

Zeitschrift: Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft
Herausgeber: St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft
Band: 82 (1985)

Artikel: Rutschungen im st. gallisch-appenzellischen Molassegebiet
(Widenbach, Goldach, Sitter)
Autor: Krayss, Edgar
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-832594>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 01.05.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

RUTSCHUNGEN IM
ST.GALLISCH-APPENZELLISCHEN
MOLASSEGEBIET
(WIDENBACH, GOLDACH, SITTER)

VON
EDGAR KRAYSS

1985

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	150
1. Einleitung	151
2. Die Rutschungen im Widenbachtobel	152
(Gais/Altstätten/Eichberg)	
2.1. Morphologie	152
2.2. Geologie	152
2.3. Fels-, Schutt- und Stromrutschungen	154
2.4. Eine geomorphologische Maschine	156
3. Felssturz und Rutschung Chasten im Goldachtobel	159
(Eggersriet)	
3.1. Morphologie und Geologie	159
3.2. Vom Felssturz zur Schuttrutschung	159
3.3. Das Goldachtobel-Modell	163
4. Die Rutschung Leebrugg an der Sitter	164
(Wittenbach)	
4.1. Morphologie und Geologie	164
4.2. Eine Rutschung als Kettenreaktion	164
Verdankungen	168
Literatur und Karten	168

Adresse des Verfassers:

Edgar Krayss, Myrtenstrasse 9, CH-9010 St.Gallen

Zusammenfassung

Aus einer Reihe von «Geomorphologischen Schadenereignissen», die der Autor als Mitglied einer Arbeitsgruppe der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft seit 1981 aufgenommen hat, werden 3 Rutschungs-Komplexe aus dem st.gallisch-appenzellischen Molassegebiet vorgestellt. Der Morphologie nach verlaufen sämtliche Terrainbewegungen in eiszeitlich überprägten Reliefzonen, die seit dem Spätglazial intensiven Ausgleichsprozessen unterworfen sind. Allen Rutschungen ist ferner gemeinsam, dass ihre Schutt-Matrix aus tonigen Mergeln und Sandstein aufgearbeitet wird und dass minimale Böschungswinkel bis 9° vorkommen.

Neben aktiven Felsrutschungen und latenten Abrissnischen ist im Widenbach-Rutschgebiet vor allem eine fast 2 km lange Stromrutschung bemerkenswert. Bei einem Volumen von $1,2 \text{ Mio m}^3$ wird der mittlere Jahresumsatz des Systems auf 3000-4000 m^3 und die Umschlagszeit auf 300 Jahre geschätzt.

Die Rutschung Chasten im Goldachtobel erweist sich als Kombination von Felsstürzen aus einer Plattensandstein-Wand mit einer Schuttrutschung auf einer Mergelfels-Gleitbahn.

Bei Leebrugg an der Sitter wurde eine alte Schuttmasse durch die relativ geringe Auflast einer lokalen Stromrutschung reaktiviert, wobei sich die ausgelösten Bewegungen progressiv seitwärts und über eine Steilstufe hinauf fortpflanzten.

Alle drei Rutsch-Situationen können im Zusammenhang eines Systems als «geomorphologische Maschine» gesehen werden.

1. Einleitung

Von der Erde erwarten wir Menschen, dass sie ruhig bleibe. Wo sie sich vor unseren Augen bewegt, sei es durch Erdbeben, als Bergsturz oder Erdschlipf, sprechen wir von Katastrophen. Was uns jedoch als Zusammenbruch aufschreckt, zeigt sich im grösseren Zusammenhang meist nur als bescheidenes Moment im Prozess der stetigen Umformung unserer Erdkruste, genauer: ihres Reliefs.

Die Wissenschaft, die sich mit den Formprozessen an der Erdoberfläche befasst, heisst Geomorphologie; ihre Adepten haben sich hiezulande in der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft zusammengeschlossen, einer Tochtergesellschaft der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

Mit der Absicht, über die Intensität, Häufigkeit und Verbreitung heutiger geomorphologischer Prozesse in der Schweiz Aussagen machen zu können, bildete sich 1981 innerhalb der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft eine Arbeitsgruppe für «Geomorphologische Schadenereignisse». Ihr Ziel besteht darin, ein Inventar solcher Vorgänge wie Fels- und Schuttstürze, Rutschungen, Murgänge oder Ufereinbrüche aufzustellen, etwa in der Art eines Lawinenkatasters.

Die Mitglieder der Arbeitsgruppe bemühen sich, regional die Charakteristiken von Schadenereignissen detailliert aufzunehmen. Man hofft, dass mit der Zeit genügend Daten vorliegen, um eine systematische Auswertung vornehmen zu können. Indessen ist die Mannigfaltigkeit der Prozesse so gross, dass es sich durchaus lohnt, das einzelne Ereignis unter seinem besonderen Aspekt, also im Zusammenhang seiner regionalen Geologie, Morphologie und Ökologie zu betrachten.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist, einige Rutsch-Situationen im st.gallisch-appenzellischen Molassegebiet vorzustellen und über beobachtete Vorgänge zu berichten. Als Mitglied der Arbeitsgruppe für «Geomorphologische Schadenereignisse» kann der Autor auf eine Reihe von Aufnahmen der letzten Jahre zurückgreifen. Er möchte an dieser Stelle darauf hinweisen, wie wichtig es für ihn ist, möglichst frühzeitig von akuten Rutschungen, Bergstürzen und ähnlichen Vorgängen auf dem Gebiet der Kantone St.Gallen und Appenzell Kenntnis zu bekommen. Angewiesen auf die Mitarbeit von Behörden und Öffentlichkeit wäre der Autor gegebenenfalls für Informationen dankbar.

2. Die Rutschungen im Widenbachtobel (Gais/Altstätten/Eichberg)

2.1. Morphologie

Seit der frühesten Besiedlung des Appenzellerlandes bildet der Stoss (755 300/247 600) einen wichtigen Übergang zwischen dem voralpinen Hügelland von Gais und der 500 m tiefer gelegenen Ebene des Bodensee-Rheintals bei Altstätten. Während sich die breite Passmulde westwärts sanft dem Rotbachbecken zuneigt, endet sie ostwärts beim Stoss abrupt über dem steilen Abfall des Widenbachtobels. Hier verlassen Strasse und Bahn die Talachse und nehmen ihren Abstieg an den Hängen des Sommersbergs. Der Widenbach hingegen hat sich in Verlängerung der Passmulde in einer gefällsreichen Waldschlucht tief eingeschnitten und mündete ehemals über einen Schuttfächer in den Sümpfen des Isenriets in der Rheintalsole (Fig. 1 und 2).

Die Geländeformen des Widenbachtobels weisen darauf hin, dass die geologischen Prozesse der Gegenwart hier zeitweise sehr aktiv verlaufen. Die Talkerbe wird beidseitig von älteren und neuen Rutschnischen und Anrissen flankiert, während die Sohle auf fast 2 km Länge von einem ansehnlichen Schuttstrom erfüllt ist. Der weiträumigen Morphologie nach befinden wir uns im Widenbachtobel am westlichen Gehänge des Rheintals, das hier zwischen Altstätten und Götzis seine grösste Breite von nahezu 10 km erreicht.

Die weichen Molasse- und Flyschgesteine hatten es dem während der Eiszeit wiederholt vorgestossenen Rheingletscher gestattet, einen Längstalabschnitt von beträchtlicher Weite und Tiefe auszuräumen. (Bei Hohenems wurde die Felssohle 1982 erst in einer Tiefe von 592 m unter dem Talboden erbohrt). Zur Zeit der Hochglaziale überfloss der Rheingletscher auch westwärts ins Sittergebiet. Damit lassen sich die Hohlformen der Stoss-Mulde und des Beckens von Gais weitgehend durch Gletschererosion erklären. Nach jeder Eiszeit hinterliess der Rheingletscher an den Talhängen erosive Versteilungen und instabile Anlagerungen von Schmelzwassersedimenten. Die geologische Geschichte der jüngsten Nacheiszeit — also der letzten 15'000 Jahre — wird deshalb in dieser Gegend vor allem durch ausgleichende Prozesse bestimmt: Durch Massenbewegungen und lineare Erosion an den Hängen, Seeverfüllungen und Schuttfächerbildung in der Talsole. Im Bereich des Widenbachs finden wir einige dieser Vorgänge aufs Schönste belegt.

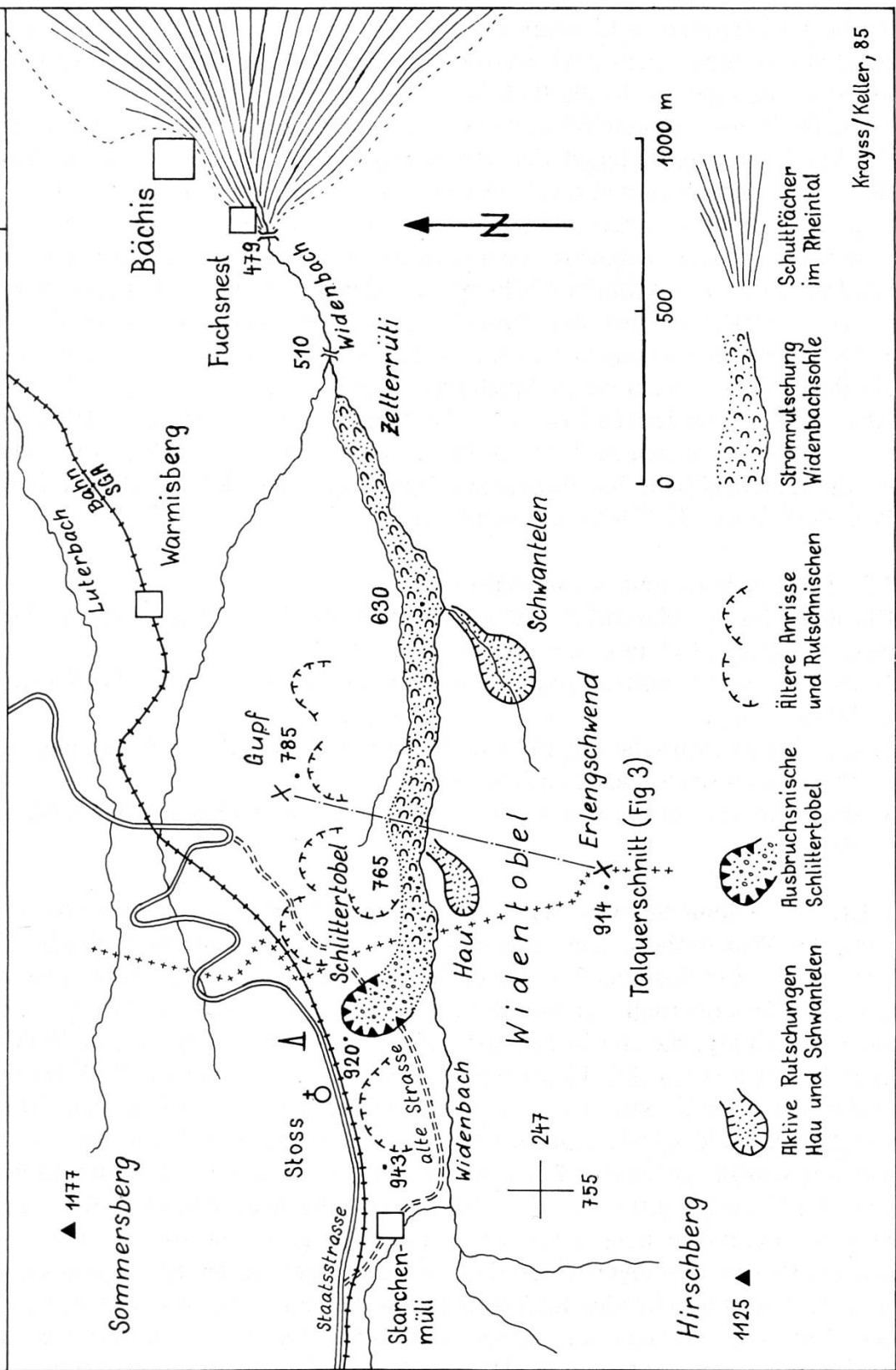
2.2 Geologie

Einen Überblick über die geologischen Verhältnisse des Widenbachtobels gibt der generelle Talquerschnitt (Fig. 3) sowie der geologische Atlas der Schweiz, Blatt St. Gallen-Appenzell. Die Talkerbe liegt in ihrer ganzen Länge in den Mergeln und Sandsteinen der Unteren Süsswassermolasse, die auch den Hirschberg aufbauen. Die härteren Kalksandsteine erweisen sich in Erosionsanschnitten als Rippenbildner, machen aber gegenüber der Hauptmasse der weichen tonigen Mergel nur einen geringen Teil (10-20%) des Gebirges aus. Die Schichten streichen mit spitzem Winkel zur allgemeinen Talrichtung Nord 75° Ost und fallen sehr steil nach Südsüdosten ein.

Tektonisch befinden wir uns in einem ausgesprochenen Störungsbereich, liegt doch der geologische Alpenrand nur etwa 2 km südwärts. Durch Aufschiebungen längs steilstehender Schichtflächen (Speer-Aufschiebung) wurde das Molassegestein ausserordentlich stark beansprucht und geschwächt. An den Schichtpaketen lassen sich allenthalben

Rutschungen Widenbachtobel
Kartenskizze

Figur 1



Krayss/Keller, 85

starke Verknetungen und Klüftungen beobachten. Die Sandsteine sind in ihrem Verband auf weite Strecken stark zerrüttet, sodass zumeist von anstehendem Fels in strengem Sinne kaum mehr die Rede sein kann.

Im Bereich des obersten Widenbachtobels stossen auf der Linie Starchenmüli—Stoss die Sandsteine und Mergel der Hirschberg-Schuppe in einer steilen Aufschiebung (Kronberg-Aufschiebung) gegen eine Schichtabfolge, in der auch \pm senkrecht stehende Nagelfluhbänke vertreten sind (Forst-Gonten-Zone). In der Mergelzone der Abrissnische Schlittertobel beobachtet man sogar ein «überkipptes» Schichtfallen nach Nordnordwest, was als tektonische Schlepplage oder als sekundäre Schichtverbiegung infolge Druckentlastung bei der Talbildung gedeutet wird. Nachdem der Anriss der Schlittertobel-Rutschung heute genau auf dieser Störungslinie liegt, steht den Geologen für ihre Prognosen ein weiter Spielraum offen.

Ablagerungen der letzten Eiszeit — also Grundmoräne oder Schmelzwassersedimente — finden sich auf den beidseitigen Hangschultern anstehend. Wenn wir sie als Marke für die letzteiszeitliche Terrainlinie annehmen, lässt sich eine postglaziale Eintiefung des Widentobels um die 50-70 m abschätzen.

2.3. Fels-, Schutt- und Stromrutschungen

Der Komplex der Massenbewegungen im Widenbachtobel lässt sich nach Gebieten unterschiedlicher Mechanik und Aktivität unterteilen:

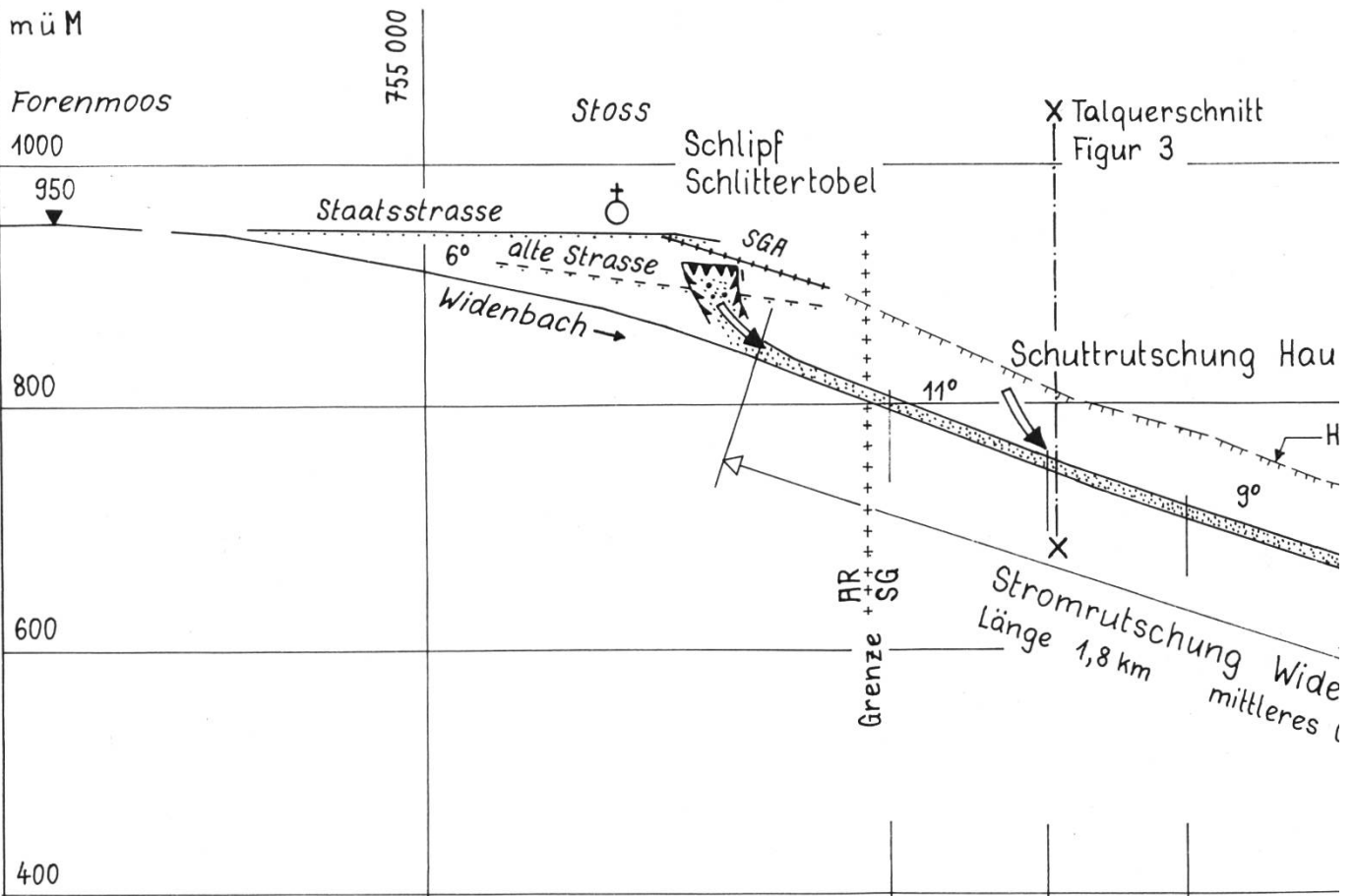
1. die Fels- und Schuttrutschungen im Südhang des Widentobels bei Schwantelen und Hau,
2. die Ausbruchsnische der Felsrutschung Schlittertobel am Nordhang des obersten Widenbachtobels südwestlich Stoss,
3. die Stromrutschung in der Schluchtsohle des Widenbachs vom Schlittertobel bis Zeterrüti.

2.3.1. Der Schlipf Schwantelen steht als Typus für die aktiven Rutschungen im Südhang des Widentobels. Die ausgemittelte Hangneigung der Widenbachschlucht liegt hier bei 25° . Ein Seitenbach hat in das Gehänge ein kleines Kerbtal eingeschnitten, das sich ca. 200 m oberhalb der Mündung verzweigt. Diese Stelle wurde zum Schwerpunkt einer Rutschung, die erst in den 60er Jahren einsetzte und heute eine Waldfläche von über 2 ha erfasst hat. Die Hauptereignisse fallen in die Jahre seit 1975. Im Herbst 1984 präsentierte sich die Rutschstelle als ca. 20 m tiefe und über 100 m breite Mulde im Gehänge. Der Muldenboden, in dem sich der Schutt sammelt, läuft mit einer minimalen Neigung von 10° gegen eine Felsschwelle aus, von wo aus eine Steilstrecke mit Gefällen von $25-33^\circ$ die Schuttmassen dem rund 50 m tiefer liegenden Widenbach zuführt. Die Muldenböschungen steigen mit 16° bis max. 33° gegen die Abrisskante an.

Das am Prozess beteiligte Material besteht auch hier zur Hauptsache aus tonigen Mergeln, die von steilstehenden Kalksandsteinbänken durchzogen sind. Unter dem Einfluss der Witterung zerfallen die bereits tektonisch zerrütteten Sandsteine zu kantigen Blöcken. An sich würde nun ein Haufwerk aus solchen Sandsteintrümmern stabile Böschungen von $33-35^\circ$ ohne weiteres zulassen. Bedingung für den progressiven Abbau der Muldenböschungen auf die beobachteten flachen Neigungen von $16-25^\circ$ ist die «Zumischung» von tonigem Material, das aus den reichlich vorhandenen Mergelschichten bezogen wird. Die so entstehende Matrix verhält sich unter «optimaler» Wasserzugabe — sei's durch Niederschläge, sei's durch Infiltrationen aus den Bachrinnen

Rutschungen Widenbachtobel
Längenprofil 2fach überhöht

Figur



Jahresniederschlag (Altstätten)

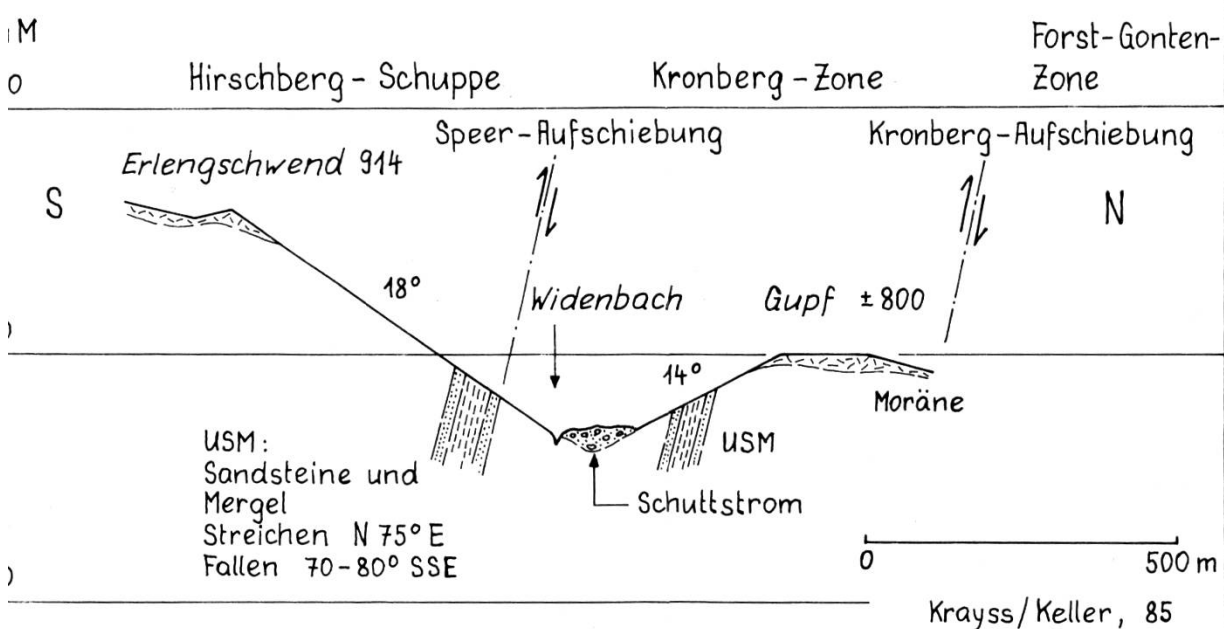
1947:	950 mm
1952:	1500 mm
Ø 1931-1960:	1330 mm

Profil	1	3	4
Bewegung in m	42	56	57

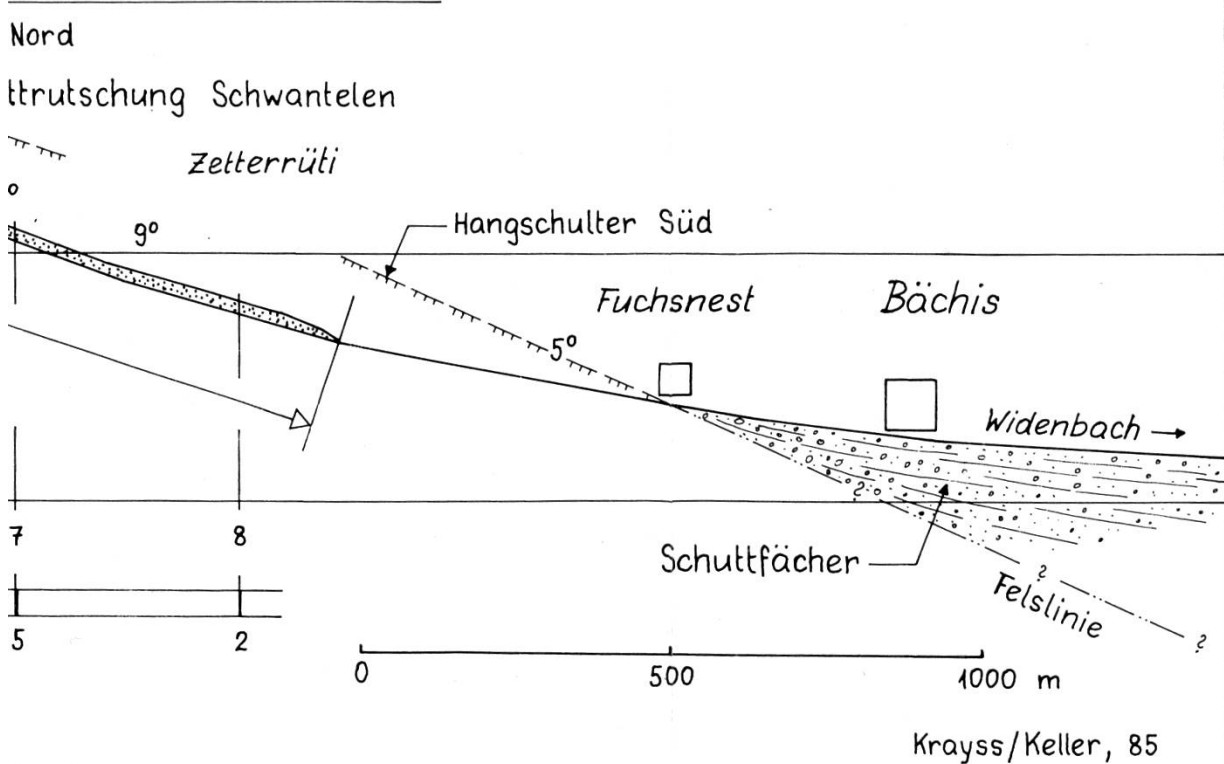
Bewegungsmessungen 1947

geologischer Aufbau Widenbachtobel
 Längsprofil 2-fach überhöht

Figur 3



Krayss/Keller, 85



Krayss/Keller, 85

— derart plastisch, dass sie bereits bei einem Oberflächengefälle von 10° in Bewegung geraten kann. Das Vorrücken der Schuttmassen erfolgt deshalb bei den vorliegenden Verhältnissen der Witterung entsprechend schubweise.

Ein solches Ereignis konnte am Schlipf Schwantelen im Juni 1982 beobachtet werden, als nach einer Periode mit Langregen und anschliessendem Starkregen eine Felspartie auf Niveau ± 700 m zusammenbrach und ein Schuttvolumen von rund $30'000 \text{ m}^3$ murgangähnlich in Bewegung geriet. Der Widenbach wurde durch einen Schuttkegel nordwärts aus seinem Bett verdrängt und der Raum hinter den eben fertig erstellten Betonsperren bis zum Überlaufen hinterfüllt.

Während das Prinzip der Gesteinsverwitterung sowie des Schutt-Transports einigermaßen zu durchschauen ist, sind die Mechanismen der Schuttaufbereitung im Detail schwerer zu verstehen. Die Position der Schichtflächen scheint eine eher untergeordnete Rolle zu spielen. Am Schlipf Schwantelen gibt auch dessen rasche Progression innerhalb der letzten 20 Jahre einige Rätsel auf. Da der Widenbach durch eine steile und enge Transportstrecke von der Abrissnische getrennt ist, scheidet er als aktueller Rutschverursacher aus. Zu schlüssigen Aussagen über Ursache, Auslösung und Entwicklung der Rutschvorgänge von Schwantelen mangelt es heute noch an Daten.

2.3.2. Die Ausbruchsnische der Felsrutschung Schlittertobel bildet gewissermassen den bedrohlichen Kopf des Widenbach-Rutschkomplexes. Den Erbauern der Fahrstrasse über den Stoos muss im 19. Jahrhundert das Gelände unterhalb der Schlachtkapelle unbedenklich genug erschienen sein, dass sie das Trasse mitten durch den Steilhang des oberen Widentobels legten. In diesem Hang kam es nach vorangegangenen intensiven Terrainbewegungen im Schlittertobel am 10. September 1930 zu einem grossräumigen Felsrutsch, der die Staatsstrasse auf 140 m Länge in die Tiefe riss. Die Strasse musste nördlich der Bahnlinie neu angelegt werden; die Abrissränder der Rutschnische blieben für ein Dutzend Jahre einigermassen stabil. Im April und November 1944 kam es am Ostrand der Mulde zu neuen Abbrüchen. Mit dem Bau eines Entwässerungstollens unter dem Anrissgebiet wurde versucht, den Hang oberhalb der Nische stabil zu erhalten. Indessen erinnern immer wieder auftretende kleinere Anrisse und Bewegungen an die latente Gefahr für Heimwesen, Strasse und Bahn.

2.3.3. Die Stromrutschung in der Sohle des Widenbachtobels ist heute unter einer dichten Vegetationsdecke verborgen. Als schiefe Ebene zieht sie sich mit einer Breite um die 100 m vom Schlittertobel bis Schwantelen, verengt sich bei Zetterrüti auf gegen 50 m und endet schliesslich zungenartig 500 m oberhalb des Talausgangs von Fuchsnest. Die mittlere Neigung dieses mit Wülsten und Mulden durchsetzten Talbodens liegt bei 10° , mit Grenzwerten von 9° und 11° . Flankiert wird der Schuttstrom südseitig auf seiner ganzen Länge von 1,8 km vom Widenbach, der sich hart am Fusse des Südhangs in einer abschnittsweise bis 10 m tiefen Randschlucht eingeschnitten hat. Innerhalb der Akkumulationen der Talsohle ist die Entwässerung völlig verwildert. Gespeist durch Niederschläge und Hangwasser bilden sich kleine Gerinne und verlieren sich wieder in Sümpfen und Tümpeln. Der nördliche Hangfuss wird durch einen Seitenbach entwässert, aus dem aber zeitweise ein nicht geringer Teil des Wassers im Schuttstrom zu versickern scheint.

Das Lockermaterial der Talfüllung weist in seiner Zusammensetzung ein breites Spektrum auf. Tonige Sande und Silte bilden die Matrix, in welcher Sandsteinblöcke und

Steine gewissermassen schwimmen. Die Uferböschungen des Widenbachs zeigen mancherorts steile Profile in zähem Lehm oder grobem Blockwerk, neigen aber an andern Stellen unter Einwirkung von Grundwasserandrang zu schlammigen Einbrüchen. Besonders bei Hochwasser ist die Erosion des Widenbachs in den Lockermassen beträchtlich; indessen werden aber auch die zerrütteten Gesteine des anstehenden Hangfusses vom Abtrag nicht verschont.

Die im Überblick einheitlich erscheinende Stromrutschung verdankt ihre Entstehung keinesfalls nur einer Grossrutschung — etwa dem Schlittertobel-Schlipf —, sondern setzt sich materialmässig aus zeitlich gestaffelten Rutsch-Ereignissen zusammen. So lässt sich morphologisch am nördlichen Gehänge, vor allem zwischen Schlittertobel und Gupf, eine ganze Reihe älterer Rutschmulden und Abrisszonen erkennen, mit deren Schuttmaterial der Talstrom einst genährt wurde.

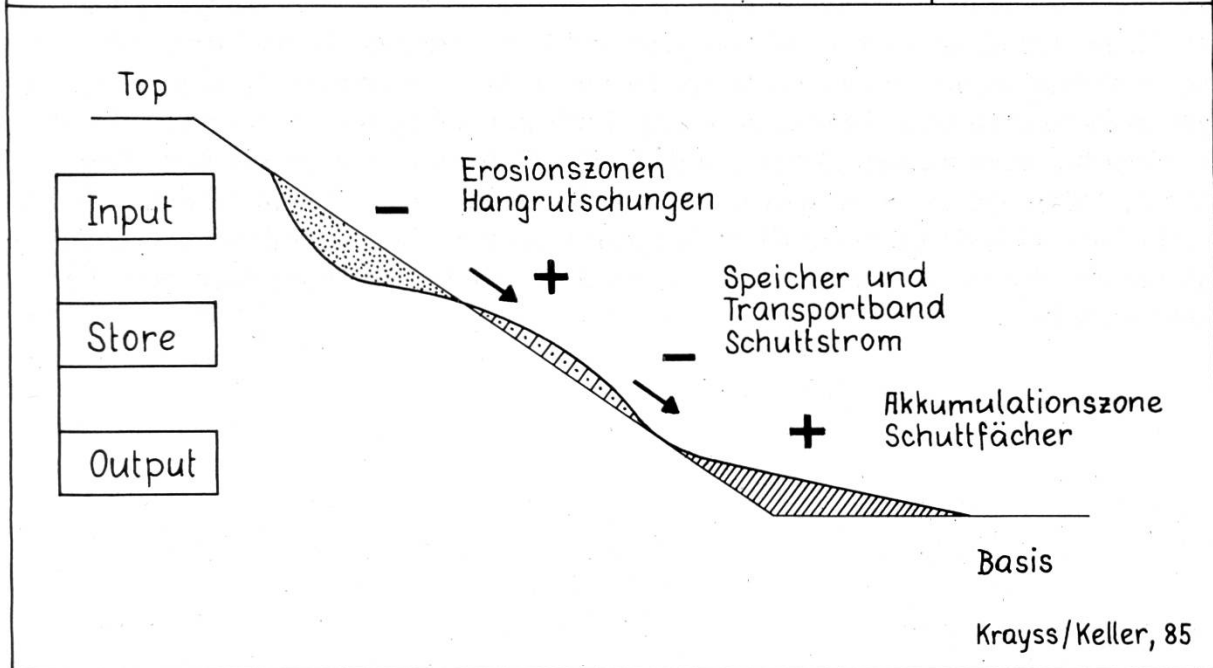
Dass auch die Bewegungen der Stromrutschung komplexer Natur sind, zeigen die Resultate von Messungen, die in den Jahren 1947 bis 1953 von der st.gallischen Rheinbau-Leitung vorgenommen wurden (siehe Längenprofil Fig. 2). Demnach betrug die grösste Bewegung während dieser 7 Jahre im obersten Profil 1 42 m, steigerte sich auf einen Maximalwert von 57 m im Profil 4, um schliesslich im Abschnitt von Schwantelen bis zum Zungenende auf die bescheidenen Werte von 2-5 m abzufallen. Leider wurden die Messungen seit 1955 nicht mehr weitergeführt; es wäre von grossem Interesse, hier über eine kontinuierliche, Jahrzehnte umfassende Messreihe verfügen zu können.

Wenn an der Entstehung und Ernährung der Stromrutschung auch viele Einzelrutsche beteiligt sind, so kam es doch immer wieder zur Überprägung der Talfüllung durch murgangartige Grossereignisse. So wird man die Massenumlagerungen während zweier Unwetterkatastrophen (20. Aug. 1936 und 24. Juni 1937) vor allem mit den aus dem Schlittertobelrutsch anfallenden Schuttmassen in Verbindung bringen. Ausgelöst durch extreme Niederschläge — am 24. Juni mit 62 mm/h Starkregen — kam es beide Male zum Murgang bis ins Rheintal hinab.

Unter dem Eindruck der Verwüstungen wurde 1938 mit der Verbauung des Widenbachs begonnen. Oberhalb einer Basissperre im Fuchsloch wurden bis zur Kantonsgrenze 20 Holzsperrren erstellt, auf appenzellischem Gebiet kamen weitere 13 hinzu. Verwitterung, Erosion und seitliche Rutschungen beschädigten jedoch in der Zwischenzeit einen Grossteil dieser Sperrren. Ein umfassendes Projekt des Kantons St.Gallen aus dem Jahre 1980 sieht nun die Verbauung des gesamten Widenbachlaufs mittels massiver Sperrren vor. Gerechnet wird mit Kosten um die 10 Millionen Franken. Die neue Sperrentreppe hat bis heute das Bachbett von unten her bis zur Kote 630 m (Seitenbach Schwantelen) stabilisiert. Auch der Kanton Appenzell A.Rh. bemüht sich derzeit im Abschnitt zwischen Starchenmüli und der Kantonsgrenze mit neuen Einbauten und Sanierung älterer Sperrren um die Sicherung der Widenbachsohle.

2.4. Eine geomorphologische Maschine

Nach diesem Überblick auf die mannigfaltigen Massenbewegungen des Widenbachtobels sei abschliessend versucht, die verschiedenen Prozesse in den Zusammenhang eines Modells zu stellen. Wir können uns die Vorgänge im Widenbachtobel als geomorphologische Maschine vorstellen, gewissermassen als Riesenbagger (Fig. 4). Betriebsmittel ist das Wasser, als Energie dienen Schwerkraft und Sonnenwärme. In den Abrisszonen der Hänge wird Felsgestein durch Verwitterung abgebaut (Input) und in den Rutschmulden zum Transport aufbereitet. Der Schuttstrom in der Talsohle spielt die



Rolle des Transportbandes, aber auch diejenige eines Speichers (Store). Erfolgt die Beschickung des Transportbandes eher schubweise durch Hangrutschungen und Murgänge, so geschieht dessen Entlastung kontinuierlicher durch Bacherosion und Geschiebetrieb. Da die Erosionsbasis des Widenbachs in der Rheinebene liegt, entlastet sich unsere Maschine von ihrem Produkt bereits auf dem Schuttfächer vor dem Talausgang, den aufzubauen sie seit einigen tausend Jahren Gelegenheit hatte (Output). Was oben fehlt, bleibt hier unten liegen.

In einer Grobschätzung liesse sich der Umsatz seit der letzten Eiszeit überschlagen: Abtrag aus der Talkerbe $3000 \text{ m} \times 400 \text{ m} \times 50 \text{ m} = 60 \text{ Mio m}^3$.

Unter der Annahme eines Schuttfächers in der Ebene östlich Bächis von 2 km^2 Fläche entspräche dieses Abtragsvolumen einer mittleren Mächtigkeit der Ablagerungen von 30 m .

Gemäss dieser Rechnung hätte die mittlere Schuttführung des Widenbachs seit der letzten Eiszeit $60 \text{ Mio m}^3 : 15'000 \text{ Jahre} = 4000 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ betragen müssen. Verglichen mit gemessenen Werten von $3000\text{-}4000 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ Bachschutt, der hinter Sperren und in Kiesfängen abgelagert wurde, stimmt unsere Schätzung gar nicht so schlecht. Für die einzelnen Jahre ergeben sich indessen beträchtliche Unterschiede, da die Schuttführung heute durch die Verbauung beeinflusst wird.

Das Volumen des im Schuttstrom gespeicherten Lockermaterials könnte auf $1800 \text{ m} \times 67 \text{ m} \times 10 \text{ m} = 1,2 \text{ Mio m}^3$ geschätzt werden, womit sich eine Umschlagszeit von $1,2 \text{ Mio m}^3 : 4000 \text{ m}^3/\text{Jahr} = 300 \text{ Jahre}$ ergäbe.

Unser Widenbach-Modell steht in reizvoller Analogie zum System eines Gletschers, wo der Input vorwiegend im Firnfeld durch Schneefall und der Output im Zungenbereich durch Abschmelzen erfolgt. Als Speicher dient dort der Eiskörper mit seiner grössten Kapazität im Gebiet der Firnlinie.

Es lässt sich nun angesichts des Modells fragen, in welcher Weise die Eingriffe des Menschen allenfalls «stabilisierend» oder zumindest bremsend in das System eingreifen können. Den Schwierigkeiten mit dem unerwünschten Output am Talausgang begegnen wir heute damit, dass wir mittels Baggern und Lastwagen das Transportband über den Schuttfächer hinaus verlängern. Durch eine Sperrentreppe hoffen wir, den Speicher lagemässig fixieren und gegen allzu rasche Entlastungen sichern zu können. Die Belastungen hingegen werden uns aber auf die Dauer grössere Sorgen bereiten, denn dem Input, der Hangerosion, ist schwieriger beizukommen. Da die geomorphologische Maschine vom Gestein und vom Klima her auf wesentlich flachere Talhänge angelegt ist, als sie am Widenbach heute anstehen, wird sie wohl noch einige Menschenalter im Gange bleiben.

3. Felssturz und Rutschung Chasten im Goldachtobel (Eggersriet)

3.1. Morphologie und Geologie

Die Goldach ist das kleinste der appenzellischen Gewässer, welches alle Ketten der aufgerichteten Mittelländischen Molasse durchbricht. Sie hat sich im Martinstobel zwischen St. Gallen und Eggersriet an die 400 m in die Randkette der Oberen Meeremolasse eingeschnitten, welche die Höhenzüge des Freudenbergs, der Eggersrieter Höchi und des Rossbüchels aufbaut. Als östliche Ausläufer der miozänen Hörnlischüttung erreichen noch einige wenige Nagelfluhbänke als Härterippen das Goldachprofil. Indessen erweisen sich auch die mächtigen marinen Plattensandsteine als morphologisch resistente Wandbildner, ganz im Gegensatz zu den mergeligen Sandsteinen der südwärts anschliessenden Unteren Süsswassermolasse (Fig. 5 und 6).

So kam es, dass die Zone zwischen der nördlichen Randkette und den Höhenzügen Vögelinsegg-Kaien kräftig ausgeräumt wurde und heute den Eggersrieter Landgraben und den weiten Taltrichter von Speicherschwendi enthält. Zur Ausräumung haben sowohl die Erosion durch Flussarbeit wie auch die verschiedenen Abtragungsprozesse während den Eiszeiten beigetragen. In den Glazialen verlief in dieser Gegend die Grenze zwischen dem mächtigen Eiskuchen der Bodensee-Vorlandvereisung und den Eisströmen, die aus dem Rheintal über die Pässe des Ruppen und von Kaien ins Goldachbecken einzudringen pflegten (KELLER & KRAYSS, 1980; KELLER, 1981; KRAYSS & KELLER, 1983).

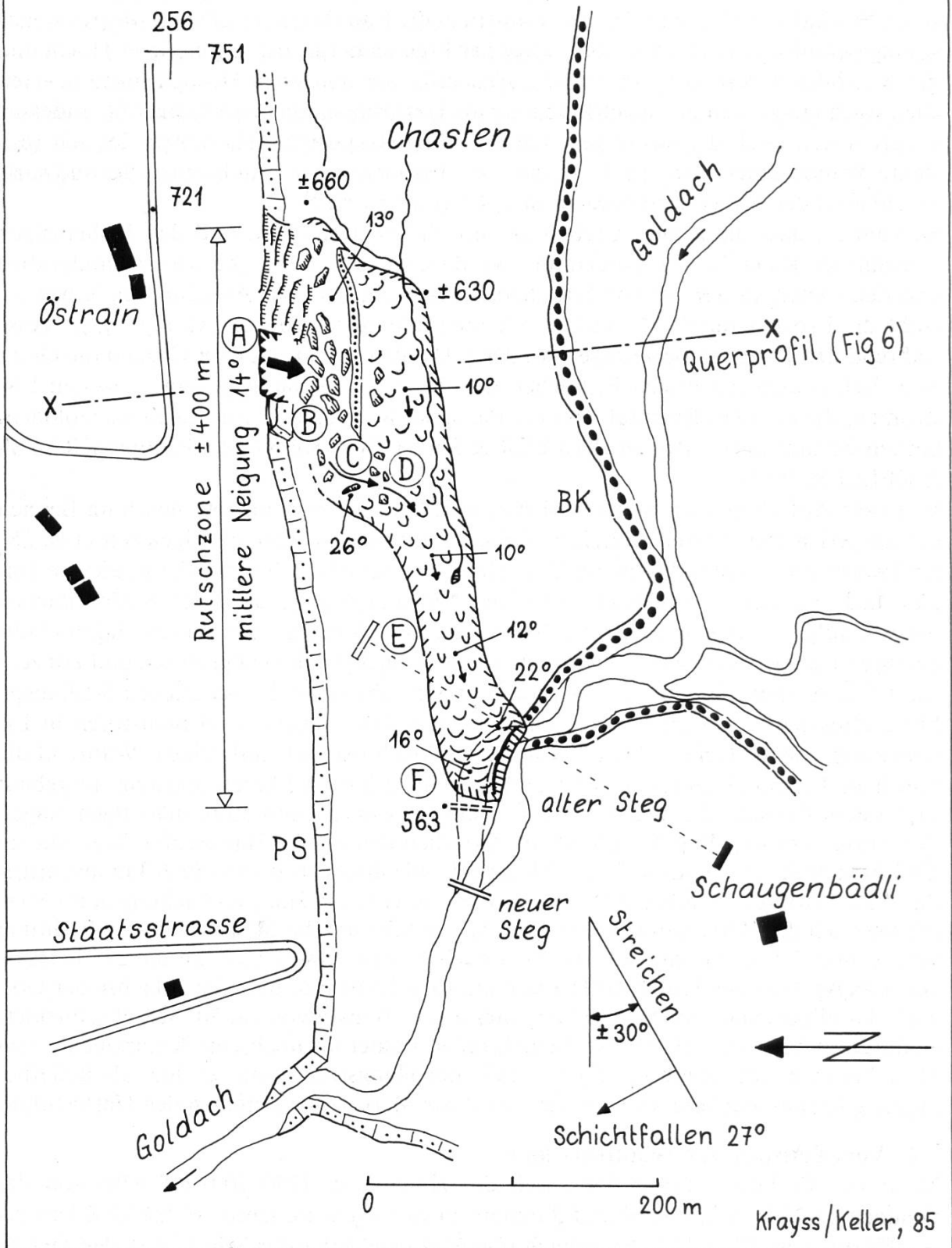
Wie viele Aufschlüsse im Martinstobel zeigen, befinden wir uns tektonisch im Bereich der aufgerichteten Mittelländischen Molasse, d. h. die Schichten steigen mit etwa 25° alpenwärts an. Augenfällig ist im Taltrichter von Speicherschwendi der markante Unterschied zwischen den Schichtköpfen des Nordhangs gegenüber den Schichtflächen des wesentlich flacher einfallenden Südhangs. Die Goldach ist in diesem Talabschnitt bei ihrer Tiefenerosion gewissermassen auf den Schichtflächen abgeglitten und konzentriert ihre Aktivität in einer Schlucht unmittelbar am Fusse des nördlichen Steilhangs. Morphologisch treten im Gebiet von Schaugenbädli-Chasten zwei Steilstufen in Erscheinung, die als Geländekanten von der Goldach ostwärts aufsteigen. Während die nördliche Felswand (unterhalb Östrain) aus einem harten Plattensandstein aufgebaut ist, besteht die südliche Wand (nach Chasten) aus einer rund 30 m mächtigen Nagelfluhbank, dem sog. Basiskonglomerat. Zwischen den beiden Härtestufen liegt eine an die 200 m breite Zone aus weichem Mergelfels, die ihrerseits durch ein 2-3 m mächtiges Band aus härterem Sandstein unterteilt wird. Sowohl die Hangverflachungen im Mergel wie auch die Härtestufen weisen ein Längsgefälle um die 14° in Ost-West-Richtung auf, während das normale Schichtfallen nach Nordnordwest hier um die 27° beträgt. Das Längsgefälle der Stufen erklärt sich aus dem Umstand, dass die Talachse der Goldach das allgemeine Schichtstreichen unter einem Winkel von ca. 30° schief schneidet, wodurch in der Schnittlinie vom Schichtfallen immerhin noch eine Komponente von 14° erhalten bleibt. Diese 14° Längsgefälle der Hangstufen genügen hier als Reliefbedingung für ausgedehnte Rutschvorgänge in der Mergelzone zwischen den Härtestufen.

3.2. Vom Felssturz zur Schuttrutschung

Noch vor 10 Jahren präsentierte sich die Hangmulde (750 700/255 850) von der Goldach zum Hof Chasten hinauf durchaus nicht rutschverdächtig. F. SAXER kartierte 1964 auf dem Blatt 1075 Rorschach (Geologischer Atlas der Schweiz) in der Tiefenlinie des Bachtälchens und am Fuss der Felswand Gehängeschutt. Einen Mittelstreifen

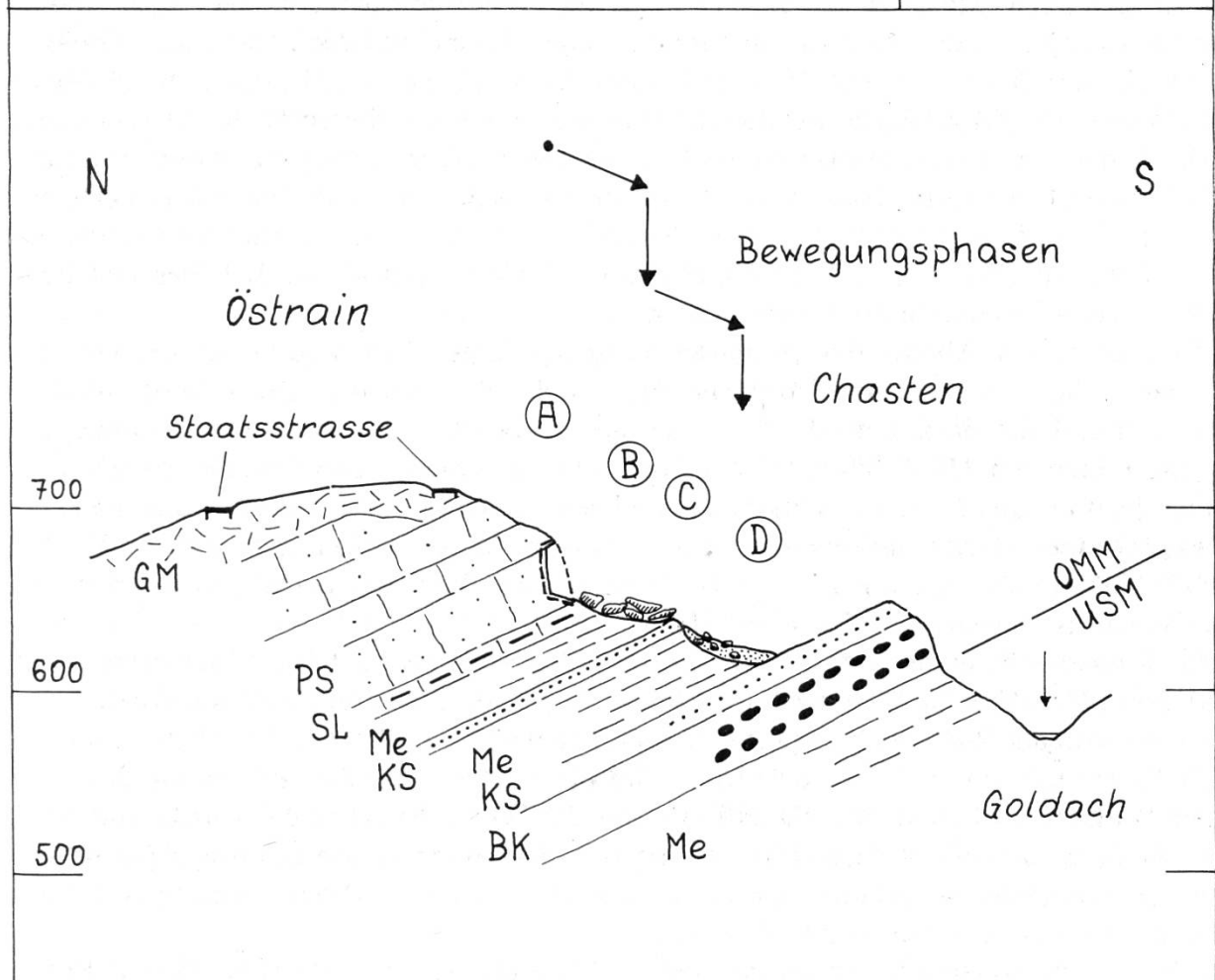
Felssturz und Rutschung Chasten
Kartenskizze

Figur 5



Felssturz und Rutschung Chasten
 Querprofil

Figur 6



Quartär		GM	Grundmoräne
Tertiär	OMM	PS	Plattensandstein
		SL	Seelaffe
		Me	Mergel
		KS	Kalksandstein
		BK	Basis-Konglomerat
	USM	Me	Mergel

Krayss/Keller, 85

schied er als anstehenden Felsen aus. Das ganze Gelände war bewaldet, z. T. mit hochstämmigen Bäumen. Vor zehn Jahren setzte eine Folge geologischer Aktivitäten ein, die noch bis heute keinen Abschluss gefunden hat.

Der initiale Vorgang kann als Felssturz angesprochen werden. Unter Knallbegleitung löste sich am 8. Mai 1975 aus der Felswand der Plattensandsteine bei (A, Fig. 5 und 6) ein Schichtpaket, das wohl zuerst stürzend, dann gleitend in Bruchstücke aller Grössen (Blöcke 100-500 m³) zerfiel. Während allenfalls ein kleinerer Teil primär in die tiefere Geländestufe (D) gelangte, wurde die Hauptmasse auf der oberen Stufe (B) deponiert. Der Schock setzte das Lockermaterial der oberen Stufe in Bewegung, wobei es an die 100 m weiter ostwärts abriss. Über die kleine Steilstufe der Sandsteinrippe (C) erreichten die in südwestlicher Richtung abgleitenden Schuttmassen den unteren Muldenbereich, wo sie infolge ihrer Auflast das gesamte Lockermaterial und Teile des anstehenden Mergels zu mobilisieren vermochten.

Zum zeitlichen Ablauf der primären Vorgänge liegen nur vage Angaben vor. Es scheint, dass die bisher beschriebene Phase nach Stunden und Tagen abgeschlossen war. Innerhalb eines Jahres befand sich aber jedenfalls die ganze untere Mulde auf einer Länge von 350 m bis zur Goldach hinab in Bewegung. Die Sturzblöcke schwammen jetzt in einer Matrix aus mergelig-sandigem Schlamm, dem untergeordnet auch etwas Moränematerial aus dem Muldenbereich vom Chasten beigemischt war. Im Winter 1976/77 erreichte die mit 25-30° abgeböschte Stossfront mit mächtigen Blöcken die Goldach und begann das Flussbett einzuengen.

Als Katastrophe erwies sich für den Besitzer des Schaugenbädli das Hochwasser vom 31. Juli 1977: Über 1000 m² der Badewiese wurden samt dem Steg durch die Wassermassen der von der Rutschung abgedrängten Goldach weggerissen. Das Flussbett ist seither an dieser Stelle um mehr als seine Breite südwärts verlegt. Der Austritt der Goldach aus der Schlucht zwischen den Nagelfluhfelsen der Ruine Rappenstein wurde und wird auch heute noch derart durch Blöcke versperrt, dass es hinter dem Stauriegel periodisch zur Anschüttung meterhoher Kiesbänke kommt. Teilweise wieder abgetragen, bilden sie morphologisch interessante Terrassen.

Wie sich die Rutschung im Herbst 1984 präsentiert, sei in Karte (Fig. 5) und Profil (Fig. 6) kurz umrissen. Im Abrissgebiet liegen im Bereich der Ausbruchnische (A) noch einige mächtige Blöcke (z. T. mit schönen Rippelmarken und fossilen Kriechspuren), während die Hauptmasse der primär abgestürzten Blöcke das Goldachufer heute erreicht haben dürfte. Östlich der Abbruchnische haben sich sekundär grössere Felspartien von der Wand gelöst und bauen sich jetzt als versackte Massen auf. Während hier eher ein kleinblockiger Zerfall der Sackung zu erwarten ist, wäre über der Ausbruchnische infolge eines Überhangs ein Nachsturz keineswegs ausgeschlossen. Auch in der westlich anschliessenden Wand lässt eine massive Kluft bezüglich der Stabilität nicht die beste Prognose zu. Im Bereich (D) bis (E) der unteren Mulde liegt eine stark coupierte Oberfläche vor; wie bei einem Gletscher lassen sich Zerrungs- und Stauchzonen unterscheiden. Tümpel und versickernde Bachläufe durchnässen das Gelände, vor allem im tiefer liegenden südlichen Teil. Das Längsgefälle liegt zwischen 10° und 12°, wächst dann aber im Zungenbereich der Rutschung auf über 20° an.

Typologisch liegt bei der Massenbewegung in der Muldenzone ein Übergang von einer Schuttrutschung in eine Stromrutschung vor. Die Verformung des Erdkörpers erfolgt dabei nicht mit gleichmässiger Geschwindigkeit. Sie mag nach Perioden langanhaltender Niederschläge oder während der Schneeschmelze ein Maximum erreichen und in Trockenzeiten praktisch zum Stillstand kommen. Es scheint, dass auch ohne Mehrbela-

stung durch allenfalls neu abstürzenden Felsschutt die Stromrutschung zumindest noch solange anhalten wird, bis die Versteilung der Rutschstirne durch die Bacherosion ausgeglichen ist.

3.3. Das Goldachtobel-Modell

Im Rutschkomplex Chasten lassen sich 3 verschiedene morphologische Prozesse klar unterscheiden:

1. die mechanische Verwitterung durch Druckentlastung, Temperaturwechsel und sprengende Wirkung von Klufteis. Diese Vorgänge führen zum Ausbrechen des massigen Plattensandsteins aus der Wand und damit zum primären Sturz oder Wegsacken,
2. eine Massenbewegung als Stromrutschung. Das durch die primäre Bewegung in Blöcke aller Grössen zerfallende Felsmaterial schwimmt in einer schlammigen Matrix, die zur Hauptsache aus dem Mergelfels des Transportbereichs aufgearbeitet wurde. Bedingung für das Zustandekommen dieses Mergelschutt-Förderbandes ist eine Geländeneigung von 10-12° sowie die zumindest periodische Zufuhr von Wasser als Schmiermittel. Den Antrieb liefert die Gravitationsenergie der bewegten Masse,
3. die Dynamik des fliessenden Wassers. Sie sorgt dafür, dass das Schuttstrom-Förderband an seinem unteren Ende durch Abtragung immer wieder entladen wird. Die Flusserosion bezieht ihre Energie aus der Geschwindigkeit des durchströmenden Wassers und ist vor allem bei Hochwasser äusserst wirksam. Das wegerodierte Material wird weiter transportiert als Flussbettgeschiebe in Form von Steinen, Geröllen und Grobsand, als schwebende Fracht (Suspension) der Silte und Tone und schliesslich als chemische Lösung der kalkigen Bindemittel.

Zum Alter des Reliefs und der Morphologie des Rutschkomplexes lassen sich folgende Überlegungen anstellen: Man kann sich fragen, was passieren müsste, damit die beschriebenen Prozesse zum Stillstand kämen. Angenommen, die Tiefenerosion der Goldach liesse nach und es käme zur Aufschotterung des Flussbetts, so würde die Rutschung sich zunächst stabilisieren, später jedoch auf höherer Ebene und vielleicht mit etwas grösserem Gefälle weitergehen. Damit auch die Felswände in ihrem eigenen Schutt versänken und abgeböscht würden, müsste die ganze jetzige Förderstrecke um ein beträchtliches Mass in die Höhe wachsen. Seit dem Ende der letzten Eiszeit hat sich aber die Goldach an die 30 m im Felsgestein erosiv eingetieft, die Rutschmulde ist gefällsmässig ausgeglichen und mit wenig Lockermaterial bedeckt, und schliesslich steht die Felswand der Plattensandsteine auf 600 m Länge unverschüttet da: alles Befunde, die darauf hinweisen, dass der heutige Rutsch-Mechanismus wohl schon mehrere tausend Jahre im Gange ist.

So werden wir auch an der Goldach an das Widenbach-Modell mit seinen 3 Funktionen Input — Store — Output erinnert, mit dem Unterschied freilich, dass hier das Transportband bis zum Bodensee reicht und erst dort in einem Delta entladen wird.

Der Typus der schief zur Talachse einfallenden Schutt-Gleitbahn auf Mergelfels wie im Goldachtobel findet sich sehr häufig bei analogen tektonischen Verhältnissen in den Schluchten der Urnäsch und der Sitter. So sind die Flussabschnitte von Kubel bis Waldstatt beziehungsweise bis Haslen in ihrer Morphologie vom Wechsel von Sandstein/Nagelfluh-Wänden und Mergel-Schrägflächen geradezu geprägt. Wo die Steilheit der Gleitbahnen jedoch wesentlich über 20° liegt, was dort zumeist der Fall ist, erfolgt der Materialtransport sturzartig fallend oder durch rasch verlaufende Schuttrutschungen.

4. Die Rutschung Leebrugg an der Sitter (Wittenbach)

4.1. Morphologie und Geologie

Nachdem die Sitter zwischen St. Gallen und Herisau die morphologisch markanten Nagelfluh- und Sandsteinschichten der Oberen Meeresmolasse in einer engen Felschlucht durchbrochen hat, wendet sie sich im offeneren Talgrund dem Bodenseebecken zu. Von Bruggen an liegt der Flusslauf bis zur Mündung in die Thur fast zur Gänze in den mässig festen Sandsteinen und Mergeln der Oberen Süsswassermolasse, die nur in wenigen Horizonten von geringmächtigen Bänken aus härterer Nagelfluh durchsetzt sind.

Zwischen Wittenbach und Häggenschwil erreicht die Sitter einen Geländeabschnitt, der nur noch 7 km vom Bodensee entfernt liegt; der Fluss würde bei Arbon 80 m über dem Seespiegel «münden», wenn er mit gleichbleibendem Gefälle weiterflösse. Statt dessen wendet er sich wieder vom Bodensee ab und dem Thurtal zu und gelangt erst bei Pfyn 35 km weiter westlich auf das Seeniveau von 396 m ü. M. Der Grund für diesen «hydrographisch widersinnigen» Flusslauf ist darin zu suchen, dass die Sitter hier das Erbe eines eiszeitlichen Schmelzwasserstroms antreten musste, der den Bodenseegletscher während des Konstanzer Stadiums von Wittenbach an dem Eisrand entlang über Bischofszell nach Sulgen entwässerte.

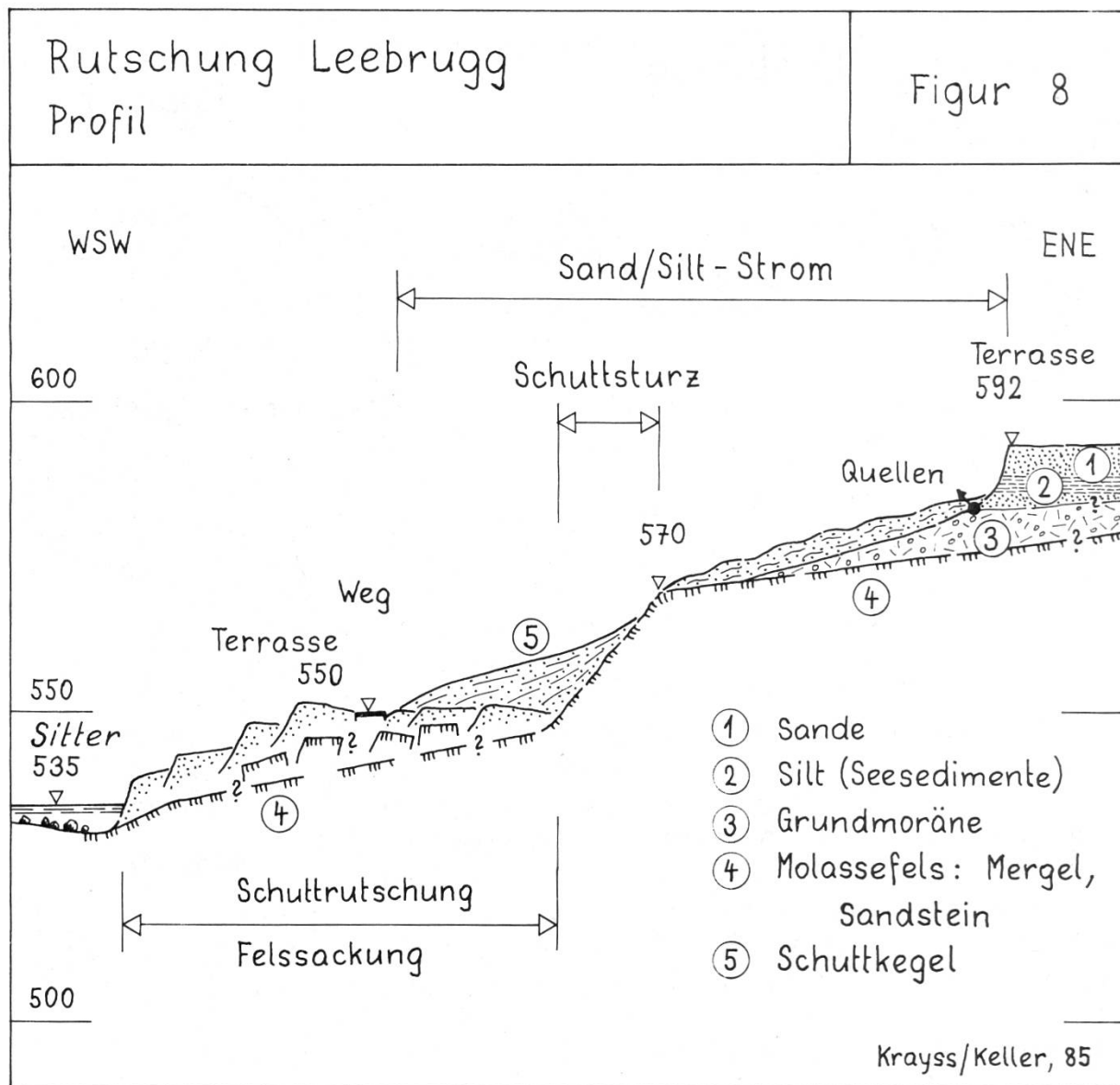
Seit dem Ende der Vorlandvereisung vor rund 15'000 Jahren herrscht im Sittertal ein streng erosives Regime. Heute liegt das Plateau Wittenbach-Unterlören als ehemaliger Eisrand-Sander rund 60 m über dem Flusslauf, womit dieser Betrag die nacheiszeitliche Eintiefung klar ausweist. Von den 60 m postglazialer Ausräumung des Sittertals entfallen mindestens die Hälfte auf Moränenmaterial und Schmelzwasserablagerungen, während in den untersten 20-40 m der Talhänge — oft durch Gehängeschutt verdeckt — der Molassefels ansteht. Tektonisch findet im Sittertal zwischen St. Gallen und Bernhardzell in den Molasseschichten ein Übergang von nördlichem Einfallen (5° - 10°) zu annähernd horizontaler Lagerung statt.

Durch das Zusammentreffen von kräftiger Flusserosion mit wenig abtragungsresistentem Fels- und Lockergestein sind die Voraussetzungen für Massenbewegungen in den Hängen gegeben; dies umso mehr, als die Sitter mit ihren Mäandern auch seitlich ausgreift. So lassen sich praktisch in jeder Fluss Schleife mehr oder weniger ausgedehnte Rutsch- und Sackungszonen in verschiedenen Stadien ihrer Entwicklung beobachten.

4.2. Eine Rutschung als Kettenreaktion

Eine bemerkenswerte Rutsch-Situation ergab sich in den letzten drei Jahren am Osthang der Sitter unmittelbar oberhalb der Strassenbrücke im Lee zwischen Wittenbach und Bernhardzell (258 250/745 600). Das Profil zeigt folgenden generellen Aufbau (Fig. 7 und 8): Rund 15 m über dem Wasserspiegel setzt sich mit coupiertem Anstieg die Terrasse \pm 550 m gegen die Sitter ab. Bergseits folgt eine \pm 20 m hohe Steilstufe im Mergelfels, von deren Oberkante ein ca. 20° geneigter Hang zu einer Akkumulations-Terrasse auf \pm 592 m überleitet. Die 550-m-Terrasse scheint einigen Aufschlüssen nach zur Hauptsache aus versacktem Mergelfels und stark durchnässtem Schutt aufgebaut zu sein, die obere Terrasse dagegen aus glazialen Seeablagerungen.

Wie rasch im Sittergebiet ein Geländeabschnitt sein morphologisches Gesicht wechseln kann, zeigt der Umstand, dass in der ersten geologischen Karte von St. Gallen und Umgebung (C. FALKNER & A. LUDWIG, 1903) unsere 550 m-Terrasse die Signatur für



«Schutt, Bergsturz, Rutschung» trägt, während F. SAXER (1964) im geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 1075, Rorschach, den Molassefels ohne jedes Rutschsymbol kartierte.

Nachdem sich auf der 550-Terrasse, über die ein gutunterhaltener Fahrweg führt, Jahrzehnte hindurch keinerlei Terrainbewegungen bemerkbar gemacht hatten, kam es ab Januar 1982 zu einer Abfolge von Rutschereignissen, die vor allem durch ihre Verkettung interessant sind. Schon seit Ende der 70er Jahre hatten sich in einem ca. 25 m breiten Anriss (Profil X-X, Fig. 8) vom Rand der 592-m-Terrasse kleinere Massen von glazialen Sand und Silt gelöst. Gefördert wurde dieser Vorgang wohl durch Quellerosion im Liegenden der Seeablagerungen. Die Durchnässung bewirkte eine kleine Stromrutschung, und man schritt zur Abholzung der Rutschnische. Ende Januar 1982 setzten nach einer längeren Frostperiode Tauwetter und Langregen (35 mm/Tag) ein. Am 30. Januar kam es auf einigen 100 m² Wiesland zum Einbruch des Terrassenrandes. Sand und Silt formierten sich unter dem Einfluss des Schneeschmelz-Wassers zu einem Schlammstrom, der sich über die Molassekante \pm 570 m ergoss, abstürzte und auf der

550-m-Terrasse als Schuttkegel mit einem Volumen um die 3000 m³ abgelagert wurde. Diese Auflast von ca. 7000 t genügte, den labilen Gleichgewichts-Zustand der 550-m-Terrasse zu stören und massive Terrainbewegungen auszulösen. Auf einer Breite von zunächst 70 m begann sich das Terrassenniveau um 1-2 m zu senken, gleichzeitig schoben sich Rutschwülste im Sitterbord vor und engten das Flussbett um mehrere Meter ein. Das Erstaunliche war jedoch, dass die Bewegungen in der 550-m-Terrasse sich südwärts derart fortpflanzten, dass schliesslich eine Fläche von mehr als 10'000 m² ins Rutschen geriet. Auch hier kam es zu Sackungen von über 2 m, was nun im Bereich des bergseitigen Steilhangs dazu führte, dass die geringmächtigen Lockermassen auf dem Mergelfels ihres Fusses beraubt und ebenfalls ins Gleiten gerieten.

Ja, nicht genug damit: Die von unten her eingeleiteten Oberflächen-Rutschungen im Steilhang setzten sich bis an dessen Oberkante fort und stürten sogar die Lockermassen der flacheren Hangzone zwischen 570 und 590 m, wo sich an verschiedenen Stellen Anrisse bildeten. All diese Terrainbewegungen — die sich in ihrer progressiven Auswirkung über Monate erstreckten und auch mit der Witterung im Zusammenhang standen — liessen sich als eindeutige Sukzession beobachten und vom Initialereignis im Januar 1982 herleiten. Eine kleine Stromrutschung von 3000 m³ Sand und Silt hatte genügt, schliesslich eine labile Masse aus versacktem Mergelfels und Schutt im Volumen von 50-100'000 m³ in Bewegung zu setzen. Über 1 ha Wald ist dabei in Mitleidenschaft gezogen worden.

Die Verformungen sind in letzter Zeit etwas abgeklungen, ein Teil der Rutschwülste wurde bereits von den Hochwassern der Sitter abgetragen, und die Vegetation beginnt die Wunden zu begrünen. Nichts kann aber darüber hinwegtäuschen, dass wir es auch oberhalb der Leebrugg mit einer mehr oder weniger permanenten Einsatzstelle unserer geomorphologischen Maschine zu tun haben. Angelegt ist sie hier auf den Ausgleich des 60 m hohen Prallhangs der Sitter, der heute eine mittlere Hangneigung von ca. 20° aufweist: Viel zu steil für Prozesse, an denen Silt und tonige Mergel beteiligt sind. Der Input erfolgt durch den Abbau der 592-m-Terrasse aus glazialen Seesedimenten und der liegenden Mergel, den Output besorgt die Erosions- und Schleppkraft der Sitter, und die Funktion des Speichers wird von der 550-m-Terrasse erfüllt.

Wie schon erwähnt, bietet der Unterlauf der Sitter eine ganze Musterkarte von Rutschungen, an denen Glazialsedimente und Mergelfels in wechselnden Verhältnissen und Stabilitätszuständen beteiligt sind. Nirgends aber so schön wie bei der Leebrugg lässt es sich auch als geomorphologische Regel demonstrieren:

Kleiner Anlass — grosse Wirkung.

Verdankungen

In die Problematik des Widenbachtobels wurde ich vor allem durch Herrn Ing. Hansruedi Kunz, Speicher, eingeführt. Als Verfasser des Verbauungsprojekts für den st. galischen Widenbachlauf konnte er mir auch umfassenden Einblick in die Planungsunterlagen gewähren. Für gemeinsame Geländebegehungen und anregende Diskussionen spreche ich Herrn Kunz meinen herzlichsten Dank aus.

Bei der Gestaltung der Kartenskizzen und Profile durfte ich wie immer bisher auf die fruchtbare Zusammenarbeit mit Herrn Dr. Oskar Keller, Eggersriet, zählen. Die Ausführung der Reinzeichnungen lag ganz in seinen Händen. Für sein Mitwirken danke ich Oskar Keller sehr herzlich.

Dank gebührt aber auch meiner Frau Dora Krayss-Künzle für das Besorgen der Schreibarbeiten und ihre Mithilfe überhaupt.

LITERATUR UND KARTEN

BLOOM A.L. (1976): Die Oberfläche der Erde; — Ferdinand Enke, Stuttgart.

Dieses Taschenbuch der Serie «Geowissen Kompakt» gibt eine vorzügliche Einführung in den Problemkreis der Geomorphologie.

EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. und SAXER, F. (1949): Blätter 222-225 St. Gallen-Appenzell 1:25'000; Geol. Atlas der Schweiz, mit Erläuterungen (1960); — Schweiz. geol. Komm.

FALKNER C. und LUDWIG, A. (1903): Geol. Karte von St. Gallen und Umgebung.

KELLER O. (1981): Zur Glazialmorphologie der Region St. Gallen: Die eiszeitliche Ausgestaltung der Landschaft; — Jahrb. St. Gall. Naturw. Ges., Bd. 81.

KELLER O. und KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodenseeraum; — Eclogae geol. Helv. 73/3.

KRAYSS E. und KELLER O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials; — Schriften Verein für Gesch. des Bodensees, Bd. 101.

Landeskarte der Schweiz: 1:25'000, Blätter 1075 Rorschach, 1095 Gais, 2501 St. Gallen und Umgebung.

SAXER, F. (1964): Blatt 1075 Rorschach 1:25'000; Geol. Atlas der Schweiz, mit Erläuterungen (1965); — Schweiz. geol. Komm.,