

Metodik för kartläggning och klassifi- cering av erosion och släntstabilitet i vattendrag

Fredrik Svantesson

Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet,
masterarbete, nr 518
(45 hp/ECTS credits)



Geologiska institutionen
Lunds universitet
2017

Metodik för kartläggning och klassificering av erosion och släntstabilitet i vattendrag

Masterarbete
Fredrik Svantesson

Geologiska institutionen
Lunds universitet
2017

Innehåll

1 Introduktion	7
1.1 Inledning	7
1.2 Definitioner och klassificering	7
1.3 Syfte och avgränsningar	8
2 Teori och bakgrund	9
2.1 Erosion och jordmekanik	9
2.1.1 Inledning	9
2.1.2 Jordarter	9
2.1.3 Erosion och fluviala processer	10
2.1.4 Spänningar i jord och gravitationsprocesser	15
2.1.5 Klimat och nederbörd	17
2.2 Erosion och jordskred i Sverige (historik)	17
3 Klassificeringsmetoder av sårbarhet (litteraturstudie)	18
3.1 Inledning	18
3.2 SGI:s klassificeringsmetodik	19
3.3 Erosionsindex	20
3.3.1 Coastal vulnerability index (CVI)	20
3.3.2 Bank erosion hazard index (BEHI)	22
3.3.3 Pfankuchs index	23
3.4. Erosionsmodeller	24
3.4.1 Stream power index (SPI)	24
3.4.2 Universal soil loss equation (USLE)	24
3.4.3 Erosion vulnerability assessment for agricultural lands (EVAAL)	25
3.4.4 Bank stability and toe erosion model (BSTEM)	25
4 Metodik	26
5 Områdesbeskrivning	27
5.1 Säveåns dalgång och utredningsområde	27
5.1.1 Dalgångens geologiska utveckling	27
5.1.2 Geologi och geomorfologi	28
5.1.3 Topografi	31
5.1.4 Säveåns dräneringssystem och klimatdata	33
5.2 Studieområdet vid Lerum	34
6 Fältkontroll och erosionsbeskrivning	36
6.1 Besiktning	36
6.2 Erosionsförhållanden inom studieområdet	38
7 Analys	42
7.1 Analys av klassificeringsmetoder (erosionsindex) från litteraturstudie	42
7.2 Sårbarhetsanalys enligt SGI:s metodik	43
7.3 Klassificeringsutveckling av sårbarhetsanalys	43
8 Sårbarhetsanalys och klassificering av studieområdet (resultat)	44
9 Diskussion	45
10 Slutsats	48
Tack	49
Referenser	49
Bilagor	52

Metodik för kartläggning och klassificering av erosion och släntstabilitet i vattendrag

FREDRIK SVANTESSON

Svantesson, F., 2017: Metodik för kartläggning och klassificering av erosion och släntstabilitet i vattendrag. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 518, 51 sid. 45 hp.

Sammanfattning: Erosion av vattendrags flodbottnar och intilliggande strandmiljö är ett stort samhällsproblem som förväntas öka i takt med framtida klimatförändringar. Statens geotekniska institut (SGI) har erhållit anslag för att kartlägga större vattendrag i Sverige med hänsyn till risken för skred i framtiden till följd av klimatförändringar. Ett vattendrags sårbarhet för erosion kan bedömas utifrån ett index där sårbarheten klassificeras med en klass, exempelvis hög eller låg. Syftet med detta projekt är att undersöka vilka metoder det finns att tillgå samt föreslå förbättringar samt upprätta en ny eller förbättrad version av SGI:s metod. Studieområdet är en sträcka på ca 3 km av Sävån med start vid sjön Aspens inlopp där större delen går genom Lerum. Studieområdet delades efter en fältkontroll in i fyra olika delområden och klassificerades med SGI:s metod samt med en modifierad metod. Med SGI:s metod klassificerades hela studieområdet med klass hög sårbarhet för erosion. Den modifierade metoden åskådliggör sårbarhetskillnader inom studieområdet genom att bland annat implementera två nya parametrar. Den modifierade metoden för sårbarhetsanalys av vattendrag förändrar sårbarhetsklassbedömningen genom att överlag klassificera studieområdet som måttlig (klass 2) istället för hög (klass 3). Sårbarhetsanalyser påvisar bedömnings-svårigheter i objektivitet samt att det finns svårigheter i att klassificera ett vattendrag på en absolut nivå. Vidare är tillgängliga klassificeringsmetoder få och bristfälliga.

Nyckelord: Erosion, jordmekanik, coastal vulnerability index (CVI), klassificeringsindex, sårbarhetsanalys, klimatförändringar, jordskred, vattendrag, Sävån, Västra Götaland.

Handledare: Wilhelm Rankka (SGI), Per Möller (LU)

Ämnesinriktning: Kvärtärgeologi

Fredrik Svantesson, Geologiska institutionen, Lunds universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige.

E-post: gna10fsv@student.lu.se

Methodology for mapping and classifying erosion and slope stability in rivers and streams

FREDRIK SVANTESSON

Svantesson, F., 2017: Methodology for mapping and classifying erosion and slope stability in rivers and streams. *Dissertations in Geology at Lund University*, No. 518, 51 pp. 45 hp (45 ECTS credits).

Abstract: Erosion of river basins and adjacent bank environment is a major environmental problem that is expected to increase in the future due to climate change. The Swedish geotechnical institute (SGI) has been granted funding by the Swedish government for mapping major rivers in Sweden with regard to the risk of landslides due to climate change. A river's vulnerability to erosion can be assessed based on an index where the vulnerability is classified with a class, such as high or low. The purpose of this project is to investigate which methods are available and propose improvements as well as to establish a new or improved version of SGI's method. The study area is approximately 3 km of the Sävve river, starting at Lake Aspen, from which the majority passes through the town of Lerum. The study area was divided into four different subdivisions based on fieldwork and was classified using both SGI's method and a modified version. With SGI's classification method the entire study area was classified as highly vulnerable to erosion. The modified method illustrates vulnerability differences within the study area by, among other things, implementing two new parameters. The modified method changes the vulnerability class assessment by broadly classifying the study area as moderate (class 2) instead of high (class 3). Vulnerability analyzes demonstrate difficulties in objectivity and the difficulty in classifying a river at an absolute level. Furthermore, available classification methods are few and inadequate.

Keywords: Erosion, soil mechanics, coastal vulnerability index (CVI), classification index, vulnerability assessment, climate change, landslide, streams, rivers, Sävveån, Västra Götaland, Sweden.

Supervisor(s): Wilhelm Rankka (SGI), Per Möller (LU)

*Fredrik Svantesson, Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden.
E-mail: gna10fsv@student.lu.se*

1 Introduktion

1.1 Inledning

Statens geotekniska institut (SGI) är en statlig expertmyndighet som har fått i uppdrag av den svenska regeringen att kartlägga och bedöma risken för skred och ras längs större vattendrag i Sverige. Risken för jordskred förväntas öka på grund av effekterna av klimatförändringar vilket medför att samhället måste anpassas därefter. Detta kräver tillförlitlig information, kunskap och underlag för att kunna förebygga framtida jordskred samt kunna planera och bygga säkra och geotekniskt stabila samhällen. Detta är en komplicerad tvärvetenskaplig uppgift som involverar geologisk, hydrologisk och geoteknisk förståelse i kombination med klimatdata som spänner över många decennier (Rydell et al., 2012). Metodik och tillvägagångssätt är knapphändiga. Det är dels en svårighet i sig att lösa skredrelaterade processer under förändring över lång tid, men det saknas även beprövade verktyg och tillvägagångssätt för att kombinera de hydrodynamiska erosionsprocesserna som verkar längs botten och släntfot med släntstabilitet (Bergdahl et al., 2015).

Flera högprioriterade vattendrag utsågs i en studie baserad på ett antal kriterier, bland annat tidigare inträffade jordskred och närheten till bebyggelse. Ett av dessa är Sävåån i Västra Götaland (Bergdahl et al., 2013). Uppgiften är sedan att, på ett kostnadseffektivt sätt, kartlägga dessa vattendrag baserat på en uppsättning kriterier och analyser för att avgöra vilka delar av vattendraget som kan vara sårbara för erosion och skred. Erosionsprocesser förändrar ett vattendrags geometri och är en starkt bidragande del till skredproblematiken längs vattendrag (Rydell et al., 2012). Även om skred och ras i sig är en form av erosion (massrörelse) avser erosion i detta fall främst frigöring och bortforsling av geologiska partiklar (jordarter) från rinnande vatten (fluviala krafter) längs vattendrags botten och slänter.

Sårbarhetsanalys och riskanalys är termer som kan vara svåra att definitionsmässigt skilja åt. Risk i detta fall innebär inte endast sannolikheten för t ex jordskred utan det vägs även samman med dess konsekvenser och de skador ett jordskred orsakar med hänsyn till människoliv och samhällsvärden (byggnader, infrastruktur, etc.). Sårbarhet beskriver känsligheten av ett system att motstå specifika påfrestningar samt påfrestningarnas påföljder (konsekvenser). Specifika påfrestningar i samband med vattendrag kan vara exempelvis onormalt höga vattenflöden som en följd av klimatförändringar (Johansson & Jönsson, 2007). Resultatet av sårbarhetsanalysen av erosion längs vattendrag och angränsande strandmiljö utgör en del av riskanalysen för skred och ras och kan generellt ses som en översiktlig analys. Den slutgiltiga riskanalysen för skred och ras utgör sedan ett viktigt verktyg för bland annat kommuner, myndigheter och konsulter i deras arbete med samhällsbyggnad och stadsplanering (Bergdahl et al., 2015).

SGI strävar efter att förbättra sin metodik för sårbarhets- och riskanalys i syfte att öka kostnadseffektiviteten och noggrannheten. En etablerad klassificeringsmetod för kustmiljöer har modifierats baserat på underlag från Göta älvsutredningen (2009–2011) och anpassats för vattendrag (Rydell et al., 2012). Genom att klassificera vattendrag från en uppsättning mätkriterier som kan beräknas och bearbetas från redan tillgänglig data såsom flygfoton, fjärranalys, geologiska data, batymetri etc., samt, vid behov, undersökningar och mätningar i fält är det möjligt att klassificera områden i olika sårbarhetsklasser med avseende på erosion. Någon perfekt och allmängiltig metod för detta existerar inte. Metoder och tillvägagångssätt är under ständig utveckling och granskning för att på så sätt kunna effektivisera och förbättra bedömningen av erosion och risken för jordskred längs svenska vattendrag (Bergdahl et al., 2013).

1.2 Definitioner och klassificering

För att kunna genomföra en korrekt bedömning angående ett ämnes eller företeelses betydelse är det viktigt att termer och begrepp definieras korrekt och konsekvent. Detta kan tyckas vara trivialt, men allt som ofta händer det att saker och ting blandas ihop, faller i glömska eller att förvirring uppstår då en strikt och allmän definition saknas. I det här arbetet förekommer två termer som måste diskuteras mer utförligt, samt närmare och definieras. Dessa termer är risk och sårbarhet, vilka beskrivs nedan och sammanfattas i fig. 1.1.

Inom riskanalys och riskhantering definieras risk som, för ett specificerat system, en kombination av sannolikhet och dess negativa konsekvenser. Risk är alltså en benämning av sannolikheten för att en händelse skall ske samt vad konsekvenserna blir om och när denna händelse väl sker (Johansson & Jönsson, 2007).

Sårbarhet är definitionsmässigt något mer komplext och oklart, till viss del då definitionsskillnader mellan olika vetenskapliga discipliner existerar. Inom tekniska discipliner tillämpas ofta en så kallad operationell sårbarhetsanalys. En sådan består av tre delar, vilka beskriver ett systems känslighet för en specifik händelse eller scenario och dess negativa konsekvenser (Johansson & Jönsson, 2007). Sårbarhet redogör



Fig. 1.1. Boxfigur som sammanfattar definitionen av sårbarhet respektive risk.

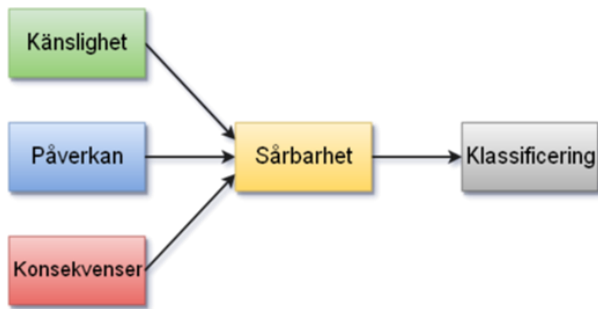


Fig. 1.2. Översiktligt flödesschema för sårbarhetsanalys där känslighet, påverkan och konsekvenser vägs samman och resulterar i en klassificering av sårbarhet med avseende på erosion.

alltså, till skillnad från risk, inte för sannolikheten för att en händelse som påverkar ett system skall ske. Det här arbetet tillämpar och definierar begreppet sårbarhet utifrån den ovan beskrivna metoden för operationell sårbarhetsanalys och kan ses som en övergripande analys för hur man skall prioritera vid en mer detaljerad undersökning vid skredriskanalyser.

Scenariot eller de påverkningar som ett system utsätts för i sårbarhetsanalysen är i detta fall klimatförändringar. Sådana kan exempelvis leda till förhöjda havsnivåer som framför allt påverkar kustområdena, men även ökad nederbörd vilket direkt påverkar vattendragen genom ökade flöden samt höjning av porttryck och grundvattennivåer. Att bedöma ett systems sårbarhet kan göras med ett klassificeringsindex där en eller flera specifika ingående parametrar från de ovan beskrivna delarna bedöms, beräknas och poängsätts (se fig. 1.2). Detta vägs sedan samman till en poängsumma för det specifika området. Denna poäng-

summa för sedan området till en specifik sårbarhetsklass.

1.3 Syfte och avgränsningar

Projektets huvudsyfte är att, i samarbete med Statens geotekniska institut (SGI), undersöka utvalda delar av Sävån, belägen i Västra Götaland (fig. 1.3). Härvid skall en närmare granskning av SGI:s metodik för klassificering av sårbarhet för erosion genomföras samt föreslå förbättringar och utarbeta en förbättrad klassificeringsmetodik för erosionssårbarhet i svenska vattendrag. Arbetet baseras primärt på existerande metoder, kriterier och verktyg. Förhoppningen är att metodiken eller delar av den skall kunna vara till nytta i framtida arbeten gällande kartläggning och klassificering av erosion och jordskred.

Projektet inleds med litteratursökning efter metoder som kan användas till att klassificera och analysera erosion i vattendrag och strandmiljöer. De olika metoderna presenteras och utvärderas och följs av fältarbete och en geologisk beskrivning och analys av Sävåns meandrering genom Lerums tätort, vilken utgör det här projektets studieområde. I arbetet ingår även grundläggande teori i erosionsprocesser och jordmekanik samt en kort historik om tidigare skred och därmed sammanhängande erosionproblematik i Sverige.

Sårbarhetsanalysen baseras dels på vattendragets hydrologiska förändringar till följd av klimatförändringar sett i ett 100-års perspektiv (detta baseras främst från ökade vattenflöden och förhöjda vattennivåer) och dels på, från SGI, tillhandahållna GIS-data och kartmaterial kompletterat med fältarbete. Fokus har lagts på de geologiska, hydrologiska och geotekniska processer som verkar i och kring Sävån längs med Lerums tätort. De samhällsekonomiska aspekterna läggs

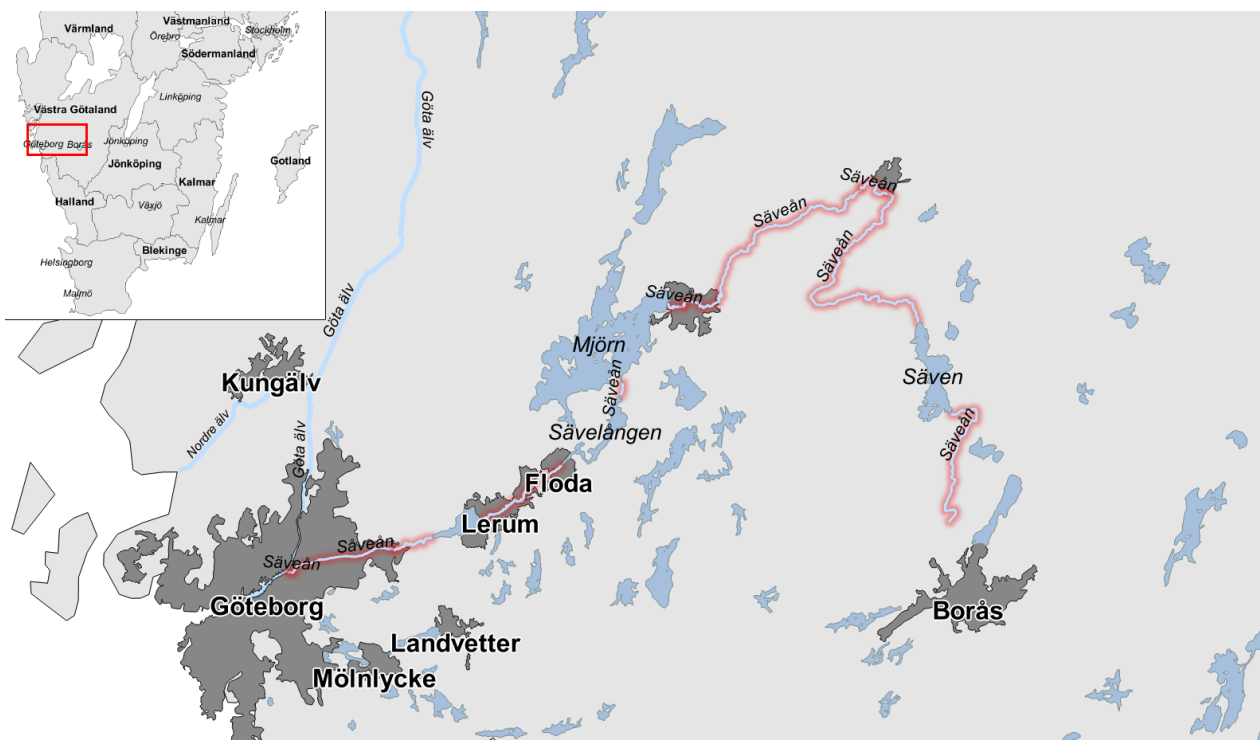


Fig. 1.3. Sävåns geografiska läge och sträcka (rödmarkerad). Källa: SMHI och Lantmäteriet.

mindre vikt på. Biflöden och övriga områden i Sävve-åns dalgång behandlas inte. Förslag på erosionskyddande eller övriga klimatanpassande åtgärder har valts att inte heller behandlas i det här projektet.

2 Teori och bakgrund

2.1 Erosion och jordmekanik

2.1.1 Inledning

Landskapen är under ständig förändring genom att fysiska och kemiska krafter successivt bryter ner (vittrar) berg och geologiskt material som inte längre är jämvikt med den miljö de en gång bildats i. Det nedbrutna materialet transporteras med hjälp av vatten, is och vind, ofta i kombination med gravitationen, från en plats till en annan. Dessa processer av vittring, erosion, transport och avsättning driver landskapens geomorfologiska förändringar (Leopold et al., 1964).

Erosion har en direkt bidragande del till ett vattendrags geometri och geomorfologi. Varje förändring leder vattendraget i obalans mellan de krafter som verkar. Detta medför att vattendragen är i ständig förändring. Ökad erosionshastighet leder till hastigare förändringar i vattendragen samt att flodbankar och tillhörande strandmiljö riskerar att bli instabila och utlösa skred och ras. Antropogena aktiviteter som bidrar till klimatförändringar, skövling av skog och vegetation, införande av boskap samt oskyddad åkermark kan bidra till starkt ökad erosion samt försämra de naturligt skyddande egenskaperna. Erosionsprocesser får konsekvenser för samhället genom att vattendragen breddas, översvämmas eller ras och skred sker längs flodbankarna. Samhällsbyggnation bidrar dessutom till ökad markbelastning som ytterligare ökar risken för skred och ras. Många samhällen är även ofta byggda på instabila svämplan och floddeltan. Erosion utgör därmed en risk för skador på byggnader och infrastruktur samt ett hot mot människors hälsa och säkerhet. Även miljön kan skadas då onormalt hög erosion riskerar att försämra miljön och vattenkvaliteten för djur- och växtliv.

De vittrade bergarterna bildar jordarter som avsätts (sedimenteras) och transporteras beroende på deras egenskaper och erosionskänslighet samt vilka processer som är verksamma. Jordarters erosionskänslighet beror på exempelvis kornstorlek, sorteringsgrad, konsolideringsgrad, packningsgrad och densitet. Enkelt uttryckt krävs att de erosionsdrivande krafterna övervinner de motverkande krafterna för att erosion (transport) av sediment skall kunna ske. Längs vattendrag är hydrodynamiska krafter från fluviala processer den största bidragande orsaken till erosion, men även gravitation kan vara bidragande och är direkt verksamt vid massrörelser som skred och ras.

2.1.2 Jordarter

Jordarter av olika kornstorlekar och sammansättning utgörs av okonsoliderat material (sediment) med en

viss (uttryckt i procent) porositet, dvs. porutrymmet mellan sedimentets klastiska partiklar. Porerna kan vara helt eller delvis fyllda med vatten och en mindre del av gaser. Porvattentrycket (u) under grundvattenytan är detsamma som produkten av vätskans densitet, porvattenpelarens höjd och tyngdaccelerationen, vilket är ett hydrostatiskt tryck. Portrycket kan relateras till atmosfärstrycket där grundvattenytan definieras som neutral. Portrycket under grundvattenytan är positivt medan den är negativ i markvattenzonen ovanför grundvattenytan. För finkorniga sediment kan denna indelning signifikant avvika under vissa förutsättningar där perioder av kraftig nederbörd kan medföra ett positivt portryck även i markvattenzonen (Knutsson et al., 1998). Omständigheter som kompaktion och kompression kan ge ett ökat portryck, vilket särskilt gäller för jordarter med låg permeabilitet. Ovanför grundvattenytan består porutrymmena till stor del av luft, men andra gaser som koldioxid och svavelföreningar är vanligt förekommande (Terzaghi, 1943). Dessutom förekommer vatten som så kallat sjunkvatten, på vandring ner till den vattenmättade zonen i sedimentet. Portrycket för gaser är matematiskt mer komplicerat på grund av dess komprimerbarhet.

Den ursprungliga sammansättningen av ett sediment avspeglar kemiskt de bergarter de härstammar ifrån. Detta sediment kan sedan, speciellt i övre delen av en sedimentsekvens vara vittrat i sin deponeringsplats samt vara mer eller mindre bemängt med organiskt material från främst förmultna växtdelar genom jordmånsbildningsprocesser. Finkorniga sediment som lera och silt hålls ihop av en inre hållfasthet genom så kallad kohesion (inre elektrokemiska bindningar), medan grövre sediments hållfasthet hålls ihop av friktionskrafter. Lera och silt benämns därför ofta som kohesionsjordarter medan grövre sediment benämns friktionsjordarter. Silt och till viss del finsand är lite av ett mellanting där båda krafterna är verksamma för bestämningen av deras hållfasthet, så kallade mellanjordarter (Larsson, 2008). Friktionsjordarter som exempelvis grus kan inte avsättas, eller med någon hög höjd stå, som en fast vägg utan rasar ut i en kon som bestäms av jordartens så kallade rasvinkel (vanligen mellan 25–35°). Rasvinkeln representerar ett läge där friktionskrafterna är i jämvikt med skjuvspänningen och är densamma oavsett släntens höjd. Grövre jordarter har generellt en större rasvinkel men rundningsgrad, densitet och vattenmättnadsgrad har också betydelse. För kohesionsjordarter kan en specifik rasvinkel inte anges då den i motsats till friktionsjordarter förändras med slänthöjden (Terzaghi, 1943). Lerpartiklar och lermineral har en hög specifik yta vilket innebär att ytkrafter kommer att ha stor påverkan då de har lätt för att adsorbera vatten.

Eroderbarheten är som högst för silt och finsand men även okonsoliderade lerpartiklar är mycket känsliga för erosion. Siltiga jordarter är dessutom mycket flytbenägna i vattenmättat tillstånd vilket innebär stor risk för jordflytningar och skred (Knutsson et al., 1998). Även jordarter med höga halter av organiskt

material är känsliga för erosion då organiskt material försvagar de elektrokemiska attraktionskrafterna mellan mineral och försvagar därmed kohesionen mellan lerpartiklarna. Eroderbarheten är också beroende av typen av lermineral, där lermineral som är svällande (exempelvis smektit) är mer känsliga för erosion (Knappett & Craig, 2012). Få jordarter är helt homogena i sin sammansättning. Deras egenskaper bestäms via laboratorieundersökningar som exempelvis siktning för att erhålla kornstorleksfördelning, sedimentationsanalys för att fastställa exempelvis lerhalt, samt masseegenskaper som t ex jordarternas densitet, porositet, etc. För geotekniska tillämpningar kan t ex skjuthållfasthetsbestämning göras genom olika försökmetoder. Detta kräver i många fall att jordproverna är ostörda vid provtagningen (behålla de egenskaper de har i marken), exempelvis genom att mäta direkt på plats eller genom kolvprovtagning för senare laboratorieanalys (Alén et al., 2000).

Jordarter är mycket sällan fullständigt sorterade vilket försvårar klassificeringen av dem. En välsorterad jordart bedöms och benämns efter dess dominerande fraktion (kornstorlek), t ex sand eller silt. Vid en mer spridd kornstorleksfördelning läggs ofta ej dominerande kornstorleksfraktion till genom adjektivbenämning, t ex siltig sand eller sandigt grus. Osorterade jordarter (diamikta jordarter) är oftast en produkt av glacial transport och avlagring när det gäller Skandinaviska förhållanden, och betecknas därför som morän (en genetisk beteckning), med tillägg av dominerande kornstorlek (t ex sandig grusig morän, siltig morän, moränlera etc.). Tabell 2.1 redogör för kornstorleksindelningen enligt Europeisk- och internationell standard. Det finns olika indelningssystem och de skiljer sig ofta mellan olika länder samt år, vilket medför att i

Tabell 2.1. Kornstorleksindelning enligt Europeisk och internationell standard (SS-EN ISO 14688-1).

Kornstorleksindelning			
Kornstorlek (mm)	Jordart		Jordtyp
≤ 0,002	Lera	Lera	Kohesionsjord
0,002–0,0063	Silt	Finsilt	Kohesion + friktionsjord
0,0063–0,02		Mellansilt	
0,02–0,063		Grovsilt	
0,063–0,2	Sand	Finsand	Friktionsjord
0,2–0,63		Mellansand	
0,63–2		Grovsand	
2–6,3	Grus	Fingrus	Friktionsjord
6,3–20		Mellangrus	
20–63		Grovgrus	
63–200	Sten	Sten	Friktionsjord
200–630	Block	Block	
≥ 630		Stora block	

äldre litteratur kan kornstorleksindelning och termer avvika. Vanligen klassificeras en jordart utifrån dess viktprocent av olika kornstorlekar framtagna vid laboratorieanalys. Detta illustreras därefter ofta grafiskt med en kornfördelningskurva. En jordart klassas normalt som lera om lerhalten i viktprocent är 20 procent eller högre (Larsson, 2008). Vid lerhalter över 40 procent benämns leran som styv.

2.1.3 Erosion och fluviala processer

Ett vattendrag genomgår geomorfologiska förändringar allteftersom vattnet flödar från högre till lägre höjd i landskapet. Från flera mindre vattendrag (dräneringsnät) övergår de till ett alltmer enhetligt, ofta meanderande, vattendrag. Meanderande vattendrag har en heterogen flödesbild där flödeshastigheten är hög i meanderbågarnas yttersvängar och låg i deras innersvängar. När så är fallet kan det leda till att yttersvängarna eroderar och bildar höga kanter längs flodbanken (brinkar, nipor) (fig. 2.1). Längs innersvängarna avsätts sediment och bildar ett flackt strandparti (meandernäs). En stor del det avsatta materialet i meandernäsen härrör från eroderade brinkar högre upp i vattendraget. De motverkande krafterna av ett vattendrags flöde är friktion längs flodbotten och flodbankar samt vattnets viskositet. Viskositeten är dynamisk och beror på temperatur, turbulens samt mängd och typ av suspenderat material (Hugget, 2007).

Jord och sediment förekommer i vattendrag som kemiskt lösta partiklar, suspenderat material och bottentransporterat material där materialet glider, rullar eller studsar (salterar) fram längs botten. Erosion sker dels direkt från vattnets flöde och dess hydrodynamiska krafter men sker även indirekt via abrasion där material under transport kolliderar med sediment längs botten och slänter för att på så sätt överföra sin rörelsemängd och rörelseenergi till andra partiklar och sätter dessa i rörelse. Sedimenttransport sker generellt längs bottenarna vad gäller grövre sedimentpartiklar. Erosion sker så väl vertikalt som lateralt. Lateral erosion gräver och spolat bort material vid vattendragens slänter och bildar flacka platåer där finare material spolats bort och kvar finns grövre material och bildar den nämnda stenpälzen. En kombination av vertikal och lateral erosion leder till branta och höga slänter, vilket i sin tur leder till instabilitet, i synnerhet i meanderande vattendrag där yttersvängarna i meanderbågarna bildar brinkar (Hugget, 2007).

Flöden kan delas in i två typer (flödesregimer), laminär respektive turbulent flödesregim. Laminära flödesregimer förekommer företrädesvis vid låga flödeshastigheter där flödet kan färdas i olika lager med olika hastigheter parallellt med flödesriktningen. Dessa lager blandar sig inte utan glider ovanpå varandra med ett jämnt flöde och med en likartad riktning. Ett flöde besitter en viss tröghet (rörelsemotstånd), beroende på dess densitet och hastighet. När flödets hastighet övervinner dess tröghet övergår flödet till ett turbulent flöde som kännetecknas av ett kaotiskt och irreguljärt flöde med virvelströmmar som varierar kraftigt

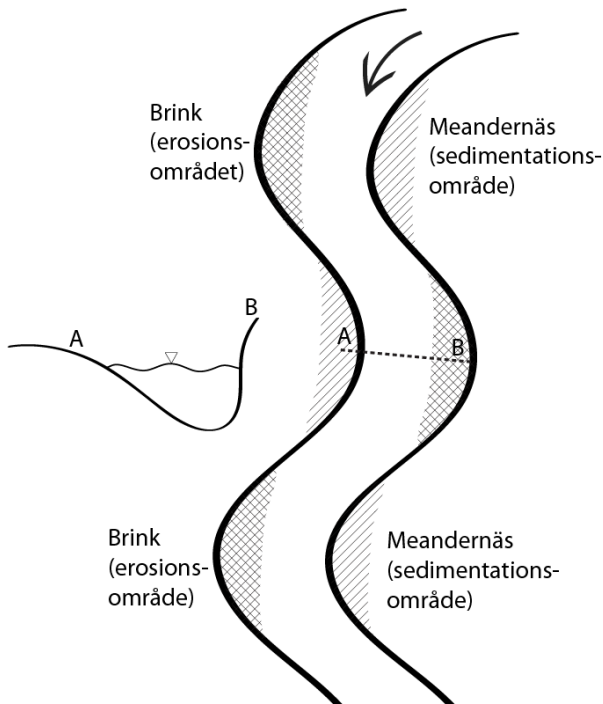


Fig. 2.1. Illustration över ett meandrerande vattendrag samt dess zoner av erosion och sedimentation.

i tid och rum och förekommer i synnerhet längs bottenar och slänter (Dey, 2014). Huruvida ett flöde är laminärt eller turbulent kan beräknas med *Reynolds tal*, R_e . Ett Reynolds-tal lägre än 500 klassas som laminärt flöde och ett tal högre än 2 000 är ett fullt turbulent flöde. Talet är dimensionslöst och uttrycks som

$$R_e = \frac{\rho v R}{\mu} \quad (1)$$

där

ρ = densitet (som beror på temperatur och andelen suspenderat material)

v = flödes hastighet (medel)

μ = vattnets viskositet

R = hydraulisk radie

Den hydrauliska radien är kvoten av tvärsnittsarean i flödesriktningen och längden på den våta perimetern, vilket är den längd runt ett vattendrags tvärsnittssek-tion som vattnet är i kontakt med och kan uttryckas som

$$R = \frac{A}{P} \quad (2)$$

där

A = tvärsnittsarean

P = den våta perimetern.

Ett vattendrags flödesregim styrs av hastighet och motverkande krafter längs botten och slänter. Övergår ett flöde till att bli turbulent ökar flödets erosiva kraft och inducerar en skjuvspänning längs bottenar och slänter som varierar kraftigt i tid och rum. Denna variation och slumpartade flödeskaraktär medför att mate-matiska beskrivningar av turbulenta flöden är extremt

komplexerade, så till den grad att ingen fullgod teoretisk beräkningsmodell existerar (Dey, 2014). Turbulenta flöden tenderar även att generera erosiva vågor. Detta kan beräknas med *Froudes tal*. Ett Froude-tal > 1 benämns som ett superkritiskt flöde, medan ett tal < 1 benämns subkritiskt (Hugget, 2007). Froudes tal relaterar till huruvida flödet styrs av vattnets tröghet eller tyngdkraft, vilket beror på flödets hastighet och vattendjup. Vid höga flödes hastigheter och stora djup dominerar tyngdkraften. Detta frambringar ett superkritiskt flöde med svallande vågor. Detta uttrycks som

$$F = \frac{v}{\sqrt{gd}} \quad (3)$$

där F = Froudes tal, g = tyngdaccelerationen och d = vattendjupet (Hugget, 2007).

Flödes hastigheten i vattendrag kan överslagsmäs-sigt beräknas med Mannings ekvation (ekv. 3) genom att uppskatta flodbottens ojämnheter (Hugget, 2007), ofta benämnd råhet (n), där ett högt värde indikerar en ojämn och skrovlig yta. Detta är ofta svårt att bedöma, särskilt för finare jordpartiklar samt för eventuell vege-tation längs flodbotten. Generellt har stabila vatten-drag en råhetskoefficient på ca 0,02–0,07, vilket repre-senterar ett kornstorleksintervall från sand till block. Justeringar kan dock behövas att göras beroende på andra faktorer som kan ses utgöra hinder och ojämnheter, exempelvis vegetation och kraftigt meandrerande vattendrag. Mannings ekvation har härletts experimen-tellt och beskriver skrovligheten längs vattendragets våta perimenter och kan uttryckas som

$$v = \frac{R^{2/3} s^{1/2}}{n} \quad (4)$$

där

v = flödes hastighet (medel)

n = Mannings råhetstal

R = hydraulisk radie

s = vattendragets gradient (Phillips & Tadayan, 2006).

Flödet i ett vattendrag drivs av gravitationens po-tentiella lägesenergi där vatten flödar från en högre nivå till en lägre nivå, och för att sedimenttransport av friktionsjordarter skall ske från fluviala processer krävs, enkelt uttryckt, en flödes hastighet som överstiger partikelns friktion längs botten och slänt samt dess nedåtriktade tyngdkraft. Ett vattenflöde över en sedi-mentpartikel inducerar en dragkraft som beror dels på friktionskrafter som verkar tangentiellt mot partikelns yta samt genom tryckskillnader vid partikelns fram- och baksida som flödet bidrar till. Summan av dessa hydrodynamiska krafter utgör tillsammans en drag-kraft som verkar parallellt med flödesriktningen (fig. 2.2). Förhållandet mellan friktionskrafter och tryck-skillnader beror på flödes hastigheten och partiklens geometri, där friktionskrafterna tenderar att dominera vid lägre flödes hastigheter. För osymmetriska partiklar förekommer även en lyftkraft som verkar normalt mot flödesriktningen. Lyftkraften genereras från de tryck-

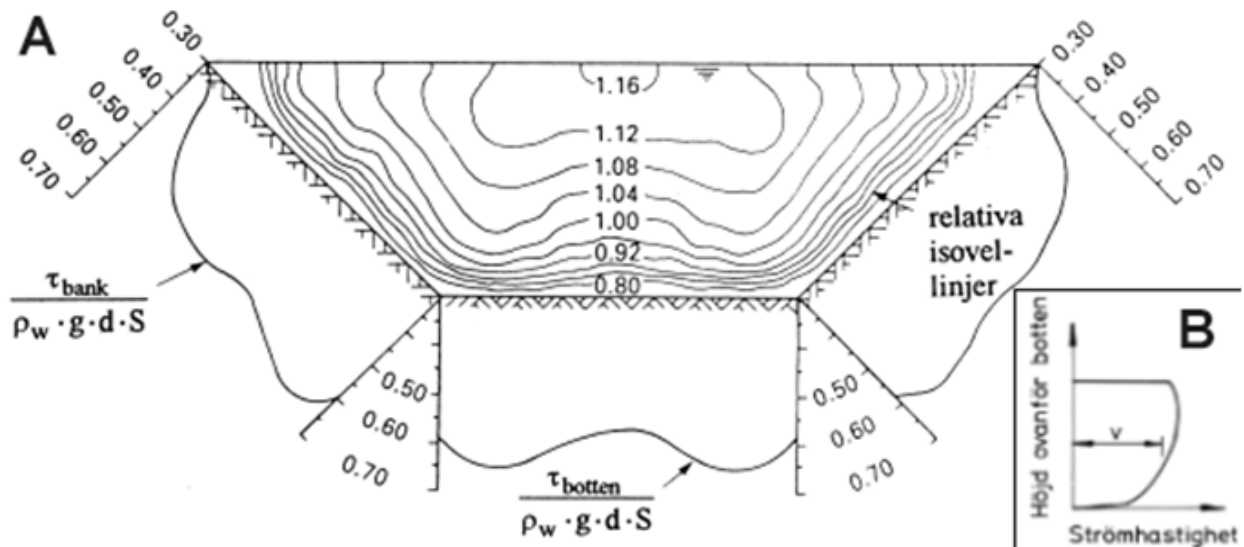


Fig. 2.3. A. Tvärsnittssektion av ett trapetsformat vattendrag. Konturlinjer visar flödets relativa hastighetsfördelning. B. Profilbild av flödeshastigheten längs ett vattendrag. Modifierad från Ohlsson et al. (1994).

och flödesskillnader som uppstår runt partikeln (Appelqvist & Loyd, 1979). Att beräkna dessa krafter på en partikel är i praktiken mycket svårt, vilket medför att uppskattningar av dragkraften samt lyftkraften görs experimentellt genom att införa en dragkraftskoefficient respektive lyftkraftskoefficient. Matematiskt kan dragkraften, F_D , sedan beräknas enligt

$$F_D = \frac{1}{2} C_D \rho v^2 A \quad (5)$$

och lyftkraften, F_L , enligt

$$F_D = \frac{1}{2} C_L \rho v^2 A \quad (6)$$

där

F_D = dragkraft (N)

C_D = dragkraftskoefficient (-)

C_L = lyftkraftskoefficient (-)

ρ = vattnets densitet (kg/m^3)

v = flödeshastighet (m/s)

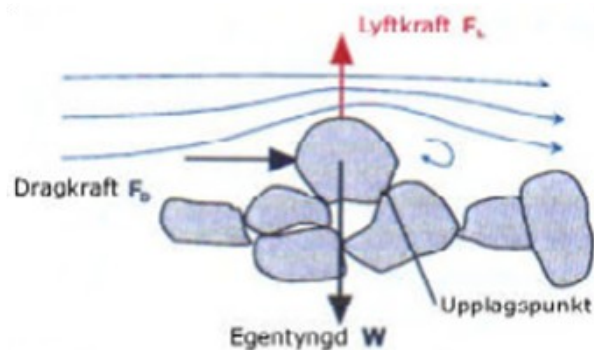


Fig. 2.2. De hydrodynamiska kraftkomponenterna lyftkraft och dragkraft som verkar på en sedimentpartikel från ett flöde samt tyngdkraften som agerar som motkraft. Från Andersson et al. (2008).

A = partikelns tvärsnittsarea (m^2).

Resultanten av dragkraften och lyftkraften ger flödets totala hydrodynamiska kraft som inducerar en skjuvspänning i gränsskiktet mellan flöde och lösa sediment, dvs. längs med den våta perimetern (kontaktytan mellan vattenytan och atmosfären är försumbar) (Munson et al., 2013). Den botten-skjuvspänning som erfordras för att sedimentpartiklarna skall komma i rörelse benämns som kritisk skjuvspänning (τ_c) som till största del styrs av flödeshastigheten. Ett lågt överskridande av den kritiska skjuvspänningen leder generellt till en bottenstransport av sedimentpartiklar där de glider eller rullar längs flodbotten. Överskrids skjuvspänningen kraftigt övergår sedimentpartiklarna till att studsas och hoppa (saltation) längs flodbotten till att slutligen vid mycket kraftig överskridning övergå till suspensionstransport (grövre fraktioner befinner sig dock sällan i suspension) (Dey, 2014). Att beräkna den medelskjuvspänning som uppstår baserat på ett vattenflödes potentiella lägesenergi kan för ett jämnt och likformat flöde göras enligt följande ekvation (Andersson et al., 2008)

$$\tau_0 = \rho_w g R S \quad (7)$$

där

τ_0 = medelskjuvspänning (N/m^2)

ρ_w = vattnets densitet (kg/m^3)

g = tyngdaccelerationen (m/s^2)

R = hydraulisk radie (m)

S = gradienten (m/m)

Naturliga vattenflöden är dock geometriskt komplexa och är således sällan jämna och likformiga och deras dynamiska flödesbild försvårar skjuvspännings- och erosionsberäkningarna avsevärt. På grund av den komplexitet som föreligger vid flödesdynamiska beräkningar längs naturliga vattendrag samt att definiera och ange under vilka specifika flödesförhållanden en-

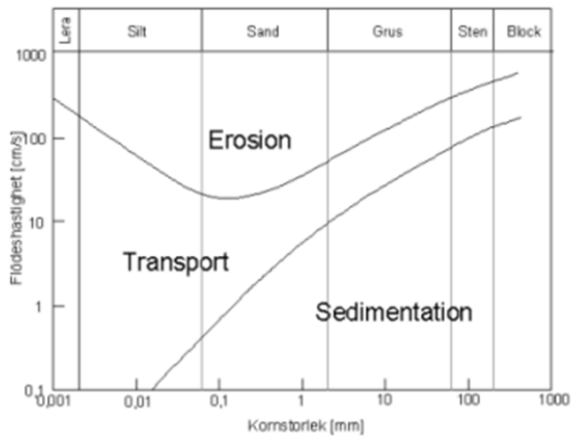


Fig. 2.4. Hjulströms diagram. Från Rydell et al. (2012).

skilda sedimentpartiklar sätts i rörelse, finns det experimentellt utförda laboratorietester framtagna där olika typer av sediment observerats med hänseende på när och under vilka flödesförhållanden sedimenten satts i rörelse. En av de mest kända är Hjulströms diagram (se fig. 2.4). Diagrammet ger en förenklad bild över erosion och sedimenttransport baserat på flödets medelhastighet (Hjulström själv ansåg att diagrammet var otillräckligt) (MIT, 2006). Generellt erfordras en högre flödes hastighet för större jordpartiklar och, till en viss gräns, lägre för mindre partiklar. För kohesionsjordar gäller det motsatta där den elektrokemiska kraften (kohesjonen) mellan lerpartiklarna ofta leder till att de flockulerar till större aggregat och är svåra att bryta

loss i enskilda lerpartiklar. För dessa jordartstyper sker erosion inte endast på grund av skjuvspänningen från vattenflödet utan även indirekt genom grövre jordarts-partiklars botten transportsprocesser som rycker loss och drar med sig lerpartiklar eller leraggregat. I osorterade jordarter kan dock större partiklar verka erosions-skyddande åt mindre jordpartiklar (Morgan, 2005). Diagrammet ger en generell bild över den flödes hastighet som krävs för att en partikel av en viss storlek skall eroderas, bli transporterad eller bli avsatt (deponerad). En partikel som satts i rörelse och är under transport kan via sin egen tröghet fortsätta att transporteras även vid en lägre flödes hastighet än som den ursprungligen sattes i rörelse av. Transport kan ske genom antingen suspension eller olika typer av botten-transport. Blir flödes hastigheten för låg upphör transporten och partikeln avsätts (sedimenterar). Diagrammet förutsätter en homogen kornstorleksammansättning, något som sällan uppfylls i verkligheten. Sediment som befinner sig på ett lutande plan, exempelvis längs slänter, har en högre erosionskänslighet, vilket innebär att en korrektionsfaktor för släntmaterialets lutning måste beräknas. I områden där finare fraktioner eroderats bort lämnas grövre fraktioner kvar och bildar en så kallad stenpäl (Andersson et al., 2008), vilken kan bilda ett naturligt skydd för vidare erosion.

För ideala friktionsjordar är kohesionskrafterna försumbara (i relation till friktion) och de motverkande krafterna beror på partikelns densitet, area, diameter och geometri (kantighet) samt vattnets densitet. En

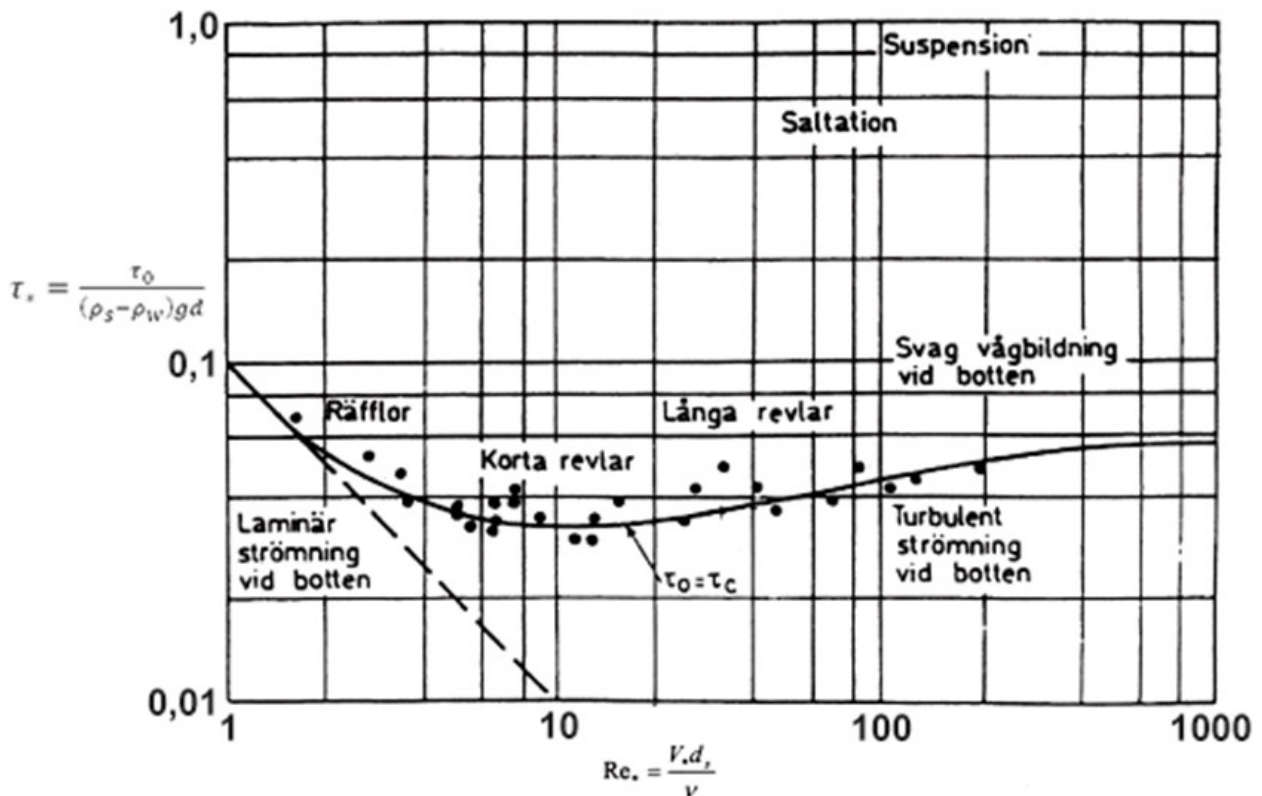


Fig. 2.5. Shields diagram. Den heldragna linjen representerar den kritiska skjuvspänningen relaterad till ett specifikt Reynolds tal. Modifierad från Andersson et al. (2008).

skjuvspänning som sätter en partikel i rörelse benämns kritisk skjuvspänning (τ_c). När den kritiska skjuvspänningen från fluviala krafter uppnås mot en partikel utsätts den för en lyftkraft som överstiger de motverkande krafterna och partikeln sätts i rörelse. Överstiger lutningen jordartens inre friktionsvinkel blir den instabil och ras eller skred kan utlösas (Andersson et al., 2008). Friktionsvinkeln för en jordart kan bestämmas exakt via laborativa tester eller uppskattas ungefärligt beroende på kornstorlekssammansättning (Larsson, 2008). Den kritiska skjuvspänningen kan beräknas för friktionsjordar genom att anta att erosion sker när flödet utsätter en jordpartikel för en dragkraft som överstiger den motriktade friktionskraften (som till stor del beror på tyngdkraften). En jordpartikels geometri är komplicerad att beskriva matematiskt och förenklas ofta till enkel sfärisk form. Den skjuvspänningen som induceras kring en individuell jordpartikel beror på resultatet från dragkraften, lyftkraften och tyngdkraften och är en funktion av jordpartikelns geometriska egenskaper eller tvärsnittsarea för en perfekt sfärisk partikel och kan uttryckas som

$$\tau_0 = \frac{F}{A} = \frac{F}{d^2 k} \quad (8)$$

där

τ_0 = skjuvspänning,

F = spänning,

A = tvärsnittsarea,

d = korndiameter och

k = korngeometri (Andersson et al., 2008).

En (av flera) empiriskt framtagna metoder som har utvecklats är Shields parameter (ekvation 7) respektive Shields tal (τ^*). Talet är dimensionslöst och plottas på ett diagram (se fig. 2.5) där en skiljelinje (baserad på empiriska tester) särskiljer huruvida sedimenttransport sker eller ej, dvs. där den inducerade skjuvspänningen är lika med den kritiska ($\tau_0 = \tau_c$). Metoden är ett väl vedertaget beräkningskoncept vid sedimenttransport (Dey, 2014). Den har utvecklats genom att empiriskt pricka in den kritiska skjuvspänningen för olika typer av geologiskt material vid ett specifik Reynolds tal (MIT, 2006). Metoden förutsätter en slät horisontell botten samt att jordarten är homogen (Andersson et al., 2008). Den tar inte hänsyn till lyftkraften utan den drivande kraften från det strömmande flödet baseras enbart på dragkraften (F_D) som uppstår när sediment utsätts för ett flöde (Dey, 2014). Shields tal beräknas enligt följande ekvation

$$\tau_* = \frac{\tau_0}{(\rho_s - \rho_w)gd} \quad (9)$$

där

τ^* = shields tal,

τ_0 = skjuvspänning,

ρ_s = kompaktdensitet,

ρ_w = vattnets densitet,

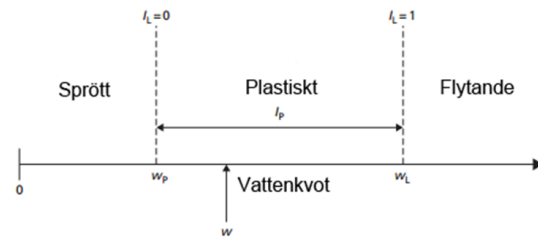


Fig. 2.6. Visuell beskrivning av vattenkvoten (kvoten mellan vattenmassan och massan av fasta partiklar). Då en lera kan hålla mycket vatten (adsorbtivt bundet vatten) genom sin höga specifika yta ökar generellt vattenkvoten med lerinnehållet. Modifierad från Morgan (2005).

g = tyngdaccelerationen (Andersson et al., 2008).

Kohesionsjordar (lera och silt) skiljer sig åt mot friktionsjordar genom deras ringa kornstorlek som är så liten att de hålls ihop intermolekylärt via elektrostatiska bindningar som utgör ett skjuvmotstånd. Till skillnad från en ideal friktionsjord är den inre friktionsvinkeln hos kohesionsjordar inte konstant utan är beroende av applicerad skjuvspänning (Terzaghi, 1943). Att bestämma och beräkna kritisk skjuvspänning hos kohesionsjordar från fluviala processer har visat sig vara svårt. Ett sätt är att relatera skjuvspänningen till jordartens *plasticitet* (Andersson et al., 2008). Kohesionsjordar kan variera markant i vattenmättnadsgrad från uttorkade till vattenmättade. Torra jordarter uppträder mer sprött och generellt beror dess hållfasthet främst på friktionen mellan kornen. Fuktiga jordarter uppträder istället mer plastiskt. Plasticiteten går till en viss gräns där jordarten övergår i flytande form och kollapsar under sin egen vikt (Morgan, 2005). Detta kallas för *flytgränsen* (w_L). Gränsen där jordarten övergår till en mer spröd karaktär där porerna är mestadels fyllda med luft kallas *plasticitetsgränsen* (w_P). Där mellan löper ett *plasticitetsstal*. Ju högre plasticitetsstal, ju högre kritisk skjuvspänning (Larsson, 2008). Dessa förhållanden illustreras i figur 2.6.

En jordarts skjuvhållfasthet i ostört tillstånd i förhållande till dess skjuvhållfasthet i ett fullständigt stört tillstånd benämns sensitivitet (Larsson, 2008). Leror med hög *sensitivitet* är vanligt förekommande i väst-sverige (Rankka, 2003) och benämns kvicklera om sensitiviteten är högre än 50 samt har en skjuvhållfasthet som är lägre än 0,4 kPa (Larsson, 2008). Kvickleror har ofta en vattenkvot som är högre än konflytgränsen. Kvicklera utgör en stor och viktig riskfaktor i skredanalyser och är vanligt förekommande i tidigare glaciärade områden, t ex Sverige, Norge, Kanada och Ryssland. Flera större skred i dessa områden kan härledas till kvicklera som dock oftast inte är den utlösande faktorn men som på grund av sin störningskänslighet har potential till att få mindre skred att lätt bli större och betydligt mer omfattande. I Sverige förekommer kvicklera främst i Västsverige i områden under högsta kustlinjen, företrädesvis i kalkfattig postglacial lera avsatt i marin miljö (Rankka, 2003).

Uppkomsten av kvicklera kan som nämnts främst knytas till till en marin miljö med höga halter av salter.

Leran har sedan frilagts på grund av landhöjningen från den senaste glaciationen och dess porvatten har urlakats på saltjoner. Urlakningen har skett på grund av nederbörd, grundvattengenomströmning etc. Denna urlakning medför att lerpartiklarna vid omrörning inte kan förmå binda ihop (flockulera) med varandra igen. Resultatet blir att lerans vattenhållande förmåga försämras och flytgränsen sjunker, vilket leder till att lera blir flytande vid en lägre vattenkvot. Resultatet blir en lera med hög sensitivitet och låg omrörd skjuvhållfasthet. Sensitiviteten beror främst på en hög andel envärda katjoner som Na^+ och K^+ . Inom områden där berggrunden är rik på tvåvärda katjoner (exempelvis kalksten) är det vanligt att även grundvattnet är hårt. Detta hårda vatten ger inte samma försämrade (kvicka) egenskaper hos lera då det har en höga andel tvåvärda katjoner, något som också förklarar varför den ofta kalkfattiga postglaciala lera i allt högre utsträckning är kvick jämfört med glacial lera (Rankka, 2003).

2.1.4 Spänningar i jord och gravitationsprocesser

Jordpartiklars motstånd mot rörelser i relation till varandra benämns skjuvhållfasthet och beror främst på jordartens kohesion och friktionskrafter (bestäms av den så kallade inre friktionsvinkeln för materialet, ϕ) samt dess nedåtriktade krafter (normalspänning) från främst tyngdkraften (Morgan, 2005). Tryck och spänning är i princip detsamma men för solida material som innehar ett substantiellt skjuvmotstånd, dvs. motstår deformation genom en kraft applicerad parallellt längs ett plan med en viss area, används benämningen spänning (eng. stress). Vätskor har i princip ingen skjuvhållfasthet alls utan är under konstant deformation; trycket i vätskan är kraft (F) per enhetsarea (A ; m^2) och mäts i enheten Newton per kvadratmeter (N/m^2) eller Pascal per kvadratmeter (Pa/m^2). En spänning (σ) som ansätts mot ett lutande plan kan delas upp i en normalspänningskomponent (σ_n) och en skjuvspänningskomponent (τ). Skjuvspänningen är således en del av den totala spänningen och verkar parallellt med ett plan med lutningen α . Normalspänningskomponenten kan relationsmässigt uttryckas som

$$\sigma_n = \frac{F}{A} * \cos^2 \alpha \quad (10)$$

medan skjuvspänningen (τ) relationsmässigt kan uttryckas som

$$\tau = \frac{F}{2A} * \sin^2 \alpha \quad (11)$$

Skjuvhållfasthet beskriver hur hög skjuvspänning ett material kan utsättas för innan ett brott-tillstånd uppnås. Överstiger inducerad skjuvspänning (τ) ett materials skjuvhållfasthet (τ_f) leder det, i teorin, till brott och deformation av något slag. För kohesionsjordarter byggs denna skjuvhållfasthet (τ_f) inte enbart upp av materialets friktionsegenskaper utan också, som nam-

net antyder, av dess kohesionsegenskaper (c) som en extra skjuvhållfasthetsparameter. Skjuvhållfastheten för ett kohesionsmaterial kan uttryckas som

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi \quad (12)$$

där τ = skjuvhållfasthet, c = kohesion, σ_n = total normalspänning, ϕ = inre friktionsvinkel. Portrycket i en jordpelare kan vara både positivt eller negativt (relativt atmosfärstrycket). En jordpelare med ett högt portryck motverkar både den inre friktionen och kohesionen vilket sänker skjuvhållfastheten, medan ett negativt portryck stärker skjuvhållfastheten. Jordarter med en låg hydraulisk konduktivitet svarar långsamt mot totalspänningsförändringar vilket innebär att förändringshastigheten av applicerad totalspänning är av betydelse för finkorniga jordar som silt och lera. Ökad belastning i sådana jordar kan skapa ett högt porvattentryck om den ökade spänningen appliceras i högre takt än vad jorden förmår att dränera. Detta benämns som odränerad skjuvhållfasthet. En totalspänning korrigerad för portrycket benämns effektivspänning (σ'). Effektivspänningen är den verkande faktorn för förändringar av skjuvhållfasthet i jord (Terzaghi, 1943). Skjuvhållfastheten för en normalkonsoliderad jordart kan beskrivas matematiskt med Mohr-Coloumbs ekvation och kan uttryckas som

$$\sigma' = \sigma - u \quad (13)$$

Vid skjuvhållfasthetsberäkningar måste hänsyn tas till portrycket och kan således uttryckas som

$$\tau_f = c + (\sigma - u) \tan \phi \quad (14)$$

där σ' = effektivspänning och u = portryck (Murthy,

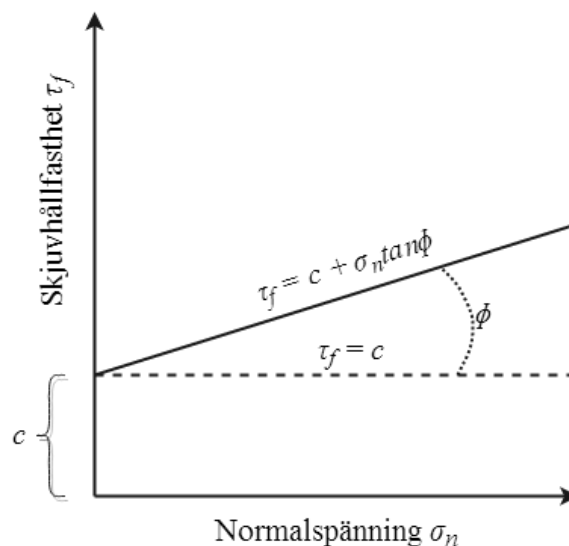


Fig. 2.7. Coloumbs brottsypotes för kohesionsjord där värdena för c och ϕ bestäms empiriskt utifrån jordartens egenskaper. För friktionsjordar börjar τ_f i origo, dvs. $c = 0$. Brottsgränslinjen (heldragen linje) visas arbiträrt. Modifierad efter Murthy (2002).

2002).

Spänningar vid brott för olika material bestäms av brottsgränslinjen (fig. 2.7). För ett friktionsmaterial börjar brottsgränslinjen i origo (kohesionen = 0), medan brottsgränslinjen för ett kohesionsmaterial börjar en bit upp på y-axeln (fig. 2.7) då $c > 0$. Brottsgränslinjen för ett kohesionsmaterial kan sedan ligga horisontellt vid så kallad odränerad skjuvhållfasthet eller lutande vid dränerade förhållanden (Murthy, 2002). Bestämning av hållfastheten för ett material görs via laborietester, vanligen genom ett så kallat *triaxialtest*. Härvid mäts två huvudspänningar, σ_1 och σ_3 . Vid försöket hålls ett konstant celltryck (σ_3) och därefter ökas den pålagda vertikalspänningen (σ_1) till dess att ett brott uppnås. Dessa värden kan för upprepade mätningar av σ_1 och σ_3 (brottsgränspar) läggas in i ett diagram med dessa värden markerade på x-axeln. För varje brottsgränspar av σ_1 och σ_3 dras en så kallad Mohr-cirkel, till vilka den bäst liggande tangentlinjen kan utritas. Denna bildar brottsgränslinjen för materialet (se fig. 2.7) (Murthy, 2002).

Om skjuvspänningen överstiger skjuvhållfastheten kan slänter brista och börja glida, ett skred har uppstått. Via fluviala processer kan detta ske genom att slänten blir för hög och för brant genom erosion längs släntfot (vilket försämrar stabiliteten genom minskad mothållande kraft), eller att mothållande kraft från vattnets massa i vattendraget minskar som en följd av minskat vattenstånd. Skredet som består av ett sammanhängande hop av material kan glida längs en diffus yta inom jordvolymen eller längs en specifik kontaktyta, t ex lera glider utmed den underliggande berggrunden (Terzaghi, 1943). Skred kan också utlösas via direkta förändringar av släntens skjuvhållfasthet. Detta sker vanligen efter ihållande nederbörd som ökar por-

vattentryck och vattenmättnadsgraden, men kan även ske genom att slänten utsätts för belastning, exempelvis vid byggnation. Figur 2.8 ger en sammanfattande bild på hur skred kan utlösas längs en slänt.

När skjuvspänning och skjuvhållfasthet är i jämvikt talar man om att slänten är i ett kritiskt förhållande. För att på ett förenklat sätt kvantifiera förhållandet mellan inducerad skjuvspänning och skjuvhållfasthet beräknas ofta en så kallad *säkerhetsfaktor* (F_s). En säkerhetsfaktor $F_s = 1$ indikerar en slänt där skjuvhållfastheten balanseras precis av den inducerade skjuvspänningen. Detta är ett förhållande som inte är acceptabelt ur ett säkerhetsperspektiv då spänningen i en jordvolym varierar över tid och då det dessutom alltid föreligger beräkningsosäkerheter. Därför bör säkerhetsfaktorn för säkerhets skull vara minst $F_s \geq 1,5$ (Xiao, 2015). Beräkning av säkerhetsfaktor kan skrivas

$$F_s = \frac{\tau_f}{\tau_s} = \frac{c' + \sigma' \tan \phi'}{\tau_s} \quad (15)$$

där

τ_f = skjuvhållfasthet

τ_s = inducerad skjuvspänning

c' = jordartens (effektiva) kohesion

σ' = effektivspänning

ϕ' = inre friktion (effektiva).

Beroende på släntens geotekniska förhållanden finns det olika metoder att tillgå för beräkning av skjuvhållfasthet samt den inducerade skjuvspänningen och därmed säkerhetsfaktorn på. Alla metoder är dock baserade på ekv. 15. Beroende på släntens geotekniska egenskaper och släntgeometri sker brott antingen längs plana glidytor (translation) eller cirkulära glidytor (rotation). Ett skred involverar dock i praktiken ofta en kombination av plana glidytor och cirkulära glidytor (Xiao, 2015). Beräkning av säkerhetsfaktorn görs genom att anta ett antal brottsytor i slänten och genomföra ett antal beräkningsförsök uppskatta en brottsgräns för slänten och därmed att bestämma den lägsta säkerhetsfaktorn. För friktionsjordar ($c = 0$) sker brott ofta längs plana glidytor. Vid förekomst av porvatten och porvattentryck måste detta beaktas vilket försvårar beräkningarna. Slänter med kohesionsjordar ($c > 0$) genomförs beräkningar baserat på cirkulära glidplan. För cirkulära glidplan varierar normalspänningen längs brottytan. Ett sätt att ta detta i beaktning är genom att dela upp slänten i olika vertikala sektioner. En säkerhetsfaktor för varje enskild sektion beräknas individuellt och sedan summeras ihop för en beräkning av säkerhetsfaktorn. Fördelarna med sektionsindelning är att krafterna (normalspänningen) som verkar längs brottytan varierar längs cirkulära glidplan. Det finns olika beräkningsmetoder och generellt fordrar detta datorsimuleringar och kalkylprogram. Då brottsplanet med den lägsta säkerhetsfaktorn i en slänt sällan är känd används datorprogram till hjälp för att hitta och analysera brottsplan. Sektionsmetoden är vanligt förekommande då den kan beräkna komplexa släntprofiler

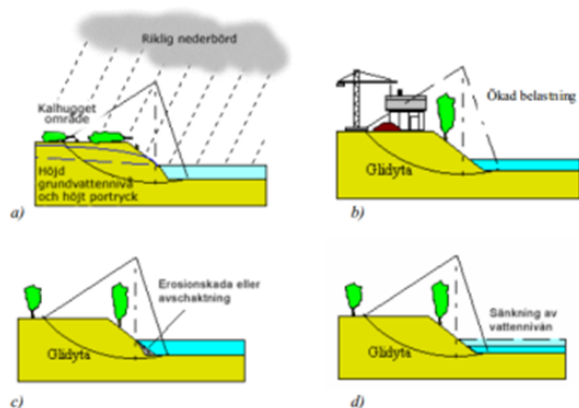


Fig. 2.8. Skredutlösande exempel. **a.** Kraftig nederbörd höjer portrycket och grundvattennivåerna vilket sänker släntens skjuvhållfasthet. Det kalhuggna partiet illustrerar försämrade evapotranspirativa egenskaper vilket ytterligare ökar mark- och grundvattenbildningen. **b.** Ökad belastning från bebyggelse, vilket ökar skjuvspänningen. **c.** Erosionskador i släntfot längs ett vattendrag reducerar den mothållande kraften längs släntfoten. **d.** Sänkta vattennivåer reducerar vattendragets mothållskraft längs släntfoten. Från Hultén et al. (2005).

med heterogen geologisk uppbyggnad och därmed ge mer rigorösa släntanalyser (Abramson et al., 2002).

2.1.5 Klimat och nederbörd

Väder i form av nederbörd och stormar påverkar ett geologiskt material vare sig dessa är kortvariga med hög intensitet eller långvariga med låg intensitet. Vattnemättade jordar är i dessa avseenden speciellt känsliga för erosion och massrörelser. Antalet stormar och oväder är därmed viktiga faktorer inom erosionsproblematiken. Mängden nederbörd och intensitet som krävs för inducera onormalt hög erosion varierar mellan olika regioner och områden. De godtyckliga värdena 10, 6 och 1 mm/timme har exempelvis använts för erosionsberäkningar i England, Tyskland och Belgien. Värdena beskriver nivåer där ytavrinning uppstår och sannolikheten för rännilar och massrörelser är förhöjd. Från områden där extremväder är vanligt förekommande, t ex i norra Indien, beskrivs enligt Morgan (2005) (med hänvisning till andra källor) att ytavrinning och uppkomst av rännilar sker vid 25–30 mm/timme eller mer och att skred kan utlösas vid nederbörd om 100–150 mm/dag. Två till tre dagar med > 500 mm regn kan ge upphov till lerskred, flytjordar och slamströmmar (Morgan, 2005). Dessa nederbörds-mängder är mycket ovanliga i våra delar av världen, men de klimatförändringar som förväntas kan högst troligt öka nederbörds-mängderna samt deras intensitet. Ovan beskrivna värden skall ses som högst godtyckliga men beskriver hur erosionsprocesserna förändras med förändrad nederbörds-mängd och intensitet. Extremt kraftig nederbörd kan göra marken instabil och ge ökad mottaglighet för erosion flera år efteråt (Morgan, 2005).

Nederbörd som inte rinner undan över markytan infiltrerar istället de övre jordlagrenas porsystem och bildar markvatten (inom växternas rotzon) och sjunkvatten. För friktionsjordar stabiliseras och dräneras vattenmassor relativt snabbt. Detta gäller inte för kohesionsjordar vilka genom sin låga hydrauliska konduktivitet har svårt att dränera bort stora vattenmassor. Kraftig nederbörd i kombination med kohesionsjordar kan temporärt ge förhöjda portryck i de övre delarna av en jordpelare (se fig. 2.9) med försämrade hållfastheter som följd, något som potentiellt kan dröja kvar under lång tid framöver. Perioder med långvarig nederbörd antas förvärra situationen ytterligare. Ökad nederbörd som en följd av klimatförändringar leder även till att grundvattennivån eller dess tryckyta stiger med försämrade hållfasthet för jordlagerna som följd (Hultén et al., 2005).

Erosion från nederbörd sker även på ren mekanisk väg där bortforsling av jordpartiklar sker av regndroppars nedslag. Denna typ av erosion beror på intensitet (volym per tidsenhet) och varaktighet av regnet, samt vattendropparnas fysiska egenskaper. De fysiska egenskaperna är mycket svåra att uppskatta och beror på många olika faktorer. Ekv. 16 beskriver dock ett samband mellan nederbörd, regndropparnas kinetiska energi och nederbördsintensitet och kan uttryckas som

$$KE = 0,0119 + 0,0873\log(I) \quad (16)$$

där KE är den kinetiska energin (MJ/ha/mm) och I är nederbördsintensiteten (mm/timme). Denna ekvation kan endast tillämpas för en överslagsräkning, vilken i många fall inte stämmer då klimat och nederbörds-egenskaper varierar kraftigt från region till region. Det föreligger alternativa beräkningsmetoder till ovanstående ekvation. Ekvationerna är dock väldigt likartade och är en fundamental del i beräkningsmodeller som Universal soil loss equation (USLE) (Morgan, 2005).

Vegetation agerar som ett skydd mot erosion och skred genom att förankra och kitta in sig i jordarterna (som armeringsjärn) och åstadkomma en kohesionseffekt mellan rotsystem och jordpartiklar. På så sätt ökar bankstabiliteten längs en flodfåra. Större växter som träd ökar stabiliteten på djupet på grund av deras mer omfattande och djupgående rotsystem. Att beräkna den skyddande effekten från vegetation är dock komplicerad och beror på många faktorer som är svåra att både uppskatta och beräkna, t ex rotsystemens geometri och vinklar. Dessutom kan större växter ha en motverkande effekt på stabiliteten på grund av hög belastning. Detta gäller i synnerhet träd som växer på branta slänter med låg inre friktion. Växters evapotranspiration kan även bidra till lägre portryck. Generellt har studier visat att vegetation stärker bankstabiliteten med 20–30 procent (Morgan, 2005).

2.2 Erosion och jordskred i Sverige (historik)

Sveriges vattendrag är relativt lugna jämfört med tiden direkt i samband med att inlandsisen drog sig tillbaka. Då bildade smältvatten från isen isälvar med extrema vattenflöden som förde med sig mycket stora mängder sediment och bildade olika typer av isälvs-avlagringar som rullstensåsar, sandursfält och deltaformationer. Dagens vattenflöden är betydligt blygsammare, men flera svenska vattendrag uppskattas transportera 100 000-tals ton sediment per år (Andersson et al., 2008) och kan potentiellt orsaka omfattande erosionsskador. Vattenflödet varierar med säsong och region där översvämningar och höga flöden i samband med snösmältning på våren skapar de generellt största problemen kring svenska vattendrag. Omfattande och katastrofala jordskred har dock

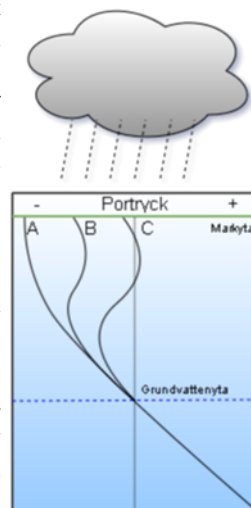


Fig. 2.9. Portryck (negativt eller positivt) i siltiga jordarter vid olika djup och väderförhållanden. A: Torrperiod. B: Normalperiod. C: Period av kraftig nederbörd. Efter Hultén et al. (2005).

förekommit i Sverige. Västra Götalands län är en region som drabbats särskilt hårt på grund av sin geologiska uppbyggnad (se fig. 2.10).

Det senaste större jordskredet som orsakade stora samhällsstörningar skedde 2006 i Taskeåns dalgång vid Småröd, ett par km söder om Munkedal tätort. Skredet orsakade omfattande skador på samhällsviktig infrastruktur när delar av E6:an förstördes och det uppstod stora problem i trafiken (se fig. 2.11). Även delar av Bohusbanan förstördes vilket medförde att tågtrafiken drabbades. Skredet orsakade också personskador och skador på ett 20-tal fordon. En bidragande faktor till skredet var förekomsten av kvicklera, vilken belastats med alltför stora mängder fyllnadsmassor vid vägbyggnationen. Skredet föregicks även av rikliga nederbördsmängder, till den grad att delar av Taske å svämmade över. Portrycket var av allt att döma onormalt högt vid skredtillfället (Rosvall & Kjellberg, 2009).

En av Sveriges värsta naturkatastrof i modern tid är Tuveskredet. Detta inträffade i Tuve på Hisingen norr om Göteborg den 30 november 1977. Tuve var på den tiden ett relativt nybyggt bostadsområde, byggt på 1960-talet. Skredets omfattning täckte en yta på 270 000 m² och uppskattningsvis 3–4 miljoner m³ sediment, främst lera, sattes i rörelse. Skredet som riktades mot Kvillebäckens dalgång drog med sig ett 60-tal hus, vilka i samband med skredet knäcktes och förstördes. En del hus förflyttade sig hundratals metrar. Orsaken till skredet bedömdes vara, förutom för hög belastning i samband med byggnation, ett 40 m mäktigt kvickleralager som glidit på underliggande berg, detta i kombination med högt portryck till följd av stora nederbördsmängder före skredets utlösande. Säkerhetsfaktorer för områdets stabilitet beräknades efter skredet till att ha varit mellan 1,0–1,1, en alldeles för låg säkerhetsfaktor för att byggnation egentligen skulle ha varit tillåtlig. Skredet förstörde också elledningar, vilket mörksatte området och försvårade både förståelsen för skredets omfattning samt efterföljande räddningsarbete. Hundratals villor evakuerades i efterhand i närheten av det utlösta skredet på grund av en uppskattad risk för fler skred. Nio personer omkom. Området bedömdes i efterhand vara geotekniskt otillräckligt undersökt. Tuveskredet blev ett uppvaknande för möjligheten av skredolyckor i Sverige, varvid nationella skredriskkarteringar påbörjades, något som pågår än idag (MSB, 2016).

3 Klassificeringsmetoder av sårbarhet (litteraturstudie)

3.1 Inledning

Utvärdering och klassificering av sårbarheten eller risken för erosion och skred kan utföras på olika sätt. Ett flertal modelleringsverktyg kan användas, ofta med hjälp av geografiska informationssystem (GIS) och fjärranalys. Dessa modelleringsverktyg är ofta indikatorbaserade och lämpade främst på en regional skala.

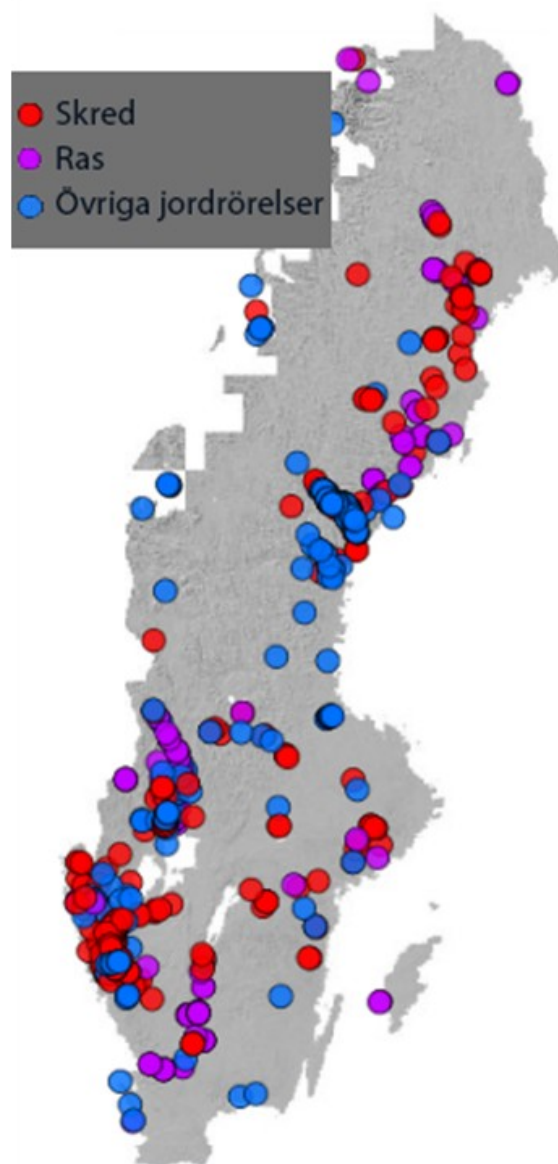


Fig. 2.10: Karta över inträffade jordrörelser enligt SGI:s skreddatabas (SGI, 2016).

Därtill finns också avancerade geografiska modellerings- och simuleringsprogram att tillgå, vilka dock är för komplexa för att behandlas i det här projektet.

Ett annat sätt är att karaktärisera sårbarheten eller risken med ett index där ett antal parametrar och kriterier vägs samman för att klassificera ett område. Ett område delas ofta in i mindre delar för att öka detaljeringsgraden. Metodikens data kan vara både kvalitativ och kvantitativ och en svårighet med erosionsklassificeringar är ofta hur man ska väga in de olika parametrarna. Det är inte heller ovanligt att socioekonomiska aspekter saknas (ETC CCA, 2011). Föreliggande kapitel listar och beskriver olika metoder som kan vara användbara för uppskattning av sårbarhet och känslighet i samband med erosion som kan vara till nytta. Alla metoder som presenteras i det här kapitlet är inte nödvändigtvis direkt applicerbara för att beskriva sårbarheten längs ett vattendrag utan är tänkt att beskriva



Fig. 2.11. Delar av E6:an och Bohusbanan förstördes i ett stort lerskred år 2006. Bild från Rosvall & Kjellberg (2009).

metoder som helt eller delvis kan vara av intresse och vara tillämpbara vid sårbarhetsanalyser samt belysa vissa problem och frågeställningar. Kapitlet är indelat i olika typer av klassificeringsindex och olika typer av modelleringsmetoder med avseende på erosion och erosionsrelaterade problem.

3.2 SGI:s klassificeringsmetodik

SGI har använt sig av en modifierad version av den så kallade Coastal vulnerability index (CVI) för sin sårbarhetsanalys och klassificering av erosion i vattendrag. Metoden är främst framarbetad för tillämpning längs kustmiljöer men har modifierats och anpassats för vattendrag. Metodiken delar upp klassificeringsområdet i tre kategorier, så kallade delindex (se fig. 3.1). De tre delarna är (i) naturliga förhållanden, (ii) påverkan och (iii) samhällsvärden. Naturliga förhållanden beskriver det specifika systemet och dess känslighet mot erosion. Områden med urberg bedöms alltid som stabila och klassificeras ej. Parametrar som ingår är geologi, pågående erosion, släntlutning, erosionskydd och markanvändning. Påverkan beskriver de fluviala processer som systemet utsätts för och hur de förändras med ett förändrat klimat. Delen för påverkan utgörs av två parametrar, vattenhastighet och förändring av vattenflöden. Delen om samhällsvärden beskriver vikten av drabbade samhällsstrukturer som byggnader, infrastruktur, kulturella intressen etc., vilka kan tänkas ta skada vid en förhöjd erosionsproblematik. Varje delindex har ett antal parametrar som anges ett värde motsvarande en sårbarhet mellan låg och hög.

Vid osäkerhet eller där data saknas anges ett högre, alternativt högsta, sårbarhetsvärde. Varje delindex anges ett värde som normaliseras och vägs samman med varandra. Medelvärde beräknas sedan från resultatet av de tre delindexen och ger det slutgiltiga erosionsindexet (Rydell et al., 2012). SGI:s erosionsindex beskrivs i detalj i tabellerna 3.1, 3.2 och 3.3.

- **Delindex A (naturliga förhållanden):** geologi, pågående erosion, släntlutning, erosionskydd och markanvändning
- **Delindex B (påverkan):** vattenhastighet, förändrade vattenflöden

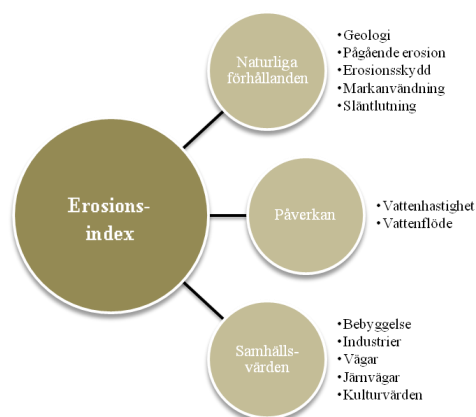


Fig. 3.1. Flödesschema som översiktligt beskriver SGI:s sårbarhetsindex för vattendrag. Modifierad från Rydell et al. (2012).

Tabell 3.1: Ingående parametrar för naturliga förhållanden och dess klassificeringsvärden (1–3) i SGI:s klassificering.

Naturliga förhållanden	Värde		
Parameter	1	2	3
Geologi	Sedimentära bergarter, morän, fast lera	Grus, grovsand, siltig morän, lera, torv	Svåmsediment, fin- och mellansand, silt
Pågående erosion	Låg eller ingen	Måttlig	Stor
Släntlutning	< 1:3 (18,5°)	1:1,5–1:3 (33,5–18,5°)	> 1:1,5 (33,5°)
Erosionsskydd	Finns	Delvis eller med brister	Saknas
Markanvändning	Skog, bebyggelse, hårdgjorda ytor, tät växtlighet	Åkermark, viss areal av hårdgjorda ytor, viss växtlighet	Öppen mark, ej brukad åker, bar jord

Tabell 3.2: Ingående parametrar för naturliga påverkan och dess klassificeringsvärden (1–3) i SGI:s klassificering.

Påverkan	Värde		
Parameter	1	2	3
Vattenhastighet	< 0,2 m/s	0,2–0,7 m/s	> 0,7 m/s
Vattenflöde	Minskning eller ökning med < 10 %	Ökning med 10–40 %	Ökning med > 40 %

Tabell 3.3: Ingående parametrar för naturliga samhällsvärden och dess klassificeringsvärden (1–3) i SGI:s klassificering.

Samhällsvärden	Värde		
Parameter	1	2	3
Bebyggelse	Ingen	Gles	Tät
Industrier	Inga	Enstaka	Flera och/eller med miljöfarlig verksamhet
Vägar	Lokala/enskilda	Länsvägar	Riks- och Europavägar
Järnvägar	Saknas	-	Förekommer
Kulturvärden	Saknas	-	Värdefull

- **Delindex C (samhällsvärden):** bebyggelse, industrier/miljöfarlig verksamhet, vägar, järnvägar, kulturvärden

Gles bebyggelse innebär områden med ett fåtal låga byggnader. Områden med skolor och/eller sjukhus anges högsta värde. Kulturvärden bygger på underlag från Riksantikvarieämbetet (RAÄ) och länsstyrelser. Ökning av flödet beror på ökad nederbörd inom vattendragets avrinningsområde men kan även bero på vattenregleringar såsom vid dammar i anslutning till vattenkraftverk. Vattenhastigheten gäller nutida uppmätta eller beräknade medelvärden för varje delsträcka. Det förändrade flödet avser en tid som sträcker sig från nutid till år 2100 (Rydell et al., 2012).

Varje delindex normaliseras sedan genom att varje delindex totalvärde (poängsumma) summeras och sedan subtraheras med antalet parametrar i varje delindex. Detta divideras sedan med det dubbla antalet parametrar för varje delindex och multipliceras sedan med 100. Normaliseringen resulterar i att varje delindex ger ett värde mellan 0–100 där varje delindex erhåller samma vikt relativt varandra oavsett antalet parametrar inom varje delindex. Medelvärdet från de normaliserade delindexen beräknas och ger därefter ett erosionsindex (EI). Den slutgiltiga sårbarhetsklassificeringen kan sedan utläsas med hjälp av det beräknade erosionsindexet i tabell 3.4 (Rydell et al., 2012).

- Naturliga förhållanden (N):

$$\left(\frac{N - 5}{10}\right) * 100 \quad (17)$$

- Påverkan (P):

$$\left(\frac{P - 2}{4}\right) * 100 \quad (18)$$

- Samhällsvärden (S):

$$\left(\frac{S - 5}{10}\right) * 100 \quad (19)$$

$$EI = \frac{N + S + P}{3} \quad (20)$$

3.3 Erosionsindex

3.3.1 Coastal vulnerability index (CVI)

CVI är ett förhållandevis lättapplicerat index som beskriver en kustlinjes känslighet för erosion. Den tillämpas i ett flertal länder runt om i världen (ETC CCA, 2011) och bygger till stor del på att sammanställa kustgeologisk data tillsammans med hydrografisk och klimatologiska data som höjning av havsytan på grund av klimatförändringar samt tillhörande extremt väder. Metoden är tänkt att vara en metod för att utvärdera hur kustmiljöer påverkas och vilka delar som är känsliga för (reella) havsnivåhöjningar och översvämningar från exempelvis stormar främst på grund av klimatförändringar, men är även tillämpbar för utvär-

Tabell 3.4: Slutgiltig klassificering av sårbarhet

Erosionsindex (EI)	Sårbarhetsklass
0–20	Låg
20–40	Måttlig
40–60	Hög

dering av känsligheten för kusterosion. För detta krävs utomstående klimatförändringsmodeller, något som skiljer sig från region till region baserat på många olika faktorer som t ex postglacial landhöjning, havsvattenströmmar och klimat. Den primära delen av metodiken går ut på att rangordna och klassificera en kustlinje utifrån 6–7 geologiska och hydrografiska parametrar. Detta görs genom att parametrarna tilldelas ett värde för utvalda platser beroende på kustlinjens egenskaper. De sju parametrarna är: relief (klipp höjd), reella havsnivåförändringar, geologi, kustförflyttning (ackumulativ-stabil-erosiv), tidvatten (mikro-mesomakrotidal) och medelvåghöjd (se tabell 3.5) (Gornitz, 1991). Dessa värden (mellan 1 och 5) vägs sedan samman till ett slutgiltigt indexvärde.

En övergripande nackdel är att den här metoden saknar socioekonomiska parametrar. Ofta tillämpas CVI i kombination med andra metoder eller så utökas och modifieras den för att bättre passa andra specifika ändamål och områden (Gornitz & White, 1992). Tillämpning av GIS-verktyg är inte nödvändigt men är optimalt, speciellt med tanke på att man på då enkelt kan kombinera indexeringen med andra viktiga faktorer och parametrar beroende på lokal och tillämpningsaspekter.

Värdena kombineras och beräknas sedan genom att antingen adderas eller multipliceras. Multipliceringen utökar utfallets omfång och ger generellt en tydligare bild. Nackdelen är dock att metodiken blir känsligare för fel eller när data saknas (Gornitz & White, 1992) och oklarheter finns huruvida vilken normalisering som bör användas (ETC CCA, 2011). För mer information hänvisas till (Gornitz & White, 1992). Den ursprungliga ekvationen för normalisering av CVI genom kvadratroten ur medelvärdet av produkterna är

$$CVI = \sqrt{\left[\frac{1}{n} (a_1 * a_2 * \dots * a_n) \right]} \quad (18)$$

där n är antalet parametrar (vanligtvis sju) och a_x är de respektive parametrarna beskrivna i tabell 3.5 (Gornitz, 1991). För indexvärden > 33 definieras känsligheten som mycket hög, $33-20$ som måttlig och < 20 som låg (Gornitz & White, 1992).

Composite vulnerability index: Detta är ett brasilianskt utvecklat index ämnad främst för applicering på kustområden med sårbarhet för erosion och översvämning. Indexet är GIS-baserat och klassificeras med "Jenk's natural breaks algorithm", eller "Jenks optimering" vilket ger en relativ klassificering mellan 1–5 för varje parameter (Szlafsztein & Sterr, 2007). Metoden lägger stor vikt på socioekonomiska parametrar som befolkningsmängd, befolkningstäthet, inkomstfördelning etc. Metoden består av två delindex (tabell 3.6 respektive 3.7), ett som beskriver den naturliga miljön och dess känslighet för erosion och översvämning, och ett delindex som beskriver den socioekonomiska miljön för de som riskerar att drabbas av de negativa konsekvenser som erosion innebär. Graderingen utförs på en fem-gradig skala som representerar en, för undersökningsområdet, relativ sårbarhet från mycket låg till mycket hög (Szlafsztein & Sterr, 2007).

Delindexet för känslighet (a) adderas ihop där varje parameter multipliceras med sin vikt enligt tabell 3.6 och divideras med antalet parametrar i delindexet. Detsamma gäller för delindexet socioekonomi, (b), som dock inte skall divideras med antalet parametrar. Summan av de två delindexen läggs därefter ihop och divideras med två vilket resulterar i ett sårbarhetsindex (Szlafsztein & Sterr, 2007).

Tabell 3.5: Exempeltabell av CVI tillämpad för USA:s östkust. Modifierad från Gornitz (1991) och Gornitz & White (1992).

Parameter	Rank (värde)					
	Mycket låg (1)	Låg (2)	Medel (3)	Hög (4)	Mycket hög (5)	
a1	Relief (m)	$\geq 30,1$	20,1–30,0	10,1–20,0	5,1–10,0	0–5,0
a2	ΔHavsnivå (mm/år)	$\leq -1,1$	-1,0–0,99	1,0–2,0	2,1–4,0	$\geq 4,1$
		Landhöjning	←	Eustatisk	→	Subsidens
a3	Geologi	Magmatisk och högmetamorf berggrund	Lågmetamorf- och sedimentär berggrund	Porös sedimentär berggrund	Grövre sorterade sediment	Finare sediment
a4	Geomorfologi	Stora klippor, block och fjordar	Mindre klippor	Rev, glaciala sediment och träsk	Stenstränder, alluviala avlagringar	Sandstrand lera, deltas
a5	Kustförflyttning (m/år)	$\geq 2,1$	1,0–2,0	-1,0–1,0	-1,1–(-2,0)	$\leq -2,0$
		Ackumul.	←	Stabil	→	Erosion
a6	Maximal våghöjd (m)	0–2,9	3,0–4,9	5,0–5,9	6,0–6,9	$\geq 7,0$
a7	Tidvatten	$\leq 0,99$	1,0–1,9	2,0–4,0	4,1–6,0	$\geq 6,1$
		Mikrotidal	←	Mesotidal	→	Makrotidal

- Känslighet (a):

$$\frac{(1(a1) + 0,5(a2) + 0,25(a3))}{n} \quad (22)$$

- Socioekonomi (b):

$$1(b1) + 0,5(b2) + 0,25(b3) \dots \quad (23)$$

- Sårbarhetsindex:

$$\frac{\sum a + \sum b}{2} \quad (24)$$

Multi-scale CVI: Denna metod, utvecklad av McLaughlin & Cooper (2010), är också ämnad för sårbarhetsanalys för erosion längs kustmiljöer. Metodiken går ut på att dela in indexet i tre delar där varje del beskriver en del av sårbarhetsanalysen i en specifik spatial skala från en nationell nivå till regional och slutligen på en lokal nivå. De ingående parametrarna skiljer sig mellan de olika nivåerna. De olika parametrarna har kategoriserats i tre delar, en del som beskriver kusten med hänseende på dess mottaglighet och känslighet för erosion, en del som beskriver de erosionsprocesser som verkar mot kusten och slutligen en del som beskriver konsekvenserna utifrån ett samhälls-ekonomiskt perspektiv med fokus på infrastruktur. Metodiken saknar helt viktning mellan de olika para-

metrarna då ett sådant förfarande anses vara alltför komplicerat med tanke på den subjektiva bedömningen i graderingen i analysens olika delar. Vidare beskrivs att de tre ingående delindexens individuella omfattning och noggrannhet tenderar att ha relevans för dess inflytande i indexet som helhet och därför delvis speglar hur man prioriterar. Den tidsmässiga begränsningen som dessa index lider av anses också utgöra en svårighet vid sårbarhetsanalyser (McLaughlin & Cooper, 2010). Då de parametrar som ingår antingen har en alltför låg koppling till vattendrag eller har delvis redan beskrivits via ovanstående klassificeringsmetoder beskrivs ej denna klassificeringsmetodik närmare.

3.3.2 Bank erosion hazard index (BEHI)

Denna metod har utvecklats för att bedöma känsligheten för erosion av slänter och släntstabilitet längs vattendrag och är empiriskt framtagen från en serie av undersökningsplatser längs vattendrag i USA där total sedimentproduktion och flödes hastighet uppmätts samt skjuvspänningsmätningar i släntfot. Dessa mätningar har sedan legat till grund för utvecklandet av BEHI. Metoden beaktar endast flodbankarnas känslighet och inte konsekvenser. Varje uppmätt och uppskattat värde motsvarar ett indexvärde mellan 1–10. Indexvärdena summeras för varje parameter (se tabell 3.8) som ger ett totalvärde mellan 5–50, vilket motsvarar en erosionspotential på en femgradig skala med bedömningen mycket låg till extremt hög erosionspotential. Det

Tabell 3.6: Exempeltabell för composite vulnerability index med ingående parametrar för delindexet känslighet Szlafsztein & Sterr (2007).

Parameter	Betydelse	Beräkningsmetodik och underlag	Vikt
Kuststräcka	Grad av exponering	Uppmätning (km)	1
Kontinentalitet	Kustens betydelse för området	Kuststräcka (km)/kommunarea (km ²)	0,25
Komplexitet	Grad av exponering	Sinusitet (längd/avstånd), cirkularitet för öar, (area/area av en perfekt cirkel med samma perimeter)	0,25
Särdrag	Typ av miljö (hög- eller lågenergi)	Förhållande av marin miljö och estuarium (%)	0,5
Skydd	Grad av skydd	Uppskattning från fältarbete	1
Historia	Tidigare katastrofhändelser	-	1
Floddeltan och flodmynningar	Låglänta områden känsliga för tidvatten	km/km ² -längd vattendrag	0,25
Översvämningar	Indikationer	Procentuell andel av berört område	0,25

Tabell 3.7: Exempeltabell för composite vulnerability index med ingående parametrar för delindexet socioekonomi Szlafsztein & Sterr (2007).

Parameter	Betydelse	Beräkningsmetod	Vikt
Demografi	Antalet utsatta	Total befolkning * (berört område / total (kommun)area)	1
Befolkningsstäthet	Befolkning/area	Kommunbefolkning/kommunarea	0,5
Befolkningsålder (0–4)	Antalet utsatta (svaghetsgrupp)	Total befolkning av småbarn inom berört område	0,25
Befolkningsålder (70+)	Antalet utsatta (svaghetsgrupp)	Total befolkning av äldre personer inom berört område	0,25
Icke-lokal befolkning	Turister/besökare	Total befolkning av icke-lokal befolkning	0,25
Fattigdom	Antalet utsatta (svaghetsgrupp)	Data från exempelvis Human development index (HDI)	0,125
Ekonomi	Ekonomisk skada	MOMS/BNP-intäkter/omsättning eller liknande	0,125

Tabell 3.8: De ingående parametrarna och dess värde och index i BEHI. Ett index från varje kolumn summeras så att en erosionsklass erhålls. Från Saha & Mukhopadhyay (2014).

Erosionspotential		Bankhöjd/ bankfull höjd	Rotdjup/ bankhöjd	Rotdensitet (%)	Släntvinkel (grader)	Naturligt erosions- skydd (%)	Totalt
Mycket låg	Värde	1,0–1,1	1,0–0,9	100–80	0–20	100–80	
	Index	1,0–1,9	1,0–1,9	1,0–1,9	1,0–1,9	1,0–1,9	5–9,5
Låg	Värde	1,11–1,19	0,89–0,5	79–55	21–60	79–55	
	Index	2,0–3,9	2,0–3,9	2,0–3,9	2,0–3,9	2,0–3,9	10–19,5
Måttlig	Värde	1,2–1,5	0,49–0,3	54–30	61–80	54–30	
	Index	4,0–5,9	4,0–5,9	4,0–5,9	4,0–5,9	4,0–5,9	20–29,5
Hög	Värde	1,6–2,0	0,29–0,15	29–15	81–90	29–15	
	Index	6,0–7,9	6,0–7,9	6,0–7,9	6,0–7,9	6,0–7,9	30–39,5
Mycket hög	Värde	2,1–2,8	0,14–0,05	14–5,0	91–119	14–10	
	Index	8,0–9,0	8,0–9,0	8,0–9,0	8,0–9,0	8,0–9,0	40–45
Extremt hög	Värde	> 2,8	< 0,05	< 5	> 119	< 10	
	Index	10	10	10	10	10	46–50

bör noteras att efterjustering kan behöva göras enligt tabell 3.9. Parametrar som ingår (se fig. 3.2) är kvoten av bankhöjd i förhållande till bankfull höjd, kvoten av rotdjup och bankhöjd, rotdensitet, andel ytare av flodbanken som är skyddad, släntvinkel, antal olika jordlager och jordartstyp (geologi) (Rosgen, 2001).

Efterjusteringar görs för geologi genom att addera eller subtrahera poäng enligt tabell 3.9. För berggrund klassificeras flodbanken mycket låg och om flodbanken består av stora block klassificeras flodbanken som låg. Vid flera stratigrafiska lager adderas 5 poäng för varje lagerenhet. Den totala poängsumman som erhållits från tabell 3.8 adderas ihop med efterjusteringar i tabell 3.9. Erosionspotentialen kan sedan utläsas i tabell 3.8 (Rosgen, 2001).

Kvoten av bankhöjd till "bankfull height" (höjden från flodbotten till nivån inom inga landväxter finns) ingår i ordinarie metodik (Williams, 1978) men anses vara svår att bedöma. Dessutom kan den bedömas på olika sätt som måste specificeras varvid den enligt (Saha & Mukhopadhyay, 2014) med fördel ofta kan bortses ifrån.

3.3.3 Pfankuchs metod

Denna metod, utvecklad av Dale Pfankuch (1975), beskriver ett vattendrags stabilitet och erosionkänslighet både gällande dess botten och flodbankar. Metoden är baserad på nio olika vattendragstyper, bland annat på släntlutning, sinusitet och geometrisk utformning (se bilaga A). Utvärderingen genomförs genom att dela in vattendraget i olika sträckor efter enhetlighet

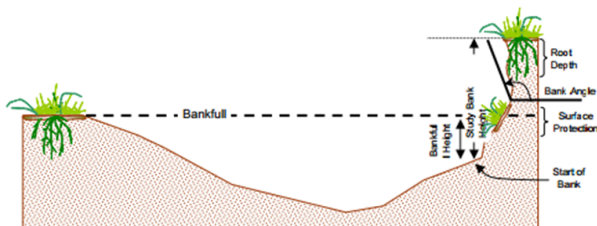


Fig. 3.2. Visuell beskrivning av en del av de parametrar som tillämpas i BEHI-metoden. Bankfull höjd är den nivå eller gräns där landväxter börjar att växa. Från Keane (2012).

och geografisk likhet vilket bedöms i fält. Längd anges för varje indelat område. Metodiken delar in vattendraget i tre zoner: Övre flodbank, nedre flodbank och flodbotten (se fig. 3.3). Den övre flodbanken markerar gränsen mellan flodbank och flodplan och består ofta av landväxter och dränks normalt endast av vatten vid högvattenstånd. Den nedre flodbanken är ofta under vatten med undantag från perioder med låga flöden och vattenstånd. Flodbotten är delen som alltid är under vatten och är en fullständig akvatisk miljö (Pfankuch, 1975). Vattenståndet klassas mellan 1–5, där 5 representerar översvämning och 1 representerar ett torrlagt vattendrag utan vattenflöde. Övriga parametrar klassas från mycket god, god, måttlig och undermålig där ett klassificeringsvärde för varje parameter erhålls enligt tabell 3.10. Slutligen beräknas den totala poängsumman genom en summering av zonerna, dvs. övre bank + nedre bank + flodbotten (Collier, 1992). För mer utförlig information hänvisas läsaren till handboken Geomorphic channel design (USDA, 2007). Vattendragstyperna samt slutgiltig gradering och klassificering finns i bilaga A. De ingående parametrarna listas och förklaras nedan (Pfankuch, 1975), (Collier, 1992).

Övre flodbank:

- Släntlutning: Bedömer lutningen av flodbankens slänter.
- Massrörelser: Notering av recenta och potentiella massrörelser och där igenom bedöma potentialen av större brott av flodbanken genom skred och ras. Detta kan även förändra flödesbilden och sedimentationen nedströms.

Tabell 3.9: Efterjusteringar beroende på geologi och lagerföljder från ovan beräknade BEHI-index. Från Rosgen (2001).

Geologi	Justering
Sten	- 10
Grus	+ 5
Sand	+ 10
Silt	Inga justeringar
Lera	- 20

- Fördämningspotential: Utreder potentialen för att ett vattendrag kan bilda fördämningar och förändra flödesbilden främst via vegetation som exempelvis trästodkar, grenar, kraftiga överhäng, etc.
- Vegetation: Mängden erosionsskyddande träd, buskar, rötter etc. längs flodbankarna.

Nedre flodbank:

- Vattenkapacitet: Bestämning av bredd, djup och bottenlutning (gradient). Uppskattar volym genom att beräkna kvoten av bredd och djup. Om vattenkapaciteten överskrider leder det till översvämningar. Svämsediment och organiskt material på flodbankar vittnar om tidigare översvämningar.
- Sten- och blockinnehåll: Hur mycket sten och stenblock som finns i bankarnas matrix.
- Fördämning och flödesförändringspotential: Från stenblock, bropelare. Sådana kan medföra lokala erosionsproblem som t ex djuphålur och ökad bankerosion. Alternativt kan fördämningar leda till sedimentfällor och lokala översvämningar.
- Brinkar: Beskrivning av brinkar och dess höjd i förhållande till vattendragets storlek
- Sedimentation och meandernäs: Storlek på meandernäs och kornstorlek på sediment. Kraftiga meandernäs kan vara tecken på kraftig erosion uppströms.

Flodbotten:

- Geologiskt material (kornstorlek): Denna del uppskattar bottenstabiliteten genom förändringar i sedimentens kornstorlek. Fraktioner som antas ligga utanför vad som anses normalt för området indikerar instabilitet. Bygger på att grövre fraktioner sedimenterar uppströms och finare fraktioner sedimenterar nedströms.
- Rundningsgrad: En uppskattning av det geologiska materialets kantighet. Kantigt material har bättre packningsgrad och har lättare att motstå transport längs flodbotten.
- Glans och renlighet: Stenblocks renhet och hur rena från oxidation, mossor och annan vegetation de är. Rena och polerade stenblock indikerar erosion och att blocket nyligen avsatts.
- Konsolidering: Bedömning av packningsgrad. Hög packningsgrad är mer motståndskraftig mot erosion.
- Bottenerosion-/sedimentering: Uppskattning av flodbottens förändring, dvs. hur stor del av flodbotten visar sedimenttransport och/eller avsättning.
- Akvatisk vegetation: Bedömning av mängden fastsittande växter på flodbotten. Detta har en erosionsskyddande effekt. Vegetationen kan dock variera beroende på säsong.

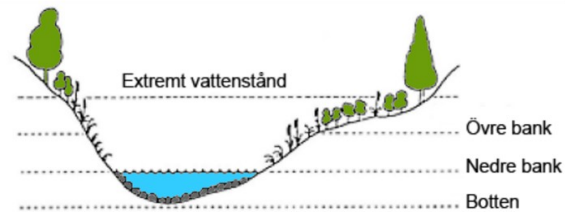


Fig. 3.3: Tvärsnittssektion av ett vattendrag enligt Pfankuch. Modifierad från Collier (1992).

3.4 Erosionsmodeller

3.4.1 Stream power index (SPI)

Stream power index beräknar och modellerar flödeskraften från ytavrinning längs slanter från kraftig nederbörd med hjälp av GIS-verktyg. Den är tillämpbar för att uppskatta den potentiella erosionskraften från ytavrinningens fluviala processer längs sluttningar. Modellen beräknar utifrån en digital höjdkarta (DEM) avrinningsområdet (CA) av ett valt område och faktorerar sedan in sluttningarnas stupningsgrad (i i procent). Produkten av den naturliga logaritmen (\ln) av ett områdes flödesackumulering och dess släntstupning (slope) ger ett SPI-index vilket visas grafiskt i kartmiljö (Florinsky, 2012).

$$SPI = \ln(CA) * slope \quad (25)$$

3.4.2 Universal soil loss equation (USLE)

Detta är en klassisk matematisk modell för vilken det finns ett flertal olika versioner av. De är generellt ämnade för en lokal kartläggning av erosion och sedimenttransport från främst jordbruksmark. Metoden uppskattar mängden sedimentförluster för en specifik lokal eller område (exempelvis ett jordbruksfält) och baseras främst på erosion från ytavrinning och de mekaniska nötningar som regndroppars nedslag orsakar, samt en eroderbarhetskoefficient (K) som är beroende av områdets geologi. Metoden beskrivs dock som en något gammalmodig metod för erosionsberäkningar och lämpar sig inte för beräkningar orsakade av större och kraftigare erosionsprocesser som vid exempelvis ravinbildning eller massrörelser som skred och ras (Gentile et al., 2002). Ekvationen kan uttryckas som

$$A = RKLSCP \quad (26)$$

där A = erosion, R = erosionsfaktor för nederbörd, K = eroderbarhetskoefficient, LS = topografi, CP = jordbruksmarksfaktor. Därtill finns även en förenklad version kallad CORINE. Denna utvecklades på 1980-talet av EU (dåvarande EG) med avsikten att tillämpas specifikt för Europa. Eroderbarheten uppskattas utifrån jordartsstruktur, jordartsdjup och blockighet. CORINE har dock fått kritik för att vara alltför beroende av klimatet i förhållande till geologi (Gentile et al., 2002). Ekvationen kan skrivas enligt

$$E = KRPSV \quad (27)$$

Tabell 3.10: Formulär för Pfankuchs metod. Från Collier (1992).

Övre flodbank	<i>Mycket god</i>		<i>God</i>		<i>Måttlig</i>		<i>Undermålig</i>	
Släntlutning	Bankgradient < 30° på båda	2	30–35°	4	>35–50°	6	> 50°	8
Massrörelser	Inga tecken	3	Små, infreventa	6	Måttlig storlek/ frekvens	9	Flera större massrörelser	12
Fördämning	Ingen	2	Ringa	4	Måttlig	6	Hög	8
Vegatation	> 90 %	3	70–90 %	6	50–70 %	9	< 50 %	12
<i>Delsumma</i>								
Nedre flodbank	<i>Mycket god</i>		<i>God</i>		<i>Måttlig</i>		<i>Undermålig</i>	
Kapacitet	Bredd/djup < 7	1	8–15	2	15–25	3	> 25	4
Sten- och blockkinnehåll	> 65 % kantig sten med stora stenblock	2	40–65 % sten, med mindre block	4	20–40 % sten	6	< 20 % sten och grus	8
Hinder/Flödesdeflektorer	Inga hinder	2	Mindre hinder	4	Måttligt	6	Frekventa hinder	8
Brinkar	Liten eller ingen	4	Ett fåtal upp till 30 cm höga	8	Påtagligt antal, 30–60 cm höga	12	Stora och långa, över 60 cm, tydliga överhäng	16
Sedimentation/meandernäs	Ingen eller mycket liten	4	Mindre deposition av grus/sand	8	Måttlig deposition av grus/sand	12	Stor deposition av fina partiklar	16
<i>Delsumma</i>								
Flodbotten	<i>Mycket god</i>		<i>God</i>		<i>Måttlig</i>		<i>Undermålig</i>	
Rundningsgrad	Mycket kantig	1	Kantig	2	Rundad	3	Välrundad	4
Glans/renlighet	< 5 % av ytan	1	5–35 %	2	Ca 50 %	3	> 65 %	4
Konsolidering	Osorterat, tätpackat	2	Måttligt packat	4	Mestadels löst	6	Mycket löst	8
Procentandel stabila material	80–100 %	4	50–80 %	8	20–50 %	12	0–20 %	16
Bottenerosion/sedimentering	< 5 %	6	5–30 %	12	30–50 %	18	> 50 %	24
Akvatisk vegetation	Rikligt	1	Vanlig	2	Fläckvis	3	Knapp eller ingen	4
<i>Delsumma</i>								

där E = årlig erosion, K = eroderbarhet, R = erosionsfaktor för nederbörd, S = topografisk gradient i procent multiplicerad med längd, P = jordbruksmarksfaktor och V = vegetationsfaktor.

3.4.3 Erosion assessment for agricultural lands (EVAAL)

Jordbruksmark är känslig för erosion och bidrar dessutom till miljöproblem både i det direkta närområdet samt i periferin när kemikalier och gödningsmedel transporteras bort via ytvatten (Morgan, 2005). EVAAL-metoden är en GIS-baserad erosionsmodellering som kombinerar USLE-metoden med SPI-metoden (se kapitel 3.4.1 och 3.4.2). Metoden exkluderar områden som inte är hydrologiskt ihopkopplade med ytvattnet (internally drained areas, IDA). Resultatet är en klassificering av erosionskänslighet i tre klasser (låg, mellan, hög, se fig. 3.4). Metoden är ämnad för erosion kopplad till jordbruksmark som ett verktyg för hur man skall prioritera för att bibehålla god ytvattenkvalitet och undvika jordar urlakade på näring (WDNR, 2016).

3.4.4 Bank stability and toe erosion model (BSTEM)

BSTEM är en beräkningsmodell som går att använda i ett kalkylprogram (vanligtvis Ms Excel) och är utvecklat av USA:s jordbruksdepartement (USDA) och beräknar bankstabiliteten och erosion i släntfot från fluviala processer. Modellen kan köras i flera iterationer och visa eventuella brottsplan och förändringar i släntprofilen över tid (Simon et al., 2000). Modellen består av två moduler, en för flodbankens skjuvhållfasthet och en för skjuvspänning i släntfot från fluviala processer (Simon et al., 2000). Dessa kompletteras och förbättras kontinuerligt med nya versioner (Midgley et al., 2012).

Modulen för bankstabilitet kombinerar en beskriven släntgeometri och bankprofil (Midgley et al., 2012) med upp till fem lagerenheter där varje sedimentlager tillskrivs bestämda geologiska och geotekniska egenskaper. Därefter bestäms porvattentryck, grundvattenyta, flodens vattenyta och vegetationskydd, samt grundläggande flödesparametrar för vattendraget. Utifrån detta beräknas flodbankens skjuvhållfasthet. Modellen beräknar utifrån detta en säkerhetsfaktor (se figur 3.5) för bankstabiliteten för vattenmättade slänter baserad på Mohr-Coulombs ekvation

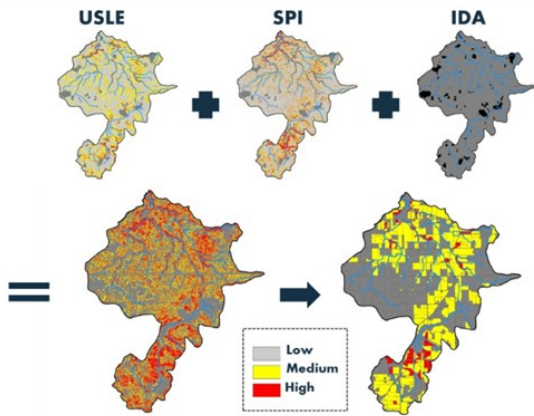


Fig. 3.4. EVAAL kombinerar USLE, SPI och IDA för att klassificera känsligheten för erosion. Från WDNR (2016).

vilket delvis beskrivits i kapitel 2.4. För omäntade kohesionsjordlager beräknas säkerhetsfaktorn genom att även ta med kapilläreffekter i beräkningen (Simon et al., 2000).

Modulen för erosion i slänftot beräknar erosionshastigheten (ε) genom att erhålla en eroderbarhetskoefficient (k) för jordarterna längs slänftoten baserat på ett flertal parametrar samt de hydrauliska processerna som verkar kring slänftoten. Erosionshastighetsberäkningen förutsätter att vattenflödets djup och hastighet ej förändras och baseras på beräkningar där den kritiska skjuvspänningen (τ_c) överskrids. Erosionskoefficienten multipliceras med differensen mellan den, i medeltal, applicerade skjuvspänningen längs slänftoten och slänftotens kritiska skjuvspänning och uttrycks därmed som

$$\varepsilon = k(\tau_0 - \tau_c) \quad (28)$$

där ε är erosionshastigheten, k är eroderbarhetskoefficienten, τ_0 är medelskjuvspänningen från fluviala processer (hydrauliska krafter) och τ_c är den kritiska skjuvspänningen. Den kritiska skjuvspänningen upp-

skattas för friktionsjordar främst via deras kornstorlek (mediandiametern). Skjuvspänningen längs slänftoten beräknas genom att multiplicera den hydrauliska radien med vattenytans gradient och vattnets densitet enligt ekv. 7 beskriven i kap. 2.1.3. De mothållande krafterna i en kohesionsjordart kan beräknas med hjälp av Shields parameter som är beskriven i kap. 2.1.3 (Simon et al., 2000).

Kombinationen av dessa två moduler beräknar medelskjuvspänningen längs slänftens profil i 23 separata punkter (noder) och ger på så sett en individuell mätning av skjuvspänningen längs slänftprofilen och längs kontaktytorna för varje jordlager istället för att beräkna ett slags medelvärde för hela slänften. Modellen (version 5.2) har kritiserats för brister i grundvattenberäkningar och porvattentrycksförändringar vilket gör att bankstabiliteten underskattats (Midgley et al., 2012).

4 Metodik

Förutom ovanstående litteraturinventering har även en fältkontroll (besiktning) genomförts längs en kortare del av Sävån som valts till det här projektets studieområde. Syftet med fältkontrollen var dels för att få en bättre geografisk och geologisk bild över området och dess erosionsproblematik, och dels som ett komplement till de verktyg och underlag som erhållits av bland annat SGI för att klassificera studieområdets sårbarhet. Besiktningen har primärt valts längs en sträcka där underlag för batymetrisk data funnits tillgänglig. Besiktningsträckan är ca 3 200 m lång med start från sjön Aspens inlopp och vidare uppströms. Studieområdet beskrivs i detalj i kap. 5.2. Nedan listas fältkontrollspunkter, verktyg, underlag, analyser och övrigt material som stått till förfogande.

Besiktning av Sävån i fält med anmärkning på följande:

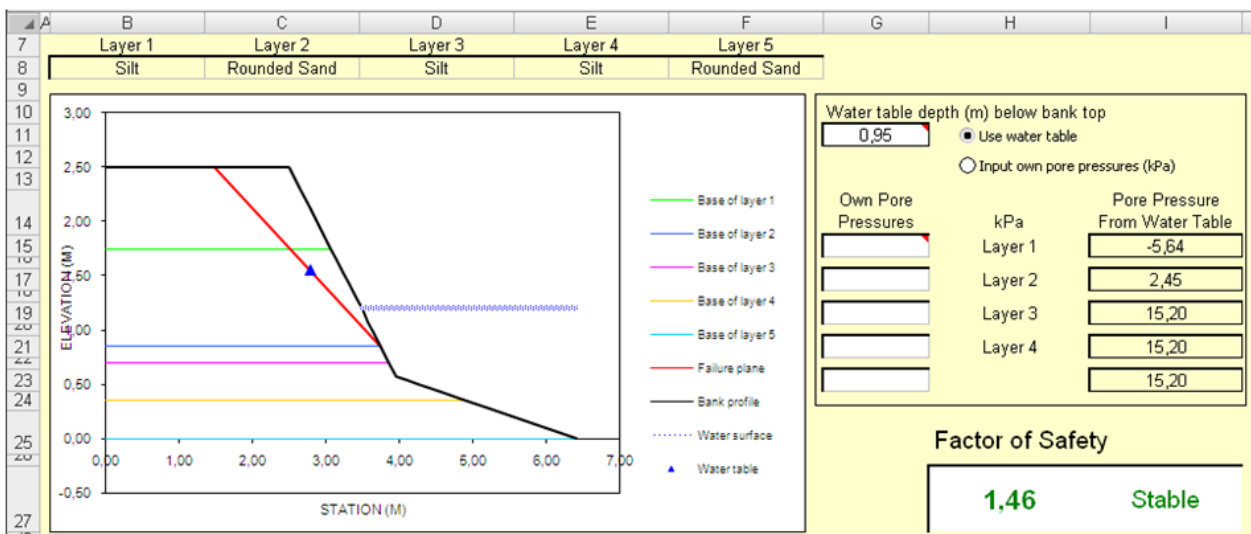


Fig. 3.5. Bildexempel på beräkning av säkerhetsfaktor av en sand- och siltförande slänt. Utförd i Microsoft Excel 2007 med BSTEM version 5.4.

- Vegetationens utbredning (typ, hälsa och status)
- Finns det överhäng/urgröpningar (utbredning och djup)
- Geologi, vilka jordlager syns
- Finns det erosionsskydd (utbredning, typ och status)
- Strandkantens geometri (flack eller brant, släntlutning, bankhöjd, etc.)
- Översvämningsområden (horisontella avsatser, stenpälsar, etc.)
- Tecken på att skred och pågående erosion
- Samhällsvärden

Verktyg, data och kartmaterial:

- Jordartskarta (SGU)
- Skreddatabas (SGI)
- Batymetrisk data (Clinton, SGI)
- Digital höjddata, grid 2+ (Lantmäteriet)
- Fastighetskarta (Lantmäteriet)
- Brunnsarkiv (SGU)
- Hydrologiska data (SMHI)
- Flygbilder (SGI, Lantmäteriet)
- GIS-verktyg (QGIS och ArcMap)
- Kulturvärden från Riksantikvarieämbetet (RAÄ)

5 Områdesbeskrivning

5.1 Säveåns dalgång och utredningsområde

Säveåns utredningsområde är det definierade område kring Säveån som SGI har i uppgift att utreda. Området omfattar en sträcka av ca 31 km av Säveåns nedre del, från sjön Sävelången strax öster om Floda till där den mynnar ut Göta älv i centrala Göteborg (se fig. 5.1). Det nederbördsrika och kuperade dal-landskapet som präglar dessa delar av sydvästra Sverige bidrar tillsammans med den stora utbredningen av skred- och erosionskänsliga leror till att skapa en erosionskänslig region med flera dokumenterade jordskred av allvarlig karaktär.

5.1.1 Dalgångens geologiska utveckling

Berggrunden i dalgången utgörs främst av omvandlade felsiska intrusivbergarter (ortognejser) (SGU, 1978). Metamorfosen ägde rum under den Svekonorvegiska orogenesisen (1.14–0.90 Ga) som skedde i samband med en kontinent-kontinentkollision mellan paleokontinenterna Baltica och Laurentia (Bingen, 2008). Gnejserna är av medelkornig textur, rödgrå till färgen och ofta starkt förskiffrade samt på många platser ögonförande med stora klaster av kalifältspat. Omvandlade mafiska bergarter (amfiboliter) förekommer i viss ut-

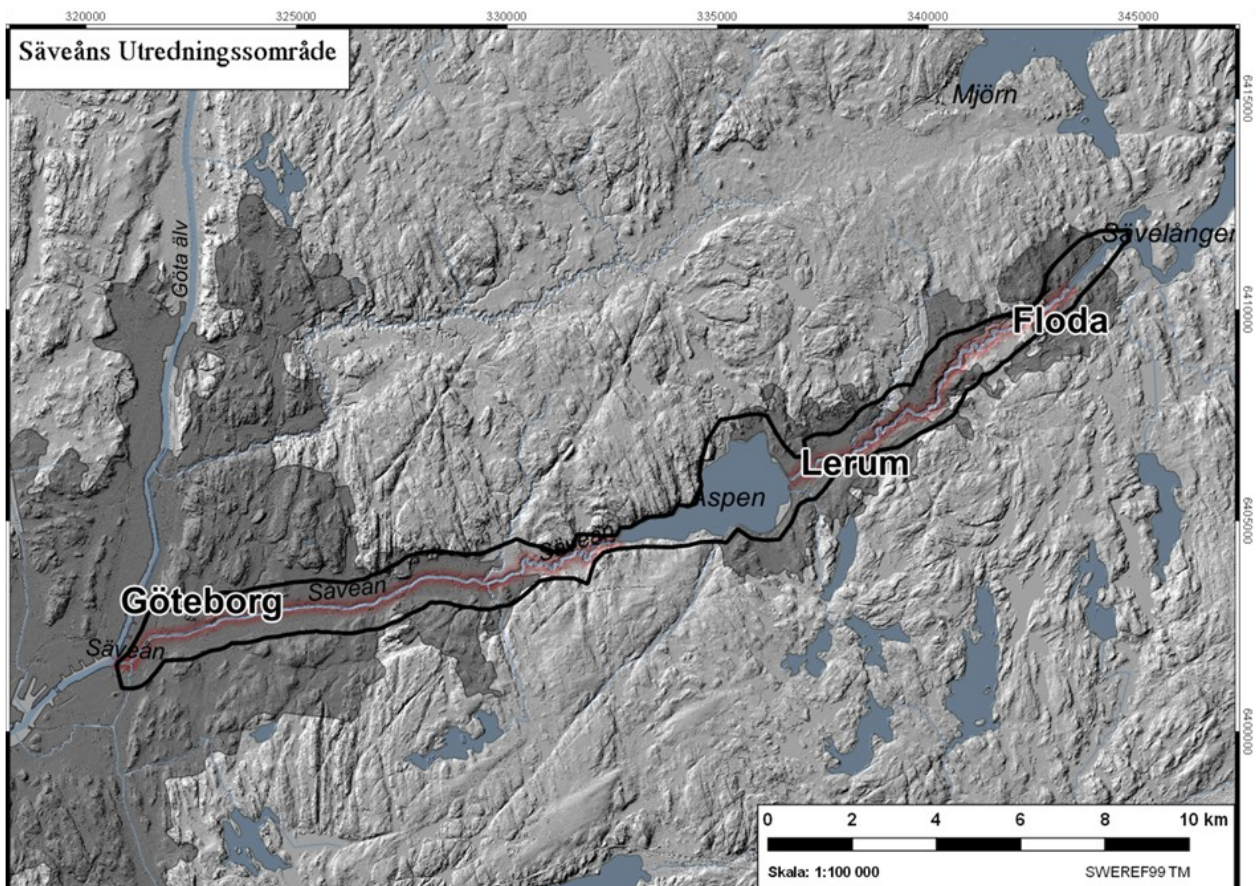


Fig. 5.1. Karta över Säveåns dalgång och utredningsområde (svart markering) enligt SGI mellan Göteborg och Floda. Säveåns sträcka är markerad i rött. Skuggad digital höjddata (grid 2+) från Lantmäteriet.

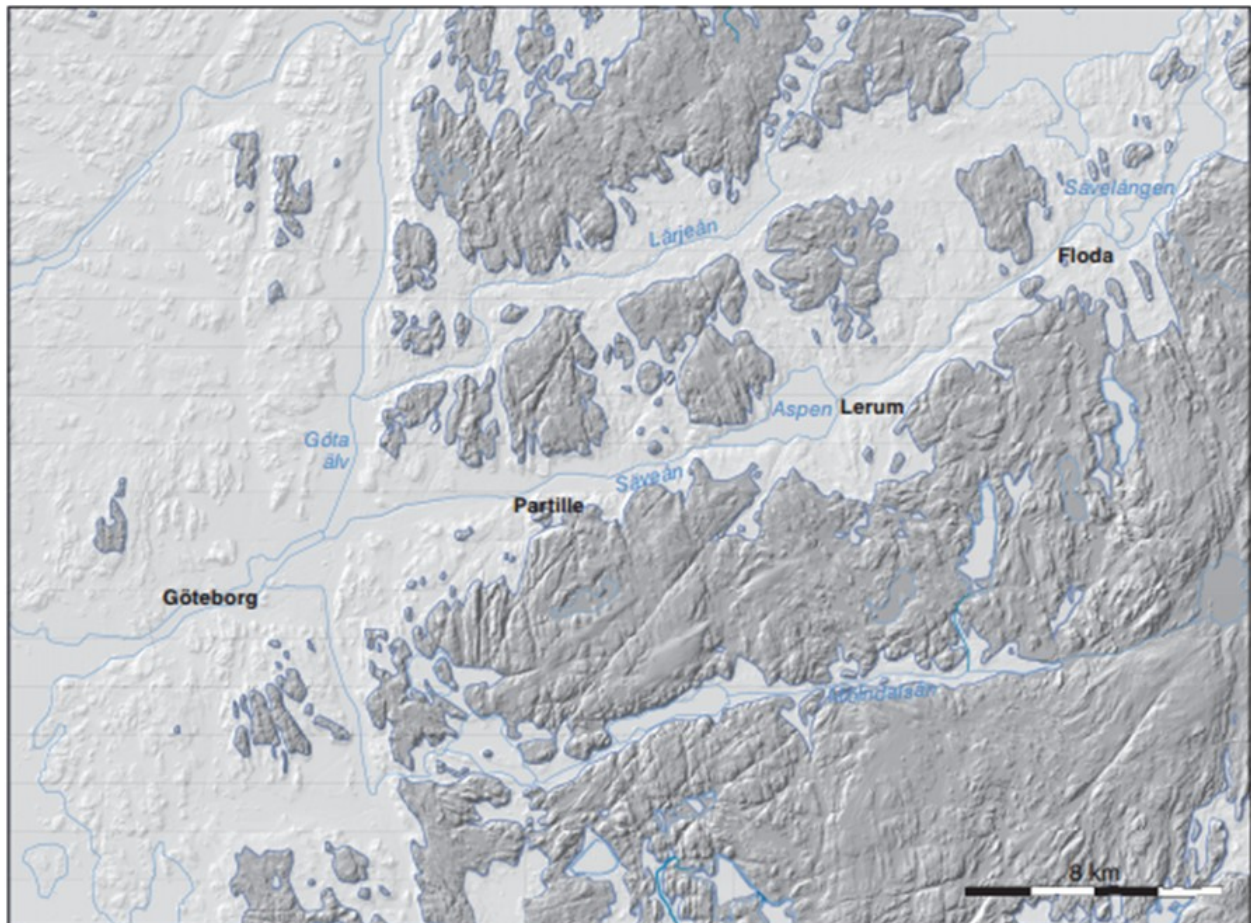


Fig. 5.2. Områden under och över högsta kustlinjen (HK) för ca 13 500 år sedan. Från Engdahl & Pässe (2014).

sträckning bland annat i dalslutningarna norr om Lerum (SGU, 1978). Berggrunden präglas av ett spricksystem som huvudsakligen skär dalgången i en NNV-SSO-riktning. Dessa sprickbildningar utgör ofta sidodalar till Säveåns dalgång (Engdahl & Pässe, 2014). I anslutning till dessa sprickbildningar finns långa smala linsformade områden med kambrisk sandsten (SGU, 1978).

Utredningsområdets huvudsakliga glaciala avlagringar avsattes i samband med och strax efter den senaste isavsmältningen i området, vilken påbörjades för ca 15 000 år sedan. Deglaciationsförloppet var förhållandevis långsamt (Stroeven et al., 2016) och isavsmältningen ägde rum i olika perioder där isranden avancerade och retirerade om vartannat beroende på klimatet. Vid deglaciationen av området utformades den så kallade högsta kustlinjen (HK) som i området befinner sig på ca 95–105 m över nuvarande havsytta (SGU, 1978), vilket betyder att områden under denna gräns befann sig i en subakvatisk deglaciationsmiljö medan områden över denna gräns hade en terrestrisk avsättningsmiljö framför den smältande isranden (se fig. 5.2). På grund av den efterföljande landhöjningen omvandlades dock ytorna på låg nivå snabbt till terrestra miljöer. Säveån formades och tidigare avsatta marina sediment kunde eroderas och återlagras som postglaciala sediment. För ca 10 000 år sedan hade landhöjningen avtagit så mycket att havsnivåerna nu

steg snabbare än landhöjningen, vilket medförde att området under en relativt kort period (10 000–8 000 år sedan) utsattes för transgression (den postglaciala transgressionen). Havsnivån steg från ca 17 m.ö.h. vid Lerum till ca 25 m.ö.h. Under denna tid av grundhavsmiljö avsattes bland annat postglaciala leror som idag påträffas på höjdnivåer under 25 m.ö.h.

5.1.2 Geologi och geomorfologi

Den på berggrunden glacialt avsatta moränen är generellt mycket tunn inom större delen av dalgången, något som är kännetecknande för stora delar av Västra Götalands län (fig. 5.3). Större sammanhängande moräntäcken av signifikanta mäktigheter saknas ofta, både i dalgången och uppe på plåtårna. Utbredningen av morän är generellt större på den södra sidan av Säveån. Större mäktigheter av morän förekommer främst längs dalgångens sprickdalar där de på sina håll kan nå 10 m. I de västra delarna av dalgången föreligger dock stora mäktigheter som kan knytas till den så kallade Göteborgsmoränen, en randbildning bestående av ett komplext isälvssediment och morän som bildades framför isranden för ca 14 500 år sedan (Engdahl & Pässe, 2014). Göteborgsmoränen förekommer som ett stråk som korsar dalgångens västra del där mäktigheterna är mycket stora, över 100 m på sina håll. Tunna skikt av morän överlagras på sina håll även isälvsavlagringar, och ibland även lera, något som härleds till

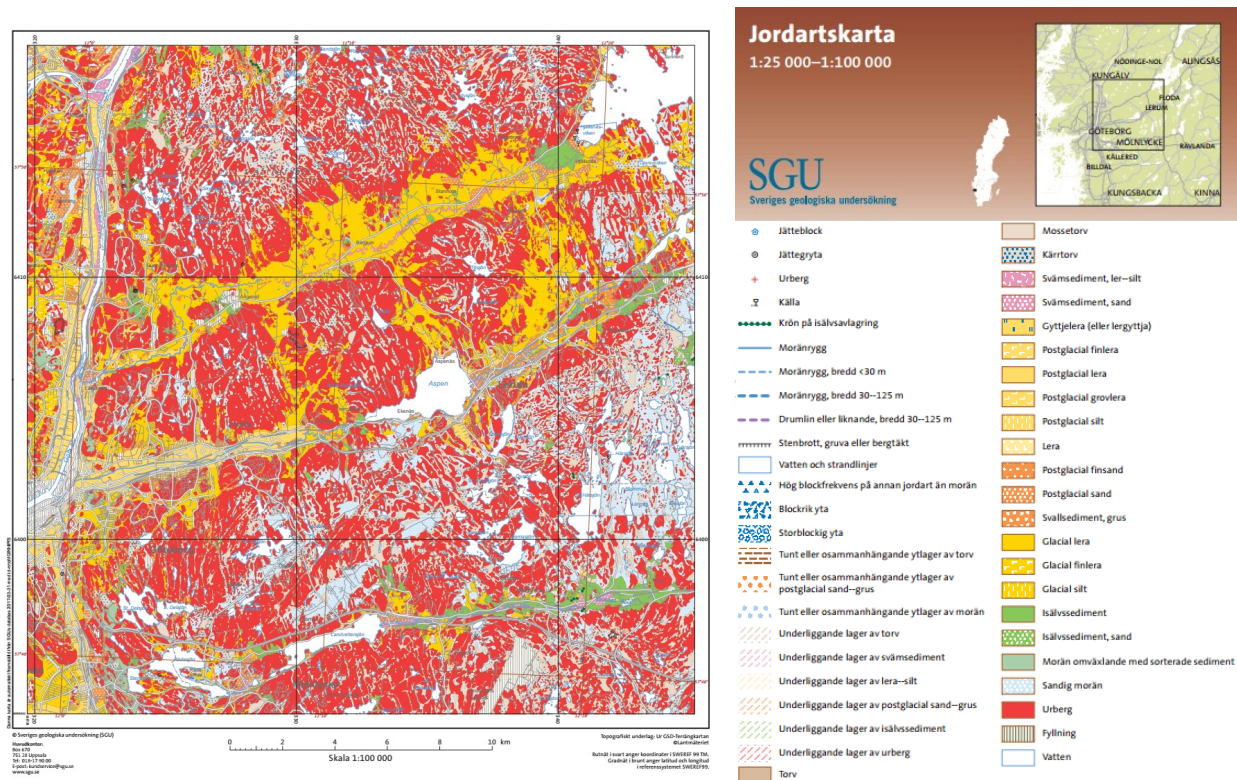


Fig. 5.3. Jordartskarta över Sävåns dalgång med omnejd. Dalgångarna i området utmärker sig tydligt med sina finkorniga sediment med kalt berg i mellan. Källa: SGU:s kartgenerator.

isavsmältningens komplexa karaktär (SGU, 1978).

Sävåns dalgång är relativt fattig på synliga isälvsvlagningar. Som exempel kan avlagringen i anslutning till sjön Aspens utlopp vid Jonsered nämnas samt den vid det så kallade Skallsjödeltat sydväst om Floda, som dock tillhör en sidodalgång till Sävåsdalen och som därmed till största delen är belägen utanför utredningsområdet. Det har dock påträffats isälvsvlagningar under leran på ett par platser, exempelvis från borrhningar i centrala Partille, där totalt 30 m mäktiga isälvsmaterial påträffats i två generationer åtskilda av glacial lera, något som speglar den komplexa isavsmältningen i området med återkommande fram- och tillbakaryckningar av isranden. Isälvsvlagningarnas utbredning under lerorna är dock oklar och vid borrhningar endast ett 10-tals metrar bort kan isälvsvlagningar saknas helt (SGU, 1978).

Isälvsvlagningarna överlagras av glaciomarina leror som utgör den största delen av sedimentavlagringarna i Sävåns dalgång, i synnerhet nedströms sjön Aspen där mäktigheterna också är som störst. De avsattes under och efter den senaste deglaciationen och i efterföljande ishav. De glaciala lerorna avsattes i två olika miljöer; proximal glaciomarin och distal glaciomarin miljö. Dessa leror är ofta överlagrade av postglacial lera som avsattes i samband med den postglaciala transgressionen (Engdahl & Pässe, 2014). Glaciala och postglaciala leror är svåra att särskilja utan geotekniska analyser. Geotekniskt besitter den glaciala leran, på grund av sin högre konsolideringsgrad, en högre hållfasthet än den postglaciala (SGU, 1978). Glacial lera som går i dagen eller endast överlagras av ett tun-

nare skikt av grovsediment kan till färgen vara rödbrun. Glaciala leror påträffas så långt upp som 90 m.o.h. och beskrivs ha en lerhalt på 20–64 procent. Den postglaciala leran har en lerhalt på ca 32–56 procent och innehåller ofta ett par procentenheter organiskt material i de övre delarna där leran på grund av detta även är något mörkare till färgen. Längs flacka områden i dalen överlagras lerorna på sina håll av silt och finsand. Dessa sediment avsattes under tider då havet var grunt (Engdahl & Pässe, 2014).

De marina sedimenten överlagras på en del håll av yngre och grövre, ofta sandiga, jordarter i form av svämsediment eller svällsediment längs med Sävåns. I anslutning till ån är sedimenten på flera håll grövre innehållandes grus, sten och i vissa fall stenblock. Dessa grövre sediment har troligen sitt ursprung från isälvsvlagningar längre uppströms ån eller från sidodalgångar, exempelvis Skallsjödeltat söder om Floda (SGU, 1978). Svämsedimenten, som är dalgångens yngsta sediment, avsattes främst i samband över- och underfloder från tider med höga vattenstånd och vårflooder. Utbredningen av dessa svämplan är dock små och påträffas i mindre omfattning mestadels vid åns meandernäs. Det enda större täcke av svämsediment i dalgången påträffas längs det flacka området vid sjön Aspens inlopp, strax väster om Lerum.

Dalgången har delats in sex områden beroende på geologi och geomorfologi (fig. 5.4). Indelningen har genomförts av Engdahl & Pässe (2014) och har kompletterats med kartmaterial och tillhörande beskrivningar från SGU (1978). Ovanpå detta har även en geologisk profil längs Sävåns upprättats i fig. 5.5.

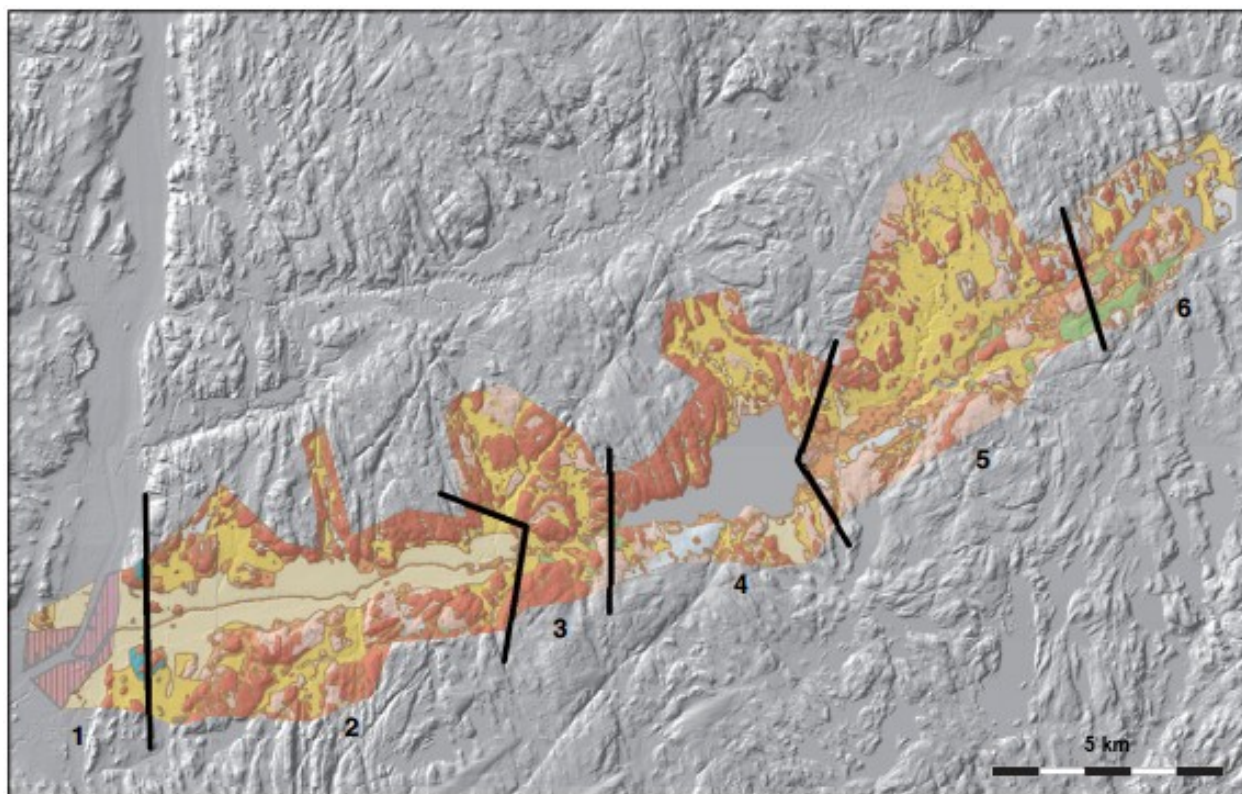


Fig. 5.4. Jordartskarta och geologisk indelning av Sävåns dalgång. Från Engdahl & Pässe (2014).

Den första delen sträcker sig en kortare sträcka från Sävåns utlopp i Götaälv och fram till Göteborgsmoränen, ca 2 000 m uppströms. Göteborgsmoränen, som utgör delens gräns, korsar dalgången och är mycket mäktig, generellt 50–100 m och är för det mesta överlagrad av postglacial lera. Dalgångens största jorddjup har konstaterats här med ett djup på 124 m (SGU, 1978). Innan Göteborgsmoränen korsar dalgången består lagerföljden av 50–100 m glacial lera. Dessa överlagras i dalgången av ca 10 m postglacial lera. Då detta område är belägen inom Göteborgs stad är stora arealer av leran täckt av fyllnadsmassor. Området är kraftigt bebyggt av såväl industriområden som bostäder med en hög befolkningsdensitet (Engdahl & Pässe, 2014).

Den andra delen, som även denna är kraftigt bebyggd, sträcker sig fram till Kåhög och utgörs till största delen av glacial lera överlagrad av postglacial lera vars mäktigheter tillsammans bedöms uppgå till mer än 50 m i den västra delen. Mäktigheterna avtar successivt längre österut och bedöms mellan Partille och Kåhög vara ca 30–40 m. Området har från borrhningar påvisat flera isålvslager under leran, men utbredningen är oklar. Det förekommer även synliga raviner och skredärr, både i dalgången (Engdahl & Pässe, 2014) och längs ån (SGU, 1978). Området är flackt och ån är svagt meanderande.

Det tredje området, mellan Kåhög och Aspens utlopp, utgörs av en mer kuperad terräng med skredärr och relativt branta slänter längs Sävåån. Området är, till skillnad från de två föregående, betydligt mer sparsamt bebyggt och består huvudsakligen av postglacial sand som underlagras av glacial lera. Lerans mäktigheter är i denna del ytterligare något lägre, ca 20–40 m. Förutom dessa jordarter förekommer en större synlig isålvslager vid Jonsered. Den är belägen direkt intill sjön Aspen utmyning och utgör något av en barriär för sjöns dränering, som dock eroderats ned av Sävåån. Utbredningen är okänd men bedöms breda ut sig under den glaciala leran en bra bit västerut (Engdahl & Pässe, 2014) och är över 30 m mäktig enligt flera borrhningar (SGU, 1978).

Vid det fjärde området tar Sävåån delvis en paus genom att vara en del av sjön Aspen. Strandkanten runt sjön utgörs av berg som går i dagen främst i de norra delarna medan berggrunden i de södra delarna täcks av tunna lager morän samt postglacial sand (Engdahl & Pässe, 2014).

Det femte området utgörs av postglacial sand underlagrad av lera. Sävåån har dock öster om Lerum eroderat sig ned genom sandavlagringarna och ner i den glaciala leran. Området är till en början flackt men blir alltmer kuperat längre uppströms och åns karaktär är kraftigt meanderande. I Lerums centrum påträffas

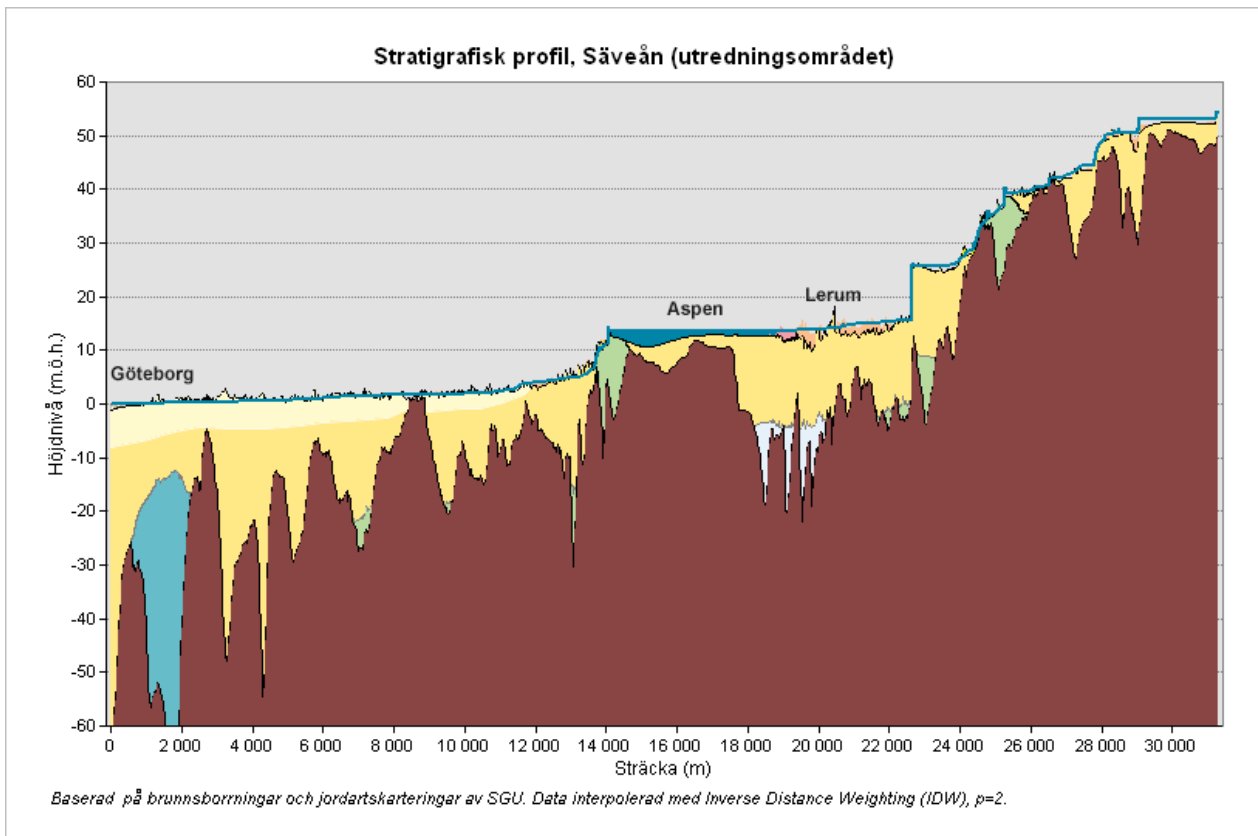


Fig. 5.5. Stratigrafisk profil längs Sävån inom utredningsområdet (för legend se fig. 5.4). Blå linje representerar Sävåns vattenyta. Jorddjup och jordlagerföljder är primärt framtagna från brunnborringar som på sina håll dock är få och sporadiska, i synnerhet öster om Lerum vilket leder till osäkerheter i dessa områden. Utbredningen av postglaciala leror baseras approximativt på uppgifter från SGU (1978) och tillhörande kartmaterial. Jorddjupet samt jordlagerföljder har interpolerats med 'inverse distance weighting' (IDW, $p=2$) i ArcMap.

de största mäktigheterna med upp mot 40–50 m. Skredärr och raviner förekommer i allt större utsträckning jämfört med områdena nedströms sjön Aspen. I området finns två kraftdammar samt ett par mindre vattenfall, vilka syns tydligt som vertikala hopp i den stratigrafiska profilen (fig. 5.5). I den östra delen påträffas en mindre isälvsavlagring som bedöms fortsätta under leran. Utbredningen är dock okänd. Parallellt med Sävåns dalgång löper Skallsjödalen med en omfattande isälvsavlagring där de högsta partierna är belägna på ca 100 m.ö.h., dvs. vid gränsen för HK och formades troligen som ett delta. Avlagringen är dock kraftigt exploaterad och stora delar är idag bortgrävda (Engdahl & Pässe, 2014).

Det sjätte och sista området utgörs till stor del av Sävåns strandmiljö där tunnare lager av lera påträffas, främst i den norra delen. I den södra delen går berg i dagen med klippor som vetter mot stranden. Mäktigheterna är som högst ca 10 m. För Sävåns del utgör området endast en kortare sträcka på knappt 1 km mellan ån och sjön Sävången, en sträcka med huvudsakligen tunna lager av postglacial sand. Sävån och Sävångens utlopp skiljs åt av en kraftdamm. Området visar relativt få spår av raviner och skredärr (Engdahl & Pässe, 2014).

5.1.3 Topografi

Dalgången inom utredningsområdet är ca 25 km lång genom vilken Sävån rinner med en total sträcka på ca 31 km. Ån mynnar ut i Göta älv vid centrala Göteborg där åns vattenyta är belägen på praktiskt taget havsnivå, en differens på närmare 60 meter jämfört med utredningsområdets start vid sjön Sävångens utlopp strax öster om Floda (se fig. 5.6 samt tillhörande höjdprofil i fig. 5.7). Stupningen är som brantast mellan Sävången och Lerum. Ån rör sig här emellan från en höjd av ca 55 m.ö.h. till ca 15 m.ö.h., över en sträcka på drygt 10 km. Det finns två kraftdammar i området, en vid Hedefors och en vid Sävångens utlopp strax innan Floda. Den vid Hedefors mellan Lerum och Floda utgör ett kraftigt hopp på ca 10 m i höjdprofilen. Mellan dalgången sträcker sig på vardera sidor bergsplatåer täckta med ett mycket tunt, ofta osammanhängande, lager av morän. Platåerna är generellt belägna ca 100–150 m.ö.h. Åns sträcka i dalgången delas upp i två sektioner genom att bli en del av sjön Aspen som är belägen nära mitten av dalgången. Området nedströms sjön är svagt meanderande med generellt låga slänthöjder. Vid sjön Aspens utlopp finns en kraftdamm vilket ger en relativt kraftig sänkning i höjdprofilen. Detta följs en kortare sträcka av en relativt brant och kuperad terräng varefter landskapet snabbt flackas

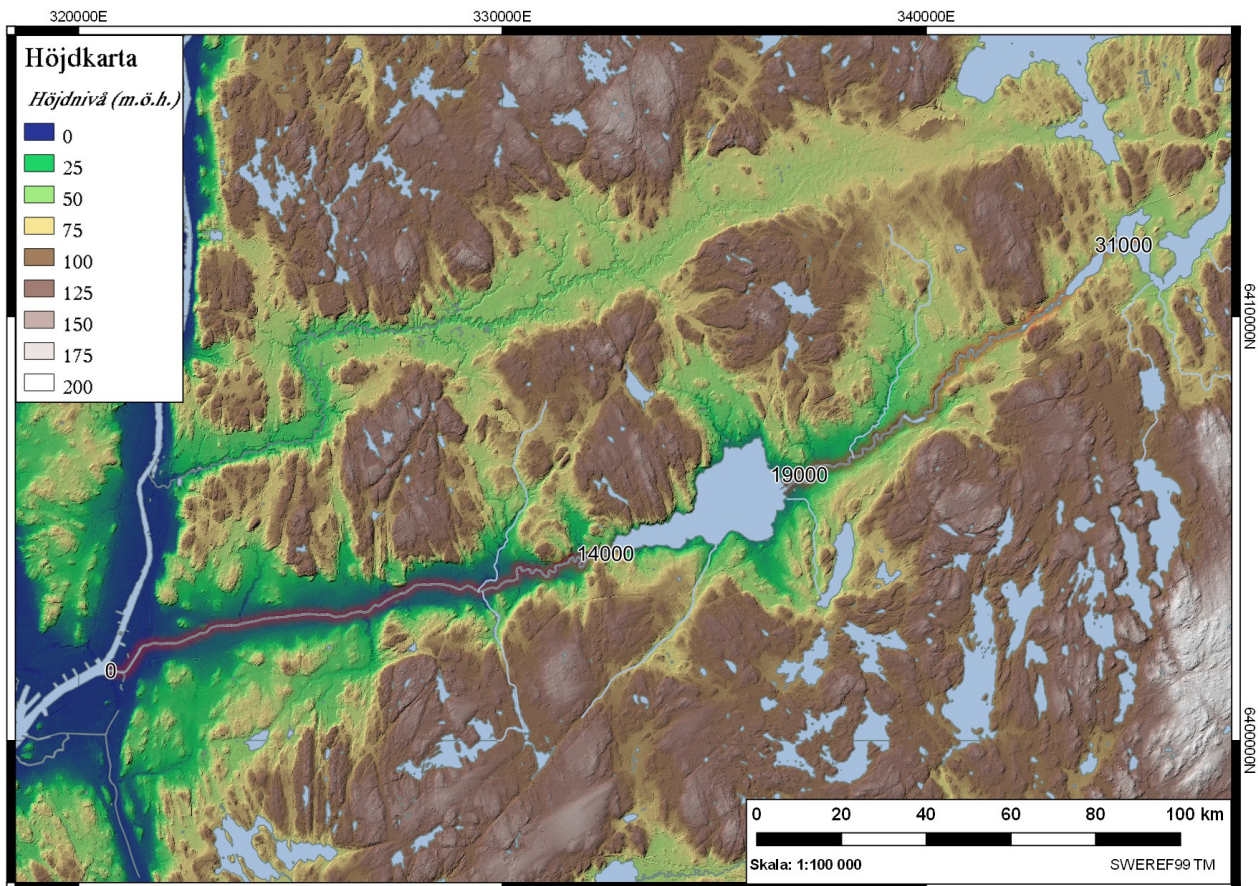


Fig. 5.6. Höjdkarta över Sävåns dalgång och utredningsområde. Sävån (rödmarkerad) sträcker sig mellan Göta älv och Sävälången (totalt 31 km). Högsta kustlinjen (HK) i området befinner sig på ca 100 m.ö.h., vilket i figuren förenklat kan härledas till områden med brun/vit färgskala. Källa: GSD-höjdkarta (grid 2+) från Lantmäteriet.

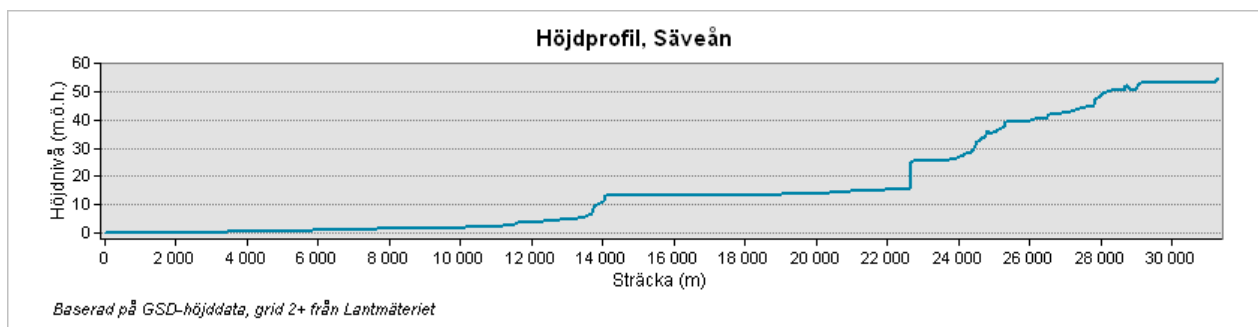


Fig. 5.7. Höjdprofil längs med Sävån inom utredningsområdet, där höjdprofilen representerar vattenytan i meter över havet. De två vertikala avsatserna vid 14 000 och 23 000 m beror på kraftdammar. Källa: GSD-höjdkarta (grid 2+), i höjdsystemet RH2000.

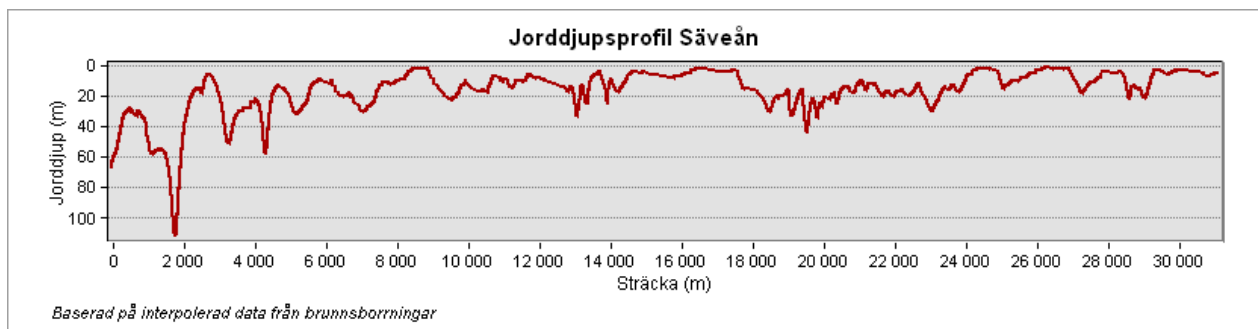


Fig. 5.8. Jorddjupsprofil längs med Sävån inom utredningsområdet (från väst till öst). Framtagen med data från brunnborringar från mestadels SGU:s brunnarkiv.

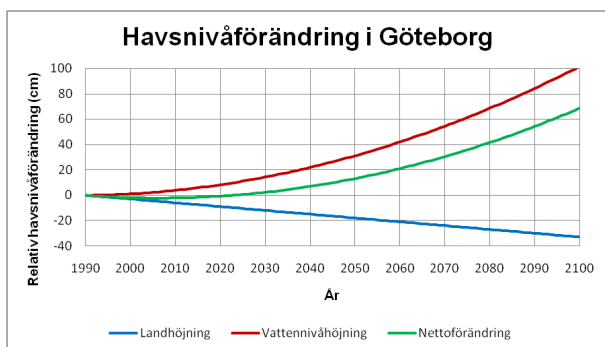


Fig. 5.9. Nettoförändring av havsnivåhöjningar och landhöjning i Göteborgsområdet. Efter (Bergström et al., 2011).

ut. Delen uppströms sjön inleds initialt flackt vid Lerum men övergår snabbt i en alltmer kuperad terräng med slänthöjder längs åbrinkarna på 5–15 m.

Generellt minskar jorddjupet inledningsvis mycket kraftigt från väst till öst (se fig. 5.8), där de största jorddjupen påträffas i området mellan Göta älv och ca 2 km uppströms i sprickdalarna som löper tvärs dalgången. De största jorddjupen finns i sprickdalen där Göteborgsmoränen löper och når totala mäktigheter på över 100 m. Jorddjupen är som störst i dalgångens centrala delar och avtar påtagligt mot dalgångens slutningar, där berg övergripande går i dagen eller endast täcks av mycket tunna moräntäcken. Mäktigheterna sjunker generellt längre uppströms. I Lerum ökar de

dock igen och uppgår till som mest till ca 40–50 m, för att sedan övergå till en mer kuperad terräng med måttliga jorddjup på ca 10 m.

Landhöjningen i området är i nuläget marginellt snabbare än pågående havsnivåstigning, vilket innebär att det råder en relativ kustregression i området. Detta förväntas nå 'break-even' runt år 2025 (Bergström et al., 2011). Därefter förväntas havsnivån i allt ökande takt stiga snabbare än landhöjningen (se fig. 5.9). Stora delar av Sävån ligger på en höjd som är avsevärt högre än vad klimatmodeller förutsäger för framtida havsnivån, åtminstone fram till år 2100. Vid Sävåns utlopp i Göta älv är höjdnivån på så låg höjd att en havsnivåhöjning sannolikt kommer medföra problem i framtiden med ökad erosion och översvämningar.

5.1.4 Sävåns dräneringssystem och klimatdata

Sävån är en till stor del ett meanderande flodsystem beläget i Västra Götalands län. Ån sträcker sig från Vänga våtmarker, ett naturreservat strax söder om Sävsesjön ett par kilometer norr om Borås, och rinner ut i Göta älv i höjd med Tingstadstunneln nära centrala Göteborg (se fig. 5.10). Avrinningsområdets area för punkten där Sävån mynnar ut i Göta älv är ca 1 750 km². Avrinningsområdets markanvändning består till största del av skog- och naturmark (ca 69 procent), följt av jordbruksmark (ca 13 procent) och urbana miljöer som uppgår till drygt 7 procent. Resterande andel

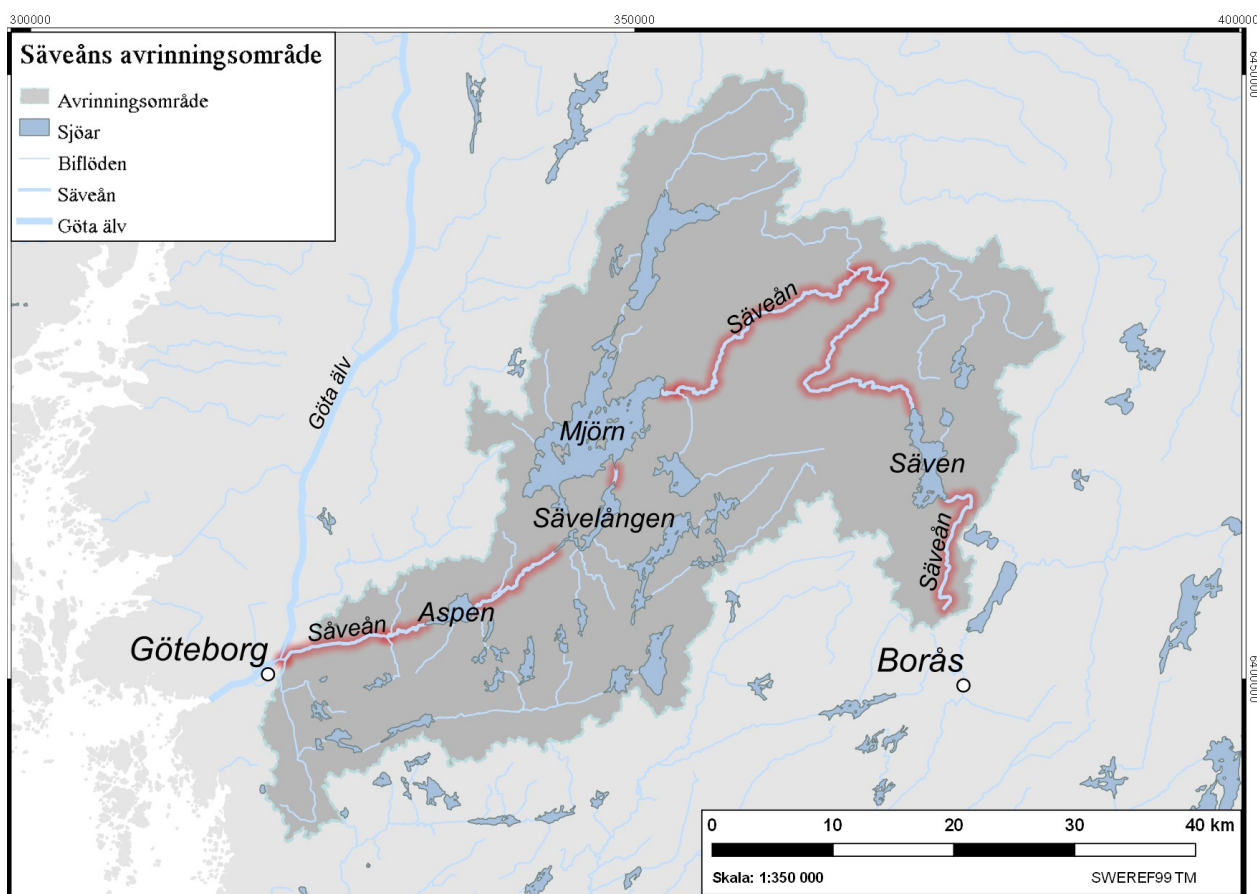


Fig. 5.10. Sävåns sträckning (rödmarkerad) och avrinningsområde (gråmarkerat område) samt biflöden. Kartmaterial och data från SMHI:s vattenwebb (SMHI, 2016).

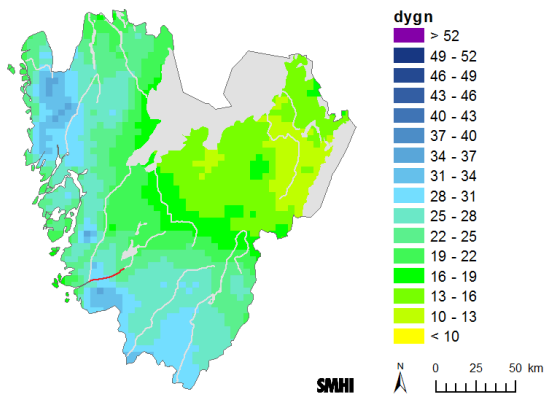


Fig. 5.11. Antalet dygn med kraftig nederbörd (> 10 mm) per år inom Västra Götalands län (medelvärde för referensperioden 1961–1990). Sæveåns utredningsområde är markerat med rött. Källa: SMHI (SMHI, 2016).

(11 procent) är sjöar och våtmarker (SMHI, 2016). Övre delen av ån rinner genom tre större sjöar (Sæven, Mjörn och Sævelången) och generellt genom lågbefolkade områden. Den första större tätorten är Alingsås vid Mjörn. Sæveån rinner sedan ut i Mjörns södra del och in i sjön Sævelången. Därifrån fortsätter ån genom en ny sträcka genom Sæveåns dalgång, igenom Lerum och sjön Aspen och rinner gradvis genom alltmer tätbefolkade områden för att slutligen mynna ut i Göta älv nära centrala Göteborg. En jämförelse av flygfoton mellan 1960 och 2012 visar inga större förändringar vad gäller åns morfologi. Den låga spatila upplösningen från 1960 samt den ymniga vegetationen längs strandkanten i flygfotot från 2012 försvårar dock jämförelserna.

Sæveåns flöden och vattennivåer har utretts av SMHI med beskrivning och mätning vid ett antal platser längs med Sæveåns utredningsområde. Framtida flöden är beräknade enligt RCP8.5, vilket innebär ett scenario där utsläpp av växthusgaser oförminskat fortsätter på nutida nivåer fram till nästa sekelskifte (år 2100). Beräkningarna förutsätter att vattendraget inte sätts igen från exempelvis nedraserade träd eller stoppas upp av trånga brofundament (Björn et al., 2015).

Sydvästsverige tillhör de regioner i Sverige som har bland de högsta nederbörds mängderna både vad gäller total årsnederbörd och intensitet. En nederbörds mängd på mer än 10 mm per dygn bedöms av SMHI som kraftig (SMHI, 2016). Sæveåns utredningsområde upplevde i medel ca 30 dygn per år med kraftig nederbörd under referensperioden 1961–1990 (se fig. 5.11). SMHI har verkställt en prognos baserat på nio olika klimatmodeller enligt RCP8.5-scenariot för antalet dygn med kraftig nederbörd inom Västra Götalands län. Medelvärdet från dessa nio beräkningar pekar på en ökning med 10–15 dygn år 2100 jämfört med observerade värden under referensperioden 1961–1990 (se fig. 5.12). Detta är en ökning med ca 30 procent jämfört med referensperiodens nivåer (SMHI, 2016).

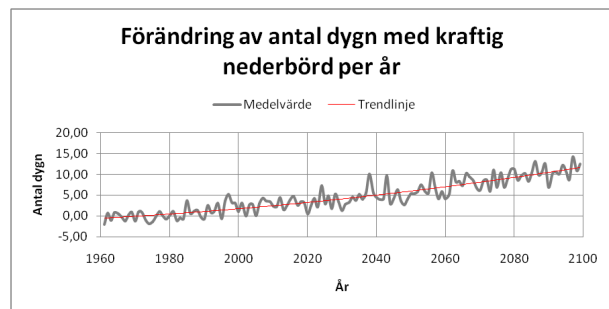


Fig. 5.12. Förändring av antalet dagar per år med kraftig nederbörd i Västra Götalands län jämfört med medelvärdet under referensperioden 1960–1990. Baserad på medelvärdet under rådande klimatpolitik och utsläpp av växthusgaser (RCP8.5-scenario) från nio olika klimatmodeller. Källa: SMHI (SMHI, 2016).

5.2 Studieområdet vid Lerum

Det här projektets studieområde tar sin början från Sæveåns inlopp till sjön Aspen (fig. 5.13) och därifrån uppströms en sträcka på ca 3 200 m. Större delen av sträckan går genom Lerum, ett mindre samhälle ca 20 km öster om Göteborg. Samhället är naturskönt beläget strax öster om sjön Aspen och är centralt belägen i dalgången med undantag från ett flertal villaområden i periferin längs dalgångens sluttningar. Lerum ingår i Göteborgs storstadsområde och genom samhället löper mycket samhällsviktig infrastruktur som Västra stambanan (järnväg) och Europaväg 20 (E20), vilka är samhällsviktiga inte bara för Lerum utan för hela Göteborgs storstadsregion. Konsekvenserna av ett skred här kan därmed potentiellt få negativa inverkningar för hela regionen.

Höga vattenflöden är ett återkommande problem (COWI, 2015) och det har inträffat ett flertal jordskred längs med ån (och i dalgångens sluttningar). Studieområdet anses därmed vara ett område med erosionsproblem och hög sannolikhet för skred. Flera av de inträffade skreden finns dokumenterade (se kap. 6.2). Raviner och skredärr, främst i de östra delarna är väl synliga på digitala höjddkartor och erosion beskrivs som ett mycket angeläget problem på ett flertal platser längs Sæveåns slätter där även akuta erosionsförebyggande åtgärder har vidtagits (Ström, 2007).

De dominerande jordarterna längs Sæveån inom studieområdet är postglaciala avlagringar bestående av främst sand och finsand. De överlagras på flera håll av ett tunnare lager stenig grusig sand, något som dock inte framkommer på jordartskartan (fig. 5.14). Dessa avlagringar kan i mindre omfattning överlagras av svämsediment längs meandernäsen samt deltaområdet vid Sæveåns inlopp till sjön Aspen. De postglaciala avlagringarna är generellt 5 m mäktiga. Studieområdets finkorniga sediment utgörs av glacial lera som även har en relativt stor utbredning i dalgångens sluttningar. Intill ån förekommer glacial lera i den östra delen av Lerums centrum vid åns södra sida samt i de branta områdena i östra delen av studieområdet. Lerornas mäktigheter varierar men är generellt 20–30 m, något mer i de centrala delarna av Lerum. Totalt upp-

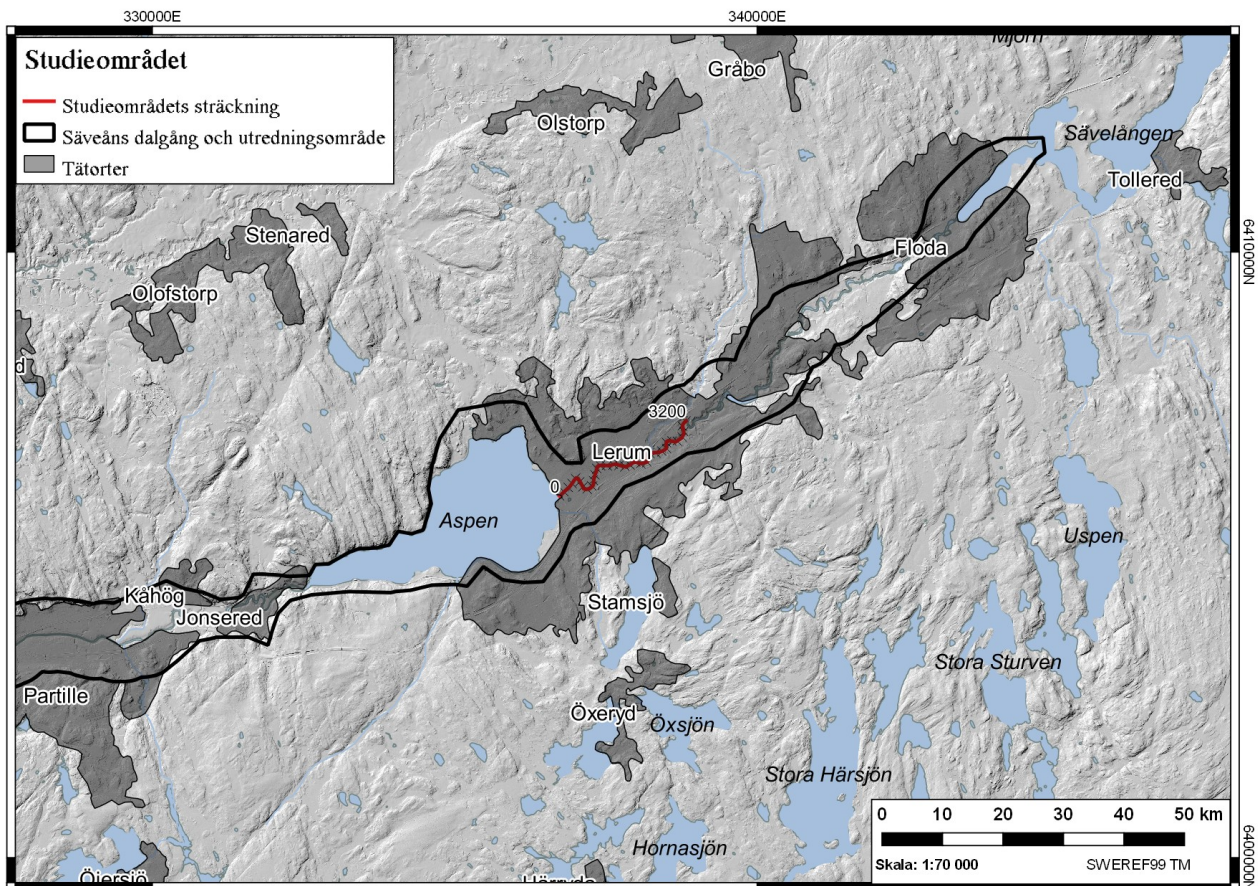


Fig. 5.13. Studieområdets geografiska läge i dalgången (röd linje) och sträcka längs Sävåån med start från Aspens inlopp (0–3 200 m).

går jorddjupet generellt till 30–40 m. I Lerums centrala delar kan mäktigheterna överstiga 40 m. Mäktigheterna avtar dock kraftigt längs dalgångens slutningar där berg i allt högre grad går i dagen. Parallellt med Sävåns södra sida löper en sandig delvis svallad stötsidesmorän som till stor del täcks av postglacial sand närmast ån.

Vid den ca 10 m höga åbrinken i slutet av studiesträckan (3 200 m uppströms på den norra sidan) har lagerföljden beskrivits till att bestå av 0,5–1 m stenig grusig sand underlagrad av 5 m finsand. Den nedre delen av finsanden innehöll betydande mängder torv. Finsanden underlagrades av glacial lera med en lerhalt på 30–40 procent. Utmärkande för området uppströms sjön Aspen är den relativt låga förekomsten av postglaciala leror. Då även dessa delar har utsatts för den postglaciala transgressionen torde det innebära att det på flera håll sannolikt finns postglacial lera under de sandiga postglaciala sedimenten. Inom studieområdet påträffas finkorniga postglaciala sediment endast på ett fåtal platser. Norr om Lerums centrum förekommer dock ett större område av postglacial lera som delvis fortsätter upp längs dalgångens norra slutning, samt ett par mindre områden med postglacial silt i närheten av sjön Aspen. Den postglaciala silten är dock inte av samma genes som den postglaciala leran utan avsattes i en grund havsmiljö, något som för övrigt även gäller för finsanden. Utbredningen under de sandiga svallse-

dimenten får dock bedömas som svåruppskattad då endast ett fåtal borrhningar i området har noterat någon postglacial lera. Gränsskiktet mellan glacial och postglacial lera är tämligen svår att urskönja i fält och den postglaciala lerans utbredning inom studieområdet samt dess generella mäktigheter är därmed okända. Avlagringar av sand och grövre friktionsjordarter har påträffats på enstaka platser under leran. Vid en borrhning i centrala Lerum påträffades en 8 m mäktig moränavlagring överlagrad av ca 33 m lera och andra sediment. Huruvida övriga friktionsjordarter under leran är morän eller glacialfluvialt avlagrade sediment har inte kunnat fastställas (SGU, 1978).

En hydrologisk kartering har genomförts av SMHI längs med stora delar av Sävåns utredningsområde med två vattennivåberäkningar i Lerum och bland annat en flödesmätning vid Hedefors ca 900 m uppströms studieområdet och en vid Aspens utlopp (se tabell 5.1 respektive 5.2). Medelvattenflödet (MQ) förväntas öka med ca 20 procent år 2098 från ett medelvärde från referensperioden 1963–1992. Vidare räknar SMHI med att medelvattennivåerna stiger med ca 1 meter (Björn et al., 2015). Enligt en samrådsrapport (COWI, 2015) ligger vattenhastigheten på mellan 0,2–0,9 m/s i centrala delen av Lerum. Rapporten uppger att detta förväntas öka till 0,8–1,0 m/s inom 100 år. Överslagsmässigt beräknas vattenhastigheten vara 0,55 m/s inom studieområdet. Vattenflödena har beskrivits i

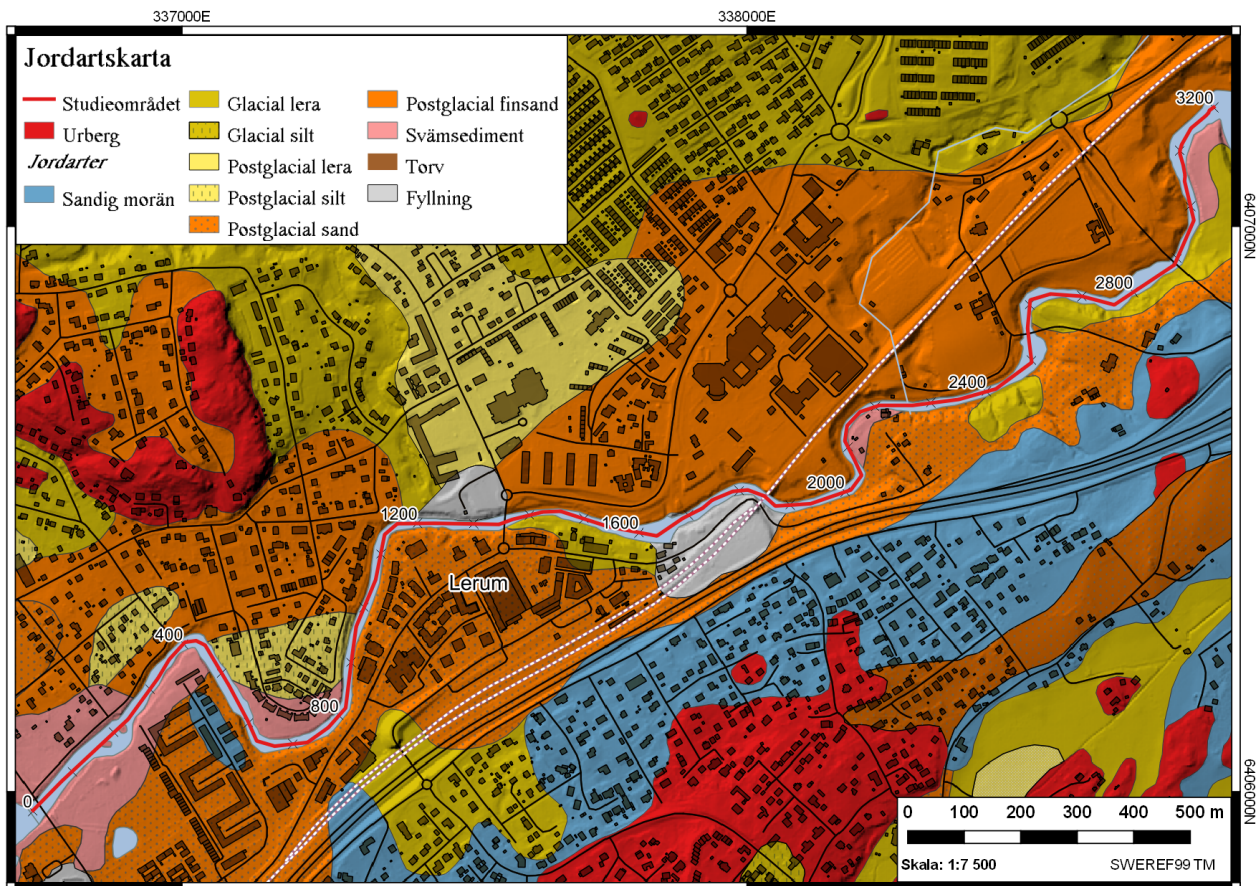


Fig. 5.14. Jordartskarta över studieområdet och sträcka (i meter). Källa: SGU.

en rapport från SMHI där flödena beräknas öka med ca 20 procent (se tabell 5.1 och 5.2). Det finns tre vattenkraftverk längs Sävån uppströms sjön Aspen. Någon reglering av flödet är dock inte möjlig enligt Lerum fjärrvärms hemsida. Överskottsflöden kan dock leda till höga vattenstånd och översvämningar nedströms dessa kraftverk.

Vattendjupet i Sävån genom Lerums tätort har uppmätts med ekolod. Djupet når som mest ca 7 meter på ett fåtal platser i de nedre delarna enligt batymetrisk data men generellt är vattendjupet ca 4 m i den nedre halvan och ca 2 m i den övre delen av studieområdet (fig. 5.15). Bredden på ån är generellt ca 20–25 m, men kan på en del platser vara över 30 m längs meanderbågarna uppströms Lerum centrum, något som kan härledas till förhöjd lateral erosion längs dessa delar. Från den batymetriska datan är det även möjligt att överslagsmässigt beräkna tvärsnittsarean och den våta

perimetern (se kap. 6.2). Genom att beräkna lutningen av vattenytan baserat på höjddata erhålls en förenklad bild av åns flödesgradient. Åns vattenyta befinner sig på ca 15,2 m.ö.h. i östra delen av undersökningsområdet (3 200 m) och på ca 13,5 m vid inloppet till sjön Aspen i väst, vilket ger en fallhöjd på 1,7 m och en gradient för hela studieområdet (3 200 m) på ca 0,000053 m/m. Gradienten är som högst i de centrala delarna av studiesträckan (1 500–2 500 m) där gradienten är 0,001 m/m.

6 Fältkontroll och erosionsbeskrivning

6.1 Besiktning

Studieområdet enligt kap 5.2 har genomgått en fältkontroll. Besiktningen av Sävån genom Lerums tätort

Tabell 5.1. Flödesberäkningar vid Hedefors strax uppströms studieområdet Björn et al. (2015).

Dygnsmedelvärden (m ³ /s)	LQ50	MLQ	MQ	MHQ	HQ50	HQ100
Historiskt klimat	1,0	5,4	18	49	88	98
75-percentil RCP8.5, 2098			22	64		133
Förändring i procent			18	23		26

Tabell 5.2. Flödesberäkningar vid Aspens utlopp (nedströms studieområdet) Björn et al. (2015).

Dygnsmedelvärden (m ³ /s)	LQ50	MLQ	MQ	MHQ	HQ50	HQ100
Historiskt klimat	2,4	6,0	20	55	100	110
75-percentil RCP8.5, 2098			24	72		150
Förändring i procent			17	24		27

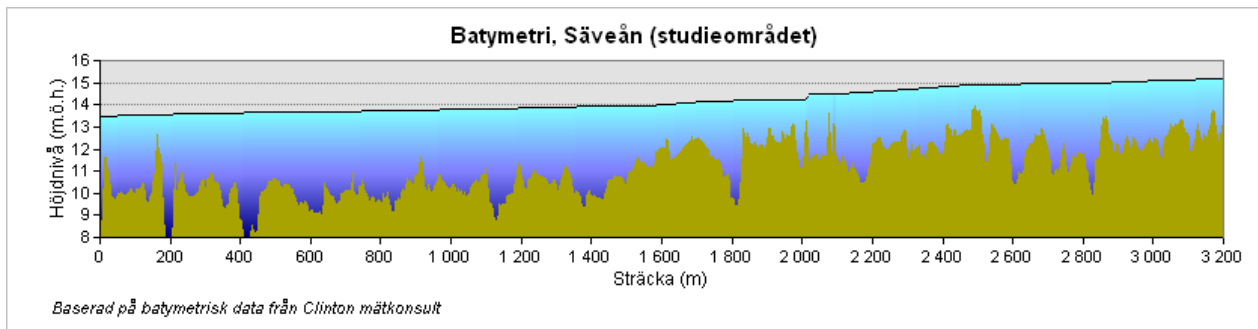


Fig. 5.15. Säveåns gradient och vattendjup inom studieområdet. Mellan 1 500–2 500 m påträffas den kraftigaste gradienten. Den plötsliga sänkning vid ca 2 000 m indikerar ett mindre vattenfall. Baserad på data från GSD-höjddata (grid2+) från Lantmäteriet och batymetrisk data från Clinton mätkonsult.

har dock försvårats på grund av vissa hinder där sträckan 1 800–2 300 m är ett utforskat parti på grund av svårtillgänglig privat mark. Besiktningen har i vissa fall fotodokumenterats (fig. 6.1). Slänthöjd och släntlutning redovisas i figur 6.2 och en fastighetskarta (fig. 6.3) där även dokumenterade erosionsområden finns utmarkerade som till viss del beskrivs i det här kapitlet. Besiktningsträckans 3 200 meter har efter fältkontroll delats in i fyra delar. Dessa beskrivs nedan och illustreras i fig. 6.2 och 6.3.

- **Delsträcka 1:** 0–400 m
- **Delsträcka 2:** 400–800 m
- **Delsträcka 3:** 800–1 800 m
- **Delsträcka 4:** 1 800–3 200 m

Den första delen sträcker sig från åns inlopp i Aspen (0 m) och till ca 400 m uppströms. Denna del kan beskrivas som en flack, gräsigt rekreativmiljö med viss bebyggelse. Här finns bryggor och pিরer för mindre fritidsbåtar, främst på norra sidan ca 50–200 m uppströms. Längs med ån löper en gångväg, oftast grusad, längs båda sidor. Längs den här delen återfinns också flera djuphål där vattendjupet överskrider 6 m. Bredden på ån är ca 30 m men vid ca 200 m uppströms Aspen breddas ån lokalt till ca 55 m. Här noteras också studieområdets största vattendjup på ca 7 m. Skredarr syns tydligt 300–400 m uppströms längs den södra sidan. Erosionsskydd saknas.

I den andra delen (ca 400–800 m uppströms) smalnar ån av något. Bredden är här ca 20 m. Sträckan utgör två meanderbågar med distinkta brinkar och meandernäs med tillhörande geomorfologi. Växtligheten tilltar markant vid första åkröken (ca 400 m uppströms) och så även slänthöjden som på södra sidan dessutom har tydliga tecken på markrörelser och bankerosion. Geologin här utgörs mestadels av sand, stundtals blockig. De övre jordlagren är kraftigt penetrerade av rötter och rotsystem. Tecken på pågående erosion är tydliga med flertalet mindre markrörelser och skred (fig. 6.1A). Lutande träd som hänger över ån är ett vanligt inslag, ofta med grenar och kvistar som hänger långt ut i ån och som, till viss del, även har kontakt med vattenytan (fig. 6.1B). Erosionsskydd i form av krossad sten av varierande men oftast låg kvalitet förekommer på en del sträckor.

Den tredje delen tar vid i de centrala delarna av Lerums tätort (ca 800 m uppströms till ca 1 800 m). Här förtätas bebyggelsen och övergår till en urban miljö med flerbostadshus, butiker och kontor samt samhällsviktig infrastruktur. Erosionsskydd finns på de flesta håll inom området i form av mindre stenkross längs med släntens kontakt med vattnet. Kvaliteten är märkbart förhöjd jämfört med övriga delsträckor. Slänterna är på sina håll branta med en slänthöjd på flera meter (över fem meter på vissa håll). Vattendragets bredd är som smalast vid den här delen, överlag ca 20 m men på sina håll kan bredden vara endast 15 m. Horisontella avsatser syns tydligt. Vid 1 100 m uppströms på den södra sidan finns synliga tecken på erosionsskador och skred (fig. 6.1C). Området består generellt av en mer uppstädd karaktär där vegetationen på sina håll ansats och strandmiljön har anlagts som grönområde. Detta gäller i synnerhet de östra delarna. Västra stambanan (järnväg) löper proximalt Säveån en kortare sträcka längs den östra delen (södra sidan). Längs en mindre sträcka i den västra delen, som utgörs av fyllnadsmassor enligt jordartskartan, råder dock mycket tät vegetation. I sandavlagringarna förekommer på flera håll sten och block. Vid stenbron (Wamme bro) är flödet i ån kraftigt turbulent och forsande. Bron är kulturmärkt enligt RAÄ. Skreddatabasen vittnar om att ett mindre skred inträffade här 1981 och en skola fick utrymmas i samband med det. Kvikklara beskrivs förekomma inom området.

I böjen efter stenbron vid ca 1 800 m uppströms tar en fjärde del vid (1 800–3 200 m). Delen är lågbefolkad och präglas av naturmark med en del åkermark. Erosionsskydd saknas i större utsträckning, främst längs åns södra delar, men vid Dageborgsbron förekommer dock ett kraftigt erosionsskydd av betong. Längs den norra sidan löper samhällsviktig järnväg som utgör en del av västra stambanan. Järnvägen korsar Säveån vid ca 1 850 m uppströms. Strax efter järnvägsbron löper även Europaväg 20 (E20) en kortare sträcka längs ån. Avståndet mellan ån och vägen är ca 30–40 m. Området vittnar om kraftig pågående erosion med uppenbara stabilitetsproblem, särskilt vid 2 300–2 550 m uppströms med överhäng och raserade träd (fig. 6.1D). Området längs slänterna består till stor del av naturmark med stora, ofta lutande, träd. Här påträffas även på sina håll leriga jordarter. Vid ca 2 300 m upp-



Fig. 6.1A. Synliga markrörelser och skred längs delsträcka 2 (erosionsområde A i fig. 6.3). **Fig. 6.1B.** Stort träd lutar över ån med grenar som sträcker sig långt ut över vattnet. Båtbrygga syns i förgrunden, ett vanligt inslag i de nedre delarna av Sävveån. Foto taget mitt emot erosionsområde A i fig. 6.3. **Fig. 6.1C.** Bankerosion vid missionskyrkan ca 1 100 m uppströms (erosionsområde B i fig. 6.3). Notera den steniga och blockiga strandytan. **Fig. 6.1D.** Pågående erosion med raserade träd ca 2 400 m uppströms från Aspens inlopp. Foto taget från norra sidan (erosionsområde C i fig. 6.3).

ströms ansluter ett mindre biflöde, Lerån. De sista hundra metrarna övergår strandmiljön längs den södra delen till ett mer flackt landskap med åkermark. Den norra delen utgörs av översvämningsområden (flodplan) och stora skredärr samt raviner med ett backigt och böljande landskap runt omkring. 1971 inträffade i slutet av delsträckan ett större jordskred. Kvikklara skall enligt SGI:s skreddatabas ha förekommit. Slänthöjden här är ca 10 m. Strax ovanför slänten löper västra stambanan. Från flygfoton kan förändringar i slänt och vattendrag här tydligt beskådas (fig. 6.5 i kap. 6.2).

6.2 Erosionsförhållanden inom studieområdet

Enligt SGU:s jordartskarta (fig. 5.14) består markytelagren längs ån till stor del av finkornigt friktionsmaterial som postglacial sand och svämsediment. Lera förekommer i mindre del vid Lerums centrala delar och sedan i allt större utsträckning längre uppströms. Studieområdet befinner sig under högsta kustlinjen och sandavlagringarna som vilar på den marint avsatta leran är generellt ett par meter mäktiga. Leran kan potentiellt vara kvicklara, vilket troligen har varit en bidragande faktor till tidigare skred i området. Sand är samtidigt mycket känsligt för erosion från fluviala processer, i synnerhet finsand som har en stor utbred-

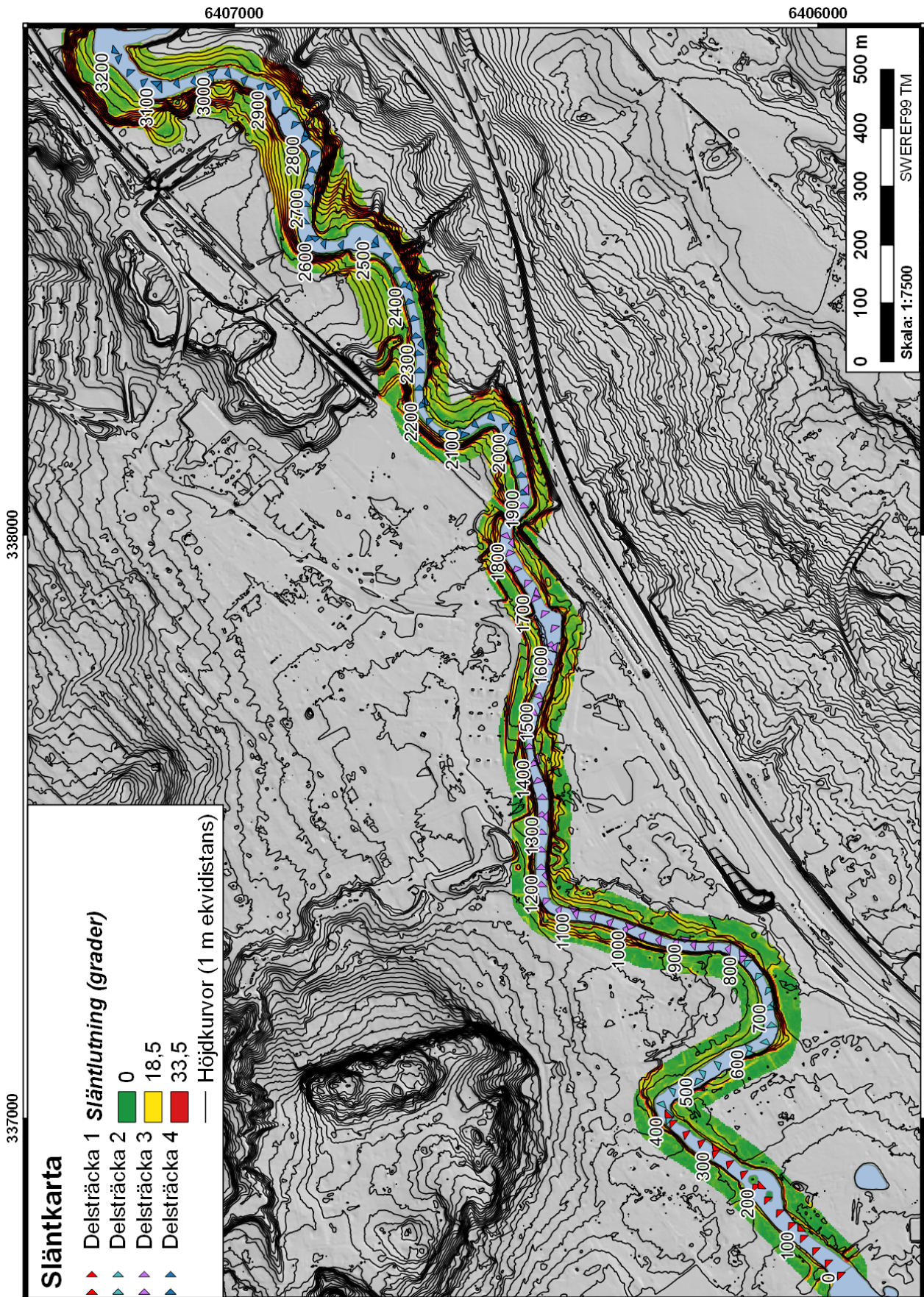


Fig. 6.2. Släntlutning i grader längs Sävveån samt slänternas höjd enligt höjdkurvor. Gradantalet representerar släntlutningskvoterna, vilka tillämpas i SGI:s sårbarhetsklassificering mellan 1:3 (18,5°) och 1:1,5 (33,5°), se tabell 3.1.

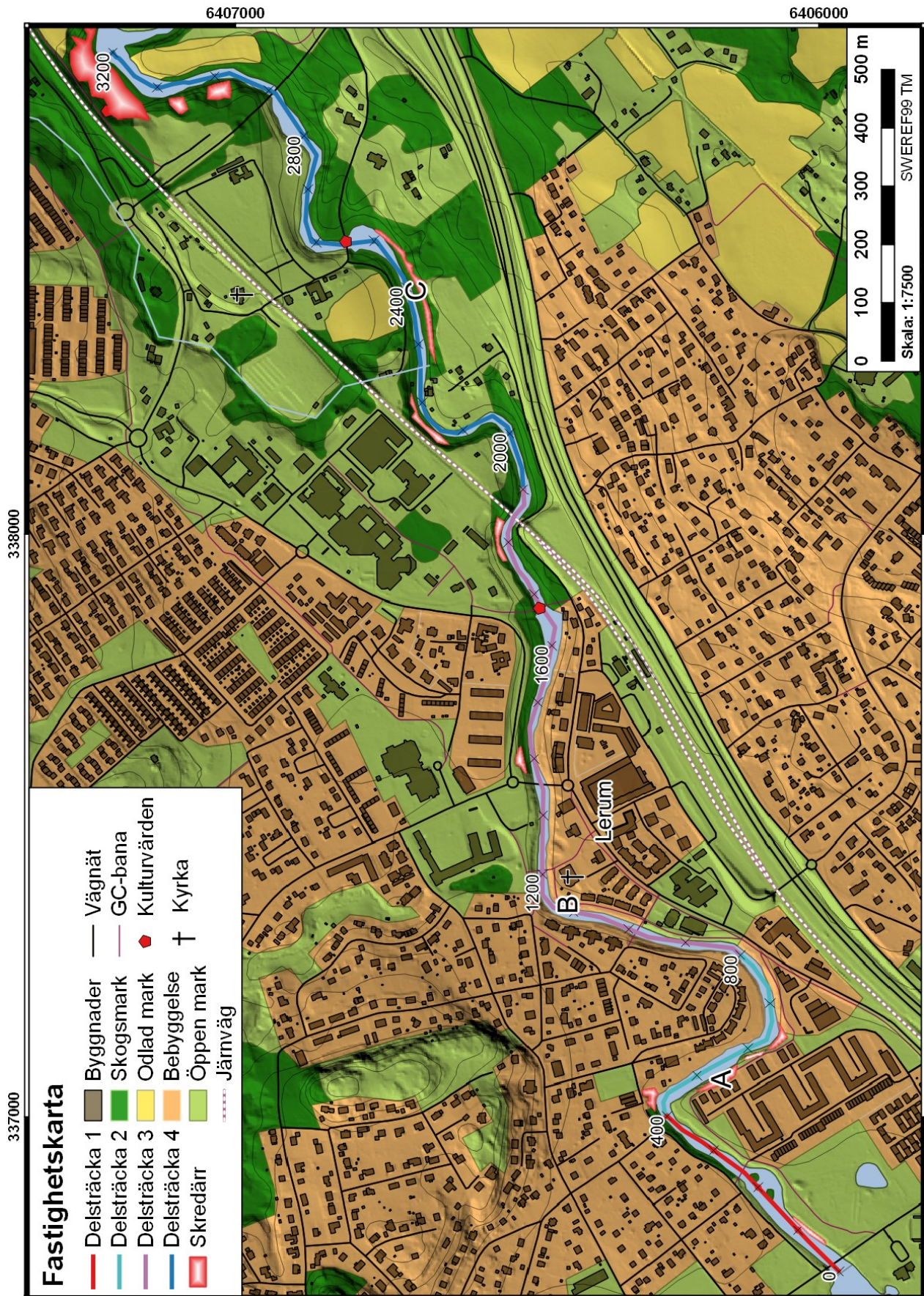


Fig. 6.3. Fastighetskarta över studieområdet med delsträckor och total längd samt skredärr utmärkta. A, B och C indikerar fotodokumenterade lokaler (se fig 6.1). Källor: Lantmäteriet och RAÄ.

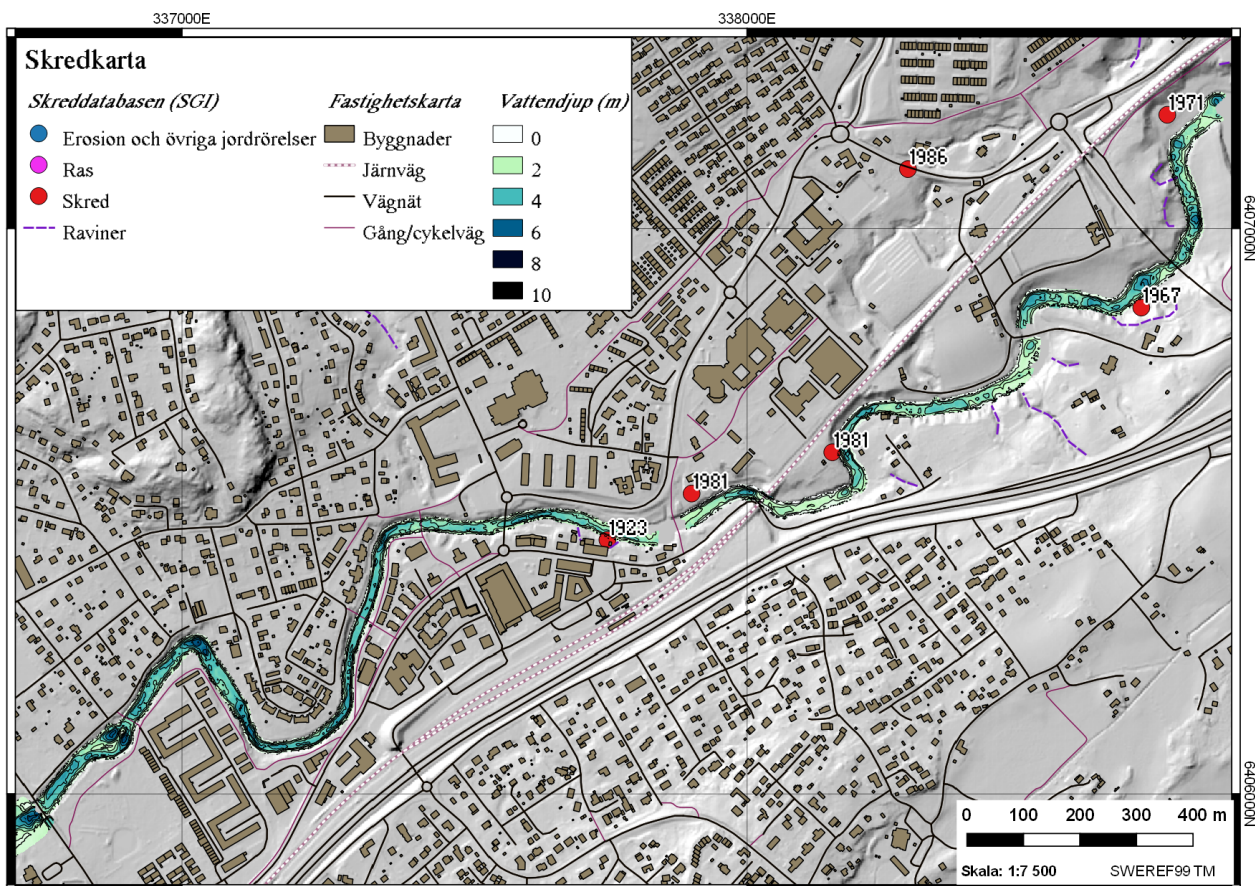


Fig. 6.4. Karta över inträffade skred och deras årtal i Lerumstrakten (från SGI:s skreddatabas). Skredet från 1971 är ett av de mest kända på grund av dess närhet till Västra stambanan. Batymetrisk data från Clinton mätkonsult för visualisering av vattendjupet.

ning i området. Jorddjupet är på de flesta håll 10-tals meter mäktiga och berg går inte i dagen längs någon del längs Sävån. På grund av dessa geologiska förhållanden bedöms därför området som potentiellt mycket känsligt för erosion. Åns slänter är på sina håll mycket branta ($> 60^\circ$) och raviner och skredärr är synliga på höjdkartor, särskilt i områdena uppströms Lerums centrum. Slänlutningen under vattenytan bedöms inte stupa mer än flodbankarna.

Skreddatabasen vittnar om ett antal större skred i modern tid men inget sedan 1980-talet (fig. 6.4). Ett skred från 1971 kan ha fått signifikanta följder på ån enligt flygfoton (se fig. 6.5), vilket har medförd att ån

skars av och tog en ny sydligare sträcka. Vidare kunde skredet dessutom fått förödande samhällskonsekvenser på grund av dess närhet till Västra stambanan. Enligt en ekologirapport har det vidtagits "akuta åtgärder" längs ån så sent som 2007 och kommunen utreder kontinuerligt behovet av ytterligare åtgärder (Ström, 2007). Detta vittnar om att ån i allra högsta grad är sårbar för erosion och skred. Flera av de tidigare skred som inträffat längs Sävån har beskrivits ha orsakats av förhöjda porvattentryck i samband med rikliga nederbördsmängder (SGU, 1978). Nederbörden, både i intensitet och mängd, förväntas öka under det närmsta seklet (SMHI, 2016) och samtidigt finns det ingen

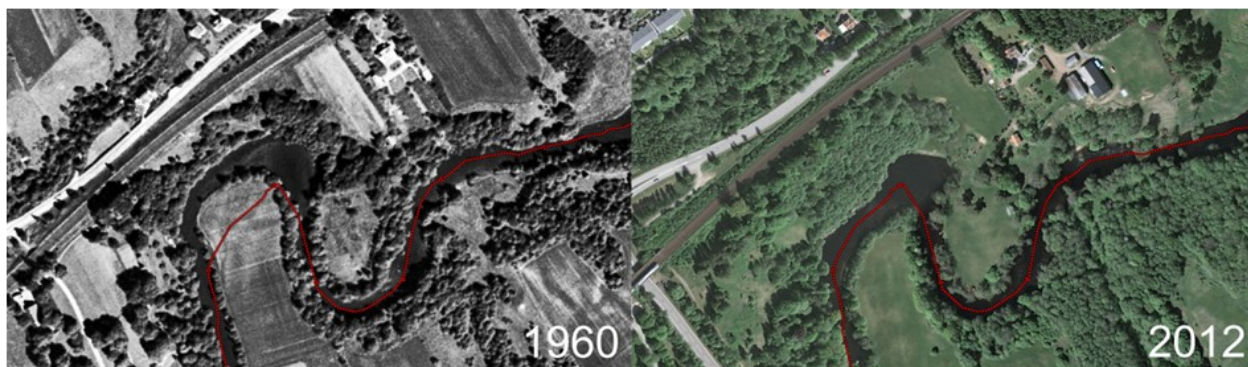


Fig. 6.5. Geomorfologiska förändringar av Sävån troligen till följd av ett skred 1971. Bilder från Lantmäteriet.

Tabell 6.1. Hydrauliska data och medelskjuvspänningsberäkningar för respektive delsträcka längs Sävån inom studieområdet.

Delsträcka	Längd (m)	Fallhöjd (m)	Gradient (m/m)	Hydraulisk radie	Skjuvspänning (N/m ²)
1	400	0,16	0,0004	3,0	11,7
2	400	0,09	0,0002	2,3	4,4
3	1 100	0,48	0,0004	1,9	7,5
4	1 300	0,96	0,0007	1,9	13,0

flödesreglering av vattendraget uppströms sjön Aspen. Sävåns del inom Lerum ligger inom ett relativt flackt område men längre uppströms är den hydrauliska gradienten betydligt brantare vilket medför att de erosiva fluviala krafterna kan föra med sig stora mängder sediment som avsätts där den hydrauliska gradienten planar ut. Detta kan potentiellt öka risken för översvämningar och fördämningar inom delar av Lerum. Det låglänta området nära Aspens inlopp bedöms vara ett extra utsatt område för översvämningar, något som svåmsedimenten vittnar om.

Beroende på de geologiska förhållandena kan områden med högst gradient ha den högsta potentialen för erosion längs åns botten och slänftot. Emellertid är den skjuvspänning som uppnås längs botten och slänftot svår att uppskatta och beräkna. Om ett jämnt likformigt flöde antas kan medelskjuvspänningen längs respektive delsträckor beräknas (se ekv. 3, kap. 2.1.3). Vattnets densitet antas vara 1000 kg/m³, och tyngdaccelerationen 9,80 m/s². Den hydrauliska radien har beräknats genom att ungefärligt uppskatta en trapetsformad geometri av tvärsnittssektionsprofiler från var hundra meter längs ån (totalt 32 profiler). Ett medelvärde för den hydrauliska radien för respektive delsträcka har sedan beräknats. Detta redovisas i tabell 6.1.

7 Analys

7.1 Analys av klassificeringsmetoder (erosionsindex) från litteraturstudie

Litteraturstudien (kap. 3) visar att klassificeringsmetoder för sårbarhet av vattendrag inte existerar i någon större utsträckning. Vid litteraturstudien framkom endast två klassificeringsmetoder direkt kopplade till vattendrag: 'Bank erosion hazard index' (BEHI) och 'Pfankuchs metod'. Den förstnämnda fokuserar på flodbankarnas stabilitet och gör en övergripande bedömning över dess känslighet för skred och ras utifrån främst slänftgeometri och vegetation. Den sistnämnda, Pfankuch, är betydligt mer omfattande och lyfter fram ett vattendrags känslighet för erosion och stabilitetsförändringar utifrån typ av vattendrag. Ingen av dessa metoder tar dock upp samhällsvärden och konsekvenser, vilket medför att de inte direkt utan modifikation går att applicera för en bedömning av sårbarhet. De tar heller inte i beaktning hur erosionsprocesser förändras över tid, exempelvis från klimatförändringar.

BEHI har utvärderats empiriskt längs två separata sträckor i Montana och Colorado (USA), dels genom en relation med sedimentproduktion och dels genom geotekniska undersökningar med skjuvspänningsmät-

ningar i slänftot, kombinerat med flödesberäkningar. Metoden beskriver dock endast slänterosion och inte bottenerosion. Flera av parametrarna får dessutom anses vara delvis svåra att bedöma objektivt, t ex uppskattningen av rotdensitet. Metoden har utvärderats längs ett antal sträckor längs Kunurfloden i östra Indien där sambandet mellan sedimentproduktion från eroderade flodbankar och den uppskattade BEHI-klassificeringen gav ett medelmåttigt resultat med en relativt låg korrelationskoefficient (R^2) på 0,145 (Saha & Mukhopadhyay, 2014). Detta kan tyda på att metoden behövs korrigeras och anpassas för varje enskilt klimat och vattendragmiljö.

Pfankuchs metod beskriver främst potentialen för geomorfologiska förändringar i vattendrag där en förändring innebär någon form av erosion. Metoden skiljer sig från BEHI genom att även göra en bedömning av flodbottens känslighet för erosion. Bedömningen av en del parametrar i flodbotten-delen är svåra att uppskatta på en absolut nivå vilket försvårar jämförelser mellan olika vattendrag. Metoden är omfattande men har fördelen att den bedömer erosionskänslighet beroende på typ av vattendrag och topografisk miljö, något som BEHI troligen skulle haft nytta av.

De övriga metoderna är utvecklade för tillämpning i kustmiljöer men det hindrar inte att de, efter modifiering, kan tillämpas för sårbarhetsanalyser för vattendrag. Flera av dem har som grund att ge information angående erosionsproblem när mängden data är bristfällig i exempelvis utvecklingsländer, där bristande ekonomiska resurser och begränsad tillgång på avancerad data som kan bearbetas och analyseras med GIS-verktyg eller avancerade modelleringsprogram inte är möjligt. Det bör även noteras att någon specifik detaljnivå sällan eller aldrig nämns vilket ytterligare försvårar den objektiva bedömningen. Detta problem tas upp av McLaughlin & Cooper (2010) med deras multi-scale CVI. Generellt bedöms detaljnivån i de flesta fall vara på en regional nivå vilket ej lämpar sig särskilt väl när sårbarhets- och riskanalyser tillämpningsområden vid samhällsplanering och samhällsbyggnad sker på en detaljerad nivå.

De ingående parametrarna i en sårbarhetsanalys är heller inte nödvändigtvis av samma betydande karaktär. Frågan hur de skall viktas för att uppnå så gott resultat som möjligt är svårbedömd. Gornitz & White (1992) beskriver olika sätt att tackla exempelvis felaktig eller saknad data samtidigt som McLaughlin & Cooper (2010) argumenterar för att det är en omöjlig uppgift, varför ingen viktning bör ske. Några slutsatser kring detta kan ej dras.

Tabell 7.1. Modifierad version av SGI:s klassificeringsmetodik med två nya parametrar (slänthöjd och ökning av kraftig nederbörd). Notera att naturliga förhållanden döpts om till känslighet och samhällsvärden till konsekvenser.

Känslighet	Påverkan	Konsekvenser
Geologi	Vattenhastighet	Bebyggelse
Pågående erosion	Vattenflöde	Industrier
Släntlutning	Ökning av kraftig nederbörd	Vägar
Slänthöjd		Järnvägar
Erosionsskydd		Kulturvärden
Markanvändning		

Tabell 7.2. Klassificering av de nya parametrarna slänthöjd och ökningen (i procent) av antalet dagar per år med kraftig nederbörd jämfört med dagens referensperiod.

Parameter	Låg (1)	Måttlig (2)	Hög (3)
Slänthöjd	< 2 m	2–5 m	> 5 m
Ökning av kraftigt nederbörd	< 25 %	25–50 %	> 50 %

7.2 Sårbarhetsanalys enligt SGI:s metodik

SGI:s sårbarhetsanalys av vattendrag (kap. 3.2) bygger på en indelning i tre delar (delindex) som vägs samman så att varje del erhåller samma relativa betydelse. Någon detaljeringsnivå, vare sig specifik eller generell, finns inte att tillgå. Rydell et al. (2012) nämner dock att "erosionsrisker utförs stegvis med successivt ökad detaljeringsgrad genom översiktliga och detaljerade karteringar". Sårbarhetsanalysen för erosion beskrivs vidare som ett verktyg i hur man skall prioritera vid en mer detaljerad riskanalys för erosion och skred. Sårbarhetsanalysen får därmed tolkas som en översiktlig del i SGI:s skredriskanalys.

Delindexet för påverkan är troligen den mest svår-analyserade delen som bedöms efter hur de fluviala erosionsprocesserna förändras över tid från vattenflödesförändringar. En fingervisning angående vattenflödets förändringar i Sävån från dagens nivåer fram till år 2100 har beräknats och uppskattats av SMHI. Flödet får antas främst vara beroende på förändringar av vattenståndet då vattenhastigheten är beroende av bottengradienten och bör således ej ändras nämnvärt över en så kort tid. Det går dock inte att utesluta att morfologiska förändringar av vattendraget ger signifikanta variationer i vattenhastigheten. Lokala flödes- och hastighetsförändringar kan ske på grund av lokal erosion i flodbotten men denna parameter är mycket svår att hantera på detaljerad nivå. Enligt COWI (2015) varierar vattenhastigheten mellan 0,2–0,9 m/s inom delar av studieområdet, något som dock beräknas öka till 0,8–1,0 m/s om 100 år. Ökningen av vattenhastigheten är något som skulle kunna vara av intresse för framtida revideringar av sårbarhetsanalysen.

Geologiskt klassificeras lera med en låg sårbarhet för erosion, men skredhistorik visar att det är i områden med lera som större skred ofta uppstår. Släntlutningen beskriver inte storleken (höjden) på slänterna. Detta kan ge missvisande resultat vid jämförelser mellan små och stora slänter där mycket små men kraftigt lutande slänter får ett högre sårbarhetsvärde än stora slänter som inte lutar fullt lika kraftigt. Släntlutning har också ett snävt intervall där endast ca 33,5 graders lutning ger högsta värde. Delindexet för samhällsvär-

den ger en låg utdelning i förhållande till de olika parametrarna. Då sårbarhetsanalysen till stor del skall belysa de delar längs vattendragen som potentiellt kan medföra de största samhällskonsekvenserna ges exempelvis parametern för bebyggelse ett förhållandevis lågt inflytande med tanke på vad konsekvenserna kan bli om en större byggnad skulle dras med i ett skred. Tydligare definition vid hanteringen av samhällsvärdenas avstånd från strandlinjen hade också varit önskvärd.

För klassificering av sårbarhet längs Sävån inom studieområdet enligt SGI:s metodik tillämpas den indelning och beskrivning som utförts i kapitel 5.1. Geologin har i första hand bestämts utifrån jordartskartor från SGU (se fig. 6.8) och släntlutning har erhållits via digitala höjdkartor och GIS-verktyg samt fältkontroller (se fig. 6.5). Vattenhastigheten har uppmätts av konsultfirma till 0,2–0,9 m/s vilket förenklat ger en medelvattenhastighet på 0,55 m/s. Ökning av vattenflödet blir enligt SMHI ca 20 procent. Inga egentliga industrier antas vara belägna i närheten. Riksantikvarieämbetet (RAA, 2016) klassar inom studieområdet de två stenbroarna som kulturella intressen samt en mindre fornlämning (stensättning). För en detaljerad redovisning av indexeringen se figur 8.1.

7.3 Klassificeringsutveckling av sårbarhetsanalys

Utifrån ovanstående analyser har justeringar och utveckling av en förhoppningsvis bättre metod genomförts. En viktig faktor i släntstabilitet är släntens höjd. Som nämnts i kapitel 7.2 beskrivs inte höjden på slänten (i det här fallet flodbankarna) utan endast dess lutning. Slänthöjd och släntlutning införs enklast genom en övergripande bedömning baserat på höjddata samt

Tabell 7.3. Nya klassificeringsintervall för den modifierade klassificeringsindexet. Indexet är indelat i tre lika stora klasser inom ett intervall på 0–100 där ett högre värde indikerar högre sårbarhet.

Erosionsindex	Sårbarhetsklass
< 33	Låg
33–67	Måttlig
> 67	Hög

Tabell 8.1. Sårbarhetsanalys enligt SGI:s metod.

SGI:s metod		Sårbarhetsklass	Naturliga förhållanden					Påverkan			Samhällsvärden					Medelvärde		
Område			Geologi	Pågående erosion	Släntlutning	Erosionsskydd	Markanvändning	Totalt	Vattenhastighet	Vattenföde	Totalt	Bebyggelse	Industri	Vägar	Järnvägar		Kulturvärden	Totalt
Delsträcka 1	Norra	Hög	3	1	3	3	2	70	2	2	50	2	1	1	1	1	10	43,33
	Södra	Hög	3	1	3	3	1	60	2	2	50	3	1	1	1	1	20	43,33
Delsträcka 2	Norra	Hög	3	1	2	3	1	50	2	2	50	3	1	1	1	1	20	40,00
	Södra	Hög	3	2	3	3	1	70	2	2	50	3	1	1	1	1	20	46,67
Delsträcka 3	Norra	Hög	3	1	3	2	1	50	2	2	50	3	1	1	3	3	60	53,33
	Södra	Hög	3	1	3	2	1	50	2	2	50	3	1	1	3	3	60	53,33
Delsträcka 4	Norra	Hög	3	2	3	3	1	70	2	2	50	2	1	1	3	3	50	56,67
	Södra	Hög	3	3	3	3	1	80	2	2	50	2	1	3	3	3	70	66,67

Tabell 8.2. Sårbarhetsanalys enligt modifierad metod.

Modifierad metod		Sårbarhetsklass	Känslighet					Påverkan			Samhällsvärden					Medelvärde				
Område			Geologi	Pågående erosion	Släntlutning	Slänthöjd	Erosionsskydd	Markanvändning	Totalt	Vattenhastighet	Vattenföde	Nederbörd	Totalt	Bebyggelse	Industri		Vägar	Järnvägar	Kulturvärden	Totalt
Delsträcka 1	Norra	Måttlig	3	1	3	2	3	2	67	2	2	2	50	2	1	1	1	1	10	42,22
	Södra	Måttlig	3	1	3	1	3	1	50	2	2	2	50	3	1	1	1	1	20	40,00
Delsträcka 2	Norra	Måttlig	3	1	2	1	3	1	42	2	2	2	50	3	1	1	1	1	20	37,22
	Södra	Måttlig	3	2	3	2	3	1	67	2	2	2	50	3	1	1	1	1	20	45,56
Delsträcka 3	Norra	Måttlig	3	1	3	3	2	1	58	2	2	2	50	3	1	1	3	3	60	56,11
	Södra	Måttlig	3	1	3	3	2	1	58	2	2	2	50	3	1	1	3	3	60	56,11
Delsträcka 4	Norra	Måttlig	3	2	3	3	3	1	75	2	2	2	50	2	1	1	3	3	50	58,33
	Södra	Hög	3	3	3	3	3	1	83	2	2	2	50	2	1	3	3	3	70	67,78

med kompletterande fältkontroll. En parameter för kraftig nederbörd har också lagts till för att vidare utveckla klimatförändringarnas påverkningar i sårbarhetsanalysen. Kraftig nederbörd enligt SMHI definieras som > 10 mm nederbörd per dygn. Parametern visar ökningen (i procent) av antalet dygn per år med kraftig nederbörd från referensperioden till år 2100 enligt prognoser från SMHI. Inga ändringar i konsekvensanalysen (samhällsvärden) har genomförts. Klassificeringsintervallen har dessutom breddats något för erhålla bättre skiljaktighet (se tabell 7.3) och har delats in i tre lika stora delar (klasser) på en skala från 0–100 som representerar en sårbarhet från låg till hög. Den utvecklade sårbarhetsanalysen grundar sig delvis på min personliga uppfattning av området från fältkontroller och dels från tidigare skred som inträffat inom respektive delområde. De förändrade detaljerna redovisas i tabellerna 7.1, 7.2 och 7.3 och indexeringen redovisas i detalj i tabell 8.2. Den modifierade klassificeringsmetodik behandlas i övrigt som SGI:s metodik beskriven i kapitel 3.2.

8 Sårbarhetsanalys och klassificering av studieområdet (resultat)

Av tillgänglig data i kombination av fältkontroller har en sårbarhetsanalys och klassificering av studieområdet upprättats. Sårbarhetsanalyserna är helt baserade på SGI:s metod beskriven i kapitel 3.2 med undantag för de förändringar som beskrivs i kapitel 7.3 för den modifierade versionen. Geologin har i första hand bestämts utifrån jordartskartor från SGU (fig. 5.13) och släntlutning har erhållits via digitala höjdkartor och GIS-verktyg samt fältkontroller (fig. 6.2). Riksantikvarieämbetet (RAÄ, 2016) klassar inom studieområdet de två stenbroarna som kulturella intressen vilket också gäller för en mindre fornlämning (stensättning). Sårbarhetsklassificeringen redovisas i tabell 8.1 och 8.2 samt visualiseras i fig. 8.1 och 8.2.

Motivering och tolkning av de ingående parametrarna i sårbarhetsanalysen:

- Ytlagren inom området består mestadels av sand inom samtliga delområden vilket klassificeras som klass 3.
- Pågående erosion är som kraftigast vid södra delen av delsträcka 4 och ges klass 3. I den norra delen påträffas skredärr, raviner och tidigare tecken på erosion. Området bedöms som skreddrabbat men pågående erosion bedöms inte som lika allvarlig som på den södra sidan. Även i den södra delen av delsträcka 2 påträffas tydliga tecken på bankerosion. Dessa två områden ges klass 2. Övriga områden ges klass 1.
- Släntlutning kan på många håll ses som mycket hög med närmast vertikala slänter. Samtliga delsträckor ges klass 3 förutom den norra delen av delsträcka 2 som med sitt betydligt flackare parti anges klass 2.
- Slänthöjd varierar relativt kraftigt mellan delsträckorna och är som allra högst vid delsträcka 4 (ca 10 m). Även delsträcka 3 har slänthöjder på över fem meter. Dessa delsträckor ges därmed klass 3. Norra delen av delsträcka 1 ges klass 2, liksom södra delen av delsträcka 2. Norra delen av delsträcka 2 är ett flackt parti och ges klass 1. Södra delen av delsträcka 1, som till stor del är ett flodplan, ges också klass 1 men det finns dock delar som överstiger 2 m slänthöjd.
- Erosionsskydd saknas eller är skadat inom större delen av studieområdet. I de centrala delarna av Lerum är erosionsskyddet av stenkross av högre kvalitet och delsträcka 2 ges därför klass 2. Övriga delsträckor ges klass 3.
- Markanvändningen består av en stor andel hårdgjorda ytor med tät växtlighet. Undantag görs för den norra delen av delsträcka 1 som till viss del av strandmiljön består av svämsediment med låg andel växtlighet och ges klass 2. Övriga delsträckor ges klass 1.
- Vattenhastigheten baseras på uppgifter från mätningar utförda av konsultbolaget Cowi som från beräkningar uppger hastigheten till 0,2–0,9 m/s. På grund av flödesberäkningars komplicerade natur beräknas en medelhastighet som appliceras för hela studieområdet från ovan mätningar. Vattnets medelhastighet på 0,55 m/s ger studieområdet klass 2.
- Vattenflödets ökning förväntas bli ca 20 procent enligt SMHI och appliceras överslagsmässigt för hela studieområdet. Detta ger klass 2 för samtliga delsträckor.
- Bebyggelse förekommer inom hela området. Delsträcka 4 består dock till stor del av naturmark och ges därmed klass 2. Detta gäller även för den norra delen av delsträcka 1. En mindre del av den södra delen av delsträcka 1 är be-

byggt med flerbostadshus och bedöms därför som klass 3.

- Inga egentliga industrier förekommer inom studieområdet. Hela studieområdet anges som klass 1.
- Europaväg 20 (E20) tangerar Sävån vid den södra delen vid början av delsträcka 4. Delsträcka 4 södra ges därmed klass 3. Övriga delsträckor klassas som 1.
- Västra stambanan löper genom Lerum och samtliga delsträckor som berörs ges klass 3. Övriga ges klass 1.
- Kulturvärden påträffas enligt RAÄ inom delsträcka 3 och 4. Dessa ges klass 3. För övriga delsträckor ges klass 1.

9 Diskussion

Förutom de fåtal sårbarhetsanalyser som finns för kustmiljöer, visar litteraturstudien inga etablerade metoder och klassificeringssystem för sårbarhetsanalyser som direkt kan tillämpas för erosion i och längs vattendrag. Ett vattendrags hydrologiska karaktär är individuell och dess geologiska och geotekniska förutsättningar skiljer sig åt, med allt från regionens klimat till typen av vattendrag. Detta försvårar utvecklingen av en gedigen och pålitlig metodik som passar alla typer av vattendrag, åtminstone en global sådan. Svårigheten höjs ytterligare för sårbarhetsanalyser med hänseende på erosion kopplat till klimatförändringar som då även måste beakta erosionsprocessernas förändring över tid. De metoder som finns för erosion i vattendrag behandlar inte konsekvenserna och kopplar inte heller erosionsprocesserna till klimatförändringar. Även de metoder som finns för kustmiljöer saknar ofta konsekvensdelen, dvs. de socioekonomiska skador som potentiellt kan uppstå i samband med erosion.

Konsekvenserna är till viss del enklare att bedöma, men samtidigt svårare att kvantifiera på ett objektivt sätt. Det är en generell utmaning i en sårbarhetsanalys att bedöma och klassificera sårbarhet eftersom flertalet parametrar är svåra att kvantifiera. En svårighet som utmärker sig vid den här typen av analyser är att genomföra objektiva bedömningar på en absolut nivå. För de parametrar som inte tydligt kan kvantifieras riskerar bedömningen inom de sträckor eller delsträckor som undersöks bli av en mer relativ karaktär, något som man bör vara medveten om. En lösning på detta problem kan troligtvis endast lösas genom att säkerställa att sårbarhetsanalyser genomförs med tydligt kvantifierbar data som enkelt kan behandlas med GIS-verktyg. Vinkling och subjektivitet får anses vara ett potentiellt problem för sårbarhetsanalyser, särskilt när det gäller den socioekonomiska delen. De olika modelleringsprogram och beräkningar som finns att tillgå har inte behandlats i en så pass stor utsträckning att några definitiva slutsatser kring dessa kan dras.

Utredningsområdets geologi präglas av finkorniga sediment som i delarna nedströms främst utgörs av lera men som längre uppströms i allt större omfattning

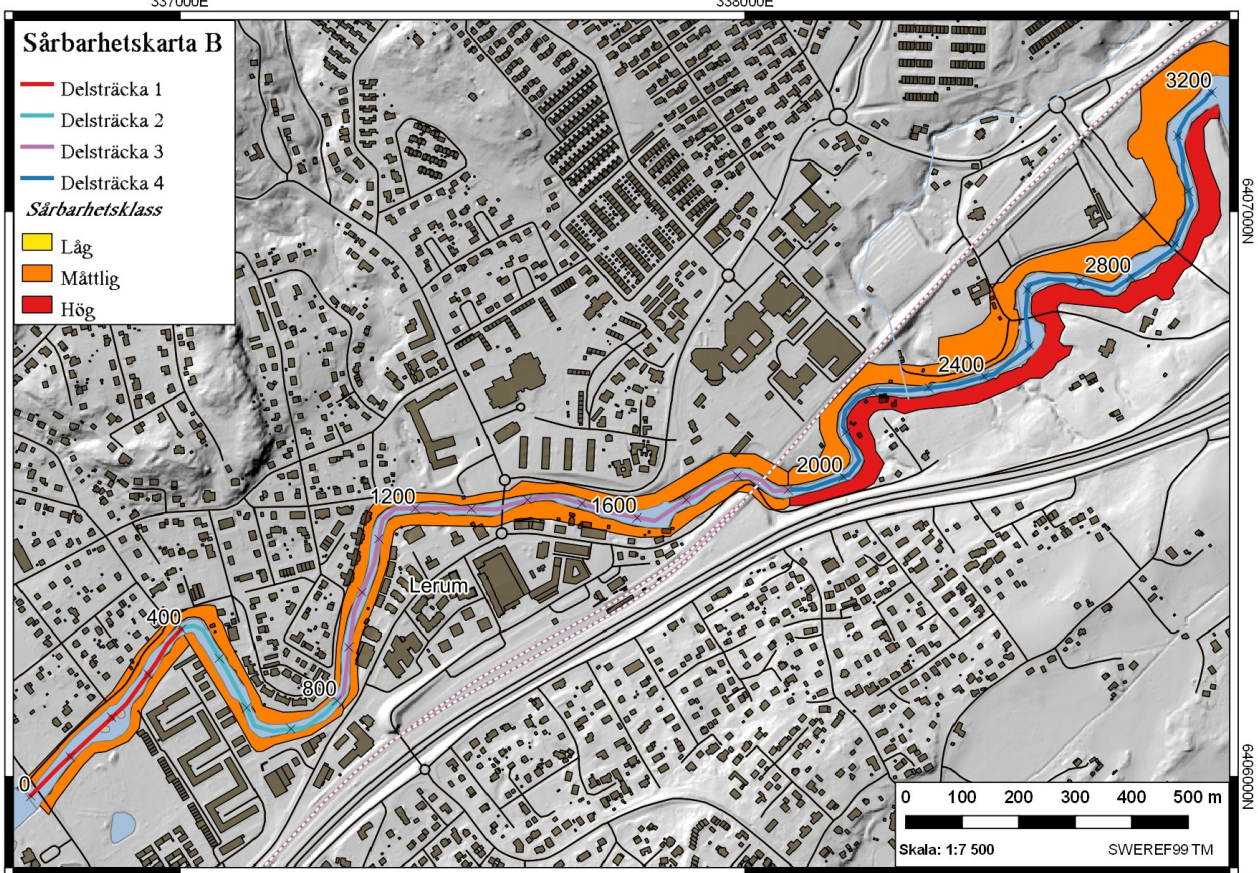
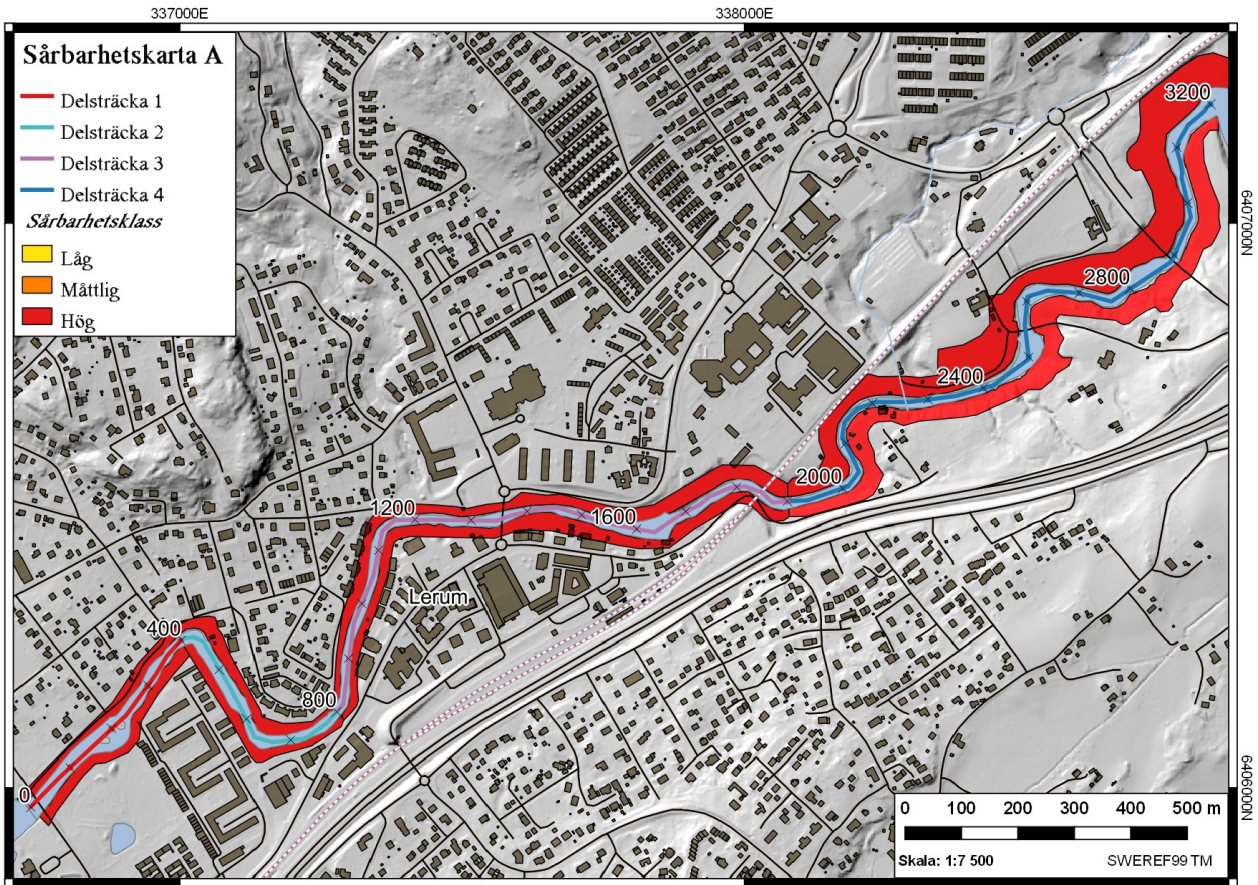


Fig. 8.1 och 8.2. Visualisering av studieområdets sårbarhetsklass enligt SGI:s metodik (A) respektive modifierad metodik (B).

överlagras av sand och svämsediment. Studieområdet utgörs till största del av sand. Områdets geologiska uppbyggnad gör att sedimentytorna kring Sävån i högsta grad är sårbara för fluviala erosionsprocesser. Min bedömning är att vid tiden av fältstudien var erosionen och sedimenttransporten relativt låg och att studieområdets täta vegetation och tillhörande rotsystem troligen har en dämpande inverkan på de fluviala erosionsprocesserna längs slänt och släntfot. På slänterna förekommer det stora träd som bidrar med ökade spänningar i jorden. Släntstabiliteten bedöms som låg med ett direkt överliggande hot för Lerums tätort, varför det föreligger behov av förstärkande åtgärder. De fluviala erosionsprocesserna har potential att bli mycket omfattande i sin verkan vid kraftig nederbörd och höga flöden, något som inte är ovanligt för Sävån. Sandavlagringarna var stundtals också väldigt blockig. De grövre fraktionerna härstammar troligen från isälvsavlagringar längre uppströms. När de avsatts är oklart men skulle kunna vara en indikation på att kraftigt förhöjda vattenflöden och vårflooder har inträffat. Bottenerosion är svårbedömd. Vattendjupet är generellt ca 4 m längs hela studieområdet, men djupare i det flacka området nära sjön Aspen (delsträcka 1). Det är endast i detta område som lokala djuphålor påträffas enligt batymetriska data. Från den överslagsmässigt beräknade skjuvspänningen längs de fyra delsträckorna är delsträcka 4, tätt följt av delsträcka 1, de områden med högst skjuvspänning. Detta ger en fingervisning men några exakta slutsatser kring botten- och slänterosion kan ej dras. Geologiskt skiljer sig de olika delsträckorna främst genom att lera förekommer i högre grad i delsträcka 3 och 4, något som i princip saknas i delsträcka 1 och 2. Sand är genomgående den vanligaste jordartsfraktionen inom studieområdet. Jämförandet av flygfoton från 1960 och 2012 ger ej några definitiva svar angående erosionshastigheten. I delarna uppströms från sjön Aspen har Sävån till stor del skymts av vegetationen men av det man kan se blir slutsatsen att inom ett spann på över 50 år tycks Sävåns utbredning och geomorfologi inte ha förändrats avsevärt med undantag för ett område i slutet av studieområdet (se fig. 6.5). Där har vattendraget påtagligt förändrats, troligen i samband med ett större skred som inträffade här 1971.

Kvicklera har historiskt visat sig vara en bakomliggande orsak i dessa regioner när det gäller släntstabilitet och skredrisker. Det gäller i synnerhet i kombination med rikliga mängder nederbörd, ofta över en längre tid, och är något som skulle kunna utgöra en viktig del i en sårbarhetsanalys och skulle till viss del förbättra kopplingen mellan släntstabilitet och klimatförändringar för områden där kvicklera förekommer. Hydrogeologiska data bör även beaktas i större utsträckning än vad som skett i detta arbete främst med tanke på de förhöjda portryck som nederbörd potentiellt kan orsaka.

Studieområdet bedöms som samhällsekonomiskt sårbart. I området passerar både Västra stambanan och Europaväg 20, för vilka ett skred skulle kunna orsaka

stora störningar och få allvarliga samhällskonsekvenser som inte endast utgör en fara för liv och egendom inom studieområdet utan även samhällsekonomiska konsekvenser för hela regionen. Området är i stort behov av erosionskyddande åtgärder. På många platser saknas erosionskydd helt och hållet och på de platser där erosionskydd förekommer är skydden ofta i dåligt skick. Skredproblematiken sträcker sig dessutom längre upp längs dalgångens sluttningar där det finns rapporter om inträffade skred runt om i dalgången, något som sannolikt kommer att förvärras i framtiden på grund av ökade nederbörds mängder.

SGI har lyckats väl med att eliminera svårdefinierade parametrar. Ett problem som förekommer är dock tolkningsproblem. Det framgår exempelvis inte på något kvantifierbart sätt vad som anses vara måttlig eller stor pågående erosion. Inte heller typ av erosionskydd beaktas. SGI:s klassificeringsmetod har även tendens att väldigt lätt ge höga värden. Detta behöver inte nödvändigtvis vara negativt men om en sårbarhetsanalys ständigt registrerar endast en viss klass riskerar syftet med sårbarhetsanalysen och klassificeringen att försvagas. Med SGI:s metod klassificeras hela studieområdet som varandes av hög sårbarhet för erosion. Med den modifierade metoden klassas hela studieområdet som måttligt sårbart för erosion med undantag av den södra delen av delsträcka 4 som klassificeras som hög risk med samma metod. Min uppfattning är att det finns övergripande sårbarhetsskillnader vad gäller erosion och skred inom studieområdet. SGI:s metod misslyckas med att belysa detta genom att klassificera hela området i samma klass. Skjuvspänningsberäkningarna styrker delvis denna bild genom att vara högst för delsträcka 4 genom dess större flödesgradient. Dock visar även delsträcka 1 på höga skjuvspänningar. Erosionshastigheten för delsträcka 1 och 4 får därmed potentiellt antas vara högre än för de övriga. Med den nya modifierade klassificeringsmetodiken är förhoppningen att den bidrar till förbättrade sårbarhetsanalyser av erosion och skred men det är mycket svårt att bedöma både nu och i efterhand. Den nya metodiken är tänkt att belysa olika moment som jag bedömer kan ingå och som jag saknar i SGI:s metodik. Med den nya parametern för slänthöjd är förhoppningen att utvidga den geotekniska delen inom sårbarhetsanalysen gällande massrörelser och släntstabilitet. Detsamma gäller parametern för kraftig nederbörd som visats vara en förödande faktor i tidigare skredsituationer; detta vidareutvecklar klassificeringsmetodiken med hänsyn till klimatförändringar. De nya parametrarna behöver dock verifieras både vad gäller geologisk och geoteknisk relevans i förhållande till övriga parametrar, samt deras värdes- och klassificeringsintervall. Vid fortsatta förbättringar skulle exempelvis storleken och antalet tidigare skred utgöra en viktig faktor i en sårbarhetsanalys. Enligt skred databasen har flera skred inträffat inom både utredningsområdet och studieområdet, men för somliga saknas tyvärr beskrivningar kring dem. Studieområdets indelning i fyra delsträckor får anses vara en grov indel-

ning. En finare indelning (fler delsträckor) hade högst troligen givit en mer nyanserad och noggrann klassificering.

Det är svårt att uttala sig om vilken sårbarhetsanalys som bäst stämmer in med verkligheten, men den generella bilden från fältstudien är att risken för skred inom studieområdet sannolikt ökar ju längre uppströms sjön Aspen man kommer, vilket till viss del korrelerar med ökad slänthöjd. Detta belyser den modifierade versionen genom att ta med slänthöjd i analysen, något som även fångar in brinkar som ofta utgörs av branta och höga slänter i ett meanderande vattendrags ytterkurvor. Den tvärvetenskapliga naturen och omfattningen av den här typen av analyser, samt de osäkerheter som det medför att förutsäga klimatförändringar i framtiden, gör en utvärdering mellan de bägge analyserna svår. Sårbarhetsanalyser för erosion längs våra vattendrag är och kommer med mycket stor sannolikhet att förbli en stor utmaning.

10 Slutsats

Erosion och skred är ett påtagligt problem längs Sävån. Studieområdet delades efter fältkontroll in i fyra delsträckor med en total längd på 3 200 m med start från sjön Aspens inlopp. För området genomfördes en sårbarhetsanalys för erosion och klassificerades enligt SGI:s metod som hög (den högsta sårbarhetsklassen) för samtliga av studieområdets delsträckor. En modifiering av SGI:s metodik utvecklades till att ta hänsyn till slänthöjd och nederbörd och klassificerade studieområdets sårbarhet som måttlig med undantag för den södra delen av delsträcka fyra som klassificerades som hög sårbarhet. Från den överslagsmässigt beräknade skjuvspänningen för varje delsträcka framkom att delsträcka 4 utsätts för de högsta skjuvspänningarna medan de var lägst för delsträcka 2. Sammanfattningsvis kan anföras att:

- SGI:s klassificeringsmetodik är inte optimal för att belysa sårbarhetsskillnader inom studieområdet.
- Detaljeringsgraden för sårbarhetsanalysen är oklar.
- Sårbarhetsanalysen riskerar att bli en relativ jämförelse vilket försvårar jämförelser mellan olika vattendrag.
- Beräkningar av och prognostisering för hur erosionsprocesserna förändras över tid är av betydande svårighetsgrad varför de är en ansevärd osäkerhetskälla i all sårbarhetsanalys.
- Viktning är ett problem, till exempel att kulturvärden sätts att vara av samma samhällsvikt som byggnader och infrastruktur.
- Det råder oklarheter kring hur långt upp från strandkanten en sårbarhetsanalys skall genomföras.
- Skjuvspänningen beräknades till att vara högst för delsträcka 4 och lägst för delsträcka 2, vilket delvis bekräftar den sårbarhetsklassificering

som den modifierade metoden uppvisade.

Sårbarhetsanalyser för vattendrag är uppenbarligen ett outforskat område. Att koppla sårbarhetsanalysen till klimatförändringar innebär också att hänsyn till hur erosionsprocesserna förändras över tid måste tas. Detta gör sårbarhetsanalysen till ett tvärvetenskapligt problem. De sårbarhetsanalysmetoder som finns med koppling till erosion och klimatförändringar behandlar främst kustmiljöer. Endast två metoder för vattendrag påträffades i litteraturstudier, men ingen av dessa behandlar konsekvenser eller klimatförändringar. I många fall krävs en modifiering av metoderna för att bättre anpassa dessa till specifika miljöer och ändamål. Således kan anföras att:

- Metoder för att analysera och klassificera ett vattendrags sårbarhet med avseende på erosion är få.
- Konsekvensanalyser saknas i de flesta metoder.
- De metoder som finns att tillgå behandlar sällan förändrade erosionsprocesser över tid.
- Svårdefinierade och svårbedömda parametrar försvårar tillämpningen för flera metoder.
- Subjektivitet är ett problem, speciellt för konsekvensanalyser.
- Sårbarhetsanalyserna riskerar ofta att bli av en relativ natur då kvantifierbar data saknas eller inte är möjlig att kvantifiera.
- Förutsättningarna för hur ett vattendrags miljö eroderar beror på många faktorer och varierar mellan geografisk miljö och vattendragstyp vilket försvårar en allmängiltig metod.

Studieområdet utgörs av stora mängder postglaciala sandiga sediment avsatta ovanpå glaciala lera. Sand, ofta finsand, med betydande mängder silt är mycket känsliga för erosion. Sävån är hydrologiskt dynamisk då området periodvis utsätts för höga flöden. Framtida klimatförändringar förväntas ge ökade nederbörds-mängder inom hela regionen, vilket kan leda till att de fluviala erosionsprocesserna kommer att öka och leda till ökad sedimenttransport. Hur mycket detta påverkar slänternas hållfasthet är svårt att dra några slutsatser om, men slänternas hållfasthet bedöms som låga på flera platser och utgör därför ett överhängande hot för området. Det finns även kvicklera i området, vilket påvisats vara en stor bakomliggande faktor för tidigare skred både i området och i regionen. Således kan anföras att:

- Den geologiska uppbyggnaden av området visar på stor förekomst av erosionskänsliga jordarter, främst sand, men även betydande mängder silt och lera.
- Tidigare skred i regionen vittnar om skredproblematik i samband med förekomst av kvicklera och i kombination med kraftiga nederbörds-mängder.

- Indikationer för pågående erosion föreligger, om än i varierande grad, längs hela studieområdet. På sina håll ses kraftig bankerosion och skred med kraftigt lutande och nedfallna träd.
- Släntstabiliteten bedöms som låg, varför det föreligger ett behov av förstärkande åtgärder.
- Säveåns vattenflöde samt nederbörden i regionen förväntas öka i framtiden, vilket ökar risken för slanterosion och skred.

Tack

Jag vill tacka mina handledare Per Möller (LU) för att ha tagit sig an rollen att vara min interna handledare och för att ha varit villig att låna ut sin drönare (som tyvärr blev lite av ett fiasko) samt för sin kritiska granskning som har varit ett oumbärligt hjälpmedel såväl som kunskapsgivande vid genomförandet av det här projektet. Jag vill även tacka min externa handledare, Wilhelm Rankka (SGI), som även varit huvudhandledare och upphovsman för projektet samt agerat mellanhand i kommunikationen mellan mig och övriga på SGI.

Jag vill också tacka Gunnel Göransson (SGI) för synpunkter samt för att ha hjälpt till att starta upp projektet. Jag vill även tacka alla ni övriga inblandade hos SGI som kommit med synpunkter och geoteknisk expertis samt hjälpt till med GIS-data.

Till sist vill jag också även tacka studierektor Dan Hammarlund (LU) för hjälp och stöd med att hitta kontakter och möjligheter som i slutändan möjliggjorde det här projektet.

Referenser

Abramson, L.W., Lee, T.S., Sharma, S. & Boyce, G.M., 2002. *Slope stability and stabilization methods*. 2nd ed. John Wiley & sons, Inc.

Alén, C. et al., 2000. *Skredriskanalys i Göta älvdalen - Metodbeskrivning*. SGI report No. 58. Linköping: Statens geotekniska institut (SGI).

Andersson, M., Lundström, K., Rankka, W. & Rydell, B., 2008. *Erosion och sedimenttransport i vattendrag*. Varia 592. Linköping: Statens geotekniska institut (SGI).

Appelqvist, B. & Loyd, D., 1979. *Grundläggande teknisk strömningslära*. Linköpings tekniska högskola.

Bergdahl, K., Cederbom, C. & Göransson, G., 2013. Prioritering av områden för skredanalys. Klimatanpassningsanslag. *Statens geotekniska institut (SGI)*, 6, p.20.

Bergdahl, K., Odén, K., Löfroth, H. & Göransson, G., 2015. Skredrisker i ett förändrat klimat – Norsälven. Del 2: Metod för kartläggning. *Statens geotekniska*

institut (SGI), 18(2), p.92.

Bergström, S. et al., 2011. *Hydrologiska och meteorologiska förhållanden i Göta älvdalen*. GÄU - Delrapport 27. Linköping: Statens geotekniska institut (SGI).

Björn, H., Persson, H., Sjögren, J. & Eklund, D., 2015. *Karaktäristiska vattennivåer i Säveån på sträckan Floda – mynningen i Göta älv*. SMHI 2015/1661/9.5. Norrköping: SMHI Affärsverksamheten Vattenmiljö.

Collier, K., 1992. *Assessing river stability: Use of the Pfankuch method*. Wellington, New Zealand: Department of conversation Science and research report No.131.

COWI, 2015. *Samråds underlag vattenverksamhet Hallsås 2:22 m.fl. Dergården*. Samrådsunderlag. Lerums kommun.

Dey, S., 2014. *Fluvial hydrodynamics*. Springer.

Engdahl, M. & Påsse, T., 2014. Geologisk beskrivning av Säveåns dalgång. *Sveriges geologiska undersökning*, 2014:37, p.14.

ETC CCA, 2011. Methods for assessing coastal vulnerability to climate change. *European environment agency*, Technical paper 1/2011, p.93.

Florinsky, I.V., 2012. *Digital terrain analysis in soil science and geology*. 1st ed. Elsevier Inc.

Gentile, A.R. et al., 2002. *Assessment and reporting on soil erosion*. Background and workshop report. European environment agency.

Gornitz, V., 1991. Global coastal hazards from future sea level rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and Planetary Change Section)*, 89, pp.379–398.

Gornitz, V.M. & White, T.W., 1992. A coastal hazards data base for the U.S. east coast. *Oak Ridge National Laboratory*, ORNL/CDIAC-45(NDP-043A), p.184.

Hugget, R.J., 2007. *Fundamentals of geomorphology*. 2nd ed. Routledge.

Hultén, C. et al., 2005. *Släntstabilitet i jord*. Deluppdrag I. Linköping: Varia 560:1 Statens geotekniska institut (SGI).

Johansson, H. & Jönsson, H., 2007. *Metoder för risk- och sårbarhetsanalys ur ett systemperspektiv*. Lund: Lunds universitet för riskanalys och riskhantering.

- Keane, T., 2012. *Watershed assessment of river stability and sediment supply | Wildcat creek*. Kansas state university.
- Knappett, J.A. & Craig, R.F., 2012. *Craig's soil mechanics*. 8th ed. Spon Press.
- Knutsson, S., Larsson, R., Tremblay, M. & Öberg-Högsta, A.-L., 1998. *Siltjordars egenskaper*. Information 16. Linköping: Statens geotekniska institut (SGI).
- Larsson, R., 2008. *Jords egenskaper*. Information 1. Linköping: Statens geotekniska institut (SGI).
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. & Miller, J.P., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. New York: Dover Publications INC.
- McLaughlin, S. & Cooper, J.A.G., 2010. A multi-scale coastal vulnerability index: A tool for coastal managers. *Environmental Hazards*, 9, pp.233-248.
- Midgley, T.L., Fox, G.A. & Heeren, D.M., 2012. Evaluation of the bank stability and toe erosion model (BSTEM) for predicting lateral retreat on composite streambanks. *Geomorphology*, 145-146, pp.107-114.
- MIT, 2006. *Massachusetts institute of technology*. [Online] Introduction to fluid motions, sediment transport, and current-generated sedimentary structures. Tillgänglig på: <https://ocw.mit.edu/courses/earth-atmospheric-and-planetary-sciences/12-090-introduction-to-fluid-motions-sediment-transport-and-current-generated-sedimentary-structures-fall-2006/course-textbook/> [Åtkomst 26 december 2016].
- Morgan, R.P.C., 2005. *Soil erosion & conservation*. 3rd ed. Blackwell publishing Ltd.
- MSB, 2016. *Myndigheten för samhällsskydd och beredskap*. [Online] (Naturolycksdatabasen) Tillgänglig på: <http://ndb.msb.se/> [Åtkomst 3 juli 2016].
- Munson, B.R., Okiishi, T.H., Huebsch, W.W. & Rothmayer, A.P., 2013. *Fundamentals of fluid mechanics*. 7th ed. John Wiley & Sons Inc.
- Murthy, V.N.S., 2002. *Geotechnical engineering: principles and practices of soil mechanics and foundation engineering*. CRC press.
- Ohlsson, F., Hallingberg, A., Johansson, L. & Nyberg, M., 1994. *Erosionsskydd i samband med förstärkningsåtgärder för slänter*. Rapport 1:94. IVA Skredkommissionen.
- Pfankuch, D.J., 1975. *Stream reach inventory and channel stability evaluation*. A watershed management procedure. Missoula, Montana: U.S. Department of agriculture forest service.
- Phillips, J.V. & Tadayon, S., 2006. *Selection of Manning's roughness coefficient for natural and constructed vegetated and non-vegetated channels, and vegetation maintenance plan guidelines for vegetated channels in central Arizona*. Scientific investigations report. U.S. geological survey.
- Rankka, K., 2003. *Kvicklera – bildning och egenskaper*. Litteraturstudie. Linköping: Varia 526 Statens geotekniska institut (SGI).
- RAÄ, 2016. *Riksantikvarieämbetet*. [Online] Tillgänglig på: <http://www.fmis.raa.se/cocoon/fornsok/search.html> [Åtkomst 20 juli 2016].
- Rosgen, D.L., 2001. A practical method of computing streambank erosion rate. *Proceedings of the 7th federal interagency sedimentation conference 2*, II, pp.9–15.
- Rosvall, G. & Kjellberg, U., 2009. *Jordskred vid vägbygge E6 i Småród, Ö län, den 20 december 2006*. Statens haverikommission (SHK).
- Rydell, B. et al., 2012. Metodik för översiktlig kartering av risker för stranderosion. *Statens geotekniska institut (SGI)*, Varia 641, p.65.
- Saha, S. & Mukhopadhyay, S., 2014. Assessment of bank erosion probability: A study on Kunur river, eastern India. *International journal of geology, earth & environmental sciences*, 4(2), pp.216-223.
- SGI, 2016. *Skreddatabasen - Statens geotekniska institut*. [Online] Tillgänglig på: <http://gis.swedgeo.se/skred/> [Åtkomst 2016].
- SGU, 1978. *Beskrivning till jordartskartan Göteborg SO*. Serie Ae, Nr 26. Sveriges geologiska undersökning (SGU).
- Simon, A., Curini, A., Darby, S.E. & Langendoen, E.J., 2000. Bank and near-bank processes in an incised channel. *Geomorphology*, 35, pp.193-217.
- SMHI, 2016. *Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut*. [Online] (Vattenwebb) Tillgänglig på: vattenwebb.smhi.se [Åtkomst 20 maj 2016].
- Stroeven, A.P. et al., 2016. Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary science reviews*, (147), pp.91–121.

Ström, K., 2007. *Kompensationsåtgärder för fågellivet i Säveån*. Konsultrapport. Ornis Pelagicus.

Szlafsztein, C. & Sterr, H., 2007. A GIS-based vulnerability assessment of coastal natural hazards, state of Pará, Brazil. *Journal of coastal conservation*, pp.53-66.

Terzaghi, K., 1943. *Theoretical soil mechanics*. John Wiley & Sons, Inc.

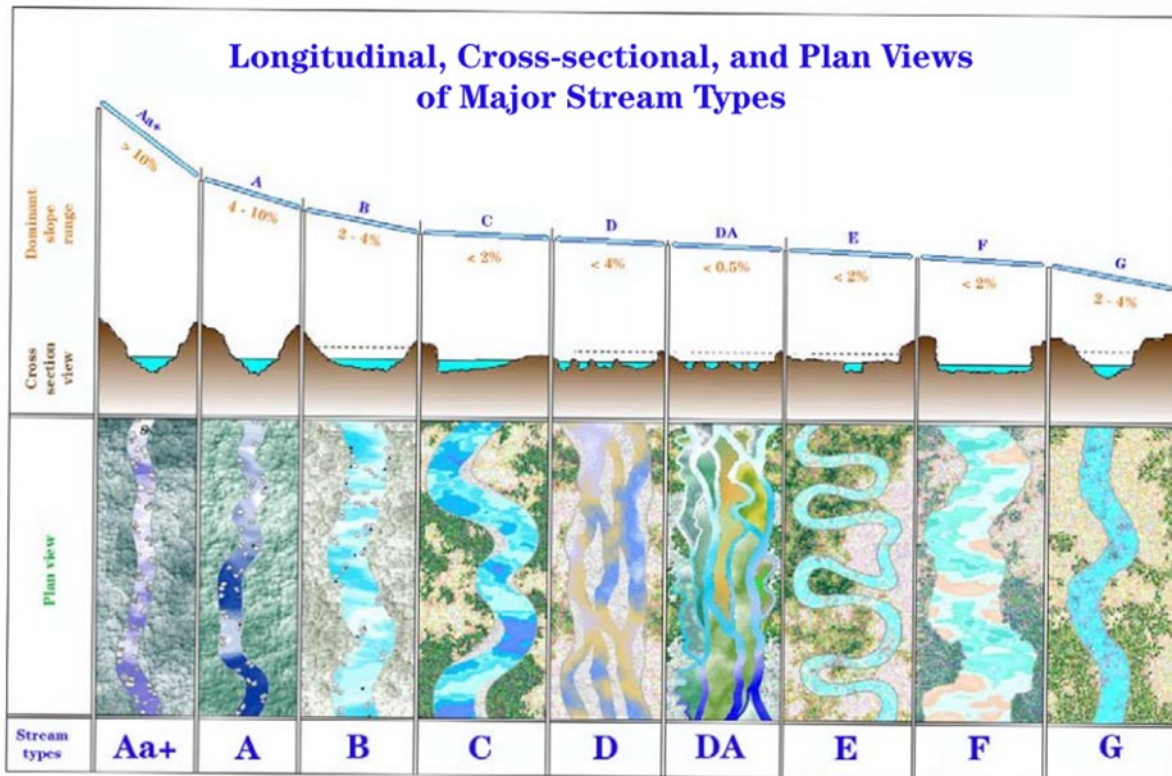
USDA, 2007. Rosgen geomorphic channel design. In *Stream restoration design (part 654), Chapter 11*. United States Department of Agriculture (USDA).

WDNR, 2016. Wisconsin department of natural resources, 2016. *Erosion Vulnerability Assessment for Agricultural Lands (EVAAL)*. [Online] Tillgänglig på: <http://dnr.wi.gov/topic/nonpoint/evaal.html> [Åtkomst juni 2016].

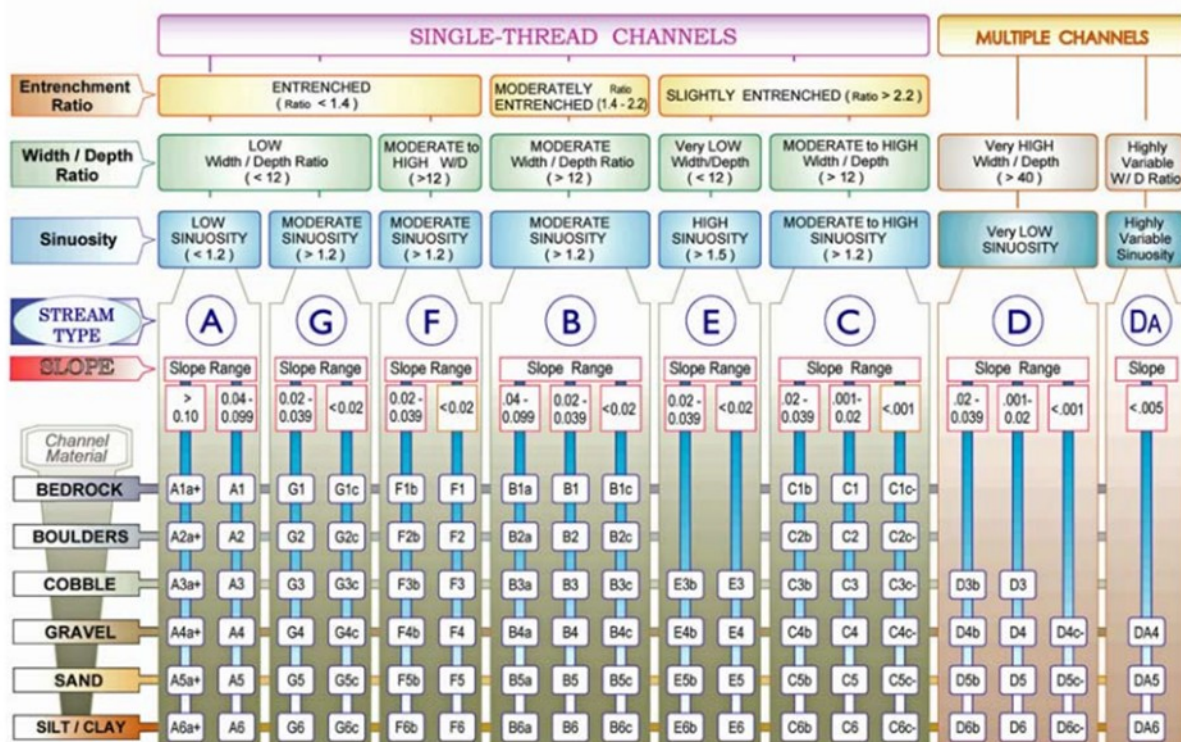
Williams, G.P., 1978. Bank-full discharge of rivers. *Water resources research*, 14(6), pp.1141-1154.

Xiao, M., 2015. *Geotechnical engineering design*. 1st ed. John Wiley & Sons, Ltd.

Bilaga A



Bilaga B



Bilaga C

Vatten- dragstyp	Gradering			Vatten- dragstyp	Gradering		
	God	Skälig	Undermålig		God	Skälig	Undermålig
A1	38-43	44-47	48+	DA3	40-63	64-86	87+
A2	38-43	44-47	48+	DA4	40-63	64-87	87+
A3	54-90	91-129	130+	DA5	40-63	64-88	87+
A4	60-95	96-132	133+	DA6	40-63	64-89	87+
A5	60-95	96-142	143+	E3	40-63	64-86	87+
A6	60-95	81-110	111+	E4	50-75	76-96	97+
B1	50-80	46-58	59+	E5	50-75	76-96	97+
B2	38-45	46-58	59+	E6	40-63	64-86	87+
B3	38-45	61-78	79+	F1	60-85	86-105	106+
B4	40-60	65-84	85+	F2	60-85	86-105	106+
B5	40-64	69-88	89+	F3	85-110	111-125	126+
B6	40-60	61-78	79+	F4	85-110	111-125	126+
C1	38-50	51-61	62+	F5	90-115	116-130	131+
C2	38-50	51-61	62+	F6	80-95	96-110	111+
C3	60-85	86-105	106+	G1	40-60	61-78	79+
C4	70-90	91-110	111+	G2	40-60	61-78	79+
C5	70-90	91-110	111+	G3	85-107	108-120	121+
C6	60-85	86-105	106+	G4	85-107	108-120	121+
D3	85-107	108-132	133+	G5	90-112	113-125	126+
D4	85-107	108-132	133+	G6	85-107	108-120	121+
D5	85-107	108-132	133+				
D6	67-98	99-125	126+				

Tidigare skrifter i serien

”Examensarbeten i Geologi vid Lunds universitet”:

465. Hajny, Casandra, 2016: Sedimentological study of the Jurassic and Cretaceous sequence in the Revinge-1 core, Scania. (45 hp)
466. Linders, Wictor, 2016: U-Pb geochronology and geochemistry of host rocks to the Bastnäs-type REE mineralization in the Riddarhyttan area, west central Bergslagen, Sweden. (45 hp)
467. Olsson, Andreas, 2016: Metamorphic record of monazite in aluminous migmatitic gneisses at Stensjöstrand, Sveconorwegian orogen. (45 hp)
468. Liesirova, Tina, 2016: Oxygen and its impact on nitrification rates in aquatic sediments. (15 hp)
469. Perneby Molin, Susanna, 2016: Embryologi och tidig ontogeni hos mesozoiska fisködlor (Ichthyopterygia). (15 hp)
470. Benavides Höglund, Nikolas, 2016: Digitization and interpretation of vintage 2D seismic reflection data from Hanö Bay, Sweden. (15 hp)
471. Malmgren, Johan, 2016: De mellankambrika oelandicuslagren på Öland - stratigrafi och faciестyper. (15 hp)
472. Fouskopoulos Larsson, Anna, 2016: XRF-studie av sedimentära borrhämlor - en metodstudie av programvarorna Q-spec och Tray-sum. (15 hp)
473. Jansson, Robin, 2016: Är ERT och Tidsdomän IP potentiella karteringsverktyg inom miljögeologi? (15 hp)
474. Heger, Katja, 2016: Makrofossilanalys av sediment från det tidig-holocena undervattenslandskapet vid Haväng, östra Skåne. (15 hp)
475. Swierz, Pia, 2016: Utvärdering av vattenkemisk data från Borgholm kommun och dess relation till geologiska förhållanden och markanvändning. (15 hp)
476. Mårdh, Joakim, 2016: WalkTEM-undersökning vid Revingehed propumpningsanläggning. (15 hp)
477. Rydberg, Elaine, 2016: Gummigranulat - En litteraturstudie över miljö- och hälsopåverkan vid användandet av gummigranulat. (15 hp)
478. Björnfors, Mark, 2016: Kusterosion och äldre kustdyners morfologi i Skålderviken. (15 hp)
479. Ringholm, Martin, 2016: Klimatutlöst matbrist i tidiga medeltida Europa, en jämförande studie mellan historiska dokument och paleoklimatarkiv. (15 hp)
480. Teilmann, Kim, 2016: Paleomagnetic dating of a mysterious lake record from the Kerguelen archipelago by matching to paleomagnetic field models. (15 hp)
481. Schönström, Jonas, 2016: Resistivitets- och markradarmätning i Ängelholmsområdet - undersökning av korrosiva markstrukturer kring vattenledningar. (15 hp)
482. Martell, Josefin, 2016: A study of shock-metamorphic features in zircon from the Siljan impact structure, Sweden. (15 hp)
483. Rosvall, Markus, 2016: Spår av himlakroppskollisioner - bergarter i nedslagskratrar med fokus på Mien, Småland. (15 hp)
484. Olausson, My, 2016: Resistivitets- och IP-mätningar på den nedlagda deponin Gustavsfält i Halmstad. (30 hp)
485. Plan, Anders, 2016: Markradar- och resistivitetsmätningar - undersökningar utav korrosionsförhöjande markegenskaper kring fjärrvärmeledningar i Ängelholm. (15 hp)
486. Jennerheim, Jessica, 2016: Evaluation of methods to characterise the geochemistry of limestone and its fracturing in connection to heating. (45 hp)
487. Olsson, Pontus, 2016: Ekologiskt vatten från Lilla Klåveröd: en riskinventering för skydd av grundvatten. (15 hp)
488. Henriksson, Oskar, 2016: The Dynamics of Beryllium 10 transport and deposition in lake sediments. (15 hp)
489. Brådenmark, Niklas, 2016: Lower to Middle Ordovician carbonate sedimentology and stratigraphy of the Pakri peninsula, north-western Estonia. (45 hp)
490. Karlsson, Michelle, 2016: Utvärdering av metoderna DCIP och CSIA för identifiering av nedbrytningszoner för klorerade lösningsmedel: En studie av Färgaren 3 i Kristianstad. (45 hp)
491. Elali, Mohammed, 2016: Flygsanddyners inre uppbyggnad - georadarundersökning. (15 hp)
492. Preis-Bergdahl, Daniel, 2016: Evaluation of DC Resistivity and Time-Domain IP Tomography for Bedrock Characterisation at Önnestöv, Southern Sweden. (45 hp)
493. Kristensson, Johan, 2016: Formation evaluation of the Jurassic Stø and Nordmela formations in exploration well 7220/8-1, Barents Sea, Norway. (45 hp)
494. Larsson, Måns, 2016: TEM investigation on Challapampa aquifer, Oruro Bolivia. (45 hp)

495. Nylén, Fredrik, 2017: Utvärdering av borrhålskartering avseende kalksten för industriella ändamål, File Hajdarbrottet, Slite, Gotland. (45 hp)
496. Mårdh, Joakim, 2017: A geophysical survey (TEM; ERT) of the Punata alluvial fan, Bolivia. (45 hp)
497. Skoglund, Wiktor, 2017: Provenansstudie av detritala zirkoner från ett guldförande alluvium vid Ravlunda skjutfält, Skåne. (15 hp)
498. Bergerantz, Jacob, 2017: Ett fönster till Kattegatts förflutna genom analys av bottenlevande foraminiferer. (15 hp)
499. O'Hare, Paschal, 2017: Multiradionuclide evidence for an extreme solar proton event around 2610 BP. (45 hp)
500. Goodship, Alastair, 2017: Dynamics of a retreating ice sheet: A LiDAR study in Värmland, SW Sweden. (45 hp)
501. Lindvall, Alma, 2017: Hur snabbt påverkas och nollställs luminiscenssignaler under naturliga ljusförhållanden? (15 hp)
502. Sköld, Carl, 2017: Analys av stabila isotoper med beräkning av blandningsförhållande i ett grundvattenmagasin i Älvkarleby-Skutskär. (15 hp)
503. Sällström, Oskar, 2017: Tolkning av geofysiska mätningar i hammarborrhål på södra Gotland. (15 hp)
504. Ahrenstedt, Viktor, 2017: Depositional history of the Neoproterozoic Visingsö Group, south-central Sweden. (15 hp)
505. Schou, Dagmar Juul, 2017: Geometry and faulting history of the Long Spur fault zone, Castle Hill Basin, New Zealand. (15 hp)
506. Andersson, Setina, 2017: Skalbärande marina organismer och petrografi av tidig-campanska sediment i Kristianstadsbassängen – implikationer på paleomiljö. (15 hp)
507. Kempengren, Henrik, 2017: Förorenings-spridning från kustnära deponi: Applicering av Landsim 2.5 för modellering av lakvattentransport till Östersjön. (15 hp)
508. Ekborg, Charlotte, 2017: En studie på samband mellan jordmekaniska egenskaper och hydrodynamiska processer när erosion påverkar släntstabiliteten vid ökad nederbörd. (15 hp)
509. Silvé, Björn, 2017: LiDARstudie av glaciala landformer sydväst om Söderåsen, Skåne, Sverige. (15 hp)
510. Rönning, Lydia, 2017: Ceratopsida dinosauriers migrationsmönster under krittiden baserat på paleobiogeografi och fylogeni. (15 hp)
511. Engleson, Kristina, 2017: Miljökonsekvensbeskrivning Revinge brunnsfält. (15 hp)
512. Ingered, Mimmi, 2017: U-Pb datering av zirkon från migmatitisk gnejs i Delsjöområdet, Idefjordenterrängen. (15 hp)
513. Kervall, Hanna, 2017: EGS - framtidens geotermiska system. (15 hp)
514. Walheim, Karin, 2017: Kvartsmineralogins betydelse för en lyckad luminiscensdatering. (15 hp)
515. Aldenius, Erik, 2017: Lunds Geotermisystem, en utvärdering av 30 års drift. (15 hp)
516. Aulin, Linda, 2017: Constraining the duration of eruptions of the Rangitoto volcano, New Zealand, using paleomagnetism. (15 hp)
517. Hydén, Christina Engberg, 2017: Drumlinerna i Löberöd - Spår efter flera isrörelseriktningar i mellersta Skåne. (15 hp)
518. Svantesson, Fredrik, 2017: Metodik för kartläggning och klassificering av erosion och släntstabilitet i vattendrag. (45 hp)



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
Lunds universitet
Sölvegatan 12, 223 62 Lund