



**NUMERISKE MODELLER FOR BESKRIVELSE AV HAVNIVÅENDRINGER OG  
ISAVSMELTING TESTET PÅ DATA FRA OSLOFJORDSOMRÅDET**

Kjell Kjenstad

**ABSTRACT**

En generell numerisk modell for beskrivelse av havnivåendringer blir presentert. Modellen er representert ved en 4-dimensjonal trendfunksjon som angir høyden av havnivå over dagens havnivå som funksjon av sted ( $x$  og  $y$ ) og tid ( $t$ ). Både funksjonen og et usikkerhetsoverslag gis en kompakt matematisk formulering ved hjelp av matriseformalisme. Modellen testes på data fra Oslofjordområdet. Isresesjonen er videre forsøkt datert ved at modellen er brukt til å datere et nett av 132 marine grenser og resultatet samsvarer i rimelig grad med uavhengige rekonstruksjoner og dateringer.

Kjell Kjenstad, Geografisk institutt, Universitetet i Oslo, Postboks 1042, Blindern, 0316-Oslo 3.

## INNHALDSFORTEGNELSE

INNLEDNING.....	s. III- 3
HAVNIVÅMODELL.....	s. III- 4
Rekonstruksjon av en synkron havnivåflate på grunnlag av morfologiske strandlinjer.....	s. III- 5
Rekonstruksjon av en strandforskyvningskurve på grunnlag av daterte isolasjonskontakter.....	s. III- 5
Formulering av en integrert havnivåmodell.....	s. III- 6
USIKKERHETSOVERSLAG.....	s. III- 7
Usikkerhetsoverslag for en synkron havnivåflate.....	s. III- 8
Usikkerhetsoverslag for en strandforskyvningskurve.....	s. III- 9
Usikkerhetsoverslag for en integrert havnivåmodell.....	s. III- 9
ANVENDELSER AV HAVNIVÅMODELLEN.....	s. III-10
HAVNIVÅMODELLEN TESTET PÅ OSLOFJORDOMRÅDET.....	s. III-11
Estimering av havnivåmodellen i Oslofjordområdet.....	s. III-12
Beregnete strandforskyvningskurver fra Oslofjordområdet.....	s. III-17
Beregnete isobaskart fra Oslofjordområdet.....	s. III-20
Datering av isrecessjonen.....	s. III-22
Senglasiale paleogeografiske kart.....	s. III-26
KONKLUSJON.....	s. III-28
REFERANSER.....	s. III-28
APPENDIX 1: Beregningsformlene uttrykt ved hjelp av matriseformalisme.....	s. III-31
APPENDIX 2: Beregningsformlene for usikkerhetsoverslag uttrykt ved hjelp av matriseformalisme..	s. III-36
APPENDIX 3: Liste over daterte MG-lokaliteter.....	s. III-38

## INNLEDNING

Datering av isrecessjon ved hjelp av senglasiiale strandlinjer er en klassisk dateringsmetode i norsk kvartærgeologi. Før radiokarbondateringer ble tatt i bruk, var dateringer ved hjelp av strandlinjediagram en av de mest brukte metoder til korrelering av karakteristiske hendelser i en havnivå- endringskronologi med en isrecessjonskronologi eller andre former for kronologi i en flytende tidsskala. I tillegg til vanskeligheten med å opprette en absolutt kronologi, var den grove tidsoppløsningen i metoden den mest begrensende faktoren.

Svakhetene er vesentlig forbedret med innføringen av radiokarbondateringsmetoden, og dette har økt kunnskapen om den senglasiiale havnivå- og isrecessjonskronologien. Vanskeligheten består nå i å finne egnede metoder for en mer effektiv behandling av et stadig økende tilfangstmateriale av ulike former for feltinformasjoner spredt utover som enkeltinformasjoner i tid og rom. Det er dessuten nødvendig å benytte konsistente statistiske metoder for behandling av radiokarbondateringsmetodens innebygde usikkerhetsfaktorer i rom/tid-sammenheng.

I det følgende presenteres en enkel matematisk rom/tid-modell til beskrivelse av havnivåendringer kalibrert på grunnlag av feltinformasjoner fra et område. Modellen kan i sin tur benyttes bl. a. til beregning av isrecessjonkronologien. En slik modell kan være til hjelp for systematisering av de innsamlede feltinformasjonene fra området. På den måten er det lettere å finne trender, lovmessigheter og begrensninger i den kompliserte samlingen av feltinformasjoner. Feltinformasjonene består av tradisjonelle havnivåobservasjoner, og prinsippet i metoden for datering av isrecessjonen ved hjelp av havnivådata er klassisk. Det nye som presenteres her går derfor bare på behandlingen av feltinformasjonen. Det er viktig å ha klart for seg at slik modellbehandling aldri vil kunne gi resultater som er bedre enn de grunnlagsdataene som modellen bygger på.

Modellen kalibreres til slutt på havnivådata fra Oslofjordområdet, og kvaliteten på modellen testes ved å sammenligne en beregnet isrecessjonskronologi med uavhengige data fra Oslofjordområdet.

## HAVNIVÅMODELL

Datering av hendelser som er knyttet til et bestemt havnivå krever kjennskap til havnivåhøyden i forhold til dagens havnivå på ethvert aktuelt tidspunkt og på ethvert sted innenfor området. Formulert matematisk betyr dette at høyden på havnivå må være entydig gitt som funksjon av tid og rom ( $z=f(x,y,t)$ ). For at havnivåmodellen (funksjonen  $f$ ) skal kunne benyttes på flere ulike områder og tilpasses innsamlet feltinformasjon, er det fordelaktig å velge en parametermodell (parameterfunksjon) der hver av parametrene får entydig verdi når modellen anvendes på innsamlede felldata fra et bestemt område. Den parametermodell som egner seg best til dette formålet, og som samtidig er lettest å behandle matematisk, er en "lineær trendmodell". I dette ligger at funksjonen  $f$  består av en sum av et bestemt antall ledd hvor hvert av leddene består av en parameter multiplisert med en eller flere av de variable størrelsene  $x$ ,  $y$  og  $t$  opphøyd i en etterhvert økende potens. I et bestemt område må samtlige parametre estimeres ut fra kjente funksjonssammenhenger mellom  $x$ ,  $y$ ,  $z$  og  $t$ . Funksjonssammenhenger av denne typen består av daterte havnivåobservasjoner enten som radiokarbon-daterede isolasjonskontakter i innsjøbasseng eller som daterte morfologiske strandlinjeobservasjoner. Antall ledd som tas med i funksjonen avgjør stivheten i trenden og tilpassingen til de enkelte observasjonene. En slik modell vil med andre ord oppfatte de enkelte observasjonene som tilnærmede fastpunkter i tid og rom og angir trenden i tid og rom mellom de enkelte observasjonene og et stykke ut fra punktsamlingen. Teorien for generell matematisk behandling av trendmodeller finnes f. eks. i Draper & Smith (1981).

Den vanlige framgangsmåten ved behandling av trendfunksjoner av 3 variable er å betrakte variablene som likeverdige. I denne sammenhengen er imidlertid variabelen som er knyttet til tiden ( $t$ ) av en annen karakter enn variablene som er knyttet til rommet ( $x$  og  $y$ ). Feltinformasjonene er dessuten opprinnelig innsamlet med tanke på å lage enten strandforskyvningskurver ( $z$  som funksjon av  $t$  på bestemte steder) eller isobaskart over synkrone havnivå ( $z$  som funksjon av  $x$  og  $y$  på bestemte tidspunkt). For å formulere modellen matematisk på en ryddig måte er det derfor en fordel å skille mellom de to variabeltypene. I formuleringen av modellen estimeres derfor først hver enkelt av de strandforskyvningskurvene som skal inngå i modellen ("grunnlagskurvene") og en synkron havnivåflate. Til slutt settes dette sammen i en integrert havnivåmodell.

### REKONSTRUKSJON AV EN SYNKRON HAVNIVÅFLATE PÅ GRUNNLAG AV MORFOLOGISKE STRANDLINJER

En synkron havnivåflate beskrives analytisk som en trendflate tilpasset en samling observasjoner av strandlinjer fra dette tidspunktet. Den synkrone havnivåflaten kan i modellsammenheng være fra et vilkårlig tidspunkt. I Sollid & Kjenstad (1980) er Hovedflaten definert som Yngre Dryas' havnivå brukt som synkron havnivåflate. Den matematiske formen på trendflaten er som følger:

$$Z_0(x,y) = G_1 + G_2*x + G_3*y + G_4*x^2 + G_5*x*y + \dots$$

Summen slutter når det er tatt med så mange ledd at flaten får en passende stivhet. Ved hjelp av matriseformalisme kan denne funksjonssammenhengen beskrives som produktet av to matriser (Draper & Smith 1981). En av disse inneholder de estimerte parametrene (**G**) og den andre inneholder de variable X og Y i ulike former (**XY**).

$$Z_0(x,y) = (\mathbf{XY}) * (\mathbf{G})$$

Metoden for estimering av koeffisientmatrisen (**G**) er vist i appendix 1.

### REKONSTRUKSJON AV EN STRANDFORSKYVNINGSKURVE PÅ GRUNNLAG AV DATERTE ISOLASJONSKONTAKTER

Hver enkelt strandforskyvningskurve tilpasses et polynom der den variable er tiden t. For at flere kurver innenfor det samme området skal bli mest mulig sammenlignbare og den videre behandlingen av kurvene skal bli matematisk mest mulig konsistent, transformeres først høydeverdien på de enkelte strandforskyvningsdataene enten til:

$$1) \quad Z'_{x,y} = Z_{x,y,norm} = Z_{x,y} / Z_{0,x,y}$$

i områder der landhevingsverdiene er forholdsvis beskjedne, eller til:

$$2) \quad Z'_{x,y} = Z_{x,y,norm} = \ln(Z_{x,y} + 1) / \ln(Z_{0,x,y} + 1)$$

i områder med stor isostatisk landheving og der kurvene derfor har et tydelig eksponensielt forløp.

Begge disse transformasjonene gir som resultat en "normalisert" strandforskyvningskurve med relativt lineært forløp. De

normaliserte høydeverdiene varierer mellom  $Z'=0$  for  $t=0$  og  $Z'=1$  for  $t=t_0$ , der  $t_0$  er alderen og  $Z_0$  høyden på det synkrone havnivået på stedet. Slike normaliserte strandforskyvningskurver vil derfor ha forholdsvis lik form og omtrent samme høydeverdier.

Den matematiske formen på de tilpassede normaliserte strandforskyvningskurvene blir da som følger:

$$Z'_{x,y}(t) = D_1*t + D_2*t^2 + D_3*t^3 + \dots$$

Summen slutter når det er tatt med så mange ledd at kurven ligner mest mulig på den kurven som er tegnet på tradisjonelt vis. Ved hjelp av matriseformalisme kan denne funksjonsammenhengen beskrives som produktet av to matriser (Draper & Smith 1981). Den ene inneholder de estimerte parametrene  $\mathbf{D}_{j_0}$  for strandforskyvningskurve nr.  $j_0$ , og den andre inneholder variabelen  $T$  i ulike former ( $\mathbf{T}$ ).

$$Z_{j_0}'(t) = (\mathbf{T}) * (\mathbf{D}_{j_0})$$

Metoden for estimering av koeffisientmatrisen  $\mathbf{D}_{j_0}$  er vist i appendix 1.

#### **FORMULERING AV EN INTEGRERT HAVNIVÅMODELL**

Den integrerte havnivåmodellen kommer fram som en glatt overgang mellom de normaliserte strandforskyvningskurvene som inngår i modellen. Dette betyr at en normalisert strandforskyvningskurve gradvis skal forandre form ved forflytning i rommet fra en grunnlagskurve til en annen. Ved ekstrapolering utenfor det området som begrenses av grunnlagskurvene skal trenden i den gradvise kurveforandringen forsette. En kurveforandring med slike egenskaper kommer fram ved å oppfatte koeffisientene  $D_i$  som matematiske trendfunksjoner  $D(x,y)$  av de variable størrelsene  $x$  og  $y$ . På den måten vil en normalisert strandforskyvningskurve på ethvert sted kunne skrives på følgende form:

$$Z'(x,y,t) = D_1(x,y)*t + D_2(x,y)*t^2 + \dots$$

Ved hjelp av matriseformalisme kan denne normaliserte funksjonssammenhengen uttrykkes som et produkt av tre matriser (se Appendix 1):

$$Z'(x,y,t) = (\mathbf{T}) * (\mathbf{E}) * (\mathbf{XY})$$

Matrisen  $\mathbf{T}$  inneholder tidsvariabelen  $t$  i ulike former,  $\mathbf{E}$  inneholder alle de estimerte parametrene og  $\mathbf{XY}$  inneholder romvariablene  $x$  og  $y$  i ulike former. Metoden for estimering av koeffisientmatrisen  $\mathbf{E}$  er vist i appendix 1.

For å transformere en slik normalisert strandforskyvningskurve tilbake til en reell strandforskyvningskurve må de normaliserte høydeverdiene transformeres tilbake til reelle høydeverdier ved hjelp av den samme transformasjonen som ble valgt under tilpasningen av strandforskyvningskurvene:

$$1) \quad Z(x,y,t) = Z'(x,y,t) * Z_0(x,y)$$

$$2) \quad Z(x,y,t) = \exp( Z'(x,y,t) * \ln(Z_0(x,y) + 1) ) - 1$$

der  $Z'$  og  $Z_0$  kan byttes ut med sine respektive matriseformler.

På den måten kan verdien av høyden på havnivå beregnes på ethvert sted og på ethvert tidspunkt. I praksis er imidlertid formelen gyldig innenfor og i nærheten av det området i  $(x,y,t)$ -rommet som begrenses av dataene i grunnlagskurvene. Størrelsen på gyldighetsområdet kan forøvrig bestemmes ut fra de statistiske betraktningene som foretas i usikkerhetskapitlene.

En modell som er skissert i Sollid & Kjenstad (1980) er i prinsippet metodisk lik den modellen som skisseres her, men den er på langt nær så generell. Den er basert på en 1. ordens logaritmetransformert strandforskyvningskurve og representerer derfor bare et spesialtilfelle i den mer generelle modellen som presenteres her. Dette begrenser anvendelsesområdet til helt spesielle områder. Sollid & Kjenstad (op. cit.) konkluderer også med at tilnærmingen til den enkle modellen er tilfredsstillende sentralt i undersøkelsesområdet i Indre Trøndelag og blir mindre god ved forflytning bort fra dette området.

#### **USIKKERHETSOVERSLAG**

Påliteligheten i den presenterte modellen ved valgte størrelser av  $x$ ,  $y$  og  $t$  vil kunne anslås ved usikkerhetsoverslag. Størrelsen på usikkerheten (angitt som varians eller standardavvik) vil også være en funksjon av  $x$ ,  $y$  og  $t$ , og den vil generelt avhenge av antallet grunnlagsdata, deres innbyrdes plassering og usikkerheten i hver enkelt av dem. Teorien for statistisk riktig behandling av varians er gitt i lærebøker i elementær statistikk (f. eks. Høyland 1973), mens varians i regressjonsanalyse er mer spesielt behandlet i Draper & Smith (1981).

Statistisk sett vil størrelsen på usikkerheten i modeller som bygger på mange observasjoner være mindre enn usikkerheten i hver enkelt av grunnlagsdataene som modellen bygger på. På den måten kan trendmodeller beskrive naturforhold med en



større grad av sikkerhet enn enkeltobservasjoner ved at avvik som skyldes tilfeldigheter glattes ut.

Geometrisk sett vil grunnlagsdataenes innbyrdes plassering bety mye for størrelsen på usikkerheten. Etersom det innefor samlingen av observerte punkter i  $(x,y,t)$ -rommet foretas interpoleringer, vil usikkerhetens størrelse i dette området være forholdsvis stabil. Ved ekstrapoleringer vil usikkerheten alltid øke med graden av ekstrapolering. Ved innsamling av grunnlagsdata er det derfor en fordel å spre disse mest mulig i  $(x,y,t)$ -rommet.

Den totale usikkerheten skyldes generelt usikkerheten i hver enkelt observasjon. For å beregne den totale usikkerheten direkte er det for trendmodeller nødvendig å forutsette kjennskap til de statistiske fordelingene for enkeltobservasjonene. Disse forutsetningene beskrives senere. Usikkerhetsoverslagene bygger videre på forutsetningen om at trendfunksjonenes stivhet målt ved hjelp av trendfunksjonenes orden samsvarer med stivheten i de tilsvarende virkelige havnivåendringssprosessene i den aktuelle tid-/romskala. Småfluktasjoner som er mindre enn tid-/romskalaens oppløsning (tidevann, stormer og andre årsaker) blir bare å betrakte som støy og usikkerhetsgenererende faktorer.

#### **USIKKERHETSOVERSLAG FOR EN SYNKRON HAVNIVÅFLATE**

Ved estimering av usikkerheten i høydeangivelsen for den synkrona havnivåflaten som inngår som grunnlagsdata i modellen, antas det at alle målte høydeverdier for lokaliteter som morfologisk eller på andre måter indikerer denne flaten er normalfordelt med middelvei  $Z_0$  og med samme varians. Denne forutsetningen er rimelig så lenge det opereres med et homogent grunnlagsmateriale. For observasjoner med en slik fordeling er den beregnede  $Z_0$  normalfordelt med en varians som er en funksjon av  $x$  og  $y$  med følgende matriseformulering (Draper & Smith 1981):

$$\text{Var}(Z_0) = (\mathbf{XY}) * (\mathbf{Cov}(\mathbf{G})) * (\mathbf{XY})$$

Metoden for estimering av kovariansmatrisen  $\mathbf{Cov}(\mathbf{G})$  er vist i appendix 2.

### USIKKERHETSOVERSLAG FOR EN STRANDFORSKYVNINGSKURVE

For de daterte marine nivåene som ligger til grunn for konstruksjonen av strandforskyvningskurvene ligger usikkerheten både i høydeangivelsen  $z$  (høydemåling, eksposisjon mm.) og i tidsangivelsen  $t$  (dateringsusikkerhet mm.). I trendmodell-sammenheng kan usikkerheten i tidsangivelsen betraktes som en del av den totale usikkerheten i høydeangivelsen ved at tidsusikkerheten multipliseres med verdien av den antatt kjente kurvegradienten i punktet. I praksis er dateringsusikkerheten relativt konstant for senklasiale og postglasiale dateringer av organiske sedimenter. Normaliserte strandforskyvningskurver har alle en tilnærmet lineær form og følgelig tilnærmet konstant gradient, slik at en tilnærmet konstant usikkerhet i tidsangivelsen vil kunne betraktes som en tilnærmet konstant andel av den totale usikkerheten i høydeangivelsen. En videre antagelse om tilnærmet konstant usikkerhet i den egentlige høydeusikkerheten gjør at de enkelte normaliserte daterte nivåene vil kunne betraktes som normalfordelt med tilnærmet samme varians som mål på den totale usikkerheten i høydeangivelsen for lokaliteten. For observasjoner med en slik fordeling gjelder på samme måte at den tilpassede normaliserte høydeverdien  $Z'$  er en normalfordelt funksjon av  $t$  der variansen uttrykkes som et matriseprodukt med følgende form (Draper & Smith 1981):

$$\text{Var}(Z'_{j_0}) = (\mathbf{T}) * (\mathbf{Cov}(\mathbf{D}_{j_0})) * (\mathbf{T})$$

Metoden for estimering av kovariansmatrisen ( $\mathbf{Cov}(\mathbf{D}_{j_0})$ ) er vist i appendix 2.

### USIKKERHETSOVERSLAG FOR EN INTEGRERT HAVNIVÅMODELL

Som tidligere vist uttrykkes glatt overgang mellom normaliserte strandforskyvningskurver som en lineærkombinasjon av uavhengige og normalfordelte høydeverdier  $Z'_j$  på gitte tidspunkt. De enkelte  $Z'_j$ -verdiens vekt i lineærkombinasjonen avhenger av stedets geometriske plassering i  $(x,y)$ -planet i forhold til grunnlagskurvenes plassering. Den stedavhengige normaliserte høydeverdien  $Z'$  for et gitt tidspunkt er derfor normalfordelt med varians som kan uttrykkes som produktet av en matrise inneholdende variansverdiene på et bestemt tidspunkt for de enkelte kurvene multiplisert med en matrise bestående av kvadrerte vektverdier (Draper & Smith 1981):

$$\text{Var}(Z') = (\text{Var}(Z'_j)) * (V_j^2)$$

For tilfellet der modellen estimeres på grunnlag av en eller to strandforskyvningskurver blir estimeringen av vektmatrisen noe forskjellig. For nærmere beskrivelse av disse spesialtilfellene henvises til appendix 2.

Ved tilbaketransformasjon til reelle høydeverdier opphører den enkle normalfordelingen, og Z-verdiene får en ny komplisert fordeling. Rent statistisk kan likevel forventning og varians estimeres enten eksakt (i det lineære tilfellet) eller tilnærmet (i det logaritmiske tilfellet):

1) Lineærtransformasjon:

$$\text{Var}(Z) = Z'^2 * \text{Var}(Z_0) + Z_0^2 * \text{Var}(Z') + \text{Var}(Z_0) * \text{Var}(Z')$$

2) Logaritmetransformasjon:

$$\begin{aligned} \text{Var}(Z) = & \exp(Z' * (\ln(Z_0+1))) \\ & * (\ln(Z_0+1) * \text{Var}(Z') + (Z' / (Z_0+1)) * \text{Var}(Z_0)) \end{aligned}$$

#### ANVENDELSER AV HAVNIVÅMODELLEN

I praksis har en slik modell 4 ulike anvendelsesområder:

1) Høyden på havnivå på et bestemt sted og på et bestemt tidspunkt kan beregnes direkte.

$$z = f(x_0, y_0, t_0)$$

2) Ved å holde x og y konstant, kan en strandforskyvningskurve for et valgt sted  $(x_0, y_0)$  beregnes og konstrueres direkte.

$$z = f(x_0, y_0, t)$$

3) Ved å holde t konstant, kan et isobaskart for et valgt tidspunkt  $t_0$  beregnes og konstrueres direkte.

$$z = f(x, y, t_0)$$

4) Ved å "snu" formelen slik at t isoleres på den ene siden av likhetstegnet kan tidspunktet da havnivå sto i en bestemt høyde på et bestemt sted beregnes. På denne måten kan f.eks. alderen på en bestemt strandlinje beregnes.

$$t = g(x_0, y_0, Z_0)$$

Strandlinjen for marin grense på et sted kan dateres på denne måten, og deglasiasjonstidspunktet for stedet er dermed bestemt i og med at strandlinjen for marin grense i de fleste tilfeller representerer havnivået på stedet like etter at stedet ble isfritt. Datering av mange lokaliteter for marin

grense innenfor et område danner grunnlag for en regional isrecessjonskronologi som kan representeres grafisk som et isocesskart. Dette er et isolinjekart for antatt synkrone isfrontlinjer. Det må benyttes en isolinjealgoritme som får fram linjer som mest mulig ligner på en isfront når det tas hensyn til terrenget i området.

Den klassiske metoden for absolutt havnivådatering av isrecessjonen er datering ved hjelp av et grafisk relasjonsdiagram (Tanner 1930). Grønlie (1941) var den første til å lage en matematisk formulering av geometrien i relasjonsdiagrammet ut fra en enkel geofysisk isostasimodell. Metoden ligner på den metoden som benyttes i Sollid & Kjenstad (1980) selv om formuleringen er forskjellig. Det har etter hvert vist seg at forløpet av strandforskyvningen i Norge generelt har et noe annet forløp enn det som forutsettes for bruk av relasjonsdiagrammet, slik at denne metoden derfor er mindre brukbar for norske forhold.

Andrews (1970) benytter en lignende modell på data fra Canadas arktiske områder. Strandforskyvningsforløpet beregnes på grunnlag av ulike former for kvartærgeologiske data. Det er funnet en generell tilpasningsformel for strandforskyvningen i området, som ligner på formelen i Sollid & Kjenstad (1980).

Morner (1974) presenterer en metode som bl. a. kan brukes til datering av isrecessjon ut fra dataene i et vanlig ekvidistant strandlinjediagram. Det er laget et formel som beskriver forholdet mellom strandlinjegradiant, hevingsrate, MG-gradient og isresessjonsrate. Hvis tre av disse størrelsene er gitt, så kan det fjerde beregnes implisitt.

#### **HAVNIVÅMODELLEN TESTET PÅ OSLOFJORDOMRÅDET**

Oslofjordområdet er valgt ut som testområde fordi det her er tilgang på et stort og variert feltmateriale både når det gjelder havnivåendringer og isrecessjonskronologi. Dette gir mulighet for å estimere modellen på et stort feltmateriale og å teste resultatene mot uavhengig feltmateriale. Testområdets avgrensning er gjengitt i fig. 1.

Marine grenser innenfor testområdet varierer mellom ca. 150 og ca. 220 m o.h., og store deler av området ligger under marin grense (spesielt på østsiden av fjorden). Det er et klassisk område for studier av isrecessjonskronologi (Brøgger 1901, Holtedahl 1953, 1960, Sørensen 1979). Isrecessjonslinjene er mange steder morfologisk kartlagt i detalj (Holtedahl 1924, Undås 1950, Holmsen 1951, Gjessing 1980), og noen av linjene er godt datert ved hjelp av radiokarbon



Fig. 1:  
Testområdet  
(skravert).

dateringer. De nyeste regionale oversikten over data fra området er presentert i Sørensen (op. cit.), og en oversikt over kartlagte isrecessjonstrinn med en ajourført isrecessjonskronologi er gjengitt i fig. 2.

#### **ESTIMERING AV HAVNIVÅMODELLEN I OSLOFJORDOMRÅDET**

Innenfor undersøkelsesområdet er det samlet inn data for seks strandforskyvningskurver (fig. 3). To av kurvene er pollen-datert (Hafsten 1956 fra Oslo-området og Danielsen 1970 fra søndre Østfold), mens de resterende kurvene er radiokarbon-daterte (Henningsmoen 1971 fra søndre Vestfold, Sørensen 1971 fra Ski-området, Stabell 1980 fra Porsgrunnområdet og Stabell op. cit. fra Kragerø-området). Det finnes ingen entydig og allment akseptert transformasjon mellom pollenalder, radiokarbonalder og kalenderalder for hele den aktuelle perioden. Det er derfor valg bare å arbeide med radiokarbon-daterte

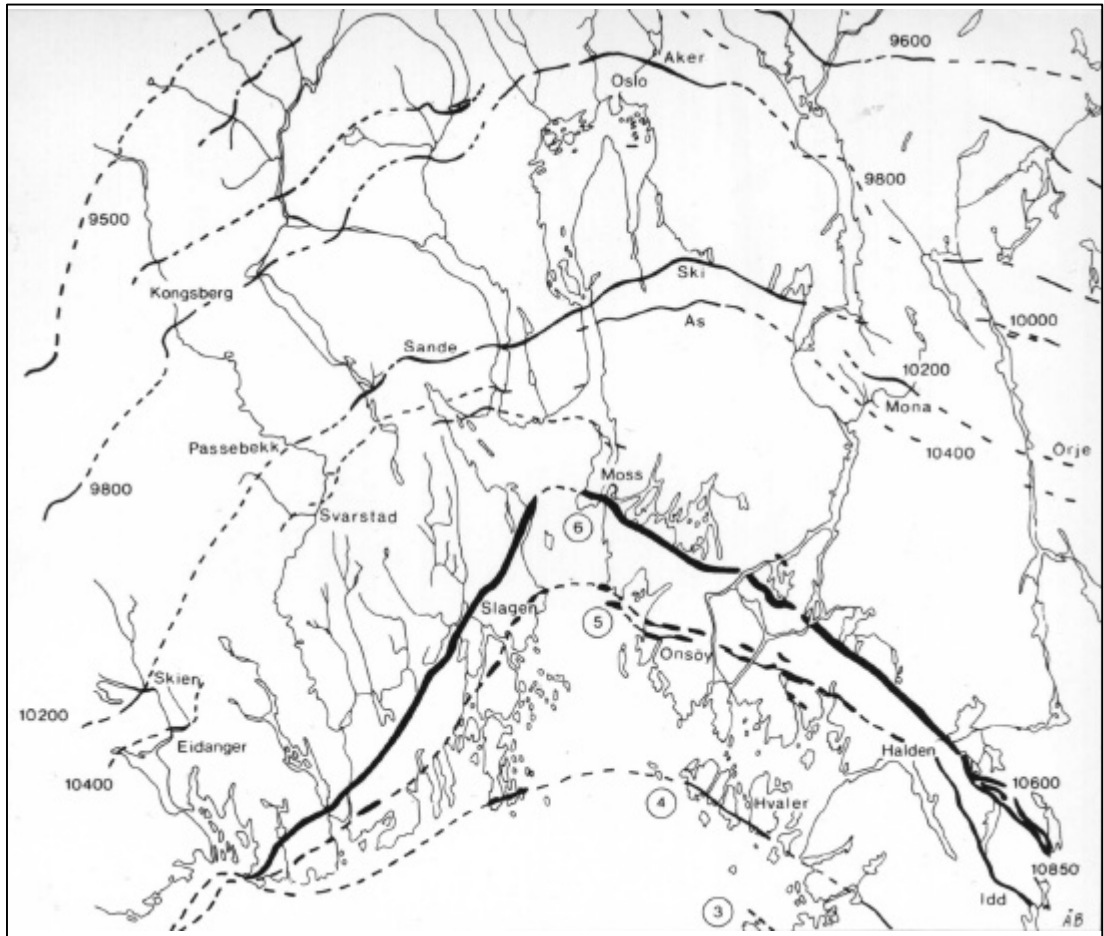


Fig. 2: Isrecessjonskronologi i Oslofjordområdet etter Sørensen (1979)

kurver. Av disse ligger kurvene fra Kragerø og Porsgrunn forholdsvis nær den veldaterte kurven fra søndre Vestfold og gir av den grunn ikke noen vesentlig tilleggsinformasjoner. Det er derfor valgt å lage en havnivåmodell basert på de to veldaterte kurvene fra søndre Vestfold (fig. 4) og fra Ski (fig. 5). Begge disse to grunnlagskurvene har tydelig logaritmisk forløp slik at den logaritmiske transformasjonen benyttes ved normaliseringen. Trendkurvetilpasningen gir brukbart resultat ved 3. orden for begge kurvene. De andre kurvene brukes som kontroll på havnivåmodellens kvalitet. En veldatert kurve fra Gøteborgsområdet (Påse 1983) ligger for langt unna Oslofjordområdet til å kunne brukes både til kalibrering av modellen eller som kontroll. Det arbeides dessuten med å få radiokarbondatert noen av lokalitetene som ligger til grunn for Danielsens kurve fra søndre Østfold (Sørensen in prep.)

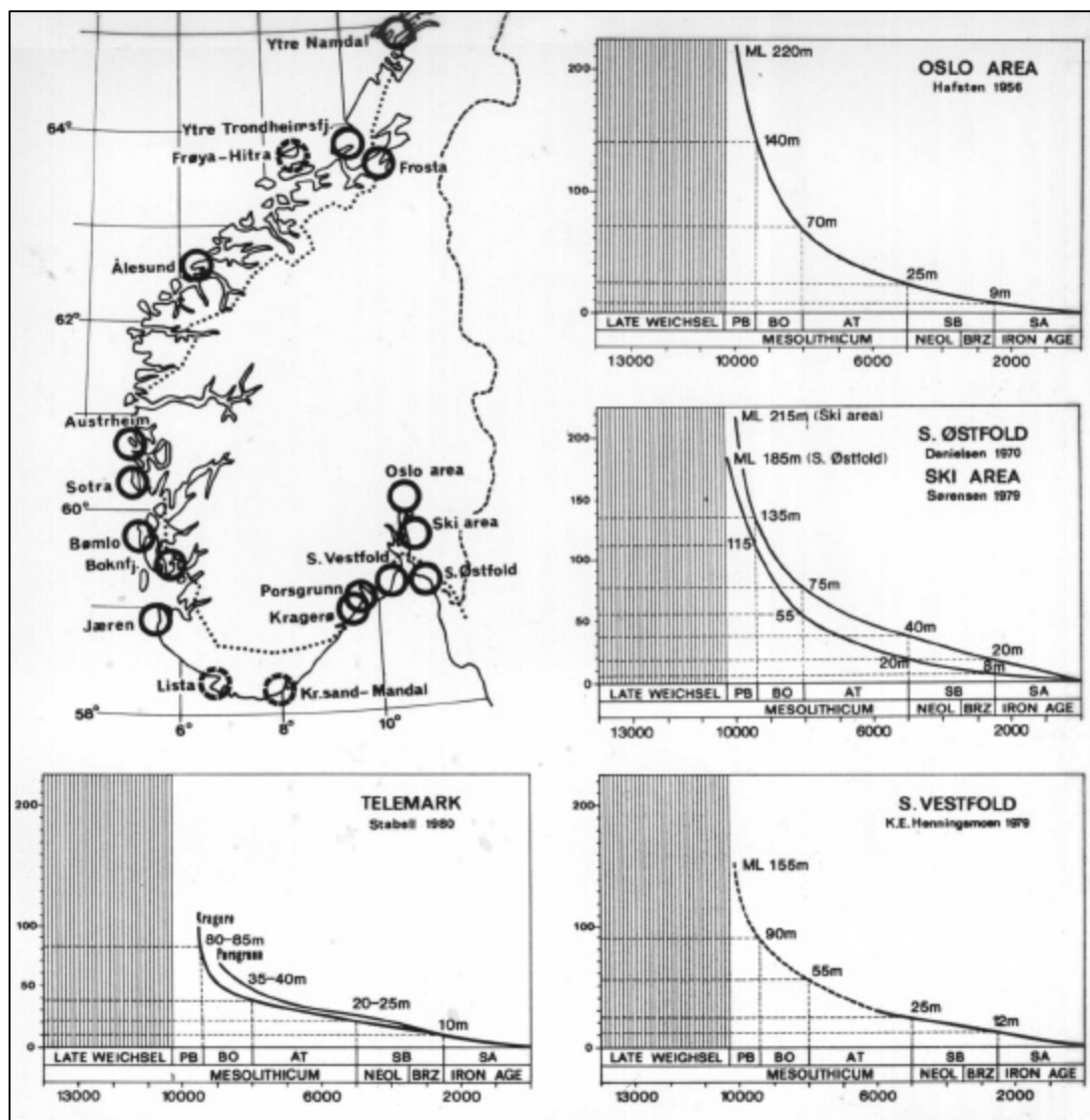


Fig. 3: Strandforskyvningskurve i Oslofjordområdet etter Hafsten (1983).

I motsetning til områder i Midt-Norge og Nord-Norge eksisterer det i Oslofjorden ikke noen sammenhengende sen-glasiøle morfologiske strandlinjer. Et synkront havnivå fra 9500 BP konstrueres derfor på grunnlag av data fra de radiokarbon-daterede strandforskyvningskurvene innenfor området med en regional form som passer med tilsvarende data fra hele Sør-Norge og Sør-Sverige sett under ett. Sørensen (1979) angivelse av dette havnivået for det sentrale Oslofjordområdet antas videre å være riktig. En rekonstruksjon av dette havnivået er gjengitt i fig. 6. Både høyde og form virker rime- lig, men usikkerheten blir noe større enn ved den konvensjo- nelle rekonstruksjonsmetoden. Usikkerhetsgrensene kan heller ikke beregnes slik som vist tidligere, men må anslås ut fra usikkerheten i grunnlagskurvene innenfor området og analogi-

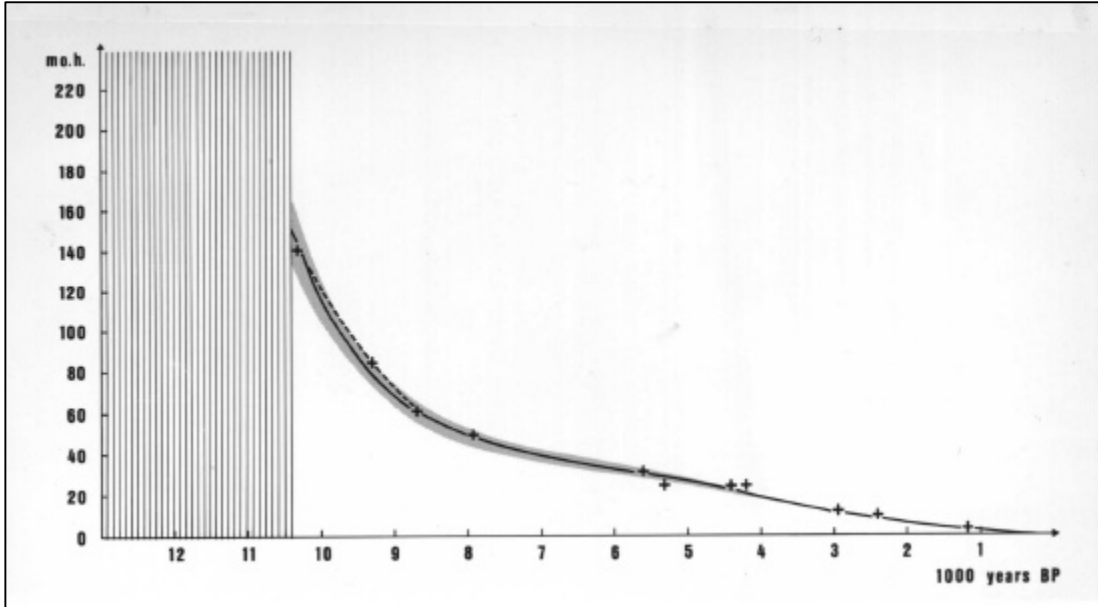


Fig. 4: Strandforskyvningskurve (stiplet) med grunnlagsdata fra Vestfold (Henningsmoen 1979) sammenlignet med en 3. ordens trendkurve tilpasset grunnlagsdataene (heltrukket med skravert felt for et standardavviks usikkerhet).

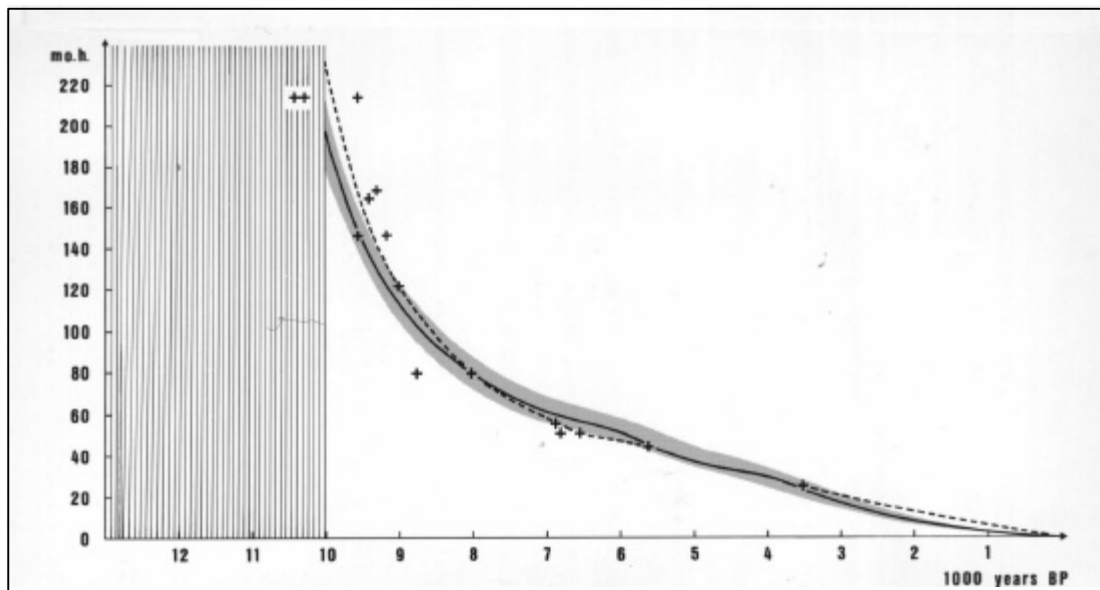


Fig. 5: Strandforskyvningskurve (stiplet) med grunnlagsdata fra Ski (Sørensen 1979) sammenlignet med en 3. ordens trendkurve tilpasset grunnlagsdataene (heltrukket med skravert felt for et standardavviks usikkerhet).



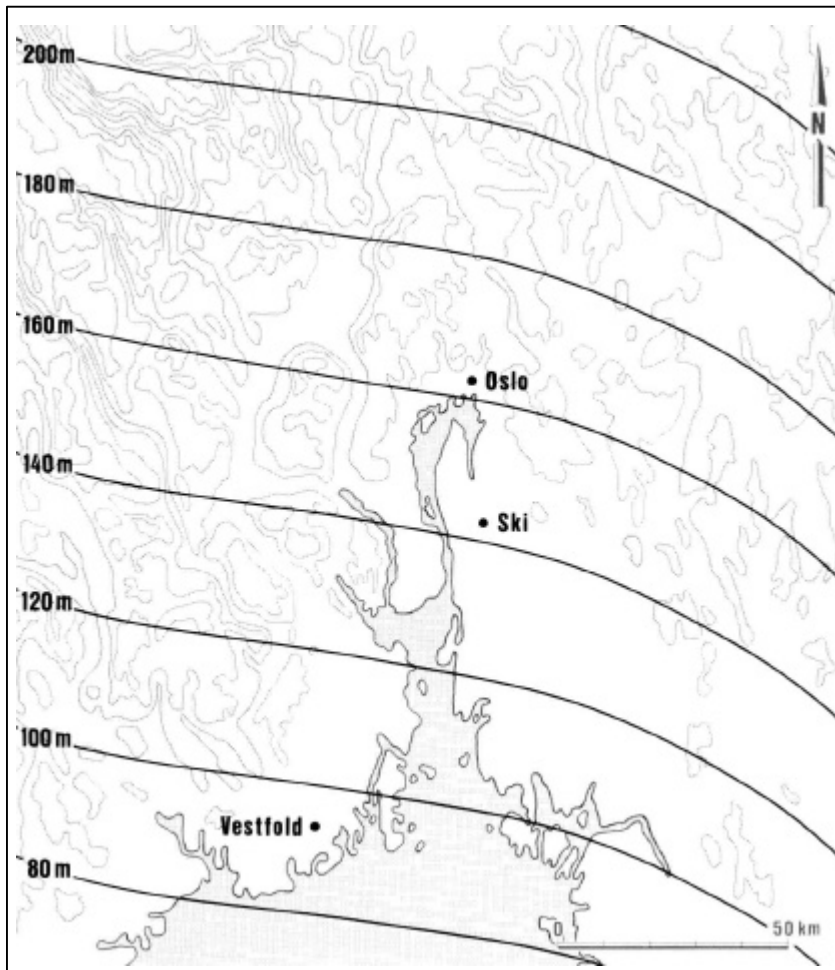


Fig. 6:  
Synkron  
havnivåflate  
fra 9500 BP  
vesentlig  
etter  
Sørensen  
(1979).

betraktninger til data fra andre områder. På dette grunnlag anslås usikkerheten (et standardavvik) til å være i størrelsesorden 5 m i de sentrale delene av området økende til omkring 10 m i de perifere delene. Usikkerheten for den synkrone havnivåflaten bidrar dessuten med forholdsvis lite i den totale usikkerheten slik at usikkerheten for den synkrone havflaten med fordel kan overestimeres.

Som modell for glatt overgang mellom kurvene benyttes spesi-  
almodellen for tilfellet med to kurver (se Appendix 1).

### BEREGNEDE STRANDFORSKYVNINGSKURVER FRA OSLOFJORDOMRÅDET

Som nevnt kan det konstrueres strandforskyvningskurver fra et vilkårlig sted på grunnlag en havnivåmodellen. Fig. 7, 8, 9 og 10 viser sammenligningen av beregnede og daterte kurver for de stedene som ikke ble tatt med i modellen. Figurene viser den beregnede kurven fra de respektive steder med usikkerhetsgrenser sammenlignet med kurvene i originalarbeidene. For de to pollendaterte kurvene fra Oslo (fig. 7) og søndre Østfold (fig. 8) er samsvaret mellom de den opprinnelige kurven og den beregnede kurven god for perioden før 9000 BP og for perioden etter 5000 BP. Forskjellen mellom kurvene for den mellomliggende perioden på opptil 1500 år må først og fremst tilskrives forskjellen i radiokarbonalder og pollenalder for lokaliteter i denne perioden.

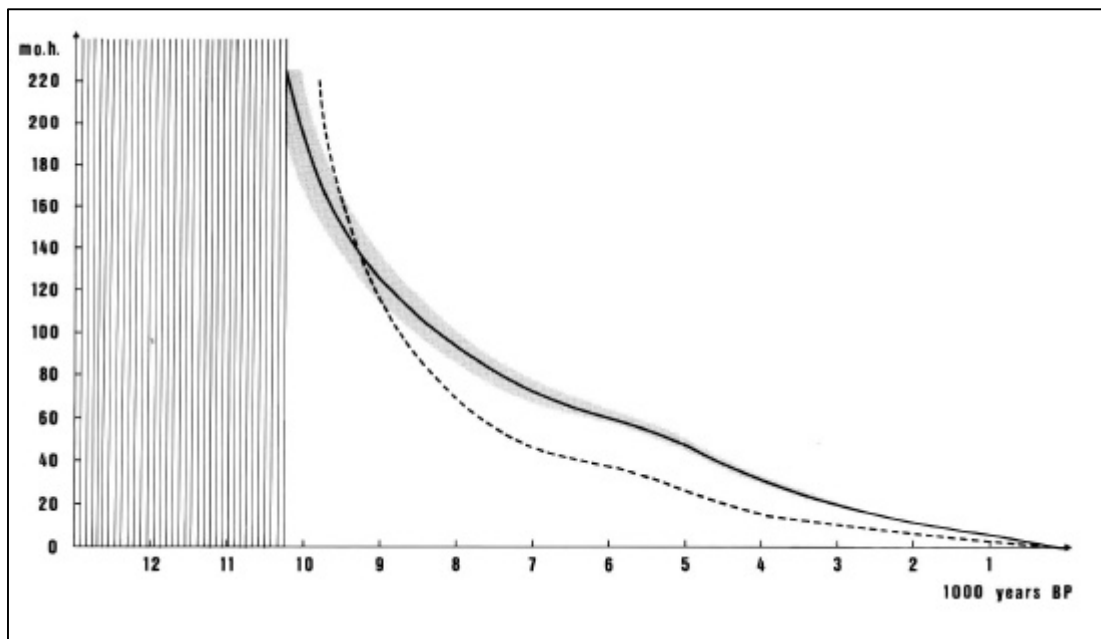


Fig. 7: Strandforskyvningskurve (stiplet) fra Oslo (Hafsten 1956) sammenlignet med beregnet strandforskyvningskurve fra samme stedet (heltrukket med skravertfelt for et standardavviks usikkerhet).

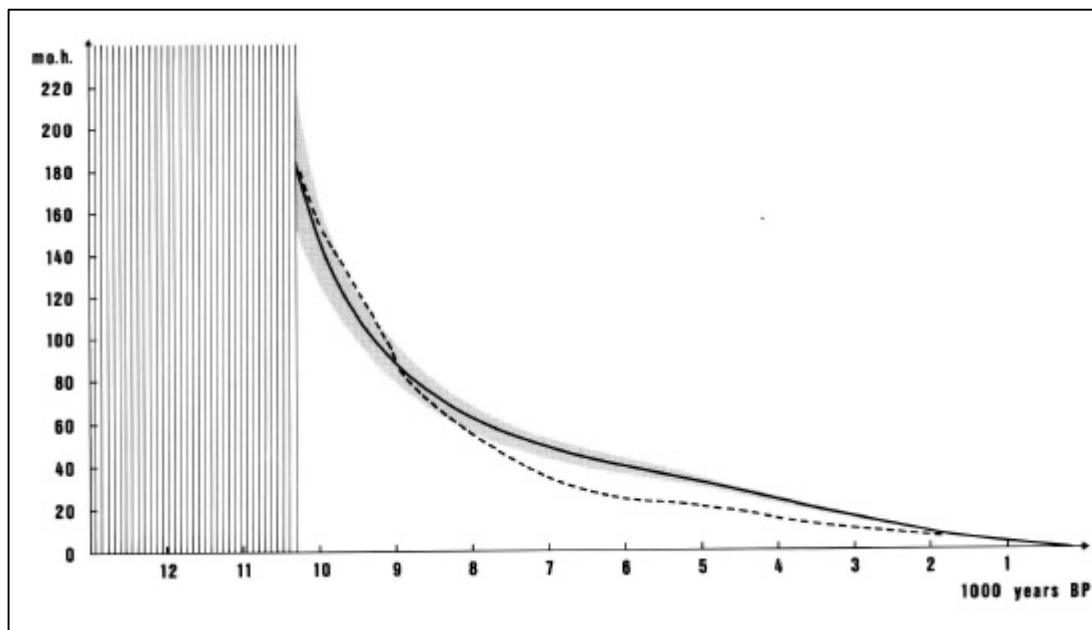


Fig. 8: Strandforskyvningskurve (stiplet) fra Østfold (Danielsen 1970) sammenlignet med beregnet strandforskyvningskurve fra samme stedet (heltrukket med skravert felt for et standardavviks usikkerhet).

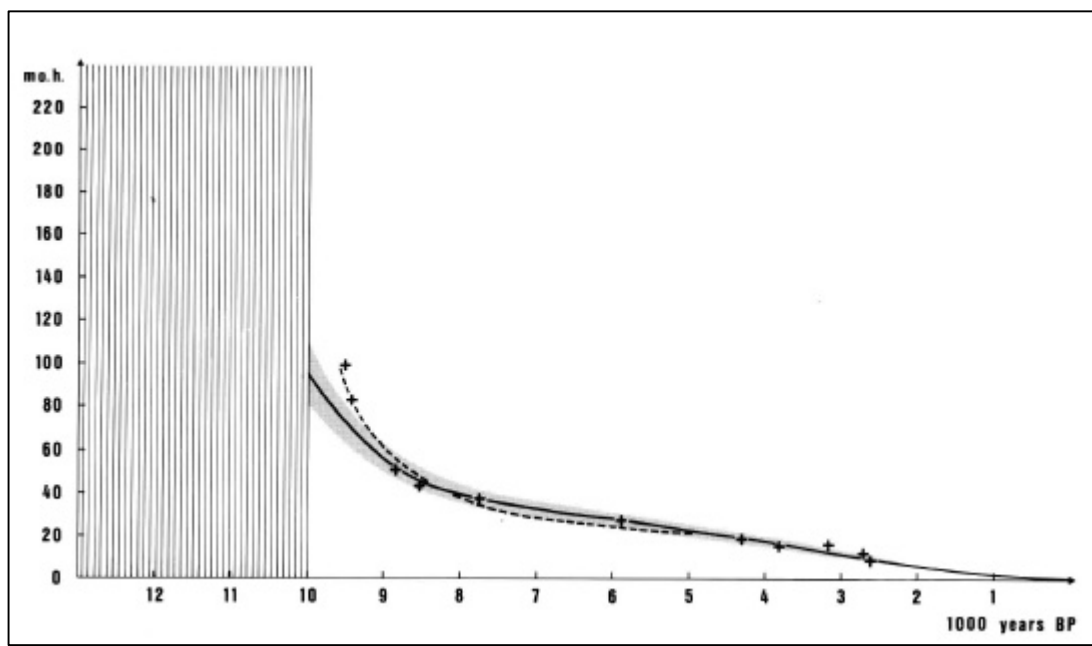


Fig. 9: Strandforskyvningskurve (stiplet) med grunnlagsdata fra Kragerø (Stabell 1980) sammenlignet med beregnet strandforskyvningskurve fra samme stedet (heltrukket med skravert felt for et standardavviks usikkerhet).

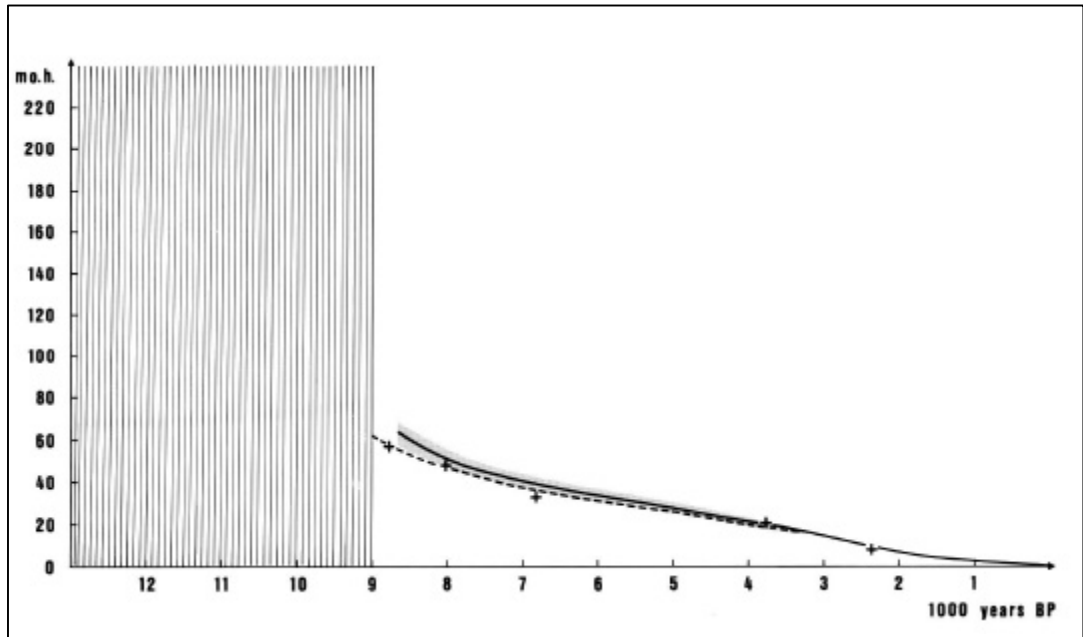


Fig. 10: Strandforskyvningskurve (stiplet) med grunnlagsdata fra Porsgrunn (Stabell 1980) sammenlignet med beregnet strandforskyvningskurve fra samme stedet (heltrukket med skravert felt for et standardavviks usikkerhet).

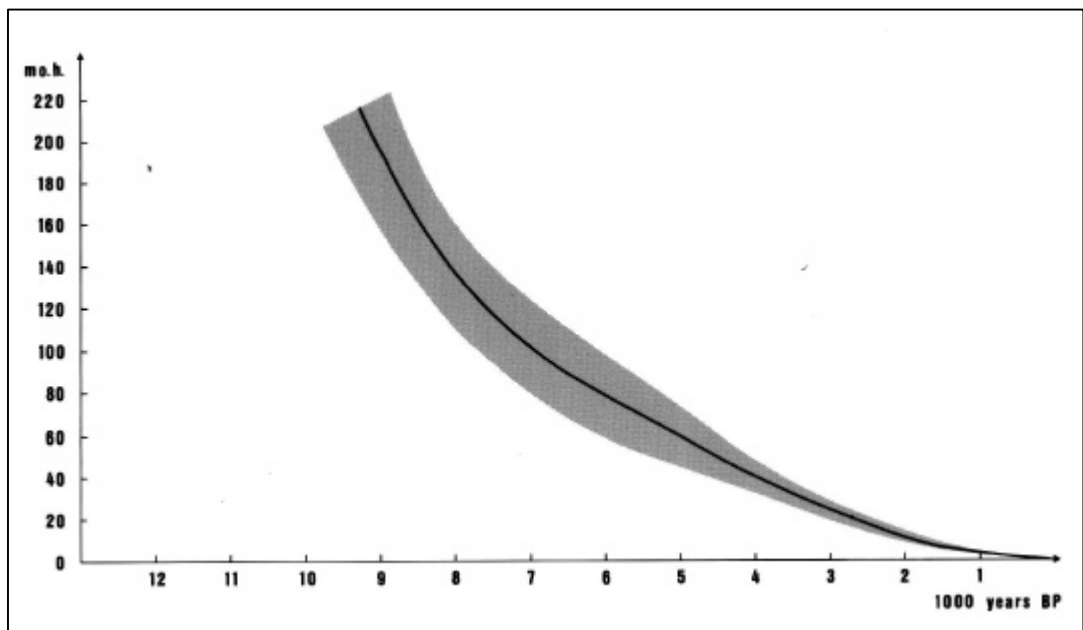


Fig. 11: Beregnet strandforskyvningskurve fra Hamar. (med skravert felt for et standardavviks usikkerhet).

For de to radiokarbondaterte kurvene fra Kragerø (fig. 9) og Porsgrunn (fig. 10) er samsvaret svært godt tilbake til omkring 8000 BP. For den eldste delen er imidlertid den observerte kurven brattere enn den beregnede. Stabell (pers. medd.) presiserer imidlertid at dateringene for de høyeste lokalitetene er mer usikre. I Telemarksområdet foregikk is-recessjonen langsommere enn i den sentrale delen av Oslofjorden. Dette kan ha medført at starten på den sterke postglasiale landhevingen i Telemarksområdet hang igjen i forhold til resten av Oslofjorden. Disse faktorene tatt i betraktning må samsvaret mellom observert og beregnet landheving kunne sies å være godt.

Som eksempel på ekstrapoleringseffekten i havnivåmodellen er det vist en beregnet strandforskyvningskurve fra Hamar (fig. 11). Usikkerheten er uakseptabelt stor. Ekstrapolering over så store avstander kan derfor ikke foretas uten videre.

#### **BEREGNEDE ISOBASKART FRA OSLOFJORDOMRÅDET**

Fig. 12 viser et eksempel på et beregnet isobaskart fra 8000 BP sammen med paleogeografiske kart fra det samme tidspunktet. Det paleogeografiske kartet er framkommet ved å koble sammen resultatene fra havnivåmodellen med data fra en topografisk database fra området.

Tidsvariasjonen for isobasretningen og isobasgradienten er beregnet og plottet i fig. 13 for et tilfeldig valgt sted omtrent midt i undersøkelsesområdet (Horten). Trenden i havnivåmodellen er såpass stiv at forløpet av kurvene ville blitt omtrent den samme om et annet sted var blitt valgt.

Isobasgradienten har avtatt sterkt i perioden før ca. 6000 BP og forholdsvis svakt og mer lineært i perioden etter dette tidspunktet. Den sterke endringen i isobasgradienten før ca. 6000 BP skyldes den isostatisk hevingen av landblokken etter bortsmeltingen av innlandsisen. Gradientverdiene var særdeles store i perioden før ca. 9000 BP mens isfronten ennå sto innenfor området, og tyngden av breen medførte forsinkelser i den isostatisk hevingen etterhvert som breen smeltet tilbake. Etter ca. 6000 BP har isobasgradienten vært liten og forandringene har hatt mer lineært forløp. Det kan se ut som om hevingen i denne perioden har mer preg av en tektonisk heving av en stiv landblokk. Et slikt todelt forløp er observert flere steder i Skandinavia. Morner (1977) påpeker at strandforskyvningen i Sør-Sverige korrigerer for eustatisk havnivåforandring og justert til kalendertidsskala kan spaltes i to faktorer. Den ene faktoren som døde ut for ca. 3000 år siden, har et eksponensielt forløp med en relaksasjonstid på 2000-2500 år, og den andre som startet for ca. 8000 år siden, har et forholdsvis lineært forløp. Den eksponentielle

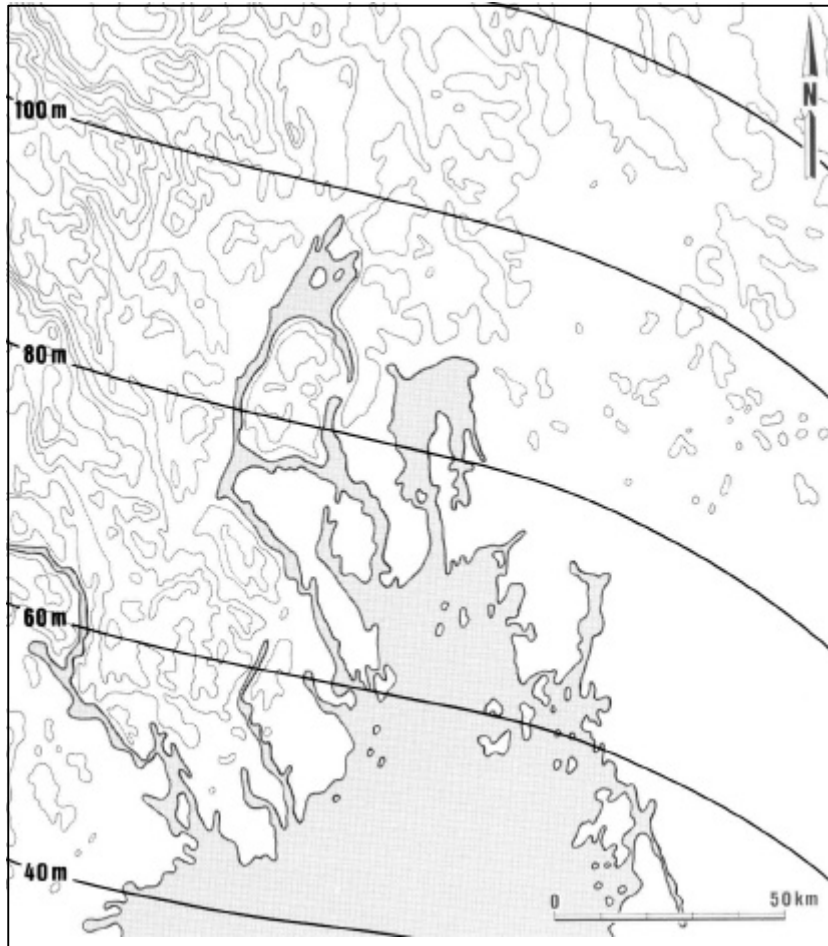


Fig. 12:  
Beregnet iso-  
baskart og  
paleogeograf-  
isk kart fra  
8000 BP.

faktoren skyldes i flg. Morner (1979) bevegelser en astenosfære med lav viskositet, mens den lineære faktoren er av mer uklart opphav. For en mer samlet geofysisk behandling av strandforskyvningen henvises til Morner (1980)

Isobasretningen har i følge fig. 13 dreiet svakt i løpet av perioden. Det er to klare faser i dreiningsforløpet, nemlig før og etter ca. 7000 BP. Effekten er forsøkt illustrert skjematisk i fig. 1' ved at det er tatt utsnitt av havnivåflatene med påtegnet isobas for tidspunktene 11000 BP og 7000 BP. På tidspunktet 11000 BP er store deler av Sør-Sverige isfritt (Berghlund & Morner 1983), mens store deler av Sør-Norge ennå er dekt av is (Andersen 1979). På dette tidspunktet har derfor den sørsvenske landblokken unnagjort en større andel av den totale isostatisk landhevingen enn den sørnorske landblokken. Dreiningsforløpet i perioden 11000 BP til 7000 BP skyldes at områdene vest for Oslofjorden i denne perioden hadde en relativt større isostatisk landheving enn områdene øst for fjorden. Dreiningsforløpet etter ca. 7000 BP viser den motsatte trenden. Det er imidlertid her snakk om svært små landhevingsbevegelser og liten isobasgradient (fig 13), noe som medfører at beregningen av isobasretningen i

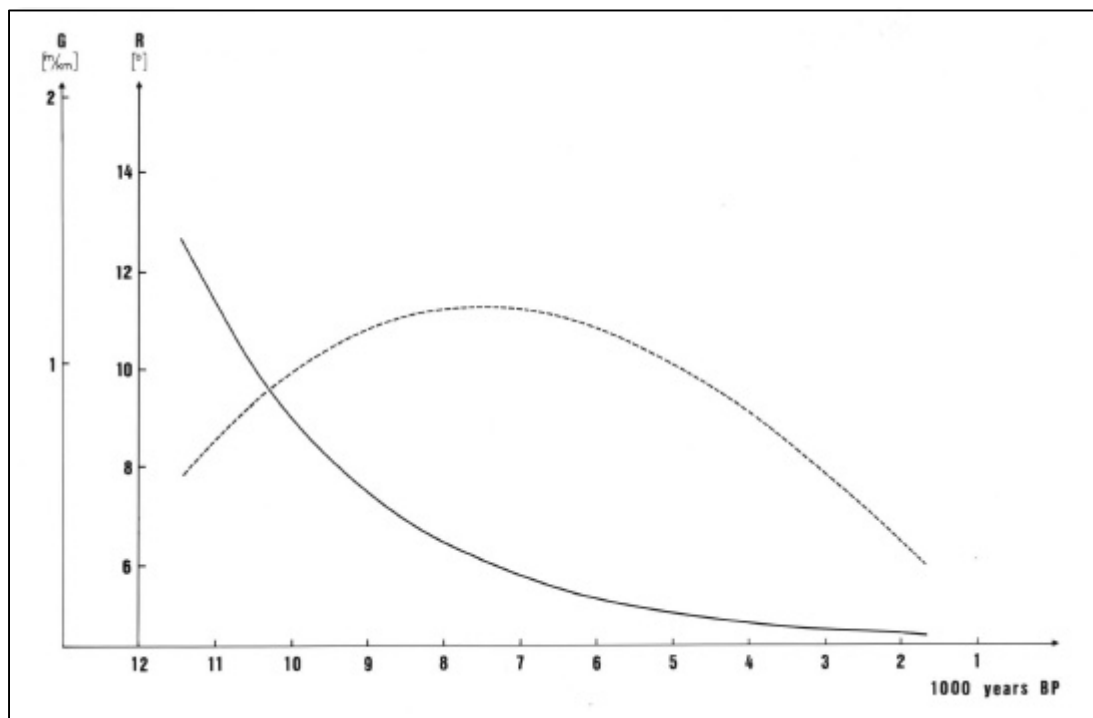


Fig. 13: Tidsvariasjonene i isobasretning (R: stiplet) og isobasgradient (G: heltrukket) for et tilfeldig punkt omtrent midt i undersøkelsesområdet (Horten).

denne perioden blir mer følsom overfor usikkerheter i havnivåmodellen. Det er derfor usikkert om dreiningen som kan observeres etter ca. 7000 BP er signifikant. Hvis dreiningen er signifikant, må den antatt tektoniske bevegelsen etter ca. 6000 BP ha hatt et annet hevningsentrum en den isostatistiske hevingen i perioden før ca. 6000 BP. Det har vært antatt at forskjellen i landhevingsforløp øst og vest for Oslofjorden kan skyldes tektoniske bevegelser langs forkastningsprekker i fjordløpet (Sørensen pers. medd.). Figuren viser imidlertid at årsaken også kan være svake dreininger i isobasretningen.

#### DATERING AV ISRECESSJONEN

Isrecessjonen kan som nevnt dateres ved å datere lokaliteter for marine grenser innenfor området. Det antas at den marine grensen representerer havnivået på stedet umiddelbart etter at isbreen forsvant. Høyden på den marine grensen måles, og alderen på det tilsvarende havnivået dateres ved hjelp av

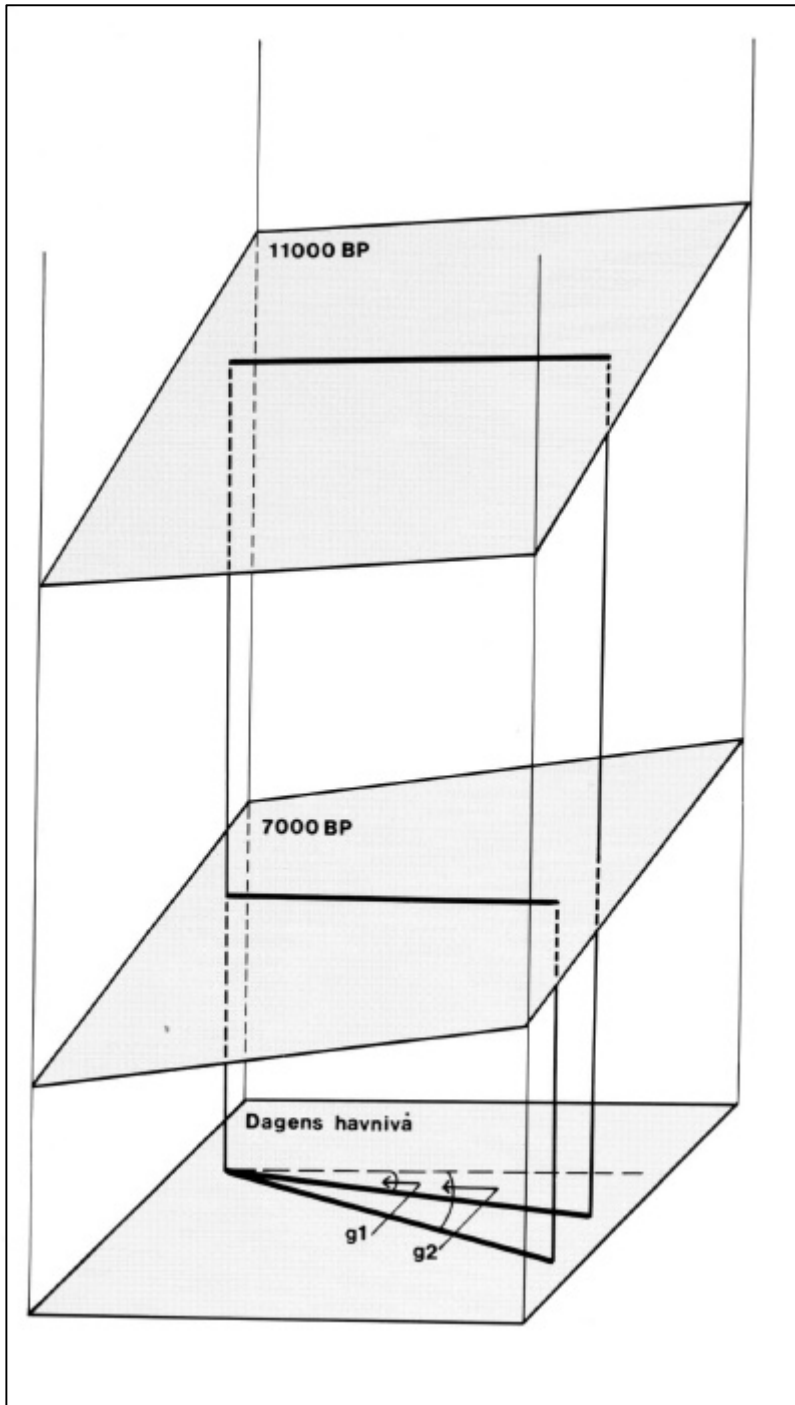


Fig. 14:  
Prinsippskisse  
som viser  
dreiningen av  
isobasretningen  
som funksjon av  
tid. Figuren  
viser utsnitt  
av  
havnivåflatene  
med påtegnet  
isobas for  
tidspunktene  
11000 BP og  
7000 BP.

havnivåmodellen. Usikkerheten i bestemmelsen av høyden på den marine grensen avhenger av kvaliteten på lokaliteten og antas å være av størrelsesorden 1 til 5 m. Usikkerheten i dateringen er derfor summen av måleusikkerheten og usikkerheten som beregnes i havnivåmodellen.



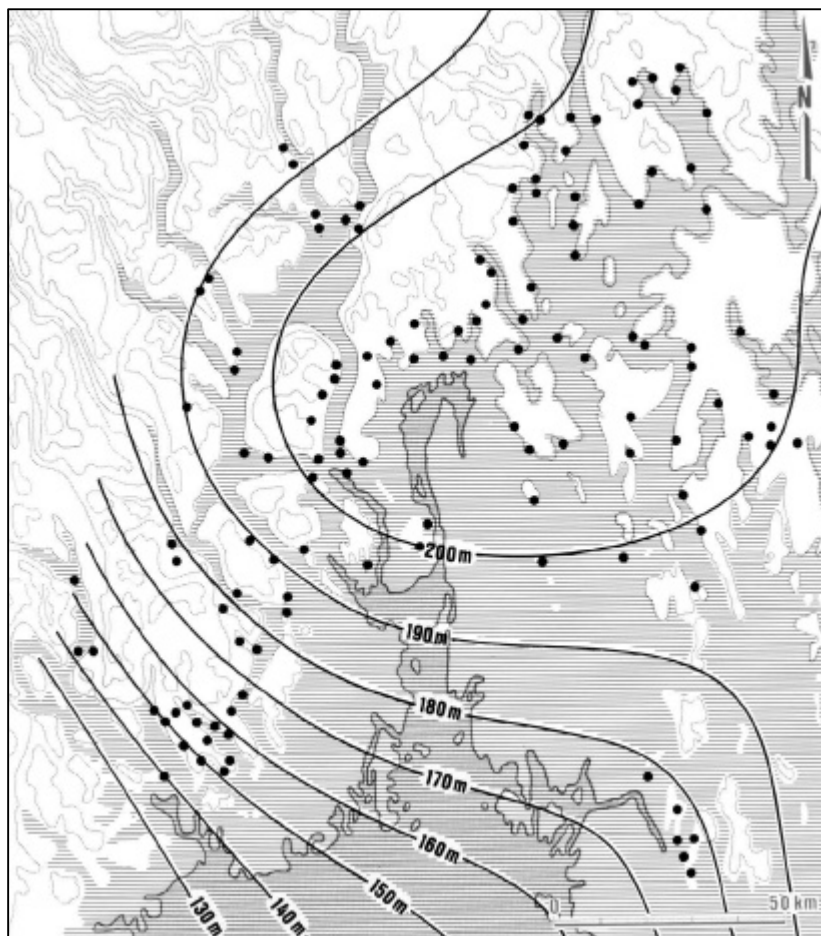


Fig. 15:  
Lokaliteter  
for marin  
grense  
innenfor  
testområdet.  
Opplysninger  
om  
lokalitetene  
er gitt i  
appendix 3.  
Isolinjene  
angir en 4.  
ordens  
trendflate  
tilpasset  
samlingen av  
lokaliteter  
og gir derfor  
en  
tilnærmet  
høyde-  
angivelse for  
lokalitetene.

Innenfor undersøkelingsområdet er ialt 132 lokaliteter datert på denne måten. Lokalitetene er avmerket i fig. 15 og listet opp i appendix 3. En del lokaliteter er hentet fra andre kilder som er angitt i lokalitetslisten. For å gjøre nettet av lokaliteter tettere er nye lokaliteter målt opp og kvalitetsvurdert med tanke på dette arbeidet. De fleste av disse lokalitetene er små bekkedelta eller større israndavsetninger. Det er denne typen lokaliteter som egner seg best for nøyaktig bestemmelse av marin grense innenfor dette området. Kvalitetsvurderingen følger en tretrinnskala som er definert i artikkel nr. IV. For en mer utførlig beskrivelse og diskusjon av kartleggingsmetoder og vurderingskriterier for strandlinjer henvises til artikkel nr. IV. I lokalitetslisten er det angitt lokalitetsnavn, UTM-koordinater, målt høyde og beregnet høyde på den synkrone havnivåflaten fra 9500 BP på stedet. Videre er det angitt beregnet alder med usikkerhetsestimert for det havnivået som styrte dannelsen av lokaliteten. Dette representerer det beregnede deglasiasjonstidspunktet for stedet.

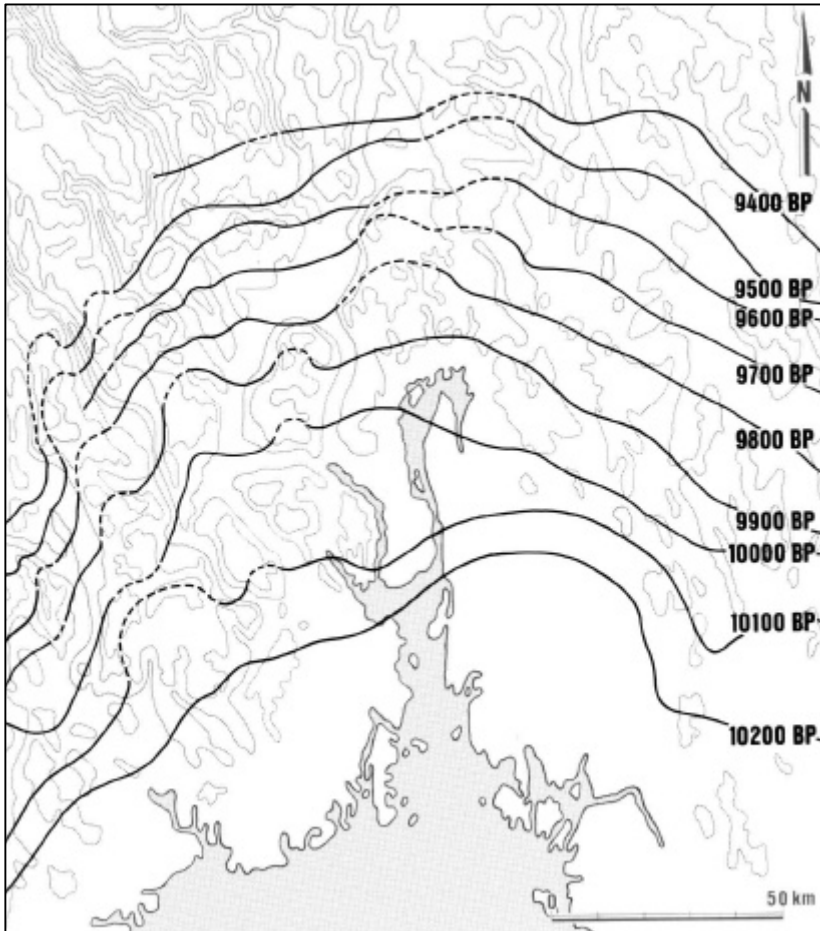


Fig. 16:  
Isokronkart  
for  
isrecessjonen  
innenfor  
testområdet  
beregnet på  
grunnlag av  
havnivå-  
daterte  
marine  
grenser.

På grunnlag av nettet av havnivådaterte marine grenser er det laget et isokronkart (fig. 16) som en isolinjetilpasning til dateringsverdiene i de enkelte lokalitetene. Algoritmen for konstruksjon av isolinjene er laget slik at isolinjene ligner mest mulig på isfrontlinjer, og det er tatt hensyn til måten de topografiske forholdene i undersøkelsesområdet må ha virket inn på forløpet av isfronten. Algoritmen er nærmere beskrevet i artikkel nr. V. På grunn av en glattingseffekt i algoritmen kan det i noen tilfelle være en viss forskjell i tid mellom lokalitetsdateringen og isokronlinjen på et sted, men vanligvis vil denne forskjellen være mindre enn usikkerheten i hver enkelt datering.

Isokronkartet sammenlignet med en recessjonskronologi etter Sørensen (1979) (fig. 2) viser mange likhetstrekk. 10100 BP-linjen følger stort sett forløpet av Ski-trinnet mens 9900 BP-linjen stort sett følger Aker-trinnet. Det er bare langs Drammensfjorden og Drammenselva at det er en merkbar forskjell. Dateringen av isfrontlinjene i Sørensen (op. cit.) bygger både på radiokarbondateringer av skjell og datering ved hjelp av et ekvidistant strandlinjediagram. Samsvaret mellom den beregnede isrecessjonskronologien og radiokarbon-

dateringene er stort sett tilfredsstillende. Tidsangivelsen for de beregnede isrecessjonslinjene og de morfologiske isfrontlinjene kan derimot ikke sammenlignes ettersom de delvis baseres på de samme grunnlagsdata. 9600 BP-linjen passerer de store isranddeltaene på Romerike (Hauerseter) og Ringerike (Eggemoen). En slik korrelasjon kan dessverre ikke kontrolleres morfologisk, men løsningen virker ikke urimelig. Det ser derfor ut til at den beregnede recessjonskronologien gir et godt regionalt bilde av isavsmeltingskronologien.

Isavsmeltingskronologien kan vanskelig settes inn i den glasialdynamiske isavsmeltingsmodellen som presenteres i Kjenstad & Sollid (1982) ettersom denne modellen først og fremst gjelder for typiske, overfordypede fjorder. Innenfor undersøkelsesområdet i den aktuelle avsmeltingsperioden er det bare Indre Oslofjord og Tyrifjorden som kan karakteriseres som små overfordypede fjordbasseng. I disse to bassengene kan kalvingseffekten til en viss grad spores i enkelt-dateringene, men stort sett viser isrecessjonskronologien og fordelingen av israndavsetninger en forholdsvis rask og jevn nedsmelting av isbreen. Lokalt henger isfronten seg opp på terskler i elvedaler og grunne skjærgårdsområder.

#### **SENGLASIALE PALEOGEOGRAFISKE KART**

For å illustrere de paleogeografiske forholdene i samband med dannelsen av Ås/Ski-trinnet, Aker-trinnet og Ringerike/Romerike-trinnene er det i fig. 17, 18 og 19 laget paleogeografiske kartskisser. For å kunne lage paleogeografiske kart fra bestemte senglasiale tidspunkt er det i tillegg til havnivå nødvendig å rekonstruere isoverflatens. Ettersom dette ikke er tema for undersøkelsen, er det som tilnærming benyttet en enkel modell der overflaten av innlandsisen har parabelform langs strømningslinjene. Dette er den idealiserte formen til en innlandsis bestående av plastisk is på flatt underlag. Strømningslinjene og høydeverdiene er konstruert iterativt med fronten liggende langs en recessjonslinje. Iterasjonsprosedyren gjør at beliggenheten av isfronten i noen tilfeller avviker svakt fra isokronkartet. Det vises til artikkel nr. V for en mer utførlig diskusjon om generell rekonstruksjon av paleoisbreers overflateform. Det paleogeografiske kartet framkommer ved koblingen av havnivå, topografi og iskropp på de valgte tidspunktet. På tross av usikkerheten i rekonstruksjonen av isbergs overflateform gir de paleogeografiske kartene regionalt sett et godt visuelt bilde av landskapet på de ulike tidspunktene.

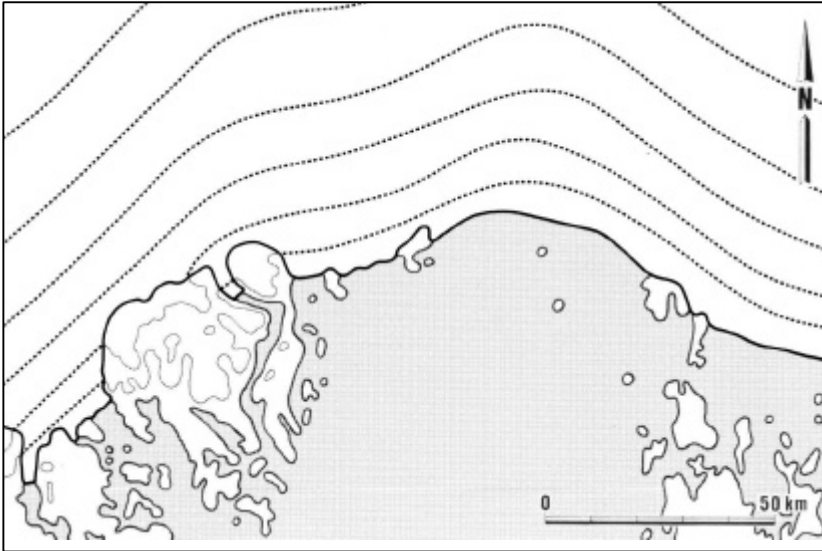


Fig. 17:  
Beregnet  
paleo-  
geografisk  
kart for  
10100 BP.

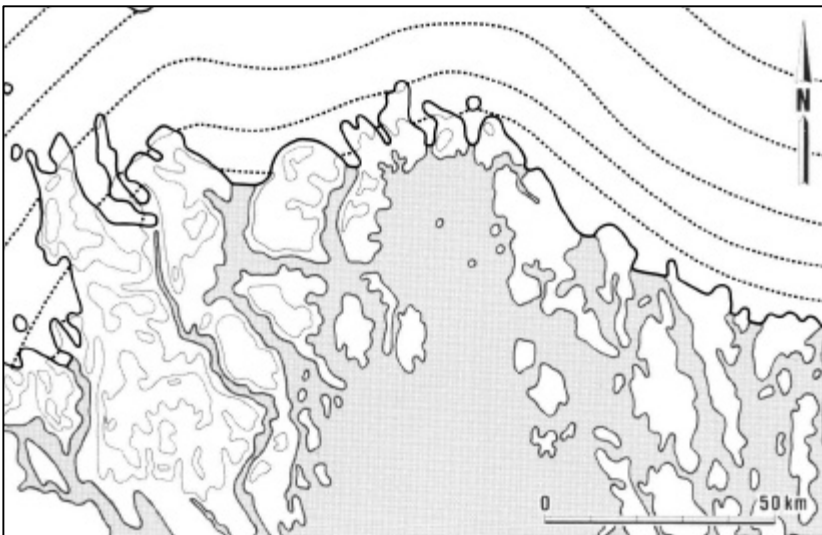


Fig. 18:  
Beregnet  
paleo-  
geografisk  
kart for  
9900 BP.

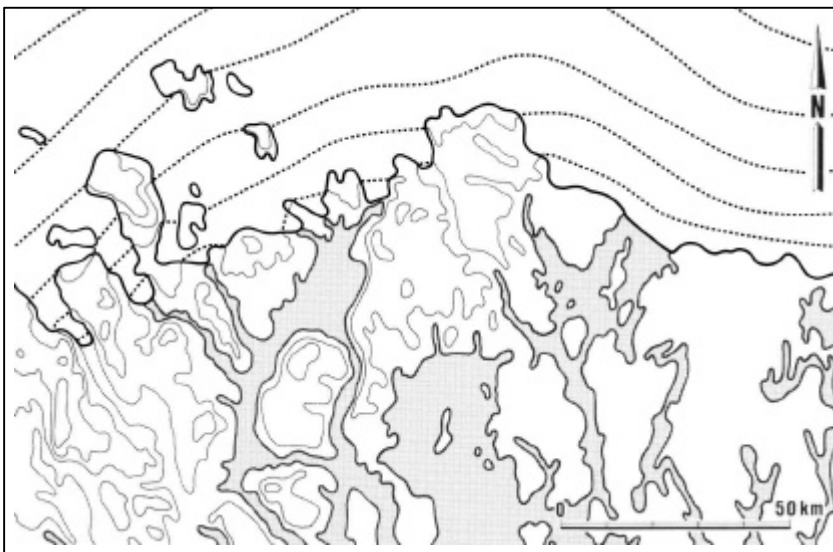


Fig. 19:  
Beregnet  
paleo-  
geografisk  
kart for  
9600 BP.

## KONKLUSJON

Den presenterte rekonstruksjonsmodellen anvendt på data fra Oslofjordområdet har vist seg å gi akseptabelt resultat. De presenterte resultatene gir en meget god uavhengig bekreftelse på tidligere arbeider fra området. Den største fordel ved å arbeide med slike rekonstruksjonsmodeller er muligheten for å sette sammen et komplisert sett av felldata i tid og rom. Dette gjør det lettere å se mønstre og trender i komplekse naturforhold, samt å kunne se felldataenes statistiske begrensning og kvalitet. En implementering av havnivåmodeller og isbremodeller på en interaktiv datamaskin med grafisk presentasjonsutstyr vil kunne være et nyttig arbeidsredskap for kvartærgeologer.

## REFERANSER

- ANDERSEN, B. G. 1979: The deglaciation of Norway 15000-10000 BP. Boreas 8, 79-87.
- ANDREWS, J. T. 1970: A geomorphological study of post-glacial uplift with particular reference to Arctic Canada. Institute of British Geographers, London. 156 pp.
- BERGLUND, B. & MORNER, N.-A. 1983: Late Weichselian deglaciation and chronostratigraphy of Southern Scandinavia: problems and present "state of the art". Abstract of the second Nordic symposium on climatic changes and related problems, Stockholm 1983. Det danske meteorologiske institutt, København, 9-13.
- BRØGGER, W. C. 1901: Om de sen-glaciale og post-glaciale nivåforandringene i Kristianiafeltet. Norg. geol. Unders. 31.
- DANIELSEN, A. 1970: Pollen-analytical Late Quaternary studies in the Ra district of Østfold, southeast Norway. Univ. Bergen Årb. Mat.-Naturv. 14 146 pp.
- DRAPER, N. R. & SMITH, L. 1981: Applied regression analysis. 2. ed. Wiley, 701 pp.
- GJESSING, J. 1980: The Aker moraines in southeast Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 34, 9-34.
- GRØNLIE, A. 1941: Contribution to the Quaternary chronology. K. norske Vidensk. Selsk. Forh. 14, 12 pp.

- HAFSTEN, U. 1956: Pollen-analytical investigations on the Late Quaternary development in the inner Oslofjord area. Univ. Bergen. Årb. 1956. Naturv. rekke 8. 161 pp.
- HAFSTEN, U. 1983: Shore-level changes in South Norway during the last 13000 years, traced by biostratigraphical methods and radiometric datings. Norsk geogr. Tidsskr. 37, 63-79.
- HASSUM, T. L. (GJESSING, J.) 1967: Kvartærgeologiske studier i Siljan og nærliggende områder. Hovedfagsoppgave i naturgeografi. Universitetet i Oslo, Upubl.
- HENNINGSMOEN, K. 1979: En karbon-datert strandforskyvningskurve fra søndre Vestfold. In Nydal R. (ed.): Fortiden i søkelyset. Laboratoriet for radiologiske dateringer, Trondheim, 239-247.
- HOLMSEN, G. 1951: Oslo, Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. Norg. geol. Unders. 176, 62 pp.
- HOLTEDAHL, O. 1924: Studier over Isrand-terrassene syd for de store østlandske sjøer. Vidensk. Selsk. Skrifter I. Mat.-Naturv. klasse 1924, Nr. 14, 110 pp.
- HOLTEDAHL, O. (ed.) 1953: Norges geologi II. Norg. geol. Unders. 164, 587-1118.
- HOLTEDAHL, O. (ed.) 1960: Geology of Norway. Norg. geol. Unders. 208, 540 pp.
- HØYLAND, A. 1973: Sannsynlighetsregning og matematisk statistikk. Del I: Sannsynlighetsregning. Del II: Statistisk metodelære. Tapir, Trondheim.
- KJENSTAD, K. & SOLLID, J. L. 1982: Isavsmeltingskronologi i Trondheimsfjordområdet. Glasialdynamiske prinsipper. Norsk geogr. Tidsskr. 36, 153-162.
- MORNER, N.-A. 1974: Relation between shoreline gradients, uplift, and ice recession. Norsk geogr. Tidsskr. 28, 237-241.
- MORNER, N.-A. 1977: Past and present uplift in Sweden: glacial isostasy, tectonism and bedrock influence. Geol. Stockh. Foren. Forhandl. 99, 48-54.
- MORNER, N.-A. 1979: The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic geo-dynamics: geological evidence. GeoJournal 3, 287-318.
- MORNER, N.-A. 1980: The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamical implication. In: N.-A. Morner (ed.): Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. Wiley, 251-284.

- PÅSSE, T. 1983: Havstrandens nivåforandringer i norra Halland under Holocen tid. Geologiska institutet, Göteborgs universitet, Publ. A 45, 174 pp.
- SOLLID, J. L. & KJENSTAD, K. 1980: Hovedflaten (Yngre Dryas' havnivå) som basis for kvartær kronologi i Midt-Norge. Et metodeforsøk. Norsk geogr. Tidsskr. 34, 93-96.
- STABELL, B. 1980: Holocene shorelevel displacement in Telemark, southern Norway. Norsk geol. Tidsskr. 60, 71-81.
- SØRENSEN, R. 1979: Late Weichselian deglaciation in the Oslo fjord area, south Norway. Boreas 8, 241-246.
- TANNER, V. 1930: Studier ofver kvartærsystemet i Fennoskandias nordliga delar, IV. Fennia 53, 1-594.
- TRØMBORG, D. 1974: Løsmasseformer og marine nivåer i Sauherad. Norsk. geogr. Tidsskr. 28, 127-139.
- UNDÅS, I. 1950: Om morener, israndstadier, marine grenser og jordskorpas stigning ved den sen-glaciale Oslofjord. Univ. Bergen Årb. Naturv. Rekke 1. 71 pp.

**APPENDIX 1**

**BEREGNINGSFORMLENE UTTRYKT VED HJELP AV MATRISEFORMALISME**

\*) m'te ordens trendflate på matriseform. ( $l=0.5*(m+1)*(m+2)$ )

$$Z_o = G_1 + G_2*x + G_3*y + \dots + G_1*y^{*m}$$

$$Z_o = (1, x, y, \dots, y^m) * (G_1, G_2, \dots, G_1)^t$$

$$Z_o = (\mathbf{S}_j) * (\mathbf{G}_j)$$

\*) estimering av koeffisientmatrise ( $\mathbf{G}$ ) på grunnlag av lokalitetene  $k = 1, \dots, n$

$$\left( \begin{array}{l} Z_{o,1} = G_1 + G_2*x_1 + G_3*y_1 + \dots + G_1*y_1^m \\ Z_{o,2} = G_1 + G_2*x_2 + G_3*y_2 + \dots + G_1*y_2^m \\ \vdots \\ Z_{o,n} = G_1 + G_2*x_n + G_3*y_n + \dots + G_1*y_n^m \end{array} \right)$$

$$\left( \begin{array}{l} Z_{o,1} \\ Z_{o,2} \\ \vdots \\ Z_{o,n} \end{array} \right) = \left( \begin{array}{cccc} 1 & x_1 & y_1 & \dots & y_1^m \\ 1 & x_2 & y_2 & \dots & y_2^m \\ \vdots & & & & \vdots \\ 1 & x_n & y_n & \dots & y_n^m \end{array} \right) * \left( \begin{array}{l} G_1 \\ G_2 \\ \vdots \\ G_1 \end{array} \right)$$

$$(Z_{o,k}) = (\mathbf{S}_{kj}) * (\mathbf{G}_j)$$

$$(\mathbf{G}_j) = ((\mathbf{S}_{kj})^t * (\mathbf{S}_{kj}))^{-1} * (\mathbf{S}_{kj})^t * (Z_{o,k})$$



\* ) normalisering av strandforskyvningsdata nr. k fra kurve nr. j<sub>o</sub> :

- lineærtransformasjon:

$$Z_k' = Z_{k,x_{j_o},y_{j_o},norm} = Z_{k,x_{j_o},y_{j_o}} / Z_{o,x_{j_o},y_{j_o}}$$

- logaritmetransformasjon:

$$Z_k' = Z_{k,x_{j_o},y_{j_o},norm} = \ln(Z_{k,x_{j_o},y_{j_o}} + 1) / \ln(Z_{o,x_{j_o},y_{j_o}} + 1)$$

\* ) p'te ordens strandforskyvningskurve nr. j på matriseform:

$$\begin{aligned} Z_{j_o}' &= Z_{x_{j_o},y_{j_o},norm} \\ &= D_{1j_o} * t_1 + D_{2j_o} * t_1^2 + \dots + D_{pj_o} * t_1^p \\ &= (t \ t^2 \ \dots \ t^p) * (D_{1j_o} \ D_{2j_o} \ \dots \ D_{pj_o})^t \end{aligned}$$

$$Z_{j_o}' = (\mathbf{T}_i) * (\mathbf{D}_{i,j_o})$$

\* ) Estimering av koeffisientvektoren D<sub>j<sub>o</sub></sub> for den normaliserte strandforskyvningskurve nr. j<sub>o</sub> på grunnlag av C<sub>14</sub>-daterte isolasjonskontakter k = 1, ..., q

$$\left( \begin{array}{l} Z_{1j_o}' = D_{1j_o} t_1 + D_{2j_o} t_1^2 + \dots + D_{pj_o} t_1^p \\ Z_{2j_o}' = D_{1j_o} t_2 + D_{2j_o} t_2^2 + \dots + D_{pj_o} t_2^p \\ \vdots \\ Z_{qj_o}' = D_{1j_o} t_q + D_{2j_o} t_q^2 + \dots + D_{pj_o} t_q^p \end{array} \right)$$

$$\left( \begin{array}{l} Z_{1j_o}' \\ Z_{2j_o}' \\ \vdots \\ Z_{qj_o}' \end{array} \right) = \left( \begin{array}{cccc} t_1 & t_1^2 & \dots & t_1^p \\ t_2 & t_2^2 & \dots & t_2^p \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ t_q & t_q^2 & \dots & t_q^p \end{array} \right) * \left( \begin{array}{l} D_{1j_o} \\ D_{2j_o} \\ \vdots \\ D_{pj_o} \end{array} \right)$$

$$(Z_{k_{j_o}}') = (\mathbf{T}_{ki}) * (\mathbf{D}_{i,j_o})$$

$$(D_{ijo}) = ((\mathbf{T}_{ki})^t * (\mathbf{T}_{ki})^{-1} * (\mathbf{T}_{ki})^t * (Z_{kjo}'))$$

- \*) Samling av alle koeffisientvektorene  $D_i$   $i=1, \dots, p$  til de normaliserte strandforskyvningskurvene  $j=1, \dots, r$  i en matrise  $(\mathbf{D})$ .

$$(\mathbf{D}_{ij}) = ((\mathbf{D}_{i1}), (\mathbf{D}_{i2}), \dots, (\mathbf{D}_{ir}))$$

- \*) Beregning av koeffisient av orden  $i_o$  for kurve fra et vilkårlig sted  $x, y$  som funksjon av  $x$  og  $y$ .

$$\begin{aligned} (\mathbf{D}_{ioj}) &= (\mathbf{E}_{io1}) + (\mathbf{E}_{io2}) * x + (\mathbf{E}_{io3}) * y + \dots + (\mathbf{E}_{ior}) * x^u * y^v \\ &= ( (\mathbf{E}_{io1}) (\mathbf{E}_{io2}) \dots (\mathbf{E}_{ior}) ) * (1 \ x \ y \ \dots \ (x^u * y^v) )^t \end{aligned}$$

$$(\mathbf{D}_{io}) = (\mathbf{E}_{iok}) * (\mathbf{S}_k)$$

- \*) Estimering av koeffisientvektor  $(\mathbf{E}_{ioj})$  for glatt overgang mellom mellom koeffisienten  $i_o$  for kurvene  $1, \dots, r$ .

-  $r > 2$ :

$$\begin{pmatrix} D_{io1} = E_{io1} + E_{io2} * x_1 + \dots + E_{ior} * y_1^s \\ D_{io2} = E_{io1} + E_{io2} * x_2 + \dots + E_{ior} * y_2^s \\ \vdots \\ D_{ior} = E_{io1} + E_{io2} * x_r + \dots + E_{ior} * y_r^s \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} D_{io1} \\ D_{io2} \\ \vdots \\ D_{ior} \end{pmatrix}^t = \begin{pmatrix} E_{io1} \\ E_{io2} \\ \vdots \\ E_{ior} \end{pmatrix}^t * \begin{pmatrix} 1 & x_1 & y_1 & \dots & y_1^s \\ 1 & x_2 & y_2 & \dots & y_2^s \\ \vdots & & & & \vdots \\ 1 & x_r & y_r & \dots & y_r^s \end{pmatrix}^t$$

$$(\mathbf{D}_{ioj}) = (\mathbf{E}_{iok}) * (\mathbf{S}_{kj})$$

$$(\mathbf{E}_{iok}) = (\mathbf{D}_{ioj}) * (\mathbf{S}_{kj})^{-1}$$

- r=2:

Det kan bare foretas glatte overganger i retninger parallelt med forbindelseslinjen mellom de to kurvene. Langs alle linjer normalt på denne forbindelseslinjen antas som en tilnærming at alle normaliserte er like. Påfølgende formler beregnes ut fra enkel romgeometri. Legg merke til unntaksvis at  $j=1,2,3$  og  $k=1,2$ .

$$V_k = \frac{\begin{vmatrix} (x_2-x_1)*x_2 + (y_2-y_1)*y_2 & (x_1-x_2) & (y_1-y_2) \\ (x_1-x_2)*x_1 + (y_1-y_2)*y_1 & (x_2-x_1) & (y_2-y_1) \end{vmatrix}}{((x_1-x_2)^2+(y_1-y_2)^2)}$$

$$(E_{ioj}) = (D_{iok}) * (V_k)$$

- r=1:

Det er i dette tilfellet bare en kurve og det kan følgelig ikke foretas noen glatte overganger. Alle normaliserte kurver må derfor som en tilnærming antas å være like.

$$(E_{ioj}) = (D_{iok})$$

\*) Simultan estimering av koeffisientmatrisen  $(E_{ik})$ :

$$\begin{aligned} (E_{ik}) &= ((E_{1k}) (E_{2k}) \dots (E_{rk}))^t \\ &= (((S_{kj})^{-1} * (D_{1j})) ((S_{kj})^{-1} * (D_{2j})) \dots ((S_{kj})^{-1} * (D_{rj})))^t \\ &= ((D_{1j}) (D_{2j}) \dots (D_{rj}))^t * (S_{kj})^{-1} \\ &= (D_{ij}) * (S_{kj})^{-1} \end{aligned}$$

$$(E_{ik}) = (D_{ij}) * (S_{kj})^{-1}$$

\*) Normalisert strandforskyvningskurve for et vilkårlig sted basert på E-matrisen.

$$\begin{aligned} Z' &= Z_{x,y,norm} \\ &= D_1 * t_1 + D_2 * t_1^2 + \dots + D_p * t_1^p \\ &= (t \ t^2 \ \dots \ t^p) * (D_1 \ D_2 \ \dots \ D_p)^t \\ &= (T_1 \ T_2 \ \dots \ T_p) * (D_1 \ D_2 \ \dots \ D_p)^t \\ &= (\mathbf{T}_i) * (\mathbf{D}_i) \\ &= (\mathbf{T}_i) * (\mathbf{E}_{ik}) * (\mathbf{S}_k) \end{aligned}$$

$$Z' = (\mathbf{T}_i) * (\mathbf{E}_{ik}) * (\mathbf{S}_k)$$

\*) transformasjon til reell høydeverdier:

- lineærtransformasjon:

$$Z = Z_o * Z' = (\mathbf{S}_j) * (\mathbf{G}_j) * (\mathbf{T}_i) * (\mathbf{E}_{ik}) * (\mathbf{S}_k)$$

- logaritmetransformasjon:

$$\begin{aligned} Z &= \exp( Z' * \ln(Z_{o,x,y}+1) ) - 1 \\ &= \exp( (\mathbf{T}_i) * (\mathbf{E}_{ik}) * (\mathbf{S}_k) * \ln( (\mathbf{S}_j) * (\mathbf{G}_j) + 1 ) ) - 1 \end{aligned}$$

APPENDIX 2

BEREGNINGSFORMLER FOR USIKKERHETSOVERSLAG UTTRYKT VED  
HJELP AV MATRISEFORMALISME

- \*) Variansen til  $Z_o$  beregnet på grunnlag av grunnlagsdata og tidligere beregnede parametre.

$$\begin{aligned}\text{Var}(Z_o) &= \text{Var}(\mathbf{S}_j * \mathbf{G}_j) \\ &= (\mathbf{S}_j)^t * (\mathbf{Cov}(\mathbf{G})_{ij}) * (\mathbf{S}_j)\end{aligned}$$

- \*) Estimering av kovariansmatrise til  $(\mathbf{G})$

$$\begin{aligned}(\mathbf{Cov}(\mathbf{G})_{ij}) &= (\text{Sigma})^2 * ((\mathbf{S}_{kj})^t * (\mathbf{S}_{kj}))^{-1} \\ (\text{Sigma})^2 &= ((Z_{o,k})^t * (Z_{o,k}) - (\mathbf{G}_j)^t * (\mathbf{S}_{kj})^t * (Z_{o,k})) / (n-1-1)\end{aligned}$$

- \*) Variansen til normalisert høydeverdi  $Z_{jo}'$  for strand forskyvningskurve  $j_o$  beregnet på grunnlag av grunnlagsdata og tidligere beregnede parametre.

$$\begin{aligned}\text{Var}(Z_{jo}') &= \text{Var}(\mathbf{T}_i * \mathbf{D}_{ij_o}) \\ &= (\mathbf{T}_i)^t * (\mathbf{Cov}(\mathbf{D}_{j_o})_{ij}) * (\mathbf{T}_i)\end{aligned}$$

- \*) Estimering av kovariansmatrise til  $(\mathbf{D}_{j_o})$

$$\begin{aligned}(\mathbf{Cov}(\mathbf{D}_{j_o})_{ij}) &= (\text{Sigma})_{j_o}^2 * ((\mathbf{T}_{ki})^t * (\mathbf{T}_{ki}))^{-1} \\ (\text{Sigma})_{j_o}^2 &= ((Z_k')^t * (Z_k') - (\mathbf{D}_{ij_o})^t * (\mathbf{T}_{ki})^t * (Z_k')) / (q-p-1)\end{aligned}$$

- \*) Variansen til normalisert strandforskyvningskurve fra et vilkårlig sted. Det antas at variansene på de ulike kurvene er uavhengige.

$$\text{Var}(Z') = (\text{Var}(Z')_j) * (V_j^2)$$

- $r > 2$ : Variansen beregnes ut fra vekt faktoren til de ulike kurvene:

$$(V_j) = (\mathbf{S}_{kj})^{-1} * (\mathbf{S}_k)$$

- r=2: Variansen kan i prinsippet bare beregnes langs forbindelseslinjen mellom de to kurvene. Som en tilnærming antas det imidlertid at variansen i et punkt på denne linjen er den samme hos alle punkter med tilsvarende avstand fra midtpunktet på denne forbindelseslinjen.

$$(\text{Konstant}) = \text{SQRT} \left[ \frac{(2x-x_2-x_1)^2 + (2y-y_2-y_1)^2}{(x_2-x_1)^2 + (y_2-y_1)^2} \right]$$

$$(V_j) = \left[ \begin{array}{l} (0.5 - 0.5 * (\text{Konstant})) \\ (0.5 + 0.5 * (\text{Konstant})) \end{array} \right]$$

- r=1: Variansen kan i prinsippet bare beregnes på det stedet hvor den ene kurven er konstruert. Variansen i ethvert annet punkt kan bare anslås som en tilnærming beregnet på grunnlag av avstanden til kurven og en realistisk gradient på varians verdien tatt fra analoge områder hvor det eksisterer mer en kurve.

$$(V_1) = (\text{Gradient}) * \text{SQRT}((x-x_1)^2 + (y-y_1)^2)$$

- \*) Usikkerhetsoverslag ved transformasjon til reelle høyde verdier:

- Lineærtransformasjon:

$$\text{Var}(Z) = Z'^2 * \text{Var}(Z_0) + Z_0^2 * \text{Var}(Z') + \text{Var}(Z_0) * \text{Var}(Z')$$

- Logaritmetransformasjon:

$$\text{Var}(Z) = (\exp(Z' * (\ln(Z_0 + 1))))^2 * ((\ln(Z_0 + 1))^2 * \text{Var}(Z') + (Z' / (Z_0 + 1))^2 * \text{Var}(Z_0))$$

APPENDIX 3

LISTE OVER DATERTE MG-LOKALITETER

X-UTM : første UTM-koordinat for lokaliteten  
Y-UTM : andre UTM-koordinat for lokaliteten  
MG. : målt høydeverdi på marin grense  
HL. : beregnet høydeverdi for 9500 BP havnivåflate  
Alder : bergnet alder på MG-lokaliteten

Koder for kildehenvisning:

MAR : Marthinussen i Holtedahl (1953)  
TRØ : Trømborg (1974)  
HAS : Hassum (1967)  
UND : Undås (1950)  
KUR : Observasjoner fra feltkurs i emnet GG 12  
\*\*\* : Egen observasjon - meget god lokalitet  
\*\* : Egen observasjon - god lokalitet  
\* : Egen observasjon - lokalitet

Nr.	Navn	X-UTM	Y-UTM	MG.	HL.	Alder	Kilde
1	NOTODDEN	515.	6603.	153.	126.	9880.+ -210.	MAR
2	ROLIGHETSMOEN	516.	6588.	153.	115.	10020.+ -210.	TRØ
3	SUNDMOEN	519.	6588.	153.	116.	10000.+ -200.	TRØ
4	EIKONRØD	531.	6575.	156.	108.	10140.+ -200.	HAS
5	GEITERYGGEN	533.	6561.	147.	99.	10210.+ -210.	MAR
6	RÆKEDALEN	534.	6573.	162.	107.	10210.+ -200.	HAS
7	LUND	536.	6575.	163.	109.	10190.+ -190.	HAS
8	TROLLERUDMOEN	536.	6610.	183.	133.	10050.+ -180.	**
9	ÅMOT/SKIEN	537.	6567.	156.	103.	10220.+ -200.	HAS
10	HEISTADMOEN	537.	6607.	181.	131.	10050.+ -180.	*
11	HOGSTAD	538.	6576.	162.	110.	10170.+ -190.	HAS
12	SVENSRUD	539.	6638.	214.	153.	10070.+ -200.	MAR
13	GRANDALEN	540.	6573.	165.	108.	10220.+ -190.	HAS
14	DALEN	541.	6564.	154.	102.	10220.+ -200.	HAS
15	TORSHOLT	541.	6571.	164.	107.	10240.+ -190.	HAS
16	SERKLAND	542.	6569.	163.	105.	10250.+ -190.	HAS
17	BJORETJERN	543.	6567.	161.	104.	10250.+ -190.	HAS
18	KRØDEREN	543.	6663.	189.	171.	9670.+ -230.	MAR
19	SANDBREKKENE	544.	6572.	166.	108.	10240.+ -180.	HAS
20	SLETTMOEN	544.	6665.	190.	173.	9660.+ -220.	MAR
21	LIEN	546.	6562.	154.	101.	10240.+ -190.	HAS
22	PASSEBEKK	546.	6597.	173.	125.	10070.+ -170.	**
23	NAPPHAUG	547.	6564.	160.	102.	10270.+ -190.	HAS
24	KISTESETER	547.	6570.	165.	107.	10250.+ -190.	HAS
25	TORSRUD	548.	6575.	174.	110.	10270.+ -180.	HAS
26	MESKESTAD	549.	6600.	173.	128.	10030.+ -170.	**

Nr.	Navn	X-UTM	Y-UTM	MG.	HL.	Alder	Kilde
27	GARILLA	550.	6579.	176.	113.	10250.+/-170.	HAS
28	TORSÅS	550.	6590.	176.	121.	10140.+/-170.	*
29	SPONE	550.	6646.	195.	160.	9850.+/-200.	MAR
30	JARMOEN	550.	6649.	194.	162.	9820.+/-210.	MAR
31	LYSTJERNELVA	551.	6629.	193.	148.	9960.+/-180.	MAR
32	HOLTUNGEN	552.	6611.	200.	136.	10140.+/-160.	*
33	LAUVTJERNELVA	552.	6628.	192.	148.	9960.+/-180.	MAR
34	HÆRLAND	554.	6588.	178.	120.	10170.+/-170.	**
35	KROKSTADELVA	556.	6627.	202.	147.	10030.+/-170.	MAR
36	JERPELIA	558.	6609.	184.	135.	10030.+/-160.	*
37	GOVERUD	560.	6596.	179.	126.	10110.+/-160.	*
38	LIANELVA	560.	6599.	182.	128.	10110.+/-160.	**
39	FLASKERUD	560.	6692.	190.	193.	9440.+/-270.	MAR
40	BERGSUNDODDEN	562.	6688.	194.	190.	9500.+/-260.	MAR
41	GURULØKKA	564.	6609.	203.	135.	10170.+/-160.	*
42	DRAMMEN	566.	6625.	204.	147.	10050.+/-170.	MAR
43	GLITRA	566.	6636.	200.	154.	9940.+/-180.	MAR
44	HVALSDAMMEN	567.	6627.	205.	148.	10050.+/-170.	MAR
45	EIKDAMELVA	567.	6628.	205.	149.	10030.+/-170.	MAR
46	GRØNNVOLLSMOEN	567.	6678.	189.	184.	9520.+/-240.	MAR
47	SOLBERGELVA	568.	6641.	204.	158.	9940.+/-180.	MAR
48	KILEMOEN	568.	6675.	203.	182.	9670.+/-230.	MAR
49	TRANBY	571.	6629.	207.	150.	10050.+/-170.	MAR
50	SØRBRÅTAN	571.	6644.	205.	160.	9910.+/-180.	MAR
51	FUGLERUD	571.	6646.	198.	162.	9850.+/-190.	MAR
52	SAGELVA	571.	6647.	199.	163.	9850.+/-190.	MAR
53	LIER	572.	6629.	206.	150.	10030.+/-170.	MAR
54	DAMTJERN	572.	6631.	207.	151.	10030.+/-170.	MAR
55	SKAPERTJERN	573.	6625.	207.	147.	10070.+/-160.	MAR
56	EGGEMOEN	574.	6677.	203.	184.	9660.+/-240.	MAR
57	VIUL	576.	6675.	197.	183.	9610.+/-230.	MAR
58	AUKE	577.	6606.	180.	134.	10000.+/-150.	*
59	KJEKSTADMARKA	577.	6627.	208.	149.	10070.+/-170.	MAR
60	JEVNAKER	577.	6679.	190.	185.	9520.+/-250.	MAR
61	KJAGLIDALEN	578.	6649.	207.	165.	9890.+/-190.	MAR
62	VESTMARKSETRA	580.	6640.	212.	158.	9990.+/-180.	MAR
63	URSELVA	580.	6643.	214.	161.	9990.+/-190.	MAR
64	LOMMEDALEN	580.	6651.	209.	166.	9880.+/-200.	MAR
65	TOLVERUD	583.	6651.	209.	166.	9880.+/-200.	MAR
66	MUREN	586.	6648.	218.	165.	9970.+/-190.	MAR
67	LØVENSKIOLDB.	588.	6648.	213.	165.	9920.+/-200.	MAR
68	SØRKEDAL	588.	6655.	219.	170.	9920.+/-210.	MAR
69	STORSAND	589.	6614.	199.	141.	10080.+/-150.	**
70	ELGETON	590.	6609.	200.	138.	10130.+/-150.	*
71	SKÅDALEN	594.	6648.	211.	166.	9910.+/-190.	MAR
72	HAMMEREN	597.	6654.	213.	170.	9880.+/-210.	MAR
73	GREFSEN	600.	6648.	218.	166.	9940.+/-200.	MAR
74	SNIPPEN	601.	6656.	215.	172.	9860.+/-210.	MAR
75	ÅS/HAKADAL	602.	6668.	210.	181.	9740.+/-220.	MAR
76	NITTEDAL ST.	603.	6659.	206.	175.	9770.+/-210.	MAR
77	GLITRE	604.	6666.	210.	180.	9750.+/-230.	MAR
78	SANDBAKKEN	608.	6634.	211.	158.	9990.+/-190.	**
79	RUSTADMOEN	608.	6676.	209.	187.	9660.+/-250.	*



Nr.	Navn	X-UTM	Y-UTM	MG.	HL.	Alder	Kilde
80	LEIRÅA	609.	6683.	210.	192.	9610.+ -250.	KUR
81	LAHAUGMOEN	610.	6650.	211.	169.	9860.+ -210.	MAR
82	SVARTHOL	612.	6629.	209.	155.	10000.+ -180.	**
83	ENDEN	611.	6656.	210.	174.	9820.+ -210.	MAR
84	ASK	611.	6661.	201.	177.	9690.+ -210.	**
85	RUSTADBRUK	611.	6692.	206.	199.	9520.+ -280.	KUR
86	HURDAL	612.	6699.	202.	204.	9420.+ -290.	KUR
87	SPYDEBERG VAR.	613.	6606.	211.	139.	10190.+ -170.	UND
88	TYRIHJELLEN	613.	6618.	212.	147.	10100.+ -170.	UND
89	KOPPERUD	614.	6682.	212.	192.	9630.+ -260.	KUR
90	NORDBYVIK	614.	6685.	205.	195.	9550.+ -260.	KUR
91	HAMMEREN/HURD.	615.	6698.	199.	204.	9390.+ -300.	KUR
92	BØRTER	618.	6629.	202.	156.	9940.+ -190.	**
93	ASAK	618.	6652.	208.	172.	9820.+ -210.	MAR
94	BOKSRUD	620.	6692.	200.	201.	9440.+ -280.	KUR
95	JESSHEIM	621.	6669.	208.	185.	9670.+ -250.	MAR
96	DAL	621.	6681.	200.	193.	9520.+ -260.	MAR
97	STENSBY	621.	6698.	194.	205.	9330.+ -300.	KUR
98	HAUGERSETER	622.	6676.	205.	190.	9600.+ -260.	MAR
99	NORDLI	624.	6648.	205.	171.	9800.+ -220.	**
100	HOLDTAMMEN	626.	6697.	209.	206.	9470.+ -300.	KUR
101	STEINSRUD	627.	6640.	210.	166.	9890.+ -210.	**
102	MONA	631.	6606.	208.	143.	10130.+ -190.	MAR
103	ÅSERUD	632.	6636.	209.	164.	9890.+ -210.	**
104	DALSROA	633.	6628.	209.	159.	9960.+ -210.	**
105	ARMOEN	633.	6651.	205.	175.	9750.+ -230.	*
106	TRØFTÅDAL	634.	6705.	203.	213.	9330.+ -330.	*
107	KVAKSRUD	635.	6649.	204.	174.	9750.+ -230.	*
108	HJELLUM	635.	6678.	206.	195.	9550.+ -280.	*
109	VERKET	635.	6701.	205.	211.	9380.+ -320.	*
110	EIKELIHØGDA	637.	6560.	182.	113.	10300.+ -220.	UND
111	BRUVOLL	637.	6705.	206.	214.	9350.+ -320.	*
112	VENÅSHYTTA	638.	6560.	179.	113.	10280.+ -220.	UND
113	FALLET	638.	6686.	212.	201.	9530.+ -290.	**
114	KONGTORP	643.	6631.	206.	164.	9880.+ -220.	*
115	TONER	643.	6703.	207.	215.	9350.+ -330.	MAR
116	GULLUND	644.	6552.	173.	109.	10280.+ -240.	UND
117	SKULERUD	644.	6619.	202.	156.	9920.+ -210.	**
118	KNAPPER	644.	6708.	207.	218.	9320.+ -350.	MAR
119	BUER	645.	6545.	185.	105.	10440.+ -260.	UND
120	HARAFALLET	645.	6649.	204.	178.	9720.+ -250.	**
121	PRESTEBAKKE	646.	6542.	181.	103.	10420.+ -260.	UND
122	HØGMOEN	646.	6645.	206.	175.	9750.+ -240.	**
123	MOSEKASSA	648.	6538.	177.	101.	10420.+ -280.	UND
124	PØLSEKJÆR	648.	6545.	183.	106.	10410.+ -260.	UND
125	ØRJE N	648.	6600.	201.	144.	10050.+ -210.	UND
126	LYSTAD	648.	6687.	206.	205.	9440.+ -300.	*
127	JÅVALL	649.	6612.	198.	153.	9940.+ -210.	*
128	TAUGBØL	649.	6678.	208.	199.	9520.+ -280.	**
129	AUSTVATN	649.	6698.	208.	213.	9380.+ -330.	**
130	HVERVEN	653.	6638.	206.	173.	9780.+ -250.	**
131	HAVERÅA	656.	6652.	205.	184.	9660.+ -260.	*
132	DELINGSBY	658.	6631.	207.	170.	9820.+ -240.	*