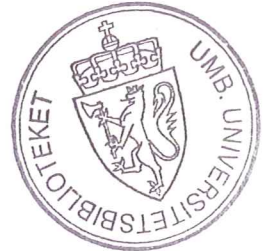


Mastergrads oppg. 2011

GLASIASJONSHISTORIE I BOLSHAJA- OG MALAJA
SHUTSJEOMRÅDET, POLAR URAL

GLACIATIONS IN THE BOLSHAYA- AND MALAYA SHUTCHYE AREA, THE
POLAR URALS

LARS MARTIN B. FÆRSETH



Ukent

UNIVERSITETET FOR MILJØ- OG BIOVITENSKAP
INSTITUTT FOR PLANTE- OG MILJØVITENSKAP
MASTEROPPGAVE 60 STP. 2011



Glasiasjonshistorie i Bolshaja- og Malaja Shutsjeområdet, Polar Ural

Glaciations in the Bolshaya- and Malaya Shutchye area, The Polar Urals

Mastergradsoppgave i kvartærgeologi,

av

Lars Martin Berge Færseth



Institutt for plante- og miljøvitenskap,

Universitetet for miljø- og biovitenskap

Våren 2011

Sammendrag

Geomorfologi og sedimentfordeling i området rundt innsjøene Bolshaja- og Malaja Shutsje i Polar Ural i Nord-Russland har blitt studert i felt og på flyfoto. Målsetningen med arbeidet har vært å kartlegge spor etter påvirkning fra det tidligere Barents-Karaisdekket, samt spor etter fremstøt fra breer med akkumulasjonsområde i fjellkjeden.

Sub- og proglasiale landformer og avsetninger kartlagt i dette studiet støtter antagelser fra tidligere studier om at Barents-Karaisdekket lå over fjellkjeden i midt pleistocene, og at utløpere fra Barents-Karaisdekket som omga fjellkjeden i tidlig weichsel presset seg inn i lavereliggende områder i dalene nær fjellfoten. Observasjoner, og dateringer av flyttblokker med kosmogene isotoper (^{10}Be) som er utført i forbindelse med dette studiet og i forbindelse med ICEHUS-prosjektet (feltsesongene 2007 og 2009) støtter også antagelsen om at det kan ha blitt dannet større breer med sentrum i fjellkjeden i tidlig-/midt weichsel.

Datering av blokker fra sandurer og morenerygger med kosmogene isotoper (^{10}Be) gjort i forbindelse med dette studiet, og i forbindelse med ICEHUS- prosjektet (2007 og 2009) tyder på at det også var et større brefremstøt fra breer med sentrum i fjellkjeden i sen weichsel og et senere, mindre fremstøt antagelig i holocene. Dette til forskjell fra tidligere undersøkelser som har konkludert med at det bare var et mindre brefremstøt i sen weichsel, og at breene i området har vært nærmest lik dagens breer i løpet av holocene.

Abstract

Geomorphology and sediment distribution in areas surrounding the lakes Bolshaya- and Malaya Shutchie in the Polar Urals, Northern Russia, have been studied in the field and using aerial photos. The objectives of the study have been to map features related to the impact of glacier advances from the previous Barents-Kara Ice Shield, as well as advances from glaciers that accumulated within this part of the mountain range.

Sub- and proglacial features mapped as part of this study support earlier studies suggesting that the Barents-Kara Ice Shield covered the mountain range during the Middle Pleistocene period, and that outlet glacier from the Barents-Kara Ice Shield surrounding the mountains during the Early Weichselian inundated the lower parts of the mountain valleys at the piedmont. Observations and cosmogenic isotope (^{10}Be) dating of erratics made in this study and in connection with the ICEHUS-project (field seasons 2007 and 2009) also support the assumption that extensive glacier formed in the mountain range during the Early-/ Middle Weichselian.

Cosmogenic isotope (^{10}Be) dating of boulders resting on morainic ridges and sandur deposits collected as part of this study and also in the ICEHUS-project (2007 and 2009) imply that there was a significant glacier advance from glaciers that originated in the mountain chain during the Late Weichselian, and a later, but smaller advance probably during the Holocene. This contradicts earlier studies that have concluded that glaciers were probably not much larger during the Late Weichselian than today, and that they maintained about the same size as at present throughout the Holocene.

Forord

"Twice as nice with ice" som det står på posene med isbiter som man kan kjøpe i dagligvarebutikken eller som rockelegenden Johnny Thunders sier *"Everything's nice when it's covered in ice"*. En hver har sin smak. Uansett om det var stor is, liten is eller enda mindre is har det vært en spennende oppgave å jobbe med glasieringshistorien i Polar Ural.

Jeg ønsker her å takke hovedveileder Mona Henriksen som har kommet med nyttige innspill i skrivefasen, og som har vært en god sparringspartner i felt og under det videre arbeidet med denne oppgaven.

Jeg ønsker og å takke medveileder John-Inge Svendsen og alle andre som var tilknyttet ICEHUS-prosjektet i feltsesongen 2009 for at jeg fikk være med i felt i Uralfjellene, og for godt selskap under feltarbeidet.

Jeg vil også rette en generell takk til alle ved geologiseksjonen ved UMB der jeg alltid har følt meg velkommen til å stikke innom med ulike spørsmål, og der jeg har fått muligheten til å jobbe som felt- og kursassistent i studietiden.

Til slutt går en spesiell takk til Stine og Ask som har vært tålmodige med at jeg har brukt flere sommere til å delta på feltkurs og feltarbeid, og til Stine, Ask og Alma som har vært tålmodige med at det har blitt sene kvelder i den siste delen av skrivefasen.

Ås, 10.05.11

Lars Martin B. Færseth

Innholdliste

1 Innledning.....	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Prosjekttilknytning.....	2
1.3 Målsetning.....	2
1.4 Områdebeskrivelse.....	2
1.4.1 Uralfjellene og Polar Ural	2
1.4.2 Studieområdet.....	3
1.5 Glasiasjonshistorie i Nord-Russland og Polar Ural	7
1.5.1 Før weichsel.....	7
1.5.2 Weichsel	8
1.5.3 Holocene breer i Polar Ural	12
2 Metode.....	13
2.1 Kartlegging.....	13
2.1.1 Kartlegging i felt.....	13
2.1.2 Flyfotostudier	13
2.2 Definisjoner og klassifikasjoner.....	14
2.2.1 Klassifikasjon av kornstørrelser	14
2.2.2 Klassifikasjon av rundingsgrader	14
2.2.3 Definisjon av bretyper	14
2.3 Dateringsmetode.....	15
2.4 Rekonstruksjon av likevektslinjer (Equilibrium line altitude, ELA).....	16
3 Observasjoner og tolkninger	18
3.1 Morenedekke og flyttblokker ved Bolshaja Shutsje.....	18
3.2 Smeltevannsløp ved Bolshaja Shutsje og Semel'yakhadalen.....	19
3.2.1 Smeltevannsløp ved Bolshaja Shutsje	19
3.2.2 Smeltevannsløp i Semelyakhadalen	21
3.3 Fluvial avsetning ved Bolshaja Shutsje	21
3.4 Strandhakk og -terrasser ved Bolshaja Shutsje	23
3.5 Semel'yakhasanduren	26
3.6 Pyriatayusandurene.....	27
3.6.1 Den nordlige Pyriatayusanduren.....	28
3.6.2 Den sørlige Pyriatayusanduren	28
3.7 Orang'joganlordalen ved vannskillet øst for Bolshaja Shutsje.....	29

3.7.1 Sandur ved Orang`joganlorsjøen.....	29
3.7.2 Terrasseavsetning nordøst for Orang`joganlor	31
3.7.3 Morenerygg nordøst for Orang`joganlor.....	32
3.8 Matalapata`yakadalen, vannskillet mellom Malaja Shutsjedalen og Malaja Usadalen	32
3.8.1 Morenerygger øst for vannskillet.....	32
3.8.2 Eskere ved vannskillet	34
3.9 MGU- og Synokbreen	35
3.9.1 Morenerygger ved MGUbreen	38
3.9.2 Beregning av Likevektslinjer (ELA) for MGUbreen	41
3.10 Karskybreen.....	43
3.11 Fluviale avsetninger i dalene	44
3.12 Dateringsprøver.....	47
4 Diskusjon	54
4.1 Kvartærgeologisk kart	54
4.2 Diskusjon	54
4.3 Sammenligning av arealutvikling for breer i ulike områder i Polar Ural	58
5 Konklusjon	62
6 Kildeliste	63

1 Innledning

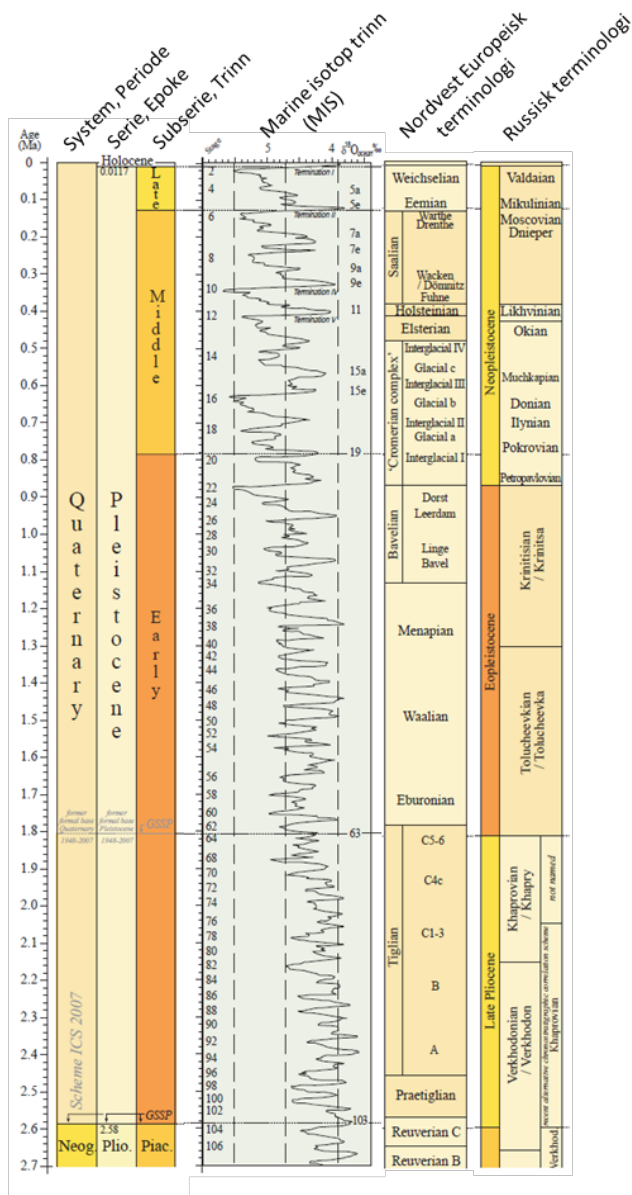


Fig. 1.1 Kvartær tidsskala med inndeling i perioder; epoker; marine isotoptrinn (MIS) basert på resultater fra borekjerne V 19-30, ODP-677 og ODP-846; og Nordvest Europeisk- og Russisk terminologi for glasier og interglasialer. Figuren er modifisert fra Gibbard et al. 2005 modified 2007.

Kvartære studier har som målsetning å tolke sporene etter klima- og miljøendringer i kvartærperioden. Klimaendringer er et tema med stort fokus i vår samtid. Kunnskap om tidligere tiders klima- og miljøendringer spiller en viktig rolle for forståelsen av nåtidens klima, og mulige klimaendringer i fremtiden. Det har tidligere blitt sagt om geologien at nåtiden er nøkkelen til fortiden, nå kan man si at fortiden er nøkkelen til nåtiden – og fremtiden. Kunnskap om klimarespons i ulike systemer, systemenes samspill og mulige

1.1 Bakgrunn

Kvartærperioden er den siste av de geologiske periodene. Perioden dekker de siste 2,58 millioner år (Gibbard et al. 2010), og er preget av en rekke store klimaendringer. Perioden innbefatter epokene pleistocene og holocene (fig. 1.1). I løpet av kvartærperioden har det vært flere glasier og interglasialer. Glasialer er kalde perioder med fremvekst av breer og isdekker. Glasialene har blitt avbrutt av varmere interglasialer, perioder med varmere klima, tilbakesmelting av breer og transgresjon over landområder. Enkelte tidligere interglasialer hadde varmere klima enn vi har i dag. I de kaldeste periodene ble det dannet store kontinentale isdekker over Nord-Amerika og Eurasia (fig. 1.2). Isdekkene hadde stor innvirkning på havtemperatur og -sirkulasjon, globalt havnivå, hydrologi og økologi. Landskapene vi finner i dag er i store områder preget av isens arbeid gjennom tidligere glasiøse perioder.

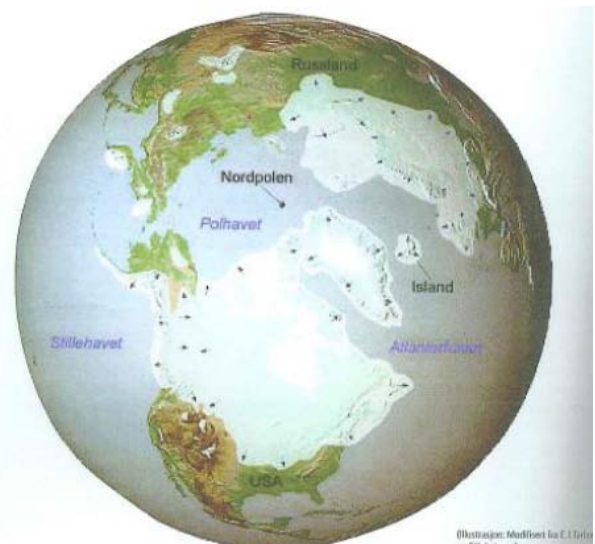


Fig. 1.2 Den nordlige halvkule under maksimum kvartær glasiøsjon, med isdekker over Nord-Amerika, Grønland og Eurasia. Figur fra Ramberg et al. (2008).

tilbakekoblingsmekanismer mellom systemene gir viktig informasjon som kan implementeres i ulike klimamodeller.

1.2 Prosjekttilknytning

Arbeidet med denne oppgaven er utført i forbindelse med prosjektet *"Ice Age Development and Human Settlement in Northern Eurasia"* (ICEHUS). Prosjektet er et Norsk-Russisk samarbeidsprosjekt støttet av Norges forskningsråd, og ble gjennomført i forbindelse med Det Internasjonale Polaråret 2007–2008. I forbindelse med prosjektet har det blitt utført feltarbeid i Polar Ural i 2007 og 2009.

Hovedformålet for ICEHUS-prosjektet er "å forbedre beskrivelsen- og forståelsen av sen-kvartære klimaendringer i nordområdene og deres påvirkning på den tidligste befolkningen av det nordlige Russland".

1.3 Målsetning

I forbindelse med ICEHUS-prosjektet ble det feltsessongen 2009 gjennomført kjerneboringer i innsjøene Bolshaja- og Malaja Shutsje i Polar Ural. Denne oppgaven tar for seg geomorfologi og sedimentfordeling i området rundt innsjøene.

- Det overordnede målet for arbeidet har vært å søke forståelse om breutbredelse og bredynamikk i Polar Uralområdet gjennom tidligere glasiasjoner.

Tidligere undersøkelser har vist at det på lavlandet som omgir Polar Ural har vært flere store brefremstøt fra Barents-Karaisdekket som rykket frem sørover langs fjellkjeden. Brelober fra isdekket har antagelig presset seg inn i dalene i fjellkjeden og isdekket kan periodevis også ha lagt seg helt eller delvis over Polar Ural.

I Polar Ural er det gjort få geomorfologiske undersøkelser og kunnskapen om bredannelse i fjellkjeden er begrenset. Det kan tidligere ha blitt dannet platåbreer eller større dalbreer med akkumulasjonsområde i fjellene.

Delmål for arbeidet har vært:

- Å kartlegge spor som kan knyttes til påvirkning fra Barents-Karaisdekket i Polar Ural.
- Og å kartlegge spor som kan knyttes til brefremstøt fra breer med akkumulasjonsområde i fjellene.

1.4 Områdebeskrivelse

1.4.1 Uralfjellene og Polar Ural

Uralfjellene er en lang og smal fjellkjede som strekker seg 2500 km gjennom det Eurasiske kontinentet fra Det Kaspiske hav i sør til Karahavet i nord (fig. 1.3A). Fjellkjeden skiller det øst- europeiske- og vest-sibiriske lavlandet, og regnes som den geografiske grensen mellom den europeiske- og asiatiske delen av Russland. Den høyeste toppen i Uralfjellene ligger 1640 moh. Området i Uralfjellene som ligger nord for Polarsirkelen (66°33'N) kalles Polar Ural. Denne delen av fjellkjeden er 70-80 km bred. Hovedvannskillet strekker seg fra sørvest mot nordøst gjennom området, på øst- og vestsiden er fjellene omgitt av de flate lavlandsområdene i Vest-Sibir og Pechora som ligger fra 100 til 200 moh. Uralfjellene er en isolert fjellkjede og i den nordlige delen av fjellene er det 2000 kilometer mot vest til fjellene i Skandinavia og 1000 kilometer til Putoranaplatået i øst. De fleste breene i Ural fjellene ligger nord for 68° i Polar Ural.

1.4.2 Studieområdet

Studieområdet ligger i Komi republikken øst for gruvebyen Vorkuta, ved innsjøene Bolshaja- og Malaja Shutsje på østsiden av hovedvannskillet i Polar Ural (fig. 1.3). Innsjøene ligger hhv. 187 og 287 moh. Områder i og nær nedslagsfeltene til de to innsjøene ble studert i felt og med flyfoto.

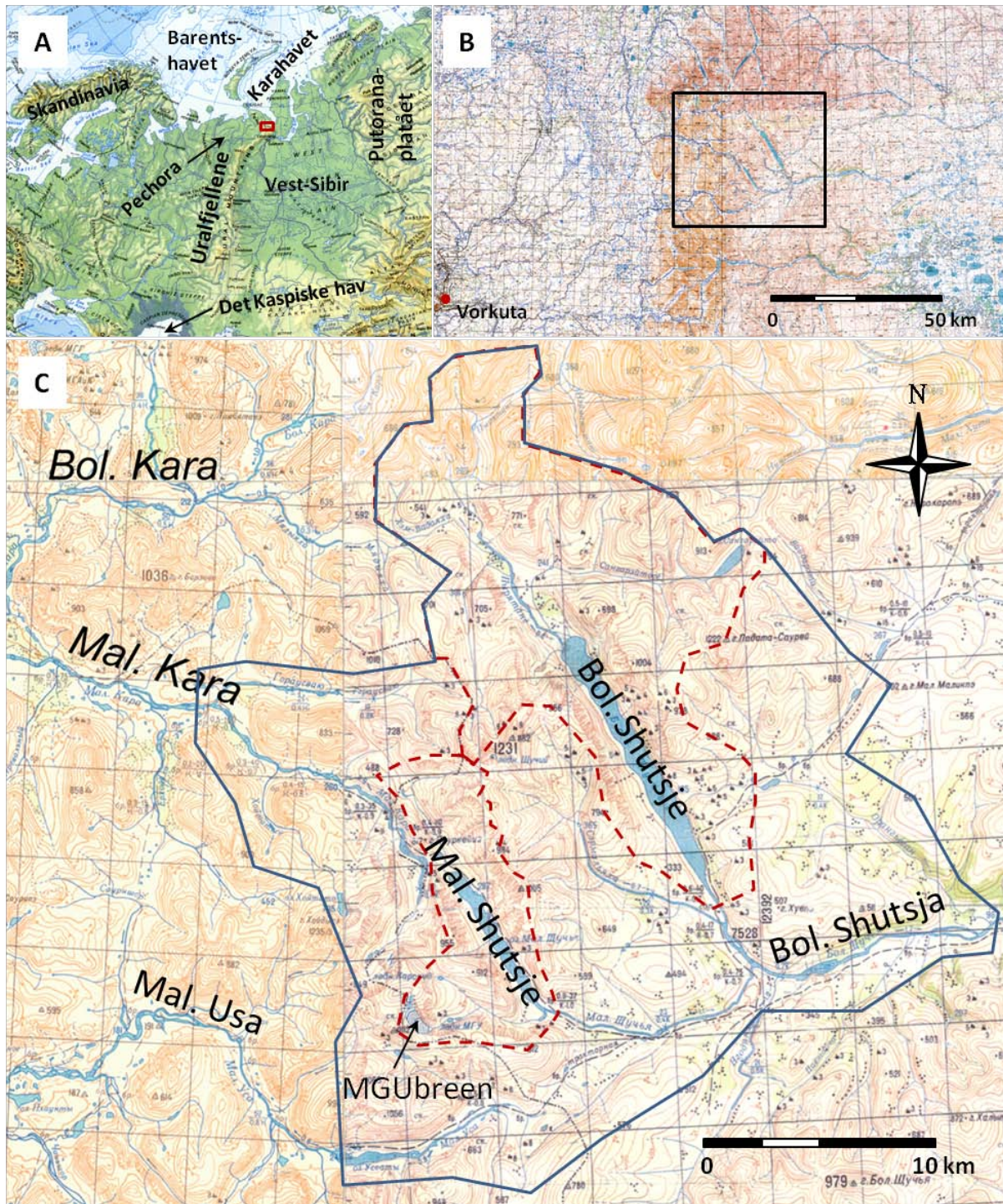


Fig. 1.3 (A) Kart over nordøstlige deler av Eurasia, Uralfjellene strekker seg fra Det Kaspiske hav i sør til Karahavet i nord. Utsnittet i figur 2B er vist med rødt. (B) Kart over Polar Ural øst for Vorkuta. Utsnittet i figur 2C er vist med sort. (C) Kart over studieområdet. Nedslagsfeltene til Malaja- og Bolshaja Shutsje er vist med rød stiplet linje. Området som er undersøkt med blå heltrukket linje. Høyder (moh) er vist med sorte tall. Kartet er satt sammen av utklipp fra kart: R41 35-36; R42 31-32; Q41 05-06; og Q42 01-02 i målestokk 1:200 000. Ekvidistanse er 20 meter.

Storskala landformer

Polar Ural er et høytliggende fjellplatå som strekker seg fra sørvest mot nordøst gjennom studieområdet, og ligger fra 900 til 1200 moh (fig. 1.3). Den høyeste toppen i studieområdet ligger 1233 moh. Platået er i hovedsak dekket av blokkmark. Platået er gjennomskåret av lange og dype U- daler, og mindre u-formede fjelldaler som drenerer inn i de større dalene. Hoveddalene har to hovedretninger, øst–vest og sørøst–nordvest. Flere av de store dalene kan følges fra øst mot vest gjennom fjellene. Passpunktene i disse dalene ligger fra 250 til 300moh.

Innsjøene Bolshaja- og Malaja Shutsje er lange og smale, og ligger i to parallelle hoveddaler langs sørøst– nordvest gående akser. Bolshaja Shutsje er den største og dypeste innsjøen i Polar Ural, og er 12 km lang og om lag 200 meter dyp.

I de øverste delene av hoveddalene, nær passpunktene, er det ofte myrlendte områder. Lengre ned i dalene er det tykke fluviale avsetninger med opptil 20-30 meter høye skrenter langs elvene. Nærmest dalmunningene er terrenget myrlendt. Lavlandet rundt fjellene er bølgende, ofte myrlendt med mange små innsjøer.

Fjelldalene munner ut i hoveddalene og er u-formet med botner og enkelte breer i de øvre delene. Dalbunnen innerst i fjelldalene ligger fra 500 til 800 moh. Det ligger elleve breer i studieområdet, den største breen er MGUbreen.

Berggrunn

Uralfjellene ble dannet ved den Uralske orogenesen i sen karbon og tidlig trias, for 300 til 250 millioner år siden. Fjellene ble dannet ved en kollisjon mellom Baltika i vest, som på denne tiden hang sammen med Laurentsia, og Kasakhstania i øst. Fjellkjeden består hovedsakelig av deformerte og omdannede sedimentære og vulkanske bergarter, av paleozoisk og mesozoisk alder som er skjøvet inn fra vest (Brown et al. 2005).

I den nordvestlige delen av studieområdet er det metamorfe og foldede proterozoiske og kambriske, magmatiske bergarter (fig. 1.4). Bergartene består av stedvis skifrige andesittiske-, andesittisk/basaltiske- og diabasiske porfyrer med tilhørende tuff. Enkelte steder i området er det yngre gabroide intrusjoner.

I den sørøstlige delen av studieområdet ligger det bergarter av ordovisisk alder over de proterozoiske og kambriske bergartene (fig. 1.4). De ordovisiske bergartene består av lys grå og lilla kvartsitt; og grå og grønn fyllitskifer. I dette området er det granittiske, gabbroide og serpentinitiske intrusivbergarter. Bergartene i den sørøstlige delen av området faller hovedsakelig mot sørøst.

Området er preget av en rekke forkastninger, hovedsakelig med nordvest–sørøst og sørvest–nordøstlig retning. De langstrakte innsjøene Bolshaja- og Malaja Shutsje ligger langs nordvest–sørøstgående forkastninger.

Berggrunnen i området er sterkt forvitret med forvitrede knauser og tors (fig. 1.5).

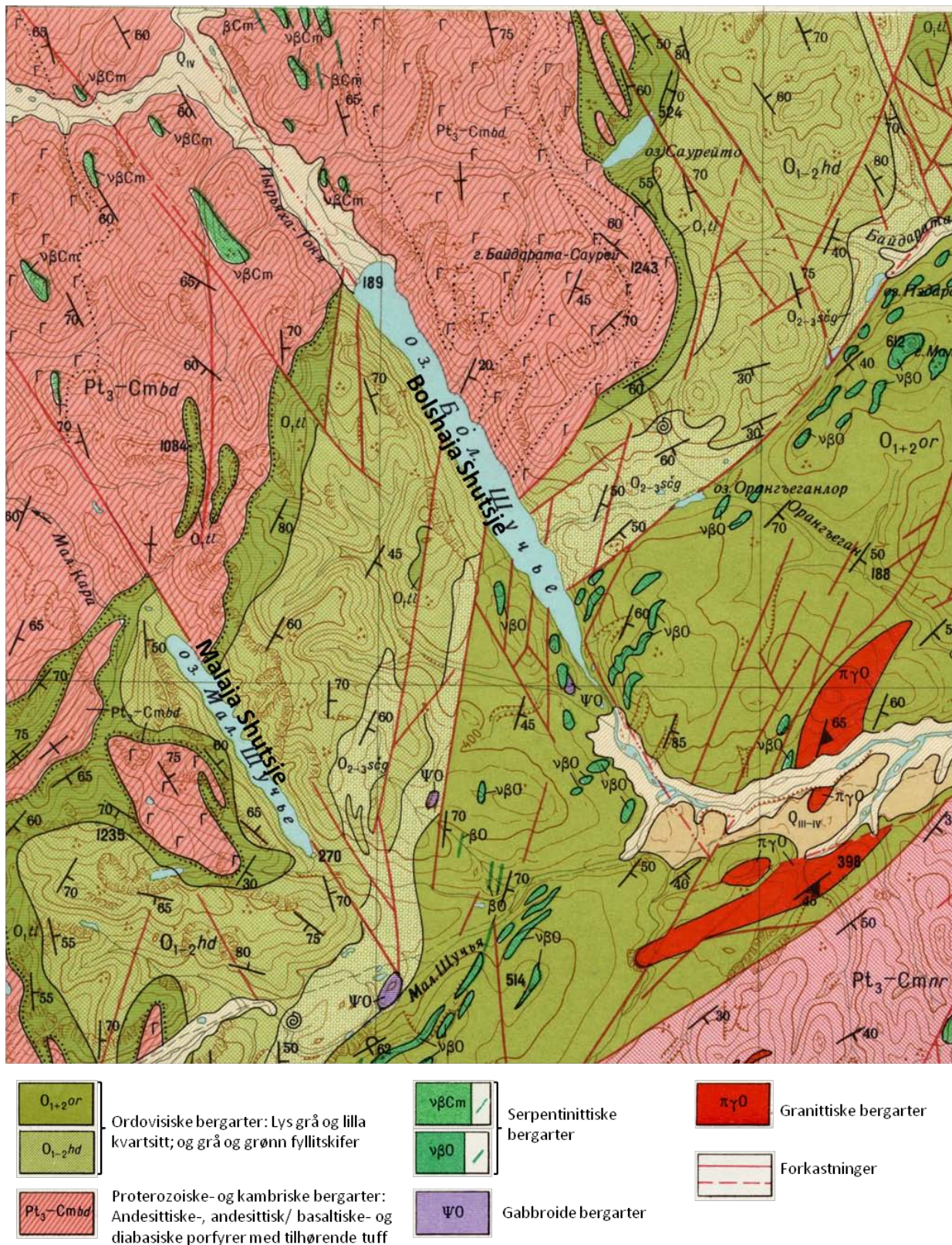


Fig. 1.4 Berggrunnskart over studieområdet med tegnforklaring. Kartet er klippet fra berggrunnskart Q42 VII i målestokk 1:200 000 fra Russisk institutt for geologisk forskning (VSEGEI)(1966).

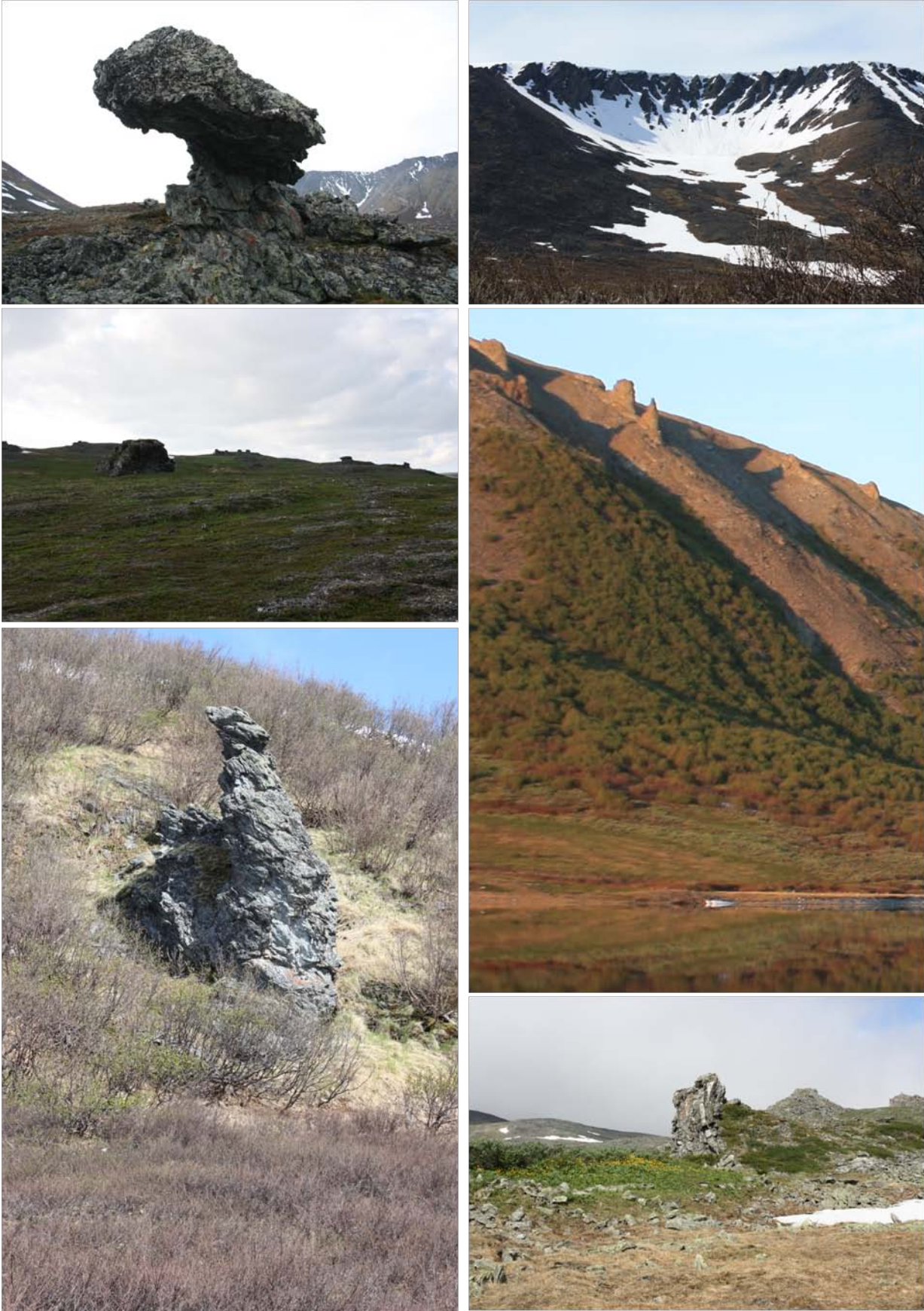


Fig. 1.5 Tors i studieområdet.

Klima

Polar Ural har et kontinentalt klima, med lange og kalde vintre og kort sommersesong. Vinteren regnes fra oktober til april, og sommeren fra mai til september, men lengden på sesongene kan variere sterkt. Ved forskningstasjonen Bolshaja Khadata (260 moh) i Polar Ural, ti kilometer sør for studieområdet, var gjennomsnittlig årstemperatur i perioden fra 1958–1980 $-6,3^{\circ}\text{C}$, vintertemperaturen var $-14,3^{\circ}\text{C}$, og sommertemperaturen $+7^{\circ}\text{C}$. Den årlige temperaturvariasjonen var fra $-29,8$ til $+15,0^{\circ}\text{C}$ (Solomina et al. 2010). Vintrene er preget av lavtryksfronter fra Nord-Atlanteren som gir store og hurtige temperaturendringer, sterk vind og mye nedbør. Somrene er ofte kalde og fuktige, og mindre preget av lavtryksfrontene (Voloshina 1988). Gjennomsnittlig årsnedbør ved Bolshaja Khadata var 610 mm i perioden fra 1958 til 1980. Nedbørsfordelingen er preget av frontene fra vest, årlig nedbørsmengde ved den vestlige fjellfoten er 500 mm, mens den er 300 mm på østsiden (Kononov et al. 2005). Den vertikale nedbørsgradienten er om lag 100 mm pr. 100 høydemeter (Solomina et al. 2010). Den dominerende vindretningen i Polar Ural er vestlig (Voloshina 1988), noe som gir stor østlig snødrift i vintersesongen (Khodakov & Il'ina 1989).

Vegetasjon

Fjellområdene er dominert av fjelltundravegetasjon med gress, mose og reinlav. Ved fjellfoten og i enkelte lavereliggende daler er det lerkeskoger. Tregrensen går opp til 250 moh (Solomina et al. 2010).

Permafrost

Polar Ural ligger innenfor en sone med kontinuerlig permafrost. Oppreiste blokker, polygonmark og solifluksjonslober i studieområdet vitner om aktive cryogene prosesser.

1.5 Glasiasjonshistorie i Nord-Russland og Polar Ural

1.5.1 Før weichsel

Nordvest-Russland

Arktiske og subarktiske deler av Europeisk Russland; og vest- og sentral Sibir har vært dekket av store isdekker flere ganger i løpet av kvartær. Isdekkene har vært dominert av akkumulasjon i Karahavområdet med tilskudd fra Fennoskandia, Barentshavet og Putoranaplataet (f.eks: Astakhov 1998; Svendsen et al. 2004).

Astakhov (2004) hevder at det var minst fire store brefremstøt i perioden før Eem.

Donloben representerer det største fremstøtet i europeisk Russland, og er knyttet til MIS 12 eller 16 (kromerian) (fig 1.6). (Velicho & Shick 2001; Velichko et al. 2004). (Glasialer og interglasialer omtales her og videre i teksten med nordvest- europeiske navn fig 1.1).



Fig.1.6 Rekonstruksjon av maksimum breutbredelse i Eurasia i den siste delen av Saale (160–140 ka fn.) med hvit linje. Dnieprlinjen i østlige områder, og Drenthelinjen i vest. Maksimumsutbredelse i kvartær, Don loben, med grønn stiple linje. Isdekkene over Island, Grønland og Alpene med mer. Er ikke vist i figuren. Figur fra Svendsen et al. (2004).

Dnieprloben representerer det største fremstøtet i saale og er knyttet til warthe glasialen (mis 6)(Shik 1995).

Påvirkningen i Europeisk-Russland fra det fennoskandiske isdekket var antagelig liten i de tidligste glasierne (Astakhov 2004). I saale kulminerte det fennoskandiske isdekket først i drentheglasialen (mis 6), senere enn Barents-Karaisdekket (Ehlers & Gibbard 2003). Heggen (2009) viser at det kan ha blitt dannet store bredemte sjøer foran Barents-Karaisdekket, før og etter et større brefremstøt i sen saale (MIS 6). Bresjøene ble antagelig demt opp av mindre brefremstøt før og etter, noe som betyr at det antagelig var brefremstøt innover fastlandet helt frem til slutten av saale.

Marine sedimenter, opp til 100 moh, langs Barents- og Karahav kysten viser at det var en større transgresjon i eem (MIS 5), transgresjonen omtales som den boreale transgresjonen (Svendsen et al. 2004). Transgresjonen viser at det har vært stor isostaisk nedpressing av jordkorpa tidlig i interstadialen. Transgresjonen i eem var større enn de senere transgresjonene i området, dette antyder at isdekkene i saale var større, og kanskje mer langvarige enn de var i weichsel (Svendsen et al. 2004). Faunaen i marine sedimenter viser at klimaet i eem var av en boreal type, enkelte steder ser det ut til at havtemperaturen kan ha vært 4–8 grader høyere enn i dag (Funder et al. 2002).

Polar Ural

Under de store brefremstøtene fra Barents-Kara isdekket før eem spilte Uralfjellene antagelig en passiv rolle som en orografisk barriere (Astakhov 2004). Retningselementer som morenerygger, glasitektonikk og opphavsmateriale i morene viser at de dominerende strømningsretningene var fra nordøst og nordvest (f.eks: Andreicheva 2007; Astakhov 2004; Heggen et al. 2010; Svendsen et al. 2004). Spor etter brefremstøt fra fjellkjeden ville antagelig satt spor med en retning transvers for den retningen som er observert. Flyttblokker med fremmed litologi på en flate 1000 moh tyder på at fjellkjeden har vært dekket av et større isdekke (Yakovlev 1956). Det finnes ikke tegn til at Barents-Karaisdekket lå over fjellene i Weichsel og det er derfor antatt at flyttblokkene ble avsatt før eem (Astakhov 2004). Flyttblokker med opphav på vestsiden av fjellene har blitt funnet på glasialt avrundede høyder 500–600 moh på østsiden av fjellene. Dette tyder på at det periodevis har vært istrømning mot sørøst over fjellkjeden (Astakhov et al. 1999). Brelober ved den østlige fjellfoten kan være avsatt ved istrømning fra vest mot øst gjennom fjellkjeden. Lobene ligger utenfor store gjennomgående u-daler, og har ikke noe motstykke på den vestlige dalsiden. Lobene knyttes til de store nedisningene før eem (Astakhov 1997).

1.5.2 Weichsel

Nordvest-Russland

Den etablerte oppfatningen i dag er at glasierne i Nordvest-Russland i weichsel var dominert av brefremstøt fra Barents-Karaisdekket og det Fennoskandiske isdekket (f.eks: Arkhipov et al. 1995; Grosswald 1998; Larsen, E. et al. 2006; Mangerud et al. 2001b; Svendsen et al. 2004). Enkelte (f.eks. Grosswald 1998) har antatt at Barents-Karaisdekket utviklet seg i takt med det Fennoskandiske isdekket som kulminerte i sen weichsel (LGM) og at det nordlige Eurasia var dekket av et enormt isdekke i denne perioden. Nyere forskning viser imidlertid at Barents-Karaisdekket i motsetning til de fleste andre isdekker og breer i verden kulminerte i tidlig weichsel og ble gradvis mindre i løpet av perioden (f.eks: Astakhov et al. 1999; Larsen, E. et al. 2006; Mangerud et al. 2001b; Mangerud et al. 2002; Svendsen et al. 2004). I forbindelse med forskningsprogrammene QUEEN og SciencePub er det publisert en rekke artikler der utbredelsen til Barents-Karaisdekket diskuteres. I to synteser ble det foreslått rekonstruksjoner av Barents-Karaisdekket gjennom weichsel:

Svendsen et al. (2004) foreslår et stort isdekke over Barents- og Karahavet med tre fremrykk innover fastlandet i løpet av weichsel (fig. 1.7A): I tidlig weichsel (≈ 90 ka fn.); midt weichsel (≈ 60 ka fn.); og sen weichsel (LGM) (≈ 20 ka fn.).

Larsen et al. (2006) foreslår to fremrykk i midt weichsel, og totalt fire fremrykk i løpet av weichsel (fig. 1.7B): I tidlig weichsel (100–90 ka fn.); tidlig midt weichsel (70–65 ka fn.); midt weichsel (55–45 ka fn.); og sen weichsel (20 ka fn.). Larsen et al 2006 mener at det i tidlig- (100–90 ka fn.) og midt weichsel (55–45 ka fn.) var isfrie korridorer i Barentshavet mellom det fennoskandiske- og Karaisdekket.

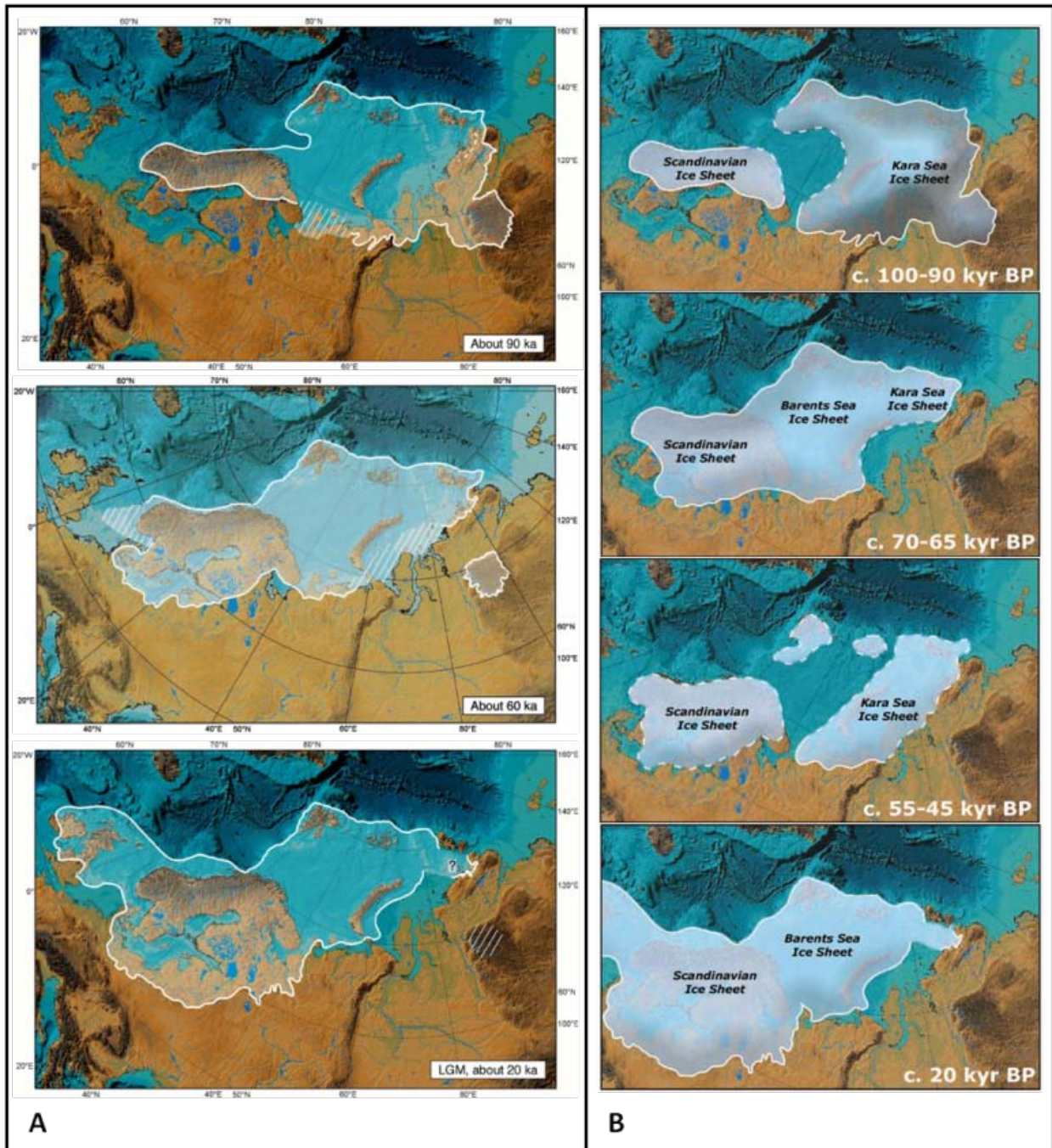


Fig. 1.7 Utbredelsen til det Eurasiske isdekket i løpet av weichsel. **(A)** Rekonstruksjon i Svendsen et al. 2004. **(B)** Rekonstruksjon i Larsen et al. (2006). Svendsen et al. (2004) foreslår tre fremstøt innover fastlandet i Nordvest-Russland, mens Larsen et al. (2006) foreslår fire fremstøt. Larsen et al. (2006) foreslår at det var isfrie korridorer i Barentshavet i tidlig- og midt weichsel, mens Svendsen et al. (2004) foreslår et sammenhengende isdekke over Barents- og Karahavet. Figur 1.7A fra Svendsen et al. (2006). Figur 1.7B fra Larsen et al. (2006).

Barents-Karaisdekket som rykket frem over fastlandet fra nord blokkerte utløpet til de store elvene som drenerer mot nord slik at det ble dannet store bredemte innsjøer sør for isdekket med reverserte utløp mot sør (Astakhov et al. 1999; Grosswald 1980; Kvasov 1979; Larsen et al. 2006; Mangerud et al. 2001a; Mangerud et al. 2001b; Svendsen et al. 2004). For eksempel ble Komisjøen dannet på Pechoralavlandet i tidlig weichsel (fig. 1.8)(f.eks: Astakhov et al. 1999; Mangerud et al. 2001b).

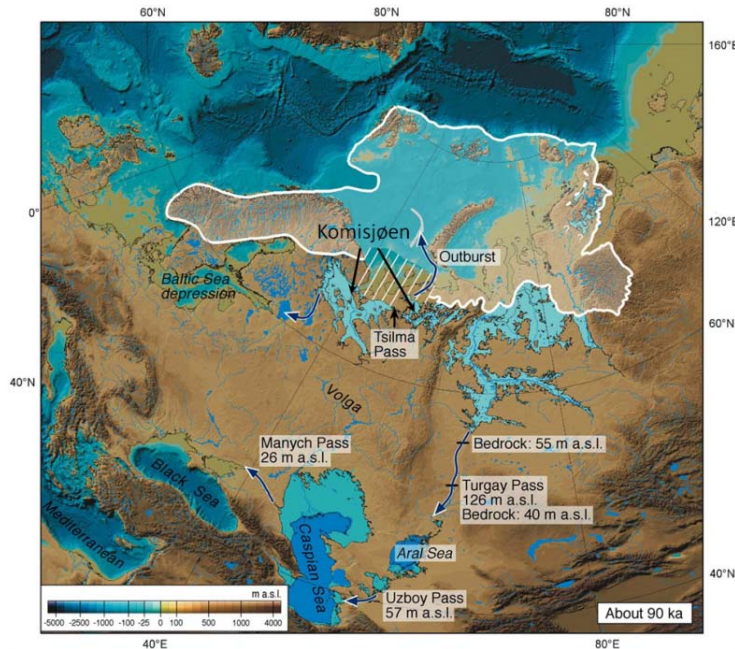


Fig. 1.8 Bredemte innsjøer og reverserte elver i Nordvest-Russland i tidlig weichsel. Komisjøen er markert med piler. Utbredelsen til Barents-Karaisdekket er fra Svendsen et al. 2004. Figur fra Mangerud et al. (2004).

Polar ural

Det har blitt foreslått ulike rekonstruksjoner for breer i Polar Ural. Grosswald (1980) og Grosswald & Hughes (2002) foreslo at Polar Ural var dekket av Barents-Karaisdekket under LGM, mens Velichko et al. (1986) og Velichko et al. (2004) har foreslått at det ble dannet et større isdekke i fjellkjeden med utløpere på lavlandet i den samme perioden. Disse teoriene har senere blitt falsifisert. Rekonstruksjoner av Barents-Karaisdekket i f.eks Svendsen et al. (2004) og Larsen et al. (2006) viser at isdekket ikke nådde Uralfjellene i LGM.

Under de store brefremstøtene fra Barents- og Karahavet i tidlig weichsel lå det utløpere fra Barents-Karaisdekket langs øst og vestsiden av fjellkjeden (fig. 1.7A)(Astakhov et al. 1999; Nikolskaya et al. 2002; Svendsen et al. 2004; Shishkin et al. 2005). Hesteskoformete morenerygger i flere daler langs vest og nordsiden av Polar Ural viser at utløpere fra det omkringliggende isdekket presset seg inn i dalene, opptil 560 moh (fig. 1.9)(Astakhov et al. 1999; Henriksen et al. 2010). Det er ikke funnet spor som indikerer at disse moreneryggene er overkjørt av brefremstøt fra fjellene, dette tyder på at det ikke har vært større fremstøt fra fjellene etter at moreneryggene ble avsatt(Astakhov 1999; Henriksen et al. 2010).

I Bolshaja Karadalen, nær nordspissen av Polar Ural, er det avsatt en morenerygg som viser at en utløper fra Barents-Karaisdekket presset seg inn i dalen (fig. 1.9)(Astakhov 1999; Henriksen et al. 2010). I dalen innenfor moreneryggen er det glasilakustrine avsetninger som viser at det ble dannet en bredemt innsjø ovenfor ryggen. I den bredemte innsjøen ble det avsatt glasiofluvialt materiale fra de tilstøtende dalene. Kilden til det glasifluviale materialet var antagelig utløpere fra Barents-karaisdekket som presset seg inn i dalene nord for Bolshaja Karadalen (Henriksen et al. 2010).

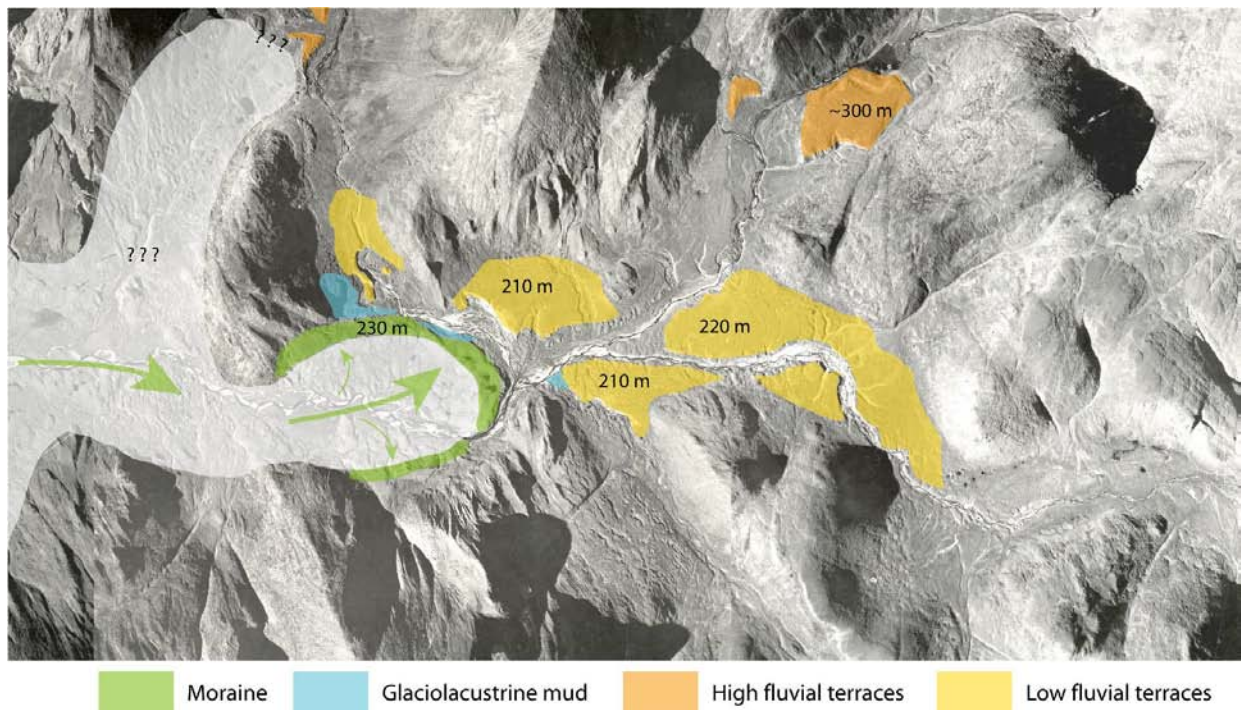


Fig. 1.9 Moreneloben i Bolshaja Karadalen er avsatt fra en utløper fra Barents-Karaisdekket som presset seg inn i dalen fra lavlandet. I dalen innenfor er det glaciolacustrine og glasilfluviale avsetninger avsatt i en bredemt innsjø, oppdemt av moreneloben. De glasilfluviale avsetningene er avsatt fra kilder i tilstøtende daler i fjellene. Figur fra Henriksen et al. (2010).

Lengre sør, på vestsiden av Polar Ural og på øst og vestsiden av Nord-Ural er det spor som kan tyde på at det har blitt dannet større breer i disse områdene av Uralfjellene. Flere steder er det hesteskoformede morenelober utenfor dalene (Astakhov 2004; Dolvik 2004; Mangerud et al. 2008).

Usaloben på lavlandet utenfor Bolshaja Usadalen sør i Polar Ural viser at en bre fra fjellkjeden dannet en fjellfotbre på vestsiden av fjellene (fig. 1.10). Loben ligger inntil Harbei loben som er avsatt fra Barents-Karaisdekket i nord. Usaloben kan ha blitt avsatt av en bre fra fjellene, eller av en utløper fra Barents-Karaisdekket på østsiden av fjellene som krysset over fjellkjeden mot vest. Det har blitt antatt at loben ble dannet samtidig med, eller før Harbeiloben (Astakhov et al. 1999; Mangerud et al. 2008; Dolvik 2004). Mangerud et al. (2008) har datert loben til en minimumsalder på 55ka fn. (MIS 4).

Eksponeringsdateringer fra dalen innenfor loben viser at breen antagelig smeltet vekk kort tid etter at loben ble avsatt, og at dalen har vært isfri i siden (fig 1.10)(Mangerud et al. 2008).

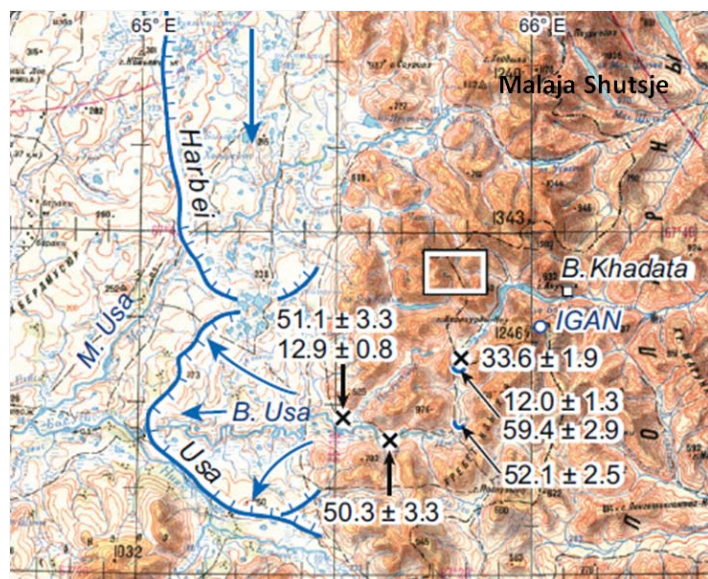


Fig. 1.10 Usaloben ligger ut fra Bolshaja Usadalen, og er avsatt av en bre fra fjellene. Loben ligger inntil, og er antagelig samtidig med Harbeiloben fra Barents-Karaisdekket. Dateringer fra Usadalen er vist med sorte tall. Mangerud (2008) har gitt Usaloben en minimumsalder på 55 ka fn. Figur fra Mangerud et al. (2008).

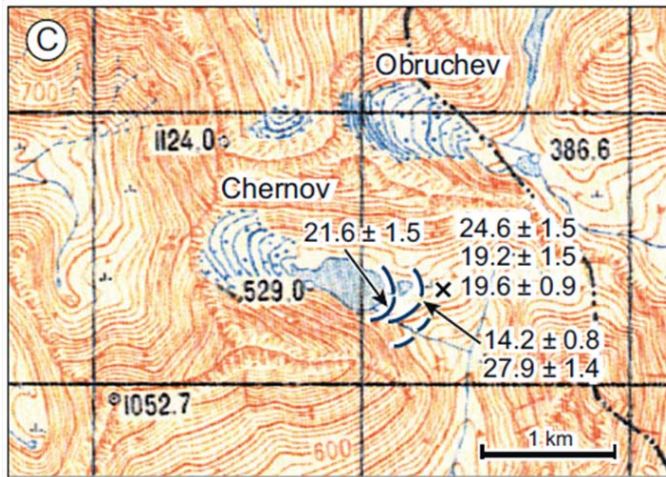


Fig. 1.11 Morenerygger én kilometer utenfor Chernobreen (sorte linjer) er datert til 20–25 ka fn. (LGM). Figur fra Mangerud et al. (2008).

Morenerygger ved dagens breer i Polar Ural er funnet utelukkende over 600 moh, nær breene (Astakhov 2004). Mangerud et al. (2008) daterte blokker på morenerygger en kilometer utenfor Chernobreen til 20-25 ka fn. (fig. 1.11) og konkluderte med at breene i Polar Ural antagelig ikke var særlig mye større under LGM enn de er i dag.

Morenelofter ut fra fjellområdet Massif Rai-lz sør i Polar Ural viser imidlertid at det har vært en platåbre eller større dalbreer i dette fjellområdet, som kan være av LGM alder (Dolvik 2004; Mangerud et al. 2008). Mangerud et al. (2008) mener at de større breene i sør kan skyldes en nord sør gradient i nedbørsmengder i fjellene.

1.5.3 Holocene breer i Polar Ural

Det er i dag 143 breer i Polar Ural med et sammenlagt areal på 28 km². Breene er i hovedsak små botn- og hengebreer. De fleste av breene er mindre enn 1 km². Kun to av breene i området var større enn dette ved målinger mellom 1958 og 1960, MGU- og IGANbreen var hhv. 1,16 og 1,25 km² (Troitsky et al. 1966).

Breene er sterkt avhengig av den sterke og vedvarende vestavinden i vintersesongen som tilfører store mengder vindtransportert snø til breene. Dette gir seg utslag i at 85% av breene er orientert mot øst, nordøst og sørøst, mens ingen av breene er orientert mot vest (Troitsky 1966). Lokal akkumulasjon i enkelte områder er opptil 1,5–2 ganger så stor som snøfallet (Kononov et al. 2005). Orienteringen til breene fører også til en skyggeeffekt fra bakveggene som ofte er bratte og høye, og skygger for solinnstråling. Dette fører til at snøsmeltingen i sommersesongen blir begrenset (Mangerud et al. 2008).

Som en følge av disse faktorene ligger den gjennomsnittlige likevektslinjen i Polar Ural omkring 800 moh, 1000 meter lavere enn den teoretiske snølinjen som er beregnet til omkring 1800 moh (Troitsky 1966).

Solomina (2010) har gjort lichenometriske studier av morenerygger nær breene og konkluderer med at det har vært seks brefremstøt i det siste millenniumet: I midten av det 16. og 17. århundret, tidlig i det 18., og i 1850 og 1880.

Masseballanseberegninger for området viser at med unntak av perioden fra 1930-1952 har det siste århundret vært ufordelaktig for brevekst, spesielt i perioden etter 1953 har det vært stor negativ masseballanse (Kononov et al. 2005). Dette sammenfaller med arealberegninger av breer i området som også viser stor tilbakegang i løpet av siste halvdel av det 20. århundret (Nosenko et al. 2009).

2 Metode

2.1 Kartlegging

2.1.1 Kartlegging i felt

Feltarbeidet som danner grunnlaget for denne oppgaven ble gjennomført i løpet av et seks uker langt feltopphold sommeren 2009. Under feltoppholdet ble det gjort dagsturer til fots fra hovedleirer ved Bolshaja Shutsje (fire uker) og ved Malaja Shutsje (to uker).

Feltarbeidet ble utført ved hjelp av lett geologisk feltutstyr: Spade, graveskje, geologhammer, kompass, målestokk og GPS- enhet. Fotoapparat ble brukt til dokumentasjon av observasjoner. Det ble også benyttet topografiske kart og vertikale flybilder under feltarbeidet. Kartgrunnlag og bruk av flybilder omtales i påfølgende avsnitt.

Registrering av høyder til ulike lokaliteter ble gjort fra kart eller med høydemåler på GPS-enheten. Høydemåleren ble daglig kalibrert ved punkter med kjent høyde. Ved måling av relative høyder, for eksempel høyden til strandlinjer over innsjøen Bolshaja Shutsje, ble GPS-enhetens barometerhøydemåler brukt. Høydemåleren ble da jevnlig kalibrert mot nullnivå.

Under feltarbeidet ble ulike avsetninger og glasiale formelementer innenfor studieområdet beskrevet, klassifisert og kartlagt. Klassifikasjon av løsmasser, avsetningstyper og landformer basert på morfologi, og løsmasseegenskaper som kornstørrelse, sortering, kornform og struktur er i henhold til Jørgensen et al. (1997).

Kartgrunnlag

Russiske topografiske kart i målestokk 1:100 000, 1:200 000 og 1:500 000 ble brukt som referanse og til stedfesting av observasjoner under feltarbeidet. Kartene er også brukt ved beregning og rekonstruksjon av likevektslinjer og areal for breer. Kart som er brukt ved presentasjon av lokaliteter i teksten er klippet fra kart Q42 -1,2 i skala 1:100 000 med ekvidistanse på 20 meter.

2.1.2 Flyfotostudier

Ved å studere overlappende par av vertikale flyfoto med stereoskop oppnår man en illusjon av dybdesyn. På denne måten trer avbildede landformer tydelig frem.

I forkant av feltarbeidet ble flyfotostudier brukt til å danne seg et inntrykk av aktuelle områder og eventuelt identifisere ulike landformer og avsetninger. Under feltarbeidet ble flyfoto brukt til hjelp ved kartlegging og tolkning av landformer og avsetninger. Flyfoto gir en oversikt over landskapet som det kan være vanskelig å oppnå fra bakkenivå.

I etterkant av feltarbeid kan man benytte seg av de erfaringene man har gjort ved å sammenligne terreng og flyfoto i felt. I og med at man kjenner signaturen til ulike landformer kan man enklere gjenkjenne de ved videre flyfotostudier. Flyfoto har blitt studert ved hjelp av portabelt lommestereoskop og stasjonært speilstereoskop.

Flyfoto som er brukt har målestokk tilnærmet lik 1:25 000.

2.2 Definisjoner og klassifikasjoner

2.2.1 Klassifikasjon av kornstørrelser

Klassifikasjon av kornstørrelser etter Jørgensen et al. (1997) er vist i tabell 2.1. Der størrelsen til grus, stein og blokker blir referert i teksten, oppgis lengden til den lengste aksen.

Tab. 2.1A Inndeling av kornstørrelsesfraksjoner fra leir til blokk. **(B)** Fininndeling av sand- og grusfraksjonene. Etter Jørgensen et al. (1997).

A		B	
Kornstørrelse (Ømm)	Betegnelse	Kornstørrelse (Ømm)	Betegnelse
<0,002	Leir	0,06–0,2	Finsand
0,002–0,06	Silt	0,2–0,6	Mellomsand
0,06–2	Sand	0,6–2	Grovsand
2–64	Grus	2–6	Fingrus
64–256	Stein	6–20	Mellomgrus
256<	Blokk	20–64	Grovgrus

2.2.2 Klassifikasjon av rundingsgrader

Klassifikasjon av rundingsgrader for partikler etter Olsen (1983) med i fire klasser, er vist i figur 2.1.

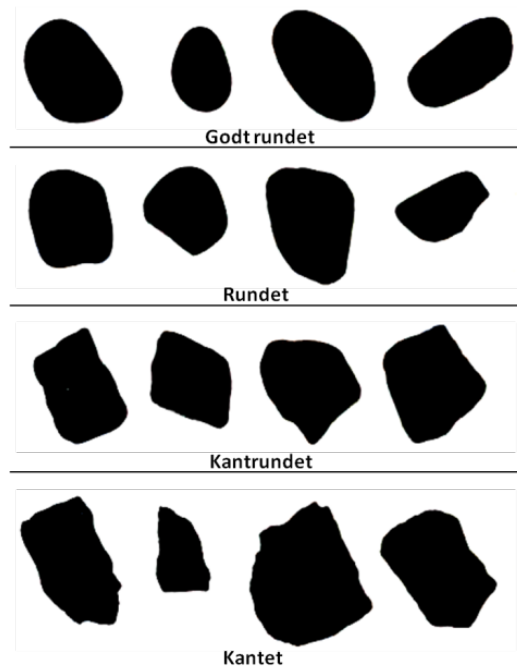


Fig 1 Klassifikasjon av rundingsgrad for partikler etter Olsen (1983).

2.2.3 Definisjon av bretyper

Definisjon av bretyper ut i fra morfologi, er etter Nesje (1995):

Isdekke

(Omtalt som innlandsis i Nesje (1995))

En ismasse som dekker et stort område, størsteparten av breen har en så betydelig tykkelse at undergrunnens topografi ikke gjenspeiles på overflaten.

Platåbre

En bre som dekker et større fjellområde og kan ha brearmer som strekker seg ned i dalene.

Utløpsbre

En bre som drenerer en platåbre og har vanligvis dalbreform; eller en brearm som strekker seg ut fra et isdekke.

Dalbre

Hele breen ligger i en dal, er smal og langstrakt, og kommer ikke fra en platåbre.

Botnbre

Breen ligger i en botn (en halvsirkelformet dalende eller fordypning i fjellsiden med bratte sider), og når ikke ut over denne.

Henge-/ Dalsidebre

Bre som henger i flak i en bratt dalside uten større forsenkninger eller botner.

Fjellfotbre (Piedmontbre)

En brelobe som ligger utover lavlandet foran en dalbre. Bretypen dannes der dalbreen vokser ut fra dalmunningen og ikke lenger er begrenset av dalsidene.

2.3 Dateringsmetode

Terrestrielle in situ kosmiske nuklider (TCN)

Datering ved hjelp av terrestrielle in situ kosmiske nuklider (TCN) baserer seg på at visse nuklider produseres i mineraler i bergarter ved jordoverflaten (*in situ*) ved eksponering for kosmisk stråling. Ved å sammenligne konsentrasjonen av en bestemt nuklide i en prøve med en kjent produksjonsrate for nukliden kan man estimere hvor lenge prøven har vært eksponert for kosmisk stråling. Evenson sammenligner metoden med å bruke rødheten til en persons hud til å estimere hvor lenge personen har vært eksponert for sollys. De vanligst brukte nuklidene er radionuklidene ^{10}Be , ^{26}Al og ^{36}Cl , og de stabile nuklidene ^3He og ^{21}Ne (Gosse & Phillips 2001).

Prøvene som ble samlet har blitt eller vil bli analysert for innhold av ^{10}Be i kvarts ved et eksternt laboratorium. Oversikt over prøver fra ulike lokaliteter og dateringsresultater gis i avsnitt 3.12.

Faktorer som påvirker estimerte aldre

Flere faktorer påvirker resultatene ved TCN datering. Faktorene deles gjerne i to grupper: Geologiske faktorer og faktorer knyttet til beregningen av TCN produksjonsrate for den aktuelle lokalitet og prøve (Briner et al. 2001; Gosse & Phillips 2001; Owen et al. 2008).

De viktigste geologiske faktorene er: Arv fra tidligere eksponering; skjerming av prøven, ved periodisk snø- eller sedimentdekke; avdekking av prøven ved fjerning av overliggende sedimenter etter deponisjon av blokken; og forvitring og erosjon av prøven. Massebevegelse og cryogene prosesser kan også føre til at blokker snur seg, eller at blokker som tidligere har vært dekket av sedimenter bringes til overflaten. Med unntak av arv vil disse faktorene generelt føre til underestimert alder. Arv vil føre til for høye aldre, eller stor spredning i aldre.

Ikke geologiske faktorer som påvirker beregningen av produksjonsraten til nuklider er: Geomagnetisk variasjon; breddegrad og høyde over havet; topografisk skjerming; skjerming fra vegetasjon; og prøvens tykkelse og tetthet.

Metode og strategi ved prøvetaking

Prøvesamlingen ble utført i samsvar med anbefalinger i Gosse & Phillips (2001). Prøvene ble samlet fra blokker på lokaliteter som man ønsket å datere, ingen berggrunnsflater var aktuelle for datering, det ble samlet flere prøver fra hver lokalitet for å kunne identifisere eventuelle avvikende prøveresultater.

For å være sikker på at det ble samlet tilstrekkelig materiale for analyser, og eventuell replikasjon av analysene, ble det samlet prøver fra kvartsrike blokker, omkring ett kilo prøve fra hver blokk. Prøvene ble samlet ved hjelp av hammer og meisel.

For å unngå blokker der materiale har blitt fjernet fra overflaten etter deponisjon ble blokker med jevne, lite forvitrede flater valgt ut. Prøveområdet på selve blokken ble lagt til jevne flater nær toppen av blokken, lengst mulig fra kanter. Dette for å unngå områder der kantene på blokken kan ha gitt skyggevirksomhet, eller områder nær kanter som kan ha blitt påvirket av stråling fra flere retninger.

Store blokker, minst mulig begravd i løsmasser ble foretrukket, i og med et man kan anta at det er mest sannsynlig at toppen til disse blokkene ikke har vært sedimentdekket tidligere. De store blokkene vil antagelig også være mindre påvirket av snødekke, og skjerming fra omkringliggende vegetasjon. Det ble også antatt at større blokker antagelig vil skli fremfor å rulle dersom de har vært i bevegelse.

Blokker på høytliggende overflater ble foretrukket fremfor blokker i forsenkninger som kan ha ligget i snøleier der de har blitt skjermet for stråling. For å unngå blokker som har rullet og snudd seg ble det valgt ut blokker fra nærmest mulig horisontale flater, der massebevegelser antagelig er en neglisjerbar faktor. På de horisontale flatene kan man også anta at det er mindre sannsynlig at løsmasser er blitt erodert bort slik at blokker har blitt avdekket etter deponisjon. Cryogene prosesser kan føre til at blokker snur seg, eller at blokker som tidligere har vært dekket av sedimenter bringes til overflaten. Områder med tydelige spor etter slike prosesser (oppreiste blokker, polygonmark osv.) ble derfor unngått.

For beregning av produksjonsrater av ^{10}Be ble det registrert: Geografisk posisjon; høyde over havet (moh); topografisk skjerming; skjerming fra vegetasjon; prøvens tykkelse; og retning og helning (strøk og fall) til flaten på blokken som ble prøvetatt. Posisjon og høyde over havet ble registrert med GPS-enhet og kart. Topografisk skjerming ble registrert ved å måle vinkelen fra blokken mot horisonten med klinometer i alle himmelretninger.

2.4 Rekonstruksjon av likevektslinjer (Equilibrium line altitude, ELA)

Likevektslinjen (ELA) er den sonen på en isbre der akkumulasjonen er lik ablasjonen. Ovenfor ELA smelter ikke snø i løpet av sommersessongen (eller vinteren) og vil derfor akkumuleres på breen. Under ELA smelter snøen i løpet av sommeren og breen vil her tape masse (ablasjon).

De vanligste metodene for å rekonstruere ELA for tidligere breer er *Balance ratio (BR)*; *Accumulation-area ratio (AAR)*; *Maximum elevation of lateral moraines (MELM)*; *Toe-to-headwall altitude ratios (THAR)*; og *Toe-to-summit altitude (TSAM)* (Benn & Lehmkuhl 2000).

AAR metoden baserer seg på en antagelse om at akkumulasjonsområdet opptar en hvis del av det totale arealet til breen. For breer i klimatisk likevekt antar man gjerne at det er et forhold på omkring 0,65: 1 mellom breens totale areal og arealet til akkumulasjonsområdet. Metoden forutsetter at breens hypsometri (fordelingen av areal innenfor høydekoter) er kjent, metoden kan derfor kun brukes der det finnes nøyaktige topografiske data for breens overflate (Benn & Lehmkuhl 2000).

BR metoden er en videreutvikling av AAR metoden. Denne metoden er basert på en antagelse om at det er et fast forhold mellom ablasjons- og akkumulasjonsgradienten til breer. Metoden baserer seg på to forutsetninger: (a) Akkumulasjons- og ablasjonsgradienten til breen er tilnærmet linjære, og (b) det er et kjent ratio mellom de to. Metoden forutsetter også at breens hypsometri er kjent. Metoden krever i tillegg til topografiske data for breen, også kunnskap om masseballansen for breen (Benn & Lehmkuhl 2000).

MELM metoden baserer seg på antagelsen om at laterale morener kun avsettes under ELA. Istrømningen i breer vil gå inn mot sentrum av breen over ELA, og utover mot sidene under ELA. Den maksimale høyden til laterale morener vil gi minimumshøyden til ELA (Benn & Lehmkuhl 2000).

THAR metoden antar at ELA ligger ved en høyde gitt ved et forholdstall mellom det høyeste- og laveste punktet på breen (Benn & Lehmkuhl 2000). Nesje (1995) foreslår et forholdstall på 0,35–0,4 for geometrisk enkle breer med "normal" areal- og høydefordeling.

Et forholdstall på 0,5 tilsvarer *median elevation of glaciers (MEG)* metoden som antar at ELA ligger midtveis mellom høyeste og laveste punkt på breen.

$$ELA(THAR) = \text{laveste punkt på breen} + ((\text{høyeste punkt på breen} - \text{laveste punkt på breen}) \times \text{forholdstall})$$

TSAM metoden antar at ELA ligger ved en høyde midtveis mellom det høyeste punktet i nedslagsfeltet til breen og det laveste punktet på breen (Benn & Lehmkuhl 2000).

$$ELA(TSAM) = \text{laveste punkt på breen} + ((\text{høyeste punkt i nedslagsfeltet} - \text{laveste punkt på breen}) \times 0,5)$$

AAR-, BR- og MELM metoden regnes som de mest robuste metodene for å rekonstruere ELA for tidligere breer (Benn & Lehmkuhl 2000). Bruk av AAR- og BR metoden forutsetter at det finnes gode topografiske data for breen, BR metoden krever i tillegg kunnskap om breens massebalanse. Disse forutsetningene har ikke vært oppfylt for breen som har blitt studert. Breene som ble studert ligger i daler og botner med til dels svært bratte sider, eventuelle laterale morener har derfor ikke blitt bevart. Med unntak av en lateral morenerygg ved MGUbreen, har det ikke vært mulig å rekonstruere ELA ut i fra høyden til lateral morener (MELM metoden). ELA har blitt beregnet med THAR- og TSAM metoden. Dette er raske, mindre nøyaktige metoder som gir raske estimater av ELA, uten detaljerte data for breen. En svakhet ved THAR metoden er at den åpner for subjektivitet, i og med at det kan være vanskelig å kalkulere det høyeste punktet til tidligere breer (Benn & Lehmkuhl 2000). Ved breene som har blitt undersøkt i denne oppgaven har det blitt antatt at maksimumshøyden til tidligere breer har ligget ved den øverste kanten av botn bak dagens breer. Et forholdstall på 0,4 har blitt brukt i beregningene. Ved å bruke TSAM metoden, der det høyeste punktet i nedslagsfeltet brukes, unngår man problemet med å definere det høyeste punktet til tidligere breer som oppstår ved bruk av THAR metoden. TSAM metoden har en tendens til å overestimere ELA, en undersøkelse i alpene viste at metoden ga ELA som var om lag 100 meter for høy (Benn & Lehmkuhl).

3 Observasjoner og tolkninger

3.1 Morenedekke og flyttblokker ved Bolshaja Shutsje

Beskrivelse: På sørvest- og sørøstsiden av Bolshaja Shutsje er det duvende høydrag mellom 300–500 moh (fig. 3.1). I disse områdene er det usorterte, finkornede løsmasser. Grunnmassen er siltig med flakformede partikler opp til 3–5 mm, det øvrige materialet er grov grus. Grusen er hovedsakelig kantrundet og flakformet, men det finnes også avrundede kuleformede partikler (fig 3.2). Flere steder ligger det isolerte kantrundete og rundete stein og blokker. Stein og blokker er i hovedsak 0,2–1 meter, mens de største observerte blokkene er over 3 meter (fig. 3.2). Flesteparten av blokkene er kvartsittiske, andre blokker er av skifrige bergarter. De høyestliggende blokkene ble observert på høyden sørøst for Semel'yakhaelva (480 moh), og i dalsidene vest for sørenden av Bolshaja Shutsje (480moh)(fig. 3. 1). I de høyere områdene er det ofte blokkmark (fig. 3.2). Nordover langs innsjøen blir fjellene høyere(700–1200 moh), og er dominert av flater med blokkmark.

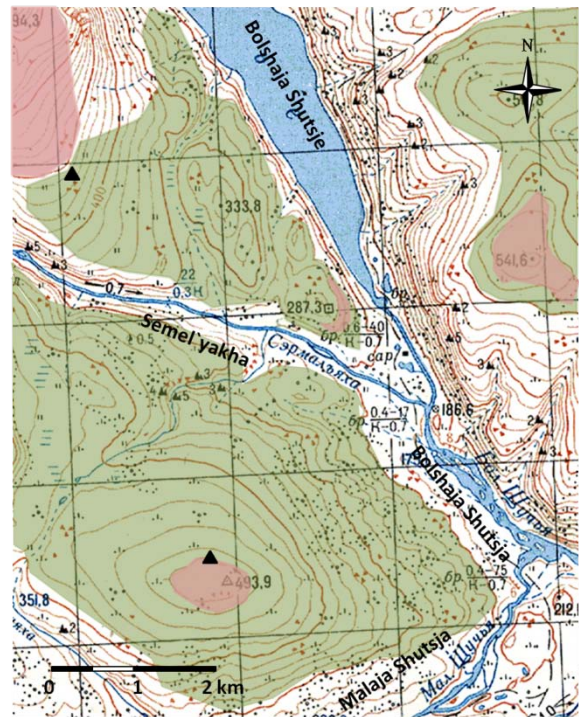


Fig. 3.1 Området ved Bolshaja Shutsje. Områder med silt, grus og enkelte runde blokker er uthvet i grønt, og blokkmark i rosa. De høyeste observerte runde blokkene er merket med sort trekant.

Tolkning: Grunnmassen i løsmassene kan være av lokalt opphav, den store andelen av flakformede partikler kan komme fra de skifrige og fylittiske bergartene i området (kap. 1.4). De større partiklene er

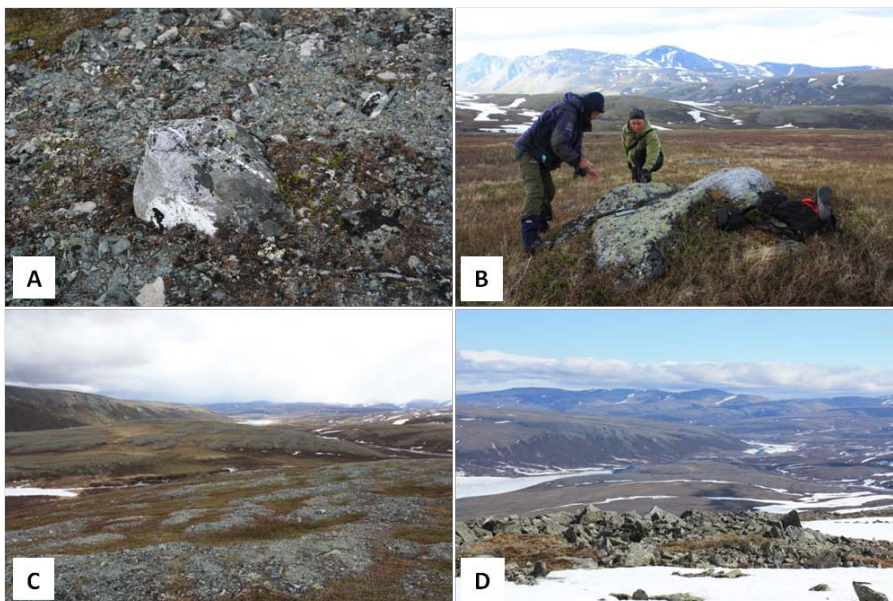


Fig. 3.2 (A, B) Kantrundete og rundete blokker i grunnmasse av silt og grus. **(C)** Duvende landskap med finkornete løsmasser vest for innsjøen. **(D)** Blokkmark vest for innsjøen.

kantrundet og rundet. Rundingen tyder på at disse partiklene har blitt transportert. Blokkene tolkes som flyttblokker. En stor del av flyttblokkene er kvartsittiske, dette kan skyldes at kvartsitten er resistent mot forvitring, både under transport og på stedet. Blokker med annen litologi kan være forvitret bort i større grad. Ut i fra sammensetningen tolkes materialet som morene. Morenen er forvitret og har antagelig stort innhold av lokalt

finmateriale, enkelte steder iblandet lokalt forvittringsmateriale. Morenen og flyttblokkene tyder på at området har vært isdekket, de høyeste blokkene ble funnet nær 500 moh, dette gir en minimumshøyde for hvor tykk isen kan ha vært. I de høyeste områdene er det ofte blokkmark. Blokkmarken kan være dannet ved forvitring over lang tid. Områdene med blokkmark kan ha vært isfrie i lengre perioder, eller dekket av saktestrømmende is med kald bunn dersom de var nediset.

3.2 Smeltevannsløp ved Bolshaja Shutsje og Semel'yakhadalen

Området mellom sørenden av Bolshaja Shutsje og nedre del av Semel'yakhadalen består av et høydedrag, 250–330 moh, med duvende, avrundede landformer. I dette området er det flere langstrakte forsenkninger i berggrunnen (fig. 3.3). I Semel'yakhadalen, sørvest for Bolshaja Shutsje, er

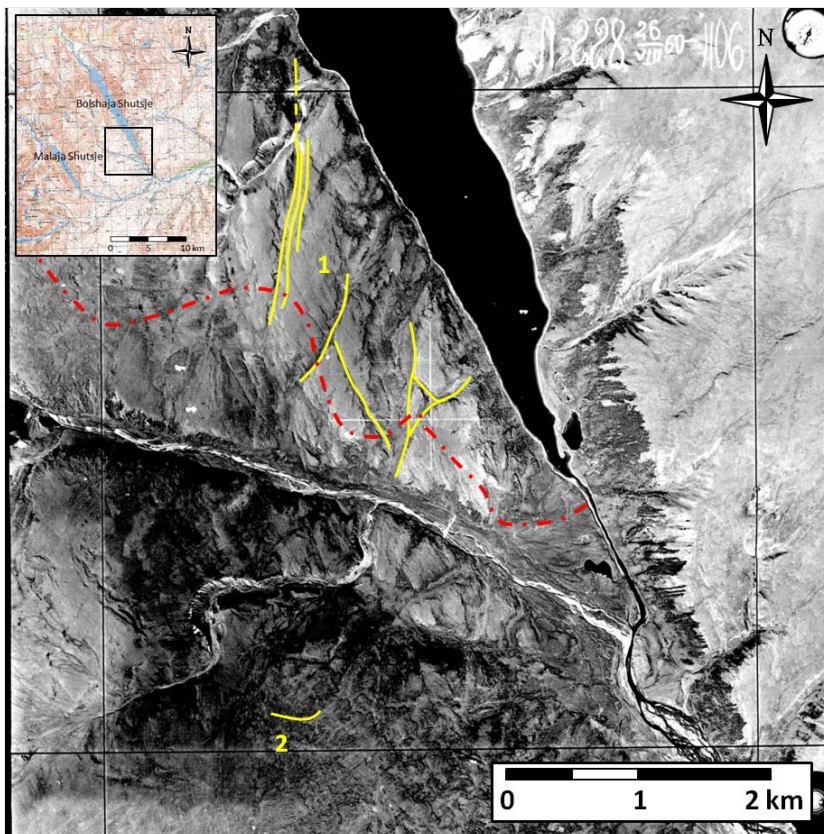


Fig. 3.3 Forsenkninger ved Bolshaja Shutsje (1) og Semel'yakhadalen (2) er merket med gult. Vannskillet mellom Bolshaja Shutsje og Semel'yakhadalen er merket med rød linje.

det slake dalsider, på sørsiden av munningen er det en avrundet fjelltopp (494 moh). I dalsiden opp mot toppen er det én avlang forsenkning (fig. 3.3)

3.2.1 Smeltevannsløp ved Bolshaja Shutsje

Beskrivelse: Forsenkningene ligger på høydedraget ved sørøstenden av Bolshaja Shutsje (fig 3.3). Forsenkningene er opp til 1500 meter lange, 15 til 30 meter brede og én til tre meter dype. Det er bratte vegger på begge sider av forsenkningene (fig. 3.4). I forsenkningene ligger det kantrundet og rundet grov stein og blokker, mens det er lite finmateriale (fig. 3.4). Materialet skiller seg fra det som finnes i områdene rundt forsenkningene, der det er finkornede løsmasser med lite

stein og blokker. Forsenkningene følger to hovedretninger, hhv. sørøst–nordvest, og sørvest–nordøst. Flere av de sørvest–nordøst gående forsenkningene går over vannskillet på høydedraget mellom Bolshaja Shutsje og Semel'yakhadalen (fig. 3.3), forsenkningene endrer gradient fra å helle mot nordøst på nordøstsiden av vannskillet til å helle mot sørvest på sørvestsiden. I forsenkningene som går over vannskillet ser det ut til å være avsatt mer stein og blokker på den nordøstlige siden av vannskillet enn på sørøstsiden.



Fig. 3.4 Forsenkninger i berggrunnen ved Bolshaja Shutsje, nærbildet nederst til høyre viser grovt, kantrundet og rundet materiale i en forsenkning.

Tolkning: Materialet som finnes i forsenkningene er kantrundet og rundet og svært grovkornet. Materialet tolkes som fluvialt, og forsenkningene som kanaler skapt ved fluvial erosjon. Flere av forsenkningene går over vannskillet på høydedraget. Dette viser at den hydrauliske gradienten til elvene som skapte forsenkningene ikke kan ha vært styrt av atmosfærisk trykk, men må ha vært styrt av trykket fra en overliggende ismasse. Forsenkningene tolkes derfor som subglasiale smeltevannsløp.

Det er vanskelig å avgjøre i hvilken retning vannstrømmen har gått. I de sørvest–nordøst orienterte smeltevannsløpene som krysser vannskillet ser det ut til å være avsatt mest materiale på den nordøstlige siden av vannskillet. Dette kan tyde på at vannet strømmet fra nordøst mot sørvest, ut fra sørvestsiden av Bolshaja Shutsjedalen (fig. 3.3). I subglasiale elveløp som krysser topografiske hindringer vil den hydrauliske gradienten være større nedstrøms for hindringen enn oppstrøms, dette fører ofte til at materiale avsettes oppstrøms for en hindring, mens erosjon er dominerende nedstrøms for hindringen der vannhastigheten øker som en følge av den høyere hydrauliske gradienten. For eksempel ligger ofte eskere oppstrøms for hindringer (Benn & Evans 2010). Dersom vannstrømmen har gått ut fra Bolshaja Shutsjedalen vil det si at det har vært en bre i dalen. Vannskillet ligger i overkant av 100 meter over innsjøen, og innsjøen er om lag 200 meter dyp, det vil si at isen i dalen må ha vært minst 300 meter tykk.

De to hoveretningene smeltevannsløpene følger sammenfaller med retningen til forkastninger i området (avsnitt 1.4). Dannelsen av smeltevannsløpene har antagelig fulgt svakhetssoner i berggrunnen.

3.2.2 Smeltevannsløp i Semelyakhadalen

Beskrivelse: Forsenkningen ligger 370moh lateralt langs den sørlige dalsiden i Semelyakhadalen (fig. 3.3) og danner en 30 meter bred terrasse i dalsiden. På oppsiden er det en fem meter høy skrent i berggrunnen, på nedsiden er det en én meter høy avrundet forhøyning som ser ut til å bestå av sand og grus. Forsenkningen løper tre hundre meter lateralt langs dalsiden, fra vest mot øst før den i endrer retning og går nedover dalsiden i østenden (fig. 3.5)



Fig. 3.5 (A) Forsenkningen sett mot sørøst. Oppsiden av forsenkningen er en bratt skrent i berggrunnen. Personen til venstre i bildet står på en forhøyning av sand og grus som løper langs nedsiden av forsenkningen. **(B)** I østenden endrer forsenkningen retning ned mot dalbunnen

Tolkning: Ut fra formen og beliggenheten tolkes forsenkningen som et smeltevannsløp.

Smeltevannsløpet kan ha blitt dannet lateralt eller sublateralt for en bre i Semelyakhadalen. I østenden svinger løpet nedover dalsiden, her har smeltevannet endret retning ned mot dalbunnen. Dersom løpet er dannet lateralt for breen har smeltevannet gått inn under isen i dette området.

3.3 Fluvial avsetning ved Bolshaja Shutsje

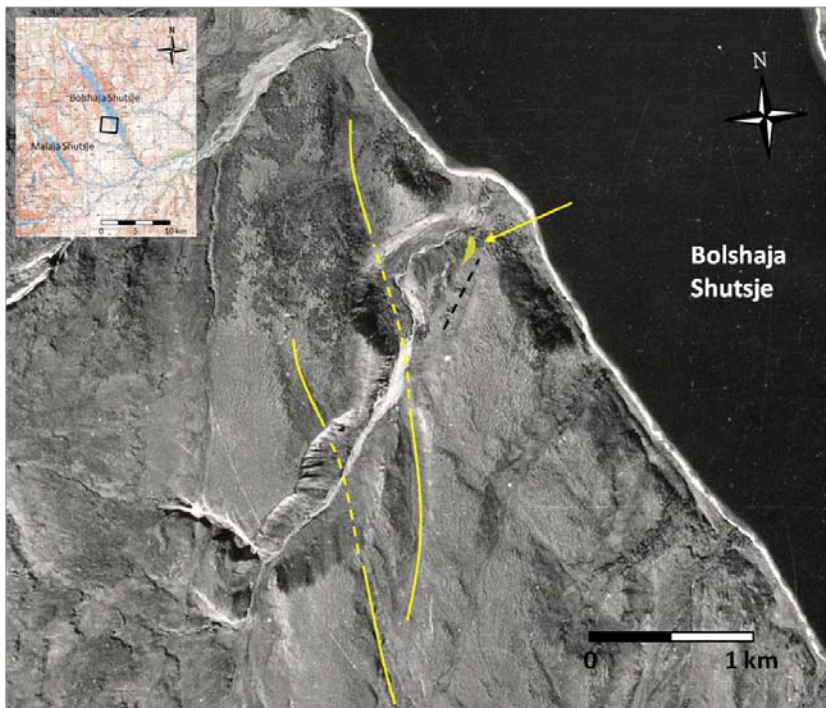


Fig. 3.6 Nærmest innsjøen deler dalen seg i to, elva går i det nordlige, laveste løpet. I det sørlige løpet ligger avsetningen av sand og grus (gul pil). Lenger inne krysses dalen av to subglasiale smeltevannsløp.

Beskrivelse: Om lag tre kilometer nordøst for elveutløpet muner en elvedal ut ved Bolshaja Shutsjes sørvestre bredde (fig 3.6). Elvedalen er tjue til tretti meter dyp med bratte sider. Nærmest innsjøen deler dalen seg i to løp adskilt av en berggrunnsrygg. Elva går i det nordlige løpet som er skåret 10–15 meter dypere ned i berggrunnen enn det sørlige løpet. I det sørlige løpet er det en avsetning av sand og grus. Avsetningen ligger lengst øst i løpet, nærmest innsjøen (fig. 3.6). Lenger innenfor innsjøen krysses dalen av to subglasiale smeltevannsløp (fig.

3.6; og avsnitt 3.2.1). Avsetningen ligger som en hylle inntil berggrunnsryggen, overflaten på avsetningen ligger 6–8 meter over bunnen av løpet, 30 meter over innsjøen (fig. 3.7). Bunnen i løpet heller slakt mot innsjøen, ved avsetningen er det et knekkpunkt der hellingen ned mot innsjøen blir større. Det ble gravd to snitt på avsetningens toppflate. Snittene ligger 3,5 meter fra hverandre, overflaten ved snitt 1 ligger 65 centimeter høyere enn ved snitt 2. Avsetningen består av oppfinende lagdelt sand og grus. Lagene er parallelle med skarpe grenser, og heller svakt mot innsjøen (fig. 3.8).

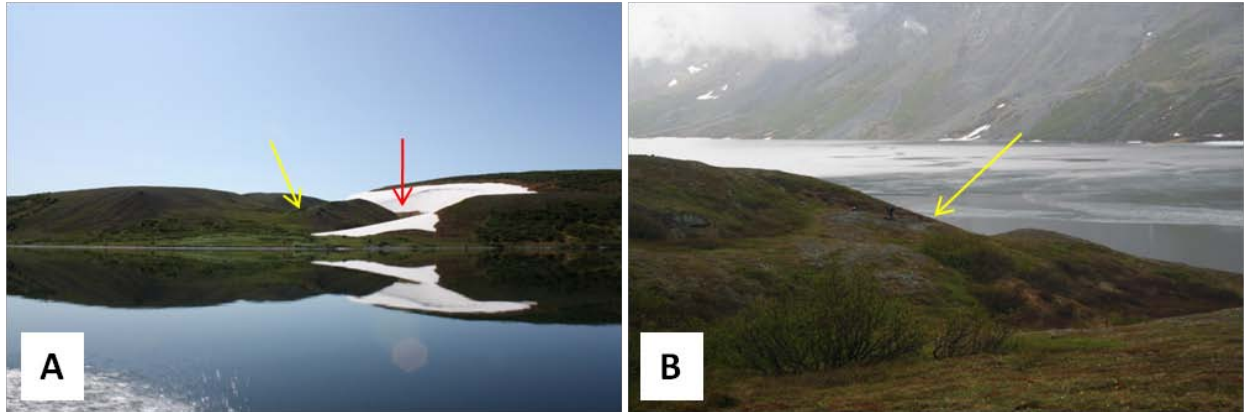


Fig. 3.7 (A) Avsetningen ligger i det sørlige løpet (gul pil), 30 meter over innsjøen. Avsetningen ligger inn mot berggrunnsryggen som skiller løpene. Det nordlige løpet (rød pil) er skåret 10–15 meter dypere ned i berggrunnen (Bilde mot vest.). **(B)** Avsetningen ligger som en hylle langs berggrunnsryggen. Toppflaten ligger 6–8 meter over bunnen i løpet (Bilde mot nord-nordøst, foto: Mona Henriksen.)

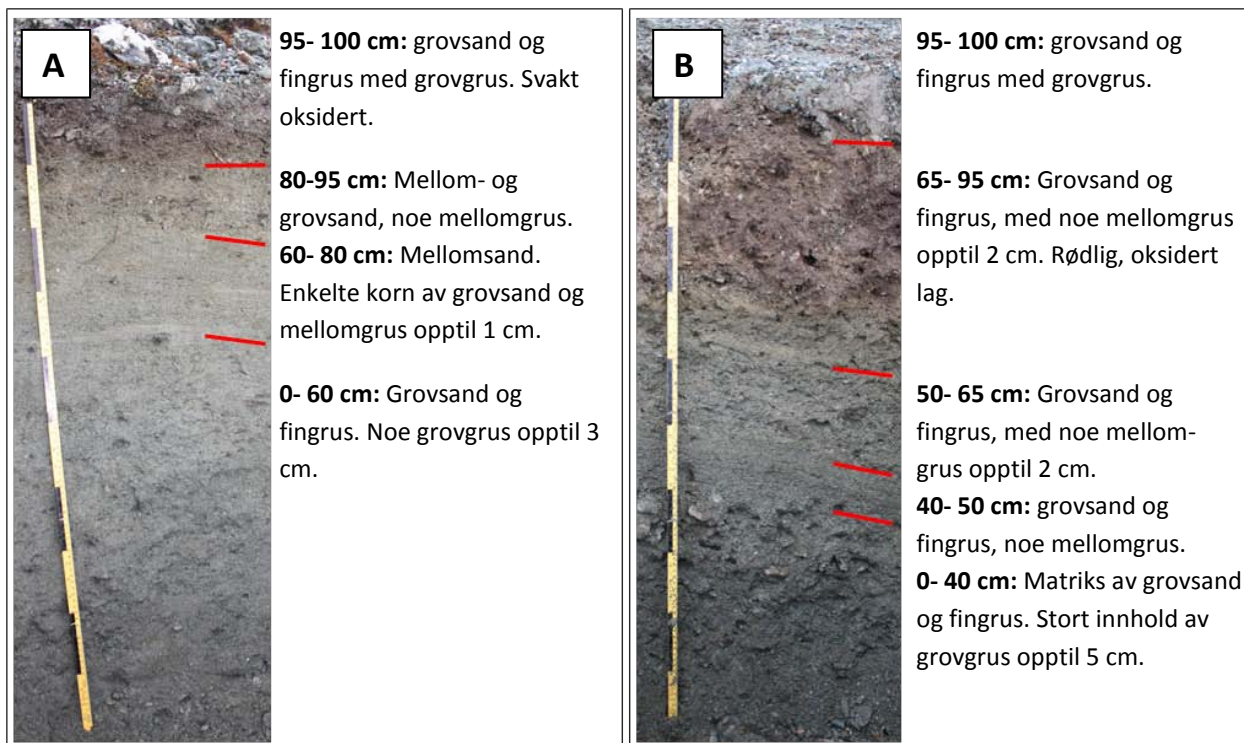


Fig. 3.8 Bilde av snitt 1(A) og 2(B), med én meter målestokk og beskrivelse av lagene.

Tolkning: Avsetningen i det sørlige løpet består av lagdelt, sortert sand og grus. Ut fra sammensetningen tolkes materialet som fluvialt. Oppfiningen av sedimentene tyder på at strømningshastigheten i elva har avtatt, eller at sedimenttilgjengeligheten har blitt mindre.

Avsetningen ligger ved et knekkpunkt der løpet går over til en brattere gradient ned mot innsjøen, dette er et punkt der man vil forvente at elva eroderer og at det ikke blir avsatt materiale. Dersom materialet

har blitt avsatt i et åpent elveløp er det en forutsetning at elvas erosjonsbasis har vært høyere enn den er i dag. Det finnes strandhakk og -terrasser langs innsjøen som viser at innsjøen tidligere har stått høyere enn i dag (avsnitt 3.4), dette skyldes trolig at innsjøen var oppdemt av Semelyakha sanduren i sørenden av innsjøen (avsnitt 3.5). Strandhakkene og -terrassene ligger imidlertid kun seks til sju meter over dagens innsjønivå, dette er antagelig ikke høyt nok til at materialet har blitt avsatt i elveløpet. Det er ikke observert spor som antyder høyere vannstand i innsjøen. Materialet kan også ha blitt avsatt lateralt for en bre i Bolshaja Shutsjedalen. Flyttblokker (avsnitt 3.1) og subglasiale elveløp (avsnitt) rundt Bolshaja Shutsje viser at området har vært isdekket, men det er ikke funnet spor som tyder på at en bre har vært begrenset til Bolshaja Shutsjedalen. Flere forsøkninger i området rundt elvedalen er tolket som subglasiale elveløp (fig. 3.6; og avsnitt 3.2.1). Retningen til løpet der avsetningen ligger er lik retningen til flere av de subglasiale elveløpene (fig. 3.3). Materialet tolkes derfor til å være avsatt i et subglasialt elveløp. I subglasiale elver er vannstrømmen styrt av trykkforhold som er ulike fra elver under atmosfærisk trykk, materiale kan derfor avsettes på steder der det vanligvis ikke vil avsettes i åpne elveløp. Elvedalen kan være dannet langs et tidligere subglasialt elveløp og det nordligste løpet er skåret dypere ned i berggrunnen ved senere fluvial erosjon.

3.4 Strandhakk og -terrasser ved Bolshaja Shutsje

Beskrivelse: I dalsidene langs Bolshaja Shutsje er det en rekke laterale hakk og terrasser som løper parallelt med innsjøens bredder. Hakkene ligger i bratte dalsider med lite løsmasser og består av en smal hylle som heller svakt mot innsjøen med en bratt skrent i bakkant. Hakkene strekker seg fra hundre til tre hundre meter lateralt langs innsjøen, og ligger fra 7,5 til 8 meter over innsjøens overflate (fig. 3.9 og 3.11; og tab. 3.1). Terrassene ligger i dalsider som heller slakere ned mot innsjøen, og ved enkelt alluvialvifter der det er større løsmassemengder. Terrassene er 20-30 meter brede og heller slakt mot innsjøen, i bakkant er det to til tre meter høye brattkanter, foran terrassene er det en annen brattkant ned mot dagens strand. Langs innsjøen har terrassene en lateral utstrekning fra 100 til 250 meter. Den innerste og høyeste, delen av terrassene ligger 6,5 til 8 meter over innsjøens overflate (fig. 3.9 og 3.11; og tab. 3.1). På flere av terrassene er det sortert diskformet grov grus og stein opptil 10 centimeter. Sedimentene ligner på de som finnes på dagens strand ved innsjøen (fig. 3.10).

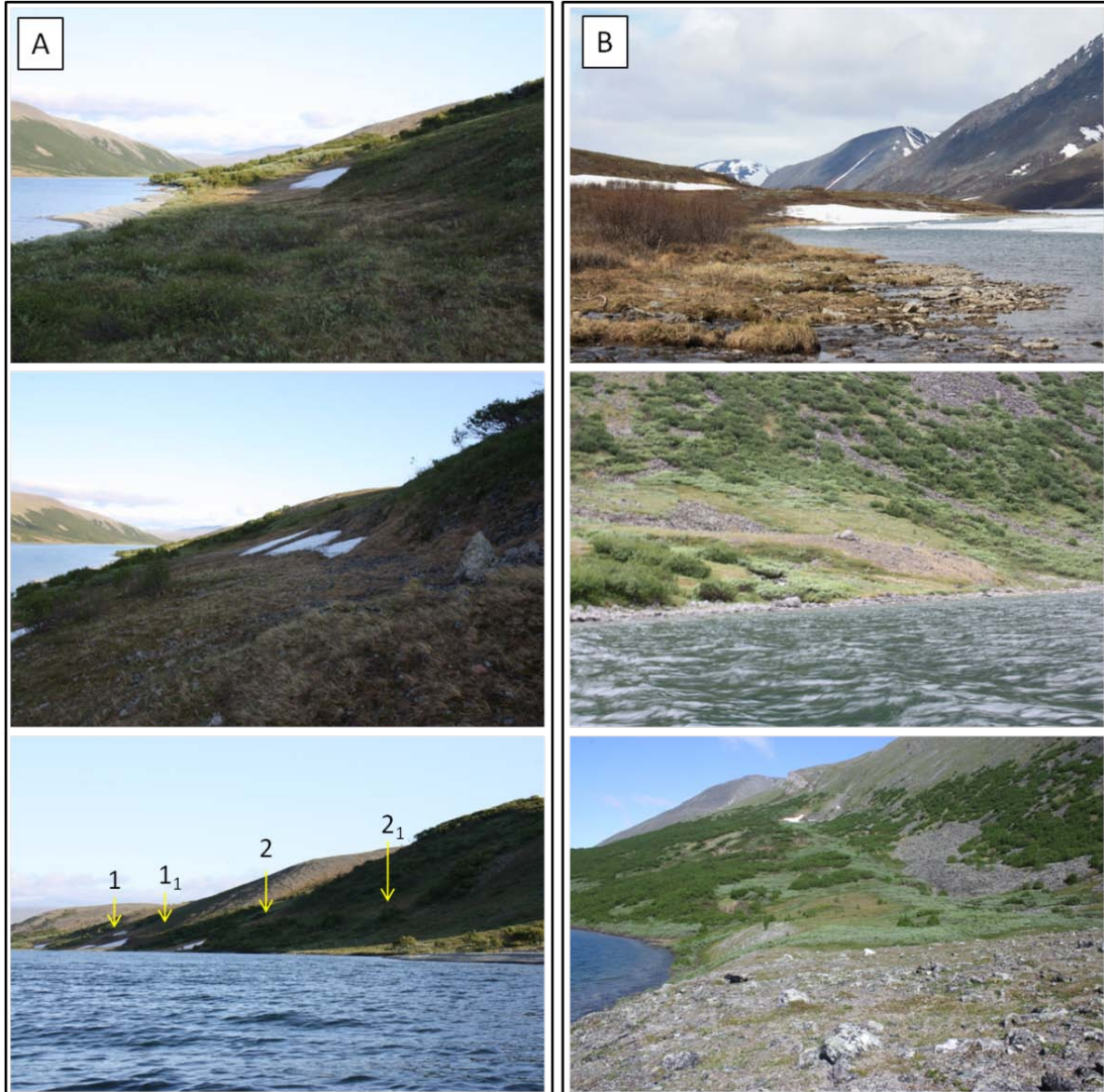


Fig. 3.9 (A) Hakk i dalsidene langs innsjøen danner to til tre meter brede hyller med bratt bakveg. Det nederste bildet viser endepunktene til to hakk som sammen strekker seg over fem hundre meter langs sørøstenden av innsjøen, 1–1₁ og 2–2₁. **(B)** 20 til 30 meter brede terrasser i slake skråninger og ved alluvialvifter.

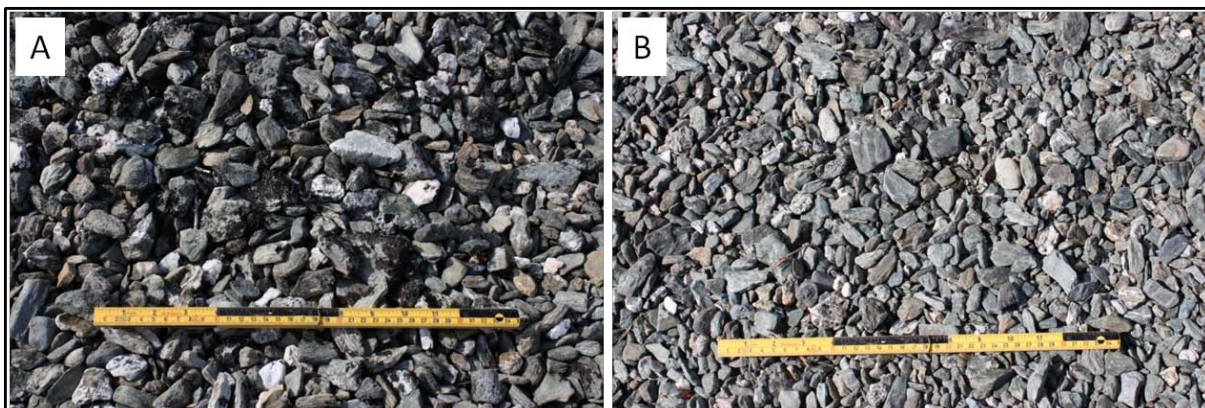


Fig. 3.10 Sedimentene på enkelte terrasser **(A)** ligner på sedimentene på dagens strand **(B)**. Sedimentene består av diskformet grov grus, og stein opptil 10 centimeter.

Tab. 3.1 Hakk og terrasser langs Bolshaja Shutsje: type, posisjon, utstrekning og høyde.

Lokalitet	Type	Avstand fra nordenden av innsjøen (m)	Side av innsjøen	Lateral utstrekning (m)	Høyde over Innsjøen (m)
1	Terrasse	1850	nø	150	7
2	Terrasse	3300	nø	150	7
3	Terrasse	6000	nø	100	7
4	Hakk	1900	sv	100	8
5	Terrasse	2800	sv	200	7,5
6	Terrasse	3200	sv	150	7
7	Terrasse	4050	sv	150	6,5
8	Terrasse	5400	sv	250	6,5
9	Hakk	6250	sv	150	8
10	Hakk	7450	sv	150	8
11	Hakk	8400	sv	100	8
12	Hakk	9900	sv	300	7,5
13	Hakk	10300	sv	250	8
14	Hakk	11200	sv	200	7,5

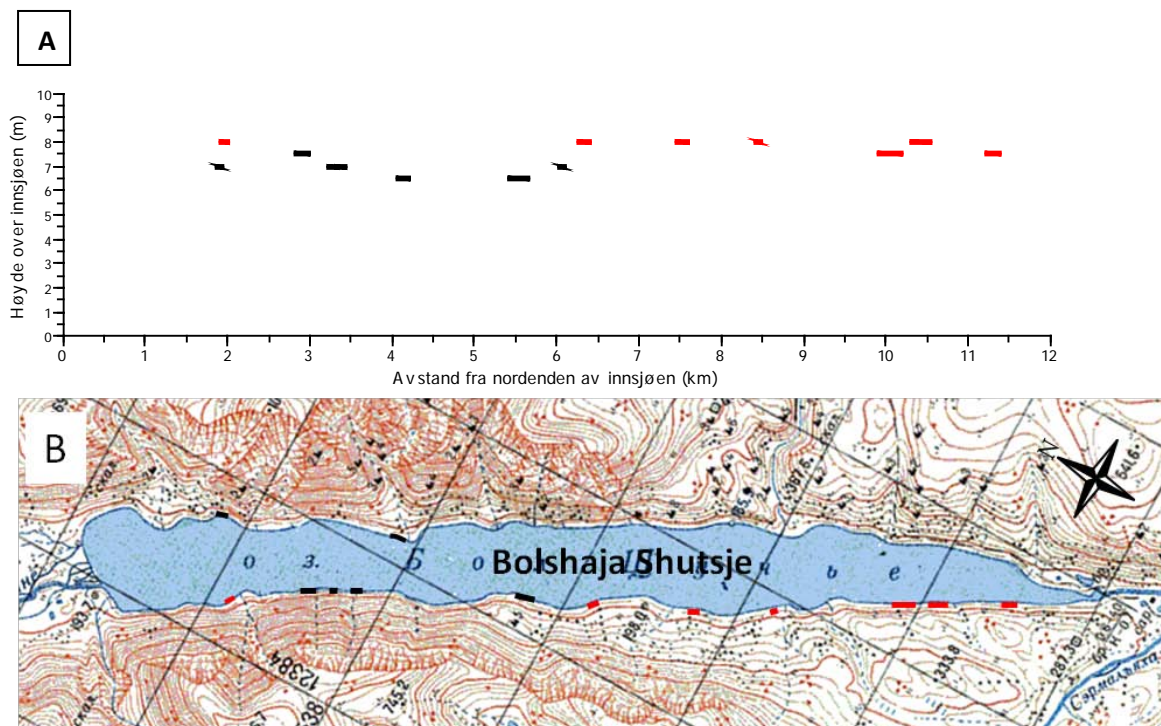
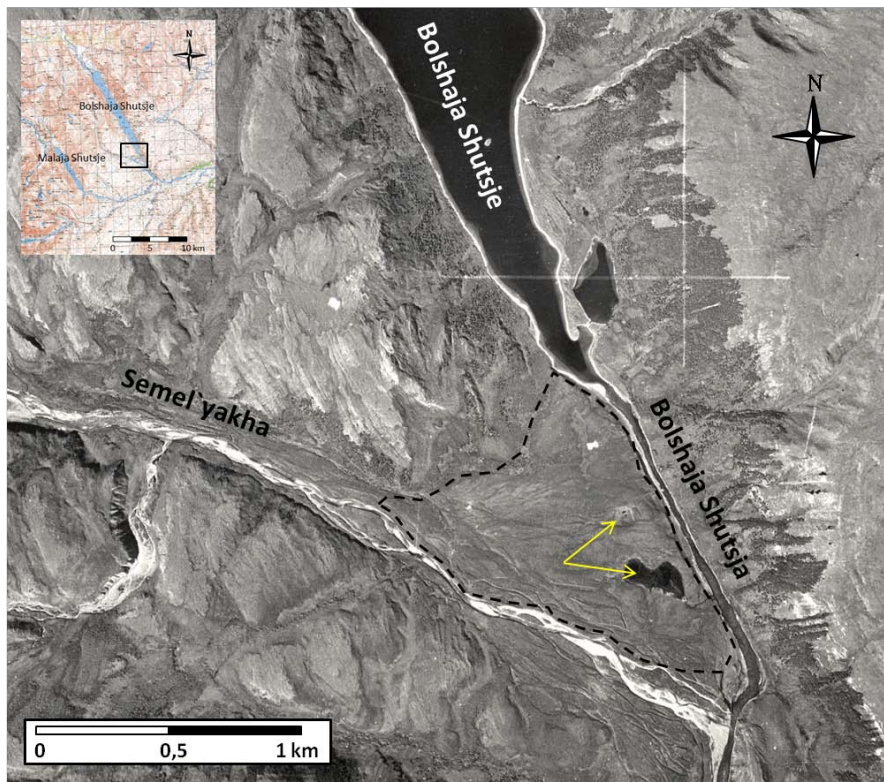


Fig. 3.11 (A og B) Hakk og terrasser, høyde, plassering og utstrekning langs innsjøen. Hakk er merket med rødt, terrasser med sort.

Tolkning: I flere av hakkene og terrassene langs innsjøen dannes det snøleier som blir liggende langt utover sommeren. Det kan være nærliggende å tolke formene som resultat av nivasjonsprosesser i forbindelse med snøleiene, da slike prosesser kan skape langsgående hakk og terrasser i dalsider. Formene ligger imidlertid innenfor et høydeintervall som er konsistent mellom seks og åtte meter over innsjøen, både langs den østlige- og vestlige bredden, og det finnes ikke lignende former lenger oppe eller nede i dalsiden. Dersom formene var dannet ved nivasjonsprosesser ville man antagelig funnet de i ulike høyder, man kan også forvente at det ville ha vært forskjell i morfologi mellom former på den sørvest- og nordøstvendte bredden som vil danne hhv. sol- og skyggeside av innsjøen i store deler av døgnet. Ut i fra morfologien, sedimentene på terrassene og det konsistente høydenivået tolkes formene som strandhakk og -terrasser dannet i en eller flere perioder da innsjøen stod 6-8 meter høyere enn i dag. Enkelte av formene kan senere ha blitt forsterket av nivasjonsprosesser.

3.5 Semel'yakhasanduren

Beskrivelse: Semel'yakhaavsetningen ligger i sørenden av Bolshaja Shutsje i møtepunktet mellom Bolshaja Shutsje-dalen og Semel'yakhadalen. Avsetningen er avgrenset i nord av Bolshaja Shutsje og



høydedragene på vestsiden av innsjøen. Mot nordøst og sørvest grenser avsetningen mot Bolshaja Shutsja- og Semel'yakhaelva. (fig. 3.12). Avsetningen er tydelig vifteformet, den er smalest og høyest inn mot Semel'yakhadalen og overflaten synker fra 200 til 180 moh fra nordvest mot sørøst. Overflaten er dekket av langstrakte forgrenede forsenkninger som samles inn mot Semel'yakhadalen. Lengst øst på avsetningen er det to vannfylte sirkulære forsenkninger uten innløp og utløp (fig. 3.12 og 3.13). Den minste forsenkningen er om lag femti meter i diameter, mens den største er om lag

Fig. 3.12 Semel'yakhaavsetningen ligger ved sørøstenden av Bolshaja Shutsje, ved munningen til Semel'yakhadalen. Avsetningen er merket med stiplet linje. Overflaten er dekket av langstrakte, forgrenede forsenkninger. Øst på avsetningen er det to semisirkulære fordypninger merket med gule piler.

hundre meter lang og femti meter bred. Forsenkningene ser ut til å være seks til åtte meter dype. Langs Bolshaja Shutsjaelva er det to lignende forsenkninger som kuttet av elva, disse forsenkningene er om lag tretti meter i diameter og to til tre meter dype (fig. 3.13).

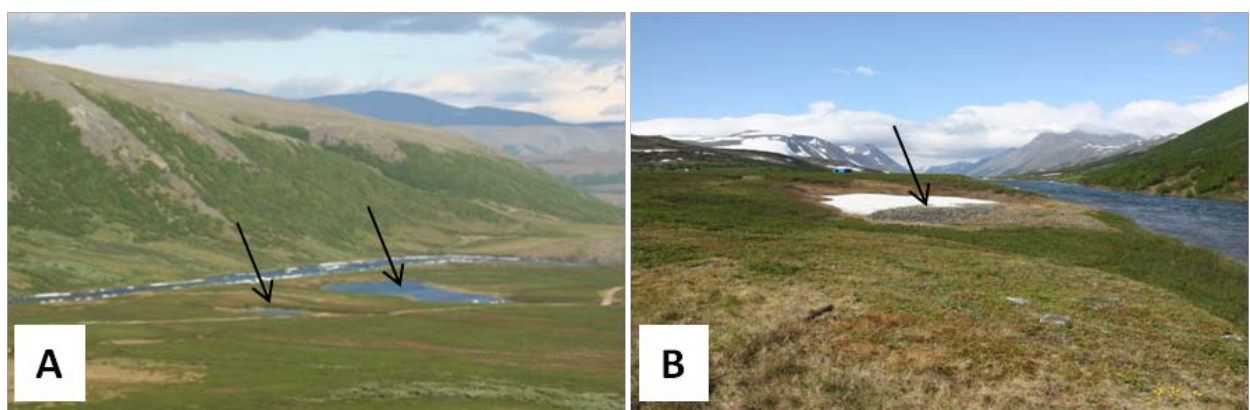


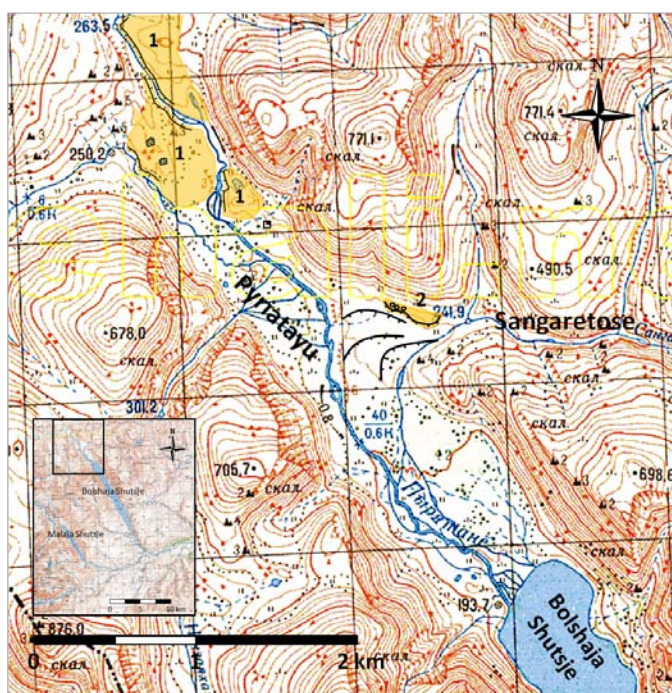
Fig. 3.13 (A) Det er to vannfylte forsenkninger, uten innløp og utløp, på avsetningen. Merket med piler. **(B)** Langs østsiden av avsetningen er det to mindre forsenkninger som er kuttet av elva. Merket med pil.

Avsetningen består av rundet og godt rundet sand, grus og blokker. Kornstørrelsene varierer på avsetningen. Sedimentene er grovest lengst vest på avsetningen, der de er stein- og blokkrike. Mot nordøst og sørøst blir sedimentene gradvis finere, langs innsjøen og Bolshaja Shutsjaelva består sedimentene av grusig, middels- til grov sand, med enkelte stein og blokker. Lengst vest på avsetningen

er blokkene stedvis imbrikert med imbrikasjonsretning mot øst. Mot innsjøen; Bolshaja Shutsjaelva; og Semel'yakhaelva er det skrenter langs utkanten av avsetningen. Langs innsjøen og ved elveutløpet er skrentene tre til fire meter høye, nedover langs Bolshaja Shutsjaelva blir skrenten gradvis lavere. Langs Semel'yakhaelva er det én til 1–1,5 meter høye skrenter. Ved utløpet fra innsjøen ser det ut til at elva har skåret seg ned til berggrunnen, som danner terskelnivået til innsjøen. I snitt lengst nord på avsetningen, mot innsjøen, er det sedimentert med en finkornet grunnmasse av flakdelte partikler. Dette sedimentet ligner på sedimentene i snitt ved stranden langs innsjøen (avsnitt 3.4).

Tolkning: Ut i fra de grovkornede, rundede og stedvis imbrikerte sedimentene tolkes avsetningen ved Semel'yakha til å være fluvial. De langstrakte forsenkningene på overflaten tolkes som tørrlagte forgrenede elveløp. Hellingen mot nordøst og sørøst, og elveløpene med rotpunkt i vest tyder på at vifta er avsatt fra Semel'yakhadalen. Dette sammenfaller med imbrikasjonsretningen og kornstørrelsen som avtar fra vest mot øst som også viser at vannstrømmen har hatt østlig retning. Bolshaja Shutsje vurderes ikke som en kilde til avsetningen da det ikke er rimelig å anta at grovkornede sedimentert har blitt avsatt ved utløpet fra en innsjø. De to semisirkulære forsenkningene på avsetningens overflate har ikke innløp eller utløp, dette utelukker at de er dannet ved fluvial erosjon. Berggrunnen i området består hovedsakelig av kvartsitt og fylittskifer (avsnitt 1.4), forsenkningene kan altså ikke forklares som doliner, eller lignende karstformasjoner som kan finnes i områder med kalksteinsberggrunn. Forsenkningene tolkes derfor som dødisgroper dannet ved utsmelting av breis som har blitt deponert på avsetningens overflate samtidig med avsetningen av løsmassene. De to mindre forsenkningene som kuttet av elva kan også være dødisgroper. Dødisgroper tyder på at avsetningen er dannet i forkant av en nærliggende ismasse. Lokaliteten tolkes som en glasi-fluvial sandur, avsatt foran en bre lokalisert i Semel'yakha dalen. Skrentene langs Bolshaja Shutsje og ved elveutløpet antyder at avsetningen tidligere kan ha ligget utover i innsjøen og over berggrunnen ved elveutløpet. Sedimentene lengst nord på avsetningen ligner på strandsedimentene ved innsjøen, og kan være strandsedimentert fra en tidligere periode. Nærmest innsjøen er høyden på avsetningen 195 moh og er lik høyden til strandhakk og – terrasser langs innsjøen (avsnitt 3.4). Det høyeste punktet på avsetningen ligger 200 moh. Semel'yakhasanduren har antagelig tidligere demt opp innsjøen.

3.6 Pyriatayusandurene



Pyriatayudalen ligger i den nordvestlige forlengelsen av Bolshaja Shutsje. Pyriatayelva renner gjennom dalen fra nordvest mot innsjøen i sørøst (fig. 3. 14). Ved innsjøen er det et deltaområde, lenger oppe i dalen er det grove elveavsetninger. I den øverste delen av dalen og ved munningen til en sidedal er det avsetninger med store mektigheter. Avsetningene er blitt kalt den nordlige- og sørlige Pyriatayusanduren.

Fig. 3.14 Den nordlige sanduren(1) er tredelt, med høye skrenter langs elvene. På den vestlige delen er det sirkulære fordypninger. Den sørlige sanduren (2) ved munningen til sidedalen. Langs avsetningen og i dalbunnen foran er det skrenter ned mot sideelva. På avsetningen er det sirkulære forsenkninger.

3.6.1 Den nordlige Pyriatayusanduren

Beskrivelse: Dalbunnen i Pyriatayudalen fra fem til åtte kilometer nord for Bolshaja Shutsje er dekket av tykke avsetninger (fig. 3.14 og 3.15). Tre store avsetninger skiller av Pyriatayuelva som renner mot innsjøen. Overflatene på hver av avsetningene heller svakt fra nordvest mot sørøst og samlet danner avsetningene en jevnt synkende gradient mot innsjøen. Det høyeste punktet ligger 290 moh på den nordligste avsetningen, herfra synker høyden til 240 moh på den sørlige avsetningen. Langs elvene er det opptil tjue meter høye elveskrenter. Materialet i avsetningene består av rundet og godt rundet, grusig sand med innslag av stein og blokker. Blokker er i størrelser opp til 0,5 meter. På den vestligste avsetningen er det isolerte sirkulære fordypninger uten tydelig innløp og utløp, disse er fra 20 til 30 meter i diameter og omkring fem meter dype (fig. 3.15).

Tolkning: Overflatene på de tre avsetningene danner en jevnt

hellende flate ned mot innsjøen og består av likt materiale, og er tolket som rester av en større avsetning. Avsetningen har blitt delt opp av Pyriatayuelva som har skåret seg gjennom avsetningen slik at det har blitt dannet høye skrenter langs elveløpet. Det grovkornede, rundede materialet tolkes som fluvialt. Isolerte forsenkninger på overflaten av den vestligste avsetningen tolkes som dødisgropene. Dødisgropene tyder på at avsetningen er dannet foran en isbre og den tolkes derfor som en glasifluvial sandur. I og med at overflaten på avsetningene heller mot sørøst antas det at sanduren ble avsatt fra en bre lengre nord i dalen.

3.6.2 Den sørlige Pyriatayusanduren

Beskrivelse: Den sørlige Pyriatayu avsetningen ligger tre kilometer nord for Bolshaja Shutsje, ved munningen til sidedalen Santsjaretose (fig. 3.14 og 3.16). Avsetningen består av rundet, grusig, grov sand med stein og enkelte blokker opptil 60 centimeter. Avsetningen ligger på nordsiden av munningen til sidedalen og strekker seg om lag fem hundre meter mot nordvest langs dalsiden ut mot Pyriatayudalen. Overflaten danner en femti til hundre meter bred hylle i dalsiden. Overflaten heller ut fra sidedalen og høyden over dalbunnen synker fra 30 til 15 meter fra sørøst mot nordvest. Ut mot dalen er det en skrent ned mot dalbunnen (fig. 3.16). Nordvest på avsetningen er det uryddig terreng med flere sirkulære forsenkninger uten innløp eller utløp. Forsenkningene er opptil femten meter i diameter og to

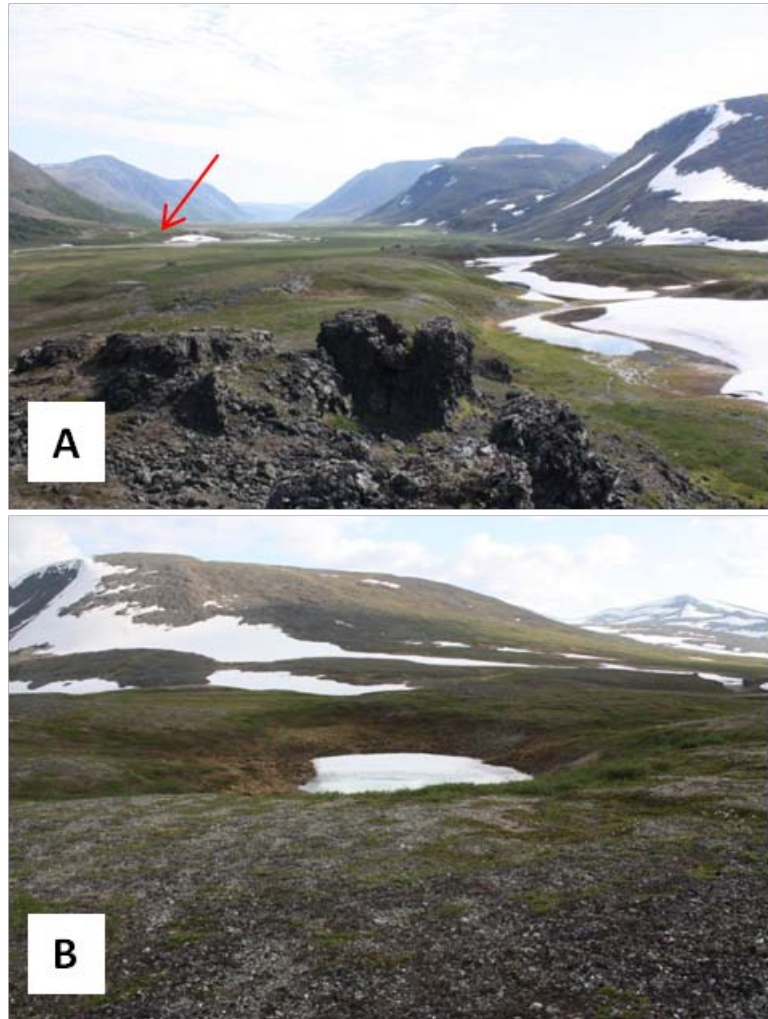


Fig. 3.15 (A) Den vestlige delen av avsetningen. Den sørligste delen kan sees i bakgrunnen (rød pil) (Bilde mot innsjøen.). **(B)** isolert forsenkning på den vestlige delen av avsetningen.



Fig. 3.16 Avsetningen (sort pil) ligger som en hylle langs dalsiden med en bratt skrent i forkant. Avsetningen er høyest nær munningen til Sangaretosedalen, herfra faller overflaten mot nordvest. Sangaretosedalen kan sees i bakgrunnen. (Bilde mot ø-sø.)

til fire meter dype. Dalbunnen utenfor avsetningen består av en slette som heller svakt mot Pyriatayuelva. På sletta er det flere skrenter som ligger subparallelt med- og heller mot elva fra sidedalen (fig. 3. 14)

Tolkning: Avsetningen består av grovkornet, rundet materiale og antas derfor å være fluvial. Overflaten heller mot nordvest, det vil si i motsatt retning til overflaten på nordlige Pyriatayu sanduren som heller mot sørøst. Avsetningene er derfor sansynligvis ikke avsatt fra samme kilde. Avsetningen

heller ut fra sidedalen som regnes som kildeområde. Antagelig har avsetningen hatt en vifteform som dekket dalbunnen ut fra sidedalen. Deler av avsetningen er siden erodert vekk av elva som har dannet en elveslette i forkant av avsetningen. Skrentene ned mot elva viser at den har endret løp fra nordvestlig- til vest/sørvest- retning over tid. Det uryddige terrenget nordvest på avsetningen tolkes som dødisterreng med grytehull. Dette tyder på at avsetningen er dannet som en sandur i forkant av en bre i sidedalen.

3.7 Orang'joganlordalen ved vannskillet øst for Bolshaja Shutsje

Orang'joganlordalen strekker seg fra sørvest mot nordøst gjennom fjellene øst for Bolshaja Shutsje (fig. 3.17). Orang'joganlorsjøen (279 moh) ligger sørvest i dalen rett utenfor nedslagsfeltet til Bolshaja Shutsje. Innsjøen drenerer mot sørøst ned en sidedal. Nordøst for innsjøen er det et annet vannskille, herfra følger elvene hoveddalen mot nordøst. Rundt innsjøen er det store flate områder med sand, grus og stein. Nordøst for vannskillet er dalen myrlendt med bekker og tjern. Tre avsetninger i området ble undersøkt (fig. 3.17).

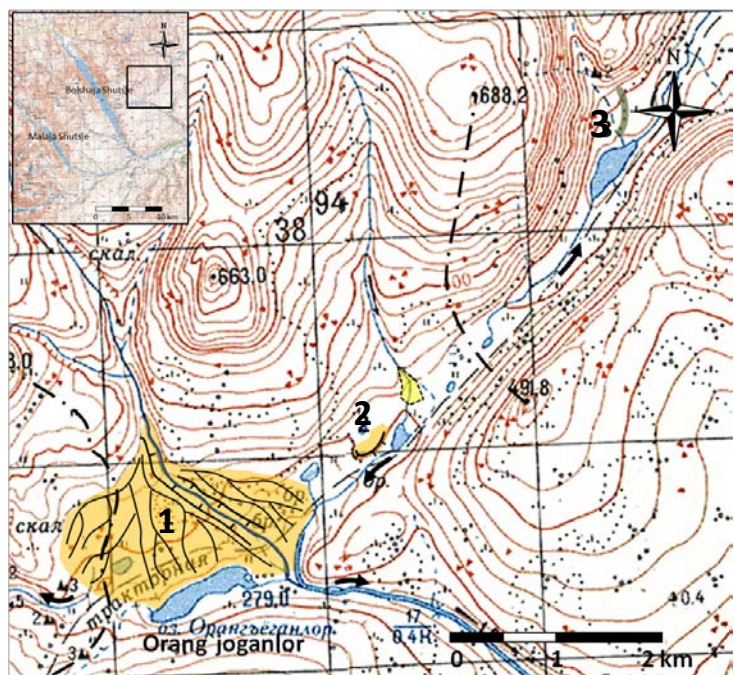


Fig. 3.17 Dalføret ved vannskillet øst for Bolshaja Shutsje med de tre avsetningene som ble undersøkt: Vifte- og terrasseavsetninger ved innsjøen (1 og 2); og rygg nordøst for vannskille (3). Vannskiller er markert med stiplede linjer, dreneringsretninger med piler.

3.7.1 Sandur ved Orang'joganlorsjøen

Beskrivelse: Nord for Orang'joganlorsjøen muner en sidedal

ut i hoveddalen. Foran dalmunningen er det en stor vifteformet avsetning (fig 3.17 og 3.18). Vifta er smalest og høyest ved munningen til sidedalen. Herfra synker høyden mot sør, sørvest og sørøst. Vifta vider seg ut slik at den dekker et område som er omkring to kilometer fra ytterpunkt til ytterpunkt lengst i sør. Vifta er dekket av kantrundet og rundet stein og blokker med grus og grovsand som grunnmasse. Stein og blokker er hovedsakelig fra 10-30 centimeter, men en stor andel av blokkene er opptil én meter (fig. 3.19). På overflaten av vifta er det en rekke langstrakte, forgrenede forsennkninger som samles inn mot sidedalen (fig. 3.17 og 3.18). Elva fra sidedalen renner i dag på den nordøstlige delen av vifta. Langs elva er det én til to meter høye skrenter. Vifta har et jevnt vegetasjonsdekke av lav og lyng, enkelte forsennkninger nærmest nordøststiden av elva skiller seg ut ved å være vegetasjonsfrie. Den sørvestlige delen av vifta, og forsennkningene som ligger her, er innenfor nedbørsfeltet til Bolshaja Shutsje (fig. 3.17).

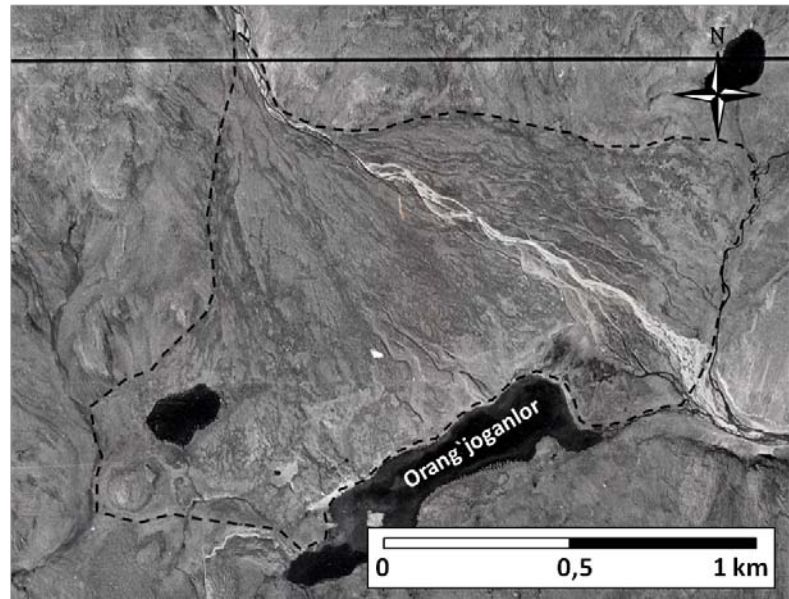


Fig. 3.18 Flybilde med avsetningens yttergrenser markert med stiplet linje. Overflaten på vifta er dekket av en rekke langstrakte, forgrenede forsennkninger.



Fig. 3.19 Materialet på vifta består av stein og blokker med grus og sand. Stein og blokker er hovedsakelig fra ti til 30 centimeter.

Tolkning: Ut fra sammensetningen, rundingsgraden til sedimentene og vifteformen tolkes avsetningen som fluvial. Forsennkningene på overflaten tolkes som tørre forgrenede elveløp. Elveløpene samles inn mot et rotpunkt ved munningen til sidedalen, der vifta også er høyest og smalest. Sidedalen regnes derfor som kilden til avsetningen. Enkelte av forsennkningene nærmest nordøststiden av elva er vegetasjonsfrie, dette tyder på at de fremdeles er aktive, eller nylig har vært aktive i flomperioder. Elva er i dag begrenset til den nordøstlige delen av vifta der den eroderer i løsmassene slik at det dannes skrenter langs elveløpet. Forsennkningene ellers på vifta er vegetasjonsdekket og er antagelig eldre, inaktive elveløp. Den sørvestlige delen av vifta ligger innenfor nedbørsfeltet til Bolshaja Shutsje. Da elveløpene her var aktive gikk deler av vannføringen på vifta mot Bolshaja Shutsje. Materialet på vifta er svært grovkornet med en stor andel av blokker opptil én meter. Dette kombinert med den store utbredelsen, der store deler av vifta er inaktive tyder på at vifta ble avsatt i en periode da vannføringen i elva var større enn i dag. Vifta kan være avsatt som en sandur ved nedsmeltingen av en bre i fjellområdene nord for avsetningen.

3.7.2 Terrasseavsetning nordøst for Orang'joganlor

Beskrivelse: To kilometer nordøst for Orang'joganlor ligger det en vifteformet avsetning med forgrenede forsengkninger som sprer seg ut fra en sidedal nord for hoveddalen (fig. 3.17 og 3.20). Elva som kommer fra sidedalen renner sammen med en elv fra nordøst, og fortsetter mot sørvest langs den sørøstlige siden av hoveddalen. Nedstrøms for vifta, på nordsiden av elveløpet ligger en fem til seks

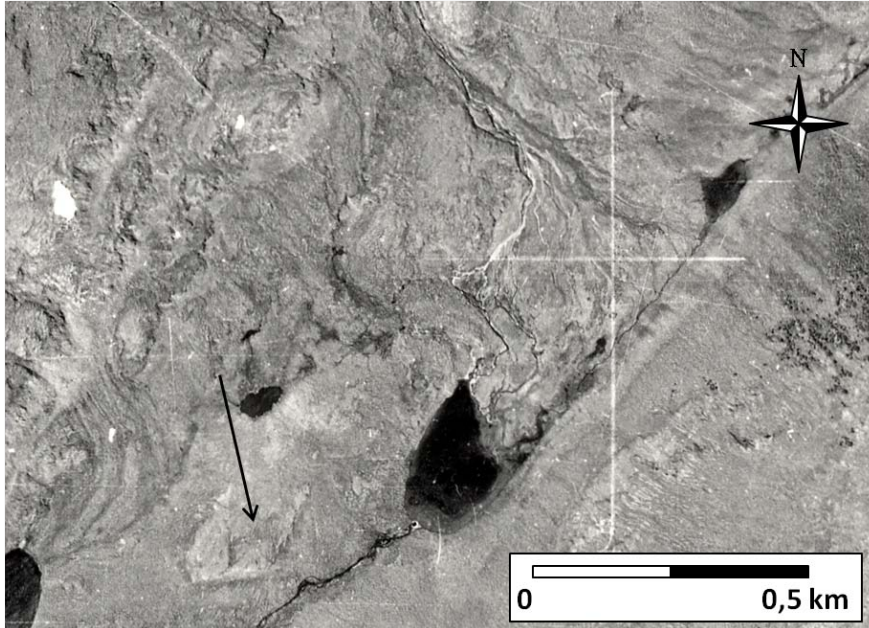


Fig. 3.20 Den vifteformede avsetningen sprer seg ut fra en sidedal i nord, nord øst for tjernet midt i bildet. Terrasseavsetningen ligger nedstrøms langs elva og er markert med pil.



Figur 3.21 Avsetningen danner en terrasse som står opptil fem til seks meter over dalbunnen. Terrassen er markert med pil. (Bilde mot nordøst.)

meter høy terrasseavsetning (fig. 3.20 og 3.21). Avsetningen er om lag tre hundre meter lang og to hundre meter bred. Materialet består av grusig grovsand med kantrundet og rundet stein.

Tolkning: Den vifteformede avsetningen nærmest sidedalen tolkes som en aktiv alluvial vifte som avsettes av elva fra sidedalen.

Terrasseavsetningen nedstrøms for vifta består av kantrundet og rundet, grovkornet materiale og tolkes også som fluvial. Langs kanten av terrassen er det bratte skreinter. Terrassen er trolig en erosjonsrest, deler av avsetningen har antagelig blitt fjernet av elva som i dag går langs den sørøstlige dalsiden. Terrassen kan opprinnelig ha vært del av en større vifte som har blitt bygd ut fra sidedalen i en periode med større vannføring i elva.

Nedsmelting av en ismasse i fjellområdene nord for hoveddalen kan ha gitt

større vannføring i elva. Alternativt kan terrassen ha blitt avsatt av en elv fra nordøst. Avsetningen ligger sørvest for vannskillet, slik at en forutsetning for en større elv fra nordøst er at det må ha ligget en isbre nordøst for vannskillet.

3.7.3 Morenerygg nordøst for Orang`joganlor

Beskrivelse: Om lag fem kilometer nordøst for Orang`joganlor, to kilometer fra vannskillet, muner en sidedal fra nord ut i hoveddalen. Ved munningen til sidedalen ligger en ryggformet avsetning (fig. 3.17 og 3.22). Ryggen går fra dalsiden øst for munningen i en bue mot sørvest der den slutter ved elva fra sidedalen. Ryggen er om lag fem hundre meter lang, ti til tjue meter bred og to til fire meter høy, og består av sand, grus og stein, med blokker opptil omkring én meter. Stein og blokker er kantet og kantrundet.

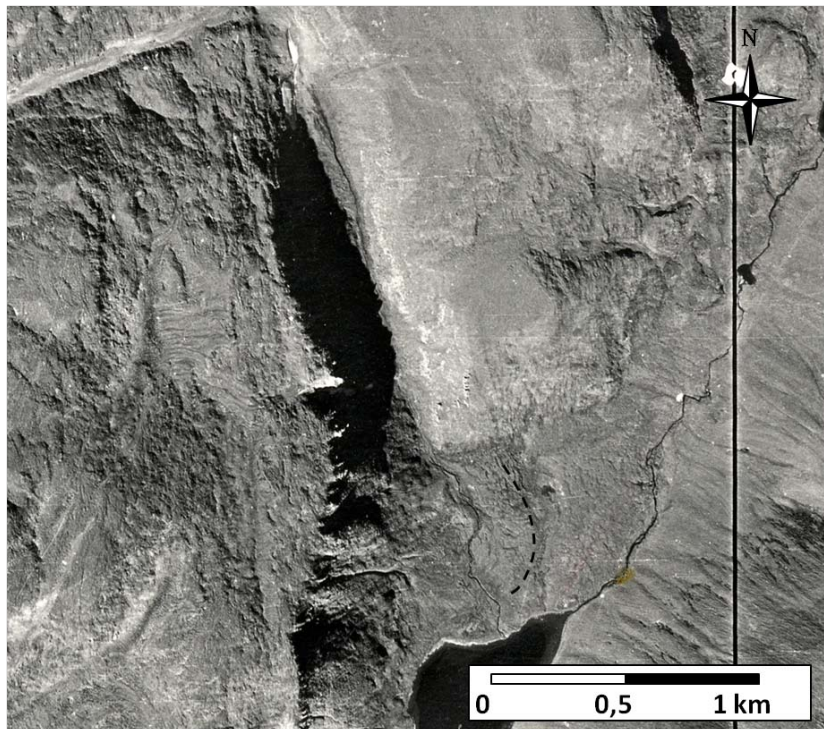


Fig. 3.22 Ryggen ligger i en bue rundt munningen til en sidedal fra nord og er merket med stiplet linje. Det er ingen botn i sidedalen.

Tolkning: Ut i fra ryggformen tolkes avsetningen som en

morenerygg. Ryggen ligger i en bue som krummer seg delvis rundt munningen til sidedalen, og må derfor ha blitt avsatt av en bre i sidedalen. Det er ingen botn i sidedalen, det antas derfor at ryggen har blitt avsatt av en utløper fra en bre i fjellområdene nordvest for hoveddalen.

3.8 Matalapata`yakhadalen, vannskillet mellom Malaja Shutsjedalen og Malaja Usadalen

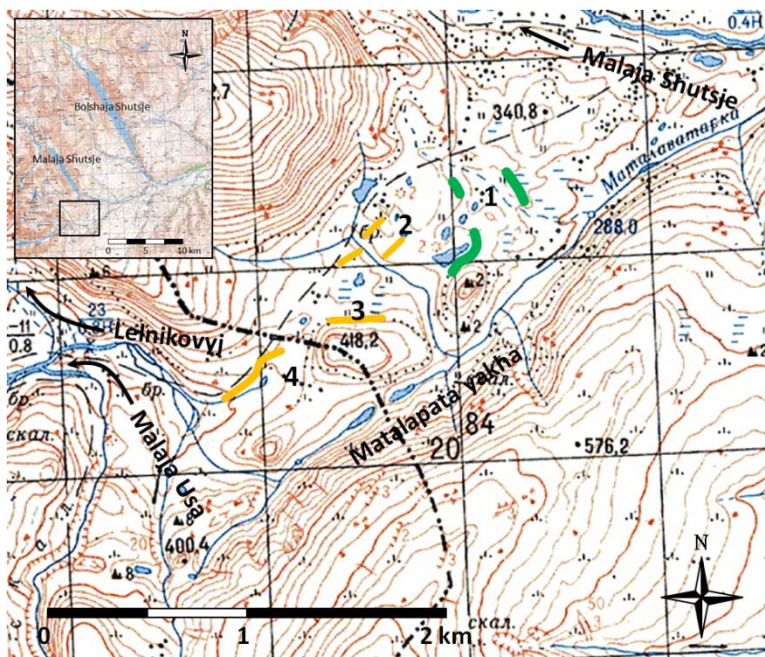


Fig. 3.23 Kart over Matalapata`yakhadalen med ryggformede avsetninger orientert på tvers (1) og parallelt med dalen: øst-(2), og vest for (4), og (3) ved vannskillet.

Matalapata`yakhadalen ligger sør for Malaja Shutsje. Dalen løper fra sørvest mot nordøst, og danner et pass mellom Malaja Usadalen og Malaja Shutsjedalen (fig. 3.23). Vannskillet i dalen følger hovedvannskillet i Uralfjellene. Dalen er vid med slake sider. Dalbunnen er flat, kun brutt av en lang, sterkt forvitret, berggrunnsrygg som løper parallelt med dalen nær den sørøstlige dalsiden. Grunnen i dalbunnen er myrlendt med små tjern og elver. I dalen finnes flere ryggformede avsetninger (fig. 3.23).

3.8.1 Morenerygger øst for vannskillet

Beskrivelse: Ved den nordøstlige

dalmunningen ligger det to avlange løsmasserygger. Den innerste ryggen ligger ved nordøstenden av berggrunnsryggen som følger langs med den sørøstlige dalsiden (fig. 3.23 og 3.24). Ryggen løper parallelt med berggrunnsryggen i nordøstlig retning, før den endrer til en mer nordlig retning på tvers av dalen. Ryggen danner en bue rundt et lite tjern. Ryggen er om lag tre hundre meter lang og fra 20 til 30 meter bred. Langs innsiden er ryggen tre til fem meter høy, mens den er fem til åtte meter høy på utsiden. Midt i dalen, i forlengelsen av hovedryggen, ligger en mindre rygg (fig 3.23 og 3.24). Denne ryggen strekker seg om lag femti meter i nord-sør retning, er 20 meter bred og 4 til 5 meter høy. Den ytterste ryggen ligger om lag tre hundre meter lenger ut mot dalmunningen (fig. 3.23 og 3.24). Ryggen ligger på tvers av dalen og krummer seg svakt, med ytterpunkter som vender oppover i dalen. Denne ryggen er om lag to hundre meter lang, 20 til 25 meter bred, og 3 til 5 meter høy. Materialet i ryggene er usortert, med høye andeler av sand, grus, kantet og kantrundet stein og blokker (fig. 3.24). Blokkene har lengste akse opptil én meter. Enkelte kantrundete og rundete stein og blokker har opptil ti centimeter lange millimeterdype furer i overflaten (fig. 3.24).

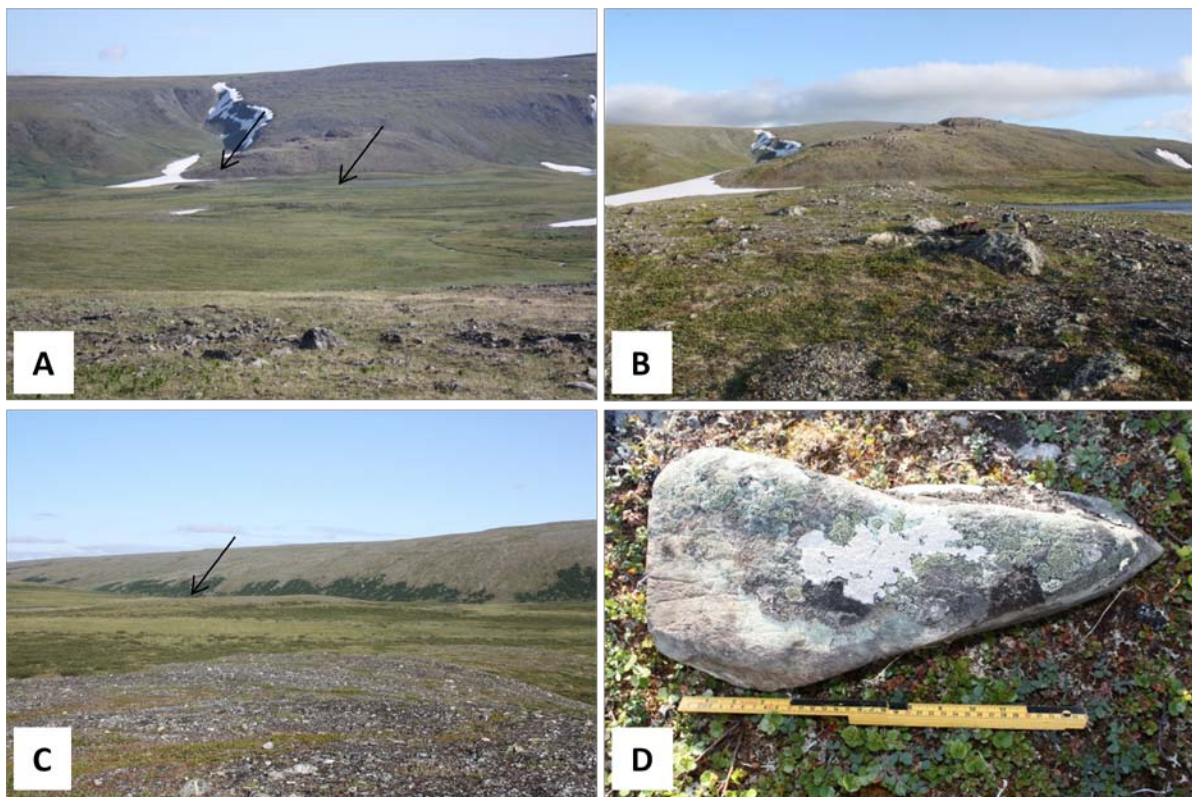


Fig. 3.24 (A) Den innerste ryggen ligger rundt et lite tjern. Midt i dalen ligger en kortere rygg i forlengelsen ryggen. Ryggene er markert med piler. (Bilde mot sør-sørvest.). (B) Usortert, blokkrikt og kantet materiale på den innerste ryggen. Tjernet kan sees til høyre i bildet. (C) Den ytterste ryggen, 300 meter utenfor den innerste (Bilde mot øst-sørøst.). (D) Stein med avlange furer i overflaten observert på den ytterste ryggen.

Tolkning: Ryggene består av usortert, kantet og kantrundet materiale. Enkelte stein og blokker har avlange furer i overflaten, som tolkes som skurestriper. Ut fra materialsammensetningen, skurestripene på stein og blokker, og ryggformen tolkes ryggene som morenerygger. Den lille ryggen midt i dalen ligger i forlengelsen av den innerste ryggen. En lignende rygg er observert på nordvestsiden av dalen (Øystein Lohne pers. komm. 2010). Antagelig har ryggen krysset dalen, før deler har blitt erodert vekk slik at ryggen i dag er usammenhengende. Dette gjelder sannsynligvis også den ytterste ryggen der et høydedrag ved nordsiden av dalmunningen kan være forlengelsen av ryggen. Ryggene er buet med ytterpunkter som vender oppover i dalen. Det antas derfor at ryggene er avsatt i forkant av en ismasse med spredningspunkt vest for disse.

3.8.2 Eskere ved vannskillet

Eskere nordøst for vannskillet

Beskrivelse: Nordøst for vannskillet er det et område med flere avlange rygger (fig. 3.23). Ryggene er 30–40 meter lange, 15–20 meter brede og om lag fire til fem meter høye. Den lengste akse ligger subparallelt med dalens lengderetning (fig. 3.23 og 3.25). Materialet på overflaten av ryggene er hovedsakelig grusig finsand og sand med enkelte kantrundete og rundete stein og blokker. Blokkene er opptil én meter. På en av ryggene ble det gravd et 80 cm dypt profil (fig. 3.25). Profilet viser en tydelig oppfining mot overflaten, den nederste delen av profilet består av kantrundet og rundet grovgrus og stein opptil 8 cm; over følger 15 cm med fin- og mellomgrus; de øverste 30 cm består av vekslende, horisontale lag med sortert finsand, sand og grovsand.



Fig. 3.25 Ryggene i dalbunnen ligger parallelt med dalen, og er fire til fem meter høye og 30–40 meter lange. Nærbildet viser et snitt i en av ryggene. Målestokk er 0,6 meter.

Esker ved vannskillet

Beskrivelse: Ved vannskillet i dalen ligger en avlang, svakt forhøyet rygg (fig. 3.23 og 3.26). Ryggen ligger parallelt med dalen, og er om lag hundre meter lang og 20 til 30 meter bred. Materialet er rundet og kantrundet, blokkrikt med noe grus og stein (fig. 3.26). Blokkene er opptil 1,5 meter i diameter. Ryggen er mindre fremtredende enn de andre ryggformene i dalen, men står frem som et tørt parti med svært grovt materiale, og vegetasjon av lav og noe lyng. Områdene rundt er mer blokkfattige og myrlendt. Ved foten av berggrunnsryggen sørøst for ryggen er det grovkornet og kantet forvitningsmateriale.



Fig. 3.26 Avlang svakt forhøyet rygg ved vannskillet med berggrunnsrygg i bakgrunnen (Bilde mot s-sv.). Nærbildet viser grovt, kantrundet og rundet materiale på ryggen. Materialet ved berggrunnsryggen til høyre i bildet er kantet.



Fig. 3.27 Avlang rygg sørvest for vannskillet. (Bilde mot n-nø)

Esker sørvest for vannskillet

Beskrivelse: På sørvestsiden av vannskillet ligger en to hundre meter lang rygg, orientert parallelt med dalen. Ryggen er 20 til 30 meter bred og opptil tre meter høy (fig. 3.23 og 3.27). Materialet i ryggen består av grusig, grov sand, med stein opptil 20 centimeter. Materialet er delvis rundet og rundet.

Tolkning: Materialet i avsetningene er grovkornet og rundet, dette tyder på at det er avsatt fluvialt. Ut i fra materialet, den

avlange formen og beliggenheten i forhold til moreneryggene nordøst i dalen (avsnitt 3.8.1) tolkes ryggene som en eskere. Profilet på den ene ryggen viser en tydelig oppfining mot overflaten, oppfiningen kan forklares på flere måter: Strømningshastigheten i tunellen der eskeren ble avsatt kan ha avtatt som en konsekvens av at tunellen ble utvidet, slik at vanntrykket ble lavere. Eller at tilførselen av smeltevann avtok, for eksempel som en følge av sesongvariasjon. Det fineste materialet kan også ha blitt tilført ved utsmelting fra tunellveggene etter at smeltevannsstrømmen i tunellen var aktiv. Utsmelting fra tunellveggene kan eventuelt også forklare at det finnes stein og blokker i overflaten på ryggene, og ikke i profilet.

3.9 MGU- og Synokbreen

MGUbreen ligger innerst i Retsjernydalen om lag fem kilometer vest for innsjøen Malaja Shutsje. Dalen er en sidedal til Malaja Shutsjedalen som munner ut ved sørenden av innsjøen (fig. 3.28). Den øvre delen av Retsjernydalen er et åpent basseng omkranset av et fjellplatå som ligger fra 1000 til 1200 meter over havet. Bassenget består av to dalarmer adskilt av en avrundet rygg. MGUbreen og Synokbreen ligger i den sørvestligste dalarmen. I den nordvestlige dalarmen ligger Palvtsoebreen og en mindre botnbre. Den nederste delen av dalen er smalere og tydelig u-formet (fig. 3.29).

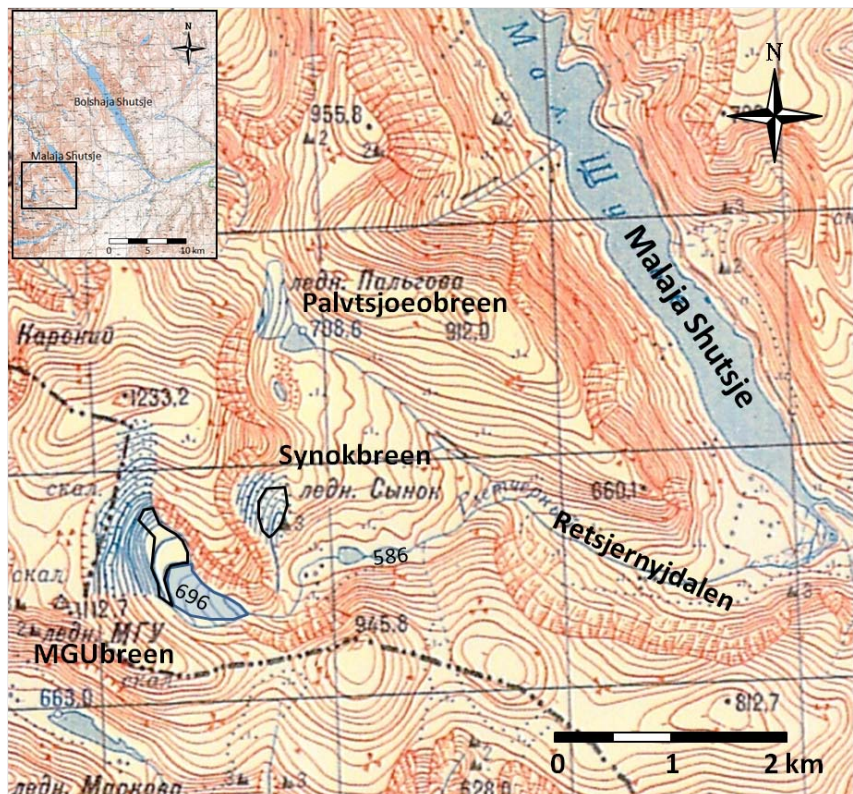


Fig. 3.28 Beliggenheten til de omtalte breene. Kartet er fra 1975, breene var da større enn i dag. Omrisset til dagens breer er merket med sort strek. Innsjøen ved MGUbreen er merket med blått. Høyder (moh) med sorte tall.



Fig. 3.29 Den nedre delen av dalen er tydelig u-formet. Dalen munner ut ved Malaja Shutsje. (Bilde mot sø.).

Dalbunnen nedenfor breene er flat med to små, grunne tjern i elva som kommer fra MGUbreen (fig. 3.28). Det nederste tjernet ligger 586 moh. I sør er det bratte dalsider opp mot det omkringliggende fjellplatået, i nord er det en lavere, avrundet rygg som skiller dalarmen fra den nordøstlige dalarmen. Mellom én og tre kilometer nedenfor dalenden ved MGUbreen er terrenget uryddig, langs den nordlige dalsiden er hauger og usammenhengende rygger. Løsmassene består hovedsakelig av kantet til kantrundet stein og blokker, enkelte steder med grunnmasse av siltig grus (fig. 3.31). Blokker er opptil 4 meter. Det ble observert seks rygger i området utenfor MGUbreen (fig. 3.32).



Fig. 3.31 Løsmassene i dalen nedenfor breene består av stein og blokker med grunnmasse av siltig grus. Graveskje som målestokk.

MGUbreen ligger i en sørøstvendt botn lengst inne i den sørvestlige dalarmen, som her er smal med bratte dalsider. Breen ligger fra 696 til om lag 900 moh. Breen fyller ikke botn, men er bergrenset til en hengebre i den innerste delen av botn (fig. 3.28 og 3.30). Brefronten ligger i en liten innsjø som er demmet opp ved munningen av botn. Utenfor breen går botn over i en smal dal-arm og endrer retning mot nordøst. Lengre nede vider dalen seg ut.

Synokbreen ligger i den nordlige dalsiden ved utvidelsen av dalen. Synok breen er en liten botn-/hengebre, breen ligger fra om lag 700 til 780 moh (fig. 3.28 og 3.30).

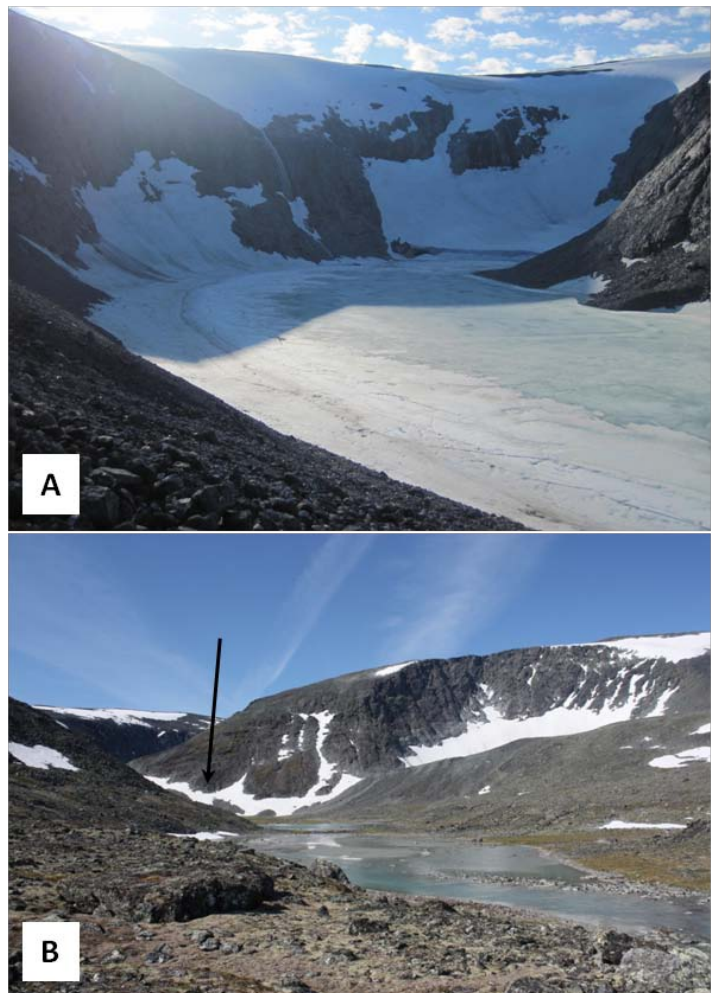


Fig. 3.30 (A) MGU-breen. Brefronten ligger i en liten innsjø. På bildet er innsjøen islagt. (Foto: Jon-Inge Svendsen.) **(B)** Synokbreen i botn til høyre i bildet. MGUbreen ligger i dalarmen markert med sort pil. (Bilde mot v.).

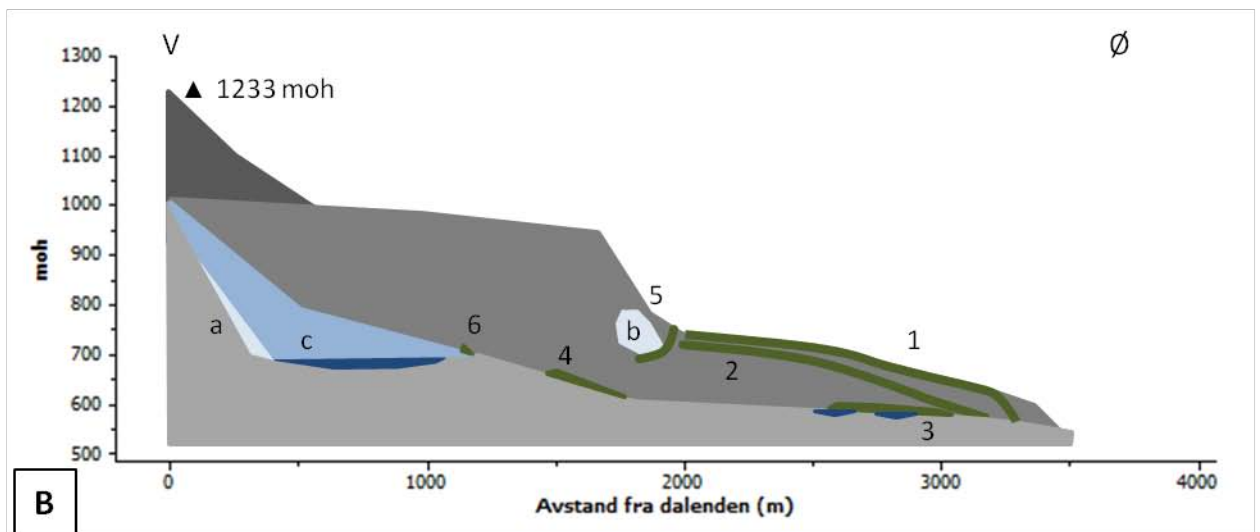
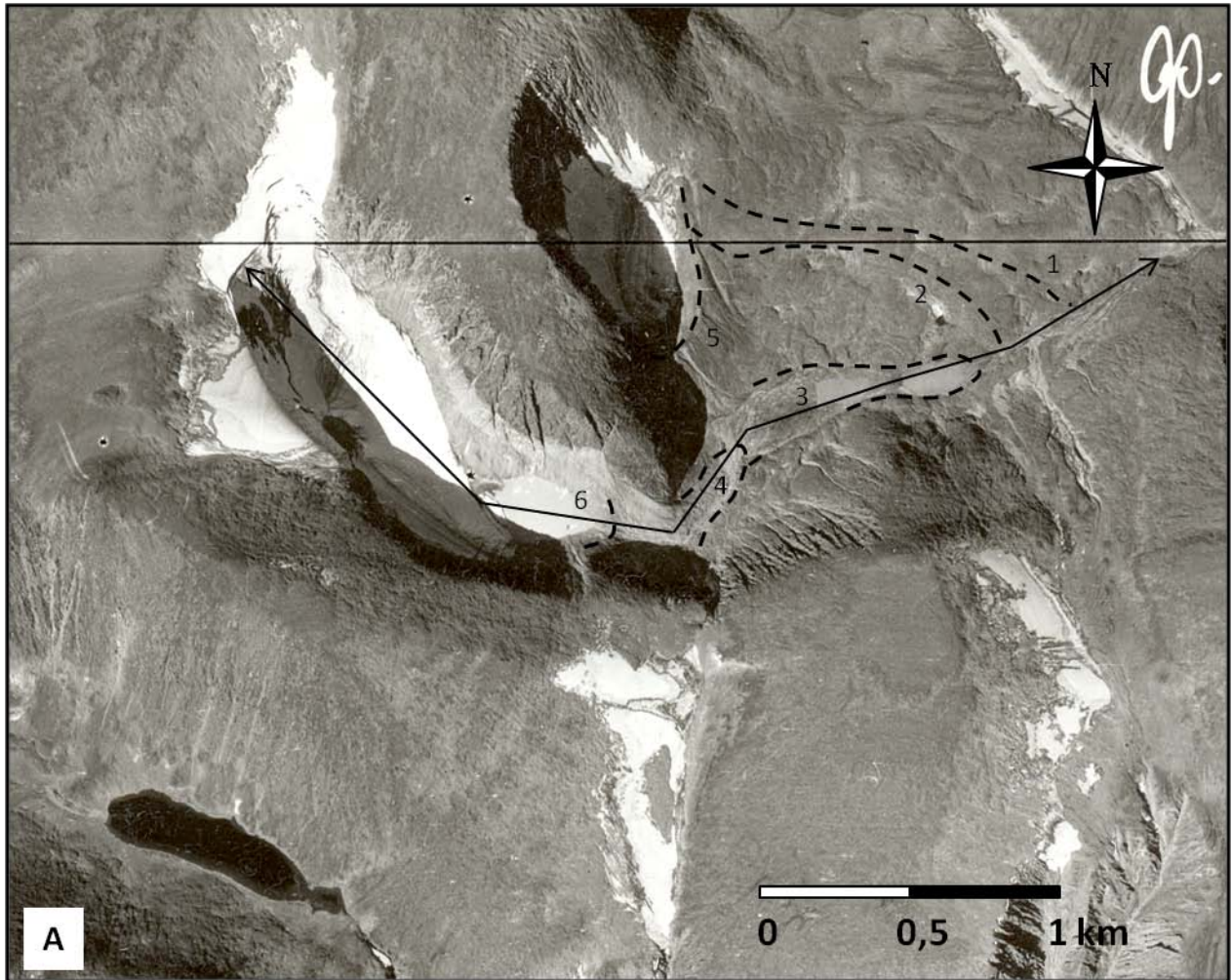


Fig. 3.32 (A) Flybilde (1989) over området ved MGU-breen. Morenerygger er nummerert og merket med stiplede linjer. Profillinje for profilet i figur 3.32B med heltrukket linje. **(B)** Skjematisk profil av dalen ved MGU- og Synokbreen. (Profillinjen er merket i fig. 3.32A.): Dalbunnen i lys grå; Horisonten til botn og dalen med mørkere grå; Den høyeste toppen i nedslagsfeltet til breen (1233 moh) i mørk grå; tjernene ved breen og lengre nede i dalen i mørk blå; MGU-breen (a)- og Synokbreen (b) med lys blå; MGU-breen etter kart fra 1977 (c) ved rygg 6 i mellomblå; Moreneryggene er tegnet med grønt, og nummerert fra 1 til 6.

Tab.3.2 Morenerygger ved MGU- og Synokbreen: Alder/relativ alder; avstand fra dalende- og høyde ved terminus; og maksimumshøyde for bre (antatt eller avlest fra kart) eller høyeste del av lateral morene.

Morenerygg	Alder/ Relativ alder	Avstand fra dalenden ved terminus (km)	Høyde terminus (m)	Maks.høyde bre/ høyeste del av lateralmorene (m)
1	Eldste rygg	3,2	560	740
2	Yngre enn-/samtidig med rygg 1	3	570	720
3	Yngre enn rygg 1 og 2	2,9	586	
4	1953 (flyfoto)	1,8	610	1000
5 (ved Synokbreen)	Yngre enn rygg 1 og 2	1,9	740–680	740
6	1977 (kart)	1,2	696	1000
Dagens bre	2009 (feltobservasjon)	0,4	696	900

3.9.1 Morenerygger ved MGUbreen



Fig. 3.33 Rygg1 mellom de stiplede linjene. Ryggen er den ytterste av ryggene. Ryggen går i en halvbue mot øst langs dalsiden. (Bilde mot ø-sø.).

Rygg 1 ligger langs toppen av berggrunnsryggen som danner nordsiden av dalen, og er den ytterste av ryggene (fig. 3.32; tab.3. 2). Ryggen går i en bue fra vest mot øst. Lengst mot vest ligger ryggen 740 moh, herfra synker høyden til 560 moh i østenden. Østenden ligger om lag 3,2 kilometer fra dalenden. Ryggen er tjue til tretti meter bred, fem meter høy på utsiden, og fra fem til ti meter høy langs innsiden (fig. 3.33).

Rygg 2 ligger i dalsiden 50–100 meter innenfor og om lag tjue meter lavere enn rygg 1 (fig. 3.32; tab. 3.2). Ryggen går fra Synokbreen, der den løper 20-30meter parallelt med fronten til breen, og rygg 5 som ligger foran breen. Ryggen skiller seg tydelig fra rygg 5 ved at den har mer lav og mose, og er mer forvitret (fig. 3.34). Mot øst svinger ryggen til en østlig retning, og går så i en øst-sørøstlig halvbue langs dalsiden ned mot elva (fig. 3.35). Ryggen er

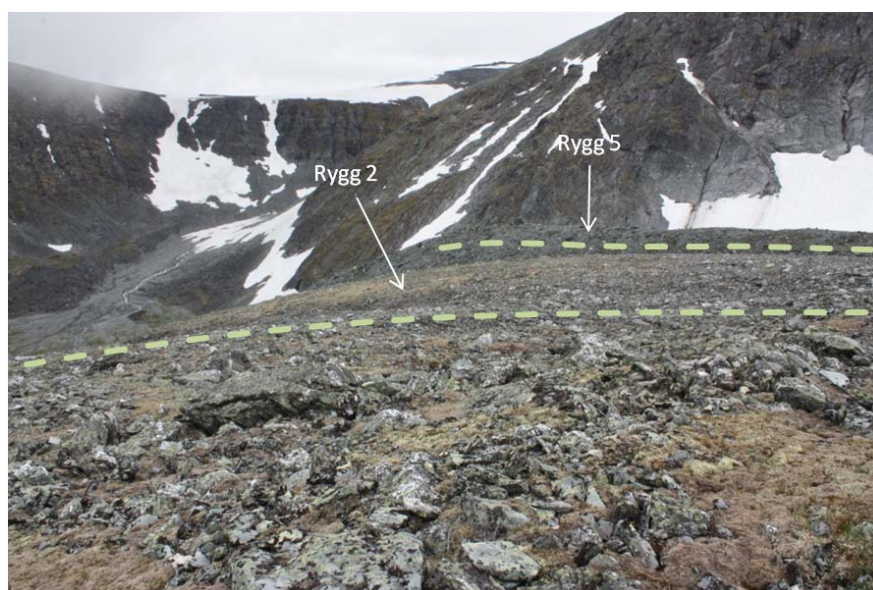


Fig. 3.34 Rygg 2 løper et stykke parallelt med rygg 5 som ligger foran Synokbreen (til høyre i bildet). Rygg 2 har mer lav og mose, og er mer forvitret enn rygg 5.

tre til fem meter høy på utsiden. Det er vanskelig å anslå høyden langs innsiden siden ryggen ligger i en bratt dalside. Høyden over havet synker fra 720 m i vest, til 570 m i øst. Østenden av ryggen ligger 3 kilometer fra dalenden.

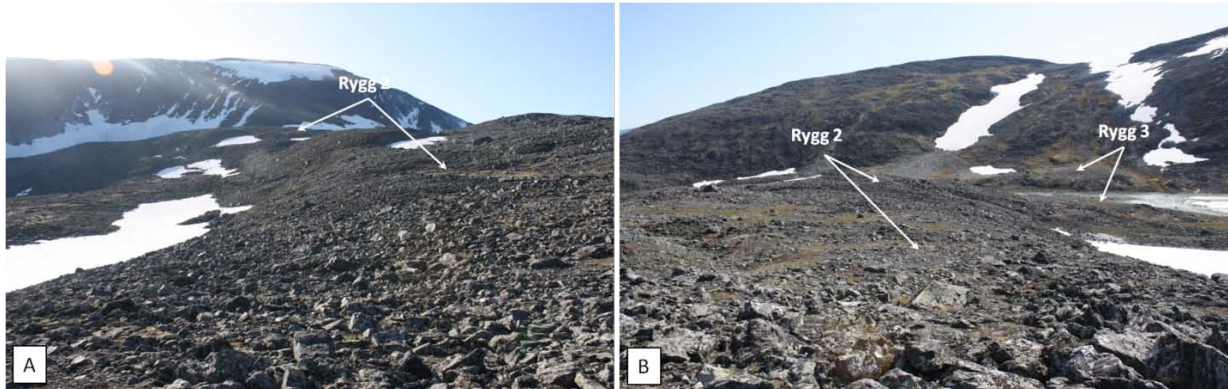


Fig. 3.35 (A) Rygg 2 går i en bue langs dalsiden ned mot elva. Nær Synokbreen er ryggen 20-30 meter høy på innsiden. Synokbreen til venstre i bildet (Bilde mot n-v.) **(B)** Høyden synker til om lag 15 meter ned mot elva. Rygg 3 ligger innenfor ryggen 2. (Bilde mot s-sø.)

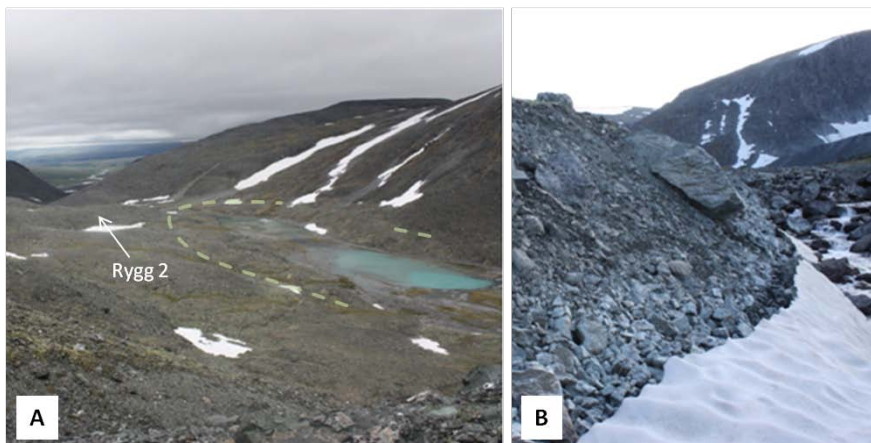


Fig. 3.36 (A) Rygg 3, med stiplede linje, ligger i en bue rundt de to tjernene. Rygg 2 kan sees til venstre i bildet. (Bilde mot ø.). **(B)** Der elva skjærer seg gjennom ryggen er det to til fire meter høye skrenter. Den store blokken i bildet er 1,5 meter lang.

Rygg 3 ligger i en bue rundt det nederste tjernet (586 moh) (fig. 3.32 og 3.36; tab. 3.2). Ryggen er tre til fem meter høy langs innsiden, og én til to meter høy på utsiden. Elva skjærer seg gjennom ryggen 2,9 kilometer fra dalenden. Ved elva er det to til tre meter høye skrenter (fig. 3.36). Ryggen ser ut til å ha større andel av finmateriale enn ryggene utenfor.

Rygg 4 ligger ved munningen av dalarmen der MGUbreen er lokalisert. Ryggen er hesteskoformet, og kan følges langs begge dalsider (fig 3.32 og 3.37; og tab. 3.2). Ryggen er tre til fire meter høy langs innsiden. Midt i dalen er ryggen gjennomskåret av elva. På sørøstsiden av elva ligger ryggen inntil, og delvis over ryggen 3. Ryggen har mer finmateriale enn rygg 1 og 2. Tuppen i hesteskoen ligger 610 moh og 1,8 kilometer fra dalenden.

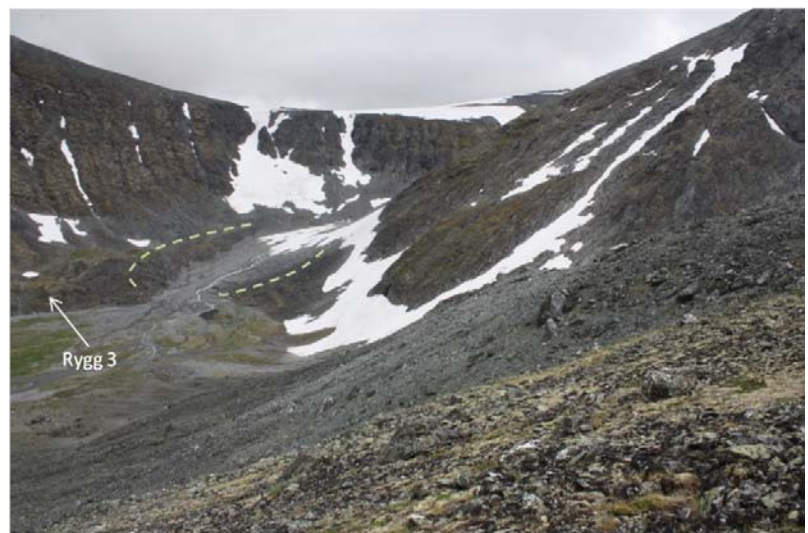


Fig. 3.37 Rygg 4, med stiplede linje, danner en hestesko og kan følges ved begge dalsider. Ryggen ligger delvis over ryggen 3. (Bilde mot ssv.)

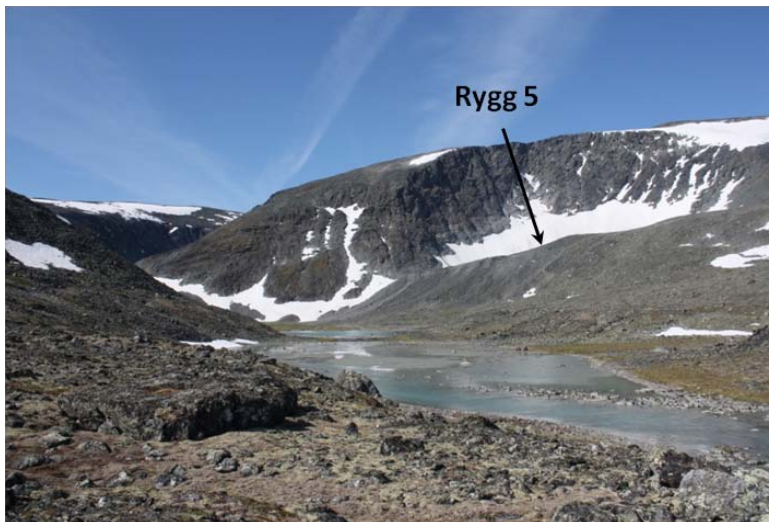


Fig. 3.38 Rygg 5 ligger rundt Synokbreen. I sørvest er ryggen 20-30meter høy.

Rygg 5 ligger rundt Synokbreen. Ryggen går i en bue fra nord mot sørvest (fig. 3.32 og 3.38; og tab. 3.2). Lengst nord er ryggen 15-20meter høy på innsiden, mens den i sørvest er fem til ti meter høy. På utsiden er ryggen høyest i sørvest, her ligger ryggen 40–50 meter over dalbunnen (fig. 3.38). Lengst nord er utsiden av ryggen én til to meter høy der den ligger inn mot rygg 2 (fig. 3.34). Ryggen ligger fra om lag 740moh i nord til 680 moh i sørvest. Ryggen har lite lav og mose. Stein og blokker er lite forvitret og enkelte har tydelige skurestriper.

Rygg 6 ligger nærmest MGUbreen, ved østenden av innsjøen foran breen (696 moh) (fig. 3.32; og tab. 3.2). Ved utløpet fra innsjøen skjærer elva i ryggen. Det er så å si ikke lav og mose på ryggen. Ryggen ligger 1,2 kilometer fra dalenden.

Observasjoner av MGUbreen fra flyfoto og kart

Kart og flyfoto viser breutbredelsen i 1953, 1977 og 1989. Flybildet fra 1953 viser at breen da stod ved rygg 4 (flybildet er dessverre ikke tilgjengelig i skrivende stund). Kartet fra 1977 viser at breen da stod ved rygg 6. Flybildet fra 1989 viser at breen da var om lag to hundre meter lengre enn i 2009. (fig 3.39).

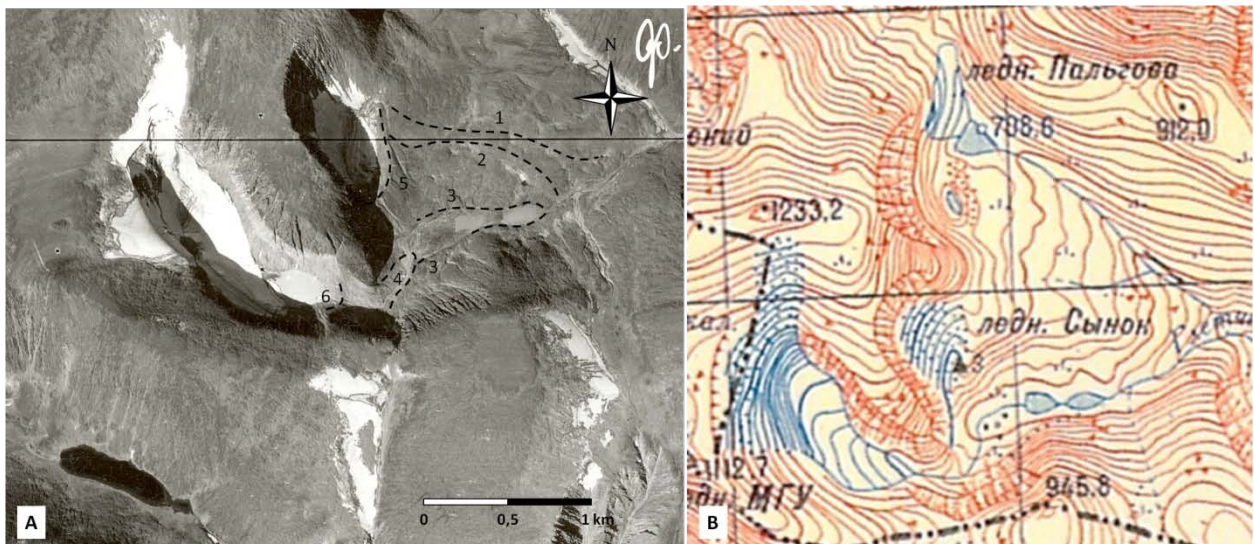


Fig. 3.39 (A) flybilde fra 1989 med morenerygger inntegnet. **(B)** kart fra 1977 viser at breen stod ved rygg 6 på dette tidspunktet.

Tolkning av morenerygger ved MGUbreen

Løsmassene i området består av kantet og kanrundet stein og blokker med grunnmasse av siltig grus. Materialet tolkes som morenemateriale. Ut fra materialsammensetning og morfologi tolkes ryggene

kollektivt som morenerygger. Ryggene er relativt godt bevart, dette tyder på at breen ikke har hatt større fremrykk etter at ryggene ble avsatt.

Det antas derfor at rygg 1 er eldst, og at ryggene blir yngre innover mot breen.

Rygg 1 og 2 er like med hensyn til vegetasjon, forvitring og innhold av finmateriale. De to ryggene kan være avsatt innenfor et kortere tidsrom. Rygg 1 og 2 ligger rundt både MGU- og Synokbreen og da de ble dannet må de to breene ha gått sammen.

Rygg 4 ligger ved munningen til dalarmen der MGUbreen er lokalisert, flybilder fra 1953 viser at breen da stod ved denne ryggen.

Rygg 6 er den yngste av ryggene og er avsatt mens MGUbreen var en dal-/botnbre begrenset til den innerste delen av dalarmen. Kart fra 1977 viser at breen stod ved rygg 6 på dette tidspunktet.

Rygg 5 ved Synok breen er yngre enn rygg 1 og 2 som ligger utenfor. Ryggen er yngre enn rygg 1 og 2. Det er vanskelig å avgjøre ryggens alder i forhold til de øvrige ryggene. Ryggen har et relativt ferskt utseende med svakt forvitrede stein og blokker og lite lav og mose.

Fra posisjonen ved den ytterste moreneryggen (rygg 1) har breen trukket seg 2,8 km tilbake fram til 2009, fra 3,2 til 0,4 km fra dalenden. Fra 1953 da breen stod ved rygg 4 fram til 2009 trakk breen seg 1,4 km tilbake, fra 1,8 til 0,4 km fra dalenden.

3.9.2 Beregning av Likevektslinjer (ELA) for MGUbreen

Likevektslinjer (ELA) for moreneryggene ved MGUbreen er beregnet med THAR- (Toe-to-headwall altitude ratio.); og TSAM- (Toe-to-summit altitude method.) metodene (fig. 3.40; og tab. 3.3). For den Ytterste ryggen, som kan følges lateralt langs dalsiden, ble også ELA beregnet med MELM metoden (Maximum elevation of lateral moraines). Det finnes ikke spor som viser det høyeste nivået til breen i tidligere perioder. Ved beregning av ELA med THAR metoden for rygg 1 til 5 ble det derfor antatt at breen tidligere lå opp til den øverste kanten av botn, dette gir en maksimumshøyde for breen på 1000 moh (fig. 3.28 og 3.32; og tab. 3.3). Breens høyeste nivå i 1977 da den stod ved rygg 6 ble avlest fra kart. I 2009 ble det observert i felt at breen lå opp til om lag 900moh (fig. 3.28 og 3.32; og tab. 3.3). Det høyeste punktet i nedslagsfeltet til breen, 1233 moh (fig. 3.28), ble brukt ved beregning av ELA med TSAM metoden.

Tab. 3.3 Verdier brukt ved beregning av ELA for morenerygger: Maksimumshøyde bre (antatt, avlest fra kart og observert i felt); maksimumshøyde i nedslagsfeltet; og høyden til morenerygger ved terminus. Og ELA beregnet med THAR-, TSAM- og MELM metoden.

Morenerygg	Alder/ Relativ alder	Maksimumshøyde bre (m)	Maksimum høyde i nedslagsfeltet (m)	Høyde ved terminus (m)	ELA (moh)		
					THAR	TSAM	MELM
1	Eldste rygg	1000 (antatt høyde)	1233	560	736	897	740
2	Yngre enn-/samtidig med rygg 1	1000 (antatt høyde)	1233	570	742	901	
3	Yngre enn rygg 1 og 2	1000 (antatt høyde)	1233	586	752	909	
4	1953	1000 (antatt høyde)	1233	610	766	921	
6	1977	1000 (kart)	1233	696	817	965	
Dagens bre (2009)	2009	900 (feltobservasjon)	1233	696	778	965	

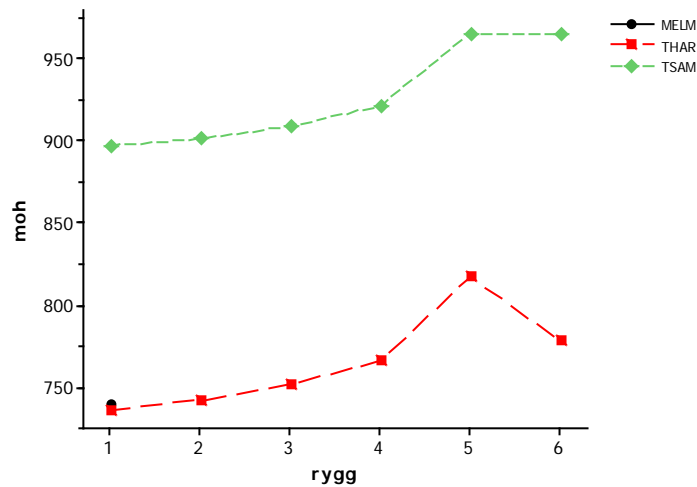


Fig. 3.40 ELA beregnet for morenerygger med THAR-, TSAM- og MELM metoden.

Beregningene av ELA med TSAM metoden gir gjennomgående en ELA som ligger om lag 150 meter høyere enn ELA beregnet med THAR (fig. 3.40; og tab. 3.3). TSAM metoden har en tendens til å overestimere ELA (Benn & Lehmkuhl 2000). ELA beregnet med THAR for rygg 1 sammenfaller med ELA beregnet med MELM metoden for den samme ryggen. Man kan anta at ELA beregnet med THAR gir den mest riktige høyden for de ytterste ryggene.

THAR- og TSAM metoden viser at ELA har steget fra rygg 1 ble avsatt og fram til 2009. ELA beregnet med THAR viser en stigning lik 42 meter (736–778 meter).

ELA beregnet med TSAM viser en stigning på 68 meter (897–965 meter). Begge metodene gir imidlertid antagelig for lav ELA i 2009.

Beregningen med THAR gir en senkning i ELA fra 1977 fram til 2009, der dette antagelig ikke er riktig. Årsaken til den tilsynelatende senkningen av ELA er at maksimumshøyden til breen som er brukt i beregningen er lavere for 2009 enn ved de tidligere tidspunktene.

TSAM metoden beregner at ELA ikke har endret seg i det samme tidsrommet. Dette skyldes at breene i dette tidsrommet har terminus ved samme høyde.

Fra rygg 1 ble avsatt og fram til 1977 beregner de to metodene liknende utvikling for breen: THAR, ELA gir en heving på 81 meter (736–817 meter); og TSAM, ELA en heving på 68 meter (897–965 meter).

Fra 1953 til 1977 steg ELA med 51 eller 44 meter beregnet med hhv. THAR og TSAM.

3.10 Karskybreen

Området ved Karskybreen er studert med flyfoto.

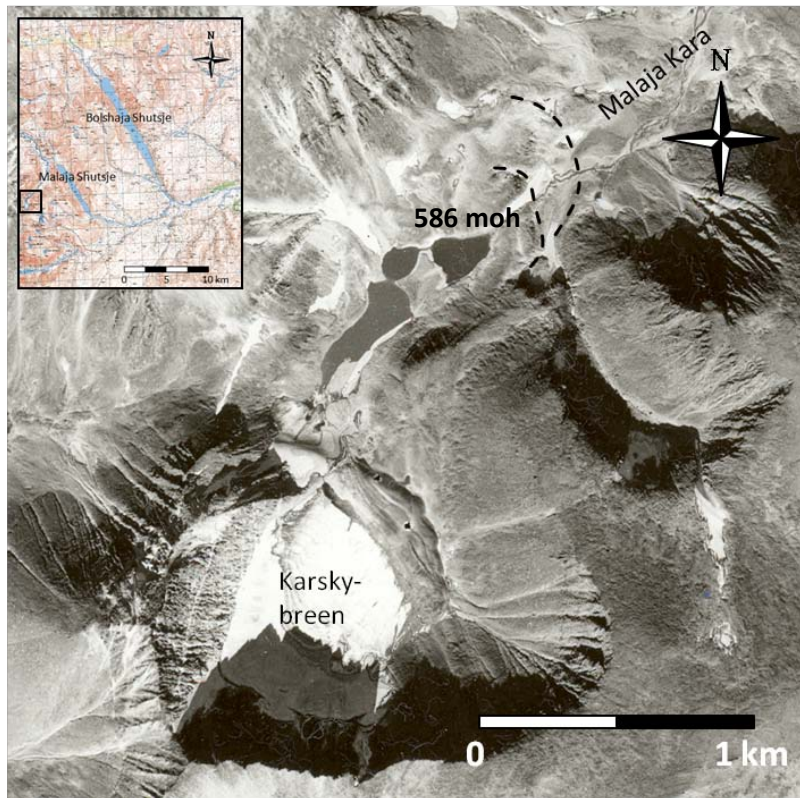


Fig. 3.41 Karskybreen. Morenerygger nedenfor breen er tegnet inn med stiplede linje. Den nederste tjernet ligger 586 moh. Flyfoto fra 1989.

Beskrivelse: Karskybreen ligger innerst i Malaja Karadalen på nordsiden av fjellområdet som ligger vest for Malaja Shutsje (fig. 3.41). Breen ligger i en nordvendt botn 1,5 kilometer nordvest for MGUbreen. Breen ligger fra om lag 900 til 700 moh og brefronten ligger om lag én km utenfor bakveggen i botn. Den øverste kanten i botn ligger om lag 1000 moh, mens det høyeste punktet i nedsalsfeltet til breen ligger ved 1200 moh. Ved brefronten er det en tydelig halvbueformet rygg. Nedenfor breen er det tre tjern i dalbunnen, der utløpet ved det nederste tjernet ligger 586 moh. Ved nordøstenden av tjernene er det to buede rygger, ryggene ligger 1,6 og 1,8 kilometer utenfor brefronten, og om lag 590 moh.

Tolkning: Ryggene ved brefronten og nedenfor tjernene tolkes ut i fra formen og beliggenheten ved breen som morenerygger. Ryggene ved tjernene har blitt avsatt i perioder da breen var 1,6 og 1,8 kilometer lengre enn i 1989 (flyfoto). ELA for breen ble beregnet med THAR- og TSAM metoden. Ved beregning med THAR ble det antatt at breen strakk seg opp til den høyeste delen av botn, 1000 moh, da den lå ved den ytterste moreneryggen. Beregningene ga ELA på hhv. 780(THAR) og 950(TSAM) moh i 1989; og 754(THAR) og 895(TSAM) moh da breen stod ved de ytterste moreneryggene. Beregningen med TSAM metoden gir også her høyere ELA enn beregningen med THAR. Begge metodene viser at ELA for breen har steget etter at de ytterste moreneryggene ble avsatt. Da de ytterste ryggene ble avsatt var ELA om lag 26 (THAR) eller 55 (TSAM) meter lavere enn i 1989.

3.11 Fluviale avsetninger i dalene

Avsetningen som blir beskrevet i denne dette kapitlet er observert på flybilder, og på avstand i felt. Det er observert terrasseavsetninger i Malaja Karadalen; ved sideelver til Bolshaja Shutsjaelva, Malaja Shutsja- og Orang'joganloreelva; langs Bolshaja Shutsjaelva; og Malaja Usaelva (fig. 3.42).

Observasjonene refereres fortløpende, og tolkes under ett.

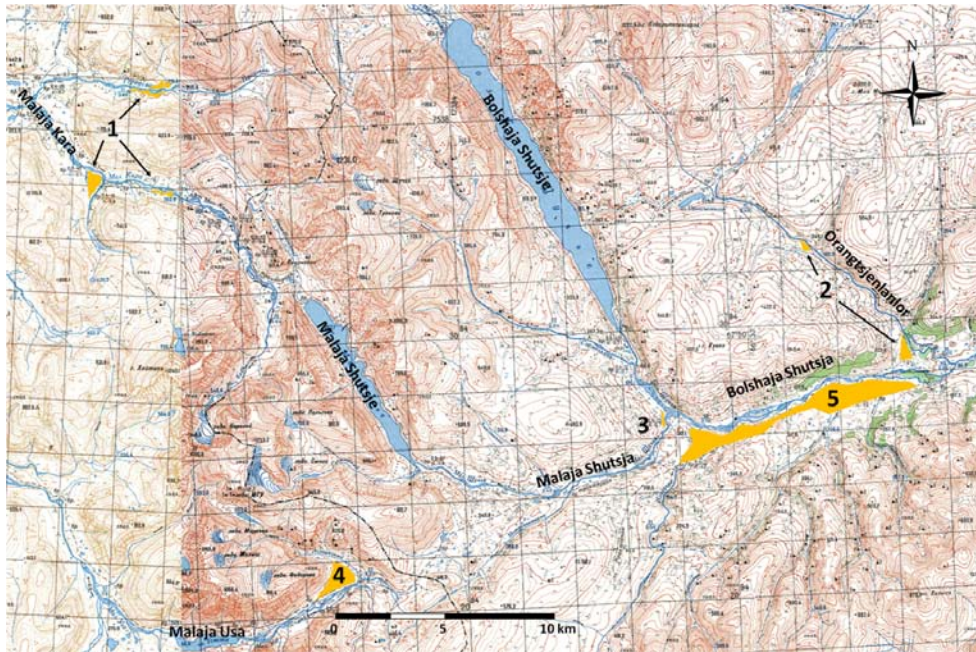


Fig. 3.42 Terrasseavsetninger i Malaja Karadalen (1); langs Orang'joganloreelva (2); Malaja Shutsjaelva (3); Malaja Usaelva (4); og langs Bolshaja Shutsjaelva (5).

Malaja Kara

I den øvre delen av Malaja Karavassdraget er det store terrasseavsetninger (fig. 3.42 og 3.43).

Avsetningene ligger langs elvene i dalbunnen eller som vifter ut fra mindre sidedaler og danner terrasser med høye skrenter på begge sider av elvene. Terrassene ligger i tilsvarende høyder: om lag 290, 265 og 260 moh (fig. 3.43). Lengre nede i Malaja Karadalen endrer terrenget seg til å bli haugete, med myrer og små tjern (fig. 3.43).

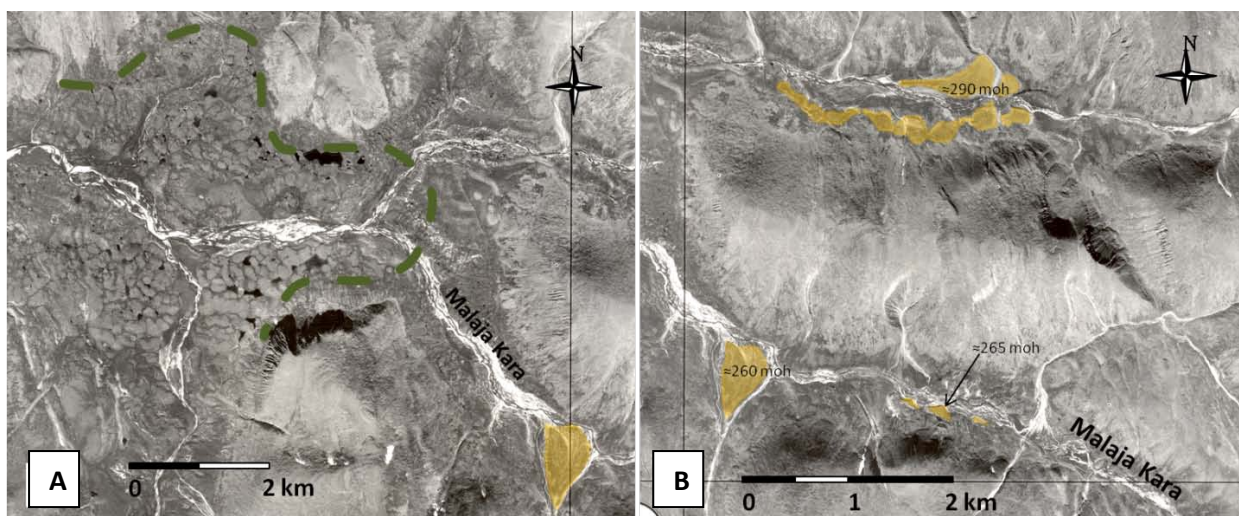


Fig. 3.43 (A) Nedre del av Malaja Karadalen. Vest for den grønne linjen er terrenget haugete. Terrasseavsetningen nederst i høyre hjørne er den samme som kan sees nederst i venstre hjørne i fig. 3.43B. **(B)** Terrasseavsetninger i Malaja Karadalen er uthøvet i orange. Høyden til avsetningene er vist med sorte tall.

Orangjoganlorelva, -sideelv til Bolshaja Shutsjaelva

Sideelva løper sammen med Bolshaja Shutsja omtrent ti kilometer nedenfor Bolshaja Shutsje (fig. 3.42). Ved sideelva ligger det en 4–5 meter høy terrasseavsetning (≈ 120 moh) med skrenter langs kantene (fig. 3.44A). Avsetningen er vifteformet og er smalest inn mot sidedalen. Avsetningen består av sand og grus. Sørøst på avsetningen går det en 150 meter bred forsenkning med parallelle sider på tvers gjennom avsetningen. Lengre oppe i dalen er det en 6–7 meter høy terrasseavsetning langs elva (fig. 3.44B)

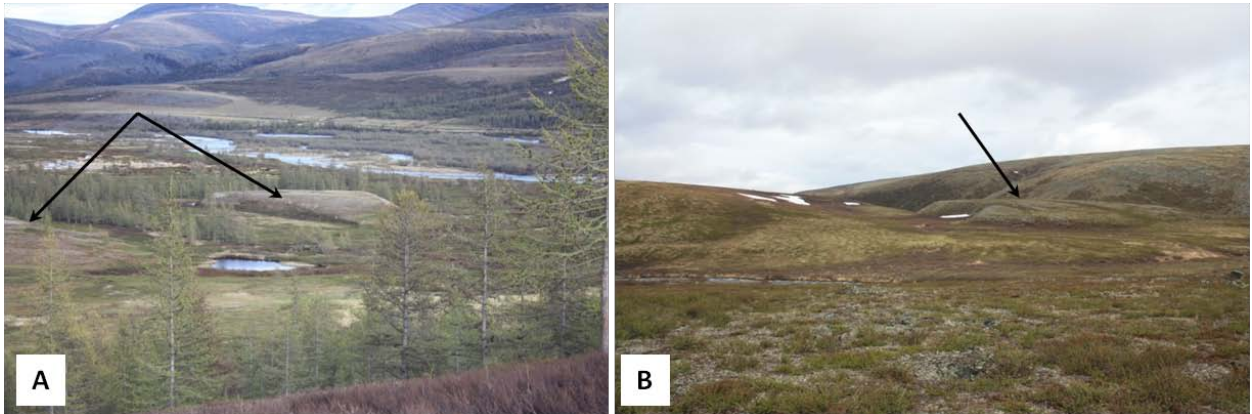
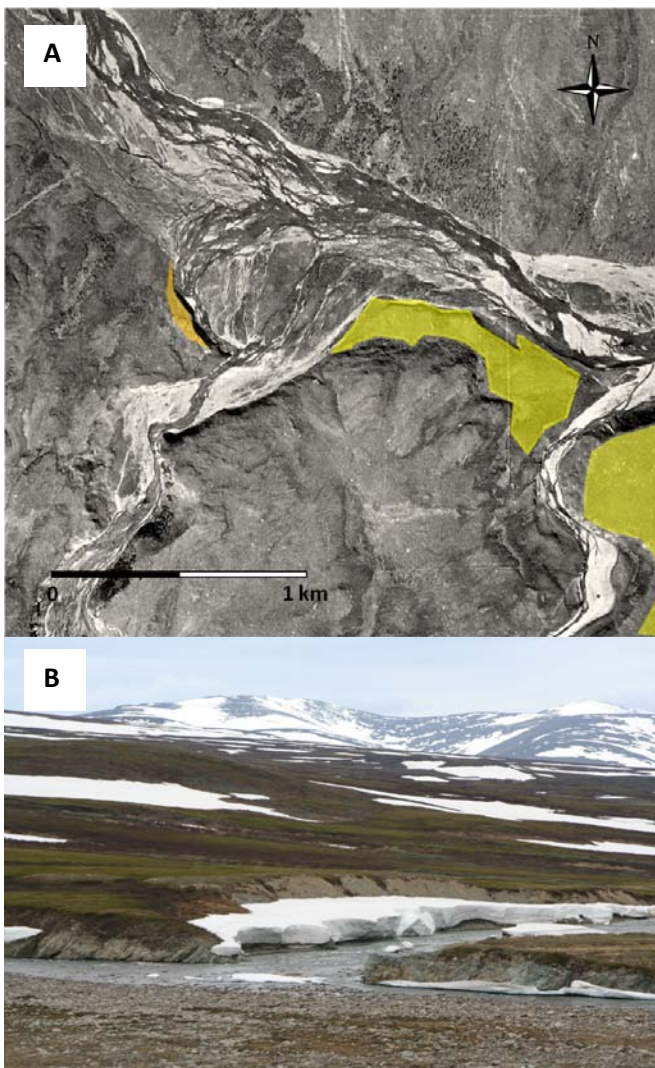


Fig. 3.44 (A) Vifteformet terrasseavsetning ved munningen av en sidedal til Bolshaja Shutsjadalen. Terrassen ligger 4–5 meter over dalbunnen og er delt i to av en forsenkning. Bolshaja Shutsjaelva sees til høyre i bildet. **(B)** Lengre oppe i sidedalen er det en mindre terrasseavsetning langs elva.



Malaja Shutsjaelva, - Sideelv til Bolshaja Shutsja

Fire kilometer nedenfor innsjøen Bolshaja Shutsje møtes Bolshaja Shutsjaelva og en sideelv fra Malaja Shutsje (fig. 3.42). Ved sideelva er det en avsetning av grovkornet, rundet materiale, hovedsakelig sand, grus og stein (fig. 3.45A). Overflaten på avsetningen heller ut fra sidedalen. Langs elva er det opptil fem meter høye skrenter (fig. 3.45B).

Fig. 3.45 (A) Avsetningen ved sideelva Malaja Shutsja er merket med orange. Nedover langs Bolshaja Shutsja er det tykke avsetninger merket med gult. Disse avsetningene beskrives i eget avsnitt. **(B)** 3–5 meter høy skrent i avsetningen langs sideelva.

Malaja Usa

Øverst i Malaja Usadalen er det flate terrasser langs elva (fig. 3.42). Materialet er grovkornet med rundet sand, grus og stein. Langs elva er det 2–4 meter høye skrenter (fig. 3.46).



Fig. 3.46 Når man møtes ved et elveleie i Usadalen stopper man gjerne og slår av en prat. I bakgrunnen synes skrentene langs Malaja Usaelva.



Figur 3.47 Ved Bolshaja Shutsjaelva er det store terrasseavsetninger med opptil 20 meter høye skrenter langs elva.

Bolshaja Shutsja

Fra 5–10 kilometer nedenfor Bolshaja Shutsje er det store terrasseavsetninger langs Bolshaja Shutsjaelva (fig. 3.42). Langs elva er det 20 til 30 meter høye skrenter. Materialet i skrentene ser ut til å bestå av sand, grus og stein (fig. 3.47)

Tolkning: Ut i fra terrasseformen og det grovkornede materialet som er observert i felt ved enkelte av avsetningene tolkes avsetningene som fluviale. Avsetningene har lik signatur på flybilder og i felt som andre avsetninger i området som har blitt tolket som glasifluviale (Semel'yakhasanduren (avsnitt 3.5), Pyriatayusandurene (avsnitt 3.6), og Bolshaja Kara (avsnitt 1.5.2)). Avsetningen langs Bolshaja Shutsja er den største av avsetningene og strekker seg over fem kilometer og har stor mektighet.

De store, grovkornede avsetningene i dalene tyder på at det tidligere har vært stor vannføring, og/eller stor sedimenttilgang i fjellene. Dette kombinert med signaturen som er lik de glasifluviale avsetningene tolkes som tegn på at det har vært større breer i denne delen av fjellkjeden.

I den nedre delen av Malaja Karadalen er det en overgang mot et haugete, myrlendt område nedenfor de fluviale avsetningene (fig. 3.43). Signaturen til området nedenfor overgangen tyder på at det er morenedekket. Grensen til det morenedekkede området danner en lobe som peker oppover i dalen. Morenen kan være avsatt av en utløper fra Barents-karaisdekket som har presset seg inn i dalen fra lavlandet, slik som moreneloben i Bolshaja Karadalen lenger nord (avsnitt 1.5.2). Dersom morenen nederst i dalen og de fluviale avsetningene som er beskrevet lenger oppe i dalen ble dannet samtidig kan det ha blitt dannet en bredemt innsjø i Malaja Kara dalen på samme måte som i Bolshaja Karadalen. Det konsistente høydenivået til de fluviale avsetningene støtter denne tolkningen.

3.12 Dateringsprøver

15 dateringsprøver fra blokker på morenerygger og sandurer samlet i felt ble sendt til analyse ved eksternt laboratorium, av disse er 3 ferdig analysert i skrivende stund. Beskrivelse av prøvelokaliteter og blokker som ble prøvetatt finnes i tabell 3.4, og bilder av blokkene i figur 3.48–3.53.

Tab 3.4 Dateringsprøver: Beskrivelse, lokalitet og alder.

Prøvent.	Posisjon	Moh.	Kommentarer prøvelokallet	Blokk				Alder	Figur	Beskrivelse av lokallet	
				Høyde/ Høyde over løsmasser (h.min.) (cm)	Bredde (cm)	Lengde (cm)	Litologi				
<i>Prøver fra den nordlige Pyratoyusanduren</i>											
09-5037	n:67.98975 ø:66.11211	269	Horizontal flate (~0°) ved toppen av avsetningen. Tynt (0,5–1 m) løsmassedekke over berggrunnsrygg.	23 (h.min.)	36	50	lilla kvartsitt	Rundet blokk med glatt, lite forvitret overflate. Noe lav.	22 ka fn.	3.48	Kap. 3.6.1
09-5038	n:67.98981 ø:66.11214	270	Horizontal flate (~0°) ved toppen av avsetningen. Tynt (0,5–1 m) løsmassedekke over berggrunnsrygg.	35 (h.min.)	40	45	lys kvartsitt	Rundet blokk med glatt, lite forvitret overflate. Noe lav.	18 ka fn.	3.48	Kap. 3.6.1
<i>Prøver fra den sørlige Pyratoyusanduren</i>											
09-5034	n:67.58037 ø:66.12345	269	Horizontal flate (~3°) ved toppen av avsetningen. Område med sand, grus og blokker.	30 (h.min.)	47	53	lys kvartsitt	Rundet blokk med glatt, lite forvitret overflate. Lite lav.	Ikke ferdig analysert	3.49	Kap. 3.6.2
09-5035	n:67.58037 ø:66.12345	269	Horizontal flate (~3°) ved toppen av avsetningen. Område med sand, grus og blokker.	17 (h.min.)	35	45	lilla kvartsitt	Rundet blokk med glatt, lite forvitret overflate. Lite lav.	11 ka fn.	3.49	Kap. 3.6.2
<i>Prøver fra morenerygg i Matalapata jøkkeddalen, ved vanskkillet mellom Malaja Shutsje- og Malaja Usaddelen</i>											
09-5049	n:67.76336 ø:66.25590	340	Toppen av innerste morenerygg. Horizontal flate (~2-3°).	40 (h.min.)	125	125	lilla kvartsitt	Kantrundet blokk med glatt, lite forvitret overflate. Noe lav.	Ikke ferdig analysert	3.50	Kap. 3.8.1
09-5050	n:67.76383 ø:66.2614	346	Toppen av innerste morenerygg. Horizontal flate (~4-5°).	35 (h.min.)	70	80	lys kvartsitt	Rundet blokk med glatt, lite forvitret overflate. Lite lav.	Ikke ferdig analysert	3.50	Kap. 3.8.1
09-5051	n:67.76499 ø:66.25550	344	Toppen av innerste morenerygg. Horizontal flate (~0°).	35 (h.min.)	85	150	lys kvartsitt	Rundet blokk med ujevn, midtels forvitret overflate. Noe lav.	Ikke ferdig analysert	3.50	Kap. 3.8.1
<i>Prøver fra morenerygger ved MGUbreen</i>											
09-5042	n:67.79360 ø:66.11918	667	Ytterste morenerygg. Rygg 1. Blokkrik, horisontal (~0°) flate ved toppen av ryggen.	140 (h.min.)	350	350	lilla kvartsitt	Kantrundet blokk med glatt, midtels forvitret overflate. Lite lav.	Ikke ferdig analysert	3.51	Kap. 3.9.1
09-5043	n:67.79344 ø:66.11879	665	Ytterste morenerygg. Rygg 1. Blokkrik, svakt hellende flate (~7-8°) flate på innsiden av ryggen.	125 (h.min.)	220	370	kvartsitt m/kvartsårer	Kantrundet blokk med glatt, lite forvitret overflate. Lite lav.	Ikke ferdig analysert	3.51	Kap. 3.9.1
09-5044	n:67.79394 ø:66.11607	683	Ytterste morenerygg. Rygg 1. Blokkrik, svakt hellende flate (~8-9°) ved toppen av ryggen. Blokken ligger på en større blokk med annen litologi.	100	130	160	lagdelt kvartsitt	Kantrundet blokk med ujevn, midtels forvitret overflate. Noe lav.	Ikke ferdig analysert	3.51	Kap. 3.9.1
09-5057	n:67.79253 ø:66.11227	669	Toppen av morenerygg. Rygg 2. Blokkrik, horisontal flate (~3°).	90 (h.min.)	120	130	lys kvartsitt	Kantrundet blokk med glatt, midtels forvitret overflate. Noe lav.	Ikke ferdig analysert	3.52	Kap. 3.9.1
09-5060	n:67.79038 ø:66.11361	624	Toppen av morenerygg. Rygg 2. Blokkrik, hellende flate (10-15°). Blokken ligger på en større blokk med annen litologi.	60	100	120	lys kvartsitt	Kantrundet blokk med glatt, midtels forvitret overflate. Noe lav.	Ikke ferdig analysert	3.52	Kap. 3.9.1
09-5061	n:67.78952 ø:66.11441	606	Toppen av morenerygg. Rygg 3, på nordsiden av elva. Blokkrik, horisontal flate (~0°).	150 (h.min.)	250	400	lagdelt kvartsitt m/kvartsårer	Kantrundet blokk med ujevn, oppsprukket, sterkt forvitret overflate. Mye lav.	Ikke ferdig analysert	3.53	Kap. 3.9.1
09-5062	n:67.78951 ø:66.11480	617	Toppen av morenerygg. Rygg 3, på nordsiden av elva. Blokkrik, horisontal flate (~0°).	120 (h.min.)	180	300	lys kvartsitt	Kantrundet blokk med ujevn, midtels forvitret overflate. Noe lav.	Ikke ferdig analysert	3.53	Kap. 3.9.1
09-5063	n:67.78862 ø:66.12251	595	Toppen av morenerygg. Rygg 3, på sørsiden av elva. Horizontal flate (~0°).	100 (h.min.)	230	300	kvartsitt/ skiffig kvartsrik bergart	Kantrundet blokk med ujevn, sterkt forvitret overflate. Noe lav.	Ikke ferdig analysert	3.53	Kap. 3.9.1

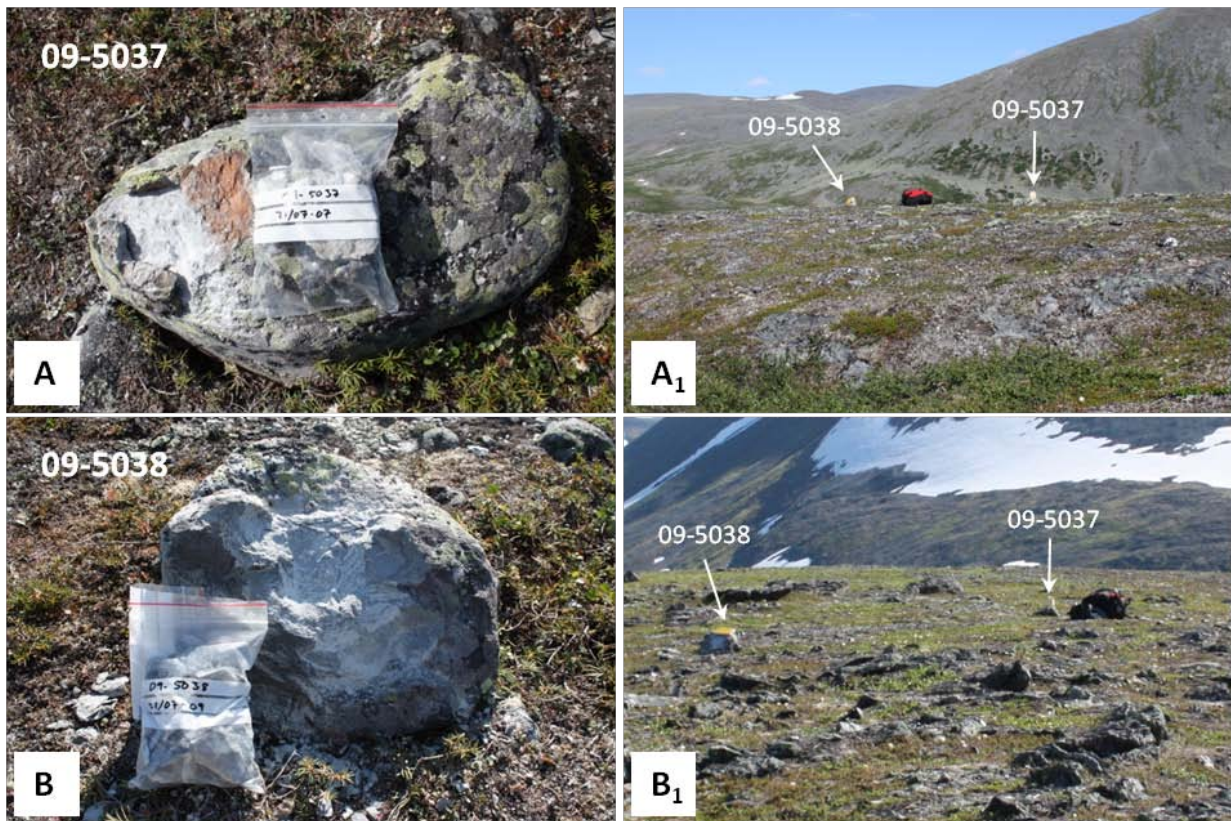


Fig. 3.48 Dateringsprøver fra den nordlige Pyriatayusanduren: (A, A₁) 09-5037; (B, B₁) 09-5038.

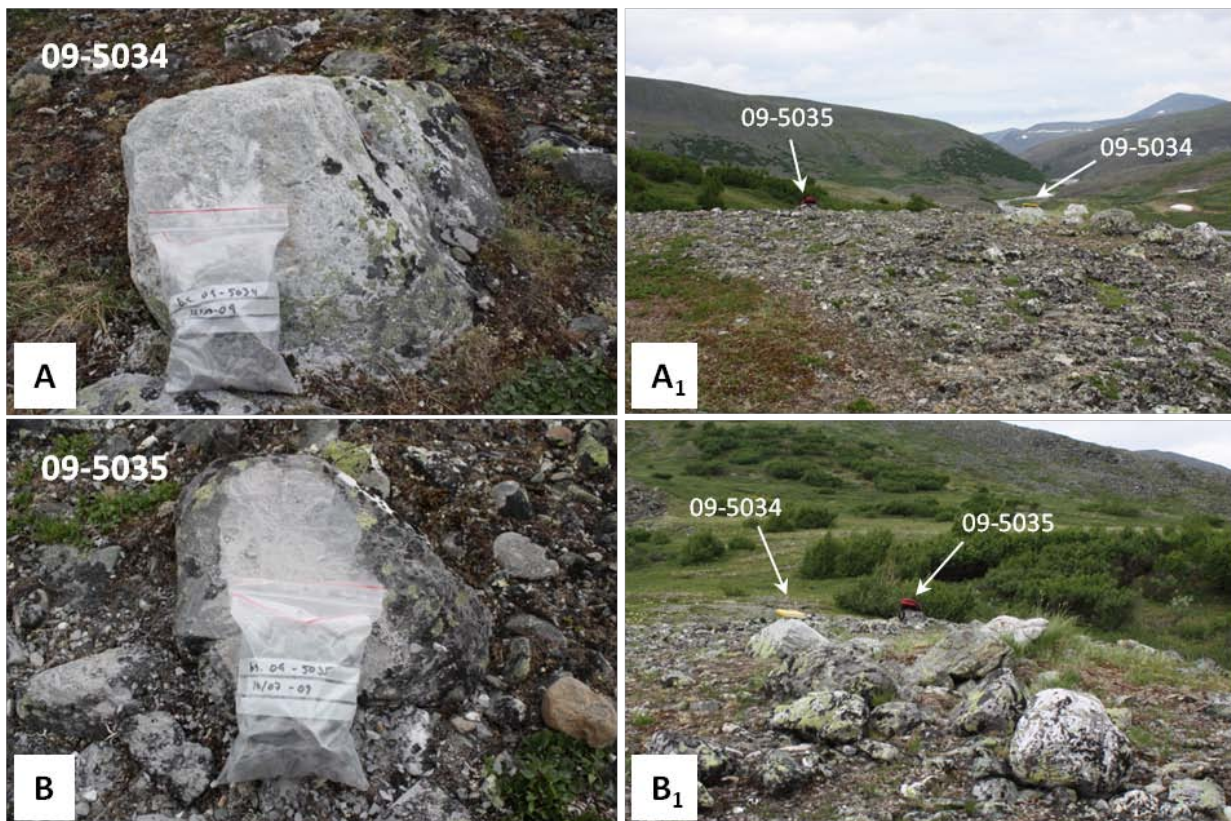


Fig. 3.49 Dateringsprøver fra den sørlige Pyriatayusanduren: (A, A₁) 09-5034; (B, B₁) 09-5035.

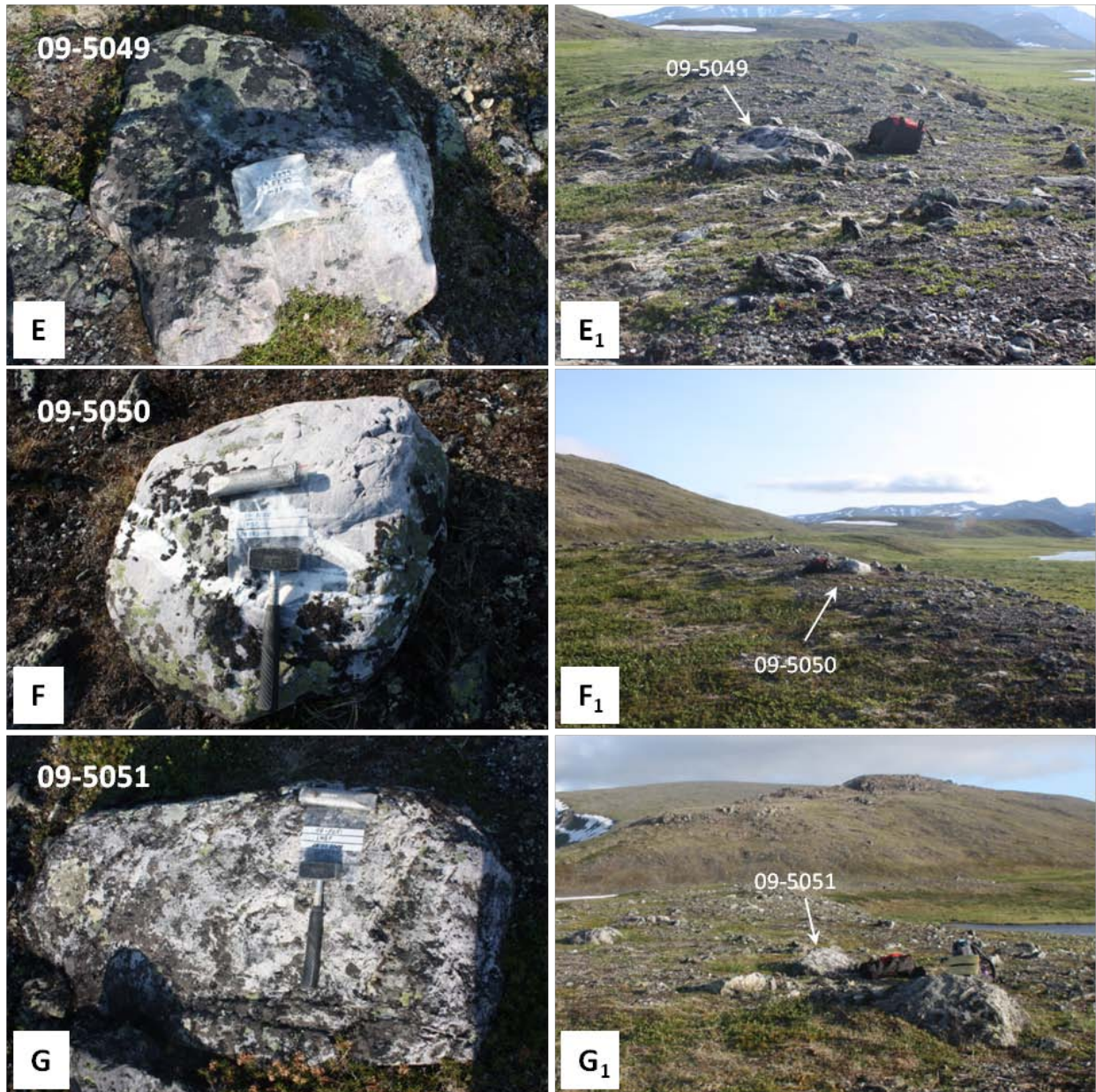


Fig. 3.50 Dateringsprøver fra den innerste moreneryggen i Matalapata'yakhadalen: (A, A₁) 09-5049; (B, B₁) 09-5050; (C, C₁) 09-5051.

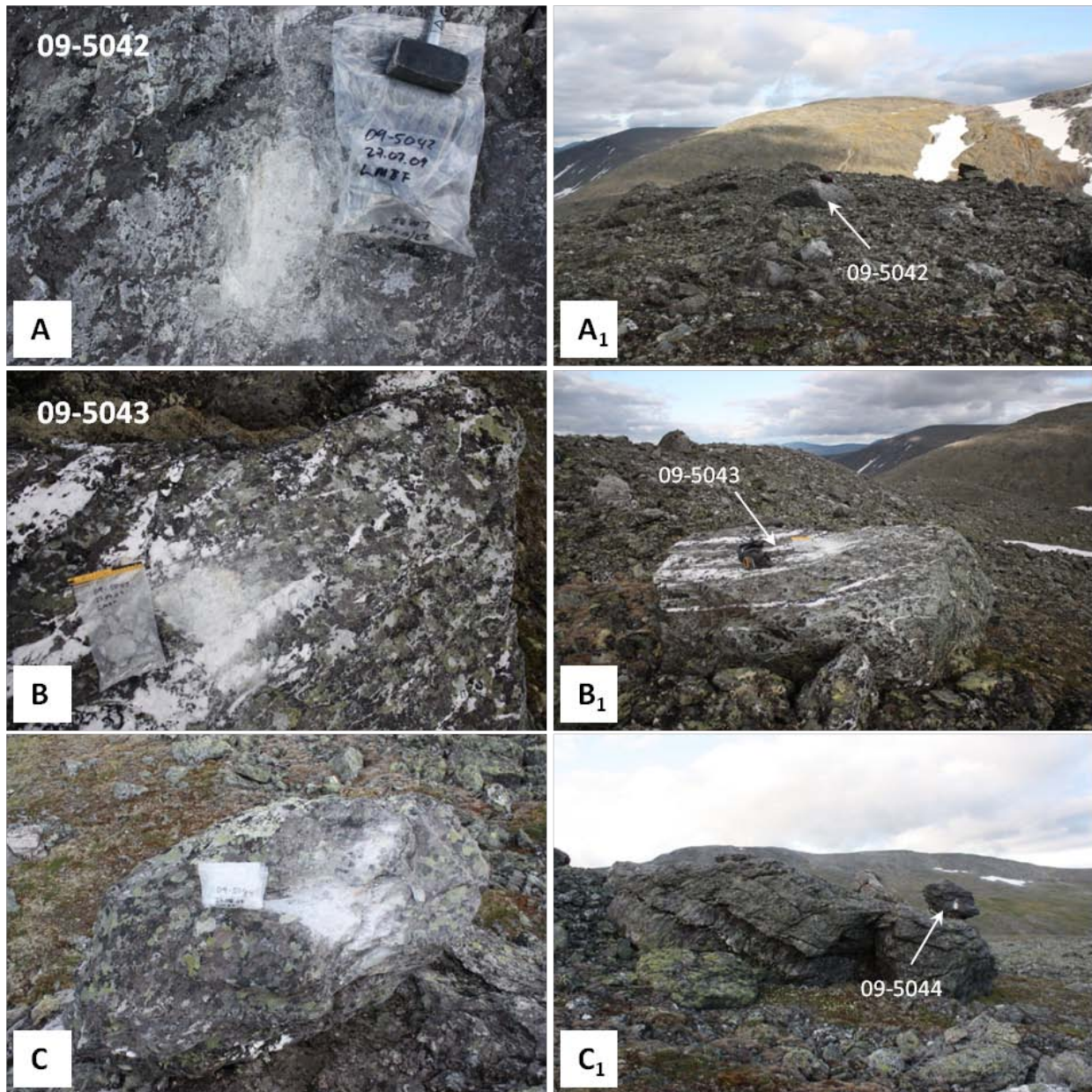


Fig. 3.51 Dateringsprøver fra den ytterste morene ryggen ved MGUbreen, rygg 1: (A, A₁) 09-5042; (B, B₁) 09-5043; (C, C₁) 09-5044.

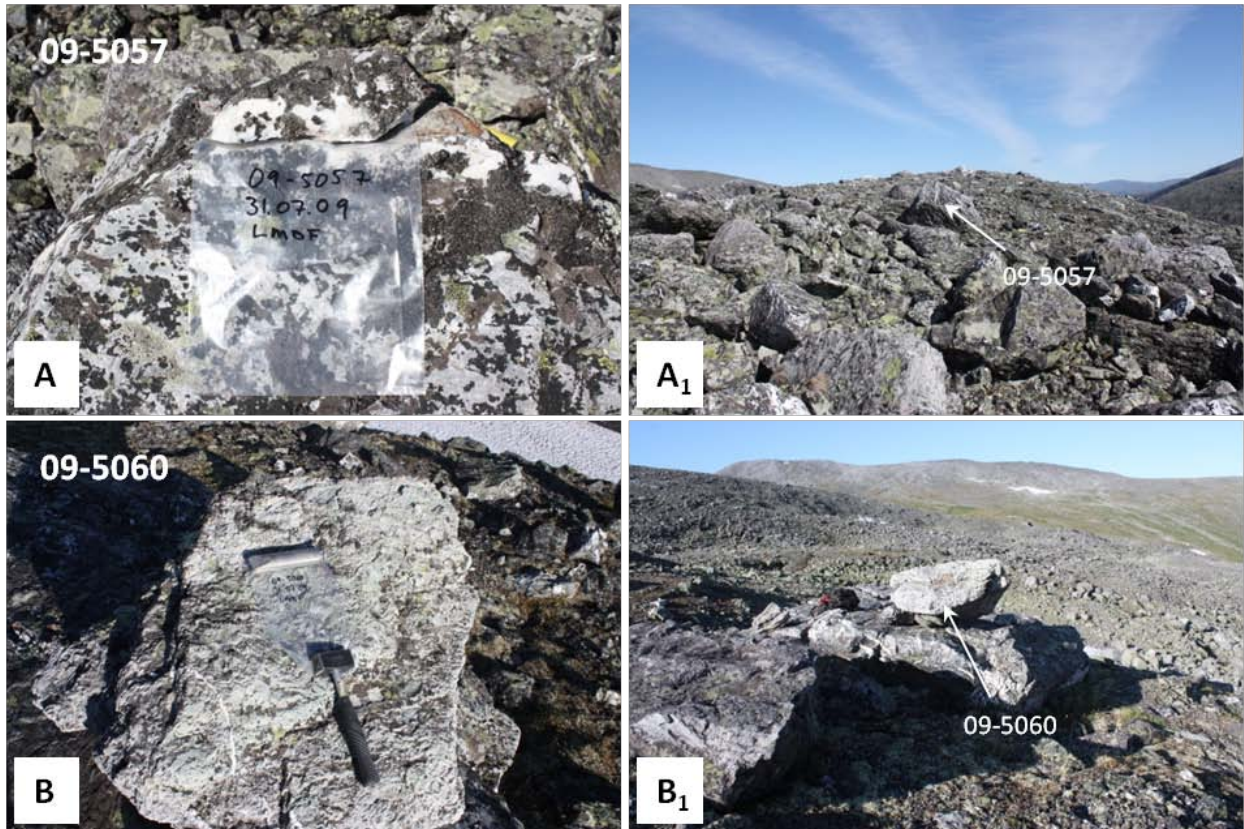


Fig. 3.52 Dateringsprøver fra rygg 2 ved MGUbreen: (A, A₁) 09-5057; (B, B₁) 09-5060.

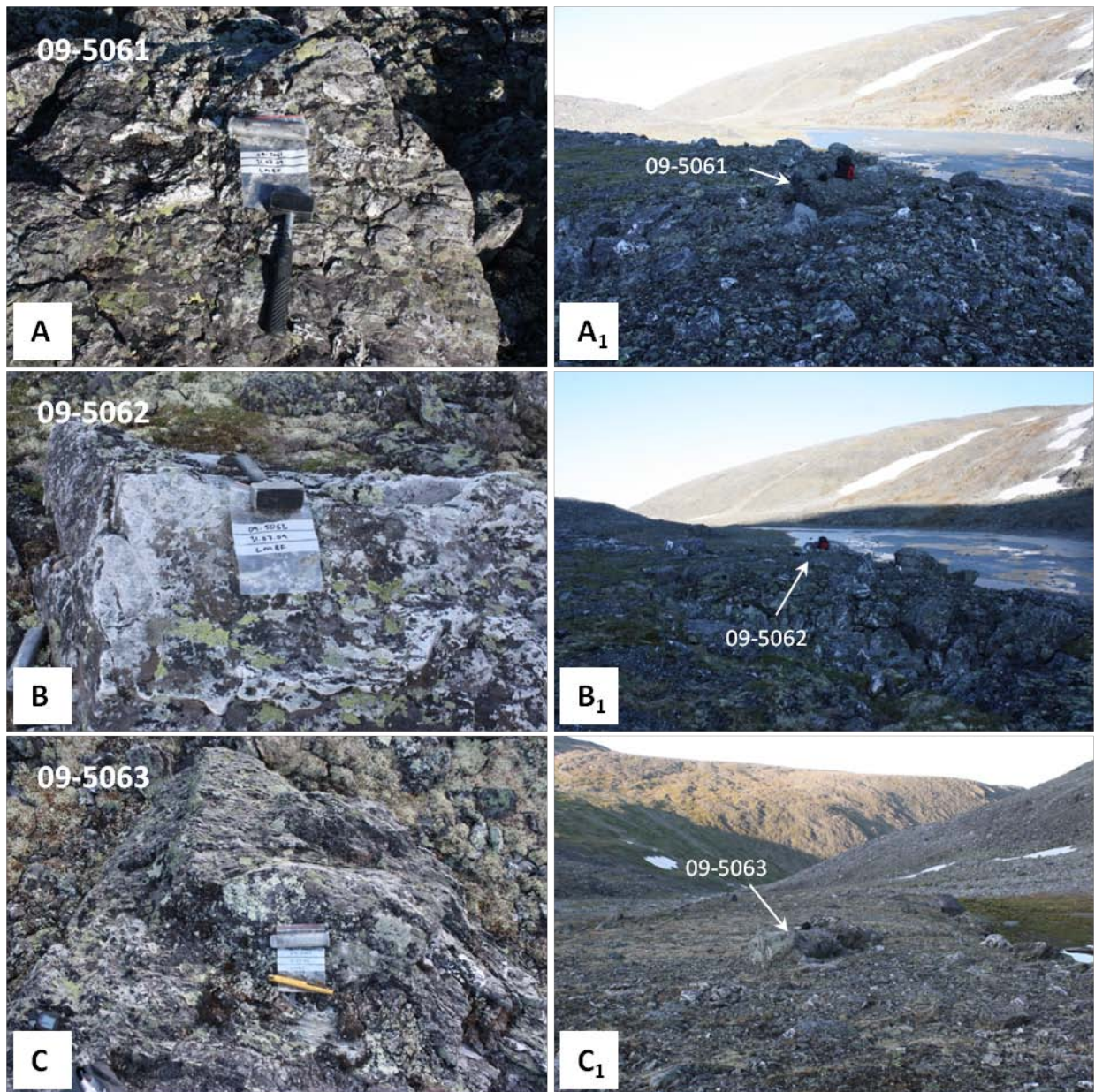


Fig. 3.53 Dateringsprøver fra rygg 3 ved MGUbreen: **(A, A₁)** 09-5061; **(B, B₁)** 09-5062; **(C, C₁)** 09-5063.

4 Diskusjon

4.1 Kvartærgeologisk kart

kart med observasjoner og dateringer som omtales i diskusjon finnes i vedlegg 1.

4.2 Diskusjon

Tidligere undersøkelser fra Polar Ural tyder på at det har vært tre generasjoner av større breer i den nordlige delen av området i løpet av den sen pleistocene:

- I midt pleistocene antas Barents-Karaisdekket å ha dekket Polar Ural (Yakovlev 1956; Astakhov et al. 1999; og Astakhov 2004).
- I tidlig-/midt weichsel ble det antagelig dannet større breer med sentrum i fjellene i den sørlige delen av Polar Ural. Usaloben ligger ut over lavlandet utenfor Bolshaja Usadalen og kan tolkes som en utløper fra en platåbre i fjellkjeden (Astakhov et al. 1999; Dolvik 2004; Mangerud et al. 2008). Usaloben er datert til å ha en minimumsalder på 55 ka fn. (Mangerud et al. 2008).

Lenger nord i området presset utløpere fra Barents-Kara isdekket seg inn i dalene i Polar Ural, og avsatte morenerygger i flere daler langs nord- og vestsiden av fjellkjeden (Astakhov et al. 1999; Henriksen et al. 2010). Ryggene er ikke overkjørt av senere brefremstøt fra fjellene. Dette tyder på at breer fra fjellene i dette området ikke har nådd lavlandet i denne eller senere perioder.

I Bolshaja Karadalen ble det dannet en bredemt innsjø i dalen innenfor en brelobe som presset seg inn i dalen fra lavlandet. Glasifluviale avsetninger avsatt inn i bresjøen er datert til 73 ka fn. og er tolket til å ha blitt avsatt fra utløpere fra Barents-Karaisdekket i tilstøtende daler.

- I sen weichsel er det antatt at det var et mindre brefremstøt i Polar Ural. Mangerud et al. (2008) har datert morenerygger en kilometer foran Chernobreen til 20-25 ka fn. og konkluderte med at breene i Polar Ural antagelig ikke var særlig mye større under LGM enn de er i dag.
- Lenger sør i Polar Ural kan det ha vært større breer under LGM. Morenerygger utenfor fjellområdet Massif Ra-Iz sør i Polar Ural viser at det har vært en platåbre eller større dalbreer i området. En av moreneryggene er datert til omkring 20ka (Dolvik 2004). Det har blitt antatt at ryggene viser at det var større breer i det sørlige Polar Ural under LGM enn det var i nord (Mangerud et al. 2008).

Resultatene fra denne undersøkelsen og andre resultater fra ICEHUS-prosjektet (feltsessongen 2007 og 2009) tyder på at det kan ha vært fire generasjoner av bredannelse i Polar Ural. Resultatene støtter tidligere antagelser om at det var større breer i midt pleistocene og i tidlig-/midt weichsel. Til forskjell fra tidligere undersøkelser viser resultatene som presenteres her at det var et større brefremstøt fra fjellene i sen weichsel og et senere mindre brefremstøt, antagelig i holocene.

Resultater som støtter antagelsen om et større isdekke over Polar Ural i midt pleistocene

- Polar Ural er gjennomskåret av store u-formede daler og flere av disse kan følges fra øst- til vestsiden av fjellene. U-dalenes størrelse antyder at de er formet gjennom gjentatte nedisninger, dette støtter antagelsen om at det har ligget større isdekker i området.

Resultater som støtter antagelsen om at det ble dannet større breer i Polar Ural i tidlig-/midt weichsel

- Flyttblokker og smeltevannsløp ved Bolshaja Shutsje viser at det har vært større breer i området. Flyttblokkene og smeltevannsløpene ble funnet på høydedrag og platåer opp til 480 moh. Dette betyr at breene som avsatte flyttblokkene og dannet smeltevannsløpene ikke var begrenset til dalbunnen. Det kan ha vært platåbreer med sentrum i fjellene, eller Barents-Karaisdekket som har ligget over området.

Vannstrømmen i subglasiale smeltevannsløp ved Bolshaja Shutsje kan ha gått i sørøstlig retning, ut over dalsiden i Bolshaja Shutsjedalen og over vannskillet mot Semel'yakhadalen. Dersom dette er riktig betyr det isen var tykkere i Bolshaja Shutsjedalen enn i Semel'yakhadalen. Isen i Bolshaja Shutsjedalen må ha vært minst 300 meter tykk.

Foreløpig er to flyttblokker fra studieområdet datert. Én flyttblokk på en høyde sør for Bolshaja Shutsje (480 moh) gir en alder på 59 ka fn. (ICEHUS 2009), mens en annen flyttblokk ved vannskillet mellom Malaja Shutsje og Malaja Usa gir en alder på 61 ka fn (ICEHUS 2007). Ut fra dateringene ser det ut til at det var større breer i fjellene i midt weichsel.

Smeltevannsløpene kan ha vært aktive ved flere nedisninger. Beliggenhet i samme område som flyttblokken datert til omkring 59 ka fn. tyder på at de sist var aktive i tidlig-/midt weichsel.

Tidligere undersøkelser viser at Barents-Karaisdekket i denne perioden presset seg inn i dalene i Polar Ural. Morenerygger som ble avsatt i dalene viser imidlertid at breene stoppet nær dalmunningene og ikke la seg over fjellkjeden (Astakhov et al. 1999; Henriksen et al. 2010). Det antas derfor at flyttblokkene som er observert ved Bolshaja Shutsje, som ligger nær vannskillet i fjellkjeden, ble avsatt fra en platåbre med sentrum i fjellene.

- Sandurene og moreneryggen i Orang'joganlordalen ligger ut fra et fjellområde der det ikke er botner eller u-formede fjelldaler som indikasjon på lokale breer. Man kan derfor tenke seg at breene som dannet avsetningene beveget seg til en viss grad uavhengig av topografi. Avsetningene kan være fra avsmeltingen av midt pleistocene Barents-Karaisdekket i Polar Ural (Jf. Astakhov 2004), eller en tidlig-/midt weichsel platåbre i fjellområdet nord for dalen.
- En morenerygg i Bolshaja Shutsjedalen fem kilometer nedenfor innsjøen er datert til 58 ka fn. (ICEHUS 2007)
- Store terrasseavsetninger i Malaja Kara-, Malaja Usa- og Bolshaja Shutsjedalen med sidedaler er antagelig glasifluviale. Størrelsen på avsetningene tyder på at det har vært perioder med større vannføring og/eller større sedimenttilgang i nedslagsfeltene til dalene. Dette tolkes som tegn på at det tidligere har vært større breer i området.

Dateringer fra lignende avsetninger samler seg i to grupper: Tidlig-/midt weichsel (Bolshaja Kara)(Henriksen et al. 2010) og sen weichsel (Pyriatayu- og Semel'yakhasandurene). Uavhengig av om man korrelerer terrasseavsetningene til den ene eller den andre gruppen vil avsetningene uansett støtte antagelsen om at det har vært større breer i fjellene i weichsel.

De store glasifluviale terrassene langs Bolshaja Shutsjaelva ligger rett nedstrøms for moreneryggen i Bolshaja Shutsjedalen som er datert til 58 ka fn. og kan derfor muligvis relateres til et brefremstøt i tidlig-/ midt weichsel.

Terrasseavsetningene i Malaja Karadalen ligger oppstrøms for en morenelobe som tyder på at en utløper fra Barents-Karaisdekket har presset seg inn i dalen, og terrasseavsetningene ligger ved et konsistent høydenivå. Dette tyder på at det kan ha blitt dannet en bredemt innsjø i dalen ovenfor moreneloben slik som i Bolshaja Karadalen (Jf. Henriksen et al. 2010).

Tidlig- og midt weichsel var perioder med store brefremstøt i det nordlige Eurasia. Barents-karaisdekket og det Fennoskandiskeisdekket hadde store fremstøt i denne perioden (for eksempel Svendsen et al. 2004).

En modellering av det Eurasiske isdekket beregner at Polar Ural kan ha vært et glasiasjonssentrum i denne perioden (van den Berg et al. 2007).

Resultater som tyder på at det ble dannet større breer i fjellene i sen weichsel

- Den nordlige Pyriatayusanduren kan ha blitt avsatt foran en utløper fra Barents-Karaisdekket i tidlig-/midt weichsel eller av en bre med næreområde i fjellene. Pyriatayudalen ender i et lavt pass over mot en dal som vender ut mot lavlandet i nord. En utløper fra Barents-karaisdekket kan ha presset seg inn i denne dalen og smeltevann kan ha strømmet over vannskillet mot Pyriatayudalen.

To dateringsprøver fra lokaliteten er analysert og gir aldre på 18 og 22 ka fn. De lave aldre indikerer at sanduren sist var aktiv i sen weichsel da Barents-Karaisdekket hadde trukket seg tilbake til en posisjon utenfor kysten i Nord-Russland. Det antas derfor at sanduren viser at det var større breer med akkumulasjonsområde i Polar Ural i sen weichsel.

- Den sørlige Pyriatayusanduren kan heller ikke være avsatt fra utløpere fra Barents-Karaisdekket. Sanduren ligger ut fra en sidedal uten lave pass mot den tilstøtende siden av fjellene. En dateringsprøve fra lokaliteten er ferdig analysert og gir 11 ka fn.
- Semel'yakhasanduren viser at det har vært en dalbre i Semel'yakhadalen. Dateringsprøvene fra sanduren er ikke ferdig analysert.

Semel'yakhasanduren ble delvis bygd ut i Bolshaja Shutsje og høyden til sanduren er lik høyden til strandhakk og -terrasser langs innsjøen. Dette tyder på at sanduren demmet opp innsjøen til et nivå 6–8 meter over dagens nivå.

Sandurene i Pyriatayu- og Semelyakhadalen er like med hensyn til forvitring og erosjon på avsetningenes overflater. De ligger innenfor et lite område og vitner om brefremstøt av tilsvarende størrelsesorden. Ut i fra dette antas sanduravsetningene å representere samme hendelse og dateringene tyder på at dette kan ha vært i sen weichsel.

- Foreløpige resultater fra kjerneboringer i Bolshaja Shutsje støtter antagelsen om at sandurene sist var aktive i sen weichsel. Sandurene vil helt, eller delvis, ha drenert inn mot innsjøen og borekjernene viser at det var stor tilførsel av breslam til innsjøen frem til ca 15 ka fn. (Svendsen 2011, pers. meddelelse).
- Hynotayakhamorenen er avsatt av en større bre i en dal sørvest for Semel'yakhadalen. Fem dateringsprøver fra moreneryggen gir aldre fra 17-25ka fn. (ICEHUS, 2009)
- Morenerygger og eskere ved vannskillet mellom Malaja Usa- og Malaja Shutsjedalen viser at det har ligget en bre i dalen som strømmet fra vest mot øst. En utløper fra Barents-Karaisdekket på lavlandet utenfor fjellene kan ha presset seg inn i Malaja Usadalen mot vest og dannet avsetningene ved vannskillet, eller avsetningen kan ha blitt dannet av en bre med sentrum i fjellkjeden.

Morenerygger i Bolshaja Karadalen ble avsatt av en utløper fra Barents-Karaisdekket (Astakhov et al. 1999; Henriksen et al. 2010). Moreneryggen ved vannskillet ligger imidlertid 25 kilometer lengre fra fjellfoten, og 50 meter høyere enn brelobene i Bolshaja Karadalen som ligger 20 kilometer lengre nord. Med et issenter over Barents-Karahavet vil antagelig loben på lavlandet ha blitt lavere mot sør. Det virker derfor ikke sannsynlig at breen presset seg 25 kilometer lengre inn i den sørligste av dalene. Det antas derfor at moreneryggene er avsatt av en bre med akkumulasjonsområde i fjellene.

Tre dateringsprøver fra området ved vannskillet er ferdigbehandlet: Én datering fra den innerste moreneryggen gir 20 ka fn., de andre dateringene fra dalen gir 5 ka og 60 ka (ICEHUS, 2007). Dateringen på 5 ka fn. antas å gi for lav alder. Blokken som gir en alder på 61 ka ligger på et høydedrag 100 m over dalbunnen, én kilometer innenfor den ytterste moreneryggen. Høyden- og beliggenheten til høydedraget i forhold til moreneryggene tyder på at det kan ha vært isfritt da breen stod ved moreneryggene. Dateringene på 60 og 20 ka fn. faller sammen med to grupper av dateringer fra området. Det antas at ryggene representerer et fremstøt i tidlig-/midt-, eller sen weichsel.

Sandurene og moreneryggene som her knyttes til et brefremstøt i sen weichsel kan alternativt tolkes som trinn i tilbaketrekingen av tidligere breer i området. Undersøkelser fra omkringliggende områder viser imidlertid at Barents-Karaisdekket smeltet hurtig tilbake etter midt weichsel. Tilbakesmelting startet rundt 50 ka fn. (Svendsen et al. 2004). Dateringer av blokker i Bolshaja Usadalen, innenfor Usaloben, viser at denne dalen antagelig var isfri etter 50-60 ka fn. (Mangerud et al. 2008). Ut fra dette antas det som mest sannsynlig at moreneryggene og sandurene datert til sen weichsel representerer et separat fremstøt og ikke tilbakesmeltingen av et tidligere brefremstøt.

Dateringene rundt 20-25 ka fn. sammenfaller med siste istids maksimum (LGM), perioden da det globale isvolumet nådde et maksimum (Cronin 2010). I denne perioden vokste det frem store isdekker over Nord-Amerika, Fennoskandia og Barents-Karahavet og det ble dannet platåbreer over de fleste fjellområder på den nordlige halvkule.

Antagelsen her om et større brefremstøt i sen weichsel sammenfaller med observasjoner fra Massif Razor i Polar Ural som viser at det har vært en platåbre eller større dalbreer i det sørlige Polar Ural under LGM. En av moreneryggene er datert til omkring 20ka (Dolvik 2004).

Resultater som tyder på et mindre brefremstøt i holocene

- Moreneryggene utenfor MGU- og Karskybreen vitner om mindre brefremstøt fra lokale breer. Ryggene ligger en til tre kilometer utenfor breene. Moreneryggene er ikke overkjørt av yngre brefremstøt og de tolkes som spor etter det minste og yngste brefremstøtet som er kartlagt.

Dersom tolkningen ovenfor om et større brefremstøt under LGM i studieområdet er riktig må man anta at moreneryggene ved MGU- og Karskybreen er avsatt under et senere fremstøt. Moreneryggene relateres forsøksvis til lille istid (LIA), som var en periode med brefremstøt over hele den nordlige halvkule og regnes til å ha vart fra det 15.- til slutten av det 19. århundret (Cronin 2010). LIA i fjellområdene i den tidligere Sovjetunionen regnes fra slutten av det 17.- til første halvdel av det 19. århundret (Solomina 2000).

Antagelsen om et større brefremstøt fra fjellene i LGM samsvarer ikke med den etablerte modellen. Flere forfattere beskriver små fremstøt fra fjellene etter midt weichsel (Astakhov et al. 1999; Astakhov, 2004; og Mangerud et al. 2008).

Moreneryggene ved MGU- og Karskybreen er av samme størrelse og ser ut til å representere fremstøt av samme størrelsesorden som moreneryggene Mangerud et al. (2008) daterte til LGM ved Chernobreen. Ut i fra dette vil det være nærliggende å korrelere moreneryggene ved de ulike breene, og således anta at ryggene ved MGU- og Karskybreen er av LGM alder, slik som moreneryggene ved Chernobreen.

Forskjellen mellom tolkningene av isutbredelse under LGM fra Mangerud et al. (2008) og i denne undersøkelsen kan skyldes regionale forskjeller i breutvikling. Det kan tenkes at breene i ulike områder av Polar Ural reagerer forskjellig på klimaendringer slik at breene i Bolshaja- og Malaja Shutsjeområdet var forholdsvis mye større under LGM enn Chernobreen, dette diskuteres videre i kapittel x der variasjonen i arealutvikling over tid for et utvalg breer i Polar Ural sammenlignes.

4.3 Sammenligning av arealutvikling for breer i ulike områder i Polar Ural

Ut i fra resultatene i denne undersøkelsen ser det ut til at MGU- og Karskybreen, i Malaja Shutsjeområdet, hadde et større fremstøt under LGM. Mangerud et al. (2008) viser at Chernobreen, i Khadataområdet, 30 kilometer lenger sør i Polar Ural antagelig hadde et lite fremstøt i samme periode, kun en kilometer utenfor dagens bre.

Nedenfor sammenlignes arealdata fra breer i Polar Uralområdet for de siste 60 årene for å se om det er grunnlag for å anta at det er asynkronitet i breutviklingen i området. Altså om det kan ha vært relativt mye større breer i Malaja Shutsjeområdet enn i Khadataområdet i samme tidsperiode.

Dataene som blir brukt er hentet fra Nosenko et al. (2009), som har gjort arealberegninger av breer i den tidligere Sovjetunionen basert på nyere satellittbilder og feltobservasjoner, og historiske data som flybilder, bilder, topografiske kart og tidligere feltobservasjoner.

Breene som sammenlignes i dette studiet er botnbreer med et areal over 0,1 km² i 2008, og med unntak av Karskybreen ligger alle breene i østvendte botner.

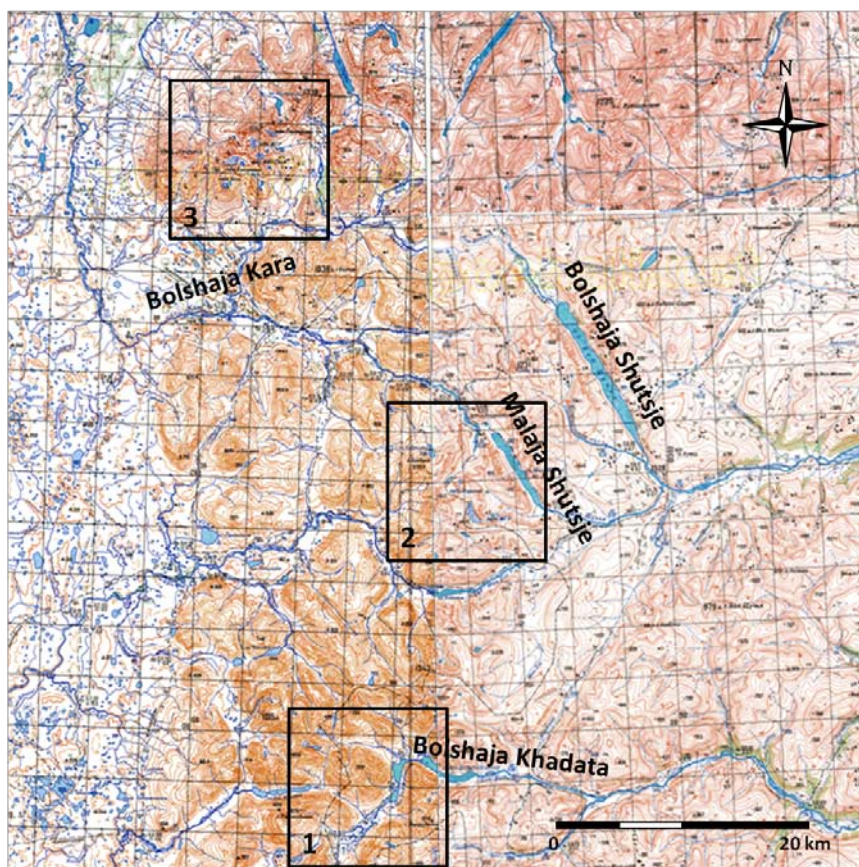


Fig. 4.1 Kart som viser beliggenheten til de ulike områdene der breene er lokalisert: Område 1, Khadataområdet; område 2, Malaja Shutsjeområdet; og område 3, Bolshaja Karaområdet.

Breene er lokalisert i tre områder (fig 4.1; og tab. 4.2) : (1) Khadataområdet: Chernov-, Obruchev- og Iganbreen; (2) Malaja Shutsjeområdet: MGU- og Karskybreen; og (3) Bolshaja Karaområdet: Dolgushin-, MGG- og MIIGAiKbreen. Arealreduksjon i tidsrommet fra 1960 til 2008 ble beregnet som $-(\Delta A/A)$ (fig. 4.2; og tab. 4.1). Arealreduksjon fra 1960 til 2008 for de enkelte områdene, med gjennomsnittsverdier vises i figur 4.3.

Tab. 4.1 Breer i Polar Ural: Bretype, orientering, og areal (km^2) og arealendring ($-(\Delta A/A)$) ved ulike tidspunkter. Arealdata i tabellen er hentet fra Nosenko et al. (2009).

Bre	Bretype	Orientering/ Aspekt	Årstall, areal (km^2) og arealendring ($-(\Delta A/A)$)							
			1960		1968		1981		2008	
			km^2	$-(\Delta A/A)$	km^2	$-(\Delta A/A)$	km^2	$-(\Delta A/A)$	km^2	$-(\Delta A/A)$
Breer i Khadataområdet, område 1										
Obruchev	Botnbre	Ø	0,33	0	0,33	0	0,3	-0,09	0,21	-0,36
Chernov	Botnbre	Ø	0,26	0	ikke data		0,25	-0,04	0,14	-0,46
Igan	Botn-/dalbre	Ø	1,11	0	ikke data		ikke data		0,63	-0,43
Breer i Malaja Shutsjeområdet, område 2										
MGU	Botn-/dalbre	SØ	0,93	0	0,86	-0,075	0,78	-0,16	0,53	-0,43
Karsky	Botnbre	NØ	0,61	0	ikke data	-0,03	ikke data		0,51	-0,19
Breer i Bolshaja Karaområdet, område 3										
MIIGAiK	Botnbre	Ø	0,41	0	ikke data		ikke data		0,23	-0,44
MGG	Botnbre	ØSØ	0,50	0	0,43	-0,14	ikke data		0,33	-0,34
Dolgushin	Botnbre	ØNØ	0,75	0	ikke data		ikke data		0,45	-0,40

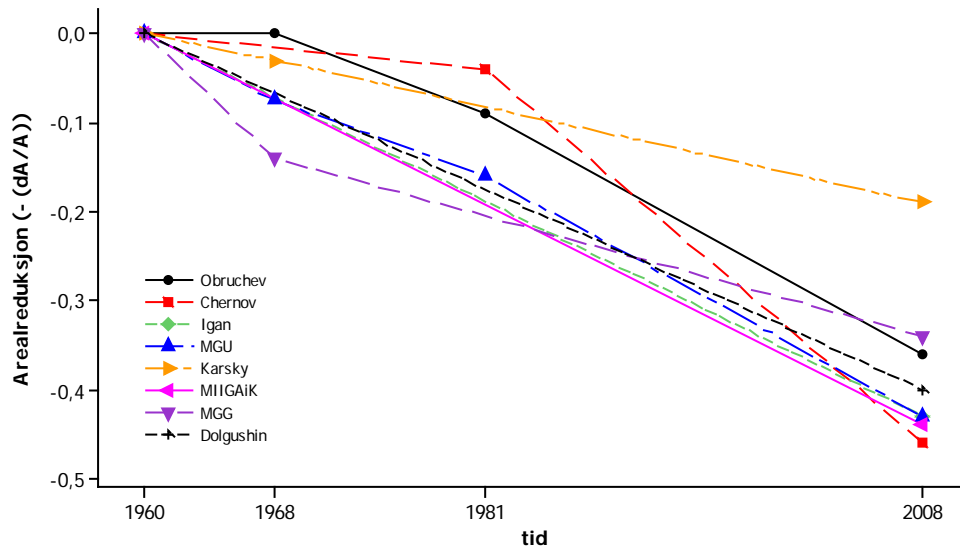


Fig. 4.2 Arealreduksjon ($-(\Delta A/A)$) for breer i Polar Ural i perioden fra 1960 til 2008.

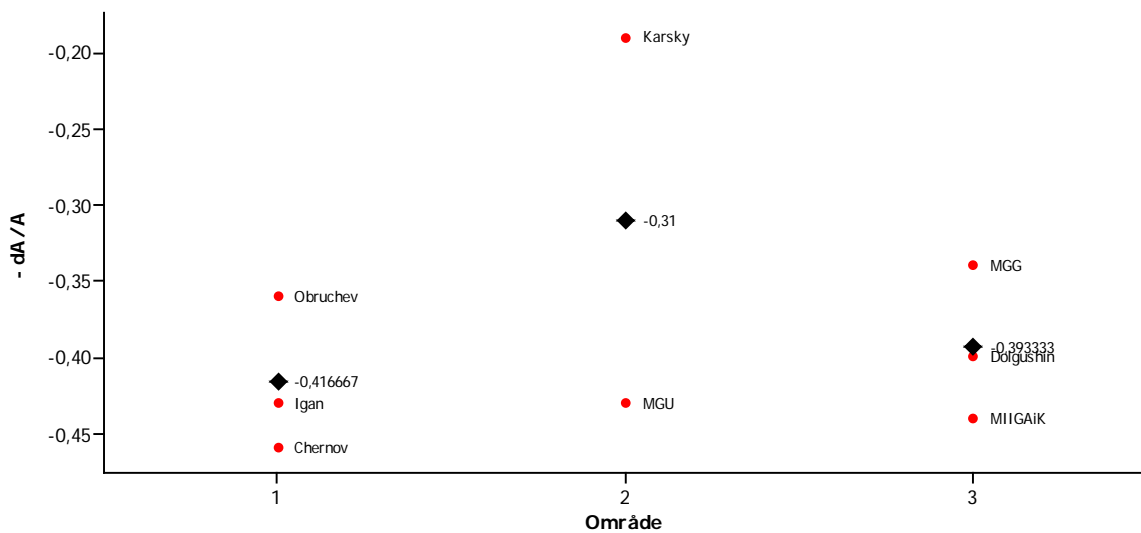


Fig. 4.3 Arealreduksjon for breene gruppert etter område: Område 1, Khadata; område 2, Malaja Shutsje; og område 3, Bolshaja Kara. Gjennomsnittet til de ulike områdene er vist med sorte tall.

Figur 4.2 viser at alle breene i området har hatt en arealreduksjon i perioden. Karskybreen skiller seg ut ved å ha en relativt lav arealreduksjon. Karskybreen er den eneste av breene som ikke ligger i en østvendt botn. Breene i området er sterkt påvirket av snødrift med vestavind vinterstid. Karskybreen vil antagelig ikke være påvirket av vestavind på samme måte som de østvendte breene der det akkumuleres snø som en følge av le effekt. Dersom man ser bort fra Karskybreen er arealreduksjonen for breene relativt lik i perioden.

I figur 4.3 er breene i Polar Ural som er samlet i tre klynger delt inn etter geografisk plassering. Den gjennomsnittlige arealreduksjonen i Malaja Shutsjeområdet er lavere enn i de to andre områdene og variasjonen i gruppen er større, dette skyldes den lave arealreduksjonen ved Karskybreen. I de to andre gruppene er variasjonen lavere, og arealreduksjonen ligger her innenfor et intervall på 10 %. Gjennomsnittene for Khadata- og Bolshaja er i samme størrelsesorden, hhv. 42 % og 39 %.

Arealreduksjonen til MGUbreen er 43 % og ligger nær gjennomsnittene til de andre områdene. Det ser ikke ut til at det noen tydelig asynkronisitet i breutviklingen i området over de siste femti årene.

Dersom man antar at breene har utviklet seg likt også i et større tidsperspektiv, virker det ut i fra dette ikke sannsynlig at breene har vært langt større i Malaja Shutsjeområdet enn i Khadata området i samme periode (under LGM).

Det ser ut til å være korrelasjon mellom arealutviklingen ved MGU- og Chernovbreen, og en korrelasjonsanalyse gir en verdi på 0,956. Dette kan regnes som en relativt sterk korrelasjon mellom arealutviklingen på de to breene, det er altså stor grad av samvariasjon mellom breene.

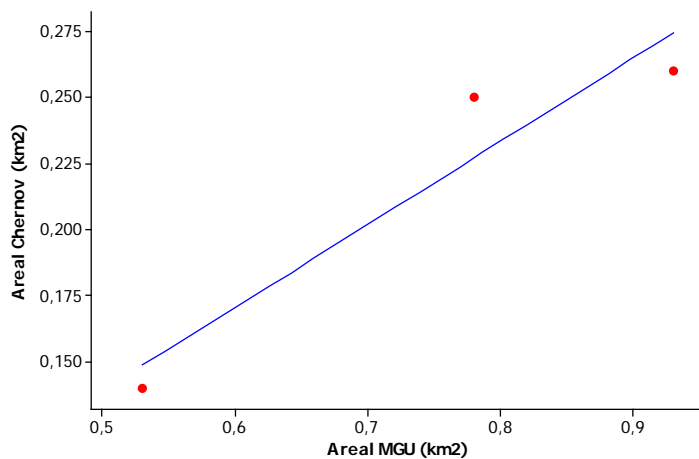


Fig. 4.4 Regresjonslinje der arealet for Chernov breen beregnes som en funksjon av arealet til MGUbreen. Arealet til MGUbreen med røde prikker, og beregnet areal for Chernovbreen med blå linje.

Arealutviklingen fra 1953 til 2008 for Chernovbreen ble plottet mot arealutviklingen ved MGUbreen i samme periode, og en regresjonslinje ble beregnet (fig. 4.4). Lav S-verdi (0,0282843), og høy R²-verdi (91%) tyder på at linjen passer relativt godt for de siste 60 årene.

Regresjonslinjen gir følgende forhold:

$$\text{Areal Chernov} = -0,01800 + (0,3143 \times \text{Areal MGU}).$$

I denne ligningen ble arealet for MGUbreen satt lik 2,28 km², som representerer arealet på den tiden

breen var lokalisert ved den ytterste moreneryggen. I dette arealet er det tatt høyde for at Synokbreen også bidro til det totale brearealet da breen stod ved den ytterste ryggen. Ligningen gir et areal for Chernovbreen lik 0,73 km², som samsvarer med det arealet man får dersom man beregner arealet innenfor de ytterste moreneryggene ved Chernovbreen som tilsvarer 0,75 km².

Ut fra dette ser det ut til at de ytterste moreneryggene ved MGU- og Chernovbreen representerer fremstøt av tilsvarende størrelsesorden. Dette kan tyde på at moreneryggene ved de to breene er avsatt i samme tidsperiode.

Regresjonslinjen er imidlertid kalkulert for datasett med et begrenset antall målepunkter, og beregningen ligger utenfor dataområdet som regresjonslinjen bygger på. Dette må derfor betraktes mer som en øvelse enn som et konkret resultat.

5 Konklusjon

Fire generasjoner av bredannelse kan spores i Bolshaja- og Malaja Shutsje området i Polar Ural:

- De store u-formede dalene tyder på at området har gjennomgått flere store nedisninger. Dette gir støtte til tidligere antagelser om at Barents-Karaisdekket har ligget over området i glasiasjonene før eem.
- Det ble dannet store platåbreer i fjellområdet i tidlig-/midt weichsel. Breene var begrenset til fjellkjeden og interfererte ikke med Barents-Karaisdekket som presset seg inn i lavereliggende dalene langs fjellfoten. Dette er det største brefremstøtet i fjellkjeden i weichsel.

Det legges her til at dateringene som samler seg rundt 50–60 ka fn. kan tyde på at breene i dette området av Polar Ural kan ha nådd sitt maksimum senere enn Barents-Karaisdekket som i weichsel kuliminerte omkring 90–100 ka fn.

- I sen weichsel omkring 20 ka fn. ble det dannet dalbreer som var betraktelig større enn dagens breer i området.
- Ved det siste, og minste brefremstøtet i fjellkjeden vokste breene fram til en posisjon to til tre kilometer utenfor dagens breer. Dateringsprøver fra morenerygger som ble avsatt under dette fremstøtet er ikke ferdiganalyisert. Fremstøtet relateres forsøksvis til lille istid.

6 Kildeliste

- Andreicheva, L. (2007). Pleistocene sediments in the Shapkina River valley (Bol'shaya Zemlya Tundra). *Lithology and Mineral Resources*, 42 (1): 84-100.
- Arkhipov, S. A., Ehlers, J., Johnson, R. G. & Wright, J. H. E. (1995). Glacial drainage towards the Mediterranean during the Middle and Late Pleistocene. *Boreas*, 24 (3): 196-206.
- Astakhov, V. (1997). Late glacial events in the central Russian Arctic. *Quaternary International*, 41-42: 17-25.
- Astakhov, V. (1998). The last ice sheet of the Kara Sea: Terrestrial constraints on its age. *Quaternary International*, 45-46: 19-28.
- Astakhov, V. (2004). Middle Pleistocene glaciations of the Russian North. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11-13): 1285-1311.
- Astakhov, V. I., Svendsen, J. I., Matiouchkov, A., Mangerud, J., Maslenikova, O. & Tveranger, J. (1999). Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia. *Boreas*, 28 (1): 23-45.
- Benn, D. I. & Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65-66: 15-29.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers and glaciation*. London: Hodder Education. 802 s.
- Briner, J. P., Swanson, T. W. & Caffee, M. (2001). Late Pleistocene Cosmogenic ³⁶Cl Glacial Chronology of the Southwestern Ahklun Mountains, Alaska. *Quaternary Research*, 56 (2): 148-154.
- Brown, D. & Echtler, H. (2005). The Urals., In: R. C. Selley, L. R. M. Cocks & I. R. Plimer (eds.), *Encyclopedia of Geology*, Vol. 2. Elsevier. P 86-95
- Cronin, T. M. (2010). *Paleoclimates: understanding climate change past and present*. N.Y.: Columbia University Press. ix, 441 s.
- Dolvik, T. (2004). Rekonstruksjon Av Weichsel-Brelober i Polare Ural. *University of Bergen*, 142pp.
- Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (2003). Extent and chronology of glaciations. *Quaternary Science Reviews*, 22 (15-17): 1561-1568.
- Funder, S., Demidov, I. & Yelovicheva, Y. (2002). Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea-North Sea seaway in the Eemian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184 (3-4): 275-304.
- Gibbard, P. L., Boreham, S., Cohen, K. M., Moscariello, A., & . (2005 modified 2007). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Boreas* 34, 1: unpaginated.
- Gibbard, P. L., Head, M. J., Walkers, M. J. C. & Subcommission Quaternary, S. (2010). Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25 (2): 96-102.
- Gosse, J. C. & Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20 (14): 1475-1560.

- Grosswald, M. G. (1980). Late Weichselian ice sheet of Northern Eurasia. *Quaternary Research*, 13 (1): 1-32.
- Grosswald, M. G. (1998). Late-Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia. *Quaternary International*, 45-46: 3-18.
- Grosswald, M. G. & Hughes, T. J. (2002). The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21 (1-3): 121-146.
- Heggen, H. P., Svendsen, J. I. & Mangerud, J. A. N. (2010). River sections at the Byzovaya Palaeolithic site – keyholes into the late Quaternary of northern European Russia. *Boreas*, 39 (1): 116-130.
- Henriksen, M., Nazarov, D. & Svendsen, J.I. (2010). Age and configuration of the last major glaciation in the Polar Urals. *Abstract*.
- Jørgensen, P., Haldorsen, S. & Sørensen, R. (1997). *Kvartærgeologi*. [Oslo]: Landbruksforl. 248 s. s.
- Khodakov, V. G. & Il'ina, Y. A. (1989). Snow-and-ice phenomena in the polar urals. *Polar Geography and Geology*, 13 (2): 119 - 130.
- Kononov, Y. M., Ananicheva, M. & Willis, I. (2005). High-resolution reconstruction of Polar Ural glacier mass balance for the last millennium. *Annals of Glaciology*, 42: 163-170.
- Larsen, E., Kjaer, K. H., Demidov, I. N., Funder, S., Grosfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H. & Lysa, A. (2006). Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*, 35 (3): 394-424.
- Larsen, E., Kjær, K. H., Demidov, I. N., Funder, S., Grøsfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H. & Lysa, A. (2006). Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*, 35 (3): 394-424.
- Lavrov, A.S., 1975. Pleistosenovye podprudnye ozera severo-vostoka Russkoi ravniny (Pleistocene ice-dammed lakes of the North-East of the Russian Plain.) In: Istoria ozer v pleistosene. *Tom II., Nauka, Leningrad*, pp. 136–141 (in Russian).
- Mangerud, J., Astakhov, V., Jakobsson, M. & Svendsen, J. I. (2001a). Huge Ice-age lakes in Russia. *Journal of Quaternary Science*, 16 (8): 773-777.
- Mangerud, J., Astakhov, V. I., Murray, A. & Svendsen, J. I. (2001b). The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents-Kara Ice Sheet advances, Northern Russia. *Global and Planetary Change*, 31 (1-4): 321-336.
- Mangerud, J., Astakhov, V. & Svendsen, J.-I. (2002). The extent of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21 (1-3): 111-119.
- Mangerud, J., Gosse, J., Matiouchkov, A. & Dolvik, T. (2008). Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today. *Quaternary Science Reviews*, 27 (9-10): 1047-1057.
- Nesje, A. & Sjøstrøm, K. H. (1995). *Brelære*. Kristiansand: Høyskoleforl. 124 s. s.

- Nikolskaya, O., Astakhov, V., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Svendsen, J., 2002. Geomorphological Map of the Pechora Basin and Adjacent Areas. *Institute of Remote Sensing Methods for Geology (NIKAM)*, St. Petersburg, Russia.
- Olsen, L. (1983). A method for determining total clast roundness in sediments. *Boreas*, 12 (1): 17-21.
- Owen, L. A., Caffee, M. W., Finkel, R. C. & Seong, Y. B. (2008). Quaternary glaciation of the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Quaternary Science*, 23 (6-7): 513-531.
- Ramberg, I.B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (Eds.) 2006: Landet blir til - Norges geologi. *Norsk geologisk Forening*, Trondheim, 608 pp.
- Shik, S.M., 1995. Pleistocene palaeogeographical events in Europe and problems of their correlation with the events of the near the Black Sea and the ocean. In: Svitoch, A.A. (Ed.), *Korrelatsiya paleogeograficheskikh sobytiy: materik—shelf—okean. Moscow University*, pp. 33–38 (in Russian).
- Shishkin, M.A., Malykh, O.N., Popov, P.Y., Kolesnik, L.S., Malykh, I.M., Soboleva, A.A., Karmanov, R.S., Romanova, N.V., Busyg, Y.N., Koshtyeva, A.P., Lutikova, G.I., Karapetov, G.A., Patraty, L.Y. (2005). National Geological Map of the Russian Federation, Scale 1:200,000, Quadrangle Q-41-V, VI. *Ministry of Natural Resources of Russian Federation, second ed. MIREKO Ltd.*, St. Petersburg.
- Solomina, O. (2000). Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum. *Annals of Glaciology*, 31: 26-30.
- Solomina, O., Ivanov, M. & Bradwell, T. O. M. (2010). Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 92 (1): 81-99.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., et al. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11-13): 1229-1271.
- Troitsky, L.S., Khodakov, L.S., Mikhalev, V.I. (1966). Urals glaciations (Oledeneneye Urala). *AN SSR, Moscow*. 308 p. (In Russian with English Abstract).
- Velicho, A., Faustova, M. (1986). Glaciations in the east European region of the USSR, b. 5. *Oxford, ROYAUME-UNI: Elsevier*.
- Velichko, A.A., Shick, S.M. (Eds.). (2001). Middle Pleistocene glaciations in Eastern Europe (Oledeneniya srednego pleistotsena Vostochnoi Yevropy). *GEOS, Moscow*, 160pp. (in Russian).
- Velichko, A. A., Faustova, M. A., Gribchenko, Y. N., Pisareva, V. V. & Sudakova, N. G. (2004). Glaciations of the East European Plain-distribution and chronology. I: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (red.) b. Volume 2, Part 1 *Developments in Quaternary Science*, s. 337-354: Elsevier.
- Voloshina, A. P. (1988). Some results of glacier mass balance research on the glaciers of the Polar Urals. *Polar Geography and Geology*, 12 (3): 200 - 211.
- Yakovlev, S.A. (1956). The fundamentals of the Quaternary geology of the Russian Plains. *Trudy, VSEGEI, Leningrad*, 17: 1–314 (in Russian).