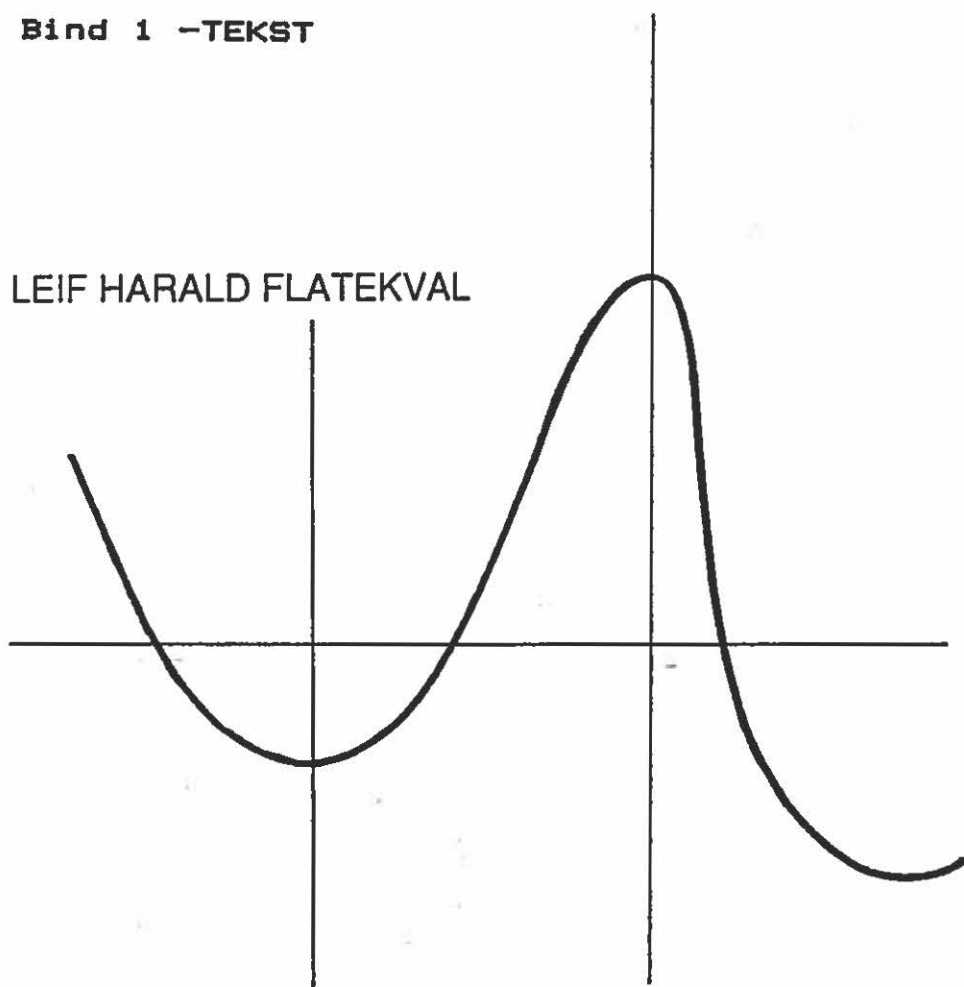


Strandforskyving på Tau, Rogaland.

Lito- og biostratigrafiske undersøkingar av tre myrbasseng ved Norwerk.

Bind 1 -TEKST

LEIF HARALD FLATEKVAL



Hovudfagsoppgåve (cand. scient) i geologi.
Studieretning kvartærgeologi.
Universitetet i Bergen. Våren 1991

FORORD

Denne hovudfagsoppgåva byggjer på data frå bassenganalyse som skal nyttast til konstruksjon av strandforskyvningskurve. Ein del av prøvematerialet er samla inn av Anundsen/Hermansen (1986). Eg har hatt to feltsesongar (1987/88) til rådvelde for innsamling av prøver som skal nyttast.

Våren 1987 var professor Karl Anundsen, førsteamanuensis Dagfinn Moe og underteikna på saumfaring til Nordwerk på Tau, Strand Kommune. Området var på førehand vald ut som lokalitet for å konstruera ei strandforskyvningskurve. Tau har fleire basseng i ulike høgder like under den forventa marine grensa.

Eg takkar faglege vegleiarar professor Karl Anundsen og førsteamanuensis Dagfinn Moe for den hjelp eg har fått i samband med feltarbeid og vidare arbeid med oppgåva.

Pollenanalysen er utført av underteikna med god hjelp frå dei tilsette ved Botanisk institutt ved Universitetet i Bergen.

Diatoméanalysen er utført av cand. scient Cato Erichsen (1989). Resultatet frå diatoméanalysen har vore til god hjelp for stadfesting av miljøendringane i dei granska bassenga.

Eg takkar førsteamanuensis Inge Aarseth, dr. scient John Inge Svendsen, dr. scient Atle Nesje, cand. scient Oddmund Soldal, cand. scient Lars Kringstad for korrekturlesing, gode råd og godt kameratskap.

Bergen, mai 1991

Leif Harald Flatekval

<u>FORORD</u>		
<u>KAP. 1:</u>	<u>INNLEIING</u>	1
1.1	Føremål	1
1.2	Metode og innhald	1
1.3	Tidlegare arbeid	4
1.4	Det undersøkte området	6
1.5	Bergeunnsgeologi	6
<u>KAP. 2:</u>	<u>DEI UNDERSØKTE BASSENGA</u>	7
2.1	Generell omtale	7
2.2	Tau-28 bassenget	7
2.3	Tau-30 bassenget	7
2.4	Tau-36 bassenget	8
<u>KAP. 3:</u>	<u>LITOSTRATIGRAFI</u>	9
3.1.1	Generell omtale	9
<u>3.1.2</u>	<u>Tau-28 bassenget</u>	9
3.1.3	Sonderingsprofil	9
3.1.4	Litologi	11
3.1.5	Bassengutvikling	12
<u>3.2.1</u>	<u>Tau-30 bassenget</u>	15
3.2.2	Sonderingsprofil	15
3.2.3	Litologi	18
3.2.4	Bassengutvikling	19
<u>3.3.1</u>	<u>Tau-36 bassenget</u>	22
3.3.2	Sonderingsprofil	22
3.3.3	Litologi	22
3.3.4	Bassengutvikling	23
<u>3.4.1</u>	<u>Tau-39 bassenget</u>	25
<u>3.5.1</u>	<u>Tau-40 bassenget</u>	25
<u>KAP. 4:</u>	<u>SNITT I TAU-28 BASSENGET</u>	26
4.1	Innleiing	26
4.2	Litologi	26
4.3	Tolking	27
<u>KAP. 5:</u>	<u>Pollenanalyse</u>	30
5.1	Innleiing	30
5.2	Pollendiagrammet	31
	<u>Tau-28 bassenget</u>	33
5.1.1	Akvatiske miljøsoner	33
5.1.2	Lokale pollensoner	34

5.1.3	Regionale pollensoner	36
	<u>Tau-30 bassenget</u>	37
5.2.1	Akvatiske miljøsoner	37
5.2.2	Lokale pollensoner	38
5.2.3	Regionale pollensoner	40
	<u>Tau-36 bassenget</u>	40
5.3.1	Akvatiske miljøsoner	40
5.3.2	Lokale pollensoner	41
5.3.3	Regionale pollensoner	42
<u>5.4.1</u>	<u>Diskusjon</u>	43
5.4.2	Tau-28 bassenget	44
5.4.3	Tau-30 bassenget	46
5.4.4	Tau-36 bassenget	47
<u>5.5.1</u>	<u>Fellesdiskusjon</u>	49
<u>KAP. 6:</u>	<u>DATERING</u>	51
6.1	Feilkjelder	51
6.1.1	Resedimentasjon	51
6.1.2	Bioturbasjon	52
6.1.3	Reservoaralder	52
6.1.4	Ureining som gjer for ung alder	52
6.2	Alternative metodar	53
6.2.1	Strandforskyvningskriteriar	53
6.2.2	Litostatigrafi	53
6.2.3	Pollenstratigrafi	54
6.3	Resultat	54
<u>KAP. 7:</u>	<u>DIATOMÉNALYSE</u>	58
7.1	Innleiing	58
7.2	Konklusjon	58
<u>KAP. 8:</u>	<u>STRANDFORSKYVNING</u>	59
8.1.1	Strandforskyvning på Sør-Vestlandet ..	59
8.1.2	Strandforskyvning på Tau	60
8.1.3	Landheving	64
<u>SAMANDRAG</u>	68
<u>REFERANSELISTE</u>	69

KAPITTEL 1: INNLEIING.

1.1 FØREMÅL

Føremålet med oppgåva er å studera strandforskyvninga på Tau i Rogaland. Den går inn i eit prosjekt der det skal konstruerast eit nettverk av strandforskyvningskurvar på Sør-Vestlandet. Målsetjinga med prosjektet er å undersøkje:

- A) Isobaseretning, strandlinjegradiantar og endring av desse over tid.
- B) Å finna yngre dryas transgresjonen sitt maksimum.
- C) Konstruksjon av strandforskyvingskurve for tidsrommet (ca. 13.000 - 9000 år BP).
- D) Om ein kan sjå spor etter neotektonikk og eventuelt skilja glasi-og isostasi frå tektonikk.

Undersøkingar dei siste åra syner fleire forkastingar i Sør-Noreg, som har vore aktive etter siste isavsmeltinga og framleis er aktive (Anundsen 1985, 1989, 1990). Det er også påvist postglasiale forkastingar andre stader i Skandinavia Nord- Sverige (Lagerback 1979) og Nord- Noreg (Olesen et al. 1989). Dersom neotektonikk kan påvisast vil dette påvirka strandforskyvinga og dermed også endra dei tradisjonelle ismodellane. Nyare forskning syner at den skandinaviske isen under siste istids maksimum var asymetrisk og at isdelaren var nær vasskilje under perioden. Dette fører til fleire sentra for maksimum istjukkelse og fleire sentra for landheving. (Nesje og Dahl 1991). Dette påvirkar også tolkinga av dei tradisjonelle strandlinene. (jfr. (kapt. 8.)

1.2 METODAR OG INNHOLD

Det er prinsipielt to ulike måtar å kartleggje strandlina si plassering på til ulik tid. Den eine måten er å studera havnivåindikatorar som breranddelta, fluviale delta, strandvollar og strandhakk etc. Problemet med avsetningar/erosjonspor er at dei er vanskelege å datera. Dessutan er lausmassane så spreidde i Vest-Noreg at korrelasjonar må utførast over store avstandar. Utan eksakte dateringar er metoden særst usikker i område med transgresjonar, då same havnivå kan representere ulike tidspunkt.

Den andre metoden å studera strandforskyving på er bassenganalyse. Metoden omfattar kartleggjing av strandlina i sein-glasial tid i eit bestemt område. For at metoden kan nyttast må ein finna basseng med ulike terskelhøgder over dagens havnivå. For å kunna konstruera ei strandforskyvingskurve som går attende til ca. 13.000 år BP er det naydsynt at lokaliteten ligg utanfor yngre dryas isen sin største utbreiing (fig.1.1).

I fylgje isobasekartet til Anundsen (1985), har Tau ei marin grense på ca. 40 m o.h. På bakrunn av desse datane har eg freista å finna basseng som ligg så nær marin grense for yngre dryas som mogeleg. Det er også ynskjeleg å finna basseng som registrerar regresjonsminimum føreåt for yngre dryas transgresjonen. Eit mogeleg estimat for regresjonsminimum i området er ca. 10 m lågare enn transgresjonstoppen i yngre dryas. Jfr. andre stader på Sørvestlandet (Anundsen 1985).

Oppgåva omfattar lito-og biostratigrafiske granskingar av borekjernar i fem myrbasseng, tre av desse bassenga er delvis undersøkt av Anundsen og Hermansen (1986).

Litostratigrafi

Endringar i litologi i bassenga kan skuldast regionale hendingar som klimavariasjonar og vegetasjonsinnvandring. Årsaka kan også vera lokale trekk som næringstilhøve i bassenget og ikring-liggjande vegetasjon. Endringar kan også skuldast sedimentasjonstilhøva d.v.s. marint eller lakustrint miljø. Litostratigrafien er tolka på grunnlag av visuell vurdering av sedimenta og glødetapsanalyse av kjernane.

Pollenanalyse

Innhaldet av pollen, sporar og algar er analyserte i kjernane. Dette gjer grunnlag for tolking av vegetasjon og vassmiljø i bassenga, dessutan kan ein danna seg eit bilete av landvegetasjonen lokalt og regionalt. Pollenanalyse er også eit viktig reiskap for å kontrollere den relative alderen på sedimenta, og samstundes kartleggje vegetasjonshistoria i området. Eg legg stor vekt på grønalger, vassplantar og dinoflagellat-cyster for å få god informasjon om nærings-tilhøve og salinitetsendringar i dei ulike bassenga.

Diatoméanalyse

Diatoméar er kiselalgar som er sær s følsomme for salinitetsvariasjonar i vatn. Diatomeanalyse er ein metode som vert nytta for å kartleggja saliniteten i vatnet i avsetningsperioden. Ved diatoméanalyse kan ein påvisa ingresjons- og isolasjons-kontaktane i dei ulike basseng. Diatoméanalysen er utført av Cato Erichsen (1989) (sjå kap. 7 /vedlegg).

¹⁴C dateringar

Ingresjons- og isolasjonskontaktane i bassenga er daterte med ¹⁴C metoden, i tillegg er viktige pollensoner daterte. (sjå kap.6, tabell 1,2,3,).

Nivellering

Terskelpunkta til bassenga er nivellert ut frå næraste fastpunkt. Til nivellering vart det brukt Zeiss nivellerkikkert og ein fire meter lang tachymeterstav. Den nivellerte høgda vil verta omtala for kvart basseng.

Sonderboring

Til sonderinga vart det nytta såkalte "russarbor" 1m og 50 cm kanner. Føremålet er å kartleggja djupn og stratigrafi i bassenget. Nærare opplysningar om sondering, djupn og stratigrafi i kvart basseng vert omtala i (kap. 3).

Prøvetaking

Frå basseng Tau-28, 30, 36 er det teke prøvar med 110 mm stempel prøvetakar til analysar, medan det vart nytta russarbor i basseng Tau-39 og 40 for prøvetaking.

1.3 TIDLEGARE ARBEID

Det er føreteke ei rekkje kvartærgeologiske granskingar i Rogaland. Lokalisering av israndavsetningar og andre spor etter brefrontposisjonar byggjer på arbeid frå Andersen (1954), Undås (1963), Klemsdal (1969), Anundsen (1972, 1977a), Rønnevik (1971), Lorentzen-Styr (1977), Blystad & Anundsen (1983). Undersøkingar av strandforskyving er føreteke av Anundsen (1977), Braaten & Hermansen (1985) på Yrkje, Austad & Erichsen (1988) på Karmøy, Fægri (1944), Thomsen (1981) på Jæren og Kaland (1988) på Fister.

Deglasiasjon

Langs sørvestkysten av Noreg er det indikasjonar på at deglasiasjonen byrja tidleg, før ca.14.000 år BP (Anundsen 1985; Paus 1989).

Tidlegare arbeid tyder på at avsmeltinga hadde kortvarige opphald, truleg fylgt av breframrykk, i overgangen Bølling/Eldre Dryas (Mangerud 1970,1977; Anundsen 1977a; Sindre 1980). Nyare arbeid tyder på at det ikkje var breframrykk på Sør-Vestlandet i denne delen av perioden (m.a. Anundsen 1985; Paus 1989).

Store deler av Hordaland har truleg våre isfrie i det meste av periodane bølling og allerød (Mangerud 1970). Isen i ytre og divergerande deler av Hardangerfjordsystemet og Boknafjorden låg utsett til for ablasjon, og ved minkande tilførsel frå fjella innanfor, kalva den truleg raskt attende til ein ukjend posisjon i aust, innanfor rand-avsetningar som er danna i yngre dryas (Mangerud & Skreden 1972; Anundsen 1972, 1977a; Aarseth & Mangerud 1974; Holtedahl 1975).

Den markerte klimaforverringa i overgangen allerød/ynge dryas førte til eit raskt breframrykk ei tid etterpå (Mangerud 1970, 1977, Holtedahl 1975). I Hordaland og truleg også i Rogaland og på Sørlandet, nådde isen heilt ut til dei ytre deler av kysten (Mangerud 1980). Dateringa av breframrykket varierar geografisk (Mangerud 1970, Kjenstad & Sollid 1982).

Viktige fellestrekk synast å vera isens framskyvde posisjon innleiingsvis (Sindre 1980; Blystad & Anundsen 1983), før brefrontane kalva attende til stabile posisjonar i fjordmunningane innanfor. Der vart det bygd opp større "Ra"-randavsetningar (jfr. ved Herdla og Halsenøy (i Hordaland)-Undås 1963; Hortedal 1967; Follestad 1972; Aarseth et al. 1975).

Ei markert klimaforbetring ved slutten av yngre dryas (Mangerud 1970) førte til ein rask avsmeltning av isen til fjordendane (Bergstrøm 1975, Hortedahl 1975).

Deglasiasjon ved Tau.

Ved Tau sentrum og NNV mot Nordvatn ligg det mykje ablasjonsmorene. I området der bassenga ligg er det stort sett bart fjell, enkelte stader med tynt morenedekke og myrlendt terreng. Isrørslestudier frå området indikerar tre hovudfasar frå isavsmeltinga (Lorentzen- Styr 1977) (fig.1.2).

Det "eldste" rand-trinnet, Tau trinnet, er truleg frå ein fase like etter at området vart isfritt, og er truleg frå fyrste halvdel av bølling kronosone (Lorentzen- Styr op cit.).

Dalen-trinnet markerar eit breframstøyt som ein kan finna att over heile Strandhalvøya. Dette trinnet kan truleg korrelerast til eldre dryas kronosone.

Jørpeland-trinnet ligg distalt for yngre-dryas morenane, og representerar truleg eit breframrykk frå allerød eller tidleg yngre dryas kronosone.

Boknafjorden var ei kalvingsbukt og har fremja ei rask avsmelting (Anundsen 1977). I byrjinga av denne fasen vart isstraumen dreid mot Boknafjorden p.g.a. den raske avsmeltinga. Seinare har det kome brearmar frå fjordområda mot den etter-kvart isfrie Boknafjorden. Denne fasen har medført ein aktiv is i det austlege området, ein stor del av moreneavsetningane er truleg avsett under denne fasen. Etter kvart som isen smelta attende mot den austlege sida av Boknafjorden, delte isen seg opp i fjord-og dalbreear. Ei rekkje randmorenar er funne frå denne fasen, som viser stillstand/ tilbakesmeltning (Lorentzen- Styr 1977).

1.4 DET UNDERSØKTE OMRÅDET

Tau ligg i Strand kommune i Rogaland, 20 km nord aust for Stavanger. Mine granskingar er føreteke i Nordmarka nord for Tau sentrum (fig.1.3). Kart for området er M 711: blad 1213 II. Dessutan har eg nytta økonomisk kartverk: blad AM 026-5-4.

1.5 BERGGRUNNSGEOLOGI

Tauområdet ligg innanfor kaledonidane og inneheld hovudsakeleg granittiske til tonalittiske bergartar i vest og fyllitt og kvartsglimmerskifer i aust. Desse bergartane kviler på pre-kambrisk underlag (Oftedahl 1981; Sigmond 1978) (fig. 1.4). Nord for Tau ligg Fognafjorden og Årdalsfjorden som går NA-SV. Sør for Tau sentrum ligg Bjørheimsvatnet, nedre og øvre Tyssdalsvatn. Desse vatna går omlag parallelt med fjordane. Den kaledonske fjellkjedefoldinga har styrt mykje av landskapsutviklinga i området.

Det kan påvisast to kaledonske deformasjonar i dei postkambriske bergartane i Strand. Den eldste med isoklinale folder med foldeakse-orientering NV-SA og den yngste med foldeaksen NA-SV (Sigmond 1978). Dette kan då medføra oppsprekking og erosjon langs foldeaksane og har truleg forma fjordane og dalane i Tauområdet. Terrenget rundt Tau er ope med undulerande knausar og kollar 100-250 m o.h. Landskapet vert generellt høgare mot NA. Berggrunnen i Sørvest-Noreg syner også ei rekkje sprekkesonar og forkastingar (Gabrielsen 1979; Pegrum 1984; Anundsen 1989) (Fig. 1.5).

KAPITTEL 2: DEI UNDERSØKTE BASSENGA (Fig.2.1).

2.1 GENERELL OMTALE

Dei fem undersøkte myrbassenga ligg i området nord for Tau sentrum i Strand kommune (fig.2.1). Dei ligg i eit relativt ope landskap med kollar og knausar opptil 125 m o.h. Landskapet stig mot aust. Det er her eit usamanhengjande og tynt morenedekke med store blokker (Lorentzen-Styr 1977). Myrane har ikkje særskilde navn, slik at eg nyttar stadnavnet Tau på alle bassenga og talverde som representerar terskelhøgda (fig.2.2). Bassenga (Tau-28, Tau-30 og Tau-36) ligg innanfor eit område på 1 km². Tau-39 og Tau-40 vert omtala i (kap.3).

2.2 TAU-28 BASSENGET (28 m o.h.) (fig. 2.2).

Området ved Tau-28 er lagt ut til industriområde, med Norwerk a/s som ei dominerande verksemd. I samband med industriell utnytting fjernar dei lausmassane for å koma ned til grunnfjellet. Myrene er difor delvis eller heilt fjerna. Etter at Tau-28 bassenget vart granska fyrste gongen er lausmassane fjerna (sjå kap 4). Myrbassenget er omkrinsa med låge fjellknausar. Dei lågaste partia vender mot NNV og SSV, og fjellterskelen er lokalisert til sørvestlege delen av myra. Storleiken på myra er ca. 100 X 200 m og ligg på ei flate i det knause te terrenget. Terrenget er relativt flatt, så det er truleg at nedslagsfeltet strekkjer seg over eit større område. Bassenget er i dag heilt igjengrodd med torv. Vegetasjonen på myra er hovudsakeleg torvmose, pors og ulike starrartar. Vegetasjonen rundt bassenget består av bjørk, vier og lyngartar.

2.3 TAU-30 BASSENGET (30 m o.h.) (fig. 2.2)

Bassenget ligg ca. 300 m aust for Tøgjevågen. Bassenget er ei myr med lengste akse i N-S retning. Myra er 200 x 100 m og overflata hellar svakt (1m/100 m) mot nord, med fjellterskelen i NNV. Dreneringa kjem hovudsakeleg frå aust og sør.

2.4 TAU-36 BASSENGET (36 m o.h.) (fig. 2.2)

Bassenget er ei myr med lengste akse N-S. Den er omkrinsa av knausar og har fjellterskelen i nord. Terskelhøgda er nivellert til 36 m. Den er i dag dekket av ca. 50-60 cm torv. Dreneringa kjem hovudsakeleg frå sør.

KAPITTEL 3: LITOSTRATIGRAFI

3.1.1 GENERELL OMTALE

Kjernane frå Tau-28, 36, 39 og 40 er delvis omtala av Anundsen og Hermansen (1986). Eg nyttar difor dei data frå rapporten "Strandforskyvning på Sørvestlandet" Hermansen (1986) som er relevante for oppgåva mi. Det er laga ein figur til kvart basseng der litologi vert omtala (Fig.3.1,3.21,3.22). Her er også teke med andre konklusjonar som ¹⁴C dateringar, kronosonar og vassmiljø. Fyrst vert sonderingsprofila frå dei ulike bassenga omtala, deretter bassengutvikling og litostratigrafi. I kolonne for litologi har eg delt dette inn i sediment, strukturar og lag (Nystuen 1986: 21). Stipla line for jamne overgangar og heil strek for skarpe overgangar. Fargane på dei ulike sedimenta er basert på subjektiv vurdering. Litostratigrafisk teiknforklaring er synt på fig. 3.26. Eg har nytta geologisk eining definert på grunnlag av tid eller alder (Nystuen 1986: 74).

3.1.2 TAU-28 BASSENGET

Det er teke ialt 25 sonderingar i dette bassenget. Resultata av sondering og prøvetaking vert omtala. Terskelen ligg i SV (fig. 2.2) og er nivellert til 28 m o.h.

3.1.3 SONDERINGSPROFIL

Det er føreteke sondering av eit profil som går NA-SV og er kalla profil A. Vidare er det føreteke tre tverrprofil vinkelrett på profil A, desse vert kalla B - D (fig.3.2).

PROFIL A (fig.3.3).

Det er sondert 17 punkt langs profil A med 4.5 m avstand. Det er teke 8 russarprøvar langs dette profilet. Den djupaste delen av profilet er ved pkt. 7, med oppgrunning mot pk. 2 og 13. I fire av prøvane er det grå silt i botn med varierende organisk innhald oppover i kjernen. Over silten ligg eit ca. 20 cm sand- og gruslag, lag E. Dette sand/gruslaget finn ein att i fire av dei 8 russarprøvane som er tekne i profilet.

PROFIL B (Fig.3.4).

Profilet går vinkelrett på profil A ved pkt.7. I dette profilet er det føreteke fem sonderingar med spiss og fire med russarkanne. Resultatet syner at 7C var det djupaste punktet og at dei andre sonderingane var mykje grunnare. (Sondering 7C vart difor eit søkk i bassenget). Russarprøvane syner omlag den samme stratigrafien som i profil A. Lag B sand/gruslaget er funne i to av dei fire prøvane.

PROFIL C (Fig.3.5).

Profil C går vinkelrett på profil A ved pkt.8. Her er det føreteke to sonderingar med spiss og russarkanne, både spiss og kanne kom like langt ned. I botn av russarkjernane er lag E, representert med eit sandlag, stratigrafisk over dette sandlaget er truleg lag F. Begge sonderingane syner den same stratigrafien.

PROFIL D (Fig.3.6).

Profilet går vinkelrett på profil A ved pkt.9. To sonderingar er føreteke her. Sonderinga i punkt 9A går djupt ned til 5.68 m, medan punkt 9B berre ned til 3 m. 9A inneheld silt i botn og 9B inneheld truleg berre sandlaget, lag F. 110 mm kjernen er teken opp omlag ved punkt 7, som avmerka på kartet. Dette var ikkje den djupaste delen av bassenget. Sonderingane som er nytta her er føreteke på eit seinare tidspunkt enn då 110 mm borekjernena vart teken. Difor syner desse sonderingsprofilane ulike verdiar enn sonderingane til Anundsen og Hermansen (1986). Dette truleg fordi botnen er sær ujemn p.g.a. eit blokklag, og at djupna kan variera med opptil ein meter langs ein horisontal distanse på få cm på overflata. Dette vert omtala seinare i oppgåva (kap. 4). Det djupaste punktet er 9A. Stratigrafien i sonderingane og i den nytta kjerneprøva er relativt identiske (fig. 3.1,3.27), og difor vart den kjernen som allereie vart teken av Anundsen & Hermanden (1986) nytta til dei ulike analysane.

3.1.4 LITOLOGI. (fig.3.1)

Dei ulike laga vert skildra frå botn og oppetter i kjernen. Metoden eg nyttar er subjektiv visuell døming av lag og lamina.

Lag A-1 (4.50 - 4.30 m) består av grå silt/leir. Laget er relativt sterilt og det er ikkje laminering eller andre strukturar i laget. Glødetapet er lågt, eit gjennomsnitt på 2%.

Lag A-2 (4.30 - 4.20 m) består grå sandig silt, med eit sandlamina omlag midt i laget. Det er ellers ingen andre strukturar som fortel noko om endring i miljøet. Glødetapet er litt høgare enn i lag A-1, gjennomsnittleg på 3.6%

Lag B (4.20 - 4.10 m) består av laminert olivengrøn silt, glødetapet er aukande med ca. 8% mot overgangen til lag C.

Lag C (4.10 - 3.90 m) består av myrk grå silt med ei linse av finsand midt i laget. Glødetapet er 14.7% i underkant av laget og minkar mot overgangen til lag D til ca. 5%.

Lag D (3.90 - 3.50 m) består av grå sandig silt m/grus og stein. Grus og stein er ujamnt fordelt i laget. Det er ein del planterestar i overgangen mot lag E. Glødetapet har ein gjennomsnittsverdi på 6.3% i laget.

Lag E (3.50 - 3.28 m) består av grågrøn sandig silt m/stein og grus. Materialet er usortert og inneheld tildels stor stein og blokk. Glødetapet er 18% i underkant av laget og minskar til 1% ved overgangen til lag F.

Lag F (3.28 - 3.12 m) består av grå sand som er godt sortert, det er ingen strukturar i laget. Glødetapet er lågt ca. 2%

Lag G (3.12 - 3.15 m) består av grovdetritusgytje. Glødetapet aukar sterkt frå ca. 5% til over 70 % gjennom laget.

Lag H (3.15 - 3.10 m) består av olivengrøn sandig silt. Glødetapet aukar raskt i overgangen frå lag F til 11% - 61%.

Frå 3.10 - 2.50 m) er det findetritusgytje i underkant av laget og grovare mot øvre del. Glødetapet er høgt ca. 90% i gjennomsnitt.

3.1.5 BASSENGUTVIKLING. (Fig.3.1).

LAG A.

Ut frå pollen og diatoméanalyse har Tau-28 bassenget stått under havnivå i seinglasial tid, og vart fyrst isolert i overgangen til holocene (sjå kap.6,7). Lag A er tolka som glasimarine sediment og er avsett før 13.000 år BP. Under isavsmeltinga var det stor tilførsel av smeltevatn frå breane i området. Dette frakta truleg med seg mykje materiale i suspensjon som vart avsett i bassenget. Den ekstrapolerte sedimentasjonsraten var ca. 0.15 mm/år (sjå tabell). Lag A-1 inneheld særst lite pollen. Diatoméanalysen, (Erichsen 1988) syner at dei polyhalobe og mesohalobe artar utgjer 100% av totale artar i laget, noko som stadfestar på marine tilhøve. (Sjå kap.7, vedlegg).

I lag A-2 er det meir sandig silt enn i lag A-1. Dette kan tyde på høgare energi. Den auka energien kan vera endring av straumtilhøva i bassenget, eller endringar i havnivå som resulterer i auka bylgjeaktivitet. Det organiske innhaldet er aukande mot lag B, og det er truleg betre næringstilhøve her enn i lag A-1.

LAG B.

(T-8220A) 13.330±150 år BP.

Laget er avsett tidleg i bølling kronosone. (Sjå kap. 6). Laget inneheld laminert olivengrøn silt. Årsaka til lamineringa kan tyda på at silten truleg avsett under rolegare straumtilhøve enn i lag A-2. Det organiske innhaldet er aukande gjennom laget, dette har truleg ein samanheng med innslaget av Pediastrum (sjå kap.5). Laget er avsett ei tid etter isavsmeltinga.

LAG C.**11.390+110 BP (T-8018 A)**

Laget er truleg avsett i store deler av allerød kronosone. (sjå kap.6). Glødetapet er aukande og når ca. 15% midt i laget. Silten er meir sandig her enn i lag B. Det er ei sandlinse med grov sand omlag midt i laget. Årsaka til at det er meir sandige sediment her er truleg auka tilførsel av smeltevatn. Større energi kan også tyda på endring i havnivå. Havnivået ligg truleg nær terskelen i bassenget i dette tidsrommet (sjå kap.8). Bylgjeaktiviteten får ein større verknad og aukar innvasking av strandsediment. Laget er rikt på mikrofossil (sjå kap.5).

LAG D

Dette laget er truleg avsett i fyrste del av yngre dryas kronosone. Sedimentet inneheld grå sandig silt med stein/grus og ein del planterestar. Laget inneheld relativt mykje grus og stein. Det som skil dette laget frå lag C er at det her er mykje grovare sediment og at det er ei oppgroving i laget. Denne oppgrovinga kan skuldast ei endring av straum-regime i bassenget, eller auka bylgjeaktivitet i strandsona. Havnivået må difor har stått nær eller ved terskelen når laget vart avsett (sjå kap.4). Glødetapet varierar sterkt i øvre del av laget, her er også ein del planterestar. Årsaka til dette kan vera at vegetasjonen kring bassenget er ustabil, slik at planterestar vert vaska inn.

LAG E.

Laget er truleg avsett i siste del av yngre dryas kronosone. Sedimentet er grågrønt på farge og inneheld sandig silt med grus/stein. Materialet er usortert og skil seg markert ut frå dei andre laga. Dette laget kan ein finna att i dei fleste sonderingane. I dette tidsrommet stod havet over terskelen til bassenget (sjå kap 4 og 8), og sand og grus kan ha vorte frakta med is som har dreve inn i strandsona og avsett materialet. (sjå kap.4). Brefronten har i yngre dryas kalva i Boknafjorden (Anundsen 1977) slik at det var rikeleg med isfjell.

LAG F.

9.570±70 BP (T-8012A).

Laget er truleg avsett i fyrste del av preboreal kronosone. Laget inneheld godt sortert finsand. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner at sedimenta er marine opp til overgangen til lag G. Havet stod truleg nær terskelen i bassenget i dette tidsrommet og den godt sorterte sanden kan vera avsett av tidevasstraumar.

LAG G.

Laget er truleg avsett i siste halvdel av preboreal kronosone. Overgangen mellom lag F og G er datert til 9.570±70 BP og den markerte auken av organisk innhald tyder på eit tettare vegetasjonsdekke. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner at frekvensen av marine artar avtek frå 75% til <1%, mellom spekter 316 og 308, medan Pediastrum blømer opp. Vassplante-floraen som Potamogeton og Nymphaea når høge frekvensar i dette laget. Dette syner at sedimentet er avsett i eit lakustrint miljø.

3.2.1. TAU-30 BASSENGET. (fig. 3.7).

Bassenget ligg i ei liten dal 300 m aust for Tøggjevågen. Bassenget er orientert med lengste akse N-S. Myroverflata er svakt hellande ca. 2' mot nord. Terskelen er nivellert til 30 m o.h.

3.2.2. SONDERINGSPROFIL.

Det er føreteke sondering omlag midt i bassenget der det truleg var djupast. Eit profil er teke N-S, dette profilet vert kalla profil A, likeeins er det teke 11 profil vinkelrett på profil A, kalla B til M. Det er føreteke tilsaman 80 sonderingar med spiss og russarkanne.

PROFIL A. (fig.3.8).

Det er føreteke 26 sonderingar med spiss langs dette profilet, avstanden mellom sonderingspunkta er 5 m. Profilet går N-S. Ved pkt. 18 dreiar profilet mot N-V. Det er teke 8 russarprøvar her ved pkt. 2, 4, 6, 8, 10, 13, 18 og 25. I sonderingspunkta 6, 8, 10, 13 og 18 nådde ikkje russarboren like langt ned som sonderings- spissen. Den største tjukkleiken av minerogene sediment er ved pkt. 10, sjølv om dette ikkje var den djupaste delen av bassenget. Dei minerogene sedimenta i dette profilet er grå sandig silt.

PROFIL B. (fig.3.9).

Profilet går vinkelrett på profil A ved pkt. 5. Det er teke fire sonderingar med russarbor. Dei minerogene sedimenta er samansett av grå sadig silt. Den største tjukkleiken av minerogene sediment er påvist ved 5b. Ved pkt. 5c nådde ikkje russarboren så langt ned som sondering med spiss.

PROFIL C. (fig.3.10).

Dette profilet går vinkelrett på profil A ved pkt. 6. Punkt 6a går ned til eit djup på 2.90 m og pkt. 6 D går mot fjell. Dei minerogene sedimenta er samansett av av grå sandig silt.

PROFIL D. (fig.3.11).

Profil D går vinkelrett på profil A ved pkt.7 Sonderingspunkt 7a er djupast og inneheld 80 cm minerogene sediment i botn. Pkt.7b inneheld berre gytje.

PROFIL E. (fig.3.12).

Pkt. 8b er sondert med spiss og russarbor. Sonderingsspissen går ned til eit djup på 3.43 m og russarboren kom ned til eit djup på 3.10 m. Stratigrafien syner grå silt i botn av kjernen, over denne silten er det to lag med gytje med eit siltlag mellom desse. Pkt. 8b var den djupaste delen av bassenget og det er her 110 mm borekjernen er teken (fig. 3.7). Sonderingspunkt 8a inneheld gytje i botn, over gytje er det ein liten sekevans med silt, over siltsekvansen er det eit gytjelag, og deretter eit nytt lag med silt. Pkt. 8e går mot fjell.

PROFIL F. (fig.3.13.).

Profilet går vinkelrett på profil A ved pkt. 9. Profilet går jamnt oppover frå pkt. 9a - 9d. 9a og 9c inneheld grå silt i botn. 9b og 9d inneheld gytje i heile kjernen .

PROFIL G. (fig.3.14).

Profilet går vinkelrett på profil A, ved pkt. 10. Det er føreteke fire sonderingar med spiss og russarbor. Dei minerogene sedimenta er konsentrert i den djupaste delen av profilet som er ved pkt.10a, 10b og 10c. Pkt. 10d er relativt grunt og er samansett av gytje.

PROFIL H. (fig.3.15).

Profilet går vinkelrett på profil A, ved pkt 11. Det djupaste sonderinga er ved pkt. 11a, her er 90 cm med minerogene sediment i botn som er grå sandig gytje. Dei andre sonderingane var berre gytje.

PROFIL I. (fig.3.16).

Profil I går normalt på profil A, profilet kryssar profil A, ved pkt. 12. Det er føreteke sju sonderingar med spiss og fem med russarbor. Det er berre sondering 12a som er sett saman av minerogene sediment. I botn er det grå silt, over dette siltlaget er det eit gytjelag på 20 cm, stratigrafisk over gytjelaget er det ei ny siltlag. Dei andre sonderingane i profilet er samansett av gytje.

PROFIL J. (fig.3.17).

Profilet går vinkelrett på profil A, ved pkt. 13. Profilet er djupast ved pkt. 13a. Dei minerogene sedimenta ved pkt. 13a og 13b er samansett av grå sandig silt. Profilet skrånar jamnt mot pkt.13d som er fjell.

PROFIL K. (fig.3.18).

Dette profilet går normalt på sonderingsprofil A, ved pkt.14. Profilet er relativt grunt og russarprøvane inneheld gytje. Sonderingspunktet 14d er fjell.

PROFIL L. (fig.3.19).

I dette profilet er det føreteke sju sonderingar med spiss og eit med russarbor. Profilet går vinkelrett på profil A, ved pkt. 15. I botn av russarkjernen er dei minerogene sedimenta grå sandig silt. Både 15d og 15e er sondert til fjell.

PROFIL M. (fig.3.20).

Profil M går vinkelrett på profil A, ved pkt.23. Alle sonderingane her er med spiss og alle går mot fjell. Pkt. 23a representerar terskelen i bassenget.

3.2.3. LITOLOGI (Fig.3.21).

Litologien er inndelt i sju lag frå A - F-2. Dei ulike laga vekslar mellom siltig gytje og sandig silt. Dei ulike laga er skarpt avgrensa.

Lag A (3.30 - 2.95 m) består av gråblå silt. Det er ingen endring gjennom laget. Heile laget har ein jamn farge. Glødetapet er på det lågaste 2.3 % og det høgaste 10.7 %.

Lag B (2.95 - 2.86 m) består av myrk brun findetritusgytje med nokre planterestar. Glødetapet varierar mykje frå ca. 5% i underkant av laget til 60% ved nivå 292 cm og for så å gå attende til ca. 5% ved nivå 286 cm.

Lag C (2.95 - 2.77 m) består av ljøs grå, sandig silt med laminering i underkant av laget. Det står ein trepinne med ca. 2 cm i diameter vertikalt i øvre del av laget og inn i lag D. Glødetapet varierar mellom 8% og 4% gjennom laget.

Lag D frå 2.77 - 2.69 m består av myrk brun findetritusgytje med ein pinne som står vertikalt gjennom det meste av laget. Denne trepinnen vert omtala nærare i (kap. 3.2.4). Glødetapet aukar raskt her frå 8% ved nivå 278 cm til over ved nivå 270, med to toppar. Glødetapet går raskt attende til under 3% ved nivå 265 cm.

Lag E (2.69 - 2.56 m) består av grågrøn silt med laminering i overgangen frå lag D. Laget har også nokre grove planterestar. Glødetapet er svært lågt, 3 % i gjennomsnitt.

Lag F-1 (2.56 - 2.51 m) består av oliven grå gytjig silt med laminering og minkande innhald av minerogene sediment mot overgangen til lag F-2. Glødetapet aukar raskt her frå 5% til over 80% ved overgangen til lag F-2.

Lag F-2 (2.51 - 2.40 m) består av myrk brun grovdetritusgytje. Glødetapet aukar jamnt til over 90 %.

3.2.4. BASSENGUTVIKLING. (fig.3.21).

Botntopografien i basseng Tau-30 har to fordjupningar med ein rygg i midten. Den djupaste delen av bassenget er i sør (fig.3.7). Dei minerogene sedimenta er hovudsakeleg avsett i dei djupaste delane i bassenget. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) og pollenanalyse (sjå kap. 5,7) syner tre marine lag og fire lakustrine lag i dette bassenget. Den eldste ¹⁴C dateringa her er 10.410±140 år BP (T-8016A). Prøvematerialet til dateringa er teke ca. 2 cm frå botnen.

Lag A.

10.410±140 år BP (T-8016A).

Laget er truleg avsett i midtre/siste del av yngre dryas. Laget består av blågrå silt, fargen er jamn og utan strukturar eller laminering. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner to ulike avsetningsmiljø. Dei to nederste spektra (324 og 322) inneheld ein god del av oligohalob-indifferente artar (sjå vedlegg). Cocconeis scutellum er den dominerande marine arten i spekter 324. Arten sin toleranse for resedimentasjon og abrasjon kan truleg gje arten ein høgare representasjon i spektret enn den opphavelege samansetjinga var i vassmassane. Legg ein desse vilkåra til grunn er det rimeleg å tru at miljøet er lakustrint og at dei marine diatoméane er tilført bassenget. Dette kan skuldast innstrøyming av marine vassmassar eller ulike formar for resedimentasjon. Det lakustrine miljøet i botn syner også høge frekvensar av Pediastrum og relativt høge verdiar av vassplantar (sjå kap.5). I den marine fasen (322- 296) er det låge verdiar av både Pediastrum og vassplantar. Dette tyder på at det kan ha vore ei endring i havnivå i denne fasen. I den eldste og "ferske" fasen av dette bassenget var havnivået nær terskelen, fordi terskelen til Tau-28 som var marint låg berre to meter under terskelen til Tau-30. Dette fører til at Tau-30 i denne fasen var nær strandsona, noko som innvasking av Astrix også tilseier.

Lag B.

overgangen mellom lag A og B er datert til 8.460 ± 100 år BP (T-8014 A). Glødetapet er høgt, ca. 60 % midt i laget. Overgangen mellom lag A og B er skarp og glødetapet aukar raskt til over 60%. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner høge frekvensar av oligohalobe, indifferente og halofobe artar. Dei polyhalobe artane er lite representert. Dette tyder på at vassmiljøet er lakustrint. Dateringa er teken i overgangen mellom lag A og B. Dette medfører at ^{14}C dateringa her er usikker. Ein kan antyda at alderen her kan vera alt mellom 8.500-10.000 år BP. Pollenanalysen syner høge frekvensar av Alnus, noko som tilseier at laget er yngre enn 10.000 år BP. I overgangen mellom lag A og B endrar miljøet seg frå marint til ferskt, allså ein isolasjonskontakt.

Lag C.

Laget inneheld ljøs grå sandig silt med laminering i underkant av laget. I øvre del av laget står det ein trepinne vertikalt som går gjennom lag C og D. Nivå 280 cm er datert til 8.460 ± 80 år BP (T-8013 A) (sjå kap.6). Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner eit marint miljø (sjå kap.7/vedlegg). Pollenanalysen syner også i dette laget ein relativt høg frekvens av Alnus. Miljøet endrar seg her frå lakustrint til marint. Overgangen frå lag B til C representerar ein ingresjon.

Lag D.

8.120 ± 100 år BP (T-8017A)

Laget består av myrk findetritusgytje. Overgangen frå lag C er skarp. Glødetapet er relativt høgt ca. 60 % i gjennomsnitt, men fluktuerar mellom 40% og 70% omlag midt i laget. Ein trepinne som står vertikalt i dette laget er datert til 5.340 ± 180 år BP (T-8015). Denne trepinnen er truleg transportert ned med prøvetakaren, fordi alderen på pinnen er mykje yngre enn dei andre dateringane frå kjernen. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner ein sterk reduksjon av polyhalobe artar og ei bløming av halofobe artar.

Pollenanalysen (sjå kap.5) syner ein auke i vassplantefloraen og Alnus vert her borte. Fråver av Alnus her kan tyda på at laget er eldre enn lag B og C. Den unge alderen på dateringa kan vera ureining i laget. Frå lag C til D endrar miljøet seg frå marint til lakustrint, slik at overgangen mellom lag C og D er ein isolasjonskontakt.

Lag E.

Nederste del av laget består av grågrøn silt. Det står ein pinne vertikalt omlag midt i laget. Det er laminering under trepinnen mot lag D. Glødetapet er svært lågt ca. 3 % i gjennomsnitt. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner at vassmiljøet er marint (sjå kap.7/vedlegg). Denne pinnen er ikkje datert, men det er også rimeleg at denne likeeins med den daterte pinnen i lag D er transportert ned med prøvetakaren. Øverste del består av olivengrå silt med laminering. Glødetapet aukar raskt til over 90 % mot overgangen til lag F. Pollenanalysen syner her ein kraftig auke i Alnus i byrjinga og mot slutten av sonen, noko som tilseier at laget er relativt ungt. Overgangen mellom lag D og E representerar ein ingresjon.

Lag F

Dateringa som er teken i overgangen mellom lag E og F syner ein alder på 7.240 ± 90 år BP (T-8221A). Denne dateringa er også uviss fordi den er datert i overgangen mellom to lag. Dateringa kan difor vera alt mellom 5.000- 8.500 år BP. Pollenanalysen (sjå kap. 5). syner høge frekvensar av Alnus gjennom laget. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) (sjå kap.7/vedlegg) tyder på ein lakustrin fase. Fordi alderen er noko uviss er det vanskeleg å stadfeste kor tid den endelege isolasjonen fann stad, men det er mykje som tyder på at den var i Atlantikum.

3.3.1 TAU-36 BASSENGET (Fig.3.23).

Borepunktet er ved sonderingspunkt 6, men 110 mm prøvetakaren greidde ikkje å trengja ned i alle sedimenta, truleg p.g.a eit grus/steinlag. Difor vart det også teke russarkjerner ved pkt. 6 som kom djupare ned. Den totale stratigrafien frå Tau-36 inneheld ein 110 mm kjerne som går ned til 5,4 m og ein russarkjere som går ned til 5,90 m.

3.3.2 SONDERINGSPROFIL.

Det er sondert eit lengdeprofil som er orientert N-S, profil A. Vidare er det føreteke sonderingar vinkelrett på profil A, kalla profil B.

PROFIL A (fig.3.24).

Det er sondert 16 punkt langs det 120 m lange profilet. Punkt 6 er djupaste. Det er her 110 mm borekjernen for analyse er teken. Det er teke 9 russarprøvar frå dette profilet. Prøve 5 og 6 består av blågrå silt i botn, medan prøve 7 manglar dette laget. Over denne blågrå silten er det eit lag med brunleg siltig gytje. Stratigrafisk over dei fyrstnemde laga, er det eit lag med gråleg silt.

PROFIL B (Fig. 3.25).

Profilet går vinkelrett på profil A, ved pkt. 5. Her er det føreteke fem sonderingar med russarbor. Prøve 5 og 6 er den djupaste delen av profilet som har minerogene sediment.

3.3.3. LITOLOGI.

Lag A-1 (5.90 m - 5.25 m) består av blågrå fin silt med laminering. Nederste delen av laget har lågt glødetap 3 %, mens glødetapet er noko varierende opp gjennom laget, med det høgaste ved nivå 5.55 m på over 10 %.

Lag A-2 (5.25 - 5.10 m) består av brungrå gytjig silt. Glødetapet har eit gjennomsnitt på ca. 10 %.

Lag B (5.10 - 4.90 m) består av brunleg siltig gytje med laminering. Laget har ein glødetapstopp i underkant av lag A-2.

Lag C (4.90 - 4.62 m) består av gråleg silt/gytjig silt. Glødetapet er relativt jamnt, men med ein topp på 25 % i øvre del av laget.

Lag D (4.62 - 4.55 m) består av findetritusgytje. Glødetapet er raskt aukande mot lag E.

Lag E (4.55 - 4.20 m) inneheld grovdetritusgytje. Glødetapet er over 90 %.

3.3.4. BASSENGUTVIKLING. (fig. 3.22).

Lag A-1

12.440±260 år BP (T-7361A)

Laget er avsett i bølling kronosone. I den nedre delen av kjernen 5.90 m-5.65 m er det ikkje føreteke mikrofossil-analyse. Det organiske innhaldet er særst lågt og silten er steril. Det organiske innhaldet aukar raskt ved nivå 5.65 m Pediastrum og Botryococcus braunii har høge verdiar her, over 80% i gjennomsnitt. Dette tyder på eit lakustrint miljø med gode næringstilhøve. Pollenanalysen (Austad 1986) syner også høge verdiar av vassplantane Potamogeton eupotamogeton, og sedimenta er difor utvilsomt avsett i eit lakustrint miljø.

Lag A-2

¹⁴C dateringane syner at laget er avsett mellom 12.440±260 år BP (T-7361A) og 11.180±150 år BP (T-7360A). Pollenanalysen (Austad 1986) syner at vassmiljøet er lakustrint. Innhaldet av Pediastrum- og Botryococcus braunii vert særst redusert i overgangen til lag B. Likeeins vert vassplantane Potamogeton eupotamogeton omlag borte i denne fasen. Sedimentasjonsraten er ca. 0.27 mm/år (sjå tabell 4).

Lag B

Dette laget er avsett i siste del av allerød- og deler av yngre dryas kronosone. Laget inneheld brunleg siltig gytje med varierende organisk innhald. Glødetapet har ein topp i underkant av laget og minkar i overgangen mot lag C. Pollenanalysen (Austad 1986) syner at vassmiljøet er lakustrint. Pediastrum innhaldet er høgt gjennom heile laget noko som tyder på at eigenproduksjonen er relativ høg.

Lag C.

¹⁴C dateringa midt i laget syner ein alder på 10.370±140 år BP (T-7359A). Laget er avsett i yngre dryas kronosone. Pediastrum har låge verdiar (10%), samstundes er det ein oppgang av dinoflagellatane Speriferites sp. (Hystrix) og Operculodinium centrocarpum (Astrix) (Austad 1986). Dette kan tyda på at vassmiljøet er marint i øvste del av laget.

Lag D.

Dateringa i underkant av laget har ein ¹⁴C alder på 10.020±210 år BP (T-7358A). Laget er truleg avsett i overgangen mellom yngre dryas og preboreal kronosone. Dette nivået representerar truleg den endelege isolasjonen av bassenget. Vassmiljøet er lakustrint. Saman med den generelle klimaforbetringa fører dette til at den organiske produksjonen aukar raskt. Det er rimeleg å tru at vegetasjonsdekket ikring bassenget er godt utvikla.

Lag E.

Dette laget er truleg avsett i preboreal, sedimenta inneheld grovdetritusgytje. Pollenanalysen Austad (1986) syner at vassmiljøet er ferskt (sjå kap. 5). Vassplantane Potamogeton og Myriophyllum. alt er sterkt representert her.

3.4.1 TAU-39 BASSENGET (fig.2.2)

Anundsen og Hermansen (1986) har føreteke granskinga av kjerneprøvar frå eit basseng som ligg 39 m o.h. Pollenanalyse og glødetap er delvis utarbeidd. Føremålet med gransking av basseng i denne høgda er å finna ut om bassenget har stått under eller over marin grense i sein-glasial tid. Resultatet av denne granskinga syner at ut frå dei data som føreligg er det uråd å sjå teikn til marine tilhøve i bassenget. Litostratigrafien for bassenget er vist på (fig. 3.28,a).

3.5.1 TAU-40 BASSENGET (fig.2.2)

Dette er eit basseng som ligg mellom 39 og 41 m o.h. Anundsen og Hermansen (1986) har teke prøvar av bassenget, men ikkje analysert dei, og konkluderar med at bassenget er lakustrint p.g.a. høgda over havet (Anundsen og Hermansen op cit.) Bassenget ligger ca. 700 m VSV for Tau-39 bassenget. (fig. 3.28,b)

KAPITTEL. 4: SNITT I TAU-28 BASSENGET. (fig. 4.1).

4.1 INNLEIING.

Bassenget ligg i anleggsområdet til Steinbrotsverket Norwerk a/s. I anleggsområdet vert alle lausmassar fjerna for å koma ned til fjellet. Under gravearbeidet fekk ein ei unik mogelegheit til å studera eit snitt i myrbassenget. På førehand var det avtalt korleis gravinga burde føregå og dette vart utført med stor presisjon. Eg vil med dette takka personalet ved Norwerk a/s for god innsats og hjelp.

Etter at lausmassane delvis var fjerna, sto det att ei snittflate, orientert NA-SV. Profilet var ca. 13 m langt og ca. 6 m høgt. (fig.4.2). Etter utgravinga av snittet syner det seg at bassenget er djupare ved sonderingspunkt 16 enn ved 9a. Gravemaskina kom også ned til eit djup på 6 m til fjellet.

4.2 LITOLOGI.

Snittet er vist på fig. 4.2. Nedst i snittet er det fjell. Over grunnfjellet er det ein forvittringshorisont på 20 cm (lag I). Over forvittringshorisonten ligg det ca. 1 m med usortert materiale (morene) (lag II). Over lag II ligg det ei lagpakke på ca. 1.5 m med finkorna materiale med sand/silt/leir. (Lag A-1,A-2,B,C,D) er ljøs grå på farge i botnen av laget. Ca. 75 cm frå botnen vert silten meir sandig og fargen myrkare grå.

Omlag midt i lagpakka er det eit laminert olivengrønt lag på ca. 10 cm (lag B) som delvis kan fyljast horisontalt i snittet. Over dette olivengrøne laget vert sliten meir sandig og grå på farge. I øvste del av lagpakka er det ein del planterestar, spesielt røter som går vertikalt i snittet. Over lag-pakka er det eit markert lag som hovudsakeleg består av blokk, stein, grus og sand (lag E). Dette laget ligg tilnærma horisontalt i snittet og gjennom heile snittet. Dei største blokkene er opptil 1.5 m i lengde-aksen og nokre av dei stikk opp i laget over (lag F). Under gransking av blokk-laget såg eg ikkje teikn til deformasjon kring blokkene. Over blokklaget er det eit lag av finsand (lag F). Dette laget går gradvis over til gytje med ein tjukkeleik på ca. 2 m. Stratigrafien i snittet er korrelert med stratigrafien i 110 mm kjernen som er

frå same basseng (fig. 3.1). Lag I og II er ikkje representert i kjernen. Siltpakka i snittet representerar truleg lag A-1 til D i kjernen.

Blokklaget kan truleg korrelerast men lag E i kjernen og finsandlaget tilsvarar lag F i kjernen (fig. 4.3, 4.4 og 4.5). ^{14}C dateringane frå kjernen syner at underkant av lag B er datert til 13.330 ± 150 år BP, Overgangen mellom lag C og D er datert til 11.390 ± 100 år BP og lag G er datert til 9.570 ± 70 år BP. Dette tyder på at blokklaget (lag E) er avsett ein stad mellom ca. 11.000 og 10.000 år BP.

4.3 TOLKING.

I allerød trekte isen seg attende til ein ukjend posisjon i aust (Andersen 1954; Mangerud 1977; Anundsen 1977). Isen rykte deretter fram ved ca. 11.000 år BP (Anundsen og Blystad 1983). Ein reknar med at denne seine allerød/tidleg- yngre dryas isens framrykk nådde sin maksimale posisjon 3 - 4 km lenger vest enn hovudopphaldslina ved munningen av Jøsen-fjorden. Austbø (1988) fann isrand-avsetningar vest av Mula (Fig.2.1). Dateringar frå Randøy som ligg 8 km sydvest for Hjelmeland, syner at lokaliteten ikkje vart råka av dette breframrykket (Anundsen og Blystad op.cit.).

Morenen

Morenen i bassenget er av ukjent alder, men ^{14}C datering syner at lokaliteten vart isfri før ca. 13.300 BP. Anundsen og Blystad (1983) finn markerte morener ved Fister 20 km NA for Tau. ^{14}C dateringar syner at Randøy var delvis isfri i tidleg allerød kronosone. Dette inneber at Fistermorenen må vera eldre enn allerød og truleg av eldre dryas alder (Anundsen og Blystad op. cit.). Lorentzen-Styr (1977) har granska store randmorener ved Tau sentrum, kalla Tau- trinnet. Det granska området nord for Tau ligg distalt for desse avsetningane og var truleg isfrie under avsetninga av Tau- trinna. Lorentzen-Styr (op cit.) meiner randmorenen er eldre enn yngre dryas kronosone, truleg er Tau-trinna avsett i ein tidleg fase av avsmeltninga, mogleg fyrste del av bølling kronosone (Lorentzen-Styr op. cit.). Anundsen (pers. medd. 1989) finn spor etter store morener ved Aamøy, 8 km SV for Tau. Anundsen

(pers. medd. 1988) meiner at denne morena har ein alder på ca. 14.000 år BP. Mine undersøkingar stadfester Lorentzen-Styr (op cit.) sin konklusjon om at Tau vart isfritt i ein tidleg fase av deglasiasjonen.

Siltpakka

Det er to ^{14}C dateringar som er tekne frå 110 mm kjernen. Desse er korrelert til snittet. Den eldste dateringa syner ein alder på 13.330±150 år BP og den yngste 11.390±100 år BP (fig. 4.7). Den eldste dateringa vert også ein minimumsalder for dei siste 50-70 cm av siltpakka som ligg nærast morena. For å få alderen på avsetningane under den eldste dateringa må ein ekstrapolera sedimentasjonsraten mellom dei to dateringane over. Sedimentasjonsraten vert lågast 0.13 mm/år og høgast 0.18 mm/år. Den tentative alderen på overgangen mellom silten og morenen vert mellom 16.000 og 18.000 år BP. Siltpakka over morena er truleg avsett like etter deglasiasjonen og sedimentasjonsraten var truleg høgare her enn laga over. Difor er det rimeleg å tru at sedimentasjonsraten var høgare enn den ekstrapolerte raten (sjå tabell 1 og 4).

Blokklaget

Blokklaget (lag E) kan ikkje vera ei morene, fordi isen ikkje nådde Tau i yngre dryas kronosone. Det er heller ingen teikn til deformasjon kring blokkene, noko som syner at desse ikkje er påverka av glasittektonikk. Blokkene har ein så jamn fordeling i snittet at eg vil freista to moglege modellar for avsetning; 1) Der prosessen er is-skuving av sjøis og 2) der prosessen er dropp frå drivande isfjell. I begge desse tilfella ligg havnivået kring terskelpunktet til bassenget.

Danning av blokklag

Blokkene kan vera morene som er utvaska av bylgjeaktivitet, slik at blokkene vert liggjande att i strandsona (Hansom 1983). Blokklaget kan også vera eit produkt av forvittrings-prosessar i strandsona. I dette tilfelle må forvitringa føregå over tidevassonen, slik at tine/fryse aktiviteten gjer seg gjeldane. Dersom forvitring og utvaska moreneblokker er med på å danna kjeldematerialet, vil form og storleik variera sterkt (Hansom op.cit.). For å få danna slike blokklag i eit basseng

som truleg ligg nær tidevassona, er dei virkande kreftene truleg ulike marine prosessar. Dei ulike prosessane kan variera frå lokalitet til lokalitet avhengig av ulike morfologiske tilhøve i strandsona, som avsnørde havbukter, grunne strender, opne og djupe strender, ulike havstraumar og vindar.

Is- skuving, is dropping.

Mansikkaniemi (1970) legg vekt på to hovudtypar is-skuving. Den eine der han legg vekt på variasjonar i temperatur, slik at isen sprekk opp i flak, så frys det mellom flaka slik at isen ekspanderar og dermed utøver trykk mot land. Denne prosessen er mest vanleg i avsnørde bukter, eller innsjøar med langgrunne strender. Den andre prosessen er pakkis som p.g.a vindar og straumar driv inn mot land. Denne rørsla er registrert i opne havområder med sterke pålandsvindar (Mansikkaniemi op. cit.). Ein kan likevel tenkje seg at begge desse prosessane virkar saman på ulike lokalitetar. Når pakkisen skuvar materiale opp på strendene er det vanlegvis ikkje striper eller furer etter blokkene. Dette kan koma av at byljeaktiviteten jamnar ut strendene og dermed fjernar skuringsstripene.

Barnes (1982) har granska is- skuving fenomen i Beaufort Sea, Alaska. Han finn ryggar eller horisontale blokkflater som er opp til 300 m lange og går parallelt på strendene ca. 10 m frå vasskanten. Barnes (op cit.) meiner at drivkreftene for is-push er vinterlege pålandsvindar. Når isen vert skuva inn på land dannar steinblokkene naturlege svakheitssonar i isflaka. Dette fører med anna til at isen sprekk opp og blokker av is og stein vert blanda i lag, og avsett i strandsonen. Deretter kan nye isflak skli over det underliggjande isflaket som vist på fig. 4.6. (Kovacs og Sodhi 1980). Havnivået i Tau-28 bassenget var nær strandsona mellom 12.000 og 11.000 år BP. I denne posisjonen er det rimeleg å tru at ein fekk avsett sediment ved is-skuving. Deretter steig havnivået til 7 m over terskelen i Tau-28 bassenget, og i denne posisjonen vart det avsett sediment av sjøis (fig. 4.6). Eg meiner at blokklaget (lag E) er avsett som ein kombinasjon av desse to prosessane.

KAPITTEL. 5: POLLENANALYSE.

5.1 INNLEIING

Pollenanalysen er her primært brukt som eit hjelpemiddel til å tolka sedimentasjonsmiljø og som datering ved korrelasjon med andre pollendiagram i Sørvest-Noreg. Det eg legg mest vekt på er vegetasjon som reflekterar miljøet i bassenga. I fyrste rekkje er dette for å kartleggje ferske, brakke og marine fasar. Det er tre basseng eg vil omtala her. Desse myrane ligg i dag 28 m o.h., 30 m o.h. og 36 m o.h.

Diagramma er delt i akvatiske miljøsoner, lokale pollensoner og regionale pollensoner. Dei akvatiske miljø-sonene omtalar næringstilhøve og utviklinga av plantar i og ikring dei ulike bassenga. Lokale pollensonar reflekterar den lokale vegetasjonen. Dei regionale sonane representerar langtransportert pollen. Lokale og regionale pollensoneinndeling er nytta tidlegare. Eg har i tillegg til desse nytta akvatiske soner, fordi artar som inngår i det akvatiske miljø er viktig for tolking av brakke, ferske og marine fasar.

FØREHANDSAMING AV POLLENPRØVANE

Prepareringsprosedyren er basert på Fægri & Iversen (1989).

IDENTIFIKASJON AV MIKROFOSSIL

Identifikasjon av mikrofossil kan ofte vera eit problem, fordi det kan vera små skilnader på desse. Det er også viktig at sporar og pollen er godt konserverte i sedimentet og at analyseutstyret er av god nok kvalitet. I tillegg er det naudsynt med ein god nykkel som kan identifisera dei ulike pollentypene.

Eg har nytta meg av Fægri & Iversen (1989) sin identifikasjonsnykkel. Vidare har eg fått god hjelp av dei andre tilsette ved Botanisk Institutt. Eg har også nytta referansesamlinga og ellers dei hjelpemidlar som er tilgengelege på Botanisk institutt. Analysen er utført med Zeiss mikroskop med 8x okular med fleire ulike objektiv med fasekontrast. Til teljing av pollen vart det nytta eit 24 kanalars teljeapparat.

MARINE DINOFLAGELLAT-CYSTER

Ein viktig del av pollenanalysen er registrering av dino-flagellatcystene Operculodinium centrocarpum (Astrix) og Speriferites sp. (Hystrix). Desse er gode indikatorar for å registrera salinitet, temperatur og rørsle i vassmassane (Reid 1972).

ALGAR

Eg har ikkje delt opp Pediastrum slekta til artsnivå.

VASSPLANTANE

Dei viktigaste artane eg nyttar til tolkning av fersk-vassmiljøet er Potamogeton eupotamogeton og Myriophyllum alterniflorum. M. alterniflorum er ein art som er mest vanleg i oligotrofe vatn, men er også tilstades i meir brakke miljø (Kaland 1984). Eupotamogeton er ei samlegruppe med vassplantar som er relativt vanskeleg å tolka økologisk, då samlegruppa inneheld mange artar med ulike miljøkrav men er truleg særømfintleg for salt (Paus 1984).

5.2. POLLENDIAGRAMMET

Det er konstruert relative pollendiagram frå kvart basseng. Resultata frå pollenanalysen vert presentert i prosentdiagram frå Tau-28, Tau-30 og Tau-36. Eit relativt pollendiagram registrerar mengden av kvart taxon i prosent av total pollensum. Denne metoden har visse ulemper. Ein kan ikkje registrera ei auke i pollenavsetninga generelt, dersom pollenproduzentens innbyrdes produksjonstilhøve er uendra. Dersom ein auke skuldast klimaforbetring vert det truleg ei endring i samansetjinga av dei ulike taxa.

Eit relativt pollendiagram vil gje urette opplysningar dersom ei pollenkjelde får unormalt høge verdiar. Den høge delen av den eine pollenkjelda vil pressa alle dei andre konstituerande delar nedover. Eksempel er høge verdiar av furu som fylgje av marin overrepresentasjon. I dette tilfelle vil alle andre taxa få ein liten nedgang, som ikkje er reell. Betula tilhøyer AP, "Arboreal pollen"= pollen frå tre og buskar men kan også

førekomma som busk (dvergbjørk). Salix tilhøyrrer buskane NAP, "Non-arboreal pollen"= pollen frå lyng og urtar, men også som tre (selje). Prosentverdiane er rekna på grunnlag av total pollensum (AP + NAP). Vassplantepollen og sporar inngår ikkje i summen. Eit slikt totaldiagram vil gje det beste bilete av vegetasjonen i trefattige landskap som Vest-Noreg i seinweichsel (Fægri & Iversen 1989).

SONEINNDELING

I tillegg til eit prosentdiagram frå kvart basseng har eg ein tredeling av sonene. Dette er **AKVATISKE MILJØSONER (AQ)**, **LOKALE POLLENSONER (L)** OG **REGIONALE POLLENSONER (R)**. Dette at eg i tolkinga av pollendiagramma vil leggja mest vekt på det akvatiske miljøet i bassenget, ut frå ein-tydige miljøindikatorar for å finna marine, brakke/ferske fasar. Eg vil fyrst omtala pollenssonene frå kvart basseng, deretter fylgjer ein diskusjonen frå kvart basseng. Til slutt vil eg freista å tolka bassenga felles og korrelera sonene frå dei ulike bassenga.

AKVATISKE MILJØSONER.

Under dei akvatiske miljøsonene har eg funne det rimeleg å ta med desse taxa, d.v.s. plantar som veks i eit akvatisk miljø og platntar som kan veks på sær s fuktige stader. Nokre vassplantar spreier pollen under vatn (Potamogeton) (Fægri & Iversen 1989). Difor har ein god kontroll på at desse plantane veks i det gjeldande bassenget.

Ferskvassplantar: Nymphaea, Sparqanium, Myriophyllum alterniflorum, Potamogeton eupotamogeton, Menyanthes og Cyperaceae.

Marine dinoflagellatcyster: Operculodinium centrocarpum (Astrix) Speriferites sp. (Hystrix) (Raid 1972).

Ferskvassalgane: Pediastrum, Botryococcus braunii.

REGIONALE POLLENSONER

Under dei regionale pollensone har eg funne det føremåls-
teneleg å ta med desse taxa: Pinus, Betula, Populus, Alnus.
Eg tek med desse taxa fordi dette truleg er treslag som er
fjernttransportert (Fægri & Iversen 1989) og difor ofte er
overrepresentert i enkelte soner, særleg i marine fasar.

LOKALE POLLENSONER

Under dei lokale pollensone har er teke med dei taxa som ein
finn i pollendiagrammet under buskar, lyng og urtar. Plantar
som er produsert lokalt er ofte plantar som er insektbestøva,
eller plantar som har avgrensa spreiding av pollen. Dess meir
spesialisert og effektiv pollenspreiding er, dess mindre
pollen produserar plantane og ferre pollen vert frigjorde
til lufta (Fægri & Iversen 1989). Eit anna eksempel er plantar
som er insektbestøva, men som produserar så mykje pollen at
dei kan samanliknast med vindtransporterte pollen. Dette gjeld
m.a. Calluna (Fægri & Iversen op. cit).

TAU-28 BASSENGET (plansje.1)

5.1.1 AKVATISKE MILJØSONER

AQ-28-1

Pediastrum, Operculodinium centrocarpum assemblage zone

Denne sonen representerar spekter nr. 24 til spekter nr. 15.
Frå djup 340 cm til 346 cm. Det mest karakteristiske her er
innhaldet av Pediastrum. Kurva er ujamn, men har høge verdiar.
46% ved spekter 20. Kvile-sporane Operculodinium centrocarpum
har og høge verdiar her, kurva er særleg ujamn og har aukande
prosentverdiar mot slutten av sonen. I øvre del av sonen er
det eit lite innslag av Botryococcus braunii.

AQ-28-2

Speriferites. sp assemblage zone

Sonen byggjer på 3 spekter 14-12. Det som pregar denne sonen er høge verdiar av Speriferites.sp (Hystrix). Det er også oppgang av Operculodinium-centrocarpum (Astrix) i underkant av sonen. Pediastrum vert omlag borte i denne sonen.

AQ-28-3

Potamogeton eupotamogeton, Pediastrum assemblage zone.

Denne sonen byggjer på 3 spekter 11-9. Det som er mest karakteristisk her er relativ høge verdiar av pediastrum, Potamogeton eupotamogeton og Nymphaea M. alterniflorum har ein jamn prosentverdi i desse spektra.

AQ-28-4

Menyanthes assemblage zone.

Sonen byggjer på 8 spekter 8-1. Menyanthes oppgangen byrjar ved spekter 6. Kurva er ujamn men med ein topp på 19% ved spekter 3, og går raskt attende mot slutten av sonen.

5.1.2 LOKALE POLLENSONER

L-28-1

Juniperus, Lychnis-type assemblage zone.

I dette nivået er det talt 1 spekter, (nr. 24). Sedimentet her er særst sterilt med glødetap på ca. 3%. Det som er mest karakteristisk er at Lychnis-type, Juniperus og lyngartane har relativt høge verdiar, men vert borte i sone L-28-2. Cyperaceae og Poaceae, Rumex/oxyria har låge verdiar. Andre artar som er tilstades her er Salix og Filipendula, desse artane har omlag like verdiar.

L-28-2

Rumex/Oxyria, Empetrum assemblage zone.

Sonen byggjer på 4 spekter frå 20-23. Glødetapet er aukande frå omlag 5% til 20% ved spekter 22. Empetrum aukar sterkt mot midten av sonen til 20% og går litt attende mot overgangen til sone L-3. Rumex/Oxyria har ein relativt høg frekvens med ca. 10% gjennom heile sonen, men går noko attende ved overgangen til sone L-3. Andre dominerande artar her er Cyperaceae og Salix. Det er små innslag av Poaceae, Calluna og Artemisia.

L-28-3

Juniperus, Empetrum assemblage zone

Sonen byggjer på 6 spekter, frå 19-14. Det som pregar sonen mest er at både Juniperus og Empetrum har ein jamn auke gjennom sonen. Cyperaceae og Poaceae er sterkt representert her. Salix har ein jamne verdiar gjennom heile sonen, men får eit oppsving mot slutten av sonen til omlag 20%. Artar som er tilstades er Artemisia, Rumex/Oxyria og Filipendula desse artane er sterkast representert i nedste del av sonen. Det er og små innslag av Lychnis-type Caryophyllioceae og Asteraceae sect. aster. i øvre del av sonen.

L-28-4

Filipendula, Poaceae assemblage zone

Denne sonen byggjer på 4 spekter frå 13-10. I sonen er det relativt høge verdiar av Poaceae og Filipendula med ein auke av innhaldet mot midten av sonen Cyperaceae har og høge prosentverdiar her. Empetrum har ein attendegang omlag midt i sonen og Calluna er berre representert i underkant av sonen. Salix får ein sterk attendegang frå omlag 20% til under 5% ved overgangen til sone L-28-5 Artemisia, Rumex/ Oxyria er representert med små prosentverdiar i denne sonen.

L-28-5

Cyperaceae, Empetrum assemblage zone

Sonen byggjer på 2 spekter 8 og 9. Det mest markerte trekk ved denne er høge verdiar av **Cyperaceae** 78% ved spekter 9. **Empetrum** er aukande og når sitt maksima omlag 30% ved spekter 7. **Calluna** har berre små verdiar her.

L-28-6

Calluna, Corylus assemblage zone

Sonen byggjer på 6 spekter frå 6-1. Det som er mest karakteristisk her er ein ujamn men aukande **Corylus** kurve gjennom sonen med den høgaste prosentverdi ved spekter 1, omlag 25%. **Calluna** og **Empetrum** har ein jamn utvikling gjennom heile sonen med ca. 5% i gjennomsnittsverdi. **Posceae** har også ein jamn prosentverdi på ca. 5% gjennom sonen. **Salix** og **Juniperus** har låge verdiar her.

5.1.3 REGIONALE POLLENSONER.**R-28-1 Frå spekter 9-24.**

Sonen byggjer på 16 spekter, frå botn av kjernen spekter 24 til 9. Glødetapet er særst varierende, med tre markerte toppar ved nivå 405, 380 og 350 cm. Desse toppane varierar mellom 10-15-20%. Sonen inneheld **Betula** og **Pinus** med omlag lik prosentverdi.

R-28-2 frå spekter 9-5.

Nivåa markerar seg ved at **Pinus**-kurven går raskt attende, frå omlag 50 % til under 5%. **Betula**-kurva har omlag same utvikling som **Pinus**, samstundes er det eit lite innslag av **Populus** i underkant av sonen og **Ulmus** i overkant av sonen. **Corylus** når ca. 20 % ved overgangen til sone R-28-3.

R-28-3 frå spekter 4-1.

Sonen innheld grovdetritusgytja og byggjer på 4 spekter. Glødetapet er høgt, over 90 % . Pinus- kurva markerar seg med at den aukar ved spekter 4 og minkar mot slutten av sonen. Betula kurva syner tilsvarande utvikling som Pinus kurva. Ulmus er representert med 1% i øvre del av sonen, Corylus er her samanhengande med ca. 20 % representasjon.

TAU-30 BASSENGET (plansje 2)**5.2.1 AKVATISKE MILJØSONER****AQ-30-1****Sparganium, Pediastrum assemblage zone**

Spekter 22-20. Ved spekter 22 er det 33,7 % Pediastrum, verdien går raskt attende ved spekter 21. Botryococcus har ein verdi på 6.4 % ved spekter 20. Sparganium har relativt høge verdier ved spekter 22 og 21. Potamogeton eupotamogeton og M. alterniflorum er også tilstades i denne sonen, men berre med små verdier. Det er og funne nokre få eksemplar av dinoflagelatsene Operculodinium centrocarpum og Speriferites. sp i denne sonen. Cyperaceae er sterkt representert ved spekter 22, men går noko attende ved spekter 21 og 20.

AQ-30-2**Operculodinium centrocarpum assemblage zone**

Frå spekter 19-16. Det som er karakteristisk ved denne sonen er ein aukande verdi av Speriferites. sp. som når sin topp på 18 % ved spekter 17. Vassplantane vert nesten borte her med berre ein liten frekvens av M. alterniflorum registrert i denne sonen. Cyperaceae har ein ujamn men relativt høg prosent, men prosentverdien går mot <1% i slutten av sonen.

AQ-30-3

Botryococcus braunii, Pediastrum assemblage zone

Det er her små innslag av Botryococcus braunii og Pediastrum, medan Dinoflagellat- cystene vert omlag borte.

AQ-30-4

Operculodinium centrocarpum zone

Denne sonen er karakterisert av ein auke i Operculodinium centrocarpum og eit lite innslag av Pediastrum.

AQ-30-5

Pediastrum zone

Denne sonen har to toppar av Pediastrum.

AQ-30-6

Operculodinium centrocarpum, Pediastrum assemblage zone

Denne sonen har berre små innslag av desse artane.

AQ-30-7

I denne sonen er det registrert nokre få pollenkorn av artane Nymphaea, P. eupotamogeton og M. alterniflorum.

5.2.2 LOKALE POLLENSONER

L-30-1

Empetrum, Chenopodiaceae assemblage zone

Sonen går frå 22-20. Det som er karakteristisk i denne sonen er ein auke i verdiane for Empetrum og Chenopodiaceae. Calluna er og representert. Andre lyngartar (eks. Empetrum og Calluna) har høge verdjar ved spekter 22 og 21, men går mot <1% ved spekter 20. Juniperus og Salix har relativt høge verdjar ved

spekter 22 og 21, men går raskt attende ved spekter 20. Rumex/Oxyria har ein jamn, høg verdi her på ca. 10% gjennom sonen. Artemisia har også ein liten auke, med er særst låg. Poaceae har ein jamn kurve i denne sonen med ca 10% i gjennomsnitt. Andre artar som er tilstades her er Filipendula, Asteraceae setc. aster, Rosaceae, Apiaceae og Melampyrum desse berre med små verdier.

L-30-2

Rumex/Oxyria, Filipendula assemblage zone

Frå spekter 19-16. Det som pregar denne sonen er framgangen til Rumex/Oxyria som har ein representasjon på over 25 %. Filipendula har også høge verdier ved spekter 19 og 18 på ca. 7 %. Artemisia har ein tilbakegang. Asteraceae setc. aster er representert med ein liten topp i denne sonen. Empetrum har ein jamn utvikling gjennom sonen. Calluna har to toppar ved spekter 19 og 17. Juniperus er tilstades med høge verdier ved spekter 19, men vert mest borte ved spekter 16. Salix har to markerte toppar ved spekter 19 og 16.

L-30-3

Alnus, Cyperaceae assemblage zone

Frå spekter 16-4. Det som pregar denne sonen er Alnus som har fire toppar ved spekter 16, 14, 12 og 6. Cyperaceae har ein jamn prosentfordeling nedst i sonen, men får ein kraftig auke ved spekter 7 og går sterkt attende ved spekter 6.

L-30-4

Corylus, Quercus, Alnus assemblage zone

Alnus har her den høgste prosentverdien med 60% i gjennomsnitt. Quercus og Corylus har ein jamn auke gjennom sonen.

5.2.3 REGIONALE POLLENSONER

R-30-1 frå spekter 22-19.

Pinus og Betula har omlag lik utvikling med høge prosentverdiar. Det er også tilstades Alnus, Quercus og Ulmus desse med sær låge verdiar.

R-30-2 frå spekter 18-17.

I denne sonen er det ein markert oppgang av Alnus ved spekter 16. Pinus og betula har lik utvikling.

R-30-3 frå spekter 16-4.

Betula har ein relativt jamn prosentfordeling gjennom sonen. Pinus har høgst verdiar ved spektrere 16 og 14 og er minkande mot slutten av sonen.

R-30-4 frå spekter 3-1.

Både Betula og Pinus har små verdiar her.

TAU-36 BASSENGET (plansje 3).

5.3.1 AKVATISKE MILJØSONER

AQ-36-1

Pediastrum, Potamogeton eupotamogeton assemblage zone

Frå spekter 22-17. Det som dominerar denne sonen er store verdiar av Pediastrum over 93% og Botryococcus braunii over 73%. Potamogeton eupotamogeton har også verdiar på over 20 % Ranunculus bat. type er også representert her. Cyperaceae har ein liten auke gjennom denne sonen.

AQ-36-2

Pediastrum assemblage zone

Går frå spekter 16-10. Det som pregar denne sonen er høge verdiar med Pediastrum, høgast verdi er det ved spekter 13. Vassplantane har berre små verdiar. Cyperaceae er aukande i verdi gjennom sonen.

AQ-36-3

Speriferites. sp assemblage zone

Frå spekter 9 - 4. Det som karakteriserar denne sonen er at dinoflagelatcystene Speriferites. sp og Operculodinium centrocarpum er representert her og Pediastrum får ein sterk reduksjon i prosentverdien. Vassplantane vert omlag borte.

AQ-36-4

M. alterniflorum, Botryococcus assemblage zone

Frå spekter 4-1. M. alterniflorum, Sparganum, Potamogeton og Menyanthes pregar denne sonen saman med Botryococcus og Pediastrum. Cyperaceae får også ein auke her.

5.3.2 LOKALE POLLENSONER

Under denne sonen har eg teke med desse taxa:

Poaceae, Ericaceae, Empetrum, Salix, Juniperus, Artemisia, Rumex/Oxyria, Filipendula, Asteraceae. sect. aster Chenopodiaceae, Thalictrum, Helianthemum, Ranunculaceae, Caryophyllaceae, Potentilla, Polygonaceae, Sedum, Plantago maritima, Apiaceae og Betula.

L-36-1

Poaceae, Ranunculaceae assemblage zone

Frå spekter 22-21. Denne sonen har høge verdiar av Poaceae og Ranunculaceae. Rumex/Oxyra, Artemisisa er representert med små verdiar her.

L-36-2

Rumex/Oxyria, Salix assemblage zone

Frå spekter 21-17. Det som pregar denne sonen er oppgangen av Salix og Rumex/Oxyria. Poaceae får ein nedgang i verdien her. Dei andre taxa som er representert har berre små verdiar.

L-36-3

Betula zone

Frå spekter 16-15. Denne sonen har Betula som dominerande art med over 50%. Salix, Rumex/Oxyria og Poaceae har her sterkt minkande prosentverdiar. Andre taxa har berre små verdiar.

L-36-4

Empetrum, Poaceae, Artemisia assemblage zone

Frå spekter 14-5. Denne sonen er prega av høge verdiar av Poaceae og Empetrum gjennom sonen. Artemisia har også ein auke, men vert omlag borte i overgangen til neste sone.

L-36-5

Empetrum, Poaceae assemblage zone

Frå spekter 4-1. Denne sonen markerar seg med at Empetrum og Poaceae aukar raskt i prosentverdi, samstundes går Salix attende.

5.3.3 REGIONALE POLLENSONER

Sone R-36-1 frå spekter 22-19.

Sonen er dominert av Pinus som har ein jamn kurve med ca. 25 % verdi. Betula, Corylus og Alnus er tilstades, men med små verdiar.

Sone R-36-2 frå spekter 18-15.

Denne sonen er sterkt dominert av Betula som har sitt maksimum ved spekter 16. Pinus har låge verdiar, men er aukande mot slutten av sonen. Corylus, Alnus og Quercus er berre representert med små verdiar.

Sone R-36-3 frå spekter 14-9.

Pinus får her ein sterk auke i prosentverdi opp til ca. 30%, mens Betula går noko attende.

Sone R-36-4 frå spekter 8-4.

Sonen er diminert av Betula. Pinus går sterkt attende her og er berre tilstades med ca. 3% mot slutten av sonen.

5.4.1. DISKUSJON.

Under dette kapitelet vil eg diskutera pollendiagramma frå dei ulike bassenga, med utgangspunkt i dei akvatiske miljøsonene. Dette fordi ein del artar av vassplantar, algar og dinoflagellat-cyster ofte er gode indikatorar for miljøet i eit basseng. I tillegg vil eg nytta diatoméanalyse i tolkinga. Vidare vil eg nytta dei pollen-informasjonane som ligg i diagrammet og som er relevante for strandforskyvinga. Det er i fyrste rekkje innslaget av marine/ferske og brakke fasar i bassenga som vil vera avgjerande for tolkinga av havnivåendringane i området. Ellers vil eg også her nytta ¹⁴C dateringar, litologi/glødetap i diskusjonen.

5.4.2 TAU-28 BASSENGET. (plansje 1).

Sone R-28-1 omfattar ein "lang" fase i seinglasial tid. Innanfor sonen er det to ^{14}C dateringar. Den nedste nivået er datert til 13.330 ± 150 år BP. Under dette nivået er det ca. 50 cm med silt. Kor lang tid det tok for å avsette denne silten er diskutert i (kap. 4.3 og tabell 1,3). Det er rimeleg å tru at tilførselen av materiale var suspensjon frå brear i nærleiken. Den yngste datering som er mellom nivå 385-390 cm har ein alder på 11.390 ± 100 år BP. Heile sonen strekkjer seg truleg frå før bølling til yngre dryas. (plansje 1).

For nedste spektera (24-23) under den eldste datering på ca. 13.300 år BP er silten er grå på farge og virkar særst steril. Dette kan tyda på lite utvikla vegetasjon, men samstundes har det truleg også vore ein høg minerogen sedimentasjonsrate. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner ein dominans (60%) av mesohalobe artar. Dei polyhalobe artane utgjer kring 30% og dei indifferente artane 10%. Tilførselen av smeltevatn var her stor, eller så kan bassenget vore i ein brakkvassfase. Det fyrste er mest rimeleg fordi influxen av smeltevatn var høg under fyrste perioden av isavsmeltinga.

Frå spekter 22-20 vert det ein markert oppgang av Pediastrum, samstundes som innhaldet av Operculodinium centrocarpum også aukar. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner over 80% polyhalobe, ca. 15% av mesohalobe, og resten indifferente/halofobe artar. Ut frå diatoméanalysen kan det sjå ut som at miljøet er marint. Det høge innhaldet av Pediastrum, som ikkje kan leva ved høgare salinitet enn 8-10 ‰, tilseier at algane må ha blitt transportert inn i bassenget. Ut frå diatoméanalysen og innhaldet av Operculodinium centrocarpum, kan det sjå ut som om bassenget hadde høg salinitet. Denne perioden tilhøyrer truleg slutten av bølling og deler av allerød.

Frå spekter 19-14 er det registrert ei endring i avsetningsmiljøet. Det er omlag lik utvikling av kurvane for Pediastrum og Operculodinium centrocarpum. Der er også eit lite innslag av Botryococcus braunii. Operculodinium centrocarpum- verdiane aukar sterkt mot slutten av sonen ved spekter 14 og dette tyder på ein aukande salinitet. Dette underbyggjer også at diatomé-analysen (Erichsen 1988) syner ein reduksjon av dei

polyhalobe artane ved spekter 16 (sjå vedlegg), men som også aukar sterke mot slutten av sonen. Ved nivå 350 cm aukar glødetapet til over 25% og fluktuerar sterkt mellom spekter 16-14. Dette kan skuldast innvasking av planterestar. Årsaka til dette er at bassenget er sær nær strandsonen i dette tidsrommet. Det kan også vera ein hiatus her som fylgje av t.d. bylgjeaktivitet, tidevatn og straumar (sjå kap.4). ¹⁴C dateringane syner at dette intervallet truleg er avsett i siste del av allerød eller fyrste/midtre del av yngre dryas. Landvegetasjonen er truleg ein mosaikk av ulike plantesamfunn. Låge verdiar AP og høge verdiar NAP indikerar eit trelaust landskap.

Frå spekter 14-12. vert Pediastrum omlag borte, medan den marine Speriferites. sp er sterkt representert. Diatomé-analysen (Erichsen 1988) syner høgare verdiar av polyhalobe artar enn tidlegare (over 80%). Men det er lite indifferente/halofobe artar. Dei høge verdiane av den polyhalobe Cocconeis scutellum indikerar høgare salinitet (Erichsen op. cit.). Ferskvss-alga Pediastrum vert omlag borte noko som tyder på at bassenget ikkje lenger fungerer som ei sedimentfelle for dreneringa frå land. d.v.s større utskiftning av vassmassane. Det er då rimeleg å tru at havnivået i denne perioden var høgt over terskelen til bassenget. Denne sonen tilhøyrer truleg yngre dryas kronosone. Plantar som Salix/ Juniperus får ein markert topp her, Poaceae og Filipendula har ein framgang og Empetrum går noko attende. Frå spekter 11-8 og innanfor sone AQ-28-3 er ein markert oppgang av vasspantane M.alterniflorum, Potamogeton eupotamogeton og Nymphaea. Pediastrum får også ein auke. Marine indikatorar som Operculodinium centrocarpum og Speriferites sp. vert heilt borte. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner at ved spekter 316 (plansje, 1) utgjer dei polyhalobe artane mindre enn 1%, og ein får ein markert oppgang av halofobe oligohalobe/indifferente artar. Det er difor mykje som tyder på at vassmiljøet endrar seg frå marint til brakt/ ferskt. Ved spekter 11 er det små verdiar med M.alterniflorum og Nymphaea medan Potamogeton eupotamogeton kjem fyrst ved nivå 10. Ifylgje Paus (1982) er M. alterniflorum mest vanleg i oligotrofe vatn, men førekjem også i brakt miljø. Eupotamogeton er ei samlegruppe som inneheld mange ulike artar med mange ulike miljøkrav, det er rimeleg å tru at dei ulike tjønnaksartane dominerar til ulik tid Paus (1982). Suksessivt kjem undervass-artane før flytebladplanten

Nymphaea kjem inn og reduserer ljostilhøva for desse (Paus op. cit.). Det som er karakteristisk her er at vassplantane forsvinn brått omlag samstundes i overgangen til neste sone. Eit anna trekk som tyder på ei miljøendring er at Pinus og Betula får ein kraftig reduksjon i prosentverdiane i denne fasen. Dette kan skuldast ein marin over-representasjon i dei tidlegare fasane.

I overgangen til sone AQ-28-4 endrar miljøet seg markert. Vassplantane og ferskvass-algane vert omlag borte medan dei er relative høge verdiar av *Cyperaceae* indikerar fuktige tilhøve. Dette kan skuldast ein lokal forsumping rundt bassenget. *Carex* slekta (starr) inneheld ei rekkje artar som kan inngå i ein slik kantvegetasjon (Rønning 1972). *Cyperaceae* går sterkt attende mot slutten av sonen, noko som tyder på at jordsmonnet vert turrare i overgangen til sone L-28-6. *Sphagnum* og *Menyanthes* får ein oppgang i slutten av sonen. *Menyanthes* representerar ein fase der bassenget gror att p.g.a. planta sitt tilhald på grunt vatn og våtare myrparti (Paus op. cit). Det er difor rimeleg å tru at sonen tilhøyrer ein igjen-groingsfase av bassenget.

5.4.3.TAU-30 BASSENGET (plansje 2).

Ved spekter 22 - 21 syner ^{14}C dateringane ein alder på 10.410±140 år BP. Sekvensane omfattar truleg midtre/siste del av yngre dryas kronosone. Verdiane av *Pediastrum* og *Botryococcus braunii* er høge her, likeeins er det høge verdiar av vassplantane *Myriophyllum alterniflorum*, *Sparganium* og *Potamogeton eupotamogeton*. Det er også eit lite innslag av *Operculodinium centrocaepum*. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner små verdiar av polyhalobe artar, medan dei oligohalobe/indifferente artane dominerar i dei nedste spektra. Det er difor mykje som tyder på at vassmiljøet her er ferskt, trass i eit lite innslag av marine dinoflagellat-cyster. Innslaget av *Astrix* kan tyde på at terskelen til bassenget var nær strandsonen i dette tidsrommet og at ein fekk innvaska sjøvatn ved bylgjeaktivitet. Dette er rimeleg å tru fordi Tau-28 bassenget var marint i heile perioden og terskelpunktet mellom Tau-28 og Tau-30 har berre ein skilnad på to meter. *Rumex/Oxyria*, *Filipendula* og *Asteraceae cichor.* som likar gode nærings-tilhøve t.d. nokre få meter frå vasskanten, kan tyda på at bassenget var nær strandsonen i denne perioden. Frå spekter 18

endrar vassmiljøet seg. Vassplantane vert omlag borte og det vert ein markert auke i Speriferites. sp (Hystrix) til over 18%. Diatoméanalysen Erichsen (1988) syner at her dominerar arten Cocconeis scuteiium denne arten indikerar eit eintydig marint miljø (Erichsen op.cit.). Innan for sone AQ-30-2 er det 37% AP og 63% NAP noko som kan tyda på at urtane dominerte i denne perioden. I slutten av sone AQ-30-2 aukar innslaget av Salix og Juniperus desse artane er truleg lokalprodusert og det er rimeleg å antyde at dette kan vera overgangen til preboreal. Sone AQ-30-3 består hovudsakeleg av Pediastrum. Overgangen frå sone AQ-30-2 er skarp. Diatomé-analysen syner at dei polyhalobe artane vert omlag borte ved nivå 296 cm og ein får ein kraftig auke i oligohalob- indifferent/ halofobe artar. Det er difor mykje som tyder på at bassenget vert isolert mellom nivå 297-293 cm.

AQ-30-4 vert det ein auke i Operculodinium centrocarpum medan Pediastrum vert omlag borte. Diatoméanalysen syner også at miljøet endrar seg frå lakustrint til marint. Difor er det rimeleg å tru at mellom nivå 285 og 282 er det ein ingresjon. Sone AQ-30-5 er lakustrin, dette syner både diatoméanalysen og pollenanalysen med sine ferske artar, slik at det her også er ein isolasjon av bassenget. Diatoméanalysen syner at sone AQ-30-6 er marin. Pollenanalysen syner små innslag av Pediastrum og Operculodinium centrocarpum. Difor er det mykje som tyder på at ein ingresjon finn stad mellom nivå 272-270 cm. Den endelege isolasjonen av bassenget finn stad mellom nivå 248 og 251 fordi diatoméanalysen syner at dei polyhalobe artane vert brått borte. Overgangen mellom AQ-30-6 og AQ-30-7 er særskarp og er datert til ca. 7.200 år BP og representerar truleg den endelege isolasjonen av bassenget.

5.4.4 TAU-36 BASSENGET (plansje 3).

Tolkinga av vassmiljøet frå dette bassenget er basert på pollenanalyse, då det ikkje utført diatoméanalyse frå dette bassenget. Sone AQ-36-1 er karakterisert med høge verdiar av algane Pediastrum, Botryococcus braunii og vassplantane P. eupotamogeton. Det er difor mykje som tyder på at sedimenta i denne sonen er avsett i eit ferskt miljø. Ved spekter 21 syner ¹⁴C dateringane ein alder på 12.440±260 år BP. og indikerar at avsetningane i denne "sonen" er frå i bølling kronosone. Dei få datane som føreligg tyder på at urtar og buskar dominerar

landvegetasjonen. Pinus er representert med nærare 20%, medan Betula har ein verdi på ca. 5 %. Det er rimeleg å tru at furupollenet er fjernttransportert. Frå spekter 20-19 vert det ei endring i pollenfordelinga. Vassplantane vert omlag borte og Pediastrum og Botryococcus braunii går sterkt attende. Rumex/Oxyria og Salix blir dei dominerande artane. Pinus går attende og Betula har framleis låge verdier. Det er rimeleg å tru at landskapet er trelaust og er dominert av vier og syrenger. Verdiane av P. maritima kan tydar på strandnære tilhøve (Lid 1979). I sone L-36-3 aukar Betula frekvensen til over 50%, medan urtane går sterkt attende. Dei høge verdiane tyder på at bjørkepollenet er lokalt produsert og difor reflekterer den lokale vegetasjonen. Truleg har det vore eit ope skogslandskap med innslag av bjørk. ¹⁴C dateringane syner ein alder på 11180±150 år BP og at perioden tilhøyrer allerød kronosone. Samstundes med bjørkeframgangen, aukar frekvensen av Pediastrum, som når sitt maksimum ved spekter 13, for så å gå attende ved overgangen til sone AQ-36-3. Årsaka til denne kraftige auken i algar kan vera at vatnet i bassenget vert meir næringsrikt enn tidlegare. Frå spekter 10 går Pediastrum-kurva frå omlag 50 % til under 15% ved spekter 6, samstundes er det her ein oppgang i verdiane for dei marine dinoflagellat cystene Speriferites sp. og Operculodinium centrocarpum. Pinus får også eit oppsving her til omlag 30%, noko som skuldast marin overrepresentasjon. Desse endringane skuldast at miljøet her endrar seg frå lakustrint til marint.

To ¹⁴C dateringane i overkant og underkant av sonen, syner 10370±140 år BP ved nivå 481/475 cm og ein alder på 10020±210 år BP ved nivå 462/459 cm. Ut frå ¹⁴C dateringane tilhøyrer denne sonen yngre dryas kronosone. Frå spekter 5 byrjar truleg den endelige isolasjonen av bassenget. Speriferites sp. og Operculodinium centrocarpum vert omlag borte her, det er berre spor av nokre få cyster ved spekter 3. Dette kan vera innvaska ved springflo eller stormar. M.alterniflorum får ein markert oppgang ved spekter 5. Denne arten er mest vanleg i oligotrofe vatn, men er også tilstades i meir brakke miljø (Kaland 1984). Potamogeton eupotamogeton kjem fyrst inn med høge frekvensar ved spekter 3. Eupotamogeton er ei samlegruppe med vassplantar som er vanskeleg å tolka økologisk, då samlegruppa inneheld mange artar med ulike miljøkrav (Paus 1982), men er ømtålige med omsyn til saltinnhald. P. eupotamogeton får sars høge verdier ved spekter 2-1, noko

som tyder på at vassplantefloraen er godt etablert her. Difor er det truleg at isolasjonskontakten i dette bassenget er ein stad mellom spekter 5 og 4 og at denne grensa har ein alder på rundt 10.000 år BP.

5.5.1 FELLESDISKUSJON.

Plansje 1,2,3,).

I dette delkapitlet vil eg freista å samanlikna stratigrafien i dei ulike bassenga med kvarandre. Eg vil ta mest omsyn til tolkingar av vassmiljøet i bassenga, på grunnlag av miljø-indikatorar om miljøet var ferskt/brakkt eller marint. Dette gjeld i fyrste rekkje marine dinoflagellat-cyster, ferskvass-algar, vassplantepollen og diatoméanalyse. I tillegg til dette vil eg nytta ^{14}C dateringar og litologi å avgjera alderen til dei ulike fasane. Tau-28 bassenget er det bassenget som har den eldste dateringa (13330±150 år BP) frå lag B mellom nivå 422-415 cm.

Sone AQ-28-1 er avsett i ein "lang" periode i seinglasial tid med vedvarande marine tilhøve. Saliniteten har truleg variert noko gjennom tid. Midtre del av sone AQ-28-1 er truleg avsett omlag samstundes som nedste del av sone AQ-36-1. Dateringane tyder på at lag B og deler av lag C i Tau-28 er samstundes som øvre del av lag A-1 i Tau-36 bassenget. Dersom sedimentasjonsraten er jamn for begge bassenga, tilsvarar dette midtre/siste del av bølling kronosone. Pollendiagrammet syner ingen typiske trekk som kan korrelerast til denne klimasonen. Vassmiljøet i Tau-28 bassenget var marint i denne perioden. Bassenget har i dette tidsrommet fungert som ei sedimentasjonsfelle som har fanga opp algane som er innvaska frå land. Havnivået har stått over terskelen i Tau-28, men truleg berre nokre få m. Vassmiljøet i sone AQ-36-1 er tilsynelatande avsett i eit lakustrint miljø.

Sone AQ-36-2 omfattar truleg heile allerød og deler av yngre dryas kronosone og korresponderar med siste del av AQ-28-1. ^{14}C dateringane syner ein alder på 11.390±100 år BP ved nivå 385/390 cm i Tau-28 bassenget og ein alder på 11.180±150 BP ved nivå 510/513 cm i Tau-36. Det er difor mykje som tyder på at desse nivåa er samstundes. I sone AQ-36-2 ved spekter 16 er det ein lokal bjørkeoppgang. Urtane går sterkt attende. Dette

tyder på overgang frå eit frå skogslandskap til ein tettare bjørkeskog. Vassmiljøet i Tau-36 er lakustrint i denne perioden, medan Tau-28 har marine tilhøve. Terskelen i Tau-28 bassenget var truleg nær strandsonen på denne tida. Ein hiatus i stratigrafien i dette bassenget kan skuldast erosjon p.g.a. høgt straumregime, tidevatn eller bylgjeaktivitet. Sone AQ-30-1 i Tau-30 representerar ein klar fersk fase. Dette er dokumentert i både diatoméanalysen og pollenanalysen. Ein ^{14}C datering syner her ein alder på 10400 ± 140 år BP. Dette nivået kan korrelerast til øverste del av AQ-28-1 og midtre del av AQ-36-2. Konklusjonen vert då at havnivået gjekk noko over terskelen til Tau-28 bassenget, medan terskelen i Tau-30 bassenget var like ved strandsonen. I Tau-36 er det ikkje innslag av marine indikatorar, men det er innslag av strandplantar i øvre del av sone AQ-36-2 noko som tyder på strandnære tilhøve.

AQ-28-2, AQ-30-2 og AQ-36-3 tilhøyrer truleg same tidsfase. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner at innhaldet av den polyhalobe arten Cocconeis scutellum er særskild dominerande. Tau-30 går i denne sonen over frå ferskt til marint miljø, og syner at transgresjonen ca. 10.400 år BP nådde 30 m i dette tidsrommet. Tau-36 får i denne sonen innslag av Speriferites sp. og O. centropcarpum, som kan tyde på at havet stod i nærleiken av terskelen til bassenget. Ifylje Reid (1972) er diversiteten av dinoflagellat-cyster størst nær strandsonen. Konklusjonen vert at Tau-36 i denne fasen var innnafor tidevassonen. Terskelnivået i Tau-36 representerar truleg marin grense i området. Sone AQ-28-3 markerar ein oppgang av vassplantar. Marine dinoflagellat-cyster vert borte og dei marine diatoméane går attende til < 1%. Dei oligohalobe/indifferente artane dominerar. Ut frå dette er det mykje som tyder på at fasen representerar den endelege isolasjonen av bassenget. Dei aktuelle artane markerar seg med at dei vert brått borte, noko som kan tyda på at bassenget vart raskt isolert. I sone AQ-28-4 får Cyperaceae ein oppgang på nærare 80%, noko som kan skuldast ein lokal forsumpning og at Tau-28 er i ferd med å gro igjen. Fyrste del av Sone AQ-36-4 markerar seg ved at vassplantane og ferskvassalgene blømer opp og dei marine dinoflagellat-cystene vert borte. Tau-36 vert endeleg isolert ca. 10.000 år BP og Tau-28 noko seinare ca. 9.500 år BP. Den endelege isolasjonen av Tau-28 er seinare enn andre stader på Sør-vestlandet, eks. Yrkje, Sotra og Jæren

KAPITTEL 6: DATERING. (Tabell: 1, 2, 3 og 4)

Føremålet med ^{14}C dateringane er hovudsakeleg til å kartleggja alderen på ingresjons- og isolasjonskontaktane. ^{14}C dateringar er den sikraste metoden til å stadfeste absolutt alder på dei ulike miljøendringane. Dette for å konstruera ei strandforskyvingskurve frå Tau. Andre føremål med ^{14}C dateringar er å datera ulike nivå i stratigrafien for å få kontroll med sedimentasjonsraten. Eg har estimert sedimentasjonsraten for Tau-28 og Tau-36 (sjå tabell 1,3,4). I tillegg vert det nytta relative dateringsmetodar som pollenanalyse, litostratigrafi og strandforskyvingskriteriar.

Dateringane er utførde av Laboratoriet for Radiologisk Datering i Trondheim, og standardprosedyrar er nytta ved handsaming av prøvane. ^{13}C verdiar er målt for ulike fraksjonsverdiar i forhold til $\delta \text{C-13} = -25\%$. PDB. Alle mine prøvar er føreteke på den lutløyslege delen (merka med "A" i lab. rapporten). Det er føreteke ialt 9 ^{14}C dateringar på materiale frå Tau-28 og Tau-30. I tillegg til desse har eg nytta meg av 4 dateringar frå Tau-36 som Anundsen (upubl.) (tabell 3) har fått utført.

6.1 FEILKJELDER

Der er ei rekkje moglege feilkjelder ved ^{14}C dateringar av gytjer. Desse kan delast i to grupper:

- Måletekniske og systematiske feil ved ^{14}C metoden.
- Feil ved prøvematerialet (Gulliksen 1975: 10-22)

Ved den fyrste kategorien med feilkjelder har brukaren liten kontroll til å påvisa eller diskutera feil med eigne prøvar. Ved feilkjelder som kan attendeførast til prøvematerialet er det naturleg å diskutera fyljande feilkjelder:

6.1.1 RESEDIMENTASJON

Karbon som er avsett tidlegare kan resedementerast. Konsekvensen vert då at ^{14}C dateringane vert for gamle. Karbonet kan ha både organisk og uorganisk binding. Det uorganiske karbonet kan tilførast bassenget frå bergartar

og/eller sediment i nedslagsfeltet og det opptrer ofte i sediment med lågt organisk innhald (Gulliksen 1974). Ved resedimentasjon av organisk materiale med "gamal" karbon, er dette fyrst og fremst makrofossil (B-fraksjon). Ingen av desse dateringar er datert på B-fraksjonen.

Tau-28 bassenget har ei datering (den eldste) på 13330±150 år BP. Organismar som lever heilt eller delvis ned-dykka i vatn vil få eit tilskot av inaktivt karbon frå berggrunnen. Dette er eit problem fordi det er vanskeleg å korrelera for ein slik effekt (Gulliksen 1979). På Tau er det lite kalk i fjellet (kap. 1.5). Det er rimeleg å tru at hardtvasseffekten ikkje har påverka dateringane i særleg grad. Dateringane frå Tau stemmer rimeleg bra med andre eldre dateringar frå Boknafjordsområdet (Anundsen 1985; Paus 1989; Kaland 1988).

6.1.2 BIOTURBASJON

Den bentiske faunaen kan omrøra sedimentet i dei øverste laga, slik at sediment av ulik alder kan blandast (Økland 1976). Denne feilkjelda er det rimeleg grunn å sjå bort frå, fordi bioturbasjon er minimal i slike avsetningsmiljø, då den bentiske faunaen er særst liten i slike miljø.

6.1.3 RESERVOARALDER

Levande organismar vil ha eit ^{14}C innhald som tilsvarar det reservoaret dei lever i. For landlevande livsformer er dette tilnærma likt det innhaldet som er i atmosfæren p.g.a. rask utskifting. Skjell og andre marine organismar har ein tilsynelatande reservoaralder (Mangerud (1972), (Mangerud & Gulliksen 1975). Dette skuldast havets langsame utskifting av CO^2 i atmosfæren. Recente skjell i overflatevatn langs norskekysten har ein reservoaralder på ca. 400 år (Mangerud & Gulliksen 1975).

6.1.4. UREINING SOM GJER FOR UNG ALDER.

For unge dateringar kan skuldast yngre nedtrengte planterøter, bioturbasjon og humussyrer som trengjer nedover i sedimenta (Gulliksen 1974). Det er lite truleg at bioturbasjon har noko innverknad på kjernane fordi lamineringa virkar uforstyrta. Likeeins er det truleg at den vertikale nedstrauminga av

humussyrer ikkje representerar noko ureiningsproblem, fordi bassenga er utforma i fast fjell (Kaland et al. 1984). I basseng Tau-28 er det utgravd eit snitt langs profil A. Dette snittet gjev god informasjon om stratigrafien i bassenget. Planterøter som var trengt ned i eldre lag var godt synlege. Dette kan truleg vera Isoetes (brasmegras) som har vokse på botn av bassenget i preboreal. I pollendigrammet er det registrert oppgang av brasmegras kring 9.500 år BP. Det er røtene sin nedbrytingsgrad som avgjer kva for fraksjon som er minst ureina. For relativt ungt materiale syner det seg at den lutløyslege fraksjonen gjev det beste resultatet (Kaland et al. 1984). Dette fordi restar frå røter ikkje er løyste nok til lutløyslege substansar av humussyrer.

Ureining av ungt materiale gjer seg størst utslag på prøvar med lågt organisk innhald. I slike tilfelle aukar aktiviteten av ^{14}C mykje i forhold til mengda av karbon. Generelt gjer ureining av ungt materiale i eldre prøvar mykje større feil i dateringane enn tilsvarande ureining med gammalt materiale (Bradley 1985).

6.2 ALTERNATIVE METODAR

Det er alltid ein fordel å ha fleire alternative dateringsmetodar uavhengig frå ^{14}C metoden. Det er lettare å oppdaga feil ved ^{14}C dateringane med alternative metodar som pollenstratigrafi og strandforskyvingskriteriar.

6.2.1 STRANDFORSKYVINGSKRITERIAR

I ein regresjonsfase vil høgareliggjande basseng verta isolerte før basseng som ligg lågare, medan i ein ingersjonsfase vil lågtliggjande basseng transgrederast før dei som ligg høgare. Dette gjev ein relativ alder som syner at Tau-30 vert transgredert før Tau-36, og at Tau-36 bassenget vert isolert før Tau-28 bassenget.

6.2.2 LITOSTRATIGRAFI

Ved å føreta glødetapsanalysar av sedimenta kan man få eit bilete av det organiske innhaldet i avsetningane. Ut frå dette kan ein korrelera dei ulike kjernane med kvarandre. Sedimenta som er avsett i allerød er myrkare og meir gytjehaldige enn

dei som er avsett i bølling eller yngre dryas kronosone. Overgangen frå siste del av yngre dryas er relativt lett å kjenna som overgang til gytjehaldige sediment. Litostratigrafiske leiarhorisontar avsett over kort tid er gode kontrollar for datering. Eit godt eksempel på dette er Vedde Oskelag (Mangerud et al. 1984). I ei rekkje granskingar på Vestlandet er det funne eit markert oskelag i sediment frå yngre dryas kronosone (Mangerud et al. op. cit). Dette oskelaget kan ikkje påvisast i mine prøvar på Tau.

6.2.3 POLLENSTRATIGRAFI

Pollenanalysen gjev informasjon om sedimenta sin relative og truleg også absolutte alder. Samanlikning kan gjerast med andre daterte diagram i regionen frå same tidsrom, og karakteristiske pollensonar kan korrelerast. ^{14}C dateringar frå andre undersøkingar og sentrale hendingar i vegetasjonshistorien kan dermed også tidfestast.

6.3 RESULTAT

Prøvar til ^{14}C dateringane er tekne på grunnlag av glødetap og diatomeanalyse. Dette er vurdert etter mengd innhald av organisk materiale og endringar i litologien, der det er rimeleg å tru at endringane kan knytast til ulike klimatiske hendingar i seinglasial tid.

Datering av allerød/yngre dryas

Tau-28 T-8018 A 11390 \pm 100 BP.

Prøva er teken i nivå 390-385 cm (plansje 1). Materialet er teke ut frå litologi og glødetap. Føremålet er å datera overgangen mellom allerød og yngre dryas. Det ei ingen haldepunkt i pollendiagrammet som kan korrelerast til denne dateringa.

Datering av Bjørkeoppgang

Tau-36 T-7360 A 11180±150 BP.

Prøven er teken i sone L-36-3 (plansje 3). Oppgangen av Betula er over 56% (sjå kap.5) og bjørkeskogen er etablert. Paus (1989) meiner å finna bjørkeskog på Eigebakken på Jæren ved 11.000 BP. Ved nivå 520 cm er det over 10% Betula. Dette nivået er mellom dateringane T-7361A 12.440±150 år BP og T-7360 11.180±150 år BP det er difor mykje som tyder på at bjørkeskogen vart etablert gjennom allerød kronosone og når sin største utbreiing i overgangen allerød/yngre dryas (Paus op cit.).

Tau-28 bassenget

Datering T-8012 A 9570±70

Bassenget vart isolert ca. 9.500 år BP. ¹⁴C dateringa er teken ved oppgangen av M. alterniflorum. M. alterniflorum er mest vanleg i oligotrofe vatn, men er også tilstades i brakkvatn (Kaland 1984). Ved nivå 306 får P. eupotamogeton ein oppsving og bassenget er truleg endeleg isolert. Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner også at dei polyhalobe artane vert redusert til < 1% mellom nivå 316 og 308 cm. I same nivå aukar dei oligohalobe/indifferente og halofobe artane til over 90%. Tau-28 bassenget vert isolert mykje seinare enn andre stader på Sør-Vestlandet. Dette kan skuldast at tids-skilnaden mellom isolasjonen av det høgaste og det lågaset bassenget endrar seg mot aust. Ei anna tolking kan vera at 28 m var nær regresjonsminimum i preboreal slik at kurva flatar ut (fig. 8.2).

Tau-36 bassenget

Datering T-7358 A 10020±210 BP

Føremålet med denne dateringa er å datera når bassenget vart endeleg isolert. Det ser ut til at denne dateringa stemmer med pollenanalysen (sjå kap. 5). Bassenget vart isolert ca. 10.000 år BP.

Tau-36 bassenget

Datering T-7359 A 10370±140 og T-7358 A 10020±210

Desse dateringane har til føremål å finna alderen på ein marin fase i bassenget. Datering T-7359 A 10370±140 er teken i underkant av sone AQ-36-3 som markerar overgangen til ein marin fase. Datering T-7358 A 10020±210 er teken i overkant av sone AQ-36-3, som markerar både den endelege isolasjonen av bassenget og slutten for den marine fasen. Konklusjonen vert då at den marine fasen i bassenget har vore særskilt kort.

Tau-30 bassenget.

Det er føreteke ialt 6 dateringar i dette bassenget, føremålet var å datera ingresjonskontaktar og isolasjonskontaktar i bassenget. Dateringane T-8221 A, T-8013 A, T-8014 A og T-8017 A representerar desse hendingane (plansje 2, tabell 2). T-8016 A har ein alder på 10410±180 BP og er den eldste i dette bassenget. Dateringane representerar ein lakustrin fase i yngre dryas og transgresjonen nådde bassenget her. T-8015 A er ein pinne og har særskilt ung alder 5340±180 BP. Denne pinnen er ureining som truleg er transportert ned under prøvetakinga.

Minimumsdatering for deglasiasjonen i Boknafjordsområdet

To dateringar representerar truleg minimumsalder for deglasiasjonen på Tau. T-8220 A 13330±150 BP representerar minimumsdatering for Tau-28 og T-7361 A 12440±260 BP for Tau-36 bassenget. Den eldste dateringane på Tau er 13.330±150 år BP. Det er ingen grunn til å tru at dateringane er for gamle p.g.a. gammalt karbon (sjå 6.1.1). Eg har ekstrapolert sedimentasjonsraten for Tau-28 og Tau-36 (sjå kap 4.3 og tabell 1,3 og 4). Den tentative alderen for deglasiasjonen på Tau vert ca. 17.000 år BP. Denne alderen er truleg for høg, fordi det var stor avsmelting og mykje materiale i suspensjon like etter at området vart isfritt. Difor er den ekstrapolerte raten for låg. Konklusjonen vert då at Tauområdet vart isfritt før ca. 13.300 år BP.

Konvensjonelle og akseleratordateringane frå Liastemmen i Nord-Rogaland tyder på at deglasiasjonen fann stad kring 14.000 år BP (Paus 1989). Ved Yrkje har Braaten & Hermansen (1985) datert minimumsalderen for deglasiasjonen til ca.

12.700 år BP. Store Stokkavatn på Jæren er datert til ca. 15.500 BP (Thomsen 1982). Denne datering er truleg for gammal fordi prøva syner spor etter resedimentasjon, men det er fleire dateringar eldre enn 13.000 år BP frå denne granskinga (Thomsen op cit.)

Kaland (1988) syner ei minimumsdatering for deglasiasjonen på Hjelmeland ca. 12.800 år BP. Det er mykje som tyder på at ytre deler av Boknafjorden, Karmøy og Jæren vart isfritt ca. 14.000 år BP (Paus 1989). Desse dateringane er relativt sikre fordi dei er tekne på makro-planterestar (Paus op. cit.). Anundsen (1989) antyder at ytre grense for isen ved Aamøy i Boknafjorden var 14.000 år BP. Dateringane syner også at indre deler av Boknafjorden vart tidleg isfri. Difor er det rimeleg å tru at store deler av Boknafjorden var isfri så tidleg som 14.000 år BP (fig. 6.1). Mine data stadfester også Anundsen (1985) sine data om at Boknafjorden vart isfri relativt tidleg etter deglasiasjonen.

KAPITTEL 7: DIATOMÉANALYSE (Sjå vedlegg)

7.1 INNLEIING

Det er føreteke diatoméanalyse i Tau-28 og Tau-30 bassenget. Diatoméanalysen er utført av Cato Erichsen (1989). Analysen er nytta for å kartleggja marine, lakustrine og brakke fasar.

7.2 KONKLUSJON

Diatoméanalysen syner at Tau-28 bassenget vart isolert frå havet i overgangen yngre dryas/preboreal. Sjølv om saliniteten varierte noko gjennom den marine fasen har havnivået ikkje vore under terskelnivået til 28 m o.h. før dette, men dei registrerte salinitetsendringane kan avspegla endringar i havnivå.

I Tau-30 bassenget er det registrert 3 marine og 4 lakustrine sonar. Den eldste delen av sedimentsekvensen i kjerna er truleg av yngre dryas alder og er avsett i eit lakustrint miljø. Over dei lakustrine sedimenta fylger marine sediment (fig. 3.21) som syner at bassenget vart transgredert. Ingresjonskontakten (322 cm) er ^{14}C datert til 10.410±140 BP og syner at transgresjonen nådde bassenget midt i yngre dryas.

KAPITTEL 8: STRANDFORSKYVING.

8.1.1 STRANDFORSKYVING PÅ SØR-VESTLANDET

Det føreligg i dag ei rekkje strandforskyvingskurver frå ulike deler av Sør-Vestlandet. Desse vil eg samanlikna og diskutera med kurva frå Tau. Det er føreteke strandforskyvingsundersøkingar på Sotra (Krzywinski & Stabell 1984), Bømlo (Fægri 1944; Kaland 1984), Yrkje (Anundsen 1978, Anundsen & Fjeldskaar 1981, 1983 og Braathen & Hermansen 1985) og Jæren (Fægri 1940; Thomsen 1982).

Strandforskyvinga på Sotra er diskutert og modifisert av Anundsen (1985) Braathen & Hermansen (1985) Svendsen & Mangerud (1988). Likeeins er datane frå Jæren diskutert og modifisert av Chanda (1965) Thomsen (1982) Anundsen (1985). Strandforskyvingsdatane frå Bømlo er diskutert av Kaland (1984) Anundsen (1985). Samanstilling av strandforskyvingsdata (fig. 8.1), syner isobasekart og strandlinegradientar etter Anundsen (1985).

I alle områda er det påvist ein markert seinglasial transgresjon. Alderen på denne transgresjonen har vore omdiskutert, men ut frå samla vurderingar av føreliggjande data starta transgresjonen mest truleg i byrjinga av allerød, og nådde sitt maksimum i midten av yngre dryas (Anundsen 1985).

Stillstand eller truleg isostatisk nedpressing av jordskorpa p.g.a. eit regionalt breframrykk er hovudårsaka til transgresjonen. Men ein god del av transgresjonen skuldast også gravitasjon (geoide- anomali) (Anundsen og Fjeldskaar 1983). Det er ikkje registrert tilsvarande transgresjon på Nord-Vestlandet og Sør-Austlandet (Anundsen op.cit.). Det relativt stabile havnivået på Nord-Vestlandet i same periode skuldast ein låg landhevingsrate og eit mindre breframrykk (Svendsen & Mangerud 1988). Transgresjonen på Sør-Vestlandet kulminerte ca. 10.300 år BP, og vart etterfylgd av ein rask regresjon. Regresjonen er eit resultat av ein rask isavsmelting og landheving.

8.1.2 STRANDFORSKYVING PÅ TAU

Eg har konstruert ei strandforskyvingskurve på grunnlag av tre undersøkte basseng, Tau-28, Tau-30 og Tau-36. Bassenga som er nytta ligg innanfor eit område på 1 km² og det er difor ikkje naudsynt å korrigerera for skjeiv landheving. strandforskyvinga dekker tidsrommet frå bølling til preboreal kronosonar. Strandforskyvingskurva er konstruert ut frå datane som er kome fram ved hjelp av pollenanalyse (kap. 5), litostratigrafi (kap. 3), diatoméanalyse (kap. 7/vedlegg) og ¹⁴C dateringar (kap. 6). Eg vil her kort omtala kurveutviklinga. Kurva byrjar med ein regresjon i fyrste del av bølling kronosone og når eit regresjonsminimum ca. 29 m o.h. ca. 11.500 år BP. Ein transgresjon byrja ca. 11.000 år BP og nådde sitt maksimum på 36 m o.h. ved ca. 10.000 år BP. Transgresjonstoppen har eit kort intervall på ca. 200 år og vert etterfylgd av ein rask regresjonen til ca. 28 m o.h. i overgangen yngre dryas/preboreal (fig.8.2).

Pre bølling/bølling.

Det er rimeleg å tru at ein relativ rask regresjon finn stad i denne perioden. Pollenanalysen (sjå kap. 5) syner høge verdiar av Pediastrum ved nivå 404 cm noko som kan tyda på at havnivået var nær terskelen til Tau-28 kring 13.000 år BP. Tau-36 har lakustrine sediment i botnen av kjerna, med ein alder mellom 12.500 og 13.000 år BP. Dette syner at havnivået var under 36 m o.h., men høgare enn 28 m o.h. ettersom det i dette tidsrommet vart avsett marine sediment i Tau-28.

Diatoméanalysen (Erichsen 1988) syner berre 30% polyhalobe artar i (lag B) i Tau-28. Dette kan tyde på at det også var stor influx av smeltevatn like etter at området vart isfritt. Lorentzen- Styr (1977) hevdar at isfronten låg like ved Tau i fyrste halvdel av bølling kronosone (Tau-trinnet). Mine data syner at Tauområdet vart isfritt før 13.300 år BP (sjå kap.6). Boknafjorden var truleg ei kalvingsbukta i denne perioden (Anundsen 1977) og isavsmeltinga var rask. Dette er ei rimeleg forklaring til det relativt ferske miljøet i denne delen av deglasiasjonen. Konklusjonen vert då at det var eit fall i det relative havnivået like etter isavsmeltinga til ca. 30 m o.h. ikring 12.500 år BP. Deretter fyljer ein langsam regresjon til nærare 29 m o.h. ved ca. 12.000 år BP. Pollenanalysen syner

ein kraftig auke av *Pediastrum* (sjå kap. 5.4.2) i Tau-28 (lag B) som syner av havnivået låg nær terskelen. Diatoméanalysen syner samstundes at dei polyhalobe artane dominerar. Det er difor rimeleg å tru at havnivået var like over 28 m o.h. i siste del av bølling.

Andre strandforskyvingsdata syner omlag samme utvikling i fyrste del av seinglasial tid; Jæren (Thomsen 1982), Bømlo (Kaland 1984) og Sotra (Stabell & Krzywinski 1984). Strandforskyvinga på Yrkje syner ein liten transgresjon i siste del av bølling kronosone (Anundsen & Fjeldskaar 1983; Braaten & Hermansen 1985).

Tau, som ligg søraust for Yrkje syner ingen teikn til transgresjon i denne perioden. Eit problem på Tau er at eg ikkje har basseng som ligg mellom 28 og 36 m o.h. som kan registrera ein transgresjon i dette tidsrommet. Tau-30 bassenget når ikkje så langt attende i tid at det kan registrerast havnivåendringar i dette tidsrommet. Men Tau-28 bassenget indikerar ein strandnær fase over ein lang periode som ikkje kan sameinast med ein transgresjon i denne perioden.

I fylgje Paus (1989) er det ikkje funne spor etter signifikante klimaendringar mellom 13.000 og 12.000 år BP som kan resultera i store brefframrykk i denne perioden, og som resulterer i ein transgresjon.

Allerød

Strandforskyvingkurva på Tau syner eit stabilt relativt havnivå gjennom heile allerød (Fig.8.2). Allerød er ein lang periode, og isfronten har ikkje lagt i ro (Mangerud 1970) Det var i denne perioden ein relativ rask global eustatisk stiging (Fairbanks 1989). Ut frå strandforskyvingskurva kan det sjå ut som om det ved Tau føregjekk ei rask isostatisk heving i allerød.

Yngre dryas

Frå tidsrommet 10.400-10.000 år BP steig det relative havnivået med 7 m, frå ca. 29 til 36 m o.h. Denne transgresjonen er observert i alle bassenga, (AQ-28-2, AQ-30-2, AQ-36-3, sjå kap. 5.5.1, plansje 1,2,3,). Transgresjonen byrja truleg i slutten av allerød, og nådde 30 m o.h. ca. 10.400 år BP, nivået vart nådd 36 m o.h. i tidsrommet 10.300-10.000 år BP. Strandforskyvingskurva frå Jæren syner at transgresjonstoppen i yngre dryas fann stad ved ca. 11.000 år BP (Thomsen 1981). Dette er modifisert av Anundsen (1985) som meiner at transgresjonsmaksimum var noko seinare ca. 10.500 år BP.

Datane frå Tau syner at transgresjonenstoppen finn stad ca. 10.000 år BP, alså noko seinare enn på Jæren. Transgresjonsmaksimum på Tau syner også at transgresjonen fann stad noko seinare enn andre stader på Sørvestlandet der det er konstruert strandforskyvingskurve. Det er lite truleg at dette kan vera ein lokal, tidleg preboreal transgresjon, fordi transgresjonen ikkje er registrert andre stader. Sammenstillinga av strandforskyvingskurvane (fig. 8.3) syner at transgresjonstoppen forskyv seg tidsmessig frå kysten og nordaustover. Sjølv om transgresjonstoppane på dei ulike lokalitetane har dateringsavvik og at dei har ein usikkerheit som kan tolkast på ulike måtar jfr. (Anundsen 1985), er det rimeleg å tru at transgresjonen på Tau er samstundes med yngre dryas transgresjonen (Anundsen 1985) (fig. 8.3).

Preboreal

Det kan sjå ut som om tidsforskjellen mellom isolasjon av Tau-36 og Tau-28 er større enn andre stader på Sørvestlandet, men kurva kan her vera i ferd med å flate ut, d.v.s. nær regersjonsminimum i preboreal. Det kan sjå ut som om kurva på Jæren er i ferd med å flata ut så tidleg som 10.200 år BP, også på Sotra ser det ut som om kurva flatar ut ved overgangen til preboreal (Anundsen 1985) (fig. 8.2).

Tau-30 bassenget vert isolert ca. 8.460 år BP. Denne dateringa er noko usikker fordi det kan sjå ut som om det er ein hiatus i overgangen mellom lag A og B (fordi overgangen mellom laga er skarp). Ein ingresjon finn stad mellom nivå 285-287 og det er berre i Tau-30 denne ingresjonen er påvist. Det er rimeleg

å tru at også ingersjonen kunne påvisast i Tau-28 bassenget, sidan dette ligg 2 m under Tau-30. Årsaka er at kjernen ikkje er analysert lenger fram i tid enn til ca. 9.000 år BP. Kor høgt denne transgresjonen gjekk er uvisst, fordi det ikkje er analyserte basseng mellom 30 og 36 m. Transgresjonen nådde ikkje 36 m o.h. I nivå 279-277 er det på nytt ein isolasjon i Tau-30 bassenget. Denne transgresjonen har vore særskortvarig fordi dateringane for ingresjon og isolasjon syner omlag same alder 8.460 ± 100 og 8.460 ± 60 år BP. Lag D er datert til 8.120 ± 100 år BP. Byrjinga av lag D representerar ein lakustrin fase som går over til ein marin fase mellom nivå 265-267. Bassenget vert endeleg isolert ved nivå 253-251. Overgangen mellom lag E og F er datert til 7.240 ± 90 år BP.

Datane syner at strandforskyvinga på Tau har to transgresjonar etter yngre dryas transgresjonen. Desse marine og lakustrine fasane er berre registeret i Tau-30, dette fordi ein ikkje har informasjon lenger attenede enn ca. 9.000 år BP i Tau-28 og Tau-36. Desse "yngre" transgresjonane må ha nådd ca. 30 m o.h. etter ca. 8.500 år BP (fig. 8.2).

Ras- teorien

Overgangane frå B til E er særskarpe. Pollenanalysen syner at Alnus er sterkt representert i lag B og C, medan Alnus vert borte i lag D. Dette kan tyda på at mellom lag A og B er ein hiatus noko som ^{14}C dateringane også indikerar. I dette tilfelle vil det mangla informasjon på minimum 1000 år. Desse avleiringane kan ha vorte erodert bort under ras eller utgliding. Lag D har ingen innslag av Alnus slik at laget må vera eldre enn lag B og C. Lag E har same alder eller er yngre enn lag D. Det kan sjå ut som om dei "utglidde" laga er repitert i eit eller fleire ras. Lag F er truleg ei igjengroing av bassenget ein stad mellom 8.400 og 5.000 år BP. Sonderingane i Tau-30 syner at bassenget er grunt og inneheld lite minerogene sediment (kap. 3.2.1). Det er difor lite truleg at det er eit internt ras i bassenget, men at utglidingar kan ha kome frå eit høgareliggjande parti kring bassenget. Desse utglidingane er ikkje registrert i Tau-36 bassenget. Årsaka til dette kan vera at toppen av kjerna ikkje er ung nok, eller at det ikkje har gått ras i dette bassenget. Tidspunktet for raset er uvisst, men det er ikkje urimeleg at det kan ha vore mellom 5.000 og 8.000 år BP.

Tau-30 bassenget ligg slik til at det er godt eksponert for bylgjeaktivitet og nordvestlege pålandsvindar. Årsaka til utglidingar kan vera ras utløysat av bylgjer, jordskjelv, flaum etc. eller resultat av ein tsunami (Tinti 1990). I aust-Skottland er det funne eit marint sandlag over marin grense som truleg kan ha kan skuldast ei slik bylgje. Det andre Storegga-raset, ca. 7.000 år BP, kan ha utløyst bylgjer som kan vera årsak til sandlaget i Skottland (Dawson 1988, Long 1988, Smith 1988). Det kan vera mange årsakar til utglidinga i basenget, men ein kan antyda at hendinga fann stad mellom 5.000 og 8.000 år BP. Tidsrommet stemmer bra med dei data som er skildra. Tsunamien kan også vera utløyst av tektonisk aktivitet i Sørvest-Noreg like etter deglasiasjonen, slik som er skildra av Anundsen (1985) (fig. 8.2).

8.1.3 LANDHEVING

Innleiing

Ein isobase er ei tenkt linje gjennom lokalitatar som har hatt same landheving i same tidsrom. (Det er grunnleggjande for isobase-konstruksjon at hendingane/avsetningane er samstundes). Dersom isobaseretninga er kjend, kan strandlinjediagram konstruerast vinkelrett på isobasane.

Forkastingar

Strandforskyvinga i dei ulike deler-av Fennoskandia har tradisjonelt vore oppfatta som ein kombinert effekt av glasi-isostatisk jordskorperørslar og globale endringar i havnivå. (Holmsen 1918; Nansen 1922; Ramsey 1924,). Nyare forskning syner at det er store regionale variasjonar p.g.a samspel mellom glasiations-historie, litosfæren og mantelen. Geoiden er ikkje ein stabil ellipsoide, med er "bulkete", d.v.s at havflata reflekterer geoidforma. Endringar i gravitasjonspotensialet kan gje lokale utslag, geoid-eustasi (Mörner 1976). Nedre område er meir utsette for geoid-eustastiske endringar, p.g.a. den gravimetrisk tiltrekking frå ismassane (Fjeldskaar & Kanestrøm 1980, 1981). Gradienten for yngre dryas-strandlina er ikkje konstant i Vest-Noreg. Strandlinegradienten syner klare teikn til brot. (Fjeldskaar & Kanestrøm 1980; Anundsen 1985). Ei årsak til variasjonar i hevingsgradienten kan skuldast neotektonikk (Anundsen 1985).

Anundsen (1989) har føreteke målingar av dagens horisontale og vertikale jordskorperørsler nord for Tau (1983-1989). Desse målingane syner ei lokal senking av jordskorpa mot aust, og deretter heving (fig. 8.6). Dette tyder på ei lokal senking av jordskorpa, trass i at området er lokalisert innanfor ein region med landheving. I Yrkjeområdet i Rogaland er detaljerte målingar av forkastinga i Yrkjesvågen som syner klare spor etter horisontale forskyvingar (Anundsen op cit.) Desse neotektoniske rørslene vil påverka strandlinegradienten.

Strandlinegradienten

Strandforskyvingsdata frå Jæren syner at transgresjonsmaksimum for yngre dryas er 22 m o.h. og regresjonsminimum før yngre dryas er 12 m o.h. (Chanda 1965, Thomsen 1982, Anundsen 1985). Data frå Tau syner at yngre dryas transgresjonen har sitt maksimum på 36 m o.h. og eit regresjonsminimum før yngre dryas på 29 m o.h. Transgresjonstoppen for yngre dryas på Randøy syner 50 m o.h. og for Hjelmeland 60 m o.h. (Anundsen 1985). På grunnlag av desse datane vil eg her diskutera strandlinegradienten for yngre dryas frå Jæren til Hjelmeland (Fig. 8.4). Som grunnlag for konstruksjon av strandlinediagram har eg også nytta data frå (Anundsen 1985) (fig. 8.1c).

Etter data frå Anundsen (op cit) er strandlinegradienten for 10.400-10.500 år BP 0.92 m/km frå Jæren og aukar i ei kurvlineær form til 1.08 m/km mot Hjelmeland (Fjeldskaar og Kanestrøm 1981). Tau vil i dette tilfellet ligge på 40 m koten, mine data syner at transgresjonstoppen på Tau er 36 m o.h. Gradienten vert då 0.7 m/km frå Jæren til Tau og 1.4 m/km frå Tau til Randøy. Dette syner at gradienten får eit knekkpunkt som kan ha fleire årsaker:

a) Strandlinegradienten kan vera meir konkav enn tidlegare trudd, årsaka er glasiisostasi.

b) Ei anna årsak kan også vera ei aktiv forkasting mellom Jæren og Tau. Reaktivering av gamle forkastingssonar er tenkjeleg like etter deglasiasjonen p.g.a. stor glasiisostatisk heving (Anundsen 1978; Mörner 1980; Svendsen & Mangerud 1987). Anundsen (1989) antyder at nyare rørsler har funne stad i Skjoldafjorden og at denne lina kan finnast att i Gannsfjorden.

Frå dei data som føreligg er det rimeleg å tru at "forkastningssystemet" frå Skjoldafjorden til Gannsfjorden truleg går over Boknafjorden mellom Jæren og Tau (fig. 8.5) (Anundsen 1989). Difor er det mykje som tyder på at ei forkasting her kan vera årsak til knekkpunktet på gradienten. Strandlinegradienten for 12.000 år BP syner ein gradient frå Jæren til Tau på 0.8 m/km (fig. 8.4).

Ein reaktivering av forkastinga må truleg ha funne stad etter 10.400 år BP. Om dette er ei brå rørsle like etter deglasiasjonen eller ei meir langsam rørsle er usikkert, men det er rimeleg å tru at sidan isavlastinga var størst like etter deglasiasjonen, kan dette vera ei viktig årsak til at ei reaktivering har funne stad. Det kan også vera ein kombinasjon av desse to faktorane.

Isobaseretningar

Isostatiske rørsler er hovudsakleg avhengig av glasiasjons-historien og storskala elastiske rørsler (Peltier, 1987). Modellar av det skandinaviske isdekke i sein-weichsel, syner at istjukkelsen og fordelinga av denne varierar mykje, spesielt i Vest-Skandinavia (Anundsen 1990; Nesje og Dahl, i trykk). Det er konstruert ei rekkje isobasekart frå Sørvestlandet, med andre (Lorentzen-Styr 1977; Staveland 1984; Thomsen 1982; Rønnevik 1971). Isobasekart og strandline-gradientar for tidsrommet 12.000 år BP, 11.000 år BP og 10.400 år BP er konstruert for Vest-Noreg (Anundsen 1985). Dei ulike kart er basert på kalkulerte gradientar etter Fjellskaar og Kanestrøm (1981), og data frå strandforskyvingskurvar og strand-indikatorar som terassar etc.

Isobasane for 10.400 år BP er m.a. kalkulerte på grunnlag av transgresjonstoppen i yngre dryas kronosone. Denne er knytt til breframrykket i same tidsperiode (Anundsen og Fjeldskaar 1983) (fig. 8.1). Strandlinegradienten vert kalkulert til 0.92 m/km frå Jæren til Randøy og aukar mot Hjelmeland til 1.06 m/km (Anundsen og Fjeldskaar op cit.). Mine data syner at yngre dryas transgresjonen på Tau nådde 36 m o.h., og kan reknast som marin grense i området. I fylje mine data vil dette medføra at gradienten frå Jæren til Tau vert 0.7 m/km og frå Tau til Randøy/Hjelmeland 1.4 m/km. I dette tilfelle vil isobaseretninga verta dreid mot NA (fig. 8.5). For å kunna kartleggja isobaseretningar meir presis er det naudsynt med fleire datapunkt. Det er også eit problem at det sør for Gannsfjorden er særst dårlege data i høve til nord. Då datene sør for Gannsfjorden hovudsakeleg byggjer på morfologiske undersøkingar. Bassenganalyse er det som gjev best data om havnivåendringar. Difor er det vanskeleg å trekkja eintydige konklusjonar om isobaseretningar før ein har eit nettverk av strandforskyvingsdata som byggjer på bassenganalyse.

SAMANDRAG

Hovudfagsoppgåva byggjer på litho- og biostratigrafiske granskingar av fem myrbasseng på Tau i Rogaland.

Tre av desse bassenga er nytta for konstruksjon av ei strandforskyvingskurve (Tau-28, Tau-30 og Tau-36). Føremålet er m.a. å kartleggja seinglasiale havnivåendringar i området. Det er nytta pollenanalyse, diatoméanalyse og ¹⁴C dateringar til analysane.

Ein regresjon startar før 13.000 år BP og når regresjons-minimum ca. 29 m o.h. ca. 11.500 år BP. Ein transgresjon byrjar ca. 11.000 år BP og nådde sitt maksimum på 36 m o.h. ved ca. 10.000 år BP. Transgresjonen på Tau er registrert noko seinare enn andre stader på Sørvestlandet der det er konstruert strandforskyvingskurvar.

Det er konstruert eit strandlinediagram frå Jæren til Hjelmeland basert på grunnlag av datane til Anundsen (1985) og mine eigne data frå Tau. Strandlinegradienten syner eit knekkpunkt. Årsaka til knekkpunktet kan vera ei aktiv forkasting i Boknafjorden, eller at gradienten er meir konkav enn tidlegare trudd og at dette skuldast glasiisostasi og ikkje neotektonikk.

Minimumsdateringar for deglasiasjonen syner at Tauområdet vart isfritt før 13.500 år BP.

REFERANSELISTE

- ANDERSEN, B. G. 1954: Randmorener i Sørvest-Norge. Norsk Geografisk Tidsskrift 14, 273-342.
- ANUNDSSEN, K. 1972: Glacial chronology in parts of Southwestern Norway. Norges Geologiske undersøkelse 280, 1-24.
- ANUNDSSEN, K. 1977 a: Radiocarbon datings and glacial striae from the inner parts of the Boknfjord area, South Norway. Norsk geografisk Tidsskrift 31, 41-54.
- ANUNDSSEN, K. 1977 b: Sediments, pollen and diatoms from two basins in South-Western Norway. Reports from The Department of Geology, The University of Trondheim, The Norwegian Institute of Technology 1, 43 pp.
- ANUNDSSEN, K. 1985: Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway. Norsk Geografisk Tidsskrift 39, 205-255.
- ANUNDSSEN, K., HERMANSEN, D. 1986: Strandforskyvning på Sørvestlandet. Rapport. Geol. Inst. avd b, Univ. i Bergen. (Upublisert).
- ANUNDSSEN, K. 1989: Late Weichselian relative sea levels in southwest Norway: observed strandline tilts and neotectonic activity. Geologiska Föreningen i Stockholms Förhandlingar, 111, 288-298.
- ANUNDSSEN, K. 1990: Evidence of movement over Southwest Norway indicating an ice dome over the coastal district of west Norway. Quaternary Science Reviews, Vol. 9. 99-116.
- ANUNDSSEN, K. & FJELDSKAAR, W. 1981: Observed and theoretical late Weichselian shore-level changes related to glacier oscillations at Yrkje, Southwest Norway. I: Anundsen, K. 1980: Quaternary geological studies in Sunnhordland and Nord-Rogaland, Southwest Norway. Dr. philos. avhandlingen ved Univ. i Bergen.
- AUSTAD, R. 1986: Utarbeiding av pollendiagram for Tau-36. (Rapport) Geol. inst. avd B, Univ. i Bergen (Upublisert).
- AUSTAD, R. og ERICHSEN, C. 1987: Strandforskyvning på Nord-Karmøy basert på pollen og diatoméanalyse. Hovudfagsoppgave ved Univ. i Bergen (Upublisert).
- AUSTBØ, P. K. 1988: Seismostratigrafi av israndavsetninger i Jøsenfjorden, Erfjorden, ytre Sandsfjord og ytre Vindafjord, Ryfylke i Rogaland. Hovudfagsoppgave ved Univ. i Bergen.
- BARNES, P. W. 1982: Marine Ice-Pushed Boulder Ridge, Beaufort Sea, Alaska. United States Geological Survey, Marine Geology MS-99. 343.

- BERGSTRØM, B. 1975: Deglasiasjonsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest-Norge. Norges Geologiske Undersøkelse 317, 33-69.
- BLYSTAD, P. og ANUNDSSEN, K. 1983: Late Weichselian Stratigraphy at Hjelmeland, Southwest-Norway. Norsk geografisk Tidsskrift, 63, 277-287.
- BRAATEN, A. M. og HERMANSEN, D. 1985: En litho-og biostratigrafisk undersøkelse av marine og limniske sedimenter i Yrkje, Nord-Rogaland. Hovudfagsoppgave ved Univ. i Bergen (Upublisert).
- BRADLEY, R. S. 1985: Quaternary Paleoclimatology. Allen & Unwin. 472 pp.
- CHANDA, S. 1965: The History of Vegetation of Brøndmyra. A Late-Glacial and early Post-Glacial Deposit in Jæren, South Norway. Årb. for Univ. i Bergen 1965, Mat. Nat. S. No.1.17 pp.
- ERICHSEN, C. 1989: Diatomeanalyse i to myrbasseng på Tau, i Sørvest-Noreg. Rapport Geol. inst. avd B, Univ. i Bergen (Upublisert).
- FAIRBANKS, R.G. 1989: A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342, 637-642.
- FJELDSKAAR, W. og KANESTRØM, R. 1981: The isostatic process in Fennoscandia and inferred lithosphere and mantle rheology. I: Fjeldskaar, W: Late-glacial movements of sea level and crust in Fennoscandia. Dr. Scient. oppgave ved Univ. i Bergen: 93-150.
- FJELDSKAAR, W. og KANESTRØM, R. 1980: Younger Dryas Geoid-deformation caused by deglaciation in Fennoscandia. I: Mörner, N.A. (red.): Earth rheology, isostasy and eustasy. John Wiley & Sons, 569-574.
- FÆGRI, K. and IVERSEN, J. 1989: Textbook of pollen Analysis. Munksgaard, Copenhagen, 295 pp.
- FÆGRI, K. 1944: Studies on the Pleistocene of western Norway. III. Bømlo. Bergen Mus. Årb. 1943, Naturv. R. 8, 1-100.
- FÆGRI, K. 1940: Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. II. Zur spätquartären Gescichte Jærens. Bergen Mus. Årb. 1939-40. Nat. R.7. 202 pp.
- GABRIELSEN, R.H. 1979: Fracture patterns in Norway from landsat imagery: Results and potential use. Norwegian Sea Symp., Tromsø Aug. 1979, Proceedings.
- GULLIKSEN, S. 1974: En orientering om ^{14}C -datering og feilkilder forbundet med metoden. Laboratoriet for Radiologisk datering NTH, Trondheim. 27 pp.

- HANSOM J,D, 1983: Ice-formed intertidal boulder pavements in the sub-antarctic. Journal of sedimentary petrology, vol. 53, nr.1. 135-145.
- HOLTEDAL, H. 1967: The formation of Fjords and Fjordvalleys. Geografiska Annaler, Serie A 2-4. Band 49. 188-203.
- HOLTEDAL, H. 1975: The Geology of the Hardangerfjord, West Norway. Norges Geologiske Undersøkelse 323, 1-87.
- HOLMSEN, G. 1918: Strandlinjens vidnesbyrd om landets isostasibevegelse. Geol. För. Stockh. Förh. 40, 521-528.
- IVERSEN, J. 1954: The late-Glacial flora of Denmark and its Relation to Climate and Soil. Danm. Geol. Unders. II.R. 80. 87-119.
- KALAND, T. 1988: Strandforskyvning i Hjelmeland, Ryfylke. Hovudfagsoppgave ved Univ. i Bergen (upublisert).
- KALAND, P. E. 1984: Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. Boreas 13, 203-242.
- KALAND, P. E., KRZYWINSKI, K. & STABELL, B. 1984: Radiocarbon-dating of transitions between marine and lacustrine sediments and their relation to the development of lakes. Boreas 13: 243-258.
- KJENNSTAD, K., SOLLID, J. L. 1982: Isavsmeltningskronologi i Trondheimsområdet. Glasialdynamiske prinsipper. Norsk Geografisk tidsskrift 36, 153-162.
- KLEMSDAL, T. 1969: A Lista- Stage Moraine on Jæren. Norsk Geografisk Tidsskrift. 8. 23, 193-199.
- KOVACS, A. and SODHI, D. S. 1980: Shore ice pile-up and ride-up; field observations, models, theoretical analysis. Cold Regions Science and Technology 2. 209-288.
- KRZYWINSKI, K. & STABELL, B. 1984: Late weichselian sea level changes at Sotra, Hordaland, western Norway. Boreas 13. 159-202.
- LAGERBÄCK, R. 1979: Neotectonic structures in northern Sweden. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 100. 263-269.
- LID, J. 1979: Norsk og Svensk Flora, Det Norske Samlaget, 808 pp.
- LONG, D., SMITH, D.E. and DAWSON, A.G. 1988: A Holocene tsunami deposit in eastern Scotland, Journal of Quat. Sci. 4 61-66.
- LORENTZEN-STYR, T. J. 1977: Kvartærgeologi i Strand kommune, Ryfylke. - Hovudfagsoppgave ved Univ. i Bergen (Upublisert).

MANGERUD, J. 1980: Ice-front variation of different part of the Scandinavian Ice Sheet, 13.000-10.000 BP: 23-30. I: Lowe, Gray & Robinson (red.): Studies in the Late Glacial of North-West Europe. Pergamon Press.

MANGERUD, J., & GULLIKSEN, S. 1975: Apperent Radiocarbon Ages of Recent Marine Shells from Norway. Spitsbergen and Arctic Canada. Quaternary Research 5. 263-273.

MANGERUD, J. 1977: Late Weichselian sediments containing shells, foraminifera and pollen, at Ågotnes, Western Norway. Norsk geografisk Tidsskrift 57, 23-54.

MANGERUD, J. 1970: Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. Norsk Geografisk tidsskrift. 24, 121-148.

MANGERUD, J. & SKREDEN, A. 1972: Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below till at Voss, Western Norway. Norsk Geologisk Tidsskrift 52, 73-96.

MANGERUD, J. LIE, S. E., FURNES, H., KRISTIANSEN, I. L. & LØMO, L. 1984: A Younger Dryas ash bed in Western Norway, and its possible correlation with tephra in cores from the Norwegian sea and the North Atlantic. Quaternary Research 21. 85-104.

MANSIKKANIEMI, H. 1970: Ice-push action on sea shores, southeastern Finland. Publicationes Instituti geographici Universitatis Turkuensis 50. 30 pp.

MÖRNER, N.-A. 1980: The Fennoscandian uplift: Geological data and their geodynamical implications. I: ed. N.A. Mörner. Earth Rheology, isostasy and Eustasy. John Wiley & Sons, New York, 251-285.

NANSEN, F. 1922: The Strandflat and isostasy. Videnskapselskapet i Kristiania. Skrifter I. Mat.-Naturv. kl. 1921: 2

NESJE, A., DAHL, S.O. 1991: Autochthonous block fields in southern Norway; Implications for the thickness, geometry, and isostatic loading of the Late Weichselian Scandinavian ice sheet. Journal of Quaternary Science, 33 (i trykk).

NYSTUEN, J.P. 1986: Regler og råd for navnsetting av geologiske enheter i Norge. Norsk Geologisk Tidsskrift 66, 96 pp.

OFTEDAHL, C. 1981: Norges Geologi. Tapir, 207 sider.

OLESEN, O., RØNNING, J. S., DALSEGG, E. and LILE, O. B. 1989: Geofysiske undersøkelser av Stuoragurra postglasial forkastning, Finnmark Geonytt, 22. p. 48.

PAUS, Aa. 1982: Vegetasjonshistoriske undersøkelser i Sandvikvatn, Kårstø, Rogaland. Botanisk institutt. Univ. i Bergen. rapport 23, del II.

PAUS, Aa. 1988: Late Weichselian vegetation, climate, and floral migration at Sandvikvatn, North-Rogaland, southwestern Norway. Boreas, 17, 113-139.

PAUS, Aa. 1989: Late Weichselian vegetation, climate, and flora migration at Liastemmen, North Rogaland, south-western Norway. Journal of Quaternary Science 4, sider 23-242.

PEGRUM, H.N.A. & MOUNTTENEY, N., 1978: Rift basins flanking North Atlantic Ocean and their relation to North Sea area. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 62, 419-441.

PELTIER, W. R. 1987: Glacial isostasy, mantle viscosity, and Pleistocene climatic change. I: North America and adjacent oceans during the last deglaciation (eds W. F. Ruddiman and H. E. Wright, Jr.), Boulder, Colorado, Geological Society of America, 155-182.

RAMSEY, W. 1924: On relations between crustal movements and variations of sea-level during the Late Quaternary time, especially in Fennoscandia. Fennia 44, 1-39.

REID, P. C. 1972: Dinoflagellate Cyst Distribution Around The British Isles. Journal of mar. biol. Ass. U.K. 52, 939-944.

RØNNEVIK, H. C. 1971: Kvartærgeologi på ytre del av Haugesundshalvøya.- Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi, Univ. i Bergen. (Upublisert).

RØNNING, O. I. 1972: Vegetasjonslære. Universitetsforlaget (Oslo- Bergen- Trondheim).

SIGMOND, E. M. O., GUSTAVSSON, M., ROBERTS, D. 1984: Berggrunnskart over Norge, (målestokk 1:1 mill). Norges Geologiske Undersøkelse. Trondheim.

SINDRE, E. 1980: Late Weichselian ice-front oscillations in the Hardanger-Sunnhordaland District, West Norway. Continental Shelf Institute 102. 16 pp. Trondheim.

STABELL, B. & KRZYWINSKI, K. 1981: Sea level changes in west Norway.-I: Stabell. B.: The respons of diatome florae during the late Quaternary shore level displacement in Southern and Western Norway. Dr. scient. oppgave ved Univ. i Oslo: 193-323.

SVENDSEN, J. I. 1985: Bio- og litostratigrafiske bassengundersøkelser på Gurskøy, Leinøy og Bergsøy. Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen (Upublisert).

SVENDSEN, J.I., MANGERUD, J. 1987: Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. Journal of Quat. Sci., 2: 113-132.

THOMSEN, H. 1982: Late Weichselian shore-level displacement on Nord- Jæren, South-West Norway. Geol. Fø. i Stockholm Førh. 103: (4) 447-468.

TINTI, S. 1990: Tsunami research in Europe. Terra Review, 2. 19-22.

UNDÅS, I. 1963: Ra- morenen i Vest- Norge. 78 sider J. W. Eide, Bergen.

ØKLAND, JAN 1976: Ferskvannøkologi. 2 oppl. 288s.ill.

AARSETH, I., MANGERUD, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. Boreas 3, 3-22.

AARSETH, I., BJERKLI, K., BJØRKLUND, K. R., BØE, D., HOLM, J.P., LORENTZEN-STYR, T.J., MYHRE, L.A., UGLAND, E.S., THIEDE, J. 1975: Late Quarternary sediments from Korsfjord, Western Norway. Sarsia 58, 43-66.