

Steine und Landschaft – zur Geologie der Jagdberggemeinden

von Georg Friebe

Auf den ersten Blick erscheint die Geologie der Jagdberggemeinden einfach: In der Ebene liegen die nacheiszeitlichen Verlandungssedimente des Walgaus. In den Hanglagen stehen Gesteine der Flyschzone an. Sie sind über weite Bereiche unter eiszeitlichen Ablagerungen und jungen Schwemmfächern verborgen. Bei genauerer Betrachtung zeigt sich jedoch, dass die gesamte Nordseite des Walgaus eine weit komplexere Vergangenheit hat.

Die Flyschzone

Die ältesten Gesteine der Jagdberggemeinden finden wir in der Flyschzone. Diese markiert eine der großen Grenzen im Alpenbau zwischen den europäischen Gesteinen der Westalpen und den Gesteinen der Ostalpen, die stärkere Beziehungen zu Afrika haben denn zu Europa. Vor 120 Millionen Jahren war der Südrand Europas ein Flachmeer. Sandbänke und Korallenriffe prägten das Bild. Dazwischen lagen flache, schlammige Lagunen. Als charakteristisches Gestein ist daraus der Kalkstein entstanden, der viele der schroffen Felswände am Rheintalrand und im Bregenzerwald aufbaut. Im Walgau ist er gerade noch auf Vatlära, oberhalb von Satteins zu finden. Gegen Süden wurde das Meer tiefer. Dem Kalk wurde Ton beigemischt, und das typische Gestein als Mischung von beiden ist Mergel. Diese Kalk-Mergel-Wechselfolgen sind in der Felsenau-Schlucht zu sehen. Zur gleichen Zeit hatte weiter im «afrikanischen» Süden, auf dem Apulischen (= Adriatischen) Mikrokontinent die Gebirgsbildung bereits begonnen. Flachwasserkalke wurden in Decken übereinander gestapelt. Eine dieser Decken bildet heute den Rätikon. Dazwischen erstreckte sich der Penninische Ozean, ein tiefes Meeresbecken, dessen Grund von Vulkangestein gebildet wurde. Afrika drängte also nach Norden, wenige Zentimeter pro Jahr. Die leichten, kontinentalen Gesteine der Apulischen Platte wurden dabei über den Ozeanboden geschoben, der Ozean wurde verschluckt. Sehr viel später, als der Ozean vollständig verschwunden war, sollte dieser Mikrokontinent auch Europa ein Stück weit überfahren, die Gesteine an dessen Südrand abhobeln und in Falten legen.

Die Gesteine der Flyschzone stammen aus der Verschluckungszone, wo der Ozeanboden unter Apulien abtauchte. Dort bildete sich zwischen Ozean und Kontinent eine tiefe Rinne. Sie war Ablagerungsort für Sand und Schlamm, der in erster Linie von Süden, vom Apulischen Mikrokontinent als Trübeströme geschüttet wurde. Über ihre Wassertiefe gibt es nur Schätzungen. Mehr als 3000 Meter werden es gewesen sein. Zumindest zeitweise lag der Ablagerungsraum unter der Calcit-Kompensationstiefe, jener Wassertiefe, ab der Kalkspat (Calcit) infolge des hohen Gehalts an Kohlensäure vollständig gelöst wird. Diese liegt heute in den verschiedenen Ozeanen zwischen 3.500 und 5.000 Metern.

Wie «untermeerische Muren» müssen wir uns die Trübestrome vorstellen. Auslöser sind meist Erdbeben, aber auch heftige Stürme kommen in Betracht. Sie erschüttern das wassergesättigte, instabile Material, das sich vor der Mündung von Flüssen angesammelt hat. Dieses beginnt zu rutschen und durchmischt sich dabei immer mehr mit dem Meerwasser. Der Schlamm und Sand, aber auch größere Komponenten werden in Schwebelage gehalten. So ein Trübestrom kann schon bei geringem Gefälle mehrere hundert Kilometer in kurzer Zeit zurücklegen. Erst wenn die Geschwindigkeit abnimmt und sich Festmaterial und Wasser entmischen, sinken zunächst die groben, schweren Partikel zu Boden: Der Trübestrom kommt allmählich zum Stillstand. Wie schnell sich Trübestrome fortbewegen, konnte erstmals 1929 als Folge eines Erdbebens vor Neufundland dokumentiert werden. Auch damals floss eine derartige Schlammlawine den Kontinentalhang hinab. Insgesamt zwölf transatlantische Telefonkabel wurden nacheinander von ihr abgerissen. Wann jeweils die Verbindung abbrach, wurde ebenso aufgezeichnet, wie die genaue Position und die Lage der Kabel zueinander. Daraus ließ sich die Geschwindigkeit des Trübestroms ermitteln: Etwa 100 Kilometer in der Stunde legte die Schlammlawine zurück. Ihre landfernsten Ablagerungen konnten noch 600 Kilometer vom Epizentrum des Erdbebens entfernt nachgewiesen werden.

Ein Trübestrom allein macht noch kein Flyschbecken. Erst durch wiederholten Transport vom Kontinentalrand der Apulischen Mikroplatte in die Tiefseerinne konnten sich im Laufe der Zeit mächtige Flysch-Abfolgen bilden. Die Liefergebiete blieben dabei stationär: Es waren die Deltas von Flüssen, wo sich große Mengen an Sand und Ton ansammelten. Zwischen den Flussmündungen hingegen war kaum Material vorhanden, das abrutschen hätte können. Nahe am Liefergebiet hat ein Trübestrom große erosive Kraft. Er schneidet sich in den Untergrund ein und bildet so einen Unterwasser-Canyon, der von der Flussmündung und damit von der Küste weg in die Tiefe führt. Hier wird kaum etwas abgelagert. Hat der Trübestrom den Grund der Rinne erreicht, kommt er nicht abrupt zum Stillstand. Er wird umgelenkt und fließt nun in der Tiefseerinne parallel zur Küste weiter. Aber er hat an Energie eingebüßt und verliert langsam seine Fracht. Sand und Ton werden in einem Tiefseefächer abgelagert. Danach herrscht wieder Ruhe, und nur noch feinste Tonpartikel sinken langsam zu Boden. Sandbänke von mehreren Zentimetern bis Dezimetern Mächtigkeit, die in nur wenigen Stunden abgelagert wurden, wechseln mit dünnen Tonlagen, die mehrere Jahrhunderte – wenn nicht Jahrtausende – dokumentieren.

Aus diesen Ablagerungen versuchen die Geologen, den Tiefseefächer zu rekonstruieren. Denn eine ideale, aus einem einzigen Trübestrom abgelagerte Turbiditbank zeigt einen ganz charakteristischen inneren Aufbau: An der Basis werden die grobkörnigen Partikel abgelagert, die größten und damit die schwersten zuerst. Die Korngröße nimmt nach oben hin ab. Darüber folgt gleichkörniger Sand mit ebener Schichtung. Werden Sand und Wasser bei abnehmender Geschwindigkeit weiter entmischt, so wird der Sand durch das strömende Wasser zu Rippeln geformt. Kreuzschichtung kennzeichnet diesen Abschnitt. Als letztes wird das Feinmaterial sedimentiert, und parallel



geschichteter Feinsand bis Ton bildet den Abschluss der aus dem Trübestrom abgelagerten Bank. Die Abfolge wird vervollständigt durch die dünne Tonlage, welche die nachfolgende Zeit der Ruhe dokumentiert. Doch nur in bestimmten Bereichen des Tiefseefächers ist die ideale Abfolge auch vollständig ausgebildet. Je nach Position können einzelne Abschnitte fehlen. Und nahe am Liefergebiet können die Ablagerungen mehrerer Trübestrome zu einer einzigen Bank verschmelzen. An der Basis der Schlammlawine mitgeführte Gerölle verursachen Sohlmarken. Sie geben Hinweis auf die Fließrichtung. Aus all diesen Details kann ein ungefähres Bild über das Aussehen des Tiefseefächers gewonnen werden – ein Puzzlestein im Versuch, die Geschichte der Alpen zu entschlüsseln.

Für Fossiliensammler haben Flyschablagerungen wenig zu bieten. Mit dem Trübestrom sind kaum erhaltungsfähige Lebewesen mitgerissen worden, und die wenigen, umgelagerten Mikrofossilien haben keine ökologische Aussagekraft. Auch für die zeitliche Einstufung des Gesteins sind sie nicht zu gebrauchen. Aber zwischen den einzelnen Trübeströmen hatten Tiere Zeit, die neue Sedimentoberfläche zu besiedeln. Was für Tiere dies waren, wissen wir nicht. Würmer im weitesten Sinne können es gewesen sein, aber auch Schnecken sind denkbar. Da sie keine Hartteile besaßen, sind sie nicht fossil überliefert. Nur ihre Spuren sind häufig in den Gesteinen an der Walgau-Nordseite zu finden. Die Tiere haben sich auf der Suche nach Nahrung durch den Schlamm gewühlt und dort oft sternförmige Spuren hinterlassen. Man mag an versteinerte Pflanzen oder Moos denken, und doch sind es Lebensspuren von Tieren. Andere Spuren zeigen ein mäandrierendes Muster: Wahrscheinlich Schnecken haben am Meeresgrund lebende Bakterien und andere Mikroorganismen

Abb. 1: Stark verfalltet zeigen sich die Schichten der Piesenkopf-Formation am Vermüls-Bach.

abgeweidet. Das Tier wollte möglichst alle Nahrung nutzen, aber keinen Weg doppelt gehen oder gar seine eigene Spur (und damit seine eigenen Ausscheidungen) kreuzen. Nach einer gewissen Strecke kehrte es um und kroch parallel zu seinem vorigen Weg wieder zurück.

Die Flyschzone in den Jagdberggemeinden

Anhand ihrer Gesteinsinhalte kann die Flyschzone in mehrere Einheiten untergliedert werden. Was im Gelände als zusammengehörig erkannt und eindeutig von den unter- oder überlagernden Schichten abgetrennt werden kann, wird als «Formation» zusammengefasst. Benannt sind diese Einheiten nach Orten, an denen sie erstmals beschrieben wurden, oder wo sie besonders charakteristisch ausgebildet sind.

Drei unterschiedliche Formationen sind in den Jagdberggemeinden zu finden. Im Westen trifft man auf die Reiselsberg-Formation. Sie zieht über Satteins und Übersaxen hinüber ins Laternsertal bis hinauf zum Furkajoch. Für diese Gesteinseinheit stand ein Berg im Ammergebirge Pate. Der mittlere Teil der Flyschzone auf der Nordseite des Walgaus wird von der Piesenkopf-Formation aufgebaut. Sie ist nach einem Berg im Allgäu zwischen Sibratsgfall und Oberstdorf benannt. Der Osten wird von der Hällritzer-Formation gebildet. Sie hat ihren Namen von der Hällritzer-Alpe östlich von Balderschwang.

Die **Reiselsberg-Formation** ist das älteste Schichtglied in der Flyschzone der Jagdberggemeinden. Ihre Gesteine entstanden vor 90 bis 94 Millionen Jahren. In einer sehr einheitlichen Abfolge wechseln dicke, bis 3,5 Meter mächtige Lagen mit dünnen dunkelgrau-schwarzen Tonschiefer-Zwischenlagen. Die im frischen Bruch dunkel graublauen Sandsteine zeigen meist eine dicke, charakteristisch schmutzig gelblichbraune Verwitterungsrinde. Die Größe der Sandkörner ist einheitlich. Plättchen von Hellglimmer glitzern an der Sonne. An der Basis einzelner Sandsteinbänke findet man häufig Pflanzenhäcksel und beim Transport aus dem Untergrund hochgerissene Tonklümpchen. Sohlmarken belegen einen vorwiegend nach Westen gerichteten Transport. Daraus kann eine Einschüttung von Süden quer zur Beckenachse mit nachfolgendem Einschwenken in einen nach Westen ausgelängten Fächer rekonstruiert werden. Aufgrund seines grobblockigen Zerfalls und seiner mehr sauren Bodenbildungen wurden Gebiete mit Reiselsberger Sandstein kaum gerodet. Die Vorkommen dieser Formation sind somit auch durch ihre geschlossene Bewaldung charakterisiert. Die Reiselsberg-Formation hat jedoch ein großes Wasserspeichervermögen und ernährt bedeutende Quellen.

Die Reiselsberg-Formation ist die einzige Gesteinseinheit in der Vorarlberger Flyschzone, deren Ablagerungsraum genau untersucht wurde. Ihre ältesten Schichten wurden in der Beckenebene und den äußersten Ausläufern des Fächers abgelagert, wo kein kanalisierter Transport mehr möglich war. Mit der Zeit baute sich der Schuttfächer vor. Eine Zunahme der Korngröße und der Bankmächtigkeiten war die Folge. Diese Fächerentwicklung ist durch eine Kalklage unterbrochen. Während jener Zeit war das Fächersystem inaktiv. Die Ablage-

gerungen des mittleren, reaktivierten Fächers sind vor allem durch kanalisiert abgesetzte Trübestrome gekennzeichnet. Die Korrelierbarkeit der Bänke ist gering. In den mächtigen, seitlich äußerst unbeständigen Kanalfüllungen sind häufig die Ablagerungen mehrerer Einzelereignisse miteinander verschmolzen. Nahe dem Schüttungszentrum kann auch der Übergang zum Tal des inneren Fächers nachgewiesen werden. Es folgt eine weitere Phase, in welcher der Fächer kaum mit Sediment versorgt wurde. Hier dominiert die «Normalsedimentation» am Kontinentalhang. Noch einmal wurde der Schuttfächer reaktiviert, aber die Trübestrome breiteten sich nun flächig aus. Schlussendlich wurde die Einschüttung abrupt beendet. Mit scharfer Grenze und markantem Wechsel im Gesteinsinhalt folgt die nächste Gesteinseinheit.

Die **Piesenkopf-Formation** wurde vor etwa 78 bis 90 Millionen Jahren abgelagert. Sie bildet eine monotone Wechsellagerung von hellgrauen, dünnbankig-plattigen, fast reinen, splittrigen Kalken und feinstsandigen Kalken von 5 bis 15 cm Bankdicke. In diese Abfolge sind zentimeter- bis selten dezimeterdicke, olivgrüne bis dunkelgraue, tonig-mergelige Schieferlagen eingeschaltet. Wühlspuren und Weidespuren sind häufig. In der Mehrzahl der Kalkbänke ist eine leichte Abnahme der Korngröße nach oben hin zu beobachten. Die feinkörnigen Partien führen oft reichlich Schwammnadeln, kalzifizierte Radiolarien (Schalen einzelliger Lebewesen), sowie in geringen Mengen das grüne Tonmine-

Abb. 2: Wechsellagerungen von Kalkbänken mit dünnen Mergellagen prägen das Bild der Piesenkopf-Formation.



ral Glaukonit. Nur sehr selten ist die vollständige Turbidit-Sequenz ausgebildet: Die grobkörnigsten Anteile an der Basis der Bank fehlen. Da ihre Gesteine der Verwitterung einen relativ geringen Widerstand entgegen setzen, ist das Verbreitungsgebiet der Piesenkopf-Formation oft durch abgeflachte und von Tobeln zerschlitze Berge charakterisiert.

Mit einem Alter von 70 bis 78 Millionen Jahren ist die **Hällritzer-Formation** etwas jünger. Sie unterscheidet sich von der Piesenkopf Formation durch die Zunahme der Bankmächtigkeiten und die Beteiligung von unterschiedlichen Gesteinstypen. Anstelle von Kalkschlamm wurde nun vorwiegend Sand geschüttet. Das Ergebnis ist eine sehr wechselhafte, bunt gemischte Abfolge von Sandsteinen, schwarzen Tonschiefern, hellen Mergeln, dichten und kieseligen Kalken, Sandkalken und Kalkbrekzien. Die Turbiditbänke zeigen oft die gesamte Abfolge von der grobkörnigen Basis über die sandigen Intervalle bis zum Tonstein. An ihrer Basis führen sie vorwiegend Dolomit- und Kalkkomponenten. Weniger häufig sind Gneise und kristalline Schiefer. In der Grundmasse fällt das grüne Tonmineral Glaukonit auf. Umgelagerte Bryozoen («Moostierchen») sind unter dem Mikroskop zu entdecken.

Was nach der Ablagerung geschah

Eine Tiefseerinne an einer Verschluckungszone, wo ozeanische Kruste von einem Mikrokontinent überfahren wird, ist nicht der ideale Ablagerungsraum, an dem die Gesteinsfolgen ungestört erhalten bleiben können. Auch diese Gesteine wurden spätestens bei der Kollision von Apulien mit Europa von ihrer Unterlage losgelöst, in Falten gelegt und in Decken gestapelt. Vor etwa 34 Millionen Jahren war der Ozeanboden völlig unter dem Apulischen Mikrokontinent verschwunden. In den darauf folgenden fünf Millionen Jahren wurden die Flyschdecken über den Europäischen Kontinentalrand geschoben. Sie bedeckten ursprünglich die gesamten «europäischen» Gesteine im Rheintal und mittleren Bregenzerwald. Später sind sie teilweise wieder abgetragen worden, sodass sie in Vorarlberg heute – neben kleinen Vorkommen im Norden, z.B. bei Dornbirn – hauptsächlich im Walgau und Großwalsertal zu finden sind. Im Süden, im Rätikon, wurde die Flyschzone von den «afrikanischen» Nördlichen Kalkalpen Apuliens überfahren.

Bei diesen gebirgsbildenden Vorgängen können tonig-mergelige Gesteine leichter deformiert werden, als starre Kalkblöcke. Die Folge sind disharmonische Faltungen: Was einst auf einer nur wenige Grad geneigten Fläche abgelagert worden war, kann heute steil, ja sogar senkrecht stehen, und «wild» verfaltet sein!

Die Eiszeit und ihre Folgen

In jüngster geologischer Vergangenheit war der Alpenraum mehrfach vergletschert. Dabei wurde unsere Landschaft grundlegend geformt. Fast alle unsere



Abb. 3: In der Hällritzer-Formation wechseln harte Sandsteinbänke mit Kalkstein und blättrigen Tonlagen.



Abb. 4: Die gebirgsbildenden Kräfte haben die Gesteine der Hällritzer-Formation in Falten gelegt.

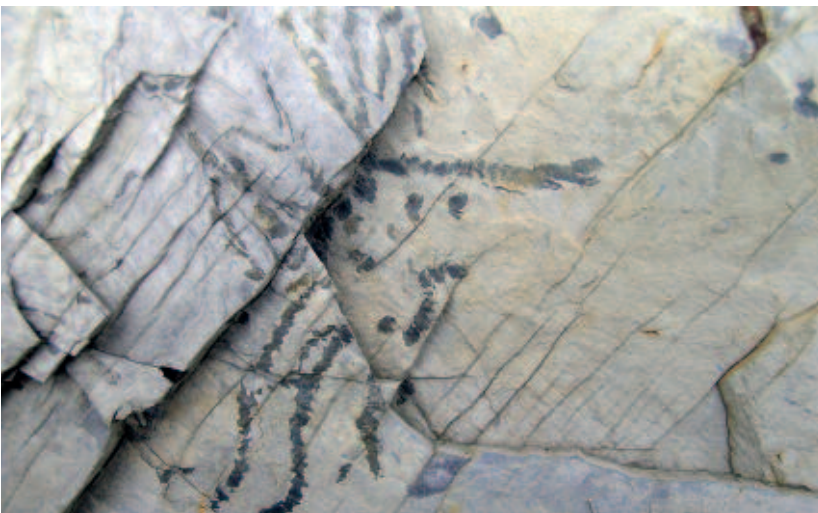


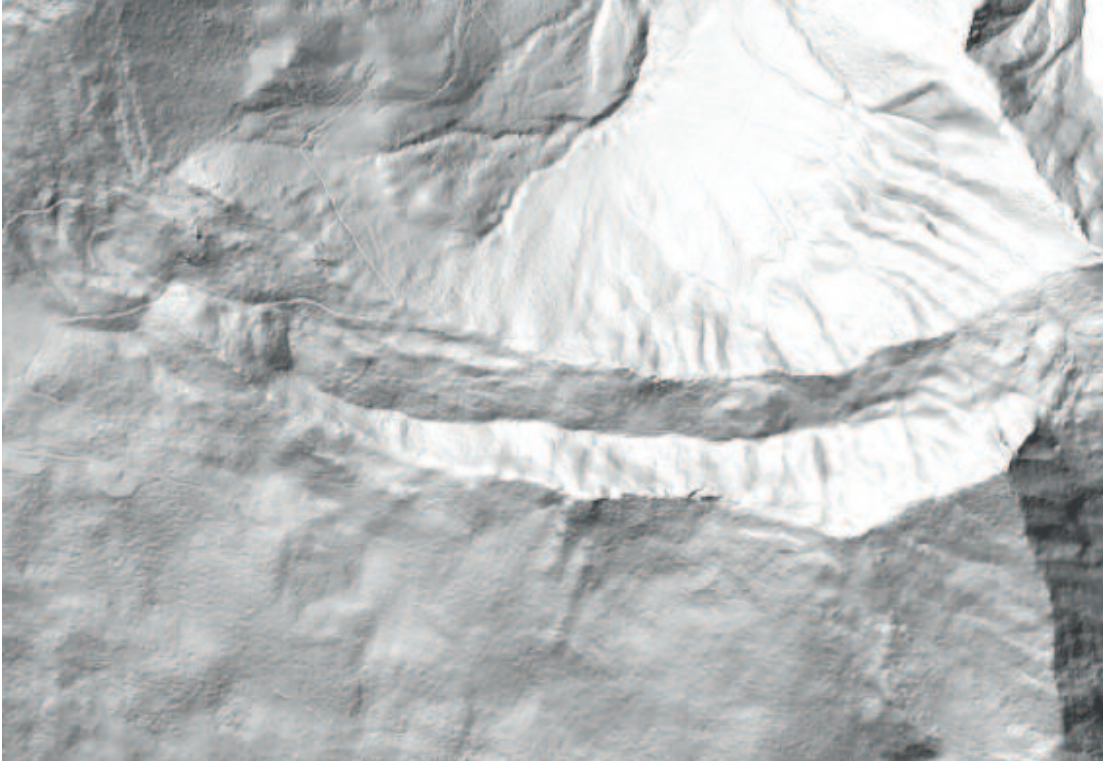
Abb. 5: Diese Spuren in der Gesteinen der Hällritzer-Formation entstanden, als sich ein unbekanntes Tier durch das Sediment wühlte.

natürlichen Landformen sind letztendlich eine Schöpfung der Eiszeit. Nur die Spuren der letzten Vereisung, der Würm-Eiszeit, können leicht identifiziert und in ein zeitliches Schema eingeordnet werden. Ältere Formen wurden fast immer von den jüngsten Gletschern zerstört. Und doch verdankt die gesamte Walgau-Nordseite zwischen dem Pfudidetschbach in Satteins und dem Falsterbach am Ausgang des Großwalsertales ihr heutiges Erscheinungsbild Ereignissen, die lange vor der Würm-Eiszeit stattgefunden haben müssen.

Die sanfte, flache Landschaft, in der die Ortschaften Röns, Düns und Schnifis liegen, steht in starkem Gegensatz zu den steilen, zerfurchten Südhängen des Gebirgskammes zwischen Laternsertal und Walgau. Die Landformen in diesem flachen «Balkon» sind durch eiszeitliche Überprägung allein nicht zu erklären. Und auch der geologische Bau erscheint gestört: Oben am steilen Hang zieht die Grenze zwischen Piesenkopf- und Hällritzer-Formation schräg nach Südosten vom Dünser Horn bis Bassigg hinab. Südöstlich Bassigg ist sie wie abgeschnitten und lässt sich nicht weiter verfolgen. Statt dessen springt die Hällritzer-Formation weit nach Süden und Südwesten vor und liegt dort, wo wir eigentlich ihre Unterlage erwarten würden. Gleiches gilt für die Piesenkopf-Formation: Auch deren Untergrenze lässt sich oberhalb von Düns plötzlich nicht mehr weiter nach Südosten verfolgen. Der Untergrund von Düns und Röns sowie der Nordteil von Schlins müssten eigentlich von noch älteren Flysch-Gesteinen aufgebaut sein. Und trotzdem finden wir dort die Piesenkopf-Formation. Ähnliche Ungereimtheiten sind auch im östlichen Gemeindegebiet von Satteins zu beobachten. Jedoch am Einfallen der Schichten ändert sich nichts, und kein Umbiegen, kein Hinweis auf eine großdimensionale Faltung ist erkennbar.

Weitere Hinweise finden wir oben am Gebirgskamm. Westlich des Rappenkopfs, gegen das Älpele zu befindet sich ein markanter Doppelgrat, das Kellatobel. Unter dem Dünser Horn finden wir eine weniger deutliche Rinne, einen Tümpel, wo keiner sein dürfte, Vernässungen. All dies sind Anzeichen, dass die gesamte Gebirgsflanke vor der letzten Eiszeit nicht stabil war.

Die großen, breiten Täler der Alpen sind Bildungen der Eiszeiten, so auch der Walgau. Das Gletschereis räumte die schon früh im Werden der Alpen angelegten Täler aus. An seiner Unterseite transportierte das Eis Gesteinsschutt mit, der wie in einer Mühle aufgemahlen wurde. Gleichzeitig aber wirkte er wie Schleifpapier und formte den Untergrund. In der Wiederholung der Eiszeiten potenzierte sich dieser Prozess. Stark übertiefte, U-förmige Täler sind die Folge. Aber auch die Flanken dieser Täler sind übersteilt: Sie sind steiler, als sie bei «normaler» Abtragung jemals sein könnten. Ein Ungleichgewicht entsteht, das die Schwerkraft auszugleichen versucht: Felsstürze, kleine Rutschungen oder aber großräumige Sackungen und Bergzerreibungen sorgen dafür, dass sich die Talflanken wieder an stabilere Neigungen annähern. In einer der früheren Zwischeneiszeiten muss genau dies an der Nordseite des Walgaus geschehen sein. Die Talflanke wurde instabil und rutschte als einheitlicher Block in das übertiefte Becken des Walgaus. Wie die Strukturen am Bergkamm zeigen, waren noch weitere Gesteinspartien in Bewegung. Aber die Sackungsmasse bildete nun ein Widerlager, und ein weiteres Abrutschen wurde verhindert. Ganz zur Ruhe gekommen ist die Talflanke aber nicht: Der Doppelgrat vom Kellatobel und die



Vernässungen unter dem Dünser Horn sind Hinweise, dass sich das Gebiet weiterhin talwärts bewegt.

Über die Ursachen können wir nur spekulieren. Eine Möglichkeit wäre, dass der Abfluss aus dem Walgau durch die Felsenau zunächst noch blockiert war. Ein Stausee bildete sich. Als die Schuttfüllung, welche die Schlucht verstopfte, endlich ausgeräumt war, wurde der See rasch entleert. Weniger rasch reagierte das Wasser, das im Gestein gespeichert war. Während vorher Porenwasser und Stausee im Gleichgewicht standen, entstand nun im Porenwasser ein Überdruck, der letztendlich das Abgleiten der Gesteinsmassen bewirkte. Dennoch: Auch wenn dieses Szenario plausibel erscheint, wurden mögliche Hinweise darauf spätestens in der letzten Eiszeit wieder zerstört. Daher wird der genaue Ablauf wohl immer Spekulation bleiben.

Eindeutig ist aber, dass diese Sackung bereits vor der Würm-Eiszeit stattgefunden hat. Denn die Sackungsmasse im Tal wurde vom würmzeitlichen Illgletscher überprägt und geformt. Und auch junge, oberflächliche Rutschungen prägen heute das Landschaftsbild. So sind östlich von Schnifis trockenalartige Spalten und Rücken durch nacheiszeitliches Gesteinskriechen entstanden. Die Eisrandlagen des Spätwürms sind daher am Nordrand des Walgaus nicht leicht zu verfolgen. Ständig wechseln eiszeitliche und nacheiszeitliche Geländeformen miteinander ab. Und sie sind gleich orientiert, wie die Flysch-Schichten im Untergrund. Vom Eis geformte Gesteinsrücken und Mulden, Moränenwälle und späteiszeitliche Trockentäler sind manchmal schwer zu unterscheiden. Während sich auf der Südseite des Tales zwischen dem zurückschmelzenden Gletscher und dem bereits eisfreien Hang Eisrandterrassen bildeten, sind diese auf der Nordseite des Walgaus kaum entwickelt: Der Schutt, der die Terrassen hätte bilden können, wurde im Großwal-

Abb. 6: Der Doppelgrat vom Kellatobel ist Hinweis auf eine Bergzerreißung. (Quelle: Vorarlberger Landesvermessungsamt – VOGIS)

sertal zurückgehalten. Und an den Hängen fehlten größere Schotterquellen. Die wenigen Eisrandterrassen in den unteren Hangbereichen sind zum Teil durch die Kiesgewinnung und öfter von Massenbewegungen zerstört.

Dennoch können wir in allen hangparallelen (Trocken-)Tälern ehemalige Schmelzwasserrinnen vermuten. Das auffällige Tal von Valschion – Vallonga in Schlins ist als solch ein späteiszeitliches Trockental anzusprechen. Es wurde gebildet, als sich gegen Ende der Eiszeit das (Schmelz-)Wasser seinen Weg am Rande des Illgletschers suchen musste. Es könnte aber auch bereits während der Sackung angelegt worden sein. Und nicht zuletzt verläuft die Mulde von Vallonga parallel den Vorzeichnungen durch die Schichtköpfe der Hällritzer-Formation. Etwas früher fungierte das Tal südlich der Tschanischa und unterhalb Schnifis als Schmelzwasserrinne. Und noch früher floss das Wasser nördlich der Tschanischa. Die westliche Fortsetzung dieser Rinne ist in Schnifis durch die jungen Schuttfächer von Schnifiserbach und Montanastbach überdeckt. Erst in Röns wird die talparallele Entwässerung im Bereich des heutigen Dorfzentrums wieder fassbar.

Der Einschnitt des Vermülsbachs zwischen Schlins und Röns verläuft schräg zu den Strukturen des voreiszeitlichen Untergrunds. Auch hier sind spätglaziale Formen entwickelt. Westlich an den Ausgang des Tobels schließt bei Rösberg eine kleine Eisrandterrasse an.

Die jüngste morphologische Großstruktur im Gemeindegebiet von Schlins ist – neben der Talfüllung des Walgaus – der kombinierte Schuttfächer von Vermülsbach und Vanellabach. Die nördlichen und westlichen Anteile des Vermülsfächers bei Bafans wurden bereits späteiszeitlich geschüttet. Dieser Bereich wurde in jüngster geologischer Vergangenheit bereits wieder angeschnitten, was sich heute als markante Stufe am Walgaurand zeigt.

Die steilen Hanglagen hinauf zum Gebirgskamm sind von Tobeln durchfurcht. Hier macht die Flyschzone ihrem Namen weiterhin Ehre: Starkregen spülen in Muren den Schutt aus den Tobeln, instabile Partien im Flysch neigen zu Rutschungen. Handelt es sich aus geologischer Sicht um nur kleine, eher oberflächliche Phänomene, stelle sie doch für die Betroffenen ein ernstes Problem dar.



Abb. 7: Hinter dem Bewuchs schwer erkennbar ist ein hangparalleler Einschnitt östlich Schnifis, der durch Sackungsprozesse entstanden ist.



Abb. 8: Der nacheiszeitliche Schwemmfächer des Vermülsbaches wurde später von der Ill angeschnitten.

Literatur

- ALLEMANN, F. (2002): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein. – 129 S., Bern / Vaduz (Regierung des Fürstentums Liechtenstein).
- ALPINE GEOMORPHOLOGY RESEARCH GROUP (1991): Geomorphologische Karte 1:10.000, Blatt Schnifis. – Amsterdam (Universität Amsterdam, Institut für Physische Geographie und Bodenkunde) / Dornbirn (Vorarlberger Naturschau).
- BERTLE, H., FURRER, H. & LOACKER, H. (1979): Geologie des Walgaues und des Montafons mit Berücksichtigung der Hydrogeologie (Exkursion G am 20. April 1979). – Jahresbericht und Mitteilungen des oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. 61: 71-85, Stuttgart.
- FRIEBE, J.G. (Red.) (2007): Vorarlberg. – Geologie der österreichischen Bundesländer: 174 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- DE GRAAFF, L.W.S., DE JONG, M.G.G. & SEIJMONSBERGEN, A.C. (2007): Landschaftsentwicklung und Quartär in Vorarlberg. – in: Friebe, J.G.: Vorarlberg. – Geologie der österreichischen Bundesländer, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O. (1967): Geologische Karte des Walgaus 1:25.000. – Wien (Geologische Bundesanstalt).
- HESSE, R. (1965): Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrug. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Sonderheft G: 147-170, Wien.
- HESSE, R. & Butt, A. (1976): Paleobathymetry of Cretaceous turbidite basins of the east Alps relative to calcite compensation level. – Journal of Geology, 34: 505-533, Chicago.
- MATTERN, F. (1998): Lithostratigraphie und Fazies des Reiselsberger Sandsteins: sandreiche, submarine Fächer (Cenomanium-Turonium, westlicher Rhenodanubischer Flysch, Ostalpen). – Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, (A) 198: 1-139, Berlin.
- MATTERN, F. (1999): Mid-Cretaceous basin development, paleogeography, and paleogeodynamics of the western Rhenodanubian Flysch (Alps). – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 149/4, 89-132, Stuttgart.
- MATTERN, F. (2004): The main internal flysch thrust, thrust tectonic subdivision, and structure of the western Rhenodanubian Flysch Belt (eastern Alps). – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 155/1: 11-34, Stuttgart.
- ORTNER, H. (2007): Deformationsgeschichte und geologisch-tektonischer Überblick. – in: Friebe, J.G.: Vorarlberg. – Geologie der österreichischen Bundesländer, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- SIMONS, A.L. (1985): Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg, Österreich. – Schriften des Vorarlberger Landesmuseums / Reihe A: Landschaftsgeschichte und Archäologie, 1: 257 S., Bregenz.

Anschrift des Autors

Dr. Georg Friebe
inatura – Erlebnis Naturschau Dornbirn
Jahngasse 9
A-6850 Dornbirn