

NiN 1.0 artikkel 11

Massebevegelse i skråninger som geomorfologisk prosess

Rune Halvorsen og Jan R. Sulebak

Siteres som

Halvorsen, R. & Sulebak, J.R. 2009. Massebevegelse i skråninger som geomorfologisk prosess. Naturtyper i Norge versjon 1.0 Artikkel 11: 1-6.

Rune Halvorsen
Naturhistorisk museum,
Universitetet i Oslo

Jan R. Sulebak
Geografisk institutt,
Universitetet i Bergen

Denne framstillingen av prosesser involvert i massebevegelse i skråninger og dannelse av ur og skredmark er basert på Sulebak (2007). Med begrepet massebevegelse forstår vi alle former for bevegelse (flytting) av materiale ned skråninger uten hjelp av et transporterende medium som for eksempel rennende vann. Bevegelsen kan spenne fra de spontane og hurtige nedrasninger og utglidninger langs én eller flere rette eller krumme glideflater, til de umerkelige sigbevegelsene i jord fra år til år (som i fjellet kan resultere i mikro-landformen flytjordsvalk (ML-8)). Massens størrelse varierer fra de største fjellskredene til nedfall av sandkorn.

All massebevegelse i skråninger er direkte ledet av tyngdekraften, uttrykt ved massens vekt. Denne massevekten kan deles i to komponenter: drivkraften D , som søker å flytte masse-enheten (stein, blokk eller jordmasse) ned skråningen, og normalkraften N , som er rettet inn mot bakken og som skaper friksjon og treghet mot flytting, enten internt i materialenheten eller mellom materialenheten og et antatt glideplan. Både drivkraften og normalkraften er proporsjonale størrelser med massens vekt og skråningens helning uttrykt ved sinus og cosinus til helningsvinkelen α (se Fig. 1). Det medfører at drivkraften øker når skråningflatens vinkel med horisontalplanet øker. Samtidig avtar normalkraften. Tendensen til at jordmasser beveger seg ned skråninger øker derfor med økende helning.

Massebevegelse inntreffer når drivkraften overstiger kreftene som holder massen på plass. Bevegelsene er små, langsomme og gradvise når drivkraften og holdkreftene omtrent balanserer. Hvis drivkraften plutselig og markert blir større enn holdkreftene, vil massen gli ut spontant og gjerne med stor fart. Når det gjelder holdkreftene eller friksjonen i fjell og jord, snakker vi gjerne om to typer friksjon: en ytre friksjon som er friksjonen langs potensielle glideplan for all masse som ligger over glideplanet, og en indre friksjon som er friksjonen mellom de enkelte partikler massen består av. Fire forhold påvirker denne friksjonen:

1. *Massens vekt uttrykt ved normalkraften (N)*, som (som nevnt over) avtar når helningen øker. Resultat blir redusert friksjon (skjærstyrke,

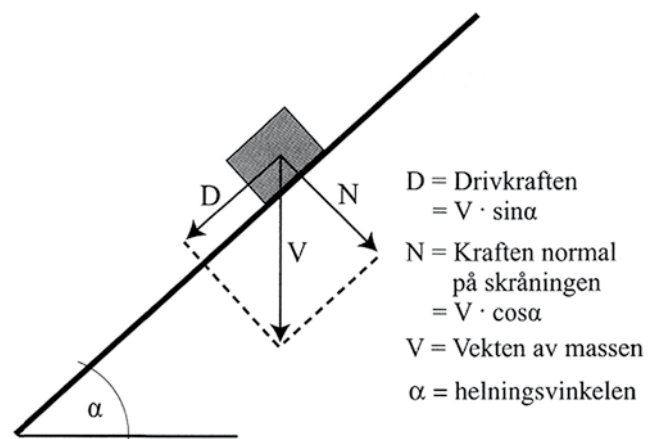


Fig. 1. Krefter som virker på en masseenhet i en skråning (fra Sulebak 2007: Fig. 6.4 s. 93). For utfyllende forklaring, se teksten.

- holdfasthet).
2. *Ruheten langs et mulig glideplan.* I fjell kan kjemisk forvitring i sprekkeflater skape leirmineraler som reduserer ruheten og friksjonen langs flatene og destabiliserer fjellet; masser som består av grove enkeltpartikler har større indre friksjon enn fine masser.
3. *Kohesjonen.* I finkornet jord, det vil si jord som i hovedsak inneholder kornstørrelser mindre enn omtrent 1/16 mm, oppstår det sterke bindinger mellom mineralkornene. Jordmassen opptrer som én enhet og eventuelle utglidninger skjer langs glideplan hvor friksjonen er blitt redusert. Denne kohesjonen er fraværende i jord med kornstørrelser større enn omtrent 1/16 mm, det vil si fin sand [kornstørrelse (KO) trinn 3 dominert av fin sand] og grovere. I jord der kohesjonskreftene er minimale bestemmes stabiliteten av den indre friksjonen mellom materialfragmentene.
4. *Porevannstrykket.* I en tørr jordmasse blir normalkraften (N) understøttet av kontaktpunktene mellom mineralkornene. I vannmettet jord bæres noe av denne kraften av porevannet, og den indre friksjonen reduseres. Dette forklarer hvorfor jordskred først og fremst

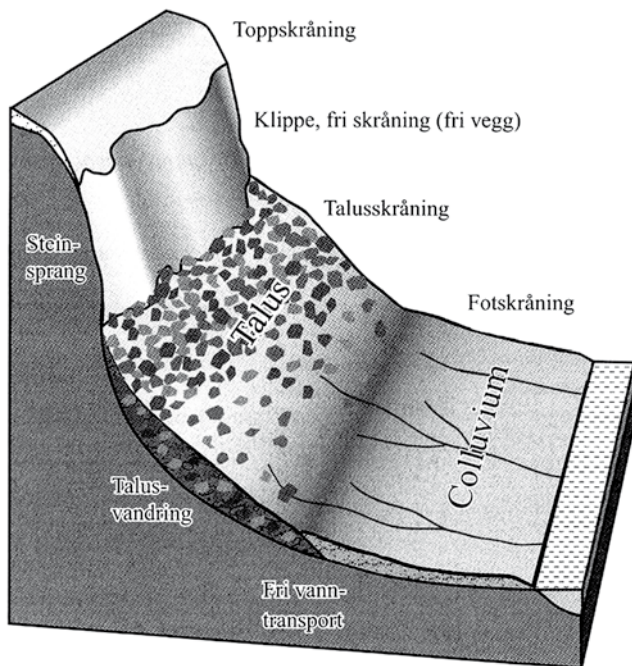


Fig. 2. Plasseringen av en taluskrånning i ei dalside under en bratt fjellvegg. En fotskrånning vil kunne utvikles under taluskrånningen, bestående av finere skredmasser transportert over eller ut fra ura i flytende massestrømmer med høyt vanninnhold.

forekommer etter kraftig regnvær, når marka er tung og mettet med vann. Økt porevanntrykk i sprekker i fjell kan også bidra til skred.

En massebevegelse kan ha ytre og indre årsaker. Ytre årsaker er alle forhold som øker drivkraften og som har sitt utspring utenfor massen, som f.eks. at skrånningen blir brattere på grunn av undergraving og at vekten av massen øker ved pålagring eller ved opptak av vann. Indre årsaker er enhver endring i massen som bidrar til å redusere holdfastheten (skjærstyrken). Det er vanskelig å måle disse indre endringene. Derfor er det også vanskelig å forutsi

når en massebevegelse vil utløses.

Flere ulike typer natursystemer kan identifiseres i utsatte skrånninger, avhengig av typen av masser og massenes arealfordeling. Disse samles i natursystem-hovedtypene åpen ur og snørasmark og åpen skredmark. Til sammen utgjør arealenheter av disse natursystem-hovedtypene, deres tilfangsområder (nakent berg ovenfor) og fastmarksskogsmark på tidligere åpen ur og snørasmark og åpen skredmark en arealenheter på landskapsdel-nivået, som hører til hovedtypen ras- og skredområder. En rekke distinkte landformer som er resultatet av massebevegelse i skrånninger er samlet i landformgruppa landformer knyttet til massebevegelse på land (ML).

Ur eller **talus (ML-1)** er en avsetning av relativt grovt materiale ved foten av bratte fjellside, som består av materiale dannet ved forvitring i fjellside og umiddelbart nedfall av løsført fjell (Fig. 2–4). Vanligvis er det relativt små bergstykker på opptil 100 m³ som faller ned og som bygger opp ura. Det kalles steinsprang. Men fra tid til annet kan større fjellpartier gli ut og da taler vi om fjell- eller steinskred [som gir opphav til ei fjellskredur (ML-3)]. Slike store skredavsetninger, av tildels store steinblokker, kan spres langt ut fra fjellside og godt opp i mottatt dalside. I vårt klima er frostsprengning den vanligste forvittringsformen i bratte fjellside slik at steinsprangaktiviteten er størst om høsten og våren. En forutsetning for frostsprengning er foruten tilstrekkelig lave temperaturer at fjellet er oppsprukket og at det er god tilgang på vann som kan trenge inn i sprekkespaltene og fryse til is. Når vann fryser, følger det av en volumutvidelse på 9 %. I seg selv er ikke det tilstrekkelig til å bryte løs fjell, men ved hyppige gjentakelser, smelting – frysing, skapes en kumulativ effekt som til slutt bryter fjellet løs.

Taluskrånninger har en fast helningsvinkel på mellom 35 til 40 grader, bestemt av størrelsen på urmaterialet og dets indre friksjonsvinkel. Jo grovere materialet er, desto brattere ur. Urene viser såkalt styrtgradering (Fig.

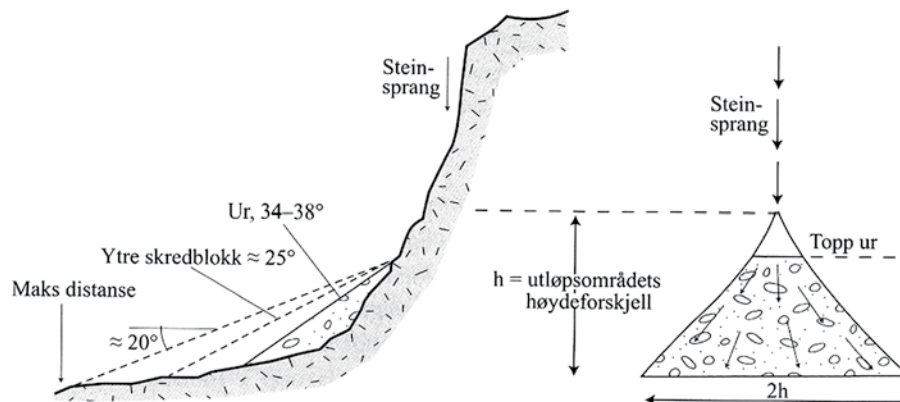


Fig. 3. Talus (ur; fra Sulebak 2007: Fig. 6.8 s. 98). Til venstre: Tversnitt gjennom fjellside med talus som viser sortering (styrtgradering) av masseenheter med ulik kornstørrelse slik at urer eller ur-deler med ulik dominerende kornstørrelse får ulik helning. Til høyre: Taluskjegle sett forfra. Bredden på taluskjeglen vil normalt være omkring det dobbelte av høydeforskjellen mellom bunnen og toppen av rasområdet.

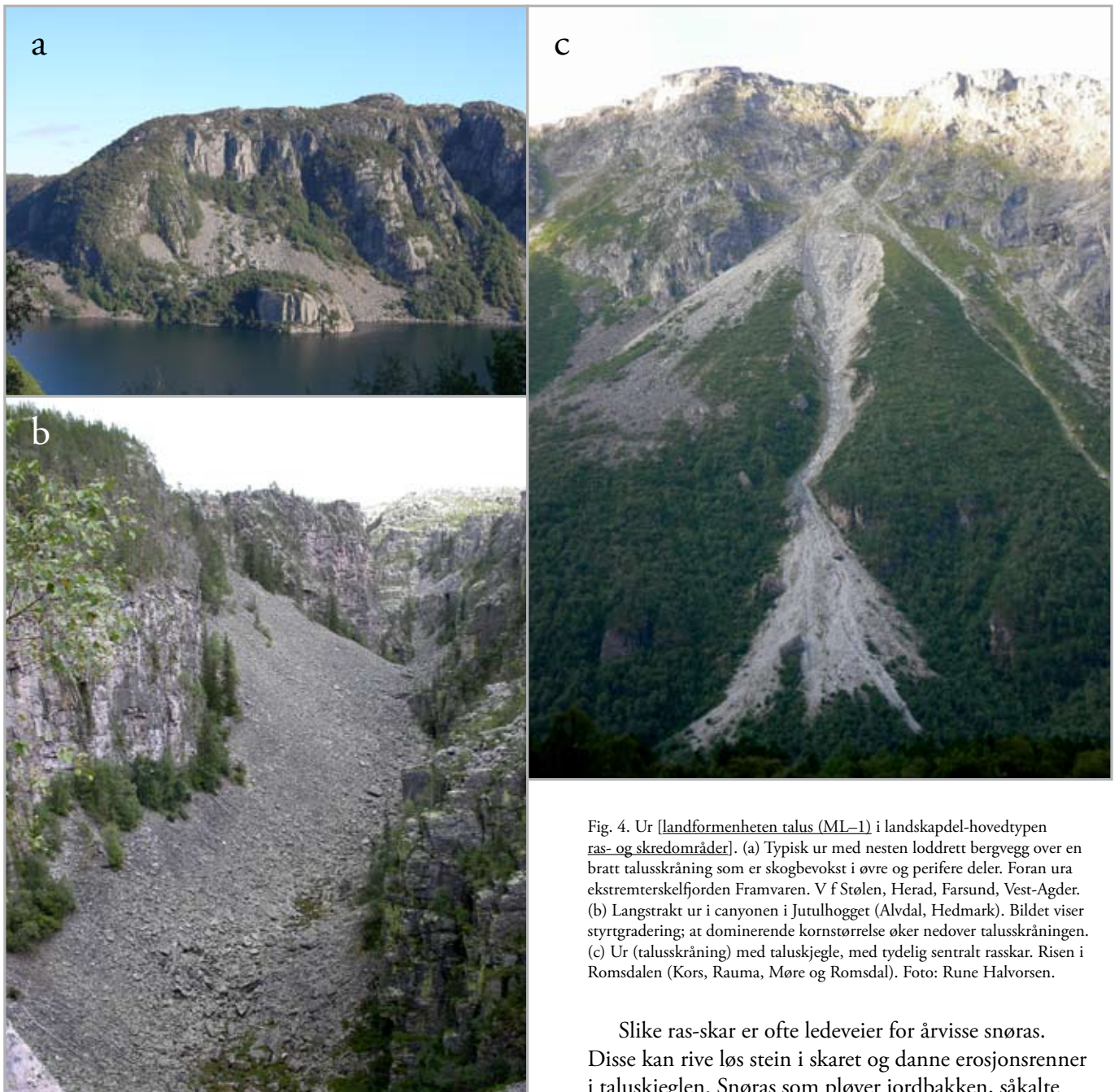


Fig. 4. Ur [landformenheten talus (ML-1)] i landskapdel-hovedtypen ras- og skredområder. (a) Typisk ur med nesten loddrett bergvegg over en bratt talusskråning som er skogbevokst i øvre og perifere deler. Foran ura ekstremterskelfjorden Framvaren. V f Stølen, Herad, Farsund, Vest-Agder. (b) Langstrakt ur i canyonen i Jutulhogget (Alvdal, Hedmark). Bildet viser styrtgradering; at dominerende kornstørrelse øker nedover talusskråningen. (c) Ur (talusskråning) med taluskjegle, med tydelig sentralt rasskar. Risen i Romsdalen (Kors, Rauma, Møre og Romsdal). Foto: Rune Halvorsen.

4b, 5). De største steinblokkene samles ved uras fot fordi de har størst bevegelsesenergi, og det fine materialet samler seg ved uras topp opp mot fjellsiden. Målinger har vist at den ytterste blokkkranda ligger i en sikkevinkel på 20 til 25 grader opp mot urtoppen (Fig. 3, 5). I fjellsider med lite oppsprukket fjell danner urene et mer jevnt, sammenhengende dekke (en jevn talusskråning; Fig. 4a, 4b), men er fjellsiden gjennomgått av loddrette sprekkesoner vil det lett danne seg ras-skar langs disse sprekken og vifteformete taluskjegler ved utløpet (Fig. 4c). Årsaken til dette er at materialtilførselen til kjeglen i hovedsak skjer gjennom skaret. Taluskjeglen vil ofte ha en bredde som er omkring det dobbelte av høyden mellom kjeglens topp og fot.

Slike ras-skar er ofte ledeveier for årvisse snøras. Disse kan rive løs stein i skaret og danne erosjonsrenner i taluskjeglen. Snøras som pløyer jordbakken, såkalte grunnskred, er særlig å se i overgangen høst-vinter og om våren når det er snø øverst i fjellet og liene er bare. Mer eller mindre årvisse snøras er stedvis også vanlig i andre bratte fjellsider og kan føre til at toppen av ura presses nedover, river med seg mineralmateriale (blokker, steiner, grus), jord, bakkevegetasjon og trær på samme måte som rene jordskred, og sprer dette utover i dalbunnen. Slike avsetningener gir god informasjon om hvor langt snøskredene rekker ut i dalen. Særlig virkningsfulle i så måte er de såkalte sørperasene, tunge blandinger av vannmettet snø.

Fordi snøen fordeler seg ganske likt fra år til år og snømengdene på et gitt sted i hvert fall i noen grad er forutsigbare, i hvert fall i kjølige, oseeaniske områder (indre og høytliggende dalfører langs hele kysten fra Sørvestlandet og nordover), er det store arealer som



Fig. 5. Styrtingradering innebærer at de groveste enhetene av forvitningsmateriale som tilføres ved steinsprang transporteres lengst ut fra foten av ei ur (talusskråningen). På bildet ses store blokker langt nedenfor sjølve ura. Dominerende kornstørrelse avtar oppover i ura. Sørsiden av Sjurstølsnosi, Jostedalen, Luster, Sogn og Fjordane. Foto: Rune Halvorsen.

relativt regelmessig (årvisst eller nesten årvisst) utsettes for forstyrrelse fra snø i bevegelse (Fig. 6). Denne forstyrrelsen er normalt ikke så gjennomgripende (av så sterk *grad*; se **Artikkel 1: D3c**) at de forstyrrer hele økosystemet, men den kan påvirke vegetasjon som overvintrer over bakken (dvergbusker, busker og trær) og skape en viss overflateforstyrrelse av marka. Fordi snøbevegelse i stor grad fremmes av samme typer terreng og samme klima som fremmer urdannelse, er urer ofte utsatt for snøras. I naturen finnes derfor ofte typiske urer og typiske snørasområder side om side, ofte som deler av samme ras- og skredområde (Fig. 7). For å skille snømassetransport fra jord- og leirskred har vi valgt å bruke begrepet snøras for transport av snømasser oppå marka, og skred for prosesser der hele materialmasser raser ut, på grunn av erosjon nedenfra eller fra sidene eller på grunn av prosesser i massene selv (se over). Områder som bærer sterkt preg av snøras, betegnes derfor (**snø**) **rasmark**.

Skredmark er områder karakterisert ved utglidning i jorddekte (morenedekte) dalskråninger og avsetninger av skred- og vannbårne masser nederst mot dalbunnen (Fig. 8). Foruten tilstrekkelig helning øker sannsynligheten for slike utglidninger med økt nedbørsintensitet, eventuelt



Fig. 6. Dalside med landskapdel-hovedtypen ras- og skredområder, natursystem-hovedtypen åpen ur og snørasmark. Bildet viser overganger mellom ur i koloniseringsfasen [åpen ur og snørasmark, grunntyper for ur; karakterisert ved primær suksesjon: primær suksesjon i ur og skredmark (PS-A) trinn C1 koloniseringsfase] og typiske rasmark-enger [åpen ur og snørasmark, grunntyper for rasmarkeng; karakterisert ved primær suksesjon: primær suksesjon i ur og skredmark (PS-A) trinn C2 sluttet vegetasjonsfase; i overkant av talusskråningen]. Den brunfargete vegetasjonen og den store arealandelen nakent mineralmateriale (stein, blokker og nakent fjell) sentralt i bildet indikerer sein framsmelting fordi gjentatte snøras har lagt opp store snøskavler. V f Fåbergstølsgrandane, Jostedalen, Luster, Sogn og Fjordane. Foto: Rune Halvorsen.

kombinert med snøsmelting. Denne sannsynligheten øker ytterligere dersom det er tele nede i jorda slik at overskuddsvannet ikke kan dreneres bort, men samles øverst i jordlaget. Et godt utviklet aurbellelag (utfellingssjikt) kan ha samme virkning som telen. Slike overmettede jordlag vil lett kunne sige nedover (jordsig) og danne jordvalker eller, hvis forholdene også ligger slik tilrette, spontant gli ut og fortsette ned skråningen som en massestrøm. Jordvalker [landformenheten flytjordsvalk (ML-8)] er vanlig å se i leirholdige moreneskråninger i høyfjellet (jf. **Artikkel 16**).

Massestrømmer er rask utstrømning av blokker, stein og grus blandet opp med finere jord og eventuelt vegetasjon. Disse flyter nedover skråninger som en tungeformet masse. Vanninnholdet i en slik massestrøm kan variere mye, og det er glidende overganger mot ren vanntransport. Massestrømmer er vanligst i jord med mye finmateriale, men forekommer også i grovere masser og da gjerne blandet opp med sørpesnø. Spor etter slike strømmer finner vi i dalsider over skoggrensen, i talusskråninger som parallelle steinrygger (steinlevéer) ned skråningen og ellers i bratte morenedekte lier [landformenheten jordskred (ML-6)]. Steinrygger dannes fordi steinene i massen beveger seg raskere enn finmaterialet og samles i fronten hvor de blir skjøvet ut til siden av massene som strømmer på bakfra. De mindre viskøse og bevegelige strømmene danner sjelden levéer og avleires i skråningen i form av skredtunger. Disse har gjerne en konsentrasjon av steinblokker i front. I



Fig. 7. Snørasmark (landskapsdel-hovedtypen ras- og skredområder) ved Orheiman i Sunndal (Møre og Romsdal) fotografert på to ulike tidspunkter. (a) 23. februar 2008, etter en periode med mildvær, regn og snøras. Det kan gå 5–10 ras her på en vinter, som gjerne lander oppå hverandre og danner flere meter tykke lag. Buskmarkene nedenfor snørasene tåler sannsynligvis årlige ras, men ikke tykke, tunge snølag. (b) Juni 2002. Forekomsten av åpne rasmarkenger [åpen ur og snørasmark, grunntyper for rasmarkeng; karakterisert ved primær suksesjon: primær suksesjon i ur og skredmark (PS-A) trinn C2 sluttet vegetasjonsfase; lett synlige på grunn av den lysegrønne fargen] faller sammen med forekomsten av tjukke snøskavler i (a). Foto: John Bjarne Jordal.

tilknytning til slike massestrømmer vil det alltid være vann som renner og bidrar til utvasking og sekundær transport av fint materialet i skredbanen.

Leirskred opptrer sporadisk i større leiravsetninger under øvre marine grense og da spesielt rundt indre del av Trondheimsfjorden og i lavere strøk av Østfold og Akershus (se **Artikkel 3**: Fig. 2 for høydenivå som svarer til øvre marine grense i Norge). Leire har normalt stor fasthet på grunn av sterk kohesjon mellom partiklene samt at overflaten oftest vil være hard og stiv og danne en metertykk, stabiliserende tørkeskorpe. Salt porevann i de marine leirene øker dessuten bindingskraften mellom leirpartiklene. En gradvis utvasking av disse saltene gjør at leira over tid kan utvikle seg til en ustabil kvikkleire. Kvikkleire er leire som i uomrørt tilstand har stor fasthet og bæreevne, men som omrørt blir nærmest flytende. De større leirskredene utløses oftest etter en mindre utglidning av tørkeskorpen som kan nå inn



Fig. 8. Jordskred [landformenheten jordskred (ML-6); landskapsdel-hovedtypen ras- og skredområder; natursystem-typen åpen skredmark [3] nakent jordskred] som medførte at skog, vegetasjon og til dels også jordsmonnet ble feid vekk i ei brei stripe. Berstad, Oppstryn, Stryn, Sogn og Fjordane (30 m o.h.). Foto: Rune Halvorsen.

til kvikkleirelaget og omrøre dette. Utstrømningen av kvikkleiren er da spontan og forplanter seg raskt bakover. Resultatet blir ei leirskredgrop (ML-5) som kan omfatte store arealer. Startutglidningen kan skyldes (Fig. 9):

- små grave- eller fyllingsarbeider i leirskråninger (antropogen årsak)
- økt elve- eller bekkeerosjon ved foten av leirskråninger som gir forsteiling av leirbakken (det vil si at helningen øker)
- stor nedbør, snøsmelting, teleløsning

Elver som undergraver bakkeskråninger i løsmateriale vil på grunn av evnen til sideerosjon holde skråningen bratt slik at skredmarka stadig forstyrres av gjentatte utrasninger. I leirområder vil jordas lave permeabilitet gjøre at vannløp danner et tett nettverk av trange, små V-formete daler [landformenheten landformenheten ravine (ER-3)]. Når elven/bekken ikke lenger graver i dybden på grunn av nærhet til erosjonsbasis (**Artikkel 29**), overtar sideerosjonen og ravinesidene vil vekselvis undergraves og rase ut, og dalbunnen åpnes (se **Artikkel 14: A** og **Artikkel 29** for overblikk over fluvialgeomorfologiske prosesser).

Selv om skredmark kan være resultat av flere sett geomorfologiske prosesser, har alle skredmarkstyper en rekke fellestrekk med hensyn til økosystemegenskaper. Det gjennomgående finere materialet i skredmarka, som kan ha relativt høyt organisk innhold, gir et mye bedre utgangspunkt for primær suksesjon enn man finner i ur med grovt substrat. Skredmarka kan derfor, dersom ikke gjentatte skred finner sted, revegeteres i løpet av noen tiår. Ur (talusskråninger) forblir derimot ofte mer eller mindre uten jordsmonn i tusener av år, og utviklingen av en vegetasjon går svært sakte. Åpen skredmark dannes

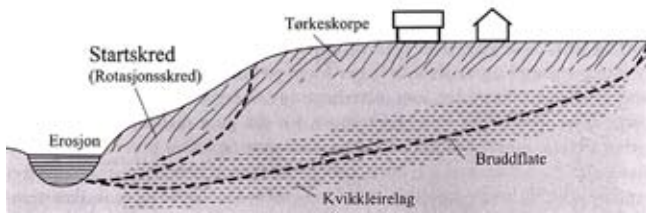


Fig. 9. Tverrsnitt gjennom en marin leiravsetning under utvikling av kvikkleirskred (fra Sulebak 2007: Fig. 6.9 s. 101). Skredet starter ved at sideerosjon av elveskråningen utløser et lite skred (primærskredet) som skaper forstyrrelser i kvikkleirelaget, gjør kvikkleira tyntflytende og gjør at skredet forplanter seg bakover i kvikkleirelaget så et større område raser ut.

mer eller mindre spontant og kan relativt raskt utvikle seg til ny etablert natur (for eksempel fastmarksskogsmark), mens åpen ur og snørasmark opprettholdes så lenge den mer eller mindre kontinuerlige tilførselen av nytt materiale fortsetter. Skredmarka har ofte relativt høy permeabilitet og er ofte steinrik. Det gjør at den til den raskere opptar varme. Sted- og tidvis kan den være tørkeutsatt.

Referanser

Sulebak, J. R. 2007. Landformer og prosesser. En innføring i naturgeografiske tema. – Fagbokforlaget, Bergen.

