

Glacial kronologi for Tveitedalen og Handlandsdalen, sørvestre Folgefonnhalvøya, i overgangen mellom sen-Weichsel og tidlig-Holocene

En kvartærgeologisk studie med vektlegging på rekonstruksjon av glisiale forhold, deglasiasjon og havnivåhistorie



Solveig Johanne Skjoldal
Hovedfagsoppgave i naturgeografi
Institutt for geografi
Universitetet i Bergen
Mars 2006

Forord

Arbeidet med hovedfagsoppaven har vært en lang, interessant o lærerik prosess. Det er en rekke personer som på ulike måter har vært til god hjelp og bidratt underveis med arbeidet, o som i den forbindelse fortjener en takk fra min side.

Først vil jeg få takke mine veiledere; førsteamanuensis Svein Olaf Dahl og førstelektor Jostein Bakke, for forslag til et interessant tema for oppgaven og valg av et passende studieområde samt oppfølging og innspill underveis i studiet.

Jannicke Johannessen og Bjørn Kvisvik fortjener en takk for gjennomlesning av deler av oppgaven samt for faglige innspill. Jostein Bakke, Jarle T. Anfinsen og Lars Ivar Folgerø stod for opptaket av en borekjerne (lakustrine sedimenter) fra innsjøen Erslandsvatnet i studieområdet samt hjelp til med gjennomføringen av lab-arbeidet (glødetapsanalyse og magnetisk susceptibilitet). Lars Ivar Folgerø var til stor hjelp ved rekonstruksjonen av ELA.

Takk til de ansatte ved Institutt for geografi. Kjell Totland har gjort en betydelig innsats for å hjelpe meg med små og store problemer knyttet til datamaskiner, den gang instituttet lå i Breiviken. Kjell Helge Sjøstrøm har hjulpet til med utskrifter av kart. Tone Marie Ektvedt skal ha en stor takk for at hun gjennom hele min tid på hovedfaget har vært så positiv og oppmuntrende samt at hun har gitt mange gode råd på veien. Siren Sælemyr og Sissel Marit Jensen skal ha en takk for hyggelige samtaler, gode råd og praktisk informasjon. Takk til Anders Lundberg og Arnfinn Seim for at jeg fikk muligheten til å være med på en spennende og lærerik studietur til Ungarn høsten 2002.

En takk til medstudentene på hovedfag og mastergrad for pauser, gåturer, faglige diskusjoner og oppmuntring. Jeg vil særlig få nevne Charlotte, Adriana, Inger Johanne, Claudia, Marianna, Unni, Astrid, Jannicke J., Sigrid, Anette, Mai Cecilie, Hildebrando, Stig, Anders og Rune. Takk også til mine ikke-geografiske venner.

Innbyggerne i Utåker og på Sandvoll, hvor jeg oppholdt meg under feltarbeidet, fortjener en stor takk. Herunder vil jeg i hovedsak få trekke fram Utåker Eldresenter, som bidro til innlosjering under den første delen av oppholdet i studieområdet. Ingrid og Gunvald Bauge skal ha en stor takk for at jeg fikk bo på gården deres, Seldal, i Utåker under de øvrige oppholdene mine i studieområdet. Ingrid, Gunvald, Lindy Marie og Channe utgjorde et hyggelig selskap, med en betydelig lokalkunnskap samt utrolig gode kompekaker. Trygve Tveit har vært en betydelig kilde til lokalkunnskap; historie og geologi. Anna ”på moen” fortalte meg historier om hvordan det var i studieområdet mitt i ”gamle dager”, da jeg møtte henne i felt og tok en liten pause. De ansatte på nærbutikken i Utåker, Eikemo Fr Eftf, fortjener en takk for stor vennlighet og hyggelig samtaler. Takk for posen med pærer fra gården! Alf Tony Eikemo har stått for transport mellom Tveitedalen og kaien. Alf Helge Hermansen har kommet med nyttig informasjon om studieområdet samt at han har bidratt med enkelte av bildene som er benyttet i oppgaven.

Musikkselskapet Larmonien (40 år!) skal ha en stor takk for en ukentlig atspredelse fra studiene, med masse gøy spilling og fest.

Takk til mine foreldre; Anita Elin og Harald Skjoldal, for transport til og fra studieområdet og korrekturlesning.

Bergen 2006
Solveig Johanne Skjoldal

Innholdsfortegnelse

Forord	I
Innholdsfortegnelse	III
Liste over figurer	VII
Liste over tabeller	IX
Sammendrag	XI
Kapittel 1 Introduksjon	- 1 -
1.1 Innledning	- 1 -
1.2 Beskrivelse av studieområdet	- 3 -
1.3 Berggrunnsgeologi	- 5 -
1.4 Klimaforhold	- 7 -
1.4.1 Nedbør	- 9 -
1.4.2 Temperatur	- 10 -
1.5 Tidligere arbeid i regionen	- 10 -
1.6 Valg av tema	- 13 -
1.7 Problemstillinger	- 15 -
Kapittel 2 Kvartærgeologisk kartlegging	- 17 -
2.1 Metodisk tilnærming	- 17 -
2.1.1 Flyfototolkning	- 17 -
2.1.2 Feltteknikker	- 17 -
2.1.3 Kartgrunnlag	- 17 -
2.1.4 Symbolbruk i kvartærgeologisk kartlegging	- 18 -
2.2 Kartlegging av terrasser og havnivå	- 20 -
2.3 Kvartærgeologien i Tveitedalen	- 22 -
2.3.1 Lokalitet 1: Utåker (0-460 moh.)	- 24 -
2.3.2 Tolkning	- 25 -
2.3.3 Lokalitet 2: Tveit, Holmedalsvika, Holmedal (0-460 moh.)	- 25 -
2.3.4 Tolkning	- 27 -
2.3.5 Lokalitet 3: Tveitedalen (0-615 moh.)	- 28 -
2.3.6 Tolkning	- 29 -
2.3.7 Lokalitet 4: Området rundt Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) (195-600 moh.)	- 30 -
2.3.8 Tolkning	- 32 -
2.3.9 Lokalitet 5: Sørligste del av Børgsdalen (190-620 moh.)	- 33 -
2.3.10 Tolkning	- 33 -
2.3.11 Oppsummering	- 34 -
2.4 Kvartærgeologien i Handelandsdalen	- 35 -
2.4.1 Lokalitet 6: Handelandsdalen (90-600 moh.)	- 36 -
2.4.2 Tolkning	- 36 -
2.4.3 Lokalitet 7: Handelnd (0-240 moh.)	- 37 -
2.4.4 Tolkning	- 39 -
2.4.5 Lokalitet 8: Sandvoll (0-90 moh.)	- 39 -
2.4.6 Tolkning	- 40 -
2.4.7 Lokalitet 9: Skarveland og Ersland (0-350 moh.)	- 41 -
2.4.8 Tolkning	- 42 -
2.4.9 Oppsummering	- 42 -
Kapittel 3 Lakustrine sedimentstudier	- 43 -
3.1 Sedimentasjon i innsjøer	- 43 -
3.2 Opptak av kjerner	- 45 -
3.2.1 Lokalitet for kjernetaking: Erslandsvatnet (UTM 224 332)	- 45 -
3.2.2 Kjernetaking med piston corer	- 47 -
3.3 Laboratoriarbeid	- 47 -

3.3.1 Glødetapsanalyse	- 48 -
3.3.2 Feilkilder	- 49 -
3.3.3 Prosedyre	- 49 -
3.3.4 Magnetisk susceptibilitet	- 49 -
3.3.5 Feilkilder	- 50 -
3.3.6 Prosedyre	- 51 -
3.3.7 Resultater	- 51 -
3.4 Radiokarbondatering	- 53 -
3.4.1 AMS- og konvensjonell datering	- 53 -
3.4.2 Feilkilder	- 54 -
3.4.3 Resultater	- 54 -
3.5 Beskrivelse av kjernen	- 54 -
3.5.1 Beskrivelse av kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332)	- 54 -
3.5.2 Sedimentasjonsindeks	- 57 -
3.5.3 Dateringer	- 60 -
3.5.4 Tolkning	- 60 -
3.6 Oppsummering	- 67 -
Kapittel 4 Terrestriske snitt	- 71 -
4.1 Metodisk tilnærming	- 71 -
4.1.1 Nomenklatur	- 71 -
4.1.2 Kartlegging av terrestriske snitt	- 72 -
4.2 Beskrivelse av snittene	- 73 -
4.2.1 Beskrivelse av lokalitet for Snitt I (UTM 272 353)-"Maurtua" (UTM 272 354)	- 73 -
4.2.2 Beskrivelse av snitt I (UTM 272 353)-"Maurtua" (UTM 272 354)	- 74 -
4.2.3 Tolkning	- 78 -
4.2.4 Beskrivelse av lokalitet for snitt II (UTM 218 347) og III (UTM 218 349)-Sandvoll	- 80 -
4.2.5 Beskrivelse av snitt II (UTM 218 347) Sandvoll (1)	- 81 -
4.2.6 Tolkning	- 84 -
4.2.7 Beskrivelse av snitt III (UTM 218 349)-Sandvoll (2)	- 86 -
4.2.8 Tolkning	- 88 -
4.3 Oppsummering	- 89 -
Kapittel 5 Rekonstruksjon av likevektslinjer	- 93 -
5.1 Metodisk tilnærming	- 94 -
5.1.1 Accumulation Area Ratio	- 94 -
5.1.2 Randmorenerygger som indikator for ELA (MELM)	- 94 -
5.1.3 Bruk av likevektslinjer	- 95 -
5.2 Rekonstruksjon av ELA i den nordlige Børgsdalen	- 95 -
5.2.1 Rekonstruksjon av breen i den nordlige Børgsdalen	- 96 -
5.2.2 Tolkning	- 98 -
5.3 Rekonstruksjon av ELA i den sørlige Børgsdalen	- 99 -
5.3.1 Rekonstruksjon av breen i den sørlige Børgsdalen	- 100 -
5.3.2 Tolkning	- 102 -
5.4 Oppsummering	- 103 -
Kapittel 6 Oppsummering av data	- 105 -
6.1 Kvartærgeologisk kartlegging	- 105 -
6.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging i Tveitedalen	- 105 -
6.1.2 Kvartærgeologisk kartlegging i Handalandsdalen	- 108 -
6.2 Lakustrine sedimentstudier	- 110 -
6.3 Terrestriske snitt	- 111 -
6.4 Rekonstruksjon av likevektslinjer	- 114 -

Kapittel 7 Deglasiasjonsforløpet og havnivåendringene i Tveitedalen og Handeldalsdalen	- 115 -
7.1 Isutbredelsen i Tveitedalen og Handeldalsdalen	- 115 -
7.1.1 Drøfting av skillet mellom lokale breer og innlandsis	- 115 -
7.2 Glasial kronologi for Tveitedalen og Handeldalsdalen	- 120 -
7.2.1 Drøfting av utviklingsforløpet	- 120 -
7.2.2 Forslag til utviklingsforløp	- 130 -
7.2.3 Oppsummering	- 140 -
7.3 Klimautviklingen videre i Holocene	- 144 -
Kapittel 8 Konklusjon	- 147 -
8.1 Deglasiasjonsforløpet og havnivåhistorien	- 147 -
8.2 Videre arbeid	- 150 -
Referanser	- 151 -
Vedlegg 1 Kartgrunnlag	- i -
Vedlegg 2 Glødetapsrådata fra Erslandsvatnet	- iii -
Vedlegg 3 Rådata-magnetisk susceptibilitet fra Erslandsvatnet	- xix -
Vedlegg 4 Utregning av sedimentasjonsindeksen	- xxvii -
Vedlegg 5 Rekonstruksjon av ELA i den nordlige Børgsdalen	- xxxv -
Vedlegg 6 Rekonstruksjon av ELA i den sørlige Børgsdalen	- xxxvii -
Vedlegg 7 Utregning av vinternedbøren	- xxxix -
Kart 1 Kvantærgeologisk kart over Tveitedalen og Handeldalsdalen	
Kart 2 Kopi av M711 kart over studieområdet	
Kart 3 Lokalitetskart	

Liste over figurer

Kapittel 1 Introduksjon

Figur 1.1 Tradisjonell framstilling av ismarginen på den sørvestlige Folgefonnhalvøya i Yngre Dryas	- 2 -
Figur 1.2 Lokalisering av studieområdet.....	- 4 -
Figur 1.3 Berggrunnsgeologisk kart over studieområdet.....	- 6 -
Figur 1.4 Blokker av Ulvanåso-granitt med rødlig ortoklas.....	- 7 -
Figur 1.5 Tidligere kartlagte morenerygger, terrasser og øvrige avsetninger i studieområdet	- 12 -
Figur 1.6 Tidligere rekonstruert breareal.....	- 13 -

Kapittel 2 Kvartærgeologisk kartlegging

Figur 2.1 Utsikt nordover Tveitedalen, med fjellterskelen i forgrunnen.....	- 23 -
Figur 2.2 Toppen av Dyrrinda (UTM 277 387) sør for Ulvanåso (UTM 284 415).....	- 24 -
Figur 2.3 Terrassene på Tveit og Holmedal	- 26 -
Figur 2.4 Flyttblokker i Tveitedalen.....	- 28 -
Figur 2.5 Tverrprofil fra den midtre delen av Tveitedalen.....	- 29 -
Figur 2.6 Sørlike ende av randmoreneryggen (UTM 267 352) sørvest for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354).....	- 30 -
Figur 2.7 Proksimalsiden av endemoreneryggen (UTM 269 351) sør for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354)	- 31 -
Figur 2.8 Tverrprofil fra den midtre delen av Handelandsdalen.....	- 37 -
Figur 2.9 Midtre del randmoreneryggen (UTM 215 349) bak Handeland gård.....	- 38 -
Figur 2.10 Flybilde med markering av terrassene på Handeland og Sandvoll.....	- 38 -
Figur 2.11 Randmoreneryggen (UTM 217 336) på Skarveland.....	- 41 -

Kapittel 3 Lakustrine sedimentstudier

Figur 3.1 Lokalitet for kjernetaking; Erslandsvatnet (UTM 224 332).....	- 46 -
Figur 3.2 Bulk density i kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332)	- 52 -
Figur 3.3 Logg av kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332)	- 56 -
Figur 3.4 Sedimentasjonsindeks for fra Erslandsvatnet (UTM 224 332)	- 58 -
Figur 3.5 Aldersmodell for Erslandsvatnet (UTM 224 332) basert på radiokarbondatering av kjernen.....	- 60 -
Figur 3.6 Mulig bevegelsesretning for drenering av smeltevann til Erslandsvatnet (UTM 224 332)	- 61 -
Figur 3.7 Temperaturkurve (°C, juli) basert på chironomider fra Øykjamyra.....	- 64 -

Kapittel 4 Terrestriske snitt

Figur 4.1 "Maurtua" (UTM 272 354).....	- 73 -
Figur 4.2 Lokalisering av snitt I (UTM 272 353)-"Maurtua" (UTM 272 354).....	- 74 -
Figur 4.3 Utsnitt av enhet II (391-430 cm); bøyd kryssjiktning og laminasjon.....	- 75 -
Figur 4.4 Utsnitt av enhet III (431-540 cm); rett kryssjiktning.....	- 75 -
Figur 4.5 Tegnforklaring Logg I, II og III. "Maurtua" (UTM 272 354) og Sandvoll	- 76 -
Figur 4.6 Logg av snitt I (UTM 272 353)-"Maurtua" (UTM 272 354).....	- 77 -
Figur 4.7 Skjematisk framstilling av utsnitt fra snitt I (UTM 272 353).....	- 81 -
Figur 4.8 Lokalisering av snitt II (UTM 218 347) og snitt III (UTM 218 349)-Sandvoll	- 81 -
Figur 4.9 Logg av snitt II (UTM 218 347)-Sandvoll (1).....	- 82 -
Figur 4.10 Utsnitt av stratigrafien i snitt II (UTM 218 347); øvre del.....	- 83 -
Figur 4.11 Utsnitt av stratigrafien i snitt III (UTM 218 349); midtre del.....	- 88 -

Kapittel 5 Rekonstruksjon av likevektslinjer

Figur 5.1 Skjematisk framstilling av forskjellen mellom TP-ELA og TPW-ELA.....	- 93 -
Figur 5.2 Lokalisering av randavsetninger benyttet ved rekonstruksjon av breen og ELA i den nordlige Børgsdalen	- 96 -
Figur 5.3 Rekonstruert breareal i Børgsdalen under slutten av forrige istid	- 97 -
Figur 5.4 Masseutbredelsen på ulike nivåer av den rekonstruerte breen nord i Børgsdalen.....	- 97 -
Figur 5.5 Kumulativt breareal for den rekonstruerte breen nord i Børgsdalen.....	- 98 -
Figur 5.6 Lokalisering av randavsetninger benyttet ved rekonstruksjon av breen og ELA sør i Børgsdalen	- 99 -

Figur 5.7 Massefordelingen på ulike nivåer av den rekonstruerte breen i den sørlige Børgsdalen. - 101 -
 Figur 5.8 Kumulativt breareal for den rekonstruerte breen i den sørlige Børgsdalen. - 101 -

Kapittel 7 Deglasiasjonsforløpet og havnivåendringene i Tveitedalen og Handelandsdalen

Figur 7.1 Fordelingen av løsmasser og utvalgte landformer fra sør til nord i Tveitedalen-sørlige Børgsdalen. ... - 116 -
 Figur 7.2 Fordelingen av løsmasser fra vest mot øst i Handelandsdalen. - 117 -
 Figur 7.3 Tidligere rekonstruert breareal i Tveitedalen-Børgsdalen, Skånevikfjorden-Matersfjorden, Handelandsdalen og Høylandssundet under Yngre Dryas. - 118 -
 Figur 7.4 Lokalisering av terrassene i Tveitedalen. - 122 -
 Figur 7.5 Lengdeprofil av Tveitedalen med markering av terrassene i forhold til dagens havnivå. - 123 -
 Figur 7.6 Lokalisering av terrassene i Handelandsdalen. - 123 -
 Figur 7.7 Lengdeprofil av Handelandsdalen med markering av terrassene i forhold til dagens havnivå. - 124 -
 Figur 7.8 Tredimensjonal presentasjon av havnivåhistorien for Tveitedalen og Handelandsdalen. - 128 -
 Figur 7.9 Lokal strandforskyvningskurve for Tveitedalen og Handelandsdalen. - 128 -
 Figur 7.10 Variasjoner i vinternebbør i Holocene på Nordre Folgefonna, basert på variasjoner av ELA. - 132 -
 Figur 7.11 A. Rekonstruert vinternebbør fra Nordre Folgefonna B. Rekonstruert julitemperatur fra Vestre Øykjamyrtejørn. - 133 -
 Figur 7.12 Rekonstruksjon av deglasiasjonen etter forrige istid i Tveitedalen og Handelandsdalen. - 138 -
 Figur 7.13 Strandlinjediagram for den sørvestligste delen av Folgefonnahalvøya. - 139 -
 Figur 7.14 Tid-distansediagram fra kysten av Vest-Norge til Halsnøy. - 142 -

Liste over tabeller

Kapittel 1 Introduksjon

Tabell 1.1 Prosentvis fordeling av bergartene i Kvinnherad	- 5 -
Tabell 1.2 Sirkeldiagram over vindretninger på Vestlandet (januar og juli).....	- 8 -
Tabell 1.3 Oversikt over nedbøren (mm) i perioden 1899-1971 fra værstasjonen i Indre Matre.....	- 9 -
Tabell 1.4 Oversikt over snødybde (cm) i perioden 1926-1971 fra værstasjonen i Indre Matre.....	- 10 -
Tabell 1.5 Oversikt over lufttemperaturen (°C) i perioden 1899-1971 fra værstasjonen i Indre Matre	- 10 -
Tabell 1.6 Adiabatisk lapserate (°C) i perioden 1899-1971 fra værstasjonen i Indre Matre.	- 10 -

Kapittel 2 Kvartærgeologisk kartlegging

Tabell 2.1 Terrassene på Tveit og Holmedal.	- 27 -
Tabell 2.2 Terrassene i Tveitedalen.	- 28 -
Tabell 2.3 Terrassene ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354).	- 28 -
Tabell 2.4 Terrassene på Handeland.	- 39 -
Tabell 2.5 Terrassen på Sandvoll.	- 40 -

Kapittel 3 Lakustrine sedimentstudier

Tabell 3.1 Faktorer som kan påvirke sedimentasjonen i Erslandsvatnet (UTM 224 332).	- 44 -
Tabell 3.2 Data for Erslandsvatnet (UTM 224 332)	- 45 -
Tabell 3.3 Sammenstilling av glødetap og magnetisk susceptibilitet.....	- 57 -
Tabell 3.4 Dateringer av kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332).....	- 60 -

Kapittel 4 Terrestriske snitt

Tabell 4.1 Oversikt over facies-koder.	- 72 -
---	--------

Kapittel 6 Oppsummering av data

Tabell 6.1 Oversikt over løsmasser i Tveitedalen.	- 107 -
Tabell 6.2 Oversikt over løsmasser i Handelandsdalen.....	- 109 -
Tabell 6.3 Dateringer med tolkninger av kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332).	- 110 -

Kapittel 7 Deglasiasjonsforløpet og havnivåendringene i Tveitedalen og Handelandsdalen

Tabell 7.1 Sammenligning av terrassenivåer på Tveit, Holmedal, Bakkastølsvatnet (UTM 268 354), Handeland og Sandvoll	- 125 -
Tabell 7.2 Likevektslinjer korrigert for landhevning.	- 132 -
Tabell 7.3 Nedbørsdata for de rekonstruerte breene	- 133 -
Tabell 7.4 Tidligere fastsettelse av marin grense i studieområdet.	- 139 -
Tabell 7.5 Dateringer av deglasiasjonen i Hardangerfjorden.	- 143 -

Sammendrag

Glacial kronologi for Tveitedalen og Handeldalsdalen, sørvestre Folgefonnhalvøya, i overgangen mellom sen-Weichsel og tidlig-Holocene.

Studieområdet omfatter to dalfører; Tveitedalen og Handeldalsdalen, lokalisert på den sørvestlige Folgefonnhalvøya i Kvinnherad kommune, Vest-Norge. Målet med oppgaven er å kartlegge glasifluviale terrasser og sammenligne dataene med tidligere resultater fra regionen samt å aldersbestemme deglasiasjonsforløpet, ved å skille innlandsisdekket fra topografisk styrte lokalbreer. Studien er basert på kartlegging av kvartære avsetninger, lakustrine sedimentstudier, sedimentologiske og stratigrafiske undersøkelser av terrestriske snitt samt rekonstruksjon av breer og ELA (Equilibrium Line Altitude).

Dalene er sentralt lokalisert sørøst for Hardangerfjorden samt øst for endemoreneryggen som krysser over Huglo og Halsnøy. Fram til begynnelsen av 1990-tallet rådet det en generell enighet om at hele Hardangerfjorden, fram til Halsnøy, var dekket av is i Yngre Dryas. Skjell lokalisert i bunnmorenemateriale ved Valen og Ølve ble datert til henholdsvis 11470 +/- 180 ¹⁴C år BP og 11230 +/- 180 ¹⁴C år BP (f. eks. Holtedahl 1967, Follestad 1972). På grunnlag av biostratigrafiske og litostratigrafiske analyser og borekjerner fra myrbassenger på Bu og Vambheim, framstilte Helle et al. (1997, 2000) og Helle (2004) en strandlinjeforskyvningskurve for Hardangerfjorden i sen-Weichsel og tidlig-Holocene. Resultatene ble tolket som en indikasjon på en marin transgresjon i Hardangerfjorden i Yngre Dryas, satt i sammenheng med en samtidig marin transgresjon på ytterkysten av Vest-Norge samt i den indre Hardangerfjorden (Anundsen 1978, 1985, Krywinski & Stabell 1984, Bakke 1999, Bakke et al. 2000).

På grunnlag av kartleggingen av kvartærgeologiske løsmasser er det framstilt et kvartærgeologisk kart (1:20.000) over studieområdet. Avsetningene av bunnmorenemateriale og ablasjonsmorenemateriale i den sørlige Børgsdalen, Tveitedalen og Handeldalsdalen, satt i sammenheng med randavsetninger i den østlige dalsiden i Børgsdalen og ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354), indikerer en tidligere tilstedeværelse av en lokal, topografisk styrt bre med opprinnelse i den sørlige Børgsdalen, som trolig drenerte sørover Tveitedalen og vestover Handeldalsdalen. Langs Skånevikfjorden gir forekomster av bunnmorenemateriale et uttrykk for en tidligere tilstedeværelse av en lokal, topografisk betinget bre, antakelig med utgangspunkt i den indre Matrefjorden. Ved randen av Høylandssundet antyder randavsetninger på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland samt et belte av bunnmorenemateriale en tidligere tilstedeværelse av et innlandsisdekke. Glasifluviale terrasser i åtte nivåer lokalisert til munningen av Tveitedalen og i syv nivåer på Handeland og Sandvoll gir et uttrykk for akkumulasjon og erosjon av glasifluviale sedimenter under nedsmeltingen etter forrige istid.

En sedimentkjerne fra Erslandsvatnet (UTM 224 332) er benyttet for å datere utviklingsforløpet i studieområdet. Bunndateringen på 9860 +/- 75 ¹⁴C år BP (11336-11177 kal. år BP) gir en minimumsalder for framrykket av innlandsisen i Høylandssundet. En langvarig utvasking av minerogene sedimenter til innsjøen, som følge av paraglacial aktivitet er registrert i perioden mellom 9770 +/- 65 ¹⁴C år BP (11231-11135 kal. år BP) og 9510 +/- 65 ¹⁴C år BP (11065-10603 kal. år BP). Episoden fant sted innen den samme tidsperioden som PBO (Preboreal Oscillation) (Jondal Event 1) (f. eks. Björck et al. 1998, Bakke et al. 2000). Avslutningen av en episode med paraglacial sedimentasjon er datert til 9300 +/- 60 ¹⁴C år BP (10634-10291 kal. år BP). En periode med høy organisk produktivitet fulgte. Et av makrofossilene er datert til 9375 +/- 150 ¹⁴C år BP (11055-10287 kal. år BP). Oppstarten av en ny sekvens karakterisert av paraglacial sedimentasjon er datert til 9370 +/- 90 ¹⁴C år BP (10731-10425 kal. år BP). Horisonter av finkornet sand, tolket som sedimenter avsatt under flom, er datert til henholdsvis 7405 +/- 90 ¹⁴C år BP (8335-8062 kal. år BP) og 5850 +/- 60 ¹⁴C år BP (6733-6566 kal. år BP). Den tidligste dateringen ligger nær 8200 eventen (Finse Event) i tid (f. eks. Dahl & Nesje 1996, Nesje & Dahl 2001).

Det er foretatt sedimentologiske og stratigrafiske undersøkelser av tre terrestriske snitt. Snitt I (UTM 272 353) er del av en kame-avsetning (UTM 272 354) lokalisert øst for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Lagene ble trolig dannet subglasialt under tilbaketrekningen av breen i den sørlige Børgsdalen under forrige glasiasjon. Snitt II (UTM 218 347) og III (UTM 218 349) er lokalisert til et grustak (UTM 218 344) på Sandvoll. Mengden av glasialt utvaskede sedimenter indikerer en betydelig drenering fra innlandsisdekket i Høylandssundet etter forrige istid. Lagene ble trolig dannet proglasialt og subakvatisk.

Breene er rekonstruert på bakgrunn av randavsetninger og forekomster av bunnmorenemateriale og glasifluviale avsetninger. En mindre lokal, topografisk styrt bre, lokalisert til den nordlige Børgsdalen, rykket trolig fram mot Uskedalen i nord. TPW-ELA (Temperature-Precipitation-Wind-ELA) er beregnet ved bruk av en AAR (Accumulation Area Ratio)-verdi på 0,6:1. Resultatet er 490 moh. Den maksimale utstrekningen av den lokale, topografisk betingede breen sør i Børgsdalen er markert av randavsetninger ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Resultatet fra utregningen av TPW-ELA gir en høyde på 251 moh.

Kapittel 1 Introduksjon

1.1 Innledning

Klimaet, som skapes ved vekselvirkning mellom atmosfære, hav, is og vegetasjon, har gjennomgått betydelige endringer i Kvartær, de siste 2,6 millioner år. Endringene kan forklares ut fra Milankowich-teorien, som bygger på variasjoner i intensiteten av innstrålingen til jorden grunnet sykliske endringer av jordbanens form, jordaksens helning og presesjon (Berger 1960, Hays et al. 1976, Imbrie & Imbrie 1979; p. 113-122, Berger & Labeyrie 1987; p. 83, Imbrie et al. 1993; p. 263-277, Bell & Walker 1996; p. 60-61). Samtidig viste variasjoner i mengden metan og karbondioksid i atmosfæren periodisitet nær opptil de orbitale variasjonene (Chappellaz et al. 1990, Edwards et al. 1993). Broecker & Denton (1990 a, b) argumenterte for selvstyrte endringer i hav-atmosfære-systemet, med svingninger mellom stabile systemer som skaper endringer i innholdet av drivhusgasser og atmosfærens albedo. Nå står menneskeheten for første gang overfor en global klimaendring forårsaket av egne utslipp, som gir forsterket drivhuseffekt (IPCC 2001).

Et av de mest markerte utslagene av klimafluktuasjonene var overgangene mellom glasiale og interglasiale forhold. Siste istid i Nordvest-Europa, Weichsel, startet ved en forverring av klimaet 115000 år BP. Perioden var karakterisert av en veksling mellom stadialer og interstadialer. Senter for isdekket var Botnsvika, der isen hadde en maksimal tykkelse på 3000 m (f. eks. Köningsson 1979; p. 61-74, Mangerud et al. 1979, Mangerud 1987, Mangerud & Berglund 1987, Ehlers 1990, Baumann et al. 1995, Donner 1995; p. 13-24). Overgangen til Yngre Dryas, 11000 år BP, var markert av en kortlivet forverring av klimaet, med en senkning av temperaturen på 8-10 °C. Breene rykket fram i fjellregionene og skapte fulle glasiale forhold (f. eks. Andersen 1965, 1978, Berger 1990, Andersen & Borns 1994; p. 82-86, Dahl et al. 1997, Fredin 2001, 2002, 2004). Årsakene til klimaskiftet er uklare. Mercer (1969) mente at årsaken lå i en økende mengde is i det nordlige Atlanterhavet fra oppsprekking av isskjoldene i det arktiske hav, som følge av økte temperaturer og vanntilførsel fra Atlanterhavet i Allerød¹. I følge den tradisjonelle tolkningen var breekspansjonen et resultat av variasjoner i nedbøren, som følge av at posisjonene til de polare, atmosfæriske og oseaniske frontene i det nordlige Atlanterhavet ble forskjøvet mot sørøst (Dawson 1992; p. 235-256). Utstrekningen av isdekket i Nordvest-Europa er markert av israndavsetninger i et smalt belte fra den russiske grensen i nord, gjennom fjorddistriktene nord

¹ 11800-11000 år BP.

vest og sør i Norge samt på tvers av Sør-Sverige og ytre deler av Sør-Finland (Andersen & Mangerud 1973, Andersen et al. 1995, Sørensen 1979, Lundqvist 1986, 1995). På Vestlandet er moreneryggene fra Yngre Dryas små og usammenhengende. Vest for Bergen nådde isen fram til kysten, der Herdla-moreneryggen, som ble antatt å være en forlengelse av Ra-moreneryggene fra Sør-Norge, ble datert til 10000 år BP (Birks et al. 1994). Halsnøy-stadiet, av sen Yngre Dryas-alder, er det eldste randstadiet i Hardangerfjorden. Det ble karakterisert av betydelige morenerygger i dalene og langs fjorden (se figur 1.1). En endemorenerygg over Huglo og Halsnøy angir den maksimale utbredelsen av isdekket i fjorden (Follestad 1972). En klimaforbedring 10000 år BP markerte opptakten til dagens interstadial, Holocene. Tilbaketrekningen av isgrensene var spesielt rask i fjord-og dalområdene i Vest-Norge. Kalvingsbukter var karakteristiske (f. eks. Devey & Flint 1957, Andersen 1980, Karlèn 1982, 1988, Nesje & Kvamme 1991, Nesje & Johannessen 1992).



Figur 1.1 Tradisjonell framstilling av ismarginen på den sørvestlige Folgefonnhalvøya i Yngre Dryas (etter Follestad 1972, Aarseth & Mangerud 1974, Holtedahl 1975, Hamborg 1983).

Studier av isutbredelsen i Yngre Dryas og det påfølgende deglasiasjonsforløpet gir informasjon om naturlige klimafluktuasjoner. Kunnskapen danner grunnlag for forståelse av mekanismene bak klimaendringene og deres innflytelse på miljøet (f. eks. Rye et al. 1987, Matthews & Karlén 1992, Nesje et al. 1994, Nesje & Dahl 2000; p. 119-122).

1.2 Beskrivelse av studieområdet

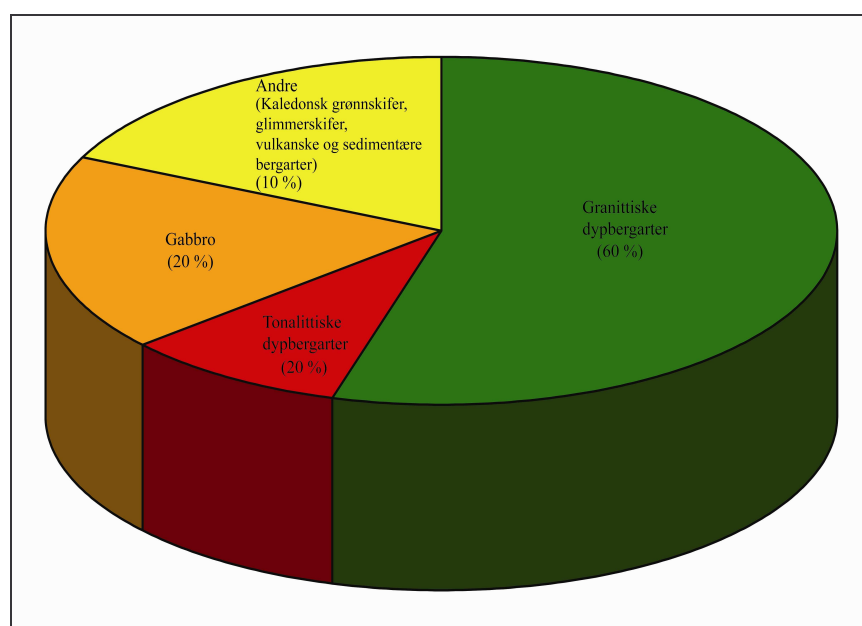
Studieområdet (se figur 1.2) er lokalisert til Kvinnherad kommune i Hordaland og ligger sørvest på Folgefonnhalvøya. De ytre delene grenser mot Matrefjorden, Skånevikfjorden og Høylandssundet. Området strekker seg over to dalfører; Tveitedalen med de omkringliggende områdene Utåker, Holmedal og den sørlige Børgsdalen samt Handelandsdalen, med de nærliggende bygdene Sandvoll, Skarveland og Ersland. Det er dekket av kartbladene; M 711 1214 I Kvinnherad (Statens kartverk 1988), M 711 1214 IV Husnes (Statens kartverk 1980) (se kart 2) og turkart Folgefonna-Hardangerfjorden (Statens kartverk 1995) samt flybilder i serie 11534-Sørvestre Folgefonnhalvøya (tatt i juni/august 1993): 14-5, 1-3 og 14-6, 1-3 (Statens kartverk-Landkartdivisjonen 1993).

I oppgaven er den lokale skrivemåten for stedsnavnene benyttet. Navnene er hentet fra samtaler med lokalbefolkningen samt bygdebøker av Vaage (1972; kartvedlegg) og Haugland (1981; kartvedlegg). Det er mindre forskjeller i skrivemåten, f. eks. Handaland (M 711 1214 IV Husnes 1980)-Handeland (Vaage 1972; kartvedlegg) og Ulvanosa (M 711 1214 I Kvinnherad 1988)-Ulvanåso (Haugland 1981; kartvedlegg). Ved henvisninger er UTM-koordinatene (WGS 84) fra M711-kartene benyttet.

1.3 Berggrunnsgeologi

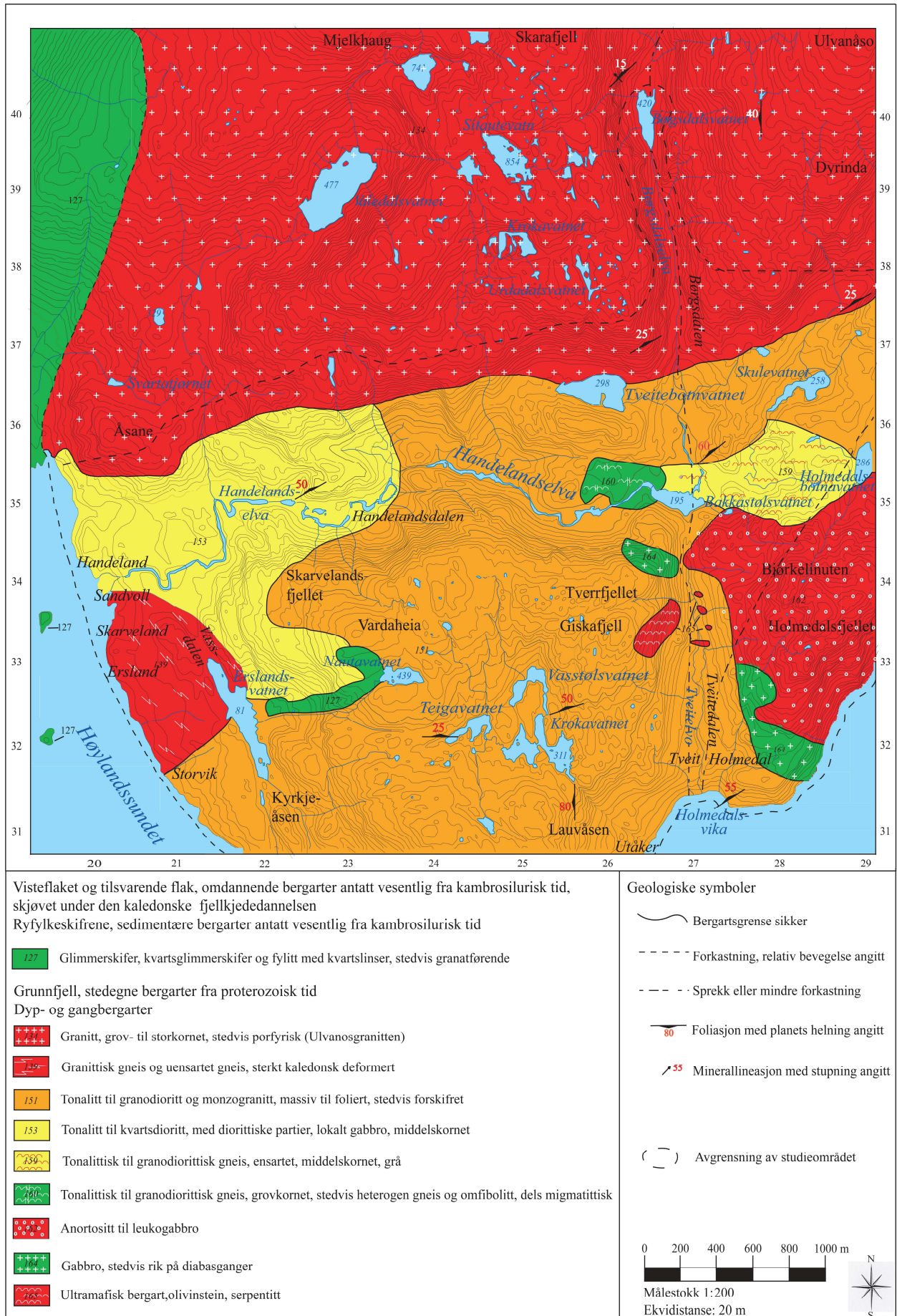
Studieområdet består av massive, vulkanske bergarter som tilhører grunnfjellet (se figur 1.3, figur 1.4, tabell 1.1) (Holtedahll 1975). Mest utbredt er granitt, granodioritt og gabbro. I tillegg kommer et mindre felt med glimmerskifer mellom Erslandsvatnet (UTM 224 332) og Nautavatnet (UTM 241 336) samt to soner med gneis ved Ølfernes og nordvest for Erslandsvatnet (UTM 224 332) (Mortensen 1942, Jorde & Naterstad 1995).

Tabell 1.1 Prosentvis fordeling av bergartene i Kvinnherad (NGU, Berge & Nordgulen 2002).



Granitt er den mest fremtredende bergarten og dekker store deler av Tveitedalen og Handelandsdalen (Jorde & Naterstad 1995). Spesielt karakteristisk er Ulvanåso-granitten. Den er stripet og inneholder ortoklas, som gir bergarten en rødlig fargetone (Rekstad 1907a). Overgangen til den omkringliggende granodioritten er vanskelig å bestemme, da den opptrer i flere varianter og kan være svært lik granitt av utseende. Det eneste makroskopiske fellestrekket hos granodiorittene, er at de virker presset. Granodiorittene endrer utseende med avstanden fra granitten og gabbrosone. De viser en jevn overgang fra å være båndet, til å bli mer stripet. Fenomenet er forårsaket av at det er en varierende mengde av glimmerskiferblad i de ulike partiene (Mortensen 1942).

Ved Holmedal og sør for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) er det mindre soner av gabbro, med stedvis flytende grenser. Flere steder er det ganger av yngre granitt, som kan inneholde bruddstykker av gabbro. I gabbrosone sør for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) finnes det en sone med grovkornet granitt (Mortensen 1942).



Figur 1.3 Berggrunnsgeologisk kart over studieområdet (etter Farseth & Solli 1992, Jorde & Naterstad 1995).

Kvale (1945) antok at bergartene ble avsatt i Prekambrium² og er en vestlig forlengelse av Telemark-supergruppe. Glimmerskiferen er trolig av ordovicisk³ alder. Folgefonnhalvøya gjennomgikk to orogene faser etter avsetningen av Telemark-supergruppe. Den svekonorvegiske fjellkjededannelsen fant sted i løpet av Prekambrium, ca. 1250-900 mill år BP. I tiden Kambrium, Ordovicium og Silur, ca. 600-400 mill. år BP, pågikk den kaledonske fjellkjedefoldningen. Folden krysser Sør-Norge fra sørvest til nordøst. Orogenesene førte til at det hovedsaklig var de vulkanske og metamorfe bergartene som ble bevart (Østrem et al. 1988, Askvik 1995, Skjeseth 1996; p. 6-27).



Figur 1.4 Blokker av Ulvanåso-granitt med rødlig ortoklas. Fra Holmedalsstøl (UTM 283 358).

1.4 Klimaforhold

Vest-Norge har kystklima med vestavind, milde vintre, kjølige somre samt en betydelig mengde nedbør gjennom hele året. Her er det små variasjoner i døgn- og årstemperaturen, som i løpet av de siste hundre årene økte med 0,5 °C. Nedbøren hadde over den samme perioden en generell økning på 10-15 %, med store variasjoner fra år til år (Østrem et al. 1988, Aune 1992; p. 16, DNMI, Nordin 2002).

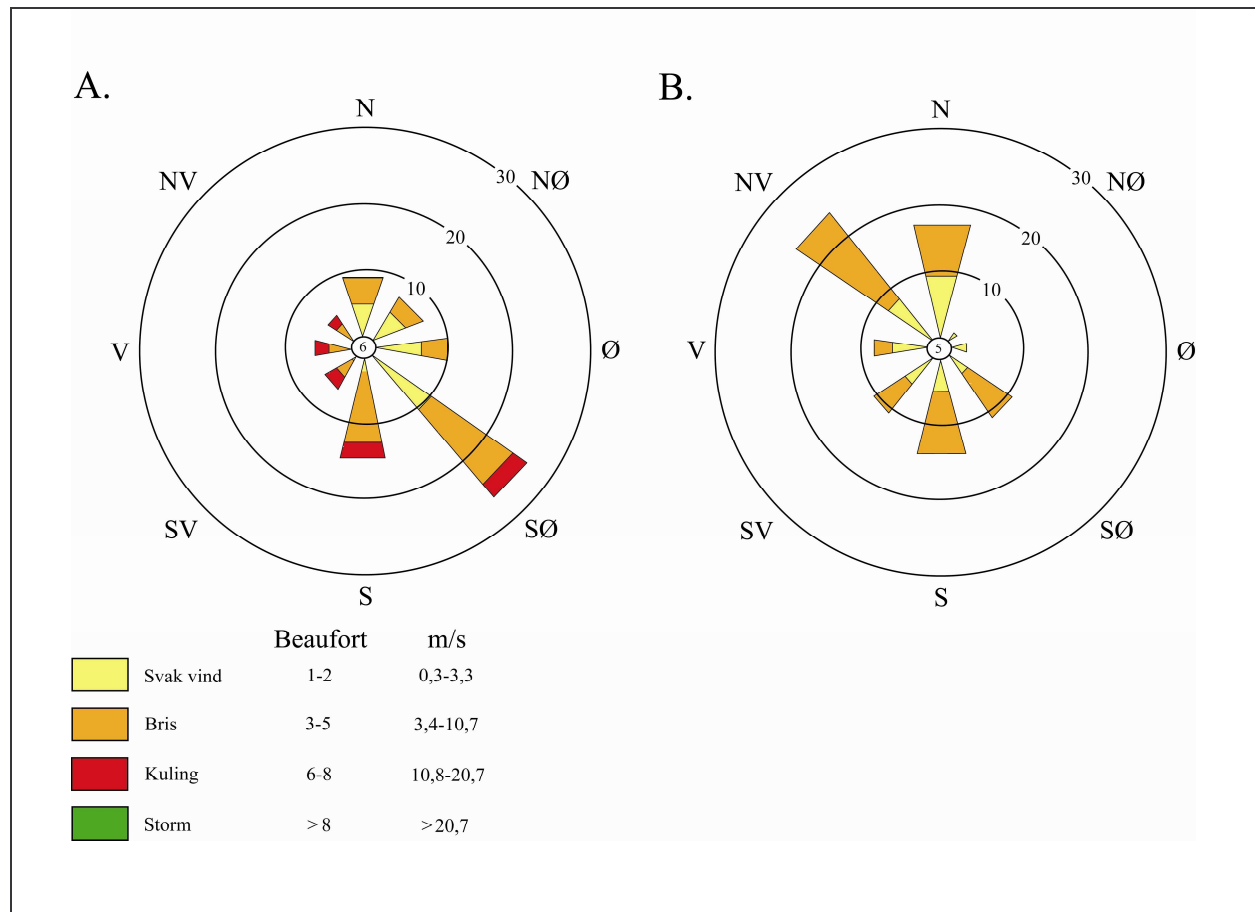
Klimaet i Vest-Norge er i stor grad påvirket av lokaliseringen øst for et større havområde. Golfstrømmen er en varm overflatestrøm med stor saltholdighet, som har utgangspunkt i den meksikanske golf. De enorme vannmassene gir fra seg betydelige varmemengder og bidrar til at temperaturen langs kysten av Norge ligger 4-5 °C høyere enn det breddegradene skulle tilsi

² Ca. 4.500 mill.-ca. 600 mill. år BP.

³ Ca. 5.000 mill.-ca. 450 mill. år BP.

(Gjevik 1996, Friström 1999). Den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) er naturlig varierende atmosfæriske luftstrømmer over det nordlige Atlanterhavet. Variasjonene beskriver en veksling av atmosfærens masse, trykket ved bakken redusert til havets overflate, på stor horisontal skala. Luftstrømmene synes å veksle over tidsrom på tiår. Oscillasjonens styrke blir uttrykt ved hjelp av NAO-indeksen, som er basert på trykkdifferansen mellom en målestasjon på Island og en målestasjon på Azorene eller i Portugal (Lisboa). Når NAO-indeksen er positiv, går lavtrykkene i en sørlig bane om vinteren, og arktisk luft blir ført sørover, mens det ved negativ NAO-indeks vil gå mange lavtrykk som fører med seg mild og fuktig luft inn i Norskehavet (Hurrell & Loon 1997, Grønås 1999a, b, Nesje et al. 2000, Gimino et al. 2002, Bojariu & Gimeno 2003).

Tabell 1.2 A. Gjennomsnittlig antall vindobservasjoner (%) fordelt på 8 hovedretninger fra Flesland (Bergen) i januar. **B.** Gjennomsnittlig antall vindobservasjoner (%) fordelt på 8 hovedretninger fra Flesland (Bergen) i juli. Innrammede tall er antall vindstille observasjoner (< 1 Beaufort, < 0,3 m/s). Basert på vindobservasjoner i perioden 01.01.1961-31.12.1990 (etter Bjørnbæk 1993).



Vest-Norge ligger sentralt lokalisert i vestavindsbeltet, et vindsystem drevet av lavtrykk som kommer inn fra Atlanterhavet, der varm tropisk luft møter polarluft. Lavtrykkenes bane i forhold til landet bestemmer vindretningen (se tabell 1.2). Terrengformene virker dempende på vinden, men kan lokalt også forsterke den. Over fjelltoppene samt i dalfører og fjorder øker vindstyrken og blir mer turbulent, med store variasjoner over korte avstander (Aune 1992; p. 9-10, Bradshaw

& Weaver 1992; p. 121-123). Vindretningen er skiftende med årstidene. Om våren og sommeren er vind fra nord mer vanlig, grunnet temperatur-og trykkforskjeller mellom hav og land. Vinden blåser fra havet inn mot lavtrykket som dannes over det forholdsvis varme landet. Utover høsten og vinteren øker lavtrykksaktiviteten og vinden blåser fra høytrykket som dannes over det kalde landet mot havet. Et vanlig fenomen om vinteren er at vinden blåser ut fjordene (Bjørnbæk 1993).

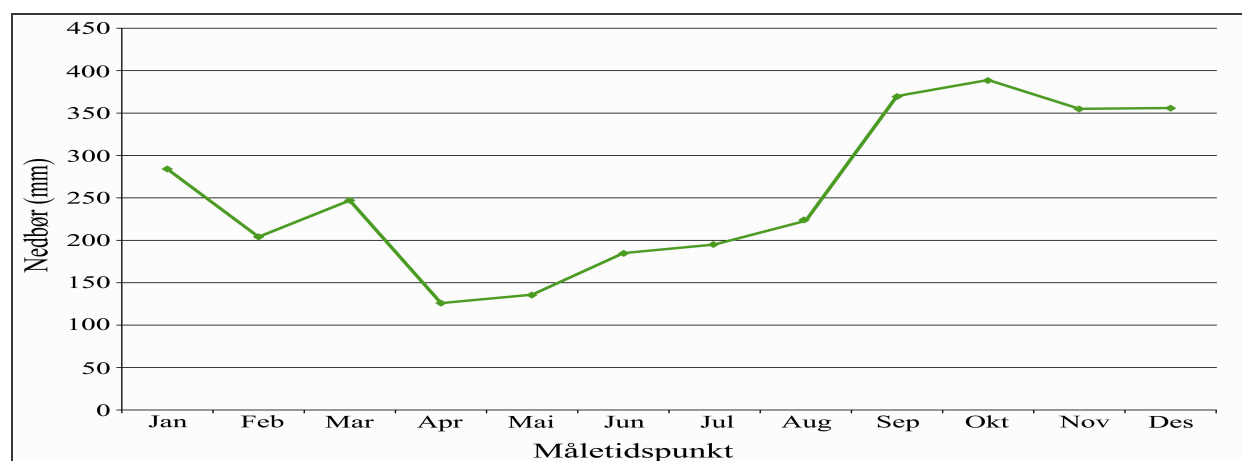
Hovedtrekkene av klimaet i studieområdet er styrt av regionale forhold. Området, som er en av de mest nedbørsrike lokalitetene på Vestlandet, er dominert av orografisk forsterket frontnedbør. Frontnedbør blir dannet i lavtrykk langs polarfronten, som utgjør skillet mellom kald polarluft og varme, fuktige luftmasser fra Nord-Atlanteren. Når luftmassene treffer kysten av Vest-Norge, blir de presset oppover av fjellområdene, orografisk forsterket. De blir avkjølt og fuktigheten i luftmassene kondenseres og faller ned som regn eller snø. Forholdene gir mest nedbør om høsten og vinteren og minst om våren (Ahrens 1998; p. 120-121, DNMI, Nordin 2002).

Den nærmeste værstasjonen er lokalisert i Indre Matre (stasjonsnr. 47900, 24 moh.), nordøst for Utåker. Den synoptiske værstasjonen var i drift fra 1899-1971 (DNMI, Nordin 2002). Da værstasjonen er lokalisert lavt i terrenget, er den adiabatisk lapseraten (se tabell 1.6) for området tatt med som en indikasjon på temperaturen i de høyereliggende delene.

1.4.1 Nedbør

Gjennomsnittlig årsnedbør (P_{ann}) i perioden 1899-1971 for Indre Matre (stasjonsnr. 47900, 24 moh.) var 3040 mm (se tabell 1.3). I samme periode lå nedbøren i ablasjonssesongen (1. mai-30. september) på 1109 mm, mens den i akkumulasjonssesongen (1. oktober-30. april) lå på 1931 mm (Hanssen-Bauer & Førland 1998, DNMI, Nordin 2002). En oversikt over snødybden (cm) er gitt i tabell 1.4.

Tabell 1.3 Oversikt over nedbøren (mm) i perioden 1899-1971 fra værstasjonen i Indre Matre (24 moh.) (DNMI, Klimaavdelingen, Nordin 2002).

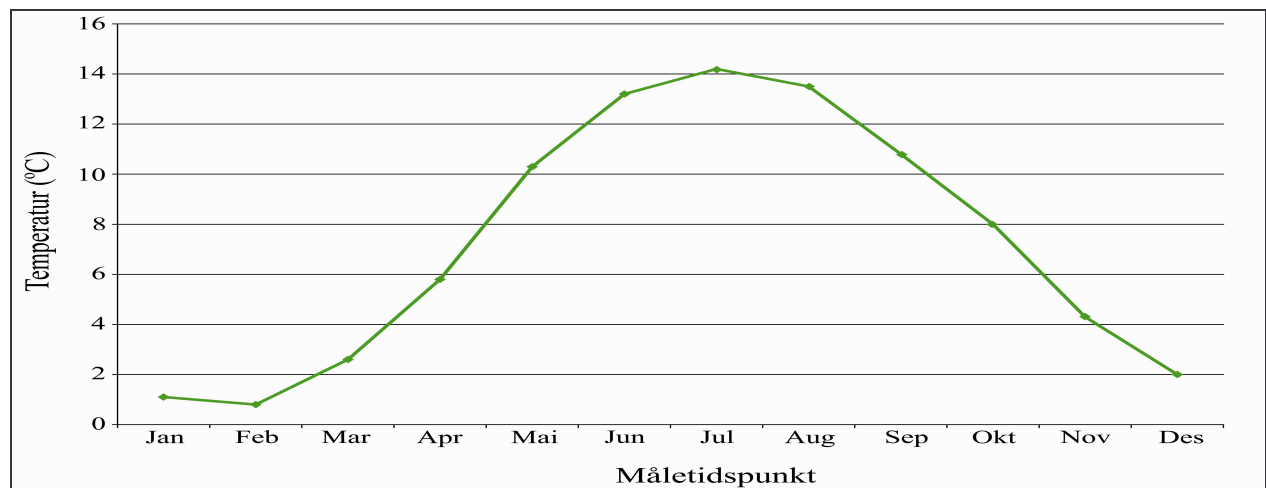


Tabell 1.4 Oversikt over snødybde (cm) i perioden 1926-1971 fra værstasjonen i Indre Matre (24 moh.) (DNMI, Nordin 2002).

Midlere snødybde	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des
Indre Matre	7,8	8,9	5,8	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,6	2,8

1.4.2 Temperatur

Gjennomsnittlig årstemperatur (T_{ann}) i perioden 1899-1971 for Indre Matre (stasjonsnr. 47900, 24 moh.) var 7,2 °C (se tabell 1.5, tabell 1.6). I samme tidsrom lå temperaturen i ablasjonssesongen (1. mai –30. september) gjennomsnittlig på 12,4 °C. I akkumulasjonssesongen (1. oktober - 30. april) lå temperaturen i gjennomsnitt på 3,5 °C (DNMI, Nordin 2002).

Tabell 1.5 Oversikt over lufttemperaturen (°C) i perioden 1899-1971 fra værstasjonen i Indre Matre (24 moh.) (DNMI, Nordin 2002).**Tabell 1.6** Adiabatisk lapserate (°C) i perioden 1899-1971 fra værstasjonen i Indre Matre (DNMI, Nordin 2002).

Sesong	Vinter	Vår	Sommer	Høst
Temperatur	-0,1-0,2	-0,5-0,6	-0,6	-0,3-0,6

1.5 Tidligere arbeid i regionen

Den første kjente studien fra Folgefonnhalvøya er "Om sneebræen Folgefon" av Sexe (1864). Det ble gitt en detaljert topografisk beskrivelse av Folgefonna og dens største breutløpere samt at dannelsen og lokaliseringen av breen ble diskutert.

Helland (1871), Thomassen (1879), Rekstad (1907a, 1908), Kolderup (1941), Kvale (1945) samt Lindmar-Bergstrøm et al. (2000) kartla sammensetningen av berggrunnen på Folgefonnhalvøya. Mortensen (1942) ga en detaljert oversikt over eruptivbergartene i Kvinnherad-Skånevikfeltet (sørlige Folgefonnhalvøya-nordlige Skånevik).

Målinger av terrasser og strandlinjer langs Hardangerfjorden ble utført av Rekstad (1905, 1906 og 1907b), Kaldhol (1941), Anundsen (1978) og Kaland (1984).

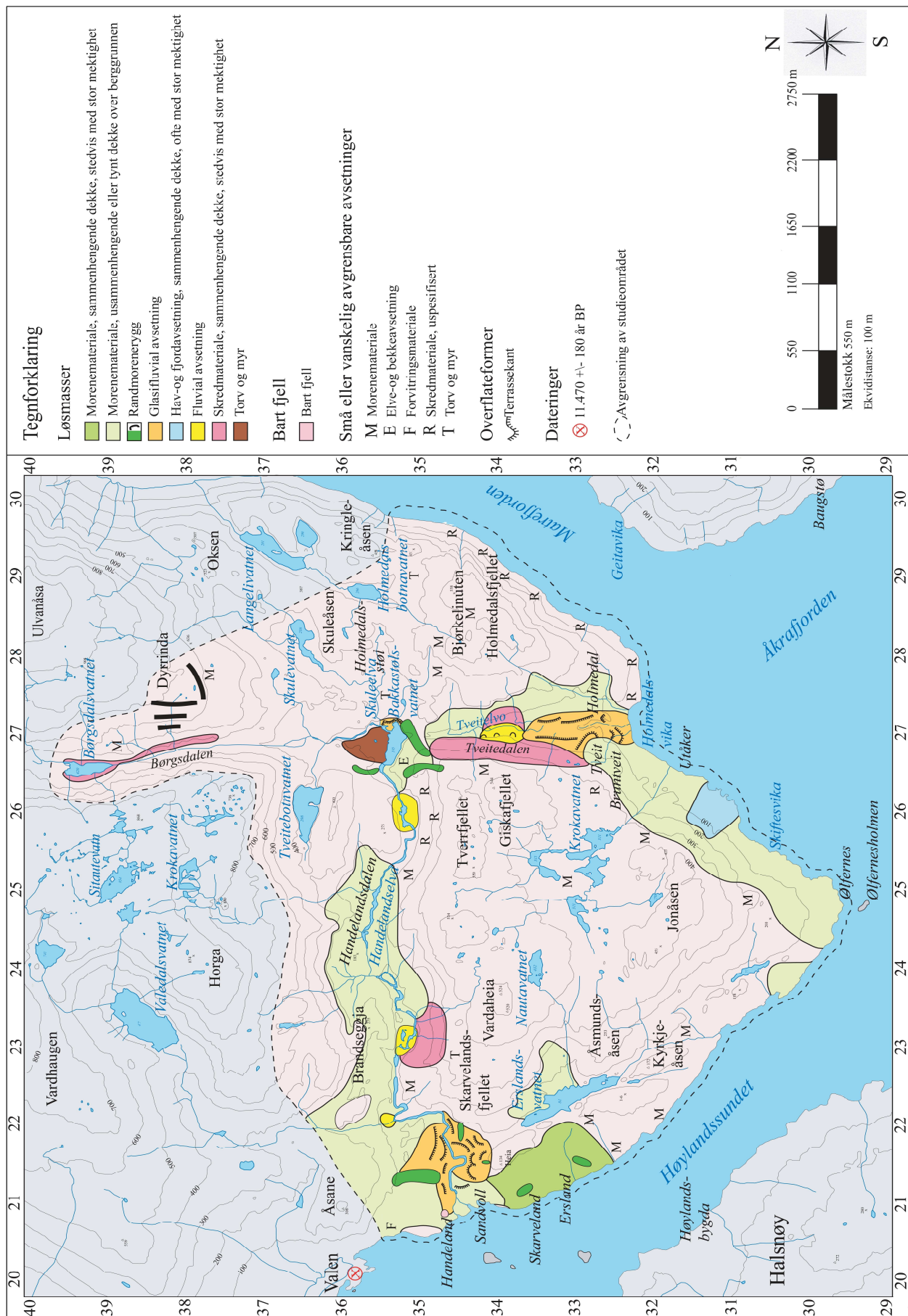
Rekstad (1907c), Tvede (1973), Tvede & Liestøl (1977), Hagen et al. (1993) og Elvehøy (1998) foretok glasiologiske undersøkelser ved Folgefonna.

Kvartærgeologien og den tidligere isutbredelsen i Kvinnherad (se figur 1.5, figur 1.6) er omdiskutert. Et av de første større, rent kvartærgeologiske arbeidene fra området er Risans (1950) hovedoppgave fra den sørvestlige Folgefonnhalvøya. På grunnlag av kartlegging av endemorenerygger i dalene, ble det i form av åtte stagnasjonstrinn beskrevet hvordan breen trakk seg tilbake fra strandsonen til der den ligger i dag.

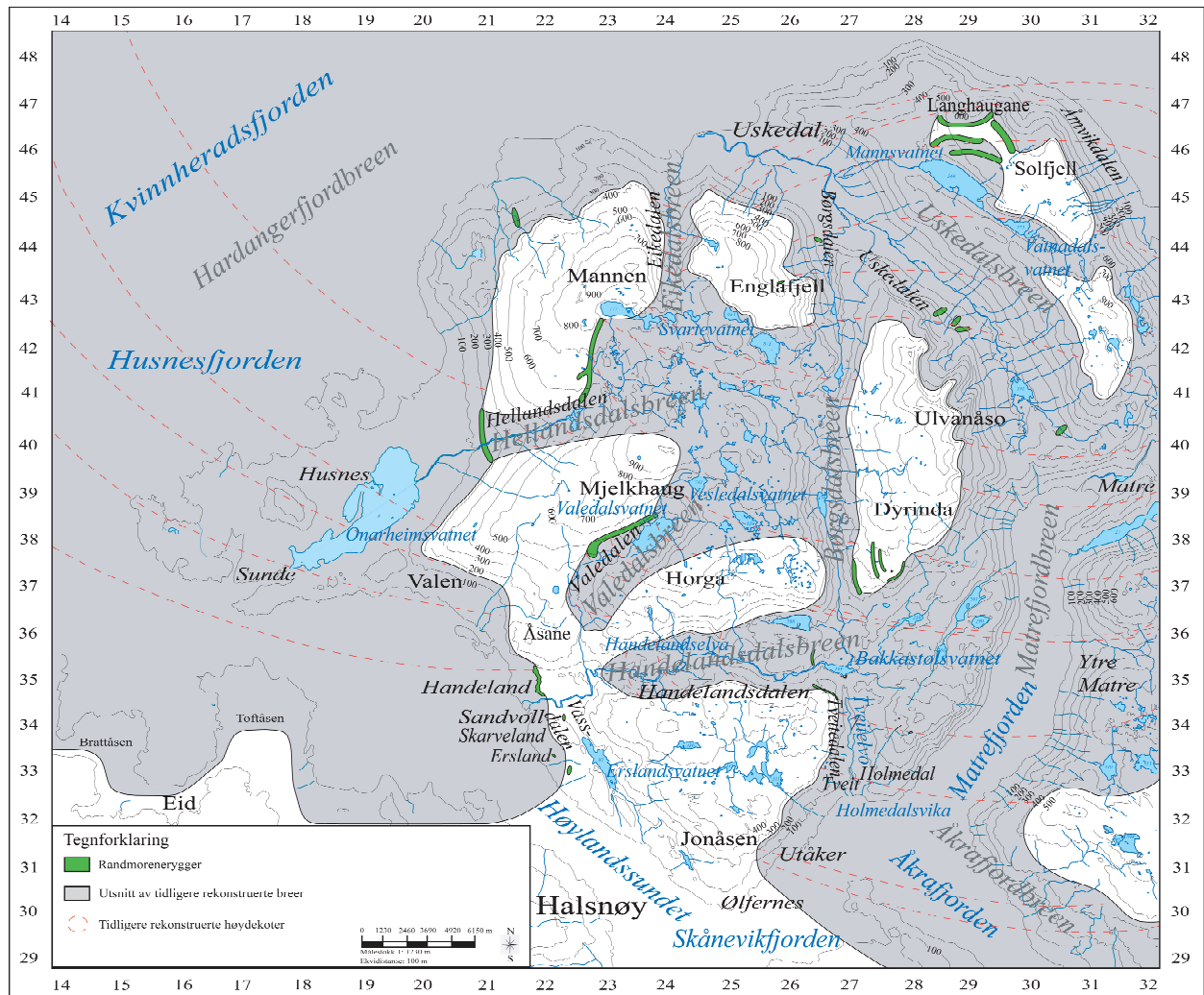
Tidspunktet for og omfanget av tilbaketrekningen av isen i Hardangerfjorden med omkringliggende områder er omstridt. Undås' bidrag til debatten kom i form av artikler i 1947 og 1964, der han ved å konstruere et strandlinjediagram for tidsrommet Preboreal-Subatlantikum, forsøkte å utlede når isen smeltet vekk fra de indre delene av Hardangerfjorden og Sognefjorden. Ved å bruke observasjoner av randavsetninger og skuringsstriper samt å kartlegge løsmassene, rekonstruerte Follestad (1970, 1972) deglasiasjonsforløpet på den sørvestlige Folgefonnhalvøya. Samtidig ble det framstilt et strandlinjediagram for Hardangerfjorden, med utgangspunkt i målinger av marin grense fra Skånevik, Eik og Onarheim. Aarseth og Mangerud (1974) foretok en morfologisk kartlegging av endemorenerygger fra Yngre Dryas i kystområdene fra Hardangerfjorden til Sognefjorden, og satte dem i sammenheng med Ra-moreneneryggen, Salpausselkä-moreneneryggen og de midttsvenske endemoreneryggen. Videre ble det konstruert et isobasekart med oversikt over havnivået i Yngre Dryas for området mellom Hardangerfjorden og Dalsfjorden, basert på terrasser som står i klar sammenheng med endemoreneryggen. Flere bidrag til debatten kom fra Anundsen & Simonsen (1967), Anundsen (1968), Rye (1970), Sindre (1980) samt Moe et al. (1994).

Ved å studere borekjerner og løsmasser, kartla Holtedahl (1964, 1967, 1975) den submarine geologien, geomorfologien og deglasiasjonsforløpet i Hardangerfjorden.

Hamborg (1983) konstruerte et strandlinjediagram, på grunnlag av et tidligere strandlinjediagram fra Bømlo samt ¹⁴C-daterte marine nivåer på Stamnes, Bu og i Eidfjord, som indikerte tilbaketrekningen av innlandsisen i Hardangerfjorden. Deglasiasjonsforløpet i området mellom Samnangerfjorden og Norheimsund ble detaljert beskrevet ut fra randavsetninger, skuringsstriper og strandlinjediagrammet.



Figur 1.5 Tidligere kartlagte morenerygger, terrasser og øvrige avsetninger i studieområdet (etter Kaldhol 1941, Holtedahl 1967, Follestad 1972, Thoresen et al. 1995, Diesen 2003).



Figur 1.6 Tidligere rekonstruert breareal i Tveitedalen-Børgsdalen, Skånevikfjorden-Matersfjorden, Handelandsdalen og Høylandssundet under Yngre Dryas (etter Follestad 1972, Holtedahl 1975, Diesen 2003).

Fram til begynnelsen av 1990-tallet rådet en generell enighet om at hele Hardangerfjorden, ut til Halsnøy, var dekket av is i Yngre Dryas. En radiokarbondatering av skjellfragmenter i morenemateriale fra Valen ga en alder på 11470 \pm 180 år BP, mens et skjell i leire fra Ølve ble datert til 11230 \pm 180 år BP (Holtedahl 1967, 1975, Follestad 1972, Aarseth & Mangerud 1974). På grunnlag av litostratigrafiske og biostratigrafiske analyser av borekjerner fra myrbassenger på Bu og Vambheim, framstilte Helle et al. (1997, 2000) en strandlinjeforskyvningskurve for Hardangerfjorden i sen-Weichsel og tidlig-Holocene. Strandforskyvningskurven, pollenanalyser, radiokarbondateringer samt funn av Vedde-asje ble tolket som indikasjon på en marin transgresjon i Hardangerfjorden i Yngre Dryas. Resultatene ble satt i sammenheng med lokaliteter på ytterkysten av Vest-Norge, der det er spor etter en marin transgresjon i Yngre Dryas (Anundsen 1978, 1985, Krywinski & Stabell 1984).

Ved å beskrive en ny lokalitet i den ytre Hardangerfjorden, Våge på Tysnes, forsvarte Mangerud (2000) den etablerte teorien om at Hardangerfjorden var dekket av is i Yngre Dryas. Tolkningen ble basert på skuringsstriper samt radiokarbondateringer.

En rapport fra Folgefonna nasjonalpark av Bakke et al. (2000a) tok utgangspunkt i en omfattende kvartærgeologisk kartlegging av åtte daler omkring Folgefonna; Muradalen, Guddal/Hilldal, Ænesdalen, Furubergdalen, Bondhusdalen/Fynderdalen, Sandvikedalen, Raunsdalen og Buerdalen. Samtidig ble det utført en vurdering av områdenes verneverdi.

I de nyeste arbeidene fra Folgefonna halvøya ble det lagt hovedvekt på rekonstruksjon av brefluktasjoner og paleoklima. Herunder står arbeidene til Bakke et al. (2000b) og Bakke et al. (2005a, b), med utgangspunkt i Nordre Folgefonna, sentralt. Ved å kombinere lokalisering av randmorenerygger med radiokarbondaterte glasilakustrine sedimenter fra proglasiale innsjøer, ble det uledet forslag til variasjoner i brestørrelsen samt at ELA for sen-Weichsel og tidlig-Holocene ble kalkulert. "Liestøl-likningen" ble på bakgrunn av ELA og en uavhengig prokxy for sommertemperaturen benyttet for å rekonstruere variasjoner i vinternedbøren. Resultatet av undersøkelsene ble et forslag om at Nordre Folgefonna lå isolert fra det skandinaviske isdekket sent i Allerød og gjennom hele Yngre Dryas, noe som motsier de tradisjonelle modellene (f. eks. Follestad 1972), der det ble hevdet at Folgefonna halvøya var en hovedkilde for istilførsel til Hardangerfjorden i dette tidsrommet. Under overgangen fra en kald og tørr Yngre Dryas til en relativt varm og fuktig Holocene, skal Nordre Folgefonna ha skiftet fra å være kontrollert av sommertemperatur til å bli styrt av vinternedbør. Samtidig ble det ut fra radiokarbondaterte glasilakustrine sedimenter, en senkning av ELA, beregning av vinternedbøren på Nordre Folgefonna i Holocene samt variasjoner av sommertemperaturen i Holocene utledet at den rekonstruerte botnbreen på Drebrekke, mellom Hardangerfjorden og Nordre Folgefonna, eksisterte for siste gang i Yngre Dryas. Dette indikerer en begrenset høyde for det skandinaviske isdekket til langt under den tradisjonelle modellen.

De senere årene tok fem hovedfagsoppgaver utgangspunkt i Folgefonna halvøya; Tvede (1972), Bjelland (1998), Bakke (1999), Simonsen (1999) samt Diesen (2003).

1.6 Valg av tema

Utgangspunktet for valg av tema er et ønske om mer kunnskap rundt Yngre Dryas og overgangen inn i Holocene. Metodene for å frambringe kunnskap har utviklet seg fra tidligere kartlegging med hovedvekt på randavsetninger og skuringsformer til økt nøyaktighet ved bruk av blant annet innsjøsedimenter og stratigrafi.

Målet for oppgaven er å rekonstruere isdekket og isavsmeltingen under siste del av forrige istid samt klimautviklingen tidlig i Holocene i studieområdet. Framgangsmåten vil være å sammenstille data fra kvartærgeologisk kartlegging, lakustrine sedimentstudier og terrestriske snitt samt rekonstruere breene og ELA i Tveitedalen og Handelandsdalen.

1.7 Problemstillinger

Oppgavens problemstillinger tar utgangspunkt i uoverensstemmelsen mellom de klassiske og de nye teoriene. Ny kartlegging samt nye dateringer kan gi økt kunnskap om hendelsesforløpet i større deler av Hardangerfjorden.

Hovedproblemstilling:

Lage en detaljert glacial kronologi for Tveitedalen og Handelandsdalen i overgangen sen-Weichsel/tidlig-Holocene.

Underproblemstillinger:

- Framstille et kvartærgeologisk kart (1:20.000) på grunnlag av feltarbeid samt utlede en kvartærgeologisk historie for studieområdet.
- Gjennom lakustrine borekjerner datere utviklingsforløpet i studieområdet.
- Utføre sedimentologiske og stratigrafiske undersøkelser av tre terrestriske snitt.
- Rekonstruere ELA for breene i Tveitedalen-Børgsdalen.
- Ved hjelp av havnivåhistorien gi absolutte aldersestimat for deglasiasjonen.
- Utlede et forslag til havnivåhistorie for studieområdet ved kartlegging av terrasser og sammenligning med tidligere data fra området.
- Aldersbestemme deglasiasjonen i overgangen fra vestlig retning til topografisk styrte breer (innlandsis-lokalglasiasjon).
- Datere morenerygger ved hjelp av en sedimentkjerne fra et brenært innsjøbasseng.

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

Kwartærgeologiske kart viser utbredelse, tykkelse, sammensetning samt genese for løsmasser avsatt under siste del av forrige istid og i Holocene. På grunnlag av flybilder, kartanalyse, kvartærgeologisk kart over Hordaland (Thoresen et al. 1995), samtaler med lokale innbyggere, feltobservasjoner samt data fra Kaldhol (1941), Follestad (1972) og Diesen (2003) er det framstilt et kvartærgeologisk kart over studieområdet (se Kart 1). Hovedvekten i oppgaven angående løsmasser er glasiale avsetninger. Markerte overflateformer er tatt med i kartleggingen. Kartet danner grunnlag for en utredning om studieområdets kvartærgeologiske historie.

For å gjøre framstillingen mer oversiktlig, er studieområdet delt inn i ni lokaliteter (se Kart 3), fordelt på Tveitedalen og Handelandsdalen. Nærmere diskusjon av de viktigste lokalitetene følger i Kapittel 7.

2.1 Metodisk tilnærming

2.1.1 Flyfototolkning

Flybildene som er brukt i forbindelse med kartleggingen er svart/hvitt papirkopier fra Widerøe Fjellanger (WF), målestokk 1:40.000, serie (dekning) 11534, opptaksintervall 3.6.1993, flystripe/bildnr. 14-5/1-3 og 14-6/1-3 (Statens kartverk-Landkartdivisjonen 1993). Bildene er studert i et WildSt-speilstereoskop.

2.1.2 Feltteknikker

I felt er bruken av en Garmin eTrex GPS sentral ved fastsetting av posisjon. I snittene er spade, murerskje og kniv benyttet til klargjøring. Et Silver Ranger 15 speilkompass er brukt for å angi orienteringen. Andre hjelpemidler er tomme stokk og linjal, kikkert, fargeblyanter og fotoapparat.

2.1.3 Kartgrunnlag

Ved løsmassekartleggingen er det brukt økonomiske kart (1:5.000) (se vedlegg 1) i papirutgave fra Statens kartverk (2000), som til sammen dekker hele studieområdet. Myrene er tegnet inn etter M711-kartene samt de økonomiske kartene.

M711-kart (1:50.000) er benyttet ved inntegning av større områder med bart fjell, da det på kartene er flatedekkende symboler som viser et omtrentlig skille mellom områder dekket av skog og områder med bart fjell. Avgrensningen er sammenlignet med flybildene.

2.1.4 Symbolbruk i kvartærgeologisk kartlegging

Ved framstillingen av det kvartærgeologiske kartet er det benyttet CMYK-fargekoder, lik NGU's standard for løsmassekart (Bergstrøm et al. 2001). Fargekodene gir uttrykk for den siste avsettende agensen. F. eks. har løsmasser som er transportert og avsatt av is en grønnlig farge, mens alle løsmasser som er transportert av rennende vann har en gul eller oransje farge. Symboler er brukt for å illustrere overflateformer. Ved gradvis flytende grenser, er den mest framtreddende jordarten markert. Dominerende jordarter har som regel en tykkelse på over 50 cm.

Skuringsstripene er tegnet inn etter Risan (1950), Follestad (1972) og Diesen (2003).

Definisjonene er hentet fra et kvartærgeologisk kart over Hordaland utgitt av NGU (Thoresen et al. 1995) samt fra Gjessing (1995); p. 93-101, 117-121, 129, 145-147, 167-183, Jørgensen et al. (1997); p. 75-83, 91-103, 110-112, Sulebak (1998) og Bergstrøm et al. (2001).

Løsmasser/bart fjell

Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet er moreneavsetninger i områder med få eller ingen fjellblotninger. Løsmassene består her av bunnmorenemateriale, transportert under en bre og avsatt direkte da breen smeltet, uten betydelig vanntransport. Den totale fordelingen av kornstørrelser er dominert av blokk og stein.

Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen er bunnmoreneavsetninger hvor det er innslag av andre løsmasser og bart fjell. Tykkelsen på avsetningene er som regel mindre enn 0,5 m.

Ablasjonsmorenemateriale (avsmeltingsmorenemateriale) er moreneavsetninger transportert i eller på en bre og avsatt over andre avsetninger eller direkte over fjell under isavsmeltingsperioden. Materialet er løst pakket og usortert.

Randmorenerygg er israndavsetninger (endemorenerygger og randmorenerygger) dannet ved breframstøt og kortvarige opphold under tilbaketrekningen av isdekkene. Dannelsesmåten medfører en sammenblanding av eksisterende løsmasser og materiale ført med av breen.

Glasifluvial avsetning (breelvavsetning) er løsmasser transportert og avsatt av smeltevann fra breer. Materialet er lagdelt og sortert, med vekslende horisonter av stein, grus og sand. Sedimentene er som regel kantrundet eller rundet, avhengig av transportlengden.

Lakustrin avsetning (innsjøavsetning) er løsmasser i innsjøer avsatt av elver. Løsmassene er sortert og består hovedsaklig av rundet sand, grus og stein.

Hav- og fjordavsetning og strandavsetning, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen er her områder med sorterte, rundete sedimenter, avsatt langs fjordkanten dannet ved bølgevasking. Dominerende kornstørrelser er sand, grus og stein.

Fluvial avsetning (elve- og bekkeavsetning) er avsatt av rennende vann. Materialet er som regel mer rundet og sortert enn breelvavsetninger.

Forvittringsmateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen er avsetninger der det er innslag av andre løsmasser og bart fjell. Løsmassene består av et usortert, sammenhengende, løst pakket dekke av sand og grus. Her er mekanisk forvitring, med frostsprengning av fjell, dominerende.

Skredmateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet er her avsetninger fra fjellskred og steinsprang. Fjellskred er en samlet utglidning av fjellpartier, der de største blokkene blir avsatt lengst nede i fjellveggen, mens de minste blir liggende øverst. Ved steinsprang løsner enkelte steinmasser og blokker, som faller ned til foten av fjellveggen, hvor de bygger opp en ur. Løsmassene danner stedvis skredvifter. Avsetningene er dominert av stein og blokker.

Organisk materiale (torv og myr) er forekomster av torv og myr som har en tykkelse på mer enn 0,3 m. Avsetningene består av råtne og komposterte rester av organisk materiale.

Antropogent materiale (fyllmasse) er løsmasser tilført eller sterkt påvirket av menneskers aktivitet.

Bart fjell er områder hvor det i hovedsak ikke finnes løsmasser. Små flekker med avsetninger i forsenkninger kan forekomme.

For å angi hvilken løsmasstype som forekommer under det kartlagte overflatelaget, er det benyttet prikker med fargen til de aktuelle løsmassene. Ved små eller vanskelig avgrensbare avsetninger i områder dominert av andre løsmasser/bart fjell, er avsetningene angitt med bokstavsymbol, jfr. den generelle tegnforklaringen. Kornstørrelsen er angitt ut fra feltvurderinger og bygger på visuell bedømmelse av kornstørrelse og sortering i overflaten og i tilgjengelige snitt.

Overflateformer

Smeltevannsløp er breelvløp som ble dannet i løsmasser utenfor, under og langs isranden.

Tidligere elve- eller bekkeløp og flomløp er forsenkninger i terrenget hvor det under normale forhold ikke lenger renner vann.

Terrassekant markerer den ytre avgrensningen av en terrasseflate. Terrassene ble dannet ved avsetning av sedimenter i stillestående vann. Da vann-nivået sank og eroderte løsmassene, ble restene stående igjen som terrasser.

Vifteform er her den ytre avgrensningen av en skredvifte.

Strandlinje i løsmasser er spor etter eldre hav- eller innsjønivå.

Front av fjellskred angir her den nedre ytterkanten av steinsprang/fjellskred.

Skredkant er her brattkanten som viser avgrensningen av utløpsområdet for steinsprang/fjellskred.

Markert haug eller rygg angir her avgrensningen av en enkelt stor haug.

Jettegryte er en vertikal, sylindrerformet skuring i fjell, dannet ved at vann som rant under breen satte stein og grus i roterende bevegelser samt av strømvirvler i elver som førte med seg stein og grus.

Andre symboler

Høyt blokkinnhold i overflaten er områder hvor mer enn ca. 20 % av overflaten er dekket av blokk.

Stor blokk angir her beliggenheten av en blokk større enn 5 m³.

Massetak er her massetak som er nedlagt eller i sporadisk drift.

2.2 Kartlegging av terrasser og havnivå

Under isavsmeltingen ble det dannet terrasser av glasifluviale sedimenter i dalmunningene. De øvre terrassene kan representere marin grense, som er det høyeste registrerte havnivået etter forrige istid. Nivået ligger vanligvis betydelig høyere enn dagens havnivå, som følge av landhevningen som fulgte tilbaketrekningen av breene (Bell & Walker 1996; p. 88-95).

Grensen mellom hav og land gjennomgår konstante endringer. Variasjonene reflekterer samspillet mellom de to hovedfaktorene; globale havnivåendringer (eustasi/glasi-eustasi) samt lokal, tektonisk aktivitet (isostasi/glasi-isostasi) (Bell & Walker 1996; p. 88-95, Svendsen & Mangerud 1997). Eustatiske forhold er et uttrykk for fluktuasjoner i havnivået som helhet, grunnet variasjoner i vannvolumet. Når havnivåendringene blir styrt av vekt og nedsmelting av breer, som under forrige istid, blir endringene betegnet glasi-eustatiske. Interglasialer er karakterisert av økt avrenning fra breene, med frigjøring av store mengder vann som gir en betydelig økning i havnivået og påfølgende transgresjon. Glasialene er kjennetegnet av en markert senkning av havnivået, som gir tilbaketrekning fra land, regresjon (Buck & Wänke 1988, Bradshaw & Weaver 1992; p. 468-472, Sulebak 1998). Isostatiske forhold uttrykker tyngdelikevekt i jordskorpen knyttet til vertikale bevegelser, og har opphav i en ubalanse i fordelingen av jordskorpen. Dersom vektbalansen blir forrykket vil jordskorpen kompensere med masseforskyvninger for å gjenskape den, noe som på overflaten vil bli registrert som heving eller senkning. Isostatiske bevegelser som er frambrakte av vekst og smelting av breer, kalles glasi-isostatiske. Ved oppbygning av breer, blir jordskorpen deformert, nedpresset, og vektbalansen forskjøvet. Under nedsmeltingen av breer blir jordoverflaten sakte hevet. Likevekten blir gjenopprettet ved en forsinket justering av jordens indre i forhold til når isen forsvant. Hvor langt jordskorpen blir presset ned, er avhengig av istykkelsen og tettheten til de underliggende bergartene. Jordskorpen vil vise gradvis stigning mot isranden (Wolf 1992, Lambeck 2004, Miettinen 2004).

Da breene trakk seg tilbake ble store mengder smeltevann frigitt. Sedimenter som breelvene eroderte løs fra morenematerialet og fjellet under og foran breene, ble rundet og sortert. Blant formene som ble dannet av breelver er terrasser framtrede. Det er vanlig å skille mellom terrasser avsatt ved akkumulasjon og terrasser dannet ved erosjon. Terrasser er former med plane og bratte skråninger, hvor løsmassene ofte står i rasvinkel. De ble i utgangspunktet avsatt gjennom akkumulasjon av glasifluvialt materiale i form av leire, sand, grus og steinfragmenter. Et ustabil miljø med breoscillasjoner og stadige vekslinger i tilførselen av materiale, ga sedimentene en karakteristisk lagdeling. Akkumulasjonen av terrassene fant sted foran breen samt lateralt, mellom breen og dalsiden. Der brefronten stod lenge på samme sted, og store mengder sand og stein ble ført fram av breelvene, nådde avsetningene foran brekanten opp til eller over det daværende havnivået. Den ytre kanten av avsetningen ble bygd utover i sjøen. Kame-terrasser er iskontaktavsetninger. Den opprinnelige lagdelingen og den ytre formen kan være forstyrret, ved at sedimentene raste sammen da breen smeltet. Løsmassene ble akkumulert mellom breen og dalsiden, hvor helningen på breen var liten og det var en rolig strømning i

breelvene (Gjessing 1995; p. 107, Jørgensen et al. 1997; p. 101-103, Sulebak 1998). Lavereliggende terrasser ble dannet ved erosjon under deglasiasjonen og tidlig i den påfølgende postglasiale perioden. Breelver som fulgte isranden dannet stedvis laterale erosjonsformer, herunder lateralterrasser. I dalsidene kan lateralterrassene være lokalisert systematisk under hverandre, som en indikasjon på en vertikal nedsmelting av breen. Etter at breene trakk seg tilbake, landet sakte hevet seg og materialføringen i elvene ble endret, begynte elvene å erodere kraftig og formet sekundære terrasser. De høyestliggende terrassene, dannet ved akkumulasjon av glasifluviale sedimenter under isavsmeltingen, ble gjennomskåret av elver etter hvert som landet hevet seg. De eroderte sedimentene ble ført med elvene, mens det igjen stod terrasser, rester av eldre elvesletter. Det kan være vanskelig å skille mellom terrasser dannet ved erosjon og akkumulasjon. Da akkumulasjonsterrasser ofte er bygd opp i vann og markerer den øvre grensen for tidligere havnivå, vil funn av skjell være en indikasjon på avsetningsmåten. Det er samtidig nødvendig å vurdere lokaliseringen i forhold til dagens nivå og i forhold til fjord og hav. Erosjonsrester samt spor av tidligere elveløp på terrassene indikerer at erosjon var en betydelig faktor ved dannelsen (Gjessing 1995; p. 97-101, Jørgensen et al. 1997; p. 93-95).

Ved kartlegging av terrasser er det en forutsetning å starte med geomorfologiske undersøkelser; vektlegging av form og størrelse, forholdet til andre landformer samt dannelsen. Flyfototolkning kan bli fulgt av kartlegging i felt, for å sjekke samt å komplettere detaljene (Anderson et al. 2003, Goudie 1994; p. 456-458). Høyden på terrassene blir bestemt av et gjennomsnitt av målinger, tatt med høydemålere på faste intervaller på terrassekantene (Sollid et al. 1973).

Feilkilder ved målingene kan oppstå ved modifisering av terrassene etter dannelsen, f. eks. ved skred eller myrdannelse. Skiftninger i posisjonene for måling av terrassene kan gi unøyaktigheter i resultatene. Instrumentelle feil kan forekomme, da måleinstrumentene reagerer sakte på endringer i høyde (Goudie 1994; p. 456-458, Sollid et al. 1973).

2.3 Kwartærgeologien i Tveitedalen

Tveitedalen er en rettlinjert dal på 2 km, med utstrekning fra Holmedalsvika (UTM 271 327) i sør, til Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) i nord. Den munner ut på en fjellterskel 88 moh. (se figur 2.1) vendt mot Skånevikfjorden (355 m dyp). En lengdeprofil av dalen viser en stigende høyde, fra havnivå innerst i Holmedalsvika (UTM 271 327) opp mot ca. 200 moh. ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Den første kilometeren er det størst helning, for så å flate ut etter ca. 3 km. Tveitedalen er åpen i munningen, ved gårdene, men smaler inn ca. 1 km fra Holmedalsvika (UTM 271 327). Den gjennomsnittlige dalbredden i de smaleste delene er 700 m.



Figur 2.1 Utsikt nordover Tveitedalen, med fjellterskelen i forgrunnen.

Fjelltoppene vest for Tveitedalen har en høydefordeling på 300-550 moh. Høyest er Giskafjellet (UTM 262 341), på 550 moh. På østsiden varierer fjelltoppene i høyde mellom 250 moh. og 613 moh. Det høyeste punktet ligger på Holmedalsfjellet (UTM 283 342), 613 moh. De vestlige dalsidene er gjennomgående brattere enn de østlige.

Mindre elver og vann ligger spredt i fjellområdene omkring Tveitedalen. Tveitelvo følger dalen nedover fra ca. (UTM 269 347), der den kommer ned østre dalside, til den renner ut i Holmedalsvika (UTM 271 327). Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) ligger innerst i dalen. Innsjøen får tilførsel fra Børgsdalselva, som renner gjennom Børgsdalen, og Skuleelva, fra Skulevatnet (UTM 282 366) i nordøst. Den drenerer gjennom Handelandsdalen og ut i Høylandssundet.

Børgsdalen er den naturlige fortsettelsen av Tveitedalen mot nord. Dalmunningen er omgitt av Ulvanåso (UTM 284 415), 1247 moh. i øst (se figur 2.2) og Englafjell (UTM 252 440), 1200 moh., i vest. Dalen er rett og smal, med ujevn dalbunn og bratte dalsider. Børgsdalselva følger dalbunnen fra Børgsdalsvatnet (UTM 265 394) til den ender i Bakkastølsvatnet (UTM 268 354).

Holmedal ligger på østsiden av Tveitedalens munning, og strekker seg nordøstover langs Matrefjorden (282 m dyp). Ned mot fjorden er det bratte skråninger som faller fra en høyde på ca. 400 moh. Terrenget flater ut nordover, med enkelte koller og fjelltopper på 600-700 moh. Den sørøstligste stripen av Holmedal er naturreservat med fredet edelløvskog. Bygden, Utåker, vest for Tveitedalen vender ned mot Skånevikfjorden. Terrenget er kupert, med bratte lier opp mot de bakenforliggende fjellområdene, som når en høyde på ca. 400 moh. Områdene er dominert av gårdsdrift.



Figur 2.2 Toppen av Dyrrinda (UTM 277 387) sør for Ulvanåso (UTM 284 415). Utsikt i retning øst (Foto: Alf Helge Hermansen).

2.3.1 Lokalitet 1: Utåker (0-460 moh.)

I de lavestliggende delene av lokaliteten, opp til ca. 275 moh. ved Bruntveit i nordøst, med senkning til ca. 120 moh. ved Ølfernes i sørvest, ligger et tynt og usammenhengende dekke av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk, hvor mindre partier med bart fjell opptrer hyppig. Spredte kantede blokker, 0,5-1,5 m i diameter, ligger over materialet. Avsetningen, som er gjennomskåret av en fluvial nedskjæring, Storhaugelva (UTM 260 324), strekker seg, med gradvis avtagende mektighet, ned den slakke skråningen til Skånevikfjorden. En tilsvarende, mindre avsetning er lokalisert til Leirvika, hvor materialdekket når en høyde på ca. 90 moh. Spredte små og vanskelig avgrensbare avsetninger av usortert og kantet materiale bestående av sand, grus, stein og blokk finnes ved Krokavatnet (UTM 256 328) og på Lauvåsen (UTM 260 323). Tre mindre skredavsetninger (UTM 264 324, UTM 253 305, UTM 268 323) overligger de øvrige avsetningene. Området er sterkt modifisert av gårdsdrift.

Langs Skånevikfjorden, øst for kaianlegget (UTM 263 314), er det svabergformer, bart fjell samt en mindre avsetning av grus og stein (UTM 263 313). Sedimentene er godt rundet. I sørvest ligger to jettegryter (UTM 256 311, UTM 256 309), med en bredde på 3-4 m, hvor det også i dag renner vann.

2.3.2 Tolkning

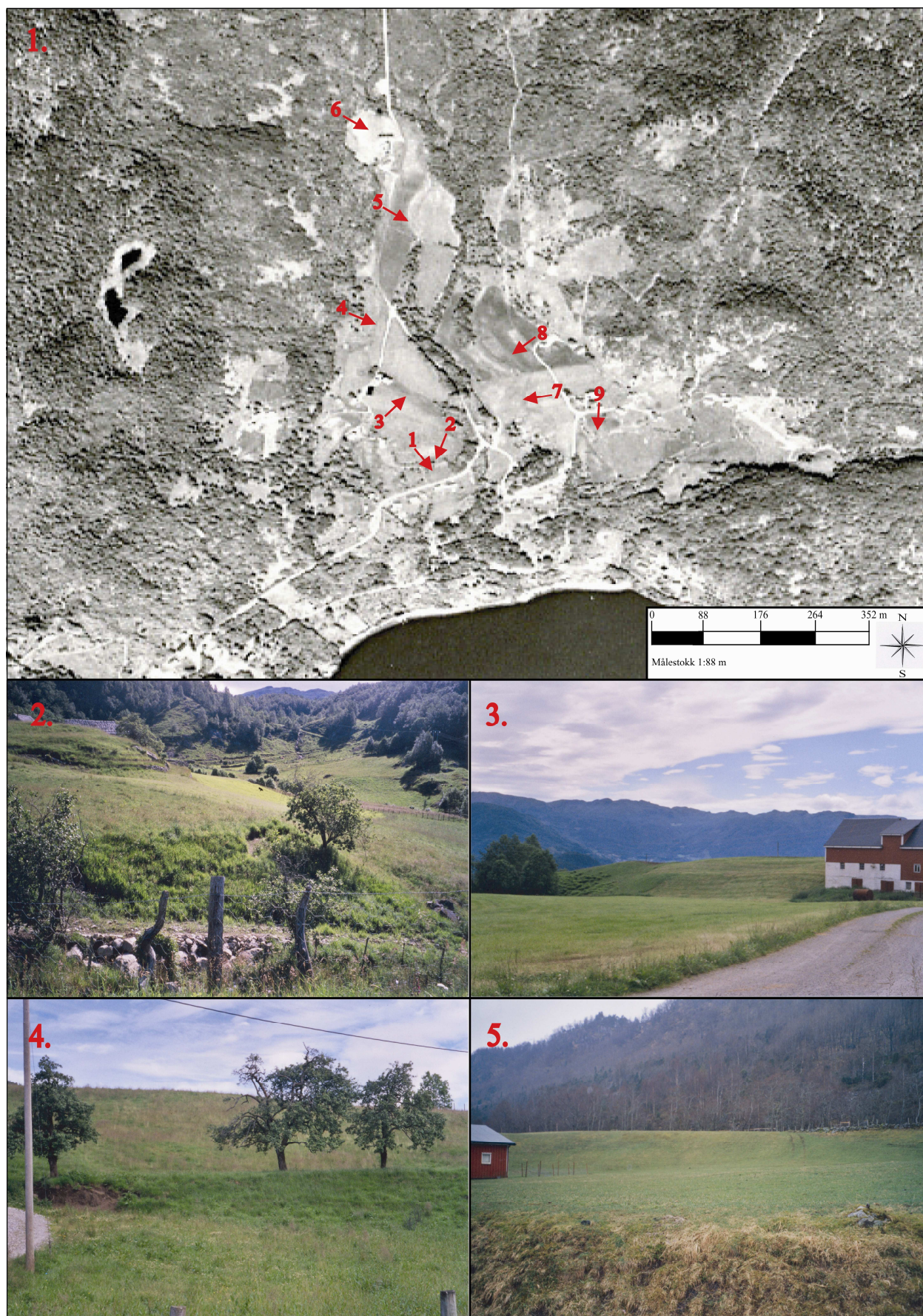
De usammenhengende avsetningene i åssiden er trolig bunnmorenemateriale, avsatt av en topografisk betinget, lokal bre i Skånevikfjorden, som del av en omfattende lokalglasiasjon i de omkringliggende fjord- og fjellområdene. Det er nærliggende å anta at breen var en forlengelse av en samtidig lokal, topografisk styrt brearm i Matrefjorden, beskrevet av Follestad (1972). Senkningen av bunnmorenematerialets utbredelse fra nordøst mot sørvest viser en mulig avtagende bretykkelse samt en tenkelig bevegelsesretning for den lokale breen. Da forekomsten av bunnmorenemateriale opphører ved Ølfernes, kan det være en indikasjon på den maksimale isutbredelsen i Skånevikfjorden under forrige istid. Fraværet av glasiale avsetninger på toppen av Jonåsen (UTM 249 317) sannsynliggjør at den lå isfri da breen fylte Skånevikfjorden. Jettegrytene (UTM 256 311, UTM 256 309) ble trolig dannet av smeltevann under den lokale breen ved tilbaketrekningen. Skredmaterialet er nå inaktive steinsprangavsetninger, dannet i postglasial tid ved nedstyrting av steinblokker og steinmasser. Materialet har samlet seg i ur (talus) i skråningene. Avsetningen av rundet grus og stein ved fjorden er trolig en fjordavsetning, dannet ved bølgevasking i postglasial tid.

2.3.3 Lokalitet 2: Tveit, Holmedalsvika, Holmedal (0-460 moh.)

Tveit er dominert av flater i seks nivåer (se tabell 2.1, figur 2.3), som er modifisert av gårdsbruk. Avsetningene har jevne brattkanter, hvorav flate 1 og 2 (UTM 269 327, UTM 270 328) vender sørover mot Skånevikfjorden, flate 3 (UTM 270 329) vender mot nordøst og flate 4, 5 og 6 (UTM 269 330, UTM 271 333, UTM 269 335) skråer mot Tveitelvo i øst. På flate 3 (UTM 270 329) er det en mindre forhøyning av løsmasser (UTM 271 325). Snitt i grøfter viser at avsetningene består av kantrundet sand og grus samt forekomster av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk. Gårdseierne har opplyst om en større mengde stein og enkelte små forekomster av leire i avsetningen. I dalsiden bak ligger sammenhengende skredavsetninger.

Holmedalsvika er dekket av kantrundet sand og grus, med forekomster av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk. Mellom Tveit og Holmedal er det i dalbunnen en forsenkning med kantrundet sand og grus, som strekker seg fra (UTM 270 336) i nord til (UTM 270 329) i sør. Feltet, som i dag er gjennomskåret av Tveitelvo, har en bredde på 25-50 m.

Holmedal er dominert av flater i tre nivåer (se tabell 2.1, figur 2.3). Flate 7 og 8 (UTM 272 328 og UTM 271 330), Priis og Paradis, er sammenhengende og har jevne brattkanter vendt vestover mot Tveitelvo. Tre mindre hauger (UTM 273 326, UTM 273 327, UTM 273 328) ligger på toppen av flate 7 (UTM 272 328). Flate 9 (UTM 273 327) skråer sørover mot Skånevikfjorden.



Figur 2.3 1. Flybilde med markering av terrassene på Tveit og Holmedal (Holmedalsvika UTM 271 327 i sør), 2. Terrasse 9 (UTM 273 327) (sett mot øst), 3. Terrasse 3 (UTM 270 329) (sett mot sørvest), 4. Terrasse 1 (UTM 269 327) og 2 (UTM 270 328) (sett mot nord), 5. Terrasse 6 (UTM 269 335) (sett mot vest).

Åpne grøfter viser at avsetningene består av kantrundet sand og grus samt spor av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk. I den nordøstlige dalsiden ligger et sammenhengende dekke av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk. Avsetninger av skredmateriale (UTM 278 325, UTM 277 328, UTM 279 329, UTM 282 329) ligger spredt i øst.

Tabell 2.1 Terrassene på Tveit og Holmedal.

Terrasser-Tveit	UTM	Utstrekning	Akkumulasjon/Erosjon	Moh.
1	269 327	sørvest-øst	erosjon	87
2	270 328	vest-nord	erosjon	100
3	270 329	vest-nordvest	erosjon	112
4	269 330	sørvest-nord	akkumulasjon	114
5	271 333	sørvest-nordøst	akkumulasjon	115
6	269 335	sørøst-nord	akkumulasjon	132
Terrasser-Holmedal				
7	272 328	sør-nordøst	erosjon	103
8	271 330	sørøst-nord	erosjon	105
9	273 327	øst-vest	erosjon	100

2.3.4 Tolkning

De sammenhengende avsetningene i den nordøstlige dalsiden kan være bunnmorenemateriale, avsatt ved drenering fra en topografisk styrt, lokal bre i det nordenforliggende området. Det er sannsynlig at breen hadde sin opprinnelse i den sørlige Børgsdalen, med maksimal utstrekning ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354), indikert av randavsetninger (se 2.3.8 Tolkning, 2.3.10 Tolkning). En eventuelt større utbredelse av bunnmorenemateriale i den vestlige dalsiden vil nå være modifisert, dekket av en betydelig mengde postglasiale, inaktive skredavsetninger, dannet ved utglidning av større fjellpartier. Smeltevannsførmene i munningen av Tveitedalen antyder dreneringsretningen. Den lokale breen i Skånevikfjorden var trolig fremdeles til stede da breen i den sørlige Børgsdalen trakk seg tilbake, noe som sannsynligvis resulterte i at smeltevannet fra breen i dalen ble demt opp i dalmunningen. Her kan det glasifluviale materialet ha bygd opp de høyestliggende flatene, terrasse 4, 5 og 6. De lavere flatene, terrasse 1, 2, 3, 7, 8 og 9 kan være erosjonsflater dannet ved elveerosjon, da fjordbreen trakk seg tilbake og smeltevannet ble frigitt. Elvene eroderte i løsmassene etter hvert som landet hevet seg. Det er spor av tidligere elveløp på terrasse 9 (UTM 273 327). Forhøyningene på terrassene kan være erosjonsrester. Feltet med kantrundet sand og grus mellom Tveit og Holmedal er trolig glasifluvialt materiale avsatt i en erosjonskanal under dannelsen av de lavereliggende terrassene. Skredmaterialet består av mindre urer (talus), dannet av postglasiale, nå inaktive steinsprang.

2.3.5 Lokalitet 3: Tveitedalen (0-615 moh.)

I sør ligger en klart avgrenset avsetning med usortert kantet og spredt kantrundet sand, grus, stein og blokk. Kantede blokker, 0-2 m i diameter, samt en større blokk, 3,8 m i diameter (UTM 272 336) (se figur 2.4) er inkorporert i og spredt på toppen av avsetningen.

Dalsidene er preget av sammenhengende skredavsetninger, med varierende mektighet. Tre markerte skredvifter (UTM 268 338, UTM 269 342, UTM 269 346) er lokalisert i vest. Stedvis under skredavsetningene i den østlige dalsiden samt i den ovenforliggende dalsiden er det sammenhengende usortert og kantet sand, grus, stein og blokk. Toppene på Giskafjellet (UTM 262 341), Holmedalsfjellet (UTM 283 342) samt på Bjørkelinuten (UTM 282 345) er dominert av bart fjell.



Figur 2.4 Flyttblokker i Tveitedalen (UTM 271 335, UTM 272 336). Sett mot sørvest og sørøst.

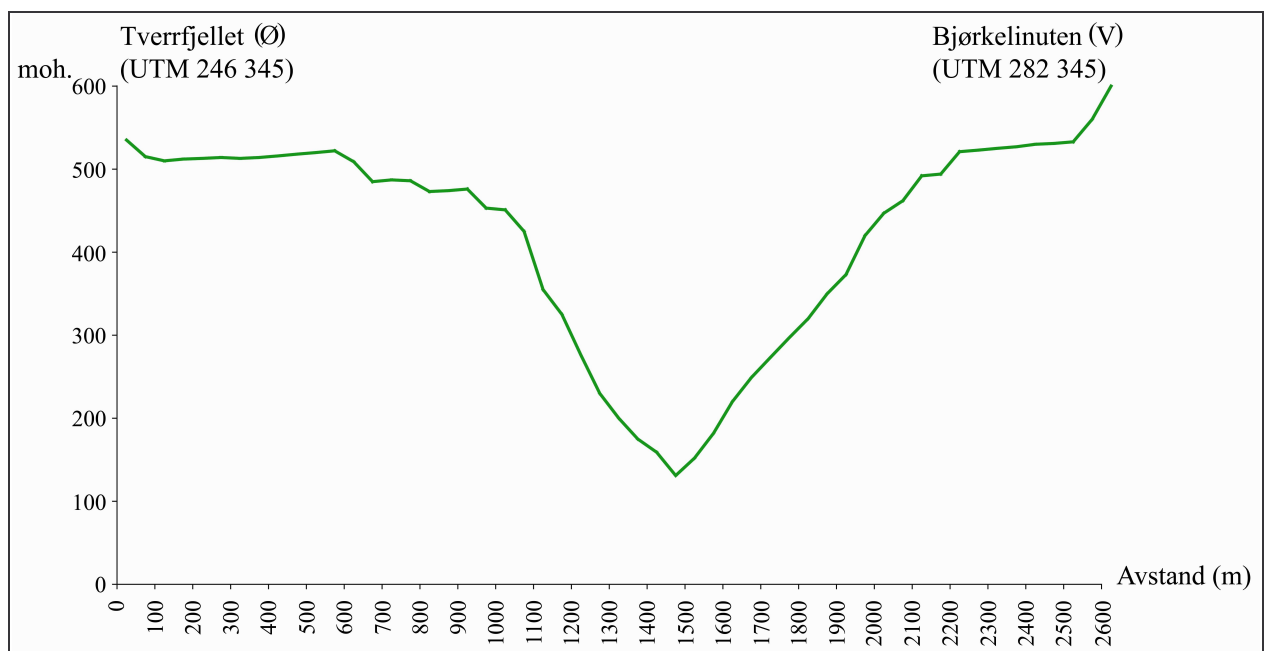
Dalbunnen i Tveitedalen er gjennomskåret av en dreneringskanal, Tveitelvo. Langs elven er det avsatt smale striper med sortert kantrundet og rundet grus, stein og blokk, stedvis dekket av myrer. Blokker fra skredene samt større blokker, 2-5,5 m i diameter, er avsatt på toppen av sedimentene. På vestsiden av Tveitelvo er mindre flater (UTM 269 337, UTM 271 340, UTM 270 343) i tre nivåer (se tabell 2.2) utformet i grus-og steinavsetningene. Flatene har jevne brattkanter mot Tveitelvo i øst. Blokker fra det vestlige skredområdet er avsatt på flatene.

Tabell 2.2 Terrassene i Tveitedalen.

Terrasser-Tveitedalen	UTM	Utstrekning	Akkumulasjon/Erosjon	Moh.
10	269 337	sør-nord	erosjon	136
11	271 340	sør-nord	Erosjon	145
12	270 343	sør-nordvest	erosjon	167

2.3.6 Tolkning

De usammenhengende avsetningene i den østlige dalsiden er del av det som er et belte av bunnmorenemateriale, som strekker seg fra Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) i nord til nedre del av dalsiden nordøst for Holmedal i sør. Det er sannsynlig at sedimentene ble avsatt som følge av drenering fra en lokal, topografisk betinget bre med utgangspunkt sør i Børgsdalen (se 2.3.8 Tolkning, 2.3.10 Tolkning). Smeltevannsavsetningene sør i dalen indikerer dreneringsretningen. Dersom det under dreneringen av breen samtidig ble avsatt bunnmorenemateriale i den vestlige dalsiden i Tveitedalen, vil løsmassene nå være modifisert av betydelige, inaktive postglasiale skredavsetninger, avsatt ved utglidning av større fjellpartier. Et tverrprofil basert på et utsnitt av kartet M 711 1214 I Kvinnherad (Statens kartverk 1988) (se figur 2.5), gir uttrykk for en liten grad av glasial påvirkning under utformingen av dalen. Skrånende dalsider med en smal dalbunn støtter opp om teorien. Den avgrensede avsetningen er trolig ablasjonsmorenemateriale, avsatt over bunnmorenematerialet ved drenering fra breen i den sørlige Børgsdalen. De spredte blokkene er sannsynligvis flyttblokker som ble transportert inne i breen og avsatt under isavsmeltingen. Enkelte av granittblokkene har forekomster av rødlig ortoklas, karakteristisk for det nordenforliggende Ulvanås-massivet (UTM 284 415). Mineralet indikerer en sørlig isbevegelse.



Figur 2.5 Tverrprofil fra den midtre delen av Tveitedalen (Tverrfjellet UTM 246 345-Bjørkelinuten UTM 282 345).

Det er sannsynlig at flatene av grus og stein er terrasser, dannet i postglasial tid. Etter isavsmeltingen ble det trolig langs Tveitelvo bygd opp elvesletter i høyde med den maksimale vannstanden i elven. Under en eventuell påfølgende senkning av vannstanden, kan terrassene ha

blitt erodert ut i de eldre elveslettene. Lokaliseringen av terrassene på den vestlige siden av dalbunnen synes å være topografisk bestemt, da dalsidene har mest markert stigning i øst.

2.3.7 Lokalitet 4: Området rundt Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) (195-600 moh.)

En markert rygg (UTM 267 352) (se figur 2.6) av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk, 210 moh., strekker seg langs den sørvestlige kanten av Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Ryggen er ca. 6 m høy, med en gjennomsnittlig bredde på 19 m. Humusmateriale dekker avsetningen. Derunder er det et 0,6-1 m tykt lag av kantede blokker av granitt, med forekomster av rødlig ortoklas. Spredt på toppen av ryggen ligger kantede blokker, med en diameter på 0,5-1 m. Avsetningen har en ujevn overflate med små hauger og er gjennomskåret av en skogsvei.



Figur 2.6 Sørlike ende av randmoreneryggen (UTM 267 352) sørvest for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Sett mot nord.

Sør for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) ligger en svakt markert ryggform (UTM 269 351) (se figur 2.7), bestående av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk, 198 moh. Den har en høyde på ca. 5 m og er ca. 16 m bred. Proksimalsiden er dekket av kantede blokker, med en diameter på 0,5-1 m. Ryggen har utstrekning i retning øst-vest. I sør, vest og øst går den i ett med skogsveien.

Nord for utløpet fra Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) registrerte Follestad (1972) en rygg (UTM 263 355), bestående av storblokkige sedimenter, 220 moh. Ryggen strekker seg fra nordøst mot sørøst.



Figur 2.7 Proksimalsiden av endemoreneryggen (UTM 269 351) sør for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Sett mot sør.

På østsiden av Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) ligger en klart avgrenset haugformet avsetning (UTM 272 354), 197 moh., av sortert og kantrundet sand og grus, med forekomster av kantrundete steiner og blokker, med en høyde på ca. 11 m og en bredde på ca. 39 m. Et lag av humusmateriale ligger på toppen av løsmassene. Avsetningen har flere forekomster av lagdeling (se Kapittel 4). Kantede blokker, 0,5-1 m i diameter, ligger oppå avsetningen. Mindre avsetninger av sortert og kantrundet sand, grus, stein og blokk er lokalisert i nord og nordøst, ved utløpet av Skuleelva. Østover langs Skuleelva er det lokalisert en jordart bestående av kantrundet og rundet grus, mindre forekomster av usammenhengende, usortert og kantet grus og stein samt en jettegryte (UTM 272 355). Små og vanskelig avgrensbare avsetninger av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk ligger nordøstover mot Langlivatnet (UTM 293 369).

Follestad (1972) registrerte to flater (UTM 271 355, UTM 270 352) henholdsvis nord og sørøst for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) (se tabell 2.3). Flate 18 (UTM 271 355) har brattkant vestover mot Børgsdalselva, mens flate 19 (UTM 270 352) skråer nordvestover mot Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Flate 19 (UTM 270 352) strekker seg fram til ryggen (UTM 269 351) i passpunktet mot Tveitedalen. Det øverste laget av avsetningene (75 cm) består av grusholdig sand. Under dette er det godt sortert sand uten tydelige strukturer. Flatene er dekket av spredtliggende stein og enkelte blokker.

Tabell 2.3 Terrassene ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354).

Terrasser-Bakkastølsvatnet	UTM	Utstrekning	Akkumulasjon/Erosjon	Moh.
18	271 355	nord-sør	akkumulasjon	207
19	270 352	nordøst-sørvest	akkumulasjon	207

Langs sørvest- og sørøstsiden av Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) ligger smale belter av sammenhengende usortert og kantet sand, grus, stein og blokker med kantede blokker, 0,5-2 m i diameter, på overflaten. Langs vannkanten er det avsatt materiale av sortert og kantrundet sand, grus og stein samt et belte med kantrundede blokker. I skråningen mellom lysløypen nordvest for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) og østsiden av Tveitebotnvatnet (UTM 260 365), 225-298 moh, ligger et belte av overgrodde, kantede blokker, med en gjennomsnittlig diameter på 0,5-1 m, på toppen av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk. Skråningen er gjennomskåret av flere fluviale nedskjæringer, der det på sidene er avsetninger av sortert og kantrundet og rundet sand og grus. Ved lysløypen ligger mindre forekomster av usammenhengende usortert og kantet grus og stein. Det er fire skredavsetninger (UTM 262 353, UTM 267 358, UTM 272 352, UTM 272 355), der avsetning (UTM 262 353) har en mindre vifteform, på lokaliteten.

2.3.8 Tolkning

Forekomstene av sammenhengende sand, grus, stein og blokk er trolig bunnmorenemateriale, som ble avsatt av en lokal bre gjennom den sørlige Børgsdalen, styrt av topografiske forhold. Det er nærliggende å anta at den sørlige ryggen, en endemorenerygge (UTM 269 351), samt den sørvestlige ryggen, en randmorenerygge (UTM 267 352), ble skjøvet opp av den samme breen. Teorien om en sørlig isbevegelse blir støttet av at enkelte av granittblokkene som er inkorporert i randmoreneryggen (UTM 267 352) inneholder rødlig ortoklas, karakteristisk for det nordenførliggende Ulvanås-massivet (UTM 284 415). Endemoreneryggen (UTM 269 351) markerer antakelig den maksimale utstrekningen av breen mot sør. I følge Follestad (1972) er den ryggformede avsetningen (UTM 263 355) nordvest for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) en randmorenerygge, dannet langs randen av breen med utgangspunkt i den sørlige Børgsdalen. Randavsetningen indikerer den maksimale utstrekningen av breen mot vest.

Den haugformede avsetningen (UTM 272 354) øst for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354), som vil bli nærmere tolket i Kapittel 4, er trolig en kame-avsetning, dannet av breelver i et hulrom under den lokale breen samtidig med de mindre avsetningene av glasifluvialt materiale langs Skuleelva samt med jettegryten (UTM 272 355).

Flatene (UTM 271 355, UTM 270 352) langs randen av Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) ble av Follestad (1972) tolket til å være lateralterrasser, avsatt ved akkumulasjon av glasifluvialt materiale langs østsiden av breen gjennom den sørlige Børgsdalen. Da høyden på avsetningene korresponderer omtrentlig med det laveste punktet på endemoreneryggen (UTM 269 351) i

passpunktet mot Tveitedalen, utledet Follestad (1972) at smeltevannet fra breen fikk avløp sørover, ned Tveitedalen.

Av avsetninger dannet i postglasial tid, er det på lokaliteten fluviale avsetninger langs elvene samt spredte forekomster av grus og stein, tolket til å være forvittringsmateriale, dannet ved mekanisk forvitring, frostsprengning av berggrunnen. Nærmest kanten av Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) ligger lakustrine avsetninger, trolig avsatt ved høyere vannstand i innsjøen. Skredmaterialet er inaktive steinsprangavsetninger samlet i urer (talus) i fjellsiden, som følge av nedrasninger av steinblokker og steinmasser.

2.3.9 Lokalitet 5: Sørligste del av Børgsdalen (190-620 moh.)

Follestad (1972) kartla et belte av tre klart markerte rygger (UTM 271 377, UTM 275 378, UTM 276 378) på henholdsvis 520 moh., 620 moh. og 650 moh. i den østlige dalsiden i Børgsdalen. Samtlige rygger, som består av blokkrike avsetninger, har en utstrekning i retning nord-sør. I nevnte dalside lokaliserte Diesen (2003) en rygg (UTM 279 378) av usortert sand, grus, stein og blokk, 615 moh. Ryggen har en utstrekning i retning nord-sørvest.

Det lavestliggende partiet av dalsidene er dekket av sammenhengende usortert og kantet sand, grus, stein og blokk. Linser med sand og grus er inkorporert i avsetningen. På overflaten ligger kantede blokker, med en diameter på 0,5-1 m, samt større, spredte blokker, 3-4 m i diameter.

Dalbunnen er gjennomskåret av en dreneringskanal, Børgsdalselva, som rommer en stor andel rundet blokkmateriale samt enkelte større blokker, 2-4,5 m i diameter. Avsetninger av sortert kantrundet og rundet sand og grus ligger langs elven. Et mindre skred (UTM 273 356) er lokalisert i sørøst.

I den østlige dalsiden og langs randen av Børgsdalsvatnet (UTM 265 394) ligger sammenhengende skredavsetninger med varierende mektighet.

2.3.10 Tolkning

Ryggene (UTM 271 377, UTM 275 378, UTM 276 378, UTM 279 378) i Børgsdalens østlige dalside ble av Follestad (1972) tolket til å være randmorenerygger. Den lavestliggende randmoreneryggen (UTM 271 377) ble trolig avsatt av en lokal, topografisk styrt bre med utgangspunkt i den sørlige Børgsdalen. Ryggen kan antyde den maksimale utstrekningen av breen mot øst. De øvrige avsetningene i randbeltet ble antakelig avsatt av en brearm fra Matrefjorden. Høyden samt lokaliseringen av randmoreneryggene (UTM 275 378, UTM

276 378, UTM 279 378) indikerer at breen fra Matrefjorden her trolig fløt sammen med breen fra den sørlige Børgsdalen.

De sammenhengende løsmassene er antakelig blokkrikt bunnmorenemateriale. En lokal, topografisk betinget bre sør i Børgsdalen avsatte trolig sedimentene. Avsetningene i området rundt Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) (se 2.3.7 Lokalitet 4) indikerer at den lokale breen hadde en sørlig bevegelsesretning. De største blokkene, som kan være flyttblokker, ble sannsynligvis ført med breen og avsatt da den smeltet ned. Forekomstene av sand og grus er sannsynligvis postglasiale fluviale avsetninger.

Skredmaterialet består av nå inaktive steinsprangavsetninger samlet i urer (talus), som et resultat av nedstyrting av steinblokker og steinmasser.

2.3.11 Oppsummering

Langs Skånevikfjordens nordvestside vitner forekomsten av bunnmorenemateriale om en tidligere tilstedeværelse av en topografisk betinget, lokal bre i fjorden. Breen var trolig en del av en omfattende lokalglasiasjon i de omkringliggende fjord- og fjellområdene. Breen, som antakelig var en forlengelse av den lokale breen i Matrefjorden, sank sannsynligvis i høyde sørvestover og stagnerte ved Ølfernes. Brebevegelsen var mot sørvest. Toppene over ca. 300 moh. lå trolig isfrie, da det ikke er funnet glasiale avsetninger her.

De spredte forekomstene av bunnmorenemateriale i den sørligste delen av Børgsdalen og i hele Tveitedalen, indikerer at det var en lokal, topografisk styrt bre til stede. Det er sannsynlig at breen hadde sin opprinnelse sør i Børgsdalen samt at bevegelsen var fra nord mot sør. Den lavestliggende randmoreneryggen (UTM 271 377) i den østlige dalsiden i Børgsdalen kan antyde den maksimale utstrekningen av breen mot øst. De øvrige randmoreneryggene (UTM 275 378, UTM 276 378, UTM 279 378) i randbeltet ble trolig avsatt av en lokal bre, styrt av topografiske forhold, med utgangspunkt i Matrefjorden. Høyden og lokaliseringen av randavsetningene indikerer at breen fra fjorden her ble sammenhengende med breen sør i Børgsdalen. Den maksimale utstrekningen av breen ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) er markert av randmorenerygger (UTM 263 355, UTM 267 352, UTM 269 351) henholdsvis vest, sørvest og sør for innsjøen. Breen drenerte antakelig sørover gjennom Tveitedalen. Avsetninger av bunnmorenemateriale er begrenset til den østlige dalsiden. Rester av en eventuelt større utbredelse i den vestlige dalsiden vil nå være dekket av betydelige fjellskredavsetninger. Forekomsten av rødlig ortoklas i granittblokker i randmoreneryggen (UTM 267 352) i sørvest og flyttblokkene, indikerer at breen hadde en sørlig bevegelsesretning. Under isavsmeltingen lå

sannsynligvis den lokale breen ennå i Skånevikfjorden, hvor den demmet opp for breelvene i Tveitedalen, noe som ga en påfølgende akkumulasjon og erosjon av de glasifluviale terrasseflatene.

Terrassene (UTM 271 355, UTM 270 352) nord og sørøst for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) samt kame-avsetningen (UTM 272 354) i øst ble antakelig dannet som følge av akkumulasjon av glasifluvialt materiale langs randen av breen gjennom den sørlige Børgsdalen.

I dalbunnen dominerer postglasiale, fluviale prosesser, hvor det ble erodert ut terrasser i tre nivåer. Postglasiale, inaktive fjellskred-og steinsprangavsetninger er utbredt i dalsidene.

2.4 Kwartærgeologien i Handeldalsdalen

Handeldalsdalen er en svakt meandrerende dal på 4 km, som strekker seg fra Handeland (UTM 209 349) ved Høylandssundet (229 m dypt) i vest, til Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) i øst, hvor den møter Tveitedalen. Dalens lengdeprofil viser en økning i høyde, fra havnivå ved Høylandssundet til ca. 200 moh. ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Stigningen er sterkest markert fra dalmunningen og ca. 1,5 km innover i dalen, for deretter å jevne ut og øke mer gradvis. Handeldalsdalen er åpen i munningen, men smaler inn etter ca. 1,5 km. Den gjennomsnittlige dalbredden i det smaleste partiet er ca. 750 m.

Fjellområdet på nordsiden av Handeldalsdalen har en høydefordeling på 400-900 moh. Horga (UTM 238 376), på 893 moh., er det høyeste fjellet. På sørsiden ligger høydefordelingen på 200-550 moh. Det høyeste punktet ligger på Tverrfjellet (UTM 246 345), 534 moh. I den indre, trangeste delen av Handeldalsdalen er dalsidene på sørsiden brattest, mens de nordlige dalsidene er brattest i den ytre, åpne delen.

Mindre elver og vann er utbredt i fjellene omkring Handeldalsdalen. Handeldalselva følger med gjennom hele dalen, fra sin opprinnelse i Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) til den renner ut i Høylandssundet. Den får tilførsel fra mindre elver som kommer ned dalsidene, bl. a. Ljosåno (UTM 248 367).

På sørsiden av Handeldalsdalens munning ligger bygden Sandvoll. Landskapet består av spredte voller og bøer med slakk helling vestover mot Høylandssundet. Bakenfor stiger liene bratt opp mot høyder på nærmere 200 moh. Byggefelt og tidligere utvinning av grus preger terrenget. Bygdene Skarveland og Ersland ligger sør for Sandvoll. Området er karakterisert av spredte voller og marker som skråner slakt mot Høylandssundet. Bak dem stiger liene bratt opp mot ca.

500 moh. Området er preget av gårdsdrift. Erslandsvatnet (UTM 224 332) er lokalisert vest for Halsnøy, der en større endemorenerigg (f. eks. Follestad 1972) krysser over øyen.

2.4.1 Lokalitet 6: Handelandsdalen (90-600 moh.)

I Handelandsdalen er det lokalisert atskilte partier med sammenhengende usortert og kantet sand, grus, stein og blokk, stedvis med stor mektighet. Dekket sørøst i dalen har kantede blokker, 0,5-4 m i diameter, spredt på toppen samt mindre forekomster av lag med sand og grus. Det øvrige materialet er blokkrikt og har enkelte kantede blokker, 0,5-1 m i diameter, på overflaten. Ujevnheter i terrenget gir stedvise samlinger av løsmassene i mindre forhøyninger. Mellom de større partiene er det lokalisert små forekomster av usammenhengende, usortert og kantet sand, grus, stein og blokk.

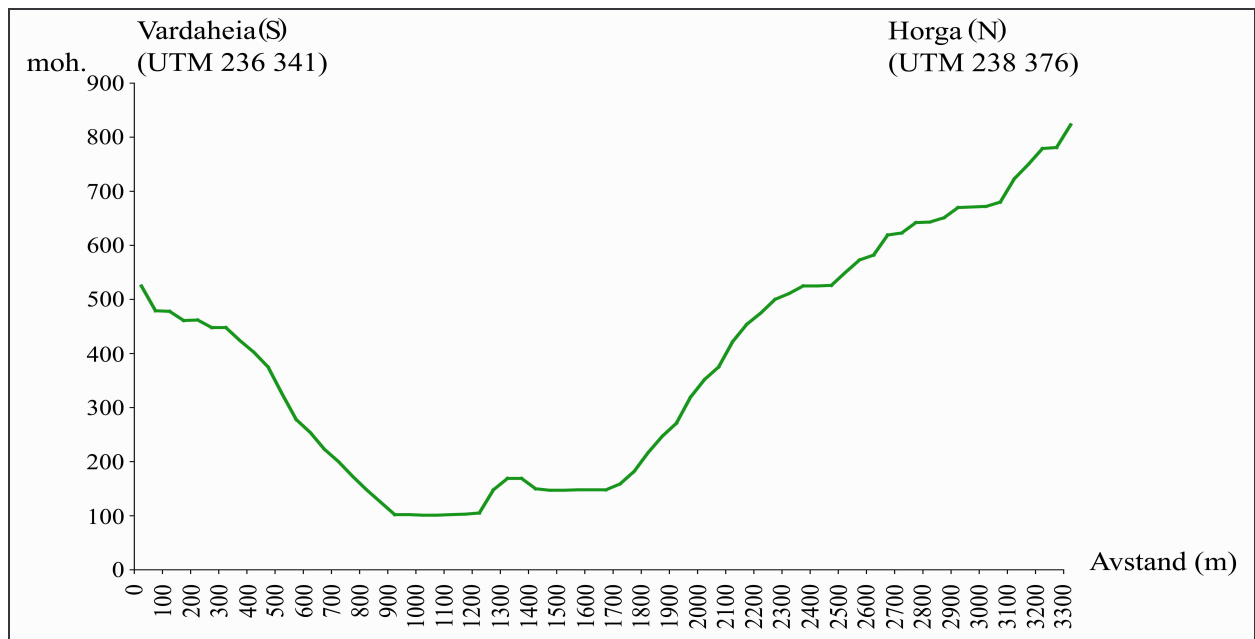
En dreneringskanal, Handelandselva, skjærer gjennom hele dalen. Den er karakterisert av en rekke små ”øyer” samt større blokker omgitt av kantrundete og rundete sedimenter med kornstørrelser varierende fra sand til blokk. Skredavsetninger (UTM 262 353, UTM 245 354, UTM 249 359, UTM 247 359, UTM 237 354, UTM 232 353, UTM 230 356, UTM 213 353, UTM 252 359) er utbredt i de bratte dalsidene. Mindre, usammenhengende skredavsetninger ligger i de høyere og brattere områdene. Partier med bart fjell ligger over ca. 400 moh.

2.4.2 Tolkning

De sammenhengende avsetningene kan tolkes til å være bunnmorenemateriale, avsatt som følge av drenering fra en bre ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Breen, med opprinnelse i den sørlige Børgsdalen, var trolig lokal samt topografisk betinget. Lokaliseringen av bunnmorenematerialet indikerer at breen drenerte sørover Tveitedalen og vestover Handelandsdalen (se 2.3.8 Tolkning). Samtidig fant det trolig sted avrenning av glasiale sedimenter ned dalskråningene sørvest for Tveitebotnvatnet (UTM 260 365). De største blokkene, som trolig er flyttblokker, ble antakelig avsatt under isavsmeltingen. Fjellområdene over ca. 250 moh. mellom Handelandsdalen og Tveitedalen; Tverrfjellet (UTM 246 345), Giskafjellet (UTM 262 341) og Vardaheia (UTM 236 341) samt fjellområdet over ca. 200 moh. nord for Handelandsdalen; Horga (UTM 238 376) kan ha vært isfrie, begrunnet ut fra manglende avsetninger fra breer her. En dårlig utviklet U-dalsprofil (se figur 2.8) viser at breer trolig medvirket til utformingen av dalen.

Langs randen av Handelandselva er det fluviale avsetninger, dannet i postglasial tid. De største akkumulasjonene av stein og blokker i dalsidene er aktive og inaktive fjellskredavsetninger,

dannet ved utrasning av større fjellpartier i postglasial tid. I de øvre dalsidene danner aktive og inaktive steinsprangavsetninger talus, som følge av nedstyrtning av steinblokker og steinmasser.



Figur 2.8 Tverrprofil fra den midtre delen av Handeldalsdalen (Vardaheia UTM 236 341-Horga UTM 238 376).

2.4.3 Lokalitet 7: Handeland (0-240 moh.)

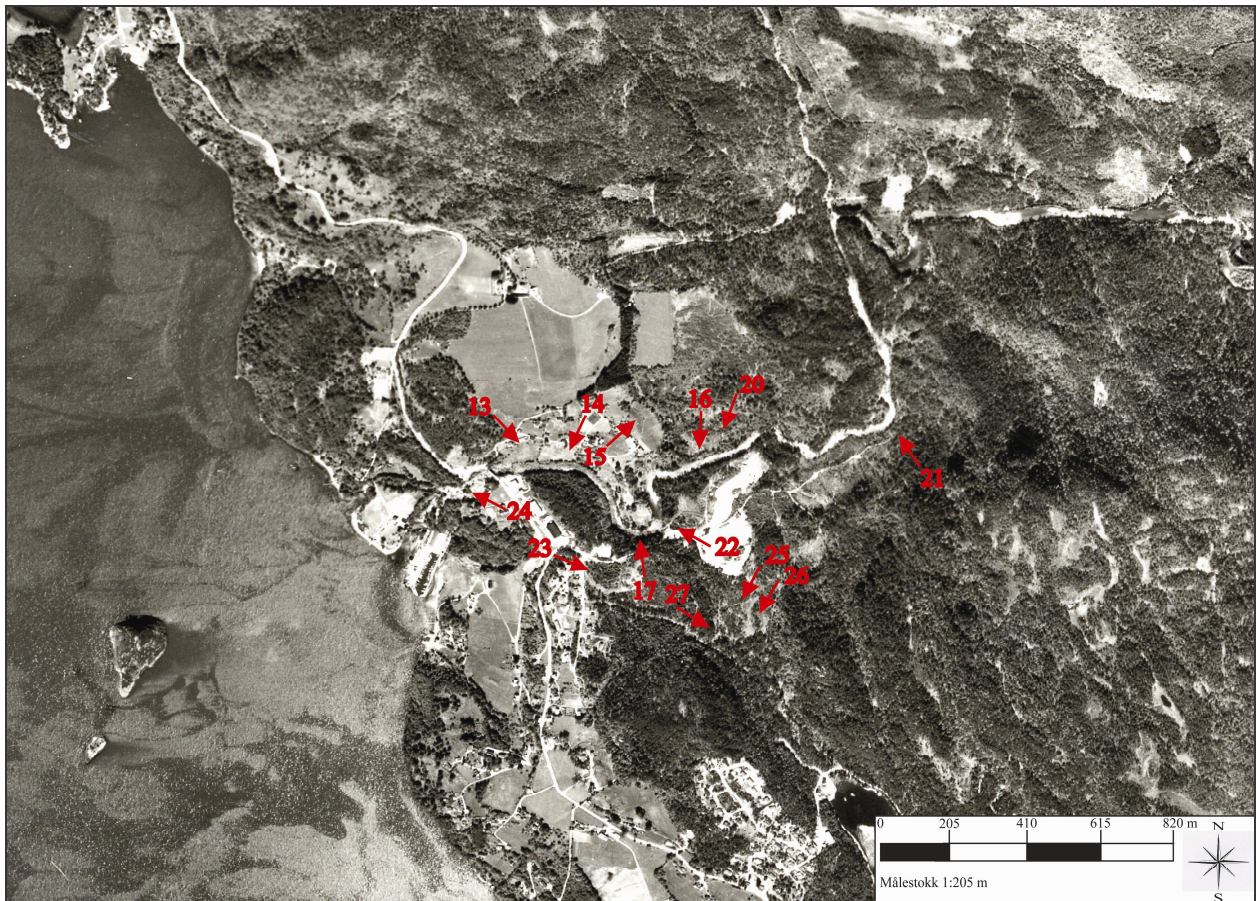
En markert rygg (UTM 215 349) (se figur 2.9) av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk, 78 moh., strekker seg på tvers av dalmunningen, fra foten av Åsane (UTM 211 361) i nord, mot Handeldalselva (UTM 214 347) i sør. Humusmateriale utgjør det øvre laget av den blokkrike avsetningen, som har en gjennomsnittlig høyde på 6 m og en bredde på 30 m. Spredt på overflaten ligger kantede blokker, 0,5-1 m i diameter. Ryggen har en ujevn, bølgende form med flere klare brudd og åpne snitt, delvis grunnet gjennomskjærende veier og gårdsdrift. Øst for avsetningen ligger sammenhengende avsetninger, bestående av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk. I vest fortsetter avsetningen videre ned mot Høylandssundet. Små partier med bart fjell opptrer spredt.

Gårdsområdet nærmest Handeldalselva i sør er dominert av flater i tre nivåer (se tabell 2.4, figur 2.10). Flate 13, 14, 16 og 20 (UTM 214 347, UTM 215 346, UTM 219 347, UTM 218 347) vender sørover mot Handeldalselva, mens flate 15 (UTM 216 347) har brattkant vendt mot øst innover Handeldalsdalen. Formene har jevne brattkanter, i liten grad modifisert av gårdsbruket. Avsetningene består av kantrundet grus, med forekomster av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk.

En skredavsetning (UTM 213 353) ligger i den vestlige dalsiden.



Figur 2.9 Midtre del randmoreneryggen (UTM 215 349) bak Handeland gård. Sett mot sørøst.



Figur 2.10 Flybilde med markering av terrassene på Handeland og Sandvoll.

Tabell 2.4 Terrassene på Handeland.

Terrasser-Handeland	UTM	Utstrekning	Akkumulasjon/Erosjon	Moh.
13	214 347	vest-øst	erosjon	65
14	215 346	vest-sørøst	erosjon	65
15	216 347	nordvest-sørøst	erosjon	70
16	219 347	vest-øst	erosjon	75
20	218 247	vest-øst	erosjon	75

2.4.4 Tolking

Det er grunn til å anta at ryggformen (UTM 215 349) på Handeland, en randmorenerygg, ble avsatt langs randen av et innlandsisdekke i det vestenforliggende Høylandssundet under forrige istid. Ryggen kan settes i sammenheng med avsetningene av bunnmorenemateriale i vest, som er del av et belte som strekker seg langs sørøstsiden av sundet, og trolig ble avsatt under det samme breframrykket. Dekket av bunnmorenemateriale i øst ble trolig avsatt som følge av drenering fra breen. Breen hadde sannsynligvis utgangspunkt i nord-nordøst ved Rosendal, hvor fra den i Høylandssundet beveget seg i retning sør-sørøst, basert på avsetningene på Ersland og Halsnøy (se 2.4.8 Tolkning).

Under nedsmeltingen av isdekket i Høylandssundet ble antakelig glasifluviale sedimenter akkumulert langs breranden. Randmoreneryggen (UTM 215 349) på Handeland medvirket trolig til en oppdemning av smeltevannet i munningen av Handelandsdalen. Etter at breen trakk seg tilbake, eroderte sannsynligvis Handelandselva ut terrassene etter hvert som landet hevet seg, noe det er nærliggende å anta, da jevnhøye terrasser; flate 17, 21, 22 og 23 (se 2.4.6 Tolkning) ligger parallelt sør for elven.

2.4.5 Lokalitet 8: Sandvoll (0-90 moh.)

På Sandvoll registrerte Follestad (1972) en mindre rygg (UTM 217 341), bestående av usortert sand, grus, stein og blokk, 78 moh. Ryggen, med en utstrekning i retning nord-sør, har en svakt bølgende overflate.

Store deler av lokaliteten framstår som et grustak (UTM 218 344), med godt innblikk i stratigrafien (se Kapittel 4) til de mektige løsmassene. Materialet, som består av sortert, kantrundet sand og grus, med mindre forekomster av leire og stein, er samlet i hauger og rygger, påvirket av tidligere arbeider med utvinning av løsmasser. I grustaket (UTM 218 344) er det utformet flater i fem nivåer (se tabell 2.5). Flate 17, 21, 22 og 23 (UTM 217 344, UTM 222 347, UTM 218 345, UTM 215 343) vender nordover mot Handelandselva, mens flate 24 (UTM 213 345) har brattkant i retning Høylandssundet i vest. I den nordvestlige munningen av

Vassdalen ligger flate 25, 26 og 27 (UTM 219 342, UTM 218 341, UTM 219 341), med brattkanter som skråer innover mot Handelandselva i nord. I dalbunnen mellom flatene registrerte Follestad (1972) en elvevifte (UTM 219 334), 75 moh.

Tabell 2.5 Terrassene på Sandvoll.

Terrasse-Sandvoll	UTM	Utstrekning	Akkumulasjon/Erosjon	Moh.
17	217 344	vest-nordøst	erosjon	70
21	222 347	vest-øst	erosjon	79
22	218 345	nord-sørvest	erosjon	68
23	215 343	nord-sørvest	erosjon	68
24	213 345	nord-sørøst	erosjon	45
25	219 342	nordøst-sørvest	erosjon	69
26	218 341	nordvest-sørøst	erosjon	75
27	219 341	nordøst-sørvest	erosjon	75

Sammenhengende avsetninger av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk, stedvis med stor mektighet, er lokalisert i vest. Avsetningen er del av et større løsmassedekke som strekker seg sørover langs Høylandssundet. Mindre fjellblotninger opptrer langs sundet.

2.4.6 Tolkning

Ryggen (UTM 217 341) på Sandvoll ble av Follestad (1972) tolket til å representere fortsettelsen av randmoreneryggen (UTM 215 349) på Handeland. Sedimentene ble trolig avsatt langs randen av et innlandsisdekke i det vestenforliggende Høylandssundet under forrige istid. Sett i sammenheng med forekomstene av bunnmorenemateriale langs den sørøstlige randen av sundet, uttrykker løsmassene en mulig bevegelsesretning for breen.

Avsetningen av sand og grus er trolig glasifluvialt materiale (nærmere tolket i Kapittel 4), avsatt under nedsmeltingen av innlandsisen i Høylandssundet, da breelver synes å ha fylt munningen av Handelandsdalen med løsmasser. Etersom breen trakk seg tilbake og landet hevet seg, er det trolig at Handelandselva eroderte i sedimentene og utformet parallelle flater nord og sør for utløpet; terrasse 13, 14, 16, 17, 20, 21, 22, 23 og 24. Lokaliseringen av terrassene 25, 26 og 27 i den nordvestlige munningen av Vassdalen, sør for Sandvoll, gir et uttrykk for en mulig drenering av smeltevann gjennom dalen til Erslandsvatnet (UTM 224 332). Avsetningene ble trolig dannet ved elveerosjon etter at breen trakk seg tilbake. En elvevifte (UTM 219 334) i dalbunnen mellom terrassene støtter teorien.

2.4.7 Lokalitet 9: Skarveland og Ersland (0-350 moh.)

På Skarveland ligger en svakt markert rygg av usortert og kantet sand, grus, stein og blokk (UTM 217 336) (se figur 2.11), 75 moh., med utstrekning i nordvestlig-sørøstlig retning. Ryggen, som er delvis gravd vekk i forbindelse med gårdsdrift, er 9 m høy og har en bredde på 24 m. Follestad (1972) registrerte en tilsvarende, større rygg (UTM 219 330), 78 moh., på Ersland. Avsetningen, som har en svakt bølgende overflate samt er forstyrret av oppdyrking, har en utstrekning i retning nord-sør.



Figur 2.11 Randmoreneryggen (UTM 217 336) på Skarveland. Sett mot nordvest.

Et belte av sammenhengende usortert og kantet sand, grus, stein og blokk, stedvis med stor mektighet, strekker seg langs Høylandssundet, fra Handelandselva i nord til Ersland i sør. Løsmassene opptrer lokalt i form av mindre hauger. Mektigheten avtar vestover mot fjorden, der spredte fjellblotninger opptrer. Langs nordsiden av Erslandsvatnet (UTM 224 332) er det avsatt usortert og kantet sand, grus, stein og blokk, stedvis med stor mektighet. Enkelte partier med bart fjell stikker opp gjennom løsmassene. Avsetningen er ujevn, med samling av materialet i hauger, rygger og forsenkninger. Spredte, kantede blokker, 0,5-2 m i diameter, noen med forekomster av rødlig ortoklas, er avsatt på toppen av sedimentene.

To skredavsetninger (UTM 221 337, UTM 222 335) ligger i fjellsiden ved den nordlige enden av Erslandsvatnet (UTM 224 332). Nedenfor, langs vannkanten, er det lokalisert en avsetning av sortert kantrundet og rundet sand, grus og stein. På Skarvelandsfjellet (UTM 223 345) ligger spredte partier med bart fjell over ca. 200 moh.

2.4.8 Tolkning

Ryggformene (UTM 217 336, UTM 219 330) kan være randmorenerygger, trolig avsatt langs randen av innlandsisen i Høylandssundet, i forbindelse med randmoreneryggene (UTM 215 349, UTM 217 341) på Handeland og Sandvoll (se 2.4.4 Tolkning, 2.4.6 Tolkning).

De sammenhengende sedimentdekkene er antakelig bunnmorenemateriale som ble avsatt i sammenheng med innlandsisen i Høylandssundet. Oppholdet av bunnmorenemorenematerialet ved Erslandsvatnet (UTM 224 332), kan være en indikasjon på den maksimale isutbredelsen i sundet, satt i sammenheng med endemoreneryggen over Halsnøy (f. eks. Mangerud 2000).

2.4.9 Oppsummering

Utbredelsen av bunnmorenematerialet i Handelandsdalen indikerer at området trolig var preget av drenering fra en bre lokalisert ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Breen var trolig lokal og styrt av topografien. Drenering fra breen kan samtidig ha funnet sted ned dalskråningene sørvest for Tveitebotnvatnet (UTM 260 365).

De glasifluviale sedimentene i munningen av Handelandsdalen ble trolig avsatt under nedsmeltingen av isdekket i Høylandssundet. I forbindelse med at breen forsvant og landet hevet seg, eroderte antakelig Handelandselva ut terrasser i det glasifluviale materialet. Lokaliseringen av tre terrasser i den nordvestlige munningen av Vassdalen antyder en drenering av løsmassene gjennom dalen og ut i Erslandsvatnet (UTM 224 332).

Lokaliseringen av bunnmorenematerialet langs den østlige kanten av Høylandssundet samt øst for Erslandsvatnet (UTM 224 332) vitner om en tidligere tilstedeværelse av en bre. Det er nærliggende å anta at breen var del av innlandsisen som dekket store deler av Hardangerfjorden under forrige istid og kom fra nord-nordøst, nær Rosendal samt at den maksimale utbredelsen i Kvinnheradsfjorden er markert av en endemorenerygg over Halsnøy, som nevnt av bl. a. Follestad (1972) og Mangerud (2000). Randmoreneryggene (UTM 215 349, UTM 217 341, UTM 217 336, UTM 219 330) på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland ble trolig avsatt under det samme breframstøtet.

I dalbunnen dominerer postglasiale, fluviale prosesser. Postglasiale skredprosesser er og var aktive i dalsidene.

Kapittel 3 Lakustrine sedimentstudier

Innsjøer er naturlige sedimentfeller der historien til dreneringsområdet og prosesser i innsjøen kontinuerlig blir registrert. Erosjonsratene er generelt høyere for glasiale enn for ikke-glasiale dreneringsområder, noe som gir markerte forskjeller i innholdet av minerogent materiale (Karlèn 1976, 1981, Ashley et al. 1985; p. 135-175, Liemann & Niessen 1993, Ashley 1995; p. 417-444). Sedimentkjerner fra innsjøer er de senere årene brukt som en viktig kilde til høyopløselige prokxy-data for klima-og miljøendringer under deglasiasjonen ved overgangen mellom Yngre Dryas og Holocene (f. eks. Leonard 1985, Karlèn & Matthews 1992, Nesje et al. 1994, 2000).

3.1 Sedimentasjon i innsjøer

Sedimentasjonen (se tabell 3.1) er i stor grad bestemt av innsjøens form, volum, batymetri samt beliggenhet (moh.) (Håkanson & Jansson 1983; p. 5-31). En betydelig materialkilde er allokton sedimenttilførsel; organisk og minerogent materiale ført med elver og fra avrenning i terrenget rundt innsjøen. Sedimentasjonen vil generelt være størst ved elvemunningen. Formen på skråningene avgjør mengden av in situ forvitret grunnfjell, mobilisert ved massebevegelse (Kirkby & Morgan 1980; p. 122-124, Boulton & Deynoux 1981, Østrem & Olsen 1987, Hallet et al. 1996, Bigelow & Edwards 2001). Den autoktone produksjonen av planter og organismer i innsjøer gir sedimentasjon av organisk materiale (Håkanson & Jansson 1983; p. 5-31). Strømninger skapt av forskjeller i tetthet i vannmassene kan forårsake resedimentasjon og forstyrrelse av avsetninger samt gi dannelse av nye lag (Nichols 1999; p. 128-134).

I forbindelse med flom og massebevegelse i subaerile og subakvatiske skråninger, vil en masse av sedimentladet luft eller vann kunne danne tetthetsstrømmer i innsjøen. Trykket av strømmene, som har større tetthet enn vannet i innsjøen, skaper subakvatisk massebevegelse med oppvirvling av tidligere avsatt materiale, som gir endringer i stratigrafien. De nye enhetene er kalt turbiditter. Lagene, som ofte er vanskelige å måle den nøyaktige tykkelsen på, da de ikke har en markert øvre grense, består vanligvis av grovere sedimenter og har en annen farge enn det øvrige materialet. Prosessen forekommer ofte nær elvemunninger og skråninger (Goudie 1990; p. 318-319, Packman & Jerolmack 2004).

Slumping er subakvatiske forstyrrelser som påvirker sedimentenes opprinnelige tykkelse og struktur. Lagene får ofte en bølgende form (Shaw 1977, Fortuin et al. 1992).

Under tilbaketrekningen av breene ble ustabile landoverflater, som var lett påvirkelige for erosjon og modifisering, eksponert. De sedimentære miljøene var i ubalanse, med variasjoner i

raten og mønsteret av sedimenttransporten. Enkelte innsjøer var preget av paraglasial sedimentasjon, hvor glasiiale avsetninger i de omkringliggende skråningene, hovedsaklig leire og silt fra den forrige glisialen, ble resedimentert. Materialet ble transportert av ikke-glasiiale prosesser; proglasiiale prosesser, massebevegelse og fluviale prosesser, som et resultat av tidligere tilstedeværelse av is. Transporten var trolig knyttet til betydelig nedbør, med økt avrenning fra overflaten. Innsjøenes størrelse samt tilgangen på sedimenter var trolig høyest tidlig i perioden etter deglasiasjonen, og avtok etter hvert som sedimentene ble uttømt eller stabilisert samt at det kom en overgang til ikke-glasiiale landskaper. Sedimentasjonen kan gi falske glasiiale signaler (Fritzsims 1996, Ballantyne 2002, Orwin & Smart 2004).

Tabell 3.1 Faktorer som kan påvirke sedimentasjonen i Erslandsvatnet (UTM 224 332).

Faktorer som kan påvirke sedimentasjonen i Erslandsvatnet (UTM 224 332)
<ul style="list-style-type: none"> ▪ Form, volum, batymetri, beliggenhet (moh.) ▪ Høy organisk produksjon omkring innsjøen ▪ Steinsprang samt utvasking av minerogent materiale fra skråningene omkring innsjøen ▪ Økt sedimentasjon og forstyrrelser der hovedelven har utløp ▪ Strømninger i innsjøen ▪ Bioturbasjon ▪ Turbiditter ▪ Slumping ▪ Paraglasial aktivitet ▪ Arbeid i forbindelse med konstruksjon av riksveien <p style="margin-left: 40px;">Sprengning av grunnfjellet har gitt avsetning av løsmasser i skråningene langs vannet</p>

Vegetasjonen omkring Erslandsvatnet (UTM 224 332) består av blandingsskog, dominert av gran. Brake og lyng dekker skogsbunnen. Under slike forhold vil det kunne finne sted en høy organisk produksjon, som gir en betydelig organisk sedimentasjon i innsjøen. Sedimentasjonen er trolig størst om høsten, under løvfallet.

Hovedtilførslen av vann kommer fra en elv i den østre dalsiden. Før elven renner ut i innsjøen, deler den seg i to separate løp over et større myrområde. Den høye organiske produksjonen i myren gir en økt avsetning av organisk materiale i innsjøen.

I fjellsiden nord for Erslandsvatnet (UTM 224 332) er det lokalisert rester av steinsprang (UTM 221 337, UTM 222 335), nå dekket av mose og lav. Økt nedbør og snøsmelting gir utvasking fra skredene, med påfølgende minerogen sedimentasjon i innsjøen. Under arbeidet med konstruksjonen av riksveien, ble grunnfjellet langs den sørvestlige kanten av innsjøen sprengt ut.

Løsmassene fra sprengningen; grus, stein og blokk, er nå samlet i skråningene langs vannkanten. Utvasking av minerogene sedimenter kan gi dannelse av ikke-glasiale minerogene horisonter.

3.2 Opptak av kjerner

I oktober 2002 ble det hentet opp en sedimentkjerne fra det brenære innsjøbassenget Erslandsvatnet (UTM 224 332). Borestedet (UTM 223 336) ligger på 42 m's dyp i den nordvestlige enden av vannet (se figur 3.1, figur 3.6). Målet med kjernetakingen er å få en oversikt over utviklingsforløpet i overgangen mellom sen-Weichsel og tidlig-Holocene i studieområdet.

Lokaliteten er valgt på grunnlag av beliggenheten sørøst for randmoreneryggene (UTM 215 349, UTM 217 341, UTM 217 336, UTM 219 330) på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland. Randmoreneryggen (UTM 215 349) på Handeland samt randmoreneryggen (UTM 217 341) på Sandvoll ble trolig avsatt av et innlandsisdekke i det vestenforliggende Høylandssundet. Breen i sundet avsatte antakelig samtidig randmoreneryggene (UTM 217 336, UTM 219 330) på Skarveland og Ersland. Lokaliseringen av avsetningene kan korreleres med endemoreneryggen over Huglo og Halsnøy, som ifølge blant andre Follestad (1972) representerer den maksimale isutbredelsen i Hardangerfjorden i Yngre Dryas samt antyder breens bevegelsesretning. Basert på settingen av innsjøbassenget kan dette gi en minimumsalder for randavsetningene. Snittene (UTM 218 347, UTM 218 349), bestående av glasifluviale avsetninger, i grustaket (UTM 218 344) på Sandvoll, kan symbolisere avsmeltingen av isdekket i Høylandssundet (se Kapittel 4). Sedimentene ble antakelig ført sørover gjennom Vassdalen og ut i Erslandsvatnet (UTM 224 332), med avløp i sør.

3.2.1 Lokalitet for kjernetaking: Erslandsvatnet (UTM 224 332)

Erslandsvatnet (UTM 224 332) (se tabell 3.2, figur 3.1) er en avlang innsjø (NV-SØ), øst for Høylandssundet, lokalisert 81 moh.

Tabell 3.2 Data for Erslandsvatnet (UTM 224 332) (Voksø 2003).

UTM	224 332
Lokalisering	81 moh.
Lengde (NV-SØ)	1350 m
Bredde (Ø-V)	250 m
Samlet areal	0,2076 km ²
Omkretsen, inkludert strandlinjen til de tre øyene (UTM 226 328, UTM 227 327, UTM 223 338)	3363 m



Figur 3.1 Lokaltet for kjernetaking; Erslandsvatnet (UTM 224 332) (sett fra sør mot nord). Borested (UTM 223 336) er markert med pil.

Vassdalen, en kort, rett dal med slakke dalsider og flat bunn, munner ut i den nordlige enden av Erslandsvatnet (UTM 224 332). Heia (UTM 216 341), 134 moh., i vest samt Skarvelandsfjellet (UTM 223 345), 199 moh., i øst, med slakke skråninger ned mot Erslandsvatnet (UTM 224 332), omgir dalen. Fjellsidene nordøst og sørøst for vannet stiger bratt opp mot Vardaheia (UTM 236 341), 524 moh., og Åsmundsåsen (UTM 232 328), 253 moh. Kyrkjeåsen (UTM 228 322), 172 moh., er lokalisert sørøst for utløpet av innsjøen. Langs vestsiden er det slakke skråninger ned mot Høylandssundet. I Erslandsvatnet (UTM 224 332) ligger tre mindre øyer (UTM 226 328, UTM 227 327, UTM 223 338), bestående av fast fjell med humusdekke.

Innsjøen får hovedsaklig tilførsel av vann i form av en elv i den østlige fjellsiden. Elven, som har opprinnelse i Nautavatnet (UTM 240 336), 432 moh., får tilskudd fra mindre elver og et vann (UTM 240 329) i fjellsiden. I myrområdet ved utløpet, deler elven seg i to separate løp. Vannføringen i elven er styrt av nedbør og tidvis snøsmelting. Erslandsvatnet (UTM 224 332) drenerer ut i sørøst, i form av en elv som renner ut i Høylandssundet.

Den dominerende vindretningen i området er gjennom store deler av året sørøstlig (150°). I perioden juni-august vil nordvest (330°) være den mest vanlige vindretningen (Harstveit 2003). Ved temperaturer som tillater det, er innsjøen dekket av is fra desember til mars.

Den organiske produksjonen rundt vannet er høy. Her er det blandingskog med overvekt av grantrær. På skogbunnen er det et gjennomgående tykt vegetasjonsdekke med brake og lyng.

Myrene, som er utbredt langs vannkanten, synes å ekspandere, spesielt i den nordvestlige og sørøstlige enden, noe som tyder på sakte gjengroing. Siv og vannliljer dominerer den organiske produksjonen i Erslandsvatnet (UTM 224 332).

Innsjøen er lokalisert vest for Halsnøy, der en større endemorenerygge krysser over øyen samt sør for randmoreneryggene (UTM 215 349, UTM 217 341, UTM 217 336, UTM 219 330) på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland.

Berggrunnen i området består av granittisk gneis i nordvest samt granodioritt i sørøst. På Åsmundsåsen (UTM 232 328) er det forekomster av glimmerskifer (Farseth & Solli 1992, Jorde & Naterstad 1995).

3.2.2 Kjernetaking med piston corer

Ved opptak av kjernen i Erslandsvatnet (UTM 224 332) ble det benyttet en 110 mm piston corer. Utstyret, som brukes ved boring i innsjøer, består av borehode, stempel med stålvaier, lodd (10-20 kg) festet i statiske tau, PVC-prøverør, metallstang, klemme og sedimentfanger (Nesje 1992). Stempelet, som skaper vakuum slik at sedimentene kommer opp, blir ført ned til overflaten av innsjøen. Røret blir deretter ledet ned til bunnen, hvor det trenger gjennom sedimentene ved heving og senkning av loddet. Røret blir dradd manuelt opp fra innsjøen, tett igjen og merket. Det er mulig å hente opp omkring 6 m lange sedimentkjerner, med liten eller ingen forstyrrelse, i vannedybder opp til ca. 60 m. Boret kan trenge gjennom kompakte sedimenter (Aaby & Digerfeldt 1986; p. 181-201, Nesje et al. 1987, Nesje 1992).

Ulempen er at lengden på kjernen er begrenset av lengden på røret samt at det kun er mulig å hente opp en kerne fra hvert borehull. Transport av prøvene kan medføre forskyvning av sedimentene langs kanten av røret (Wright 1980, Nesje et al. 1987, Nesje 1992).

3.3 Laboratoriearbeid

De fysiske og kjemiske egenskapene til sedimentkilder fra innsjøer, som variasjon i mengde organisk og minerogent materiale samt tetthet, vanninnhold, biologisk materiale, kornstørrelse og farge på sedimentene, gir oversikt over endringer i klimaet, inkludert brefluktasjoner (Karlèn 1981, Matthews et al. 2000, Kaplan et al. 2002).

Det er gitt en visuell beskrivelse av kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332) dessuten er den fotografert. Videre er det gjennomført glødetapsanalyse, måling av magnetisk susceptibilitet og radiokarbondatering av sedimentene.

3.3.1 Glødetapsanalyse

Glødetapsanalyse er en metode brukt for å bestemme mengden av organisk materiale i bl. a. innsjøsedimenter. Metoden er også nyttig ved vurdering av mengde organisk materiale som er nødvendig ved radiokarbondatering av prøvene. Høye glødetapsverdier antyder en høy organisk bestanddel, mens lave verdier angir en høy andel av minerogent materiale (Ball 1964, Maher 1988, Barillè-Bajer et al. 2003). Heinri et al. (2000) satte opp en ligning for utregning av glødetap;

$$LOI_{550} = ((DW_{105} - DW_{550}) / DW_{105}) \times 100$$

LOI_{50} er glødetap på 550 °C i prosent.

DW_{105} er den tørre vekten av prøven før brenning.

DW_{550} er den tørre vekten av prøven etter brenning på 550 °C.

Vekttapet skal være proporsjonalt med mengden av karbon i prøven.

Mengden av organisk materiale i innsjøer er bestemt av allokton og autokton produksjon samt tilførsel av minerogent materiale. Forholdet mellom mengden av organisk og minerogent materiale reflekterer klimatiske forhold, ved at den organiske produktiviteten vil være lav i perioder med tilstedeværelse av breer og tilførsel av glasialt smeltevann, mens produktiviteten i varmere perioder vil være høy (Håkanson & Jansson 1983; p. 5-31, Souch 1994, Nesje et al. 2000).

Ut fra forholdet mellom innholdet av organisk og minerogent materiale i innsjøsedimenter, satte Souch (1994) opp en standardisert sedimentasjonsindeks;

$$S = (x/x_i)$$

S er sedimentasjonsindeksen.

X er gjennomsnittlig organisk innhold i kjernen.

X_i er organisk innhold i prøvene.

Sedimentasjonsindeksen gir informasjon om endring i sedimentasjonen. Verdien 1 indikerer gjennomsnittlig organisk produksjon. Verdier over 1 gir uttrykk for et lavt organisk innhold i prøven, mens verdier under 1 gir uttrykk for et høyt organisk innhold i prøvene (Souch 1994).

Bulk density er et mål for vekten av sedimenter pr. enhet volum (g/cm^3), inkludert porerommene. Metoden er nødvendig for å konvertere vannprosenten ved vekt til innhold ved volum, for å kalkulere porøsiteten når partiklenes tetthet er kjent. Kvantiteten for sedimentene er foranderlig, og varierer med de strukturelle forholdene i løsmassene, hovedsaklig relatert til pakningsgraden.

De fleste minerogene avsetningene har en bulk density-verdi på 1,0-2,0 (Blake 1965; p. 374-399, Birkeland 1999; p. 1-28).

3.3.2 Feilkilder

Ved utførelse av glødetapsanalyse er det viktig å holde prøvene fri for tilførsel av andre materialer, som kan gi store utslag på glødetapsverdiene. Prøvene bør ha omtrent samme størrelse, da mengden av materiale påvirker glødetapet (Heinri et al. 2000). Ved brenning av prøvene kan det, foruten vekttapet fra oksidering av organisk materiale, forekomme tap av vann bundet til de minerogene bestanddelene av prøvene. Vannmengden, som utgjør ca. 2 % av vekttapet, er bestemt av kornstørrelsen og kan variere innen samme kjerne (Karlèn 1981). Eksponeringstiden er av betydning for glødetapsanalysen, ved at det kan forekomme andre reaksjoner i tillegg til brenning av organisk materiale, som dehydrering av leirmineraler og metalloksider, tap av salter samt tap av uorganisk karbon i mineraler (Heinri et al. 2000).

3.3.3 Prosedyre

Det ble tatt ut prøver (se vedlegg 2) med en vekt på ca. 2 g, for hver halve centimeter fra kjernen. Prøvene ble veid i våt tilstand og satt i tørkeskap over natten, ca. 12 timer, for at vannet skulle fordampe. Prøvene ble deretter veid i tørr tilstand, for så å bli glødet i 1 time ved 550 °C, og veid på nytt. Før hver veiing ble prøvene satt i en eksikator for å oppnå romtemperatur (18-20 °C) og forhindre at prøvene trekker til seg fuktighet ved nedkjøling. Gjennom brenningen gikk det organiske materialet tapt. Vekttapet, som gir en indikasjon på mengden av organisk materiale i prøvene, uttrykkes i prosent i form av en glødetapskurve (Snowball & Thompson 1990, Snowball & Sandgren 1996, Heinri et al. 2000, Nesje et al. 2000).

3.3.4 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet er en metode brukt for å bestemme andelen av magnetiske mineraler i bl.a. innsjøsedimenter. Målingene er enkle og rimelige å utføre samt at de ikke ødelegger prøvematerialet. Kjernene blir eksponert for et eksternt magnetisk felt, der sedimentene blir magnetisert i forhold til mengden av jernholdige mineraler. Graden av magnetisering er bestemt av det magnetiske materialets konsentrasjon, størrelse, form og mineralogi. Høye verdier indikerer en høy andel av minerogent materiale, mens lave og negative verdier angir et minimum av minerogene sedimenter. Magnetisk susceptibilitet-kurver vil være omvendt proporsjonale av glødetapskurver, da organisk materiale ikke kan bli magnetisert (Thompson 1973, Thompson et al. 1980, Björck et al. 1982, Dearing 1983, Oldfield et al. 1983, Hilton & Lishman 1985,

Sohlerius 1996, Last & Smol 2001; p. 146).

3.3.5 Feilkilder

Magnetiske målinger er svært sensitive. Små endringer i konsentrasjonen av magnetiske mineraler gir utslag på kurvene (Hilton 1987). Ved måling av magnetisk susceptibilitet kan elektromagnetiske forstyrrelser forekomme, grunnet bl. a. bruk av elektromotorer og mobiltelefoner. Nøyaktig kalibrering av maskinen er nødvendig (Løvlie *pers. medd.* 2003).

Oksidering, som kan oppstå ved lagring av kjernene, gir lave verdier av magnetisk susceptibilitet. Det blir dannet mineraler, vanligvis jernsulfater, i sedimentene, som kan utgjøre opptil 70 % av andelen av magnetiske mineraler i prøvene (Hilton et al. 1986). Oppløsning av ferromagnetiske faser kan gi feiltolkning av de magnetiske resultatene, ved forsøk på å identifisere sedimentkilder basert på mineralogisk karakteristikk av sedimentene i dreneringsområdet (Snowball 1993). Toppverdier i de øvre delene av sedimentprofiler kan være forårsaket av flygende industrielle askepartikler fra atmosfæren (Hilton 1987).

I perioden fra ca. 10800 kal. år BP og fram til i dag dominerte magnetotaktiske bakterier dannelsen av intracellulært produsert magnetitt. Forekomstene er påvist på magnetiske parametere. Bakteriene er organismer med oppholdssted i blant annet innsjøer og lakustrine sedimenter. I små innsjøer ble de antatt å hovedsaklig befinne seg i overgangssonen mellom vann og sedimenter, i skiftet fra aerobe til anaerobe forhold. Forholdet mellom det regionale klimaet og de magnetotaktiske bakteriene kommer til uttrykk i konsentrasjonen av organismer. Magnetotaktiske bakterier utgjør en betydelig kilde for omdannelse av biologisk materiale til mineraler. I løpet av de siste 10000 kal. år BP var det et sterkt positivt forhold mellom organisk materiale og remanent magnetisk susceptibilitet, med indikasjoner på endring av organisk materiale til mineraler. Høyere produksjon av organisk materiale stimulerer det bakterielle stoffskiftet samt øker produksjonen av magnetose. I den sennglasiale fasen var forholdet negativt, noe som viser at tilførselen av minerogent materiale undertrykker produksjonen av organisk materiale. Da magnetotaktiske bakterier er spesialisert for vekst i miljøer med begrenset tilgang på oksygen, vil tilførsel av oksygen kunne forgifte dem. En overdreven mengde med oksygen vil skape et tærende miljø for bakteriene samt resultere i et omvendt forhold mellom organisk karbon og bakteriene (Oldfield 1991, Paasche et al. 2004).

3.3.6 Prosedyre

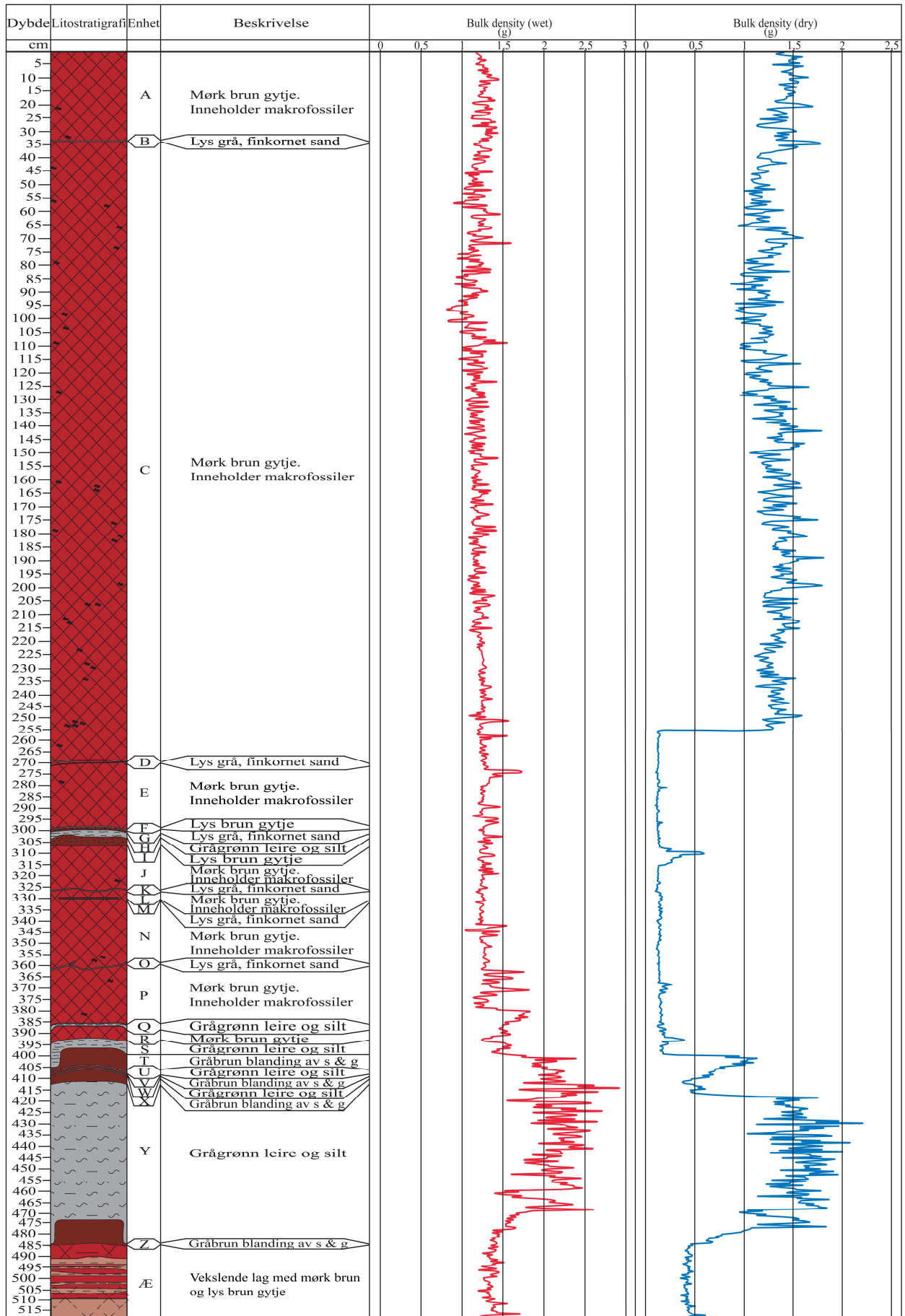
Det ble foretatt måling av magnetisk susceptibilitet for hver halve centimeter av kjernen (se vedlegg 3) etter at den var rensset og dekket av plastfolie for å unngå skjevheter i verdiene. Måleutstyret ble kalibrert i forhold til den magnetiske bakgrunnen. Kjernen ble deretter plassert i et magnetisk felt, der en sensor ble senket ned til overflaten av sedimentene for hver måling.

Følsomheten av sensoren avtar med avstanden fra sedimentene og må derfor hele tiden berøre kjernene for å unngå for lave verdier. Måleverdiene (S) ble registrert av en datamaskin som var knyttet til måleapparatet. Innholdet av jernholdige mineraler ble satt prosentvis inn i en kurve (Novazyk 2001; p. 155-170, Schnurrenberger 2003).

3.3.7 Resultater

Glødetapskurven for den øvre halvdel (0-270 cm) av kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332) viser gjennomgående høye verdier (45-60 %) samt et mindre utslag av middels verdier (34-39 %) ved 32,5-33,5 cm. Verdiene øker svakt. Resultatene for måling av magnetisk susceptibilitet framstiller svakt fluktuerende, lave verdier (-1-5). Kurvene uttrykker stor grad av samsvar, ved å være tilnærmet omvendt proporsjonale (se figur 3.3). Utslaget av middels verdier på glødetapskurven er ikke gjenspeilt i målingene av magnetisk susceptibilitet, noe som kan skyldes at dette er et enkeltstående lag på 2 mm.

Glødetapskurven for den nedre halvdel (270,5-515 cm) av kjernen har jevne, høye verdier (50-62 %), med vekslende utslag av lave og middels verdier (11-49 %). Kurven for magnetisk susceptibilitet viser jevne, lave verdier (-1-3) med en mindre fluktuasjon til middels verdier (6-11) ved 297-298 cm. Kurvene har fra 300 cm til 515 cm markerte fluktuasjoner i verdiene på henholdsvis 0,5-49 % og -1-172. Glødetapsverdiene gjennomgår en betydelig nedgang mot bunnen. Det er lite samsvar mellom målingene fra 235,5 cm til 384,5 cm, mens det mellom 385 cm og 515 cm er god korrelasjon mellom målingene, med tilnærmet omvendt proporsjonale kurver (se figur 3.3).



Figur 3.2 Bulk density i kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332).

Kurvene for bulk density (wet, dry) (se figur 3.2) for den øvre halvdel (0-250 cm) av kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332) viser gjennomgående lave verdier (0,8-1,7 g). Kurvene uttrykker stor grad av samsvar med resultatene av glødetapsanalysen og målingen av magnetisk susceptibilitet, som gjennomgående uttrykker konstante verdier. Resultatene av målingen av bulk density (wet) for den nedre halvdel (250,5-400 cm) av kjernen viser fortsatt jevne, lave verdier (0,8-1,7 g). Kurven for bulk density (dry) får en brå, markert nedgang til jevne, lave verdier (0,2-0,4 g). Kurven viser fra 400,5 cm til 515 cm markerte fluktuasjoner i verdiene på mellom 1 g og 2,9 g, i samsvar med målingene av glødetap og magnetisk susceptibilitet.

3.4 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er en absolutt dateringsmetode, som gir alder direkte i år før nåtid bl. a. på innsjøsedimenter. Resultatene kan benyttes som stratigrafiske markører ved studier av klimaendringer (Lowe & Walker 1997; p. 238-241).

Metoden er basert på nedbryting av ustabile, radioaktive ^{14}C -isotoper, som kontinuerlig blir produsert i den øvre atmosfæren og lagret i globale reservoarer; atmosfæren, biosfæren og hydrosfæren. Alle levende organismer absorberer karbon. Når organismene dør, starter en lukket nedbryting av ^{14}C . Dersom raten av nedbryting er kjent, kan alderen bli kalkulert ut fra ^{14}C -aktiviteten (Libby 1955, Olsson 1986; p. 273-312, Bowman 1990, Björck & Wohlfarth 2001; p. 205-245). Libby (1955) kalkulerte halveringstiden for ^{14}C til å være 5568 +/-30 år. I dag er halveringstiden korrigert til 5730 +/- 40 år, men den opprinnelige verdien blir fremdeles mye brukt, på grunn av tidligere publiserte målinger (Lowe & Walker 1997; p. 241-243, Björck & Wohlfarth 2001; p. 205-245).

3.4.1 AMS- og konvensjonell datering

Måling av ^{14}C blir utført på to måter; AMS- og konvensjonell datering. Ved AMS-datering, blir antall ^{14}C -atomer i prøvene målt direkte på grunnlag av forskjeller i den atomiske vekten. Når ladde partikler beveger seg i et magnetisk felt, vil de bli avbøyd fra en rett bane av en faktor som er proporsjonal med den atomiske vekten. Målingene krever små mengder materiale og gir god tidsoppløsning (Linick et al. 1989, Björck & Wohlfarth 2001; p. 205-245).

Ved konvensjonell datering blir utstrålingen av betapartikler fra ^{14}C -atomene målt ut fra radioaktiv nedbryting av kjernene. Strålingsintensiteten angir alderen. Utstrålingen blir målt ved bruk av gass eller væske. Målingene krever en større mengde materiale for å gi nøyaktige dateringer (Lowe & Walker 1997; p. 241-242, Björck & Wohlfarth 2001; p. 205-245).

3.4.2 Feilkilder

Data fra dendrokronologiserier viste at det var kvasi-periodiske fluktuasjoner i ^{14}C -aktiviteten i Holocene. Plataår med konstant ^{14}C -alder; 12700, 10000, 9500 kal. år BP symboliserer episoder med redusert ^{14}C -konsentrasjon. Fluktuasjonene gjør det nødvendig å kalibrere dateringene fra ^{14}C -år til kalenderår. Teorien motbeviser Libbys (1955) utsagn om at produksjonen av ^{14}C er konstant over tid (Björck & Håkansson 1982, Björck & Wohlfarth 2001).

I teorien er det en fordeling der ^{12}C utgjør 98,9 %, ^{13}C 1,1 % og ^{14}C 1 del av 10^{10} % av de naturlige karbonisotopene. I naturen og på laboratoriet kan raten bli fraksjonert, da f. eks. fotosyntese øker mengden av ^{12}C og havet absorberer ^{14}C samt at omdanning av karbon til gass eller flytende form kan gi uriktige verdier (Lowe & Walker 1997; p. 240-241).

Organiske sedimenter kan bli forurenset ved tilførsel av yngre eller eldre karbon, ved at f. eks. røtter trenger gjennom sedimentene eller at uorganisk karbon blir vasket ut i innsjøer (Olsson 1968, Björck & Wohlfarth 2001; p. 205-245).

3.4.3 Resultater

Aldersforskjellen mellom ^{14}C -år og kalenderår gjør kalibrering nødvendig. Det ble utviklet et dataprogram for kalibrering, CALIB. Versjonen CALIB 4.4 er benyttet i oppgaven. Programmet ble konstruert på grunnlag av radiokarbondatering av treinger med kjent dendrokronologisk alder, som ble antatt å reflektere kalenderår. Målingene blir framstilt som en kalibreringskurve som viser forholdet mellom radiokarbonår og kalenderår. Alle radiokarbonår og kalenderår har året AD 1950 som nullår (Stuiver & Reimer 1986, 1993, 2003, Bowman 1990).

3.5 Beskrivelse av kjernen

3.5.1 Beskrivelse av kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332)

Kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332) (se figur 3.3) er 515 cm, fordelt på 28 enheter med tydelige strukturer. Data fra glødetap og magnetisk susceptibilitet er samlet i tabell 3.3.

Enhet Æ (485-515 cm) består av 12 vekslende lyse-og mørkebrune lag av gytje. De mørke lagene har en tykkelse på 2-6 cm, mens de lyse lagene er 0,5-2 cm.

Enhet Z (475-484,5 cm) er gråbrun, siltig gytje. Det er en ca. 1 cm bred stripe av grågrønnlig leire på begge sider av laget, trolig forskyvning fra den ovenforliggende enheten.

Enhet Y (410-474,5 cm) er et massivt minerogent lag av grågrønn leire og silt. Den øvre randen bøyer oppover kjernen.

Enhet X, V og T (408-410,5 cm, 406-407 cm og 397-405 cm) består av gråbrun, siltig gytje med to horisonter av minerogent materiale (enhet W og U). På venstre side av enhet T er det en ca. 5 cm bred stripe av grågrønn leire og silt, trolig dannet ved forskyvning fra den ovenforliggende enheten. Laget bøyer oppover kjernen. På 409,5 cm og 406,5 cm er det 3 mm tykke lag av grågrønn leire og silt, som bøyer oppover kjernen.

Enhet S (393-396 cm) er grågrønn leire og silt. Laget bøyer oppover kjernen.

Enhet R (386-392,5 cm) er et lag av mørk brun gytje. Laget bøyer oppover kjernen.

Enhet Q (385-385,5 cm) består av grågrønn leire og silt. Laget bøyer oppover kjernen.

Enhet P, N, L og J (363,5-384 cm, 330,5-362 cm, 327,5-329,5 cm og 306,5-326 cm) består av mørk brun, homogen gytje med plantemakrofossiler med en størrelse på 1-5 cm og tre horisonter av minerogent materiale (enhet O, M og K). Enkle plantemakrofossiler ligger på 321 cm, 367 cm og 381 cm. En samling av plantemakrofossiler ligger på 358 cm. På 363 cm, 330 cm samt 327 cm er det 3 mm tykke lag av lys grå finkornet sand. Enhet O og K har en bølgende form, mens enhet M er horisontal og ikke når ut til kantene av kjernen.

Enhet I (302-306 cm) er et lag av lys brun gytje. Den øvre randen av laget er ujevn og bøyer oppover kjernen.

Enhet H (300-301,5 cm) er grågrønn leire og silt. Laget bøyer oppover kjernen.

Enhet F (298-299,5 cm) består av lys brun gytje. Laget bøyer oppover kjernen.

Enhet E og C (272-297 cm og 235,5-271 cm) består av mørk brun, homogen gytje med plantemakrofossiler av en størrelse på 0,5-5 cm atskilt av tre horisonter med minerogent materiale (enhet G, D og B). Enkle plantemakrofossiler ligger på 263 cm og 279 cm. Samlinger av plantemakrofossiler ligger omkring 254 cm, 232 cm, 207 cm, 181 cm samt 164 cm. På 297,5 cm, 271,5 cm og 34 cm er det 2 mm tykke lag av lys grå finkornet sand. Lagene bøyer svakt oppover kjernen.

Enhet A (0-33,5 cm) består av mørk brun, homogen gytje. Enkle plantemakrofossiler med en lengde på 3-4 cm ligger på 20 cm og 30 cm.

Tabell 3.3 Sammenstilling av glødetap og magnetisk susceptibilitet fra kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332).

Enhet	Glødetap (%)			Susceptibilitet (Si)		
	Minimum	Maksimum	Gjennomsnitt	Minimum	Maksimum	Gjennomsnitt
Æ	9,27	15,03	11,48	3	16	11
Z	1,54	12,23	6,99	8	16	12
Y	0,50	6,23	0,97	22	172	58
X,V,T	1,14	15,07	5,96	60	89	82
W, U	8,24	12,83	10,53	74	75	74
S	1,15	21,22	6,73	63	94	81
R	4,39	37,39	28,99	6	31	17
Q	34,79	37,58	36,18	33	48	40
P, N, L,J	17,30	55,11	42,91	0	23	3
O, M, K	27,13	44,59	37,44	1	1	1
I	11,57	20,16	16,58	0	3	1
H	3,82	5,80	4,81	0	2	1
G	25,83	26,74	26,28	0	3	1
F, D	22,41	29,69	26,05	1	3	2
E, C	36,09	62,87	54,81	-1	1	1
B	36,20	36,20	36,20	3	3	3
A	34,88	51,29	45,61	0	4	1

3.5.2 Sedimentasjonsindeks

Souch (1994) utarbeidet en ligning for utregning av en standardisert sedimentasjonsindeks, basert på forholdet mellom innholdet av organisk materiale og tilførselen av klastiske sedimenter i innsjøen;

$$S = (X/X_i)$$

S er sedimentasjonsindeksen.

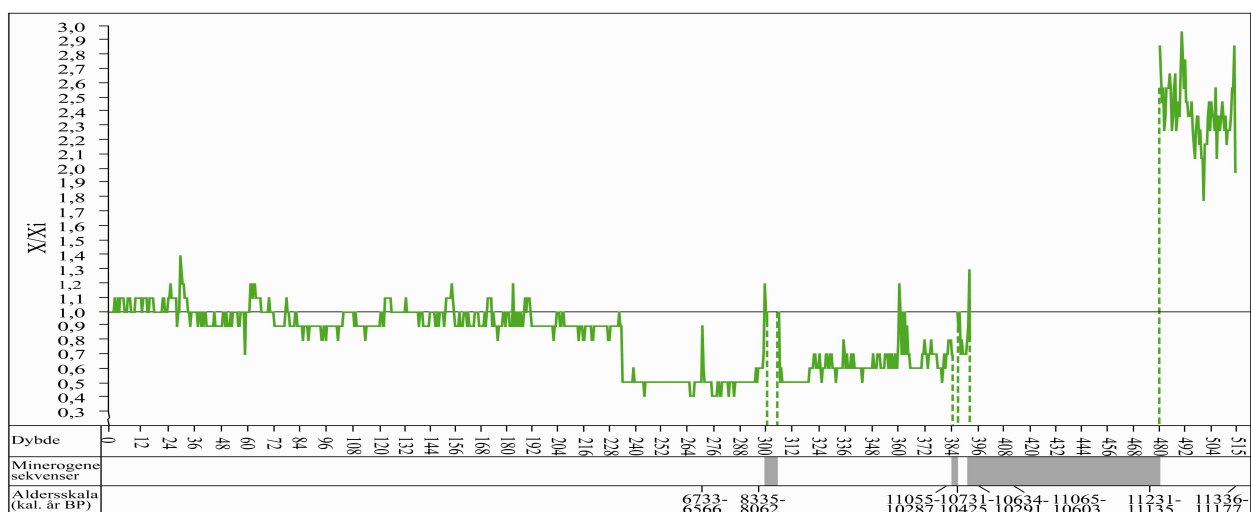
X er det gjennomsnittlige organiske innholdet i kjernen.

X_i er det organiske innholdet i prøven.

Verdien 1 uttrykker den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten. Verdier høyere enn 1 (lavt organisk innhold i prøven) indikerer en sedimentasjonsrate over gjennomsnittet, mens verdier lavere enn 1 gir et uttrykk for en sedimentasjonsrate under gjennomsnittet. Standardiseringen framhever graden av organisk sedimentasjon i innsjøen.

Glødetapsrådata fra sedimentkjernen (se vedlegg 2) ble satt inn i Souch's (1994) ligning for utregning av sedimentasjonsindeksen (se figur 3.4, vedlegg 4). De minerogene sekvensene er utelatt, da de ville gitt svært høye utslag og forstyrret framstillingen for resten av kjernen. Resultatet fra den første organiske sekvensen, med et høyt antall plantemakrofossiler; 0-234 cm, viser jevne verdier; 0,7-1,3, med svake fluktuasjoner omkring verdien 1, og kan tolkes som en betydelig organisk sedimentasjon. Den organiske produksjonen var trolig høy i og omkring dreneringsbassenget, i et stabilt, varmt klima. En horisont av finkornet sand, 34 cm, antakelig

avsatt ved flom eller økt avrenning fra skråningene ved innsjøen, gir et mindre utslag i sedimentasjonsindeksen i form av høye verdier; 1,2-1,3. Perioden er ut fra aldersskalaen i figur 3.4 antatt å strekke seg fra i dag til omkring 4000 kal. år BP. Den påfølgende organiske sekvensen med et stort innhold av plantemakrofossiler; 235-393,5 cm, er avbrutt av to minerogene sekvenser; 300-306 cm og 386-387 cm. Verdiene i sedimentasjonsindeksen; 0,4-1,3, med hovedvekt på verdiene mellom 0,4 og 0,8, viser innledende en overgang i den organiske sedimentasjonen. Verdiene indikerer trolig en periode med stabilt, varmt klima samt en høy organisk produksjon i og rundt innsjøen. Verdiene viser en svak økning ved 295 cm, noe som kan skyldes en mindre nedgang i den organiske sedimentasjonen. Den svake økningen i verdiene fortsetter fra 306,5 cm, antakelig grunnet en fortsatt stabil periode med forholdsvis varmt klima og høy organisk sedimentasjon. Avslutningen av den organiske sekvensen; 387,5-393,5 cm, viser en markert økning i verdiene til 1,8-3. Kurven kan antyde en markert nedgang i den organiske produksjonen, trolig som følge av paraglacial sedimentasjon, hvor frostprosesser dominerte. Horisonter av finkornet sand på 271,5 cm, 297,5 cm, 327 cm, 330 cm samt 363 cm, gir mindre utslag i sedimentasjonsindeksen, i form av høyere verdier; 0,8-1,2, enn gjennomsnittet. Sekvensen er antatt å ha hatt en oppstart omkring 4000 kal. år BP, mens en datering på 9370 +/- 90 ¹⁴C år BP (11731-10425 kal. år BP) (387 cm) angir avsutningen. En påfølgende, massiv minerogen sekvens; 394-480 cm, er datert til å ha strukket seg mellom 9510 +/- 65 ¹⁴C år BP (11065-10603 kal. år BP) (411 cm) og 9770 +/- 65 ¹⁴C år BP (11231-11135 kal. år BP). Den avsluttende sekvensen av kjernen; 480,5-515 cm, viser en brå og betydelig økning i verdiene på sedimentasjonsindeksen, med vekslinger mellom 1,8 og 3. Lokaliteten var trolig isfri i perioden, preget av paraglacial aktivitet. Sekvensen er bunndatert til 9860 +/- 75 ¹⁴C år BP (11336-11177 kal. år BP).



Figur 3.4 Sedimentasjonsindeks for fra Erslandsvatnet (UTM 224 332). De minerogene sekvensene ble tatt ut og markert ved grå felt.

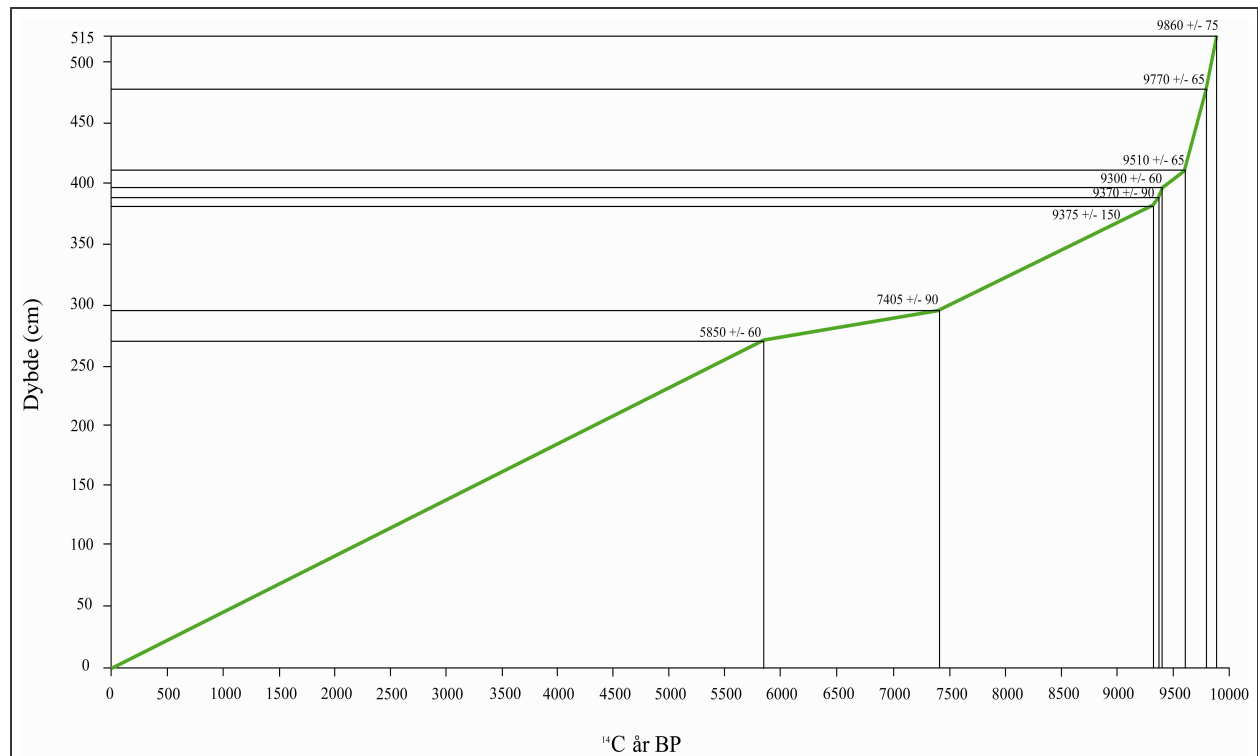
Sedimentasjonsindeksen for kjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332) er satt i sammenheng med et vinternedbørsestimat. Det er tatt utgangspunkt i et nedbørsestimat (nedbørmengde i prosent i forhold til dagens; 1961-1990 AD, mengde) med data fra Folgefonna i perioden 0-10800 kal. år BP (Bakke et al. 2005a). Nedbørsestimatet for perioden 0-4000 kal. år BP uttrykker svingninger mellom 70 % og 150 %, med verdier som gjennomgående ligger over dagens gjennomsnitt. Det er registrert fire perioder med markert nedgang i nedbøren, til lavere mengde enn i dag; 600-800 kal. år BP, 1900-2200 kal. år BP, 2300-2700 kal. år BP samt 3700-3900 kal. år BP. Sedimentasjonsindeksen for perioden viser jevne, lave verdier, med svake fluktuasjoner omkring den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten. Den betydelige mengden av plantemakrofossiler skylt ut fra omgivelsene rundt innsjøen samt horisontene av finkornet sand, tolket som flomsedimenter, kan settes i sammenheng med den høye nedbørmengden. I perioden fra 4000 kal. år BP til 10800 kal. år BP viser nedbørsestimatet svingninger mellom 70 % og 170 %. Det er en markert økning i nedbørmengden fra ca. 4000 kal. år BP til ca. 5200 kal. år BP, etterfulgt av en gradvis, markert nedgang i verdiene. Episoder med nedbørsverdier lavere enn i dag inntraff; 5900-6200 kal. år BP, 7100-7300 kal. år BP, 8000-8300 kal. år BP samt 8900-9700 kal. år BP. For øvrig ligger verdiene i perioden over gjennomsnittet for dagens nedbør. Fra ca. 9700 kal. år BP fant det sted en kortlivet episode med en markert økning i nedbørsverdien, til verdier opp mot 170 %. En ny nedgang til lavere verdier enn dagens nedbørmengde startet omkring 9900 kal. år BP, med varighet fram til 10800 kal. år BP. Sedimentasjonsindeksen for perioden viser et stabilt, trolig varmt klima, med en tydelig oppgang i den organiske sedimentasjonen. Plantemakrofossilene samt horisontene av finkornet sand ble trolig skylt inn i perioder med økt nedbør. Den organiske sekvensen er avbrutt av to minerogene sekvenser; 300-306 cm og 386-387 cm. Sekvensene kan trolig settes i forbindelse med økt nedbør, da de ligger innenfor perioder med høye verdier, gjennomsnittlig 110-120 %, ved Nordre Folgefonna. Den etterfølgende minerogene sekvensen; 394-480 cm, er tolket til å representere smelte vann fra en lokal bre i nord, ved Handeland/Sandvoll. Bunnen av kjernen er ikke dekket av nedbørsestimatet. Sekvensen kan skyldes innvasking som følge av økt nedbør.

3.5.3 Dateringer

Prøvene ble sendt til Laboratoriet for radiologisk datering i Trondheim og derfra sendt til Uppsala, hvor de ble målt med akselerator (se tabell 3.4, figur 3.5).

Tabell 3.4 Dateringer av kjernen fra Erlandsvatnet (UTM 224 332).

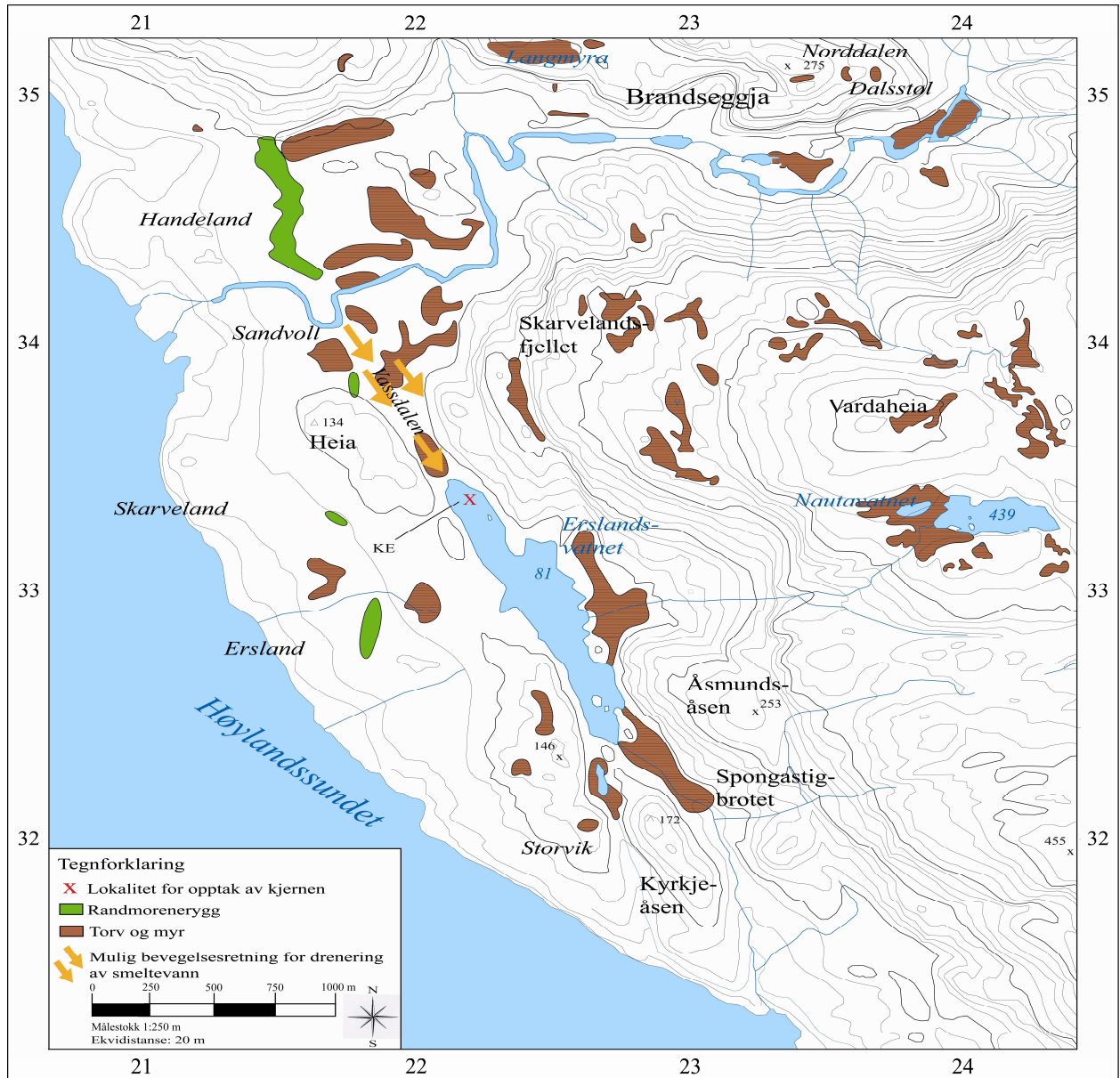
Lokalitet	Dybde	Lab. Nr.	Materiale	¹⁴ C år BP	Kal. år BP	Kalenderår BP (0=2000)
Erlandsvatnet K E	515	TUa-4307A	Gytje	9860 +/- 75	11336-11177	11386
Erlandsvatnet K E	475	TUa-4308A	Leire og silt	9770 +/- 65	11231-11135	11095
Erlandsvatnet K E	411	TUa-4309A	Leire og silt	9510 +/- 65	11065-10603	10842
Erlandsvatnet K E	387	TUa-4311A	Gytje	9370 +/- 90	10731-10425	10668
Erlandsvatnet K E	383	TUa-4329A	Makrofossil	9375 +/- 150	11055-10287	10668
Erlandsvatnet K E	396	TUa-4310A	Leire og silt	9300 +/- 60	10634-10291	10470
Erlandsvatnet K E	297	TUa-4312A	Sand	7405 +/- 90	8335-8062	8204
Erlandsvatnet K E	271	TUa-4313A	Sand	5850 +/- 60	6733-6566	6629



Figur 3.5 Aldersmodell for Erlandsvatnet (UTM 224 332) basert på radiokarbondatering av kjernen.

3.5.4 Tolkning

Den nedre, eldste delen av kjernen fra Erlandsvatnet (UTM 224 332) viser markerte fluktasjoner i sedimentasjonen. Dateringene gjør det mulig å sette overgangene inn i en tidsmessig sammenheng. Den øvre, yngste delen av kjernen gir uttrykk for et gjennomgående stabilt klima. Da det ikke er tatt dateringer av denne delen, er det vanskelig å si noe om hvilken tidsperiode den representerer.



Figur 3.6 Mulig bevegelsesretning for drenering av smeltevann til Erlandsvatnet (UTM 224 332).

Enhet Æ (485-515 cm) er bunndatert (515 cm) til 9860 \pm 75 ^{14}C år BP (11336-11177 kal. år BP), 11386 kalenderår BP. På dette tidspunktet var det trolig ikke glacial drenering gjennom Erlandsvatnet (UTM 224 332). De lave glødetapsverdiene tyder på en aktiv paraglacial sedimentasjon i et kaldt miljø, preget av fryse-og tineaktivitet, som frostsprengning, termal erosjon ved fluvial aktivitet samt økt solifluskjon. Dateringen gir en minimumsalder på randmoreneryggene (UTM 215 349, UTM 217 341) på Handeland og Sandvoll samt på randmoreneryggene (UTM 217 336, UTM 219 330) på Skarveland og Ermland, da det ikke er registrert breepisoder i kjernen. Avsetningene ble trolig dannet langs randen av innlandsisen i Høylandssundet. Under tilbaketrekningen sendte breen trolig smeltevannsstrømmer sørover fra Handeland og Sandvoll, hvor det er betydelige glasifluviale avsetninger, gjennom Vassdalen og ut i Erlandsvatnet (UTM 224 332) (se figur 3.6). Sedimentene kan settes i sammenheng med

avsetningene av bunnmorenemateriale langs sørøstsiden av Høylandssundet samt langs nordøstsiden av innsjøen (se 2.4.4 Tolkning, 2.4.8 Tolkning), som antakelig ble avsatt under det samme framrykket.

De jevne, lave glødetapsverdiene i enhet Z (475-484,5 cm) indikerer at sedimentene ble avsatt under de samme klimatiske forholdene som enhet Æ. Forekomsten av silt kan bety økt paraglacial aktivitet.

Enhet Y (411-474,5 cm), bestående av massiv leire og silt, representerer trolig en markert, langvarig utrasning av løsmasser til Erslandsvatnet (UTM 224 332). Jevne, lave glødetapsverdier og høye verdier fra målingene av magnetisk susceptibilitet indikerer en betydelig avsetning av minerogene sedimenter. Dateringene indikerer at episoden fant sted mellom 9770 +/- 65 ¹⁴C år BP (11231-11135 kal. år BP), 11095 kalenderår BP (475 cm) og 9510 +/- 65 ¹⁴C år BP (11065-10603 kal. år BP), 10842 kalenderår BP (411 cm).

Episoden med paraglacial aktivitet sammenfaller med PBO (Preboreal Oscillation). Høyoppløselige klimadata, i form av pollendata, ¹⁴C-dateringer og sedimentasjonsrater, indikerer en oppvarming av Norskehavet i to faser; 10200-10000 ¹⁴C år BP (11450-11350 kal. år BP) og 9700-9500 ¹⁴C år BP (11150-11000 kal. år BP) ved overgangen mellom Yngre Dryas og Preboreal. En klimatisk ustabil periode med en varighet på 150-250 år mellom de to fasene resulterte i en ekspansjon av breene i Norge (f. eks. Bakke et al. 2005a). Da vegetasjonen var dominert av pionerarter, var reaksjonen på endringen i klimaet mindre tydelig. Litologisk ga klimaendringen svingninger i forekomsten av karbon og alloktont karbonat. Fasen var trolig en klimatisk reaksjon på en betydelig tilførsel av smeltevann, antakelig fra det Laurentiske isdekket, til Nord-Atlanteren, som følge av den klimatiske oppvarmingen ved inngangen til Preboreal. Den påfølgende reduserte varmesirkulasjonen i havet hadde trolig en direkte innvirkning på det lokale og regionale klimaet, i form av avkjøling (Björck et al. 1997, Hald & Hagen 1998, Fisher et al. 2002, Bjune et al. 2005). På Nordre Folgefonna er breframstøtet under PBO kjent som Jondal Event 1. Tidlig i Preboreal fant det sted et kortlivet, 100-150 år, klimatisk styrt breframrykk, datert til 11150-11050 kal. år BP. Episoden ble forklart ut fra lav tilførsel av solenergi samt en svak reduksjon i varmesirkulasjonen i den nordlige Atlanteren, grunnet økt tilførsel av smeltevann. Jondal Event 1 er det første registrerte breframstøtet på Nordre Folgefonna i Holocene (Bakke et al. 2005a). PBO var trolig en synkron event på den nordlige halvkule. Forholdene i Norge kan settes i sammenheng med en kald periode på isdekkene på Grønland, basert på data fra iskjerner, samt en markert nedgang i overflatetemperaturen i Skagerrak og

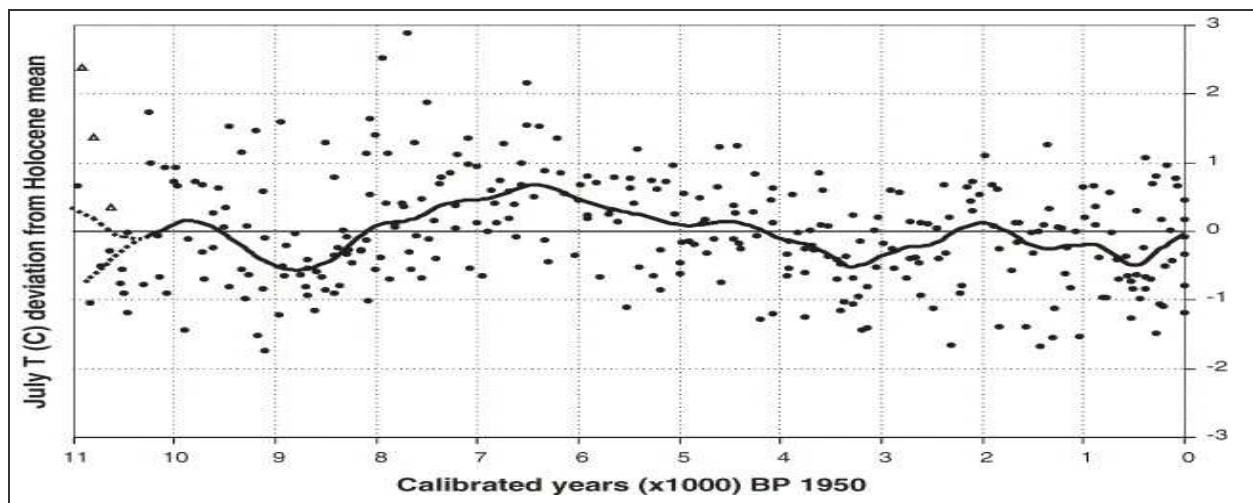
Kattegat, som følge av tilførsel av smeltevann inn i det nordlige Atlanterhavet (Karpuz & Jansen 1992, Bergsten 1994, Sarnthein et al. 1994, Björck et al. 1998).

Under PBO økte vinternedbøren fra 67 % til 88 % av dagens verdier (100 %), mens temperaturen gjennomgikk en nedgang fra 9,6 °C til 9 °C (Bakke et al. 2005a). Som følge av endringene i klimaet, ble antakelig rester fra en tidligere glasial episode ført ut i innsjøen ved massebevegelse, erosjon og fluviale prosesser. Rester av glasiale avsetninger var trolig lokalisert i Vassdalen samt i skråningene omkring innsjøen, hvor det i dag ligger et dekke av bunnmorenemateriale i nordøst samt en mindre skredavsetning i nord. Da landskapet i fasen var dominert av pionervegetasjon, som ennå ikke var etablert, var sannsynligheten for utrasning betydelig. Antagelsene er basert på den skarpe inngangen og avslutningen av enheten, som utelukker at sedimentene ble avsatt under en breepisode. Samtidig er det registrert tilsvarende, mindre sekvenser i det øvrige av kjernen. Eventuelt førte slumping, som følge av skred fra skråningene omkring innsjøen, til akkumulasjon av leire og silt, ved forstyrrelse av tidligere avsatte sedimenter og dannelse av et nytt lag.

Enhet X, V og T (408-410,5 cm, 406-407 cm og 397-405 cm) viser minerogen sedimentasjon med en økende mengde gytje. Glødetapsverdiene øker, noe som tyder på en forbedring av klimaet, til varmere forhold med høyere avsetning av organisk materiale i og rundt innsjøen samt at tilgangen på minerogene sedimenter gradvis ble mindre. Horisontene av leire og silt; enhet W og U (409,5 cm og 406,5 cm), er trolig et uttrykk for økt vannføring etterfulgt av økt paraglasial aktivitet, der rester av glasialt materiale fra den forrige glasiale perioden ble vasket ut og avsatt i innsjøen, grunnet økt vannføring. Rester av glasiale avsetninger lå trolig i Vassdalen samt i skråningene i den nordvestlige enden av innsjøen. De minerogene båndene i kjernen ble korrelert med en vinternedbørskurve fra Nordre Folgefonna, som viser nedbør i prosent av dagens (1961-1990 AD) mengde (Bakke et al. 2005a) (se figur 7.12 A), en temperaturrekonstruksjon (gjennomsnittlig julitemperatur) fra Øykjamyra, en ikke-glasial innsjø nær Matre, sørvest for Folgefonna (Bjune 2005, Bjune et al. 2005) (se figur 7.12 B) samt et temperaturestimat (gjennomsnittlig julitemperatur) basert på chironomider fra Øykjamyra (se figur 3.7) (Velle et al. 2005). I følge Velle et al. (2005) viser temperaturen ved overgangen fra Yngre Dryas til Holocene en nedgang, i kontrast til andre lokaliteter i Vest-Norge, som framstiller økende temperaturer. Trenden med lave temperaturer fortsatte gjennom hele Holocene. Verdiene er antatt å være bestemt av typen av chironomider. De minerogene horisontene, enhet W og U, ligger tidsmessig nært opptil dateringen fra enhet Y, på 9510 +/- 65 ¹⁴C år BP (11065-10603 kal. år BP), 10842 kalenderår BP. Nedbørsestimatet for perioden viser en begynnende oppgang i

nedbørsmengden til 90 % av dagens verdier (100 %). Temperaturestimatet karakteriserer perioden fra 11500 kal. år BP til 8000 kal. år BP, tidlig-Holocene, som en kjølig og tørr periode. Temperaturen var lav i den tidligste delen av Holocene, men steg raskt til 7,5 °C omkring 11500 kal. år BP mens den nådde 14 °C mot slutten av perioden. Rundt tidspunktet for avsetningen av horisontene økte temperaturen fra 8,5 °C til 10,5 °C. Økningen av temperaturen, med påfølgende økning av nedbørsmengden, opp mot 145 % av dagens mengde (100 %), ga antakelig en betydelig innvasking av sedimenter til innsjøen.

Det er nærliggende å anta at enhet S (393-396,5 cm) ble avsatt ved at rester fra en tidligere glasial fase ble skylt ut og avsatt i innsjøen, som følge av økt vannføring. Dateringen av den øvre randen (396 cm) av sekvensen gir en alder på 9300 ± 60 ¹⁴C år BP (10634-10291 kal. år BP), 10470 kalenderår BP. Nedbørsmessig ligger enheten på et minimum, etter en markert nedgang til 75 % av dagens verdier (100 %). Mengden av nedbør flatet ut for en kort periode. Temperaturmessig var det en svak økning av verdiene, mot 11 °C. Hevningen av temperaturen forårsaket trolig økt snøsmelting, med etterfølgende økt transport av minerogene sedimenter ut i innsjøen.



Figur 3.7 Temperaturkurve (°C, juli) basert på chironomider fra Øykjamyra. Perioden før 10400 kal. år BP er ikke representert i alle kjernene, og er derfor uttrykt som prikker (etter Velle et al. 2005).

Enhet R (387,5-392,5 cm) viser en markert økning i glødetapsverdiene samt en nedgang i verdiene av magnetisk susceptibilitet, noe som kan antyde at materialet ble avsatt i en periode med høy organisk produktivitet i og rundt innsjøen. Det fant antakelig sted en endring av klimaet, med overgang til varmere forhold.

En brå, markert nedgang i glødetapsverdiene samtidig med en økning i verdiene av magnetisk susceptibilitet indikerer at enhet Q (385-387 cm) trolig er en avsetning av minerogent materiale.

Lokaliseringen av enheten i en homogen, massiv sekvens av organisk gytje samt tykkelsen på laget, tyder på at det ble avsatt ved utvasking av sedimenter, antakelig fra den forrige glasiiale fasen. Økt nedbør og snøsmelting kan ha skylt materialet ut i innsjøen. Sedimentene ble trolig transportert med fra den nordenforliggende Vassdalen samt fra skråningene i nordvest. Starten på hendelsen (387 cm) er datert til 9370 ± 90 ^{14}C år BP (10731-10425 kal. år BP), 10668 kalenderår BP. Nedbørsestimatet for enheten ligger ved et maksimum, 90 %, etter en markert oppgang til rett over dagens verdier (100 %). Sammen med temperaturkurven, som viser en svak økning til 11 °C, kan de klimatiske forholdene trolig forklare innvaskingen av de minerogene sedimentene til innsjøen.

Enhet P, N, L og J (363,5-384 cm, 330,5-362 cm, 327,5-329 cm og 306,5-326 cm) markerer trolig en brå overgang til en ny periode med stabilt, sannsynligvis varmt klima. Økningen i glødetapsverdiene indikerer en økning i den organiske produksjonen i og rundt innsjøen. Plantemakrofossilene ble antakelig skylt inn fra de omkringliggende myrområdene eller avsatt direkte fra den organiske produksjonen i innsjøen. Et av plantemakrofossilene (383 cm) er datert til 9375 ± 150 ^{14}C år BP (11055-10287 kal. år BP), 10668 kalenderår BP. Den organiske sekvensen er avbrutt av tre minerogene horisonter; enhet O, M og K (363 cm, 330 cm og 327 cm). Horisontene, som består av finkornet sand, kan tolkes som flomsedimenter. De ble eventuelt avsatt ved økt avrenning fra skråningene omkring innsjøen, som følge av økt nedbør og snøsmelting. Horisontene ligger tidsmessig mellom 10668 kalender år BP og 8204 kalenderår BP, basert på datering av de under-og overliggende enhetene. Nedbørsmessig var fasen preget av en betydelig og markert oppgang i nedbørsmengden i forhold til dagens verdier. Episoder med nedbørsverdier lavere enn i dag inntraff omkring 9600-8900 kal. år BP og 8500-8300 kal. år BP. Temperaturestimatet for perioden viser en forholdsvis jevn stigning opp mot 13 °C. Satt i sammenheng kan en økning av temperaturen med påfølgende økning i nedbøren ha dannet grunnlag for en større innvasking av minerogene sedimenter til innsjøen.

Enhet I (302-306 cm) markerer trolig en overgang i klimaet til kaldere forhold. Glødetapsverdiene avtar og indikerer en nedgang i den organiske produksjonen i og rundt innsjøen.

Satt i sammenheng med de over-og underliggende enhetene; enhet F og I, er det nærliggende å anta at enhet H (300-301,5 cm), som viser en betydelig likhet med enhet Q, representerer en kortlivet periode med økt avrenning av sedimenter fra de omkringliggende skråningene samt fra Vassdalen, trolig fra den forrige glasiiale fasen. En markert nedgang i glødetapsverdiene indikerer en økende avsetning av minerogent materiale. Enheten ligger tidsmessig nært opptil

den ovenforliggende enheten, datert til 8204 kalenderår BP. Nedbøren gjennomgikk en ny nedgang til verdier under dagens nivå. Temperaturen nådde maksimum for perioden, med gjennomsnittlige svingninger omkring 12,5-13,5 °C. Økningen i temperaturen kan ha gitt økt snøsmelting.

Ved enhet F (298-299,5 cm) øker igjen glødetapsverdiene og markerer en forbedring av klimaet med en økende organisk produksjon i og rundt innsjøen.

Enhet E og C (272-297 cm og 35,5-271 cm) markerer sannsynligvis overgangen til en ny periode med stabilt, trolig varmere klima. Økningen i glødetapsverdiene indikerer en økning i den organiske produksjonen i og rundt innsjøen. De jevne, lave verdiene i sedimentasjonsindeksen indikerer at den organiske produksjonen holdt seg konstant høy gjennom perioden. Plantemakrofossilene ble trolig skylt inn fra de nærliggende myrområdene eller ble direkte avsatt fra den organiske produksjonen i innsjøen. Den organiske sekvensen er avbrutt av tre horisonter; enhet G og D (297,5 cm og 271,5 cm), datert til 7405 ± 90 ¹⁴C år BP (8335-8062 kal. år BP), 8204 kalenderår BP og 5850 ± 60 ¹⁴C år BP (6733-6566 kal. år BP), 6629 kalenderår BP samt enhet B (34 cm). Horisontene ble antakelig avsatt ved flom. De ble alternativt avsatt ved økt avrenning fra skråningene nær innsjøen, forårsaket av en økning i mengden av nedbør og snøsmelting. Ved enhet G, 8204 kalenderår BP var det en markert nedgang i nedbøren til verdier under dagens mengde, etterfulgt av svingninger rundt dagens verdier. Ved enhet D, 6629 kalenderår BP, kom det på nytt en økning i mengden av nedbør til over dagens nivå. En gradvis nedgang i verdiene fulgte. En episode med lavere nedbørsmengde enn i dag inntraff omkring 6200-5900 kal år BP. Perioden mellom 5200 kal. år BP og 4000 kal. år BP, var karakterisert av en markert økning i nedbørsmengden. Fra 4000 kal. år BP og fram til i dag uttrykker nedbørskurven svingninger, med markert nedgang i nedbørsmengden. Faser med lavere verdier enn i dag lå omkring 3900-3700 kal. år BP, 2700-2300 kal. år BP, 2200-1900 kal. år BP samt 800-600 kal. år BP. Temperaturestimatet viser innledende en svak nedgang i temperaturen til 12 °C, etterfulgt av svake fluktuasjoner mellom 11 °C og 14 °C fram til i dag. Fasene med økt temperatur og økt nedbør kan settes i forbindelse med en betydelig innvasking av minerogene sedimenter til innsjøen.

Dateringen 7405 ± 90 ¹⁴C år BP (8335-8062 kal. år BP), 8204 kalenderår BP, ligger tidsmessig nært opptil 8200 eventen. Episoden, datert til 8200 kalenderår BP (7600 ¹⁴C år BP), regnes for å være en av de mest betydelige avkjølingseventene i Holocene. Klimaendringen ble registrert i iskjerner fra Grønland; GRIP, GISP2 og NGRIP, i form av en markert nedgang i isotopverdiene. Den markerte overgangen i klimaet ble knyttet til et skifte i varmesirkulasjonen i

havet. En katastrofedrenering av de glasiiale innsjøene Agassiz og Ojibway, antatt å ha startet 8470 kalenderår BP, samtidig med at en nedsmelting av det Laurentiske isdekket, ga en økt innstrømning av ferskvann til det nordlige Atlanterhavet. Tilførselen av ferskvann resulterte i redusert salinitet i havoverflaten og en endring av varmesirkulasjonen i havet. Det er god overensstemmelse mellom solinnstrålingen og tidspunktet for eventen, bortsett fra at eventen hadde en brå oppstart, mens effekten av solinnstrålingen var gradvis. 8200 eventen er kjent som Finse event i Sør-Norge, en episode da breene på nytt rykket fram, som følge av en forverring av klimaet (Dahl & Nesje 1994, 1996). Endringen kommer til uttrykk som synkrone variasjoner i glødetapskurver fra innsjøer i ulike deler av Sør-Norge (Klitsgaard-Kristensen 1998, Nesje & Dahl 2001, Nesje et al. 2001, Seierstad et al. 2002).

Enhet A (0-33,5 cm) viser stor likhet med enhet C. Materialet indikerer sannsynligvis fortsettelsen på en periode med høy organisk produksjon i og rundt dreneringsbassenget. De høye glødetapsverdiene kan tolkes til å markere et høyt innhold av organisk materiale. De jevne, lave verdiene i sedimentasjonsindeksen støtter opp om teorien om en betydelig organisk produksjon. Plantemakrofossilene kan ha blitt ført med fra myrområdene langs hovedelven samt eventuelt ha blitt avsatt direkte fra den organiske produksjonen i innsjøen.

3.6 Oppsummering

Sedimentkjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332) gir en oversikt over utviklingsforløpet i studieområdet i overgangen mellom Yngre Dryas og tidlig-Holocene.

Bunndateringen av kjernen (515 cm) antyder en alder på 9860 \pm 75 ^{14}C år BP (11336-11177 kal. år BP). Lave glødetapsverdier indikerer et kaldt klima, trolig preget av paraglasial sedimentasjon, med fryse- og tineprosesser, som frostsprengning, termal erosjon ved fluvial aktivitet og økt solifluksjon. Dateringen antyder en minimumsalder for randmoreneriggene (UTM 215 349, UTM 217 341) på Handeland og Sandvoll også for randmoreneriggene (UTM 217 336, UTM 219 330) på Skarveland og Ersland, da det ikke er registrert bresignaler i kjernen. Det er nærliggende å anta at randavsetningene ble dannet langs randen av innlandsisen i Høylandssundet. Da breen trakk seg tilbake, ble smeltevannet antakelig ført fra Handeland og Sandvoll, gjennom Vassdalen og ut i Erslandsvatnet (UTM 224 332), begrunnet ut fra lokaliseringen av terrassene på Sandvoll. Den påfølgende sekvensen av massiv leire og silt (411-474,5 cm) indikerer trolig en fase preget av betydelig paraglasial aktivitet, med avrenning av glasiiale sedimenter fra en tidligere brefase, ved Erslandsvatnet (UTM 224 332). Avsetningen fant, basert på dateringene, sted mellom 9770 \pm 65 ^{14}C år BP (11231-11135 kal. år BP) og 9510

+/- 65 ¹⁴C år BP (11065-10603 kal. år BP). I følge Bakke et al. (2005a) økte vinternedbøren i perioden fra 67 % til 88 % av dagens verdier (100 %) samt at temperaturen sank fra 9,6 °C til 9 °C. Endringen av klimaet var trolig drivkraften bak hendelsen. Samtidig la antakelig en ikke ferdig etablert pionervegetasjon grunnlag for utrasninger. Den brå inngangen og avslutningen av sekvensen samt flere enkeltstående, mindre sekvenser med tilsvarende sedimenter i kjernen, utelukker at de ble avsatt under en brefase. Eventuelt forstyrret slumping tidligere avsatte glasiale sedimenter og førte til dannelse av et nytt lag. Antagelsen er basert på den skarpe inngangen til enheten. Brefasen som smeltevannet trolig var et resultat av sammenfaller med PBO (Preboreal Oscillation). På Nordre Folgefonna er breframstøtet kjent som Jondal event 1, et kortlivet, 100-150 år, klimatisk styrt breframstøt (Bakke et al. 2005a). Under fasen synes det å ha funnet sted tre mindre episoder av paraglacial aktivitet, som følge av økt vannføring i dreneringsområdet. Avslutningen av den siste og mest markerte episoden er datert til 9300 +/- 60 ¹⁴C år BP (10634-10291 kal. år BP). De minerogene enhetene er korrelert med en nedbørskurve fra Nordre Folgefonna (Bakke et al. 2005a), en temperaturrekonstruksjon fra Øykjamyra (Bjune et al. 2005) og videre et temperaturestimat basert på chironomider fra Øykjamyra (Velle et al. 2005). Resultatene fra enhet W og U (409,5 cm, 406,5 cm) viser en begynnende oppgang i nedbørsmengden til 90 % av dagens verdier (100 %) samt en økning av temperaturen fra 8,5 °C til 10,5 °C. En økning av temperaturen med en etterfølgende økning i nedbørsmengden opp mot 145 % i forhold til dagens verdier (100 %), kan ha lagt grunnlag for en betydelig innvasking av minerogene sedimenter til innsjøen. Enhet S (393-396,5 cm) ligger nedbørsmessig på et minimum, med 75 % av dagens verdier (100 %), mens temperaturen viser en svak økning mot 11 °C. I denne perioden kan økte temperaturer ha ført til snøsmelting i de omkringliggende skråningene. Videre oppover i kjernen er det to mindre avsetninger av leire og silt. Enhetene, som er karakterisert av brå og markerte nedganger i glødetapsverdiene, er tolket til å være utvaskede sedimenter, trolig dannet under den forrige glasiale fasen. Økt nedbør, opp til 90 % av dagens mengde (100 %) og snøsmelting skylte sannsynligvis materialet ut i innsjøen. Starten på den eldste hendelsen (387 cm) er datert til 9370 +/- 90 ¹⁴C år BP (10731-10425 kal. år BP). Enhet Q (385-387 cm) ligger nedbørsmessig ved et maksimum, etter en oppgang til rett over dagens verdier. Samtidig med en svak oppgang av temperaturen til 11 °C, kan klimaet trolig forklare dannelsen av det minerogene båndet. Nedbørsverdiene på enhet H (300-301,5 cm) viser en ny nedgang til verdier under dagens nivå, mens temperaturen nådde et maksimum for perioden, med gjennomsnittlige fluktuasjoner omkring 12,5 °C til 13,5 °C. Sedimentene ble trolig skylt ut i innsjøen som følge av snøsmelting.

Etter at innvaskingen av minerogene sedimenter til innsjøen opphørte synes det å ha vært lengre perioder med forbedret, stabilt klima. Høye glødetapsverdier indikerer at produksjonen av organisk materiale økte. Et av plantemakrofossilene (383 cm) er datert til 9375 \pm 150 ^{14}C år BP (11055-10287 kal. år BP). Det er sammenlagt seks horisonter av finkornet sand i kjernen. Sedimentene ble trolig avsatt ved økt avrenning i området omkring innsjøen eller ved flom, som følge av økt nedbør og snøsmelting. For enhetene O, M og K (363 cm, 330 cm, 327 cm) var fasen preget av en kraftig og markert oppgang i nedbørsmengden i forhold til dagens verdier. Temperaturrekonstruksjonen viser en jevn stigning opp mot 13 °C. Faktorene ga trolig et grunnlag for en større innvasking av minerogene sedimenter. Ved enhet G (297,5 cm) viser nedbørskurven en markert nedgang i verdiene, til under dagens mengde, etterfulgt av svingninger rundt dagens verdier. En ny økning i nedbørsmengden til verdier over dagens nivå kom ved enhet D (271,5 cm), etterfulgt av en gradvis nedgang i verdiene. Perioden fra 5200 kal. år BP til 4000 kal. år BP var karakterisert av en økning i nedbørsmengden. Deretter fulgte en periode med varighet fram til i dag, inkludert enhet B (34 cm), preget av fluktuasjoner og en markert nedgang i nedbørsmengden. Temperaturestimatet viser innledningsvis for perioden en svak nedgang til 12 °C, etterfulgt av svake fluktuasjoner mellom 11 °C og 14 °C fram til i dag. Periodene med høy temperatur og nedbør kan ha gitt en kraftig innvasking av minerogene sedimenter.

To av sandlagene (300 cm og 271 cm) er datert til henholdsvis 7405 \pm 90 ^{14}C år BP (8335-8062 kal. år BP) og 5850 \pm 60 ^{14}C år BP (6733-6566 kal. år BP). Den eldste dateringen, i kalenderår 8204 BP, ligger tidsmessig nær 8200 eventen. I Sør-Norge er eventen kjent som Finse event (f. eks. Dahl & Nesje 1996).

Kapittel 4 Terrestriske snitt

Under isavsmeltingen ble det avsatt store mengder glasifluvialt materiale. De lagdelte avsetningene representerer endringer i avsetningsmiljøet over tid samt at de gir uttrykk for hvordan materialet ble dannet, transportert og avsatt. Terrestriske snitt, med avsetninger av glasiale sedimenter, kan benyttes som et supplement til lakustrine sedimentstudier ved rekonstruksjonen av deglasiasjonen (Bjørlykke 1977; p. 38-40, Nesje et al. 1991, Menzies 1996; p. 285, Björck et al. 2002, Guiter et al. 2003). Stratigrafien i snittene er benyttet til å bygge oppunder teoriene om deglasiasjonsforløpet samt havnivåendringene, utledet fra kvartærgeologisk kartlegging og lakustrine sedimentstudier.

4.1 Metodisk tilnærming

4.1.1 Nomenklatur

Facies er ensartede stratigrafiske enheter, karakterisert av en kombinasjon av litologiske, fysiske og biologiske egenskaper; farge, kornstørrelse, tekstur, struktur og sortering. I en lagrekke skiller enhetene seg klart ut fra de over-og underliggende sedimentene (Hedberg 1976; p. 15, Eyles et al. 1983, Walker 1984; p. 1-9, Turner 1989; p. 41-44, Aarseth et al. 1997). Facies kan deles inn i underfacies ved markerte likheter i sedimentene, men med små variasjoner i egenskapene samt samles i grupper etter trender (Lowe & Walker 1997; p. 160).

Ved tilbaketrekningen av breer, blir store mengder smeltevann frigitt. Breelvene omarbeider det glasiale materialet til glasifluviale facies. Lagdelingen og sammensetningen er bestemt av tykkelsen på isen, konsentrasjonen og typen av minerogene sedimenter i isen samt hvor i forhold til breen sedimentene ble avsatt; subglasialt, marginalt, subakvatisk eller proglasialt. Sedimentene varierer i størrelse fra stein, grov grus og sand dannet i flettede strømmer til leire og silt (Eyles & Miall 1984; p. 15-38, Lowe & Walker 1997; p. 89-94).

Energimengden i breelvene påvirker sedimentenes rundingsgrad samt kornstørrelsen. Det er vanlig å skille mellom to energityper; bevegelsesenergi og strømenergi. Bevegelsesenergien gir et uttrykk for graden av abrasjon mellom sedimentkornene. Ved transport blir sedimentene rundet samt at sfærisiteten øker med avstanden. De største kornstørrelsene, blokk og stein, er mest utsatt for abrasjon. Strømenergien gir variasjoner i kornstørrelsen. Transport og avsetning av sedimentene gir en karakteristisk fordeling av kornstørrelsene. Den maksimale kornstørrelsen avtar med transportlengden. Ved passiv avsetning vil mye av det finere materialet bli bevart, mens aktive prosesser reduserer mengden av finere partikler ved avsetning (Bjørlykke 1977).

4.1.2 Kartlegging av terrestriske snitt

Lagene i terrestriske snitt (se tabell 4.1) reflekterer overgangen mellom avsetningsmiljøer samt indikerer de dominerende sedimentasjonsprosessene. Opplysningene kan benyttes i forbindelse med rekonstruksjon av paleoklimaet i bestemte områder, da stratigrafien gir informasjon om klimaet under avsetningen (Rose et al. 1985; p. 348-375).

Tabell 4.1 Oversikt over facies-koder (etter Eyles et al. 1983, Eyles & Miall 1984; p. 15-38).

Diamikton	Forklaring
Dm	Tilført matriks
Dc	Tilført klaster
D-m	Massiv
D-s	Lagdeling
Sand	
Sr	Strømninger
St	Bøyd kryssjiktning
Sp	Rett kryssjiktning
Sg	Gradert
Sm	Massiv
Sh	Horisontal laminering
Sd	Deformasjon
Grus	
Gm	Massiv
Gn	Horisontal laminering
Gt	Lagdelt, bøyd kryssjiktning
Gp	Lagdelt, rett kryssjiktning
Finkornet	
Fl	Laminering, svake strømninger
Fm	Massiv
F-d	Inneholder droppteiner

Informasjon fra stratigrafien:

- Opphavsmateriale
- Drenering
- Klima
- Brefluktuasjoner

Forstyrrelser av facies kan komplisere tolkningen av snittene. I forbindelse med avsetningen av glasifluvialt materiale, kan samtidige eller postglasiale sideelver utgjøre et problem, da de ofte har en sammensetning som er svært ulik den i hovedelven. I tillegg kan det forekomme variasjoner i den litologiske sammensetningen innen individuelle stratigrafiske enheter, trolig som følge av kortvarige hendelser. Tilsynelatende ensartede sedimenter og sedimentære sekvenser kan være et resultat av flere ulike prosesser. I de senere årene har en del av sand- og grustakene blitt benyttet til uttak av byggematerialer, noe som har gitt utslag på det visuelle uttrykket av de terrestriske snittene (Maddy & Green 1989, Lowe & Walker 1997; p. 95-97).

Målet med studier av terrestriske snitt er å oppnå forståelse av den indre strukturen samt bestanddelene av de sedimentære enhetene. Nivået for underdeling av facies er avhengig av kompleksiteten av undersøkelsene (Lowe & Walker 1997; p. 90).

4.2 Beskrivelse av snittene

I studieområdet er det flere forekomster av eksponerte terrestriske snitt i glasifluviale avsetninger, fordelt på området omkring Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) og grustaket (UTM 218 344) på Sandvoll. Det er tatt utgangspunkt i tre løsmassesnitt. Snitt I (UTM 272 353) er del av "Maurtua" (UTM 272 354), en haugformet glasifluvial avsetning øst for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354), mens Snitt II og Snitt III (UTM 218 347, UTM 218 349) er del av et grustak (UTM 218 344) av glasifluvialt materiale på Sandvoll.

4.2.1 Beskrivelse av lokalitet for Snitt I (UTM 272 353)-"Maurtua" (UTM 272 354)

Snitt I (UTM 272 353) er lokalisert til den nordlige kanten av en haugformet avsetning av glasifluvialt materiale, "Maurtua" (UTM 272 354), 197 moh. (se 2.3.7 Lokalitet 4: Området rundt Bakkastølsvatnet, figur 4.1, figur 4.2). Avsetningen, som hovedsaklig består av kantrundet sand, med grus i den øvre og midtre delen, har flere frittliggende lagpakker. Kantede blokker, med en diameter på 0,5-1 m, ligger spredt på toppen. Om lag halvparten av sedimentene, den vestlige delen, er gravd vekk, da det tidligere ble drevet med uttak av sand og grus her. Avsetningen er dekket av vegetasjon, dominert av furu, brake og lyng. I nord, øst og sør er det tett granskog. Et myrområde i vest strekker seg til kanten av Bakkastølsvatnet (UTM 268 354).

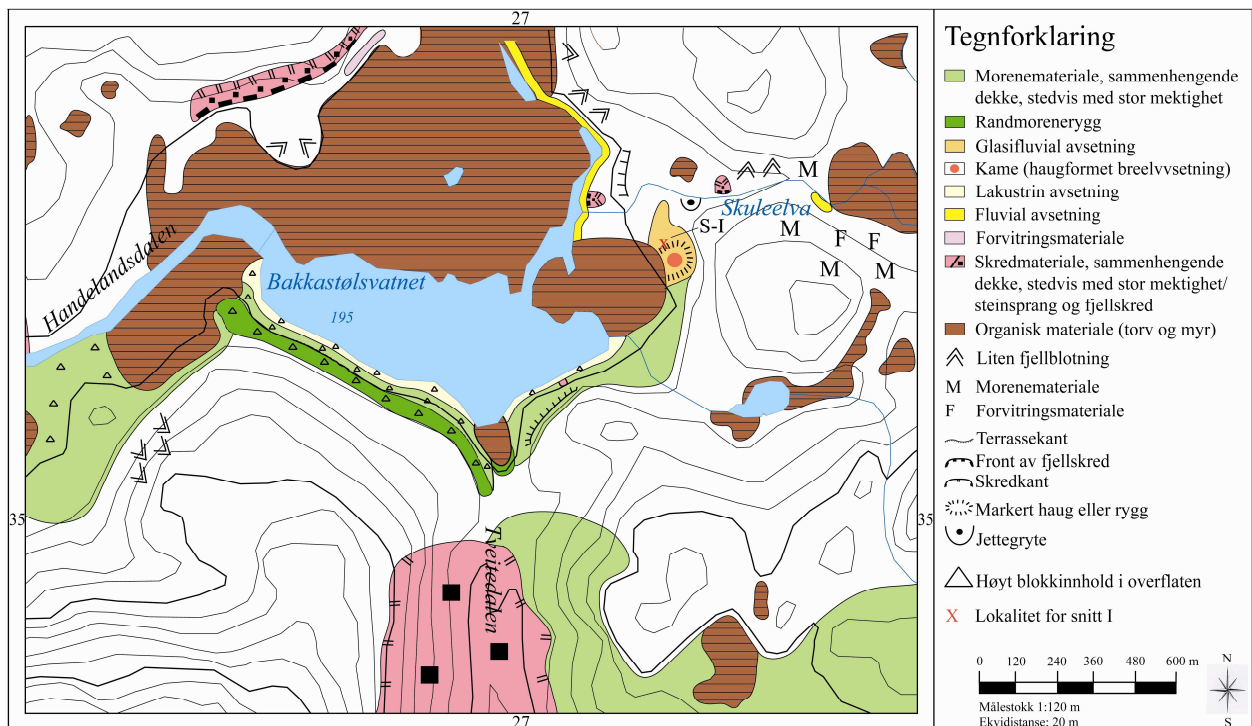


Figur 4.1 "Maurtua" (UTM 272 354) sett mot øst.

"Maurtua" (UTM 272 354) er lokalisert sør for Skuleelva, som drenerer ut i Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). En mindre elv fra Bjørkelinuten (UTM 282 345) kommer ned i sør. Dreneringen er styrt av tilførsel fra nedbør og snøsmelting.

Lokaliteten ligger i et område der berggrunnen består av granodioritt (Farseth & Solli 1992).

Lokaliteten er valgt ut fra beliggenheten i forhold til den nordenforliggende Børgsdalen, hvor det er registrert avsetninger som kan tolkes som en indikasjon på tilstedeværelsen av en lokal, topografisk styrt bre (se 2.3.9 Lokalitet 5: Sørligste del av Børgsdalen, 2.3.10 Tolkning). Sedimentene i snittet kan trolig knyttes til nedsmeltingen av breen.





Figur 4.2 Lokalisering av snitt I (UTM 272 353)-"Maurtua" (UTM 272 354).

4.2.2 Beskrivelse av snitt I (UTM 272 353)-"Maurtua" (UTM 272 354)



Snitt I (UTM 272 353) (se figur 4.3, figur 4.4, figur 4.6, figur 4.7) er 6 m høyt, fordelt på 4 enheter. Lagene er godt sorterte.

Enhet I (0-390 cm) er et massivt lag av lys brun, middels grovkornet sand uten strukturer (Sm).

Den vestre lagpakken i enhet II (391-430 cm) består av vekslende lys brun, finkornet sand og mørk brun, middels grovkornet sand (Sh, Sr). Lagene er svakt laminerte og har strømningsstrukturer. De lyse sandlagene har en gjennomsnittlig tykkelse på 0,5 cm, mens de mørke sandlagene er 0,2-0,3 cm tykke. Den østre delen av enheten har en bøydd kryssjiktning vendt mot nordvest og nordøst (320° og 40°), med vekslende lag av lys brun, finkornet sand, mørk brun, middels grovkornet sand samt grå, middels grovkornet grus (St, Gt). De lyse lagene er i gjennomsnitt 1,5 cm tykke, mens de mørke sandlagene har en tykkelse på omkring 0,5 cm. Gruslagene er i gjennomsnitt 2 cm tykke.

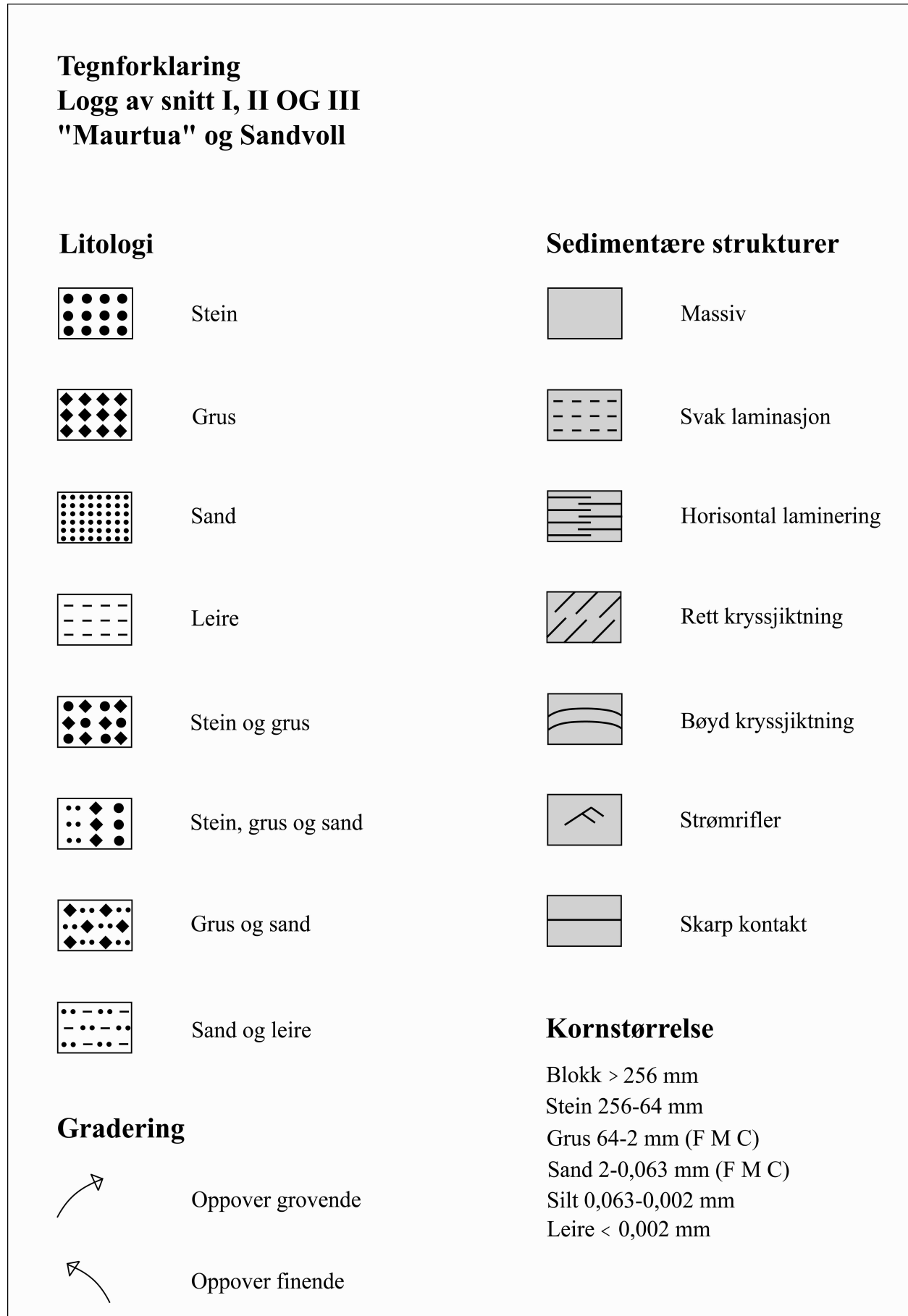
Utsnitt	Dybde (cm)	Litologi	Retning	Merknader
	430	●●●●●	 320 40	Veksling mellom lyse og mørke, svakt bølgede lag av sand i vest Bøyd kryssjiktning av grus og sand i øst
	425	●●●●●		
	420	●●●●●		
	415	●●●●●		
	410	●●●●●		
	405	●●●●●		
	400	●●●●●		
	395	●●●●●		
	390	●●●●●		

Figur 4.3 Utsnitt av enhet II (391-430 cm); bøyd kryssjiktning og laminasjon. Utstrekning: vest-øst.

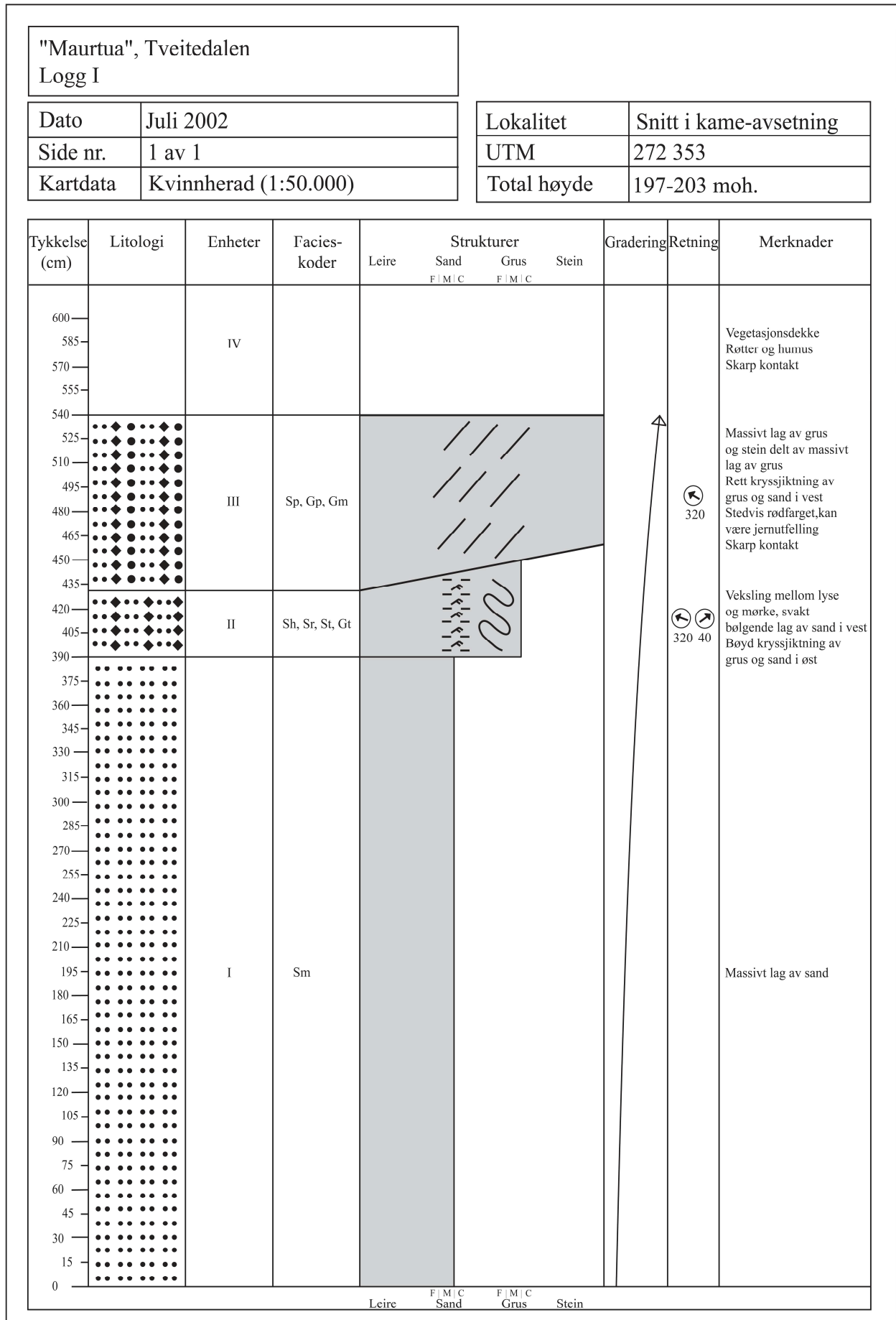
Utsnitt	Dybde (cm)	Litologi	Retning	Merknader
	540	●●●●●	 320	Rett kryssjiktning av grus og sand
	530	●●●●●		
	520	●●●●●		
	510	●●●●●		
	500	●●●●●		
	490	●●●●●		
	480	●●●●●		
	470	●●●●●		
	460	●●●●●		
	450	●●●●●		
	440	●●●●●		
430	●●●●●			

Figur 4.4 Utsnitt av enhet III (431-540 cm); rett kryssjiktning. Utstrekning: vest-øst.

En rett kryssjiktning, vendt mot nordøst (40°), med vekslende lag av lys brun, finkornet sand, med en tykkelse på 0,5-10 cm, mørk brun, middels grovkornet sand, med en tykkelse på 0,2-0,3 cm, samt 5-10 cm tykke lag med grovkornet grus, utgjør den vestre delen av enhet III (431-540 cm) (Sp, Gp). Spredte forekomster av rødlig farge på sedimentene kan tyde på jernutfelling. I øst er det et massivt lag av mørk brun, grovkornet grus og stein uten strukturer, som faller svakt mot nordøst (320°), delt av et massivt lag, 40 cm, av gråbrun, grovkornet grus uten strukturer (Gm).

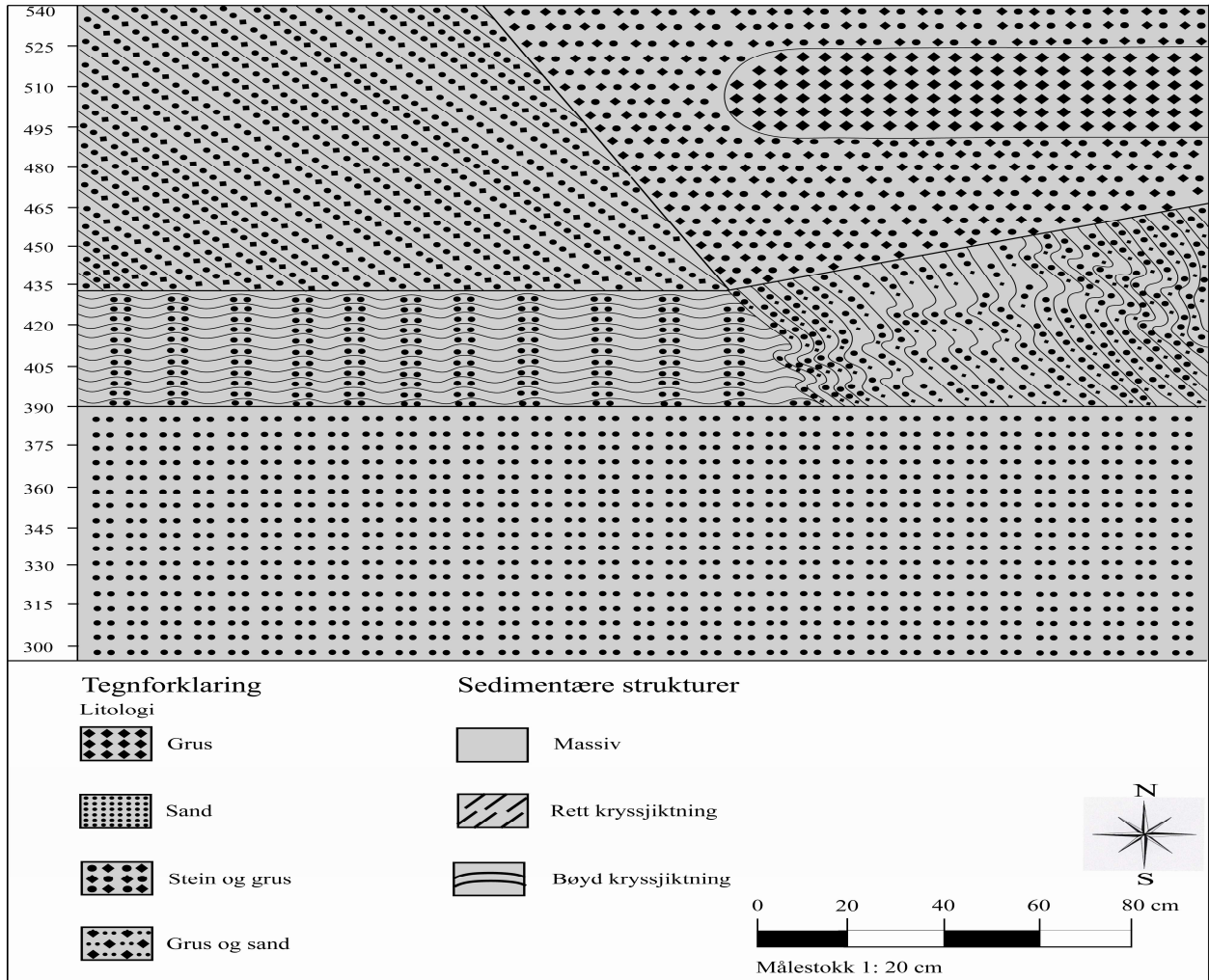


Figur 4.5 Tegnforklaring Logg I, II og III. "Maurtua" (UTM 272 354) og Sandvoll.



Figur 4.6 Logg av snitt I (UTM 272 353)-"Maurtua" (UTM 272 354).

Materialet er kantrundet. Svarte felt på sedimentene kan skyldes utvasking fra den ovenforliggende vegetasjonen. Det er en skarp overgang til de over-og underliggende enhetene samt mellom lagpakkene. Sedimentene i snittet er generelt oppover grovende.



Figur 4.7 Skjematiske framstilling av utsnitt fra snitt I (UTM 272 353).

Enhet IV (541-600 cm) er et humusdekke som ligger på toppen av hele avsetningen. Røtter henger ned over de underliggende sedimentene. Det er en skarp kontakt med den underliggende enheten.

4.2.3 Tolkning

Lagdelingen i snittet gir uttrykk for hvordan breelver har bygd opp det som trolig er en kame-avsetning. Variasjonene i kornstørrelsen symboliserer fluktuasjoner i avrenning og sedimenttilførsel. Sedimentene, som er glasifluviale, ble trolig avsatt subglasialt ved tilbaketrekningen av en lokal bre gjennom Børgsdalen (se 2.3.8 Tolkning).

Manglende strukturer i et massivt lag av sand, tyder på at sedimentene i enhet I (0-390 cm) ble avsatt subglasialt i et lavenergimiljø, med rask akkumulasjon av materiale i jevn suspensjon. Formen på avsetningen kan tolkes som at smeltevannskanaler under isen smeltet ut et større hulrom i bresålen, hvor det ble akkumulert glasifluvialt materiale erodert ut av breelver. Enheten markerer trolig den begynnende oppbygningen av avsetningen. Sammensetningen av materialet indikerer at det ble avsatt i en større kanal, inntil den østenforliggende åsen (UTM 275 355), langs det som var ytterkanten av den lokale breen. Avsetningen fant trolig sted tidlig under tilbaketrekningen av breen, eventuelt under et kortvarig opphold.

Lagpakkeene i snittet ble trolig avsatt i en periode med endringer i sedimentasjonsmiljøet. Det var antakelig en overgang til mer aktivt eroderende breelver med flere skiftende løp, som følge av mindre sesongvariasjoner av den lokale breen sør i Børgsdalen. Sandlagene med strømningsstrukturer i enhet II (391-430 cm) ble sannsynligvis dannet subglasialt ved strømningsregimer, som en konsekvens av skiftninger mellom lave og høye strømningsregimer. Laminasjonen indikerer at sedimentene, som trolig ble erodert ut og avsatt gjentatte ganger, ble transportert subglasialt i smeltevannskanaler, antakelig med betydelig vanntilførsel, grunnet økende nedsmelting. Vekslingen av sedimenter kan skyldes endringer i smeltevannskanalene, som følge av mindre sesongvariasjoner av breen gjennom dalen under tilbaketrekningen.

Kryssjiktene i enhet II (391-430 cm) og enhet III (431-540 cm) skyldes trolig en overgang til mer ustabile perioder, med sterke vekslinger i tilførselen av sedimenter, forårsaket av skiftende elveløp og mindre sesongvariasjoner under isavsmeltingen i Børgsdalen. Forekomsten av separate lagpakker; kryssjikt og horisontalt lagdelt materiale, parallelt, kan tolkes som at flere prosesser var aktive på samme tid. Kryssjiktene, som ligger skrått inn mot de øvrige lagpakkeene, ble trolig avsatt av smeltevannskanaler med betydelig vannføring, inn mot den opprinnelige avsetningen under oppbygningen. Materialet ble antakelig erodert ut og avsatt gjentatte ganger. Orienteringen av laminasjonene tyder på at kanalene kom fra nordøst og nordvest. Vekslingen av sedimentene kan skyldes fluktuasjoner i vanntilførselen samt tilstedeværelse av flere kanalløp, som følge av mindre fluktuasjoner av breen. Sammensetningen av sedimentene og formen på avsetningen indikerer at de ble akkumulert subglasialt ved tilbaketrekningen av breen. Årsaken til at den nedre kryssjiktningen er bøyd, kan skyldes forstyrrelser da breen smeltet ned, eventuelt postglasiale forkastninger av materialet.

De massive lagene av grus og stein i enhet III (431-540 cm) ble trolig akkumulert i en periode med rolige strømningsforhold samt rask avsetning av suspenderte sedimenter. Overgangen til mer grovkornet materiale samt tykkere avsetninger representerer antakelig et skifte i breelvenes

mønster, til større smeltevannskanaler, med en mer kontrollert erosjon og avsetning av sedimenter. Skiftningene i kornstørrelser skyldes sannsynligvis endringer i breelvenes vannføring, som følge av mindre sesongvariasjoner av breen. Laget synes å representere avslutningen på den subglasiale oppbygningen av avsetningen, da det er øverst. Det er sannsynlig at breen nå trakk seg tilbake fra området.

Tidsperspektivet for avsetningen av enhetene kan korreleres med en randmorenerygg (UTM 267 352), 210 moh., sørvest for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354), en endemorenerygg (UTM 269 351), 198 moh., sør for innsjøen samt en randmorenerygg (UTM 263 355), 220 moh., i vest. Randmoreneryggene (UTM 267 352, UTM 263 355) ble trolig dannet som følge av et framrykk av en lokal bre sør i Børgsdalen. Granittblokker med innslag av rødlig ortoklas, karakteristisk for det nordenforliggende Ulvanås-massivet (UTM 284 415), indikerer at breen hadde en sørlig bevegelsesretning. Endemoreneryggen (UTM 269 351), som ligger i passpunktet mot Tveitedalen, ble antakelig dannet ved en stagnasjon av den lokale breen ved det som i dag er Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Randavsetningene ble antatt å markere den maksimale utstrekningen av breen mot vest og sør. I følge Follestad (1972) ble randavsetningene skjøvet opp under Halsnøy-fasen i Yngre Dryas. Lokaliseringen av avsetningene sammenfaller med Yngre Dryas-marginen på den sørvestlige Folgefonnhalvøya, som viser den maksimale isutbredelsen (Follestad 1972, Aarseth & Mangerud 1974, Holtedahl 1975, Hamborg 1983) (se figur 1.1). Det er nærliggende å anta at snittet har opprinnelse i den samme perioden.

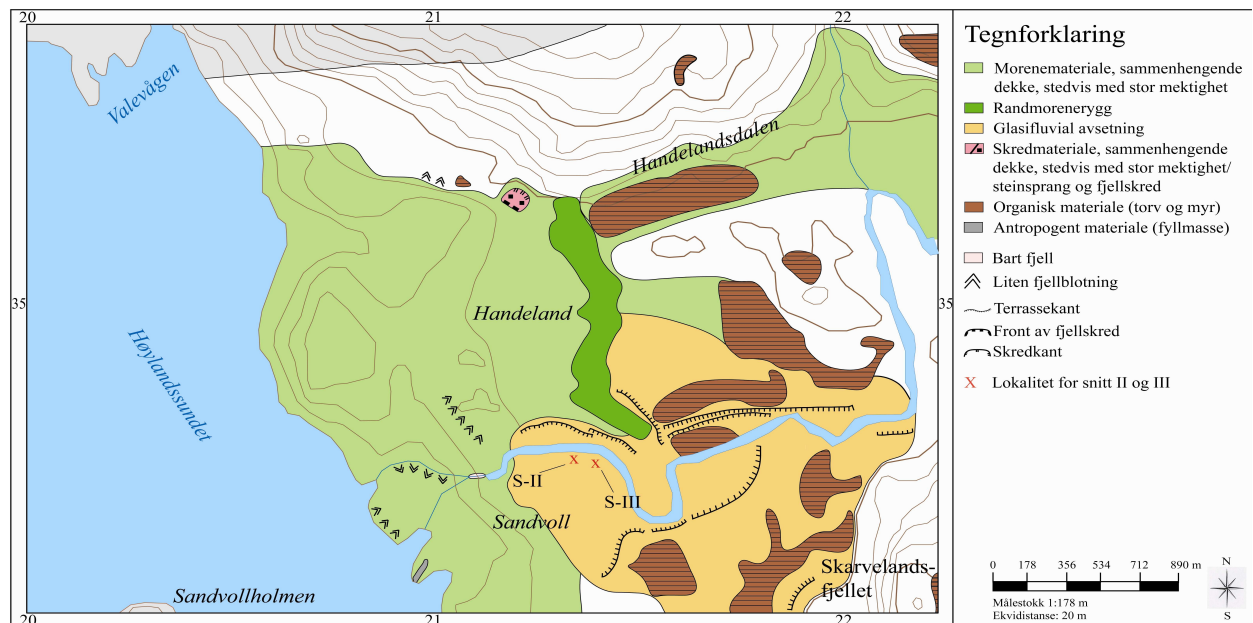
4.2.4 Beskrivelse av lokalitet for snitt II (UTM 218 347) og III (UTM 218 349)-Sandvoll

Snittene (UTM 218 347, UTM 218 349) er lokalisert i den midtre delen av et grustak (UTM 218 344) av glasifluvialt materiale på Sandvoll (se 2.4.5 Lokalitet 8: Sandvoll, figur 4.8). Avsetningen, som er dominert av en sammensetning av sand og grus samt mindre forekomster av leire i øst og sør, har flere frittliggende lagpakker. Det ble tidligere drevet med uttak av sand og grus på lokaliteten, noe som har endret løsmassenes opprinnelige utseende. Store deler av materialet ligger nå i hauger og rygger. Det er spredt, stedvis tett vegetasjon av blandingskog, busker og lyng på toppen av sedimentene. I øst ligger spredte myrområder. Avsetningen grenser til større myrområder i sør.

Grustaket (UTM 218 344) er lokalisert sør for Handelandselva, som har utløp fra Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) i øst og drenerer ut i Høylandssundet i vest. Dreneringen er styrt av tilførsel fra nedbør og snøsmelting.

Berggrunnen på lokaliteten består av granittisk gneis samt et mindre parti med kvartsdioritt i nord (Jorde & Naterstad 1995).

Lokaliteten er valgt på grunnlag av beliggenheten i munningen av Handeldalsdalen. De kartlagte løsmassene i dalmunningen indikerer tilstedeværelsen av et innlandsisdekke (se 2.4.3 Lokalitet 7: Handeland, 2.4.4 Tolkning, 2.4.5 Lokalitet 8: Sandvoll, 2.4.6 Tolkning). Stratigrafien i snittene kan belyse utviklingsforløpet under deglasiasjonen.



Figur 4.8 Lokalisering av snitt II (UTM 218 347) og snitt III (UTM 218 349)-Sandvoll.

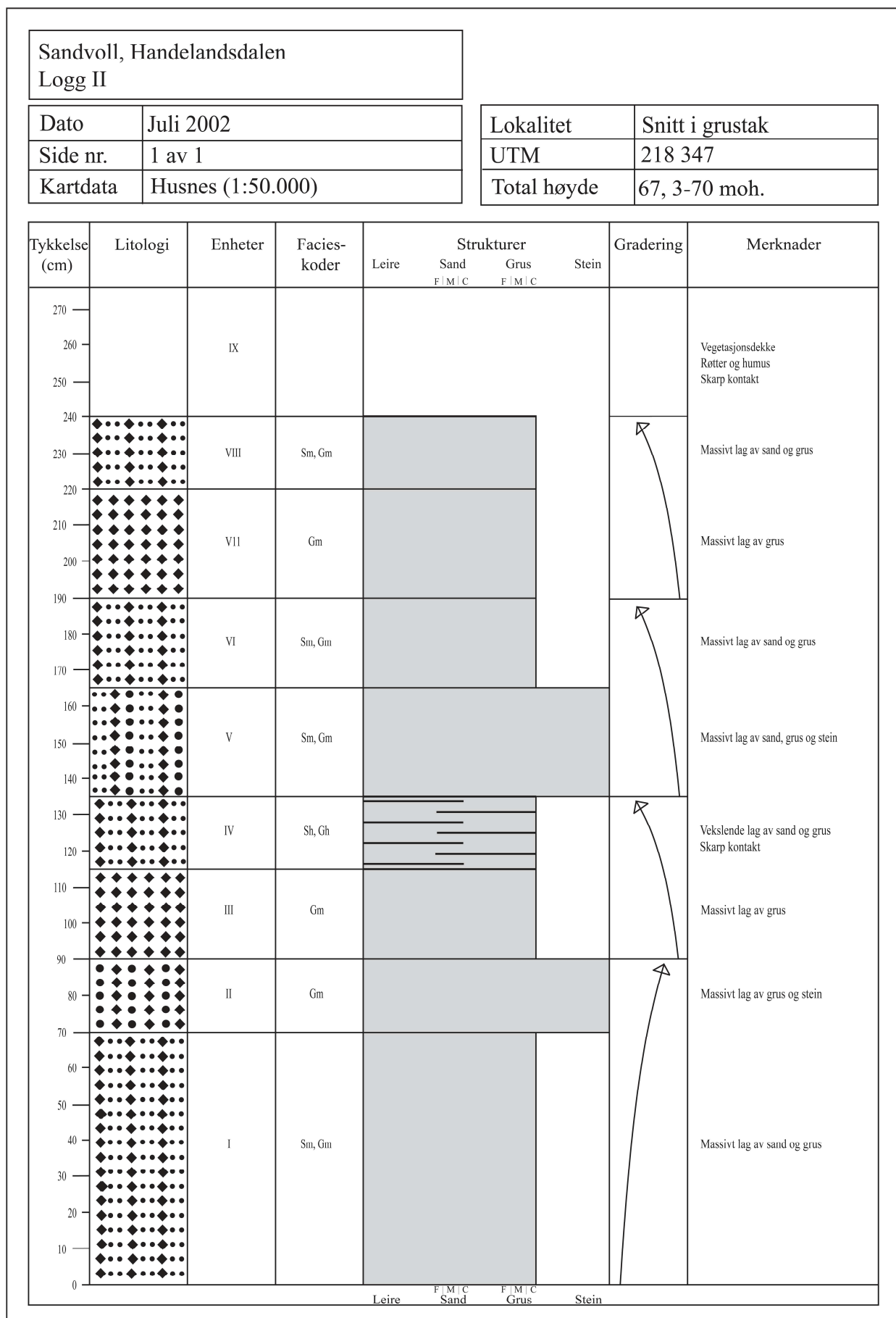
4.2.5 Beskrivelse av snitt II (UTM 218 347) Sandvoll (1)

Snitt II (UTM 218 347) (se figur 4.9, figur 4.10) er 270 cm, fordelt på 9 enheter. Lagene er godt sortert.

Enhet I (0-70 cm) er et massivt lag av gråbrun, middels grovkornet sand og grovkornet grus uten strukturer (Sm, Gm).

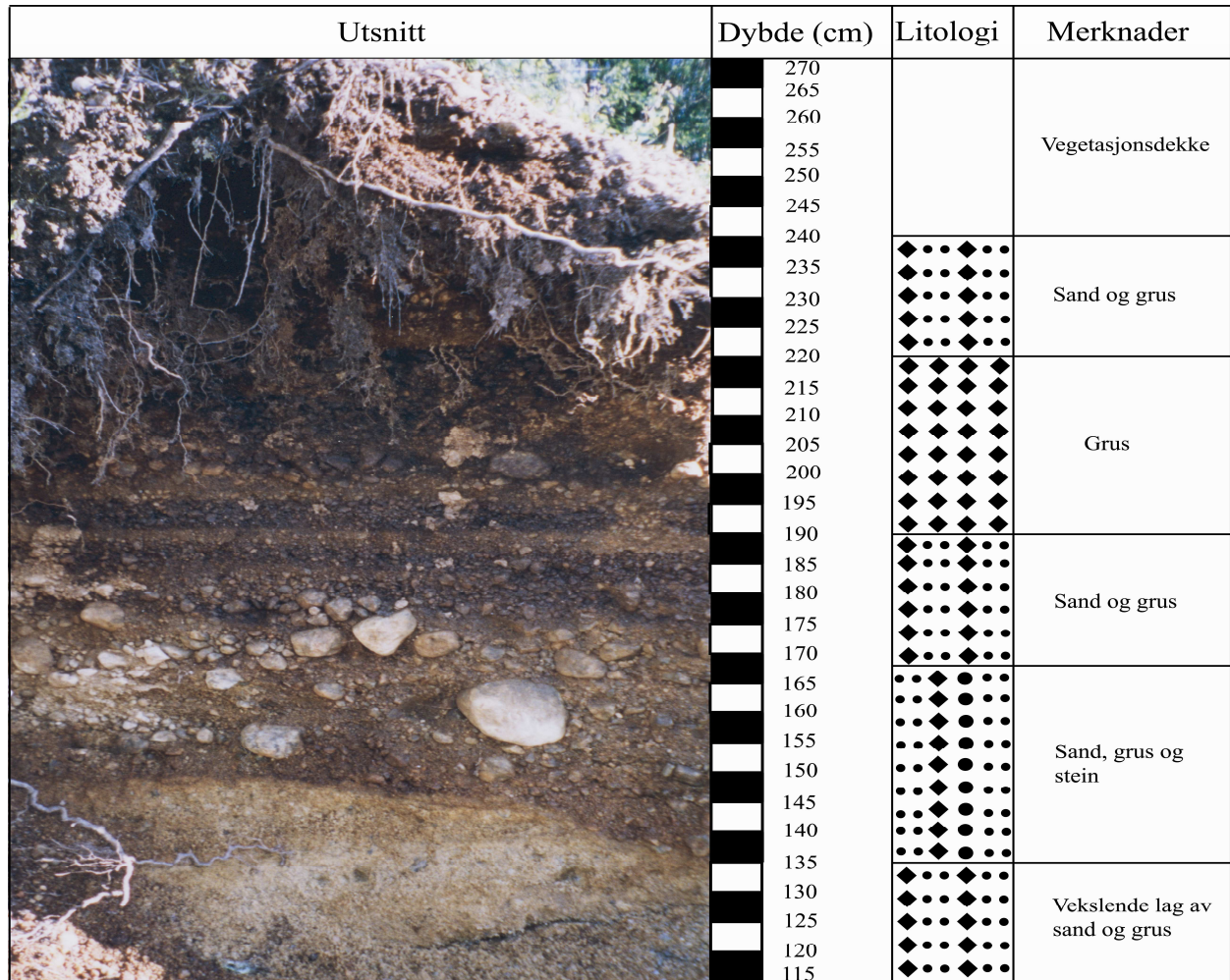
Enhet II (71-90 cm) består av massiv gråbrun, grovkornet grus og stein uten strukturer (Gm). Steinene er kantrundet.

Enhet III (91-115 cm) er massiv grå, grovkornet grus uten strukturer (Gm). Laget viser en skarp overgang til den ovenforliggende enheten.



Figur 4.9 Logg av snitt II (UTM 218 347)-Sandvoll (1).

Horisontalt laminerte lag av vekslende gråbrun, middels grovkornet sand og grovkornet grus utgjør enhet IV (116-135 cm) (Sh, Gh). Sandlagene har en tykkelse på 1,5-2 cm, mens gruslagene er 4-5 cm tykke. Sedimentene er avgrenset av skarpe kontakter med de over-og underliggende enhetene.



Figur 4.10 Utsnitt av stratigrafien i snitt II (UTM 218 347); øvre del. Utstrekning: øst-vest.

Enhet V (136-165 cm) er et lag av massiv gråbrun, grovkornet grus og stein uten strukturer (Sm, Gm). Steinene er kantrundet. Det er en skarp kontakt ved overgangen til den underliggende enheten.

Enhet VI (166-190 cm) er massiv gråbrun, middels grovkornet sand og grovkornet grus uten strukturer (Sm, Gm).

Enhet VII (191-220 cm) består av massiv grå, grovkornet grus uten strukturer (Gm).

Et massivt gråbrunt lag av middels grovkornet sand og grovkornet grus uten strukturer utgjør enhet VIII (221-240 cm) (Sm, Gm). Avgrensningen mot den ovenforliggende enheten er skarpt markert. Svarte felter på sedimentene skyldes trolig utvasking fra den ovenforliggende

vegetasjonen. I de to nedre lagene av snittet er sedimentene generelt oppover grovende, mens de øvrige lagene er oppover finende.

Enhet IX (241-270 cm) er et humusdekke, hvor fra røtter henger ned over de underliggende sedimentene. Laget viser en skarp overgang til den underliggende enheten.

4.2.6 Tolkning

Lagdelingen i snittet er et resultat av breelvenes arbeid, styrt av sesongvariasjoner og påfølgende endringer i sedimentasjonsmiljøet. Sedimentene i avsetningen er glasifluviale, trolig avsatt proglasialt under tilbaketrekningen av et innlandsisdekke i Høylandssundet mot slutten av forrige istid (se 2.4.4 Tolkning, 2.4.6 Tolkning). Mengden av glasifluvialt utvaskede sedimenter på lokaliteten indikerer en betydelig drenering fra isdekket. Enhet I (0-70 cm), bestående av tilsvarende materiale som store deler av det øvrige av lokaliteten, representerer antakelig oppstarten på tilbaketrekningen av breen i sundet. Da materialet er massivt og mangler strukturer, er det sannsynlig at det ble avsatt i et lavenergimiljø, med rask akkumulasjon av materiale i suspensjon. Utbredelsen av sedimentene indikerer at de trolig ble avsatt proglasialt av en jevn strøm av smeltevann, antakelig innen kort avstand fra breranden, da materialet er grovkornet. Det er nærliggende å anta at randmoreneryggene (UTM 215 349, UTM 217 341) på Handeland og Sandvoll medførte en stedvis oppdemning av smeltevannet fra innlandsisen i munningen av Handelandsdalen. Oppdemningen var trolig årsak til at avsetningene av glasifluvialt materiale ikke strekker seg til randen av Høylandssundet.

Enhetene med grovest, kantrundet materiale; massiv grus og stein, herunder enhet II (71-90 cm) kan tolkes til å være avsatt i en periode med mindre sesongvariasjoner samt jevne, rolige strømningsforhold under nedsmeltingen av innlandsisdekket i Høylandssundet, hvor de suspenderte sedimentene ble raskt avsatt. Da materialet, som trolig ble akkumulert proglasialt, er grovkornet, kan det være en indikasjon på kraftig eroderende breelver. Det fant trolig sted en endring i sedimentasjonsmiljøet, med overgang til store, mer definerte smeltevannskanaler, da dette samt de overliggende sedimentlagene skiller seg ut fra de underliggende sedimentene på resten av lokaliteten.

Det massive laget av grus på enhet III (91-115 cm) markerer trolig en periode med fortsatt rolige strømningsforhold. Sedimentene ble antakelig avsatt proglasialt av kraftig eroderende smeltevannskanaler under nedsmeltingen av isdekket i Høylandssundet. Skiftningene i sedimenter kan skyldes vekslinger i vanntilførselen som følge av mindre sesongvariasjoner av breen i sundet under deglasiasjonen.

Laminasjonen av sand og grus på enhet IV (116-135 cm), med skarpe erosjonskontakter til de over- og underliggende lagene, representerer en brå endring i sedimentasjonsmiljøet innad i det glasifluviale systemet, til mer aktivt eroderende breelver med skiftende løp, etterfulgt av vekslinger i proglasial tilførsel av sedimenter, sannsynligvis som følge av mindre sesongvariasjoner ved tilbaketrekningen av innlandsisen. Fordelingen av kornstørrelser i laminasjonen indikerer at smeltevannskanaler med betydelig vannføring eroderte inn i hverandre, med hyppige kanalskiftninger. Kanalsystemet hadde antakelig en klart avgrenset utstrekning, da den totale utbredelsen er begrenset. Vekslingen mellom sedimentene skyldes trolig avsetning i et kanalsystem med en ujevn sedimenttilførsel som følge av fluktuasjoner i vanntilførselen.

Svakt markerte overganger mellom de massive lagene viser at endringene var jevne. Lite lagdeling samt kombinasjonen av kornstørrelser tyder på at sedimentene ble transportert over korte avstander. Enhetene med grovest, kantrundet materiale, massiv sand, grus og stein; enhet V (136-165 cm), enhet VI (166-190 cm), enhet VII (191-220 cm) og enhet VIII (221-240 cm) ble trolig avsatt i perioder med mindre brefluktuasjoner i Høylandssundet samt jevne, rolige strømningsforhold under tilbaketrekningen av breen, hvor de suspenderte sedimentene raskt ble akkumulert. Materialet ble trolig transportert i smeltevannskanaler, som eroderte inn i hverandre, og avsatt proglasialt. Variasjonen i kornstørrelser skyldes antakelig skiftninger i kanalenes leie samt varierende vannføring, som følge av sesongvariasjonene.

Tidsmessig kan snittet korreleres med randmoreneryggene (UTM 215 349, UTM 217 341, UTM 217 336, UTM 219 330) på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland. Randavsetningene er gitt en minimumsalder på bakgrunn av en sedimentkjerne (se Kapittel 3) fra det brenære innsjøbassenget Erslandsvatnet (UTM 224 332), sørøst for Sandvoll. Kjernen er bunndatert til 9860 +/- 75 ¹⁴C år BP (11336-11177 kal. år BP). Sedimentene i sekvensen, massiv gyttje, tyder på at det ikke fant sted glasial drenering inn i Erslandsvatnet (UTM 224 332) på dette tidspunktet. Da det ikke er registrert breepisoder i sedimentkjernen, ble randavsetningene trolig dannet i en tidligere periode. Sedimentene kan samtidig settes i sammenheng med avsetningene av bunnmorenemateriale langs sørøstsiden av Høylandssundet, som sannsynligvis ble avsatt under det samme framstøtet. Randavsetningene er tolket til å være avsatt av et innlandsisdekke i det vestenforliggende Høylandssundet (se 2.4.4 Tolkning, 2.4.6 Tolkning, 2.4.8 Tolkning). De glasifluviale avsetningene på Sandvoll er antatt å være avsatt under nedsmeltingen av isdekket i sundet. Det er nærliggende å anta at sedimentene ble avsatt i etterkant av dannelsen av randavsetningene, da ryggene på Handeland og Sandvoll trolig demmet opp smeltevannet i munningen av den østenforliggende Handelandsdalen.

Terrassene (UTM 214 347, UTM 215 346, UTM 216 347, UTM 219 347, UTM 217 248, UTM 217 344, UTM 213 345, UTM 215 345, UTM 218 341, UTM 219 341, UTM 222 347, UTM 219 342, UTM 217 355) på Handeland og Sandvoll er del av den samme glasifluviale avsetningen som snittet, avsatt under nedsmeltingen av innlandsisdekket i Høylandssundet. Lateralterrassene, som er lokalisert langs Handelandselva, ble trolig erodert ut av elven etter hvert som landet hevet seg (se 2.4.4 Tolkning, 2.4.6 Tolkning). Terrasseflatene, med en høydefordeling på 45-75 moh., er lokalisert lavere enn de vestenforliggende randavsetningene på Handeland og Sandvoll. Det er trolig at de lavestliggende terrassene ble dannet etter at breen i Høylandssundet smeltet ned. Terrassene som er lokalisert til den nordvestlige munningen av Vassdalen antyder en mulig dreneringsretning for det glasifluviale materialet sørover mot Erslandsvatnet (UTM 224 332) (se 2.4.6 Tolkning).

4.2.7 Beskrivelse av snitt III (UTM 218 349)-Sandvoll (2)

Snitt III (UTM 218 349) (se figur 4.11, figur 4.12) er 240 cm, fordelt på 7 enheter. Samtlige lag faller svakt fra øst mot vest (20°). Lagene er godt sortert.

Enhet I (0-60 cm) er et massivt lag av mørk brun, grovkornet sand uten strukturer (Sm).

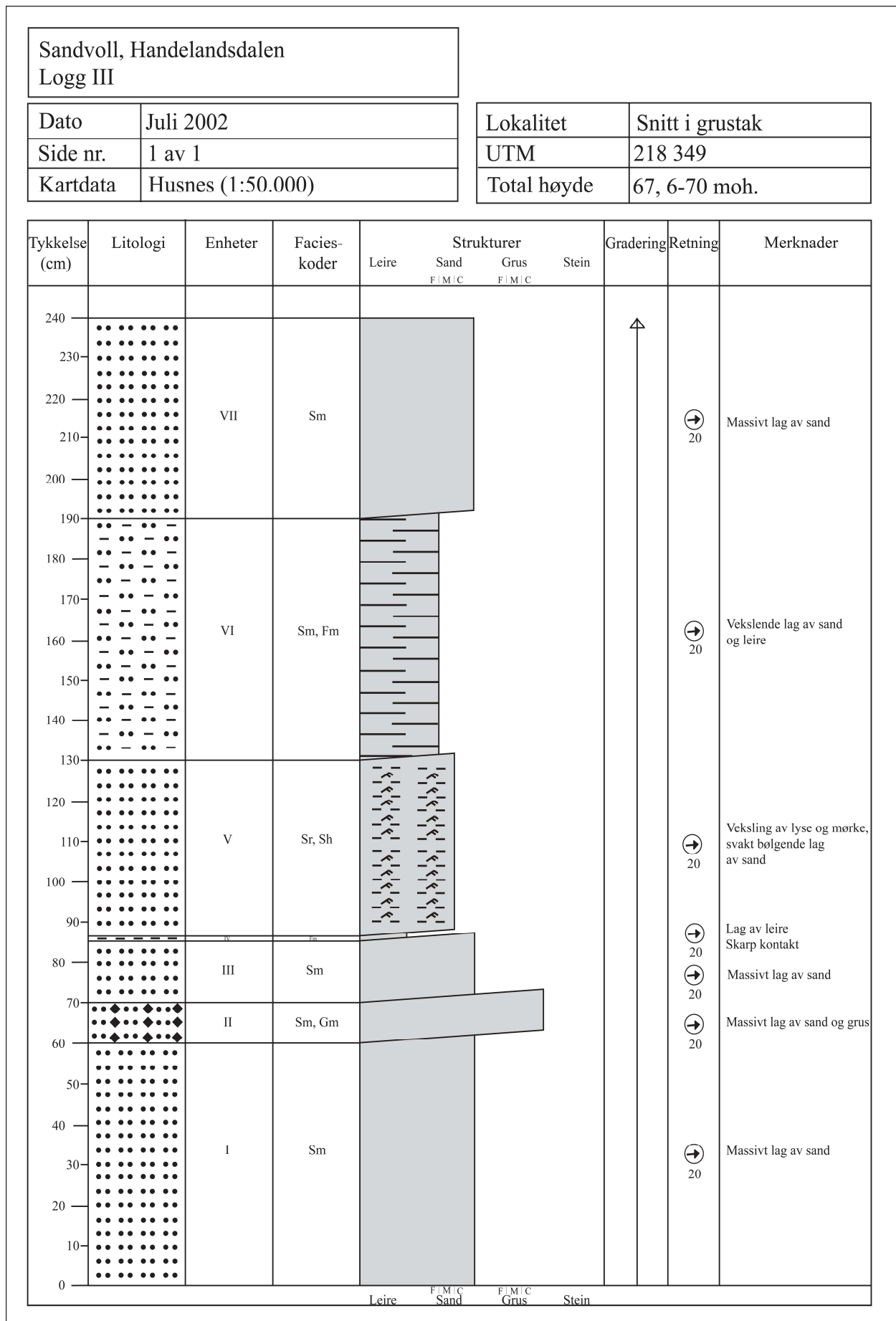
Enhet II (61-70 cm) er massiv gråbrun, grovkornet sand og grovkornet grus uten strukturer (Sm, Gm).

Enhet III (71-85 cm) består av massiv mørk brun, grovkornet sand uten strukturer (Sm). Det er en skarp kontakt ved overgangen til den overliggende enheten.

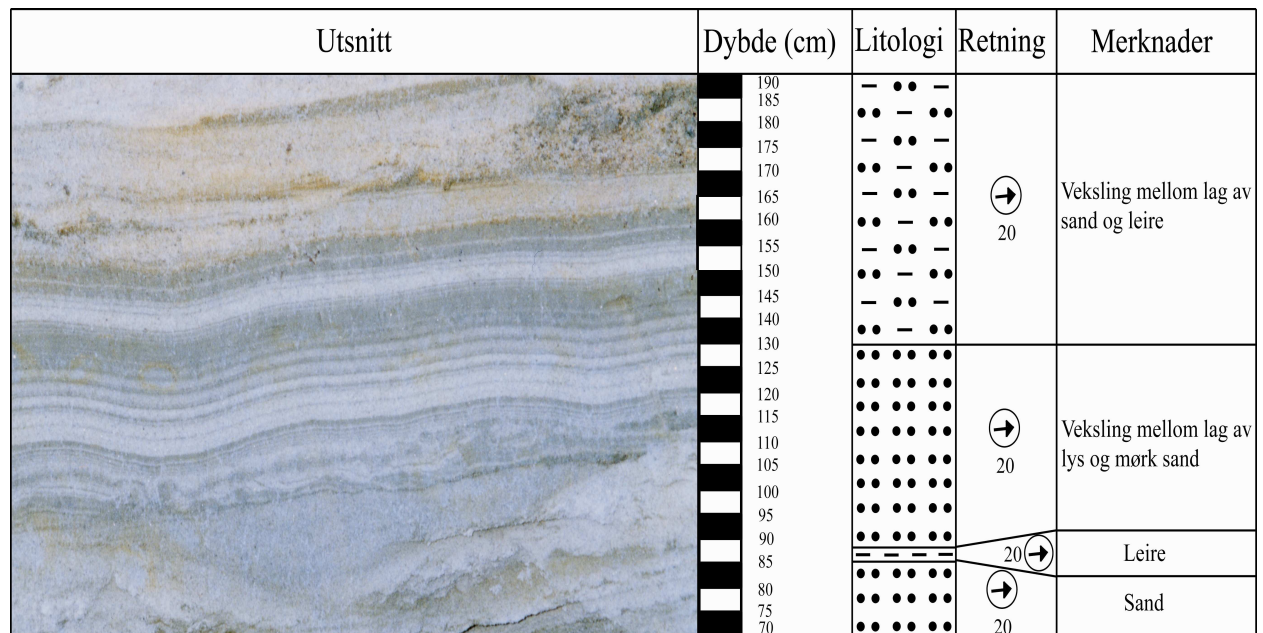
Enhet IV (86-88 cm) er et massivt lag av lys grå leire uten strukturer (Fm). Sedimentene er avgrenset av skarpe kontakter med de over-og underliggende enhetene.

Horisontale, svakt laminerte lag av vekslende lys grå, finkornet sand og mørk grå, grovkornet sand med strømningsstrukturer utgjør enhet V (89-130 cm) (Sr, Sh). De lyse sandlagene har en gjennomsnittlig tykkelse på 1,5 cm, mens de mørke sandlagene i gjennomsnitt er 5 cm tykke. Det er en skarp kontakt ved overgangen til den underliggende enheten.

Enhet VI (131-190 cm) består av horisontalt laminerte lag av vekslende lys grå leire, med en gjennomsnittlig tykkelse på 2 cm, og lys brun, finkornet sand, med en gjennomsnittlig tykkelse på 4 cm (Sm, Fm).



Figur 4.11 Logg av snitt III (UTM 218 349)-Sandvoll (2).



Figur 4.12 Utsnitt av stratigrafien i snitt III (UTM 218 349); midtre del. Utstrekning: nord-sør.

Et massivt mørk brunt lag av grovkornet sand uten strukturer utgjør enhet VII (191-240 cm) (Sm). Lagdelingen i snittet viser ingen klare tegn til gradering.

4.2.8 Tolkning

Lagdelingen i snittet symboliserer hvordan sesongvariasjoner med påfølgende endringer i sedimentasjonsmiljøet styrte breelvenes arbeid under tilbaketrekningen av breen i Høylandssundet (se 2.4.6 Tolkning). Snittet består av glasifluviale sedimenter, som trolig ble avsatt proglasialt og subakvatisk. Samtlige enheter heller svakt fra øst mot vest, noe som kan skyldes forstyrrelser under tilbaketrekningen av breen.

Mengden av glasialt utvaskede sedimenter i og omkring snittet indikerer en betydelig drenering fra innlandsisdekket under tilbaketrekningen. Da lokaliteten er et åpent område uten topografiske begrensninger for skiftninger av kanalløp, er det trolig at flere separate smeltevannskanaler bidro til dannelsen av lagpakkene. Det massive og grovkornede materialet på enhet I (0-60 cm), enhet II (61-70 cm) og enhet III (71-85 cm) er likt de sedimentene som store deler av det øvrige av lokaliteten består av. Lagene ble trolig avsatt proglasialt i et lavenergimiljø, med rask akkumulasjon av sedimenter i suspensjon. Variasjonene i kornstørrelser kan skyldes tilstedeværelse av flere smeltevannskanaler som eroderte inn i hverandre samt vekslinger i vanntilførselen, som følge av mindre sesongvariasjoner under nedsmeltingen.

Enhet IV (86-88 cm) av massiv leire representerer en markert endring i sedimentasjonsmiljøet, fortsatt med rolige strømningsforhold, med rask akkumulasjon av suspendert materiale.

Kornstørrelsen tyder på at sedimentene ble avsatt subakvatisk, i stillestående vann. Smeltevannskanalene fra breen i sundet ble trolig demmet opp av randmorenerygger (UTM 215 349, UTM 217 341) i avgrensede deler av lokaliteten. Tykkelsen på laget indikerer at fasen var kortvarig.

Laminasjonen av finkornet og grovkornet sand med strømningsstrukturer på enhet V (89-130 cm) markerer en ny endring i sedimentasjonsmiljøet. Det fant trolig sted hyppige proglasiale kanalskiftninger, som følge av overganger mellom lave og høye strømningsregimer, forårsaket av mindre sesongvariasjoner under tilbaketrekningen av den lokale breen i dalen. Laminasjonen kan tolkes til å representere kraftige smeltevannskanaler som eroderte inn i hverandre, med påfølgende vekslende kornstørrelser.

Laminasjonen av sand og leire på enhet VI (131-190 cm) synes å markere en ny endring innad i det glasifluviale systemet. Fordelingen av kornstørrelser samt mengden av sedimenter i laminasjonen indikerer en nedgang i tilførselen av materiale, trolig styrt av variasjoner i vannføringen i smeltevannskanalene, som følge av sesongvariasjoner av innlandsisdekket i Høylandssundet under tilbaketrekningen. Det er nærliggende å anta at smeltevannet fra breen ble demmet opp i en avgrenset del av lokaliteten og at sedimentene deretter ble avsatt subakvatisk i stillestående vann i et lavenergimiljø, hvor suspendert materiale raskt ble avsatt.

Manglende strukturer i et massivt lag av sand, tyder på at sedimentene i enhet VII (191-240 cm) ble avsatt i et lavenergimiljø, med rask avsetning av suspendert materiale. Da enheten utgjør det øverste laget i snittet samt viser stor likhet med de øvrige sedimentene utenfor lagpakkene på lokaliteten, er det trolig at den er del av den store mengden av glasialt utvaskede sedimenter fra breen i sundet, som ble avsatt proglasialt utenfor avgrensede kanalløp under nedsmeltingen. Den grove kornstørrelsen indikerer at materialet ble transportert over korte avstander.

I likhet med snitt II (UTM 218 347), kan snitt III (UTM 218 349) tidsmessig korreleres med randmoreneryggene (UTM 215 349, UTM 217 341, UTM 217 336, UTM 219 330) på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland (se 2.4.6 Tolkning).

Terrassene på Handeland og Sandvoll ble utformet i den samme glasifluviale avsetningen som snittet. Etter nedsmeltingen av breen i Høylandssundet ble flatene sannsynligvis erodert ut ettersom landet hevet seg (se 4.2.6 Tolkning).

4.3 Oppsummering

Snitt I (UTM 272 353), snitt II (UTM 218 347) og snitt III (UTM 218 349), som samtlige består av glasifluviale sedimenter, gir hver for seg uttrykk for hvordan breelvene arbeidet under tilbaketrekningen av isdekkene i henholdsvis den sørlige Børgsdalen og Høylandssundet.

Snitt I (UTM 272 353) er lokalisert til den nordlige kanten av en haugformet avsetning (UTM 272 354), 197 moh., øst for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Avsetningen er dominert av kantrundet sand, med forekomster av grus i den øvre og midtre delen. Tidligere uttak av sand og grus har stedvis forstyrret stratigrafien. Avsetningen er ut fra form, stratigrafi og sammensetning av løsmasser tolket til å være en kame-avsetning, dannet under tilbaketrekningen av en lokal, topografisk betinget bre gjennom den sørlige Børgsdalen. Det 6 m høye snittet gir et uttrykk for hvordan smeltevannskanaler smeltet ut et større hulrom under isen, hvor det subglasialt ble akkumulert glasifluvialt materiale. Tilstedeværelsen av flere lagpakker ved siden av hverandre i snittet kan indikere at flere prosesser var aktive på samme tid. De massive lagene; enhet I (0-390 cm) og østre del av enhet III (431-540 cm) ble antakelig avsatt av smeltevannskanaler under perioder med rolige strømningsforhold og rask avsetning av suspendert materiale. Laminasjonen av sand med strømningsstrukturer vest på enhet II (391-430 cm) ble trolig dannet som et resultat av skiftninger mellom lave og høye strømningsregimer. Kryssjiktene øst på enhet II (391-430 cm) og vest på enhet III (431-540 cm) indikerer at smeltevannkanaler fra nordvest og nordøst kom inn mot den opprinnelige avsetningen under oppbygningen. Variasjoner i vannføringen i smeltevannskanalene, som følge av mindre sesongvariasjoner i den lokale breen under nedsmeltingen, ga trolig variasjoner i kornstørrelsene. Forstyrrelser da breen smeltet ned, eventuelt postglasiale forkastninger ga kryssjiktene en bøydd form. Kornstørrelsene i snittet er generelt oppover grovende.

For å utlede et tidsperspektiv for dannelsen av snittet, er det korrelert med to randmorenerygger (UTM 267 352, UTM 263 355) henholdsvis sørvest og vest for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) samt med en endemorenerygg (UTM 269 351) sør for innsjøen. Lokaliseringen av randavsetningene, som er tolket til å være avsatt av en lokal bre gjennom den sørlige Børgsdalen mot sør, sammenfaller med Yngre Dryas-marginen på den sørvestlige Folgefonnhalvøya (f. eks. Follestad 1972) (se figur 1.1). Snittet kan antakelig knyttes til denne tidsperioden, da det er en del av en kame-avsetning, dannet i et hulrom langs randen av den lokale breen.

Snitt II (UTM 218 347) og snitt III (UTM 218 349) er lokalisert til den midtre delen av et større grustak (UTM 218 344) på Sandvoll. Avsetningen er dominert av en sammensetning av sand og grus samt feltvise forekomster av leire i øst og sør. Tidligere uttak av sand og grus har stedvis endret løsmassenes opprinnelige utseende, da store deler av materialet nå er samlet i hauger og rygger. Mengden av glasialt utvaskede sedimenter vitner om en betydelig drenering fra innlandsisdekket i det vestenforliggende Høylandssundet under deglasiasjonen. Lagdelingen i det 270 cm høye snitt II (UTM 218 347) er trolig et resultat av breelvets arbeid, styrt av sesongvariasjoner med påfølgende endringer i sedimentasjonsmiljøet. De massive lagene uten strukturer; enhet I (0-70 cm), enhet II (71-90 cm), enhet III (91-115 cm), enhet V (136-165 cm), enhet VI (166-190 cm), enhet VII (191-220 cm) og enhet VIII (221-240 cm), har svakt markerte overganger, som tyder på jevne endringer.

Sedimentene ble trolig avsatt proglasialt av kraftige, definerte, eroderende smeltevannsstrømmer under rolige strømningsforhold. Skiftningene mellom sedimenter var antakelig en følge av svingninger i vanntilførselen, grunnet mindre sesongvariasjoner av breen under tilbaketrekningen. Lite lagdeling og kombinasjonen av kornstørrelser tyder på at sedimentene ble transportert over korte avstander. Laminasjonen av sand og grus på enhet IV (116-135 cm) med skarpe erosjonskontakter til de over-og underliggende enhetene, markerer en brå endring i sedimentasjonsmiljøet, med overgang til mer aktive smeltevannskanaler med skiftende løp som eroderte inn i hverandre, grunnet mengden av tilgjengelig smeltevann. Kornstørrelsene i snittet er generelt oppover grovende.

Lagdelingen i det 240 cm høye snitt III (UTM 218 349) symboliserer trolig smeltevannskanalenes arbeid, som følge av sesongvariasjoner og endringer i sedimentasjonsmiljøet under tilbaketrekningen av innlandsisen i Høylandssundet. Sedimentene ble trolig avsatt proglasialt og subakvatisk. En svak helling av alle enhetene fra øst mot vest kan skyldes forstyrrelser under avsetningen. De massive, strukturløse lagene på enhet I (0-60 cm), enhet II (61-70 cm), enhet III (71-85 cm) og enhet VII (191-240 cm), ble trolig avsatt proglasialt ved at kraftige, definerte smeltevannskanaler eroderte inn i hverandre. Vanntilførselen ble antakelig styrt av fluktuasjoner av isdekket under tilbaketrekningen. Et mindre lag av massiv leire, enhet IV (86-88 cm) samt en laminasjon av sand og leire på enhet VI (131-190 cm) representerer markerte endringer innad i det glasi-fluviale systemet. Fordelingen av kornstørrelser samt mengden av sedimenter indikerer en betydelig nedgang i mengden av materiale ført med smeltevannskanalene. Det er nærliggende å anta at smeltevannet ble demmet opp i en avgrenset del av lokaliteten, hvor sedimentene ble avsatt subakvatisk i et lavenergisk miljø. Laminasjonen

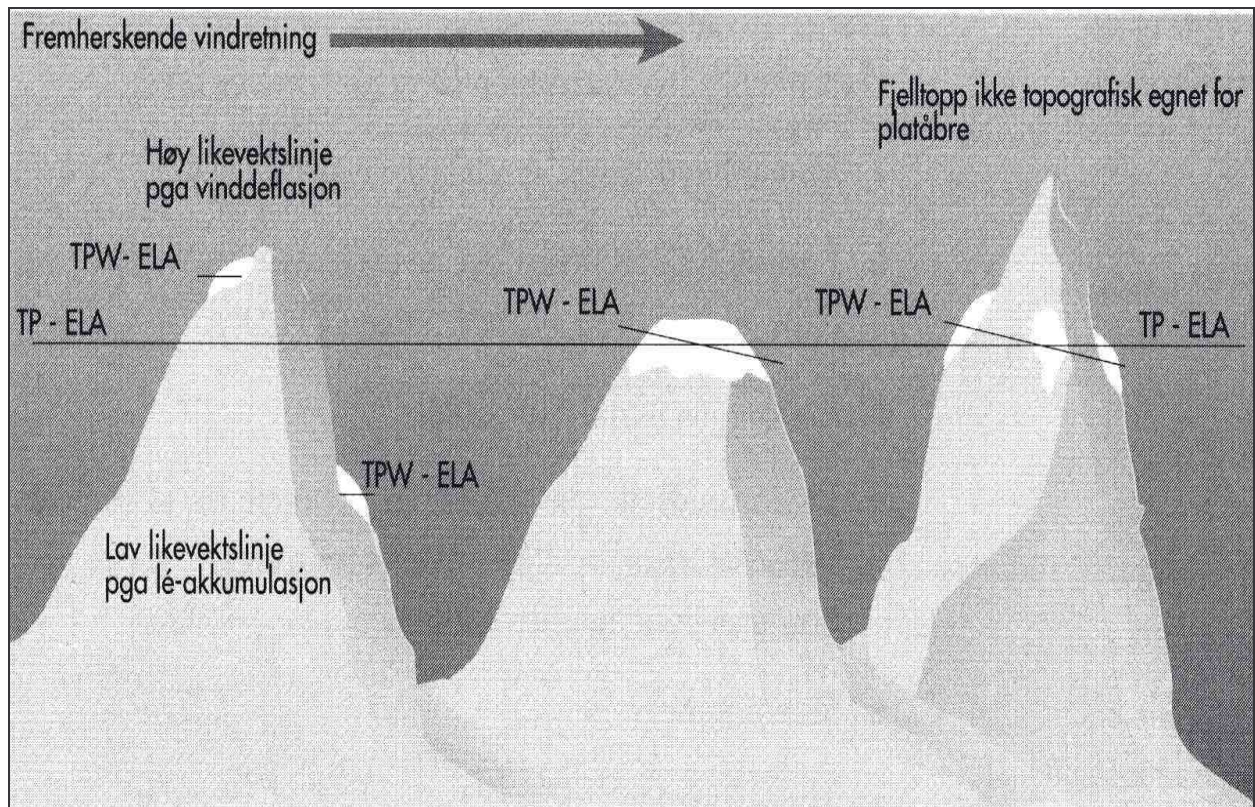
av finkornet og grovkornet sand med strømningsstrukturer på enhet V (89-130 cm) markerer en ny endring i sedimentasjonsmiljøet, trolig med hyppige proglasiale kanalskiftninger, grunnet overgangen mellom høye og lave strømregimer, som følge av mindre brefluktasjoner under nedsmeltingen.

Snitt II (UTM 218 347) og snitt III (UTM 218 349) er korrelert med randmoreneryggene (UTM 215 349, UTM 217 341, UTM 217 336, UTM 219 330) på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland. Randavsetningene er gitt en minimumsalder på bakgrunn av bunndateringen av sedimentkjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332), da det ikke er registrert uttrykk for glasial drenering til innsjøen i kjernen. Dateringen antyder en alder på 9860 +/- 75 ¹⁴C år BP (11336-11177 kal. år BP). Ryggene, som ble skjøvet opp av innlandsisen i Høylandssundet, medvirket trolig til å demme opp smeltevannet samt til å gi sedimentene en klart markert avgrensning, i munningen av Handelandsdalen. Terrassene på Handeland og Sandvoll tilhører den samme glasifluviale avsetningen som snittene. Terrassene var trolig et resultat av erosjon langs Handelandselva etter at breen trakk seg tilbake fra Høylandssundet og landet hevet seg.

Kapittel 5 Rekonstruksjon av likevektslinjer

Likevektslinjen er den teoretiske sonen på breen hvor, over en periode på et år, vinterakkumulasjonen (1. oktober-30. april) er i balanse med sommerablasjonen (1. mai-30. september). Ved beregning av likevektslinjens høyde (ELA-Equilibrium Line Altitude) er det mulig å frambringe opplysninger om tidligere klimaforhold; nedbørmengder og temperaturforhold, i regionen. Da ELA er en klimasensitiv parameter, vil den variere i forhold til sommertemperaturen og vinternedbøren (Andrews 1975; p. 32-35, Bradley 1985; p. 230-236, Pelto 1992; p. 41-46, Aa 1996).

Vindtransport av tørr snø kan ha en betydelig påvirkning på breenes massebalanse (se figur 5.1). På platåbreer vil deflasjon av snø dominere på løsidene, mens det vil finne sted en betydelig akkumulasjon av snø på lèsiden. Ved å beregne den gjennomsnittlige likevektslinjen innen hver av kvadrantene på platåbreene er det mulig å utelukke effekten av vindtransportert snø. Likevektslinjene på platåbreene, som gir et uttrykk for effekten av sommertemperaturen og vinternedbøren, blir betegnet TP-ELA (Temperature Precipitation-ELA). Botn- og dalbreer kan få økt akkumulasjon som følge av vindtransportert snø; direkte akkumulert på breen eller i form av skred fra fjellveggene og dalsidene. ELA på botn- og dalbreer blir definert som TPW-ELA (Temperature Precipitation Wind-ELA) (Dahl & Nesje 1992, Dahl et al. 2003).



Figur 5.1 Skematisk framstilling av forskjellen mellom TP-ELA og TPW-ELA (etter Nesje 1995).

5.1 Metodisk tilnærming

5.1.1 Accumulation Area Ratio

AAR (Accumulation Area Ratio)-metoden blir benyttet ved rekonstruksjon av likevektslinjer. På breer i dynamisk og klimatisk likevekt er det antatt å være et fast forhold; 0,6 ± 0,05:1, mellom akkumulasjonsarealet og det totale brearealet. Ved å rekonstruere tidligere breoverflater ut fra kartlagte randavsetninger og omkringliggende topografi er det mulig å regne ut AAR-verdiene. AAR varierer som en funksjon av breenes massebalanse. Verdier under 0,5 indikerer en negativ massebalanse, 0,5-0,8 indikerer likevekt, mens verdier over 0,8 gir et uttrykk for en positiv massebalanse (Porter 1981; p. 82-110, Sutherland 1984, Nesje 1995; p. 35-37).

Ved rekonstruksjon av likevektslinjer er det nødvendig å ta i betraktning topografien, hovedsaklig underlagets helningsgrad, som utgjør en mulig feilkilde. Når breene ekspanderer over flate områder, vil ELA-nedgangen bli underestimert. I områder hvor breene er lokalisert i bratt terreng, vil ELA bli overestimert. Det kan være problematisk å rekonstruere overflatekonturene og avgrense akkumulasjonsområdet (Sutherland 1984, Nesje 1995; p. 26-27).

Dersom breene er dekket av løsmasser, vil dette gi lavere AAR-verdier enn hos rene breer. Løsmassedekket senker graden av ablasjon og øker størrelsen av ablasjonsområdet, som trengs for å balansere med akkumulasjonen. Breer som rykker fram har høy AAR, i motsetning til breer under tilbaketrekning, som har lav AAR (Dahl & Nesje 1996, Benn & Lehmkuhl 2000).

5.1.2 Randmorenerygger som indikator for ELA (MELM)

Da strømningslinjene på breene går innover mot sentrum over likevektslinjene samt opp og ut mot sidene under likevektslinjene, vil randmorenerygger bli avsatt under likevektslinjen på breer i tilnærmet klimatisk og dynamisk likevekt. De høyestliggende randmoreneryggene kan gi en indikasjon på minimumshøyden av tidligere likevektslinjer, på grunnlag av MELM-metoden (Maximum Elevation of Lateral Moraines) (Nesje 1995; p. 37-38, Benn & Lehmkuhl 2000).

Løsmateriale som raser ned fra dalsidene og blir akkumulert i overkant av likevektslinjen, gir utslag i for høye anslag av ELA. Under langsom tilbaketrekning av breene, vil randmorenerygger kunne bli dannet høyere enn den tidligere "steady-state"-likevektslinjen, noe som gir feilaktig høye ELA-verdier. For lave anslag av ELA kan skyldes postglasial erosjon av randmoreneryggene samt mangel på løsmateriale, som medfører at det blir avsatt randmorenerygger opp til likevektslinjen (Nesje 1995; p. 37-38, Benn & Lehmkuhl 2000).

5.1.3 Bruk av likevektslinjer

Breene i Børgsdalen er rekonstruert på et digitalt kart over studieområdet, med utgangspunkt i de kartlagte randavsetningene samt topografien. Det er sannsynlig at breene hadde omtrent lik høydefordeling i begge dalsidene, på tross av ujevne forekomster av glasielle avsetninger. Da utbredelsen av randavsetninger i studieområdet er begrenset og topografien ikke gir et entydig uttrykk for størrelsen av breene, kan det medføre en grad av usikkerhet i rekonstruksjonen.

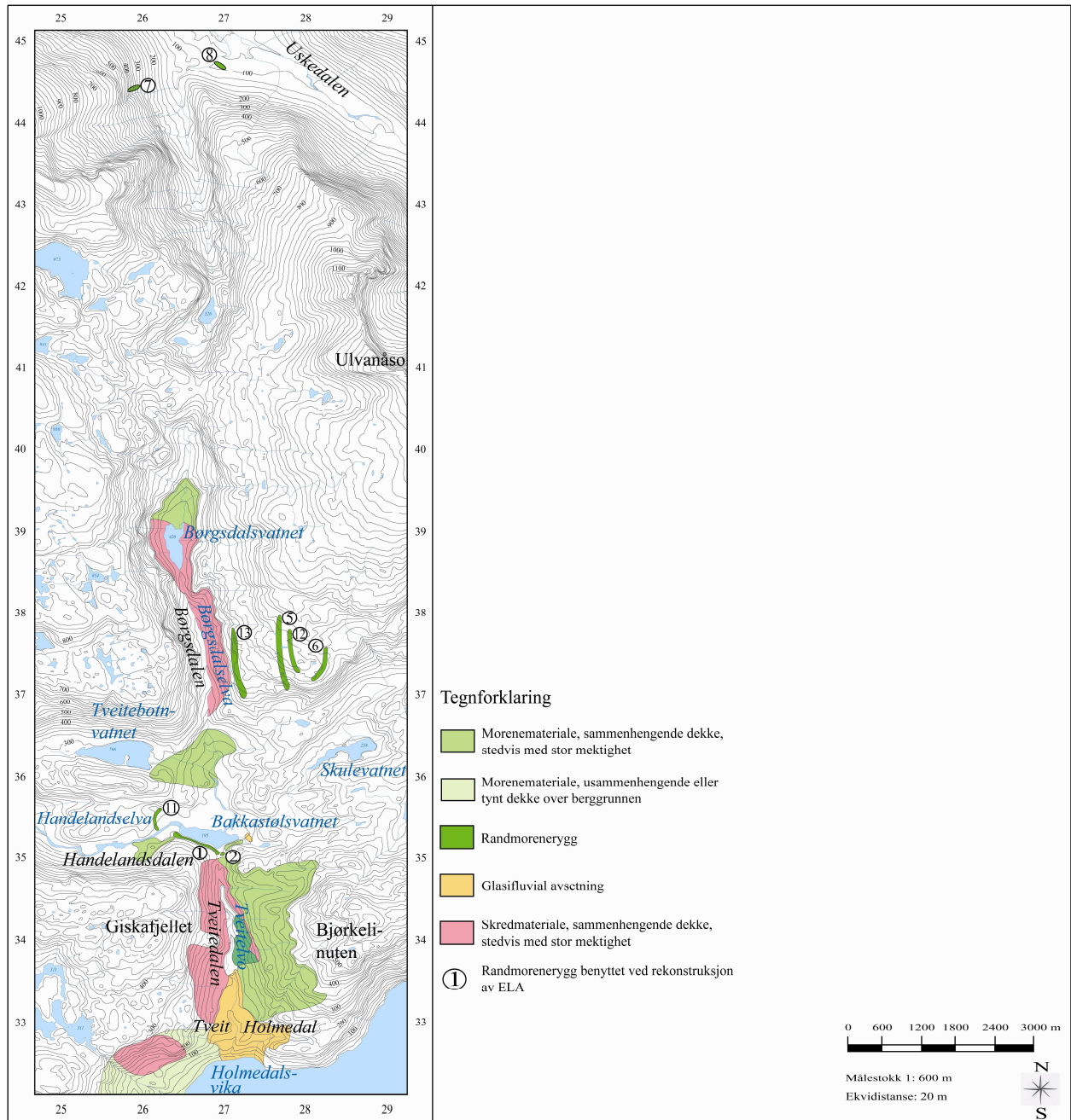
For å regne ut arealet på breene, er 100 m-kotene tegnet inn på de rekonstruerte breene, basert på lokaliseringen av dagens høydekoter. I MF-works er arealet mellom kotene tegnet inn samt oppdelt i kategorier. Deretter er den kumulative arealfordelingen av breene regnet ut. Resultatene er benyttet for å beregne ELA.

ELA kan, basert på kjent kunnskap om klimaet i Holocene, benyttes ved rekonstruksjon av paleoklimaet. I dette studiet er utregningene brukt i forbindelse med beregning av nedbør.

5.2 Rekonstruksjon av ELA i den nordlige Børgsdalen

En randavsetning nord i Børgsdalen (se figur 5.2) vitner om en bres tidligere tilstedeværelse. Avsetningene samt en tolkning av topografien danner grunnlag for rekonstruksjon av breen i dalen og likevektslinjen.

På tvers av den nordlige munningen av Børgsdalen, med terskel mot Uskedalen, ble det av Diesen (2003) registrert en mindre endemorenerigg (UTM 270 407), morene 8. Randavsetningen er lokalisert 98 moh. En randmorenerigg (UTM 262 405), morene 7, 450 moh., i den vestlige dalsiden, er utelatt fra rekonstruksjonen, da den trolig ble avsatt under et lokalt breframstøt knyttet til Englafjell (UTM 252 440).

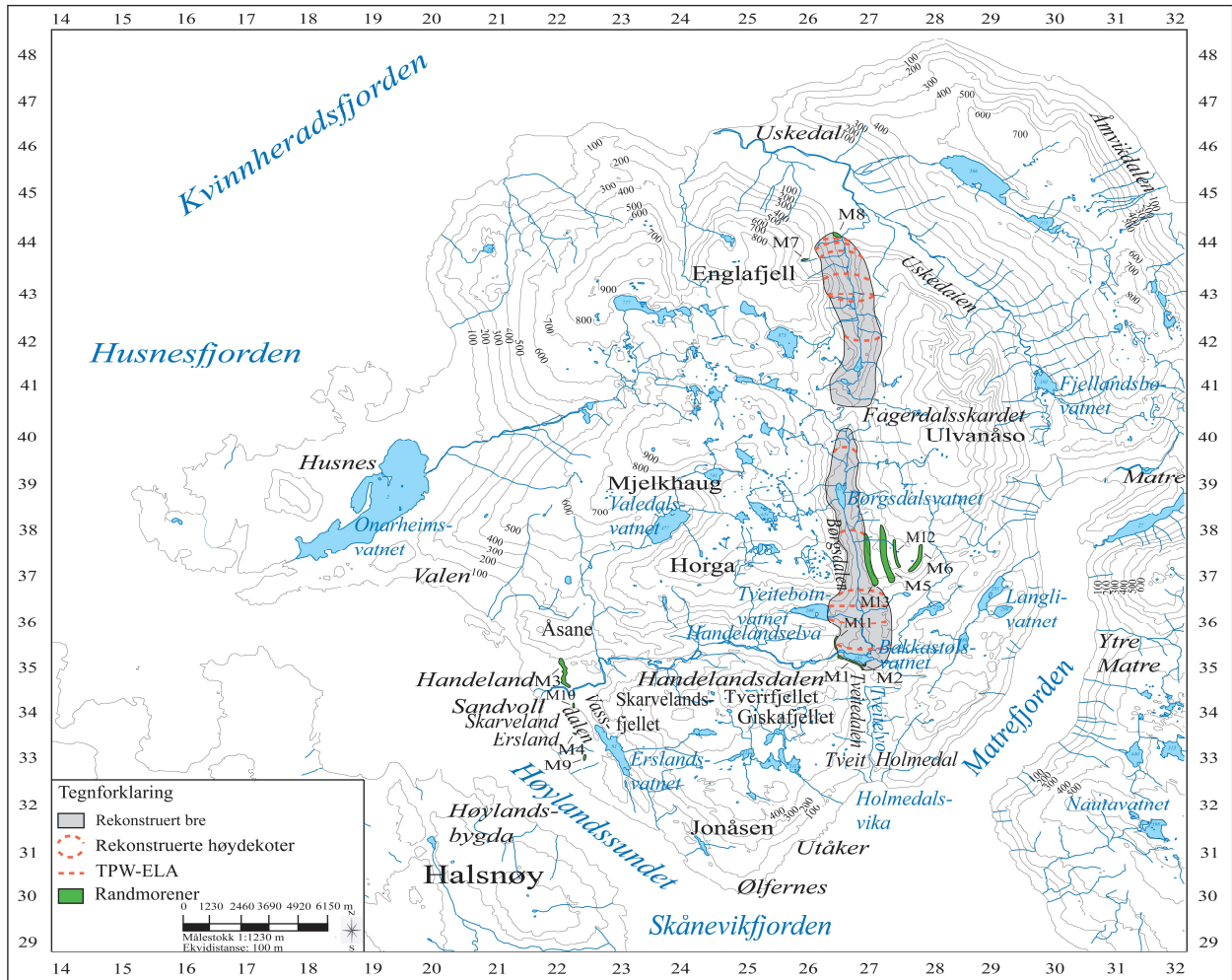


Figur 5.2 Lokalisering av randavsetninger benyttet ved rekonstruksjon av breen og ELA i den nordlige Børgsdalen.

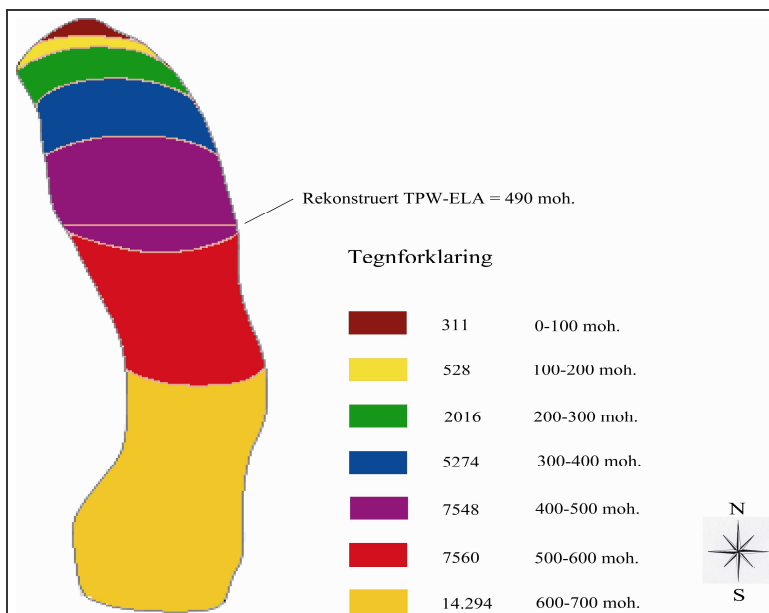
5.2.1 Rekonstruksjon av breen i den nordlige Børgsdalen

Det er gjort et forsøk på å rekonstruere breen i den nordligste delen av Børgsdalen (se figur 5.3, Vedlegg 5). Massefordelingen pr. 100 moh. på breen er framstilt i figur 5.4.

Breen er rekonstruert på grunnlag av en endemorenerygg (UTM 270 407), 98 moh., i den nordlige munningen av Børgsdalen. Randavsetningen viser trolig den maksimale utstrekningen av breen mot nord. Da det ikke er registrert spor av hvor langt opp breen strakte seg i dalsidene, er det vanskelig å anslå en klar grense. Avgrensningen i sørlig, vestlig og østlig retning er basert på en tolkning av topografien.



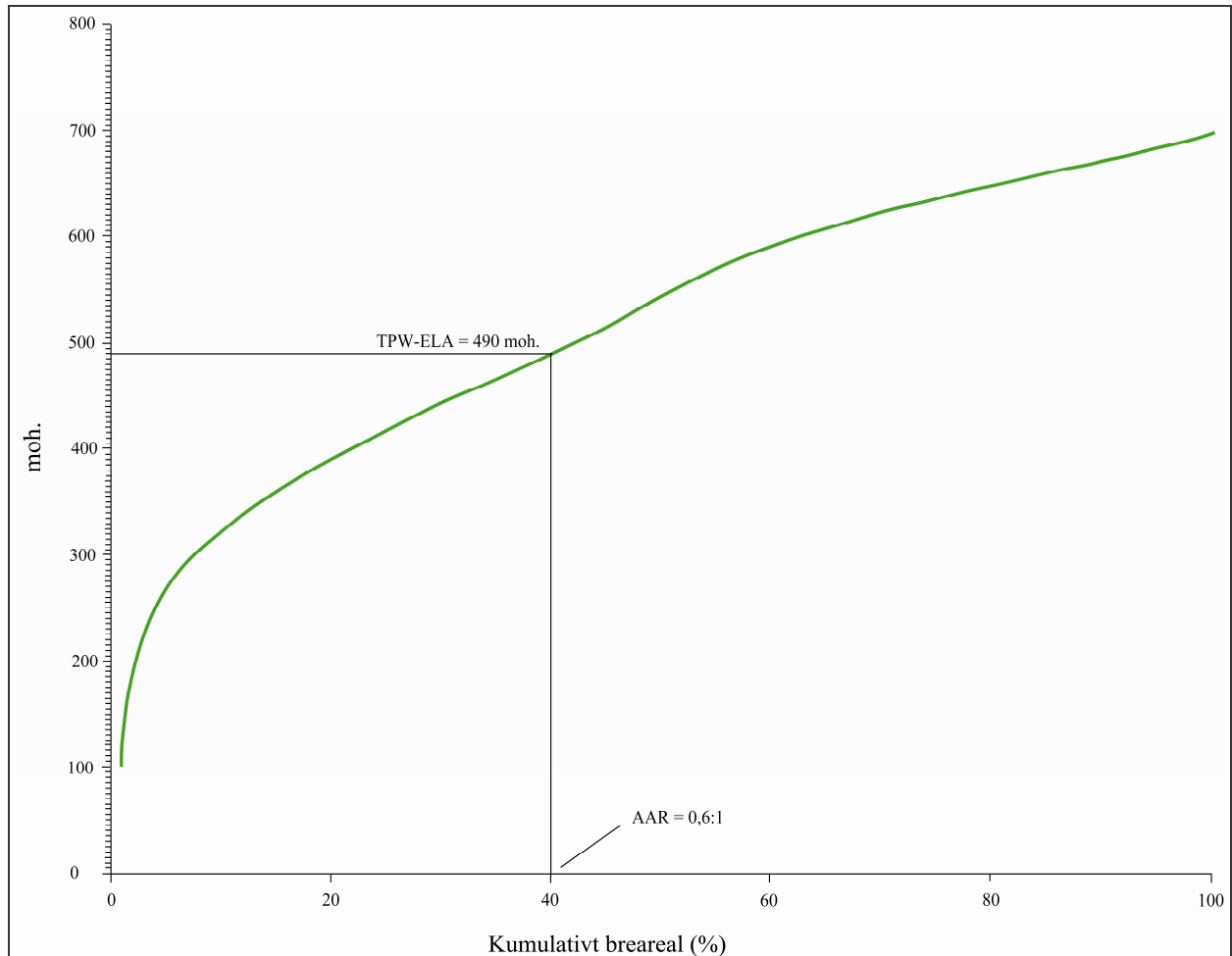
Figur 5.3 Rekonstruert breareal i Børgsdalen under slutten av forrige istid.



Figur 5.4 Masseutbredelsen på ulike nivåer av den rekonstruerte breen nord i Børgsdalen.

Rekonstruksjonen av breen, basert på AAR-metoden, viser at TPW-ELA lå på 490 moh. (se figur 5.5). AAR-forholdet er satt til 0,6:1 (etter f. eks. Levy et al. 2002, Osipov 2004). Et

”spreadsheet”-program (Benn & Gemell 1997) for bestemmelse av ELA på breer, basert på en metode hvor hypsometriske variasjoner ble tatt i betraktning under beregningene, utviklet av Furbish & Andrews (1984), er benyttet for å kontrollere beregningen av likevektslinjen. Resultatet av utregningen er 497 moh.



Figur 5.5 Kumulativt breareal for den rekonstruerte breen nord i Børgsdalen.

5.2.2 Tolkning

Rekonstruksjonen av isdekket i den nordligste delen av Børgsdalen kan ikke regnes som helt sikker, da det ikke er funnet randavsetninger som kan avgrense utstrekningen mot sør, vest og øst. I nord er breeranden klart markert av en endemorenerygge (UTM 270 407) på tvers av dalmunningen.

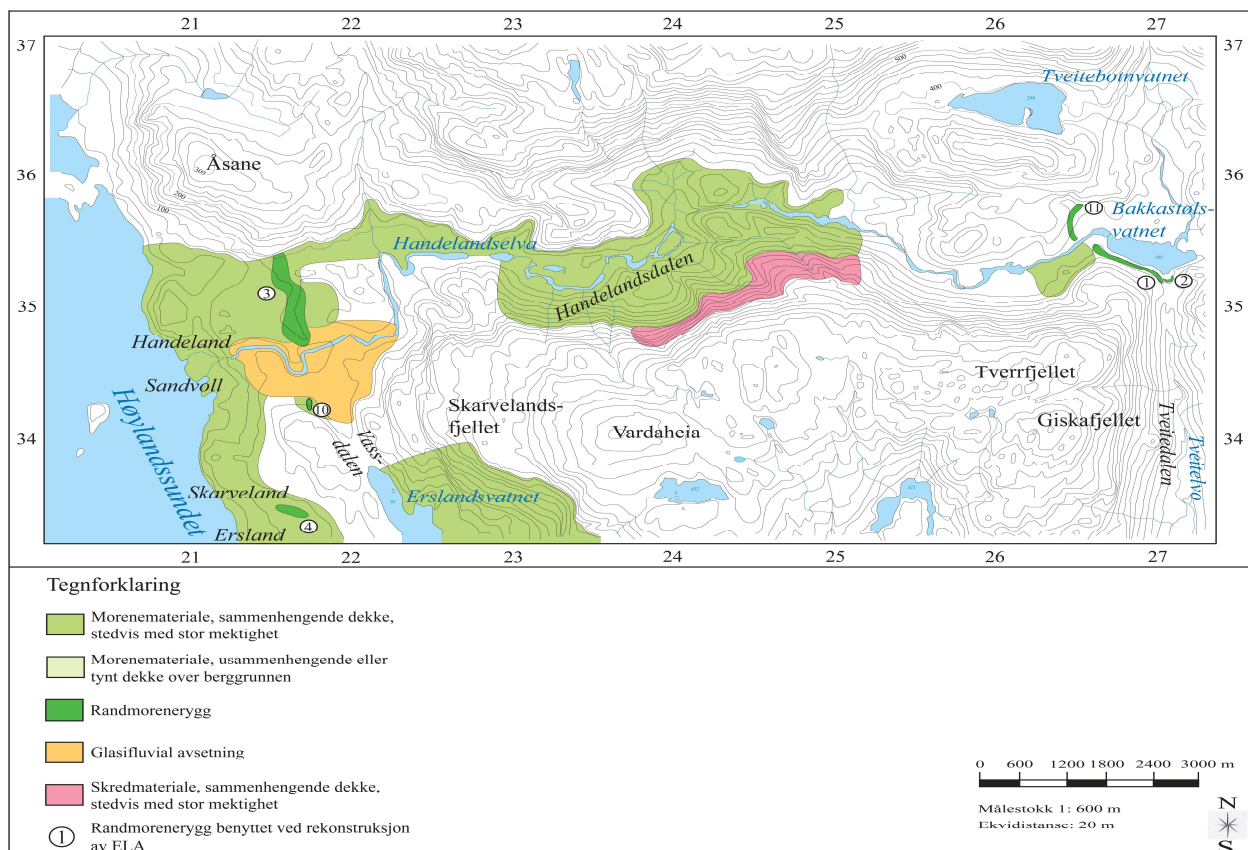
Endemoreneryggen (UTM 270 407) i munningen av Børgsdalen ble trolig avsatt av en lokal, topografisk betinget bre i dalen (se figur 5.3). Avsetningen kan indikere det maksimale framstøtet.

Breen hadde antakelig utgangspunkt på nordsiden av Fagerdalsskardet (UTM 267 413), hvor det er en bratt, nordvendt helling. Skaret synes å ha utgjort et skille mellom breen nord og breen sør i Børgsdalen. Endemoreneryggen (UTM 270 407) samt senkningen av breens høyde fra Fagerdalsskardet (UTM 267 413) i sør til munningen av Børgsdalen i nord, indikerer en bevegelsesretning for breen mot nord. Da det kun ble registrert en randavsetning i tilknytning til den rekonstruerte breen, er det sannsynlig at dette var det eneste breframstøtet nord i dalen under forrige istid. Spor av eventuelle tidligere breer, ble dekket av framstøtet.

Follestad (1972) tolket randavsetningene fra det lokale breframstøtet i den nordre Børgsdalen til å være avsatt synkront med Halsnøy-fasen i Yngre Dryas.

5.3 Rekonstruksjon av ELA i den sørlige Børgsdalen

Randavsetningene samt forekomsten av bunnmorenemateriale og glasifluvialt materiale sør i Børgsdalen (se figur 5.2, figur 5.6) er tidligere tolket til å være avsatt av en lokal bre gjennom dalen. På grunnlag av randavsetningene og topografien er breen og ELA rekonstruert.



Figur 5.6 Lokalisering av randavsetninger benyttet ved rekonstruksjon av breen og ELA i den sørlige Børgsdalen.

I den østlige dalsiden sør i Børgsdalen kartla Follestad (1972) et belte av randmorenerygger; morene 13 (UTM 271 377), 520 moh., morene 5 (UTM 275 378), 620 moh. og morene 12 (UTM 276 378), 650 moh. De to høyestliggende randavsetningene er ikke tatt med i rekonstruksjonen, da de trolig ble avsatt under et framstøt av innlandsisen i den østenforliggende Matrefjorden, som ble sammenhengende med dalbreen i området sør for Ulvanås-massivet (UTM 284 415). En randmorenerygg, morene 6 (UTM 279 378), 615 moh., øst for randbeltet, lokalisert av Diesen (2003), ble antakelig avsatt i forbindelse med framrykket av breen i Matrefjorden.

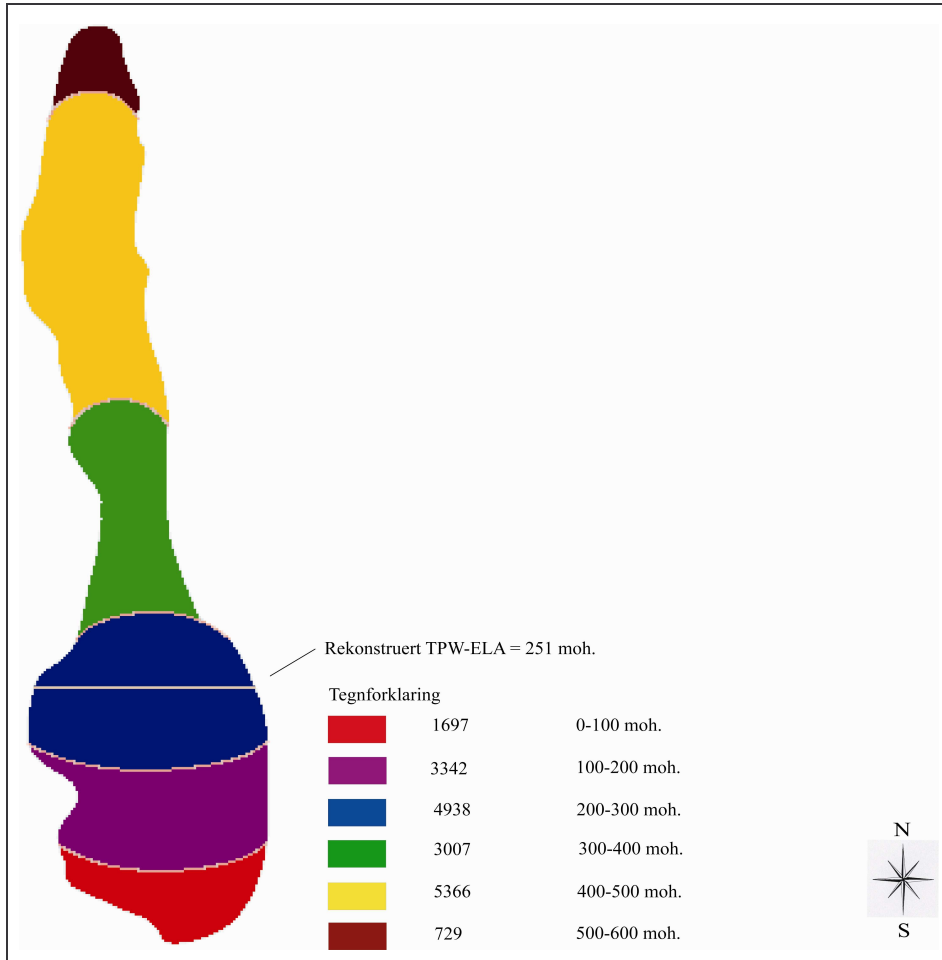
I øvre del av Tveitedalen, langs Bakkastølsvatnet (UTM 268 354), er det lokalisert tre randavsetninger. Morene 1 (UTM 267 352) er en sammenhengende, småhauget randavsetning, lokalisert 210 moh. langs sørvestsiden av Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Den godt bevarte avsetningen har en gjennomsnittlig høyde på 6 m og en bredde på 19 m. Sør for innsjøen ligger morene 2 (UTM 269 351) i passpunktet mot Tveitedalen; en svakt markert, sammenhengende ryggform, som i sør, vest og øst er modifisert av veier. Avsetningen, som ligger 198 moh., er ca. 16 m bred og har en høyde på ca. 5 m. Morene 11 (UTM 263 355), 220 moh., ligger nord for utløpet av Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) mot Handelandsdalen i vest.

5.3.1 Rekonstruksjon av breen i den sørlige Børgsdalen

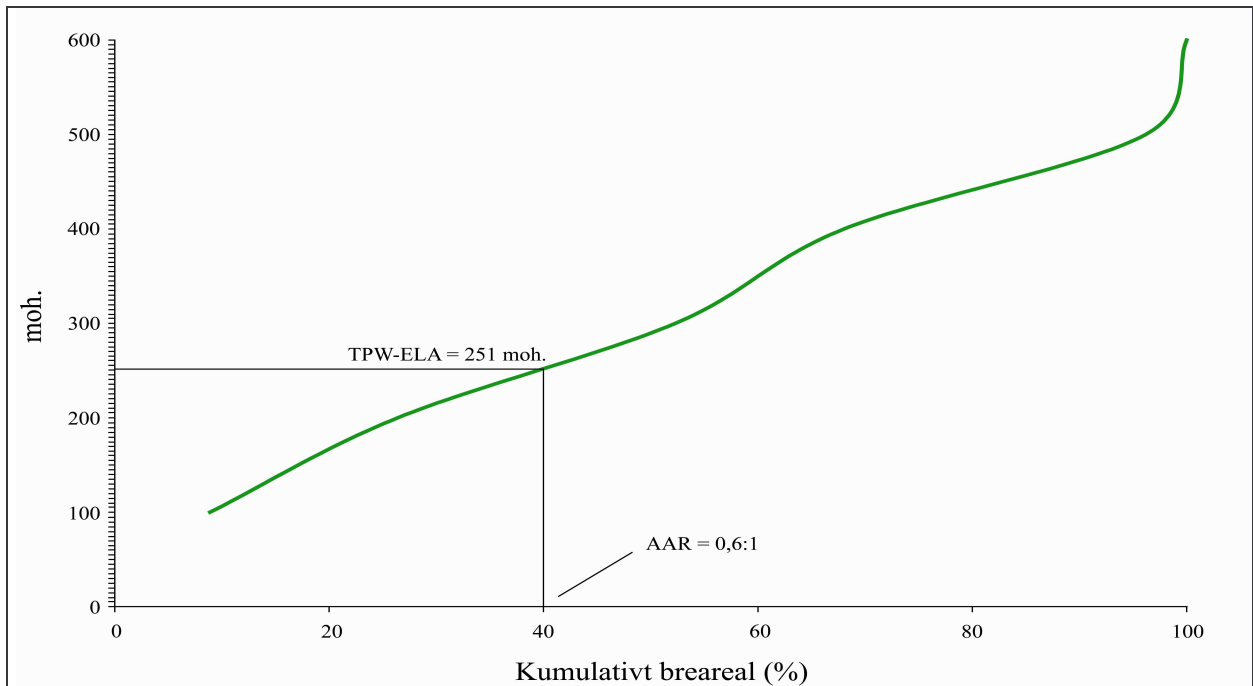
Breen sør i Børgsdalen er forsøkt rekonstruert (se figur 5.3, Vedlegg 6). Massefordelingen pr. 100 moh. er framstilt i figur 5.7.

På grunnlag av lokaliseringen av randavsetningene, synes breen å ha strukket seg fram til Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Den nordligste grensen var trolig topografisk bestemt av Fagerdalsskardet (UTM 267 413). En randmorenerygg (UTM 271 377), 520 moh., i den østlige dalsiden gir en indikasjon på utstrekningen av breen oppover dalsiden. En endemorenerygg (UTM 269 351), 198 moh., sør for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) gir et uttrykk for den maksimale utbredelsen av breen mot sør. Den maksimale utbredelsen mot sørvest og vest er markert av to randmorenerygger (UTM 267 352, UTM 263 355), 210 moh. og 220 moh. ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354).

TPW-ELA sør i Børgsdalen er rekonstruert til 251 moh. (se figur 5.8). Ved utregningen er det benyttet et AAR-forhold på 0,6:1 (etter f. eks. Levy et al. 2000, Osipov 2004). For å kontrollsjekke utregningen, er det tatt i bruk et ”spreadsheet”-program for bestemmelse av ELA på breer (Benn & Gemell 1997). Resultatet av utregningen er 275 moh.



Figur 5.7 Massefordelingen på ulike nivåer av den rekonstruerte breen i den sørlige Børgsdalen.



Figur 5.8 Kumulativt breareal for den rekonstruerte breen i den sørlige Børgsdalen.

På bakgrunn av skuringsstriper og randavsetninger utledet Follestad (1972) lokaliseringen av en

bre i Matrefjorden. Randmoreneryggene (UTM 275 378, UTM 276 378, UTM 279 378) indikerer at en forgreining av isdekket i fjorden trolig ble sammenhengende med breen i den sørlige Børgsdalen. Da det ikke ble henvist til hvor langt breen strakte seg mot sør, vest og øst, er det vanskelig å anslå en klar grense.

5.3.2 Tolkning

Rekonstruksjonen av bredekket i den sørligste delen av Børgsdalen kan regnes for å være mer sikker, da det er registrert randavsetninger som gir uttrykk for avgrensningen og antyder bevegelsesretningen. Det er ikke lokalisert randavsetninger som angir utstrekningen av breen mot vest i Børgsdalen.

Randavsetningene (se figur 5.2, figur 5.6) ble trolig avsatt av en lokal bre (se figur 5.3), styrt av topografiske forhold. Randmoreneryggen (UTM 271 377) i den østlige Børgsdalen representerer antakelig den maksimale isutbredelsen mot øst. Endemoreneryggen (UTM 269 351) samt randmoreneryggene (UTM 267 352, UTM 263 355) henholdsvis sør, sørvest og vest for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) kan indikere breranden i de respektive retningene. Det er ikke lokalisert randavsetninger som kan indikere utstrekningen av en eventuell brearm mot Tveitedalen i sør og Handelandsdalen i vest.

Den lokale breen kom trolig opprinnelig fra sørsiden av Fagerdalsskardet (UTM 267 413), hvor det er en bratt, sørvendt helling. Skaret kan ha utgjort en topografisk barriere, der breen i den sørlige delen av Børgsdalen lå atskilt fra breen nord i dalen (se 5.2.1 Rekonstruksjon av breen i den nordlige Børgsdalen). Endemoreneryggen (UTM 269 351) sør for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) samt senkningen av breens høyde fra Fagerdalsskardet (UTM 267 413) i nord til Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) i sør, indikerer breens bevegelsesretning.

Randmoreneryggene (UTM 267 352, UTM 263 355) og endemoreneryggen (UTM 269 351) ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) ble i følge Follestad (1972) dannet ved et framrykk av en lokal bre i Børgsdalen i Yngre Dryas. Avsetningene er del av Yngre Dryas-marginen på den sørvestlige Folgefonnhalvøya (se figur 1.1) (f. eks. Follestad 1972, Aarseth & Mangerud 1974).

Forekomstene av bunnmorenemateriale og ablasjonsmorenemateriale i Tveitedalen og Handelandsdalen ble trolig avsatt som følge av drenering fra breen (se 2.3.6 Tolkning, 2.4.2 Tolkning). De glasifluviale sedimentene i munningen av Tveitedalen ble antakelig avsatt under nedsmeltingen av dalbreen (se 2.3.4 Tolkning).

Follestad (1972) tolket beltet av randmorenerygger (UTM 275 378, UTM 276 378, UTM 279 378) sør for Ulvanås-massivet (UTM 284 415) til å være avsatt av en forgreining av et isdekke med utgangspunkt i Matrefjorden. Det er sannsynlig at breen kom inn i området sørvest for Ulvanåso (UTM 284 415) over fjellryggene mellom Matrefjorden og Bakkastølsvatnet (UTM 268 354); Holmedalsfjellet (UTM 283 342), Bjørkelinuten (UTM 282 345) og Oksen (UTM 289 377). Isdekket kan ha vokst sammen med den lokale breen med opprinnelse i den sørlige Børgsdalen. Brefronten ble antatt å ha lagt mellom Ølfernes og Skånevik. Det er ikke registrert spor av flere breframstøt. Follestad (1972) hevdet at randbeltet langs Ulvanåso (UTM 284 415) og den antatte oppholdslinjen mellom Ølfernes og Skånevik var tilnærmet tidssynkrone og avsatt i Yngre Dryas. Tolkningen ble foretatt på bakgrunn av den antatte helningen av breen.

5.4 Oppsummering

Rekonstruksjonen av breen i den nordligste delen av Børgsdalen er utført på bakgrunn av en endemorenerygg (UTM 270 407) i munningen av dalen. Da det ikke er lokalisert randavsetninger som indikerer breens utstrekning i retning sør, vest og øst, er avgrensningen basert på en tolkning av topografien. Endemoreneryggen (UTM 270 407), som trolig markerer oppholdet for breframstøtet, ble avsatt mot nord av en lokal bre, styrt av topografiske forhold, fra nordsiden av Fagerdalsskardet (UTM 267 413). Avsetningen markerer trolig det eneste breframstøtet i den nordlige Børgsdalen mot slutten av forrige istid. Avsetninger fra eventuelle tidligere breframstøt, vil være dekket av sedimenter fra det seneste framrykket. Randavsetningene ble i henhold til Follestad (1972) dannet under Halsnøy-fasen i Yngre Dryas.

Likevektslinjen (TPW-ELA) er ved AAR-metoden rekonstruert til 490 moh. Det er benyttet et AAR-forhold på 0,6:1.

I forbindelse med rekonstruksjonen av den lokale breen sør i Børgsdalen er det registrert randavsetninger som antyder en mulig avgrensning og bevegelsesretning for breen. Breranden vest i Børgsdalen er tegnet inn på bakgrunn av en tolkning av topografien. Randavsetningene ble trolig avsatt av en lokal, topografisk betinget bre, fra sørsiden av Fagerdalsskardet (UTM 267 413), som utgjør et topografisk skille mellom breen nord i dalen og breen sør i dalen. Ryggene antyder den maksimale utstrekningen av dalbreen mot henholdsvis øst, sør, sørvest og vest. Det eventuelle videre forløpet av breen sørover Tveitedalen og vestover Handelandsdalen er ikke rekonstruert, som følge av fravær av randavsetninger i dalene. Randmoreneryggene (UTM 267 352, UTM 263 355) og endemoreneryggen (UTM 269 351) er i henhold til Follestad (1972) del av Yngre Dryas-marginen på den sørvestlige Folgefonnhalvøya (se figur 1.1) (Aarseth

& Mangerud 1974, Holtedahl 1975, Hamborg 1983).

Likevektslinjen (TPW-ELA) er på grunnlag av AAR-metoden utregnet til 251 moh. AAR-forholdet er satt til 0,6:1.

Tolkningen av lokalglasiasjonen sør for Ulvanås-massivet (UTM 284 415) er basert på resultater fra Follestad (1972) og Diesen (2003). Et belte av randmorenerygger (UTM 275 378, UTM 276 378, UTM 279 378) indikerer trolig den maksimale utstrekningen av breen mot nord. Randavsetningen ble antakelig skjøvet opp av en lokal, topografisk styrt brearm som kom inn i området over fjelltoppene mellom Matrefjorden og Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). Isdekket kan ha vokst sammen med den lokale breen med opprinnelse sør i Børgsdalen. Brefronten er antatt å ha lagt mellom Ølfernes og Skånevik. På bakgrunn av helningen på breen, er det utledet at randavsetningene og oppholdslinjen var tidssynkron og avsatt i Yngre Dryas.

Kapittel 6 Oppsummering av data

Utgangspunktet for innsamlingen av data er de to dalene; Tveitedalen, med de omkringliggende områdene Børgsdalen, Holmedal samt Utåker og Handelandsdalen, med de nærliggende bygdene Sandvoll, Skarveland samt Ersland, sørvest på Folgefonnhalvøya. Metodene som er brukt er kvartærgeologisk kartlegging, lakustrine sedimentstudier, logging av terrestriske snitt og rekonstruksjon av likevektslinjer.

6.1 Kvartærgeologisk kartlegging

Det kvartærgeologiske kartet (se Kart 1) gir en oversikt over utbredelsen av løsmassene i studieområdet og danner grunnlag for en utredning om hvilke prosesser som var aktive. Tabell 6.1 og tabell 6.2 gir en skjematisk oversikt over de kartlagte løsmassene i Tveitedalen og Handelandsdalen.

6.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging i Tveitedalen

Kartleggingen av løsmassene i Tveitedalen viser atskilte partier med sammenhengende bunnmorenemateriale. Langs den østlige dalsiden strekker bunnmoreneavsetninger, stedvis dekket av postglasiale fjellskredavsetninger, seg fra Holmedal i sør til skisenteret ved Bakkastølsvatnet i nord. Smale belter av bunnmorenemateriale ligger langs den sørvestlige og sørøstlige kanten av Bakkastølsvatnet, mens det i nordøst er et felt med bunnmorenemateriale, med utstrekning videre innover de lavestliggende delene av den sørlige Børgsdalen. I den midtre delen av Tveitedalen ligger en avgrenset avsetning med ablasjonsmorenemateriale. To markerte randmorenerygger, 210 moh. og 220 moh., samt en svakt markert endemorenerygg, 98 moh., er lokalisert henholdsvis sørvest og sør for Bakkastølsvatnet. Flyttblokker ligger spredt i og på toppen av løsmassene. I den østlige dalsiden sør i Børgsdalen ligger fire randmorenerygger; 520 moh., 615 moh., 620 moh. og 650 moh.

Avsetningene indikerer en tidligere tilstedeværelse av en lokal bre gjennom Børgsdalen. Det er trolig at breen hadde maksimal utstrekning ved Bakkastølsvatnet, hvor de sørligste randavsetningene ble dannet. Det er nærliggende å anta at den lavestliggende randmoreneryggen øst i Børgsdalen indikerer den maksimale utstrekningen av dalbreen mot øst. Breen drenerte sannsynligvis sørover gjennom Tveitedalen og vestover gjennom Handelandsdalen, uttrykt ved avsetningene av bunnmorenemateriale. De begrensede forekomstene i Tveitedalen antyder at eventuelle øvrige sedimenter nå er dekket av postglasiale fjellskredavsetninger. Det er

sannsynlig at ablasjonsmorenematerialet ble avsatt over det øvrige bunnmorenematerialet da breen trakk seg tilbake. Spredte forekomster av granittblokker med rødlig ortoklas, karakteristisk for det nordenforliggende Ulvanås-massivet, indikerer en sørlig dreneringsretning. Flyttblokkene ble trolig ført med breen og avsatt under nedsmeltingen. De øvrige randmoreneryggene i Børgsdalens østside ble trolig avsatt under et framstøt av en brearm fra den østenforliggende Matrefjorden. Det er sannsynlig at brearmen her ble sammenhengende med dalbreen sør i Børgsdalen. Et belte av usammenhengende bunnmorenemateriale, med senkning i øvre utstrekning fra nordøst til sørvest, i åssiden mellom Bruntveit og Ølfernes, er tolket som en indikasjon på en lokal bre i Skånevikfjorden, trolig en forlengelse av en lokal bre i Matrefjorden. Da bunnmoreneavsetningene opphører ved Ølfernes, er det trolig at de markerer den maksimale utbredelsen av breen i fjorden. Fraværet av glasiale avsetninger på Jonåsen, kan tyde på at området var isfritt da breen lå i fjorden.

Det er registrert terrasser i seks nivåer; 87, 100, 112, 114, 115 og 132 moh., på Tveit samt i tre nivåer; 100, 103 og 105 moh., på Holmedal. Terrassene er glasifluviale avsetninger, med forekomster av bunnmorenemateriale. Mellom Tveit og Holmedal er det en forsenkning i de glasifluviale løsmassene, 25-50 m bred, trolig en erosjonskanal, som nå er gjennomskåret av Tveitelvo. Nord og sørøst for Bakkastølsvatnet er det lokalisert to terrasser, begge på 207 moh. Avsetningene består av glasifluvialt materiale. En kame-avsetning, 197 moh., er registrert øst for Bakkastølsvatnet. Mindre akkumulasjoner av glasifluvialt materiale er lokalisert nord, nordøst og øst for Bakkastølsvatnet.

Det lå trolig en lokal bre i Skånevikfjorden da brearmen sør i Børgsdalen smeltet ned. Smeltevannet fra breen i dalen ble antakelig demmet opp i munningen av Tveitedalen, samtidig som de høyeste terrassene; terrasse 4, 5 og 6, ble akkumulert. De lavestliggende terrassene; terrasse 1, 2, 3, 7, 8 og 9, ble trolig dannet da breen i fjorden trakk seg tilbake, landet hevet seg og smeltevann fra dalbreen eroderte i de glasifluviale terrassene ned til lokalt erosjonsbasis. Terrasse 18 og 19 ved Bakkastølsvatnet er tolket til å være lateralterrasser. Avsetningene ble antakelig dannet ved akkumulasjon av glasifluvialt materiale langs breenden under nedsmeltingen av breen i den sørlige Børgsdalen. Kame-avsetningen ble trolig dannet av breelver i et hulrom under breen med opprinnelse sør i Børgsdalen.

Tre mindre, postglasiale terrasser, med høyder på 136, 145 og 167 moh. i den midtre delen av dalen, ble antakelig erodert ut av elver i de fluviale avsetningene vest for Tveitelvo.

Tabell 6.1 Oversikt over løsmassene i Tveitedalen.

Lokalitet	Avsetning/Landform	Miljø	Tolkning
1: Utåker (0-460 moh.)	Tynt, usammenhengende bunnmorenemateriale Jettegryte Steinsprangavsetninger	Glasiasjon Deglasiasjon Isfritt, postglasialt	Brefase; avsatt av en bre i Skånevikfjorden Etter brefase; avsatt under breen i fjorden Inaktiv
2: Tveit, Holmedalsvika, Holmedal (0-460 moh.)	Sammenhengende bunnmorenemateriale Terrasser og erosjonsrenne Fjellskred-og steinsprangavsetninger	Glasiasjon Deglasiasjon Isfritt, postglasialt	Brefase; avsatt ved drenering fra en brearm sør i Børgsdalen Etter brefase; glasifluviale forhold Inaktiv
3: Tveitedalen (0-615 moh.)	Sammenhengende bunnmorenemateriale Flyttblokker Ablasjonsmorenemateriale Terrasser Fjellskredavsetninger	Glasiasjon Deglasiasjon Deglasiasjon Isfritt, postglasialt Isfritt, postglasialt	Brefase; avsatt ved drenering fra en brearm sør i Børgsdalen Etter brefase; smeltet ut av breen i dalen Etter brefase; avsatt ved nedsmelting av dalbreen Etter brefase; fluviale forhold Inaktiv
4: Området rundt Bakkastølsvatnet (195-600 moh.)	Randmorenerygger Endemorenerygg Sammenhengende bunnmorenemateriale Terrasser Kame-avsetning Jettegryte Steinsprangavsetninger	Glasiasjon Glasiasjon Glasiasjon Deglasiasjon Deglasiasjon Deglasiasjon Isfritt, postglasialt	Brefase; avsatt mot sør, sørvest og vest av en bre fra den sørlige Børgsdalen Brefase; avsatt mot sør av en bre fra den sørlige Børgsdalen Brefase; avsatt ved drenering fra en bre sør i Børgsdalen Etter brefase; glasifluviale forhold Etter brefase; glasifluviale forhold Etter brefase; avsatt under breen Inaktiv
5: Sørligste del av Børgsdalen (190-620 moh.)	Randmorenerygger Sammenhengende bunnmorenemateriale Flyttblokker Steinsprang	Glasiasjon Glasiasjon Deglasiasjon Isfritt, postglasialt	Brefase; avsatt langs østsiden av en bre sør i Børgsdalen samt mot nord og nordvest av en brearm fra Matrefjorden Brefase; avsatt ved drenering fra en bre sør i Børgsdalen Etter brefase; smeltet ut av breen Inaktiv

To jettegryter er lokalisert i berggrunnen sørøst for Skånevikfjorden. En mindre jettegryte ligger nordøst for Bakkastølsvatnet. Formene ble trolig dannet av smeltevann under de lokale breene ved tilbaketrekningen.

Langs dalsidene i Tveitedalen og den sørlige Børgsdalen samt ved Børgsdalsvatnet er det observert sammenhengende postglasiale fjellskredavsetninger, dannet ved utrasing av

fjellpartier. Spredte postglasiale steinsprangavsetninger er registrert ved Utåker og Holmedal, nordvest for Bakkastølsvatnet og i den sørligste av Børgsdalen. Avsetningene er i dag inaktive.

6.1.2 Kwartærgeologisk kartlegging i Handeldalsdalen

Ved kartleggingen av løsmassene i Handeldalsdalen, er det registrert større, atskilte partier med sammenhengende bunnmorenemateriale. I dalen strekker avsetningene seg fra Ljosåno i øst til en randmorenerygg på Handeland i vest. Et felt med bunnmorenemateriale ligger sør for utløpet av Handeldselva, vest for Bakkastølsvatnet. Flyttblokker ligger spredt gjennom dalen.

Lokaliseringen av bunnmorenematerialet indikerer at det ble avsatt som følge av drenering fra breen med utgangspunkt sør i Børgsdalen. Det er nærliggende å anta at det samtidig fant sted en avrenning av glasiale sedimenter i dalskråningene sørvest for Tveitebotnvatnet ned i dalbunnen. Flyttblokkene ble trolig avsatt under isavsmeltingen. Da det ikke er funnet glasiale avsetninger i fjellområdene over 250 moh. mellom Handeldalsdalen og Tveitedalen samt over 200 moh. nord for Handeldalsdalen, er det tolket som at toppene lå isfrie.

Et belte av bunnmorenemateriale strekker seg langs østsiden av Høylandssundet, fra Handeland i nord til Ersland i sørøst. Langs nordøstkanten av Erslandsvatnet ligger et parti med bunnmorenemateriale. En markert randmorenerygg, 78 moh., ligger på tvers av den nordlige delen av dalmunningen på Handeland, mens en randmorenerygg, 78 moh., er lokalisert på Sandvoll. På Skarveland og Ersland ligger to tilsvarende, svakt markerte randmorenerygger, henholdsvis 75 moh. og 78 moh.

Bunnmorenematerialet ble trolig avsatt av et innlandsisdekke i det vestenforliggende Høylandssundet. Det er nærliggende å anta at den maksimale utbredelsen av breen i sundet var ved Ersland, da forekomsten av bunnmorenemateriale opphører her. Lokaliseringen kan settes i sammenheng med den vestenforliggende endemoreneryggen over Halsnøy, som i følge blant andre Follestad (1972) og Mangerud (2000) indikerer den maksimale isutbredelsen i Hardangerfjorden under siste istid. Randmoreneryggene på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland ble antakelig avsatt under framrykket av innlandsisen i sundet.

Det er registrert fem terrasser fordelt på tre nivåer; 65, 70 og 75 moh., på Handeland samt åtte terrasser med høyder på 45, 68, 69, 70, 75 og 79 moh., på Sandvoll. Terrassene består av glasifluvialt materiale, med forekomster av bunnmorenemateriale. Deler av Sandvoll framstår som et grustak av glasifluviale avsetninger.

Tabell 6.2 Oversikt over løsmassene i Handeldalsdalen.

Lokalitet	Avsetning	Miljø	Tolkning
6: Handeldalsdalen (90-600 moh.)	Sammenhengende bunnmorenemateriale	Glasiasjon	Brefase; avsatt ved drenering fra en brearm sør i Børgsdalen
	Tynt, usammenhengende bunnmorenemateriale	Glasiasjon	Brefase; avsatt ved drenering fra en brearm sør i Børgsdalen
	Flyttblokker	Deglasiasjon	Etter brefase; smeltet ut av breen i dalen
	Fjellskred-og steinsprangavsetninger	Isfritt, postglasialt	Aktiv og inaktiv
7: Handeland (0-240 moh.)	Randmorenerygg	Glasiasjon	Brefase; avsatt langs randen av innlandsisen i Høylandssundet
	Sammenhengende bunnmorenemateriale	Glasiasjon	Brefase; avsatt ved drenering fra innlandsisen i Høylandssundet
	Terrasser	Deglasiasjon	Etter brefase; glasifluviale forhold
	Steinsprang	Isfritt, postglasialt	Inaktiv
8: Sandvoll (0-90 moh.)	Randmorenerygg	Glasiasjon	Brefase; avsatt langs randen av innlandsisen i Høylandssundet
	Sammenhengende bunnmorenemateriale	Glasiasjon	Brefase; avsatt ved drenering fra innlandsisen i Høylandssundet
	Terrasser	Deglasiasjon	Etter brefase; glasifluviale forhold
	Glasifluviale avsetninger	Deglasiasjon	Etter brefase; glasifluviale forhold
9: Skarveland og Ersland (0-350 moh.)	Randmorenerygger	Glasiasjon	Brefase; avsatt av innlandsisen i Høylandssundet
	Sammenhengende bunnmorenemateriale	Glasiasjon	Brefase; avsatt ved drenering fra innlandsisen i Høylandssundet
	Steinsprangavsetning	Isfritt, postglasialt	Inaktiv

Det er sannsynlig at breelver fra innlandsisdekket fylte munningen av Handeldalsdalen med løsmasser under isavsmeltingen. Etersom breen trakk seg tilbake og landet hevet seg, eroderte trolig Handeldalselva ut terrassene i det glasifluviale materialet. Lokaliseringen av tre terrasser i den nordvestlige munningen av Vassdalen indikerer en mulig drenering av løsmassene gjennom dalen og ut i Erslandsvatnet.

I de bratte dalsidene i Handeldalsdalen er det observert atskilte, aktive og inaktive, postglasiale fjellskredavsetninger, dannet ved utglidning av større fjellpartier. Spredte, aktive og inaktive, postglasiale steinsprangavsetninger, dannet ved nedstyrting av steinblokker og steinmasser, er registrert i Handeldalsdalen samt på Handeland og Ersland.

6.2 Lakustrine sedimentstudier

Det er tatt opp en sedimentkjerne (se figur 3.3) med en stempelprøvetaker fra Erslandsvatnet. Dateringene av kjernen (se tabell 6.3) samt stratigrafien danner grunnlag for utredning av en oversikt over utviklingsforløpet i studieområdet.

Tabell 6.3 Dateringer med tolkninger av kjernen fra Erslandsvatnet.

Lokalitet	Cm	¹⁴ C år BP	Kal. år BP	Tolkning
Erslandsvatnet K E	515	9860 ± 75	11336-11177	Isfrie forhold i Erslandsvatnet Lav organisk sedimentasjon
Erslandsvatnet K E	475	9770 ± 65	11231-11135	Utrasning av minerogene sedimenter til innsjøen Paraglasiasjon
Erslandsvatnet K E	411	9510 ± 65	11065-10603	Markert overgang fra minerogene sedimenter til siltig gytje Økende organisk sedimentasjon
Erslandsvatnet K E	387	9370 ± 90	10731-10425	Lav organisk sedimentasjon
Erslandsvatnet K E	383	9375 ± 150	11055-10287	Plantemakrofossil Høy organisk sedimentasjon
Erslandsvatnet K E	369	9300 ± 60	10634-10291	Paraglasiasjon Lav organisk sedimentasjon
Erslandsvatnet K E	297	7405 ± 90	8335-8062	Flom
Erslandsvatnet K E	271	5850 ± 60	6733-6566	Flom

Bunnsedimentene i kjernen er datert til 9860 ± 75 ¹⁴C år BP (11336-11177 kal. år BP). Glødetapsanalysen av sedimentene i den nederste delen av kjernen viser lave verdier og er tolket som et uttrykk for en aktiv paraglasial sedimentasjon i et kaldt miljø med aktive fryse- og tineprosesser. Da det ikke er registrert bresignaler i kjernen, gir dateringen en minimumsalder på randmoreneryggene på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland.

En massiv sekvens av leire og silt, med ytterligere nedgang i glødetapsverdiene, representerer det som trolig var en betydelig utrasning av minerogene sedimenter inn i Erslandsvatnet i tidsrommet mellom 9770 ± 65 ¹⁴C år BP (11231-11135 kal. år BP) og 9510 ± 65 ¹⁴C år BP (11065-10603 kal. år BP). En skarp inngang samt avslutning på enheten og tilsvarende, mindre sekvenser i det øvrige av kjernen utelukker at sedimentene ble avsatt under en breepisode. Eventuelt førte slumping på bunnen av innsjøen til akkumulasjon av et nytt lag, ved forstyrrelse av eldre enheter. Episoden sammenfaller med PBO (Preboreal Oscillation).

Ved overgangen til den ovenforliggende enheten, er det registrert en markert endring i fargen på sedimentene samt en svak nedgang i glødetapsverdiene. De tre sekvensene av siltig gytje er tolket som symbol for høyere organisk produksjon, trolig som følge av overgangen til varmere forhold. Sekvensene er avbrutt av to horisonter, bestående av grågrønn leire og silt, tolket som uttrykk for paraglasial aktivitet, som følge av økt avrenning omkring innsjøen. En enhet av grønn leire og silt som følger sekvensene av siltig gytje er trolig utvasket materiale fra den

forrige glasiiale fasen, skylt ut i innsjøen fra skråningene. Dateringen av den øvre randen uttrykker en alder på 9300 ± 60 ¹⁴C år BP (10634-10291 kal. år BP).

Ved 392,5 cm markerer et skarpt skille mellom sedimentene i den nedre, minerogene, delen av kjernen og den øvre, organiske, delen av kjernen, oppstarten på en lengre sekvens av homogen gytje. Den brå økningen i glødetapsverdiene er tolket til å representere en periode med høy organisk produktivitet. Det er sannsynlig at det fant sted en endring av klimaet, med overgang til varmere, mer stabile forhold. Plantemakrofossilene ble trolig skylt inn fra de omkringliggende myrområdene eller avsatt direkte fra produksjonen i innsjøen. Et av plantemakrofossilene (383 cm) er datert til 9375 ± 150 ¹⁴C år BP (11055-10287 kal. år BP). Fire mindre hendelser avviker fra den organiske sedimentasjonen. En sekvens av grågrønn leire og silt er markert av en betydelig nedgang i glødetapsverdiene. Lokaliseringen og tykkelsen tyder på at den består av sedimenter fra den forrige glasiiale fasen, vasket ut i innsjøen. Oppstarten på hendelsen er datert til 9370 ± 90 ¹⁴C år BP (10731-10425 kal. år BP). Tre horisonter med finkornet sand er tolket til å være flomsedimenter, eventuelt avsetninger fra perioder med økt avrenning fra skråningene rundt innsjøen, som følge av økt nedbør og snøsmelting.

De fire påfølgende enhetene viser det som trolig var en kortlivet periode med endringer i klimaet. Innledningen viser en overgang til lysere gytje og en svak nedgang i glødetapsverdiene, tolket til å indikere kaldere forhold, med nedgang i den organiske produksjonen. Sekvensen av grågrønn silt og leire, sannsynligvis avsatt ved avrenning av minerogent materiale fra den forrige glasiialen, skiller seg ut ved en betydelig nedgang i glødetapsverdiene.

Ved 297 cm er det et skifte i sedimentene til en ny, lengre sekvens av homogen gytje, med innblanding av plantemakrofossiler. Glødetapsverdiene øker svakt ved overgangen, mens verdiene holder seg jevne gjennom hele sekvensen. Materialet er tolket til å være et uttrykk for høyere organisk produktivitet, som følge av varmere klima. To horisonter av finkornet sand avviker fra sedimentasjonen. Sedimentene, som er markert med svake nedganger i glødetapsverdiene, ble trolig avsatt ved flom, eventuelt ved avrenning fra skråningene. Den nedre horisonten (271 cm) er datert til 5850 ± 60 ¹⁴C år BP (6733-6566 kal. år BP).

6.3 Terrestriske snitt

Det er foretatt sedimentologiske og stratigrafiske undersøkelser av tre glasifluviale løsmassesnitt i studieområdet, lokalisert til "Maurtua" øst for Bakkastølsvatnet og grustaket på Sandvoll.

Snitt I, 6 m høyt, ligger i en haugformet avsetning av glasifluvialt materiale, "Maurtua", 197

moh., øst for Bakkastølsvatnet. Avsetningen er ut fra form og sammensetning tolket til å være en kame-avsetning dannet subglasialt ved tilbaketrekningen av en lokal bre gjennom den sørlige Børgsdalen. Et massivt lag av middels grovkornet sand indikerer en begynnende oppbygning av avsetningen i et lavenergimiljø, med en større smeltevannskanal. Den påfølgende enheten, bestående av to separate lagpakker; svakt laminert finkornet og middels grovkornet sand med strømningsstrukturer samt en bøyd kryssjiktning (320° , 40°) av finkornet og middels grovkornet grus, er tolket til å representere en endring i sedimentasjonsmiljøet til mer aktive breelver med betydelig vannføring og fluktuasjoner i vanntilførselen, som følge av mindre sesongvariasjoner. Strømningsstrukturene kan skyldes skiftninger mellom høye og lave strømningsregimer. Kryssjiktene representerer antakelig smeltevannskanaler inn mot den opprinnelige avsetningen under oppbygningen. Da separate lagpakker er lokalisert parallelt ved siden av hverandre, kan det skyldes at flere prosesser fant sted på samme tid. En rett kryssjiktning (320°) av finkornet og middels grovkornet sand og grovkornet grus samt en massiv sekvens av grovkornet grus og stein, delt av et massivt lag av grovkornet grus, utgjør den øverste enheten. Kryssjiktningen ble trolig dannet som følge av mindre fluktuasjoner i tilførselen av sedimenter, grunnet skiftende elveløp og mindre sesongvariasjoner. Lagpakken kan være bøyd, som et resultat av forstyrrelser under nedsmeltingen eller postglasiale forkastninger. De massive lagene ble antakelig avsatt i perioder med rolige strømningsforhold, med skifte i breelvenes mønster til større smeltevannskanaler og mer kontrollert avsetning, forårsaket av mindre sesongvariasjoner under tilbaketrekningen.

For å utlede et tidsperspektiv på dannelsen av snittet, er det korrelert med to randmorenerygger, 210 moh. og 220 moh., sørvest og vest for Bakkastølsvatnet samt en endemorenerygg, 198 moh., sør for innsjøen. Follestad (1972) antok at randavsetningene var en del av Yngre Dryas-marginen på den sørvestlige Folgefonnhelvøya.

Snitt II, 270 cm høyt, ligger i den midtre delen av et grustak av glasifluviale avsetninger på Sandvoll. En betydelig mengde av glasialt utvaskede sedimenter indikerer en kraftig drenering fra innlandsisdekket i det vestenforliggende Høylandssundet under nedsmeltingen. Sedimentene ble antakelig avsatt proglasialt langs breranden.

Oppbygningen av snittet startet sannsynligvis med avsetningen av en massiv sekvens av middels grovkornet sand og grovkornet grus, kort avstand fra brefronten, i et lavenergimiljø med jevne strømmer av smeltevann. De to påfølgende minerogene enhetene samt de fire øverste minerogene enhetene er massive sekvenser av kantrundet materiale; middels grovkornet sand til stein, med svakt markerte overganger, som indikasjon på jevne overganger og rolige strømningsforhold. På grunnlag av lite lagdeling samt kombinasjonen av kornstørrelser, er

sedimentene tolket til å være transportert av kraftige smeltevannskanaler med varierende vannføring, som eroderte inn i hverandre, trolig som følge av sesongvariasjoner under tilbaketrekningen. Enhet IV skiller seg ut i lagrekken, med horisontalt laminert, middels grovkornet sand og grovkornet grus, med skarpe erosjonskontakter til de over- og underliggende enhetene. Det er nærliggende å anta at det fant sted en brå endring i sedimentasjonsmiljøet innad i det glasifluviale systemet, med overgang til mer aktive breelver med skiftende løp og påfølgende svingninger i tilførsel og avsetning av sedimenter, hvor smeltevannskanaler eroderte inn i hverandre under hyppige kanalskiftninger, som følge av mindre sesongvariasjoner.

Snitt III, 240 cm høyt, er som snitt II, lokalisert til den midtre delen av et grustak på Sandvoll. Snittet består av glasifluviale sedimenter, som trolig ble avsatt proglasialt og subakvatisk. Da samtlige lag faller svakt fra øst mot vest, kan det skyldes forstyrrelser under nedsmeltingen. Ved den begynnende tilbaketrekningen var trolig avsetningen av massiv grovkornet sand, som enhet I og store deler av det øvrige av lokaliteten består av, dominerende. Løsmassene ble antakelig avsatt proglasialt i en smeltevannskanal. De to påfølgende enhetene samt enhet VII, av massivt grovkornet materiale; grovkornet sand og grovkornet grus, ble antakelig avsatt proglasialt ved at smeltevannskanaler med varierende vannføring eroderte inn i hverandre. Ved 86 cm markerer et massivt lag av leire endringer i sedimentasjonsmiljøet. Det er sannsynlig at sedimentene ble avsatt subakvatisk i stillestående vann, med oppdemming av smeltevannskanaler i en begrenset del av lokaliteten. Ut fra tykkelsen på enheten, er fasen tolket til å være kortvarig.

Svakt laminert finkornet og grovkornet sand representerer det som kan være en ny endring i sedimentasjonen. Løsmassene ble antakelig avsatt ved at smeltevannskanaler, med hyppige skiftninger, eroderte inn i hverandre, grunnet overganger mellom høye og lave strømningsregimer, som følge av mindre sesongvariasjoner. Påfølgende enhet av horisontalt laminert leire og finkornet sand er tolket som et uttrykk for en nedgang i tilførselen av sedimenter, som følge av variasjoner i vanntilførselen i smeltevannskanalene. Sedimentene ble trolig avsatt subakvatisk i stillestående vann, ved oppdemming.

Tidsmessig er snitt II og snitt III korrelert med randmoreneryggene på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland. Avsetningene er på grunnlag av en borekjerne fra Erslandsvatnet gitt en minimumsalder på 9860 +/- 75 ¹⁴C år BP (11336-11177 kal. år BP). Terrassene på Handeland og Sandvoll er del av den samme glasifluviale avsetningen som snittene.

6.4 Rekonstruksjon av likevektslinjer

Breene i Børgsdalen er rekonstruert på bakgrunn av kartlagte randavsetninger samt utbredelsen av bunnmorenemateriale og glasifluviale avsetninger. Ved manglende avsetninger er det foretatt en tolkning av topografien. Breene hadde trolig en omtrent jevn høydefordeling i begge dalsider, til tross for stedvis ujevne forekomster av glasiale avsetninger. Da utbredelsen av randavsetninger i studieområdet er begrenset samt at topografien ikke gir et entydig uttrykk for utbredelsen av de lokale breene, kan det medføre en grad av usikkerhet i rekonstruksjonen.

Breen i den nordligste delen av Børgsdalen er rekonstruert med utgangspunkt i en endemorenergygg på tvers av dalmunningen. Avgrensningen av breranden i retning sør, vest og øst er utført på grunnlag av en tolkning av topografien, noe som gjør det vanskelig å anslå en klar grense. Endemorenergyggen markerer trolig oppholdet av et framrykk mot nord av en lokal, topografisk styrt bre under slutten av forrige istid. Breen, med utgangspunkt nord for Fagerdalsskardet, representerer antakelig det eneste breframstøtet nord i dalen. Spor av eventuelle tidligere framstøt er nå dekket av sedimenter fra det siste framrykket. Randavsetningen ble i henhold til Follestad (1972) avsatt under Halsnøy-fasen i Yngre Dryas. Likevektslinjen (TPW-ELA) er ved AAR-metoden rekonstruert til 490 moh.

Rekonstruksjonen av breen i den sørlige Børgsdalen er i hovedsak foretatt ut fra markerte randmorenergygger. Vest i Børgsdalen er breranden tegnet inn som følge av en tolkning av topografien. Avsetningene ble trolig dannet som et resultat av et lokalt breframrykk, styrt av topografiske forhold, mot slutten av forrige istid. Breen kom trolig opprinnelig fra sørsiden av Fagerdalsskardet. Skaret framstod antakelig som et skille mellom breen nord og breen sør i Børgsdalen. Randmorenergygger i øst, sørvest og vest samt en endemorenergygg sør for Bakkastølsvatnet representerer trolig den maksimale isutbredelsen. Follestad (1972) tolket randavsetningene til å være en del av Yngre Dryas-marginen på den sørvestlige Folgefonnhalvøya. Det er ikke registrert randavsetninger som kan knyttes til en videre forgreining av breen i Tveitedalen og Handelandsdalen. Bunnmorenematerialet og ablasjonsmorenematerialet i dalene ble trolig avsatt ved drenering fra dalbreen. Likevektslinjen (TPW-ELA) er beregnet til 251 moh.

Et belte av randmorenergygger sør for Ulvanåso er tolket til å være avsatt av en forgreining av et isdekke med utgangspunkt i Matrefjorden. Isdekket vokste trolig sammen med den lokale breen sør i Børgsdalen. Brefronten er antatt å ha lagt mellom Ølfernes og Skånevik. Framstøtet av breen skal ha funnet sted i Yngre, basert på den antatte helningen av breen (Follestad 1972).

Kapittel 7 Deglasiasjonsforløpet og havnivåendringene i Tveitedalen og Handelandsdalen

Hovedmålet i oppgaven er å innledningsvis utlede et forslag til isutbredelse med påfølgende deglasiasjonsforløp i Tveitedalen og Handelandsdalen samt å aldersbestemme overgangen fra innlandsis til topografisk styrte breer (lokalglasiasjon), basert på datering av randmorenerygger ved hjelp av innsjøsedimenter. Rekonstruksjonen av likevektslinjene danner grunnlag for en utredning om klimautviklingen, herunder nedbørsmengder. Avslutningsvis er målet å gi absolutte aldersestimat for deglasiasjonen, basert på kartlegging og høydemåling av terrassene. Det er lagt vekt på tidsperspektivet mellom siste del av forrige istid og tidlig-Holocene.

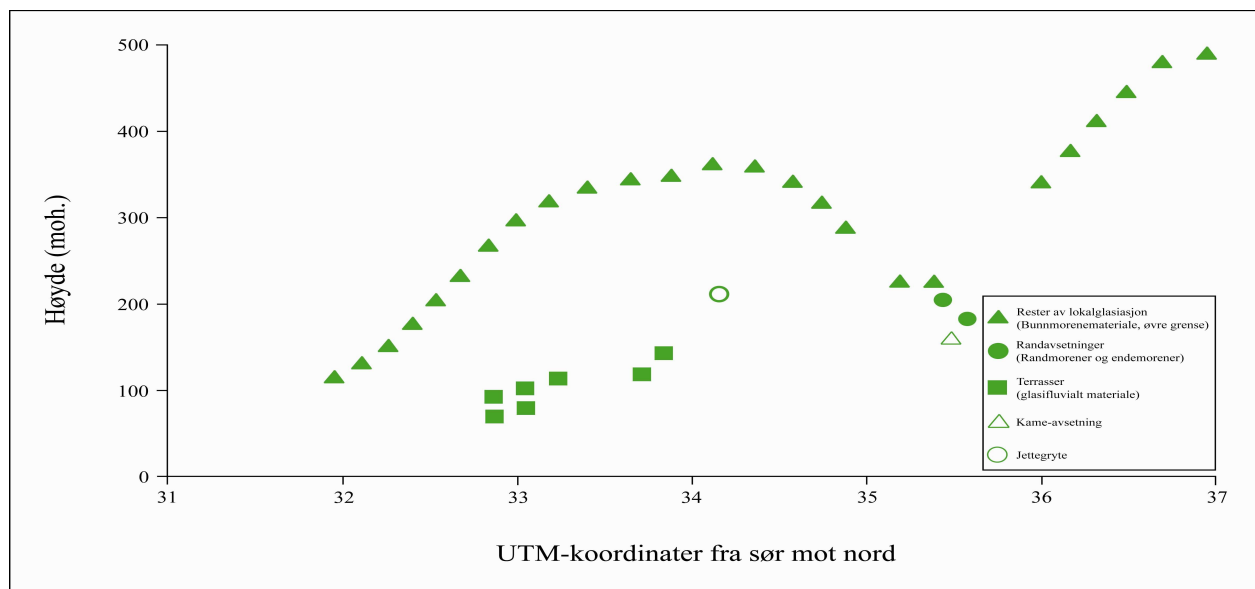
7.1 Isutbredelsen i Tveitedalen og Handelandsdalen

7.1.1 Drøfting av skillet mellom lokale breer og innlandsis

Lokale breer er mindre ismasser, ofte lokalisert i forsenkninger i terrenget. Innlandsis er breer som dekker større landområder. Lokalglasiasjonen har kort klimatisk reaksjonstid i forhold til innlandsis med lang klimatisk reaksjonstid (Gjessing 1995; p. 113-115).

I Tveitedalen og den sørlige Børgsdalen er det registrert spor (se figur 7.1) av det som trolig var en omfattende lokalglasiasjon (se figur 5.3, figur 7.3), med brestrømmer bestemt av topografien. Rekonstruksjonen av breoverflaten er i hovedsak basert på en kombinasjon av lokaliseringen av randavsetninger og en tolkning av topografien. Dataene gir en indikasjon på størrelsen av isdekkene. Fagerdalsskardet (UTM 267 413) i den midtre delen av Børgsdalen utgjorde sannsynligvis et skille mellom to separate, lokale breer nord og sør i dalen. Nord for skaret indikerer en endemorenerygg, M8 (UTM 270 407), i dalmunningen mot Uskedalen i nord, tilstedeværelsen av en mindre dalbre. Ryggen kan bli fulgt i høyde fra 80-105 moh. Det er tatt utgangspunkt i at breen var jevn høy i begge dalsidene, opp mot Englafjell (UTM 252 440) i vest og Ulvanåso (UTM 284 415) i øst. Breoverflaten viser en senkning i høyde (moh.) fra omkring 700 moh. i sør til omkring 98 moh. i nord. Den største masseutbredelsen på breen lå innen høydeintervallet 400-700 moh. Da det kun er lokalisert spor fra et breframrykk i den nordlige Børgsdalen, er det nærliggende å anta at det representerer det eneste framstøtet her mot slutten av forrige istid. Eventuelle rester av tidligere breframstøt vil være dekket av sedimenter avsatt under det seneste framrykket.

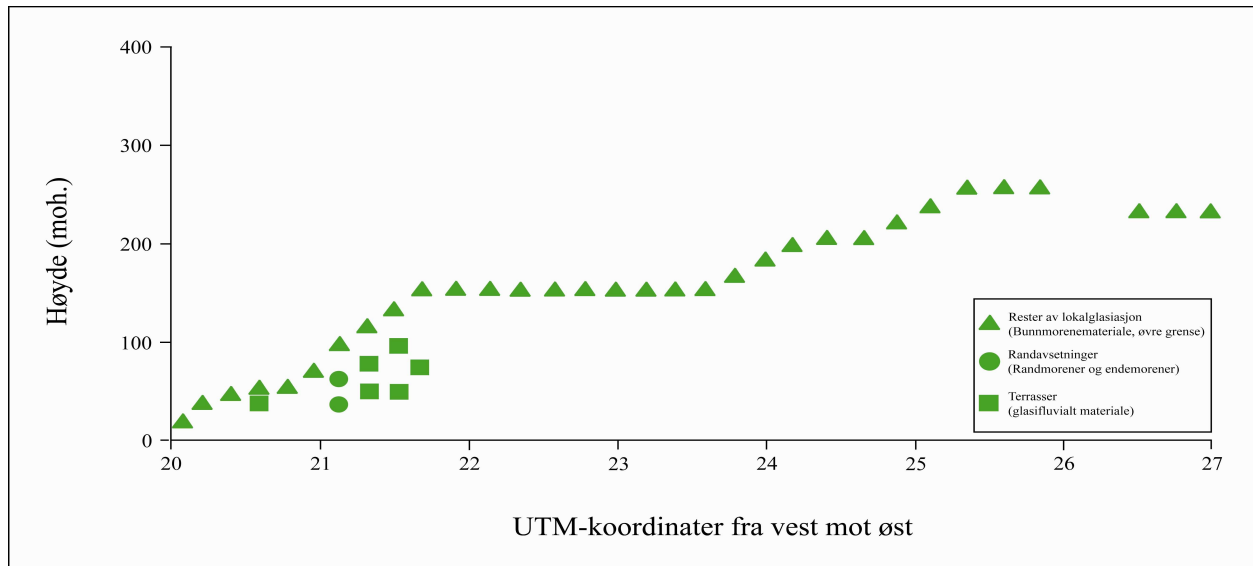
Breen sør i Børgsdalen hadde sin trolig opprinnelse ved den bratte skråningen på sørsiden av Fagerdalsskardet (UTM 267 413). Den maksimale utstrekningen er antydnet av en randmorenerygg, M13 (UTM 271 377), med en utstrekning fra ca. 480 moh. til ca. 520 moh. i den østlige dalsiden, en endemorenerygg, M2 (UTM 269 351), 198 moh. sør for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) samt to randmorenerygger, M1 og M11 (UTM 267 352, UTM 263 355), lokalisert henholdsvis 210 moh. og 220 moh., sørvest og vest for innsjøen. Det er sannsynlig at breen hadde en tilnærmet lik høydefordeling i begge dalsidene. Høydefordelingen på breen viser en senkning fra ca. 600 moh. i nord til ca. 100 moh. i sør. Isdekket hadde størst masseutbredelse innen høydeintervallet 600-800 moh. Det er nærliggende å anta at fjelltoppene på Holmedalsfjellet (UTM 283 342) og Giskafjellet (UTM 262 341) lå isfrie under glasiasjonen, ettersom det ikke er registrert glasiiale avsetninger her. På grunnlag av forvitningsdekker på Ulvanåso (UTM 284 415), Englafjell (UTM 252 440) og Mjelkhaug (UTM 231 406), utledet Follestad (1972) og Holtedahl (1975) at toppene stakk opp som nunatakker under glasiasjonen i de omkringliggende dalene. Follestad (1972) antok at den lokale breen fra den sørlige Børgsdalen strakte seg gjennom Tveitedalen og nådde Skånevikfjorden, basert på en betydelig rekonstruert tykkelse. Fjellterskelen i munningen av dalen utgjorde trolig et naturlig oppholdssted for en bre. En rekonstruksjon av en eventuell forlengelse av breen sørover Tveitedalen er utelatt her, grunnet manglende funn av randavsetninger til å basere forslaget på.



Figur 7.1 Fordelingen av løsmasser og utvalgte landformer (moh.) fra sør til nord i Tveitedalen-sørlige Børgsdalen.

Avsetningene av bunnmorenemateriale og ablasjonsmateriale i den østlige dalsiden og dalbunnen i Tveitedalen og spredt gjennom Handeldalsdalen (se figur 7.1, figur 7.2) er antatt å være avsatt under den samme fasen som breframrykket i Børgsdalen. Med bakgrunn i lokaliseringen er det nærliggende å anta at løsmassene ble avsatt som følge av drenering fra

dalbreen. Sedimentene ble trolig ført sørover og vestover da breen lå ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354). På samme tid fant det antakelig sted en avrenning av glasiiale sedimenter ned dalskråningene sørvest for Tveitebotnvatnet (UTM 260 365) ned i Handlandsdalen.

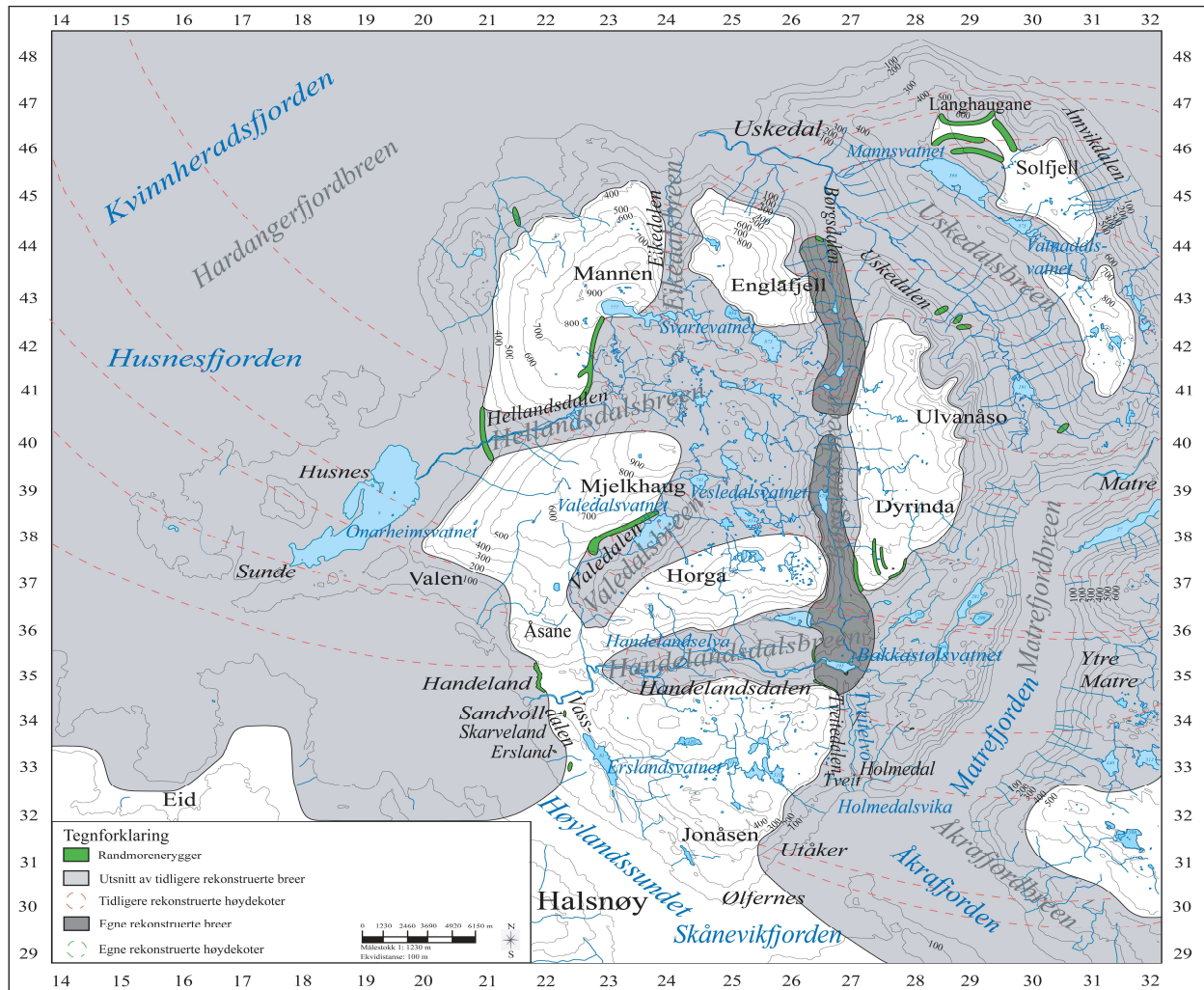


Figur 7.2 Fordelingen av løsmasser (moh.) fra vest mot øst i Handlandsdalen.

Under den maksimale isutbredelsen i Børgsdalen var fjordregionen Skånevikfjorden-Matrefjorden trolig lokalitet for en betydelig lokalglasiasjon, atskilt av Holmedalsfjellet (UTM 283 342) og Bjørkelinuten (UTM 282 345). Utbredelsen av tynt og usammenhengende bunnmorenemateriale i fjellsiden langs Skånevikfjorden indikerer en senkning av breoverflaten fra ca. 275 moh. i nordøst til ca. 120 moh. i sørvest. Da forekomstene opphører ved Ølfernes, kan det være en indikasjon på den maksimale isutbredelsen i fjorden. Breen var trolig en forlengelse av en lokal, topografisk styrt brearm i Matrefjorden. Jonåsen (UTM 249 317) lå antakelig isfri, ettersom det ikke er lokalisert spor av breer der.

De rekonstruerte dalbreene i Børgsdalen er ikke forenlige med de tidligere rekonstruksjonene av isdekket i Hardangerfjorden i Yngre Dryas (se figur 7.3). I følge de etablerte teoriene måtte Folgefonnhalvøya bidra med en betydelig mengde av den breisen som var nødvendig for å fylle Hardangerfjorden, dersom et nytt breframrykk fant sted i fjorden i Yngre Dryas (Follestad 1972, Aarseth & Mangerud 1974, Holtedahl 1975, Mangerud 2000). Rekonstruksjonene fra Børgsdalen indikerer en mer begrenset utstrekning av isdekket i dette tidsrommet. Isdekkene var trolig lokale og isolert fra innlandsisdekket i Høylandssundet og Matrefjorden samt fra øvrige lokale breer i regionen under hele den forrige istiden. De rekonstruerte breene støtter de nyere teoriene om at Hardangerfjorden trolig var isfri før inngangen til Yngre Dryas. Dannelsen av breis i de omkringliggende fjellene var antakelig for begrenset til å fylle fjorden. Yngre Dryas-

isdekket var dermed sannsynligvis mindre enn tidligere antatt. Dataene støtter samtidig teorien om de rekonstruerte havnivåendringene i den indre delen av Hardangerfjorden, som antydte en deglasiasjon i Allerød eller tidligere (f. eks. Helle et al. 1997, Helle 2004).



Figur 7.3 Tidligere rekonstruert breareal i Tveitedalen-Børgsdalen, Skånevikfjorden-Matrefjorden, Handlandsdalen og Høylandssundet under Yngre Dryas (etter Follestad 1972, Holtedahl 1975, Diesen 2003). Mørke felt markerer egne rekonstruksjoner av breene i Børgsdalen.

Follestad (1972) utledet med utgangspunkt i et belte av randmorenerygger; M5 (UTM 275 378) M6 (UTM 279 378) og M12 (UTM 276 378) i den østlige dalsiden sør i Børgsdalen samt ved studium av skuringsstriper i sørvestlig retning en teori om at breen i Matrefjorden sendte en forgreining inn i området sør-sørvest for Ulvanåso (UTM 284 415) (se figur 1.6, figur 7.3). Sentralt i forståelsen står fallet i randavsetningenes høyde mot sørvest. Brearmen kom antakelig over fjellryggene mellom Matrefjorden og Bakkastølsvatnet (UTM 268 354); Oksen (UTM 289 377), Skuleåsen (UTM 286 367), Gamlestølen (UTM 273 364) og Kringleåsen (UTM 298 353). Breoverflaten ble antatt å være konveks, med en maksimal høyde på 700 moh., øst for Ulvanåso (UTM 284 415), i den midtre Matrefjorden. Herfra var det en jevn helling av

breoverflaten fram til isfronten mellom Ølfernes og Skånevik. Høyden og lokaliseringen av randavsetningene antyder konfluens mellom breen fra fjorden og breen i den sørlige Børgsdalen. Aldersbestemmelsen av breframrykket ble i hovedsak basert på en sammenligning mellom randbeltet og den antatte oppholdslinjen for breen mellom Ølfernes og Skånevik, som ble tolket til å tilhøre Yngre Dryas. En korrelasjon med tidligere dateringer av brerandsonen fra de tilstøtende områdene er lagt til grunn for tolkningen (Follestad 1972).

Randmorenerygger; M3 (UTM 215 349), M10 (UTM 217 341), M4 (UTM 217 336) og M9 (UTM 219 330), på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland samt funn av bunnmorenemateriale langs sundet, gir et uttrykk for at det lå et innlandsisdekke i Høylandssundet. Ryggen kan markere den maksimale breranden i øst. Ved å basere tolkningen av breens utbredelse på beliggenheten av bunnmorenematerialet, vil det være nærliggende å anta at brefronten lå ved Ersland, da forekomsten av bunnmorenemateriale opphører her. Ersland er lokalisert parallelt med Halsnøy, på sørvestlig side av sundet, hvor en endemorenerygg etter tradisjonell oppfatning (f. eks. Undås 1963, Follestad 1972, Mangerud 2000), markerer brefronten i Hardangerfjorden mot slutten av Yngre Dryas. Endemoreneryggen skal i følge Undås (1963), ha en undersjøisk fortsettelse på bunnen av Høylandssundet i nordøstlig retning, noe som kan være gjenspeilt i randavsetningene langs sundet, av omtrentlig samme høyde. Isdekket, som var en del av Hardangerfjord-breen, hadde trolig utgangspunkt i Kvinnheradsfjorden i nord-nordøst ved Rosendal. Skarvelandsfjellet (UTM 223 345) og Vardaheia (UTM 236 341) lå antakelig isfrie, ettersom det ikke er lokalisert spor av breer der.

Nordøst for Handeland og Sandvoll indikerer betydelige randavsetninger den videre fortsettelsen av breranden i Halsnøy-fasen. Mellom Husnes og Rosendal, hvor det er fravær av randavsetninger, ble den øvre grensen for bunnmorenemateriale, med stigende høyde mot Rosendal, benyttet som en indikasjon på den øvre grensen for breranden (Follestad 1972).

Follestad (1972) og Holtedahl (1975) baserte antagelsene om skillet mellom lokale breer og innlandsis på skuringsstriper, randavsetninger og topografien. Det ble utledet at innlandsisen, som i Høylandssundet, hadde en konstant vestlig bevegelsesretning uavhengig av lokal topografi under den maksimale kontinentale glasieringen. I løpet av deglasieringen, med en senkning av isoverflaten, forhindret fjell bevegelsen mot vest. Hardangerfjorden drenerte innlandsisen. Lokaliseringen av de lokale breene, som i Børgsdalen, Skånevikfjorden-Matrefjorden, Valedalen og Uskedalen, ble trolig styrt av topografiske forhold. Breene lå i fjellregionene og i sidedalene og fjordene, med kalvingsfronter ut mot hovedfjorden, isolert fra innlandsisdekket. Lokaliseringen og høyden på randavsetningene gir et uttrykk for at de var omtrent samtidige med

Halsnøy-fasen i Yngre Dryas (Follestad 1972, Holtedahl 1975).

De lokale breene eksisterte antakelig i en kort periode etter at breen i Hardangerfjorden smeltet vekk. I perioden etter Yngre Dryas ble isdekket i fjorden raskt tynnere og flytende i den dype fjorden (opp mot 700 m). Tilbaketrekningen ble beregnet til 300 m/år (Mangerud 2000).

7.2 Glasial kronologi for Tveitedalen og Handeldalsdalen

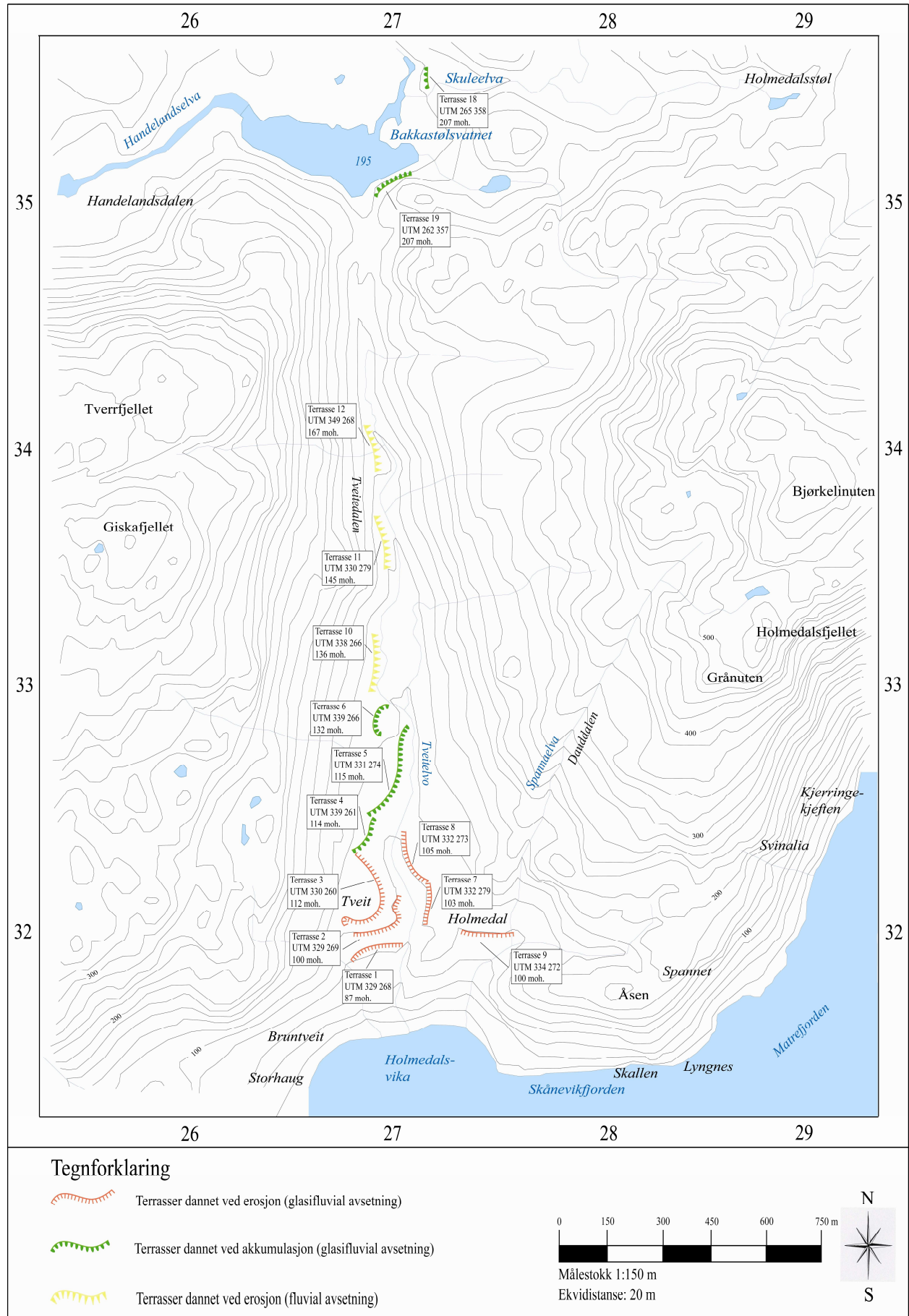
7.2.1 Drøfting av utviklingsforløpet

Tidspunktet og utviklingsforløpet under deglasiasjonen i Hardangerfjorden er omdiskutert. De betydelige akkumulasjonene av glasiale og glasifluviale sedimenter i den ytre fjorden ble tradisjonelt knyttet til Halsnøy-fasen i Yngre Dryas (f. eks. Follestad 1972, Aarseth & Mangerud 1974). Lokalt har Tveitedalen-Børghsdalen en sentral lokalisering i forhold til Skånevikfjorden-Matrefjorden, hvor isavsmeltingen under Skånevikstadiet ble antatt å være tidssynkron med Halsnøy-fasen i Hardangerfjorden (Follestad 1972) samt i forhold til en mulig samtidig lokalglasiasjon i den nordenforliggende dal-og fjellregionen; Børghsdalen, Englafjell (UTM 252 440) og Ulvanåso (UTM 284 415). Handeldalsdalen har en sentral beliggenhet nordøst for endemoreneryggen som krysser Huglo og Halsnøy (Undås 1963). Handeland og Sandvoll utgjør et aktuelt område for rekonstruksjon av en relativ og absolutt deglasiasjonskronologi med hensyn til tilførsel av smeltevann fra innlandsisdekket i Høylandssundet under deglasiasjonsforløpet etter forrige istid. En mulig lokalglasiasjon i dal-og fjellregionen; Valedalen og Horga (UTM 238 376) i nord samt Tverrfjellet (UTM 246 345) i sør, atskilt fra isdekket i sundet, bidro antakelig til en påfølgende tilførsel av smeltevann under tilbaketrekningen. I følge Follestad (1972) hadde breen i Valedalen samme utgangspunkt som breen sør i Børghsdalen, vest for Ulvanås-massivet (UTM 284 415).

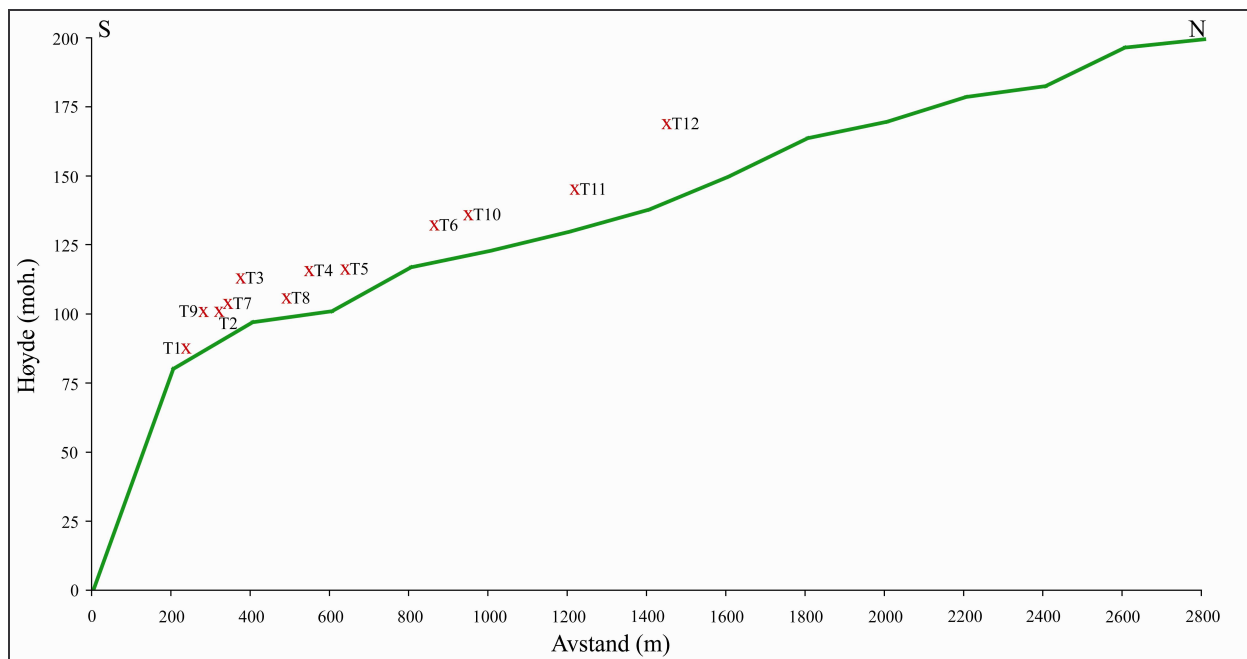
De tidligste kjente arbeidene som omhandler havnivåendringene under siste del av forrige istid og begynnelsen av Holocene i Hardangerfjorden er hovedsaklig lokale studier, basert på målinger av utvalgte terrasser og strandlinjer. Rekstad (1905) og Kaldhol (1941) foretok målinger av terrasser og strandlinjer i Vest-Norge. Terrassene i Tveitedalen ble av Kaldhol (1941) tolket til å være avsatt i en bredemt sjø i dalmunningen under isavsmeltingen etter forrige istid, mens én bre fremdeles lå i Skånevikfjorden-Matrefjorden. Tolkningen ble basert på lokaliseringen av en betydelig terrasse 117,7 moh., med utstrekning nordover dalen. Det ble antatt å være utvilsomt at nivået holdt seg på denne høyden over lengre tid. En rask avsmelting etterfulgt av en hurtig landhevning forårsaket høydeforskjellene mellom avsetningene. Det ble registrert en lavtliggende strandlinje mellom Tveit og Utåker, trolig dannet ved en senkning av

landoverflaten under kalde klimatiske forhold, i likhet med øvrige ytre strøk på Vestlandet. Terrassene i munningen av Handeldalsdalen ble av Rekstad (1905) og Kaldhol (1941) tolket til å være avsatt under en transgresjon i Høylandssundet, som følge av nedsmeltingen av isdekket i dalen og sundet sent i Yngre Dryas. Sprangene i terrassehøydene skyldtes en hurtig avsmelting av ismassene med påfølgende rask heving av landoverflaten. Det er knyttet usikkerhet til tidspunktet for dannelsen av terrassene og strandlinjen, da det ikke finnes absolutte dateringer fra lokalitetene. Tolkningene ble basert på indirekte dateringer av skjell- og planterester fra terrassene samt knyttet til terrasseform og lokalisering.

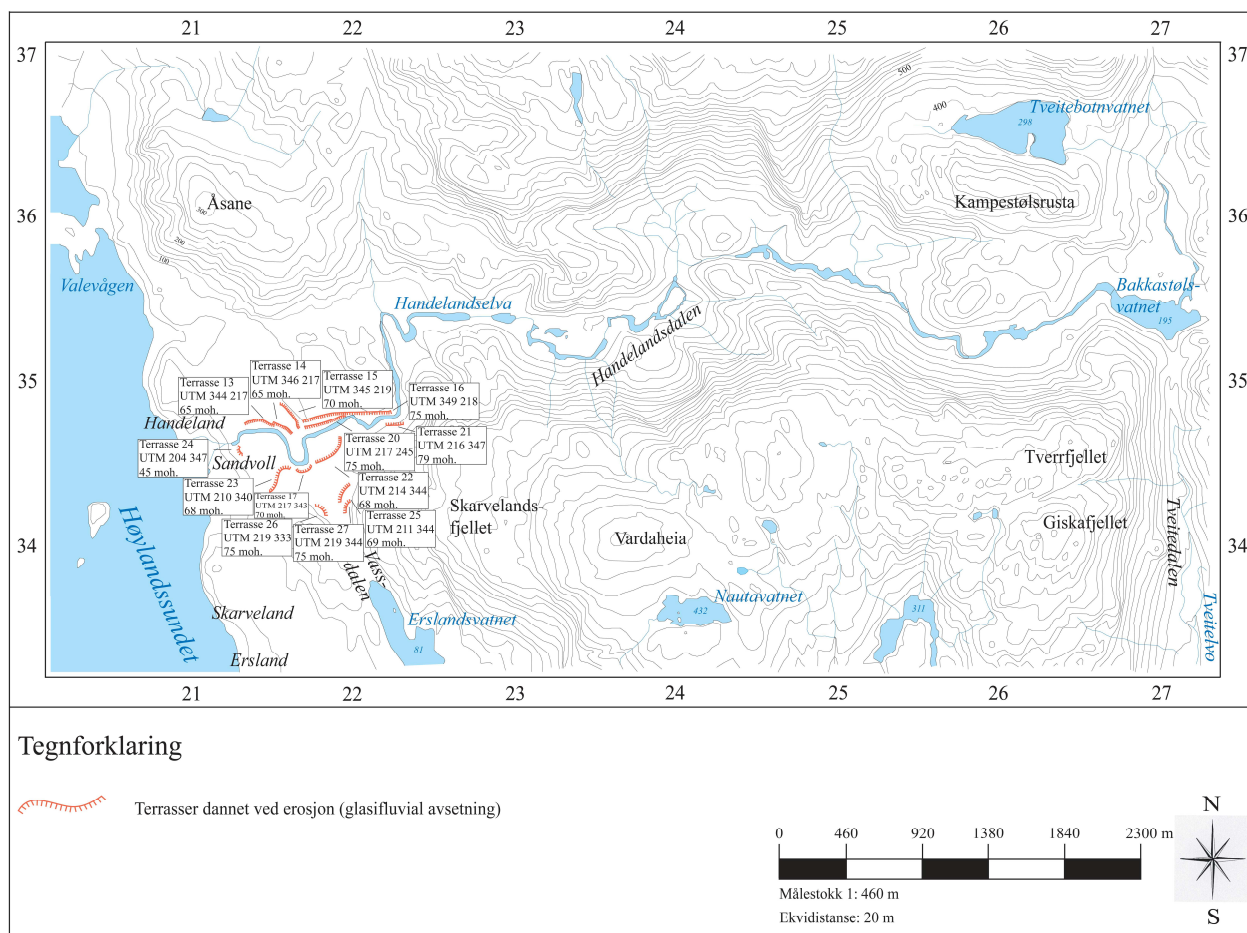
Samtlige terrasser ble av Rekstad (1905) og Kaldhold (1941) tolket til å være dannet ved akkumulasjon. Sett i forhold til egne funn, synes det at erosjon var framtredd under utformingen. På de lavereliggende terrassene; 1, 2, 3, 7, 8 og 9 (se figur 7.4, figur 7.5) i munningen av Tveitedalen er det funnet spor av tidligere elveløp og erosjonsrester. En erosjonskanal mellom Tveit og Holmedal støtter teorien. Høydeforskjellene kan skyldes en påfølgende landhevning. De parallelle terrassene; 13, 14, 16, 17, 20, 21, 22 og 23, langs Handeldselva samt terrasse 15 og 24 (se figur 7.6, figur 7.7) indikerer dannelse ved erosjon, da innlandsisdekket i Høylandssundet trakk seg tilbake og landet hevet seg. I den nordvestlige munningen av Vassdalen ligger terrasse 25, 26 og 27. Flatene er del av grustaket (UTM 218 344) på Sandvoll. Lokaliseringen uttrykker en mulig dreneringsretning for smeltevannet gjennom dalen, med akkumulasjon av glasifluviale sedimenter. Det er nærliggende å anta at randmoreneryggene (UTM 215 349, UTM 217 341) på Handeland og Sandvoll samt breen i det vestenforliggende Høylandssundet hindret at strømmen av sedimenter nådde sundet under tilbaketrekningen. På grunnlag av oppdemningen fulgte trolig et naturlig avløp gjennom Vassdalen. En forgreining av det som i dag er Handeldselva eroderte antakelig ut flatene ettersom isdekket forsvant og landet hevet seg, samtidig med dannelsen av de øvrige terrassene på Handeland og Sandvoll. En elvevifte (UTM 219 334) i dalbunnen mellom terrassene gir et uttrykk for en aktiv elveerosjon. En sammenligning av egne og tidligere høydemålinger fra Tveit, Holmedal, Bakkastølsvatnet (UTM 268 354), Handeland og Sandvoll (se tabell 7.1) uttrykker klare forskjeller, som kan skyldes en tidligere ufullstendig kartlegging.



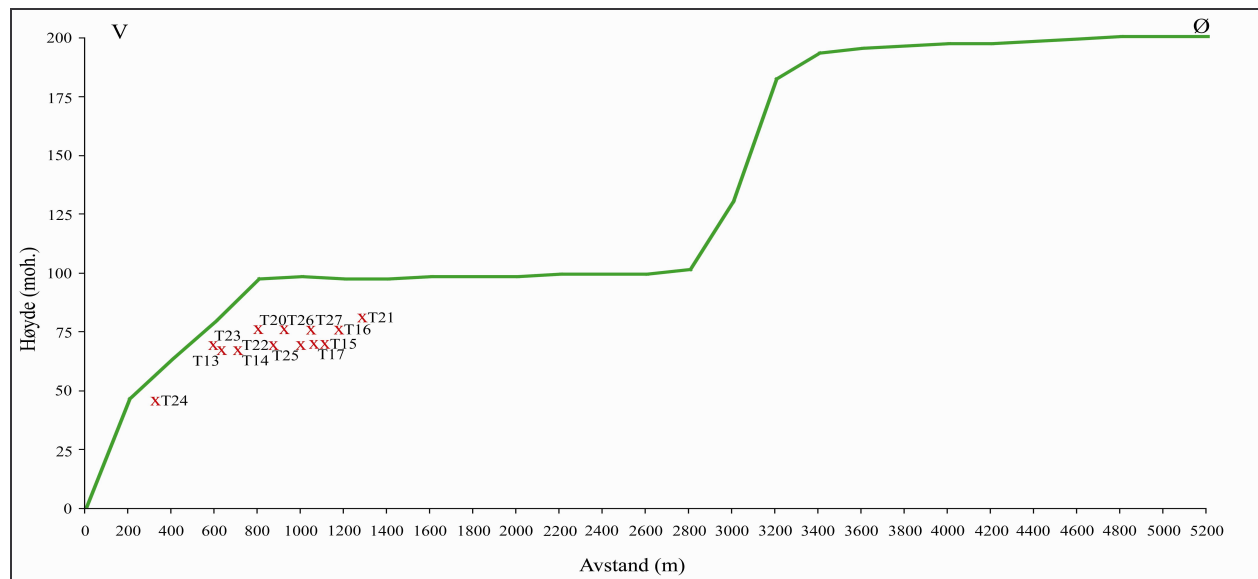
Figur 7.4 Lokalisering av terrassene i Tveitedalen.



Figur 7.5 Lengdeprofil av Tveitedalen med markering av terrassene i forhold til dagens havnivå. X markerer beliggenheten av terrassene. 0 er dagens havnivå.



Figur 7.6 Lokalisering av terrassene i Handeldalsdalen.



Figur 7.7 Lengdeprofil av Handeldalsdalen med markering av terrassene i forhold til dagens havnivå. X markerer beliggenheten av terrassene. 0 er dagens havnivå.

Langs Høylandssundet registrerte Undås (1963) randavsetninger på Handeland og Sandvoll, som ble tolket til å være en felles morenerygg, avsatt av en lokal bre i sundet og en lokal bre øst i Handeldalsdalen. Tolkningene ble basert på en antagelse om at terrassene øst for randmoreneryggen (UTM 215 349) på Handeland viste en høyere marin grense enn terrassene i vest. Breen i sundet smeltet derfor bort fra randmoreneryggen (UTM 215 349) først og landet hevet seg før sjøen nådde østsiden. Randmoreneryggene (UTM 215 349, UTM 217 341, UTM 217 336, UTM 219 330) langs den østlige-sørøstlige randen av Høylandssundet er her tolket til å være avsatt under framrykket av et innlandsisdekke i sundet under forrige istid, basert på lokaliseringen og den jevne høydefordelingen. Samtidig indikerer et dekke av bunnmorenemateriale langs sundet utstrekningen av isdekket. Det er ikke registrert indikasjoner på en brearm gjennom Handeldalsdalen som kan støtte Undås' (1963) teori.

Et av de mest omfattende arbeidene knyttet til deglasiasjonsforløpet, med hovedvekt på Folgefonnhalvøya, ble utført av Follestad (1972). Nedsmeltingen av breen i Tveitedalen startet i følge Follestad (1972) som følge av en senkning av breoverflaten i Matrefjorden, som kuttet istilførselen til Tveitedalen. Teoriene blir støttet av funn gjort av Mangerud (1970), Aarseth & Mangerud (1974), Holtedahl (1967, 1975), Andersen (1980) samt Hamborg & Mangerud (1981), der pollendata fra Bergen indikerte en sterk oppvarming nær overgangen mellom Yngre Dryas og Preboreal, noe som førte til en rask tilbaketrekning av isgrensene.

Under kartleggingen av isavsmeltingsforløpet, registrerte Follestad (1972) betydelige avsetninger av morenemateriale, med terrasser i fem nivåer (se tabell 7.1), gjennomskåret av en erosjonskanal i den nedre, sørlige del av Tveitedalen. Avsetningene ble trolig dannet i et lokalt

basseng demmet opp av en bre i Skånevikfjorden-Matrefjorden i forbindelse med en mulig glasifluvial drenering fra det nordenforliggende området; Børgsdalen og Bakkastølen. Tolkningene ble foretatt på grunnlag av terrassenes skarpe erosjonskanter mot fjorden og stigende høyde mot nord, som tyder på at erosjonsbasis ikke var betinget av marin grense. Erosjonskanalen ble dannet etter at fjordbreen smeltet ned. Lokaliseringen av smeltevannsførmene gir et uttrykk for breens bevegelsesretning. Formen samt høydeforskjellene på terrassene gir en indikasjon på avsetningsmiljøet, med store mengder smeltevann og sedimenter. Det glasifluviale materialet bygde antakelig opp de høyestliggende terrassene; 4, 5, 6, med påfølgende landhevning og tilbaketrekning av breen i fjorden, da de lavestliggende terrassene; 1, 2, 3, 7, 8 og 9 ble erodert ut.

Tabell 7.1 Sammenligning av terrassenivåer på Tveit, Holmedal, Bakkastølsvatnet (UTM 268 354), Handeland og Sandvoll.

Terrasser: Tveit/Holmedal	Egne målinger	Rekstad (1905)	Kaldhol (1941)	Follestad (1972)
1 (UTM 269 327)	87 moh.	80 moh.		78 moh.
2 (UTM 270 328)	100 moh.	80 moh.		78 moh.
3 (UTM 270 329)	112 moh.	115 moh.	84,2 moh.	118 moh.
4 (UTM 269 330)	114 moh.		89,3 moh.	
5 (UTM 271 333)	115 moh.		117,7 moh.	123 moh.
6 (UTM 269 335)	132 moh.			
7 (UTM 272 328)	103 moh.			105 moh.
8 (UTM 271 330)	105 moh.			105 moh.
9 (UTM 273 327)	100 moh.			101 moh.
10 (UTM 269 337)	136 moh.			132 moh.
11 (UTM 271 340)	145 moh.			145 moh.
12 (UTM 270 343)	167 moh.			170 moh.
Terrasser: Bakkastølsvatnet				
18 (UTM 271 355)				207 moh.
19 (UTM 262 352)				207 moh.
Terrasser: Handeland/Sandvoll				
13 (UTM 214 347)	65 moh.	60 moh.		71 moh.
14 (UTM 215 346)	65 moh.	83 moh.	50,1 moh.	75 moh.
15 (UTM 216 347)	70 moh.	95 moh.	89,0 moh.	74 moh.
16 (UTM 219 347)	75 moh.			74 moh.
17 (UTM 217 344)	70 moh.			68 moh.
20 (UTM 218 247)				75 moh.
21 (UTM 222 347)				79 moh.
22 (UTM 218 345)				68 moh.
23 (UTM 215 343)				68 moh.
24 (UTM 213 345)				45 moh.
25 (UTM 219 342)				69 moh.
26 (UTM 218 341)				75 moh.
27 (UTM 219 341)				75 moh.

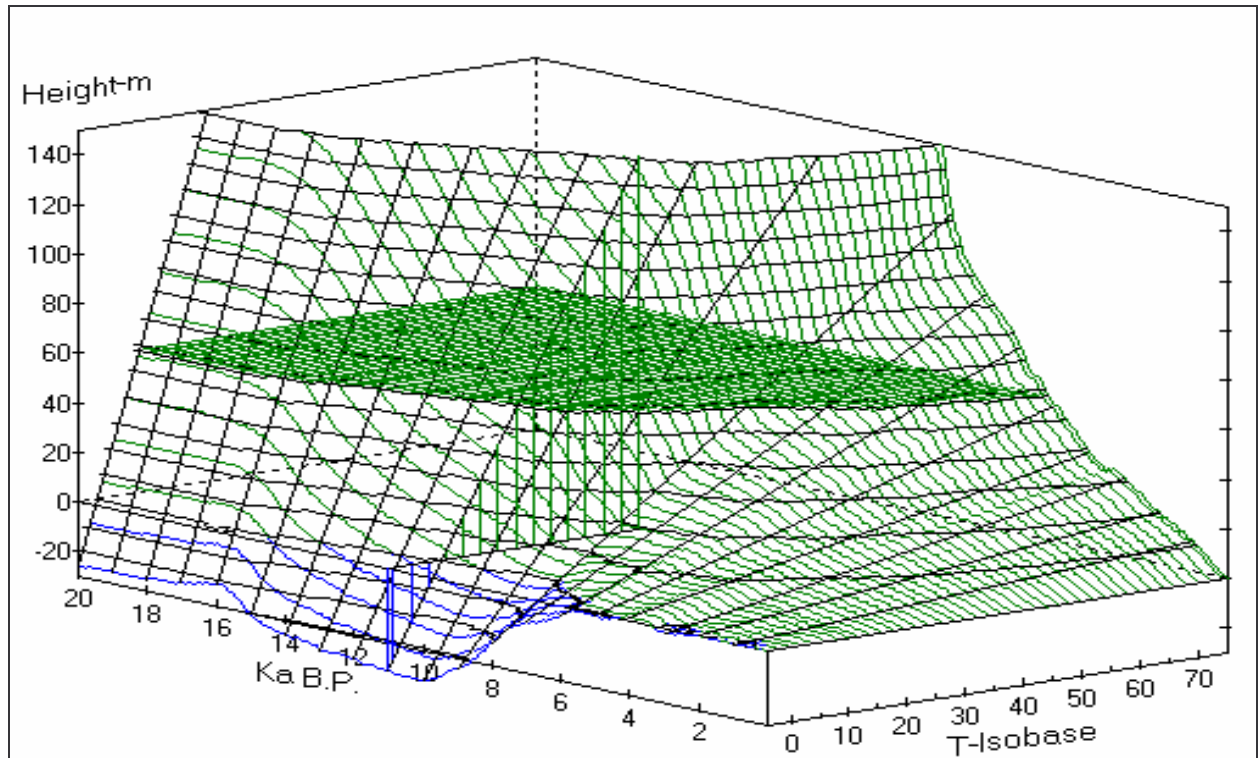
På Handeland og Sandvoll registrerte Follestad (1972) terrasser i syv nivåer (se tabell 7.1). De høyestliggende flatene indikerte at det ytre av Handelandsdalen øst for lateralmoreneryggen (UTM 215 349) på Handeland, var fylt med løsmasser under avsmeltingen av en bre i

Handeldalsdalen. Ettersom isdekkene forsvant og landet hevet seg, ble sedimentene erodert ut av Handeldalselva. Lokaliseringen av randmoreneryggen (UTM 215 349) på Handeland viste at brearmen ikke nådde fjordforgreiningen etter den maksimale utbredelsen av Hardangerfjord-breen. Ryggen indikerte at fronten av den lokale dalbreen kort tid etter eller i løpet av fasen var lokalisert i øst. Tilbaketrekningen av breen i Handeldalsdalen startet trolig under maksimum av framrykket i Høylandssundet. Årsakene til forskjellene i tidspunktet for isavsmeltingen var trolig et mer lokalt utviklingsforløp, med isdekker atskilt fra innlandsisen. Nedsmeltingen av isdekkene og den påfølgende transgresjonen i hovedfjorden og sidefjordene- og dalene var antakelig ikke synkron. Breer var sannsynligvis lokalisert i de omkringliggende områdene etter at innlandsisen i Hardangerfjorden forsvant.

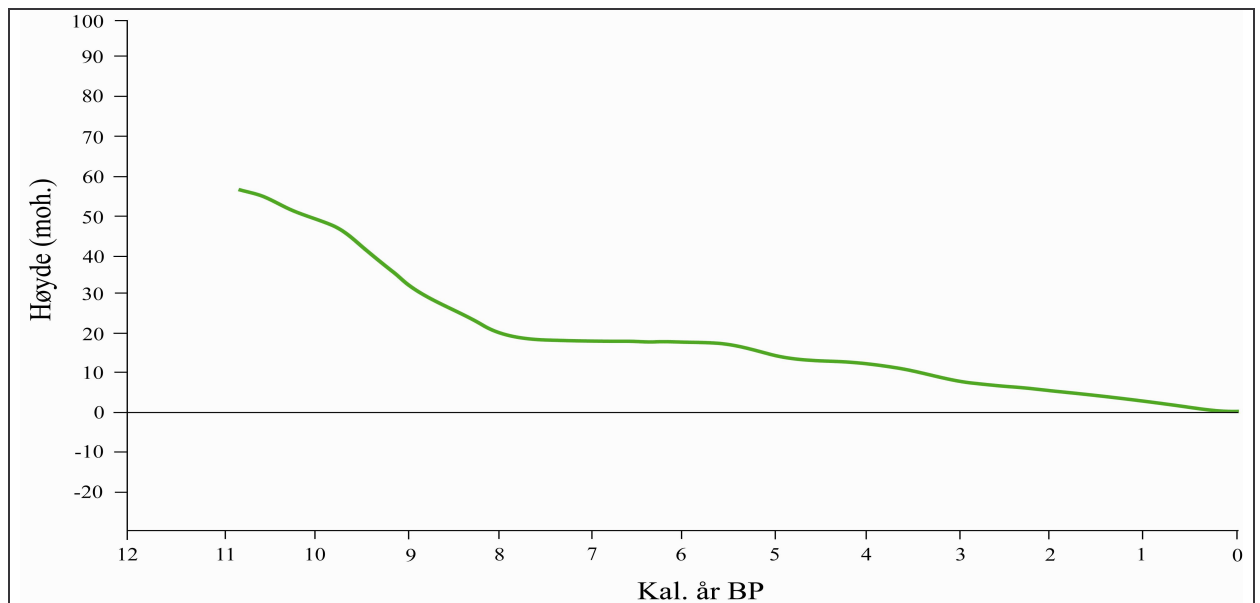
På grunnlag av målinger foretatt av samtidige marine avsetninger på Skånevik, Eik og Onarheim, konstruerte Follestad (1972) et strandlinjediagram for området mellom Ølve i nordvest og Skånevik i sørøst. Da de målte terrassene var av omtrent samme høyde og lå innenfor det området som i følge den etablerte teorien var dekket av Hardangerfjord-breen mot slutten av forrige istid, ble de antatt å indikere et synkront havnivå i en tidlig fase av isens tilbaketrekning. De høyeste terrassene i Tveitedalen er lokalisert 20-30 m over isobasene, forklart ut fra den mulige isdemningen i Skånevikfjorden. Da det er lite å bygge på med hensyn til marin grense i området samt at forholdene i de nærliggende strøkene er lite kjent, medfører dette en betydelig usikkerhet ved fastsetting av isobaseretning og strandlinjegradienter. Korrelasjoner over lengre avstander kan gi et uriktig uttrykk for hendelsesforløpet, da det sannsynligvis var atskilte breer lokalisert i sidedalene- og fjordene, som ikke nødvendigvis hadde en synkron tilbaketrekning.

Holtedahl (1975) og Hamborg (1983) utledet ved framstilling av strandlinjediagrammer, basert på egne data og tidligere resultater, et forslag til fastsetting av marin grense under deglasiasjonen i Hardangerfjorden. Breen i fjorden ble tolket til å ha trukket seg svært raskt tilbake i Preboreal, mens breer med kalvingsfronter mot fjorden, fremdeles fylte sidedalene, herunder Tveitedalen. Da dalbreene kort tid etter trakk seg tilbake, ble terrasser og glasifluviale deltaer bygd opp til datidens havnivå (Holtedahl 1975, Hamborg 1983). Terrassene og de hevede strandlinjene langs Hardangerfjorden er dårlig utviklet og forekomstene er spredte. Korrelasjoner over større avstander, fra det indre til det ytre av fjorden, gjør det dermed vanskeligere å bestemme synkroniteten. Da det trolig var tilstedeværelse av flere lokale dalbreer foruten hovedbreen i fjorden, kan mulige tidsvariasjoner ha forekommet, som følge av ulike tidspunkt for tilbaketrekning. Mangelen på dateringsmuligheter gir dannelsen av de glasifluviale avsetningene et upresist tidsperspektiv.

Ved å bruke programmet Sealevel 32, utviklet av Møller (1998), er det framstilt en tredimensjonal presentasjon av havnivåhistorien (se figur 7.8) samt en lokal havnivåforskyvningskurve (se figur 7.9), som viser den antatte høyden av havnivået mot slutten av forrige istid, 11000 kal. år BP, og fram til i dag, ut fra en kombinasjon av høyde, alder og geografisk lokalisering for Tveitedalen og Handelandsdalen. Sealevel 32 er et interaktivt dataprogram for utarbeiding av havoverflatemodeller innen Fennoskandia i tid og rom, basert på forholdet mellom strandlinjer samt overflateanalyse knyttet til radiokarbondaterte strandnivåindikatorer. Strandforskyvningskurven for studieområdet uttrykker at havnivået etter isavsmeltingen, ved overgangen mellom Yngre Dryas og Preboreal; 11000 kal. år BP nådde en maksimal høyde på 58 moh., med en påfølgende senkning til ca. 50 moh. rundt 10000 kal. år BP. Havnivået er antatt å ha lagt på 32 moh. omkring 9000 kal. år BP. Den kraftige senkningen av havnivået er satt i sammenheng med en hevning av landet etter at isdekkene trakk seg tilbake. Sett i forhold til målinger av terrassene i studieområdet (se tabell 7.1) samt fastsettelsen av marin grense, er det betydelige forskjeller i antydningen av havnivået. Den lavest målte terrassen og antatt marin grense i Tveitedalen er målt til 87 moh. I Handelandsdalen har terrassehøydene en fordeling på 45-79 moh., med en anslått marin grense på 75 moh. Avvikene kan ha med distanse å gjøre, da sammenligning over lengre strekninger, som i Sealevel 32, kun gir et uttrykk for det gjennomsnittlige, relative havnivået, og ikke spesifikt for studieområdet. Samtidig kan avsetningen av terrassene i en bredemt sjø i munningen av Tveitedalen ha hatt betydning for høyden. Nivåene ble trolig høyere enn ved avsetning opp til datidens havnivå.



Figur 7.8 Tredimensjonal presentasjon av havnivåhistorien for Tveitedalen og Handlandsdalen (etter Møller 1998). Det maksimale havnivået (58 moh.) etter deglasiasjonen er markert.



Figur 7.9 Lokal strandforsyvningskurve for Tveitedalen og Handlandsdalen (etter Møller 1998).

I kontrast til tidligere antagelser om en deglasiasjon i Hardangerfjorden i Yngre Dryas, lanserte Anundsen (1985) en teori om en mulig transgresjon, "Yngre Dryas-transgresjonen", på ytterkysten av Vest-Norge, fra Eigerøya i sør til Bergen i nord, som kulminerte sent i Yngre Dryas. Transgresjonen nådde maksimal høyde, 12-15 m, i midten av Yngre Dryas. Bevis for transgresjonen ble hentet fra sedimentkjerner i innsjøbassenger lokalisert på Sotra, Yrkje, Bømlø, Jæren og Eigerøya. Sørvestkysten av Norge ble antatt å være isfri før 15500 ¹⁴C år BP.

Helle et al. (1997, 2000), Helle (2004), Bakke (1999) og Bakke et al. (2000b) argumenterte for en tilsvarende transgresjon i den indre Hardangerfjorden, basert på konstruksjon av en strandforskyvningskurve for sen-Weichsel og tidlig-Holocene. Det ble skilt mellom strandlinjer dannet under transgresjonen, dokumentert til å ligge høyere enn andre sen-glasiiale, hevede strandlinjer, og deglasiasjonsstrandlinjer, utviklet før transgresjonen, lokalisert betydelig under det maksimale havnivået. Transgresjonen ble tolket som en indikasjon på en tidligere deglasiasjon, trolig i Allerød, i den indre delen av Hardangerfjorden. I Yngre Dryas var det dermed en åpen, isfri korridor fra kysten til det indre av fjorden. Bakgrunnen for teorien var en antatt markert heving av landmassen i Vest-Norge tidlig i Holocene. Ulik grad av heving var trolig årsaken til høydeforskjellen mellom terrassene. Graden av heving reduserte sannsynligheten for en marin transgresjon i indre Hardanger tidlig i Holocene. Transgresjonen fant trolig sted i en glasi-isostatisk rolig periode i Yngre Dryas. Innover i landet, langs fjordene i Vest-Norge, ble det registrert hevede marine avsetninger. Avsetningene bærer preg av en betydelig landhevning etter deglasiasjonen. Transgresjonen ble antatt å ha kulminert i Yngre Dryas. I løpet av Allerød trakk randen av isdekket i Vest-Norge seg flere titalls kilometer innover land. Hardangerfjorden lå trolig isfri i perioden, med isolerte iskupler i kystfjellene (Anundsen 1985, Helle et al. 1997, 2000, Helle 2004).

Folgefonna står sentralt i denne sammenhengen. Dersom et breframrykk fant sted i Yngre Dryas, må det ha bidratt med en betydelig mengde breis for å fylle Hardangerfjorden. Bakke (1999) framsatte alternative forslag til isutbredelse langs Hardangerfjorden i Yngre Dryas samt alderen på endemorenergyggen over Huglo og Halsnøy. Den antatte randen av det skandinaviske isdekket ved Halsnøy er usammenhengende kartlagt. Da det var flere kalde episoder mot slutten av forrige istid, er det trolig at endemorenergyggen ble avsatt i Eldre Dryas. Det ble utledet at det kan ha vært tilførsel av is fra Hardangervidda, Vossafjellene, Kvamskogen, Hålandsdalen, deler av Folgefonnhalvøya samt Ulvanåso (UTM 284 415) og andre områder sørvest for Søndre Folgefonna. Det lokale isdekket på den sørvestlige Folgefonnhalvøya kan ha avsatt Halsnøy-morenergyggen under Yngre Dryas. Det ble ikke registrert indikasjoner på tilførsel av is fra Nordre Folgefonna til Hardangerfjorden i perioden. Det maksimale framrykket av breen ved Os, nord for den ytre Hardangerfjorden, i Yngre Dryas ble av Bondevik & Mangerud (2002) datert til 11700-11600 kal. år BP. Dateringen gir en indikasjon på at det ble dannet lite breis på Nordre Folgefonna i perioden. Dannelsen av breis i de omkringliggende fjellene og plataene var trolig ikke tilstrekkelig til å fylle Hardangerfjorden. Opplysningene styrker teorien om en endelig nedsmelting av isdekket i Allerød eller tidligere. En temperaturrekonstruksjon fra Drebrekke, nord for Nordre Folgefonna, viser at ingen periode etter overgangen mellom Yngre Dryas og

Holocene hadde en gjennomsnittlig ablasjonstemperatur lavere enn 9-10 °C på den rekonstruerte TP-ELA. Temperaturen er mer enn 4 °C høyere enn ved noen ELA i Sør-Norge i dag. Økningen i den regionale vinternedbøren var ikke tilstrekkelig til å kompensere for de høye sommertemperaturene i tidlig-Holocene (Bakke et al. 2005a).

I følge Mangerud (2000) ga dateringene benyttet av Helle et al. (1997, 2000) ingen klar indikasjon på Allerød eller Yngre Dryas, da de lå på et ¹⁴C-platå. Muligheten var til stede for at de var av Preboreal alder. Samtidig var randmoreneryggen over Huglo og Halsnøy, som tradisjonelt ble regnet for å representere oppholdslinjen for breen i Hardangerfjorden under forrige istid, datert til Yngre Dryas (Holtedahl 1967). Korrelasjonene ble foretatt over betydelige avstander samt innen svært forskjellige miljøer; ytterkysten og det indre av en fjord, noe som gjør det usikkert om det var en sammenheng. Da det trolig var flere atskilte isdekker i de aktuelle områdene, vil ikke nødvendigvis isavsmeltingen og transgresjonen ha funnet sted synkront i tid.

7.2.2 Forslag til utviklingsforløp

I følge den etablerte teorien (f. eks. Follestad 1972, Holtedahl 1975) fant tilbaketrekningen av breen i Hardangerfjorden sted i løpet av to separate faser i sen-glacial tid. Den innledende tilbaketrekningen fant sted i Allerød, ved at breen trakk seg tilbake fra den ytre Hardangerfjorden. De eldste dateringene som vitner om isfrie forhold i perioden er av skjellfragmenter fra Valen og Ølve, på henholdsvis 11470 +/- 180 år BP og 11230 +/- 180 år BP. Et påfølgende framrykk av breen i Yngre Dryas resulterte i endemoreneryggen over Huglo og Halsnøy (Holtedahl 1967, 1975, Aarseth 1971). Dateringer knyttet til den endelige nedsmeltingen av breen i Hardangerfjorden i Preboreal er av skjellfragmenter fra Onarheim, med en alder på 9940 +/- 160 år BP samt organisk materiale fra Bu, i den indre Hardangerfjorden, som viste en alder på 9720 +/- 330 år BP. I Eidfjord ga en datering av en einergren på 9680 +/- 90 år BP en indikasjon på isfrie forhold (Anundsen 1964, Holtedahl 1967, Rye 1970).

I den nordlige Børgsdalen er det registrert et mindre breframrykk (se figur 5.3). Fallet i høyde fra sør mot nord indikerer en bevegelsesretning mot nord. Endemoreneryggen (UTM 270 407) på tvers av dalmunningen markerer trolig den maksimale utstrekningen av framstøtet. Det er lagt vekt på den rekonstruerte breen sør for Fagerdalsskardet (UTM 267 413) (se figur 5.3) i Børgsdalen. Randavsetninger i den østlige dalsiden og ved Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) i sør gir en indikasjon på breens bevegelsesretning samt den maksimale utstrekningen.

Tilbaketrekningen av de lokale breene startet antakelig som følge av en klimaforbedring ved overgangen fra Yngre Dryas til Preboreal. Samtidig var en minkende tilførsel av is fra en mulig

lokal bre i det østenforliggende fjordområdet; Matrefjorden, en medvirkende faktor. Framrykkene er tolket til å være synkrone med Halsnøy-fasen, basert på tidligere dateringer av randavsetninger (f. eks. Follestad 1972). I en studie gjennomført av Bakke et al. (2005a) på Nordre Folgefonna ble det registrert en markert endemorenergygg fra et breframstøt datert til den midtre/sene delen av Yngre Dryas ved Vetlavatn. De øvrige sedimentologiske undersøkelsene viste en litostratigrafi med fravær av breer etter 12500 kal. år BP. Resultatene støttes av tidligere teorier om isavsmelting i Hardangerfjorden senest i Allerød (f. eks. Helle et al. 1997, Helle 2004).

Det er foretatt en rekonstruksjon av vinternedbøren i studieområdet (se figur 7.10, Vedlegg 7), på grunnlag av et etablert forhold mellom ELA, vinternedbør og sommertemperatur, "Liestøllikningen" (Liestøl 1967, Sissons 1979, Sutherland 1984);

$$A = 0,915 e^{0,339t} (r^2 = 0,989, P < 0,0001)$$

A er vannekvivalentene (m).

t er temperatur i °C.

r^2 er korrelasjonskoeffesienten

P er et mål for sannsynlighet

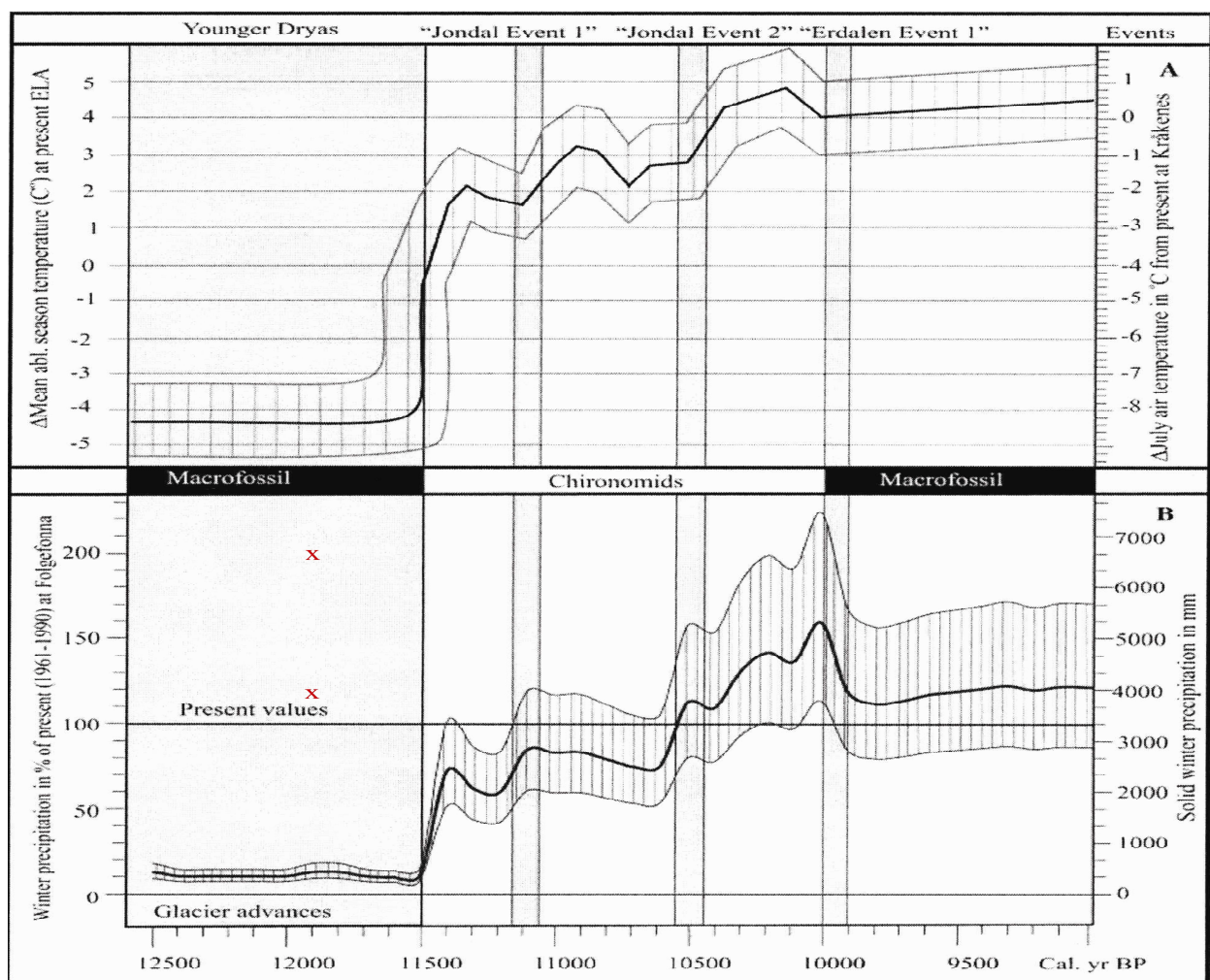
På bakgrunn av undersøkelser av nåværende norske breer i ulike maritime til kontinentale klimatiske regimer, ble det etablert et eksponentielt forhold mellom den gjennomsnittlige ablasjonssesong-temperaturen og vinternedbøren ved likevektslinjen. Metoden antyder at dersom enten vinternedbøren eller ablasjonssesong-temperaturen er kjent, kan den andre faktoren bli regnet ut (Sissons 1979, Sutherland 1984, Dahl & Nesje 1996). Reaksjonstiden på breene utgjør en mulig feilkilde, da det kan forekomme forsinkelser fra den klimatiske endringen inntraff til reaksjonen i brefronten kom til uttrykk. Samtidig vil den framherskende vindretningen være av betydning, spesielt for botnbreer og dalbreer, hvor det blir akkumulert vindblåst snø (Lowe & Walker 1997).

Utgangspunktet for rekonstruksjonen er breframrykket i den nordlige Børgsdalen, med en TPW-ELA på 490 moh., og breframrykket i den sørlige Børgsdalen, med en TPW-ELA på 251 moh. Framstøtene er på bakgrunn av randavsetningene datert til 11900 kal. år BP (f. eks. Follestad 1972). Dagens ELA på Søndre Folgefonna ligger på 1290 moh. (Østrem et al. 1988). Den rekonstruerte julitemperaturen fra Vestre Øykjamyrtjørn (se figur 7.11 B) (Bjune et al. 2005) er benyttet som en uavhengig prokxy for sommertemperaturen til å kalkulere vinternedbøren. En forutsetning for utregningen av vinternedbør er å korrigere de rekonstruerte likevektslinjene for

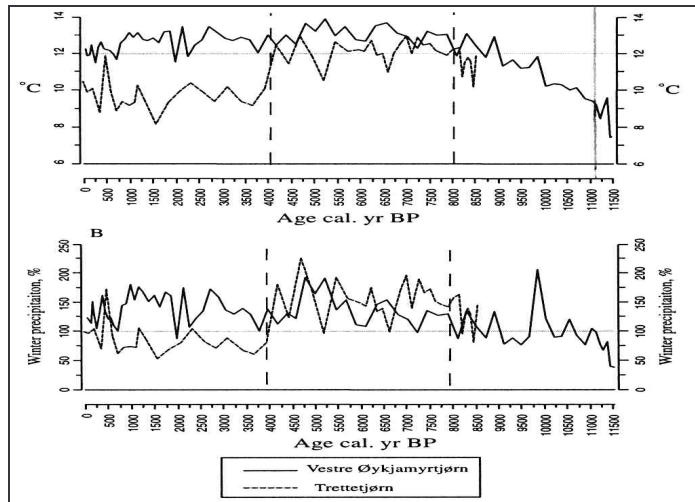
landhevning i det aktuelle tidsrommet (se tabell 7.2). Høydeforskjellen er av betydning for temperaturen, da 100 m i utgangspunktet utgjør en forskjell på 0,6 °C på den adiabatisk lapseraten. Likevektslinjene er her korrelert for landhevning med resultater fra programmet Sealevel 32 (Møller 1998) (se figur 7.9).

Tabell 7.2 Likevektslinjer korrigert for landhevning.

Lokalitet	Aldersestimat (kal. år BP)	TPW-ELA (moh.)	Landhevning (moh.)	Korrigert likevektslinje (senkning i forhold til dagens verdier)
Den nordlige Børgsdalen	11900	490	58	432 (858)
Den sørlige Børgsdalen	11900	251	58	193 (1097)



Figur 7.10 Variasjoner i vintervedbør i Holocene på Nordre Folgefonna, basert på variasjoner av ELA. Den midtre kurven uttrykker de gjennomsnittlige verdiene (etter Bakke et al. 2005a). Egne utregninger av vintervedbøren er markert med kryss.



Figur 7.11 A. Rekonstruert vinternedbør fra Nordre Folgefonna, basert på (B). Vinternedbøren er uttrykt som prosent av normalen fra 1961-1990. B. Rekonstruert julitemperatur fra Vestre Øykjamyrtjønn (etter Bjune et al. 2005).

De frambrakte resultatene (se tabell 7.3) viser at vinternedbøren ved breen i den nordlige Børgsdalen lå på 5590 mm; 120 % av dagens nedbørsmengde (100 %) rundt 11900 kal. år BP. Temperaturen ved likevektslinjen lå på 5,3 °C. Ved breen sør i Børgsdalen lå vinternedbøren på 9460 mm; 200 % av dagens verdier (100 %) omkring 11900 kal. år BP. Temperaturen på likevektslinjen var 6,8 °C. Verdiene for Nordre Folgefonna i samme periode uttrykte en variasjon mellom 9 % og 19 % i forhold til dagens vinternedbør (100 %). Klimaet ble tolket som kaldt og tørt (Bakke et al. 2005a).

Tabell 7.3 Nedbørsdata fra de rekonstruerte breene.

Lokalitet	Aldersestimert	Korrigert TPW-ELA	Temperatur ved ELA (°C)	Nedbør ved ELA (mm)	Prosent av i dag (100 %)
Den nordlige Børgsdalen	11900	432	5,3	5590	120
Den sørlige Børgsdalen	11900	193	6,8	9460	200

For Yngre Dryas er den korrigerte TPW-ELA for breen nord i Børgsdalen vurdert til 432 moh. Dette gir en senkning av TPW-ELA på 858 m sammenlignet med dagens verdier på Søndre Folgefonna. I den sørlige Børgsdalen lå den korrigerte TPW-ELA på 193 moh., med en senkning av TPW-ELA på 1097 m. TP-ELA på Nordre Folgefonna under samme tidsrom lå på 1210 moh. Her ble effekten av lèsideakkumulasjon av vinddrevet snø utelatt (Bakke et al. 2005a). Differansen i likevektslinjene kan være et uttrykk for forskjeller i reaksjonsmønsteret. Det er trolig at de betydelig høyere verdiene av vinternedbør i Børgsdalen var drivkraften bak breframrykket, med brevariasjoner styrt av nedbør. På Nordre Folgefonna ble det dokumentert at det fant sted en overgang fra breframstøt styrt av sommertemperatur til breframstøt betinget av vinternedbør. Mengden av vinternedbør på Nordre Folgefonna antyder en svært begrenset dannelse av breis (Bakke et al. 2005a). Da Børgsdalen og Nordre Folgefonna er lokalisert

atskilt; nordøst og sørvest på Folgefonnhalvøya, kan ulikhetene i mengden nedbør forklares ut fra en klimagradiant. Det var trolig et mer fuktig klima, med mer nedbør på den sørvestligste delen av halvøya i Yngre Dryas.

En alternativ forklaring på den markerte forskjellen mellom mengden av vinternedbør og høyden på ELA på Nordre Folgefonna og i den nordlige og sørlige Børgsdalen er at tilførsel av snø gjennom vindtransport og skredaktivitet bidro antakelig til den betydelige snømengden. De rekonstruerte breene i studieområdet er lokalisert til daler, og er ikke omgitt av fjellplatåer. Vinternedbør i form av snø ble trolig ikke liggende på de spisse fjelltoppene, men akkumulert på breene i dalene. Samtidig fant det trolig sted en betydelig snøskredaktivitet i de bratte dalsidene opp mot Ulvanåso (UTM 284 415) i øst og Englafjell (UTM 252 440) i vest.

Isdekket i dalen var antakelig lokalt, atskilt fra eventuelle isdekker i de omkringliggende dalene og fjordene samt fra innlandsisen i Hardangerfjorden, begrunnet ut fra lokaliseringen av forvittringsdekker på toppen av Ulvanåso (UTM 284 415), Englafjell (UTM 252 440) og Mjelkhaug (UTM 231 406) (Follestad 1972, Holtedahl 1975). Det er derfor ikke grunn til å anta at isdekket bidro til å fylle Hardangerfjorden i Yngre Dryas, noe som støtter teorien om et mindre isdekke i Hardanger-regionen i perioden tidligere enn antatt (f. eks. Helle et al. 1997, Bakke et al. 2005a).

De rekonstruerte breene i Børgsdalen viser en markert mindre utstrekning enn tidligere rekonstruksjoner (se figur 7.3). Rekonstruksjonen av likevektslinjen på breen i den nordlige Børgsdalen kan regnes for å være usikker, da det kun er lokalisert en randavsetning som trolig ble dannet i forbindelse med breframrykket. Høyden på isdekket er basert på en tolkning av topografien, noe som gir et minimumsestimat for breens utstrekning. Dersom isdekket eventuelt var tykkere, som i henhold til den tradisjonelle tolkningen (f. eks. Follestad 1972), må likevektslinjen ha vært mer senket for å få dannet en bre. Utstrekningen av breframstøtet sør i Børgsdalen er relativt godt dokumentert, da randavsetninger er benyttet til å utlede størrelsen på breen. Det er sannsynlig at samtlige rygger ble avsatt under det samme framrykket.

I dette studiet er utviklingsforløpet forsøkt tidfestet ved at lakustrine sedimenter fra et brenært innsjøbasseng, Erslandsvatnet (UTM 224 332), er datert. På Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland er det lokalisert randavsetninger av omtrentlig samme høyde, tolket til å være avsatt av et innlandsisdekke i Høylandssundet. Bunndateringen av kjernen på 9860 +/- 75 ¹⁴C år BP (11336-11177 kal. år BP) antyder en minimumsalder for breframrykket som trolig avsatte randavsetningene. Enheten, bestående av gytje, samt tidligere utredelser om de klimatiske

forholdene i perioden utelukker glasial drenering inn i innsjøen på dette tidspunktet. Sedimentene ble trolig avsatt som følge av paraglasial aktivitet, med utvasking av materiale fra det seneste breframrykket. Dateringene faller inn under perioden tidlig-Holocene (11500 kal. år BP), en fase da vegetasjonen innledningsvis var dominert av busker. Julitemperaturen lå på 7,5 °C omkring 11500 kal. år BP og økte til 9,5 °C omkring 11100 kal. år BP. Den antatte vinternedbøren økte fra 37 % av dagens verdier (100 %) ved 11500 kal. år BP til 87 % av dagens mengde (100 %) ved 11100 kal. år BP (Bjune et al. 2005). Ryggene er antatt å være avsatt på et tidligere tidspunkt enn utformingen av terrassene på Handeland og Sandvoll. Under nedsmeltingen av breen i sundet medførte lokaliseringen av ryggene samt breen i sundet trolig en oppdemning av smeltevannet i munningen av Handelandsdalen. Smeltevannet ble frigjort da breen forsvant. Erosjonsbasis ble senket og Handelandselva eroderte antakelig ut terrassene. Det er nærliggende å knytte det mulige breframstøtet opp mot det senest registrerte breframrykket i regionen. Etter tradisjonell oppfatning (f. eks. Holtedahl 1967, 1975, Follestad 1972) var Hardangerfjorden dekket av is ut til Halsnøy i Yngre Dryas. Dateringene av et leire-og siltlag antyder en lengre fase med utrasning av løsmasser til Erslandsvatnet (UTM 224 332) mellom 9770 +/- 65 ¹⁴C år BP (11231-11135 kal. år BP) og 9510 +/- 65 ¹⁴C år BP (11065-10603 kal. år BP). Sedimentene er trolig rester fra den forrige glasielle fasen. Tidsperspektivet gir et uttrykk for at episoden var synkron med PBO (Preboreal Oscillation), en klimatisk ustabil periode, knyttet opp mot hendelsesforløpet i Yngre Dryas, på 50-250 år, med framrykk av breene på den nordlige halvkule. Breekspansjonen ble ansett som et resultat av at en økt tilførsel av smeltevann til Nord-Atlanteren fra nedsmeltingen av det Laurentiske isdekket reduserte varmesirkulasjonen i havet og forårsaket en klimatisk avkjøling. En klimatisk oppvarming ved overgangen til Preboreal utløste nedsmeltingen av det Laurentiske isdekket. Samtidig var tilførselen av solenergi lav, noe som medførte lavere sommertemperaturer (f. eks. Björck et al. 1997, Hald & Hagen 1998). Klimaendringen hadde en markert effekt på klimaet langs vestkysten av Norge samt for de maritime breene, som Nordre Folgefonna. Det nærmeste kjente breframrykket i forhold til studieområdet under PBO er Jondal Event 1 på Nordre Folgefonna, som ble datert til 11150-11050 kal. år BP. Tolkningene ble basert på litostratigrafien i en sedimentkjerne fra innsjøen Vetlavatn, lokalisert nord for Nordre Folgefonna. Lave utslag på glødetapsverdiene, et høyt innhold av grov silt sammen med høye sedimentasjonsrater indikerte et breframrykk. ELA viste klare fluktuasjoner i perioden. TP-ELA uttrykte en senkning på 230 m. Vinternedbøren (se figur 7.10) økte jevnt fra 67 % til 88 % av dagens verdier (100 %). Temperaturen på Nordre Folgefonna var den mest betydningsfulle faktoren for breframstøtet, med temperaturer på 4 °C lavere enn i dag. Samtidig indikerer den lave likevektslinjen et overskudd av akkumulasjon i

forhold til ablasjon (Bakke et al. 2005a).

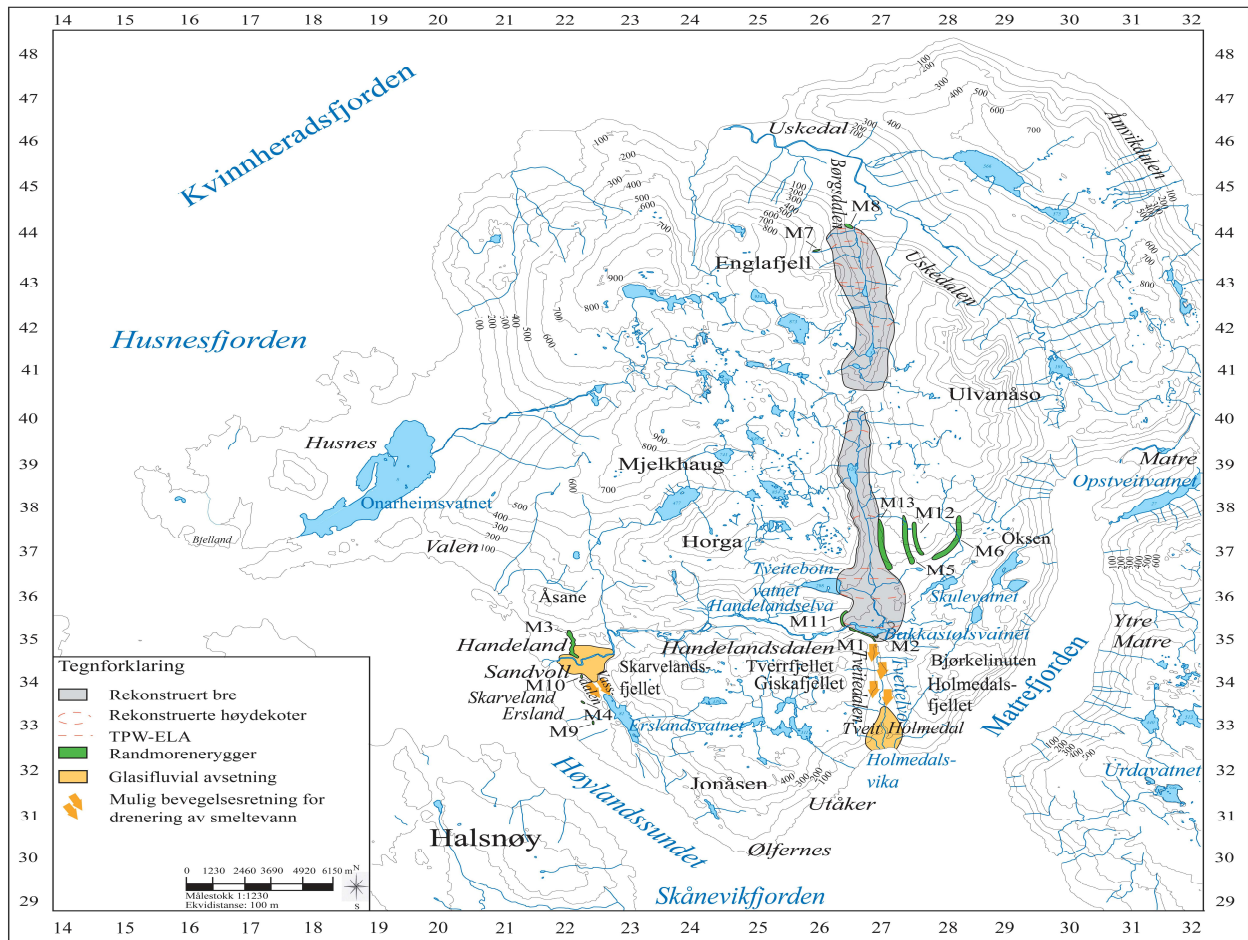
Den videre stratigrafien i kjernen indikerer ved tre påfølgende enheter av silt og gytje en høyere avsetning av organisk materiale i og rundt innsjøen, med en forbedring av klimaet til varmere forhold. Fasen ble avbrutt av tre hendelser av paraglasial aktivitet, hvor rester av glasialt materiale fra den forrige glasialen ble utvasket og avsatt i innsjøen. Utviklingsforløpet under de to første episodene kan knyttes opp mot resultater fra en temperaturrekonstruksjon fra Øykjarmyrtjørn nær Indre Matre (Bjune et al. 2005), som viser at temperaturen steg fra 8,5 °C til 10,5 °C i perioden. Stigningen av temperaturen førte trolig til en naturlig økning i nedbørsmengden, slik et nedbørsestimat fra Nordre Følgefonna (Bakke et al. 2005) antyder. Verdiene lå nær opptil dagens nedbørsmengde.

Da klimaet ble varmere, er det nærliggende å anta at hovedmengden av nedbøren kom i form av regn. En naturlig konsekvens av klimaendringen var antakelig en betydelig tilførsel av minerogene sedimenter til innsjøen, som følge av økt avrenning fra de omkringliggende skråningene. På den tredje enheten fant det sted en svak oppgang mot 11 °C i temperaturen. Nedbørsestimatet uttrykker en motsatt tendens, med minimale verdier på et lavere nivå enn dagens nedbørsmengde, etter en markert nedgang. Temperaturøkningen resulterte trolig i økt snøsmelting, etterfulgt av avrenning av minerogene sedimenter fra det omkringliggende terrenget ut i innsjøen. Dateringen av avslutningen av den øvre sekvensen gir en alder på 9300 +/- 60 ¹⁴C år BP (10634-10291 kal. år BP). Fasen ble etterfulgt av en periode med endring av klimaet til varmere forhold og høy organisk produktivitet. Sekvensen ble avbrutt av en fase representert av minerogent materiale, som trolig antyder utrasing av sedimenter fra den forrige glasiale fasen. Utrasningen av sedimenter var antakelig et resultat av en kortvarig endring i klimaet. Perioden ble innledet av en markert heving av nedbørsmengden til maksimale verdier over dagens mengde. Temperaturrekonstruksjonen gir et uttrykk for en svak økning til 11 °C. Oppstarten på hendelsen er datert til 9370 +/- 90 ¹⁴C år BP (10731-10425 kal. år BP). Fire enheter av organisk materiale viser en ny overgang til en periode med stabilt, antakelig varmt klima, med betydelig organisk produksjon. Et plantemakrofossil er datert til 9375 +/- 150 ¹⁴C år BP (11055-10287 kal. år BP). Fasen ble avbrutt av tre horisonter av finkornet sand, tolket som flomsedimenter. Nedbørsestimatet og temperaturrekonstruksjonen underbygger teorien. Episodene var karakterisert av høye nedbørsverdier over dagens mengde, samtidig som temperaturen økte opp mot 13 °C.

Sammensetningen av kame-avsetningen (UTM 272 354) øst for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) (se 4.2.2 Beskrivelse av snitt I-”Maurtua”, 4.2.3 Tolkning) gir et uttrykk for

nedsmeltingen av den lokale breen med utgangspunkt sør i Børgsdalen. Oppbygningen viser en overgang fra en oppstart i et lavenergimiljø til perioder med veksling i sedimentasjonsmiljøet, med aktivt eroderende elver og skiftende løp. Øvre lag av avsetningen synes å indikere en avslutning med kraftige breelver og økt avrenning. Endringene gir uttrykk for sesongvariasjoner under nedsmeltingen. Østover langs Skuleelva ligger mindre, spredte avsetninger av glasifluvialt materiale samt en jettegryte (UTM 272 355), knyttet til deglasiasjonen.

Grustaket (UTM 218 344) på Sandvoll, med to undersøkte glasifluviale løsmassesnitt (UTM 218 347, UTM 218 349) (se 4.2.5 Beskrivelse av snitt II-Sandvoll, 4.2.6 Tolkning, 4.2.7 Beskrivelse av snitt III-Sandvoll, 4.2.8 Tolkning), gir et uttrykk for utviklingsforløpet under isavsmeltingen i Høylandssundet. Mengden av glasialt utvaskede sedimenter på lokaliteten indikerer en betydelig drenering fra breen i sundet. Enheten som trolig markerer oppstarten av tilbaketrekingen, består av likt materiale som store deler av det øvrige av lokaliteten. Materialet ble antakelig avsatt i et lavenergimiljø, sannsynligvis i kort avstand fra brefronten. Den påfølgende enheten viser en periode med subakvatisk avsetning i stillestående vann, etterfulgt av en periode med fortsatt rolige strømningsforhold. En veksling i vanntilførselen, grunnet mindre fluktuasjoner av breen i sundet ga skiftninger i sedimentene. En laminasjon av sand og grus markerer en brå overgang til mer aktivt eroderende breelver med skiftende løp og veksling i tilførselen av sedimenter, ettersom det var mindre fluktuasjoner av isdekket. Smeltevannskanaler med betydelig vannføring eroderte inn i hverandre, trolig i et klart avgrenset kanalsystem. Fire påfølgende enheter med lite lagdeling ble sannsynligvis transportert over kort avstand. Det er sannsynlig at dette var den siste brefasen i sundet, da det ikke er funnet spor av flere trinn. Deglasiasjonsforløpet er forsøkt framstilt i figur 7.12.

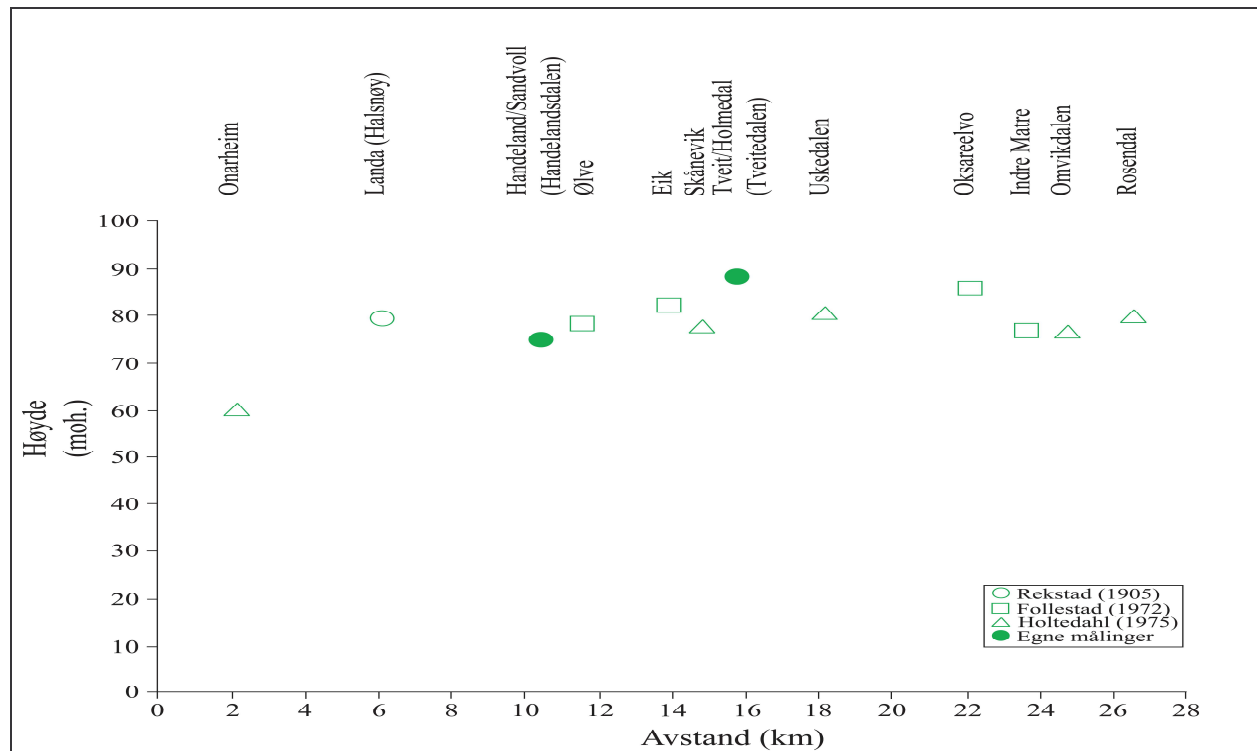


Figur 7.12 Rekonstruksjon av deglasiasjonen etter forrige istid i Tveitedalen og Handeldalsdalen.

Fraværet av marine avsetninger samt at samtlige terrasseflater i munningen av Tveitedalen og Handeldalsdalen ikke er jevnhøye, gjør det vanskelig å sette en sikker marin grense. Ved korrelasjon av egne målinger og tidligere fastsettelser av marin grense i dalene (se tabell 7.2) er det nærliggende å anta at terrassen (UTM 269 327) målt til 87 moh. er representativ for marin grense i Tveitedalen, ettersom høyden ligger nærmest opptil de tidligere målingene. Dersom den lokale breen i Skånevikfjorden-Matrefjorden alternativt rykket tilbake før den lokale breen fra den sørlige Børgsdalen, ble de glasifluviale sedimentene akkumulert opp til datidens havnivå. Marin grense ligger da på 132 moh. I Handeldalsdalen er det trolig at terrassen (UTM 219 347) målt til 75 moh. kan representere maksimal høyde for havnivået, da høyden ligger nær opptil de tidligere resultatene (se tabell 7.4). Et strandlinjediagram for den sørvestligste delen av Folgefonnhalvøya (se figur 7.13) viser det høyeste bestemte havnivået under deglasiasjonen i studieområdet og i tilgrensende strøk.

Tabell 7.4 Tidligere fastsettelse av marin grense i studieområdet.

Referanse	Marin grense-Tveitedalen
Rekstad (1905)	115 moh.
Kaldhol (1941)	117,7 moh.
Follestad (1972)	87 moh.
Holtedahl (1975)	75 moh.
Hamborg (1983)	78 moh.
	Marin grense-Handeldalsdalen
Rekstad (1905)	95 moh.
Kaldhol (1941)	89 moh.
Undås (1963)	74 moh.
Follestad (1972)	75 moh.
Holtedahl (1975)	74 moh.

**Figur 7.13** Strandlinjediagram for den sørvestligste delen av Folgefonnhalvøya. Basert på egne målinger samt resultater fra Rekstad (1905), Follstad (1972) og Holtedahl (1975).

Lokaliseringen av terrassene i munningen av Tveitedalen og Handeldalsdalen tilsier at de ble dannet innen omtrent samme tidsrom. Den markerte forskjellen av marin grense kan forklares ved utviklingsforløpet under dannelsen av terrassene i Tveitedalen. Flatene er tolket til å være avsatt som følge av at en større mengde smeltevann fra tilbaketrekningen av en lokal bre med opprinnelse sør i Børgsdalen ble ført sørover Tveitedalen mot Holmedalsvika. Ettersom det antakelig fremdeles lå en bre i Skånevikfjorden-Matrefjorden, ble smeltevannsstrømmen demmet opp i dalmunningen. Det glasifluviale materialet ble trolig akkumulert opp til overflaten av den bredemte sjøen, med avsetning av de høyestliggende terrassene. Etter at breen i fjorden trakk seg tilbake og landet hevet seg, ble de lavestliggende terrassene erodert ut av elver. Nivået i den bredemte sjøen var trolig høyere enn havnivået. Samtidig er det en mulighet for at høyden på

terrassene på Handeland og Sandvoll var påvirket av en eventuell oppdemning av glasifluviale sedimenter som følge av randavsetningene i vest under nedsmeltingen av innlandsisen i Høylandssundet. Nivåene ble trolig høyere enn ved akkumulasjon opp til det maksimale havnivået. Hendelsesforløpet kan antakelig også forklare avviket mellom antatt marin grense i studieområdet og fastsatt marin grense på Skånevik og Halsnøy under isavsmeltingen mot slutten av Yngre Dryas. Marin grense på Skånevik ble utledet til 80 moh., mens den på Halsnøy lå på 60 moh. (Undås 1963, Follestad 1972, Holtedahl 1975).

Det er sannsynlig at flatene langs Tveitelvo ble erodert ut som følge av større mengder vann i postglasial tid. Vannføringen var trolig kraftigere enn i dag, med betydelig tilførsel fra elver i dalsidene. En eventuell drenering fra Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) var hindret av en endemorenerigg (UTM 269 351) i sør. Fluviale løsmasser ble antakelig akkumulert i elvesletter i høyde med den maksimale vannstanden. Under en påfølgende senkning av vannstanden i elven, ble terrassene trolig erodert ut.

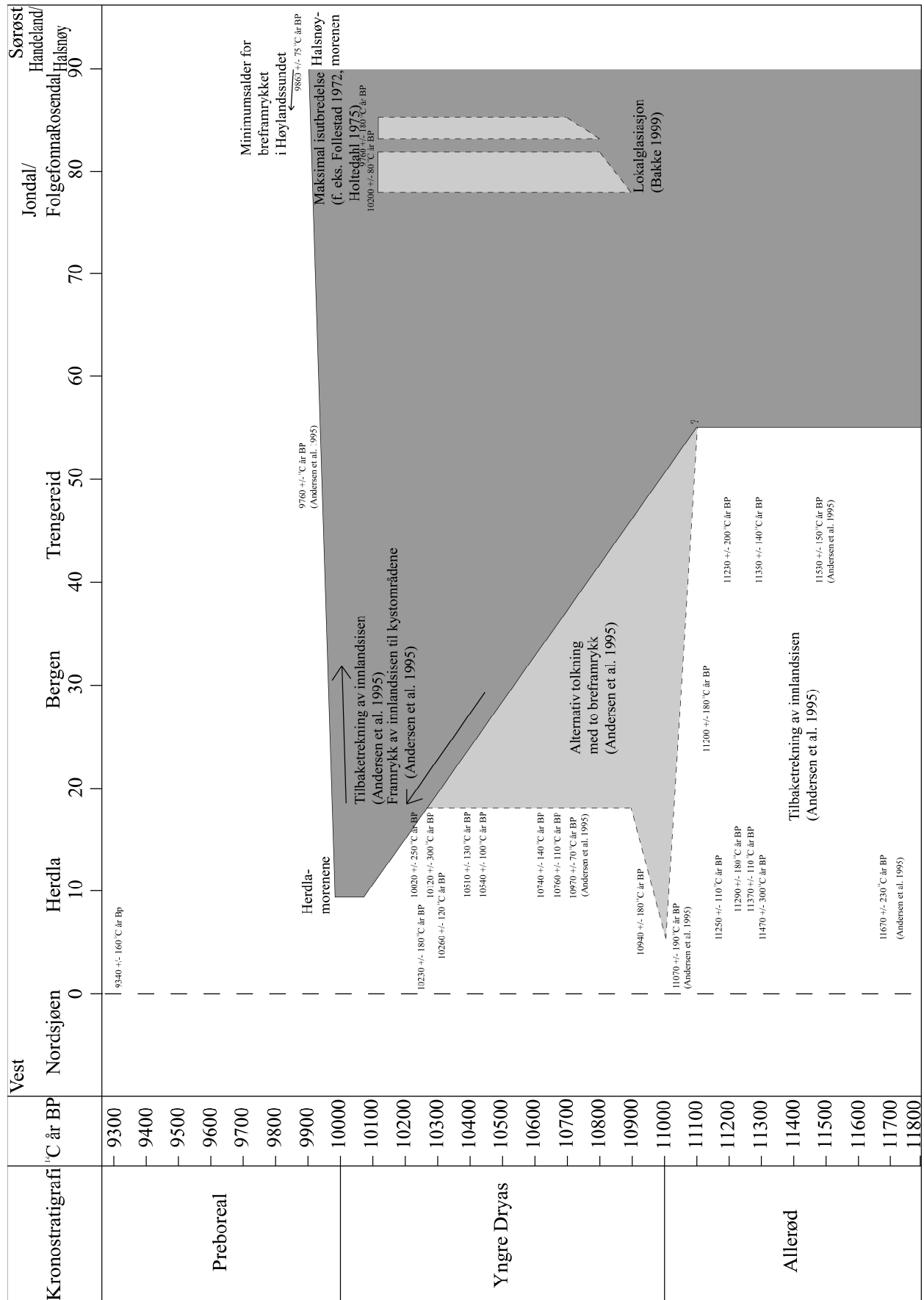
7.2.3 Oppsummering

Uoverensstemmelsen mellom de klassiske teoriene og de nyere undersøkelsene er i hovedsak knyttet til tidspunktet for deglasiasjonen, med påfølgende transgresjon i Hardangerfjorden etter forrige istid. Follestad (1972) og Holtedahl (1975) utledet på grunnlag av skuringsstriper og randavsetninger at innlandsisen hadde en konstant vestlig bevegelsesretning uavhengig av terrengformene, mens de lokale breene var styrt av topografien. Fagerdalsskardet (UTM 267 413) i den midtre delen av Børgsdalen stod trolig sentralt, som et topografisk skille mellom en mindre, lokal bre nord i dalen og en lokal bre sør i dalen, som antakelig strakte seg til Bakkastølsvatnet (UTM 268 354), hvor en endemorenerigg (UTM 269 351) markerer et opphold. Forekomsten av ablasjonsmorenemateriale og spredte flyttblokker i Tveitedalen gir en indikasjon på at breen drenerte sørover dalen. Toppene av Ulvanåso (UTM 284 415), Dyrrinda (UTM 277 387), Holmedalsfjellet (UTM 283 342), Englafjell (UTM 252 440) og Giskafjell (UTM 362 341) lå antakelig isfrie. I Skånevikfjorden lå det trolig en brearm med opprinnelse i Matrefjorden. Den lokale breen gjorde sannsynligvis et opphold ved Ølfernes, hvor forekomsten av bunnmorenemateriale opphører. Jonåsen (UTM 249 317) lå trolig isfri. Ut fra lokaliseringen av et belte av randavsetninger øst i den sørlige Børgsdalen samt skuringsstriper i sørvestlig retning, antydet Follestad (1972) at isdekket i Matrefjorden sendte en forgreining inn i området sør-sørvest for Ulvanåso (UTM 284 415). Brearmen ble trolig sammenhengende med den lokale breen med opprinnelse sør i Børgsdalen. Bunnmorenemateriale og glasifluviale avsetninger samt randavsetninger langs den sørøstlige randen av Høylandssundet indikerer tilstedeværelsen av et

aktivt innlandsisdekke. Isdekket i Høylandssundet hadde antakelig utgangspunkt i nord-nordøst nær Rosendal. Ved å basere tolkningen av breens utbredelse på beliggenheten av bunnmorenemateriale, vil det være nærliggende å anta at brefronten lå ved Ersland, ettersom forekomsten av bunnmorenemateriale opphører her. Skarvelandsfjellet (UTM 223 345) og Åsmundsåsen (UTM 232 328) lå trolig isfrie. Utviklingsforløpet er forsøkt framstilt i figur 7.14.

Rekonstruksjonen av TPW-ELA i den nordlige Børgsdalen gir et resultat på 490 moh., korrigert for landhevning til 432 moh. På breen i den sørlige Børgsdalen ligger TPW-ELA på 251 moh., 193 moh. etter korrigering for landhevning. Vinternedbøren i studieområdet er beregnet på bakgrunn av temperaturdata fra Vestre Øykjamyrtjørn (Bjune et al. 2005) og egne utregninger av TPW-ELA. Resultatet viser en vinternedbør på 120 % av dagens vinternedbør (100 %) for breen i den nordlige Børgsdalen, mens vinternedbøren for breen sør i Børgsdalen lå på 200 % av dagens verdier (100 %). Resultatet antyder at en høy vinternedbør var drivkraften bak framstøtene i Børgsdalen.

I følge den etablerte teorien (f. eks. Mangerud 1970, Follestad 1972, Holtedahl 1975) fant tilbaketrekingen av breen i Hardangerfjorden sted i løpet av to separate faser i senglasial tid; Allerød og sen Yngre Dryas-tidlig Preboreal (se tabell 7.5). Et breframrykk i Yngre Dryas representerte overgangen mellom de to periodene. Isdekket i sidedalene-og fjordene lå igjen. Smeltingen førte til en transgresjon og påfølgende heving av landmassen. Terrasser ble dannet i dalmunningene. I dette studiet er isavsmeltingsforløpet forsøkt tidfestet ved at sedimenter fra et breært innsjøbasseng; Erslandsvatnet (UTM 224 332), er datert. Bunndateringen på 9860 +/- 75 ¹⁴C år BP (11336-11177 kal. år BP) gir et uttrykk for minimumsalderen for breframrykket i Høylandssundet. En massiv sekvens av leire og silt er tolket til å indikere en fase med paraglasial sedimentasjon, som ut fra dateringene fant sted mellom 9770 +/- 65 ¹⁴C år BP (11231-11135 kal. år BP) og 9510 +/- 65 ¹⁴C år BP (11065-10603 kal. år BP). I løpet av den påfølgende perioden fant det trolig sted tre mindre episoder av paraglasial aktivitet, som følge av økt vannføring i dreneringsområdet. Avslutningen av den siste episoden er datert til 9300 +/- 60 ¹⁴C år BP (10634-10291 kal. år BP). To mindre avsetninger av leire og silt er antakelig innvaskede sedimenter fra den forrige glasiiale fasen. Oppstarten på den siste episoden er datert til 9370 +/- 90 ¹⁴C år BP (10731-10425 kal. år BP). En lengre periode med forbedret, stabilt klima fulgte, der et av plantemakrofossilene er datert til 9375 +/- 150 ¹⁴C år BP (11055-10287 kal. år BP).



Figur 7.14 Tid-distansediagram fra kysten av Vest-Norge til Halsnøy (vest-sørøst), basert på egne data samt data fra Follestad (1972), Høltedahl (1975), Andersen et al. (1995) samt Bakke (1999). Diagrammet er modifisert etter Andersen et al. (1995).

Tabell 7.5 Dateringer av deglasiasjonen i Hardangerfjorden.

Innledende tilbaketrekning i Allerød		
Lokalitet	Datering	Referanse
Valen	11470 +/- 180 år BP	Holtedahl 1967
Ølve	11230 +/- 180 år BP	Aarseth 1971
Avsluttende nedsmelting i Preboreal		
Lokalitet	Datering	Referanse
Onarheim	9940 +/- 160 år BP	Holtedahl 1967
Bu	9720 +/- 330 år BP	Anundsen 1964
Eidfjord	9680 +/- 90 år BP	Rye 1970

På grunnlag av dataprogrammet Sealevel 32 (Møller 1998) er det framstilt en lokal havnivåforskyvningskurve samt en tredimensjonal figur som uttrykker havnivåhistorien for studieområdet. Resultatet viser at havnivået omkring 11000 kal. år BP lå på 58 moh., mens det rundt 10000 kal. år BP sank til 50 moh. Havnivået ved 9000 kal. år BP er anslått til 32 moh. En mulig landhevning etter at breene trakk seg tilbake hadde trolig betydning for nedgangen. Kurven viser markerte forskjeller fra egne målinger av terrassene i munningen av Tveitedalen, hvor marin grense er målt til 87 moh. I Handlandsdalen er marin grense satt til 75 moh.

Nyere undersøkelser argumenterte for en endelig deglasiasjon av Hardangerfjorden i Allerød. Tolkningene ble basert på dateringer av en transgresjon som kulminerte i Yngre Dryas langs kysten av Vest-Norge samt i det indre av Hardangerfjorden. Som følge av transgresjonen var det en isfri korridor fra kysten til det indre av fjorden i Yngre Dryas (Anundsen 1985, Helle et al. 1997, 2000). Det er ikke funnet avsetninger som kan knyttes til en eventuell transgresjon i studieområdet.

Tilbaketrekingen av den rekonstruerte breen sør i Børgsdalen startet trolig som følge av en klimaforbedring ved overgangen mellom Yngre Dryas og Preboreal. Mindre tilførsel av is fra den lokale breen i fjordregionen var antakelig en medvirkende årsak. Det terrestriske snittet (UTM 272 353) i kame-avsetningen (UTM 272 354) øst for Bakkastølsvatnet (UTM 268 354) gir et uttrykk for forløpet under isavsmeltingen. Dreneringen av smeltevann fra området omkring innsjøen mot sør ga trolig avsetningen av de høyestliggende glasifluviale terrassene i munningen av Tveitedalen. Breen i Skånevikfjorden var trolig fremdeles til stede og demmet opp smeltevannet. Da smeltevannet ble frigitt og landet gradvis hevet seg, eroderte elver antakelig ut de lavereliggende terrassene. Dersom smeltevannet alternativt ikke ble demmet opp, ble terrassene akkumulert opp til datidens havnivå. De terrestriske snittene (UTM 218 347, UTM 218 349) i grustaket (UTM 218 344) på Sandvoll gir et uttrykk for forløpet under isavsmeltingen i Høylandssundet. Mengden av glasifluvialt utvaskede sedimenter indikerer en betydelig drenering fra breen i sundet. Dreneringen av smeltevann fra isdekket ga akkumulasjon av det

glasifluviale materialet i dalmunningen, hvor Handelandselva i etterkant eroderte ut terrassene.

Terrassene i den midtre delen av Tveitedalen var trolig et resultat av postglasiale, fluviale prosesser. Sedimenter ført med Tveitelvo ble antakelig akkumulert, for så å bli erodert ut ved senkning av vannstanden.

7.3 Klimautviklingen videre i Holocene

Klimautviklingen etter deglasiasjonen er utledet fra stratigrafien og sedimentasjonsindeksen i sedimentkjernen fra Erslandsvatnet (UTM 224 332). Resultatene er satt i sammenheng med et vinternedbørsestimat fra Nordre Folgefonna (Bakke et al. 2005a) samt en temperaturrekonstruksjon (gjennomsnitt-juli) fra Øykjamyrtjørn nær Indre Matre (Bjune 2005, Bjune et al. 2005).

Den tidligste overgangsperioden i klimaet er representert ved en enhet av leire og silt etterfulgt av en horisont av finkornet sand. Horisonten er datert til 7405 +/- 90 ¹⁴C år BP (8335-8062 kal. år BP), i kalenderår 8204 BP. Dateringen ligger nær 8200 eventen i tid. 8200 eventen, datert til 8200 kalenderår BP (7600 ¹⁴C år BP), er et uttrykk for en kortlivet klimatisk avkjøling på den nordlige halvkule. Klimaendringen var trolig et resultat av et skifte i varmesirkulasjonen i havet samt at saliniteten i havoverflaten ble redusert. Det er trolig at en drenering fra de glasiale innsjøene Agassiz og Ojibway, datert til å ha startet 8470 kalenderår BP, samtidig med nedsmeltingen av det Laurentiske isdekket, økte tilførselen av ferskvann til det nordlige Atlanterhavet. I Sør-Norge går fasen under betegnelsen Finse event. Lavere sommertemperaturer samt en økning i vinternedbøren ga nye framstøt av breene (Dahl & Nesje 1996, Klitsgaard-Kristensen 1998, Nesje & Dahl 2001, Seierstad et al. 2002). Fasen er antatt å falle inn under tidlig-Holocene, 11500-8000 kal. år BP, en kjølig og tørr fase. Temperaturen steg fra en oppstart på 7,5 °C til den nådde et maksimum på 12 °C. Topper med maksimale verdier opptrådte omkring 9850 kal. år BP, 8900 kal. år BP samt 8300 kal. år BP. Nedbørsverdiene lå rett i overkant av 100 % i forhold til dagens verdier i hele perioden. Minimumsverdier opptrådte omkring 8460 kal. år BP og 8200 kal. år BP. De økte temperaturene etterfulgt av en økning i nedbørsmengden resulterte trolig i en betydelig innvasking av minerogene sedimenter til Erslandsvatnet (UTM 224 332). Avsetningene, som trolig er rester fra den forrige lokale glasiasjonen var trolig lokalisert i de omkringliggende skråningene samt i den nordenforliggende Vassdalen. En påfølgende økning i nedbørsmengden kan ha forårsaket en kortvarig flom, da den minerogene horisonten ble avsatt.

En etterfølgende endring av klimaet er innledet av en enhet av homogen gytje, et uttrykk for en økt organisk produksjon i og rundt innsjøen. En enhet av grovere, homogen gytje med plantemakrofossiler indikerer den videre utviklingen av klimaet med økende organisk produksjon. Fasen er avsluttet av en horisont av finkornet sand, datert til 5850 +/- 60 ¹⁴C år BP (6733-6566 kal. år BP). Perioden hører inn under midtre-Holocene, 8000-4000 kal. år BP. Sedimentasjonsindeksen fra fasen har lave, jevne verdier, som antyder et stabilt klima, med en høy organisk sedimentasjon. Temperaturen i perioden lå gjennomsnittlig omkring 12 °C, med maksimale verdier som nådde 14 °C. Nedbøren økte gjennom hele perioden. Maksimale verdier opp mot 190 % opptrådte omkring 5200 kal. år BP og 4700 kal. år BP. Episoder med lavere nedbørsverdier enn i dag inntraff omkring 7300-7100 kal. år BP samt 6200-5900 kal. år BP. For øvrig ligger verdiene i perioden over gjennomsnittet for dagens nedbørsmengde. Horisonten av finkornet sand ble trolig avsatt under en flom, som følge av en kortvarig, markert økning i nedbørsmengden. Sedimentene ble antakelig skylt ut fra Vassdalen i nord samt fra de omkringliggende skråningene.

Overgangen til den seneste klimatiske perioden er representert ved en betydelig enhet av organisk gytje med plantemakrofossiler, som antyder en økt organisk sedimentasjon i innsjøen. Sekvensen er avbrutt av en horisont av finkornet sand. Fasen tilhører tidsmessig sen-Holocene, 4000-0 kal. år BP. De jevne, lave verdiene i sedimentasjonsindeksen uttrykker at den organiske produksjonen i og rundt innsjøen holdt seg konstant gjennom hele perioden. Fasen er karakterisert av en senkning av temperaturen ned mot 9 °C. Nedbørsestimatet for perioden viser svingninger mellom 70 % og 150 %, med verdier som gjennomgående ligger over dagens gjennomsnitt. Det er registrert fire perioder med nedgang i verdiene til lavere mengde enn i dag; 3900-3700 kal. år BP, 2700-2300 kal. år BP, 2200-1900 kal. år BP samt 800-600 kal. år BP. Verdiene nådde ned mot 52 % av dagens mengde. Den minerogene horisonten var trolig et resultat av flom, med innvasking av sedimenter fra Vassdalen og de nærliggende skråningene, som følge av en kortvarig, markert økning i nedbørsverdiene.

Kapittel 8 Konklusjon

Oppgaven, som tar for seg området Tveitedalen og Handelandsdalen på den sørvestlige Folgefonnhalvøya, tar utgangspunkt i en todelt problemstilling. Problemstillingen går innledningsvis ut på å utlede et forslag til isutbredelse med påfølgende deglasiasjonsforløp i studieområdet, basert på rekonstruksjon av tidligere breer og ELA, aldersbestemmelse av overgangen fra innlandsis til lokalglasiasjon samt datering av randavsetninger ved hjelp av en sedimentkjerne fra det brenære innsjøbassenget Erslandsvatnet. Avslutningsvis er det gitt et forslag til absolutte aldersestimat for deglasiasjonen, basert på kartlegging av terrasser og sammenligning med tidligere data fra området. Resultatene er frambrakt som følge av kvartærgeologisk kartlegging, lakustrine sedimentstudier, sedimentologiske og stratigrafiske undersøkelser av terrestriske snitt samt rekonstruksjon av breer og ELA. Tidsperspektivet er lagt til perioden mellom sen-Weichsel og tidlig-Holocene. Undersøkelsene gir en minimumsalder for randavsetningene på Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland, et vinternedbørsestimat for de rekonstruerte lokalbreene i Børgsdalen samt et forslag til havnivåhistorie, basert på egne og tidligere terrassemålinger.

8.1 Deglasiasjonsforløpet og havnivåhistorien

Grunnlaget for oppgaven er kvartærgeologisk kartlegging med resultat i et kvartærgeologisk kart over Tveitedalen og Handelandsdalen (se Kart 1). Kartet er ferdigstilt på bakgrunn av flybilder, kartanalyse, kvartærgeologisk kart over Hordaland (Thoresen et al. 1995), samtaler med lokale innbyggere, feltobservasjoner samt data fra Kaldhol (1941), Follestad (1972) og Diesen (2003). Hovedvekten er lagt på glasiale avsetninger. Materialdekket i studieområdet består i stor grad av bunnmorenemateriale. 13 randavsetninger gir en indikasjon på utstrekningen av de lokale isdekkene under forrige istid. Glasifluviale avsetninger herunder terrasser, en kame-avsetning og en begrenset forekomst av ablasjonsmorenemateriale uttrykker smeltevannsdreneringen under deglasiasjonen. De spredte flyttblokkene ble trolig ført med breen og avsatt under isavsmeltingen. I dalbunnene dominerer postglasiale, fluviale prosesser, hvorav det i den midtre delen av Tveitedalen er formet terrasser. Postglasiale, aktive og inaktive fjellskred- og steinsprangavsetninger er utbredt i dalsidene.

Endemorenergyggen, M8, lokalisert i retning vest-øst i munningen av den nordlige Børgsdalen ble trolig avsatt av en lokal bre atskilt fra de omkringliggende dalene og fjordene, med opprinnelse nord for Fagerdalsskardet. Breen, som viser en senkning i høyde fra omkring 700 moh. i sør til omkring 98 moh. i nord, hadde størst masseutbredelse innen høydeintervallet 400-700 moh.

TPW-ELA ligger på 490 moh. Ved korrigering for landhevning ble TPW-ELA 432 moh. Sør for Fagerdalsskardet er det rekonstruert en lokal, topografisk styrt bre. Lokaliseringen av randmoreneryggene M13 i den østlige dalsiden, M1 langs sørvestsiden av Bakkastølsvatnet, M11 vest for Bakkastølsvatnet samt endemoreneryggen, M2, sør for innsjøen antyder den maksimale utstrekningen av breen i de respektive retningene. Breoverflaten viser en senkning fra ca. 600 moh. i nord til ca. 100 moh. i sør, med størst masseutbredelse innen høydeintervallet 600-800 moh. TPW-ELA er beregnet til 251 moh. Resultatet ble korrigert for landhevning, og TPW-ELA fikk en høyde på 193 moh. Fjelltoppene på Holmedalsfjellet og Giskafjellet lå antakelig isfrie under glasiasjonen. Follestad (1972) tolket ut fra et belte av randmorenerygger; M5, M6 og M12 i den østlige dalsiden sør i Børgsdalen at breen i Matrefjorden sendte en brearm over fjellryggene mellom fjorden og Bakkastølsvatnet. Det er nærliggende å anta en konfluens mellom breen sør i Børgsdalen og brearmen fra Matrefjorden. Ut fra beliggenheten og høydefordelingen av randavsetningene er framrykkene tolket til å være synkrone med Halsnøy-fasen i Yngre Dryas. Breframstøtene faller tidsmessig sammen med det eneste registrerte breframrykket på Nordre Folgefonna i midtre/sen Yngre Dryas (Bakke et al. 2005a). Framstøtene var antakelig styrt av vinternebbøren. Verdiene av vinternebbør ved Nordre Folgefonna, i den nordre Børgsdalen samt i den søndre Børgsdalen omkring 11900 kal. år BP gir et resultat på henholdsvis 9-19 %, 120% og 200 % av dagens vinternebbør (100 %). Forskjellene er forklart ut fra en klimagradiert. Mengden av vinternebbør antyder en begrenset dannelse av breis, som sannsynligvis ikke bidro til å fylle Hardangerfjorden i Yngre Dryas.

Utviklingsforløpet i studieområdet er datert ut fra en sedimentkjerne fra Erslandsvatnet. Bunndateringen av kjernen antyder en alder på 9860 +/- 75 ¹⁴C år BP (11336-11177 kal. år BP). Området lå da trolig isfritt, preget av aktiv paraglasiasjon. Dateringen angir en minimumsalder for framrykket av innlandsisen i Høylandssundet, som trolig avsatte randmoreneryggene; M3, M10, M4 og M9 på henholdsvis Handeland, Sandvoll, Skarveland og Ersland. En påfølgende enhet av leire og silt er tolket til å representere en langvarig innstrømming av minerogene sedimenter til Erslandsvatnet, som følge av massebevegelse, erosjon og fluviale prosesser. Den skarpe avgrensningen av enheten samt tilstedeværelsen av flere mindre, identiske enheter, utelukker at sedimentene ble avsatt under et breframrykk. Hendelsen er datert til å ha funnet sted mellom 9770 +/- 65 ¹⁴C år BP (11231-11135 kal. år BP) og 9510 +/- 65 ¹⁴C år BP (11065-10603 kal. år BP). Drivkraften var trolig en økning av vinternebbøren fra 67 % til 88 % av dagens verdier (100 %) samt en nedgang i temperaturen fra 9,6 °C til 9 °C (Bakke et al. 2005a). Episoden sammenfaller med PBO (Preboreal Oscillation) (f. eks. Bakke et al. 2005a). De øvrige enhetene i kjernen består i hovedsak av organisk gytje med plantemakrofossiler. Sedimentene

antyder en økning i den organiske produksjonen som følge av økt temperatur. Det organiske materialet er avbrutt av massive enheter bestående av leire og silt. Det er nærliggende å anta at lagene ble avsatt som følge av paraglasial aktivitet, ved at sedimenter fra den forrige glasiale fasen ble skylt ut i innsjøen fra Vassdalen og de nordøstenforliggende skråningene, på grunnlag av økt vannføring og snøsmelting. Rester av massebevegelse er registrert i dalsidene nordøst for Erslandsvatnet. To av hendelsene er datert til henholdsvis 9300 +/- 60 ¹⁴C år BP (10634-10291 kal. år BP) og 9370 +/- 90 ¹⁴C år BP (10731-10425 kal. år BP). I den øvre halvdel av kjernen, bestående hovedsaklig av organisk gytje, er et plantemakrofossil datert til 9375 +/- 150 ¹⁴C år BP (11055-10287 kal. år BP). Den organiske sekvensen er avbrutt av fem horisonter med finkornet sand samt en episode med avrenning av glasiale sedimenter. Horisontene er tolket som flomsedimenter, avsatt ved økt avrenning inn i innsjøen, trolig som følge av en markert økning i nedbøren og snøsmeltingen. To av horisontene er datert til henholdsvis 7405 +/- 90 ¹⁴C år BP (8335-8062 kal. år BP) og 5850 +/- 60 ¹⁴C år BP (6733-6566 kal. år BP). Den førstnevnte dateringen ligger nær opptil 8200 Eventen, kalt Finse Event i Sør-Norge (f. eks. Nesje og Dahl 2001).

Det er registrert flere eksponerte glasifluviale løsmassesnitt i studieområdet. Snitt I øst for Bakkastølsvatnet samt snitt II og snitt III i et grustak på Sandvoll er logget og tolket sedimentologisk og stratigrafisk. Sedimentene gir et uttrykk for hvordan breelvene arbeidet under tilbaketrekningen av isdekkene. Snitt I ble trolig avsatt subglasialt under tilbaketrekningen av den lokale breen sør i Børgsdalen. Tilstedeværelsen av flere parallelle lagpakker indikerer at flere prosesser var aktive samtidig. Snitt II og snitt III er tolket til å være avsatt proglasialt og subakvatiske av kraftige, eroderende smeltevannsstrømmer under rolige strømningsforhold ved tilbaketrekningen av innlandsisen i Høylandssundet. Skiftningene i sedimentene var antakelig en følge av svingninger i vanntilførselen under tilbaketrekningen. Den begrensede lagdelingen samt kombinasjonen av kornstørrelser i snittene antyder at de ble transportert over korte avstander.

Tveitedalen ligger sentralt i forhold til en mulig lokalglasiasjon i den nordenforliggende dal- og fjellregionen; Børgsdalen, Englafjell og Ulvanåso samt fjordregionen med lokale breer i sør og sørøst; Skånevikfjorden-Matrefjorden, sett i forhold til innstrømning av smeltevann under deglasiasjonsforløpet. Handlandsdalen ligger sentralt i forhold til endemoreneryggen over Huglo og Halsnøy. De glasifluviale terrassene i munningen av Tveitedalen ble trolig dannet ved tilførsel av smeltevann fra den lokale breen sør i Børgsdalen. Det er sannsynlig at den lokale breen i Skånevikfjorden-Matrefjorden, med maksimal utstrekning ved Ølfernes, var til stede og demmet opp smeltevannet i dalmunningen. Det er nærliggende å anta at det glasifluviale

materialet ble akkumulert opp til overflaten av den bredemte sjøen, med avsetning av de høyestliggende terrassene, mens de lavereliggende terrassene ble erodert ut av elver ettersom breen i fjorden trakk seg tilbake og landet hevet seg. På de lavereliggende terrassene er det funnet spor av tidligere elveløp samt erosjonsrester. En erosjonskanal i dalbunnen mellom Tveit og Holmedal støtter teorien. De glasifluviale terrassene langs Handelandselva indikerer en dannelse ved erosjon, da innlandsisdekket i sundet trakk seg tilbake og landet hevet seg.

Ved hjelp av programmet Sealevel 32 (Møller 1998) er det framstilt en lokal havnivåforskyvningskurve for Tveitedalen og Handelandsdalen. Resultatet viser en verdi på 58 moh. omkring 11000 kal. år BP, 50 moh. i 10000 kal. år BP, mens verdiene sank til 32 moh. ved 9000 kal. år BP. Den markerte senkningen av havnivået er satt i sammenheng med en hevning av landoverflaten etter at isen trakk seg tilbake. Ut fra korrelasjoner av egne terrassemålinger og tidligere fastsettelser av marin grense i studieområdet, er marin grense satt til 87 moh. i Tveitedalen, mens den i Handelandsdalen er tolket til å ha lagt på 75 moh. Forskjellene mellom dalene er forklart ut fra utviklingsforløpet for dannelsen av terrassene i Tveitedalen.

8.2 Videre arbeid

Det gjenstår fremdeles mye arbeid før en sikker glassiasjonskronologi for Tveitedalen og Handelandsdalen kan etableres. Da oppgaven konsentrerer seg om de lokale forholdene i studieområdet, er det vanskelig å trekke konklusjoner for hele Folgefonnhalvøya. Resultatene viser at tidligere arbeider som dekket større områder ofte var mangelfulle og i mindre grad gikk inn i detaljene på lokalitetene. Nye dateringer kan gi et nytt perspektiv for disse arbeidene. Dateringer samt en mer detaljert kvartærgeologisk kartlegging av flere tilgrensende lokaliteter vil være nødvendig for å sette studieområdet inn i et større perspektiv mot slutten av Yngre Dryas og begynnelsen av Holocene. Aktuelle områder kan være Skånevik, Halsnøy og Valen. Samtidig kan det være interessant med en mer omfattende sedimentologisk kartlegging og logging, kombinert med dateringer, av kame-avsetningen øst for Bakkastølsvatnet samt grustaket på Sandvoll.

Referanser

- Ahrens, C. D.** 1998: Essentials of meteorology. An introduction to the atmosphere. 444 p. *Wadsworth*.
- Andersen, B. G.** 1965: The Quaternary. Volume I. 145 p. *John Wiley & Sons*.
 -1978: The deglaciation of Norway 15.000-10.000 B. P. *Boreas* 8, 79-87.
 -1980: The deglaciation of Norway after 10.000 B. P. *Boreas* 9, 211-216.
- Andersen, B. G. & Borns, H. W.** 1994: The ice age world. An introduction to Quaternary history and research with emphasis on North America and Northern Europe during the last 2, 5 million years. 208 p. *Scandinavian University Press*.
- Andersen, B. G. & Mangerud, J.** 1973: Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International* 28, 147-169.
- Andersen, B. G., Lundqvist, J. & Saamisto, M.** 1995: The Younger Dryas margin of the Scandinavian ice sheet-an introduction. *Quaternary International* 28, 147-169.
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergstrøm, B.** 1995: Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International* 28, 147-169.
- Anderson, E., Harrison, S., Passmore, D. G., Mighall, T. M. & Wathon, S.** 2003: Late Quaternary river terrace development in the Marcgillycudy`s Ruks, southwest Ireland. *Quaternary science reviews* 23 (16-17), 1785-1801.
- Andrews, J. T.** 1975: Glacial systems. An approach to glaciers and their environments. 191 p. *Duxbury Press*.
- Anundsen, K.** 1964: Kwartærgeologiske og geomorfologiske undersøkelser i Simadalen, Eidfjord, Måbødalen, Hjølmodalen og tilstøtende fjellområder. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi. Universitetet i Bergen.
 -1968: Litt om israndtrinn i Sørvest-Norge. *Geol. Fören. Förhandl.* 99, 453 p.
 -1978: Marine transgression in Younger Dryas in Norway. *Boreas* 7, 49-60.
 -1985: Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichselian and Holocene, southern Norway. *Norsk geografisk tidsskrift* 39, 205-225.
- Anundsen, K. & Simonsen, A.** 1967: Et pre-borealt breframstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. *Årbok for Universitetet i Bergen. Mat. – naturv. Serie No. 7*, 42 p.
- Ashley, G. M.** 1995: Modern glacial environments: processes, dynamics and sediments. 621 p. *Ruthworth-Heinemann*.
- Ashley, G. M., Shaw, J. & Norman, D. S.** 1985: Glacial sedimentary environments. Semp short course No 16. 246 p. *Society of economic palaeontologists and mineralogists*.

- Askvik, H.** 1995: Oversikt over Norges Prekambriske og Paleozoiske berggrunn. *Tekst til G103. Historisk geologi. Geologisk institutt. Universitetet i Bergen*, 1-75.
- Aune, B.** 1992: Nasjonalatlas for Norge; Klima. *ISDN 82-90408-24-2*. 64 p. *Statens kartverk*.
- Bakke, J.** 1999: Rekonstruksjon av bre- og klimavariasjoner på Nordre Folgefonna med kringliggjande botner. Hovudfagsoppgåve i naturgeografi, *Institutt for geografi*. Universitetet i Bergen.
- Bakke, J., Dahl, S. O. & Diesen, M.** 2000a: Folgefonna nasjonalpark. Oppfølgjande utgreiingar 2000-Kvartærgeologi. *Rapport frå Institutt for geografi. Universitetet i Bergen*.
- Bakke, J., Dahl, S. O. & Nesje, A.** 2000b: Reconstruction of Younger Dryas and Holocene glacier fluctuations and paleoclimate at Folgefonna, southwestern Norway. *Geonytt 1*, 36.
- 2005a:** Lateglacial and early-Holocene paleoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at Northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of quaternary science 20 (2)*, 179-198.
- Bakke, J., Dahl, S. O. & Paasche, Ø.** 2005b: Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene 15 (2)*, 161-176.
- Ball, D. F.** 1964: Loss-on-ignition as an estimate for organic matter and organic carbon in non-calcareous soils. *Journal of soil science 15 (1)*, 84-92.
- Ballantyne, C. K.** 2002: Paraglacial geomorphology. *Quaternary science reviews 21*, 1935-2017.
- Barillè-Bajer, A. L., Borille, L., Mossè, H., Razet, D. & Heràl, M.** 2003: Correction for particulate organic matter as estimated by loss on ignition in estuarine ecosystems. *Estuarine, coastal and shelf science 58*, 147-153.
- Baumann, K. – H., Lackschewitz, K. S., Mangerud, J., Spielhagen, R. F., Wolf-Welling, T. C. W., Henrich, R. & Kassens, H.** 1995: Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150.000 years. *Quaternary research 43*, 185-197.
- Bell, M. & Walker, M. J. C.** 1996: Late Quaternary environmental change. Physical and human perspectives. 273 p. *Longman*.
- Benn, D. I. & Gemmell, A. M. D.** 1997: Calculating equilibrium-line altitudes of former glaciers by the balance ratio method: a new computer spreadsheet. <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/>. *Glacial geology and geomorphology*.
- Benn, D. I. & Lehmkuhl, F.** 2000: Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high mountain environments. *Quaternary International 65*, 15-29.
- Berge, E. & Nordgulen, Ø.** 2002: *Norges geologiske undersøkelse*. <http://www.NGU.no>. "Spør en geolog."

- Berger, A.** 1960: The Milankovitsch astronomical theory of paleoclimate: a modern review. *Vistas in astronomy* 24, 103-122.
- Berger, W. H.** 1990: A Younger Dryas cold spell-a quest for causes. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 89, 219-237.
- Berger, W. H. & Labeyrie, L. D.** 1987: Abrupt climatic change 425 p. *Rudel Publishing Company*.
- Bergsten, H.** 1994: A high-resolution record of Lateglacial and early Holocene marine sediments from southwestern Sweden; with special emphasis on environmental changes close to the Pleistocene-Holocene transition and the influence of freshwater from the Baltic basin. *Journal of quaternary science* 9 (11), 1-12.
- Bergstrøm, B.** 1980: Bruk av ulike målestokker i kvartærgeologisk kartlegging. *Norges geologiske undersøkelse. Rapport 1633/18*.
- Bergstrøm, B., Reite, A., Sveian, H. & Olsen, L.** 2001: Feltrutiner, kartleggingsprinsipper og standarder for kvartærgeologisk kartlegging, løsmassekartlegging ved NGU. *NGU Intern Rapport 2001.018*.
- Bigelow, N. H. & Edwards, M. E.** 2001: A 14.000 yr paleoenvironmental record from Windmill Lake, central Alaska: Lateglacial and Holocene vegetation in the Alaska range. *Quaternary science reviews* 20, 203-215.
- Birkeland, P. W.** 1999: Soils and geomorphology. 430 p. *Oxford University Press*.
- Birks, H. H., Paus, Aa., Svendsen, I., Alm, T., Mangerud, J. & Landvik, J. V.** 1994: Late Weichselian environmental change in Norway, including Svalbard. *Journal of quaternary science* 9, 133-145.
- Bjelland, T.** 1998: Rekonstruksjon av bre- og skredaktivitet i Buerdalen. Hovedfagsoppgave i naturgeografi, *Institutt for geografi*. Universitetet i Bergen.
- Bjune, A. E.** 2005: Holocene vegetational and climatic history at or near tree-line in contrasting areas of Norway inferred from pollen and plant macrofossils in lake sediments. Doctor Scientiarum, *Department of biology*. University of Bergen.
- Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A. & Birks, H. J. B.** 2005: Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene* 15 (2), 177-189.
- Bjørnbæk, G.** 1993: Vind 1:3,5 mill. Det norske meteorologisk institutt. Nasjonalatlas for Norge, kartblad 3.1.8. *Statens kartverk*.
- Björck, S. & Håkansson, S.** 1982: Radiocarbon dates from Late Weichselian lake sediments in South Sweden as a basis for chronostratigraphic subdivision. *Boreas* 11, 141-150.

- Björck, S. & Wohlfarth, B.** 2001: ^{14}C chronostratigraphic techniques in paleolimnology. In: Last, W. M. & Smol, J. P., *Tracking environmental change using lake sediments*. Kuwier academic publishers, 205-245.
- Björck, J., Andr en, T., Wasteg ard, S., Possnet, G. & Schoning, K.** 2002: An event stratigraphy for the last glacial-Holocene transition in east middle Sweden: results from investigations of varved clay and terrestrial sequences. *Quaternary science reviews* 21, 1489-1501.
- Björck, S., Dearing, J. A. & Jansson, A.** 1982: Magnetic susceptibility of late weichselian deposits in southwestern Sweden. *Boreas* 11, 99-111.
- Björck, S., Rundgren, M., Ing olfsson,  . & Fender, S.** 1997: The Preboreal Oscillation around the Nordic Seas: terrestrial and lacustrine responses. *Journal of quaternary science* 12 (6), 455-465.
- Björck, S., Walker, M. J. C., Gwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K. L., Lowe, J., Wohlfarth, B. & INTIMATE Members** 1998: An event stratigraphy for the last termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of quaternary science* 13 (4), 283-292.
- Bj rlykke, K.** 1977: Sedimentologi, stratigrafi og oljegeologi. 236 p. *Universitetsforlaget*.
- Blake, G. R.** 1965: Bulk density. In: Black, C. A., *Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling*. American society of agronomy, Inc, Publisher, 374-399.
- Bojariu, R. & Gemino, L.** 2003: Predictability and numerical modelling of the North Atlantic Oscillation. *Earth science reviews* 63, 145-168.
- Bondevik, S. & Mangerud, J.** 2002: A calendar age estimate of a very late Younger Dryas ice sheet maximum in western Norway. *Quaternary science reviews* 21, 1661-1676.
- Boulton, G. S. & Deynoux, M.** 1981: Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillets in ancient sedimentary sequences. *Precambrian research* 15, 397-422.
- Bowman, S.** 1990: Radiocarbon dating. 70 p. *British museum publications*.
- Bradley, R. S.** 1985: Quaternary palaeoclimatology. Methods of paleoclimatic reconstruction. 472 p. *Allen & Unwin*.
- Bradshaw, M. & Weaver, R.** 1992: Physical geography. An introduction to earth environments. 640 p. *Mosby*.
- Broecker, W. S. & Denton** 1990a: The role of the ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Quaternary science reviews* 9, 305-311.
-1990b: What drives glacial cycles? *Scientific American* 262, 43-50.

- Buck, P. J. & Wänke, H.** 1988: Impacts and glacio-eustasy, plate tectonic episodes, geomagnetic reversals: a concept to facilitate detection of impact events. *Physics of the earth and planetary interiors* 50, 183-194.
- Chappellaz, J., Banala, J. M., Raynaud, D., Kaotivich, H. S. & Lorius, C.** 1990: Ice core record of atmospheric methane over the past 160.000 years. *Nature* 345, 127-131.
- Dahl, S. O. & Nesje, A.** 1992: Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 94, 87-97.
- 1994: Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene* 4 (3), 269-277.
- 1996: A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitude and pine-tree limits: a case study from Hardangerjøkulen, central-southern Norway. *The Holocene* 6 (4), 381-398.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø. & Nesje, A.** 2003: Reconstruction of four glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary science reviews* 22, 275-287.
- Dahl, S. O., Nesje, A. & Øvstedal, J.** 1997: Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas* 26, 161-180.
- Dawson, A. G.** 1992: Ice age earth. Late Quaternary geology and climate. 260 p. *Routledge*.
- Dearing, J. A.** 1983: Changing patterns of sediment accumulation in a small lake in Scania, southern Sweden. *Hydrobiologia* 103, 59-64.
- Det norske meteorologiske institutt-Klimaavdelingen.** *Lufttemperaturnormaler, periode 1899-1971*, Inger M. Nordin 2002.
- Det norske meteorologiske institutt-Klimaavdelingen.** *Midlere FF (Vindhastighet) (10 meter), periode 1957-1971*. Inger M. Nordin 2002.
- Det norske meteorologiske institutt-Klimaavdelingen.** *Midlere snødybde, periode 1926-1971*, M. Nordin 2002.
- Det norske meteorologiske institutt-Klimaavdelingen.** *Nedbørnormaler, periode 1899-1971*, Inger M. Nordin 2002.
- Devey, E. S. & Flint, R. F.** 1957: Postglacial hypsithermal interval. *Science* 125, 182-184.
- Diesen, M. G. B.** 2003: Den vertikale isutbredelsen i Kvinnherad under siste istid. Hovedoppgave i kvartærgeologi. Universitetet i Bergen.
- Donner, J.** 1995: The Quaternary history of Scandinavia. 300 p. *Cambridge University Press*.

- Edwards, R L., Beck, J. W., Burr, G. S., Donahue, D. J., Chappell, J. M. A., Bloom, A. L., Druffel, E. R. M. & Taylor, F. W.** 1993: A large drop in atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and reduced melting in the Younger Dryas, documented with ^{230}Th ages of coals. *Science* 260, 962-968.
- Ehlers, J.** 1990: Reconstructing the dynamics of the north-west European Pleistocene ice sheet. *Quaternary science reviews* 9, 71-81.
- Elvehøy, H.** 1998: Samanlikning av massebalanse på Hardangergjøkulen og Folgefonna. 6 p. *Norges vassdrags-og energiverk*.
- Eyles, N. & Miall, A. D.** 1984: Glacial facies. In: Walker, R. G. *Facies models*. Geological association of Canada, 15-38.
- Eyles, N., Eyles, G. H. & Miall, A. D.** 1983: Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology* 30, 393-410.
- Farseth, R. B. & Solli, A.** 1992: Husnes, berggrunnskart 1214 IV-1:50.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Fisher, T. G., Smith, D. G. & Andrews, J. T.** 2002: Preboreal oscillation caused by a glacial lake Agassiz flood. *Quaternary science reviews* 21, 873-878.
- Flybilder 1:40.000.** Serie 11534-Sørvestre Folgefonnhalvøya. 14-5, 1-3. Utgitt 1993. *Statens kartverk, Landkartdivisjonen*.
- Flybilder 1:40.000.** Serie 11534-Sørvestre Folgefonnhalvøya. 14-6, 1-3. Utgitt 1993. *Statens kartverk, Landkartdivisjonen*.
- Follestad, B. A.** 1970: Deglasiasjonsforløpet på den sydvestre del av Folgefonnhalvøya. Hovedfagsoppgave. Universitetet i Bergen.
- 1972:** The deglaciation of the southwestern part of the Folgefonn peninsula, Hordaland. *Norges geologiske undersøkelse* 280, 31-64.
- Fortuin, A. R., Roep, T. B., Sumosusastro, T. C. E., van Weering, W. & Werrf, P. A.** 1992: Slumping and sliding in Muorui and recent developing arc basins, onshore and offshore Sumbo (Indonesia). *Marine geology* 108, 345-363.
- Fredin, O.** 2001: Västcentrerade inlandsisar i Skandinavien. *Licentieavhandling i geografi med naturgeografisk inriktning*.
- 2002:** Glacial inception and Quaternary mountain glaciations in Fennoscandia. *Quaternary International* 95-96, 99-112.
- 2004:** Mountain centered icefields in Northern Scandinavia. Doctoral dissertation 2004. *Department of Physical Geography and Quaternary Geology*. Stockholm University.
- Friström, A.** 1999: Golfstrømmen försvagas i en varmare värld. *Hållbart* 5, 1-3.

- Fritzsims, S. J.** 1996: Paraglacial redistribution of glacial sediments in Vestfold Hills. *Geomorphology* 15, 93-108.
- Gimino, L., Gallego, D., Relera, R., Nieto, R., Perèz, J. F., Vidal, O., Franc, L., Garcia, R. & Hernández, E.** 2002: Imprints of the north atlantic oscillation on four atmospheric parameters. *Earth and planetary letters* 202, 677-692.
- Gjessing, J.** 1995: Norges landformer. 207 p. *Universitetsforlaget*.
- Gjevik, B.** 1996: Hva driver Golfstrømmen? *Nature* 4, 216-222.
- Goudie, A.** 1990: Geomorphological techniques. 570 p. *Routledge*.
-1994: The encyclopedic dictionary of physical geography. 611 p. *Blackwell reference*.
- Grønås, S.** 1999a: NAO: En vekselvirkning mellom atmosfære og hav? *Cicerone* 5, 26-28.
-1999b: Den nord-atlantiske oscillasjonen (NAO) og påvirkningen av været. *Naturen* 1, 29-37.
- Guitier, F., Andrieu-Ponell, V., Beaulieu, J.-L., Cheddadi, R., Calvez, M., Ponell, P., Reille, M., Keller, T. & Goeury, C.** 2003: The last climatic cycles in Western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records. *Quaternary international* 111, 59-74.
- Hagen, J. O., Liestøl, O., Sollid, J. L., Wold, B. & Østrem, G.** 1993: Subglacial variations in the Okstinden region of southern Norway during the last three millennia. *Boreas* 7, 1-17.
- Hald, M. & Hagen, S.** 1998: Early Preboreal cooling in the Nordic seas region triggered by meltwater. *Geology* 7, 615-618.
- Hallet, B., Hunter, L. & Bogen, J.** 1996: Rate of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of fluid data and their implications. *Global and planetary change* 12, 213-235.
- Hamborg, M.** 1983: Strandlinjer og isavsmelting i midtre Hardanger, Vest-Norge. *Norges geologiske undersøkelse* 387, 39-70.
- Hamborg, M. & Mangerud, 1981:** A reconstruction of ice movement directions during the late Weichselian in Samnanger and Kvam, Western Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 369, 77-98.
- Hanssen-Bauer, I. & Førland, E. J.** 1998: Annual and seasonal precipitation variations in Norway 1896-1997. DNMI. 37 p. *Report No.27*.
- Hanssen-Bauer, I. & Nordli, P. Ø.** 1998: Annual and seasonal temperature variations in Norway 1876-1997. DNMI. 29 p. *Report No.25*.
- Harstveit, K.** 2003: Det norske meteorologiske institutt. <http://www.DNMI.no>. "Spør om klima".

- Haugland, A.** 1981: Skåneviksoga. Første bandet. Gardar og ættar i Holmedal. *Skånevik bygdeboknemnd*.
- Hays, J. D., Imbrie, J. J. & Shackleton, N. J.** 1976: Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science* 194, 1121-1132.
- Hedberg, H. D.** 1976: International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. 214 p. *The international union of geological science and the geological society of America, Inc.*
- Heinri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G.** 2000: Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: Reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology* 25, 101-110.
- Helland, A.** 1871: Ertsforekomster i Søndhordland. *Nyt. Mag. F. Nat.* 1871. Bd. 18.
- Helle, S. K.** 2004: Sequence stratigraphy in a moraine at the head of Hardangerfjorden, western Norway: evidence for a high-frequency relative sea-level cycle. *Sedimentary geology* 169, 251-281.
- Helle, S. K., Anundsen, K., Aasheim, S. & Haflidason, H.** 1997: Indications of a Younger Dryas marine transgression in inner Hardanger, West Norway. *Norsk geologisk tidsskrift* 77, 101-117.
- Helle, S. K., Rye, N. & Stabell, B.** 2000: Shoreline displacement and fault activity in the Hardangerfjord, Western Norway. *Geonytt* 1, 82.
- Hilton, J.** 1987: A simple model for the interpretation of magnetic records in lacustrine and ocean sediments. *Quaternary research* 27, 160-166.
- Hilton, J. & Lishman, J. P.** 1985: The effect of redox changes on the magnetic susceptibility of sediments from a seasonally anoxic lake. *Limnology and oceanography* 30 (4), 907-909.
- Hilton, J., Lishman, J. P. & Chapman, J. S.** 1986: Magnetic and chemical characterisation of a diagnostic magnetic mineral formed in the sediment of productive lakes. *Chemical geology* 56, 325-333.
- Holtedahl, H.** 1964: An Allerød fauna at Os. *Norsk geologisk tidsskrift* 44, 315-322.
-1967: Notes on the formation of fjords and fjord-valleys. *Geografiska Annaler* 49, 188-203
-1975: The geology of the Hardangerfjord, Western Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 323, 1-87.
- Hurrell, J. W. & Loon, H. V.** 1997: Decadal variations in climate associated with the north atlantic oscillation. *Climatic change* 36, 301-326.
- Håkanson, I. & Jansson, M.** 1983: Principles of lake sedimentation. 310 p. *Springer Verlag*.

- Imbrie, J. & Imbrie, K. R.** 1979: Ice ages: solving the mystery. 224 p. *Macmillan*.
- Imbrie, J., Berger, A. & Shackleton, N. J.** 1993: The role of orbital forcing: a two-million-year perspective. In: Eddy, J. A. & Ouches, H., *Global changes in the perspective of the past*, 263-277.
- IPCC** 2001: The scientific basis. *Climate change 2001*.
- Jorde, K. & Naterstad, J.** 1995: Haugesund, berggrunnskart-1:250.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Haldorsen, S.** 1997: Kvartærgeologi. 250 p. *Landbruksforlaget*.
- Kaland, P. E.** 1984: Holocene shore displacement and shore lines in Hordaland, western Norway. *Boreas* 13, 202-242.
- Kaldhol, H.** 1941: Terrasse-og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. 206 p. *Hellesylt*.
- Kaplan, M. R., Wolfe, A. P. & Miller, G. H.** 2002: Holocene environmental variability in southern Greenland inferred from lake sediments. *Quaternary research* 58, 149-159.
- Karlén, W.** 1976: Lacustrine sediments and tree-limit variations as indicators of Holocene climate fluctuations in Lappland, Northern Sweden. *Geografiska Annaler* 58A (1-2), 1-34.
- 1981: Lacustrine sediments studies. *Geografiska Annaler* 63A (3-4), 273-281.
- 1982: Holocene glacier fluctuations in Scandinavia. *Striae* 18, 26-34.
- 1988: Scandinavian glacial and climatic fluctuations during the Holocene. *Quaternary science reviews* 7, 199-209.
- Karlén, W. & Matthews, J. A.** 1992: Reconstructing Holocene glacier variations from lake sediments: studies from Nordvestlandet and Jostedalbreen-Jotunheimen, southern Norway. *Geografiska Annaler* 74 (A), 327-348.
- Karpuz, N. K. & Jansen, E.** 1992: A high-resolution diatom record of the last deglaciation from SE Norwegian Sea: documentation of rapid climate changes. *Paleoceanography* 7 (4), 499-520.
- Kirkby, M. J. & Morgan, R. P. C.** 1980: Soil erosion. 312 p. *John Wiley & Sons*.
- Klitsgaard-Kristensen, D., Sejrup, H. P., Hafliðason, H., Johnsen, S. & Spurk, M.** 1998: A regional 8200 cal. Yr BP cooling event in northwest Europe, induced by the final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation? *Journal of quaternary science* 13 (2), 165-169.
- Kolderup, N. H.** 1941: Trekk av Sunnhordlands geologi. *Norsk geologisk tidsskrift* 31, 183-185.
- Krzywinski, K. & Stabell, B.** 1984: Late Weichselian sea level changes at Sotra, Hordaland, western Norway. *Norsk geografisk tidsskrift* 24, 121-148.

- Kvale, A.** 1945: Noen bemerkninger om Telemarkformasjonen på Vestlandet. *Bergens Museums Årbok 1945. Naturvitenskapelig rekke Nr.5*, 3-18.
- Köningsson, L.-K.** 1979: The Quaternary history of the North Sea. 240 p. *Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentisimum Celebratis: 2*.
- Lambeck, K.** 2004: Sea-level change through the last glacial cycle: geophysical, glaciological and palaeogeographic consequences. *Geoscience 336*, 677-689.
- Last, W. M. & Smol, J. P.** 2001: Tracking environmental change using lake sediments. 545 p. *Kuwier academic publishers*.
- Leonard, E. M.** 1985: Use of lacustrine sedimentary sequences as indicators of Holocene glacial history, Banff National Park, Atlanta, Canada. *Quaternary research 26*, 218-231.
- Levy, L. B., Kaufman, D. S. & Werner, A.** 2002: Holocene glacier fluctuations, Waskey Lake, north-eastern Ahklun, southwestern Alaska. *The Holocene 14 (2)*, 185-193.
- Libby, W. F.** 1955: Radiocarbon dating. 175 p. *The university of Chicago press*.
- Liemann, A. & Niessen, F.** 1993: Holocene glacial activity and climate variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene 4 (3)*, 259-268.
- Liestøl, O.** 1967: Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, 141-143.
- Lindmar-Bergström, K., Ollier, G. D. & Sulebak, J. R.** 2000: Landforms: an uplift history of southern Norway. *Global and planetary change 24*, 211-231.
- Linick, T. W., Damon, B. E., Donahue, D. J. & Jull, A. J. T.** 1989: Accelerator mass spectrometry: the new revolution in radiocarbon dating. *Quaternary International 1*, 1-6.
- Lowe, J. J. & Walker, M. J. C.** 1997: Reconstructing Quaternary environments. 446 p. *Prentice Hall*.
- Lundqvist, J.** 1986: Late weichselian glaciation and deglaciation in Scandinavia. *Quaternary science reviews 5*, 269-292.
- 1995:** Younger Dryas ice-marginal zone in Sweden. *Quaternary International 28*, 171-176.
- Maddy, D. & Green, C. P.** 1989: Unified approach to the stratigraphy of Pleistocene river basin sediments. *Quaternary newsletters 59*, 8-13.
- Maher, J. L. J.** 1988: Automating the dreary measurements for loss-on-ignition. *Inqua 18*, 1-4.
- Mangerud, J.** 1970: Late Weichselian vegetation and ice-oscillations in the Bergen district, Western Norway. *Norsk Geografisk tidsskrift 24*, 121-148.

- 1987: Ice-front variations of different parts of the Scandinavian ice sheet, 13.000-10.000 years BP. *Abrupt climatic change 1*, 23-30.
- 2000: Was Hardangerfjorden, western Norway, glaciated during the Younger Dryas? *Norsk geologisk tidsskrift 80*, 229-234.
- Mangerud, J. & Berglund, B. E.** 1987: The subdivision of the Quaternary of Norden. *Boreas 7*, 179-181.
- Mangerud, J, Larsen, E., Longva, O. & Sønstegeard, E.** 1979: Glacial history of western Norway, 15.000-10.000 B. P. *Boreas 8*, 179-187.
- Matthews, J. A., Dahl, S. O., Nesje, A., Berrisford, M. S. & Andersson, C.** 2000: Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores. *Quaternary science reviews 19*, 1625-1647.
- Menzies, J.** 1996: Past glacial environments. Sediments, forms and techniques. Glacial environments: Volume 2. 350 p. *Butterworth Heinemann*.
- Mercer, J. H.** 1969: The Allerød oscillation: a European climatic anomaly? *Arctic and alpine research 1 (4)*, 227-234.
- Miettinen, A.** 2004: Holocene sea-level changes and glacio-isostasy in the Gulf of Finland, Baltic sea. *Quaternary International 120*, 91-104.
- Moe, B., Sætersdal, M. & Flatabø, G.** 1994: Norsk malurt, *Artemisia norvegica*, funnet i Jondal i Hardanger. *Blyttia 52*, 17-24.
- Mortensen, O.** 1942: Et eruptivfelt i Kvinnherad og Skånevik herreder (Kvinnherad-Skånevikfeltet). 1-100. *Bergens Museums Årbok 1942. Naturvitenskapelig rekke Nr.8*.
- Møller, J.** 1998: Relative sea level changes in Fennoscandia. www.imv.uit.no. *Sealevel 32*.
- Nesje, A.** 1992: A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and alpine research 24*, 257-259.
- 1995: Brelære. 124 p. *Høyskoleforlaget*.
- Nesje, A. & Dahl, S. O.** 1993: Lateglacial and Holocene glacier fluctuations in western Norway: a review. *Quaternary science reviews 12*, 255-261.
- 2000: Glaciers and environmental change. 203 p. *Arnold*.
- 2001: The Greenland 8200 cal. Yr BP event detected in loss-in-ignition profiles on Norwegian lacustrine sediment sequences. *Journal of quaternary science 16 (2)*, 155-166.
- Nesje, A. & Johannessen, T.** 1992: What were the primary forcing mechanisms of high-frequency Holocene climate and glacier variations? *The Holocene 2 (1)*, 79-84.
- Nesje, A. & Kvamme, M.** 1991: Holocene glacier and climate variations in Western Norway: Evidence for early Holocene glacier demise and multiple neoglaciation events. *Geology 19*, 610-612.

- Nesje, A., Dahl, S. O., Andersson, C. & Matthews, J. A.** 2000: The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardsvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary science reviews* 19, 1047-1065.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Løvlie, R. & Sulebak, J. R.** 1994: Holocene glacier activity at the southwestern part of Hardangergjøkulen, central-southern Norway: evidence from lacustrine sediments. *The Holocene* 4 (4), 377-382.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R.** 1991: Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, western Norway: evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary science reviews* 10, 87-114.
- Nesje, A., Lie, Ø. & Dahl, S. O.** 2000: Is the North-Atlantic oscillation reflected in Scandinavian glacier mass Balance records? *Journal of Quaternary science* 15, 587-601.
- Nesje, A., Matthews, J. A., Dahl, S. O., Berrisford, M. S. & Andersson, C.** 2001: Holocene glacier fluctuations at Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene* 11 (3), 267-280.
- Nesje, A., Søgne, K., Elgersma, A. & Dahl, S. O.** 1987: A piston corer for lake sediments *Norsk geografisk tidsskrift* 41, 123-125.
- Nichols, G.** 1999: Sedimentology and stratigraphy. 345 p. *Blackwell science*.
- Nordin, I. M.** 2002: *Det norske meteorologiske institutt*. <http://www.DNMI.no>. "Spørsmål om klima."
- Norge 1:50.000.** Topografisk hovedkartserie-M711, blad 1214 IV. Husnes, utgave 1980. *Statens kartverk, Hønefoss*.
- Norge 1:50.000.** Topografisk hovedkartserie-M711, blad 1214 I. Kvinnherad, utgave 1988. *Statens kartverk, Hønefoss*.
- Novazyk, R. N.** 2001: Logging of magnetic susceptibility. In: Last, W. M. & Smol, J. P., *Tracking environmental change using lake sediments*. *Kuwer academic publishers*, 155-170.
- Oldfield, F.** 1991: Environmental magnetism-a personal perspective. *Quaternary science reviews* 10, 73-85.
- Oldfield, F., Barnosky, C., Leopold, E. B. & Smith, J. P.** 1983: Mineral magnetic studies of lake sediments. *Hydrobiologia* 103, 37-44.
- Olsson, I. U.** 1968: Modern aspects of radiocarbon datings. *Earth-science reviews* 4, 203-218.
-1986: Radiometric dating. In: Berglund, B. E. *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. John Wiley and sons, 273-312.

- Orwin, J. F. & Smart, C. C.** 2004: The evidence for paraglacial sedimentation and its temporal scale in the deglaciating basin of Small River Glacier, Canada. *Geomorphology* 8, 175-202.
- Osipov, E. Y.** 2004: Equilibrium-line altitudes as reconstructed LGM glaciers of the northwest Barguzinsky Ridge, Northern Baikal, Russia. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 209, 219-226.
- Packman, A. I. & Jerolmack, D.** 2004: The role of physicochemical processes in controlling sediment transport and deposition in turbidity currents. *Marine geology* 204, 1-9.
- Pelto, M. S.** 1992: Equilibrium line altitude variations with latitude, today and during the Late Wisconsin. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 95, 41-46.
- Porter, S. C.** 1981: Glaciological evidence of Holocene climatic change. In: Wigley, T. M. L., Ingham, M. J. & Farmer, G. *Climate and history. Studies in past climates and their impact on man.* Cambridge university press, 82-110.
- Paasche, Ø., Løvlie, R., Dahl, S. O., Bakke, J. & Nesje, A.** 2004: Bacterial magnetite in lake sediments: late glacial to Holocene climate and sedimentary changes in northern Norway. *Earth and Planetary Science Letters* 223, 319-333.
- Ragnhildstveit, J. & Egeland, B.** 1995: Beskrivelse til geologisk kart over Norge-1:250.000 Haugesund. *Norges geologiske undersøkelse.*
- Rekstad, J.** 1905: Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige Norge. *Bergens Museums Aarbog 1905 (2).* John Griegs Bogtrykkeri, 10-46.
- 1906:** Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige og nordlige Norge. *Bergens Museums Årbok 1906 (1)*, 1-48.
- 1907a:** Folgefønns-halvøens geologi. *Norges geologiske undersøkelse* 45, 1-47.
- 1907b:** Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige Norge. *Bergens Museums Årbok 1907 (9)*, 1-31.
- 1907c:** Bræernes voksen i det vestlige Norge under de senere aars kolde somre. *Bergens Museums Årbok 1907 (9)*, 1-8.
- 1908:** Geologiske iagttagelser fra Søndhordland. *Norges geologiske undersøkelse* 4, 3-24.
- Risan, K. Å.** 1950: Om Kvinnherads kvartærgeologi. Hovedoppgave i fysisk geografi. Universitetet i Oslo.
- Rose, J., Boardman, J., Kemp, R. A. & Whiteman, C. A.** 1985: Palaeosols and the interpretation of the British stratigraphy. In: Richards, K. S., Arnett, R. R. & Sellis, S. *Geomorphology and soils.* George Allen & Unwin, 348-375.
- Rye, N.** 1970: Einergren av Preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest-Norge. *Norges geologiske undersøkelse* 266, 246-251.

- Rye, N., Nesje, A., Lien, R. & Anda, E.** 1987: The late weichselian ice sheet in the Nordfjord-Sunnmøre area and deglaciation chronology for Nordfjord, western Norway. *Norsk Geografisk tidsskrift* 41, 23-43.
- Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S. J. A., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Erlenkeusen, H. & Ganssen, G.** 1994: Changes in the east Atlantic deepwater circulation over the past 30,000 years: eight time slice reconstructions. *Paleoceanography* 9 (2), 209-267.
- Schnurrenberger, D.** 2003: Limnological research. www.LRC.com. *Core facility*.
- Seierstad, J., Nesje, A., Dahl, S. O. & Simonsen, J. R.** 2002: Holocene glacier fluctuations of Grovabreen and Holocene snow-avalanche activity reconstructed from lake sediments in Grønningstølsvatnet, western Norway. *The Holocene* 12 (2), 211-222.
- Sexe, S. A.** 1864: Om sneebræen Folgefon. *Universitetsprogram for annet halvår 1864*. 36 p. *Christiania*.
- Shaw, J.** 1977: Sedimentation in an alpine lake during deglaciation, Okanagan Valley, British Columbia, Canada. *Geografiska annaler* 59 A (3-4), 221-240.
- Sigmond, E. M. O.** 1985: Brukerveiledning til berggrunnskart over Norge-1:1 million. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Sigmond, E. M. O., Gustavson, M. & Roberts, D.** 1984: Berggrunnskart over Norge-1:1 million. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Simonsen, J.** 1999: Rekonstruksjon av bre-og klimahistorie i Bondhusdalen. Hovedfagsoppgave i naturgeografi, *Institutt for geografi*. Universitetet i Bergen.
- Sindre, E.** 1980: Late Weichselian ice-front oscillations in the Hardanger-Sunnhordaland district, West Norway. *Continental Shelf Institute (IKU). Pub. No. 102*, 16 p.
- Sissons, J. B.** 1979: Paleoclimatic inferences from former glaciers in Scotland and the lake District. *Nature* 278, 518-521.
- Skjeseth, S.** 1996: Norge blir til. Norges geologiske historie. 88 p. *Schibsted*.
- Snowball, J.** 1993: Mineral magnetic properties of Holocene lake sediments and soils from the Kårsa valley, Lapland, Sweden, and their relevance to palaeoenvironmental reconstructions. *Terra Nova* 5, 258-270.
- Snowball, J. & Sandgren, P.** 1996: Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Kårsa valley, northern Sweden: contrasts in interpretation. *The Holocene* 6 (3), 367-372.
- Snowball, I. & Thompson, R.** 1990: A mineral magnetic study of Holocene sedimentation in Lough Catherine, Northern Ireland. *Boreas* 19, 127-146.

- Sohlerius, G.** 1996: Mineral magnetic properties of late weichselian-holocene sediments from the northwestern Baltic proper. *Boreas* 25, 79-85.
- Sollid, J. L., Andersen, S., Hamre, N., Kjeldsen, O., Salvigsen, O., Sturød, S., Tveita, T. & Wilhelmsen, A.** 1973: Deglaciation of Finnmark, North Norway. *Norsk geografisk tidsskrift* 27, 233-325.
- Souch, C.** 1994: A methodology to interpret downvalley lake sediments as records of neoglacial activity: coast mountains, british Columbia, Canada. *Geografiska Annaler* 76A (3), 169-185.
- Stuiver, M. & Reimer, P. J.** 1986: A computer program for radiocarbon age calibration. *Radiocarbon* 28, 1022-1030.
-1993: Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230.
-2003: CALIB. <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk>. "CALIB 4.4 Manual".
- Sulebak, J. R.** 1998: Kompendium i naturgeografi. *Institutt for geografi. Universitetet i Bergen*.
- Sutherland, D. G.** 1984: Modern glacier characteristics as a basis for inferring four climates with particular reference to the Loch Lomond stadial. *Quaternary science reviews* 3, 291-309.
- Svendsen, J. I. & Mangerud, J.** 1997: Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary science* 2, 113-132.
- Sørensen, R.** 1979: Late Weichselian deglaciation in the Oslofjord area, south Norway. *Boreas* 8, 241-246.
- Thomassen, T. C.** 1879: Geologiske undersøgelser paa Folgefons Halvø. *Nyt. Mag. f. Nat. vid* 24, 274-288.
- Thompson, R.** 1973: Palaeolimnology and palaeomagnetism. *Nature* 242, 183-184.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O`Sullivan, R. E. & Oldfield, F.** 1975: Magnetic susceptibility of lakes. *Limnology and oceanography* 20 (5), 687-698.
- Thompson, R., Bloemendal, J., Dearing, J. A., Oldfield, F., Rummery, T. A., Stober, J. C. & Tuner, G. M.** 1980: Environmental applications of magnetic measurements. *Science* 207 (4430), 481-486.
- Thoresen, M. K.** 1991: Nasjonalatlas for Norge. Hovedtema 2: Landformer, berggrunn og løsmasser. 64 p. *Statens kartverk*.
- Thoresen, M. K., Lien, R., Sønstegaard, E. & Aa, A. R.** 1995: Hordaland fylke, kvartærgeologisk kart. M1:250.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Turkart 1:100.000.** Folgefonna-Hardangerfjorden, utgitt 1995. *Statens kartverk, Hønefoss*.

- Turner, C.** 1989: Type sections and Quaternary deposits. In: Rose, J. & Schlüchter, V. *Quaternary type sections: Image or reality?* Balkema, 41-44.
- Tvede, A. M.** 1972: En glasio-klimatisk undersøkelse av Folgefonni. Hovedfagsoppgave i geografi, *Institutt for geografi*, Universitetet i Oslo.
-1973: Folgefonni - en glasiologisk avviker. *Naturen 1*, 11-16.
- Tvede, A. & Liestøl, O.** 1977: Blomsterskardsbreen, Folgefonni: Mass balance and recent fluctuations. *Norsk Polarinstitutt Årbok 1976*, 225-234.
- Undås, I.** 1947: Sørfjordsbygdene i seinglasial og postglasial tid. Festskrift for Ullensvang hagebrukslag 1897-1997. *J. W. Eides Boktrykkeri*. 87-106.
-1963: Ra-morenen i Vest-Norge. 78 p. *J. W. Eides forlag*.
-1964: When were the heads of the Hardangerfjord and the Sognefjord ice-free? *Norsk geografisk tidsskrift 19*, 291-295.
- Velle, G., Brooks, S. J., Birks, H. J. B. & Willassen, H.** 2005: Chironomids as a tool for inferring Holocene climate: an assessment based on six sites in southern Scandinavia. *Quaternary science reviews 24 (12-13)*, 1429-1462.
- Vaage, E.** 1972-1982: Kvinnherad bygdesoga. 583 p. *Kvinnherad bygdeboknemnd*.
- Voksø, A.** 2003: NVE. <http://www.NVE.no>. "Spørsmål".
- Walker, R. G.** 1984: General introduction: Facies, facies sequences and facies models. In: *Facies models*. Geological association of Canada, 1-9.
- Wright, H. E.** 1980: Cores of soft lake sediments. *Boreas 9*, 107-114.
- Wolf, D.** 1992: The changing role of the lithosphere in models of glacial isostasy: a historical review. *Global and planetary change 8*, 95-106.
- Økonomisk kart 1:5.000.** AM 043-5-4 Bakkastølen, utgitt 2000. *Statens kartverk*.
- Økonomisk kart 1:5.000.** AL 042-5-2 Ersland, utgitt 2000. *Statens kartverk*.
- Økonomisk kart 1:5.000.** AM 043-5-3 Handelandsdalen, utgitt 2000. *Statens kartverk*.
- Økonomisk kart 1:5.000.** AM 042-5-2 Holmedal, utgitt 2000. *Statens kartverk*.
- Økonomisk kart 1:5.000.** AL 042-5-1 Sandvoll, utgitt 2000. *Statens kartverk*.
- Økonomisk kart 1:5.000.** AM 042-5-4 Utåker, utgitt 2000. *Statens kartverk*.
- Økonomisk kart 1:5.000.** AL 043-5-4 Valen, utgitt 2000. *Statens kartverk*.
- Østrem, G. & Olsen, H. C.** 1987: Sedimentation in a glacier lake. *Geografiska Annaler 69A (1)*, 123-138.

-
- Østrem, G. Dale, S. K. & Tandberg, K.** 1988: Atlas over breer i Sør-Norge. Norges vassdrags- og energiverk, vassdragsdirektoratet. 179 p. *Meddelelse nr. 61 fra Hydrologisk avdeling.*
- Aa, A. R.** 1996: Topographic control of equilibrium-line altitude depression on reconstructed “Little Ice Age” glaciers, Grovabreen, western Norway. *The Holocene 6 (1)*, 82-89.
- Aaby, B. & Digerfeldt, G.** 1986: Sampling techniques for lakes and bogs. 181-201
In: Handbook of Holocene and palaeoecology and palaeohydrology. Edited by Berglund, B. E. 869 p. *John Wiley & Sons.*
- Aarseth, I.** 1971: Deglasiasjonsforløpet i Bjørnafjords-området, Hordaland. Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi. Universitetet i Bergen.
- Aarseth, I. & Mangerud, J.** 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas 3*, 2-22.
- Aarseth, I., Austebø, P. K. & Risnes, H.** 1997: Seismic stratigraphy of younger dryas ice-marginal deposits in western Norwegian fjords. *Norsk geologisk tidsskrift 77*, 65-85.

Kartgrunnlag

Topografisk hovedkartserie	Målestokk 1:50.000, M711, Blad 1214 I, Kvinnherad, utgave 1988. Statens kartverk
Topografisk hovedkartserie	Målestokk 1:50.000, M711, Blad 1214 IV, Husnes, utgave 1980. Statens kartverk
Turkart Folgefonna-Hardangerfjorden	Målestokk 1:100.000, utgitt 1995. Statens kartverk
Kvartærgeologisk kart	Målestokk 1:250.000, kvartærgeologisk fylkeskart over Hordaland. 1995. NGU
Berggrunnskart	Målestokk 1:250.000, Haugesund. Ragnhildstveit, J. & Egeland, B. 1995. NGU
Berggrunnskart	Målestokk 1:50.000, Husnes. Farseth, R. B. & Solli, A. 1982. NGU
Økonomisk kart	Målestokk 1:5.000, AM 042-5-2 Holmedal, utgave 2000. Statens kartverk
Økonomisk kart	Målestokk 1:5.000, AM 042-5-4 Utåker, utgave 2000. Statens kartverk
Økonomisk kart	Målestokk 1:5.000, AM 043-5-3 Handelandsdalen, utgave 2000. Statens kartverk
Økonomisk kart	Målestokk 1:5.000, AM 043-5-4 Bakkastølen, utgave 2000. Statens kartverk
Økonomisk kart	Målestokk 1:5.000, AL 042-5-1 Sandvoll, utgave 2000. Statens kartverk
Økonomisk kart	Målestokk 1:5.000, AL 042-5-2 Ersland, utgave 2000. Statens kartverk
Økonomisk kart	Målestokk 1:5.000, AL 043-5-4 Valen, utgave 2000. Statens kartverk

Glødetapsrådata-Erslandsvatnet

Dybde	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Dybde	Vekt digel	Vekt våt prøve	Digel + prøve tørket 105 °C	Vann	Digel + prøve glødet 550 °C	Tørr prøve B-A	Asker est I-A	%Askeres t (E-D)x100	Glødetap % 100-K
0,5 cm	13,1499	14,2158	13,2912	0,9246	13,2226	1,0659	0,0727	51,4508139	48,54918613
1 cm	13,5787	14,6581	13,7107	0,9474	13,6435	1,0796	0,0650	49,1679274	50,83207262
1,5 cm	12,2181	13,3212	12,3597	0,9615	12,2896	1,1031	0,0715	50,4943503	49,50564972
2 cm	10,7642	11,8782	10,9245	0,9537	10,8525	1,1140	0,0883	55,0842171	44,91578291
2,5 cm	12,0058	13,0842	12,1532	0,9310	12,0838	1,0784	0,0780	52,9172320	47,08276798
3 cm	11,8353	12,9090	11,9892	0,9198	11,9212	1,0737	0,0859	55,8154646	44,18453541
3,5 cm	12,0339	13,2024	12,7197	1,0227	12,1087	1,1685	0,0748	51,3031550	48,69684499
4 cm	11,4348	12,5301	11,5809	0,9492	11,5113	1,0953	0,0765	52,3613963	47,63860370
4,5 cm	11,5004	12,6066	11,6585	0,9481	11,5885	1,1062	0,0881	55,7242252	44,27577483
5 cm	10,7449	11,7832	10,8716	0,9116	10,8101	1,0383	0,0652	51,4601421	48,53985793
5,5 cm	12,1798	13,3191	12,3411	0,9780	12,2702	1,1393	0,0904	56,0446373	43,95536268
6 cm	11,3549	12,4812	11,5060	0,9752	11,4363	1,1263	0,0814	53,8716082	46,12839179
6,5 cm	11,0395	12,1813	11,1892	0,9921	11,1199	1,1418	0,0804	53,7074148	46,29258517
7 cm	13,1501	14,3311	13,2956	1,0355	13,2281	1,1810	0,0780	53,6082474	46,39175258
7,5 cm	12,2177	13,2735	12,3554	0,9181	12,2914	1,0558	0,0737	53,5221496	46,47785040
8 cm	10,6489	11,8350	10,7982	1,0368	10,7279	1,1861	0,0790	52,9135968	47,08640322
8,5 cm	11,4028	12,5144	11,5485	0,9659	11,4804	1,1116	0,0776	53,2601235	46,73987646
9 cm	11,6146	12,7565	11,7661	0,9904	11,6968	1,1419	0,0822	54,2574257	45,74257426
9,5 cm	11,6560	12,8901	11,8224	1,0677	11,7483	1,2341	0,0923	55,4687500	44,53125000
10 cm	11,9978	13,1598	12,1442	1,0156	12,0762	1,1620	0,0784	53,5519126	46,44808743
10,5 cm	12,2787	13,4786	12,4257	1,0529	12,3562	1,1999	0,0775	52,7210884	47,27891156
11 cm	12,2282	13,5300	12,3839	1,1461	12,3092	1,3018	0,0810	52,0231214	47,97687861
11,5 cm	12,1200	13,4187	12,2753	1,1434	12,1996	1,2987	0,0796	51,2556343	48,74436574
12 cm	12,2601	13,3427	12,3952	0,9475	12,3317	1,0826	0,0716	52,9977794	47,00222058
12,5 cm	11,9421	13,1037	12,0868	1,0169	12,0191	1,1616	0,0770	53,2135453	46,78645473
13 cm	11,8557	13,0737	12,0097	1,0640	11,9388	1,2180	0,0831	53,9610390	46,03896104
13,5 cm	11,5810	12,6565	11,7225	0,9340	11,6583	1,0755	0,0773	54,6289753	45,37102473
14 cm	11,5814	12,6705	11,7235	0,9470	11,6586	1,0891	0,0772	54,3279381	45,67206193
14,5 cm	11,3116	12,4989	11,4668	1,0321	11,3973	1,1828	0,0812	53,8818845	46,11811546
15 cm	11,4437	12,5755	11,5961	0,9794	11,5274	1,1318	0,0837	54,9212598	45,07874016
15,5 cm	11,3336	12,4789	11,4780	1,0009	11,4109	1,1453	0,0773	53,5318560	46,46814404
16 cm	11,5566	12,7195	11,7073	1,0122	11,6395	1,1629	0,0829	55,0099536	44,99004645
16,5 cm	12,2542	13,3556	12,3974	0,9582	12,3333	1,1014	0,0791	55,2374302	44,76256983
17 cm	11,8325	12,9659	11,9762	0,9897	11,9107	1,1334	0,0782	54,4189283	45,58107168
17,5 cm	11,9462	13,0533	12,0872	0,9661	12,0242	1,1071	0,0780	55,3191489	44,68085106
18 cm	12,1788	13,2510	12,3101	0,9407	12,2486	1,0722	0,0698	53,0098479	46,92015209
18,5 cm	11,5766	12,6714	11,7105	0,9609	11,6472	1,0948	0,0706	52,7259149	47,27408514
19 cm	10,5934	11,8190	10,7488	1,0702	10,6773	1,2256	0,0839	53,9897040	46,01029601
19,5 cm	11,9178	13,0818	12,0819	0,9999	12,0092	1,1640	0,0914	55,6977453	44,30225472
20 cm	10,6227	11,8835	10,7939	1,0896	10,7173	1,2608	0,0946	55,2570093	44,74299065
20,5 cm	13,2828	14,3809	13,4191	0,9618	13,3581	1,0981	0,0753	55,2457814	44,75421864
21 cm	12,2181	13,2137	12,3406	0,8731	12,2823	0,9956	0,0642	52,4081633	47,59183673
21,5 cm	10,7643	11,7977	10,8985	0,8992	10,8359	1,0334	0,0716	53,3532042	46,64679583
22 cm	10,8890	12,0665	11,0276	1,0389	10,9617	1,1775	0,0727	52,4531025	47,54689755
22,5 cm	11,6930	12,8819	11,8376	1,0443	11,7682	1,1889	0,0752	52,0055325	47,99446750
23 cm	10,9704	12,1146	11,0995	1,0151	11,0343	1,1442	0,0639	49,4965143	50,50348567
23,5 cm	12,0705	13,3170	12,2067	1,1103	12,1381	1,2465	0,0678	49,7797357	50,22026432
24 cm	10,7683	11,9534	10,9146	1,0388	10,8465	1,1851	0,0782	53,4518113	46,54818865
24,5 cm	10,9386	11,9673	11,0532	0,9141	10,9952	1,0287	0,0566	49,3891798	50,61082024
25 cm	12,0059	13,2223	12,1502	1,0721	12,0841	1,2164	0,0782	54,1926542	45,80734581
25,5 cm	11,8362	13,0145	11,9732	1,0413	11,9098	1,1783	0,0736	53,7226277	46,27737226
26 cm	12,0339	13,1881	12,1601	1,0280	12,0982	1,1542	0,0643	50,9508716	49,04912837
26,5 cm	11,4342	12,4441	11,5481	0,8960	11,4919	1,0099	0,0577	50,6584723	49,34152766
27 cm	11,5066	12,5296	11,6195	0,9101	11,5631	1,0230	0,0565	50,0442870	49,95571302
27,5 cm	10,7451	11,7367	10,8655	0,8712	10,8115	0,9916	0,0664	55,1495017	44,85049834
28 cm	12,1796	13,4008	12,3259	1,0749	12,2603	1,2212	0,0807	55,1606288	44,83937116
28,5 cm	11,1828	12,3879	11,3334	1,0545	11,2684	1,2051	0,0856	56,8393094	43,16069057
29 cm	10,6804	11,9554	10,8341	1,1213	10,7634	1,2750	0,0830	54,0013012	45,99869876
29,5 cm	11,3624	12,4782	11,4959	0,9723	11,4347	1,1058	0,0723	54,1573034	45,84269663
30 cm	11,3553	12,5654	11,5019	1,0635	11,4339	1,2101	0,0786	53,6152797	46,38472033

30,5 cm	11,0354	12,0572	11,1653	0,8919	11,1072	1,0218	0,0718	55,2732871	44,72671286
31 cm	11,9698	13,2349	12,1148	1,1201	12,0476	1,2651	0,0778	53,6551724	46,34482759
31,5 cm	11,0639	12,3404	11,2035	1,1369	11,1319	1,2765	0,0680	48,7106017	51,28939828
32 cm	12,1580	13,3206	12,2901	1,0305	12,2239	1,1626	0,0659	49,8864497	50,11355034
32,5 cm	11,4950	12,7308	11,6622	1,0686	11,5981	1,2358	0,1031	61,6626794	38,33732057
33 cm	11,9551	13,1108	12,1317	0,9791	12,0701	1,1557	0,1150	65,1189128	34,88108720
33,5 cm	13,5036	14,8061	13,6813	1,1248	13,6139	1,3025	0,1103	62,0709060	37,92909398
34 cm	12,8470	13,9746	12,9805	0,9941	12,9237	1,1276	0,0767	57,4531835	42,54681648
34,5 cm	11,4469	12,6298	11,6019	1,0279	11,5364	1,1829	0,0895	57,7419355	42,25806452
35 cm	12,1898	13,4253	12,3418	1,0835	12,2732	1,2355	0,0834	54,8684211	45,13157895
35,5 cm	11,4042	12,6130	11,5477	1,0653	11,4809	1,2088	0,0767	53,4494774	46,55052265
36 cm	11,8256	12,9364	11,9587	0,9777	11,8959	1,1108	0,0703	52,8174305	47,18256950
36,5 cm	12,0333	13,2333	12,1614	1,0719	12,0968	1,2000	0,0635	49,5706479	50,42935207
37 cm	12,0712	13,1573	12,1876	0,9697	12,1285	1,0861	0,0573	49,2268041	50,77319588
37,5 cm	13,4487	14,5517	13,5655	0,9862	13,5047	1,1030	0,0560	47,9452055	52,05479452
38 cm	11,2289	12,2761	11,3433	0,9328	11,2849	1,0472	0,0560	48,9510490	51,04895105
38,5 cm	11,5253	12,5512	11,6387	0,9125	11,5812	1,0259	0,0559	49,2945326	50,70546737
39 cm	10,7351	11,8594	10,8618	0,9976	10,8001	1,1243	0,0650	51,3022889	48,69771113
39,5 cm	11,9578	13,0553	12,0857	0,9696	12,0236	1,0975	0,0658	51,4464425	48,55355747
40 cm	11,4573	12,6048	11,5855	1,0193	11,5227	1,1475	0,0654	51,0140406	48,98595944
40,5 cm	11,5104	12,7409	11,6544	1,0865	11,5838	1,2305	0,0734	50,9722222	49,02777778
41 cm	12,1308	13,3314	12,2583	1,0731	12,1931	1,2006	0,0623	48,8627451	51,13725490
41,5 cm	11,6408	12,7119	11,7605	0,9514	11,7011	1,0711	0,0603	50,3759398	49,62406015
42 cm	13,5705	14,6678	13,6843	0,9835	13,6262	1,0973	0,0557	48,9455185	51,05448155
42,5 cm	11,8231	12,9001	11,9369	0,9632	11,8781	1,0770	0,0550	48,3304042	51,66959578
43 cm	11,3853	12,4212	11,5013	0,9199	11,4423	1,0359	0,0570	49,1379310	50,86206897
43,5 cm	12,2748	13,4857	12,4003	1,0854	12,3344	1,2101	0,0596	47,4900398	52,50996016
44 cm	11,9572	13,0740	12,0785	0,9955	12,0175	1,1168	0,0603	49,7114592	50,28854081
44,5 cm	12,0844	13,0806	12,1915	0,8891	12,1382	0,9962	0,0538	50,2334267	49,76657330
45 cm	12,5642	13,7119	12,6802	1,0317	12,6193	1,1477	0,0551	47,5000000	52,50000000
45,5 cm	10,6518	11,8054	10,7682	1,0372	10,7067	1,1536	0,0549	47,1649485	52,83505155
46 cm	12,6616	13,7752	12,7786	0,9966	12,7162	1,1136	0,0546	46,6666667	53,33333333
46,5 cm	11,6284	12,6891	11,7359	0,9532	11,6783	1,0607	0,0499	46,4186047	53,58139535
47 cm	11,6628	12,6709	11,7716	0,8993	11,7141	1,0081	0,0513	47,1507353	52,84926471
47,5 cm	12,4013	13,4096	12,5112	0,8984	12,4531	1,0083	0,0518	47,1337580	52,86624204
48 cm	10,8602	11,8758	10,9756	0,9002	10,9152	1,0156	0,0550	47,6603120	52,33968804
48,5 cm	12,1042	13,1827	12,2312	0,9515	12,1664	1,0785	0,0622	48,9763780	51,02362205
49 cm	12,0855	13,1194	12,2019	0,9175	12,1421	1,0339	0,0566	48,6254296	51,37457045
49,5 cm	10,9540	12,0299	11,0641	0,9658	11,0035	1,0759	0,0495	44,9591281	55,04087193
50 cm	12,5448	13,7944	12,6782	1,1162	12,6052	1,2496	0,0604	45,2773613	54,72363868
50,5 cm	10,7018	11,6255	10,8006	0,8249	10,7473	0,9237	0,0455	46,0526316	53,94736842
51 cm	11,1291	12,2391	11,2491	0,9900	11,1856	1,1100	0,0565	47,0833333	52,91666667
51,5 cm	10,8867	11,8636	10,9917	0,8719	10,9377	0,9769	0,0510	48,5714286	51,42857143
52 cm	10,9595	11,9879	11,0694	0,9185	11,0115	1,0284	0,0520	47,3157416	52,68425842
52,5 cm	13,0669	14,0878	13,1857	0,9021	13,1279	1,0209	0,0610	51,3468013	48,65319865
53 cm	10,8392	11,9221	10,9563	0,9658	10,8967	1,0829	0,0575	49,1033305	50,89666951
53,5 cm	10,9356	11,9480	11,0434	0,9046	10,9851	1,0124	0,0495	45,9183673	54,08163265
54 cm	11,0000	12,0274	11,1087	0,9187	11,0535	1,0274	0,0535	49,2180313	50,78196872
54,5 cm	10,7670	11,9059	10,8963	1,0096	10,8296	1,1389	0,0626	48,4145398	51,58546017
55 cm	10,8683	11,8228	10,9739	0,8489	10,9191	0,9545	0,0508	48,1060606	51,89393939
55,5 cm	11,0054	12,1493	11,1295	1,0198	11,0631	1,1439	0,0577	46,4947623	53,50523771
56 cm	10,6238	11,6272	10,7351	0,8921	10,6798	1,0034	0,0560	50,3144654	49,68553459
56,5 cm	10,7368	11,6736	10,8374	0,8362	10,7855	0,9368	0,0487	48,4095427	51,59553459
57 cm	10,8310	11,7581	10,9341	0,8177	10,8847	0,9098	0,0537	52,0853540	47,91045726
57,5 cm	10,8224	12,0517	10,9705	1,0812	10,9028	1,2233	0,0744	52,3574947	47,64464597
58 cm	11,2100	12,2372	11,3316	0,9056	11,2749	1,0272	0,0649	53,3717105	46,62250528
58,5 cm	11,4606	12,5048	11,5797	0,9251	11,5232	1,0442	0,0626	52,5608732	47,43828947
59 cm	11,5966	12,5008	11,6959	0,8049	11,6455	0,9042	0,0489	49,2446130	50,75912678
59,5 cm	11,0218	12,1029	11,1367	0,9662	11,0773	1,0811	0,0555	48,3028721	51,69528701
60 cm	10,7699	11,9290	10,8974	1,0316	10,8321	1,1591	0,0622	48,7843137	51,21712794
60,5 cm	11,1215	12,0708	11,2342	0,8366	11,1781	0,9493	0,0566	50,2218279	49,77568627
61 cm	10,7712	11,8076	10,8874	0,9202	10,8333	1,0364	0,0621	53,4423408	46,55817214
61,5 cm	10,8018	11,8897	10,9282	0,9615	10,8692	1,0879	0,0674	53,3227848	46,67765921
62 cm	10,8661	11,7668	10,9741	0,8227	10,9212	0,9307	0,0551	51,0185185	48,98721519
62,5 cm	10,7665	11,6970	10,8717	0,8253	10,8213	0,9305	0,0548	52,0912548	47,90148148
63 cm	10,7438	11,5400	10,8368	0,7032	10,7936	0,7962	0,0498	53,5483871	46,45874525
63,5 cm	11,3895	12,4390	11,5096	0,9294	11,4527	1,0496	0,0633	52,6622296	47,33161290
64 cm	10,5444	11,7398	10,6885	1,0513	10,6224	1,1954	0,0780	54,1290770	45,8777038
64,5 cm	11,7114	12,6041	11,8325	0,7806	11,7745	0,8927	0,0631	56,2890277	43,71092297
65 cm	11,1574	12,2144	11,2927	0,9217	11,2354	1,0570	0,0780	57,6496674	42,35033259
65,5 cm	10,5606	11,7306	10,7059	1,0247	10,6439	1,1700	0,0833	57,3296628	42,67033723
66 cm	11,0536	12,1914	11,1914	1,0000	11,1314	1,1378	0,0778	56,4586357	43,54136430
66,5 cm	12,6549	13,8316	12,8041	1,0275	12,7402	1,1767	0,0853	57,1715818	42,82841823

67 cm	11,0577	12,2265	11,2097	1,0168	11,1456	1,1688	0,0879	57,8289474	42,17105263
67,5 cm	10,8100	12,1324	10,9711	1,1613	10,8985	1,3224	0,0885	54,9348231	45,06517691
68 cm	11,6748	12,7134	11,7991	0,9143	11,7424	1,0386	0,0676	54,3845535	45,61544650
68,5 cm	11,4654	12,4644	11,5871	0,8773	11,5314	0,9990	0,0660	54,2317173	45,76828266
69 cm	12,0809	13,1132	12,2159	0,8973	12,1589	1,0224	0,0681	54,4364508	45,56354916
69,5 cm	11,2807	12,4452	11,4253	1,0199	11,3597	1,1645	0,0790	54,6334716	45,36652835
70 cm	12,0600	13,1931	12,1994	0,9937	12,1333	1,1331	0,0733	52,5824964	47,41750359
70,5 cm	11,4789	12,5819	11,6199	0,9620	11,5539	1,1030	0,0750	53,1914894	46,80851064
71 cm	10,8060	11,8844	10,9337	0,9507	10,8732	1,0784	0,0672	52,6233359	47,37666406
71,5 cm	10,7485	11,8992	10,8781	1,0211	10,8153	1,1507	0,0668	51,5432099	48,45679012
72 cm	11,3287	12,4024	11,4431	0,9593	11,3869	1,0737	0,0582	50,8741259	49,12587413
72,5 cm	11,5742	12,7268	11,6953	1,0315	11,6344	1,1526	0,0602	49,7109827	50,28901734
73 cm	10,6146	11,8421	10,7527	1,0894	10,6867	1,2275	0,0721	52,2085445	47,79145554
73,5 cm	10,5949	11,8011	10,7288	1,0723	10,6667	1,2062	0,0718	53,6221060	46,37789395
74 cm	10,5929	11,6725	10,7173	0,9552	10,6568	1,0796	0,0639	51,3665595	48,63344051
74,5 cm	11,2481	12,3592	11,3782	0,9810	11,3119	1,1111	0,0638	49,0392006	50,96079939
75 cm	10,7876	11,7630	10,8974	0,8656	10,8441	0,9754	0,0565	51,4571949	48,54280510
75,5 cm	11,1833	12,1400	11,2852	0,8548	11,2341	0,9567	0,0508	49,8527969	50,14720314
76 cm	10,7059	11,7621	10,8209	0,9412	10,7619	1,0562	0,0560	48,6956522	51,30437830
76,5 cm	10,9364	11,9495	11,0363	0,9132	10,9841	1,0131	0,0477	47,7477477	52,25225225
77 cm	10,8963	12,1474	11,0273	1,1201	10,9585	1,2511	0,0622	47,4809160	52,51908397
77,5 cm	11,2907	12,4216	11,4106	1,0110	11,3458	1,1309	0,0551	45,9549625	54,04503753
78 cm	10,7957	11,7845	10,8158	0,9687	10,7576	1,0788	0,0519	47,1389646	52,86103542
78,5 cm	10,6734	11,6674	10,7771	0,8903	10,7218	0,9940	0,0484	46,6730955	53,32690453
79 cm	11,3854	12,4409	11,4951	0,9458	11,4351	1,0555	0,0497	45,3053783	54,69462170
79,5 cm	10,8695	12,3100	11,0187	1,2913	10,9366	1,4405	0,0671	44,9731903	55,02680965
80 cm	13,2624	14,3133	13,3631	0,9502	13,3083	1,0509	0,0459	45,5831903	54,41906653
80,5 cm	10,6736	11,6388	10,7701	0,8687	10,7204	0,9652	0,0468	48,4909335	51,50259067
81 cm	11,7010	12,6893	11,8002	0,8891	11,7504	0,9883	0,0494	49,7974093	50,20161290
81,5 cm	10,7409	11,7860	10,8701	0,9159	10,8118	1,0451	0,0709	54,8783871	45,12383901
82 cm	11,6540	12,6196	11,7628	0,8568	11,7083	0,9656	0,0543	49,9061610	50,09191176
82,5 cm	10,5652	11,6532	10,6907	0,9625	10,6274	1,0880	0,0622	49,5680882	50,43824701
83 cm	11,1687	12,1925	11,2789	0,9136	11,2208	1,0238	0,0521	47,2717530	52,72232305
83,5 cm	10,5182	11,5004	10,6213	0,8791	10,5614	0,9822	0,0459	44,5176770	55,48011639
84 cm	11,0668	11,8877	11,1515	0,7362	11,1051	0,8209	0,0383	45,2176770	54,78158205
84,5 cm	11,5056	12,6228	11,6266	0,9962	11,5614	1,1172	0,0558	46,1198836	53,88429752
85 cm	11,0130	12,0013	11,1205	0,8808	11,0655	0,9883	0,0525	48,8384179	51,16279070
85,5 cm	13,2828	14,2538	13,3953	0,8585	13,3406	0,9710	0,0578	51,3777778	48,62222222
86 cm	10,7687	11,5998	10,8599	0,7399	10,8149	0,8311	0,0462	50,6578947	49,34210526
86,5 cm	11,8862	12,9884	12,0139	0,9745	11,9473	1,1022	0,0611	47,8465153	52,15348473
87 cm	13,6651	14,6385	13,7789	0,8596	13,7194	0,9734	0,0544	47,8031634	52,19683656
87,5 cm	11,6611	12,7455	11,7821	0,9634	11,7158	1,0844	0,0547	45,2066116	54,79338843
88 cm	11,5124	12,6559	11,6387	1,0172	11,5691	1,1435	0,0567	44,8931116	55,10688836
88,5 cm	11,5577	12,6358	11,6794	0,9564	11,6126	1,0781	0,0549	45,1109285	54,88907149
89 cm	11,5497	12,6802	11,6734	1,0068	11,6049	1,1305	0,0552	44,6240905	55,37590946
89,5 cm	11,1878	12,1098	11,2908	0,8190	11,2325	0,9220	0,0447	43,3980583	56,60194175
90 cm	13,6391	14,7758	13,7628	1,0130	13,6897	1,1367	0,0506	40,9054163	59,09458367
90,5 cm	10,8933	12,1260	11,0355	1,0905	10,9569	1,2327	0,0636	44,7257384	55,27426160
91 cm	11,9325	12,7341	12,0198	0,7143	11,9718	0,8016	0,0393	45,0171821	54,98281787
91,5 cm	11,3732	12,5980	11,5066	1,0914	11,4301	1,2248	0,0569	42,6536732	57,34632684
92 cm	11,6680	12,7636	11,7872	0,9764	11,7216	1,0956	0,0536	44,9664430	55,03355705
92,5 cm	10,7394	11,6333	10,8335	0,7996	10,7785	0,8939	0,0391	41,5515409	58,44845909
93 cm	10,7786	11,7502	10,8793	0,8709	10,8216	0,9716	0,0430	42,7010924	57,29890765
93,5 cm	10,9714	11,7845	11,0625	0,7220	11,0124	0,8131	0,0410	45,0054885	54,99451153
94 cm	11,2272	12,1453	11,3239	0,8214	11,2682	0,9181	0,0410	42,3991727	57,60082730
94,5 cm	10,9359	11,8767	11,0405	0,8362	10,9827	0,9408	0,0468	44,7418738	55,25812620
95 cm	10,9990	12,0666	11,1219	0,9447	11,0528	1,0676	0,0538	43,7754272	56,22457282
95,5 cm	10,7630	11,8099	10,8841	0,9258	10,8182	1,0469	0,0552	45,5821635	54,41783650
96 cm	11,4930	12,4672	11,6012	0,8660	11,5418	0,9742	0,0488	45,1016636	54,89833641
96,5 cm	11,8886	12,6977	11,9783	0,7194	11,9287	0,8091	0,0401	44,7045708	55,29542921
97 cm	10,7488	11,8031	10,8673	0,9358	10,8049	1,0543	0,0561	47,3417722	52,65822785
97,5 cm	11,4921	12,3903	11,5957	0,7946	11,5405	0,8982	0,0484	46,7181467	53,28185328
98 cm	10,5749	11,5074	10,6717	0,8357	10,6153	0,9325	0,0404	41,7355372	58,26446281
98,5 cm	10,8257	11,9424	10,9425	0,9999	10,8758	1,1167	0,0501	42,8938356	57,10616438
99 cm	10,5735	11,6703	10,6893	0,9810	10,6238	1,0968	0,0503	43,4369603	56,56303972
99,5 cm	11,5409	12,7437	11,6712	1,0725	11,5994	1,2028	0,0585	44,8963929	55,10360706
100 cm	10,6666	11,7402	10,7851	0,9551	10,7173	1,0736	0,0507	42,7848101	57,21518987
100,5 cm	13,1501	14,1418	13,2724	0,8694	13,2076	0,9917	0,0575	47,0155356	52,98446443
101 cm	13,5789	14,6734	13,7083	0,9651	13,6391	1,0945	0,0602	46,5224111	53,47758887
101,5 cm	12,2178	13,1079	12,3324	0,7755	12,2697	0,8901	0,0519	45,2879581	54,71204188
102 cm	10,7648	11,8378	10,8953	0,9425	10,8201	1,0730	0,0553	42,3754789	57,62452107
102,5 cm	12,0056	12,9883	12,1313	0,8570	12,0633	0,9827	0,0577	45,9029435	54,09705648
103 cm	11,8351	12,7913	11,9594	0,8319	11,8943	0,9562	0,0592	47,6267096	52,37329043

103,5 cm	12,0341	12,8891	12,1403	0,7488	12,0836	0,8550	0,0495	46,6101695	53,38983051
104 cm	11,4341	12,4018	11,5551	0,8467	11,4862	0,9677	0,0521	43,0578512	56,94214876
104,5 cm	11,5061	12,4174	11,6269	0,7905	11,5626	0,9113	0,0565	46,7715232	53,22847682
105 cm	10,7446	11,7274	10,8685	0,8589	10,8018	0,9828	0,0572	46,1662631	53,83373688
105,5 cm	12,1795	13,0148	12,2779	0,7369	12,2206	0,8353	0,0411	41,7682927	58,23170732
106 cm	11,3546	12,1401	11,4508	0,6893	11,3982	0,7855	0,0436	45,3222453	54,67775468
106,5 cm	11,0395	11,8358	11,1467	0,6891	11,0918	0,7963	0,0523	48,7873134	51,21268657
107 cm	11,9695	12,6929	12,0649	0,6280	12,0145	0,7234	0,0450	47,1698113	52,83018868
107,5 cm	12,2174	13,0153	12,3209	0,6944	12,2661	0,7979	0,0487	47,0531401	52,94685990
108 cm	10,6481	11,6227	10,7712	0,8515	10,7084	0,9746	0,0603	48,9845654	51,01543461
108,5 cm	11,4028	12,2783	11,5226	0,7557	11,4621	0,8755	0,0593	49,4991653	50,50083472
109 cm	11,6144	12,5168	11,7366	0,7802	11,6742	0,9024	0,0598	48,9361702	51,06382979
109,5 cm	11,6553	12,6657	11,7997	0,8660	11,7318	1,0104	0,0765	52,9778393	47,02216066
110 cm	11,9972	13,0272	12,1345	0,8927	12,0667	1,0300	0,0695	50,6190823	49,38091770
110,5 cm	12,2783	13,2018	12,4116	0,7902	12,3477	0,9235	0,0694	52,0630158	47,93698425
111 cm	12,2284	13,1836	12,3552	0,8284	12,2921	0,9552	0,0637	50,2365931	49,76340694
111,5 cm	12,1191	12,8786	12,2154	0,6632	12,1663	0,7595	0,0472	49,0134995	50,98650052
112 cm	12,2596	13,0059	12,3628	0,6431	12,3118	0,7463	0,0522	50,5813953	49,41860465
112,5 cm	11,9431	13,1284	12,1042	1,0242	12,0218	1,1853	0,0787	48,8516449	51,14835506
113 cm	11,8561	12,8307	11,9826	0,8481	11,9188	0,9746	0,0627	49,5652174	50,43478261
113,5 cm	11,5811	12,5524	11,6964	0,8560	11,6343	0,9713	0,0532	46,1405030	53,85949696
114 cm	10,9381	11,8971	11,0559	0,8412	10,9895	0,9590	0,0514	43,6332767	56,36672326
114,5 cm	11,3159	12,2408	11,4278	0,8130	11,3649	0,9249	0,0490	43,7890974	56,21090259
115 cm	11,4438	12,5449	11,5643	0,9806	11,4961	1,1011	0,0523	43,4024896	56,59751037
115,5 cm	11,3365	12,5086	11,4663	1,0423	11,3918	1,1721	0,0553	42,6040062	57,39599384
116 cm	11,5568	12,4171	11,6602	0,7569	11,6041	0,8603	0,0473	45,7446809	54,25531915
116,5 cm	12,2553	13,1562	12,3559	0,8003	12,2995	0,9009	0,0442	43,9363817	56,06361829
117 cm	11,8325	12,8505	11,9504	0,9001	11,8837	1,0180	0,0512	43,4266327	56,57336726
117,5 cm	11,9471	12,9896	12,0521	0,9375	11,9913	1,0425	0,0442	42,0952381	57,90476190
118 cm	12,1786	13,1789	12,2909	0,8880	12,2263	1,0003	0,0477	42,4755120	57,52448798
118,5 cm	11,5767	12,7512	11,7023	1,0489	11,6307	1,1745	0,0540	42,9936306	57,00636943
119 cm	10,5939	11,5841	10,7093	0,8748	10,6467	0,9902	0,0528	45,7538995	54,24010052
119,5 cm	11,9175	13,0477	12,0463	1,0014	11,9788	1,1302	0,0613	47,5931677	52,40683230
120 cm	10,6228	11,9034	10,7467	1,1567	10,6802	1,2806	0,0574	46,3276836	53,67231638
120,5 cm	11,4622	12,5627	11,5894	0,9733	11,5235	1,1005	0,0613	48,1918239	51,80817610
121 cm	11,2579	12,6879	11,4271	1,2608	11,3361	1,4300	0,0782	46,2174941	53,78250591
121,5 cm	11,6411	12,7637	11,7668	0,9969	11,6971	1,1226	0,0560	44,5505171	55,44948290
122 cm	10,8893	11,9752	11,0135	0,9617	10,9452	1,0859	0,0559	45,0080515	54,99194847
122,5 cm	11,6931	12,6558	11,7988	0,8580	11,7405	0,9637	0,0474	44,8438978	55,15610218
123 cm	10,9711	11,8663	11,0692	0,7971	11,0156	0,8952	0,0445	45,3618756	54,63812436
123,5 cm	12,0698	13,0919	12,1843	0,9076	12,1217	1,0221	0,0519	45,3275109	54,67248908
124 cm	10,7679	11,6414	10,8619	0,7795	10,8083	0,8735	0,0404	42,9787234	57,02127660
124,5 cm	10,9105	12,1078	11,0427	1,0651	10,9756	1,1973	0,0651	49,2435703	50,75642965
125 cm	12,4056	13,3752	12,5247	0,8505	12,4642	0,9696	0,0586	49,2023510	50,79764903
125,5 cm	11,8155	12,9451	11,9491	0,9960	11,8801	1,1296	0,0646	48,3532934	51,64670659
126 cm	11,8958	13,0051	12,0228	0,9823	11,9569	1,1093	0,0611	48,1102362	51,88976378
126,5 cm	11,8957	13,0273	12,0439	0,9834	11,9764	1,1316	0,0807	54,4534413	45,54655870
127 cm	11,2818	12,2655	11,4092	0,8563	11,3506	0,9837	0,0688	54,0031397	45,99686028
127,5 cm	11,5824	12,4151	11,6911	0,7240	11,6416	0,8327	0,0592	54,4618215	45,53817847
128 cm	11,6699	12,7618	11,8145	0,9473	11,7481	1,0919	0,0782	54,0802213	45,91977870
128,5 cm	11,1831	12,1846	11,3186	0,8660	11,2588	1,0015	0,0757	55,8671587	44,13284133
129 cm	10,6802	11,8497	10,8357	1,0140	10,7667	1,1695	0,0865	55,6270096	44,37299035
129,5 cm	11,3623	13,3019	11,4823	0,8196	11,4236	0,9396	0,0613	51,0833333	48,91666667
130 cm	10,6612	11,6991	10,7896	0,9095	10,7275	1,0379	0,0663	51,6355140	48,36448598
130,5 cm	10,9571	12,0777	11,0973	0,9804	11,0291	1,1206	0,0720	51,3552068	48,64479315
131 cm	10,9402	12,0682	11,0763	0,9919	11,0083	1,1280	0,0681	50,0367377	49,96326231
131,5 cm	11,0634	12,2462	11,2029	1,0433	11,1334	1,1828	0,0700	50,1792115	49,82078853
132 cm	12,1572	13,2678	12,2873	0,9805	12,2224	1,1106	0,0652	50,1152959	49,88470407
132,5 cm	11,4943	12,3389	11,6019	0,7370	11,5497	0,8446	0,0554	51,4869888	48,51301115
133 cm	11,9556	13,1058	12,0971	1,0087	12,0256	1,1502	0,0700	49,4699647	50,53003534
133,5 cm	13,5048	14,5807	13,6479	0,9328	13,5766	1,0759	0,0718	50,1747030	49,82529700
134 cm	12,8487	13,7914	12,9703	0,8211	12,9114	0,9427	0,0627	51,5625000	48,43750000
134,5 cm	11,4475	12,5591	11,5952	0,9639	11,5233	1,1116	0,0758	51,3202437	48,67975626
135 cm	12,1935	13,2145	12,3295	0,8850	12,2615	1,0210	0,0680	50,0000000	50,00000000
135,5 cm	11,4059	12,5115	11,5611	0,9504	11,4883	1,1056	0,0824	53,0927835	46,90721649
136 cm	11,8257	12,8499	11,9741	0,8758	11,9064	1,0242	0,0807	54,3800539	45,61994609
136,5 cm	12,0337	13,0608	12,1693	0,8915	12,1031	1,0271	0,0694	51,1799410	48,82005900
137 cm	12,2175	13,5272	12,3989	1,1283	12,3129	1,3097	0,0954	52,5909592	47,40904079
137,5 cm	10,6495	11,7151	10,7926	0,9225	10,7225	1,0656	0,0730	51,0132774	48,98672257
138 cm	11,2299	12,2213	11,3646	0,8567	11,2991	0,9914	0,0692	51,3734224	48,62657758
138,5 cm	11,5258	12,5799	11,6643	0,9156	11,5968	1,0541	0,0710	51,2635379	48,73646209
139 cm	10,7351	11,7379	10,8738	0,8641	10,8091	1,0028	0,0740	53,3525595	46,64744052
139,5 cm	11,9582	12,8845	12,0812	0,8033	12,0233	0,9263	0,0651	52,9268293	47,07317073

140 cm	11,4575	12,5367	11,5986	0,9381	11,5286	1,0792	0,0711	50,3897945	49,61020553
140,5 cm	11,5104	12,5118	11,6412	0,8706	11,5756	1,0014	0,0652	49,8470948	50,15290520
141 cm	12,1321	13,1684	12,2663	0,9021	12,1979	1,0363	0,0658	49,0312966	50,98870343
141,5 cm	11,6415	12,8068	11,8041	1,0027	11,7278	1,1653	0,0863	53,0750308	46,92496925
142 cm	13,5705	14,6203	13,7213	0,8990	13,6534	1,0498	0,0829	54,9734748	45,02652520
142,5 cm	11,8235	12,9782	11,9804	0,9978	11,9065	1,1547	0,0830	52,8999363	47,10006373
143 cm	11,3858	12,4497	11,5335	0,9162	11,4642	1,0639	0,0784	53,0805687	46,91943128
143,5 cm	12,2747	13,4432	12,4258	1,0174	12,3518	1,1685	0,0771	51,0258107	48,97418928
144 cm	11,9589	12,9727	12,0866	0,8861	12,0193	1,0138	0,0604	47,2983555	52,70164448
144,5 cm	12,0853	13,0697	12,1996	0,8701	12,1387	0,9844	0,0534	46,7191601	53,28083990
145 cm	12,5653	13,5004	12,6707	0,8297	12,6124	0,9351	0,0471	44,6869070	55,31309298
145,5 cm	10,6517	11,8489	10,7904	1,0585	10,7135	1,1972	0,0618	44,5565970	55,44340303
146 cm	12,6623	13,6979	12,7824	0,9155	12,7175	1,0356	0,0552	45,9616986	54,03830142
146,5 cm	11,6268	12,6025	11,7427	0,8598	11,6819	0,9737	0,0531	46,6198420	53,38015803
147 cm	11,6634	12,6466	11,7887	0,8579	11,7261	0,9832	0,0627	50,0399042	49,96009577
147,5 cm	12,4015	13,6115	12,5499	1,0616	12,4741	1,2100	0,0726	48,9218329	51,07816712
148 cm	10,8603	11,8563	10,9834	0,8729	10,9207	0,9960	0,0604	49,0658002	50,93419984
148,5 cm	12,1048	13,0534	12,2229	0,8305	12,1645	0,9486	0,0597	50,5503810	49,44961897
149 cm	12,0866	13,0887	12,2061	0,8826	12,1455	1,0021	0,0589	49,2887029	50,71129707
149,5 cm	10,9553	12,1073	11,0837	1,0236	11,0151	1,1520	0,0598	46,5732087	53,42679128
150 cm	12,5453	13,5728	12,6675	0,9053	12,6034	1,0275	0,0581	47,5450082	52,45499182
150,5 cm	10,7025	11,6856	10,8251	0,8605	10,7632	0,9831	0,0607	49,5106036	50,48939641
151 cm	11,1293	12,2123	11,2701	0,9422	11,1981	1,0830	0,0688	48,8636364	51,13636364
151,5 cm	10,8878	11,8675	11,0099	0,8576	10,9486	0,9797	0,0598	48,9762490	51,02375102
152 cm	10,9598	11,9876	11,0944	0,8932	11,0268	1,0278	0,0670	49,7771174	50,2288262
152,5 cm	13,0673	14,1688	13,2152	0,9536	13,1432	1,1015	0,0759	51,3184584	48,68151580
153 cm	11,4031	12,5619	11,5489	1,0130	11,4757	1,1588	0,0726	49,7942387	50,20576132
153,5 cm	10,9365	11,8928	11,0544	0,8384	10,9937	0,9563	0,0572	48,5156913	51,48430874
154 cm	11,0002	12,1118	11,1389	0,9720	11,0701	1,1116	0,0699	50,0716332	49,92836676
154,5 cm	10,7675	11,7489	10,9021	0,8468	10,8403	0,9814	0,0728	54,0861813	45,91381872
155 cm	10,8683	11,9117	11,0123	0,8994	10,9481	1,0434	0,0798	55,4166667	44,58333333
155,5 cm	11,0058	12,1232	11,1601	0,9613	11,0887	1,1174	0,0829	53,7265068	46,27349320
156 cm	10,6244	11,7654	10,7817	0,9837	10,7081	1,1410	0,0837	53,2104259	46,78957406
156,5 cm	10,7368	11,6888	10,8662	0,8226	10,8073	0,9520	0,0705	54,4822257	45,51777434
157 cm	10,8316	11,9079	10,9732	0,9347	10,9139	1,0763	0,0823	58,1214689	41,87853107
157,5 cm	10,8291	11,9854	10,9888	0,9966	10,9151	1,1563	0,0860	53,8509706	46,14902943
158 cm	11,2103	12,2913	11,3487	0,9426	11,2781	1,0810	0,0678	48,9884393	51,01146069
158,5 cm	11,4612	12,4599	11,5901	0,8698	11,5226	0,9987	0,0614	47,6338247	52,36617533
159 cm	11,5981	12,5243	11,7119	0,8124	11,6488	0,9262	0,0507	44,5518453	55,44815466
159,5 cm	11,6145	12,6543	11,7402	0,9141	11,6722	1,0398	0,0577	45,9029435	54,09705648
160 cm	11,6556	12,7257	11,7885	0,9372	11,7188	1,0701	0,0632	47,5545523	52,44544771
160,5 cm	11,1224	12,2994	11,2729	1,0265	11,1984	1,1777	0,0760	50,4983389	49,50166113
161 cm	10,7718	11,7998	10,8989	0,9009	10,8327	1,0280	0,0609	47,9150275	52,08497246
161,5 cm	10,8018	11,8443	10,9223	0,9220	10,8585	1,0425	0,0567	47,0539419	52,94605809
162 cm	10,8668	11,8433	10,9864	0,8569	10,9239	0,9765	0,0571	47,7424749	52,25752508
162,5 cm	10,7666	11,7989	10,9033	0,8956	10,8361	1,0323	0,0695	50,8412582	49,15874177
163 cm	10,7445	11,9036	10,9001	1,0035	10,8244	1,1591	0,0799	51,4396144	48,65038560
163,5 cm	11,3896	12,3802	11,5177	0,8625	11,4529	0,9906	0,0633	49,4145199	50,58548009
164 cm	10,5463	11,7038	10,6909	1,0129	10,6158	1,1575	0,0695	48,0636238	51,93637621
164,5 cm	11,7117	12,7096	11,8309	0,8787	11,7702	0,9979	0,0585	49,0771812	50,92281879
165 cm	11,1582	12,2392	11,2863	0,9529	11,2195	1,0810	0,0613	47,8532397	52,14676034
165,5 cm	10,5611	11,7142	10,7024	1,0118	10,6257	1,1531	0,0646	45,7183298	54,28167021
166 cm	11,0546	12,0133	11,1676	0,8457	11,1043	0,9587	0,0497	43,9823009	56,01769912
166,5 cm	12,6566	13,6954	12,7747	0,9207	12,7087	1,0388	0,0521	44,1151566	55,88484335
167 cm	11,0588	12,0447	11,1798	0,8649	11,1148	0,9859	0,0560	46,2809917	53,71900826
167,5 cm	10,8101	11,9243	10,9503	0,9740	10,8807	1,1142	0,0706	50,3566334	49,64336622
168 cm	11,6745	12,7713	11,8327	0,9386	11,7554	1,0698	0,0809	51,1378003	48,86219975
168,5 cm	11,4664	12,5801	11,6162	0,9639	11,5416	1,1137	0,0752	50,2002670	49,79973298
169 cm	12,0918	13,4135	12,2693	1,1442	12,1802	1,3217	0,0884	49,8028169	50,19718310
169,5 cm	11,2818	12,3098	11,4103	0,8995	11,3401	1,0281	0,0584	45,4121306	54,58786936
170 cm	11,9974	13,0425	12,1177	0,9248	12,0514	1,0451	0,0540	44,8877805	55,11221945
170,5 cm	12,2784	13,3107	12,3967	0,9140	12,3318	1,0323	0,0534	45,1394759	54,86052409
171 cm	10,8068	11,9175	10,9422	0,9753	10,8715	1,1107	0,0647	47,7843427	52,21565731
171,5 cm	10,7502	11,9288	10,8965	1,0323	10,8209	1,1786	0,0707	48,3253589	51,67464115
172 cm	11,3288	12,3296	11,4592	0,8704	11,3953	1,0008	0,0665	50,9969325	49,00306748
172,5 cm	11,5744	12,5858	11,7029	0,8829	11,6372	1,0114	0,0628	48,8715953	51,12840467
173 cm	10,6152	11,6485	10,7637	0,8848	10,6946	1,0333	0,0794	53,4680135	46,53198653
173,5 cm	10,5969	11,5963	10,7411	0,8552	10,6725	0,9994	0,0756	52,4271845	47,57281553
174 cm	10,5945	11,6578	10,7474	0,9104	10,6751	1,0633	0,0806	52,7141923	47,28580772
174,5 cm	10,7682	10,9297	11,8711	0,9414	10,8568	1,1029	0,0886	54,8606811	45,13931889
175 cm	11,8858	12,9647	12,0502	0,9145	11,9774	1,0789	0,0916	55,7177616	44,28223844
175,5 cm	13,6661	14,7211	13,8011	0,9200	13,7308	1,0550	0,0647	47,9259259	52,07407407
176 cm	10,7068	11,7397	10,8491	0,8906	10,7768	1,0329	0,0700	49,1918482	50,80815179

176,5 cm	10,9378	12,0167	11,0815	0,9352	11,0054	1,0789	0,0676	47,0424495	52,95755045
177 cm	10,8977	11,8978	11,0308	0,8670	10,9622	1,0001	0,0645	48,4598047	51,54019534
177,5 cm	11,2896	12,3314	11,4212	0,9102	11,3494	1,0418	0,0598	45,4407295	54,55927052
178 cm	10,7059	11,8288	10,8385	0,9903	10,7614	1,1229	0,0555	41,8552036	58,14479638
178,5 cm	10,7639	11,6901	10,8031	0,8870	10,7299	1,0162	0,0560	43,3436533	56,65634675
179 cm	11,3859	12,4459	11,5211	0,9248	11,4462	1,0600	0,0603	44,6005917	55,39940828
179,5 cm	10,8697	11,8938	10,9987	0,8951	10,9274	1,0241	0,0577	44,7286822	55,27131783
180 cm	13,2638	14,4771	13,4178	1,0593	13,3355	1,2133	0,0717	46,5584416	53,44155844
180,5 cm	10,6745	11,6919	10,8116	0,8803	10,7421	1,0174	0,0676	49,3070751	50,69292487
181 cm	11,7012	12,7526	11,8485	0,9041	11,7753	1,0514	0,0741	50,3054499	49,69450102
181,5 cm	10,7421	11,7557	10,8807	0,8750	10,8091	1,0136	0,0670	48,3405483	51,65945166
182 cm	11,6551	12,6737	11,7974	0,8763	11,7247	1,0186	0,0696	48,9107519	51,08924807
182,5 cm	10,5656	11,7937	10,7492	1,0445	10,6615	1,2281	0,0959	52,2331155	47,76688453
183 cm	11,1695	12,2432	11,3227	0,9205	11,2463	1,0737	0,0768	50,1305483	49,86945170
183,5 cm	10,5183	11,7079	10,6739	1,0340	10,5922	1,1896	0,0739	47,4935733	52,50642674
184 cm	11,0672	12,1892	11,2166	0,9726	11,1375	1,1220	0,0703	47,0548862	52,94511379
184,5 cm	11,5058	12,6168	11,6518	0,9650	11,5754	1,1110	0,0696	47,6712329	52,32876712
185 cm	11,0135	12,1129	11,1495	0,9634	11,0746	1,0994	0,0611	44,9264706	55,07352941
185,5 cm	13,2862	14,3205	13,4262	0,8943	13,3534	1,0343	0,0672	48,0000000	52,00000000
186 cm	10,7685	11,7726	10,8976	0,8750	10,8308	1,0041	0,0623	48,2571650	51,74283501
186,5 cm	11,8862	13,0409	12,0354	1,0055	11,9599	1,1547	0,0737	49,3967828	50,60321716
187 cm	13,6651	14,6558	13,7973	0,8585	13,7294	0,9907	0,0643	48,6384266	51,36157337
187,5 cm	11,6618	12,6911	11,7995	0,8916	11,7295	1,0293	0,0677	49,1648511	50,83514887
188 cm	11,3907	12,6421	11,6646	0,9775	11,5117	1,2514	0,1210	44,1767068	55,82329317
188,5 cm	11,5573	12,5922	11,6947	0,8975	11,6291	1,0349	0,0718	52,2561863	47,74381368
189 cm	11,5511	12,6154	11,6917	0,9237	11,6193	1,0643	0,0682	48,5064011	51,49359886
189,5 cm	11,1874	12,1752	11,3147	0,8605	11,2491	0,9878	0,0617	48,4681854	51,53181461
190 cm	13,6386	14,6703	13,7758	0,8945	13,7066	1,0317	0,0680	49,5626822	50,43731778
190,5 cm	10,8932	11,9301	11,0474	0,8827	10,9745	1,0369	0,0813	52,7237354	47,27626459
191 cm	11,9325	13,0097	12,0819	0,9278	12,0077	1,0772	0,0752	50,3346720	49,66532798
191,5 cm	11,3725	12,4385	11,5153	0,9232	11,4451	1,0660	0,0726	50,8403361	49,15966387
192 cm	11,6673	12,7955	11,8374	0,9581	11,7606	1,1282	0,0933	54,8500882	45,14991182
192,5 cm	10,7399	11,9396	10,9205	1,0191	10,8398	1,1997	0,0999	55,3156146	44,68438538
193 cm	10,7781	11,9197	10,9403	0,9794	10,8619	1,1416	0,0838	51,6646116	48,33538841
193,5 cm	10,9711	12,0198	11,1097	0,9101	11,0379	1,0487	0,0668	48,1962482	51,80375180
194 cm	11,2267	12,3318	11,3646	0,9672	11,2914	1,1051	0,0647	46,9180566	53,08194344
194,5 cm	10,9357	11,9591	11,0625	0,8966	10,9917	1,0234	0,0560	44,1640379	55,83596215
195 cm	10,9986	12,0256	11,1269	0,8987	11,0559	1,0270	0,0573	44,6609509	55,33904910
195,5 cm	10,7637	11,7652	10,8849	0,8803	10,8165	1,0015	0,0528	43,5643564	56,43564356
196 cm	11,4923	12,5156	11,6141	0,9015	11,5461	1,0233	0,0538	44,1707718	55,82922824
196,5 cm	11,8881	12,9043	12,0084	0,8959	11,9404	1,0162	0,0523	43,4746467	56,52535328
197 cm	10,7487	11,8082	10,8701	0,9381	10,8009	1,0595	0,0522	42,9983526	57,00164745
197,5 cm	11,4921	12,7805	11,6491	1,1314	11,5603	1,2884	0,0682	43,4394904	56,56050955
198 cm	11,9419	13,0441	12,0681	0,9760	11,9958	1,1022	0,0539	42,7099842	57,29001585
198,5 cm	11,8559	12,8953	11,9742	0,9211	11,9081	1,0394	0,0522	44,1251057	55,87489434
199 cm	10,5724	11,8947	10,7285	1,1662	10,6413	1,3223	0,0689	44,1383728	55,86162716
199,5 cm	11,5397	12,5954	11,6635	0,9319	11,5992	1,0557	0,0595	48,0613893	51,93861066
200 cm	10,6643	11,6691	10,7834	0,8857	10,7162	1,0048	0,0519	43,5768262	56,42317380
200,5 cm	13,1502	14,3515	13,2976	1,0539	13,2166	1,2013	0,0664	45,0474898	54,95251018
201 cm	13,5785	14,7032	13,7201	0,9831	13,6427	1,1247	0,0642	45,3389831	54,66101695
201,5 cm	12,2186	13,3477	12,3554	0,9923	12,2803	1,1291	0,0617	45,1023392	54,89766082
202 cm	10,7661	11,7195	10,8891	0,8304	10,8207	0,9534	0,0546	44,3902439	55,60975610
202,5 cm	12,0065	13,0759	12,1441	0,9318	12,0708	1,0694	0,0643	46,7296512	53,27034884
203 cm	11,8364	12,9136	11,9763	0,9373	11,9019	1,0762	0,0645	46,4362851	53,56371490
203,5 cm	12,0345	13,0517	12,1709	0,8808	20,0899	1,0172	0,0554	40,6158358	59,38416422
204 cm	11,4354	12,5134	11,5843	0,9291	11,5076	1,0780	0,0722	48,4889187	51,51108126
204,5 cm	11,5078	12,4808	11,6367	0,8441	11,5693	0,9730	0,0615	47,7114042	52,22859581
205 cm	10,7457	11,8256	10,8971	0,9285	10,8212	1,0799	0,0755	49,8678996	50,13210040
205,5 cm	12,1807	13,2761	12,3373	0,9388	12,2601	1,0954	0,0794	50,7024266	49,29757344
206 cm	11,3559	12,5302	11,5096	1,0206	11,4313	1,1743	0,0754	49,0566038	50,94339623
206,5 cm	11,0403	12,0724	11,1791	0,8933	11,1068	1,0321	0,0665	47,9106628	52,08933718
207 cm	11,9706	12,9857	12,1118	0,8739	12,0393	1,0151	0,0687	48,6543909	51,34560907
207,5 cm	12,2062	13,1949	12,3478	0,8471	12,2791	0,9887	0,0729	51,4830508	48,51694915
208 cm	10,6489	11,8357	10,8069	1,0288	10,7264	1,1868	0,0775	49,0506329	50,94936709
208,5 cm	11,4031	12,3922	11,5364	0,8558	11,4677	0,9891	0,0646	48,4621155	51,53788447
209 cm	11,6149	12,7165	11,7564	0,9601	11,6778	1,1016	0,0629	44,4522968	55,54770318
209,5 cm	11,6554	12,6971	11,7938	0,9033	11,7207	1,0417	0,0653	47,1820809	52,81791908
210 cm	11,9975	13,0295	12,1299	0,8996	12,0592	1,0320	0,0617	46,6012085	53,39879154
210,5 cm	12,2789	13,3097	12,4061	0,9036	12,3362	1,0308	0,0573	45,0471698	54,95283019
211 cm	12,2282	13,2523	12,3622	0,8901	12,2899	1,0241	0,0617	46,0447761	53,95522388
211,5 cm	12,1217	13,1992	12,2591	0,9401	12,1808	1,0775	0,0591	43,0131004	56,98689956
212 cm	12,2595	13,2833	12,3901	0,8930	12,3194	1,0238	0,0599	45,7951070	54,20489297
212,5 cm	11,9417	13,0144	12,0785	0,9359	12,0046	1,0727	0,0629	45,9795322	54,02046784

213 cm	11,8573	12,9489	12,0001	0,9488	11,9222	1,0916	0,0649	45,4481793	54,55182073
213,5 cm	11,5814	12,5987	11,6965	0,9022	11,6317	1,0173	0,0503	43,7011295	56,29887055
214 cm	10,9389	12,0363	11,0722	0,9641	10,9987	1,0974	0,0598	44,8612153	55,13878470
214,5 cm	11,3158	12,4762	11,4555	1,0207	11,3752	1,1604	0,0594	42,5196850	57,48031496
215 cm	11,4437	12,4926	11,5654	0,9272	11,4949	1,0489	0,0512	42,0706656	57,92933443
215,5 cm	11,3343	12,3681	11,4553	0,9128	11,3868	1,0338	0,0543	44,8760331	55,12396694
216 cm	11,5567	12,6047	11,6839	0,9208	11,6129	1,0480	0,0562	44,1823899	55,81761006
216,5 cm	12,2556	13,4281	12,3879	1,0402	12,3117	1,1725	0,0561	42,4036281	57,59637188
217 cm	11,8346	12,8836	11,9539	0,9297	11,8838	1,0490	0,0492	41,2405700	58,75943001
217,5 cm	11,9473	12,9919	12,0628	0,9291	11,9957	1,0446	0,0484	41,9047619	58,09523810
218 cm	12,1787	13,1454	12,2891	0,8563	12,2289	0,9667	0,0502	45,4710145	54,52898551
218,5 cm	11,5767	12,6771	11,7019	0,9752	11,6334	1,1004	0,0567	45,2875399	54,71246006
219 cm	10,5926	11,5814	10,7145	0,8669	10,6489	0,9888	0,0563	46,1853979	53,81460213
219,5 cm	11,9176	12,8805	12,0332	0,8473	11,9703	0,9629	0,0527	45,5882353	54,41176471
220 cm	10,6238	11,6312	10,7461	0,8851	10,6774	1,0074	0,0536	43,8266558	56,17334424
220,5 cm	11,4621	12,5557	11,5918	0,9639	11,5191	1,0936	0,0570	43,9475713	56,05242868
221 cm	11,2591	12,3401	11,3845	0,9556	11,3114	1,0810	0,0523	41,7065391	58,29346093
221,5 cm	11,6414	12,6608	11,7645	0,8963	11,6931	1,0194	0,0517	41,9983753	58,00162470
222 cm	10,8899	11,9946	11,0201	0,9745	10,9477	1,1047	0,0578	44,3932412	55,60675883
222,5 cm	11,6933	12,7226	11,8129	0,9097	11,7463	1,0293	0,0530	44,3143813	55,68561873
223 cm	10,9702	11,9605	11,0828	0,8777	11,0196	0,9903	0,0494	43,8721137	56,12788632
223,5 cm	12,0703	13,2443	12,2015	1,0428	12,1265	1,1740	0,0562	42,8353659	57,16463415
224 cm	10,7678	11,7731	10,8835	0,8896	10,8191	1,0053	0,0513	44,3388073	55,66119274
224,5 cm	10,9111	12,0796	11,0478	1,0318	10,9715	1,1685	0,0604	44,1843453	55,81565472
225 cm	12,4058	13,3923	12,5226	0,8697	12,4577	0,9865	0,0519	44,4349315	55,56506849
225,5 cm	11,8164	12,8327	11,9349	0,8978	11,8683	1,0163	0,0519	43,7974684	56,20253165
226 cm	11,8916	13,1634	12,0455	1,1179	11,9631	1,2718	0,0715	46,4587394	53,54126056
226,5 cm	11,8955	13,1129	12,0345	1,0784	11,9559	1,2174	0,0604	43,4532374	56,54672590
227 cm	11,2819	12,4094	11,4102	0,9992	11,3365	1,1275	0,0546	42,5565082	57,44349182
227,5 cm	11,5817	12,6973	11,7222	0,9751	11,6469	1,1156	0,0652	46,4056940	53,59430605
228 cm	11,6703	12,8501	11,8137	1,0364	11,7343	1,1798	0,0640	44,6304045	55,36959554
228,5 cm	11,1844	12,2404	11,3043	0,9361	11,2345	1,0560	0,0501	41,7848207	58,21517932
229cm	10,6829	11,7012	10,7942	0,9070	10,7274	1,0183	0,0445	39,9820305	60,01796945
229,5 cm	11,3626	12,5391	11,4982	1,0409	11,4219	1,1765	0,0593	43,7315634	56,26843658
230 cm	10,6617	11,8766	10,8033	1,0733	10,7256	1,2149	0,0639	45,1271186	54,87288136
230,5 cm	10,9574	12,0914	11,0858	1,0056	11,0159	1,1340	0,0585	45,5607477	54,43925234
231 cm	10,9418	11,9834	11,0689	0,9136	11,0012	1,0416	0,0594	46,4062500	53,59375000
231,5 cm	11,0635	12,1718	11,2006	0,9712	11,1275	1,1083	0,0640	46,6812546	53,31874544
232 cm	12,1574	13,2254	12,2894	0,9360	12,2164	1,0680	0,0590	44,6969697	55,30303030
232,5 cm	11,4951	12,5292	11,6187	0,9105	11,5501	1,0341	0,0550	44,4983819	55,50161812
233 cm	11,9538	13,0433	12,0896	0,9537	12,0135	1,0841	0,0597	43,9617084	56,03829161
233,5 cm	13,5038	14,6419	13,6453	0,5355	13,5654	0,4150	0,0616	43,5335689	56,46643110
234 cm	12,8494	13,8714	12,9766	0,1023	12,9048	0,1272	0,0554	43,5534591	56,44654088
234,5 cm	11,4463	12,5211	11,5798	0,9413	11,5062	1,0748	0,0599	44,8689139	55,13108614
235 cm	11,6612	12,8637	11,8077	0,1465	11,7256	1,2025	0,0644	43,9590444	56,04095563
235,5 cm	11,5121	12,6032	11,6475	0,9557	11,5748	1,0911	0,0627	46,3090444	53,69276219
236 cm	11,8314	12,8774	11,9561	0,9213	11,8862	1,0460	0,0548	43,9572378	56,05453087
236,5 cm	12,0328	13,0644	12,1609	0,9035	12,0938	1,0316	0,0610	47,6154691	52,38095238
237 cm	12,0708	13,0826	12,1985	0,8841	12,1318	1,0118	0,0610	47,7690476	52,23179327
237,5 cm	13,4481	14,5738	13,5916	0,9822	13,5188	1,1257	0,0707	49,2682067	50,73170732
238 cm	11,2292	12,2684	11,3629	0,9055	11,2948	1,0392	0,0656	49,0650711	50,93492895
238,5 cm	11,5251	12,5655	11,6607	0,9048	11,5924	1,0404	0,0673	49,6312684	50,36873156
239 cm	10,7352	11,7328	10,8662	0,8666	10,7991	0,9976	0,0639	48,7786260	51,22137405
239,5 cm	11,9592	13,2132	12,1188	1,0944	12,0344	1,2540	0,0752	47,1177945	52,88220551
240 cm	11,4578	12,5212	11,6124	0,9088	11,5428	1,0634	0,0850	54,9805951	45,01940492
240,5 cm	11,5135	12,5489	11,6453	0,9036	11,5767	1,0354	0,0632	47,9514416	52,04855842
241 cm	12,1318	13,1271	12,2507	0,8764	12,1841	0,9953	0,0523	43,9865433	56,01345669
241,5 cm	11,6409	12,6774	11,7651	0,9123	11,6951	1,0365	0,0542	43,6392915	56,36070853
242 cm	13,5713	14,7351	13,7137	1,0214	13,6328	1,1638	0,0615	43,1882022	56,81179775
242,5 cm	11,8233	12,8753	11,9499	0,9254	11,8783	1,0520	0,0550	43,4439179	56,55608215
243 cm	11,3855	12,4406	11,5077	0,9329	11,4371	1,0551	0,0516	42,2258592	57,77414075
243,5 cm	12,2751	13,2542	12,4021	0,8521	12,3282	0,9791	0,0531	41,8110236	58,18897638
244 cm	11,9571	13,0892	12,0871	1,0021	12,0103	1,1321	0,0532	40,9230769	59,07923080
244,5 cm	12,0851	13,1682	12,2136	0,9546	12,1385	1,0831	0,0534	41,5564202	58,44355977
245 cm	12,5654	13,4258	12,6675	0,7583	12,6061	0,8604	0,0407	39,8628795	60,13712047
245,5 cm	13,1501	14,2179	13,2893	0,9286	13,2103	1,0678	0,0602	43,2471264	56,75287356
246 cm	13,5783	14,4579	13,6981	0,7598	13,6326	0,8796	0,0543	45,3255426	54,67445743
246,5 cm	12,2178	13,1434	12,3382	0,8052	12,2709	0,9256	0,0531	44,1029900	55,89700997
247 cm	10,7645	11,7898	10,9048	0,8850	10,8271	1,0252	0,0625	44,5791726	55,42082739
247,5 cm	12,0059	13,0283	12,1533	0,8750	12,0748	1,0224	0,0689	46,7435550	53,25644505
248 cm	11,8352	12,8253	11,9759	0,8494	11,8992	0,9901	0,0640	45,4868515	54,51314854
248,5 cm	12,0342	13,0192	12,1726	0,8466	12,0979	0,9850	0,0637	46,0260116	53,97398844
249 cm	11,4346	12,4594	11,5609	0,8985	11,4877	1,0248	0,0531	42,0427553	57,95724466

249,5 cm	11,5061	12,5444	11,6326	0,9118	11,5591	1,0383	0,0530	41,8972332	58,10276680
250 cm	10,7451	11,7508	10,8731	0,8777	10,8007	1,0057	0,0556	43,4375000	56,56250000
250,5 cm	12,1798	13,2106	12,3089	0,9017	12,2361	1,0308	0,0563	43,6096050	56,39039504
251 cm	11,3557	12,4335	11,4857	0,9478	11,4111	1,0778	0,0554	42,6153846	57,38461538
251,5 cm	11,0399	12,0082	11,1601	0,8481	11,0919	0,9683	0,0520	43,2612313	56,73876872
252 cm	11,9699	13,0289	12,1014	0,9275	12,0285	1,0590	0,0586	44,5627376	55,43726236
252,5 cm	12,2179	13,1893	12,3395	0,8498	12,2721	0,9714	0,0542	44,5723684	55,42763158
253 cm	10,6493	11,6681	10,7825	0,8856	10,7091	1,0188	0,0598	44,8948949	55,10510511
253,5 cm	11,4039	12,4009	11,5244	0,8765	11,4572	0,9970	0,0533	44,2323651	55,76763485
254 cm	11,6148	12,6337	11,7401	0,8936	11,6681	1,0189	0,0533	42,5379090	57,46209098
254,5 cm	11,6559	12,6942	11,7813	0,9129	11,7109	1,0383	0,0550	43,8596491	56,14035088
255 cm	11,9979	13,0369	12,1229	0,9140	12,0502	1,0390	0,0523	41,8400000	58,16000000
255,5 cm	12,2788	13,3273	12,4075	0,9198	12,3347	1,0485	0,0559	43,4343434	56,56565657
256 cm	12,2285	13,2686	12,3623	0,9063	12,2894	1,0401	0,0609	45,5156951	54,48430493
256,5 cm	12,1203	13,1609	12,2479	0,9130	12,1766	1,0406	0,0563	44,1222571	55,87774295
257 cm	12,2696	13,3038	12,3887	0,9151	12,3175	1,0432	0,0569	44,4184231	55,58157689
257,5 cm	11,9422	12,9898	12,0735	0,9163	12,0048	1,0476	0,0626	47,6770754	52,32292460
258 cm	11,8565	12,9195	11,9876	0,9319	11,9159	1,0630	0,0594	45,3089245	54,69107551
258,5 cm	11,5814	12,6161	11,7088	0,9073	11,6375	1,0347	0,0561	44,0345369	55,96546311
259 cm	10,9386	11,9919	11,0629	0,9290	10,9936	1,0533	0,0550	44,2477876	55,75221239
259,5 cm	11,3165	12,3607	11,4463	0,9144	11,3733	1,0442	0,0568	43,7596302	56,24036980
260 cm	11,4441	12,5185	11,5784	0,9401	11,5034	1,0744	0,0593	44,1548771	55,84512286
260,5 cm	11,3339	12,4287	11,4652	0,9635	11,3929	1,0948	0,0590	44,9352628	55,06473724
261 cm	11,5571	12,6045	11,6859	0,9186	11,6148	1,0474	0,0577	44,7981366	55,20186335
261,5 cm	12,2553	13,2669	12,3812	0,8857	12,3102	1,0116	0,0549	43,6060365	56,39396346
262 cm	11,8329	12,8414	11,9602	0,8812	11,8888	1,0085	0,0559	43,9120189	56,08798115
262,5 cm	11,9468	13,0331	12,0735	0,9596	12,0003	1,0863	0,0535	42,2257301	57,77426993
263 cm	12,1792	13,1689	12,2967	0,8722	12,2297	0,9897	0,0505	42,9787234	57,02127660
263,5 cm	11,5793	12,5801	11,6994	0,8807	11,6312	1,0008	0,0519	43,2139883	56,78601166
264 cm	10,5938	11,6137	10,7696	0,9041	10,6418	1,0199	0,0480	41,4507772	58,54922280
264,5 cm	11,9195	12,9317	12,0224	0,9093	11,9612	1,0122	0,0417	40,5247813	59,47521866
265 cm	10,6238	11,6978	10,7517	0,9461	10,6764	1,0740	0,0526	41,1258796	58,87412041
265,5 cm	11,4628	12,4677	11,5841	0,8836	11,5121	1,0049	0,0493	40,6430338	59,35696620
266 cm	11,2586	12,3403	11,3839	0,9564	11,3079	1,0817	0,0493	39,3455706	60,65442937
266,5 cm	11,6413	12,6791	11,7605	0,9186	11,6892	1,0378	0,0479	40,1845638	59,81543624
267 cm	10,8921	11,9495	11,0139	0,9356	10,9389	1,0574	0,0468	38,4236453	61,57635468
267,5 cm	11,6953	12,7232	11,8159	0,9073	11,7417	1,0279	0,0464	38,4742952	61,52570481
268 cm	11,5571	11,5571	11,6989	1,0230	11,6185	1,1648	0,0614	43,3004231	56,69957687
268,5 cm	11,5505	11,5505	11,6877	1,0061	11,6091	1,1433	0,0586	42,7113703	57,28862974
269 cm	11,1877	11,1877	11,3291	0,9467	11,2535	1,0881	0,0658	46,5346535	53,46534653
269,5 cm	10,9113	11,9209	11,0338	0,8871	10,9641	1,0096	0,0528	43,1020408	56,89795918
270 cm	12,4069	13,5018	12,5322	0,9696	12,4598	1,0949	0,0529	42,2186752	57,78132482
270,5 cm	11,8161	12,8366	11,9389	0,8977	11,8701	1,0205	0,0540	43,9739414	56,02605863
271 cm	11,8968	12,9732	12,0295	0,9437	11,9584	1,0764	0,0616	46,4204974	53,57950264
271,5 cm	11,8965	12,9917	12,1151	0,8766	12,0502	1,0952	0,1537	70,3110704	29,68892955
272 cm	11,2822	12,3023	11,4172	0,8851	11,3546	1,0201	0,0724	53,6296296	46,37037037
272,5 cm	11,5822	12,6581	11,7118	0,9463	11,6415	1,0759	0,0593	45,7561728	54,24382716
273 cm	11,6707	12,8503	11,8165	1,0338	11,7372	1,1796	0,0665	45,6104252	54,38957476
273,5 cm	11,1836	12,2201	11,3071	0,9130	11,2374	1,0365	0,0538	43,5627530	56,43724696
274 cm	10,6809	11,7273	10,8025	0,9248	10,7333	1,0464	0,0524	43,0921053	56,90789474
274,5 cm	11,3629	12,4119	11,4912	0,9207	11,4166	1,0490	0,0537	41,8550273	58,14497272
275 cm	10,6615	11,6997	10,7857	0,9140	10,7166	1,0382	0,0551	44,3639291	55,63607085
275,5 cm	10,9576	12,0092	11,0766	0,9326	11,0079	1,0516	0,0503	42,2689076	57,73109244
276 cm	10,9407	11,9768	11,0544	0,9224	10,9857	1,0361	0,0450	39,5778364	60,42216359
276,5 cm	11,0638	12,1479	11,1912	0,9567	11,1156	1,0841	0,0518	40,6593407	59,34065934
277 cm	12,1631	13,1924	12,2719	0,9205	12,2035	1,0293	0,0404	37,1323529	62,86764706
277,5 cm	11,4951	12,5661	11,6118	0,9543	11,5433	1,0710	0,0482	41,3024850	58,69751500
278 cm	13,6391	14,7172	13,7584	0,9588	13,6881	1,0781	0,0490	41,0729254	58,92707460
278,5 cm	13,5038	14,4782	13,6178	0,8604	13,5531	0,9744	0,0493	43,2456140	56,75438596
279 cm	12,8477	13,8909	12,9664	0,9245	12,9002	1,0432	0,0525	44,2291491	55,77085088
279,5 cm	11,4465	12,3106	11,5461	0,7645	11,4862	0,8641	0,0407	40,8634538	59,13654618
280 cm	12,1897	13,2845	12,3167	0,9678	12,2426	1,0948	0,0529	41,6535433	58,34645669
280,5 cm	11,4048	12,4137	11,5161	0,8976	11,4521	1,0089	0,0473	42,4977538	57,50224618
281 cm	11,8266	12,7802	11,9441	0,8361	11,8797	0,9536	0,0531	45,1914894	54,80851064
281,5 cm	12,0341	13,0171	12,1573	0,5843	12,0879	1,3015	0,0538	43,6688312	56,33116883
282 cm	12,0717	13,2399	12,2133	1,0266	12,1339	1,1682	0,0622	43,9265637	56,07344633
282,5 cm	13,4492	14,4972	13,5777	0,9195	13,5047	1,0480	0,0555	43,1906615	56,80933852
283 cm	11,2298	12,2446	11,4372	0,8974	11,2792	1,0148	0,0494	42,0783646	57,92163543
283,5 cm	11,5257	12,5374	11,6411	0,8963	11,5732	1,0117	0,0475	41,1611785	58,83882149
284 cm	10,7357	11,7839	10,8565	0,9274	10,7877	1,0482	0,0520	43,0463576	56,93364238
284,5 cm	11,9588	13,0022	12,0792	0,9230	12,0112	1,0434	0,0524	43,5215947	56,47840532
285 cm	11,4579	12,4562	11,5751	0,8811	11,5108	0,9983	0,0529	45,1365188	54,86348123
285,5 cm	11,5108	12,5182	11,6254	0,8928	11,5594	1,0074	0,0486	42,4083770	57,59162304

286 cm	12,1321	13,1577	12,2525	0,9052	12,1821	1,0256	0,0500	41,5282392	58,47176080
286,5 cm	11,5414	12,6453	11,7565	0,8870	11,6899	1,0021	0,0485	42,1392719	57,86272806
287 cm	13,5709	14,5642	13,6857	0,8785	13,6191	0,9933	0,0482	41,9860627	58,01393728
287,5 cm	11,8235	13,2395	11,9967	1,2428	11,8988	1,4160	0,0753	43,4757506	56,52424942
288 cm	11,3858	12,3676	11,5011	0,8665	11,4349	0,9818	0,0491	42,5845620	57,41543799
288,5 cm	12,2752	13,4586	12,4161	1,0425	12,3388	1,1834	0,0636	45,1383960	54,86160397
289 cm	11,9573	12,9812	12,0747	0,9065	12,0093	1,0239	0,0520	44,2930153	55,70698467
289,5 cm	12,0851	13,1217	12,2111	0,9106	12,1426	1,0366	0,0575	45,6349206	54,36507937
290 cm	12,5649	13,5883	12,6866	0,9017	12,6205	1,0234	0,0556	45,6861134	54,31388661
290,5 cm	10,6523	11,6748	10,7709	0,9039	10,7083	1,0225	0,0560	47,2175379	52,78246206
291 cm	11,6145	12,6682	11,7358	0,9324	11,6682	1,0537	0,0537	44,2704040	55,72959604
291,5 cm	11,9705	13,0664	12,1063	0,9601	12,0329	1,0959	0,0624	45,9499264	54,05007364
292 cm	11,6638	12,6813	11,7896	0,8917	11,7224	1,0175	0,0586	46,5818760	53,41812401
292,5 cm	12,4018	13,4335	12,5259	0,9076	12,4609	1,0317	0,0591	47,6228848	52,37711523
293 cm	10,8604	11,9381	10,9976	0,9405	10,9269	1,0777	0,0665	48,4693878	51,53061224
293,5 cm	12,1051	13,1224	12,2328	0,8896	12,1671	1,0173	0,0620	48,5512921	51,44870791
294 cm	12,0864	13,1172	12,2164	0,9008	12,1512	1,0308	0,0648	49,8461538	50,15384615
294,5 cm	10,8932	12,0306	11,0442	0,9864	10,9689	1,1374	0,0757	50,1324503	49,86754967
295 cm	11,5747	12,6126	11,7029	0,9097	11,6398	1,0379	0,0651	50,7800312	49,21996880
295,5 cm	10,7024	11,7951	10,8368	0,9583	10,7715	1,0927	0,0691	51,4136905	48,58630952
296 cm	11,1293	12,2269	11,2721	0,9548	11,2045	1,0976	0,0752	52,6610644	47,33893557
296,5 cm	10,8887	11,9438	11,0192	0,9246	10,9551	1,0551	0,0664	50,8812261	49,11877395
297 cm	10,9597	11,9884	11,0951	0,8933	11,0302	1,0287	0,0705	52,0679468	47,93205318
297,5 cm	13,0674	14,1264	13,2081	0,9183	13,1423	1,0590	0,0749	53,2338308	46,76616915
298 cm	10,8401	11,9308	10,9841	0,9467	10,9183	1,0907	0,0782	54,3055560	45,69444444
298,5 cm	10,9365	11,9919	11,0784	0,9135	11,0151	1,0554	0,0786	55,3911205	44,60887949
299 cm	11,0001	12,0821	11,1763	0,9058	11,1127	1,0820	0,1126	63,9046538	36,09534620
299,5 cm	10,7671	11,8947	11,0317	0,8630	10,9724	1,1276	0,2053	77,5888133	11,86702241
300 cm	10,8683	11,9628	11,0967	0,8661	11,0377	1,0945	0,1694	74,1681261	25,83187391
300,5 cm	11,0059	12,0499	11,2153	0,8346	11,1593	1,0440	0,1534	73,2569245	26,74307545
301 cm	10,6239	12,2877	11,5502	0,7375	11,4965	1,6638	0,8726	94,2027421	05,79725790
301,5 cm	10,7371	12,4711	11,6479	0,8232	11,6131	1,7340	0,8760	96,1791831	03,82081686
302 cm	10,8317	12,0093	11,2111	0,7982	11,1672	1,1776	0,3355	88,4290986	11,57090114
302,5 cm	10,8289	12,0064	11,1697	0,8367	11,1229	1,1775	0,2940	86,2676056	13,73239437
303 cm	11,2101	12,5272	11,5774	0,9498	11,5237	1,3171	0,3136	85,3797985	14,62020147
303,5 cm	11,4685	12,6153	11,7509	0,8644	11,6973	1,1468	0,2288	81,0198300	18,98016997
304 cm	11,5975	12,7424	11,8745	0,8679	11,8234	1,1449	0,2259	81,5523466	18,44765343
304,5 cm	11,0221	12,1571	11,2771	0,8800	11,2257	1,1350	0,2036	79,8431373	20,15686275
305 cm	10,7696	11,9029	11,0409	0,8620	10,9905	1,1333	0,2209	81,4227792	18,57722079
305,5 cm	11,1208	12,2646	11,3861	0,8785	11,3402	1,1438	0,2194	82,6988315	17,30116849
306 cm	10,7711	11,8703	10,9929	0,8774	10,9404	1,0992	0,1693	76,3300271	23,66997295
306,5 cm	10,8019	11,9027	11,0039	0,8988	10,9483	1,1008	0,1464	72,4752475	27,52475248
307 cm	10,8672	11,8954	11,0011	0,8943	10,9356	1,0282	0,0684	51,0828977	48,91710232
307,5 cm	10,7665	11,8196	10,8987	0,9209	10,8398	1,0531	0,0733	55,4462935	44,55370651
308 cm	10,7458	11,7898	10,8771	0,9127	10,8870	1,0440	0,0619	47,1439452	52,85605484
308,5 cm	11,3893	12,4147	11,5168	0,8979	11,4521	1,0254	0,0628	49,2549020	50,74509804
309 cm	10,5449	11,6265	10,6753	0,9512	10,6065	1,0816	0,0616	47,2392638	52,76073620
309,5 cm	11,7113	12,7504	11,8346	0,9158	11,7685	1,0391	0,0572	46,3909165	53,60908354
310 cm	11,1577	12,1937	11,2831	0,9106	11,2165	1,0360	0,0588	46,8899522	53,11004785
310,5 cm	10,5607	11,6239	10,6927	0,9312	10,6251	1,0632	0,0644	48,7878788	51,21212121
311 cm	11,0543	12,1159	11,1842	0,9317	11,1169	1,0616	0,0626	48,1909161	51,80908391
311,5 cm	12,6551	13,7004	12,7801	0,9203	12,7118	1,0453	0,0567	45,3600000	54,64000000
312 cm	11,0576	12,1207	11,1859	0,9348	11,1168	1,0631	0,0592	46,1418550	53,85814497
312,5 cm	10,8097	11,8426	10,9331	0,9095	10,8655	1,0329	0,0558	45,2188006	54,78119935
313 cm	13,4538	14,5145	13,5828	0,9317	13,5146	1,0607	0,0608	47,1317829	52,86821705
313,5 cm	11,4657	12,4592	11,5881	0,8711	11,5251	0,9935	0,0594	48,5294118	51,47055824
314 cm	12,0916	13,1129	12,2112	0,9017	12,1471	1,0213	0,0555	46,4046823	53,59531773
314,5 cm	11,2811	12,4109	11,4211	0,9898	11,3481	1,1298	0,0670	47,8571429	52,14285714
315 cm	12,0607	13,3463	12,2112	1,1351	12,1333	1,2856	0,0726	48,2392027	51,76079734
315,5 cm	11,9325	12,9923	12,0576	0,9347	11,9899	1,0598	0,0574	45,8832934	54,11670663
316 cm	10,8064	11,8468	10,9224	0,9244	10,8612	1,0404	0,0548	47,2413793	52,75862069
316,5 cm	10,7492	11,7915	10,8677	0,9238	10,8043	1,0423	0,0551	46,4978903	53,50210970
317 cm	11,3289	12,3351	11,4532	0,8819	11,3896	1,0062	0,0607	48,8334674	51,16653258
317,5 cm	11,5747	12,6156	11,6859	0,9297	11,6282	1,0409	0,0535	48,1115108	51,88848921
318 cm	10,6151	11,6551	10,7335	0,9216	10,6724	1,0400	0,0573	48,3952703	51,60472973
318,5 cm	10,5961	11,5153	10,6936	0,8217	10,6434	0,9192	0,0473	48,5128205	51,48717949
319 cm	10,5944	11,6357	10,7225	0,9132	10,6581	1,0413	0,0637	49,7267760	50,27322404
319,5 cm	11,2547	12,5029	11,4093	1,0936	11,3241	1,2482	0,0694	44,8900388	55,10999619
320 cm	10,7878	12,0051	10,9427	1,0624	10,8658	1,2173	0,0780	50,3550678	49,64499321
320,5 cm	11,1845	12,2383	11,3222	0,9161	11,2575	1,0538	0,0730	53,0137981	46,98620189
321 cm	10,7064	11,9686	10,8747	1,0939	10,7987	1,2622	0,0923	54,8425431	45,15745692
321,5 cm	10,9376	12,1189	11,1031	1,0158	11,0341	1,1813	0,0965	58,3081571	41,69184290
322 cm	10,8983	12,0136	11,0473	0,9663	10,9808	1,1153	0,0825	55,3691275	44,63087248

322,5 cm	12,2181	13,3101	12,3867	0,9234	12,3246	1,0920	0,1065	63,1672598	36,83274021
323 cm	10,6489	11,7011	10,7991	0,9020	10,7381	1,0522	0,0892	59,3874834	40,61251664
323,5 cm	11,4035	12,4805	11,5428	0,9377	11,4778	1,0770	0,0743	53,3381192	46,66188083
324 cm	11,3862	12,3942	11,5194	0,8748	11,4592	1,0080	0,0773	54,8048048	45,19519520
324,5 cm	10,8699	11,9502	11,0122	0,9380	10,9459	1,0803	0,0760	53,4082923	46,59170766
325 cm	13,2627	14,3122	13,4196	0,8926	13,3568	1,0495	0,0941	59,9745061	40,02549395
325,5 cm	10,6742	11,7358	10,8148	0,9210	10,7499	1,0616	0,0757	53,8406828	46,15931721
326 cm	11,7017	12,7779	11,8322	0,9457	11,7659	1,0762	0,0642	49,1954023	50,80459770
326,5 cm	10,7421	12,0684	10,9138	1,1546	10,8351	1,3263	0,0930	54,1642400	45,83576005
327 cm	11,6545	12,7262	11,7978	0,9284	11,7339	1,0717	0,0794	55,4082345	44,59176553
327,5 cm	10,5654	11,6168	10,7033	0,9135	10,6385	1,0514	0,0731	53,0094271	46,99057288
328 cm	11,1693	12,3294	11,3449	0,9845	11,2802	1,1601	0,1109	63,1548975	36,84510251
328,5 cm	10,5181	11,5056	10,6628	0,8428	10,6043	0,9875	0,0862	59,5715273	40,42844727
329 cm	11,0672	12,2533	11,2273	1,0260	11,1584	1,1861	0,0912	56,9643973	43,03560275
329,5 cm	11,5062	12,5534	11,6451	0,9083	11,5824	1,0472	0,0762	54,8596112	45,14038877
330 cm	11,0136	12,0586	11,1685	0,8901	11,1056	1,0450	0,0920	59,3931569	40,60684312
330,5 cm	13,2835	14,3655	13,4459	0,9196	13,3845	1,0820	0,1010	62,1921182	37,80787177
331 cm	10,7692	11,9112	10,9328	0,9784	10,8648	1,1420	0,0956	58,4352078	41,56479218
331,5 cm	11,8868	12,9142	12,0241	0,8901	11,9629	1,0274	0,0761	55,4260743	44,57392571
332 cm	13,6658	14,6798	13,7801	0,8997	13,7316	1,0140	0,0658	57,5678040	42,43219598
332,5 cm	11,6615	12,6948	11,7909	0,9041	11,7281	1,0333	0,0666	51,5479876	48,45201238
333 cm	11,5119	12,5392	11,6397	0,8995	11,5798	1,0273	0,0679	53,1298905	46,87010955
333,5 cm	11,5577	12,7278	11,7036	1,0242	11,6343	1,1701	0,0766	52,5017135	47,49828650
334 cm	11,5511	12,7757	11,7091	1,0666	11,6336	1,2246	0,0825	52,2151899	47,78481013
334,5 cm	11,1881	12,2265	11,3291	0,8974	11,2658	1,0384	0,0777	55,1063830	44,89361702
335 cm	13,6395	14,6413	13,7727	0,8686	13,7151	1,0018	0,0756	56,7567568	43,24324324
335,5 cm	10,8938	11,8902	11,0327	0,8575	10,9753	0,9964	0,0815	58,6753060	41,32469402
336 cm	11,9325	13,0015	12,0918	0,9097	12,0356	1,0686	0,1027	64,6318439	35,36815607
336,5 cm	11,3732	12,4094	11,5221	0,8873	11,4661	1,0362	0,0929	62,3908664	37,60913365
337 cm	11,6681	12,8423	11,8121	1,0302	11,7483	1,1742	0,0812	56,3888889	43,61111111
337,5 cm	10,7401	11,7759	10,8824	0,8935	10,8288	1,0358	0,0887	62,3330991	37,66690091
338 cm	10,7784	11,8711	10,9259	0,9452	10,8639	1,0927	0,0855	57,9661017	42,03389831
338,5 cm	10,9707	11,9892	11,1032	0,8860	11,0476	1,0185	0,0769	58,0377358	41,96226415
339 cm	11,2274	12,4098	11,3873	1,0225	11,3192	1,1824	0,0918	57,4108818	42,58911820
339,5 cm	10,9359	11,9408	11,0783	0,8625	11,0251	1,0049	0,0892	62,6404494	37,35955056
340 cm	10,9993	12,1956	11,1447	1,0509	11,0758	1,1963	0,0792	54,4704264	45,52957359
340,5 cm	10,7633	11,8129	10,9026	0,9103	10,8468	1,0496	0,0835	59,9425700	40,05743001
341 cm	11,4931	12,7649	11,6511	1,1138	11,5817	1,2718	0,0886	56,0759494	43,92405063
341,5 cm	11,8887	12,9278	12,0221	0,9057	11,9653	1,0391	0,0766	57,4212894	42,57871064
342 cm	10,7487	11,8029	10,8761	0,9268	10,8214	1,0542	0,0727	57,0643642	42,93563579
342,5 cm	11,4924	12,5389	11,6171	0,9218	11,5642	1,0465	0,0718	57,5781877	42,42181235
343 cm	10,5757	11,6614	10,7113	0,9501	10,6501	1,0857	0,0744	54,8672566	45,13274336
343,5 cm	10,8256	11,8443	10,9429	0,9014	10,8868	1,0187	0,0612	52,1739130	47,82608696
344 cm	10,5735	11,6145	10,6927	0,9218	10,6357	1,0410	0,0622	52,1812081	47,81879195
344,5 cm	11,5406	12,5836	11,6606	0,9230	11,6026	1,0430	0,0620	51,6666667	48,33333333
345 cm	10,6668	11,6861	10,7765	0,9096	10,7243	1,0193	0,0575	52,4156791	47,58432088
345,5 cm	13,1494	14,1735	13,2745	0,8990	13,2157	1,0241	0,0663	52,9976019	47,00239808
346 cm	13,5781	14,6343	13,7102	0,9241	13,6488	1,0562	0,0707	53,5200606	46,47993944
346,5 cm	12,2177	13,3477	12,3567	0,9910	12,2938	1,1300	0,0761	54,7482014	45,25179856
347 cm	10,7639	11,7631	10,8941	0,8960	10,8372	0,9992	0,0733	56,2980031	43,70199693
347,5 cm	12,0054	13,0356	12,1383	0,8973	12,0806	1,0302	0,0752	56,5838977	43,41610233
348 cm	11,8348	12,8061	11,9601	0,8460	11,9077	0,9713	0,0729	58,1803671	41,81963288
348,5 cm	12,0334	13,0432	12,1664	0,8768	12,1103	1,0098	0,0769	57,8195489	42,18045113
349 cm	11,4343	12,5011	11,5765	0,9246	11,5161	1,0668	0,0818	57,5246132	42,47538678
349,5 cm	11,5056	12,5373	11,6433	0,8940	11,5871	1,0317	0,0815	59,1866376	40,81336238
350 cm	10,7444	11,7838	10,8808	0,9030	10,8228	1,0394	0,0784	57,4780059	42,52199413
350,5 cm	12,1792	13,2522	12,3164	0,9358	12,2567	1,0730	0,0775	56,4868805	43,51311953
351 cm	11,3546	12,4035	11,4896	0,9139	11,4325	1,0489	0,0779	57,7037037	42,29629630
351,5 cm	11,0394	12,1278	11,1821	0,9457	11,1226	1,0884	0,0832	58,3041345	41,69586545
352 cm	11,9691	12,9207	12,0914	0,8293	12,0441	0,9516	0,0750	61,3246116	38,67538839
352,5 cm	12,2171	13,2553	12,3549	0,9004	12,2987	1,0362	0,0816	59,2162554	40,78374456
353 cm	10,6481	11,6991	10,7867	0,9124	10,7283	1,0506	0,0798	57,7424023	42,25759768
353,5 cm	11,4027	12,4449	11,5392	0,9057	11,4828	1,0422	0,0801	58,6813187	41,31868132
354 cm	11,6139	12,6258	11,7505	0,8753	11,6937	1,0119	0,0798	58,4187408	41,58125915
354,5 cm	11,6551	12,6794	11,7921	0,8873	11,7351	1,0243	0,0800	58,3941606	41,60583942
355 cm	11,9968	13,0163	12,1296	0,8867	12,0755	1,0195	0,0787	59,2620482	40,73795181
355,5 cm	12,2785	13,3327	12,4225	0,9102	12,3651	1,0542	0,0866	60,1388889	39,86111111
356 cm	12,2275	13,2981	12,3718	0,9263	12,3131	1,0706	0,0856	59,3208593	40,67914068
356,5 cm	12,1194	13,1236	12,2547	0,8689	12,1987	1,0042	0,0793	58,6104952	41,38950480
357 cm	12,2599	13,2885	12,4047	0,8838	12,3459	1,0286	0,0860	59,3922652	40,60773481
357,5 cm	11,9416	12,9625	12,0803	0,8822	12,0225	1,0209	0,0860	58,3273252	41,67267484
358 cm	11,8557	12,9032	11,9961	0,9071	11,9386	1,0475	0,0809	59,0455840	40,95441595
358,5 cm	11,5808	12,5748	11,7178	0,8570	11,6604	0,9940	0,0829	58,1021898	41,89781022

359 cm	10,9379	11,9981	11,0781	0,9200	11,0188	1,0602	0,0796	57,7032810	42,29671897
359,5 cm	11,3163	12,3386	11,4641	0,8745	11,4062	1,0223	0,0809	60,8254398	39,17456022
360 cm	11,4437	12,4828	11,5816	0,9012	11,5239	1,0391	0,0802	58,1580856	41,84191443
360,5 cm	11,3338	12,3007	11,4599	0,8408	11,4057	0,9669	0,0719	57,0182395	42,98176051
361 cm	11,3727	12,7392	11,5846	1,1546	11,5101	1,3665	0,1374	64,8419066	35,15809344
361,5 cm	12,2548	13,5519	12,5284	1,0235	12,4678	1,2971	0,2130	77,8508772	22,14912281
362 cm	11,8327	12,9435	12,0321	0,9114	11,9782	1,1108	0,1455	72,9689067	27,03109328
362,5 cm	11,9465	13,0456	12,1144	0,9312	12,0538	1,0991	0,1073	63,9070876	36,09291245
363 cm	12,1786	12,2498	12,3824	0,1326	12,3271	0,0712	0,1485	72,8655545	27,13444553
363,5 cm	11,5761	12,8984	11,8002	1,0982	11,7088	1,3223	0,1327	59,2146363	40,78536368
364 cm	10,5924	11,6231	10,7382	0,8849	10,6978	1,0307	0,1054	72,2908093	27,70919067
364,5 cm	11,9168	12,9923	12,0701	0,9222	12,0082	1,0755	0,0914	59,6216569	40,37834312
365 cm	10,6219	11,8868	10,8276	1,0592	10,7614	1,2649	0,1395	67,8172095	32,18279047
365,5 cm	11,4612	12,5121	11,6166	0,8955	11,5547	1,0509	0,0935	60,1673102	39,83268983
366 cm	11,2537	12,2752	11,3968	0,8784	11,3397	1,0179	0,0824	59,0681004	40,93189964
366,5 cm	11,6407	12,6578	11,7814	0,8764	11,7233	1,0171	0,0826	58,7064677	41,29353234
367 cm	10,8889	11,9543	11,0217	0,9326	10,9639	1,0654	0,0750	56,4759036	43,52409639
367,5 cm	11,6927	12,7106	11,8287	0,8819	11,7704	1,0179	0,0777	57,1323529	42,86764706
368 cm	10,9699	12,0485	11,1194	0,9291	11,0546	1,0786	0,0847	56,6555184	43,34448161
368,5 cm	12,0698	13,1719	12,2203	0,9516	12,1549	1,1021	0,0851	56,5448505	43,45514950
369 cm	10,7677	11,8749	10,9202	0,9547	10,8544	1,1072	0,0867	56,8524590	43,14754098
369,5 cm	10,9102	12,0862	11,0761	1,0101	11,0059	1,1760	0,0957	57,6853526	42,31464738
370 cm	12,4055	13,4678	12,5566	0,9112	12,4942	1,0623	0,0887	58,7028458	41,29715420
370,5 cm	11,8149	12,8971	11,9681	0,9290	11,9046	1,0822	0,0897	58,5509138	41,44908616
371 cm	11,8955	12,9664	12,0396	0,9268	11,9793	1,0709	0,0838	58,1540597	41,84594032
371,5 cm	11,8951	12,9641	12,0357	0,9284	11,9759	1,0690	0,0808	57,4679943	42,53200569
372 cm	11,2815	12,3611	11,4331	0,9280	11,3715	1,0769	0,0900	59,3667546	40,63324538
372,5 cm	11,5817	12,6781	11,7442	0,9339	11,6834	1,0964	0,1017	62,5846154	37,41538462
373 cm	11,6703	12,7371	11,8314	0,9057	11,7745	1,0668	0,1042	64,6803228	35,31967722
373,5 cm	11,1829	12,2558	11,3407	0,9151	11,2827	1,0729	0,0998	63,2446134	36,75538657
374 cm	10,6803	11,7428	10,8334	0,9094	10,7742	1,0625	0,0939	61,3324624	38,66753756
374,5 cm	11,3624	12,4526	11,5064	0,9462	11,4463	1,0902	0,0839	58,2638889	41,73611111
375 cm	10,6613	11,7685	10,8202	0,9483	10,7605	1,1072	0,0992	62,4292008	37,57079924
375,5 cm	10,9574	12,0943	11,1302	0,9641	11,0679	1,1369	0,1105	63,9467593	36,05324074
376 cm	10,9401	11,9987	11,0962	0,9025	11,0411	1,0586	0,1010	64,7021140	35,29788597
376,5 cm	11,0633	12,1407	11,2181	0,9226	11,1602	1,0774	0,0969	62,5968992	37,40310078
377 cm	12,1579	13,2412	12,3135	0,9277	12,2551	1,0833	0,0972	62,4678663	37,53213368
377,5 cm	11,4947	12,5892	11,6512	0,9380	11,5916	1,0945	0,0969	61,9169329	38,08306709
378 cm	11,9549	13,0122	12,1129	0,8993	12,0525	1,0573	0,0976	61,7721519	38,22784810
378,5 cm	13,5037	14,5329	13,6407	0,8922	13,5858	1,0292	0,0821	59,9270073	40,07299270
379 cm	12,8475	14,1734	13,0161	1,1573	12,9451	1,3259	0,0976	57,8884935	42,11150652
379,5 cm	11,4462	13,0339	11,6336	1,4003	11,5457	1,5877	0,0995	53,0949840	46,90501601
380 cm	12,1896	13,2602	12,3169	0,9433	12,2603	1,0706	0,0707	55,5380990	44,46100102
380,5 cm	11,4044	12,4768	11,5258	0,9510	11,4677	1,0724	0,0633	52,1416804	47,85831960
381 cm	11,8255	13,0018	11,9686	1,0332	11,8977	1,1763	0,0722	50,4542278	49,54577219
381,5 cm	12,0335	13,4315	12,2261	1,2054	12,1443	1,3980	0,1108	57,5285566	42,47144341
382 cm	12,0714	13,5281	12,2818	1,2463	12,1981	1,4567	0,1267	60,2186312	39,78136882
382,5 cm	13,4487	14,4403	13,5899	0,8504	13,5252	0,9916	0,0765	54,1784703	45,82152975
383 cm	11,2294	12,4337	11,4057	1,0280	13,3363	1,2043	0,1069	60,6352808	39,36471923
383,5 cm	11,5251	12,8011	11,7242	1,0769	11,6508	1,2760	0,1257	63,1341035	36,86586530
384 cm	10,7351	11,7665	10,9021	0,8634	10,8432	1,0304	0,1081	64,7305389	35,26946108
384,5 cm	11,9582	13,1162	12,1517	0,9645	12,0849	1,1580	0,1267	65,4780362	34,52196382
385 cm	11,4575	12,5931	11,6498	0,9433	11,5829	1,1356	0,1254	65,2106084	34,78939158
385,5 cm	11,5099	12,7074	11,7031	1,0043	11,6305	1,1975	0,1206	62,4223602	37,57763975
386 cm	12,1315	13,5289	12,6192	0,9097	12,5576	1,3974	0,4261	87,3692844	12,63071560
386,5 cm	11,6411	13,3164	12,6076	0,7088	12,5652	1,6753	0,9241	95,6130367	14,38696327
387 cm	13,5704	14,8738	13,9914	0,8824	13,9375	1,3034	0,3671	87,1971496	12,80285036
387,5 cm	11,8232	12,7902	11,9825	0,8077	11,9281	0,9670	0,1049	65,8505964	34,149403640
388 cm	11,3853	12,5749	11,6161	0,9588	11,5538	1,1896	0,1685	73,0069324	26,993067590
388,5 cm	12,2745	13,5096	12,5032	1,0064	12,4357	1,2351	0,1612	70,4853520	29,514648010
389 cm	11,9569	12,9448	12,1471	0,7977	12,0964	0,9879	0,1395	73,3438486	26,656151420
389,5 cm	12,0845	12,9913	12,2316	0,7597	12,1766	0,9068	0,0921	62,6104691	37,389530930
390 cm	12,5643	13,6479	12,7396	0,9083	12,6769	1,0836	0,1126	64,2327439	35,767256130
390,5 cm	10,6516	11,7787	10,8297	0,9490	10,7645	1,1271	0,1129	63,3913532	36,608646830
391 cm	12,6617	13,7675	12,8348	0,9327	12,7711	1,1058	0,1094	63,2004622	36,799537840
391,5 cm	11,6281	12,5469	11,7761	0,7708	11,7211	0,9188	0,0930	62,8378378	37,162162160
392 cm	11,6631	12,7173	11,8361	0,8812	11,7721	1,0542	0,1090	63,0057803	36,994219650
392,5 cm	12,4012	13,4825	12,5822	0,9003	12,5179	1,0813	0,1167	64,4751381	35,524861880
393 cm	10,8601	11,8068	11,0323	0,7745	10,9781	0,9467	0,1180	68,5249710	31,475029040
393,5 cm	12,1044	13,3439	12,4112	0,9327	12,3461	1,2385	0,2417	78,7809648	21,219035200
394 cm	12,0856	13,3054	13,0619	0,2435	13,0507	1,2198	0,9651	98,8528116	01,147188360
394,5 cm	10,9549	12,6148	11,7463	0,8685	11,6899	1,6599	0,7350	92,8733889	07,126611060
395 cm	11,6677	13,2697	12,8124	0,4573	12,7906	1,6020	1,1229	98,0955709	01,904429100

395,5 cm	10,7017	12,2547	11,7359	0,5188	11,7126	1,5530	1,0109	97,7470509	02,252949130
396 cm	11,1291	12,6961	12,1611	0,5350	12,1396	1,5670	1,0105	97,9166667	02,083333330
396,5 cm	10,8865	12,3599	11,8505	0,5094	11,8284	1,4734	0,9419	97,7074689	02,292531120
397 cm	10,9587	12,5949	12,0765	0,5184	12,0638	1,6362	1,1051	98,8638397	01,136160350
397,5 cm	13,0665	14,5044	13,9368	0,5676	13,8004	1,4379	0,7339	84,3272435	15,672756520
398 cm	10,8389	12,3762	11,8604	0,5158	11,7137	1,5373	0,8748	85,6387665	14,361233480
398,5 cm	10,9359	12,4155	11,8121	0,6034	11,7919	1,4796	0,8560	97,6945903	02,305409720
399 cm	10,9996	12,3081	11,7463	0,5618	11,7219	1,3085	0,7223	96,7322887	03,267711260
399,5 cm	10,7662	12,1585	11,5741	0,5844	11,5487	1,3923	0,7825	96,8560465	03,143953460
400 m	10,8674	12,1679	11,5751	0,5928	11,5518	1,3005	0,6844	96,7076445	03,292355180
400,5 cm	11,0055	12,3121	11,7135	0,5986	11,6879	1,3066	0,6824	96,3841808	03,618122090
401 cm	10,6232	11,9257	11,3197	0,6060	11,2981	1,3025	0,6749	96,8987796	03,101220380
401,5 cm	10,7362	11,9774	11,3773	0,6001	11,3556	1,2412	0,6194	96,6151926	03,384807360
402 cm	10,8309	12,1392	11,4874	0,6518	11,4609	1,3083	0,6300	95,9634425	04,036557500
402,5 cm	10,8285	12,2009	11,5209	0,6800	11,4911	1,3724	0,6626	95,6961294	04,303870950
403 cm	11,2096	12,4744	11,7831	0,6913	11,7526	1,2648	0,5340	94,6817786	05,318221440
403,5 cm	11,4618	12,8696	12,1195	0,7501	12,0859	1,4078	0,6241	94,8912878	05,108712170
404 cm	11,5969	12,9548	12,1642	0,7906	12,1265	1,3579	0,5296	93,3544862	06,645513830
404,5 cm	11,0216	12,1775	11,4868	0,6907	11,4531	1,1559	0,4315	92,7558040	07,244196045
405 cm	10,7701	11,9406	11,2373	0,7033	11,2032	1,1705	0,4331	92,7011968	07,298801370
405,5 cm	11,1215	12,1677	11,5113	0,6564	11,4779	1,0462	0,3564	91,4315033	08,568496665
406 cm	10,7712	11,8095	11,1437	0,6658	11,1091	1,0383	0,3379	90,7114094	09,288590604
406,5 cm	10,8017	11,9295	11,1984	0,7311	11,1475	1,1278	0,3458	87,1691454	12,830854550
407 cm	10,8659	12,2062	11,3592	0,8470	11,3169	1,3403	0,4510	91,4250963	08,574903710
407,5 cm	10,7662	12,1094	11,2599	0,8495	11,2154	1,3442	0,4492	90,8664290	09,013570995
408 cm	10,7442	12,1607	11,3552	0,8355	11,2895	1,4165	0,5453	93,8554217	06,144578313
408,5 cm	11,3893	12,6587	11,9196	0,7391	11,8835	1,2694	0,4942	93,1925325	06,807467471
409 cm	10,5446	11,9688	11,1602	0,8086	11,1206	1,4242	0,5760	93,5672515	06,432748538
409,5 cm	11,7112	12,9209	12,1576	0,7633	12,1208	1,2097	0,4096	91,7562724	08,243727599
410 cm	11,1576	12,4129	11,6445	0,7684	11,6078	1,2553	0,4502	92,4625180	07,537482029
410,5 cm	10,5607	11,7071	11,0204	0,6867	10,9885	1,1464	0,4278	93,0606918	06,939308245
411 cm	11,0542	12,3147	11,5725	0,7422	11,5402	1,2605	0,4860	93,7680880	06,231912020
411,5 cm	12,6549	14,0251	13,3179	0,7072	13,2867	1,3702	0,6381	95,2941176	04,705882353
412 cm	11,0574	12,6939	11,9351	0,7588	11,9067	1,6365	0,8493	96,7642703	03,235729748
412,5 cm	10,8098	12,2794	11,9418	0,3376	11,9302	1,4696	1,1204	98,9752650	01,024734982
413 cm	13,1494	15,4559	14,9505	0,5054	14,9371	2,3065	1,7877	99,2560102	00,743989784
413,5 cm	13,5784	15,2261	14,8722	0,3539	14,8616	1,6477	1,2832	99,1807080	00,819292008
414 cm	12,2174	14,2227	13,7936	0,4291	13,7805	2,0053	1,5631	99,1688872	00,831112803
414,5 cm	10,7636	12,6043	12,2218	0,3825	12,2092	1,8407	1,4456	99,1359210	00,864079002
415 cm	12,0054	13,6442	13,3058	0,3384	13,2937	1,6388	1,2883	99,0695171	00,930482928
415,5 cm	11,8344	13,6268	13,2516	0,3752	13,2407	1,7924	1,4063	99,2308778	00,769122213
416 cm	12,0334	13,6822	13,3343	0,3479	13,3233	1,6488	1,2899	99,1544315	00,845568453
416,5 cm	11,4343	13,2948	12,9087	0,3861	12,8959	1,8605	1,4616	99,1318502	00,868149756
417 cm	11,5054	13,2789	12,9202	0,3587	12,9082	1,7735	1,4028	99,1518236	00,848176421
417,5 cm	10,7449	12,6875	12,2826	0,4049	12,2706	1,9426	1,5257	99,2196137	00,780386291
418 cm	12,1799	14,2691	13,8329	0,4362	13,8145	2,0892	1,6346	98,8868724	01,113127647
418,5 cm	11,3554	13,3183	12,9129	0,4054	12,8998	1,9629	1,5444	99,1589085	00,841091493
419 cm	11,0401	13,0393	12,6185	0,4208	12,6018	1,9992	1,5617	98,9419665	01,058033452
419,5 cm	11,9696	13,7015	13,3331	0,3684	13,3186	1,7319	1,3490	98,9365603	01,063439677
420 cm	12,2172	14,2174	13,7933	0,4241	13,7767	2,0002	1,5595	98,9467673	01,053232663
420,5 cm	10,6485	12,6854	12,2476	0,4378	12,2315	2,0369	1,5830	98,9931837	01,006816334
421 cm	11,4032	13,1389	12,7706	0,3683	12,7558	1,7357	1,3526	98,9176539	01,082346058
421,5 cm	11,6141	13,5894	13,1601	0,4293	13,1437	1,9753	1,5296	98,9391979	01,060802070
422 cm	11,6553	13,7599	13,3058	0,4541	13,2883	2,1046	1,6330	98,9397152	01,060284762
422,5 cm	11,9971	13,4687	13,1527	0,3160	13,1408	1,4716	1,1437	98,9702319	01,029768086
423 cm	12,2776	14,2751	13,8478	0,4273	13,8309	1,9975	1,5533	98,9237040	01,076296013
423,5 cm	12,2276	14,7566	14,2165	0,5401	14,1962	2,5290	1,9686	98,9793353	01,020664689
424 cm	12,1194	14,2732	13,8188	0,4544	13,8023	2,1538	1,6829	99,0290691	00,970930917
424,5 cm	12,2596	15,1614	14,5451	0,6163	14,5236	2,9018	2,2640	99,0592868	00,940713192
425 cm	11,9416	13,3127	13,0222	0,2905	13,0121	1,3711	1,0705	99,0653341	00,934665926
425,5 cm	11,8557	13,6246	13,2539	0,3707	13,2399	1,7689	1,3842	98,9987126	01,001287369
426 cm	11,5801	14,1342	13,5983	0,5359	13,5769	2,5541	1,9968	98,9396492	01,060350808
426,5 cm	10,9377	12,8805	12,4704	0,4101	12,4546	1,9428	1,5169	98,9691394	01,030860573
427 cm	11,3159	13,6197	13,1437	0,4760	13,1253	2,3038	1,8094	98,9933253	01,006674691
427,5 cm	11,4433	13,4129	13,0023	0,4106	12,9887	1,9696	1,5454	99,1276459	00,872354073
428 cm	11,3334	13,4366	12,9939	0,4427	12,9772	2,1038	1,6438	98,9942788	01,005721168
428,5 cm	12,1784	13,9144	13,5398	0,3746	13,5295	1,7360	1,3511	99,2434259	00,756574115
429 cm	13,1489	14,7931	14,4577	0,3354	14,4485	1,6442	1,2996	99,2970660	00,702933985
429,5 cm	13,5775	14,8636	14,5689	0,2547	14,5614	1,2461	0,9839	99,2434940	00,756505951
430 cm	11,9459	14,2222	13,7457	0,4765	13,7324	2,2763	1,7865	99,2610290	00,738970997
430,5 cm	11,5759	14,0218	13,4855	0,5363	13,4702	2,4459	1,8943	99,1987851	00,801214914
431 cm	10,5929	12,1921	11,8384	0,3537	11,8273	1,5992	1,2344	99,1087916	00,891208350
431,5 cm	11,9173	13,8798	13,4509	0,4289	13,4372	1,9625	1,5199	99,1066771	00,893322900

432 cm	10,6223	12,1947	11,8572	0,3375	11,8462	1,5724	1,2239	99,1092396	00,890760385
432,5 cm	11,4615	13,7345	13,2621	0,4724	13,2459	2,2730	1,7844	99,1002999	00,899700100
433 cm	10,7018	12,6345	12,2653	0,3692	12,2536	1,9327	1,5518	99,2516789	00,748321075
433,5 cm	11,1292	13,7823	13,2762	0,5061	13,2603	2,6531	2,1311	99,2594318	00,740568235
434 cm	10,8866	12,4045	12,1159	0,2886	12,1067	1,5179	1,2201	99,2516066	00,748393395
434,5 cm	10,9594	12,9718	12,5853	0,3865	12,5735	2,0124	1,6141	99,2742481	00,755751891
435 cm	13,0673	15,3225	14,8871	0,4354	14,8748	2,2552	1,8075	99,3241015	00,675898450
435,5 cm	10,8394	12,7774	12,4055	0,3719	12,3968	1,9380	1,5574	99,4444799	00,555520082
436 cm	10,9359	12,7202	12,3754	0,3448	12,3657	1,7843	1,4298	99,3261549	00,673845085
436,5 cm	10,9996	13,2807	12,8271	0,4536	12,8131	2,2811	1,8135	99,2339261	00,766073871
437 cm	10,7665	12,3935	12,0717	0,3218	12,0624	1,6270	1,2959	99,2874655	00,712534477
437,5 cm	10,8676	13,4683	12,9483	0,5200	12,9326	2,6007	2,0650	99,2454462	00,754553756
438 cm	11,0053	12,5359	12,2295	0,3064	12,2191	1,5306	1,2138	99,1504656	00,849534390
438,5 cm	10,6235	12,6271	12,2262	0,4009	12,2138	2,0036	1,5903	99,2263056	00,773694391
439 cm	10,7362	12,8383	12,4139	0,4244	12,3989	2,1021	1,6627	99,1059188	00,894081183
439,5 cm	10,8313	12,9198	12,5028	0,4170	12,4877	2,0885	1,6564	99,0966198	00,903380197
440 cm	10,8283	13,0778	12,6267	0,4511	12,6111	2,2495	1,7828	99,1325623	00,867437722
440,5 cm	11,2101	12,8814	12,5468	0,3346	12,5343	1,6713	1,3242	99,0648612	00,935138775
441 cm	11,4611	13,8803	13,3952	0,4851	13,3779	2,4192	1,9168	99,1055271	00,894472881
441,5 cm	11,5965	13,8837	13,4267	0,4570	13,4118	2,2872	1,8153	99,1858813	00,814118676
442 cm	11,0216	13,0803	12,6713	0,4090	12,6572	2,0587	1,6356	99,1452991	00,854700855
442,5 cm	10,7696	12,6605	12,2856	0,3649	12,2727	1,8909	1,5031	99,1490765	00,850923483
443 cm	11,1213	13,3282	12,8948	0,4334	12,8795	2,2069	1,7582	99,1372991	00,862700874
443,5 cm	10,7708	13,0664	12,6147	0,4517	12,5992	2,2956	1,8284	99,1593904	00,840609578
444 cm	10,8017	12,7832	12,4014	0,3818	12,3862	1,9815	1,5845	99,0498218	00,950178158
444,5 cm	10,8661	12,9313	12,5282	0,4031	12,5122	2,0652	1,6461	99,0373624	00,962637627
445 cm	10,7659	12,7866	12,3837	0,4029	12,3679	2,0207	1,6020	99,0233651	00,976634936
445,5 cm	10,7438	12,9897	12,5412	0,4485	12,5228	2,2459	1,7790	98,9762991	01,023700901
446 cm	11,3889	13,0495	12,7154	0,3341	12,7016	1,6606	1,3127	98,9596683	01,040331700
446,5 cm	10,5442	12,9654	12,4753	0,4901	12,4557	2,4212	1,9115	98,9850344	01,014965554
447 cm	11,7106	13,8834	13,4471	0,4363	13,4316	2,1728	1,7210	99,1073999	00,892600058
447,5 cm	11,1573	13,2332	12,8081	0,4251	12,7938	2,0759	1,6365	99,1337533	00,866246668
448 cm	10,5603	13,0642	12,5575	0,5067	12,5391	2,5039	1,9788	99,0787102	00,921289806
448,5 cm	11,0541	12,7917	12,4474	0,3443	12,4343	1,7376	1,3802	99,0597861	00,940213881
449 cm	12,6545	14,6676	14,2689	0,3987	14,2547	2,0131	1,6002	99,1204163	00,879583746
449,5 cm	11,0571	13,0805	12,6847	0,3958	12,6711	2,0234	1,6140	99,1644139	00,835586139
450 cm	10,8194	12,8891	12,4746	0,4145	12,4609	2,0697	1,6415	99,1723055	00,827694538
450,5 cm	13,2831	14,8393	14,5263	0,3130	14,5169	1,5562	1,2338	99,2438867	00,756113256
451 cm	10,7686	12,8368	12,4208	0,4160	12,4076	2,0682	1,6390	99,2010652	00,798934754
451,5 cm	11,8861	13,7198	13,3479	0,3719	13,3356	1,8337	1,4495	99,1585716	00,841428376
452 cm	13,6649	15,5162	14,1402	0,3760	15,1262	1,8513	1,4613	99,0510405	00,948959534
452,5 cm	11,6611	13,5191	12,8543	0,3048	12,8441	1,4980	1,1830	99,1451559	00,854844117
453 cm	11,5114	13,5446	13,1441	0,4005	13,1322	2,0332	1,6208	99,2711460	00,728854045
453,5 cm	11,5572	13,1171	12,8095	0,3076	12,7991	1,5599	1,2419	99,1695281	00,830471932
454 cm	11,5501	13,2637	12,9349	0,3288	12,9246	1,7136	1,3745	99,2562103	00,743789717
454,5 cm	11,1872	13,0603	12,7005	0,3598	12,6887	1,8731	1,5015	99,2202471	00,779752858
455 cm	13,6385	15,5224	15,1651	0,3573	15,1552	1,8839	1,5167	99,3515001	00,648499934
455,5 cm	10,8927	13,1177	12,6971	0,4206	12,6842	2,2250	1,7915	99,2850809	00,714919087
456 cm	11,9321	13,7411	13,4021	0,3390	13,3922	1,8090	1,4601	99,3265306	00,673469388
456,5 cm	12,2173	13,9802	13,6473	0,3329	13,6401	1,7629	1,4228	99,4965035	00,503496503
457 cm	11,6685	13,7078	13,3288	0,3799	13,3164	2,0402	1,6479	99,2531470	00,746852978
457,5 cm	10,7395	12,7551	12,3765	0,3786	12,3641	2,0156	1,6246	99,2425168	00,757483201
458 cm	10,7781	12,0989	11,8541	0,2448	11,8466	1,3208	1,0685	99,3029740	00,697026022
458,5 cm	10,9702	12,9262	12,5624	0,3638	12,5512	1,9560	1,5810	99,2965708	00,703429217
459 cm	11,2265	13,1001	12,7604	0,3397	12,7508	1,8736	1,5243	99,3741443	00,625855662
459,5 cm	10,9354	13,2366	12,8235	0,4131	12,8053	2,3012	1,8699	99,0360680	00,963931995
460 cm	10,9982	12,9281	12,5795	0,3486	12,5631	1,9299	1,5649	98,9628786	01,037121356
460,5 cm	10,7625	12,6786	12,3267	0,3519	12,3139	1,9161	1,5514	99,1816903	00,818309679
461 cm	11,4921	13,3986	13,0431	0,3555	13,0305	1,9065	1,5384	99,1876209	00,812379110
461,5 cm	11,8881	14,0083	13,6042	0,4041	13,5887	2,1202	1,7006	99,0967892	00,903210769
462 cm	10,7481	12,7498	12,3691	0,3807	12,3561	2,0017	1,6080	99,1980259	00,801974090
462,5 cm	11,4917	13,6791	13,2531	0,4260	13,2361	2,1874	1,7444	99,0348586	00,965141365
463 cm	10,5749	12,7519	12,3292	0,4227	12,3125	2,1777	1,7376	99,0480534	00,951946645
463,5 cm	10,8253	13,1277	12,6791	0,4486	12,6623	2,3024	1,8370	99,0937534	00,906246629
464 cm	10,5729	12,6067	12,2068	0,3999	12,1933	2,0338	1,6204	99,1737560	00,826243956
464,5 cm	11,5402	12,7989	12,5516	0,2473	12,5443	1,2587	1,0041	99,2782282	00,721771801
465 cm	10,6662	12,1849	11,8733	0,3116	11,8619	1,5187	1,1957	99,0555878	00,944412228
465,5 cm	13,4533	14,6405	14,3969	0,2436	14,3909	1,1872	0,9376	99,3641373	00,635862654
466 cm	11,4653	12,7543	12,4952	0,2591	12,4879	1,2890	1,0226	99,2911933	00,708806680
466,5 cm	12,0913	13,6345	13,3261	0,3114	13,3171	1,5462	1,2258	99,2711370	00,728862974
467 cm	11,2811	12,6751	12,3943	0,2808	12,3869	1,3940	1,1058	99,3352497	00,664750269
467,5 cm	12,0603	13,7497	13,4069	0,3228	13,3972	1,6894	1,3369	99,2796673	00,720332690
468 cm	11,4795	13,3709	12,9862	0,3847	12,9764	1,8914	1,4969	99,3495719	00,650428088

468,5 cm	10,8065	12,7704	12,3702	0,4002	12,3586	1,9639	1,5521	99,2581697	00,741830274
469 cm	10,7492	12,6117	12,2376	0,3741	12,2267	1,8625	1,4775	99,2676700	00,732330019
469,5 cm	11,3287	13,3698	12,9451	0,4247	12,9314	2,0411	1,6027	99,1524375	00,847562485
470 cm	11,5741	13,7661	13,2489	0,5172	13,2302	2,1920	1,6561	98,8834488	01,116551230
470,5 cm	10,6149	12,5123	12,0713	0,4410	12,0555	1,8974	1,4406	98,9151332	01,084866795
471 cm	10,5956	12,0501	11,7078	0,3423	11,6969	1,4545	1,1013	99,0199604	00,980039561
471,5 cm	10,7635	12,6345	12,1957	0,4388	12,1827	1,8710	1,4192	99,0923055	00,907604456
472 cm	12,0051	14,5077	13,9016	0,6061	13,8838	2,5026	1,8787	99,0614289	00,938571052
472,5 cm	11,8342	13,4821	12,9073	0,5748	12,8832	1,6479	1,0490	97,7541702	02,245829839
473 cm	11,1838	12,7796	12,2483	0,5313	12,2276	1,5958	1,0438	98,0554251	01,944574918
473,5 cm	10,7058	12,1539	11,7357	0,4182	11,7203	1,4481	1,0145	98,5047092	01,495290805
474 cm	10,9371	12,4465	11,9249	0,5216	11,9067	1,5094	0,9696	98,1575218	01,842478234
474,5 cm	10,8975	12,2796	11,8651	0,4145	11,8502	1,3821	0,9527	98,4601075	01,539892518
475 cm	11,2895	12,7612	12,1643	0,5969	12,1393	1,4717	0,8498	97,1422039	02,857796068
475,5 cm	10,7061	12,0483	11,4789	0,5694	11,4546	1,4322	0,7485	96,8555901	03,144409938
476 cm	10,6739	12,1149	11,4483	0,6666	11,4188	1,4410	0,7449	96,1605992	03,809400826
476,5 cm	11,3856	12,7227	12,0955	0,6272	12,0682	1,3371	0,6826	96,1543879	03,845612058
477 cm	10,8697	12,2711	11,6175	0,6536	11,5892	1,4014	0,7195	96,2155657	03,784434341
477,5 cm	13,2625	14,5931	13,9069	0,6862	13,8756	1,3306	0,6131	95,1427685	04,857231533
478 cm	10,6739	12,0203	11,3089	0,7114	11,2757	1,3464	0,6018	94,7716535	05,228346457
478,5 cm	11,7011	13,0413	12,3164	0,7249	12,2811	1,3402	0,5800	94,2629612	05,737038843
479 cm	10,7421	12,2171	11,4288	0,7883	11,3915	1,4750	0,6494	94,5682248	05,431775157
479,5 cm	11,6543	13,0824	12,3166	0,7658	12,2811	0,6268	0,6268	94,6398913	05,360108712
480 cm	10,5656	11,7395	11,0239	0,7156	10,9849	1,1739	0,4193	91,4902902	08,509709797
480,5 cm	11,1689	12,4754	11,6502	0,8252	11,6093	1,3065	0,4344	90,2555579	09,744442136
481 cm	10,5182	11,6844	10,9477	0,7367	10,9035	1,1662	0,3853	89,7089639	10,291036090
481,5 cm	11,0674	12,3361	11,5172	0,8189	11,4673	1,2687	0,3999	88,9061805	11,093819480
482 cm	11,5062	12,7371	11,9349	0,8022	11,8882	1,2309	0,3820	89,1066014	10,893398650
482,5 cm	11,0135	12,2721	11,4347	0,8374	11,3832	1,2586	0,3697	87,7730294	12,226970560
483 cm	12,1787	13,3433	12,5826	0,7607	12,5351	1,1646	0,3564	88,2396633	11,760336720
483,5 cm	11,5764	12,7816	12,0144	0,7672	11,9677	1,2052	0,3913	89,3378995	10,662100460
484 cm	10,5934	11,7338	11,0243	0,7095	10,9787	1,1404	0,3853	89,4174983	10,582501740
484,5 cm	11,9176	13,1198	12,3666	0,7532	12,3192	1,2022	0,4016	89,4432071	10,556792870
485 cm	10,6228	11,8469	11,0984	0,7485	11,0495	1,2241	0,4267	89,7182506	10,281749370
485,5 cm	11,4621	12,6835	11,9307	0,7528	11,8814	1,2214	0,4193	89,4793000	10,520699960
486 cm	12,0332	13,1806	12,4329	0,7477	12,3852	1,1474	0,3520	88,0660495	11,933950460
486,5 cm	11,4338	12,6864	11,8724	0,8140	11,8213	1,2526	0,3875	88,3492932	11,650706790
487 cm	10,8889	12,0049	11,3028	0,7021	11,2584	1,1160	0,3695	89,2727712	10,727228800
487,5 cm	11,6928	12,9092	12,1586	0,7506	12,1113	1,2164	0,4185	89,8454272	10,154572780
488 cm	10,9702	12,1683	11,3958	0,7725	11,3453	1,1981	0,3751	88,1343985	11,865601500
488,5 cm	12,0698	13,2465	12,4909	0,7556	12,4419	1,1767	0,3721	88,3638091	11,636190930
489 cm	10,7674	11,8137	11,1471	0,6666	11,1051	1,0463	0,3377	88,9386358	11,061364230
489,5 cm	10,9103	12,0862	11,3347	0,7515	11,2861	1,1759	0,3758	88,5485391	11,451460890
490 cm	12,4058	13,5125	12,8248	0,6877	12,7818	1,1067	0,3760	89,7374702	10,262529830
490,5 cm	11,8155	12,9559	12,2708	0,6851	12,2284	1,1404	0,4129	90,6874588	09,312541182
491 cm	11,5059	12,6418	11,9323	0,7095	11,8899	1,1359	0,3840	90,0562852	09,943714822
491,5 cm	10,7447	11,9971	11,1939	0,8032	11,1451	1,2524	0,4004	89,1362422	10,863757790
492 cm	11,2816	12,4167	11,7128	0,7093	11,6698	1,1351	0,3882	90,0278293	09,972170686
492,5 cm	11,5821	12,9178	12,0694	0,8484	12,0148	1,3357	0,4327	88,7954032	11,204596760
493 cm	11,6702	12,8383	12,0963	0,7420	12,0483	1,1681	0,3781	88,7350387	11,264961280
493,5 cm	11,1831	12,4009	11,6222	0,7787	11,5711	1,2178	0,3880	88,3625598	11,637440220
494 cm	10,6804	11,7039	11,0452	0,6587	11,0028	1,0235	0,3224	88,3771930	11,622807020
494,5 cm	11,3626	12,4825	11,7652	0,7173	11,7186	1,1199	0,3560	88,4252360	11,574764030
495 cm	10,6612	11,8954	11,1169	0,7785	11,0666	1,2342	0,4054	88,9620364	11,037963570
495,5 cm	10,9572	11,9293	11,3035	0,6258	11,2615	0,9721	0,3043	87,8717875	12,128212530
496 cm	10,9401	12,1788	11,3671	0,8117	11,3123	1,2387	0,3722	87,1662763	12,833723650
496,5 cm	11,0633	12,3184	11,4944	0,8240	11,4377	1,2551	0,3744	86,8475992	13,152400840
497 cm	12,1575	13,3341	12,5794	0,7547	12,5288	1,1766	0,3713	88,0066366	11,993363360
497,5 cm	11,4946	12,6371	11,9024	0,7347	11,8544	1,1425	0,3598	88,2295243	11,770475720
498 cm	13,1493	14,3921	13,6202	0,7719	13,5656	1,2428	0,4163	88,4051816	11,594818430
498,5 cm	13,5778	14,6427	13,9653	0,6774	13,9161	1,0649	0,3383	87,3032258	12,696774190
499 cm	12,2174	13,2892	12,6192	0,6700	12,5699	1,0718	0,3525	87,7302140	12,269785960
499,5 cm	10,7641	11,8418	11,1567	0,6851	11,1045	1,0777	0,3404	86,7040245	13,395975550
500 cm	12,0054	13,1311	12,4052	0,7259	12,3534	1,1257	0,3480	87,0435218	12,956478240
500,5 cm	11,8351	12,9779	12,2595	0,7184	12,1957	1,1428	0,3606	84,9670123	15,032987750
501 cm	12,0335	13,1503	12,4423	0,7080	12,3896	1,1168	0,3561	87,1086106	12,891389430
501,5 cm	11,4342	12,5917	11,8548	0,7369	11,8007	1,1575	0,3665	87,1374227	12,862577270
502 cm	11,5057	12,6851	11,9383	0,7468	11,8847	1,1794	0,3790	87,6098012	12,390198800
502,5 cm	10,7446	11,8427	11,1603	0,6824	11,1119	1,0981	0,3673	88,3569882	11,643011790
503 cm	12,1792	13,3379	12,6192	0,7187	12,5703	1,1587	0,3911	88,8863636	11,113636360
503,5 cm	11,3536	12,3157	11,7087	0,6070	11,6668	0,9611	0,3122	88,1671844	11,832815590
504 cm	11,0396	12,1769	11,4745	0,7024	11,4268	1,1373	0,3872	89,0319614	10,968038630
504,5 cm	11,9692	13,0748	12,3766	0,6982	12,3301	1,1056	0,3609	88,5861561	11,413843890

505 cm	12,2175	13,3534	12,6464	0,7070	12,5968	1,1359	0,3793	88,4355328	11,564467240
505,5 cm	10,6484	11,7795	11,0562	0,7233	11,0065	1,1311	0,3581	87,8126533	12,187346740
506 cm	11,4028	12,5599	11,8454	0,7145	11,7983	1,1571	0,3955	89,3583371	10,641662900
506,5 cm	11,6138	12,6522	11,9701	0,6821	11,9233	1,0384	0,3095	86,8650014	13,134998600
507 cm	11,6551	12,8687	12,1028	0,7659	12,0499	1,2136	0,3948	88,1840518	11,815948180
507,5 cm	11,9969	13,1352	12,4207	0,7145	12,3719	1,1383	0,3750	88,4851345	11,514865500
508 cm	12,2779	13,3708	12,6788	0,6920	12,6294	1,0929	0,3515	87,6777251	12,323227488
508,5 cm	12,2276	13,4169	12,6707	0,7462	12,6184	1,1893	0,3908	88,1967953	11,803204690
509 cm	12,1792	13,5646	12,6889	0,8757	12,6327	1,3854	0,4535	88,9739062	11,026093780
509,5 cm	11,3547	12,5256	11,7761	0,7495	11,7272	1,1709	0,3725	88,3958234	11,604176550
510 cm	11,9414	13,1426	12,3776	0,7650	12,3239	1,2012	0,3825	87,6891334	12,310866570
510,5 cm	11,8556	13,0699	12,2996	0,7703	12,2442	1,2143	0,3886	87,5225225	12,477477480
511 cm	11,5805	12,7401	12,0009	0,7392	11,9476	1,1596	0,3671	87,3215985	12,678401520
511,5 cm	10,9376	12,1166	11,3765	0,7401	11,3233	1,1790	0,3857	87,8787879	12,121212120
512 cm	11,3157	12,4695	11,7507	0,7188	11,6985	1,1538	0,3828	88,0000000	12,000000000
512,5 cm	11,4431	12,6682	11,9022	0,7660	11,8472	1,2251	0,4041	88,0200392	11,979960790
513 cm	11,3331	12,5461	11,8054	0,7407	11,7512	1,2130	0,4181	88,5242431	11,475756930
513,5 cm	11,2574	12,8179	11,8741	0,9438	11,8088	1,5605	0,5514	89,4113832	10,588616830
514 cm	12,2545	13,3226	12,6948	0,6278	12,6477	1,0681	0,3932	89,3027481	10,697251870
514,5 cm	11,8321	12,8129	12,2612	0,5517	12,2214	0,9808	0,3893	90,7247728	09,275225220
515 cm	11,9461	13,1245	12,3715	0,7530	12,3141	1,1784	0,3680	86,5068171	13,493182890

Rådata magnetisk susceptibilitet-Erlandsvatnet

Dybde	S-I
0 cm	1
0,5 cm	0
1 cm	2
1,5 cm	1
2 cm	1
2,5 cm	1
3 cm	1
3,5 cm	1
4 cm	0
4,5 cm	1
5 cm	0
5,5 cm	2
6 cm	1
6,5 cm	1
7 cm	1
7,5 cm	1
8 cm	1
8,5 cm	2
9 cm	2
9,5 cm	2
10 cm	1
10,5 cm	0
11 cm	1
11,5 cm	1
12 cm	1
12,5 cm	2
13 cm	2
13,5 cm	2
14 cm	1
14,5 cm	1
15 cm	4
15,5 cm	2
16 cm	2
16,5 cm	3
17 cm	2
17,5 cm	1
18 cm	3
18,5 cm	1
19 cm	2
19,5 cm	1
20 cm	2
20,5 cm	2
21 cm	1
21,5 cm	1
22 cm	1
22,5 cm	1
23 cm	2
23,5 cm	1
24 cm	2
24,5 cm	1
25 cm	2
25,5 cm	2
26 cm	1
26,5 cm	1
27 cm	0
27,5 cm	2
28 cm	0
28,5 cm	2
29 cm	1
29,5 cm	1
30 cm	0
30,5 cm	1
31 cm	1
31,5 cm	1
32 cm	0

32,5 cm	2
33 cm	1
33,5 cm	3
34 cm	2
34,5 cm	2
35 cm	1
35,5 cm	2
36 cm	2
36,5 cm	1
37 cm	1
37,5 cm	1
38 cm	2
38,5 cm	1
39 cm	1
39,5 cm	2
40 cm	1
40,5 cm	1
41 cm	1
41,5 cm	3
42 cm	0
42,5 cm	2
43 cm	2
43,5 cm	1
44 cm	1
44,5 cm	2
45 cm	1
45,5 cm	1
46 cm	1
46,5 cm	1
47 cm	2
47,5 cm	1
48 cm	1
49,5 cm	1
49 cm	1
49,5 cm	2
50 cm	0
50,5 cm	1
51 cm	1
51,5 cm	1
52 cm	2
52,5 cm	2
53 cm	1
53,5 cm	1
54 cm	2
54,5 cm	2
55 cm	2
55,5 cm	0
56 cm	1
56,5 cm	1
57 cm	2
57,5 cm	2
58 cm	0
58,5 cm	1
59 cm	1
59,5 cm	2
60 cm	2
60,5 cm	2
61 cm	1
61,5 cm	2
62 cm	1
62,5 cm	1
63 cm	3
63,5 cm	1
64 cm	1
64,5 cm	1
65 cm	0

65,5 cm	0
66 cm	1
66,5 cm	1
67 cm	1
67,5 cm	1
68 cm	1
68,5 cm	1
69 cm	0
69,5 cm	1
70 cm	1
70,5 cm	2
71 cm	1
71,5 cm	1
72 cm	1
72,5 cm	0
73 cm	1
73,5 cm	2
74 cm	2
74,5 cm	2
75 cm	1
75,5 cm	2
76 cm	1
76,5 cm	1
77 cm	1
77,5 cm	0
78 cm	0
78,5 cm	1
79 cm	1
79,5 cm	1
80 cm	1
80,5 cm	2
81 cm	2
81,5 cm	2
82 cm	0
82,5 cm	3
83 cm	1
83,5 cm	3
84 cm	1
84,5 cm	2
85 cm	2
85,5 cm	1
86 cm	1
86,5 cm	1
87 cm	1
87,5 cm	3
88 cm	2
88,5 cm	2
89 cm	1
89,5 cm	1
90 cm	1
90,5 cm	3
91 cm	0
91,5 cm	2
92 cm	1
92,5 cm	2
93 cm	5
93,5 cm	1
94 cm	3
94,5 cm	1
95 cm	1
95,5 cm	1
96 cm	1
96,5 cm	1
97 cm	0
97,5 cm	1
98 cm	2
98,5 cm	1
99 cm	2
99,5 cm	0
100 cm	1
100,5 cm	1

101 cm	0
101,5 cm	1
102 cm	0
102,5 cm	1
103 cm	0
103,5 cm	1
104 cm	2
104,5 cm	2
105 cm	2
105,5 cm	2
106 cm	2
106,5 cm	1
107 cm	1
107,5 cm	2
108 cm	2
108,5 cm	2
109 cm	2
109,5 cm	1
110 cm	1
110,5 cm	2
111 cm	2
111,5 cm	1
112 cm	2
112,5 cm	2
113 cm	2
113,5 cm	1
114 cm	1
114,5 cm	1
115, cm	2
115,5 cm	-1
116 cm	0
116,5 cm	2
117 cm	1
117,5 cm	2
118 cm	2
118,5 cm	2
119 cm	2
119,5 cm	2
120 cm	1
120,5 cm	1
121 cm	0
121,5 cm	2
122 cm	2
122,5 cm	2
123 cm	1
123,5 cm	1
124 cm	0
124,5 cm	0
125 cm	1
125,5 cm	2
126, cm	3
1226,5 cm	2
127 cm	2
127,5 cm	2
128 cm	1
128,5 cm	1
129 cm	1
129,5 cm	2
130 cm	1
130,5 cm	1
131 cm	2
131,5 cm	1
132 cm	2
132,5 cm	2
133 cm	2
133,5 cm	1
134, cm	2
134,5 cm	2
135 cm	2
135,5 cm	1
136 cm	1

136,5 cm	0
137 cm	3
137,5 cm	0
138 cm	0
138,5 cm	2
139 cm	0
139,5 cm	2
140 cm	1
140,5 cm	1
141 cm	3
141,5 cm	3
142 cm	2
142,5 cm	1
143 cm	1
143,5 cm	1
144 cm	2
144,5 cm	1
145 cm	2
145,5 cm	2
146 cm	0
146,5 cm	2
147 cm	1
147,5 cm	1
148 cm	2
148,5 cm	0
149 cm	1
149,5 cm	1
150 cm	0
150,5 cm	2
151 cm	0
151,5 cm	2
152 cm	2
152,5 cm	0
153 cm	1
153,5 cm	1
154 cm	1
154,5 cm	2
155 cm	2
155,5 cm	1
156 cm	1
156,5 cm	1
157 cm	1
157,5 cm	1
158 cm	1
158,5 cm	3
159 cm	2
159,5 cm	1
160 cm	2
160,5 cm	1
161 cm	1
161,5 cm	1
162 cm	1
162,5 cm	1
163 cm	1
163,5 cm	1
164 cm	1
164,5 cm	2
165 cm	1
165,5 cm	1
166 cm	1
166,5 cm	1
167 cm	2
167,5 cm	1
168 cm	1
168,5 cm	0
169 cm	1
169,5 cm	1
170 cm	1
170,5 cm	2
171 cm	2
171,5 cm	1

172 cm	1
172,5 cm	0
173 cm	2
173,5 cm	2
174 cm	0
174,5 cm	1
175 cm	0
175,5 cm	1
176 cm	0
176,5 cm	2
177 cm	1
177,5 cm	1
178 cm	1
178,5 cm	2
179 cm	1
179,5 cm	2
180 cm	1
180,5 cm	1
181 cm	3
181,5 cm	1
182 cm	1
182,5 cm	2
183 cm	2
183,5 cm	1
184 cm	1
184,5 cm	2
185 cm	2
185,5 cm	1
186 cm	2
186,5 cm	1
187 cm	2
187,5 cm	1
188 cm	2
188,5 cm	1
189 cm	1
189,5 cm	1
190 cm	2
190,5 cm	1
191 cm	2
191,5 cm	1
192 cm	1
192,5 cm	2
193 cm	2
193,5 cm	2
194 cm	1
194,5 cm	-1
195 cm	1
195,5 cm	0
196 cm	2
196,5 cm	1
197 cm	1
197,5 cm	2
198 cm	2
198,5 cm	1
199 cm	1
199,5 cm	1
200 cm	0
200,5 cm	1
201 cm	1
201,5 cm	2
202 cm	1
202,5 cm	0
203 cm	0
203,5 cm	0
204 cm	1
204,5 cm	1
205 cm	1
205,5 cm	1
206 cm	1
206,5 cm	0
207 cm	1

207,5 cm	1
208 cm	1
208,5 cm	0
209 cm	1
209,5 cm	1
210 cm	1
210,5 cm	0
211 cm	0
211,5 cm	2
212 cm	2
212,5 cm	0
213 cm	1
213,5 cm	0
214 cm	0
214,5 cm	0
215 cm	2
215,5 cm	1
216 cm	1
216,5 cm	1
217 cm	2
217,5 cm	0
218 cm	2
218,5 cm	0
219 cm	2
219,5 cm	2
220 cm	1
220,5 cm	1
221 cm	0
221,5 cm	1
222 cm	1
222,5 cm	0
223 cm	1
223,5 cm	0
224 cm	1
224,5 cm	0
225 cm	0
225,5 cm	0
226 cm	1
226,5 cm	1
227 cm	0
227,5 cm	1
228 cm	1
228,5 cm	1
229 cm	0
229,5 cm	1
230 cm	0
230,5 cm	1
231 cm	0
231,5 cm	-1
232 cm	0
232,5 cm	1
233 cm	0
233,5 cm	1
234 cm	0
234,5 cm	1
235 cm	0
235,5 cm	0
236 cm	1
236,5 cm	0
237 cm	0
237,5 cm	-1
238 cm	1
238,5 cm	1
239 cm	0
239,5 cm	1
240 cm	0
240,5 cm	0
241 cm	0
241,5 cm	1
242 cm	1

242,5 cm	0
243 cm	0
243,5 cm	1
244 cm	-1
244,5 cm	0
245 cm	1
245,5 cm	0
246 cm	1
246,5 cm	0
247 cm	0
247,5 cm	1
248 cm	0
248,5 cm	1
249 cm	0
249,5 cm	0
250 cm	1
250,5 cm	1
251 cm	1
251,5 cm	0
252 cm	1
252,5 cm	1
253 cm	0
253,5 cm	0
254 cm	0
254,5 cm	0
255 cm	1
255,5 cm	1
256 cm	2
256,5 cm	0
257 cm	0
257,5 cm	1
258 cm	0
258,5 cm	1
259 cm	1
259,5 cm	1
260 cm	1
260,5 cm	0
261 cm	0
261,5 cm	1
262 cm	0
262,5 cm	1
263 cm	0
263,5 cm	0
264 cm	0
264,5 cm	-1
265 cm	1
265,5 cm	1
266 cm	0
266,5 cm	0
267 cm	0
267,5 cm	1
268 cm	0
268,5 cm	0
269 cm	0
269,5 cm	0
270 cm	0
270,5 cm	2
271 cm	-1
271,5 cm	-1
272 cm	1
272,5 cm	1
273 cm	0
273,5 cm	1
274 cm	1
274,5 cm	0
275 cm	1
275,5 cm	0
276 cm	1
276,5 cm	0
277 cm	1

277,5 cm	1
278 cm	-1
278,5 cm	0
279 cm	0
279,5 cm	1
280 cm	0
280,5 cm	0
281 cm	1
281,5 cm	0
282 cm	0
282,5 cm	1
283 cm	1
283,5 cm	0
284 cm	1
284,5 cm	1
285 cm	1
285,5 cm	1
286 cm	0
286,5 cm	2
287 cm	0
287,5 cm	1
288 cm	0
288,5 cm	0
289 cm	1
289,5 cm	1
290 cm	1
290,5 cm	0
291 cm	2
291,5 cm	0
292 cm	2
292,5 cm	2
293 cm	1
293,5 cm	1
294 cm	0
294,5 cm	2
295 cm	1
295,5 cm	2
296 cm	2
296,5 cm	1
297 cm	6
297,5 cm	11
298 cm	7
298,5 cm	2
299 cm	2
299,5 cm	3
300 cm	3
300,5 cm	2
301 cm	4
301,5 cm	4
302 cm	3
302,5 cm	3
303 cm	2
303,5 cm	0
304 cm	1
304,5 cm	1
305 cm	1
305,5 cm	0
306 cm	1
306,5 cm	2
307 cm	1
307,5 cm	0
308 cm	1
308,5 cm	1
309 cm	1
309,5 cm	1
310 cm	0
310,5 cm	1
311 cm	0
311,5 cm	1
312 cm	1

312,5 cm	0
313 cm	0
313,5 cm	2
314 cm	0
314,5 cm	1
315 cm	1
315,5 cm	0
316 cm	1
316,5 cm	0
317 cm	1
317,5 cm	1
318 cm	1
318,5 cm	3
319 cm	2
319,5 cm	2
320 cm	0
320,5 cm	2
321 cm	2
321,5 cm	1
322 cm	1
322,5 cm	1
323 cm	1
323,5 cm	2
324 cm	0
324,5 cm	2
325 cm	2
325,5 cm	0
326 cm	2
326,5 cm	1
327 cm	2
327,5 cm	1
328 cm	1
328,5 cm	1
329 cm	0
329,5 cm	0
330 cm	1
330,5 cm	0
331 cm	0
331,5 cm	2
332 cm	0
332,5 cm	3
333 cm	1
333,5 cm	0
334 cm	1
334,5 cm	1
335 cm	0
335,5 cm	1
336 cm	1
336,5 cm	1
337 cm	1
337,5 cm	2
338 cm	1
338,5 cm	1
339 cm	1
339,5 cm	2
340 cm	2
340,5 cm	1
341 cm	1
341,5 cm	2
342 cm	0
342,5 cm	0
343 cm	1
343,5 cm	2
344 cm	1
344,5 cm	1
345 cm	1
345,5 cm	2
346 cm	1
346,5 cm	1
347 cm	2

347,5 cm	2
348 cm	0
348,5 cm	1
349 cm	1
349,5 cm	1
350 cm	1
350,5 cm	1
351 cm	1
351,5 cm	0
352 cm	1
352,5 cm	1
353 cm	1
353,5 cm	1
354 cm	1
354,5 cm	0
355 cm	1
355,5 cm	1
356 cm	2
356,5 cm	1
357 cm	2
357,5 cm	1
358 cm	2
358,5 cm	3
359 cm	3
359,5 cm	2
360 cm	1
360,5 cm	1
361 cm	2
361,5 cm	3
362 cm	2
362,5 cm	2
363 cm	1
363,5 cm	3
364 cm	3
364,5 cm	3
365 cm	5
365,5 cm	5
366 cm	5
366,5 cm	5
367 cm	8
367,5 cm	4
368 cm	2
368,5 cm	2
369 cm	2
369,5 cm	2
370 cm	2
370,5 cm	1
371 cm	2
371,5 cm	2
372 cm	2
372,5 cm	2
373 cm	3
373,5 cm	1
374 cm	4
374,5 cm	20
375 cm	23
375,5 cm	7
376 cm	3
376,5 cm	4
377 cm	5
377,5 cm	4
378 cm	4
378,5 cm	4
379 cm	5
379,5 cm	5
380 cm	6
380,5 cm	4
381 cm	5
381,5 cm	8
382 cm	21

382,5 cm	19
383 cm	15
383,5 cm	16
384 cm	12
384,5 cm	7
385 cm	18
385,5 cm	9
386 cm	1
386,5 cm	-1
387 cm	5
387,5 cm	6
388 cm	6
388,5 cm	0
389 cm	33
389,5 cm	35
390 cm	38
390,5 cm	48
391 cm	38
391,5 cm	28
392 cm	28
392,5 cm	26
393 cm	26
393,5 cm	20
394 cm	16
394,5 cm	17
395 cm	15
395,5 cm	13
396 cm	16
396,5 cm	18
397 cm	16
397,5 cm	19
398 cm	22
398,5 cm	14
399 cm	11
399,5 cm	9
400 cm	10
400,5 cm	6
401 cm	8
401,5 cm	12
402 cm	31
402,5 cm	63
403 cm	66
403,5 cm	67
404 cm	79
404,5 cm	87
405 cm	93
405,5 cm	94
406 cm	92
406,5 cm	92
407 cm	89
407,5 cm	88
408 cm	88
408,5 cm	88
409 cm	89
409,5 cm	89
410 cm	89
410,5 cm	87
411 cm	80
411,5 cm	80
412 cm	73
412,5 cm	72
413 cm	75
413,5 cm	80
414 cm	84
414,5 cm	87
415 cm	87
415,5 cm	86
416 cm	84
416,5 cm	89
417 cm	87

417,5 cm	81
418 cm	74
418,5 cm	80
419 cm	85
419,5 cm	85
420 cm	65
420,5 cm	60
421 cm	65
421,5 cm	77
422 cm	84
422,5 cm	79
423 cm	82
423,5 cm	84
424 cm	82
424,5 cm	84
425 cm	79
425,5 cm	73
426 cm	62
426,5 cm	66
427 cm	58
427,5 cm	52
428 cm	50
428,5 cm	56
429 cm	51
429,5 cm	44
430 cm	42
430,5 cm	44
431 cm	41
431,5 cm	40
432 cm	42
432,5 cm	41
433 cm	50
433,5 cm	52
434 cm	45
434,5 cm	45
435 cm	48
435,5 cm	63
436 cm	71
436,5 cm	65
437 cm	58
437,5 cm	53
438 cm	50
438,5 cm	153
439 cm	62
439,5 cm	72
440 cm	76
440,5 cm	81
441 cm	75
441,5 cm	172
442 cm	63
442,5 cm	60
443 cm	58
443,5 cm	57
444 cm	63
444,5 cm	62
445 cm	57
445,5 cm	59
446 cm	74
446,5 cm	85
447 cm	65
447,5 cm	65
448 cm	67
448,5 cm	36
449 cm	39
449,5 cm	60
450 cm	84
450,5 cm	105
451 cm	117
451,5 cm	110
452 cm	97

452,5 cm	100
453 cm	108
453,5 cm	88
454 cm	64
454,5 cm	51
455 cm	57
455,5 cm	65
456 cm	43
456,5 cm	37
457 cm	51
457,5 cm	63
458 cm	74
458,5 cm	93
459 cm	93
459,5 cm	76
460 cm	41
460,5 cm	40
461 cm	46
461,5 cm	46
462 cm	38
462,5 cm	32
463 cm	35
463,5 cm	45
464 cm	63
464,5 cm	73
465 cm	73
465,5 cm	75
466 cm	73
466,5 cm	73
467 cm	59
467,5 cm	43
468 cm	36
468,5 cm	32
469 cm	29
469,5 cm	28
470 cm	28
470,5 cm	27
471 cm	26
471,5 cm	25
472 cm	23
472,5 cm	22
473 cm	24
473,5 cm	26
474 cm	28
474,5 cm	25
475 cm	24
475,5 cm	26
476 cm	21
476,5 cm	18
477 cm	17
477,5 cm	14
478 cm	15
478,5 cm	13
479 cm	11
479,5 cm	14
480 cm	16
480,5 cm	16
481 cm	13
481,5 cm	14
482 cm	13
482,5 cm	11
483 cm	9
483,5 cm	10
484 cm	11
484,5 cm	12
485 cm	14
485,5 cm	13
486 cm	13
486,5 cm	13
487 cm	12

487,5 cm	12
488 cm	13
488,5 cm	13
489 cm	9
489,5 cm	8
490 cm	10
490,5 cm	10
491 cm	15
491,5 cm	15
492 cm	12
492,5 cm	10
493 cm	7
493,5 cm	8
494 cm	10
494,5 cm	12
495 cm	15
495,5 cm	13
496 cm	13
496,5 cm	10
497 cm	9
497,5 cm	11
498 cm	10
498,5 cm	10
499 cm	12
499,5 cm	10
500 cm	11
500,5 cm	10
501 cm	9
501,5 cm	8
502 cm	8
502,5 cm	10
503 cm	11
503,5 cm	11
504 cm	14
504,5 cm	13
505 cm	12
505,5 cm	14
506 cm	14
506,5 cm	15
507 cm	16
507,5 cm	16
508 cm	16
508,5 cm	15
509 cm	11
509,5 cm	10
510 cm	10
510,5 cm	10
511 cm	12
511,5 cm	12
512 cm	11
512,5 cm	10
513 cm	11
513,5 cm	3
514 cm	3
514,5 cm	4
515 cm	3

Utregning av sedimentasjonsindeksen

Dybde	X/Xi
0 cm	1,0
0,5 cm	1,0
1 cm	1,0
1,5 cm	1,0
2 cm	1,0
2,5 cm	1,1
3 cm	1,0
3,5 cm	1,0
4 cm	1,1
4,5 cm	1,0
5 cm	1,1
5,5 cm	1,1
6 cm	1,1
6,5 cm	1,1
7 cm	1,0
7,5 cm	1,0
8 cm	1,0
8,5 cm	1,1
9 cm	1,1
9,5 cm	1,1
10 cm	1,0
10,5 cm	1,0
11 cm	1,0
11,5 cm	1,0
12 cm	1,1
12,5 cm	1,1
13 cm	1,1
13,5 cm	1,1
14 cm	1,1
14,5 cm	1,1
15 cm	1,0
15,5 cm	1,1
16 cm	1,1
16,5 cm	1,1
17 cm	1,1
17,5 cm	1,0
18 cm	1,0
18,5 cm	1,1
19 cm	1,1
19,5 cm	1,1
20 cm	1,1
20,5 cm	1,0
21 cm	1,0
21,5 cm	1,0
22 cm	1,0
22,5 cm	1,0
23 cm	1,0
23,5 cm	1,0
24 cm	1,0
24,5 cm	1,0
25 cm	1,1
25,5 cm	1,1
26 cm	1,0
26,5 cm	1,0
27 cm	1,0
27,5 cm	1,1
28 cm	1,1
28,5 cm	1,2
29 cm	1,1
29,5 cm	1,1
30 cm	1,1
30,5 cm	1,1
31 cm	1,1
31,5 cm	0,9
32 cm	1,0

32,5 cm	1,0
33 cm	1,4
33,5 cm	1,3
34 cm	1,2
34,5 cm	1,2
35 cm	1,2
35,5 cm	1,1
36 cm	1,1
36,5 cm	1,0
37 cm	1,0
37,5 cm	0,9
38 cm	1,0
38,5 cm	1,0
39 cm	1,0
39,5 cm	1,0
40 cm	1,0
40,5 cm	1,0
41 cm	0,9
41,5 cm	1,0
42 cm	1,0
42,5 cm	0,9
43 cm	1,0
43,5 cm	0,9
44 cm	1,0
44,5 cm	1,0
45 cm	0,9
45,5 cm	0,9
46 cm	0,9
46,5 cm	0,9
47 cm	0,9
47,5 cm	0,9
48 cm	0,9
48,5 cm	1,0
49 cm	0,9
49,5 cm	0,9
50 cm	0,9
50,5 cm	0,9
51 cm	0,9
51,5 cm	0,9
52 cm	0,9
52,5 cm	1,0
53 cm	1,0
53,5 cm	0,9
54 cm	1,0
54,5 cm	0,9
55 cm	0,9
55,5 cm	0,9
56 cm	1,0
56,5 cm	0,9
57 cm	1,0
57,5 cm	1,0
58 cm	1,0
58,5 cm	1,0
59 cm	1,0
59,5 cm	0,9
60 cm	0,9
60,5 cm	1,0
61 cm	1,0
61,5 cm	1,0
62 cm	1,0
62,5 cm	0,7
63 cm	1,0
63,5 cm	1,0
64 cm	1,0
64,5 cm	1,0
65 cm	1,2

65,5 cm	1,2
66 cm	1,1
66,5 cm	1,2
67 cm	1,2
67,5 cm	1,1
68 cm	1,1
68,5 cm	1,1
69 cm	1,1
69,5 cm	1,1
70 cm	1,0
70,5 cm	1,0
71 cm	1,0
71,5 cm	1,0
72 cm	1,0
72,5 cm	1,0
73 cm	1,0
73,5 cm	1,0
74 cm	1,1
74,5 cm	1,0
75 cm	1,0
75,5 cm	1,0
76 cm	0,9
76,5 cm	0,9
77 cm	0,9
77,5 cm	0,9
78 cm	0,9
78,5 cm	0,9
79 cm	0,9
79,5 cm	0,9
80 cm	0,9
80,5 cm	0,9
81 cm	1,0
81,5 cm	1,1
82 cm	1,0
82,5 cm	1,0
83 cm	0,9
83,5 cm	0,9
84 cm	0,9
84,5 cm	0,9
85 cm	0,9
85,5 cm	1,0
86 cm	1,0
86,5 cm	0,9
87 cm	0,9
87,5 cm	0,9
88 cm	0,9
88,5 cm	0,9
89 cm	0,8
89,5 cm	0,9
90 cm	0,9
90,5 cm	0,9
91 cm	0,9
91,5 cm	0,8
92 cm	0,9
92,5 cm	0,9
93 cm	0,9
93,5 cm	0,9
94 cm	0,9
94,5 cm	0,9
95 cm	0,9
95,5 cm	0,9
96 cm	0,9
96,5 cm	0,9
97 cm	0,9
97,5 cm	0,8
98 cm	0,8
98,5 cm	0,9
99 cm	0,9
99,5 cm	0,8
100 cm	0,9
100,5 cm	0,9

101 cm	0,9
101,5 cm	0,9
102 cm	0,9
102,5 cm	0,9
103 cm	0,9
103,5 cm	0,9
104 cm	0,9
104,5 cm	0,9
105 cm	0,8
105,5 cm	0,9
106 cm	0,9
106,5 cm	0,9
107 cm	0,9
107,5 cm	1,0
108 cm	1,0
108,5 cm	1,0
109 cm	1,0
109,5 cm	1,0
110 cm	1,0
110,5 cm	1,0
111 cm	1,0
111,5 cm	1,0
112 cm	1,0
112,5 cm	0,9
113 cm	1,0
113,5 cm	0,9
114 cm	0,9
114,5 cm	0,9
115 cm	0,9
115,5 cm	0,9
116 cm	0,9
116,5 cm	0,9
117 cm	0,9
117,5 cm	0,8
118 cm	0,9
118,5 cm	0,9
119 cm	0,9
119,5 cm	0,9
120 cm	0,9
120,5 cm	0,9
121 cm	0,9
121,5 cm	0,9
122 cm	0,9
122,5 cm	0,9
123 cm	0,9
123,5 cm	0,9
124 cm	0,9
124,5 cm	1,0
125 cm	1,0
125,5 cm	0,9
126 cm	0,9
126,5 cm	1,1
127 cm	1,1
127,5 cm	1,1
128 cm	1,1
128,5 cm	1,1
129 cm	1,1
129,5 cm	1,0
130 cm	1,0
130,5 cm	1,0
131 cm	1,0
131,5 cm	1,0
132 cm	1,0
132,5 cm	1,0
133, cm	1,0
133,5 cm	1,0
134 cm	1,0
134,5 cm	1,0
135 cm	1,0
135,5 cm	1,0
136 cm	1,1

136,5 cm	1,0
137 cm	1,0
137,5 cm	1,0
138 cm	1,0
138,5 cm	1,0
139 cm	1,0
139,5 cm	1,0
140 cm	1,0
140,5 cm	1,0
141 cm	1,0
141,5 cm	1,0
142 cm	0,9
142,5 cm	1,0
143 cm	1,0
143,5 cm	1,0
144 cm	0,9
144,5 cm	0,9
145 cm	0,9
145,5 cm	0,9
146 cm	0,9
146,5 cm	0,9
147 cm	1,0
147,5 cm	1,0
148 cm	1,0
148,5 cm	1,0
149 cm	1,0
149,5 cm	0,9
150 cm	0,9
150,5 cm	1,0
151 cm	0,9
151,5 cm	1,0
152 cm	1,0
152,5 cm	1,0
153 cm	1,0
153,5 cm	0,9
154 cm	1,0
154,5 cm	1,1
155 cm	1,1
155,5 cm	1,1
156 cm	1,1
156,5 cm	1,1
157 cm	1,2
157,5 cm	1,1
158 cm	1,1
158,5 cm	0,9
159 cm	0,9
159,5 cm	0,9
160 cm	0,9
160,5 cm	1,0
161 cm	0,9
161,5 cm	0,9
162 cm	0,9
162,5 cm	1,0
163 cm	1,0
163,5 cm	1,0
164 cm	0,9
164,5 cm	1,0
165 cm	0,9
165,5 cm	0,9
166 cm	0,9
166,5 cm	0,9
167 cm	0,9
167,5 cm	1,0
168 cm	1,0
168,5 cm	1,0
169 cm	0,9
169,5 cm	0,9
170 cm	0,9
170,5 cm	0,9
171 cm	0,9
171,5 cm	0,9

172 cm	1,0
172,5 cm	0,9
173 cm	1,0
173,5 cm	1,1
174 cm	1,1
174,5 cm	1,1
175 cm	1,1
175,5 cm	0,9
176 cm	1,0
176,5 cm	0,9
177 cm	0,9
177,5 cm	0,9
178 cm	0,8
178,5 cm	0,9
179 cm	0,9
179,5 cm	0,9
180 cm	0,9
180,5 cm	1,0
181 cm	1,0
181,5 cm	0,9
182 cm	1,0
182,5 cm	1,0
183 cm	1,0
183,5 cm	0,9
184 cm	0,9
184,5 cm	0,9
185 cm	1,2
185,5 cm	0,9
186 cm	0,9
186,5 cm	1,0
187 cm	0,9
187,5 cm	1,0
188 cm	0,9
188,5 cm	1,0
189 cm	0,9
189,5 cm	0,9
190 cm	1,0
190,5 cm	1,1
191 cm	1,0
191,5 cm	1,1
192 cm	1,1
192,5 cm	1,1
193 cm	1,0
193,5 cm	0,9
194 cm	0,9
194,5 cm	0,9
195 cm	0,9
195,5 cm	0,9
196 cm	0,9
196,5 cm	0,9
197 cm	0,9
197,5 cm	0,9
198 cm	0,9
198,5 cm	0,9
199 cm	0,9
199,5 cm	0,9
200 cm	0,9
200,5 cm	0,9
201 cm	0,9
201,5 cm	0,9
202 cm	0,9
202,5 cm	0,9
203 cm	0,9
203,5 cm	0,8
204 cm	0,9
204,5 cm	0,9
205 cm	0,9
205,5 cm	1,0
206 cm	1,0
206,5 cm	0,9
207 cm	0,9

207,5 cm	1,0
208 cm	1,0
208,5 cm	0,9
209 cm	0,9
209,5 cm	0,9
210 cm	0,9
210,5 cm	0,9
211 cm	0,9
211,5 cm	0,9
212 cm	0,9
212,5 cm	0,9
213 cm	0,9
213,5 cm	0,9
214 cm	0,9
214,5 cm	0,9
215 cm	0,8
215,5 cm	0,9
216 cm	0,9
216,5 cm	0,9
217 cm	0,8
217,5 cm	0,8
218 cm	0,9
218,5 cm	0,9
219 cm	0,9
219,5 cm	0,9
220 cm	0,9
220,5 cm	0,9
221 cm	0,8
221,5 cm	0,8
222 cm	0,9
222,5 cm	0,9
223 cm	0,9
223,5 cm	0,9
224 cm	0,9
224,5 cm	0,9
225 cm	0,9
225,5 cm	0,9
226 cm	0,9
226,5 cm	0,9
227 cm	0,9
227,5 cm	0,9
228 cm	0,9
228,5 cm	0,8
229 cm	0,8
229,5 cm	0,9
230 cm	0,9
230,5 cm	0,9
231 cm	0,9
231,5 cm	0,9
232 cm	0,9
232,5 cm	0,9
233 cm	0,9
233,5 cm	1,0
234 cm	0,9
234,5 cm	0,9
235 cm	0,5
235,5 cm	0,5
236 cm	0,5
236,5 cm	0,5
237 cm	0,5
237,5 cm	0,5
238 cm	0,5
238,5 cm	0,5
239 cm	0,5
239,5 cm	0,5
240 cm	0,6
240,5 cm	0,5
241 cm	0,5
241,5 cm	0,5
242 cm	1,0

242,5 cm	0,5
243 cm	0,5
243,5 cm	0,5
244 cm	0,5
244,5 cm	0,5
245 cm	0,4
245,5 cm	0,5
246 cm	0,5
246,5 cm	0,5
247 cm	0,5
247,5 cm	0,5
248 cm	0,5
248,5 cm	0,5
249 cm	0,5
249,5 cm	0,5
250 cm	0,5
250,5 cm	0,5
251 cm	0,5
251,5 cm	0,5
252 cm	0,5
252,5 cm	0,5
253 cm	0,5
253,5 cm	0,5
254 cm	0,5
254,5 cm	0,5
255 cm	0,5
255,5 cm	0,5
256 cm	0,5
256,5 cm	0,5
257 cm	0,5
257,5 cm	0,5
258 cm	0,5
258,5 cm	0,5
259 cm	0,5
259,5 cm	0,5
260 cm	0,5
260,5 cm	0,5
261 cm	0,5
261,5 cm	0,5
262 cm	0,5
262,5 cm	0,5
263 cm	0,5
263,5 cm	0,5
264 cm	0,5
264,5 cm	0,5
265 cm	0,5
265,5 cm	0,5
266 cm	0,4
266,5 cm	0,4
267 cm	0,4
267,5 cm	0,4
268 cm	0,5
268,5 cm	0,5
269 cm	0,5
269,5 cm	0,5
270 cm	0,5
270,5 cm	0,5
271 cm	0,5
271,5 cm	0,5
272 cm	0,9
272,5 cm	0,5
273 cm	0,5
273,5 cm	0,5
274 cm	0,5
274,5 cm	0,5
275 cm	0,5
275,5 cm	0,5
276 cm	0,4
276,5 cm	0,4
277 cm	1,0

277,5 cm	0,4
278 cm	0,4
278,5 cm	0,4
279 cm	0,5
279,5 cm	0,4
280 cm	0,4
280,5 cm	0,5
281 cm	0,5
281,5 cm	0,5
282 cm	0,5
282,5 cm	0,5
283 cm	0,5
283,5 cm	0,4
284 cm	0,5
284,5 cm	0,5
285 cm	0,5
285,5 cm	0,5
286 cm	0,4
286,5 cm	0,5
287 cm	0,5
287,5 cm	0,5
288 cm	0,5
288,5 cm	0,5
289 cm	0,5
289,5 cm	0,5
290 cm	0,5
290,5 cm	0,5
291 cm	0,5
291,5 cm	0,5
292 cm	0,5
292,5 cm	0,5
293 cm	0,5
293,5 cm	0,5
294 cm	0,5
294,5 cm	0,5
295 cm	0,5
295,5 cm	0,5
296 cm	0,6
296,5 cm	0,5
297 cm	0,6
297,5 cm	0,6
298 cm	0,6
298,5 cm	0,6
299 cm	0,6
299,5 cm	0,7
300 cm	1,2
300,5 cm	1,0
301 cm	1,0
301,5 cm	4,8
302 cm	7,3
302,5 cm	2,4
303 cm	1,9
303,5 cm	1,5
304 cm	1,5
304,5 cm	1,4
305 cm	1,5
305,5 cm	1,6
306 cm	1,2
306,5 cm	1,0
307 cm	0,5
307,5 cm	0,6
308 cm	0,5
308,5 cm	0,5
309 cm	0,5
309,5 cm	0,5
310 cm	0,5
310,5 cm	0,5
311 cm	0,5
311,5 cm	0,5
312 cm	0,5

312,5 cm	0,5
313 cm	0,5
313,5 cm	0,5
314 cm	0,5
314,5 cm	0,5
315 cm	0,5
315,5 cm	0,5
316 cm	0,5
316,5 cm	0,5
317 cm	0,5
317,5 cm	0,5
318 cm	0,5
318,5 cm	0,5
319 cm	0,5
319,5 cm	0,5
320 cm	0,5
320,5 cm	0,6
321 cm	0,6
321,5 cm	0,6
322 cm	0,6
322,5 cm	0,7
323 cm	0,7
323,5 cm	0,6
324 cm	0,6
324,5 cm	0,6
325 cm	0,7
325,5 cm	0,6
326 cm	0,5
326,5 cm	0,6
327 cm	0,6
327,5 cm	0,6
328 cm	0,7
328,5 cm	0,7
329 cm	0,6
329,5 cm	0,6
330 cm	0,7
330,5 cm	0,7
331 cm	0,6
331,5 cm	0,6
332 cm	0,6
332,5 cm	0,5
333 cm	0,6
333,5 cm	0,6
334 cm	0,6
334,5 cm	0,6
335 cm	0,6
335,5 cm	0,6
336 cm	0,8
336,5 cm	0,7
337 cm	0,6
337,5 cm	0,7
338 cm	0,6
338,5 cm	0,6
339 cm	0,6
339,5 cm	0,7
340 cm	0,6
340,5 cm	0,7
341 cm	0,6
341,5 cm	0,6
342 cm	0,6
342,5 cm	0,6
343 cm	0,6
343,5 cm	0,6
344 cm	0,6
344,5 cm	0,5
345 cm	0,6
345,5 cm	0,6
346 cm	0,6
346,5 cm	0,6
347 cm	0,6

347,5 cm	0,6
348 cm	0,6
348,5 cm	0,6
349 cm	0,6
349,5 cm	0,7
350 cm	0,6
350,5 cm	0,6
351 cm	0,6
351,5 cm	0,7
352 cm	0,7
352,5 cm	0,7
353 cm	0,6
353,5 cm	0,6
354 cm	0,6
354,5 cm	0,6
355 cm	0,7
355,5 cm	0,7
356 cm	0,7
356,5 cm	0,6
357 cm	0,7
357,5 cm	0,6
358 cm	0,7
358,5 cm	0,6
359 cm	0,6
359,5 cm	0,7
360 cm	0,6
360,5 cm	0,6
361 cm	0,8
361,5 cm	1,2
362 cm	1,0
362,5 cm	0,7
363 cm	1,0
363,5 cm	0,7
364 cm	1,0
364,5 cm	0,7
365 cm	0,9
365,5 cm	0,7
366 cm	0,7
366,5 cm	0,6
367 cm	0,6
367,5 cm	0,6
368 cm	0,6
368,5 cm	0,6
369 cm	0,6
369,5 cm	0,6
370 cm	0,6
370,5 cm	0,6
371 cm	0,6
371,5 cm	0,6
372 cm	0,7
372,5 cm	0,7
373 cm	0,8
373,5 cm	0,7
374 cm	0,7
374,5 cm	0,6
375 cm	0,7
375,5 cm	0,7
376 cm	0,8
376,5 cm	0,7
377 cm	0,7
377,5 cm	0,7
378 cm	0,7
378,5 cm	0,7
379 cm	0,6
379,5 cm	0,6
380 cm	0,6
380,5 cm	0,6
381 cm	0,5
381,5 cm	0,6
382 cm	0,7

382,5 cm	0,6
383 cm	0,7
383,5 cm	0,7
384 cm	0,8
384,5 cm	0,8
385 cm	0,8
385,5 cm	0,7
386 cm	2,2
386,5 cm	6,3
387 cm	2,2
387,5 cm	0,8
388 cm	1,0
388,5 cm	0,9
389 cm	1,0
389,5 cm	0,7
390 cm	0,8
390,5 cm	0,7
391 cm	0,7
391,5 cm	0,7
392 cm	0,7
392,5 cm	0,8
393 cm	0,9
393,5 cm	1,3
394 cm	24,3
394,5 cm	3,9
395 cm	14,7
395,5 cm	12,2
396 cm	13,4
396,5 cm	12,2
397 cm	24,7
397,5 cm	1,8
398 cm	1,9
398,5 cm	12,1
399 cm	8,5
399,5 cm	8,9
400 cm	8,2
400,5 cm	7,7
401 cm	9,0
401,5 cm	8,3
402 cm	6,9
402,5 cm	6,5
403 cm	5,2
403,5 cm	5,5
404 cm	4,2
404,5 cm	3,8
405 cm	3,8
405,5 cm	3,2
406 cm	3,0
406,5 cm	2,2
407 cm	3,2
407,5 cm	3,1
408 cm	4,5
408,5 cm	4,1
409 cm	4,3
409,5 cm	3,4
410 cm	3,7
410,5 cm	4,0
411 cm	4,5
411,5 cm	5,9
412 cm	8,6
412,5 cm	27,4
413 cm	37,8
413,5 cm	35,0
414 cm	33,7
414,5 cm	32,5
415 cm	30,1
415,5 cm	36,3
416 cm	33,3
416,5 cm	32,2
417 cm	31,4

417,5 cm	35,9
418 cm	25,4
418,5 cm	33,3
419 cm	26,4
419,5 cm	26,4
420 cm	26,6
420,5 cm	28,0
421 cm	25,9
421,5 cm	26,4
422 cm	26,4
422,5 cm	27,4
423 cm	26,1
423,5 cm	27,4
424 cm	28,8
424,5 cm	29,7
425 cm	30,1
425,5 cm	28,0
426 cm	26,4
426,5 cm	27,2
427 cm	28,0
427,5 cm	32,2
428 cm	28,0
428,5 cm	37,4
429 cm	40,0
429,5 cm	37,3
430 cm	37,8
430,5 cm	35,0
431 cm	31,4
431,5 cm	31,4
432 cm	31,6
432,5 cm	31,1
433 cm	37,8
433,5 cm	37,8
434 cm	38,9
434,5 cm	41,8
435 cm	50,9
435,5 cm	41,8
436 cm	36,3
436,5 cm	39,4
437 cm	37,3
437,5 cm	32,9
438 cm	36,3
438,5 cm	31,4
439 cm	31,1
439,5 cm	32,5
440 cm	30,1
440,5 cm	31,4
441 cm	34,5
441,5 cm	32,9
442 cm	32,9
442,5 cm	32,9
443 cm	32,6
443,5 cm	33,3
444 cm	29,5
444,5 cm	29,1
445 cm	28,8
445,5 cm	27,4
446 cm	26,9
446,5 cm	27,7
447 cm	31,4
447,5 cm	32,5
448 cm	30,4
448,5 cm	29,8
449 cm	31,8
449,5 cm	33,7
450 cm	33,7
450,5 cm	37,3
451 cm	35,0
451,5 cm	33,3
452 cm	34,2

452,5 cm	32,9
453 cm	38,3
453,5 cm	33,7
454 cm	37,8
454,5 cm	35,9
455 cm	43,0
455,5 cm	39,4
456 cm	41,8
456,5 cm	56,0
457 cm	37,8
457,5 cm	36,8
458 cm	40,0
458,5 cm	40,0
459 cm	45,1
459,5 cm	30,1
460 cm	26,9
460,5 cm	34,1
461 cm	34,5
461,5 cm	31,1
462 cm	35,0
462,5 cm	29,1
463 cm	29,5
463,5 cm	31,1
464 cm	34,1
464,5 cm	38,9
465 cm	29,8
465,5 cm	44,4
466 cm	39,4
466,5 cm	38,9
467 cm	42,42
467,5 cm	38,9
468 cm	43,0
468,5 cm	37,8
469 cm	38,3
469,5 cm	32,9
470 cm	25,2
470,5 cm	25,9
471 cm	28,6
471,5 cm	30,7
472 cm	29,8
472,5 cm	12,5
473 cm	14,4
473,5 cm	18,8
474 cm	15,2
474,5 cm	18,2
475 cm	9,8
475,5 cm	8,9
476 cm	7,3
476,5 cm	7,3
477 cm	7,4
477,5 cm	5,7
478 cm	5,3
478,5 cm	4,9
479 cm	5,1
479,5 cm	5,2
480 cm	3,3
480,5 cm	2,9
481 cm	2,7
481,5 cm	2,5
482 cm	2,6
482,5 cm	2,3
483 cm	2,4
483,5 cm	2,6
484 cm	2,6
484,5 cm	2,6
485 cm	2,7
485,5 cm	2,6
486 cm	2,3
486,5 cm	2,4
487 cm	2,6

487,5 cm	2,7
488 cm	2,3
488,5 cm	2,4
489 cm	2,5
489,5 cm	2,4
490 cm	2,7
490,5 cm	3,0
491 cm	2,8
491,5 cm	2,6
492 cm	2,8
492,5 cm	2,5
493 cm	2,5
493,5 cm	2,4
494 cm	2,4
494,5 cm	2,4
495 cm	2,5
495,5 cm	2,3
496 cm	2,2
496,5 cm	2,1
497 cm	2,3
497,5 cm	2,4
498 cm	2,4
498,5 cm	2,2
499 cm	2,3
499,5 cm	2,1
500 cm	2,1
500,5 cm	1,8
501 cm	2,2
501,5 cm	2,2
502 cm	2,2
502,5 cm	2,4
503 cm	2,5
503,5 cm	2,3
504 cm	2,5
504,5 cm	2,4
505 cm	2,4
505,5 cm	2,3
506 cm	2,6
506,5 cm	2,1
507 cm	2,4
507,5 cm	2,4
508 cm	2,3
508,5 cm	2,4
509 cm	2,5
509,5 cm	2,4
510 cm	2,3
510,5 cm	2,4
511 cm	2,2
511,5 cm	2,3
512 cm	2,3
512,5 cm	2,3
513 cm	2,4
513,5 cm	2,6
514 cm	2,6
514,5 cm	2,9
515 cm	2,0

Rekonstruksjon av ELA i den nordlige Børgsdalen

100 m-koter	Antall pixler	Antall pixler (%)	Antall pixler sammenlagt (%)
100	311	0,828648	0,828648
200	528	1,406837	2,235485
300	2016	5,371560	7,607045
400	5274	14,052380	21,659430
500	7548	20,111370	41,770800
600	7560	20,143350	61,914150
700	14.294	38,085850	100
	37.531		

Rekonstruksjon av ELA i den sørlige Børgsdalen

100 m-koter	Antall pixler	Antall pixler (%)	Antall pixler sammenlagt (%)
100	1697	8,894596	8,894596
200	3342	17,51664	26,41124
300	4938	25,88186	52,2931
400	3007	15,76078	68,05388
500	5366	28,12516	96,17905
600	729	3,820955	100
	19079		

Utregning av vinternedbøren

Cal BP	Tscomp	Ulvanåso- ELA	Delta -ELA	Land- uplift	Delta- ELA+landupl	ELA temp corr.	Tscomp +3,16+ ELA temp	Winter prec (m)	Percent of present WP
0	0	1290	0	0	0	0,00	4,86	4,753	100,00
11900	-5,1	490	-800	58	-858	5,58	5,34	5,587	117,55
11900	-5,1	251	-1039	58	-1097	7,13	6,89	9,460	199,04