

**ISAVSMELTINGSKRONOLOGI I TRØNDELAGSOMRÅDET BASERT på
HAVNIVÅDATERTE MARINE GRENSER**

Kjell Kjenstad

ABSTRACT

Det lages en beskrivende havnivåmodell som er kalibrert på grunnlag av Hovedflaten innenfor området og fire radiokarbon-daterte strandforskyvningskurver fra Ålesund, Bjugn, Frosta og Nærøy. Strandforskyvningskurvene estimeres ved hjelp av metoden for konstruksjon av glattet "kubisk spline interpolator og transformeres deretter til nye interpolatorer innenfor hele 1000-årsintervall. Det lages et empirisk usikkerhetsoverslag for tilpasningen. Ved beregning av romavhengighet lages det en modell for perioden før og en modell for perioden etter 10500 BP. I alt 74 lokaliteter for marin grense i området er datert ved hjelp av disse modellene. For perioden før ca. 10500 BP gir modellene usikre dateringsresultater, og i visse områder er usikkerheten så stor at dateringene er verdiløse. For perioden etter ca. 10500 BP har dateringene forholdsvis liten usikkerhet. På grunnlag av det daterte nettet av marine grenser opprettes en beregnet isavsmeltingskronologi for området. Denne isavsmeltingskronologien sammenlignes med uavhengige morfologiske rekonstruksjoner og radiokarbondateringer fra området. Samsvaret er rimelig godt. Den foreslåtte isavsmeltingskronologi sammenlignes til slutt med en glisialdynamisk isavsmeltingsmodell.

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

INNHALDSFORTEGNELSE

INNLEDNING.....	s. IV- 3
DATERINGSMETODE.....	s. IV- 5
Strandforskyvningskurver i undersøkelsesområdet .s.	IV- 5
Hovedflaten i undersøkelsesområdet.....	s. IV- 7
Revidert havnivåmodell.....	s. IV- 7
Havnivåmodell for undersøkelsesområdet.....	s. IV-10
Kontroll mot strandforskyvningskurve fra Verdalsøra.....	s. IV-13
MARIN GRENSE.....	s. IV-14
Høydemåling og usikkerhetsfaktorer	s. IV-15
Lokaliteter for marin grense i undersøkelsesområdet.....	s. IV-16
Datering av lokaliteter for marin grense i undersøkelsesområdet.....	s. IV-18
ISAVSMELTINGSKRONOLOGI I DE ULIKE DELOMRÅDENE.....	s. IV-20
ISAVSMELTINGSKRONOLOGIEN I GLASIALDYNAMISK SAMMENHENG.....	s. IV-30
KONKLUSJON.....	s. IV-33
REFERANSER.....	s. IV-36
APPENDIX 1: Beregningsformler for tilpasning av glattet "kubisk spline" interpolator for jevne tidsintervall.....	s. IV-40
APPENDIX 2: Liste over lokaliteter for marin grense .s.	IV-42
APPENDIX 3: Liste over havnivådaterte lokaliteter for marin grense.....	s. IV-44

INNLEDNING

Relativ datering av isrecessjon ved hjelp av strandlinjediagram er en klassisk dateringsmetode i norsk kvartærgeologi. Isrecessjonen i de fleste norske fjordområder er forsøkt datert på denne måten.

I Trøndelagsområdet (fig. 1) har Undås (1942) forsøkt å opprette en slik kronologi. Tolkningene er bl. a. basert på Høltedahls (1929) observasjoner fra området.

I løpet av de senere årene er området kartlagt både glacialgeologisk (Sollid 1976, Sollid & Sørbel 1977, 1981) og kvartærgeologisk (Hugdahl 1980, Reite 1975, 1976, 1977, 1980, 1982, Reite & Sørensen 1980, Sveian 1981a, 1981b, 1981c). Andre arbeider fra området bygger på geomorfologiske og stratigrafiske undersøkelser (Bugge 1980, Kjemperud 1982c, Kjenstad 1980, Kjenstad & Sollid 1982, Lasca 1969, Løfaldli et al. 1981, Reite et al. 1982, Sollid & Reite 1983, Sollid & Kjenstad 1980, Sollid & Sørbel 1975, 1979, 1981). Flere av disse arbeidene presenterer en rekke radiokarbondateringer. Tilsammen gir arbeidene et godt og nyansert bilde av deglasiasjonsforløpet.

I Midt-Norge er det opprettet flere veldaterte strandforskyvningskurver basert på radiokarbondatering av isolasjonskontakter i små innsjøbasseng eller av skjell (Kjemperud 1981, 1982a, 1982b, Lie et al. 1983, Ramfjord 1982, Sveian & Olsen 1984).

Formålet med denne undersøkelsen har vært å benytte materialet som allerede eksisterer for strandforskyvningen innenfor området til å datere isrecessjonen ved hjelp av matematiske havnivåmodeller. Dateringen bygger på prinsippet fra strandlinjediagrammene der deglasiasjonen tidfestes ved å datere marine grenser. Teorien bak denne generelle metoden er nærmere beskrevet i artikkel III fra Oslofjordområdet. Sollid & Kjenstad (1980) beskriver en mer spesiell metode anvendt på data fra Trondheimsfjordområdet.

Den beregnede isrecessjonskronologien blir til slutt sammenlignet med uavhengige kronologier basert på andre typer undersøkelser. Hvis resultatene er rimelig overensstemmende, så vil enkeltresultater fra denne undersøkelsen kunne utfylle og sammenstille de eksisterende kronologiene.

Kvaliteten av de enkelte havnivådateringene er først og fremst avhengig av kvaliteten og fordelingen av grunnlagsdataene som de bygger på. Kvaliteten kan derfor ikke bli bedre enn kvaliteten på grunnlagsdataene. Fordelen med

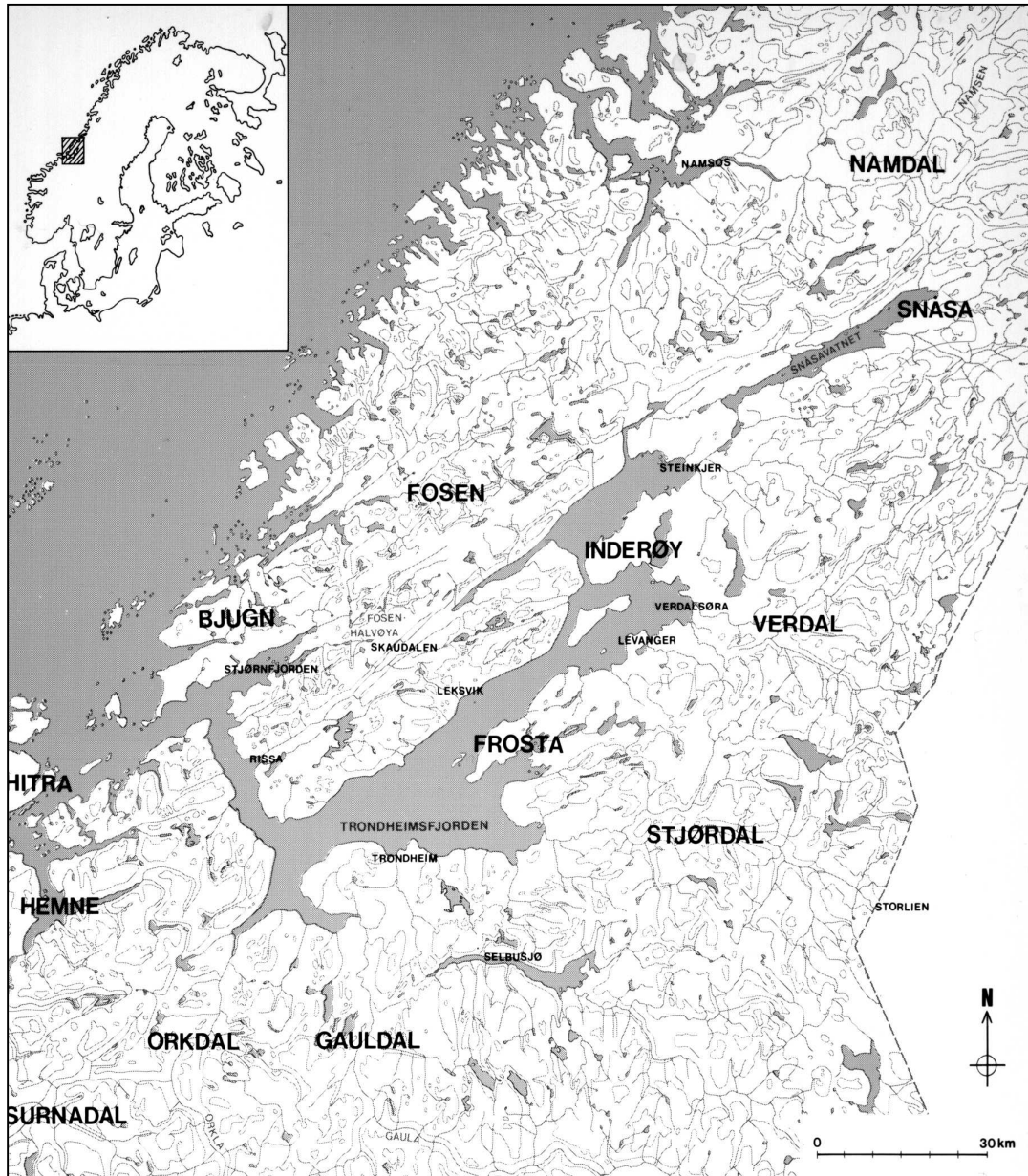


Fig. 1: Undersøkellesområdet.

metoden ligger i det at den regionalt sett trekker mer informasjon ut av de grunnlagsdataene som foreligger. Metoden er dessuten så fleksibel at havnivådateringene og recessjonskronologien kan justeres straks det foreligger nye data fra området.

DATERINGSMETODE

Metoden er beskrevet i detalj i artikkel III. Det lages en beskrivende matematisk trendmodell som gir høyden av havnivå som funksjon av tid (t) og sted (x og y) innenfor et område med statistisk estimat av usikkerhet:

$$z = f(x,y,t) \pm u(x,y,t)$$

Funksjonen f er en parameterfunksjon hvor parametrene estimeres på grunnlag av informasjoner om havnivåendringer innenfor området (strandforskyvningskurver og morfologiske synkrone strandlinjer). Under visse forutsetninger vil funksjonen f kunne transformeres til:

$$t = g(x,y,z) \pm u(x,y,z)$$

Denne formelen vil kunne brukes til å datere tidspunktet for havnivået i samband med oppbygningen av en avsetning som danner marin grense på et sted. Marin grense i dette områdene er alltid dannet umiddelbart etter at isbreen forsvant fra stedet. En datering av havnivået i samband med avsetninger som viser marin grense vil derfor også være en datering av deglasiasjonen på stedet.

Marin grense kan i mange tilfelle lett bestemmes morfologisk. Den skisserte dateringsmetoden vil derfor kunne gi som resultat et nett av deglasiasjonstidspunkt som basis for en relativt detaljert og uavhengig isrecessjonskronologi for området.

STRANDFORSKYVNINGSKURVER I UNDERSØKELSESONOMRÅDET

Det er utarbeidet flere strandforskyvningskurver innenfor Midt-Norge. Originalkurvene er gjengitt i fig.2. En kurve fra Bjugn-området ytterst i Trondheimsfjorden er godt belagt over hele den isfrie perioden (Kjemperud 1982a), mens en kurve fra Frosta midt i Trondheimsfjorden har data fra og med midten av Yngre Dryas (Kjemperud 1981). En kurve fra Nærøy i Ytre Namdal (Ramfjord 1982) er svakt belagt i den sennglasiale delen, mens en kurve fra Ålesunds-distriktet (Lie et al. 1983) er særlig godt belagt i denne delen. To kurver fra Hitra og Frøya (Kjemperud 1982b) er generelt svakt belagt og gir i realiteten bare en bekreftelse på forløpet av kurven fra Bjugn. Alle kurvene er basert på radiokarbondatert gyttemateriale fra isolasjonskontakten i små innsjøbasseng. I

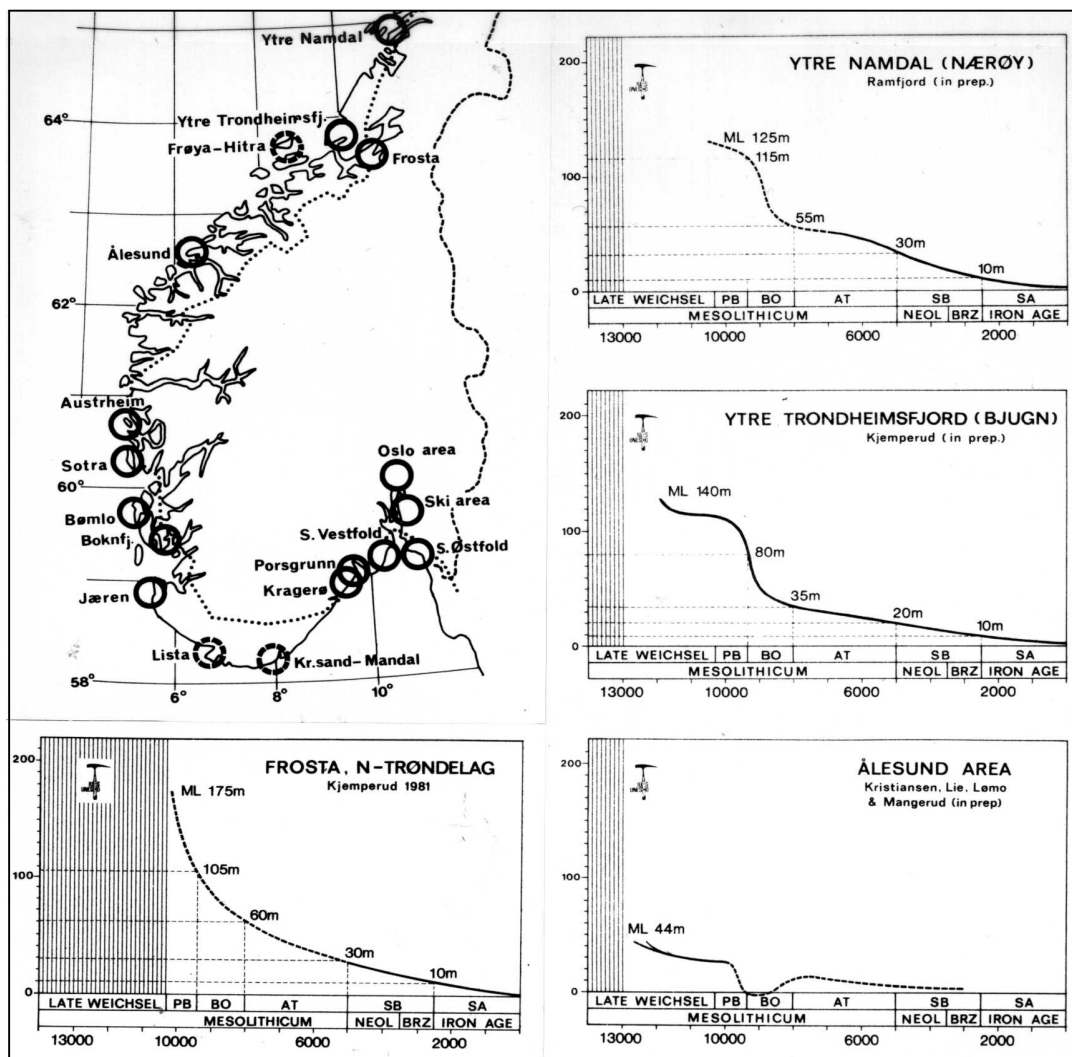


Fig. 2: Strandforskyvningskurver fra Ålesund, Bjugn, Frosta og Nærøy etter Hafsten (1983)

tillegg er det laget en strandforskyvningskurve fra Verdalsøra (Sveian & Olsen 1984) som er basert på datering av marine skjell. For å kunne arbeide med kurver basert på kommensurable dateringer vil denne kurven ikke bli brukt til kalibrering av modellen, men derimot til kontroll av kvaliteten på modellen i området.

Forløpet av kurvene er forskjellig, særlig i den sennglasiale delen. Dimensjonen på høydeskalaen varierer stort sett som en funksjon av den isostatiske nedpressingen og er følgelig en funksjon av avstanden til den sentrale delen av det skandinaviske nedisingsområdet. Formen varierer bl. a. som en funksjon av tidspunktet for deglasiasjonen ved at starten på kurven fra et sted tilsvarer tidspunktet for deglasiasjonen på stedet. Karakteristisk for kurvene er en forholdsvis be-

skjeden landheving i siste del av Allerød og første del av Yngre Dryas, og en svært rask landheving i tiden etter Yngre Dryas. Fasegrensene er noen steder mer diffuse og ikke alltid synkroner fra kurve til kurve. Spesielt interessant i en slik sammenheng er den sene starten på den preboreale regresjonen i Nærøy-kurven.

HOVEDFLATEN I UNDERSØKELSESOMRÅDET

I tillegg til strandforskyvningskurver baseres havnivåmodellen i artikkel III på et kjent synkront havnivå. I undersøkelsesområdet er Hovedflaten som mål på et havnivå i Yngre Dryas forholdsvis lett å bestemme morfologisk med de nødvendige statistiske usikkerhetsmål. Nivået er beskrevet av Undås (1942) og bekreftet ved uavhengige undersøkelser av Kjenstad (1980) (fig. 3). Det er rimelig å anta synkronitet i dannelsen innenfor et så begrenset område. De ulike strandforskyvningskurvene tyder også på at så er tilfelle.

Hovedflaten beskrives best ved en 3. ordens trendflate, og den gjennomsnittlige residualen for samlingen av Hovedlinjelokaliteter blir da 4.81 m (Kjenstad 1980). Denne verdien er i det følgende brukt som gjennomsnittlig standardavvik for Hovedflaten.

REVIDERT HAVNIVÅMODELL

HAVNIVÅMODELLEN tilpasser analytiske n 'te ordens trendfunksjoner til strandforskyvningsdataene i hver enkelt grunnlagskurve. Praktiske årsaker, så som numerisk løsbarhet, krever funksjoner av forholdsvis lav orden. Det samme gjelder kravet om at tilpasningsfunksjonene skal beskrive en stiv naturprosess og på den måten glatte bort forhold som skyldes korttidsfluktuasjoner og statistiske tilfeldigheter. Dette er også hovedforutsetningen for det statistiske usikkerhetsoverslag som ble benyttet i artikkel III.

Trendfunksjoner av lav orden vil i praksis kunne beskrive enhver enkeltkrummende funksjonskurve. Alle de aktuelle kurvene fra området, bortsett fra kurven fra Frosta, er derimot trippelkrummet og kan følgelig ikke beskrives med en enkel trendfunksjon av lav orden. Dette kan løses ved at kurvene deles opp i delintervaller av enkeltkrummende kurvesegmenter med kontinuerlige og glatte intervallgrenser. For hvert delintervall beskrives kurven av et tredjegradspolynom (en kubisk interpolator), og kravet om kontinuitet og deriverbarhet (glatthet) tilfredsstilles ved f. eks. å benytte

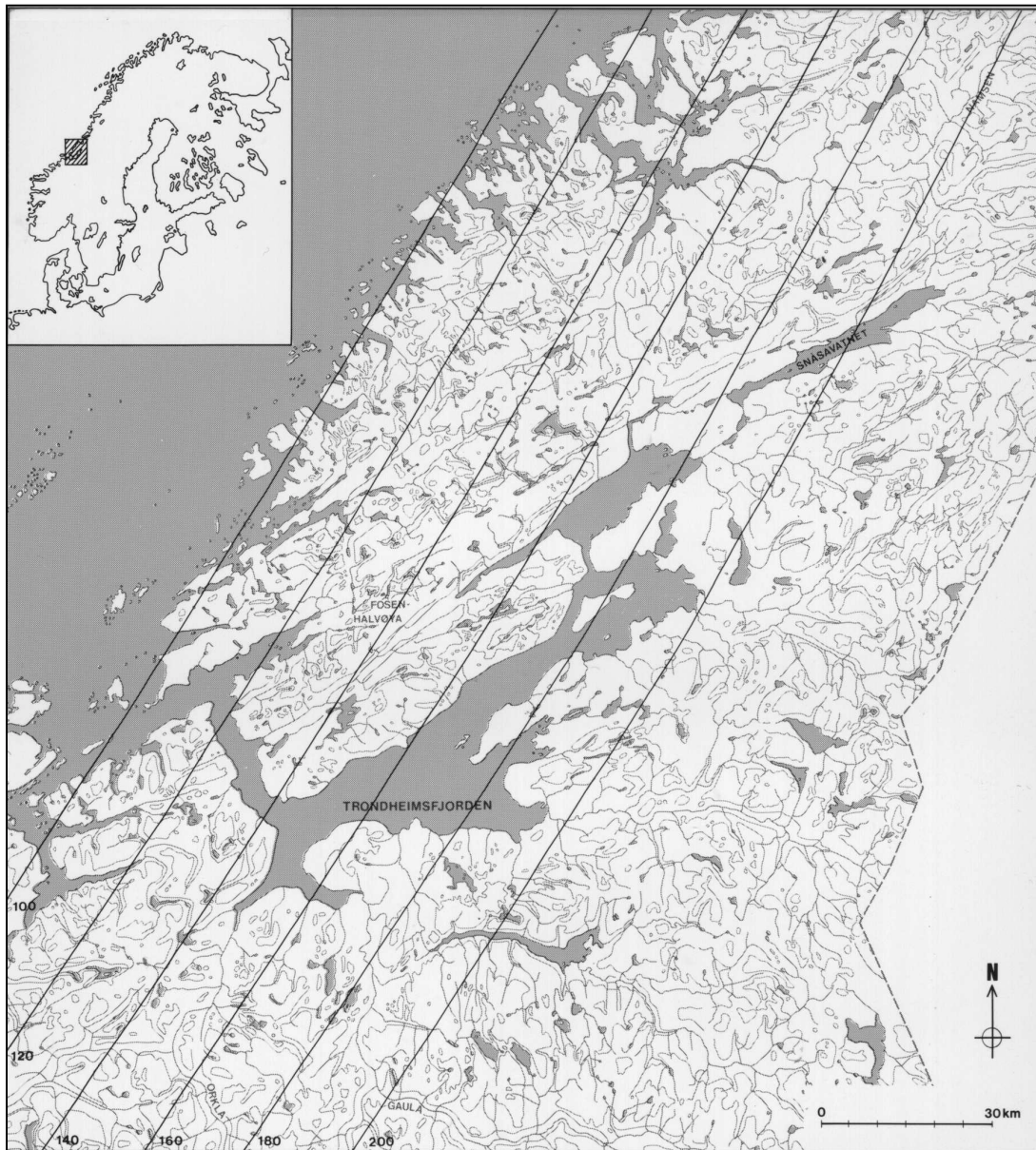


Fig. 3: Hovedflaten (Yngre Dryas' havnivå) etter Kjenstad (1980). Isobaselinjene angir Hovedflatens høyde over dagens havnivå.

"kubisk spline"- metoden. En oversikt over den generelle framgangsmåten for absolutt tilpasning av kubiske interpolatorer til et datasett ved hjelp av "kubisk spline"-metoden er gitt i Opheim (1980).

Når trendfunksjoner tilpasses et datasett forutsettes det at dataene har en viss innebygd statistisk usikkerhet. En trendtilpasningen kan derfor ikke gi absolutt tilpasning til

grunnlagsdataene slik som i den generelle metoden for "kubisk spline" interpolasjon (Opheim op. cit.). For å ta hensyn til denne usikkerheten må hver enkelt interpolator glattes, og i deBoor (1978 kap. XIV) er det vist en metode for konstruksjon av et slikt sett av glatte "kubisk spline" interpolatorer til et datasett. Metoden er svært komplisert og dessverre ikke statistisk konsistent. Det kan derfor ikke beregnes et direkte estimat for den statistiske usikkerheten for hver enkelt interpolator. Den statistiske inkonsistensen i metoden skyldes først og fremst muligheten for subjektivt å kunne påvirke det endelige resultatet ved at det velges stivhetsgrad (glatthetsgrad) i interpolatorene. Dessuten forutsetter metoden at den statistiske usikkerheten i grunnlagsdataene bare ligger i funksjonsverdien, noe som ikke er tilfelle ved strandforskyvningskurver hvor det meste av usikkerheten ligger i dateringsverdien. Som et alternativt usikkerhetsmål kan det beregnes et empirisk mål på spredningen av grunnlagsdataene omkring interpolatorene. Selv om dette ikke gir et statistisk konsistent mål på kvaliteten i modellen så gir et slikt usikkerhetsmål likevel en pekepinn om den empiriske spredningen av grunnlagsdataene omkring den estimerte modellen.

Ved "kubisk spline"- metoder er det vanlig at skjøtepunktet mellom hvert enkelt delintervall legges i abscisseverdien for datapunktene. Etersom kurvene senere skal gjøres romavhengig etter de metoder som beskrives i artikkel III er det nødvendig at intervallgrensene er de samme for alle kurvene som benyttes til estimering av modellen. Den endelige kurvene er derfor delt opp i 1000-årsintervaller hvor hvert intervall beskrives av en kubisk interpolator. 1000-års intervallengde antas å stå i rimelig samsvar med oppløsning og krumningsforløp for en vanlig norsk strandforskyvningskurve. Ved å sette intervallgrensene ved hele 1000-år forenkles formelverket vesentlig, noe som er viktig under programmeringen av formlene. For å beregne den endelige samlingen av 1000-årsinterpolatorer, må det først beregnes vanlige glatte "kubisk spline" interpolatorer mellom abscisseverdien i hvert datapunkt etter de metoder som er skissert av deBoor (op. cit.). På grunnlag av disse interpolatorene må det så beregnes funksjons- og gradient-verdier for hvert 1000-årspunkt. Disse funksjons- og gradient-verdiene danner så grunnlaget for beregningen av de endelige 1000-årsinterpolatorer for hvert 1000-årsintervall etter de metoder som er beskrevet i Opheim (op. cit.). Hele estimeringsprosedyren er nærmere beskrevet i appendix 1.

På grunnlag av interpolatorene for den endelige kurven beregnes residualene for hvert datapunkt. Det lages så en interpolatortilpasning til samlingen av residualer etter den samme metoden som vist over. Denne samlingen av interpolatorer gir et anslag på spredningen av datasettet omkring modellverdiene, og gir derfor et empirisk anslag over modellkvaliteten. Framgangsmåten er nærmere beskrevet i appendix 1.

Sammenlignet med det formelverket som er utledet artikkel nr. III, appendix 1, gir den reviderte framgangsmåten bare små endringer. For det første er det tilstrekkelig å benytte lineærtransformasjon av strandforskyvningsdataene. Dette gjør at den kompliserte logaritmestransformasjonen blir overflødig. For det andre vil estimeringen av koeffisientvektorene for funksjonsverdi og usikkerhet for hver normaliserte strandforskyvningskurve foregå etter de formler som er beskrevet av deBoor (op. cit.) og Opheim (op. cit.). For det tredje vil det nå bli beregnet en koeffisientvektor for beregning av funksjonsverdi og usikkerhet i hvert 1000-års delintervall. Resten av formelverket artikkel III vil derfor gjelde for hvert delintervall og den samme prosessen må derfor gjentas for alle delintervallene. Etter at kurvene er gjort romavhengig (funksjonavhengig av x og y) for hvert av delintervallene ved de metoder som er beskrevet i artikkel III, kan havnivået generelt beskrives ved hjelp av funksjonene

$$z_i = f_i(x, y, t) \pm u_i(x, y, t)$$

der $i = \text{int}(t/1000)$ angir nummeret på det 1000-årsintervall som skal beregnes.

Til tross for de nevnte svakhetene har metoden vist seg å gi bra resultater i de fleste utførte tester. Bare kurver med få og ujevnt fordelte datapunkter gir dårligere resultat. Den største fordelen med metoden ligger i den fleksibiliteten som oppnes ved subjektivt valg av stivhetsgrad. Dette oppveier til en viss grad mangelen på statistisk konsistens.

HAVNIVÅMODELL FOR UNDERSØKELSESONRÅDET

Strandforskyvningskurvene fra Ålesund (fig. 4), Bjugn (fig. 5), Frosta (fig. 6) og Nærøy (fig. 7) er estimert etter metoden for konstruksjon av en glatt "kubisk spline" interpolator for høydeverdi og empirisk usikkerhetsverdi med påfølgende transformasjon til 1000-års-interpolatorer som beskrevet over.

Når det skal konstrueres en rommodell på grunnlag av disse fire kurvene, må det tas hensyn til kurveforløp, kurvegyldighet og regional plassering. Kurvene fra Frosta og Nærøy går bare tilbake til midt i Yngre Dryas. En havnivåbeskrivelse for perioden før 10500 BP (som bare angår kysten og de ytre fjordområder) kan følgelig bare baseres på kurvene fra Bjugn og Ålesund (heretter kalt modell nr. 1).

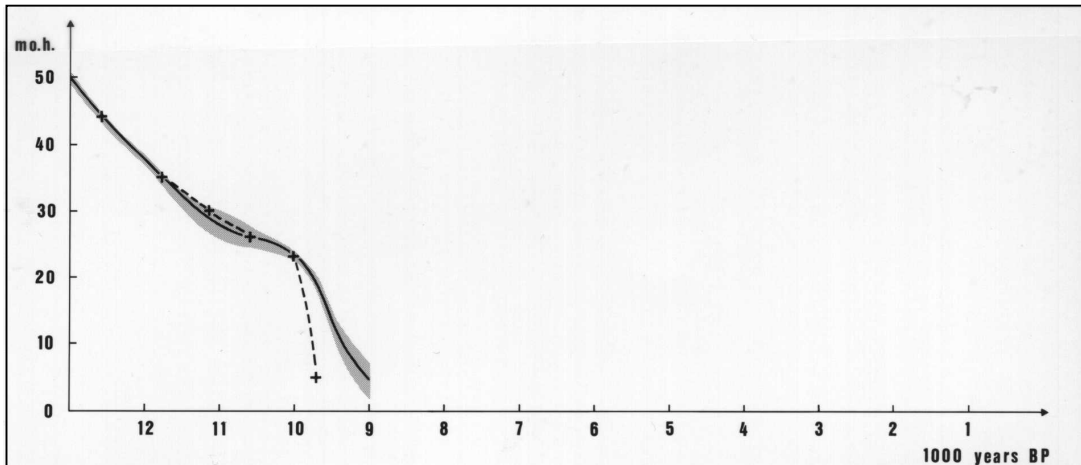


Fig. 4: Strandforskyvningskurve (stiplet) med grunnlagsdata fra Ålesund (Lie et al. 1983) sammenlignet med en trendkurve (heltrukket med skravert felt for empirisk usikkerhet) tilpasset grunnlagsdataene. Trendkurven er beregnet etter metoden for konstruksjon av glatt "kubisk spline" interpolator med overgang til interpolatorer for 1000-års intervall.

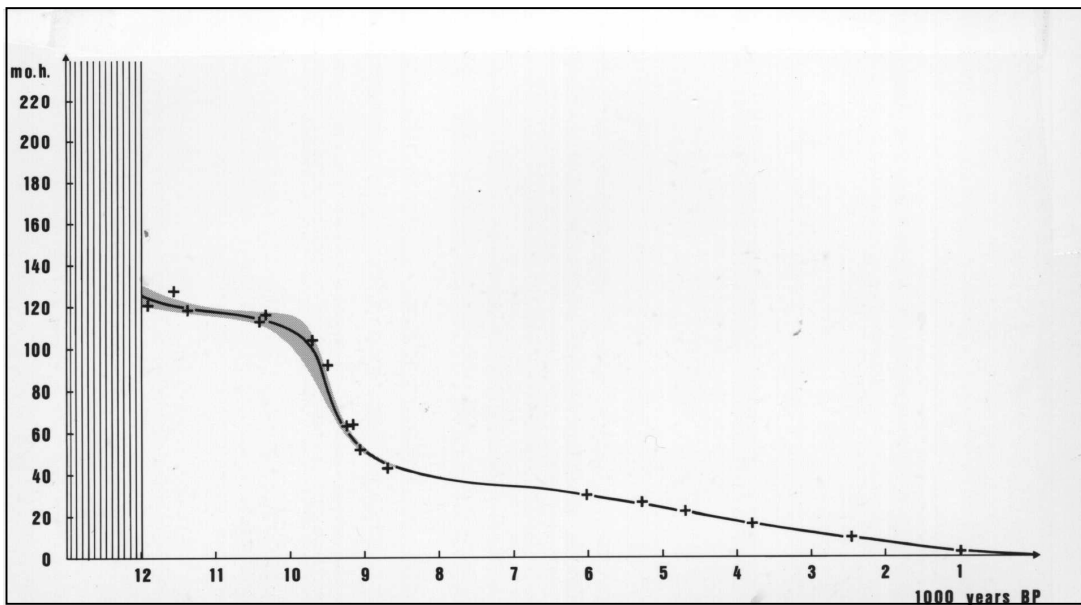


Fig. 5: Strandforskyvningskurve med grunnlagsdata fra Bjugn (Kjemperud 1982a). Kurven er sammenfallende med en trendkurve (heltrukket med skravert felt for empirisk usikkerhet) tilpasset grunnlagsdataene. Trendkurven er beregnet etter metoden for konstruksjon av glatt "kubisk spline" interpolator med overgang til interpolatorer for 1000-års intervall.

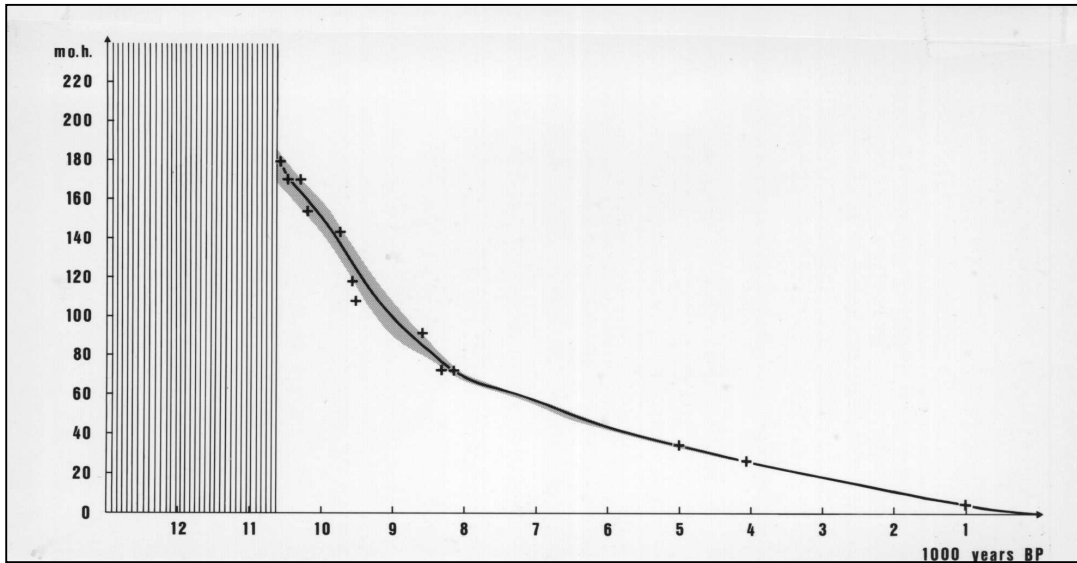


Fig. 6: Strandforskyvningskurve med grunnlagsdata fra Frosta (Kjemperud 1981). Kurven er sammenfallende med en trendkurve (heltrukket med skravert felt for empirisk usikkerhet) tilpasset grunnlagsdataene. Trendkurven er beregnet etter metoden for konstruksjon av glatt "kubisk spline" interpolator med overgang til interpolatorer for 1000-års intervall.

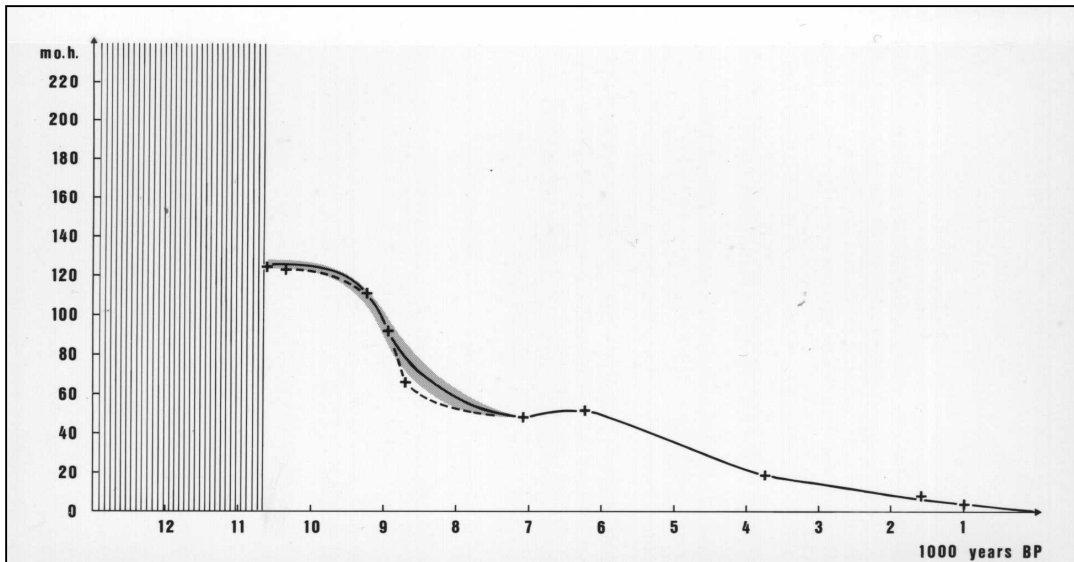


Fig. 7: Strandforskyvningskurve (stiplet) med grunnlagsdata fra Nærøy fra Ramfjord (1982) sammenlignet med en trendkurve (heltrukket med skravert felt for empirisk usikkerhet) tilpasset grunnlagsdataene. Trendkurven er beregnet etter metoden for konstruksjon av glatt "kubisk spline" interpolator med overgang til interpolatorer for 1000-års intervall.

Resten av perioden etter 10500 BP kan i teorien beskrives regionalt som en glatt overgang mellom de fire kurvene fra Ålesund, Bjugn, Frosta og Nærøy. Marine grenser dannet i denne perioden ligger i hovedsak proksimalt for Hovedtrinnet (Sollid & Sørbel 1975) og angår derfor stort sett områdene sør og øst for Trondheimsfjorden og Namdalen. Dette er et langstrakt område som i det vesentlige begrenses i hver ende av Frosta- og Nærøy-kurvene. på grunn av asynkron begynnelse av den sterke preboreale landhevingen i de fire kurvene har det vist seg at for datering av marine grenser vil en to-kurve-modell basert på Frosta- og Nærøy-kurvene (heretter kalt modell nr. 2) være den mest gunstige.

KONTROLL MOT STRANDFORSKYVNINGSKURVE FRA VERDALSØRA

Sveian & Olsen (1984) har laget en strandforskyvningskurve fra Verdalsøra basert på skjelldateringer fra Verdalsområdet. I fig. 8 er kurven gjengitt og sammenlignet med en strandforskyvningskurve fra samme sted beregnet etter modell nr. 2.

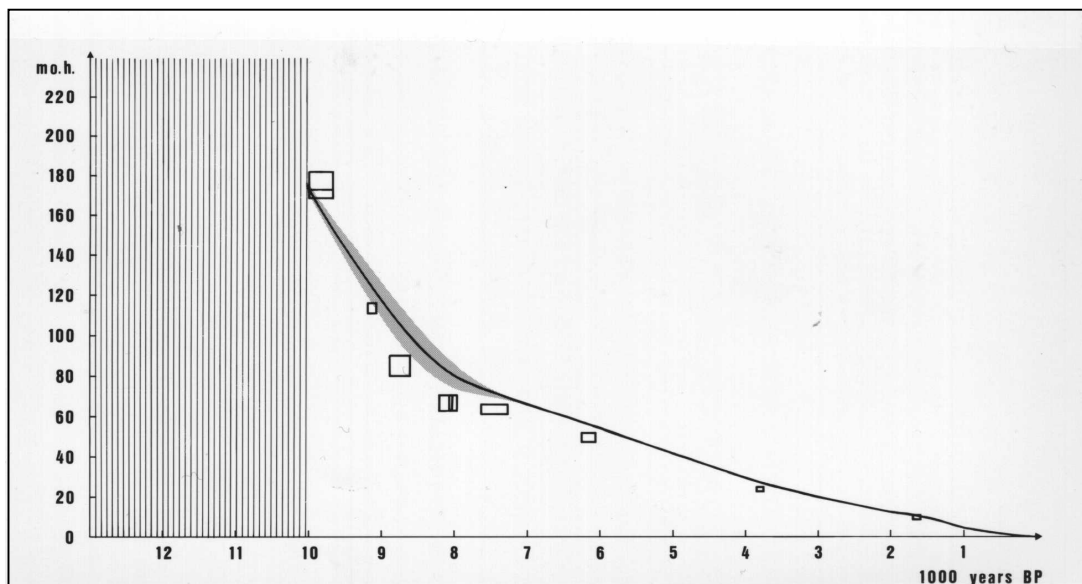


Fig. 8: Grunnlagsdata for strandforskyvningskurve fra Verdalsøra etter Sveian & Olsen (1984) sammenlignet med en trendkurve (heltrukket med skravert felt for empirisk usikkerhet) tilpasset grunnlagsdataene. Trendkurven er beregnet etter metoden for konstruksjon av glatt "kubisk spline" interpolator med overgang til interpolatorer for 1000-års intervall.

Den beregnede strandforskyvningskurven ligger for store deler av perioden i kanten av usikkerhetsintervallet for originalkurven. Forskjellen mellom kurvene er ikke større enn at kurvene kan sies å være signifikant like. Kurvene har stort sett samme form og forskjellen bester stort sett i en liten systematisk forskyvning langs høydeaksen. Forskjellen kan derfor skyldes at usikkerheten i angivelsen av Hovedflaten har slått sterkere ut på resultatet enn usikkerheten i forløpet av strandforskyvningskurvene. Bare for perioden 9000 BP til 7000 BP ligger den beregnede kurven tydelig høyere enn originalkurven. Dette kan enten skyldes en lokal effekt som ikke kommer fram i en regional modell eller at grunnlagsmaterialet som den beregnede kurven bygger på (Frosta og Nærøy-kurvene) ikke har nok gode dateringer mellom 9000 BP og 7000 BP til å oppfange det virkelige kurveforløpet innenfor denne perioden. Formen på den beregnede strandforskyvningskurven samsvarer bedre med den tilsvarende daterte strandforskyvningskurven enn strandforskyvningskurven fra Frosta korrigert til en ny isobas slik som vist i fig. 5 i Sveian & Olsen (op. cit.).

MARIN GRENSE

Marin grense er definert som det høyeste nivået havet har stått på et sted etter siste nedisningsperiode. Morfologisk sett er marin grense representert ved den høyeste strandlinjen eller andre strandmerker på stedet.

Av morfologiske strandlinjer finnes det mange typer med ulik dannelseshistorie og ulike dannelseskriterier. Flere av arbeidene fra Nord-Norge har foretatt en systematisk studie av de ulike formentene (Møller & Sollid 1972, Sollid et al. 1973, Rose 1978) med klassifisering etter bestemte form- og dannelseskriterier. Høydemålingsproblemer er også diskutert. Innenfor undersøkelsesområdet er variasjonsrikdommen av formtyper mye mindre enn i Nord-Norge. Lokalteter for marin grense opptreer vanligvis mye mer ensartet enn andre typer strandlinjer.

I prinsippet kan marin grense identifiseres på ethvert sted hvor det på en eller annen måte kan settes en grense i terrenget mellom marint påvirkede og tilsvarende ikke-marint påvirkede områder. For nøyaktig bestemmelse av marin grense innenfor undersøkelsesområdet er det nødvendig å benytte morfologiske formenter dannet i samband med tidsovergangen fra isdekke til strand. Av disse er det to typer; de som er dannet direkte i kontaktsonen mellom den tilbaketrekkende isbreen og havet, og de som på annen måte kan antas å være dannet umiddelbart etter at isbreen forsvant fra stedet.

Den første typen er ofte knyttet til en tydelig utflating av en israndavsetning, enten dannet i samband med iselvenes akkumulasjon, som abrasjonsflater i morene eller som en kombinasjon av de to. Eventuelle avsetninger i høyere nivå vil i slike tilfeller ikke være marint påvirket.

Den andre typen kommer tydeligst fram i samband med dannelsen av delta ved utløp av bekker eller elver. Dannelsen er i slike tilfeller knyttet til isbrens borts melting fra bekkens eller elvas nedslagsfelt. Den tilbakesmeltende isbreen vil normalt legge igjen mye ukonsolidert løsmateriale (bl. a. som bunnmorene) ubeskyttet av vegetasjon. Tilgangen av smeltevann og løsmateriale vil derfor i den første fasen være unormalt stor, noe som er gunstig for dannelsen av slike delta.

HØYDEMÅLING OG USIKKERHETSFAKTORER

Målepunktet som angir høyden på havnivået under dannelsen av marin grense kan i visse tilfeller være vanskelig å bestemme entydig. Generelt viser det seg at store avsetningen har mer kompleks overflatestruktur enn tilsvarende små. Ved mindre avsetninger som har vært lite påvirket av postglasiale prosesser er det lettest å bestemme målepunktets beliggenhet entydig.

Valg av målepunkt på de ulike typer formelementer, og korreksjon for høydifferensen mellom målepunktet og dannelses-tidspunktets middelvannstand følger de kriterier som er skissert av Møller & Sollid (1972) og Sollid et al. (1973). Høydemålingen er utført enten barometrisk, fotogrammetrisk eller ved hjelp av økonomisk karverk.

Av usikkerhetsfaktorer forbundet med høydemålingen av marin grense er det i prinsippet to ulike typer:

Den første typen usikkerhetsfaktor er knyttet til måleusikkerheten. Denne varierer noe etter målemetoden, men vil i beste fall ligge på omkring ± 1 m ved alle de tre skisserte måle metodene. Ved barometermålinger under ugunstige meteorologiske forhold vil imidlertid måleusikkerheten være betydelig større. Feilen kan imidlertid reduseres ved gjentatte målinger og utjevning av lufttrykksdrift.

Den andre typen usikkerhetsfaktoren kommer inn ved tolkning og angivelse av målepunktet. Målepunktet kan som nevnt være vanskelig å fastslå entydig, og valg av målepunkt vil derfor bygge på en subjektiv vurdering av lokaliteten. Ved gode lokaliteter er denne usikkerheten under ± 1 m mens den ved store og diffuse lokaliteter kan være betydelig større. Spesielt vanskelig er det ved lokaliteter som har hatt forholdsvis lang dannelseshistorie.

I usikkerheten i angivelsen av målepunktet er det innebygget en kvalitetsvurdering av lokalitetens egnethet til datering av isrecessjonen. Summen av de to usikkerhetsfaktorene er derfor et mål på kvaliteten av den observasjonen som er gjort. Det er imidlertid umulig å tallfeste usikkerhetens størrelse nøyaktig, og kvalitetsvurderingen baseres derfor på en subjektiv totalvurdering av alle involverte faktorer. Kvalitetsvurderingen følger en tretrinnskala med følgende definisjoner:

"Meget god lokalitet": Strandlinjelokalitet som skiller seg klart ut fra omgivelsene og som derfor med sikkerhet er knyttet til deglasiasjonen. Målepunktet er entydig gitt med minimal usikkerhet i høydeangivelsen, og usikkerheten er anslått til å være av størrelsesorden ± 1 m.

"God lokalitet": Strandlinjelokalitet som skiller seg ut fra omgivelsene og som derfor sannsynligvis er knyttet til deglasiasjonen. Målepunktet er angitt med en viss usikkerhet, og usikkerheten er anslått til være av størrelsesorden ± 3 m.

"Dårlig lokalitet": Strandlinjelokalitet som skiller seg ut fra omgivelsene og som derfor kan være knyttet til deglasiasjonen. Målepunktet er angitt med stor usikkerhet, og usikkerheten er anslått til minst ± 5 m. Det bør ikke trekkes konklusjoner på basis av slike lokaliteter, men de kan brukes som støtte og kontroll.

Ved datering av en lokalitet for marin grense ved hjelp av den beskrivende havnivåmodellen vil usikkerhet i høydeangivelse slå ut forskjellig i usikkerhet på dateringen alt etter strandforskyvningskurvens gradient på stedet. I perioder med liten relativ landheving vil små usikkerheter i høydeangivelsen slå sterkt ut i tidsangivelsen, mens i perioder med stor relativ landheving vil usikkerhet i høydeangivelsen ha minimal betydning for usikkerhet i tidsangivelsen.

I samband med datering av marine grenser vil den statistiske usikkerheten i havnivåmodellen komme i tillegg til usikkerhetsfaktoren som genereres av usikker høydeangivelse. Den endelige usikkerhetsangivelsen på en havnivådatering vil i så fall være et anslag på summen av de to faktorene.

LOKALITETER FOR MARIN GRENSE I UNDERSØKELSESOMRÅDET

Lokaliteter for marin grense (fig. 9) er for en stor del hentet fra Kjenstad (1980) og en del av disse er igjen tatt fra Sollid (1976). De resterende er kartlagt, synfart og oppmålt spesielt med tanke på denne undersøkelsen. De 74 lokalitetene er listet opp i appendix 1 med angivelse av alle

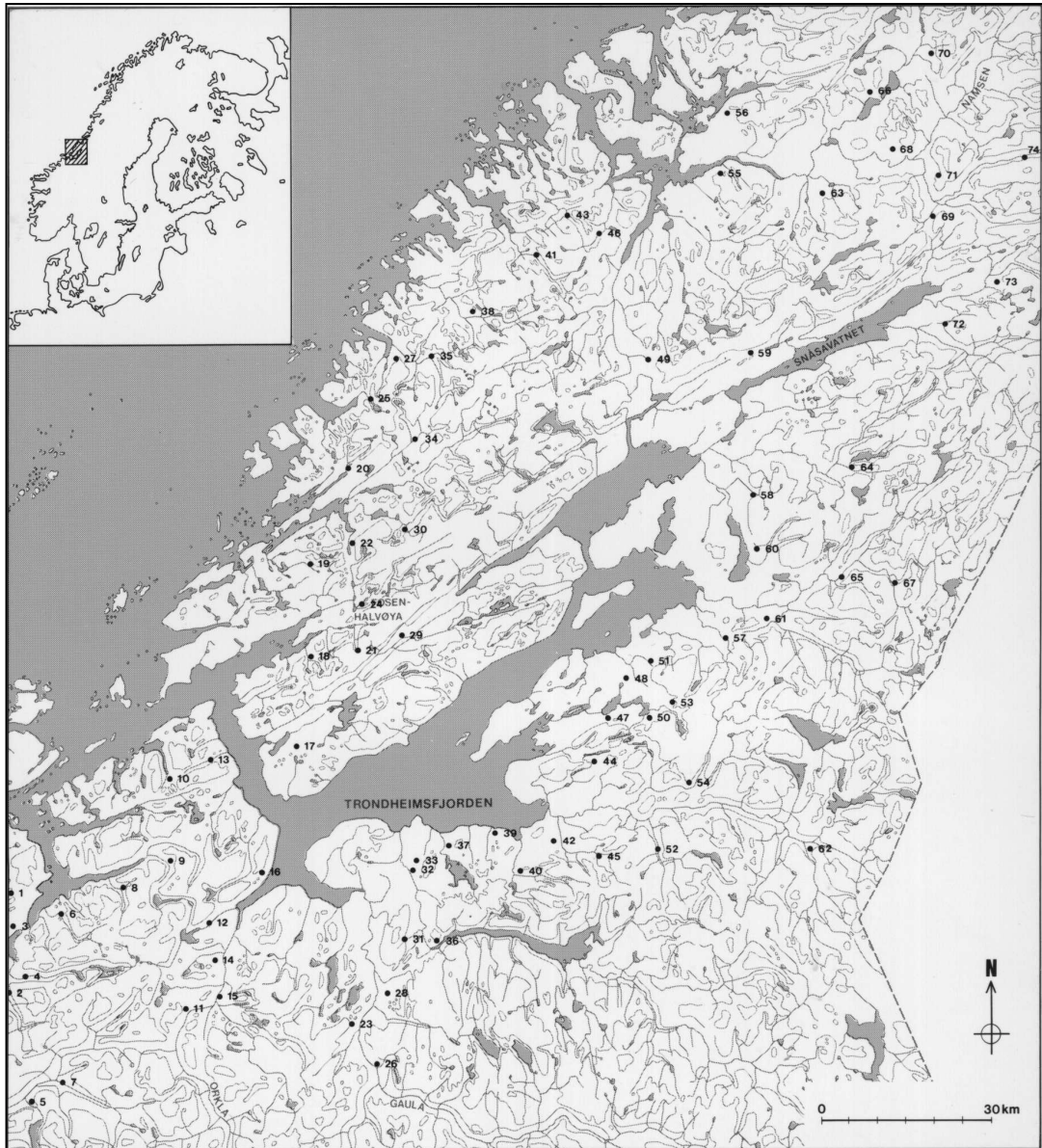


Fig. 9: Lokalteter for marin grense i undersøkelsesområdet. Lokaltetene er angitt med lokalitetsnummer, og data for hver av dem er listet opp i appendix 2.

data om lokaliteten. Lokaltetene er listet opp etter beliggenhet fra vest mot øst. Listen er ikke ment å være en totalregistrering av lokaliteter for marin grense i området, men er først og fremst satt sammen med tanke på å få et så regulært nett av lokaliteter som mulig.

**DATERING AV LOKALITETER FOR MARIN GRENSE I
UNDERSØKELSESOMRÅDET**

Lokalitetene for marin grense er datert ved hjelp de to havnivåmodellene (modell nr. 1 og 2), og grensen mellom modellene er satt ved ca. 10500 BP. I beregningen av usikkerheten dateringene er det bedt tatt hensyn til usikkerheten i strandforskyvningskurvene, i Hovedflaten og i høydeangivelsen for målepunktet på lokaliteten. En usikkerhetsangivelse på 999 er i tabellen betyr at usikkerheten er større enn 1000 år.

MODELL NR. 1 er en to-urve-modell basert på den delen av Ålesund- og Bjugn-kurvene som er eldre enn 10500 BP. Gyldighetsgrensen for denne modellen er derfor satt til tiden før 10500 BP. I påfølgende liste er det derfor bare tatt med de lokaliteter som ved hjelp av modell nr. 1 kommer ut med en datering som er eldre enn 10500 BP.

Nr	Navn	X-UTM	Y-UTM	MG	HL	Datering	Kval.
1	RØSTADAL	500.	7024.	124.	100.	12210.+ -400.	*
2	BREKKAN	501.	7007.	142.	114.	12170.+ -350.	*
3	SKJERDAL	501.	7018.	135.	105.	12380.+ -380.	**
4	SØDAL	503.	7009.	141.	114.	12110.+ -350.	**
5	SANDE	505.	6988.	156.	132.	11750.+ -280.	**
6	HOLLA	509.	7020.	140.	113.	12240.+ -400.	**
7	RINDAL	511.	6991.	152.	137.	11440.+ -320.	**
8	VUTTUDAL	520.	7025.	146.	122.	12130.+ -430.	**
9	SNILLDAL	528.	7029.	143.	128.	11670.+ -470.	*
10	VERRAFJORD	530.	7044.	134.	119.	11800.+ -570.	*
11	VALSTAD	533.	7004.	160.	152.	11100.+ -500.	**
12	SKJENALDAL	536.	7018.	159.	145.	11520.+ -470.	**
13	STORDAL	536.	7047.	140.	124.	11910.+ -620.	*
14	FANREM	537.	7014.	164.	149.	11530.+ -440.	**
15	ORKLAND	538.	7005.	168.	156.	11280.+ -480.	*
16	GEITASTRAND	545.	7027.	168.	148.	11880.+ -520.	**
17	RISSA	550.	7050.	153.	138.	11910.+ -790.	*
18	FESDAL	553.	7066.	158.	130.	12880.+ -999.	**
19	NYVASSDAL	553.	7081.	135.	120.	12410.+ -999.	**
20	BAKKEN	559.	7099.	125.	114.	12380.+ -999.	**
21	HAUGDAL	561.	7068.	159.	138.	12580.+ -999.	**
22	AUSDALSVATN	560.	7086.	130.	124.	11360.+ -999.	**
24	RØDSJØ	562.	7074.	145.	135.	11880.+ -999.	**
25	SKJØRAFJORD	563.	7112.	124.	110.	12970.+ -999.	**
27	OLVIKA	568.	7118.	119.	112.	12500.+ -999.	**
29	SKAUDALEN	570.	7069.	166.	147.	12490.+ -999.	**
30	MYRSET	569.	7088.	142.	133.	12030.+ -999.	**
33	TOMSET	572.	7030.	187.	176.	11360.+ -780.	**
34	BØRMARK	572.	7106.	135.	124.	12630.+ -999.	*
35	BRANDSFJORD	573.	7118.	131.	117.	>14000.+ -999.	**

En usikkerhet på mer enn 1000 år er alt for stor til at dateringen kan brukes, og disse lokalitetene vil i det påfølgende få angitt ubestemt alder. De store usikkerhetstallene for disse dateringene skyldes først og fremst at strandforskyvningskurven har et forholdsvis horisontalt forløp i den aktuelle perioden. Dette resulterer i at små variasjoner i høyde gir rom for store variasjoner i tid. Det kan spesielt legges merke til at ingen dateringer faller i tidsrommet mellom 10500 BP og 11100 BP noe som sannsynligvis har den samme årsaken.

MODELL NR. 2 er også en to-urve-modell basert på Frosta- og Nærøy-kurven. Denne modellen er som tidligere nevnt gyldig for datering av marine grenser som er yngre enn 10500 år BP og disse lokalitetene ligger stort sett i områdene som ligger proksimalt for eller i tilknytning til Hovedtrinnet. Listen tar med de lokalitetene som ikke er datert i modell 1.

Nr.	Navn	X-UTM	Y-UTM	MG	HL	Datering	Kval.
23	HOVIN	562.	7001.	180.	186.	10600.+ -210.	***
26	STØREN	566.	6994.	183.	195.	10520.+ -210.	**
28	BYBOT	569.	7007.	181.	189.	10570.+ -200.	**
31	HYTTFOSSEN	571.	7016.	183.	185.	10640.+ -190.	*
32	BJØRKA	572.	7028.	179.	178.	10690.+ -190.	***
36	BRØTTEM	577.	7015.	181.	192.	10500.+ -190.	**
37	KLEIVA	578.	7033.	182.	181.	10690.+ -190.	**
38	KVERNLAND	581.	7126.	120.	121.	10530.+ -350.	**
39	VULU	585.	7034.	175.	188.	10440.+ -170.	**
40	MOSTADMARK	589.	7027.	171.	197.	10220.+ -180.	**
41	JØSSUND	592.	7136.	124.	127.	10390.+ -420.	**
42	FRIGÅRD	596.	7032.	182.	201.	10350.+ -170.	**
43	BEINGARDSVATN	597.	7134.	130.	135.	10330.+ -400.	*
44	BORRÅS	603.	7047.	187.	199.	10440.+ -170.	**
45	ELVRAN	604.	7029.	185.	211.	10240.+ -180.	**
46	ALTEVATN	604.	7140.	142.	139.	10740.+ -360.	**
47	HOKLINGEN	605.	7055.	181.	196.	10360.+ -170.	*
48	LYNGÅS	608.	7061.	175.	195.	10210.+ -190.	*
49	NAMDALSEID	610.	7121.	154.	158.	10420.+ -320.	SOL
50	MØLNÅ	613.	7054.	183.	205.	10220.+ -180.	**
51	GRANHEIM	613.	7066.	181.	197.	10280.+ -190.	**
52	SONFOSSEN	614.	7031.	193.	220.	10220.+ -170.	**
53	MARKABYGD	616.	7058.	185.	206.	10240.+ -180.	**
54	BUAN	620.	7042.	195.	233.	10100.+ -170.	**
55	NAMSOS	622.	7148.	142.	155.	9740.+ -300.	SOL
56	VETTERHUSBOTN	626.	7161.	132.	151.	9470.+ -180.	SOL
57	BURAN	626.	7069.	185.	209.	10080.+ -190.	**
58	VEKVAM	630.	7094.	175.	198.	9910.+ -200.	*
59	DALSBYGDA	630.	7118.	158.	183.	9670.+ -160.	SOL
60	LEKSDALSVATN	631.	7085.	185.	205.	10110.+ -210.	**
61	STEINE	634.	7073.	185.	215.	9910.+ -170.	**
62	MERÅKER	640.	7032.	188.	245.	9770.+ -130.	*
63	ÅLVATNET	643.	7147.	160.	180.	9580.+ -180.	SOL
64	OGNDAL	645.	7098.	179.	212.	9710.+ -140.	SOL
65	MELEN	646.	7080.	180.	224.	9660.+ -120.	SOL

66 EIDSVATNET	652.	7164.	152.	179.	9320.+-170.	SOL
67 SNEKKERMO	655.	7080.	176.	233.	9490.+-130.	SOL
68 BERGSMO	655.	7153.	167.	190.	9490.+-170.	SOL
69 FORMOFOSS	662.	7142.	174.	204.	9440.+-160.	SOL
70 HØYLANDET	662.	7174.	153.	185.	9190.+-170.	SOL
71 GRONG	663.	7150.	168.	201.	9350.+-170.	SOL
72 HOLSENG	665.	7125.	178.	218.	9420.+-150.	SOL
73 SKROMO	676.	7132.	170.	225.	9170.+-170.	SOL
74 SANDØLA	678.	7152.	173.	216.	9210.+-180.	SOL

Som dateringslisten for modell nr. 2 viser, er alderen på de resterende lokalitetene alle yngre enn 10740 BP. Dette er noe eldre enn det opprinnelige gyldighetsområde for modell nr. 2, hvor de eldste dateringene i de to kurvene har alder på hhv. 10480 BP og 10340 BP. Usikkerhetstallene viser imidlertid at en ekstrapolering i tid på 300-400 år er akseptabel.

En sammenstilling av dateringsresultatene i to ulike modellene gir som resultat en rimelig overgang i tid og rom mellom de to modellene, og usikkerheten avtar gradvis etterhvert som en nærmer seg slutten på Yngre Dryas. Det eneste som kan bemerkes er at det mangler dateringer i perioden fra 11100 BP til 10740 BP. Dette skyldes først og fremst det nesten horisontale forløpet på strandforskyvningskurven i denne perioden.

ISAVSMELTINGSKRONOLOGI I DE ULIKE DELOMRÅDENE

På grunnlag av listen over daterte marine grenser trekkes det en isolinjetilpasning gjennom punkter med lik alder (fig. 10) etter den algoritme som er skissert i artikkel nr. V. Forløpet av linjene i perioden mellom 11500 BP og 10500 BP er usikker ettersom usikkerheten i dateringene da er særlig store. Den beregnede deglasiasjonskronologien viser mange likhetstrekk både med de enkelte uavhengige dateringene i fig. 12 fra Reite et al. (1982) og kartet (fig. 11) som viser morfologiske israndavsetninger og antatte korrelasjoner etter Sollid & Sørbel (1981).

I det følgende er de enkelte lokalitetene gruppert i delområder der kronologien diskuteres mer i detalj i forhold til annen tilgjengelig informasjon.



Fig. 10: Isolinjer tilpasset de havnivådaterte lokalitetene for marin grense i undersøkelsesområdet. Linjene angir dateringsalder BP.

Ytre Trondheimsfjord

10	VERRAFJORD	530.	7044.	134.	119.	11800.+/-570.	*
13	STORDAL	536.	7047.	140.	124.	11910.+/-620.	*
16	GEITASTRAND	545.	7027.	168.	148.	11880.+/-520.	**
17	RISSA	550.	7050.	153.	138.	11910.+/-790.	*
18	FESDAL	553.	7066.	158.	130.	UBESTEMT	**

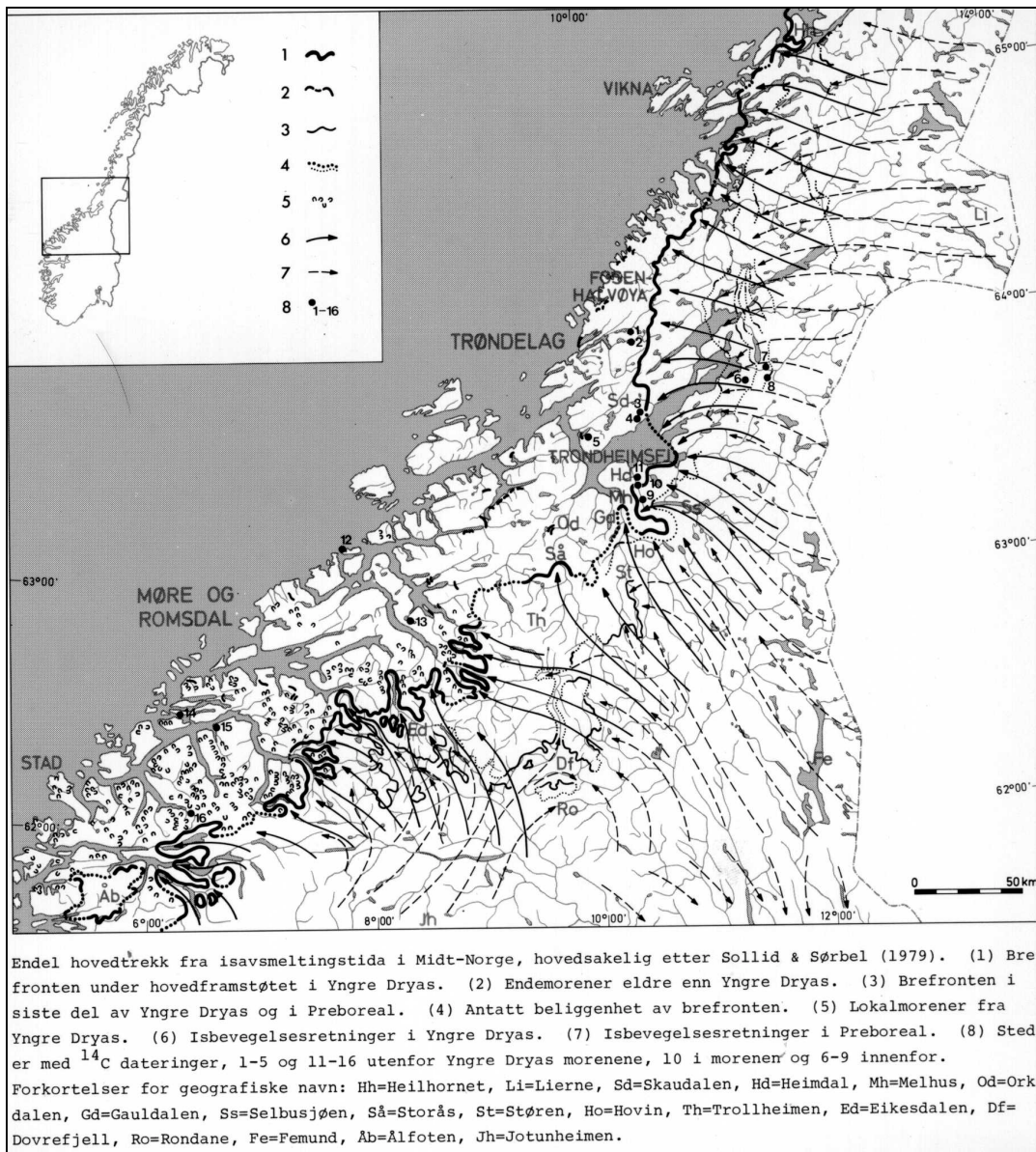


Fig. 11: Deglasiasjonskronologi basert på glasiogeologisk kartlegging av undersøkelsesområdet etter Sollid & Sørbel (1981).

Radiokarbondateringer fra sokkelområdene utenfor Trøndelag indikerer et brefframstøt på Haltenbanken ca. 12300 - 12400 BP (Bugge 1980). De eldste dateringene fra Hitra i samband med Kjemperuds (1982b) strandforskyvnings-undersøkelser viser imidlertid at Hitra var endelig isfri senest ca. 12600 BP. Disse resultatene stemmer dårlig overens ettersom Hitra ligger betydelig nærmere fastlandet enn Haltenbanken. Det har imidlertid vist seg at radiokarbondateringer fra sokkelom-

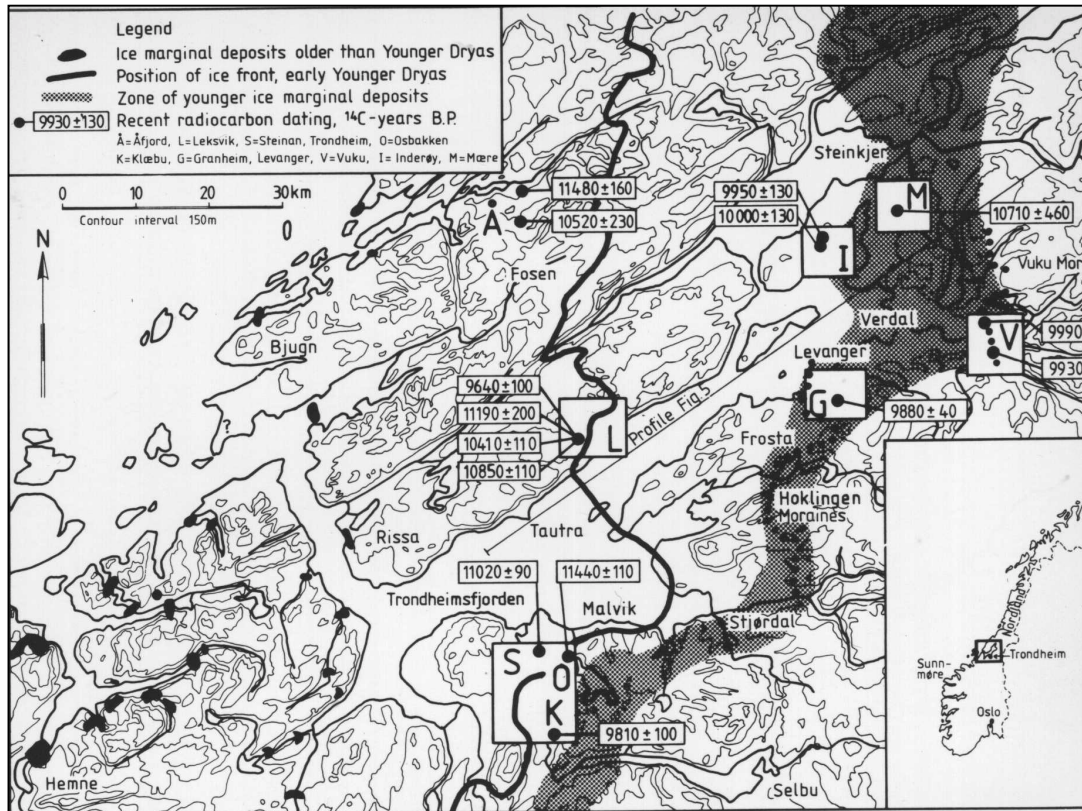


Fig. 12: Lokalteter der det er samlet inn materiale for radiokarbondatering. Etter Reite et al. (1982)

rådene ofte har en for lav alder (Vorren & Elvsborg 1979). Haltenbank-framstøtet kan derfor være noe eldre enn radiokarbondateringen skulle tilsi.

De store undersjøiske avsetningene ytterst i Trondheimsfjorden bl. a. ved innløpet til Skjørnfjorden (Lien 1980) er antatt å være av Eldre Dryas alder (12000 - 11800 BP) (Løfaldli et al. 1981). Dette stemmer godt overens med den eldste dateringen på 11920 ± 290 BP i Kjemperuds (1982a) strandforskyvnings-undersøkelse fra Bjugn umiddelbart distalt for disse avsetningene. MG-lokaliteten i FESDAL ligger også umiddelbart distalt for denne avsetningen og vil derfor i deglasiasjonssammenheng datere tilbaketrekingen fra Haltenbanken til Skjørnfjordsavsetningen. Dateringene er dessverre ubestemt, men dateringen er sannsynligvis eldre enn 12000 BP og samsvarer i så fall med konklusjonene i Løfaldli et al. (op. cit.).

De fire andre lokalitetene (VERRAFJORD, STORDAL, GEITASTRAND og RISSA) som alle ligger nær hovedløpet av Ytre Trondheimsfjord har omtrent samme dateringsalder. Dette er naturlig

ettersom dannelsen av lokalitetene er knyttet til oppkalvingen av fjorden. Selv om usikkerheten er stor, kan en alder på ca. 11800 BP for oppkalvingen av hovedløpet virke rimelig. Dette passer godt med aldersanslaget på avsetningene ytterst i fjorden og den eldste av radiokarbondateringene fra Rissa som har en alder på 11780 \pm 90 BP (Løfaldli et al. op. cit.). En alder på 11000 BP for denne oppkalvingen er beregnet av Kjenstad & Sollid (1982) på grunnlag av en enkurvmodell basert på Frosta-kurven og gir følgelig alt for ung alder.

Hemneområdet

1	RØSTADAL	500.	7024.	124.	100.	12210. \pm 400.	*
2	BREKKAN	501.	7007.	142.	114.	12170. \pm 350.	*
3	SKJERDAL	501.	7018.	135.	105.	12380. \pm 380.	**
4	SØDAL	503.	7009.	141.	114.	12110. \pm 350.	**
5	SANDE	505.	6988.	156.	132.	11750. \pm 280.	**
6	HOLLA	509.	7020.	140.	113.	12240. \pm 400.	**
7	RINDAL	511.	6991.	152.	137.	11440. \pm 320.	**
8	VUTTUDAL	520.	7025.	146.	122.	12130. \pm 430.	**
9	SNILLDAL	528.	7029.	143.	128.	11670. \pm 470.	*

Lokalitetene RØSTADAL og SKJERDAL ligger distalt i forhold til Hemnefjordens overfordypede del, mens SØDAL, HOLLA, VUTTUDAL og SNILLDAL ligger tilsvarende proksimalt. Selv om usikkerheten er forholdsvis stor, angir samlingen av dateringer ca. 12200 BP som anslag for oppkalvingen av Hemnefjorden. De ulike dateringene viser en viss forskyvning i tid innover i fjorden, og det ser ut til at hele Hemneområdet var isfritt ca. 11700 BP (lokaliteten SNILLDAL) etter at oppkalvingen av Ytre Trondheimsfjord kappet istilførselen fra sør-øst. Usikkerheten er imidlertid i største laget til å kunne trekke entydige konklusjoner.

Radiokarbondateringer av skjell påstått avsatt i samband med oppbygging av iskontakt-delta i området (Lasca 1969) gir aldre i intervallet fra 10720 til 11310 BP. Det er liten regional konsistens i de fire dateringene, og alle prøvene er tatt langt under marin grense. Prøvelokalitetene er for dårlig beskrevet til å vise entydig at skjellene er avsatt i samband med iskontaktfasen. Dersom prøvene virkelig daterer iskontakter forskjellen mellom radiokarbondateringene og MG-dateringene så store at MG-dateringene må være gale. Hvis derimot prøvene ikke daterer iskontakt, så viser radiokarbondateringene bare at fjorden var åpen i sen Allerød. Dette er forenlig med MG-dateringene.

De to lokalitetene SANDE og RINDAL ligger i Surnadalsområdet og ligger derfor svært perifert i forhold til resten undersøkelsesområdet. Det tilhører dessuten et annet fjordsystem.

Lokaliteten SANDE daterer oppkalvingen av de innerste fjordene på Nord-Møre til ca. 11800 BP, mens lokaliteten RINDAL daterer isbreens bortsmelting fra Hemnekjølsområdet til ca. 11400 BP, noe som samsvarer godt med tilsvarende dateringer fra Hemne og Orkdal. Kræmer (i Gulliksen et al. 1978) daterer skjell i morene fra Kristiansundsområdet til 12090 +/- 100 BP, mens Johansen (1983) har flere dateringer fra Sunndalsfjordområdet hvorav den eldste er 11920 +/- 300 BP. Disse dateringene ligger imidlertid for lang unna Surnadalen til å kunne gi entydig kontroll, men samsvaret er likevel ikke urimelig.

Fosenhalvøya

19 NYVASSDAL	553.	7081.	135.	120.	UBESTEMT	**
20 BAKKEN	559.	7099.	125.	114.	UBESTEMT	**
21 HAUGDAL	561.	7068.	159.	138.	UBESTEMT	**
22 AUSDALSVATN	560.	7086.	130.	124.	UBESTEMT	**
24 RØDSJØ	562.	7074.	145.	135.	UBESTEMT	**
25 SKJØRAFJORD	563.	7112.	124.	110.	UBESTEMT	**
27 OLVIKA	568.	7118.	119.	112.	UBESTEMT	**
29 SKAUDALEN	570.	7069.	166.	147.	UBESTEMT	**
30 MYRSET	569.	7088.	142.	133.	UBESTEMT	**
34 BØRMARK	572.	7106.	135.	124.	UBESTEMT	*
35 BRANDSFJORD	573.	7118.	131.	117.	UBESTEMT	**
38 KVERNLAND	581.	7126.	120.	121.	10530.+/-350.	**
41 JØSSUND	592.	7136.	124.	127.	10390.+/-420.	**
43 BEINGARDSVATN	597.	7134.	130.	135.	10330.+/-400.	*
46 ALTEVATN	604.	7140.	142.	139.	10740.+/-360.	**

De fleste lokalitetene kommer ut med ubestemt alder, mens av lokalitetene (KVERNLAND, JØSSUND, BEINGARDSVATN og ALTEVATN) som alle ligger i direkte tilknytning til Hovedtrinnet fra Yngre Dryas, har en alder som ligger omtrent midt i Yngre Dryas. Lokalitetene daterer isbreens tilbaketreking fra trinnet, noe som stemmer rimelig godt overens med tidligere antatt alder på denne hendelsen (Kjenstad & Sollid 1982, Reite et al. 1982).

På bakgrunn av en regional glacialgeologisk betraktning må avsmeltingen av de ytre deler av Fosenhalvøya ha foregått i nær tilknytning til den tilsvarende avsmeltingen av Trondheimsfjordsløpet. Det er derfor rimelig å anta Eldre Dryas og Allerød alder på de fleste av de ubestemte dateringene. Dateringene faller i så fall inn i samme tidsintervall som radiokarbondatering av skjell i leire fra Åfjordsområdet (Reite et al. op. cit.) som har en alder på 11480 +/- 230 BP. Det ser derfor ut til at den delen av Fosenhalvøya som ligger distalt for Hovedtrinnet var isfritt allerede på et tidlig stadium og at isbreen derfor tidlig trakk seg tilbake til sonen omkring Hovedtrinnet.

Orkdalen

11 VALSTAD	533.	7004.	160.	152.	11100.+500.	**
12 SKJENALDAL	536.	7018.	159.	145.	11520.+470.	**
14 FANREM	537.	7014.	164.	149.	11530.+440.	**
15 ORKLAND	538.	7005.	168.	156.	11280.+480.	*

Lokalitetene SKJENALDAL og FANREM ligger ytterst i Orkdalen og daterer derfor oppkalvingen av Orkdalsfjorden som er en sidefjord til den ytre delen av Trondheimsfjorden. Alderen er litt yngre enn dateringene av oppkalvingen av hovedfjorden og bekrefter derfor disse dateringene. De to andre lokalitetene (VALSTAD og ORKLAND) ligger proksimalt for israndavsetningen på Orkland som av Kjenstad (1980) er tolket som et oppkalvingsdelta for isbreen i denne dalen. Lengden av dannelsesperioden for dette deltaet ser derfor ut til å være ca. 300 år. Dateringene er imidlertid beheftet med en forholdsvis stor usikkerhet.

Trondheim- og Gauldalsområdet

23 HOVIN	562.	7001.	180.	186.	10600.+210.	***
26 STØREN	566.	6994.	183.	195.	10520.+210.	**
28 BYBOT	569.	7007.	181.	189.	10570.+200.	**
31 HYTTFOSSEN	571.	7016.	183.	185.	10640.+190.	*
32 BJØRKA	572.	7028.	179.	178.	10690.+190.	***
33 TOMSET	572.	7030.	187.	176.	11360.+780.	**
36 BRØTTEM	577.	7015.	181.	192.	10500.+190.	**
37 KLEIVA	578.	7033.	182.	181.	10690.+190.	**

Den høystliggende lokaliteten i området (TOMSET) gir et anslag for alderen på oppkalvingen av fjorden i Trondheimsområdet. Dateringen er svært usikker, men virker likevel rimelig sammenlignet med tilsvarende dateringer for oppkalvingen av Ytre Trondheimsfjord og Orkdalsfjorden. Dateringer av skjell i leire fra Trondheimsområdet i nærheten av de store oppkalvingsdeltaene i området (Reite et al. 1982, fig. 12) gir sen Allerød alder (11400 ± 110 BP og 11020 ± 90 BP), noe som passer rimelig godt med TOMSET-dateringen til tross for usikkerheten.

Lokalitetene BJØRKA og KLEIVA ligger i direkte tilknytning til Hovedtrinnet fra Yngre Dryas (fig. 11), mens lokalitetene HOVIN, HYTTFOSSEN og BYBOT ligger umiddelbart proksimalt for dette trinnet. De tre sistnevnte lokalitetene daterer derfor havnivået i samband med dannelsen av marine isranddelta etter

at isbreen trakk seg tilbake fra dette trinnet. En alder på 10600 BP for tilbaketrekningen fra Hovedtrinnet i området virker derfor sannsynlig. Fra Leksvik på motsatt side av fjorden er det foretatt undersøkelser omkring eksistensen av en lokal bresjø (Reite et al. op. cit. fig. 12). Bresjøen er antatt dannet i samband med breframstøtet som dannet Hovedtrinnet i Yngre Dryas (fig. 11). Radiokarbondateringer begrenser dannelsesperioden til mellom 11190 +/- 200 BP og 10410 +/- 110 BP og plasserer derfor framstøtsperioden i samband med dannelsen av dette trinnet til første halvdel av Yngre Dryas. Dette samsvarer rimelig godt med MG-dateringene.

Lokalitetene STØREN og BRØTTEM er isranddelta som ligger proksimalt i forhold til Hovedtrinnet og tilhører derfor yngre stopp i tilbaketrekningen av isfronten. Dateringen av disse lokalitetene til ca. 10500 BP synes intuitivt å være en for høy alder ettersom tidsrommet mellom dannelsen av de eldste og de yngste isranddeltaene synes urimelig kort. Årsaken til den høye alderen kan ha sammenheng med problemet med å datere marine grenser inne i trange elvedaler. I slike daler er det uklart om en lokalitet som indikerer marin grense er dannet i marint miljø eller om de er dannet i en innsjø demmet opp av utenforliggende israndavsetninger. Der- som en slik avsetning er dannet i en innsjø, blir alderen for høy.

Radiokarbondateringer av skjell fra Trondheimsområdet (Reite et al. op. cit., fig. 12) som gir aldre på 10150 +/- 100 BP og 10230 +/- 130 BP, samsvarer bra med et beregnede havnivå i høyde med funnstedet.

Stjørdalsområdet

39 VULU	585.	7034.	175.	188.	10440.+/-170.	**
40 MOSTADMARK	589.	7027.	171.	197.	10220.+/-180.	**
42 FRIGÅRD	596.	7032.	182.	201.	10350.+/-170.	**
44 BORRÅS	603.	7047.	187.	199.	10440.+/-170.	**
45 ELVRAN	604.	7029.	185.	211.	10240.+/-180.	**
52 SONFOSSEN	614.	7031.	193.	220.	10220.+/-170.	**
54 BUAN	620.	7019.	195.	233.	10100.+/-170.	**
62 MERÅKER	640.	7032.	188.	245.	9770.+/-130.	*

Lokaliteter rundt Stjørdalsfjorden og i selve Stjørdalen er jevnt over av god kvalitet. Dateringene danner et konsistent mønster og viser jevn recessjon fra Hovedtrinnet (fig. 11) som krysser den ytre delen av Stjørdalsfjorden (Sollid & Sørbel 1975) inntil dalen ble isfri tidlig i Preboreal. Dette tidspunktet vil i så fall datere starten på utviklingen av de store Jamtlandske issjøene ettersom det i Jamtland var området omkring Storlien øst for Stjørdalen som først ble frilagt av isbreen (Lundquist 1961 s. 169).

Levanger- og Verdalsområdet

47 HOKLINGEN	605.	7055.	181.	196.	10360.+-170.	*
48 LYNGÅS	608.	7061.	175.	195.	10210.+-190.	*
50 MØLNÅ	613.	7054.	183.	205.	10220.+-180.	**
51 GRANHEIM	613.	7066.	181.	197.	10280.+-190.	**
53 MARKABYGD	616.	7058.	185.	206.	10240.+-180.	**
57 BURAN	626.	7069.	185.	209.	10080.+-190.	**
58 VEKVAM	630.	7094.	175.	198.	9910.+-200.	*
60 LEKSDALSVATN	631.	7085.	185.	205.	10110.+-210.	**
61 STEINE	634.	7073.	185.	215.	9910.+-170.	**
64 OGDAL	645.	7098.	179.	212.	9710.+-140.	SOL
65 MELEN	646.	7080.	180.	224.	9660.+-120.	SOL
67 SNEKKERMO	655.	7080.	176.	233.	9490.+-130.	SOL

Dateringene i dette området danner også et konsistent mønster, og samsvarer godt med konklusjonene i Reite et al. (op. cit.) som sier at Levanger- og Inderøyområdet og hoveddalen i Verdal var isfri i Yngre Dryas tid. De enkelte radiokarbondateringene fra Reite et al. (op.cit.) er avmerket på fig. 12 og vil i det følgende bli diskutert hver for seg.

Skjell i leire 25 m under MG ved GRANHEIM er datert til 9880 +- 40 BP, mens datering av det tilsvarende havnivå på 156 m gir 9710 +- 100 BP, altså nesten samme alder under forutsetning av at skjellene levde nær vannskorpa.

Skjell i leire 40 m under MG i Leirådalen i Verdal er datert til 9990 +- 130 BP mens datering av tilsvarende havnivå på 145 m gir 9170 +- 190 BP. Disse skjellene måtte derfor enten ha levd på dypt vann eller være flyttet på av senere prosesser. Denne radiokarbondateringen og tilsvarende datering på 9930 +- 130 BP av skjell i morene som senere er flyttet på av et breframstøt ved STEINE passer meget godt overens med havnivådateringen av MG-lokaliteten STEINE på 9910 +- 170 BP.

Bunndatering av torvmyr på Inderøy (Herstad) gir alderen 10280 +- 150 BP på uløst og 10000 +- 130 på løst fraksjon og viser at området var isfritt omkring 10000 BP. Denne lokaliteten var isfri før lokaliteten VEKVAM med alder 9910 +- 200 BP, noe som samsvarer rimelig godt.

Skjell i silt og leire 14. m o. h. ved Granavatn på Inderøy gir alderen 9950 +- 130 BP. Reite et al. (op. cit.) sier at materialet er dannet under havnivå som er høyere enn 155 m. Havnivådatering av høyden 155 m på stedet gir 9880 +- 160.

En datering av skjell i silt og leire fra Leinskammen nær marin grense gir alderen 10710 +- 460 BP. Usikkerheten er for

stor til at det kan trekkes entydige konklusjoner, men dateringene ellers i området understøtter konklusjonen i Reite et al. op. cit.) om at dateringene er for gammel.

Datering av isolasjonskontakten i små innsjøbasseng i det samme området utført av Kjemperud (1982c) gir også godt samsvar mellom radiokarbondateringer og havnivådateringer. Isolasjonskontakten i Ålbergmyra er datert til 8480 +/- 160 BP mens havnivådateringen gir 8420 +/- 190 BP. Isolasjonskontakten i Venåstjernet er datert til 8500 +/- 130 BP mens tilsvarende havnivådatering gir 8360 +/- 190 BP. Radiokarbondatering fra Koltjernet påvirkes av inaktivt karbon, men pollendatering gir Preboreal alder. Tilsvarende havnivådatering gir 9600 +/- 70 BP

Steinkjer- og Snåsaområdet

49	NAMDALSEID	610.	7121.	154.	158.	10420.+/-320.	SOL
59	DALSBYGDA	630.	7118.	158.	183.	9670.+/-160.	SOL
72	HOLSENG	665.	7125.	178.	218.	9420.+/-150.	SOL
73	SKROMO	676.	7132.	170.	225.	9170.+/-170.	SOL

Dateringer av MG-lokaliteter i dette området viser et konsistent mønster som fortsetter trenden fra det foregående området. Dateringene viser jevn tilbaketrekning i løpet av Preboreal i den innerste delen av Trondheimsfjordsbassenget. Det finnes ingen radiokarbondateringer for uavhengig kontroll.

Namdalsområdet

55	NAMSOS	622.	7148.	142.	155.	9740.+/-300.	SOL
56	VETTERHUSBOTN	626.	7161.	132.	151.	9470.+/-180.	SOL
63	ÅLVATNET	643.	7147.	160.	180.	9580.+/-180.	SOL
66	EIDSVATNET	652.	7164.	152.	179.	9320.+/-170.	SOL
68	BERGSMO	655.	7153.	167.	190.	9490.+/-170.	SOL
69	FORMOFOSS	662.	7142.	174.	204.	9440.+/-160.	SOL
70	HØYLANDET	662.	7174.	153.	185.	9190.+/-170.	SOL
71	GRONG	663.	7150.	168.	201.	9350.+/-170.	SOL
74	SANDØLA	678.	7152.	173.	216.	9210.+/-180.	SOL

MG-dateringene i dette området er også konsistente men dateringene er i regional sammenheng yngre enn dateringene i Trondheimsfjordsbassenget. Korrelasjonen over til Snåsaområdet stemmer imidlertid godt med det morfologiske bildet i fig. 11. Denne forsinkelsen i isavsmeltingen etter dannelsen

av Hovedtrinnet viser at isavsmeltingen i Namdalsområdet hang igjen i forhold til resten av Trøndelagsområdet. I strandforskivningssammenheng manifesterer denne forsinkelsen seg ved at den kraftige preboreale regresjonen i Nærøy-kurven starter senere enn i de andre kurvene. Det er dessverre ingen radiokarbondateringer innenfor området til uavhengig kontroll av havnivådateringene.

ISAVSMELTINGSKRONOLOGIEN I GLASIALDYNAMISK SAMMENHENG

I Kjenstad & Sollid (1982) er det skissert en arbeidshypotese for avsmeltingen av en isbre fra fjordområder basert på glasiodynamiske prinsipper. Arbeidshypotesen er testet langs en akse fra den ytre delen av Trondheimsfjorden til innerst i Gauldalsområdet mot den kartlagte fordelingen av løsmaterialavsetninger innenfor testområdet. Det konkluderes med at arbeidshypotesen passer rimelig bra. Den foreslåtte plassering i tid av de ulike fasene kan imidlertid nå forbedres idet tilfanget av dateringsmateriale fra en mer realistisk havnivåmodell nå er større. Det er derfor mulig å foreta en mer detaljert test av arbeidshypotesen og på den måten gi et mer nyansert bilde av isavsmeltingsdynamikken.

I arbeidshypotesen beskrives kalvingsprosessen som den styrende faktor for brefrontens relative forflytningshastighet. Denne forflytningshastigheten (V_f) er i flg. Brown et al. (1983) summen av ismassens hastighet (V_i) og "avskallingshastigheten" (kalvingshastigheten) (V_k) ved brefronten og defineres med fortegn langs en akse (s) som peker utover fjorden. I aksesystemet er ismassens hastighet positiv, den er omvendt proporsjonal med vanddypet ved brefronten og direkte proporsjonal med tilførselen av is fra breens nedslagsfelt. Avskallingshastigheten er negativ og direkte proporsjonal med vanddypet ved brefronten (Brown et al. op. cit.). I første omgang holdes tilførselen av is fra breens nedslagsfelt utenfor diskusjonen. Dette gir følgende uttrykk for forflytningshastigheten ved brefronten:

$$\begin{aligned} V_f &= V_i + V_k \\ &= K_i * (1/h) - K_k * h \end{aligned}$$

K_i og K_k er positive proporsjonalitetskonstanter og h står for fjorddyp. Derivering med hensyn på s gir hastighetsforandringene langs positiv eller negativ s -akse.

$$\begin{aligned} d(V_f)/ds &= - K_i * (1/h^2) * dh/ds - K_k dh/ds \\ &= - (K_i*(1/h^2)+K_k) * dh/ds \\ &= - K * dh/ds \end{aligned}$$

Proporsjonalitetsfaktoren K vil i følge ligningen alltid være positiv slik at $d(V_f)/ds$ og dh/ds er omvendt proporsjonale

størrelser. Der hvor brefronten ligger i en område der fjordbunnen danner en naturlig "motbakke" for breen vil dh/ds være negativ. Hastighetsforandringen $d(V_f)/ds$ vil derfor her alltid være positiv. Dette betyr at hastigheten vil øke i absoluttverdi både hvis fronten beveger seg langs positiv eller negativ s-akse. I dette tilfellet vil brefronten derfor forflytte seg med en stadig økende hastighet, og på den måten stadig bevege seg mot en mer ustabil tilstand. Hvis brefronten derimot ligger i et område der fjordbunnen danner en naturlig "unnabakke" for breen, så vil det motsatte være tilfelle. Breffrontens absolutte hastighet vil avta og breffronten vil gå mot en mer stabil tilstand.

Hvis tilførselen av is fra breens nedslagsfelt tas med i modellen, blir bildet noe forskjellig. I en bre i likevekt er tilførselen av is bestemt av den totale massebalansen i breens nedslagsfelt. Forandringer i massebalanseforholdene vil være såpass dempet når de kommer fram til fronten, at bare langsiktige trender i forandringene merkes som endringer i strømningsfeltet i de frontnære deler av breen. Det antas videre at breen har kommet ut av sin likevektstilstand med omgivelsene. Langsiktige forandringer i klimaforholdene vil være en type forandring som får breen temporært ut av likevekt. En annen type med mer kortvarig virkning er den ustabilitet som genereres av raske forflytninger av fronten som en følge av forandringer i dybdeforholdene ved brefronten. Hvis breen på en eller annen måte kommer ut av likevekt, vil den prøve å forandre sitt strømningsfelt for å tendere mot en ny tilstand av likevekt med omgivelsene. Virkningen i breffronten av en slik forandring av strømningsfeltet vil bl.a. merkes som en demping av de hastighetsforandringene som genereres av fjorddybden alene.

Asynkronitet i fjordoppkalving mellom Hemnefjorden og Ytre Trondheimsfjorden viser som antatt at denne prosessen er så og si uavhengig av klimaforhold, men i stedet styres av de faktorer som er nevnt over. Det at Hemnefjorden ser ut til å kalve opp før Trondheimsfjorden må først og fremst ses på bakgrunn av en regional brebevegelse fra sør-øst (Sollid & Sørbel 1979) noe som bl. a. influerer på ismasse tilførselen for de to fjordbreene.

MG-dateringene langs Trondheimsfjordsløpet viser til tross for store usikkerheter at en slik fjordoppkalving skjer svært raskt over den overfordypede delen av fjorden. I den tidskala som her betraktes er det nærliggende å benytte et uttrykk som momentant.

De lokalitetene i Trondheimsfjorden som daterer det videre forløpet av oppkalvingen, viser en tidsforsinkelse på 300-400 år mellom oppkalving av den overfordypede delen av fjorden og det grunnere området ved utløpet av fjorddalene. Dette viser som ventet at forflytningshastigheten avtar sterkt når fjorden igjen grunner opp.

I Kjenstad & Sollid (1982) assosieres den videre stabiliseringsfasen etter fjordoppkalvingsfasen med oppbyggingen av "oppkalvingsdelta". Det er rimelig å anta at det under en slik fase med forholdsvis stasjonær brefront avsettes mye løsmateriale innenfor et nokså begrenset område. Oppbyggingen av selve deltaformen antas likevel bare å ha foregått mot slutten av denne fasen. I Orkdalen er lengden på stabiliseringsfasen beregnet med stor usikkerhet til å være ca. 200-300.

Radiokarbondatering (Reite et al. 1982) av hvalbein begravd i oppkalvingsdeltaet på Tiller sør for Trondheim viser at oppbyggingen av deltaformen i dette området var i full gang ved 10990 \pm 190 BP. Datering på 11440 \pm 110 BP av skjell i leire ved Osbakken proksimalt for moreneavstningen på Reppe øst for Trondheim viser imidlertid at breen på dette stedet var ferdig med stabiliseringen på et tidlig tidspunkt og allerede før breen fikk anledning til å starte oppbyggingen av et oppkalvingsdelta. Dette kan henge sammen med at lokaliteten ikke ligger ved utløpet av en brearm. Det er umulig på grunnlag av de foreliggende data å påvise hvor langt tilbake breen har trukket seg før Hovedframstøtet i Yngre Dryas.

I Hemnefjorden tok det i følge havnivådateringene ca. 500 år fra det tidspunktet fjorden kalvet opp og til hele Hemneområdet var isfritt. Avslutningen av fasen i dette området er imidlertid betinget av at nabofjorden i øst (Trondheimsfjorden) kalvet helt inn i Orkdalen slik at tilførselen av is fra sørøst ble stoppet.

Mangelen på gode dateringene fra Fosenhalvøya gjør det vanskelig å tolke breens tilbaketrekning over området. Halvøya er delt på langs av et sørvest-nordøst-gående høydedrag, og landskapet er ellers nokså oppsplittet. Kalving spilte en viss rolle bare i de daldrag som den gang nådde ned under havnivå. Det er tidligere påvist at den distale delen av halvøya tidlig ble isfri. Dette kan ha sammenheng med at breen ble tvunget til å følge Trondheimsfjordsforsenkningen etter at den ble for tynn til å gå over halvøya. Omleggingen av strømningsfeltet kan ha skjedd i samband med oppkalvingen av Ytre Trondheimsfjord. på den måten mistet den distale delen av halvøya tilførsel av is fra breens nedslagsfelt, og iskanten trakk seg raskt tilbake til proksimalsiden av vannskillet over halvøya. Hvorvidt breen senere trakk seg lenger tilbake før framstøtet i Yngre Dryas er uvisst, men smeltevannsdreneringen i Skaudalen (Kjenstad & Sollid 1982) kan tyde på at dette er tilfelle.

Yttergrensen for Hovedframstøtet i Yngre Dryas kan følges kontinuerlig gjennom området (Sollid & Sørbel 1975). Regionalbildet av Hovedtrinnet viser en linje som er presset inn i landet i den sørlige delen og ut mot kysten i den nordlige delen av undersøkelsesområdet. Regionalt sett er innpressingen av linjen i sør betinget av Trondheimsfjorden som kalvingsbukt. Utpressingen i den nordlige delen er sannsyn-

ligvis betinget av mangel på fjorder som kalvet opp før Hovedframstøtet og eksistensen av forholdsvis store lavfjell-sområder (Namdalsfjellene) nært kysten.

Deglasiasjonen av Stjørdalen, Levangerområdet og de ytre deler av Verdalen på et tidspunkt da isbreen i Namdalen sto utenfor Namsos skyldes den samme effekten som er nevnt over. Avsmeltningen av den indre delen av Trondheimsfjorden har sannsynligvis også skjedd ved akselererende oppkalving fra terskelen ved Tautra og innover fjordløpet, men ingen av MG-dateringene ligger slik til at de kan tidfeste denne hendelsen med tilstrekkelig nøyaktighet. I det grunnere området under marin grense øst for dagens fjord skjedde deglasiasjonen i følge MG-dateringene med mer jevn hastighet, noe som har med oppgrunningen av fjorden å gjøre. De yngste dateringene i Verdalsområdet kan tyde på at deglasiasjonshastigheten avtok ved overgangen til Preboreal. Data fra Steine i Verdalen (Reite et al. 1982) antyder også breframstøt i dette området ved overgangen til Preboreal. Den minskende deglasiasjonshastigheten kan være betinget av at brefronten trakk seg inn på tørt land som medførte en viss stabiliseringseffekt etter oppkalvingen av den indre delen av Trondheimsfjorden, men den kan også ha klimaårsaker.

I Steinkjer- og Snåsaområdet er det for få dateringer til å kunne tolke deglasiasjonen glasiodynamisk.

MG-dateringene og israndavsetningene i Namdalsområdet tyder på en trinnvis deglasiasjon med lange stopp ved hvert trinn. Kalvingseffekten har ikke influert på det regionale avsmeltingsbildet, men har bestemt den lokale plasseringen av hver enkelt israndtrinn.

I fig. 13 er deglasiasjonskronologien fra fig. 10 justert etter terrengformen og konklusjonene i den glasiodynamiske betraktningen. Dette deglasiasjonsbildet er betraktelig mer realistisk enn isolinjebildet i fig. 10 og kan derfor stå som undersøkelsens konkrete resultat.

KONKLUSJON

Det er laget en beskrivende havnivåmodell etter de prinsippene som er beskrevet i artikkel III. Modellens parametre estimeres ut fra Hovedflaten innenfor undersøkelsesområdet og fire radiokarbondaterte strandforskyvningskurvene fra Ålesund, Bjugn, Frosta og Nærøy.

For å få god nok tilpasning av strandforskyvningskurvene er modellen fra artikkel nr. III forandret for den delen som angår beskrivelse og estimering av tilpasser regresjonsfunksjon (interpolator) for høyden og usikkerheten i strandfor-



Fig. 13: Deglasiasjonskronologi basert på havnivådaterte lokaliteter for marin grense (kfr. fig. 10) justert etter terrengform og sett i lys av konklusjonene i den glasialdynamiske betraktningen.

skyvningskurvene. Forandringen består i at det er laget en glatt "kubisk spline" interpolator for hver enkelt strandforskyvningskurve etter de metoder som er beskrevet i deBoor (1978). På grunnlag av disse interpolatorene er det laget nye interpolatorer for den samme funksjonen for hvert 1000-årsintervall ved hjelp av de metoder som er beskrevet i Opheim (1980). På den måten blir det beregnet interpolatorer for kommensurable tidsintervall, noe som er nødvendig når det skal

lages en rom-modell på grunnlag av flere strandforskyvningskurver. Til slutt er det laget interpolatorer for residualverdiene etter den samme framgangsmåten som et empirisk mål på usikkerheten i tilpasningen.

Modellen er først og fremst brukt til datering av marine grenser. Ved beregningen av romavhengigheten i havnivåmodellen har det vært nødvendig å benytte to separate modeller ved at tidsskalaen deles i perioden før og etter ca. 10500 BP. Dette skyldes at ikke alle strandforskyvningkurvene har gyldighet i hele den aktuelle tidsperioden. I hvert tidsintervall gir en to-urve-modell basert på de to nærmeste strandforskyvningkurvene det beste resultatet.

Som en uavhengig kontroll er det beregnet en strandforskyvningskurve fra Verdalsøra på grunnlag av havnivåmodellen. Denne kurven samsvarer godt med en strandforskyvningkurve fra samme stedet (Sveian & Olsen 1984) basert på radiokarbon-daterte marine skjell. Bare for perioden 9000 BP til 7000 BP er det signifikant forskjell på kurvene.

Ialt 74 lokaliteter for marin grense fra undersøkellesområdet er datert ved hjelp av havnivåmodellen. Disse dateringene danner grunnlag for en havnivådatert deglasiasjonskronologi. Dataene er dels samlet fra ulike kilder og dels kartlagt med tanke på denne undersøkelsen. Listen av lokaliteter er ikke en totalkartlegging av lokaliteter for marin grense innenfor undersøkellesområdet. Lokalitetene er først og fremst valgt ut for å få et så regulært nett av lokaliteter som mulig. Størrelsen på usikkerheten er angitt for hver lokalitet i en subjektiv tretrinnskala.

Ved datering av lokalitetene for marin grense må det tas hensyn til usikkerheten som ligger innebygd i havnivåmodellen og i usikkerheten i høydeangivelsen av lokaliteten. Havnivåmodellen gir akseptabelt resultat ved datering av strandlinjer som er yngre enn ca. 10500 BP. For eldre lokaliteter er usikkerheten i tidsangivelsen større, og for visse tidsrom og områder er usikkerheten uakseptabelt stor slik at dateringsverdi ikke kan oppgis. Dette skyldes først og fremst at strandforskyvningkurvene i denne perioden har et forholdsvis horisontalt forløp.

Deglasiasjonskronologien kan framstilles som en glatt isolinjetilpasning til de daterte lokalitetene for marin grense. Isolinjetilpasningen gir et alt for stivt bilde av den virkelige deglasiasjonshistorien, men som regionalt bilde gir den likevel godt samsvar sammenlignet med andre uavhengige dateringer f. eks. fra Reite et al. (1982). Enkelt-dateringer kan derfor brukes til å lage lokale tilpasninger til andre deglasiasjonskronologier fra området.

For å lage et mer realistisk bilde av deglasiasjonshistorien er isolinjenettet justert etter terrenget og det er tatt hensyn til de glasiodynamiske faktorene som styrer tilbake-

trekningen av en innlandsis. Den justerte deglasiasjonskronologien er betraktelig mer realistisk enn det opprinnelige isolinjebildet og kan derfor stå som undersøkelsens konkrete resultat.

Den beregnede deglasiasjonskronologien gir i mange tilfeller god bekreftelse på hovedtrekkene i en glacialdynamisk beskrivelse av deglasiasjonen i området (Kjenstad & Sollid 1982). Dateringene gir imidlertid også mulighet til å nansere den opprinnelige arbeidshypotesen for prinsippene bak deglasiasjonen av et fjordområde.

REFERANSER

- DEBOOR, C. 1978: A Practical Guide to Splines. Springer-Verlag, New York. 392 pp.
- BROWN, C. S., MEIER, M. F. & POST, A. 1983: Calving speed of Alaska tidewater glaciers, with application to Columbia glacier. Geological survey professional paper 1258-C, 13 pp.
- BUGGE, T. 1980: Øvre lags geologi på kontinentalsokkelen utenfor Møre og Trøndelag. Institutt for kontinental sokkelundersøkelser publ. no. 104, 44 pp.
- GULLIKSEN, S., NYDAL, R. & SKOGSETH, F. 1978:: Trondheim natural radiocarbon measurements VIII. Radiocarbon 20, No. 1, 105-133.
- 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.
- HOLTEDAHL, O. 1929: Om landisens bortsmelting fra strøkene ved Trondheimsfjorden. Norsk geogr. Tidsskr. 2, 95-118.
- HUGDAHL, H. 1980: Helgådalen, kvartærgeologisk forsøkskart CWØ 135136-20, M 1:20000. Norg. geol. Unders.
- JOHANSEN, O. I. (HENNINGSMOEN, K. & SOLLID, J. L.) 1983: Vegetasjonsutvikling og innlandsisens avsmelting langs akse Fri - Sunndalen, Møre og Romsdal. Cand. real. avhandling, Univ. i Oslo. Upubl.
- KJEMPERUD, A. 1981: A shoreline displacement investigation from Frosta in Trondheimsfjorden, Nord-Trøndelag, Norway. Norsk geol. Tidsskr. 61, 1-15.

- KJEMPERUD, A. 1982a: The Late Weichselian - Holocene shoreline displacement at Bjugn, Sør-Trøndelag, central Norway. Dr. scient. avhandling, Univ. i Oslo. Upubl.
- KJEMPERUD, A. 1982b: Two preliminary shoreline displacement curves from the coast of Trøndelag, central Norway. Dr. scient. avhandling, Univ. i Oslo. Upubl.
- KJEMPERUD, A. 1982c: Correlation of shoreline displacement data from the Trøndelag region, central Norway. Dr. scient. avhandling, Univ. i Oslo. Upubl.
- KJENSTAD, K. (SOLLID, J. L.) 1980: Hovedflaten (Yngre Dryas' havnivå) som basis for kvartær kronologi. Et metodeforsøk. Cand. real. avhandling, Univ. i Oslo. Upubl.
- KJENSTAD, K. & SOLLID, J. L. 1982: Isavsmeltings-kronologi i Trondheimsfjordområdet. Glasiodynamiske prinsipper. Norsk geogr. Tidsskr. 36, 153-162.
- LASCA, N. P. 1969: Moraines in the Hemnefjorden area, Western Norway. Norg. geol. Unders. 266, 62-69.
- LIE, S. E., STABEL, B. & MANGERUD, J. 1983: Diatom stratigraphy related to Late Weichselian sea-level changes in Sunnmøre, Western Norway. Norg. geol. Unders. 380, 203-219.
- LIEN, R. L. 1980: Kvartærgeologiske eksempler fra Stjørnfjorden. Institutt for kontinentalsokkelundersøkelser rapport P-141/1/80. 9 pp.
- LUNDQUIST, J. 1969: Beskrivning till jordartskarta over Jamtlands lan. Sver. geol. Unders. Ser. Ca 45, 418 pp.
- LØFALDLI, M., LØKEN, T., RISE, L. & ROKOENGEN, K. 1981: Kvartærgeologiske undersøkelser av kvikkleireskredet i Rissa ved Trondheimsfjorden. Institutt for kontinentalsokkelundersøkelser, publ. no. 107, 31 pp.
- MØLLER, J. J. & SOLLID, J. L. 1972: Deglaciation chronology of Lofoten - Vesterelen - Ofoten, North Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 26, 101-133.
- OPHEIM, H. 1980: Grafisk interpolasjon med polynomer. Norsk Regnesentral, Publ. nr. 677, 35 pp.
- RAMFJORD, H. 1982: On the Late Weichselian and Flandrian shoreline displacement in Nærøy, Nord-Trøndelag, Norway. Norsk geol. Tidsskr. 62, 191-205.
- REITE, A. J. 1975: Hølonda, kvartærgeologisk kart 1521 II - M 1:50000. Norg. geol. Unders.

- REITE, A. J. 1976: Trondheim, kvartærgeologisk kart 1621 IV - M 1:50000. Norg. geol. Unders.
- REITE, A. J. 1977: Orkanger, kvartærgeologisk kart 1521 I - M 1:50000. Norg. geol. Unders.
- REITE, A. J. 1980: Snillfjord, kvartærgeologisk kart 1521 IV - M 1:50000. Norg. geol. Unders.
- REITE, A. J. 1982: Stjørdal, kvartærgeologisk kart 1621 I - M 1:50000. Norg. geol. Unders.
- REITE, A. J. & SØRENSEN, E. 1980: Støren, kvartærgeologisk kart 1621 III - M 1:50000. Norg. geol. Unders.
- REITE, A. J., SELNES, H. & SVEIAN, H. 1982: A proposed deglaciation chronology for the Trondheimsfjord area, Central Norway, Norg. geol. Unders. 373, 75-84.
- ROSE, J. 1978: Glaciation and sealevel change at Buøyfjord, south Varanger fjord, North Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 32, 121-135.
- SOLLID, J. L. 1976: Kvartærgeologisk kart over Nord-Trøndelag Fosen. En foreløpig melding. Norsk geogr. Tidsskr. 30, 25-26.
- SOLLID, J. L., ANDERSEN, S., HAMRE, N., KJELDSEN, O., SALVIGSEN, O., STURØD, S., TVEITÅ, T. & WILHELMSEN, A. 1973: Deglaciation of Finnmark, North Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 27, 233-325.
- SOLLID, J. L. & KJENSTAD, K. 1980: Hovedflaten (Yngre Dryas' havnivå) som basis for kvartær kronologi. Et metodeforsøk. Norsk geogr. Tidsskr. 34, 93-96.
- SOLLID, J. L. & REITE, A. J. 1983: Central Norway, glaciation and deglaciation, In: Ehlers, J. (ed.): Glacial deposits in north-west Europe. Balkema, Rotterdam.
- SOLLID, J. L. & SØRBEL, L. 1975: Younger Dryas ice-marginal deposits in Trøndelag, Central Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 29, 1-9.
- SOLLID, J. L. & SØRBEL, L. 1977: Glacialgeologisk kart over sørlige Midt-Norge, 1:500 000. Geografisk institutt Univ. i Oslo. NGO.
- SOLLID, J. L. & SØRBEL, L. 1979: Deglaciation of western Central Norway. Boreas 8, 233-239.
- SOLLID, J. L. & SØRBEL, L. 1981: Kvartærgeologisk verneverdige områder i Midt-Norge. Miljøverndepartementet, Rapport T-524, 204 pp.

- SVEIAN, H. 1981a: Levanger, kvartærgeologisk kart CST 133134-20, M 1:20000. Norg. geol. Unders.
- SVEIAN, H. 1981b: Tromsdalen, kvartærgeologisk kart CUV 133134-20, M 1:20000. Norg. geol. Unders.
- SVEIAN, H. 1981c: Stiklestad, kvartærgeologisk kart CUV 135136-20, M 1:20000. Norg. geol. Unders.
- SVEIAN, H. & OLSEN, L. 1984: En strandforskyvningskurve fra Verdalsøra, Nord-Trøndelag, Norsk geol. Tidsskr. 64, 27-38.
- UNDÅS, I. 1942: On the late-Quaternary history of Møre and Trøndelag. K. norske Vidensk. Selsk. Skr. 2, 1-92.
- VORREN, T. O. & ELVSBORG, A. 1979: Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and coastal areas of Troms, north Norway - a review. Boreas 8, 247-253.

APPENDIX 1

BEREGNINGSFORMLER FOR TILPASNING AV GLATTET "KUBISK SPLINE" INTERPOLATOR FOR JEVNE TIDSINTERVAL

I flg. artikkel nr. III kan den p'te ordens normalisert strandforskyvningskurven nr. jø skrives på matriseform som:

$$Z_{j_0}' = (\mathbf{T}_i) * (\mathbf{D}_{i,j_0})$$

Anta at enheten på tidskalaen er 1000 er og at 't₀' er nummeret på det 1000-årsintervall som begrenses nedad av 1000 * t₀.

Anta videre at tidsmatrisen (\mathbf{T}_i) forandrer form i forhold til formlene i artikkel nr. III slik at den nå består av leddene:

$$\begin{aligned} (\mathbf{T}_i) &= (1 , (t-t_0) , (t-t_0)^2 , (t-t_0)^3 , \dots ,) \\ &= ((t-t_0)^{(i-1)}) \end{aligned}$$

Denne forandringen vil ikke virke inn på det videre formelverket i artikkel nr. III under forutsetning av at (\mathbf{T}_i) ikke forandrer form i løpet at beregningene.

Da vil en vilkårlig interpolator i intervallet (t₀, t₀+1) kunne skrives som:

$$Z_{j_0, t_0}' = ((\mathbf{T}_i) * (\mathbf{D}_{i,j_0}))_{t_0}$$

Hele strandforskyvningskurven vil da kunne skrives som:

$$\begin{aligned} Z_{j_0}' &= (d_{t_0,k}) * ((\mathbf{T}_i) * (\mathbf{D}_{i,j_0}))_k \\ &= (d_{t_0,k}) * ((\mathbf{T}_i) * (\mathbf{D}_{i,j_0,k})) \end{aligned}$$

d er "Kroeneckers delta" som pr. definisjon antar verdien 1 når t₀ = k og verdien 0 ellers. Denne formelen kan anvendes i det videre formelverket i artikkel nr. III i steden for den opprinnelige tilsvarende formelen.

Estimeringen av koeffisientene i \mathbf{D} -matrisen blir vesentlig forskjellig fra metoden i artikkel nr. III. I en kubisk interpolator kan i'ene anta verdiene fra 1 til 4. Ut fra de generelle formlene i Opheim (1980) kan de fire koeffisientverdiene beregnes under forutsetning av at funksjonsverdi f(x₀) og gradientverdi f'(x₀) for interpolasjonsfunksjonen f(x) er kjent i begge intervallavgrensningene. I vårt tilfelle gjelder dette verdiene (x₀=t₀) og (x₀=t₀+1). Ettersom avstanden mellom grensene er konstant lik 1 forenkles de generelle formlene i Opheim (op. cit.) til:

$$\begin{aligned} \mathbf{D}_{1,j_0,k} &= f(t_0) \\ \mathbf{D}_{2,j_0,k} &= f'(t_0) \\ \mathbf{D}_{3,j_0,k} &= 3*f(t_0+1) - 3*f(t_0) - f'(t_0+1) - 2*f'(t_0) \\ \mathbf{D}_{4,j_0,k} &= -2*f(t_0+1) + 2*f(t_0) + f'(t_0+1) + f'(t_0) \end{aligned}$$

For å kunne beregne disse koeffisientverdiene for alle 1000-årsintervallene i strandforskyvningskurven må det med andre ord først beregnes funksjonsverdi og gradient i hvert 1000-erspunkt. Dette gjøres ved å beregne glatte "kubisk spline" interpolatorer som tilnærming til hele strandforskyvningskurven etter de metoder som er beskrevet i deBoor (1978, kap. XIV) og deretter beregne funksjonsverdi og gradientverdi for hvert 1000-årspunkt på grunnlag av disse interpolatorene. Det vil føre for langt å gjengi hele framgangsmåten her og det henvises i stedet til forklaringer, formelverk og datamaskinprogrammer i deBoor (op. cit.).

I flg. artikkel nr. III kan variansen til en p'te ordens normalisert strandforskyvningskurve nr. j_0 skrives på matriseform som:

$$\text{Var}(Z_{j_0'}) = (\mathbf{T}_i)^t * (\text{Cov}(\mathbf{D}_{i,j_0})_{ij}) * (\mathbf{T}_i)$$

Estimeringen av variansen til en glattet "kubisk spline" interpolator kan bare gjøres ved å lage en glatt "kubisk spline" interpolator til samlingen av residualer. Beregningsformelen i artikkel nr. III for variansen hos en strandforskyvningskurve må derfor forandres til:

$$\text{Var}(Z_{j_0'}) = (d_{t_0,k}) * ((\mathbf{T}_i) * (\mathbf{F}_{i,j_0,k}))$$

Estimeringen av koeffisientmatrisen \mathbf{F} foregår etter de samme metoder som vist over. Denne formelen kan byttes ut med den opprinnelige formelen i artikkel nr. III, mens resten av formelverket kan benyttes direkte.

APPENDIX 2

LISTE OVER LOKALITETER FOR MARIN GRENSE

Tegnforklaring:

£ : liten avsetning
££ : mellomstor avsetning
£££ : stor avsetning
* : dårlig lokalitet
** : god lokalitet
*** : meget god lokalitet
HOL : hovedlinjelokalitet
ISK : iskontaktlokalitet
AKK : akkumulasjonsterrasse
MOR : marin grense i forbindelse med morene
HER : lokaliteter kartlagt for dette arbeidet
KJE : lokaliteter etter Kjenstad (1980)
SOL : lokaliteter etter Sollid (1976)

Nr.	X-UTM	Y-UTM	Navn	Høyde				
1	500.	7024.	RØSTADAL	124. ££	*	ISK	AKK	KJE
2	501.	7007.	BREKKAN	142. £	*		AKK	KJE
3	501.	7018.	SKJERDAL	135. ££	**		AKK	KJE
4	503.	7009.	SØDAL	141. ££	**		AKK	KJE
5	505.	6988.	SANDE	156. ££	**		AKK	KJE
6	509.	7020.	HOLLA	140. ££	**		AKK	KJE
7	511.	6991.	RINDAL	152. £££	**		AKK	KJE
8	520.	7025.	VUTTUDAL	146. ££	**		AKK	KJE
9	528.	7029.	SNILLDAL	143. £	*		AKK	KJE
10	530.	7044.	VERRAFJORD	134. ££	*		AKK	KJE
11	533.	7004.	VALSTAD	160. ££	**	HOL	AKK	KJE
12	536.	7018.	SKJENALDAL	159. ££	**	ISK	AKK	KJE
13	536.	7047.	STORDAL	140. £	*		AKK	KJE
14	537.	7014.	FANREM	164. £	**		AKK	KJE
15	538.	7005.	ORKLAND	168. £££	*	ISK	MOR	KJE
16	545.	7027.	GEITASTRAND	168. £	**	ISK	AKK	KJE
17	550.	7050.	RISSA	153. £	*		AKK	KJE
18	553.	7066.	FESDAL	158. ££	**		AKK	KJE
19	553.	7081.	NYVASSDAL	135. £	**		AKK	KJE
20	559.	7099.	BAKKEN	125. £	**		AKK	KJE
21	561.	7068.	HAUGDAL	159. £	**		AKK	KJE

Nr.	X-UTM	Y-UTM	Navn	Høyde					
22	560.	7086.	AUSDALSVATN	130.	££	**			AKK KJE
23	562.	7001.	HOVIN	180.	£££	***	HOL	ISK	AKK KJE
24	562.	7074.	RØDSJØ	145.	£	**			AKK KJE
25	563.	7112.	SKJØRAFJORD	124.	££	**			AKK KJE
26	566.	6994.	STØREN	183.	££	**	HOL	ISK	AKK KJE
27	568.	7118.	OLVIKA	119.	££	**			AKK KJE
28	569.	7007.	BYBOT	181.	£	**	HOL		AKK KJE
29	570.	7069.	SKAUDALEN	166.	£££	**		ISK	MOR KJE
30	569.	7088.	MYRSET	142.	£	**			AKK KJE
31	571.	7016.	HYTTFOSSEN	183.	££	*			AKK KJE
32	572.	7028.	BJØRKA	179.	£££	***	HOL	ISK	AKK KJE
33	572.	7030.	TOMSET	187.	£	**			AKK KJE
34	572.	7106.	BØRMARK	135.	££	*			AKK KJE
35	573.	7118.	BRANDSFJORD	131.	££	**			AKK KJE
36	577.	7015.	BRØTTEM	181.	£££	**		ISK	AKK KJE
37	578.	7033.	KLEIVA	182.	£	**	HOL		AKK KJE
38	581.	7126.	KVERNLAND	120.	££	**	HOL	ISK	AKK KJE
39	585.	7034.	VULU	175.	££	**	HOL	ISK	AKK KJE
40	589.	7027.	MOSTADMARK	171.	££	**			AKK HER
41	592.	7136.	JØSSUND	124.	££	**	HOL		AKK KJE
42	596.	7032.	FRIGÅRD	182.	££	**			AKK HER
43	597.	7134.	BEINGARDSVATN	130.	£££	*	HOL		AKK KJE
44	603.	7047.	BORRÅS	187.	££	**			AKK HER
45	604.	7029.	ELVRAN	185.	££	**			AKK HER
46	604.	7140.	ALTEVATN	142.	£££	**			AKK KJE
47	605.	7055.	HOKLINGEN	181.	££	*		ISK	MOR KJE
48	608.	7061.	LYNGÅS	175.	£	*			AKK HER
49	610.	7121.	NAMDALSEID	154.	£				AKK SOL
50	613.	7054.	MØLNÅ	183.	££	**			AKK HER
51	613.	7066.	GRANHEIM	181.	££	**			AKK KJE
52	614.	7031.	SONFOSSEN	193.	££	**			AKK HER
53	616.	7058.	MARKABYGD	185.	£££	**		ISK	AKK KJE
54	620.	7042.	BUAN	195.	£	**		ISK	AKK HER
55	622.	7148.	NAMSOS	142.	£				AKK SOL
56	626.	7161.	VETTERHUSBOTN	132.	£				AKK SOL
57	626.	7069.	BURAN	185.	£££	**			AKK KJE
58	630.	7094.	VEKVAM	175.	££	*		ISK	MOR KJE
59	630.	7118.	DALSBYGDA	158.				ISK	MOR SOL
60	631.	7085.	LEKSDALSVATN	185.	£	**		ISK	MOR KJE
61	634.	7073.	STEINE	185.	£££	**		ISK	MOR KJE
62	640.	7032.	MERÅKER	188.	££	*			AKK KJE
63	643.	7147.	ÅLVATNET	160.	£				AKK SOL
64	645.	7098.	OGNDAL	179.					AKK SOL
65	646.	7080.	MELEN	180.					AKK SOL
66	652.	7164.	EIDSVATNET	152.					AKK SOL
67	655.	7080.	SNEKKERMO	176.					AKK SOL
68	655.	7153.	BERGSMO	167.				ISK	MOR SOL
69	662.	7142.	FORMOFOSS	174.					AKK SOL
70	662.	7174.	HØYLANDET	153.					AKK SOL
71	663.	7150.	GRONG	168.					AKK SOL
72	665.	7125.	HOLSENG	178.	£				AKK SOL
73	676.	7132.	SKROMO	170.					AKK SOL
74	678.	7152.	SANDØLA	173.	£				AKK SOL

APPENDIX 3

LISTE OVER HAVNIVÅDATERTE LOKALITETER FOR MARIN GRENSE

Nr.	Navn	X-UTM	Y-UTM	MG	HL	Alder	Kval.
1	RØSTADAL	500.	7024.	124.	100.	12210.+ -400.	*
2	BREKKAN	501.	7007.	142.	114.	12170.+ -350.	*
3	SKJERDAL	501.	7018.	135.	105.	12380.+ -380.	**
4	SØDAL	503.	7009.	141.	114.	12110.+ -350.	**
5	SANDE	505.	6988.	156.	132.	11750.+ -280.	**
6	HOLLA	509.	7020.	140.	113.	12240.+ -400.	**
7	RINDAL	511.	6991.	152.	137.	11440.+ -320.	**
8	VUTTUDAL	520.	7025.	146.	122.	12130.+ -430.	**
9	SNILLDAL	528.	7029.	143.	128.	11670.+ -470.	*
10	VERRAFJORD	530.	7044.	134.	119.	11800.+ -570.	*
11	VALSTAD	533.	7004.	160.	152.	11100.+ -500.	**
12	SKJENALDAL	536.	7018.	159.	145.	11520.+ -470.	**
13	STORDAL	536.	7047.	140.	124.	11910.+ -620.	*
14	FANREM	537.	7014.	164.	149.	11530.+ -440.	**
15	ORKLAND	538.	7005.	168.	156.	11280.+ -480.	*
16	GEITASTRAND	545.	7027.	168.	148.	11880.+ -520.	**
17	RISSA	550.	7050.	153.	138.	11910.+ -790.	*
18	FESDAL	553.	7066.	158.	130.	UBESTEMT	**
19	NYVASSDAL	553.	7081.	135.	120.	UBESTEMT	**
20	BAKKEN	559.	7099.	125.	114.	UBESTEMT	**
21	HAUGDAL	561.	7068.	159.	138.	UBESTEMT	**
22	AUSDALSVATN	560.	7086.	130.	124.	UBESTEMT	**
23	HOVIN	562.	7001.	180.	186.	10600.+ -210.	***
24	RØDSJØ	562.	7074.	145.	135.	UBESTEMT	**
25	SKJØRAFJORD	563.	7112.	124.	110.	UBESTEMT	**
26	STØREN	566.	6994.	183.	195.	10520.+ -210.	**
27	OLVIKA	568.	7118.	119.	112.	UBESTEMT	**
28	BYBOT	569.	7007.	181.	189.	10570.+ -200.	**
29	SKAUDALEN	570.	7069.	166.	147.	UBESTEMT	**
30	MYRSET	569.	7088.	142.	133.	UBESTEMT	**
31	HYTTFOSSEN	571.	7016.	183.	185.	10640.+ -190.	*
32	BJØRKA	572.	7028.	179.	178.	10690.+ -190.	***
33	TOMSET	572.	7030.	187.	176.	11360.+ -780.	**
34	BØRMARK	572.	7106.	135.	124.	UBESTEMT	*
35	BRANDSFJORD	573.	7118.	131.	117.	UBESTEMT	**
36	BRØTTEM	577.	7015.	181.	192.	10500.+ -190.	**
37	KLEIVA	578.	7033.	182.	181.	10690.+ -190.	**
38	KVERNLAND	581.	7126.	120.	121.	10530.+ -350.	**
39	VULU	585.	7034.	175.	188.	10440.+ -170.	**
40	MOSTADMARK	589.	7027.	171.	197.	10220.+ -180.	**
41	JØSSUND	592.	7136.	124.	127.	10390.+ -420.	**

Nr.	Navn	X-UTM	Y-UTM	MG	HL	Alder	Kval.
42	FRIGÅRD	596.	7032.	182.	201.	10350.+ -170.	**
43	BEINGARDSVATN	597.	7134.	130.	135.	10330.+ -400.	*
44	BORRÅS	603.	7047.	187.	199.	10440.+ -170.	**
45	ELVRAN	604.	7029.	185.	211.	10240.+ -180.	**
46	ALTEVATN	604.	7140.	142.	139.	10740.+ -360.	**
47	HOKLINGEN	605.	7055.	181.	196.	10360.+ -170.	*
48	LYNGÅS	608.	7061.	175.	195.	10210.+ -190.	*
49	NAMDALSEID	610.	7121.	154.	158.	10420.+ -320.	SOL
50	MØLNÅ	613.	7054.	183.	205.	10220.+ -180.	**
51	GRANHEIM	613.	7066.	181.	197.	10280.+ -190.	**
52	SONFOSSEN	614.	7031.	193.	220.	10220.+ -170.	**
53	MARKABYGD	616.	7058.	185.	206.	10240.+ -180.	**
54	BUAN	620.	7042.	195.	233.	10100.+ -170.	**
55	NAMSOS	622.	7148.	142.	155.	9740.+ -300.	SOL
56	VETTERHUSBOTN	626.	7161.	132.	151.	9470.+ -180.	SOL
57	BURAN	626.	7069.	185.	209.	10080.+ -190.	**
58	VEKVAM	630.	7094.	175.	198.	9910.+ -200.	*
59	DALSBYGDA	630.	7118.	158.	183.	9670.+ -160.	SOL
60	LEKSDALSVATN	631.	7085.	185.	205.	10110.+ -210.	**
61	STEINE	634.	7073.	185.	215.	9910.+ -170.	**
62	MERÅKER	640.	7032.	188.	245.	9770.+ -130.	*
63	ÅLVATNET	643.	7147.	160.	180.	9580.+ -180.	SOL
64	OGNDAL	645.	7098.	179.	212.	9710.+ -140.	SOL
65	MELEN	646.	7080.	180.	224.	9660.+ -120.	SOL
66	EIDSVATNET	652.	7164.	152.	179.	9320.+ -170.	SOL
67	SNEKKERMO	655.	7080.	176.	233.	9490.+ -130.	SOL
68	BERGSMO	655.	7153.	167.	190.	9490.+ -170.	SOL
69	FORMOFOSS	662.	7142.	174.	204.	9440.+ -160.	SOL
70	HØYLANDET	662.	7174.	153.	185.	9190.+ -170.	SOL
71	GRONG	663.	7150.	168.	201.	9350.+ -170.	SOL
72	HOLSENG	665.	7125.	178.	218.	9420.+ -150.	SOL
73	SKROMO	676.	7132.	170.	225.	9170.+ -170.	SOL
74	SANDØLA	678.	7152.	173.	216.	9210.+ -180.	SOL