

Gravitasjonssatellitter og deres anvendelser innenfor geovitenskapene

Dagny I. Lysaker

Dagny I. Lysaker: Recent satellite gravity missions and their applications in the geosciences

KART OG PLAN, Vol. 71, pp. 266–273, P.O.B. 5003, NO-1432 Ås, ISSN 0047-3278

The gravity field of the Earth has been studied for centuries, mainly to determine the figure of the Earth, i.e. the geoid. Geoid determination requires global gravity coverage. Thus, gravity observations have been collected since the 18th century on ground, from ships and also from airplanes. Still, large areas of the Earth were not observed until satellite tracking started. The accuracy of gravity field modelling from satellite tracking was not optimal. But it has been revolutionized through the introduction of dedicated satellite gravity missions.

Observing the Earth gravity field from space, hundreds of kilometers away, is a challenging task. In order to do so, four requirements need to be fulfilled, as set forth by Rummel et al. (2002). Based on these requirements, three concepts were described. During the last decade, one gravity satellite mission has been developed for each concept. This paper describes the three concepts and their realizations through CHAMP, GRACE and GOCE. Results from the missions show considerable improvement in the static gravity field. Additionally, many new applications of the time varying gravity field of the Earth have been introduced in the era of satellite gravity missions. The missions have provided significant contributions to modeling of the hydrological cycle, geodynamic processes and mass transport such as ice melt.

Key words: gravity satellite missions, CHAMP, GOCE, GRACE, accelerometer, static gravity field, temporal gravity field

Dagny I. Lysaker, PhD, Geodetic Institute, Norwegian Mapping Authority, NO-3507 Hønefoss.

E-mail: dagny.lysaker@statkart.no

Introduksjon

Jordens tyngdepotensial har vært målt i århundrer. Innenfor fysisk geodesi har hovedhensikten vært å bestemme geoiden med størst mulig nøyaktighet. Geoiden er en ekvipotensialflate i jorden tyngdefelt og tjener som referanseflate for ortometrisk høyde. Teorien bak geoidmodellering krever imidlertid global datadekning. Dette kravet har man ikke vært i nærheten av å oppfylle fram til årtusenskifte, med det resultat at geoidmodellene har hatt en usikkerhet på opptil 1 meter på globalt nivå (Pettersen og Solheim, 2000). Tyngdemålinger på bakken, fra skip og siden slutten av 1990-tallet fra fly er samlet gjennom internasjonalt samarbeid, men det finnes fortsatt store områder uten data. Modellering ved hjelp av satellitter har hjulpet på situasjonen. Likevel var det først med inntoget av dedikerte gravitasjonssatellitter i starten av dette

millennium at datadekningen og tyngdefeltsmodellering ble revolusjonert.

For å bestemme jordens tyngdefelt mest mulig nøyaktig er det best å måle på eller nær jordens overflate. Det er der tyngdefeltet er sterkest. Når man likevel velger å måle flere hundre kilometer opp i lufta hvor tyngdefeltet er svekket, er det fordi at *kun* da er det mulig å samle målinger over *hele* jordkloden.

I følge Newtons gravitasjonslov vil alle objekter i nærheten av jordkloden utsettes for gravitasjonskrefter fra jorden. I tillegg vil objekter på eller i umiddelbar nærhet av jordens overflate påvirkes av at jorden roterer. Det er summen av gravitasjonskreftene og effekten av jordrotasjon (sentripetalakseleksjon) som kalles tyngde eller tyngdekrefter. Fra rommet måler man kun gravitasjonskreftene, så effekten av jordrotasjonen må påføres målingene før tyngdefeltet og geoiden kan bestemmes.

Historisk tyngdefeltsmodellering fra rommet

Alle satellitter skytes opp i en bane som kan beskrives teoretisk ved hjelp av modeller for satellittens ytre påvirkninger, som strålings-trykk fra sola og jorda, luftmotstand, tidekrefter og gravitasjonskrefter. Men satellitten vil ikke følge denne teoretiske banen. Modellene beskriver ikke virkeligheten nøyaktig nok. Avviket mellom den virkelige og den teoretiske banen kalles perturbasjoner. Gravitasjonskreftene fra jorda er den desidert største effekten som forårsaker perturbasjoner på satellittens bane. Ved hjelp av presis baneberegning kan derfor jordens tyngdefelt bestemmes fra bane-perturbasjonene.

Jordens tyngdefelt har blitt bestemt ved hjelp av satellitter siden 1960-tallet, men satellittene i seg selv har vært konstruert for noe annet og har ikke kunnet observere tyngde. Satellittenes virkelige bane har blitt bestemt ved hjelp av systemer som måler satellittens posisjon og hastighet. Mange satellitter er utstyrt med en reflektor og avstanden måles ved å skyte en laserstråle mot satellitten når den passerer over en bakkestasjon. Dette optiske systemet kalles Satellite Laser Ranging (SLR). Avstandsmåling ved hjelp av laser har vært det mest brukte systemet, men etter hvert har det også blitt utviklet forskjellige mikrobølgesystemer for å overvåke satellittbanen (tracking). Slike mikrobølgesystemer kan for eksempel være GPS eller DORIS og PRARE som utnytter Doppler-effekten.

Gjennom årenes løp har det etter hvert blitt mange satellitter i bane rundt jorda. Banene måles kun korte perioder, men summen av alle målingene har gjort sitt til at den globale geoiden er bestemt med en nøyaktighet på 10 cm for ca 1500 km romlig oppløsning (Biancale et al., 2000).

Rummels fire krav

For å kunne observere gravitasjonspotensialet fra satellitt med høyest mulig nøyaktighet må fire krav oppfylles (Rummel et al. 2002).

1 Satellitten må spores kontinuerlig i tre dimensjoner.

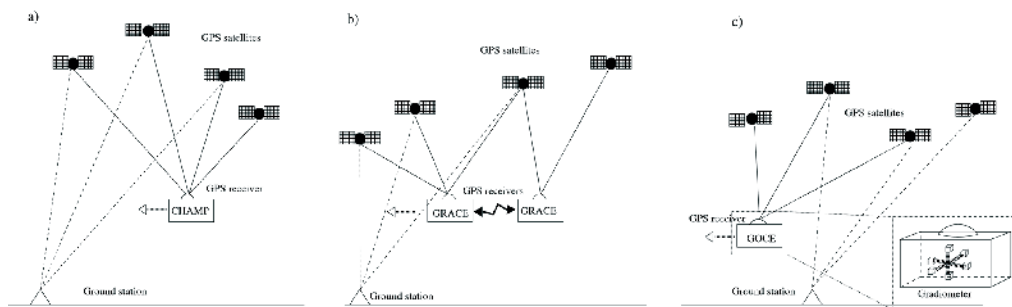
- 2 Ytre påvirkninger som *ikke* er gravitasjonskrefter må måles eller kompenseres.
- 3 Satellittbanen må være så lav som mulig.
- 4 Målemetoden må motvirke gravitasjonsfeltets svekkelse ved store høyder.

Med utgangspunkt i disse kravene er det utviklet tre målemetoder; høy-lav satellitt-til-satellitt tracking (h-l SST), lav-lav satellitt-til-satellitt tracking (l-l SST) og gradiometri.

I den førstnevnte målemetoden (h-l SST) plasseres en GNSS-mottaker på satellitten som flyr i en lav bane. Den kan da spores kontinuerlig i tre dimensjoner ved hjelp av GNSS-satellittene i høy bane, se Figur 1a. Dermed er Rummels første og tredje krav oppfylt. I tillegg plasseres et akselerometer i satellittens massemidtpunkt. Siden satellitten flyr som om den var i fritt fall, vil sentripetalakselerasjon og gravitasjonsakselerasjon oppheve hverandre i massemidtpunktet. Akselerometeret vil derfor kun måle alle andre akselerasjoner som påvirker satellitten. De ytre påvirkninger kan dermed kompenseres, og Rummels andre krav er også oppfylt.

Hvis man vil fremheve en liten effekt i fysikken, er den klassisk metoden differensiering. Med tanke på gravitasjonsmålinger fra satellitt kan dette gjøres på to forskjellige måter; lav-lav satellitt-til-satellitt tracking (l-l SST) eller gradiometri.

Figur 1b illustrerer l-l SST. Her benyttes et par av to identiske satellitter der den ene forfølger den andre i samme bane. Begge satellittene er utstyrt med en GNSS-mottaker og et akselerometer i massemidtpunktet. I tillegg har de en avstandsmåler som til enhver tid kan måle avstanden og endringer i avstanden mellom satellittene. Når den første satellitten passerer en masseanomali på bakken, for eksempel et fjell, vil satellittbanen perturberes slik at avstanden mellom satellittene endrer seg. Ved hjelp av disse målingene kan gravitasjonsfeltet langs satellittbanen bestemmes svært nøyaktig. Masseanomali på siden av satellittbanen fanges ikke like godt opp i målingene. Målemetoden l-l SST oppfylder de samme av Rummels krav som h-l SST. I tillegg oppfylles delvis det fjerde kravet, siden det er den relative avstandsendringen mellom satellittene som



Figur 1: Målemetoder for nøyaktig observasjon av gravitasjonsfeltet fra satellitt. a) Høy-lav satellitt-til-satellitt tracking (h-l SST). b) Lav-lav satellitt-til-satellitt tracking (l-l SST). c) Gradiometri.

observeres. Dette reflekterer endringene i gravitasjonsfeltet eller matematisk, differansen mellom de deriverte av gravitasjonspotensialet over en lang avstand.

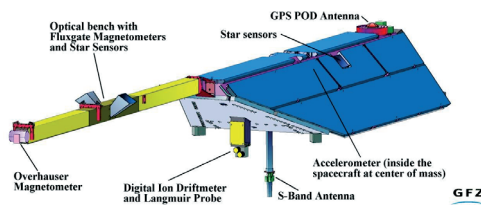
I Figur 1c illustreres den siste og mest avanserte metoden, gradiometri. Satellitten utstyres også nå med en GNSS-mottaker for kontinuerlig sporing av satellitten. I tillegg er den utstyrt med seks akselerometer istedet for bare ett. De seks akselerometerne plasseres symmetrisk om massemiddelpunktet i hver sin ende av tre ortogonale akser. Da kan målingene fra akselerometerne kombineres slik at ytre påvirkninger kan korrigeres. Bruk av seks akselerometer gjør det i tillegg mulig å måle endring i gravitasjonsfeltet i tre dimensjoner. Når gravitasjonsfeltets gradient (den dobbeltderiverte av gravitasjonspotensialet) måles i stedet for gravitasjonsfeltet direkte, motvirkes det faktum at gravitasjonsfeltet er svakere i satellithøyde. Dermed er alle kravene til Rumel oppfylt.

Implementering av målemetodene

Det har vært foreslått siden 1970-tallet å bygge satellitter for å måle gravitasjonsfeltet og utnytte prinsippene beskrevet over. I starten var det ikke mulig å bygge slike satellitter, men den teknologiske utviklingen har gått sin gang og fra midten av 1990-tallet ble det fart på sakene. Det siste tiåret har tre satellitter blitt bygget, en for hvert måleprinsipp. Det er CHAMP, GRACE og GOCE.

CHAMP – CHALLENGING Mini-satellite Payload

CHAMP er den første satellitten konstruert for å måle gravitasjonsfeltet i satellitten og er en realisering av målemetoden illustrert i Figur 1a. Satellitten er tysk og ble skutt opp fra Plesetsk i Russland 15. juli 2000. Den er 8 meter lang, inkludert en bom på 4 meter, se Figur 2. Den har en GPS antenne på toppen, en reflektor for avstandsmåling med laser (SLR), stjerne-sensor for orientering av satellitten (attityde-kontroll), og et akselerometer. I tillegg har CHAMP instrumenter for å observere jordens magnetiske- og elektriske felt. Disse instrumentene er montert på bommen.



Figur 2: Skisse av CHAMP og dens hovedinstrumenter. Skissen er hentet fra op.gfz-potsdam.de/champ/

Satellitten ble skutt opp i en nesten polar og sirkulær bane med inklinasjon $87,3^\circ$. Banehøyden var i starten 454 km, men satellitten mistet gradvis høyde på grunn av atmosfærens påvirkning. Satellitten ble derfor utstyrt med gassdyse-thrustere (en slags motor) som kunne løfte den opp i en høyere ba-

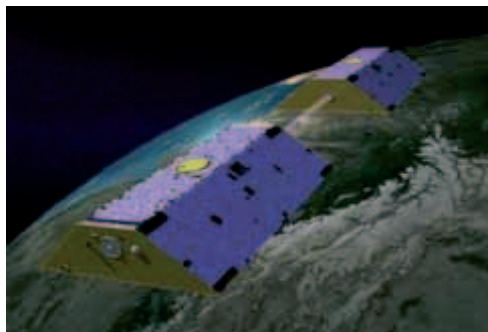
ne. Dette var nødvendig for å nå målet om å observere i en bane høyere enn 300 km i en tidsperiode på minst fem år. Satellitten har blitt løftet tre ganger, to ganger i 2002 og en gang i 2006. Forventet levetid løp ut i 2005, men satellitten har levert data helt fram til den brant opp i atmosfæren 19. september 2010 (<http://www.gfz-potsdam.de>).

GRACE – Gravity Recovery and Climate Experiment

GRACE er et tysk-amerikansk satellittsystem som ble skutt opp fra Plesetsk i Russland 17. Mars 2002. Systemet består av to identiske satellitter som flyr i samme bane med en avstand på omtrent 220 km. Begge satellittene har en GPS-antenne, reflektor for SLR, stjerne-sensor for orientering og et akselerometer i massemidtpunktet. I tillegg har de et K-bånd mikrobølgesystem som kan måle avstanden mellom satellittene med en nøyaktighet på 1 mikrometer. Dermed er det en realisering av målemetoden l-l SST illustrert i Figur 1b. Banen hadde en høyde på omtrent 500 km til å begynne med, og inklinasjonen var 89°. Denne banen ble valgt for at satellitten skal dekke hele jorda med data i løpet av 30 dager. Hensikten er å kunne lage globale månedlige løsninger så tidsvariasjonen i gravitasjonsfeltet kan studeres. GRACE er også utstyrt med gassdyse-thrustere for å kunne løfte satellitten til en høyere bane. Dette har ikke vært nødvendig i løpet av de fem leveårene som satellitten var konstruert for. Muligheten for å løfte satellitten er fortsatt der og vil trolig bli benyttet for å kunne forlenge tidsserien med månedlige løsninger så lenge som mulig. Den planlagte operasjonen der satellittene byttet plass så forfølgeren ble ledesatellitten ble utført i desember 2005. Satellitten flyr fortsatt og leverer gode data.

GOCE – Gravity and Ocean Circulation Explorer

GOCE er det siste skuddet på stammen av gravitasjonssatellitter, bygget og utviklet av ESA. Den ble skutt opp fra Plesetsk i Russland nøyaktig 7 år etter GRACE, 17. mars 2009. Dette er en satellitt som realiserer gradiometri som vist i Figur 1c. For å få til dette har ESA hatt store teknologiske utfordringer



Figur 3: Animert bilde av GRACE satellittene. Skissen er hentet fra earthobservatory.nasa.gov

med å utvikle satellitten. Satellitten har GPS-antennene, stjernesensor for orientering, reflektor for SLR, et gradiometer og et såkalt drag-free control system. De to siste beskrives i mer detalj under.

Satellitten ble skutt opp i en banehøyde på 283,25 km med en inklinasjon på 96,5°. Dette er en bane som er høyere enn den planlagte observasjonshøyden, men nødvendig for å kunne utføre kalibrering og tester av satellitten før den eventuelt ville synke ned i en så lav bane at det var umulig å løfte den opp igjen. Alle tester og kalibreringer har funnet utmerket. Satellitten ble tatt ned til observasjonshøyde på 255 km, og nådde denne høyden 13. september 2009. Den første observasjonsfasen startet 29. september 2009 og etter 61 dager var hele jorden dekket med data. Første observasjonsfase var planlagt å være ferdig i mars 2010. Deretter skulle en



Figur 4: Animert bilde av GOCE hentet fra www.esa.int

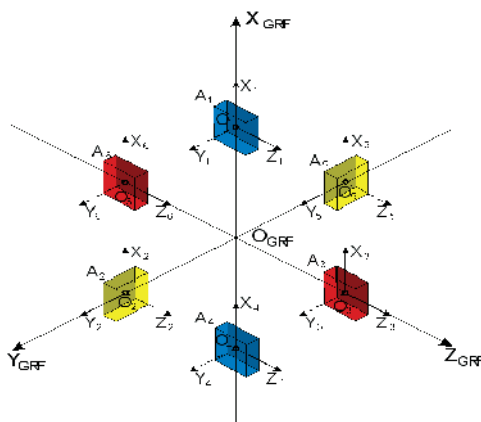
ny kalibreringsfase følge, før en ny observasjonsfase skulle starte i september 2010 og avsluttes i mars 2011. Siden satellitten fungerer bedre enn forventet er det nå planlagt at det skal være en kontinuerlig observasjonsfase fram til mars 2011, kun avbrutt av korte kalibrerings- og styringsoperasjoner (Fehring et al., 2009).

GOCE gradiometeret

Et gradiometer består av seks akselerometre som monteres to og to i par på tre ortogonale akser, se Figur 5. Akselerometrene er også montert symmetrisk rundt satellittens masse-middelpunkt. Hvert akselerometer er et keramikkbur som inneholder en testmasse som er $1 \times 4 \times 4$ cm og veier 320 g. Testmassen «svever» tilsynelatende fritt inne i keramikkburet. Hvis testmassen utsettes for en akselerasjon, vil den forsøke å flytte på seg. Massen holdes imidlertid mest mulig i ro inne i keramikkburet ved hjelp av elektrostatisk krefter som motvirker de ytre kreftene. I satellittbanen er det stort sett gravitasjonskrefter som virker, og dermed kan de elektrostatisk kreftene direkte oversettes til hvor mye gravitasjonskreftene endrer seg. Når to og to akselerometre monteres i par kan differansen mellom observasjonene dannes. På GOCE er akselerometrene montert med en avstand på 50 cm. Over en så kort avstand antas de perturberende kreftene som akselerometrene føler å være like. Når differansen mellom observasjonene dannes elimineres derfor de perturberende kreftene. Resultatet er en observasjon av gravitasjonskraftens endring. Siden akselerometrene er montert symmetrisk rundt satellittens masse-middelpunkt, vil summen av de observerte akselerasjonene være lik de perturberende kreftene.

Drag-free control systemet

Et objekt i vakuum vil være i fritt fall og gå i en jevn bane rundt et annet objekt om avstanden dem imellom og hastigheten er riktig og ingen andre krefter enn gravitasjonskreftene virker. Et slikt tilfelle kan være en satellitt i bane rundt jorda, men da vil perturberende krefter også virke på satellitten og påvirke banen. I en så lav bane som GOCE flyr, vil luftmotstand (air drag) være den største påvirkningskraften. For at



Figur 5: Akselerometerenes innbyrdes plassering inne i gradiometeret. (www.esa.int)

GOCE skal fly mest mulig i en tilstand av fritt fall er den utstyrt med et «drag-free control system». Det vil si et system som motvirker de perturberende kreftene. I dette systemet benyttes målinger fra gradiometeret til å styre en motor som går på xenon-gass slik at perturbasjonene motvirkes.

Hvilke resultater har satellittene oppnådd?

For geodesien har hovedoppgaven vært å bestemme geoiden fra tyngdefeltet, men det finnes mange andre anvendelser innenfor geovitenskapene. Særlig gjelder dette studier av *tidsvariasjoner* i tyngdefeltet.

Det statiske tyngdefeltet

Før CHAMP ble skutt opp, ble det laget en tyngdefeltmodell kalt GRIM5-S1 basert på kun tilgjengelige sporingsdata av 21 satellitter (Biancale et al., 2000). GRIM5 ble dermed det beste globale tyngdefeltet før inntoget av de dedikerte gravitasjonssatellittene. Ved hjelp av GRIM5 kunne man med en romlig oppløsning på ca 1500 km bestemme geoiden med en nøyaktighet på 10 cm (Biancale et al., 2000). De nye satellittmålingene har bidratt til å forbedre både den romlige oppløsningen og nøyaktigheten til modellene. Ved bruk av kun data fra CHAMP kan geoiden bestemmes med en romlig oppløsning på 400 km og nøyaktighet på 5 cm (Riegber et

al. 2004), og et felt med kun GRACE data EIGEN-GRACE02S, gir en geoid med romlig oppløsning 275 km og nøyaktighet 1 cm (Riegber et al. 2005). Dette betyr at både nøyaktigheten og evnen til å se detaljer har blitt mye bedre. I løpet av bare fem år kan strukturer som i størrelse er 1/5 av hva man tidligere så i de globale geoidmodellene nå bestemmes ti ganger mer nøyaktig. ESA melder om at dataene de har mottatt fra GOCE så langt er veldig gode. I slutten av juni 2010 ble det første globale tyngdefeltet basert på 2 måneder med GOCE-data presentert på ESA's Living Planet Symposium i Bergen. Der ble det presentert resultater som viser at GOCE-feltet allerede gir signifikante forbedringer i geoiden med høy romlig oppløsning. Tyngdefeltet gir ny informasjon i store områder av Sør-Amerika, Afrika, Himalaya, Sør-Øst Asia og Antarktis, der det fram til nå har vært lite data (<http://earth.esa.int/GOCE/>).

Når geoiden er bestemt med en romlig oppløsning på 275 km og nøyaktighet 1 cm, så vil det si at vi ikke kan se variasjoner i geoiden mellom Voss og Oslo. Det er ikke tilstrekkelig for Norge. Derfor beregnes også regionale geoidmodeller. Da kombineres satellittmålingene med tyngdemålinger samlet fra fly og skip samt bakkestasjoner. Når Statens kartverk bestemmer geoiden som vertikalt referansenivå for høyde, så er dette en regional modell som kombinerer alle typer tyngde- og gravitasjonsmålinger som er tilgjengelig innenfor området.

Det tidsvarierende tyngdefeltet

Tyngdefeltet gjenspeiler jordens massefordeling. Etter inntoget av gravitasjonssatellitene har det blitt mulig å studere endringer i denne massefordelingen. Det utgis et globalt tyngdefelt hver måned basert på GRACE data. En tidsserie av disse månedlige løsningene viser hvordan massene fordeler seg over tid. Ved hjelp av tyngdedata kan derfor prosessene som driver masseflytningen på jorda studeres. Endringer i jordens massefordeling kan deles i tre hovedeffekter; plate-tektonikk, landhevning/innsynkning etter siste istid og vannsyklusen. Studier av tyngdedata fra GRACE har blitt brukt til å studere alle de tre effektene.

Jordens tektoniske plater utgjør en stor del av jordens masse. Platene driver fra hverandre i noen områder og kolliderer i andre. Det er hovedsaklig i grensesonene mellom platene at det oppstår jordskjelv eller vulkanutbrudd. Slike prosesser forflytter jordskorpa og masser i jordens indre, og påvirker dermed tyngdefeltet. Flere grupper har brukt GRACE data til å se på hvordan tyngdefeltet endret seg etter det kraftige jordskjelvet like utenfor Sumatra 26. desember 2004. I skjelvet som målte 9.1 på Richters skala ble havbunnen og øyer løftet opp til 20 meter og en enorm tsunamibølge drepte hundretusener da den traff land. Chen et al. (2007) har filtrert månedlige GRACE løsninger og beregnet to gjennomsnittlige tyngdefelt, et basert på data fra en 2 årsperiode før jordskjelvet og et basert på data fra 2 årsperioden etter skjelvet. Løsningen for desember i 2004 ble utelatt. Differansen mellom de to feltene viser at tyngdefeltet rundt Sumatra har endret seg betydelig. Det har skjedd en positiv masseendring sør-vest for Sumatra som følge av at havbunnen har steget, mens det nord for øya vises en innsynkning. Tyngdeendringene skyldes i første rekke jordskorpas forskyvning mer enn den etterfølgende tsunamibølgen, men også at tettheten på steinmassene under havbunnen har endret seg.

Under siste istid var blant annet store deler av Nord-Amerika og Nord-Europa dekket av en tykk iskappe. Isens masse utgjorde en enorm kraft på jordskorpa som presset denne sammen og ned i mantelen. Dette førte til at mantelen ble fortrent. Da isen begynte å smelte for 10000 år siden, startet samtidig en reversering av disse prosessene. Jordskorpa retter seg ut igjen og mantelen strømmer tilbake. Denne prosessen foregår fortsatt og effekten kalles «Glacial Isostatic Adjustment – GIA». I Fennoskandina stiger landet og vi kaller effekten for landhevning. Andre steder, for eksempel i Nederland, skjer en innsynkning av landjorda. Både innsynkning og landhevning innebærer massetransport i jordens indre og påvirker derfor tyngdefeltet. I tillegg fører dette til at høydene her til lands endrer seg over tid. Også de vertikale deformasjonene påvirker tyngdeobservasjoner på bakken. Tyngdeobservasjo-

ner i kombinasjon med andre geometriske teknikker som GPS og nivellement kan dermed bidra til å skille de ulike geofysiske prosessene bak landheving. Tyngdeobservasjoner gir derfor et viktig bidrag i modelleringen av landheving.

Landheving gir en tydelig negativ trend i bakkemålinger med et FG5 absolutt gravimeter (Gitlein, 2009). Nøyaktigheten på dette instrumentet er mye bedre enn hva satellitter kan oppnå. Endringer i tyngdefeltet er nemlig veldig liten fra år til år. Men ved hjelp av lange tidsserier er det mulig å estimere landheving. Steffen et al. (2008) har estimert langtidstrenden i Fennoskandia ved hjelp av månedlige GRACE løsninger fra 2003 til 2007. Trenden tolkes som et landhevingsignal med en ellipsoideform som strekker seg med store halvakse i nord-østlig retning og et senter med maksimum landheving over Botenviken. Denne formen er veldig lik det andre landhevingsmodeller viser, for eksempel Vestøl, (2006) som baserer seg på nivellement, GPS og tidevannobservasjoner. Maksimum effekt av landheving er i følge Steffen et al. (2008) 1.21 $\mu\text{Gal}/\text{år}$, altså en positiv trend. Gitlein, (2009) viser en negativ trend i samme område. Det skyldes at tyngdemålinger på bakken påvirkes av vertikale deformasjoner, mens denne geometriske forskyvningen ikke registreres av satellittene.

Vannsyklusen sier noe om hvordan vannet er fordelt på kloden og hvilken form det har. Dette er den største av de tre hovedeffektene som endrer jordens massefordeling, og kanskje den viktigste da vannsyklusen er en av de viktigste klimaparameterne. Vokser eller minker breene, stiger havet, endrer havstrømmene seg? Hva skjer med grunnvannet ved langvarig tørke? En temperaturøkning vil påvirke alt vannet på jorda, det vil si nedbøren, isbreene og verdenshavene. Alt dette vannet utgjør store masser. Endringer i massefordelingen vil fanges i tyngdeobservasjoner og vi kan ved hjelp av tyngdefeltmodellene si noe om disse endringene.

Andersen et al. (2005) har sett på trenden i månedlige GRACE løsninger over Sentral-Europa fra 2002 til 2003. Sommeren 2003 var det en voldsom hetebølge over Europa. Varmerekordene tørket ut grunnvannreservoarer. Trenden fra GRACE-løsningene er sam-

menlignet med en hydrologisk modell som er tilpasset hydrologiske observasjoner fra samme periode. Masseendringen beregnet fra tyngde og fra hydrologiske observasjoner er sterkt korrelerte.

Store endringer i kontinentale vannmasser, f.eks. de periodiske svingingene av vannmengden i Amazonas, fanges tydelig opp i en tidsserie med løsninger fra GRACE. Vannmengden i nedslagsfeltet for Amazonas varierer dramatisk gjennom året. I regnesesongen blir store områder oversvømt med opptil 12 m høyere vannstand enn i tørkesesongen. Regnesesongen starter i begynnelsen av året og når sitt mest intense i mai. Tapley et al. (2004) viser 11 månedlige løsninger for GRACE over Sør-Amerika i 2003. Regnvannet resulterer i et positivt geoideresidual som tilsvarer en sterkere tyngdekraft, altså mer masse som trekker. Utover høsten tørker det opp og nedslagsfeltet rundt Amazonas trekker mindre på GRACE-satellitten.

Et av de virkelig store spørsmålene når det gjelder klima er hvorvidt verdens store iskapper smelter. De månedlige løsningene fra GRACE er velegnet til å studere dette, og brukt i mange studier. Velicogna (2009) har sett på GRACE data over både Grønland og Antarktis fra 2002–2009. Hun fant et netto massetap begge steder, det vil si at isen smelter. I tillegg fant hun at smeltingen akselererer. Massetapet fra 2002–2009 tilsvarer at havet har steget med 1.1 mm/år hvis man antar at vannet fordeler seg jevnt over alle verdenshavene. Tyngdedata fra satellittene bidrar derfor med viktig informasjon til beslutningstakere som utreder tiltak mot klimaendringer.

Wu et al. (2010) kombinerer GRACE data over Grønland i perioden 2002–2008 med GPS-data for å estimere landheving og avsmelting fra innlandsisen samtidig. Landhevingsmodellene er helt avgjørende for estimatene av smeltet is. Wu et al. (2010) estimerer massetapet til å være omtrent halvparten av hva Velicogna (2009) rapporterer. Dette illustrerer at modellering av klimaparametre er meget komplisert. Det er mange faktorer å ta hensyn til, og landheving er en av disse avgjørende faktorene. Tyngdeobservasjoner bidrar med ny og viktig kunnskap om klimaendringer, men må kombineres med andre data for å gi et mer helhetlig bilde.

Oppsummering

I løpet av det siste tiåret har det blitt skutt opp tre satellitter som hver og en representerer realiseringen av forskjellige metoder for måling av gravitasjon fra rommet. Det har vært store tekniske utfordringer å bygge satellittene, men alle har vært en suksess og gitt de data man håpet på. Gravitasjonssatellittene har revolusjonert deknningen med observasjoner og modelleringen av jordens tyngdefelt, både det statiske og ikke minst det tidsvarierende. Datadekningen er nær global og tidsvariasjoner i tyngdefeltet har vist seg å være nyttig informasjon i studier innenfor ulike disipliner av geovitenskapene.

Referanser

- Fehring, M., Muzi, D., Floberghagen, R., Pineiro, J., and Steiger, C. (2009), Status and Performance of the GOCE Satellite, Presented at AGU Fall Meeting, San Francisco.
- Andersen, O. B., Seneviratne, S. I., Hinderer, J., and Viterbo, P. (2005), GRACE-derived terrestrial water storage depletion associated with the 2003 European heat wave, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18405, doi: 10.1029/2005GL023574
- Biancale, R., Balmino, G., Lemoine, J.-M., Marty, J.-C., Moynot, B., Barlier, F., Exertier, P., Laurain, O., Gegout, P., Schwintzer, P., Reigber, C., Bode, A., König, R., Massmann, F.-H., Raimondo, J.-C., Schmidt, R. and Zhu, S. Y. (2000), A new global Earth's gravity field model from satellite orbit perturbations: GRIM5-S1, *Geophys. Res. Lett.* 27(22), pp. 3611–3614.
- Chen J. L., Wilson, C. R., Tapley, B. D., and Grand, S. (2007), GRACE detects coseismic and post-seismic deformation from the Sumatra-Andaman earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L13302, doi: 10.1029/2007GL030356
- Gitlein, O. (2009), Absolutgravimetrische Bestimmung der Fennoskandischen Landhebung mit dem FG5-220, Wissenschaftliche arbeiten der fachrichtung geodäsie und geoinformatik der Leibniz Universität Hannover, Nr. 281.
- Petterson, B. R. and Solheim, D., (2000), Global geoid and jordens gravitasjonsfelt fra satellittmålinger, *Kart og Plan*, 1, pp. 39–45.
- Riegber, C., Jochmann, H., Wunsch, J., Petrovic, S., Schwintzer, P., Barthelmes, F., Neumayer, K.-H., König, R., Föste, C., Balmino, G., Biancale, R., Lemoine, J.-M., Loyer, and S., Perosanz, F. (2004), Earth Gravity Field and Seasonal Variability from CHAMP. In: Reigber, C., Luehr, H., Schwintzer, P., Wickert, J. (Eds.) *Earth observation with CHAMP – Results from the Three Years in Orbit*. Springer, Berlin, pp. 25–30.
- Riegber, C., Schmidt, R., Flechtner, F., König, R., Meyer, U., Neumayer, K.-H., Schwintzer, P., and Zhu, S. Y. (2005), An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S, *J. Geodynamics*, 39, pp. 1–10.
- Rummel, R., Balmino, G., Johannesen, J., Visser, P., and Woodworth, P. (2002), Dedicated gravity field missions – principles and aims. *J. Geodynamics*, 33, pp. 3–20.
- Steffen, H., Denker, H., and Müller, J. (2008), Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia from GRACE data and comparison with geodynamical models, *J. Geodynamics*, 46, pp. 155–164.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. F., and Watkins, M. M. (2004), GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System, *Science* 305, pp. 503–505.
- Velicogna, I. (2009), Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19503, doi:10.1029/2009GL040222.
- Vestøl, O. (2006), Determination of postglacial land uplift from levelling, tide gauge and GPS time-series. *J. Geod* 80(5) pp. 248–258.
- Wu, X., Heflin, M. B., Schotman, H., Vermeersen, B. L. A., Dong, D., Gross, R. S., Ivins, E. R., Moore, A. W., and Owen, S. E. (2010), Simultaneous estimation of global present-day water transport and glacial isostatic adjustment, *Nature Geoscience* 3, pp. 642–646.