

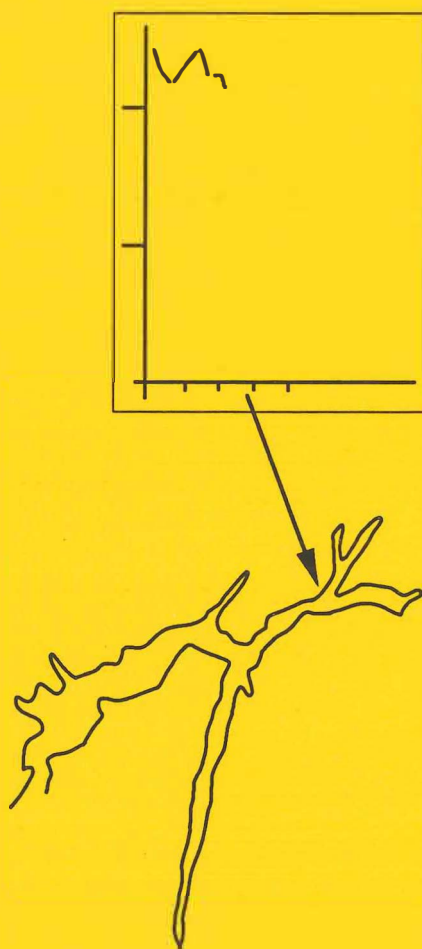
U. B. BERGEN

Ms. Rb 3423

Strandforskyvning i indre Hardanger, Vest-Norge

En lito- og biostratigrafisk undersøkelse av 3
myrbassenger i Ulvik og Ullensvang

Stein Kjetil Helle



Hovedfagsoppgave (Cand. Scient.) i geologi
Studieretning Kvartærgeologi

Desember 1993
Universitetet i Bergen

INNHALDSFORTEGNELSE

TAKKELISTE

ABSTRACT

KAP. 1 INNLEDNING.....	1
KAP. 2 DET UNDERSØKTE OMRÅDET.....	3
2.1 TOPOGRAFI.....	3
2.2 BERGGRUNN.....	4
2.3 STRUKTURGEOLOGI.....	4
2.4 KVARTÆRGEOLOGISK OVERSIKT.....	6
Isbevegelser og deglasiasjon.....	6
Tidligere strandlinjeundersøkelser.....	9
Holocene vegetasjons- og klimautvikling.....	10
2.5 RESENTE JORDSKORPEBEVEGELSER.....	13
2.6 JORDSKJELVS-AKTIVITET.....	14
2.7 HYDROGRAFI.....	14
KAP. 3 METODER.....	16
3.1 GENERELL METODE-OMTALE.....	16
3.2 FELTMETODER.....	16
Bassengprofilering.....	17
Prøvetaking.....	17
Terskelundersøkelser.....	18
3.3 LABORATORIE-METODER.....	18
Røntgen-fotografering.....	18
Sedimentbeskrivelse.....	19
Glødetap.....	19
TOK (Total organisk karbon).....	19
¹⁴ C datering.....	20
Diatomé-analyse.....	21
Pollen-analyse.....	25
Foraminifer-analyse.....	26
Analyser av vulkansk aske.....	27

KAP. 4	RESULTATER.....	29
4.1	INNLEDNING.....	29
4.2	BU-113.....	29
4.2.1	LITOSTRATIGRAFI.....	30
	Bassengstratigrafi.....	30
	Litologi.....	31
	Glødetap & TOK.....	32
	Vulkansk aske.....	32
4.2.2	BIOSTRATIGRAFI.....	33
	Diatoméer.....	33
	Pollen.....	40
	Andre mikrofossiler.....	41
4.2.3	DATERINGER.....	42
4.3	VAMBHEIM-119.....	44
4.3.1	LITOSTRATIGRAFI.....	44
	Bassengstratigrafi.....	44
	Litologi.....	45
	Glødetap & TOK.....	46
	Vulkansk aske.....	46
4.3.2	BIOSTRATIGRAFI.....	47
	Diatoméer.....	47
	Pollen.....	51
	Andre mikrofossiler.....	52
4.3.3	DATERINGER.....	53
4.4	VAMBHEIM-128.....	54
4.4.1	LITOSTRATIGRAFI.....	55
	Bassengstratigrafi.....	55
	Litologi.....	55
	Glødetap & TOK.....	56
4.4.2	BIOSTRATIGRAFI.....	56
	Diatoméer.....	56
	Andre mikrofossiler.....	58

4.4.3 DATERINGER.....	58
KAP. 5 DISKUSJON.....	59
5.1 REKONSTRUKSJON AV SEDIMENTASJONSMILJØ.....	59
Generelt.....	59
Isolasjons- og ingresjonskontakter.....	60
Havnivå-indikatorer.....	61
5.1.1 SEDIMENTASJONS-MILJØ BU-113.....	63
5.1.2 SEDIMENTASJONS-MILJØ VAMBHEIM-119.....	67
5.1.3 SEDIMENTASJONSMILJØ VAMBHEIM-128.....	69
5.2 BASSENG-BASSENG KORRELASJON.....	70
5.3 STRANDFORSKYVNING I INDRE HARDANGER.....	71
Generell beskrivelse.....	71
Tidsrammer.....	72
Strandlinjer, marine grenser og isavsmelting.....	73
Noen sluttbemerkninger.....	76
KAP. 6 KONKLUSJONER.....	77
REFERANSER.....	79
TABELLER	
FIGURER	
VEDLEGG (Diatomé-diagrammer for Bu-113, Vambheim-119 og Vambheim-128)	

TAKK

I løpet av hovedfagsstudiet er en rekke nye vennskap og gode forbindelser opprettet.

* Jeg vil særlig rette en takk til min veileder, professor Karl Anundsen. Han har skapt en god skole og et godt miljø for oss "strandforskyvere" i Bergen. Ved å "innprente" i oss en sunn skepsis til den stabile vitenskap har han bevirket til å inspirere til videre innsats.

Videre vil jeg få takke:

* Amanuensis og medveileder Solveig Aasheim, Botanisk institutt, som veiviser inn i diatoméenes kronglete verden.

* Tom Schistad, Leif Harald Flatekval, Kai Morten Flatekval og John Erik Skare for uunnværlig feltassistanse og et godt kameratskap. En ekstra takk til Tom for utallige livgivende diskusjoner.

* Leif Harald Flatekval, Trond Kui og avdelings-ingeniør Jan Berge, Botanisk institutt for preparering og analyse av pollen.

* Stipendiat Hafliði Hafliðason for den omfattende analysen av vulkansk aske, for friske diskusjoner og et godt kameratskap.

* Åse Bratten for foraminifer-analysen.

* Forsker Hilary Birks, Botanisk institutt, for identifisering av makrofossiler.

* Statens vegvesen, Hordaland, som "sponset" leiebil den første feltsesongen.

* Grunneiere på Vambheim og Bu for god hjelp og imøtekommenhet.

* Studenter og ansatte ved Geologisk og Botanisk institutt for et faglig og sosialt godt miljø.

* Mine foreldre for alltid god støtte.

Bergen, desember 1993

Stein Kjetil Helle

Abstract

The litho- and biostratigraphy of sediment cores from 3 basins in inner Hardanger, western Norway, have been studied and radiocarbon dated. The basins are situated at the head of the Hardangerfjord, more than 140 km inland. The 3 basins have their thresholds 113, 119 and 128 m a.s.l., respectively, close to the marine limit in the area. They are the first 3 basins investigated with respect to Lateglacial and Holocene shore-level displacement along the Hardangerfjord.

The paleoenvironmental record is mainly based on diatom analysis supplemented by analysis of pollen and foraminifera. The succession of diatom zones clearly documents changes in the paleosalinity. A freshwater-marine-freshwater transition is found in the two lowest (113 and 119 m a.s.l.) basins and may indicate a marine transgression. Because of the particular environmental setting related to the fjords (due to the extensive and highly variable freshwater input), great care must be shown when interpreting the paleosalinity. However, there are good reasons to believe that these salinity changes actually represents sea-level fluctuations and thereby documenting a marine transgression. Both ^{14}C datings and estimates of the amplitude of the sea-level fluctuations are in agreement with the well-documented Late Weichselian transgression at the coast of western Norway, and therefore believed to be identical.

If this interpretation is correct it implies an ice-free Hardangerfjord, or at least an open ice-free corridor between the head of the fjord and the coast, well before and during Younger Dryas. It also implies that the highest shore-lines in the Hardangerfjord are at least a millenium older than earlier believed. This is in contradiction to earlier assumptions that the Hardangerfjord was ice-covered during Younger Dryas with the ice-front positioned at the outermost fjord-inlet.

KAPITTEL 1. INNLEDNING

Forståelsen av den sen -og postglasiale landhevningen i de ytre kyststrøk av Sørvest-Norge er hovedsaklig basert på biostratigrafiske undersøkelser av isolasjonsbassenger sammen med morfologisk kartlegging av strandnivåer. Utenfor Yngre Dryas- isfrontens ytterposisjon er landhevningen og strandforskyvningen på sørvest-landet etterhvert rimelig godt kartlagt og tidfestet (eksempelvis Anundsen, 1977; Krzywinski & Stabell, 1984; Kaland, 1984). I midtre og indre fjordstrøk er landhevningen hovedsaklig basert på kartlegging av strandnivåer alene. Forut for egne undersøkelser var kun to bassenger under marin grense i indre fjordstrøk av sørvest-landet biostratigrafisk undersøkt: ett basseng fra Kroken i Lustrafjorden, indre Sognefjorden (Vorren, 1972) og ett basseng på Bu, indre Hardanger (Anundsen, 1964). Det sistnevnte bassenget inngår også i denne undersøkelsen. Svært få av strandnivåene i midtre og indre fjordstrøk er daterte og deres relative alder er basert utfra prinsippet om at høyeste nivå er det eldste med påfølgende lavere og yngre avsetninger. Alderen på marin grense (MG) antas å avta suksessivt innover mot fjord-enden, alt innenfor tidsrammene for deglasiasjonen av fjorden. En utpreget høy MG indikerer en tidlig deglasiasjon i relasjon til nabofjorder med lavere MG.

De postglasiale strandlinjene for sørvest-landet er i hovedsak trukket på dette grunnlag: den Holocene delen av strandforskyvningskurver fra kyststrøk, utenfor Yngre Dryas morenene, er knyttet til udaterte strandnivåer lenger innover i landet, innenfor Yngre Dryas morenene. Isobaseretninger fra Yngre Dryas er videreført innover i landet og antatt å gjelde også gjennom Holocene. For Hardangerfjorden er en strandforskyvningskurve fra Bømlo (Kaland, 1984), en lokalitet omlag 20 km utenfor den antatte isfronten i Yngre Dryas, benyttet som utgangspunkt for det foreliggende strandlinje-diagrammet for fjorden (Hamborg, 1983).

Strandlinjene for sørvest-landet i sen- og postglasial tid har en høy gradient sett i forhold til deres "motpart" ved den Baltiske sjø. Eksempelvis har Yngre Dryas strandlinjen (Main Line) en gradient varierende fra 1.4 m/km ved Fusa, Sunnhordaland (Aarseth & Mangerud, 1974) nærmest isfronten, til 1.12 m/km mer distalt (Anundsen, 1985). Til sammenligning har strandlinjer fra den Baltiske issjø (10.5-10.2 kyr BP), på motsatt side av "hevningsskredet", en gradient på 0.6 m/km nærmest Yngre Dryas ismarginen (Svensson, 1991). Den eldste Holocene strandlinjen for Hardangerfjorden, benevnt som "9750 år BP strandlinjen" av Hamborg (1983), har en gradient på 0.88 m/km. "9500 år BP linjen" er i samme diagram satt til 0.75 m/km.

Et annet særegent trekk ved strandforskyvningen på sørvest-landet er påvisningen av en marin transgresjon i sen-Weichsel utenfor ismarginen i Yngre Dryas, dokumentert bl.a. av Fægri (1943), Anundsen (1977) og Krzywinski & Stabell (1984). Transgresjonen ("Yngre Dryas transgresjonen", Anundsen (1977), "Bømlo transgresjonen", Fægri (1943)) har gitt opphav til en strandlinje høyere enn noen eldre strandlinje i sen-

Weichsel langs kysten av sørvest-landet. En markert fremrykning av brefronten i Yngre Dryas, langt mer markert enn andre steder i landet, med påfølgende isostatisk og gravitativ effekt på jordskorpe og havnivå, er brukt som en forklaringsmodell for den registrerte transgresjonen (Anundsen & Fjeldskaar,1983). Strandforskyvningskurvene viser deretter en kraftig regresjon ved inngangen til Holocene (bl.a. Krzywinski & Stabell, 1984; Kaland,1984).

I tillegg til strandlinjediagrammet for Hardangerfjorden (fig. 2.1) (Hamborg, 1983), som er et av utgangspunktene for denne oppgaven, foreligger også en teoretisk beregnet strandforskyvningskurve for indre Hardanger (fig. 1.1) (W. Fjeldskaar pers. medd.). Den teoretiske kurven er basert på Denton & Hughes' (1981) glasieringsmodeller og Shepard's(1963) eustasi-kurve.

Gradienten på sen- og postglasiale strandlinjer er styrt av høyden på strandnivåene avsatt innover midtre og indre fjordstrøk, og en riktig tidfesting og korrelasjon av disse er svært viktig. I tillegg til å gi viktig informasjon om jordskorpes egenskaper og mantelens viskositet, er gradienten på strandlinjene viktig ved korrigering av strandforskyvningskurver og beregning av hevningscenter og isvolum.

Formålet med denne oppgaven er å få en bedre alderskontroll på de høyeste strandlinjene i indre del av Hardangerfjorden, og dermed få en økt forståelse og tidfesting av strandforskyvningen innenfor den antatte ytterposisjonen for Yngre Dryas-brefronten.

Oppgaven er en del av prosjektet "Landhevning og neotektonikk i Sørvest-Norge", og er støttet av Statoil og Statens Kärnkraftinspektion, Sverige (SKI).

Feltarbeidet ble i hovedsak utført sen-sommeren '90 og våren '91.

KAPITTEL 2. DET UNDERSØKTE OMRÅDET

2.1 TOPOGRAFI

Undersøkelsesområdet favner om de 4 innerste fjordarmene av Hardangerfjorden (fig. 2.1); Eidfjorden, Simadalsfjorden, Osafjorden og Ulvikpollen. Området dekkes av kartserie M711 blad 1315 I, 1316 II, 1415 IV og 1416 III, samt økonomisk kartverk i målestokk 1:5000 og 1:1000.

Topografien er sterkt oppskåret og de fleste topografiske irregulareteter følger gamle tektoniske trekk i berggrunnen. Det åpne landskapet omkring Ulvik-pollen skiller seg ut fra de øvrige trange fjordarmene. Her stiger terrenget forholdsvis jevnt fra havnivå og opp til omkring 1000-1200 m o.h. De indre partier omkring pollen er sydvendt, noe som gir en gunstig klimatisk effekt. Ulvik-pollen er adskilt fra Osafjorden med en halvøy, Åsenhalvøya, med høyeste punkt 271 m o.h., og med et passpunkt 85-90 m o.h. beliggende omtrent midt mellom gårdene Øydivin og Håheim. En forbindelse mellom Osafjorden og Ulvikpollen over dette passpunktet, som ligger godt under marin grense, har trolig gitt helt andre hydrologiske forhold enn dagens både i Osafjorden og Ulvikpollen. Passpunktet er idag dekket med marine sedimenter av ukjent mektighet. Det opprinnelige terskelnivået ned til fjell er ukjent.

De 3 undersøkte myrbassengene ligger i Ulvik og Ullensvang herader (fig. 2.1). To av bassengene (Vambheim-119 & Vambheim-128) ligger på Vambheim på vestsiden av Ulvik-pollen. Det tredje bassenget (Bu-113) ligger på Bu i Ullensvang helt på grensen til Eidfjord. En nærmere beskrivelse av lokal-topografien omkring disse bassengene er tatt med under innledningen til beskrivelsen av hvert basseng under Resultat-kapittelet (kap. 4.2, 4.3 og 4.4).

Eidfjorden er omlag 24 km lang. Informasjonen om fjordenes bathymetri og submarine morfologi er hentet fra Hoel (1992) og Holtedahl (1975). Vest for Buneset er fjorden over 700 m dyp. Innover blir fjorden gradvis grunnere; omkring 420 m like utenfor Osafjorden og i underkant av 240 m utenfor Simadalsfjorden. Eidfjorden er på sitt smaleste utenfor Buneset, med en bredde på ca 1.3 km. I fjorden like utenfor Buneset er det en over 500 m dyp, smal renne. Fjordarmene videre innover Hardangerfjorden er grunnere og hengende i forhold til Eidfjorden. Osafjorden er omkring 300 m på sitt dypeste langs et flatbunnet parti fra Birgertangen, utenfor utløpet av Ulvikpollen, og utover til møtet med Eidfjorden. Ulvikpollen er en hengende fjordarm til Osafjorden. Fjorddypet på terskelen ytterst er 90 m, og øker gradvis til over 100 m på sitt dypeste ca 1 km innenfor terskelen. De indre deler av pollen har flere terskler, hvorav den mest markerte er utenfor Ryvaneset, på 40 m's dyp. Simadalsfjorden har en tilnærmet flat bunn med dyp i underkant av 30 m. Ved terskelen ytterst mot Eidfjorden er Simadalsfjorden bare 18 m dyp.

2.2 BERGGRUNN

Indre Hardanger befinner seg innenfor det kaledonske belte i Vest-Norge (fig. 2.2) (Andresen & Færseth, 1982). De innerste fjordarmene i Hardanger er omgitt av Prekambriske bergarter, hovedsaklig migmatitter og øyegneis (fig. 2.3). I Eidfjord og Ullensvang er migmatitt-komplekset intrudert av granittiske og kvartsdiorittiske plutoner. Isotop-dateringer av Eidfjord-granitten fastslår en Sveco-norvegisk alder (911 ± 35 Ma) (Priem *et al.*, 1976; Andriessen & Bos, 1986).

Over det prekambriske underlag ligger det en autokton/parautokton fyllitt av kambro-ordovisisk alder tilhørende Vidde-gruppen (Andresen & Færseth, 1982). Fyllitt-avdelingen på nordsiden av fjorden er grafitt-holdig med kvartslinser (Straume, 1970). Grensen her mellom grunnfjell og fyllitt følger i store trekk strøk-retningen NØ-SV. Midtre og øvre flak av Øvre Bergsdalsdekke (Kvale, 1960) utgjør skyvedekket over fyllitt-avdelingen. Bergartene i det midtre flaket er dominert av en lys kvartsskifer, og øvre flak består hovedsaklig av gneisbergarter (Straume, 1970). Øvre Bergsdalsdekke danner underlaget for Jotundekket bergarter helt i nord.

Fyllitten sør for Eidfjorden ligger som erosjonsrester over det prekambriske underlag og utgjør topografisk de høyeste partiene her. Den kan i grove trekk inndeles i 2 typer; én grafitt-holdig fyllitt av antatt kambrisk alder like over grunnfjell, og én kalkholdig fyllitt av ordovicisk alder øverst. Den grafitt-holdige fyllitten underst er antatt å være den samme som i Ulvik.

Alle de 3 undersøkte bassengene, inkludert deres nedslagsfelt, er omgitt av Prekambriske bergarter. Selve Buneset består i grove trekk av to bergartstyper; kvartsdioritt i vest og migmatitt i øst (Sigmond *et al.* 1984). Grensen går nord-sør omtrent midt på Buneset. Den lokale berggrunnen omkring bassenget på Bu består av kvartsdioritt. Berggrunnen i området omkring bassengene på Vambheim i Ulvik er av Qvale (1981) karakterisert som foliert gneis.

2.3 STRUKTURGEOLOGI

Hardangerfjordens NØ-SV trend sammenfaller med orienteringen av det kaledonske beltet av suksessive skyvedekker langs en NØ-SV orientert og flere km bred forsenkning kalt "Faltungsgraben" (Goldschmidt, 1912). Nyere dypseismiske undersøkelser (Hurich & Kristoffersen, 1988) viser at "Faltungsgraben" er underlagt av en storskala skjærsone med listrisk geometri og fall mot NV (fig. 2.2 b) (Fossen, 1992a). Skjærsonen, benevnt "Hardangerfjord Shear Zone", knyttes til skyvebevegelser under den kaledonske orogenese. Sonen av skyveforkastninger er reaktivert flere ganger som normal forkastninger under senere ekstensjonsfaser, og "Faltungsgraben" kan på bakgrunn av dette snarere betraktes som en halv-graben (Hurich & Kristoffersen, 1988; Fossen 1992 a, b). Refraksjonsdata (Sellevoll & Warrick, 1971; Kanestrøm, 1971) peker i retning av at denne tektoniske

modellen også er gyldig nordvestover langs den kaledonske trenden mot sentral-Norge (Hurich & Kristoffersen, 1988; Fossen, 1992 b).

I ytre deler av Hardangerfjorden sammenfaller en NØ-SV orientert lineament sone, ("Hardangerfjord lineament zone"; Karpuz, 1990), med denne stor-skala skjærsone. Basert på en integrert analyse av geologiske og geofysiske fjernmålingsdata har Karpuz (op.cit.) vist at lineamentsonen består av dyptgående forkastninger og svakhetssoner av regional utbredelse. I ytre Hardangerfjord er det, i tillegg til en NØ-SV orientert lineament sone, påvist regionale lineamentsoner henholdsvis NV-SØ og NNV-SSØ. De 2 sistnevnte sonene er ifølge Karpuz (op.cit.) dominerende i det prekambriske grunnfjellet.

I indre Hardanger er det i hovedsak 2 lineamentsoner som dominerer; én sone innenfor sektoren NNØ-ØNØ/SSV-VSV (fig. 2.4 a og fig. 4.3), og én innenfor sektoren N-NNV/S-SSØ (fig. 2.4 b). I fyllitten og tildels i skyvedekket nord og nordvest for Ulvik (fig. 2.5 og 2.3) er det en dominans av NØ orienterte lineamenter, selv om det også opptrer veldefinerte og utholdende NV og NNV orienterte lineamenter. Den noe yngre fyllitten ved Dyrafonn sør for Eidfjorden har lineamenter med en NNØ trend. Det prekambriske grunnfjellet ved Eidfjord og området øst for Osafjorden domineres av NV og NNV orienterte lineamenter, men også lineamenter med en NØ trend er fremtredende her. Det er grunn til å anta at de NØ orienterte lineamentene også i indre Hardanger kan knyttes til den kaledonske strukturen "Faltungsgaben" underlagt av en storskala skjærsone.

Lineamentene er bruddsoner i berggrunnen; i første rekke som sprekkeflater, skyvesoner og bergartsgrenser, men også som forkastningsplan der dette er spesielt rapportert. Grensen mellom fyllitten i nord og Bergsdalsdekket, og mellom flakene internt i Bergsdalsdekket, er av tektonisk art, og utgjør regionale og lokale skyvesoner (Straume, 1970; Qvale, 1981). Utover disse er det kun rapportert mindre forkastninger av beskjedent omfang nord for Ulvik (Straume, 1970). Et unntak er en markert forkastning fra Granvin gjennom Skipadalen med fortsettelse inn mot Vesetfjellet og helt nord til Myrdal (fig. 2.5) (Qvale, 1981). Forkastningsplanene og sprekkeflatene er her overveiende vertikale eller svært steile, mens skyvesonene og de øvrige bergartsgrensene er langt mindre steile med fall mot N og NØ.

Sør for fjorden er det rapportert flere markerte forkastninger (Anundsen, 1964; Jorde, 1978). En forkastning som strekker seg fra Geitelvi i SV gjennom Gjuvådalen og helt til Isdalen i NØ (fig. 2.5) er observert med en vertikal spranghøyde lokalt på minimum 225 m med relativ innsynkning i SØ (Anundsen, 1964). Forkastningsplanene og sprekkeflatene er også i sør overveiende vertikale (fig.2.6) (Jorde, 1978; Løset *et al.*, 1987).

2.4 KVARTÆRGEOLOGISK OVERSIKT

Isbevegelser og deglasiasjon

Basert på analyser av glasiale retningselementer er det konstatert 3 distinkte isbevegelsesfaser på Hardangervidda (Vorren, 1979). Det glasiale relieffet for den eldste fasen (fase II) er rekonstruert med et isskille vest for Nupsfonn, SV på Hardangervidda, med forlengelser mot NØ og mot S trolig som sadelrygger på isoverflaten (fig.2.7). Isskillet har da ligget 10-15 km vest for dagens hovedvannskille. En intermediær fase (fase III) er rekonstruert med et isskille mellom Nupsfonn og Kvenna, mer enn 40 km øst for dagens hovedvannskille. Isskillet er under denne fasen antatt å ha forlengelser som sadelrygger på isoverflaten mot Ø og NØ og en mot SSV. Den yngste isbevegelsesfasen (fase IV) hadde et isskille over Nupsfonn og trolig et nord for Hardangerjøkulen (Sollid, 1975 cf. Vorren, 1979). Utenfor innlandsisen har det under samme fase vært områder med lokal glasiasjon langs Hardangerfjorden, bl.a. dokumentert langs SV del av Folgefonn halvøya (Blådal substage; Follestad, 1972). I tillegg til de 3 nevnte fasene har Vorren (1979) påvist ytterligere en isbevegelsesfase på Hardangervidda (fase I); en eldre fase med få bevarte retningselementer utilstrekkelig til en detaljert rekonstruksjon av breoverflate og isstrømmer.

En forsøksvis aldersbestemmelse av isbevegelsesfasene er foreslått av Vorren (1977). Fase I og II er antatt å representere henholdsvis tidlig- og midt-Weichsel, mens fase III er antatt å representere sen-Weichsel maksimum. Fase IV er en antatt Preboreal isbevegelsesfase og korreleres med Eidfjord-Osa stadiet (Anundsen & Simonsen, 1967 cf. Vorren, 1977). På basis av kartlagte vitringsgrenser har Nesje *et al.* (1988) laget en ismodell for sen-Weichsel maksimum i S-Norge. De foreslår at Vorren's (1979) fase II representerer sen-Weichsel maksimum og at fase III representerer en periode med rask vertikal senkning av isoverflaten og tilbaketrekning av ismarginen fra kontinentalsokkelen.

De rekonstruerte isstrømningslinjene vest for isskillet på Hardangervidda viser en sterk konfluens mot Hardangerfjorden under siste istids maksimum (Vorren, 1979), og indikerer en betydelig senkning av isoverflaten her. Dette dokumenteres også ved autoktone blokkfelt langs den sørlige delen av Hardangerfjorden (Nesje *et al.*, 1988). Istykkelsen under siste istids maksimum har likevel vært større i Hardangerfjorden enn under isskillet på Hardangervidda, tatt i betraktning av det topografiske relieffet fjorden representerer. Resultatene av steintelling i morenesnitt langs Sørfjorden i Ullensvang og Odda (Selsjord & Låg, 1953) er i denne sammenheng interessante. Til tross for at avstanden fra Sørfjorden til fyltitten på Hardangervidda bare er 3-4 km, ser det ut til at lite av løsmaterialet i de undersøkte snittene stammer herfra, men snarere skriver seg fra grunnfjellet på stedet eller fra grunnfjellspartier lenger sør. Undersøkelsene tyder på at materialtransporten først og fremst har foregått nordover langs Sørfjorden med lokale avsetninger liggende over mer langtransportert materiale.

Rekonstruksjonen av isstrømningslinjene under fase IV (Eidfjord-Osa stadiet) viser en markert topografisk kontroll (Anundsen & Simonsen, 1967; Vorren, 1979). Anundsen & Simonsen (1967) omtaler Hardangerjøkul-platået som en mulig nunatak under denne fasen der ismassene har dreiet rundt selve platået og i hovedsak fulgt hoveddalførene ned mot fjorden. Bassenglokalitetene på Vambheim i Ulvik (Vambheim-119 og Vambheim-128) og Bu i Ullensvang (Bu-113) har vært isfri under dette stadiet.

De mektige randavsetningene knyttet til Eidfjord-Osa stadiet (fig. 2.9), opptil 10 m høye, skarpe og ofte parallelle morenerygger, synes å ha sammenheng med et markert brefremstøt (Anundsen & Simonsen, op.cit.). Særlig området øst for Osafjorden har flere parallelle og lateralt utholdende morenerygger. Vestover mot Ulvik er randavsetningene mer spredte og langt mindre markerte, og rekonstruksjonen av breranden er her mer usikker. Likevel er det randavsetningene i Osa og langs Osafjorden som har vært gjenstand for størst diskusjon (Liestøl, 1962; Anundsen & Simonsen, op.cit.). De øverste terrassene i Osa befinner seg i et lavere nivå enn hva en skulle forvente så langt inne i fjorden, og Anundsen & Simonsen (op.cit.) mener dette henger sammen med at Osafjorden ble isfri på et senere stadium enn nabofjordene. Randavsetninger i 800-1000 m's høyde langs vestsiden av Norddalen og Osafjorden (fig. 2.9) er av forfatterne tolket som sidemorener til en tenkt Osafjordbre tilhørende Eidfjord-Osa stadiets brerand. Liestøl (1962) tenker seg en bretunge ned Austdalen med brefronten innenfor Hjadlane terrassen. I Norddalen har Liestøl knyttet noen lavereliggende sidemorener ved Ossete (fig. 2.9) til dette stadiet og antar at bretungen har munnet ut i daltrinet ved Ossete. Liestøl antar dermed at Osafjorden og store deler av Norddalen har ligget isfri i denne perioden.

Nyere grunnseismiske undersøkelser (Hoel, 1992) i Osafjorden gir ingen indikasjoner på et eventuelt fremrykk eller opphold av brefronten slik det er fremstilt i Anundsen & Simonsen (op.cit.). Hverken ved terskelen ytterst i fjorden eller innover bærer den seismiske signaturen av sedimentene preg av å være påvirket av en grunnet fjordbre. Under egne feltbefaringer til Osa ble det registrert svakt undulerende flater og mulige abrasjonsmerker i morene opptil 81 m o.h. i Norddalen i området nord for Haugen. Dette kan være rester av strandlinjer fra et havnivå omkring 80 m eller høyere i Norddalen og vil i såfall implisere en tidligere deglasiasjon av de nederste partier av Norddalen enn tidligere antatt. Ved å vise til avsetningsforholdene i dalbunnen ved Osa og de nevnte sidemorenene langs vestsiden av Norddalen, utførlig beskrevet i Simonsen (1963) og Anundsen & Simonsen (1967), kan en likevel ikke se bort fra en Osafjordbre under Eidfjord-Osa stadiet.

Langs Simadalsfjorden og i Simadalen er det påvist 3 markerte endemorener (Anundsen, 1964; Anundsen & Simonsen, 1967) som vitner om minst 3 distinkte brefrontposisjoner i dette dalføret. De 2 ytterste (vestligste) endemorenene kan følges submarint (Hoel, 1992). Anundsen & Simonsen (1967) har plassert Eidfjord-Osa stadiets brerand i front av den innerste (østligste) av disse 3 endemorenene. Sør for Simadalen og Skykkjedalen kan moreneryggene følges nesten kontinuerlig ned mot Måbødalen, over fjellplatået sør for Måbødalen og ned Veigdalen-Hjølmødalen mot Eidfjord-terrassen. Karakteristisk for moreneryggene sør for Måbødalen er stor mektighet, ofte parallelle

rygger og stor lateral utholdenhet. Isen fra Hardangervidda har under dette stadiet hatt breutløpere ut Simadalen, Måbødalen og Veigdalen-Hjølmodalen. En beregning av overflatehelningen for dalbreene under Eidfjord-Osa stadiet viser overveiende gradienter omkring 85-90 m/km (Anundsen & Simonsen, 1967). Eidfjord-Osa stadiets firngrense er i det samme arbeidet beregnet til ca. 350 m lavere enn i dag. Tilsvarende beregninger for et breframstøt for breutløpere fra Jostedalsbreen ved overgangen Preboreal/Boreal (ca. 9100 BP) viser en gjennomsnittlig senkning av likevektslinjen (ELA) på 325 +75/-115 m (Nesje *et al.*, 1991).

I tillegg til de 2 moreneryggene som kan følges submarint i Simadalsfjorden tyder de seismiske undersøkelsene (Hoel, 1992) på at brefronten også kan ha hatt et opphold ved Ryvaneset i Ulvikpollen utenfor (og eldre enn) Eidfjord-Osa stadiets brerand.

Deglasiasjonen av fjorden er antatt å ha skjedd trinnvis, der hovedfjorden suksessivt har blitt isfri før deglasiasjonen av sidefjordene og dalmunningene, alt dette med et havnivå under regresjon (bl.a. Holtedahl, 1975; Hamborg, 1983). Gytje datert 9720±330 BP (T-585; Anundsen & Simonsen, 1967) fra bassenget på Bu var den høyeste ¹⁴C dateringen fra indre Hardanger som forelå forut for egne undersøkelser. Dateringen har gitt en viktig minimumsalder for når de indre fjordstrøk senest ble isfri. Hamborg (1983) har i sin deglasiasjonsmodell antatt at Ulvik-pollen og de ytre deler av Eidfjorden, inkludert Buneset, ble relativt tidlig isfri (før 9800 BP), mens Osafjorden, Simadalsfjorden og indre deler av Eidfjorden ennå var isdekket, og først deglasiert under et senere stadium (mellom 9800-9500 BP).

Svært interessant i denne sammenheng er Kaldhol's (1941) beskrivelser av løsmassedekket og -snitt på Buneset. Han karakteriserer overflatedekket ved Indre Bu, øst på neset, som tydelig morene. I et grustak herfra beskrives et lag under morenen som "vasket grus og sand". En del store blokker på overflaten ved Indre Bu og vestover (nærmere Ytre Bu) (jfr. fig. 4.3 og profil B-B', fig. 4.6) er av Kaldhol (op. cit.) betegnet som flyttblokker og antatt å være rester fra samme morene. Det er ikke observert tilsvarende morenedekke i overflaten ved Ytre Bu. Her er sedimentene under humusdekket mer finkornige, hovedsaklig sortert sand og grus. Kaldhol (op.cit.) har beskrevet et 25-30 m langt og 2-3 m mektig snitt i et grustak ved Ytre Bu, vest på Buneset (fig. 4.3) (ovenfra og nedover):

- 0,2-0,3 m matjord.
- 0,2-0,3 m sand.
- 0,5-0,75 m grus og sand.
- 0,2-0,5 m leir. (karakterisert som varvig)
- 0,5 m fin sand.
- Steinet morenegrus av liten mektighet.
- Fjell.

Leirlaget og det fine sandlaget helt i bunn er sterkt foldet i den delen av snittet som ligger nærmest fjorden i NV. Leirlaget fra denne delen er i tillegg beskrevet som oppknust og knoppet. Den sydlige delen av profilet, lengst fra fjorden, er uten foldninger. Grus og

sandlaget over leirlaget har stedvis et sterkt fall mot sør, ellers er lagningen i snittet horisontal. Snittet eksisterer dessverre ikke idag, etter nyere tids bakkeplanering.

På basis av ovenstående observasjoner konkluderer Kaldhol (op.cit.) nederst på side 86: "Strandlinja må være dannet under samme istid (umiddelbart før) hvorunder leir, sand og gruslagene er avsatt. Breranda har oscillert frem og tilbake. Det kan ikke være tvil om at der etter fjorden har vært en isbre som har stuert sammen leir og gruslagene. Men breens mektighet har ikke vært så stor at breranda har nådd lenger inn på den flate terrasse." ("Strandlinja" og "terrasse" refererer her til overflaten på Buneset). Videre heter det (s. 87): "Det er derfor sannsynlig at morenen er avsatt samtidig som den ytterste bretunge i fjorden stuer sammen leir og gruslagene på Ytre Bu."

Morenelaget over det utvaskete sand- og grus-laget ved Indre Bu mener Kaldhol (op. cit.) indikerer et breframstøt over eldre marine avsetninger. Hvis strukturene i sedimentene ved Ytre Bu og utbredelsen av morenedekket og flyttblokkene ved Indre Bu virkelig gjenspeiler breens yttergrenser inn på land, slik Kaldhol (op.cit.) antar, skulle dette tilsi et særdeles lavt breprofil fra fjorden og inn på Buneset. Det er da svært lite sannsynlig at breen samtidig har vært grunnstøtt i bunnen av fjorden utenfor Buneset på nesten 700 m's dyp. Morenedekket på Buneset og strukturene i sedimentene kan dermed gjenspeile aktiviteten til en flytende fjord-is.

Hoel (1992) konkluderer i sine seismiske undersøkelser med en kontinuerlig tilbaketrekning av brefronten under deglasiasjonen av Hardangerfjorden. Med unntak av Fykkesundfjorden, Granvinfjorden, Ulvikpollen og Simadalsfjorden er det ikke funnet tegn i de seismiske data etter opphold av brefronten før selve oppgrunningen innerst i fjordarmene. Felles for disse sidefjordene er at de har terskler og grunnere partier med et dyp mindre enn 200 m, også når marin grense tillegges dagens fjorddyp. Et fjorddyp mindre enn 200 m vil ifølge Schilling & Hollin (1981) være en opphengningsterskel for en fjordbre og teoretisk kunne gi en midlertidig stans i tilbakesmeltingen. Hverken Osafjorden eller Eidfjorden har partier med slike grunne opphengningsterskler. Ut fra rent glisaldynamiske prinsipper basert på de numeriske rekonstruksjonene til Schilling & Hollin (op. cit.) skulle et forventet opphold i tilbaketrekningen av brefronten først finne sted innerst i disse to fjordene. Dette blir også bekreftet i de seismiske undersøkelsene (Hoel, op. cit.). En nærmere diskusjon av deglasiasjonsforløpet vil bli ført i lys av egne resultater under kapittel 5.

Tidligere strandlinjeundersøkelser

De høyeste terrassenivåene i indre Hardanger befinner seg mellom 122 og 129 m o.h. I Ulvik er det 3 fremtredende terrasser i dette høyde-intervallet; en terrasseflate ved gården Hyde og en smalere flate ved gården Audneland (begge lokalitet nr. 1, fig. 2.10), samt terrasseflaten ved Tunheim (lok. nr.2). Terrassene ved Hyde og Audneland er angitt av Rekstad (1911) til 124 og 121 m o.h. for h.h.v. øvre og nedre terrassekant. Tunheimterrassen har en øvre kant 129.2 m o.h. og en nedre kant 125.6 m o.h. (Kaldhol,1941). I tillegg er det en litt lavere terrasseflate ved gården Fryste 119 m o.h. (Simonsen, 1963).

I Ullensvang er det registrert noen skrå terrasser like vest for Bu (Holtedahll, 1975); terrassen ved Bjotveit med nedre kant 128 m o.h. (lok. nr. 11), og terrassen ved Tveisme med nedre kant 125 m o.h. (lok.nr. 12). Også i Eidfjord befinner de øverste terrassene seg i dette høydeintervallet (Anundsen, 1964); terrassen ved Erdal 122 m o.h. (lok. nr. 10) og en terrasse mellom Sæbø og Lund like ved Gjuvaa i øvre Eidfjord på 126 m o.h. (lok. nr.6). Ved Gjuvaa er det også en terrasse 150 m o.h. (Anundsen, op.cit.). De 2 sistnevnte, sterkt skrånende og blokkrike terrassene, er av forfatteren antatt å være bresjøavsatte. I øvre Eidfjord er det i tillegg en hel rekke lavere nivåer under 100 m o.h. som er antatt å være lakustrint avsatt under senkningen av Eidfjordvatnet (Anundsen, op.cit.). Disse er ikke tatt med i fig. 2.10.

I intervallet 109 - 113 m o.h. er det 3 markerte terrasser; Tveit-terrassen i Simadalen (109 m o.h., lok.nr.5), 113 m's terrassen ved utløpet av Hjølmødalen (lok.nr. 7) og Hereid-terrassen i nedre Eidfjord (102-113 m o.h.) alle nærmere omtalt i Anundsen (op.cit.). Disse angir et distinkt fall i nivå fra den øverste gruppen av terrasser.

Det mest markerte spranget i terrassenivåene er likevel ned til de fremtredende terrasseflatene omkring 90 m (fig. 2.10); terrassen ved Hydle i Ulvik (88 m o.h., lok.nr. 1), Hjadlane i Osa (91 m o.h., lok.nr.4) og øverste terrassen ved Legreid i Eidfjord (90 m o.h., lok.nr.9). I Ulvik er dette særlig tydelig. Her er det ingen utpregete nivåer mellom de øverste terrassene omkring 120-125 m og 90 m's trinnet nedenfor. I Osa er 90 m's nivået det øverste terrassenivået som er registrert. Under dette nivået er det flere terrassertrinn og strandmerker trinnvis ned til like over dagens havnivå (tabell 1).

Terrassenivåene ved Hydle og Audneland i Ulvik er bestemt ved nivellement av Rekstad (1911). Det samme gjelder terrasseflaten ved gården Fryste i Ulvik (Simonsen,1963). Det er usikkert om Kaldhol (1941) har bestemt høydene på Tunheim og Lekve-terrassene i Ulvik ved nivellement, men tallene er i godt samsvar med egne Paulin-målinger (aneroid-barometer) og høydeangivelser på økonomisk kart. De øvrige terrassemålene er basert på Paulin-målinger.

Det er ikke rapportert om akkumulasjoner av pimpstein i bestemte nivåer i indre Hardanger som kan relateres til et Tapes-nivå, slik det er registrert flere steder ute ved kysten (f.eks. Fægri, 1943; Undås, 1942,1945).

Simonsen (1963) foretok mineral-analyser i flere av terrasse-avsetningene for en nærmere bestemmelse av kildeområde for avsetningene. Dette viste bl.a. en markert forskjell i sammensetningen mellom Hjadlane-terrassen ved utløpet av Austdalen i Osa, og terrassene sør for Haugen i bunnen av Norddalen. Hjadlane-terrassen inneholdt overveiende grunnfjellsbergarter og kildeområdet har trolig vært grunnfjellet i Austdalen, mens de lavereliggende terrassene lenger vest har opptil 70 % fyllitt med fyllittområdet i Norddalen som sannsynlig kilde. Ettersom det ikke er funnet spor av fyllitt i Hjadlane-terrassen har trolig dreneringen ned Norddalen hatt liten innvirkning på denne avsetningen. Det kan derfor være grunn til å anta at Hjadlane-terrassen ikke har fylt hele dalbunnen i Osa, men snarere hatt en utbredelse omtrent som idag slik det er skissert i Anundsen & Simonsen (1967).

Forut for egne undersøkelser forelå det 3 ¹⁴C dateringer av organisk materiale fra avsetninger under marin grense i indre Hardanger. Gytje-dateringen fra bassenget på Bu

(9720±330 BP; Anundsen & Simonsen,1967) er allerede nevnt tidligere. Til tross for at det dengang ikke ble funnet marine indikatorer hverken i gytjen eller i sedimentene under ble det likevel av forfatterne antatt at bassenget lå under marin grense. Dessuten forelå det en datering av einerkvist fra Legreid-terrassen (9680±90 BP; Rye, 1969) og en skjell-datering fra en 68 m's terrasse i Øystese (9420±130; B. Andersen pers.medd.). ¹⁴C-dateringen av einerkvisten funnet i en terrasse med overflate ca 23 m o.h. på Legreid-siden i nedre Eidfjord, mener Rye (1969) gir en maksimumsalder for et havnivå omkring 100 m o.h. Skjelldateringen i Øystese angir trolig alderen på et havnivå 70-75 m o. dagens havnivå. (B.Andersen pers.medd.). En nærmere diskusjon omkring disse dateringene og avsetningene de er funnet i vil bli ført under Diskusjons-kapittelet (kap.5).

Det er ikke observert ubrutte, hevede strandlinjer langs Hardangerfjorden. Eldre strandlinjenivåer opptrer fortrinnsvis som deltaflater ved dalmunningene og bare unntaksvis som abrasjonsplattformer. På grunn av den spredte opptreden og få dateringer, er det vanskelig å korrelere strandlinjenivåene lateralt langs fjorden. Det har også vært uenighet omkring bestemmelsene av marin grense under tidligere strandlinjeundersøkelser (f.eks. Rekstad, 1911; Kaldhol, 1941 og Undås, 1964), noe som tydelig demonstrerer vanskeligheten og usikkerheten omkring slike undersøkelser. Holtedahl (1975) har konstruert et ekvidistant strandlinjediagram for Hardangerfjorden hvor de høyeste strandlinje-observasjonene fra lokaliteter langs fjorden er plottet inn. Han foreslår en strandlinje med gradient omkring 1 m/km fra Strandebarm og gjennom de øverste nivåene nordøstover til indre fjordstrøk. Hereid-terrassen i Eidfjord og Hjadlane-terrassen i Osa faller under denne linjen og antas dermed å være yngre. Med utgangspunkt i strandforskyvningskurven på Bømlø (Kaland, 1984) og en ¹⁴C-datering av gytje fra Stamnes ved utløpet av Bolstadfjorden (Aa & Mangerud, 1981) har Hamborg (1983) revidert diagrammet til Holtedahl (op.cit.) og konstruert et langt mer detaljert strandlinjediagram for Hardangerfjorden (fig. 2.8). Den eldste Holocene strandlinjen for en isfri Hardangerfjord, benevnt som "9750 år BP strandlinjen", er i dette arbeidet trukket med en gradient på 0.88 m/km. De høyeste terrassene i Ulvik er av Hamborg (op.cit.) antatt å være avsatt i tidsrommet mellom 9750 og 9800 år BP, mens Hereid-terrassen i Eidfjord og Hjadlane-terrassen i Osa er antatt å være yngre, avsatt henholdsvis like før og like etter 9620 år BP. Med utgangspunkt i de foreliggende data fra egne bassengundersøkelser vil disse verdiene bli nærmere diskutert under kapittel 5.

Holocene vegetasjons- og klimautvikling

Vegetasjonshistorien i indre fjordstrøk er studert bl.a. av Simonsen (1963 ,1980), Anundsen (1964), Klovning & Hafsten (1965), Vorren (1972) og Bergstrøm (1975). Holocene vegetasjons- og klimautvikling i indre Hardanger er summert på basis av ovenforstående litteratur, med hovedvekt på Simonsen's (1980) arbeid fra Ulvik og hans inndeling av lokale pollensoner. Sone inndelingen bygger på utviklingen av eikeblandingsskogen (QM) og er inndelt i 3 hovedsoner (1-3) med delsoner (a-d). Sone 1

representerer perioden før QM-ekspansjonen, sone 2 omfatter perioden med høye QM-verdier og sone 3 representerer perioden fra QM-nedgangen til nåtid. Fig. 2.12 er et av pollen-diagrammene fra Simonsen's (1980) arbeid sammen med Anundsen's (1964) pollen-diagram fra Bu.

En lysåpen vegetasjon dominert av *Betula* og høye NAP (non-arboreal pollen)-verdier karakteriserer den tidligste pollensonen (sone 1a), korrelert med Preboreal kronosone. (kronosoner etter Mangerud et. al., 1974). Skoggrensen ser ut til å ha ligget høyt i denne perioden, anslagsvis 900 m o.h. etter korrigerings for landhevning (ca. 100m). For sammenligning ligger den empiriske skoggrensen for det undersøkte profilet til Simonsen (1980) idag på ca. 790 m o.h. En forandring i karakteren av vegetasjonen finner sted ved overgangen til Boreal kronosone (lokal pollensone 1b). *Pinus* blir det dominerende treslag opp til ca. 600 m, vegetasjonen blir tettere samtidig med reduserte NAP-verdier. Innvandringen av *Pinus* i Ulvik er av Simonsen (1980) C-14 datert til ca. 8900 BP (T-791 og T-792).

En markert topp i NAP-verdien ved grensen til pollensone 2 sammen med en tilbakegang av *Pinus* kan gjenspeile en kortvarig klimaforverring, muligens i form av økt nedbør. Nesje & Dahl (1991) har dokumentert et kortvarig breframstøt for Blåisen, Hardangerjøkulen, i tidlig Atlanticum (datert ca 7600 BP) og knytter dette til økt vinternedbør. Sonegrensen 1/2 er av Simonsen (1980) korrelert til *Alnus*-oppgangen i indre Sogn, C-14 datert til 8030±110 BP (Vorren,1972), og markerer samtidig inngangen til Atlanticum kronosone (8000-5000 BP). *Ulmus* etableres ved inngangen til sone 2 og *Alnus* øker ytterligere fra sone 1b til sone 2. Denne perioden (lokal pollen sone 2a-c) er karakterisert ved et høyt innslag av varmekjære treslag i lavlandet, høyere skoggrense og generelt gunstigere klima enn idag. Selv om variasjoner i innholdet av varmekjære konstituenten tyder på kortvarige klimatiske fluktasjoner, blir denne perioden under ett karakterisert som Holocene klima optimum i indre Hardanger. Tilsvarende klimasignal (Hypsoterm) er funnet i flere arbeider i NV Europa (f.eks. Selsing & Wishman, 1984; Karlén,1988; Nesje & Kvamme, 1991) og i marine data (f.eks. Jansen & Bjørklund, 1985; Koç Karpuz & Schrader, 1990; Veum et al., 1992).

En jevn nedgang av skoggrensen samtidig med at varmekjære treslag som *Ulmus* og *Tilia* erstattes av *Quercus* karakteriserer overgangen til lokal pollensone 2d og 3, korrelert med h.h.v. Subboreal og Subatlanticum kronosoner. Den yngste pollensonen (sone 3b) representerer overgangen til den vegetasjonstypen som er karakteristisk for Ulvikområdet idag. *Quercus* forsvinner og overtas av *Pinus*, den yngste *Pinus*-etableringen i lavlandet, samtidig med at skoggrensen når sitt minimum i Holocene.

2.5 RESENTE JORDSKORPEBEVEGELSER

Sørensen *et al.* (1987) anslår den årlige landhevningen i indre Hardanger til 1-2 mm/år. Til grunn for dette anslaget ligger noen få målte presisjons-nivellement linjer (hvorav ingen i indre Hardanger), observasjoner av gamle vannstandsmerker og, ikke minst, en generell antagelse at hevningsraten øker gradvis fra kysten og inn mot et hevningscenter i Bottenviken (Ekman, 1988).

Presisjonsmålinger mellom Brimnes og Bangsnes (fig. 2.5), med tilknytningsprofiler til Bruravik og Birgertangen, indikerer resente jordskorpebevegelser (Anundsen, 1991). Målingene, utført av Statens Kartverk i 1950/51 og 1989, viste en relativ hevning av Brimnes (sydsiden av fjorden) på nesten 23 mm i forhold til Bangsnes fra 1950/51 til 1989, dvs. i gjennomsnitt ca. 0.75 mm/år (Anundsen, *op.cit.*). Med det nøyaktighetskravet som legges til grunn for slike fjordoverføringer (Larsen, 1989), er dette et signifikant høyde-avvik og faller utenfor de feilgrensene som statistisk er lagt inn i beregningene.

I 1982 fikk Ulvik utvidet nettverket av triangel- og polygonpunkter, og fikk samtidig en vurdering av det gamle nettverket fra 1968. I denne forbindelse ble 9 tilfeldig valgte polygonpunkter renivellert med N.G.O.s trekantnett som grunnlag (trigonometriske punkter som er null-nivå i beregningene). De renivellerte punktene er alle i nærheten av Ulvik sentrum nedført både i løsmasser og i fast fjell. I forhold til N.G.O.s trekantnett hadde samtlige 9 punkter lavere høydeverdier i 1982 enn tilsvarende høydemålinger fra 1968. Avvikene (i størrelsesorden 2-8 cm) bør vurderes på bakgrunn av at dette er kommunale punkter med et langt mindre presisjonskrav. Likevel er trenden påfallende; dersom dette gjenspeiler reelle jordskorpebevegelser har Ulvik sentrum sunket i forhold til N.G.O.s grunnlagspunkter.

Seismiske undersøkelser i Hardangerfjorden peker også i retning av unge, postglasiale jordskorpebevegelser. Cone *et al.* (1963) har påvist et fall i sedimentnivået på ca. 14 m langs en sone i ytre Samlafjorden og foreslår unge forkastningsbevegelser i den underliggende berggrunnen. Hoel (1992) har påvist fall i sedimentnivået i tilsvarende størrelsesorden i Utnefjorden med forkastningsbevegelser i berggrunnen som sannsynlig forklaring.

På land er det rapportert om flere lokaliteter som bærer preg av unge forkastningsbevegelser; f.eks. Simonsen (1963), Anundsen (1964) og Qvale (1981) fra indre Hardanger, Reusch (1901) og Løset (1981) fra Hardangervidda.

De ovenstående observasjonene vitner om et komplekst system av unge, hovedsaklig post-glasiale, forkastningsbevegelser i indre Hardanger. Det foreligger foreløpig for få presisjonsnivellementer til å kunne avdekke et eventuelt mønster i aktive jordskorpebevegelser. Med så korte måleserier er det vanskelig å si noe om retningen på bevegelsene eller hvorvidt bevegelsene har pågått over lengre tid. Av økonomiske årsaker er disse målingene ikke ført helt ut til nærmeste middelvannstandsmåler ved kysten, og angir derfor bare relative, ikke absolutte, bevegelser. Det er derfor pr. idag ikke mulig, på

basis av observasjoner, å teste anslagene til Sørensen *et al.* (op.cit.), og i hvilken grad bevegelsene i indre Hardanger faller sammen med et slikt landhevningmønster.

2.6 JORDSKJELVS-AKTIVITET

Jordskjelvsaktiviteten i indre Hardanger kan karakteriseres som liten med små, men relativt hyppige skjelv. Som det fremgår av oversikten over jordskjelv fra 1907 og frem til idag (tabell 2), og posisjonen av episentra (fig. 2.11) er opptredenen heller sporadisk med en spredt geografisk fordeling. Å knytte bestemte forkastningssoner, skyvesoner eller andre lineamenter (fig. 2.5) til seismiske soner i indre Hardanger er det pr. idag ikke datagrunnlag for.

Det er ikke rapportert om jordskjelv med styrke over 5 på Richter's skala i indre Hardanger. På basis av de relativt få registreringene fremgår det at skjelv med styrke 3 eller mer opptrer hyppigere enn hvert 10. år. De beregnede dyp for epifokus (tabell 2) viser at skjelvene er grunne, i hovedsak mindre enn 20 km's dyp, noe som forøvrig er betegnende for jordskjelvene i Fennoscandia (Husebye *et al.*, 1975). En tilsynelatende økning i skjelv-frekvensen fra 1980 (Tabell 2) henger sammen med økt overvåking og mer systematisk datainnsamling etter utbygging av nettverket av seismiske stasjoner i nyere tid. Før denne utbyggingen ble kun de største skjelvene registrert.

Jordskjelvs-aktiviteten i indre Hardanger før 1907 er lite beskrevet. Antakeligvis er det kun de aller kraftigste skjelvene som ble nedtegnet og tidfestet. Helland (1921) har omtalt noen episoder slik de ble opplevd av folk. Bl. a. må et kraftig jordskjelv ha funnet sted i Kinsarvik 7.mai 1865. Under gudstjenesten begynte den gamle kirken plutselig å svaie frem og tilbake til stor forskrekkelse for folkene inne i kirken, som forsøkte å unnsnippe ut gjennom vinduene. 20. november 1892 ble det også registrert et kraftig skjelv. Dette skjelvet ble merket over store deler av Sør-Norge, men sterkest i Granvin og Ullensvang etter beskrivelsene å dømme. Det er vanskelig å beregne styrke og episenter for disse tidligste registreringene og de er derfor ikke tatt med i tabellen.

Hoel (1992) har på basis av sine grunnseismiske undersøkelser observert flere turbiditt- og ras-sekvenser i Eidfjorden, Simadalsfjorden og Osafjorden, og antar at jordskjelv her kan ha vært den utløsende faktor.

2.7 HYDROGRAFI

De hydrografiske forhold i indre Hardangerfjord skiller seg betraktelig fra forholdene ute ved kysten. Avskjermet fra de sterke vind-strømmene og swell-bølgene som er så karakteristisk for den ytre kyst-region gjør de indre fjordarmene til langt mer lukkede og stratifiserte bassenger. Et særtrekk ved indre Hardanger er de store elvene som

drenerer Folgefonn og Hardangerjøkulen og som fører til ekstremt lav-saline overflate forhold i fjorden og som forsterker den vertikale stratifisering i vannsøylen.

Hydrografiske observasjoner i Hardangerfjorden er publisert av Sælen (1962). Data om submarine lysforhold for ulike deler av fjordsystemet er publisert av Aarhun (1961). Det er utdrag fra disse observasjonene som er brukt nedenfor, hvis ikke annet er presisert.

Figur 2.13 viser en skjematisk fremstilling av salinitet, lysforhold og maksimaldyp for høyerestående vegetasjon langs Hardangerfjorden. Undersøkelsene viser generelt at saliniteten i overflatevannet er sterkt avhengig av den sesongvise variasjonen av ferskvannstilførselen. Like utenfor Eio innerst i Eidfjorden kan saliniteten komme helt ned under 5‰ i overflatevannet på høyden av smeltevanns-sesongen (normalt juni måned). Selv lenger ute i Eidfjorden (vest for Buneset) og Utnefjorden kan saliniteten i overflaten i samme periode komme godt under 10 ‰. Midtvinters er saliniteten i overflaten bemerkelsesverdig uniform over hele Hardangerfjorden, med verdier jevnt over 33 ‰ selv innerst i Eidfjorden. Faktisk kan saliniteten i overflaten i perioder gjennom året være høyere innerst i fjordbunnen av Eidfjorden enn lenger ute. En lokal vindefekt kan være forklaringen på dette med vind som periodevis transporterer overflatevann ut av fjordarmene og dermed eksponerer dypere og mer salint vann (Jorde & Klavestad, 1963).

Den sesongvise salinitetsamplituden er størst i overflatevannet og avtar raskt med dypet. Allerede ved 10 m's dyp er amplituden betydelig redusert, og ved dyp over 20 m er den årlige amplituden svært liten; salinitet omkring 32 ‰ og årlig amplitude mindre enn 5 ‰ i Eidfjorden.

Det submarine dagslys varierer betydelig i de forskjellige fjordarmene i indre Hardanger avhengig av kildene for ferskvannstilførselen. Hvor elver med breslam munner ut i fjorden, som i Eidfjorden og Sørfjorden, reduseres penetrasjonen av dagslyset raskt med dypet. Dypet for 1 % av overflatelyset er omkring 12 m i indre Eidfjord. Tilsvarende penetrasjonsdyp like vest for Buneset er ca. 15 m. Fjorder som i liten grad mottar breslam, eksempelvis Osafjorden og Granvinfjorden, er langt mer transparente. Utenfor Granvinfjorden er penetrasjonsdypet for 1 % av overflatelyset ca. 22 m.

Observasjonene av de submarine lysforhold er kun gjort i sommersesongen og det er derfor ikke mulig å beskrive sesongvise variasjoner bl. a. forbundet med variasjoner i avrenningen fra land. Slike variasjoner er forventet å være betydelige.

KAPITTEL 3. METODER

3.1 GENERELL METODE-OMTALE

Bruken av isolasjonsbassenger til rekonstruksjon av havnivåendringer og metoder omkring slike undersøkelser er beskrevet bl.a. i Høltedahl (1953), Ingmar (1973), Hafsten (1983) og Anundsen (In press), og vil kun i korte trekk bli omtalt her.

Stratigrafiske (bio-, lito-, og kronostratigrafiske) undersøkelser av bassenger (myr, tjern, innsjøer etc.), med veldefinerte terskler omkring marin grense eller lavere (fig. 3.1), kan avdekke en stor detaljrikdom over tidligere havnivå og sedimentasjonsmiljø. Forutsatt en rask utskiftning av vannmassene og kort responstid i biomassen i bassenget, vil selv kortvarige havnivåfluktasjoner omkring bassengterskelen gjenspeiles i sedimentene. Usikkerheten omkring slike undersøkelser ligger først og fremst i faren for resedimentering internt i bassenget eller fra høyereliggende bassenger, og bestemmelse av laveste terskelnivå med eventuelle endringer av denne gjennom tid. Grunne bassenger har i tillegg en større risiko for å bli fylt opp med sedimenter i et tidlig stadium, noe som øker faren for erosjon og utvasking av sedimenter over bassengterskelen. Undersøkelser av slike bassenger innebærer en økt fare for at flere havnivåoscillasjoner ikke blir registrert. Svak kronostratigrafisk kontroll som følge av upålitelige ^{14}C dateringer og mangel på tidshorisonter er likevel det vanligste usikkerhetsmomentet.

Oppløsningsgraden i havnivåkurver basert på stratigrafiske undersøkelser av isolasjonsbasseng er i hovedsak avhengig av antall bassenger som er undersøkt og den vertikale fordelingen av disse, samt utbredelsen av det undersøkte området bassengene befinner seg i. Ideelt sett bør ikke avstanden mellom bassengene være over 2 km i det undersøkte området. Dette for å redusere usikkerhetsmomentet forbundet med korrigerings av terskelnivå for bassenger med ulik hevningsrate (Anundsen, 1977).

Metoden egner seg utmerket til å konstruere isobaseretninger og endringer av disse gjennom tid, forutsatt en tilstrekkelig alderskontroll. Først etter at detaljerte beskrivelser av isobaseretninger og eventuelle tidsavhengige endringer av disse foreligger for et område, kan strandlinjediagram (og strandforyskyvningskurver) med rimelig sikkerhet konstrueres.

3.2 FELTMETODER

Forut for feltarbeidet ble området studert utfra flyfoto og utfra topografiske (1:50000) og økonomiske (1:5000 og 1:1000) kart, i tillegg til tidligere publiserte og upubliserte undersøkelser.

Bassengprofilering

For å stadfeste dyp ned til fast fjell ble alle de undersøkte bassengene slagsondert med 22 mm sonderstenger, slaghode, sonderpiss og slegge. Den karakteristiske "fjellsprett" var kriteriet for at sonderpissen hadde nådd helt ned til fast fjell. Det ble gått flere profiler med slik slagsondering, både lengde- og tverrprofiler, for kartlegging av bunntopografien i bassengene (for nærmere beskrivelse av profilene se kap.4). Beliggenheten av de laveste tersklene (for bestemmelse av disse se under avsnittet Terskelundersøkelser) utgjorde et viktig kriterium for valg av profilenes posisjon og retning. Lengdeprofilene ble gått med utgangspunkt i laveste terskel og videre langs bassengets lengste akse omtrentlig gjennom midtpunktet av bassenget. Det ble videre gått flere tverrprofil på tvers av lengdeprofil for å få et 3-dimensjonalt inntrykk av bassengets bunntopografi. I tillegg til basseng-dyp ga også slagsonderingen viktig førsteinntrykk av markerte litologiske overganger, som f.eks. overganger fra gytje til minerogene sedimenter.

Stratigrafiske undersøkelser i felt ble utført med en Russer prøvetaker (Jowsey, 1966), med innerdiameter 46mm (delt sylinderform) og kannelengde 1m. For bassenget på Bu (Bu-113) hadde grunneier gravd et helt nettverk av grøfter med ferske snitt ned til vannspeil. Kartlegging av disse snittene ga god tilleggsinformasjon om stratigrafien i bassenget. Prøvetakingen med Russer foregikk fra overflaten av bassenget og ned til maksimalt penetrasjonsdyp, vanligvis bare noen få dm over fjell. Prøveinnkjøringene foregikk med ca. 20 cm's overlappning. Sedimentene ble beskrevet visuelt og forsøkt korrelert i felt. Flere av kjerneprøvene ble avfotografert og delprøver (subsampling) ble tatt for videre laboratorie-analyser. Det ble gått flere lengde- og tverrprofiler med Russer (jfr. kap.4), og profilene ble hovedsaklig gått langs de samme profilene som ble fulgt under slagsonderingen. Det viste seg forøvrig svært nyttig å ha kontroll med dyp ned til fast fjell fra tidligere slagsondering under profileringen med Russer og under senere bruk av stempelprøvetaker.

Prøvetaking

Etter å ha fått en oversikt over bassengets bunntopografi og stratigrafi, ble det foretatt prøvetaking med en modifisert utgave av en Livingston-Vallentyne stempelprøvetaker (fig. 4.12) (Wright, 1967), tilpasset 110mm PVC rør, beskrevet av Schistad (in prep.). Disse prøvene blir heretter benevnt 110mm-prøver. Slagsonderingen og Russer-profileringen dannet grunnlaget for valg av bor-lokalitet. Vanligvis var dette ved bassengets dypeste parti hvor sedimentene hadde størst oppløselighet.

I den minerogene delen av bassenget samt i overgangene fra gytje til minerogent ble det, med unntak av bassenget på Bu (Bu-113), boret et dobbelt sett med 110mm-prøver innen en omkrets av 2-3 m av borlokaliteten. Et slikt sett med parallelle prøver var erfaringsmessig nyttig under senere laboratorie-arbeid, bl.a. for lettere å kunne skjelne forstyrrelser i sedimentene som er oppstått under selve prøvetakingen (jfr. Kallstenius, 1958,1963) fra andre sedimentforstyrrelser, og på det grunnlag velge ut den best egnede

prøven for videre analyse. Den ekstra tiden som gikk med til dette i felt viste seg senere å være vel anvendt og sparte en for mange ergrelser.

Terskelundersøkelser

Ved hjelp av observasjoner fra gamle flyfoto og kart ble opprinnelig dreneringsutløp i bassengene konstatert før sprengningsarbeid, grøfting og andre reguleringer senere endret dreneringsretningen. Det opprinnelige dreneringsutløpet ble også bekreftet av grunneierne, og var viktig for lokalisering av laveste terskel. Det ble deretter slagsondert flere profil i området omkring opprinnelig utløp for å finne dyp til fjell og en mer nøyaktig posisjon av laveste terskelnivå. Overflaten ble nivellert samtidig med sonderingen. Nivelleringen ble utført med en Zeiss nivelleringskikkert og tachymeterstav med utgangspunkt i kommunale fastpunkter og fastpunkter fra N.G.O.'s nettverk. To av bassengene (Vambheim-119 og Bu-113) hadde flere terskler med omtrent samme nivå (innenfor noen dm's avvik) hvorav noen var ytterligere senket ved sprengningsarbeid. Det opprinnelige forløpet til tersklene som var senket ved sprengning ble vurdert ved skjønn og nivellert utfra antatt opprinnelig nivå.

3.3 LABORATORIE-METODER

Laboratorie-metodene blir presentert omtrent i den rekkefølgen de ble utført i.

Røntgen-fotografering

Før åpningen av kjernene ble 110mm-prøvene røntgenfotografert med et Phillips K 140 Be røntgenapparat. Hovedformålet med røntgenfotograferingen var, ved å avdekke tetthetsforskjeller i prøvene, å få en grov indikasjon på kornfordelingen, lagdeling og andre strukturer, samt å påvise på et tidlig tidspunkt eventuelle forstyrrelser. Kjernene ble lagt i form og merket, røntgenfilmen lagt underst og apparatet ble ført i midtstilling over kjernene. Strømstyrken ble holdt konstant 5mA for alle foto, mens rørspenning og eksponeringstid ble variert avhengig av sedimenttype. Etter en del prøving og feiling ble den optimale kombinasjonen for den organiske delen av prøvematerialet funnet med en rørspenning på ca 80 kV og eksponeringstid ca 5 min. Til tross for høy spenning (opp mot 130 kV) og lang eksponeringstid (10 min) ble aldri den minerogene delen av prøvematerialet tilfredsstillende avfotografert. Høyt innhold av vannmettet leire (høy stråleabsorpsjon) i kombinasjon med stor prøvediameter (110 mm) er trolig hovedårsaken til at røntgenfilmen ikke ble svart nok og ble for lys til å kunne avdekke eventuelle strukturer. Den organiske delen ble derimot tilfredsstillende avfotografert.

Sedimentbeskrivelse

Etter åpning av 110mm-prøvene ble sedimentoverflaten rengjort og fotografert. (Åpningen foregikk ved at PVC-rørene ble skåret på langs og ca 1/3 (120°) av rørets omkrets ble fjernet). Sedimentene ble deretter visuelt beskrevet. De mineralske jordartene ble inndelt og klassifisert etter Wentworth's (1922) kornstørrelses skala og klassifikasjonssystem. Det er ikke utført kornfordelingsanalyser på sedimentene. Kornstørrelsene ble bestemt utfra skjønn etter grundige vurderinger. De organiske jordartene ble grovt delt inn i 3 hovedklasser; torv, gytje (fin- og grovdetrisk) og dy, i henhold til definisjonene til Troels-Smith (1955). Fargen på sedimentene ble beskrevet etter Munsell fargekart, mens de fremdeles var våte og uoksyderte. Det ble lagt vekt på å karakterisere de viktigste teksturelle og strukturelle trekkene i sedimentene. I de presenterte beskrivelsene (kap. 4) er den komplekse stratigrafien fremstilt noe forenklet.

Glødetap

Glødetapsanalysen ble utført for å få et inntrykk av mengden av organisk materiale i sedimentene. I tillegg skulle analysen være et hjelpemiddel til litostratigrafisk inndeling og korrelasjon. Sedimentene ble veiet (ca. 6g våtvekt) og tørket ved 105° C i et døgn, og deretter veiet påny etter at prøvene hadde nådd romtemperatur. Prøvene ble dernest glødet ved 550° C i 4 timer, avkjølt til romtemperatur og veiet for siste gang. Det ble brukt eksikator under hver avkjøling av prøvene for å unngå opptak av fuktighet fra luften. Glødetapet er uttrykt som vekttap etter gløding i prosent av tørrvekt. Ved også å måle våtvekt før tørking kan en få et anslag over sedimentets vanninnhold som prosent av våtvekt. Det ble tatt ut prøver for glødetap ca. hver 2 cm fra 110mm-prøvene.

Anundsen (1977) har diskutert glødetapsanalysen som metode for bestemmelse av organisk innhold i sedimentene. Det går her bl.a. frem at metoden ikke er egnet til eksakt beregning av innhold av organisk materiale i absolutt forstand, men snarere angir en %-vis maksimumsverdi. Dette forholdet skyldes i første rekke tap av kjemisk bundet vann (krystallvann) hovedsaklig fra leire under glødingen (f.eks. Ekstrøm, 1927; Larsson *et al.* 1985). Styrken i metoden ligger, som Anundsen (op.cit.) fremholder, først og fremst i de relative utslagene i glødetapskurven og bruken av disse som et viktig korrelasjonsverktøy (jfr. kap. 5.2). Ved en liten prøveavstand (ca. 2 cm) vil en bedre være i stand til å bedømme signifikansen i hvert utslag; hvorvidt det blir underbygd av ett eller flere punkter. På bakgrunn av dette kan ideelt sett selv små utslag i glødetapskurven identifiseres og korreleres fra basseng til basseng.

TOK (Total organisk karbon)

Innholdet av organisk materiale ble, i tillegg til glødetapsanalysen, også bestemt ved hjelp av en Leco-analysator (LECO EC-12 Carbon Determinator). Prosedyren er noe mer

omstendelig enn ved glødetapsanalyse, men til gjengjeld bestemmes den absolutte mengden av total karbon og organisk karbon i sedimentet direkte (TOK-analyse).

Det ble tatt ut prøver med ca. 4 cm's prøveavstand til TOK-analyse. Hver prøve ble tørket og splittet i 2 deler. Hver del ble veiet (ca. 0.2 g hver), hvorav den ene delen ble forbehandlet med HCl og oppvarmet. Prøvene (både forbehandlet og ubehandlet del) ble deretter forbrent i Leco-analysatoren og karbon-innholdet målt. Den forhandlede delen av hver prøve angir innholdet av organisk karbon og den ubehandlede delen angir total karbon. Differansen mellom total karbon og organisk karbon uttrykker mengden uorganisk karbon.

Formålet med å bestemme mengden karbon i absolutt forstand var i første rekke å kontrollere resultatene fra glødetapsanalysen; hvorvidt variasjonene i glødetap gjenspeilte reelle variasjoner i organisk innhold eller om variasjonene i den minerogene delen utelukkende skyldtes tap av krystallvann i vekslende grad (omtalt under avsnittet for Glødetap). I tillegg var det også interessant å få en indikasjon på eventuell opptreden av gammelt karbon i sedimentene, ettersom metoden også beregner mengden uorganisk karbon. Disse momentene vil bli nærmere omtalt og behandlet under avsnittet for ^{14}C dateringer i dette kapitlet, samt under kapittel 5.1.

^{14}C -datering

Ialt ble 11 prøver (4 konvensjonelle og 7 aksellerator) sendt til ^{14}C -datering. Dateringene ble utført ved Laboratoriet for Radiologisk datering i Trondheim (konvensjonell ^{14}C) og ved Svedberg-Laboratoriet i Uppsala, Sverige (aksellerator ^{14}C). Prinsippene for dateringsmetoden og rutiner for behandlingen av prøvematerialet under konvensjonell ^{14}C analyse er beskrevet i Mook & van de Plassche (1986). Teknikken for å måle ^{14}C innholdet i prøvematerialet ved aksellerator masse spektrometri (AMS), såkalt aksellerator datering, er fundamentalt forskjellig fra den konvensjonelle ^{14}C analysen (Linick *et al.*, 1989). AMS åpner muligheten for å datere svært små prøvemengder (< 1 mg C). Prinsippene for dateringsmetoden og potensielle feilkilder i prøvematerialet er likevel de samme ved AMS som for konvensjonell datering. De små prøvemengdene som nyttes ved aksellerator datering innebærer større fare for at eventuell kontaminasjon i prøvematerialet vil innvirke på dateringsresultatet sammenlignet med konvensjonell ^{14}C . Feilkildene ved ^{14}C -metoden er utførlig diskutert av Olsson (1986 a,b) og bare et fåtall av disse vil bli omtalt her.

Materialet ble tatt ut fra 110mm-prøvene med det formål å få datert isolasjons- og ingresjonskontaktene. Sedimentskiver på ca 2 cm's tykkelse ble tatt ut og ca 1 cm av sedimentskiven ytterst (av ialt 11 cm's diameter) ble fjernet for å redusere faren for forurensning. Alle skivene, med unntak av én (Ua-2586), ble hentet ut fra antatt ferskvanns-sedimenter for å unngå korreksjon for reservoar-alder (Mangerud & Gulliksen, 1975). Ua-2586 er en akselleratordatering av gytjeholdig sediment avsatt i et antatt brakkvanns-miljø. Gytjen kan være sammensatt av både terrestrisk og akvatisk plantemateriale. Begge typer plantemateriale antas å ta opp C fra miljø med ubetydelig reservoar-alder; terrestrisk plantemateriale tar opp atmosfærisk CO_2 , og akvatisk plantemateriale tar opp CO_2 fra strandsonen. Kjemperud (1981b) antar, utfra $\delta^{13}\text{C}$ -

verdiene, at plantemateriale i marine enheter er hovedsaklig av terrestrisk opprinnelse med neglisjerbar reservoar-effekt. Det er på bakgrunn av dette ikke korrigert for reservoar-alder.

Sedimentskiver med svært lavt organisk innhold ble først siktet og små plantefragmenter jamnt fordelt i skiven ble plukket ut for akselerator-datering. Plantefragmentene ble forsøkt identifisert av Hillary Birks, Botanisk institutt, men bare unntaksvis var fragmentene store nok til å gi en sikker identifisering. Ideelt sett skulle alle plantefragmentene vært identifisert og sortert slik at eventuell forurensning kunne ha blitt skilt fra "in situ" plantefragmenter. Få og vanskelig identifiserbare plantefragmenter medførte at fragmentene ikke ble sortert slik tanken var opprinnelig, og hver sedimentskive ble istedet datert på basis av alle plantefragmenter funnet i skiven. Dermed har en ikke kunnet sile ut eventuelle røtter og andre unge planterester som vil kunne påvirke dateringsresultatet, og gi for ung alder. Dette vil særlig få betydning når innholdet av organisk materiale er generelt lavt. Noe av forklaringen på de sprikende dateringsresultatene i kapittel 4 ligger nok her.

Det er ikke funnet indisier på eventuell opptreden av gammelt karbon i sedimentene. TOK-analysen (jfr. kap. 4) ga tilnærmet null innhold av uorganisk karbon gjennom hele den analyserte sedimentsøylen. I hvilken grad en fyllittholdig berggrunn vil gi gammelt karbon i sedimentene er usikkert, men dagens nedslagsfelt for alle de tre undersøkte bassengene (jfr. kap.4) ligger utenfor fyllitten. Dette til tross; en kan likevel ikke utelukke opptreden av gammelt karbon i sedimentene og eventuell påvirkning dette har på dateringsresultatene.

To av de innsendte prøvene til akselerator datering viste seg ikke daterbare p.g.a. for lavt organisk innhold. For de konvensjonelt daterte prøvene er det, med unntak av én (T-10148), kun den lutløselige delen (A-fraksjonen) som er datert. C-14 dateringene er presentert i kapitlene 4.2.3, 4.3.3 og 4.4.3.

Diatomé-analyse

Diatomé-analysen er i dette arbeidet den viktigste metoden for rekonstruksjon av sedimentasjons-miljø. Bruken av diatoméer som indikatorer for sedimentasjonsmiljø vil bli nærmere omtalt under kapittel 5.1 (Rekonstruksjon av sedimentasjons-miljø). Her vil bare selve analysemetoden bli omtalt; fra prepareringen av prøvemateriale, mikroskoperingen, artsidentifiseringen og frem til utformingen av diagrammene. Alle de 3 bassengene er undersøkt m.h.p. diatomé-innholdet. Det analyserte materialet er hentet fra 110mm-prøvene, og de fremstilte diagrammene er utelukkende basert på materiale fra disse.

Kriteriene som ble lagt til grunn med hensyn til valg av prøveavstand, dvs. fordelingen og tettheten av spektre gjennom sedimentsøylen, er flere. Det viktigste kriteriet er endringer i litologien. Selv ved hyppige litologiske skiftninger og små litologiske enheter er det forsøkt talt minst ett spekter pr. enhet. Vanligvis er antall spektre pr. litologisk enhet langt høyere. Prøvetettheten er økt omkring grenseoverganger i sedimentasjons-miljøet (isolasjons- og ingresjonskontakter) for å bestemme overgangen mer nøyaktig. I

tillegg er det tatt spektre med tilnærmet fast avstand innen hver litologiske enhet (vanligvis med ca. 4 cm mellomrom) for eventuelt å spore opp endringer i diatomé-floraen som ikke viser seg ved litologiske endringer. Som et hjelpemiddel til korrelasjon av stratigrafien internt i bassengene ble også enkelte prøver, tatt med Russer, overfladisk gjennomgått med hensyn til diatomé-innholdet.

Preparering:

Prøvene for diatomé-analyse er kun preparert for relativ frekvens (%) analyse av diatomé-sammensetningen. For absolutt frekvens analyse kreves det en helt annen og mer omstendelig preparerings-prosedyre (f.eks. Kaland & Stabell, 1981; Koç Karpuz, 1989), og metoden benyttes til bestemmelse av diatomé-tetthet pr. sedimentvolum hovedsaklig i tilknytning til produktivitets-undersøkelser. Prosedyren som er fulgt her er tidligere beskrevet av H. Håkansson (pers. medd. cf. Braaten & Hermansen, 1985), og vil kun i korte trekk bli oppsummert her.

En spatellspiss med prøvemateriale ble tilsatt 35% hydrogenperoksyd (H_2O_2) og forsiktig varmet opp. Prøven ble deretter satt til avkjøling natten over. Det hele ble så sentrifugert, hydrogenperoksyden dekantert og residuet ble tilslutt resuspendert med destillert vann. Det ferdigbehandlede preparatet ble så dampet inn på et dekkglass. Dekkglasset hadde på forhånd blitt behandlet med Foto-flow for å redusere overflatespenningen på glasset og dermed få en jevnere spredning av diatomé-skallene (Palmer & Abbott, 1986). Dekkglasset ble så montert på et objektivglass med Hymount eller Naphrax festemiddel (begge med brytningsindeks omkring 1.6) som så ble behørig merket og satt til tørk natten over, klar til mikroskopering.

Formålet med prepareringen er å få separert diatomé-skallene fra resten av prøvematerialet. Av altoverskyggende betydning er likevel å få et preparat med en diatomé-sammensetning som er så lik den opprinnelige sammensetningen i sedimentet som overhodet mulig. Det er derfor lagt opp til en enkel preparerings-prosedyre med færrest mulig behandlingsprosesser. I denne sammenheng er sentrifugeringen og den påfølgende dekanteringen et kritisk moment under prepareringen. Det er svært viktig at ikke diatomé-sammensetningen endres ved at diatoméer forsvinner under dekanteringen. Schrader (1973) foreslår at sentrifugeringen foregår med en omdreiningshastighet på 1200 omdr./min. i 2 minutter. Dette er en omdreiningshastighet som holder leirpartikler i suspensjon, og som senere dekanteres, samtidig som selv de minste diatoméene forblir i residuet. Denne omdreiningshastigheten viste seg å fungere bra også for eget prøvemateriale. Det ble foretatt enkelte stikkprøver av det dekanterte materialet, og det ble kun funnet noen ytterst få fragmenter av diatoméskall, uten betydning for totalsammensetningen. I tillegg ble antall sentrifugeringer redusert til én for å redusere fragmenteringen av diatomé-skall til et minimum (Kaland & Stabell, 1981; Braaten & Hermansen, 1985).

Mikroskopering:

Et Zeiss forskningsmikroskop med 8X okularer ble brukt under analysearbeidet sammen med Zeiss Planapo 40X/1.0 og 100X/1.25 immersjonsobjektiver. I tillegg kunne

okularforstørrelsen økes med obtuarlinser, slik at maksimal forstørrelse er 1280X. Alt analysearbeid ble foretatt med fasekontrastbelysning.

Identifisering:

Identifiseringen er hovedsaklig basert på: Schmidt *et al.* (1874-1959), Peragallo & Peragallo (1897-1908), Hustedt (1927-66), Hustedt (1930), Cleve-Euler (1951-55), Patrick & Reimer (1966), Krammer & Lange-Bertalot (1986-91), Simonsen (1987), Lange-Bertalot & Krammer (1989) og Alles *et al.* (1991). "Problematiske" arter ble identifisert i samråd med Solveig Aasheim, Botanisk institutt. Nomenklaturen har, så langt det har vært mulig, fulgt D.M. Williams' (et. al.): "A coded checklist of British diatoms". Terminologien for diatoméenes forskjellige skallkomponenter følger definisjonene til Anonymous (1975).

Det er forsøkt å identifisere hvert individ helt ned til arts-nivå, og i enkelte tilfeller også identifisere undergrupper (var.) og form-varianter (f.) innen én og samme art. All identifisering har likevel ikke vært problemfri og behandlingen av "tvilstilfeller" vil bli kort omtalt. Vanskelig identifiserbare var individer på "høykant" ('girdle view') samt mekanisk fragmenterte eller korroderte individer. Dersom det ikke lot seg gjøre å artsbestemme disse ved å sammenligne med hele individer i "liggende" ('valve view') posisjon, ble disse kun identifisert til slektsnivå og talt under tilhørende sp-gruppe (f.eks. *Eunotia* sp). Individer som idet hele tatt ikke lot seg identifisere ble talt under gruppen for Uidentifiserte. Kun fragmenter som var større enn halvparten av et helt skall eller som ellers var identifiserbare ble talt under analysearbeidet.

Det er forsøkt talt minst 300 individer fra hvert spekter slik det er anbefalt i Palmer & Abbott (1986; cf. Galehouse, 1971). I disse arbeidene fremgår det at 300 tilfeldig talte individer i en normalfordelt diatomé-sammensetning gir, innenfor et 95 % konfidens-intervall, en rimelig god approksimasjon av den prosentvise opptreden av hver komponent (dvs. art) av totalsammensetningen (fig. 3.2). Det er med andre ord en relativt liten reduksjon i den sannsynlige øvre feilgrense for den prosentvise opptredenen av den enkelte art ved å øke antall talte individer utover 300. Det var likevel i flere spektre ikke mulig å nå 300 talte individer innenfor rimelige tidsrammer. I spektre hvor *Fragilaria* sp. hadde et høyt innslag har det vært forsøkt å holde totalantall fra andre arter på minimum 200 individer, i samsvar med andre arbeider (f.eks. Kjemperud, 1981a; Braaten & Hermansen, 1985).

Diagrammer:

De vedlagte diatomé-diagrammene er grafisk fremstilt ved hjelp av program-systemet Core. Programmet er utviklet av Johan K. Michelsen, Geol. inst., i samarbeid med Botanisk institutt. Det er fremstilt et relativ frekvens (%) diagram for diatoméer for alle de 3 undersøkte bassengene. Prosentberegningene er utført på grunnlag av totalsum, inkludert *Fragilaria* sp. Opptredenen av *Fragilaria* sp. lå godt under 30 % av totalsummen i de fleste spektre, og ble derfor inkludert i totalsummen (jfr. Stabell, 1982).

I diatomé-diagrammene er de forskjellige artene gruppert med hensyn til salinitetspreferanser etter Hustedt's (1957) halobien system (uttrykket halobien er her brukt som betegnelse på diatoméenes salinitets-preferanse). Saliniteten (S) er uttrykt som vektprosent:

Polyhalobe arter:	marine arter med optimum ved 30 ‰ S eller mer.
Mesohalobe arter,	
euryhaline:	brakkvanns arter med optimum og toleransegrenser innenfor intervallet 30 - 0.2 ‰ S
α -mesohalobe:	brakkvanns arter med optimum og toleransegrenser innenfor intervallet 30 - 10 ‰ S
β -mesohalobe:	brakkvannsarter med optimum og toleransegrenser innenfor intervallet 10 - 0.2 ‰ S.
Oligohalobe arter,	
halofile:	arter som lever både i ferskvann og brakkvann, optimum i svakt brakkvann
indifferente:	arter som lever både i ferskvann og brakkvann, optimum i ferskvann.
Halofobe arter:	arter som utelukkende lever i ferskvann, med øvre toleransegrense 0.2 ‰ S.

Simonsen (1962) har videre inndelt de polyhalobe og oligohalobe artene etter deres salinitetstoleranse:

Oligoeuryhaline polyhalobe: 35 - ca 30 ‰ S

Meioeuryhaline polyhalobe: 35 - ca 20-17 ‰ S

Mesoeuryhaline polyhalobe: 35 - ca 8-10 ‰ S

Pleioeuryhaline polyhalobe: 35 - ca 3-5 ‰ S

Meioeuryhaline oligohalobe: opptil ca 3-5 ‰ S

Mesoeuryhaline oligohalobe: opptil ca 8-10 ‰ S

Pleioeuryhaline oligohalobe: opptil ca 17-20 ‰ S

Holoeuryhaline oligohalobe: opptil 30 ‰ S og høyere

Artenes salinitets-preferanse er hovedsaklig basert på (alfabetisk ordnet): Cleve-Euler (1951-55), Hustedt (1957), Kjemperud (1981b), Simonsen (1962), Werff & Huls (1976) og de Wolf (1982). Enkelte arter har langt snevrere toleranse-grenser enn salinitets-intervallene ovenfor, slik det bl.a. er definert av Simonsen (1962). Slike opplysninger er tatt med under beskrivelsen av de enkelte diatomé-sonene. I noen få tilfeller

har det vært uenighet blant forfatterne ovenfor om plasseringen av en art i halobien systemet. For eget materiale gjelder dette i all hovedsak hvorvidt en art skal plasseres under halobien gruppen Oligohalob-indifferent eller under gruppen Halofob. Hvis det er rom for tvil er forfatternes ulike vurderinger av artenes salinitets-preferanse tatt med under beskrivelsen av diatomé-sonene.

Hver diatomé-sone er definert på grunnlag av de mest dominerende artene (> 10%) (Pienitz *et al.* 1991). Diatomé-sonene er benevnt med romertall (Diatomé-sone I i bunn), og plassert i diatomé-diagrammet som én av kolonnene helt til venstre. Kolonnen for litologi har i diatomé-diagrammene den samme tegnforklaring som under avsnittet for Litostratigrafi.

Hver art er i suksesjons-diagrammet alfabetisk ordnet under hver halobien gruppe. Total-diagrammet er plassert til venstre for suksesjons-diagrammet. I total-diagrammet for Bu-113 inngår totalt 7 samlegrupper (Polyhalobe, Mesohalobe, Oligohalobe-halofile, Oligohalobe-indifferente, Halofobe, Ukjent halobien og Ukjent). For de andre bassengene er det færre samlegrupper i total-diagrammet ettersom noen av de forhåndsdefinerte samlegruppene er uten arter, og derfor utelatt. Arter som er identifisert, men som ikke har en definert salinitets-preferanse etter Hustedt's (1957) halobien-system, er plassert under gruppen for Ukjent halobien. Arter som ikke lot seg identifiserere er plassert under gruppen Ukjent.

Det er ikke gjort forsøk på å utføre kvantitative analyser på diatomé-sammensetningen med hensyn til andre økologiske parametre utover salinitet. Kategorisering av diatoméer i livsform (habitat), pH-toleranse, trofisk preferanse, temperatur-toleranse m.m. er kun kvalitativt behandlet under beskrivelsen av de enkelte diatomé-soner. Hver diatomé-sone er beskrevet for seg under Biostratigrafi (kap. 4.2.2, 4.3.2 og 4.4.2 for h.h.v. Bu-113, Vambheim-119 og Vambheim-128).

Pollen-analyse

Det er utført en overfladisk pollenanalyse på materiale fra 110mm-prøver i 2 (Bu-113 og Vambheim-119) av de 3 bassengene som inngår i dette arbeidet. Analysen er utført i utvalgte nivåer i den nedre delen av bassengstratigrafien. Pollenanalysen er først og fremst ment å være til hjelp under tolkningen av sedimentasjonsmiljø. I tillegg er pollenanalysen et kronologisk hjelpemiddel og et korrelasjonsverktøy. Ettersom de 2 undersøkte bassengene ligger under marin grense, med den økningen i mulige feilkilder som dette innebærer (f.eks. Fægri & Iversen, 1975), er det i dette arbeidet lagt mindre vekt på de 2 sistnevnte momentene.

Prepareringen av materialet er utført av Leif Harald Flatekval, Elektronmikroskopisk felleslab., og Jan Berge, Botanisk institutt. Prepareringsprosedyren er i hovedtrekk basert på Fægri & Iversen (1975). Det er ikke tilsatt Lycopodium-tabletter for bestemmelse av absolutt pollenkonsentrasjon. Analysen er utført av Leif Harald Flatekval og Trond Kui. Det er talt mellom 100 og 200 pollen i de spektre der dette har vært

mulig. I spektre fra den minerogene delen av stratigrafien har det ikke vært mulig å nå denne pollensummen.

Opptredenen av pollen er fremstilt i et forenklet suksesjons-diagram (jfr. kap. 4). Opptredenen av akvatiske pollen, sporer og andre mikrofossiler er skilt ut i et eget forenklet suksesjons-diagram. Prosentberegningene for pollen-diagrammene er utført på grunnlag av total pollensum (ΣP) av treslag pollen (AP) og ikke-treslag pollen (NAP). Akvatiske pollen, sporer, alger og dinoflagellat cyster inngår ikke i totalsummen. Fordelingen av disse er beregnet som prosent av total pollensum (ΣP) + det aktuelle taxa (X).

Siden antall spektre fra hvert basseng og antall talte pollen i hvert spekter er svært begrenset, er det ikke gjort forsøk på en biostratigrafisk inndeling av diagrammet i pollensoner eller akvatiske miljø-soner. Likevel er opptredenen av treslag-pollen (AP) forsøkt korrelert med Simonsen's (1980) lokale pollen soner (under Tidsrammer kap. 5.3). I tillegg er pollen-opptredenen fra Bu-113 korrelert med Anundsen's (1964) pollendiagram fra samme basseng (under Tidsrammer, kap. 5.3).

Beskrivelsen av hvert diagram er foretatt under avsnittet for Pollenanalyse under Biostratigrafi (kap. 4.2.2 og 4.3.2). Bruken av resultatene fra pollen-analysen til støtte for tolkning av sedimentasjons-miljø er behandlet i kap. 5.1 (Rekonstruksjon av sedimentasjons-miljø).

Foraminifer-analyse

Til støtte under tolkningen av sedimentasjonsmiljø ble det tatt ut prøver for foraminifer-analyse. Særlig i nivåer med lavt innhold av pollen- og diatoméer ville en slik analyse kunne gi nyttig tilleggsinformasjon. Det var også interessant å undersøke muligheten for eventuelle endringer i foraminifer-faunaen i sedimentene, som kunne avspeile eventuelle klimatiske fluktuasjoner og være et hjelpemiddel under korrelasjon. Det er foretatt foraminifer-analyse i alle de 3 bassengene som inngår i dette arbeidet. Materialet er hentet ut fra 110mm-prøver i utvalgte nivåer innenfor hver litologiske enhet. Prøveintervallet var normalt ca. 4 cm såfremt dette falt innenfor én litologisk enhet. Prøveavstanden var derimot noe mer variabel, avhengig av mektigheten på de litologiske enhetene. Det ble lagt vekt på å analysere innholdet av foraminiferer både i antatte ferskvanns- og marine avsetninger basert på tolkninger fra pollen- og diatomé-analysen. Foraminifer-faunaen som er presentert (kap. 4) angir fauna-sammensetningen i hele det oppgitte prøveintervallet pr. volumenhet. Metoden som er fulgt, fra uttak av prøvemateriale, sikting, tyngdeseparering og kvantitative analyser, er utførlig beskrevet i Meldgaard & Knudsen (1979). Metoden vil her bli oppsummert i korte trekk sammen med enkelte tilføyelser.

Hver prøve bestod av ca. 20 cm³ våt-sediment. Prøver med høyt innhold av organisk materiale ble forbehandlet med 10 % hydrogenperoksyd (H₂O₂). Materialet ble deretter våtsiktet i 3 kornstørrelses-fraksjoner; én fraksjon > 1mm, én mellom 0.125 - 1.0mm og én fraksjon mellom 0.063 - 0.125mm. Fin silt og leir (< 63 µm) ble siktet ut og ble ikke tatt vare på. Før hver våtsikting ble hvert sikt (ialt 3 sikter med maskevidde 1.0, 0.125 og

0.063mm) omhyggelig rengjort med en rengjøringsprosedyre som inkluderte behandling med ultralyd-bad. De forskjellige fraksjonene ble tørket i varmeskap ved 60°C natten over. Fraksjonen 0.063 - 0.125 mm ble deretter tyngdeseparert med tetraklorethylen (C_2Cl_4 , egenvekt 1.62 g/cm³), og satt til tørk, klar til kvantitative analyser. Fraksjonene > 1.0mm og 0.125 - 1.0 mm ble ikke tyngdeseparert og disse ble kun sporadisk undersøkt uten å finne foraminiferer. Også den tunge delen etter tyngdesepareringen av 0.063 - 0.125 mm fraksjonen ble sporadisk undersøkt med hensyn på eventuelt innhold av foraminiferer uten å finne noen.

Samtlige foraminifer-skall er funnet i den lette delen av den tyngdeseparerte 0.063 - 0.125 fraksjonen. Analysearbeidet ble utført av Åse Bratten, Geologisk institutt, med en Zeiss stereolupe med forstørrelsene 16X2, 16X4 og 16X8. Dataene er presentert under avsnittet Andre mikrofossiler i kapitlene 4.2.2 og 4.3.2). Bruken av foraminiferer som indikatorer for sedimentasjons-miljø er diskutert under kap. 5.1.

Analyser av vulkansk aske

I et forsøk på å forbedre kronologien ble det tatt ut prøver for å undersøke eventuell opptreden av vulkansk aske. Materialet ble tatt ut fra 110mm-prøver fra 2 (Bu-113 og Vambheim-119) av de 3 bassengene som inngår i dette arbeidet. Ut fra rent visuelle observasjoner av 110mm-prøvene ble det ikke registrert noen nivåer med aske. Likevel ble det utført en analyse med tanke på å identifisere askepartikler på basis av petrografiske og geokjemiske kriterier for eventuelt å kunne knytte dette til kjente vulkanutbrudd. Analysen, både den kvantitative og den geokjemiske delen, ble utført av H. Hafliðason, Geologisk institutt. For å få et grunnlag for kvantitative sammenligninger med andre arbeider ble det tatt ut prøvemateriale med et kjent volum slik at telle-resultatene kunne oppgis i antall askepartikler pr. volumenheter våtsediment. Prøve-intervallet var 3-4 cm fra utvalgte nivåer i 110mm-prøvene. Analysen ble begrenset til den minerogene delen av prøvene. Forsøk på å finne askepartikler i gytjedelen av prøvematerialet ble gitt opp p.g.a. store konsentrasjoner med diatomé-skall.

Resultatene av analysen, både den kvantitative og den geokjemiske, er presentert under avsnittet Vulkansk aske i kapitlene 4.2.1 og 4.3.1. Grunnlaget for bruken av analyseresultatene til kronologisk hjelpemiddel er diskutert under avsnittet Tidsrammer i kap. 5.3.

Kvantitative analyser:

Ca 13 - 18 cm³ våtsediment, avhengig av prøveintervallet, ble tatt ut fra hvert nivå og våtsiktet etter samme prosedyre som beskrevet for foraminifer-analysen. Kornstørrelses-fraksjonene > 1.0mm og < 0.063mm ble ikke undersøkt. Fraksjonen 0.125 - 1.0 mm ble undersøkt uten at det ble funnet askepartikler. Samtlige askepartikler identifisert og talt under denne analysen ble funnet i kornstørrelses-fraksjonen 0.063 - 0.125 mm. Denne fraksjonen ble splittet 2-6 ganger avhengig av material-mengden og spredt jevnt utover et tellebrett på 45 ruter á 1 cm². For å inkludere den delen av

materialet som ble liggende i kanten av tellebrettet utenfor rutene er antall ruter på tellebrettet regnet som 50 under alle beregninger. Mellom 20 og 50 ruter fra hvert tellebrett ble undersøkt for askepartikler. Askepartiklene ble petrografisk bestemt med en Zeiss stereolupe med forstørrelsene 16X2, 16X4 og 16X8 etter kriterier beskrevet av Mangerud *et al.* (1984).

Geokjemiske analyser:

Det ble utført geokjemiske analyser av enkelte håndplukkede askepartikler primært for å bekrefte den petrografiske klassifiseringen. Askepartiklene ble plassert på et prøvestativ og påført en grafitt-coating. Analysen ble utført med et scanning elektronmikroskop (JEOL-6400), koblet til et energi dispersiv spektrometer (TRACOR NORTHERN 5600, serie II) med en akselerator-spenning på 20kV. Prepareringen av tynnslip og prosedyren under kjøringen av de geokjemiske analysene er mer utførlig beskrevet i Hafliðason (1983).

De analyserte oksydene er oppgitt i vektprosent med totalverdien normalisert til 100 % for hver analyse. Askepartiklene har en porøs og ujevn overflate (fig. 4.25), noe som kan medføre økt absorpsjon av røntgenstråler under analysen (Kvamme *et al.*, 1989). Dette medfører økt usikkerhet i prosentverdiene av de enkelte oksyder. Potensielle feilkilder er mer utførlig diskutert i Mangerud *et al.* (1984) og Kvamme *et al.* (1989).

KAPITTEL 4. RESULTATER

4.1 INNLEDNING

De 3 undersøkte bassengene er angitt med lokalitetsnavn sammen med laveste terskelnivå avrundet til nærmeste hele m o.h. (Bu-113, Vambheim-119 og Vambheim-128). Tabell 3 gir en samlet oversikt over noen viktige bassengdata. Fig. 4.1 gir en oversikt over dagens nedslagsfelt for bassengene. Antall 110mm-prøver som er tatt opp fra hvert basseng varierer fra 4 (Bu-113) og helt opp til 9 (Vambheim-119). En skjematisk oversikt over 110mm-prøvene fra de enkelte basseng er vist i figurene 4.5, 4.15 og 4.20, for henholdsvis Bu-113, Vambheim-119 og Vambheim-128.

Sedimentene i bassengene Bu-113 og Vambheim-119 er litostratigrafisk inndelt i formasjons-enheter og lag-enheter på grunnlag av litologiske egenskaper. Inndelingen i formasjoner er gjort fra bunnen og oppover i stratigrafien med den underste enheten som formasjon A, enheten over som formasjon B osv. Hver formasjon er videre inndelt i lag; lag A1 som underste lag tilhørende formasjon A, lag A2 som nest underste lag tilhørende formasjon A osv. En slik inndeling har det praktiske siktemål å gi en forenklet og oversiktlig presentasjon av den sedimentære lagpakken i bassenget. Sedimentene i Vambheim-128 er funnet mest hensiktsmessig kun å inndele i lag-enheter (lag A underst, lag B nest underst osv).

Alle de tre undersøkte bassengene har en markert gytje-overgang i stratigrafien. Under overgangen er det minerogene, tilnærmet sterile sedimenter (glødetap i størrelsesorden 1-3 %), og over består sedimentene av gytje, dy og torv (glødetap >10-100 %). Det er lagt vekt på en lito- og biostratigrafisk undersøkelse av de minerogene sedimentene, samt de organiske sedimentene like over gytje-overgangen.

4.2 BU - 113

Bu-113 befinner seg på 60° 28' N, 6° 50' E (UTM 32VLN812060). Buneset er en vel 1.5 km bred fjellhulle med overflaten ca 115 m o.h. (fig. 4.2 og 4.3). Beliggende på et utstikkende nes har dette bassenget og området omkring en langt mer eksponert posisjon enn bassengene i Ulvik. Bunuten, sør for bassenget, rager over 1000 m o.h., og skaper, med den bratte nordvendte fjellsiden, en lokal skygge-effekt på Bu (fig. 4.2). Fig. 4.4 er et detaljkart over bassenget med bekkeløp, utløpsterskler og sonderingsprofiler inntegnet.

Bassenget har et overflate-areal på ca 75 000 m² og et nedslagsfelt på ca 765 000 m² (fig.4.1). Bassenget er idag helt gjenvokst og kan hydrotopografisk klassifiseres som ombrotroft. Overflaten er dekket av *Sphagnum*-torv bevekst med tuvevegetasjon, hovedsakelig pors. Den laveste utløpsterskelen er i SV, nivellert til

112.9 m o.h. (pkt. 1, fig. 4.4). I tillegg har bassenget to utløpsterskler i N (pkt.ene 2 og 3, fig. 4.4), begge senket etter sprengningsarbeid i nyere tid , og nivellert utfra antatt opprinnelig nivå til 114.6 m o.h.

Til tross for at Bu arealmessig har det største nedslagsfeltet av de 3 undersøkte bassengene er overflatedreneringen inn i bassenget svært beskjeden. Flat og svakt skrånende mark utgjør en stor del av nedslagsfeltet (fig. 4.1), og dagens drenering skjer i all hovedsak gjennom kunstige grøfter. Heller ikke den delen av nedslagsfeltet som utgjøres av den bratte fjellsiden i bakkant av bassenget har noe overflateavrenning av betydning. Hoveddreneringen av smeltevann fra snøleiene på Bunuten og tilstøtende områder skjer i all hovedsak ned Bugjelet og Bjotveitelvi h.h.v. øst og vest for Bu, og svært lite av dette munner ut i Bu-113.

4.2.1 Litostratigrafi BU-113

Bassengstratigrafi

Fig. 4.6 viser en oversikt over stratigrafien på Bu-113. Sonderingsprofilene er inntegnet på detaljkartet fig. 4.4. Bassenget er på sitt dypeste nesten 8 m fra overflaten og ned til fjell. Bunntopografien i bassenget er svært ujevn, med de dypeste deler formet som et trau i NØ.

Det ble prøvetatt fra inntil 7 m's dyp, hvorav de minerogene sedimentene i bunnen utgjør ca 2,5 m. Løsmassene like over fjell (markert som hvite felt i bassengprofilene) var ugjennomtrengelige for prøvetakerutstyret. Disse massene er enten svært kompakte og/eller svært grovkornete. Uttørking gjennom et nettverk av grøfter og dreneringsrør kan være en årsak til at den sydlige delen av bassenget (omtrent fra posisjon 150 - 350 m i profil A-A'-A'' og fra posisjon 150 - 250 m i profil B-B') var kompakt og svært vanskelig å ta prøver ifra. Forøvrig er det antatt at de ugjennomtrengelige løsmassene i bunn i hovedsak består av morene.

Sedimentene like over er karakterisert som forstyrrete. Sedimentene fremtrer i russerprøvene her med hyppige, og ofte motsatt hellende skråkontakter. I 110 mm prøvene fremtrer sedimentene foldet og inneholder klaster av sedimenter fra andre lag. Det første tilsynelatende uforstyrrete laget over består av homogen sandig silt. Overgangen fra de underliggende forstyrrete sedimentene er skarp. Laget, som stratigrafisk korresponderer med lag A1 i formasjon A i 110 mm prøvene (fig.4.7), kan følges gjennom hele den sentrale delen av bassenget. Det varierer i mektighet fra ca 10 cm til nesten 70 cm i de dypeste delene av bassenget. Laget over består av sandig silt med spredt opptreden av grus. Stratigrafisk korresponderer dette med lag A2 i formasjon A i 110 mm prøvene. Dette laget har omtrent samme utbredelse som lag A1, men har generelt noe større mektighet, varierende fra 40 til 60 cm.

På flankene av den trauformete delen av bassenget kan et sandlag på 10-15 cm's tykkelse (posisjon 40-60 m i profil A-A'-A'', og posisjon 75-90 m og 120-145 m i profil B-B') følges nesten helt inn mot de dypeste deler av bassenget. Sandlaget korresponderer stratigrafisk med lag B1 i formasjon B i 110 mm prøvene.

Enheden over består av vekslende lag med sand og silt sammen med enkelte grushorisonter. Fra stratigrafien i 110 mm prøvene tilsvare denne enheten lag B2 i formasjon B og lagene tilhørende formasjon C og D. For oversiktens skyld er lagene i enheten gitt en felles signatur på profilene.

Overgangen fra minerogene sedimenter til gytje er skarp. Sentralt i bassenget er det et 10 til 30 cm tykt lag med fin-detritus gytje. Stratigrafisk tilsvare dette lag E1 i 110 mm prøvene. Langs sidene av bassenget mangler det fin-detrittiske gytjelaget og de minerogene sedimentene er direkte overlageret av grov-detrittisk gytje. Sentralt i bassenget er den fin-detrittiske gytjen overlageret av grov-detritus gytje. Overgangen er glidende og var ofte vanskelig å trekke. Karakteristisk for den grov-detrittiske gytjen er et høyt innhold av lyse plantefibre, noe som lettet identifiseringen og den laterale korrelasjonen i bassenget. Mektigheten av den grov-detrittiske gytjen varierer fra ca 20 cm til 80 cm. Over gytjen ligger det sentralt i bassenget en horisont med 10-50 cm tykk brunsvart dy. Laget med dy lot seg ikke følge helt ut til sidene av bassenget, og den grov-detrittiske gytjen fortsetter her uavbrutt oppover uten eller med et lavt innhold av de karakteristiske lyse plantefibrene. Sentralt i bassenget er det en skarp overgang fra laget med dy til en grov-detrittisk gytje over. Det øvre laget med grov-detritus gytje har langt færre lyse plantefibre enn gytje-laget under. Over gytjen ligger *Sphagnum*-torv. *Sphagnum*-torven inneholder flere stubbelag (jfr. fig.4.6) og er rik på svarte kullhorisonter.

Litologi

Fig.4.7 er basert på kjernene III og IV (fig.4.5). Over lag E1 er det organiske sedimenter (fig. 5.1) med grov-detritus gytje over og *Sphagnum* torv øverst. Dypene referer til cm fra overflaten. Hvor det ikke er spesielt nevnt er det en jevn overgang mellom de enkelte lagene.

<u>Dyp(cm)</u>	<u>Formasjon</u>	<u>Lag</u>	<u>Beskrivelse</u>
360-373	E	E1	Fin detritus gytje. Brunsvart
373-376	D	D2	Gytjig sandig silt med spredt opptreden av grus. Olivengrå.
376-385		D1	Grov sand med grus. Grå.
385-393	C	C3	Grusig silt. Grå.
393-413		C2	Sandig silt. Mørk grå. Skarp nedre grense.
413-421		C1	Grov sand med spredt opptreden av grus. Grus opp mot > 3cm Ø. Grå. Skarp nedre grense.
421-428	B	B3	Sandig silt med grus. Mørk grønngrå. Skarp nedre grense.
428-450		B2	Sandig silt. Innholdet av sand er økende oppover. Mørk grønngrå.

450-460		B1	Sand med grus. Oppfining fra grov sand til fin sand. Innholdet av grus er avtagende oppover. Grønngrå. Skarp nedre grense.
460-486	A	A2	Sandig silt med grus. Homogen. Mørk grønngrå.
486-512		A1	Sandig silt. Homogen. Mørk blågrå.
512-614	Forstyrret		Grovlaminert fin sand og sandig silt. Foldestrukturer. Intraklaster. Kompakt enhet.

Glødetap & TOK

Figur 4.7 viser glødetap og innhold av organisk karbon (fra TOK-analysen) for Bu-113. Glødetapskurven er også vist i fig. 5.1.

Overgangen til gytje (formasjon D) vises ved den kraftige stigningen i glødetap. Under gytjeovergangen er det kun små utslag i glødetapskurven. De små utslagene er likevel reelle endringer i glødetap ettersom de underbygges av flere etterfølgende punkter (fig. 4.7). Kurven for organisk karbon har omtrent samme forløp, men med lavere absolutt-verdier. Sammenhengen mellom litologi, diatoméer, glødetap og organisk karbon er diskutert under Diskusjons-kapittelet. En forsøksvis korrelasjon mellom glødetapskurvene for de undersøkte bassengene er vist og diskutert under kapittel 5.2.

Vulkansk aske

Alle funn av askekorn er gjort i fraksjonen 0.125 - 0.063 mm. Opptreden av aske i 110 mm prøvene er vist i fig.4.23. Det er utelukkende funnet fargeløse, transparente askekorn. Kornene opptre som tynne, avlange fragmenter med tre eller firevingede tverrsnitt, eller som svakt kurvede, plateformede fragmenter. Overflaten av kornene bærer tydelige preg av forvitring (fig.4.25). Morfologisk er askekornene i overensstemmelse med beskrivelsen av den lyse, rhyolittiske fraksjonen av Vedde-aske, slik den er beskrevet i Mangerud *et al.* (1984). Det ble ikke funnet askekorn av den mørke, basaltiske typen som er den andre av de to hovedgruppene askekorn i Vedde-asken.

Resultatene av de geokjemiske analysene er vist i tabell 4. Alle de analyserte askekornene har en rhyolittisk sammensetning med et SiO₂ -innhold over 72 %. Sammenlignet med gjennomsnittsverdiene for Vedde-aske (tabell 5) viste analysene av askekornene fra prøvedyp 423 (tabell 4) et lavt innhold av elementene CaO, K₂O og FeO* (=FeO+Fe₂O₃). Analysene av askekorn fra prøvedyp 484 viser en mer typisk Vedde-sammensetning. Likevel kan en med rimelig sikkerhet fastslå at alle de analyserte askekornene tilsvarer den rhyolittiske fraksjonen av Vedde-aske. Den geokjemiske analysen bekrefter dermed den morfologiske klassifiseringen. Anomalien i noen av de geokjemiske analysene kan skyldes lekkasjer av elementer under forvitringen av askekorn. Eksperimentelle studier av omdanning av både rhyolittisk og

basaltisk glass har vist en betydelig mobilisering av alle komponentene i glass (f.eks. Petit *et al.*, 1990). Graden av mobilisering er betinget av bl.a. pH-verdien i miljøet. Bruken av scanning elektronmikroskop til geokjemisk analyse medfører også en usikkerhet med hensyn til elementenes fordeling i vektprosent (se under Analyser av vulkansk aske i kap. 3).

Konsentrasjonen av aske er svært lav. Det er funnet askekorn i alle de undersøkte nivåene med unntak av prøven helt i bunnen (prøvedyp 500). Det er ingen utpregede topper i fordelingen av askekorn som kan avgrenses som et eget askelag, men snarere en jevn spredning med flere mindre topper. Toppene ser ut til å opptre i de mest finkornete lagene (lagene A2, B2 og C2), med en maksimum på noe over 30 korn/cm³ i lag C2. Dette er en faktor 10²-10³ lavere konsentrasjon enn f. eks. asketoppen fra Lerstadvatnet i Ålesunds-regionen (Mangerud *et al.*, 1984). Likevel er konsentrasjonen av askepartikler markert høyere for Bu-113 enn for Vambheim-119 (fig.4.23).

Bruken av askeanalysen som kronologisk hjelpemiddel er diskutert under avsnittet Tidsrammer i kap. 5.3.

4.2.2 Biostratigrafi Bu-113

Diatoméer

Forekomsten av diatoméer er vist i diatomé-diagrammet for Bu-113 (se vedlegg). I tillegg er diatoméene fordelt gruppevis etter Hustedt's (1957) halobien-system i tabeller foran beskrivelsen av hver diatomésone. Tabellene viser fordelingen av arter i hvert spekter (antall taxa) og prosentvis opptreden i hver halobien-gruppe beregnet utfra totalsum (ΣD). En gjennomsnittlig prosentvis fordeling er beregnet på basis av spektrene som inngår i diatomé-sonen. Fordelingen er grafisk fremstilt i fig. 4.8.

Bu-113 er inndelt i 6 diatomé-soner (se vedlagt diatomé-diagram for Bu-113). Hver diatomé-sone er definert på grunnlag av de mest dominerende artene (>10%) (Pienitz *et al.* 1991). Diatomé-sonene er benevnt med romertall (Diatomésone I i bunn). De nederste spektrene (spekter nr. 24-35) er tomme for diatoméer og er ikke inkludert i sone-inndelingen.

Hustedt's (1957) halobien-system er gjengitt i kap.3 (under Diatomé-analyse) sammen med Simonsen's (1962) utvidede system basert på artenes toleransegrenser. En samlet vurdering av sedimentasjons-miljø basert på det totale mikrofossil-innholdet er diskutert i kap.5.1.

Diatomé-soner

Dyp: 421-442 cm

Spektre: 17-23 (totalt 7)

Fordeling i halobien-systemet:

Spekter nr:	17		18		19		20		21		22		23		Gj.snitt %
	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	
Polyhalobe	4	50	4	50	3	66.7	2	76.5	3	60.9	2	63.6	3	76.3	63.4
Mesohalobe	-	-	-	-	-	-	-	-	1	4.4	-	-	-	-	0.6
Oligo-indiff	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	2.6	0.4
Oligo-halofil	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Halofob	3	16.7	3	20	3	25	-	-	1	13	-	-	2	10.5	12.2
Ukjent halobien	2	33.3	4	30	1	8.3	1	23.5	3	21.7	2	36.4	2	10.5	23.4

Konsentrasjonen av diatoméskall er gjennom hele sonen svært lav. Skallene bærer tydelig preg av korrosjon (fig. 4.26). De sarte, tynne delene av skallene er forsvunnet og bare de mest silifiserte og robuste skallkomponentene, slik som raphe-systemet, aksial- og sentralområdet, er bevart.

Det ble ialt identifisert 13 arter i sonen, hvorav *Trachyneis aspera* er dominerende med over 50 % representasjon i nedre del av sonen. Opptreden av *T. aspera* når et maksimum ved 431 cm's dyp (spekter 20) med over 70 %, og avtar deretter gradvis oppover i sonen. På grunn av dens robuste karakter er denne arten betydelig mer resistent mot korrosjon og mekanisk slitasje enn andre former. Dette innebærer at *T. aspera* trolig er overrepresentert i sedimentet i forhold til den opprinnelige diatomé-sammensetningen i vannsøylen (f.eks Schrader 1972). *T. aspera* er av Simonsen (1962) karakterisert som polyhalob, meioeuryhalin med optimum ved salinitet over 30 ‰, og med salinitetstoleranse avgrenset mellom 35 og 17 ‰. Artens habitat-type (livsform) er karakterisert som tycho planktonisk, dvs. at den kan leve både planktonisk og periphytisk (= ikke-planktoniske former som lever på eller i ulike substrater i den fotiske sonen av vannsøylen). I periphytisk form lever *T. aspera* på sedimentoverflaten (epipelisk) i strandsonen (Round *et al.* 1990). Ifølge Hendeby (1964) er arten vanlig i Nordsjøen idag.

Diploneis bombus er også fremtredende og jevnt representert i sonen. Hustedt (1957) karakteriserer *D. bombus* som mesohalob, mens Simonsen (1962) karakteriserer arten som polyhalob, meio- til mesoeuryhalin, dvs. at arten har et optimum ved salinitet over 30 ‰, men med en salinitetstoleranse mellom 35 og 8 ‰. Mer sporadisk, avgrenset til enkelte spektre, opptrer *Diploneis didyma* og *Navicula latissima*, begge plassert under gruppen for polyhalobe. *Diploneis didyma* er av Hustedt (1957) karakterisert som mesohalob og av Simonsen (1962) som mesohalob, euryhalin, dvs. en svært tolerant art som kan opptre ved salinitet fra 30 og helt ned

til 0.2‰. Werff og Huls (1976) betegner *D. didyma* som en marin-brakk art med salinitetsoptimum mellom 30-18‰ og Pienitz *et al.* (1991) har i sitt arbeide betegnet arten som polyhalob. Artens habitat er karakterisert som epipelisk (lever på sedimentoverflaten i strandsonen) (Round *et al.*, 1990).

Sonen har også innslag av fragmenter av ferskvannsformer, bl. a. *Frustulia rhomboides* var. *saxonica* og *Brachysira brebissonii* fo. *brebissonii*, begge karakterisert som halofobe. Opptredenen av disse ferskvannsformene i spektrene indikerer innslag av innvasket, alloktont materiale. I de to øverste spektrene i sonen (spekter 17 og 18) forekommer også de halofobe artene *Eunotia incisa*, *Fragilaria virescens* og *Tabellaria flocculosa*.

På grunn av høy fragmenteringsgrad som følge av korrosjon og mekanisk slitasje er en stor andel av individene kun identifisert til slektsnivå (f.eks. *Amphora* sp. og *Diploneis* sp.)

Til tross for et lavt antall individer totalt og en sannsynlig overrepresentasjon av *T. aspera* indikerer likevel den markerte opptreden av denne arten, sammen med de øvrige polyhalobe artene, marine forhold. En begynnende svak økning i ferskvannsformer øverst i sonen (spektrene 17 og 18) kan knyttes til oppferskning av bassenget forut for basseng-isolasjonen. De to øverste spektrene sammenfaller også med den litologiske overgangen fra lag B2 (sandig silt) til lag B3 (sandig silt m/grus). Ser en bort fra *T. aspera* med sitt bimodale (tychoplanktoniske) habitat, indikerer de øvrige diatoméene (utelukkende perifytiske, ikke-planktoniske former) typisk strandsonemiljø med sedimenter avsatt over fotisk sone.

Diatomé-sone II

Dyp: 409-421 cm

Spektr: 14-16 (totalt 3)

Fordeling i halobien-systemet:

Spekter:	14		15		16		Gj.snitt %
	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	
Polyhalobe	-	-	-	-	-	-	-
Mesohalobe	-	-	-	-	-	-	-
Oligo-indiff	2	15.4	3	10.6	14	26.8	17.6
Oligo-halofil	-	-	-	-	-	-	-
Halofob	3	61.5	7	72.3	9	60.6	64.8
Ukjent halobian	2	23.1	2	17.1	4	12.6	17.6

Med unntak av det øverste spekteret (spekter 14) er konsentrasjonen av diatomé-skall noe høyere i diatomé-sone II sammenlignet med diatomé-sone I (vurdert etter skjønn). Det nederste spekteret (spekter 16) er det klart mest arts- og individrike

spekteret i sonen. Tallet på intakte, hele diatomé-skall er generelt betydelig høyere i sone II sammenlignet med diatomé-sone I.

De marine formene forsvinner brått og overtas helt av ferskvannsformer ved overgangen fra diatomé-sone I til diatomé-sone II. Diatomé-sone II domineres av de halofobe artene *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*, *Tabellaria flocculosa* og *Eunotia incisa*. *F. rhomboides* var. *saxonica* har en opptreden på over 20% gjennom hele sonen og når et maksimum ved 411 cm (spekter 14) med nesten 40%. Arten er karakterisert som en perifytisk (ikke-planktonisk) form, og opptrer på sedimentoverflaten (epipelisk) eller løselig knyttet til høyere planter (Round *et al.*, 1990). Ingmar (1973) betegner *F. rhomboides* var. *saxonica* som en pionér-art i sure, oligotrofe vatn. Et surt miljø er også indikert ved opptredenen av *Tabellaria flocculosa*, *Eunotia exigua* var. *exigua* og *Navicula subtilissima* (f.eks. Schroeder, 1939). I de to nederste spektrene i sonen opptrer *Cymbella lunata* og *Brachysira brebissonii* fo. *brebissonii*, som er typiske kaldtvannsformer (Patrick & Reimer, 1966). Planktoniske former, representert i sone II kun ved noen få eksemplarer av *Fragilaria virescens*, er generelt lite fremtredende under oligotrofe forhold (Schroeder, 1939).

Diatomé-sammensetningen i sone II indikerer et surt, oligotroft ferskvannsmiljø. Den dominerende opptreden av halofobe arter vitner om lavsaline forhold (< 0.2‰ S) og indikerer et vatn godt avskjernet fra saltvannskilder som sjøsprøyt, tidevann o.l.

Diatomé-sone III

Dyp: 385-409 cm

Spektre: 7-13 (totalt 7)

Fordeling i halobien-systemet:

	Spektre 7		8		9		10		11		12		13		Gj.snitt %
	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	
Polyhalob	4	87.5	3	61.1	3	65.2	3	83.3	2	77.8	2	22.7	2	27.8	60.8
Mesohalob	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Oligo-indiff	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	18.2	2	5.6	3.4
Oligo-halofil	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Halofob	-	-	1	5.6	-	-	-	-	-	-	6	38.6	7	58.3	14.6
Ukjent halobian	2	12.5	1	33.3	3	34.8	2	16.7	2	22.2	5	20.5	2	8.3	21.2

Overgangen fra diatomé-sone II til diatomé-sone III er definert på grunnlag av første gangs opptreden av marine former. Konsentrasjonen av diatoméskall er markert

lavere i sone III sammenlignet med sone II, og omtrent lik sone I (skjønnsmessig vurdert). Skallene i sone III bærer tydelig preg av korrosjon og mekanisk slitasje.

Diatomé-sone III er karakterisert ved gjeninntreden av de marine formene *Trachyneis aspera*, *Navicula latissima*, *Diploneis didyma* og *D. bombus*, forøvrig de samme som dominerer diatomé-sone I. Igjen er det den polyhalobe, tychoplanktoniske arten *Trachyneis aspera* som dominerer i spektrene, med en topp på over 60% i intervallet mellom 399 og 403 cm (spektrene 10 og 11). Den markerte opptredenen av denne arten i sone III kan, som i diatomé-sone I, delvis forklares utfra dens robuste skall-struktur (er nærmere behandlet under beskrivelsen av diatomé-sone I). Sone III inneholder også en høy andel skall-fragmenter tilhørende slektene *Diploneis* sp. og *Amphora* sp.

Innslaget av ferskvannsformer er i de to nederste spektrene (spekter 12 og 13) høyt, men avtar raskt oppover og er helt forsvunnet ved 403 cm (spekter 11). Det er de samme halofobe artene som også dominerer diatomé-sone II og som er i rask tilbakegang i sone III; *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*, *Tabellaria flocculosa* og *Eunotia incisa*. Tilbakegangen bekrefter tendensen mot økt marin innflytelse i sone III. Øverst i sonen (391cm) inntreer påny noen få eksemplarer av *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*, men forøvrig dominerer de marine formene i sonen helt opp til og med 387 cm (spekter 7).

Diatomé-sammensetningen er betegnende for et marint strandsone-miljø.

Diatomé-sone IV

Dyp: 376-385 cm

Spektre: 5-6 (totalt 2)

Fordeling i halobien-systemet:

Spektre	5		6		Gj.snitt %
	Taxa	%	Taxa	%	
Polyhalob	1	0.3	-	-	0.2
Mesohalob	-	-	-	-	-
Oligo-indiff	20	23.7	15	20.8	22.2
Oligo-halofil	-	-	-	-	-
Halofob	10	67.3	9	64	65.7
Ukjent halobien	4	8.7	8	15.2	11.9

Diatomé-sone IV er karakterisert ved gjeninntreden av ferskvannsformer. Tallet på intakte, hele diatomé-skall er høyere sammenlignet med de foregående diatomé-sonene. Opptredenen av marine former går dramatisk ned fra spekter 7 (diatomé-sone III) til spekter 6 (diatomé-sone IV).

Diatomé-sone IV er betydelig mer artsrik enn noen av de foregående diatomésonene. Sonen domineres av de halofobe artene *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*, *Tabellaria flocculosa* og *Eunotia incisa*. Disse artene har, sammen med *Navicula subtilissima* og *Eunotia exigua* var. *exigua*, optimum under sure, oligotrofe betingelser (Schroeder, 1939; Ingmar, 1973). De oligohalobe-indifferente artene *Epithemia sorex* var. *sorex* og *Stauroneis phoenicenteron* var. *phoenicenteron*, i tillegg til flere arter tilhørende slektene *Eunotia* sp. og *Fragilaria* sp., opptrer for første gang i sone IV. Kaldtvannsfremene *Cymbella lunata* og *Brachysira brebissonii* fo. *brebissonii* (Patrick & Reimer, 1966) returnerer i sone IV, men utgjør mindre enn 10% av total-sammensetningen.

Sone IV har også et innslag av rene planktoniske former, først og fremst representert ved *Fragilaria construens* var. *construens* og *F. virescens*. I tillegg kan *Tabellaria flocculosa*, med sitt bimodale, tychoplanktoniske habitat, opptre både som planktonisk form og som periphytisk (ikke-planktonisk) form (Round *et al.*, 1990). Sesongvis omrøring av vannmassene (vår og høst omrøring), best utviklet i en dyp innsjø med store åpne vannflater, favoriserer oppblomstringen av planktoniske diatoméer (Patrick & Reimer, 1966).

En sammensetning dominert av oligotrofe former, men óg med innslag av mer næringskrevende arter som *Epithemia sorex* var. *sorex* (eutrof), *Stauroneis phoenicenteron* var. *phoenicenteron* (mesotrof), *Fragilaria construens* var. *construens* (meso-eutrof) og *F. virescens* (meso-eutrof) indikerer et surt, meso- til oligotroft ferskvannsmiljø i sone IV. Dominansen av halofobe arter vitner om lavsaline forhold (< 0.2 ‰ S).

Diatomé-sone V

Dyp: 374-376 cm

Spektre: 4 (1 spekter)

Fordeling i halobien-systemet:

Spekter	4	
	Taxa	%
Polyhalob	1	5.9
Mesohalob	2	1.9
Oligo-indiff	21	77.1
Oligo-halofil	2	7.2
Halofob	3	1.6
Ukjent halobien	10	6.3

Diatomé-sone V er definert på basis av kun ett spekter. Spekter 4 er til gjengjeld det mest artsrike av alle de undersøkte spektrene fra Bu-113, med 39 ulike arter.

Diatomé-sone V er rikt på intakte, hele diatomé-skall.

Sonen domineres av oligohalobe-indifferente former, og da i første rekke *Cocconeis placentula* var. *placentula*, som utgjør over 40% av diatomé-sammensetningen. Denne arten er av Simonsen (1962) karakterisert som oligohalob, pleioeuryhalin, dvs. en svært tolerant art som kan opptre ved salinitet mellom 0 og 20‰. *C. placentula* var. *placentula* har et epifytisk habitat (=lever på makroalger og høyere planter) med optimum under alkaline, eutrofe forhold (Hustedt, 1957; deWolf, 1982). Opptredenen av de oligohalobe-indifferente *Epithemia adnata* var. *adnata* og *E. sorex* var. *sorex* (begge alkalibionte, opptrer utelukkende ved pH >7) vitner også om alkaline forhold.

Den polyhalobe *Nitzschia punctata* var. *apiculata* og de oligohalobe-halofile *Navicula cari* var. *cincta* og *N. halophila* fo. *halophila* opptre for første gang i sone V. *Nitzschia punctata* var. *apiculata* er av Simonsen (1962) betegnet som polyhalob, mesoeuryhalin med salinitetstoleranse mellom 35 og 8‰. Ifølge Florin (1984) tilhører *N. punctata* den såkalte Clypeus-floraen som er karakteristisk for grunne sjøbukter. *Navicula cari* var. *cincta* (synonym med *Navicula cincta*) er karakterisert som oligohalob-halofil, pleio- til holoeuryhalin med optimum under svakt brakkvann, men er ekstremt tolerant og kan generelt opptre under alle salinitetsforhold.

De halofobe artene *Frustulia rhomboides* var. *saxonica* og *Tabellaria flocculosa*, og den oligohalobe-indifferente *Cymbella lunata* går kraftig tilbake i sone V. Felles for disse er at de har optimum ved lav pH og oligotrofe næringsbetingelser.

En typisk brakkvannssamensetning består, ifølge Patrick & Reimer (1966), hovedsaklig av euhalobe (marine, tolerante arter) og oligohalobe arter. Den utpregede forekomsten av oligohalobe (både indifferente og halofile) former, sammen med salinitetstolerante polyhalobe og mesohalobe former indikerer brakkvannsforhold i diatomé-sone V.

Diatomé-sone VI

Dyp: 363-374 cm

Spektre: 1-3 (totalt 3)

Fordeling i halobien-systemet:

Spekter	1		2		3		Gj.snitt %
	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	
Polyhalob	-	-	-	-	1	0.6	0.2
Mesohalob	-	-	-	-	-	-	-
Oligo-indiff	16	67.8	24	68.1	20	94.2	76.7
Oligo-halofil	-	-	-	-	-	-	-
Halofob	9	24	5	22.3	4	2.3	16.2
Ukjent halobien	8	8.2	6	9.6	7	2.9	6.9

Diatomé-sone VI har den høyeste konsentrasjonen av diatomé-skall (vurdert etter skjønn) sammenlignet med de øvrige diatomé-sonene i Bu-113. Likevel er artsrikdommen lavere sammenlignet med diatomé-sone V. Tallet på intakte, hele skall er høyt.

Diatomé-sone VI er, som sone V, dominert av oligohalobe-indifferente arter. De mesohalobe og oligohalobe-halofile artene er helt forsvunnet, og innslaget av halofobe arter, først og fremst *Tabellaria flocculosa* og *Fragilaria virescens*, er jevnt økende oppover i sone VI. Den oligohalobe-indifferente *Cocconeis placentula var. placentula* dominerer i bunn av sonen (> 38 % i spekter 3), men er i tilbakegang fra diatomé-sone V og avtar raskt oppover i sone VI.

Fragilaria sp. er i diatomé-sone VI for første gang fremtredende i spektrene. Den oligohalobe-indifferente *Fragilaria construens var. construens* øker kraftig øverst i sonen og utgjør over 40 % av diatomé-sammensetningen ved 363 cm (spekter 1). Også den halofobe *Fragilaria virescens* returnerer i sone VI etter den kraftige tilbakegangen i sone V. Begge artene er alkalifile, har et planktonisk habitat, og meso-til eutrofe næringsbetingelser (deWolf, 1982).

Diatomé-sammensetningen i sone VI vitner om ferskvannsmiljø, men gir ikke noe entydig bilde av næringsbetingelser eller pH- spektrum.

Pollen

Pollen-analysen i den øvre, organiske delen av stratigrafien i Bu-113 er utført og beskrevet av Anundsen (1964) (fig.2.12). Et kort resymé av dette analysearbeidet er tatt med nedenfor, sammen med beskrivelsen av egne resultater, for å få en samlet beskrivelse av pollensammensetningen og vegetasjonsutviklingen for Bu-113. Forøvrig henvises det til en generell beskrivelse av vegetasjonshistorien i indre Hardanger i kap. 2 (under Holocene vegetasjons- og klimautvikling).

Anundsen (1964) har foretatt en inndeling i pollensoner etter Jessen (1935), der sonene IV-IX representerer perioden Preboreal-Subatlantikum. Høye *Betula*- og NAP (non-arboreal pollen)-verdier karakteriserer nedre del av diagrammet (sone IV) og er antatt å representere Preboreal kronosone. Overgangen til Boreal (sone V) er satt ved *Pinus*- og *Corylus* -oppgangen (ved 2.5 m's dyp, fig. 2.12). Pollen-sonene V-VII (korrelert med kronosonene Boreal-Atlantikum) er ikke skilt ut som egne soner i diagrammet, men samlet basert på en generell økning i *Alnus*-verdiene. Grensen Atlantikum (sone VII)-Subboreal (sone VIII) er satt ved den kraftige økningen i *Alnus* og *Tilia* midtveis i diagrammet. Verdiene for eikeblandingsskogen (QM) er jevnt stigende og når et maksimum ved overgangen til sone IX (korrelert til Subatlantikum kronosone). I sone IX går QM-verdien og verdiene for *Corylus* og *Alnus* tilbake samtidig som NAP-verdiene øker.

Pollen fra den nedre, minerogene delen av stratigrafien i Bu-113, som altså er fra egne undersøkelser, er vist i fig. 4.9. På grunn av generelt lav pollen-sum og tildels stor avstand mellom de undersøkte spektrene er det ikke gjort noen forsøk på en inndeling av den nedre delen i lokale pollen-soner.

De to nederste spektrene 491 og 453 (tallene refererer til dyp i cm fra overflaten) er enten tomme eller ekstremt pollen-fattige. Pollen-spektrene 428, 423 og 415 domineres av *Betula* og med NAP-verdier mellom 17-37 %. *Alnus* og *Corylus* opptrer for første gang i spekter 415. Spektrene like ovenfor (399 og 387) representerer et nytt tomt eller pollen-fattig intervall. Høye AP (arboreal pollen)-verdier (> 90 %), hovedsaklig *Betula* og *Alnus*, karakteriserer spekter 383. De to øverste spektrene (375 og 371) domineres av *Betula* og jevnt stigende NAP-verdier. *Pinus* er representert med lave verdier gjennom hele den nedre del av stratigrafien.

Høye *Betula* -verdier og jevnt stigende NAP-verdier karakteriserer også de nederste spektrene i sone IV i pollen diagrammet til Anundsen (1964) (fig. 2.12). Overgangen ved 3m's dyp (fig. 2.12), beskrevet av Anundsen (1964) som overgangen fra sandig leirgytje til fin-detritus gytje, samsvarer dermed pollen-analytisk til overgangen fra lag D2 (betegnet som gytjig, sandig silt, fig. 4.9) til lag E1 (fin-detritus gytje).

En forsøksvis korrelasjon med pollen-opptredenen fra Vambheim-119 og med Simonsen's (1980) lokale pollensoner er diskutert under Tidsrammer i kap. 5.3. Opptredenen av akvatiske pollen, sporer og alger er beskrevet i dette kapittelet under Andre mikrofosser.

Andre mikrofosser

Avsnittet omhandler opptredenen av akvatiske pollen, sporer, alger, dinoflagellat cyster og foraminiferer i Bu-113. En samlet oversikt over opptredenen av mikrofosser er vist i fig. 4.8. Opptredenen av foraminiferer er også er gjengitt i tabell 6.

Akvatiske pollen, sporer, alger og dinoflagellat cyster inngår som en del av pollen-analysen med de samme spektrene som i denne. De nederste (pollen-)spektrene 491 og 453 (dyp i cm fra overflaten) er tomme eller ekstremt fossilfattige. I spekter 428 opptrer dinoflagellat cyster sammen med karsporeplanten *Polypodiaceae*. Dinoflagellat cystene dominerer og utgjør 80 % av sammensetningen. Opptredenen av både dinoflagellat cyster og karsporeplanter går markert tilbake i spektrene 423 og 415, men i spektrene 399 og 387 er det påny en kraftig økning i dinoflagellat cyster (h.h.v. 85.7% og 93.2%). Dinoflagellat cystene forsvinner helt i spekter 383, men returnerer igjen i spekter 375 (36.4%). Grønnalgen *Pediastrum* opptrer for første gang i spekter 375 og utgjør i overkant av 10% av sammensetningen. I spekter 371 er dinoflagellat cystene helt forsvunnet samtidig som *Pediastrum* viser en klar dominans (> 75%). Også grønnalgen *Botryococcus* fremtrer i spekter 371. Vannplantene, først og fremst *Myriophyllum*, opptrer óg for første gang i spekter

371. *Myriophyllum* er også fremtredende blant vannplantene i det nederste spekteret i pollendiagrammet til Anundsen (1964).

Opptredenen av foraminiferer er gjennomgående svært lav i 110 mm prøvene (oppgitt som antall individer pr. cm³ sediment i fig. 4.8). Med unntak av dybdeintervallene 3.73-3.80 m og 4.35-4.39 m er sedimentene tomme eller tilnærmevis tomme for foraminiferer. I intervallet 4.35-4.39 m opptrer de planktoniske formene *Neoglobigerina pachyderma* (sin.), *Globigerina quinqueloba* og *G. bulloides*. *N. pachyderma* (sin.), som dominerer intervallet, er en polar art som opptrer i vanntemperaturer < 10° C, og utgjør mer enn 95% av fauna-sammensetningen ved sommer-temperaturer < 5°C (Bé & Tolderlund, 1971; Kellogg, 1980). *G. quinqueloba* og *G. bulloides* karakteriseres som subpolare arter. Det er de samme artene, med tillegg av *N. pachyderma* (dex.), som også dominerer intervallet 3.76-3.80 m. Også *N. pachyderma* (dex.) karakteriseres som en subpolar art. I det øverste intervallet (3.73-3.76m) opptrer *N. pachyderma* (sin.) og *G. quinqueloba* og ett eksemplar av den bentiske *Cibicides lobatulus*.

I prøve-intervallene 4.85-4.88, 4.73-4.77, 4.17-4.21 og 4.13-4.17 m er det kun funnet en svært lav opptreden hovedsaklig av bentiske foraminiferer (jfr. tabell 6).

En diskusjon om sedimentasjons-miljø i Bu-113, basert mikrofossil-innholdet er utført under kap. 5.1.1.

4.2.3 Dateringer

Oversikt over ¹⁴C-dateringer fra Bu-113:

<u>Dyp (m)</u>	<u>Materiale</u>	<u>Lab.ref.</u>	<u>Datering</u>	<u>δ¹³C ‰</u>	<u>Kommentar</u>
3.69-.72	Fin-detritus gytje	T-9619A	9665±125	-25.5	Konvensjonell datering av lutløselig fraksjon
3.73-.75	Gytjig, sandig silt	Ua-2586	10065±125	-	Aksellerator datering av lutløselig fraksjon
3.83-.85	Plante-fragmenter	TUa-415	9550±110	-27.7*	Aksellerator datering av lutløselig fraksjon
4.13-.15	Plante-fragmenter	TUa-416	7595±80	-27.7*	Aksellerator datering av lutløselig fraksjon

Alle prøver er hentet ut fra kjerne III (fig. 4.5). Dateringene refererer til ^{14}C alder før nåtid (AD 1950). De to førstnevnte dateringene (T-9619A og Ua-2586) er av sedimentskiver med henholdsvis 3 og 2 cm's tykkelse. Prøvene med referanse-numrene TUa-415 og TUa-416 er dateringer av plantefragmenter som er siktet ut fra 2 cm's tykke sedimentskiver. De små plantefragmentene lot seg ikke identifisere. Inverteringen i ^{14}C aldre av disse plantefragmentene med økende dyp indikerer forurensing av ungt karbon, og fragmentene er sannsynligvis rester av nedtrengende planterøtter.

$\delta^{13}\text{C}$ -verdiene merket med *, er ikke målte, men antatte verdier slik de er oppgitt fra ^{14}C -laboratoriet. Det er ikke oppgitt $\delta^{13}\text{C}$ -verdien på datering Ua-2586.

Bruken av ^{14}C -dateringene er diskutert i kapitlene 5.2 og 5.3.

4.3 VAMBHEIM-119

Vambheim-119 befinner seg på 60° 34' N, 6° 55' E (UTM 32VLN848157). Bassenget ligger på vestsiden av Ulvikpollen, i ly av Ryvaneset, langs en vid nord-øst vendt dalside (fig. 4.1 og fig. 4.11). Figur 4.14 er et detaljkart over bassenget med bekkeløp, utløpsterskler og sonderingsprofiler inntegnet. Bassenget har et overflateareal på ca 7500 m² og et nedslagsfelt i overkant av 200 000 m² (fig. 4.1).

Det laveste terskelutløpet er antatt å ligge i den nordøstlige enden av profil A-A' (pkt. 1 i fig. 4.14, fig. 4.16), nivellert til 118.6 m o.h. Det er i tillegg et utløp ved starten av profil B-B' (pkt. 2, fig. 4.14), nivellert til 118.9 m o.h. Dagens overflatedrenering inn i bassenget skjer i hovedsak fra 2 bekker som drenerer gjennom bassenget og mot utløpene i h.h.v. NNV og NØ (fig. 4.14).

Bassenget er i dag helt gjenvokst og overflaten er dekket av *Sphagnum*-torv og tue-vegetasjon. Bassenget er omgitt av tett furuskog og kan hydrotopografisk klassifiseres som ombrotroft.

4.3.1 Litostratigrafi VAMBHEIM-119

Bassengstratigrafi

Figur 4.16 viser stratigrafien på Vambheim-119. Sonderings-profilene er inntegnet på detaljkartet fig. 4.14. Bassenget er på det dypeste over 10 m fra overflaten og ned til fjell. Basseng-overflaten heller svakt mot terskelutløpet i NØ og mot utløpet i NNV (h.h.v. punkt 1 og 2, fig. 4.14). Bassenget har en ujevn bunntopografi med de dypeste partier formet som et trau lengst sør i bassenget.

Sedimentene helt i bunnen lot seg ikke prøveta og er markert som hvite felt på profilene. Et lag bestående av grov sandig grus (lag C1 i 110mm prøvene) og som tilhører enheten "vekslende lag av silt, sand og grus" i bassengprofilene (se nedenfor) var stedvis svært vanskelig å trenge igjennom med prøvetakerutstyret. Det er trolig dette laget som har hindret prøvetakeren lengst NV og SØ i profil A-A' og i den dypeste, trauformete delen av profil B-B'. Lengst NØ i profil A-A' og lengst N i profil B-B' hvor bekken følger profilene nesten parallelt (fig. 4.14), består de ugjennomtrengelige sedimentene trolig av grove bekkesedimenter. Forøvrig er det antatt at de ugjennomtrengelige løsmassene i bunn i hovedsak består av morene.

Sedimentene like over består av laminert silt og sand med spredt opptreden av grus. Dette laget kunne følges lateralt bare i underkant av 10 m omkring posisjon P (profil A-A', fig. 4.16), hvor det var mest gunstige prøvetakerforhold. Dette laget er korrelert med lag A1 i formasjon A i 110 mm prøvene. Laget over består av laminert sand og silt uten opptreden av grus. Dette laget, som er korrelert med lag A2 i formasjon A i 110 mm prøvene, kan følges fra den sentrale og dypeste delen av bassenget og 60-70 m nordøstover langs profil A-A'.

Enheten over består av vekslende lag av sand og silt sammen med enkelte grus horisonter. Enheten er gitt en felles signatur i bassengprofilene. I 110 mm prøvene er lag A3 i formasjon A, samt lagene i formasjon B og C korrelert med denne enheten. En skarp laggrense i denne enheten kan følges nesten langs hele profil A-A' og er til hjelp under den laterale korrelasjonen av de enkelte lagene. Laggrensen er korrelert med overgangen mellom formasjon B og C i 110 mm prøvene. Et annet korrelasjons-hjelpemiddel i denne enheten er et 4-6 cm tykt siltlag som kan følges svært utholdende og jevntykt nesten langs hele profil A-A' og i den dypeste trauformete delen av profil B-B'. I stratigrafien fra 110 mm prøvene er dette korrelert med lag C5 i formasjon C.

Overgangen fra minerogene sedimenter til gytjen over er skarp. Et 10 cm tykt fin-detritus gytje-lag kan følges langs hele profil A-A' og i de dypeste deler av profil B-B'. Dette laget er korrelert med lag D1 i 110 mm prøvene. Over følger et 10-15 cm tykt lag med grov-detritus gytje med samme laterale utholdenhet som gytje-laget under. Derover følger påny et fin-detritus gytjelag med omtrent samme tykkelse som det underste fin-detritus gytje laget, men med en lateral utbredelse som begrenser seg til de dypeste delene av profil A-A' og profil B-B'.

Øverst er et mektig *Sphagnum* torv-lag med spredte stubbelag.

Litologi

Figur 4.17 viser stratigrafien i kjerne IX (jfr. kjerneoversikten i fig. 4.15). De øvrige kjernene er brukt som støtte til den litologiske beskrivelsen. Over lag D1 er det organiske sedimenter (fig. 5.1) henholdsvis grov - og fin detritus gytje og *Sphagnum* torv øverst. Dyp refererer til cm fra overflaten. Hvor det ikke er spesielt nevnt er overgangen mellom de enkelte lagene jevn.

<u>Dyp(cm)</u>	<u>Formasjon</u>	<u>Lag</u>	<u>Beskrivelse</u>
550-565	D	D1	Siltig fin detritus gytje. Mørk grønngrå.
565-569	C	C5	Grusig silt. Blågrå.
569-582		C4	Sandig silt. Innholdet av sand er avtagende oppover, inntil et par cm like under C5 hvor igjen sandinnholdet øker. Blågrå.
582-588		C3	Grov sand. Grå. Skarp nedre grense.
588-591		C2	Sandig silt. Innholdet av sand er avtagende oppover. Blågrå.
591-610		C1	Sandig grus. Grus opp mot > 4 cm Ø. Grå. Skarp nedre grense.
610-616	B	B2	Sandig silt med grus. Blågrå.
616-628		B1	Grov sand med grus. Grå.
628-642	A	A3	Finlaminert sandig silt (blågrå) og fin sand (grå). Parallele lamina, 2-3 mm i tykkelse.

642-700	A2	Grovlaminert sandig silt (blågrå) og fin sand (grå). Parallele lamina, 1-2 cm i tykkelse. Lamina avtar i tykkelse øverst.
700-737	A1	Grovlaminert sandig silt (blågrå) og sand (grå) med grus. Grus opptil > 1.5 cm Ø. Parallele lamina 1-2 cm tykke. Grusen opptrer hovedsaklig i siltlamina.

Glødetap & TOK

Figur 4.17 viser glødetap og innhold av organisk karbon (fra TOK-analysen) for Vambheim-119. Glødetapskurven er også vist i fig. 5.1.

Overgangen til gytje (formasjon D) vises ved den kraftige stigningen i glødetap. Under gytjeovergangen er det kun små utslag i glødetapskurven. De små utslagene kan likevel betraktes som reelle endringer i glødetap ettersom de underbygges av flere etterfølgende punkter (fig. 4.17). Kurven for organisk karbon har omtrent samme forløp, men med lavere absolutt-verdier. Innholdet av organisk karbon har omtrent samme kurveforløp, men med lavere absolutt-verdier. Bruken av verdiene for glødetap og organisk karbon under rekonstruksjon av sedimentasjons-miljø for Vambheim-119 er diskutert under kapittel 5.1.2. En forsøksvis korrelasjon mellom glødetapskurvene for de undersøkte bassengene er vist og diskutert under kapittel 5.2.

Vulkansk aske

Opptredenen av vulkansk aske i 110 mm prøvene er vist i fig. 4.23. Det er utelukkende funnet fargeløse, transparente askekorn, og alle funn er gjort i fraksjonen 0.125 - 0.063 mm. Kornene opptrer som tynne, avlange fragmenter med tre eller firevingede tverrsnitt (fig. 4.24), eller som svakt kurvede, plateformede fragmenter. Kornene har en ujevn, porøs og tydelig forvitret overflate (fig. 4.25). Morfologisk er askekornene i overensstemmelse med beskrivelsen av den lyse, rhyolittiske fraksjonen av Vedde-aske, slik den er beskrevet i Mangerud *et al.* (1984). Det ble ikke funnet askekorn av den mørke, basaltiske typen som er den andre hovedgruppen askekorn i Vedde-asken.

Resultatene av de geokjemiske analysene er vist i tabell 4. Alle de analyserte askekornene har en rhyolittisk sammensetning med et SiO₂ - innhold over 72 %. Sammenlignet med gjennomsnittsverdiene for Vedde-aske (tabell 5) viste askekornene fra prøvedyp 564 og 584 (tabell 4) et lavt innhold av elementene CaO, K₂O og FeO* (=FeO+Fe₂O₃). (Forøvrig de samme elementene som også var under normalen i noen av de analyserte askekornene fra Bu-113). To analyser fra prøvedyp 692 viste et høyt innhold av FeO* (over 5 %), noe i overkant av gjennomsnittsverdiene i tabell 5. De øvrige geokjemiske analysene er i overensstemmelse med sammensetningen til den rhyolittiske fraksjonen av Vedde-aske. Sett på bakgrunn av den forvitrede overflaten til

askekornene og den usikkerhet dette medfører med hensyn til eventuelle endringer av askens opprinnelige kjemiske sammensetning (jfr. kap.3 Analyser av vulkansk aske), kan en med rimelig sikkerhet fastslå at alle de analyserte askekornene tilsvarer den rhyolittiske fraksjonen av Vedde-aske.

Det er funnet askekorn i alle de undersøkte nivåene med unntak av prøven helt i bunn (prøvedyp 732). Opptreden av aske er ikke klart avgrenset og det er heller ingen utpregede toppler som kan avgrenses til et eget askelag. Konsentrasjonen av aske er svært lav i alle de undersøkte nivåene (< 10 korn/cm³), og markert mindre enn for Bu-113 (fig. 4.23). Bruken av askeanalysen som kronologisk hjelpemiddel er diskutert under Tidsrammer i kap.5.3.

4.3.2 Biostratigrafi Vambheim-119

Diatoméer

Opptreden av diatoméer er vist i diatomé-diagrammet for Vambheim-119 (se vedlegg). Fordelingen av diatoméene etter Hustedt's (1957) halobien-system er også vist i tabeller foran beskrivelsen av hver diatomé-sone. Tabellene viser fordelingen av arter (antall taxa) i hvert spekter, og prosentvis opptreden i hver halobien-gruppe beregnet utfra totalsum (ΣD). En gjennomsnittlig prosentvis fordeling er beregnet på basis av spektrene som inngår i diatomé-sonen. Fordelingen er grafisk fremstilt i fig. 4.18. De nederste tomme eller ekstremt individfattige spektrene er inkludert i fig. 4.18, men utelatt i det vedlagte diatomé-diagrammet.

Vambheim-119 er inndelt i 5 (I-V) diatomé-soner. Hver diatomé-sone er definert på grunnlag av de mest dominerende artene ($>10\%$) (Pienitz *et al.* 1990). Diatomé-sonene er benevnt med romertall (Diatomé-sone I i bunn).

Hustedt's (1957) halobien-system er gjengitt i kap. 3 (under Diatomé-analyse) sammen med Simonsen's (1962) utvidede system basert på artenes toleransegrenser. En samlet vurdering av sedimentasjons-miljø basert på det totale mikrofossil-innholdet er diskutert i kap.5.1.2.

Diatomé-sone I

Dyp: 617-628 cm

Spektre: 20-22 (totalt 3)

Fordeling i halobien-systemet:

Spekter	20		21		22		Gj.snitt %
	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	
Polyhalob	-	-	-	-	-	-	-
Mesohalob	-	-	-	-	-	-	-
Oligo-indiff	5	12.5	10	20.2	4	18.2	17
Oligo-halofil	-	-	-	-	-	-	-
Halofob	7	78.6	11	64.1	6	63.6	68.8
Ukjent halobien	3	8.9	7	15.7	3	18.2	14.2

Konsentrasjonen av diatomé-skall er lav i sone I (med unntak av spekter 20). Bunnen av diatomé-sone I (spekter 22) er definert ved overgangen fra de tomme eller ekstremt individ-fattige sedimentene tilhørende formasjon A til de diatomé-holdige sedimentene i formasjon B.

Diatomé-sone I domineres av de halofobe *Frustulia rhomboides var. saxonica* (>35% i spekter 20), *Brachysira brebissonii fo. brebissonii* (>10% i alle spektrere i sonen), *Tabellaria flocculosa* (>10% i spekter 22) og *Eunotia incisa* (> 10% i spekter 20). Felles for disse er at de har optimum ved salinitet < 0.2 ‰. *Frustulia rhomboides var. saxonica* er betegnet som en pionér-art i sure, oligotrofe vatn (Ingmar, 1973). Arten har et perifytisk (ikke-planktonisk) habitat, og opptrer på sedimentoverflater (epipelisk) eller løselig knyttet til høyere planter (Round *et al.* 1990). *Tabellaria flocculosa* har et tycho planktonisk habitat (dvs. opptrer enten som planktonisk form eller som perifytisk, ikke-planktonisk, form, knyttet til høyere planter eller til sedimentoverflaten (Round *et al.* 1990). *T. flocculosa* har optimum under oligotrofe næringsbetingelser og lav pH (Schroeder, 1939; deWolf, 1982). *Brachysira brebissonii fo. brebissonii* opptrer på sedimentoverflaten i strandsonen (epipelisk) og er særlig vanlig i oligotrofe myrer og innsjøer (Round *et al.* 1990). Den halofobe arten foretrekker kaldt vatn med lav pH (acidophil) (Patrick & Reimer, 1966; deWolf, 1982).

Diatomé-sone I domineres av perifytiske (ikke-planktoniske) former. Rene planktoniske former mistrivs generelt under oligotrofe forhold (Schroeder, 1939), og er lite representert i sone I.

Diatomé-sammensetningen i sone I indikerer et surt, oligotroft og lavsalint (< 0.2 ‰) ferskvannsmiljø.

Diatomé-sone II

Dyp: 613-617 cm

Spekter: 19 (1 spekter)

Spekter 19 er tomt for diatoméer og danner et markert avbrudd i diatomé-suksesjonen og informasjonen om sedimentasjonsmiljø. Spekteret er derfor skilt ut som en egen

diatomé-sone. Sone II sammenfaller med endringer i litologien (lag B2, fig.4.17) og indikerer endringer i sedimentasjonsmiljø (se diskusjonen under kap. 5.1).

Diatomé-sone III

Dyp: 569-613 cm

Spektre: 7-18 (totalt 12)

Fordelingen i halobien-systemet:

	Spekter 7		8		9		10		11		12		13	
	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%
Polyhalob	1	0.3	-	-	1	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-
Mesohalob	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Oligo-indiff.	13	21.3	10	29.9	13	22.9	15	24.2	12	35.3	6	14.6	13	41.2
Oligo-halofil	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Halofob	12	65	12	56.9	9	57.3	8	68.6	11	51.5	6	64.6	11	45.6
Ukjent halobien	6	13.4	3	13.2	6	19.5	4	7.2	4	13.2	2	20.8	2	13.2

	Spekter 14		15		16		17		18		Gj.snitt %
	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	
Polyhalob	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1
Mesohalob	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Oligo-indiff.	13	38.7	10	35.4	11	63.6	5	13.7	1	9.1	29.2
Oligo-halofil	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Halofob	10	48.3	12	53.3	7	26.5	10	82	2	63.6	56.9
Ukjent halobien	4	13	4	11.3	5	9.9	4	4.3	1	27.3	13.8

Konsentrasjonen av diatomé-skall er høy i diatomé-sone III (med unntak av spektrene 12 og 18). Diatomé-sammensetningen i sone III er svært lik sammensetningen i diatomé-sone I (617-628 cm's dyp).

Diatomé-sone III domineres av halofobe og oligohalobe-indifferente former. Den halofobe *Frustulia rhomboides* var. *saxonica* (fig. 4.26) dominerer hele sonen med en maksimum opptreden på over 40% ved 610-612 cm (spektrene 17 og 18) og ved 589 cm (spekter 12). Andre fremtredende arter i sonen er de halofobe *Brachysira brebissonii* fo. *brebissonii* og *Tabellaria flocculosa*, de oligohalobe-indifferente *Fragilaria construens* fo. *construens* og *Achnanthes pusilla* var. *pusilla*, sammen med arter tilhørende slektene *Cymbella* og *Eunotia*.

Diatomé-sammensetningen i sone III indikerer (som i sone I) et surt, oligotroft og lavsalint (< 0.2 ‰ S) ferskvannsmiljø.

Diatomé-sone IV

Dyp: 565-569 cm

Spektre: 3-6 (totalt 4)

Fordeling i halobien-systemet:

Spekter	3		4		5		6		Gj.snitt %
	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%	
Polyhalob	3	38.3	4	100	4	95.9	3	95.8	82.5
Mesohalob	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Oligo-indiff	11	38.3	-	-	-	-	-	-	9.6
Oligo-halofil	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Halofob	2	22.2	-	-	1	0.7	1	0.8	5.9
Ukjent halobien	1	1.2	-	-	2	3.4	1	3.4	2

Konsentrasjonen av diatomé-skall i diatomé-sone IV er høy. Skallene i sonen bærer tydelig preg av korrosjon og mekanisk slitasje. Særlig har spekter 3 (565 cm) mye skallfragmenter.

De oligohalobe-indifferente og halofobe formene som dominerte diatomé-sone III, forsvinner brått ved inngangen til sone IV. Sone IV domineres av de polyhalobe *Diploneis didyma*, *Navicula latissima*, *Nitzschia punctata* var. *apiculata* og *Trachyneis aspera*. Ifølge Simonsen (1962) er *Diploneis didyma* og *Nitzschia punctata* var. *apiculata* svært salinitetstolerante og kan opptre ved salinitet mellom h.h.v. 30-0.2 ‰ og 35-8 ‰. Begge lever på sedimentoverflaten (epilitisk) i strandsonen. *Trachyneis aspera* har noe snevrere toleransegrenser og kan opptre ved salinitet mellom 35-17 ‰ (Simonsen, 1962).

Det er en svak økning i ferskvannsformer øverst i sone IV (spekter 3). De oligohalobe-indifferente *Amphora ovalis* var. *pusilla*, *Fragilaria capucina* var. *capucina*, *F. pinnata* var. *pinnata* og *Pinnularia maior* var. *maior* opptre for første gang øverst i denne sonen. De tre førstnevnte er karakterisert som mesoeuryhaline (Pankow, 1976; Simonsen, 1962) og kan opptre ved salinitet opp til 10‰. *Pinnularia maior* var. *maior* er av Simonsen (1962) karakterisert som meioeuryhalin og kan opptre ved salinitet opp til 5‰.

Diatomé-sammensetningen i sone IV er betegnende for et marint strandsone-miljø. Den euryhaline (salinitetstolerante) karakteren til de polyhalobe formene viser en diatomé-sammensetning som er svært tolerant overfor variasjoner i ferskvannstilførselen i strandsonen. Et høyt innhold av skall-fragmenter og innslag ferskvannsformer i det øverste spekteret (spekter 3 ved 565 cm) kan indikere økt bølgevasking og oppferskning i tilknytning til basseng-isolasjonen.

Diatomé-sone V

Dyp: 557-565 cm

Spektre: 1-2 (totalt 2)

Fordeling i halobien-systemet:

Spekter	1		2		Gj.snitt %
	Taxa	%	Taxa	%	
Polyhalob	-	-	-	-	-
Mesohalob	-	-	-	-	-
Oligo-indiff	10	15.5	13	48.7	32.1
Oligo-halofil	-	-	-	-	-
Halofob	6	77.6	9	39.1	58.4
Ukjent halobien	2	6.9	2	12.2	9.5

I diatomé-sone V er konsentrasjonen av diatomé-skall svært høy. Skallene i sone V bærer i langt mindre grad preg av korrosjon og mekanisk slitasje sammenlignet med skallene fra diatomé-sone IV.

I diatomé-sone V forsvinner de marine formene helt og de oligohalobe-indifferente og halofobe formene returnerer etter tilbakegangen i sone IV. Diatomé-sone V preges av en jevnt økende opptreden av de halofobe *Brachysira brebisonii* fo. *brebisonii* og *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*. Begge artene har optimum ved lav pH og oligotrofe næringsbetingelser (deWolf, 1982; Ingmar, 1973). Sammen med den oligohalobe-indifferente *Fragilaria construens* var. *construens* dominerer disse diatomé-sone V.

Diatomé-sammensetningen i sone V indikerer et surt, oligotroft ferskvannsmiljø.

Pollen

Pollen fra Vambheim-119 er vist i fig. 4.19. De nederste undersøkte spektrene 734-569 (refererer til dyp i cm fra overflaten), er enten tomme eller inneholder en lav pollen-sum. Pollen-sammensetningen i dette intervallet domineres av arboreal pollen (AP), først og fremst *Betula* og *Pinus*, men også *Corylus* og *Alnus*. Non-arboreal pollen (NAP) er i dette intervallet først og fremst representert ved *Poaceae*.

En markert økning i *Pinus*-verdiene preger spektrene 569 og 566, samtidig med at *Betula* går tilbake. *Corylus* og *Alnus* forsvinner helt ved overgangen til spekter 566 og opptrer ikke i noen av spektrene ovenfor. Overgangen fra spekter 566 til 565 er karakterisert ved en kraftig tilbakegang av *Pinus*, samtidig med en økning i

Betula. NAP-verdiene øker samtidig fra 16.4% i spekter 566 til 53.9% i spekter 565. NAP-verdiene holder seg høyt også i spekter 561 (> 49%), men avtar raskt oppover under den kraftige *Betula*-ekspansjonen. I spekter 555 øker *Betula* kraftig og dominerer pollen-sammensetningen til og med spekter 541 (med unntak av spekter 546 som er tomt for pollen). Overgangen til spekter 539 er karakterisert ved en markert tilbakegang av *Betula*, samtidig med en kraftig økning i *Pinus*. En dominerende opptreden av *Pinus* preger også det øverste spekteret (spekter 531). NAP-verdiene når et minimum i spekter 541 med 2.7 %, men øker deretter gradvis oppover til 16.7 % i spekter 531.

En forsøksvis korrelasjon med opptreden av pollen fra Bu-113 og med Simonsen's (1980) lokale pollensoner er diskutert under avsnittet Tidsrammer i kap. 5.3. Forøvrig er det ikke gjort noen forsøk på en videre biostratigrafisk inndeling i lokale pollen-soner. Opptreden av akvatiske pollen, sporer og alger er beskrevet i dette kapittelet under Andre mikrofosiler.

Andre mikrofosiler

Avsnittet omhandler opptreden av akvatiske pollen, sporer, alger, dinoflagellat cyster og foraminiferer i Vambheim-119. En samlet oversikt over mikrofosilene er vist i fig. 4.18. Opptreden av foraminiferer er også gjengitt i tabell 7.

Opptreden av akvatiske pollen, sporer, alger og dinoflagellat cyster inngår som en del av pollen-analysen med de samme spektrene som i denne. I det nederste (pollen-) spekteret (734 cm fra overflaten) er det ikke funnet mikrofosiler. I spekter 631 opptrer dinoflagellat cyster sammen med karsporeplanten *Polypodiaceae*. Dinoflagellat cystene dominerer spekteret med over 85 % representasjon. I spektrene 569 og 631 er *Peridinium faeroense*, som er en kaldtvannsform karakteristisk i lavsaline omgivelser, den mest dominerende av dinoflagellat cystene (André Rochon, pers. medd.). Dinoflagellat cystene er lavt representert i spektrene 615 og 585. Opptreden av *Polypodiaceae* når et maksimum i spekter 615 og utgjør over 35% av sammensetningen. Spektrene 627, 593 og 589 er tomme eller ekstremt fossilfattige. I spekter 569 registreres påny en svak økning i dinoflagellat cyster og utgjør 29 % av sammensetningen. Opptreden av dinoflagellat cyster avtar i de to påfølgende spektrene (566 og 565) og forsvinner helt ved overgangen til spekter 561. I spektrene 565-531 (med unntak av det fossiltomme 546) dominerer vannplanten *Nymphaea* og grønnalgene *Pediastrum* og *Botryococcus*.

Opptreden av foraminiferer er svært lav i 110 mm prøvene (< 1 individ pr. cm³ sediment, fig. 4.18). Det er registrert de 4 formene (jfr. tabell 7) *Neoglobigerina pachyderma* (sin.), *N. pachyderma* (dex.), *Elphidium excavatum* f. *clavata* og *E. albiumbilicatum*. De to førstnevnte er planktoniske former og karakterisert som h.h.v. polare og subpolare. Den bentiske *E. excavatum* f. *clavata* er svært tolerant overfor temperatur- og salinitetsvariasjoner, og kan opptre i salinitetsintervallet 10-35‰ og i vanntemperaturer mellom 0-17°C (Murray, 1991). *E. albiumbilicatum* er en bentisk, typisk grunnmarin form, som er vanlig i

boreale strøk. Også denne er svært tolerant overfor salinitetsvariasjoner (Murray, 1991).

En diskusjon av sedimentasjons-miljø i Vambheim-119, basert på det samlede mikrofossil-innholdet, er utført i kap. 5.1.2.

4.3.3 Dateringer

Oversikt over ^{14}C -dateringer fra Vambheim-119:

<u>Dyp (m)</u>	<u>Materiale</u>	<u>Lab. ref.</u>	<u>Datering</u>	<u>$\delta^{13}\text{C}$ ‰</u>	<u>Kommentar</u>
5.46-.59	Trebit, Pinus	T-10148	8300±100	-26.1*	Konvensjonell datering av lutløselig fraksjon
5.625-.65	Siltig fin- detr. gytje	T-9618A	10935±135	-30.0	Konvensjonell datering av lutløselig fraksjon
5.65	Siltig fin- detr. gytje	Ua-2584	8400±95	-	Aksellerator datering av lutløselig fraksjon

Dateringene refererer til ^{14}C alder før nåtid (AD 1950). Den daterte trebiten med referanse-nummer T-10148 er tatt ut fra kjerne III (fig. 4.15). Trebiten er trolig fra *Pinus sylvestris* (H. Birks, pers. medd.). Det 13 cm store prøve-intervallet (5.46-5.59 m) inkluderer et tomrom i kjerne III ovenfor trebiten i tillegg til lengden av selve trebiten (ca. 6 cm). Trebiten hadde et friskt brudd og er trolig blitt kuttet av PVC-røret under prøvetakingen. Trebiten har trolig blitt presset noe nedover under prøvetakingen, og det oppgitte prøve-intervallet må ses på som et maksimums-dyp for trebitens opprinnelige nivå.

Prøven med referanse-nummer T-9618A er tatt ut fra kjerne VI (fig. 4.15). Det daterte materialet er en ca 2.5 cm tykk sedimentskive. Prøven med referanse-nummer Ua-2584 er tatt ut fra kjerne V. Det ble her tatt ut ca 4g gytje til aksellerator-datering.

$\delta^{13}\text{C}$ -verdien merket med *, er ikke målt, men antatt verdi slik den er oppgitt fra ^{14}C -laboratoriet. $\delta^{13}\text{C}$ -verdien for Ua-2584 er ikke oppgitt.

Det er kun T-9618A som er tatt med i figurene som viser litologi (fig. 4.17) og innholdet av mikrofossiler (fig. 4.18 og 4.19) i Vambheim-119. Materiale til denne dateringen og til de øvrige lito- og biostratigrafiske analysene er fra 110 mm prøver i posisjon P (fig. 4.16). De øvrige dateringene er fra 110 mm prøver i posisjon S, over 25 m fra posisjon P (fig. 4.16).

Bruken av ^{14}C -dateringene er diskutert under avsnittet Tidsrammer i kap. 5.3.

4.4 VAMBHEIM-128

Vambheim-128 befinner seg på 60° 34' N, 6° 55' E (UTM 32VLN848157). Bassenget ligger like ovenfor Vambheim-119 (fig. 4.11). Fig. 4.14 er et detaljkart over bassenget med bekkeløp, utløpsterskler og sonderingsprofiler inntegnet. Dette bassenget er langt mindre enn de 2 andre bassengene, med en *Sphagnum*-dekket overflate på ca 750 m² og et nedslagsfelt på anslagsvis 36 250 m².

Det laveste terskelutløpet er antatt å ligge i NV (pkt. 1 i fig. 4.14, fig. 4.21), nivellert til 128 m o.h. Bassenget ligger like ved foten av en fossil elvevifte. Dagens drenering skjer via kunstige grøfter som går langs bassenget og mot terskel-utløpet i NV (fig. 4.14). Bassenget kan hydrotopografisk klassifiseres som ombrotroft.

4.4.1 Litostratigrafi Vambheim-128

Bassengstratigrafi

Fig. 4.21 viser stratigrafien for Vambheim-128. Sonderingsprofilet er inntegnet på detaljkartet fig. 4.14. Bassenget er kun 3 m på det dypeste. Bassengoverflaten er svakt skrånende mot terskelutløpet i N (fig. 4.21). Kun helt sør i bassenget var det mulig å trenge ned i den minerogene delen av sedimentene med prøvetakerutstyret. De hvite feltene i profilet markerer her, som i de øvrige bassengprofilene, løsmasser ugjennomtrengelige for prøvetakerutstyret.

Over er det et omlag 30 cm tykt laminert silt og sand-lag. Dette laget korresponderer stratigrafisk med lag A i 110 mm prøvene. Derover følger et 1 cm tykt sandlag (lag B i 110 mm prøvene) overlatt av en 30 cm tykk siltenhet. Siltenheten består av flere siltlag med vekslende sandinnhold. I stratigrafien fra 110 mm prøvene tilsvarer enheten lagene C, D og E. På profilet er lagene i siltenheten gitt samme signatur. Like under overgangen til gytje er det et 1 cm tykt gruslag (lag F i 110 mm prøvene).

Overgangen fra minerogene sedimenter til gytje er gradvis. Et 5 cm tykt lag med gytjig silt (lag G i 110 mm prøvene) er overlatt av over 40 cm fin-detritus gytje (lag H i 110 mm prøvene). Lagene G og H er gitt samme signatur i bassengprofilene. Øverst er det *Sphagnum*-torv.

Litologi

Den litologiske beskrivelsen er basert på kjerne VI (fig. 4.20). De andre kjernene er brukt som støtte under den litologiske beskrivelsen. Over lag H er det

Sphagnum torv. Dyp refererer til cm fra overflaten. Hvor det ikke er spesielt nevnt er det en jevn overgang mellom de enkelte lagene.

<u>Dyp(cm)</u>	<u>Lag</u>	<u>Beskrivelse</u>
200-212	H	Siltig fin detritus gytje. Brunsvart.
212-217	G	Gytjig silt. Olivengrønn.
217-218	F	Siltig grus. Olivengrønn.
218-244	E	Sandig silt. Homogen. Blågrå. Skarp nedre grense.
244-246	D	Silt. Blågrå. Skarp nedre grense.
246-248	C	Sandig silt. Blågrå.
248-249	B	Sand med grus. Grå. Skarp nedre grense.
249-274	A	Finlaminert sandig silt (blågrå) og fin sand (grå). Silt lamina er 1-2mm tykke, sand lamina er 2-3mm tykke.

Glødetap & TOK

Figur 4.22 viser glødetap og innhold av organisk karbon (fra TOK-analysen) for Vambheim-128. Glødetapskurven er i sin helhet vist i fig. 5.1.

Overgangen til gytje (lag H) vises ved den kraftige stigningen i glødetap. Under gytjeovergangen er det kun små utslag i glødetapskurven. Innholdet av organisk karbon har omtrent samme kurveforløp, men med lavere absolutt-verdier.

4.4.2 Biostratigrafi Vambheim-128

Diatoméer

Opptredenen av diatoméer er vist i diatomé-diagrammet for Vambheim-128 (se vedlegg) og beskrevet samlet nedenfor. Som for de to øvrige bassengene er diatoméene i tillegg fordelt gruppevis etter Hustedt's (1957) halobien-system i tabellform sammen med beskrivelsen. Tabellen viser fordelingen av arter i hvert spekter (antall taxa) og prosentvis opptreden i hver halobien-gruppe beregnet utfra totalsum (ΣD).

Hustedt's (1957) halobien-system er gjengitt i kap. 3 (under Diatomé-analyse) sammen med Simonsen's (1962) utvidede system basert på artenes toleransegrenser. En samlet vurdering av sedimentasjons-miljø i Vambheim-128, basert på det totale mikrofossil-innholdet, er diskutert i kap. 5.1.3.

Vambheim-128

Spekter	1		2		3	
	Taxa	%	Taxa	%	Taxa	%
Polyhalob	-	-	-	-	-	-
Mesohalob	-	-	-	-	-	-
Oligo-indiff	1	82.6	6	11.1	3	30
Oligo-halofil	-	-	-	-	-	-
Halofob	2	9.5	5	80.1	3	25
Ukjent halobien	3	7.9	2	8.8	1	45

Det er ikke funnet polyhalobe, mesohalobe eller oligohalobe-halofile former i Vambheim-128. De nederste spektrene (spekter nr. 4-14) er enten tomme eller ekstremt fattige på diatomé-skall

Konsentrasjonen av skallfragmenter i Vambheim-128 er ekstremt høy, noe som kan indikere høy opptreden av alloktont materiale. Antall hele diatomé-skall er svært lavt i alle de undersøkte spektrene. Sammenlignet med de øvrige spektrene er konsentrasjonen av skall (både hele og fragmenterte) høyest i de to øverste (spekter 1 og 2) (den relative konsentrasjonen er vurdert utfra skjønn).

Caloneis hebes, *Tabellaria flocculosa* og *Pinnularia* sp. dominerer diatomé-sammensetningen i Vambheim-128. Den sistnevnte har, på grunn av fragmenteringsgraden, ikke latt seg artsbestemme, og er derfor blitt plassert under gruppen for Ukjent halobien. Det er likevel brakt på det rene at disse tilhører ferskvannsformene i denne store slektsgruppen. *Caloneis hebes* (synonym med *Caloneis obtusa*) er oligohalob-indifferent med et bentisk habitat (Kjemperud, 1981b). Til tross for dens svært robuste skall-struktur opptrer *C. hebes* hovedsaklig som store eller små fragmenter. *Tabellaria flocculosa* er halofob med et tychoplanktonisk habitat (dvs. kan opptre både som planktonisk form og som perifytisk (ikke-planktonisk) form (Round *et al.* 1990).

Opptredenen av diatoméer i Vambheim-128 preges av store utslag. *Caloneis hebes* utgjør mindre enn 1% av totalsammensetningen i spekter 2 (213 cm's dyp), og over 80 % av totalsammensetningen i spekter 1 (209 cm). *Tabellaria flocculosa* har en maksimum opptreden i spekter 2 med over 45 % opptreden, men er svært lite representert i spekterene over og under. Årsaken til disse store utslagene kan være endringer i de økologiske betingelsene i Vambheim-128, men kan like gjerne være variasjoner i tilførselen av alloktont materiale.

Det er vanskelig å skille ut en autokton diatomé-flora i Vambheim-128. Ettersom diatomé-sammensetningen i de tre øverste spektrene (spekter 1-3) likevel utelukkende består av ferskvannsformer (oligohalobe-indifferente og halofobe former) indikerer dette ferskvannsmiljø fra minimum 218 cm's dyp og oppover.

Andre mikrofossiler

Det er gjort enkelte funn av foraminiferer også i 110 mm prøvene fra Vambheim-128. Opptredenen er gjengitt i tabell 8.

Foraminiferene fra Vambheim-128 er hovedsaklig planktoniske former, med *Neoglobigerina pachyderma* som dominerende. Individene av *N. pachyderma* er svært små, og avviker dermed fra individene tilhørende denne artsgruppen funnet i de to andre bassengene. På grunn av størrelsen har det derfor ikke latt seg avgjøre hvorvidt individene er av den høyredreide (dekstrale) eller venstredreide (sinistrale) formen. Den dekstrale formen karakteriseres som en subpolar art og den sinistrale som polar art.

Det er kun funnet foraminiferer i lagene A og E (jfr. kjerne beskrivelsen, fig. 4.22). I lag A er det utelukkende funnet små *N. pachyderma*. Også i lag E dominerer de små *N. pachyderma*, men i tillegg opptrer enkelte få individer av den planktoniske *Orbulina universa* og den bentiske *Cassidulina reniforme*.

En diskusjon om sedimentasjons-miljø i Vambheim-128, basert på det samlede mikrofossil-innholdet, er utført i kap. 5.1.3.

4.4.3 Dateringer

Oversikt over ^{14}C -dateringer fra Vambheim-128:

<u>Dyp (cm)</u>	<u>Materiale</u>	<u>Lab.ref.</u>	<u>Dateringer</u>	<u>$\delta^{13}\text{C}$ ‰</u>	<u>Kommentar</u>
2.15-2.17	Gytjig silt	T-9654A	8485±120	-32.1	Konvensjonell datering av lutløselig fraksjon
2.70-2.72	Trebitar, Pinus	Ua-2585	6150±80	-	Aksellerator datering av lutløselig fraksjon

Dateringene refererer til ^{14}C -alder før nåtid (AD 1950). Prøven med referanse-nummer T-9654A er en 2 cm tykk sedimentskive tatt ut fra kjerne V (fig. 4.20). Prøven med referanse-nummer Ua-2585 er trebiter siktet ut fra en 2 cm tykk sedimentskive i kjerne VI (fig. 4.20). Trebitene er trolig fragmenter av bark og kvist fra *Pinus sylvestris* (H. Birks, pers. medd.). Det er ikke oppgitt $\delta^{13}\text{C}$ - verdien på prøven med referanse-nummer Ua-2585.

KAP. 5 DISKUSJON

5.1 Rekonstruksjon av sedimentasjons-miljø

Generelt

Rekonstruksjon av sedimentasjons-miljø for de undersøkte bassengene er basert på informasjon om sedimentenes sammensetning og innhold av mikrofossiler. Strandforskyvningsundersøkelser ved hjelp av basseng-analyse innebærer i hovedsak å rekonstruere paleosaliniteten basert på innholdet av mikrofossiler. Videre tolkes paleosaliniteten som et signal på det samtidige havnivå i forhold til basseng-terskelen. Sedimenter avsatt i salt-, brakk- eller ferskvann representerer da et havnivå h.h.v. over, i eller under bassengterskelen (jfr. fig. 3.1). Slik sett reflekterer innholdet av mikrofossiler sedimentenes avsetningsmiljø (marint, brakk- eller lakustrint miljø) og mikrofossilene kan karakteriseres som havnivå-indikatorer.

Et slikt resonnement følges uten særlig diskusjon ved bassenganalyse i strandforskyvnings-øyemed i mer kystnære strøk. Innerst i en fjord, mer enn 140 km fra kysten, er det grunn til å utvise langt større forsiktighet ved tolkning av paleosaliniteten. De særegne hydrografiske forholdene som karakteriserer en fjord, bl. a. med en høyst variabel overflate-salinitet avhengig av ferskvannstilførselen, gjør det nødvendig å tolke skiftninger i paleosaliniteten med stor omhu. Det er viktig at en ikke feiltolker perioder med lav overflatesalinitet i fjorden (f.eks. etter en kraftig smeltevanntspuls), og med bassenget fremdeles under fjordnivå, som et lakustrint sedimentasjons-miljø og følgelig et havnivå under bassengterskelen! Hypotetisk sett kan slike feiltolkninger oppstå og gjør det nødvendig, utfra sammensetningen av mikrofossiler, å kunne sjelne salinitetssvingninger i vannsøylen i fjorden fra havnivå-fluktasjoner over og under en bassengterskel.

Begge prosessene anses å kunne sjelnes i eget prøvematerial. Diatomé-sammensetninger som indikerer svingninger i overflate-saliniteten domineres av poly- og mesohalobe diatoméer med en sterk euryhalin (salinitetstolerant) karakter (f.eks. Pientz *et al.* 1990). Et godt eksempel er diatomé-sone IV i Vambheim-119 (se vedlagt diatomé-skjema for Vambheim-119). Den sterke euryhaline karakteren i de polyhalobe formene, spesielt *Diploneis didyma* og *Nitzschia punctata var. apiculata*, gjenspeiler et marint miljø sannsynligvis med betydelige salinitetssvingninger i vannsøylen.

Langt mer markerte endringer i diatomé-sammensetningen oppstår ved havnivå-fluktasjoner over og under basseng-terskelen. Diatomé-floraen i bassenget erstattes fullstendig med en ny flora tilpasset nye vannmasser og endret vannkjemi. Slike skiftninger kan ses i de litologiske overgangene for Bu-113: B3 (marint)-C1 (ferskt)-C2 (marint) og overgangene C3 (marint)-D1 (ferskt)-D2 (brakt)-E1 (ferskt), og for Vambheim-119: C4 (ferskt)-C5 (marint)-D1 (ferskt) og noe mer usikkert i overgangene B1 (ferskt)-B2 (marint?)-C1 (ferskt) (se forøvrig diskusjonen i kap. 5.1.1 og 5.1.2).

Til støtte for tolkningen av skiftningene i paleosaliniteten som havnivå-signal er bl.a. den fremtredende opptreden av diatoméet *Frustulia rhomboides var. saxonica* i ferskvanns-sonene i Bu-113 og Vambheim-119 (fig. 4.26). Denne arten har et optimum ved salinitet < 0.2 ‰ og karakteriseres som en pionér-art i sure, oligotrofe innsjøer (Ingmar, 1973). En næringsfattig innsjø med lav pH er betingelser en skulle vente å finne i et nylig isolert basseng omgitt av sure bergarter i nedslagsfeltet. I tillegg er drenering og oksydering av omliggende sulfid-rike marine sedimenter og en påfølgende pH-senkning dokumentert som en viktig årsak til det sure miljøet i nylig isolerte bassenger (Vallin, 1953; Stjerna-Pooth, 1953). En utvikling mot sure, oligotrofe betingelser etter basseng-isolasjon er også vel dokumentert av Stabell (1982). At *Frustulia rhomboides var. saxonica* virkelig utgjør en del av det autoktone materiale i sedimentene og dermed reflekterer sedimentasjons-miljøet i bassengene indikeres ved den høye oppbevaringsgraden på skallene (jfr.fig. 4.26). Den sarte, tynne skall-strukturen som kjennetegnes ved denne arten tåler svært lite transport eller turbulens før skallene ødelegges.

En dominerende opptreden av ikke-planktoniske halofobe (optimum < 0.2 ‰ S), acidophile (optimum ved pH < 7) diatoméer støtter opp om tolkningen av ferskvannssonene som lakustrine faser med havnivå under bassengterskelen. Også det faktum at ferskvannssonene, inkludert den øverste endelige lakustrine fasen, har en overveiende lik diatomé-sammensetning, vitner om identiske (lakustrine) sedimentasjons-miljø (eksempelvis ved å sammenligne diatomé-soner III og V i Vambheim-119).

Isolasjons- og ingresjonskontakter

Vanligvis brukes uttrykkene isolasjons- og ingresjonskontakt noe upresist som synonym for h.h.v. (nedenfra og oppover:) en marin/lakustrin og en lakustrin/marin grenseflate i sedimentene. Kjemperud (1981b) skiller mellom 4 ulike isolasjons-kontakter i sedimentene: diatomologisk, sedimentologisk, hydrologisk og en såkalt sediment/ferskvannskontakt. Den diatomologiske isolasjonskontakten er definert ved sedimentoverflaten i et basseng idet den fotiske sonen av vannsøylen i bassenget kan karakteriseres som fersk (< 0.2 ‰ S). Begrepet "biologisk" isolasjonskontakt brukes også gjerne til denne definisjonen (Ingmar, 1973). Den sedimentologiske isolasjonskontakten er definert ved sedimentoverflaten i et basseng som ikke lenger mottar sediment fraktet inn med sjøen. En hydrologiske isolasjon oppstår idet innstrømningen av sjøvann inn i bassenget opphører. Store og dype innsjøer hvor sjøvann/brakkvann kan være fanget som bunnvann over lengre tid kan i tillegg ha en sediment/ferskvanns-kontakt definert ved sedimentoverflaten i bassenget idet sjøvannet i bunn er fullstendig erstattet med ferskvann.

Ideelt sett opptrer de sedimentologiske endringene samtidig med de diatomologiske/biologiske endringene, og gir dermed en entydig kontaktflate for basseng-isolasjonen/-ingresjonen. Men ofte er ikke overgangene så klart definert. De biologiske isolasjons-indikatorer (jfr. presentasjonen av disse under avsnittet Havnivå-indikatorer) opptrer ikke alltid samtidig i sedimentet, bl.a. ved at noen indikatorer kan ha et mer utdradd signal i sedimentene enn andre. Hver enkelt overgang må da vurderes individuelt før en kan nærmere definere grenseflatene. I eget materiale sammenfaller de sedimentologiske

endringene grovt sett med de diatomologiske isolasjons- og ingresjonskontaktene innenfor et par cm's avvik. Er det mindre avvik mellom disse kontaktflatene er nivået hvor de sedimentologiske endringer opptrer generelt brukt i dette arbeidet som isolasjons- eller ingresjonskontakten.

Havnivå-indikatorer

Havnivå-indikatorer er en felles betegnelse for marine- og ferskvanns-indikatorer samt overgangsindikatorer (isolasjons- og ingresjons-indikatorer) i basseng-sedimentene. Nedenfor er de viktigste indikatorene listet opp under vekslende havnivå.

Havnivå over bassengterskelen (marine basseng-sedimenter)

- Dominans av poly- og mesohalobe diatoméer
- Høy opptreden av dinoflagellat cyster
- Opptreden av foraminiferer
- Høy relativ opptreden av *Pinus*- pollen
- Generelt lav konsentrasjon av pollen- og diatoméer
- Generelt høy grad av korrosjon på pollen-korn og diatomé-skall
- Generelt lavt innhold av organisk materiale

Marine basseng-sedimenter domineres av en marin mikroflora og -fauna (bl. a. poly- og mesohalobe diatoméer, dinoflagellat cyster og foraminiferer). I tillegg har gjerne sedimentene et høyt innhold av *Pinus*-pollen og andre lett-flytende pollen-korn. Den relative opptreden av pollen-korn i sedimentene avhenger bl.a. av kornenes ulike oppdrifts-egenskaper (Hopkins, 1956). De lett-flytende *Pinus*-kornene har en tendens til å akkumuleres langs strender i grunne bukter og viker og dermed bli overrepresentert i marine sedimenter (Florin, 1945).

Konsentrasjonen av pollen-korn er vanligvis generelt lavere i marine basseng-sedimenter sammenlignet med ferskvanns-sedimenter. Influxen av pollen er bl. a. betinget av avstanden til pollen-kilden. En reduksjon av pollen-influxen som følge av at strandsonens relative andel av bassenget er mindre under en marin fase og følgelig en økning i avstanden til pollen-kilden kan være en mulig forklaring på den generelt lave pollen-konsentrasjon, relativt sett, i marine sedimenter. Videre kan høy sedimentasjonsrate av minerogene sedimenter, og dermed en uttynning av pollen-korn i marine sedimenter, også være en mulig forklaring på den lave pollen-konsentrasjonen (Svensson, 1989).

Også konsentrasjonen av diatomé-skall er gjerne lavere i marine sedimenter sammenlignet med ferskvanns-sedimenter. Dette kan dels henge sammen med en generelt lavere konsentrasjon av diatoméer i vannsøylen i sjøvann enn i en ferskvanns-innsjø, og dels på grunn av oppløsning av diatomé-skall i det mer korrosive, alkaline porevannet i marine sedimenter. Oppløsning av diatomé-skall i alkaline omgivelser er ofte observert (f.eks. Jørgensen, 1955; Lewin, 1961), og er generelt mer vanlig enn i et surt vannmiljø. Veggykkelse og skall-morfologi innvirker også på oppløsningsraten av diatomé-skallene (Lewin, 1961). Alkaline avsetninger inneholder også gjerne pollen med en langt fremskredet grad av korrosjon (Fægri & Iversen, 1975:180). Marine sedimenter med alkalint porevann har et generelt lavere oppbevarings-potensiale for pollen- og diatomé-skall. Slik sett kan også graden av korrosjon på pollen-korn og diatomé-skall være en viktig marin indikator.

Innholdet av organisk materiale er generelt lavere i marine basseng-sedimenter sammenlignet med ferskvanns-sedimenter. Et lavere oppbevarings-potensiale i marine basseng-sedimenter (jfr. ovenfor) samt uttynning som følge av høy minerogen sedimentasjon er trolig de viktigste årsakene til et lavt organisk innhold.

Havnivå i bassengterskelen (brakkvanns-sedimenter)

- Dominans av oligohalobe og mesohalobe diatoméer
- Høy artsrikdom, diatoméer
- Opptreden av dinoflagellat cyster
- Opptreden av foraminiferer

Sedimenter avsatt i brakkvann dannet ved en blanding av ferske og marine vannmasser har generelt indikatorer fra begge disse ytterpunktene. Diatomé-sammensetningen domineres av en blanding av marine, tolerante arter og ferskvannsarter med preferanser mot svakt saline og alkaline omgivelser. Brakkvannshabitatet er karakterisert ved en svært høy artsrikdom i den littorale diatomé-flora (Patrick & Reimer, 1966: 47). Typisk er arter tilhørende den karakteristiske *clypeus*-floraen (Florin, 1984). Ellers er det å forvente å finne innslag av marin mikroflora og -fauna (f. eks. dinoflagellat cyster og foraminiferer) også i brakkvanns-sedimenter, og da gjerne en dominans av planktoniske former.

Ofte mangler en utpreget brakkvanns-fase i overgangen mellom et lakustrint og et marint miljø. Utskiftningene i vannmassene kan ha foregått for raskt til at det kan ha utviklet seg et brakkvanns-habitat. Mangelen på brakkvanns-sedimenter kan også skyldes en hiatus mellom ferskvanns-sedimenter og marine sedimenter. En hurtig overgang fra et marint miljø til et ferskvanns-miljø kjennetegnes ofte ved en skarp isolasjonskontakt. Typiske isolasjons-indikatorer i så henseende: kraftig økning i organisk-holdige sedimenter og tilsvarende reduksjon i minerogent innslag i sedimentene, nedgang i *Pinus*-pollen og en

markert økning i ferskvannsdiatoméer, akvatiske pollen og grønnalger. Ved en invasjon av marine vannmasser inn i et lakustrint miljø vil disse indikatorene opptre med motsatt fortegn (ingresjons-indikatorer).

Havnivå under basseng-tersekelen (ferskvanns-sedimenter)

- Dominans av halofobe og oligohalobe diatoméer
- Høy opptreden av *Pediastrum* og *Botryococcus*
- Høy opptreden av akvatiske pollen
- Høyt innhold av organisk materiale

Nylig isolerte innsjøer er karakterisert ved en kraftig økning i alge-produktiviteten (Berglund, 1966). Ferskvanns-sedimentene domineres av halofobe og oligohalobe diatoméer og grønnalgene *Pediastrum* og *Botryococcus*. *Pediastrum* er også en indikator for eutrofe forhold (Florin, 1977), og opptredenen av denne grønnalgen er betinget av gode næringsforhold i innsjøen. Ettersom strandsonens relative andel av bassenget øker etter at bassenget er isolert fra sjøen er opptredenen av pollen fra akvatiske planter generelt høyere i ferskvanns-sedimenter. Etter en basseng-isolasjon endres sedimentasjonsforholdene i bassenget, bl.a. ved mer stagnerende bunn-forhold og økt oppbevaringspotensiale for organisk materiale i sedimentene. En reduksjon i den minerogene sedimentasjonen og en generell økning i den organiske produksjonen i vannsøylen etter isolasjonen, er faktorer som gir høyere relativ andel organisk materiale i ferskvanns-sedimentene. Innholdet av organisk materiale i sedimentene er også betinget av den organiske produksjonen på land (Svensson, 1989). Skjer basseng-isolasjonen i en periode med redusert organisk produksjon på land (f.eks. i Yngre Dryas kronosone) er økningen i glødetap etter isolasjonen gjerne bare noen få prosent. Skjer derimot basseng-isolasjonen i post-glasial tid med høy organisk produksjon er økningen i glødetap gjerne over 10-20 % like etter isolasjonen (Svensson, 1989:30).

5.1.1. Sedimentasjons-miljø Bu-113

Tidlig fase:

De nederste prøvetatte sedimentene i bunn av Bu-113 (merket med skrå skraver i fig. 4.6 og 4.7) består av kraftig foldete og forskjøvne lag av hovedsaklig sandig silt og fin sand. Kaldhol (1941) har beskrevet sterkt foldete lag av varvig leir og fin sand like over morenegrus i et snitt ved Ytre Bu, ikke langt fra bassenget (se under Kvartærgeologisk oversikt, kap. 2). Han antar at de forstyrrete lagene er stuet sammen av en is fra fjorden som har nådd innpå Buneset. Flyttblokker og morenedekke i overflaten ved Indre Bu knyttes av Kaldhol (op. cit.) til samme begivenhet. Flyttblokkene, som befinner seg anslagsvis 200-

400 m innpå Buneset regnet fra fjorden, kan representere yttergrensen på breranden. En slik tolkning støttes ved at flyttblokkene gjerne befinner seg på fast fjell som helt eller delvis stikker opp i overflaten (fig.4.6) og som kan ha fungert som opphengnings-punkt for breranden. Små jordvoller under og like ved blokkene indikerer også oppstuing av sedimenter ved breranden. Det at breen kun har nådd et lite stykke innpå Buneset fra fjordsiden tyder på et særdeles lavt overflateprofil for breen og taler sterkt i retning av en flytende fjord-is.

Sedimentene i bunn av Bu-113 kan være glasitektonisk forstyrret av en is under samme begivenhet.

Overgangen fra de forstyrrede lagene til lag A1 er skarp og markerer trolig en hiatus i lagfølgen. Overgangen er betegnet ved en svak økning i glødetap og i organisk karbon (den førstnevnte parameteren har også inkludert tap av krystallvann, se kap. 3). Begge parametrene avtar deretter trinnvis oppover og når et minimum øverst i lag B1. Lagene A1 og A2 (h.h.v. sandig silt og sandig silt med grus) kan være marint avsatt og representere den påfølgende første isfrie fasen. Lagene inneholder noen ytterst få foraminiferer, men er forøvrig tom for mikrofossiler. Lag B1 (sand med grus) er tom for mikrofossiler og har et ekstremt lavt glødetap. Den litologiske overgangen fra lag A2 til lag B1 er skarp. Ved å sammenligne litologien og glødetapsforløpet i B1 med ferskvanns-sedimentene ovenfor (C1 og D1) samt ved korrelasjon med formasjonene i Vambheim-119 (se under Basseng-basseng korrelasjon, kap. 5.2) er B1 antatt fersk. Tolkningen av sedimentasjonsmiljøet for de nederste enhetene er høyst usikker og må karakteriseres som noe spekulativ.

Marin fase:

Overgangen til lag B2 er karakterisert ved en svak økning i glødetap og organisk karbon. Begge parametrene avtar deretter trinnvis oppover og når et minimum i lag C1. Innslaget av mikrofossiler opptrer ikke før et godt stykke opp i lag B2 (ved 441 cm's dyp). Til tross for en lav konsentrasjon indikerer diatomé-sammensetningen i lagene B2 (sandig silt) og B3 (sandig silt med grus) et marint strandsone-miljø. Opptredenen av dinoflagellat cyster i lag B2 og B3 sammen med funn av foraminiferer i B2 støtter opp om tolkningen av B2 og B3 som marint avsatt. Selv om det ikke er funnet mikrofossiler nederst i B2 er likevel overgangen til marine forhold satt ved denne litologiske overgangen. Mangelen på diatoméer i nedre del kan delvis skyldes oppløsning av skall i et korrosivt, alkalint (marint) porevann i sedimentene (se under Havnivå-indikatorer i dette kapittelet). (Diatoméene i lag B2 og B3 er sterkt preget av korrosjon). Mangelen på diatoméer i de nederste sedimentene er trolig også et resultat av generelt lav produktivitet av phytoplankton i vannsøylen.

En oppgroving av sedimentene med økende innslag av grus (lag B3) kan indikere økt bølgevasking og et mer høy-energi regime omkring Bu-113 i tilknytning til regresjon og et havnivå som nærmer seg terskelnivå. En begynnende svak økning i ferskvannsdiatoméer i lag B3 sammen med redusert opptreden av dinoflagellat cyster kan indikere en begynnende oppferskning av bassenget forut for bassengisolasjonen.

Lakustrin fase:

Overgangen til lag C1 (grov sand med grus) karakteriseres ved en total utskiftning av diatomé-sammensetningen fra marine former til ferskvannsformer. Høy oppbevaringsgrad av skallene til ferskvannsdiatoméene indikerer at diatoméene utgjør en del av det autoktone materialet i sedimentene (se under avsnittet Generelt i dette kapitlet). Diatomé-sammensetningen indikerer et surt, oligotroft ferskvannsmiljø. Lag C1 har en skarp nedre grense, både litologisk og diatomologisk. C1 er også litologisk skarpt avgrenset øverst, mens den markerte endringen i diatomé-sammensetningen først inntreffer 3-4 cm opp i enheten ovenfor (lag C2). Opptredenen av dinoflagellat cyster går ned. Pollen fra *Corylus* og *Alnus* opptrer for første gang i C1, men forøvrig er det ingen markert endring i pollen-sammensetningen ved overgangen fra lag B3 til lag C1. Likevel øker konsentrasjonen av pollen og diatoméer ved overgang til lag C1.

Verdien av glødetap og organisk karbon når et minimum i lag C1. Vanligvis karakteriseres en basseng-isolasjon ved en økning i organisk materiale i sedimentene (se under Havnivå-indikatorer i dette kapitlet). Innholdet av organisk materiale i sedimentene er sterkt betinget av den organiske produksjonen på land (Svensson, 1989:30). Det lave innholdet av organisk materiale i C1 kan tyde på liten organisk produksjon i vannsøylen i Bu-113 og eventuelt et sparsomt vegetasjonsdekke på land. Det lave glødetapet i denne enheten kan også delvis tilskrives det lave oppbevaringspotensialet for organisk materiale i de tildels grove sedimentene i C1, dvs. at nedbrytningen kan ha vært lik eller har overskredet tilførselen av organisk materiale i sedimentene. Differansen mellom verdiene for glødetap og verdiene for organisk karbon (fig. 4.6) utgjør trolig tap av krystallvann og adsorbtiivt vann. Nedgangen i glødetaps-verdien ved inngangen til lag C1 skyldes trolig først og fremst reduksjon i tap av krystallvann og adsorbtiivt vann som følge av et lavere innhold av leire i sedimentene i C1 (se kap. 3). Svensson (1989) anser glødetapet for ren, steril leire på anslagsvis 5 % som følge av tap av krystallvann og adsorbtiivt vann.

Lag C1 tolkes avsatt i et lakustrint miljø med Bu-113 isolert fra fjorden. Bassenget er trolig omgitt av bart fjell og løsmasser som avgir lite næringssalter, og som gir sure, oligotrofe betingelser i innsjøen.

Marin fase:

Overgangen fra lag C1 til lag C2 (sandig silt) er markert ved en skarp litologisk grense. En total utskiftning av diatomé-sammensetningen fra ferskvannsformer til marine former inntreffer først noe over (3-4 cm) den litologiske overgangen til lag C2. Likevel er den litologiske overgangen satt som en grense som markerer skifte fra et lakustrint til et marint miljø. Til tross for en lav konsentrasjon av diatoméer (markert lavere enn i lag C1) indikerer diatomé-sammensetningen i lagene C2 (sandig silt) og C3 (grusig silt) et marint strandsone-miljø. Diatoméene i lagene C2 og C3 er sterkt preget av korrosjon. Opptredenen av pollen forsvinner helt i disse to enhetene. Lav produktivitet (for pollen: redusert influks) og korrosjon kan forklare den lave konsentrasjonen av diatomé-skall og pollen i sedimentene. Opptredenen av dinoflagellat cyster øker markert i C2 og C3 og bekrefter tolkningen av disse lagene som marint avsatt. Glødetapet viser en svak økning gjennom C2 og C3, men innholdet av organisk karbon er tilnærmet konstant.

En økning i innslaget av grus oppover (lag C3) kan indikere et mer høy-energi regime med økt bølgepåvirkning fra et havnivå under regresjon og som nærmer seg terskelnivå i Bu-113. Men opptreden av polyhalobe diatoméer er sterkt fremtredende helt opp til overgangen til laget over (D1), og viser ingen tegn til en eventuell oppferskning av bassenget, ved f.eks. en økning i ferskvannsformer, forut for basseng-isolasjonen.

Lakustrin fase:

Overgangen fra lag C3 til lag D1 er diatomologisk meget skarp. Overgangen karakteriseres også ved en litologisk endring fra grusig silt (C3) til grov sand med grus (D1), men den litologiske overgangen er langt jevnere enn den diatomologiske. De marine diatoméene fra lag C3 forsvinner helt og erstattes av ferskvannsdiatoméer ved overgangen til lag D1. Overgangen understrekes også ved en kraftig økning i konsentrasjonen av diatomé-skall i sedimentene. Tallet på intakte, hele diatomé-skall er høyere sammenlignet med enhetene under og indikerer at en stor andel av ferskvannsdiatoméene representerer en del av det autoktone materiale i sedimentene (se under Generelt i dette kapitlet). Også pollen returnerer i lag D1 med *Betula* som mest fremtredende, men også med opptreden av *Alnus* og *Pinus*. Dinoflagellat cystene forsvinner helt, og glødetapet er svakt økende gjennom lag D1.

Diatomé-sammensetningen i lag D1, som forøvrig er svært lik sammensetningen i lag C1, indikerer et surt, meso- til oligotroft ferskvannsmiljø. Et noe høyere innslag av mer næringskrevende ferskvannsdiatoméer kan, dersom disse utgjør en del av det autoktone materialet i sedimentene, indikere en svak bedring i næringsbetingelsene i den isolerte innsjøen. En svak bedring i næringsbetingelsene (sammenlignet med den lakustrine fasen i lag C1) kan indikere at Bu-113 har gjennomgått en utvikling fra å være et nærings- og sedimentfattig grunnfjellsbasseng, hovedsaklig omgitt av bart grunnfjell og grove løsmasser ("rocky lake", Pearsell, 1924 cf. Patrick & Reimer, 1966), til et basseng delvis fylt med sedimenter og med løsmasse-dekkede omgivelser som lettere frigir næringsalter til innsjøen (karakterisert som "silty lake" av samme forfatter).

Tilgangen på humus-stoffer er svært viktig for produktiviteten i vannsøylen (Patrick & Reimer, 1966). En mulig økning i tilgangen på oppløste humus-stoffer i vannsøylen kan også være årsaken til en noe rikere diatomé-flora i lag D1 sammenlignet med lag C1. Gjeninntredenen av pollen i sedimentene sammen med den svake økningen i glødetap i lag D1 kan støtte en slik tolkning.

Brakkvanns-fase:

Lag D2 er karakterisert ved en svært rik diatomé-flora. Diatomé-sammensetningen er karakteristisk for et brakkvanns-habitat og domineres av salinitets-tolerante (oligohalobe-indifferente og -halofile) former. En dominans av næringskrevende (eutrofe) diatoméer som kjennetegner et brakkvanns-habitat, støtter opp om en slik tolkning. Lag D2 karakteriseres også ved en gjeninntreden av dinoflagellat cyster og en markert opptreden av foraminiferer. Grønnalgen *Pediastrum* har en begrenset førstegangs-opptreden i lag D2. Pollen fra *Betula* og *Alnus* viser en svak nedgang i lag D2.

En blanding av ferskvannsindikatorer (*Pediastrum*) og marine indikatorer (foraminiferer og dinoflagellat cyster) støtter opp om tolkningen av brakkvannsforhold under avsetningen av lag D2 i Bu-113. Foraminiferene domineres av polare (*Neoglobigerina pachyderma* (sin.)) og subpolare (f.eks. *Globigerina quinqueloba*) former og tyder på en jevnlig innstrømning av kalde vannmasser inn i bassenget fra fjorden. *N. pachyderma*(sin.) opptrer i vanntemperaturer < 10 °C (Bé & Tolderlund, 1971).

Den kraftige økningen i verdiene for glødetap og organisk karbon indikerer en økning i den organiske produksjonen på land og i vannsøylen i bassenget. Bu-113 er i denne perioden trolig en del av en større bukt på Buneset. Bassenget mottar jevnlig kaldt overflatevann fra en fjord i nivå med bassengterskelen.

Lakustrin fase (endelig basseng-isolasjon):

Overgangen fra lag D2 til lag E1 (fin detritus gytje) er karakterisert ved en kraftig økning i opptredenen av grønnlagene (først og fremst *Pediastrum*) og i opptredenen av akvatiske planter. Dinoflagellat cystene forsvinner helt i lag E1. Diatomé-sammensetningen preges av en økning i halofobe arter og indikerer ferskvannsforhold. Konsentrasjonen av diatoméer i sedimentet er svært høy og tyder på gode næringsbetingelser og en høy produktivitet i vannsøylen. Den markerte opptredenen av *Pediastrum* indikerer også gode (eutrofe) næringsbetingelser. Økningen i verdiene for glødetap og organisk karbon fortsetter fra laget under (D2), og indikerer en betydelig organisk produksjon i vannsøylen og på land.

Lag E1 tolkes som lakustrint avsatt med Bu-113 påny isolert fra fjorden. Ifølge Anundsen (1964) er det kun funnet ferskvanns-indikatorer fra gytje-overgangen (korrelert med overgangen fra lag D2 til lag E1, se under Pollen, kap. 4.2.2) og videre oppover i stratigrafien av Bu-113. Denne lakustrine fasen indikerer dermed den endelige isolasjonen av bassenget fra fjorden.

5.1.2. Sedimentasjons-miljø Vambheim-119

Tidlig fase:

Formasjon A (lagene A1, A2 og A3) er tilnærmelsesvis tomme for mikrofossiler. Tolkningen av sedimentasjonsmiljø for disse lagene er høyst usikker og er basert på funn av noen ytterst få mikrofossiler, samt utfra glødetap og litologi. Glødetaps-verdiene er svakt økende oppover i formasjonen. Innholdet av organisk karbon er gjennomgående svært lavt, og tyder på lav organisk produksjon i vannsøylen og eventuelt på land. Differansen i verdiene av glødetap og organisk karbon tyder på stort tap av krystallvann (se kap. 3.3).

Lag A1 (grovlaminert sandig silt og sand med grus) inneholder ferskvannsdiatoméer og kan være lakustrint avsatt. Laget er forøvrig tom for mikrofossiler. Det er ikke funnet mikrofossiler i lag A2 (grovlaminert sandig silt og fin sand). I lag A3 (finlaminert sandig silt og fin sand) er det funnet enkelte pollen av *Pinus*, *Betula* og *Corylus*. I tillegg har lag A3 en markert opptreden av dinoflagellat cyster, hovedsaklig den salinitetstolerante

kaldtvannsformen *Peridinium faeroense*, som kan indikere at lag A3 er marint avsatt. Noen ytterst få foraminiferer er i tillegg funnet spredt i formasjon A.

Lakustrin fase:

Overgangen fra lag A3 til lag B1 er diatomologisk meget skarp, og utgjør et markant skille mellom de tomme eller ekstremt diatomé-fattige lagene under og diatoméene i lag B1. Overgangen karakteriseres også ved en markert litologisk endring fra finlaminert sandig silt og fin sand (A3) til grov sand med grus (lag B1). Verdiene for glødetap og organisk karbon går ned i lag B1 og dinoflagellat cystene forsvinner helt. Diatomé-sammensetningen domineres helt og holdent av ferskvannsformer og indikerer et surt, oligotroft ferskvannsmiljø. Lag B1 tolkes som lakustrint avsatt.

Marin fase ?:

Ved overgangen til lag B1 (sandig silt med grus) er det en svak økning i glødetap samtidig som innholdet av diatoméer i sedimentene brått forsvinner. Endringen i litologi, glødetap og, ikke minst, i diatomé-innholdet indikerer endringer i sedimentasjonsmiljøet ved overgangen fra lag B1 til lag B2. Lag B2 kan representere en marin episode hvor ferskvannsdiatoméene forsvinner og bassenget influeres av fjordvann. Mangelen på eventuelle marine diatoméer i lag B2 kan skyldes en opprinnelig lav konsentrasjon av diatoméer i vannsøylen i fjorden eller som følge av senere korrosjon og oppløsning i sedimentet (se under Havnivå-indikatorer i dette kapitlet). En svak opptreden av dinoflagellat cyster og foraminiferer kan støtte opp om tolkningen av B2 som marint avsatt. Like under overgangen til lag C1 er det påny en svak gjeninntreden av diatoméer i sedimentet, alle av ferskvannsformer, og kan indikere en begynnende oppferskning av bassenget. Likevel er tolkningen av sedimentasjonsmiljøet for lag B2 basert ikke så mye på innholdet av mikrofossiler, men snarere mangelen på disse. Laget er distinkt avgrenset mellom diatomé-rike ferskvannssedimenter over og under, og markerer et avbrudd i det lakustrine miljøet som disse sedimentene representerer.

Lakustrin fase:

Overgangen fra lag B2 til lag C1 (sandig grus) er litologisk og diatomologisk skarp. Kontrasten er stor mellom det diatomé-tomme lag B2 og den høye konsentrasjonen av diatoméer i de påfølgende lagene over (C1-C4). Diatomé-sammensetningen i lagene C1-C4 domineres overveiende av ferskvannsdiatoméer og er nesten identisk med diatomé-sammensetningen i lag B1. Diatomé-skallene er overveiende intakte og hele, inkludert de mest sarte og tynnskallete, og indikerer at ferskvannsdiatoméene representerer en del av det autoktone materiale i sedimentene (se under Generelt i dette kapitlet). Diatomé-sammensetningen gjenspeiler, som i lag B1, et surt, oligotroft ferskvannsmiljø.

Verdiene av glødetap og organisk karbon når et minimum i lag B1 og i lagene C1-C4. Ferskvannssedimenter karakteriseres vanligvis ved å ha et høyere innhold av organisk materiale sammenlignet med sedimenter avsatt marint (se under Havnivå-indikatorer i dette kapitlet). Det lave innholdet av organisk materiale i disse enhetene kan tilskrives det lave oppbevaringspotensialet for organisk materiale i de tildels grove sedimentene. Likeledes

kan det lave organiske innholdet i sedimentene knyttes til liten organisk produksjon på land og i vannsøylen. Forskjellen i glødetapsverdiene mellom lag B2 og lagene B1, C1-C4 skyldes trolig i hovedsak forskjell i tap av krystallvann snarere enn forskjeller i innholdet av organisk materiale (se kap. 3.3).

Som lag B1, tolkes lagene C1-C4 som lakustrint avsatt med Vambheim-119 isolert fra fjorden.

Marin fase:

Overgangen fra lag C4 til lag C5 er diatomologisk skarp. Litologisk skjer endringen ved en jevn overgang fra sandig silt (C4) til grusig silt (C5). Ferskvannsdiatoméene fra lag C4 forsvinner helt ved overgangen og erstattes med marine diatoméer. Diatomé-sammensetningen i lag C5 er betegnende for et marint strandsonemiljø. Den salinitetstolerante (euryhalobe) karakteren til de marine formene kan vitne om betydelige salinitetsvariasjoner i strandsonen. Konsentrasjonen av diatomé-skall er høy i lag C5 (men dog noe lavere enn i lag C4) og skallene bærer i stor grad preg av korrosjon og mekanisk slitasje. Også dinoflagellat cystene gjør en gjeninntreden i sedimentene og støtter opp om tolkningen av lag C5 som marint avsatt. Den høye opptredenen av *Pinus* i sedimentene kan indikere en marin overrepresentasjon (se under Havnivå-indikatorer i dette kapittelet).

Lag C5 tolkes som marint avsatt.

Lakustrin fase (endelig basseng-isolasjon):

Overgangen fra lag C5 (grusig silt) til lag D1 (siltig fin-detritus gytje) karakteriserer overgangen fra minerogent dominerte sedimenter til sedimenter av hovedsaklig organisk opprinnelse. Følgelig karakteriseres overgangen ved en kraftig økning i verdiene for glødetap og organisk karbon, og vitner om en betydelig organisk produksjon på land og i vannsøylen i bassenget. Diatomé-sammensetningen viser en markert nedgang i de marine formene og en tilsvarende økning i ferskvannsformer, og indikerer dermed en overgang til ferskvannsforhold og et lakustrint sedimentasjonsmiljø. Også dinoflagellat cystene forsvinner og bekrefter, sammen med en svak førstegangs-opptreden av grønnalgene *Pediastrum* og *Botryococcus*, overgangen til ferskvannsforhold i lag D1. Opptredenen av *Pinus* - pollen, som var så markert i pollen-spektrene i lag C5, reduseres betydelig ved inngangen til lag D1 og erstattes av høye *Betula* -verdier.

Lag D1 tolkes som lakustrint avsatt med Vambheim-119 isolert fra fjorden. Pollen- og diatomé-analysen videre oppover i stratigrafien viser kun ferskvanns-indikatorer og indikerer dermed at denne lakustrine fasen representerer den endelige isolasjonen av Vambheim-119.

5.1.3. Sedimentasjonsmiljø Vambheim-128

Et ekstremt høyt innhold av oppknuste og fragmenterte diatomé-skall i sedimentene i Vambheim-128 kan indikere et turbulent sedimentasjonsmiljø og en betydelig tilførsel av

allokton materiale til bassenget. Beliggende ved foten av en elvevifte har trolig ført til både høy turbulens og store mengder allokton materiale i vannsøylen i bassenget. Et betydelig innslag av en allokton mikroflora- og fauna i sedimentene vanskeliggjør tolkningen av bassengets eget sedimentasjons-miljø. Bassenget er i tillegg svært grunt, generelt mindre enn 3 m fra overflaten, og med bunnen av bassenget bare omlag 1 m under bassengets terskelnivå. Dette innebærer at sedimentene i bassenget ligger svært utsatt til for senere erosjon og resedimentering. Lagfølgen i bassenget kan dermed ha flere hiatuser. Hiatusene kan være enten i form av erosjonskontakter i sedimentene eller ved at de tilførte sedimentene er fraktet videre over bassengterskelen uten å fanges inn i bassenget. Flere litologisk skarpe overganger i den nedre minerogene delen peker i retning av dette. Eventuelle hiatuser i lagfølgen i bassenget skaper ytterligere vansker ved rekonstruksjonen av bassengets sedimentasjonsmiljø. Tolkningen av sedimentasjonsmiljøet i Vambheim-128 er på bakgrunn av dette derfor svært usikker.

Lagene A, B, C, D og E er tomme for diatoméer, og er forøvrig ytterst fattig på mikrofossiler. En begrenset opptreden av foraminiferer i lagene A og E kan tyde på at disse er marint avsatt eller ihvertfall marint influert. Skarpe liologiske overganger karakteriserer lagene imellom (B, C og D) og kan indikere hiatuser i denne lagfølgen.

Overgangen til lag F karakteriseres ved førstegangs-opptreden av diatoméer. Lagene F, G og H innehar alle ferskvannsdiatoméer. Til tross for en ekstremt høy fragmenteringsgrad på skallene, og en sannsynlig allokton tilførsel, indikerer opptredenen av ferskvannsformer (og mangelen på marine former) at lagene F, G og H er ferskvannsedimenter, lakustrint avsatt. Ved overgangen fra lag F til lag G endres litologien fra minerogent dominerte sedimenter til sedimenter hovedsaklig av organisk opprinnelse. Denne overgangen karakteriseres følgelig ved en kraftig økning i verdiene for glødetap og organisk karbon. Gruslaget (lag F) kan representere en hiatus mellom de minerogent dominerte sedimentene og de organiske sedimentene over.

Den nedre minerogene del av sedimentene i Vambheim-128 antas å være marint influert, muligens ved at lagene A og E er marint avsatt. Lagene F, G og H tolkes lakustrint avsatt.

5.2 Basseng-basseng korrelasjon

Basseng-basseng korrelasjonen er svært viktig for å kunne klargjøre hvorvidt de observerte endringene i sedimentasjons-miljøet kun er begrenset til ett basseng eller om endringene kan observeres i begge bassengene og dermed dokumentere regionale endringer i havnivå. I tillegg er en slik basseng-basseng korrelasjon viktig for å kunne spore opp eventuell resedimentering eller hiatuser i lagfølgen i ett av bassengene

For Bu-113 og Vambheim-119 er hver enkelt formasjonsenhet forsøkt korrelert bassengvis. Det tredje bassenget, Vambheim-128, er, på grunn av lav oppløselighet i sedimentene (mindre enn 3 m's sedimentsøyle), holdt utenfor korrelasjonen. Korrelasjonen er i hovedsak basert på enhetenes mikrofossil-innhold, glødetap, litologi og ^{14}C dateringer. Det lave antall ^{14}C dateringer gjør den bassengvise korrelasjonen vanskeligere. Figur 5.1

viser en sammenstilling av glødetapskurvene for de 3 undersøkte bassengene, og en forsøksvis korrelasjon mellom kurvene for Vambheim-119 og Bu-113. Figur 5.2 viser en forsøksvis korrelasjon mellom formasjonsenhetene i Bu-113 og Vambheim-119. Hele lagfølgen i begge bassengene er her forsøkt korrelert (øvre grense for formasjon A i Bu-113 korreleres med øvre grense til formasjon A i Vambheim-119, osv.). I figur 5.3 er korrelasjonen foretatt mellom de øvre ferskvanns- og marine enhetene i Bu-113 og Vambheim-119. Korrelasjonen er her foretatt fra den øvre isolasjonskontakten og ned til det første diatomé-tomme laget i begge bassengene. I de øvre ferskvanns- og marine enhetene er innholdet av mikrofossiler forholdsvis høyt og gir, sammen med ^{14}C dateringer, en noe sikrere korrelasjon sammenlignet med enhetene nedenunder. Den øverste marine enheten i Bu-113 er korrelert med den øverste marine enheten i Vambheim-119. Denne korrelasjonen støttes i tillegg av ^{14}C dateringene (og eventuelt peak'en i Vedde-asken i Bu-113). Den marine fasen under og den lakustrine fasen imellom kan gjenkjennes i begge bassengene. Brakkvannsfasen i Bu-113 er det ikke noen tegn til i Vambheim-119.

Det må understrekes at over- og undergrensene for alle de korrelerte enhetene ikke er ment å være synkrone tidsflater, men kun antatt å representere samme geologiske hendelser (event) (De nedre korrelerte enhetene i begge bassengene kan likevel ha tilnærmedesvis synkrone over- og undergrenser, etterfulgt av diakrone enheter over etterhvert som en skjev landhevning har frembrakt større høydeforskjeller mellom bassengenes terskler. Dette siste er foreløpig bare spekulasjoner).

Dersom korrelasjonen mellom Bu-113 og Vambheim-119 er riktig, kan de observerte endringene i det relative havnivå karakteriseres som regionale, med innvirkning på hele indre Hardanger. På basis av disse korrelasjonene kan det ikke spores noen betydelige mangler i lagfølgen i de to bassengene. Strandforskyvningskurven i fig. 5.4 er basert på riktigheten av korrelasjonene i figur 5.3.

5.3 Strandforskyvning i indre Hardanger

Generell beskrivelse

Fig. 5.4 viser strandforskyvningskurven for indre Hardanger basert på korrelasjonen i fig. 5.3. Terskelhøydene for de undersøkte bassengene er ikke korrigeret for skjev landhevning. Få ^{14}C dateringer og det faktum at kurven reelt sett kun er basert på to bassenger gjør at den må betraktes som en foreløpig arbeidsmodell (se diskusjonen nedenfor under avsnittet Tidsrammer).

Regresjonen, representert ved den nedre marin-ferskvannsovergangen i bassengene i fig. 5.4, blir avløst av en markert transgresjon, registrert som en fersk-marin-fersk skiftning i begge de to laveste bassengene. (Begrepet marin transgresjon benyttes her i henhold til Jardine's (1975) definisjon som en stigning av havnivå (middel vannstanden) relativt til land, uavhengig av årsak). Etter at transgresjonen kulminerer følger påny en regresjon, hvorpå både Vambheim-119 og Bu-113 blir isolert fra fjorden, det førstnevnte

bassenget også endelig isolert. En mulig siste fluktusjon opptrer, kun registrert i Bu-113 som en brakkvannsfase, før også det lavest-liggende bassenget blir endelig isolert.

Bunnen av regresjons-minimum eller toppen av transgresjons-maksimum, og dermed den eksakte amplituden på havnivå-oscillasjonen, er ukjent. Et minimums-anslag over amplituden for transgresjonen er 6 m, regnet utfra høydeforskjellen mellom (de ukorrigerede) tersklene for Vambheim-119 og Bu-113. Transgresjonstoppen kan være definert ved de fremtredende terrasse-flatene i 120-125 m's høyde i Ulvik, og med en amplitude for transgresjonen kanskje i størrelsesorden 7-12 m.

Selv om Vambheim-128 har et marint innslag (representert ved opptreden av noen få foraminiferer fordelt på to lag, A og E) er det ikke kjent hvilke marine faser disse tilhører. Det eneste en med rimelig sikkerhet kan fastslå er at havnivå ikke har overskredet terskelen til Vambheim-128 etter ca. 8.5 kyr BP (representert ved gytje-overgangen, ^{14}C datert til 8485 ± 120 BP (T-9654 A), og ferskvannssedimentene over).

Tidsrammer

Tidsrammene for de observerte havnivå-endringene er definert imellom tiden fra lokalitetene senest ble isfri og til tidspunktet for den endelige isolasjonen av det lavest-liggende bassenget. Den endelige isolasjonen av Bu-113 er satt til ca 9.7 kyr ^{14}C BP. Lakustrin gytje like over isolasjonskontakten er ^{14}C datert til $9\ 665\pm 125$ BP (T-9619A), og er i god overensstemmelse med Anundsen's (1964) datering på $9\ 720\pm 330$ BP (T-585) av samme gytje-overgang. Brakkvannsfasen under er aksellerator-datert til $10\ 065\pm 125$ BP (Ua-2586) og er antatt å gi alderen på en fjord med overflaten i nivå med bassengterskelen (113 m o.h.).

Tidspunktet for deglasiasjonen av indre Hardanger er derimot dårlig definert ettersom de foreliggende ^{14}C dateringene kun gir minimumsaldre for deglasiasjonen. Gytje fra Tranemyr, Ulvik, datert til $10\ 010\pm 210$ ^{14}C BP (T-10698A) (vil bli publisert i et senere arbeid) sammen med de ovenstående dateringene viser at indre Hardanger har vært isfri senest fra $10\ 000$ ^{14}C BP. Lakustrin gytje like over den endelige isolasjonskontakten til Vambheim-119 er konvensjonelt ^{14}C datert til $10\ 935\pm 135$ BP (T-9618A) og aksellerator datert til $8\ 400\pm 95$ BP (Ua-2584). Pollen-analysen fra Vambheim-119 viser at den sistnevnte dateringen opplagt må være for ung. Omlag 25 cm over det ^{14}C daterte nivået er det en markert *Pinus*-oppgang i pollen-sammensetningen korrelert til overgangen mellom pollensone 1a og 1b etter Simonsen's (1980) lokale sone-inndeling (fig. 4.19). Denne overgangen er av Simonsen (1980) ^{14}C datert til ca. 8 900 BP. Den konvensjonelle dateringen (10.9 kyr ^{14}C BP) er derfor valgt som en tilnærmet alder på den endelige isolasjonen av Vambheim-119 og gir følgelig også en minimumsalder for deglasiasjonen av indre Hardanger (selv om dette kommer i konflikt med konklusjoner fra tidligere arbeider, se nedenfor under avsnittet Strandlinjer, marine grenser og isavsmelting).

Toppen og bunnen av den øverste marine enheten i Bu-113 er også forsøkt ^{14}C datert. Aksellerator-dateringene (begge utført på den lutløselige fraksjonen av materialet) ga h.h.v. 9550 ± 110 BP (TUa-415) og 7595 ± 80 BP (TUa-416). Dateringene

er invertert (den øverste av disse to er eldst) og begge gir en lavere alder enn dateringene av gytjen over. Aksellerator-dateringene er derfor antatt å gi for ung alder. Det eneste holdepunktet for en alder av denne marine enheten i Bu-113 er derfor en maksimums-opptreden av Vedde-aske midt i lag C2. Konsentrasjonen av askepartikler er lav og opptredenen av asken er heller ikke distinkt avgrenset til dette laget, og gir slik sett ikke noe entydig daterings-holdepunkt. Askepartiklene, som utelukkende er funnet i kornstørrelsesfraksjonen 63-125 μm , har altså en maksimums-opptreden i et lag med en finkornig (silt) matriks. Lagene like over (lag C3 og D1) og under (lag C1) er av grovere sammensetning og følgelig med et lavt innhold av partikler i kornstørrelses-fraksjonen 63-125 μm . Eventuelle askepartikler opprinnelig avsatt i disse lagene kan derfor senere være vasket ut, og dermed gi opphav til en fiktiv maksimums-opptreden i det mer finkornete laget imellom. Hvorvidt maksimums-opptredenen av Vedde-aske i lag C2 virkelig representerer en primær avsetning (^{14}C datert til ca 10.6 kyr BP; Mangerud *et al.*, 1984) med en "hale" av aske over og under maksimums-opptredenen, eller det hele er av sekundær opprinnelse, er derfor vanskelig å avgjøre. En alder på omkring 10.6 kyr BP for lag C2 (dvs. omtrent midt i transgresjonen) er imidlertid rimelig bra i overensstemmelse med den antatte alderen på den øverste marine enheten i Vambheim-119, som altså den øverste marine enheten i Bu-113 er korrelert med. Det er kun funnet små konsentrasjoner av Vedde-aske i den øverste marine enheten i Vambheim-119.

Overgangen mellom pollensone 1a og 1b, de to eldste pollensone i Simonsen's (1980) lokale sone-inndeling, gjenkjennes ved *Pinus*-oppgangen både i Vambheim-119 (se ovenfor) og Bu-113. *Pinus*-oppgangen som markerer overgangen mellom sone IV og V i Anundsen's (1964) pollendiagram fra Bu-113 (fig. 2.12), samsvarer trolig med overgangen fra Simonsen's sone 1a til 1b. Det er ikke gjort noen forsøk på videre å korrelere opptredenen av pollen under denne overgangen med andre pollendiagram for eventuelt å kunne gjenkjenne en eldre (Allerød/ Yngre Dryas) vegetasjon. Til det er de utførte tellingene for få og pollensammensetningen for sterkt preget av det skiftende sedimentasjonsmiljøet i bassengene.

Relativ dårlig alderskontroll og usikre tidsrammer til tross; den observerte transgresjonen er opplagt av sen-glasial alder. Plassert sammen med strandforskyvningskurvene fra Sotra (Stabell, 1982) og Bømlø (Kaland, 1984) er den framstilte kurven fra indre Hardanger rimelig bra i overensstemmelse med disse både med hensyn til aldersestimatene ovenfor og amplituden i transgresjonen (fig. 5.5 og fig. 5.6). Også den siste havnivå-fluktuasjonen på kurven kan være registrert andre steder (bl.a. i Yrkje, K. Anundsen, pers. medd.). På bakgrunn av dette tolkes transgresjonen i indre Hardanger til å være den samme som den veldokumenterte sen-Weichsel transgresjonen ute ved kysten ("Yngre Dryas transgresjonen"; Anundsen, 1985) (se likevel diskusjonen nedenfor).

Strandlinjer, marine grenser og isavsmelting

Resultatene fra de to undersøkte bassengene i Ulvik (Vambheim-119 og Vambheim-128) viser at de fremtredende terrasse-avsetningene med nedre kant i 120-125 m's høyde

i Ulvik er marint avsatt, og bekrefter dermed tidligere antagelser (Simonsen, 1963). Ettersom begge disse bassengene har innslag av marine indikatorer er sannsynligvis sen-glasial marin grense høyere enn terskelen til det høyest-liggende av disse to, dvs over 128 m o.h. Den sen-glasiale marine grense i Ulvik kan dermed være definert ved høyden på øvre kant til de øverste terrassene. De mest nøyaktige målingene i så måte er utført på Tunheimterrassen med øvre kant målt til 129.2 m o.h. av Kaldhol (1941). På bakgrunn av dette foreslås den sen-glasiale marine grense i Ulvik hevet fra ca 120 m o.h. (Simonsen, 1963) til ca 129 m o.h.

Sen-glasial marin grense på Buneset, Ullensvang, kan med sikkerhet fastslås å være over 113 m o.h. Hvor mye høyere havet har stått her er fremdeles et åpent spørsmål. De høyeste terrassene i nærheten av Buneset, Bjotveit (ca 128 m o.h.) og Erdal (ca. 122 m o.h.), er av Høltedahl (1975) karakterisert som glasifluviale avsetninger, bygget opp over marin grense. De registrerte havnivå-fluktuasjonene i Bu-113 kaster et nytt lys over tolkningen av de mektige terrasse-avsetningene både i Eidfjord og i Kinsarvik. Terrasse-avsetningene i Eidfjord har vært regnet for å være én av nøkkel-lokalitetene for forståelsen av landhevingen og deglasiasjonen i indre Hardanger. Den mektige terrassen på Hereid i nedre Eidfjord, med overflaten ca 102-113 m o.h. (Anundsen, 1964), er særlig sentral ettersom denne er knyttet til det markerte morenesystemet tilhørende Eidfjord-Osa stadiet (Anundsen & Simonsen, 1967). I tillegg har Eidfjord én av de få terrasse-avsetningene langs Hardangerfjorden hvor det finnes ^{14}C dateringer fra; en einerkvist ^{14}C datert til 9680 ± 90 BP (T-886) funnet i skrålagene i en terrasse på Legreid, nedre Eidfjord, med overflaten ca 23 m o.h. (Rye, 1969).

På bakgrunn av resultatene fra Bu-113 er det grunn til å anta at marin grense også for Eidfjord er over 113 m o.h. En slik minimumsverdi for marin grense i Eidfjord støtter opp om Anundsen's (1964) antagelser om at en 113 m's terrasse i Hjølmødal i øvre Eidfjord er marint avsatt. Dette er forøvrig i strid med Rye's (1969) anslag av marin grense i Eidfjord til ca 100 m o.h., og hans tolkning av Hereid-terrassen med overflaten delvis bygget opp over havnivå som et sandurdelta. Spor etter et havnivå høyere enn 113 m i Eidfjord kan foreløpig ikke dokumenteres. Noen blokkrike og sterkt skrånende terrasser i 126 og 150 m's høyde i øvre Eidfjord er av Anundsen (1964) antatt å være avsatt i en bredemt lateralsjø.

Rye (1969) tolket terrassene i nedre Eidfjord, både på Legreid- og Hereid-siden, til å være rester fra en avsetning som opprinnelig har fylt hele dalbunnen i nedre Eidfjord. Hereid-terrassen er dermed antatt å være en rest fra en slik avsetning med den opprinnelige overflaten bevart. De lavere-liggende terrassene er tolket som sekundære erosjonsflater, og således er skrålagene i terrassen på Legreid-siden, hvor den daterte einerkvisten er funnet, antatt å tilhøre de primære skrålagene til den opprinnelige avsetningen. Dateringen av einerkvisten (9680 ± 90 BP; T-886) er av Rye (op. cit.) dermed antatt å gi en maksimumsalder på Hereid-terrassen. En slik tolkning er ikke i overensstemmelse med resultatene fra Bu-113. De registrerte havnivå-endingene fra dette bassenget viser at den mektige Hereid-terrassen er bygget opp under minst én transgresjons-syklus (kanskje 2-3), med transgresjonstoppen over 113 m, dvs den omtrentlige høyden på øvre kant av Hereid-terrassen. Hereid-terrassen kan således være bygget opp og bearbeidet over lang tid.

Siste gang havnivå stod omkring 113 m o.h. var ca 10 kyr ^{14}C BP. Havnivået kan ha hatt en lengre stillstand i dette nivået (representert ved brakkvannsfasen i Bu-113), eventuelt med en mindre fluktusjon, før regresjonen i Holocene. Einerkvisten er deretter trolig avsatt i skrålage til et primært delta avsatt i en fjord med overflaten under 113 m (Bu-113 endelig isolert ca 9.7 kyr ^{14}C BP). Denne tolkningen innebærer at skrålage i 23 m's terrassen på Legreid ikke er gjenstående erosjonsrester av skrålage til Hereid-terrassen. Den daterte einerkvisten gir således heller ingen maksimumsalder på Hereid-terrassen.

Dannelsen av den mektige terrasse-avsetningen i Kinsarvik, ca 110 m o.h. (Holtedah, 1975), er trolig svært lik Hereid-terrassen's utvikling. Også denne avsetningen har trolig fått overflaten bearbeidet av fjorden siste gang omkring 10 kyr ^{14}C BP, før regresjonen i Holocene. Felles for de høyeste terrasse-avsetningene i indre Hardanger er at de trolig er bygget opp under minst én transgresjons-syklus.

Dersom den fremstilte strandforskyvningskurven for indre Hardanger er korrekt impliserer det at Hardangerfjorden var isfri allerede under Allerød kronosone og kanskje enda tidligere, og at det har vært en åpen, isfri forbindelse helt ut til kysten etter den tid, også under Yngre Dryas. En slik tolkning er i konflikt med tidligere fremsatte ismodeller for Vest-Norge (bl. a. Mangerud *et al.*, 1979; Sindre, 1980), og som innebærer en isfylt Hardangerfjord under Yngre Dryas med isfronten liggende ute ved fjordmunningen. Det er i flere arbeider fremholdt at brefronten i Bergens-området trakk seg betydelig tilbake både under Bølling og Allerød kronosone (bl.a. Holtedah, 1964; Mangerud, 1977), men at den senere, under h.h.v. Eldre Dryas og sen Yngre Dryas, rykket fram til kysten igjen (Mangerud, 1977; Mangerud *et al.*, 1979). Den endelige tilbaketrekningen av isfronten fra denne posisjonen er antatt å ha startet etter 10.5 kyr ^{14}C BP, anslagsvis 10.2 - 10.0 kyr ^{14}C BP (Aarseth & Mangerud, 1974).

England (1983) beskriver hvordan 2 ulike ismodeller i en arktisk fjord gir opphav til ulik strandforskyvning langs fjordsidene (fig. 5.6). Modell 1 fremstiller en isbre med fronten liggende helt ut til fjordmunningen i sen-glasial tid. Den etterfølgende tilbaketrekningen av brefronten fører til progressivt yngre marine grenser innover mot fjord-enden. Langs fjordsidene registreres kun regresjonen i Holocene. Modell 2 fremstiller en isbre liggende med fronten mer eller mindre stabilt innerst i fjord-enden i sen-glasial tid, og med selve hovedfjorden isfri eller sjøis-dekket. Langs fjordsidene, utenfor breranden, kan marin grense ha blitt etablert i god tid før eller like forut for regresjonen i Holocene. I modell 2 kan også transgressive faser registreres før regresjonen i Holocene.

Selv om England's (1983) skjematisk fremstilling ikke helt uten videre kan overføres til Hardangerfjorden, kan likevel prinsippene bak disse modellene illustrere på en enkel måte konflikten mellom en isfylt Hardangerfjord under Yngre Dryas med brefronten liggende ute ved fjordmunningen og den dertil forventede strandforskyvningen langs fjordsidene, og strandforskyvningen langs fjordsidene under en isfri Hardangerfjord. En situasjonen tilsvarende modell 2, før og under Yngre Dryas, er utvilsomt mest forenelig med den fremstilte strandforskyvningskurven for indre Hardanger.

Av mangel på dateringer av terrasse-avsetninger langs Hardangerfjorden har Hamborg (1983), ved fremstillingen av strandlinjediagrammet for Hardangerfjorden,

basert seg på prinsippet om progressivt yngre marine grenser innover mot fjord-enden (fig. 2.8), analogt med England's (op. cit.) modell 1. Dersom den observerte sen-glasiale transgresjonen i indre Hardanger er identisk med sen-Weichsel transgresjonen ute ved kysten (f.eks. Stabell, 1982; Kaland, 1984), er trolig den sen-glasiale marine grense langs fjorden, som ved kysten, knyttet til selve transgresjonen. Dermed kan de sen-glasiale marine grensene langs fjordsidene ha tilnærmedesvis lik alder, og innebærer isåfall at de høyeste strandlinjene i indre Hardanger er minst ett tusen år eldre enn tidligere antatt. Dette gir bedre tid til oppbygning av de mektige, terrasserte israndavsetningene innerst i fjordendene (jfr. Eidfjord-avsetningen), og som opprinnelig var antatt å representere isfronten i "Ra-tid" (Kaldhol, 1941; Undås, 1944).

Resultatene fra Bu-113, Vambheim-119 og Vambheim-128 må settes i sammenheng med allerede foreliggende kvartærgeologiske observasjoner både i og utenfor Hardangerfjorden. Det må understrekes at antydningene ovenfor om at Hardangerfjorden senest siden Allerød kronosone har hatt en åpen, isfri forbindelse helt ut til kysten er framsatt med basis i resultater fra kun 3 bassenger, og av den grunn kun må betraktes som forsiktige antydninger. Resultatene fra denne basseng-analysen kan forhåpentligvis bidra til å blåse nytt liv i diskusjonen om Hardangerfjordens isavsmeltings-historie og samtidig gi en økt fokusering på vestlandsfjordene. Ytterligere data-innsamling kan bringe nærmere avklaring på hvordan de kvartærgeologiske dataene fra kysten og innover langs Hardangerfjorden skal sammenfattes i én isavsmeltings-modell.

Noen sluttbemerkninger

Det er flere interessante og viktige spørsmål omkring strandforskyvningsproblematikken i Sørvest-Norge som belyses dersom strandforskyvningskurven fra indre Hardanger er riktig. Uten å gå i dybden skal det her bare kort trekkes frem et par:

1. Hva er årsaken til den markerte transgresjonen i sen-Weichsel? Anundsen & Fjeldskaar (1983) forklarer transgresjonen som en kombinasjon av glasi-isostasi og geoide-eustasi i tilknytning til brefremrykket i Vest-Norge i Yngre Dryas. Dersom denne transgresjonen også kan registreres i indre fjordstrøk og attpåtil med samme amplitude som ved kysten indikerer dette at den eustatiske faktoren under transgresjonen bør oppvurderes betydelig.

2. Startet den skrå landhevningen i Sørvest-Norge ved inngangen til Holocene? Høydeforskjellen mellom den sen-glasiale delen av strandforskyvningskurvene fra Sotra (Stabell, 1982) og Bømlo (Kaland, 1984), og indre Hardanger er oppstått i løpet av Holocene. Dette kan innebære at den skrå landhevningen i Hardangerfjorden, ihvertfall etter deglasiasjonen, ikke startet før ved inngangen til Holocene. M.a.o. kan de sen-glasiale strandlinjene fra kysten og innover i landet være tilnærmedesvis parallelle, mens strandlinjene av tidlig postglasial alder er ikke-parallelle linjer med varierende gradient.

Dette er spørsmål som kun kan nærmere besvares gjennom ytterligere data-innsamling.

KAPITTEL 6. KONKLUSJONER

1. Det er registrert en sen-glasial marin transgresjon i indre Hardanger. Få ^{14}C dateringer medfører usikre tidsrammer. På bakgrunn av alders- og amplitude-estimatene korreleres likevel den registrerte transgresjonen med den veldokumenterte sen-Weichsel transgresjonen ute ved kysten.
2. Dersom denne korrelasjonen (pkt. 1) er riktig impliserer det en isfri Hardangerfjord allerede under Allerød kronosone og kanskje enda tidligere, og at det har vært en åpen, isfri forbindelse helt ut til kysten etter den tid, også under Yngre Dryas.
3. De sen-glasiale marine grensene i indre Hardanger er trolig, som ved kysten, knyttet til transgresjonen. Dette impliserer isåfall at de høyeste strandlinjene i indre Hardanger er minst ett tusen år eldre enn tidligere antatt.
4. Marin grense i Ulvik er trolig over 128 m o.h., og foreslås hevet til ca. 129 m o.h. (høyden på øvre kant av Tunheim-terrasen). Marin grense i Eidfjord er trolig over 113 m o.h., dvs høyere enn øvre kant av Hereid-terrasen.

Referanser:

- Aa, A.R. & Mangerud, J. 1981: Glacial geology and migration of the vegetation in eastern Nordhordland, western Norway. *Norges geol. Unders.* 369, 33-75.
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, western Norway. *Boreas* 3, 3-22.
- Aarhun, K.E. 1961: The natural history of the Hardangerfjord. 2. Submarine daylight in a glacier-fed Norwegian fjord. *Sarsia* 1, 7-20.
- Alles, E., Nörpel-Schempp, M. & Lange-Bertalot, H. 1991: Zur Systematik und Ökologie charakteristischer *Eunotia*-arten (Bacillariophyceae) in elektrolytarmen Bachoberläufen. *Nova Hedwigia* 53, 171-213.
- Andriessen, P. A. M. & Bos, A. 1986: Post-Caledonian thermal evolution and crustal uplift in the Eidfjord area, western Norway. *Norges geol. Tidsskrift*, 66, 243-250.
- Anonymous, 1975: Proposals for a standardization of diatom terminology and diagnoses. In: Simonsen, R.(ed.): Third symposium on recent and fossil marine diatoms, Kiel. Sept. 9-13, 1974, *Nova Hedwigia, Beih.* 53, 323-354.
- Anundsen, K. 1964: Kvartærgeologiske og geomorfologiske undersøkelser i Simadalen, Eidfjord, Måbødalen, Hjølmødal og tilstøtende fjellområder. Hovedoppgave Univ. Bergen.
- Anundsen, K. 1977: Sediments, pollen and diatoms from two basins in Southwestern Norway. Rapport fra Geol.Inst. Univ. Trondheim, NTH, nr.1, 43pp.
- Anundsen, K. & Fjeldskaar, W. 1983: Observed and theoretical late Weichselian shorelevel changes related to glacier oscillations at Yrkje, southwest Norway, pp. 133-170 In: H. Schroeder-Lanz (ed.): *Late- and Postglacial oscillations of Glaciers: Glacial and Periglacial forms*, A.A. Balkema, Rotterdam.
- Anundsen, K. 1985: Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichselian and Holocene, southern Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 39, 205-225.
- Anundsen, K. 1991: Rapport fra forskningsprosjektet "Landhevning og neotektonikk", 1990. Den norske stats oljeselskap.
- Anundsen, K. In press: A 14 000 years sea level record from the southwestern Cordilleran ice sheet area.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. 1967: Et Preborealt breframstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. *Årbok for Univ. Bergen. Mat.-Naturv. Ser.* 1967 (7), 42 pp
- Bé, A.W.H. & Tolderlund, D.S. 1971: Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in the surface waters of the Atlantic and Indian oceans. In: B.M. Tunnell and W.R. Riedel (ed.), *The micropalaeontology of the Oceans*. Cambridge University Press, Cambridge, 105-149.
- Berglund, B.E. 1966: Late-Quaternary vegetation in eastern Blekinge, southwestern Sweden. I. Late-Glacial time. *Opera Botanica* 12:1, 1-180.

- Bergstrøm, B. 1975: Deglasiasjonsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest Norge. *Norges geol. unders.* 317, 33-69.
- Braaten, A.M. & Hermansen, D. 1985: En lito- og biostratigrafisk undersøkelse av marine og limniske sedimenter i Yrkje, Nord-Rogaland. Hovedoppgave Univ. Bergen.
- Cleve-Euler, A. 1951-55: Die Diatomeen von Schweden und Finnland. I-IV. Kungl. Svenska Vetenskaps Akad. Handl. Ser. 4., 2(1), 163 pp (1951); Ser. 4, 3(3), 153 pp (1952); Ser. 4, 4(2), 158pp (1953); Ser. 4, 4(5), 255pp (1953); Ser.4, 5(4), 232pp (1955).
- Cone, R.A., Neidell, N.S. & Kenyon, K.E. 1963: The natural history of the Hardangerfjord. 5. Studies of the deep-water sediments with continuous seismic profiler. *Sarsia* 14, 61-78.
- Denton, G.H. & Hughes, T.J. 1981: The last great ice sheets. John Wiley and Sons.
- Ekman, M. 1988: The impact of geodynamic phenomena on systems for height and gravity. *National Land Survey, Professional papers* 26.
- Ekstrøm, G. 1927: Klassifikasjon av svenska åkerjordarter. *Sveriges geol. unders. Ser. C* 345, 161 pp.
- England, J. 1983: Isostatic adjustments in a full glacial sea. *Can. J. Earth Sci.* 20, 895-917.
- Florin, M.-B. 1945: Skärgårdstall och "strandskog" i västra Södermanlands pollendiagram. *Geologiska För. Stockholms Förhandl.* 67, 511-513.
- Florin, M.-B. 1977: Late Glacial and Pre-boreal vegetation in southern central Sweden. II. Pollen, spore and diatom analysis *Striae* 5, 60 pp.
- Florin, M.-B. 1984: Något om kiselalger och kiselalgforskning. *Svensk bot. tidskr.* 78, 277-292.
- Follestad, B.A. 1972: The deglaciation of the southwestern part of the Folgefonn peninsula, Hordaland. *Norges geol. unders.* 280, 31-34.
- Fossen, H. & Rykkelid, E. 1992a: Postcollisional extension of the Caledonide orogen in Scandinavia: Structural expressions and tectonic significance. *Geology* 20, 737-740.
- Fossen, H. 1992b: The role of extensional tectonics in the Caledonides of South Norway. *Journal of Structural Geology* 14, 1033-1046.
- Fægri, K. 1943: Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. Bømlo. *Bergens Mus. Årb. mat. naturv. r.* 8, 100 pp.
- Fægri, K. & Iversen, J. 1975: Textbook of pollen analysis. 3. rev. ed. -Munksgaard (København). 259 pp.
- Galehouse, J.S. 1971: Point counting. In R.E. Carver (ed.): *Procedures in sedimentary petrology.* John Wiley & Sons Inc., 385-407.
- Goldschmidt, V.M. 1912: Die Kaledonische Deformation der südnorwegischen Urbergstafel. *Skr. Norske Vidensk. Selsk. Christ., Mat.nat. Kl.* 9, 1-11.
- Haflidason, H. 1983: The marine geology of Eyjafjörður, North Iceland: sedimentology, petrographical and stratigraphical studies. M. Phil. thesis. Univ. of Edinburgh. 281 pp.

- Hafsten, U. 1983: Shore-level changes in South Norway during the last 13,000 years, traced by biostratigraphical methods and radiometric datings. *Norsk geogr. Tidsskr.* 37, 63-79.
- Hamborg, M. 1983: Strandlinjer og isavsmelting i midtre Hardanger, Vest-Norge. *Norges geol. unders.* 387, 39-70.
- Helland, A. 1921: Topografisk-statistisk beskrivelse over Søndre Bergenshus Amt. Bd. 1. og 2. -Norges land og folk. XII. 1039 s. og 1091 s. -Kristiania.
- Hendey, N.I. 1964: An introductory account of the smaller algae of British coastal waters. Part V. Bacillariophyceae (Diatoms). 317 pp -45 pls. Ministry of Agriculture, Fisheries and Food. Fisheries investigations. Series IV. London.
- Hoel, C. 1992: Seismisk stratigrafi av sedimentene i Hardangerfjorden og sidefjorder. Hovedoppgave Univ. Bergen
- Holtedahl, H. 1964: An Allerød fauna at Os, near Bergen, Norway. *Norsk geol. tidsskr.* 44, 315-322.
- Holtedahl, H. 1975: The geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Norges geol. unders.* 323, 1-87.
- Holtedahl, O. 1953: Norges geologi. *Norges geol. unders.* 164, 1118 pp.
- Hopkins, J. 1950: Different flotation of and deposition of conifer and deciduous tree pollen. *Ecology* 31, 633-641.
- Hurich, C. A. & Kristoffersen, Y., 1988: Deep structure of the Caledonide orogen in southern Norway: new evidence from marine seismic reflection profiling. *Norges geol. unders. Special Publ.* 3, 96-101
- Husebye, E.S., Gjøystdal, H. & Bungum, H. 1975: Seismicity of Fennoscandia with special reference to the Oslofjord area, Appendix B av rapporten: *Phase I studies- Preliminary seismic design criteria. Five alternative sites around the Oslofjord.* Rapport for NVE-Statskraftverkene, Oslo. Dames & Moore. New Jersey.
- Hustedt, F. 1927-66: Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz. In Dr. L. Rabenhorst's (ed.): *Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz.* 7. Akademische Verlagsgesellschaft. Leipzig.
- Hustedt, F. 1930: Bacillariophyta (Diatomeae), Heft 10. In *Die Süßwasserflora Mitteleuropas*, A. Pascher (ed.). Fischer, Jena, 466pp (+875 fig.).
- Hustedt, F. 1957: Die diatomeenflora des fluß-systems der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen. *Abh. Naturw. Ver. Bremen* 34, 181-440.
- Ingmar, T. 1973: Sjöavsnöringar från aktualgeologiska synpunkter. En översikt. Rapport från diatomésymposium Lund, maj 1973. *Lundqua Report* 3, 48-90.
- Jansen, E. & Bjørklund, K. 1985: Surface ocean circulation in the Norwegian Sea 15,000 BP to present. *Boreas* 14, 243-253.
- Jardine, W.G. 1975: Chronology of Holocene marine transgression and regression in south-western Scotland. *Boreas* 4, 173-196.

- Jessen, K. 1935: Archaeological dating in the history of North Jutland's vegetation. *Acta arch. Copenhagen* 5.
- Jorde, I. & Klavestad, N. 1963: The natural history of the Hardangerfjord. 4. The benthonic algal vegetation. *Sarsia* 9, 1-99.
- Jorde, K. 1978: Eidfjord berggrunnsgeologisk kart 1415 IV, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Jowsey, P.C. 1966: An improved peat sampler. *New Phytol.* 65, 245-248.
- Jørgensen, E. G. 1955: Solubility of the silica in diatoms. *Physiol. Plantarum* 8, 846-851.
- Kaland, P.E. 1984: Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. *Boreas* 13, 203-242.
- Kaland, P.E. & Stabell, B. 1981: Methods for absolute diatom frequency analysis and combined diatom and pollen analysis in sediments. *Nord. J. Bot.* 1, 697-700.
- Kaldhol, H. 1941: Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. *Hellesyllt.*
- Kallstenius, T. 1958: Mechanical disturbances in clay samples taken with piston sampler. *Svensk geotekn. inst., Proc. nr. 16.*
- Kallstenius, T. 1963: Studies on clay samples taken with piston sampler. *Svensk geotekn. inst., Proc. nr. 21.*
- Kanestrøm, R. 1971: Seismic investigations of the crust and upper mantle in Norway. In: A. Vogel (Editor). *Deep Seismic Sounding in Northern Europe*. Swed. Nat. Sci. Res. Council., Stockholm, 17-27.
- Karlén, W. 1988: Scandinavian glacial and climatic fluctuations during the Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 7, 199-209.
- Karpuz, M. R. 1990: Seismotectonic study of the Sunnhordland district, Southwestern Norway. Cand. Scient. thesis. Univ. Bergen.
- Kellogg, T.B. 1980: Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts. *Boreas* 9, 115-137.
- Kjemperud, A. 1981a: Diatom changes in sediments of basins possessing marine/lacustrine transitions of Frosta, Nord-Trøndelag, Norway. *Boreas* 10, 27-38.
- Kjemperud, A. 1981b: Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in parts of Trøndelag, central Norway. Dr. scient. thesis. Dept. of Geology, Univ. Oslo.
- Klovning, I. & Hafsten, U. 1965: An early postglacial pollen profile from Flåmsdalen, a tributary to the Sognefjord, western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 45, 333-338.
- Koç Karpuz, N. 1989: Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the GIN sea. Cand. Scient. thesis. Univ. Bergen.

- Koç Karpuz, N. & Schrader, H. 1990: Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea. *Paleoceanography* 5, 557-580.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. 1986-91: Bacillariophyceae. 1.-3. Teil. In *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/1, 2/2 & 2/3 .
- Krzywinski, K. & Stabell, B. 1984: Late Weichselian sea level changes at Sotra, Hordaland, western Norway. *Boreas* 13, 159-202.
- Kvale, A., 1960: The nappe area of the Caledonides in western Norway. Excursion guide. *Norges geol. unders.* 212, 1-43.
- Kvamme, T., Mangerud, J., Furnes, H. & Ruddiman, W.F. 1989: Geochemistry of Pleistocene ash zones in cores from the North Atlantic. *Norsk geol. Tidsskr.* 69, 251-272.
- Lange-Bertalot, H. & Krammer, K. 1989: Achnanthes - eine Monographie der Gattung mit Definition der Gattung Cocconeis und Nachträgen zu den Naviculaceae. *Bibliotheca diatomologica* Band 18, 393 pp.
- Larsen, S. 1989: Landmåling. 382p. Universitetsforlaget. Oslo.
- Larsson, R., Nilsson, G. & Rogebeck, J. 1985: Bestämning av organisk halt, karbonathalt och sulfidhalt i jord. *Statens Geotekniska Institut, Linköping rapport 27*, 48 pp.
- Lewin, J. C. 1961: The dissolution of silica from diatom walls. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 21, 182-198.
- Liestøl, O. 1963: Et senglacialt brefframstøt ved Hardangerjøkulen. *Norsk Polarinst. Årb.* 1962, 132-139.
- Linick, T.W., Damon, P.E., Donahue, D.J. and Jull, A.J.T. 1989: Accelerator mass spectrometry: the new revolution in radiocarbon dating. *Quat. Int.* 1, 1-6.
- Løset, F. 1981: Neotectonic movements in Norway. Literature review of neotectonic movements in Norway and results from field investigations on Hardangervidda. *NGI-rapport 40009-7*.
- Løset, F., Tunbridge, L. & Domaas, U. 1987: Hardangerbrua. Geoteknisk vurdering av tårnfundament og kabelforankringer. *NGI-rapport 87626-1*.
- Mangerud, J. 1977: Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminifera and pollen, at Ågotnes, western Norway. *Norsk geol. tidsskr.* 57, 23-54.
- Mangerud, J., Andersen, S.T. & Berglund, B.E. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109-118.
- Mangerud, J. & Gulliksen, S. 1975: Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada. *Quat. Res.* 5, 263-273.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. & Sønstegeard, E. 1979: Glacial history of western Norway 15 000 - 10 000 BP. *Boreas* 8, 179-187.
- Mangerud, J., Lie, S.E., Furnes, H., Kristiansen, I.L. & Lømo, L. 1984: A Younger Dryas Ash Bed in Western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quat. Res.* 21, 85-104.

- Meldgaard, S. & Knudsen, K.L. 1979: Metoder til indsamling og oparbejdning af prøver til foraminifer-analyser. *Dansk Natur - Dansk skole, Årsskrift 1979*, 48-57.
- Mook, W.G. & van de Plassche, O. 1986: Radiocarbon dating. *I* van de Plassche (ed.): *Sea level research; a manual for the collection and evaluation of data*. 618 pp. *Geo Books, Norwich*, 525-560.
- Murray, J.W. 1991: Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera, 397 s. Longman Scientific & Technical.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Anda, E. & Rye, N. 1988: Block fields in southern Norway: Significance for the Late Weichselian ice sheet. *Norsk geol. Tidsskr.* 68, 149-169.
- Nesje, A. & Dahl, S.O. 1991: Holocene glacier variations of Blåisen, Hardangerjøkulen, central southern Norway. *Quat. Res.* 35, 25-40.
- Nesje, A. & Kvamme, M. 1991: Holocene glacier and climate variations in western Norway: Evidence for early Holocene glacier demise and multiple Neoglacial events. *Geology* 19, 610-612.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R. 1991: Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quat. Sci. Rev.* 10, 87-114.
- Olsson, I.U., 1986a: A study in ^{14}C dates of peat and sediment. *Radiocarbon* 28, 429-435.
- Olsson, I.U., 1986b: Radiometric dating. In *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology* (ed. B.E. Berglund). *John Wiley & Sons*, 273-312.
- Palmer, A.J.M. & Abbott, W.H. 1986: Diatoms as indicators of sea-level change. *I* van de Plassche, O. (ed.): *Sea level research; a manual for the collection and evaluation of data*. 618 pp. *Geo Books, Norwich*, 457-487.
- Patrick, R. & Reimer, C.W. 1966: The diatoms of the United States I. Acad. Nat. Sci. Philad., Monogr. 13, 688pp.
- Pearsell, W.H. 1924: Phytoplankton and environment in the English Lake District. *Revue Algologique* 1, 53-67.
- Peragallo, H. & Peragallo, M. (1897-1908). Diatomées marines de France et des districts maritimes voisins. Micrographie-Editeur. Grez-sur-Loing. 491 pp.
- Petit, J.-C., Della Mea, G., Dran, J.-C., Magonthier, M.-C., Mando, P.A. and Paccagnella, A. 1990: Hydrated-layer formation during dissolution of complex silicate glasses and minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1941-1955.
- Pienitz, R., Lortie, G., Allard, M. 1991: Isolation of lacustrine basins and marine regression in the Kuujuaq area, northern Québec, as inferred from diatom analysis. *Géographie physique et Quaternaire* 45, 155-174.
- Priem, H. N. A., Broelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Verdurmen, E. A. Th. & Vershure, R. H., 1976: Isotope geochronology of the Eidfjord Granite, Hardangervidda, West Norway. *Norges geol. unders.* 327, 35-39.

- Qvale, H. 1981: Ulvik berggrunnsgeologisk kart 1316 II, foreløpig utgave. *Norges geol. unders.*
- Rekstad, J. 1911: Geologiske iakttagelser fra nordvestsiden av Hardangerfjord. *Norges geol. unders. Årb.*
- Reusch, H. 1901: Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. *Norges geol. unders.* 32, 124-217.
- Round, F.E., Crawford, R.M. and Mann, D.G. 1990: The diatoms. Biology and morphology of the genera. Cambridge University Press. 741pp.
- Rye, N. 1969: Einergrein av preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest-Norge. *Norges geol. unders. Årb.*, 33-36.
- Schilling, D.H. & Hollin, J.T. 1981: Numerical reconstruction of valley glaciers and small ice caps. 207-220 pp. In Denton, G.H. & Hughes, T.J. (eds.) *The last great ice sheets*. John Wiley & Sons, New York.
- Schistad, T. in prep.: Havnivåendringer og jordskorpebevegelser i Egersund-området. Hovedoppgave Univ. Bergen.
- Schmidt, A., Schmidt, M., Fricke, F., Heiden, H., Müller, O., Hustedt, F. (1874-1959): Atlas der Diatomaceenkunde. 472 plates. R.Reisland. Ascherleben. Leipzig.
- Schrader, H.-J. 1972: Anlösung und Konservation von Diatomeenschalen beim Absinken am Beispiel des Landsort-Tiefs in der Ostsee. *Nova Hedwigia, Beih.* 39, 191-216.
- Schrader, H.-J. 1973: Proposal for a standardized method of cleaning diatom-bearing deep-sea and land-exposed marine sediments. *Nova Hedwigia Beih.* 45, 403-409.
- Schroeder, H. 1939: Die Algenflora der Mulde. *Pflanzenforschung* 21, 1- 88.
- Sellevoll, M. A. & Warrick, R.E. 1971: A refraction study of crustal structure in southern Norway. *Bull. Seis. Soc. Amer.* 61, 457-471.
- Selsing, L. & Wishman, E. 1984: Mean summer temperatures and circulation in a south-west Norwegian mountain area during the Atlantic period, based upon changes of the alpine pine-forest limit. *Ann. Glaciol.* 5, 127-132.
- Selsjord, F. & Låg, J. 1953: Jorda i Kinsarvik, Ullensvang og Odda, Hordaland fylke. Jordbunnsbeskrivelse nr. 36 fra Statens Jordundersøkelse. Norges Landbrukshøgskole.
- Shepard, F.P. 1963: Thirty-five thousand years of sea-level. In: Clements, T. (ed.) *Essays in Marine Geology*, pp 1-10. University of Southern California Press. Los Angeles.
- Sigmond, E.M.O., Gustavson, M., Roberts, D. 1984: Berggrunnskart over Norge. M 1:1 million - Norges geol. unders.
- Simonsen, A. 1963: Kvartærgeologiske undersøkelser i indre Hardanger. Hovedoppgave Univ. Bergen.
- Simonsen, A. 1980: Vertikale variasjoner i Holocene pollensedimentasjon i Ulvik, Hardanger, *AmS Varia* 8, 1-68.

- Simonsen, R. 1962: Untersuchungen zur Systematik und Ökologie der Boden diatomeen der Westlichen Ostsee. *Intern. Revue d. ges. Hydrobiol., Beiheft 1*, 1-144.
- Simonsen, R. 1987: Atlas and Catalogue of the Diatom Types of Friedrich Hustedt, Vol. 1-3, Cramer, Berlin-Stuttgart, 542pp + 772 plates.
- Sindre, E. 1980: Late Weichselian ice-front oscillations in the Hardanger-Sunnhordland District, West Norway. *Inst. for kont. sokkelundersøkelser (IKU), publ. no. 102*.
- Sollid, J. 1975: Glaciomorfologi - momenter til feltundervisning i Finseområdet. *Kvartærnytt 1975 (1)*, 25-34.
- Stabell, B. 1982: Changes in diatom flora in late Quaternary western and southern Norwegian marine and freshwater sediments: respons to basin isolation from the sea. I: *The respons of diatom floras during late Quaternary shore line displacement in southern and western Norway*. Dr. scient thesis. Dept. of Geology, Univ. Oslo.
- Stjerna-Pooth, I. 1953: Die Kieselalgen vegetation in zwei acidotrophen Seen des Küstengebietes von Nordschweden. -*Rept. Inst. Freshwater Research, Drottningholm 34*, 122-140.
- Straume, L. N., 1970: En geologisk undersøkelse i området Ulvik- Mjølfjell. Hovedoppgave i mineralogi og petrografi. Univ. i Bergen.
- Sturt, B.A. & Thon, A. 1978: Caledonides of southern Norway in IGCP Project 27, Caledonian-Appalachian Orogen in the North Atlantic Region; Canada. *Geol. Survey Paper 78-13*, 39-47.
- Svensson, N.-O. 1989: Late Weichselian and early Holocene shore displacement in the central Baltic, based on stratigraphical and morphological records from eastern Småland and Gotland, Sweden. *Lundqua thesis 25*. Dept. of Geology, Lund University.
- Svensson, N.-O. 1991: Post-glacial land uplift patterns of south Sweden and the Baltic Sea region. *Terra Nova 3*, 369-378.
- Syvitski, J.P.M., Burrell, D. C. & Skei, J.M. 1987: *Fjords. Processes and Products*. Springer. New York.
- Sørensen, R., Bakkelid, S. & Torp, B. 1987: Landhevning. I: *Nasjonalatlas for Norge. Hovedtema 2: Landformer, berggrunn og løsmasser*. Kartblad 2.3.3. Statens Kartverk.
- Sælen, O.H. 1962: The natural history of the Hardangerfjord. 3. The hydrographical observations 1955-1956. *Sarsia 6*, 1-14.
- Troels-Smith, J. 1955: Karakterisering af løse jordarter. *Danmarks geol. unders., IV. serie, vol.3 no. 10*, 38-73.
- Undås, I. 1942: On the Late-Quaternary history of Møre and Trøndelag (Norway). *K.N.V. Skr. 1943*.
- Undås, I. 1944: Sörfjordbygdene i seinglacial og postglacial tid. Festskrift for Ullensvang Hagebrukslag.
- Undås, I. 1945: Drag av Bergensfeltets kvartærgeologi I. *Norsk geol. Tidsskr. 25*, 433 pp.

- Undås, I. 1964: When were the heads of the Hardangerfjord and the Sognefjord ice-free? *Norsk geogr. Tidsskr.* 19, 291-295.
- Vallin, S. 1953: Zwei azidotrophen Seen im Küstgebiet von Nord- Schweden. -*Rept. Inst. Freshwater Research, Drottningholm* 34, 167-189.
- Veum, T., Jansen, E., Arnold, M., Beyer, I. & Duplessy, J.C. 1992: Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the last 28,000 years. *Nature* 356, 783-785.
- Vorren, T.O. 1972: Interstadial sediments with rebedded interglacial pollen from inner Sogn, West Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 52, 229-240.
- Vorren, T.O. 1977: Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas*, 6, 247-257.
- Vorren, T.O. 1979: Weichselian icemovements, sediments and stratigraphy on Hardangervidda, South Norway. *Norges geol. unders.* 350, 1-117.
- Wentworth, C.K. 1922: A scale of grade and class terms for clastic sediments, *J. Geol.* 30, 377-392.
- Werff, A. van der & Huls, H. 1976: Diatomeecënflora van Nederland. Otto Koeltz Science Publishers.
- de Wolf, H. 1982: Method of coding of ecological data from diatoms for computer utilization. *Med. Rijks. Geol. Dienst.* 36, 95-98.
- Wright, H.E., Jr. 1967: A square-rod piston sampler for lake sediments. *J. Sedim. Petrology* 37, 975-976.

Tabell 1: Terrasse-nivåer i indre Hardanger. Der høyden er oppgitt som et intervall angis h.h.v. nedre og øvre terrassekant. Lokalitetsnummer fra fig. 2.10:

<u>Lok. nr.</u>	<u>Lok.navn</u>	<u>Høyde (moh)</u>	<u>Merknader</u>	<u>Referanser</u>
ULVIK:				
1	Hydle	121 - 124	Nivellert	Rekstad, 1911
		88	"	"
		70	"	"
		60	"	"
		52-55	"	"
		43-47	"	"
		29	"	"
		14-15	"	"
		6-8	"	"
2	Tunheim	125.6-129.2	Nivellert?	Kaldhol, 1941
	Lekve	63.5	"	"
		30.3	"	"
3	Fryste	119		Simonsen, 1963
OSA:				
4	Hjadlane	91		"
		89		"
	N for Haugen	81		(egen observ.)
		61		Simonsen, 1963
	S for Haugen	50		"
		37		"
		36		"
		35		"
		32		"
		25		Rekstad, 1911
		18		"
		14		"
		3		"
SIMADALEN:				
5	Tveit	109		Anundsen, 1964
		75		"
	Sæ	65		"
		35		"
EIDFJORD:				
6	Sæbø	126		"
7	V/Hjølmodalen	113		"
8	Hereid	102-113	(forts...)	"

<u>Lok.nr.</u>	<u>Lok.navn</u>	<u>Høyde (moh)</u>	<u>Merknader</u>	<u>Referanser</u>
9	Legreid	90		Anundsen, 1964
		80		"
		36-37		"
		33		"
		26		"
		23		"
		7		"
10	Erdal	122		Holtedahl, 1975
	ULLENSVANG:			
11	Bjotveit	128		"
12	Tveisme	125		"

	<u>År</u>	<u>Dato</u>	<u>Kl.</u>	<u>Br.grad</u>	<u>L.grad</u>	<u>Dyp(km)</u>	<u>RMS</u>	<u>Styrke (R)</u>
1	1907	29.6	2000	60.500	7.800	-	-	4.2
2	1908	2.6	0925	60.200	6.200	-	-	3.7
3	1911	3.2	1130	60.200	6.200	-	-	3.9
4	1918	22.8	2022	60.800	6.000	-	-	4.0
5	1942	4.1	2240	60.000	6.000	-	-	3.8
6	1950	8.9	0230	60.000	6.000	-	-	3.7
7	1952	28.4	2145	60.300	6.400	-	-	3.7
8	1954	15.3	0657	60.100	6.800	-	-	3.7
9	1954	10.7	0312	60.100	6.200	-	-	3.9
10	1981	19.9	0342	60.059	7.508	1.3	1.3	1.7
11	1982	6.8	0741	60.581	6.135	14.0	2.2	3.3
12	1982	6.11	2142	60.201	6.449	14.1	0.8	1.8
13	1983	29.4	2356	60.929	6.873	0.2	0.8	1.6
14	1983	30.6	0627	60.542	7.112	0.9	1.9	1.9
15	1983	8.7	0209	60.024	7.393	14.7	0.8	1.8
16	1984	9.9	0640	60.949	6.127	0.5	2.4	2.0
17	1985	15.3	1234	60.152	7.404	12.8	1.1	2.5
18	1985	28.3	2131	60.892	6.011	25.9	0.2	1.1
19	1985	7.8	2117	60.731	7.941	0.4	2.0	1.2
20	1986	27.4	0753	60.885	7.204	20.0	1.5	1.0
21	1986	29.4	0738	60.930	7.076	30.2	1.7	1.3
22	1986	8.8	1706	60.643	6.775	13.6	3.3	2.7
23	1988	13.11	0216	60.243	7.165	20.8	0.3	1.9
24	1988	21.11	0628	60.697	6.531	21.5	0.6	1.9
25	1989	3.3	1049	60.626	6.318	0.6	0.7	3.2
26	1990	25.1	1225	60.389	7.016	1.6	0.7	1.3
27	1990	9.4	0053	60.138	6.070	0.2	1.1	1.3
28	1990	4.1	1335	60.602	6.201	9.7	1.1	1.8
29	1990	25.1	1225	60.389	7.016	1.6	0.7	1.3
30	1990	9.4	0053	60.138	6.070	0.2	1.1	1.3
31	1990	26.6	2037	60.917	6.934	0.5	0.9	2.0
32	1990	17.7	0851	60.959	6.712	13.7	0.6	1.8
33	1990	30.8	1313	60.903	6.067	0.3	1.1	1.8
34	1990	28.11	1520	60.436	6.376	13.0	0.5	2.4
35	1990	30.11	1226	60.663	6.012	0.3	0.8	1.8
36	1991	16.2	0941	60.667	7.274	0.0	0.7	1.7
37	1991	20.3	1356	60.998	6.746	12.2	0.8	1.5
38	1991	2.5	0008	60.256	6.863	12.2	0.8	2.0
39	1991	7.8	0719	60.901	6.361	0.1	0.8	1.7

Tabell 2: Jordskjelv i indre Hardanger fra 1907 og frem til idag. Kolonnen helt til venstre er en nummerering av begivenhetene og refererer til fig. 2.11. For skjelv før 1980 er det ikke beregnet dyp for epifokus. Kolonnen for RMS ("root mean square") angir statistisk signifikans for de beregnede parametre. Verdier under 1 regnes her for å være bra. Lokale eksplosjoner fra anleggsdrift, militær aktivitet etc. er filtrert ut. Data utarbeidet av Kuvvet Atakan ved Jordskjelvstasjonen.

Basseng	Bassengerskel m o.h.	type	Basseng- areal (m ²)	Nedslagsfelt areal (m ²)	Arealforhold Bass./Nedsl.f.	Max. dyp sondert (m)
Bu - 113 (Storemyr, Bu)	112.9	fjell	75 000	765 000	1 : 10.2	7.50
Vambheim-119 (Storemyr, Vambheim)	118.6	fjell	7500	201 250	1 : 26.8	10.15
Vambheim-128	128.0	fjell	750	36 250	1 : 48.3	4.07

Tabell 3. Noen bassengdata

BU-113

Prøvedyp (cm)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
423	74.97	0.34	14.67	2.06	0.27	0.31	0.76	4.33	2.29
	74.58	0.25	14.89	2.01	0.17	0.45	0.79	4.69	2.18
	75.33	0.18	14.75	2.16	0.13	0.44	0.66	4.24	2.12
	75.21	0.07	14.86	2.09	0.10	0.23	0.74	4.59	2.12
	74.34	0.20	15.15	2.01	0.01	0.72	0.65	4.77	2.16
484	72.84	0.19	14.27	3.41	0.22	0.34	1.07	4.53	3.12
	73.55	0.11	14.59	3.33	0.07	0.17	1.07	4.27	2.83
	73.59	0.38	13.98	3.97	0.22	0.26	1.36	3.15	3.09
	73.24	0.32	14.08	4.14	0.11	0.43	1.48	3.12	3.07

VAMBHEIM-119

Prøvedyp (cm)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
564/584	72.95	0.24	15.22	1.83	0.02	0.75	0.96	5.63	2.40
	73.49	0.18	15.19	1.82	0.12	0.79	0.83	5.46	2.13
	72.67	0.16	16.21	2.01	0.05	1.07	0.68	5.08	2.07
	75.74	0.21	14.43	2.01	0.08	0.37	0.57	4.57	2.02
	75.23	0.17	14.88	1.71	0.08	0.27	0.48	4.95	2.23
	75.08	0.19	15.01	2.33	0.03	0.57	0.95	3.57	2.26
572	74.18	0.24	14.07	3.67	-	0.37	1.13	3.39	2.95
	73.32	0.31	14.27	3.92	-	0.66	1.28	3.30	2.93
692	72.60	0.22	14.37	3.66	0.16	0.54	1.14	4.59	2.72
	72.72	0.29	14.33	3.62	0.10	0.59	1.01	4.44	2.89
	72.24	0.31	13.61	5.28	0.37	0.58	1.28	2.72	3.62
	73.30	0.47	13.38	5.05	0.20	0.22	1.30	2.58	3.50

Tabell 4. Geokjemiske analyser av askekorn fra henholdsvis Bu-113 (øverst) og Vambheim-119. Analysene er utført med scanning elektronmikroskop. Alle oksydene er oppgitt i vektprosent. FeO* = FeO + Fe₂O₃.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Vedde (rhyol.)	72.97	0.28	13.16	3.79	0.15	0.21	1.25		3.25

Tabell 5. Gjennomsnittsverdier (mikrosonde-analyser) for den rhyolittiske fraksjonen av Veddeaskelag. Totalverdi 95.06 %. Alle oksydene er oppgitt i vektprosent. Na₂O -verdiene er utelatt. Etter Mangerud *et al.*, 1984.

Foraminiferer, Bu-113

Dyp (m)	Antall	Art	Habitat
3.73-.76	13	<i>N. pachyderma (sin.)</i>	P
	10	<i>G. quinqueloba</i>	P
	1	<i>C. lobatulus</i>	B
3.76-.80	58	<i>N. pachyderma (sin.)</i>	P
	14	<i>G. bulloides</i>	P
	5	<i>N. pachyderma (dex.)</i>	P
	3	<i>G. quinqueloba</i>	P
3.80-4.13		ikke funnet foraminiferer	
4.13-.17	1	<i>E. barteletti ?</i>	B
4.17-.21	1	<i>B. marginata</i>	B
	1	<i>C. reniforme</i>	B
4.21-.35		ikke funnet foraminiferer	
4.35-.39	4	<i>N. pachyderma (sin.)</i>	P
	3	<i>G. quinqueloba</i>	P
	1	<i>G. bulloides</i>	P
4.39-.73		ikke funnet foraminiferer	
4.73-.77	1	<i>U. peregrina ?</i>	B
4.77-.85		ikke funnet foraminiferer	
4.85-.88	1	<i>O. universa</i>	P
4.88-5.03		ikke funnet foraminiferer	

Tabell 6. Opptreden av foraminiferer i Bu-113.
P-planktonisk, B-bentisk.

Foraminiferer, Vambheim-119

Dyp (m)	Antall	Art	Habitat
5.62-.66	1	<i>E. excavatum f. clavata</i>	B
5.66-.70		ikke funnet foraminiferer	
5.70-.74	2	<i>E. excavatum f. clavata</i>	B
	1	ukjent	
5.74-6.10		ikke funnet foraminiferer	
6.10-.14	2	<i>N. pachyderma (sin.)</i>	P
6.14-.27		ikke funnet foraminiferer	
6.27-.31	1	<i>N. pachyderma (sin.)</i>	P
	1	<i>E. albiumbilicatum</i>	B
6.31-.66		ikke funnet foraminiferer	
6.66-.70	1	<i>N. pachyderma (sin.)</i>	P
6.70-7.30		ikke funnet foraminiferer	
7.30-.34	1	<i>N. pachyderma (dex.)</i>	P

Tabell 7. Opptreden av foraminiferer, Vambheim-119.
P- planktonisk, B- bentisk.

Foraminiferer, Vambheim-128

Dyp (m)	Antall	Art	Habitat
2.17-.18		ikke funnet foraminiferer	
2.18-.20	4	<i>N. pachyderma</i>	P
	2	<i>C. reniforme</i>	B
2.20-.28		ikke funnet foraminiferer	
2.28-.32	24	<i>N. pachyderma</i>	P
	3	<i>O. universa</i>	P
2.32-.52		ikke funnet foraminiferer	
2.52-.56	8	<i>N. pachyderma</i>	P
2.56-.60		ikke funnet foraminiferer	
2.60-.64	7	<i>N. pachyderma</i>	P
2.64-.68	1	<i>N. pachyderma</i>	P
2.68-.74		ikke funnet foraminiferer	

Tabell 8. Opptreden av foraminiferer, Vambheim-128.
P-planktonisk, B-bentisk.

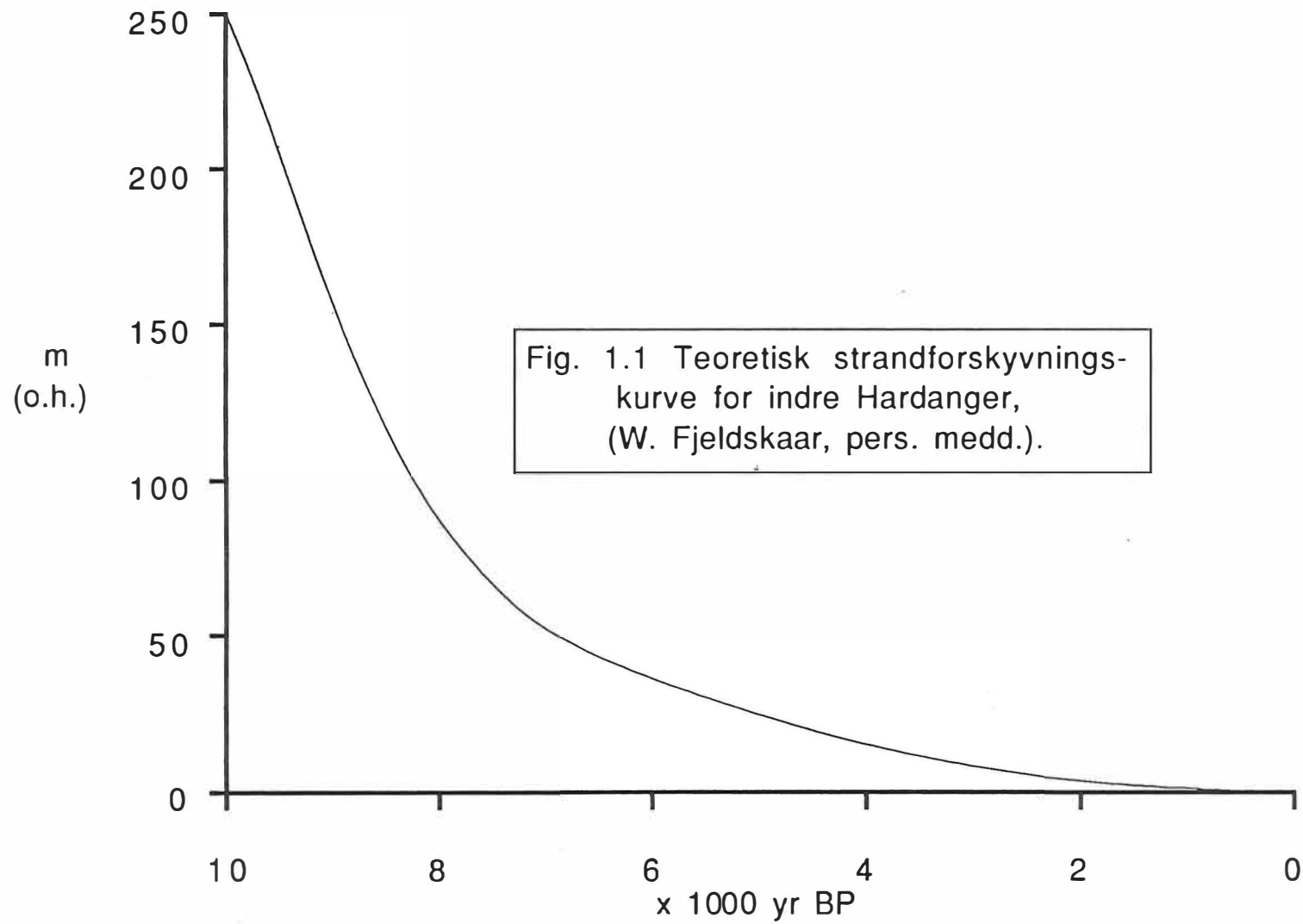


Fig. 1.1 Teoretisk strandforskyvningskurve for indre Hardanger, (W. Fjeldskaar, pers. medd.).

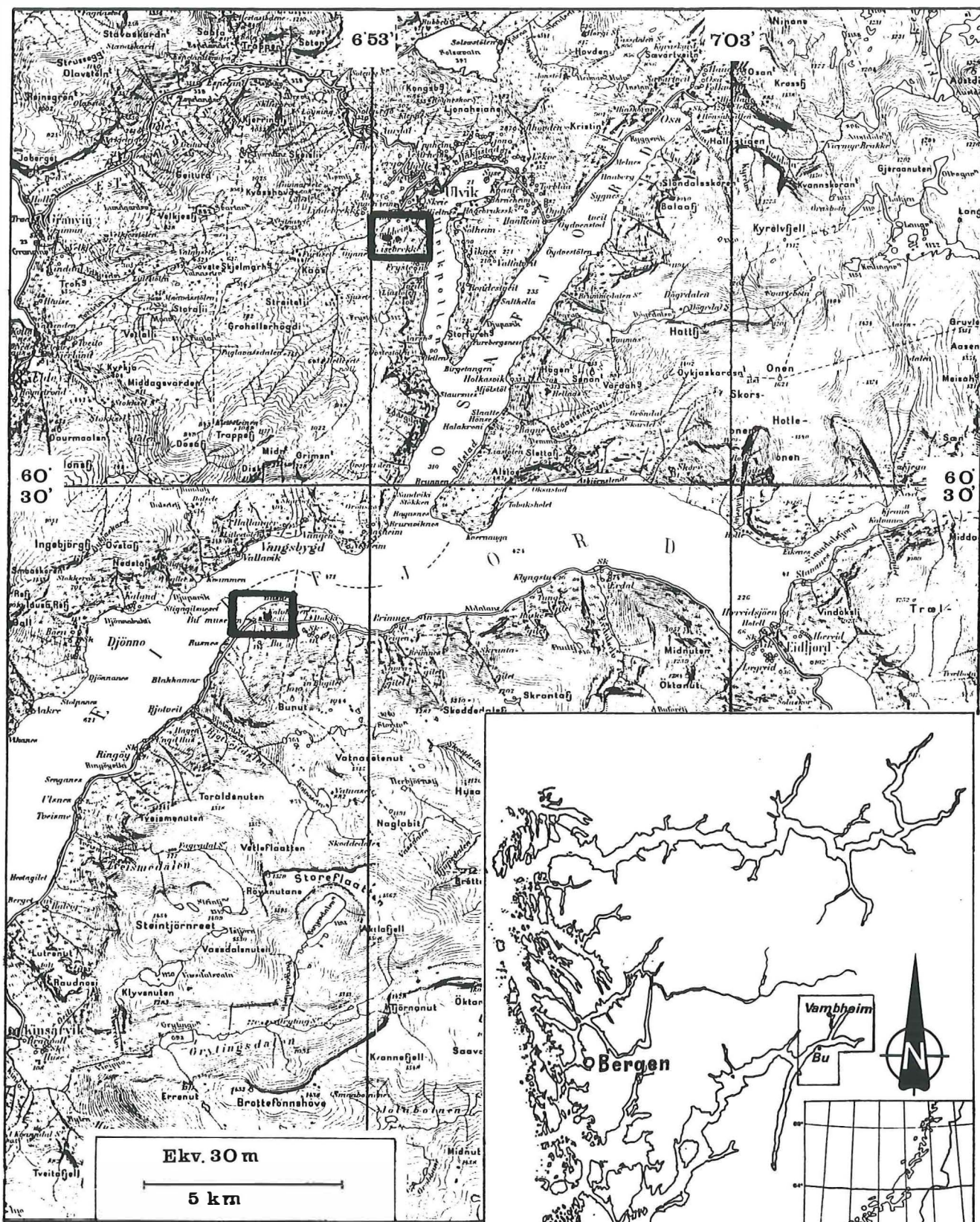


Fig. 2.1 Kart over feltområdet med de undersøkte lokalitetene.

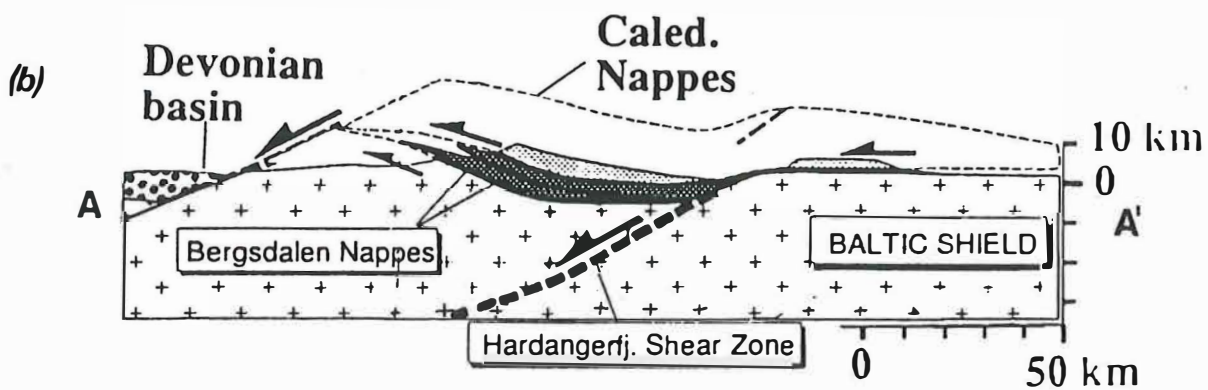
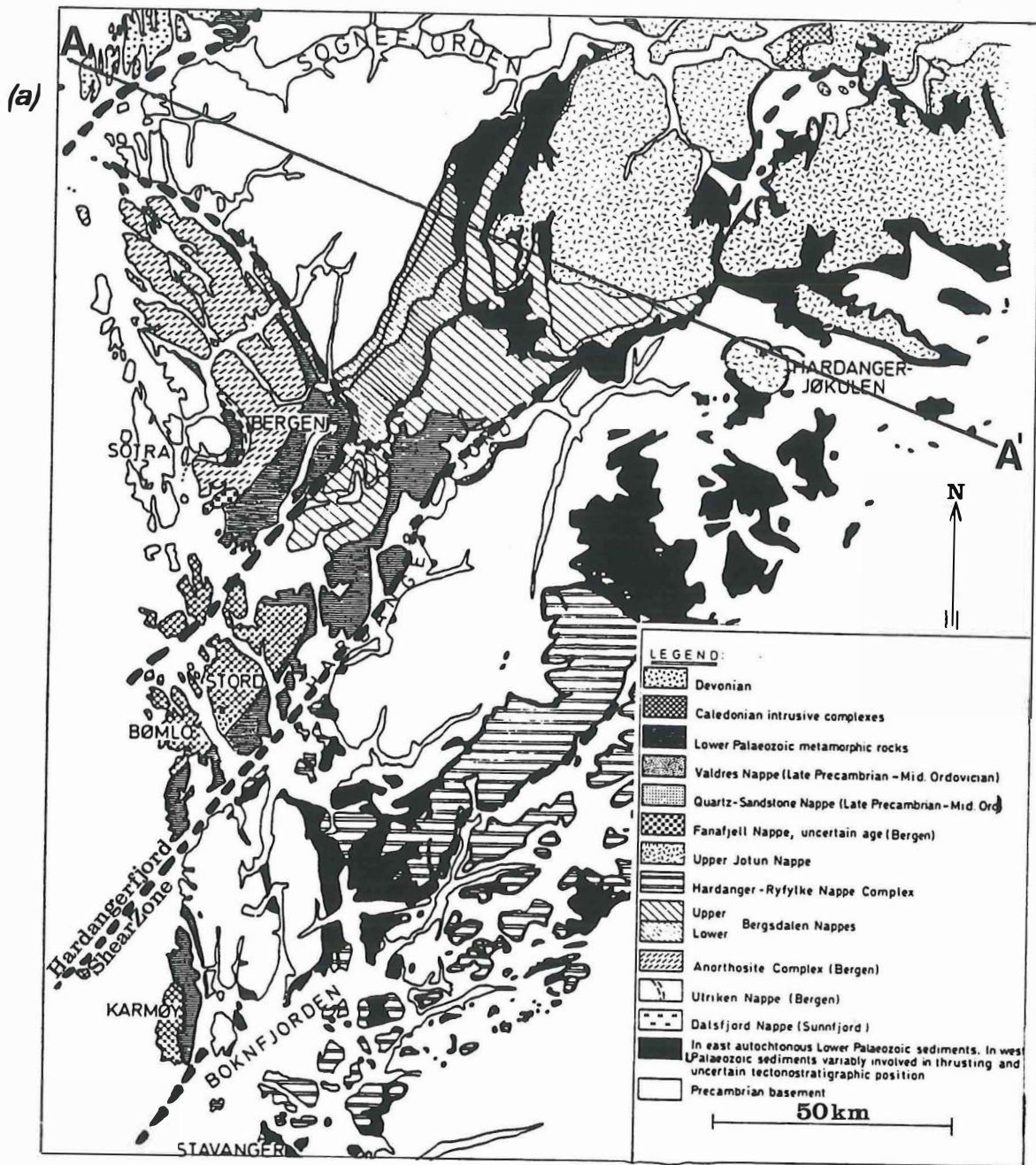


Fig. 2.2 a. Berggrunnskart over Sør-Norge. Etter Sturt & Thon (1978). Skjærsoner inntegnet etter Fossen (1992b).
 b. Profil som indikert i (a). Etter Fossen (1992b).

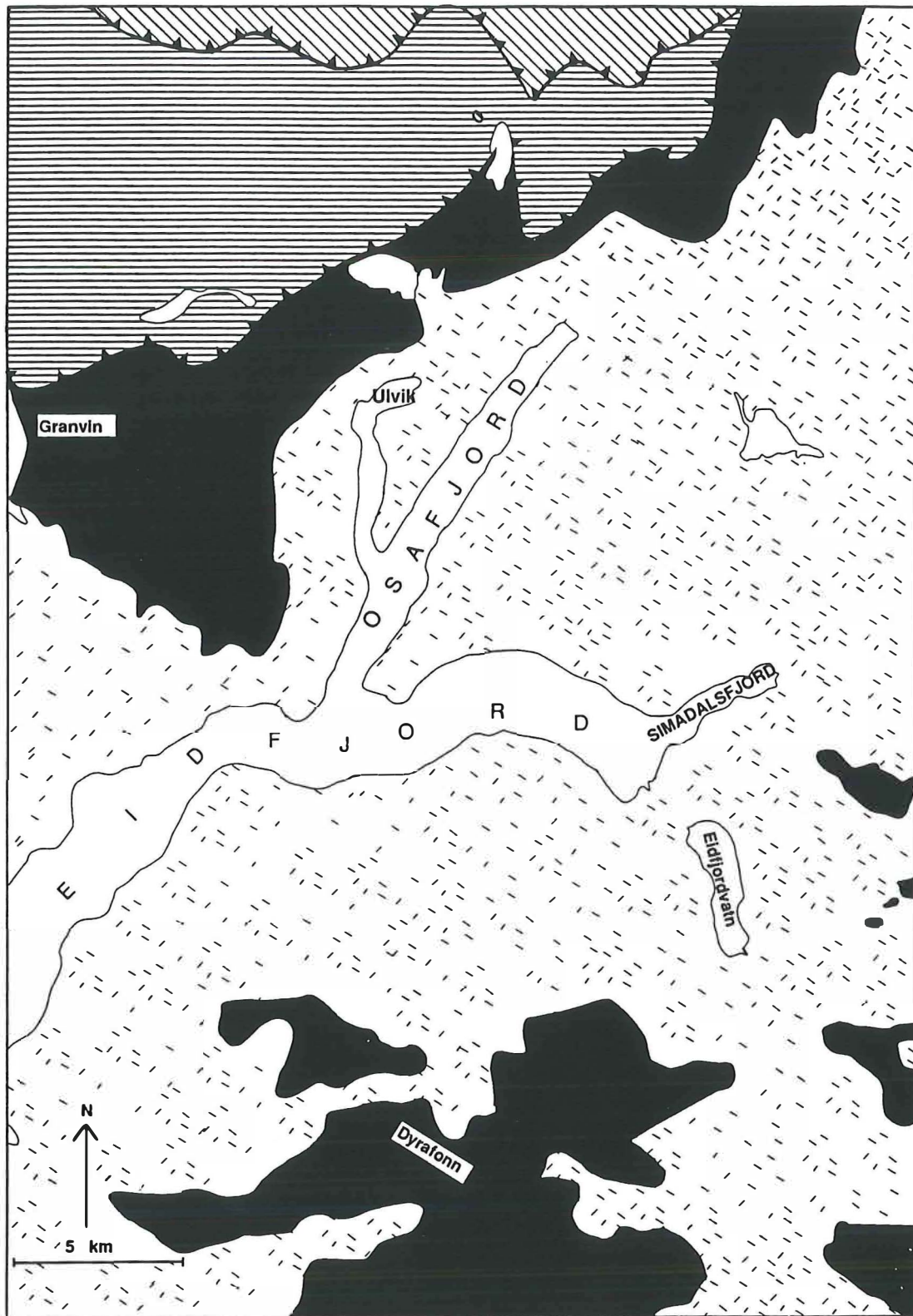


Fig. 2.3 Forenklet berggrunnskart over indre Hardanger. Sammenstilt etter data fra Anundsen (1964), Kvale (1960), Simonsen (1963), Straume (1970).

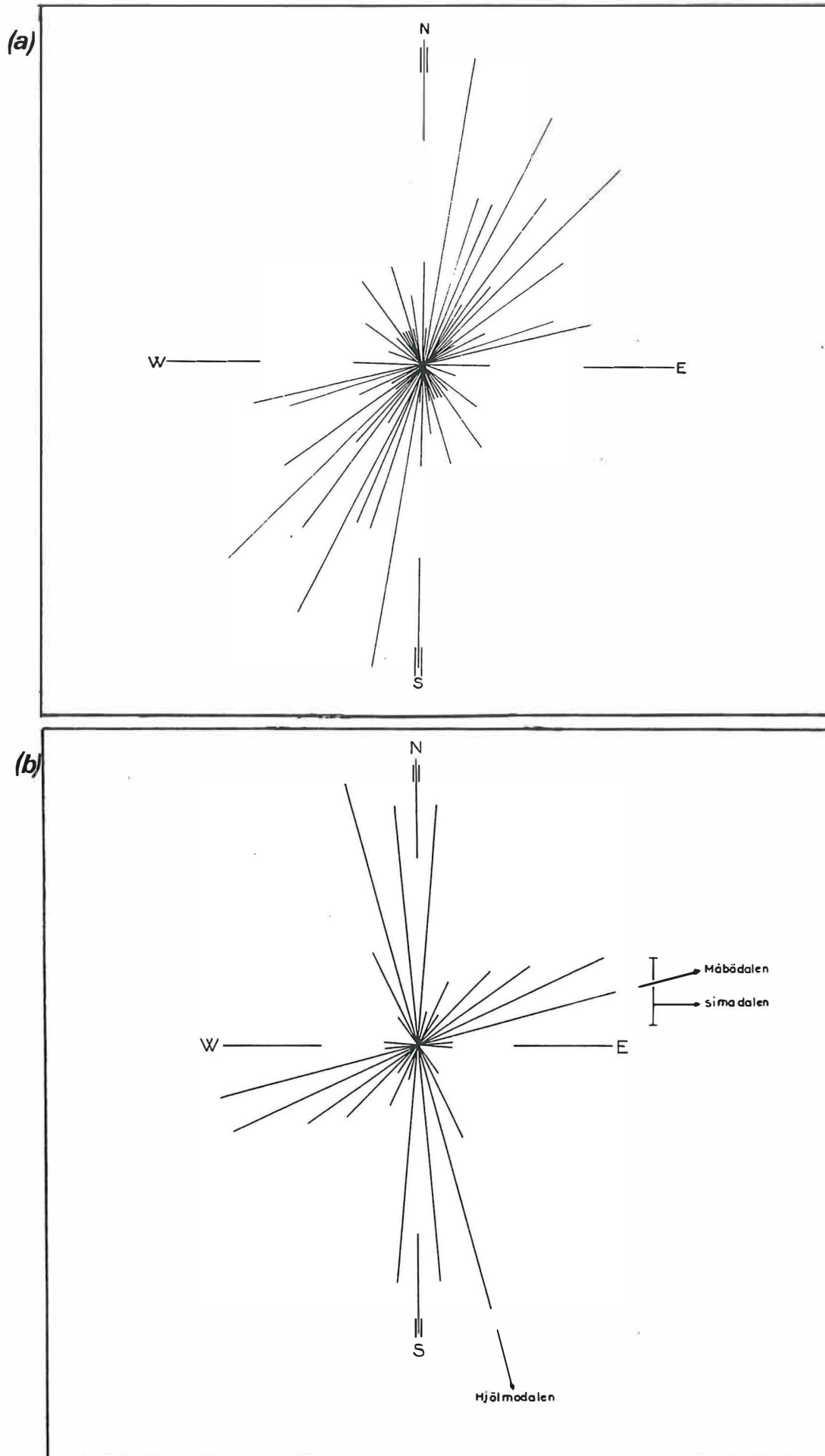


Fig. 2.4 Dominerende sprekeretninger i berggrunnen (a) nord for Eidfjorden (etter Simonsen, 1963) og (b) sør for Eidfjorden (etter Anundsen, 1964).

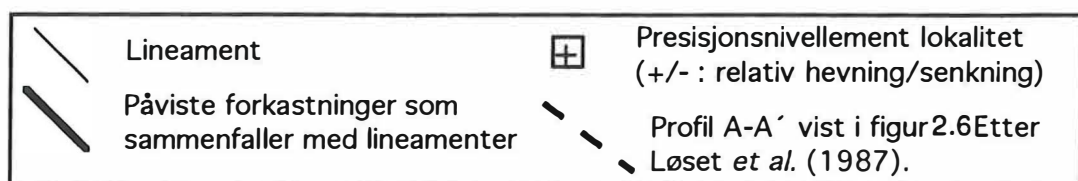


Fig. 2.5 Lineament kart over indre Hardanger. Data sammenstilt fra Simonsen (1963), Anundsen (1964), Straume (1970), Jorde (1978), Qvale (1981) og Løset et al. (1987) samt egne flyfoto observasjoner.

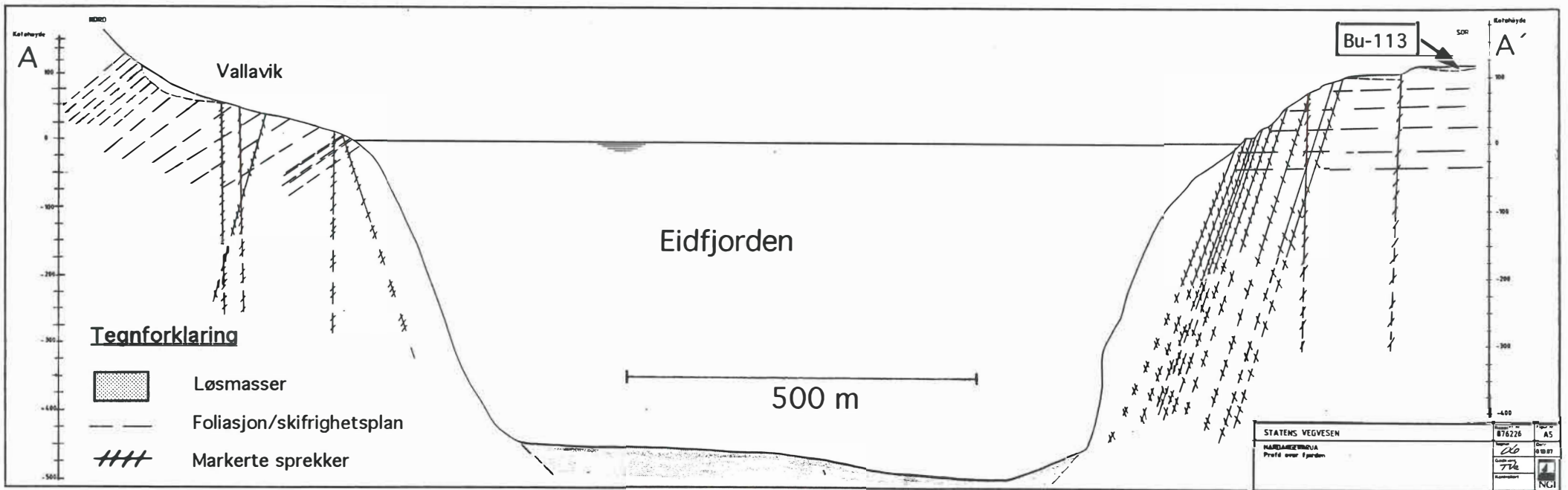


Fig. 6 Profil A-A' (jfr. lineament kart fig. 2.5). Etter Løset *et al.* (1987).

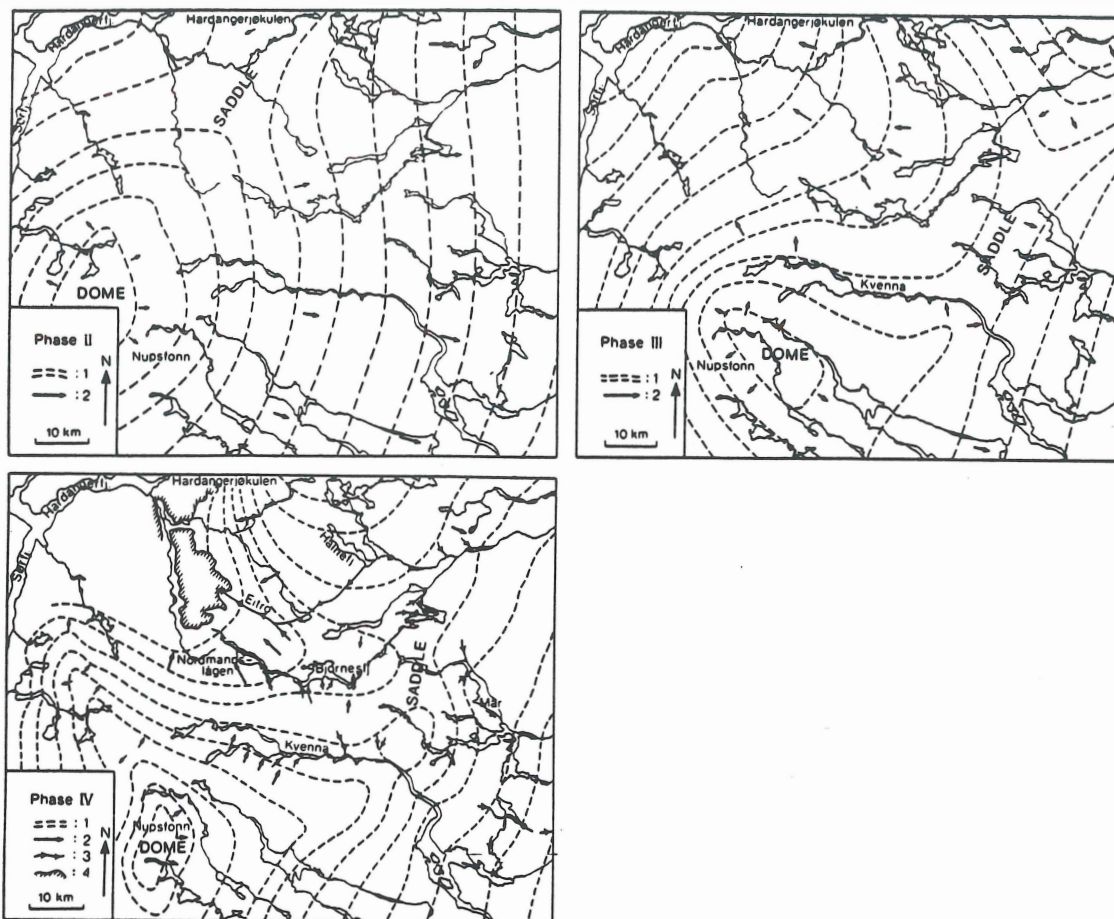


Fig. 2.7 Isskillenes posisjon på Hardangervidda under fase II, III og IV. Formlinjene (1) er ikke-ekvidistante linjer som indikerer relieffet på isoverflaten. Pilene (2) indikerer tilnærmedesvis hastighetsforholdet i ulike deler av isdekket. Subglasiale dreneringsruter (3) er indikert under fase IV og under deglasiasjonen. Etter Vorren (1979).

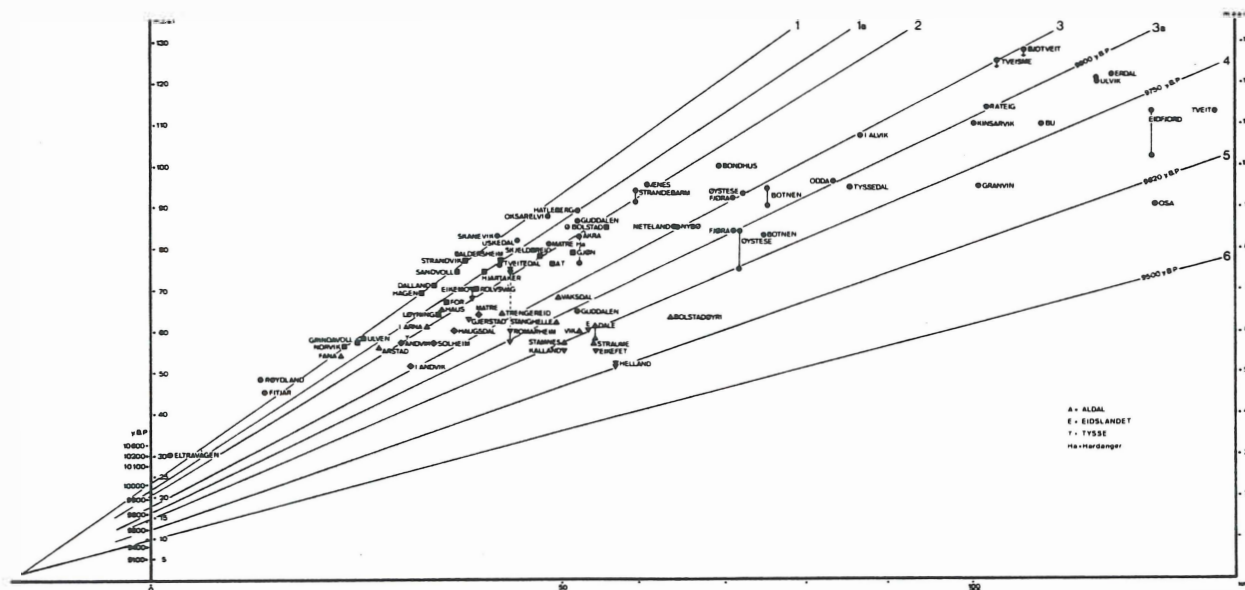


Fig. 2.8 Strandlinjediagram fra Hardangerfjorden. Etter Hamborg (1983).

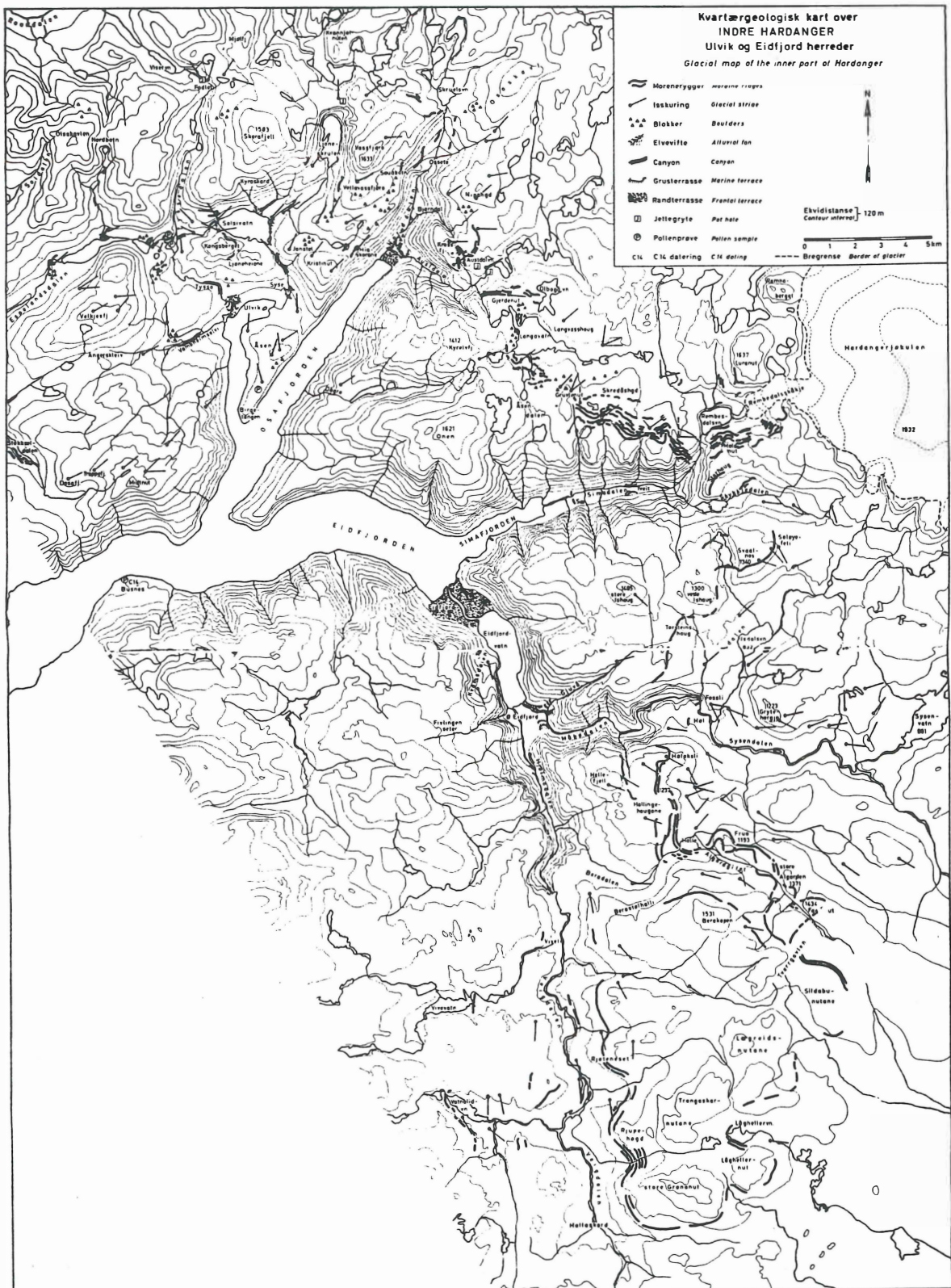


Fig. 2.9 Kvartærgeologisk kart over indre Hardanger (Anundsen & Simonsen, 1967).

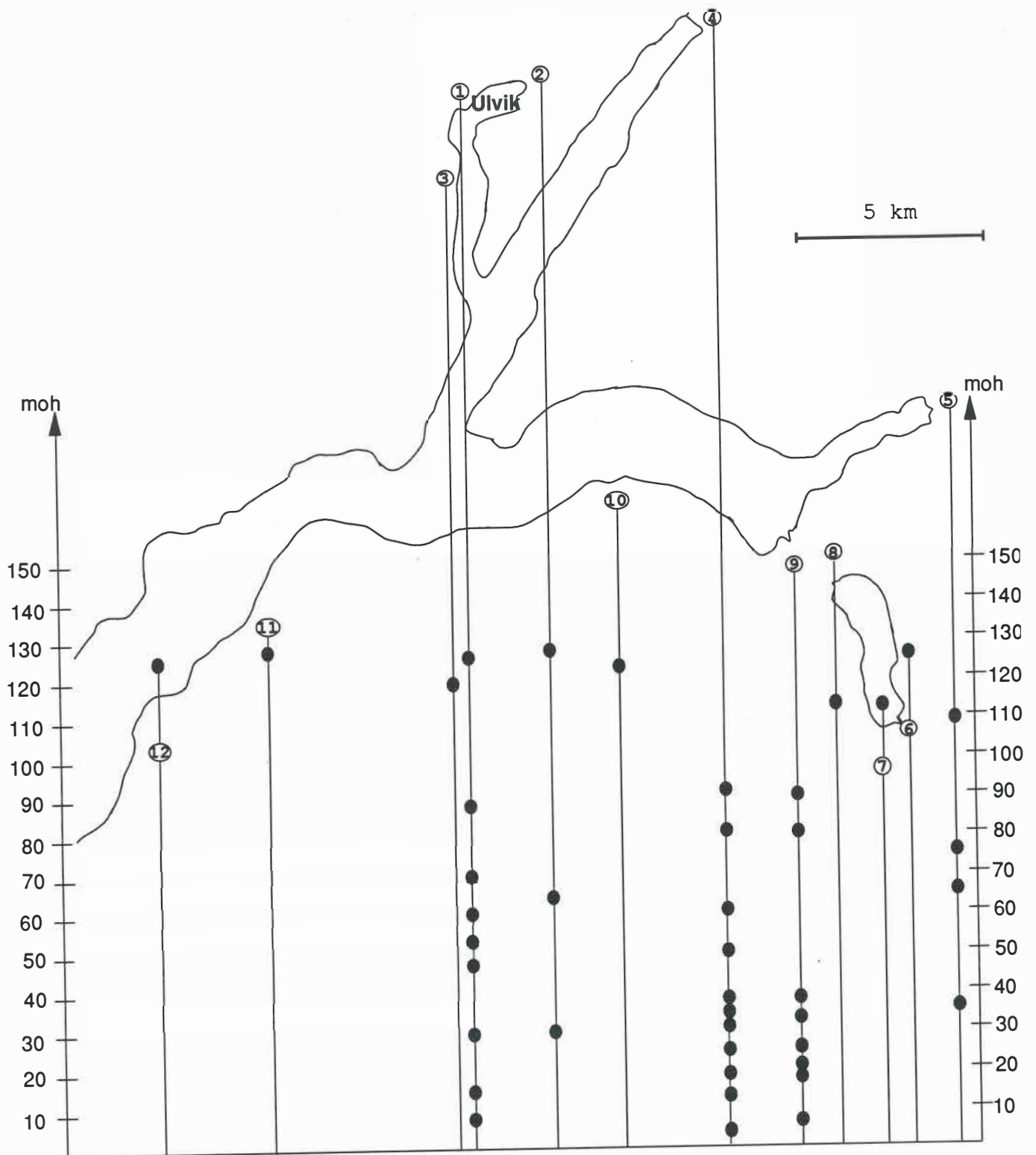


Fig. 2.10 En oversikt over terrasse-nivåer i indre Hardanger. Diagrammet viser kun høyde-fordelingen av terrasse-nivåene (fylte sirkler). Åpne sirkler med tall angir plasseringen av terrassene på kartutsnittet. Målestokken gjelder kartutsnittet. For en nærmere beskrivelse av lokalitetene (1..12) se tabell 1.

EARTHQUAKES 1907 - 1992

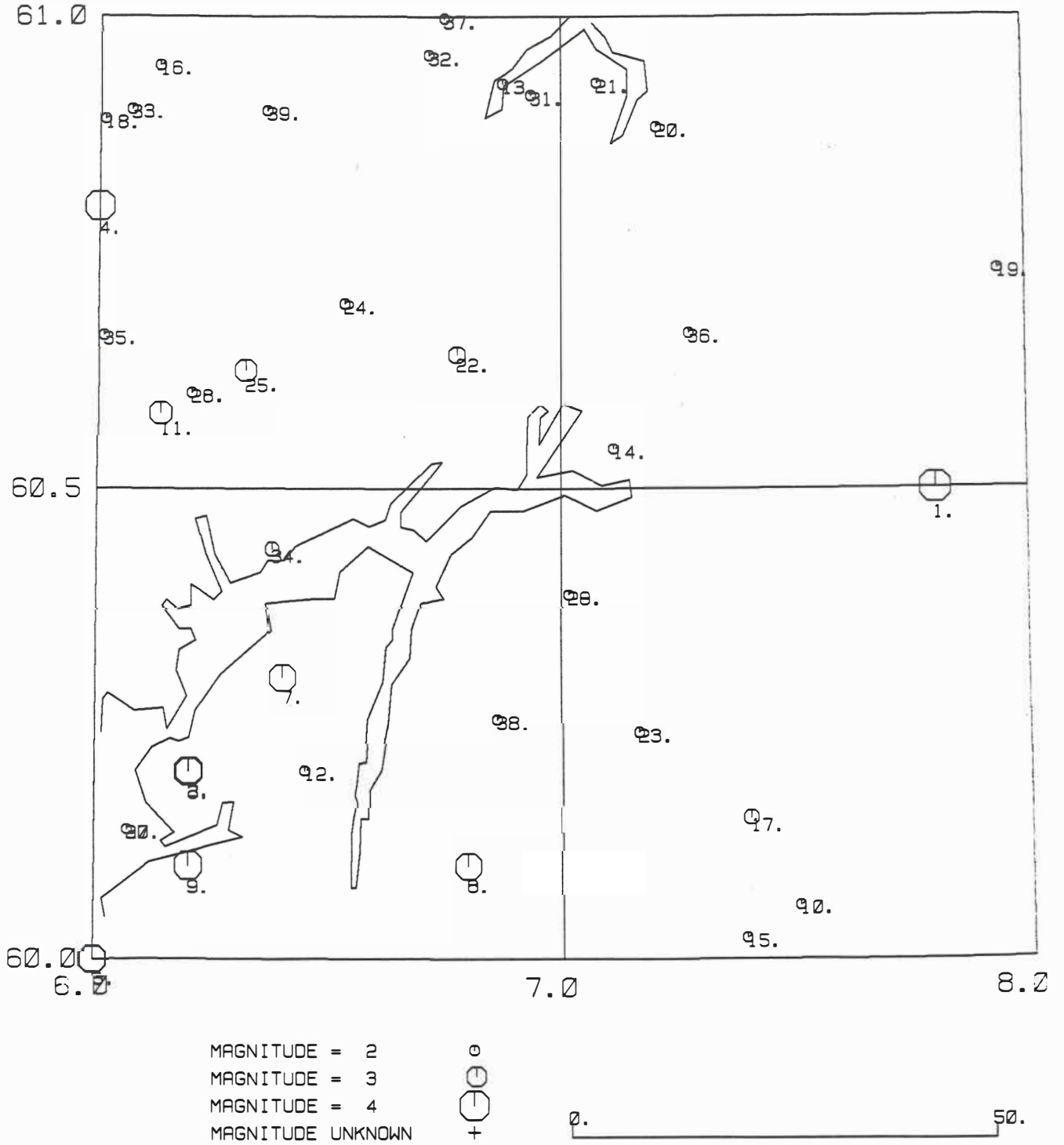
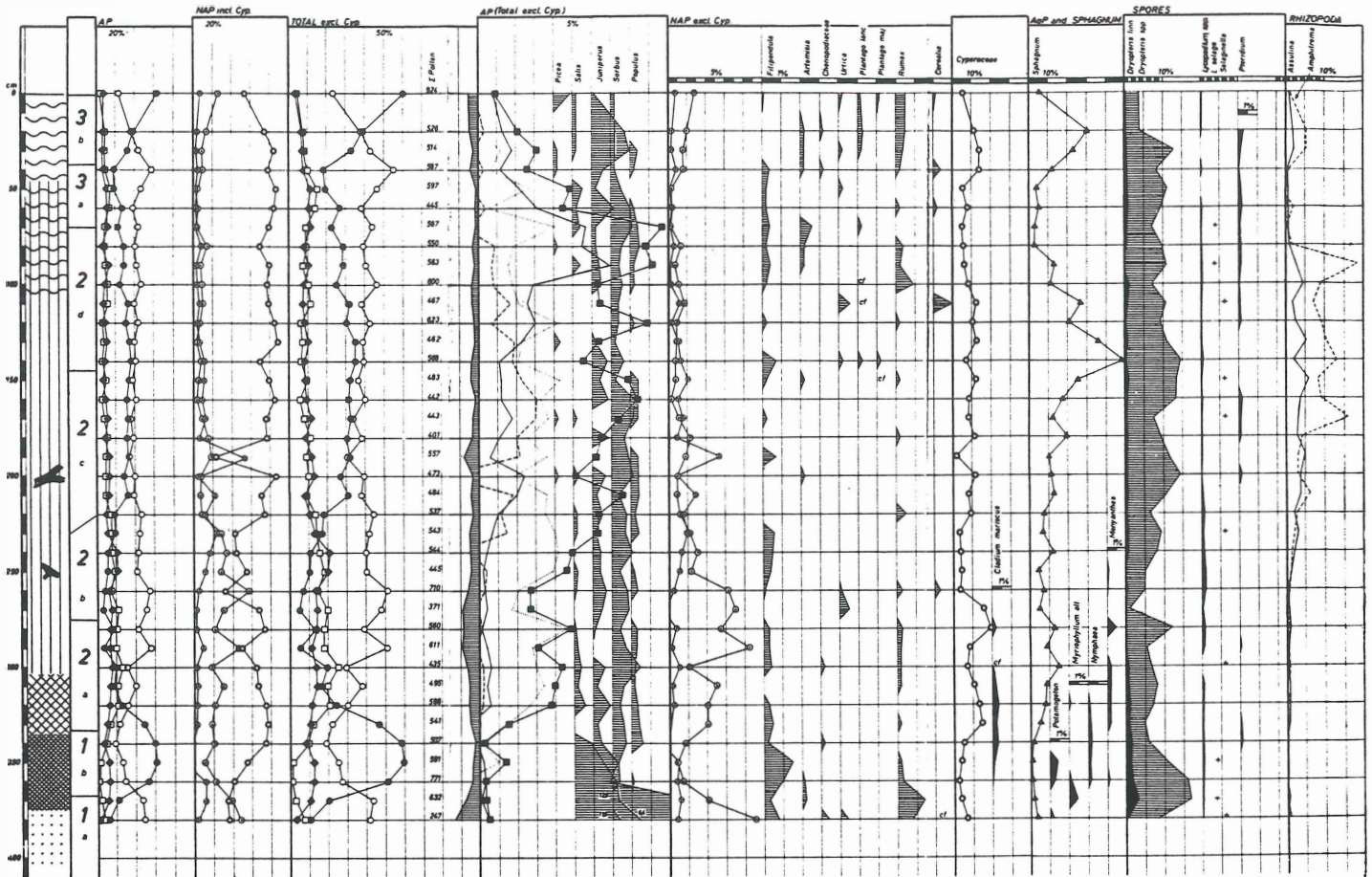


Fig. 2.11 Jordskjelv i indre Hardanger i perioden 1907 og frem til idag. Nummer refererer til begivenheter i tabell 2. Utarbeidet av Kuvvet Atakan, Jordskjelvstasjonen.

3 LOMTJERN, ULVIK, 350 M SM



A. SIMONSEN 1969

Busnes, Kinsarvik, Hordaland, ca. 110 m o.h.

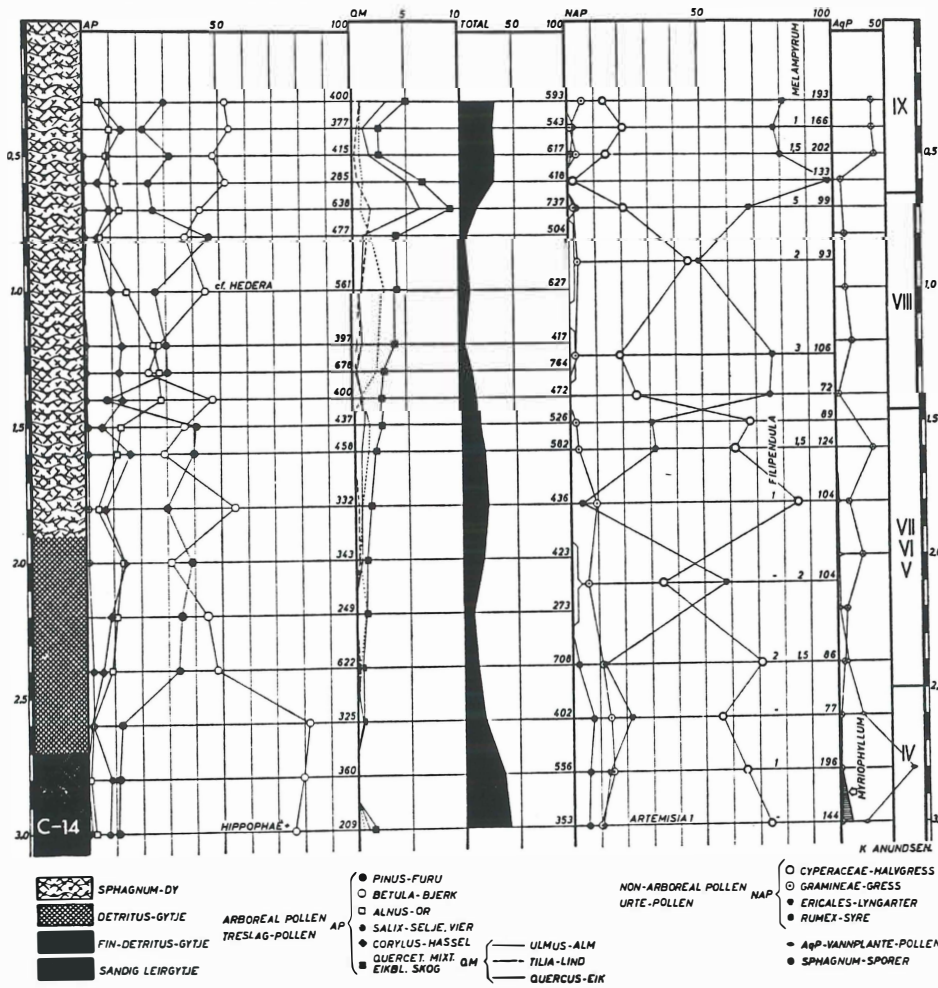


Fig.2.12 Øverst: Pollendiagram fra Lomtjern, Ulvik (Simonsen, 1969). Tegnforklaring til diagrammet (med unntak av den litologiske søylen) er vist nederst. Den litologiske søylen helt til venstre viser silt/leire i bunn etterfulgt av 75 cm gyttje. Ved 3 m's dyp er det en overgang til 2m fibrøs torv etterfulgt av en overgangssone til ren *Sphagnum*-torv øverst. Fra ca. 2 til 2,5 m forekommer enkelte *Betula*-trærrester.

Nederst: Pollendiagram fra Bu, Ullensvang (Anundsen, 1964). Soneinndelingen følger Jessen (1935). ¹⁴C dateringen (T-585): 9720±330 BP.

- SPHAGNUM-DY
- DETRITUS-GYTJE
- FIN-DETRITUS-GYTJE
- SANDIG LEIRGYTJE
- ARBOREAL POLLEN
- TRESLAG-POLLEN
- PINUS-FURU
- BETULA-BJERK
- ALNUS-OR
- SALIX-SELJE, VIER
- QUERCET. MIXT
- EMBL. SKOG
- ULMUS-ALM
- TILIA-LIND
- QUERCUS-EIK
- NON-ARBOREAL POLLEN
- URTE-POLLEN
- CYPERACEAE-HALVGRESS
- GRAMINEAE-GRESS
- ERICALES-LYNGARTER
- RUMEX-SYRE
- AqP-VANNPLANTE-POLLEN
- SPHAGNUM-SPORER

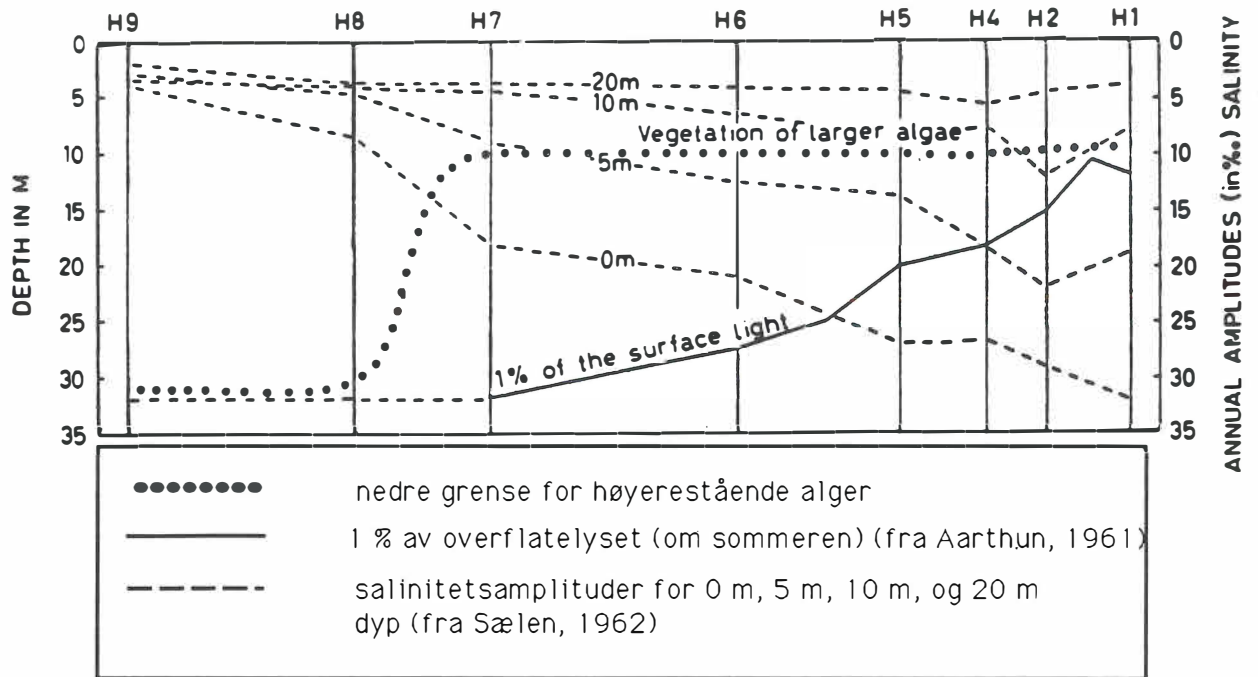


Fig. 2.13 Variasjoner i siktforhold, salinitetsamplituder og nedre grense for høyerestående planter langs et lengde profil av Hardangerfjorden fra kysten (H9) til Eidfjord (H1). Jorde & Klavestad (1963).

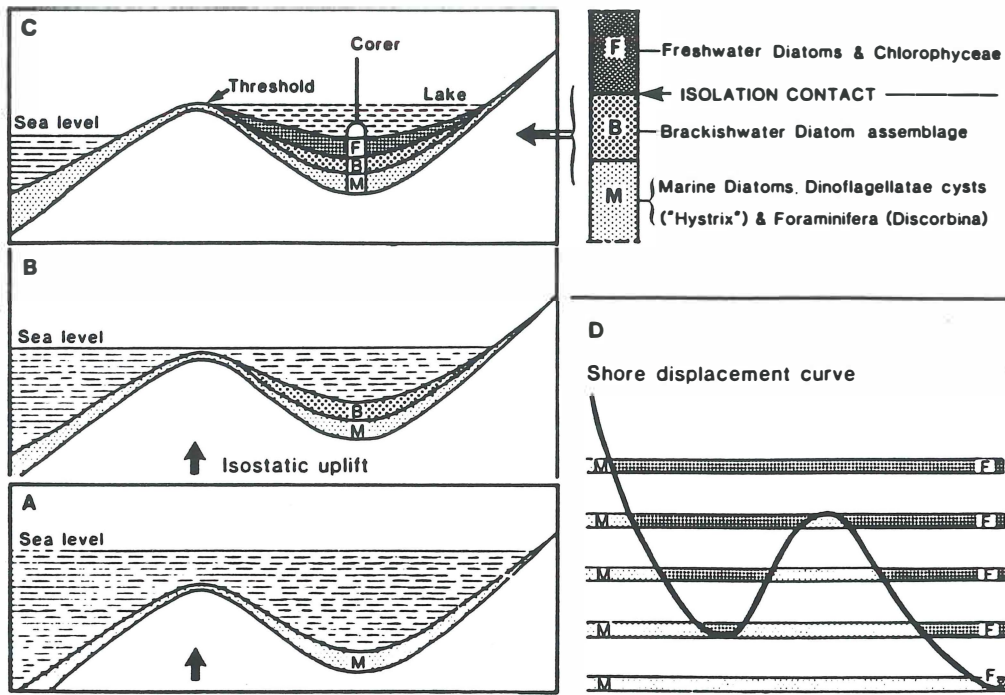


Fig. 3.1 Prinsipp-skisse for sedimentasjonsforholdene under isostatisk heving før (A), under (B) og etter (C) isolasjon fra havet. Figur D viser prinsippet for konstruksjon av en strandforskyvningskurve basert på stratigrafien fra 5 bassenger med ulike terskelnivå. Etter Hafsten (1983).

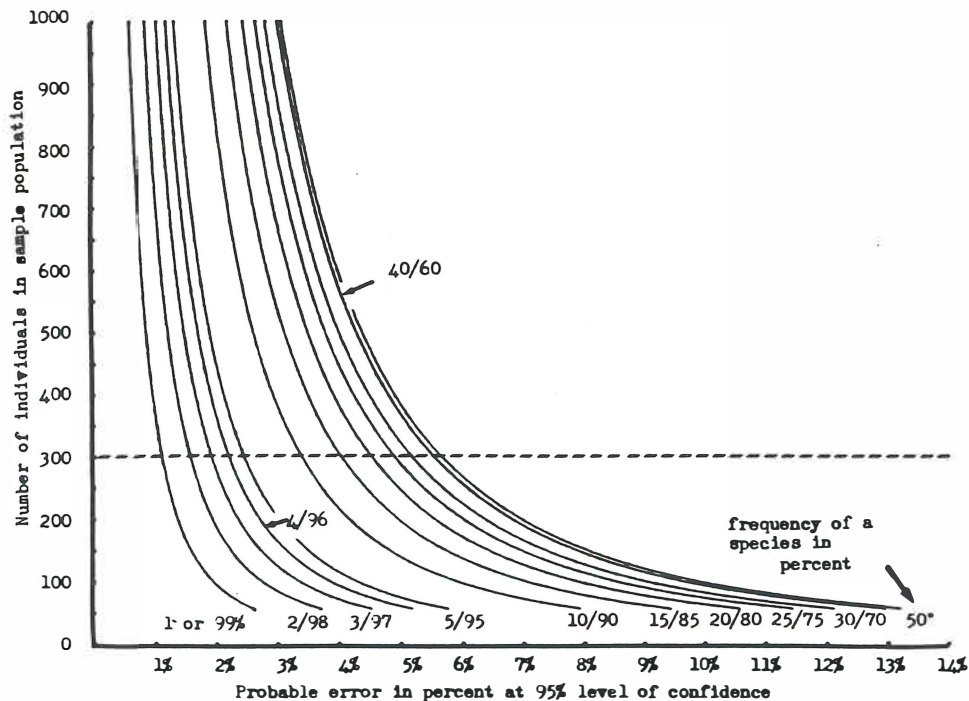


Fig. 3.2 'Probable error nomogram' ved 95 % konfidens intervall. Det er kun små reduksjoner i sannsynlig feil i estimert %-vis oppreden av den enkelte art av totalsammensetningen ved å øke antall talte individer utover 300. Bakgrunnen for statistikken er nærmere presentert i Galehouse (1971). Etter Palmer & Abbott (1986).

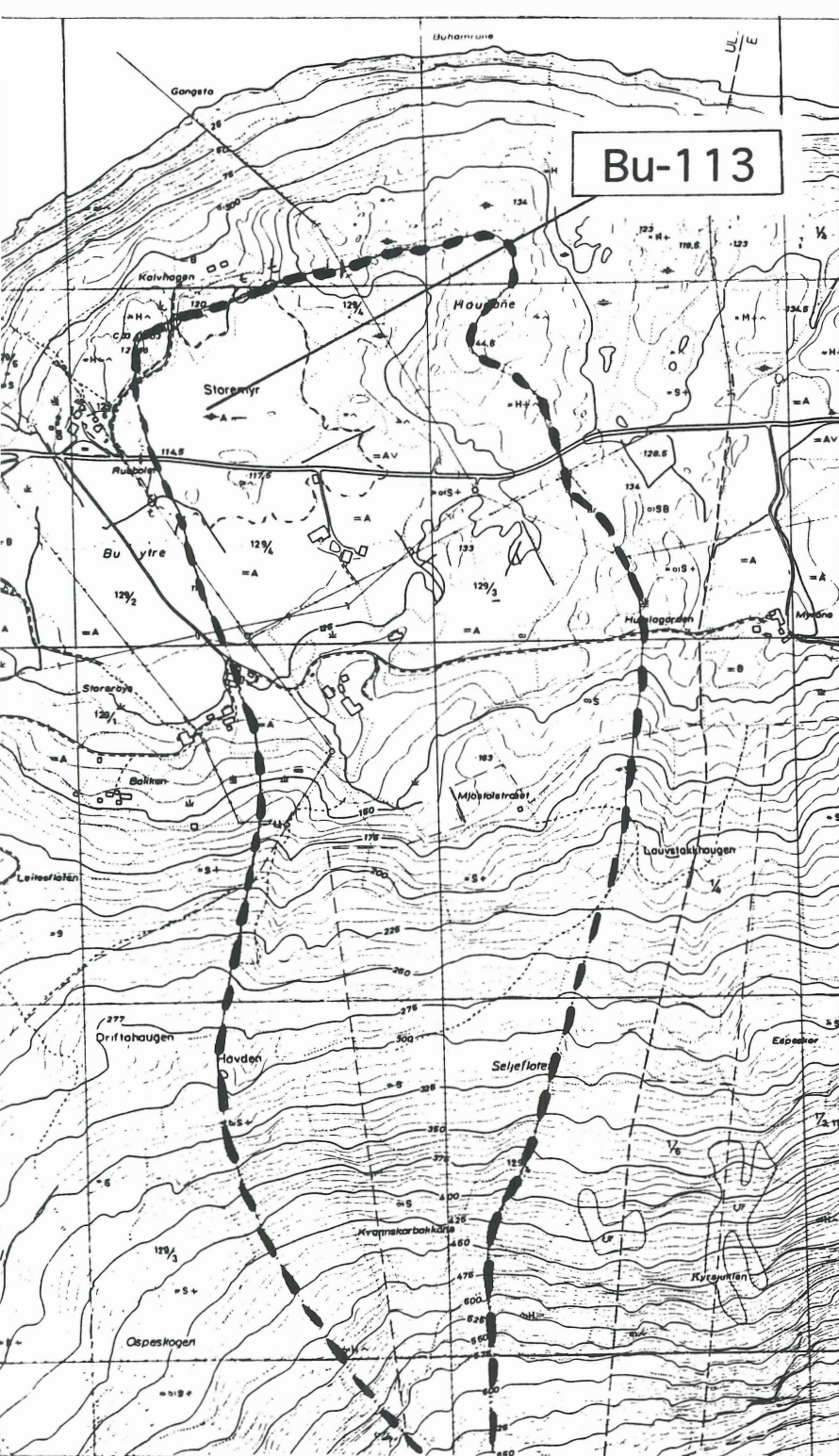


Fig. 4.1 Dagens nedslagsfelt (stiplet område) for de 3 undersøkte bassengene. Nedslagsfeltet til Vambheim-128 er en del av Vambheim-119's nedslagsfelt.



500 m

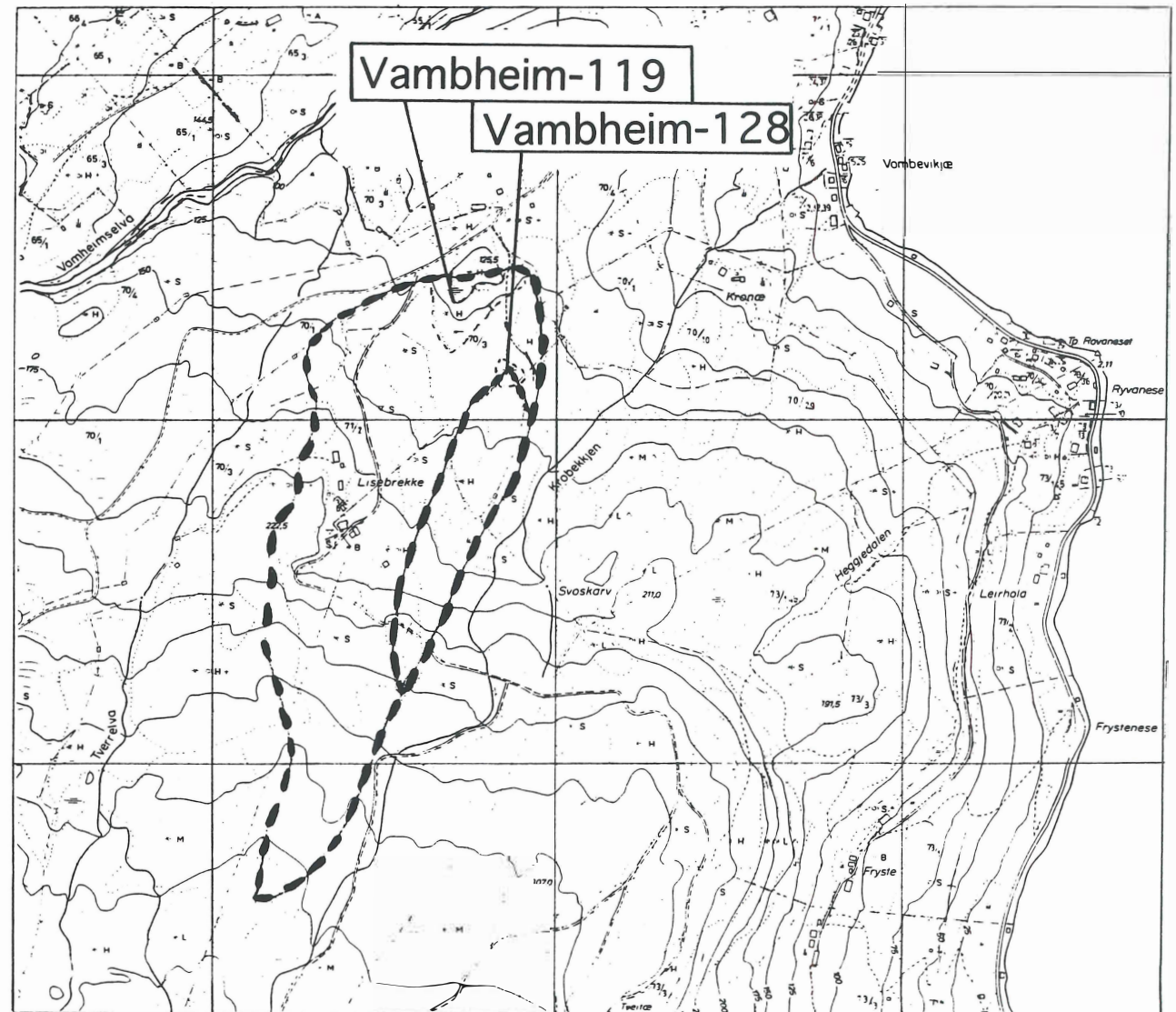




Fig. 4.2. Flyfoto av Buneset. Foto: Fjellanger & Widerøe A/S.

1 km



Fig.4.3 Oversiktsbilde Bu-113. Jfr. det markerte lineamentet som går omtrent ØNØ - VSV mellom Bu-113 og uthusene like N for bassenget, og som krysses av bassengets to utløp i N (punktene 2 & 3 i fig. 4.4). I profil A-A' (fig.2.6) ses dette lineamentet (nærmest Bu-113) som en markert vertikaltstående sprekkesone.

Tegnforklaring: X - borrlokalitet 110mm, 1 - jordtunge m/oppstikkende fjell og blokker (se tekst), 2 - snitt beskrevet av Kaldhol (1941) (se Kvartærgeologisk oversikt).
Foto: Nor-Fly A/S.

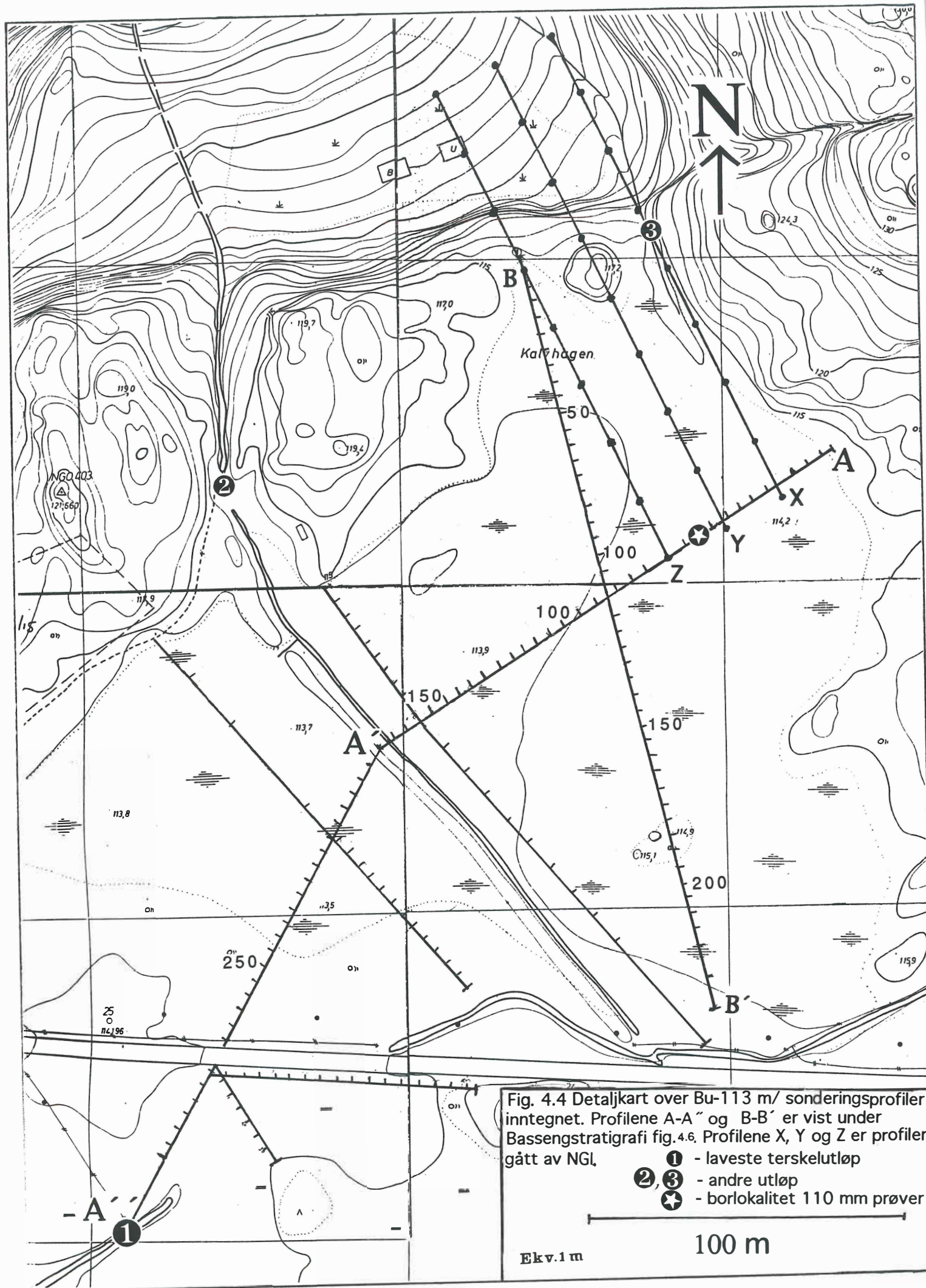


Fig. 4.4 Detaljkart over Bu-113 m/ sonderingsprofiler inntegnet. Profilene A-A' og B-B' er vist under Bassengstratigrافي fig.4.6. Profilene X, Y og Z er profiler gått av NGL,

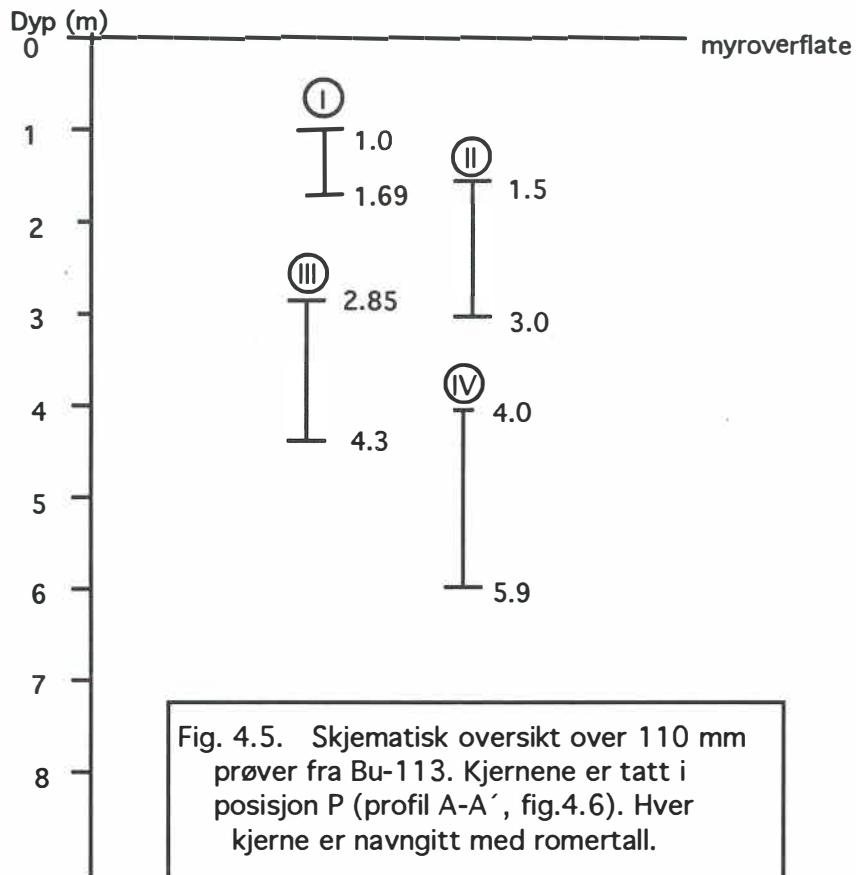
- ① - laveste terskelutløp
- ②, ③ - andre utløp
- ★ - borlokalitet 110 mm prøver



Ek v. 1 m

100 m

110mm prøver Bu-113



Bassengprofiler Bu-113

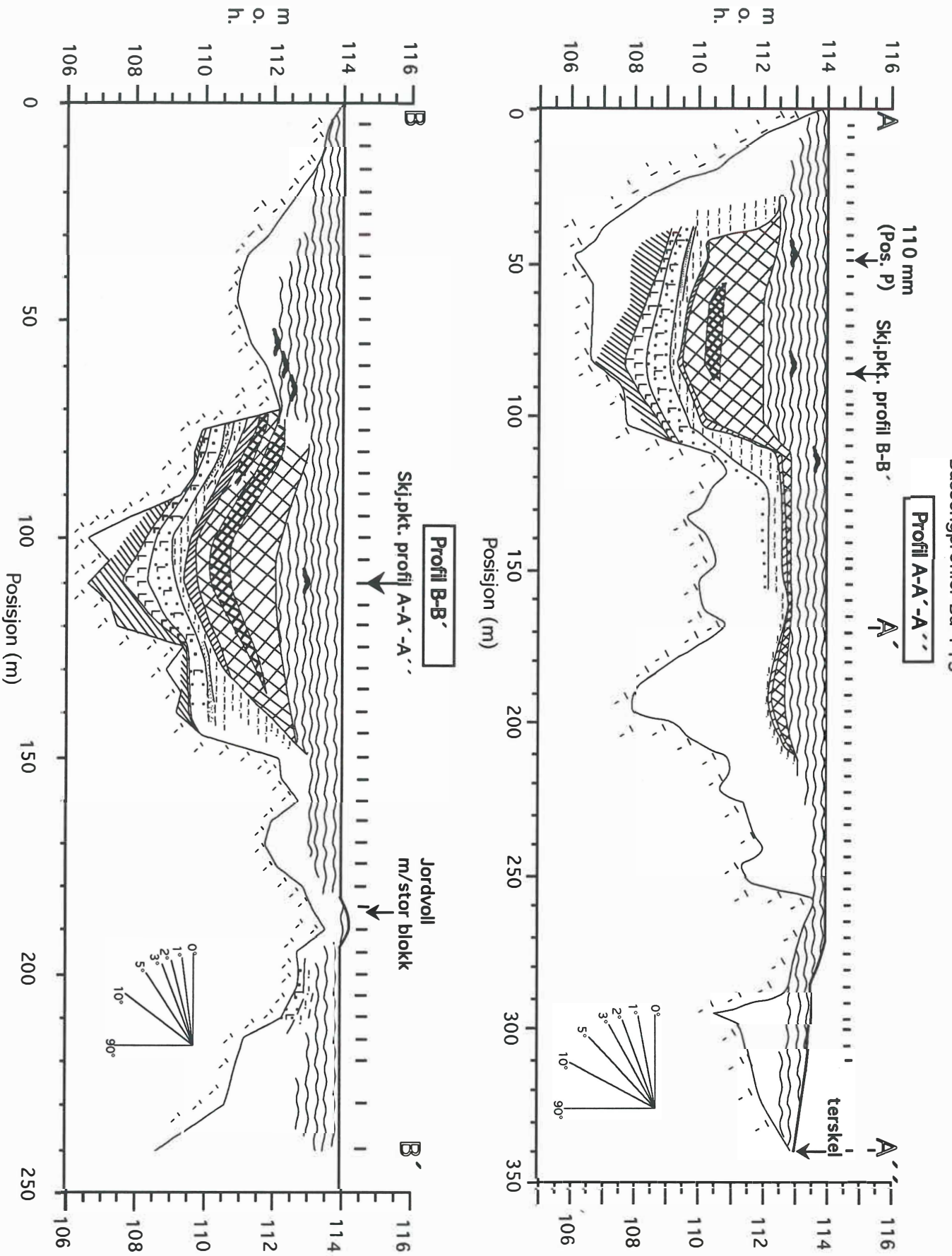


Fig.4.6 Bassengprofilene A-A'-A'' og B-B' for Bu-113. Orienteringen av profilene er vist på fig.4.4. Sonderingspunktene (I) korresponderer med punktene langs profilene på fig.4.4. De hvite feltene over fjell (bestemt ved slagsondering) markerer løsmasser ugjennomtrengelig for prøvetakerutstyret. Profil A-A'-A'' har en vertikal forstørrelse på 10.1:1. Profil B-B' har en vertikal forstørrelse på 8:1. Vinklene angir terrengets virkelige gradient. Tegnforklaring er vist i fig.4.10.

Bu - 113

Kjernebeskrivelse 110mm

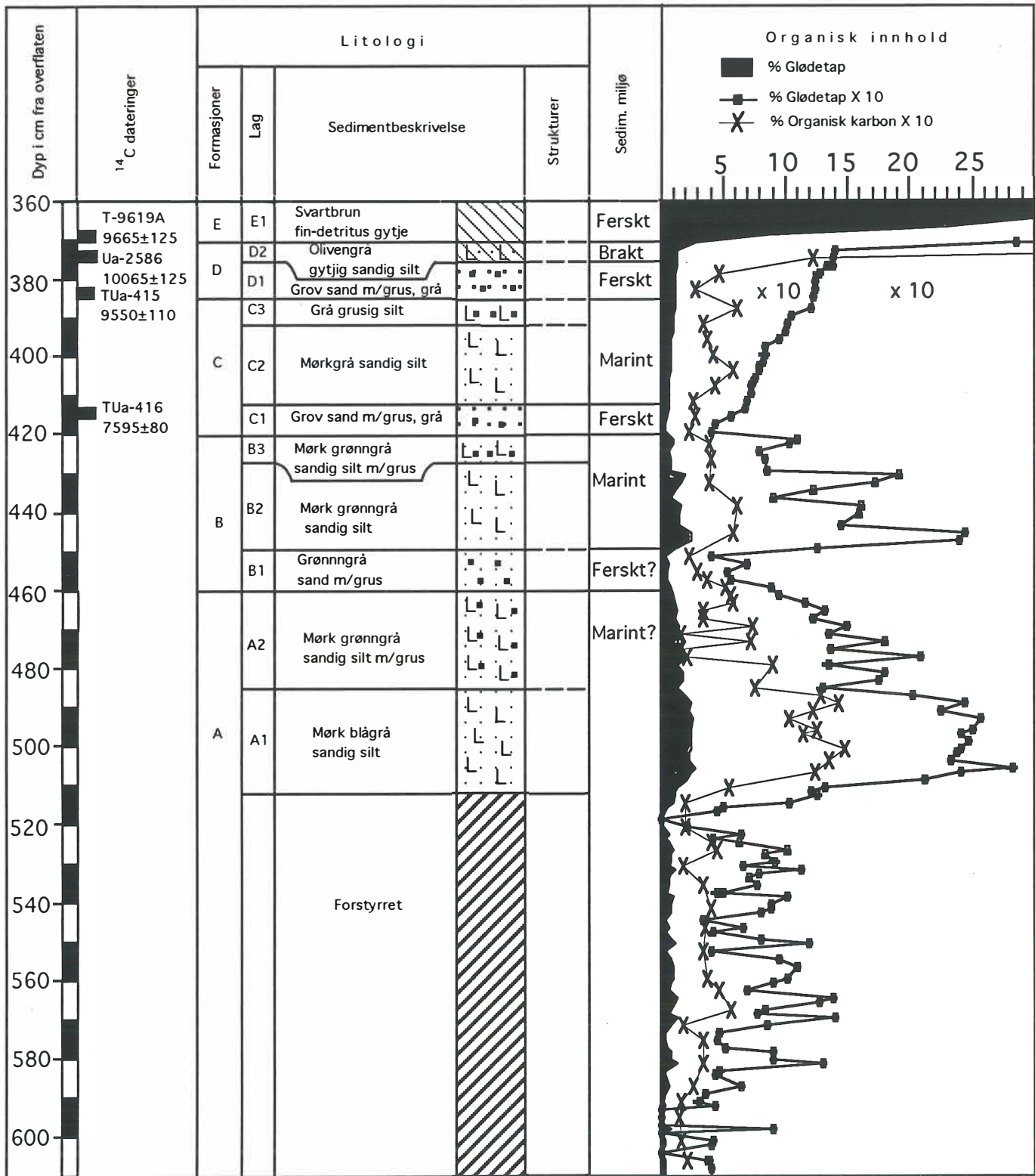


Fig. 4.7. Beskrivelse av 110 mm prøve fra Bu-113. Tegnforklaring fig.4.10.

Bu-113

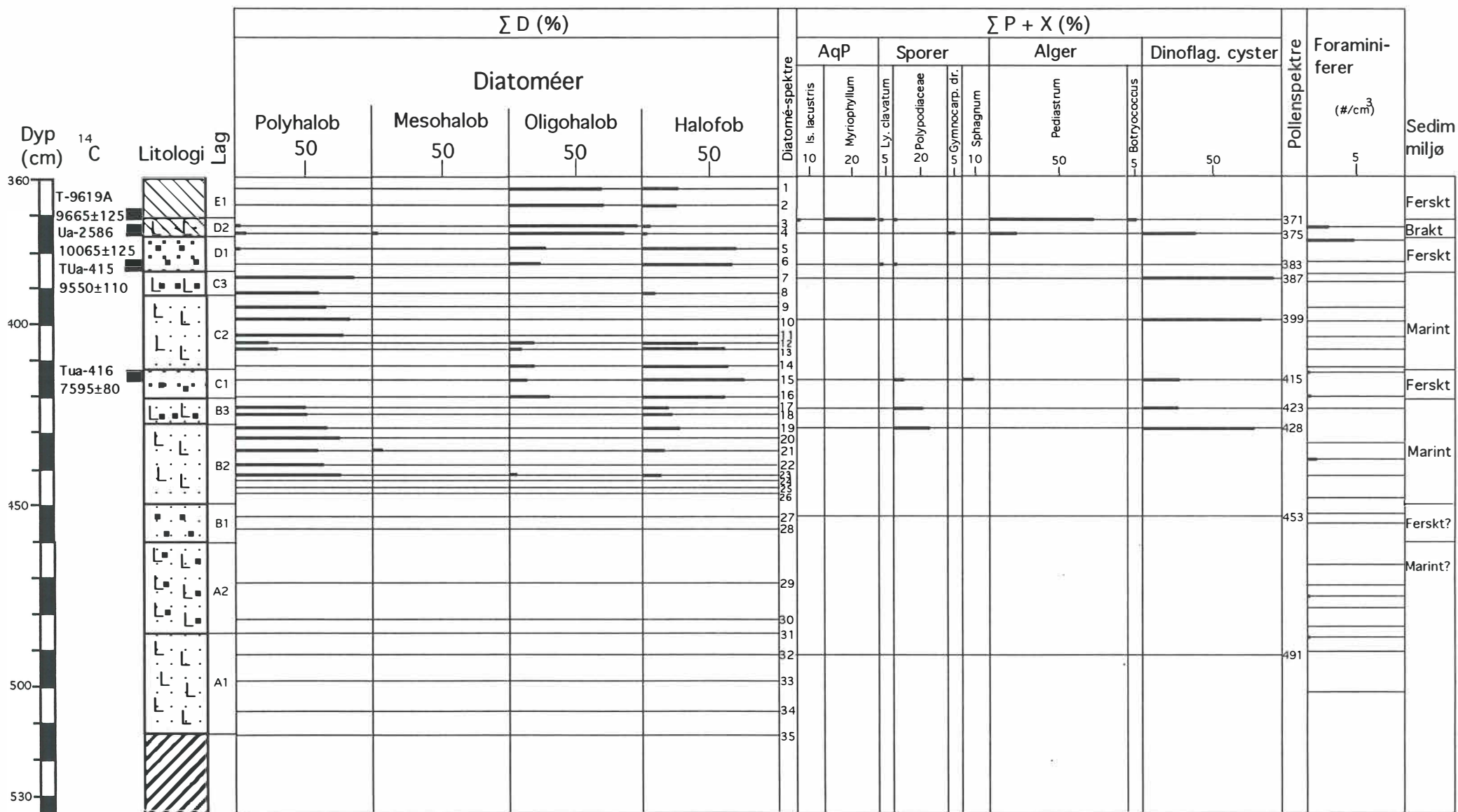


Fig.4.8 Diatoméer, akvatiske pollen og andre mikrofossiler fra Bu-113. Diatoméene er fordelt i halobie-grupper og prosentverdiene er beregnet på grunnlag av total diatom esum (ΣD). Fordelingen av akvatiske pollen, sporer, alger og dinoflagellater er beregnet som prosent av total pollensum (ΣP , jfr. fig. 4.9) + det aktuelle taxa (X). Opptredenen av foraminiferer er vist som antall individer pr. volumenhet (cm³) sediment. Tegnforklaring til litologi er vist i fig. 4.10.

Bu-113

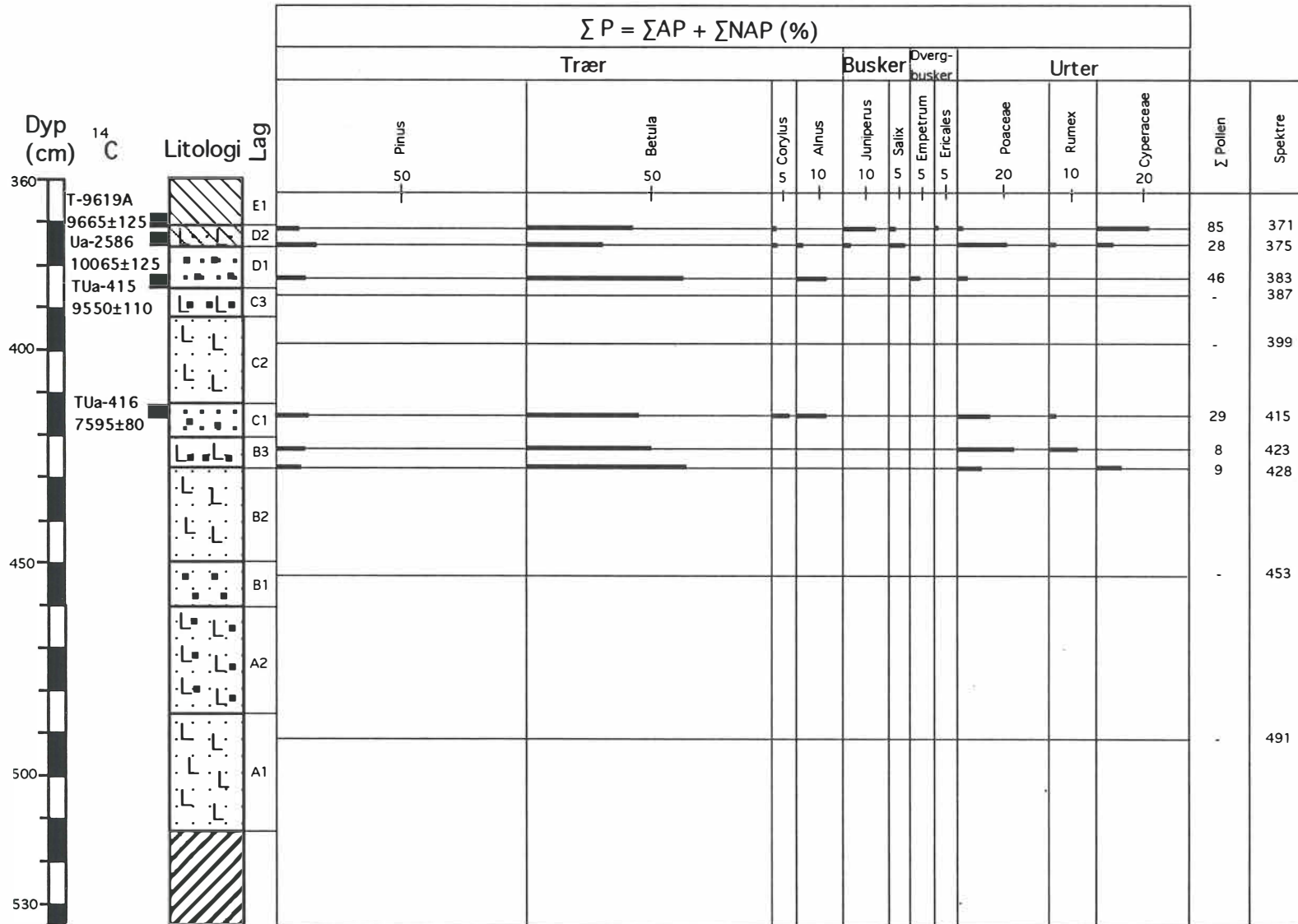





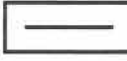
















Fig. 4.9. Pollen fra Bu-113. Prosentverdiene er beregnet på grunnlag av total pollensum (ΣP) av arboreal pollen (ΣAP) og non-arboreal pollen (ΣNAP). Akvatiske pollen, sporer, alger og dinoflagellater er utelukket fra totalsummen. Tegnforklaring til litologi er vist i fig. 4.10.

Tegnforklaring til kjernebeskrivelse 110mm

Sedimentbeskrivelse		Strukturer			
	Fin-detritus gytje		Sandig silt		Jevn overgang mellom lagene
	Gytjig silt		Sandig silt m/grus		Skarp grense mellom lagene
	Gytjig sandig silt		Grov sand		Fin laminering
	Silt		Sandig grus		Grov laminering
	Sand m/grus		Finlaminert sandig silt og fin sand		
	Grov sand m/grus		Grovlaminert sandig silt og fin sand		
	Grusig silt		Grovlaminert sandig silt og sand m/grus		
	Siltig grus		Forstyrret		

Tegnforklaring til bassengprofiler
















	Sphagnum torv		Sandig silt m/grus
	Grov detritus gytje		Sandig silt
	Fin detritus gytje		Laminert fin sand og sandig silt
	Dy		Laminert fin sand og sandig silt m/grus
	Gruslag		Forstyrret
	Sandlag		Fjell
	Vekslede lag av grus, sand og silt		Stubbelag
			Sonderingspunkter

Fig. 4.10

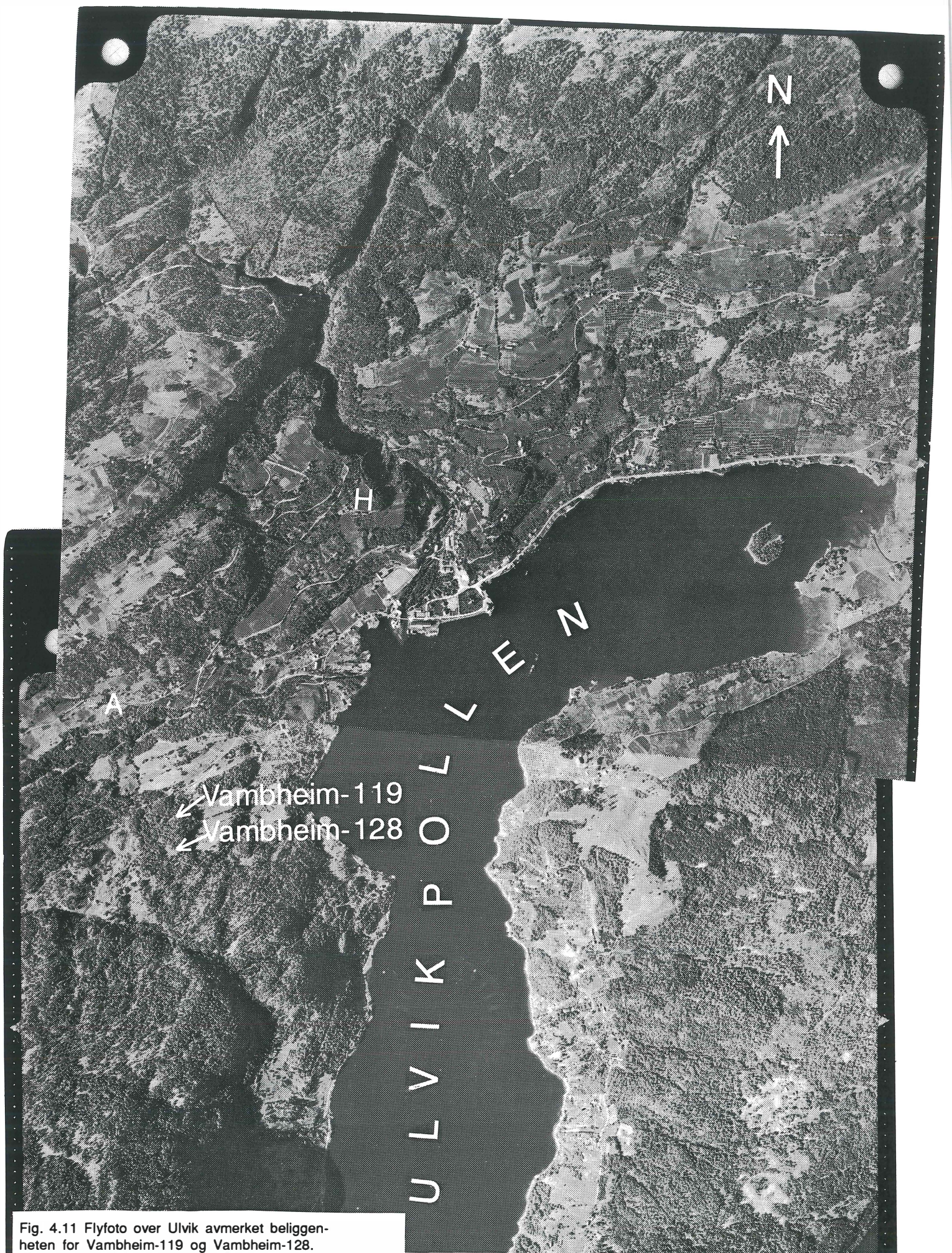


Fig. 4.11 Flyfoto over Ulvik avmerket beliggenheten for Vambheim-119 og Vambheim-128. Også avmerket er noen fremtredende terrasser antatt å representere marin grense. En smal terrasse ved gården Audnalond (merket A) nær Vambheimselva ligger ca. 120 m o.h. En markert terrasseflate ved gården Hydle (merket H) langs Tysso har nedre og øvre terrassekant h.h.v. 121-124 m o.h. Foto: Widerøe.

1 km



Fig. 4.12 Vambheim-119.



Fig. 4.13 Vambheim-128. Pilen viser bor-lokaliteten for 110 mm prøvene.

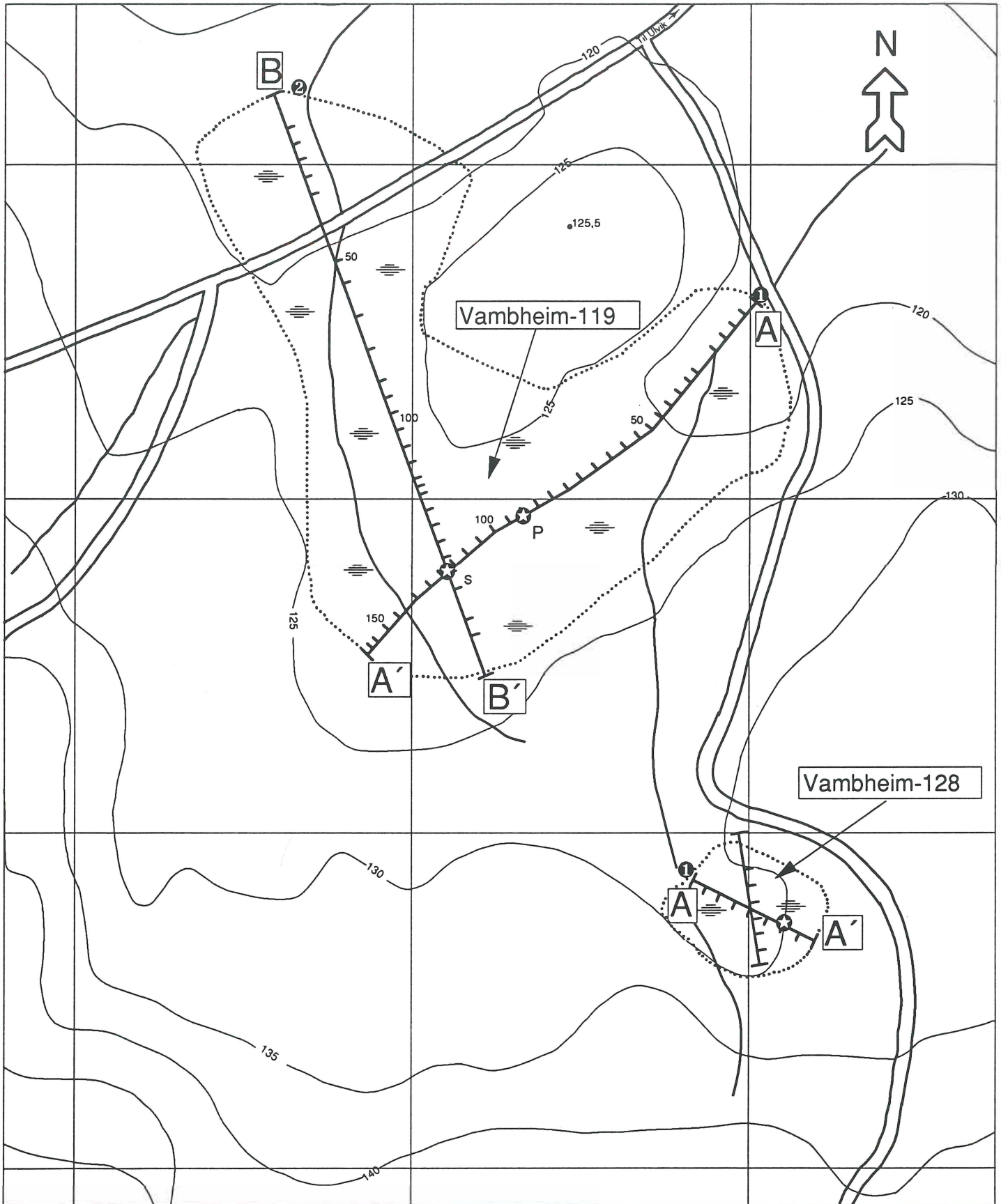


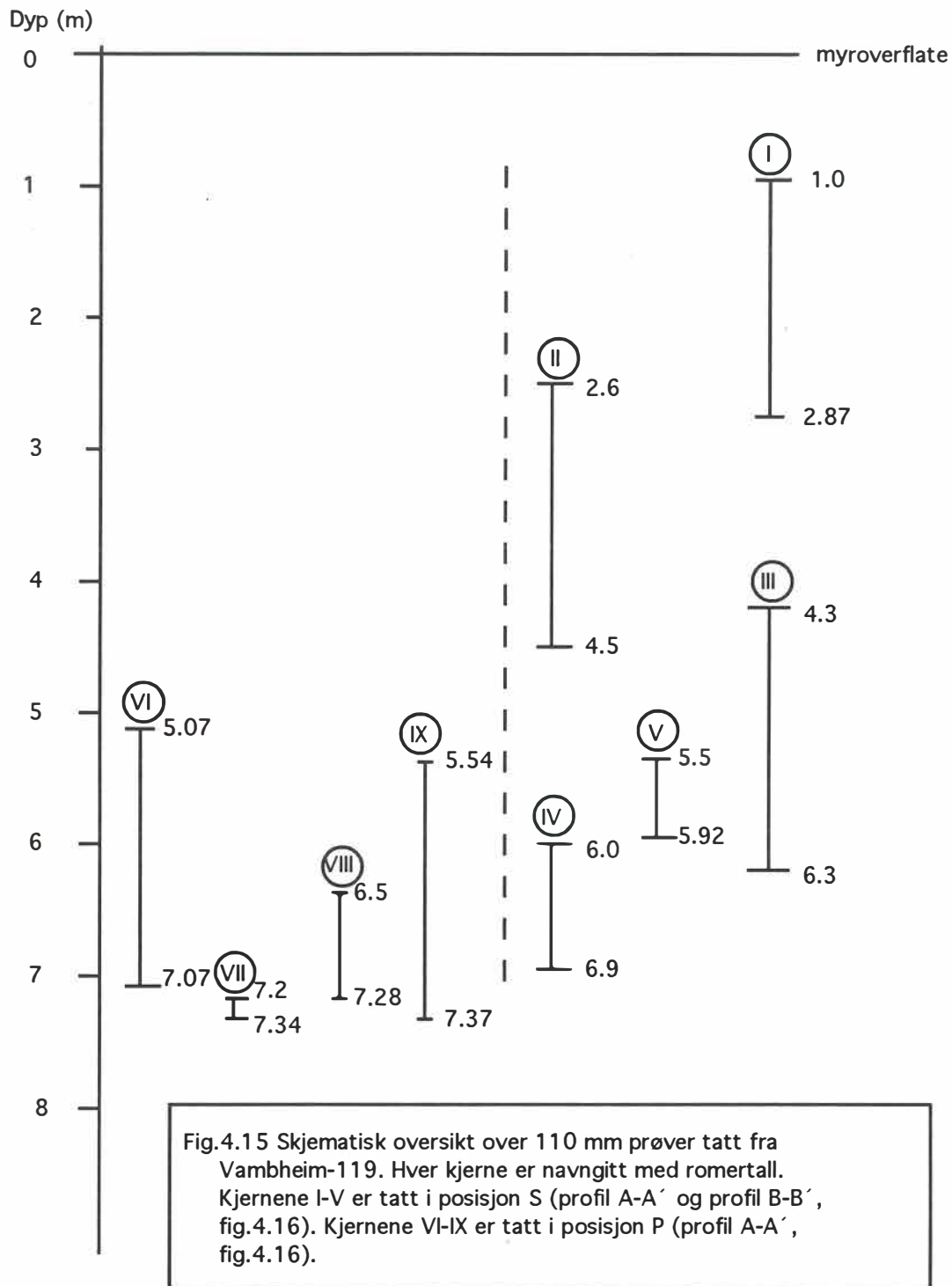
Fig.4.14. Detaljkart over Vambheim-119 og Vambheim-128 m/sonderingsprofiler inntegnet. Profilene er vist i henholdsvis fig. 4.16 og fig. 4.18.

① - laveste terskelutløp ② - andre utløp ★ - bor lokalitet 110 mm prøve

100 m
Ekv. 5 m

- bekkeløp,
delvis lagt i
dreneringsrør/
grøfter

110mm prøver Vambheim-119



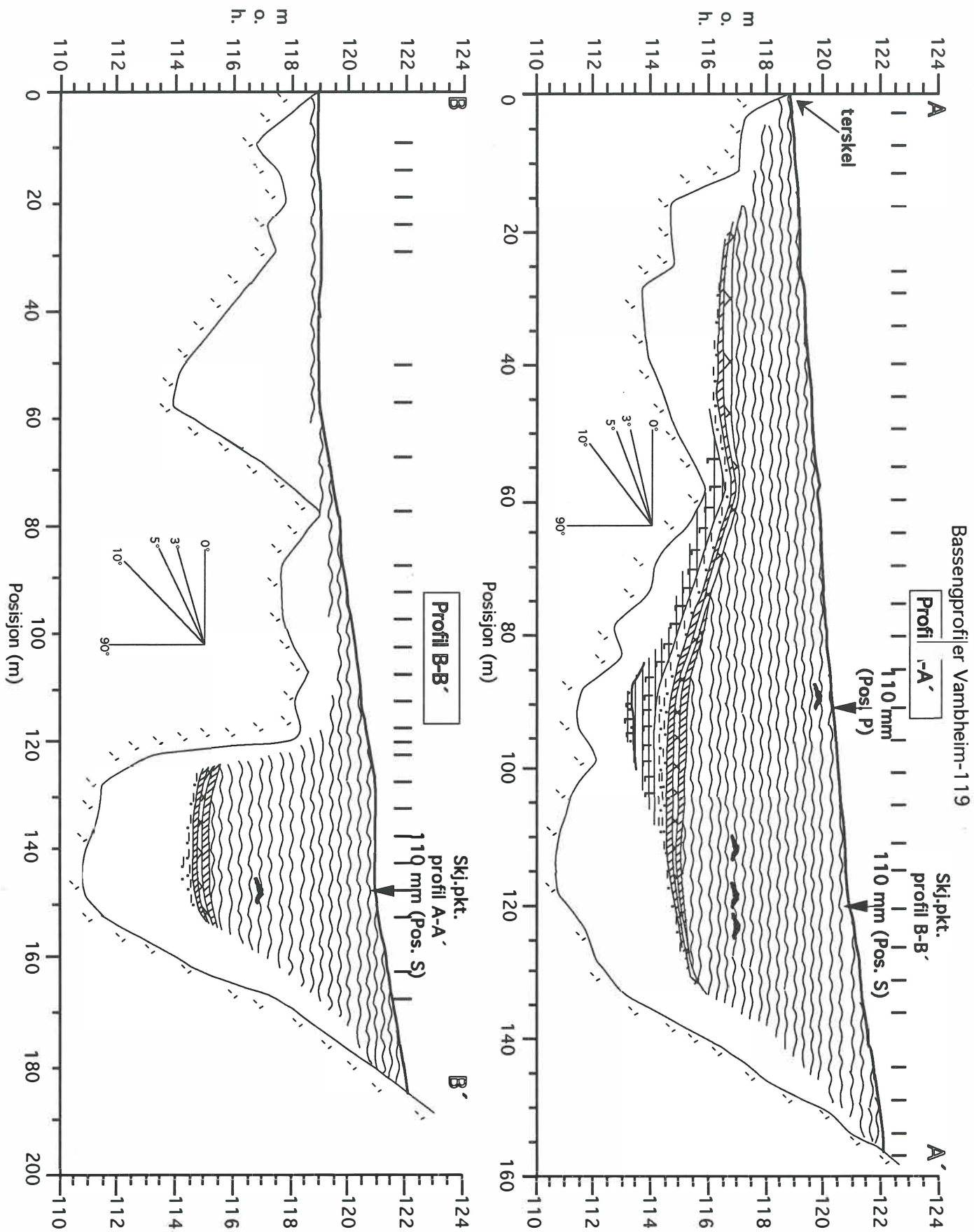


Fig.4.16. Bassengprofilene A-A' og B-B' for Vambheim-119. Orienteringen av profilet er vist på fig.4.14. Sonderingspunktene (I) korresponderer med punktene langs profilene på fig.4.14. De hvite feltene over fjell (bestemt ved slagsondering) markerer løsmasser ugjennomtrengelige for prøvetakerutstyret. Profil A-A' har en vertikal forstørrelse på 4.2:1. Profil B-B' har en vertikal forstørrelse på 5.3:1. Vinklene angir terrengets virkelige gradient. Tegnforklaring er vist i fig.4.10.

Vambheim - 119

Kjernebeskrivelse 110mm

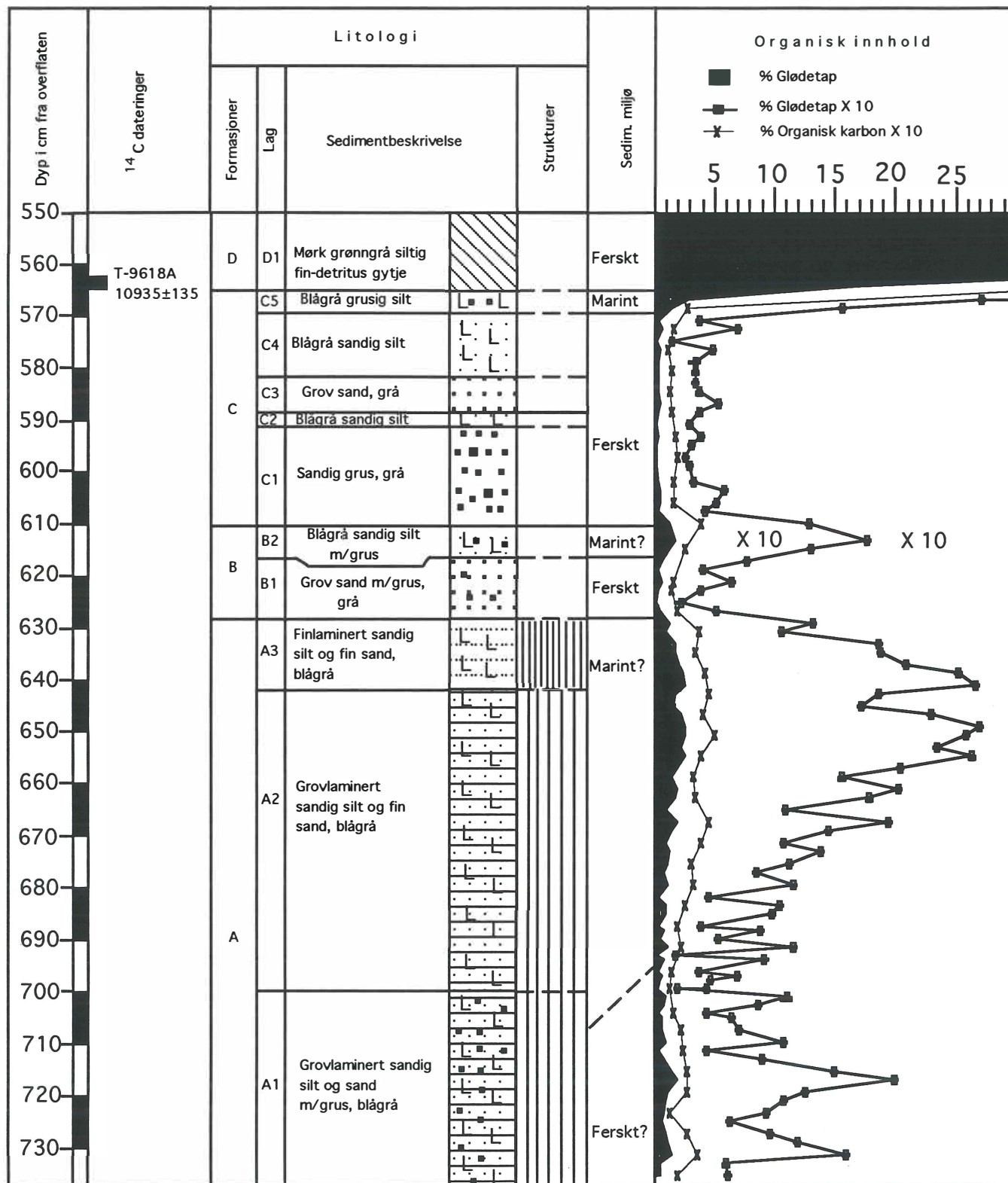


Fig. 4.17. Beskrivelse av 110 mm prøve fra Vambheim-119. Tegnforklaring fig.4.10.

Vambheim-119

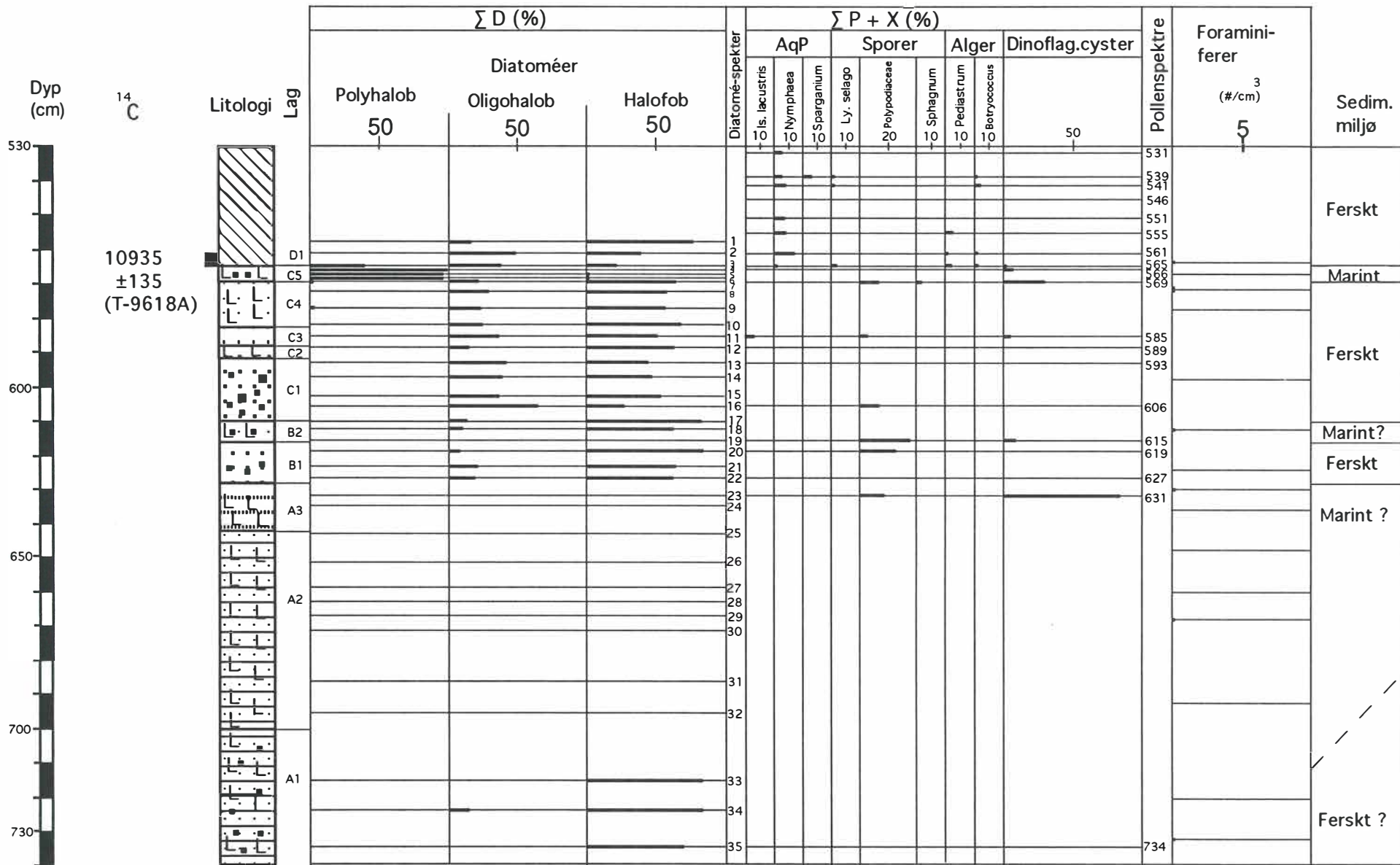


Fig. 4.18. Diatoméer, akvatiske pollen og andre mikrofossiler fra Vambheim-119. Diatoméene er fordelt i halobie-grupper og prosentverdiene er beregnet på grunnlag av total diatomésum (ΣD). Fordelingen av akvatiske pollen, sporer, alger og dinoflagellater er beregnet som prosent av total pollensum (ΣP , jfr. fig. 4.19) + det aktuelle taxa (X). Opptredenen av foraminiferer er vist som antall individer pr. volumenhet (cm³) sediment. Tegnforklaring til litologien er vist i fig. 4.10.

Vambheim-119

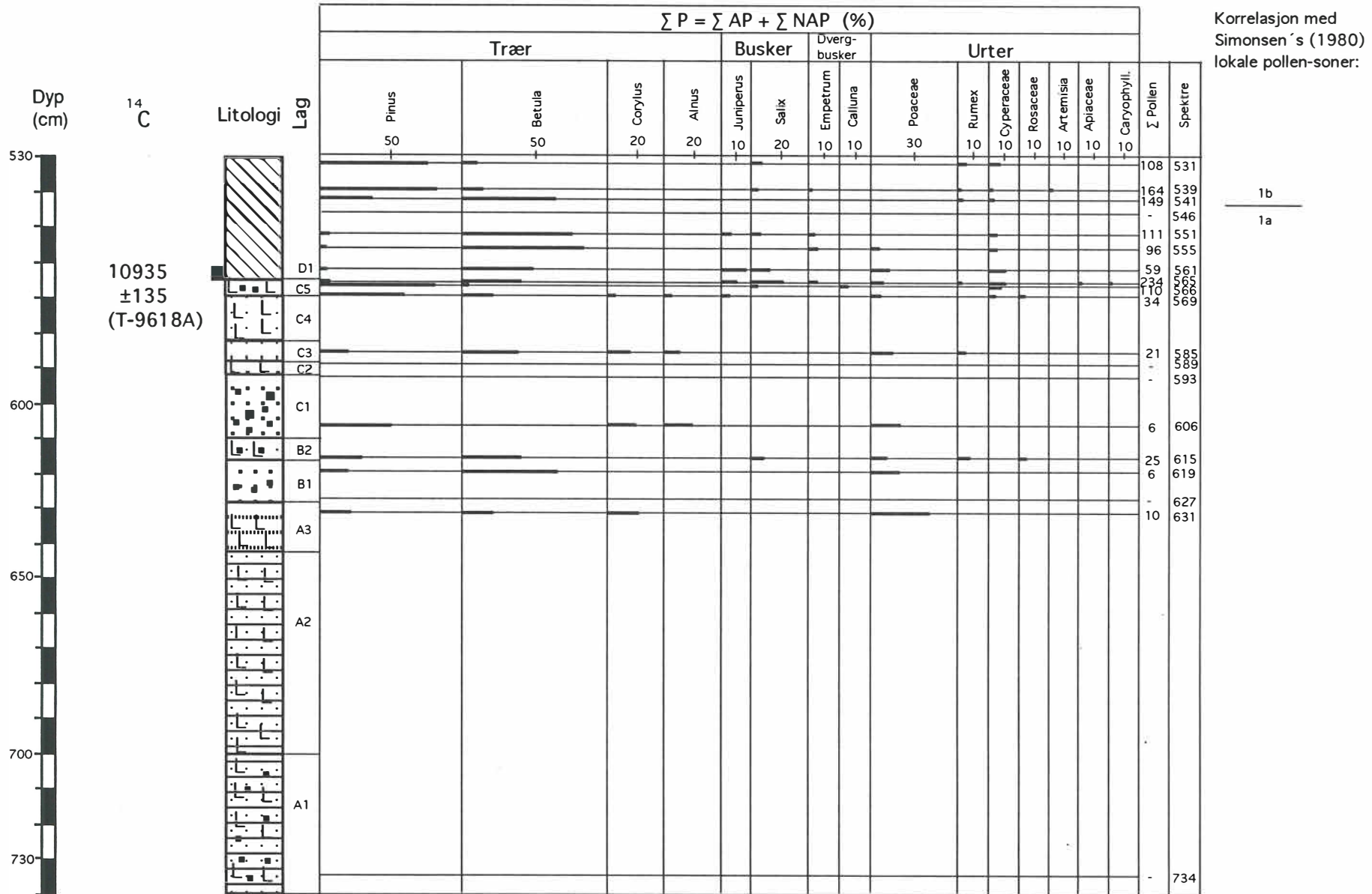
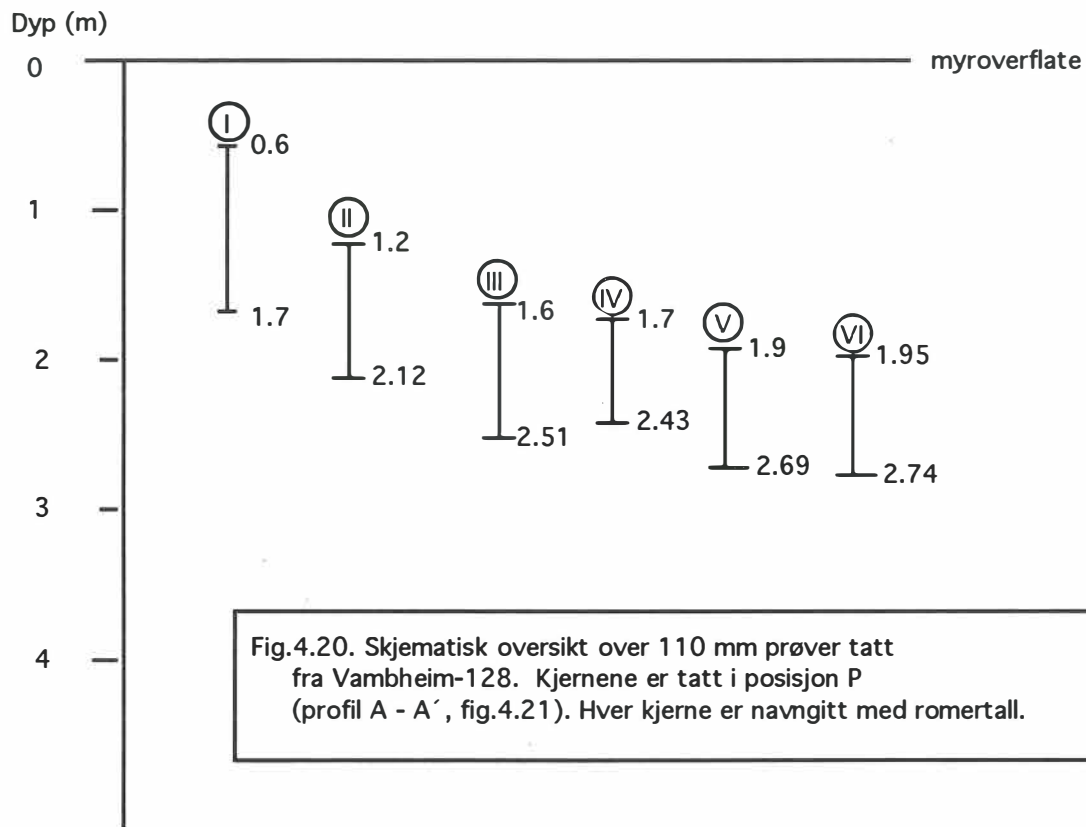


Fig. 4.19. Pollen fra Vambheim-119. Prosentverdiene er beregnet på grunnlag av total pollensum (ΣP) av arboreal pollen (ΣAP) og non-arboreal pollen (ΣNAP). Akvatiske pollen, sporer, alger og dinoflagellater er utelukket fra totalsummen. Tegnforklaring til litologien er vist i fig. 4.10.

110mm prøver Vambheim-128



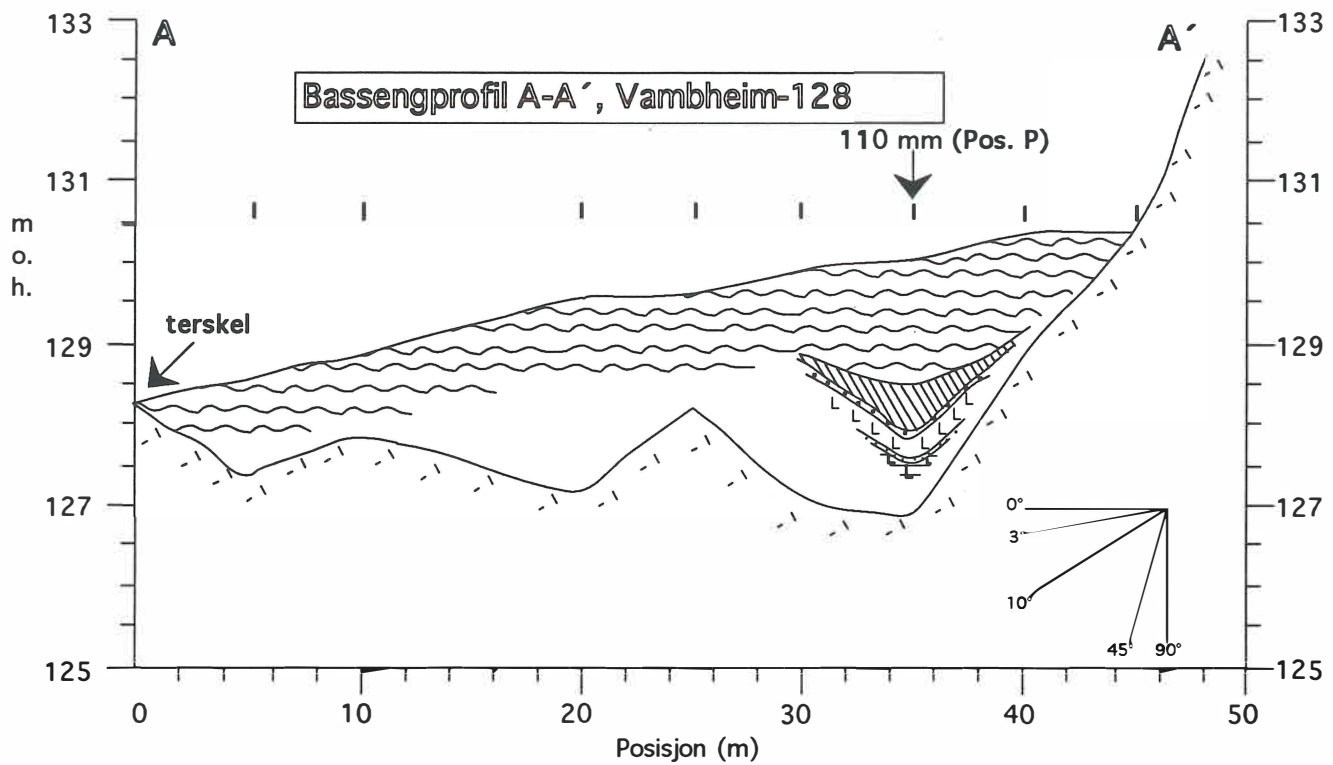


Fig.4.21. Bassengprofil A-A' for Vambheim-128. Orienteringen av profilet er vist på fig.4.14. Sonderingspunktene (I) korresponderer med punktene langs profilet på fig.4.14. De hvite feltene over fjell (bestemt ved slagsondering) markerer løsmasser ugjennomtrengelige for prøvetakerutstyret. Profilet har en vertikal forstørrelse på 3.5:1. Vinklene angir terrengets virkelige gradient. Tegnforklaring er vist på fig.4.10.

Vambheim - 128

Kjernebeskrivelse 110mm

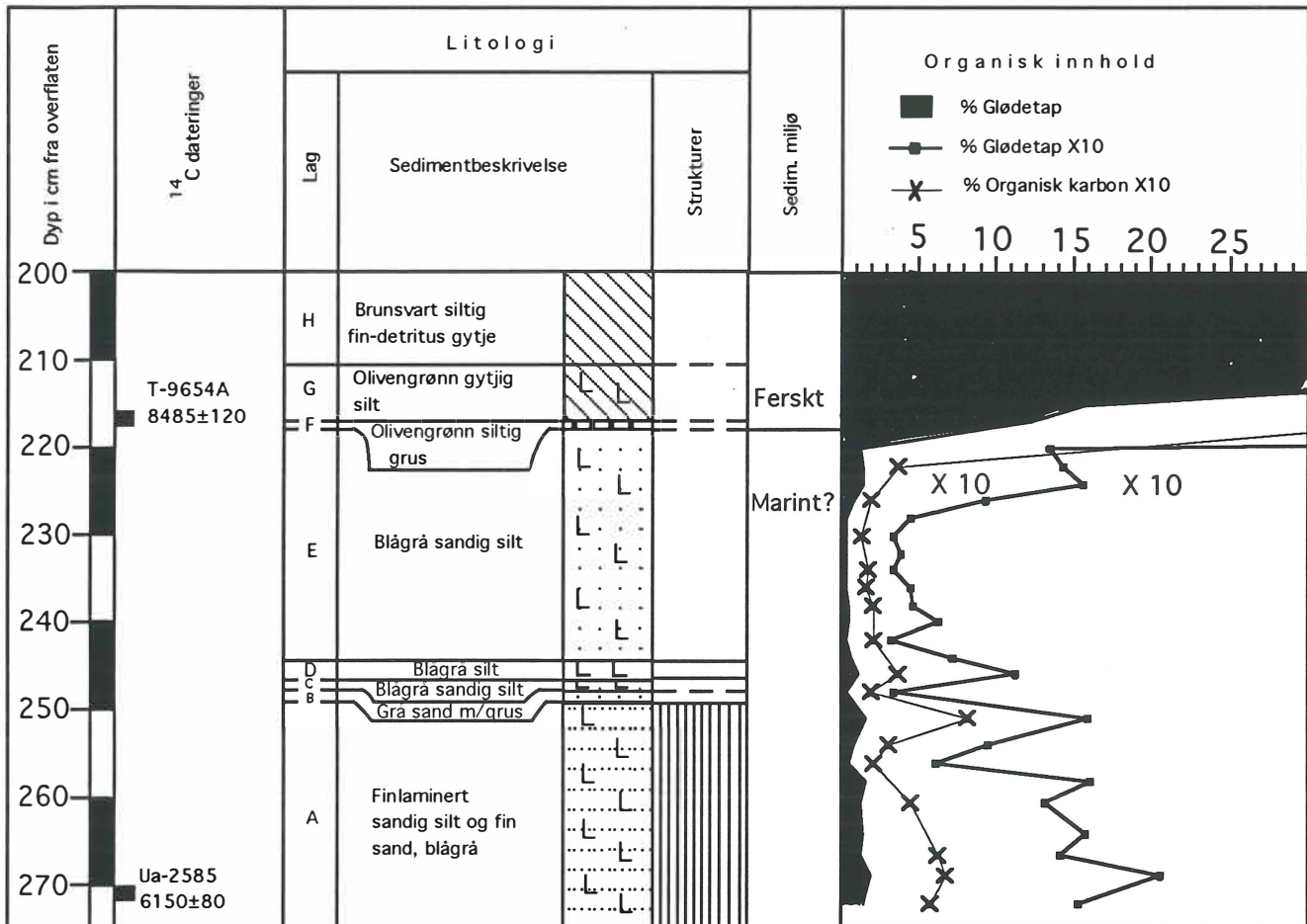
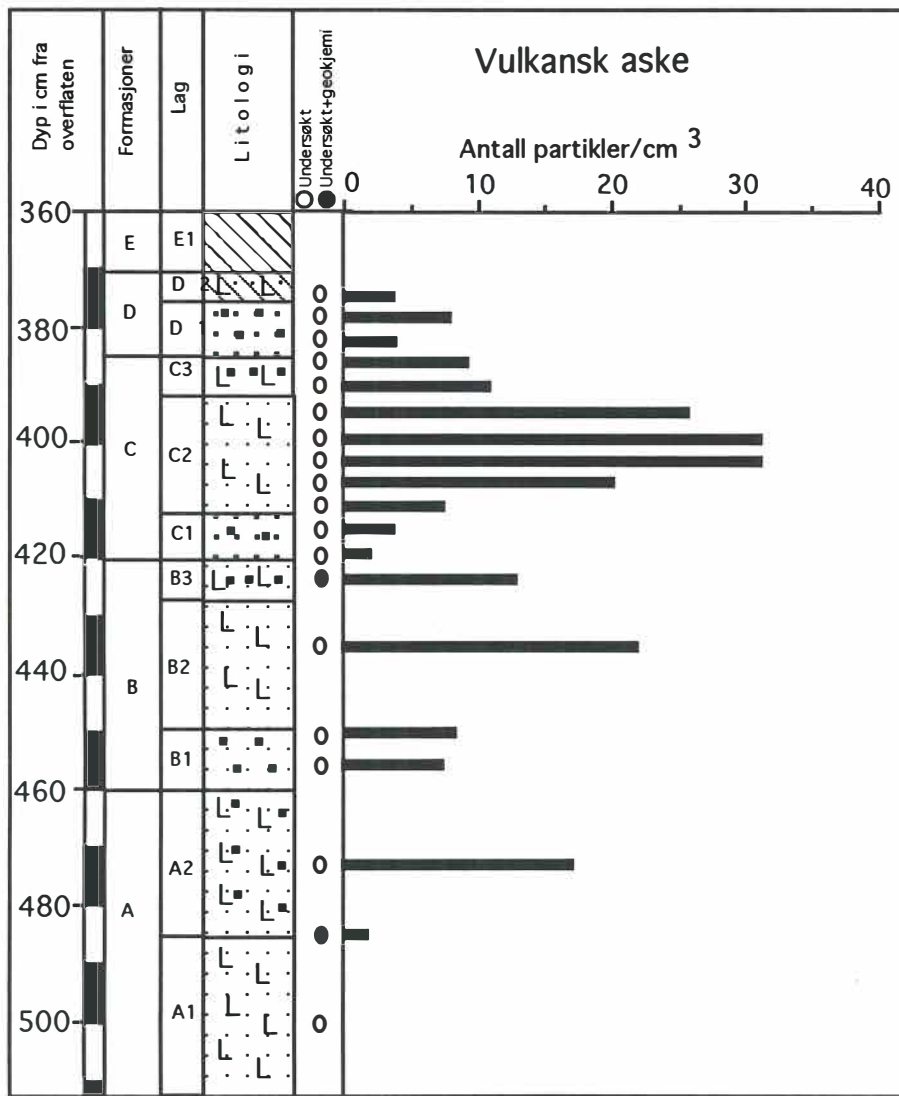


Fig. 4.22. Beskrivelse av 110 mm prøve fra Vambheim-128. Tegnforklaring fig.4.10.

Bu - 113



Vambheim-119

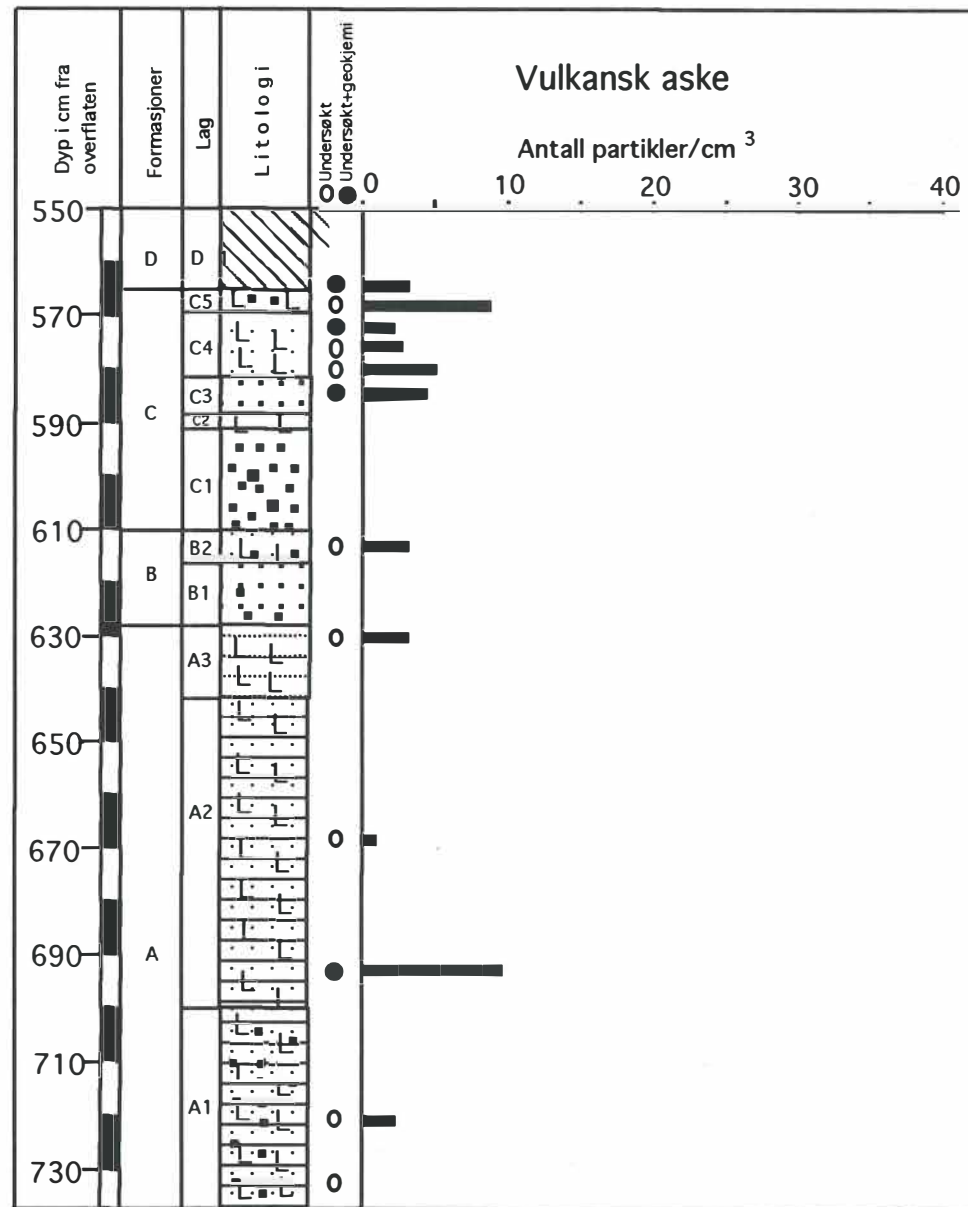
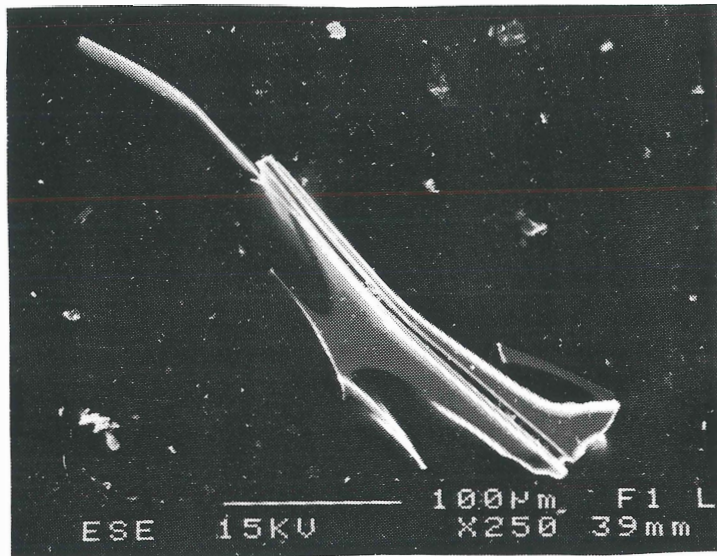
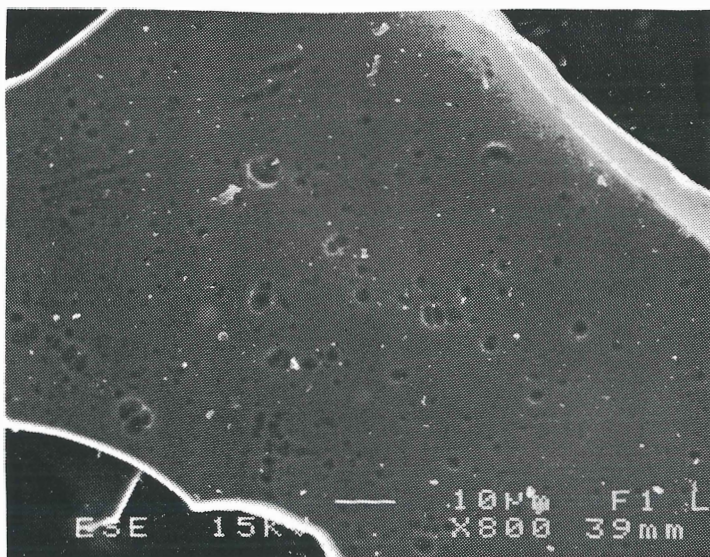


Fig. 4.23 Opptreden av vulkansk aske fra h.h.v. Bu-113 og Vambheim-119. Det er ikke utført noen askeanalyse av Vambheim-128. Åpen sirkel (O) angir nivå i 110 mm prøvene som er undersøkt med hensyn til kvantitativ opptreden og der askekornene er petrografisk bestemt. Fylt sirkel (●) angir nivå som, i tillegg til de ovennevnte undersøkelsene, også innbefatter geokjemisk analyse av askekornene (se tabell 4). Tegnforklaringen til litologiske søylen er vist i fig. 4.10



4.24 Et scanning elektronmikroskop foto av askekorn fra Vambheim-119 (prøvedyp 584). Streken er 100 μm .



4.25 Et scanning elektronmikroskop foto av askekorn med forvitret overflate. Streken er 10 μm .

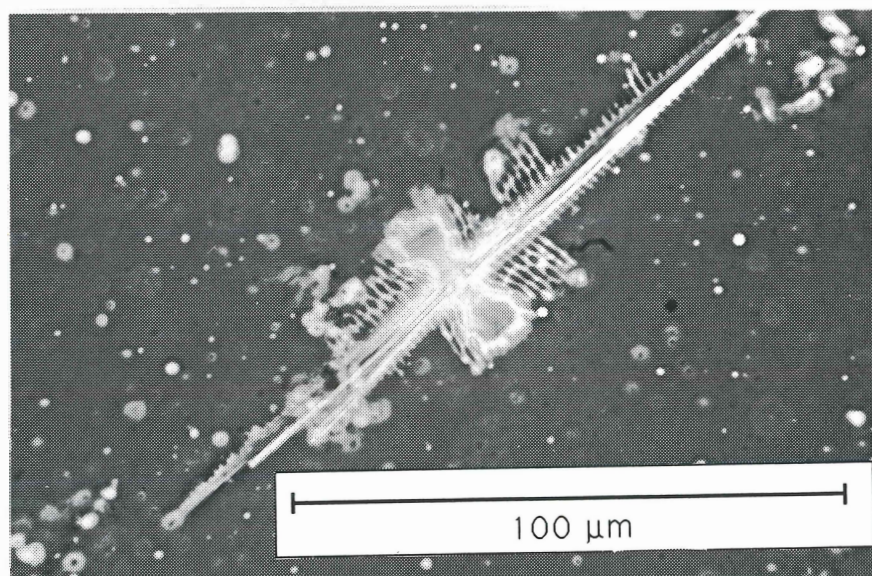
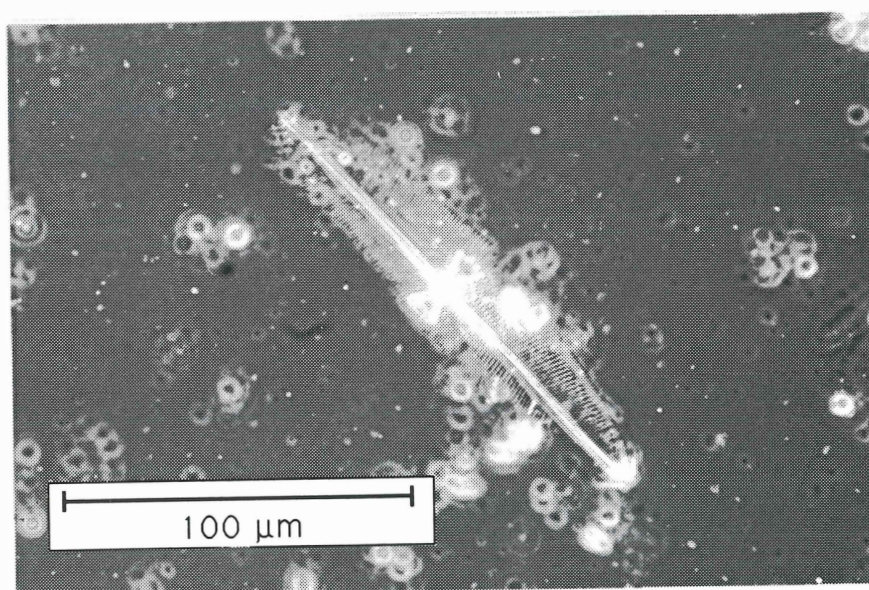
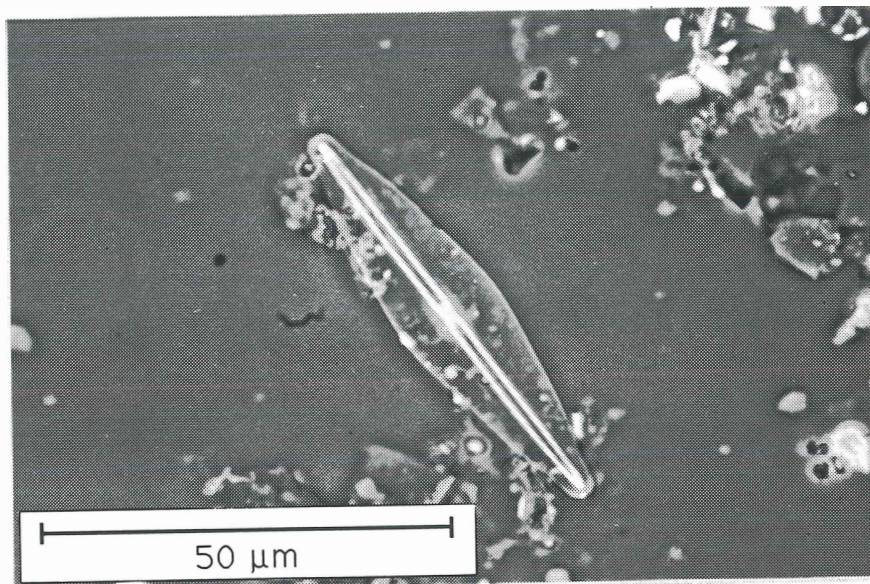


Fig. 4.26 Diatoméer fra eget prøvemateriale.

Øverst: *Frustulia rhomboides* var. *saxonica* fra spekter 572 (diatomé-sone III), Vambheim-119.

Midten: *Trachyneis aspera* fra spekter 387 (diatomé-sone III), Bu-113.

Nederst: *Trachyneis aspera* fra spekter 387 (diatomé-sone III), Bu-113. Dette eksemplaret viser tydelig tegn på korrosjon og mekanisk slitasje.

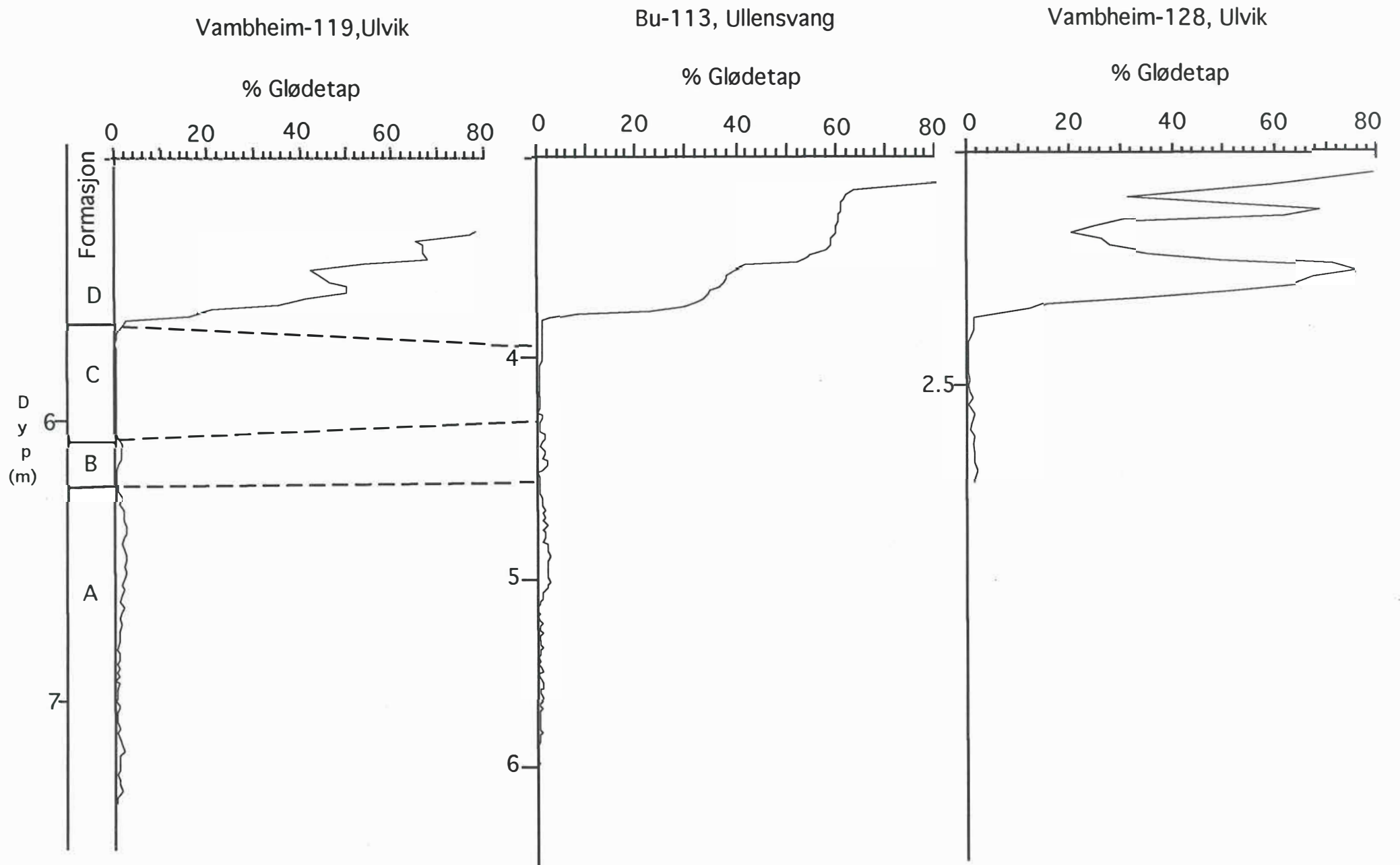


Fig. 5.1 En sammenstilling av glødetapskurvene fra de 3 undersøkte bassengene, og med en forsøksvis korrelasjon mellom kurvene fra Vambheim-119 og Bu-113.

Bu-113

Vambheim-119

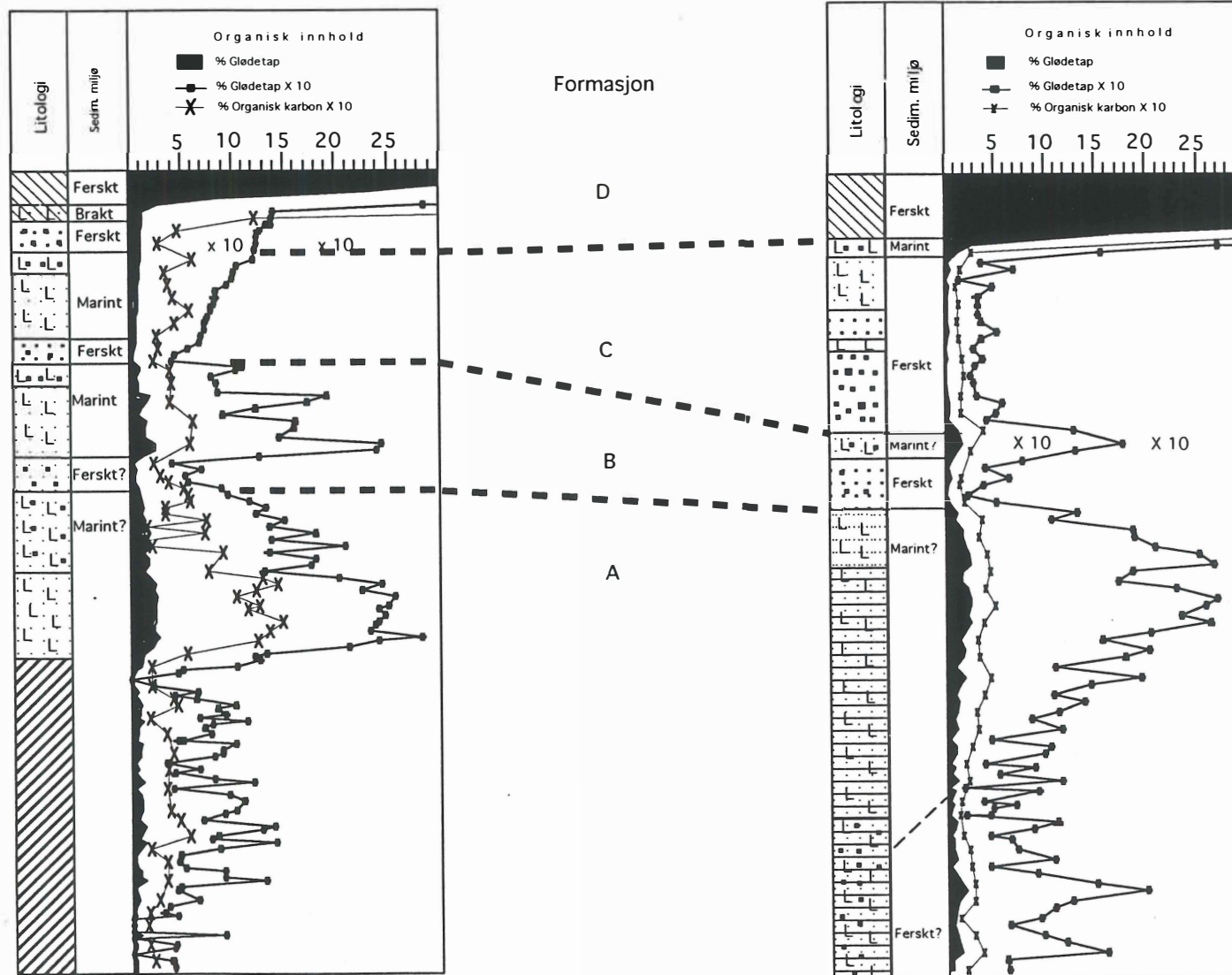


Fig. 5.2 Forsøksvis korrelasjon mellom Vambheim-119 og Bu-113. Over- og undergrensene i de korrelerte formasjonene er ikke ment å være synkronne tidsflater. Tegnforklaring til litologien er vist i fig. 4.10.

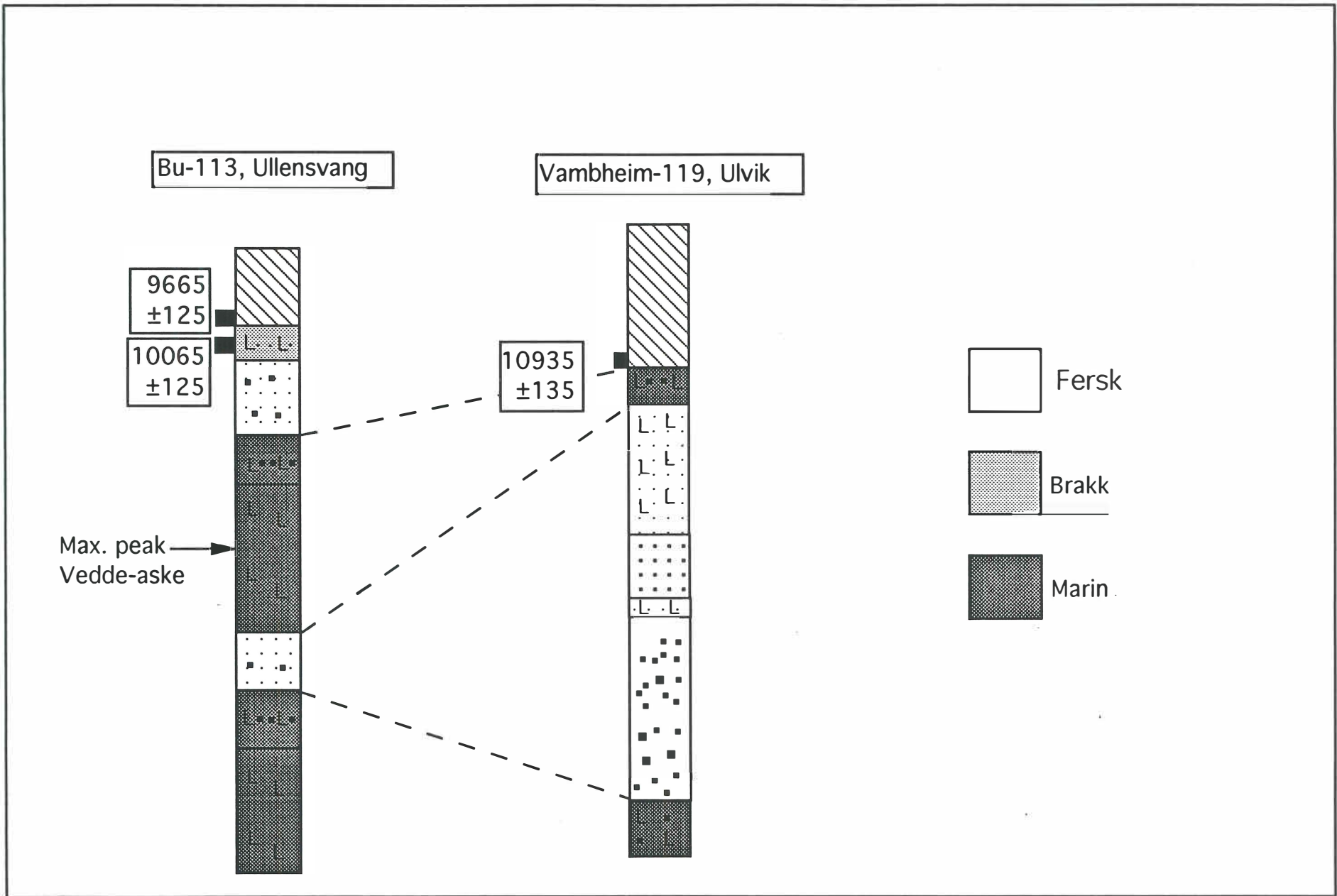


Fig. 5.3 Korrelasjon mellom de øverste enhetene i Bu-113 (lagene B2-E1) og Vambheim-119 (lagene B2-D1). Over- og undergrensene for de korrelerte enhetene er ikke ment å være synkrone tidsflater. Denne korrelasjonen danner basis for strandforskyvningskurven i fig. 5.4

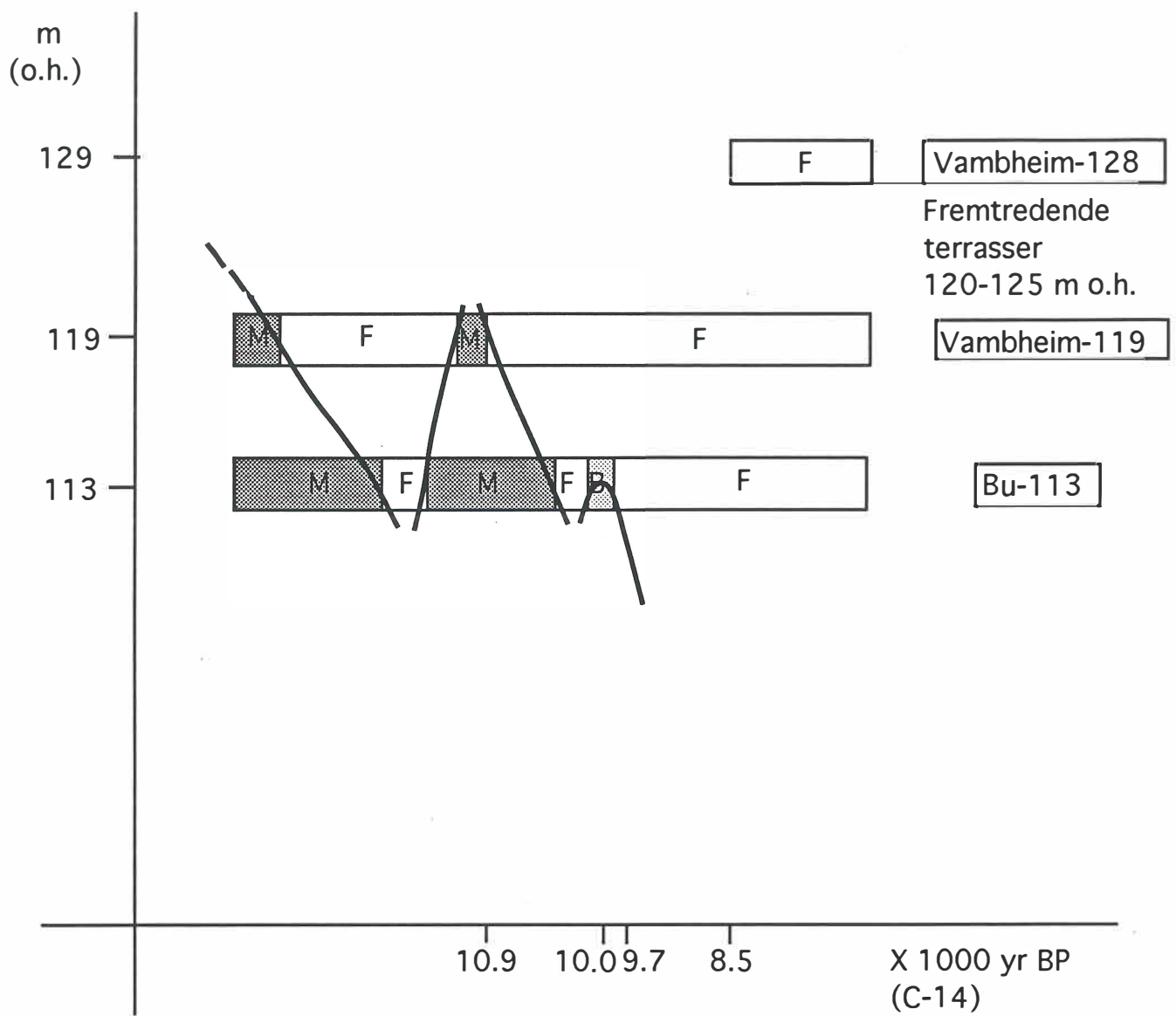


Fig. 5.4. En foreløpig strandforskyvningskurve fra indre Hardanger.
 F- fersk, B-brakk, M- marin.

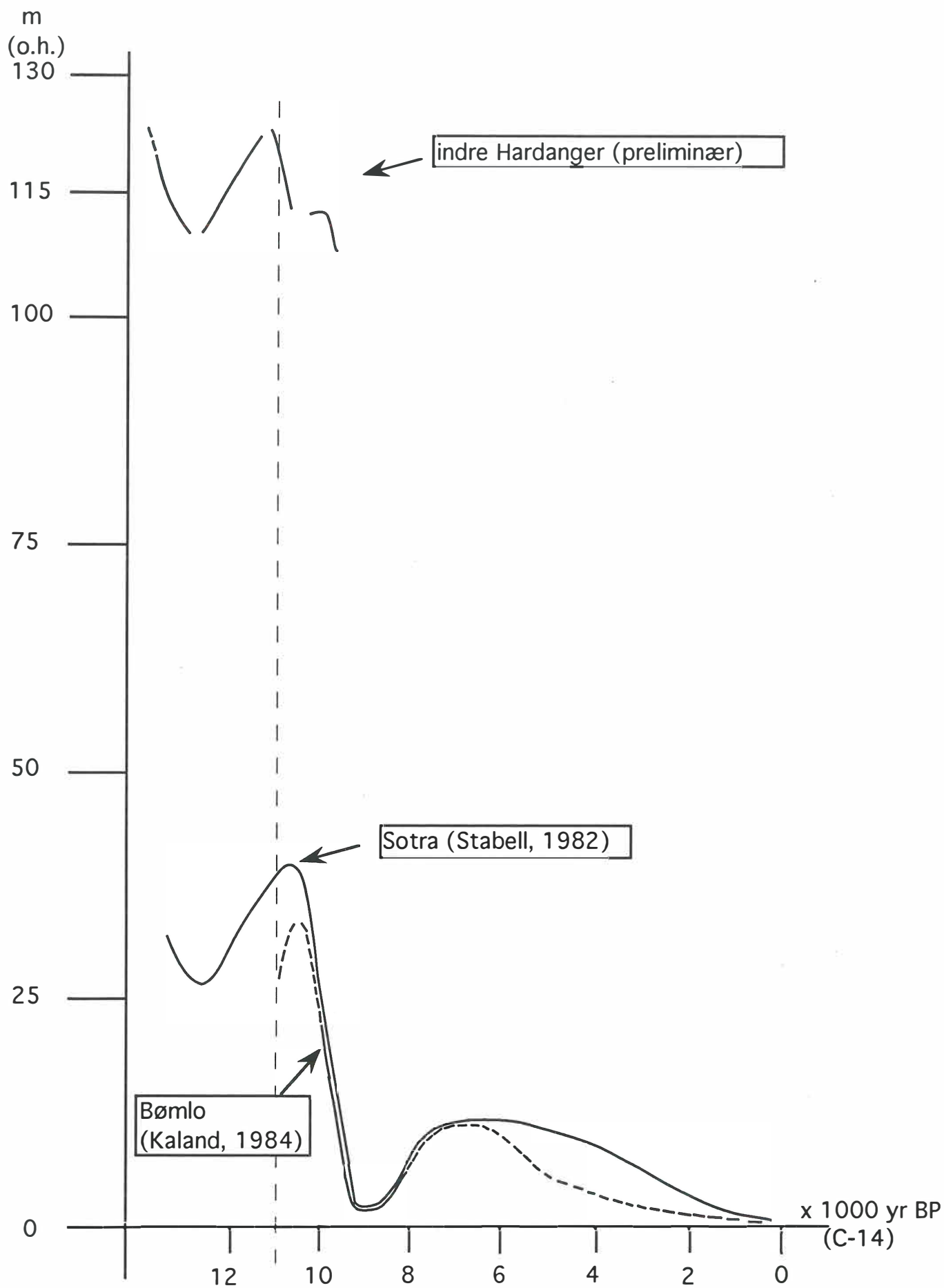


Fig. 5.5. Strandforskyvningskurven fra indre Hardanger sammenstilt med kurvene fra Bømlo (Kaland, 1984) og Sotra (Stabell, 1982). Kurven fra indre Hardanger må betraktes som foreløpig ettersom kun den delen av kurven til høyre for den stiplede linjen er C-14 datert.

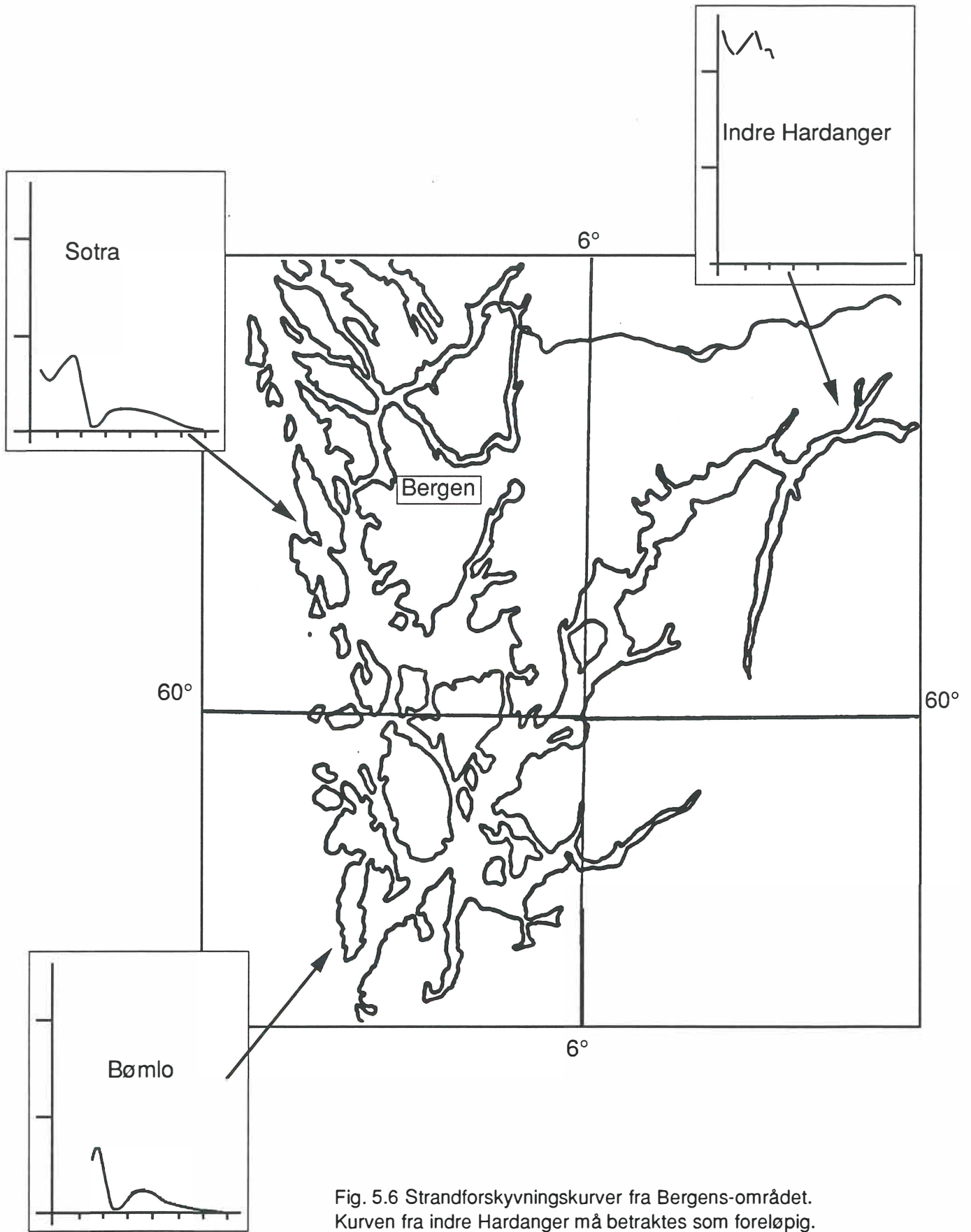


Fig. 5.6 Strandforskyvningskurver fra Bergens-området. Kurven fra indre Hardanger må betraktes som foreløpig.

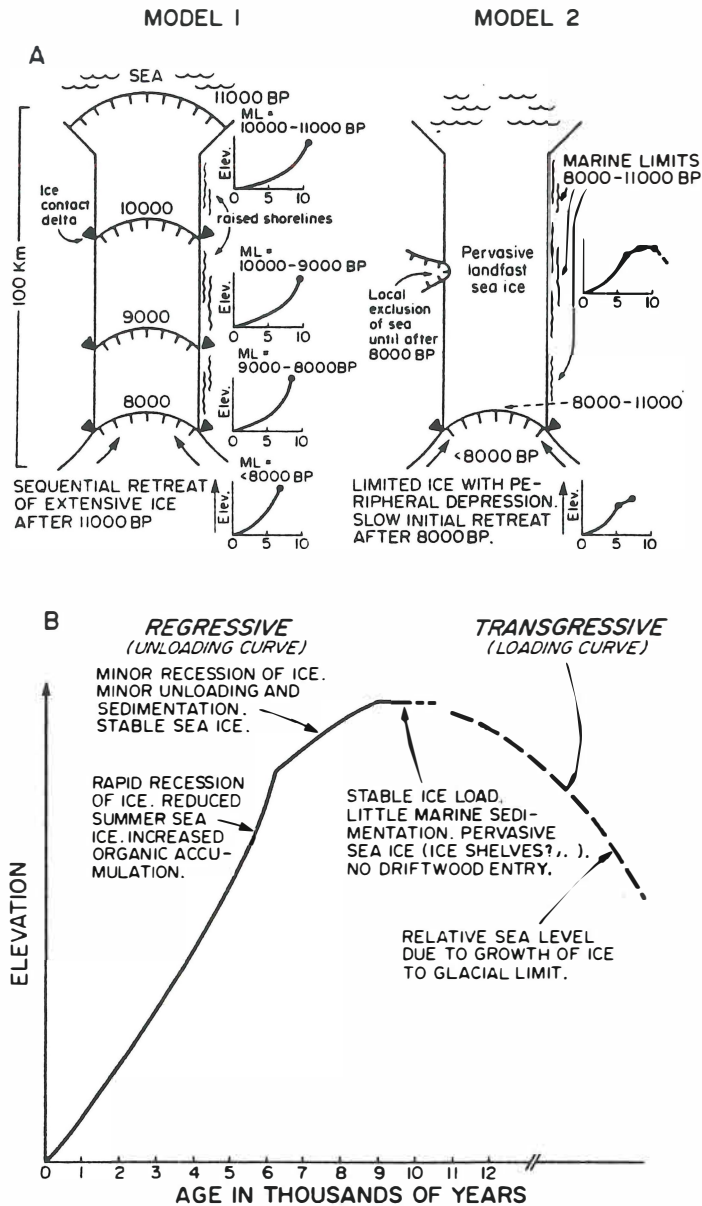


Fig. 5.7 (A) To ulike ismodeller i en arktisk fjord som gir opphav til ulike strandforskyvning langs fjordsidene.

(B) Detaljer fra strandforskyvnings-kurven i modell 2 med både transgressive og regressive faser. Fra England, 1983 (cf. Syvitski *et al.*, 1987).

Polyhalob

Meso-
halob

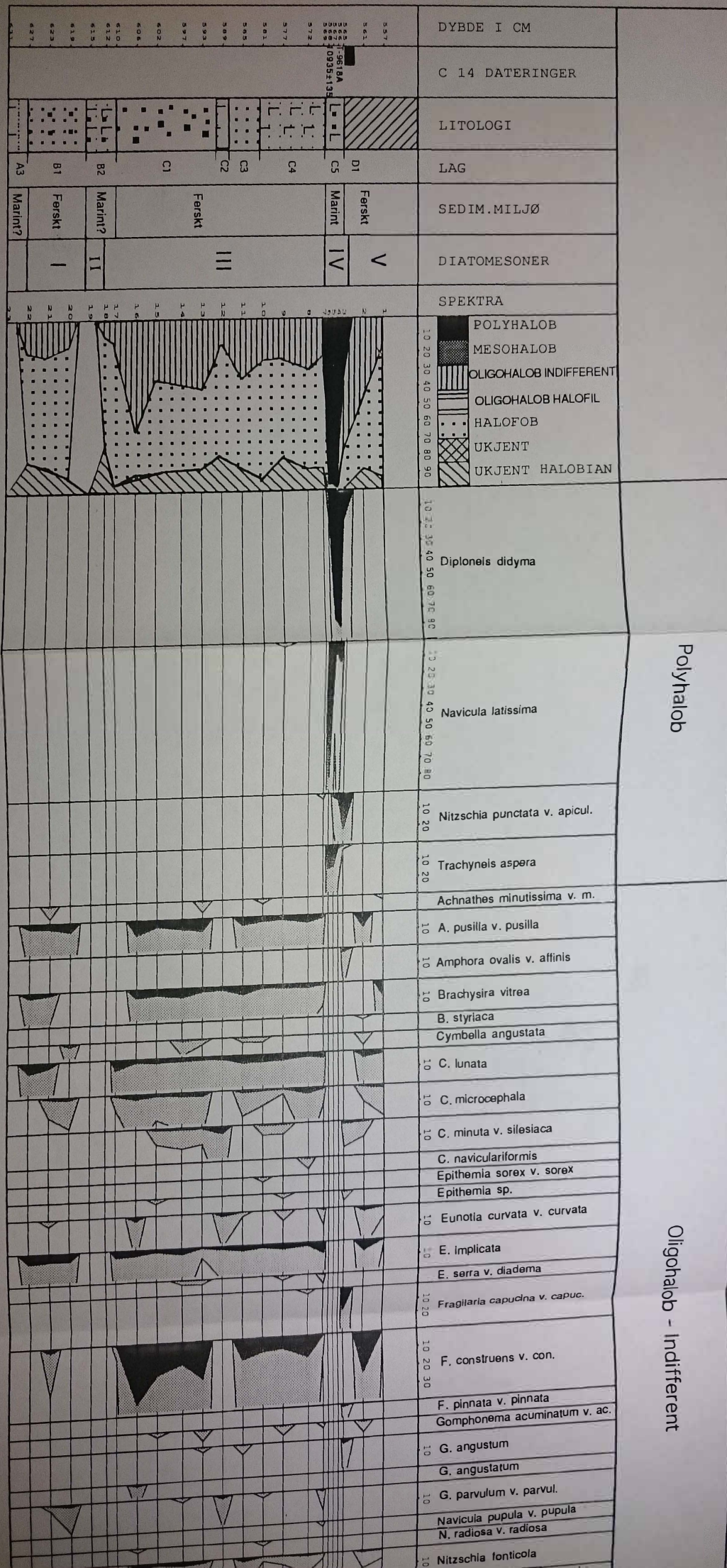
Oligohalob - indifferent

Dybde i cm	
C 14 DATERINGER	
LITOLOGI	
LAG	
SEDIM. MILJØ	
DIATOMESONER	
SPEKTRA	
<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 40%;"> <p>3641 Tjalling 3642 3643 3644 3645 3646 3647 3648 3649 3650 3651 3652 3653 3654 3655 3656 3657 3658 3659 3660 3661 3662 3663 3664 3665 3666 3667 3668 3669 3670 3671 3672 3673 3674 3675 3676 3677 3678 3679 3680 3681 3682 3683 3684 3685 3686 3687 3688 3689 3690 3691 3692 3693 3694 3695 3696 3697 3698 3699 3700</p> </div> <div style="width: 55%;"> <p>10 20 30 40 50 60 70 80 90</p> </div> </div>	<p> POLYHALOB MESOHALOB OLIGOHALOB INDIFFERENT OLIGOHALOB HALOFIL HALOFOB UKJENT UKJENT HALOBIAN </p>
10-20	<i>Diploneis bombus</i>
10-27	<i>D. didyma</i>
10-20	<i>Navicula latissima</i>
10	<i>Nitzschia punctata</i> v. <i>apicul.</i>
10-20 30 40 50 60 70	<i>Trachynella aspera</i>
	<i>Achnathes brevipes</i> v. <i>brav.</i>
10	<i>Diploneis interrupta</i> v. <i>int.</i>
10	<i>Achnathes minutissima</i> v. <i>m.</i>
10	<i>A. pusilla</i> v. <i>pusilla</i>
	<i>Amphora ovalis</i> v. <i>affinis</i> <i>A. ovalis</i> v. <i>ovalis</i>
10	<i>Brachysira vitrea</i>
	<i>Caloneis ventricosa</i>
10-20 30 40	<i>Cocconeis placentula</i> v. <i>plac.</i>
	<i>Cyclotella antiqua</i>
10	<i>Cymbella lunata</i>
10	<i>C. microcephala</i>
10	<i>C. minuta</i> v. <i>silesiaca</i>
10	<i>C. naviculiformis</i>
10	<i>Eplithemia adnata</i> v. <i>adnata</i>
10	<i>E. sorex</i> v. <i>sorex</i>
10	<i>Eplithemia</i> sp.
	<i>Eunotia curvata</i> v. <i>curvata</i>
30	<i>E. implicata</i>
10	<i>E. pectinalls</i> v. <i>pect.</i>
10	<i>E. serrata</i> v. <i>diadema</i>
10	<i>Fragilaria capucina</i> v. <i>capuc.</i>
10-20 30 40	<i>F. construens</i> v. <i>con.</i>
	<i>Gomphonema acuminatum</i> v. <i>ac.</i> <i>G. parvulum</i> v. <i>parvul.</i>
10	<i>Navicula pupula</i> v. <i>pupula</i>
10	<i>N. radlosa</i> v. <i>radlosa</i>
	<i>N. rhynchocephala</i> v. <i>rh.</i> <i>Nitzschia creticola</i>
10	<i>Nitzschia fonticola</i>
	<i>Pinnularia brevicostata</i> v. <i>br.</i> <i>P. gibba</i>
10	<i>P. interrupta</i>
10	<i>P. maior</i> v. <i>maior</i>
	<i>P. microstauron</i> v. <i>m.</i>
50	<i>Pinnularia</i> sp.
	<i>P. viridis</i> v. <i>viridis</i>

Vambheim-119

Medlemsnr 2

118.6 m o.h.



Polyhalob

Oligohalob - Indifferent

Vambheim-128

128 m.o.h.

DYBDE I CM	C 14 DATERINGER	LITOLOGI	LAG	SEDIM. MILJØ	DIATOMESONER	SPEKTRA	OLIGOHALOB INDIFFERENT	HALOFOB	UKJENT	UKJENT HALOBIAN	Caloneis hebes	Cymbella minuta v. silesiaca	Eunotia curvata v. curvata	E. implicata	Gomphonema acuminatum v. ac.	Pinnularia brevicostata v. br.	Brachysira brebissonii fo. br.	Eunotia incisa	Fragilaria virescens	Frustulia rhomboides v. saxon.	Tabellaria fenestrata	T. flocculosa	Tabellaria sp.	Uidentifiserte	Eunotia sp.	Pinnularia sp.	DYBDE I CM	Σ Total	Σ Total - Fragilaria	Σ Fragilaria				
208			H	Ferskt		F																												
213			G			N																												
214			F	Marin?		N																												
215						N																												
216						N																												
217						N																												
218						N																												
219						N																												
220						N																												
221						N																												
222						N																												
223						N																												
224						N																												
225						N																												
226						N																												
227						N																												
228						N																												
229						N																												
230						N																												
231						N																												
232						N																												