

Leirras, sett fra en geologisk og geoteknisk synsvinkel

Denne teksten er utdrag fra to populærvitenskapelige artikler (Janbu m.fl.1993) og (Sveian m.fl. 2002) som har stått på trykk i henholdsvis *Verdalsboka, Ras i Verdal, Bind B*, utgitt av Verdal kommune - og *Bygda og raset -leirras i Skjelstadmark og Hegra*, utgitt av Hegra Historielag.

Innledning

Ras er naturhendelser som ofte kan ha stort og katastrofeartet omfang, som kan spre frykt og uhygge, og som ofte vekker stor oppmerksomhet. Enda mer skremmende har raskatastrofer utvilsomt vært i tidligere tider, da forståelsen av rasårsaker og hendelsesforløp var langt dårligere. Mulighetene for varsling, hjelp eller sikringstiltak var heller ikke til stede i samme grad som i dag.

Kvikkleireras har forekommet både i forhistorisk og historisk tid. De store og fruktbare bygdene på Østlandet, omkring Trondheimsfjorden og i Namdalen har vært hardest rammet. I flere kommuner viser nyere geologisk kartlegging at det er spor av mange titalls store ras i terrenget. Sannsynligvis har det gjennom tusener av år gått mange flere ras enn det vi ser spor av, fordi elvenes graving i dalbunnen og nyere ras har fjernet en del eldre rasgroper. Sett i et geologisk tidsperspektiv er altså kvikkleireras et nokså vanlig fenomen, selv om det kan gå svært mange år mellom hvert større ras.

Vi skal se nærmere på løsmassedannelse og landheving, betingelsene for hvordan og hvor kvikkleire kan dannes, hvorfor store ras kan inntreffe plutselig og uten forvarsel, hvordan rasene utvikler seg, og til slutt hva som i dag gjøres for å hindre nye raskatastrofer. For å belyse alle årsaksforholdene må vi gå inn på de to fagfeltene kvartærgeologi og geoteknikk. Kvartærgeologi er en naturvitenskap og handler om jordartenes dannelsesmåte (prosesser), sammensetning (kornstørrelse og sortering), lagdeling, utbredelse og overflateformer. Geoteknikk kan vi enklest si er læren om jords egenskaper i teknisk henseende (jordmekanikk), bl.a. bæreevne, skråningsstabilitet og rasfareberegninger, en ingeniørvitenskap utviklet på 1900-tallet.

Hva er leire?

Leire består av ørsmå partikler som er dannet fra fast fjell eller større mineral- og bergartskorn ved naturlig nedbryting, dvs. gjennom forvitring, knuse- og slipeprosesser. De egentlige leirpartiklene har størrelse mindre enn 0,002 mm, og det vil si at på en kvadratcentimeter kunne man legge ut bortimot 25 millioner av dem uten at noen blir liggende oppå hverandre. De enkelte leirkornene kan verken kjennes om en tar leire mellom fingrene, eller sees uten kraftig mikroskop.

KORNSTØRRELSER:	0.002 mm	0.064 mm	2 mm
	LEIR	SILT	SAND
Naturlige jordarter:			

Figur 1 Betegnelser for naturlige, finkornige jordarter, sammenholdt med de definerte kornstørrelsene som benyttes i geologi og geoteknikk. (Etter Janbu m.fl.1993)

Men en naturlig leire inneholder alltid også litt større partikler; mye silt og en del sandkorn. På fagspråket brukes betegnelsen leire om en jordart som har mer enn 15 % leirpartikler. Normalt leirinnhold i de trønderske leirene er 20-50 %, og det betyr at siltpartikler (0,002 -0,064 mm) vil dominere i de fleste leirene. Er leirinnholdet mindre enn 15 %, snakker vi om en leirig silt (Figur 1). Hvis det ikke fins leirpartikler blir betegnelsen silt, eventuelt sandig silt dersom det er et visst sandinnhold (sand: 0,064 -2,0 mm). Det er flere forskjellige grupper mineraler som kan danne leire, og det kan ha litt å si for leiras egenskaper hvilke mineraler den inneholder mest av. Men viktigere er det imidlertid hvordan leira er blitt avsatt. Ferskvannsleire kan således ha helt andre egenskaper enn leire som er dannet i salt sjøvann.

Leirpartiklene er oftest formet som mikroskopiske, tynne flak eller staver, f. eks. glimmer- eller klorittflak, men mer kubiske korn fins også. Disse partiklene bunnfelles i saltvann med en porøs oppbygning, ikke med flate mot flate, men i en slags korthusstruktur der partiklene danner et skjelett og hulrommene (porene) blir fylt av sjøvannet (Figur 2). Porene utgjør en stor del av det samlede leirvolumet, og det salte porevannet har stor betydning for de kreftene (kjemiske bindingene) som holder enkeltkornene sammen. I ferskvann bunnfelles leirkornene mer med flate mot flate, og det gir en tettere struktur enn i saltvannsleire.

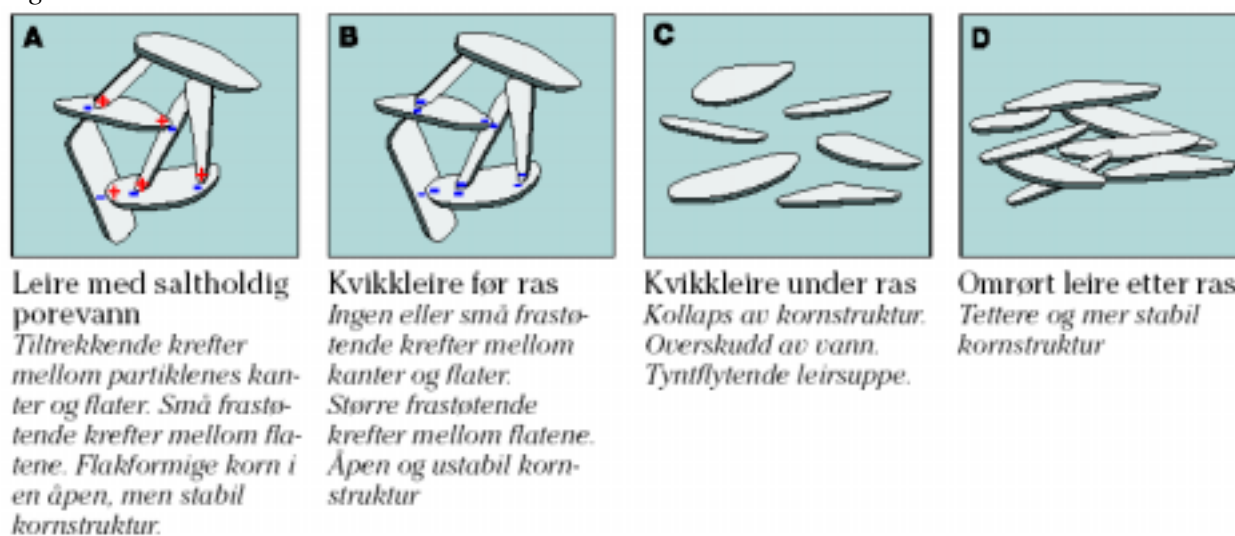
Leirjorda vår har med tiden fått utviklet en 2 -3 m tykk «tørrskorpe» nærmest markoverflaten. Dette skyldes at leira utsettes for tørke og frost kombinert med at regnvann rikt på oksygen og kullsyre trenger ned i leira via sprekker og vegetasjonens rotsystem. Disse prosessene fører til en kjemisk forvitring av leira ved at jern og aluminium frigjøres fra mineralkornene for deretter å utfelles i form av hydroksyder som sementerer partiklene til en fastere skorpe.

Kvikkleire

Det som gjør kvikkleire så spesiell og så fryktet, er at den mister sin fasthet og blir flytende når den blir omrørt. Kvikkleire kan være ganske fast så lenge den ligger uforstyrret i grunnen, men flyter som en væske hvis den blir blottlagt og forstyrret eller overbelastet i tilstrekkelig grad. Disse egenskapene har nøye sammenheng med dannelsesmåten. Kvikkleire oppstår nemlig bare i

saltvannsleire (marin leire) som ble bunnfelt i havet etter siste istid og som senere, gjennom landheving, er kommet opp over havnivået. Sterkt forstørret vil strukturen i saltvannsleire se ut som et korthus (Figur 2), men er likevel et langt solidere byggverk enn et korthus fordi saltinnholdet i porevannet fører til sterke elektrokjemiske bindingskrefter i kontaktpunktene mellom partiklene. Vanlig sjøvann har et saltinnhold på ca. 3,5 %, det vil si 35 gram pr. liter. Så lenge saltinnholdet er i behold, vil vi derfor ha å gjøre med en vanlig saltvannsleire med normale egenskaper. Hvis derimot saltinnholdet vaskes sakte ut og kommer under en grense på 2-5 gram pr. liter, vil bindingskreftene bli svekket, korthusstrukturen blir mere ustabil og vi kan på denne måten få dannet kvikkleire. Dette skjer over meget lang tid.

Fig. 2



Hvordan skjer så utvaskingen av saltet i leirene ute i naturen? Da saltvannsleirene kom over havets nivå, ble de utsatt for gjennomstrømning av ferskt grunnvann som alltid er på veg fra høyereliggende områder ned mot elver, innsjøer og mot havet. Fordi leira er en meget tett jordart, vil utvaskingen av saltet ta lang tid og det skjer hurtigst der hvor grunnvannsstrømmen er mest konsentrert. Det må understrekes at ikke all marin leire blir kvikk, og kvikkleire dannes typisk i linser eller lommer i dalsider og i skråninger mot elver eller sjøer. Utvaskingen kan fremskyndes ved at leira er lagdelt med tynne, grovere lag av silt eller finsand som lettere slipper grunnvannsstrømmen gjennom, enn det en homogen, tett leire gjør. De trønderske leirene er for en stor del litt grovkornige (siltige) og lagdelte med tynne grovere lag.

Kvikkleire som blir liggende i ro uten å rase ut, kan ved videre langtids utvasking forandre sine egenskaper i en positiv retning. Utvaskingen medfører en ionebytting i kontakten mellom porevannet og leirpartiklene som gjør at kvikkleira sakte kan gå over i en mindre kvikk tilstand igjen. Også denne prosessen tar lang tid, men på sett og vis kan vi si at kvikkleiretilstanden bare er et stadium (skjønt et langvarig stadium) i leiras tusenårige historie.

Ved ras i kvikkleire vil brudd oppstå fordi korthusstrukturen bryter sammen og partiklene vil da prøve å finne en tettere struktur. De vil orientere seg med flate mot flate omtrent som i en ferskvannsleire. Men fordi vanninnholdet er stort på grunn av den tidligere åpne strukturen, vil brudd i kvikkleire føre til overskuddsvann, og leirpartikler og porevann vil flyte av sted som en

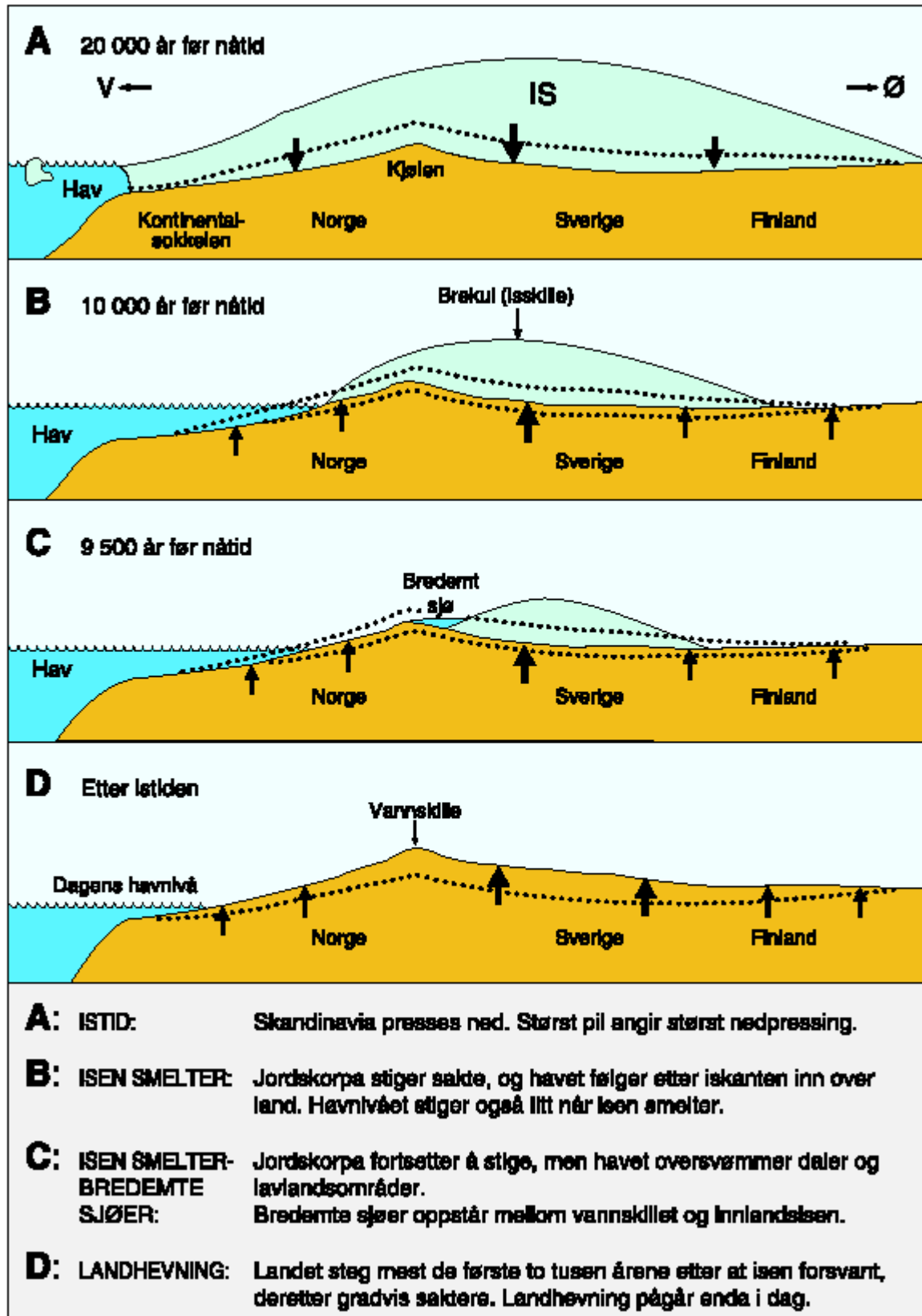
tynn velling. Når utrast kvikkleire kommer til ro vil den etter hvert danne en tettere struktur som gjør at den blir mye fastere. Slik leire kan aldri mer bli kvikk.

Det er viktig å være klar over at kvikkleire i urørt tilstand ikke er en skummel, flytende eller halvflytende masse som ligger inne i bakken og bare venter på en åpning å flyte ut gjennom. Kvikkleira kan i utgangspunktet være like fast som vanlig leire, og kan tåle adskillig belastning (hus, veier, etc.) hvis den behandles forsiktig. Det er først i det øyeblikk den overbelastes og strukturen bryter sammen at den blir flytende.

Av stor betydning for forståelsen av kvikkleiras dannelse og egenskaper er den grunnleggende forskning som ble utført i Norge i 1950-årene, med blant annet kunstig sedimentering av leire og fremstilling av kvikkleire i laboratoriet (Ivan Rosenquist og andre). I laboratoriet kan kvikkleire også gjøres stabil og fast igjen ved å blande inn vanlig salt. I naturen er denne stabiliseringsmetoden som oftest ubrukbar i praksis, mest fordi leira er så tett at det vil ta veldig lang tid å få saltet til å trenge inn i store volum.

Hvor kan det finnes kvikkleire?

Utenom Nord-Europa og Nord-Amerika er fenomenet kvikkleire og kvikkleireras lite kjent. Dette har sammenheng med den spesielle geologiske historien i de siste 2 -3 millioner år, en periode kalt kvartærtiden. Da satte nemlig istidene inn på våre breddegrader som en følge av klimaforandringer. Gjennom hele kvartærperioden har det vært flere istider, avløst av mildere mellomistider med klima omtrent som i nåtiden. Løsmassene som dekker berggrunnen i Norge i dag er stort sett avsatt under og etter siste istid. Avsetninger av leire fikk vi særlig under isavsmeltingen ved slutten av siste istid, da lavlandsområdene var fjordbunn, men også noe i den etterfølgende isfrie perioden fram mot vår tid. Istidene førte også med seg endringer i havnivået: Vekten av de store breene var en årsak til en nedpressing av jordskorpa; vi kan gjerne si at jordkloden ble påført en bulk under isdekket. Dette førte i sin tur til at en landheving kom i gang når isen smeltet, og jordskorpa begynte å gjenopprette sin likevekt.



Figur 3 Nedpressing og landheving: Et profil i øst-vest retning gjennom sentral Skandinavia viser at vekta av innlandsisen presset jordskorpa kraftig ned (A). Istykkelsen og dermed nedpressingen, var størst under sentrale deler av isdekket. Mens isen smeltet bort lå landet så nedpresset at havet kunne trenge langt innover de områdene som i dag er lavland og dalfører (B-C). Både under avsmeltningsfasen og senere (B-D) har jordskorpa hevet seg for å gjenvinne sin likevekt, mest i indre strøk, og mindre ute ved kysten (skrå landhevning). Derfor har isavsmeltingens strandlinjer, som i dag gjenfinnes høyt over nåværende havnivå, en helning mot vest på 1,5-1,0 pr. km. Fremdeles stiger jordskorpa i store deler av Skandinavia med noen få mm pr. år. (Etter Sveian 1995)

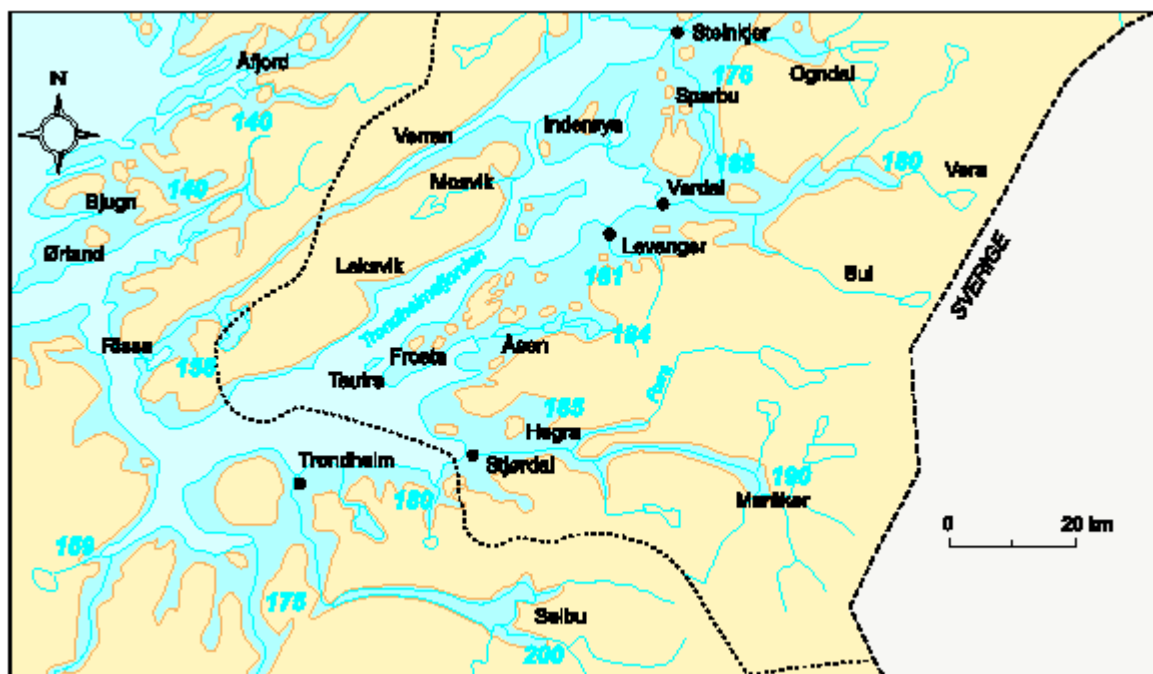
Landhevingen har vært størst der hvor istykkelsen var størst. Det betyr at det sentrale Skandinavia har steget (og stiger fortsatt) mer enn norskekysten. Verdenshavene ble også påvirket slik at havnivået var litt lavere i istidene mens mye vann var bundet i breene. Havnivået steg naturligvis en del når isen smeltet, men denne havstigningen var i indre Trøndelag og på Østlandet mye mindre enn landstigningen som skyldtes avlastningen når isen smeltet. Siden landet steg raskere enn havet, ble store fjordbunnsarealer med saltvannsleire etter hvert hevet opp over havnivå og omskapt til tørt land med høyproduktiv leirjord. Og det er som sagt i slik tørrlagt saltvannsleire at det senere kan danne seg kvikkleire hvis det salte porevannet sakte vaskes ut ved gjennomstrømning av ferskt grunnvann. Fenomenet kvikkleire er med andre ord knyttet til gammel fjordbunn i områder med en istidshistorie og en påfølgende landheving der saltvannsleire (marin leire) har kommet opp over havnivå. I Norge har marin leire, og dermed også kvikkleiresoner, størst utbredelse i Trøndelag og på Østlandet, men er også vanlig mange steder i Nord-Norge og fins en del på Vestlandet og Sørlandet.

Gammel fjordbunn - den marine grense

Da isen smeltet bort for ca. 10 000 år siden var den sterkt nedpressede jordskorpa allerede i ferd med å heve seg igjen, men landhevingen gikk sakte. Før de nedpressete områdene rakk å heve seg nevneverdig, kunne havvannet derfor følge etter iskanten langt inn over det som i dag er tørt land. I Trøndelag har vi tykke avsetninger av marin leire fordi det under isavsmeltingen var stor slamtilførsel fra breene og smeltevannselvene, også fra svensk side, da isskillet lå langt øst for Kjølen.

Hvor høyt kan vi så finne gammel havbunn i dag? Jo, da må vi lete etter det høyeste havnivået ved slutten av siste istid, som forøvrig kalles *den marine grense* (MG). Den blir altså det høyeste nivået vi overhodet kan finne marin leire med kvikkleiresoner. Den marine grense kan variere fra sted til sted både fordi landhevingen har vært ulik og fordi isavsmeltingen skjedde til litt forskjellig tid.

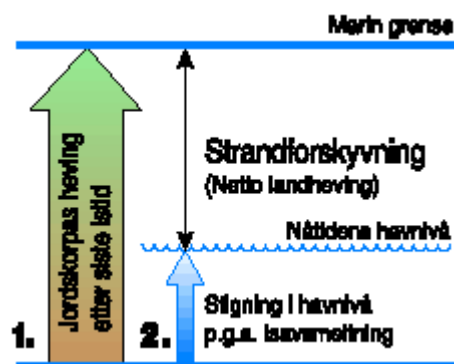
Det er stort sett på den gamle havbunnen vi bygger og bor. Det er her vi finner de beste forutsetningene for vår eksistens. Løsmassene er i så måte en fundamental naturressurs på linje med luft og vann, og utgjør selve grunnlaget for plante- og dyreliv, og dermed for bosettingen.



Figur 4 Havets største utbredelse under isavsmeltingen. Kartet viser at store områder har vært havbunn etter siste istid (blå). Tallene angir høyden for den marine grense i meter over dagens havnivå. Anslagsvis 3000 km² (3 mill. dekar) har landområdene på dette kartet økt i areal siden isen forsvant, og i dag er det nettopp på den gamle fjordbunnen vi bygger og bor. Av landbruksområdene ligger så mye som 80-90 % under den marine grense. Det er også her alle de større befolkningssentrene ligger, ofte på store elvedelta, og det har naturligvis sammenheng med at sentrene har utviklet seg fra bondesamfunnet som har sine eldste røtter i områder med god jord og gjerne lett adgang til sjø eller elv som var fortidens ferdselsårer. Langs kysten kan en kanskje si at fiskeressurser og havneforhold har hatt vel så stor innflytelse på bosettingen som det jordbunnsforholdene har hatt, selv om dyrkajord og torv til brensel var viktige geologiske ressurser også her. (Etter Sveian og Solli 1997)

Landheving, strandforskyvning og erosjon

Høydeforskjellen mellom den marine grense og dagens havnivå, f.eks. ca. 180 m for Trondheimsfjorden og drøyt 200 m på indre Østlandet, er egentlig bare den «netto» landhevingen som har funnet sted etter isavsmeltingen. Hevingen av jordskorpa har vært adskillig mer enn 200 m i dette tidsrommet, men siden verdenshavene samtidig steg med noen ti-talls meter, så sitter vi tilbake med høyden opp til MG som netto, målbar landheving i terrenget. Når vi vil uttrykke denne netto hevingen av landmassene i forhold til havnivået, snakker vi gjerne om *strandforskyvning* i stedet for landheving, for å unngå forveksling med den totale jordskorpehevingen.

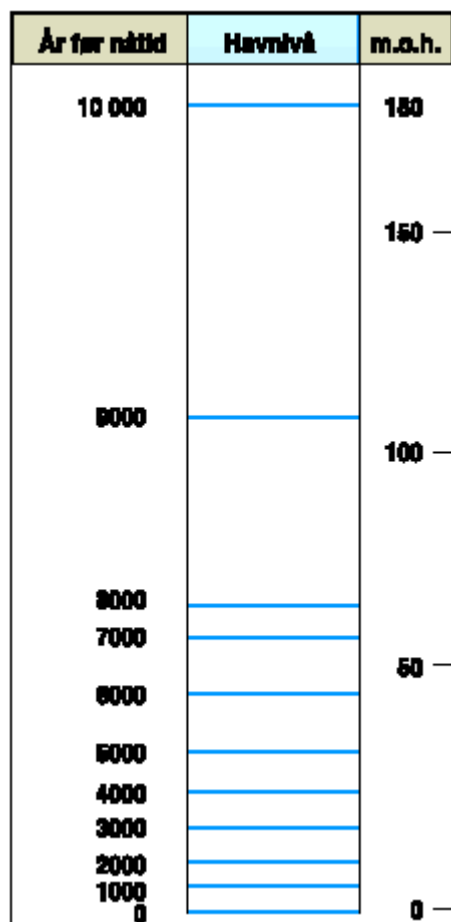


Figur 5 Strandforskyvningen framstilt som netto-resultatet av to bevegelser: 1) Jordskorpas heving p.g.a. trykkavlastning og gjenvinning av likevekt, og 2) stigning i det globale havnivået p.g.a. alt smeltevatnet fra de store innlandsisene. (Etter Sveian 1995)

Radiokarbon-dateringer etter ^{14}C -metoden av dødt organisk materiale som skjell, bein, trebiter eller gytte fra ulike gamle strandlinjenivåer kan gi oss et bilde av hvordan strandforskyvningen har forløpt gjennom de siste 10 000 år. Dermed vet vi også når de forskjellige delene av et område ble hevet over havnivået og begynte å bli påvirket av andre prosesser som elveerosjon, forvitring, myrdannelse og grunnvannsgjennomstrømning. Sett fra landsiden må strandforskyvningen ha fortonet seg som om havet trakk seg meget sakte tilbake, mens strandkanten og elvemunningen flyttet seg mot stadig lavere nivå.

Som forventet var hevingen av jordskorpa kraftigst i de første par tusen årene etter at isen forsvant, og den viser en gjennomsnittlig strandforskyvning på 6 cm pr. år (6 m på 100 år). Det er stor høydeforskjell mellom strandlinjene som ble dannet henholdsvis 10 000 og 8000 år før nåtid. For 7000 -8000 år siden hadde vi en periode med mye mindre strandforskyvning (omtrent som i dag), hvor havnivået sto 65 - 70 m høyere enn nå. For 6000-7000 år siden gikk strandforskyvningen noe raskere igjen. Fram mot vår tid har vi så hatt en gradvis avtakende hastighet, men enda i dag stiger landet 3 - 4 mm pr. år (30-40 cm på 100 år) som følge av isavsmeltingen, og det er forventet at landet i framtida vil stige flere meter før likevekten er helt gjenopprettet.

De landskapsmessige konsekvensene av landhevingen og strandforskyvningen ble store. Strandlinjen og elveosene flyttet seg langt. Landhevingen er dessuten den direkte årsaken til erosjonsprosesser, elvegraving og ras, som har gitt den tidligere fjordbunnen de opprevne terrengformene den ofte har i leirområder i dag.



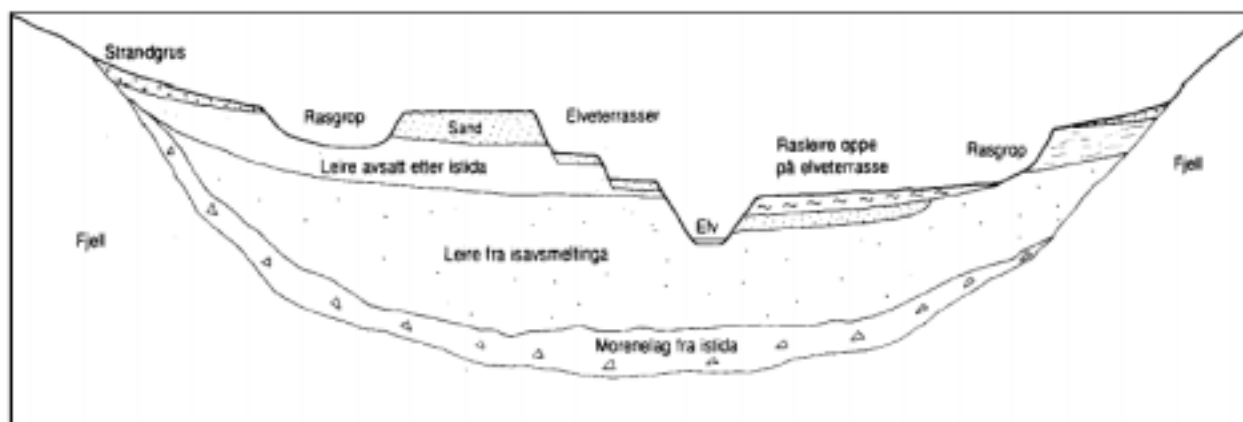
Figur 6 Strandforskyvning etter siste istid, et eksempel fra Stjørda eller Verdall. Horisontale linjer viser hvor høyt havet stod i forhold til landområdene for hvert tusen-år. Denne framstillingen gir et klart inntrykk av at landhevingen gikk raskest de første to tusen årene, deretter meget sakte mellom 8000 og 7000 år før nåtid, noe raskere igjen etter 7000, og så gradvis saktere fram til i dag. (Etter Sveian og Solli 1997)

Elveerosjon og ras former landskapet

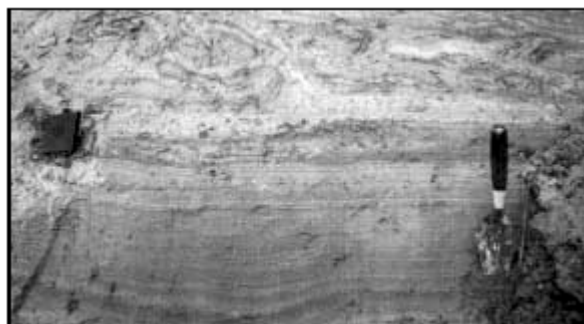
I hele etter-istiden har elvene og bekkene gravd seg ned i den gamle fjordbunnen i et forsøk på å flate ut og tilpasse elveløpet til et havnivå som relativt sett ble stadig lavere etter som landet steg. Elver har svingt fra dalside til dalside, gravd, planert og formet dalbunnen til typiske terrasseflater. Elvegravningen har resultert i dype nedskjæringer og bratte skråninger i løsmassene. Selv små bekker og grunnvannskilder kan gi dype, v-formete bekkedaler og raviner. Erosjonen stanser sjelden før elvene og bekkene har kommet ned på fjell. I de bratte skrentene som dannes på denne måten, både langs hovedelva og sideelvene, kan vannet undergrave leira og utløse ras. Rasene kan få stort omfang dersom det er kvikkleire til stede. Den opprinnelig slette og jevne fjordbunnen omdannes på lang sikt til et urolig landskap med terrassekanter, bekkedaler, skrenter og groper, der rester av de opprinnelige leirfyllingene hever seg opp over gropene og dalene som rygger, egger eller smale plataer, og vitner om at mye løsmasser må være fjernet ved naturlige prosesser gjennom tidene. De fleste landformene dannes over lang tid, men kvikkleirerasene er hurtige massebevegelser der gropene dannes nesten momentant.

Lagfølge i løsmasser – eksempler

Både tverrprofilet (Figur 7) og løsmassekart (kvartærgeologiske kart) viser at dalbunner, til tross for at det er gammel sjøbunn, i noen grad domineres av andre løsmassetyper enn leire i overflata. Dette er yngre lag av strandgrus, elvesand og myr, avsatt oppå leira, enten mens arealene lå i strandsonen eller etter at dalbunnen ble hevet opp over havnivå. Slik er den normale lagfølgen i en dal når avsetningen av løsmassene foregår ved langsomme prosesser som landheving, strandvasking, elvetransport, gjengroing og bunnfelling. Hvis den motsatte lagfølgen forekommer, slik det er kjent fra flere steder, nemlig et lag av marin leire over myr, elvesand eller strandgrus, så er det et utvetydig signal om hurtig massebevegelse. Da må leira ha rast utover og begravd en eldre markoverflate. For så lenge landet har steget hurtigere enn havet, vil det være umulig å få dannet denne lagfølgen på noen annen måte. Annerledes hadde det vært hvis havet i en periode hadde steget mest, og gått inn over land igjen, men ut fra dagens kunnskap om landhevingen så har dette ikke skjedd i våre store leirområder etter siste istid. Rasleire må i denne sammenheng ikke forveksles med ferskvannssedimenter, f. eks. flomavsetninger som også kan bli svært finkornige. I en snittvegg gjennom rasleire vil man ofte se at leira er omrørt og ikke har sin naturlige lagdeling bevart.



Figur 7 Skjematisk tverrprofil med typisk lagfølge og overflateformer for løsmassene i en fjorddal som Stjørdalen. (Etter Janbu m.fl. 1993)



Figur 8 Snittvegg i leire og silt. Nederst sees parallelle, flattliggende lag og over disse ligger en lagpakke med typiske strukturer i forstyrrete og omrørte masser. (Etter Janbu m.fl. 1993)

Hvorfor går det ras?

Hvis vi forenkler tilstrekkelig, er det lett å forklare hvorfor det går ras: Den egentlige årsaken til alle ras er nemlig tyngdekraften. Alle jordpartikler vil påvirkes av tyngdekraften, og vil forsøke å

bevege seg mot lavere nivå hvis de ikke hindres i det. Det som hindrer dem, er jordas styrke (skjærstyrke). Hvis skjærstyrken i jorda blir for liten i forhold til de kreftene som forsøker å drive et jordvolum nedover, vil det gå et ras. Dette kan uttrykkes ved formler og matematiske uttrykk, og det er det også nødvendig å gjøre for å kunne beregne om en skråning eller et område er tilstrekkelig stabilt. Men å forstå årsaksforholdene er trolig lettere hvis vi bruker mer vanlige ord og uttrykk.

Skjærstyrken i jorda kan vi oppfatte som et resultat av friksjonen mellom de enkelte partiklene som jorda består av. Styrkeegenskapene vil derfor være forskjellige i ulike jordarter, og vil avhenge både av partiklenes størrelse og form (skarpkantet, rund, flat), men også av hvor stort kontakttrykket mellom de enkelte partiklene eller kornene er. Som vi kan se i naturen, er det vanligvis slik at store, ujevne og skarpkantede korn gir høy skjærstyrke og bra stabilitet. Eksempler på dette er for eksempel steinurer og sprengsteinsfyllinger, som kan stå med bratte skråninger i stor høyde: Går vi nedover i kornstørrelse til grus og sand, har disse jordartene fortsatt bra skjærstyrke, men danner ikke fullt så bratte skråninger. Jordartene silt (med lokalbetegnelse kvabb) og leire er de mest finkornige. I tillegg er disse partiklene ofte også de «glatteste», etter som de er dannet ved nedsliting av større partikler. Resultatet er at de mest finkornige jordartene vanligvis har lavest friksjon og minst skjærstyrke, og vil følgelig danne nokså slake skråninger og avrundede terrengformer. (Ferske skråninger, f.eks. i en rasgrop, kan være bratte, men vil slake seg ut til mer naturlig helning med tiden).

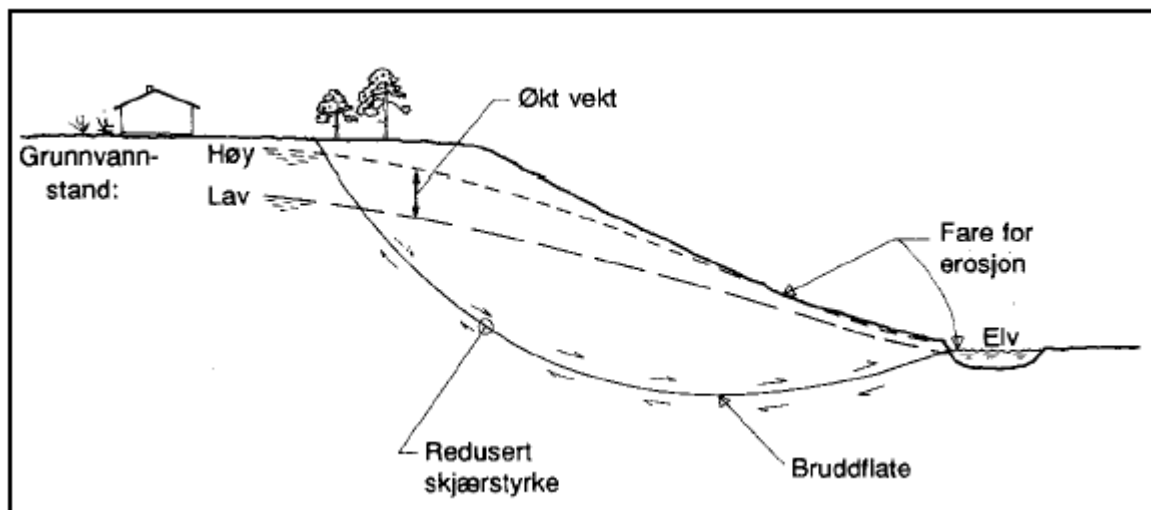
Vi ser også at hvis det først skjer et brudd i jorda, vil raset som regel bli lite og lokalt hvis grunnen består av sand eller grovere jordarter, som har bra skjærstyrke og som beholder styrken omkring bruddstedet. I leirterreng kan rasene bli større, og de virkelig store skredene oppstår i kvikkleire.

I de aller fleste tilfellene er vann en medvirkende årsak til ras, - på en eller flere måter: For det ene er det vannet som har formet landskapet vårt. Denne graveprosessen eller erosjonen pågår så lenge elvene eller bekkene har sterkt nok fall. Enkelte jordarter er lett eroderbare, andre har større motstandskraft. Etter spesielle hendelser kan graveintensiteten bli voldsom. Flommer skaper i det hele tatt større erosjonskraft, og kan gi økt påkjønning på skråninger langs elver og bekker.

For det andre er det alltid vann til stede i jorda. Under et visst nivå som vi kaller grunnvannstanden, er alle hulrom eller porer mellom jordpartiklene tilnærmet helt fylt med vann. Men grunnvannstanden er ikke et konstant nivå. Etter tørkeperioder kan det være langt ned til grunnvannet, -f.eks. slik at brønner tørker ut og årsveksten står i stampe fordi planterøttene ikke får tak i vann. Mens etter en typisk trøndersommer med langvarig kraftig regn, kan jorda være vannmettet helt til topps eller vel så det. Dette har virkning videre nedover i jorda til stor dybde: Når grunnvannstanden stiger, øker også vanntrykket i hulrommene videre nedover, det vi kaller poretrykket. Men at poretrykket i jorda øker, fører til at det effektive kontakttrykket mellom de enkelte jordpartiklene - effektivspenningene - blir redusert. Altså avtar skjærstyrken, og jorda får redusert motstandsevne mot glidninger.

I et tenkt snitt gjennom en skråning kan vi altså få en kombinert effekt, som inntreffer samtidig og som virker i samme uheldige retning: Kraftig regn eller sterk snøsmelting kan få grunnvannstanden til å stige fra "Lav" til "Høy" (Figur 9). Vannmettet jord er tyngre enn tørr jord, -

altså øker vekten av jorda ved toppen av skråningen (økte drivende krefter). Ved foten av skråningen kan det oppstå erosjon, - særlig hvis det går en bekk eller en elv der, men også ellers hvor grunnvannspeilet pipler ut av bakken. Viktigst er kanskje likevel det som skjer inne i jorda: Langs potensielle bruddflater i skråningen får vi økte poretrykk, og dermed redusert skjærstyrke. Begge deler betyr reduserte stabiliserende krefter. Når de drivende kreftene blir større enn de stabiliserende, raser skråningen ut.



Figur 9 Snitt gjennom skråning med en typisk sirkelformet potensiell bruddflate. (Etter Janbu m.fl. 1993)

Ras kan altså starte av helt naturlige årsaker, og har gjort det i tusener av år. Men i våre dager er det oftest vi mennesker som forstyrrer den naturlige likevekten og lager forutsetninger for ras. Dette gjør vi ved enten å øke de drivende kreftene eller ved å redusere de stabiliserende, - i prinsippet altså helt likt med naturlige rasårsaker. Økt belastning ut mot toppen av en skråning, mest typisk oppfylling (for veg, hus eller lignende) øker påkjenningen. Graving ved foten av bakken (grøfter, vegskjæringer, planering, graving for kjeller) svekker motholdet. Økt tilførsel av vann ut mot en skråning (drensløp, terrengplanering) kan være risikabelt på flere måter.

Ras forårsaket av menneskelige inngrep, behøver ikke å gå med en gang vi har begått det uheldige tiltaket. Kanskje kan skråningen fortsatt stå tilsynelatende godt i mange år. Men hvis det så kommer en periode med mye nedbør og ugunstige forhold, verre enn skråningen har opplevd etter at vi forandret den, så kan marginene være oppbrukt. I deler av Trøndelag var vinteren 1988-89 en slik «ildprøve», som mange menneskelagde eller menneskepåvirkede skråninger ikke besto. Teleforhold, frost og opptining, kan av og til medføre mindre utglidninger. Rystelser, fra sprengning eller trafikk, er mer uvanlig rasårsak hos oss, og bare hvis et område har liten sikkerhet fra før. Men under andre himmelstrøk kan jordskjelv utløse store skredkatastrofer.

Hvordan utvikler rasene seg?

Hva som skjer i det øyeblikk et ras løsner, og like etterpå, avhenger mest av jordarten på stedet. Konsekvensen av raset er også mest jordartsavhengig, selv om andre forhold spiller en rolle. Rasutviklingen og konsekvensen av raset vil variere fra en harmløs affære til det store, tragiske drama, slik de følgende eksempler belyser:

Når rasutviklingen i slike følsomme masser først er kommet ordentlig i gang, står det ikke i menneskelig makt å stoppe raset. Den videre utviklingen, etter kanskje en noe nølende start, er nesten alltid meget rask og fører til at de bakenforliggende masser bryter sammen og blir tyntflytende. Rasmassene renner som en væske utover omgivelsene og dekker over terrenget selv om dette er helt flatt. Hvis kvikkleirelommer oppe i slake skråninger løsner, så kan den flytende leira få meget stor hastighet, f. eks. 30 km/time som i Rissaraset i 1978, eller kanskje oppimot 60 -70 km/time som det antagelig var i Verdalen i 1893. Hastigheten blir større jo større kvikkleirepartiene er, og jo høyere oppe de ligger over det terrenget som blir dekket av de flytende massene.



Figur 11 Fra Mørset-raset 1893. (Etter Reusch, 1901.)

Typisk for kvikkleireskred under utvikling er at hele flak eller stykker av jord plutselig styrter ned, omrøres og sklir ut. Men i bakkant der raset stopper opp vil en finne jordstykker hvor bevegelsene bare så vidt har kommet i gang langs en bruddflate, og markoverflata bare har sunket litt ned.

Skjelstadmarkraset i 1962 startet med et brudd i massene. Vitner forteller at et stort område, ”så langt de kunne se”, var oppbrutt og så ut som skruis. Deretter sank husene ned på den rammede gården, våningshus og uthus. Så, etter noen få minutter, startet den første glidebevegelsen utover i rasgropa, og skredet forplantet seg videre bakover. Kvikkleiren beveget seg nedover forholdsvis flatt terreng, over en strekning på ca. 2 - 3 km, i løpet av ca 2 timer.

Situasjonen etter ras

Det typiske for kvikkleireras er at de ofte etterlater en rund, pæreformet rasgrop: Den flytende kvikkleira har strømmet ut av en ganske trang «skredport” (oftest der raset startet), mens rasgropa kan danne et stort basseng innenfor porten. Inne i rasgropa kan det i tiden like etter raset være et særpreget mønster av spisse rygger eller pyramideformer, begrenset av skråstilte bruddflater. Et typisk eksempel på pæreformet rasgrop med trang skredport er et ras i Ullensaker lille julaften i 1953. Men også Verdalsraset er et utmerket eksempel i stor målestokk, både når det gjelder formen og de gjenstående ryggene. Langsetter den største ryggen, som ble stående igjen urørt midt inne i rasgropa, går til og med det gamle bekkeleiet etter Follobekken.



Figur 12 Fra Mørset-raset 1893. (Etter Reusch, 1901.)

I fast leire eller andre faste masser blir rasgropene vanligvis mye mindre og mer åpne, ofte med en oval forsenkning. I ettertid kan det være vanskelig å avgjøre om slike terrengformer skyldes ras eller andre forhold. Mange kvikkleireras stopper uten at all kvikkleira raser ut. Det er derfor ikke uvanlig at det fortsatt finnes kvikkleire bak gamle raskanter eller i gjenstående rygger mellom rasgroper. Kvikkleiremasser som har vært flytende og har falt til ro igjen, vil imidlertid bli faste og stabile masser når overskuddsvannet er borte. Områder med gamle rasmasser kan derfor være sikker og god byggegrunn hvis de ikke trues av nye ras fra gjenværende, høyereliggende kvikkleirelommer i nærheten.



Figur 13 Kvikkleireraset ved Ullensaker 23.12.1953, viser pæreformet rasgrop. (Etter Janbu m.fl. 1993)



Figur 14 Fra Haugan – Bjørstadvfallet ovenfor Hærfossen i Verdal i 1894. Personen står på flak av tørr, fast leire som trolig har ligget nær overflaten (tørrskorpe). Bakerst sees den bratte rasveggen. I forgrunnen er det glidefurer på bløtere leire. (Etter Reusch 1901)

Rasmasser har ofte en småkupert, svakt hauget overflate som skyldes at tørrskorpeleire eller sandlag fra markoverflaten ikke kan omrøres og flyte utover i samme grad som den litt dypereleggende kvikkeleira. Rasområder kan omskapes til fullverdig dyrkajord igjen. Etter Rissaraset i 1978 tok det bare et par år før hele området var gjenvunnet. I Verdalen gikk det lengre tid før man kom i gang, og det tok mange ti-år før hele rasområdet var oppdyrket igjen. Men også her kunne man trolig ha begynt allerede etter et år. Etter raset i Skjelstadmark i 1962 spådde man at det gikk flere tiår før noe kunne gjøres nede i rasområdet. Også fra jordbruksfaglig hold ble det antydnet at det beste ville være å la hele området vokse til med older, slik at man etter en 40 år ville få god nok jordforbedring til kulturvekster. Men arbeidet med utbedring av forholdene startet forholdsvis snart. Allerede etter et par år begynte bulldosere å skyve ut kantene på tvers av rasområdet. Problemet var små bulldosere. Men kantene ble tatt etter hvert, på sommers tid når det var mest tørt. Likevel kjørte en bulldoser seg fast, og holdt på å forsvinne i gjørma. Den ble reddet med trestokker som ble lagt ned. Grøftinga foregikk regelmessig etter hvert som planeringen var gjort. Hovbekken som stadig grov seg ned, ble stoppet med nedlegging av 24 tommers rør over en lengre strekning.



Figur 15 Fra Hov-raset 1962. Foto: K. Ingvaldsen, NGU



Figur 16 Ras-stedet sett fra samme ståsted som i Figur 15 40 år etter. Foto: L. Skjelstad

Sikringstiltak

Når en ser hvilke katastrofale følger ras i leire kan få med tap av menneskeliv og store materielle skader, er det rimelig at folk spør seg om tiltak kan settes i verk for å redusere faren for at nye skredkatastrofer kan inntreffe i framtida. Et viktig tiltak er å kartlegge områder hvor kvikkleire finnes. Etter Rissa-raset i 1978 ble det på bakgrunn av vedtak i Stortinget iverksatt systematisk kartlegging og grunnundersøkelser for å registrere kvikkleire og mulige skredfarlige områder i landet. Dette arbeidet er utført av NGU og NGI i regi av Statens Naturskadefond, foreløpig på Østlandet og i Trøndelag. Slike kart (faresonekart kvikkleire) kan være et viktig forhåndsredskap for arealplanlegging og for såvel prosjektering som gjennomføring av større bygge- og anleggsarbeider, eller store jordbruksplaneringer. På områder som etter slik kartlegging blir karakterisert som faresoner, er det viktig at alle inngrep i terrenget blir kontrollert av geotekniker, eventuelt også fulgt opp med nye detaljerte grunnundersøkelser, før anleggsstart.

Slike faresonekart kan også lette mulighetene til å peke ut områder hvor kvikkleire finnes og hvor høydeforskjellene i terrenget samtidig er store nok til at ras kan inntreffe. Angivelse av elver og bekkefar som kan føre til erosjon er også nyttig informasjon.

Slike kart er å betrakte som oversiktskart, og bør ikke brukes alene som prosjekteringsgrunnlag, - ei heller til å verdiforringe «utsatte» eiendommer. Kartene er ikke detaljerte nok til slike formål.

Folk som bor eller ferdes i leirterreng kan bidra til økt sikkerhet ved å varsle fra når faresignaler blir registrert. Slike signaler kan være bekker som graver, sprekke-dannelser og mindre utglidninger i bratte skråninger, eller menneskelige inngrep som ukontrollert graving eller fylling. Den rette instans for varsling vil normalt være teknisk etat i kommunen. Kvikkleireras utvikles bare dersom det først går et lite initialras, f.eks. ved at en skråningsfot blir undergravet ved erosjon av rennende vann, eller ved overbelastning på toppen av en skråning, eller ved utgravninger på uheldige steder i terrenget eller pga unormale nedbørsforhold. Botemidlet for å unngå større kvikkleireras er derfor å forhindre initialras, f.eks. ved tiltak som erosjonsbeskyttelse, bedret massebalanse vil ha motfylling ved foten, avlastning av skråningstoppen, eller ved en generell utslaking av hele skråningen. Ved erosjonsbeskyttelse er det viktig at bekker som graver i leirterreng blir sikret ved steinsetting eller gjenlegging i rør og overfylling, før bekkeerosjonen fører til rasutvikling. Drensrør som føres inn i, eller gjennom lagdelt kvikkleire, kan være et mulig tiltak mot virkningen av ekstrem nedbør eller ugunstige grunnvannsstrømmer.

Litteratur- og karthenvisninger

- Dahl, R., Sveian, H. og Thoresen, M.(red) 1997: *Nord-Trøndelag og Fosen - geologi og landskap*. Norges geologiske undersøkelse.
- Friis, J.P. 1898: *Terrænundersøgelser og Jordboringer i Stjørdalen, Værdalen og Guldalen samt Trondhjem i 1894, 95 og 96*. Norges geologiske undersøkelse nr. 27.
- Helland, A. 1909: *Norges land og folk, bind XVII, første del*. Aschehoug forlag.
- Holmsen, G. 1946: *Lerfall og ras i årene 1933 -1939*. Norges geologiske undersøkelse nr. 166.
- Janbu, N. 1965: *Verdalsraset i 1893, -hva skjedde egentlig?* (Radioforedrag 16.11.1964). Meddelelser fra Det Norske Myrselskap nr. 1, 63. årgang.
- Janbu, N. 1970: *Grunnlag i geoteknikk*. Tapir forlag, Trondheim.
- Janbu, N., Nestvold, J., Røe, Ø. og Sveian, H. 1993: *Geologi - geoteknikk. Leirras - årsaksforhold og rasutvikling; I: Walberg, Ø. 1993: Verdalsboka, Ras i Verdal, bind B. Verdal kommune.*
- Leirfall, J. 1969, *Liv og lagnad i Stjørdalsbygdene*. Stjørdal kommune.

- Reite, A. J., Selnes, H. og Sveian, H. 1982: *A proposed deglaciation chronology for the Trondheimsfjord area, Central Norway*. Norges geologiske undersøkelse nr. 373.
- Reite, A.J. 1983. *Stjørdal, kvartærgeologisk kart 1621 I - M. 1: 50 000* Norges geologiske undersøkelse
- Reusch, H. 1901: *Jordfaldet ved Mørset i Stjørdalen*. Norges geologiske undersøkelse nr. 32. Aarbog for 1900.
- Rosenquist, I. Th. 1953: *Investigations into the clay -electrolyte -water system*. Norges Geotekniske Institutt. Publikasjon nr. 9.
- Sveian, H. 1989: *Stiklestad, kvartærgeologisk kart 1722 IV -M 1:50000. Beskrivelse. (Med fargetrykt kart)*. Norges geologiske undersøkelse. Skrifter nr. 89.
- Sveian, H. og Olsen, L. 1984: *En strandforskyvningskurve for Verdalsøra, Nord- Trøndelag*. Norsk Geologisk Tidsskrift 64.
- Sveian, H. 1995: *Sandsletten blir til. Stjørdal fra fjordbunn til strandsted*. Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 117
- Sveian, H. og Solli, A. 1997: *Fra hav til høgfjell - landskapet. i: Dahl, R., Sveian, H. og Thoresen, M.(red.): Nord-Trøndelag og Fosen - geologi og landskap*. Norges geologiske undersøkelse.
- Sveian, H., Janbu, N., Nestvold, J., Røe, Ø. og Skjelstad, L. 2002: *Leirras, sett fra en geologisk og geoteknisk synsvinkel. I: Husbyn, G. og Skjelstad, L. (red.) 2002: Bygda og raset. Leirras i Skjelstadmark og Hegra. Hegra Historielag*. ISBN: 82-996380-3-8.
- Sætren, G. 1893: *Kart over skredet i Værdalen, med beskrivelse*. Teknisk Ugeblad.
- Walberg, Ø. 1993: *Verdalsboka, Ras i Verdalen, bind B*. Verdalen kommune.