

Erosion und Hebung - Numerische Modellierung von Landschaftsentwicklung

Dr. Achim Kamelger

In den letzten Jahren wurde zunehmend versucht, die Dynamik von Landschaftsentwicklung mittels numerischer Simulation zu erfassen. Die Aktualität dieses Themas zeigt sich an der Vielzahl neuer Publikationen und Tagungen, die sich mit diesem Themenkreis befassen.

Ein Grund für diese verstärkte Forschungstätigkeit ist das Erkennen globaler Veränderungen durch menschliches Handeln, die nicht mehr verneint werden können. Natürliche Landschaftsformen werden durch den Menschen nachhaltig beeinflusst, ohne die mittel- und langfristige Tragweite beispielsweise einer Veränderung der Flussmorphologie oder anderer, meist unwiderruflicher, baulicher Maßnahmen zu verstehen. Der Bau von Staukraftwerken sowie die Veränderung natürlicher Abflüsse beinhaltet eine dramatische Veränderung der Sedimentmassenbilanz.

Warum sind diese Sedimentmassenbilanzen von Interesse?

Bei der Betrachtung eines Stoffflusses geht es in erster Linie um eine Beschreibung des Massentransportes, also um eine räumliche Umlagerung. Dieser Stofffluss ist mit einer Veränderung des Materials verbunden. Daher ist ein genaues Studium der beteiligten exogenen und endogenen Prozesse notwendig.

Neben die naturbedingten, globalen Umweltveränderungen treten zunehmend die von Menschen bewirkten Störungen der natürlichen Kreisläufe. Auswirkungen solcher Einflüsse sind mit dem ganz allgemeinen Begriff "*Globaler Wandel*" verbunden. Eine anthropogene Beeinflussung natürlicher Flussläufe sowie die Schaffung künstlicher Stauräume bewirken eine Verlagerung der Ablagerungsräume und damit eine Veränderung des Erosionspotentials. Es entsteht ein Ungleichgewicht. Die Folge ist eine Verlandung der Stauräume.

Ein ungeklärter Punkt im Zusammenhang mit Landschaftsentwicklungen ist die Frage, ob alpine Flüsse derzeit vornehmlich ihr Flussbett eintiefen oder ob die flächenhafte Erosion, also die Denudation, so viel (auch eiszeitliches) Material zu den topographischen Niederungen befördert, dass die Flüsse hauptsächlich mit dessen Abtransport beschäftigt sind. Das hängt damit zusammen, dass ein Fluss nur über eine bestimmte Transportkapazität verfügt. Solange diese nicht erreicht ist, wird erodiert, wird sie überschritten, wird abgelagert.

Muren zählen zu den gefährlichsten Naturprozessen im Alpengebiet. Solch große Ereignisse sind zwar selten, aber wegen ihrer bedeutenden Massenumsätze ganz wesentlich an der Formung der Landschaft beteiligt. Die landschaftsformenden Prozesse sind komplex verbunden und noch unzureichend untersucht. Im Rahmen einer Dissertation am Geologisch-Paläontologischen Institut in Basel wurde versucht diesen Themenkreis zu behandeln und mit numerischen Modellen zu untersuchen.

Ziel dieser Arbeiten war es, unser Verständnis für die komplexe Interaktion der an Landschaftsentwicklungen beteiligten Prozesse in zeitlicher und räumlicher Hinsicht zu verbessern und neue Erkenntnisse über die Auswirkungen von Klimaänderungen oder auch anthropogen veränderten Landschaftsformen zu gewinnen.

Landschaftsbildungsprozesse:

Jede Landschaft befindet sich in einem Zustand ständiger Verwandlungen. Ein komplexes Wechselwirkungssystem einer Vielzahl von natürlichen endogenen und exogenen Prozessen, wie das Klima und davon abhängig die Vegetation, die Verwitterung des Festgesteins und die resultierende Bodenbildung modelliert stetig die Landschaft. In Abbildung 1 wird das Zusammenwirken der wichtigsten landschaftsformenden Faktoren dargestellt.

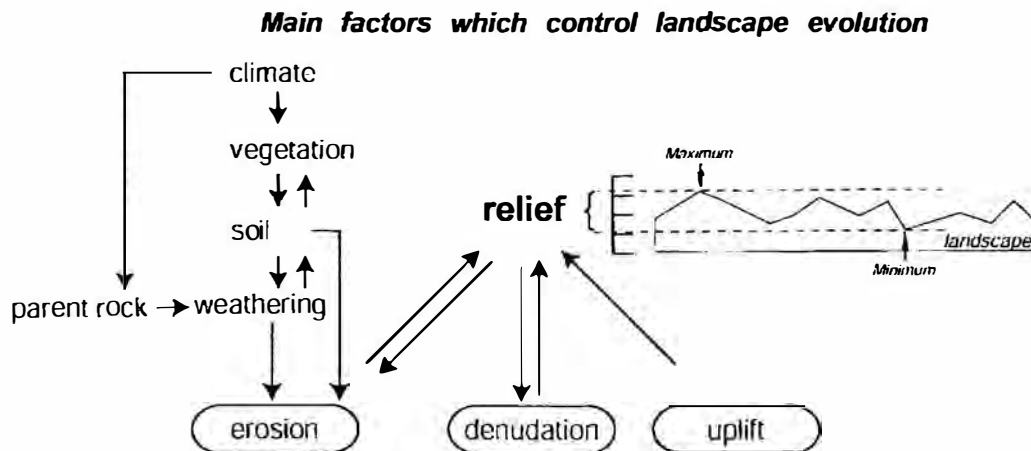


Abb: 1: Das Relief wird durch die Höhendifferenz in einer Landschaft definiert. Es ist das Resultat von Abtragung und Hebung.

Da unser Wissen über die Prozesse im Einzelnen relativ gut, in ihrem Zusammenwirken jedoch sehr mangelhaft bekannt ist, war die Quantifizierung der einzelnen Faktoren in zeitlicher und räumlicher Hinsicht eine der Schlüsselfragen dieser Arbeit (Kamelger, 2001).

Prinzipiell ist die Verwitterung eine destruktive Kraft. Sie ist gleichzeitig aber auch modellierend. In der Definition ist Verwitterung eine durch exogene Prozesse oder durch Organismen verursachte Veränderung der Gesteine, soweit dies zu einer Verringerung der Gesteinsfestigkeit und einer Erhöhung der Beweglichkeit von Gesteinsfragmenten führt. Die beweglichen Stoffe unterliegen der Abtragung, bei der wir zwei Arten unterscheiden: Einerseits die Denudation, welche den flächenhaften Abtrag durch das Zusammenwirken verschiedener Prozesse beschreibt, andererseits wird unter Erosion der Abtrag und Transport von Bodenpartikeln und Gesteinsmaterial in einem Medium (meist einem Fluss) verstanden. Durch die Erosion wird Material von einem Ort entfernt und durch ein Medium, wie Wasser, Wind oder Eis unterschiedlich weit transportiert und anderswo wieder abgelagert. Wir können Erosion auch als Verlust von Information ansehen, wobei am Ort der Ablagerung Information hinzugewonnen wird. Der Verlust der Information macht eine Rekonstruktion hinsichtlich der zeitlichen Abfolge sowie der Materialmenge sehr schwierig. Für uns ersichtlich bleibt nur das Resultat, etwa das Relief der Landschaft. Wie lassen sich die erodierten Massen quantifizieren?

Das mangelnde Prozessverständnis hat eine Ursache nicht nur in der Komplexität des Systems „Natur“, sondern auch in den Grenzen unserer Beobachtungen und der verfügbaren Datenbasis. In Abbildung 2 wurden dafür in einem Diagramm unterschiedliche Beobachtungszeiträume gegen die Größe der Einzugsgebiete aufgetragen.

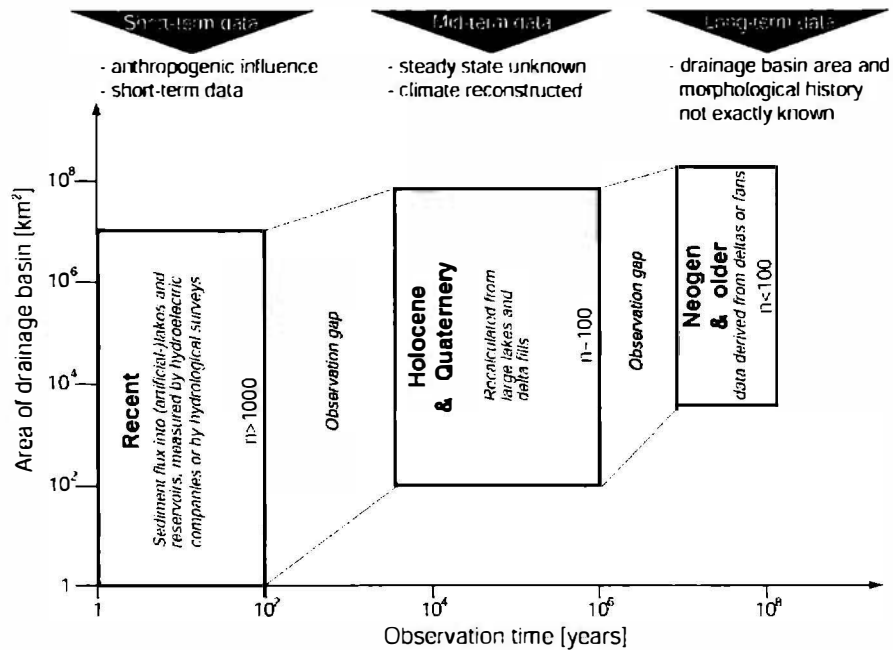
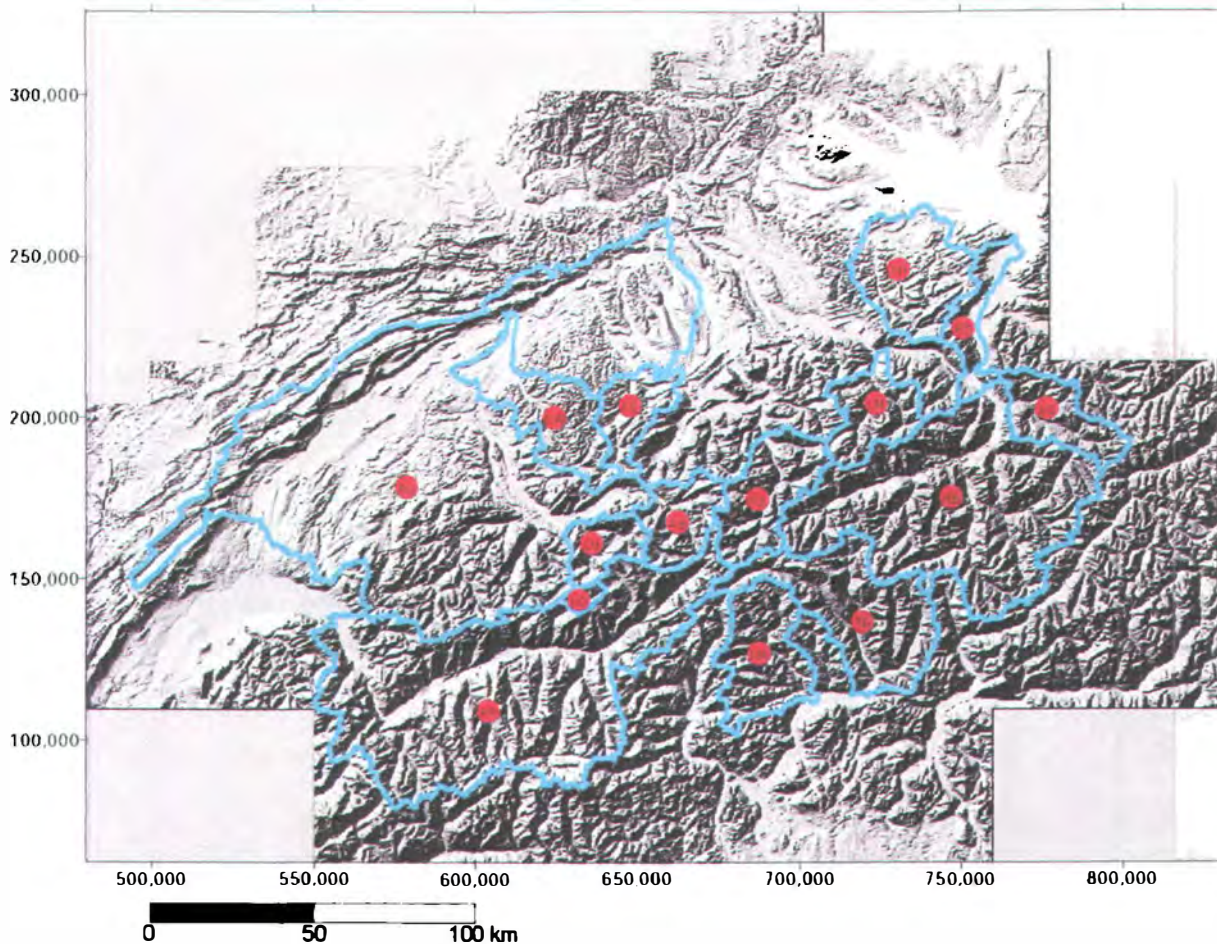


Abb. 2: In Abhängigkeit von der Größe der Einzugsgebiete sowie des Beobachtungszeitraumes können wir bei Analysen der Landschaftsentwicklung auf sehr unterschiedliche Datenbestände zurückgreifen. Zudem haben wir vielfach bei rezenten Daten eine massive anthropogene Beeinflussung.

Rezent haben wir durch kontinuierliche Messungen in den letzten Jahrzehnten eine gute Datenbasis in teilweise hervorragender zeitlicher und räumlicher Qualität. Diese Daten sind jedoch nur über einen vergleichsweise kleinen Zeitraum vorhanden. Die Daten aus Sedimentfrachtmessung in der Literatur sind weit verstreut und oft schwer zugänglich. Hinzu kommt, dass Erosionsprozesse und Massenumlagerungen vielerorts erst durch anthropogene Nutzung über das natürliche Maß hinaus verstärkt oder gar erst initiiert werden. Die gewonnenen Messungen sind dadurch stark anthropogen beeinflusst und für zeitliche Extrapolationen unbrauchbar. Für den Beobachtungsbereich über das Holozän hinaus sind sehr wenige Daten vorhanden. Ganz allgemein gilt, je weiter wir in die Vergangenheit gehen und je größer das Untersuchungsgebiet ist, desto lückenhafter und kleiner ist unsere Datenbasis, weil uns beispielsweise die Kenntnis über die räumlichen Veränderungen im Einzugsgebiet fehlen. Sind die Mechanismen unter heutigen Bedingungen nur ungenügend bekannt, so lassen sich auch keine Vorhersagen machen, welche für eine Prognose anthropogenen Wirkens heran gezogen werden könnten.

Massenbilanz und Oberflächeneigenschaften alpiner Einzugsgebiete

Um eine Vorstellung vom Ausmaß der rezenten Erosion und des begleitenden Sedimenttransportes zu bekommen, wurden Sedimentfrachtdaten von alpinen Einzugsgebieten untersucht. Ausschlaggebend für deren Auswahl war eine gute Datenbasis hinsichtlich der Sedimentschwebfracht der Flüsse. Gewählt wurden 15 Einzugsgebiete (Abbildung 3), welche zusammen etwa 82 % des schweizerischen Staatsgebietes abdecken. Die Messungen in diesen Gebieten werden vom Landesamt für Hydrologie seit mehr als drei Jahrzehnten fortlaufend durchgeführt.



Selected Swiss alpine drainage basins;

*AB: Aare - Brienzwiler; AU: Aare - Untersiggenthal; EW: Emme - Wiler; KE: Kl. Emme;
 LQ: Landquart - Felsenbach; LM: Linth - Mollis; LO: Lonza - Blatten; LU: Ltschine - Gsteig;
 MA: Maggia; RS: Reuss - Seedorf; RB: Rhein - Bad Ragaz; RD: Rhein - Diepoldsau;
 RP: Rhone - Porte du Scex; TH: Thur - Halden; TB: Ticino - Bellinzona;*

Abb 3: Die 15 untersuchten Einzugsgebiete der Schweiz begrenzt durch die Wasserscheiden.

Berücksichtigt man die gesamte transportierte Sedimentmenge über einen Zeitraum von 1964 bis 1993 kann mit Hilfe der Einzugsgebietsgröße der mittlere jährliche Sedimentaustrag (Schwebfracht) der Einzugsgebiete berechnet werden. Dieser ist in der Abbildung 4 in Tonnen pro km^2 und Jahr angegeben und schwankt zwischen 40 und nahezu 1000 Tonnen pro km^2 und Jahr. Insgesamt werden 6.2 Mill. Tonnen Sediment pro Jahr durch die Hauptflüsse dieser Gebiete verfrachtet. Die Menge entspricht einer Erosionsmenge von 12 Tonnen pro Minute. Eine bessere Vorstellung von dieser Sedimentmenge erhält man, wenn diese Mengen auf größere Zeiträume übertragen werden. Bei konstant bleibender jährlicher Rate werden beispielsweise der Bodensee in etwa 21000 Jahren, der Genfersee in 48000 Jahren und der Walensee in 9000 Jahren verlandet sein (Lambert, 1986).

Suspended Sediment Discharge 1964 - 1993 In [1000 t]

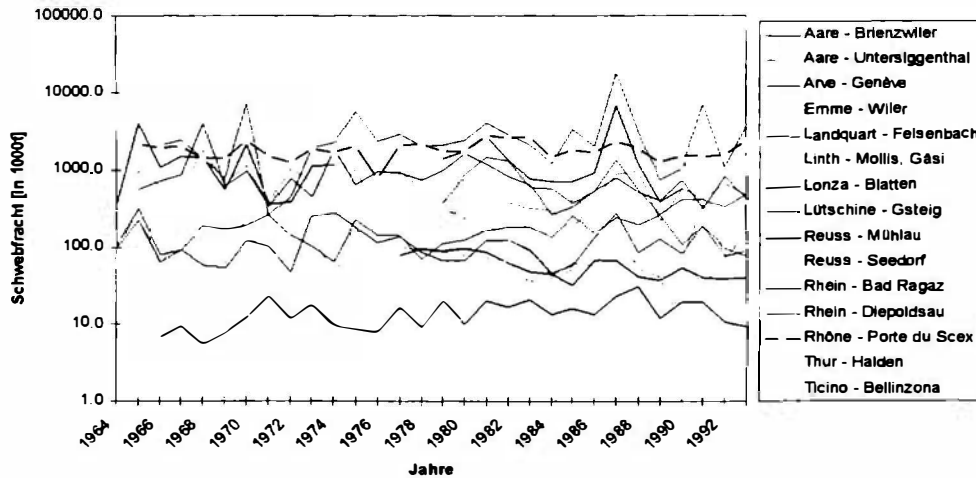


Abb. 4: Logarithmische Skala der Sedimentschwebstofffracht über knapp 3 Jahrzehnte in Flüssen der Schweiz. Die teilweise durch katastrophale Events verursachten Schwankungen in den Sedimentmengen macht eine Extrapolation für lange Zeiträume schwierig.

Aus diesen Schwebfrachtmessungen und einem allgemein sehr schwer zu bestimmenden Anteil an transportiertem Grobmaterial (bedrock), welcher jedoch mittels weiterer Daten aus dem gesamten Alpenraum auf 10-15 % des Schwebfrachtanteils geschätzt wurde, können schließlich die mittleren Denudationsbeträge der einzelnen Einzugsgebiete gerechnet werden (Abbildung 5, rote Zahlen). Sie schwanken zwischen 0.02 mm/y im Molassegebiet und 0.58 mm/y im Bündnerland. Auf die Gesamtfläche der Schweiz ergibt sich eine mittlere Denudationsrate von 0.18 mm/y. Was ist nun der Grund für diese unterschiedlichen Denudationsraten?

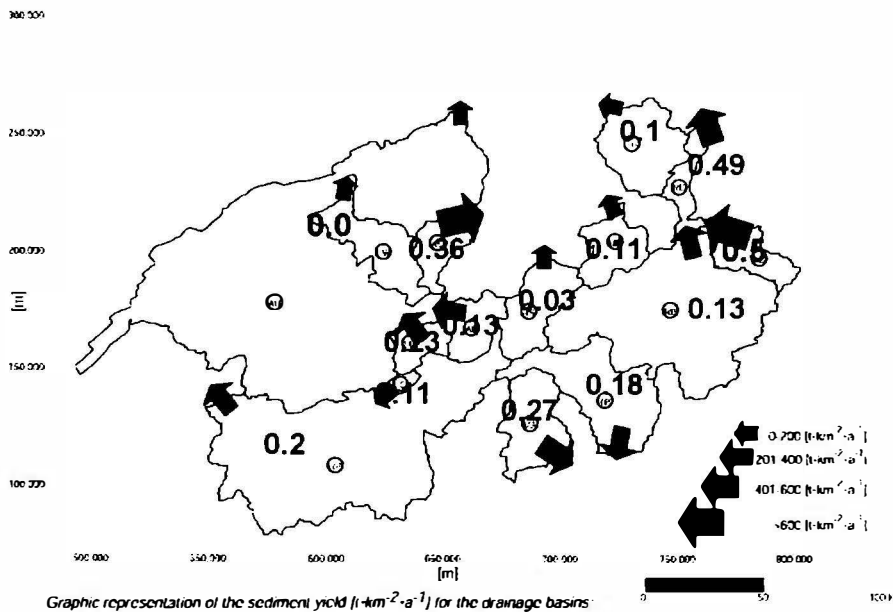


Abb. 5: Sedimentaustag aus den Einzugsgebieten in Tonnen pro Jahr und Quadratkilometer, basieren auf den Datenbestand des Landesamtes für Hydrologie der vergangenen drei Jahrzehnte. Die großen Ziffern geben die durchschnittliche jährliche Denudationsrate in den Gebieten an.

Bestimmung der Landschaftseigenschaften

Um die soeben gestellte Frage abzuklären, müssen wir untersuchen, ob eventuell die Oberflächeneigenschaften einer Landschaft für den Erosionsbetrag entscheidend sind. Das heißt, welche Informationen lassen sich direkt aus den Landschaftsformen selbst ableiten und wie lassen sich Oberflächeneigenschaften quantitativ bestimmen?

Eine Vielzahl der in den letzten Jahrzehnten diskutierten Methoden zur Beschreibung der Oberflächeneigenschaften wurde in Kamelger (2001) auf ihre Eignung zur Bestimmung des Erosionsbetrages getestet. Dazu wurde eine Reihe von morphologischen Parametern aus den Einzugsgebieten bestimmt. Zusätzlich können auch noch Daten über die lithologische Beschaffenheit des Geländes und die Hebungsraten in die Analyse mit einbezogen werden.

Einfache Verfahren, wie etwa die Bestimmung des lokalen Reliefs, welches sich aus der maximalen Höhendifferenz innerhalb einer bestimmten Fläche definiert, sagen nichts über die Genese und auch nur bedingt etwas über ihre Dynamik aus. Wir sehen nur das Ergebnis eines Prozesses.

Ein Verfahren, welches vielfach zur Darstellung der „Reife“ oder des „Entwicklungsstandes“ von Landschaftsformen heran gezogen wurde und wird, ist die Hypsometrie. Dieses Verfahren beruht auf einer kumulativen Summendarstellung der Höhenwerte im Untersuchungsgebiet und Berechnung des so genannten hypsometrischen Integrals. Es ist im Prinzip eine Histogrammverteilung der Höhen, die dadurch jeglichen räumlichen Bezug verliert und damit für jede Aussage über das Relief unbrauchbar wird, da sich beliebige Landschaften mit ganz unterschiedlichem Aussehen mit demselben hypsometrischen Integral berechnen lassen. An dieser Stelle kann dies nur an einem Beispiel für die Hypsometrie demonstriert werden (Abbildung 6). Dieses Thema ist ausführlich in Kamelger (2001) behandelt worden.

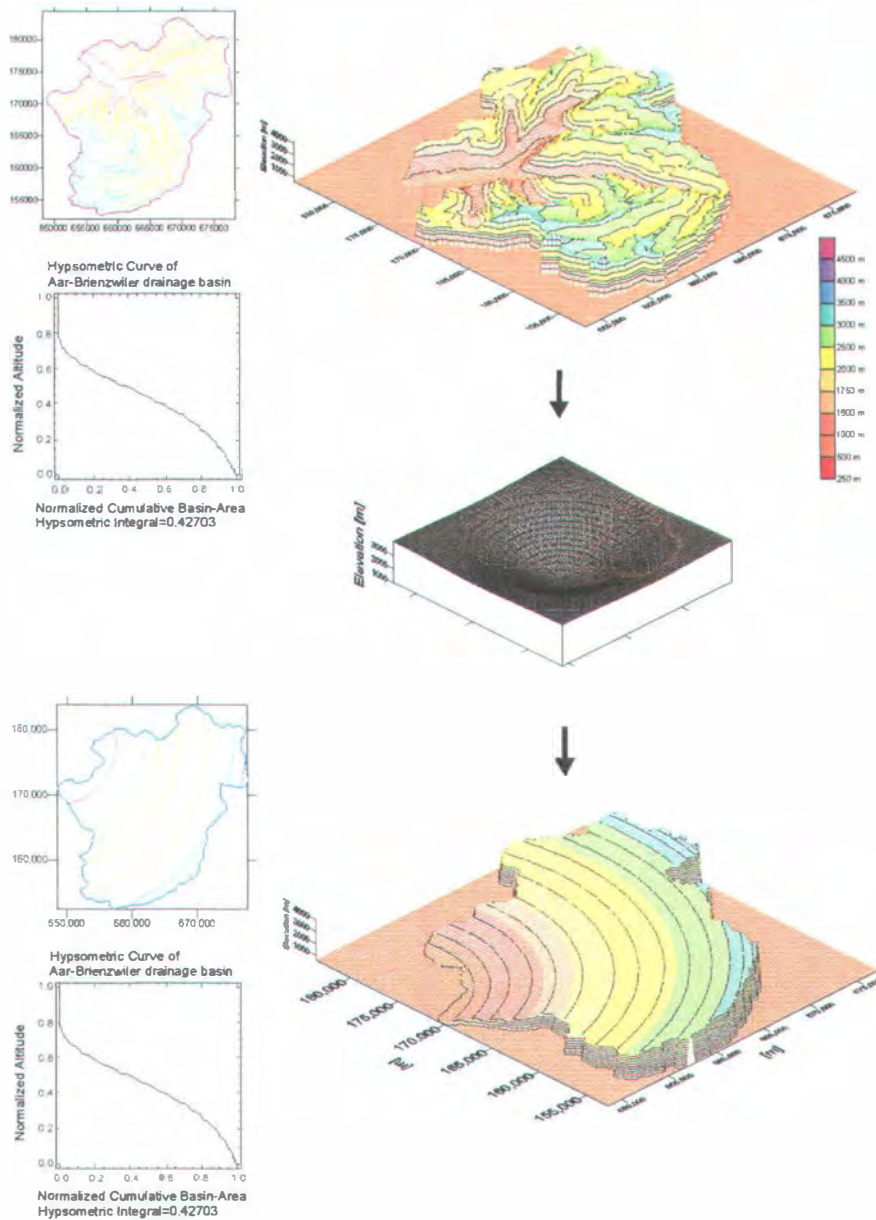


Abb. 6: Aus einem Einzugsgebiet (Aare Brienzwiler) wurde die hypsometrische Kurve und dessen Integral bestimmt. Aus einer synthetischen Topographie in Form einer Gausfunktion wurden die Umrisse des Einzugsgebietes ausgeschnitten und dessen Höhen mit den Höhenwerten der Ursprungstopographie ersetzt. Demnach erhielten die gesamten Höhen des Einzugsgebietes Aare Brienzwiler eine andere räumliche Verteilung, die aber trotz grundsätzlich anderer morphologischer Eigenschaften die gleiche Hypsometrie aufweist.

Die in der Literatur oft erwähnte Bestimmung der Landschaftsrauigkeit mittels fraktaler Geometrie ignoriert die Tatsache, dass an der Entwicklung einer Landschaft endogene und auch exogene Prozesse beteiligt sind. Diese Thematik der möglichen fraktalen Eigenschaften einer Landschaft wird in Kamelger (2001) ausführlich mit numerischen Modellrechnungen behandelt. Wir müssen nun einen Weg suchen, um die Rauigkeit einer Landschaft zu quantifizieren und bestenfalls einem Prozess zuzuordnen. Dafür wurde neben der Topographie auch die Lithologie mit in die Betrachtungen einbezogen. Die Topographie der Einzugsgebiete wurde in 200 m Höhen-Intervalle unterteilt und für jedes Intervall die mittlere Hangneigung bestimmt (Abbildung 7).

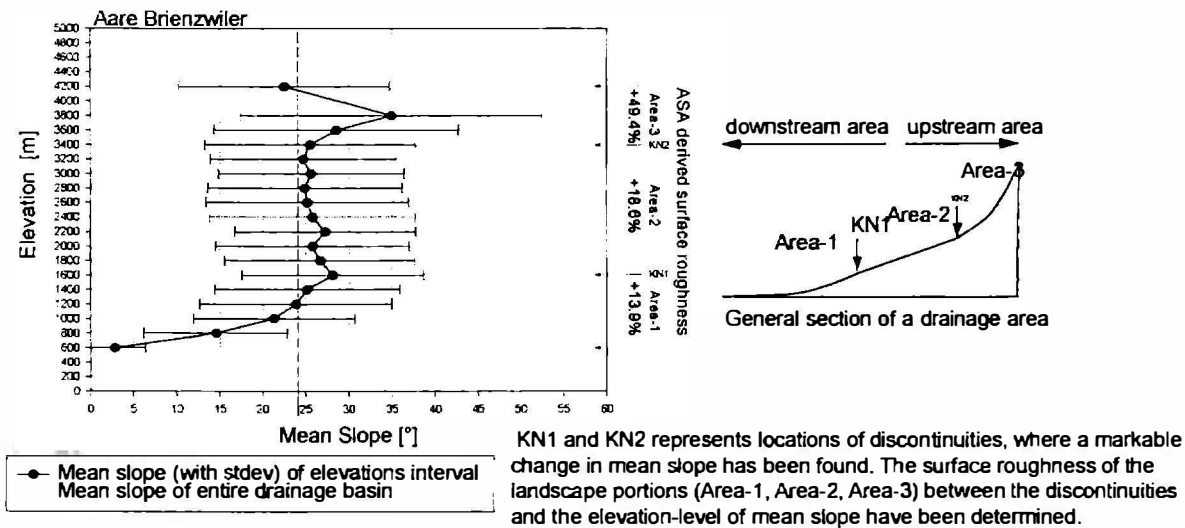


Abb. 7: Darstellung der durchschnittlichen Hangneigung in den 200 m Intervallen. Der Hauptteil der Oberflächenrauigkeit befindet sich in den höchsten Lagen (siehe Text).

Betrachtet man nun die Veränderungen der mittleren Hangneigungen als Funktion der Höhe, so können drei Abschnitte unterschieden werden. Im unteren Höhenbereich nimmt die Hangneigung schnell zu, bleibt dann aber über einen großen Höhenbereich bis 3400 m nahezu konstant und steigt in den höchsten Höhenlagen wieder auf ein Maximum von 35° an. Sämtliche Einzugsgebiete im Bereich der Süd- und Zentral-Schweiz zeigen diesen Verlauf der Hangneigungsverteilung. Diese Verteilung hat einen entscheidenden Einfluss auf den Transport von Erosionsprodukten. Berechnet man in einem weiteren Schritt für jedes Intervall die in Kamelger (2001) eingeführten Rauigkeitsquotienten aus integrierter Oberfläche und planer Einzugsgebietsgröße (active surface area; ASA), so stellt man fest, dass sich knapp 50 % der aktiven Oberfläche oberhalb von 3400 m befinden. Diese Analyse geht umso präziser, je genauer die räumliche Auflösung der topographischen Daten ist.

Rauigkeit und Lithologie

Einen großen Einfluss auf die Erosion hat auch die lithologische Beschaffenheit des Einzugsgebietes. Es wurde versucht einen Zusammenhang zwischen der Verteilung der Lithologie und Denudationsrate zu finden.

Ein nach wie vor ungelöstes Problem in diesem Zusammenhang ist die Verwitterungsresistenz von Gesteinen quantitativ zu beschreiben. Die so genannte Erosionsanfälligkeit (Erodibility) einer Lithologie beschreibt die Widerstandsfähigkeit gegenüber den verschiedenen Erosionsprozessen. Da eine Lithologie aber unter verschiedenen Klimabedingungen unterschiedlich reagiert, ist eine quantitative Bestimmung sehr schwierig. Dennoch konnten aus einer vereinfachten geologischen Karte und der geotechnischen Karte der Schweiz fünf Gesteinsklassen mit unterschiedlicher Verwitterungsresistenz abgeleitet werden.

Die Karte in Abbildung 8 stellt gelb die erosionsanfälligsten Gesteine und rot die resistenten Gesteine dar. Diese Karte ermöglicht die Verteilung der Lithologien innerhalb der Einzugsgebiete zu bestimmen.

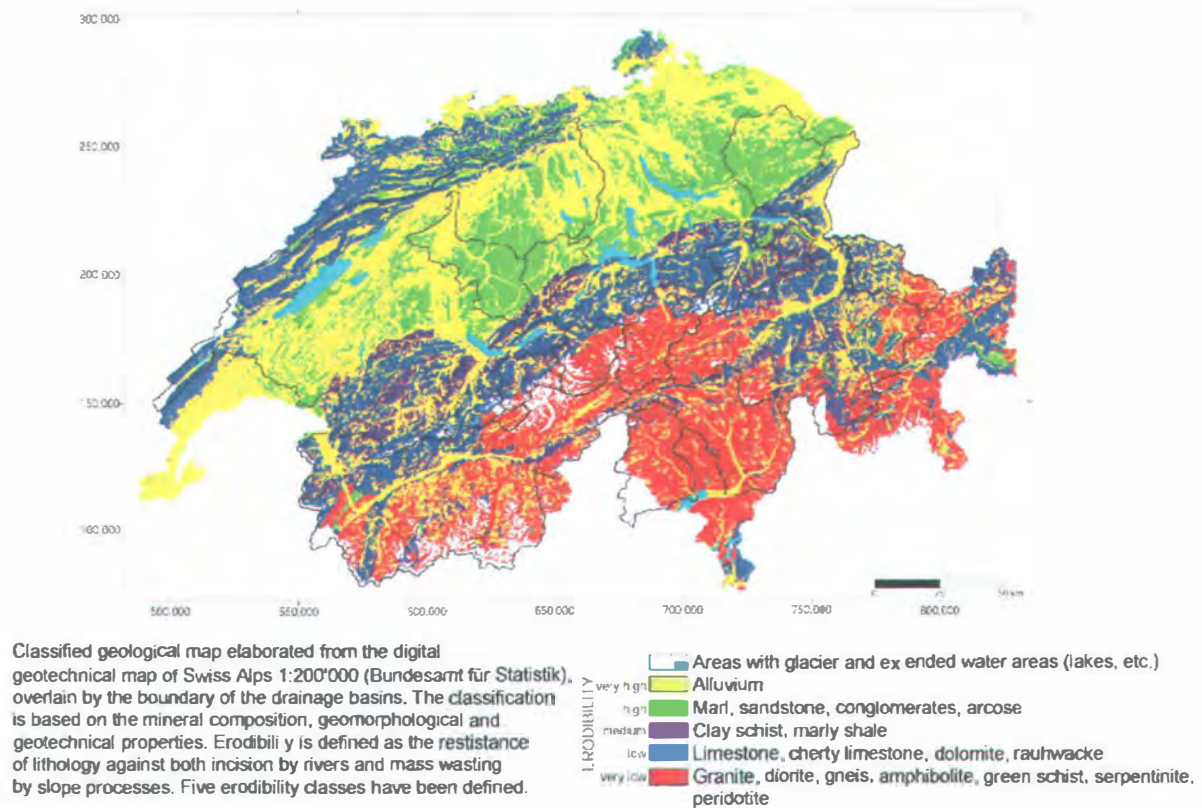


Abb. 8: Klassifizierung der Lithologie nach der Erosionsanfälligkeit basierend auf einer geotechnischen und geologischen Karte.

Die räumliche Verteilung der lithologischen Klassen zeigt klar, dass im Bereich der Zentralmasse und im Penninikum die verwitterungsresistenten Gesteine dominieren, während im Bereich der Molasse hauptsächlich erosionsanfällige Gesteine vorkommen. Betrachtet man nun die Verteilung der Lithologie alleine, würde dies den Schluss nahe legen, dass die höchsten Denudationsraten im Bereich der Molasse und die geringsten im Bereich der Zentralmasse zu finden sind. Wie aus den Sedimentmessungen und nachfolgenden Berechnung der Denudationsraten zu sehen ist, trifft jedoch genau das Gegenteil zu. Auch hier kommen wir nicht zufrieden stellend weiter. Wir müssen also einen anderen Lösungsansatz suchen. Hier bietet sich die numerische Modellierung an.

Numerische Landschaftsmodelle

Die Verfügbarkeit leistungsfähiger Computer sowie die Entwicklung effizienter numerischer Algorithmen, welche beispielsweise die Rate des Massentransportes in Flüssen parametrisieren, erlauben die Quantifizierung der Prozesse. Damit bietet sich die Möglichkeit, die Lücken in unserem Datenbestand und in unserem Prozessverständnis zu schließen.

Ein entscheidender Vorteil der Modellierung mit einem so genannten „Surface Process Model“ ist es, durch systematische Änderung der Eingangsparameter den räumlichen und zeitlichen Einfluss einzelner, an der Landschaftsentwicklung beteiligter Prozesse quantifizieren zu können. Insbesondere kann untersucht werden, ab wann (Betrag, Geschwindigkeit) Prozesse, wie beispielsweise tektonische Hebung, für die geomorphologische Gesamtentwicklung einer Landschaft von Bedeutung sind.

Ein Modell ist dabei definiert als *ein vereinfachtes Abbild eines natürlichen Systems, das in verschiedenen Bereichen mit der Realität übereinstimmt oder sich möglichst ähnlich verhält.*

Die Anwendung der Modelle auf vereinfachte synthetische Oberflächen erlaubt ein besonders genaues Studium der Landschaftsentwicklung. Letztlich kann diese dann auf reale Gebiete übertragen werden. In der vorliegenden Arbeit wurde ein Modell für mittel- bis langfristige Landschaftsentwicklungen verwendet (Beaumont et al., 1992).

Die Qualität der Resultate geht dabei direkt aus der Modellqualität hervor und kann nur so gut sein wie unser Prozessverständnis. Daher ist es wichtig einfache Modelle zu entwerfen. Um dieser Forderung gerecht zu werden, werden im Modellansatz – ähnlich wie zuvor in der Definition von Erosion - zwei Arten von Abtragungsprozessen unterschieden. In den meisten gebräuchlichen Erosionsmodellen wird die Denudation, d.h. die flächenhafte Erosion, mit Hilfe einer linearen Diffusionsgleichung berechnet. Diese umfasst alle „lokalen“ Prozesse, wie Bodenbildung oder Hangrutschungen. Dabei ist die Rate der Landschaftsänderung (d.h. Abnahme der topographischen Höhe) proportional zur zweiten räumlichen Ableitung der Topographie, d.h. je steiler ein Hang und umso größer die Gefälleunterschiede sind, desto größer wird der Effekt der Diffusion (Abbildung 9).

Zwei Prozesse:

- **Hangprozesse („Hillslope“)**
als lineare Diffusion

$$D = \frac{dh}{dt} = K_D \cdot \nabla^2 h_s$$

- **Flusstransport („Fluvial Transport Network“)**
Limitierung der Transportkapazität

$$\frac{dh}{dt} = - \frac{dq_s}{dx}$$

$$q_{cap} = K_f \cdot \frac{dh}{dx} \cdot q_w$$

$$\frac{dq_s}{dx} = - \frac{1}{L_f} (q_{cap} - q_s)$$

$q_{cap} = f(\text{Koeffizient, Hangneigung, Niederschlag})$
 $L_f = \text{Erosion-Lengthscale}$

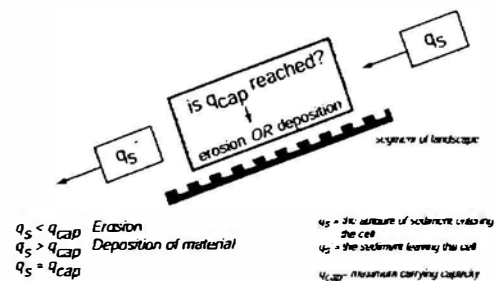


Abb. 9: Prinzipielle physikalischen Gesetzmäßigkeiten für das Erosionsmodell. Unterschieden wird grundsätzlich in einen Diffusionsteil und einen fluviatilen Materialtransport.

Das Sediment erreicht ein lokales Minima in der Landschaftstopographie und wird durch ein Flussnetz weiter transportiert. Die Differentialgleichung für die fluviatile Erosion basiert auf der Limitierung in der Transport-Kapazität (Beaumont et al 1992, Braun et al 1997, Kühni 1999, Kamelger 2001). Es wird angenommen, dass ein Fluss bis zu einer gewissen Transportkapazität Sediment (durch Erosion) aufnehmen kann. Ist diese Kapazität überschritten, wird Sediment abgelagert. Die maximale Transportkapazität ist eine Funktion des Niederschlags, der Hangneigung und eines Transportkoeffizienten. Dieses Modell unterscheidet zwischen „Lockersediment“ (alluvium) und verschiedenen Festgesteins (bedrock)-Typen. Damit die Flüsse nicht gezwungen

sind ständig mit voller Transportkapazität zu arbeiten, bestimmt eine Länge, ab wann das Maximum erreicht ist. Für detaillierte Behandlung der physikalischen Modellgrundlagen sei an dieser Stelle auf Beaumont et al (1992) verwiesen.

Beispiele für Landschaftsentwicklungen

In den folgenden Beispielen werden anhand einfacher synthetischer Landschaften die Effekte der Erosionsprozesse auf die Landschaftsentwicklung gezeigt. Bisher war die Frage nach der Entwicklung der Rauigkeit als Funktion der Zeit ein viel zu wenig betrachteter Aspekt.

In der folgenden Modellreihe wird die Entwicklung einer Landschaft bei unterschiedlicher Transportkapazität der Flüsse demonstriert. Die Reihe umfasst insgesamt 5 Modellexperimente, wobei hier wegen der Übersichtlichkeit nur drei dargestellt sind. Die Transportkapazität variiert als einziger Parameter um einen Faktor 10. In Abbildung 10 werden die Entwicklungsstadien an drei Zeitpunkten für alle Modelle gezeigt.

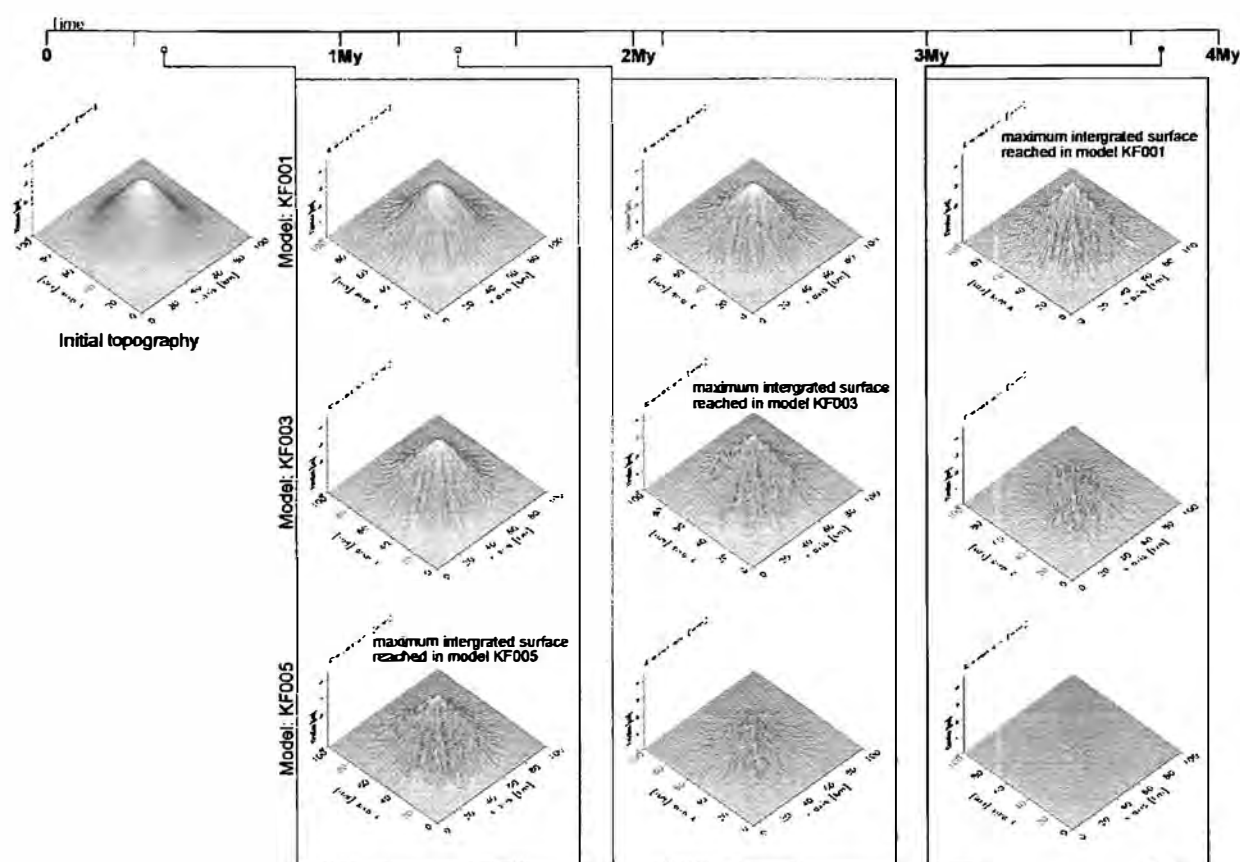


Abb. 10: Drei Beispiele einer Modellierung für eine synthetische Landschaftsform und die Entwicklung bei unterschiedlicher Flusstransportkapazität.

In Abbildung 11 ist neben der mittleren Höhe der mittlere Abtrag durch fluviatile Erosion, durch Diffusion und die Oberfläche eines der Modelle dargestellt. Betrachten wir den Erosions-Anteil der einzelnen Prozesse, so zeigt sich, dass durch den Anstieg der max. Oberfläche gleichfalls mehr Sediment durch diffusive Prozesse zu den lokalen Minima, sprich in die sich ausbildenden Täler, transportiert wird. Andererseits bewirkt natürlich die fortschreitende Erosion eine Abnahme der mittleren Höhe des Geländes, wodurch wiederum die Flüsse zunehmend an Transportkapazität verlieren.

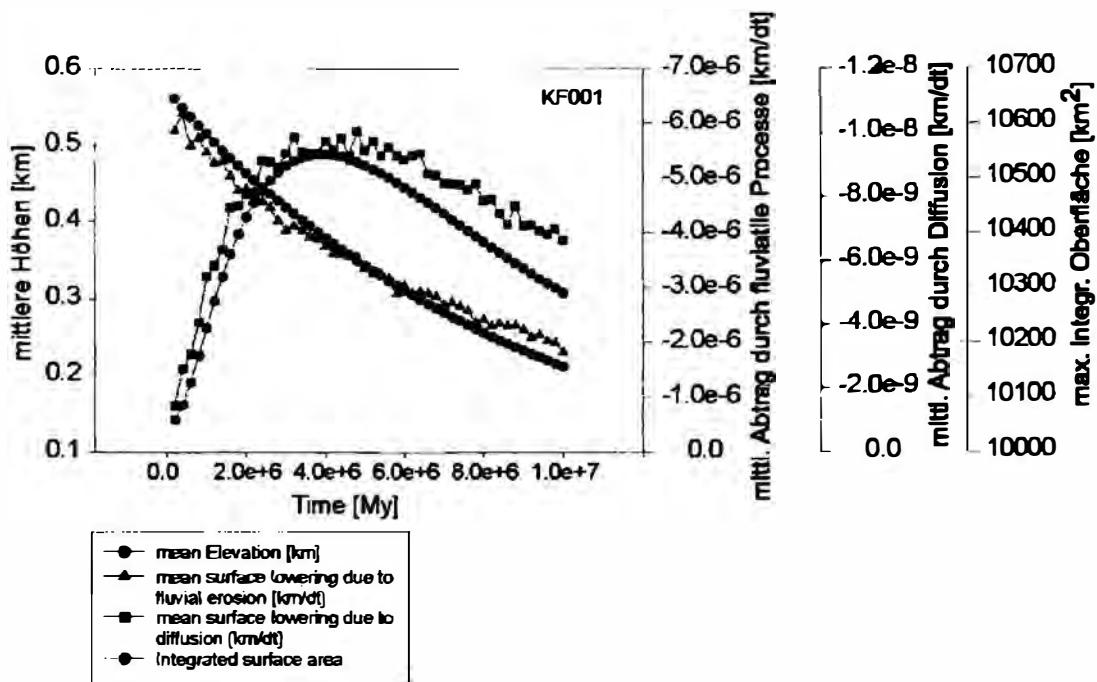


Abb. 11: Darstellung der mittleren Höhe und des diffusiven bzw. fluviatilen Anteils des Abtrags und der Oberflächerauigkeit als Funktion der Zeit. Die negativen Zahlen sind Konvention. Man betrachte den Betrag.

Durch das Einschneiden der Flüsse wird die Oberfläche der Landschaft vergrößert. Das Erreichen der maximalen Oberfläche korreliert sehr gut mit dem Beginn der Abnahme der maximalen Höhe der Modelltopographie. Dies bedeutet, dass sich zu Beginn der Simulation erst ein Flusssystem etablieren muss. Die Flüsse erodieren tiefe Täler in die Landschaft. Der Vorgang wird so lange fortgesetzt, bis die Wasserscheide – in diesem Beispiel die Bergspitze - erreicht ist. Es zeigt sich ganz eindeutig ein Phänomen, welches unter dem Begriff „*headward erosion*“ in der Literatur Eingang gefunden hat. Ab diesem Zeitpunkt wird die Gesamthöhe der Landschaft reduziert. Durch den verstärkten Materialtransport aus höheren Lagen werden die Täler verfüllt. Dies führt wiederum zu einer Erniedrigung der Oberfläche.

In Abbildung 12 ist die der mittlere Sedimentfluss innerhalb der Landschaft und die maximale Oberfläche dargestellt. Klar erkennbar ist, wie das Maximum des Sedimentflusses mit der maximalen Steigerung der aktiven Oberfläche (ASA) zusammen fällt, d.h. zu dem Zeitpunkt, wo die Oberflächenerosivität ein Maximum erreicht, wird auch die größte Sedimentmenge mobilisiert.

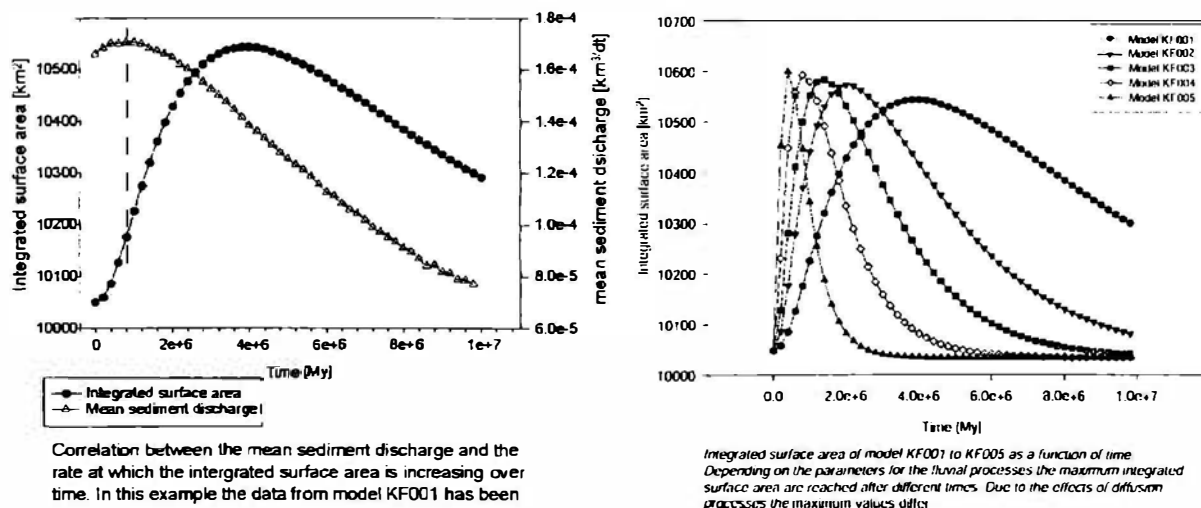


Abb. 12: Darstellung des mittleren Sedimentaustags und der Oberflächenrauigkeit.

Man sieht, dass am Zeitpunkt der maximalen Rauigkeit auch der Sedimentaustag am größten ist. Die Darstellung rechts zeigt, dass die Maximalrauigkeit, sprich maximale Oberfläche, in Abhängigkeit von der Transportkapazität der Flüsse zu unterschiedlichen Zeitenpunkten eintritt. Zusätzlich wird die Gesamthöhe durch diffusiven Abtrag umso geringer, je später ein Rauigkeitsmaximum erreicht wird.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen zeigen, dass die fluviale Erosion ein reiner Relief schaffender Prozess ist, so lange die Transportkapazität nicht erreicht wird. Das wird auch durch das nächste Beispiel verdeutlicht.

Ausgehend von einer rampenförmigen Topographie wurde in mehreren Experimenten während der Erosion die Topographie gehoben. Abhängig von der Transportkapazität der Flüsse und dem Punkt der maximalen Hebung entwickelt sich die Landschaft grundsätzlich unterschiedlich. Während sich im Modell in Abbildung 13 die Wasserscheide anfänglich nahezu parallel verschiebt und dann vom Flussnetz durchbrochen wird, arbeitet die Hebung mit verschobenem Maximalpunkt im Modell von Abbildung 14 der Erosion erfolgreich entgegen und liefert genug Sediment von den Hängen der mittlere Geländeaufwölbung, dass es zu keinem Durchbrechen der Wasserscheide, wohl aber zu einem starken Zurückweichen kommt.

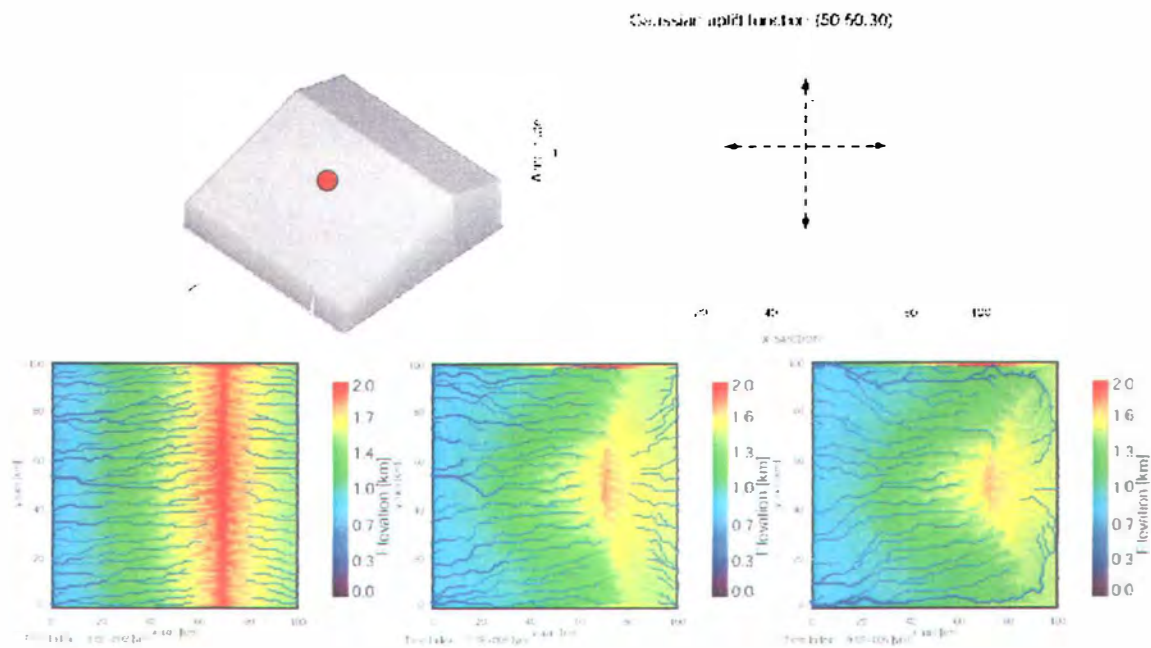


Abb. 13: Rampenfunktion mit Hebung (Gauss) im Zentrum. In der Entwicklung können Flüsse die primäre Wasserscheide durchbrechen und so das Entwässerungsgebiet schlagartig massiv vergrößern.

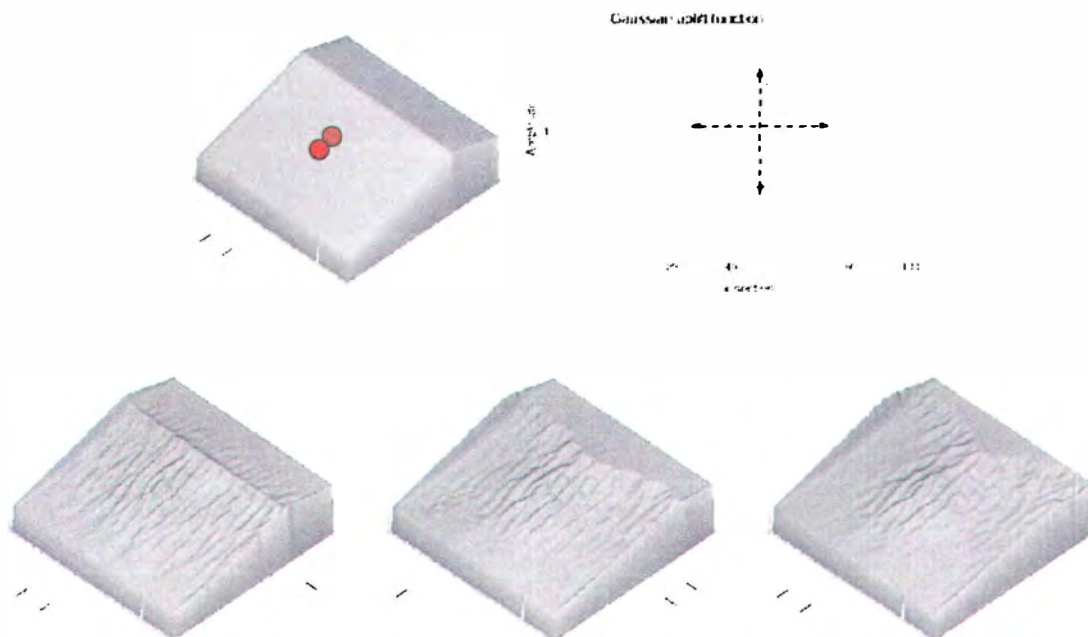


Abb. 14: Rampenfunktion mit Hebung (Gauss) leicht versetzt gegenüber dem vorigen Beispiel. In diesem Beispiel schaffen die Flüsse ein weit verzweigtes Netzwerk, jedoch sind sie nicht in der Lage, der Hebung vollständig entgegenzuwirken. Die Wasserscheide wird bogenförmig verschoben. In der Mitte der Topographie bildet sich eine Erhebung.

Anwendung auf reale Gebiete

Anhand der Erkenntnisse aus den synthetischen Modellen können die Ergebnisse auch auf reale Systeme angewandt werden, um beispielsweise den Sedimentaustrag oder die Entwicklung der Oberflächeneigenschaft, sprich Rauigkeit, zu untersuchen. In mehreren Phasen wird anfänglich mit den vereinfachten bzw. generalisierten, natürlichen Landschaftsformen gearbeitet. Es soll nochmals betont werden, dass es bei den Modellexperimenten mit realen Landschaften nicht um deren genaue Rekonstruktion der Entwicklung geht, da uns dafür nicht nur die notwendigen präzisen Eingangsdaten fehlen würden, sondern vor allem die natürliche Komplexität der Landschaftsentwicklung nur in Grundzügen von einem Modell abgedeckt werden kann. Es geht mehr um die Abschätzung, Tragweite und Beobachtung von Prozessen.

Im folgenden Modellversuch wird der NW-Teil der Schweiz mit dem Jura-Gebirge und einem Teil der Zentralmassive verwendet. Auf diese Topographie wirkt in dem gekennzeichneten Bereich eine Hebung in der Form einer 2D-Gaussfunktion. Die Hebungsrate beträgt 1 mm/y (Abbildung 15). Zur Überprüfung der Reliefentwicklung wurde in diesem Versuch eine konstante Lithologie angenommen.

Abbildung 16 zeigt die Entwicklung der Rauigkeit als Funktion der Höhe zu verschiedenen Zeitpunkten der Simulation. Es zeigt sich, dass die max. Rauigkeit zu Beginn in den unteren Höhenlagen situiert ist und sich mit fortschreitender Hebung nach oben verlagert. Das wird derart interpretiert, dass sich das Flusssystem durch die Hebung in höheren topographischen Lagen stärker eingräbt und ein Relief schafft. Ein sehr markantes Merkmal der Darstellung sind die durch Pfeile gekennzeichneten markanten Knicke. Nach genauen Analysen und Vergleichen mit anderen Modellrechnungen werden sie derart interpretiert, dass je nach Transportkapazität die Flüsse durch rückschreitende Erosion in der Lage sind, der Hebung entgegenzuwirken. Unterhalb des markanten Wechsels ist das anfallende Sedimentvolumen so groß, dass es teilweise abgelagert wird und demnach die Oberflächenrauigkeit abnimmt, da die Täler verfüllt werden. In höheren Lagen übertrifft die Erosionsrate teilweise die Hebungsrate. Einer Variation der Erosionsbeständigkeit der Lithologie würde hier noch ein entscheidender Einfluss zukommen.

Model RCH 7368N_6Tec_CUR

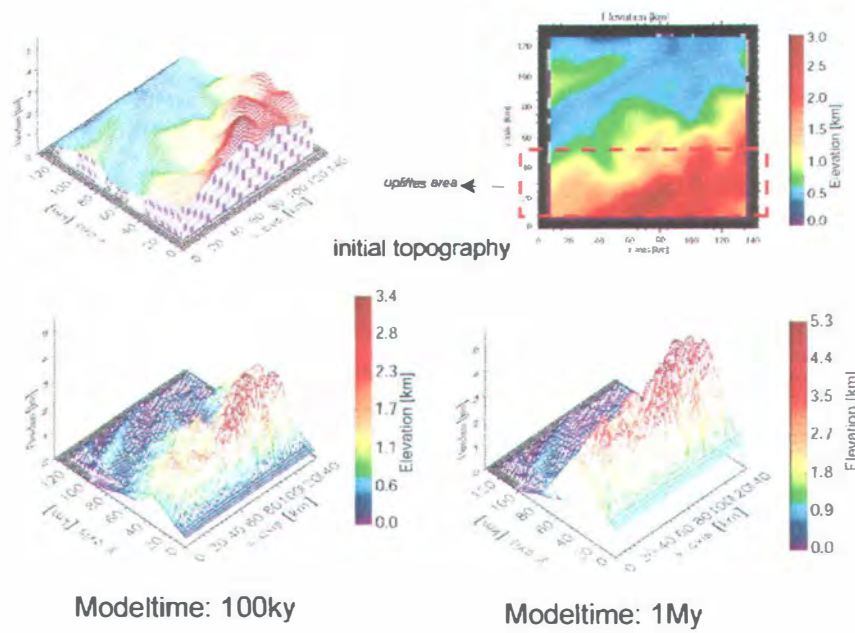


Abb. 15: NW Teil der Topographie der Schweiz

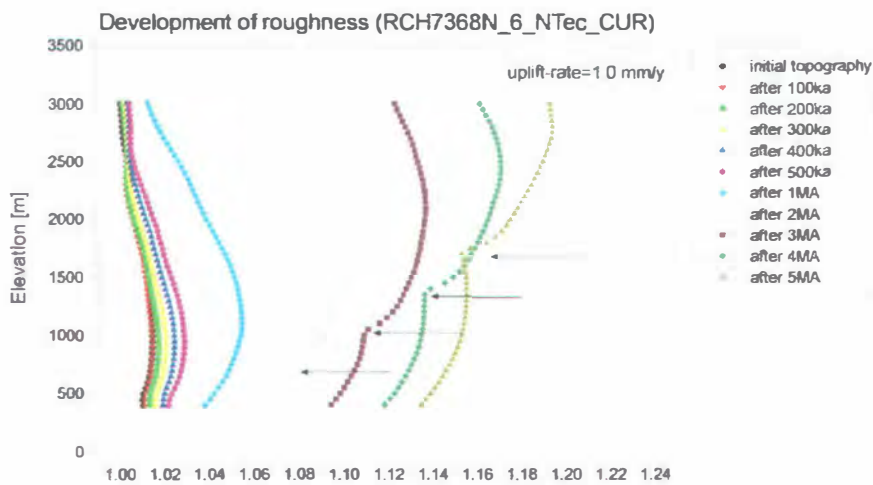


Abb. 16: Darstellung der Rauigkeitsentwicklung als Funktion der Zeit und topographischen Höhe. Für Erläuterungen siehe Text (vorige Seite).

Zusammenfassung

Die zeitlich sehr begrenzten Datenreihen im gesamten Alpengebiet ermöglichen zwar die Berechnung der rezenten Denudation, machen eine Prognose für große Zeitmaßstäbe aber schwierig. Hierfür benötigen wir zusätzliche langfristige Daten.

Aus den Oberflächenanalysen und Modellrechnungen ergeben sich folgende Erkenntnisse:

Die Rauzigkeit einer Landschaft ist skalen- und prozessabhängig.

Entscheidend für die Bildung des Reliefs und damit hohen Denudationsraten scheint in erster Linie eine tektonische Hebung zu sein. Ist das Relief sehr gering, werden auch an sich leicht zu erodierende Sedimente nicht transportiert.

Die Ergebnisse der Modellierung zeigen, dass das Zusammenwirken von reliefverstärkender fluviatiler Erosion und der reliefvermindernden Diffusionsprozesse ein negativer Rückkopplungsprozess ist. Die Modellierung erweist sich als ein gutes Werkzeug, um durch systematisches Austesten der Parameter unser Prozessverständnis zu verbessern. Die Kalibrierung der Modelle kann nur mit realen Daten erfolgen, welche sich ausschließlich aus Geländebeobachtungen ergeben.

Referenzen und weiterführende Literatur

- Beaumont, C., P. Fullsack, et al. (1992). "Erosional control of active compressional orogens". Thrust Tectonics. K. R. McClay. London, Chapman & Hall: 1-18.
- Braun, J. and M. Sambridge (1997). "Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization." Basin Research 9: 27-52.
- Burrough, P. A. (1981). "Fractal dimensions of landscapes and other environmental data." Nature 294: 242-242.
- Evans, I. S., C. J. McClean, et al. (1995). "The land surface is not unifractal, variograms, cirque scale and allometry." Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge Suppl.(101): 127-147.
- Goudie, A., M. Anderson, et al. (1998). "Geomorphological Techniques", Routledge, London & New York.
- Hinderer, M. and A. Kamelger (1999). „Uplift versus erosion: A comparison of modern process rates for some major drainage basins of the Alps". 4th Workshop on Alpine Geological Studies, Tuebingen, Germany.
- Ibbeken, H. and R. Schleyer (1991). "Source and sediment - A case study of provenance and mass balance at an active margin (Calabria, Southern Italy)". Berlin, Springer-Verlag.
- Kamelger, A.(2001) "Landscape evolution: Sediment balance and numerical models", PhD-thesis in Geology at the Department of Geology and Paleontology, University of Basel, Switzerland
- Kooi, H. and C. Beaumont (1996). "Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface process model." Journal of Geophysical Research 101: 3361-3386.
- Kühni, A. (1999). "Evolution of the topography and drainage network of the Swiss Alps in response to Late Tertiary compression and exhumation: Insights from large-scale analysis of a digital elevation model and numerical surface processes modelling." Inauguraldissertation, University of Bern.

- Sambridge, M., J. Braun, et al. (1995). "Geophysical parameterisation and interpolation of irregular data using natural neighbours." *Geophysical Journal International* 122: 837-857.
- Schumm, S. (1981). "Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications." *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* 31: 19-29.
- Slingerland, R., J. W. Harbaugh, et al. (1994). "Simulating clastic sedimentary basins". New Jersey, Prentice Hall.