt over konsentrasjons- og mengdefordelinger av flere vannparametere over store områder. Best resultat oppnåes ved å

benytte empiriske sammenhenger mellom satellittdata og feltdata fra undersøkelsesområdet. Kombinasjon med andre fjernmålingsmetoder og automatiske feltsensorer er verdifullt i perioder hvor tradisjonelt innsamlede data mangler. Slike automatiske målesystemer bør utstyres med korrekt kalibrerte feltsensorer som i størst mulig grad dekker satellittdataenes behov.

Satellittdataene gir informasjon om overflatevannet som det vil være meget kostbart om ikke umulig å få frem med tradisjonelle metoder. Selv om sensorene ikke er optimalisert for bruk i vann vil de være et nyttig hjelpemiddel og god støtte til eksisterende metoder. De vil gi en vesentlig bedre horisontal kartlegging og kan benyttes for å vurdere feltstasjoners representativitet, optimalisering av prøvetagningspunkter og for overvåking av vanskelig tilgjengelige områder. Dataene vil bidra til en bedre tolkning av tradisjonelle data når man f.eks. skal ekstrapolere mellom stasjoner og prøvetagningsserier.

Store mengder data og viktig informasjon om våre vannforekomster registreres daglig fra satellitt, og slike data vil gi ny informasjon om de storstilte prosesser som pågår i våre fjorder og kystområder. Gjennomgang og analyse av arkiverte data fra slike sensorer vil bringe klarhet i flere av de spørsmål man i dag er opptatt av i forbindelse med overvåkingen av våre nære kystfarvann.

Den største svakheten med metoden er væravhengigheten og den "lave" repetisjonsfrekvens ved den enkelte sensor. Væravhengigheten for passive sensorer som måler i synlige lys kan man til en viss grad kompensere for, ved å bruke tilsvarende data fra alle tilgjengelige satellitter. Dette vil alene øke den teoretiske målefrekvensen for høyoppløselige optiske data til ca. 3 ganger pr. uke.

Værforholdene på våre breddegrader gjør at man bør ha en så hyppig observasjonfrekvens som mulig, og kombinasjoner med de mer lavoppløselige vær-satellittdata kan i enkelte sammenheng være nyttig. Prøvetagningsfrekvensen ved bruk av dagens tradisjonelle metoder er f.eks. for langtidsovervåking i kystområdene 1-2 ganger pr. måned, og med de kombinasjoner som er nevnt bør man kunne få brukbare data med minst samme hyppighet.

Satellittdataene kan benyttes til rene kartfremstillinger, ved bruk av PC-baserte bildebehandlingsanlegg. For å få optimal utnyttelse av slike data, bør bruken forankres til utøvere og brukere med gode generelle kunnskaper om denne type vannovervåking. Dette vil sikre at dataene etterhvert nyttes på flere måter og for ulike problemstillinger. Selv om dataene er uspesifikke mhp. vannkvalitet vil man

ved å kombinere med kunnskap om et område, og et systems økologiske egenskaper kunne gjøre bedømmelser av flere forhold enn de man direkte bestemmer ved regresjonsanalyser.

Dagens overvåkingsmetoder er i flere sammenheng utilstrekkelige og det er derfor viktig å utnytte den informasjonen som satellittdata kan bidra med. Det er foreløpig vanskelig å kvantifisere nytteverdien og bedømme hvor mye bedre en undersøkelse vil bli ved bruk av satellittdata, men de vil utvilsomt være med på å kunne tette mange av de kunnskapshull man har om de prosesser og mekanismer som pågår i våre kystvannmasser. Det er derfor interessante perspektiver i fremtidig utnyttelse av slike data i kombinasjonen med andre automatiske og feltbasert metoder, og ved integrering med Geografiske Informasjons Systemer (GIS).

Videreutvikling og forbedringer av metoden

Det må satses på en videreføring av det påbegynte kalibreringsarbeid av dagens ulike satellittsensorer. Arbeidet med absoluttkalibrering av sensordataene til korrekte fysiske størrelser er et meget sentralt punkt. Når man får kontroll med dette forholdet må det arbeides med metoder for å etablere modeller mellom sensordata og vannparametere, som gjør det mulig å predikere vannkvaliteten ut fra satellittdataene direkte. I dette inngår arbeid med solvinkelkorreksjoner, og metoder for å anslå de atmosfæriske bidragene i målingene.

Mye av datagrunnlaget for slike modeller finnes allerede fra ulike prosjekter, og dette materialet må gjennomarbeides mhp. nye opplysninger omkring kalibreringskonstanter for bl.a. TM-sensoren. Det er også mulig at man må gå helt andre og nye veier for å løse disse problemene som f.eks. metoder som bare baserer seg bare på informasjonen i bildene.

De operative aspektene er viktige i den fremtidige overvåking og her vil f.eks. kombinasjon av termiske lavopløselige værsatellittdata og de høyopløselige termiske og optiske data være verdifullt. Nye høyopløselige spektrometere er også under planlegging for plassering i satellitter og det er viktig å få videreført arbeidet for å høste mer praktisk erfaring i tolkning og bruk av multispektrale data. Når de nye mikrobølgesensorene om kort tid kommer i drift må det foretaes en analyse og sammenligning av informasjonsinnholdet fra slike sensorer med optisk fjernmålingsdata. Videre må det arbeides med forbedringer av bestillingsrutiner, nye satellittdataprodukter, elektronisk dataoverføring, videreutvikling av brukerprodukter og generell informasjon om muligheter og begrensninger med metodene.

1. INNLEDNING

1.1 Bakgrunn

Bruk av satellitter for observasjon av jordoverflaten har nå pågått i flere tiår og har gitt oss nye kunnskaper om vår klode. Når man begynte å ta i bruk data fra satellittsystemet ERTS-1 (senere Landsat) i 1972 innførte man en ny dimensjon i observasjoner om jorda og atmosfæren. Begrepet fjernmåling (fjernanalyse) som brukes for denne teknologien kommer fra det engelske uttrykket "Remote Sensing". Fjernmåling innbefatter også observasjoner fra andre plattformer som fly, ballonger og helikoptere, og defineres som en teknikk som på avstand registrerer data om jordens overflate, havet og atmosfæren.

Ved bruk av data fra satellitter kan man få dekket meget store områder i løpet av få minutter, og slike data brukes i dag operativt flere ganger daglig innen meteorologien, og i perioder også for overvåking av snøsmelting (hydrologi). Foruten disse er det potensielle muligheter for å benytte fjernmåling innen geologi, vegetasjonstolkning, klassifikasjon av skog, kyststrømstudier og til overvåking av vannkvalitet.

Bruk av satellittbilder for kartlegging av vannkvalitet startet allerede i 1973 fra Landsat-1 satellitten, knapt 1 år etter at den ble tatt i bruk. Dette er presentert i arbeider av Klemas, Bowker og Ruggles fra 1973. I dag brukes digitale Landsat-data av flere land for å skaffe informasjon i vannsammenheng. I Norge har kartlegging og overvåking av vannkvalitet fra satellitt foreløpig ikke ført til vesentlige operative anvendelser.

I Sverige har man hatt en viss aktivitet på dette feltet i en årrekke og de tidligere arbeidene er presentert i bl.a. Lindell (1980) og Willén og medarb. (1980). En oversikt over behov og anvendelser innen svensk havressursvirksomhet er sammenstilt i en rapport om "Marin Fjärranalys" fra 1985. I Norge ble det laget en utredning om perspektiver og fremtidsutsikter omkring satellittfjernmåling i 1983 (NOU 1983:24), og i de siste årene har man i Norge initiert en ny satsning på dette feltet og det er nå blitt et interessant forskningsfelt. Den nye satsningen i Norge skyldes bl.a. Norges medlemskap i ESA (Den Europeiske Romfartsorganisasjonen) og forskningsrådenes programmer på satellittfjernmåling og miljøteknologi.

De siste års hendelser med algeoppblomstringer og fokusering på miljøet har forsterket behovet for bedre overvåkingsmetoder. Det er derfor viktig å få testet bruken av satellittdata og foreta en

evaluering av hva denne teknologien står for og hva den virkelig kan brukes til. Det er fortsatt en rekke usikkerheter omkring hva denne teknikken kan og ikke kan gjøre, og denne undersøkelsen skal derfor forsøke å gi svar på noen av disse spørsmål.

Mye av de tidligere arbeider med data fra jordressurssatellitten Landsat er blitt foretatt på vannmasser med betydelig høyere innhold av suspendert stoffer enn hva vi normalt finner i norske kystfarvann. I Norge er det heller ikke foretatt større utprøvinger og testinger av denne type data samtidig med feltmålinger av ulike forurensningsindikatorer.

En vurdering av mulighetene for bruk av fjernmålingsdata innen NIVA's arbeidsfelt ble gjort allerede i midten av 70-årene (Haugen og Rørsløtt, 1976). Satsingen ved NIVA den gang ble lagt på bruk av flyfoto, mens bruken av satellittdata ikke fikk den samme oppmerksomhet. Årsaken til dette hadde bl.a. sammenheng med data-tilgjengelighet, bildebehandlingsverktøy, og det faktum at man måtte gjennom en omfattende kompetanseoppbygging, testing og evaluering før man kunne ta teknikken i bruk.

Det er foretatt endel teoretiske betraktninger omkring hvilke muligheter man har med multispektral klassifisering og analyse (Nilsen og Pedersen, 1983). McClimans og Nilsen (1982) har gitt endel eksempler på bruk av fjernmålingsdata i fjorder og kystfarevann, og det er gjennomført endel pilotprosjekter (NPOC-pilotprosjekter, 1987). Et av disse er beskrevet i Nilsen og medarb. (1986) hvor man undersøkte spredning av elvevann fra Jostedal i Gaupne og Lusterfjorden ved bruk av TM-data. NIVA utførte i samarbeid med NR en forstudie for bruk av satellittdata innen vannkvalitet i 1986 (Sæbø og medarb., 1988), og ble senere fulgt opp av dette prosjektet som skulle se på ulike sider ved bruken av satellittfjernmåling av vannkvalitet (Sørensen, 1988b). Endel erfaringer for bruk i limnologiske sammenheng er sammenstilt i Lindell og Sørensen (1990). Slike data er også blitt benyttet ved fysisk planlegging i kystområder (Lindell, 1988).

Hilton (1984) har gitt en oversikt over ulike fjernmålingssystemer og sensorer for overvåking av ferskvann og estuarine områder, og Tassan (1987) har gjort en evaluering av Thematic Mapper (TM) sensoren i Landsat-5 for marine applikasjoner på bakgrunn av "Coastal Zone Colour Scanner"-sensoren i Nimbus-satellitten. Denne sensoren var konstruert for deteksjon av klorofyll og suspendert materiale i oceanisk vann, men er nå ikke i drift, og det ble vurdert om TM-sensoren kunne erstatte denne. Konklusjonen var at den hadde potensiale for å gi kvantitativ informasjon om fundamentale parametre som klorofyll og

suspendert materiale. Det har dog vist seg at klorofyllbestemmelser i kystvannet er vanskelig pga. de høye konsentrasjoner av ikke-planktoniske løste og partikulære stoffer.

Området som blir undersøkt her er Hvalerestuaret og de nære kystvannmasser i Ytre Oslofjord og Kosterfjorden. Dette området tilføres mye ferskvann av ulike karakter som blandes med vann fra Skagerrak og Oslofjorden, og dette området er derfor godt egnet for utprøving av multispektrale sensorer.

Estuarer er dynamiske systemer hvor både langtids (sesong) og korttids (timer og dager) forandringer inntreffer. Variasjoner i topografien (batymetri), blanding (vind/strøm), næringsforhold og vannføring fører til komplekse fordelinger av vannmasser. Undersøkelser av overflatevannmasser i slike områder er derfor vanskelig, og man må basere seg på interpoleringer mellom prøvetagningsserier og stasjoner. Hvis man skal gjøre undersøkelser over store geografiske områder blir slike undersøkelser kostbare, tidsforbrukende og ofte ufullstendige. Det er ikke mulig å få til synoptiske målinger over større områder med tradisjonelle målinger fra båt. Ved å kombinere slike målinger med fjernmålingsdata vil man få en bedre forståelse av fordelingen av vannmasser og hvilke mekanismer som kontrollerer de fysiske og biologiske prosesser i ulike estuarer (Cheshire og medarb., 1985). Collins (1983) benyttet satellittdata sammen med feltdata for å beskrive tilførsel, fordeling og transport av suspenderte sedimenter i Bristol Channel.

Kystområdene til Nordsjøen er karakterisert av kompliserte fordelinger av ulike vannmasser som inneholder høye konsentrasjoner av ulike stoffer, partikulært materiale og plankton. Suspendert stoff må betraktes som hovedbærer av ulike uorganiske og organiske stoffer inkludert forurensninger og blir derfor et hovedsubstrat for biokjemiske prosesser. Fordeling av planteplankton indikerer områder med høy biologisk aktivitet. Doerffer og medarb. (1989) hevdet at dagens metoder for å undersøke og overvåke kystvannmassene i Nordsjøen er utilstrekkelige. Det betyr at nye metoder må taes i bruk og at man i fremtidig miljøovervåking i større grad må kombinere automatiske metoder med dagens hovedsakelig tradisjonelle feltbaserte metoder.

1.2 Formål og gjennomføring

Den overordnede målsetting med prosjektet er å utvikle grunnleggende kunnskap om sensorteknologi og satellittdata for fremtidig kartlegging og overvåking av vannkvalitet. Man ønsker å utvikle metoder som på sikt vil bedre og supplere overvåkingen av våre fjorder og vassdrag.

Denne undersøkelsen skulle også vurdere om satellittdata kunne benyttes for kartlegging av den horisontale spredning av Glomma og Iddefjordvann i Hvaler og Ytre Oslofjord.

Man skulle foreta en omfattende sammenligning av satellittdata og ulike observerte størrelser i vannmassene. Ved hjelp av overflateobservasjoner og satellittdata skulle man gjøre situasjonbestemte estimater av mengden suspendert materiale som transporteres i de øvre vannmasser, og som eventuelt sprer seg sydover inn i svensk farvann.

For NIVA er det viktig å legge grunnlaget for en tverrfaglig og tverrinstitusjonell satsning og prosjektet ble derfor gjennomført som et samarbeidsprosjekt mellom flere institusjoner.

Feltarbeidet ble lagt opp slik at man sikret seg mest mulig informasjon om vannmassene. Det er blitt samlet inn hydrologiske, meteorologiske, hydrografiske, optiske observasjoner, og det er foretatt analyser på turbiditet, total suspendert materiale og klorofyll. Felldata og satellittdata er blitt analysert med trinnavis regresjon og man har testet statistiske klassifikasjonsmetoder på satellittdataene. Måling av klorofyll fra satellittdata har ikke vært en del av denne undersøkelsen.

I rapporten er det inkludert flere vedlegg som tar for seg noen teoretiske begreper og prinsipper innen satellittfjernmåling. Det er også tatt med en bred gjennomgang av optiske målinger og optisk teori i vann, da dette er sentralt i tolkningen av satellittdata.

2. MATERIAL OG METODER

2.1 Testområdet

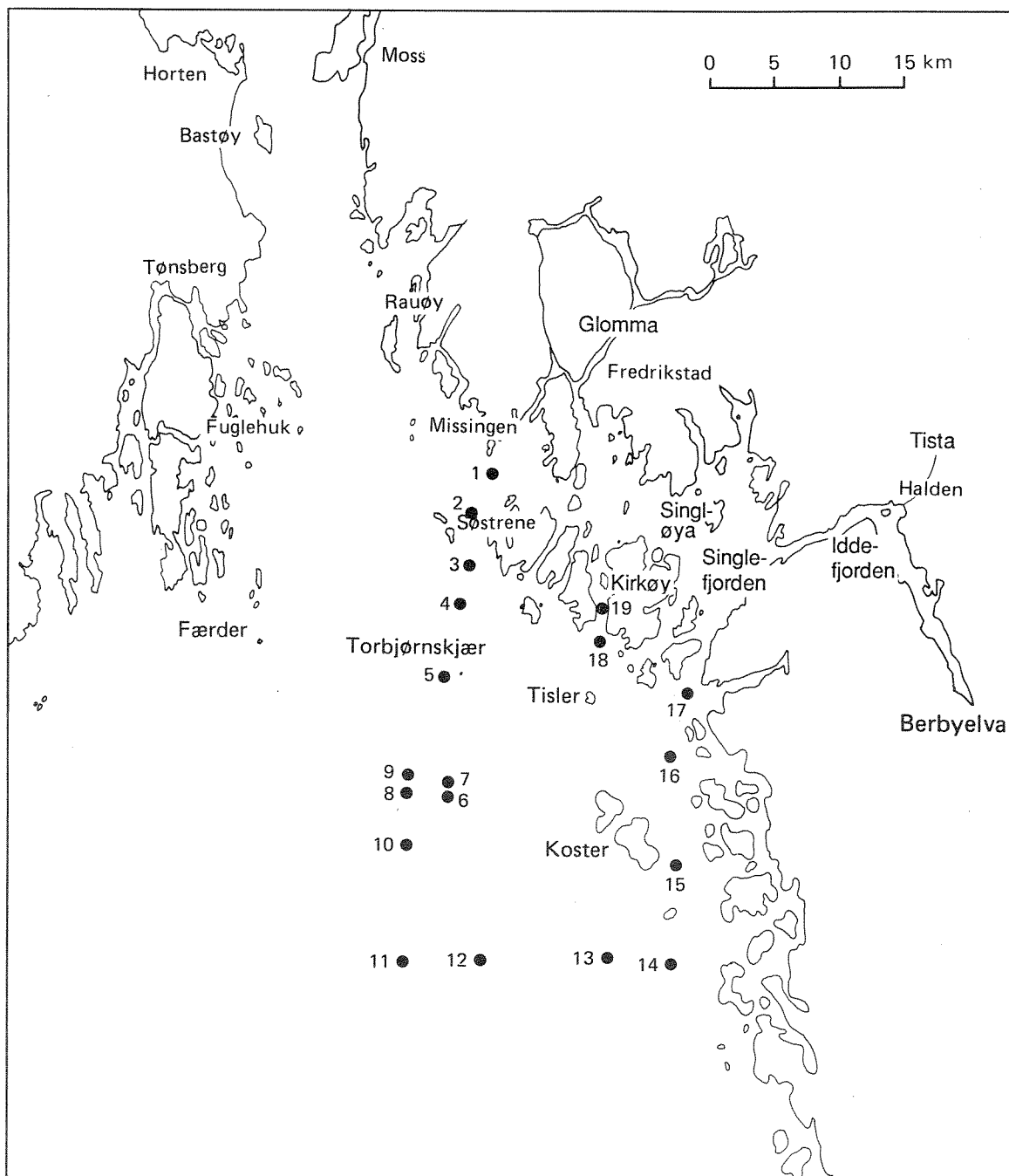
Ferskvanntilrenningen til Hvalerområdet kommer i hovedsak fra Glomma som transporterer store mengder suspendert materiale med mye erosjonsprodukter. Vannet i Iddefjorden (Ringdalsfjorden) har et betydelig lavere innhold av suspendert uorganisk materiale, men preges derimot av et høyt innhold av løst organiske materiale (ligning og humuslignende stoffer). Glomma drenerer et område på 41767 km², mens Haldenvassdraget (Tista) som renner ut i Iddefjorden ved Halden har et nedbørfelt på 1594 km². Foruten ferskvannet fra Glomma og Haldenvassdraget påvirkes området dessuten av vann fra Kattegat, Ytre Oslofjord og Skagerrak.

Det ble gjennomført flere tokt i Hvalerområdet i perioden april til september 1987, og fire situasjoner blir gjennomgått nærmere. Det ble ikke benyttet et fast stasjonsnett, men løpende stasjonsnummer for hvert tokt, og stasjonsplasseringene er vist i figur 1 - 4. For toktet den 25. april dekket stasjonene også området ut i Skagerrak og syd for Koster, mens det var færre stasjoner i det sentrale Hvalerområdet. Den 23. juli dekket stasjonsnettet i hovedsak Hvaler/Singlefjord-området. Den 31. august var det få stasjoner i selve Hvalerområdet, men det er benyttet feltdata fra andre deler av Oslofjorden. På det siste toktet den 9. september dekket stasjonene i hovedsak Hvalerområdet.

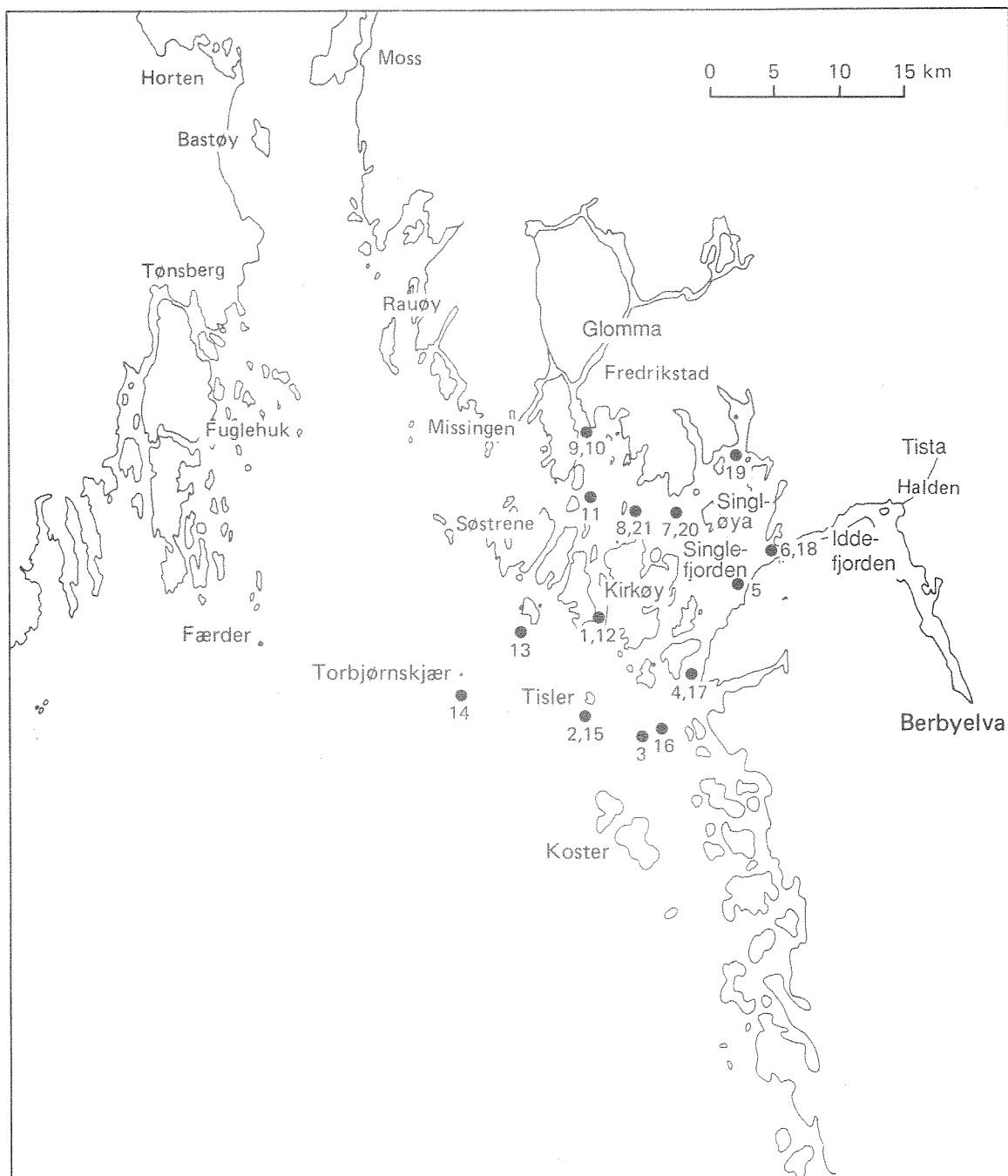
2.2 Satellittdata

De satellittdata som benyttes i denne undersøkelsen er fra jordressurssatellitten Landsat-5. Denne satellitten går i en høyde på 835 km og passerer området med en dekning på 185 km's bredde i en fast repetisjonssyklus. Satellitten går i faste baner hvorav 2 dekker Hvalerområdet, hver med en frekvens på 16 dager. Det benyttes data fra en multispektral sensor ("Thematic Mapper") og målingene er tatt samme dag som feltobservasjonene. Tidsforskjellen mellom måling og satellittopptak ligger i hovedsak maksimalt på 8 timer, og de stasjoner som var mest utsatt for variasjoner ble forsøkt tatt først.

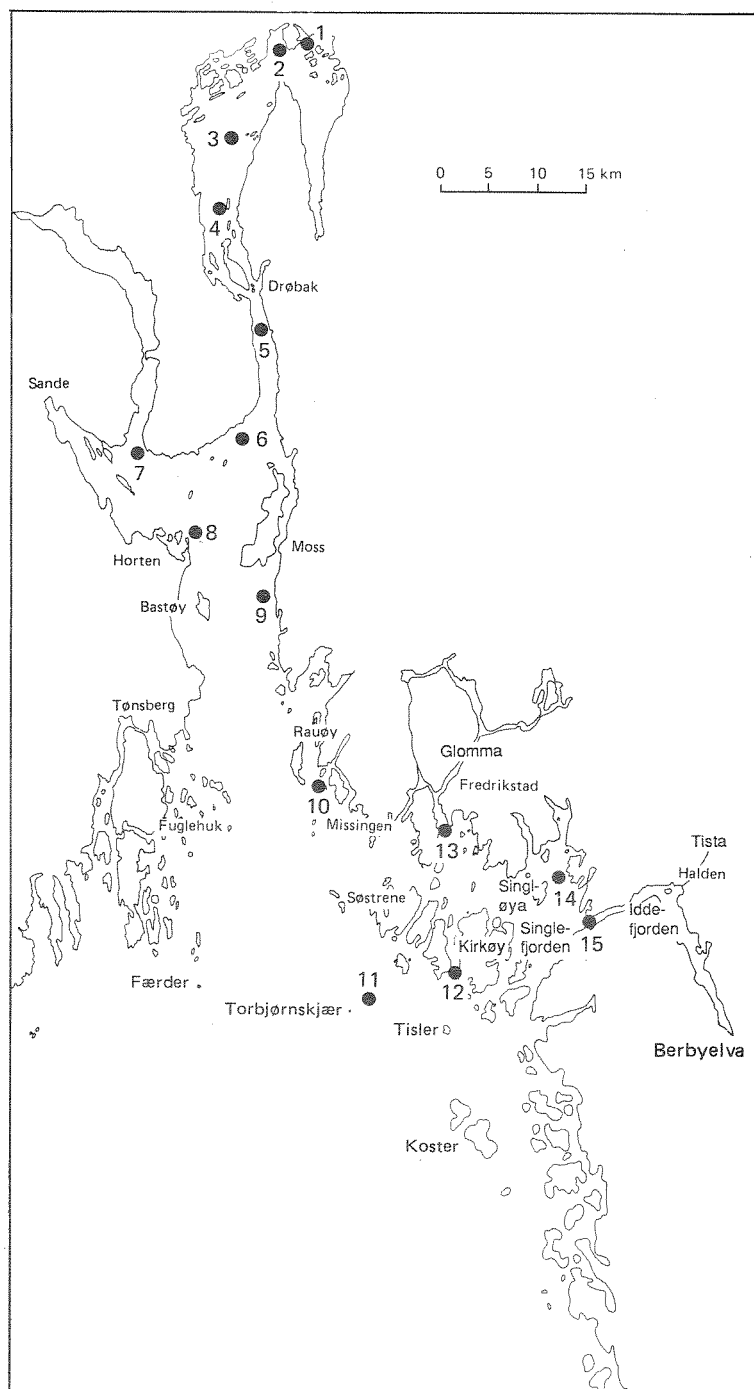
Thematic Mapper sensoren (TM) har 7 kanaler fordelt fra den synlige til den termisk infrarøde delen av det elektromagnetiske spektrum. Oppløseligheten til sensorene er 30 m for de optiske kanaler og 120 m for den termiske. Dataene leses ned ved satellittstasjonen Esrange utenfor Kiruna (Nord-Sverige), og et utsnitt av dataene over Hvaler og Ytre Oslofjord blir bearbeidet i denne undersøkelsen. I vedlegg A presenteres data om satellittens sensorer og andre spesifikasjoner.



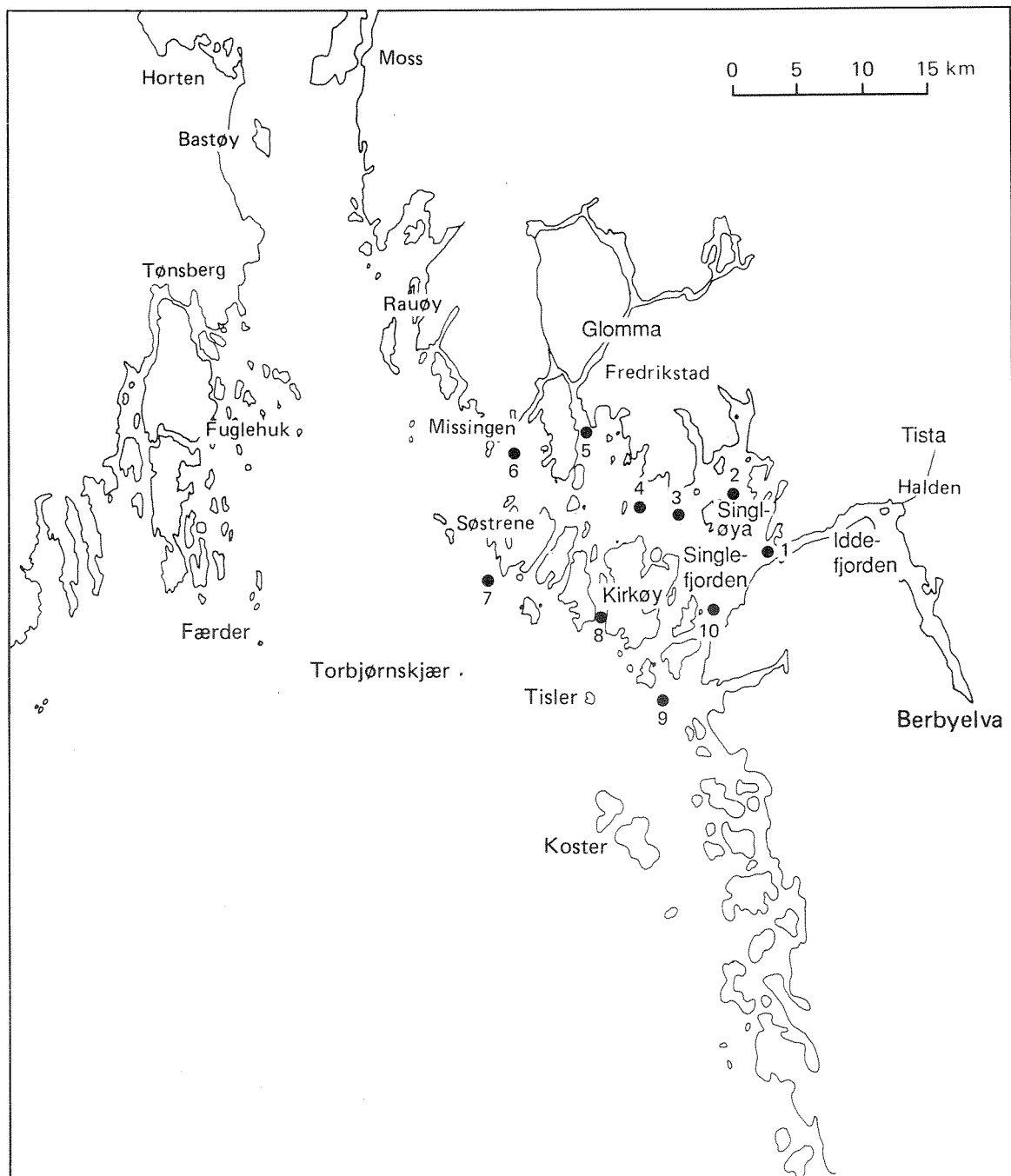
Figur 1. Stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord den 25. april 1987.



Figur 2. Stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord den 22.-23. juli 1987.



Figur 3. Stasjoner i Hvaler og Oslofjorden den 31. august 1987.



Figur 4. Stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord den 9. september 1987.

2.3 Innsamling av feltdata

Målinger av temperatur (T) og saltholdighet (S) ble foretatt med en Neil Brown CTD eller salinoterm (Electronic Switchgear MK-II). Salinoterm ble brukt på mindre tokt med lokal båt. For toktet i september ble saliniteten analysert med salinometer på de innsamlede vannprøver. På de større tokt ble det målt TS-profiler til ca. 25 m, eller minimum ned til siktedypet. Kontinuerlige profiler av klorofyllfluorescens og turbiditet ble målt på apriltoktet med et Variosens in situ fluorometer etter en metode beskrevet i Sørensen (1988a).

Vannprøver ble innsamlet enten med Niskin, Hydrobios eller med Rutner-vannhentere i overflaten på 0.1-0.5 meters dyp. Prøver til videre analyse er som regel konservert eller filtrert ombord, men på de mindre tokt ble filtreringene foretatt innen 1 døgn etter prøvetaking.

Innsamlede vannprøver ble analysert for klorofyll-a og nedbrytningsprodukter (phaeophytin). Summen av disse ble uttrykt som total klorofyll (KLA) og er benyttet for å uttrykke den totale planteplanktonmengden (dødt og levende). Det har ikke vært som målsetting å sammenligne satellittdata med klorofyll, men dette er tatt med for å beskrive sammensetningen av det partikulære materialet.

Det ble analysert for total suspendert materiale (TSM) med bruk av 0.4 µm Nucleoporefilter. TSM verdien gir et uttrykk for den totale mengden partikulært organisk og uorganisk materiale. Turbiditeten (TURB) er målt med et Hach turbidimeter (Modell 2100 A) og uttrykkes i FTU-enheter (Formazin Turbidity Unit). TURB gir uttrykk for spredningen av hvitt lys, og denne størrelsen vil påvirkes av blandingen av organisk og uorganisk materiale. Organisk (absorberende) materiale gir lavere spredning enn uorganisk, og denne parameteren gir derfor størst uttrykk for den uorganiske fraksjonen.

2.4 Optiske feltmålinger

Optiske målinger er viktige for tolkning av fjernmålingsdata, og slike målinger ble derfor inkludert i denne undersøkelsen. Se vedlegg B for en nærmere teoretisk gjennomgang. For å bestemme vannets iboende totale optiske svekningskoeffisient, ble det utført transmisjonsmålinger med et in situ transmisjonsmeter (Q-instrument) på toktet i april og juli. Transmisjonsmålingene ble utført på ulike bølgelengder, og de tre viktigste (470, 530 og 660 nm) for sammenligning med satellittdataene er bearbeidet i denne rapporten.

Siktedypet er målt med en hvit Secchiskive med diameter på ca. 20 cm. Det dypet der skiva forsvinner er observert både direkte og ved å betraktes gjennom ulike fargefiltre, henholdsvis blått, grønt og rødt filter (spektrale siktedyp). De spektrale tyngdepunktene i disse målingene var 470, 530 og 650 nm. En nærmere beskrivelse av de optiske målinger er presentert i vedlegg C.

2.5 Andre observasjoner

Vinddata er innhentet fra Meteorologisk Institutt for Færder fyr for perioden 1. april til 31. oktober. Vindhastigheten er observert fire ganger i døgnet, henholdsvis kl. 0100, 0700, 1300 og 1900, og den døgnmidlede vindfart er beregnet. For Glomma er det benyttet vannføringsdata fra Solbergfoss for perioden 1. april til 31. oktober og gir i følge NVE representativt anslag for vannføringen. Vannføringsdata for Haldenvassdraget er innhentet fra Halden Hovedvassdrags Brukseierforening. Tidevannsobservasjoner er målt ved Oscarsborg og innhentet fra Statens kartverk.

2.6 Bildebehandling

Digital bildebehandling er gjort på en GOP-300 bildeprosessor fra Teragon-Context AB og en VAX med tilknyttet bilde-display av typen RAMTEK/MARQUIS. Utsnitt av scenene som dekket områdene med feltstasjoner ble laget på bildebehandlingssystemet. For bruk i de statistiske analysene ble det ut fra satellittdataene beregnet lokale minimum-, maksimum- og middelveidier i omegner på (5x5) bildeelementer omkring feltstasjonene. Middelveidien ble så benyttet i den videre statistiske analysering (modellering). Bildeelementene (pikslene) er satellittdataenes oppløselighet (minste punktet på bakken), som for Landsat's TM-sensor er 30 m for de optiske kanaler og 120 m for den termiske sensoren.

Et problem ved satellittfjernmåling er den store datamengden som skal behandles. En Landsat TM kvart-scene består av 7 kanaler som hver består av 3000x3000 piksler og ialt gir dette 63 Mbytes. Med en oppløsning i bildene på 30 meter er det mulig å redusere datamengden uten at resultatene blir vesentlig forringet. Dette ble gjort ved at bare et utplukk av pikslene ble brukt (resampling).

Landsatbildene inneholder en del støystriper, og bildene ble derfor glattet. For at landpiksler ikke skulle innvirke på resultatene ble disse fjernet fra bildene. En nærmere beskrivelse av disse trinn i bildebehandlingen blir beskrevet i kap. 3.2.

2.7 Statistiske analyser

Sammenhengen mellom de målte vannkvalitetsparametre og de satellitt-registrerte intensitetene i TM-kanalene 1 - 6 eller kombinasjoner av disse er analysert ved hjelp av trinnvis regresjon. Ved denne metoden har en identifisert de kanalene som gir et statistisk signifikant bidrag til forklaring av de målte parametrene. Signifikansnivået er satt lik 5 %, det vil si at det skal være mindre enn 5 % sannsynlig at en kanal som er med i den valgte modellen ikke betyr noe for den aktuelle parameteren.

I kap. 3.3 blir ulike modeller basert på feltdata utviklet. Resultatene kan vises som bilder, ved hjelp av GOP-300's bildekalkulator, dvs. et system som raskt utfører matematiske beregninger på alle pikslene i bildet. I vedlegg D er det gitt en nærmere forklaring på de statistiske analysene og de statistiske aspekter ved selve bildebehandlingen er behandlet i kap. 3.2.

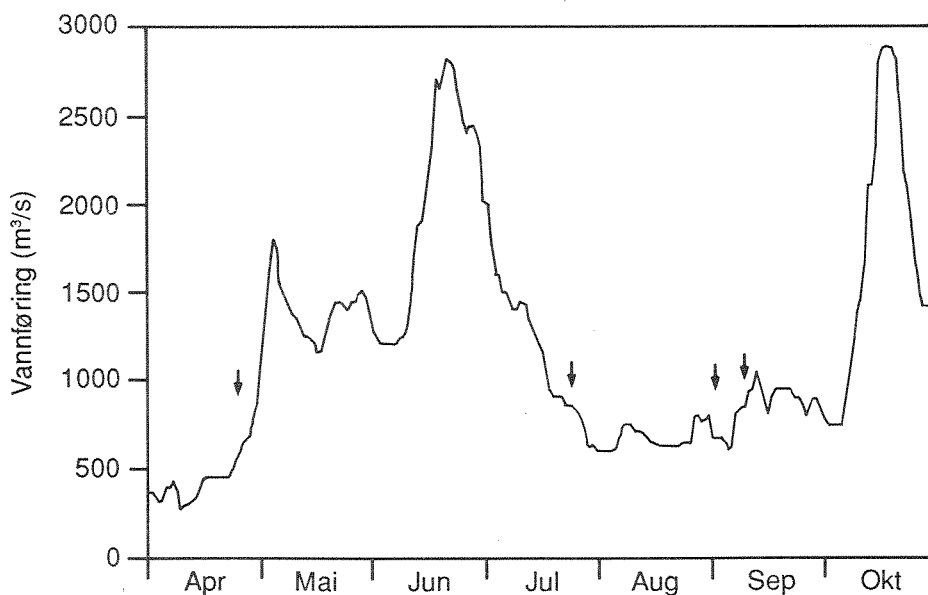
3. RESULTATER

3.1 Analyse av feltobservasjoner

3.1.1 Meteorologiske og hydrologiske forhold

De meteorologiske og hydrologiske forholdene like før og under satellittpasseringen er viktige for den senere tolkning av spredningsbildene. Ferskvannstilførselen fra Glomma og Haldensvassdraget, samt vind og vannstandsvariasjoner for de ulike toktene er derfor beskrevet nærmere.

Døgnmidlet ferskvannstilførsel til Hvalerområdet fra Glomma, som er den klart dominerende, er vist på figur 5. Av Glomma's to utløp transporterer Østerelva (Løperen) ca. 2.5 gang så mye vann som Vesterelva (Magnusson og Skei, 1984). Den døgnmidlede vannføring i Glomma i perioden april-oktober 1987 varierte mellom 276-2894 m³/s, og de største vannføringene ble målt 17.-20. oktober. Dette er eksepsjonelt, og denne høstflommen var den største på mange år og skapte store ødeleggelser på sørøstlandet. Lavlandsvårflommen startet helt i slutten av april og begynnelsen av mai. Maksimum tilrenning fra Glomma ble 5. mai målt til 1798 m³/s. Snøsmeltingen i de høyereliggende områder som drenerer Glomma viste seg som en relativt langvarig flomtopp fra ca. 10. juni - 10. juli. Maksimal døgnmidlet vannføring under denne flommen var 2821 m³/s.



Figur 5. Døgnmidlet vannføring ved Solbergfoss i Glomma fra 1. april til 31. oktober 1987. Tidspunkter for satellittdata og feltobservasjoner er avmerket.

Den 25. april var døgnet vannføring i Glomma lav med ca. 400 m³/s, og den 23. juli ca. 870 m³/s. I Haldenvassdraget var vannføringen på de tilsvarende toktdagene 42 og 15 m³/s. På toktet den 31. august var vannføringen i Glomma 800 m³/s og i Haldenvassdraget 17 m³/s og den 9. september hhv. 849 og 18 m³/s. Vannføringen i Haldenvassdraget utgjorde fra ca. 2 % til ca. 10 % av Glomma for disse fire situasjonene. Tilførselene fra Haldenvassdraget via Tista utgjør ca. 60% av totalen til Iddefjorden. Mesteparten av det resterende kommer fra Berbyelva innerst i Iddefjorden, som har en midlere årlig vannføring på ca. 12 m³/s (Magnusson og Skei, 1978).

Vindretning 24.-25. april varierte mellom sørvest og nord-nordvest og den midlere retning i perioden var fra vest. Døgnet vindfart disse to dagene sett under ett varierte mellom 2-6 m/s og var den 25. april ca. 3 m/s. Under toktet den 22.-23. juli var det også moderate vinder med retning hovedsakelig fra vest/sørvest. Vindfarten varierte mellom 2-6 m/s. Den 31. august var vindretningen før satellittpassering fra nord/nordvest. Vindfarten varierte noe mer enn under de to tidligere toktene, henholdsvis mellom 2-12 m/s. I september var vindretningen temmelig konstant fra vest og vindfarten var også relativt stabil og varierte i størstedelen av perioden mellom 8-11 m/s. Vindpåvirkningen ble vurdert inntill 1 døgn før satellittpassering.

Middelvannstand den 25. april var noe lavere enn normalt og dagene før satellittpassering var det synkende middelvannstand, og under passering var det lavvann. Dagene før den 23. juli var det svakt stigende middelvannstand i området og lavvann ved satellittpassering. Middelvannstanden dagene før den 31. august var stabil og det var nesten maksimal høyvann ved passering, og den 9. september var det noe synkende middelvannstand på morgenen og lavvann under satellittpassering.

3.1.2 Optiske forhold

Forståelsen av de optiske forholdene i vannmassene er viktige ved tolkning av satellittdataene. Den totale svekningskoeffisienten, (c), ble målt i april og juli og de 3 viktigste bølgelengdene er benyttet i tolkningen.

I tabell 1 er svekningskoeffisientene i overflaten på noen utvalgte stasjoner sammenstilt. Den totale svekningskoeffisienten i vannmassene fra Glomma og Kosterfjorden i april varierte fra 0.95 til 4.7 i den blå (c-470) delen av spekteret. Det var noe mindre forskjell mellom vannmassene for de to andre bølgelengdene. I Kosterfjorden var det stor svekning for alle bølgelengdene pga. mye planktonalger (Jfr. kap.

3.1.3). I juli var den totale innbyrdes forskjell mindre, men nå var det Singlefjorden som hadde den største svekning og Kosterfjorden lavest.

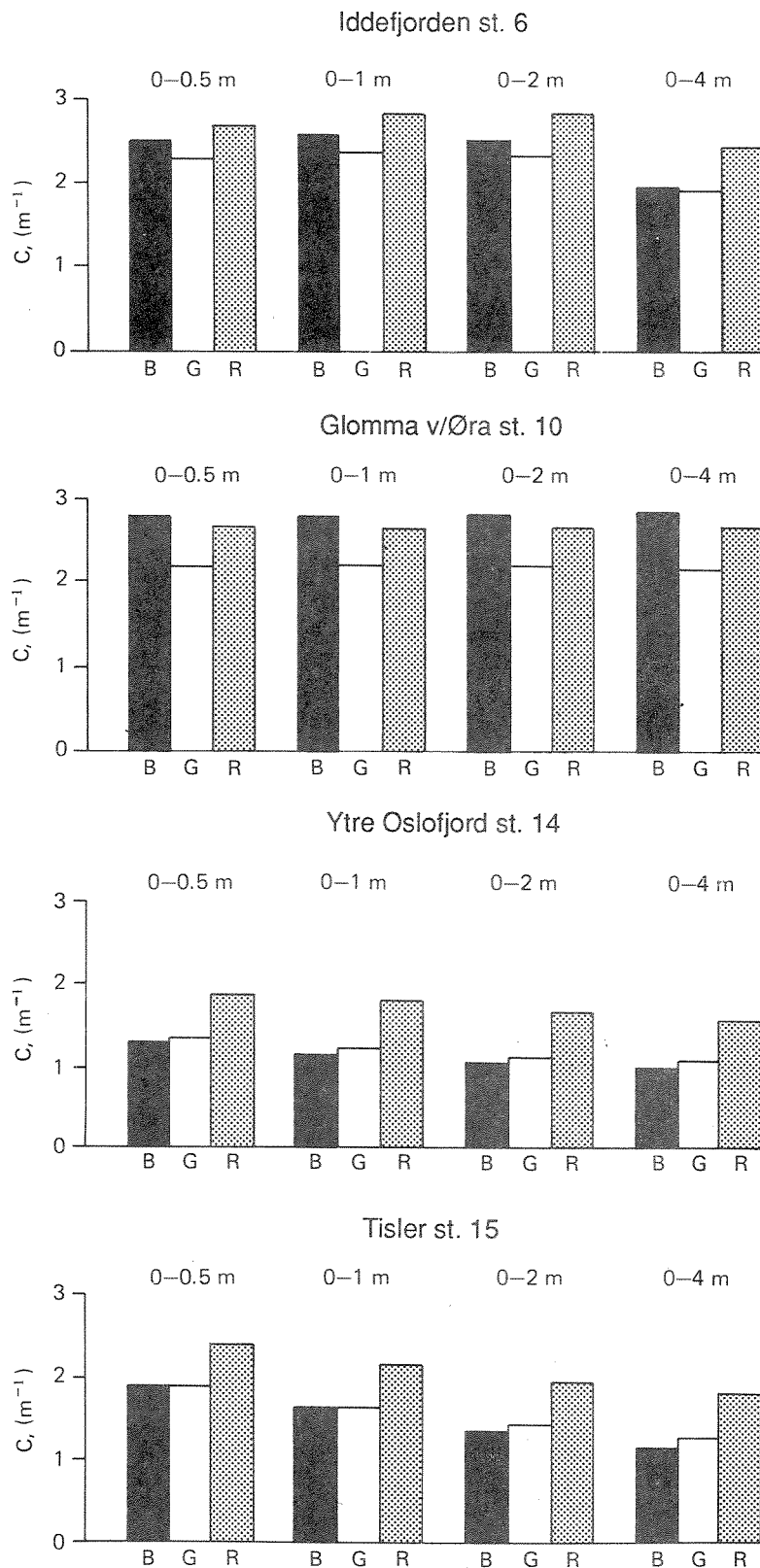
Tabell 1. Svekningskoeffisienter på seks stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord for tre bølgelengder i 0-0.5 m den 25. april og 22.-23. juli 1987.

Stasjoner	25. april				22.-23. juli			
	St.	c-470	c-530	c-660	St.	c-470	c-530	c-660
Glomma	19	4.71*	3.63	3.81	10	2.78	2.23	2.71
Iddefj.	-	-	-	-	6	2.50	2.29	2.74
Singlefj.	17	2.31	3.09	3.16	17	3.05	2.79	3.30
Kosterfj.	14	2.80	3.24	2.91	16	1.13	1.25	1.77
Tister	-	-	-	-	15	1.89	1.87	2.39
Y. Oslofj.	9	0.95	0.85	1.02	14	1.27	1.34	1.85

* Målinger foretatt ved Glommas munning v/Håbu.

Det er de øvre vannmassenes svekning av lys som er av betydning for hva som spres tilbake til satellittsensorene. Den midlere svekningskoeffisient i de øvre vannlag ned til 4 m ble beregnet og senere benyttet ved sammenligningen. Hvordan denne lagdelingen gir seg utslag i de dybdeintegreerte svekningskoeffisientene er vist for juli-situasjonen i figur 6. Den midlere svekningskoeffisient c for de tre viktigste bølgelengder på fire stasjoner med "ulike" vannmasser er her tatt med. Dette er de samme stasjoner som senere ble brukt som treningsområder for klassifikasjon av satellittdataene (Jfr. kap. 3.2).

I juli hadde Glommavannet størst svekning med verdier omkring 3 m^{-1} for 470 nm. For 530 og 660 nm veksler Glomma og Iddefjorden om den største svekningen med verdier mellom $2-3 \text{ m}^{-1}$. I Tislerområdet var verdiene mellom 1 og 2.5 m^{-1} og Ytre Oslofjord lavest med verdier mellom 1 og 2 m^{-1} . Det er en tendens til at Glomma og Iddefjordvannet har minst svekning i grønt (530 nm), Iddefjorden størst i rødt (660 nm) og Glomma størst i blått (470 nm). For Tisler og Ytre Oslofjord var det gjennomgående størst svekning i rødt, mens blått og grønt var omtrent like.



Figur 6. Midlere svekningskoeffisient (c) integrert over 0-0.5, 0-1 0-2 og 0-4 m for blått (B), grønt (G) og rødt (R) lys på fire stasjoner i Hvalerområdet den 23. juli 1987.

Vanlig siktedyp (hvitt) ble målt på alle toktene og spektrale i april og juli (tabell 2). I april var det < 1 m sikt i Glomma og 7.5 m i Ytre Oslofjord og altså store optiske forskjeller. I juli var forskjellen mindre og var hhv. for Glomma og Ytre Oslofjord 1.5 og 4.0 meter. De samme optiske forskjeller fremgikk av svekningskoeffisientene (tabell 1). I august og september var det < 3 m sikt i Hvaler. Det lave siktedypet på 0.7 m i Kosterfjorden i september skyldtes en kraftig algeoppblomstring (Jfr. kap. 3.1.3).

I Glomma ble det for alle situasjoner målt mindre enn 2 m sikt (hvitt), og det er tidligere vist at siktedyp på 1-2 meter forekommer i 80% av tiden under sommerhalvåret i dette området (Magnusson og Skei, 1984). Ytterst i Iddefjorden varierte siktedypet fra 1.8-3.2 m og er på nivå med hva som ble funnet i perioden 1977-85 (Knutsen, 1986). Det ble da funnet at de høye ligninkonsentrasjonene forklarte mye av det reduserte siktedypet, mens det naturlige humusinnholdet i Tista antagelig var av underordnet betydning. Ligning og lignosulfonater er brunfargede stoffer som stammer fra sulfittavlut (Knutsen, 1986), og disse har en sterk absorpsjon i den blå delen av spekteret, og er hovedårsaken til Iddefjorden karakteristiske farge.

De spektrale siktedypene viser hvordan vannets optiske egenskaper forandres når man nærmer seg Glomma og Iddefjorden. I Ytre Oslofjord var det grønne siktedypet størst, mens grønt og rødt ble omtrent like innenfor Hvalerøyene. Dette sammenfaller med at grønt lys ofte har den minste svekning i disse vannmassene (Jfr. fig. 6).

Tabell 2. Siktedyp (hvitt, vanlig) og spektrale siktedyp (rødt, grønt og blått) for seks stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord for fire situasjoner i 1987.

Stasjoner	25. april					23. juli					31. aug.		9. sept.	
	St.	H	R	G	B	St.	H	R	G	B	St.	H	St.	H
Glomma	19	0.9	0.8	0.8	0.6	10	1.5	1.4	1.3	1.0	13	1.5	5	1.6
Iddefj.	-					18	1.8	1.5	1.5	0.9	15	3.2	1	3.0
Singlefj.	17	2.6	2.0	2.2	1.5	17	2.0	1.4	1.4	1.0	-		10	2.5
Kosterfj.	14	3.2	1.7	2.1	1.8	16	3.8	2.8	3.3	2.4	-		9	0.7
Tisler	-					15	2.3	1.6	1.6	1.4	-		-	
Y. Oslofj.	9	7.5	3.5	5.5	4.5	14	4.0	2.2	2.4	1.7	11	*)	-	

*) Måling foretatt kl. 23.45.

3.1.3 Hydrografiske og hydrokjemiske forhold

Av de hydrografiske parameterne er det kun overflatetemperaturen som direkte vil bli sammenlignet med satellittdataene. Kjennskap til vertikalfordeling av temperatur og saltholdighet er derimot viktig der hvor satellittdataene f.eks. skal benyttes for beregning av den totale mengden suspendert materiale i overflatevannmassene. Dette er senere gjort som eksempel for aprilsituasjonen og den hydrografiske vertikalfordelingen er derfor nærmere beskrevet for denne situasjonen. De hydrokjemiske parameterne som er av betydning er mengden av suspenderte stoffer som her er uttrykt som turbiditet (TURB) eller total suspendert materiale (TSM). Hvor mye partikler som er av planktonisk opprinnelse får man fra klorofyllkonsentrasjonen.

Tabell 3 gir en oversikt over temperatur og saltholdigheten i overflaten på sentrale stasjoner og vannmasser ved de fire situasjonene. I april og juli ble det målt temperaturforskjeller mellom vannmassene på 3-3.5 °C, som burde gi tilstrekkelige termiske signaturer for å skille de ulike vannmasser fra hverandre med satellittdata. I august og september kan dette bli vanskeligere da forskjellen i temperatur mellom elvevannet og vannet i Oslofjorden og Kosterfjorden maks. 1 °C.

Tabell 3. Temperaturer (T, °C) og saltholdighet (S, o/oo) i overflaten på seks stasjoner for fire situasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord i 1987.

Stasjoner	25. april			23. juli			31. august			9. september		
	St.	T	S	St.	T	S	St.	T	S	St.	T	S
Glomma	19	4.3*	17.8*	10	17.6	8.2	13	14.5	5.7	5	14.4	8.4
Iddefjord	-	-	-	18	20.6	11.5	15	15.1	16.0	1	15.8	13.7
Singlefjord	17	7.2	16.8	17	19.8	17.4	-	-	-	10	15.1	13.6
Kosterfjord	14	7.7	25.2	16	17.9	25.5	-	-	-	9	14.8	18.8
Tisler	-	-	-	15	20.1	21.0	-	-	-	-	-	-
Y. Oslofjord	9	6.7	29.9	14	18.8	23.0	11	14.8	23.1	-	-	-

*) Målinger foretatt ved Glommas munning v/Håbu.

Figur 7 viser vertikalfordelingen av temperatur og saltholdighet den 25. april på de viktigste stasjonene Glomma, Singlefjorden, Kosterfjorden og Ytre Oslofjord. Tykkelsen på ferskvannslaget i Glomma var 2-3 m, og i Singlefjorden 1-2 m. I Kosterfjorden var det et noe svakere utviklet sprangskjikt på ca. 4 m og et mindre ved 1-2 m, mens det i Ytre Oslofjord var liten sjiktning.

I tabell 4 er de viktigste hydrokjemiske data på de typiske vannmassene for toktene sammenstilt. Det var stort sett lave konsentrasjoner av suspendert materiale (< 5 mg/l). I april mangler målinger øverst i Glomma og her er det sannsynlig at konsentrasjonen var noe høyere. Tislerstasjonen som lå i ferskvannsfronten hadde noe høyere innhold av suspendert materiale og den høyeste klorofyllverdien i juli (5 µg/l). I Kosterfjorden i september var det veldig mye suspendert materiale (21 mg/l), som skyldtes en oppblomstring av dinoflagellaten Ceratium furca (141 µg klorofyll-a/l). Det var også mye planteplankton i Singlefjorden og i utløpet av Iddefjorden. Bortsett fra disse ekstremt høye verdiene i september hadde Glomma gjennomgående de høyeste verdier for turbiditet og suspendert materiale og Oslofjorden og Koster lavest.

Tabell 4. Turbiditet (FTU), total suspendert materiale (mg/l) og klorofyll-a (µg/l) på seks stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord ved fire situasjoner i 1987. (Stasjoner som tabell 3).

Stasjoner	25. april			23. juli			31. august			9. september		
	TURB	TSM	KLA	TURB	TSM	KLA	TURB	TSM	KLA	TURB	TSM	KLA
Glomma	4.3 *)	3.6 *)	2.5	2.7	5.0	2.6	3.7	3.9	2.3	4.3	4.2	1.6
Iddefjord	-	-	-	1.4	2.3	2.9	1.3	3.1	4.3	1.3	3.2	13.5
Singlefj.	1.4	1.5	7.2	1.3	3.5	4.7	-	-	-	1.7	5.1	20.0
Kosterfj.	0.73	1.2	9.1	0.90	0.96	2.1	-	-	-	5.6	21.4	141
Tisler	-	-	-	0.95	2.2	5.0	-	-	-	-	-	-
Y. Oslofj.	0.31	0.67	1.7	0.75	1.1	3.4	1.8	1.8	2.9	-	-	-

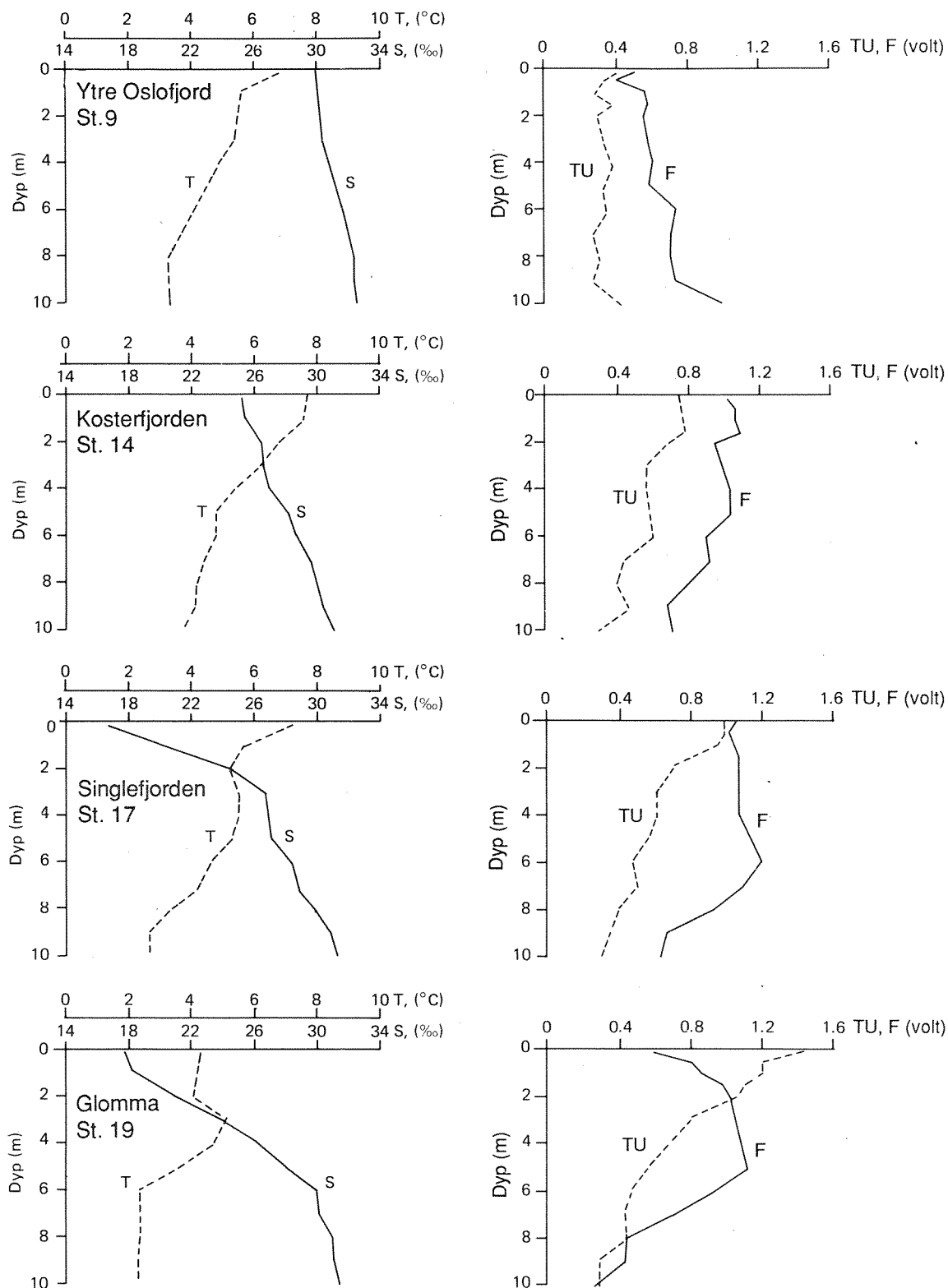
* Målt ved Glommas munning.

Som diskutert tidligere, så kan lagdelingen av partikler ha betydning for tilbakespredningen av lys til satellittsensoren. Ved å måle vertikalfordelingen av turbiditets- og klorofyllfluorescens kan man bestemme lagdelingen, og grovt skille mellom uorganiske og planktoniske partikler (alger). Dette ble foretatt på apriltoktet og denne informasjonen benyttes sammen med hydrografidata for å beskrive tykkelsen på laget med suspendert materiale.

Turbiditetsprofilen i Glomma i april (figur 7) viste høye verdier i de øverste 0.5-1 m samtidig med "lav" klorofyllfluorescens. Fluorescensprofilen hadde et maksimum ved ca. 5 m. Dette er en typisk fordeling for dette området, hvor planktonalger får gunstige vekstforhold under ferskvannslaget. Dette planktonet kan så føres inn i området med reaksjonsstrømmen. Singlefjorden har en lignende fordeling med høy turbiditet i de øvre 1-2 m og en planktontopp ved 6 m. Planktonet på disse dypene har liten eller ingen betydning for det tilbakespredte lyset til atmosfæren for disse stasjonene.

I Kosterfjorden fulgte turbiditetsprofilen i større grad fluorescensfordelingen, hvilket tyder på at her er turbiditeten i større grad et uttrykk for fordelingen av planteplankton. Det samme gjelder for Ytre Oslofjord bortsett fra at man her hadde et dypere liggende planktonlag ved ca. 10 m. Dette laget av planktonalger i Ytre Oslofjord har ingen betydning for tolkningen av satellittdataene.

Turbiditeten i Iddefjorden lå på 1-1.5 FTU (tabell 4) og var på nivå med hva som tidligere er funnet. Knutsen (1986) rapporterer verdier på 1.1-2.5 FTU på en stasjon nærmere Halden for perioden 1979-85. Dette kan synes lavt med tanke på den belastningen man har med fiber, men turbiditet er dog ikke en god parameter for å kvantifisere dette. Suspendert materiale vil nok bedre uttrykke mengden av slike partikler. Iddefjorden belastes ellers av mye oppløste stoffer (Knutsen, 1986). Det er i første rekke oppløste stoffer (lignin) som gir det spesielle fargeinntrykket i fjorden, derfor vil optiske målinger som f.eks. siktedyp og lyssvekning bedre karakterisere vannkvaliteten i dette området.



Figur 7. Vertikalfordeling av temperatur (T), saltholdighet (S) og den relative (logaritmiske) vertikalfordeling av turbiditet (TU) og klorofyllfluorescens (F) på fire stasjoner i Hvaler og Ytre Oslofjord den 25. april 1987.

3.2 Analyse av satellittdata

3.2.1 Generelt

For å forenkle håndteringen av de store datamengdene ble det valgt å foreta en resampling av dataene, som iblandt er nødvendig når man arbeider med store områder. Resamplingen foregår slik at for hver scene ble det laget et nytt bilde hvor bare hver 4. piksel i begge retninger ble tatt med. (For kanal 6, hvor pikselstørrelsen er 120m, ble hvert piksel tatt med, slik at den blir geometrisk sammenlignbar med de andre kanalene.)

Man er kun interessert i å behandle informasjonen i satellittdataene over vann slik at det ble valgt å fjerne (maske ut) land-pikslene. Dette gjøres ved hjelp av kanal 5 i den infrarøde delen av spekteret, hvor land og vann kan separeres best. Piksler som i kanal 5 har verdi over en viss terskelverdi er "land"-piksler, mens de under terskelen er "vann"-piksler. I det opprinnelige bildet settes alle "land"-piksler til 0, mens "vann"-pikslene beholdes uendret.

Satellittdataene er relativt "støy-fulle", som dels kommer av feil ved sensorene i satellitten (stripene), dels av atmosfæriske og andre forstyrrelser. Man antar at denne "støyen" ikke er relevant for analysene og det ble derfor valgt å glatte bildene. Det betyr at hvert piksel erstattes med gjennomsnittet av pikslet og verdien i en del nabopiksler (f.eks. i en 5x5-omegn). Den glatte-rutinen som er brukt tillegger de nærmeste pikslene mest vekt, de lengre vekk mindre vekt. Landpikslene representerer derimot et problem når det gjelder glatting. Vannpiksler nær land vil få gal gjennomsnittsverdi, fordi landpikslene har en helt annen (mye større) verdi enn vannpiksler. Dersom en først setter landpikslene lik 0, vil gjennomsnittsverdien bli for lav.

Det ble utviklet en egen, "intelligent" glattemetode, som tar hensyn til at noen piksler er masket ut. Metoden beregner lokalt gjennomsnitt, hvor utmaskedede piksler ikke er tatt med. Dermed vil også områder nær land bli riktig glattet. Slike glattemetoder varierer noe mellom de ulike system og kan f.eks. på andre bildebehandlingsanlegg beregne middelvei på et mindre antall nabopiksler når filteret nærmer seg landmasken.

Pikslene i alle kanaler i bildene har verdier fra 0 til 255, men for vanndata utnyttes bare en liten del av dette intervallet. For at bildet ikke skal bli svært "flatt" kan det "strekkes" og tilordnes andre gråtoner. Bildene for en kanal kan fremstilles grafisk på

skjermen ved at hver av tallene 0-255 tilordnes en farge i en fargetabell. Standard fargetabell setter 0 svart, 255 hvitt, og verdiene mellom gråtoner i økende lysintensitet. "Strekking" foregår ved at andre gråtoneverdier legges inn i fargetabellen. Det er også mulig å tilordne pikselverdiene (gråtoneverdiene) forskjellige farger.

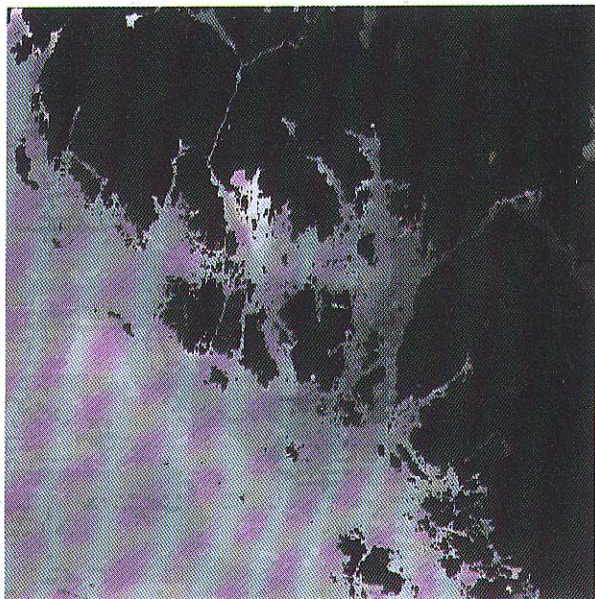
Figur 8 viser testområdet med en ferdig landmaske hvor landpikslene er satt til 0 (svart). Bildet er glattet med et 5x5-filter og gråtoneverdiene i vannet er strukket. Gråtoneverdiene er også vist med kunstige farger. Legg merke til det forskjellige informasjonsinnholdet som er i disse to kanalene. I den blå kanalen (TM1) får man frem en "sky" på utsiden av Hvalerøyene, og det er her en klar forskjell mellom Singlefjorden og nærområdene til Glomma. I den røde kanalen (TM3) blir denne informasjonen borte, og man får frem et annet fordelingsbilde som er noe mer "homogent", men med gradienter mot Glomma's hovedløp.

Denne teknikken kalles ofte "slicing" og det er en enkel, men ofte god form for klassifisering, hvor bare en kanal utnyttes. Ved presentasjon av klassifikasjons-resultater velger en gjerne å representere hver klasse med en unik farge. Det er også mulig å vise flere kanaler i samme bilde ved å bruke en farge for hver kanal, gjerne rødt, grønt og blått (såkalte RGB-bilder).

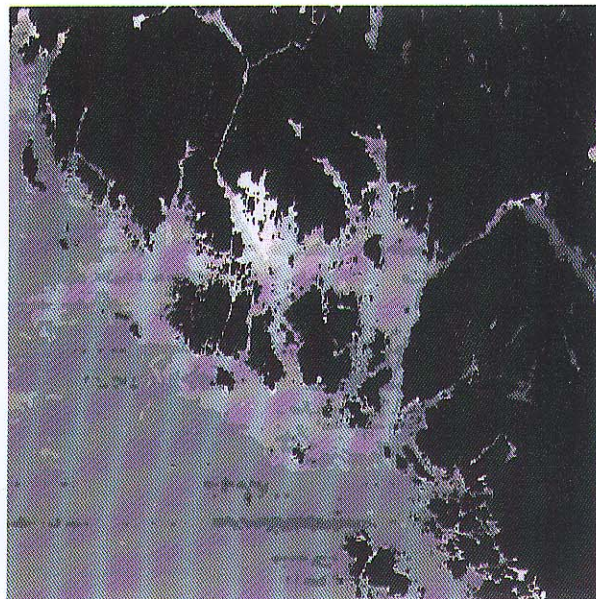
3.2.2 Bildeanalyse

Bildeanalysen består i å avdekke hva som ligger i dataene. Hvis man ønsker empirisk oversikt over dataene kan man på bildebehandlings-anlegget få tegnet histogrammer over de ulike kanalene, enten for hele bildet eller for ulike områder som man definerer. Spesielt er vi ute etter å avgjøre hvorvidt forskjellige vanntyper (klasser) kan adskilles ved hjelp av satellittdataene. Dette gjøres ved å beregne ulike statistiske mål for dataene og ved klassifisering. Utgangspunktet for analysen og klassifiseringen er områder med kjent vanntype. Definisjonen av slike områder kalles gjerne trening.

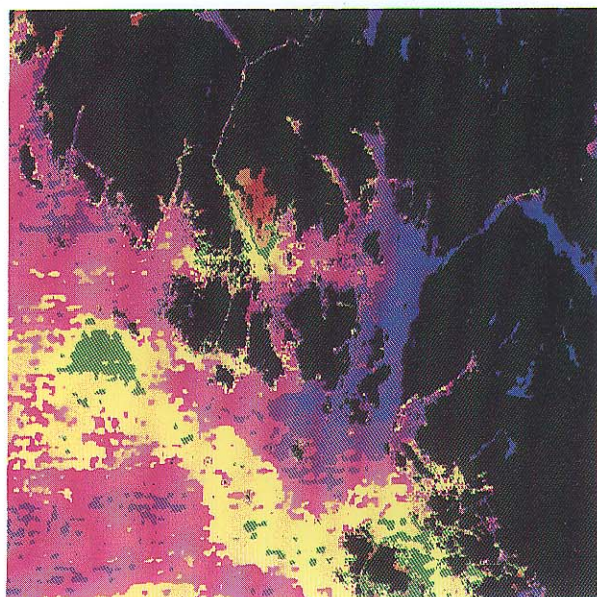
Hensikten med treningen er å beskrive hvilke deler av bildet som tilhører hvilken klasse, dvs. hvilken vanntype. På bildebehandlings-anlegget defineres treningsområdet ved å "tegne" inn de forskjellige områdene på skjermen. Av de fire situasjonene ble dataene fra juli valgt ut for å teste klassifikasjonsmetoder (Jfr. kap. 3.2.4). Man har valgt å definere fire klasser (vanntyper), definert med hvert sitt treningsområde. Områdene er definert på TM-kanal 1, som har lave (lyse) verdier i en sky utenfor Hvalerøyene.



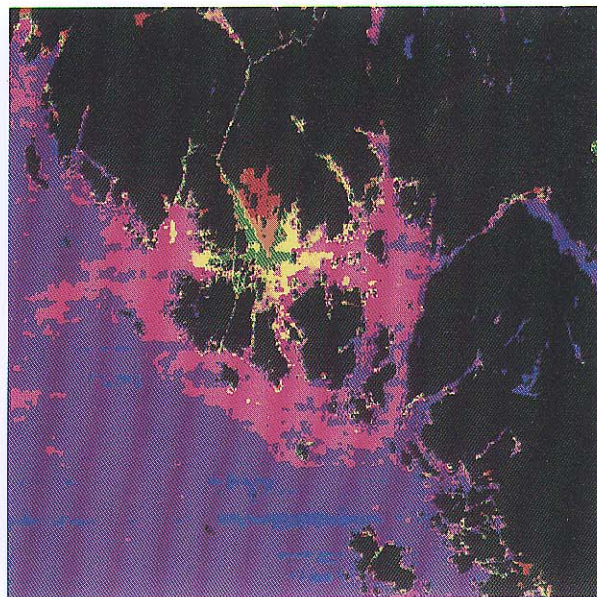
Landsat-5 TM-channel 1
July 23 1987
Black and white images



Landsat-5 TM-channel 3
July 23 1987
Black and white images



Landsat-5 TM-channel 1
July 23 1987
Artificially coloured images



Landsat-5 TM-channel 3
July 23 1987
Artificially coloured images

Figur 8. Satellittbilder over Hvalerområdet den 23. juli 1987 som viser TM-kanal 1 (venstre) og 3 (høyre) som sort/hvitt bilder og de samme kanaler med kunstige farger (nederst). Bildebehandling ved NIVA og NR.

Figur 11 viser et valgt område i Ytre Oslofjord (blå) og i de lave verdiene syd for Tisler (grønn). I tillegg er definert et område i Glomma (brun) der den kommer ut i selve Hvalerområdet. For Iddefjorden ble det først forsøkt med et treningsområde i munningen til Iddefjorden mot Singlefjorden og i de statistiske beregninger i kap. 3.2.3 er det dette treningsområdet som er benyttet. Treningsområdet for Iddefjordklassen ble senere flyttet lenger inn i Iddefjorden mot Halden (svak gul) og det er denne som ligger til grunn for klassifikasjonsresultatet i kap. 3.2.4. Treningsområdene får hvert sitt navn og tilordnes en farge som senere blir brukt ved presentasjon av klassifikasjonsresultater. Det brukes en matematisk beskrivelse av treningsområdene som utgangspunkt for klassifikasjonen.

3.2.3 Statistikk for ulike klasser og ulike kanaler

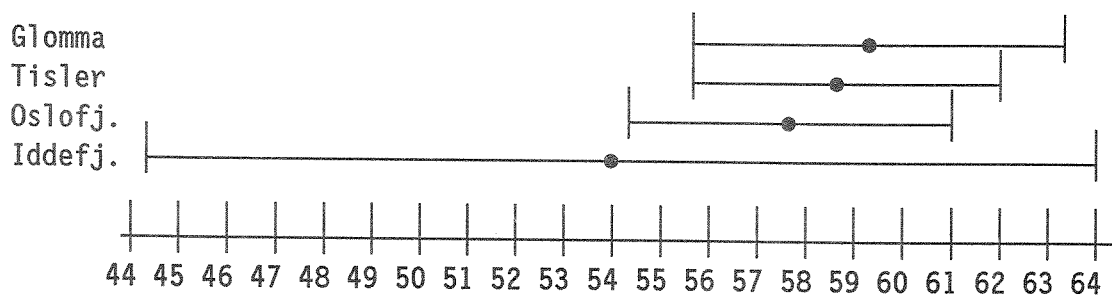
For å få bedre kvantitativ oversikt over dataene beregner man ulike statistiske mål for dataene fra treningsområdene:

- middelvei og standardavvik for hver klasse
- korrelasjon mellom klassene
- avstandsmål mellom klassene (Mahalanobis-avstand)

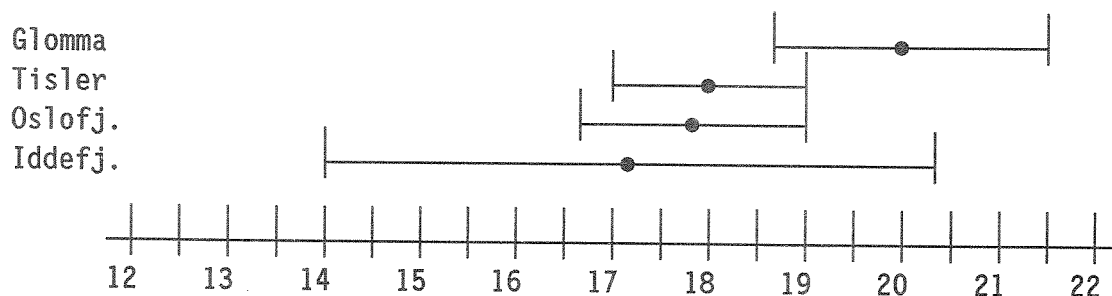
I tabell 5 vises middelveien (μ) og standardavviket (σ) for TM1, 2 og 3 for hver klasse, samt korrelasjonen mellom kanalene. Tabellen og den grafiske fremstilling (figur 9) viser stor overlappning mellom klassene, og kanalene er sterkt korrelert. Det store standardavviket for Iddefjordklassen kan skyldes at det valgte området er i en blandingssone mellom vannmasser (munning av Iddefjorden), og pga. endel sensorstriper. Derfor ble treningsområdet for Iddefjorden flyttet inn i selve fjorden ved klassifikasjonen (Jfr. kap. 3.2.4)

Tabell 5. Middelvei, standardavvik og korrelasjon for TM-kanalene innen treningsområdene den 23. juli 1987. (Iddefjordklassen i munningen mot Singlefjorden.)

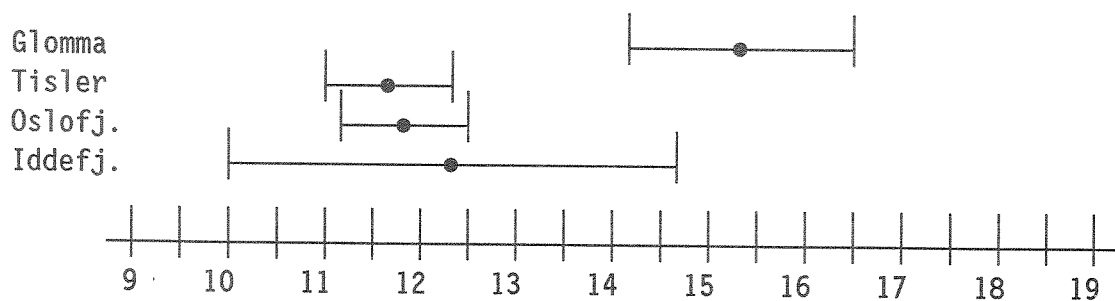
Vanntype	Middelvei (μ) og standardavvik (σ)						Korrelasjon			Antall piksler
	TM1		TM2		TM3		TM1-TM2	TM2-TM3	TM1-TM3	
	μ	σ	μ	σ	μ	σ				
Glomma	59.3	3.8	20.1	1.4	15.3	1.2	0.936	0.913	0.854	247
Tisler	58.7	3.1	17.9	1.0	11.7	0.7	0.948	0.870	0.795	3753
Oslofj.	57.7	3.3	17.8	1.1	11.9	0.7	0.952	0.957	0.961	3817
Iddefj.	54.0	9.8	17.2	3.2	12.3	2.3	0.992	0.975	0.975	406



Middelverdi og standardavvik for klassene for TM1



Middelverdi og standardavvik for klassene for TM2



Middelverdi og standardavvik for klassene for TM3

Figur 9. Grafisk fremstilling av middelverdi og standardavviket for TM-kanal 1, 2 og 3 for de fire treningsområdene i Hvaler-området den 23. juli 1987.

Figur 10 viser to og to kanaler (innen treningsområdet) framstilt grafisk, hvor en antar at klassene er normalfordelte. Hver ellipse viser en klasse og 90 % av pikslene i klassen ligger innenfor ellipsen.

På grunnlag av middelveier og kovarians-matriser er det mulig å beregne ulike avstandsmål (i spektral-rommet) mellom klassene, for derved kvantitativt å si noe om hvor godt dataene er separert. Mahalanobis-avstanden $M(k,l)$ mellom to klasser k og l er definert ved:

$$M(k,l) = [(m(k)-m(l))' \Sigma^{-1} (m(k)-m(l))]$$

hvor $m(k)$ og $m(l)$ er estimatet for middelveien til klassene k og l , og Σ er kovariansmatrisen.

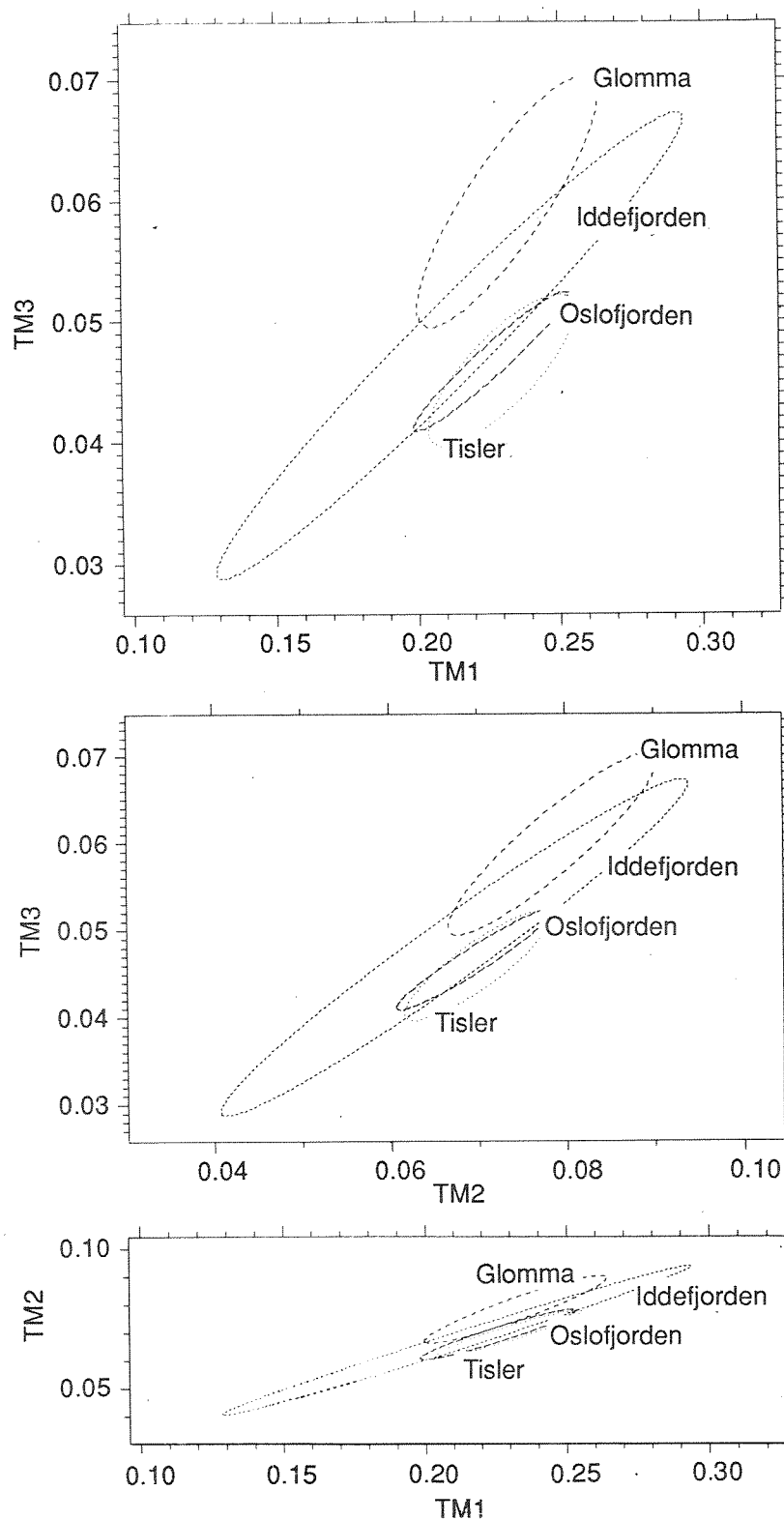
Grovt sett kan vi si at Mahalanobis-avstanden er vanlig geometrisk avstand mellom sentrene i klassene, men korrigert for spredningen for hver klasse. Slik vil to klasser med mye "overlapping" være "nær" hverandre (liten Mahalanobis-avstand), mens godt separerte klasser vil ligge langt fra hverandre.

Det viser seg at Mahalanobis-avstander større enn 4.0 tyder på godt separerte klasser, mens Mahalanobis-avstander mindre enn 4.0 tyder på at klassene er mye sammenfallende. Tabell 6 viser Mahalanobis-avstandene mellom våre klasser. Matrisen er symmetrisk, og vi tar bare med nederste halvdel. Diagonalverdiene er selvsagt 0, fordi avstanden mellom to like klasser er 0.

Tabell 6. Mahalanobis-avstander mellom klassene for treningsområdene i Hvalerområdet den 23. juli 1987.

Klasser	Tisler	Glomma	Oslofj.	Iddefj.
Tisler	0			
Glomma	6.134	0		
Oslofj.	1.677	6.328	0	
Iddefj.	3.849	3.601	3.766	0

Dette tyder på at det vil bli vanskelig å separere klassene Tisler fra Oslofjord, at Glomma og Tisler, og Glomma og Oslofjord blir godt separert, mens vi vil få litt overlapping mellom Iddefjord og de andre klassene. Dette ser også ut til å være i samsvar med figur 10.



Figur 10. Fordeling av TM-kanal 1 og 3, kanal 2 og 3 og 1 og 2 for treningsområdene i Hvaler og Ytre Oslofjord den 23. juli 1987. Ellipsene beskriver 90% av pikslene i klassene.

3.2.4 Klassifikasjon

Klassifikasjonsteknikker har for det meste blitt benyttet for vegetasjon og lite i vannsammenheng. Årsaken er at man for vannkvalitet vanligvis ønsker å kvantifisere mengder og ikke bare karakterisere ulike typer. Raitala og medarb. (1985) har benyttet klassifikasjonsmetoder i tilknytning til vann og vannvegetasjon. Se også ulike arbeider om klassifikasjon i Raitala og Lampinen (1985, 1986), Sæbø og medarb. (1985) og Fiskum (1986).

I Hvalerområdet er vannmassene optisk forskjellige og det var interessant å se om slike metoder kunne brukes for å trekke ut informasjon av satellittdataene som ikke fremkommer på andre måter. Målet med klassifikasjonen er å dele inn bildet i forskjellige klasser, eller vanntyper på grunnlag av en eller flere kanaler. Det finnes to hovedtyper klassifikasjon: ikke-styrt og styrt, og det ble valgt å teste to slike metoder for situasjonen i juli.

Ved ikke-styrt klassifikasjon deler man bildet inn i klasser uten å ta i bruk eventuell forhåndskunnskap om dataene. Dette kalles også cluster-analyse. En vil forsøke å dele inn bildene i "naturlige" clustere, eller grupper.

Clusteranalyse kan brukes for å finne ut om treningsområdene "passer" til dataene, dvs. om det er mulig å klassifisere i de ønskete klassene. Dersom flere treningsområder faller innenfor samme cluster, er det liten grunn til å tro at vi kan skille mellom disse klassene. Hvis flere clustere faller innenfor samme treningsområde, ville det kanskje vært mer optimalt med en finere inndeling i klasser. Clusteranalyse i praksis blir ofte en prøve-og-feile prosedyre. Her er det brukt en clustrings-metode hvor antallet klasser ikke er kjent på forhånd. Det som gis til algoritmen er avstanden mellom piksler (i egenskapsrommet) som skal til for at to piksler kommer i to forskjellige clustere. Andre metoder tar antallet clustere som input, og grupperer dataene inn i clustere på en optimal måte.

Figur 11 viser resultatet fra en ikke-styrt klassifikasjon over Hvalerområdet fra 23. juli 1987. Man får frem et noe forvirrende bilde med totalt 8 klasser. Dette er derimot et tall som er avhengig av de parametere som brukes i klassifikasjonsrutinen og vil variere. Clusteranalysen beskriver et relativt homogent område i Singlefjorden og i nordlige deler av løperen (Glomma). På utsiden av Hvalerøyene fremtrer det også relativt homogene områder.

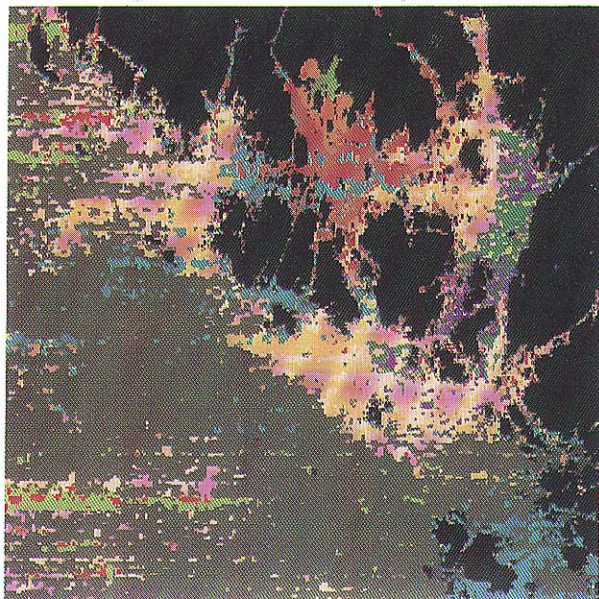
I enkelte deler av bildet fremkommer horisontale striper i dataene, som skyldes scaneffekter fra sensorene. Fusco og medarb. (1986) har beskrevet ulike effekter fra TM-scannerne og hvordan de kan korrigeres.

Ved styrt klassifisering bruker en beskrivelsen av klassene (middelverdien og kovarians-matrisene) definert ved treningsområdene (Jfr. kap. 3.2.3) til å styre klassifiseringen av hele bildet. Det må altså komme en treningsfase forut for klassifiseringen.

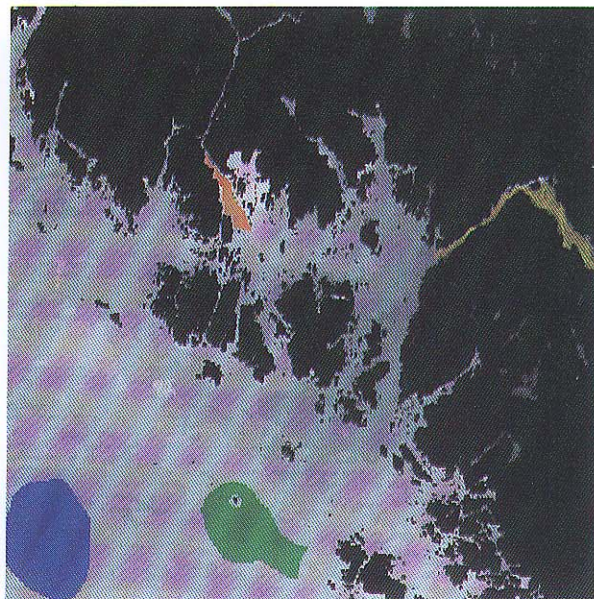
Ved "Maximum likelihood"-klassifisering regnes for hvert piksel ut sannsynligheten for at pikslet tilhører hver av klassene. Pikselet blir tilordnet klassen med størst sannsynlighet. Dersom, for et piksel, ingen av klassene oppnår tilstrekkelig sannsynlighet, er det mulig å karakterisere det som "ukjent".

Figur 11 viser resultatet av den styrte klassifisering på juli-situasjonen basert på TM-kanal 1, 2 og 3. Treningsområdene fremgår av figuren og systemet er trent opp på 4 klasser. Treningsområdet for Iddefjorden er her valgt inne i selve Iddefjorden. Resultatet fra klassifiseringen blir 4 klasser, men den karakteristiske Tislerklassen man hadde på utsiden av Hvalerøyene ble omtrent borte og falt alt vesentlig sammen med Oslofjordklassen. Glommaklassen skilte seg derimot godt ut fra de øvrige, og dominerer arealmessig i området.

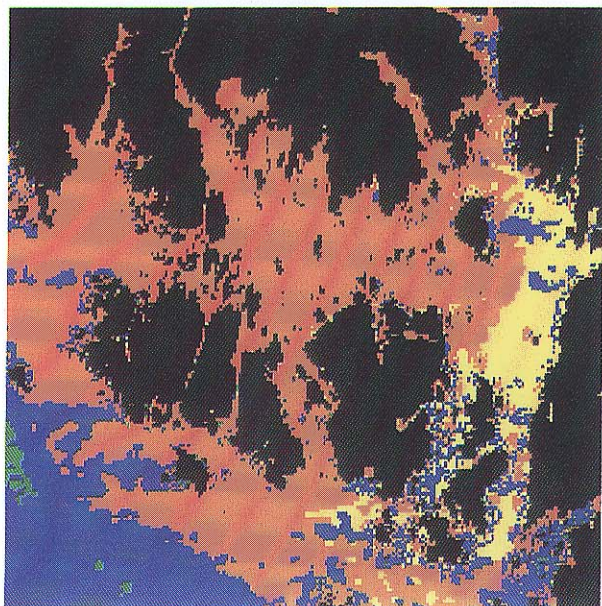
Det ble gjort ulike forsøk med definering av klassene, og disse ga ofte ulike resultater. Dette tyder på at valg av treningsområder er kritisk. Legg merke til på det store utsnittet (figur 11) at også Haldenvassdraget og Glomma ovenfor Fredrikstad, samt noen innsjøer i området er blitt klassifisert. Klassifiseringsresultatet i disse ferskvannslokalitetene må man tolke med forsiktighet.



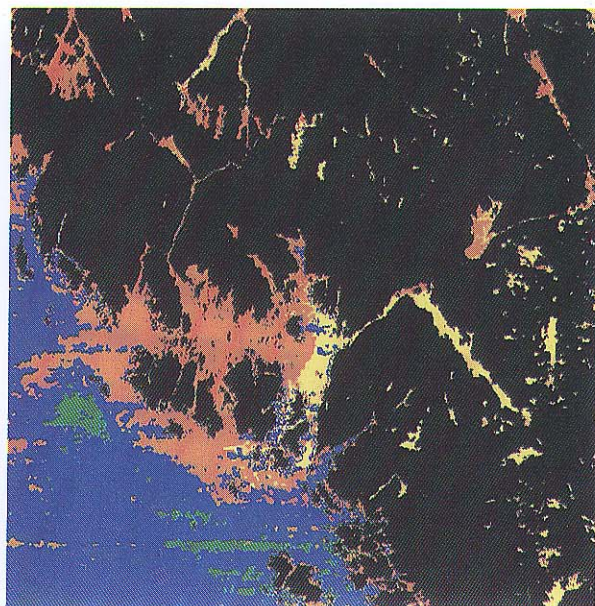
Non-supervised classification
TM-channel 1, 2 and 3 July 23 1987



Training areas for supervised classification
show on TM-channel 1 July 23 1987



Supervised classification
TM-channel 1, 2 and 3 July 1987



Supervised classification
TM-channel 1, 2 and 3 July 23 1987

Figur 11. Satellittbilder over Hvaler den 23. juli 1987 som viser resultatet fra en ikke-styrt (øvre venstre) og styrt klassifikasjon (nederst). Treningsområdene Glomma (brun), Iddefjord (gul), Tisler (grønn) og Oslofjord (blå) er inntegnet (øvre høyre). Bildebehandling ved NIVA og NR.

3.3 Sammenligning av satellittdata og feltobservasjoner

Satellittdataene som er benyttet til sammenligning med de målte feltdata er basert på middelverdiene av ca. 25-30 piksler, enten som digitalverdier eller radianser. Først ble enkle lineære modeller mellom digitalverdier og de enkelte parametere for hver satellittscene testet. Forholdstall og indekser mellom ulike TM-kanaler ble så sammenlignet med enkelte vannparametere. Til slutt ble det testet en modell for de reflektive kanaler og en modell for de termiske data, hvor man benyttet data fra alle situasjonene. Vedlegg E og F gjengir hhv. modeller og signifikanstester.

3.3.1 Svekningskoeffisienter

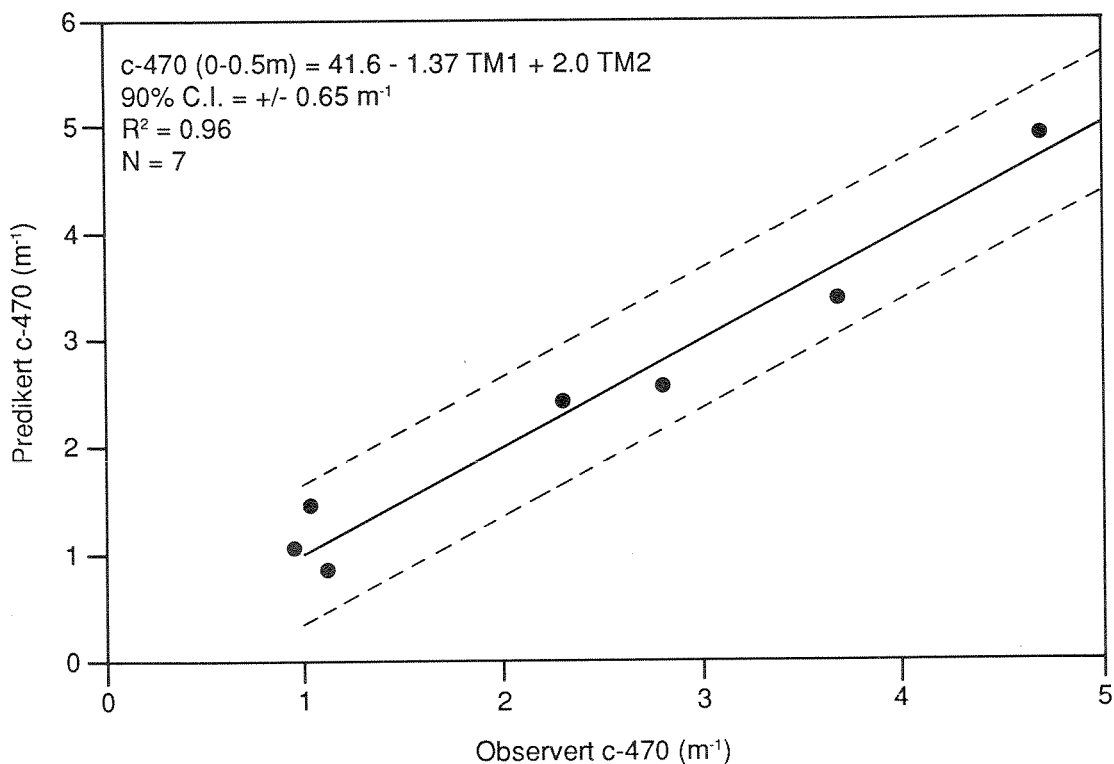
Svekningskoeffisienter ble målt i april og juli. Det ble valgt å teste de c-målinger (470, 530, 660 nm) som lå nærmest TM-kanalene integrert over dybdeintervallene 0-0.5, 0-1, 0-2 og 0-4 m.

I april ble det sterkest forklaringsgrad for c-målinger med blått lys for 0-0.5 m. Modellen er vist i figur 12 med angivelse av tilnærmet 90% konfidensintervall ($\pm 0.65 \text{ m}^{-1}$). I denne modellen dominerte TM1 (blå) og TM2 (grønn), hvor kanal 1 bidrar negativt og 2 positivt.

Dersom en antar at svekningskoeffisienten i overflatelaget (0-0.5 m) er 4.0 m^{-1} , vil det f.eks. maksimalt være igjen 2% av strålingsenergien fra en lysstråle som går fra overflaten ned til 0.5 m's dyp, blir totalreflektert og når opp igjen til overflaten. I tillegg kommer tap ved overflaten som ytterligere vil redusere mengden av tilbakespredt lys fra vannsøylen til atmosfæren. Hvilket dyp som gir bidrag tilbake til sensoren vil ut fra dette måtte begrenses til de øvre vannmasser, og vil dessuten variere fra stasjon til stasjon.

For de andre dybdeintegrerte svekningskoeffisientene er det TM5-kanalen som dominerer (vedlegg E). Det er en tendens til synkende forklaringsgrad ved større dybdeintegrering, men det er ingen signifikant forskjell mellom disse modellene. At det er TM5 som kommer med i modellen kan skyldes tilfeldigheter. For grønt lys (c-530) ble det ingen signifikant sammenheng hverken for 5% eller 10% nivå. For c-660 (rød) ble det signifikante sammenhenger på de tre øverste verdiene, mens 0-4 m hadde ingen "forklaring" på 5% nivå.

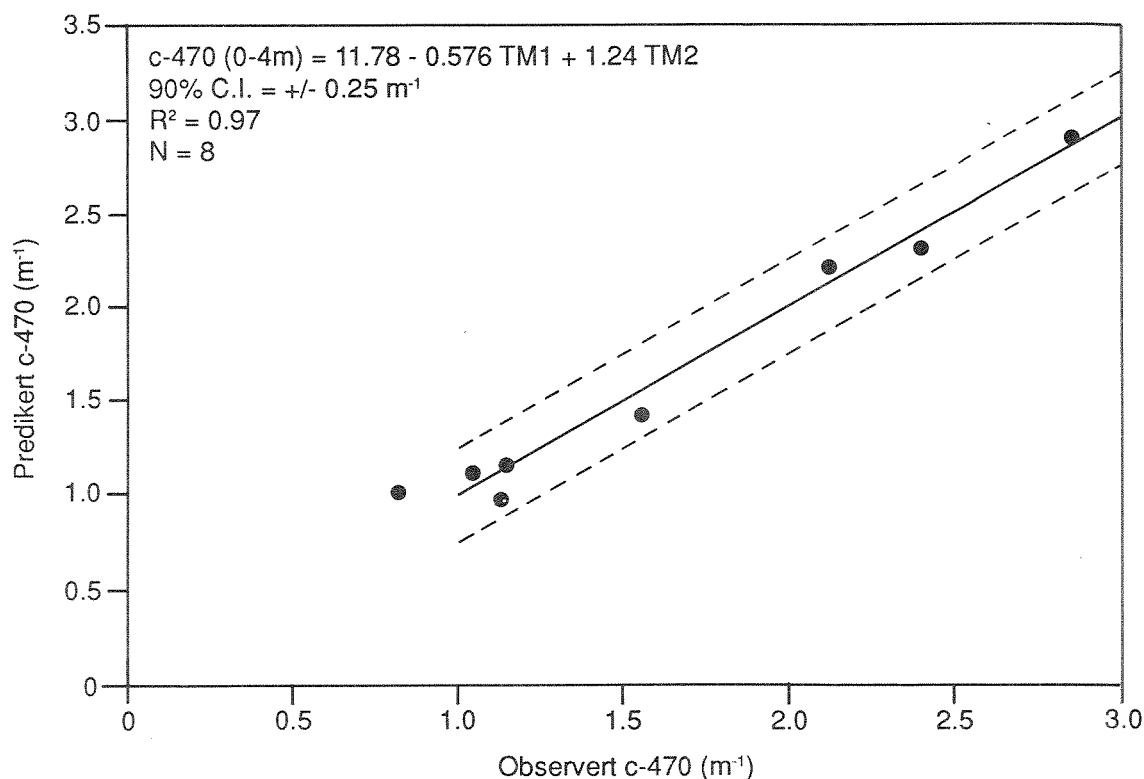
Det er tendens til økning i forklaringsgraden med større dybdeintegrering, men spektralt holder modellene seg omkring TM2. Det er imidlertid ingen signifikant forskjell på modellene (vedlegg F).



Figur 12. Predikert svekningskoeffisient ($c-470, m^{-1}$) for 0-0.5 m i Hvaleromådet den 25. april 1987 med angivelse av 90 % konfidensintervall.

Også i juli kom den blå svekningskoeffisienten best ut i modelleringen, men nå for 0-4 m, og som i april ble TM1 og TM2 dominerende. De øvrige integrerte verdier for $c-470$ fikk ingen forklaring på 5 % nivå, og det var ingen signifikant sammenheng for rødt og grønt lys. Figur 13 viser observert og predikert verdi for $c-470$ (0-4 m) og konfidensintervallet (90%) for modellen ble $\pm 0.25 m^{-1}$.

De lineære modellene mellom svekningskoeffisient og TM kanalene ga altså størst forklaring for $c-470$ og TM1 og 2. Dette synes å stemme relativt godt med teorien om at mengden av tilbakespredt lys vil være størst ved de bølgelender der svekningen er minst. Både i april og juli var det lave c -verdier for blått og tildels grønt lys. I april ble det funnet lave c -verdier også for $c-660$ (rødt), og dette kan muligens forklare sammenhengen for $c-660$ (vedlegg E). Årsaken til at det ikke ble funnet sammenhenger for $c-530$ er vanskelig å forklare rent optisk. Det må imidlertid sterkt understrekes at datamaterialet er begrenset og at enkeltfeil i data derfor kan gi store utslag. Eksempler på satellittbilder basert på denne parameteren er vist på figur 26.



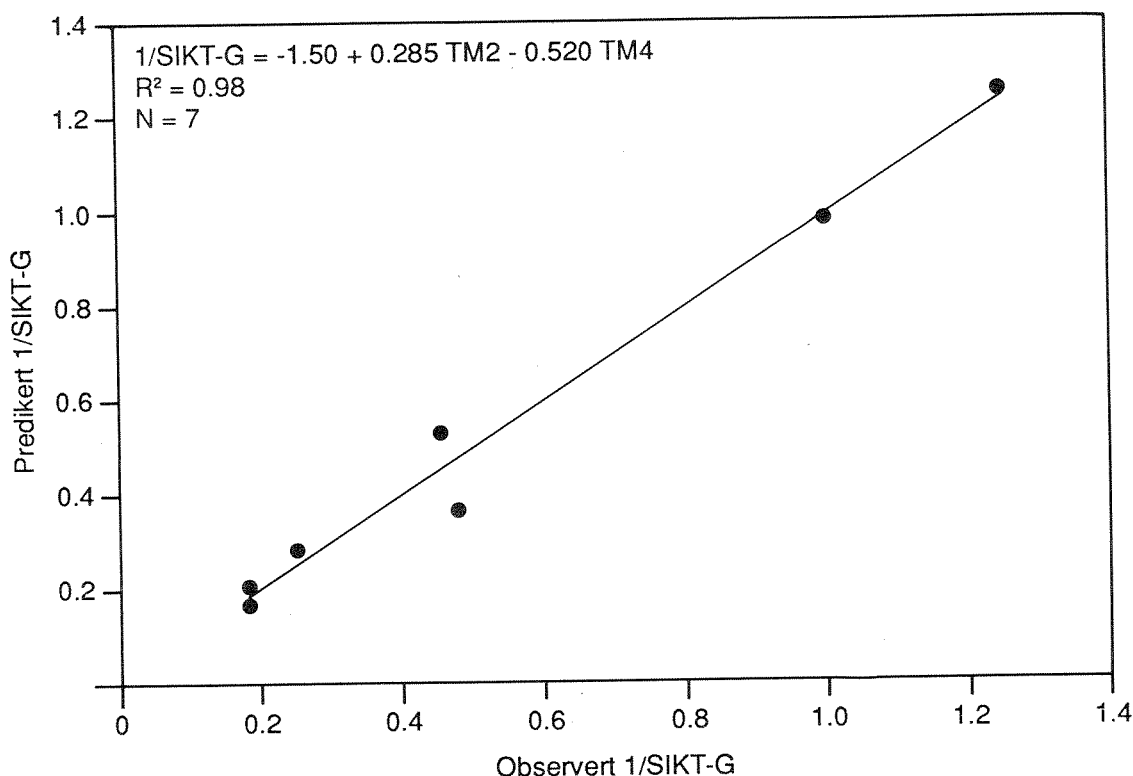
Figur 13. Predikert svekningskoeffisient ($c-470, m^{-1}$) for 0-4 m i Hvalerområdet den 22.-23. juli 1987 med angivelse av 90 % konfidensintervall.

3.3.2 Siktedyp

Det ble målt både vanlig (hvitt) siktedyp og spektrale siktedyp (april og juli) i den blå, grønne og den røde delen av spekteret. Det ble valgt å teste for inverst siktedyp, og ved å gjøre et slikt valg vektlegges de lave siktedyp mer enn de store siktedyp.

For april fant man at de ulike spektrale siktedyp var korrelert med forskjellige kanaler. Det blå siktedypet ble korrelert med samme TM-kanal (TM2) som det hvite siktedyp, men med en signifikant større forklaringsgrad. Dette kan forklares ved at man betrakter en mindre del av spekteret, og på den måten elimineres svekningen i f.eks. grønt og rødt lys som vil bidra i et vanlig siktedyp.

For inverst grønt siktedyp bidrar TM4 i modellen i tillegg til TM2. Spektralt har man flyttet seg mot rødt, og det medførte at den nære infrarøde-kanalen (TM4) kommer med (figur 14). For det inverse røde siktedyp får TM5 størst betydning, og man har fått en spektral forflytning i modellen enda lenger mot infrarødt. Den samme tendens skjer her som for svekningskoeffisientene (jfr. kap. 3.3.1.).



Figur 14. Predikert inverst grønt siktedyp (1/SIKT-G) for målinger i Hvalerområdet den 25. april 1987.

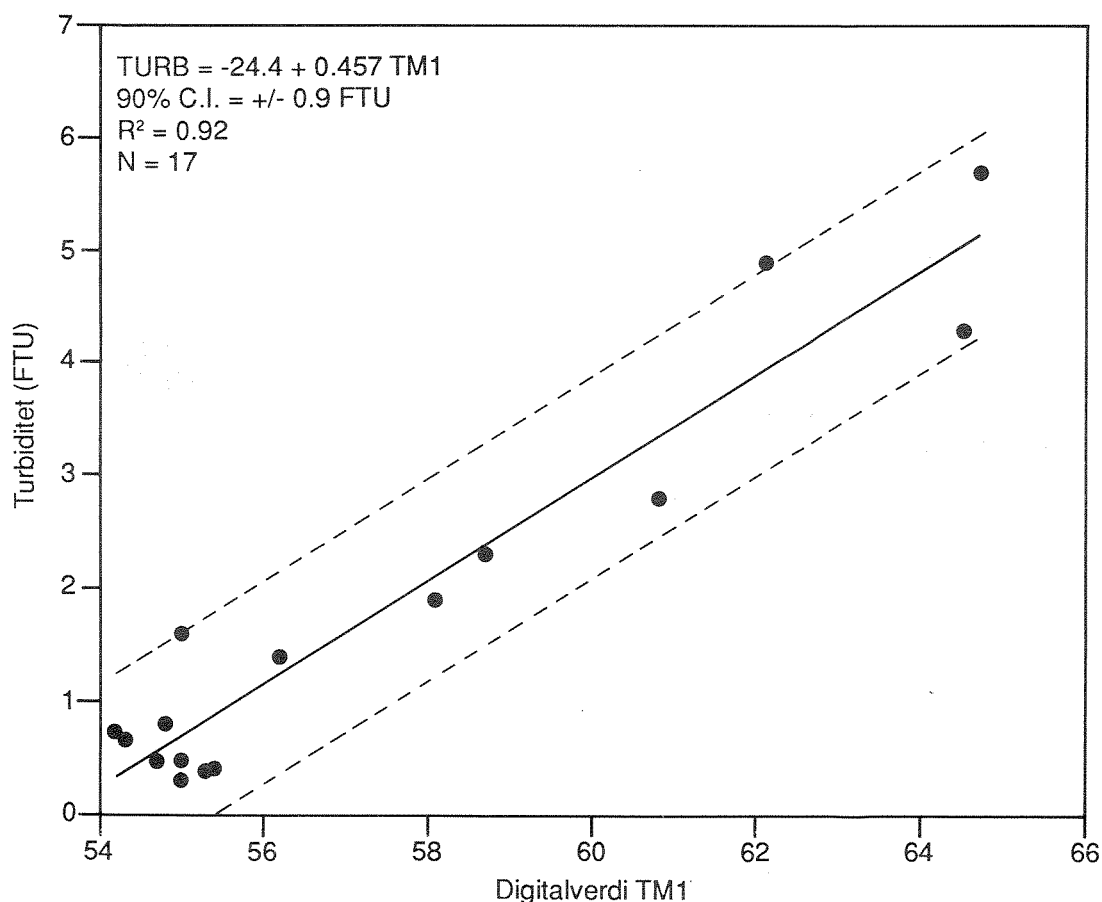
For juli ble det valgt å teste 3 ulike modeller for hvitt siktedyp, både en lineær, invers og logaritmisk, (se vedlegg D) og alle modellene kom ut med signifikante bidrag fra TM1 og TM3. Forklaringsgraden var størst for den inverse, men det var ingen signifikant forskjell mellom modellene.

For inverst blått siktedyp betyr begge kanaler (1 og 3) omtrent like mye i modellen. Et eksempel på et satellittbilde med denne modellen er vist i figur 26 (kap. 4.4). For grønt og rødt siktedyp blir betydningen av TM1 mindre og det bør bemerkes at TM5 ville ha kommet med i modellene hvis det var testet på 10% nivå. Samme tendens til en spektral forflytning som i april inntreffer.

For august ble sammenhengene for de ulike siktedypene meget svake, men signifikante for inverst hvitt siktedyp. For september er det ingen signifikante sammenhenger pga. mye planteplankton (jfr. kap. 3.1.3).

3.3.3 Suspendert materiale og turbiditet

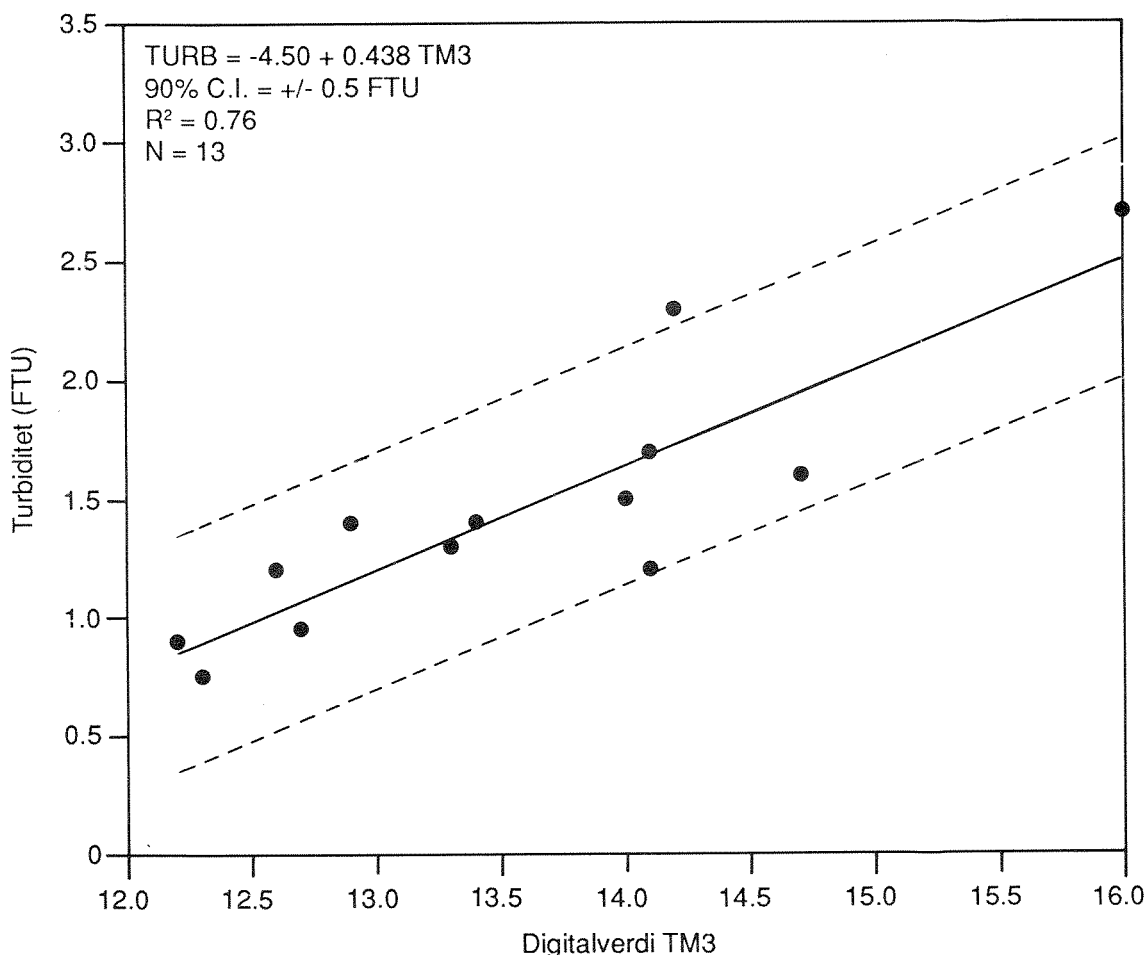
Totalt suspendert materiale (TSM) og turbiditet (TURB) beskriver begge innholdet av partikler. Testingen på lineær multippel regresjon for TURB og TSM i april ga begge TM1 (blå) som den kanal med et signifikant bidrag på 5% nivå. Sammenhengen mellom TURB og TM1 er sterkere enn tilsvarende sammenheng mellom TSM og TM1. TURB-modellen gir høyere korrelasjonskoeffisient eller bedre tilpasning enn TSM-modellen. Forskjellen i t-verdi er 4 (vedlegg F), hvilket betyr at dette utsagnet er rimelig sikkert. Dette kan forklares med at TURB gi et større uttrykk for den uorganiske fraksjonen av partiklene, og er bedre relatert til lysspredningen enn TSM parameteren. Figur 15 viser 90% konfidensintervall for predikert verdi av TURB for april som ble +/- 0.9 FTU, og 80% intervallet ble +/- 0.70 FTU. Endel av avvikene i enkeltpunkter kan skyldes feil ved at man ikke velger riktige områder (vannmasser) når man tar ut digitalverdiene fra satellittbildene.



Figur 15. Sammenhengen mellom turbiditet (TURB) og digitalverdi for TM1 for målinger i Hvalerområdet den 25. april 1987 med angivelse av 90 % konfidensintervall.

Fordelingen av turbiditeten i Hvaler og Ytre Oslofjord basert på denne modellen er vist på satellittbildet i figur 19. Man får frem en kraftig vestovertransport av Glommavann over mot Færder. Det er skarpe gradienter i øst/vest retning for begge Glomma's løp. Glomma's influensområde mot øst synes å stoppe ved Singløya og den sydlige transporten går til omtrent midt mellom Tisler og Koster.

I juli var det TM3 som ga det største bidraget til modellene for TURB og TSM, men de var ikke signifikant forskjellige. Plott av TURB mot TM3 for julidataene er vist i figur 16, hvor 90% predisjonsnivå svarer til +/- 0.5 og 80% til +/- 0.45 FTU. Figur 19 viser fordelingen av partikulært materiale i Hvalerområdet ved denne situasjonen. Det ble en oppstuing av det ferskere Glomma- og Iddefjordvannet i Hvalerområdet, og kun et mindre vestlig utbrudd av Glommavann ved Søstrene.



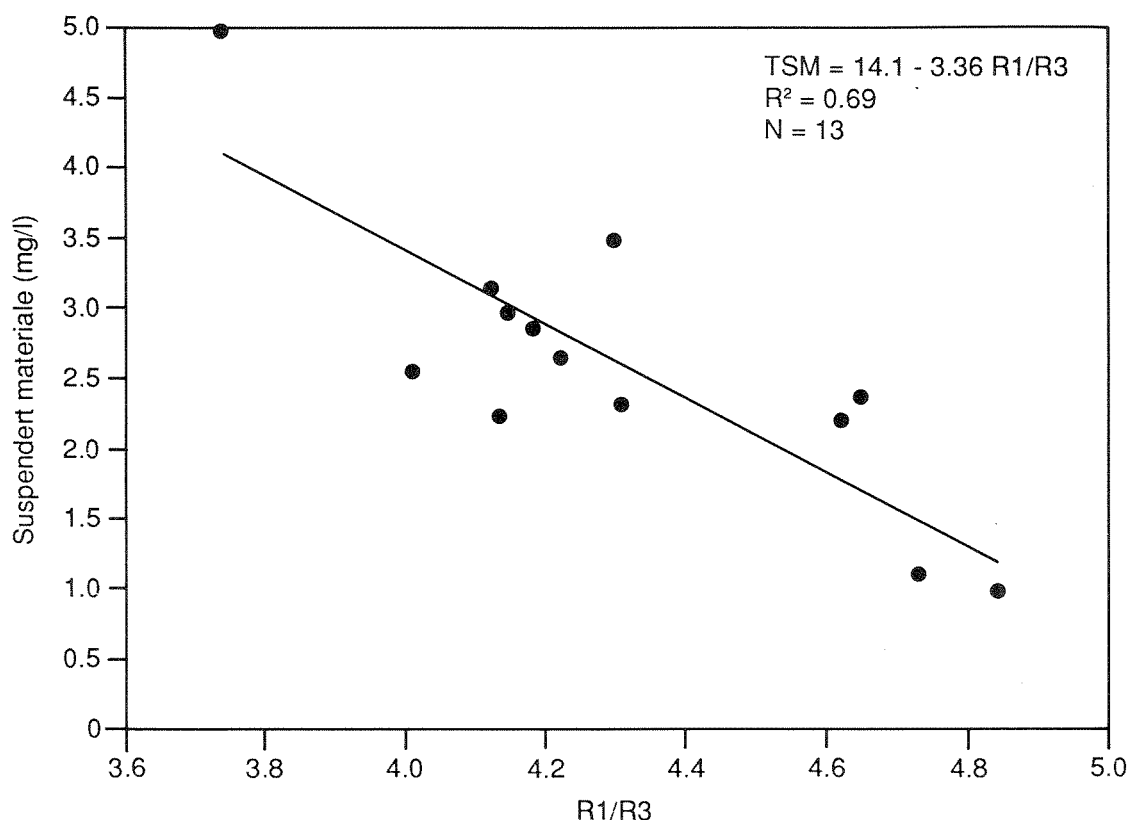
Figur 16. Sammenhengen mellom turbiditet (TURB) og digitalverdi for TM3 for målinger i Hvalerområdet den 23. juli 1987 med angivelse av 90 % konfidensintervall.

Modellene for TURB for april og juli ga altså hhv. TM1 og TM3 som dominerende kanal, og det var interessant å se om disse modellene var forskjellige. Man ser av tabell 7 at kanal 1 og 3 er sterkt korrelerte i april, men kanal 1 drar avgårde med hele forklaringsgraden i multippel regresjonen (Jfr. fig. 15). Å ta med kanal 3 i tillegg til kanal 1 ga minimal bedring i tilpasningen, men TM3 ville alene gitt en god tilpasning i april. I juli fikk imidlertid TM1 ingen betydning. Det betyr at det er en klar forskjell mellom modellen for april og juli og at ulike kanaler, avhengig av de optiske egenskapene, kan forklare den målte variabel best.

Tabell 7. Korrelasjonstabell for TURB, TM1 og TM3 for data fra Hvalerområdet den 25. april og 23. juli 1987.

Param.	25. april			23. juli		
	TURB	TM1	TM3	TURB	TM1	TM3
TURB	1.00			1.00		
TM 1	0.958	1.00		(0.28)	1.00	
TM 3	0.949	0.989	1.00	0.87	(0.40)	1.00

For juli ble det valgt å teste noen kanalforhold og indekser. Digitalverdiene ble omregnet til spektral radianser (R), (se vedlegg A). Først ble korrelasjonene mellom kanalforholdene R1/R3, R1/R2 og vannparametere testet. Det viste seg at R1/R3 er høyt negativt korrelert, mens korrelasjonen for R1/R2 var svakere. Dette var ikke overraskende da TM3 var viktigst i juli for TURB og TSM. Bruk av R1/R3 i en regresjonsmodell for TSM ga resultat som vist i figur 17.



Figur 17. Sammenhengen mellom suspendert materiale (TSM) og kanalforholdet R1/R3 for målinger i Hvalerområdet den 23. juli 1987.

Det ble også testet noen indekser bygd opp etter samme prinsipp som kromatisitetsindeksen for MSS-sensoren (Lindell og medarb., 1986). Indeksene gir et matematisk uttrykk for vannets farge, og denne transformeringen normaliserer det totale signalet til sensorene og reduserer blant annet mindre variasjoner i atmosfæren. Selve kromatisitets-transformeringen er bygget opp omkring CIE standard fargesystem (Commission Internationale de l'Eclairage, 1931). Følgende definisjoner med optisk tyngdepunkt i hhv. blå (CHR-B), grønn (CHR-G), rød (CHR-R) og infrarød (CHR-I) kan settes opp:

$$CHR-B = R1/(R1+R2+R3)$$

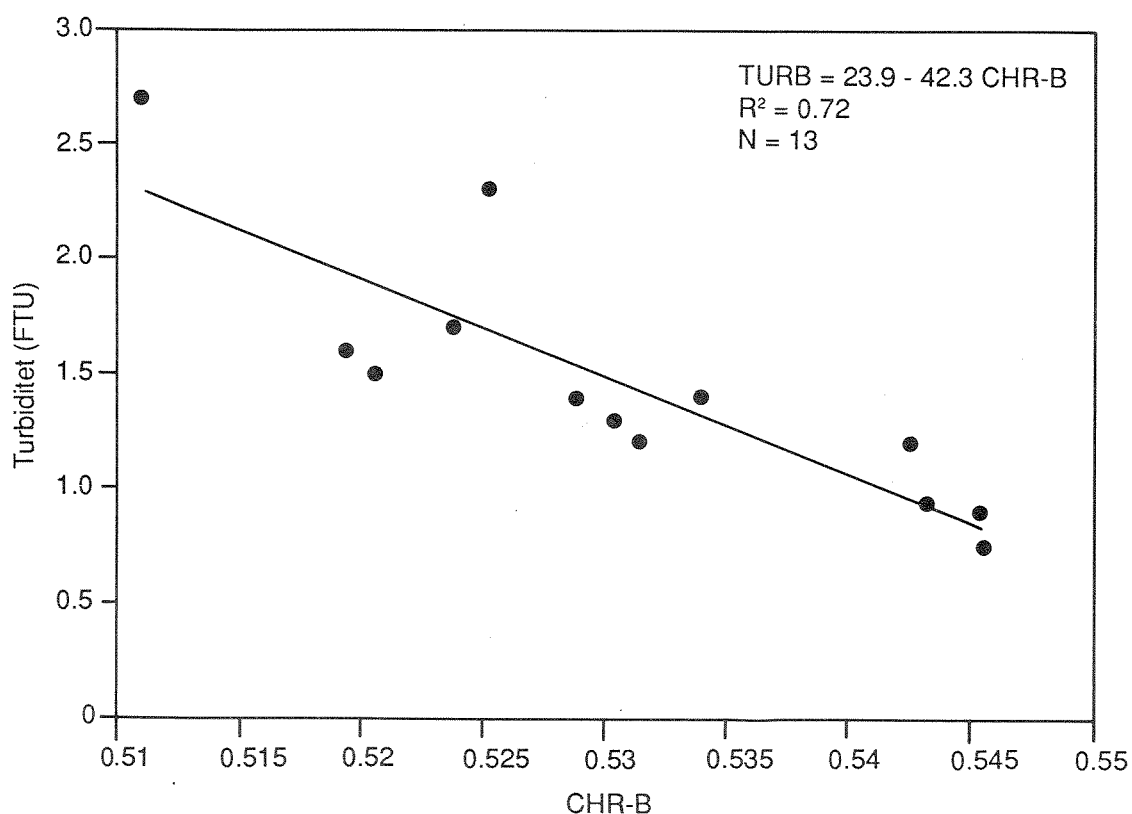
$$CHR-R = R3/(R2+R3+R4)$$

$$CHR-G = R2/(R2+R3+R4)$$

$$CHR-I = R4/(R2+R3+R4)$$

Trinnvis regresjon med alle fire indeksene som utgangspunkt ga best sammenheng for TURB med CHR-B og for TSM med CHR-R. Det ble omtrent den samme forklaringsgrad som for de lineære modellene, men de optiske tyngdepunktet ble hhv. i den blå og røde delen av spekteret.

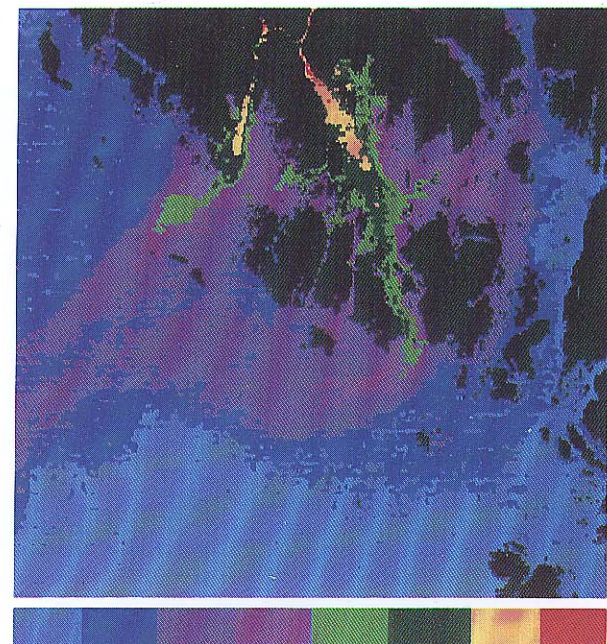
Dette ble altså noe forskjellig enn fra testingen av enkeltkanaler hvor TM1 (blå) ikke hadde noen betydning i juli for TURB (Jfr. tabell 7). Materialet er dog for lite til å trekke noen yttligere konklusjoner fra dette. På disse enkeltscenene med såpass få data ser det ikke ut til å være noen forskjell om man bruker enkeltkanalene direkte eller indekser. Figur 18 viser et plott av TURB mot CHR-B.



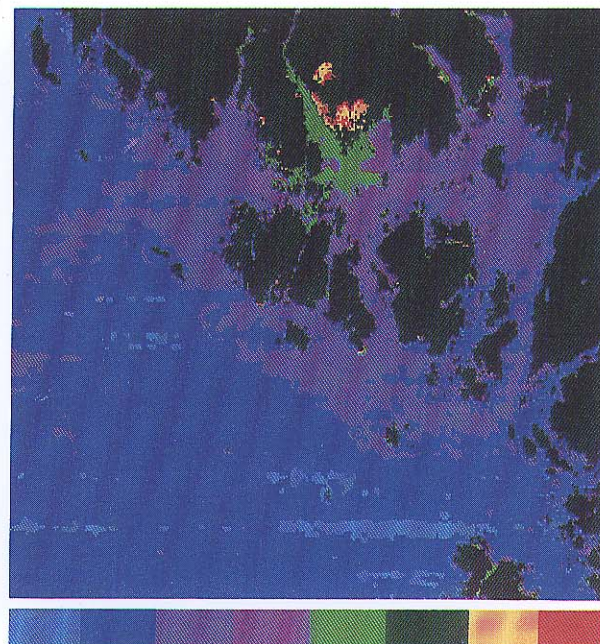
Figur 18. Sammenheng mellom turbiditet (TURB) og kromatisitet CHR-B i Hvalerområdet den 23. juli 1987.

For august ble sammenhengene meget svake, men signifikant for TURB. Turbiditetsfordelingen i Hvalerområdet basert på denne modellen er vist i figur 19 og viser lite turbid materiale østover mot Singlefjorden. Fra Glomma's vestre løp strømmer ellevannet i hovedsak vestover, mens fra Glomma's hovedløp spres vannet sydvestover og dreier så sydover (se også figur 25).

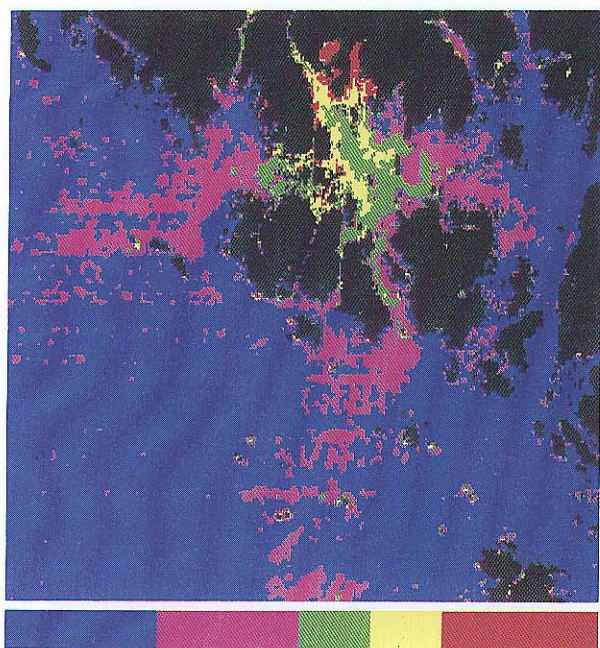
For september er det som nevnt tidligere mye alger som ødelegger enhver korrelasjon med de kanalkombinasjoner som ble testet. Det ble imidlertid laget et relativt fordelingsbilde basert på TM3 (figur 19). Her kan Glomma spores såvidt inn i Singlefjorden og den har en sydlig transport til Tisler.



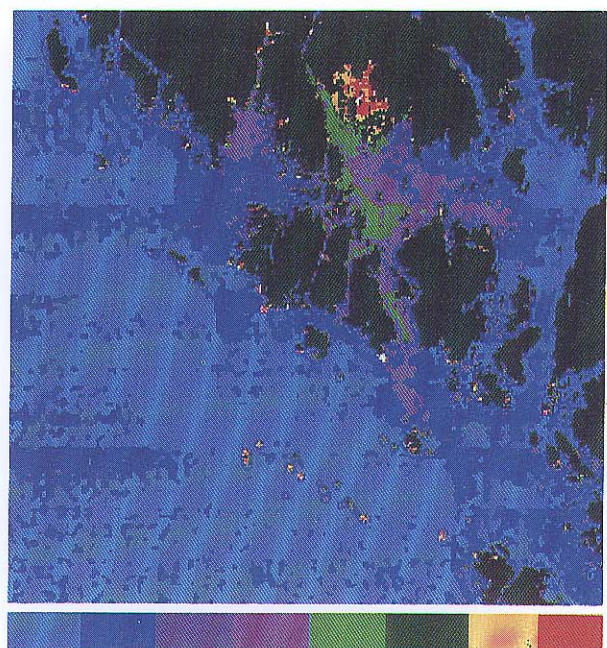
Turbidity (FTU) April 25 1987



Turbidity (FTU) July 23 1987



Turbidity (FTU) August 31 1987



Relative turbidity September 9 1987

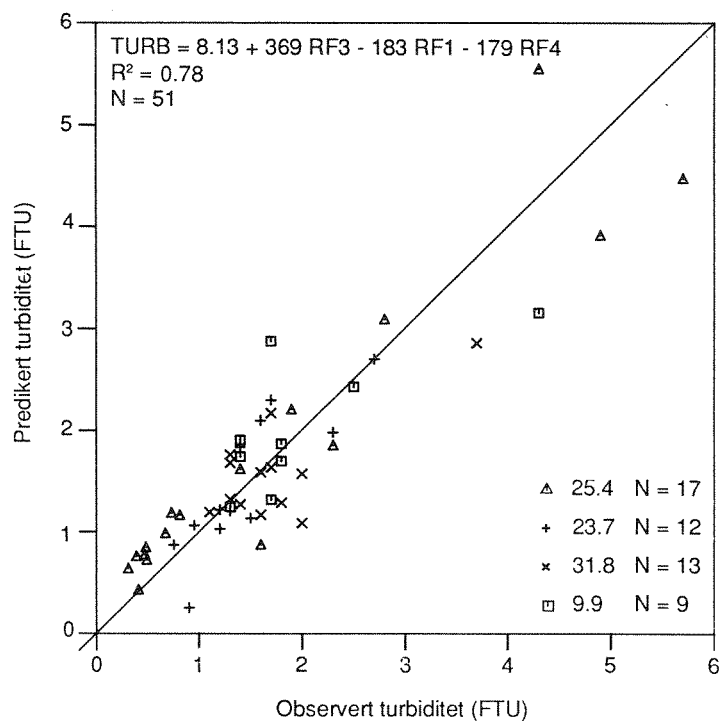
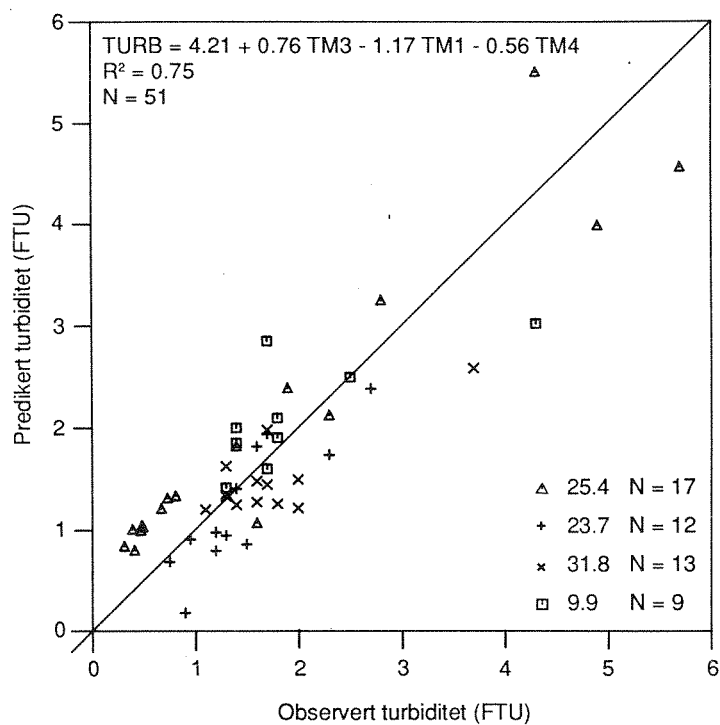
Figur 19. Satellittbilder som viser fordelingen av turbiditet i Hvalerområdet for fire situasjoner i 1987. Bildebehandling ved NIVA og NR.

Hittil har satellittscenene blitt behandlet enkeltvis, slik at man kunne se bort fra radiometriske og atmosfæriske problemer. For relativt klare Landsatscener kan man redusere variabiliteten mellom scenene ved å normalisere for solens irradians. Ved å bruke spektralradiansen, kan man beregne den såkalte "Exoatmospheric Reflectance" (RF) etter en metode av Markham og Barker (1986). Se vedlegg A for en nærmere beskrivelse.

Det ble gjort et forsøk på å teste om en slik modell fungerte for disse dataene, og det ble valgt å teste for turbiditet og TM-kanal 1-4. En verdi fra september med meget høy klorofyllverdi (141 µg/l) hadde meget lave reflektanser, pga. klorofyll-a og andre pigmenters sterke absorpsjon. Dette gir en spektralsignatur som er meget ulikt Glommavannet, og denne verdien ble fjernet fra testen.

Resultatene fra modelleringen av reflektans og digitalverdier fremgår av figur 20 og for begge modeller inngår TM1, TM3 og TM4. Forklaringsgraden er noe høyere for reflektansmodellen, men det er ingen signifikant forskjell. Dataene grupperer seg langs 1:1 linjen slik at det er en klar sammenheng uavhengig av tidspunkter på året, og korrelasjonen er rimelig god. Det er dog en tendens til at dataene basert på reflektans (spesielt april) ligger nærmere 1:1 linjen enn digitalverdiene, men modellen for reflektans gir altså ingen forbedring i modelltilpasningen. Disse forholdene må testes nærmere på et større datamateriale som dekker et større konsentrasjonsintervall.

Slike modeller hvor man korrigerer for solens irradians og eventuelt også for atmosfæriske bidrag er ønskelig å få etablert, for å kunne predikere vannkvalitet direkte fra satellittdataene. Dette forutsetter at man har radiometrisk korrekte kalibreringskonstanter, slik at man kan bringe "rådatene" fra satellitten over på en fysisk korrekt størrelse. Det har dessverre vist seg for flere av senorene og ved flere nedlesningsstasjoner at dette ikke alltid blir riktig, og at det dessuten kan variere over tid. Selv om man altså tilsynelatende får frem en god sammenheng for et visst antall scener må man være forsiktig før man forsøker å etablere noen generell modell. Det må derfor nedlegges mye arbeid i å kontrollere at de satellittdata man mottar fra nedlesningsstasjonene virkelig er korrekte.

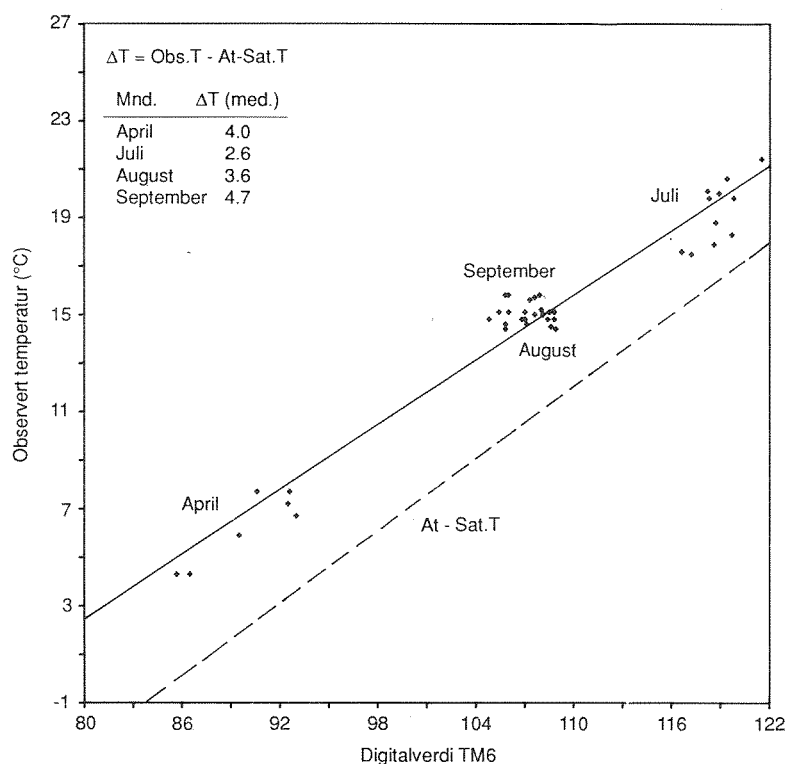


Figur 20. Sammenhengen mellom observert og predikert turbiditet (TURB) basert på digitalverdier (øverst) og reflektansverdier (nederst) for fire situasjoner i Hvalerområdet i 1987.

3.3.4 Temperatur

For modellering av temperatur benyttes den termiske kanalen (TM6). Dataene fra hvert enkelt tokt ble først testet separat, men sammenhengene var dårlig på grunn av små temperaturgradienter. Det viste seg at valg av område i satellittbildene for å ta ut statistikk fra kanalene lett kan bli feil, der hvor det er kraftige temperaturgradienter mellom vannmasser. Resultatet vil også påvirkes ved at vannmasser forflyttes mellom observasjon og satellittpassering.

Dataene fra de fire situasjonene dekket et temperaturintervall fra ca. 4 °C til 21 °C og hadde en tilsvarende variasjon i digitalverdi fra ca. 86–122. Dette gir omtrent 2 digitalverdier pr.grad som teoretisk burde tilsi en god oppløselighet. Tester man alle data fra de 4 ulike situasjonene som vist i figur 21 får man en forklaringsgrad på 95.3 % (vedlegg E).



Figur 21. Sammenhengen mellom digitalverdi for TM6 og observert temperatur i Hvalerområdet for fire situasjoner i 1987, sammenlignet med en modell (At-Sat.T.) etter Markham og Barker (1986).

Problemene omkring absoluttkalibreringen (Jfr. kap 3.3.3) gjør at man ikke kan benytte denne tilsynelatende gode sammenhengen mellom digitalverdier og observert temperatur direkte. Med Markham og

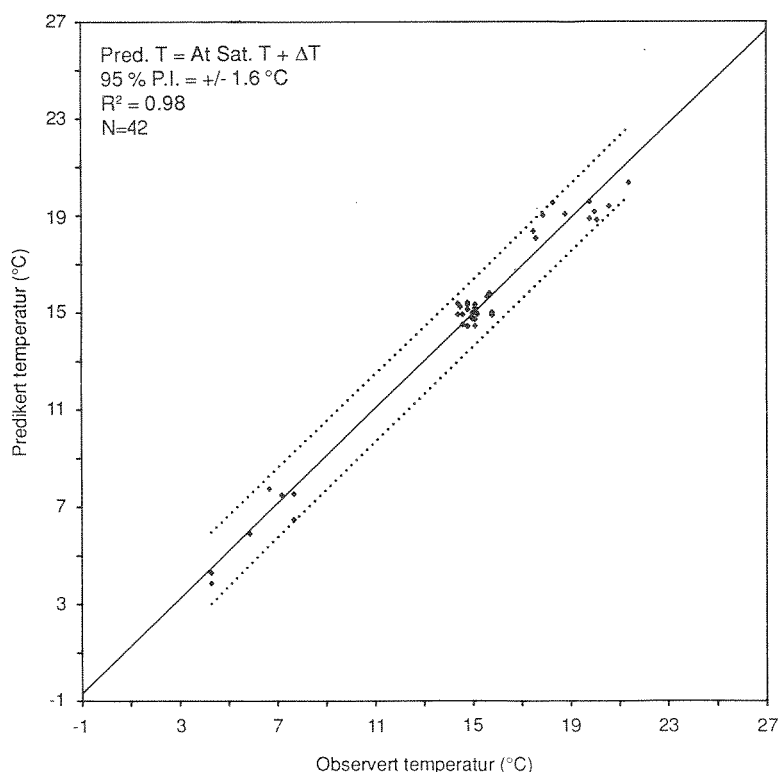
Barker's modell (1986) kan man beregne den "Effective at-satellite temperature" basert på spektral radianser fra TM6 og ulike kalibreringskonstanter (se vedlegg A). Det ble funnet avvik på 5-6 °C mellom denne modellen og observert temperatur (figur 21). Når man har feltobservasjoner kan man lage en ny modell ved å gå veien om Markham og Barker's modell. Temperaturdifferansen mellom observert og "At-satellite temperature" for hvert av datasettene kan beregnes med:

$$\Delta T = \text{Obs.T} - \text{At-Sat.T}$$

Medianavvikene for hver tokt fremgår av figur 21, og ved å korrigere for disse kan følgende temperaturmodell settes opp:

$$\text{Pred.T} = \text{At-Sat.T} + \Delta T(\text{med.})$$

Denne modellen er vist i figur 22 for alle dataene, med angivelse av 95 % prediksjonsintervall (± 1.6 °C). Disse beregningene er brukt for bildene i figur 23. Det må bemerkes at Markham og Barker forutsetter radiometrisk riktige verdier, og det er tydelig at TM6 dataene fra Landsat-5 (Esrange) ikke er radiometrisk korrigert for deres modell.



Figur 22. Modell for prediksjon av temperaturen basert på data fra fire situasjoner i Hvalerområdet i 1987 med angivelse av 95 % prediksjonsintervall.

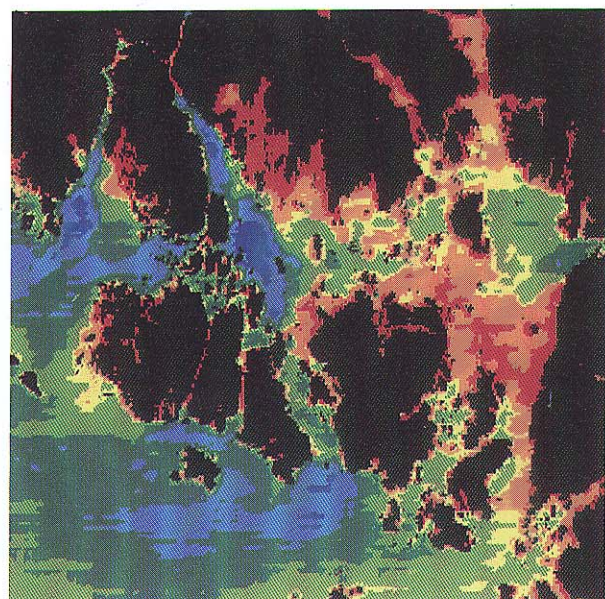
I de termiske bildene som er presentert i rapporten har man forsøkt å få bedre frem de ulike vannmassenes termiske fordeling ved å velge smalere temperaturintervaller. Av figur 23 fremgår endel ny informasjon som man ikke kan se av turbiditetsbildene.

For april viste det kalde Glommavannet samme storskalaspredning mot vest som turbiditetsbildet (figur 19). Detaljene i f.eks. Glomma's østre løp (Løperen) viste derimot varmere overflatevann mellom Hvalerøyene (vest for Kirkøy), mens ellevannet lenger nord var kaldere. Årsakene til dette er ikke nærmere klarlagt, men det kan skyldes at man får en oppstuing av et tynt overflatelag på grunn av svake sydlige vinder som gjør at vannmassen blir utsatt for soloppvarming. En annen effekt kan være at varmeutstråling over landområdene spres (i atmosfæren) inn i sensorens "synsfelt" og påvirker de nærmeste vannpikslene. Innenfor Hvalerøyene ble Glommavannet spredt noe nordøstover og Iddefjordvannet spres noe nordover. Det lå en varmere vannmasse i ytre deler av Singlefjorden.

I juli var den termiske signaturen for Glommavannet svakere. Vannet ble spredt noe vestover, men i hovedsak holdes det tilbake i området, bl.a. på grunn av en kaldere vannmasse som blokkerer større sydvestlig transport (se også figur 26). På innsiden av Kirkøya strømmer det kaldere Glommavannet tvers over Singlefjorden.

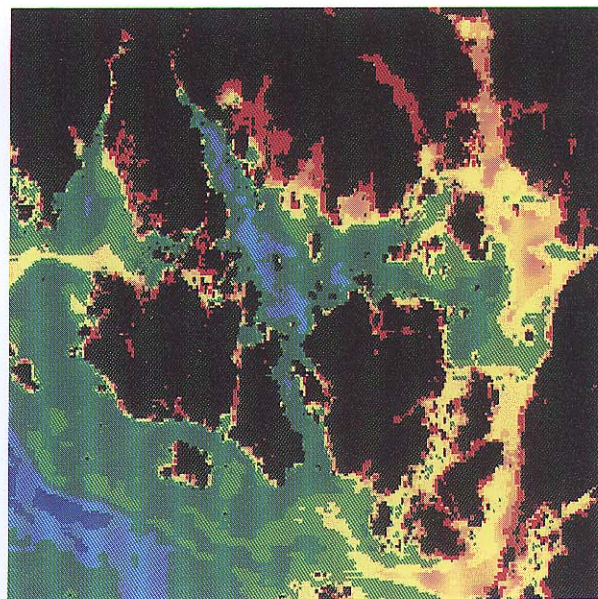
I august var det også små temperaturgradienter, men kaldere "vannpakker" som må stamme fra Glomma, lå spredt innenfor Hvalerøyene og ut i Singlefjorden. På dette utsnittet ser man ikke Glommavannet i nærområdet til Hvalerøyene, men figur 25 viser et større geografisk utsnitt hvor man ser at Glomma har en svak sydlig transport.

I september var temperatursignaturen sterkere og Glomma's influensområder trer godt frem. Glommavannet hadde en sydlig spredning til Tislerområdet og viste i store trekk det samme som turbiditetsbildet (figur 19).



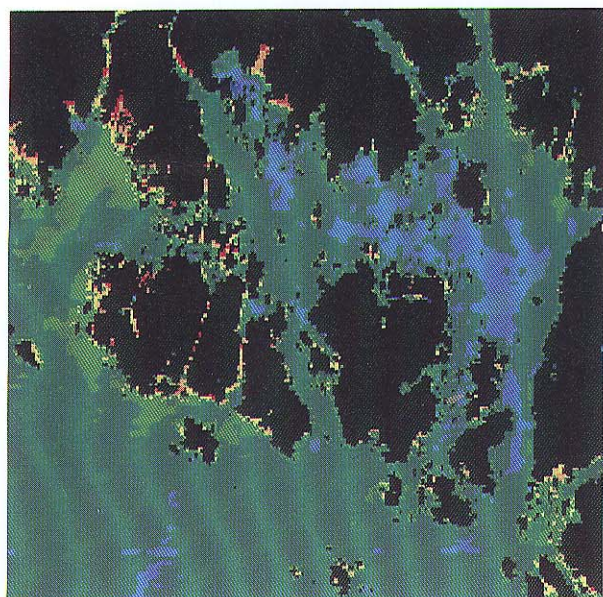
<math><4.0</math> 5.0 6.0 7.0 8.0 9.0

Temperature (°C) April 25 1987



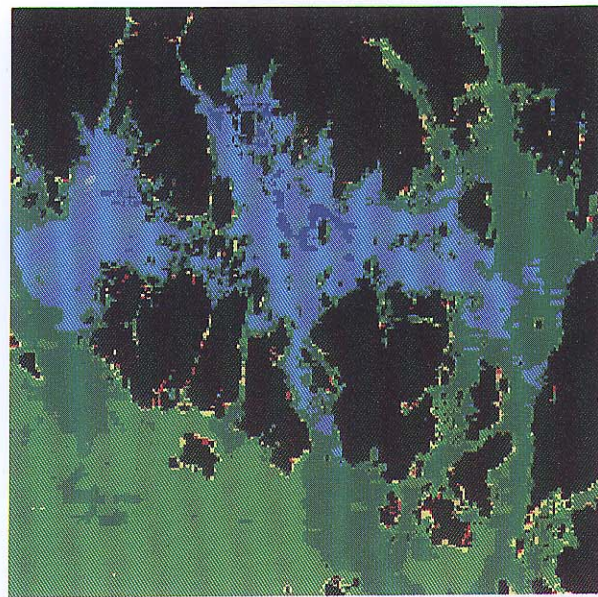
<math><17.5</math> 18.0 18.5 19.0 19.5 20.0

Temperature (°C) July 23 1987



<math><14.0</math> 14.5 15.0 15.5 16.0 16.5

Temperature (°C) August 31 1987



<math><14.0</math> 14.5 15.0 15.5 16.0

Temperature (°C) September 9 1987

Figur 23. Satellittbilder som viser temperaturfordelingen i Hvalerområdet ved fire situasjoner i 1987. Bildebehandling ved NIVA og NR.

4. DISKUSJON

4.1 Optiske egenskaper ved vannmassene i Hvalerområdet

Vannmassenes optiske egenskaper (absorpsjon og spredning) bestemmer hva som reflekteres fra havoverflaten tilbake til atmosfæren. Dette reflektanssignalet inneholder derfor informasjon om vannets innhold av både løste og suspenderte stoffer. Den relative optiske forskjellen mellom de ulike vannmassene og mellom TM-kanalene blir derfor avgjørende for hvor godt vannmassene kan skilles med satellittdata.

Svekningskoeffisientene som uttrykker summen av absorpsjon og spredning er sentrale parametere for å uttrykke vannets iboende optiske egenskaper. Jerlov (1976) har angitt typiske iboende optiske svekningskoeffisienter for en del ulike havområder, og nedenfor (tabell 8) er svekningskoeffisientene til vannmassene i Hvalerområdet og Ytre Oslofjord sammenlignet med verdier fra Kattegat og Østersjøen. I denne sammenligningen er svekningskoeffisientene for rent vann trukket fra (vedlegg C), slik at kun vannets innhold av løste og partikulære stoffer kommer til uttrykk.

Tabell 8. Verdier for svekningkoeffisienter for 380 og 660 nm angitt av Jerlov (1976) for Kattegat og sørlige deler av Østersjøen, sammenlignet med overflatevannet (0-2 m) i Ytre Oslofjord og Hvalerområdet for 25. april og 23. juli 1987.

Bølge- lengde (nm)	Y.Oslofj.		Koster		Singlefj.		Glomma		Katte- gat	Sørlige Øster- sjøen
	April st. 9	Juli st. 14	April st. 14	Juli st. 16	April st. 17	Juli st. 6	April st. 19	Juli st. 10		
	Jerlov (1976)									
380	0.99	1.4	2.9	1.5	3.0	3.5	3.8	4.1	0.54	1.15
660	0.90	1.3	2.1	1.5	1.9	2.5	2.7	2.4	0.23	0.27
380/660	1.1	1.1	1.4	1.0	1.6	1.4	1.4	1.7	2.4	4.3

Absoluttkalibrering av c-målinger er en omstendelig prosess og det kan være vanskelig å sammenligne med målinger fra andre instrumenter. De c-målinger (c-660) som ble målt viste dog samme forhold til Secchi-dypet som tilsvarende målinger foretatt av Nyquist (1979) på vestkysten av Sverige.

For lokalitetene i Hvalerområdet var forholdet mellom svekningskoeffisientene for ultraviolett og rødt lys vesentlig lavere enn i Kattegat og sørlige del av Østersjøen. Dette tyder på at innholdet av suspendert partikulært materiale relativt til oppløste stoffer var større i disse lokalitetene. Dette synes rimelig fordi disse vannmassene vil være sterkt influert av ferskvannet i Glomma som har et relativt høyt innhold av suspenderte partikler. Forholdstallene i Singlefjorden og Glomma er også naturligvis høyere enn i Ytre Oslofjord og Kosterfjorden.

Den horisontale variasjonen i svekningskoeffisientene mellom de ulike stasjoner og vannmasser for de øvre vannlag (0-1 m) var relativt stor både for blått lys (470nm) og rødt lys (660 nm). Variasjonen i de dypere lag var imidlertid forholdsvis like på alle stasjonene både i april og juli. Verdiene i de dypere lag var lave og man kan anta at bidraget til tilbakespredt lys fra dyp større enn ca. 6 m er ubetydelig selv på stasjonene i Ytre Oslofjord.

Ut fra de beregnede svekningskoeffisienter for Iddefjorden, Glomma, Ytre Oslofjord og Tisler i juli, (jfr. fig. 6) finner man at spektralsignaturen, dvs. det relative forholdet mellom svekningskoeffisientene for de tre bølgelengdene, deler stasjonene i to signifikant adskilte grupper. Gruppe 1 består av Iddefjorden og Glomma, mens gruppe 2 består av Tisler og Oslofjord. Spektralsignaturen til stasjonene i gruppe 2 er praktisk talt identiske.

Det synes derfor lite sannsynlig at vannmassene ved Tisler og i Ytre Oslofjord vil kunne skilles fra hverandre på grunnlag av spektralsignaturen, og følgelig ved analyse av satellittdata for tilsvarende bølgelengder. Imidlertid er det en viss forskjell mellom Iddefjord og Glomma. Svekningskoeffisienten for blått lys, relativt til grønt lys er signifikant høyere i Glomma enn i Iddefjorden. Ut fra svekningskoeffisienten kan man optisk gruppere vannmassene i 3 klasser.

Testing av klassifikasjonsmetoder på satellittdataene ble foretatt på denne situasjonen i juli ved bruk av TM-kanal 1, 2 og 3. Den ikke-styrte klassifikasjonen kom ut med homogene områder i øvre del av Glomma, i Singlefjorden og på utsiden av Hvaler. Det er TM-kanal 3 (rød) som dominerer resultatet (Jfr. figur 8 og 11) og den karakteristiske "skyen" på utsiden av Hvalerøyene, som kom spesielt godt frem i TM1 (blå), ble omtrent borte.

For styrt klassifikasjon fikk man nokså ulike resultater avhengig av hvordan treningsområdene var plassert, og spesielt gjaldt dette for Iddefjordklassen. Dette kommer av at klassene er relativt mye

overlappende, slik at små avvik kan gi store utslag (jfr. kap. 3.2.3.). Tislerklassen kan bare sees enkelte steder på utsiden av Hvalerøyene, og Oslofjord- og Tislerklassen var vanskelig å skille. Med riktig valg av treningsområder ga den styrte klassifikasjonen 3 signifikant adskilte klasser. Dette er det samme som man kan tolke ut fra spektralsignaturen for svekningskoeffisientene. Målinger foretatt med et spektrometer bekrefter de ulike spektralsignaturene for Glomma og Iddefjordvannet (Petterson og medarb., 1990).

Derimot viste TM1 og TM3 ulike fordelinger når de ble analysert separat (Jfr. figur 8), og dette viser at små optiske forskjeller allikevel kan komme frem av satellittdataene (bildene) når man betrakter store områder. Denne informasjonen kan bli borte når man foretar multispektral klassifikasjon fordi enkelte kanaler kan dominere resultatet. In situ dataene får heller ikke frem denne informasjonen pga. for få målepunktene.

Både den ikke-styrte og styrte klassifikasjonen gjenga de store trekk i fordelingen av vannmassene. Konsentrasjonen av oppløste og partikulære stoffer var forholdsvis lav for den situasjonen som ble testet, og man kan derfor anta at for dette området kan man bruke klassifikasjonsmetoder for å få en første oversikt over, og grov inndeling av ulike vannmasser. Uten feltdata kan man altså få frem et bilde av den relative vannkvaliteten. For andre områder hvor den relative forskjellen i spektralsignaturen mellom vannmasser er mindre og hvor absoluttverdiene i f.eks. svekningskoeffisienten for blått lys er mindre enn anslagsvis 2.0 m^{-1} , kan det være vanskelig å benytte denne type multispektral klassifikasjon.

4.2 TM-dataenes muligheter til å beskrive vannkvalitet

De beste sammenhengene ble funnet for svekningskoeffisienter for blått lys både i april og juli, og felles for situasjonene var at TM1 og TM2 (blågrønt lys) dominerte i modellene. Dette er i overensstemmelse med teorien som sier at mengden av tilbakespredt lys fra vannet vil være størst ved de bølgelengder som svekker lyset minst. Det ble funnet at de laveste svekningskoeffisientene oftest forekom i den blågrønne delen av spekteret (c-470 og c-530). Begge disse svekningskoeffisientene ligger innenfor hhv. TM-kanal 1 og 2. Den infrarøde TM5 kanalen forekommer også i modellene, men årsaken til dette er ikke nærmere klarlagt. TM-kanalene 1-5 er sterkt korrelert i dette området så det er mulig at TM5 under gitte forhold kan gi signifikante bidrag.

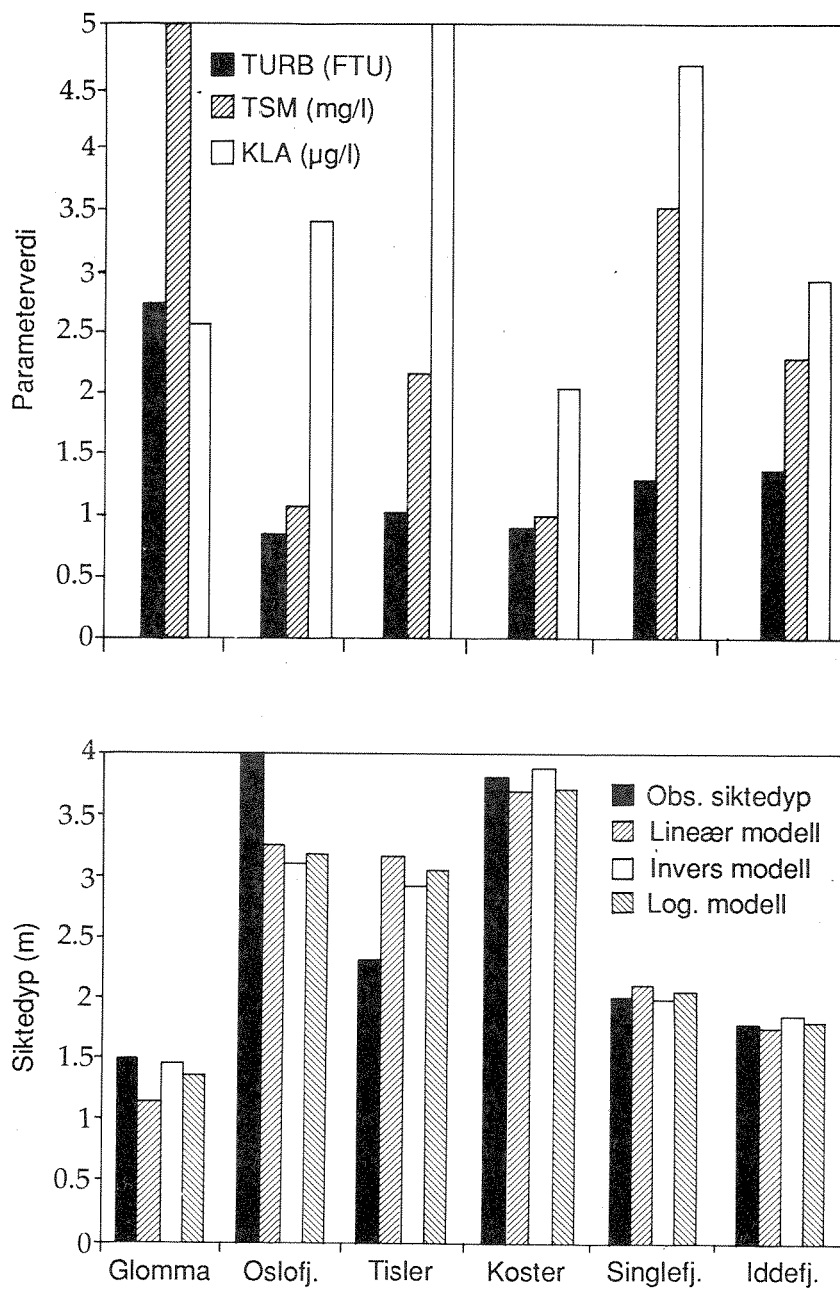
Andre har også funnet at transmisjon (svekning) gir bra sammenheng med satellittdata. Lindell og medarb. (1986) fant god sammenheng mellom

kromatisitetsindekser for MSS-data og transmisjon (rødt lys) for et stort utvalg av Landsatscener i Sverige og Canada. Problemer kan dog oppstå hvis man har meget ulike spektralsignaturer som f.eks. høyt humusinnhold eller algepopulasjoner med stor absorpsjon. Årsaken til de dårlige sammenhengene under algeoppblomstringen i september kan skyldes slike fenomener.

Svekningskoeffisientene ble målt i flere dyp, slik at integrerte verdier kunne beregnes. I april og juli fant man det mest signifikante sammenheng med hhv. 0-0.5 og 0-4 meters verdiene. Hvorfor tilbakespredningen til atmosfæren synes å komme fra forskjellige dyp på de to situasjonene er vanskelig å forklare fra det foreliggende datamaterialet. Reflektansen tilbake til atmosfæren vil avhenge av de lokale forhold og vil nødvendigvis variere med tid og sted. Dette har betydning for valg av prøvetagnings- og målestrategi ved kalibrering av fjernmålingssensorer.

For siktedyp (H,R,G,B) ble det signifikante forskjeller mellom modellene i april, men ikke i juli. I april dominerte TM2 for hvitt og blått siktedyp, mens man for grønt og rødt får inn TM4 og 5. Spektralt sett er dette en riktig tendens, men det er som for svekningskoeffisientene overraskende at disse kanalene i den infrarøde delen av spekteret gir bidrag. I juli dominerer TM1 og 3 i alle modellene for de spektrale siktedyp, men med høyest forklaring for blått siktedyp. Bruk av kanalforhold, kromatisitetsindekser eller logaritmiske modeller på julidataene ga ingen bedre tilpasning enn de enkle lineære modellene. Den samme tendensen som for svekningskoeffisienten er at tyngdepunktet i modellene kommer i den blågrønne delen av spekteret.

Figur 24 viser observert og predikert siktedyp med ulike modeller sammen med noen målte vannparametere i Hvalerområdet i juli. Avviket mellom observert og predikert verdi er størst for stasjonene utenfor Hvalerområdet hvor det var et større innslag av planktonisk materiale. Ved siktedyp større enn 4-5 m, ville ikke-lineære modeller gitt en bedre tilpasning. Det er funnet tilsvarende sammenhenger for flere svenske kystlokaliteter (Lindell og medarb., 1985).



Figur 24. Predikert siktedyp med ulike modeller og noen observerte vannkvalitetsparameter for seks stasjoner i Hvalerområdet den 22.-23. juli 1987.

En effekt man bør være oppmerksom på er refleksjon fra bunn og vegetasjon i strandlinjen. Normalt er ikke dette et stort problem for marine områder, og hvis siktedypet er større enn bunndypet så kan man anta at dette ikke har betydning. For Hvalerområdet kan det f.eks. oppstå feil i gruntvannsområdene i den nordlige delen av Glomma (Øra) hvor det er mye vegetasjon i strandlinjen.

For suspendert materiale er det TM1 i april og TM3 i juli og august som dominerer i modellene. Det er en klar forskjell mellom modellen for april og juli, både for TURB og TSM. Årsaken til at TM1 ikke fikk noen betydning i juli er usikkert, men flere forhold kan bidra til dette. Spektralsignaturen kan være forskjellig på grunn av et større innslag av uorganiske partikler i april. En annen viktig faktor er at i april var større deler av datamaterialet innsamlet i Ytre Oslofjord hvor det var klarere vann (mer blått), mens i juli var størsteparten av observasjonene fra Hvalerområdet.

Økende konsentrasjon av suspendert materiale kan altså ha betydning for forflytning av det optiske tyngdepunktet i modellene fra blått til rødt. Collins og Pattiarachi (1984) fant ved testing av en flybåren TM-sensor i Swansea Bay (2-21 mg suspendert materiale/l), at den mest signifikante kanalen forflyttet seg fra 430 til 620 nm ved økning av konsentrasjonene. Konsentrasjonene av suspendert materiale i Glommavannet var ved de fire situasjonene lavt (< 5 mg/l). I Hvalerområdet kan konsentrasjonene bli > 30 mg/l, og ved slike høye konsentrasjoner kan ikke-lineære modeller gi bedre tilpasninger (Sørensen og Lindell, 1990).

Det kan altså være vanskelig å lage en generell modell basert på en gitt kombinasjon av kanaler i et område som Hvaler. Det er viktig å analysere informasjonen fra flere kanaler da disse til en viss grad kan betraktes som "uavhengige" parametere. For endel formål vil det dog være ønskelig å ha et standardisert system hvor man velger en fast kanal eller et sett av kanaler. For turbiditet ville f.eks. TM-kanal 3, hvor det er minst påvirkning fra løst organisk stoff (lignin, humus, gulstoff) og plantepigmenter kunne benyttes.

I tabell 9 er det laget en sammenstilling av det som ble funnet av prediksjonsintervaller for de ulike parametere med en sannsynlighet på 80-90 %. Disse verdiene gjelder for modeller med samtidige feltobservasjoner fra det undersøkte området.

Tabell 9. Prediksjonsintervall for ulike vannkvalitetsparametre med 80-90 % sannsynlighet, basert på Landsat-5 TM-data og samtidige feltobservasjoner fra Hvalerområdet i 1987.

Vannkvalitetsparameter	Prediksjonsintervall	Konsentrasjonsområde
Suspendert materiale	$\pm 0.5-1$ mg/l	0.5-10 mg/l
Turbiditet	$\pm 0.5-1$ FTU	0.5-10 FTU
Svekningskoeff. 1)	$\pm 0.3-0.5$ m ⁻¹	0.5-5 m ⁻¹
Siktedyp	$\pm 0.3-1$ m	0.5-5 m
Temperatur	± 1.5 °C	0-25 °C

1) Blågrønne delen av spekteret.

Disse prediksjonsintervallene er så klart dårligere enn hva man får ved vanlige analyser, men tatt i betraktning alle de faktorer som påvirker denne type målinger er nøyaktigheten tilfredsstillende. Styrken i å kombinere feltdata og satellittdata er at man får mulighet til å bestemme ulike parametre med en rimelig god nøyaktighet over meget store områder. Man kan være sikrere i tolkningen av feltmålinger når man f.eks. skal interpolere mellom stasjoner.

Når man skal sammenligne satellittdata for ulike tidspunkter må man ta hensyn til flere forhold. Tilbakespredt lys til satellitten vil i noen grad være avhengig av havoverflatens beskaffenhet. Cox og Munk (1956) har vist at for solvinkler (zenitvinkel) $\geq 70^\circ$ og vindfart $< 5-8$ m/s, så påvirkes reflektansen fra havoverflaten lite. Solvinkelen for de aktuelle tidspunkter i Hvalerområdet var alle $< 70^\circ$ og vindforholdene var < 8 m/s for april, juli og august, og omkring 8 m/s i september. Man kan derfor anta at disse forholdene ikke har hatt vesentlig betydning.

En annen viktig faktor er atmosfærens bidrag av reflektert lys til sensorene. Størstedelen av det tilbakespredte synlige lyset som sensoren observerer kommer nemlig fra atmosfæren. Maul (1985) har vist at fra oceanisk vann har lys mellom 550 og 700 nm en refleksjon mellom 2 og 25% og emisjon mellom 3 og 15%, mens bidraget fra atmosfæren kan være fra 60 til 95%. For den termisk infrarøde delen av spekteret (10.5-12.5 μm) er det emisjonen fra jordoverflaten som ofte dominerer med mellom 40-90% av signalet. Refleksjonen i denne delen av spekteret er $< 1\%$ og atmosfærens bidrag varierer fra 10 til 60%.

Flere forhold kommer altså inn når man skal lage modeller eller sammenligne data fra ulike tidspunkter. Tross dette er det for den

andre multispektrale sensoren (MSS) i Landsat-serien blitt laget tilfredsstillende operasjonelle modeller for bestemmelse av suspendert materiale, basert utelukkende på satellittdata (Lindell, 1986). I disse modellene korrigerer man for solvinkelvariasjoner og atmosfæriske forstyrrelser. Dette er basert på kromatisitets-teknikken som opprinnelig beskrevet av Munday og Alföldi (1975) og senere videreutviklet av Lindell og medarb. (1986).

Det ble forsøkt å benytte alle dataene i en modell etter Markham og Barker (1986), hvor man normaliserte satellittdataene til reflektansverdier. Dette ga ingen vesentlig bedring enn om man brukte digitalverdiene direkte. Det må her bemerkes at konsentrasjonsintervallet var lite og at variasjonen i solvinklene ved de aktuelle tidspunkter var små. Dette må derfor testes på et større datamateriale (flere scener) og med høyere konsentrasjoner av suspendert materiale. Senere målinger med Landsat TM-data i området (Sørensen og medarb., 1990a) hvor det ble gjort sammenligninger med radiansmålinger i felten, har vist at kalibreringskonstantene til Markham og Barker ikke kan benyttes for disse systemkorrigerede TM-dataene. Forholdene omkring absoluttkalibrering av dataene fra Esrange (Kiruna) må derfor avklares.

Den direkte sammenligning mellom de termiske digitalverdier (TM6) og de målte temperaturer ga en tilsynelatende god sammenheng. Derimot viste en sammenligning av observert temperatur med en modell av Markham og Barker (1986) store avvik, og det er foreløpig usikkert hva som er den direkte årsak. Ved å kombinere observert temperatur og Markham og Barker's modell ble det laget en modell som ga en prediksjon på ± 1.6 °C. Dette synes dog å være noe høyt, men man må ta i betraktning at feltdataene som ligger til grunn for modellen var målt opptil flere timer før eller etter satellittpassering. På denne tiden vil vannmassene forflyttes, avkjøles eller oppvarmes.

De publiserte modellene etter Markham og Barker (1986) for den termiske og de reflektive TM-kanalene baserer seg på data produsert i USA. Det er nærliggende å tro at prosesseringsprogrammene benyttet ved nedlesningsstasjonene i Europa og i USA er forskjellige og at data ikke kan sammenlignes direkte. Basert på erfaringer fra Sverige (Lindell, pers. med.) er det sannsynlig at de termiske (TM6) dataene er rådata. Nye kalibreringskonstanter for de optiske TM-kanalene synes å gi korrekte radiansverdier sammenlignet med feltobservasjoner i dette området (Sørensen og medarb., 1990a). De ga også bra overensstemmelse mellom estimerte og observerte bakgrunnsverdier for klart vann. Bruk av laveste radiansverdier i et klart havområde er benyttet av flere for å korrigere for atmosfæriske bidrag. Se Chavez (1988) for en redegjørelse om slike metoder.

4.3 Glomma- og Iddefjordvannets spredning og influensområder

Det er vist at TM-data gir gode sammenhenger med flere vannkvalitetsparametere i Hvalerområdet. En av målsettingene ved denne undersøkelsen var også å undersøke om satellittdata kunne benyttes for å kartlegge selve Glomma- og Iddefjordvannets spredning også utenfor Hvalerområdet. Figur 19 viser fordelingen av turbiditet på de fire situasjonene i april, juli, august og september, mens figur 25 viser april og augustsituasjonen for suspendert materiale og temperatur med større utsnitt. Disse figurene viser i hovedtrekk Glommavannets spredning, da det er denne vannmassen som vil dominere det optiske signalet (spektralsignaturen). Iddefjordvannet utgjør en liten del av ferskvannstilførselen til området og det er bare på innsiden av Hvalerøyene at det er mulig å skille ut dette vannets influensområde.

I tabell 10 er de meteorologiske og hydrologiske data sammenstilt med resultatet fra Glommas dominerende spredningsretning. For vindobservasjonene har man tatt hensyn til forhistorien inntil et døgn før, men det er senere vist at vindsituasjonen noen flere dager (3-4 døgn tidligere) kan ha betydning for tolkning av spredningsbilder fra satellittdata i dette området (Sørensen og medarb., 1990b).

Tabell 10. Sammenstilling av vannføring, vindobservasjoner og tidevann med Glommavannets spredning vurdert fra satellittdata for fire tidspunkter i 1987.

Dato	Vannf. i Glomma m ³ /s	Vind 1 døgn før sat. pass.		Vannstandsvariasjoner		Dominerende spredningsretning for Glomma
		Retn.	Styrke	Før	Under	
25. april	400	SV-NV	1-5 m/s	Synkende	Lav	Sterk vestlig
23. juli	870	V-SV	2-6 "	Stigende	Lav	Svakt vest/sydvest
31. aug.	800	N-NV	2-12 "	Stabil	Høy	Moderat vest/sydvest
9. sept.	850	V	8-11 "	Synkende	Lav	Svakt sydlig

I april var det synkende vannstand og utstrømming fra Oslofjorden og svake variable sydvestlige til nordvestlige vinder. I juli var det vestlige til sydvestlige vinder og stigende vannstand. I august var vinden fra nord-nordvest og vannstanden var stabil under satellittpassering. I september var det sterke vestlige vinder og synkende vannstand i fjorden.

I april fikk man en sterk vestlig spredning (figur 19 og 25) fra begge Glommas løp. Glommavannet spres godt forbi Færder ca. 25-30 km fra Glommas utløp, og påvirker et stort område. Kombinasjonen av vannstandssenkning og Coriolis kraften gir antagelig denne vest-sydvestlige spredningen. Glommavannet kan spores sydover til Tisler.

I juli synes mesteparten av Glommavannet å ligge innenfor 5 km fra Hvalerøyene og hadde et mer begrenset påvirkningsområde. Man fikk en oppstuing av Glommavannet i området. Det er et svakt utbrudd av Glommavann mellom Søstrene og Missingen (figur 19), som gir en vest/sydvestlig spredning. Oppstuingen kan skyldes et mottrykk som oppstår pga. kombinasjoner av stigende vannstand og vestlige vinder, samtidig som det lå en kaldere vannmasse på utsiden av øyene som synes å blokkere for en vesentlig sydlig spredning (se også figur 26).

I august hadde man en sydovergående spredning av Glommavann til Koster (figur 25). Ferskvannet fra det vestre Glommaløpet synes å gå noe vestover. Man bør legge merke til at for turbiditetsbildet kan man tydelig spore Glommavannet tilbake til utløpet, noe man ikke ser av det termiske bildet. Ferskvannet synes her å gå ca. 20 km sydover målt fra Glommas utløp. Det ser ut til å være et meget tynt turbid lag i overflaten rett vest av Koster, som først spres sydvestover for så å dreie svakt syd/sydøst etter at det har passert gruntområdene sydvest for Tisler. Dette er antagelig en typisk vindstyrt eller vindpåvirket situasjon. Spesielt denne sydøst-dreiningen vest for Koster skyldes nok vinden.

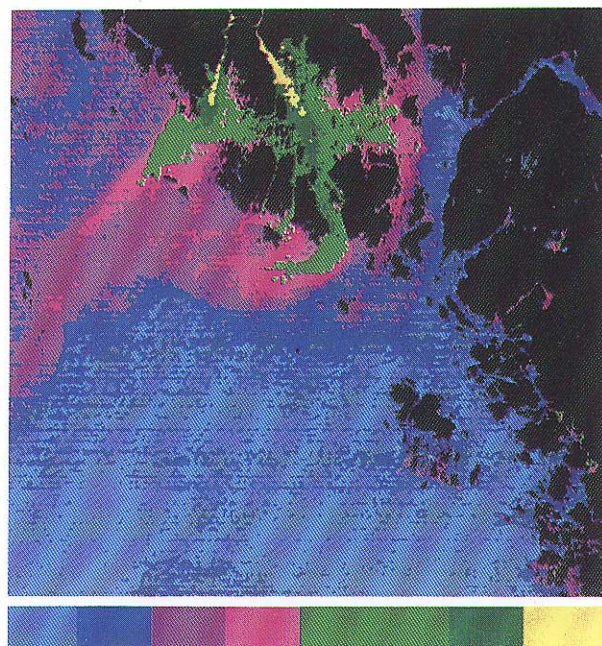
I september er det mulig å spore Glommavannet til Tislerområdet ca. 5 km syd for Glommas utløp (figur 19). Denne situasjonen sammenfalt med synkende vannstand og en kraftig utstrømning fra Oslofjorden og er sannsynligvis hovedforklaringen på den sydlige spredning. Den sydligste utbredelse er som i juli omtrent til Tisler. I september var det en kraftig algeoppblomstring i nærrområdene til Glomma, og dette maskerte noe av Glommavannet's spektralsignatur og dermed inntrykket av spredningsbildet.

Dette viser at satellittdataene er velegnet til å spore spredning av Glommavannet. Hvilke kanaler som egner seg best vil avhenge av den enkelte situasjon mhp. mengden partikler og løste stoffer, temperaturforskjeller osv. Den termiske kanalen vi gi best resultat på tider av året hvor Glommavannet er kaldere enn de omliggende vannmasser. Dataene er spesielt egnet for å studere småskalaspredning som er meget vanskelig å studere med konvensjonelle metoder.

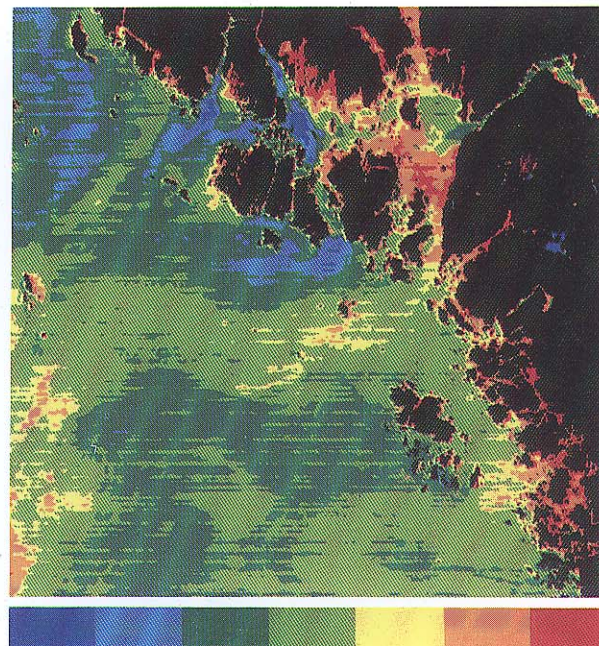
Kobbling med lavopløselige termiske værsatellittdata (AVHRR) som har en mye hyppigere målefrekvens vil utfylle spredningsbildene når høyopløselige data ikke er tilgjengelige (Sørensen og medarb., 1989, Håkansson, 1989). Dette er viktig da tidevannsvariasjoner vil forårsake mindre variasjoner i spredningen i løpet av få timer. AVHRR-data gir samtidig informasjon om de storstilte prosessene i Skagerrak som er viktige for de mekanismer som styrer spredningen av vannmasser i overgangen mellom Ytre Oslofjord og Skagerrak.

Det er selvfølgelig umulig på grunnlag av fire øyeblikksbilder å si noe generelt om spredningen av Glommavannet ut i Oslofjorden og Skagerrak. Spredningen vil være influert av både lokale forhold som vindhastighet, vannstandsvariasjoner, og ferskvannstilrenningen, og de mer storstilte meteorologiske og oceanografiske forhold som langvarig vindoppstuing i Skagerrak, utstrømning fra Østersjøen og strømforholdene i Skagerrak. Det synes imidlertid klart fra satellittdata at Glommavann i perioder kan strømme inn i svensk farvann.

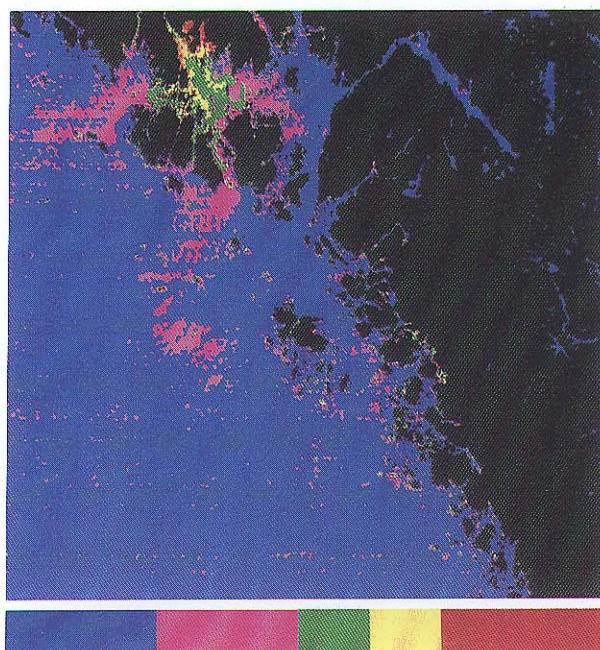
Senere tolkninger av satellittdata og resultater fra transportmodell fra Ytre Oslofjord har vist de kompliserte strømforholdene og virveldannelser som oppstår på grensen mot Skagerrak (Sørensen og medarb., 1990b). Analyse av forhistorien mhp. vannstand, vind etc. er viktige for en korrekt tolkning, og spesielt ved forandring i vindforholdene etter langvarige vindpåvirkning.



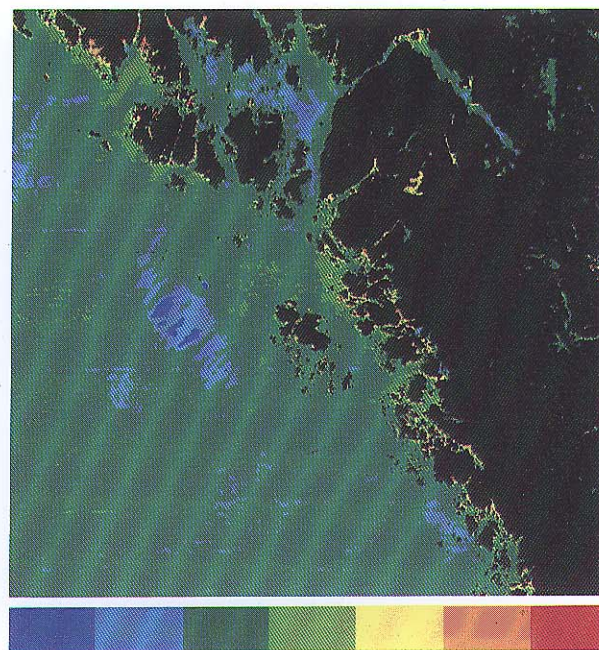
Suspended sediments (mg/l) April 25 1987



Temperature (°C) April 25 1987



Turbidity (FTU) August 31 1987



Temperature (°C) August 31 1987

Figur 25. Satellittbilder som viser overflatefordelingen av suspendert materiale og temperatur i Hvaler, Ytre Oslofjord og deler av nordøstlige Skagerrak den 25. april og 31. august 1987. Bildebehandling ved NIVA og NR.

4.4 Andre anvendelser av satellittdata i vannsammenheng

Det er vist hvilke muligheter og begrensninger satellittdataene har, og hvordan dataene kan benyttes i direkte vannkvalitetskartlegging og for studier av influensområder til dominerende vannmasser. Det er fortsatt begrensninger mhp. direkte prediksjon av vannparametere fra satellittdata, men nå er det ikke dette noen stor ulempe for uansett hvor godt man korrigerer for atmosfære, solvinkler etc., vil en kombinasjon med feltdata gi nøyaktigere prediksjon. En resipientundersøkelse har også som regel en målsetting som involverer observasjoner av en rekke parametere og i flere deler av vannmassene enn de som fjernmålingsdataene kan dekke, slik at feltdata vil allikevel måtte innhentes. Satellittdataene vil derimot gi en regional oversikt over tilstøtende områder som ikke dekkes av feltprogrammet.

Ønsker man derimot å utnytte arkiverte satellittdata, og det ikke finnes feltobservasjoner, er man avhengig av å benytte modeller som tar hensyn til forholdene med solvinkel- og atmosfærekorreksjoner. Slike arkiverte satellittdata gir en mulighet for å foreta tidsserieanalyser av ulike oceanografiske prosesser (Dean og medarb., 1989). Dette har bl.a. blitt gjort i Beringshavet for å studere fronter og utbredelsen av vannmasser. Ahlnäs og Royer (1989) fant flere "nye" kystsirkulasjonsfenomener i Alaskagulfen ved bruk av multispektrale satellittdata. Gjennomgang og analyse av de store datamengdene fra slike sensorer som finnes arkivert vil bringe klarhet i flere av de spørsmål man i dag er opptatt av i våre nære kystfarvann. Satellittdata har også vist seg nyttige for direkte verifikasjon av resultater fra transportmodeller (Sørensen og medarb., 1990b).

Satellittdata kan f.eks. benyttes for å foreta arealberegninger over fordelingen av ulike konsentrasjonsintervaller. Dette kan man så kombinere med opplysninger om tykkelsen på ferskvannslaget for å beregne den totale mengden suspendert materiale. Fra aprilsituasjonen med utgangspunkt i satellittbildet i figur 25 og data fra figur 7, er det foretatt arealberegninger av suspendert materiale for de ulike konsentrasjonsintervaller. Bildebehandlingssystemet teller opp antall piksler innen hvert konsentrasjonsintervall, og beregner middelverdien og standardavvik til pikslene. Med en resampling på 4 ganger blir piksel-størrelsen 120x120 m (0.0144 km²). Middelverdien brukes til å beregne middel-konsentrasjonen ut fra modellen.

Det ble brukt en tykkelse på det øvre laget på 5 meter for konsentrasjon < 1.5 mg/l og 3 m for 1.6-3.2 mg/l og 2 meter for > 3.3 mg/l. Det totale vannarealet i bildet er 2581 km² og landarealet 1195

km². Totalarealet for hele bildet blir 3776 km² som tilsvarer et 512x512 utsnitt med en pikselareal på 0.0144 km². I tabell 11 er arealene for de ulike konsentrasjonene gjengitt, og ut fra de antatte vannvolumer av ferskvannslaget kan den totale mengden suspendert materiale beregnes.

Tabell 11. Eksempel på areal og konsentrasjonsberegninger av totalt suspendert materiale i Hvalerområdet for den 25.april 1987.

Kons. intervall	Antall piksler	Areal km ²	Middelverdi		Volum 10 ⁶ m ³ /km ²	Susp. matr. (Tonn)
			Piksel	Kons.g/m ³		
< 0.6	65657	945.46	53.93	0.61	5	2884
0.6-1.5	58480	842.11	55.36	1.22	5	5137
1.6-2.3	33591	483.71	57.38	2.07	3	3004
2.4-3.2	9978	143.68	59.39	2.92	3	1259
3.3-4.9	8975	129.24	62.05	4.05	2	1047
5.0-5.7	1776	25.57	65.43	5.48	2	280
5.8-7.4	763	10.99	67.40	6.31	2	139

Summering av de ulike konsentrasjoner gir ca. 13-14.000 tonn suspendert materiale i overflatelaget. Hvis vi antar at Glommavannet dekker områder med > 1.6 mg/l så kan man anslå at Glommas influensområde ved denne situasjonen var ca. 790 km² dvs. ca. 30 % av vannarealet på bildet (figur 25). Mengden suspendert materiale innenfor dette arealet var ca. 5.700 tonn dvs. ca. 40 % av totalen.

Dette illustrerer hvordan kombinasjonen av feltdata og satellittdata kan benyttes for integrering av totalmengder over et gitt geografisk område. Disse kan også benyttes for beregninger av f.eks. fortykning, oppholdstid etc. Dette regneeksemplet benyttet suspendert materiale, men andre kjemiske komponenter som samvarierer med parametere som kan kartlegges fra satellitt, bør også kunne vurderes i slike sammenhenger. Slike beregninger forutsetter at man har en rimelig god spredning av feltstasjonene i området, pga. ulike hydrografiske forhold såvel som ulike optiske egenskaper ved vannmassene.

I figur 26 er fire satellittbilder fra Hvalerområdet den 23. juli 1987 basert på ulike modeller sammenstilt tematisk. Figuren viser svekningskoeffisienten for blått lys som er modellert med TM-kanal 1 og 2 (blått og grønt) og inverst blått siktedyp basert på TM-kanal 1

og 3 (blått og rødt). Begge disse gir et uttrykk for den totale svekningen eller sikten i vannet. I grove trekk gir de samme fordeling, men det er enkelte forskjeller. I større deler av Singlefjorden har man svekningskoeffisienter på 1.5–2.0 m⁻¹, mens det inverse siktedypet viser flere detaljer spesielt syd for munningen av Iddefjorden. Deler av Singlefjorden har omtrent det samme inverse siktedypet som i store deler av Glomma's hovedløp.

Svekningskoeffisienten og altså innholdet av løste og suspenderte stoffer er høyere i Glomma enn i Singlefjorden. På utsiden av Hvalerøyene gir de omtrent samme fordeling, og begge viser den karakteristiske skyen med lavere svekningskoeffisient utenfor Glommavannet. Fra feltmålingene fant man at denne vannmassen hadde noe høyere klorofyllinnhold, og man har i denne vannmassen antagelig en større planktonproduksjon. Dette opptrer i fronten mellom det næringsrike Glommavannet og den saltene vannmassen fra Kosterfjorden og Ytre Oslofjord. Slike frontfenomener med høyere planktonvekst i nærområdene til Glomma er beskrevet tidligere (Magnusson og Skei, 1984). Disse kan være vanskelig å oppdage med konvensjonelle metoder, og enda vanskeligere å bedømme dens utstrekning og omfang.

Satellittbildene viser også fordelingen av suspendert materiale basert på TM-kanal 3 (rødt). Dette bildet viser i store trekk fordeling av partikler fra Glommavannet i motsetning til de to andre bildene som får frem andre egenskaper i vannet. Den optiske informasjonen om den mer planktonrike vannmassen var altså å finne i TM-kanal 1. Signalet som måles av TM-kanalene vil være integrert fra ulike dyp i vannmassene, hvorav blått lys (TM1) kommer fra størst dyp. Hvis dypere-liggende algelag er tilstrekkelig nær overflaten vil de kunne påvirke TM1-signalet mer enn TM3, og dette må man ta i betraktning ved tolkning av dataene.

Det termiske bildet viser også godt fordelingen av de ulike vannmassene. Man ser at Glommavannet trenger helt over i Singlefjorden og helt inn til land på østsiden (Sverige). Vannmassen med høyere klorofyllverdier på utsiden av Hvalerøyene er fra 1–1.5 °C kaldere enn de omliggende vannmasser. Tilsvarende kaldere vann finner man også på innsiden av Koster. Kombinasjoner av optiske og termiske bilder var nyttige for å få frem dette spesielle frontfenomenet.

Nå skal man tolke detaljene noe forsiktig i disse bildene fordi det er endel forstyrrelser pga. av horisontale sensorstriper. Spesielt rett nord for Hvalerøyene, syd for øyene ved utløpet av Glommas og rett nord for Kosterøyene. Stripene er mest tydelig i de optiske kanalene, mens den termiske kanalen har lite striper. Endel av den "flekkvise"

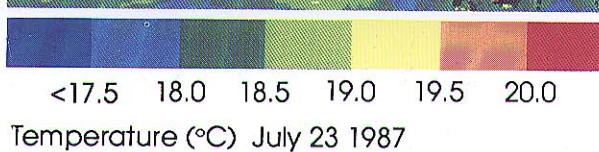
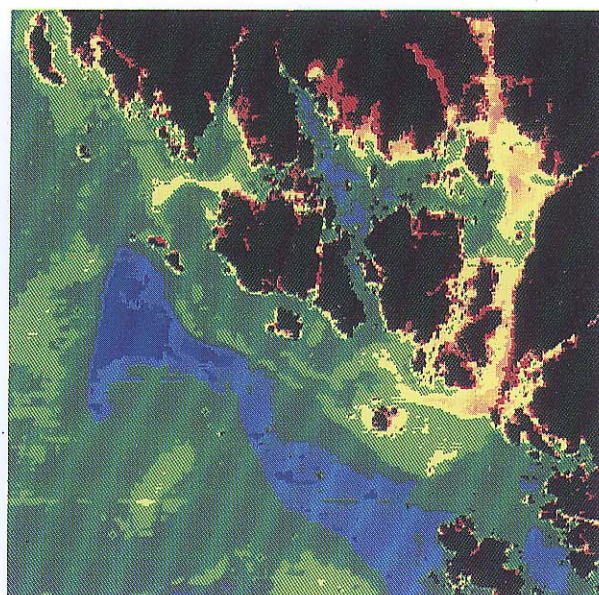
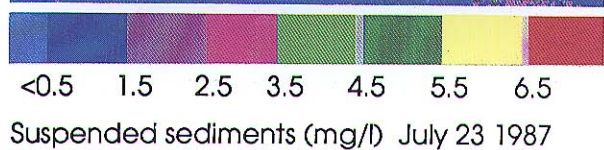
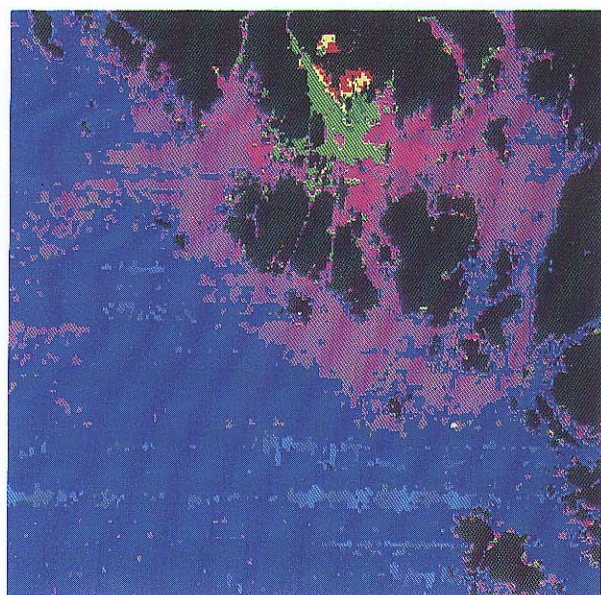
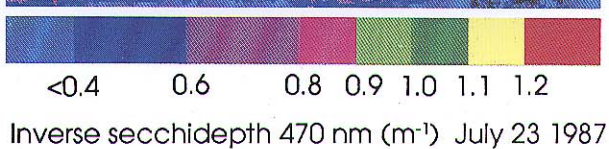
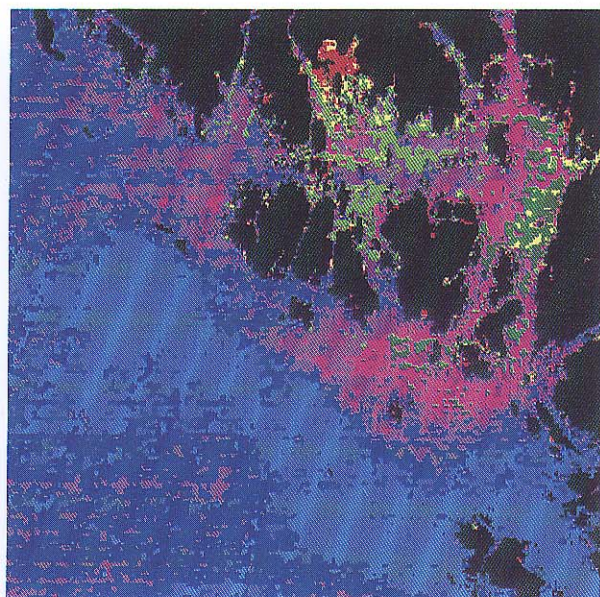
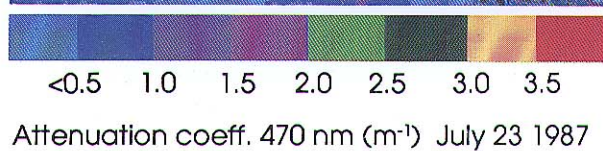
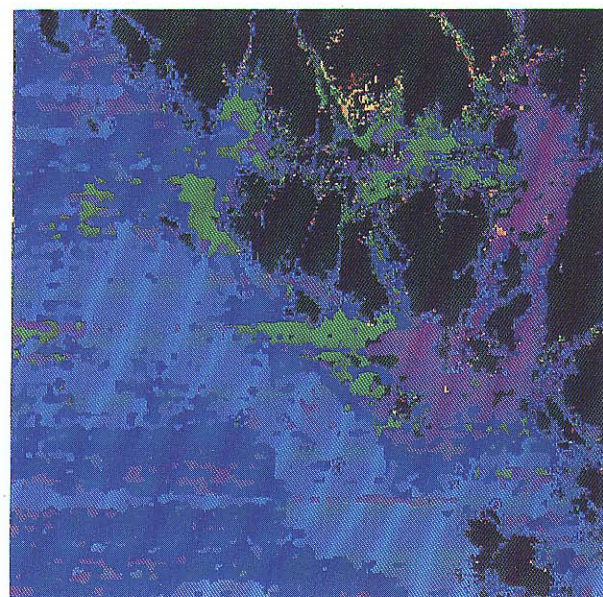
fordelingen skyldes striper og kan muligens også skyldes den "resamplingen" av dataene som ble foretatt.

Ved kombinasjon av informasjonsinnholdet fra ulike satellittkanaler og mellom feltdata og satellittdata kan det fremstilles temakart som gir enkle oversiktsbilder av ulike parametre for et område. Man kan videre kombinere slike bilder med annen kartinformasjon i et Geografisk Informasjons System (GIS). På denne måten kan det bli mulig å ekstrahere informasjon både i form av bilder og tabulert statistikk (Lindell og Sørensen, 1990). Slike metoder bør ha et stort potensiale innen f.eks. kystzoneplanlegging.

Det er ingen andre målesystemer som gjør det mulig å undersøke et "systems struktur" i stor målestokk slik som satellittdata, og bruken av satellittdata vil fremover utvilsomt bidra til å bedre overvåkingen av våre vannforekomster. De vil være et godt hjelpemiddel til eksisterende metoder og vil gi bedre tolkning av tradisjonelle data. For optimal bruk krever de dog gode kunnskaper om vannovervåking generelt og om optiske forhold spesielt.

Om kort tid kommer det også mikrobølgesensorer (radar) som vil gi allværs-informasjon av bl.a. ulike havparametere. Det er fortsatt usikkert hvordan slike data kan benyttes i vannkvalitetssammenheng, da man her i stor grad er avhengig av informasjon fra den synlige delen av spekteret. Det bør derimot være mulig å kombinere slike radardata med informasjonen fra optiske fjernmålingsdata. Det er derfor interessante perspektiver i å kunne benytte satellittdata i den fremtidige overvåking av våre vannforekomster. Kombinasjonen av automatiske metoder og dagens metoder blir nødvendig i den fremtidige vannovervåking.

I tillegg til det arbeidet som må videreføres omkring kalibreringsproblematikken av optiske fjernmålingsdata, må det foretaes forbedringer av de rent praktiske forholdene omkring bruken av slike data. Dette er forhold som; forbedring av bestillingsrutiner, nye dataprodukter fra leverandører, elektronisk overføring av oversiktsbilder (Quick look) etc. Det gjenstår forøvrig mye arbeid med informasjon til sluttbrukere om hvilke muligheter og begrensninger metodene har, og hva de må gjøre for å få tilgang på denne type data.



Figur 26. Satellittbilder som viser fire temakart for vannkvalitetsparametre i Hvalerområdet den 23. juli 1987. Bildebehandling ved NIVA og NR.

5. REFERANSER

- Ahlnäs, K. and Royer, Th.C., 1989. Application of Satellite Visible Band Data to High Latitude Oceans. *Remote Sens. Environ.* 28:85-93
- Bowker, D., 1973. Correlation of ERTS multispectral imagery with suspended matter and chlorophyll in lower Chesapeake Bay. - Symp. Significant Results Obtained from ERTS-1, NASA, pp. 1291-1298.
- Chavez, P.S., 1988. An Improved Dark-Object Subtraction Technique for Atmospheric Scattering Correction of Multispectral Data. *Remote Sens, Environ* 24: 459-479.
- Cheshire, H.M., Khorram, S. and Brockhaus, J.A., 1985. Proceedings from advanced technology for monitoring and processing global environmental data. Remote Sensing Society and CERMA, London, Sept. 1985.
- Collier, A., Finlayson, G.M. and Cake, E.W., 1968. On the Transparency of the Sea. (Observations made by M. Cialdi and P.A. Secchi) *Limn. Ocean.* Vol. 13.:391-394.
- Collins, M., 1983. Supply, Distribution, and Transport of Suspended Sediment in a Macrotidal Environment: Bristol Channel, U.K. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* Vol. 40 (Suppl.1).
- Collins, M. and Pattiarachi, C., 1984. Identification of suspended sediment in coastal waters using airborne thematic mapper data. *Int. J. of Remote Sensing*, vol. 5 no. 4, 635-657.
- Cox, C. and Munk, W., 1956. Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter. *Bull. Scripps. Inst. Oceanog. Univ. Calif.*, 6: 401-488.
- Dean, K.G., McRoy, C.P., Ahlnäs, K. and Springer, A., 1989. The Plume of the Yukon River in Relation to the Oceanography of the Bering Sea. *Remote Sens. Environ.* 28:75-84.
- Doerffer, R., Fischer, J. Stössel, M., Brockmann, C. and Grassl, H., 1989. Analysis of Thematic Mapper Data for Studying the Suspended Matter Distribution in the Coastal Area of the German Bight (North Sea). *Remote. Sens. Environ.* 28: 61-73.

- Fiskum, S.I., 1986. Relaksjonsalgoritmer brukt i styrt klassifikasjon av multisppektrale data. Hovedfagsoppgave i informatikk ved Univ. i Oslo.
- Fusco, L., Frei, U., Trevese, D., Blonda, P.N., Pasquariello, G. and Milillo, G., 1986. Landsat TM image forward/reverse scan banding: Characterization and correction. Int.J.Remote. Sensing . Vol. 7, no 4, 557-575.
- Haugen, I. N. og Rørslett, B., 1976. Fjernanalyse - et hjelpemiddel ved regional miljøovervåking. Forskningsnytt nr. 3. Årgang 21.
- Hilton, J., 1984. Airborne Remote Sensing for Freshwater and Estuarine Monitoring. Water Res. Vol. 18 no. 10: 1195-1223.
- Højerslev, N., 1977. Spectral daylight irradiance and light transmittance in natural waters measured by means of a Secchi Disc only. Int. Council for the Exploration of the Sea. C.M. 1977/C: 42:pp. 19.
- Højerslev, N., 1981. The colour of the sea and its relation to surface chlorophyll and depth of the euphotic zone. Proceedings of an EARSEL-ESA Symposium, Voss, Norway. 19-20 May 1981 (ESA SP-167. July 1981.
- Håkansson, B., 1989. Kartläggning av totalt suspendert materiale från Glomma älven med satellit data. Vatten 45: 271-277.
- Jerlov, N.G., 1976. Marine optics. Elsevier, Amsterdam, 231 pp.
- Klemas, V., 1973. Applicability of ERTS-1 imagery to the study of suspended sediment and aquatic fronts. - Symp. Significant Results Obtained from ERTS-1 NASA, pp. 615-624.
- Knutsen, J., 1986. Utredning om Iddefjordens tilstand og aktuelle tiltak ved Saugbrugsforeningen. NIVA-rapport O-86055.
- Lindell, T., 1980. Kalibrering av Landsatdata för kartering av vattenkvaliteten i Mälaren, Statens Naturvårdsverk, PM 1266.
- Lindell, T., 1986. Operational Water Quality Surveillance in Sweden using Landsat MSS-data. Proceedings from 10th Canadian Symposium on Remote Sensing. Edmonton, Alberta 5.-8. May 1986.

- Lindell, T., 1988. Gävle kustvatten. Användning av fjärranalys i fysisk planering. Havresursdelegationen, Planverket, Naturvårdsverket, Uppsala mars 1988.
- Lindell, T., Karlsson, B., Rosengren, M. og Alföldi, T., 1986. A Further Development of the Chromaticity Technique for Satellite Mapping of Suspended Sediment Load. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 52. No.9, September 1986: pp. 1521-1529.
- Lindell, T., Steinvall, O., Jonsson, M. and Claesson, Th., 1985. Mapping of coastal-water turbidity using LANDSAT imagery. Int. J. Rem. Sensing, vol. 6. No. 5: 629-642.
- Lindell, T. og Sørensen, K., 1990. Erfaringer med bruk av satellitt-fjernmåling. Limnos. (Under trykking).
- Magnusson, J. og Skei, J., 1978. Nasjonalt program for overvåking av vannressurser. Pilotprosjekt Iddefjorden 1977. NIVA-rapport 0-38/75. 25/5-1978.
- Magnusson, J. og Skei, J., 1984. Basisundersøkelser i Hvalerområdet og Singlefjorden. Hydrografi, vannutskiftning og hydrokjemii. Rapport 170/84 i Statlig program for forurensningsovervåking. 7/11 1984.
- Marin Fjärranalys. Rapport från delegationen för samordning av havresursverksamheten. 1985:5.
- Markham, B.L. og Barker, J.L., 1986. Landsat MSS and TM Post-Calibration Dynamic Ranges, Exoatmospheric Reflectances and Atmospheric Temperatures: Landsat Technical Notes, 1,3.
- Maul, G.A., 1985. Introduction to Satellite Oceanography. Martinus Nijhoff publishers.
- McClimans, T.A og Nilsen, J.H., 1982. Eksempler på bruk av fjernmåling i fjorder og kystfarvann. NHL-rapport STF60 A82031.
- Munday, J.C. and Alföldi, T., 1975. Chromaticity changes from isoluminous techniques used to enhance multispectral remote sensing data. Remote sensing of Environment 4, pp 221-236.
- Nilsen, J., Nilsen, V. and Selseth, I., 1986. Landsat 5 TM Study of Sediments in the Gaupne and Luster fjords. NHL-rapport STF60 A 86138.

- Nilsen, V. og Pedersen, J.P., 1983. Satellittfjernmåling, multi-spektral klassifisering og -analyse. Rapport, Inst. for matematisk realfag, Univ. i Tromsø.
- NOU-Norges offentlige utredninger-Satellittfjernmåling, NOU 1983:24.
- NPOC-pilotprosjekter, 1987. Bruk av Landsat-data. Tromsø Telemetri-stasjon og Norsk Romsenter, april 1987.
- Nyquist, G., 1979. Investigation of some optical properties of seawater with special reference to lignin sulfonates and humic substances. Ph.D. thesis. Dept. of Anal. and Marine Chem., Chalmers Univ. of Tech., Göteborg.
- Petterson, L.H., Frette, Ø., Johannessen, O.M., Sørensen, K., Svendsen, E., Dahl, E., Borstad, G., Kerr, R. and Gower, J.F.R., 1990. Norwegian remote sensing spectroscopy for mapping and monitoring of algal blooms and pollution- NORSMAP'89. NRSC Technical report no. 28. 90/02/05, Bergen.
- Raitala, J., Jantunen, H. and Lampinen, J., 1985. Application of Landsat satellite data for mapping aquatic areas in north-eastern Finland. Aquatic Botany, 21:285-294.
- Raitala, J. and Lampinen, J., 1985. A Landsat Study of the aquatic vegetation at the Lake Luodonjärvi reservoir. Western Finland. Aquatic Botany, 21:325-346.
- Raitala, J. and Lampinen, J., 1986. Generalization of Landsat MSS Interpretations of Aquatic areas in southwestern Finland. Earth, Moon and Planets 36: 63-88.
- Robinson, I.S., 1985. Satellite Oceanography - An introduction for oceanographers and remote sensing scientists. Ellis Harwood series in Marine Science.
- Ruggles, R., 1973. Plume development in Long Island sound observed by remote sensing. - Symp. Significant Results Obtained from ERTS-1 NASA, pp. 1299-1304.
- Sæbø, H.V., Bråten, K., Hjort, N.L., Llewellyn, B. and Mohn, E., 1985. Contextual classification of remotely sensed data: Statistical methods and development of a system. Report no. 768. Norwegian computing center.

- Sæbø, H.V., Buer, K.Y. and Sørensen, K., 1988. Remote sensing for mapping and monitoring water quality. Proceedings fra Nordisk konferanse om bildebehandling og mønstergjennkjenning. Oslo 2.-3. juni 1988. Norsk Regnesentral. Rapport nr. 818.
- Sørensen, K., 1988a. The distribution and biomass of phytoplankton and phototrophic bacteria in Framvaren, a permanently anoxic fjord in Norway. *Marine chemistry*, vol. 23 no. 3-4:229-241.
- Sørensen, K., 1988b. Bruk av satellittfjernmåling for kartlegging og overvåking av vannkvalitet. NTN's program for satellittfjernmåling. Rapport fra virksomheten 1987. Oslo 1988.
- Sørensen, K., Lindell, T. og Nisell, J., 1989. The Information Content of AVHRR, MSS, TM and SPOT in the Skagerrak Sea. Proceedings from the 12th Canadian Symp. on Rem. Sens. Vancouver, B.C. Canada, July, 1989.
- Sørensen, K. og Lindell, T., 1990. Eutrofisituasjonen i Ytre Oslofjord. Delprosjekt 3.7a. Optiske observasjoner - overflatevannets kvalitet sett ut fra observasjoner i overflatelaget og fjernmåling. Rapport 387/90 i Statlig program for forurensningsovervåking.
- Sørensen, K., Aas, E., og Lindell, T., 1990a. Eutrofisituasjonen i Ytre Oslofjord 1989. Delprosjekt 4.6 a. Optiske målinger. Rapport 405/90 i Statlig program for forurensningsovervåking.
- Sørensen, K., Magnusson, J., Røed, L.P., Irman-Jacobsen, T.B., Lindell, T., 1990b. Eutrofisituasjonen i Ytre Oslofjord 1989. Delprosjekt 4.6b. Verifikasjon av modellresultater mot satellittdata. Statlig program for forurensningsovervåking. (Manus).
- Tassan, S., 1987. Evaluation of the potential of the Thematic Mapper for Marine application. *Int. J. Remote Sensing*, vol. 8 no. 10.
- Willén, T. (red.), Andersson, B., Brattberg, G., Nyquist, B. og Mattisson, I., 1980. Multispektral registrering av vattenkvalitet og vattenvegetasjon (MSS-75). Statens Naturvårdsverk PM 1281.
- Aas, E. and Bogen, J., 1988. Colors of Glacier Water. *Water Resources Research*. Volum 24. no 4, pp 561-565.

VEDLEGG A. SATELLITTFJERNMÅLING

A.1 Bakgrunn

Det finnes idag flere jordobservasjonssatellitter som kan benyttes i vannsammenheng, som f.eks. vær-satellittene i NOAA-serien og jordressurssatellittene Landsat og SPOT. Det er i dag 3 operative NOAA satellitter som i vannsammenheng i første rekke benyttes for temperaturkartlegging. Disse har en noe begrenset anvendelse nær land og i trange fjorder pga. den geometriske oppløseligheten, og er ikke så anvendbare for vannformål pga. brede spektralbånd i synlig lys.

Landsat og SPOT som egentlig er beregnet på landformål kan også anvendes for vann. En sammenligning av geometriske og radiometriske muligheter og begrensninger med sensorene hos NOAA, Landsat og SPOT er foretatt i dette området av Sørensen og medarb. (1989). Den Japanske satellitten MOS, som ble skutt opp i 1987 har sensorer som skal være spesielt egnet for havanvendelser. For vannkvalitetsstudier benyttes såkalte multispektrale sensorer som måler i bestemte bånd i det elektromagnetiske spektrum. I tabell A.1.1 er det sammenstilt data om operative satellitter med sensorer for vannkvalitetsformål.

Tabell A.1.1 Oversikt over operative satellitter med multi-spektrale sensorer for vannkvalitetsformål.

Satellitt	Oppskutt	Bane	Sensorer	Spektralområde	Synsvinkel	Oppløsning
LANDSAT-4 LANDSAT-5	1982 1984	polar, solsynkron, 16 dager	MSS TM	synlig, nær-IR synlig, IR, term-IR	185 km 2x92 km	80 m 30 m 120 m
SPOT-1 SPOT-2	1986 1990	polar, solsynkron, 26 dager	HRV	synlig, nær-IR	60 km	20 m
MOS-1 MOS-2	1987 1990	polar, solsynkron, 17 dager	MESSR	synlig, nær-IR	2x100 km	50 m

De multispektrale sensorene i disse satellittene er passive (i motsetning til radar) og måler egentlig jordoverflatens og vannets refleksjon av sollyst. Det er spesielt i den synlige og midlere infrarøde delen av spekteret, hvor man har de viktigste bånd for studier av vannkvalitet. Hos Landsat-4 er det i første rekke MSS sensoren som fortsatt benyttes og for denne satellitten må det for tiden avtales spesiell nedlesning.

TM-sensoren ("Thematic Mapper") som testes i denne undersøkelsen har også bånd på "emitterende" bølgelengder i den termisk infrarøde delen av spekteret og disse er viktige for måling av overflatetemperatur. Man må være klar over at visse deler av spekteret ikke er egnet for registrering fra fjernmålingssystemer pga. atmosfærens transmisjons-egenskaper. I figur A1 er spektralegenskaper av elektromagnetisk stråling, atmosfæriske vinduer og ulike fjernmålingssystemer vist. Tabell A.1.2 viser spektralbåndene til TM-sensoren. I denne undersøkelsen er det kanal 1-5 og den termiske TM6 som benyttes.

Tabell A.1.2 TM-kanalenes nominelle båndbredder (μm).

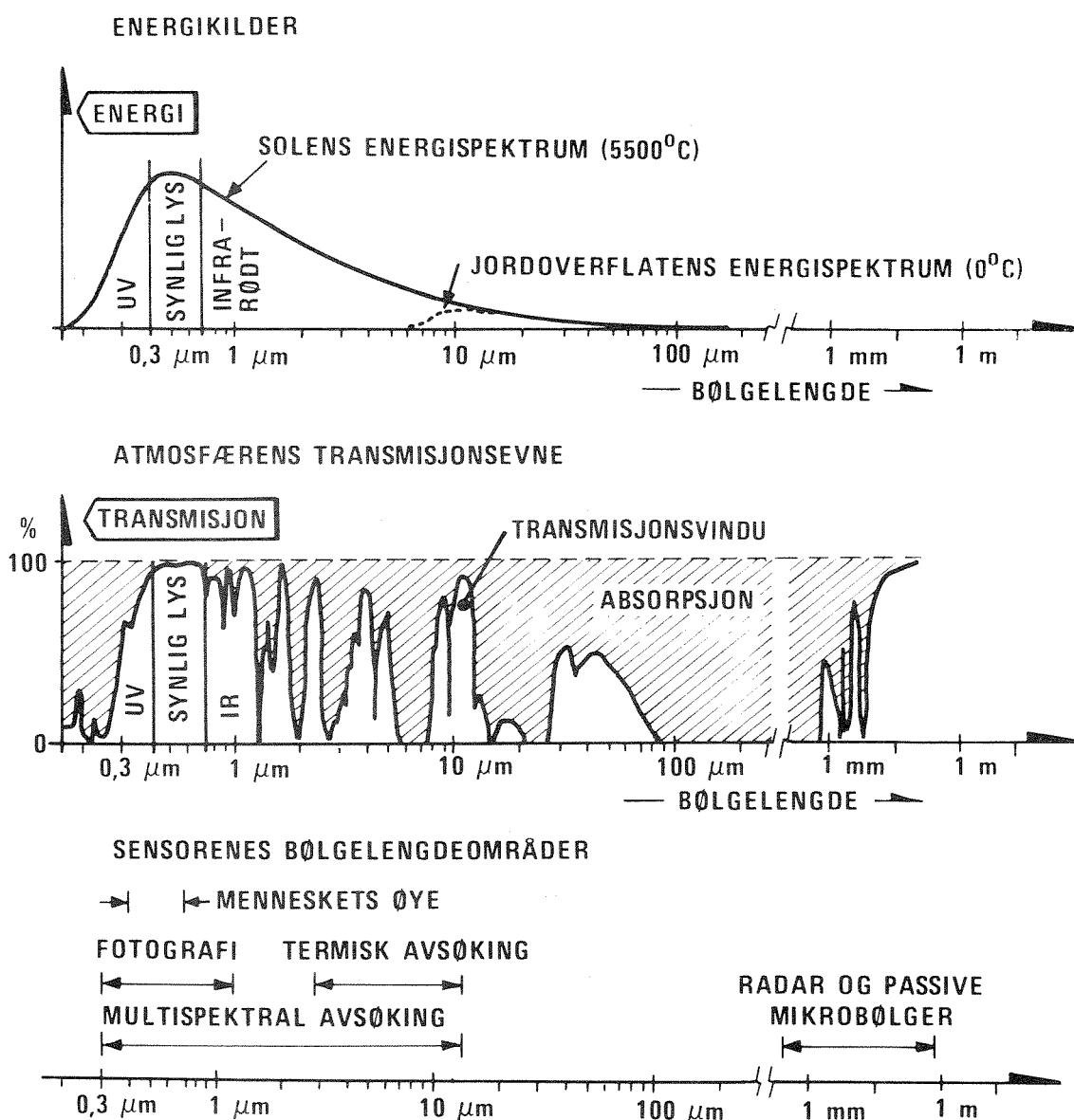
TM-kanal	1	2	3	4	5	7	6
Min λ	0,45-	0,52-	0,63-	0,76-	1,55-	2,08-	10,40-
Maks λ	0,52	0,60	0,69	0,90	1,75	2,35	12,50

Disse satellittene opererer i såkalte solsynkrone polare baner i en høyde av 700-900 km, som betyr at de passerer over samme område til samme tid. Satellittene følger bestemte baner og kan enten ha en fast repetisjonssyklus (Landsat, MOS), eller den kan forandre repetisjonssyklusen med bruk av svingbare speil (SPOT). Dette gjør at man kan øke repetisjonstiden over et område hvis det er spesielle fenomener man ønsker å følge. På grunn av disse mulighetene med SPOT må man undersøke på forhånd om data virkelig leses ned over det område hvorfra man ønsker data.

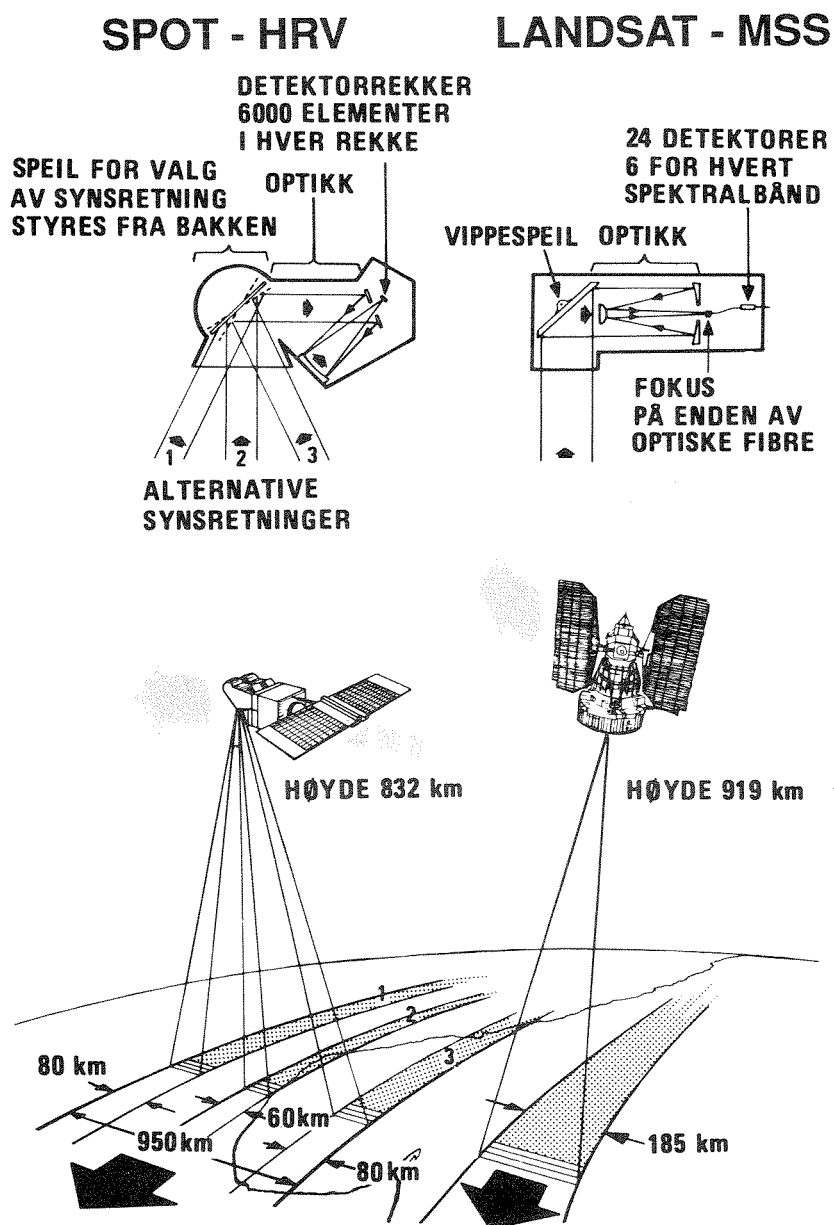
Prinsippet for en sensor i en jordressurssatellitt er at den kan avseke jordens overflate i bestemte sveip med en dekning fra 60 til 200 km's bredde. Figur A2 viser prinsippet for bildedannelse ved MSS og HRV sensoren i hhv. Landsat og SPOT. TM-sensoren er noe forskjellig fra MSS sensoren og har 16 detektorer for hvert spektralbånd. Landsat-5 opererer i en høyde av 835 km og har en repetisjonssyklus for samme banespor på 16 dager. På våre breddegrader har man stor overlappning mellom de ulike banene, hvilket betyr at man f.eks. i Hvalerområdet

for Landsat-5 teoretisk kan ha en passering ca. hver 8 dag. Ved en optimal kombinasjon med Landsat-4 og de 2 SPOT og MOS satellittene kan den teoretiske repetisjonsfrekvensen bli ca. 3 x pr. uke.

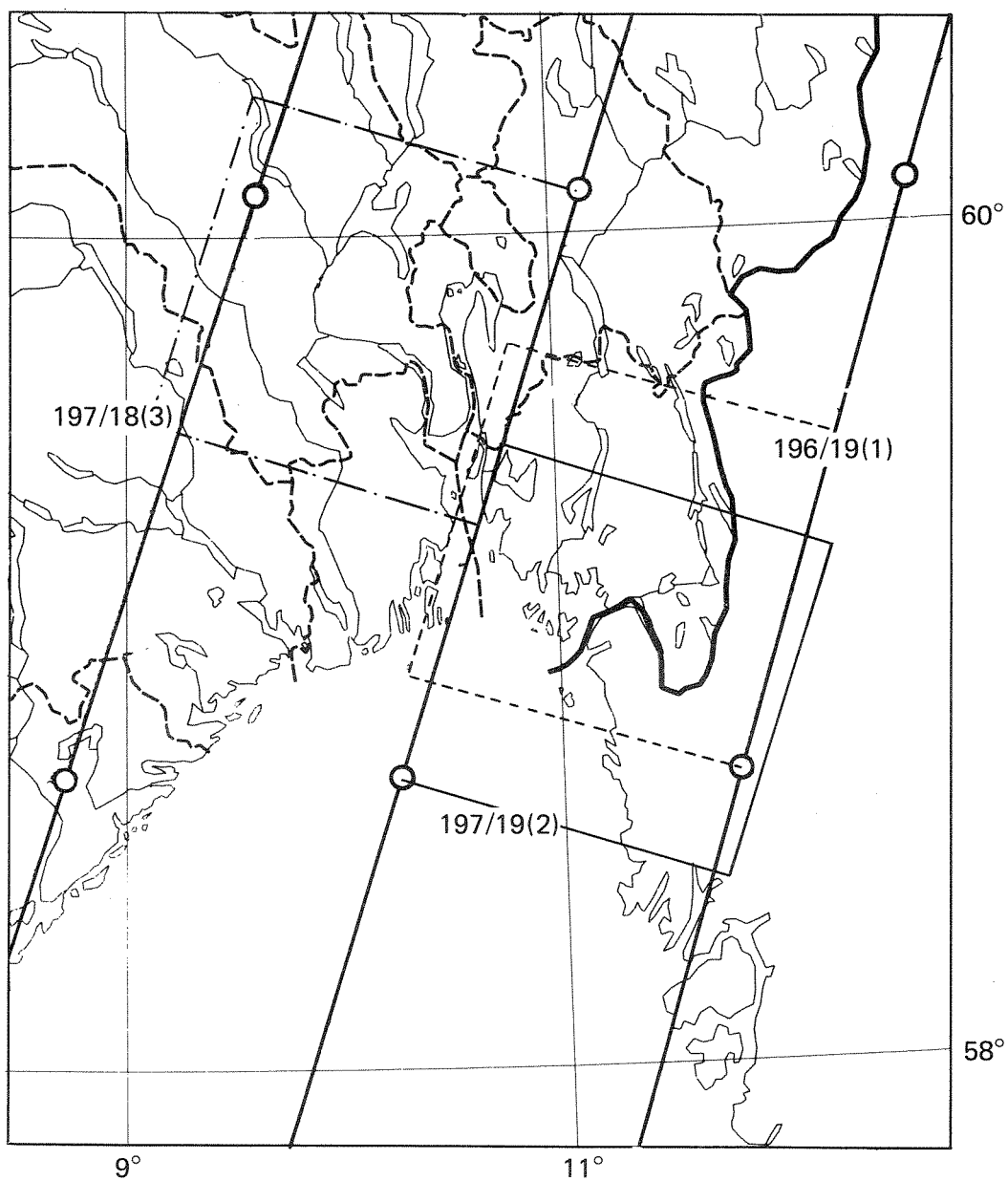
Satellittscenene benevnes etter banespor og rute og TM-scenen deles igjen opp i 4 kvartscener. Figur A3 gjengir de omtrentlige dekningsområdene for de ulike TM-kvartscenene som ble benyttet. Se tabell A.1.3 for ytteligere data om scenene som er benyttet i denne undersøkelsen.



Figur A1. Spektralegenskaper av elektromagnetisk stråling, atmosfæriske vinduer og fjernmålingssystemer (NOU 1983:24).



Figur A2. Prinsippet for bildedannelse ved HRV og MSS sensoren hos hhv. SPOT og Landsatsatellittene (NOU 1983:24).



Figur A3. Oversikt over omtrentlig dekningsområde for de benyttede satellittscenene (Utgitt av Tromsø Satellittstasjon).

A.2 Beregning av radians, reflektans og temperatur

I denne undersøkelsen er det benyttet systemkorrigerede data nedlest ved Esrange, Kiruna. Med systemkorreksjon menes radiometrisk og geometrisk korrigerede data. Dataene kommer i form av datataper (CCT) hvor strålingen som sensoren har registrert på de forskjellige kanalene er delt opp i 256 digitaliseringsnivåer (DN) eller gråtoneverdier som de ofte kalles. For bearbeiding av enkeltscener ble disse verdiene benyttet direkte, men ved bruk i enkelte kanalindekser og for sammenligning av satellittscener fra ulike tidspunkter, må digitalverdiene omregnes til absolutte (spektrale) radianser. I denne undersøkelsen har man benyttet "prelaunch" kalibreringer etter Markham og Barker (1986). Tabell A.2.1 gjengir kalibreringsdata for de 7 TM-kanalene for Landsat-5. Omregningen fra DN til spektrale radianser (R_λ) er gitt ved:

$$R_\lambda = R_{\min\lambda} + \{(R_{\max\lambda} - R_{\min\lambda})/255\} \cdot DN$$

DN = antall digitalnivåer på CCT

$R_{\min\lambda}$ = spektral radians ved DN = 0

$R_{\max\lambda}$ = spektral radians ved DN = 255

R_λ = spektral radians ($\text{mW} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ster}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$) ("ster" = sterradian)

Tabell A.2.1 TM-kanalenes spektrale radianser for Landsat-5
(Markham og Barker, 1986).

Kanal	1	2	3	4	5	6	7
$R_{\min\lambda}$	-0,15	-0,28	-0,12	-0,15	-0,037	0,1238	-0,015
$R_{\max\lambda}$	15,21	29,68	20,43	20,62	2,719	1,5600	1,438

For relativt klare Landsatscener kan man redusere variabiliteten mellom scenene ved å normalisere for solens irradians. Ved å bruke spektral radiansen kan man beregne en reflektansverdi (RF), den såkalte "Exoatmospheric Reflectance" etter Markham og Barker (1986):

$$RF = (\pi \cdot R_\lambda \cdot d^2) / (ESUN_\lambda \cdot \cos\theta_s)$$

RF = Dimensjonsløs effective "At-satellite reflectance"

R_λ = Spektral radians ($\text{mW} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ster}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

d = Jord-sol avstand i astronomiske enheter (A.U.)

$ESUN_\lambda$ = Solens exoatmosfæriske irradians ($\text{mW} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

θ_s = solens zenit vinkel (grader)

Konstantene som inngår i denne ligningen for de 4 toktdatoer og konstantene for TM-sensoren i Landsat-5 er gjengitt i tabell A.3.1 og A.3.2. Den solvinkel (α) som oppgis med satellittdataene er målt i forhold til horisonten, slik at $\theta_s = 90 - \alpha$.

Tabell A.3.1 Oversikt over scenesentrum, jord-sol avstand og solens zenitvinkel for de fire tokttidspunkter.

Dato	Landsat scene ¹	Scenesentrum ²		Tidspunkt (GMT)	d	θ_s
		N	E			
25. april	197/19(2)	59.2	10.9	0948	1.0131	49
23. juli	196/19(1)	59.7	11.8	0944	1.0163	43
31. aug.	197/18(3)	59.6	10.8	0951	1.0097	54
31. aug.	197/19(2)	59.2	11.0	0952	1.0097	53
9. sept.	196/19(1)	59.7	11.8	0946	1.0074	56

1) Spor/rute (kvadrant) 2) Fra CCT-rapport.

Tabell A.3.2 Exoatmosfæriske irradianser for de reflektive TM-kanaler hos Landsat-5 satellitten (Markham og Barker, 1986).

TM-kanal	1	2	3	4	5	7
ESUN λ	195.7	182.9	155.7	104.7	21.93	7.452

I en modell etter Markham og Barker (1986) kan man også beregne den temperaturen som satellittsensoren registrerer, den såkalt "Effective at-satellite temperature" basert på spektral radianser fra TM6 kanalen og ulike kalibreringskonstanter.

$$T = K_2 / \ln(K_1 / R\lambda + 1) - 273.15$$

T = Effektiv "At-satellite temperature" i °C

K_1 = Kalibreringskonstant i °K (for Landsat-5 = 60.776)

K_2 = Kalibreringskonstant i $\text{mW} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ster}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ (for L-5 = 1260.56)

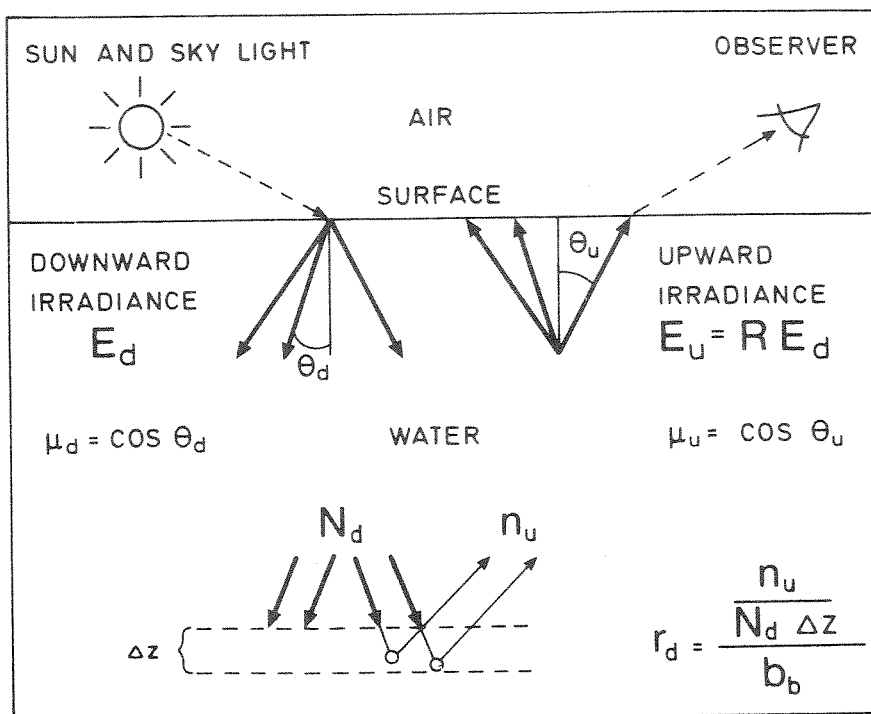
$R\lambda$ = Spektral radianse i $\text{mW} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ster}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$

VEDLEGG B. VANNMASSENEES OPTISKE EGENSKAPER

Det synlige lyset fra havet som satellitten registrerer vil kunne gi viktig informasjon om vannmassenes optiske egenskaper og dermed indirekte om innhold av oppløste og suspenderte stoffer i vannet. Den fargen på vannet som satellitten observerer som intensitetsverdier på de ulike kanalene, vil være en funksjon av oppoverrettet irradians $E_u(\lambda)$ fra like under overflaten. Oppoverrettet irradians er total oppoverrettet strålingsfluks pr. flateenhet, og benevning er $W \cdot m^{-2}$. Den oppoverrettede irradiansen vil være avhengig av hvor mye lys som passerer nedover i vannet, nedoverrettet irradians E_d , og vannets optiske egenskaper. Figur B.1. etter Aas og Bogen (1988) viser noen av de optiske størrelsene som bestemmer fargen på vann. Det følger av figuren at

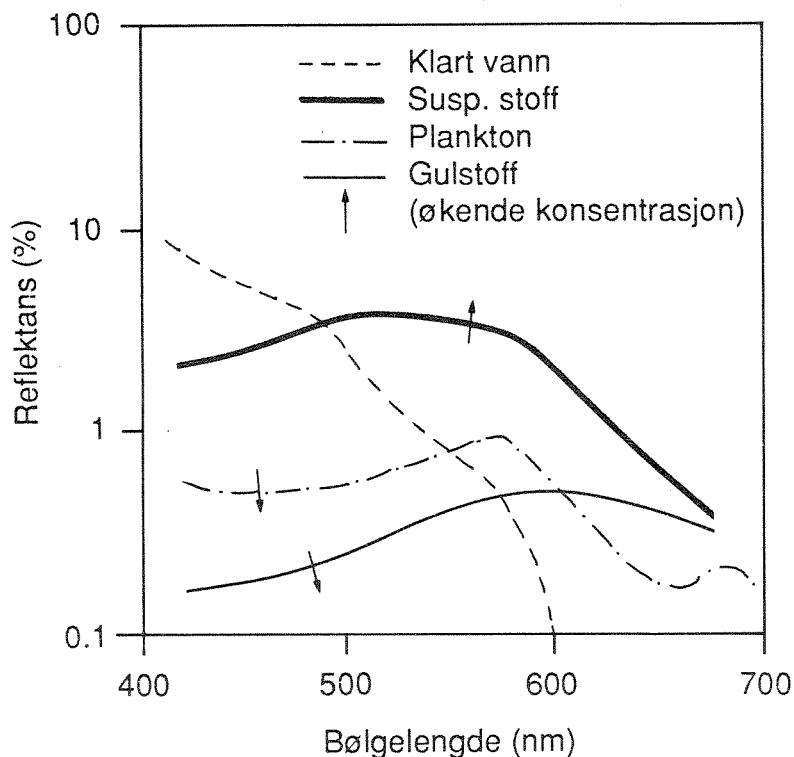
$$E_u(\lambda) = R \cdot E_d(\lambda)$$

Her kan R betraktes som en undervannsalbedo. Den bølglengden der R har en maksimal verdi vil karakterisere fargen på vannet.



Figur B.1. Definisjonsskisse for noen optiske størrelser som bestemmer vannets farge (Aas og Bogen, 1988).

Figur B.2 viser noen reflektansspektre for typiske vannmasser (Robinson, 1985) og hvordan R forandres med økende konsentrasjon av ulike stoffer i vannet.



Figur B.2. Noen typiske reflektansspektre for ulike vanntyper som viser hvordan R forandres med økende konsentrasjon av noen dominerende stoffer i vannet (Robinson, 1985).

Aas og Bogen (1988) har funnet et analytisk uttrykk for R ved å benytte en optisk "to-strøms" modell for transmisjon av radians og irradians i vann. Radiansten L er definert som strålingsfluks pr. flate og romvinkelenhet, dvs. den strålingsfluksen pr. flateenhet fra en bestemt retning som treffer et flateelement, benevnningen er $W \cdot m^{-2} \cdot ster^{-1}$, hvor "ster" er steradian eller romvinklelement.

Modellen gir blant annet R som en funksjon av absorpsjonskoeffisienten a , tilbakespredningskoeffisienten b_b , cosinus til midlere nedover og oppoverrettet strålingsretning (μ_d og μ_u) og de normaliserte reflektanskoeffisientene for nedover- og oppoverrettet irradians r_d og r_u . Uttrykkene for μ_d og μ_u er hhv. $\mu_d = E_d/E_{od}$ og $\mu_u = E_u/E_{ou}$. E_d og E_u er nedover- og oppoverrettet irradians, mens E_{od} og E_{ou} er skalar nedover og oppoverrettet irradians.

I følge Bouger-Lamberts lov er svekningen av en parallell, monokromatisk lysstråle som passerer gjennom en væske som inneholder oppløste og suspenderte partikler proporsjonal med $\exp(-c \cdot s)$. c er den totale svekningskoeffisienten og s er lysveien gjennom vann. c kan skrives:

$$c = a + b$$

der a og b er henholdsvis den totale absorpsjons- og spredningskoeffisienten for vannet. b kan videre splittes opp i en forover- og en bakoverrettet spredningskoeffisient,

$$b = b_f + b_b$$

I følge Aas og Bogen (1988) er a og b_b de viktigste koeffisientene i "to-strøms" modellen. For naturlige vannmasser kan man anta at $b_b/a \ll 1$. Dersom en også antar at eventuelt reflektert lys fra bunn ikke når opp til overflaten vil en kunne sette opp følgende uttrykk for R ,

$$R \sim (r_d / (1 + \mu_d/\mu_u)) \cdot (b_b/a)$$

r_d er gitt på B.1 og uttrykker forholdet mellom en oppoverrettet spredningskoeffisient for fotoner som går nedover og b_b . I uttrykket for r_d på figuren er N_d og n_u hhv. totalt antall fotoner som går nedover og andel av disse som blir spredt tilbake oppover. Δz er tykkelsen på det infinitesimale horisontale laget som sprer lyset/fotonene tilbake.

For de fleste delene av det synlige spekteret vil ved relativt store solhøyder og klart vann $R \sim b_b/3a$. Det følger av uttrykket for R at mengden oppoverrettet tilbakespredt lys vil være proporsjonal med b_b og omvendt proporsjonal med a .

I de fleste naturlige vannmasser er $b_b/a \ll 1$ og b_b vil også være mindre bølgelengdeavhengig enn a . Dette betyr at R (tilbakespredt lys til atmosfæren) mest sannsynlig vil få sin maksimale verdi for de bølgelengder der a er minst. Dersom en kan anta at også b_f varierer mindre enn a som funksjon av bølgelengden, medfører dette fordi $c = a + b_b + b_f$ at maksimal tilbakestråling til atmosfæren vil forekomme ved de bølgelengder der a og følgelig c er minst. Både a og b_b er vanskelig å måle in situ i vannmassen. Derimot kan c måles enkelt med et lystransmisjonsmeter og sammenlignes med intensitetene i satellittkanalene.

VEDLEGG C. OPTISKE FELTMÅLINGER

C.1 Transmisjonsmålinger

For å bestemme vannets totale iboende, optiske svekningskoeffisient, c , ble det utført transmisjonsmålinger med et in situ transmisjonsmeter (Q-instrument). Undervannsenheten består av en senderenhet og en mottakerenhet. Fra senderen går det ut en tilnærmet parallell lysstråle gjennom vannet før det treffer mottakeren. På Q-instrumentet kan denne avstanden fritt velges mellom 0.05–1.0 m. I denne undersøkelsen ble det benyttet en lysvei på 0.75 m. I mottakeren blir det transmitterte lyset registrert av en lysfølsom diode og omgjort til elektriske signaler som blir overført via kabel til en dekkseenhet. Fotostrømmene fra den lysfølsomme dioden kan registreres på en analog skriver eller avleses digitalt. Instrumentet er utstyrt med en trykksensor og når det senkes i sjøen vil mengden av transmittert lys i hvert enkelt dyp registreres kontinuerlig.

Inne i mottakerenheten foran den lysømfindtlige dioden (selencelle) sitter en filterskive med seks ulike fargefiltre. Det er benyttet Scott doble interferens filter med en båndbredde på ca. 20 nm og filternes transmisjonstopp oppgitt fra fabrikant fremgår av tabell C.1.1. Det virkelige optiske tyngdepunktet i målingene vil også avhenge av detektorens følsomhet, lampespekteret og vannets transmisjon. Usikkerheter i bestemmelsen av den nominelle verdien til filtertransmisjonen må man også ta i betraktning. På bakgrunn av dette kan man benytte avrundede verdier i den videre analyse og diskusjon av dataene (tabell C.1.1.). Filterskiva kan roteres ved hjelp av en elektrisk motor som styres fra dekkseenheten, og instrumentet blir dermed relativt rask i bruk.

Tabell C.1.1. Transmisjonsmeterets (Q-meter) ulike filterkombinasjoner med angitt spektraltyngdepunkt fra fabrikk og de avrundede verdier benyttet i denne undersøkelsen.

Filternes spektral tyngdepunkt (nm)	Filter kombinasjoner					
	U1+B12	B12	B12+G5	V9	R1	R5
Transmisjonstopp	381	430	463	532	659	680
Avrundede verdier	380	430	470	530	660	680

Som nevnt registreres den delen (av den tilnærmet parallelle lysstrålen) Φ , som slipper gjennom en bestemt veilengde i vannet s , av en lysømfindtlig diode. Den målte fotostrømmen F antas direkte proporsjonal med lysfluksen som treffer dioden. I denne undersøkelsen ble fotostrømmen enten registrert på en analog papirskriver (april) og senere digitalisert, eller lest av digitalt (juli). Fotostrømverdiene er så benyttet i følgende uttrykk til å beregne vannets totale iboende optiske svekningskoeffisient (c) for de ulike filterkombinasjoner.

$$\frac{\Phi_L}{\Phi_V} = \frac{F_L}{F_V} = K \cdot \exp(-c \cdot s)$$

Φ_L = lysfluks i luft

Φ_V = lysfluks i vann

F_L = målt fotostrøm i luft - mørkestrøm

F_V = målt fotostrøm i vann - mørkestrøm

K = instrumentkonstant, avhengig av filterkombinasjon, og lysvei i vann

c = vannets iboende optiske svekningskoeffisient for den enkelte filterkombinasjon

s = lysvei i vann

På de fleste stasjoner ble det utført målinger av lystransmisjon fra overflaten ned til minimum 5 m (enkelte stasjoner ned til 25m). Det ble valgt å måle så dypt, fordi dette dypet vanligvis er signifikant større enn dybden på det laget som gir bidrag til satellitten i disse områdene. I følge Højerslev (1981) mottar satellittens sensorer de viktigste bidragene av oppoverrettet dagslys fra det øvre laget i sjøen, ned til det dypet over hvilket 90% av den diffust reflekterte dagslysradiansen dannes. Dette dypet, $Z(90\%)$, tilsvarer i følge Højerslev (1981) ca 25% av dybden på den eufotiske (biologisk produktive) sonen, eller ca 50% av Secchidypet. Data fra området viser at det er svært sjelden at Secchidyp selv i Skagerrak er større enn 20 m, dvs. $Z(90\%) < 10$ m. Under de fire toktene var Secchidypene aldri > 8 m., dvs. $Z(90\%) < 4.0$ m for alle de benyttede stasjoner. Ut fra dette ble de midlere totale svekningskoeffisienter fra overflaten og ned til hhv. 0.5, 1.0, 2.0 og 4.0 m, for de ulike filterkombinasjonene beregnet.

I kapittel 4.1 er c -verdiene sammenlignet med målinger foretatt av Jerlov (1976), og her er c -verdiene for 380 nm og 660 nm korrigert for svekningen i rent vann med hhv. 0.045 og 0.29 m^{-1} .

C.2 Secchidypmålinger

Siden Cialdi og Secchi (Collier og medarb., 1968) foretok sine første Secchidypmålinger i 1865 har slike registreringer blitt mye benyttet innen oceanografien. De teoretiske aspektene er derimot ofte lite kjent. Måling av Secchidyp gjøres ved at man visuelt observerer det dypet der en ikke lenger kan skille den hvite Secchiskiven fra de omliggende vannmasser. Secchiskiva har i dette dypet tilnærmet samme farge som vannet. Denne fargen tilsvarer den bølgelengden hvor den oppoverrettede irradiansen har sin maksimale transmisjon eller sin minimale svekning. En slik visuell observasjon kan kalles en psykofysisk måling fordi den ikke bare er en funksjon av tilbakespredt lys, (irradians) fra Secchiskiva, men også av det menneskelige øyets spektralfølsomhet. Øyet vil virke som et filter som en bør korrigere for dersom den egentlige irradians (dvs. fysisk strålingsenergi pr. flateenhet) skal bestemmes og kunne karakterisere vannmassenes optiske egenskaper.

Ved å observere Secchiskiva gjennom fargefilter (Højerslev, 1977) vil en redusere øyets selektive absorpsjon til å bli begrenset til mindre områder av det synlige spektret og dermed få en mer representativ sammenheng mellom Secchidypet og vannmassenes optiske egenskaper. Slike spektrale siktedyp er utført med rødt, grønt og blått filter og de blå og grønne filternes optiske tyngdepunkt ligger på hhv. 420 ± 60 og 530 ± 40 nm. På grunn av vannets transmisjonskurve vil den virkelige bølgelengden man observerer forskyves mot lengre bølgelengder og i kyst og fjordvann vil dette bety at den dypblå (420 nm) forskyves til blå (470 nm), mens den grønne forblir omtrent uforandret. Det røde filteret er et "cut-off" filter som slipper igjennom lys over ca. 600 nm. På grunn av øyets avtagende følsomhet mot infrarødt, og det at lite rødt/infrarødt lys spres tilbake fra vannet, vil det optiske tyngdepunktet ligge omkring 650 nm. I tabell C.2.1 er de omtrentlige bølgelengder man observerer sammenstilt med de tre viktigste c-målinger og 3 av de reflektive TM-kanalene.

Tabell C.2.1. De optiske tyngdepunkt for de spektrale siktedyp, c-målinger og tilhørende TM-kanaler.

Del av spekteret	Spektrale siktedyp (nm)	c-måling (nm)	TM-kanaler nr nm
Blå	~ 470	470 ± 10	1 485 ± 35
Grønn	~ 530	530 ± 10	2 560 ± 40
Rød	~ 650	660 ± 10	3 660 ± 30

VEDLEGG D. STATISTISKE ANALYSER

Ved trinnvis regresjon starter vi i dette tilfelle med en modell som bare inneholder en kanal, nemlig kanalen som er mest korrelert med parameteren. Deretter inkluderes en og en kanal trinnvis (etter fallende korrelasjoner), inntil det ikke lenger gis et signifikant bidrag. Korrelasjonen til den første kanalen opprettholdes. De estimerte modellene er oppgitt sammen med t-verdiene for kanalene som er med i modellen, og t-verdien er lik forholdet mellom estimatet for konstanten som står foran kanalverdien og dens standardavvik. Høy t-verdi betyr at den med stor sannsynlighet er forskjellig fra 0, og altså at den aktuelle kanalen gir et signifikant bidrag. En t-verdi på ca. 2 svarer til et signifikansnivå på 5 %. Modelltilpasningen kan måles med R^2 , men denne vil alltid øke når nye forklaringsvariable innføres, og kan ikke alene brukes som et mål for modellens godhet.

Antall feltobservasjoner for hvert tidspunkt i denne undersøkelsen er < 20 for de enkelte tokt. Siden antall observasjoner er såvidt lite, vil vi ofte etter en trinnvis regresjonsanalyse sitte igjen med bare en statistisk signifikant kanal. Verdiene i TM-kanalene 1-5 er innbyrdes korrelerte, og det kan derfor være tilfeldig hvilken av disse kanalene som blir inkludert i modellen. Med det menes at hvis 1 av 2 kanaler (som er sterkt korrelert) drar av gårde med hele forklaringen i modellen kan den andre kanalen som blir "kastet" ut alene gi et signifikant bidrag. Det ble valgt å teste med lineære modeller, det vil si

$$Y_i = a + \sum_j b_j X_{ji} + e_i,$$

hvor Y_i er i-te observasjon av en vannkvalitetsparameter, X_{ji} tilsvarende verdi for kanal j, og e_i et restledd som betegner avviket fra modellen for observasjon i. For siktedyp har vi også prøvd modeller hvor $1/Y$ eller $\ln Y$ inngår.

$$\text{Lineær} \quad : \quad \text{SIKT} = a + \sum_j b_j \text{TM}(j)$$

$$\text{Invers} \quad : \quad 1/\text{SIKT} = a' + \sum_j b'_j \text{TM}(j)$$

$$\text{Logaritmisk:} \quad \ln(\text{SIKT}) = a'' + \sum_j b''_j \text{TM}(j)$$

Restleddene antas å være normalfordelte og uavhengige. Dersom disse betingelsene ikke er oppfylt, kan det virkelige signifikansnivået for modellen og de enkelte kanalene være større enn de forutsatte 5 %. Dette er grunnen til at man har valgt et såvidt lavt nivå som 5%.

VEDLEGG E. STATISTISKE RELASJONER MELLOM SATELLITDATA OG VANNPARAMETERE

E.1 Svekningskoeffisienter i april

1)	c-470 (0-0.5m)	= 41.6 - 1.37 · TM1 + 2.0 · TM2	R ² = 0.96	N=7
2)	c-470 (0-1m)	= -12.64 + 4.08 · TM5	R ² = 0.82	N=7
3)	c-470 (0-2m)	= -10,07 + 3.31 · TM5	R ² = 0.80	N=7
4)	c-470 (0-4m)	= -6.91 + 2.35 · TM5	R ² = 0.78	N=7
5)	c-660 (0-0.5m)	= -3.28 + 0.283 · TM2	R ² = 0.70	N=7
6)	c-660 (0-1m)	= 34.15 - 1.065 · TM1 + 1.486 · TM2	R ² = 0.89	N=7
7)	c-660 (0-2m)	= 0.051 + 0.984 · TM2 - 2.55 · TM4	R ² = 0.91	N=7

E.2 Svekningskoeffisienter i juli

8)	c-470 (0-4m)	= 11.78 - 0.576 · TM1 + 1.243 · TM2	R ² = 0.97	N=8
----	--------------	-------------------------------------	-----------------------	-----

E.3 Siktedyp i april

9)	1/SIKT-H	= - 1.52 + 0.099 · TM2	R ² = 0.87	N=7
10)	1/SIKT-B	= - 2.59 + 0.169 · TM2	R ² = 0.96	N=7
11)	1/SIKT-G	= - 1.50 + 0.285 · TM2 - 0.52 · TM4	R ² = 0.98	N=7
12)	1/SIKT-R	= - 3.60 + 1.136 · TM5	R ² = 0.94	N=7

E.4 Siktedyp i juli

13)	SIKT-H	= -10.8 + 0.40 · TM1 - 0.76 · TM3	R ² = 0.79	N=13
14)	1/SIKT-H	= 2.14 - 0.057 · TM1 + 0.124 · TM3	R ² = 0.86	N=13
15)	ln(SIKT-H)	= -3.86 + 0.15 · TM1 - 0.30 · TM3	R ² = 0.83	N=13
16)	1/SIKT-B	= 6.95 - 0.151 · TM1 + 0.200 · TM3	R ² = 0.88	N=13
17)	1/SIKT-G	= 3.45 - 0.076 · TM1 + 0.118 · TM3	R ² = 0.75	N=13
18)	1/SIKT-R	= 3.10 - 0.066 · TM1 + 0.098 · TM3	R ² = 0.65	N=13
19)	1/SIKT-H	= 2.14 - 0.49 · R1/R3	R ² = 0.83	N=13
20)	1/SIKT-H	= 6.15 - 10.7 · CHR-B	R ² = 0.77	N=11

E.5 Siktedyp i august

21)	1/SIKT-H	= -1.10 + 0.14 · TM3	R ² = 0.86	N=11
-----	----------	----------------------	-----------------------	------

E.6 Suspendert materiale i april

$$22) \quad \text{TURB} = -24.4 + 0.457 \cdot \text{TM1} \quad R^2 = 0.92 \quad N=17$$

$$23) \quad \text{TSM} = -22.2 + 0.423 \cdot \text{TM1} \quad R^2 = 0.79 \quad N=19$$

E.7 Suspendert materiale i juli

$$24) \quad \text{TURB} = -4.50 + 0.438 \cdot \text{TM3} \quad R^2 = 0.76 \quad N=13$$

$$25) \quad \text{TSM} = -7.93 + 0.775 \cdot \text{TM3} \quad R^2 = 0.69 \quad N=13$$

$$26) \quad \text{TURB} = 7.70 - 1.84 \cdot \text{R1/R3} \quad R^2 = 0.71 \quad N=13$$

$$27) \quad \text{TSM} = 14.1 - 3.36 \cdot \text{R1/R3} \quad R^2 = 0.69 \quad N=13$$

$$28) \quad \text{TURB} = 23.9 - 42.3 \cdot \text{CHR-B} \quad R^2 = 0.72 \quad N=13$$

$$29) \quad \text{TSM} = -23.8 + 89.5 \cdot \text{CHR-R} \quad R^2 = 0.68 \quad N=13$$

E.8 Suspendert materiale i august

$$30) \quad \text{TURB} = -4.64 + 0.638 \cdot \text{TM3} \quad R^2 = 0.63 \quad N=13$$

E.9 Suspendert materiale for samtlige satellittscener

$$31) \quad \text{TURB} = 8.13 + 369 \cdot \text{RF3} - 183 \cdot \text{RF1} - 179 \cdot \text{RF4} \quad R^2 = 0.78 \quad N=51$$

$$32) \quad \text{TURB} = 4.21 + 0.76 \cdot \text{TM3} - 1.17 \cdot \text{TM1} - 0.56 \cdot \text{TM4} \quad R^2 = 0.75 \quad N=51$$

E.10 Temperatur for samtlige satellittscener

$$33) \quad \text{TEMP} = -32.85 + 0.442 \cdot \text{TM6} \quad R^2 = 0.953 \quad N=42$$

VEDLEGG F. TABELLER OVER t-VERDIER FOR DE STATISTISKE ANALYSER
Tabell F.1. t-verdier for testing av lineære modeller for svekningskoeffisienter (c)

Dato	c nm	Dyp m	Konst.	TM-kanaler i modellen				
				1	2	3	4	5
25.april	470	0-0.5	3.58	-4.03	4.96			4.73
		0-1	-4.00					
		0-2	-3.77					
		0-4	-3.42					
	660	0-0.5	-2.01	-2.80	3.44			4.54
		0-1	2.62					
	0-2	0.07		4.31		-3.59	4.26	
23.juli	470	0-4	3.96	-9.25	13.48			

Tabell F.2. t-verdier for testing av ulike modeller for siktedyp

Dato	Siktedyp	Konst.	TM-kanaler i modellen					
			1	2	3	4	5	
25.april	1/SIKT-H	- 5.76		7.24			-2.85	9.12
	1/SIKT-B	- 8.18		10.60				
	1/SIKT-G	- 7.59		4.85				
	1/SIKT-R	- 7.87						
23.juli	SIKT-H	- 1.7	3.5		-6.1			
	1/SIKT-H	2.71	-3.94		7.88			
	ln(SIKT-H)	-1.8	3.8		-7.0			
	1/SIKT-B	5.33	-6.27		7.70			
	1/SIKT-G	2.98	-3.58		5.14			
	1/SIKT-R	2.56	-2.95		4.10			
31.aug.	1/SIKT-H	-5.8			7.5			

Tabell F.3. t-verdier for testing av modeller for suspendert materiale

Dato	Parameter	Konst.	TM-kanal i modellen				
			1	2	3	4	5
25.april	TURB	- 12.0	12.9				
	TSM	- 7.3	7.9				
23.juli	TURB	- 4.42			5.87		
	TSM	- 3.68			4.90		
31.aug.	TURB	- 3.2			4.30		

Tabell F.4. t-verdier for modeller basert på kanalforhold og indekser for data den 23. juli 1987

Parameter	Konst.	R1/R3	CHR-B	CHR-R
TURB	6.3	- 5.1		
TSM	6.0	- 4.9		
1/SIKT-H	9.6	- 7.5		
TURB	5.7		- 5.4	
TSM	- 4.3			4.8
1/SIKT-H	6.1		- 6.6	

Tabell F.5. t-verdier for modeller for turbiditet basert på refiektans (RF) eller digitalverdier (TM), og for en temperaturmodell for samtlige data.

Parameter	Konst	TM-kanaler i modellen					
		1	2	3	4	5	6
RF	5.39	- 6.23		11.05	- 3.50		
TM	5.93	- 6.74		10.44	- 2.63		
TEMP	-19.9						29.0

Norsk institutt for vannforskning  NIVA

Postboks 69, Korsvoll
0808 Oslo 8

ISBN 82-577 -1744-4