

J. Even Ø. Nilsen, Helge Drange, Kristin Richter, Eystein Jansen og Atle Nesje:

Endringer i fortidens, dagens og framtidens havnivå med spesielt fokus på vestlandskysten

et prosjekt utført av Nansen senter for miljø og fjernmåling og UNI Research, ved Bjerknessenteret for klimaforskning, finansiert av Byrådsavdeling for byutvikling, klima og miljø, Bergen kommune.



NERSC Special Report no. 89
Bjerknessenteret for klimaforskning, publikasjon nr. R101

Bergen, juni 2012



Dette er NERSC Special Report 89, publikasjon nummer R101 fra Bjerknessenteret for klimaforskning.

De tre hoveddelene i denne rapporten refereres som følger.

Kapittel 3 refereres til som:

E. Jansen (2012). Paleoklimatisk perspektiv på havnivå. I J.E.Ø. Nilsen, Drange, H., Richter, K., Jansen, E., Nesje, A. Endringer i fortidens, dagens og framtidens havnivå med spesielt fokus på vestlandskysten. NERSC Special Report 89, Bergen, Norge.

Kapittel 4 refereres til som:

K. Richter, J.E.Ø. Nilsen, H. Drange (2012). Bidrag til observert havstigning de siste 50 år. I J.E.Ø. Nilsen, Drange, H., Richter, K., Jansen, E., Nesje, A. Endringer i fortidens, dagens og framtidens havnivå med spesielt fokus på vestlandskysten. NERSC Special Report 89, Bergen, Norge.

Kapittel 5 refereres til som:

H. Drange, J.E.Ø. Nilsen, K. Richter, A. Nesje (2012). Oppdatert framskriving av havstigning langs norskekysten. I J.E.Ø. Nilsen, Drange, H., Richter, K., Jansen, E., Nesje, A. Endringer i fortidens, dagens og framtidens havnivå med spesielt fokus på vestlandskysten. NERSC Special Report 89, Bergen, Norge.

Rapporten i sin helhet refereres til som:

J.E.Ø. Nilsen, Drange, H., Richter, K., Jansen, E., Nesje, A. (2012). Endringer i fortidens, dagens og framtidens havnivå med spesielt fokus på vestlandskysten. NERSC Special Report 89, Bergen, Norge. 48 s.

Artikkelen i vedlegg 2 refereres til som:

K. Richter, J.E.Ø. Nilsen, H. Drange (2012). Contributions to sea level variability along the Norwegian coast for 1960–2010. *J. Geophys. Res.*, 117, doi:10.1029/2009JC005884.

Byrådsavdeling for byutvikling, klima og miljø:

www.bergen.kommune.no/byutvikling

Nansen senter for miljø og fjernmåling:

www.nersc.no

Uni Research:

www.uni.no

Bjerknessenteret for klimaforskning:

www.bjerknes.uib.no

Universitetet i Bergen:

www.uib.no

MARE:

www.mare-project.eu

Endringer i fortidens, dagens og framtidens havnivå med spesielt fokus på vestlandskysten *

Prosjektrapport til Bergen kommune, Byrådsavdeling for byutvikling , klima og miljø

Jan Even Øie Nilsen^{1,2}, Helge Drange^{3,2}, Kristin Richter^{4,2}, Eystein Jansen^{5,4,2} og Atle Nesje^{5,2}

1 Nansen senter for miljø og fjernmåling, Bergen

2 Bjerknessenteret for klimaforskning, Bergen

3 Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen

4 Uni Research AS, Bergen

5 Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen

Havet stiger i hovedsak grunnet økende havtemperatur, smelting av is på land og bruk av grunnvann på land. Samtidig kan landmassen stige eller falle. For vestlandskysten løfter landet seg grunnet isen som presset ned Fennoskandia under siste istid. Per i dag er bidragene fra hav- og landstigningen langs vestlandskysten omtrent like store. Men med global oppvarming kan det forventes en havstigning langs vestlandskysten på mellom 20 og 80 cm mot slutten av dette hundreåret. 50 år fram i tid estimeres det en tredjedel av denne havstigningen. I andre halvdel av dette århundre vil forventet havstigning gi økende utfordringer for eksisterende infrastruktur. I tillegg kan det være hensiktsmessig å tilpasse ny infrastruktur til et stadig høyere havnivå. I dette forskningsprosjektet er variasjoner i havnivået tilbake i tid og for de siste 50 år kartlagt, status for dagens havnivå er gjennomgått og oppdaterte estimater for havstigningen for det 21. århundre er presentert.

* Refereres til som: J.E.Ø. Nilsen, Drange, H., Richter, K., Jansen, E., Nesje, A. (2012). Endringer i fortidens, dagens og framtidens havnivå med spesielt fokus på vestlandskysten. NERSC Special Report 89, Bergen, Norge. 48 s.

Innhold

1. Administrativt.....	3
2. Bakgrunn for prosjektet.....	3
3. Paleoklimatisk perspektiv på havnivå	4
Gjennomsnittlig havnivå.....	4
Endringsrater	5
4. Bidrag til observert havstigning de siste 50 år	7
Metoder	8
Resultater.....	9
Diskusjon	11
Konklusjoner	12
5. Oppdatert framskrivning av havstigning langs norskekysten.....	13
Bakgrunn.....	13
Observert havstigning	14
Framtidig, globalt havnivå	14
Framtidig, regionalt havnivå.....	16
6. Oppsummering	20
7. Formidling.....	21
Referanseliste	22
Vedlegg	24
Vedlegg 1: Tabell over estimert fremtidig endring i havnivå for Norges	
kystkommuner	24
Vedlegg 2: Publikasjon om havnivåendringer siste 50 år	31

1. Administrativt

Prosjekt:

Prosjektnummer M 760, Delprosjekt M780: Endringer i fortidens, dagens og framtidens havnivå med spesielt fokus på vestlandskysten. Prosjektet er et delprosjekt under MARE.

Administrativt ansvarlige:

Prof. Ola. M. Johannessen, Nansen senter for miljø og fjernmåling (NERSC)
Prof. Eystein Jansen, Bjerknessenteret for klimaforskning (Uni Research AS)

Faglig ansvarlige:

Dr. J. Even Ø. Nilsen (NERSC)
Prof. Helge Drange (Universitetet i Bergen)

Kontraktspartner:

Nansen senter for miljø og fjernmåling
Thormøhlensgt. 47
5006 Bergen

Varighet:

Mai 2009 - mai 2012

2. Bakgrunn for prosjektet

Vannstandsmålere verden rundt viser at det globale havnivået har steget med rundt 17 cm de siste 100 år. I tillegg er det sannsynlig at stigningen av havnivået er akselererende. Etter 1993 viser målinger fra satellitt at havet stiger med vel 3 mm i året, eller rundt dobbelt så rask stigning som middeløkningen over de siste hundre år. Vi vet også at havet vil stige i lang tid framover, også hundrevis av år etter at menneskeheten har fått kontroll på klimagassutslippene. Det vil derfor være nødvendig å både tilpasse seg de endringene som kommer, og å planlegge slik at en unngår framtidige overraskelser grunnet høyere havnivå. I hvilken grad tilpasningstiltak igangsettes i dag eller fram i tid og omfanget av disse vil avhenge av en vurdering av sårbarhet og risiko for høy vannstand, noe som ikke er behandlet i denne rapporten.

Grunnet usikkerheter i de ulike bidragene til framtidig havstigning - i hovedsak hvor fort verdenshavene varmes, hvor raskt isen på land smelter, hvor raskt landet hever seg og hvordan jordens tyngdefelt påvirkes – samt usikkerheter knyttet til framtidige utslipp av klimagasser og -partikler, er det svært store usikkerheter knyttet til framtidig havstigning.

Strukturen på prosjektet har vært som følger: Forhistorisk tid er studert for å få grep om mulige hastigheter i endring av havnivå, samt skranker for høyest mulige sprang; instrumentell tid, kalt 'nåtid' gir muligheter for studier av alle mekanismene involvert, med hensyn på økt kunnskap om havstigning og forbedring av de numeriske modellene; fremskrivninger av framtidig havnivå baseres på denne kunnskapen, forventede endringer i de ulike faktorene, samt numeriske modellfremskrivninger.

3. Paleoklimatisk perspektiv på havnivå[†]

E. Jansen

Ettersom havnivåendringer er vanlige i jordens historie, kan kunnskap om disse bidra til å sette nåtidige og fremtidige havnivåendringer inn i et lenger tidsperspektiv. Dette gjelder både absolutte endringer i havnivå i perioder med varmere klima enn nå, og endringshastighetene i havnivåendringene.

Tidligere tiders havnivå kan beregnes ut fra data som beskriver tidligere tiders strandlinjer, bassenger som endres fra marine til forhold til innsjøforhold eller ved bruk av fossiler av organismer som har tilhold i havoverflaten og dermed kan identifisere det gjennomsnittlige havnivå i den perioden de levde, f.eks. visse typer koraller. Når man kan datere posisjonen til det gjennomsnittlige havnivå i en bestemt lokalitet, må det korrigeres for landheving som skyldes tektoniske forhold eller isostatisk heving og innsynkning etter istiden. Disse forholdene kan nå beregnes med stor grad av sikkerhet mange steder, og det er mulig å etablere både det absolutte havnivået og i den del tilfeller også endringsratene ved tidligere tiders havnivåendringer.

Gjennomsnittlig havnivå

På grunn av viktigheten til havstigningsproblemet i en tid med global oppvarming, har det absolutte globale havnivået i tidligere varmeperioder blitt gjenstand for mange nye undersøkelser, og det er de siste årene publisert ny forskning som kaster et bedre lys over endringene.

Havnivået i Pliocen tid

I den Pliocene tidsepoken (ca 3 millioner år før nåtid) var gjennomsnittsklimaet på jorden i lang tid, minst 100.000 år betydelig varmere enn det er nå. Samtidig var CO₂-innholdet i atmosfæren ca 400-420 ppmv (parts per million by volume), med andre ord ikke særlig høyere enn det vil være i løpet av de neste tiårene, og en er ikke lenger tilbake i tid enn at jordens utseende var svært lik den er nå hva gjelder kontinentenes plassering, fjellkjeders plassering og høyde osv. Siden varmeperioden varte såpass lenge, er det grunn til å anta at de langsomt virkende delene av klimasystemet innstilte seg i en likevekt i denne perioden, som dermed kan gi anslag for fremtidig havnivå over lengre tid, men med en prosess som stadig hever havnivået for at det tilpasses de eksisterende rammebetingelsene.

Nyere litteratur tilsier at havnivået i Pliocen tid var 20 ± 10 m over dagens havnivå (Miller m.fl. in press), med 66 % sannsynlighet for at det var mellom 12 og 30 m høyere enn i dag basert på 34 forskjellige lokaliteter.

Dette er noe lavere enn tidligere anslag (opptil 40 m høyere enn i dag; Brigham-Grette og Carter, 1992), og nedjusteringen skyldes en mer presis modellering av jordskorpebevegelsene på lokalitetene som er brukt til å beregne den tids havnivå. Dette betyr at isvolumet i Antarktis og på Grønland var betydelig mindre i Pliocen tid enn nå, med et sannsynlig bortfall av det Vest-Antarktiske isdekket i perioder (Naish m.fl. 2009, Pollard og DeConto, 2009).

[†] Refereres til som E. Jansen (2012). Paleoklimatisk perspektiv på havnivå. I J.E.Ø. Nilsen, Drange, H., Richter, K., Jansen, E., Nesje, A. Endringer i fortidens, dagens og framtidens havnivå med spesielt fokus på vestlandskysten. NERSC Special Report 89, Bergen, Norge.

Siste mellomistid

Siste mellomistid, ca. 130.000-120.000 år før nåtid, var en periode med gjennomsnittlig temperatur på jorden 1-2 grader celsius over nåtid, og en betydelig oppvarming i polområdene. Dette skyldes at jordens bane rundt solen på den tiden brakte jorden nærmere solen om sommerne på nordlige halvkule. Samtidig var atmosfærens CO₂-innhold lavere enn nå (280-300 ppmv mot dagens 390 ppmv).

Det er omfattende data som viser at gjennomsnittlig havnivå var betydelig høyere enn nå i denne perioden. De nyeste anslagene tyder på at havet stod minst 6 m høyere enn nå (med usikkerhetsintervall mellom 4 og 10 m) basert på hevede strandlinjer og havets oksygenisotopsammensetning som endres med endret volum av land-is (Kopp m.fl., 2009; Rohling m.fl., 2009; Lisiecki og Raymo, 2005). Både Grønland og Vest Antarktis hadde trolig betydelig lavere isvolum, trolig 30 % mindre enn nå for Grønland, mens beregninger av den steriske effekten grunnet varmere hav tilsier bare ca. 0,3 m fra termisk ekspansjon (McKay m.fl., 2011). Mesteparten av havstigningen må dermed tilskrives nedsmeltning av isdekkene. Det er vanskelig å kvantifisere hvor mye som kom fra Grønland i forhold til det vest-Antarktiske isdekket, men det forskes aktivt på dette feltet. Disse resultatene viser stor følsomhet i det polare isdekkene til bare moderat global oppvarming.

Nåværende mellomistid (Holocen)

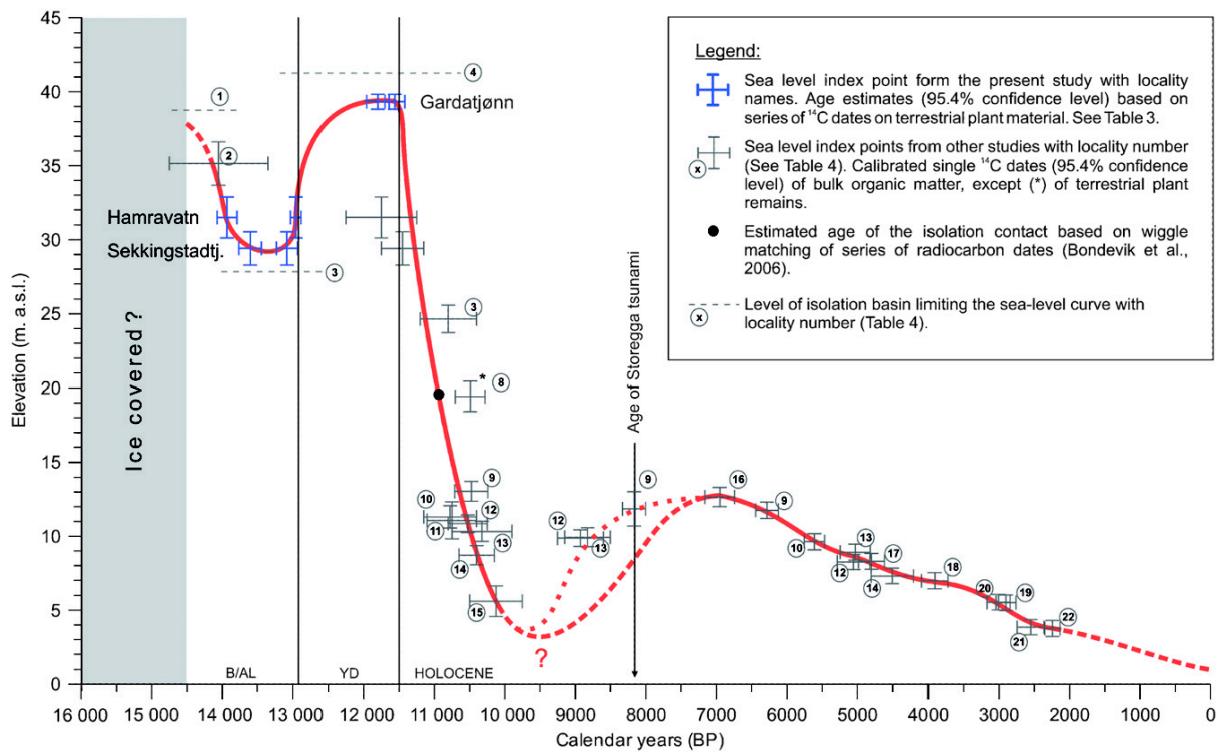
Etter at havet steg med ca. 120 m ved slutten av forrige istid og frem til ca. 6000 år før nåtid på grunn av nedsmeltning av de store isdekkene, har det globale havnivået vært relativt stabilt. Gjennom de siste 5000 år har havnivået holdt seg noenlunde konstant, selv om det har endret seg noe. Det har vært registrert endringer i isvolum i Antarktis som en forlengelse av isavsmeltingen fram til ca 3000 år før nåtid, slik at det bare er de siste 2000 år en kan sammenligne med dagens situasjon. Rekonstruksjonsmetoder for denne perioden fram til industrialiseringen har en nøyaktighet på ca. 20 cm. Frem til ca. år 1900 varierte havnivået, mellom 0 og 20 cm, mens disse variasjonene ble avløst av en monoton økning etter år 1900.

Endringsrater

Det finnes ikke pålitelige nok dateringer av høyere havnivå som kan brukes til å beregne endringsrater bakover i tid før den forrige mellomistiden.

Det er gjort en rekke anslag for hvor hurtig endringene opp mot det maksimale havnivået var i forrige mellomistid. Disse antyder maksimal endringsrate på 1,6 m/100 år (Rohling m.fl., 2009), men disse resultatene er omdiskuterte. Andre resultat tilsier omtrent 1/10 av denne, dvs 20 cm/100 år (Blanchon m.fl. 2009). Nåværende endringsrate er til sammenligning 30 cm/100 år.

Under deglasiasjonene kollapset store isdekker over korte perioder, og endringsratene under fasene med raskest havstigning i disse periodene kan antyde hvor fort en kan tenke seg havnivået kan stige om isdekkene på Grønland og i Vest-Antarktis skulle komme i en lignende situasjon. Fra deglasiasjonen etter siste istid er det rekonstruert endringsrater på opptil 4 m/100 år i en kortere periode på enkelte lokaliteter (Bard m.fl. 1990; Hanebuth m.fl. 2000). Det er vanskelig å gi et globalt anslag over dette fordi tilførselen av smeltevann gir forskjellige lokale utslag, men det er rimelig å anta at det kan ha vært opptil 2 m/100 år. En slik rate kommer tydelig frem i rekonstruksjonen fra Sotra i Lohne m.fl. (2007; Figur 1). Gjennomsnittlig havstigning i den første perioden av deglasiasjonen var ca 60 cm/100 år.



Figur 1: Relativ havnivåendringsskurve for Sotra, basert på studier av sedimentene i hevede innsjøbassenger, over de siste 14 500 år. Kryssene representerer radiokarbondateringer, med usikkerheter i både tid og høyde, som linjen er trukket gjennom. Den prikkede linjen er trukket gjennom de tilgjengelige estimatene, men den stiplede linjen i samme periode, er en mer sannsynlig utvikling, korrigert for sannsynlig feil i aldersbestemmelsen av disse estimatene på grunn av Storegga-tsunamien for omtrent 8100 år siden. Figuren er hentet fra Lohne m.fl. (2007).

4. Bidrag til observert havstigning de siste 50 år[‡]

K. Richter, J.E.Ø. Nilsen, H. Drange

I løpet av det 20. århundre steg det globale havnivået med knappe 20 cm. Stigningen er ikke uniform over hele jorden. For å kunne lage fremskrivninger og estimater av fremtidig stigning, er det viktig å identifisere prosessene som bestemmer den lokale havnivåstigningen. I det følgende vil vi beskrive dette for norskekysten i lys av de endringene som har vært for perioden 1960 til 2010. Dette arbeidet er i sin helhet publisert i en artikkel i *Journal of Geophysical Research* (Richter m.fl., 2012; vedlegg 2). Her følger en oppsummering av arbeidet og de viktigste resultatene.

De ulike bidragene til det globale havnivået, som også påvirker det lokale havnivået, varierer i tid. 2007-rapporten fra FNs klimapanel (Meehl m.fl. 2007) tilla termisk ekspansjon i havene 40 % og smelting av de store iskapene 40 % for perioden 1961-2003. For perioden 2003-2008 har hovedbidragene blitt estimert til å fordelt seg med henholdsvis 15 % og 40 % (Cazenave og Llovel, 2010). Detaljstudier av de ulike bidragene krever et geografisk fokus siden bidragene ikke har en jevn virkning over hele jordkloden. I dette studiet hvor vi konsentrerer oss om norskekysten, har vi valgt å studere effekten av følgende bidrag til lokale havnivåendringer: Ekspansjon og kontraksjon av vannmassene på grunn av endringer i salt- og temperaturinnhold, endringer i lufttrykk og effekten av landheving.

Sterisk høyde kalles bidraget fra termisk (varme) ekspansjon og halin (salt) kontraksjon. Varmere vann utvider seg, mens salttere vann trekker seg sammen. I verdenshavene dominerer temperatureffekten, mens variasjoner i saltinnhold er vel så viktig i de kalde vannmassene i De nordiske hav og i Arktis. Sterisk endring medfører endring i havnivået uten at det tilføres vann i havet. Endringer i havnivået i et område kan derfor splittes i to: Steriske endringer og massetilførsel. Det siste betegner vann som av ulike grunner strømmer til et område. Dette kan være tilførselen av vann fra smeltende landis (breer og iskapper), men også rene forflytninger av vann internt i havene.

Variasjoner i lufttrykket vil forskyve vannmasser og dermed endre lokalt havnivå. Et lavtrykk et sted betyr at det er mindre luftmasser (det vil si tyngde) over det stedet. Siden atmosfærens masse varierer i liten grad, må et lavtrykk være balansert av et eller flere høytrykksområder. I disse områdene vil havnivået være lavere enn normalt. Trykkforskjeller gjør derfor at vann skyves fra høytrykksområder til områder med lavt trykk. Som en tommelfingerregel vil 1 mbar trykksenkning medføre 1 cm havstigning. I tillegg vil et lavtrykk medføre vinder, og vindens friksjon mot overflaten vil generelt forskyve vannmasser. Langs en kyst som vår, med stadig innkommende lavtrykk og stormer fra sørvest, forventes effekten av lavtrykk å gjøre seg gjeldende ved å skyve vann mot land. Dette gir opphav til stormflo når isolerte lavtrykk nærmer seg/passerer land, eller til økt havnivå over tid dersom det er en jevn strøm av lavtrykk fra sørvest.

Landheving er et viktig bidrag til å forstå endringer i havnivå. Fra et brukersyn skyldes dette at det er havets nivå i forhold til land som er av interesse. I tillegg utføres det direkte målinger av havnivå fra land. Derfor skiller man mellom absolutt havnivå (sea surface height; SSH) og relativt havnivå (relative sea level; RSL). Landhevingen i Norge skyldes hovedsakelig at vekten fra den store Fennoskandiske iskapen under siste istid er

[‡] Refereres til som K. Richter, J.E.Ø. Nilsen, H. Drange (2012). Bidrag til observert havstigning de siste 50 år. I J.E.Ø. Nilsen, Drange, H., Richter, K., Jansen, E., Nesje, A. Endringer i fortidens, dagens og framtidens havnivå med spesielt fokus på vestlandskysten. NERSC Special Report 89, Bergen, Norge.

forsvunnet, og jordskorpen fortsatt tilpasser seg denne endringen (Glacio Isostatic Adjustment; GIA). Denne virkningen er, på tidsskalaen av dette studiet, å regne som en konstant heving.

Metoder

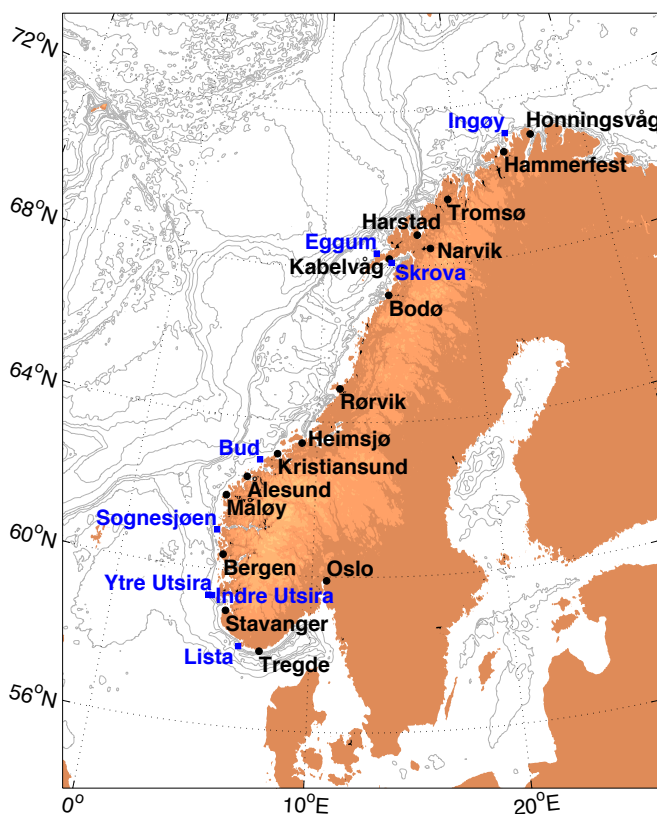
For å studere den kombinerte effekten av lufttrykk, temperatur, saltinnhold og landheving, og for å sammenlikne resultatet med målt relativt havnivå, lager vi sammenliknbare tidsserier av faktorene og setter dem sammen til en serie vi kaller «rekonstruert» RSL,

$$RSL_{rc} = \eta_p + \eta_T + \eta_S + GIA .$$

RSL_{rc} kan så sammenliknes med observert RSL. I uttrykket over er η_p SSH-endringer på grunn av lufttrykksendringer, η_T og η_S er henholdsvis de termosteriske og halosteriske endringene og GIA er en lineær trend grunnet landhevingen. I sammenlikningen med observert RSL får vi

$$RSL = RSL_{rc} + \eta_{res},$$

hvor η_{res} er residualen (avviket) som ikke er forklart av vår rekonstruksjon.



Figur 2: Posisjoner til de valgte tidevannsmålerne (svart) og de hydrografiske stasjonene (blått).

Vi tar utgangspunkt i målinger av havnivå fra tidevannsmålere som eksisterer langs hele kysten (Figur 2). Disse målingene gir RSL. På grunn av ulik varighet til de tilgjengelige dataseriene, er studien begrenset til perioden 1960-2010. Vi bruker månedlige data i analysen. Rekonstruksjonen og sammenlikningen gjøres for hver tidevannsmålers posisjon. Lufttrykket er hentet fra National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) reanalyse-data. Dette er data fra en

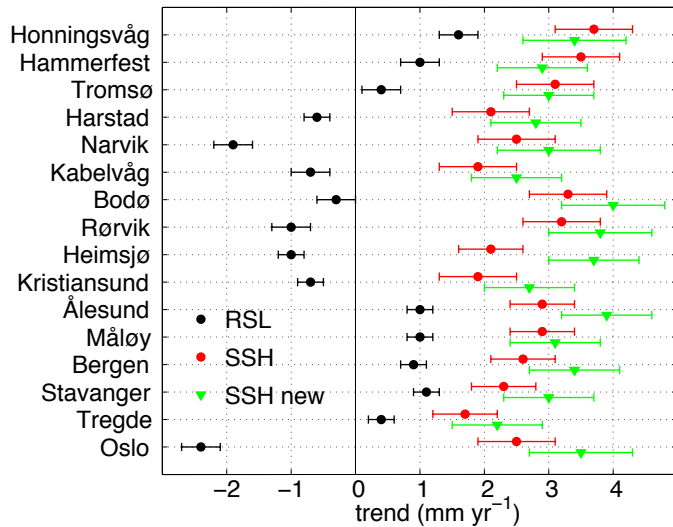
atmosfæremodell som inkluderer informasjon fra meteorologiske observasjoner (inkludert lokale trykkmålinger), og gir den mest konsistente form for beregning av blant annet trykk ved posisjonene som ligger mellom de spredte meteorologiske målestasjonene. Den romlige oppløsningen er på 2,5 grader, og vi bruker trykket fra de respektive gitterpunkt som er nærmest tidevannsmålerne.

For de steriske komponentene til havnivåstigning bruker vi data fra hydrografiske stasjoner fra Havforskningsinstituttet. Fra disse åtte stasjonene (Figur 2) får vi målinger av temperatur og salt gjennom året og gjennom hele vannsøylen. Bidraget herfra er tilegnet den nærmeste tidevannsstasjonen, eller i tvilstilfeller den som viser sterkest samvariasjon (korrelasjon) med denne. Se vedlegg 2 for hvordan de ulike bidragene til havnivåendringer faktisk er regnet ut fra rådataene.

Landheving (GIA) blir estimert på ulike måter, som innbefatter varierende bruk av geodetiske punkt, GPS-estimer, jordskorpemodeller, modeller av istidens iskapper, eller vannstandsmålinger. Blant de mest kjente estimatene er de fra gruppen til Peltier (Peltier, 2004), men disse benytter seg av globale jordskorpemodeller, som forventes å ikke kunne gjenskape endringene på den relativt lille skala som behøves her. Vi har derfor valgt å bruke landhevingsestimater utviklet for Norge og som har vært tilgjengelig under vårt arbeid (Vestøl, 2006). Senere har det kommet et nytt studie (Simpson m.fl. 2012), og vi vil også vise våre resultater i lys av disse, samt diskutere forskjellene i neste kapittel.

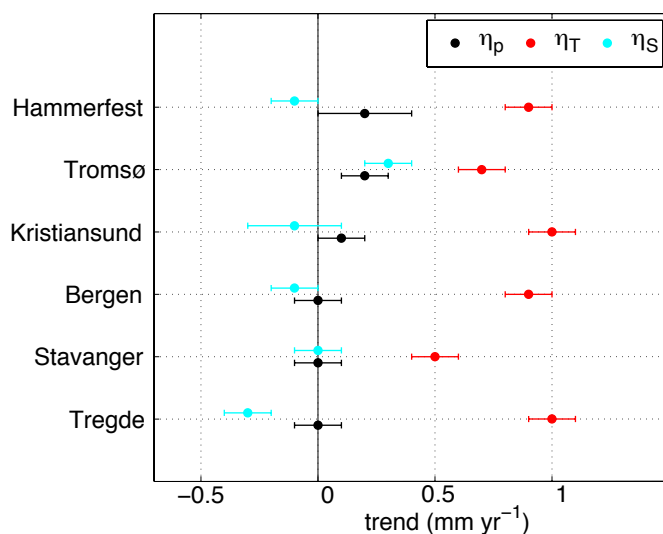
Resultater

Formålet med denne studien har vært å studere hvor godt kombinasjonen av de valgte komponentene representerer det observerte havnivåets variasjoner og trender gjennom de siste 50 år. Samvariabilitet, det vil si samsvingninger på kortere tidsskala enn perioden som studeres, forteller om hvor direkte de ulike prosessene påvirker havnivået på disse tidsskalaene. Denne studien viser at de tre komponentene (utenom landheving, som kun er en trend uten tidsvariasjoner) forklarer 70-85 % av variabiliteten i det relative havnivået, ved alle lokalitetene unntatt de to sørligste (Tregde og Oslo). For Bergen forklares 76 %. Dette er høye forklaringsverdier, fordi tilfeldig variabilitet vil generelt gjøre seg gjeldende i alle tidsseriene. De høye forklaringsverdiene betyr at brorparten av variabiliteten er forklart med denne relativt enkle rekonstruksjonen. For RSL variabiliteten i Bergen forklarer trykkeffekten alene 46 %, termosterisk effekt 29 % og halosterisk 34 %. Siden de ulike bidragene ikke varierer tilfeldig av hverandre forklarer kombinasjonen noe mindre enn summen av de individuelle bidragene. Bildet er ikke nevneverdig forskjellig dersom man studerer svingninger på månedlig tidsskala mens tallene er noe redusert på mellomårlig tidsskala.



Figur 3: Lineære trender for ulike steder langs norskekysten i perioden 1960-2010, med feilmarginer. Svart er relativt havnivå direkte fra tidevanntmålere, rødt er vårt estimat av absolutt havnivåstigning, det vil si havstigning korrigert for landheving, mens grønt er absolutt havnivåstigning ved bruk av landhevingsestimater fra Simpson m.fl. (2012).

Trendene i havnivået over perioden (1960-2010) varierer geografisk (Figur 3). Dette gjelder særlig RSL-trendene direkte fra tidevanntmålerne, og dette skyldes at hastigheten på landhevingen er ulik alt etter hvor nær lokasjonen er til hvor den Fennoskandiske iskappens tyngdepunkt var. Det relative havnivået har i denne tidsperioden vært stigende, fra Tregde til Ålesund samt nord for Harstad, men avtagende andre steder. Når man korjurerer for landheving og ser på absolutt havnivå (SSH), er forskjellene mindre og alle trendene er positive og sterkere enn 1,7 mm/år (fra Figur 3 er gjennomsnittet på 2,6 mm/år). Benytter man seg av de noe høyere landhevingsestimater fra Simpson m.fl. (2012), blir SSH trendene tilsvarende høyere, men alle steder unntagen Heimsjø er de innenfor usikkerheten av våre estimater.



Figur 4: Observerte trender i trykkeffekt (svart), og termosterisk- (rød) og halosterisk (blå) effekt.

Hvilke komponenter som har gitt trendene kan studeres ved å se på trendene for de ulike bidragene hver for seg (Figur 4). Av de tre komponentene lufttrykk, termosterisk og halosterisk, er det kun den termosteriske effekten som har en signifikant trend på alle stedene. Sistnevnte varierer fra 0,5 til 1.0 mm/år (0,9 mm/år i Bergen). De to andre komponentene gjør seg kun unntaksvis gjeldende med en svak trykktrend i Tromsø og Hammerfest, en negativ halosterisk trend ved Tregde og en positiv halosterisk trend i Tromsø. Til sammenlikning er landhevingen mellom 1,2-2,7 mm/år for disse lokalitetene.

Som nevnt over er det en differanse (residual) mellom vår rekonstruksjon og det observerte relative havnivå, og dette residualet har også trend. Denne trenden er betydelig, mellom 1,3-2,3 mm/år fra Tregde i sør til Hammerfest i nord (gjennomsnittlig 1,9 mm/år for kyst-Norge), og dermed større enn den samlede trenden fra de tre komponentene i rekonstruksjonen (Figur 4). Dette betyr at det er andre prosesser med trend som bidrar vel så mye til havnivåstigningen som bidragene fra endringer i lufttrykk, havtemperatur og -saltholdighet.

Diskusjon

På grunn av sterk landheving er trendene i relativt havnivå betydelig redusert langs norskekysten, men havnivåstigningen (den absolutte) har vært sterk nok til å kompensere for dette for store deler av kysten. resultatet er at relativt havnivå øker. Dette er ikke uventet, og det samme er sett blant annet i Skottland hvor landhevingen er sammenlignbar med Norge (Rennie og Hansom, 2011). At trykktrenden øker nordover langs norskekysten, er i samsvar med det rapporterte avtagende lufttrykk over Arktis i løpet av de siste par tiår (Walsh m.fl., 1996).

Selv om de valgte komponentene, lufttrykk og sterisk effekt, gav god forklaringsgrad for månedlig og mellomårlig variasjon, gjenstår det en betydelig uforklart trend (residualtrend). Det er flere mulige kandidater for dette og de mest nærliggende er også analysert i dette arbeidet, og vil bli diskutert i det følgende.

Det dominerende sirkulasjonsmønsteret i atmosfæren over Nord-Atlanteren er gitt ved sørvestlige vinder som stuver vann mot blant annet norskekysten. Ved analyse av vinddata framkommer det en positiv trend for perioden 1970-1990, men dette forklarer ikke trenden i residualet som fortsetter ut hele perioden.

Oppvarming av dyphavet i De nordiske hav kan medføre oppstuvning av vannmasser på sokkelområdene utenfor norskekysten. En slik oppvarming er observert (Østerhus og Gammelsrød, 1999) og er en prosess man mener har pågått siden omkring 1980. Selv om det er mulig å beregne endring i sterisk høyde i dyphavet i seg selv (0,4 mm/år i perioden 1960-2006), er det ikke mulig å overføre dette til et resulterende bidrag til havstigning langs norskekysten.

Massetilførsel fra smeltende landis i verden fører til et generelt stigende havnivå, med tilhørende gravitasjonseffekter som fordeler disse vannmassene ulikt fra sted til sted. Ved å studere rapporterte smeltemønstre sammen med endringer i gravitasjonsfeltet fra de viktigste kildene (Grønland, Antarktis og isbreer), finner vi at smeltende landis kan ha gitt et bidrag til havstigningen langs norskekysten på 0,7 mm/år i perioden 1972-2008. Dette resultatet understøttes av gravitasjonsmålinger fra satellitt (Riva m.fl., 2010). Usikkerheten i denne beregningen ligger på $\pm 0,2$ mm/år. Dette trendbidraget fra smeltende is er i samme størrelsesorden som det lokale termosteriske bidraget, og det representerer en tredel av den uforklarte trenden.

Hydrologiske endringer er også en faktor som kan bidra til havstigning. En del av dette dreier seg om endringer i bruken av vann på land. Det var lenge antatt at tapet av vann på grunn av irrigering og drenering til elver og hav har vært balansert av vannet som holdes tilbake av den stadige utbyggingen av demninger. En ny studie indikerer at det globale bidraget fra hydrologi kan tilsvare opp til $0,8 \pm 0,3$ mm/år stigning i havnivået for perioden 1961-2003 grunnet en ikke bærekraftig bruk av grunnvann (Pokhrel m.fl. 2012). Dette resultatet skiller seg fra gravitasjonsmålinger fra satellitt som viser et ubetydelig globalt bidrag på $-0,1 \pm 0,3$ mm/år for perioden 2003-2009 (Riva m.fl., 2010). Som konklusjon er det nødvendig med økt kunnskap for å kvantifisere dette bidraget. I tillegg kommer det at det er store regionale forskjeller i endringene i vann lagret i vannreservoarene og dermed også i gravitasjonstiltrekningen fra vannmassene på land. De nevnte gravitasjonsmålingene har indikert at hydrologiske endringer kan i våre områder ha gitt et relativt høyt positivt bidrag (Riva m.fl., 2010; $0,4 \pm 0,3$ mm/år).

Konklusjoner

Svingninger i lokalt havnivå på månedlig til mellomårlig tidsskala kan i stor grad forklares av varierende lufttrykk, samt varierende varme- og saltinnhold i havet. Når det gjelder trend, forklarer disse bidragene og pågående landheving kun halvparten av den observerte trenden i absolutt havnivå (SSH).

For Bergen er den observerte RSL-trenden $0,9$ mm/år i perioden 1960-2010. Uten landheving ville havet derimot steget med $2,6$ mm/år ($3,4$ mm/år ifølge Simpson m.fl., 2012). Termisk ekspansjon kan forklare $0,9$ mm/år av stigningen, så andre effekter må tas med i betraktning for å lukke budsjettet.

Noen av disse tilleggsbidragene er det mulig å estimere indirekte, som for eksempel et lokalt bidrag fra global smelting av landis på $0,7 \pm 0,2$ mm/år, eller finne i litteraturen som det globale bidraget fra endringer i hydrologi på $0,8 \pm 0,3$ mm/år. Men det må understrekes at disse estimatene er svært usikre og det vil kreve ytterligere forskning på den lokale, så vel som den regionale, effekten. I tillegg kommer effekter som foreløpig ikke er estimert eller kan estimeres nøyaktig nok, som gravitasjonseffekter, lokale vindeffekter, masseforflytning fra dyphavene og sirkulasjonsendringer.

5. Oppdatert framskrivning av havstigning langs norskekysten[§]

H. Drange, J.E.Ø. Nilsen, K. Richter, A. Nesje

I løpet av de siste to tiårene har globalt, gjennomsnittlig havnivå steget med vel 3 mm i året. Økningen skyldes i hovedsak stigende havtemperatur og smelting av landis. Med forventningen om fortsatt stigende global temperatur grunnet menneskeskapte klimagassutslipp, vil globalt havnivå fortsette å stige. Akselererende massetap fra iskappene på Grønland og i Antarktis kan bety en global havstigning i løpet av dette århundre på mellom en halv og én meter, men det vil være store geografiske forskjeller i stigningen. Basert på eksisterende litteratur estimerer vi at det er rundt to tredjedels sannsynlighet for en havstigning langs norskekysten i løpet av 100 år på mellom -10 og 50 cm for Oslo, 25-85 cm for Kristiansand og Stavanger, 20-80 cm for Bergen, -15-40 cm for Trondheim og 5-55 cm for Tromsø. Uten betydelige reduksjoner i de globale klimagassutslippene, kan havstigningen forventes å ligge i øvre halvdel av de oppgitte intervallene. I et 50 års tidsperspektiv, kan havstigningen estimeres som 30 prosent av endringen over 100 år.

Bakgrunn

Det globale havnivået har steget med om lag 120 meter siden maksimum av siste istid for ca 20.000 år siden, i hovedsak grunnet smelting av istidens store iskapper, men har holdt seg noenlunde stabilt de siste 4000-5000 år (Peltier og Fairbanks, 2006). På tross av den store stigningen har det meste av norskekysten opplevd en senkning av havnivået etter siste istid (Svendsen og Mangerud, 1987). Dette skyldes at det i Norge og resten av Skandinavia har funnet sted en kraftig landheving etter at innlandsisen smeltet bort og vekten av den forsvant (Ekman, 1996; Vestøl, 2006). Derfor må endringer i jordskorpen (isostasi) inkluderes for å kunne si noe om hvordan havnivået endrer seg i forhold til land. Havnivået, observert fra land, benevnes gjerne *relativt havnivå*. Det er denne størrelsen som er relevant å forholde seg til for befolkning og kystnær infrastruktur og som det planlegges ut fra når det gjelder framtidig havnivå.

Tidevannsmålinger fra 1870 og satellittbaserte målinger fra 1992 viser at det globale havnivået stiger (Church og White, 2011; Woodworth m.fl., 2011). Stigningen skyldes i hovedsak økende temperatur i verdenshavene som fører til økt volum (termisk ekspansjon) og smelting av majoriteten av isbreer på jorden (Cazenave og Llovel, 2010). I tillegg til dette varierer havnivået med havets saltholdighet (halin kontraksjon). Lav saltholdighet, altså ferskere hav, fører til høyere havnivå. Midlet over verdenshavene er endringer i havtemperaturen flere ganger så viktig for havnivået som variasjoner i havets saltholdighet. I polare farvann og langs kystlinjer med mye elveavrenning som for Norges kyst, kan imidlertid variasjoner i havets saltholdighet være like viktige som variasjoner i temperatur (Richter m.fl., 2012). Også havsirkulasjonen påvirker havnivået. Grunnet jordens rotasjon, vil nordgående havstrømmer bøye av mot høyre på den nordlige halvkule. Skulle for eksempel den nordgående Atlanterhavsstrømmen svekkes, ville dette bidra til fallende havnivå langs kysten av Nord-Europa.

[§] Refereres til som H. Drange, J.E.Ø. Nilsen, K. Richter, A. Nesje (2012). Oppdatert framskrivning av havstigning langs norskekysten. I J.E.Ø. Nilsen, Drange, H., Richter, K., Jansen, E., Nesje, A. Endringer i fortidens, dagens og framtidens havnivå med spesielt fokus på vestlandskysten. NERSC Special Report 89, Bergen, Norge.

En viktig faktor for regionalt havnivå er knyttet til endringer i jordens gravitasjonsfelt som følge av forflytting av masse på jorden, for eksempel som følge av smelting av breer og iskapper og endring i mengden vann som til enhver tid er lagret på land (f.eks. Mitrovica m.fl., 2001; Tamisiea og Mitrovica, 2011).

Bruker vi Grønlandsisen som et eksempel, kan gravitasjonsmekanismen forklares slik (for eksempel Milne m.fl., 2009): Den store ismassen på Grønland utøver en tiltrekkende gravitasjonskraft på omgivelsene. Derfor står havet noe høyere rundt Grønland enn hva som ellers ville vært tilfelle. Når innlandsisen på Grønland smelter, skjer to ting: Det tilføres vann til havet og havnivået stiger globalt. Samtidig fjernes is, altså masse, fra Grønland og gravitasjonsfeltet rundt Grønland svekkes. Det siste fører til at havnivået faller i nærheten av iskappen. Nettoeffekten er at mesteparten av havstigningen på grunn av smeltingen på Grønland skjer i tropene og på den sørlige halvkule. På tilsvarende måte vil smelting av iskappen i Antarktis i hovedsak føre til økning av havnivået i tropene og på den nordlige halvkule. Denne ikke-intuitive fjerneffekten ble postulert allerede på slutten av 1800-tallet, men det er først med satellittmålinger av jordens gravitasjonsfelt fra det siste tiåret at det er mulig å realistisk tallfeste den totale gravitasjonseffekten på globalt og regionalt havnivå (Riva m.fl. 2010).

Observert havstigning

Satellittmålinger av globalt havnivå siden 1992 viser en global stigning på vel 3 mm i året (f.eks. Leuliette og Willis, 2011). Havstigningen er som nevnt ikke jevnt fordelt over verdenshavene, men varierer med regionale variasjoner i havets temperatur, saltinnhold og sirkulasjon, endringer i gravitasjonsfeltet og variasjoner i lufttrykket (Cazenave og Llovel, 2010). Utenfor norskekysten har det vært en gjennomsnittlig havstigning på ca. 1,3 mm i året i perioden 1891-1990 (Vestøl, 2006). Lenger nord, i Arktis, har det blitt målt en gjennomsnittlig havstigning på 1,7 mm i året for perioden 1962-1998 (Proshutinsky m.fl., 2007). Ulikhetene i disse tallene skyldes både ulik region, ulik tidsperiode og usikkerhet i observasjonsgrunnlag og metodikk.

Gravitasjonsmålinger fra satellitt og utsetting av over tre tusen målebøyer i havet har gjort det mulig å tallfeste de ulike bidragene til havstigningen. For perioden 2003-2007 fordeler de viktigste bidragene seg slik at termisk ekspansjon utgjør rundt 10 %, breer rundt 55 % og iskappene på Grønland og i Antarktis til sammen rundt 30 % (Cazenave og Llovel, 2010). Det er to viktige kommentarer til denne fordelingen: At bidraget fra termisk ekspansjon har vært relativt lite på 2000-tallet i forhold til 1990-tallet, og at bidraget fra breer og de to iskappene øker raskt. Dersom termisk ekspansjon øker som forventet grunnet fortsatt global oppvarming og dersom den akselererende smeltingen av breer og de to iskappene fortsetter som for det siste tiåret, vil stigningen av globalt havnivå også akselerere i tiårene som kommer.

Framtidig, globalt havnivå

I siste hovedrapport fra FNs klimapanel i 2007 oppgis det en forventet global havstigning på mellom 18 og 59 cm for perioden mellom 1980-1999 og 2090-2099 (Solomon m.fl., 2007). Det blir imidlertid presisert av IPCC at deres estimat ikke tar høyde for flere effekter som kan gi høyere havstigning, som for eksempel endringer i isstrømmene ned fra iskappene på Grønland og Antarktis (Summary for Policymakers, Synthesis Report, IPCC 2007):

”Because understanding of some important effects driving sea level rise is too limited, this report does not assess the likelihood, nor provide a best estimate or an

upper bound for sea level rise. Therefore, the upper values of the ranges are not to be considered upper bounds for sea level rise.”

Etter klimapanelets hovedrapport i 2007 har det blitt publisert flere arbeider med estimert havstigning i løpet av 100 år, se Tabell 1 for en oversikt. Som det framkommer av tabellen, spenner estimatene for global havstigning fra rundt en halv til to meter. Basert på gjennomgang av denne tilgjengelige litteraturen, vurderes det som lite sannsynlig at global havstigning vil være mindre enn 50 cm i løpet av 100 år. På tilsvarende måte settes øvre skranke til 110 cm for samme tidsperiode. Nedre skranke på 50 cm tilsvarer en smelting av iskappene på Grønland og i Antarktis omtrent som i dag (National Research Council, 2011), mens større havstigning bare kan skje ved en kraftig økning av smeltebidraget fra de to iskappene (Pfeffer m.fl., 2008).

Tabell 1: Estimert framtidig havstigning i analyser publisert i tiden etter FNs klimarapport i 2007, basert på Nicholls m.fl. (2011). SRES A1B er et mellomscenario med hensyn på framtidige klimagassutslipp.

Estimert havstigning (cm per 100 år)	Område	Metode	Kilde
40-140	Globalt	Empirisk projeksjon	Rahmstorf (2007)
80-240	Globalt	Fortidsklima rekonstruksjon	Rohling m.fl. (2008)
80-200	Globalt	Vurdering av øvre, fysisk mulige økning	Pfeffer m.fl. (2008)
50	Globalt	Vurdering av nedre skranke	Bahr m.fl. (2009)
55-110	Globalt	Litteraturgjennomgang	Vellinga m.fl. (2008)
56-92	Globalt	Fortidsklima rekonstruksjon	Kopp m.fl. (2009)
75-190	Globalt	Empirisk projeksjon	Vermeer & Rahmstorf (2009)
72-160	Globalt	Empirisk projeksjon	Grinsted m.fl. (2009)
50-100	Globalt	Litteraturgjennomgang, primært basert på SRES A1B	National Research Council (2011)
30-80	Østlig Atlanterhav	Global klimamodell, inkludert gravitasjonseffekt	Katsman m.fl. (2008)
40	København	Global klimamodell, inkluderer kun endring i havtemperatur, saltholdighet og sirkulasjon for RSRES A1B scenario	Yin m.fl. (2010)
50-80	Norske-kysten	Globale klimamodeller, inkludert gravitasjonseffekt	Slangen m.fl. (2011)

Framtidig, regionalt havnivå

Klimamodellene har ennå ikke blitt kjørt med alle kjente bidrag som påvirker globalt eller regionalt havnivå. Men mulig, framtidig havstigning kan estimeres ved å kombinere framskrivninger av havnivå fra endring i verdenshavens temperatur, saltholdighet og sirkulasjon fra klimamodellene, med estimert bidrag fra smelting av breer og iskapper og vann lagret på land, påfølgende endring av gravitasjonsfelt og jordskorpe grunnet forflytting av masse, samt landheving.

Nedre og øvre sannsynlige verdi for havstigning langs norskekysten i løpet av 100 år, avhengig av utslippsscenario, kan estimeres som følger (oppført usikkerhet representerer ett standardavvik):

- (1) **Temperatur- og saltendring:** Et dusin ulike klimamodeller brukt i 2007-rapporten fra FN's klimapanel gir en global havstigning grunnet endring av havtemperatur og saltholdighet på **16±8 cm** for utslippsscenario SRES B1 (kraftig reduksjon av globale klimagassutslipp), **21±9 cm** for SRES A1B (et mellomscenarie med hensyn på klimagassutslipp) og **27±17 cm** for SRES A2 (fortsatt høye klimagassutslipp) (Slangen m.fl. 2011, tabell 4).
- (2) **Total, global stigning:** Som tidligere nevnt antar vi at global havstigning i løpet av 100 år vil ligge mellom nedre og øvre skranke på henholdsvis 50 og 110 cm. Dersom sannsynligheten for framtidig havstigning antas å være tilfeldig (normalfordelt), kan nedre og øvre sannsynlige stigning estimeres til **60±5 cm** og **90±10 cm**. I dette tilfellet vil det være 95 prosent sannsynlighet for at framtidig havstigning vil ligge mellom skrankene på 50 og 110 cm.
- (3) **Massebidrag fra land:** Differansen mellom (2) og (1) gir et estimat av globalt midlet bidrag fra smelting av snø, is og endring av lagret vann på land. Dette gir **44±9 cm** og **63±20 cm**.
- (4) **Effekt av endring av gravitasjonsfelt for i dag:** For perioden 2003-2009 er det beregnet at ca. 40 til 80 prosent av globalt bidrag fra smelting av snø, is og endring av lagret vann på land har bidratt til havnivåendring langs norskekysten (Riva m.fl. 2010, figur 2). Bidraget på 40 prosent er å finne i Lofoten mens bidraget på 80 prosent finnes i Skagerrak. Dersom framtidig bidrag fra smelting av snø, is og endring av lagret vann på land vil ha samme geografisk fordeling og relative bidrag som for perioden 2003-2009, gir dette, som et eksempel, en økning av havnivået i Oslo på mellom **35±7 cm** og **50±16 cm** (80 prosent av verdiene fra (3)).
- (5) **Effekt av framtidig endring av gravitasjonsfelt:** Geografisk fordeling av havstigning grunnet smeltende landis varierer med kildens geografiske posisjon og mengde: Norskekysten får svakt negativt bidrag fra smeltende is på Grønland, noe over globalt gjennomsnitt fra smelting i Antarktis og 30-60 prosent av globalt gjennomsnitt fra smeltende isbreer (Riva m.fl. 2010; Tamisiea og Mitrovica, 2011). Forventningen om økt, framtidig bidrag fra Grønlandsisen i forhold til masseendring fra smeltende breer betyr at bidraget til havstigning langs norskekysten kan bli noe lavere enn gitt i (4). Mangelfull kunnskap, spesielt om iskappenes framtid, gjør at det per i dag ikke eksisterer detaljerte framskrivninger for de ulike bidragene av landis. Følgelig finnes det ikke tall for hvordan dette bidraget vil fordele seg regionalt framover i tid. I mangel av annet justerer vi derfor ned bidraget i (4) med 25 prosent, til et bidrag på mellom 30 og 60 prosent

langs norskekysten. For Oslo gir dette et bidrag fra fremtidig smelting av snø, is og endring av lagret vann på land på mellom **26±5 cm** og **38±12 cm** (60 prosent av verdiene fra (3)).

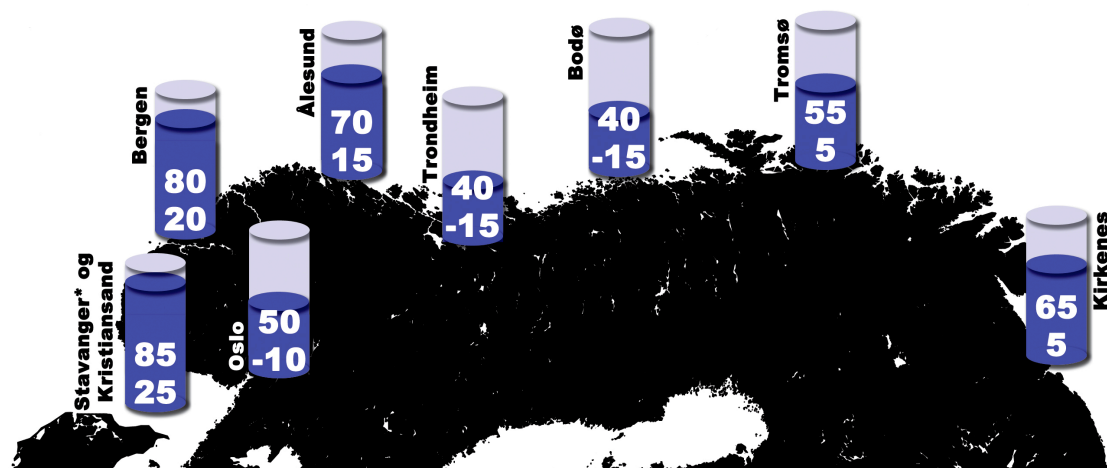
- (6) **Opphopning av vann på grunne sokkelområder:** For mellom-scenariot SRES A1B kan det forventes et tilleggsbidrag til havstigningen på de grunne havsoklene utenfor kysten av Nordvest-Europa og i Arktis på rundt 10 cm (Meehl m.fl., 2007, figur 10.32; Yin m.fl., 2010, figur 15). Skalert mot SRES B1 og A2 fra (1) gir dette en nedre verdi (representativ for SRES B1) på **8±2 cm** og en øvre verdi (for SRES A2) på **13±3 cm**.
- (7) **Landheving:** Landheving i Norge i løpet av de siste 100 år varierer fra rundt 10 cm ytterst på Vestlandskysten til knappe 50 cm innerst i Oslo- og Trondheimsfjorden, med en estimert usikkerhet på 5 cm (Vestøl, 2006). Midlere landheving i Oslo er på **49±5 cm**.
- (8) **Lokal havstigning:** Framskrivning av relativ havstigning langs norskekysten i løpet av 100 år er da gitt med summen av (1), (5) og (6), minus effekten av landheving fra (7). For Oslo gir dette en estimert framtidig havstigning på mellom 1 ± 11 cm og 29 ± 22 cm.
- (9) **Sannsynlig, lokal havstigning:** Dersom sannsynligheten for framtidig havstigning antas å være tilfeldig (normalfordelt) mellom nedre og øvre grenseverdi, betyr dette at det er rundt 68 prosent sannsynlig med en havstigning i Oslo på mellom -10 og +50 cm (avrundet til nærmeste 5 cm). For Bergen blir tilsvarende verdier 20 til 80 cm og for Tromsø 5 til 55 cm. Verdier for andre kystbyer er gitt i Figur 5.
- (10) I en ny studie fra Kartverket (Simpson m.fl., 2012) er det presentert reviderte landhevingstall for norskekysten. De reviderte verdiene er, i hovedsak, noe høyere enn verdiene brukt i vår gjennomgang (se punkt 5, med data fra Vestøl, 2006). Forskjellen mellom de reviderte verdiene for landheving og de verdiene som er brukt i vår gjennomgang er gitt i Tabell 2.

Tabell 2: Forskjell i landheving i løpet av 100 år mellom verdiene som er brukt i denne gjennomgangen (data fra Vestøl, 2006) og reviderte landhevingsdata fra Simpson m.fl. (2012). Positive verdier betyr at revidert landheving er større enn hva som er brukt i vår analyse.

Oslo +6 cm	Stavanger +6 cm	Bergen +6 cm	Måløy +2 cm
Ålesund +8 cm	Kristiansund +9 cm	Rørvik +6 cm	Bodø +6 cm
Narvik +1 cm	Harstad +6 cm	Tromsø +1 cm	Hammerfest +5 cm
Honningsvåg -6 cm			

De reviderte verdiene for langheving er *ikke* inkludert i vår gjennomgang, men de vil gi en havstigning som er rundt 6 cm lavere enn våre verdier for store deler av norskekysten.

- (11) For et tidsperspektiv på 50 år kan havstigningen estimeres som rundt 30 prosent av de oppgitte verdiene for 100 år (basert på Rahmstorf, 2007, og Drange m.fl., 2007).



Figur 5: Estimert stigning av havnivå i cm relativt til land i et 100 års perspektiv. Grenseverdiene er basert på et standardavvik, som indikerer at det er rundt 68 prosent sannsynlighet for at havstigningen vil ligge innenfor de oppgitte verdiene. Verdier for 95 prosent sannsynlighet er gitt i Tabell 4.

Det store spennet mellom verdiene i framtidig havstigning – som illustrert i Figur 5 og tabulert i vedlegg 1 – skyldes i hovedsak usikkerheten knyttet til hvor mye av landisen (Grønland og Antarktis) som vil smelte i dette århundre som følge av framtidige klimagassutslipp, og hvordan gravitasjonsfeltet vil endres grunnet dette. Det kan her nevnes at bidraget fra (6), samt smelting av isen i Antarktis, vil motvirke noe av den negative gravitasjonseffekten fra Grønland som beskrevet i (5). Gravitasjonseffekten av akkumulert vann på grunne sokkelområder er ennå ikke tallfestet med gravitasjonsmodeller og er følgelig ikke inkludert i beregningen over.

Den mest komplette analysen av framtidig havnivå til dags dato er sannsynligvis gjort av Slangen m.fl. (2011). Her er det benyttet 12 globale klimamodeller (inkludert Bergen klimamodell) og effektene over er inkludert i studien. Framskrivningen i Slangen m.fl. antar et massebidrag fra land (fra breer og iskapper) på mellom 21 og 28 cm i løpet av 100 år, hvorav Antarktis er antatt å bidra med ca. 1 cm og Grønland med 6-8 cm global havstigning i løpet av 100 år. Disse massebidragene er relativt små, og betydelig mindre enn det massebidraget som vi estimerer fra punkt 3 over (44 til 63 cm). Metodikken i Slangen m.fl. er overført til norskekysten av Simpson m.fl. Dette gir en estimert havstigning for perioden 2090-2099 relativt til 1980-1999 på mellom -20 til +30 cm. Tar vi hensyn til at våre verdier for massebidrag er 23 til 35 cm høyere enn verdiene brukt av Slangen/Simpson (21-28 cm relativt til 44-63 cm), er det et generelt samsvar mellom Simpson m.fl. og våre verdier. Differansen mellom de to estimatene skyldes altså – i hovedsak – framskrivning av smeltebidrag fra breer og iskapper.

Videre beregner Simpson m.fl. mulig havstigning langs norskekysten for et scenario med (svært) stort massebidrag fra breer og iskapper. Dette scenarioet gir en estimert havstigning langs norskekysten på mellom 70 og 130 cm for perioden 2090-2099 relativt til 1980-1999. Selv om dette scenarioet ikke kan utelukkes, er det per i dag ikke observasjonsbasert støtte for at vi kan få en så stor og rask massetilførsel til havet.

Verdiene i denne gjennomgangen er noe lavere enn estimert havstigning som beskrevet i Vasskog m.fl. (2009) og Hanssen-Bauer m.fl. (2010). Den viktigste forskjellen mellom sistnevnte publikasjoner og gjennomgangen presentert her er at de gamle estimatene ikke inkluderer gravitasjonseffekten (selv om den er nevnt). I tillegg er de gamle estimatene oppgitt som nedre og øvre skranke. Sammenligning mellom gamle og nye verdier er

derfor mest relevant når vi bruker to standardavviks grense for de nye verdiene (det vil si at det er 95 prosents sannsynlighet for at havstigningen vil ligge mellom de oppgitte verdiene). Dette gir en sammenligning som vist i Tabell 3 for de største kystbyene. Nedre skranke viser størst forskjell, med de nye estimatene opptil 50 cm lavere enn de gamle. Det er mindre forskjell for den øvre skranken med nye verdier 5-25 cm lavere enn de gamle verdiene.

Tabell 3: Sammenligning mellom nedre og øvre skranke for havstigning fra Vasskog m.fl. (2009) og Hanssen-Bauer m.fl. (2010) (merket "Tidligere estimat") og denne gjennomgangen (merket "Nytt estimat"), sistnevnte uttrykt med to standardavviks grense. Enhet er cm og endringen gjelder en tidsperiode på 100 år.

	Tidligere estimat (nedre og øvre skranke)		Nytt estimat (95 prosent sannsynlighet)	
	Min.	Maks.	Min.	Maks.
Tromsø	45	100	-5	75
Trondheim	20	75	-25	60
Bergen	55	110	10	100
Stavanger	60	115	15	110
Oslo	20	75	-20	70

Flere og mer nøyaktige observasjoner og raskt økende teoretisk kunnskap om pågående og mulig framtidig havstigning fører til at framskrivninger av globalt og lokalt havnivå bør oppdateres med jevne mellomrom. Det kan her nevnes at global og regional havstigning kommer som eget kapittel i neste hovedrapport fra FNs klimapanel på vårparten i 2013. Usikkerhetene i 2013-rapporten vil bli diskutert og – så langt som mulig – tallfestet. Kunnskapsgrunnlaget beskrevet i 2013-rapporten vil derfor være et naturlig utgangspunkt for oppdatering av mulig, framtidig havstigning langs norskekysten.

For en oppdatert gjennomgang av hvordan noen av verdens storbyer er tilpasset stormflo og stigende havnivå, vises det til Becker m.fl. (2012), Hallegatte m.fl. (2011) og Hanson m.fl. (2011). For eksempel er Amsterdam, Rotterdam, London, Tokyo og Shanghai bedre beskyttet enn for en estimert én-i-tusen års stormflomhendelse, mens New York har en beskyttelse tilsvarende en én-i-hundre års stormflohendelse (Hanson m.fl., 2011).

6. Oppsummering

De siste par tiårs estimat på global havstigning ligger på 3 mm/år, som er dobbelt så raskt som middelstigningen over de siste hundre år. Vi vet at havet vil stige i lang tid fremover, også hundrevis av år etter at menneskeheten har fått kontroll på klimagassutslippene. I dette prosjektet har vi kartlagt forhistorisk havnivå og endringsrater, studert mekanismene som er involvert ved hjelp av de eksisterende data fra moderne tid, og estimert fremtidig havstigning på grunnlag av denne kunnskapen.

For ca. 3 millioner år siden var klimaet på jorden betydelig varmere enn nå, isvolumene i Antarktis og på Grønland betydelig mindre, og havnivået 10-30 m høyere enn i dag. Jordens kontinenter var allerede da i stor grad plassert som i dag. Mens i siste mellomistid (ca. 120 000 år siden) var det 1-2 °C varmere enn i dag, og havnivået lå 4-10 m høyere enn i dag, hovedsakelig på grunn av betydelig mindre isvolumer og i mindre grad på grunn av termisk ekspansjon av havet. Da havnivået steg gjennom siste mellomistid, var gjennomsnittsraten 2 mm/år etter de mest pålitelige estimater, med andre ord sammenliknbart med i dag. Dersom dagens isdekker på Grønland og Vest-Antarktis skulle komme i en situasjon hvor store isdekker kollapser, vil sammenliknbare havstigningsrater kunne finnes etter istidene, og de er estimert til opp til 40 mm/år på enkelte steder.

I moderne tid hvor det finnes observasjoner som kan relateres til de mange ulike prosessene som påvirker regional havstigning, kan virkningen av hver enkelt prosess studeres. I studien av norskekysten, er det vist at variasjoner i termisk ekspansjon, saltrevet sammentrekning og lufttrykk forklarer i hovedsak de observerte variasjoner i havnivået. Hva gjelder den gjennomsnittlige stigningen (trenden), så forklares kun halvparten med disse prosessene, sammen med landheving. Det vil si, utover landhevingen er det kun termisk ekspansjon som har en signifikant trend. Spesifikt for Bergen er stigningen i relativt havnivå observert til 0,9 mm/år i perioden 1960-2010. Uten landheving, det vil si for absolutt havstigning, er stigningen på 2,6 mm/år. Blant de estimerte bidragene til denne stigningen er termisk ekspansjon på 0,9 mm/år og global smelting av landis på 0,7 mm/år. Det er knyttet store usikkerheter og mange ulike prosesser til forklaring av den resterende stigningen, men videre og pågående forskning vil kunne avdekke viktigheten også av disse.

Framtidig havstigning kan estimeres ved å kombinere framskrivninger av havnivå fra endring i verdenshavenes temperatur, saltholdighet og sirkulasjon fra klimamodellene, med estimert bidrag fra smelting av breer og iskapper og vann lagret på land, påfølgende endring av gravitasjonsfelt, opphopning av vann på kontinentalsoklene, samt landheving. Med utgangspunkt i estimater av global havstigning, inkludering av standard estimater for sannsynlighet, og inkludering av de nevnte tilleggseffekter som påvirker regional havstigning, hele tiden med referanse til oppdatert tilgjengelig litteratur, estimerer vi at det er rundt to tredjedels sannsynlighet for en havstigning i Bergen i løpet av 100 år på mellom 20 og 80 cm. Sannsynlig fremtidig havstigning er estimert for alle Norges kystkommuner (se Figur 5 og Tabell 4).

Flere og mer nøyaktige observasjoner og raskt økende teoretisk kunnskap om pågående og mulig framtidig havstigning fører til at framskrivninger av globalt og lokalt havnivå bør oppdateres med jevne mellomrom.

7. Formidling

- J. E. Ø. Nilsen, K. Richter & H. Drange (2010). Endringer i fortidens, dagens og framtidig havnivå med spesielt fokus på Vestlandskysten. Flom og havstigning i Framtidens byer, Stavanger 26.04.2010 (foredrag).
- J. E. Ø. Nilsen, K. Richter & H. Drange (2010). Changes in past, present and future sea level, focusing on the Norwegian west coast. MARE Climate Forum – Bergen, May 25th 2010 (foredrag).
- J. E. Ø. Nilsen, K. Richter & H. Drange (2010). Changes in past, present and future sea level, focusing on the Norwegian west coast. NGF symposium 2010, Geilo, September 17th 2010 (foredrag).
- K. Richter (2010), Sea level – past, present and future, Ice Climate Education. Sommerskole, Husavik (Island), juni 2010. (foredrag)
- J. E. Ø. Nilsen, K. Richter & H. Drange (2011). Changes in past, present and future sea level, focusing on the Norwegian west coast. Forelesning for Danish Institute for Study Abroad (DIS), hos Bergen kommune, 26. juni 2011.
- J. E. Ø. Nilsen (2012). Sea level change and ice sheet dynamics. ECRA pilot workshop on regional sea level change, Utrecht, Nederland, 15. mars 2012. (foredrag)

Samt en rekke foredrag og avisinnlegg av H. Drange, anslagsvis 30-50 per år.

Referanseliste

- Bahr, D. B. m.fl. (2009), Sea-level rise from glaciers and ice caps: A lower bound, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2008GL036309
- Bard, E., B. Hamelin, and R. G. Fairbanks, 1990: U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, 346, 456-458.
- Becker, A. m.fl. (2012), Climate change impacts on international seaports: knowledge, perceptions, and planning efforts among port administrators, *Clim. Change*, doi:10.1007/s10584-011-0043-7
- Blanchon, P., A. Eisenhauer, J. Fietzke, and V. Liebetrau, 2009: Rapid sea level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. *Nature*, 458, 881-884.
- Brigham-Grette, J., and L. Carter, 1992: Pliocene marine transgressions of northern Alaska: circumarctic correlations and paleoclimatic interpretations. *Arctic*, 45, 74-89.
- Cazenave, A. og W. Llovel (2010), Contemporary sea level rise. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2, 145–173. doi:10.1146/annurev-marine-120308-081105
- Church, J. A. og N. J. White (2011), Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century, *Surv. Geophys.*, DOI 10.1007/s10712-011-9119-1
- Drange, H., B. Marzeion, A. Nesje, A. Sorteberg (2007), Opptil en meter havstigning langs Norskekysten innen år 2100, *Cicerone*, 2, 29-31
- Ekman M (1996), A consistent map of the postglacial uplift of Fenno- scandia. *Terra Nova* 8,158–165
- Grinsted, A. m.fl. (2009), Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382- 008-0507-2
- Hallegette, S. m.fl. (2011), Assessing climate change impacts, sea level rise and storm surge risk in port cities: a case study on Copenhagen, *Clim. Change*, doi:10.1007/s10584-010-9978-3
- Hanebuth, T., K. Statterger, and P. M. Grootes, 2000: Rapid Flooding of the Sunda Shelf: A Late-Glacial Sea level Record. *Science*, 288, 1033-1035.
- Hanson, S. m.fl. (2011), A global ranking of port cities with high exposure to climate extremes, *Clim. Change*, doi: 10.1007/s10584-010-9977-4
- Hanssen-Bauer, I. m.fl. (2009), *Klima i Norge 2100*. Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilplassing, Norsk klimasenter, september 2009, Oslo
- Katsman, C. A. m.fl. (2008), Climate scenarios of sea level rise for the northeast Atlantic Ocean: a study including the effects of ocean dynamics and gravity changes induced by ice melt, *Climatic Change*, 91, 351–374
- Kopp, R. m.fl. (2009), Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature*, doi:10.1038/nature08686
- Leuliette, E. W. og J. K. Willis (2011), Balancing the sea level budget. *Oceanogr.* 24,122–129, doi:10.5670/oceanog.2011.32
- Lisiecki, L., and M. Raymo, 2005: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003.
- Lohne, Ø. S., S. Bondevik, J. Mangerud, J. I. Svendsen (2007). Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews* 26, doi: 10.1016/j.quascirev.2007.04.008.
- McKay, N. P., J. T. Overpeck, and B. L. Otto-Bliesner, 2011: The role of ocean thermal expansion in Last Interglacial sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38, L14605.
- Meehl, G., m.fl. (2007), Global climate projections, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, edited by S. Solomon m.fl., pp. 847–940, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Miller, K., m.fl., in press: The high tide of the warm Pliocene: Implications of global sea level for Antarctic deglaciation. *Geology*.
- Milne, G. A. m.fl. (2009), Identifying the causes of sea-level change, *Nature Geosci.*, doi: 10.1038/ngeo544
- Mitrovica, J. X. m.fl. (2001), Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change. *Nature* 409, 1,026–1,029
- Naish, T., et al., 2009: Obliquity-paced Pliocene West Antarctic ice sheet oscillations. *Nature*, 458, 322-U384.
- National Research Council (2011), *Climate Stabilization Targets: Emissions, Concentrations, and Impacts over Decades to Millennia*. Washington, DC: National Academies Press (ISBN 978-0-309-15176-4)
- Nicholls, R. J. m.fl. (2011), Sea-level rise and its possible impacts given a ‘beyond 4°C world’ in the twenty-first century, *Phil. Trans. R. Soc. A*, doi: 10.1098/rsta.2010.0291.
- Peltier, W. R. (2004), Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G(VM2) model and GRACE, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 111–149.
- Peltier, W. R. og R. G. Fairbanks (2006), Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Sci. Rev.* 25, 3322–3337

- Pfeffer, W. m.fl. (2008), Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise. *Science*, doi:10.1126/science.1159099
- Pokhrel Y. N., N. Hanasaki, P. J-F. Yeh, T. J. Yamada, S. Kanae, T. Oki (2012). Model estimates of sea-level change due to anthropogenic impacts on terrestrial water storage. *Nature Geoscience*, 5, doi: 10.1038/NCEO1476.
- Pollard, D., and R. M. DeConto, 2009: Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. *Nature*, 458, 329-332.
- Proshutinsky, A. m.fl. (2007), Sea level variability in the Arctic Ocean from AOMIP models, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2006JC003916.
- Rahmstorf, S. (2007), A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science* 315, 368-370
- Rennie, A., and J. Hansom (2011), Sea level trend reversal: Land uplift outpaced by sea level rise on Scotland's coast, *Geomorphology*, 125, 193–202.
- Richter, K., J.E.Ø. Nilsen, H. Drange (2012). Contributions to sea level variability along the Norwegian coast for 1960-2010. *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2009JC005884.
- Riva, R. E. M. m.fl. (2010), Sea level fingerprint of continental water and ice mass change from GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L19605, doi:10.1029/2010GL044770
- Rohling, E. m.fl. (2008), High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nat. Geosci.*, doi:10.1038/ngeo.2007.28
- Rohling, E. J., K. Grant, M. Bolshaw, A. P. Roberts, M. Siddall, C. Hemleben, and M. Kucera, 2009: Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience*, 2, 500- 504.
- Simpson, M., Breili, K., Kierulf, H. P., Lysaker, D., Ouassou, M., and Haug, E. (2012). *Estimates of Future Sea-Level Changes for Norway*. Technical Report of the Norwegian Mapping Authority [[download](#)]
- Slangen, A. B. A. m.fl (2011), Towards regional projections of twenty-first century sea-level change based on IPCC SRES scenarios, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-011-1057-6
- Solomon, S. m.fl. (2007): Technical Summary. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. m.fl. (forf.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom og New York, NY, USA
- Svendsen, J. I. og J. Mangerud (1987), Late Weichselian and Holocene Sea-Level History for a Cross-Section of Western Norway. *J. Quaternary Sci.* 2, 113 - 132.
- Tamisiea, M. E. og J. X. Mitrovica (2011), The moving boundaries of sea level change: Understanding the origins of geographic variability. *Oceanogr.* 24, 24–39, doi:10.5670/oceanog.2011.25
- Vasskog, K. m.fl. (2009), *Havnivåstigning. Estimer av framtidig havnivåstigning i norske kystkommuner*. Det nasjonale klimatilpasningssekretariatet ved Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap, september 2009, Tønsberg
- Vellinga, P. m.fl. (2008), *Exploring high-end climate change scenarios for flood protection of The Netherlands*. International Scientific Assessment carried out at request of the Delta Committee. Scientific report WR-2009-05. KNMI, Alterra, The Netherlands (<http://www.knmi.nl/bibliotheek/knmipubWR/WR2009-05.pdf>)
- Vermeer, M. og S. Rahmstorf (2009), Global sea level linked to global temperature. *Proc. Natl Acad. Sci.*, doi:10.1073/pnas.0907765106
- Vestøl, O. (2006), Determination of postglacial land uplift in Fennoscandia from levelling, tide-gauges and continuous GPS stations using least squares collocation. *J. Geodesy* 80: 248-258
- Walsh, J. E., W. L. Chapman, and T. L. Shy (1996), Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic, *J. Clim.*, 9, 480–486.
- Woodworth, P. L. m.fl. (2011), Nineteenth and twentieth century changes in sea level. *Oceanogr.* 24, 80–93, doi:10.5670/oceanog.2011.29
- Yin, J. m.fl. (2010), Spatial variability of sea level rise in twenty-first century projections, *J. Climate*, doi:10.1175/2010JCLI3533.1
- Østerhus, S., and T. Gammelsrød (1999), The abyss of the Nordic seas is warming, *J. Clim.*, 12, 3297–3304.

Vedlegg

Vedlegg 1: Tabell over estimert fremtidig endring i havnivå for Norges kystkommuner

Tabell 4: Oversikt over estimert endring i havnivå i løpet av 100 år for Norges kystkommuner, avrundet til nærmeste 5 cm. Tabellen er en videreføring av Vasskog m.fl. (2009) og Hanssen-Bauer m.fl. (2010), men med beregnet havstigning fra punkt (1)-(10) over. Lys skravering angir nedre og øvre endring i relativt havnivå med 68 prosent estimert sannsynlighet (ett standardavvik fra beregnet grenseverdi), mens mørk skravering gir nedre og øvre endring med 95 prosent sannsynlighet (to standardavvik fra grenseverdi). Tabellen viser også benyttede verdier for landheving (fra Vestøl 2006) og gravitasjonsfaktor (fra figur 2 i Riva m.fl. 2010). Basert på Rahmstorf (2007) og Drange m.fl. (2007) kan havstigning om 50 år estimeres som rundt 30 prosent av de oppgitte verdiene for 100 år. Det er ikke tatt hensyn til reviderte landhevingstall (fra Simpson m.fl., 2012) for norskekysten i oversikten under. Tar en hensyn til de reviderte havstigningstallene, kan en trekke fra rundt 6 cm til tallene under.

Finnmark		Landheving (cm)	Gravitasjonsfaktor fra punkt 4 over (%)	68 % sannsynlighet		95 % sannsynlighet	
				Nedre grense (cm)	Øvre grense (cm)	Nedre grense (cm)	Øvre grense (cm)
Kommune	Målepunkt						
Sør-Varanger	Kirkenes	30	75	5	65	-5	85
Nesseby	Nesseby	25	75	10	70	0	90
Vadsø	Vadsø	26	75	10	70	0	90
Vardø	Vardø	22	75	15	75	5	95
Båtsfjord	Båtsfjord	23	75	15	75	5	95
Berlevåg	Berlevåg	23	75	15	75	5	95
Tana	Smalfjord	24	75	15	70	5	95
Gamvik	Gamvik	20	75	20	75	5	100
Lebesby	Lebesby	25	75	10	70	0	90
Nordkapp	Honningsvåg	22	75	15	75	5	95
Porsanger	Lakselv	31	75	5	65	-5	85
Måsøy	Havøysund	23	75	15	75	5	95
Kvalsund	Kvalsund	26	75	10	70	0	90
Hammerfest	Hammerfest	25	75	15	70	0	95
Hasvik	Breivikbotn	26	75	10	70	0	90
Alta	Alta	31	75	5	65	-5	85
Loppa	Øksfjord	31	75	5	65	-5	85

Troms							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Kvænangen	Burfjord	32	50	0	50	-10	70
Nordreisa	Sørkjosen	34	50	-5	50	-15	70
Skjervøy	Skjervøy	33	50	0	50	-15	70
Kåfjord	Olderdalen	36	50	-5	45	-15	65
Storfjord	Skibotn	35	50	-5	50	-15	70
Lyngen	Lyngseidet	34	50	-5	50	-15	70
Karlsøy	Karlsøy	29	50	0	55	-10	75
Tromsø	Tromsø (Breidvika)	27	50	5	55	-5	75
	Sommarøy	26	50	5	55	-5	75
Balsfjord	Storsteinnes	34	50	-5	50	-15	70
	Mortenhals	32	50	0	50	-10	70
Målselv	Målsnes	32	50	0	50	-10	70
Lenvik	Finnsnes	32	50	0	50	-10	70
Berg	Skaland	27	50	5	55	-5	75
Torsken	Gryllefjord	26	50	5	55	-5	75
Tranøy	Vangsvik	33	50	0	50	-15	70
Sørreisa	Sørreisa	34	50	-5	50	-15	70
Dyrøy	Brøstadbotn	33	50	-5	50	-15	70
Salangen	Sjøvegan	40	50	-10	45	-20	60
Lavangen	Tennevoll	41	50	-10	40	-20	60
Gratangen	Årstein	42	50	-10	40	-20	60
Ibestad	Hamnvik	34	50	-5	50	-15	70
Skånland**	Evenskjer	34	50	-5	50	-15	70
Bjarkøy	Nergårshamn	25	50	5	60	-5	75
Harstad	Harstad	27	50	5	55	-5	75
Kvæfjord	Borkenes	29	50	0	55	-10	75

Nordland							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Andøy	Andenes	24	40	5	55	-5	75
Øksnes	Myre	25	40	0	55	-10	70
Sortland	Sortland	26	40	0	50	-10	70
Bø	Straume	24	40	5	55	-5	75
Hadsel	Stokmarknes	25	40	0	55	-10	70
Vågan**	Svolvær (Sør)	26	40	0	50	-10	70
	Laukvik (Nord)	25	40	5	55	-5	70
Vestvågøy**	Leknes (Sør)	24	40	5	55	-5	75
	Eggum (Nord)	23	40	5	55	-5	75
Flakstad**	Ramberg (Nord)	24	40	5	55	-5	75
	Nusfjord (Sør)	24	40	5	55	-5	75
Moskenes**	Reine (Sør)	23	40	5	55	-5	75
	(Nord)	22	40	5	55	-5	75
Værøy**	Sørland (Sør)	25	40	5	55	-5	70
	Flyplass (Nord)	25	40	5	55	-5	70
Røst	Røstlandet	21	40	5	55	-5	75
Lødingen	Lødingen	33	40	-5	45	-15	65
Tjeldsund**	Nedre Fjeldal (Nord)	34	40	-5	45	-15	65
	Ramsund (Sør)	36	40	-10	40	-20	60
Evenes	Bogen	41	40	-15	35	-25	55
Narvik	Narvik	44	40	-15	35	-25	50
Ballangen	Ballangen	40	40	-10	40	-20	55
Tysfjord	Kjøpsvik	38	40	-10	40	-20	60
Hamarøy	Oppeid	35	40	-10	40	-20	60
Steigen	Leinesfjorden	36	40	-10	40	-20	60
Sørfold	Straumen	46	40	-20	30	-30	50
Bodø***	Bodø	36	40	-10	40	-20	60
	Skjerstadfjorden	40	40	-15	40	-25	55
Fauske	Fauske	43	40	-15	35	-25	55
Saltdal	Rognan	47	40	-20	30	-30	50
Skjerstad *	Misvær	40	40	-15	40	-25	55
Beiarn**	Moldjord (Leirvika)	43	40	-15	35	-25	55
Gildeskål	Inndyr	40	40	-15	35	-25	55
Meløy	Ørnes	44	40	-15	35	-25	55
Rødøy	Våga	40	40	-15	40	-25	55
Rana	Mo i Rana	53	40	-25	25	-35	45
Træna	Selvær	31	40	-5	45	-15	65
Lurøy	Lurøy	40	40	-15	40	-25	55
Nesna	Nesna	44	40	-15	35	-25	55
Leirfjord	Leland	44	40	-15	35	-25	55
Hemnes	Bjerka	51	40	-25	25	-35	45
Vefsn	Mosjøen	46	40	-20	30	-30	50
Dønna	Solfjellsjøen	40	40	-15	40	-25	55
Herøy	Silvalen	45	40	-15	35	-25	50
Alstahaug	Sandnessjøen	44	40	-15	35	-25	50
Vega	Holand	41	40	-15	35	-25	55
Vevelstad	Forvik	46	40	-20	30	-30	50
Brønnøy	Brønnøysund	46	40	-20	30	-30	50
Sømna	Vik (Sørvika)	46	40	-20	30	-30	50
Bindal	Terråk	51	40	-25	25	-35	45

* Kommuner med to målepunkter

** Skjerstad kommune slått sammen med Bodø i 2005

*** Se omtale i del 2.3 av Vasskog m.fl. (2009)

Nord-Trøndelag							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Leka	Sør-Gutvika	47	50	-15	35	-25	55
Nærøy	Kolvereid	47	50	-15	35	-25	55
Høylandet	Kongsmoen	53	50	-20	30	-35	50
Vikna	Rørvik	43	50	-10	40	-25	60
Fosnes	Salsnes	46	50	-15	35	-25	55
Namsos	Namsos	47	50	-15	35	-25	55
Flatanger	Lauvsnes	42	50	-10	40	-20	60
Namdalseid	Sjøåsen	45	50	-15	40	-25	60
Verran	Malm	47	50	-15	35	-25	55
Steinkjer	Steinkjer	51	50	-20	30	-30	50
Inderøy	Straumen	51	50	-20	30	-30	50
Leksvik	Leksvik	48	50	-20	35	-30	55
Mosvik	Saltvikhamna	50	50	-20	35	-30	50
Verdal	Verdal	51	50	-20	30	-30	50
Levanger	Levanger	53	50	-20	30	-35	50
Frosta	Sørgrenda	50	50	-20	35	-30	55
Stjørdal	Stjørdalshalsen	52	50	-20	30	-30	50

Sør-Trøndelag							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Osen	Osen	40	60	-5	50	-15	70
Roan	Roan	39	60	-5	50	-15	70
Åfjord	Årnes	41	60	-5	50	-20	70
Bjugn*	Botngård	38	60	-5	50	-15	70
	Høybakken	38	60	-5	50	-15	70
Frøya	Sistranda	29	60	5	60	-5	80
Ørland*	Brekstad	38	60	-5	50	-15	70
	Uthaug	36	60	-5	50	-15	70
Rissa	Rissa	41	60	-5	50	-20	70
Hitra	Fillan	31	60	5	60	-10	80
Snillfjord*	Krogstadøra	36	60	-5	50	-15	70
	Futstranda	33	60	0	55	-10	75
Agdenes*	Lensvik	40	60	-5	50	-15	70
	Stavøysundet	36	60	-5	50	-15	70
Hemne	Kyrksæterøra	32	60	0	55	-10	75
Orkdal	Orkanger	42	60	-10	45	-20	65
Skaun	Børsa	45	60	-10	45	-20	65
Melhus	Gran	47	60	-15	40	-25	60
Trondheim	Trondheim	48	60	-15	40	-25	60
Malvik	Hommelvik	54	60	-20	35	-30	55

*Kommuner med to målepunkter

Møre og Romsdal							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Smøla	Hopen	27	60	5	60	-5	80
Aure	Aure	29	60	5	60	-5	80
Halsa	Vågland	30	60	5	60	-5	80
Surnadal	Surnadalsøra	33	60	0	55	-10	75
Kristiansund	Kristiansund	26	60	10	65	-5	85
Frei	Rensvik	27	60	5	60	-5	80
Tingvoll	Tingvoll	30	60	5	60	-5	80
Sunndal	Sunndalsøra	33	60	0	55	-10	75
Averøy	Kårvåg	25	60	10	65	0	85
Gjemnes	Batnfjordsøra	25	60	10	65	-5	85
Neset	Eidsvåg	29	60	5	60	-5	80
Eide	Eide	25	60	10	65	0	85
Fræna	Elnesvågen	23	60	10	65	0	85
Molde	Molde	23	60	10	65	0	85
Rauma	Åndalsnes	27	60	5	60	-5	80
Aukra	Aukrasanden	23	60	10	65	0	85
Sandøy	Steinshamn	22	60	10	65	0	85
Midsund	Midsund	21	60	10	65	0	85
Vestnes	Helland	24	60	10	65	0	85
Haram	Brattvåg	21	60	15	70	0	90
Skodje	Skodje	21	60	15	70	0	90
Ørskog	Sjøholt	22	60	10	65	0	85
Stordal	Stordal	22	60	10	65	0	85
Norrdal	Sylte	26	60	10	65	-5	85
Giske	Valderhaugstranda	19	60	15	70	5	90
Ålesund	Ålesund	19	60	15	70	5	90
Sykkylven	Aure	20	60	15	70	5	90
Stranda	Stranda	23	60	10	65	0	85
Ulstein	Ulsteinvik	18	60	15	70	5	90
Hareid	Hareid	18	60	15	70	5	90
Sula	Langevågen	18	60	15	70	5	90
Ørsta	Ørsta	19	60	15	70	5	90
Herøy	Fosnavåg	18	60	15	70	5	90
Volda	Volda	18	60	15	70	5	90
Sande	Larsnes	18	60	15	70	5	90
Vanylven	Fiskå	19	60	15	70	5	90

Sogn og Fjordane							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Selje	Selje	19	60	15	70	5	90
Vågsøy	Måløy	19	60	15	70	5	90
Eid	Nordfjordeid	19	60	15	70	5	90
Stryn	Stryn	21	60	10	70	0	90
Bremanger	Svelgen	20	60	15	70	0	90
Gloppen	Sandane	21	60	10	65	0	85
Flora	Florø	20	60	15	70	5	90
Naustdal	Naustdal	23	60	10	65	0	85
Luster	Gaupne	26	60	5	60	-5	80
Askvoll	Askvoll	20	60	15	70	0	90
Førde	Førde	24	60	10	65	0	85
Fjaler	Dale	21	60	15	70	0	90
Gaular	Bygstad	23	60	10	65	0	85
Balestrand	Balestrand	23	60	10	65	0	85
Leikanger	Leikanger	24	60	10	65	0	85
Sogndal	Sogndal	25	60	10	65	0	85
Årdal	Årdalstangen	28	60	5	60	-5	80
Solund	Hardbakke	19	60	15	70	5	90
Hyllestad	Hyllestad	20	60	15	70	0	90
Høyanger	Høyanger	23	60	10	65	0	85
Vik	Vik	23	60	10	65	0	85
Aurland	Aurlandsvangen	24	60	10	65	0	85
Lærdal	Lærdalsøyri	27	60	5	60	-5	80
Gulen	Eivindvik	18	60	15	70	5	90

Hordaland							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Fedje	Fedje	18	75	20	80	10	100
Austrheim	Fonnes	18	75	20	80	10	100
Masfjorden	Solheim	19	75	20	80	10	100
Modalen	Mo	19	75	20	80	10	100
Radøy	Manger	18	75	20	80	10	100
Lindås	Knarvik	17	75	20	80	10	100
Vaksdal	Vaksdal	18	75	20	80	10	100
Voss*	Bolstadeyri	18	75	20	80	10	100
Øygarden	Tjeldstø	17	75	20	80	10	100
Meland	Frekhaug	17	75	20	80	10	100
Osterøy	Lonevåg	17	75	20	80	10	100
Fjell	Straume	17	75	20	80	10	100
Askøy	Kleppestø	17	75	20	80	10	100
Bergen	Bergen	17	75	20	80	10	100
Samnanger	Tysse	17	75	20	80	10	100
Kvam	Norheimsund	18	75	20	80	10	100
Granvin	Eide	21	75	15	75	5	95
Ulvik	Ulvik	23	75	15	75	5	95
Sund	Tælavåg	17	75	20	80	10	100
Austevoll	Storebø	16	75	20	80	10	100
Os	Osøyro	16	75	20	80	10	100
Fusa	Eikelandosen	16	75	20	80	10	100
Jondal	Jondal	17	75	20	80	10	100
Ullensvang	Kinsarvik	20	75	15	75	5	95
Eidfjord	Eidfjord	23	75	15	75	5	95
Tysnes	Uggdalseidet	15	75	20	80	10	100
Bømlo	Svortland	14	75	25	85	15	105
Fitjar	Fitjar	14	75	25	80	10	105
Stord	Leirvik	14	75	25	85	15	105
Kvinnherad	Rosendal	16	75	20	80	10	100
Odda	Odda	17	75	20	80	10	100
Sveio	Mølstrevåg	12	75	25	85	15	105
Etne	Etne	15	75	25	80	10	105

* Se omtale i del 2.3 av Vasskog m.fl. (2009)

Rogaland							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Haugesund	Haugesund	10	80	30	90	20	110
Vindafjord	Ølen	14	80	25	85	15	105
	Sandeid	14	80	25	85	15	105
Sauda	Sauda	16	80	25	85	10	105
Utsira	Nordvik	10	80	30	90	20	110
Karmøy	Kopervik	10	80	30	90	20	110
Tysvær	Hervik	12	80	25	90	15	110
Suldal	Sand	16	80	25	85	10	105
Bokn	Føresvik	11	80	30	90	15	110
Finnøy	Judaberg	13	80	25	85	15	110
Hjelmeland	Hjelmeland	14	80	25	85	15	105
Kvitøy	Ystabøhamn	10	80	30	90	20	110
Rennesøy	Vikevåg	11	80	30	90	15	110
Randaberg	Bøvika	11	80	30	90	15	110
Stavanger	Stavanger	12	80	30	90	15	110
Strand	Jørpeland	13	80	25	85	15	110
Sola	Solavika	11	80	30	90	15	110
Sandnes	Sandnes	12	80	25	85	15	110
Forsand	Forsand	13	80	25	85	15	110
Klepp	Revtangen	11	80	30	90	15	110
Gjesdal	Frafjord	11	80	30	90	15	110
Hå	Sirevåg	10	80	30	90	20	110
Eigersund	Eigersund	9	80	30	90	20	110
Sokndal	Sogndalsstranda	9	80	30	90	20	110

Vest-Agder							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Flekkefjord	Flekkefjord	9	80	30	90	20	110
Kvinesdal	Øye	9	80	30	90	20	110
Farsund	Farsund	10	80	30	90	20	110
Lyngdal	Lyngdal	11	80	30	90	15	110
Lindesnes	Åvik	12	80	30	90	15	110
Mandal	Mandal	13	80	25	85	15	110
Søgne	Høllen	14	80	25	85	15	105
Kristiansand	Kristiansand	16	80	25	85	10	105

Aust-Agder							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Lillesand	Lillesand	20	80	20	80	10	100
Grimstad	Grimstad	22	80	15	75	5	100
Arendal	Arendal	24	80	15	75	5	95
Tvedestrand	Tvedestrand	25	80	15	75	5	95
Risør	Risør	26	80	15	75	0	95

Telemark							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Kragerø	Kragerø	26	80	15	75	0	95
Bamble	Langesund	30	80	10	70	0	90
Porsgrunn	Porsgrunn	32	80	5	65	-5	90

Vestfold							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Larvik	Larvik	32	80	10	70	-5	90
Sandefjord	Sandefjord	34	80	5	65	-5	85
Tjøme	Verdens Ende	34	80	5	65	-5	85
Stokke	Melsomvik	36	80	5	65	-10	85
Nøtterøy	Årøysund	37	80	5	65	-10	85
Tønsberg	Tønsberg	36	80	5	65	-10	85
Horten	Horten	39	80	0	60	-10	80
Re	Mulodden	40	80	0	60	-10	80
Holmestrand	Holmestrand	40	80	0	60	-10	80
Sande	Selvik	42	80	-5	60	-15	80
Svelvik	Svelvik	42	80	-5	60	-15	80

Buskerud							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Drammen	Drammen (Tangen)	45	80	-5	55	-15	75
Lier	Linnesstranda	45	80	-5	55	-15	75
Røyken	Nærnesnes	45	80	-5	55	-15	75
Hurum	Tofte	43	80	-5	55	-15	80

Oslo							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Oslo	Oslo	49	80	-10	50	-20	70

Akershus							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Asker	Konglungen	47	80	-5	55	-20	75
Bærum	Sandvika	48	80	-10	50	-20	75
Nesodden	Nesoddtangen	48	80	-10	50	-20	75
Oppegård	Svartskog	46	80	-5	55	-20	75
Frogn	Drøbak	44	80	-5	55	-15	75
Ås	Neset	46	80	-5	55	-20	75
Vestby	Son	39	80	0	60	-10	80

Østfold							
Kommune	Målepunkt	Landheving	Gravitasjon	Min 68 %	Maks 68 %	Min 95 %	Maks 95 %
Moss	Moss	39	80	0	60	-10	80
Rygge	Rørvik	38	80	0	60	-10	85
Råde	Saltnes	38	80	0	60	-10	85
Fredrikstad*	Fredrikstad	38	80	0	60	-10	85
Sarpsborg*	Høysand	41	80	0	60	-15	80
Hvaler	Skjærhollen	37	80	0	60	-10	85
Halden	Halden	42	80	-5	55	-15	80

* Se omtale i del 2.3 av Vasskog m.fl. (2009)

Vedlegg 2: Publikasjon om havnivåendringer siste 50 år

Richter, K., J.E.Ø. Nilsen, H. Drange (2012)

Contributions to sea level variability along the Norwegian coast for 1960-2010

J. Geophys. Res., 117, doi:10.1029/2009JC005884

Contributions to sea level variability along the Norwegian coast for 1960–2010

K. Richter,^{1,2} J. E. Ø. Nilsen,^{2,3} and H. Drange^{1,2,4}

Received 13 December 2011; revised 20 April 2012; accepted 25 April 2012; published 26 May 2012.

[1] Global sea level has been rising by about 20 cm during the last century and is expected to continue to rise in the 21st century. The rise and variability is not spatially uniform. To be able to project local changes in relative sea level (RSL), it is important to identify the processes that govern regional RSL variability. In this study, we assess the importance of different contributions to RSL variability along the coast of Norway in the period 1960–2010. By using hydrographic station data at the coast, sea level pressure, and observed vertical land uplift, we compute RSL changes due to thermal expansion, haline contraction, the inverted barometer effect, and land uplift caused by glacial isostatic adjustment. The combination of these contributions is compared to RSL variability observed with tide gauges. For all but the two southernmost stations, the reconstructed RSL explains 70–85% of the observed variability of the monthly sampled time series. The inverted barometer effect is responsible for more than half of the explained variability, while thermosteric height represents the largest contribution to the linear trend. Due to land uplift, the local RSL rise is weaker and partly negative along the Norwegian coast. The residual (observed minus reconstructed) shows a positive trend ranging from 1.3 mm yr⁻¹ to 2.3 mm yr⁻¹. It is speculated that the reason for this is an increase of mass in the ocean due to melting of land-based ice and, to a lesser degree, the combined thermohaline expansion in the deep Nordic seas.

Citation: Richter, K., J. E. Ø. Nilsen, and H. Drange (2012), Contributions to sea level variability along the Norwegian coast for 1960–2010, *J. Geophys. Res.*, 117, C05038, doi:10.1029/2011JC007826.

1. Introduction

[2] Data from tide gauges indicate that the global sea level has been rising by about 25 cm since the start of the observational record in 1860 [Church and White, 2011; Woodworth *et al.*, 2011a]. Sea level rise since 1992, inferred from satellite-borne altimeters, shows an increase of slightly more than 3 mm yr⁻¹ [Cazenave and Llovel, 2010]. The two independent time series are in general agreement during the overlapping period [Woodworth *et al.*, 2011a]. It is therefore a well-established fact that the global sea level is rising. Whether the rise of the observed sea level is accelerating, which is a key question related to projections of future sea level rise and its consequences for coastal regions, depends heavily on the time span of the analysis. Based on a reconstructed sea level time series, both Jevrejeva *et al.* [2006] and Woodworth *et al.* [2011b] indicate an accelerated sea level rise starting at the end of the 19th century.

[3] A main element of the rising sea level is the enhanced uptake of heat by the ocean and the subsequent thermal expansion of the water masses. Other major contributions are the melting of land-based glaciers and the large ice sheets on Greenland and Antarctica. According to the Fourth Assessment Report (AR4) of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), thermal expansion contributed with about 40% while glaciers and ice sheets accounted for the remaining 40% and 20%, respectively, for the period 1961–2003 [Meehl *et al.*, 2007]. It is, however, only in recent years with improved observation platforms that the major contributing factors to the global sea level form a near closed budget [Cazenave *et al.*, 2008; Leuliette and Miller, 2009].

[4] Recent analyses show that the relative importance of the individual contributions to the global sea level is subject to large temporal variations. Synthesis studies by Cazenave *et al.* [2008] and Cazenave and Llovel [2010] suggest that the importance of melting ice sheets to the total sea level rise increased to 40% during the period 2003–2007/2008, whereas the contribution from thermal expansion decreased to about 15%. The increasing contribution from melting ice sheets is in general agreement with the reported acceleration of the melting of land-based ice [Rignot *et al.*, 2011].

[5] Sea level is not rising at the same rate globally but exhibits significant spatial variations [Church *et al.*, 2004; Cazenave *et al.*, 2008] in addition to the large interannual and decadal fluctuations superimposed on the long-term

¹Geophysical Institute, University of Bergen, Bergen, Norway.

²Bjerknes Center for Climate Research, Bergen, Norway.

³Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway.

⁴Uni Research AS, Bergen, Norway.

Corresponding author: K. Richter, Geophysical Institute, University of Bergen, Allégaten 70, N-5007 Bergen, Norway. (kristin.richter@gfi.uib.no)

Copyright 2012 by the American Geophysical Union.
0148-0227/12/2011JC007826

increasing trend [Jevrejeva et al., 2006]. Several studies have examined local changes in the observed, and to some extent in the modeled, sea level. Examples of regional sea level analysis cover the Arctic Ocean [Pavlov, 2001; Proshutinsky et al., 2001, 2004, 2007], the North Atlantic Ocean [Llovel et al., 2011], the coast of Scotland [Rennie and Hansom, 2011], the German Bight [Wahl et al., 2011], the Mediterranean Sea [García-García et al., 2010; Meyssignac et al., 2011], and the coast of the U.S.A. [Yin et al., 2009; Weiss et al., 2011]. Recent regional sea level studies deduced from global analysis are given by, e.g., Riva et al. [2010], Yin et al. [2010], Pardaens et al. [2011], Marcos et al. [2011] and Slangen et al. [2011].

[6] The objective of this study is to quantify, to the extent possible, the major contributions to the observed sea level changes, in terms of variability and trends, along the eastern rim of the Nordic seas during the past 50 years. While the steric height anomaly is globally mostly accounted for by thermal expansion, haline contraction is almost equally important in the subpolar North Atlantic. Here, cooling and simultaneous freshening lead to density compensated linear trends in steric height during the second half of the 20th century [Antonov et al., 2002; Levitus et al., 2005; Steele and Ermold, 2007; Siegmund et al., 2007]. It is however not clear to what extent changes in sea surface height in the interior of the Nordic seas are relevant for changes in sea level along the Norwegian coast. The coastal water is, for instance, influenced by both relatively warm Atlantic Water and fresh water from land runoff, whereas the interior of the basin mainly consists of cold and relatively fresh water of polar origin.

[7] The dominant mode of atmospheric variability over the Nordic seas is characterized by a meridional pressure gradient and southwesterly winds, commonly represented by the North Atlantic Oscillation (NAO) index [Hurrell, 1995]. The effect of atmospheric forcing on sea level along the Norwegian coast is dual. Changes in surface pressure affect sea surface height through the inverted barometer effect (IBE) while the prevailing southwesterly winds push the water onshore. Storm surges combine both effects and may lead to exceptionally high sea levels along the northwestern European coast, impacting existing infrastructures.

[8] Wakelin et al. [2003] found good correlation between sea level observed along the western European coast and the NAO index. In particular, wind effects appeared to dominate over IBE in the southeastern North Sea while the wind contribution away from the shelf was negligible. Jevrejeva et al. [2005] demonstrated that the link between NAO and European winter sea level persisted only for selective time intervals, probably due to a meridional shift in westerlies that is not properly represented by a static NAO index. This finding strongly indicates cautious use of the NAO index as a time invariant proxy for winter variations in the sea level in the region.

[9] Fennoscandia experiences relatively large, but spatially nonuniform, glacial isostatic uplift [Ekman, 1996; Milne et al., 2001]. Recent estimates of the uplift rates are given by Vestøl [2006], varying from more than 40 cm per century in the inner Oslo fjord in southeast Norway to about 10 cm per century along the outermost part of southern and western Norway. Consequently, and particularly on multi-decadal and longer time scales, changes in sea level with

respect to land do not necessarily reflect changes in sea level in the open ocean. In this study, we investigate changes in the *relative sea level* (RSL), that is changes in the sea level with respect to land. For sea level estimates representing the open ocean, we use the term *sea surface height* (SSH).

[10] Among other, less directly observable contributions to local RSL change are redistribution of ocean mass onto continental shelves due to deep ocean expansion, and the expectedly important mass input from glaciers and ice caps. These contributions will be roughly estimated and briefly discussed in light of the observed RSL variability and trends.

[11] The main objective of the present study is to identify and quantify the contributions to the observed RSL variability along the Norwegian coast, and to assess to what degree RSL can be estimated from the contributions taken into account.

[12] In section 2 we describe the data and methods used to compute and analyze the contributions to RSL variability. Results are presented and observed RSL is compared to its reconstruction in section 3. The outcome and missing contributions are discussed in section 4 and the study is concluded in section 5.

2. Data and Methods

[13] Various factors contribute to variations in RSL. In this study, we consider changes induced by atmospheric and thermohaline variability, as well as vertical land uplift. The combination of these contributions yields the reconstructed RSL,

$$\text{RSL}_{rc} = \eta_p + \eta_T + \eta_S + \text{GIA}, \quad (1)$$

which will be compared to the observed RSL. In the expression above, η_p is the SSH variability due to surface pressure fluctuations (the IBE effect), η_T and η_S are the thermosteric and halosteric contributions, respectively, and GIA is a linear trend representing vertical land uplift due to glacial isostatic adjustment. Accordingly,

$$\text{RSL} = \text{RSL}_{rc} + \eta_{res}, \quad (2)$$

where η_{res} is the sea level residual that is not explained by our reconstruction.

[14] In the following, we will describe the data we use to compute the single contributions, and how we quantify their relative importance on interannual time scales and with respect to trends.

2.1. Tide Gauge Data

[15] Observed RSL is obtained from the historical tide gauge data set compiled by the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) [Woodworth and Player, 2003] for the period 1960–2010. We use exclusively the Revised Local Reference data, presenting the sea level measured relative to a coastal benchmark at each station. Our criteria for selecting tide gauge time series are multidecadal records (>30 years) without large gaps (>1.5 years) covering the past 50 years (Figure 1 and Table 1). Longer records are available at some stations but for consistency and due to the limited availability of auxiliary data (see below), we confine our analysis to the period after 1960.

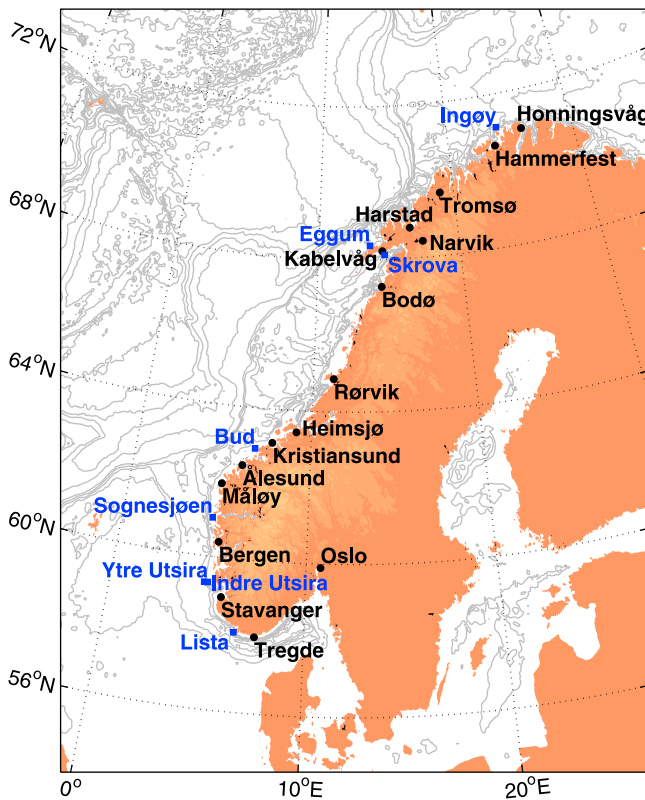


Figure 1. Positions of the tide gauges used in the analysis (black) and locations of the hydrographic stations (blue).

2.2. Vertical Land Movement

[16] The most important process contributing to vertical land movement in the northeastern North Atlantic is GIA (as opposed to earthquakes, increased groundwater extraction and deposits from river discharges). There are two approaches to determine vertical land uplifts related to GIA. The most common approach is by means of geodynamic modeling. The second approach is to use observations. *Vestøl* [2006] combined leveling, historical tide gauge recordings

and global positioning system data to derive land uplift rates for Fennoscandinavia.

[17] Land uplift estimates as predicted by the ICE-5G models are supplied by the Permanent Service for Mean Sea Level [*Peltier*, 2004] for two different Earth models (VM2 and VM4). There are large discrepancies between the modeled estimates (not shown). Both are lower than the estimates from *Vestøl* [2006]. *Peltier's* model is global, so small-scale anomalies in Earth's structure are not properly modeled.

[18] Therefore, we use the data set provided by *Vestøl* [2006]. It is partly based on tide gauges (from longer periods than discussed here) but we consider it the best available estimate of vertical land uplift rates to date. Rates of vertical uplift at the positions of the tide gauge stations are presented in Table 1.

[19] A problem here is that data coverage close to tide gauge stations is in general sparse. The reliability of the uplift rates varies geographically depending on the spatial density of tide gauges with long-term observations of sea level. Thus, uncertainties in the derived rates are not geographically uniform [*Vestøl*, 2006, Figure 7]. In this study, however, we use the average uncertainty of 0.5 mm yr^{-1} .

2.3. Thermohaline Contributions

[20] Hydrographic station data along the Norwegian coast were provided by the Institute of Marine Research (IMR), Bergen, Norway. There are eight permanent stations along the Norwegian coast (Figure 1) that have been maintained for several decades and provide vertical profiles of temperature and salinity. The frequency of measurements varies with time. Except for Skrova at 68°N with almost weekly sampling, each station has been sampled approximately twice a month, but with gaps in the data from one to several months. Data cover the period 1960–2010, with the exception of Ingøy (1968–2010) and Bud (1971–2010).

[21] Steric height along the coast is computed following *McClimans et al.* [1999]:

$$\eta_{st} = \int (\rho_0 - \rho) / \rho_0 dz, \quad (3)$$

Table 1. Tide Gauges With Monthly Observations of RSL Obtained From the PSMSL^a

Tide Gauge	Longitude	Latitude	Period	GIA (mm yr^{-1})	IMR Station
Honningsvåg	25.6	70.6	1970–	2.1	Ingøy
Hammerfest	23.4	70.4	1957–	2.5	Ingøy
Tromsø	18.6	69.4	1952–	2.7	Skrova
Harstad	16.3	68.5	1952–	2.7	Skrova
Narvik	17.2	68.3	1928–1940, 1947–	4.4	Skrova
Kabelvåg	14.3	68.1	1948–	2.6	Skrova
Bodø	14.2	67.2	1949–	3.6	Skrova
Rørvik	11.2	64.5	1972–	4.2	Bud
Heimsjø	9.1	63.3	1928–	3.1	Bud
Kristiansund	7.5	63.1	1952–	2.6	Bud
Ålesund	6.1	62.3	1945–1946, 1951–	1.9	Sognesjøen
Måløy	5.1	61.6	1943–	1.9	Sognesjøen
Bergen	5.2	60.2	1883–1889, 1928–	1.7	Sognesjøen
Stavanger	5.4	58.6	1919–1939, 1946–	1.2	Indre Utsira
Tregde	7.3	58.0	1927–	1.3	Lista
Oslo	10.4	59.5	1885–1890, 1914–	4.9	Lista

^aThe position of each tide gauge station and the availability of data is given. GIA is provided in the fifth column based on *Vestøl* [2006]. The last column shows the hydrographic station used to compute the thermohaline contributions for the selected tide gauges (see Figure 1). The stations in bold are discussed in section 3.2.

where the integration is from the bottom of the profile to the surface. The reference density ρ_0 is the mean of the vertical average of all profiles at the given station. Absolute steric height is very sensitive to the choice of ρ_0 , while anomalies and linear trends are rather unaffected. According to *Gill and Niiler* [1973], η_{st} can be divided into a thermal (η_T) and a haline (η_S) component assuming the deviations from a reference temperature and salinity are small. Accordingly,

$$\eta_T = \int \alpha(T^*, S^*)(T - T_0) dz, \quad \eta_S = \int \beta(T^*, S^*)(S - S_0) dz, \quad (4)$$

where α and β are the thermal expansion and haline contraction coefficients of sea water, respectively [McDougall, 1987], evaluated at $T^* = (T + T_0)/2$ and $S^* = (S + S_0)/2$ following *Siegismund et al.* [2007]. Here, T_0 and S_0 are reference temperature and salinity, respectively.

[22] The locations of the hydrographic stations are not identical to the locations of tide gauges (Figure 1). Therefore, RSL observations from tide gauges have been paired with the steric height, computed from (3), based on their location and the highest correlation coefficients between steric height and RSL observed with tide gauges (not displayed). Table 1 shows which hydrographic station has been assigned to which tide gauge station. The hydrographic stations at Ytre Utsira and Indre Utsira, and at Skrova and Eggum are situated close to each other (Figure 1). Accordingly, from each pair only one station, namely Indre Utsira and Skrova respectively, has been used for the analysis.

2.4. Inverted Barometer Effect

[23] The SSH variability is strongly influenced by changes in atmospheric pressure through the inverted barometer effect (IBE). Generally, a 1 mbar increase in surface pressure produces a 1 cm depression of sea level. We use monthly atmospheric surface pressure from the National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) reanalysis [Kalnay et al., 1996] at 2.5° spatial resolution to apply the inverted barometric correction

$$\eta_p = -\Delta p / (\rho_0 g). \quad (5)$$

Here Δp is the pressure fluctuations leading to IBE, ρ_0 is the reference density of sea water taken as 1025 kg m⁻³, and g is the acceleration due to gravity. The pressure fluctuations are defined as the deviations from the mean over the period 1960–2010. The pressure is taken from the ocean grid point closest to the location of the tide gauge station.

2.5. Variability and Trends

[24] The focus of this study is to assess the contribution to the above mentioned components to the observed RSL variability and change. The analysis is based on monthly time series. Covariability is explored by means of correlation and covariance analysis. If not stated otherwise, the linear trend has been removed from all time series prior to computing correlation coefficients and covariances. Therefore, linear long-term trends are not included in the covariance analysis although they may contribute significantly to the variance on long time scales.

[25] For two time series x and y , the correlation coefficient is computed using

$$r = \frac{\sum xy}{\sqrt{\sum x^2 \sum y^2}} = \frac{\text{cov}(x, y)}{\sqrt{\text{var}(x)\text{var}(y)}}. \quad (6)$$

The variance explained by RSL_{rc} in equation (2) is then

$$R^2 = 1 - \frac{\text{var}(\eta_{res})}{\text{var}(\text{RSL})} = 1 - \frac{\text{var}(\text{RSL} - \eta_p - \eta_T - \eta_S)}{\text{var}(\text{RSL})}, \quad (7)$$

while the variances explained by the contributions in equation (1) are

$$R_i^2 = 1 - \frac{\text{var}(\text{RSL} - \eta_i)}{\text{var}(\text{RSL})}. \quad (8)$$

However, as the η_i are not independent

$$R^2 \neq \sum_i R_i^2, \quad (9)$$

and comparison of equation (8) with equation (7) shows that

$$R^2 = \sum_i \left(R_i^2 - \sum_{j \neq i} \frac{\text{cov}(\eta_i, \eta_j)}{\text{var}(\text{RSL})} \right). \quad (10)$$

Thus, covariances between the predictors are important as they contribute to the explained variance.

[26] In addition to covariances, the observed RSL and its contributions were analyzed with respect to linear trends. To remove contributions from short-term variability and the seasonal cycle, trends were computed from data low passed with a 1 year running mean. Prior to filtering the data, gaps were filled using the seasonal cycle. After filtering, the gaps were reinserted and trends have been obtained by linear regression using least squares. The respective uncertainties are given by the 95% confidence intervals of the regression coefficients.

[27] To assess the trend of the residual sea level, that is the sea level that is not explained by vertical land uplift and changes in surface pressure and hydrography, the following linear model is assumed

$$\eta = \beta_0 + \beta_1 t + \beta_2 (\eta_p + \eta_T + \eta_S) + \epsilon \quad (11)$$

$$\beta_1 = \beta_1^* - \text{GIA}. \quad (12)$$

Here, η is the observed RSL and β_i are the coefficients obtained by regressing η on time t and the sum of the components, and minimizing the error term ϵ using the least squares method. As GIA represents a pure linear trend with a relatively large uncertainty, it is treated separately from the other components. In the above expressions, β_0 is the intercept of the model, and β_2 is a measure for how much of the variability of η is explained by the sum of steric and barometric contributions and is close to 1 if those contributions account for most of the variability. β_1 represents a linear trend in RSL and includes vertical land uplift as well

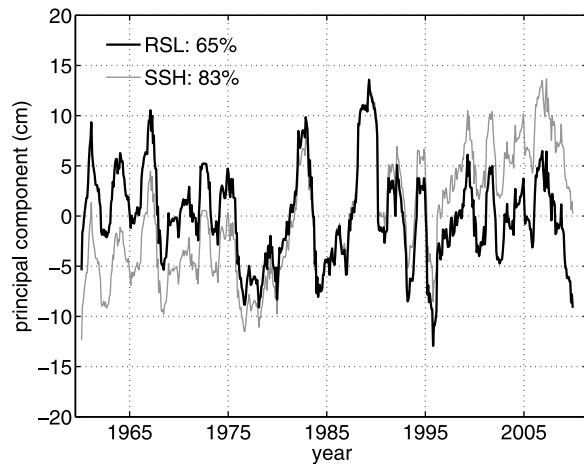


Figure 2. The leading mode of variability of observed RSL along the Norwegian coast (black), and the leading mode of SSH, i.e., RSL corrected for vertical land uplift (gray). Explained variances are 65% for RSL and 83% for SSH data.

as the residual (unexplained) trend, β_1^* . β_1^* represents the trend in SSH and is obtained by $\beta_1^* = \beta_1 + \text{GIA}$. The respective uncertainties are computed from the square root of the summed square errors.

[28] To explore the common variability of all observations, we use empirical orthogonal function (EOF) analysis and present the corresponding principal components (PC). For vector fields such as surface wind, the components u and v are treated as two fields and the EOF analysis is performed on the joint matrix (u, v) .

3. Results

3.1. Relative Sea Level and Sea Surface Height

[29] The RSL observations used in this study are spread along the Norwegian coast, thus spanning more than 10 latitudinal degrees. To extract the variability common to all stations, we perform an EOF analysis on the observations for the period 1960–2010. Gaps in the data are zero padded and all time series are low passed with a 1 year running mean filter prior to performing the analysis, in order to exclude contributions from the seasonal cycle. The leading mode of variability (Figure 2) explains 65% of the observed variance. The corresponding spatial pattern (not displayed) shows that this mode is most important in Oslo and north of Ålesund and less significant (but still positive) from Tregde to Måløy. The displayed RSL based on the first EOF is dominated by large interannual variability, particularly in the 1980s and early 1990s. A negative trend is seen in the first part of the record but it levels off sometime during the 1980s. The overall trend is $-0.4 \pm 0.3 \text{ mm yr}^{-1}$ and therefore just significantly different from zero.

[30] To assess the effect of vertical land uplift given in Table 1, we compute linear trends from the observations of RSL for the period 1960–2010 (where available) and compare the results with trends corrected for land uplift, i.e., trends in SSH, in Figure 3. The RSL trends are spatially not uniform along the coast of Norway. They are positive from Tregde to Ålesund and north of Harstad, and negative or

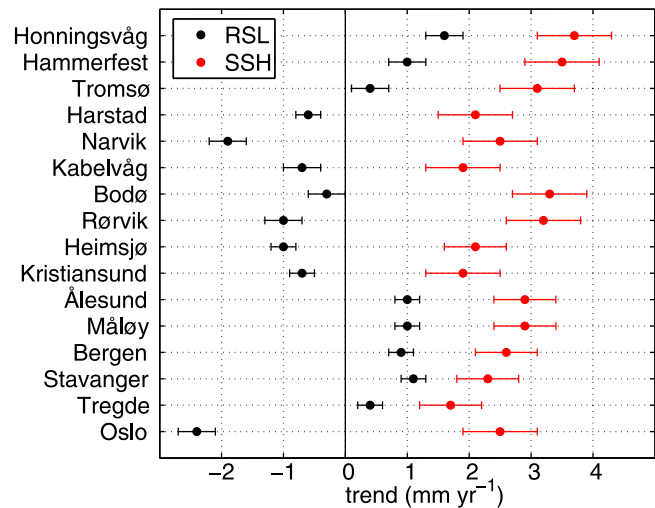


Figure 3. Trends of relative sea level (RSL, black) and sea surface height (SSH, red) from the period 1960–2010 in mm yr^{-1} for tide gauges presented in Table 1.

close to zero elsewhere. At Oslo, RSL is sinking at a rate of 2.5 mm yr^{-1} . After correcting for vertical land uplift, the trends are significantly larger and positive at all stations ($>1.7 \text{ mm yr}^{-1}$, with a mean value of 2.6 mm yr^{-1}). Thus, vertical land uplift substantially weakens RSL rise along the Norwegian coast.

[31] The leading EOF mode of SSH (Figure 2) features a positive trend starting around 1985, indicating that rates of SSH rise were comparable to or exceed rates of vertical land uplift sometime during the 1980s. The linear trend in the SSH-EOF for the whole period is $2.9 \pm 0.3 \text{ mm yr}^{-1}$, or 3.3 mm yr^{-1} larger than the trend in RSL.

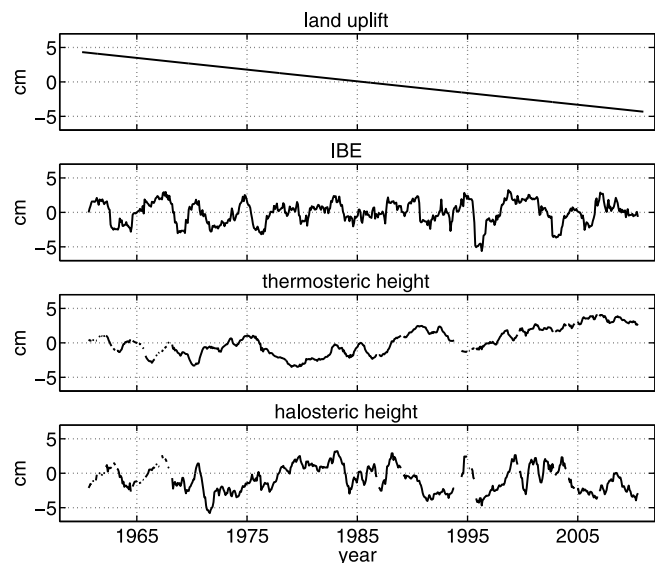


Figure 4. Contributions from land uplift, IBE, and thermosteric and halosteric heights to RSL variability in Bergen. For better visualization, the monthly time series have been low passed by applying a 1 year running mean.

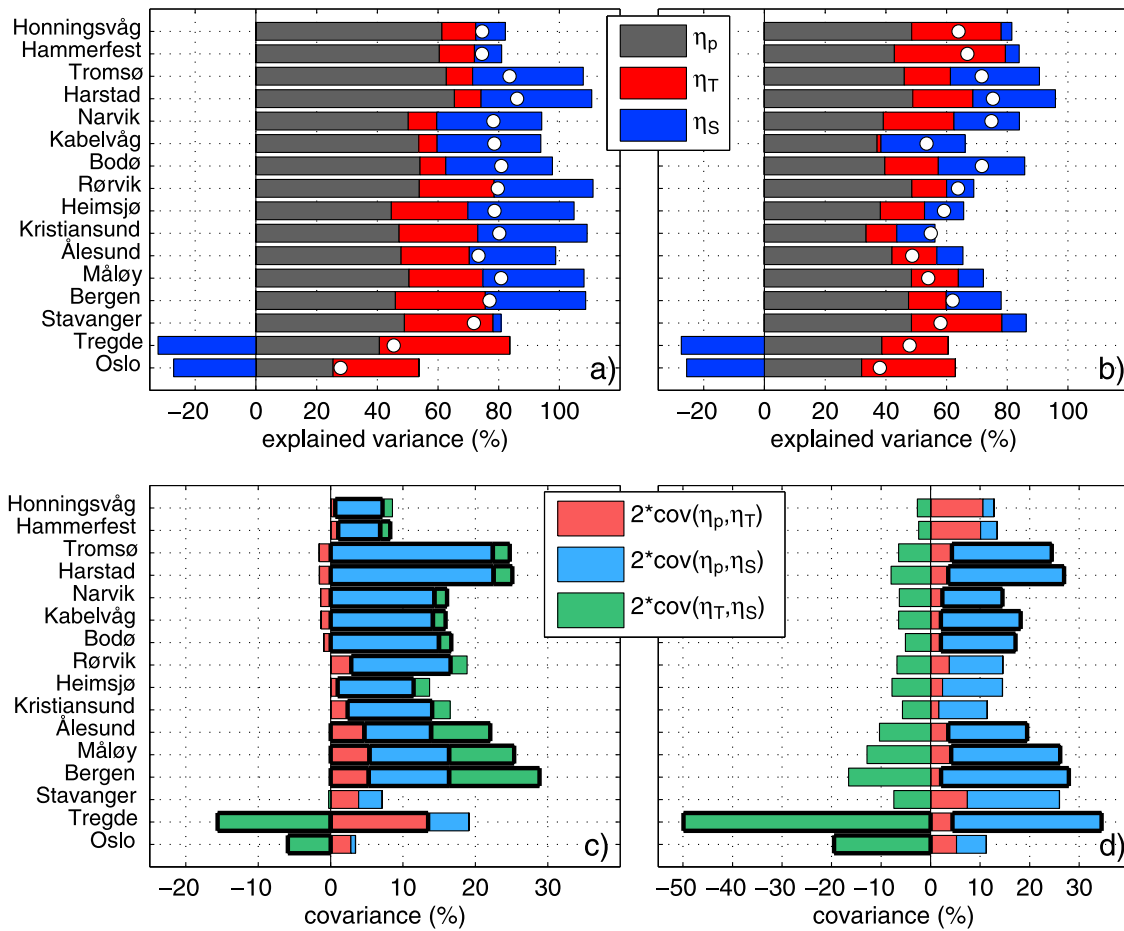


Figure 5. (top) Explained variances according to equations (7) and (8) for (a) high-pass-filtered and (b) low-pass-filtered data. Cutoff frequency is 1 year. Colored bars refer to the contributions and dots to their combination. (bottom) Covariances for (c) high-passed and (d) low-passed data. The covariances are normalized with $\text{var}(\text{RSL})$ and multiplied with a factor of 2 in accordance with equation (10). Thus, the difference between the sums of the bars in Figures 5a and 5c and Figures 5b and 5d equal the dots in Figures 5a and 5b, respectively. Covariances framed with a thick black line are statistically significant at the 99% confidence level.

3.2. Contributions to Relative Sea Level

[32] In this study, RSL at the tide gauge locations presented in Table 1 is reconstructed by computing and combining observed land uplift with SSH fluctuations induced by the IBE and thermosteric and halosteric height following equation (1). Figure 4 shows these contributions to the interannual (1 year running mean applied) RSL variability for Bergen. The IBE explains most of the variance (47%), while the thermosteric and halosteric components account for about 12% and 18%, respectively. Combined, they explain 62% of the observed interannual RSL variability in Bergen. Both the IBE and halosteric height are dominated by strong interannual variability with no obvious trends. In contrast, thermosteric height features low-frequency, decadal variation and a positive trend in the second half of the period.

[33] The explained variances of the single contributions as well as of their combination at all stations are summarized and presented in Figure 5. The analysis was performed for short-term and long-term variability, with a cutoff frequency

of 1 year. Note that the trends are not included in the covariance analysis. Depending on the location, the reconstruction explains 28% to 86% of the observed intra-annual variability, and 38% to 75% of the observed interannual variability. The hydrographic station at Lista (Figure 1) may not be representative for the hydrography in the Oslofjord since it is remotely located. If Oslo is excluded, the minimum variance explained by our reconstruction is 45% on intra-annual and 48% on interannual time scales at Tregde.

[34] The sums of the explained variances of the contributions (color bars in Figures 5a and 5b) exceed the explained variance of the reconstructed RSL (dots) indicating covariability between the contributions (Figures 5c and 5d). Indeed, there are significant and positive covariances between IBE and thermosteric and halosteric height on intra-annual time scales. Covariances between IBE and halosteric height are strongest on intra-annual time scales, but are also present on interannual time scales. In addition, there is a tendency toward density compensation on longer time scales. The latter is, however, only significant at the two southernmost stations.

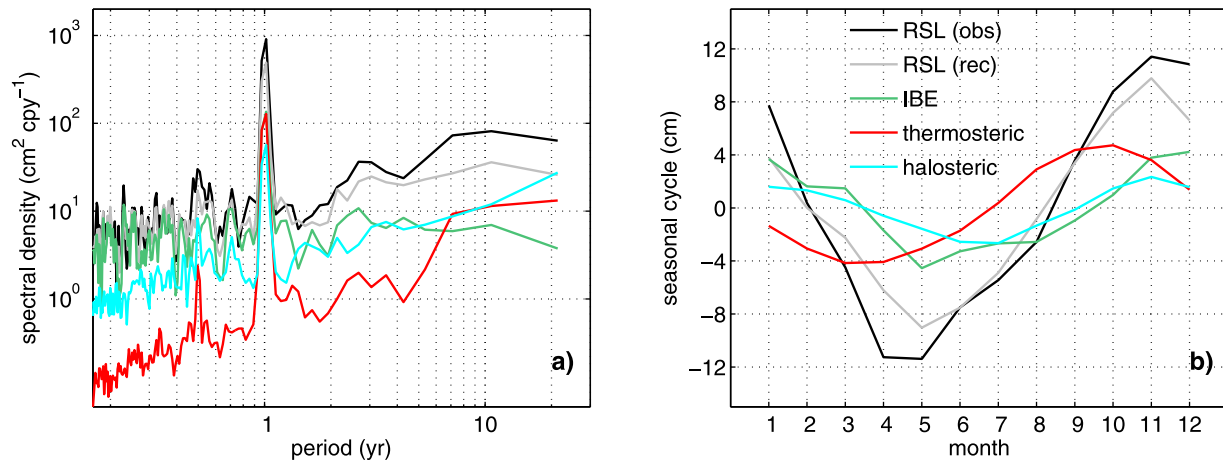


Figure 6. (a) Mean spectral density in $\text{cm}^2 \text{cpy}^{-1}$ (cycles per year) of observations (black), reconstruction (gray), and contributions from the IBE (green) and thermosteric (red) and halosteric (blue) heights. The data have been filtered with a 256 point Hanning window prior to computing the spectra. (b) Mean seasonal cycle.

[35] Except for the tide gauges in Oslo and Tregde, the contribution from the IBE is largest on both time scales. On intra-annual time scales, halosteric height equals or exceeds the contribution of thermosteric height hinting toward the importance of the relatively fresh water carried along the Norwegian coast by the Norwegian Coastal Current. On longer time scales, the relative contribution from halosteric height decreases. Apart from the southernmost stations Oslo and Tregde, both thermosteric and halosteric height contribute positively to the explained variance. Hence, there is in general no net density compensation present in the coastal water column. The explained variance of the reconstructed RSL decreases at interannual time scales (Figure 5a versus Figure 5b), indicating that other processes are more important on longer time scales.

[36] The explained variances for the unfiltered time series (not shown) are very similar to the explained variances for the high-pass-filtered time series in Figure 5a with maximum in Harstad (85%) and minimum in Oslo (30%).

[37] Due to the sparseness of the hydrographic stations as well as the rather coarse resolution of the gridded surface pressure field, only a few tide gauge stations are unique in terms of the chosen contributing factors. Based on the results in Figure 5 and the length and completeness of the available data record, Tregde, Stavanger, Bergen, Kristiansund, Tromsø and Hammerfest are selected for the following analysis.

[38] The temporal variability of observed RSL and its contributions is assessed by computing the respective spectra at each of the selected stations. The mean spectra are presented in Figure 6a. The IBE dominates on subseasonal time scales and is the least important contribution on decadal time scales. Except for a seasonal peak, its spectrum is white. The steric height spectra show increasing power with increasing periods. Common to all contributions is a distinct peak at the annual period. IBE and thermosteric height have on average the same amount of power in the seasonal cycle. However, the phase of the associated seasonal cycle varies (Figure 6b). While the IBE peaks in December, thermosteric height does so already in September/October. The contribution

from halosteric height to the seasonal cycle is considerably smaller with a minimum centered around July and a maximum in November. The sum of all contributions has a mean seasonal cycle with an amplitude of about 9 cm and a minimum (maximum) in May (November) while the amplitude in the observations is 12 cm with minimum in April/May and maximum in November/December.

[39] Figure 7 presents the trends of the IBE and steric contributions. Comparison with rates of vertical land uplift (Table 1) shows that the uplift dominates the linear trend of the contributions. Vertical land uplift aside, the largest trend contribution is from the thermosteric component, ranging from 0.5 mm yr^{-1} in Stavanger (Indre Utsira) to 1.0 mm yr^{-1} in Kristiansund, where it has been computed over a shorter period, and Tregde. This result indicates a net warming of the water column along the entire Norwegian shelf. The halosteric contribution compensates with weak negative or close to zero long-term trends that correspond to a net salinification of the water column. The exception is

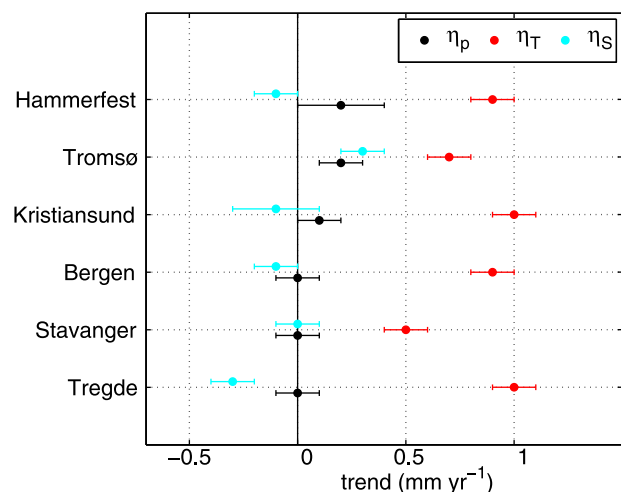


Figure 7. Observed trends of IBE (black) and thermosteric and halosteric heights (red and blue).

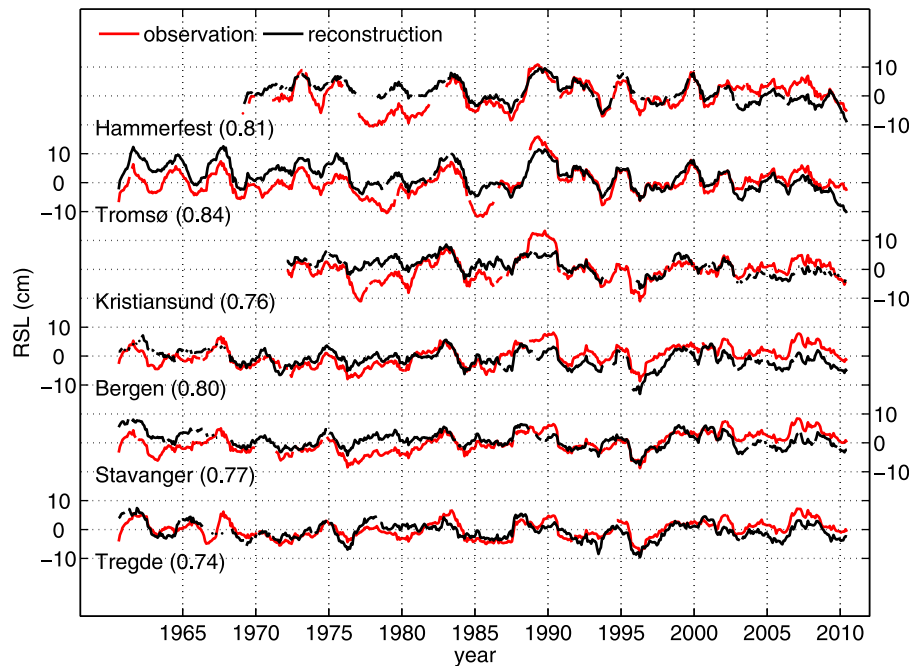


Figure 8. Observed (red) and reconstructed (black) RSL at selected stations. To improve the visualization and to emphasize interannual variability, the data has been low passed by using a 1 year running mean. Correlation coefficients between observations and reconstructions are presented.

Tromsø (Skrova) where freshwater appears to accumulate leading to a positive trend comparable to that of IBE. Trends due to long-term changes in surface pressure are insignificant except at the station in Tromsø where the IBE contributes positively to the trend.

3.3. Reconstruction and Residuals

[40] Figure 8 presents RSL observations at the selected stations together with their unique reconstructions. As there is no data available at the hydrographic stations in Ingøy and Bud prior to 1970 we cannot reconstruct RSL further back in time for Hammerfest and Kristiansund. Observed and reconstructed RSL agree well. The interannual variability is mostly

captured by the reconstruction. There are however occasional deviations from the observations, e.g., in the late 80s from Bergen to Tromsø. As these excursions are present at several stations, it is unlikely that they are the result of erroneous observations but represent actual strong anomalies caused by other processes than those accounted for in this analysis.

[41] The residual trend, i.e., the trend that is not accounted for by our RSL reconstruction, and its uncertainty for the six selected stations are presented in Figure 9. The trend is positive for all stations and ranges from 1.3 mm yr^{-1} at Tregde to 2.3 mm yr^{-1} at Hammerfest (Table 2). These trends are comparable to or larger than the combined trend owing to pressure and steric changes (Figure 7). Evidently, additional processes contribute significantly to the observed long-term trends in RSL along the Norwegian coast.

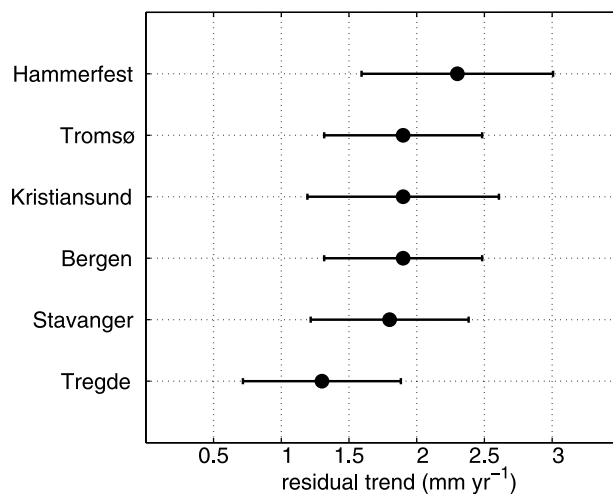


Figure 9. Residual trends, β_1^* , computed from equations (11) and (12) for the six selected stations.

4. Discussion

[42] We have estimated RSL variability along the Norwegian coast at various locations by accounting for vertical land uplift, atmospheric loading and steric contributions. The combination of these effects was compared to historical observations from tide gauges and we found that, depending on the location, our estimate explains 30–85% of

Table 2. Output of Model as Described by Equations (11) and (12)

Station	β_0 (mm)	β_1 (mm yr $^{-1}$)	β_2	β_1^* (mm yr $^{-1}$)
Hammerfest	6934	-0.2	1.1	2.3 ± 0.7
Tromsø	6958	-0.8	1.0	1.9 ± 0.6
Kristiansund	7006	-0.7	1.1	1.9 ± 0.7
Bergen	6949	0.2	0.9	1.9 ± 0.6
Stavanger	6925	0.6	1.0	1.8 ± 0.6
Tregde	7010	0	0.7	1.3 ± 0.6

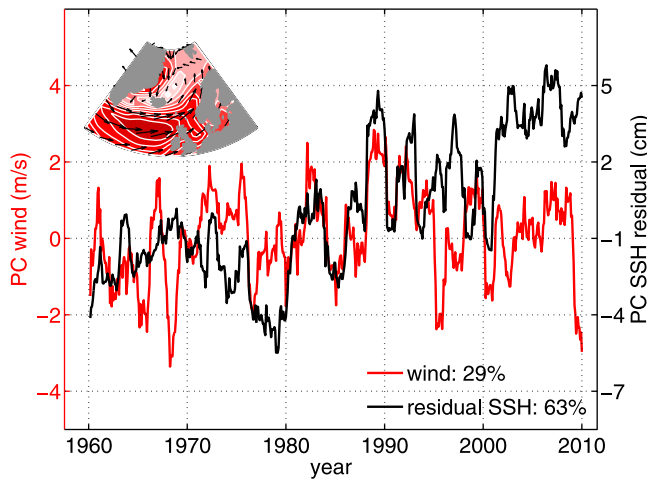


Figure 10. Principal components of the leading modes of NCEP wind over the northern North Atlantic (black) and residual sea level (red). For clarity, the principal components have been low passed with a 1 year running mean. Explained variances are indicated in the legend. The inset shows the normalized spatial wind pattern of the leading mode. Color coding is a measure for the strength of the wind amplitudes, ranging from 0 to 1 in intervals of 0.1.

the observed variability. On subdecadal time scales the bulk of the observed variability is explained by the IBE. In particular, IBE and halosteric height covary significantly, thus amplifying each other. Anomalously low sea surface pressure (positive IBE anomaly) is often related to more storms traveling into the area. Storms cause southwesterly wind anomalies that result in eastward propagation and subsequent downwelling of the fresh coastal water. These mechanisms are important on seasonal (Figures 5c and 6b) as well as interannual time scales (Figure 5d).

[43] Owing to strong land uplift, the trend in RSL is reduced substantially along the entire Norwegian coast. However, rates of sea level rise appear to be large enough to compensate for vertical land uplift, resulting in positive observed RSL trends along large portions of the coast. A similar result has been reported by *Rennie and Hanson* [2011] for the coast of Scotland where the land uplift is comparable to the uplift in southern and western Norway.

[44] The effect of thermal expansion is evident at all stations with trends of up to 1.0 mm yr^{-1} , thus dominating the trend budget compared to halosteric and surface pressure induced long-term variability. It is worth noting that the importance of the IBE trend increases toward higher latitudes. This is consistent with the reported decrease of surface pressure over the Arctic Ocean [*Walsh et al.*, 1996].

[45] The positive trend in the residual sea level indicates that the observed trend is substantially underestimated by our reconstruction. For the period 1960–2000, *Marcos and Tsimplis* [2007] found residual trends of 1.1 mm yr^{-1} in the NE Atlantic and 1.3 mm yr^{-1} in the North Sea. Those trends are comparable to the residual trends we found in Southern Norway. There are several factors not included into our analysis that may contribute to a rise in observed RSL.

[46] Changes in the circulation of the ocean contribute to sea level variability. Numerical models indicate that changes

of the Atlantic Meridional Overturning circulation (AMOC) result in regional dynamic sea level changes [*Levermann et al.*, 2005; *Yin et al.*, 2010]. This effect may alter the influx of Atlantic Water to the Nordic seas in a warmer world, but it is likely small for the time period considered here. In addition, there is no observation-based evidence for long-term changes in AMOC, also indicating that the mentioned effect—for the present day climate—is small.

[47] Other forcing mechanisms for variability and trend that are worthwhile discussing, are (i) the dominant atmospheric pattern of variability in the Nordic seas favors southwesterly winds that, through Ekman transport, push water toward the coast; (ii) warming and/or freshening of the deep ocean within the Nordic seas result in ocean mass redistribution, moving water from the interior onto the shallow shelf areas; (iii) melting of land based ice redistributes water from land to the oceans while the opposite is true for the retainment of water, e.g., through storage. In the following sections these effects will be examined further.

4.1. Effect of Wind

[48] In order to assess the impact of wind on observed RSL, we perform an EOF analysis of the wind over the northern North Atlantic and Nordic seas, and compare it with the leading mode of the sea level residual (Figure 10). To also address the unexplained sea level variance on intra-annual time scales, monthly data are used. Surface wind is obtained from the NCEP-NCAR reanalysis [*Kalnay et al.*, 1996]. The following analysis has been duplicated using surface wind stress instead of wind, with essentially identical results (not shown).

[49] The leading mode of the wind field shows a pattern with strong westerlies over the Irminger Sea and winds parallel to a major portion of the northern European shelf. The corresponding principal component features seasonal (not shown), interannual as well as decadal variability. The latter includes a positive trend starting in the late 1960s persisting until the late 1980s. Since then, long-term fluctuations are moderate although superimposed by large interannual fluctuations. The correlation coefficients between PCs of wind and residual sea level are $r = 0.42$ on monthly time scales and $r = 0.19$ for data low passed with a 1 year running mean. The spectrum of the leading wind mode (Figure 11) has a peak at the annual period, suggesting that the part of the seasonal cycle not explained by our reconstruction (Figure 6) is caused by wind forcing. Indeed, the seasonal cycle of the leading wind mode has a strong minimum in May (-3 m s^{-1}) and a maximum in December and January (2 m s^{-1}) (not shown).

[50] In addition to the seasonal cycle, the spectra of leading modes of wind and sea level residual have increased power toward longer time scales (Figure 11), with the spectral density of the sea level residual exceeding those of the wind on the longest time scale. The positive trend in 1970–1990 is common to both time series, indicating that the rise in RSL during this period is partly wind driven. However, the observed RSL continues to rise although there is no apparent long-term trend in the wind forcing (Figure 10). The overall trend in wind is close to zero ($0.02 \pm 0.01 \text{ m s}^{-1} \text{ yr}^{-1}$). This hints to other processes being responsible for the observed rise, in particular during the last decade.

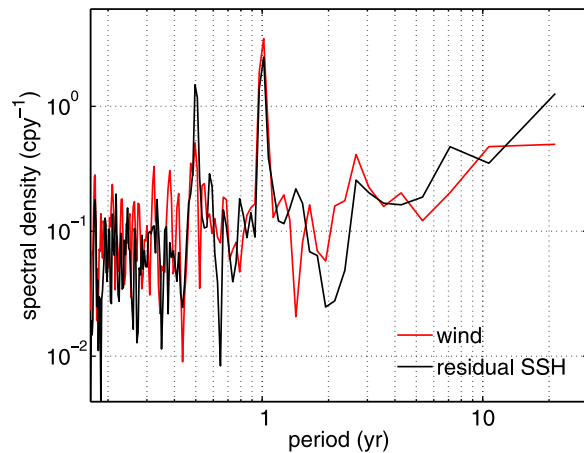


Figure 11. Spectral density in 1 cpy (cycles per year) of first principal component of wind (black) and sea level residual (red). The data have been standardized prior to computing the spectra. Spectra were computed using a 256 point fast Fourier transform with a Hanning window and 50% overlap.

4.2. Redistribution of Ocean Mass

[51] Steric sea level changes in the interior Nordic seas may affect SSH changes along the Norwegian coast through redistribution of ocean mass. In particular, changes in the thermohaline structure of the deep ocean generate horizontal pressure gradients at the surface with respect to the shallow shelf areas and ocean mass is transferred to balance the gradients [e.g., Yin *et al.*, 2010]. Warming of the deep abyss has been reported by Østerhus and Gammelsrød [1999] and attributed to the variability in the exchanges between the three deep basins of the Nordic seas. In addition, the warming signal observed in the upper ocean [Holliday *et al.*, 2008] may gradually penetrate into the deep ocean leading to even stronger warming there.

[52] Figure 12 shows changes in steric height computed in the 500–2000 m depth range at Ocean Weather Station Mike (OWSM, 66°N, 2°E) for the period 1960–2006. At these depths, the water masses are very cold and density follows mostly salinity. This translates to the steric height being governed by its halosteric component. However, thermosteric height tends to follow the steric height as well, i.e., as the water gets fresher it gets also warmer. Prior to the 1980s the steric height in the deep ocean features a weak negative trend but is mostly dominated by variability on shorter time scales. Around 1990, steric height increases abruptly at OWSM by roughly 1 cm within only 2 years. The fast increase is mostly accounted for by the halosteric component, i.e., freshening of the deep water whereas the thermosteric component increases more moderately. Steric height continues to increase steadily though at a lower rate than observed in 1990. The jump is due to warmer and fresher intermediate waters reaching OWSM and it is reasonable to assume that the filling up of the whole Nordic seas has been a gradual process since around 1980 [Østerhus and Gammelsrød, 1999]. The overall trend for the 1960–2006 period is $0.4 \pm 0.1 \text{ mm yr}^{-1}$ while, for the period 1980–2006, the increase is $1.3 \pm 0.1 \text{ mm yr}^{-1}$.

[53] As a result of increased SSH in the interior Nordic seas, ocean mass is transferred toward the shallow shelf, contributing to the observed sea level rise along the coast. The time scale of the adjustment of the sea surface is in the order of a few days (surface gravity waves). However, changes in the deep ocean alter the density structure of the water column (lifting isotherms etc). This leads to internal adjustment processes that take place on time scales of years to decades.

4.3. Mass-Exchange-Related Trends on the Norwegian Coast

[54] The world's ice sheets, glaciers and ice caps have been losing mass at an increasing rate over the last decades. As opposed to the other effects discussed in this paper, which redistribute mass inside the oceans, this adds mass to the oceans. As a direct result, the global sea level rises according to the mass received (eustatic sea level rise). However, the change in the earth's gravitational field due of the loss of mass from the land sources, causes a redistribution of the sea level, in addition to the causes already discussed.

[55] In total, the mass loss from land ice has contributed to an eustatic sea level rise of $1.09 \pm 0.26 \text{ mm yr}^{-1}$ in the period 1972–2008 [Church *et al.*, 2011]. This can be attributed to three main contributors: Greenland Ice Sheet (GIS) with $0.12 \pm 0.17 \text{ mm yr}^{-1}$; Antarctic Ice Sheet (AIS) with $0.30 \pm 0.20 \text{ mm yr}^{-1}$; and glaciers and ice caps (GIC) with $0.67 \pm 0.03 \text{ mm yr}^{-1}$.

[56] When mass is lost from a region, such as an ice sheet or glacier, the (horizontal) gravitational pull from that region is weakened and water levels around the source sinks. This effect is not negligible. As explained by Tamisiea *et al.* [2003], the gravitational change results in a redistribution of global sea level equal to the exchanged mass multiplied by factors ranging from below zero to above one. These patterns are called fingerprints of the source in question, and reach around the globe with the strongest (diminishing) effect close to the source and above eustatic sea level rise in far away regions. There is also a smaller and slower but also

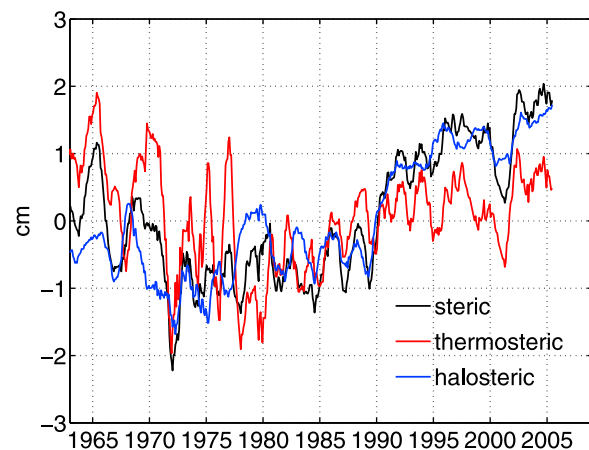


Figure 12. Steric height anomalies (black) computed between 500 and 2000 m from hydrographic profiles at OWSM. Thermosteric (red) and halosteric (blue) components are shown as well. The long-term mean was removed, and a 1 year running mean was applied.

global reaching crustal effect included in this. Factors for the Norwegian coast, related to the three mentioned ice sources, can be deduced from the fingerprint patterns provided by *Mitrovica et al.* [2001]: $f_{GIS} \approx 0.0$; $f_{AIS} \approx 1.0$; and f_{GIC} ranges from 0.7 to 0.5 from southern to northern Norway. Due to the large uncertainties in both the mass loss estimates above and our residual trends (Figure 9), we will not be concerned with the spatial differences along the Norwegian coast and use a representative value of $f_{GIC} \approx 0.6$.

[57] The regional result of these three mass balance contributions can then be estimated as

$$\beta_{MB}^* = \Delta h_{GIS} \cdot f_{GIS} + \Delta h_{AIS} \cdot f_{AIS} + \Delta h_{GIC} \cdot f_{GIC}, \quad (13)$$

where Δh represent the three eustatic sea level trends given above.

[58] Error estimates for the fingerprint patterns are not provided in the literature, likely on the account of errors in the melt rates being much larger. And indeed, for our case, the large uncertainty in the AIS mass loss dominates the formal propagation of errors through (13), giving an error of 0.2 mm yr^{-1} for β_{MB}^* . With respect to any influence from error in the fingerprint factors it would have to be as large as 0.2, which is unlikely judging from the level of detail in the fingerprint patterns presented in *Mitrovica et al.* [2001].

[59] The resulting mass loss contribution to sea level trend on the Norwegian coast for 1972–2008 is then $0.7 \pm 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$. This value is comparable with the independent (GRACE) gravity measurements of sea level change due to continental ice melt during 2003–2009 of $0.6 \pm 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$ for the same region [*Riva et al.*, 2010].

[60] In comparison with our residual trend of $1.9 \pm 0.6 \text{ mm yr}^{-1}$ for the Bergen case, the loss of land-based ice explains about one third of the residual trend. Although this mass balance contribution to the Norwegian coast is for a different epoch than the 1960–2010 period used in the residual trend estimation herein (Figure 9), comparison is relevant.

[61] In addition to mass exchange from land based ice, effects such as retention of liquid water also comes into play, in the same manner, and the GRACE-measured total mass-exchange-related sea level trend for the Norwegian coast is $0.8 \pm 0.4 \text{ mm yr}^{-1}$ during 2003–2009 [*Riva et al.*, 2010]. This is a more relevant number to compare our residual trend to, but valid only for a far shorter period.

5. Summary and Conclusion

[62] Natural and anthropogenically induced changes in RSL have strong implications for all coastal communities including those along the long coast of Norway. To project future changes in RSL it is essential to identify and quantify the different contributions to RSL variability and change.

[63] Subdecadal variability in RSL along the Norwegian coast has been examined by comparing tide gauge observations of RSL with hydrographic measurements (steric height), atmospheric surface pressure (IBE) as well as land uplift rates (GIA) for the period 1960–2010.

[64] It is found that these components account for 30–85% of the observed variability on monthly to interannual time scales, depending on location, and that the largest contribution

to variability comes from IBE. For the steric effects, there are large regional differences along the coast.

[65] Linear trends in RSL are positive in southwestern and northern Norway. The most prominent contributions to the trend are the land uplift and a positive thermosteric contribution from a warming in the coastal waters (e.g., -1.7 and 0.9 mm yr^{-1} , respectively, for Bergen).

[66] The mentioned contributions explain less than half of the observed trend. One candidate for uncertainty is the vertical uplift rates. Other contributions not taken into account, but discussed, are wind effects, melting of land based ice as well as ocean mass redistribution due to hydrographic changes in the deep ocean. While being important on seasonal and interannual time scales, the effect of wind on the long-term trend appears to be minor. Likewise, little information about the melting ice sheets and glaciers is known prior to the advent of satellites, and modern estimates still vary largely. We estimate that melting of land-based ice has resulted in a rate of sea level rise of about $0.7 \pm 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$ along the Norwegian coast, corresponding to about one third of the unexplained trend. In addition, water masses in the deep Nordic seas appear to expand at a rate of $0.4 \pm 0.1 \text{ mm yr}^{-1}$. It is however unclear, how this increase will affect RSL along the coast as it will also induce changes in the ocean circulation. Common to these additional effects is an increase since the 1980s, which is also seen in our unexplained residual series. While the large-scale winds do not contribute to a positive trend through the last 2 or 3 decades, the accelerating rates of loss of land-based ice may explain part of the remaining residual. In addition, changes in hydrology may contribute to the residual trend, but are also related to large uncertainties.

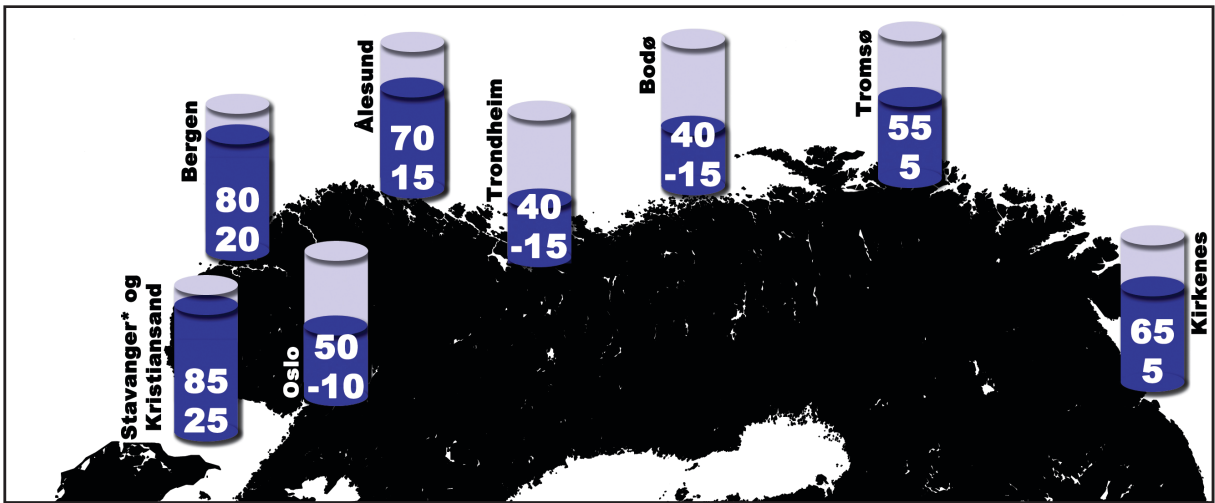
[67] Continued observations, in combination with a detailed numerical model, are likely needed to significantly improve our understanding of variations and changes in regional and local sea level.

[68] **Acknowledgments.** Hydrographic stations were obtained from the Institute of Marine Research, Bergen. We are grateful to Svein Østerhus for providing the data from the Ocean Weather Station Mike and to Laurent Bertino and David Stephenson for useful discussions. The comments of two anonymous reviewers helped to improve the quality of the paper. This work has received financial support from Bergen Kommune, the EU FP7 MONARCH-A project (grant 242446), and the Centre for Climate Dynamics at the Bjerknes Centre. This is contribution A396 from the Bjerknes Centre for Climate Research.

References

- Antonov, J. I., S. Levitus, and T. P. Boyer (2002), Steric sea level variations during 1957–1994: Importance of salinity, *J. Geophys. Res.*, *107*(C12), 8013, doi:10.1029/2001JC000964.
- Cazenave, A., and W. Llovel (2010), Contemporary sea level rise, *Annu. Rev. Mar. Sci.*, *2*, 145–173.
- Cazenave, A., A. Lombard, and W. Llovel (2008), Present-day sea level rise: A synthesis, *C. R. Geosci.*, *340*, 761–770.
- Church, J. A., and N. J. White (2011), Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century, *Surv. Geophys.*, *32*, 585–602, doi:10.1007/s10712-011-9119-1.
- Church, J. A., N. J. White, R. Coleman, K. Lambeck, and J. X. Mitrovica (2004), Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950–2000 period, *J. Clim.*, *17*, 2609–2625.
- Church, J. A., et al. (2011), Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L18601, doi:10.1029/2011GL048794.
- Ekman, M. (1996), A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia, *Terra Nova*, *8*, 158–165.

- García-García, D., B. F. Chao, and J.-P. Boy (2010), Steric and mass-induced sea level variations in the Mediterranean Sea revisited, *J. Geophys. Res.*, *115*, C12016, doi:10.1029/2009JC005928.
- Gill, A. E., and P. P. Niiler (1973), The theory of the seasonal variability in the ocean, *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.*, *20*, 141–177.
- Holliday, N. P., et al. (2008), Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L03614, doi:10.1029/2007GL032675.
- Hurrell, J. W. (1995), Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, *269*(5224), 676–679.
- Jevrejeva, S., J. C. Moore, P. L. Woodworth, and A. Grinsted (2005), Influence of large-scale atmospheric circulation on European sea level: Results based on the wavelet transform method, *Tellus, Ser. A*, *57*, 183–193.
- Jevrejeva, S., A. Grinsted, J. C. Moore, and S. Holgate (2006), Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records, *J. Geophys. Res.*, *111*, C09012, doi:10.1029/2005JC032229.
- Kalnay, E., et al. (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *77*, 437–471.
- Leuliette, E. W., and L. Miller (2009), Closing the sea level rise budget with altimetry, Argo, and GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L04608, doi:10.1029/2008GL036010.
- Levermann, A., A. Griesel, M. Hofmann, M. Montoya, and S. Rahmstorf (2005), Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation, *Climatic Dynamics*, *24*, 347–354.
- Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, and R. A. Locarnini (2005), Linear trends of zonally averaged thermohaline, halosteric, and total steric sea level for individual ocean basins and the world ocean, (1955–1959)–(1994–1998), *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L16601, doi:10.1029/2005GL023761.
- Lovel, W., B. Meyssignac, and A. Cazenave (2011), Steric sea level variations over 2004–2010 as a function of region and depth: Inference on the mass component variability in the North Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L15608, doi:10.1029/2011GL047411.
- Marcos, M., and M. N. Tsimplis (2007), Forcing of coastal sea level rise patterns in the North Atlantic and the Mediterranean Sea, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L18604, doi:10.1029/2007GL030641.
- Marcos, M., F. M. Calafat, W. Llovel, D. Gomis, and B. Meyssignac (2011), Regional distribution of steric and mass contributions to sea level changes, *Global Planet. Change*, *76*, 206–218.
- McClimans, T. A., B. O. Johannessen, and T. Jensrud (1999), Monitoring a shelf edge current using bottom pressures or coastal sea-level data, *Cont. Shelf Res.*, *19*, 1265–1283.
- McDougall, T. J. (1987), Neutral surfaces, *J. Phys. Oceanogr.*, *17*, 1950–1964.
- Meehl, G., et al. (2007), Global climate projections, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, edited by S. Solomon et al., pp. 847–940, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Meyssignac, B., F. Calafat, S. Somot, V. Rupolo, P. Stocchi, W. Llovel, and A. Cazenave (2011), Two-dimensional reconstruction of the Mediterranean sea level over 1970–2006 from tide gage data and regional ocean circulation model outputs, *Global Planet. Change*, *77*, 49–61.
- Milne, G. A., J. L. Davis, J. X. Mitrovica, H. Scherneck, J. M. Johansson, M. Vermeer, and H. Koivula (2001), Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia, *Science*, *291*(5512), 2381–2385.
- Mitrovica, J. X., M. E. Tamisiea, J. L. Davis, and G. A. Milne (2001), Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change, *Nature*, *409*, 1026–1029.
- Østerhus, S., and T. Gammelsrød (1999), The abyss of the Nordic seas is warming, *J. Clim.*, *12*, 3297–3304.
- Pardaens, A., J. Gregory, and J. Lowe (2011), A model study of factors influencing projected changes in regional sea level over the twenty-first century, *Clim. Dyn.*, *36*, 2015–2033.
- Pavlov, V. (2001), Seasonal and long-term sea level variability in the marginal seas of the Arctic Ocean, *Polar Res.*, *20*, 153–160.
- Peltier, W. R. (2004), Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G(VM2) model and GRACE, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *32*, 111–149.
- Proshutinsky, A., V. Pavlov, and R. H. Bourke (2001), Sea level rise in the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 2237–2240, doi:10.1029/2000GL012760.
- Proshutinsky, A., I. M. Ashik, E. N. Dvorkin, S. Häkkinen, R. A. Krishfield, and W. R. Peltier (2004), Secular sea level change in the Russian sector of the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *109*, C03042, doi:10.1029/2003JC002007.
- Proshutinsky, A., I. Ashik, S. Häkkinen, E. Hunke, R. Krishfield, M. Maltrud, W. Maslowski, and J. Zhang (2007), Sea level variability in the Arctic Ocean from AOMIP models, *J. Geophys. Res.*, *112*, C04S08, doi:10.1029/2006JC003916.
- Rennie, A., and J. Hansom (2011), Sea level trend reversal: Land uplift outpaced by sea level rise on Scotland's coast, *Geomorphology*, *125*, 193–202.
- Rignot, E., I. Velicogna, M. van den Broeke, A. Monaghan, and J. Lenaerts (2011), Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L05503, doi:10.1029/2011GL046583.
- Riva, R. E. M., J. L. Bamber, D. A. Lavalée, and B. Wouters (2010), Sea-level fingerprint of continental water and ice mass change from GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L19605, doi:10.1029/2010GL044770.
- Siegmund, F., J. Johannessen, H. Drange, K. A. Mork, and A. Korabely (2007), Steric height variability in the Nordic seas, *J. Geophys. Res.*, *112*, C12010, doi:10.1029/2007JC004221.
- Slangen, A. B. A., C. A. Katsman, R. S. W. van de Wal, L. L. A. Vermeersen, and R. E. M. Riva (2011), Towards regional projections of twenty-first century sea-level change based on IPCC SRES scenarios, *Clim. Dyn.*, *38*, 1191–1209.
- Steele, M., and W. Ermold (2007), Steric sea level change in the Northern Seas, *J. Clim.*, *20*, 403–417.
- Tamisiea, M. E., J. X. Mitrovica, J. L. Davis, and G. A. Milne (2003), Long wavelength sea level and solid surface perturbations driven by polar ice mass variations: Fingerprinting Greenland and Antarctic ice sheet flux, *Space Sci. Rev.*, *108*, 81–93.
- Vestøl, O. (2006), Determination of postglacial land uplift in Fennoscandia from leveling, tide-gauges and continuous GPS stations using least squares collocation, *J. Geod.*, *80*, 248–258.
- Wahl, T., J. Jensen, T. Frank, and I. Haigh (2011), Improved estimates of mean sea level changes in the German Bight over the last 166 years, *Ocean Dyn.*, *61*, 701–715.
- Wakelin, S. L., P. L. Woodworth, R. A. Flather, and J. A. Williams (2003), Sea-level dependence on the NAO over the NW European continental shelf, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(7), 1403, doi:10.1029/2003GL017041.
- Walsh, J. E., W. L. Chapman, and T. L. Shy (1996), Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic, *J. Clim.*, *9*, 480–486.
- Weiss, J., J. Overpeck, and B. Strauss (2011), Implications of recent sea level rise science for low-elevation areas in coastal cities of the conterminous U.S.A., *Clim. Change*, *105*, 635–645.
- Woodworth, P. L., and R. Player (2003), The permanent service for mean sea level: An update to the 21st century, *J. Coastal Res.*, *19*, 287–295.
- Woodworth, P., W. Gehrels, and R. Nerem (2011a), Nineteenth and twentieth century changes in sea level, *Oceanography*, *24*, 80–93.
- Woodworth, P., M. Menéndez, and W. Roland Gehrels (2011b), Evidence for century-timescale acceleration in mean sea levels and for recent changes in extreme sea levels, *Surv. Geophys.*, *32*, 603–618, doi:10.1007/s10712-011-9112-8.
- Yin, J. J., M. E. Schlesinger, and R. J. Stouffer (2009), Model projections of rapid sea-level rise on the northeast coast of the United States, *Nature Geoscience*, *2*, 262–266.
- Yin, J. J., S. M. Griffies, and R. J. Stouffer (2010), Spatial variability of sea level rise in twenty-first century projections, *J. Clim.*, *23*, 4585–4607.



Sannsynlige rammer for stigning av havnivå i et 100 års-perspektiv, i cm relativt til land.