SVERRE HUSEBYE

oo5 Glomma og Lågen,
48 Ånestad kraftverk, 40 Rauddal pumpeverk,
52 Dalsvatn kraftverk.

Bidrag til naturverndelen i fagrapport for Samlet Plan.

Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer,
Universitetet i Oslo
1984

SVERRE HUSEBYE

oo5 Glomma og Lågen,
48 Ånestad kraftverk, 40 Rauddal pumpeverk,
52 Dalsvatn kraftverk.

Bidrag til naturverndelen i fagrapport for Samlet Plan.

Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer,
Universtitetet i Oslo
1984

ØVRE OTTA- UTBYGGINGEN

005 GLOMMA OG LÅGEN

48 ÅNESTAD KRAFTVERK

40 RAUDDAL PUMPEVERK

52 DALSVATN KRAFTVERK

Bidrag til naturverndelen i vassdragsrapporten for Samlet plan. Geologi (foreløpig utgave).

Utarbeidet av S. Husebye, Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer, Universitetet i Oslo.

Bygger på studie og tolkninger av flyfoto, litteratur og kart.

Generelt

Geografisk avgrensing

Utbyggingsalternativene omfatter Ottaelva mellom Ottavatn i øst og vannskillet ved Grotli i nordvest. På nordsida av Ottadalen inngår elvene Tora og Føysa i enkelte alterntativer. Mot vest og sør avgrenses området av dagens vannskille til Sognefjellet og Leiras nedbørfelt. Følgende sidevassdrag til Otta ligger innenfor dette området og vil bli berørt (fra sør):

1. Bøvra og Leirdalen
2. Lundadalen (Skjøli)
3. Tundradalen (Tundra)
4. Bråtådalen (Ostra)
5. Raudalen (Framrusti)
6. Tora og Føysa
7. Ottadalen oppstrøms Pollfoss
8. Ottadalen mellom Pollfoss og Ottavatn

Utbyggingsalternativ (av 18.8.83)

Det foreligger to hovedalternativer A og B. Innenfor disse er det framlagt fire alternativ som omfatter ulike inngrep.

Alt. A: Oppsamling via takrenne av Ottas sideelver fra Tora og Føysa i nord til Bøvra i sørøst med overføring av vannet til Ånestad kraftverk ved Ottavatns vestende.

Alt. B: To separate takrenne-prosjekter av Ottas sideelver. Det østligste omfatter Leira, Bøvra og Skjøli vassdraget med overføring av vannet til Bøvri kraftverk og utslipp på sørsida av Ottavatn ca. 3 km fra vestenden. Det vestligste takrenne-prosjektet omfatter elvene fra Tundradalen i øst til Tora og Føysa i nord. Vannet vil bli utnyttet i Glitre kraftverk med utslipp ved Framfustis utløp i Otta ved Pollvatnet. I tillegg inngår utnyttelse av Ottas fall fra Heggjebotnvatnet via Øyberg kraftverk med utslipp i Ottavatnets vestende.

Innenfor de to alternativene er fire grader av utbygging foreslått:

1. Raudalsvatn regulert som i dag og samtlige foran nevnte elver berørt.
2. Som pkt. 1 men uten Tora og Føysa.
3. Raudalsvatn som stormagasin, ellers som pkt. 1.
4. Som pkt. 3 men uten Tora og Føysa.

KAP. 1

Geologi - Øvre Otta (Generelt)

Beskrivelsen av berggrunnen tilhørende Jotunheimsynklinalen er delvis hentet fra Karlsen og Stene 1978 (Rapp 78/02).

Området som omfattes av Øvre Otta utbyggingen kan grovt sett inndeles i to berggrunnsregioner, det vestnorske grunnfjells-området i nord og vest og skyvedekkene i Sogn-Jotunheimsynklinalen i sør (Bøverdalen). Strøk og struktur er bestemt av den kaledonske fjellkjedefolding.

Det vestnorske grunnfjellsområdet består hovedsakelig av gneisbergarter (bunngneis). Opprinnelig er muligens bergartene av prekambrisk alder, men på grunn av den sterke omvandlingen under den kaledonske fjellkjedefolding er alderen vanskelig å bestemme. Geologisk antas derfor det vestnorske grunnfjellsområdet å være av yngre alder (kaledonsk) enn f.eks. grunnfjellsområdene i Sør-Norge og Finnmark (prekambrisk). Strukturen er helt eller delvis kaledonsk. Ved Hestbrepiggane og videre mot sørvest er en større forekomst bestående av granitt/granodioritt. Denne ligger høyere enn 1000 m o.h. og representerer en yngre intrusiv fase i det vestnorske grunnfjellsområdet. Fra Sotskarvet via østenden av Raudalsvatn mot Grotli går et bånd bestående av glimmergneis og kvartsitt med stedvise forekomster av amfibolitt, krystallinsk sandstein, ultrabasitt og kalksilikatbergarter. Disse tilhører gneiskomplekset.

Bergartene i Bøverdalen og Leirdalen er bestemt av avsetninger i den nordvestre del av Sogn-Jotunheimsynklinalen. Denne strekker seg fra Vågå til Sogn. I synklinalen ligger skjøvne gabbroide og krystallinske bergarter (Jotundekkene) over fyllittiske, sparagmittiske og prekambriske sedimentære og metamorfe bergarter.

Grovt sett kan berggrunnen deles inn i sju hovedgrupper:

1. Øvre Jotundekke
2. Valdressparagmitt
3. Undre Jotundekke
4. Bunngneis
5. Fyllittavdelinger
6. Sparagmitt
7. Prekambriske bergarter i forlandsområdet

Lagene faller inn mot sørøst. Landformene er bestemt av den kaledonske folderetning, sørvest-nordøst og en tverr-retning, sørøst-nordvest. Langs grensene av skyveplanene er bergartene sterkt forskifret og mylonittisert (knuste, omvandlet, delvis omkrystallinisert).

Det øvre Jotundekket består hovedsakelig av basiske eruptiver (gabbro) med lokale innslag av olivinstein. Bergartene er harde og dermed motstandsdyktige mot erosjon. Jotunheimens sentralmassiv består av slike bergarter og rundt Bøverdalen dukker de andre lagene fram. Disse er delvis omvandlet (mylonittisert) og forskifret pga. foldingene. Omvandlede eruptiver og sedimentære bergarter er forholdsvis lett forvittelige og derved mer rik på erosjonsformer enn de harde gabbrobergartene i Jotunheimen. Mellom det øvre (basiske eruptiver) og det undre jotundekket (krystallinske bergarter) ligger et lag valdressparagmitt som igjen kan inndeles i to avdelinger; en øvre med basiske gråvakkebergarter og en undre med feltspatførende sandstein. Mellom det undre jotundekket og de prekambriske bergartene i forlandsområdet (vestnorske grunnfjell) ligger lag bestående av sparagmitt, kvartsitt og metamorfe kambrosilur bergarter av fyllittkarakter. Stedvis inneholder disse kalkholdige lag. Kalkrike lag er særlig utsatt for kjemisk forvitring. Denne forvitringsformen i kalklagene har bl.a. gitt opphav til et særpreget karstlandskap ved Bøvertun og flere grotter ved Dummdalen.

BØVRA

Geologi

I området langs Bøvras dalføre er det fem tektonisk-stratigrafiske ledd i den geologiske bygning: bunngneis (vestnorske grunnfjellsområde), den overliggende eokambriske og kambro-ordoviciske lagrekke (yngre sedimenter under dekkene), Otta-dekket (undre Jotun-dekkets krystalline bunnmassiv), Valdres-gruppens sedimenter og Jotun-dekket (øvre).

Om tektonikken kan det sies at lag og skifrighetsflater i alminnelighet faller mot sør eller sørvest inn mot "foldingsgrøften". Tverrfolding langs nordvestlige akser er observert ved Elveseter. De større tektoniske enheter faller også innover mot grøften.

Ved Lom er sedimentene stort sett ensartet over en bredde på ca. 6 km fra bunngneisen til undergrensen av dekkene. De består av vekslende lag sand-silt og leirsedimenter. Det er lyse sandsteiner som kan minne om lys sparagmitt og mørke som kan likne mørke sparagmitter. Sandsteinene finnes ikke i tykke ensartede lagrekker, men veksler med fyllitter og sandsteinskifrer.

Lomseggi består av stripet og sliret gneis. På nordsida markerer en skyvegrense (som senere er forkastet) overgangen til sedimentkomplekset. Tilnærmet parallelt med skyvegrensen i øst-vest retning følger først et bånd arkositt med fyllittiske bergarter, et smalt bånd kvartsitt før et større område bestående hovedsakelig av fyllitt med svartskifer. De nevnte bergarter krysser Bøvra ved Fålvål i nord og ved Munngjelsøygard (ved Galdesand) i sør. Ved veien ved Bøvra ovenfor Galdesand er det tykke benker av mørk sandstein som veksler med skiferlag. De samme bergarter kan følges langs Bøvra og Leira til Elveseter hvor de står i dalbunnen, og i den sørøstre dalside under Ottadekket. I den nordvestre dalside av Leirdalen ovenfor Elveseter

er hovedbergartene tynnskifrige fyllitter, tildels svarte og kullstoffrike. Liknende forhold med fyllitter nordvest for og under en avdeling mer grovkornede sedimenter er det også i et profil ovenfor Røisheim i Bøverdalen. I Leirdalens bunn dominerer Ottadekkets bergarter (arkositt med fyllittiske bergarter). I sørøstre dalside er et lag overveiende basiske dypbergarter (skifrige og mylonittiske) tilhørende Jotundekket. Over dette ligger to avdelinger mylonittbergarter. Nederst mylonittiske og tynnskifrige (overveiende sedimenter, og over dette mylonittiske og skifrige bergarter (overveiende basiske eruptiver). Mellom de tre nevnte lag (avdelinger) går skyvegrenser som senere er forkastet. Ovenfor mylonittbergartene dominerer bergartene tilhørende Jotundekket (øvre), hovedsakelig gabbro.

Ved Leiras knekk mot sør og i området øst og sør for Høydalsvatn er det forekomster av konglomerat (hovedsakelig kvarts/kvartsittboller). Rundt Bøvertunvatn sør for Høydalsvatn og videre mot nordøst til Nettoseter ved Bøvra er et større område bestående av kalkstein/kalkskifer. Denne bergarten er særlig utsatt for kjemisk forvitring, noe som har gitt opphav til flere grotter i Dummdalen og et særpreget karstlandskap ved Bøvertun.

Vest for kalksteinsområdet fra Storevatn over Svarttjern og Høydalsvatn og videre mot nordøst strekker et bånd bestående av fyllitt/glimmerskifer med arkositt, kvartsitt og svartskifer seg. I området er det enkelte kalkskiferlag nord og nordøst for Høydalsvatn. Mellom dette området og skyvegrensen mot bunngneisområdet i vest og nord dominerer et dekke bestående hovedsakelig av glimmerskifer og svartskifer. Enkelte parallelle "striper" av grønnstein og grønnskifer ved nordre Sekken og Holleindalen. I området Holleina er det lokale forekomster av ultrabasitt (delvis serpentinisert).

De sedimentære skyvedekkebergartene er markert mot bunngneisområdet (det vestnorske grunnfjellsområdet) i vest og nord ved en skyvegrense som senere har vært utsatt for forkastning.

Flere sprekker i de fleste retninger setter sitt preg på berggrunnen. Retningene nordøst-sørvest og nordvest-sørøst synes å dominere. Dette tilsvarer bl.a. den kaledonske folderetning. En forkastning går fra Høydalsvatn i nordlig retning mot Høydalsvatn. Eksfoliasjon er kun observert i botnen ved Tverrbytnavatn.

LEIRA

Geologi

En del av beskrivelsen er hentet fra Trudeng (1978). Berggrunnen består av massiver fra øvre Jotundekke. Det er forholdsvis ensartet, og består for det meste av basiske eruptiver, især gabbrobergarter, med mindre lokale innslag av olivinstein. Berggrunnen har blitt utsatt for stort press og er blitt både foldet og skjøvet. Antagelig skjedde dette under den kaledonske fjellkjedefolding. Bergartskompleksene synes å være skjøvet fra nordvest mot sørøst. Bergartene viser to tydelige strukturretninger. Den ene er den kaledonske hovedretningen og går sørvest-nordøst. Den andre retningen, kalt tverr-retningen, går sørvest-nordøst. Dominerende strøkretning er øst-nordøst og fallet er nordlig. Gabbro er en "hard" bergart som er vanskelig å erodere.

Mot Leirdalen/Bøverdalen er tre ulike mylonittbergarter adskilt av skyvegrenser. Øverst er bergartene mylonittiske og skifrige bestående overveiende av basiske eruptiver. Det undre er mylonittiske og tynnskifrige bergarter hovedsakelig bestående av sedimenter. Mylonitten reflekterer til en viss grad sammensetningen av skyvedekket som er blitt foldet og skjøvet. Den nedre del av Leirdalen består av arkositt med fyllittiske bergarter. Mellom dette laget og mylonitten går et nordøst-sørvestgående bånd av konglomerat (hovedsakelig kvarts/kvartsittboller) på tvers av dalen.

SKJØLI

Geologi

Berggrunnen i nedbørfeltet er forholdsvis homogen, bestående av sliret og stripet gneis tilhørende det vestnorske grunnfjellsområdet.

Mellom yste og heimste breen ved Hestbrepiggane dominerer migmatitt. Selve Hestbrepiggan-massivet består av granitt/granodioritt (Hestbrepigg-granitt) og representerer en yngre intrusiv fase i grunnfjellsområdet. Granittområdet er avgrenset nedad til ca. 1000 m koten. Sør og øst for vann 1587 m o.h. (sør for Vesledalstind) er enkelte mindre forekomster amfibolitt.

Ved Hesthø-Grjotåkampen krysser et hjørne av sedimentkomplekset tilhørende skyvedekkene dalen. Bergartene er hovedsakelig fyllitt med svartskifer (Grjotåkampen og et smalere bånd sørover til Hunningsbreen), kvartsitt (Høgberget og videre mot øst) og arkositt med fyllittiske bergarter (Hesthø, Sandgrovhø). Rett vest for Kvilingsgrovis samløp med Skjøtli ligger en liten rest tilhørende skyvedekkebergartene (hovedsakelig fyllitt med svartskifer).

Skyvedekkebergartene er mot nord avgrenset med en skyvegrense som senere er forkastet. Skyvegrenser danner ellers overgangen mellom sedimentkompleksbergartene og grunnfjellsområdet.

Ved Daláis samløp med Skjøli krysser to forkastninger dalbunnen i nordøst-sørvestlig retning. I fjellsidene parallelt med Lundavatnet er det tilsvarende forkastninger. Berggrunnen i området er rik på sprekker i de fleste retninger. En hovedretning nordøst-sørvest synes allikevel å dominere. Enkelte steder antydes også en tverr-retning nordvest-sørøst. Sprekkesystemene synes til en viss grad å reflektere den kaledonske folderetningen. Eksfoliasjon (overflateavskalling pga. bergtrykk) er utbredt, særlig i fjellsida mellom Holåbreen og Lundavatnet.

TUNDRA

Geologi

Berggrunnen i nedbørfeltet er homogen, bestående av stripet og sliret gneis. Ved Ytre Gjelåbreen er en mindre forekomst migmatitt. Opp mot Tundradalskyrkja er det enkelte forekomster av granittisk/granodiorittisk gneis. Sør for Sottjørnin går et smalt bånd kvartsittiske bergarter (lokalt krystallinsk sandstein) i svakt buet øst-vestlig retning.

Tektonisk er området preget av flere mindre sprekker i alle retninger. Tre nærmest parallelle forkastninger krysser dalen i nordøst-sørvestlig retning (ca. 3 km sørvest for Gammelstulen; ca. 3 km nordøst for Gammelstulen, ca. 2 km sør for Tondras samløp med Ostra).

I fjellsidene parallelt med dalen er det mindre forkastninger. Råkåkampens østside er utsatt for eksfoliasjon (avskalling av bergoverflaten pga. bergtrykk).

OSTRA

Geologi

Området ligger i sin helhet innenfor det vestnorske grunnfjellsområdet. Berggrunnen består hovedsakelig av stripet og sliret gneis. I området sør for Søkkebreen er det et innslag av amfibolittisk gneis. Stedvise forekomster av granittisk/granodiorittisk gneis finnes også.

Fra Sottjørnin går et bredere bånd bestående av glimmergneis (lokalt kalksilikatbergarter) i nordøstlig retning. Ved Tuvet dreier dette mot nordvest over utløpet av Raudalsvatn. Langs toppene av Sotskarvet og videre mot Tuvet går et tydelig bånd bestående av kvartsittiske bergarter (lokalt krystallinsk sandstein). I glimmergneisområdet er det lokalt forekomster av amfibolitt og ultrabasitt (delvis serpentinisert).

Området er preget av utallige mindre sprekker i alle retninger. Ca. 1 km nord for Livatns utløp krysser en forkastning dalen i sørvestlig retning. Denne splitter seg opp i tre-fire parallelle forkastninger (sørvestlig retning) i fjellområdet mellom Liavatn og Søkkebreen. I samme område er det også et par kryssende forkastninger i nord-sør retning.

I fjellsida nordvest for Ostra og Liavatn er det mer eller mindre sammenhengende eksfoliasjon (avskalling av bergoverflaten pga. bergtrykk).

FRAMRUSTI

Geologi

Nedbørfeltet ligger i det vestnorske grunnfjellsområdet. Berggrunnen består hovedsakelig av stripet og sliret gneis. Mellom Raudalsvatn og Sandgrovbreen er en mindre migmatittforekomst. I området vest for Raudalsvatn (mellom Raudalsvatn og Jostedalsbreen) utgjør granittisk/granodiorittisk gneis sammen med stripet og sliret gneis berggrunnen.

Ved Raudalsvatns østende går et bredere bånd i nordvestlig retning (mot Glitrevatn - Skridulaupen) bestående av glimmergneis (lokalt kalksilikatbergarter). I dette "bredere båndet" er det flere smale parallelle "striper" (i nordvestlig retning) bestående av amfibolitt og kvartsittiske bergarter (lokalt krystallinsk sandstein). På tvers av utløpet av Raudalsvatn er en mindre forekomst av ultrabasitt (delvis serpentinisert).

Tektonisk består området av en god del mindre sprekker i de fleste retninger. Vest for Raudalsvatn synes en nordvest-sørøstlig sprekkeretning å være dominerende. Bortsett fra en mindre forkastning med retning nordvest-sørøst mellom Raudalsvatn og Skridulaupen er området uten forkastninger. Eksfoliasjon (avskalling av bergoverflaten som følge av bergtrykk) er observert i begge fjellsidene langs Raudalsvatnet.

OTTA - NORD FOR POLLFOSS

Geologi

Nedbørfeltet ligger i sin helhet innenfor det vestnorske grunnfjellsområdet. Stripet og sliret gneis dekker størstedelen av området. Et bredere bånd glimmergneis (lokalt kalksilikatbergarter) krysser Glitrevatn (dekker området vest for vannet) og fortsetter mot nord over Grotlivatn og vest for Vuluvann (742,2 m o.h.) og videre til Skrådalsvatn og Vuluvatn (1148 m o.h.). I båndet er det enkelte forekomster av amfibolitt (vest og sør for Glitrevatn) samt smale bånd av kvartsittiske bergarter (lokalt krystallinsk sandstein) (sør for Glitrevatn, mellom Grotlivatn og Vuluvann samt nord og øst for Breidalsvatnet). Mellom Grotlivatn og Fremste Vikvatn går et forholdsvis smalt bånd anorthositt (ca. 2 km nord for Grotli fjellstue ligger en mindre forekomst av anortositt).

Nord for Grotlivatn er det tre skyvegrenser som seinere er forkastet. Den vestligste danner grensen mellom anortositt-båndet og gneisområdet. Videre vestover er det ytterligere fire forkastninger. (Den sør for Kollhøvatn er en skyvegrense som senere er forkastet.) Alle forkastningene har en tilnærmet nordvest-sørøstlig retning. I området sør for Breivatn - Langevatn har forkastningene (tre) retning nordøst-sørvest. Alle de mindre sprekkene i berggrunnen synes stort sett å innordne seg disse to hovedretningene selv om avvik finnes. Både sprekker og forkastninger reflekterer den kaledonske folderetning.

Ved Langevatn og Djupvatn er det tegn på eksfoliasjon (avskalling av overflaten som følge av bergtrykk).

TORA - FØYSA

Geologi

Området ligger i det vestnorske grunnfjellsområdet. Berggrunnen er homogen og består av stripet og sliret gneis. Et. ca. 4 km bredt bånd glimmergneis (lokalt kalksilikatbergarter) krysser i øst-vest retning ca. 3 km nord for Billingen.

Ved og nordvest for vann 1421 m o.h. (i Føysas nedbørfelt) går tre parallelle skyvegrenser som senere er forkastet i nordøst-sørvestlig retning. En tilsvarende skyvegrenseforkastning danner den østlige avgrensningen av glimmergneisområdet. I Torsdalen går en forkastning i sørøst-nordvest retning ca. 1 km sør for Tverråas samløp med Tora. Berggrunnen er gjennomsatt av et stort antall sprekker. To hovedretninger (nordvest-sørøst og nordøst-sørvest) synes å dominere. Retningene sammenfaller med den kaledonske folderetning.

KVARTÆRGEOLOGI

- Glasiasjonsepoker

En rekonstruksjon av isbevegelsen under siste istid (Weichsel) kan kort skisseres i fire faser.

Fase 1 kalles glasiasjonsfasen. Glasiasjonen begynte trolig i de høyeste fjellområdene langs vannskillet mot vest. Dette medførte et glasiasjonssentrum over Jotunheimen mot Jostedalsbreen og et annet i fjellområdene vest for/rundt Torsvatn. De tilhørende isstrømmer fulgte hoveddalene.

Fase 2 også kalt "høyfjellsfasen" var en tidlig regional fase under perioden med maksimal nedising. Isskillet lå omtrent der vannskillet er idag. I denne perioden lå det meste av øvre Ottas nedbørfelt under isskillet. Av denne grunn var isbevegelsen i området liten. Isstrømmene ut fra kuliminasjonssonen var uavhengig av lokaltopografien. Retningen var øst/sørøst i nedre Ottadalføret, mot vest fra Sognefjellet og mot nordvest ved Grotli-Torsvatn.

Fase 3 er kalt innlandsfasen og reflekterer tiden med maksimal nedising. Hovedisskillet hadde beveget seg til området sørøst for Sjåk.

Isbevegelsen var mot nord og nordvest i Ottadalen. Kuliminasjonssonen hadde muligens en sekundær gren over Vest-Jotunheimen til Jostedalsbreen-området mellom Luster og Stryn. Isstrømmen var nordvestlig over Torsvatnområdet.

Over Grotli dreide isstrømmene over i mer vest-nordvestlig retning.

Fase 4 er omtalt som den senregionale fase, deglasiasjonsfasen. Det er fra denne fasen de fleste dreneringsspor i området stammer fra. Glasiasjonssentrene lå nå i en bue fra Jostedalsbreen over Holåbremassivet - Hestbrepiggan og sørøstover til Jotunheimen (Bygdin). Isstrømmene ut fra

dette sentret hadde retning mot nordvest over Grotli, mens retningen var nord-nordøstlig i resten av området.

Inntil avsmeltningen begynte var isbevegelsesretningene uavhengige av topografien. Mot slutten oppløses isen seg i lokale kuliminasjonsområder.

Det er imidlertid funnet (Tollan 1963, Holmsen 1964) at det etter den nordvestlige isbevegelse (fase 3) fant sted en dreining mot nord og senere mot nordøst og øst som en følge av glasiasjonssentra i Sentraljotunheimen og senere i Breheimen. Det inngår derfor en eller to faser mellom fase 3 (innlandsfasen) og fase 4 (deglasiasjonsfasen). Glasiasjonssentret i Sentraljotunheimen hadde virkninger på isbevegelsen nordøstover til Dovrefjellområdet. Denne fasen, kalt Jotunheimfasen (Holmsen 1982), inntraff på grunn av Jotunheimens høytliggende beliggenhet. Skuringsstriper mot nord på nordsida av den dypt nedskårne Ottadalen indikerer aktiv glasiasjonsfase i området under deglasiasjonen . Sentraljotunheimen mistet sin regionale betydning i Preboreal da Breheimen overtok rollen som aktivt glasiasjonssentrum ("den preboreale fase"). Isbevegelsen dreide da mot nordøst og øst. Innen kartbladene Sygnefjell, Polfoss , Sjåk, Lom, Vågå og Otta er retningene dokumentert ved skuringsstriper, drumliner, rundsva og blokktransport. At sentraljotunheimen ikke lenger fungerte som et glasiasjonssentrum, men et nunatakkområde med lokalglasiasjon, er påvist av Vorren (1970).

Juvvassmorenen (nord for Turtagrø, kartblad Sygnefjell) med samtidige sidemorener er ikke innfluert av en eldre vestlig isbevegelse, men fra et glasiasjonssentrum over Hestbrepiggane - Jostedalsbreen.

En rekonstruksjon av glasiasjonsforholdene over et større område i Preboreal gir følgende bilde (fra Holmsen, 1982):

Store breutløpere fra innlandsisen rant vestover vannskillene over Tyin mot Årdal, og over Filefjell mot Lærdal. Innlandsisen lå fremdeles over hele Østlandet så langt sør som Indre Oslofjord. Over vannskillene mot vest rant store brearmer ned mot fjordbunnene på Vestlandet. I nord nådde en stor breutløper til omkring Kongsvoll og et stykke nedover den øvre del av Drivdalen.

Det er viktig å konstatere at Sentraljotunheimen i Preboreal ikke lenger var et sammenhengende glasiasjonssentrum, men et nunatakkområde med lokalglasiasjon. En lokalitet som viser dette er Gaupnestadiets Juvassmorene som kan følges i vestskråningen av Fanaråken som en sidemorene.

Også skuringsstripene nord for Høydalsvatnet og vest for Bøvertunvatnet viser at Jotunheimens sentrale fjellområde ikke kan ha fungert som lokalt glasiasjonssentrum under Gaupnestadiet. De yngste skuringsstriper er rettet mot øst i dette området nordligst på Sygnefjell-overgangen. Denne skuringsretning må tilsvare "deglasiasjonsfasen" og spesielt dens siste aktive subfase.

Ved å sammenholde denne skuring med drumliner ved Tundradalens munning i 12 - 1300 meters høyde og drumliner nord for Ottadalføret, må det fastslås at retningen representerer den yngste aktive bevegelse da Breheimen hadde overtatt rollen som regionalt glasiasjonssentrum.

Lokaliteter som stammer fra den kvartære nedising og eventuelle senere glasiasjonsperioder

Foran eller i tilknytning til dagens breer er det israndavsetninger (morener) som vitner om en større utbredelse (av breene) enn dagens. Blant annet i Leirdalen og Lundadalen når disse ned i dalbunnen.

I hele området er det spor etter "fluted surface" (parallelle striper i overflata, hovedsakelig i morenemateriale). Fra Pollfoss og sørover er retningen mot nordøst mens den er rettet mot nordvest i Tora - Føysas nedbørfelt og nærmest rett vest i Grotliområdet.

Rester av eldre dreneringsspor, både ensidige og tosidige spylerenner er observert flere steder (bl.a. fra nord mot Lundadalsvatn, i fjellområdet sør for Nordberg mellom Skjøli og Tundra, fjellområdet mellom Tundradalen og Ostrås dalføre, fjellsida nordøst for Pollfoss og området rundt Glitrevatnet). Drumliner er observert ved Tundradalens munning i ca. 12 - 1300 meters nivå. Rester etter subglasial drenering, eskere, finnes i Ottadalen ved Nordberg. De fleste dalbunnene er fylt med lagdelt materiale (glasifluvialt/elvetransportert). Likedan danner større og mindre vifter overgang mellom sidedalenes elveløp og hovedelvenes dal. Spesielt i Skjø livassdragets nedre deler og Bismoområdet i Ottadalen danner terrassekanter/fluviale erosjonskanter et markert innslag i landskapet. Tilpasningscanyoner/canyonstrekninger er vel utformet i Tundras nedre deler, Ottaelva oppstrøms Dønnfoss samt Toras løp ved Billingen.

Geomorfologi

Deler av beskrivelsen er hentet fra Karlsen og Stene 1978 (Rapp. 78/02).

Storformer

I Øvre Ottas nedbørfelt befinner noen av de høyestliggende fjellområdene i Norge seg. Fjell-landskapet veksler mellom spisse tinder, skarpe egger (Jotunheimen, Hestbrepiggan) og slakere mer avrundede fjellformasjoner med viddekarakter (bl.a. Grotliområdet). Nedbørfeltet er rikt på større og mindre breer. I tilknytning til breene og i dalbunnene er det tildels store løsmasseforekomster (morene, glasifluviale og fluviale avsetninger). Vassdragene er særpreget ved stor materialtransport og vannføring i sommerhalvåret som følge av breenes materialproduksjon og bresmelting.

Landskapet er preget av kontrasten mellom de eldre (prekvartære) og de yngre (kvartære, resente) formelementene. Den kaledonske fjellkjedefolding har vært bestemmende for berggrunnens struktur. Flere daler i nordøst-sørvestlig retning reflektrer hovedfolderetningen.

Den eldre (paleiske) overflaten er særlig utbredt i de nordlige og vestlige deler av nedbørfeltet, men rester finnes innen hele området. Åpne fjellpartier med grunne bassenger omgir høye og alpine fjellpartier i Jotunheimen og Hestbrepiggane. De jevnt skrånende flatene (flyene) er et annet element i den gamle overflaten. Den gamle overflaten representerer en langt fremskredet erosjon av berggrunnen. Erosjonen har foregått over et langt tidsrom. Viddenivået (flyene) og rester av flater på de høye fjelltoppene representerer (muligens en noe ompreget del av) slike gamle erosjonsflater. Dalene og hoveddalens (Ottadalen) mønster tyder på en prekvartær opprinnelse som følge av elveerosjon (fluvial erosjon) i den gamle (paleiske) overflata. I overgangen til sen tertiær gikk klimaet over fra et varmt til et kjølig med tilsvarende overgang fra overveiende kjemisk forvitring og flatemessig denudasjon til fysisk

forvitring, frostsprengning og lineær fluvial (elve-) erosjon (Gjessing 1967, 1977). Utviklingen av det nye dreneringssystemet førte til en sterk nedskjæring i allerede eksisterende paleiske daldrag. Denne prosessen ble kraftig aksentuert i og med iserosjonen under istidene i kvartær-perioden. Dalene fikk av denne grunn et markert glasialt preg.

Spesielt i sør (Jotunheimen) er landskapet sterkt oppskåret, med bare mindre rester av den paleiske overflata bevart. Særlig dalene i nedbørfeltet er sterkt nedskåret med tydelig glasialt preg. Dalsidene er bratte og utsatt for ras (snø- og løsmasseskred) samt steinsprang. Særlig Bøverdalen skifter mellom brede dalbekkener og mellomliggende, trange terskler ("klyper"). Bekkenene er enten fylt med løsmasser (Flåklypa, Medalen, Galdesand, Liasand og ved Nettosetrene) eller med vann. De som er gjenfylt med løsmasser utgjør i dag elvesletter mens overfordypningene som er fylt med vann danner innsjøer (Høydalsvatn, Dalsvatn, Bøvertunvatn og Bøvertjern). Tilsvarende dannelse har også vannene i de andre dalene (Liavatn, Lundavatn, Raudalsvatn samt vannene ved Grotli og Torsvatn). Disse dalene har ikke så karakteristiske trange terskler ("klyper") som Bøverdalen, men U-form og bratte dalsier er felles. Bergartene er ogå hardere (mer motstandsdyktige overfor erosjon) enn i Bøverdalen der løsere fyllittisk berggrunn og svakhetssoner ved kanten av skyvedekket har favorisert erosjonen. De fleste sidedaler munner hengende ut i forhold til hoveddalene. Elvene har skåret seg tilpasningsgjel (canyoner). Tilsvarende forhold gjør seg gjeldende mellom Ottadalen (hoveddal) og dennes sidedaler (bl.a. Bøverdalen, Lundadalen, Tondradalen osv.).

Den kvartære (istidas) glasiale erosjon har ført til dannelsen av botner ved at lokalbreer har omformet senkninger i sidene av de høyeste fjellpartiene. I bunnen av paleiske senkninger mellom fjellhøydene har innlandsisen gravet ut innsjøbekkener av fjellviddetypen (Grotli-området). Botner er vanlige i Jotunheimen og ved Hestbrepiggane. Spisse tinder og skarpe egger står igjen som rester etter den glasiale erosjon.

Aktive breer finnes ennå i dag (både botnbreer, dalbreer og platåbreer (?)). Disse er ikke rester av innlandsisen siden det antas at Norge var isfritt i Subboreal tid (5000-2500 år før nåtid). Dagens breer hadde sin største utbredelse rundt 1750 (den lille istid).

Løsmasser

Det meste av området er dekket av et tynt lag bunnmorene. Denne er usortert med store kantede blokker. Særlig i de bratte dalsidene er mektigheten stor. Som en følge av vannets eroderende og transporterende evne er disse avsetningene ofte ravinerte og materialet ført ut i den nedenforliggende elv, eller avsatt som vifter der dalbunnen flater ut. Slik erosjon og transport foregår gjerne i forbindelse med langvarig og/eller kraftig nedbør eller snøsmelting. Moreneavsetningene virker på denne måten som sedimentkilder for det nedenforliggende dreneringssystem. Raviner i morenemateriale er et karakteristisk fenomen bl.a. i Bøverdalen, Leirdalen og i nedre deler av Lundadalen. Flere steder ligger bare blokker igjen som restmateriale fordi vannet har transportert bort de finere partiklene.

Det er forholdsvis sparsomt med eldre glasifluviale avsetninger bortsett fra de nedre deler i dalene. Rester etter den subglasiale drenering (eskere) finnes blant annet ved Bøvertun, Dalsvatn-Nettosetrene og i Ottadalen ved Nordberg. Terrasser er forholdsvis godt utviklet i nedre deler av Tundradalen, Ottadalen ved Bismoen og Billingen samt nedre deler av Skjølivassdrget. Det meste av Ottadalens dalbunn består av sortert materiale (glasifluvialt/fluvialt transportert og avsatt).

Foran dagens breer er det større eller mindre moreneområder som er avdekket/avsatt siden 1750 e.Kr.f. da breene i området hadde sin største utbredelse. Enkelte steder er dette området avgrenst med en mer markert morenerygg (1750-morenen). Innenfor 1750-morenen er det ofte flere mindre rygger som markerer senere breframstøt. Det resente morenematerialet virker som sedimentkilder for det nedenforliggende vassdrag.

Hydrologi - fluvialgeomorfologi

Som et resultat av de topografiske forhold (høye fjell mot vest) varierer klimaet sterkt i Øvre Ottas nedbørfelt. Dalførene (spesielt Ottadalen) blir liggende i regnskyggen. Klimaet blir mer kontinentalt og strålingsbestemt. Området ligger i le for høyfjellsmassivene, noe som medfører at de fuktige maritime luftmasser fra sørvest og vest tvinges tilværs og avgir det meste av nedbøren over høyfjellsområdene i vest. (M.a.o. et mer advektivt bestemt klima i høyfjellet.) Illustrativt i denne sammenhengen er 30-års normalene (1931-60) for årlig nedbør på Fanaråken (1221 mm/år) og Lom (274 mm/år). Lom-Skjåk er blant de nedbørfattigste områder i Norge.

Avløpet i vassdrag er avhengig av årsnedbøren

Avrenningen gjennom året vil reflektere nedbørfordelingen i brefrie vassdrag. Bortsett fra Øvre Otta nord for Pollfoss defineres vassdragene som brevassdrag (mer enn 5% av nedbørfeltets areal er dekket av breer). Brevassdrag har et årlig døgnlig avløpsregime bestemt av bresmeltingen. Karakteristisk er høy sommervannføring og minimal vintervannføring. Samtidig kan sommervannføringen variere kraftig gjennom døgnet som følge av smelting på breene om dagen. Det årlige totalavløp vil være større enn årsnedbøren (minus fordampning) dersom breene har negativ massebalanse (det smelter mer om sommeren enn det akkumuleres om vinteren). Omvendt vil avløpet være mindre enn årsnedbøren skulle tilsi dersom massebalansen er positiv (mindre årlig smelting enn akkumulasjon).

Breenes evne til erosjon medfører en kontinuerlig sedimentproduksjon. Materialet som produseres, transporteres ut i det nedenforliggende vassdrag av smeltevannet. Enkelt kan det sies at det materialet breen eroderer i løpet av året fraktes ut i løpet av sommeren (ablasjonssesongen). På grunn av breenes effektive evne som eroderende agens er brevassdrag karakterisert ved stor materialtransport (særlig sammenliknet med brefrie vassdrag, leirvassdrag unntatt). På denne måten kan det sies at den resente breerosjonen og erosjonen i moreneavsetningene

foran breene er bestemmende for sedimenttransporten i de berørte vassdrag (spesielt Bøvra, Skjøli og Tundra). Alt materiale som fraktes med rennende vann avsettes når elvas transportevne avtar / blir for liten til videre transport. Resultatet er ulike elvetransporterte avsetningsformer. Der spesielt sideelver med stor gradient møter dalbunnen, vil det bygges opp elvevifter av det groveste materialet. Eksempler på dette er Visas vifte i Bøverdalen som har presset Bøvras elveløp inn mot motsatt dalside. Elvevifter finnes f.eks. i Leirdalen, Bøverdalen, Lundadalen, Tundradalen, langs Øvre Otta og i Torsdalen.

Felles for de fleste dalene er gjenfylling av dalbekkener med grovt materiale. Prosessen antas å ha foregått mer eller mindre kontinuerlig siden isavsmeltingen. Denne prosessen er fremdeles aktiv som et resultat av breelvenes forholdsvis store materialtransport. I Bøverdalen er flere slike bekkener gjenfylt (bl.a. Liasand, Galdesand, Medalen).

Der dalbekkenene er fylt med vann og det er innsjøer, vil det bygges ut deltaavsetninger ved elveutløpene. En deltaavsetning dannes ved sedimentering av elvetransportert materiale i stillestående vann. Felles for alle deltaer er at de danner en likevektsform mellom transport og sedimentasjon. Deltaene er tilpasset vannføringene og transporten i elva og vannstand og innsjøens morfologi (form, størrelse). Vannflaten virker som erosjonsbasis for deltasystemet. Endringer i vannstanden vil medføre erosjon (senkning) eller oversvømmelse av deltaet.

Større og mindre deltaer finnes i de fleste vann i området (Ottavatnet, Vågåvatnet, Lundadalsvatnet, Liavatnet, Øvre Leinvatnet for å nevne noen). Deltaene kan være under utbygging i dag eller de kan være fossile. Fossile deltasystemer er avsatt under andre klimatiske og hydrologiske forhold enn i dag. Avsetninger av denne typen kan derfor inneholde informasjon om tidligere tiders fluvialgeomorfologiske forhold.

Glasiologi

Totalt drenerer 114 større og mindre breenheter med et areal på ca. 200 km^2 (Østrem & Ziegler 1969) til Bøvra og Øvre Otta. Det er særlig elvene Bøvra, Skjøli, Tundra og Framfusti (mindre klar pga. Raudalsvatn) som betraktes som brepåvirkede. Til en viss grad inngår også Øvre Otta mellom Ottavatn og Pollfoss i denne kategorien.

De største og fleste breene ligger i tilknytning til Jotunheimen, Hestbrepigganmassivet, Holåbreen og Sikkelbreen/Søkkebreen.

OTTA - NORD FOR POLLFOSS

I denne beskrivelsen er nedbørfeltet til Tora/Føysa utelatt, da dette er beskrevet i et annet kapittel.

Geomorfologi/Fluvialgeomorfologi

I beskrivelsen inngår vannsystemet som drenerer forbi Pollfoss. Nedbørfeltet avgrenses av Skridulaupmassivet mot Raudalen i sør, Tystigbreen - Djupvatnet på Strynefjellet mot vest, Djupvatnet - Breidalseggi - Krosshø - over Nibba - Svartegga - Vuhuggi mot nord, Tora/Føysa og deler av viddeområdet mot Lordalen i øst.

I nedbørfeltet inngår viddeområdet ved Grotli - Strynefjellet og de mer markerte daldragene; Måråddalen, Vuludalen og Torsdalen.

Vannskillet mot nord på Strynefjellet er dårlig definert pga. områdets viddekarakter. Noen vann drenerer til Øvre Otta, andre nord og vestover til henholdsvis Tafjord, Geiranger og Stryn. Bortsett fra Måråddalen som drenerer Tystigbreen må resten av nedbørfeltet ansees som brefritt i en hydrologisk og fluvialgeomorfologisk sammenheng.

Nedbørfeltet består hovedsakelig av fjellvidder med åpne glasialt modellerte bekken mellom avrundete fjelltopper. Mot vest og nord blir relieffet skarpere og bottenformer setter sitt preg på fjellmassivene (egger og stup).

Ottas dalføre ned mot Pollfoss er åpent med slak gradient bortsett fra enkelte brattere knekkområder. Ved Pollfoss knekker dalen merkbart ned mot Ottadalens nedre dalføre der elva har erodert en canyonstrekning på flere hundre meter. Den øvre del av Ottadalen kan nærmest betraktes som hengende i forhold til den nedre.

De mange større og mindre innsjøene setter sitt preg på landskapet. De største er Breidalsvatn (6,6 km^2), Djupvatn (1,9 km^2), Vuluvatn (1,65 km^2) og Grønvatnet (3,03 km^2) som er overført til Tafjordverkene.

Måråda1en

Måråi drenerer ut i Grotlivatnet der et mindre delta er utbygd. Nedbørfeltet omfatter Måråda1en og dalføret langs riksvei 15 mot Stryn til vannskillet mellom vann 1120 og 1118 (Vassvendtjørnin).

Måråda1en er utpreget glasialt formet (U-form, bekkener, "knekker" i lengdeprofilet og bratte dalsider). Bunnen og de nedre deler av dalsidene er dekket av forholdsvis mektig bunnmorene. Dalenden utgjøres av Måråda1sbreen som er en brearm fra Tystigbreen. Breene i Måråda1en produserer endel materiale, men det meste blir sedimentert i mindre vann som ligger foran breene. Suspensjonsmaterialet fraktes nedover vassdraget. Antagelig er det kun mindre mengder (de fineste fraksjonene) som ikke blir sedimentert i Måråda1stjørnin. Vassdraget bærer ikke preg av høy transport under dagens forhold. I vestenden av vann 1157 er det bygd ut en deltaavsetning hvor det antagelig foregår en viss fluvial aktivitet under dagens forhold. Elveløpet ned mot Heilstuguvatnet tyder på en viss erosjon i morenedekket under høyere vannføringer (uten at dette er en utpreget aktiv prosess i dag). I de morenedekkede dalsidene vitner flere raviner om tidligere tiders erosjonsprosesser.

Rundt Heilstuguvatnet går flere morenerygger (eller rester av rygger) på tvers av dalens lengderetning. Om disse stammer fra "den lille istid" eller markerer mindre stopp eller framrykk under deglasiasjonsfasen er vanskelig å anslå ut fra foreliggende undersøkelse.

Like ved utløpet (på sørsida) av Heilstuguvatnet har en sideelv erodert moreneavsetningene og lagt opp en mindre vifte av yngre alder. Selve formsystemet virker interessant.

Måråi faller med forholdsvis stor gradient ned mot Grotlivatn der en mindre deltaavsetning er bygd ut.

Vuludalen

Vuludalen er hengende i forhold til Ottadalen. Den glasiale utfoming er tydelig med U-form, bratte dalsider, bekkener og "trappetrinn" formet lengdeprofil. Vuluvatna er typiske eksempler på glasialt formede bekkener som i dag er fylt med vann. I en fluvialgeomorfologisk sammenheng synes Vulu lite aktiv under dagens forhold. Under tidligere tider har elva erodert kraftig i bunnmorenen, noe som reflekteres ved et større nærmest løsmassefritt område langs elveløpet ned mot Vuluvann (i Ottadalen). Vulu har bidratt med materiale til deltaet i Vuluvann. Rester av eldre løp på deltaet viser dette.

Ottadalen nedstrøms Grotlivatn

Rundt Grotlivatnet har mindre bekker etablert fluviale mikroformer i moreneområdet. Disse er i dag fossile.

Nedstrøms Grotlivatn går steiltstående bergartsrygger på tvers av dalen. Elva har stedvis erodert seg ned til disse. Spesielt ved innløp Heimdalsvatn danner en slik bergartsrygg en spesiell form (likner en buet demning). Slike steiltstående rygger av harde bergarter på tvers av løpsretningen danner lokale erosjonsterskler i elva. Dermed setter de et spesielt preg på løpsstrekningen.

Løsmassene i området er forholdsvis mektige bunnmoreneavsetninger som stedvis er ravinerte. I fjellsida mot sør vitner spylerenner om eldre drenering ut Ottadalen (under deglasiasjonsfasen).

Ved innløp i Vuluvatnet er et delta bygd ut. Deltaet er interessant fordi det er et resultat av materialtilførsel både fra Ottas øvre del og Vulu. I dag er de fluviale prosesser lite aktive.

Både i deltaområdet og rundt Vuluvatn kan terrassenivåer følges. Antagelig representerer dette tidligere tiders vannstand i innsjøen. Ved erosjon i løpet nedstrøms Vuluvann er erosjonsbasis og dermed vannspeilet i sjøen senket. En slik teori kan støttes ved nivåer i løsmassene langs løpet nedstrøms vannet. Fossile løp ved utløp av Vuluvann kan også tyde på en slik senkning av løsmasseterskelen i utløp. På løpsstrekningen ned mot Billingen har elva stedvis erodert seg ned til fast fjell. Terrassenivå høyere enn dagens elveløp kan følges over hele strekningen.

I dalutvidelsen nedstrøms Billingen er dalbunnen fylt av elvetransporterte løsmasser. Dagens løp deler seg og går langs begge dalsider. Antagelig representerer området en tidligere sjø som er blitt fylt igjen. Flere fossile løp vitner om en fluvial dannelse og løpsendringer under tidligere hydrologiske forhold.

Ved Pollfoss har elva erodert en flere hundre meter lang canyonstrekning med vekslende dybde. Denne er en tilpasningsform mellom Ottadalens nedre nivå og Ottadalen oppstrøms Pollfoss.

Spesielt interessante områder

1. Deltaet i vann 1157 (i Mårådalen).
2. Deltaet i Vuluvatn.
3. Bergterskel ved innløp Heimdalsvatn.
4. Terrasser ved Vuluvann og langs løpet nedstrøms Vuluvann.
5. Fluvial avsetning nedstrøms Billingen.
6. Canyonstrekning ved Pollfoss.
7. Vifta i Heilstuguvatn.

Området er preget av et glasialt formet viddelandskap og glasialt utformede daler. Løsmassedekket er forholdsvis mektig bunnmorene i dalbunner og nedre del av dalsidene. I fjellområdene er morenedekket tynnere. I tilknytning til elver/bekker er morenedekket erodert. Eldre raviner finnes i hele nedbørfeltet, men mest utpreget i Mårådalen. I de fleste vann er det lagt opp mindre deltaavsetninger. De beste eksemplene er vann 1157 i Mårådalen og deltaet i Vuluvann. Terrassen langs Vuluvann indikerer en høyere vannstand enn dagens. Ved Billingen dominerer løsmasseavsetningen ved Toras utløp. Nedstrøms Billingen danner en "elveslette" med flere fossile løp et fluvialgeomorfologisk interessant område (historisk perspektiv). Canyonstrekningen ved Pollfoss vitner om elvas eroderende krefter i forsøk på tilpasning til lavere nivå.

OTTA MELLOM POLLFOSS OG OTTAVATN

Denne beskrivelsen omhandler Ottas dalføre med vekt på elementer nær eller i tilknytning til elveløpet. Sidedalene og fjellområdene rundt ansees ferdig behandlet i tidligere kapitler samt den generelle innledning.

Geomorfologi

Ottadalen er et nærmest perfekt eksempel på en opprinnelig fluvialt dannet prekvartær dal som siden er blitt modellert av isen under kvartærtida. Dalformen er kjennetegnet ved store åpne bekken, smale "klyper" (dalfortrengninger) og et trappetrinnformet lengdeprofil med stadig økende høyde på dalbunnen. Den øvre del (Grotliområdet) er meget åpen og står derved i kontrast til de nedre deler som er utpreget U-formet med bratte dalsider. Sidedalene er i hovedsak hengende, ofte med tilpasningscanyoner.

Der dalbunnen knekker, går Otta i strie stryk. På enkelte strekninger har elva erodert mindre canyoner i et forsøk på å tilpasse seg det nedenforliggende nivå. Nedstrøms Heggjebottvatnet har Otta dannet en typisk tilpasningscanyon.

Ottadalføret viser et rikt utvalg av breelvavsetninger. I Skjåk følger en stor esker ("geitrygg") stykkevis dalbunnen. Den er delvis avbrutt og delvis senere utfplanert. Vest for Bismo er den tydelig over lengre strekninger. Den lave terrassen ved Bismo er en nesten helt utplanert terrasse med bare rester av eskeren bevart langs innerkanten. Terrassen inneholder en stor dødisgrop som viser at flaten ble utplanert i sluttfasen under avsmeltingen av en isrest som lå igjen. Aldersmessig kan det derfor sluttes at eskerene er eldre enn terrasseflaten. Øst for Bismo er deler av eskeren overlagret 1-3 meter tykke siltlag. Silten må være avsatt i en vannansmaling demt opp

av isresten under en sen fase under avsmeltingen.

Ved munningen av Lundadalen ligger en større breelvdeltaavsetning. Deltaet ligger på begge sider av elva Skjøli som har erodert deler av deltaet og ført materialet nedover mot Otta.

Langs Ottadalen er det flere postglasiale elveavsetninger. Det skilles mellom to typer; flomsedimenter og grusvifter. Grusviftene kan være vanskelig å skille fra breelvavsetninger. De større viftene inneholder sannsynligvis en større eller mindre kjerne av materiale avsatt før isen smeltet helt bort. Overflaten er gjerne omformet og topplagene består av materiale tilført i postglasial tid.

Vifta ved Tundras utløp i Ostra og ved samløp Otta ovenfor Dønnfoss er antagelig bygd opp på en slik måte. Felles for denne vifta og alle de andre, mindre grusviftene er at materialet består av grove fraksjoner (stein, grus og sand) og adskiller seg lite fra breelvavsetningene.

Flomsedimenter sees i områder langs elvene der vannet flommer over ved flom. Ved Ottas innløp i Ottavatnet er det forekomster av slike sedimenter (flomsand).

Alle utvidelsene (overfordypningen) i dalføret er rik på fluviale former. Disse reflekterer samspillet mellom tilførsel, transport og sedimentasjon av materiale i postglasial tid. Deltaet i Ottavatn og det nesten gjenfylte Pollvatnet er eksempler på former dannet ved sedimentasjon i stillestående vann. Resten av utvidelsene er fylt igjen av materiale og er kjennetegnet ved bankedannelser og løpssplitting. De fleste av bankene er vegetasjonsdekket, noe som reflekterer mer stabile forhold i dag enn tidligere. Spesielt nedstrøms sideelvene er bankesystem vanlig. Slike bankesystem er en indikasjon på at hovedelva ikke har gred å føre alt tilført materiale videre.

Selv om elveløpet i Ottadalen er forholdsvis sterkt influert av tekniske inngrep foregår en viss fluvial aktivitet under dagens forhold. Nærmest fossile banker og løp viser at aktiviteten under andre hydrologiske forhold har vært betydelig større enn i dag.

Områder av særlig interesse i Ottadalen mellom Pollfoss og Ottavatn:

1. Fluviale former i Pollvatnet.
2. Canyonstrekningen nedstrøms Heggjebottvatn.
3. Vifta ved Tundras utløp i Ostra.
4. Breelvavsetningen ved Skjøli's utløp i Otta.
5. Eskersystemet ved Bismo.
6. Deltaet i Ottavatn.

TORA - FØYSI.

Geomorfologi/fluvialgeomorfologi

Nedbørfeltet er avgrenset av Veslfjellryggen langs Vulueggi til høydene sør for Torsbreen - nordøst mot Torseggi som følges til Kupen og Bruni mot sørøst - Veltdalseggi til Karihø, over bandet mot Pyttbudalen - Benkehøi over Hammaren - nordre Bolla - Kyrkjehalsen - Storhø - Digerkampen - Storbreen - Gråhø til Skarvdalseggen over høyde 1821 og vestover flyområdet til Billingen, der Tora har samløp med Otta.

Vannmerke 1605 (Tora) ved Billingen ble opprettet i 1966 og er fremdeles i drift. Det tilhørende nedbørfelt er på 283 km^2 hvorav 6 km^2 er breer (ca. 2%). Vassdraget er ikke klassifisert som et brevassdrag, men avløpet gjennom året har fellestrekk med nærliggende brevassdrag (muligens pga. store snømengder som smelter i løpet av sommeren). Avløpsfordelingen kan kort skisseres - mai og august 10-25 m^3/s, juni og juli 30-70 m^3/s og januar til april under 2 m^3/s. Årlig middelvannføring er ca. 11 m^3/s.

Flere større og mindre innsjøer preger de høyereliggende deler av nedbørfeltet. Torsvatn (6,15 km^2) er det største. Nedbørfeltet domineres av et landskap hovedsakelig bestående av avrundete fjellformasjoner og grunne bassenger av viddetypen. Sammen med de tydelig U-formede dalformasjonene med flere overfordypninger er nedbørfeltet et typisk eksempel på et glasialt modellert landskap. Særlig mot vest dominerer steile og høyere fjellmassiver som inneholder botnformer. Typiske botnsjøer er vann 1613 m o.h. og 1548 m o.h. i Skarvedalen mellom Gråhø og Skarvedalseggen øst i nedbørfeltet.

Torsdalen er hengende i forhold til Ottadalen. Tora har erodert en tydelig canyon (tilpasningsform) mot samløp med Otta. Side-

elvene Tverråi og Føysa har erodert seg ned i berggrunnen for å tilpasse seg Torsdalens nivå. Spesielt Føysas canyon gir et mektig inntrykk. Disse yngre, fluviale nedskjæringene står i stor landskapsmessig kontrast til den avrundete, rolige viddeoverflaten som dominerer området.

Ved Billingen er det lagt opp en større løsmassevifte med antydninger til ulike terrassenivåer. Tilsvarende har Tverråi lagt opp en større vifte mot Torsdalen.

Flere steder i området setter morenerygger på tvers av dalretningene sitt preg på landskapet lokalt (mest utpreget ved vestre og mindtre Dørtjørnin men også lokalt i Torsdalen, ved Torsvatn og langs Føysas løp. Viddeområdet er dekket med forholdsvis tynt morenedekke. Mellom Litle og Stor-Føysa samt videre mot nordvest (i Langedalen innerst i Torsdalen og øst for Torsvatn) er det striper i morenedekket ("fluted surface"). Disse viser en isbevegelsesretning for området mot nordvest under siste fase med aktiv is i området. Øst for Torsvatn synes imidlertid retningen å være mot nord (eller svakt nordøstlig).

Det fluviale system i Tora og Føysa synes å være preget av stabilitet under dagens hydrologiske forhold. Løsmassene i Torsdalen er stedvis preget av fluvial aktivitet. Særlig ved Tverråis samløp er det dannet banker og løpsforgreininger. Materialtilførselen fra Tverråi har hatt vesentlig betydning for dannelsen av formene i dette området.

Systemet er preget av liten suspensjonstransport. Spongi som drenerer Storbreen passerer vannene vestre-, midtre- og austre Dørtjørnin hvor de breproduserte sedimentene blir avleiret. Under dagens forhold synes bunntransporten å være den dominerende transportform i både Tora og Føysa.

Nedbørfeltet er karakterisert ved et glasialt modellert viddelandskap. Relieffet er skarpere i vest med blant annet bottenformer.

Tora og Føysas canyoner er vel utviklede og står i skarp kontrast til viddelandskapet. Det fluviale system synes stabilt under dagens forhold. Det vesentligste av transporten foregår antagelig som bunntransport.

Områder av særlig interesse i Tora/Føysas nedbørfelt

1. Toras canyon
2. Føysas canyon
3. Tverråis vifte i Torsdalen
4. Toras løp ved Tverråis vifte
5. Moreneområdet ved vestre og midtre Dørtjørnin

GLITRA

Geomorfologi/fluvialgeomorfologi

Glitra er uten etablerte målestasjoner. Nedbørfeltet avgrenses av fjellryggen mellom Framrusthovden og Skridulaupen mot sør, et mindre vel definert vannskille mellom Skridulaupen og Blankåhaugen i vest og et tilsvarende lite definert vannskille Blankåhaugan over Åsen mot nord og øst til samløp med Otta i Pollvatnet.

Et glasialt formet viddelandskap med avrundete former og grunne bassenger dominerer nedbørfeltet. Unntak er botnformer ved Skridulaupen med lokalglasiasjon i dag.

Huguvardtjernet og Glitrevatnet ligger i en glasialt formet dal som er hengende i forhold til de lavere områder mot Ottadalen. Vannene er gode eksempler på glasiale overfordypninger i berggrunnen. Utløpene er bestemt av en underliggende bergterskel. Glitrvatns bergterskel er overlagret med morene. Moreneformene danner et markert "rygglandskap" med retning på tvers av dalretningen.

I fjellområdet mot sør er det striper i morenedekket ("fluted surface") med retning nordøst. Disse viser bevegelsesretningen under siste fase med aktiv is i området. På østsida av Framrusthovde er det ensidige dreneringsspor med en nordlig retning. Tilsvarende dreneringsspor krysser Blankåi omtrent midt mellom Botn og Blankåtjørnin. Formene er dannet ved lateral drenering den gang en større ismasse fylte dalene i området. Litt øst for Botn er en større spylerenne med dreneringsretning ned dalen mot Pollvatnet.

Mellom Botn og Glitne er dalen dekket av tykt morenedekke. Dalbunnen domineres av flere, eldre dreneringsspor (elveløp

erodert i løsmasser). Antagelig stammer noen av disse fra avsmeltingsperioden. Mot utløp i Pollvatnet er det bygd ut en større "terrasseflate" med flere eldre løp.

Dagens fluviale system synes lite aktivt. Dette antagelig fordi vassdraget i dag har få aktive sedimentkilder. Flatere områder og vann langs Glitra fanger om det meste av materialet produsert av breene ved Skridulaupen. Flomløp fylt av tydelig elvetransportert materiale like vest for Glit ervatn indikerer transport under visse forhold.

Åsenområdet er dekket av forholdsvis mektig bunnmorene.

Områder av særlig interesse i Glitravassdraget

1. Den fossile vifta med tilhørende dreneringssystem mot Pollvatnet.
2. Spylerenne øst for Botn.
3. Morenerygger ved utløp av Glittervatnet.
4. Flomløp ved samløp elva fra Huguvardtjern og elva fra vann 1436 m o.h.

FRAMRUSTI

Geomorfologi

Framrusti følger den ca. 30 km lange øst-vestgående Raudalen. Raudalen er tydelig glasialt dannet (U-form, knekkpunkter i lengdeprofilet, overfordypninger, bratte dalsider). Framrusti og de fleste sideelver har erodert yngre skarpe former i den mer avrundete glasialt formede overflaten.

Nedbørfeltet strekker seg fra vannskillet mot vest ved Kamphamrane mellom Sikilbreen og Tystigbreen. Mot sør og nord er Raudalen omgitt av høye fjellmassiver med endel lokalglasiasjon i dag. (Saddåbreen ved Skridulaupen nord for Raudalsvatn og Holåbreen/ Sikilbreen sør for dalen). Foran breene er det vegetasjonsfrie moreneområder ofte avgrenset av rygger som markerer større bre-utbredelse i historisk tid. Breene og moreneområdene fungerer som sedimentkilder for dagens fluviale system.

De dominerende løsmasseforekomstene er mektige moreneavsetninger i Raudalens dalsider og deltaavsetninger i yste og nedre Leirvatnet. Disse virker fossile i dag (dagens aktivitet synes begrenset). De fleste sideelver har erodert morenedekket i Raudalens dalsider og lagt opp større og mindre vifter langs dalbunnen/Raudalsvatnet.

Raudalsvatnet er et typeeksempel på en glasialt dannet fjordsjø. Utløpet er en bergterskel bestående av delvis serpentinisert ultrabasitt. Framrusti har erodert en dyp canyon gjennom denne.

I Raudalsvatnets sørside mot Dyringshøi, ligger en mindre botnbre i tilknytning til en brattkant (antagelig en mindre forkastning eller sprekkesone). Breen er omgitt av forvitringsmateriale (ur) og har bygd opp en særpreget morene (rundt hele breen). Morenen kan sammenliknes med avsetningen foran Grjotåbreen, men er mye mindre.

Fluvialgeomorfologi

Ved utløpet av Raudalsvatn ligger vannmerke nr. 1072 som ble opprettet i 1942 og fremdeles er i drift. Vannmerket dekker et nedbørfelt på 155 km^2 hvorav 33 km^2 er breer (≈ 21%). Framrusti er klassifisert som et brevassdrag. Før Raudalsvatn ble regulert i 1951/52, var avløpsfordelingen gjennom året karakteristisk for brevassdrag (maksimal vannføring 15-30 m^3/s i månedene juni-august og lavvannføring i november-mai mindre enn 5 m^3/s). Etter reguleringen er avløpet gjennom året endret. Nå er vannføringen ut av vannet mindre enn 1 m^3/s i månedene april-august mens vannføringen i vintermånedene november-februar varierer mellom 10 og 20 m^3/s. I tillegg har reguleringen ført til at alle flomtopper er kuttet (fjernet) på elvestrekningen mellom Raudalsvatn og utløpet i Otta i Pollvatnet. Fluvialgeomorfologisk betyr dette at denne elvestrekningen ikke lenger kan betraktes som aktiv. Det foregår antagelig ingen forutvikling og prosesser av betydning (i alle fall sammenliknet med det naturlige system som eksisterte før reguleringen i 1951-52).

Reguleringen av Raudalsvatnet har også hatt stor betydning for alle elver/bekker som drenerer ut i sjøen. Under naturlige forhold er vannstanden i sjøen tilpasset det naturlige tilsig, altså høy vannstand om sommeren (og våren) når tilførselen av smeltevann er størst. Vannstanden fungerer som erosjonsbasis for elvesystemene. Under dagens forhold er magasinet tappet ned (ca. 30 meter under naturlig vannstand) om våren og når ikke naturlig høyde før august/september. Resultatet av senket erosjonsbasis sees tydelig rundt hele vannet. Den indre del, Kringlutvatnet, er tørrlagt og deltaet er erodert. Austre og Vestr Sandåis vifte er erodert og en ny forholdsvis stor deltaplattform med flere løp er bygd ut tilpasset den lave sommervannstand i sjøen. Deltaformen er preget av forholdsvis stor tilførsel av både suspendert og bunntransportert materiale (produsert av Sandåbreen, fra moreneområdet foran breen og løpserosjon).

Foran Holåbreen ligger et mindre vann (vann 1280 m o.h.) hvor alt de grovere og en god del av finfraksjonene produsert av Holåbreen blir sedimentert. Et mindre delta er bygd ut i vatnet. Holåi frakter forholdsvis lite materiale ut i Raudalsvatn og har derfor erodert i sin tidligere avsetning i Raudalsvatnet.

Langs hele Raudalsvatnet har vannstandsendringene ført til erosjon i det forholdsvis grove morene- og viftematerialet. Det sees strandhakk tilpasset ulike vannstander samtidig som ingen ny strandsone tilpasset laveste vannstand synes etablert (i allefall ikke sammenhengende rundt vannet).

Systemet oppstrøms Raudalsvatnet er i dag ikke berørt av reguleringen. Tverrbyttna fører nok endel breprodusert materiale ut til deltaet i nedre Leirvatnet, Øyren, noe også kartstudier tyder på.

Deltaplattformen i yste Leirvatnet er dekket av vegetasjon og virker fossil. Truleg er materialproduksjonen under breene i området redusert (i forhold til tidligere tider) samtidig som sedimentasjonsbasseng (mindre sjøer, flate elvestrekninger) fanger opp det vesentligste av sedimentene elvene fører med seg. Antagelig inneholder sedimentene i begge Leirvatna informasjon om tidligere tiders hydrologiske forhold i området. Moreneryggen som krysser deltaflata 1 km oppstrøms yste Leirvatnet gjør dette deltaet noe spesielt i en historisk sammenheng.

Elvestrekningen mellom Raudalsvatn og Pollvatnet er preget av liten fluvial aktivitet som følge av reguleringen. Strekningen inneholder endel fluviale former som vitner om tidligere tiders aktive fluviale prosesser (gjenfylte mindre bassenger, løpsforgreininger, erosjon i dalbunnens løsmasser/berggrunn).

Framrusti har virket kompliserende inn på Ottas deltautvikling i Pollvatnet.

Framrusti representerer et tidliger aktivt fluvialt system. De indre områder er fremdeles urørte av regulering, tekniske inngrep . Formelementene i denne del av nedbørfeltet synes mer preget av stabile (likevektsforhold) enn utpreget fluvial aktivitet (erosjon, transport og sedimentasjon). Langs Raudalsvatn er flere sideelver gode eksempler på hvordan de fluviale prosesser virker når erosjonsbasis senkes og en ny likevekt forsøkes etablert. Strandsonen rundt Raudalsvatnet er tydelig påvirket av reguleringer med blant annet bølgeerosjon i løsmassene (strandhakk).

Områder av særlig interesse i Framrustivassdraget

1. Austre og Vestre Sandåis delta/vifte system i Raudalsvatn.
2. SEdimentsjonsformer og erosjon langs Holåis løp.
3. Botnbreen i Dyringshøis nordside.
4. Deltaet i Yste Leirvatnet.
5. Deltaet i nedre Leirvatnet.
6. Canyonen ved Framrustis utløp av Raudalsvatnet.

OSTRA

Geomorfologi

Ostras nedbørfelt avgrenses av Skautflyi - Sotskarvet (1573 m o.h.) - Fortundalsbreen - Tverrådalskyrkja (2088 m o.h.) - Røykjeskardshøi (1808 m o.h.) - Rivenoskulen (1943 m o.h.) - Greinbreen - Sprongeggi (1714 m o.h.) - Handspiken - Tverreggi (1768 m o.h.) - Austdalsnosi (1755 m o.h.) - bandet mellom Kupvatnet (1265 m o.h.) og Blankbergtjern (1274 m o.h.) - Sikilbreen - over Bandet til Sekkebreen (1920 m o.h.) - Dyringshøi (1814 m o.h.) - Oppnose (1295 m o.h.) til samløp med Otta ved Dønnfoss (ca. 450 m o.h.).

Ostravassdragets indre område består av dalførene Mysubyttdalen og Syrtbyttdalen (Sprongdalen) som går sammen ved Røykeskålvatnet. Nedstrøms dette følger elva Ostradalen til samløp med Otta ved Dønnfoss. Dalførene er tydelig glasialt utformet med et U-formet tverrprofil, bratte dalsider. overfordypninger og "klyper". Lengdeprofilene knekker innover med lengre flate områder avbrutt av kortere strekninger med større gradient. På disse "knekkstrekningene" har elva erodert i undergrunnen og stedvis dannet klare tilpasningsformer. Samme fenomen gjør seg gjeldende der sideelvene knekker fra de flatere viddeområdene ned mot de steilere dalsidene. Dreneringssystemet har på denne måten erodert yngre fluviale former med skarpt relieff i den roligere glasialt modellerte overflaten.

Breområdene er lokalisert til de høyeste fjellmassivene vest og nord i nedbørfeltet. I tilknytning til breene danner flere glasialt modelellerte bekkener fylt med vann mindre innsjøer. Nedbørfeltet inneholder mange slike mindre sjøer i fjellområdet som ofte har form av botnsjøer. De største er indre Søvertjørnin, nedre Søvertjern, Søverbandtjern og Vastvenatjørnind, I dalbunnen er flere glasialt dannete overfordypninger (bekkener) fylt med vann. De største sjøene i

denne kategori er Blankbergtjern, Mysubyttvatn, Syrtbyttvatnet, Røykeskålvatnet og Liavatnet. Liavatnet er med sine 2,5 km^2 den største innsjøen. Den langstrakte formen og bergterskelen i utløp er karakteristisk for slike glasialt dannete innsjø-basseng (fjordsjøer). I Ostradalen er det flere tilsvarende basseng som har vært mindre sjøer i tidligere tider, men som i dag er gjenfylt av elvetransportert materiale (området innenfor Sota og Bråtan er klassiske eksempler). Områdene er i dag preget av flere elveløp, banker og fossile løp som vitner om tidligere tiders dreneringsveier.

Felles for nedbørfeltet er mektigere løsmasseavsetninger i dalbunnen og den nedre del av dalsidene (hovedsakelig morene). Flyområdene har forholdsvis tykt sammenhengende morenedekke. Særlig mot Tundradalen er det striper i morenedekket ("fluted surface") som vitner om isbevegelsen under den siste perioden med aktivt isområdet.

Sideelvene har erodert løsmassene og lagt opp mindre vifter i dalbunnen. Den mest markerte vifta danner Støva der denne møter dalbunnen ved utløpet av Liavatn. Flere eldre løp samt vegetasjonsdekket overflate vitner om større aktivitet under tidligere perioder. Ostravassdraget er lite preget av aktive erosjonsprosesser i de kvartære dalfyllingene (ravinering) sammenliknet med f.eks. Lundadalen der ravinering er et fremtredende trekk i landskapet.

Langs dalbunnen har elvene bygd ut større deltaavsetninger, særlig i Røykeskålvatnet og Liavatn. Felles for alle større og mindre elveløp er fluviale former i gjenfylte bekkenområder. I fjellområdet har bekker og mindre elver stedvis fylt mindre fordypninger og dannet fluviale former (mikroformer).

Langs Liavatns østside danner en brattkant med underliggende ur (talus) et markert trekk i landskapet. Formen er blant annet et resultat av frostforvitring.

Fluvialgeomorfologi

Vannmerke 1476 (Ostri) som ligger nær utløet av Liavatn (på østsida) ble opprettet i 1961 og er fremdeles i drift. (Andre målestasjoner for vannføring finnes ikke.) Det tilhørende nedbørfeltet er på 235 km^2 hvorav breer utgjør ca. 28 km^2 (eller 11,9%). Ostra er derved klassifisert som et brevassdrag (i alle fall oppstrøms Liavatn). Avløpsvariasjonene gjennom året er typiske for brevassdrag i denne delen av landet. Vintermånedene (desember til april) har vannføring under 2 m^3/s (stort sett under 1 m^3/s), mens sommermånedene (juni, juli) har vannføringer opp mot 40-50 m^3/s. Gjennomsnittlig vannføring gjennom året er ca. 10 m^3/s.

Ostra mellom Dønnfoss og Røykeskålvatnet

Ved samløp med Otta har Ostra bygd ut en stor vifte med slak gradient. Vifta har presset Ottas løp over til motsatt dalside. Flere fossile løp vitner om stor aktivitet i tidligere tider. Dagens elveløp er forbygd for å hindre elva å ta seg nye løp under flomsituasjon. (Flomløp ved Bruvoll-Åmodt bebyggelsen er et tydelig eksempel på slike flomløp.) Ved Tundras samløp med Ostra sees forskjellen i elvenes suspensjonstransport tydelig. Ostra er klar, hvilket indikerer lav suspensjonstransport. Tundra er grå - stor transport. Forklaringen er at Tundradalen mangler sedimentasjonsbasseng. Langs Ostra (samt sideelver) er det flere større og mindre sjøer samt slake elvestrekninger hvor det meste av elvas materiale blir sedimentert.

Oppstrøms samløp Tundra har Ostra skåret seg ned i berggrunnen og dannet en canyon. Dette er en tilpasningsform mellom Ottadalens bunn og en utvidelse (glasialt bekken) i Ostradalens nedre del. Oppstrøms terskelen vider dalen seg ut og bunnen er fylt med løsmasser. En klar indikasjon på den lave gradienten

er at elveløpet meandrerer (går i store buer). Materialet er finkornet med banker av sand og grus. Elva synes å erodere i yttersvingene og sedimentere materiale i innersvingene (innersvingsbanker).

Ved Bråtåsagi har elva erodert en bergterskel og lagd en mindre canynstrekning. Erosjon i slike terskler er resultat av elvas arbeid (erosjon) for å tilpasse seg det lavere nivået nedstrøms. Oppstrøms Bråtasagåa er en større overfordypning/utvidelse av dalbunnen gjenfylt av elvetransportert materiale. Elveløpet vider seg ut og har midtbanker. I området rundt brua ved Gjerdet er det flere ryggformede avsetninger som har retning på tvers av dagens elveløp og på denne måten danner spesielle former. Om dette er tidligere fluviale avsetninger som elva siden har erodert (som følge av løpsendringer), er vanskelig å si uten nærmere befaring. Avsetningenes form og plassering kan ikke direkte relateres til et fluvialt miljø. Lenger oppstrøms deler elva seg i flere løp. Systemet virker komplisert med både meanderbuer, oppsplitting og bankedannelser (anastomose). Muligens kan de ulike løpsformene relateres til ulike vannførings- og transportforhold over tid. Bunnmaterialet virker finkornet. Bortsett fra en viss aktivitet langs hovedløpene synes hele systemet å være stabilt under dagens hydrologiske forhold. Den vestligste del av bassenget (vest for brua ved Rusti) ligger noe høyere enn det nedstrøms. Elva eroderer ved Rusti bru (tilpasningsform). I denne "øvre del" vrimler det av tørrlagte (eller fossile) elveløp. I dalsida mot Skautflyi har utallige bekker erodert mindre løp i de mektige moreneavsetningene. Kollungselvi har erodert forholdsvis mye og derved bidratt med materiale til Ostra. Dagens forhold virker imidlertid . lite aktive .

Nedstrøms Kollungsbru har Ostra eordert en dyp og smal canyon gjennom en bergterskel. Gradienten på denne elvestrekningen er høy slik at elva går i strie stryk. I bassenget oppstrøms vitner flere fossile løp om tidligere tiders fluviale aktivitet. Dagens forhold synes stabile hvilket flere vegetasjonsdekte banker også tyder på.

Ostra har erodert en smal og dyp canyon i den nedre del av bergterskelen som demmer opp Liavatn. Sideelven Støva har bygd opp en stor vifte like ved utløpet av Liavatn. Under dagens hydrologiske forhold synes aktiviteten å være begrenset. Antagelig tilføres hovedsakelig suspensjonsmateriale pga. sedimentasjonsbasseng lenger oppe (nedre Støvtjern) og få aktive sedimentkilder nedstrøms dette.

Støva har skåret seg ned i berggrunnen og dannet en yngre, skarp fluvial nedskjæring i den eldre overflata. Dette er en tilpasningsform til det glasialt formede bassenget/dalen lenger oppe.

Ved Langseterstulen er Liavatnet delt av en moreneliknende avsetning. Innenfor denne er Liavatn helt oppgrunnet. Antagelig passerer en god del slamholdig vann, noe en oppgrunning mot nord også tyder på.

Ved Sotaseter har elveløpet form av meanderbuer. Ostras delta er noe spesielt da det mangler en klart avgrenset deltaslette. Det er heller hverken noen klart definert deltaplattform eller deltakant. Systemet virker lite aktivt under dagens forhold.

Oppstrøms Sotaseter smalner dalen. Mindre fordypninger/utvidelser er fylt med finmateriale (Stilla).

Røykeskålvatnet er nesten gjenfylt. Deltaet som ikke virker spesielt aktivt i dag, inneholder flere interessante former (buer og løp).

Mysubyttdalen

Dalen er omgitt av flere breer. Mysubytta synes allikevel ikke å være influert av spesielt høy transport (hvilket er vanlig i breelver). En forklaring kan være forekomsten av flere mindre vann foran breene eller nedover i tilførselselvene.

Disse virker som sedimentasjonsområder for størstedelen av materiale produsert av breerosjonen. Breen kan også være av en slik form og størrelse at den totale materialproduksjon relativt sett blir liten. Mysubyttdalen faller trinnvis til Røykeskålvatnet. Flere mindre, flatere områder er fylt igjen av finmateriale. DAgens materialtilførsel fra Mysubytta til Ostra begrenser seg antagelig kun til partikler som går i suspensjon (finfraksjoner). Det er få tegn på erosjon i morenematerialet i tilknytning til dreneringsveiene.

Syrtbyttdalen

Syrtbyttdalen er hengende i forhold til Ostradalen. Det største vannet, Syrtbyttvatnet, synes demt opp av en morene på tvers av dalen. Syrtbytta virker lite materialførende. Vannene innover Sprangdalen og mot Sumarkvilholet fanger antagelig opp det vesentligste av de breproduserte sedimentene. Antagelig fører Sprangdøla mest, men denne drenerer ut i Syrtbyttvatnet hvor det meste blir sedimentert. Sprangdølas delta i Syrtbyttvatnet er lite og indikerer lav transport. Sekundære materialkilder i form av erosjon i morenematerialet rundt dreneringsveiene synes å være av minimal utbredelse og betydning.

Ostravassdraget er rikt på fossile og mindre aktive fluviale former. Både erosjonsformer (canyoner, raviner) og sedimentasjonsformer (delta, elvesletter, vifter) vitner om tidlgiere tiders fluviale aktivitet (under andre hydrologiske forhold enn i dag). På denne måten ligger mye historie skjult i Ostravassdraget. Dagens fluviale prosesser synes å være preget av liten sedimenttransport nedstrøms i vassdraget. I de brenære områdene er transporten større, men antagelig blir det meste av materialet sedimentert i de mindre innsjøene. Breene har stor betydning for avløpet gjennom året.

De fluviale formene i Ostradalen danner stedvis kompliserte systemer. Former i finmateriale dominerer helhetsinntrykket. Noe erosjon, transport og sedimentasjon foregår langs elveløpet, men prosessene synes å arbeide langsomt under dagens forhold.

Erosjon i kvartære løsmasser har liten betydning som sedimentkilder til dagens dreneringssystem.

Områder av særlig interesse i Ostravassdraget

1. Canyonstrekninger (Bråtåsaga, nedstrøms Kollangen bru, nedstrøms Liavatn).
2. Meanderstrekning (ved Våttaneset).
3. Større gjenfylt bekken med flere fluviale former (Bråtågrendi).
4. Støvas vifte.
5. Støvas tilpasningscanyon.
6. Ostras deltaområde i Liavatn.
7. Fluvialt komplisert system i Stilla.
8. Deltaet i Røykeskålvatnet.
9. Markert endemorene foran Storgrovbreen.

TUNDRA

Geomorfologi

Fra vannskillet mellom Tundradalskyrkja og Holåtindan strekker Tundradalen seg ca. 20 km mot nordøst til samløp med Ostri ved Bruvoll. Dalen bærer preg av glasial utforming. Den har en utpreget U-form, bratte dalsider og knekker i lengdeprofilet. Tundradalen er hengende i forhold til Ottadalen og Ostradalen. Fjellområdet i nord og vest har viddekarakter med avrundede topper og grunne innsjøbekkener av fjellviddetypen. Området er rikt på løsmasser, antagelig bunnmorene. Morenedekket er "stripet" i en nordøst-sørvestlig retning. Slike "striper" i løsmassene kalles "fluted surface" og antyder isens bevegelsesretning under avsmeltingsperioden.

På dalens sørøstside rager fjellmassivene (Holåtindan, Hestdalshøgdi og Tvenefjellet) 4-500 m høyere opp enn fjellene i nord. Rundt Holåtindan og Hestdalshøgdi ligger breene som drenerer til Tundradalen. Foran dagens breer ligger morener som vitner om større utbredelse enn dagens. Fjellområdet ellers er dekket av morenemateriale, bortsett fra fjelltoppene. På Hjellflyi er det en sverm drumliner som indikerer en bevegelsesretning mot nordøst på isen ut dalen (under den kvartære deglasiasjonsfasen). Spylerenner i fjellsida mot Gjuvkampen dokumenterer drenering mot Ottadalen.

Tundradalen ender i en botn. Den nedre del av dalsidene er dekket av tildels mektige moreneavsetninger. Disse er senere blitt erodert slik at raviner og rester (hauger) er et vanlig syn. I den indre del av dalbunnen er morenehauglandskap den mest dekkende beskrivelse. Elvene fra breene rundt Holåtindan (spesielt Ytre og midtre Gjelåi) har bygd opp vifter i dalbunnen. Nedstrøms Ytre Gjelåis samløp med Tundra er et basseng i dalbunnen fylt igjen og en elveslette med et anastomoserende løpsmønster er utviklet. Dette er aktivt i dag.

Flere av sideelvene nedover dalen har bygd opp mindre vifter i dalbunnen. Enkelte av løpene fungerer også som baner for snøskred. Tydeligste eksempel er Grjotåi (ca. 1 km sør for Tundradalsseter) hvor spor etter skred sees på motsatt side av Tundra.

Nedover Tundradalen går elveløpet med forholdsvis jevnt fall i grovt materiale. Elvestrekningen bærer preg av at en viss transport foregår. Nedstrøms Skotåis samløp har Tundra skåret seg dypt ned i løsmassene. Nedskjæringen er en tilpasningsform til Ottadalens lavere nivå. En foss nord for Illveigrovi antyder at elva også har erodert berggrunnen. Selve elveløpet går i svinger som minner om meandrering. Tundra har bygd ut en vifte ved utløp i Ostradalen.

Fluvialgeomorfologi

Vannmerke 1609 som ligger ca. 1 km sør for Tundras samløp med Ostri,ble opprettet i 1966 og er fremdeles i drift. Det tilhørende nedbørfelt er på 135 km^2 hvorav breer utgjør 9,4 km^2 eller ca. 7% (tallene er hentet fra NVE). Tundra er dermed klassifisert som et brepåvirket vassdrag (mer enn 5% breer i nedslagsfeltet). Avløpet gjennom året reflekterer innslaget av breer ved maksimal vannføring i sommermånedene (juni og juli) på 10-20 m^3/s og minstevannføring i vintermånedene (november til april) på under 1 m^3/s. Gjennomsnittlig vannføring gjennom året er ca. 4 m^3/s.

Vassdraget er uten større sideelver. Materialtilførselen og dermed transporten i vassdraget er avhengig av sedimentkilder. Sjelden sees sedimentkildenes innvirkning på det fluviale system klarere enn i Tundradalen. Ytre Gjelåi (og til en viss grad midtre og heimste Gjelåi) drenerer en større brearm, Ytre Gjelåbree. Under denne foregår en kontinuerlig materialproduksjon hele året. Sedimentene fraktes ut i månedene med bresmelting. Resultatet er en større, aktiv vifte i dalbunnen. Elvestrek-

ningen nedstrøms samløp Tundra bærer tydelig preg av materialtilførselen. Området er antagelig en gjenfylt overfordypning i dalbunnen. Som en følge av at en god del av materialet elva fører med seg fra breer blir lagt igjen (sedimentert) når løpsgradienten avtar, er denne strekningen preget av et oppsplittet løpsmønster (anastomose). Området viser alle tegn på fluvial aktivitet i dag.

Lenger nedstrøms består Tundras sedimenttilførsel av sideelvene (og Tundras) erosjon i de kvartære avsetninger. Denne erosjonen synes mindre framtredende og er sannsynligvis begrenset til perioder med kraftig eller langvarig regn (overflateerosjon, flomløp og utglidninger). Dessuten antas snøskred å spille en viss betydning. At sedimenttilførselen fra løsmassene i området er av mindre betydning sett i relasjon til breområdene reflekteres i løpssystemet som virker forholdsvis stabilt nedstrøms Gammelstulen.

I Tundravassdraget må derfor breerosjonen klassifiseres som den primære sedimentkilde. De kvartære avsetninger har mindre betydning for materialtilførselen og klassifiseres som sekundære sedimentkilder.

Vassdraget er uten innsjøer og det antas derfor at alt det mer finkornede materialet fraktes ut i Ostra.

Tundravassdraget er et aktivt fluvialt system som er urørt av reguleringer og kulturell påvirkning. Erosjonsformer i løsmasser (raviner, nedskjæringer) vitner om dagens og tidligere tiders aktive fluviale prosesser. Drumlinene på Hjellflyi og "fluted surface" på Skautflyi dokumenterer isbevegelsesretningen under den siste periode med aktiv is i området. Vassdraget er et spesielt tydelig eksempel på hvordan økt materialtilførsel påvirker et fluvialet system (vifter og anastomosestrekning nedstrøms Ytre Gjelåi).

Områder av særlig interesse i Tundravassdraget:

1. Vifter og anastomosestrekning nedstrøms Ytre Gjelåi med aktive fluviale prosesser pga. stor materialtilførsel fra breer.
2. Morenehauglandskap innerst i Tundradalen.
3. Skredbane på tvers av Tundra.
4. Dyp fluvial nedskjæring i løsmasser/fast berg (tilpasnings-canyoner) med et "meandrerende" løp.
5. Drumliner på Hjellflyi.
6. Mulig eskersystem ved Tundradalsseter (rester etter subglasial drenering).

SKJØLI

Geomorfologi

Skjølivassdraget strekker seg fra vannskillet mot Vestlandet ved Holåtindan - Vesldalstind ca. 30 km i nordøstlig retning til samløp med Otta ved Vollungsbru i Sjåk. Nedbørfeltet er på ca. 182 km^2 (målt fra Vm 1606 Skjøli) og drenerer ca. 24 km^2 breer (breprosent ca. 13%). Breene ligger rundt Holåtindan, Hestbrepiggan og Hestdalshøgdi. Skjøli følger Lundadalen som er en utpreget glasialt formet dal (U-form, bratte dalsider, bekkener, "klyper", knekkpunkter i lengdeprofilet). I dalsidene ligger det morenemateriale av tildels stor mektighet. Ved heimste Lundadalsseter vitner terrasserester om avsetning i vann. Antagelig glasifluvialt materiale. Felles for alle avsetningene i Lundadalen er at de er sterkt ravinerte. Et annet særtrekk er de klare moreneavsetningene foran dagens breer. Foran flere av dem markerer nærmest symmetriske buer grensen for tidligere breframstøt. Blant annet i Vesldalen ligger en tydelig bueformet morene på tvers av dalen forholdsvis langt fra dagens breer og markerer et breframstøt i historisk tid. Morenene markerer antagelig den maksimale utbredelse av isbreene under "den lille istid" (framstøtet rundt 1750). Mellom ryggene og dagens breer dominerer vegetasjonsfrie bunnmorener, av tildels betydelig mektighet. Kontrasten mot de mer vegetasjonsdekkede områdene utenfor morenene er slående. Dette er særlig framtredende foran Holåbreen.

Sidedalene er hengende i forhold til Lundadalen som igjen er hengende i forhold til Ottadalen. Elvene i sidedalene har erodert tilpasningscanyoner (Grjotåi samt flere mindre, navnløse bekker i sørøstre dalside). Alle sideelver (og bekker) har erodert i løsmassene og derved gitt opphav til forholdsvis store raviner i dalsidene med tilsvarende vifter i dalbunnen. Viftene består av grovere materiale og er av denne grunn bestemmende for hovedelvas beliggenhet i dalbunnen. Viftene fra heimste og yste breen fra Hestbrepiggan har presset elveløpet

(Skjøli) over mot motsatt side i dalbunnen . Langs Lundadals-vatn har Holåis utløp bygd opp et delta/vifte system som nesten deler vannet i to. Formen er tilnærmet sirkulær, løpsmønstret er oppsplittet og indikerer derved jevn tilførsel av materiale over hele avsetningen. Deltaet innerst i Lundadalsvatn er ca. 1 km langt med et forgreinet løpsmønster. Det meste av deltasletta er vegetasjonsdekket, noe som vitner om mer stabile forhold i dag. Deltaplattformen er 150-200 m bred og synes aktiv i hele vannets bredde. Elva har ikke noe vel definert utløp. Fra en brerest i sør er det bygd ut en "løsmassetunge" på deltasletta. Denne er spesiell i formen i og med at den nedre del er flat i overflaten. Antagelig er det en opprinnelig vifte som på grunn av stort vanninnhold og en bestemt partikkel-sammensetning har seget ut og gitt opphav til dagens form. (Muligens kan det også ha vært en steinbre (iskjerne under løsmassene) som har siget ned.) Formen er antagelig dannet under andre klimatiske og hydrologiske forhold enn dagens. Denne "løsmassetunga" ligger på deltasletta og presser elveløpene over mot motsatt dalside.

Innenfor deltasletta knekker dalbunnen opp til et høyere nivå, Vesldalen. Vesldalens bunn består av en (muligens to) overfor-dypninger som delvis er fylt igjen av elvetransporterte løs-masser. Løsmassene rundt er tildels mektige ravinerte moreneavset-ninger bortsett fra søndre dalside som er dekket av en stor sammenhengende ur (skredmateriale).

For kuriositetens skyld kan eksistensen av et sirkulært hull med vann i bunnen ute på Holåbreen (opp fra Vesldalen) nevnes.

Gjotådalen - Geomorfologi/Fluvialgeomorfologi

Det indre av Gjotådalen er dekket av forholdsvis mektig bunnmorene. Enkelte tverrgående rester av morenerygger før knekken ned mot Lundadalen kan antyde trinn i avsmeltingsfasen til den dalbreen som en gang fylte dalen. Foran Gjotåbreen ligger en meget stor og veldefinert endemorene som markerer et større breframstøt i historisk tid. Morenen er meget spesiell og klar i sin form. Et lite vann er demt opp av moreneryggen.

Elveløpet Grjotådalen går i løsmasser. Selve løpet er lite definert innover i dalen. Ved knekkpunktet har elva erodert morenen og enkelte hauger ligger igjen mellom elvas buktninger. Dagens fluviale aktivitet synes liten, men har antagelig vært av en helt annen størrelsesorden når breene i området hadde større utbredelse.

Det fluviale system

Dagens elveløp (løpssystem) er preget av stor aktivitet over hele nedbørfeltet. Vassdraget er karakteirsert som et brevassdrag. Hydrologisk betyr dette størst avløp i sommermånedene og minst om vinte ren. Avløpsdata for Vm 1606 viser vannføring på 15-40 m^3/s i månedene juni, juli og august, mens den er under 1 m^3/s i månedene november, desember, januar, februar, mars og april. Årlig middelvannføring er ca. 7-8 m^3/s (for årene 1966-DD).

I tillegg til vannføring er et elvesystems aktivitet bestemt av sedimentproduksjon og erosjon innen nedbørfeltet. Sedimentproduksjonen er dannelsen av nytt materiale mens erosjon er fjerning av allerede eksisterende løsmasser. I nedbørfeltet står breene for sedimentproduksjonen, mens det rennende vann eroderer allerede avsatte løsmasser. Tilførsel av masse fra breene foregår under ablasjonssesongen (under smelteperioden) mens større og mindre elver (bekker) eroderer avhengig av vannføring. I tillegg vil snøsmelting og regnværsperioder (kraftige, langvarige) medføre en vannmetting av løsmasser og derved kunne resultere i massebevegelse og overflateerosjon.

Nedbørfeltet er rikt på sedimentkilder (breer, vegetasjonsfrie morener, ravinerte løsmasseavsetninger) som bevirker forholdsvis stor transport av minerogent materiale. Fluvial transport er avhengig av en viss hastighet på vannmassene. Der elvas løpsgradient avtar, vil noe materiale avsettes. Lundadalsvatnet kan betraktes som et sedimentasjonsbasseng for alt materiale (bortsett fra de fineste partikler) som blir tilført via elvene.

Løpssystemet nedstrøms Lundadalsvatnet bærer alle kjennetegn på et aktivt fluvialt system (anastomosestrekninger, bankedannelser, lateral erosjon, erosjon i terskler). Sideelver

eroderer løsmasseavsetninger i dalsidene (raviner) og frakter materialet ut i hovedelva. (Et tydelig eksempel er ravinene ved heimste Lundadalssetra.)

Skjølivassdraget er et aktivt fluvialt system, rikt på fluviale former og prosesser. Dessuten vitner erosjonsformer i løsmasser (raviner) og fast berg (canyoner) om dagens og tidligere tiders aktivitet. Tilsvarende dokumentasjon representerer de ulike løsmasseavsetninger som morener, vifter og deltaavsetninger. En tolkning av former og prosesser i tilknytning til dagens system vil være et viktig hjelpemiddel for å forstå den tidligere utvikling. Nedbørfeltet skiller seg ut ved at former og prosesser trer sjeldent klart fram, samtidig som det er urørt av kulturelle inngrep.

Områder av særlig interesse i Skjølivassdraget:

1. Deltaet i Lundadalsvatn.
2. Holåis delta/viftesystem i Lundadalsvatn.
3. Morene/vifter foran yste og heimste breen (Hestbrepiggane).
4. Elvestrekningen mellom heimste Lundadalsseter og Lundadalsvatn.
5. Tilpasningscanyoner.
6. Særlig aktive raviner.
7. Fluviale avsetninger i Vesldalen.
8. Morenen foran Grjotåbreen

BØVERDALEN - LEIRDALEN

Deler av beskrivelsen er hentet fra Karlsen & Stene (1978) (KFV Rapp. 78/02).

VASSDRAGET BØVRA

Vassdraget Bøvra drenerer de nordvestlige delene av Jotunheimen og løper ut i Ottavatn (362 m o.h.) ved Lom med et totalt nedbørfelt på 895 km^2 (NVE 1923). Nedbørfeltet når i Galdhøpiggen opp i 2469 m o.h., og den største avstand fra utløpet til vannskillet er 43 km . Relieffenergien blir derfor uvanlig stor til å være et vassdrag øst for hovedvannskillet. Foruten at Bøvra selv som drenerer de vestlige deler av feltet opp mot Sognefjellet (313 km^2 før samløp med Leira), gjennomskjæres nedbørfeltet av Leira (147 km^2) og Visa (257 km^2). Medianhøyden (høydenivå som deler nedbørfeltet i to like store deler) er for Bøvra før samløp med Leira, Visa og ved Lom nær 1300, 1400 og 1500 m, mens den for Leira er nær 1600 m og for Visa nær 1700 m.

Geomorfologi

Landformene er preget av kontrasten mellom gamle (paleiske) og yngre formelementer. Rester etter en gammel overflate finnes innenfor hele nedbørfeltet, men er særlig dominerende i de nordligste områdene. Åpne fjellpartier med grunne bassenger omgir høye og alpine fjellpartier i Jotunheimen og Hestbrepiggane (Ahlmann 1922, Gjessing 1970). De jevnt skrånende flatene (flyene) som f.eks. Gjuvflyi er et annet element i det gamle landskapet.

Det er særlig i nedbørfeltets sørlige deler at landskapet er sterkt oppskåret, og bare små, men karakteristiske, rester av den gamle paleiske overflaten er bevart. Særlig hoveddalen

(Bøverdalen) er sterkt nedskåret med tydelig glasialt preg. Dalsidene er bratte og utsatt for ras og steinsprang. Dalen skifter med brede dalbekkener og mellomliggende trange terskler ("klyper"). Bekkene ved Flåklypa, Medalen, Galdesand, Liasand og ved Nettosetrene er alle fyllt av løsmasser som utgjør elvesletter, i motsetning til bekkenene ved Høydalsvatn, Dalsvatn, Bøvertunvatn og Bøvertjern der det nå er innsjøer. Utgravingen av selve hoveddalføret var begunstiget av løsere fyllittisk berggrunn og en svakhetssone i kanten av skyvedekket. Berggrunnen i Visdalen derimot består av mer motstandsdyktige sparagmittiske og gabbroide bergarter. De fleste sidedalene munner hengende ut i hoveddalen og elvene har gravet seg ned i tilpasningsgjel. Det samme er også tilfellet med Bøverdalen i forhold til Ottadalen ved Fossberget.

Istidenes glasiale erosjon førte også til dannelsen av botner ved at lokalbreer omformet senkninger i sidene av de høyeste fjellpartiene. I bunnen av paleiske senkninger mellom fjellhøydene har innlandsisen gravet ut innsjøbekkener av fjellviddetypen. Botner er vanlige i den sørligste delen av feltet. Aktive botnbreer finnes ennå i dag. Ofte ligger en liten botnsjø foran breen, og høye, skarpe tinder står igjen som rester etter den glasiale erosjonen.

De viktigste typer løsmasse i Bøvras nedbørfelt kan samles i 4 grupper:

1) Bunnmorene
2) Resente morener
3) Eldre glasifluviale avsetninger
4) Elveavsetninger

Den usorterte bunnmorenen med store kantete blokker synes å være den viktigste løsmassetypen i feltet. Men morenedekket er som regel tynt, og der bunnmorene ligger oppetter dalsidene, er den ofte ravinert og kan øyensynlig tilføre elvene mye materiale under kraftige regnskyll. Nær elveløpene er bunnmorenen derimot mer eller mindre utvasket, og bare de største blokkene ligger igjen som et restmateriale.

Foran breene finnes større eller mindre felt av morener som har blitt avdekket siden 1750-årene da breene hadde sin største utbredelse. Særlig stort er morenefeltet foran Storbreen i Leirdalen (Liestøl 1967). Nytt morenemateriale eroderes og transporteres fram til brefrontene hvert år, og det er den resente breerosjonen og erosjonen i morenefeltene som utgjør hovedkilde for sedimenttransporten som Bøvra befordrer nedetter vassdraget og ut i Ottavatn.

Eldre glasifluviale avsetninger finnes det bare sporadiske rester av. I området ved Bøvertun, Dalsvatn - Nettosetrene, og ved Yttedalseter er det bevart system av eskere. Tilsvarende former kan også sees nederst i Bøverdalen nedenfor Akselen. Eskerne munner her ut i terrasser på begge sider av elva ved Fossberget, og er flere steder gjennomskåret av denne. Glasifluvialt materiale finnes også som vifteterrasser ved Visas utløp, og tilsvarende ved bl.a. sideelvene Gokkra og Sula. Det glasifluviale materialet er grovt, godt sortert, men ikke særlig godt rundet. Der hvor avsetningene står i åpent ras ut i elva, kan det være en lokal sedimentkilde for elvas masseføring, men synes ellers ikke å utgjøre noen sedimentkilde av betydning.

De resente elveavsetningene derimot utgjør en dominerende løsmassetype. Dette materialet har sitt opphav først og fremst i morenemasser lenger oppe i vassdragene, og mange av sideelvene har såpass stor transportevne at store sedimentmengder føres ned i dalbunnen. Det groveste materialet avsettes i elvevifter. Særlig har Visa bygget ut en stor vifte der Visa munner ut i Bøvra, og den har tvunget Bøvra helt inn mot motsatt dalside. Materialet er grovt og har bare stedvis et tynt dekke av finere materiale. Felles for de fleste dalene i Bøvras felt er at elvene har fyllt igjen de fleste dalbekkenene med grovt materiale. Prosessen må tenkes å ha foregått mer eller mindre kontinuerlig siden isavsmeltingen, og selv under dagens forhold er masseføringn kraftig over de fleste av disse dalbekkenene. Utenfor Fossberget har Bøvra avsatt store sedimentmengder ut i Ottavatn.

Disse avsetningene har fyllt igjen vannet i en lengde av ca. 11,5 km, men mektigheten av disse massene er ennå ukjent. Kornstørrelsen i overflaten avtar raskt fra sten/grus til sand. Noe av det fineste materialet på deltaplattformen er utsatt for vindtransport ved lav vannstand, og har ført til dannelse av sanddyner og problemer med sandflukt.

Fluvialgeomorfologi

Vassdraget kommer under kategorien brevassdrag, noe som gir seg til kjenne ved vassdragets hydrologi. Bøvra er sterkt materialførende helt ned til munningen i Ottavatn. Hovedkilden for disse massene er erosjonen under breene og moreneavsetninger utenfor brefrontene.

Der det finnes innsjøer langs vassdraget, vil mesteparten av massene avsettes . Men dette er noe som i større grad her bare skjer i øvre og sørvestre del av Bøvra. Sideelver som Visa og Leira derimot mangler innsjøer. Materialet, som har sin kilde hovedsakelig fra Hellstugubreen i Visdalen og Storbreen og Illåbreene i Leirdalen, fraktes direkte ut i hovedelva i aktive og ustabile vifter og så med elva videre ut i Ottavatn.

Meget karakteristisk for Bøverdalen er oppdeling av dalenes lengdeprofiler i vide bekkener og trange passasjer gjennom terskler. De vide bekkenene fungerer som temporære avsetningsmiljøer for det groveste av det elvetransporterte materialet (bunntransporten). Materiale som holdes opphvirvlet i vannet (det suspenderte materialet), fraktes derimot gjennom bekkenene og blir ikke avsatt før i Ottavatn. Den aktive bunntransporten og de ustabile bunnforholdene er et særmerkt trekk ved flere av dalbekkenene i Bøverdalen.

Særlig interesse har imidlertid vært knyttet til forholdene i Medalen pga. de store massene som fraktes hit ned med Bøvra/Leira og med Visa. Nåværende forhold synes å antyde at det her avsettes

mer bunntransportert masse enn Bøvra greier å frakte videre. Det vil si at bunnivået heves over visse partier. Helt sikker kan man imidlertid ikke være i en slik konklusjon.

Bunnforholdene i dalbekkener som Medalen og utover deltaflaten i Ottavatn vitner alle om avsetningsmiljøer som er særs følsomme for forandringer som på en eller annen måte kan influere på deres stabilitet. I Medalen synes det f.eks. å være godtgjort at ved en eventuell regulering, der vannføringen i Leira minskes og mesteparten av transporten fra Leiras breområder holdes tilbake i sedimentasjonsbassenger, vil ikke Bøvra ha tilstrekkelig transportevne til å frakte de massene av grovt bunntransportert materiale som kommer ut gjennom Visa, videre nedetter vassdraget. Høyst sannsynlig vil disse massene derfor hope seg opp, bunnivået heves, og dette vil skape problemer for veger, dyrket jord etc. Resultatet vil måtte bli kanalisering av elva, oppfanging av materiale og stadige utrenskingsarbeider for å holde løpet rent.

Områder av særlig interesse

1) Leirdalen. Leira representerer et fluvialt system urørt av tekniske inngrep. Vassdraget er sterkt påvirket av breer og dagens fluviale prosesser er særlig aktive. Formrikdommen er stor og området er lett tilgjengelig.
2) Deltaområdet i Bøvertunvatn.
3) Deltaet i Høydalsvatn.
4) Karstlandskap ved Bøvertun.
5) Grotter i Dummdalen.
6) Gjenfylte dalbekken (Galdesand, Oledalen).
7) Delta i Ottavatn/Vågåvatn.