



Masteroppgåve

NTNU
Norges teknisk-naturvitenskapelige
universitet
Fakultet for samfunnsvitenskap og
teknologiledelse
Geografisk institutt

Marit Svanborg

Ei morfologisk undersøking av terrasseformer i Lesja, Nord- Gudbrandsdalen, Noreg

Masteroppgåve i geografi

Trondheim, våren 2012



Abstract

Svanborg, M. (2012). *A morphological study of terrace landforms in Lesja, Nord-Gudbrandsdalen, Norway*. Master thesis in Geography, Trondheim: Department for Geography, Norwegian University of Science and Technology.

The main focus of this thesis is to study the morphology of the terraces in Lesja, Nord-Gudbrandsdalen, Norway. The terraces are very distinct landforms, and have been continuously discussed since 1850. An earlier hypothesis is that some of these terraces are palaeoshorelines from an ice dammed lake (Store Dølasjø) from the last deglaciation. There are still a lot of questions about forms and processes around these landforms and more data are required. This paper addresses questions about the characteristics of the terraces to find answers concerning their forms, chronology and processes that may have been involved in their formation. Is it possible to find evidence of level-controlled form elements like palaeo shorelines and terraces from the ice-dammed lake Store Dølasjø in Lesja? A multi-method approach was implemented during the summer of 2011 in Lesja. The main method was surveying with differential GPS and Optics Sprinter 250M. Four cross sections were measured at the biggest terrace form, and a soil profile was studied. Another soil profile was studied at the topographic highest terrace, and remote sensing was implemented before and after field work. The main terrace studied is probably formed by one or more glacial lake outburst floods from a lateral lake in contact with cold based ice. Evidence of level-controlled form elements like palaeoshorelines from Store Dølasjø was not found. The study shows that many of the landforms have formed by drainage and lateral lakes.

Sammendrag

Svanborg, M. (2012). *Ei morfologisk undersøking av terrasseformer i Lesja, Nord-Gudbrandsdalen, Noreg*. Masteroppgåve i geografi, Trondheim: Geografisk institutt, Norges Teknisk – Naturvitenskaplige Universitet.

Hovudfokuset for denne oppgåva er å studere morfologien til terrassane i Lesja, Nord-Gudbrandsdalen, Noreg. Terrassane er distinkte landformer i dalsida, som har vore diskutert heilt sidan 1850 og fram til i dag. Ei tidlegare hypotese er at nokre av desse terrasseformene stammar frå ein bredemd sjø, Store Dølasjø, frå sist deglasiasjon. Det er framleis mange spørsmål rundt formene og prosessane til desse landformene og meir data er nødvendig å framskaffe for å få meir kunnskap. Denne masteroppgåva tar opp spørsmål om karakteristikkane til terrassane, for å finne svar på form, kronologi og prosessar som kan ha danna dei. Er det mogleg å finne bevis for nivåstyrte formelement som palaeostrandlinjer og terrassar frå den bredemde sjøen Store Dølasjø i Lesja? Fleire metodar vart brukt for å tilnærme seg problemstillingane. Feltarbeidet vart gjennomført sommaren 2011 i strekninga Kvernåi – Vidflotten i Lesja kommune. Den viktigaste metoden var oppmåling med differensiell GPS og nivelleringskikkert Sprinter 250M. Fire tverrprofil vart oppmålt på den største terrasseforma, og ein jordprofil vart studert. Ein jordprofil med tre jordprøvar vart tatt på den terrassen som ligg øvst i terrenget, og fjernmåling vart brukt før og etter feltarbeidet. Den største terrassen er truleg danna ved eit eller fleire jøkulhlaup, frå ein randsjø i kontakt med ein kald is. Det vart ikkje funnet noko bevis på nivåstyrte formelement som tosidig sete frå Store Dølasjø. Studiet viser at mange av landformene som er observert er danna ved drenering og ved laterale innsjøar.

Forord

Så bra at akkurat du sitt med masteroppgåva mi i handa di! For snart 5 år sidan starta eg på 5-årig lektorutdanning med master i geografi ved NTNU. Vegen har vore spennande, med store og små utfordringar, men plutseleg er tida som student over. Spesielt godt har eg likt feltkurset arrangert av Geografisk institutt, der eg tidleg fekk interesse for naturgeografien. Tre dyktige forelesarar, Olav Fjær, Geir Vatne og Ivar Berthling, skal ha takk for fagleg input og interessante diskusjonar. Berthling skal ha ein stor takk for vegleing på masteroppgåva, både i utforming av tema, feltarbeid, ved gjennomlesing og gode diskusjonar. Det har vore inspirerande ha ein så dyktig vegleiar som viser oppriktig interesse og fagleg tyngd.

Arbeidet med masteroppgåva har vore spennande, og hatt mange ulike utfordringar i dei ulike fasane. Kva skal eg skrive om? Korleis gjennomføre feltarbeidet? Korleis skrive ei vitenskapleg avhandling? Med ei lokal tilknytning til området var det lett å få ein eigarkjensle til masterprosjektet. Feltarbeidet utført i Lesja sommaren 2011 var noko av det eg likte aller best. Som ein av dei tørraste plassane i Noreg skulle Lesja bli eit godt val av feltområdet, det var berre det at denne sommaren var uvanleg våt, med heile 286,4 mm frå juni-august der normalen ligg på 137,0 mm i desse månadane (Svanborg målestasjon 16790). Det har vore givande innhente eigne data, analysere og presentere dei.

Før siste punktum blir sett er det fleire som fortener ein takk. Takk til Ola Erik Mølmen og Anders Vatle på Lesja kommune for kartdata og oppmåling av fastpunkt. Anne, takk for trivelige stunder, for hjelp i felt og med korrekturlesing. Takk til Stine og Mathea som også har korrekturlese enkelte delar av oppgåva, det har vore til stor hjelp. Tida i Trondheim har vore ei utruleg fin tid takka vere gode venner og Bispehaugen Ungdomskorps. Til slutt takk til familien; mamma og pappa, Sigrid og Jørn, og kjærasten Vidar. Hjø dykk har det alltid vore støtte. God lesing!

Lesja, mai 2012.

Marit Svanborg

Innhald

ABSTRACT	I
SAMMENDRAG	II
FORORD	III
INNHALD	IV
FIGURLISTE	VI
TABELLISTE	VII
1. INNLEIING	1
1.1 BAKGRUNN	1
1.2 TIDLEGARE ARBEID I OMRÅDET	2
1.2.1 Eldre arbeid	2
1.2.2 Nyare arbeid	4
1.3 PROBLEMSTILLING	6
1.4 OPPGÅVA SI OPPBYGGING	7
2. OMRÅDEBESKRIVING	9
2.1 LOKALISERING	9
2.2 BERGGRUNN OG LAUSMASSE	11
2.3 KLIMA	12
2.4 KVARTÆRGEOLOGI OG GEOMORFOLOGI	12
3. TEORI	17
3.1 GLASIASJON	17
3.1.1 Temperatur som kontrollfaktor	17
3.2 GLASIFLUVIAL DRENERING	18
3.2.1 Vassmagasin	20
3.2.2 Katastrofetappingar (jøkulhlaup)	21
3.3 AVSETTINGAR	23
3.3.1 Glasiale sediment	23
3.3.2 Glasifluviale sediment	23
3.3.3 Glasilakustrine sediment	24
3.4 GLASIALE, GLASIFLUVIALE OG GLASILAKUSTRINE FORMELEMENT	24
3.4.1 Glasiale former	24
3.4.2 Glasifluviale former	25
3.4.3 Glasilakustrine former	26
4 METODE	29
4.1 OBSERVASJON	29
4.2 FJERNANALYSE OG EKSISTERANDE DATAGRUNNLAG	30
4.3 DATAINNSAMLING MED DIFFERENSIELL GPS	30
4.3.1 DGPSen sin nøyaktigheit og feilkjelder	32
4.3.2 Analyse av DGPS-målingane	33
4.4 OPPMÅLING AV LENGDEPROFIL OG TVERRPROFIL	34
4.4.1 Feilkjelder	36

4.4.2	<i>Analyse av lengdeprofil og tverrprofil</i>	37
4.5	JORDPROFILA	37
4.5.1	<i>Feilkjelder ved innhenting av jordprøver</i>	38
4.5.2	<i>Analyse av jordprofil</i>	38
4.5.3	<i>Avgrensing av jordprofila</i>	39
5.	RESULTAT	41
5.1	BOTTHEIMSETRA	41
5.1.1	<i>Landform og oppmåling</i>	41
5.1.2	<i>Profil 1</i>	43
5.2	VIDFLOTTEN	46
5.2.1	<i>Landformer og oppmåling av hovudflata</i>	46
5.2.2	<i>Tverrprofila</i>	50
5.2.3	<i>Landformer og oppmåling av lågare nivå mellom Vetahaugen-Vidfloften</i>	53
5.2.4	<i>Oppsummering av nivå nedanfor hovudflata</i>	57
5.2.5	<i>Nivå ovafor hovudflata, ved Vetahaugen</i>	57
5.2.6	<i>Beskriving av profil 2</i>	57
5.3	NEDRE OG ØVRE FLOTEN	58
5.3.1	<i>Øvre Floten</i>	59
5.3.2	<i>Nedre Floten – to tydelege nivå</i>	60
5.3.3	<i>Lengdeprofil Nedre Floten</i>	61
6.	DISKUSJON	63
6.1	BOTTHEIMSETRA – EITT EINSIDIG SETE?	63
6.1.1	<i>Området rundt</i>	63
6.1.2	<i>Tolking av høgdemålingane</i>	64
6.1.3	<i>Tolking av profil 1</i>	64
6.1.4	<i>Tolking Bottheimsetra</i>	65
6.2	NEDRE OG ØVRE FLOTEN – GLASIFLUVIALE OG GLASILAKUSTRINE LANDFORMER	66
6.2.1	<i>Tolking Øvre Floten</i>	66
6.2.2	<i>Tolking Nedre Floten</i>	67
6.3	HOVUDFLATA – EI STOR TAPPING?	68
6.3.1	<i>Området rundt og morfologisk karakteristikk av hovudflata</i>	68
6.3.2	<i>Tolking av DGPS-oppmålingane</i>	69
6.3.3	<i>Tolking av tverrprofila</i>	70
6.3.4	<i>Tolking av jordprofil</i>	71
6.3.5	<i>Tolking av dreneringsspor og lågare nivå</i>	72
6.3.6	<i>Mogleg hendelsesforløp – hovudflata</i>	73
6.4	NIVÅ KRING VETAHAUGEN	74
6.5	MOGLEG HENDELSESFORLØP	74
7.	KONKLUSJONAR	77
8.	VIDARE ARBEID	79
	REFERANSAR	81

Figurliste

FIGUR 1A OG 1B. STUDIEOMRÅDET VIDFLOTTEN-KVERNÅI ER LOKALISERT I OPPLAND FYLKE I LESJA KOMMUNE, VIST MED DEI SVARTE PRIKKANE I KARTA (MI MARKERING) (NORGE.NO 2012, ENGEN 2012).	9
FIGUR 2. STUDIEOMRÅDET SI LOKALISERING (MARKERT MED EIT AVRUNDA REKTANGEL) (STATENS KARTVERK 2012B).	10
FIGUR 3. LAUSMASSEKART OVER STUDIEOMRÅDET I LESJA. DET ORANSJE FELTET I FIGUREN ER SENTRALT I FELTOMRÅDET, DETTE VISER BREELVAVSETTING (FOLLESTAD 2010, NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE 2012).	11
FIGUR 4. REKONSTRUKSJON AV FIRE STADIUM UNDER SISTE ISTID I AUST-JOTUNHEIMEN I GUDBRANDSDALEN. LESJA LIGG ØVST TIL VENSTRE I FASANE. I FASE C OG D SKJER EI ENDRING KNYTT TIL ISSKILET (GARNES 1975).	13
FIGUR 5. SKJEMATISK GRAF SOM VISER ULIKE FORMER FOR BREMAGASIN OG KORRESPONDERANDE TIDSSKALA (BENNETT & GLASSER 2009).	20
FIGUR 6. FLOMHYDROGRAFAR SOM VISER TRE TYPAR AVLØP OG SEDIMENTUTSLEPP FRÅ BREEN GLASIFLUVIALT. TYPE I VISER "NORMAL" AVLØPSSSEKVEN OG SEDIMENTUTSLEPP, TYPE II VISER EIN PLUTSELEG DRENERING FRÅ BREDEMDE INNSJØAR, OG TYPE III VISER JØKULHLAUP TRIGGA AV EIT VULKANSK UTBROT (BENNETT & GLASSER 2009).	22
FIGUR 7. LANDSKAPFORMER VED NEDSMELTING AV INNLANDSISEN VERTIKALT. FJELLTOPPANE KOM FYRST TIL SYNE (A), SMELTEVATN AVSETTE ESKERAR, OG DANNA SPYLERENNER. ETTER KVART KUNNE LATERALTERRASSER BLI AVSETT MELLOM ISEN OG DALSIDA (C) OG EIT DØDISTERRENG ER VIST I D (VORREN & MANGERUD 2007).	25
FIGUR 8. GPSEN <i>THALES MOBILE MAPPER PRO</i> SOM VART BRUKT TIL OPPMÅLING.	31
FIGUR 9. NIVELLERING PÅ HOVUDFLATA (FOTO: ANNE RAKSTAD PETTERSEN).	35
FIGUR 10. OPPMÅLING MED NIVELLERINGSKIKKERT (MÅLEINSTRUMENT) OG MÅLESTAV. FIGUREN VISER OGSÅ UTRKNING AV MÅLINGANE FOR Å FÅ HØGDE (M.O.H.) (BERTHLING 2010).	36
FIGUR 11. BILETE AV DEI ULIKE KORNSTØRRELSANE ETTER SIKTING AV LAG B3, I ALT 10 ULIKE STØRRELSAR.	39
FIGUR 12. OVERSIKTSKART OVER FELTOMRÅDET. BOTTHEIMSETRA LIGG PÅ 900 M.O.H., DER ER JORDPROFIL 1 TATT. TVERRPROFILA TP1-TP4 OG JORDPROFIL 2 LIGG I STREKKA VIDFLOTTEN – VETAHAUGEN (PÅ HOVUDFLATA). ØVRE OG NEDRE FLOTEN ER LINJER I SIDA SØR-AUST FOR VETAHAUGEN. NEDRE FLOTEN ER VIST MED STRIPLA LINJE PÅ KARTET MELLOM VETAHAUGEN OG SVARTTJØNN. KVITE PUNKT VISER TIL FASTPUNKT (STATENS KARTVERK 2012B).	41
FIGUR 13. OPPMÅLING MED DIFFERENSIELL GPS PÅ BOTTHEIMSETRA. PILA VISER OPPMÅLINGSRETNING.	42
FIGUR 14. BILETE OVER FLATA PÅ BOTTHEIMSETRA.	42
FIGUR 15. DEN HEILTROKNE LINJA VISER EITT NIVELLERT LENGDEPROFIL MIDT PÅ FLATA PÅ BOTTHEIMSETRA FRÅ AUST (TIL VENSTRE I FIGUREN) TIL VEST (TIL HØGRE I FIGUREN). DEN STRIPLA LINJA VISER EI TRENDLINJE, DER LENGDEPROFILET HELLAR SVAKT FRÅ AUST MOT VEST.	43
FIGUR 16. OVERSIKTSBILETE OVER PROFIL 1 VED UTGRAVING. FIGUR 17. NÆRBILETE AV PROFIL 1 VED BOTTHEIMSETRA. B1, B2, B3 VISER DEI TRE ULIKE LAGA I JORDPROFILET.	44
FIGUR 18. GRUS-, SAND- OG SILTDIAGRAM FOR PROFIL 1, LAG B1, B2 OG B3 FRÅ GRADISTAT, MINE MARKERINGAR.	45
FIGUR 20. OVERSIKT OVER OPPMÅLTE LINJER, 2 PASSPUNKT, 1 OG I STREKNINGA VIDFLOTTEN (I NORD-VEST) TIL KVERNÅI I SØR-AUST. SORT LINJE VISER HOVUDFLATA OPPMÅLT I INN- OG YTTERKANT, OG BRUNE LINJER VISER ANDRE OPPMÅLTE FLATAR MED DGPS. FLATE 685-680 I AUST ER OGSÅ OPPMÅLT I INN- OG YTTERKANT. GRØNT OMRÅDE ER FORSENKINGSKURVAR, DEN STØRSTE ER DØDISGROPA «DJUPHOLO». HØGDEKURVANE HAR 20 METERS EKVIDISTANSE, OG TALA VISER TIL M.O.H.	47
FIGUR 19. HOVUDFLATA I AUST, MELLOM VETAHAUGEN OG VIDFLOTTEN.	47
FIGUR 21. HOVUDFLATA I VEST.	48
FIGUR 22. HALVRUNDA STEIN, SPYLINGSMATERIALE I NÆRLEIKEN AV VETAHAUGEN.	48
FIGUR 23. EIN TYDELEG V-FORM LIKE VEST FOR SPYLINGSMATERIALET.	48
FIGUR 24. I VESTLEG ENDE AV HOVUDFLATA. TYDELEGE DRENERINGSMØNSTER DER VATNET HAR GÅTT FRÅ HOVUDFLATA (MI MARKERING). 1-METERS EKVIDISTANSE.	49
FIGUR 25. TVERRPROFIL 1(E497036.048 N6884310.125). VEST I STUDIEOMRÅDET.	51
FIGUR 26. TVERRPROFIL 2 (E498272.469 N6884217.299), LIKE VED FASTPUNKTET. VISER TRE FLATARE PARTI, FRÅ PUNKT 1-3, 4-5 OG 6-8 FRÅ VENSTRE I FIGUREN.	52
FIGUR 27. TVERRPROFIL 3 (E498 530.505 N6 884 201.705) AUST FOR FASTPUNKTET OG TP2. HER ER FLATA SMAL (PUNKT 2-4 FRÅ VENSTRE).	52

FIGUR 28. TVERRPROFIL 4. OPPMÅLING STARTA I NÆRLEIKEN AV VETAHAUGEN (E499920.775 N6883992.105). EIN KAN SJÅ EIN TYDELEG V-FORMA LANDFORM.....	53
FIGUR 29. DGPS-OPPMÅLING AV FLATT NIVÅ NEDANFOR HOVUDFLATA PÅ VIDFLOTTEN, VIST MED GRÅ LINJE OG PUNKT. SVART INNRAMMING VISER ESKERAR. KARTET HAR 1-METERS EKVIDISTANSE (LASERSCANNA KARTDATA FRÅ LESJA KOMMUNE).....	54
FIGUR 30. NIVÅ NEDANFOR HOVUDFALTA VEST I STUDIEOMRÅDET. HOVUDFALTA ER OPPMÅLT I SØR I FIGUREN, OG LÅGARE NIVÅ I NORD. RAUD INNRAMMING ER OPPEIKNA I KART, PILAR VISER TIL DRENERINGSSPOR (LASERSCANNA KARTDATA FRÅ LESJA KOMMUNE).....	55
FIGUR 31. NIVÅ NEDAFOR HOVUDFLATA, OMLAG MIDT MELLOM VIDLOTTEN I VEST OG VETAHAUGEN I AUST. TYDELEGE DØDISGROPAR I GRØNT, OG OPPMÅLING MED ORANSJE LINJE (LASERSCANNA KARTDATA FRÅ LESJA KOMMUNE).	55
FIGUR 33. OPPMÅLTE LINJER OG PUNKT MED DGPS RUNDT VETAHAUGEN I GRÅTT OG INNTEIKNA NIVÅ MED SVART. KARTET HAR 1-METERS EKVIDISTANSE, TALA VISER TIL M.O.H. (LASERSCANNA KARTDATA FRÅ LESJA KOMMUNE).....	56
FIGUR 32. EIT FLATT PARTI PÅ NIVÅ 648 NEDANFOR HOVUDFLATA OMLAGT MIDT MELLOM VIDFLOTTEN OG VETAHAUGEN. HER MED EIT KLART DRENERINGSSPOR MARKERT I BILETE.	56
FIGUR 34. OVERSIKTSBILETE OVER PROFIL 2, DER PILA VISER KOR PROFILET	58
FIGUR 35. NÆRBILETE AV PROFIL 2.....	
FIGUR 36. NEDRE OG ØVRE FLOTEN FRÅ AVSTAND. ØVRE FLOTEN MARKERT MED KVIT LINJE NEDRE FLOTEN MED STRIPLA LINJER. KVERNÅI KJEM NED TIL VENSTRE I FIGUREN.	59
FIGUR 37. 3 DRENERINGSFORMER VED SVARTTJØNN, MARKERT MED SVARTE PILER. SVARTTJØNN ER NORD I FIGUREN. DEN MIDTERSTE PILA VISER TIL DER KVERNÅI RENN I DAG. OGSÅ I DEI ANDRE DRENERINGSLØPA RENN DET SMÅ BEKKER I DAG. LENGRE SØRVEST GÅR DESSE DRENERINGANE I EITT (UTANFOR FIGUREN). 5METERS EKVIDISTANSE. (LASERSCANNA KARTDATA FRÅ LESJA KOMMUNE).....	59
FIGUR 38. EIN STOR STEIN, CA 2M HØG, PÅ ØVRE FLOTEN.	60
FIGUR 39. TERRENGET PÅ ØVRE FLOTEN, FLATT MED LYNGVEGETASJON OG HØGE FURU.	
FIGUR 40. HALVAVRUNDA STORE STEINAR I INNKANT PÅ ØVRE	60
FIGUR 41. I SLUTTEN AV NIVÅET TIL ØVRE FLOTEN.	
FIGUR 42. LENGDEPROFIL NEDRE FLOTEN.....	62

Tabelliste

TABELL 1. MÅNADSNORMALAR (1961-1990) FOR TEMPERATUR (°C) OG NEDBØR (MM) FRÅ KJØREMGRENDE MÅLESTASJON (16740) I LESJA KOMMUNE, 626 M.O.H. (METEOROLOGISK INSTITUTT 2011).	12
TABELL 2. TABELL OVER PUNKTMÅLINGANE MED DGPS PÅ BOTTHEIMSETRA.	42
TABELL 3. TABELL OVER PROSENTANDEL GRUS, SAND, SILT I DEI TRE JORDPRØVENE FRÅ BOTTHEIMSETRA.	45
TABELL 4. TABELL OVER TEKSTURGRUPPE, SEDIMENTNAMN OG SORTERING FOR DEI TRE JORDPRØVANE I PROFIL 1.....	46

1. Innleiing

1.1 Bakgrunn

I Nord-Gudbrandsdalen ligg det fleire markante terrasseformer og utstrakte linjer i sørsida av dalen. Desse landformene har vore diskutert frå midten av 1800-talet og heilt opp til vår tid, utan handfaste data på form og prosess. På bakgrunn av manglande datagrunnlag og gode høgdemålingar har det vore mange teoriar om linjene (kap. 1.2). Fleire har antyda at dei flate linjene i dalsida kan vere palaeostrandlinjer (sete) frå ein stor bredemd sjø frå sist deglasiasjon (Hansen 1891, Holmsen 1918). Avsettingsmiljøet til terrassane har i hovudsak hatt tre ulike tolkingar: ein ope bresjø (Hansen 1891, Holmsen 1918), ein randsjø (Reusch 1886, 1910, 1920) eller ei subglasial drenering (Gjessing 1960, Tollan 1962) (kap. 1.2). Det har vore fokus på å forstå glasiering og deglasiasjon ved sist istid for å forstå dagens landskapsbilete (Bergersen & Garnes 1971, 1972, 1981, Garnes & Bergersen 1980).

Bakgrunnen for dette masterprosjektet er desse omdiskuterte linjene i dal-relieffet i Lesja kommune i Nord-Gudbrandsdalen (kap. 2), som framleis har mange spørsmål rundt form og prosess. Både linjer, nivå og terrasser er omgrep som vil bli brukt når desse landformene blir omtalt. Målet med masteroppgåva er å innhente ny informasjon som kan føre til ei betre forståing av dei terrasseforma linjene i Lesja, prosessane bak desse og deglasiasjonen i området (kap. 1.3). I dag er det framleis fleire geografiske område i Noreg som treng meir forskning og empirisk grunnlag for å forstå utviklinga av landskapet. For å komme vidare i denne spennande diskusjonen har det vore nødvendig å framskaffe nye observasjonar. Hovudfokuset i oppgåva er formaspektet til linjene. Lidmar-Bergström, Ollier & Sulebak (2000) og Souch (2003) hevder at landformer er viktige kjelder for å rekonstruere tidlegare hendingar og utvikling av landskapet. Det har vore viktig å innhente nøyaktige høgdedata av landformene, da dette har vore viktig for å gje ein karakteristikk av linjene og for å komme vidare i diskusjonen. Det vart dermed gjennomført ei oppmåling av 4 tverrprofil på den tydelegaste linja i dalrelieffet (omtala som hovudflata seinare i oppgåva), og det vart tatt oppmåling med differensiell GPS på alle linjene i feltområdet (kap. 2, kap. 4). Det har i tillegg vore viktig å innhente andre observasjonar på og rundt linjene, og det vart utgrave og studert

to jordprofil. Eksisterande datagrunnlag har vore viktig i oppgåva, særleg eitt laserskanna kart frå Lesja kommune. Datamaterialet blir diskutert opp mot glasiologiske og glasifluviale føresetnader og med bakgrunn i tidlegare forskning.

Geomorfologi er den vitskaplege studien av jordas landformer og prosessar som har danna dei (Allaby 2008). Denne masteroppgåva plasserar seg midt i denne disiplinen, ved å ha fokus på formaspektet til dei omdiskuterte landformene i Nord-Gudbrandsdalen. Lenge var fokuset innan fagfeltet å studere landformene, der den visuelle observasjonen var den dominerande metoden. Med den kvantitative revolusjonen på 1950-talet skjedde ei endring, frå fokus på form til prosess, der ein gjekk over frå å beskrive landformene til å forklare dei (Rhoads 2005, Sulebak 2007). Dette innebar eitt nytt fokus med nye problemstillingar. I dag er prosesstudie framleis i fokus, men formaspektet er også tilstades.

Prosess-form forholdet er fundamentalt i geomorfologisk forskning. Dette er eit interaktivt forhold, der ei endring i prosess kan påverke form, og ei endring i form kan påverke prosess (Rhoads 2005). Landformer og prosessar må sjåast i eit tid-rom perspektiv (Inkpen 2005), som medfører at vi på dagens landoverflate har ei mengde med ulike landformer av ulike aldrar. Ofte ligg yngre landformer oppå dei eldre, eller side om side, derfor kan tolking av landformer vere svært vanskeleg. Ei enkelt landform kan ha hatt fleire agensar som har opptredd og modifisert tidlegare form. Sidan dagens landformdannande prosessar er dei same som tidlegare prosessar, er det eit prinsipp at det er mogleg å bruke dagens landformer til å studere tidlegare prosessar. Ved innhenting, observasjonar og tolking av form er val av skala viktig (Burt 2009). Når den temporale og romlege skalaen aukar, resulterer det i mindre informasjonstettleik per einskap, som vil gje ei auka usikkerheit i sluttsats i prosess-form forholdet (Rhoads & Thorn 1993).

1.2 Tidlegare arbeid i området

1.2.1 Eldre arbeid

Frå midten av 1800-talet og til byrjinga av 1900-talet gjekk diskusjonen om dei terrasseforma linjene i Nord-Gudbrandsdalen på både form, danning og hellingsgrad. Diskusjonane gjekk

også på isavsmelting og kor breskiljet var. Hansen (1891) har vore av stor betydning for diskusjonen rundt siste deglasiasjon i Nord-Gudbrandsdalen. Han argumenterte for eit breskilje som har loggi aust for vasskiljet (Lesjaskogsvatnet), der det ved nedsmelting av isen har blitt demd opp ein stor bredemd sjø, Store Dølasjø. Isen trakk seg ikkje attende til dei høgste fjellområda, men smelta vertikalt ned. Hansen (1891) tolkar alle linjene i dalsida ved Vidflotten i Lesja (kap. 2) som strandlinjer (sete) (kap. 3), og meiner desse kjem av den store bredemde sjøen, som har strekke seg frå vasskilje og søraustover. Liknande linjer finn han heilt sør til Nord-Fron, der isen stod og demde opp bresjøen. Linjene ved Vidflotten er antydning har ei helling frå inn- til ytterkant i tråd med stranddanningar. To tydelege linjer tolka som sete, har ei høgde på 678 m.o.h. og 648 m.o.h. Desse to nivåa hevdar han hellar med dalen. Også tidlegare, i 1849, var linjene omtala som sete av R. Chambers i *Philosophical Journal*, og i 1877 av J. R. Dakyns i *Geological Magazine* (Hansen 1891, Reusch 1886).

Øyen (1896), Rekstad (1895, 1896, 1898) og Holmsen (1915, 1918) tolkar også nokre av linjene i dalsida som sete, men med ulike forklaringar. Øyen (1896) hevdar det ikkje er nokon tvil om at linjene nord for Selsrosten er strandlinjer danna i eit lakustrint miljø. Han argumenterar for at innsjøen vart demd opp av ein platåbre med næringsområde i Rondane, støtta av ein sidebre i Ottadalen. Frå Bottheim til Lora i vest (figur 2) beskriv Øyen to tydelege trinn (linjer) som nokre stader er avbrote, i tillegg til å nemne nokre bitrinn. Linjene fastslår han som horisontale sete etter ei kort oppmåling med nivellering.

Rekstad (1895, 1896, 1898) konkluderar med at seta er danna i ein innsjø, demd opp av ismassar frå Jotunheimen som drenerte ned Otta- og Heidalen. Han beskriv to linjer ved Vidflotten, der den øvre linja hellar frå sør i Dovre til vest i Lesja, med ein liten stigning på midten av flata ved Holaker, for deretter og helle gradvis ned vestover. Den nedre linja hevdar Rekstad hellar nedover frå sør mot vest. Målingane av Rekstad (1895, 1896, 1898) og Hansen (1891) er seinare funne av Holmsen (1918) som feilaktige.

Reusch (1886, 1910) og Blytt (1892) argumenterar mot Hansen, Rekstad og Øyen og hevdar at *linjene i dalsida ikkje er sete*. Reusch (1886, 1910) hevda at linjene er eldre danningar

karakterisert ved stillestående og rennande vatn, modifiserte sidemorenar, danna på grensa mellom den døande breen og dalsida. Reusch (1910) hevdar dei breidemde sjøane ikkje kan ha vore så store at dei har danna linjene ved Vidflotten, og meiner Vidflotten dannar den øvre avgrensinga for tjukt morenedekke. Materialet på overflata på linjene karakteriserar han som morenemateriale, og forma på linjene er både breiare og meir uregelmessig enn sete. Sidemorenene heller i retning med dalen. Blytt (1892) meinte at formene er strandmorenar, altså sidemorenar som delvis er danna av nedrast grus oppsamla mellom dalsida og breen.

Diskusjonen før Holmsen (1918) gjekk i stor grad ut på kva helling det var på terrassane i Nord-Gudbrandsdalen. Dette gjekk på om dei hella oppover dalen (vestover), nedover dalen (søraust) eller om linjene går uregelmessig opp og ned. Dette vart brukt for å argumentere for danninga av linjene. Diskusjonen av ulik helling kom av unøyaktige målingar. Holmsen (1918) var den fyrste som tok fleire meir nøyaktige høgdemålingar av terrassane. Han fann ikkje vesentlege hellingar på seta, men vurderte dei som to linjer, der den øvste ikkje er horisontal i aust. Han meinte at øvste nivå var akkumulasjonar, danna under deglasiasjonen som sidemorenar, påverka av rennande vatn medan breen låg i dalen utanfor (dette er landforma eg refererar til som hovudflata seinare). Dette øvre nivået tolka han som to nivå (som ikkje ligg over kvarandre), men der det øvre trinnet byrjar avløyas av den nedre med ein grusrygg på 660 m.o.h. Lågare ned hevdar han linjene er strandlinjer (på om lag 630 m.o.h.), dels erosjonslinjer og dels akkumulasjonsterrassar. Holmsen (1918) hevdar desse strandlinjene også finns der jernbanelinja går på andre sida av dalen, altså eitt tosidig sete (jf. kap. 3).

1.2.2 Nyare arbeid

Også utover siste halvdel av 1900-talet gjekk diskusjonen rundt linjene ved Vidflotten, med eit fokus på korleis dei kunne ha vore danna. Gjessing (1960) tok høgdemålingar og visuelle observasjonar på terrassane i Nord-Gudbrandsdalen. Han beskriv området som linjer eller flatar som kjem etter og under kvarandre, mellom 680 og 630 m.o.h. Frå Kvernåi og nordover til Vetahaugen (figur 2) beskriv han to nivå (Øvre og Nedre Floten) på 680 m.o.h. og 645 m.o.h. Det øvste nivået har tydelege spor av store vassmengder, som han tenkjer seg må ha

komme frå fjellsida ovafor. Det nedre nivået har eit tjern, Svarttjønn, i sør, som Gjessing (1960) hevdar er danna som ei fossegryte. Nedanfor desse to flatane finn han mindre flate nivå, lister, på ca. 635 m.o.h., som han antar er danna av eit lågare, yngre løp som gjekk langs yttersida. Ved Vetahaugen beskriv han fleire nivå, deriblant eitt nivå på 680 m.o.h. mellom Vetahaugen og skråninga i sør. Her finn han ei stor bekkevifte på 690 m.o.h., der den bratte bergsida har ei stor bukt inn (kap.6.4). Frå denne bukta har det komme mykje vatn frå ovafor, som har forma dei tydelege flatane (Gjessing 1960). Seinare hevdar han at tilførsel av vatn og materiale har komme frå ei ny kjelde frå aust, mot vest til Vidflotten. Den tydelegaste flata frå Vetahaugen til Vidflotten beskriv han med ei helling frå 670 m.o.h. i aust, til 650 m.o.h. i vest (seinare referert til som hovudflata).

Gjessing (1960) kjem med dette med ei ny forklaring på dei flate linjene i dalsida. Isoverflata må ha loggi på om lag 900 m.o.h. under vesentlege delar av danning av Vidflotten. Vatn har så blitt ført med høgt trykk under isen og ned til Vidflotten og danna denne store tydelege flate landforma. Gjessing (1960) hevdar Vidflotten si masse er akkumulert og danna subglasialt meir enn 250 meter under isen si overflate. Han byggjer denne konklusjonen på høgdemålingar, og dreneringsformer som bekker som må ha vore til stades under og før siste istid, samt materiale han hevdar er av ein fluvial karakter.

Tollan (1962) hevdar Vidflotten er terrassar danna ved subglasial akkumulasjon av kjernemateriale via rennesystem som strekker seg fleire hundre meter over terrassane. Subaeril avflatning må ha skjedd som følgje av rennande vatn i nærleiken av iskanten for så å ha drenert bort frå terrassane under eller i isen, både ved akkumulasjonen og avflatinga (Tollan 1962). Både Gjessing (1960) og Tollan (1962) har ei forståing av formene ved Vidflotten som subglasiale akkumulasjonar.

Flatby (1987) beskriv området frå Kvernåi mot nordvest som tre nivå i dalsida. Flatane blir beskrive som horisontale, eller svakt hellande med varierende morenemateriale, sand og grus, dødisgroper og fast berg. Han målte høgda på dei 3 nivåa mellom Kvernåi og Vetahaugen til 675 m.o.h., 645 m.o.h og 635 m.o.h. Flatby har ikkje tatt høgdemålingar nøyaktig nok til å

seie noko om setanes gradient mot passpunktet Lesjaskogsvatnet. Dei to øvste nivåa hevdar Flatby er danna mellom iskanten der vatn har drenert og avsett glasifluvialt materiale. Her kan det ha vore små pausar i nedsmeltinga slik at iskanten har loggi på same sted over tid. Dei to øvre nivåa tolkar Flatby som eit einssidig sete (kap.3). Det nedste nivået tolkar Flatby som sete danna ved ein stor ope bresjø, eit tosidig sete (kap. 3). Vest for Vetahaugen skildrar han hovudflata, frå Vetahaugen til Vidflotten, som ei svært tydeleg flate, og nokre nivå nedanfor på om lag 634 m.o.h. Dette tydelege nivået (hovudflata) tolkar Flatby (1987) som eitt einssidig sete.

Det er i tillegg publisert fleire arbeid frå dette området med fokus på isretning og deglasiasjon (Follestad & Fredin 2007, Ramsli 1947, Sollid & Reite 1983, Sollid & Sørbel 1979, Tollan 1963). Isretning og deglasiasjon vil stå i fokus i kapittel 2.4. Gode beskrivingar av området er gjeve av Guezou (1978), Gunnarsdóttir (1996) og Haugbotn (1992). I tillegg er det skrivne nokre masteroppgåver som nemner Vidflotten-Kvernåi-området, men som ikkje har det som hovudfokus (Tollan 1962, Thorsenes 1985). Meir detaljerte stratigrafiske studium er gjort av Bergersen & Garnes (1972), Bergersen & Garnes (1981), Bergersen, Thoresen & Hougsnæs (1991) og Garnes & Bergersen (1980).

1.3 Problemstilling

Hovudmålet med dette masterprosjektet er å finne nye data som kan gje ny kunnskap om landformene, prosessane som har danna dei og deglasiasjonen i strekninga Kvernåi-Vidflotten i Lesja, Nord-Gudbrandsdalen (kap. 2). Fokuset har vore å innhente gode høgdedata på linjene i dalsida. Følgjande problemstillingar blir reist:

- Kan ein finne spor etter nivåstyrte formelement som palaeostrandlinjer (sete) og terrassar frå store Dølasjø i strekninga Vidflotten-Kvernåi i Lesja?
- Kva karakteristikk har linjene i den sørlige dalsida i feltområdet?
- Kva høgder ligg dei ulike flatane på, og kan dette saman med andre landformer si noko om kronologien og prosessane til dette området?

1.4 Oppgåva si oppbygging

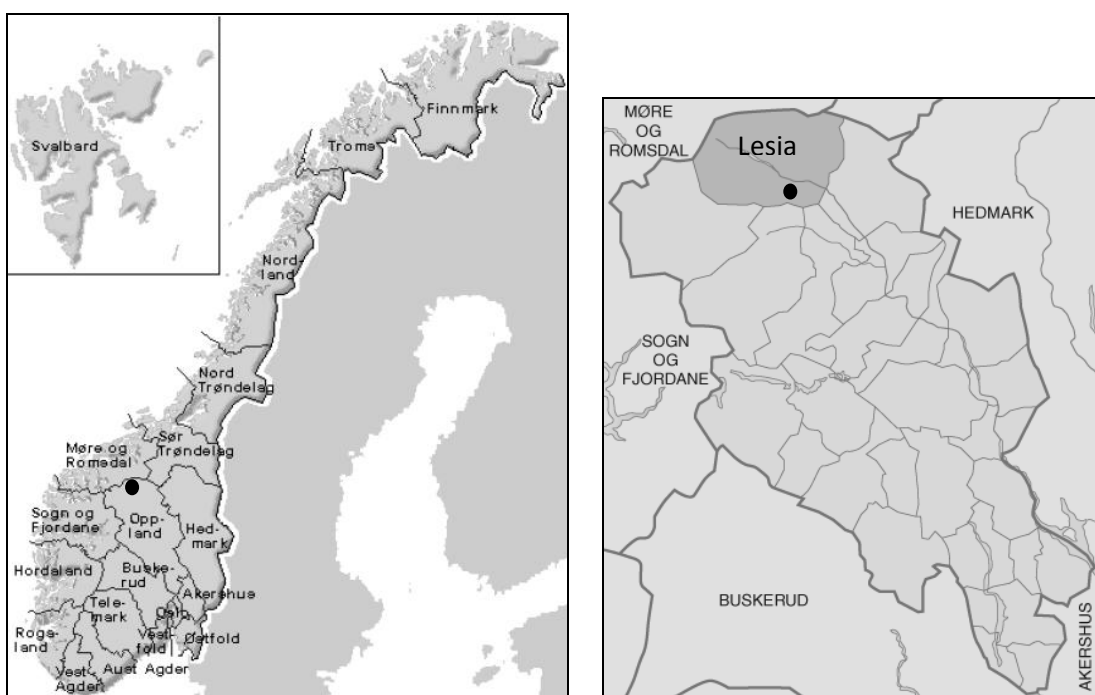
Oppgåva er bygd opp av 8 kapittel, der kvart kapittel bygger på det førre. Fyrste kapittel har gjeve ei innleiing til fagfeltet geomorfologi, og ein kort bakgrunnsinformasjon om tidlegare arbeid gjort i studieområdet. Kapitlet sett også rammene rundt oppgåva si problemstilling og formål. Kapittel 2 presenterar området med lokalisering, klima, lausmasse, berggrunn, kvartærgeologi og geomorfologi. Kapittel 3 legg det teoretiske rammeverket for oppgåva med fokus på glasiale og glasifluviale former og prosessar. Metodekapitlet (kap. 4) presenterar metodane som er brukt i feltinnsamlinga og i analysen, og utføring av desse. I kapittel 5 blir resultatane presentert. Kapittel 6 inneheld ein diskusjon av empiri opp mot teori. Til slutt ein kort konklusjon i kapittel 7, og forslag til vidare arbeid er gjeve i kapittel 8.

2. Områdebeskriving

2.1 Lokalisering

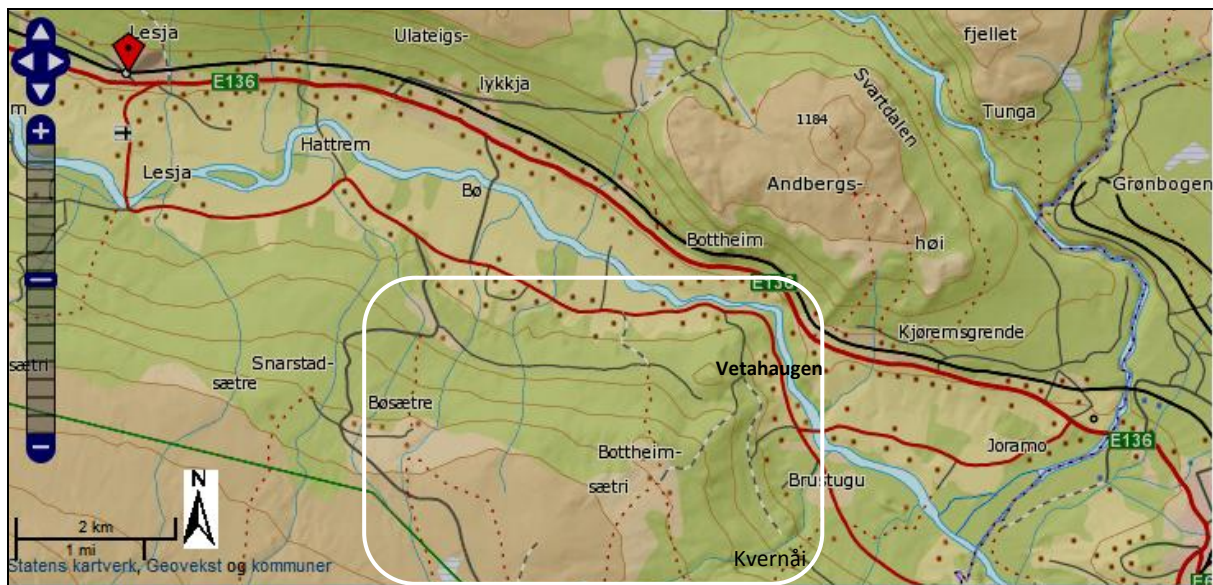
Studieområdet Vidflotten-Kvernåi ligg i Lesja kommune i Oppland fylke (figur 1a, 1b). Lesja er den nordvestlegaste delen av det 230 km lange dalføret Gudbrandsdalen.

Gudbrandsdalslågen renn gjennom heile u-dalen, frå vasskilet på Lesjaskogsvatnet 612 m.o.h. til Mjøsa 124 m.o.h. (Statens Kartverk 2012a). Gudbrandsdalen gjennom Lesja har ei vest-nordvest – aust-søraustleg retning. Her er dalbotn brei, med ei innsmaling ved Bottheim, vest-nordvest for Dombås (figur 2). Vidare går Gudbrandsdalen hovudsakleg i ei nordvest-søraustleg retning.



Figur 1a og 1b. Studieområdet Vidflotten-Kvernåi er lokalisert i Oppland fylke i Lesja kommune, vist med dei svarte prikkane i karta (mi markering) (norge.no 2012, Engen 2012).

Omlag 6 km aust for Lesja sentrum startar *mitt* studieområde, Vidflotten-Kvernåi (markert i figur 2). Vidflotten er linjer, terrasseformer eller små flatar i dalsida som kjem etter kvarandre, og under kvarandre i dalsida, frå Kvernåi i sør til Bølia i nordvest (figur 2). Kvernåi munnar ut i Lågen rett vest for Dombås (bekken som kjem ned ved Brustugu i figur 2). Deretter går linjene ca. 2 km mot nord, for deretter å omslutte ein kolle, 729 m.o.h., sør for



Figur 2. Studieområdet si lokalisering (markert med eit avrunda rektangel) (Statens Kartverk 2012b).

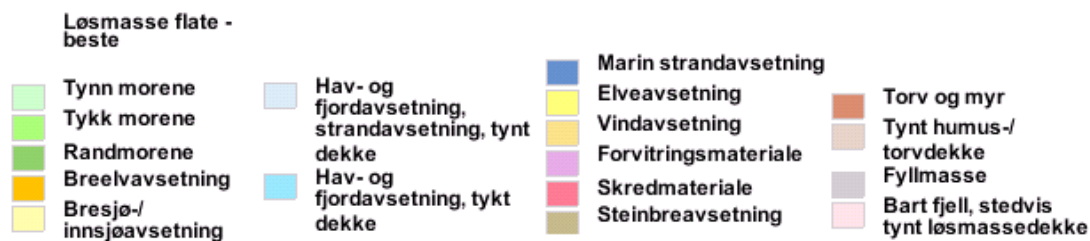
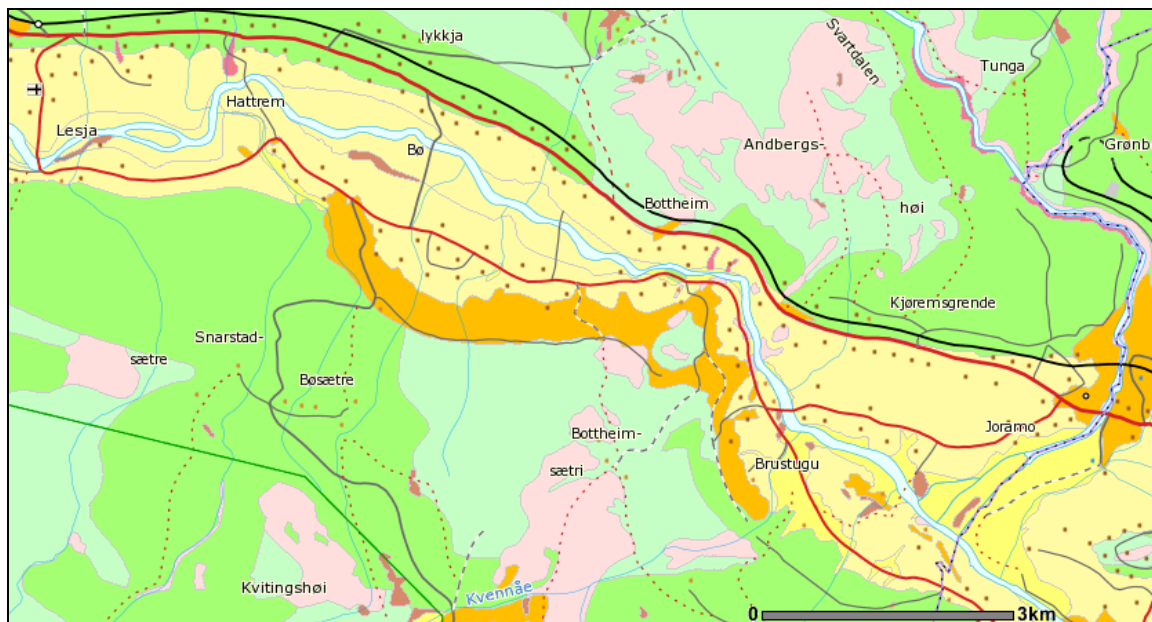
Bottheim. Derfrå fortsett dei 4-5 km vest-nordvestover til den endar i Bølia, aust-søraust for Lesja kyrkje. Linjene ligg mellom 680 m.o.h. og 630 m.o.h. i følge Gjessing (1960) og Flatby (1987), med eit par unntak sør for kollen 729 m.o.h., som skal ligge høgare. På figur 2 ser ein også Bottheimsetra lengre opp i dalsida, 900 m.o.h., eit flatt seterområde over tregrensa. Til saman utgjer desse høgdeintervalla mellom Bølia og Kvernåi studieområdet mitt. Dette gjer at studiestrekka er om lag 7 km lang og strekkjer seg over 300 høgdemeter. Vidflotten vil bli bruk som namnet på den vestlegaste delen av studieområdet, og Nedre og Øvre Floten om linjene mellom Vetahaugen og Kvernåi (figur 2). Hovudflata er den lengste og mest markante landforma mellom Vetahaugen og Vidflotten (figur 20).

Vegetasjonen i området er prega av tett bjørke- og furuskog, med myrer, bergparti, tuer og lyng. Etter Moen (1998) si vegetasjonssoneinndeling ligg Lesja i den mellomboreale vegetasjonssona, med furu som det dominerande treslaget. Denne inndelinga er gjort etter ei soneinndeling frå nord til sør etter ulik varmemengde i vekstsesongen, samt ulik høgde over havet. I tillegg vil lokale variasjonar spele inn (Moen 1998). Vest i studieområdet startar ein skogsbilveg som går eitt stykke inn i feltområdet (figur 2). I den vestlege delen av feltområdet finn ein antropogen påverknad med dyrka mark, ei skytebane med bygningar og asfalterte

flatar. Frå Kvernåi og nord-vestover er det mange tørre og aktive bekkeløp som har danna ravinar.

2.2 Berggrunn og lausmasse

Berggrunnen delas inn etter når og korleis den har blitt danna. Bergartane ein finn i Lesja er i hovudsak gneis, ein motstandsdyktig og sterkt metamorfe bergart. Lesja høyrer med i den vestre gneisregionen, med gneis frå 1850-1500 millionar år (Nordgulen & Andresen 2007). Lausmassekartet (figur 3) viser korleis lausmassane i dag er forstått i området. Lausmassa frå Vidflotten-Kvernåi er oransje på kartet, noko som viser ei breelvavsetning. Denne avsettinga finn ein ikkje att rett over dalen, på andre sida av dalbotn. I dalbotn er det bresjøavsetning og elles ulikt dekke av morenemateriale. Bottheimsetra er merka med bart fjell og tynt



Figur 3. Lausmassekart over studieområdet i Lesja. Det oransje feltet i figuren er sentralt i feltområdet, dette viser breelvavsetning (Follestad 2010, Norges Geologiske Undersøkelse 2012).

morenedekke (figur 3).

2.3 Klima

Den nærmaste klimastasjonen til studieområdet er Kjørengrende målestasjon, 626 m.o.h., om lag 3-8 km i luftline søraust frå studieområde, alt etter kor du er i feltområde. Denne målestasjonen var i drift frå 1976-2009, og manglar dermed data frå 1961-1975 i normalperioden. Det er likevel utrekna middelveidiar for denne målestasjonen etter komplisert metodikk av Meteorologisk institutt (2012). Gjennomsnittleg årleg nedbørsmengde i Kjørengrende er 415 mm (tabell 1), og kan karakteriseras som eit tørt område. Gjennomsnittleg årstemperatur er 1,5 °C (tabell 1). Klimaet i studieområdet kan variere noko frå dette, i hovudsak etter høgde.

Tabell 1. Månadsnormalar (1961-1990) for temperatur (°C) og nedbør (mm) frå Kjørengrende målestasjon (16740) i Lesja kommune, 626 m.o.h. (Meteorologisk institutt 2011).

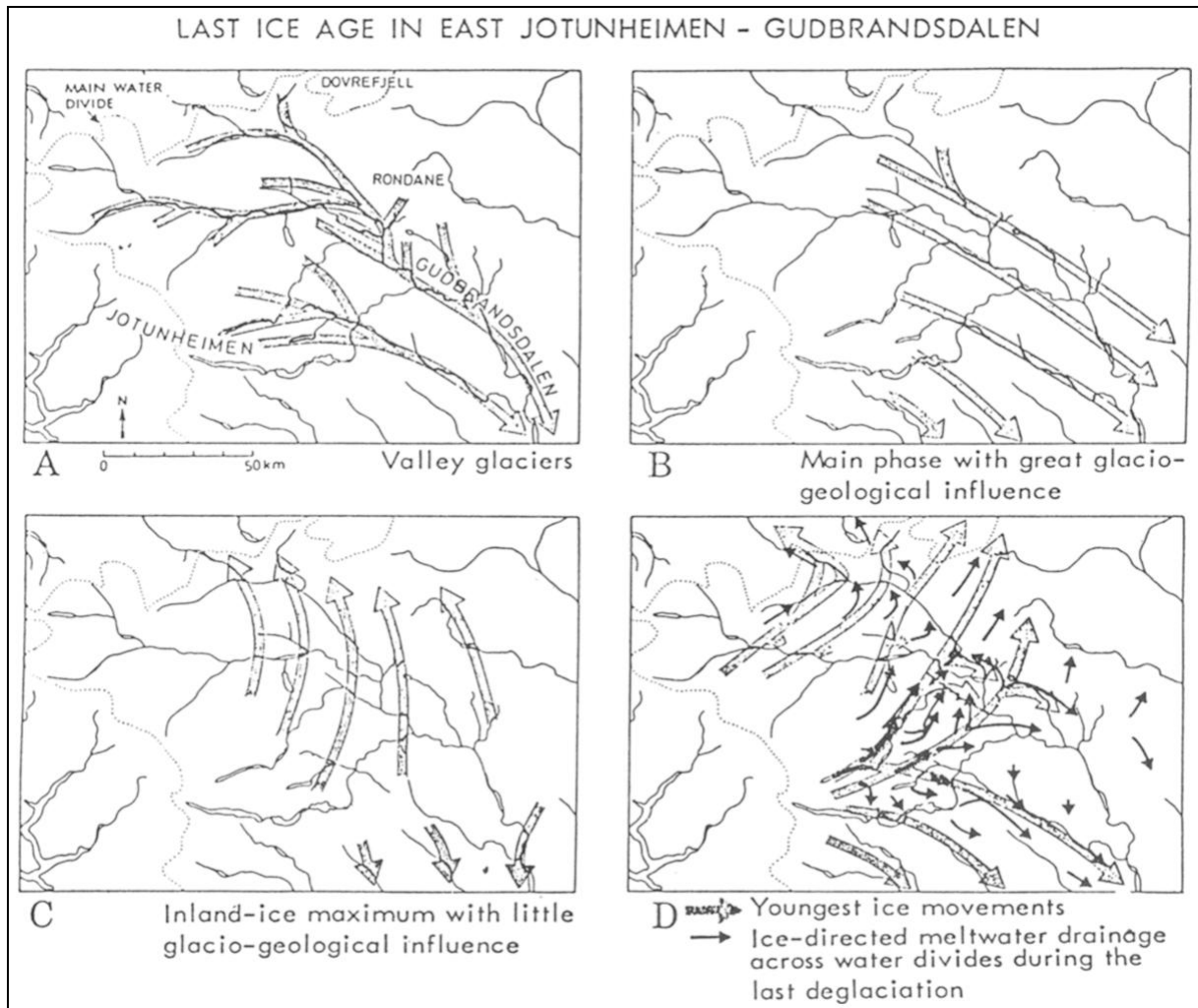
Månedsnormalar	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Des	År
Temperatur (°C)	-8,7	-7,6	-3,9	0,2	6,5	10,7	12	11,1	6,6	2,4	-3,9	-7,2	1,5
Nedbør (mm)	29	23	22	15	22	46	60	47	38	41	35	37	415

2.4 Kvartærgeologi og geomorfologi

Under siste istid sitt maksimum (ca. 18000 år sidan) låg det eitt samanhengjande isdekkje over Skandinavia, eventuelt med nokre isfrie fjelltoppar (Gunnarsdøttir 1996, Vorren & Mangerud 2007). I denne tida var isen kanskje så tjukk som 2000 m.o.h. over Lesja (Haugbotn 1992, Vorren 1977). Mammutfunn, stratigrafifunn og pollendateringar gjort i Gudbrandsdalen stadfestar at det har vore isfrie områder tilstades (Bergersen & Garnes 1981, Bergersen et al. 1991). Gudbrandsdalen interstadial er ei av desse, ei isfri periode i midtre Weichsel (Bergersen & Garnes 1971), seinare er det funne ein interstadial eldre enn Weichsel maksimum, Sorperoa interstadial (Bergersen et al. 1991).

Glasiøle sediment, laterale formfenomen, frontavsetningar, skuringsstriper og drumlinar fortel om tilstedevering av isen og ulike straumretingar isen har hatt under siste istid (Bergersen & Garnes 1972, Follestad & Fredin 2007, Garnes & Bergersen 1980, Lundquist 1986). Figur 4

viser fire ulike isretningsfaser, som er avskilte med isfrie periodar. Dei ulike isretningsfasane har hatt ulike kulminasjonssenter. Tidleg i Weichel var isskilet vestleg plassert (Garnes & Bergersen 1980, Vorren 1977)(figur 4a) , og i midtre Weichsel var det ei isdekkfase med



Figur 4. Rekonstruksjon av fire stadium under siste istid i Aust-Jotunheimen i Gudbrandsdalen. Lesja ligg øvst til venstre i fasane. I fase C og D skjer ei endring knytt til isskilet (Garnes 1975).

isretning mot aust og sør-aust (figur 4b). I fase 3 (figur 4c) var isskilet lokalisert frå aust til vest på tvers av sentrale delar av Gudbrandsdalen. I Yngre Dryas (11000-10000 år sidan) skjedde det ei markant klimaforverring. Brefrontane rykka fram og det vart avsett fleire israndavsettingar. Isskilet hadde bevega seg vestover med delvis separerte iskupplar. Det er to tolkingar på dette isskilet, enten eitt isskile frå sentrale delar av Jotunheimen (Vorren

1977), eller eitt isskile med fleire lokale utløpssenter (Garnes & Bergersen 1980, Vorren 1977). Desse isskila refererar truleg berre til ulike aldrar innan Preboreal (Vorren 1977). Isen si dominerande dreneringsretning i undersøkingssområdet skal ha vore mot nord og nordvest under store delar av siste istid (Håvik 2003, Sollid & Sørbel 1979).

Lesja ligg nær datidas isskile, og isen har dermed erodert lite (Gunnarsdóttir 1996). Mot slutten av nedisinga låg hovudskilet like syd for Jotunheimen og tvers over midtre Gudbrandsdalen (Garnes & Bergersen 1980). Dette førte til at all drenering frå Jotunheimen og dei nordlege delane av Gudbrandsdalen vart dirigert over fjellpasspunkt, over hovudvasskile Lesjaskogsvatnet og ned Romsdalen. Pollenmålingar viser eit gradvis varmare klima gjennom Preboreal, og eit hurtig varmare klima i over gangen til Boreal, 9000 B.P. (Andersen 1980). Etter kvart som isen smelta vertikalt ned (fase 4, figur 4d), skifta passpunkta og endra straumforhold i isen, og gradienten på isoverflata lokalt. Garnes & Bergersen (1980) har delt denne fasa inn i 5 understadium (figur 4d), der fyrst isen er uavhengig av topografien, til seinare å bli styrt av denne.

Etter kvart som isen smelta ned oppstod ein bredemd sjø, store Dølasjø, mellom passpunktet Lesjaskogsvatnet og isrestane ved Vinstra i syd. Delar av bresjøen er tolka som ein ope bresjø, andre delar som ein randsjø langs kanten av isen. I bresjøen akkumulerte store mengder materialar og is. Nivåstyrte element og passpunkt til bresjøen er omdiskutert av fleire om kan sjåast som terrassar og sete i dalsida i dag (sjå kap. 1.2). Bresjøsedimenter (kvabb) ligg i dalbotn frå Dovre til Lesjaskog (Gunnarsdóttir 1996), og legg eit godt grunnlag for den dyrka marka i dalen. Mesteparten av den dyrka marka ligg opp til 630 m.o.h., og kan sjåast på som ei grense bestemt av bresjøen sitt utløp over Lesjaskogsvatnet (Gunnarsdóttir 1996). Den nordgåande dreneringa over Lesjaskog tok slutt ved tappinga av Store Dølasjø for om lag 8500-9000 BP (Garnes & Bergersen 1980). I studieområdet er det mykje morenemateriale over denne høgda (figur 3), og morenemateriale er tjukt, noko som kan tyde på at dei er avsett lenge før isavsmeltingstida (Sørbel et al. 1988). Dette kan skyldas nærleiken til isskilet med lite bevegelse, eller ein kald is som har bevara underlaget.

Dagens landskap i Nord-Gudbrandsdalen har ein tydeleg iseroderte dal, Gudbrandsdalen, og fjellparti som har vore prega av lokale brear. Formelement som eskerar, dødistopografi og lakustrine sediment (kvabb) nedst i dalbotn fortel om glasifluviale prosessar (jf. kap. 3). Etter deglasiasjonen var det nye krefter og ei trykkavlasning med landheving som råda, ei paraglasial justering. Dette er naturen sin måte for igjen å nå likevekt på etter Weichsel (Ballantyne 2002). I denne tida var det mykje sediment tilgjengeleg, massebevegelsar og fluviale aktivitetar. I Holosen, dagens interstadial, har det også vore klimasvingingar som har vore med styrt dei geomorfologiske prosessane (Gunnarsdøttir 1996). Fram til 1860-talet låg eit stort grunt vatn midt i Lesja, beståande av Lesjavatnet i aust og Siemsvatnet i vest, forbunde med Hatremsåa. Dette vatnet vart antakeleg demd opp av eit jordskred ved Bottheim (Gunnarsdøttir 1996), og seinare (i 1860) tappa ut for å få meir dyrka mark. Funn av torvrestar og fururøter datert 4940 ± 90 år BP, viser at det har vokse furuskog i dalbotn i Lesja fleire tusen år frå isavsmeltinga og til Lesjavatnet vart danna (Gunnarsdøttir 1996). Nord-Gudbrandsdalen har også hatt fleire store flommar som har vore med å forme landskapet. Storofsen frå 1789 er den største og mest kjende. Den vart forårsaka av kraftig regnvêr som vara i to veker.

3. Teori

Geomorfologisk arbeid kan bli utført av ei rekke indre og ytre prosessar. Utvikling av landformer skjer ofte i eit samspill mellom fleire agensar (Sulebak 2007). Sidan dagens landformdannande prosessar er dei same som tidlegare prosessar, er det eit prinsipp at det er mogleg å bruke dagens landformer til å studere tidlegare prosessar (Inkpen 2005). For å skape ei forståing mellom form og prosess er ein avhengig av teori (Rhoads 2005). I dette kapittelet blir det lagt vekt på dei glasifluviale prosessane og formbilete knytt til deglasiasjonen. Det er derfor viktig å kjenne til både dei glasiologiske føresetnadene og det glisialgeomorfologiske bilete.

3.1 Glasiasjon

Ein reiknar med at fem lengre istidsperiodar har funne stad i jordas geologiske historie, der den siste var kvartær (Nesje 2012). Kvartær er kjenneteikna av mange hyppige klimasvingingar, med vekslingar mellom stadialar og interstadialar. Vorren og Mangerud (2007) hevdar det kan ha vore så mange som 50 små kalde periodar i dei siste 2,7-0,9 millionar år. Det er rimeleg å tru at glasiasjonen starta i fjella i Noreg, for seinare å breie seg ut ved ein forverring av klima der snøgrensa kunne bli senka (Fredin 2002). Noreg har ein eller fleire gongar vore heilt dekt av store isbrear. Det har samstundes vore diskutert om nunatakar og isfrie område har vore tilstades (Vorren & Mangerud 2007, Lundquist 1986). I dag er det den siste istida Weichsel (120000-9000 år) vi kjenner best til og kan sjå flest spor etter. Yngre Dryas var ei klimaforverring i slutten av Weichsel, og dagens interglasiale periode er kalla Holosen (Vorren et al. 2007). Glasiasjon og deglasiasjon i Noreg er ofte av svært viktig betydning i det ein skal forklare og forstå eit komplekst landskap, og kronologien til dette. Dagens landformer blir i tillegg brukt til å seie noko om tidlegare glasiasjon og deglasiasjon.

3.1.1 Temperatur som kontrollfaktor

Isbrear består av ei fleirårig masse av snø og is i bevegelse (Nesje 2012). Temperaturen til isen er ein viktig kontrollfaktor for mange glasiale prosessar som brebevegelse, smeltevatn,

subglasjal erosjon og avsetting (Arnold & Sharp 2001, Benn & Evans 1998, Sulebak 2007). Ei forenkla termisk klassifisering skil mellom *tempererte brear* med is på, eller i nærleiken av trykksmeltepunktet, *polytermale brear* som har både tempererte og kalde område, og *kalde isbrear (polare)* der ismassen ligg under trykksmeltepunktet.

Isbreane sin temperatur varierar i tid og rom, mellom brear og innan same bre .

Trykksmeltepunktet er isen sitt smeltepunkt og avheng mykje av isen sin tjuknad.

Temperaturen til isen blir påverka av ulike faktorar der tre hovudkontrollar er varmeoverføring med atmosfæren, geotermisk varmekraft og friksjonsvarme generert ved bevegelse (Benn & Evans 1998). Også termisk historie og deformasjonshistoria til ismassen over ein lang tidsskala kan påverke temperaturen i isen. Det same gjeld (større og mindre) klimaforandringar .

3.2 Glasifluvial drenering

Dei store ismassane etter siste istid har frigjort enorme mengder smeltevatn, og har hatt stor betydning for utforming av landskapet slik vi ser det i dag (Bennett & Glasser 2009).

Isavsmeltinga gav elver med høg vassføring, transportkapasitet og stor tilgang på sediment.

Drenering av vatn gjennom og over ein bre reflekterer permeabiliteten til isen i to skala; primær permeabilitet og sekundær permeabilitet (Benn & Evans 1998). Den primære permeabiliteten er relatert til inntakt snø og is, der is på trykksmeltepunktet vil ha høgare permeabilitet, spesielt ved høg trykkgradient. Is under trykksmeltepunktet vil ha lågare permeabilitet. Sekundær permeabilitet er knytt til dreneringstunellar i isen, som er mest karakteristisk for is på, eller nær trykksmeltepunktet. Kalde brear har mest supraglasial drenering, men kan også ha englasiale tunellar og sprekkar i isen som kan føre vatn ned til lågare nivå der ein del av isen kan vere på trykksmeltepunktet (Benn & Evans 1998).

Korleis vatnet renn i isen er styrt av det hydrauliske potensialet, eit mål på tilgjengeleg energi på eitt sted til ei bestemt tid. Vatnet vil gå frå høgt hydraulisk potensiale til lågt (Bennett & Glasser 2009). For supraglasial drenering er det hydrauliske potensialet bestemt av høgde, medan englasial og subglasial drenering er bestemt av både høgde og vasstrykk. Det totalte

hydrauliske potensialet (ϕ) englasialt og subglasialt kan uttrykkes på denne måten (Benn & Evans 2010):

$$\phi = \rho_{\text{hov}} \times g \times z + \rho_{\text{is}} \times g \times (h_i - z).$$

I likninga står ρ_{hov} for tettleiken til vatn, g er gravitasjon, z er høgde over havet, ρ_{is} er isens tettleik og h_i er høgda av isoverflata. Dette er basert på ein stabil tilstand og ikkje for store tappingar, eller store mengde vatn tilgjengeleg på kort tid. I slike tilfeller vil høgt vassutslepp føre til høgt vasstrykk. Likninga beskriv forholda i isen, der istjuknad er ein hovudfaktor for vassbevegelsen. Isens fallretning bestemmer retning på vassdreneringa, så sant terrenget under isen ikkje heller så mykje at trykkforskjellane årsaka av isoverflatas helling ikkje er stor nok til å presse vatnet i oppoverbakke (Benn & Evans 2010).

Smeltevatnet frå breen har både ei indre og ein ytre drenering. Supraglasialt går vatnet i velutvikla dreneringsnettverk nedanfor firngrensa og hastigheita er ofte stor, da det er lite friksjonsmotstand i kanalane (Bennett & Glasser 2009). Frå overflata kan elvane forsvinne i vertikale sjakter, brønner, og fortsette med ei englasial eller subglasial drenering (Sulebak 2007, Benn & Evans 1998). Ein indre drenering er vanlegast i tempererte brear. Men som nemnd tidlegare kan vatn bli ført ned i sprekkar og nå lommar i isen som kan vere på trykksmeltepunktet, og vatnet kan bli ført langs sidene i den kalde breen (Benn & Evans 1998, Atkins & Dickinson 2007). Det er vitskapleg ueinigheit om kalde brear kan drive geomorfologisk arbeid. Medan fleire undersøkingar viser til at den kalde breen bevarer landskapet på grunn av manglande erosjon og indre dreneringar (Vorren & Mangerud 2007), meiner Atkins (2002) og Atkins og Dickinson (2007) å kunne bevise at også kalde isbrear kan forme landskapet.

Avrenning frå breområdet har ein karakteristisk årsrytme med størst avløp i sommarmånadene, og ei døgnrytme (Bennett & Glasser 2009, Sulebak 2007).

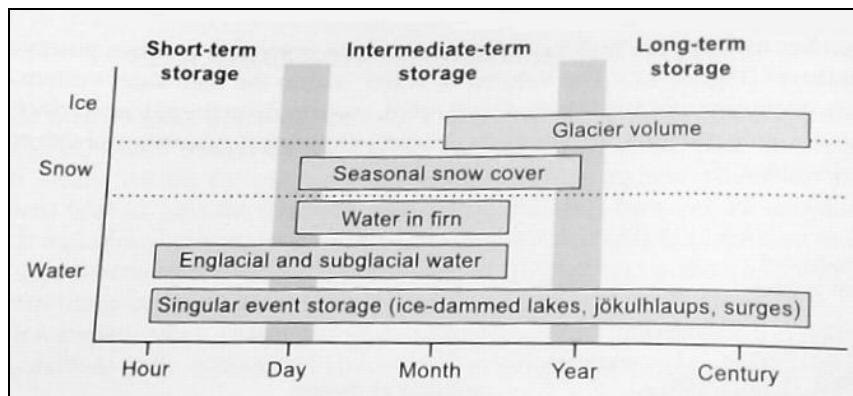
Dreneringskanalar vil tilpasse seg tilsiget av vatn, og vasstrykket vil variere etter kanalane sin størrelse og vasstilgang. Vertikalt kan ein dele inn breen si vassone i to delar, ei øvre sone drive av gravitasjon, og ein nedre vassmetta sone der vasstraumen følg den hydrostatiske trykkgradienten (Sulebak 2007). Vasspeilet og den hydrostatiske gradient følg hellinga på

isoverflata og bestemmas av denne.

Subglasial drenering er viktig både for ishastigheita, glasial stabilitet, sedimenterosjon og transport og avsetting (Benn & Evans 1998). Det finns ulike dreneringssystem som er bestemt av vasstilgang, temperaturdistribusjon, permeabilitet, topografi og kor eroderbart underlaget er. Ein skil mellom diskrete og distribuerte system. Diskrete består av Røthlisberger kanalar (R-kanalar) som er skåre ut opp i isen, Nye kanalar (N-kanalar) som er skåre ned og inn i stein eller sediment og tunelldalar som er skore ned i stein eller sediment. Distribuerte system består av vatnfilm mellom isen og underlaget, forgreina nettverk mellom isen og underlaget, fletta kanalnettverk mellom isen og sedimenta og porevasstraum (Darcian straum) inni subglasiale sediment (Benn & Evans 1998).

3.2.1 Vassmagasin

Vatn kan lagras subglasialt, englasialt og supraglasialt på breen, eller ved innsjøar mellom breen og topografien (figur 5) (Benn & Evans 1998). Lageret kan bli kontrollert av isbreen i seg sjølv eller ved ein kombinasjon mellom topografien og breen. Lagrar knytt til iskontakt er temporære moment som kan flukturere i respons til isbrefluktaasjon over eit titals eller tusentals år, andre lager kan tømmas fortare (figur 5). Innsjøane sitt nivå vil i tillegg kunne fluktuere i respons av enorme tilstrøymingar av vatn frå andre kjelder .



Figur 5. Skjematisk graf som viser ulike former for bremagasin og korresponderande tidsskala (Bennett & Glasser 2009).

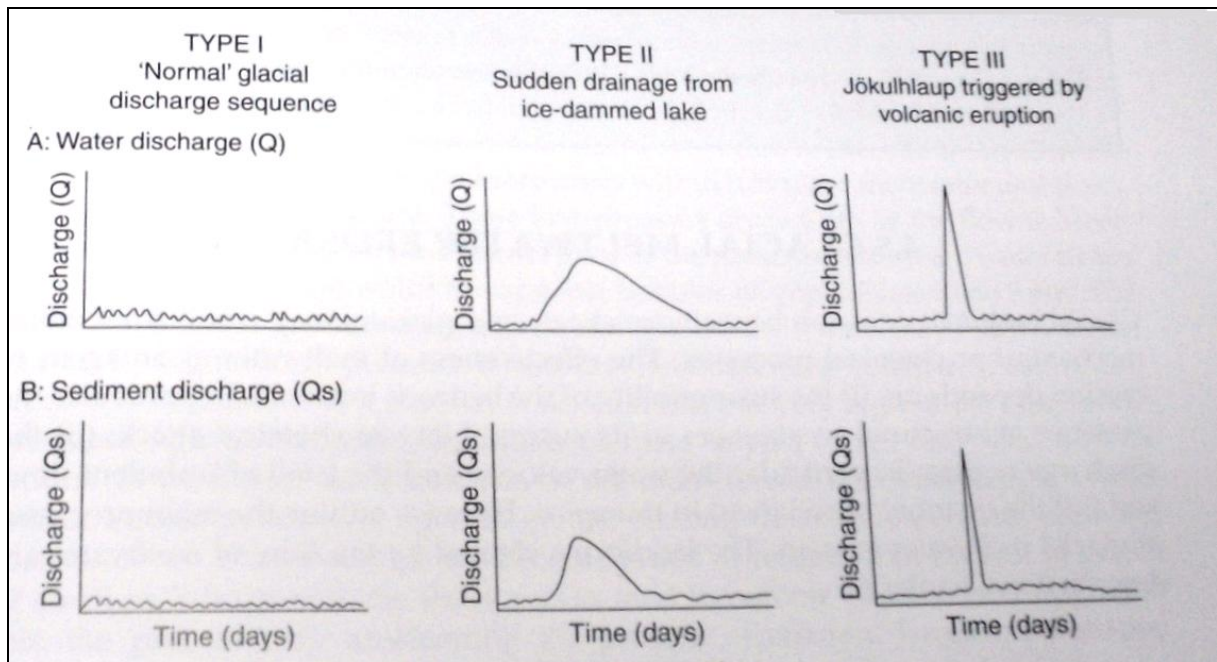
Subglasiale innsjøar og dammar er danna under breen som ein følgje av både undertrykk, geotermisk smelting eller ved utviding av subglasiale hulrom (Tweed & Russell 1999). Størrelsen på innsjøane kan variere stort. Supraglasiale innsjøar er forma gjennom ablasjonsesongen på kalde brear. På tempererte brear formas supraglasiale dammar i starten av ablasjonsesongen og drenerar deretter bort i englasiale dreneringsnettverk. I isbrear med mykje subglasiale sediment, vil ulik smelting årsake ei spreidd utvikling av vassfylte hol og forsenkingshol (Benn & Evans 1998). Etersom isbreen smeltar blir det fleire og større supraglasiale innsjøar, og dei vil vedvare om ikkje englasial drenering er godt utvikla, eller om grunnvasspegelen er høg. Supraglasiale innsjøar kan delvis formas i marginane til ein isbre, nedsenka av innsjøvatn demd mellom topografien, eller ei morene og isbreen (Benn & Evans 1998).

Bredemde sjøar dannas der isbreen demmer opp lokal eller regional drenering. Dette kan skje ved tre måtar: a) i utløpet av ein brefri sidedal om det framleis ligg ein bre i hovuddalen som er så tjukk og ugjennomtrengjeleg at den motstår presset frå vatnet, b) i hovuddalen når sidedalar har blokkert dreneringa og c) mellom to dalbrear som møtas (Benn & Evans 1998). Bredemde sjøar er ofte små, men kan også dekkje fleire kvadratkilometer og danne strandlinjer (sjå kap. 3.4.3). Desse kan i ettertid brukas til å rekonstruere innsjøens utstrekning (Benn & Evans 1998). Proglasiale innsjøar, demd opp mellom fronten til isbremarginane og topografiske høgdepunkt kan demme opp store mengder vatn og føre til enorme katastrofetappingar. Proglasiale innsjøar kan vere med på å påverke ein auka tilbakegang av breen og føre til meir kalving .

3.2.2 Katastrofetappingar (jøkulhlaup)

Hydrologien til nokre glasiiale system er karakterisert ved periodiske- eller eingangsutslepp av store mengder lagra vatn ved store katastrofetappingar. Slike tappingar er kalla jøkulhlaup eller GLOF (glacial lake outburst flood). Jøkulhlaup kan utløysast ved ein plutselig drenering av ein bredemd sjø under eller gjennom isdemminga, ved at innsjøvatn i overløp og ein hurtig fluvial innskjerding av isen, bakken eller sedimentbarrierar, eller ved vekst og kollaps av eit subglasial reservoar. Mekanismane som ligg bak slike tappingar er ulike for morenedemd,

isbredemd og subglasiale innsjøar. Isbredemde innsjøar kan drenere som følgje av brot i dammen, eller når vatn eroderar eller smeltar ein overløpskanal inn til innsjøens overflate (Benn & Evans 1998). Dei fleste isdemde tappingar skjer hurtig via kanalar nær bakken som eit resultat av endring i det hydrologiske systemet til isbreen eller endring i forhold mellom trykkforhold i vassreservoaret og omkringliggjande is. Det er også observert uttappingar som har gått sakte, opp mot 14 dagar (Benn & Evans 1998).



Figur 6. Flomhydrografar som viser tre typar avløp og sedimentutslepp frå breen glasifluvialt. Type I viser "normal" avløpssekvens og sedimentutslepp, type II viser ein plutselig drenering frå bredemde innsjøar, og type III viser jøkulhlaup triggja av eit vulkansk utbrot (Bennett & Glasser 2009).

Jøkulhlaup opptrer vanlegvis i smeltesesongen når smeltevatn er på sitt maksimum, og dreneringsvegane er godt utvikla, men kan også skje om vinteren. I 2010 var det observert jøkulhlaup frå fleire norske brear i smeltesesongen, i august og september (Kjøllmoen 2011). I terreng med høge relieff kan ein karakterisere to fasar jøkulhlaup: ein tidleg fase med auka risiko mens innsjøen bygger seg opp, og ein sein fase der innsjøen drenerer under og rundt dei tilbaketrekkande isbremarginane. Katastrofetappingane kan transportere enorme mengder vatn og sediment (figur 6), men også isberg. Ein modell for jøkulhlaup seier at drenering under isbreen vil byrje om det hydrauliske potensialet langs ein mogleg dreneringsveg under

den isdemde sjøen er mindre enn den er i reservoaret (Benn & Evans 1998). Vatn vil da gå frå reservoaret under isen og langs den hydrauliske gradienten. Tappinga vil stoppe når reservoaret er tomt eller når dreneringstunellane er stengt pga. iskryp som stenger kanalane.

3.3 Avsettingar

3.3.1 Glasiale sediment

Isen har evne til å transportere alt frå leire til enorme blokkar som avsettas når isen trekker seg attende, eller smeltar ned (Benn & Evans 1998). Spesielt tempererte brear har ein stor erosjonsevne og kan frakte med seg store mengder lausmasse. Dette skjer ved glasial abrasjon og plukking. Når ein bre eller ei breelv ikkje lengre har kraft til å transportere materialet sitt, blir det avsett. Brear avsett materiale på grunn av friksjon ved gliding, gravitasjon eller utsmelting. Morenematerialet er usortert (ofte matrix-båret) og er kanta i forma, det har ingen tydeleg lagstruktur og det er godt konsolidert på grunn av trykket frå isen (Bennett & Glasser 2009, Benn & Evans 1998). Transport av dette materialet skjer enten subglasialt, inkorporert englasialt eller supraglasialt, og vil påverke avsettingas karakteristik (Gerrard 1992). Om transporten skjer subglasialt vil materialet få ein meir subkanta form, som skyldas friksjon mellom fleire material eller mellom material og underlag.

3.3.2 Glasifluviale sediment

Glasifluviale material er transportert og avsett av breens smeltevatn i subglasiale, englasiale og supraglasiale elver (Benn & Evans 1998, Sulebak 2007). Generelt kan ein si at vasstransporterte sediment vil få ei selektiv sortering (Knighton 1998). Store variasjonar i straum- og løpsforhold gjer at det glasifluviale materialet vil vere meir uregelmessig oppbygd enn elveavsettingar (Sulebak 2007). Variasjon i straummønsteret er mykje styrt av døgn- og sesongvariasjonar, samt tilgang på sedimentinput frå breen. Sedimentinput kan i tillegg skje frå andre kjelder, som frå skråningssystem. I slike tilfeller vil samansettinga av ulike rundleiksformer vere stor. Karakteristisk for dei glasifluviale avsettingane er at dei er dårleg sortert i heile størrelsesskalaen og er godt avrunda ved vasstransporten (Gerrard 1992). Til lengre materiale transporteras, til meir runda blir det (Nesje 2012). Dei glasifluviale avsettingane vil ofte vere lagdelte og bestå av leire, silt, sand, grus eller blokkstorleikar.

3.3.3 Glasilakustrine sediment

Glasilakustrine sediment blir danna i bredemde innsjøar. Under sist deglasiasjon var sjøar demd opp mellom vasskile og isen (sjå kap.2). Sediment blir tilført fluvialt eller glasifluvialt til bresjøen, der transportkapasiteten vil bli svekka. Dei største sedimenta avsettas som breelvdelta (Bennett & Glasser 2009), og i det stillestående vatnet avsettas suspandert leire, silt og fin sand som eit teppe over botn. Dersom sediment blir tilført i pulsar over tid blir avsettingane laminær. Ei laminær avsetning avsett etter årstid kallas varv. Glasilakustrine sediment kan også bli avsett ved "turbidity currents", ved at vatn med stort sedimentinnhald straumar raskare enn omkringliggande væske pga. større tettheit (Allaby 2008), og får ein bølgeform. Sedimentasjonen i ein glasial innsjø er kontrollert av tettheitsslagdelinga i vassmassane, og djubda av vatnet vil verke inn. Store droppsteinar kan også avsettas av isrestar ved kalving til ein bredemd sjø (Bennett & Glasser 2009).

3.4 Glasiale, glasifluviale og glasilakustrine formelement

Landformer er viktige formelement som kan si mykje om prosess og utvikling av eit landskap (Lowe & Walker 1997, Rhoads 2005, Sulebak 2007). Formaspektet med bakgrunn i korleis formane dannas er dermed viktig.

3.4.1 Glasiale former

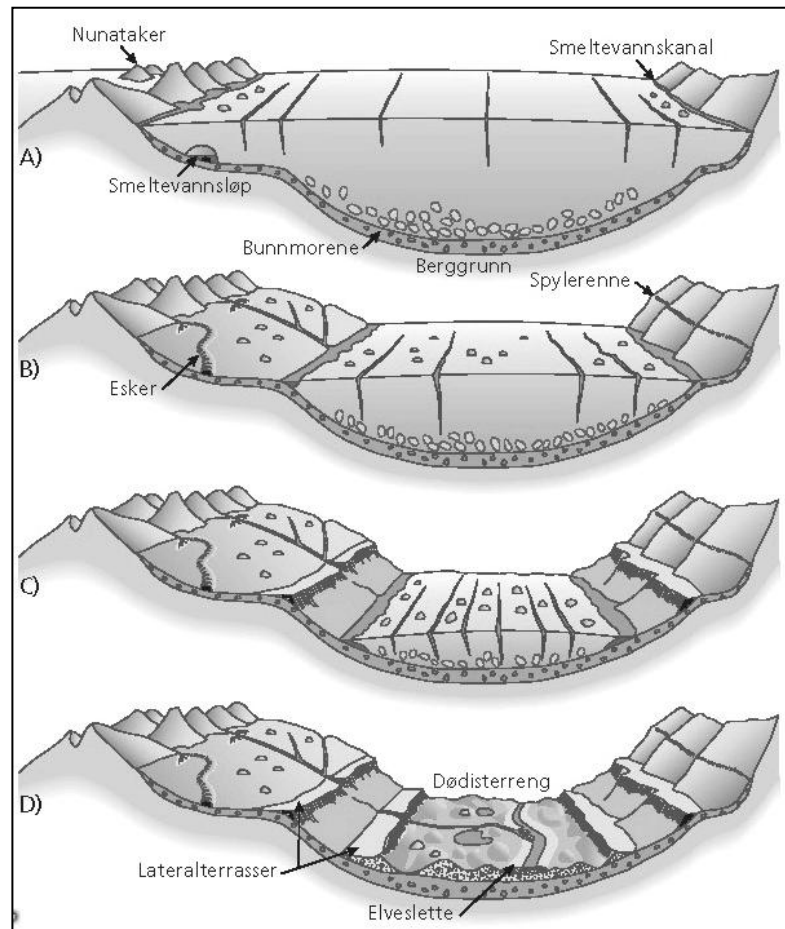
Glasiale former er danna av at breen eroderar i landskapet og avsett materiale (Bennett & Glasser 2009). Ei av dei mest karakteristiske storskala landformene er u-dalen, med bratte sider og flat botn. Dalane blir danna av kanalisert is med konsentrert erosjon i djupet (Benn & Evans 1998). Iskkontaktskråningar er eit tydeleg teikn på kvar brefronten har stått ved nedsmelting, og ofte blir moreneryggar brukt synonymt med iskkontaktskråningar.

Iskontaktskråning er eit fellesomgrep på ryggformer som er lagt att frontalt eller lateralt av breen da den rykka fram, eller låg på same sted over tid (Sørbel et al. 1988). Dette kan vere former som randmorene, sidemorene, endemorene og midtmorene. Under isen kan det også bli lagt att morenemateriale og moreneformer (botnmorener, ablasjonsmorener) (figur 7).

3.4.2 Glasifluviale former

Glasifluviale former kan gje god informasjon om nedsmeltingsforløpet, slik som dreneringsretning og nivået til isen.

Dødisterraget blir ofte karakterisert av haugar og ryggar i eit kaotisk landskapsbilete, eller formene kan vere plassert i eit linjemønster (figur 7). Dette landskapet blir danna ved ulik ablasjon som fører til isolerte, stagnerte isblokkar som blir nedgrave av lausmateriale, og sidan smelta fram og danna gropar (Benn & Evans 1998). Det mest karakteristiske forma er dødisgropar, store eller små avløpslause gropar, som kan vere vassfylte dersom botnen ligg lågare enn grunnvassnivået (Sulebak 2007).



Figur 7. Landskapsformer ved nedsmelting av innlandsisen vertikalt. Fjelltoppane kom fyrst til syne (A), smeltevatn avsette eskerar, og danna spylerenner. Etter kvart kunne lateralterrasser bli avsett mellom isen og dalsida (C) og eit dødisterrang er vist i D (Vorren & Mangerud 2007).

Eskerar er ryggar av breelvmateriale som er avsett i tunnelar under isen (figur 7) (Benn & Evans 1998). Ein vekslende transportevne for dei subglasiale elvane gje avsetting av grus og sand i dreneringstunnelen. Ulike forhold for transport og sedimenttilgang kan gje ulik størrelse og form på eskerane (Nesje 2012, Sulebak 2007). Mellom ryggane kan ein finne grytehull-liknade gropar (Sulebak 2007), ofte med eit ovalt omriss som markerer issøylen i eit tunnelsystem, der ryggane viser elveløpa under isen da dei vart danna. Materialet i eskerane er

vassavsett og relativt grovt, strukturen kan vere kompleks med lag som kryssar kvarandre og med skiftande kornstørrelsar (Bennett & Glasser 2009). Eskerane avsettas ofte i oppoverbakke, og omgrepet slukås blir brukt for eskerar som hellar nedover mot isoverflata (Nesje 2012).

Breelver som følgjer iskanten vil kunne danne ulike laterale erosjonsspor, i lausmasse og fast fjell. Spylerenner, som kan vere både einssidig og tosidig, er renneforma forsinkingar som er grave ut av smeltevatn frå breane (figur 7). Spylerenne og svermar av smeltespor er avhengig av ein kald bre, der vatnet ikkje trengjer ned gjennom isen for å dannas (Benn & Evans 1998, Nesje 2012, Sollid & Sørbel 1997). Laterale einssidige spylerenner er danna i ytterkant av isen, mellom terrenget og isen. Tosidige spylerenner er danna nær bremarginen, der vatnet kan ha erodert seg ned i underlaget.

Lateralterassar (figur 7) er kombinerte erosjons- og akkumulasjonsformer (Sulebak 2007). Terrassane er styrt av lokale passpunkt og er avsett i høve til erosjonsbasis. Ved endring i erosjonsbasis blir terrassane synlege og ståande att som horisontale nivå. I skråningar i dalsida kan ein observere erosjonsspor som ligg systematisk under kvarandre, som vil indikere ein gradvis nedsmelting av breen og senking av høgda på breoverflata. Det laterale smeltevatnet vil før eller seinare finne vegen ned under isen. Vertikale løp, slukrenner, kan bli danna der dette skjer. Dette er ein viktig tilførselsveg for den subglasiale dreneringa (Sulebak 2007). Spylefelt er eit anna formelement som viser til eit område som er reinspylt for lausmasse av breelvar. Smeltevasskanalar er viktige formelement som kan indikere fall, retning og vertikal utstreking på isdekke (Sørbel et al. 1988).

3.4.3 Glasilakustrine former

Sete er det norske omgrepet som blir nytta om palaeostrandlinjer frå ei forlate strandlinje av ein bredemd sjø. Sete er danna i grensa mellom ablasjon og akkumulasjon i tilknytning til ein bredemd sjø som har stått på same nivå over tid (Benn & Evans 1998). Innsjøane kunne eksistere i ulik tid og var dermed ofte ustabile. Det er vanleg med erosjon i innkant og akkumulasjon i ytterkant, i eit isrelatert dreneringsområde (Sollid & Reite 1983). Seta har mange faktorar som kontrollerar danninga, slik som vind-bølgeregimet, innsjøens

nivåfluktasjon og lokale forhold knytt til innsjøens geometri (Carling et al. 2011). Seta ligg horisontalt i terrenget, og er forma som små terrassar i ei dalside (Bennett & Glasser 2009) og viser til passpunkt til sjøen. Ofte ligg seta i fleire nivå (Carling et al. 2011), der det høgste nivået er eldst (Clapperton et al. 1997). Seta er her omtalt som danna i opne bresjøar der ein kan finne sete på både sider av til dømes ein dal, dette er tosidige sete. Det finnas også ein-sidige sete, danna av innsjøen som er demd mellom topografien og isbreen som ei lomme (Sollid & Reite 1983).

Sedimentasjonen på setet blir modifisert av bølger frå innsjøen, og Bennett & Glasser (2009) hevdar bølgjene er avgrensa av størrelsen på innsjøen og nærleiken til sesongisdekket. Kalving av isberg er av stor betyding for bølgeerosjonen. Skråningsmateriale frå skråningar i nærleiken kan vere viktig i det ein skal byggje opp ei strandlinjeavsetting (sete), og ikkje-glasiøle straumar som kjem i innsjøen kan byggje opp små strandlinjedelta. Seta var også ein ideal lokalisasjon for intense frostforvitringar (Bennett & Glasser 2009). Andre landformer som dannas ved innsjøar og proglasiøle sjøar er delta og vifter.

4 Metode

Val av metode må stå i samsvar med problemstillinga og skala for undersøkinga, og feltet legg ei stor føring for desse vala. Feltinnsamling av datamateriale vart utført sommaren 2011 i strekninga Vidflotten - Kvernåi i Lesja kommune, Oppland (kap. 2). Analysen av datamaterialet vart gjennomført sommar og haust 2011. Feltarbeidsperioden vart brukt til å innhente nøyaktige høgdedata på fleire landformer, og å studere landformer og jordprofil i strekninga Vidflotten - Kvernåi. Dei metodiske tilnærmingane i feltarbeidsperioden var visuell observasjon av feltområdet og landformene, og undersøking av eksisterande data og fjernanalyse av feltområdet både før og etter feltarbeidet. Landformer og viktige observasjonar vart oppmålt med *differensiell GPS*, tverrprofil og lengdeprofil vart gjort med *nivelleringskikkert* og *jordprofil* vart utgrave og analysert med *Gradistat*. I det følgjande vil metodane bli presentert i den rekkjefølgja som står over, og beskrive korleis dei vart utført i felt.

4.1 Observasjon

Visuell observasjon var svært viktig i starten for å planlegge eitt effektivt feltarbeid, noko Reid (2003) understrekar er viktig, og visuell observasjon vart brukt for å kartlegge spesielle lokalitetar eg ville ta nærmare målingar på. I geomorfologien har observasjon ein heilt sentral plass, der det rådane synet samsvarar godt med radikal empirisme (Rhoads & Thorn 1996). Inntil nylig har observasjon, og forholdet observasjon - teori vore nærmast eit udiskutert felt. Rhoads & Thorn (1996) hevdar at praktisk talt all vitskapleg observasjon er fletta saman med teoretiske føresetnader. Observasjon er ikkje tilfeldig, men heller ein guide med teoretiske føresetnadar om klassifikasjon. Desse føresetnadane gjer synet skarpere for oppdagingar som er umerka av den vanlege observatør. Teori og observasjon har eit komplisert forhold som påverkar kvarandre. I dag blir observasjon sett på som observasjon med kvantitative data, i staden for berre visuell persepsjon (Rhoads & Thorn 1996).

Korleis ein sjølv står i fagfeltet, og kva teoretiske bakgrunnskunnskapar ein har er av stor påverknad i det ein skal ut i felt, kva fokus ein har og kva ein observerar. Det er viktig å vere

klar over at observasjonane ikkje er objektive, men at det heller ikkje er noko mål. Det viktigaste er å vere bevisst på sitt eige ståstad og bakgrunn. Eg har ein bakgrunn som student ved Geografisk institutt ved NTNU. Eg har mange fag innan naturgeografi og fleire feltkurs, samtidig som eg går ei 5-årige lektorutdanning med master i geografi.

4.2 Fjernanalyse og eksisterande datagrunnlag

Fjernanalyse vart brukt for å få oversikt over feltområdet, samt å innhente data på ein anna skala enn ved feltarbeidet. Fjernanalyse handlar om å samle inn informasjon om fjerne objekt (Aplin 2003, James 2008), og er ei god metode for å innhente informasjon om eit område i ein større romleg skala. For kvar observasjon og studie ein gjer, er det ein romleg og ein temporal skala (Reid 2003). Ved ei endring i den romlege skalaen, endras også den temporale (Burt 2009). I eitt digitalt kartblad kan ein lett zoome seg inn og ut slik at ein kan innhente ulik informasjon frå dei ulike skalaene. Biletorientering, oppløysing og skala er sentrale element innan fjernanalyse, dei avgjer kva informasjon du kan lese ut av kartet eller bilete du studerar.

Norgei3d og Norge i bilder vart brukt for å få ein oversikt over feltområdet og områda rundt, og for å studere dei morfologiske formene, samt kvartærgeologisk kart (Follestad 2010). Det vart i tillegg nytta eitt laserskanna kart med høgdekurvar med ein meters ekvidistanse for å undersøke kor eventuelle flatar, dødisgropar og andre formfenomen var. Kartet fekk eg digitalt frå Lesja kommune, som eg brukte i programmet *ArcMap 10*. Kartet var til stor nytte både før, undervegs og i etterkant av feltinnsamlinga. Her kunne ein lett måle avstandar i kartet, zoome seg inn og ut og få eit overblikk over feltområdet. Ved sidan av eksisterande kartgrunnlaget studerte eg eldre litteratur som var skrive om området (kap. 2.1).

4.3 Datainnsamling med differensiell GPS

Differensiell GPS vart brukt for oppmåling av landformer og punktoppmålingar. NAVSTAR-GPS (Navigation System with Time and Ranging-Global Positioning System), ofte kalla berre GPS (Global Positioning System), er eit satellittbasert navigasjonssystem (Van Sickle 2008). GPS baserer seg på å finne pseudoavstandar mellom ein satellitt og ein mottakar ved å bruke elektromagnetiske signal som satellittane sender ut. Avstanden blir da funne ved å sjå på tida

signalet brukar frå satellitten til mottakaren, eller ved å sjå på fasa til signalet (Van Sickle 2008). For å få kalkulert sin posisjon i 2D (breidde- og lengdegrad) må GPSen ta opp signal frå 3 satellittar, og 4 satellittar eller fleire for å få ein 3D-posisjon (breiddegrad, lengdegrad og høgde).

Differensiell GPS (DGPS) er ei metode som forbetre GPSen sin nøyaktigheit. DGPS- metodikken går ut på å ha to GPS-mottakarar i gang samstundes, ein i kjent posisjon og ein i ukjent (base og rover GPS). GPSen i kjent posisjon ligg på eit referansepunkt, den tar opp signal frå eitt kjent punkt i same tid og over dei same signala, som den handhelde GPSen, som tar opp dei ukjente posisjonane. Deretter samkøyrer ein målingane frå dei to til ein etterprosessert DGPS-måling (sjå kap. 4.3.2).



Figur 8. GPSen *Thales Mobile Mapper Pro* som vart brukt til oppmåling.

Dei to GPSane som var brukt i feltinnsamlinga var *Thales Mobile Mapper Pro* base og rover, utlånt av Geografisk institutt ved NTNU (figur 8). Lesja kommune målte opp to fastpunkt (referansepunkt) i feltområdet mitt, som GPS base låg på. Desse punkta var plassert 667,67 m.o.h. (498302.960E, 6884237.255N) om lag midt på hovudflata. Det andre punktet var plassert på flata på Bottheimsetra 899,86 m.o.h. (499589.533E, 6882804.876N). Avstanden mellom basen og roveren måtte ikkje overstige 10 km for å få etterbehandla målingane med differensiell GPS i *Mobile Mapper Office*.

Roveren vart brukt til punktoppmåling for å fastsette stadposisjon i høgde- og lengdegrader, samt høgde over havet ved profil som vart utgrave, tverrprofiloppmålingar og til andre spesielle observasjonar. Ved oppmåling av dei ulike flatane vart linjeoppmåling brukt, der roveren tok opp punkt kvar 10. meter. I tillegg tok eg punktoppmålingar med 15 minutters varigheit på nokre utvalte punkt på linja for å få ein betre nøyaktigheit på målingane, særleg med tanke på høgda. Dette vart gjort på bakgrunn av ein før-test eg utførte med GPSane på

kjente høgder. Eg fann da ut at berre linjeoppmåling utan lengre tidsmålingar, ikkje gav gode nok måleresultat. Punkta med lengre måletid vart valt ut etter endringar i terrenget og etter der det var mogleg å få ei god oppmåling med fri sikt mot himmelen. Fleire sted var det ei stor utfordring å få gode målingar da skogen var så tett at GPSen ikkje klarte ta inn nok satellittar for å få gode målingar. På dei største flatane starta eg å gå i ytterkant av flata for deretter og gå i innkant. Der det var tett med skog og vanskeleg å ta målingar prøvde eg å gå midt på flata med linjeoppmåling samstundes som eg tok nokre gode punktmålingar med 15-minutters varigheit. På mindre flatar vart også dette gjort, mykje på grunn for å spare tid.

Formålet med bruk av DGPS var å kartlegge flatane nøyaktig i høgde og grunnriss. Eit viktig spørsmål var å finne ut om alle linjene hellar, og om dei hellar i same retning. Dei mest tydelege linjene ville eg sjå om eg kunne finne att på same nivå på den andre sida av dalen, eller andre sted på den same sida av dalen. Da det ikkje blir tid til å undersøkje andre sida av dalen i felt, har eg sett på høgdedata som der jernbane og veg ligg i dag.

4.3.1 DGPSen sin nøyaktigheit og feilkjelder

Nøyaktigheita til DGPSen *Mobile Mapper Pro* er betre enn ein meter med gode målingar. Ei undersøking gjort av Skei (2005) viser at den handhelde GPSen *Thales Mobile Mapper* inneheld eit lite indre støynivå, og at det er dei omkringliggjande faktorane som spel inn i større grad. Nøyaktigheita er avhengig av fleire faktorar, som talet satellittsignal GPSen klarar å ta opp og PDOP (Positional Dilution of Precision), som estimerar nøyaktigheita til mottakaren konstant ved å kalkulere geometrien til satellittane på himmelen (Van Sickel 2008). *Mobile Mapper Pro* treng minst 5 satellittar og ein PDOP på mindre enn 4-5. Til fleire satellittar ein får signal frå, og til meir dei er distribuert i bane, jo betre. Dette blir påverka av siktforholda opp på himmelen med blant anna sterkt overskya vêr og tett skog. Lengda på kvar måling spel også ein hovudfaktor på nøyaktigheita, særleg på høgdemålingane. Under målingane med GPSane var eg veldig observant på kor mange satellittsignal GPSen tok inn og korleis PDOP-verdien var. Ved opptak i tett skog skjedde det fleire gonger at ein mista signal frå satellittane, eit fasebrot i målingane. Dette gjer at observasjonen etter eit slikt brot fører til ein forskyving med eit tal bølglengder, og målinga vart unøyaktig i høgdemåling.

Når dette skjedde, stoppa eg målinga og prøvde på ei ny måling på same sted, eller å finne eitt betre målepunkt som hadde betre sikt til satellittane. I etterbehandlingsprogrammet *Mobile Mapper Office* sletta eg desse målingane med fasebrot (sjå kap. 4.3.2).

Ved bruk av differensiell GPS vil atmosfæriske forstyrningar og klokkefeilen elimineras (McCormac 2004b, Skei 2005, Van Sickle 2008). Atmosfæriske forstyrningar kan vere ionosfæriske forstyrningar (den totale elektrontettleiken som verker på signalet) og troposfæriske forstyrningar (forårsaka av den tørre og våte delen av troposfæren) (McCormac 2004a, Skei 2005). Dei elektromagnetiske signala som passerar gjennom atmosfæren er også avhengig av trykk, massetettleik og temperatur, noko som kan skape forskyving eller forsinking av målingar, men som blir minimale med differensiell GPS (Skei 2005). Multipath-forstyrningar går ut på at GPSen får satellittsignal både direkte og via refleksjonar frå til dømes bygningar. Denne type forstyrring er liten da antennene til GPSane er blitt svært gode (Kavanagh 2009a).

Det er i tillegg andre feil som kan spele inn på GPS-målingane, som innstillingsfeil og systematiske feil frå mottakaren (Kavanagh 2009a), noko som ikkje var tilfelle i desse målingane. Ei utfordring ved *Mobile Mapper Pro* var at den gjekk på berre 2 AA batteri, og trengte ofte utskifting, noko som førte med seg ekstra tid i opptaka. Menneskelege unøyaktigheiter og feil kan også spele inn på målingane. Ved linjeoppmåling gjekk eg med GPSen i handa, og ved punkttoppmåling la eg GPSen ned på bakken så den skulle ligge i ro. Dette medførte nokre cm i høgdeforskjell, men har lite å si for resultat og tolking. Eg måtte også ta målingane der det var god sikt, og ikkje heilt valfritt. Subjektivitet vil spele inn i nokon grad for målingane. På førehand hadde eg bestemt meg for å stoppe oppmålingane der eg var usikker på omrisset av ei flate. Ytterkantane var lett å avgjere, medan innkantane var målt før skråninga fekk ein merkbar gradient eller endring.

4.3.2 Analyse av DGPS-målingane

Etter opptaka med dei to GPSane ute i felt vart målingane overført til ein PC med programmet *Mobile Mapper Transfer*. Dette programmet fekk inn både base- og rovermålingane, så eg

vidare kunne opne dei i analyseprogrammet *Mobile Mapper Office*. Her endra eg basemålinga til den nøyaktige høgda til referansepunktet om det ikkje samsvarte med målinga. Ofte samsvarte dette veldig godt, da base GPSen låg på same punkt i fleire timar. Deretter vart alle målingane gjort med den handhalde GPSen (roveren) differensielt korrigert i analyseprogrammet og korrelert opp mot basemålingane. Eg fekk da ei nøyaktigheit på betre enn ein meter. Denne etterbehandlinga gjorde dei instrumentelle feila minimale, og det var viktig å gjere dei menneskelege feila minst moglege. Dette gjorde eg ved å gå inn på dei enkelte målepunkta eg hadde notert meg i feltboka var dårlege målingar, desse målingane vart sletta. Vidare gjekk eg inn på dei andre punkta for å sjå på informasjonen som låg inne på kvar måling, slik som tal på satellittar, PDOP, posisjon, høgde, tidspunkt målinga vart tatt og horisontal og vertikal feil. Målingane med stor vertikal og horisontal feil (dei med få satellittar og store tal i PDOP) vart sletta.

Dei etterbehandla DGPS-målingane vart så eksportert til *ArcMap 10*. Ved importering av målingane var det viktig at kartet i *ArcMap* fekk same datum som GPSane (WGS84, sone 32N). DGPS-målingane vart her lagt oppå det laserskanna kartet eg hadde fått frå Lesja kommune. Høgdekurvane i kartet gjorde det lett å sjå korleis eg hadde tatt målingane i terrenget, og om eg hadde tatt dei riktige vala ute i felt i forhold til dei faktiske flate partia. Samstundes er det slik at ein kan observere andre ting ute i felt enn ved ei fjernanalyse. Målingane eg hadde gjort samsvarte i veldig stor grad i forhold til høgdekurvane i det laserskanna kartet (sjå figur 20 i kap. 5). For å få ein enda betre nøyaktigheit i forhold til høgde kunne ein brukt berre posisjonsdataa (lengde- og breiddegrad) når ein overførte dataa inn i Arc Map 10, og deretter lese høgda ut frå kartet. Eg fann nøyaktigheita i dataa tilstrekkeleg, og gjorde dermed ikkje dette. *ArcMap 10* vart også brukt til presentasjon av oppmålingsresultata.

4.4 Oppmåling av lengdeprofil og tverrprofil

Nivellering vart brukt for å måle opp tverrsnitt på hovudflata og lengdesnitt på strekninga Vetahaugen - Kvernåi, og på Bottheimsetra. Nivelleringskikkert *Sprinter 250M*, lånt frå Geografisk institutt ved NTNU vart brukt (figur 9). Målet med metoden var å få eit meir

nøyaktig høgdegrunnlag, med eit meir detaljert bilete av tverrprofila og lengdeprofila. Ivar Berthling (veileder) bidro i lengdeprofiloppmålinga, og Anne Rakstad Pettersen (student) på tverrsnittoppmålinga.

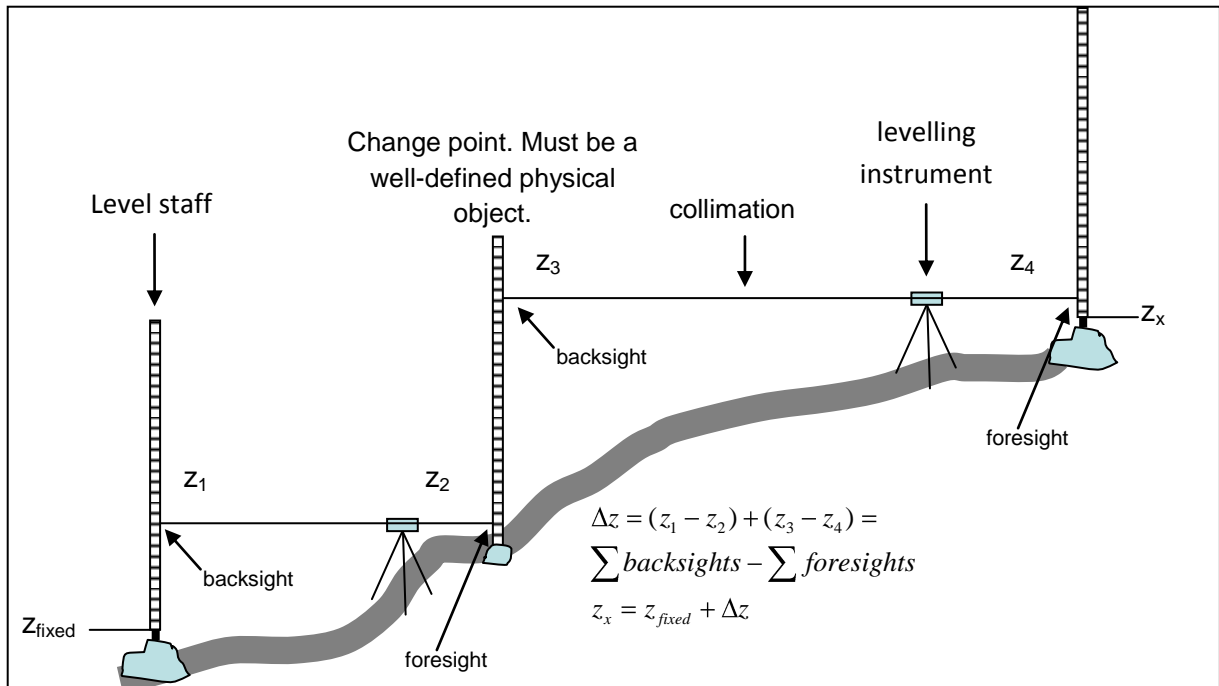
Landoppmåling er ei metode som målar svært nøyaktige høgdemålingar i vertikalavstand og horisontalavstand der ein tar utgangspunkt i eit fastpunkt med ei kjent høgde, frå til dømes eit kommunalt- eller terrengpunkt i eit kart (Kavanagh 2009b). Ut frå dette fastpunktet kan ein få nøyaktige høgdemålingar. Eg tok utgangspunkt frå fastpunkta nemnd tidlegare, men også frå høgder som var differensielt målt med ein handhalde GPS. Dette er ikkje like nøyaktig som eitt fastpunkt, men innanfor ein meters nøyaktigheit. Målingane vart utført ved å ta ei baksiktmåling med nivelleringskikkerten

og med ein nivelleringsstav med cm-inndeling til det kjente punktet. Deretter flyttar ein målestaven framover i terrenget

for å få ei ny linjemåling, framsikt. I denne oppmålinga var det derfor nødvendig å vere to personar for å utføre målingane. Figur 10 viser godt korleis dette gjekk for seg frå skifte mellom baksikt og framsikt, samt utrekning i etterkant (kap. 4.3.2). Tverrprofila vart tatt på hovudflata og eit mål var at dei skulle vere romleg representative. Spesielt viktig var det å få oppmålt ein del av hovudflata som hadde fleire nivå. Tettleiken av skog avgrensa oppmålinga noko, men dette overskygga ikkje dei faglege kriteria. Tverrprofila vart oppmålt i ytterkant av hovudflata og mot innkanten, der siste måling var i skråninga ovanfor. Eitt ynskje var å starte oppmålinga litt nedanfor flata, men dette vart umogleg på grunn av tett skog.



Figur 9. Nivellering på hovudflata (Foto: Anne Rakstad Pettersen).



Figur 10. Oppmåling med nivelleringskikkert (måleinstrument) og målestav. Figuren viser også utrekning av målingane for å få høgde (m.o.h.) (Berthling 2010).

4.4.1 Feilkjelder

Sjølv om landoppmåling gje svært nøyaktige data er det også svakheiter og feil ved denne metoden. Dette kan vere avvik innan systematiske feil eller tilfeldige feil. Systematiske feil er lett å unngå da desse er knytt til størrelse og algebraiske teikn. Tilfeldige feil er sett i samanheng med oppmålarens dyktigheit og årvakenheit (Kavanagh 2009b). Dette er feil som til dømes å måle til eller frå feil punkt. Slike feil er lett å unngå om ein planlegg oppmålinga på førehand og samtidig noterar undervegs og sikrar seg skisser over arbeidet. Ei feiloppmåling vart gjort på eine tverrprofilet, men dette vart funne ut med ein gong, og ei ny måling vart tatt, og den fyrste vart sletta. Alle data blir innsamla elektronisk og seinare overført til datamaskina, for å forstå dette datamateriellet er det viktig å ha tatt gode notat.

Når ein held målestaven er det viktig å halde den heilt vertikalt med 90° vinkel, om ikkje dette blir gjort vil ein få for høge verdiar ved avlesing. Det kan vere vanskeleg å sjå i terrenget om ein held staven skeivt, og ein dåselibelle kunne blitt brukt på staven for å avdekke dette. Dette

vart ikkje gjort, men alle aktørane var nøye med å halde målestaven vertikalt. Det er også viktig stille inn nivelleringskikkerten i vater, og ikkje skiple måleinstrumentet når ein tar målinga, slik at avlesinga blir korrekt.

4.4.2 Analyse av lengdeprofil og tverrprofil

Nivelleringsdata vart overført på ein PC med programmet *Sprinter Data Loader*. På denne måten fekk eg importert målingane til eit excel-ark. Ved å studere feltnotata eg hadde tatt saman med resultatata fann eg fort ut av måleresultatata. Eg kunne da gå i gang med utrekning av høgdane, vist i figur 10. Utrekninga vart slik: Fastpunkt + baksikt – framsikt = nytt terrengpunkt (figur 10). Neste utrekning var å ta tak i det nye terrengpunktet og sette det til fastpunktet i utrekninga. Høgdene vart så sett inn i eit punktdiagram i excel. Alle tverrprofila har fått same x- og z-verdi, slik at dei kan samanliknas. Forholdet mellom x-aksen og z-aksen samsvarar ikkje, da x-aksen har 20 meter mellom kvart punkt og z-aksen har 2 meter. Dermed vil ikkje tverrsnitta framstå som reelle, slik at topografien i realiteten er mykje flatare enn det figurane viser. Dette er uheldig, da topografien var viktig å beskrive. Ved å vere klar over dette forholdet kan ein likevel sjå ein tendens i profila.

4.5 Jordprofila

For å danne seg eit bilete av kva prosessar som har vore aktive i danning av eit landskap bakover i tid er utgraving av profil ei nyttig metode. For at ei slik metode skal vere representativ for eit større område trengs mange utgravingar av profil over ei stor romleg dekning (Burt 2009, Reid 2003). Det vart grave ut eitt snitt ved Bottheimsetra (figur 12, figur 16, figur 17) og tatt ut tre sedimentprøvar frå snittet, og eitt snitt vest i Vidflotten-området som vart studert (figur 12, figur 34 og figur 35). Dette var eit svært lite tal jordprofil, og vil ikkje vere representativt for heile feltområdet mitt. Dette var heller ikkje hensikta i og med at hovudmetoden var oppmåling av landformene. Likevel kunne det gje ein viss peikepinn på prosessane som låg bak akkurat i det området snitta vart studert. Val av kor snitta vart utgrave vart gjort etter eksisterande snitt, slik at det lettare kunne komme til for å få gode snitt og innsyn i sedimentasjonen. Eg hadde også eitt ynskje om minst å få ein jordprofil oppe på Bottheimsetra og eitt snitt på hovudflata, noko som vart gjort. Profilet vart grave ut for å

hente informasjon om sedimenta si lagdeling og samansetting.

Snitta vart grave ut så djupt som det var mogleg før stein i botn og anna gjorde det vanskeleg å grave lengre ned. Profila vart merka med handhalde GPS og tatt bilete av. På Bottheimsetra vart det tatt ut sedimentprøver frå kvart lag i profilet og tatt mål av laga sin tjukkeleik. Ved utgraving av ei prøve var det viktig at den skulle vere representativ. Det vil si at størrelsen av ei prøve er representativ i forhold til sorteringsgrad, da ei godt sortert prøve kan vere mindre enn ein dårleg sortert prøve for å vere representativ. Kornstørrelsen avgjer også størrelsen på prøva. Av utstyr som vart brukt var spader i ulik størrelse, måleband, laser (for avstandsmåling), handhalde GPS, skrivesaker og fotoapparat.

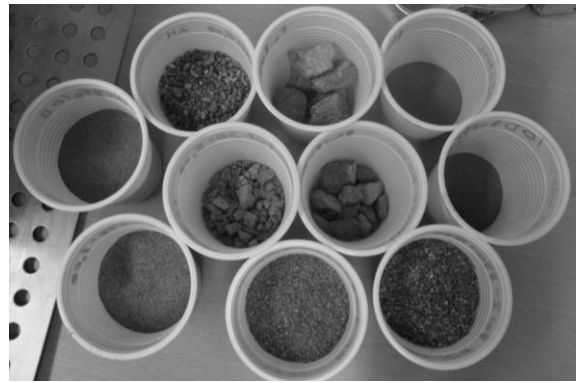
4.5.1 Feilkjelder ved innhenting av jordprøver

Ved utgraving av jordprøver kan det oppstå enkelte feil eller vanskelegheiter. Laga var ikkje vanskelege å skilje frå kvarandre i dei enkelte profila, men ved uttaking av sedimentprøver frå kvart lag i snittet på Bottheimsetra var det svært utfordrande ikkje få med sediment frå laget over. Dette vart gjort så nøyaktig som mogleg, men det var mogleg at små mengder sediment kunne bli med frå laget ved sidan av utan at eg la merke til det. Eit anna moment er at snitta kunne vore grave djupare, som kanskje kunne avdekka fleire lag og prosessar som har vore aktive. Val av kor snitta vart utgrave vart gjort etter eksisterande snitt, og ikkje tilfeldig.

4.5.2 Analyse av jordprofil

Analyse av jordprofil vart gjort på laboratoriet til Geografisk institutt ved NTNU. Prøvane vart lagt til tork i aluminiumsformer ved 100°C i eitt døgn. Når dei vart ferdig tørka vart dei vege før sikting og kvar kornstørrelse vart vege etter sikting. Det vart brukt ei siktemaskin med ni ulike siktestørrelsar, som fordeler sedimenta i totalt ti kornstørrelsar: 0,063 mm, 0,124 mm, 0,250 mm, 0,5 mm, 1 mm, 2 mm, 4 mm, 8 mm og 16 mm. Under den nedste sikta stod ein panne som fanga opp dei aller minst partiklane som var mindre enn 0,063 mm. Partiklane vart definert etter den kvadratiske opninga på den største sikta som ikkje passa. Ved å sikte sedimenta kan kvart lag i kvar profil analyseras mot prosentvis mengde av kvar kornstørrelse (Briggs 1977). Resultata vart skrive inn i programmet *Gradistat* for vidare analyse av

prøvane. Beskriving av kornfordelingane er gjort etter "Folk and Ward-metoden" i *Gradistat* (Blott & Pye 2001). I dette programmet får ein fram teksturgruppe til sedimentprøvane og sedimentnamn. Kvar enkelt prøve vart plassert i eitt trekantdiagram etter prosentvis innhald av grus, sand og silt. Dette ga eit visuelt godt bilete på forskjellane mellom prøvane (figur 11 og figur 19).



Figur 11. Bilete av dei ulike kornstørrelsane etter sikting av lag B3, i alt 10 ulike størrelsar.

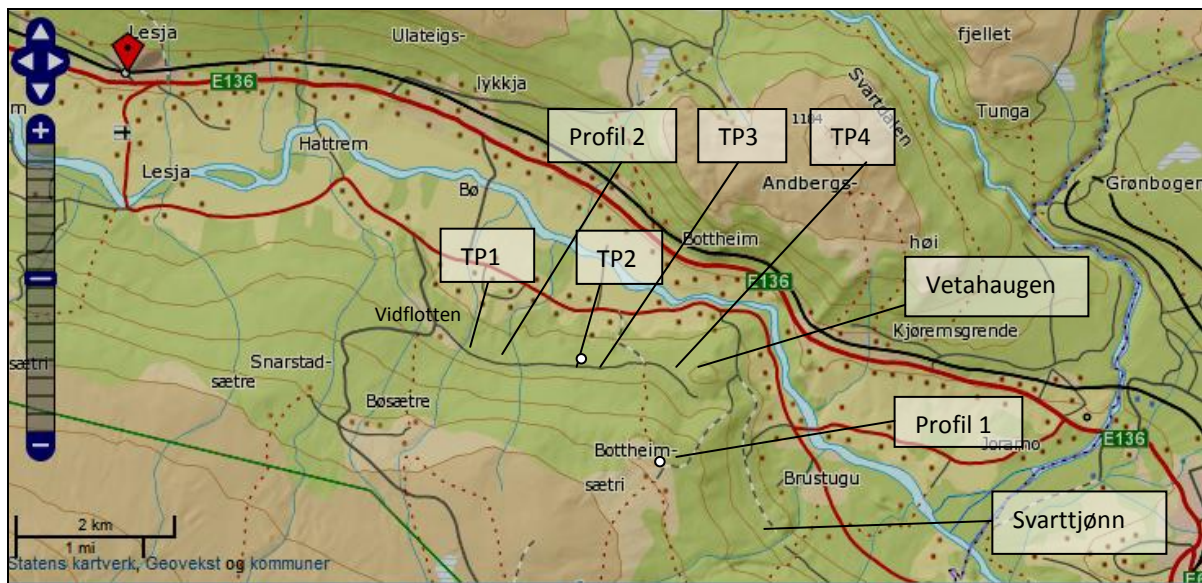
4.5.3 Avgrensing av jordprofil

Jordprofil som vart tatt vart grave ut i eksisterande snitt. Snitta var berre to i tal, i tillegg vart grustaket (Kårbøsetergropa) studert. Dette er eit alt for lite tal jordprøvar for at det skal vere representativt, og det burde derfor bli grave ut fleire og djupare snitt i ei romleg fordeling over feltområdet. Årsaka til at dette ikkje vart gjort var i hovudsak at prioriteringane var lagt til å måle opp landformene og å få solide høgdedata på plass. Tid- og ressursavgrensingar var av stor betyding.

Den eine jordprøva inneheldt svært finkorna materiale og det kom store mengder ned i panna, noko som svarar til ein silt- og leirkornstørrelse. Denne kornstørrelsen kunne til dømes vore sendt inn til NGU for ein meir inngåande analyse, men dette vart ikkje sett på som viktig for mi problemstilling.

5. Resultat

Dette kapittelet tar for seg resultatene frå feltinnsamlinga inndelt etter område. Fyrst blir resultatene frå Bottheimsetra vist (figur 12). Her blir oppmåling av landforma med DGPS, nivellering av lengdeprofil og jordprofil (profil 1) med sedimentprøver presentert (kap. 5.1). Vidare blir Vidflotten med landformer, tverrprofil (TP1-TP4) og beskriving av jordprofil (profil 2) presentert (kap. 5.2). Til slutt blir landformene sør for Vetahaugen, Nedre og Øvre Floten, beskrive (kap. 5.3). Figur 12 viser lokalitet for dei undersøkte områda.



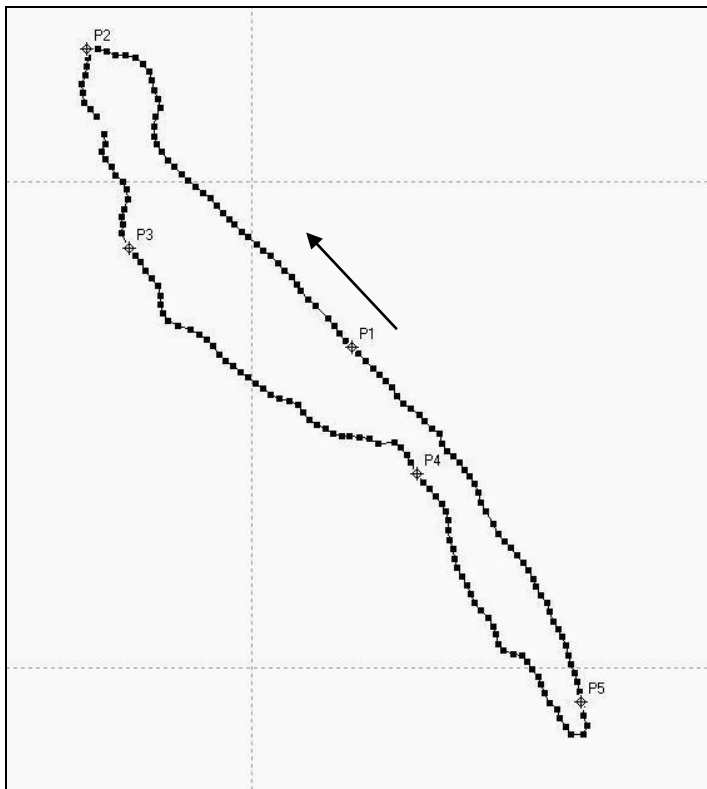
Figur 12. Oversiktskart over feltområdet. Bottheimsetra ligg på 900 m.o.h., der er jordprofil 1 tatt. Tverrprofil TP1-TP4 og jordprofil 2 ligg i strekka Vidflotten – Vetahaugen (på hovudflata). Øvre og Nedre Floten er linjer i sida sør-aust for Vetahaugen. Nedre Floten er vist med stripla linje på kartet mellom Vetahaugen og Svarttjønn. Kvite punkt viser til fastpunkt (Statens Kartverk 2012b).

5.1 Bottheimsetra

5.1.1 Landform og oppmåling

Bottheimsetra (900 m.o.h.) ligg som eitt flatt trinn i den nord-austlege fjellryggen som går frå om lag 1070 m.o.h. og heilt ned til Gudbrandsdalen sin dalbotn (540 m.o.h.). På utsida, nord for Bottheimsetra, ligg ein bergknaus, Hovda, på 919 m.o.h. Det flate landområdet på Bottheimsetra vart oppmålt med differensiell GPS (DGPS). GPSen som låg på fastpunktet, base, låg like ved P1 (figur 13), på fastpunktet 899,86 m.o.h. Den handhelte GPSen, roveren,

Tabell 2. Tabell over punktmålingane med DGPS på Bottheimsetra.



Punkt	Høgde (m.o.h.) etter korrigering
P1	900,0
P2	898,7
P3	900,3
P4	900,5
P5	899,1

Figur 13. Oppmåling med differensiell GPS på Bottheimsetra. Pila viser oppmålingsretning.

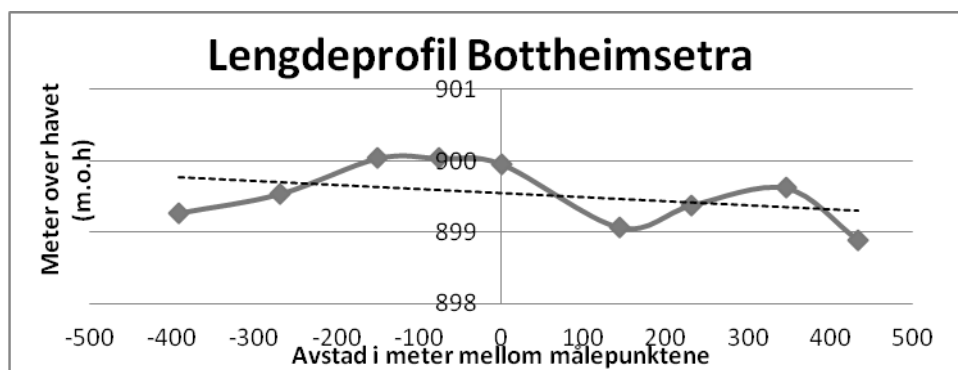
tok opp punkt kvar 10. meter, i tillegg 5 punkt med 15 minutters varigheit på kvar av punkta P1-P5, for å få ein betre nøyaktigheit (figur 13, tabell 2). Oppmålinga viser ei flat landform med ein maksimal høgdedifferanse på 1,8 meter mellom punkt P4 og P2 (tabell 2, figur 13). Observasjonen viser i tillegg ein tendens til ein høgare verdi i bakkant, og lågare verdiar yttarst og ved utløpet (P2). Det er ein liten høgdedifferanse mellom P4 og P2, da den totale lengda på landforma er 900 meter og med ei breidd mellom 30 – 127 meter. Noko av denne høgdedifferansen kan skyldas DGPSen sin nøyaktigheit på betre enn 1 meter,



Figur 14. Bilete over flata på Bottheimsetra.

og høgdedifferansen i denne skalaen kan skyldas dette. Ein annan faktor som har verka inn er at dagens terreng er dominert av vegetasjon som tuer og kjørr som gjer at det går naturleg opp og ned i terrenget.

Ved oppmåling med nivelleringsstav og nivelleringskikkert *Sprinter 250M* vart oppmålinga mykje meir nøyaktig. Oppmålinga av lengdeprofilen vart gjennomført midt på flata frå vest mot aust, og aust mot vest frå fastpunktet 899,96 m.o.h. Lengdeprofilen viser ein svært liten høgdedifferanse på 1,1 meter (figur 15). Flata på Bottheimsetra kan ein også sjå i figur 14. Vegetasjonen kan forklare småskala variasjonar i størrelsesorden $< 2\text{dm}$. Likevel ser Bottheimsetra visuelt heilt flat ut, noko målingane bekrefta i stor grad. I øvre kant av flata var det observert spylt berg (opp til høgre i figur 14). Også i enden heilt vest på Bottheimsetra kan ein observere ei senking i terrenget med myr og berggrunn som er spyla, noko som kan sjå ut som eit spylefelt.



Figur 15. Den heiltrokne linja viser eitt nivellert lengdeprofil midt på flata på Bottheimsetra frå aust (til venstre i figuren) til vest (til høgre i figuren). Den stripla linja viser ei trendlinje, der lengdeprofilen heller svakt frå aust mot vest.

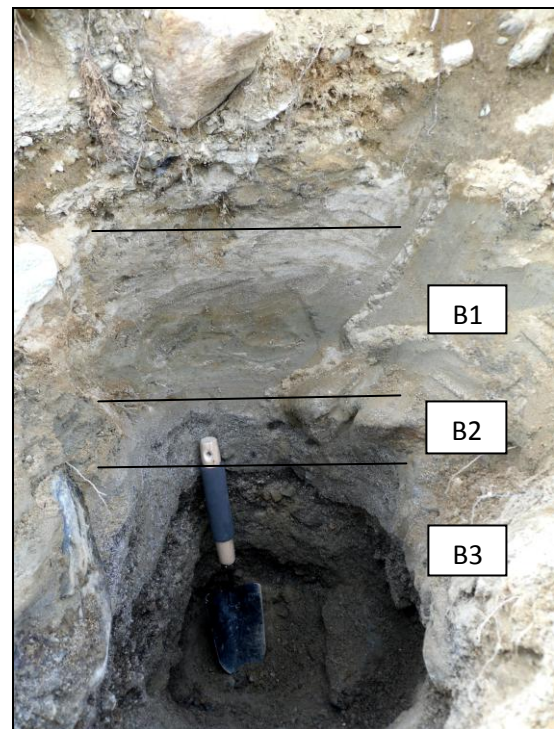
5.1.2 Profil 1

Profil 1 (figur 16 og figur 17) ligg like nedanfor det flate nivået på Bottheimsetra (figur 12, E499694.924 N6882872.054). Profilet vart prøvd utgrave som eitt snitt i sida, men vart til slutt eit hull på grunn av store steinar i forgrunnen. Etter snittet var utgrave vart det tatt tre jordprøvar, ei prøve for kvar av laga B1, B2 og B3 som vist i figur 17. Profilet hadde på overflata gras, lyng og nokre større steinar (figur 16 og figur 17). Like under overflata følgde

eit 21 cm tjukt humuslag med ulike steinstørrelsar og røter, dette laget vart det ikkje tatt jordprøve frå. Under humuslaget følgde eitt svært finkorna lag som såg homogent ut, dette laget var 28 cm djupt og svarar til B1 i figur 17. Tabell 3 og 4 viser til prosentdel grus, sand og silt, og til teksturgruppe, sedimentnamn og sortering etter analyse gjort i *Gradistat*. Tabell 4 viser at lag B1 er dårleg sortert, og at det blir klassifisert som muddy sand (siltig sand), dette kan ein også sjå i figur 18. Lag B1 skil seg ut frå dei to andre laga ved at det er svært finkorna kornstørrelsar. Den inneheld 0% grus (gravel), og heile 46% silt (mud). Deretter følgde eit lag som var dominert av kornstørrelsen sand (B2 i figur 17). Dette laget var som eit mellomlag mellom det heilt fine laget (B1) og det grovaste laget dominert av grus (B3). B2 er karakterisert ved teksturgruppa grusig sand (tabell 4), på grensa mot siltig grusig sand (figur 18), og var dårleg sortert (tabell 4). Dette laget var 9 cm djupt.



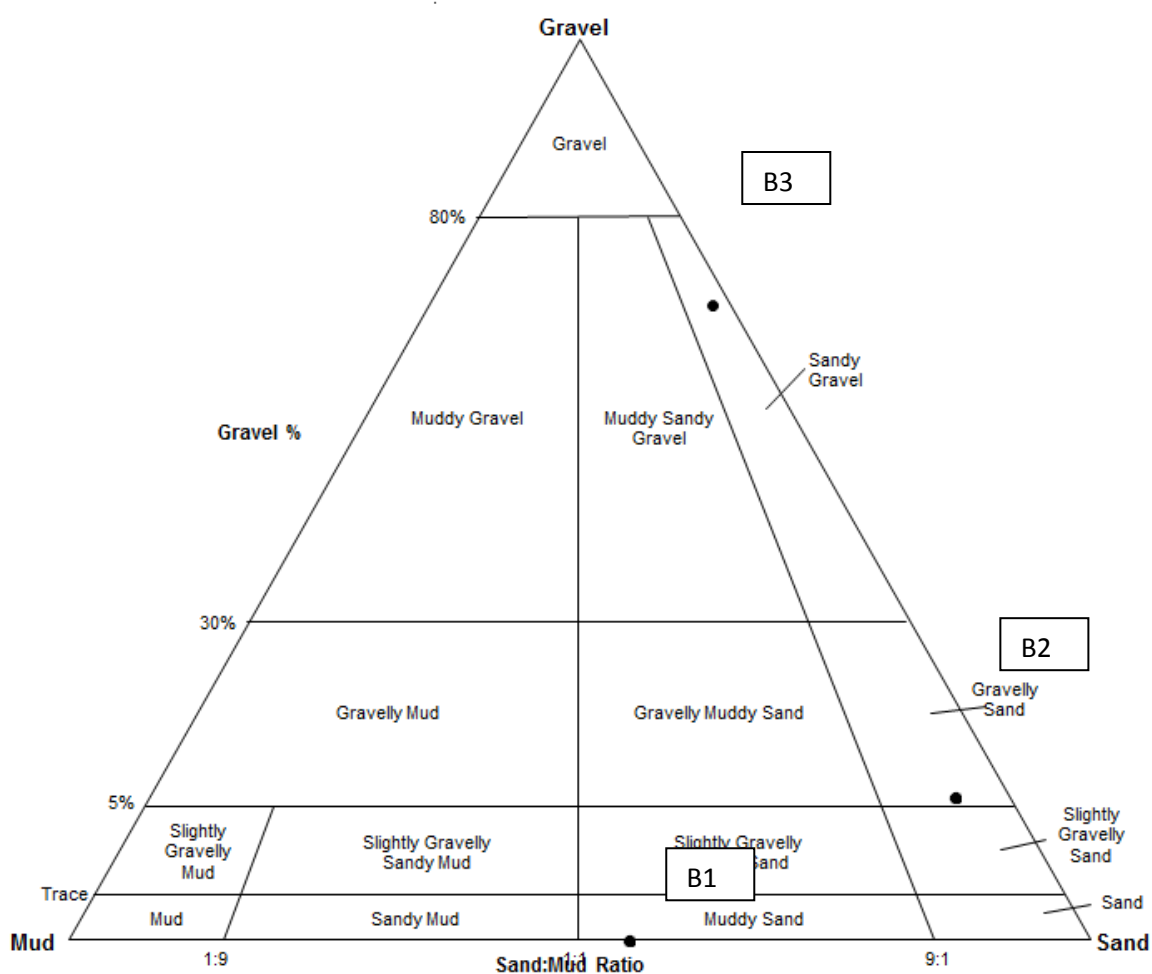
Figur 16. Oversiktsbilde over profil 1 ved utgraving.



Figur 17. Nærbilde av profil 1 ved Bottheimsetra. B1, B2, B3 viser dei tre ulike laga i jordprofilen.

Tabell 3. Tabell over prosentandel grus, sand, silt i dei tre jordprøvene frå Bottheimsetra.

	B3 – nederste lag	B2 – midterste lag	B1- øverste lag
Grus	71%	6,5%	0,0%
Sand	27,2%	88,5%	53,5%
Silt	1,8%	4,9%	46,5%



Figur 18. Grus-, sand- og siltdiagram for profil 1, lag B1, B2 og B3 frå Gradistat, mine markeringar.

Tabell 4. Tabell over teksturgruppe, sedimentnamn og sortering for dei tre jordprøvane i profil 1.

	B3	B2	B1
Teksturgruppe	Sandig grus	Grusig sand	Muddy sand
Sedimentnamn	Sandig medium grus	Veldig fin grusig medium sand	Medium siltig, veldig fin sand
Sortering	Trimodal, veldig dårleg sortert	Unimodal, dårleg sortert	Unimodal, dårleg sortert.

Det nedste laget (B3) var dominert av kornstørrelsen grus, 8mm størrelse, og var 30 cm djupt. Antakeleg gjekk dette laget djupare, noko eg ikkje fekk undersøkt, da eg ikkje fekk til å grave lengre ned i snittet. Laget var veldig dårleg sortert og er karakterisert ved teksturgruppa sandig grus (tabell 4). Ei oppsummering av dei tre laga kan ein sjå i figur 18, eit diagram over prosentvis innhald av grus, sand og silt for dei tre laga i profil 1.

5.2 Vidflotten

Resultata frå observasjonane som er gjort i resten av feltområdet vil no bli presentert i to delar. Fyrst observasjonar vest for Vetahaugen (5.2 Vidflotten), så aust for Vetahaugen (5.3 Nedre og Øvre Floten) (figur 12).

Målingane gjort med DGPS viser at flatane frå Vetahaugen og vestover til Vidflotten er i ulike høgder. Den lengste og mest markerte flata er omtala som *hovudflata*. Eg vil starte med å presentere resultata frå hovudflata, frå aust ved Vetahaugen til vest ved Vidflotten. Fyrst blir resultat av landform og oppmåling med DGPS presentert, og deretter tverrprofil TP1-TP4. Deretter vil eg beskrive nivåa som er nedanfor hovudflata frå vest mot aust, og så nivå ovafor hovudflata ved Vetahaugen. Til slutt blir profil 2 presentert. Figur 20 viser eit oversiktskart over oppmålingane av landformene med DGPS, og passpunkt.

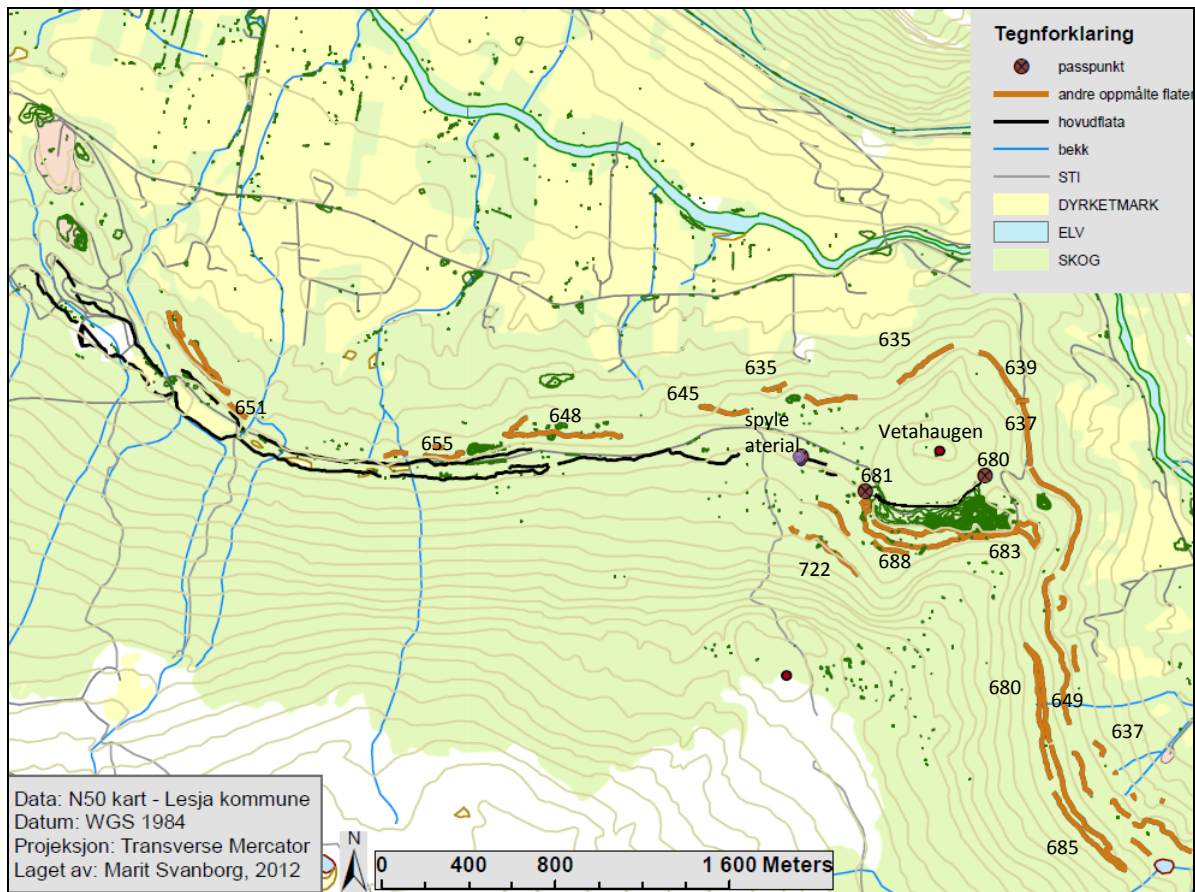
5.2.1 Landformer og oppmåling av hovudflata

Hovudflata går frå passpunktet 680 m.o.h. i aust (E500278.005 N6884122.961) til 656 m.o.h.

i vest (E496051.591 N6884954.395)
 (figur 20). På det breiaste er flata 243 meter
 i vest, fleire sted er flata over 100 meter brei,
 og på det smalaste under 10 meter brei. På
 figur 19, figur 21 og figur 22 kan ein sjå den
 markante landforma, og den er innteikna
 med svart linje i figur 20. Lengda på heile
 flata er 4,7 km, frå Vetahaugen til
 Vidflotten. Hellinga på flata går frå søraust
 til vest. Det er ei



Figur 19. Hovudflata i aust, mellom Vetahaugen og Vidflotten.

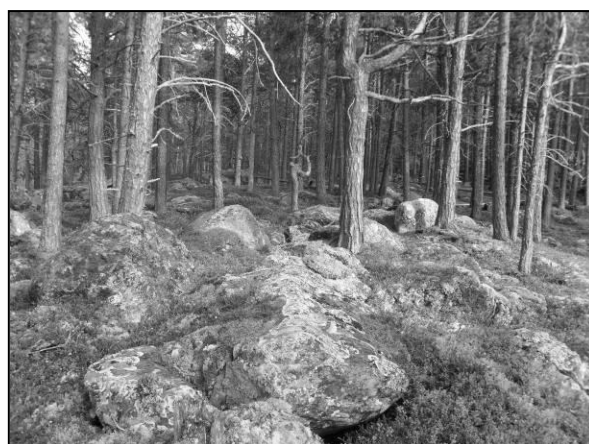


Figur 20. Oversikt over oppmålte linjer, 2 passpunkt, 1 og i strekninga Vidflotten (i nord-vest) til Kvernåi i sør-aust. Sort linje viser hovudflata oppmålt i inn- og ytterkant, og brune linjer viser andre oppmålte flatar med DGPS. Flate 685-680 i aust er også oppmålt i inn- og ytterkant. Grønt område er forsengkingskurvar, den største er dødisgropa «Djupholo». Høgdekurvane har 20 meters ekvidistanse, og tala viser til m.o.h.

markant helling, men som går så kontinuerleg i terrenget at det ikkje er lett merke det utan måleinstrument. Flata i sør-aust ligg ved sida av ei stor dødisgrop, «Djupholo» (figur 20). Mellom Vetahaugen og Djupholo er hovudflata om lag 150 meter i breidde, her på 680 m.o.h. Mellom dødisgropa og skråninga i sør er det også flate parti på høgare nivå (omtala under kapittel 5.2.5). Deretter smalnar flata inn og ein kjem til eitt parti med mykje spylingsmateriale og spylt berg. Spylingsmaterialet er halvrunda, frå over 1 meter i diameter til berre nokre desimeters diameter i størrelse. Det høgste nivået av spylingmateriale er funne på 681,9 m.o.h. (E499532.528E, N6884209.107). Figur 22 viser noko av dette spylingsmaterialet. I enden av spylingsmaterialet (mot vest) vart flata kuttet ned av ein tydeleg v-form i nordvestleg retning, sjå figur 23. Denne v-forma fortsett nedover til ei ny flate på eit lågare nivå på 648 m.o.h., og går da i eitt med dette nivået (sjå kap. 5.2.3). Terrenget på hovudnivået var tuete og vanskeleg å følgje dei neste 100 meterane, like vest frå denne v-forma. Det var også spylt berg i dette partiet. Dette var det einaste partiet på hovudflata det var vanskeleg å følgje.



Figur 21. Hovudflata i vest.



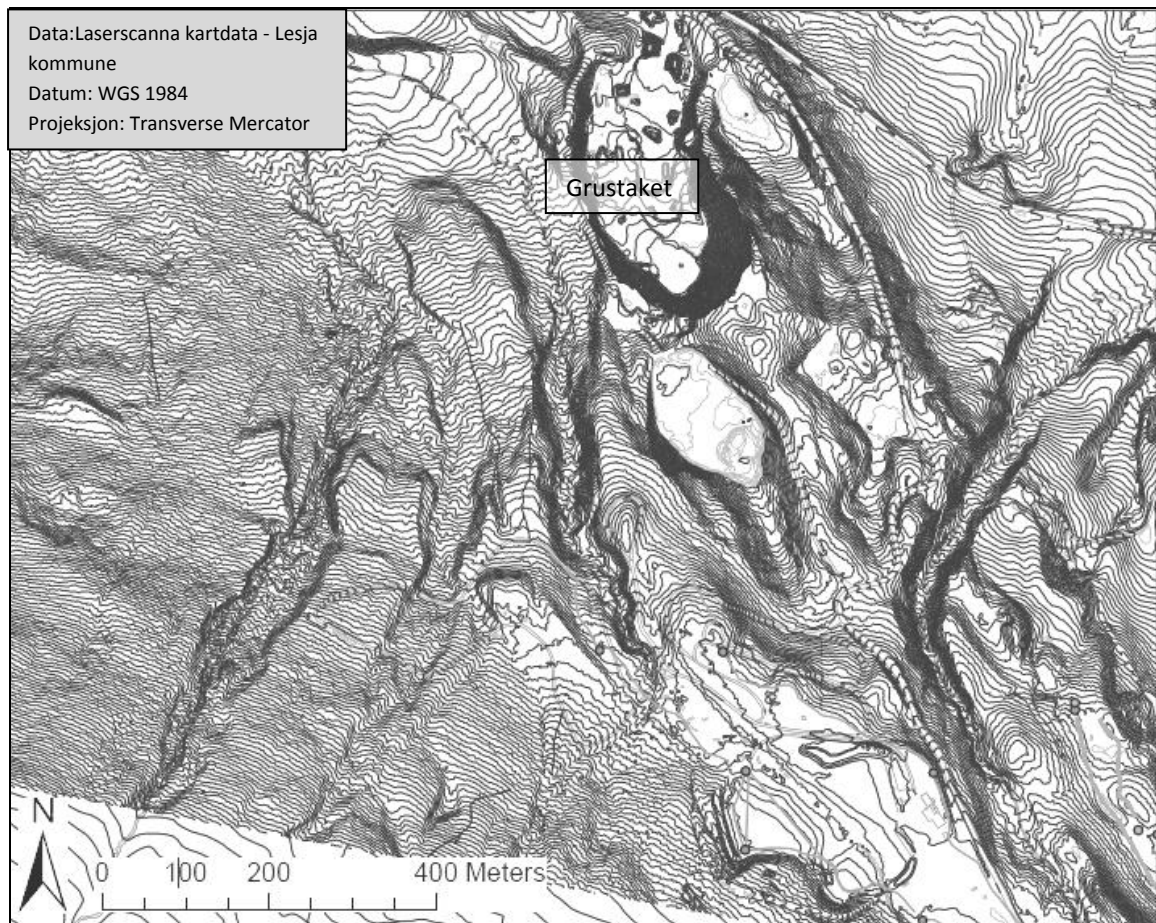
Figur 22. Halvrunda stein, spylingmateriale i nærleiken av Vetahaugen.



Figur 23. Ein tydeleg v-form like vest for spylingsmaterialet.

Ved starten av hovudflata og aust for Djupholo målte eg opp to moglege passpunkt, det lågaste nivået der vatnet kan ha runne gjennom ved starten av denne flata. Passpunktet i starten av flata vart målt til 680,5 m.o.h. i fast berg (E500278.005 N6884122.961) aust for djupholo, og passpunkt vest for djupholo (like aust for spylingsmaterialet) vart målt til 680,8 m.o.h i lausmasse (E499829.925 N6884049.840) (figur 20).

Vidare mot vest er hovudflata prega av ei innsnaling, før den kjem til fastpunktet 666,67 m.o.h. (E498302.960 N6884237.255). Her vider flata seg ut og får enda eitt lite nivå oppå hovudflata, til nivået lengre vest går i eitt med hovudflata att. Desse nivåa er undersøkt nærare ved tverrprofil 2 (TP2, figur 26), og vil bli beskrive seinare. Her er steinane ein ser både mindre i størrelse og færre. Vidare går flata mot vest. Flata skrånar no litt nedover og



Figur 24. I vestleg ende av hovudflata. Tydelege dreneringsmønster der vatnet har gått frå hovudflata (mi markering). 1-meters ekvidistanse.

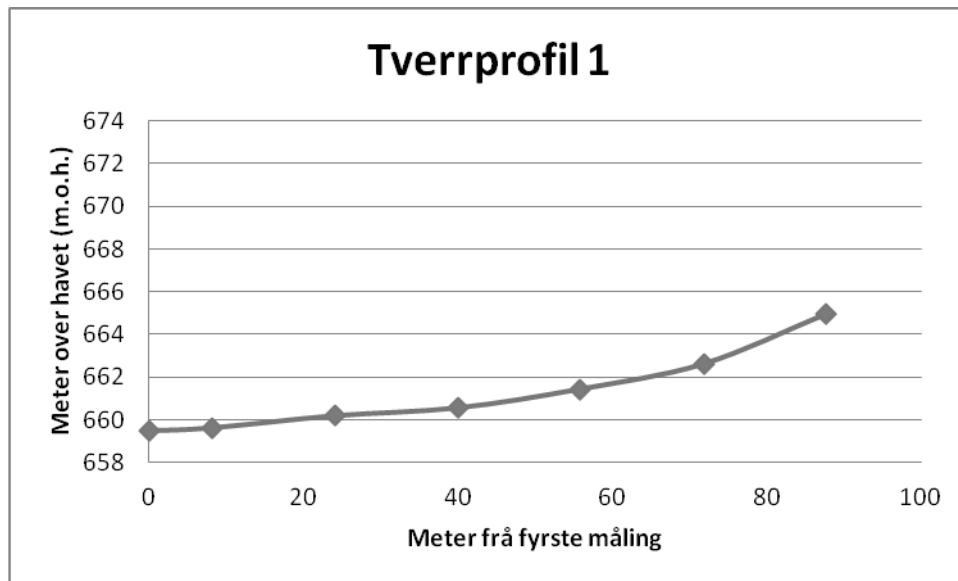
terrenget blir prega av myr, her er tverrprofil 1 (TP1, figur 25) tatt. Nivået er smalna inn og er om lag 60 meter breitt. Vidare blir nivået kraftig nedskjært fleire meter av ein bekk i nordleg retning, for deretter å fortsette i same nivå etter ein har passert bekken. Her er flata 145 meter brei, og hovudflata har nokre dyrka jordstykke (figur 20). I nedkant av nivået, der det ikkje er dyrka mark kan ein sjå ein rygg som går langs med hovudflata. Også nedanfor hovudflata kan ein observere slike ryggar. Desse formene kan sjå ut som eskere, slik Gjessing (1960) tidlegare har omtala (figur 29). Her var det vanskeleg å avgjere korleis ein skulle ta oppmålingane i ytterkant. Eg velde å gå litt i nedkant (innanfor) eskerane, da eskerane er danna etter flata.

Ved avslutninga av flata i vest var det vanskeleg å tolke avslutninga av flata pga. antropogen påverknad. Heilt i enden av flata skrånar det tydeleg nedover, samt at flata blir delt av ein bekk, ei djup ravine. Denne forma er tydeleg ein dreneringskanal for vatnet som har gått på hovudflata, sjå figur 24. Ved innkøyring til Slådalsvegen ligg det eitt stort grustak, som framleis er i drift, denne massen ligg like nedanfor hovudflata, om lag 560 m.o.h. (figur 24).

5.2.2 Tverrprofil

Tverrprofil TP1-TP4 er alle tatt på hovudflata, frå vest mot aust. Alle tverrprofil er målt frå nedkant til innkant på hovudflata. Tverrprofil er målt med nivellering (sjå kap. 4.3) og vil bli presentert frå TP1 i vest til TP4 i aust (figur 12).

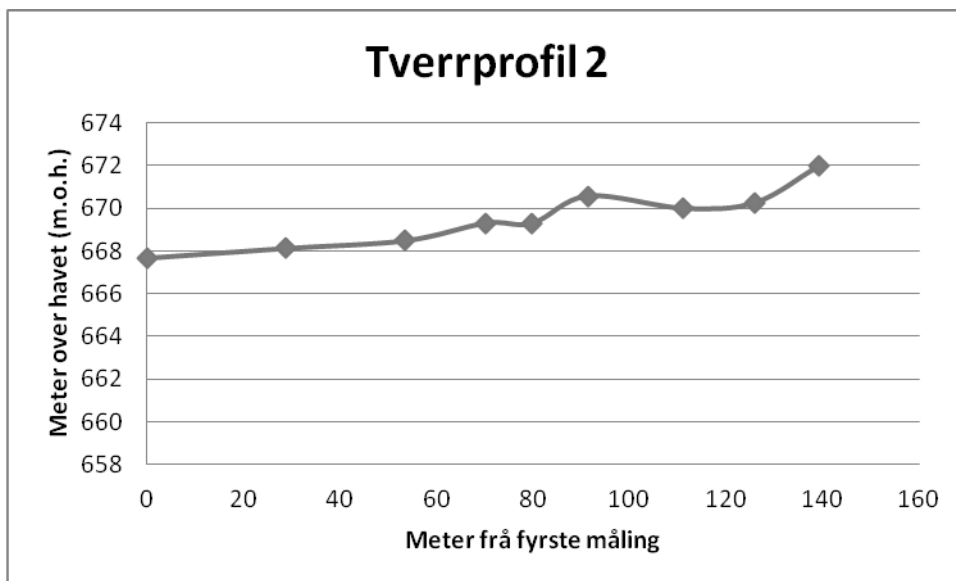
Tverrprofil 1 er oppmålt vest på hovudflata (figur 12 og figur 25), frå nedkanten av hovudflata til den byrjar å gå kraftig opp. Til venstre i figur 25 kan ein sjå dei to fyrste punkta som representerer starten på flata. Lengre ned (til venstre utanfor figuren) hadde skråninga ein stor gradient, men svært tett skog gjorde at det var umuleg nivellere dette. Frå punkt 3-5 er flata framleis nokså flat med berre ein meter i høgdeforskjell, flata går gradvis oppover, for deretter å få ein bratt gradient. Flata er svært tydeleg i terrenget ved at den har ei bratt skråning nedanfor og ovanfor flata.



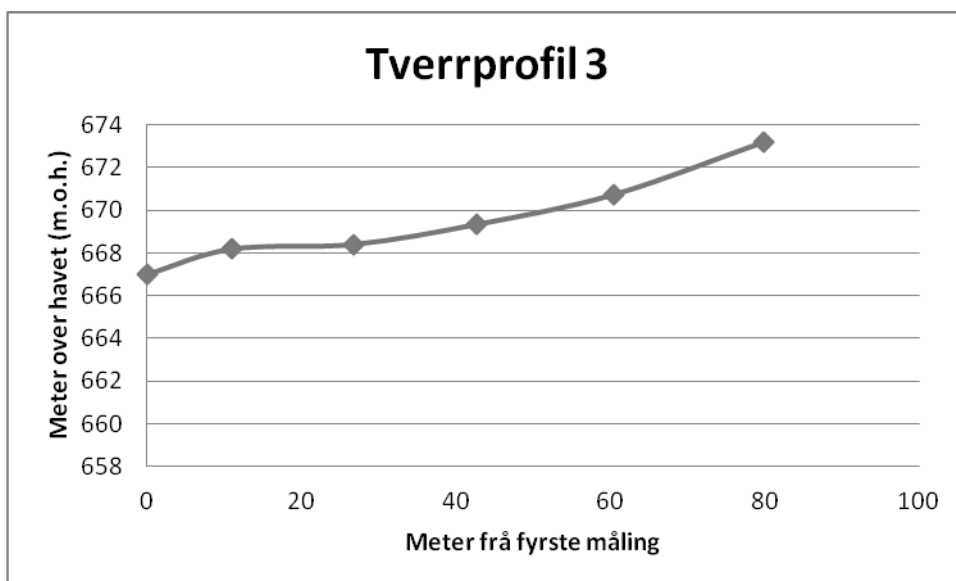
Figur 25. Tverrprofil 1(E497036.048 N6884310.125). Vest i studieområdet.

Tverrprofil 2 ligg like aust for fastpunktet (figur 12 og figur 26), om lag 1,8 km aust for TP1. Grunnen til den store avstanden mellom TP1 og TP2 er den tette vegetasjonen som gjorde det veldig vanskeleg å nivellere. Tverrprofil 2 er også målt frå starten av flata og til gradienten blir betrakteleg høgare. Profilet skil seg ut frå dei andre ved at det er fleire flate nivå som har bygd seg oppå hovudflata. På figur 26 kan ein sjå dette frå punkt 1-3, 4-5 og 6-8, i alt tre flatar. Tydelegaste flatar er på punkt 1-3 og 6-8, dei er både lengst og breiast, medan punkt 4-5 berre representerar eitt lite trappetrinn i terrenget. Punkt 6-8 utgjer ei ny flate oppå hovudflata, og er om lag 186 meter i lengde og mellom 10-35 meter brei.

Tverrprofil 3 ligg like aust for TP2 og fastpunktet (figur 12). I dette området er hovudflata smal, om lag 30-40 meter brei, og noko lengre aust er flata om lag 10 meter brei. Figur 27 viser TP3, der flata går frå punkt 2-4. Også her er gradienten stor både nedanfor og ovanfor flata. Dette gjer også at hovudflata her er svært tydeleg, sjølv om høgdeforskjellen fortel at det ikkje er heilt flatt mellom punkt 2 og 4.

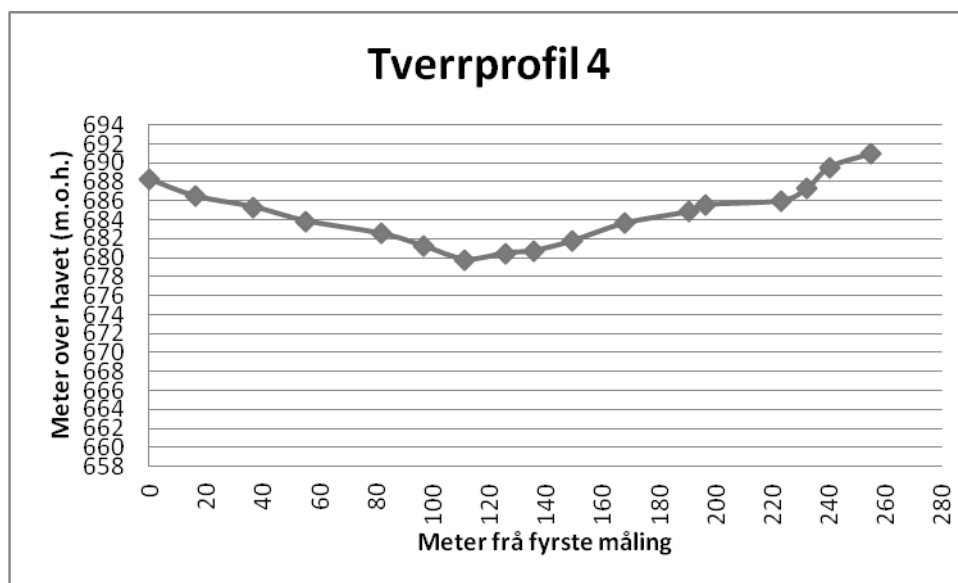


Figur 26. Tverrprofil 2 (E498272.469 N6884217.299), like ved fastpunktet. Viser tre flatare parti, frå punkt 1-3, 4-5 og 6-8 frå venstre i figuren.



Figur 27. Tverrprofil 3 (E498 530.505 N6 884 201.705) aust for fastpunktet og TP2. Her er flata smal (punkt 2-4 frå venstre).

Tverrprofil 4 er oppmålt like i nærleiken av Vetahaugen. Her er flata breiare, men også mindre tydeleg som ei flate. Ved å studere figur 28 ser ikkje TP4 ut som ei flate, men meir som ei v-form. Profilet er målt over ei breidde på 250 meter, og den maksimale høgdedifferansen er 14 meter. Målingane er tatt frå sida i Vetahaugen like vest for Djupholo, ned mot «flata», til andre sida av flata og opp i skråninga, frå nordaust mot sørvest. Ved oppmåling av denne tverrprofilet oppdaga eg ei ny flate, som ein ser ved punkt 13-14, på 685 m.o.h. Dette partiet var breiare og meir tydeleg lengre aust. Etter denne flata fekk skråninga ein høg gradient. Dette nye partiet er også oppmålt med DGPS, og vist i figur 20 over den store dødisgropa, «Djupholo».



Figur 28. Tverrprofil 4. Oppmåling starta i nærleiken av Vetahaugen (E499920.775 N6883992.105). Ein kan sjå ein tydeleg v-forma landform.

5.2.3 Landformer og oppmåling av lågare nivå mellom Vetahaugen-Vidflotten

I det følgjande vil oppmåling med DGPS av flate nivå nedanfor hovudflata bli presentert saman med beskriving av landformene. Resultata vil bli presentert frå Vidflotten i vest til Vetahaugen i søraust. For å sjå ei oversikt over nivåa, sjå figur 20.

Heilt i vest i figur 20 og i figur 29 kan ein sjå oppmålt eit lågare nivå nedanfor hovudflata.

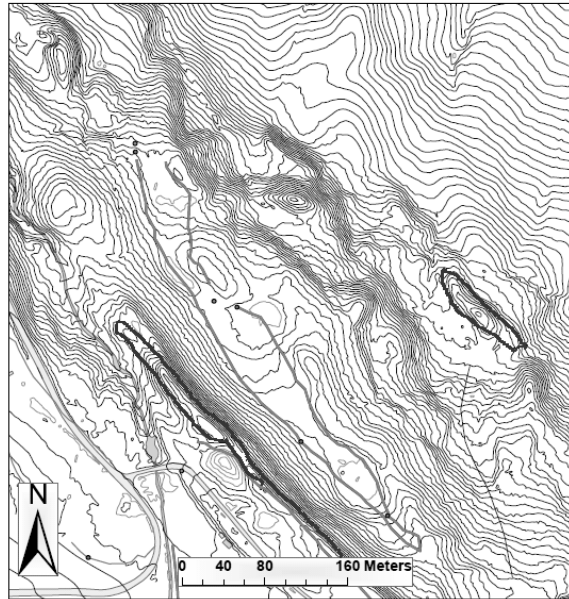
Dette nivået var 442 meter langt og på sitt breiaste 48 meter. Høgda på nivået var i sør **642 m.o.h.**, og i nord-vest **636 m.o.h.**, altså ei betrakteleg helling. Den kan dermed ikkje karakteriserast som ei flat landform, men som ei dreneringsform som hellar frå søraust til nordvest i terrenget. Dette ser ein også på høgdekurvane i figur 20.

Landforma var prega av nokre forseinkingar (sjå figur 29), og nord i oppmålinga i figur 29 var det ei svak v-form. Vest og aust i

feltområdet kunne ein også observere ryggar som gjekk i nordvestleg retning, eskerar.

Lengre aust finn ein fleire nivå nedanfor hovudflata (figur 20). Desse nivåa er ikkje samanhengande, og dei ligg på ulike

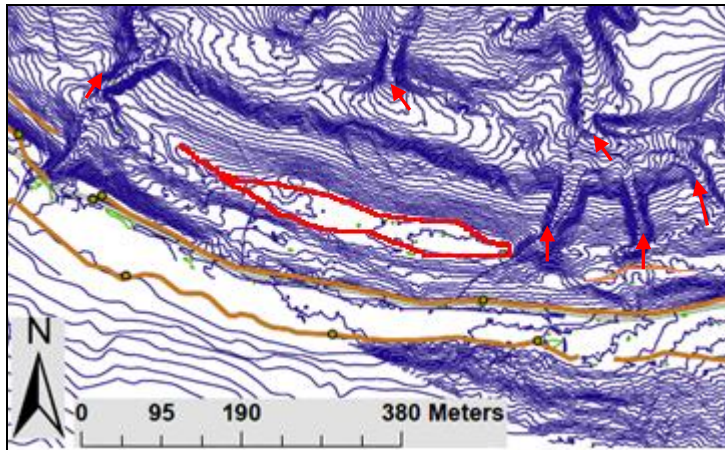
høgdenivå. **Nivået 651** (sjå figur 20) har ei smal flate på 5-30 meters breidde og om lag 100 meter lengde. På midten av dette nivået var det ein liten nedsenking som såg ut til var danna av vatn.



Figur 29. DGPS-oppmåling av flatt nivå nedanfor hovudflata på Vidflotten, vist med grå linje og punkt. Svart innramming viser eskerar. Kartet har 1-meters ekvidistans (laserscanna kartdata frå Lesja kommune).

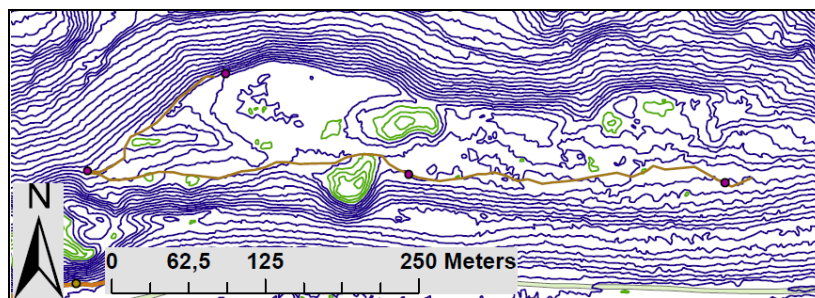
Aust for dette nivået er det innteikna ei ny flate, markert raudt i figur 30. Dette område vart ikkje oppmålt i felt pga. tett vegetasjon. I figur 30 ser ein at dette er ein tydeleg rygg, også denne hellar frå aust (**649 m.o.h**) til nordvest (**645m.o.h**). Det er også ei helling frå innkant til ytterkant. Lengre aust er det oppmålt eit lite parti (oransje oppmåling i figur 30). Nivået ligg mellom **649 m.o.h. og 650 m.o.h.**, og er berre 150 meter langt. Nivået er ikkje heilt flatt (det hellar i fleire retningar), men det opplevas flatt i felt. Frå desse nivåa kan ein sjå tydelege dreneringsspor som går i ei nordleg retning (markert med raude pilar i figur 30).

Deretter kjem ein til eitt nivå lengst aust, like ved ei dødisgrop. Dette nivået ligg på **655 m.o.h.** i aust og **654 m.o.h.** i vest, også denne forma hellar mot vest (sjå figur 20). Dette er ei



Figur 30. Nivå nedanfor hovudfalta vest i studieområdet. Hovudfalta er oppmålt i sør i figuren, og lågare nivå i nord. Raud innramming er oppteikna i kart, pilar viser til dreneringsspor (laserscanna kartdata frå Lesja kommune)..

tydeleg flate ute i felt, med ei breidde på 5-50 meter, der 50 meters breidde dominerar, og ei lengde på 181 meter. I figur 31 er ein komme like aust for dødisgropa og her ligg ei ny tydeleg flate i terrenget. Nivået ligg på **652 m.o.h.** i aust og **648 m.o.h. i vest**, ei tydeleg helling frå aust mot vest (sjå nivå 648 i figur 20). Nivået var 538 meter langt og opp til 84 meter breitt. Flata var tydeleg. Lengst vest på denne flata kunne ein sjå ein tydeleg v-form, eller smeltekanal, sjå figur 32. Lengre aust, i nærleiken av Vetahaugen er nivået ikkje så tydeleg. Oppmålinga gjort i felt, og analyse av data med laserskanna kart viser at det eine



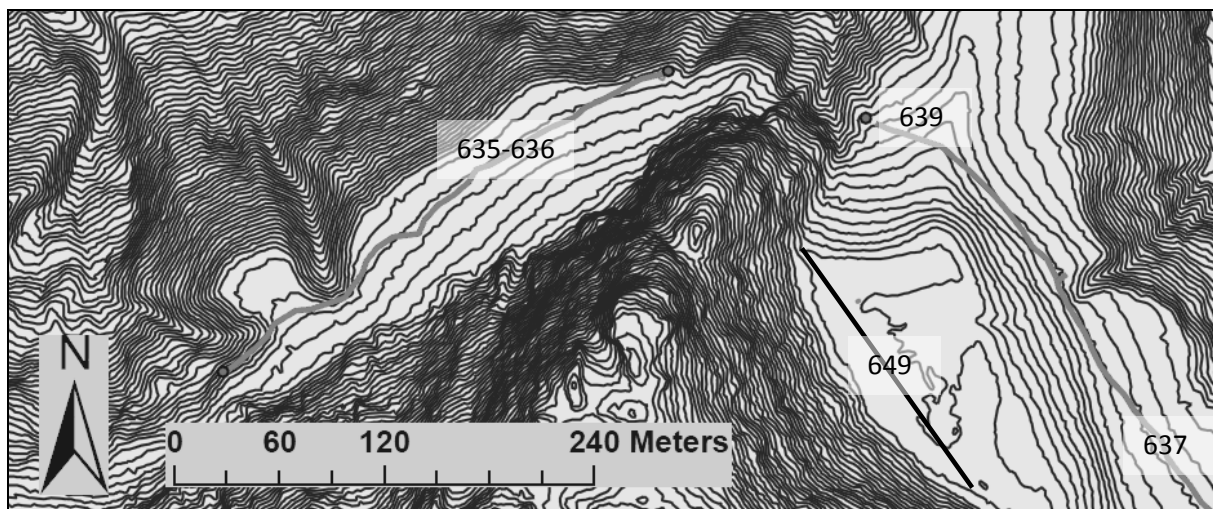
Figur 31. Nivå nedafor hovudflata, omlag midt mellom Vidlotten i vest og Vetahaugen i aust. Tydelege dødisgropar i grønt, og oppmåling med oransje linje (laserscanna kartdata frå Lesja kommune).

nivåa ikkje er flatt, men går over fleire høgdemeter. Dette nivået er merka med 645 i figur 20. Forma kan karakteriseras som ei brei vifte frå starten i aust på **648 m.o.h.** til **640 m.o.h** i vest. Denne forma starta i ei ravine som kom frå sør i lia frå hovudflata på 680 m.o.h. (nemnt i kap. 5.2.1) og hella så mot nordvest der den endte i ei ravine. Eit lite nivå er funne på **635 m.o.h.**, like vest for Vetahaugen (sjå figur 20). Dette



Figur 32. Eit flatt parti på nivå 648 nedanfor hovudflata omlagt midt mellom Vidflotten og Vetahaugen. Her med eit klart dreneringsspor markert i bilete.

nivået var 100 meter langt, og om lag 5-10 meter breitt. Lengre aust, framleis på vestsida av Vetahaugen, er det eitt tydeleg nivå oppmålt på **635-636 m.o.h.** (vestlegaste nivå i figur 33, figur 20). Dette nivået er 306 meter langt, flata er smal, og ofte ikkje meir enn 10 meter brei. Flata har ei tydeleg avgrensing frå den elles bratte skråninga både ovafor og nedafor flata. I det ein skal runde Vetahaugen forsvinn flata og blir borte i 115 meter, i dette partiet er det berg framme i dagen, og det er veldig bratt (figur 33). Deretter fortsett (eller byrja) ei ny flate,



Figur 33. Oppmålte linjer og punkt med DGPS rundt Vetahaugen i grått og innteikna nivå med svart. Kartet har 1-meters ekvidistanse, tala viser til m.o.h. (laserscanna kartdata frå Lesja kommune).

på **639 m.o.h.** Flata varierer frå 10-50 meter i bredde, og er 323 meter lang. Flata kan ein fylgje i same høgde heilt til ein kjem inn på nivået Nedre Floten på 637 m.o.h. (sjå kap. 5.3.2). Ovafor dette nivået ligg eitt høgare nivå som er analysert i det laserskanna kartet, sjå kap. 5.3.2.

5.2.4 Oppsummering av nivå nedanfor hovudflata

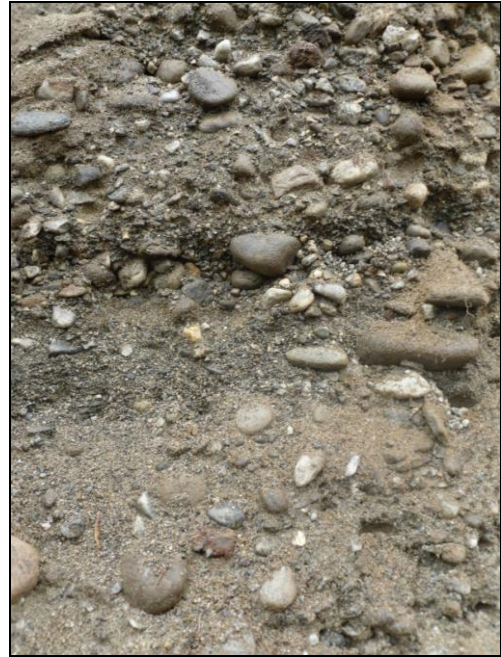
Nivåa nedanfor hovudflata ligg mellom høgdeintervalla 635 m.o.h. til 654 m.o.h, og dei fleste har ei ryggform med helling frå aust mot nordvest eller vest. Fleire av nivåa har tydelege dreneringsspor mot vest, og nokre sted rett nord (figur 20). Mange av nivåa har også forsenkingskurvar og dødisgropar.

5.2.5 Nivå ovafor hovudflata, ved Vetahaugen

Ovafor Vetahaugen er det fire tydelege flatar (figur 20). Høgaste flate i terrenget ligg like sør for dødisgropa, på **722 m.o.h.** (E499733,872 N6883720,905). Dette er ei flate som er om lag 385 meter lang og jamt over 30-50 meter brei. I enden av nivået (mot vest) var ei spiss konkav v-form som gjekk bratt nedover dalsida. Dette nivået var tydeleg, men det er ikkje funne andre flatar på same høgde. Nedanfor dette nivået var det eitt nivå på **703 m.o.h.**, som var 201 meter langt og 10-30 meter breidd. Dette nivået var noko ujamnt pga. vegetasjon og fast berg. Like aust for dette området var den tredje flata på **688 m.o.h.**, 171 meter lang og 10-30 meter brei. Flata inneheldt mykje halvavrunda stor stein, og mot søraust var det ei renne som gjekk nedover mot eit lågare nivå. Dette nivået var mykje større og tydelegare. Nivået låg på **683-684 m.o.h.** med ei lengde på 835 meter og 20-77 meter breidd. Flata hadde fast berg i vest. Mellom dette nivået og Djupholo var det mindre forsenkingar, små dødisgropar, eit dødisterreng. Nivået 683-684 m.o.h. kan knyttas til passpunktet 680 m.o.h. Passpunktet kan ha blitt senka

5.2.6 Beskriving av profil 2

Profil 2 (figur 34 og figur 35) vart grave ut loddrett ned langs det allereie eksisterande store snittet. Dette gjorde at snittet vart 4 meter djupt, og eit godt grunnlag for å seie noko om lagdeling og struktur i snittet. Snittet er plassert langt mot vest i feltområdet, litt nedanfor det



Figur 34. Oversiktsbilde over profil 2, der pila viser kor profilet blir grave ut. Figur 35. Nærbilde av profil 2.

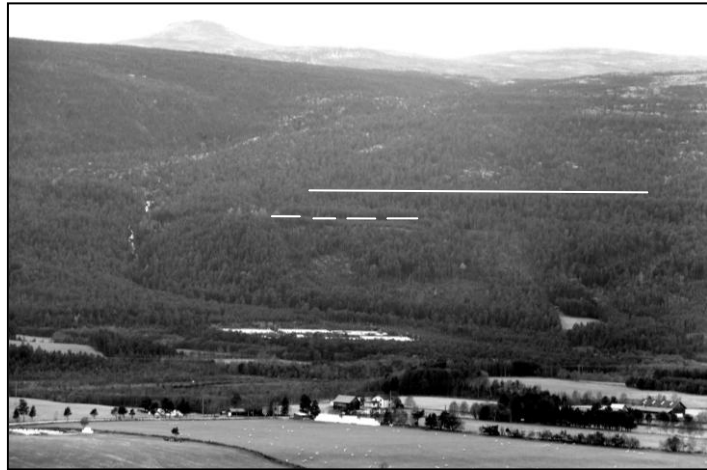
tydelegaste nivået ved Vidflotten (E497505.961 N688422.556). Profilet bestod av gras og mindre buskar på overflata, og eit tjukt humuslag like under overflata. Deretter fylgde ca 3,7 meter med eit heterogent, usortert lag. Kornstørrelsen besto av store stein opp til 40 cm i lengste akse, og ned til kornstørrelsen grus og sand. Steinane var godt runda til halvrunda.

5.3 Nedre og Øvre Floten

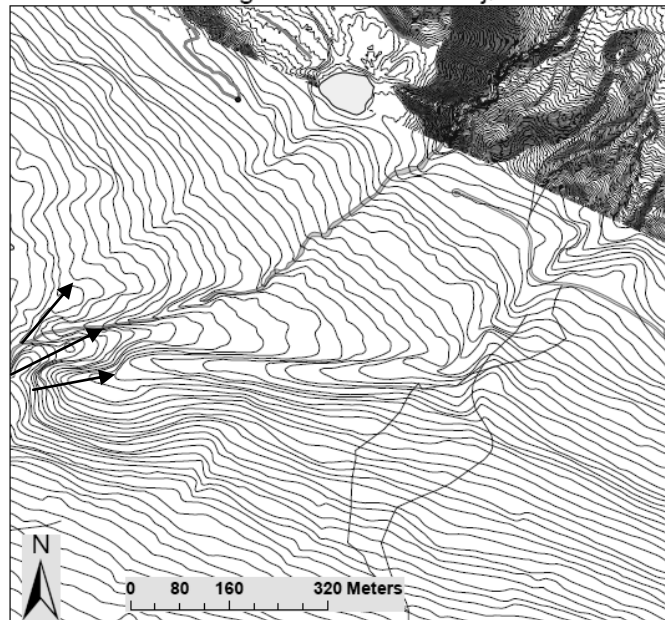
Nedre og Øvre Floten er to flatar som går frå Vetahaugen og til Kvernåi, i ulike høgder over havet og utstrekning (figur 20 og figur 36). Flatane observeras best på avstand, Nedre og Øvre Floten er to flatar som går frå Vetahaugen og til Kvernåi, i ulike høgder over havet og utstrekning (figur 20 og figur 36). Flatane observeras best på avstand, ved å stå på andre sida av dalen der ein tydeleg kan sjå dei markerte flatane i lia (figur 36). Både Nedre og Øvre Floten har svært tett vegetasjon som gjer det vanskeleg få eit godt overblikk over flatane og å få tatt gode målingar i felt. Eg vil no fyrst ta for meg resultatata frå Øvre Floten, så Nedre Floten.

5.3.1 Øvre Floten

Øvre Floten er den øvste flate landforma i strekninga Vetahaugen-Kvernåi, på 685 m.o.h. (figur 20, figur 36 og figur 39). Nivået ligg proksimalt for hovudflata og korrelerar godt med passpunktet 680 (figur 20). Øvre Floten strekkjer seg ikkje mellom heile lengda mellom Vetahaugen-Kvernåi, den er plassert i sør (i nærleiken av Svarttjønn) og måler 1,13 km i lengde. Like sør for landforma var det konkave dreneringsspor som kom frå lengre opp i lia (figur 37). Figur 37 viser dei 3 tydlegaste dreneringsspora, i det midtarste løpet går bekken Kvernåi i dag. Oppmåling av Øvre Floten vart gjort ved å gå opp inn- og ytterkant av den markerte flata. Breidda på flata varierte frå 2-57 meter. I sør gjekk flata nesten over Svarttjønn (649 m.o.h.), på 687 m.o.h., etter 300 meter nordover er flata på 685 m.o.h., og heilt i nord var flata 683 m.o.h. I enden av flata i nord var det ei djup konkav v-forma ravine som gjekk i ei nordvestleg retning (figur 41). Midt på flata låg ein stor kantete stein på om



Figur 36. Nedre og Øvre Floten frå avstand. Øvre Floten markert med kvit linje Nedre Floten med stripla linjer. Kvernåi kjem ned til venstre i figuren.



Figur 37. 3 dreneringsformer ved Svarttjønn, markert med svarte piler. Svarttjønn er nord i figuren. Den midterste pila viser til der Kvernåi renn i dag. Også i dei andre dreneringsløpa renn det små bekker i dag. Lengre sørvest går desse dreneringane i eitt (utanfor figuren). 5meters ekvidistanse. (laserscanna kartdata frå Lesja kommune)

lag 2 meter i høgde (figur 38). I innkant av landforma omtrent midt på strekka var det store mengder halvvrunda store stein (figur 40). Disse såg ut til å ha komme langs ein rygg i overkant av flata.



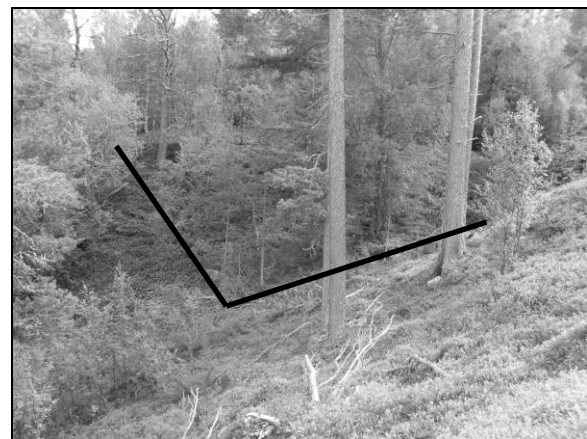
Figur 38. Ein stor stein, ca 2m høg, på Øvre Floten.



Figur 39. Terrenget på Øvre Floten, flatt med lyngvegetasjon og høge furu.



Figur 40. Halvavrunda store steinar i innkant på Øvre Floten.



Figur 41. I slutten av nivået til Øvre Floten. Ei konkave v-forma (markert i figuren), truleg ei spylerenne, danna etter flata Øvre Floten.

5.3.2 Nedre Floten – to tydelege nivå

Nedre Floten er fleire flate parti i dalsida mellom 635 m.o.h. og 650 m.o.h. som går frå Vetahaugen til Kvernåi (figur 20 og figur 36). Strekka er 2,5 km lang, frå nordligaste punkt på Vetahaugen til Kvernåi i sør. Eg vil no beskrive flatane frå nord mot sør.

På Vetahaugen si austside er det to flate nivå. Det øvste nivået på 649 m.o.h. er 230 meter langt og mellom 10-82 meter breitt (kun målt i laserskanna kart, sjå figur 33). Nivået på det nordligaste punktet på Vetahaugen startar på 639 m.o.h. Her er flata om lag 10 meter brei, og etter 150 meter breier flata seg ut til om lag 55 meters breidde, no på 637 m.o.h. (figur 20). Vidare sørover smalnar flata inn til 20 meter i breidde, framleis på 637 m.o.h. Etter om lag 900 meter etter fyrste målepunkt ligg det ei dødisgrop (646 m.o.h.) vest for målepunkta mine og aust for den store dødisgropa, Djupholo.

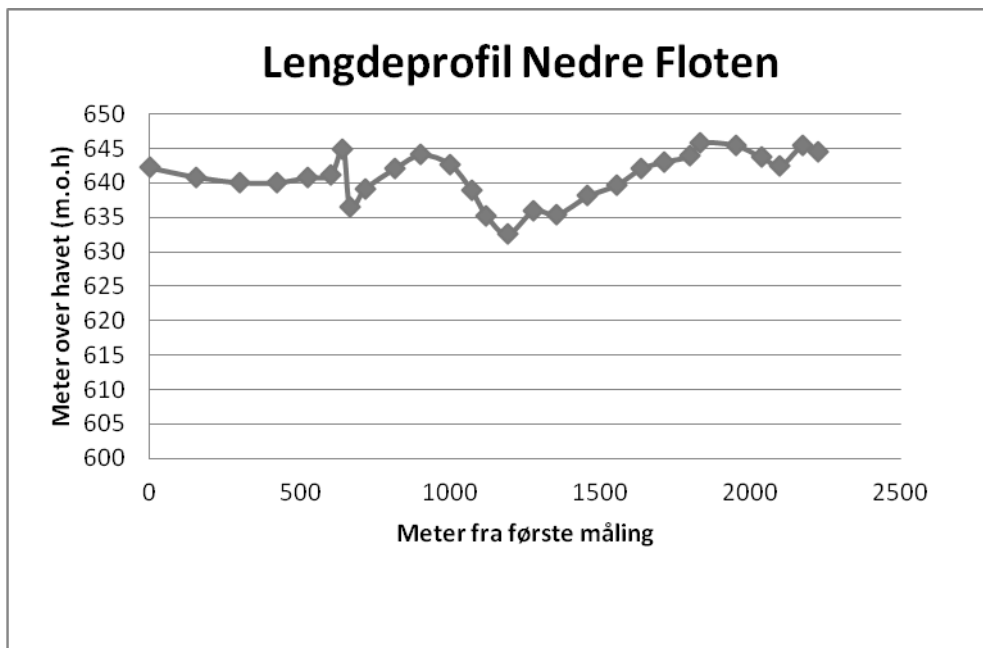
Nivået eg fylgde har ein sti i nedkant av flata, men denne vart berre følgt i delar av oppmålinga der flata går på denne. Det var lite stein å observere og vegetasjonen var tett. Etter 1km vart linjemålinga stoppa, da terrenget går tydeleg oppover, og etter 1075 meter frå fyrste målepunkt er ein oppe på nivået 649 m.o.h. Målingane viser at innkanten av dette nivået ligg på 651 m.o.h. Dette viser at nivået ikkje er heilt flatt frå innkant mot ytterkant, men har ei helling der innkant er høgast og ytterkant er lågast. Etter ei stund kjem ein til ei ravine med ei nedsenking i terrenget før ein kjem opp att, da er høgda 649 m.o.h. Her kan ein sjå fleire runda og halvvrunda stein, avsettingar. Etter 600 meter er nivået framleis på det same nivået, på 650 m.o.h. Her ligg ei tjørn, Svarttjønn 649 m.o.h. Ved denne observerte eg ei tydeleg vifteform som kom ned frå nordvest og ned mot Svarttjønn. Ned til Svarttjønn rann ein bekk frå skråninga i vest. Vatnet frå Svarttjønn renn ned til Kvernåi (figur 37). Vidare mot sør hella nivået litt nedover, for til slutt å ende i den djupe v-forma ravinen der Kvernåi renn.

Nedanfor desse nivåa var det også nokre små flatar. Desse låg på høgdene 636 m.o.h. og 635 m.o.h. I alt observerte eg 6 slike små parti, der alle var på denne høgda. Flatane var mykje mindre i lengde og hadde ein veldig bratt gadiant både nedanfor og ovafor flatane. Breidda var berre nokre få meter og flatane hella litt frå innkant til ytterkant.

5.3.3 Lengdeprofil Nedre Floten

Nedre Floten vart oppmålt med nivellerinskikkert *Sprinter 250M* (figur 42). Den oppmålte lengdeprofilen viser at Nedre Floten består av fleire nivå. Profilet viser tydelege nedskjeringar, som i terrenget tilsvarar små bekker og ravinar (beskrive i 5.3.2). Oppmålinga viser ein

maksimal høgdedifferanse på 14 meter over 2,4 km. Nivelleringa vart målt litt i nedkant av Nedre Floten, da det var der det var mogleg, og har dermed fått noko lågare verdiar enn ved DGPS-oppmålinga. DGPS-oppmålingane vart målt opp midt på nivå og er dermed meir påliteleg i høgde. Andre årsaker til ulikskapar mellom nivellerings- og DGPS-resultata kan skyldas både utrekning, målefeil, og instrumenta sin nøyaktigheit som er ulik (jf. kap. 4). DGPS-resultata vart grundig analysert i det laserskanna kartet med 1-meters ekvidistanse. Analysen bekreftar høgdenivåa på Nedre Floten som er referert til i kap. 5.3.4.



Figur 42. Lengdeprofil Nedre Floten.

6. Diskusjon

Kapittelet tar for seg sentrale spørsmål kring form og prosess til dei observerte landformene i strekka Vidflotten-Kvernåi, Lesja. Høgdemålingar, jordprofila og dei morfologiske karakteristikkane til dei ulike landformene vil bli diskutert. Det er også av interesse å sjå om det er nokon romleg samanheng mellom terrasseformene. Eit sentralt spørsmål er om nokon av landformene kan stamme frå Store Dølasjø, ved å vere nivåstyrte element som palaeostrandlinjer frå denne sjøen. Dei kartlagde linjene er presentert i figur 20, ikkje alle desse vil bli diskutert. Hovudfokuset vil ligge på Bottheimsetra (kap. 6.1) og hovudflata (kap. 6.3), der eg har innhenta mest data. Kapittel 6.2 omhandlar Nedre og Øvre Floten, kapittel 6.4 Vetahaugen og kapittel 6.5 inneheld eit mogleg hendelsesforløp.

6.1 Bottheimsetra – eitt einssidig sete?

6.1.1 Området rundt

Bottheimsetra (900 m.o.h.) ligg som eitt tydeleg flatt trinn i den vestlege sida av Gudbrandsdalen (sjå kap. 2 og 5.1). Både ovanfor, sør og vest for Bottheimsetra, er det fleire morfologiske spor etter drenering. Ved hjelp av Norgei3d, det laserskanna kartet og kvartærgeologisk kart (Follestad 2010) kan ein sjå fleire dreneringsspor, og at det store bekkefaret Kvernåi, søraust for Bottheimsetra, har hatt ulike djupe løp (figur 37). Sørvest for Bottheimsetra, ved Slådalsevegen mellom Vågå og Lesja, har det vore styrt mykje vatn over lang tid. Her er det tydelege spylefelt, og i følgje Follestad (2010) er det glasifluviale avsettingar like vest for spylefelta. Passpunktet for dreneringa mot Kvernåi og Bottheimsetra må ha loggi på om lag 1060 m.o.h. Formene tyder på at det har vore mykje vatn med høg hastigheit til stades, både i holosen, kvartær og kanskje også tidlegare, som har erodert i berggrunnen. Dei ulike løpa til Kvernåi fortel om ulike forhold som har gjort sitt til at løpa har skifta med tanke på straumretning til vatnet, vatn tilgjengeleg og moglege hinder skapt av is og topografi som ikkje er i området i dag. Løpsendringane har truleg skjedd før holosen. Områda ovanfor, sør for Bottheimsetra har klare spor etter små bekkar som har erodert i berggrunnen i ei vestleg retning, og lengre nord også ei nordleg retning (Follestad 2010). Nokre av spora kan stamme frå subglasial drenering. Ein ser fleire spor frå iserosjon ved skuringsstripar ovanfor Bottheimsetra, og ved den glasial eroderte Gudbrandsdalen. Det er

tydeleg at både glasiale, glasifluviale og fluviale prosessar har vore aktive i dette området, men at glasifluviale og fluviale prosessar har dominert etter det vi ser på dagens overflate.

6.1.2 Tolking av høgdemålingane

Høgdemålingane med DGPS viser ein tendens med høgare verdiar i bakkant, og lågare verdiar i ytterkant og ved utløpet i vest på Bottheimsetra (figur 12, tabell 2). Den maksimale høgdedifferansen frå aust mot vest er 1,8 meter (punkt P4-P2, kap. 5.1.1.). Sidan landforma er 900 meter lang, er dette ein liten høgdedifferanse med ei svak vestleg helling. Noko av denne høgdedifferansen kan skyldas vegetasjon i størrelsesorden $<2\text{dm}$, og P4 er dessutan målt i innkant av landforma. Lengdenivelleringa midt på Bottheimsetra viser ein mindre høgdeforskjell på 1,1 meter. Dette er ei meir nøyaktig måling enn DGPS-målingane. Lengdenivelleringa viser ein svak bølgeforma landform. Tendensen i lengdenivelleringa viser likevel noko av det same som DGPS-målingane, ein svak helling frå aust mot vest (figur 15). Breidda på landforma er 30-127 meter, noko som saman med lengda gjer at forma er svært tydeleg i landskapet. Bottheimsetra ser visuelt heilt horisontal ut, noko som i stor grad blir bekrefta av målingane. Denne horisontale forma på Bottheimsetra kan stemme godt overeins med eitt sete.

6.1.3 Tolking av profil 1

Jordprofilet vart utgrava like nedanfor flata på Bottheimsetra, og bestod av tre lag (figur 16 og figur 17). Denne profilet kan gje ein indikasjon på prosessane som har vore til stades på Bottheimsetra, men kan ikkje vere representativ for heile området. Om ein hadde fleire jordprøvar kunne det avdekt om Bottheimsetra inneheld glasilakustrine sediment avsett ved turbiditetsstrømmer, der vatnet har eit høgt sedimentinnhald som har ført til ein bølge form (jf. nivelleringsresultata) (Allaby 2008).

Det basale laget (B3) er det som ligg lengst attende i tid. Laget var dominert av kornstørrelsen grus, og blir klassifisert innan teksturgruppa sandig grus (tabell 3). B3 var veldig dårlig sortert, og materialet var kanta i forma. Både glasifluviale og glasiale avsettingar er usorterte og kan innehalde ulike kornstørrelsar, men dei glasiale avsettingane er meir kanta i forma

(Benn & Evans 1998). Dette laget kan tolkas som glasiiale sediment, morenemateriale.

B2 (figur 17) representerar eit mellomlag mellom det finkorna laget (B1) og det grovkorna (B3). Dette laget var tynt og karakterisert ved teksturgruppa grusig sand, og var dårleg sortert. Den dominerande kornstørrelsen er sand (88,5%), men laget inneheld i tillegg grus (6,5%) og silt (4,9%). Breen kan frakte med seg alle kornstørrelsar, og avsette dei ved nedsmelting eller tilbaketrekking. Dette laget er likevel ikkje eit tydeleg morenemateriale. Området fortel om fluviale og glasifluviale prosessar. Slike avsettingar har ofte ein selektiv sortering (Knighton 1998), men der glasifluviale avsettingar ofte er meir uregelmessig oppbygd, enn dei fluviale. Laget er vanskeleg å tolke, men det er avsett med meir energi enn det øvre laget (B1) som er meir finkorna. Den store mengda sand beskriv eitt avsettingsmiljø med relativt liten transportkapasitet der materialet kan vere avsett ein lang avstand frå kjelda. Dette mellomlaget kan tolkas som eit lag avsett av glasifluviale prosessar.

Det øvre laget (B1 i figur 17) i dette profilet var det mest finkorna laget, bestående hovudsakleg av eit sand- og siltlag, siltig sand. Laget hadde ein betydeleg størrelse og var dårleg sortert. Dette må vere avsett i relativt stillestående vatn (Knighton 1998). Eit slik vatn finns ikkje ved profilet i dag, men kunne blitt danna ved ein bredemd sjø (randsjø) under sist deglasiasjonsperiode. Det øvre laget er ikkje analysert med tanke på mengde leire, som kunne sagt meir om kor finkorna og stillestående vatnet har vore. Ein kan tenkje seg eit vatn med mindre størrelse, og forhold med høg energi som har avsette eit usortert finkorna lag. Dette skyldas ein bredemd sjø med umiddelbar nærleik til breen og sedimentkjelda. Vanlegvis har avsettingar frå bredemde sjøar årelege varv (Donnelly og Harris 1989), noko ein ikkje kan finne i denne jordprofilet. Laget tolkas som lakustrine sediment avsett av ein bresjø.

6.1.4 Tolking Bottheimsetra

Landforma på Bottheimsetra kan ut frå observasjonane argumenteras er danna av fleire prosessar. Sjølve flata er truleg danna i eit lakustrint miljø. Ein kan tenkje seg at vatn har gått langs breen og terrenget i ei nordvestleg retning. Breen har gradvis smelta ned ved eit mildare klima, til dømes under sist deglasiasjon. Ein kan også tenkje seg at dette kan ha skjedd lengre

tilbake i tid, da isen i ettertid kan ha vore kald og bevare landskapet. Gudbrandsdalen har i denne tida vore fylt av is, og breen i fjella ovanfor Bottheimsetra har smelta. I ei slik periode vil det ha vore vatn tilgjengeleg til å forme Bottheimsetra både frå vanleg smelting av isen og ved tilstrøyming ovanfrå. Kvernåi kan også ha tilført flata vatn. Terrenget rundt viser til mykje fluvial og glasifluvial aktivitet. Eit passpunkt for denne sjøen er punkt P2 (kap. 5.1.1) ved utløpet. Breen vil lokalt ha hella i to retningar, mot vest og inn mot terrenget. Ein tenkjer seg på denne måten ein kald bre som har loggi hella lokalt frå aust mot vest mot Bottheimsetra.

Oppmålingane viser eit stort sete, og indikerar ein oppfylling av ein sjø. Sollid & Reite (1983) beskriv ein slik prosess og form som eit einssidig sete (jf. kap. 3). Ved ein slik strandlinjedanning er bølgeerosjon ein viktig prosess, men is kan også vere til stades i denne danninga. Snittet (profil 1) indikerar rolige avsettingsforhold mot toppen av snittet (upward fining), som tilseier at på tross av ein tendens til oppfylling, så kan det ikkje ha skjedd heilt, da dette tilseier at det skulle vore grovt materiale på toppen. Sjøen må altså ha vore større enn sete, og dei finare laga på toppen kan enten skyldas materiale tilført med ei breelv inn i systemet eller ved bølgevasking. Morfologisk ligg jordprofilet i botn av skråninga ned frå setet, altså ned frå stranda, dermed kan bølgevasking ha vore ein mogleg prosess. Bottheimsetra tolkas som eit einssidig sete, med ein lateral bresjø med utløp vest for Bottheimsetra. Bresjøen har vore liten og loggi i umiddelbar nærleik til ein bre og ei viktig sedimentkjelde.

6.2 Nedre og Øvre Floten – glasifluviale og glasilakustrine landformer

6.2.1 Tolking Øvre Floten

Øvre Floten er det øvste nivået mellom Vetahaugen og Kvernåi (figur 20), og ligg proksimalt til hovudflata. Landforma har ein nordleg fallkomponent frå 685-683 m.o.h. over det 1,13 km lange nivået. Høgda er altså liten, som stemmer godt med eit sete. Høgda på nivået samsvarar med passpunktet 680 m.o.h. ved Vetahaugen. Nivået har ein varierende breidde frå 2-57 meter. Aust for Øvre Floten er det fleire tydelege dreneringsspor som kjem frå skråninga i sør (figur 36 og figur 37). Desse kan ha tilført nivået vatn, samt spyling frå lia ovafor i sør, der det var observert halvavrunda store steinar. Dreneringsspora har ein betydeleg avstand frå

flata (figur 36), som gjer at vatn frå desse dreneringsformene truleg ikkje vil ha danna landforma Øvre Floten. Den store steinen midt på flata (figur 38), kan stamme frå til dømes steinsprang, skred eller ein glasial avsetning. Steinen er kanta i forma og er den største steinen på flata, rundt er det mindre mosegrodde steinar. Figur 40 viser ei mengde halvavrunda steinar. Desse kan vere avsett glasifluvialt eller fluvialt frå skråninga ovafor. I enden av flata i nord, er det ei tydeleg konkav v-form (figur 41), denne kan vere danna etter sjølve flata. Eit mogleg dannelsesforløp kan ha vore vatn som har gått i sida langs ein kald bre med ei nordleg retning (og seinare vestleg retning) og fått danna ein randsjø. I tillegg har vatn frå lia ovafor tilført vatn og halvavrunda avsetningar, og vore med danna denne flata. Nivået på 683 samsvarar godt med nivået til hovudflata (680 m.o.h.) og med passpunktene, og Øvre Floten kan dermed ha lagt føringar for kva som ligg lengre vest (hovudflata). Øvre Floten har såleis tilført hovudflata både sediment og vatn. Grunnen til at nivået Øvre Floten ikkje finns heilt bort til passpunktet kan vere at i denne bratte skråninga kan landforma ha blitt spylt bort.

6.2.2 Tolking Nedre Floten

Høgdeoppmålingane viser at Nedre Floten frå Vetahaugen til Kvernåi (figur 20, figur 42) består av fleire nivå. Lengdenivelleringane og DGPS-oppmålingane vart ikkje utført på dei same punkta, og er dermed vanskeleg å samanlikne (jf. kap. 5.3.3). Analysen av oppmålingane viser likevel ein tendens til to tydelege nivå på 649 m.o.h. og 637 m.o.h., samt 5 små nivå på 635-637 m.o.h. Dei nedste nivå på 635-637 m.o.h. er korte, smale nivå, som små lister. Holmsen (1918) har framstøyt ein teori om at linjene skal vere tosidig sete frå ein ope bredemd sjø, Store Dølasjø, som skal samsvare med høgda til jernbanelinja. Jernbanelinja ved tidlegare Bottheim stasjon (omtrent der det står Bottheim i figur 12) ligg på 648 m.o.h., rett på andre sida av dalen for feltområdet mitt. Høgda samsvarar ikkje med dei nedste flate landformnivåa. Lesja stasjon (lengre vest) ligg på 634 m.o.h. og ligg vest for studieområdet. Denne høgda har ein omtrentleg korrelasjon med dei nedste nivå i studieområdet, men dette kan også vere tilfeldig. Det er lite truleg at desse nedste flate listene på 635-637 m.o.h. er tosidige sete. Prosessane som har skapt desse små listene kan ha vore ei drenering som har vore mindre langvarig og stabil, enn den som har skapt nivå 649 og 637.

Det høgste nivået på Nedre Floten startar i sør ved Kvernåi og Svarttjønn, nivå 649 m.o.h. I aust viser det laserskanna kartet at landforma ved Svarttjønn er 137 meter brei. Nivå 649 har ei varierende breidde, men der 15 meters breidd dominerar. Dette nivået går nordvestover 1,6 km, for så å bli avløyst av nivå 637 m.o.h. Nivået på 637 m.o.h. går 1 km nordvestover og ender ved Vetahaugen. Nivået har ein varierende breidd frå 10-50 meter med ein tendens til å helle frå innkant til ytterkant. Desse nivået ser ut til å ha ein samanheng med danning av Svarttjønn og dei mange ravinane som kjem frå skråninga i sør. Det ser ut til at det har gått ei drenering av vatn frå Kvernåi og nordvestover over nivå 649 og 637.

Det mest karakteristiske med Nedre Floten er dei mange ravinane som skjær dei nedre nivåa i ei austleg retning. Ravinane skjær ikkje nivået på 649 m.o.h. I aust kan ein finne dreneringsspor ovanfor nivå 649, som samsvarar godt med ravinane nedanfor nivået. Denne danninga kan stamme frå drenering der grunnvatn har hatt mykje å seie. Om permeabiliteten i materialet har vore god, kan vatn som kjem ovanfrå kunne bli ein del av grunnvatnet, for så å slå ut att lengre ned, slik som ved desse ravinane. I vest er det ingen dreneringsspor som samsvarar med dei nedanfor nivå 649. Der ser det ut til at det er vatn frå nivå 649 som har skåret ut ravinane nedanfor. Nivået 649 ser ut til å ha fått vatn hovudsakleg frå dei ulike løpa frå Kvernåi. Landforma er både lang og med varierende breidde, og overflata har mykje tett vegetasjon som gjer det vanskeleg komme med ein detaljert karakteristikk av overflata. Ved dateringar, til dømes av Svarttjønn kunne ein få meir handfast data for å seie meir om kronologien og prosessane til dette området.

6.3 Hovudflata – ei stor tapping?

6.3.1 Området rundt og morfologisk karakteristikk av hovudflata

Hovudflata startar i aust mellom Vetahaugen i nord og skråninga i sør (E500278.005 N6884122.961) i eitt nivå betrakteleg høgare enn Gudbrandsdalen, og går så vestover som ei terrasse i Gudbrandsdalens sørlige dalside (figur 12, figur 20). Dette kan tyde på at Gudbrandsdalen var fylt med is då hovudflata vart danna, slik at dreneringa og isen måtte ta vegen mellom Vetahaugen og skråninga i sør. Isbreen i Gudbrandsdalen kan ha vore kald og dermed hatt låg permeabilitet. Ved Vetahaugen er det ei stor dødisgrop, ”Djupholo”, og andre små dødisgroper i fleire nivå og forsenkinger, eit dødisterrang. Dette fortel om isavsmeltinga,

der is har loggi att og blitt dekt med sediment og seinare tint fram som dødisgroper. Ein kan tenkje seg at denne isen har loggi i dødisgropene medan hovudflata vart danna.

Materialet som ligg på hovudflata i dag er halvavrunda, og har ein glasifluvial karakter med ei halvavrunda form, der materialet med stor størrelse er samla i aust. Til lengre vest på hovudflata ein kjem, til færre og mindre steinar finn ein på overflata. Dette kan tyde på ei selektiv sortering, som er karakteristisk for vasstransporterte sediment (Knighton 1998). På nokre få sted lengre vest kan ein observere nokre halvavrunda enkeltsteinar, men dei er mindre enn materialet i aust. Dette kan skyldas at det glasifluviale materialet er meir uregelmessig oppbygd med store variasjonar i straum- og løpsforhold (Benn & Evans 1998). Materiala tolkas som glasifluviale avsettingar, spylemateriale, der den store samlinga materiale i aust er avsett tidleg i vasstransporten og blitt lite avrunda (halvavrunda).

Vest i feltområdet ved Vidflotten er det observert eskerar i ytterkant av hovudflata (figur 29). Eskeren ligg som ein lang smal rygg på langs av hovudflata, og hellar i vest nedover. Eskerane er ofte avsett i oppoverbakke, men det er dei ikkje her da retninga til eskerane blir tolka som vestover, og kan dermed karakteriseras som ein slukås (Nesje 2012). I dette området var det også gryteliknande groper, som stemmer godt med avsettingsmiljøet til eskerane. Eskerane kan ha blitt avsett etter danning av hovudflata.

6.3.2 Tolking av DGPS-oppmålingane

Hovudflata er svært tydeleg i landskapet med ei lengde på 4,7 km og ei breidde på 10-243 meter. Hovudflata har ein vestleg fallkomponent frå 680 m.o.h. frå passpunktet i aust, til 656 m.o.h. i vest. Hellinga på 24 meter kan ikkje forklarast med skeiv landheving innanfor dette avgrensa området. Det er altså ikkje snakk om ei opphavleg horisontal flate slik ein tidlegare har trudd (jf. kap. 1.2). Lengda, breidda og den markante fallkomponenten til skråninga passar dårleg overeins med danning av eit sete, som skal ha ein meir horisontal form, gjerne med ei helling frå inn- til ytterkant (Bennett & Glasser 2009, Sollid & Reite 1983). Nokre sted på hovudflata kan ein observere ei helling frå inn- til ytterkant, noko som aleine ikkje kan stadfeste at dette er eit sete (kap. 6.3.3, tolking av TP1 og TP3). Fallkomponenten og

størrelsen på landforma avgjer at vi ikkje har med eit sete å gjere.

6.3.3 Tolking av tverrprofil

På hovudflata vart det tatt fire romleg representative tverrprofil (TP1, TP2, TP3 og TP 4). I aust vart det oppmålt ein tverrprofil (TP4) mellom Vetahaugen og skråninga i sør (figur 28). Profilet var målt over 250 meter, og viser ein høgdedifferanse på 14 meter. Tverrprofilet viser ikkje ei horisontal flate, men ei svak konkav form, ei nedsenking, og i tillegg ei ny flate på eit høgare nivå i skråninga i sør. Det nye nivået ligg på 685 m.o.h., er horisontalt og har ei breidde på 25 meter. TP4 viser ei nedsenking på hovudflata i aust, som ikkje svarar til eitt horisontalt sete, men som kan tolkas som ein kanal for vasstransport. Kanalen er utgrave delvis i fast berg og delvis i lausmasse.

TP3 og TP1 (figur 27 og figur 25) har noko av dei same karakteristikkane ved å vere horisontale i ytterkant, til deretter å få ein stigande gradient oppover i terrenget mot innkanten av landforma. Ved å studere desse tverrprofilane kan ein diskutere kor innkanten av nivåa skal tolkas. TP3 (figur 27) vart tatt der hovudflata er smal, om lag 30 meter brei. Tverrprofilet viser ei helling på 1 meter over 15 breiddemeter frå midt på nivået til innkant. Ein kan her diskutere om hovudflata bør tolkast som smalare, slik at målinga i innkant ikkje skal reknas med til hovudflata. Ein vil da få ei flat, horisontal landform på om lag 15 meters breidde. Etter observasjonar ute i felt tolkas landforma som 30 meters breidde med ei helling oppover skråninga i sør. dette på grunn av at det ikkje er noko markert endring i landforma før ein får ein brattare gradient i sør. TP1 som ligg langt vest i feltområdet (figur 25), har også ein horisontal flat form frå ytterkant til 40 meter inn på tverrprofilet. Etter desse 40 meterane skrånar tverrprofilet gradvis oppover (1 høgdemeter over 15 breiddemeter). Karakteristisk for TP1 og TP3 er den flate landforma dei har frå ytterkant og innover profilane, til deretter å skråne slakt oppover (omtrent ein meter over 15 lengdemeter). Denne forma kan likne på eit sete eller ein kameterrasse.

TP 2 er målt opp like aust for fastpunktet (668,67 m.o.h.). Dette tverrprofilet skil seg frå dei andre profilane ved i alt å ha tre små flate nivå (figur 26). Hovudflata (dei fyrste 50 meterane i

figur 26) er tilnærma horisontal. Deretter viser TP2 eitt nivå som bygger seg oppå hovudflata, som eit lite trappetrinn, for så å innehalde enda eitt nivå oppå hovudflata som er horisontalt. Denne landforma kan ikkje tolkas som sete då den ikkje er horisontal, men samansett av fleire trinn. Meir truleg er denne forma danna av andre prosessar. Dei ulike landformene ser ut til å vere innbyrdes inkonsistente, og ein har ikkje materiale som kan belyse moglegheitene for bevaring under is og fleire tidsåtskilde hendingar.

6.3.4 Tolking av jordprofil

Jordprofilet som vart studert (profil 2, kap. 5.2.5) var plassert langt vest i feltområdet, like nedanfor hovudflata. Denne profilet var 4 meter djup og ga eitt godt grunnlag for å si noko om lagdeling, struktur og avsettingsmiljø for området. Den kan ikkje brukast til å seie noko om heile hovudflata, då eitt snitt ikkje vil vere representativt. Profilet var heterogent og usortert, og hadde ingen tydeleg lagstruktur. Kornstørrelsane varierte frå sand til store steinar opp til 40 cm i lengste akse. Materiala var halvrunda til runda. Glasifluviale avsetningar er dårleg sortert i heile størrelsesorden og godt avrunda, slik som dette profilet. Jordprofilet var ikkje lagdelt, slik ein kunne vente av ei glasifluvial avsetning. Dette kan skyldas at avsettinga har skjedd hurtig. Snittet er djupt og inneheld mykje sediment, noko som kan tyde på store krefter som har avsett mykje materiale over kort tid. Profil 2 kan tolkast som ei glasifluvial avsetning som har skjedd i ein hurtig prosess, som ved ei stor tapping, jøkulhlaup.

Grustaket like nedanfor hovudflata i vest (figur 24), fortel om ein situasjon med mykje avsetning av sediment. Snittet vart ikkje grundig beskrive og analysert i detalj, men kort observert. Grustaket inneheld store mengder sediment som er delt i fleire lag, men som manglar ein klar systematikk. Sedimentlaga fortel om ulike episodar og prosessar der dei har blitt avsett. Ein stad kunne ein sjå eit meir brunaktig lag som kan minne om organisk materiale. Mengda sediment fortel at det må ha hatt ei sedimentkjelde av betrakteleg størrelse, transportkapasitet til å frakte sedimenta og hatt tilstrekkeleg med tid for å avsette desse sedimenta. Det var også ein variasjon i kornstørrelse i snittet. Grustaket fortel med sine sediment om fleire og ei meir komplisert avsetning enn profil 2 gjer. Mengda sediment i grustaket passar godt med ein tappingssituasjon frå hovudflata som har avsett store mengder

sediment. I tillegg kan avsettingar vere styrt av sesongvariasjonar knytt til glasifluviale avsettingsprosessar. Vatnet frå ein slik tappingssituasjon vil ha gått vestover over Lesjaskogsvatnet (615 m.o.h.). Vatnet treng ei vestleg fallkomponent for å drener over Lesjaskogsvatnet, og ein kan her tenkje seg eit passpunktet på om lag 620-625 m.o.h., for å ha ein stor nok fallkomponent for å drenere over Lesjaskogsvatnet. Skrå landheving vil også spela inn i dette området.

6.3.5 Tolkning av dreneringsspor og lågare nivå

Området inneheld fleire dreneringsspor. Ovanfor hovudflata renn det i dag fleire små bekkar frå skråninga i sør (figur 20), det er grunn til å tru at desse dreneringane har eksistert i heile holosen. Desse har tilført hovudflata og området nedanfor vatn. Også nedanfor hovudflata er det fleire djupe dreneringsspor (figur 30). Dreneringa vil i hovudsak vere styrt av det hydrauliske potensialet. Ved å sjå dreneringssporane i samanheng med linjene som ligg under kvarandre nedanfor hovudflata kan dette indikere ein gradvis nedsmelting av breen. I figur 30 ser ein fire tydelege dreneringsveggar ned til lågare nivå i nord. Desse fire dreneringsspora ser ut til ha danna linja (trinnet) i dalsida nedanfor (i nord), for deretter å erodere nye dreneringsveggar. Linjene er ikkje heilt horisontale, men har ein liten vestleg fallretning. Linjene tolkas som lateralterrasser som er avsett i ein gradvis nedsmelting av breen.

Heilt vest ved hovudflata visas djupe, store dreneringsmønster nordvestover (figur 24). Dette er store, djupe ravinar og eksisterande dreneringar for bekkar i dag. Det er tydeleg at desse har vore dreneringskanalar for store mengder vatn. I tillegg kan ein mellom desse dreneringane sjå ei stor landform, ein rygg med ei nordvestleg fallretning. Grustaket (figur 24) ligg i botn av denne ryggen og tolkas som avsettingar frå blant anna danning av hovudflata.

Dreneringsvegane i figur 24 fortel om ulike periodar der det har vore mykje vatn med ulike dreneringsretningar tilstades. Dei nord-vestlege dreneringane tolkas som danningar i samanheng med hovudflata ved ei stor tapping. Ei slik tapping har hatt mykje vatn til å utføre geomorfologisk arbeid og avsett sediment på hovudflata og i grustaket. Dreneringsmønsteret og avsettingane i grustaket fortel dessutan om ein langt meir komplisert landskapsutvikling av områda rundt. Men dreneringsspora i tilknytning til hovudflata stemmer godt overeins med ei

stor tapping.

6.3.6 Mogleg hendelsesforløp – hovudflata

Hovudflata og omkringliggjande nivå har lenge vore diskutert og det er blitt framsett fleire hypotesar rundt danning av formene (jf. kap 1.2). Det har vore diskutert om dette kan vere sete frå Store Dølasjø danna under sist deglasiasjon (Hansen 1891), om det er et sete frå mindre sjøar (Flatby 1987, Øyen 1896), om landforma er subglasialt danna (Gjessing 1960, Tollan 1962), eller at den er modifiserte sidemorener (Holmsen 1918, Reusch 1886, 1910, 1920). Observasjonane eg har gjort støtter ingen av desse hypotesane.

Observasjonane gjort på hovudflata og omkringliggjande område fortel om ei landform der det har vore høg vasshastigheit tilstades. Dei morfologiske karakteristikkane, den vestlege fallkomponenten og sedimentasjonen i profil 2 og i grustaket fortel om ei tapping av mykje vatn og avsetning av store mengder sediment. Kor har så alt dette vatnet komme frå? Sjøraust for Vetahaugen ligg landforma Øvre Floten, som kan vere danna av ein lateral sjø. Denne kan ha tilført hovudflata både vatn og sediment. Observasjonane som er gjort tyder på at det har vore fleire laterale sjøar, som stadig har blitt tappa til lågare nivå. Ein eller fleire av desse hendingane har vore ekstra store og styrt av terrenget (passpunktet ved Vetahaugen). Her har vasstraumen blitt konsentrert og gjeve ei hydraulisk oppdemming. Dette vatnet har gått frå passpunktet i aust ved Vetahaugen og avsett hovudflata og delar av grustaket. Dreneringa har ikkje foregått lenge da sedimenta har blitt dumpa hurtig, slik profil 2 viser. Dette stemmer godt overeins med at deglasiasjonen har skjedd hurtig i dette området (Lundquist 1986). Det er ikkje funne andre spor som tyder på at dreneringa har skjedd på andre måtar.

Dei ulike trinna som er bygd oppå kvarandre i TP2 og eskerane vest på hovudflata fortel at ikkje alle formene er danna på same tid. Trinna i TP2 kan vere eldre enn tappingssituasjonen, da ein slik situasjon kan ha erodert og øydelagt noko av dei høgare nivå. Dateringar ville kunne ha gjeve meir svar rundt kronologien.

6.4 Nivå kring Vetahaugen

Rundt Vetahaugen er det eit komplisert mønster av nivå i ulike høgder. Nivået 683, mellom Vetahaugen og skråninga i sør (figur 20), vil no bli diskutert. Dette nivået har også vore omtala av Gjessing (1960) (kap. 1.2.2). Han beskriv ei stor bekkevifte frå 690 m.o.h. der den bratte bergsida i sør har ei bukt innover, dette er også stadfesta i denne undersøkinga. Det er tydeleg at ovafor denne bukta har det blitt tilført mykje vatn og materiale, som kan ha vore med forma den tydelege flata på 683 m.o.h. Seinare eller samstundes med dette har materialtilgang og tilførsel av vatn komme frå lengre aust, frå tappinga som er omtalt i 6.3, frå passpunktet 680 m.o.h. Passpunkt 680 m.o.h. kan ha blitt nedskore noko i etterkant, og kan dermed samsvare godt med nivå 683 m.o.h.

6.5 Mogleg hendelsesforløp

Botheimsetra ligg øvst i terrenget av dei undersøkte områda, og er danna lengst attende i tid. Den vestlege bre- og dreneringsretninga passer godt med sist deglasiasjon (jf. kap. 2.4). Botheimsetra sin flate form, og jordprofil viser at forma kan passer godt med eitt einssidig sete som er danna av ein liten bresjø som har loggi i umiddelbar nærleik til ein kald bre og ei viktig sedimentkjelde. Breen har loggi hella lokalt frå aust mot vest, og vore ei støtte for denne sjøen. Utløpet til sjøen har vore mot vest.

Hovudflata er argumentert danna av ei stor tapping etter ein randsjø, som har gått frå passpunktet i aust mot vest. Dette kan ha skjedd ved sist deglasiasjon da det har loggi ein kald bre i Gudbrandsdalen. Sør for hovudflata er det spor etter ein lateral sjø på Øvre Floten, som kan ha tilført hovudflata vatn og sediment. På hovudflata finn ein også andre former som fortel at det er fleire agensar som har utvikla landforma hovudflata. I aust på hovudflata, ved spylematerialet (E49953.528E, N6884209.107) er det morfologiske spor etter ravinar. Ravinen skjær ikkje hovudflata, og er skarp og godt utvikla. Ravinen kan vere danna av til dømes ei grunnvassravine som startar i botn og utviklar seg vidare oppover. Storofsen er også ei hending som kan vore med danna slike former og tilført mykje vatn. Eskerar i vestleg del av hovudflata og tverrprofil 2 med dei tre nivåa er også formelement som fortel om fleire

prosessar. Fleire av landformene vi ser i dette området i dag, kan altså stamme frå deglasiasjonen og holosen. Mangel på dateringar gjer det vanskeleg si noko meir.

Grunnen til at vi finn lister og nivå i skråninga i sør (Nedre Floten) og ikkje på den andre sida av dalen kan skyldas at vi slett ikkje har med palaeostranlinjer frå Store Dølasjø og gjere, men at det er glasifluviale former danna i tilknytning til ein kald bre og av tilstrøyming av vatn frå skråninga i sør, frå blant anna Kvernåi. Breskilet har loggi vest i Jotunheimen og vore nært til feltområdet som har vore undersøkt. Det vil ha vore mykje vatn tilstades ved deglasiasjonen i dette området, som har drenert over Lesjaskogsvatnet og kan ha vore med forma linjene vi i dag ser. Det er framleis slik at det er mange spørsmål kring prosessen og alder av danningane, men denne forskinga har vore med utelukka ein heil del hypotesar og komme med nokre nye svar, og spørsmål.

7. Konklusjonar

Denne oppgåva har hatt som mål å studere terrasseformene ved Kvernåi-Vidflotten i Lesja, Nord-Gudbrandsdalen, for å auke forståinga om landformene og prosessane som har danna dei. Ei hovudproblemstilling var å avklare om ein kunne finne nivåstyrte formelement som palaeostrandlinjer og terrasser frå Store Dølasjø. Det var også eitt mål å finne ut meir om kronologien og prosessane til dei terrasseforma linjene i studieområdet. Dateringar ville kunne gjeve oss nokre sikrere haldepunkt. På bakgrunn av tilgjengelege data har eg komme fram til følgjande konklusjonar:

- Dei nedre nivåa (635-637 m.o.h.) kan ikkje tolkas som tosidig sete og stammar ikkje frå Store Dølasjø. Nivåa finn ein ikkje på begge sider av dalen, og dei små flate listene er truleg danna av ei drenering som har vore mindre langvarig og stabil enn Store Dølasjø.
- Den tydelegaste terrasseforma i studieområdet er hovudflata. Den hella frå 680 m.o.h. i aust ved Vetahaugen (E500278.005 N6884122.961), til 656 m.o.h. vest ved Vidflotten (E496051.591 N6884954.395). Jordprofil 2 viser ein avsettingsituasjon som har skjedd fort, og i vestleg ende av hovudflata finn ein store mengde avsetningar. Sørøst for hovudflata ligg Øvre Floten (683 m.o.h.), ei flat landform på 1,13km som ligg proksimalt for hovudflata, og har lagt føringar for det som ligg lengre vest (hovudflata). Eit mogleg dannelsesforløp kan ha vore vatn som har gått i sida langs ein kald bre, med ei nordleg retning (og seinare vestleg retning), og fått danna ein randsjø ved Øvre Floten. Hovudflata har så fått tilført vatn og sediment frå denne sjøen, ved ei eller fleire tappingar frå passpunktet ved Vetahaugen til Vidflotten, der den tydelege landforma, hovudflata, har blitt danna og avsett sediment.
- Området Vetahaugen-Vidflotten har ryggar karakterisert av ein vestleg fallkomponent, dette underbygger at det har vore mykje vatn som har drenert vestover, truleg over Lesjaskogsvatnet under sist deglasiasjon.
- Botheimsetra (900 m.o.h.) ligg som eit tydeleg flatt trinn i den vestlege sida av Nord-Gudbrandsdalen. Ovafor denne landforma er det mykje teikn til spyling og dreneringsspor. Den flate landforma saman med jordprofil 1 gjer at Botheimsetra

tolkas som eitt einssidig sete med ein lateral sjø med utløp vest for Bottheimsetra. Bresjøen har vore liten og loggi i umiddelbar nærleik til ein bre og ei viktig sedimentkjelde.

8. Vidare arbeid

Etter arbeidet med denne masteroppgåva har det blitt enda klarare at det framleis er mange spørsmål knytt til området som er studert. Det er eitt komplisert landskapsbilete som krev fleire innfallsviklar og metodar for å forstå formene og prosessane. Dette gjeld ikkje berre i feltområdet mitt i Vidflotten-Kvernåi, Lesja, men også for områda rundt. Tida og tilgangen på metodeinstrument var avgrensa, og ved å ha tatt fleire jordprøvar kunne ein få eitt større romleg bilete på avsettingane. Ved å ta i bruk andre metodar og stille seg nye problemstillingar kan nye *funn* dukke opp som kan gje ei auka forståing for utviklinga av landformene. Her kjem nokre forslag til vidare arbeid for dette spennande feltområdet.

- Eitt hovudproblem i denne oppgåva har vore mangel på dateringar. Ved utgraving av fleire profil kunne det vore mogleg funne organisk materiale ein kunne tatt radiokarbondatering av (C-14). Denne metoden avgrensar datering til om lag 40.000 år tilbake i tid, og det hadde vore nyttig brukt andre dateringsmetodar i tillegg for å få eldre dateringar. I denne samanhengen hadde det vore sentralt undersøkt grustaket nedanfor hovudflata nærmare.
- Ei undersøking av ein større romleg utbreiing med feltarbeid i Lesja med fokus på geomorfologiske prosessar i ulike skala vil kunne avdekke nye ting.
- Borre ut ei sedimentkjerne i Svarttjønn for å kunne studere og datere sedimentasjonen etter den vart avsett. Ein kunne da fått ei viktig brikke på plass med datering, kva klima det har vore, og komme nærare korleis Svarttjønn vart danna og sett dette i ein større samheng med landformene rundt.
- Observere andre sida av dalen i felt og lengre sør i Gudbrandsdalen for å få ein større romleg heilskap og ein indikasjon på korleis ting heng saman. Aktuelle metodar kan vere høgdemålingar av flate landformer, sedimentprøvar og aldersdatering. Lengre sør i Gudbrandsdalen finns det fleire tidlegare arbeid (til dømes: (Bergersen et al. 1991, Bergersen & Garnes 1971, Bergersen & Garnes 1972, Garnes & Bergersen 1980)).
- Studere klimasignal, proxydata, for å få eit betre bilete på korleis klimaet har svinga lokalt og regionalt. Dette bør settas i samheng med landformene og tidlegare hypotesar for å kunne verifisere eller falsifisere hypotesane.

Referansar

- Allaby, M. (2008). *A Dictionary of Earth Sciences*. Oxford University Press.
http://www.knovel.com/web/portal/browse/display? EXT_KNOVEL_DISPLAY_bookid=3567&VerticalID=0 (lasta ned 05.01.2012).
- Andersen, B., G (1980). The deglaciation of Norway after 10.000 B.P. *Boreas*, 9, 211-216.
- Aplin, P. (2003). Using Remotely Sensed Data. I *Key Methods in Geography*, red. N. J. Clifford & G. Valentine, 291-308. London: Sage Publications Ltd.
- Arnold, N. & M. Sharp (2001). Flow variability in the Scandinavian ice sheet: modelling the coupling between ice sheet flow and hydrology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 485-502.
- Atkins, C. B., Barrett, P. J. & Hicock, S. (2002). Cold glaciers erode and deposit: Evidence from Allan Hills, Antarctica. *Geology*, 30, 659-662.
- Atkins, C. B. & W. W. Dickinson (2007). Landscape modification by meltwater channels at margins of cold-based glaciers, Dry Valley, Antarctica. *Boreas*, 36, 47-55.
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Review*, 21, 1935-2017.
- Benn, D. I. & D. J. A. Evans. (2010). *Glaciers & Glaciation*. London: Hodder Education.
- Benn, I. D. & D. J. A. Evans. (1998). *Glaciers & Glaciation*. London: Hodder Arnold.
- Bennett, M. R. & N. F. Glasser. (2009). *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms*. West Sussex: John Wiley & Sons Ltd.
- Bergersen, O., F, M. Thoresen & R. Hougsnæs (1991). Evidence for a newly discovered Weichselian interstadial in Gudbrandsdalen, central south Norway. *Striae*, 34, 103-108.
- Bergersen, O., F. & K. Garnes (1971). Evidence for sub-till sediments from a Weichselian Interstadial in the Gudbrandsdal Valley, Central East Norway. *Norges Geografiske Tidsskrift*, 25, 99-108.
- (1972). Ice Movments and Till Stratigraphy in the Gudbrandsdal Area. Preliminary Results. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 26, 1-16.
- Bergersen, O. F. & K. Garnes (1981). Weichsel in central South Norway. A general view of the deposits from the Gudbrandsdalen Interstadial and from the following ice age. . *Boreas*, 10, 315-322.
- Berthling, I. (2010). Field measurements of river cross profiles using surveying equipment. *NGF Abstracts and Proceedings of the Geological Society of Norway* 3, 23-26.
- Blott, S. J. & K. Pye (2001). GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Blytt, A. (1892). En kalktuff fra Fåberg. *Naturen* 6, 11-63.
- Briggs, D. (1977). *Sources and Methods in Geography: Sediments*. Butterworths.
- Burt, T. (2009). Scale: Resolution, Analysis and Synthesis in Physical Geography. I *Key Concepts in Geography*, red. N. J. Clifford, S. L. Holloway, S. P. Rice & G. Valentine, 199-216. London: Sage Publications Ltd.
- Carling, P. A., M. Knaapen, P. Borodavko, J. Herget, I. Koptev, P. Huggenberger & S. Parnachev. (2011). Paleoshorelines of glacial Lake Kuray-Chuja, south-central Siberia: form, sediments and process. I *Ice-Marginal and Periglacial Processes and Sediments*, red. I. P. Martini, H. M. French & A. Pérez Alberti, 111-128. London: Geological Society.
- Clapperton, C. M., J. D. Clayton, D. I. Benn, C. J. Marden & J. Argollot (1997). Late Quaternary Glacierr advances and Palaeolake highstands in the Bolivian Altiplano *Quaternary International*, 38/39, 49-59.
- Engen, A. (2012). *Lesja (kommuneingress, plasseringskart)*.
[http://snl.no/bilde/Lesja_\(kommuneingress,_plasseringskart\)](http://snl.no/bilde/Lesja_(kommuneingress,_plasseringskart)) (lasta ned 15.01.2012).
- Flatby, R. (1987). *Setedannelse i Kakelldalen med sammenlignende studier frå Øvre Gudbrandsdale*. Masteroppgave i naturgeografi, Gegrafisk Institutt, Universitetet i Oslo.

- Follestad, A., B., . (2010). LESJA kommune, kvartærgeologisk kart i M 1:80000. Norges geologiske undersøkelse.
- Follestad, A. B. & O. Fredin (2007). Late Weichselian ice flow evolution in south-central Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 87, 281-289.
- Fredin, O. (2002). Glacial inception and Quaternary mountain glaciations in Fennoscandia. *Quaternary International*, 95-96, 99-112.
- Garnes, K. (1975). Øst-Jotunheimen. Beskrivelse og vurdering av de geomorfologiske og kvartærgeologiske forhold for "Landsplan for naturområdet/forekomster. Geological institute, Dept. B, University of Bergen.
- Garnes, K. & O. F. Bergersen (1980). Wastage Features of the inland ice sheet in central South-Norway. *Boreas*, 9, 251-269.
- Gerrard, J. (1992). Soils on glacial and fluvioglacial landforms. I *Soil Geomorphology. An integration of pedology and geomorphology*, 140-154. London: Chapman & Hall.
- Gjessing, J. (1960). Nordre Gudbrandsdalen. I *Isavsmeltingstidens drenering, dens forløp og formsannende virkning i Nordre Atnedalen.*, 330-371. Oslo.
- Guezou, J. C. (1978). Geology and structure of the Dombås-Lesja area, southern Trondheim region, south-central Norway. *Norges geologiske Undersøkelse*, 340, 1-34.
- Gunnarsdøttir, H. (1996). *Holocene vegetation history in the northern parts of the Gudbrandsdalen valley, south central Norway*. doktorgrad, Institutt for geologi, Universitetet i Oslo.
- Hansen, A. M. (1891). *Strandlinje-studier*. Cammermeyer.
<http://ask.bibsys.no/ask/action/show?pid=931334659&kid=biblio> (lasta ned 15.03.2012).
- Haugbotn, O. (1992). Landskapet i Lesja. Lesja.
- Holmsen, G. (1915). Brædemte sjøer i Nordre Østerdalen. *Norges Geologiske undersøkelse* 73.
- (1918). Gudbrandsdalens bræsjø. *Norges Geologiske Undersøkelse*, Aarbok.
- Håvik, O. A. (2003). *Glacial geomorfologi i sydlige delar av Rondane i Weichsel*. Hovudoppgåve i naturgeografi, Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Inkpen, R. (2005). *Science, Philosophy and Physical Geography*. London: Routledge.
- James, T. D. (2008). Remote sensing of environmental change
I *An Introduction to Physical Geography and the Environment*, red. J. Holden, 639-674. Essex: Pearson Education Limited.
- Kavanagh, B., F. (2009b). Leveling. I *Surveying Principles and Applications* 25-68. New Jersey: Pearson Education.
- Kavanagh, B. F. (2009a). Satellite Positioning. I *Surveying Principles and Applications* 235-286. New Jersey: Person Education.
- Kjøllmoen, B. (2011). Glaciological investigations in Norway in 2010. Oslo: NVE.
- Knighton, D. (1998). Fluvial Processes. I *Fluvial Forms & Processes*, 96-150. London: Hodder Education.
- Lidmar-Bergström, K., C. D. Ollier & J. R. Sulebak (2000). Landforms and uplift history of southern Norway. *Global and Planetary Change*, 24, 211-231.
- Lowe, J. J. & M. J. C. Walker. (1997). Geomorphological evidence. I *Reconstructing Quaternary Environments*, 18-84. Essex: Addison Wesley Longman
- Lundquist, J., et al (1986). Late wichselian glaciation and deglaciation in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 5, 269-292.
- McCormac, J. (2004a). The Global Positioning System (GPS). I *Surveying*, 277-292. Hoboken: John Wiley & Sons.
- . (2004b). GPS Field Applications. I *Surveying*, 277-304. Hoboken: John Wiley & Sons.
- Meteorologisk institutt. (2011). *Månedsnormalar for temperatur og nedbør for Kjøremgrenda, Oppland.* .
http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73.39035.73_39080&_dad=portal&_schema=PORTAL (lasta ned 25.08.2011).

- . (2012). *Klimanormaler og ekstremere*. <http://met.no/Klima/Klimastatistikk/Klimanormaler/> (lasta ned 04.01.2012).
- Moen, A. (1998). *Nasjonalatlas for Norge: Vegetasjon*. Hønefoss: Statens Kartverk.
- Nesje, A. (2012). *Brelære. Bre, landskap, klimaendringer og datering*. Kritiansand: Høyskoleforlaget.
- Nordgulen, Ø. & A. Andresen. (2007). Jordas urtid. I *Landet blir til*, red. I. Ramberg, B., I. Bryhni & A. Nøttvedt. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- norge.no. (2012). *Norgeskart*. <http://kart.norge.no/> (lasta ned 01.12.2011).
- Norges Geologiske Undersøkelse. (2012). *Løsmassekart*. <http://www.ngu.no/kart/losmasse/> (lasta ned 05.01.2012).
- Ramsli, G. (1947). Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 11, 253-261.
- Reid, I. (2003). Making Observations and Measurements in the Field: an Overview. I *Key Methods in Geography*, red. N. J. Clifford & G. Valentine, 209-222. London: Sage Publications Ltd.
- Rekstad, J. (1895). Bræbevægelsen i Gudbrandsdalen mod slutningen af istiden. *Arch. Math. Naturv.*, 17.
- (1896). Mærker efter Istiden i det nordlige af Gudbrandsdalen. *Arch. Math. Naturv.*, 18.
- Rekstad, J. (1898). Mærker efter Istiden i det nordlige af Gudbrandsdalen, 2. *Arch. Math. Naturv.*, 20.
- Reusch, H. (1886). Vieflotten i Gudbrandsdalen. *Naturen*, 10, 82-85.
- Reusch, H. (1910). De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 57.
- (1920). Falske strandlinjer. *Norsk geologisk tidsskrift*.
- Rhoads, B. L. (2005). Process/Form. I *Questioning geography*, red. N. R. A. Castree & D. Sherman, 131-150. Malden: Blackwell Publishing.
- Rhoads, B. L. & C. E. Thorn (1993). Geomorphology as science: the role of theory. *Geomorphology*, 6, 287-307.
- Rhoads, B. L. & C. E. Thorn. (1996). Observation in Geomorphology. I *The Scientific Nature in Geomorphology*, red. B. L. Rhoads & C. E. Thorn, 21-56. Chichester: John Wiley & Sons.
- Skei, I. (2005). *GPS-måling i skog med håndholdte kodemottakere*. Mastergrad, Institutt for Matematiske Realfag og Teknologi, Universitet for miljø- og biovitenskap.
- Sollid, J. L. & A. J. Reite. (1983). The last glaciation and deglaciation of Central Norway. I *Glacial deposits in north-west Europe*, red. J. Ehlers, 41-60. Rotterdam: Balkema.
- Sollid, J. L. & L. Sørbel (1979). Deglaciation of western Central Norway. *Boreas*, 8, 233-239.
- . (1997). Geomorfologien på Dovrefjell Hamar: Fylkesmannen i Hedmark. Miljøavdelingen.
- Souch, C. (2003). Getting Information about the Past: Palaeo and Historical Data Sources. I *Key Methods in Geography*, red. N. J. Clifford & G. Valentine, 195-208. London: Sage Publications Ltd.
- Statens Kartverk. (2012a). *Kart over Gudbrandsdalen*. <http://kart.statkart.no/adaptive2/default.aspx?gui=1&lang=3> (lasta ned 03.01.2012).
- . (2012b). *Kart over Lesja*. <http://kart.statkart.no/adaptive2/default.aspx?gui=1&lang=3> (lasta ned 05.01.2012)
- Sulebak, J. R. (2007). *Landformer og prosesser*. Bergen: Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke AS.
- Sørbel, L., A. B. Carlson, K. J. Kristiansen & J. L. Sollid. (1988). Kvartærgeologisk verneverdige områder i Oppland fylke. I *DN-rapport*. Trondheim: Geografisk institutt, universitetet i Oslo.
- Thorsenes, T. (1985). *Breelv- og bresjøsedimentasjon i Dombåsområdet, Oppland*. Mastergrad, Geografisk institutt, Universitetet i Bergen.
- Tollan, A. (1962). *Isavsmeltingens forløp i og omkring kjølenfjellene mellom Vågå og Lesja*. Mastergrad, Universitetet i Oslo.
- (1963). Trekk av isbevegelsen og isavsmeltingen i Nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 223, 328-345.

- Tweed, F. S. & A. J. Russell (1999). Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics. *Progress in Physical Geography*, 23, 79-110.
- Van Sickel, J. (2008). *GPS for Land Surveyors*. Boca Raton: CRC Press Taylor & Francis Group.
- Vorren, T., O (1977). Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas*, 6, 247-257.
- Vorren, T., O. & J. Mangerud. (2007). Istider kommer og går. I *Landet blir til: Norges geologi*, red. I. Ramberg, B, I. Bryhni & A. Nøttvedt, 478-531. Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Vorren, T., O., J. Mangerud, L. H. Blikra, A. Nesje & H. Sveian. (2007). Norge av i dag trer fram. I *Landet blir til: Norges geologi.*, 532-555. Trondheim Norsk geologisk forening.
- Øyen, P. A. (1896). Strandlinjer i Gudbrandsdalen *Arch. Math. Naturv.*, 18.