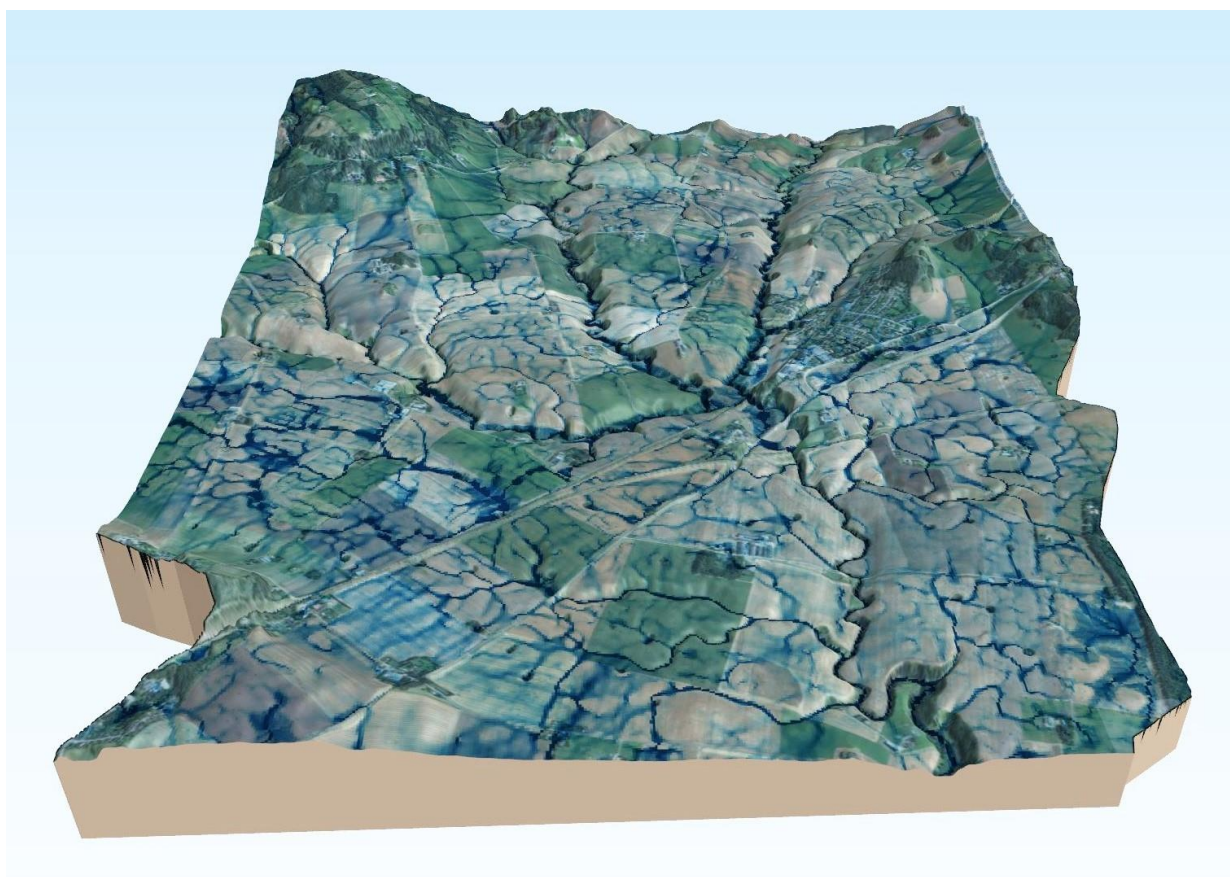


Fysisk karaktärisering av avrinningsområden



Landskapets fysiska styrning av vattendrag och sjöar



Fysisk karaktärisering av avrinningsområden

Landskapets fysiska styrning av vattendrag och sjöar

Den här rapporten har tagits fram av Havs- och vattenmyndigheten samt av DHI Sverige AB på uppdrag av Havs- och vattenmyndigheten. Myndigheten ansvarar för rapportens innehåll och slutsatser.

Den här rapporten har tagits fram av Havs- och vattenmyndigheten.
Myndigheten ansvarar för rapportens innehåll och slutsatser.

© HAVS- OCH VATTENMYNDIGHETEN | Datum: 2022-04-21

ISBN: 978-91-88727-78-7 Omslagsfoto: Johan Kling

Havs- och vattenmyndigheten | Box 11 930 | 404 39 Göteborg | www.havochvatten.se

Sammanfattning

Fysisk karaktärisering av avrinningsområden syftar till att informera om olika typer av analyser som kan genomföras för att beskriva landskapets fysiska styrning av vattendrag och sjöar. Detta styr vattendragens och sjöarnas hydromorfologiska tillstånd vilket i sin tur även kopplar till vattnens fysikalisk-kemiska tillstånd.

Även om rapporten primärt avser att utgöra stöd i genomförandet av 3 kap. 1 § vattenförvaltningsförordning samt 5 § HVMFS 2017:20 kan rapporten tillämpas för andra syften där det är viktigt att förstå hur landskapet styr vattenförekomsternas morfologi (utformning) och hydrologi på ett övergripande sätt.

De flesta analyser som beskrivs i rapporten kan genomföras med GIS program och olika typer av data, till exempel höjddatabaser, vektordata för huvud- och delavrinningsområden. I flera fall finns dessa data redan framtagna för samtliga huvudavrinningsområden, men inte för delavrinningsområden.

Rapporten syftar inte till att i detalj beskriva samtliga av de processer som länkar ett avrinningsområdes fysiska karaktäristik med det hydromorfologiska tillståndet i sjöar och vattendrag. Avseende specifika frågor kring detta hänvisas till tillgänglig litteratur inom hydromorfologi.

I rapporten finns hänvisningar till olika typer av analyser som har genomförts nationellt eller i Genevadsåns avrinningsområde. Den huvudsakliga delen av analyserna på nationell nivå har genomförts av Janos Steiner, Länsstyrelsen i Kalmar län på uppdrag av Havs- och vattenmyndigheten och vattenmyndigheterna. Analyser i Genevadsåns avrinningsområde har genomförts av Johan Kling, DHI Sverige AB

Rapporten är framtagen av DHI Sverige AB på uppdrag av Havs- och vattenmyndigheten. Rapporten har vidareutvecklats av Katarina Vartia och Jonas Svensson, Havs- och vattenmyndigheten.

Innehåll

1	Bakgrund	9
1.1	Avrinningsområdet	9
1.2	Avrinningsområdets hydromorfologiska delar	10
1.2.1	Ryggar och åsar	10
1.2.2	Sluttningarna	10
1.2.3	Efemära vattendrag	10
1.2.4	Perenna vattendrag	10
1.2.5	Sjöar	10
1.2.6	Svämplanen	11
1.2.7	Våtmarker	11
1.2.8	Vegetationen	11
1.2.9	Jordlagret	11
1.2.10	Grundvattnet	11
1.2.11	Berggrunden	12
1.3	Lämpliga data för fysisk karaktärisering	12
1.3.1	Höjddatabaser	12
1.3.2	Vektordata	13
1.4	Verktyg för fysisk karaktärisering	14
1.4.1	ArcGIS	14
1.4.2	QGIS	14
1.4.3	SAGA GIS	15
1.4.4	Whitebox GAT	16
1.4.5	GRASS	16
2	Karaktärisering av topografin inom avrinningsområdet	18
2.1	Hypsometrisk kurva	18
2.2	Hypsometrisk integral	20
3	Morfologisk karaktärisering	21
3.1	Sluttningsriktning (Dir)	21
3.2	LS-faktor (LS)	22
3.3	Kurvatur (Cu)	22
3.3.1	Profilkurvatur	23
3.3.2	Planformkurvatur	23
3.3.3	Tangential kurvatur	23

3.3.4	Longitudinell kurvatur	23
3.3.5	Minimal kurvatur	24
3.3.6	Maximal kurvatur	25
3.3.7	Generell kurvatur	26
3.4	Topografisk brutenhet (TRI)	27
3.5	Landskapsklassificering (TSI).....	27
3.6	Genomsnittlig dalgångsprofil	28
3.7	Specifikt tillrinningsområde (SCA)	29
3.8	Konvergensindex (CI)	29
3.9	Våthetsindex, (TWI)	30
3.10	Flödesackumulation	31
3.10.1	Deterministic 8 (D8).....	32
3.10.2	Rho8	32
3.10.3	Kinematic Routing Algoritm (KRA)	32
3.10.4	Deterministic infinity (Dinf).....	33
3.10.5	Braunschweiger Digitales Reliefmodell (BDR)	33
3.10.6	FD8 Multiple Flow Direction (FD8)	33
3.10.7	Digital Elevation Model Network (DEMON)	33
3.10.8	Vilken metod ska man välja?	33
3.11	Flödeseffekt (SPI)	33
3.12	Horisontellt avstånd till vattendrag (Hdc).....	34
3.13	Identifiering av dalbotten (MRVBF)	34
3.14	Identifiering av platåtor (MRRTF)	35
4	Karaktärisering av avrinningsområdet form	37
4.1	Bredd/längd kvot.....	37
4.2	Hortons formfaktor	37
4.3	Kompakthet.....	39
4.4	Cirkelform.....	39
4.5	Rundhet	40
4.6	Topografisk textur	40
4.7	Reliefkvot (R_g).....	40
4.8	Avrinningsområdets medellutning (C_s)	41
4.9	Vattendragens basnivå	41
4.10	Dalgångars relativa djup	42
5	Karaktärisering av dräneringsnätet.....	44

5.1	Strömordning	44
5.1.1	Hortons strömordning	45
5.1.2	Strahler strömordning	45
5.1.3	Shreve strömordning	46
5.1.4	Hacks strömordning	46
5.1.5	Topologisk strömordning	47
5.2	Antal vattendrag per strömordning (Nu)	47
5.3	Total vattendragslängd (TLU)	47
5.4	Längdkvot (RL)	47
5.5	Bifurkationskvot (Bk)	48
5.6	Dräneringsnätets täthet (Rd)	48
6	Klimatologisk karaktärisering	49
6.1	Skyview faktorn (Skf)	49
6.2	Instrålning (Ls)	50
6.3	Morfologisk slutenhet (MPI)	51
7	Referenser	54

1 Bakgrund

Avrinningsområdets morfologiska och hydrologiska processer är sammankopplade genom geomorfologiska processer såsom vittring, jordmånsbildning, erosion och deposition av sediment (Beven m.fl., 1988).

Vattnets rörelse genom landskapet är en av de största drivande krafterna för att transportera material såsom sediment och lösa ämnen genom landskapet ut till sjöar och till slut havet. Dessa, så kallade fluviala processer, interagerar med andra fysiska processer såsom vittring, långsamma och snabba sluttningsrörelser, men också vegetationen. De fysiska processerna styr landskapsutvecklingen inom ett avrinningsområde, som i sin tur leder till att vi har olika landskap, men också olika fysiska habitat i sjöar och vattendrag. Det är därför viktigt att karaktärisera landskapet i ett avrinningsområde både för att förstå de hydromorfologiska förutsättningarna, men också de fysikalisk-kemiska.

Denna rapport omfattar framförallt metoder som utgår från höjddatabaser. Förutom de faktorer och index som anges i rapporten bör man även använda en rad andra skikt i den fysiska karaktäriseringen av avrinningsområden. Följande är några exempel:

- Geologiska skikt: berggrund, berggrundsstrukturer, jordarter, högsta kustlinjen
- Markanvändning: Corine-data, marktäckedata, hårdgjorda ytor
- Klimatologiska skikt: temperatur, nederbörd, dominerande vindriktning

I många fall finns dessa skikt färdiga för användning, inte minst genom SMHI, och de behöver ingen ytterligare bearbetning.

1.1 Avrinningsområdet

Ett avrinningsområde är en naturlig avgränsning i landskapet där vattnet dräneras genom vattendrag till en specifik mynningspunkt. I praktiken är ett avrinningsområde en mängd sluttningar som skapar ett nätverk genom vattendragen och sjöarna för att mynna vid avrinningsområdets utlopp. Vid regn fungerar avrinningsområdet som en transportväg som överför nederbörden till vattenflöden i vattendrag. Den största drivkraften för detta system är gravitationskraften som innebär att vattnet initialt rinner på ett spritt sätt, men som längre nedströms koncentreras till ett konvergerande vattenflöde som mynnar i ett samlat utlopp.

I ett avrinningsområde kan nederbörden lagras, till exempel i sjöar, våtmarker eller genom infiltration till grundvattnet. Med tiden kommer dock detta vatten i de flesta fall dräneras till avrinningsområdets utloppspunkt.

Avrinningsområdet är också en hydrologisk enhet som påverkar utbredningen av akvatiska organismer och innehåller en rad olika livsmiljöer både på land och i vattnet. En akvatisk knuten organism har betydligt lättare att sprida sig inom avrinningsområdet än till intilliggande avrinningsområde på grund av avrinningsområdets vattendelare. När vatten rinner på land och i vattendrag sker en fysisk process som omformar landskapet. Denna process kallas för fluvial process och är en följd av kraften som uppstår i rinnande vatten och som gör att vattnet kan transportera och flytta material. Det sker ett ständigt utbyte av energi och material. Omfattningar av utbytet beror på balansen mellan tillgång på material och kraften från vatten i rörelse. Naturliga

vatten är därigenom aldrig statiska, vilket ger den dynamik som är en förutsättning för de varierande livsmiljöer som behövs för de ekosystem och den biologiska mångfald som finns i vattenmiljöerna (Charlton, 2007).

Avrinningsområdet är också en socioekonomisk enhet som har tydliggjorts genom införandet i svensk lagstiftning av vattenförvaltningsförordningen. Avrinningsområdet är en naturligt avgränsad enhet lämplig för att fastställa långsiktiga mål för vattenförvaltningen av de akvatiska naturresurserna. De åtgärder som vidtas som antingen förbättrar eller försämrar tillståndet i vattenmiljöer, kan potentiellt påverka alla vattenmiljöer inom samma avrinningsområde.

1.2 Avrinningsområdets hydromorfologiska delar

Ett avrinningsområde innehåller en rad olika delar som bör karaktäriseras för att förstå processerna som formar och omformar landskapet och skapar livsmiljöerna för olika organismer.

1.2.1 Ryggar och åsar

Förekomst av ryggar och åsar delar upp avrinningsområdet i mindre enheter, så kallade delavrinningsområden. Riktning, storlek och form avgör hur vatten rinner nedströms dvs dräneringsnätets utformning. Ryggar beror oftast på berggrundens strukturgeologi, medan åsar kan vara ett resultat av ansamling av jordarter, till exempel rullstensåsar eller moränryggar. Se också Figur 1.

1.2.2 Sluttningarna

Sluttningar med dess lutning, riktning och form påverkar hur snabbt nederbörden transporteras till vattendragen i avrinningsområdet. Branta sluttningar kommer att innebära snabbare avrinning, minskad infiltration, men också större sannolikhet att sediment och organiskt material förs med vattnet till sjöar och vattendrag.

1.2.3 Efemära vattendrag

Efemära vattendrag är vattendrag som bara är vattenförande under vissa perioder. De förekommer i regel överst och i de yttre delarna i dräneringsnätet. Denna typ av vattendrag är viktiga transportvägar för vattnet i samband med skyfall. Med tiden kan de utvecklas till att bli permanenta vattendrag till exempel genom ökad nederbörd eller att erosion koncentrerar flödet.

1.2.4 Perenna vattendrag

Perenna vattendrag är de vattendrag som alltid för vatten, även under längre tids torka. Vattendragen har en minsta naturlig vattenföring motsvarande basflödet. Dessa vattendrag utgör avrinningsområdets dräneringsnät.

1.2.5 Sjöar

Sjöarna är större magasin som lagrar vatten i avrinningsområdet. Sjöar kan fördröja vattnets väg genom landskapet. De flesta sjöar ingår i ett dräneringsnät, men det finns sjöar som saknar ut- och inlopp och har endast vattenutbyte direkt med grundvattnet.

1.2.6 Svämplanen

Svämplan är viktiga morfologiska enheter i ett avrinningsområde eftersom dessa lagrar sediment som har transporterats av vattendragen i samband med höga flöden. Svämplanen lagrar därför sediment och organiskt material vilket är en orsak till att de är bördiga jordbruksområden. Svämplanen brukar uppstå någonstans i mitten av avrinningsområden och därefter öka i omfattning längre nedströms.

1.2.7 Våtmarker

Våtmarker, antingen solitära eller kopplade till sjöar och vattendrag, har stor betydelse för avrinningen och därmed hydrologisk regim i vattendrag och sjöar.

1.2.8 Vegetationen

Vegetationen har en stor betydelse för avrinningsområdet. Dels fångar den in nederbörd på stammen, grenar och bladytor som sedan kan avdunsta utan att nå marken och vattendragen, dels ökar vegetation nederbördens infiltration till marken. Vegetationens upptag och lagring av vatten är också viktiga i sammanhanget.

1.2.9 Jordlagret

Jordlagret är en lagringsplats för vatten i avrinningsområdet. Olika jordarter har olika förmåga att infiltrera vatten till grundvattnet och ger därför olika effekter på ytavrinningen och bildandet av vattendrag. Jordlagret är också en transportväg för vattnet till vattendragen genom grundvattenutströmning. Jordarterna är vidare en viktig källa för sediment som transporteras genom avrinningsområdet.



Figur 1. 3D -terrängmodell över delar av vattendragen Viskan och Surtan. Berggrundsryggar och sprickdalar har haft stor styrning på hur dessa vattendrag formats. Jordarterna i dalgången är lättroderade samtidigt som dalgångarna är breda. Detta har möjliggjort att det har bildats meandrande vattendrag.

1.2.10 Grundvattnet

Grundvattnet utgör en lagring av vattnet i jordlagret och berggrunden som kan frigöras långsamt till vattendragen och sjöarna. I Sverige försörjs vattnet i många vattendrag till största del av grundvattenutströmning. Hur och var grundvatten tillförs vattendrag och sjöar i koncentrerad form

har stor betydelse för de akvatiska ekosystemen. Blandat annat finns indikationer att artantalet ökar vid platser med koncentrerad grundvattenutströmning. Det kan också ha betydelse för fysiska processer såsom ras och skred genom att det ökar porvattentrycket i marken.

1.2.11 Berggrunden

Berggrunden är en viktig del i avrinningsområdet eftersom det är oftast den som styr topografin, slutningarna. I berggrunden lagras också grundvatten. Olika bergarter har också olika resistens för vittring och fluvial erosion. Berggrunden tillför också sediment till vattendragen, framförallt genom vittring och mekanisk erosion, även det styrt av vilken bergart som förekommer.

1.3 Lämpliga data för fysisk karaktärisering

För att kunna karaktärisera ett avrinningsområde behövs olika former av indata. Det kan t.ex. röra sig om olika typer av rasterdata, men också vektordata, såsom skikt med avrinningsområden.

1.3.1 Höjddatabaser

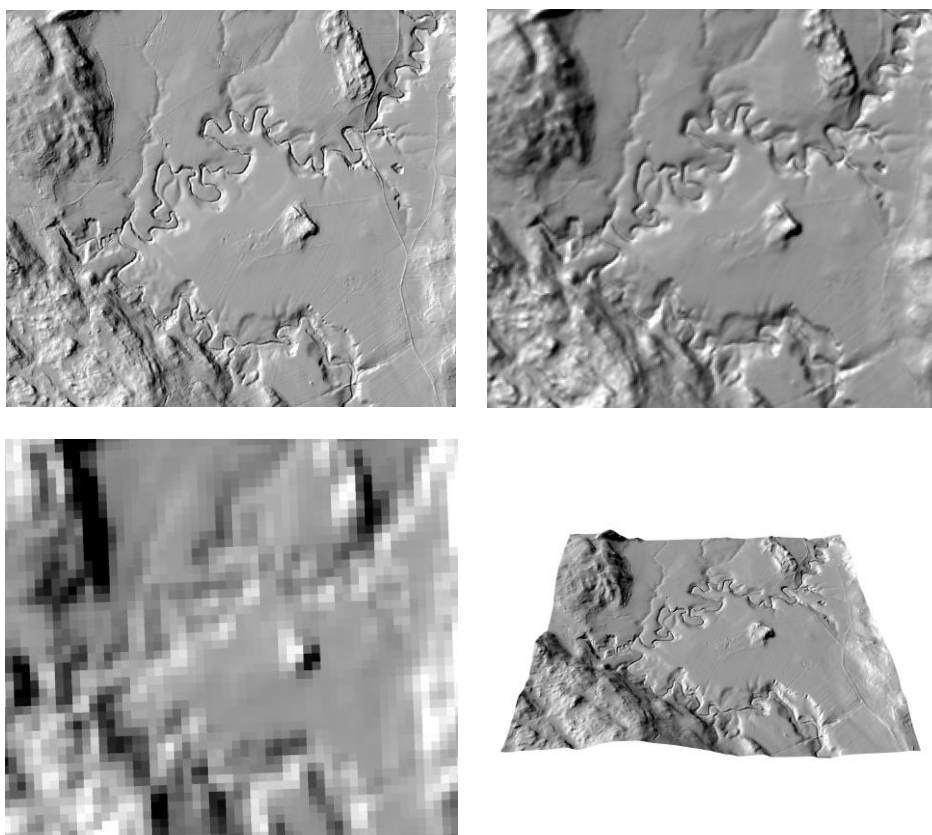
En av den viktigare informationen för att karaktärisera avrinningsområden är höjddata av god kvalitet. I Sverige har vi en högupplöst höjddatabas över hela landet som ger stora möjligheter att karaktärisera avrinningsområdet med hög upplösning. En viktig fråga att ställa sig inför en fysisk karaktärisering är vilken upplösning som behövs för ett bra resultat. Ju högre upplösning höjddatabasen har, desto finare skala kan vi karaktärisera avrinningsområdet med. En nackdel är dock att datorernas beräkningstid blir betydligt längre med högre upplösning. Viss del av landskapskaraktäristiken i ett avrinningsområde är storskalig vilket innebär att en höjddatabas med hög upplösning kan ge för svårtolkat resultat genom små lokala variationer. En landskapskaraktärisering med höjddatabas är alltid en avvägning mellan upplösning och beräkningskostnad.

Idag har vi tillgång till en ny höjddatabas med 2 m upplösning över stora delar av Sverige. Detta gör att vi kan göra en mycket detaljerad karaktärisering av avrinningsområden. Nackdelen med denna upplösning är att det blir snabbt stora datamängder och beräkningstiden för vissa morfologiska analyser kan ta mycket lång tid. För ett delavrinningsområde är dock denna höjddatabas fullt möjlig att använda med en rimlig beräkningstid.

Genom Lantmäteriet finns en 50 m databas tillgänglig. Denna härstammar från den nya 2 m höjddatabasen, men är omräknad till 50 m upplösning. Denna databas har till skillnad mot den äldre 50 m höjddatabasen hög noggrannhet i höjd. Fördelen med denna höjddatabas är att den ger rimlig beräkningstid och därmed möjlighet att analysera även de största avrinningsområdena på en gång. Nackdelen är att vissa mindre strukturer kan gå förlorade med denna upplösning.

Genom Vattenmyndigheternas och Havs- och vattenmyndighetens projekt, VM-hymo (Vartia och Frödin Nyman, 2013) togs en ny 10 m höjddatabas fram för alla avrinningsområden där nya höjddatabasen var tillgänglig. Denna höjddatabas har motsvarande noggrannhet i höjd som den nya 2 m höjddatabasen. Genom olika tester i detta projekt konstaterades att denna databas är en bra kompromiss mellan upplösning och beräkningstid.

Slutsatsen från olika försök med höjddatabaser med olika upplösning är att en höjddatabas med 10 m upplösning är lämplig i första hand för att karaktärisera huvudavrinningsområden och i andra hand 50 m höjddatabas. När det gäller karaktärisering av delavrinningsområden är höjddatabas med 2 m upplösning ett lämpligt val i första hand, och i andra 10 m höjddatabas.



Figur 2. Exempel på effekten av att variera upplösningen i höjddatabasen. Överst till vänster, 2 m upplösning, överst till höger 10 m, nederst till vänster 50 m. Nederst till höger, 2 m upplösning i 3D. För många morfologiska analyser ger 2 m höjddatabasen inte så mycket mer morfologisk information i jämförelse med 10 m upplösning.

1.3.2 Vektordata

Förutom rasterdata i form av höjddatabas, behövs även vektordata. Det viktigaste skiktet är avgränsning av huvudavrinningsområde och delavrinningsområden. Dessa skikt är tillgängliga genom SMHI:s webbplats.

För vissa analyser, såsom dräneringsnätets täthet, behövs andra typer av vektordata framförallt linjer som representerar dräneringsnätet med vattendrag och polygoner som representerar sjöar.

Vektordata för alla vattenförekomster är tillgängliga genom SMHI:s webbplats. Detta skikt bedöms dock inte vara tillräckligt för att nyttjas i samband med fysisk karaktärisering av avrinningsområden. Dels är skiktet digitaliserat på tämligen grov skala, dels saknar detta skikt det som i vattenförvaltningen anges som övrigt vatten. Detta kan utgöra upp till 90 % av vattendragslängden i ett avrinningsområde.

Fastighetskartan fångar framförallt in permanenta vattendrag. Tillfälliga vattendrag saknas ofta. För att även få med tillfälliga vattendrag kan det vara lämpligt att generera ett eget dräneringsnät från höjddatabasen. Genom att överlagra detta skikt på fastighetskartans hydrografi, kan skillnaden antas vara mycket små bäckar och tillfälliga vattendrag. Detta bör jämföras mot fältinformation.

Rekommendationen är att dräneringsnätet bör utgå från fastighetskartans hydrografi. SMHI och Lantmäteriet har tagit fram ett nätverksbildat skikt från fastighetskartan inom projektet God hydrografi¹. Detta finns tillgängligt via lantmäteriets hemsida².

1.4 Verktyg för fysisk karaktärisering

Det finns en rad olika mjukvara som kan användas för att fysiskt karaktärisera avrinningsområden. De flesta av nedanstående mjukvaran har god förmåga att arbeta och analysera vektordata, men förmågan att genomföra morfologiska analyser varierar. Det är inte ovanligt att man behöver kombinera olika verktyg för att få fram hela karaktäriseringen.

1.4.1 ArcGIS

ArcGIS är ett kommersiellt GIS program som har stor spridning, inte minst bland myndigheter men även andra organisationer. Till ArcGIS finns en verktygslåda, Spatial Analyst för olika rasteranalyser som innehåller ett stort antal verktyg som kan användas för fysisk karaktärisering av avrinningsområden. Det finns också ytterligare funktioner som kan läggas till genom att installera olika skript och plug-in. ArcGIS har mycket utvecklade funktioner för att ta fram färdiga kartor förutom ett stort antal andra GIS funktioner. ArcGIS finns bara tillgängligt för Windows.

1.4.2 QGIS

QGIS är ett det ledande open source GIS på marknaden. QGIS har till stor del motsvarande analysförmåga som ArcGIS avseende fysisk karaktärisering av avrinningsområden.

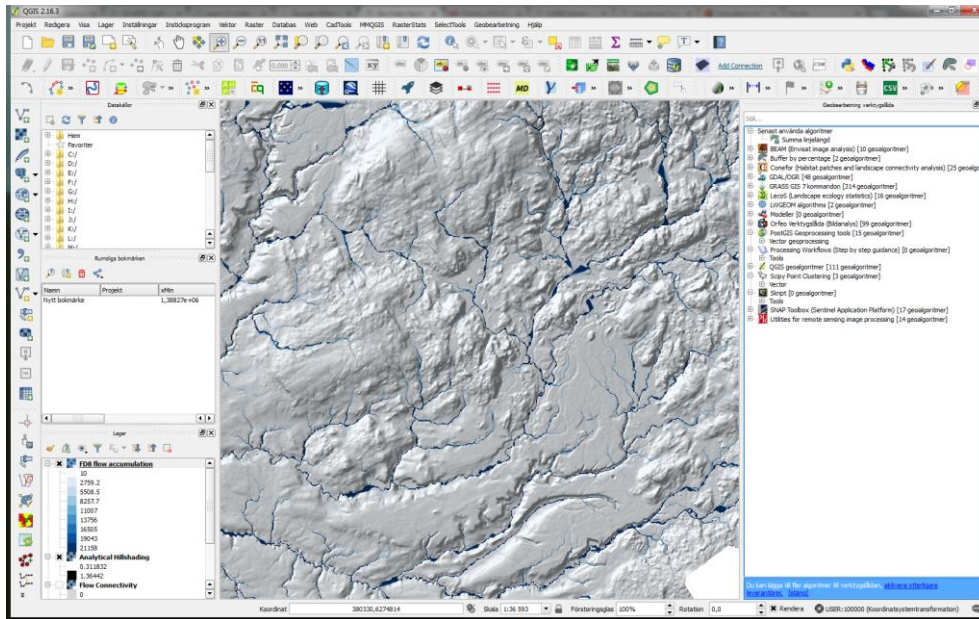
QGIS styrka ligger i, förutom att det är ett renodlat 64 bitars program, att den har en verktygslåda som hämtar analysfunktioner från andra GIS program. Till exempel finns i stort sätt hela analysförmågan i SAGA GIS inbyggt i QGIS, men även hela GIS programmet GRASS 7.0 verktygslåda.

QGIS har ett stort antal funktioner som är direkt riktade för fysisk karaktärisering av avrinningsområden. QGIS är under konstant utveckling och nya verktyg tillkommer med nya versioner. Även QGIS kan utökas med olika plug-in som kan hämtas in programmet från en central lagringsplats.

QGIS finns tillgängligt för Windows, Linux och Mac OS. Erfarenhet är att beräkningstiden för olika analyser är väsentligt kortare om programmet körs i Linux-miljö.

¹ <https://www.lantmateriet.se/sv/Om-Lantmateriet/Samverkan-med-andra/Hydrografi-i-natverk/>

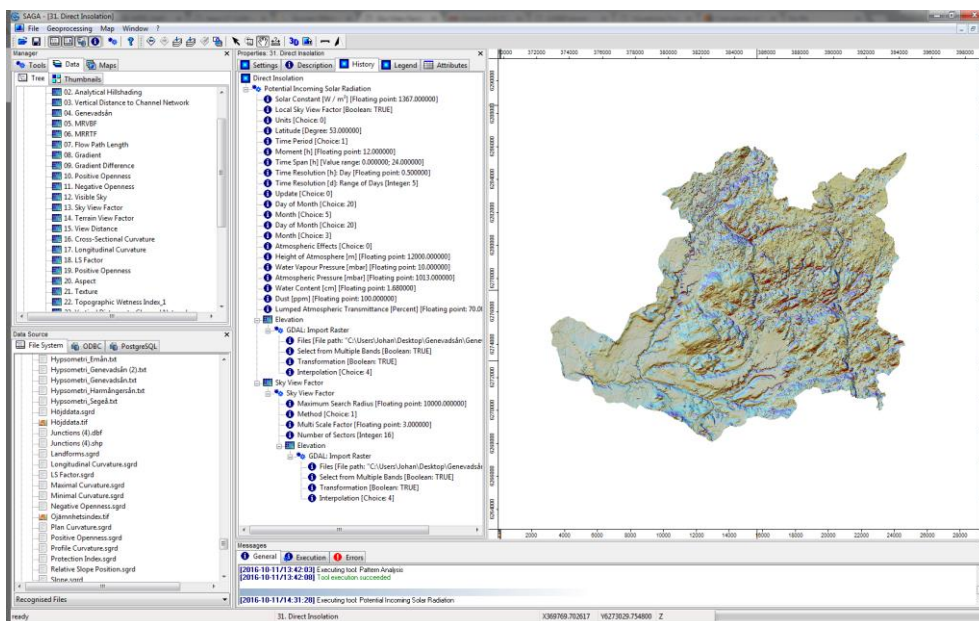
² <https://www.lantmateriet.se/sv/Kartor-och-geografisk-information/geodataprodukter/produktlista/hydrografi-nedladdning/>



Figur 3. Exempel från QGIS. Till vänster finns en mycket stor verktygslåda för geobearbetning.

1.4.3 SAGA GIS

SAGA är speciellt utvecklat för analyser med höjddatabaser. Detta gör att det är ett av de snabbare GIS programmen för fysisk karaktärisering av avrinningsområden. Även denna mjukvara är open source. SAGA är bland de snabbare GIS-programmen för analyser med höjddatabaser.



Figur 4. Exempel från SAGA GIS.

SAGA har ett mycket stort bibliotek med analysmöjligheter för fysisk karaktärisering med höjddatabaser eftersom detta område var ursprunget till programmet. SAGA kan utökas med plug-in, men det är betydligt svårare än QGIS och ArcGIS och inte lika väl dokumenterat. Eftersom SAGA redan innehåller en stor mängd analysfunktioner är dock detta sällan nödvändigt.

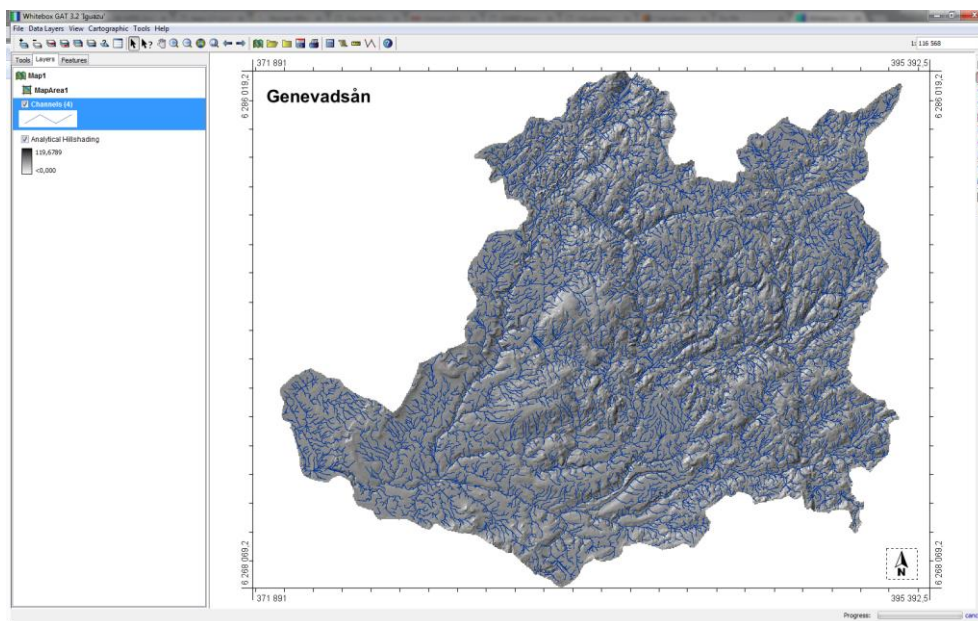
SAGA har en rad funktioner för vektordata och för att tillverka kartor, men inte lika utvecklade som ArcGIS och QGIS. SAGA har inte heller samma snabba utveckling som QGIS.

SAGA GIS finns tillgängligt för Windows, Linux och Mac OS. SAGA är märkbart snabbare på de senare operativsystemen.

1.4.4 Whitebox GAT

Whitebox GAT började utvecklas 2009 och i princip resultatet av en persons arbete, Dr. John Lindsay, Universitetet i Guelph, Kanada. Trots det är analysmöjligheterna i Whitebox GAT mycket stora. Framförallt ligger styrkan för Whitebox GAT i olika former av hydrologisk modellering med höjddatabaser.

Analysen för morfologisk karaktärisering av avrinningsområden är inte lika väl utvecklade som i SAGA och QGIS. Programmet kan utvecklas ytterligare med hjälp av java eller python programmeringsspråk. Även Whitebox GAT är open access. I Whitebox GAT formaterar man utskriftskartan direkt i visningsfönstret. Detta skiljer sig mot ArcGIS och QGIS som båda har separata fönster för detta. Whitebox är i grunden ett program skrivet i Java programmeringsspråk och finns därför tillgängligt för Windows, Linux och Mac OS. I jämförelse med övriga GIS program är Whitebox GAT det program som ger kortast beräkningstid vid olika analyser.



Figur 5. Exempel på Whitebox GAT kartfönster.

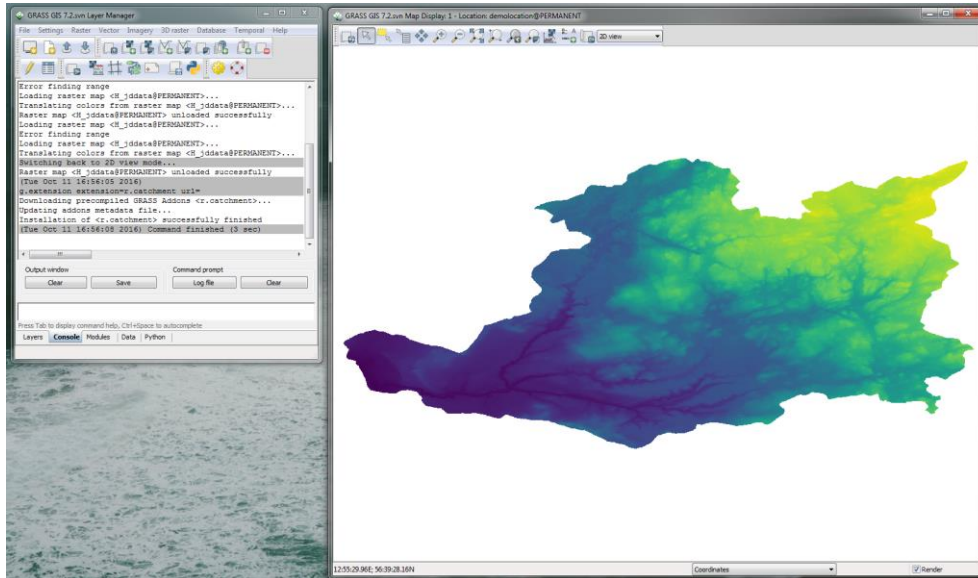
1.4.5 GRASS

Grass är ett ytterligare ett open source program som har varit i stadig utveckling under över 30 år. GRASS började utvecklas av amerikanska armén, men har idag övergått till att vara open source med en rad olika organisationer som bidrar till utvecklingen. Utvecklingskurvan har dock inte varit lika brant som för QGIS och är inte heller lika intuitivt.

Analyskapaciteten i GRASS är mycket stor med över 350 moduler. Det finns med andra ord ett stort antal moduler som kan användas för fysisk karaktärisering av avrinningsområden. Eftersom

de flesta funktioner som finns i GRASS är tillgängliga genom QGIS, är det senare programmet är att rekommendera eftersom QGIS användargränssnitt är mer likt standardprogram.

GRASS finns tillgängligt för Windows, Linux och Mac OS.



Figur 6. Exempel från GRASS GIS.

2 Karaktärisering av topografin inom avrinningsområdet

Karaktärisering av topografin syftar till att beskriva sluttningarna, ryggar och förekomst av sänkor. Denna karaktärisering är också grunden för att dela in avrinningsområdet i mindre delar, delavrinningsområden.

Huvudsyftet med karaktärisering av avrinningsområdet är att beskriva faktorer som styr de hydrologisk och geomorfologiska processerna men också för att skapa underlag för att dela in avrinningsområdet i homogena landskapsenheter.

En viktig funktion med karaktärisering av avrinningsområden är att kunna jämföra olika avrinningsområden med varandra. I vissa fall kan närliggande avrinningsområden ha helt olika karaktäristik och det kan vara olämpligt att hämta referenser mellan de två avrinningsområdena. Detta kan vara viktigt när man extrapolerar miljöövervakningsdata.

2.1 Hypsometrisk kurva

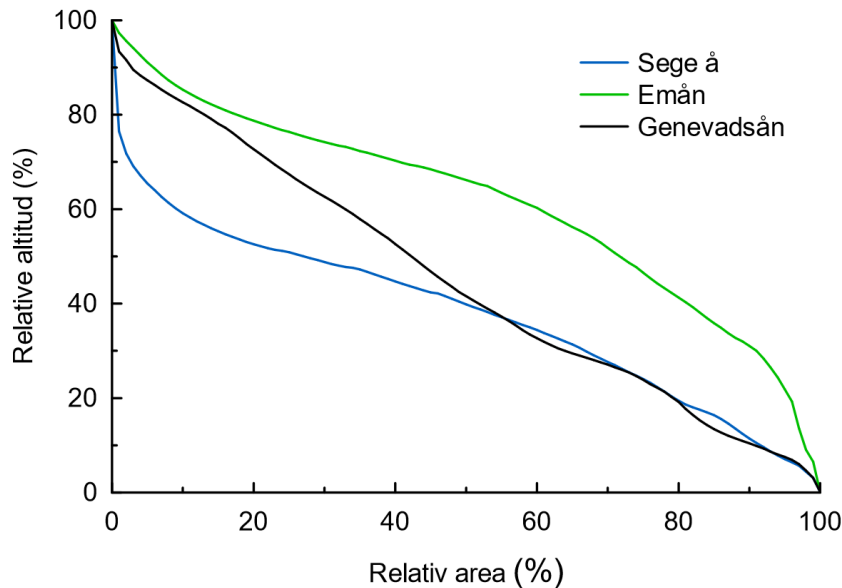
En hypsometrisk kurva beskriver den kumulativa fördelningen av olika höjder, altituder inom avrinningsområdet (Strahler, 1952). Den ger viktig övergripande information om topografin i avrinningsområdet men också var i landskapet man finner brantare och flackare vattendrag. Från den hypsometriska kurvan kan man uttolka vattendragets form och vad det säger om hur landskapet har formats, men även de hydrologiska processerna. Till exempel hur nederbörden varierar med altitud, förekomst av snö med mera. (Beaumont, 1975).

Ofta beskrivs den hypsometriska kurvan i form av relativ area (arean vid en specifik altitud/avrinningsområdets totala area) på X-axeln och relativt höjd (aktuell altitud/högsta altituden i avrinningsområdet) på Y-axeln. Båda axlarna uttrycks i mellan 0 till 100 % vilket gör att olika avrinningsområden kan jämföras mot varandra.

Hypsometrisk kurva används ofta för att tolka landskapets mogenhet avseende fluviala processer. Med mogenhet menas hur långt de fluviala processerna har kommit i att omforma ett landskap enbart styrt av strukturgeologin. I Sverige kan det delvis också innebära hur långt vattendragen har omvandlat det lösa jordtäcket som bildades efter sista istiden.

Konkava hypsometriska kurvor förekommer framförallt i gamla landskap som har dominerats av erosion och transport av rinnande vatten under lång tid. Ju rakare kurvan är desto yngre är landskapet. Det är inte ovanligt att avrinningsområden i Sverige har en relativ rak hypsometrisk kurva, vilket beror ju på att landskapet har varit påverkat av rinnande vatten under relativt kort period efter sista nedisningen.

Figur 7 visa exempel på hypsometriska kurvor för tre avrinningsområden i södra Sverige. De är framräknade med hjälp av en höjddatabas med en upplösning motsvarande 10 m. Dessa tre avrinningsområden representerar tre olika fördelningar.



Figur 7. Hypsometrisk kurva över Genevadsån, Sege å och Emåns avrinningsområden med utgångspunkt från höjddatabas med 10 m upplösning.

Genevadsåns avrinningsområde visar en kurva som antyder att arean är jämnt fördelad över alla höjdivtervall. Denna typ av hypsometrisk kurva är typisk för avrinningsområden där rinnande vatten i mycket liten omfattning har påverkat landskapet i avrinningsområdet. Genevadsåns rinner idag genom ett landskap som i övre delen domineras av spricksystemen i berggrunden och i nedre delen av storskaliga landformer från isavsmältningen.

Sege å visar en mer konvex hypsometrisk kurva som är mer typisk för ett landskap påverkat av rinnande vatten. Detta vattendrag rinner till större del genom olika jordarter och bergrundsmorfologin har inte samma påverkan på landskapets topografi. Formen har dragning mot ett mer moget fluvialt landskap, även om detta område också är relativt ungt. Detta beror troligen på ett flackt landskap och lättroderade jordarter.

Emåns avrinningsområde har även det drag av ett landskap påverkat av rinnande vatten. Formen på den hypsometriska kurvan tyder dock på att landskapet är mer fluvialt betingat än Sege ås avrinningsområde. Detta ska dock sannolikt tolkas som att Emån har drag av ett fluvialt landskap, men är delvis styrt av strukturgeologin och moränavsättningar. Det är inte omöjligt att Emåns dräneringsnät är geologiskt mycket gammalt.

Willgose och Hancock (1997) gjorde jämförelser med både numeriska landskapsmodeller och fysiska erosionsförsök, och kom fram till att den hypsometriska kurvan beror på avrinningsområdets form och dräneringsnätets täthet. Högre täthet ger en kurva som skulle kunna tolkas som ett moget landskap. Ett långsträckt avrinningsområde ger en annan typ av dräneringsnät som i sin tur påverkar den hypsometriska kurvan.

Formen på den hypsometriska kurvan måste därför tolkas med viss försiktighet eftersom den inte bara påverkas av erosion från rinnande vatten utan även tektonik, geologin och i Sverige, inlandsisens avsättningar (Moglen och Bras, 1995). Den ger dock viktig övergripande information om topografin i avrinningsområdet men också var i landskapet man finner brantare och flackare vattendrag.

2.2 Hypsometrisk integral

Förutom att en hypsometrisk kurva ger allmän information om landskapet i avrinningsområdet, möjliggör den också en beräkning av den hypsometriska integralen. Denna parameter motsvarar arean under den hypsometriska kurvan som kommer att variera mellan 0 till 1.

Ett värde nära 0 innebär att avrinningsområden har topografisk fördelning som är starkt förknippat med erosion från rinnande vatten, medan ett värde motsvarande 1 innebär att andra processer har styrt landskapet, till exempel tektoniska rörelser (Schumm, 1956, Strahler, 1957).

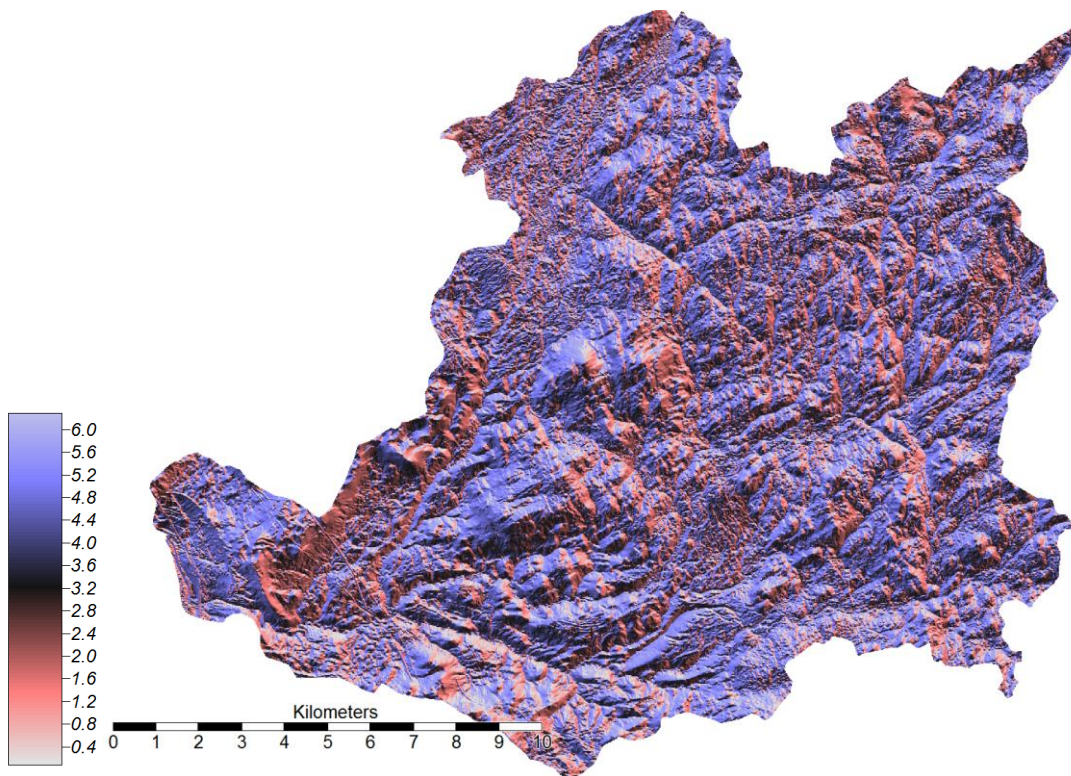
3 Morfologisk karaktärisering

Morfologisk karaktärisering syftar till att beskriva landskapets variation inom avrinningsområdet, jordarter och berggrund. Morfologisk karaktärisering ger förutsättningarna för de hydrologiska processerna i avrinningsområdet, flödesenergin i vattendrag, potentialen att tillföra sediment till vattendragen.

Ett flackt avrinningsområde med stor andel tunt jordtäckte ger snabbrespons på nederbörden men låg flödesenergi och litet tillskott av sediment. Man kan därför anta att dessa vattendrag är relativt stabila. Motsatsen är avrinningsområden med relativt stor topografisk variation och med lätteroderade jordarter som ger betydligt mer dynamiska vattendrag på grund av hög flödesenergi och lätteroderade jordarter.

3.1 Sluttningsriktning (Dir)

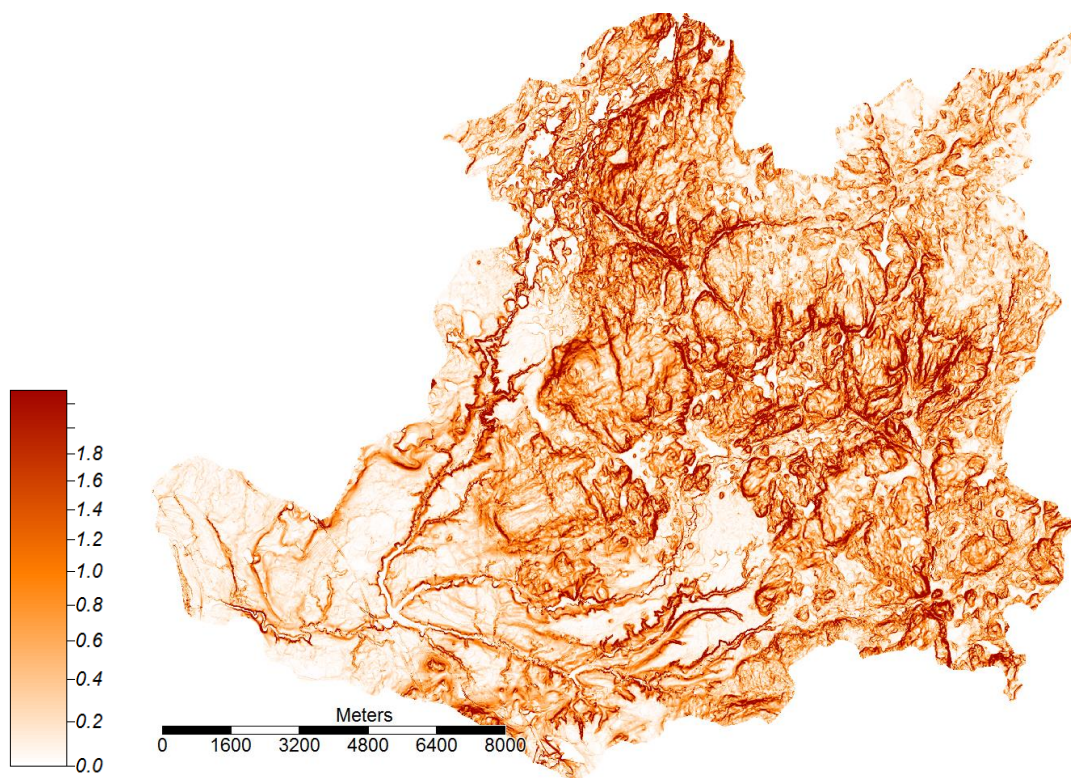
Sluttningsriktning ger information åt vilket håll ytvavrinning och vattendraget kommer att rinna. Sluttningsriktning har också betydelse för hur mycket nederbörd som faller på markytan eftersom vi har olika dominerande vindförhållanden. I många fall ingår beräkning av sluttningsriktning när man ska avgränsa delavrinningsområden.



Figur 8. Sluttningsriktning i Genevadsåns avrinningsområde angivet i radianer. Detta avrinningsområde har fler sluttningar som vetter mot väster i förhållande till andra riktningar.

3.2 LS-faktor (LS)

LS faktor står för slutningslängd multiplicerat med slutningslutning. Denna faktor är en av de viktigare parametrarna för att kunna beräkna jordförlust (jämför RUSLE-ekvationen). Faktorn kan ses som en potential eller risk för erosion (jordförlust) och därmed för tillförsel av sediment till vattendraget. För att kunna relatera till mängden sediment behöver man även tillföra en konstant för erosionsbenägenhet och en för vegetationstäcket.



Figur 9. Beräknad LS-faktor i Genevadsåns avrinningsområde. Ju högre värde, desto mörkare orange.

3.3 Kurvatur (Cu)

Kurvaturen anger vad namnet säger, en beskrivning av markytans form inom ett specifikt område, ofta en ruta med 9 pixlar. Kurvaturen motsvarar andraderivatet av altitud, med andra ord förändringen i lutning i det valda området. Kurvaturen har stor betydelse för ytavrinningen och erosionen.

I områden med konkav form i riktning mot dalgången kommer ytavrinningen att konvergera. I övre delen av sluttningar är formen oftast konvex, vilket innebär att ytavrinningen accelererar. Sluttningar är ofta konkava i de nedre delarna, vilket innebär att ytavrinningen i dessa delar bromsas upp. Detta är en anledning till att erosionen oftast är större i övre delen av sluttningen och att depositionen av sediment är störst i nedre delen.

Kurvaturen kan beskrivas på en rad olika sätt. Samtliga metoder bygger på att man står på en cell i höjddatabasen och jämför med omkringliggande celler inom ett specifikt område. I de flesta fall behöver man beräkna flera olika typer av kurvatur för att få en uppfattning om områden med konvergerande och divergerande ytaavrinning.

Z_1	Z_2	Z_3
Z_4	Z_5	Z_6
Z_7	Z_8	Z_9

Figur 10. Det sökområde som användes för att beräkna kurvaturen. I de flesta beräkningar av kurvatur utgår man från cellen Z_5 och jämför med omkringliggande celler i fönstret. Det går att använda större sökområde men detta leder till betydligt längre beräkningstider.

3.3.1 Profilkurvatur

Denna parameter beräknar kurvaturen i sluttningens riktning med andra ord ned mot dalbotten längs riktningen för den maximala lutningen.

Profilkurvaturen ger en beskrivning av hur skarp övergången är mellan den plana ytan, alternativt ryggen eller toppen, ovan sluttningen. Profilkurvaturen ger även information om hur skarp övergången är mellan sluttningen och dalbotten. Med utgångspunkt för teorier om sluttningsutveckling innebär mjukare övergång mindre aktiva och äldre sluttningar. Sluttningsformens mogenhet beror dock även på underlagets erosionsresistens. Sluttningar i fast berg kan ha mycket skarpa övergångar, men också mjuka på grund av den glaciala erosionen. Sluttningar i leror ned till ett svämplan är ofta mjukt S-formade, vilket beror på låg infiltrationskapacitet och lerornas kohesiva egenskaper leder till kraftig ytaavrinning.

I vattendrag kan en positiv profilkurvatur i vattendragets sluttningar innebära att det förekommer aktiva sluttningsprocesser som styrs av vattendragserosion i sluttningstån, den nedersta delen av sluttningen innan den övergår till plan mark. Detta kan indikera att vattendraget håller på att förflytta sig i sidled.

3.3.2 Planformkurvatur

Plankurvaturen motsvarar profilkurvaturen med beräknas vinkelrät mot riktningen mot dalbotten. Ett positivt värde innebär att sluttningen är konvex åt sidorna och ett negativt värde att den är konkav.

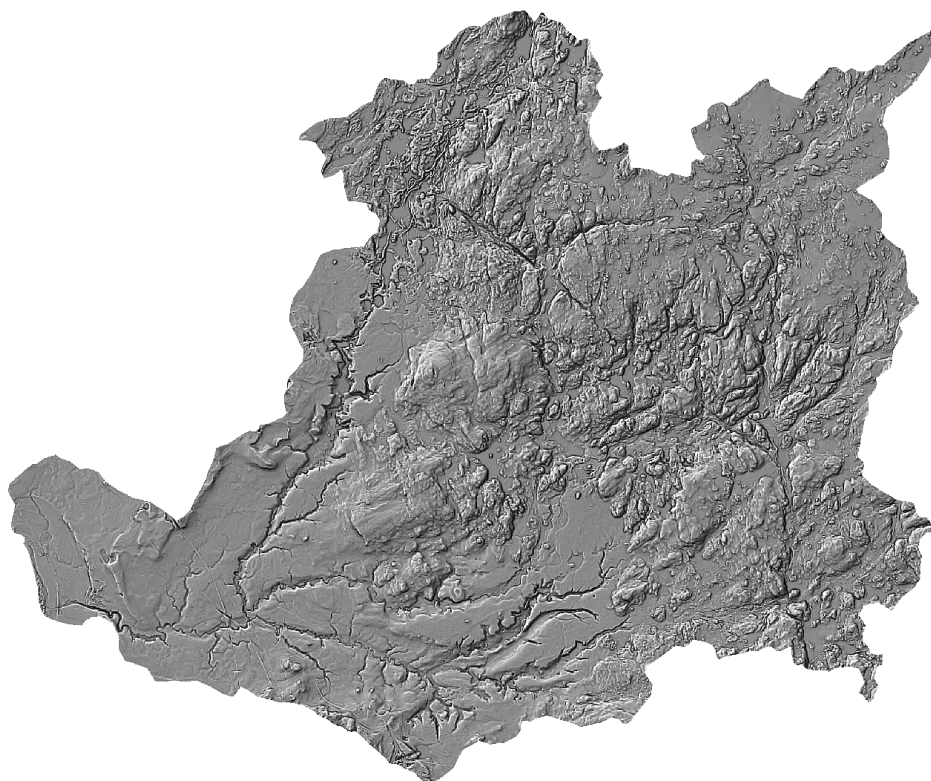
3.3.3 Tangential kurvatur

Denna kurvatur motsvarar planformkurvatur, men där normalplanet lutar i samma riktning och lutning som hela sluttningen. Denna typ av kurvatur kan därför användas för att beskriva var vattnet som rinner ner för sluttningen konvergerar eller divergerar. Tangential kurvatur rekommenderas före profilkurvatur

3.3.4 Longitudinell kurvatur

Longitudinell kurvatur är på många sätt likartad som profilkurvatur men där planet utgår från den generella lutningen och riktningen i sökområdet.

Longitudinell kurvatur framhäver även den, mikrostrukturer i höjddatabasen om den kombineras med en terrängskuggad karta. Den är framförallt bra för att framhäva olika struktureologiska element i berggrunden och kan därför användas för att identifiera områden med tunt jordtäckte.

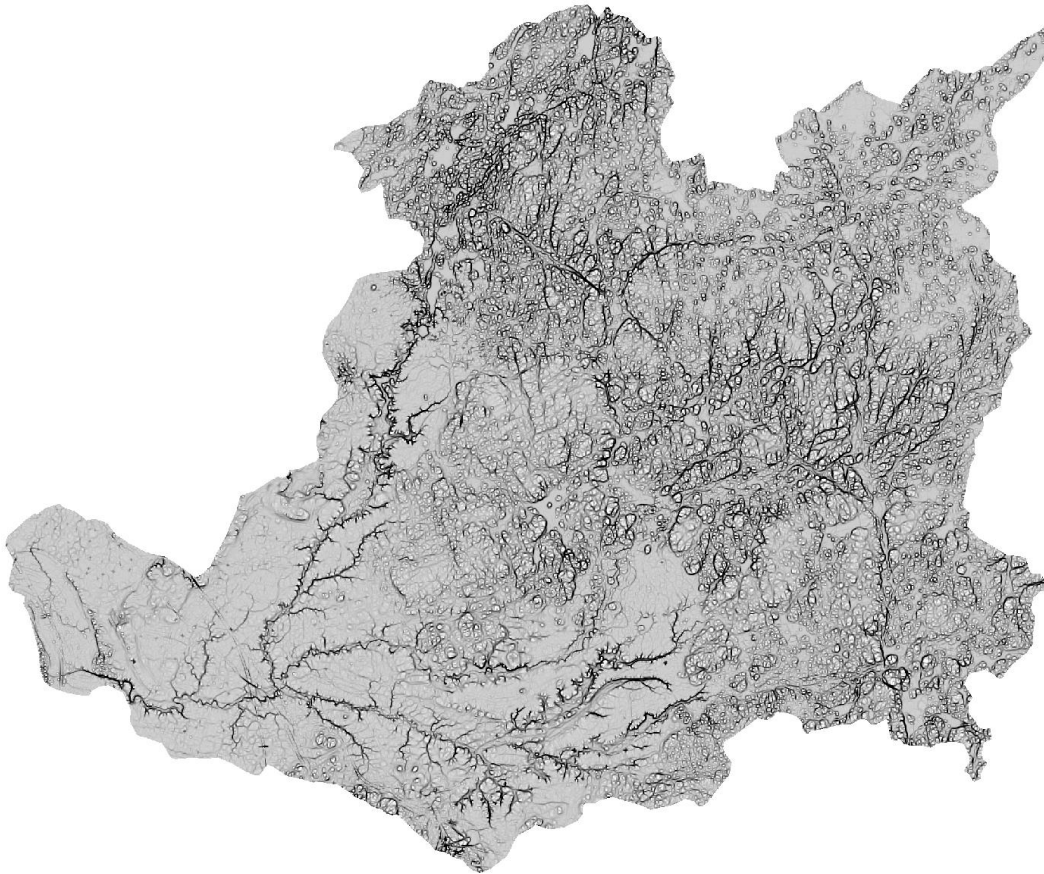


Figur 11. Longitudinell kurvatur i kombination med terrängskuggad karta. Genevadsåns avrinningsområde.

3.3.5 Minimal kurvatur

Denna parameter beskriver minsta kurvaturen inom sökområdet runt den centrala cellen i alla riktningar.

Minimal kurvatur kan användas för att framhäva områden där vi har mer "knagglig" topografi. Ofta är detta förknippat med sprickrik berggrundsytta och tunt jordartstäckte. Denna information kan användas när man vill klassificera sjöar, t.ex. skilja morändämda sjöar från sprickdalssjöar. Runt vattendrag framhävs ofta små raviner som annars kan vara svåra att upptäcka.



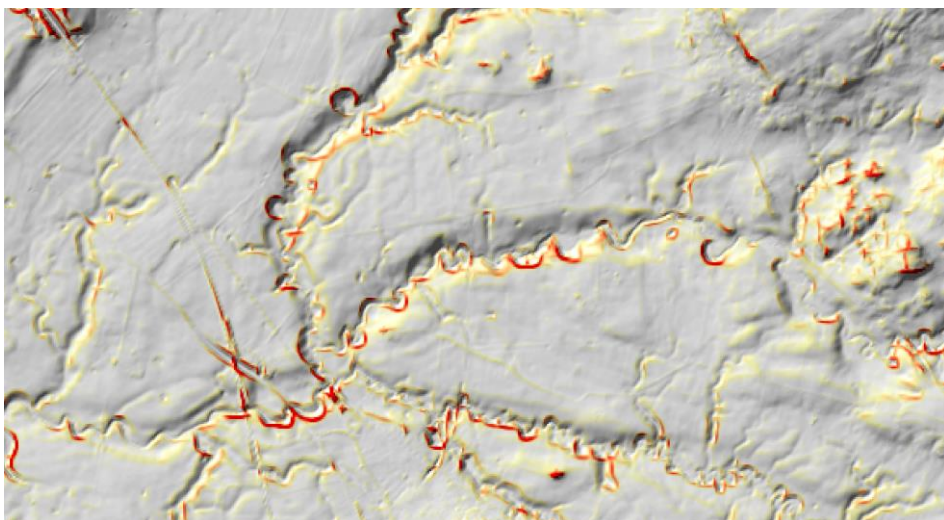
Figur 12. Minimal kurvatur samt minimal kurvatur med terrängskuggning i bakgrunden. Ofta underlättas tolkningen av en morfometrisk analys genom att kombinera olika skikt.

3.3.6 Maximal kurvatur

Maximal kurvatur motsvarar föregående typ av kurvatur, men i detta fall söker man efter den maximala kurvaturen i cellerna runt den centrala cellen i sökområdet.

Maximal kurvatur framhäver skarpa knyckar i sluttningsens kurvatur. Ett bra användningsområde för denna typ av kurvatur är skarpa erosionsbranter längs meandrande vattendrag. De branter som är aktiva med skred och ras får ofta just en skarp övergång till den ovanliggande plana markytan. I en karta med maximal kurvatur får dessa ett högt positivt värde.

Ett annat användningsområde är att identifiera områden med sprickrik berggrund. Ofta är läsidan på sprickor och sprickdalar skarpare på grund av att de har legat inom plocksidan av inlandsisen. Även rullstensåsar framhävs med denna kurvatur.

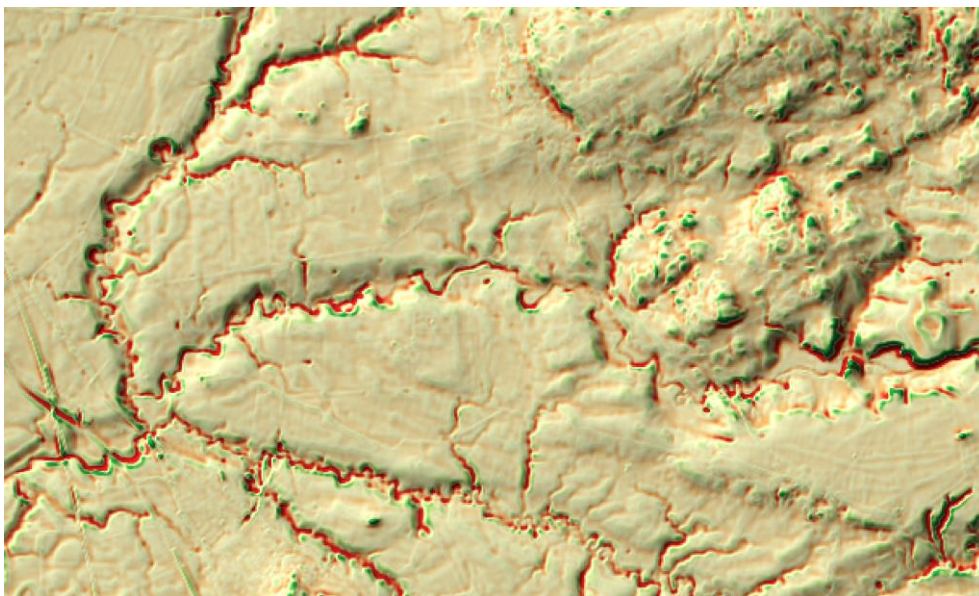


Figur 13. Maximal kurvatur som överlagrats på en terrängskuggad karta från Genevadsåns avrinningsområde. Områden med röd färg har hög maximal kurvatur. Dessa områden sammanfaller med aktiva erosionsbranter längs vattendragen. De kanter som är gula ha en mer mjuk övergång till dalgången.

3.3.7 Generell kurvatur

Denna parameter är en generell beskrivning av landskapets konvexitet. Metoden skapades av Moore m.fl. (1993) som en övergripande kurvaturbeskrivning för landskapet där man beaktar både profil- och planformkurvatur.

Generell kurvatur kan ses som en kombination mellan profil- och planform kurvatur. Med andra ord kommer den generella kurvaturen kunna identifiera isolerade toppar, ryggar, slutna sänkor m.m.



Figur 14. Generell kurvatur tillsammans med terrängskuggad bakgrund framhäver mikrostrukturer i landskapet som är svåra att se i en terrängskuggad bild. Likt maximal kurvatur framhävs skarpa kanter med grön färg i denna bild. Vattendragen blir mörkt röda eftersom de utgör skarpt konkava former i höjddatabasen.

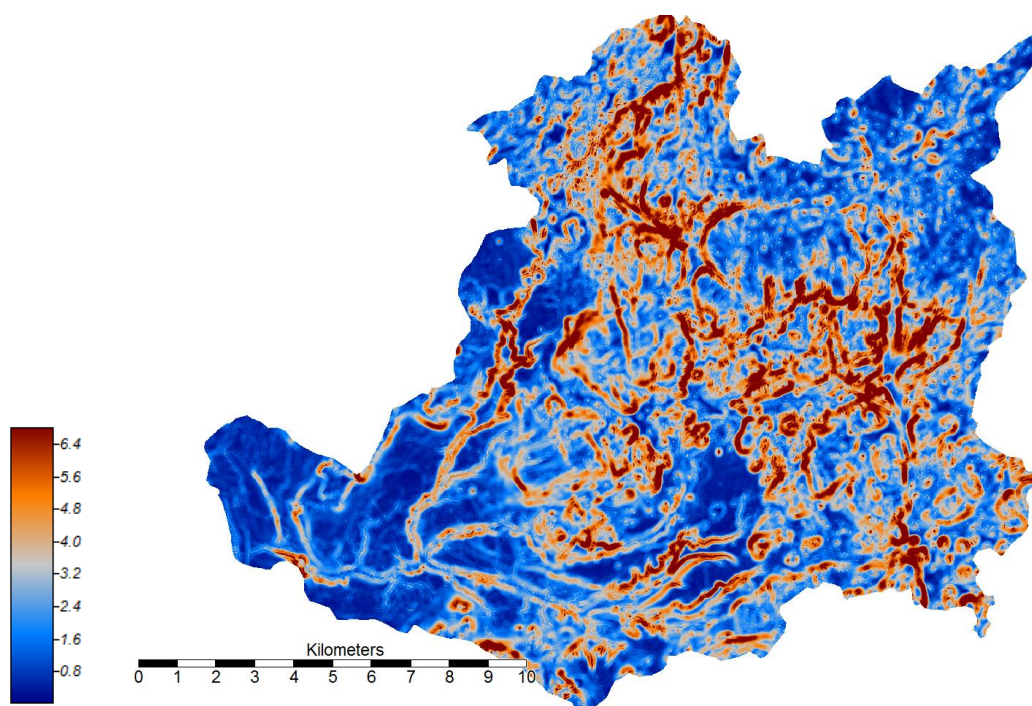
3.4 Topografisk brutenhet (TRI)

Topografisk brutenhet (eng. Terrain Ruggedness Index, TRI) utvecklades av Riley m.fl. (1999) och beskriver skillnaden i altitud mellan en specifik punkt och omkringliggande celler i höjddatabasen. Sökradien som används kan variera, där fler antal celler i sökradien leder till att man studerar allt mer storskalig brutenhet i avrinningsområdet.

Topografisk brutenhet ger information om landskapets styrning av vattendrag och sjöar. Hög brutenhet innebär ofta vattendrag som har en dalgång som har en hög inneslutning av vattendragsfåran. Svämplan är inte lika vanliga i dessa miljöer. För sjöar innebär hög brutenhet högre frekvens av klippbäckensjöar men ett närområde som består branta sluttningar, inte ovanligt i fast berg.

Topografisk brutenhet påverkar också ytavrinningen och erosionen i landskapet. Områden med hög topografisk brutenhet har brantare sluttningar med högre energi i ytavrinningen. Det finns därför större potential för transport av sediment till sjöar och vattendrag.

Ett exempel på topografisk brutenhet ges i Figur 15 från Genevadsåns avrinningsområde. I detta avrinningsområde kan man se tre olika landskap. Ett nedre område med låg brutenhet, ett område i de centrala delarna med hög brutenhet samt ett område i nordöstra delen med måttlig brutenhet. Inom dessa tre områden har sjöarna och vattendragen olika morfologisk karaktär.



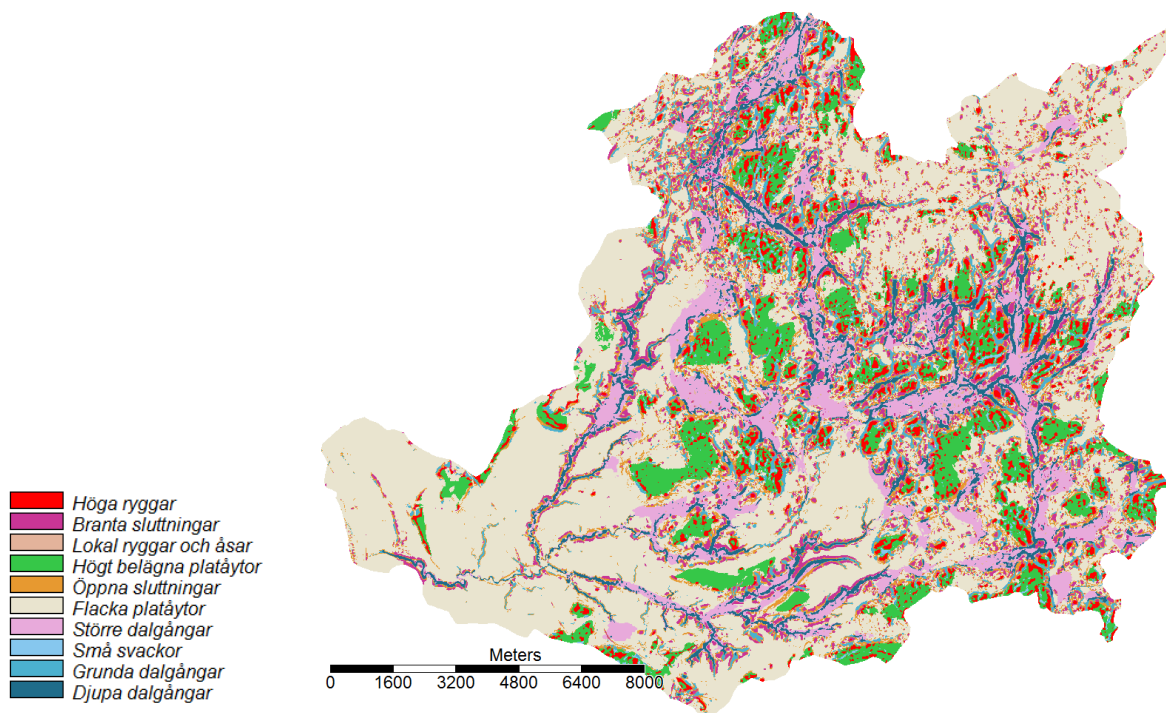
Figur 15. Topografisk brutenhet i Genevadsåns avrinningsområde. Röd färg anger hög topografisk brutenhet. Sökradien i detta fall är 10 pixlar vilket motsvarar 100 m.

3.5 Landskapsklassificering (TSI)

Landskapsklassificering (Terrain surface classification, TSI) innebär en klassificering av landskapet i olika homogena enheter såsom ryggar, slätttytor, dalgångar, sluttningar m.m.. Denna

information kan underlätta kommunikation kring sjöar och vattendrag. Man kan till exempel tydligt visa att en sjö ska klassificeras som en morändämd sjö, klippbäckensjö o.s.v..

Om landskapsklassificering kopplas till vattendrag, kan man ofta bedöma vilken hydromorfologisk typ som förekommer. Till exempel, om vattendraget korsar ett område som har angetts med branta sluttningar, kan man anta att den dominerande vattendragstypen är *branta kraftigt turbulenta vattendrag med sten och block*, och det förekommer därmed strömsträckor. Vattendrag i större dalgångar innebär ofta att vattendragstypen *vattendrag i finkorniga sediment (sand till lera)* förekommer, vilket innebär att det inte är ovanligt att vattendragen meandrar inom dessa områden. Vattendrag i djupa dalgångar är ofta inskurna i isälvmaterial eller spricksystem i berggrunden. En betydande del av sedimenten i dessa vattendrag kommer då från sluttningarna runt vattendraget.

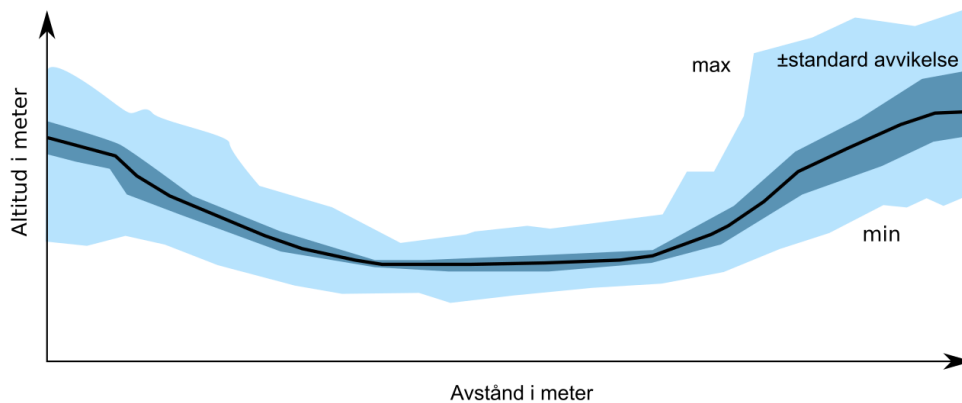


Figur 16. Landskapsklassificering i Genevadsåns avrinningsområde. Detta avrinningsområde domineras av flacka platåtor. I nedre delen är det gammal havsbotten och i övre delen den småländska platåtan. På vissa platser förekommer breda större dalgångar. Detta indikerar att vattendragen sannolikt kantas av svämplan.

3.6 Genomsnittlig dalgångsprofil

Dalgången har mycket stor inverkan på vattendragets morfologi. Dalgångens form och slutenhet ger viktig information för att tolka vattendragets fysiska processer.

Dalgången har sällan en homogen morfologi. Bredd och djup varierar längs vattendraget. Om man enbart väljer en profil tvärs över dalgången är det inte säkert att den är representativ för hela dalgången längs vattendragets sträckning. Ett alternativ är att använda en genomsnittlig dalgångsprofil (eng. swath profile) för en vald längd av dalgången (Hergarten m.fl. 2014). Denna profil kan beräknas som ett medelvärde av ett stort antal profiler längs vattendraget och kan genomföras för ett geometriskt segment, en hel vattenförekomst, hela vattendraget eller annan vald sträcka. Ofta är det lämpligt att presentera ett medelvärde men också max- och min-värden samt en standardavvikelse.



Figur 17. Genomsnittlig dalgångsprofil över ett vattendrag. I diagrammet redovisas medelvärde för vattendragsträckan som en svart linje, men även max och min värden samt en standardavvikelse. Diagrammet visar att det finns stora topografiska skillnader i dalgången kanter medan dalbotten är mer homogen.

3.7 Specifikt tillrinningsområde (SCA)

Specifikt tillrinningsområde (eng. specific catchment area, SCA) (Gruber och Peckham, 2008), används för en rad olika hydrologiska karaktäriseringar av avrinningsområde. Ett viktigt område är flödesackumulation.

Specifikt tillrinningsområde kan ses som den areal i avrinningsområdet som tillför vatten till en vald bredd av en sluttning. Det innebär hela den area som finns uppströms i sluttningen upp till toppen på kullen eller ryggen. Eftersom landskapet och sluttningarna ofta är komplexa har en rad olika algoritmer utvecklats för att kunna beräkna SCA. Dessa metoder finns beskrivna under Flödesackumulation. Specifikt tillrinningsområde kan beskrivas som:

$$SCA = \frac{dA}{dl}$$

där dA motsvarar areans förändring mot toppen av kullen eller ryggen och dl motsvarar avstånd till toppen. Enheten för SCA är m^2/m . På plan yta kommer arean inte förändras utan där motsvarar SCA avståndet till toppen av kullen eller vattendelaren.

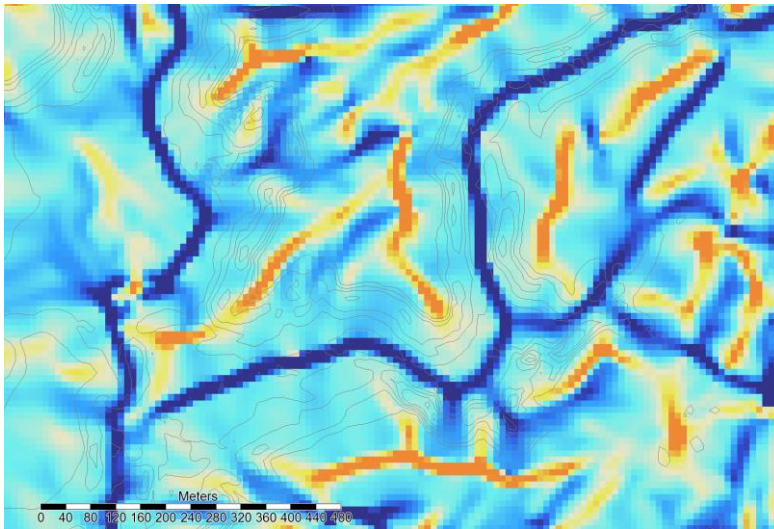
3.8 Konvergensindex (CI)

Konvergensindex beskriver var i landskapet ytavrinningen konvergerar eller divergerar. Där vattnet konvergerar kraftigt innebär det ökad flödeseffekt, vilket är direkt relaterad till erosionen. Det är ofta vid dessa platser som det uppstår små raviner, vilket i sin tur kan utvecklas till en dalgång med ett vattendrag. Metoden har därför använts för att beskriva riskområden för erosion i åkermark.

Man ska dock beakta att konvergensindex inte tar hänsyn till infiltrationen. Även ett område med högt konvergensindex kan ge små effekter på erosion om jordarterna har hög infiltrationskapacitet. Indexet ska därför ses som ett potentiellt område där ytavrinningen konvergerar och ger bäst resultat när vi har kraftiga skyfall och ytavrinning på grund av mättade förhållanden.

Indexet beräknas genom att jämföra en specifik cell mot alla åtta omkringliggande celler. Om de omkringliggande cellerna lutar bort från den aktuella cellen, divergerar ytavrinningen maximalt. Indexet kommer då få värdet -100, med andra ord divergerar maximalt. Motsatsen är när alla åtta omkringliggande celler konvergerar mot den centrala cellen. Denna situation uppstår i slutna sänkor. Indexet kommer då motsvara +100. Dessa situationer är rätt ovanliga. Oftast ligger indexet på ett värde mellan 50 till 100. Värden nära noll är områden där man antingen har en homogen sluttning i en viss riktning eller helt plana områden.

Många program som beräknar konvergensindex, utgår från en sökradie med en cells storlek runt den centrala cellen. Det finns dock program, t.ex. SAGA där man själv kan ange en sökradie. Större sökradie innebär dock att beräkningstiden ökar betydligt.



Figur 18. Konvergensindex i ett delområde inom Genevadsåns avrinningsområde. Blå färg motsvarar konvergerande ytavrinning och orange färg divergerande. 2,5 m ekvidistanter är inlagda på kartan.

3.9 Våthetsindex, (TWI)

Våthetsindex (eng. Topographic wetness index) är en viktig topografisk parameter som beskriver var i landskapet vattnet ackumuleras. Indexet är en funktion av både sluttningsslutning och uppströmsareal. På flacka ytor kan indexet bli mycket stort på grund av sättet det beräknas, och det är svårt att använda det relativt andra flacka områden. Ursprungligen togs indexet fram för sluttningar.

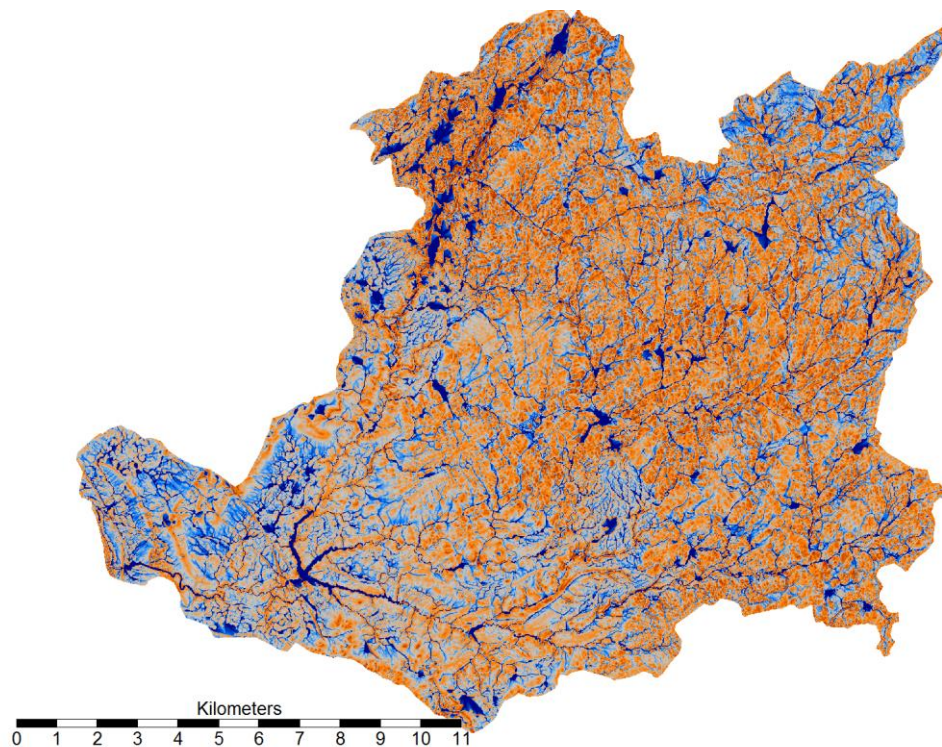
Det finns en rad referenser som visar på att TWI är starkt korrelerad med flera jordmånsfaktorer, till exempel andelen silt, andelen organiskt material, tillgång på fosfor, markfuktighet. Våthetsindex beräknas enligt följande:

$$TWI = \left(\frac{SCA}{\tan \beta} \right)$$

där SCA är det specifika tillrinningsområdets area uppströms punkten, och $\tan \beta$ är den lokala sluttningsslutningen i radianer. Våthetsindex är enhetslöst.

Även när det gäller våthetsindex har det utvecklats flera olika typer av algoritmer; t.ex. har SAGA förutom den ursprungliga TWI också en metod där beräkningen av uppströmsområdet är

modifierad. Resultat från Sörensen m.fl. (2006) visar att metoder för att beräkna TWI kan ge delvis olika resultat. Vid beräkning av TWI bör det alltid anges vilken av metoderna som användes för att beräkna våthetsindex.



Figur 19. Våthetsindex beräknat för Genevadsåns avrinningsområde. Mörkare blå färg indikerar områden där vatten ackumulerar vid nederbörd och där man hög grundvattenyta. Orange område innebär snabb avrinning. Mörkblå större områden motsvarar ofta sjöar, våtmarker eller svämplan.

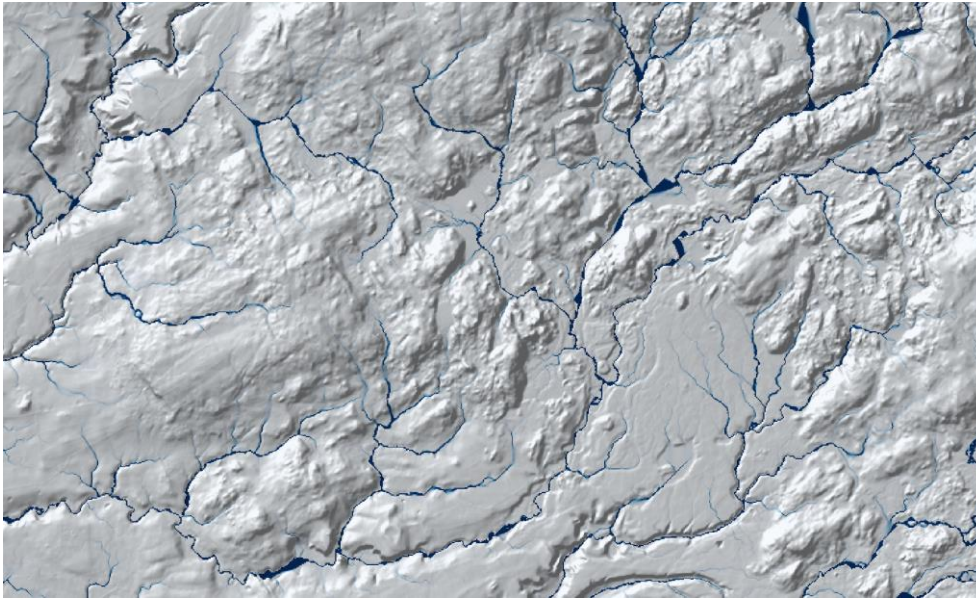
I Sverige är det Motala ströms avrinningsområde som har det högsta medelvärdet för våthetsindex. Flera mindre avrinningsområden i Skåne har låga medelvärden för våthetsindex. I Norra Sverige är det framförallt Torne älv och Skellefte älv som har höga medelvärden. En intressant notering är att det kan förekomma relativt stora skillnader mellan två intilliggande avrinningsområden. Till exempel är det stor skillnad i avrinningen i landskapet mellan Mörrumsåns avrinningsområde och Emåns, trots att de har likartad storlek och form. Detta gäller flera av de parametrar som beskriver morfologisk karaktär.

3.10 Flödesackumulation

Flödesackumulation är ett ofta användbart index inom hydrologisk karaktärisering av avrinningsområden. Flödesackumulation beräknar ett viktat värde av alla celler som förser den aktuella punkten med vatten. Indexet är med andra ord känsligt för flödesriktning och flödeslutning.

Flödesackumulation används ofta när man ska avgränsa avrinningsområdet för att räkna ut tillrinningen till en vald punkt i landskapet men också för att beräkna ett dräneringsnät med vattendrag (Tarboton m.fl. 1991).

Eftersom parametern är så pass användbar har det utvecklats olika algoritmer för att beräkna flödesackumulation. Följande är några exempel.



Figur 20. Flödesackumulation i en del av Genevadsåns avrinningsområde. Ju mörkare färg, desto mer koncentrerad är ytvavrinningen. I detta fall har FD8 nyttjats som metod för att beskriva flödesackumulation.

3.10.1 Deterministic 8 (D8)

Detta är en klassisk metod som ofta används för att beräkna flödesackumulation. I denna algoritm flödar vattnet från den centrala cellen till en av de omkringliggande cellerna som har den lägsta höjden (O'Callaghan och Mark, 1984). På grund av detta, kan flödesriktningen begränsas i steg motsvarande 45 grader. Detta är en uppenbar begränsning av metoden eftersom riktning på det konvergerande flödet kan gå mellan två pixlar.

3.10.2 Rho8

Motsvarar metoden i D8 men innehåller också en slumpmässig faktor som beror på skillnaden mellan två celler avseende lutning och riktning (Fairfield och Leymarie, 1991).

Flödesackumulation från de andra cellerna är inte möjligt. Den slumpmässiga faktorn avser att förbättra D8 metoden.

En begränsning med Rho8 är att den inte kan simulera divergerande flöden inom sökområdet, men den ger generellt bättre resultat än D8 för flödeskonvergens. Ett problem är också att den slumpmässiga faktorn kommer att bli olika varje gång analysen körs.

3.10.3 Kinematic Routing Algorithm (KRA)

Metoden kan liknas med att man har ett papper indelat i 9 rutor. Bollen kommer rulla i riktning mot den lägsta punkten på pappret som kan variera inom en cell eller mellan två celler och med en viss hastighet som beror på lutningen. (Lea, 1992). Metoden behöver inte utgå från den centrala cellen i sökområdet.

3.10.4 Deterministic infinity (Dinf)

Denna metod är inte begränsad av ett specifikt antal riktningar, till exempel steg i 45 grader. Metoden jämför den centrala cellen med de omkringliggande cellerna, och generar en vektor med den exakta riktningen. Den har därför inte samma begränsning som D8 och Rho8 (Tarboton 1997).

3.10.5 Braunschweiger Digitales Reliefmodell (BDR)

Detta är en annan av metoderna som kan hantera flera flödesriktningar. Ytavrinningen delas upp i den riktning som ligger närmast den centrala cellens riktning men också de två intilliggande cellerna (Bauer, Bork & Rohdenburg 1985).

3.10.6 FD8 Multiple Flow Direction (FD8)

FD8 bygger på att ytavrinningen allokeras på nedströms liggande celler i sökområdet viktat utifrån lutningen (Freeman 1991). Jämförelser mellan D8 och FD8 pekar på att den senare metoden ger något mer realistiska resultat.

3.10.7 Digital Elevation Model Network (DEMON)

DEMON är den mest komplexa algoritmen för att beräkna flödesackumulation men också den mest tidskrävande (Costa-Cabral & Burgess 1994). Metoden bygger på att en droppe vatten släpps slumpmässigt i någon av cellerna i sökområdet. Vattnet vill sedan flyta mot den riktning som cellen lutar åt. När den möter gränsen till nästa cell nedströms kan den byta riktning i den nya cellens riktning. Flera droppar kan också flyta samman.

Algoritmen är teoretisk mycket mer nära verkligheten, men problemet är att den är allt för beräkningskrävande för att användas på större områden.

3.10.8 Vilken metod ska man välja?

Lópes-Vicente m.fl. (2014) jämförde ovanstående metoder mot varandra och jämförde med verklig data. Slutsatsen var att de bästa simuleringarna av ytavrinningen fick man från Rho8 och D_{∞} samt en metod med flera flödesriktningar som använder triangulära celler (se: Seibert och McGlynn, 2007). Även Gallant och Hutchinson (2011) kom fram till att den gav det bästa resultatet medan D8 var den metod som avvek mest från en matematisk lösning.

3.11 Flödeseffekt (SPI)

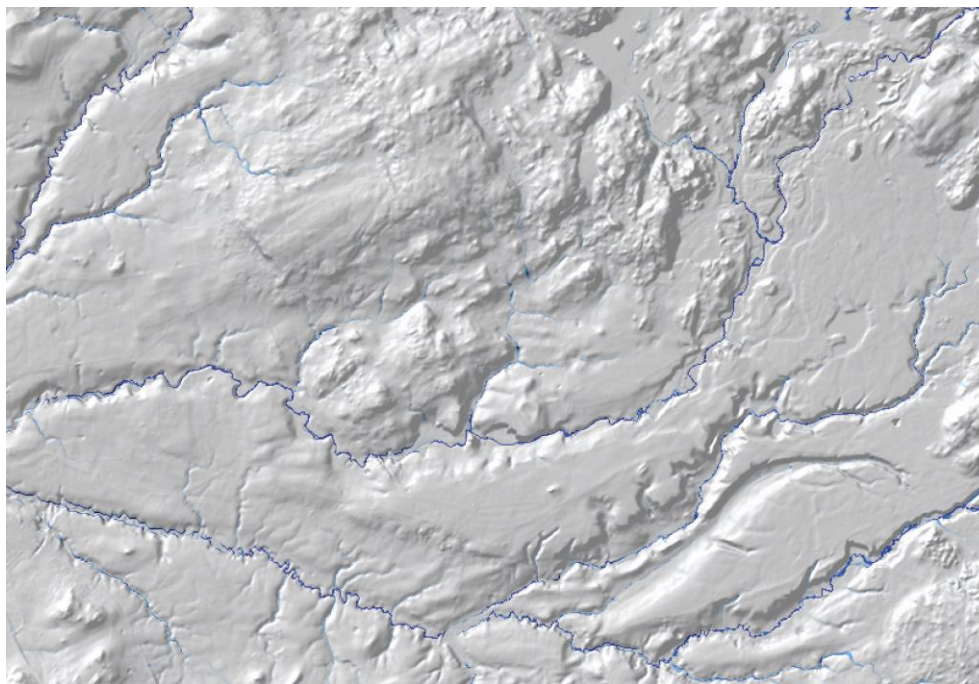
Flödeseffekt (eng. stream power index, SPI), påminner om våthetsindex men beräknar ett index som relaterat till erosion. Flödeseffekt beräknas som:

$$SPI = Ln(\alpha \cdot \tan(S))$$

Där Ln är naturliga logaritmen, α är specifikt tillrinningsområde och S är sluttningslutning. Specifikt tillrinningsområde kan beskrivas som det uppströms område som tillför vatten till en specifik bredd längs en höjdkurva.

Ett högt SPI-värde innebär att det finns stor risk för kraftig och koncentrerad erosion vilket i sin tur kan leda till kvillbildning eller till och med raviner i extrema fall. Risken ökar ytterligare om det

förekommer en lätteroaderad jordart och om det saknas vegetationstäck, något som inte är ovanligt i åkermark.



Figur 21. Beräknad specifik flödeseffekt i en del av Genevadsåns avrinningsområde. De högsta värdena uppträder där det förekommer vattendrag idag. Brantare delar får också ett högre värde.

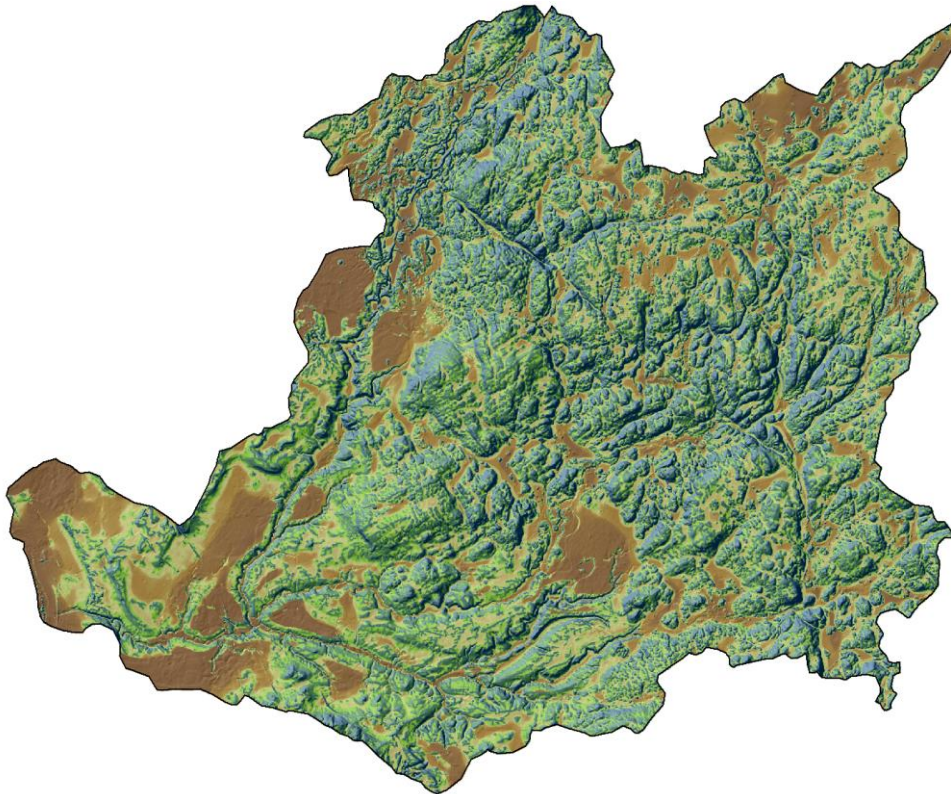
3.12 Horisontellt avstånd till vattendrag (Hdc)

Denna metod (eng. Horizontal distance to channel network) beräknar ytavrinningens väg från alla celler i höjddatabasen till närmaste vattendrag. Resultatet påminner om LS-faktorn, men i detta fall beräknas den verkliga vägen för vattnets avrinning. Ju längre detta avstånd är, desto större är sannolikheten för att delar av vattnet infiltrerar till grundvattnet. Ett långt horisontellt avstånd till vattendrag innebär också att ytavrinningen har större potential att ta upp och transportera sediment.

3.13 Identifiering av dalbotten (MRVBF)

Denna metod försöker separera dalbotten från omkringliggande höjdområden. Detta är ett viktigt steg för att identifiera områden med stort jordtäck och grundvattenbildning, men också större dalgångar som ett landskapselement (Gallant och Dowling, 2003).

Metoden är relativt tidskrävande och bygger på en serie beräkning i olika skalor. Varje resultat från en specifik skala kombineras i ett enda skikt.



Figur 22. Identifierade dalbottnar (brun färg) i Genvadsåns avrinningsområde. Ju mörkare brun färg desto tydligare är dalbotten och sannolikt jordtäckets tjocklek. Motsatsen är blågrå färg vilket troligen är områden med tunt jordtäckte.

3.14 Identifiering av platåtor (MRRTF)

Denna metod kan sägas vara motsatsen mot att identifiera dalbotten. Metoden (eng. Multi-Resolution Ridge Top Flatness, MRRTF) bygger istället på att platåer inom höjdområden identifieras. Till skillnad mot MRVBF är inte landskapsprocesserna inte lika tydligt kopplade till denna metod. Det kan vara en rad olika processer som har skapat platåytorna.

I figur 22 finns en karta över Genvadsåns avrinningsområde där MRRTF är beräknad. Platåytorna är markerade med brunt. Inom detta avrinningsområde finns det två typer av platåtor. I den nedre sydvästra delen förekommer långsträckta platåer. Dessa platåer är bildade av isälvsmaterial som sedan genomskurits av smältvattenkanaler när basnivån har sjunkit i samband med landhöjning. Platåernas avgränsning i detta område är primärt fluvialt präglade.

I det övre nordöstra området finns små oregelbundna platåtor. Dessa platåtor är i fast berg och är genomskurna av sprickor. Sannolikt är detta rester av den relativt flacka yta som utgör det småländska höglandet. Åldern på dessa ytor är betydligt äldre än platåytorna i det nedre området. Genom att interpolera dessa platåtor i berggrunden kan man rekonstruera hur den stora platåytan såg ut innan spricksystemet vittrade och rensades ut av glaciärer. För att särskilja olika platåtor från varandra, kan man avgränsa dem och färga in efter altitud eller geologi.



Figur 23. Identifierade platåtor inom Genevadsåns avrinningsområde beräknade med hjälp av metoden MRRTF pålagrat på ett terrängskuggat skikt.

4 Karaktärisering av avrinningsområdet form

Det är väl känt att avrinningsområdets form påverkar den hydrologiska regimen. Ett solfjäderformat runt avrinningsområde leder ofta till att vattnet rör sig snabbare genom dräneringsnätet, vilket under rätt förutsättningar ökar risken för kraftigare översvämningar. En solfjäderformat avrinningsområde ökar erosionen och transportkapaciteten jämfört med ett avlångt avrinningsområde.

Formen på avrinningsområdet ger också information om betydelsen av fluviala processer för att omforma landskapet i avrinningsområdet. Horton (1945) menade att ett typiskt avrinningsområde bör utveckla en form som motsvarar ett uppochnedvänt päron. Modellförsök med artificiella landskap tyder på att detta stämmer.

På grund av den stora betydelsen för avrinningsområdets form har många forskare försökt hitta olika mått som kan beskriva formen på ett objektivt vis. Karalis m.fl. (2014) visade på tydligt samband mellan kompakthet och storleken på högvattenflöden i större avrinningsområden. Även faktorn cirkularitet visade på samma samband. Sambanden var svagare i mindre avrinningsområden med en yta under 100 km².

Följande är några av de parametrar som kan användas för att beskriva avrinningsområdets form.

4.1 Bredd/längd kvot

Kvoten mellan avrinningsområdets bredd och längd avgör hur lång tid det tar för vattnet att nå huvudvattendraget. Ju högre kvoten är desto längre varar en flödespuls. Längden mäts längst den längsta axeln från mynning till översta delen av avrinningsområdet. Bredd längd-kvoten beräknas som:

$$BL = \frac{W}{L_b}$$

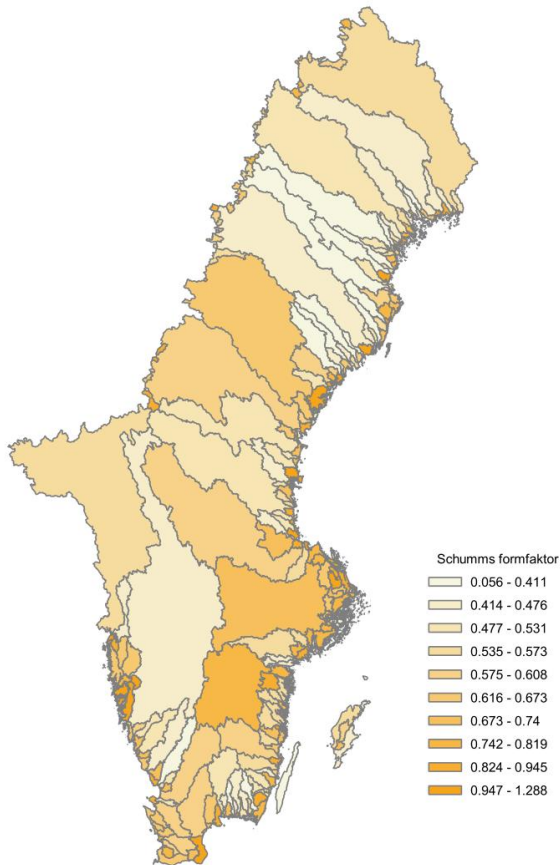
där W är avrinningsområdet maximal bredd vinkelrät mot längsta axeln, L_b är längden på längsta axeln genom avrinningsområdet.

4.2 Hortons formfaktor

Hortons formfaktor, R_t , är en dimensionslös faktor som utgår från kvoten mellan avrinningsområdets yta, A_b , och den maximala vattendragslängden, L_m , i kvadrat (Horton, 1932):

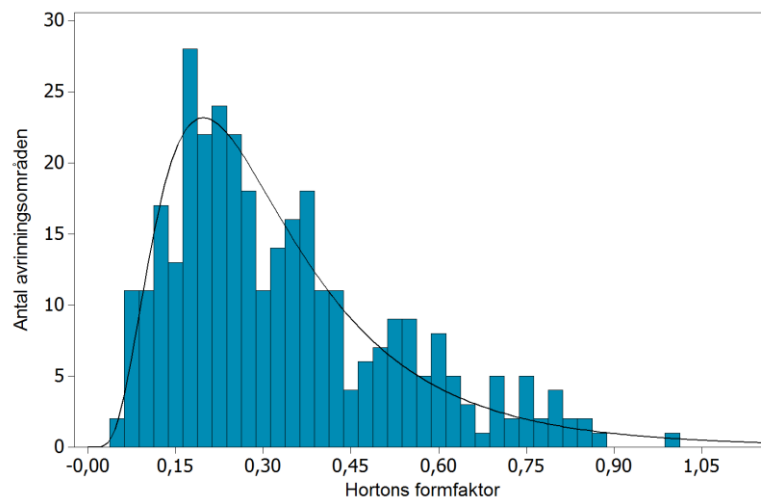
$$R_t = \frac{A_b}{L_m^2}$$

Formfaktorn motsvarar 1 när formen på avrinningsområdet är kvadratisk och minskar när formen blir allt mer utdragen. För ett avrinningsområde som är nästan cirkulärt kommer R_t motsvara det teoretiska värdet, $4/\pi = 1,27$.



Figur 24. Beräknad Hortons formfaktor för samtliga huvudavrinningsområden i Sverige.

En beräkning av Hortons formfaktor för Sveriges huvudavrinningsområden motsvarar ett medelvärde kring 0,33 med en standardavvikelse motsvarande 0,19. Detta innebär att de flesta huvudavrinningsområden i Sverige har en längd som är 3-4 gånger så stor som dess bredd. Sege å är ett av de avrinningsområdena som har det högsta värdet på Hortons formfaktor, 0,63, medan Göta älv och Ljungan har bland de lägsta värdena runt 0,16.



Figur 25. Hortons formfaktor för samtliga huvudavrinningsområden i Sverige. Anpassad kurva motsvarar en lognormal fördelning.

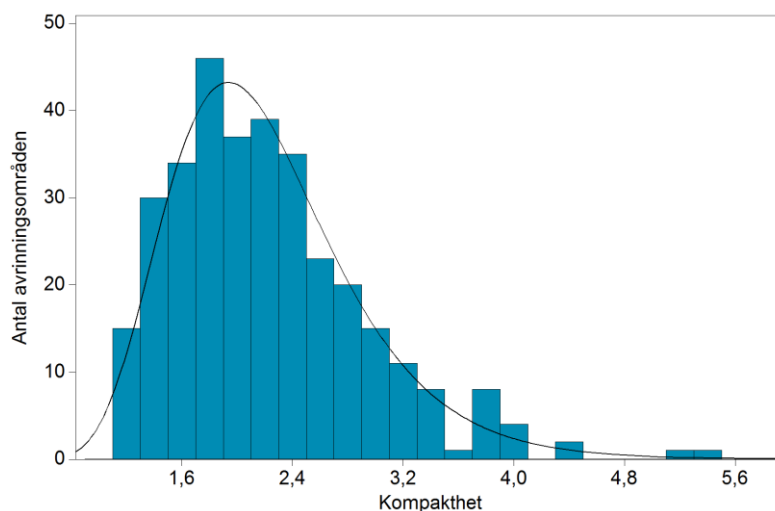
4.3 Kompakthet

Denna faktor är ett alternativt sätt att uttrycka formen på avrinningsområdet. Faktorn representerar kvoten mellan avrinningsområdets perimeter, P , och perimetern, P' av en cirkel med samma area (Gravelius, 1914):

$$C = P/P' \text{ eller } = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}}$$

Kompakthet ger ett värde motsvarande 1,0 om avrinningsområdet är perfekt runt för att öka till 1,13 när avrinningsområdet motsvarar en fyrkant. Vid högre värden blir avrinningsområdet allt mer långsträckt.

De svenska huvudavrinningsområdena har en beräknad kompakthet på i medel 2,22 vilket med andra ord innebär något långsträckta avrinningsområden. Det finns ett starkt samband mellan kompakthet och Hortons formfaktor även om det inte är linjärt. Genevadsån och Himleån är två exempel som har ett lågt värde, kring 1,7 och är därmed mer kompakta jämfört med andra avrinningsområden. Göta älv, Ljungan och Skellefteälven är exempel på avrinningsområden med värde över 3,0.



Figur 26. Kompakthet för samtliga huvudavrinningsområden i Sverige. Anpassad kurva motsvarar en lognormal fördelning.

4.4 Cirkelform

Denna faktor beskriver avrinningsområdets likhet med en perfekt cirkel och är därmed känslig för flikighet. Faktorn beror till stor del på slutningslutningar, strukturgeologin och reliefen. Cirkelform, R_c , uttrycks som kvoten mellan avrinningsområdets area, A_b , och arean av en cirkel med samma omkrets som avrinningsområdet, A_c :

$$R_c = A_b/A_c$$

Cirkelform visar på visst samband med Hortons formfaktor, men det är inte perfekt korrelation. I de svenska avrinningsområdena varierar denna faktor mellan 0,003 och 0,50 med ett medelvärde kring 0,26. De flesta avrinningsområden är med andra ord inte speciellt cirkulära i formen. Sege å är det avrinningsområde som har det högsta värdet medan Göta älv, Ljungan och Skellefteälven visar på bland de lägsta värdena, kring 0,1. Detta beror på långsträckt form och hög flikighet.

4.5 Rundhet

Rundhet kan lätt förväxlas med cirkelform men beskriver mer hur utdraget avrinningsområdet är. Rundhet motsvarar kvoten mellan avrinningsområdet area, A_b , och avrinningsområdet längd, L_m enligt:

$$R_e = 2/L_m(A_b/\pi)^2$$

Ett värde motsvarande 1,0 innebär att avrinningsområdet har en form som en cirkel medan ett värde motsvarande 0,0 innebär att avrinningsområdet är som en linje. Rundheten kommer påverka hur flödespulsen vid nederbörd kommer att se ut. Ett långsträckt avrinningsområde innebär att tillrinnande vatten kommer till huvudfåran ungefär i samma mängd längs hela vattendraget. Flödespulsen kommer få en lägre amplitud, men vara längre tid jämfört med ett runt avrinningsområde.

4.6 Topografisk textur

Denna faktor beskriver hur mycket landskapet är genomskuret av vattendrag. Faktorn är kraftigt styrt av berggrundsgeologin och olika strukturer i berggrunden. Ju högre värdet är desto mer bromsas avrinningen i avrinningsområdet på grund av hög brutenhet (heterogenitet) i landskapet. Topografisk textur beräknas enligt följande:

$$Tt = \sum N_u/P$$

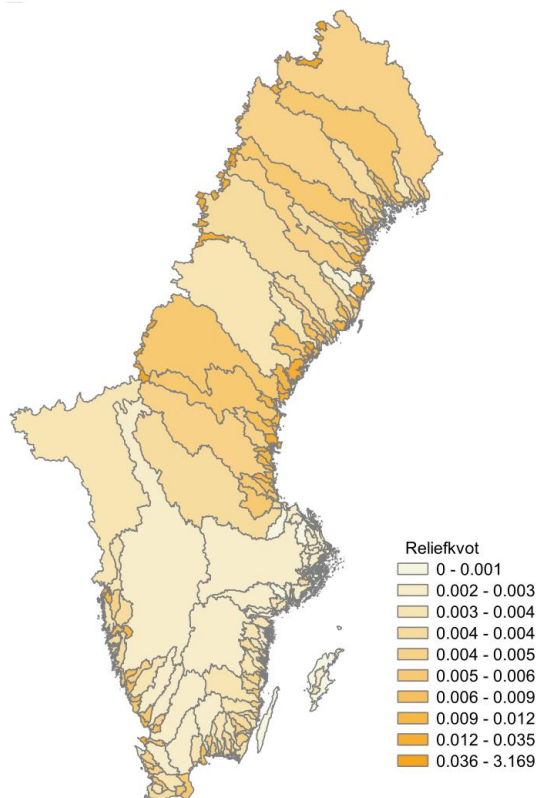
där N_u motsvarar antalet biflöden i avrinningsområdet, och P är avrinningsområdets perimeter. Ett motsvarande värde <4 anses vara mjuk textur, 4-10 är måttlig textur medan värden >10 innebär grov textur.

4.7 Reliefkvot (R_g)

Reliefkvot (figur 29) representerar oftast landskapets geologiska och topografiska mogenhet. Ett avrinningsområde som är relativt ungt med måttlig påverkan av fluviala processer uppvisar ofta altitutfördelning som är snedfördelad mot låga nivåer (lågt R_g värde). Ju äldre landskapet är och desto mer påverkat av fluviala processer, ju mer fokuseras altitutfördelningen mot högre nivåer. Reliefkvot beräknas enligt följande:

$$R_g = \bar{a} - a_{min}/a_{max} - a_{min}$$

där $\bar{a}$ är medelaltituden i avrinningsområdet, a_{min} är lägsta altituden, a_{max} är högsta.



Figur 27. Beräknad relieffkvot för alla Sveriges huvudavrinningsområden. Lågt värde indikerar flacka, böljande topografi i avrinningsområdet, men motsatsen innebär avrinningsområden med stor topografisk variation.

4.8 Avrinningsområdets medellutning (C_s)

Denna faktor är ett generellt mått på lutningsförhållanden i avrinningsområdet och är starkt förknippat med geologin i området. C_s påverkar hastigheten på avrinningen och därmed erosionen. Ett högt värde innebär hastigare avrinning och kraftigare erosion av landskapet. Faktorn beräknas med följande ekvation:

$$C_s = (a_{0,85L} - a_{0,1L}) / a_{0,75L}$$

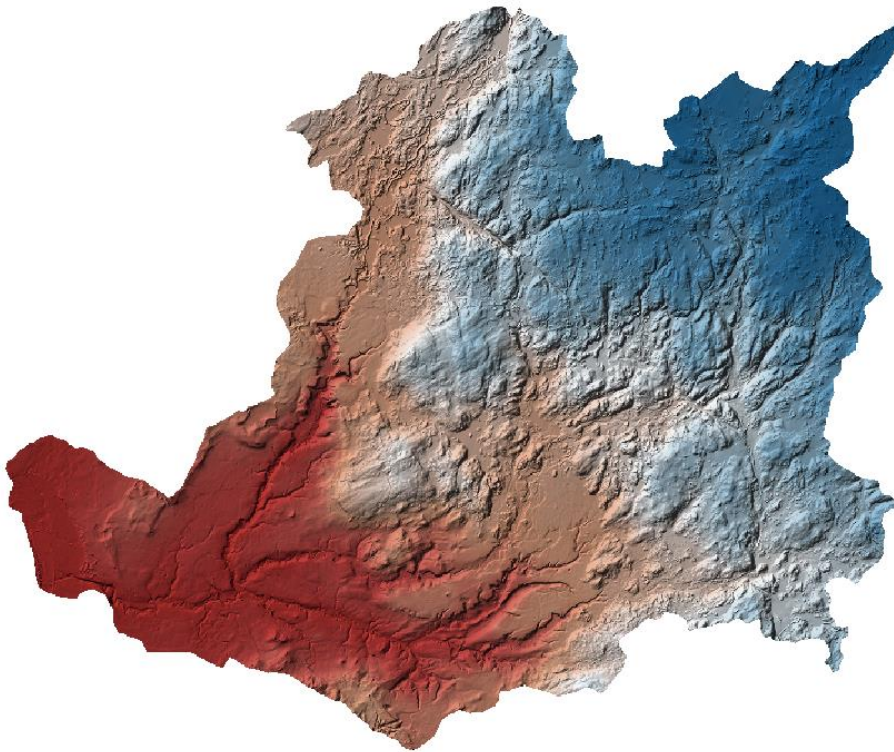
där $a_{0,85L}$ innebär altitud vid $0,85 \cdot L$, där L är längden på längsta axeln genom avrinningsområdet. Motsvarande gäller för $a_{0,1L}$ och $a_{0,75L}$.

4.9 Vattendragens basnivå

Vattendragens basnivå innebär att man använder höjddata för vattendragen och interpolerar dessa data över hela den valda ytan, till exempel ett avrinningsområde. På detta sätt får man en beskrivning av hur vattendragens basnivå varierar i undersökningsområdet.

Från kartan (figur 29) kan man tolka att vattendragen i Genevadsåns avrinningsområde rinner genom fem olika zoner. Nederst närmast havet, finns en mörkröd zon som sträcker sig upp i de raviner som förekommer i området. Ovan denna zon förkommer en karminfärgad zon övergående i ljusrött, som utgör en genomskuren platåyta. Området avgränsas nedåt av en relativt skarp kant, men också av en abrupt övergång uppåt mot det orange området.

Det beigea området är även det en relativt flack platåyta med en skarp front mot sydväst och som i nordöstra delen övergår till det ljusblå området med tydligt berggrundssprickor. Detta område består till stor del av glaciofluviala deltaavsättningar med ett tydligt område med fossila flätflodsystem. I nordvästra delen förekommer flera åsnät med rullstensåsar. Ovanför detta område kommer den sprickrika övergångszonen till småländska höglandet, på kartan markerat som vit till ljusblå färg. Denna övergår gradvis till det mörkblå området som utgör en relativt flack platåyta och men liten brutenhet.



Figur 28. Vattendragens basnivå i Genevadsån. Färgerna anger basnivån som har överlagrats på en terrängskuggad höjddatabas.

Exemplet från Genevadsån visar hur en morfologisk karaktärisering kan hjälpa till att dela in avrinningsområdet i olika landskapsenheter som kommer påverka morfologin i sjöar och vattendrag. I detta exempel är gränsen mellan de olika landskapsenheterna relativt skarpa vilket i de flesta fall innebär att det förekommer brantare sektion i vattendragen. Landskapsenheterna styr också utbredningen av olika hydromorfologiska sjötyper. Sannolikheten att hitta slättlandssjöar är till exempel högst i de nedre delarna av avrinningsområdet, medan sjöar o torv är vanligast i den övre, mörkblå, landskapsenheten.

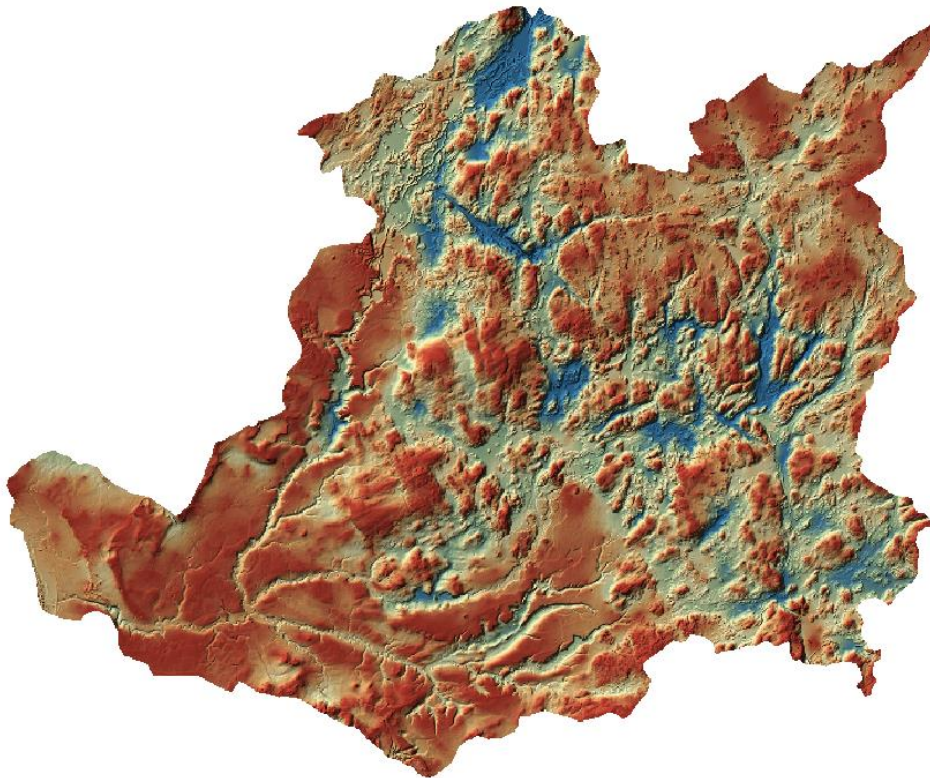
En intressant notering är att de olika landskapsenheterna har utbildas under olika tidsåldrar efter istiden. Vattendragen i det röda området utgör de yngsta vattendragen som sannolikt utbildas endast under ett fåtal tusen år eller kortare tid.

4.10 Dalgångars relativa djup

Denna parameter beräknas som det vertikala avståndet mellan dalgångens övre kant och vattendragets basnivå. Metoden ger en bra beskrivning hur djupt nedskurna dalgångarna och vattendragen är relativt omkringliggande landskap.

Ett exempel på denna analys ges för Genevadsåns avrinningsområde i figur 30 som visar tydligt att de djupaste dalgångarna återfinns i ett bälte från nordlig till sydöstlig riktning. Denna zon motsvarar övergången mellan småländska höglandet och Hallands kustslätt. Området domineras av relativt tunt jordtäckte och sprickrik berggrund där sprickorna bildar djupa dalgångar markerat med på färg i figur 30. Vattendrag i detta område rinner ofta i en dalgång med hög inneslutning av vattendragsfåran och flertalet sjöar är klippbäckensjöar.

Ovanför denna zon förekommer en platåyta med relativt låg relief och rikligt med våtmarker markerat med orange och röd färg. I detta område, liksom i nedre delen är avrinningsområdet är dalgångarna inte lika smala utan det finns utrymme för vattendragen att anta en mer utrymmeskrävande planform, t.ex. meandring.



Figur 29. Dalgångens relativa djup i Genevadsåns avrinningsområde.

5 Karaktärisering av dräneringsnätet

"Varje flod verkar bestå av en huvudfåra, som matas från en mängd olika biflöden, var och en egen dalgång i relation till sin storlek, och alla tillsammans bildar ett system av dalar, som kommunicera med varandra. Dessa har en sådan fin anpassning av deras lutning så att ingen av dem ansluter huvudfåran på för hög eller för låg nivå"

John Playfair (1748-1819)

Dräneringsnätet är ett nätverk av alla vattendrag och de flesta sjöar i ett avrinningsområde. Dess rumsliga struktur har stor betydelse för transporten av vattnet med dess ämnen och material, men också hur mycket livsmiljöer som förekommer i ett avrinningsområde. Karaktärisering av dräneringsnätet är därför en viktig del för att fysisk karaktärisering av avrinningsområden.

5.1 Strömordning

De första principerna för att beskriva ett dräneringsnät togs fram av Horton (1945) som definierade ett system för att dela in dräneringsnätet i en nätverksstruktur med grenar och sammanflödespunkter. Horton visade att antalet vattendrag, total vattendragslängd och vattendragens lutning varierade beroende på var man är i dräneringsnätet.

För att beskriva var man är i dräneringsnätet införde Gravelius (1914) ett system där vattendragen numrerades i dräneringsnätet från mynningen som får strömordning 1 för att sedan öka detta värde med ett varje gång man passerar ett sammanflöde. Ju fler sammanflöden man har i en gren desto högre värde kommer de yttersta vattendragen att ha.

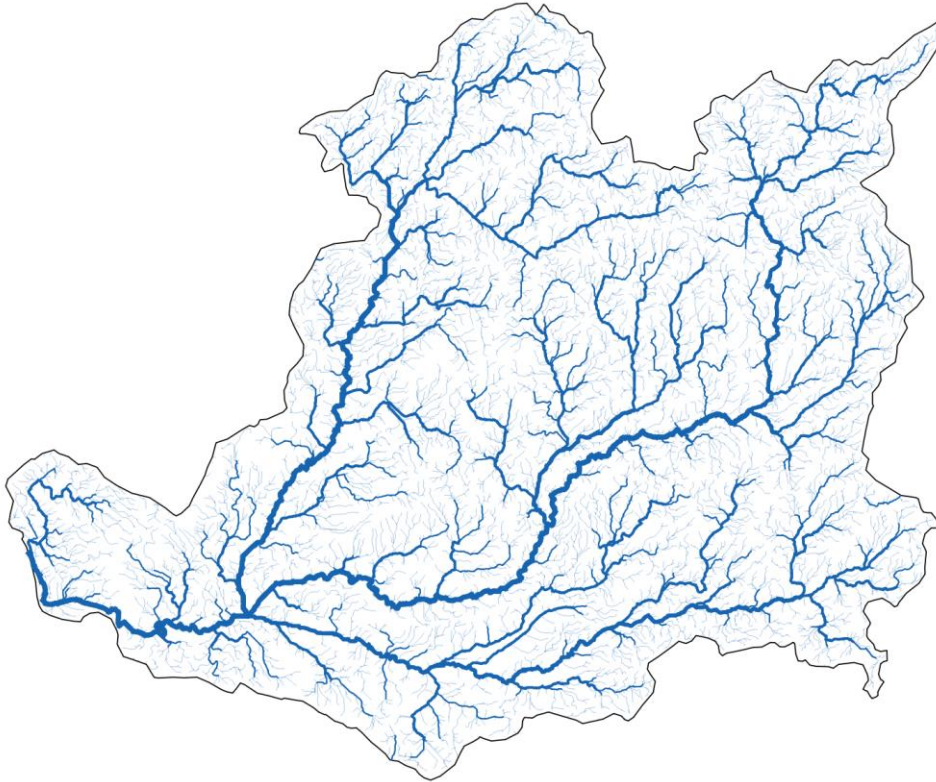
Horton införde en motsatt strömordning (Horton, 1945) där de minsta vattendragen längst ut i dräneringsnätet fick siffran 1 och med varje nytt sammanflöde mellan två vattendrag ökade man siffran med 1. De allra största vattendragen i världen har en strömordning motsvarande 12 vid avrinningsområdet mynning, oftast i havet. Detta sätt att beskriva strömordning modifierade något av Strahler (1957) och idag är Strahlers strömordning det vanligaste begreppet.

Strömordning ska alltid utgå från perenna vattendrag. Efemära vattendrag ingår inte i beskrivning av dräneringsnät. En problematik med att beskriva strömordning är att den är beroende av skalan på kartan man utgår ifrån (Scheidegger, 1966). Beräkning av strömordning med utgångspunkt från vattenförvaltningens vattenförekomster (digitaliserad i skala 1:250 000) ger inte samma resultat som att utgå från fastighetsskalans hydrografi (digitaliserad i skala 1:10 000). I de flesta fall är det lämpligt att utgå från fastighetskartans hydrografi för att även mindre vattendrag ska ingå i analysen. Det kan noteras att på nationell nivå utgör identifierade vattenförekomster endast 10 % av den totala vattendragslängden som finns i fastighetskartans hydrografi.

Horton kunde med strömordning visa att dräneringsnätet följer vissa lagar som är tämligen konstanta i de flesta avrinningsområden.

- Vattendragets medellängd ökar exponentiellt med ökad strömordning. Ju längre ut i dräneringsnätet vi kommer desto kortare är vattendragen mellan två sammanflöden.
- Antal vattendrag ökar exponentiellt med minskad strömordning. I de flesta avrinningsområden förekommer 80 % av vattendragen i strömordning 1 till 3.

- Avrinningsområdet medelstorlek ökar exponentiellt med ökad strömordning. Ju längre ner i avrinningsområdet desto större är avrinningsområdets yta.
- Lutningen ökar exponentiellt med minskad strömordning. De brantaste vattendrag förekommer i strömordning 1 och 2.



Figur 30. Teoretiskt beräknade vattendrag där bredden på linjen varierar med strömordning. I detta fall har Strahlers strömordning använts i analysen. Många små vattendrag med ljusblå färg är efemära vattendrag.

5.1.1 Hortons strömordning

Hortons strömordning utgår från de yttersta grenarna i dräneringsnätets trädliknande struktur. I Hortons strömordning identifieras huvudfåran ända upp till källorna för denna gren. För varje gren som sammanflödar med huvudfåran, adderas 1 till strömordning. Nästa steg är att göra samma sak med biflöden där varje biflöde till huvudfåran får en strömordning beroende på hur många biflöden som ansluter till denna gren ända upp till källan. Analysen fortsätter till att de allra yttersta biflödena. Hortons strömordning ger med andra ord information om antalet grenar i dräneringsnätet som ansluter till huvudfåran respektive biflöden. Nackdelen med Hortons strömordning är att det är svårt att tillverka en bra algoritm för att ange strömordning i alla grenar. Den finns flera metoder för att beräkna Hortons strömordning som är mer eller mindre komplexa.

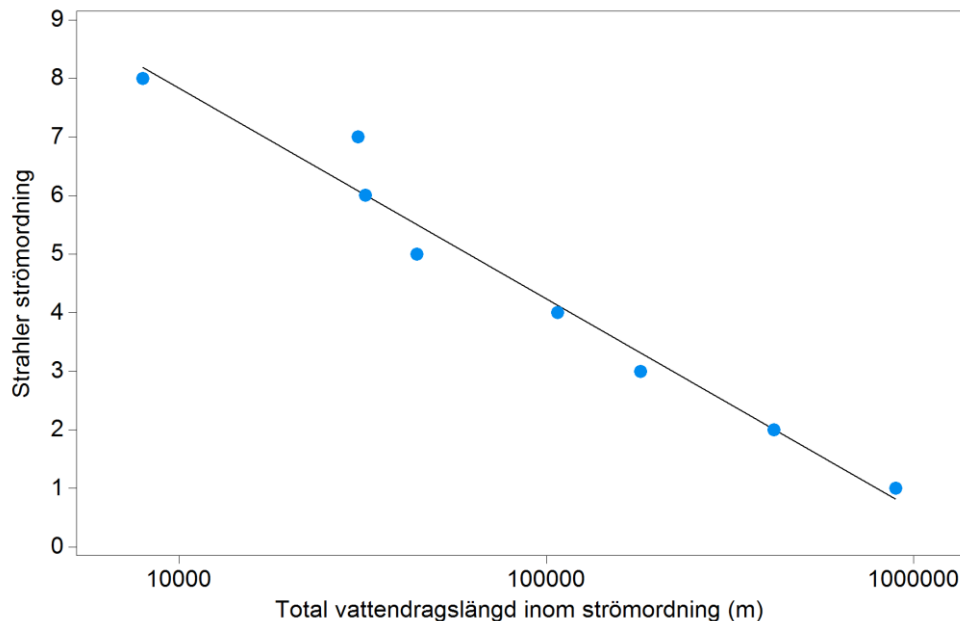
5.1.2 Strahler strömordning

Strahler (1957) modifierade Hortons strömordning för att man skulle kunna tillämpa matematiken inom topologin. Skillnaden mellan Hortons strömordning är att huvudfåran inte har en konstant strömordning från avrinningsområdets mynning till källan.

I Strahlers strömordning (figur 31 och 32) börjar man ytterst i dräneringsnätets trädstruktur. De yttre grenarna, som oftast är efemära vattendrag, får siffran 1. Vid varje sammanflödespunkt

kommer strömordningen, u , att öka med 1. Detta innebär att huvudfåran kommer få det högsta värdet efter sista sammanflödespunkten strax innan avrinningsområdets utlopp.

Fördelen med Strahlers strömordning är att man kan tillämpa en särskild gren inom matematiken för att beräkna olika termer, men också möjligheten att direkt jämföra olika avrinningsområden mot varandra. Nackdelen är dock att man inte identifierar huvudfåran längre än första sammanflödespunkten. Man kan inte med Strahlers strömordning direkt söka ut hela grenar till källan, till exempel vid analyser av konnektivitet.



Figur 31. Samband mellan strömordning och total vattendragslängd i Genevadsåns avrinningsområde. Strömordning 1 är de minsta vattendragen medan strömordning 8 är sista sträckan i huvudfåran ut mot havet. Motsvarande samband gäller även mellan strömordning och antal vattendrag. Medellängden är relativt konstant runt 135 m oavsett strömordning.

5.1.3 Shreve strömordning

Shreve strömordning (Shreve, 1966) påminner om Strahler strömordning genom att börja ytterst i dräneringsnätets trädstruktur. Alla vattendragen ytterst i avrinningsområdet får siffran 1. I nästa steg går man nedströms i dräneringsnätet och vid varje sammanflödespunkt adderar man 1 till varje vattendrag omedelbart nedströms sammanflödet. När man har nått ner till huvudfåran omedelbart uppströms avrinningsområdets utlopp, kommer strömordningen motsvara det totala antalet sammanflöden i avrinningsområdet.

5.1.4 Hacks strömordning

Hacks strömordning (Hack, 1957) eller Gravelius strömordning liknar Hortons strömordning, men till skillnad mot denna utgår man från huvudfåran längst ner i avrinningsområdet. I denna strömordning får huvudfåran strömordning 1 från avrinningsområdets utlopp ända till källan längst upp i avrinningsområdet. Varje biflöde som ansluter till huvudfåran får siffran 2 från sammanflödet till källan. Denna numrering fortsätter ut i dräneringsnätets grenar tills sista sammanflödespunkten. De yttersta grenarna, efter sista sammanflödespunkten, kommer att ha en strömordning som motsvarar antalet förgreningar innan man når det aktuella vattendraget.

Fördelen med Hacks strömordning är att man lätt kan söka ut huvudfåran respektive gren ända till dess källor. Man kan enkelt sammanställa statistik för olika delar av dräneringsnätet. Den huvudsakliga nackdelen med metoden är att delavrinningsområden kan ha dräneringsnät med olika täthet, med andra ord fler eller färre sammanflödespunkter.

5.1.5 Topologisk strömordning

Denna strömordning kan ses som motsatsen till Strahlers strömordning. I denna strömordning numreras det nedersta vattendraget som strömordning 1. Vid första sammanflödet kommer huvudfåran och biflödet få siffran 2. Vid varje sammanflödespunkt kommer huvudfåran och biflödet öka med 1.

5.2 Antal vattendrag per strömordning (Nu)

I de flesta fall kommer antalet vattendrag öka logaritmiskt med lägre strömordning. Med andra ord ju längre ut i dräneringsnätet vi kommer desto fler antal vattendrag förekommer. Detta beror på trädstrukturen.

5.3 Total vattendragslängd (TLU)

Total vattendragslängd (eng. Stream length) anger den totala vattendragslängden inom en specifik strömordning. Total vattendragslängd beräknas genom enligt:

$$TLU = L_u / L_{tot}$$

där L_u är total vattendragslängd, L_u är total längd inom den aktuella strömordningen u och L_{tot} är den totala vattendragslängden inom avrinningsområdet.

I de flesta avrinningsområden ökar total vattendragslängd exponentiellt med ökad strömordning. Parametern möjliggör jämförelse av dräneringsnätet mellan olika avrinningsområden. Ett lämpligt sätt att beskriva detta är plotta total vattendragslängd mot strömordning. Kurvan för TLU kommer också reflektera hur dräneringsnätets täthet varierar med ökad strömordning. TLU uppvisar också ett starkt samband med avrinningsområdets area.

5.4 Längdkvot (RL)

Längdkvot (eng. Stream Length Ratio) motsvarar kvoten mellan vattendragens medellängd vid en given strömordning och medellängden för nästa lägre strömordning. Längdkvot beräknas därför alltid i par om två strömordningar. Längdkvot beräknas enligt följande:

$$RL = \sum_n^1 L_u / \sum_n^1 L_{u-1}$$

Variationer i RL mellan avrinningsområden kan bero på flera orsaker. Utdragna avrinningsområden brukar ha höga värden medan nära cirkulära ofta visar på låga värden. Skillnader i längdkvot beror också på variationer i topografin och berggrunden.

5.5 Bifurkationskvot (Bk)

Bifurkationskvot är ett mått på hur ofta dräneringsnätet förgrenar sig vid en specifik strömordning (Horton, 1945). Bifurkationskvoten beräknas enligt följande (enhetslös):

$$B_k = \sum_n^1 N_u / N_{u+1}$$

De flesta dräneringsnätet varierar mellan 3,0 till 5,0 med ett medelvärde kring 3,3 (Kirchner, 1993). Ett dräneringsnät med hög bifurkationskvot betyder ofta att det finns större risk för översvämningar. Avlånga avrinningsområden brukar ha något högre bifurkationskvot jämfört med breda, solfjäderformade avrinningsområden.

I naturen finns en rad exempel på trädformade nätverk, inte minst i biologiska system. Förvånansvärt många av dessa nätverk har en bifurkationskvot kring 3,4. Detta kan innebära att det förekommer någon form av optimum kring detta värde.

5.6 Dräneringsnätets täthet (Rd)

Dräneringsnätets täthet är kvoten mellan längden för alla vattendrag (inklusive efemära vattendrag) och avrinningsområdets area:

$$R_d = L_v / A_b$$

där L_v är vattendragens totala längd och A_b är avrinningsområdet yta. Dräneringsnätets täthet kan beräknas för hela huvudavrinningsområdet eller för varje delavrinningsområde.

Dräneringsnätets täthet är ett index för hur utvecklat avrinningen i vattendrag är. Parametern beror på geologiska strukturer, något som är vanligt i Sverige, reliefen, klimatet och vegetationen i avrinningsområdet. Generellt sätt är dräneringsnätets täthet större i bergsområden, tex fjällkedjan än i flacka slättområden. Detta beror på att fjällkedjan får mer nederbörd och därmed större avrinning och att infiltrationskapaciteten ofta är lägre i dessa områden. I skogbeklädda områden är ofta dräneringsnätets täthet lägre än områden utan skog.

Dräneringsnätets täthet varierar från 0,05 upp mot 2. En viktig faktor att beakta när man beräknar dräneringsnätets täthet är att den beror på vilken skala man har digitaliserat vattendragen. Av den anledningen bör dräneringsnätets täthet beräknas ut ifrån fastighetskartans hydrografi, förslagsvis utifrån de stomlinjer som levereras genom Hydrografi i nätverk. Detta innebär dock att efemära vattendrag inte kommer att ingå i analysen.

Ett alternativt sätt att beräkna dräneringsnätets täthet är att utgå från ett beräknat dräneringsnät som fångar in även de intermittenta vattendragen. I de flesta fall kommer tätheten öka jämfört med fastighetskartans hydrografi. Ytterligare ett sätt att analysera dräneringsnätets täthet är att beräkna värdet för varje gång det tillkommer en mängd vattendrag utifrån strömordning. I praktiken innebär det att man först beräknar tätheten utifrån högsta strömordningen, med andra ord vattendragsfåran som mynnar i havet om det är ett huvudavrinningsområde. För varje strömordning man lägger till i dräneringsnätet beräknar man dräneringsnätets täthet. Därefter plottar man dräneringsnätets täthet mot strömordning.

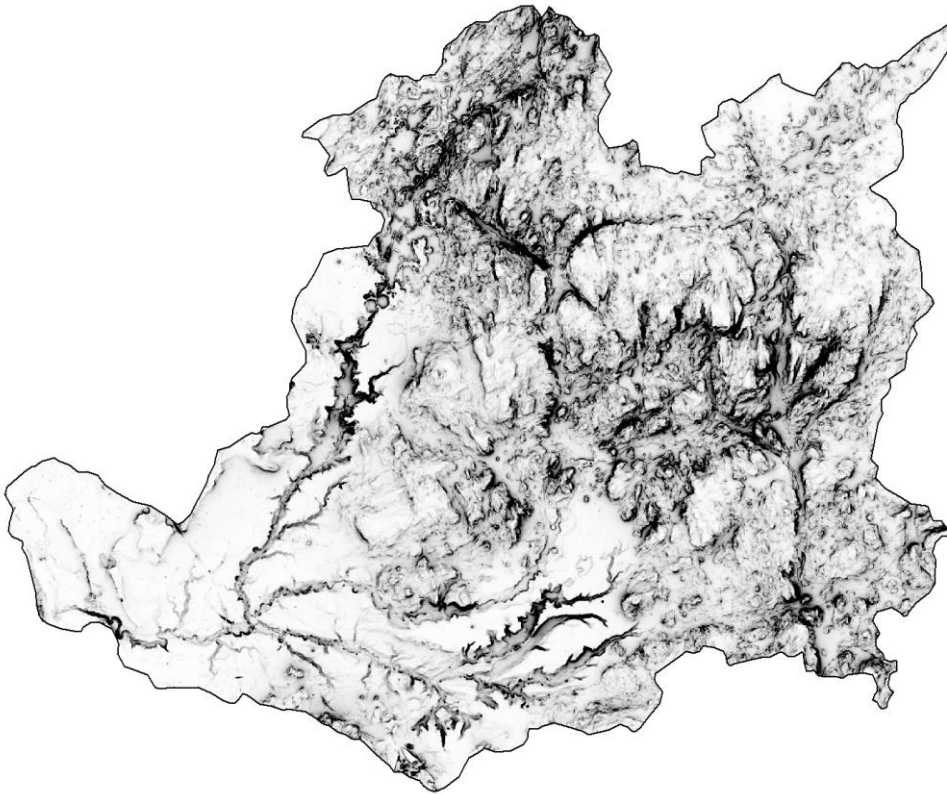
6 Klimatologisk karaktärisering

Det finns en rad olika klimatologiska karaktäriseringar som kan genomföras med utgångspunkt från höjddatabaser som har betydelse för att beskriva den lokala klimatologin, till exempel runt vattendrag. Följande är några exempel som kan vara användbara i samband med vattenförvaltning.

6.1 Skyview faktorn (Skf)

Skyviewfaktorn är ett mått på hur stor andel av himmeln, i form av en halvsfär, som är öppen och inte skyddad av omkringliggande landskap. Skyviewfaktorn är korrelerad med utstrålningen av långvågig strålning under natten, hur mycket diffus strålning som når markytan och andra lokalklimatologiska parametrar.

Skyviewfaktorn är en viktig parameter i beräkning av potentiell instrålning. Skyviewfaktorn har likheter med Morfologisk slutenhet men redovisas på olika sätt. Ett vattendrag som rinner inom ett område med hög skyviewfaktor kommer sannolikt ha både kallare och fuktigare klimat runt vattendraget. Mindre instrålning ger kalla fuktigare klimat runt vattendraget samtidigt minskar utstrålningen så att energiförlusten på natten minskar. Detta innebär att vattendrag med hög skyviewfaktor kommer mer jämnt klimat men kallare och fuktigare. Vattendragets vattentemperatur styrs till 80–90 % av lufttemperaturen. I exemplet med Genevadsån, figur 33, förekommer dessa platser i finkorniga sediment där vattendraget är nedskuren i en ravin och i smala sprickdalar.



Figur 32. Beräknad skyvieweffekt för Genevadsåns avrinningsområde. Ju mörkare färg desto högre skyvieweffekt.

6.2 Instrålning (Ls)

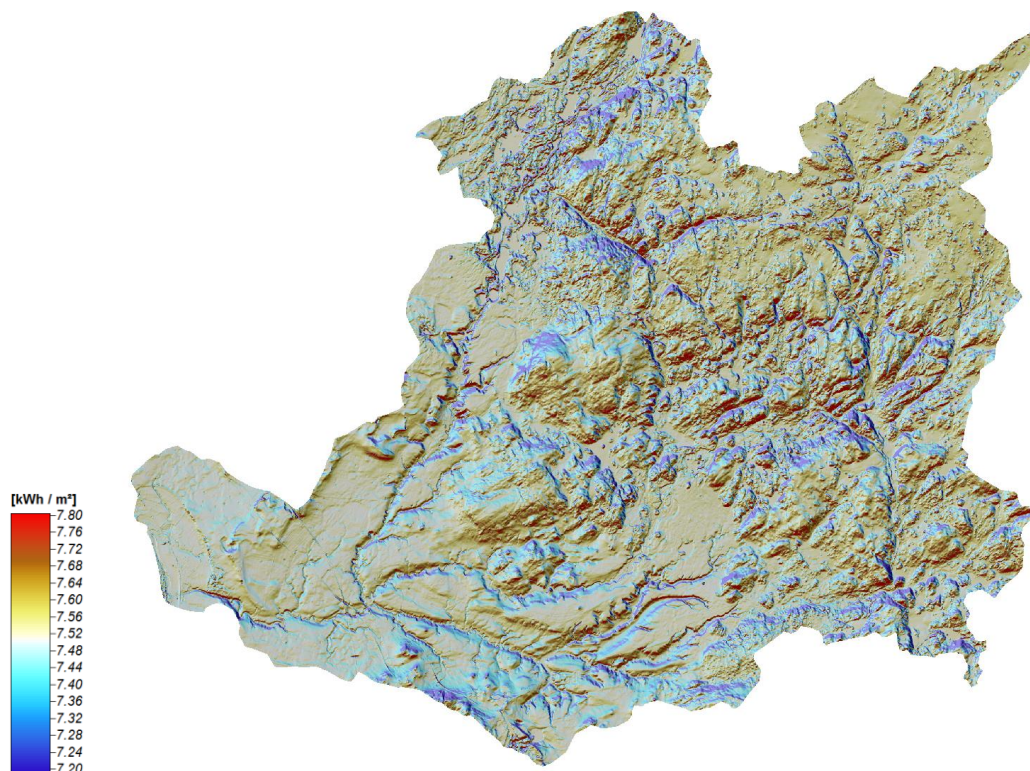
Instrålningen handlar i de flesta fall om kortvågig instrålning av synligt ljus. Hur mycket solinstrålning som når vattendraget påverkas av vegetation och topografi och kan omvandlas till värmeenergi. Ett exempel på vattendrag där instrålningen i större utsträckning omvandlas till värme är grunda breda skogsvattendrag som på grund av skogsavverkning inte längre är beskuggade. När instrålningen träffar den mörka botten värms botten och omkringliggande vatten upp. Effekten av instrålning avtar dock exponentiellt med ökande bottendjup och påverkas dessutom av turbiditeten. Instrålningen har stor betydelse på tillväxt av plankton. Ett vattendrag om har höga näringshalter kan reagera helt olika på detta tillstånd beroende på om vattendraget är beskuggat eller inte.

Instrålningen varierar betydligt under dygnet, men också under året. För att beräkna den totala instrålningen måste man beakta variationen under året. Förutom direkt instrålning förekommer också diffus instrålning. Detta är instrålning som har brutits i vattendroppar i atmosfären. Luftfuktighet och molnighet har stor betydelse för den diffusa instrålningen. Även stoftpartiklar i atmosfären påverkar.

Beräkning av instrålning kan genomföras som en förenklad beräkning där man tar hänsyn till den direkta och diffusa instrålningen vilket beräknas för varje cell i höjddatabasen beroende på dess lutning och riktning. Ett viktigt underlag för dessa beräkningar är skyview-faktorn.

Det finns mer komplicerade metoder där man även tar hänsyn till att en del av strålningen reflekteras mot cellens yta och träffar andra celler, till exempel på motsatt sida av dalgången. Dessa beräkningar kan bli mycket tidskrävande, men ger en mer korrekt beräkning.

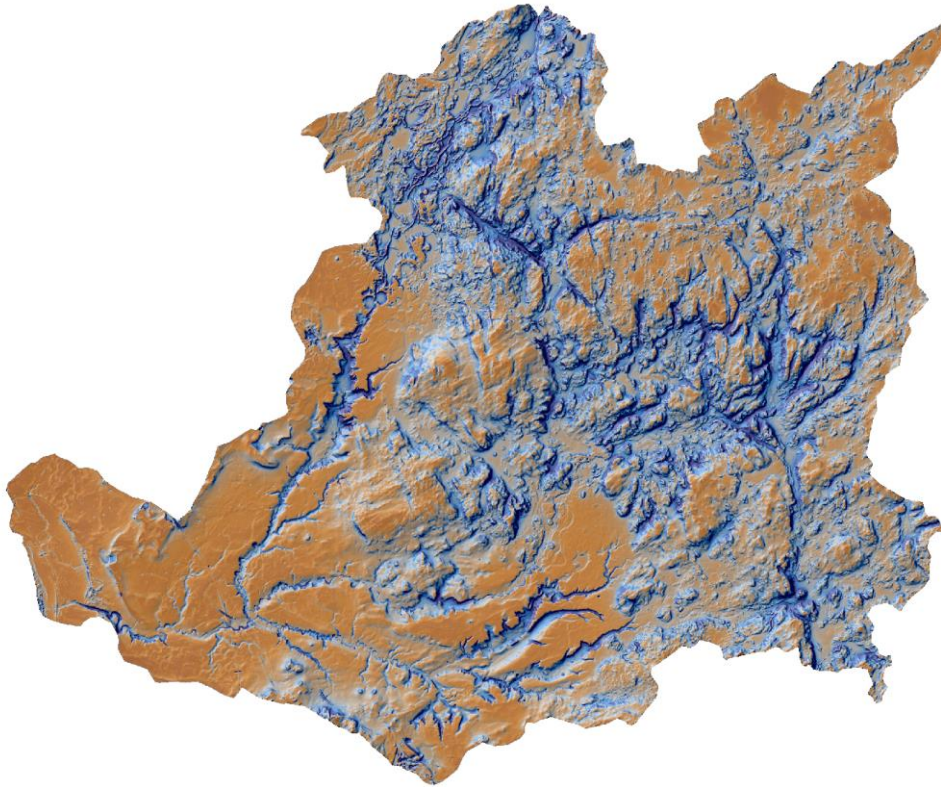
Det finns metoder för att beräkna instrålning över vattendrag genom att beakta förekomst av trädridåer längs vattendrag. Man kan då beakta att det finns viss genomsläpplighet genom trädkronan, trädkronans storlek och höjd. Information om träden kan hämtas från laserpunktmolnet till höjddatabasen. Figur 33 visar beräknad instrålning för Genevadsån.



Figur 33. Beräknad potentiell instrålning den 21 juni i Genevadsåns avrinningsområde. Beräkningen är för en hel dag. Skiktet har pålagrats ett terrängskuggat skikt. Motsvarande analys kan genomföras för ett helt år.

6.3 Morfologisk slutenhet (MPI)

Morfologisk slutenhet (eng. Openness eller Morphometric protection index) innebär att man står i en cell i höjddatabasen och söker av ett område runt denna punkt för att se hur slutet landskapet är runt punkten (Olaya, 2005; Yokoyama, 2002). I praktiken innebär metoden att man mäter vinkeln mot horisonten i steg när man roterar runt 360 grader. Ju större total vinkel man har, desto mer sluten är landskapet runt punkten. En extrem version är att stå i en brunn och mäta vinkeln mot horisonten. I detta fall skulle MPI motsvara nästan +90 grader.



Figur 34. Positiv morfologisk slutenhet i Genavadsåns avrinningsområde. Orange färg innebär lågt positivt MPI-värde medan mörklila innebär hög morfologisk slutenhet. Ett område sträcker sig från sydost till mot nordväst som innebär mycket sprickig berggrund med rickligt med slutna sprickdalar.

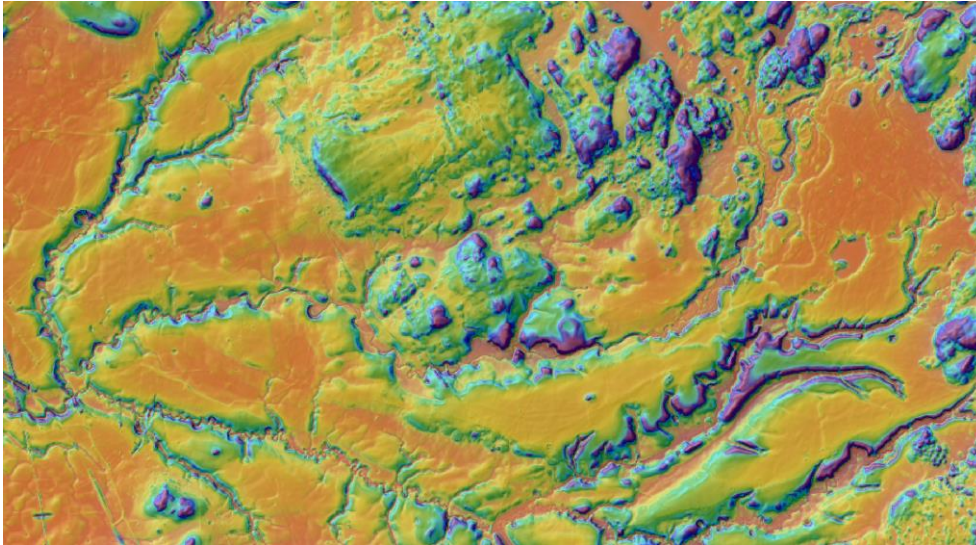
Morfologisk slutenhet kan både vara positiv och negativ (jämför Figur 34 där blå färg har positiv slutenhet och gul negativ slutenhet). En positiv MPI innebär att man står i en svacka, medan en negativ MPI innebär att man står på en höjdpunkt med lägre omkringliggande landskap. Om man ställer sig på en mycket hög påle skulle man få ett extremt högt negativt MPI värde

Morfologisk slutenhet har stor betydelse för lokalklimatet runt vattendrag och mindre sjöar. En hög slutenhet innebär ofta fuktigare och kallare klimat. Närområdet blir inte lika ventilerat av vinden i dessa områden. Genom att områden med högt positivt MPI värde ofta är svackor i terrängen är det inte ovanligt att kallluft från höjdområden strömmar ner och ansamlas i svackor och dalgångar med högt positivt MPI-värde.

Områden med högt MPI-värde innebär också att instrålningen är lägre än omgivande områden. Vi kan därför förvänta oss lägre vattentemperaturer i dessa områden och längre isperiod än andra vattendrag och sjöar.

Morfologisk slutenhet har också stor betydelse för morfologin. Ett vattendrag som rinner genom ett område med högt positivt MPI-värde innebär oftast att dalgången har en hög slutenhet runt vattendraget. Vattendraget kan därmed inte förflyttas sig i sidled på samma sätt som i en dalgång med låg slutenhet. I många fall motsvaras dessa vattendrag av den hydromorfologiska typen branta vattendrag med block och sten.

För sjöar kan morfologisk slutenhet ge information om vilket typ av sjö som förekommer. Klippbäckensjöar har ofta högre MPI-värde runt strandkanten i jämförelse med andra sorters sjöar. Slättlandsjöar har oftast mycket låga MPI-värden.



Figur 35. Kombination av både positiv och negativ morfologisk slutenhet med en underliggande terrängskuggad höjddatabas. Grön färg är mjuka svagt sluttande sluttningar, lila är branta sluttningar, isolerade höjder eller ryggar, orange färg är slättytor. Svagt orange-röd färg runt vattendrag motsvarar det aktiva svämplanet.

7 Referenser

- Beven, K., Wood, E. and Sivapalan, M., 1988: On hydrological heterogeneity Catchment morphology and catchment response. *J. Hydrol.*, 100:353-375.
- Beaumont, F., 1975: *Hydrology*. Från Whitton, B.A. (ed.) *River ecology*, Blackwell Scientific, Oxford, s.133-136.
- Charlton, R., 2007. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Abingdon: Routledge
- Costa-Cabral, M., Burges, S., 1994: Digital Elevation Model Networks (DEMON): a model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas, *Water Resources Research* 30, s. 1681–1692
- Freeman, G., 1991: Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid, *Computers and Geosciences*, 17, s. 413-2
- Gallant, J., and Hutchinson, M, 2011: A differential equation for specific catchment area, *Water Resour. Res.*, 47, W05535, doi: 10.1029/2009WR008540.
- Gallant, J., Dowling, T., 2003: A multiresolution index of valley bottom flatness for mapping depositional areas, *Water Resour. Res.*, 39(12)
- Gravelius, I., 1914: *Grundriss der gesamten Gewässerlehre*. Band I: *Fluvikunde* (Compendium of Hydrology, vol. I. Rivers, in German). Goschen, Berlin, Germany.
- Gruber, S., Peckham, S., 2008: Land-Surface Parameters and Objects in Hydrology. I: Hengl, T. and Reuter, H.I. [Eds.]: *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Developments in Soil Science, Elsevier, 33, s. 293-308
- Lea, N., 1992: An aspect driven kinematic routing algorithm, I Parsons, A.J., and A.D. Abrahams (Eds.), *Overland Flow: hydraulics and erosion mechanics*, London, s. 147–175
- Hack, J., 1957: *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*, U.S. Geological Survey Professional Paper, 294-B
- Hergarten, S., Robl, J., Stüwe, K., 2014: Extracting topographic swath profiles across curved geomorphic features, *Earth Surf. Dynam.* vol.2, s. 97–104
- Horton, R. E., 1932: Drainage-basin characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union* 13, 350-361.
- Horton, R. E., 1945, Erosional development of streams and their drainage basins: hydro-physical approach to quantitative morphology, *Geological Society of America Bulletin* 56 (3): 275-370
- Moglen, G., Bras, R., 1995: The effect of spatial heterogeneities on geomorphic expression in a model of basin evolution, *Water Resources Research* 31, s. 2613–2623.
- Moore I., Gessler P., Nielsen G., Peterson G., 1993: Soil attribute prediction using terrain analysis, *Soil Science Society of America Journal*. Vo. 57(2). 443 – 452.

O'Callaghan, J., Mark, D., 1984: The extraction of drainage networks from digital elevation data, *Computer Vision, Graphics, and Image Processing* 28, s. 323–344.

Olaya, 2005: Visualizing Topography by Openness: A New Application of Image Processing to Digital Elevation Models, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* (68), No. 3, March 2002, pp. 257-266

Riley, S., DeGloria S., Elliot, R., 1999: A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity, *Intermountain Journal of Sciences*, vol. 5, no. 1-4.

Seibert, J., McGlynn, B., 2007: A new triangular multiple flow direction algorithm for computing upslope areas from gridded digital elevation models', *Water Resources Research*, Vol. 43.

Shreve, R., 1966: Statistical Law of Stream Numbers, *J. Geol.*, 74, 17-37.

Strahler, A. N., 1952: Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology, *Geological Society of America Bulletin* 63 (11): 1117–1142

Strahler, A. N., 1957, Quantitative analysis of watershed geomorphology, *Transactions of the American Geophysical Union* 8 (6): 913-92

Sörensen, R., Zinko, U., Seibert, J., 2006: On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations, *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, s. 101–112

Tarboton, D., Bras, R., och Rodriguez–Iturbe, I., 1991: On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data, *Hydrological Processes* vol.5: s.81–100.

Tarboton, D., 1997: A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 33, s. 309–319.

Vartia, K. och Frödin Nyman, S., 2013: Projektredogörelse för VMHyMo, Dnr: 733-2013-1

Yokoyama, R., Shirasawa, M., Pike, R., 2002: *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* Vol. 68, No. 3, s. 257-265.

Fysisk karaktärisering av avrinningsområden

Landskapets fysiska styrning av vattendrag och sjöar

Fysisk karaktärisering av avrinningsområden syftar till att informera om olika typer av analyser som kan genomföras för att beskriva landskapets fysiska styrning av vattendrag och sjöar. Detta sin tur styr vattendragens och sjöarna hydromorfologiska tillstånd vilket i sin tur även kopplar till vattnens fysikalisk-kemiska tillstånd.

De flesta analyser som beskrivs i rapporten kan genomföras med GIS-program och olika typer av data, till exempel höjddatabaser, vektordata för huvud- och delavrinningsområden. I flera fall finns dessa data redan framtagen för samtliga huvudavrinningsområden, men inte för delavrinningsområden.

Rapporten syftar inte till att i detalj beskriva samtliga de processer som länkar ett avrinningsområdes fysiska karaktäristik med det hydromorfologiska tillståndet i sjöar och vattendrag. Avseende specifika frågor kring detta hänvisas till tillgänglig litteratur inom hydromorfologi.

Vi arbetar för levande hav och vatten

Havs- och vattenmyndigheten, HaV, är en statlig förvaltningsmyndighet inom miljöområdet. Vi arbetar på regeringens uppdrag för bevarande, restaurering och hållbart nyttjande av sjöar, vattendrag, hav och fiskresurserna