

# Der Vorgang der Massenbewegungen an Beispielen des Klostertales in Vorarlberg\*).

Mit 2 Karten im Text und 4 Bildern auf Taf. VI und VII

Von JOSEF MATZNETTER

Im Gesamtbereich der abtragenden Vorgänge werden jene als Massenbewegungen bezeichnet, die im wesentlichen in ihrer Auslösung und ihrem Ablauf nur durch die Schwerkraft bedingt sind, ohne daß dabei Wasser, Gletschereis oder Wind eine ausschlaggebende Mitwirkung zukommt. Freilich ist es im einzelnen Falle solcher Vorgänge oft kaum möglich, das tatsächliche Ausmaß des Mitwirkens, bzw. Nichtmitwirkens dieser Agentien einwandfrei festzustellen. Als sicher aber muß wohl gelten, daß ihnen bei den Massenbewegungen vielfach bis zu einem gewissen Grade eine vorbereitende und unterstützende Rolle zukommt.

Seit A. PENCK den Begriff der „Massenbewegungen“ prägte<sup>1)</sup>, den er in die Bewegung loser Massen, die Bergstürze und die Abspülung untergliederte, wird dieser unter gelegentlichen Erweiterungen und Verengungen, aber im großen und ganzen im gleichen Sinne in der physischen Geographie verwendet<sup>2)</sup>. Unter den verschiedenen Einteilungsversuchen ist besonders jener von TERZAGHI hervorzuheben<sup>3)</sup>, der bei seiner genetischen Klassifikation Trocken- und Breibewegungen unterscheidet. Als kennzeichnendes Beispiel werden im ersteren Falle die Bergstürze und im anderen die Murgänge angeführt, womit auch versucht wird, den Anteil der einleitend genannten sekundären Agentien teilweise mit zu berücksichtigen. Wesentliche Beiträge zur begrifflichen Unterbauung und zur Kenntnis des Vorganges der Massenbewegung selbst haben nicht zuletzt LEHMANN<sup>4)</sup> und HEIM<sup>5)</sup> durch ihre Untersuchungen über Steinschlagwände, bzw. Bergstürze geliefert.

Es liegt nun in der Natur der Sache, daß das Hochgebirge ganz allgemein infolge seiner so stark ausgeprägten vertikalen Komponente einen besonders bevorzugten Schauplatz der Abtragung durch Massenbewegungen darstellt. Infolge der Vielfalt der Erscheinungen und besonders wegen der Mannigfaltigkeit der Übergangsformen innerhalb der verschiedenen Vorgänge unter-

---

\*) Verfasser dankt der Generaldirektion und der Baudirektion der Österreichischen Bundesbahnen für die vielfältige Unterstützung zum Abfassen der vorliegenden Abhandlung.

<sup>1)</sup> A. PENCK, Morphologie der Erdoberfläche, Stuttgart 1894, I, S. 219 ff.

<sup>2)</sup> O. MAULL, Geomorphologie, Leipzig 1938, S. 74.

<sup>3)</sup> K. TERZAGHI, Erdbaumechanik auf bodenphysiologischer Grundlage, Leipzig 1925.

<sup>4)</sup> O. LEHMANN, Über die morphologischen Folgen der Wandverwitterung, Z. f. Geomorphologie, Leipzig 1933/35, Bd. 8, S. 93.

Derselbe, Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden, Vjsch. Natf. Ges. Zürich, Zürich 1933, Bd. 78.

<sup>5)</sup> A. HEIM, Über Bergstürze, Njbl. Natf. Ges. Zürich, Zürich 1882.

einander, erscheint es nun notwendig, den Begriff der Massenbewegungen zu erweitern, um sie in ihrer Gesamtheit innerhalb eines bestimmten Raumes überschauen zu können. Im Sinne der Einteilung TERZAGHS sind hier einmal die Murgänge mit in den Kreis der Betrachtung einzuschließen. Wohl ist bei jeder Mure die Wasserwirkung ausschlaggebend für ihre Auslösung. Jedoch kann in ihrer Zusammensetzung selbst der verhältnismäßige Anteil von Wasser und festen Stoffen ein sehr unterschiedlicher sein. In der weitaus überwiegenden Mehrzahl aller Fälle ist schließlich auch die absolute Menge gleichzeitig abgehenden Materials beträchtlich. Noch mehr aber als der letztere Umstand spricht für die Einordnung der Murgänge unter die Massenbewegungen die Tatsache, daß sie recht häufig mit Vorgängen von Massenbewegungen im engeren Sinne in unmittelbarem Zusammenhang stehen. Dies betrifft vor allem Rutschungen lockeren Materials von der einfachen Rasenabschälung bis zum Muschelbruch, wie sie besonders im Hals der Murentobel oft im Zuge des Murganges selbst auftreten. Es gibt aber auch den Fall, daß sich aus einer, an sich nicht aus einer üblichen Örtlichkeit von Murgängen entstehenden Rutschung heraus, zeitlich in unmittelbarer Folge oder auch mit Abstand, ein zumindest murenähnlicher Vorgang bildet. Besonders enge ist die Verbindung zwischen Mure und Rutschung bei den, allerdings weniger häufigeren Feilenbrüchen<sup>6)</sup>. Nicht zuletzt muß darauf hingewiesen werden, daß im allgemeinen der überwiegende Teil des Murenmaterials Steinschlaghalden im Anbruchgebiet entstammt. Schließlich können sich unter gewissen Umständen, ähnlich wie bei den Rutschungen, aus Felsstürzen heraus, besonders bei klastischen Gesteinen, murenartige Erscheinungen entwickeln. Ähnlich wie auch nicht selten Schuttriesen, ohne die sonstigen Merkmale von Murtobeln zu besitzen, zu Schauplätzen von Murgängen werden.

Der Begriff der Massenbewegungen ist als solcher an Vorgänge im Bereiche fester Stoffe gebunden. Bei der Gesamtbetrachtung aller Arten der sich innerhalb eines bestimmten Raumes abspielenden Massenbewegungen, ihrer auslösenden Momente, ihrer inneren Zusammenhänge, sowie ihrer Zeitpunkte und Örtlichkeiten, kann die Rolle der temporären Schneedecke, vor allem dort, wo sie größere Teile des Jahres über und in verhältnismäßiger Mächtigkeit besteht, nicht übersehen werden. Die vorbereitende oder unterstützende Mitwirkung von Schneefall und Schneedecke und der verschiedenen mit ihnen verbundenen Erscheinungen bei Auslösung und Ablauf von Massenbewegungen, vor allem zur Zeit des ersten Schneefalles und wiederum zur Schneeschmelze, liegt in vielen Fällen klar auf der Hand. Anders lautet aber nun die Frage, ob und inwieweit die innerhalb der Schneedecke selbst sich vollziehenden Vorgänge mit in den Untersuchungsbereich der eigentlichen Massenbewegungen fester Stoffe einzubeziehen sind. Hier ist einmal festzustellen, daß Schnee an sich selbst Masse ist und daher die in ihm auftretenden Bewegungsvorgänge weitgehend jener der festen Massen ähnlich sind. So entspricht etwa der Ablauf einer Lawine sehr jenem eines Murganges und der eines breitflächigen Schneeabrutsches, bei dem es nicht zur Ausbildung einer Lawinenbahn kommt, gleicht in manchem einer Hangrutschung von Bodenteilen. Ebenso kann das Schneekriechen, bzw. der Schneedruck nach Art und Wirkung mit Hang- und Schuttkriechen verglichen werden. Gleichermaßen ist zu sagen, daß dabei die Örtlichkeiten des Auftretens, insbesondere bei Lawinen und Muren, oft ganz die gleichen sind. Es darf schließlich auch nicht vergessen werden die Fälle zu erwähnen, bei denen

<sup>6)</sup> J. STINI, Technische Geologie, Stuttgart 1922, S. 439 ff.

Bewegungsvorgänge in der Schneedecke direkte Folge eigentlicher Massenbewegungen sind, wie etwa Lawinen durch Steinschläge ausgelöst werden können. Unter den, bis zu einem gewissen Grad mit Schnee und Schneedecke zusammenhängenden Erscheinungen möge auch die, häufig an Steinschlagwänden vorkommende, Eiszapfenbildung genannt werden. Niedergehende Eiszapfen zeitigen nicht nur sehr ähnliche Wirkungen wie Steinschläge, sondern treten auch gar nicht selten mit diesen gleichzeitig auf. Andererseits ist freilich festzuhalten, daß der unmittelbare Beitrag der innerhalb der Schneedecke sich vollziehenden Bewegungen zur allgemeinen Landabtragung ein nur wenig bedeutender ist. Immerhin reißen oft Grundlawinen nicht unbeträchtliche Gesteinsmengen mit sich zu Tal und gelegentlich kann es sich auch ereignen, daß im Vorfrühling oder Spätherbst Lawinen und Muren in einer Art Kombination zusammen abgehen.

Auf Grund der vorangeführten Beispiele mag es nun gerechtfertigt erscheinen, um die Gesamtheit der an einer Gebirgslehne sich vollziehenden Ereignisse darzustellen, sowohl Murgänge, als auch Lawinen und ähnliche Erscheinungen mit in die Behandlung der Massenbewegungen einzubeziehen. Daß die Wahl des zum Beispiel genommenen Gebietes auf Teile der N-Flanke des Klostersales fiel, hat zwei Gründe. Einmal scheint dieses Tal im Vergleich zu anderen infolge Gestaltung, geologischem Aufbau und klimatischer Verhältnisse besonders günstige Voraussetzungen für das Auftreten von Massenbewegungen zu bieten. Zum anderen aber gibt die Beobachtung dieser Vorgänge entlang der Trasse der Arlbergbahn-Westrampe eine nicht allgemein vorhandene Gelegenheit diese nach Art, Zeit und Örtlichkeit zu fixieren.

Zwischen den Lechtaler Alpen im N und der Ferwallgruppe im S gelegen, bildet das Klostertal die westliche Hälfte der Arlbergfurche. Zwischen dem Arlbergpaß und dem Talausgang bei Bludenz, wo es sich zum Walgau öffnet, rd. 30 km lang, erstreckt es sich fast genau in W—E-Richtung. Von der Alfenz durchflossen, senkt sich der Talboden von der Paßhöhe (1802 m) auf rd. 1200 m bei Langen, dem westlichen Endpunkt des eigentlichen Paßbereiches und dem Beginn der mittleren Talstrecke, um dann am Talausgang am Zusammenfluß mit der Ill knapp 580 m zu betragen. Weitere 30 km von hier liegt dann die lokale Erosionsbasis des Rheins an der Illmündung bei 430 m Höhe. Diese verhältnismäßig nahe und sehr tiefgelegene Erosionsbasis kommt ihrerseits wiederum in den steilen Gefällskurven der Seitengerinne und der starken Neigung der Hänge an den Talflanken mit zum Ausdruck. Die höchsten Erhebungen an den beiden Talseiten senken sich nun ziemlich gleichmäßig vom Paß gegen den Talausgang zu im N von rd. 2800 m bis gegen 2000 m und im S von rd. 2900 m bis gegen 1900 m ab. Die wichtigsten Gipfel unter diesen sind der Reihe nach an der N-Seite Valluga (2811 m), Gruben Spitze (2662 m), Blisadona Spitze (2519 m), Rohnsnitz (2495 m), Blattnitzerjoch Spitze (2316 m), Gamsboden Spitze (2294 m), Saladina Spitze (2232 m), Rogelskopf (2275 m), Gamsfreiheit (2214 m) und Els Spitze (1981 m) sowie an der S-Seite Peischelkopf (2415 m), Albankopf (2655 m), Kalte Berg (2900 m), Burtschakopf (2247 m), Mittagstein (2076 m), Itonskopf (2081 m), und Davenna (1884 m). Von dieser verhältnismäßigen Gleichheit der Gipfel fluren abgesehen, sind aber die beiden Talseiten recht ungleichmäßig gestaltet. Die südliche Talflanke wird ihrerseits kaum durch Seitentäler aufgegliedert — nur das bei Klösterle ausmündende, tief eingreifende Tal des Nenzigast Baches und nahe davon das Albonabach Tal bei Langen bilden hiebei Ausnahmen — sondern fällt ziemlich einförmig vom Kamm gegen die Talsohle

zu ab. Die gegenüberliegende Talseite zeigt dagegen, vor allem in ihrem Mittelabschnitt von Langen bis Braz, ein völlig anderes Charakteristikum. Zwischen Kammregion und Haupttal schieben sich hier, einer meist an den anderen grenzend, weit ausgerundete Talkessel seitlicher Tobel. Es sind dies, um von Langen an die wichtigsten zu nennen, die beiden Passürtobel, Großtobel, Wäldletobel, Streubach, Glong-, Stelzis-, Mühlen-, Höllen-, Muten-, Schmied- und Schanatobel sowie schon bei Braz, gegen den sich weitenden Talausgang zu, der Mason und Mühlbach wie auch der Winkler- und Almeientobel. Von den letztgenannten abgesehen, treten diese Tobel in tiefen, z. T. schluchtartigen Kerben in das Tal selbst, in welches hinein sie große Schwemmkegel vorbauen, aus. Zwischen diesen Austrittsstellen aber steigen die Steillehnen des unmittelbaren Seitengehanges 800—1000 m zu Kulminationspunkten an, die dem Hauptkamm vorgelagert sind. Es sind dies wiederum von Langen an gezählt, Blasegg (1987 m), Blisadönele (1913 m), Batzig (1835 m), Grafen Spitze (1870 m), Plattenwald (1657 m), und Mehren Alpe (2029 m). Während in den Hintergehängen der Tobel unterhalb des Hauptkammes mehrfach mehrhundertmeterhohe Felswände vorhanden sind, erscheinen die unmittelbaren Seitenhänge im allgemeinen von einzelnen, meist nicht allzuhohen Felspartien durchsetzt. Erst im westlichen Teil des Klostertales treten, von der Mehren Alpe an, große Felswände an der N-Seite direkt gegen das Tal zu vor. Es ist dies besonders am Bockberg unterhalb des Rogelskopfes und im Bereich der Gamsfreiheit der Fall.

Der ausgeprägte Unterschied in der Gestaltung der beiden Flanken des Klostertales ist im wesentlichen dadurch begründet, daß dieses im größten Teil seines Verlaufes die Grenze zwischen den nördlichen Kalk- und den zentralen Kristallinalpen bildet. Während die südliche, einförmiger gebildete Talseite aus Glimmerschiefern, Phylliten und Gneisen aufgebaut wird, setzt sich die nördliche fast ganz aus Gesteinen der alpinen Trias zusammen. Es sind dies der Hauptsache nach Arlberg(Wetterstein)kalke, Muschelkalk, Plattenkalke und Hauptdolomit sowie Sandsteine, Mergel und Schiefer der Raibler- und Partnach-Schichten. Hierzu kommen dann noch, in geringerem Ausmaße, Lias- und Rätikalke, Fleckenmergel, Kössener Schichten u. a. m. Von diesen Gesteinen liegen, zumeist westost streichend und z. T. in sehr starker Wechsellagerung, vor allem Arlbergkalke, Muschelkalke, Partnach- und Raibler-Schichten in den gegen das Haupttal vorgeschobenen Teilen der Talflanke. Der Hauptdolomit dagegen, in einem geschlossenen und stellenweise verhältnismäßig breiten Band W—E ziehend, nimmt in erster Linie größere Partien der Kammregion und der Tobel-Hintergehänge ein. Nur in der Talmitte kommt er im Grafenspitz bis zum unmittelbaren Seitenhang vor. Gegen den Talausgang zu tritt er dann auch im Stock des Itonskopfes und der Davenna, hohe Felswände bildend, an der südlichen Talseite in Erscheinung. Kennzeichnend für die Verhältnisse an der N-Flanke des Klostertales ist schließlich auch der Umstand, daß die Schichten, beinahe vorherrschend, fast saiger — unter meist leichter Neigung gegen das Tal zu — stehen (Bild 4, Taf. VII). Im Vergleich zu anderen Tälern sind nur in ziemlich geringem Ausmaß glaziale Ablagerungen vorhanden. Soweit sie nicht in den seitlichen Talkesseln der Tobel liegen, kommen sie, überwiegend als ungeformter Moränenschutt, im Haupttal selbst nur stellenweise an den unteren Hangpartien vor. Es ist dies besonders unterhalb des Grafenspitz sowie in der Nähe der Austrittsstellen des Streubaches, Muten-, Höllen- und Schmiedtobel der Fall. Der Talboden seinerseits wird auf größere Strecken ganz von den

Schwemmkegeln der Tobel erfüllt und nur stellenweise wird dazwischen in mäßiger Breite die Talsohle durch Alluvionen der Alfenz gebildet, so bei Klösterle, Dalaas und Braz.

Die klimatischen Verhältnisse des Klostertales werden dadurch gekennzeichnet, daß es, im extremen Luv der Ostalpen gelegen, zu den niederschlagsreichsten Gebieten ganz Österreichs gehört. Dies ist vor allem dadurch bedingt, daß es durch den Übergang in den nach NW erstreckten Walgau und von hier in das breite, bald nach N zu in das Alpenvorland austretende Rheintal für alle aus dem NW-Quadranten kommenden Strömungen, die das ganze Jahr über vorherrschen, völlig offen daliegt. Die Niederschlagsmengen im Mittel der Jahre 1901—1950 an den Meßstellen Feldkirch (470 m), am Austritt der Ill aus dem Gebirge, Bürs bei Bludenz (569 m), unweit der Einmündung des Klostertales in den Walgau, Langen am Arlberg (1220 m) und schließlich im Lee des Passes von St. Anton am Arlberg (1307 m), mögen diese Verhältnisse darlegen<sup>7)</sup>:

Ort	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr mm
Feldkirch	68	52	65	83	108	137	162	154	112	80	70	68	1159
Bürs	81	67	79	91	116	152	165	168	124	97	85	84	1309
Langen a. A.	162	132	139	155	158	202	234	220	166	133	138	150	1989
St. Anton a. A.	81	61	66	71	73	127	149	155	99	78	77	82	1119

Es ergibt sich hieraus, daß das Klostertal an keiner Stelle unter 1300 mm Niederschlag aufweist und dieser in seinen inneren und höheren Teilen auf 2000 mm und wahrscheinlich noch darüber ansteigt. Wohl ist er auch im Sommer, entsprechend den allgemeinen Verhältnissen in Mitteleuropa, am stärksten, doch muß er während aller Monate des Jahres als sehr reichlich bezeichnet werden. Wie der Vergleich zeigt, wird im Inneren des Tales mit seinen auch absolut sehr hohen winterlichen Niederschlägen — der Jännerwert in Langen entspricht genau dem höchsten Monatswert (Juli) in Feldkirch — der Unterschied zwischen Sommer und Winter auch relativ gegenüber den Verhältnissen am Gebirgsrand geringer. In welchem Maße hierin endlich auch die Luvlage zur Geltung kommt zeigt sich deutlichst an den Werten von St. Anton, die nicht einmal diejenigen von Feldkirch erreichen.

Das Verhältnis von Regen zu Schneefall verschiebt sich selbstverständlich wesentlich zu Gunsten des letzteren im Gebirge, wo dieser, den allgemeinen Niederschlagsmengen entsprechend, gleichermaßen außergewöhnlich überdurchschnittliche Werte erreicht. Es soll dies auf Grund des selben 50jährigen Mittels im Vergleich zwischen Langen und Feldkirch dargelegt werden<sup>8)</sup>. Verzeichnet Langen bei durchschnittlich 70 Tagen mit Schneefall eine ebensolche addierte Schneehöhe von 869 cm der eine größte gesetzte Schneehöhe von 184 cm im Mittel entspricht, so lauten die gleichen Werte für Feldkirch 22 Tage zu 116, bzw. 33 cm. Dauert ferner in Langen die geschlossene Winterdecke des Schnees im Durchschnitt 158 Tage von Mitte November bis gegen Ende April, so beschränkt sich diese in Feldkirch auf nur 33 Tage von Anfang Jänner bis Anfang Februar. Welche Schneemengen der Winter in Langen aber bringen kann, zeigt der bisher gemess-

<sup>7)</sup> Die Niederschlagsverhältnisse in Österreich im Zeitraum 1901—1950, Teil I, Beiträge zur Hydrographie Österreichs, H. Nr. 26, Wien 1952.

<sup>8)</sup> Die Schneeverhältnisse in Österreich im Zeitraum 1901—1950, Teil I, Beiträge zur Hydrographie Österreichs, H. Nr. 25, Wien 1952.

sene Maximalwert einer addierten Schneehöhe von 1294 cm und einer gesetzten Schneehöhe von 296 cm. Um diese Verhältnisse, vor allem in Bezug auf die Lawinenbildung richtig verstehen zu können, muß darauf hingewiesen werden, daß der Ort Langen ja selbst nur innerhalb des Talganzen in mittlerer Höhe liegt und die Niederschlagsmengen in den höheren Gebirgspartien dementsprechend noch größer sind. Unter den wenigen diesbezüglich vorhandenen Daten mögen die folgenden zur Veranschaulichung dessen angeführt werden<sup>9)</sup>. Während im schneereichen Winter 1950/51 die gesetzte Schneehöhe am Bahnhof Dalaas (923 m), im mittleren Klostertal, 130 cm und in Langen (1217 m) 245 cm betrug, wurde sie am Blasegg in 1950 m oberhalb Langen, mit 520 cm gemessen. Die unmittelbaren Seitenhänge des Tales sind an beiden Flanken bewaldet. Fast geschlossen ist dies an der südlichen der Fall und im östlichen Abschnitt der Gegenseite wird dieser Eindruck noch dadurch verstärkt, daß die hier dem Hauptkamm vorgelagerten Gipfel sich in der Höhenlage der natürlichen Baumgrenze oder sogar noch etwas darunter befinden. Allerdings zeigen gerade hier die Waldungen sehr deutlich die Spuren starker Lawinentätigkeit. Soweit nicht durch Aufforstungen mit anderen Arten durchsetzt, handelt es sich in den höheren Lagen um fast reine Fichtenbestände, die in mittleren Lagen vor allem stark mit Buchen vermischt sind. Die letzteren treten dann gegen den Talboden zu stellenweise sogar ziemlich geschlossen auf.

Von den ausgesprochen geologischen und klimatischen Voraussetzungen abgesehen, stellt die N-Flanke des Klostertales auch deshalb einen von Natur aus begünstigten Schauplatz für das Wirksamwerden von Massenbewegungen und ihnen verwandter Vorgänge dar, als an ihr sowohl die den Steillehnen speziell zu eigenen Vorkommnisse, wie auch aus den engen Tobeln heraus jene, die eines größeren Aufbereitungs- und Sammlungsraumes bedürfen — wie ausgesprochene Murgänge und Grabenlawinen — gemeinsam in Erscheinung treten. Andererseits können sie allerdings im Talboden selbst, der zwar mehrfach verengt, aber nirgends schluchtartig ist, im allgemeinen nicht jene Wirkung erzielen, wie dies durch dem Ereignis nachfolgende Aufstauungen in tiefen Talschluchten, besonders der nördlichen Kalkalpen — Gesäuse, Koppental u. a. m. — nicht selten der Fall ist.

Diese N-Flanke ist nun Vorkommensbereich so ziemlich aller Vorgänge der Massenbewegungen im eingangs erweiterten Sinne, wenngleich in recht verschieden großem Ausmaß bei den einzelnen. Es sind hier sämtliche Beispiele aus der Artenreihe Bergsturz bis Steinschlag, aber auch Rutschungen, Murgänge und alle Bewegungsvorgänge innerhalb der Schneedecke zu finden.

Die folgende Übersicht des Auftretens dieser Vorgänge und z. T. auch ihrer Wirkungen stützt sich im wesentlichen auf die seit 1884 gemachten Beobachtungen entlang des 23 km langen Abschnittes von Langen bis Bings der Arlbergbahn-Westrampe, die in durchschnittlich 80—120 m Höhe über der Talsohle geführt ist. Diese Beobachtungen finden sich in dem „Journal der Elementarereignisse“ der Lehnbahnmeisterei Dalaas verzeichnet und stellen eine, für einen verhältnismäßig so langen Zeitraum, wohl an keiner anderen Stelle der Ostalpen sonst vorhandene Materialsammlung dar. Allerdings ist auch diese, aus mehrfachen Ursachen, weder zeitlich noch örtlich lückenlos. Einmal wurde das Journal selbst in seiner heutigen Form erst nach dem 1. Weltkrieg von W. PURTSCHER angelegt, der die Ereignisse der

<sup>9)</sup> Freundl. Mitteilung der Bahnmeisterei in Dalaas.

vorangegangenen Jahrzehnte nach verschiedenen vorgefundenen Aufzeichnungen und sonstigen Quellen nachtrag<sup>10)</sup>. Zum anderen wurden auch ursprünglich im allgemeinen nur jene Vorkommnisse vermerkt, die unmittelbare Schäden oder Betriebsstörungen an der Bahn verursachten und erst allmählich nahm man dann auch die übrigen in einiger Nähe der Bahn sich abspielenden Elementarereignisse mit auf. Derzeit wird dieses Journal von Bahnmeister K. LUEGHOFER, dem Nachfolger des bei der Lawinenkatastrophe vom Jänner 1954 tödlich verunglückten Herrn Purtscher geführt. Schließlich ist aber noch in Betracht zu ziehen, daß die Bahnlinie auf dieser Strecke mehrfach in Tunneln oder an sonst wie geschützten Stellen geführt wird. Ebenso muß darauf hingewiesen werden, daß mit den ständig zunehmenden und verbesserten Verbauungen und anderweitigen Schutzmaßnahmen mehr und mehr Eingriffe in die natürlichen Verhältnisse erfolgen, sodaß das Auftreten von Elementarereignissen stellenweise entweder überhaupt verhindert oder wenigstens abgeschwächt wird. Andererseits darf nicht übersehen werden, daß manche Vorkommnisse — besonders Rutschungen und auch Steinschläge — ohne den künstlichen Anschnitt des Hanges durch die Bahntrasse niemals effektiv geworden wären. Es liegt ferner auch in der Natur der Sache, daß nur ein Teil der Vorgänge sich mehr oder minder über die ganze vertikale Erstreckung des Hanges vollzieht — wie meistens Muren und Lawinen — und daher fast immer irgendwie im Bahnbereich in Erscheinung treten. Andere wiederum, so alle Rutschungen und die weit überwiegende Mehrzahl der Felsstürze und Steinschläge, kommen nur auf beschränktem Raum zur Geltung und zumal die letzgenannten sind auch, sofern keine unmittelbare Schadenswirkung mit ihnen verbunden ist, schwer zu beobachten. Alles in allem sind also zu viele und größtenteils auch gar nicht verhinderbare Fehlerquellen vorhanden, um eine wirklich gültige Gesamtdarstellung dieser Verhältnisse an einer ganzen Talflanke geben zu können. Immerhin kann aber mit gutem Grund angenommen werden, daß alle nach Art und Weise, sowie nach Jahreszeiten und auch Örtlichkeiten dieses Gebietes nur einigermaßen typischen Ereignisse erfaßt sind.

Die Bezeichnungen *Bergsturz*, *Felssturz*- und *Steinschlag* kennzeichnen im wesentlichen nur Größenklassen eines in Ursachen und Ablauf gleichen oder zumindest weitgehend ähnlichen Vorganges. Grundsätzlich handelt es sich dabei um das völlige Ablösen fester Massen von ihrer bisherigen Unterlage, wobei der Abtransport, wenigstens bei Felsstürzen und Steinschlägen — meist aber auch teilweise bei Bergstürzen —, im allgemeinen im freien Fall beginnt, der danach in ein Hüpfen, Rollen oder auch Gleiten übergehen kann. Zum Unterschied von vielen Hangrutschungen lockerer Massen wird dabei schon während des Abtransportes und dann im Ablagerungsgebiet das ursprünglich gegenseitige Lagerungsverhältnis der einzelnen Glieder immer verändert. Im allgemeinen wird von einem Bergsturz nur dann gesprochen, wenn es sich um Gesteinsmengen im Ausmaß von mehreren Hunderttausenden oder Millionen Kubikmeter handelt. Was darunter bis zu einer Mindestgröße von einigen Kubikmetern liegt und wenigstens in mehreren von einander getrennten Teilen zur Ablagerung kommt, nennt man Felssturz. Steinschlag wiederum ist in der Regel nur der Abgang einzelner oder mehrerer Felsbrocken oder Steine bis zur Faustgröße herab. Sehr un-

<sup>10)</sup> Für das erste Jahrzehnt des Bestehens der Arlbergbahn veröffentlicht in: Die Arlbergbahn — Denkschrift aus Anlaß des zehnjährigen Betriebes 1884—1894, Innsbruck 1896.

sicher und variabel wird diese Nomenklatur freilich im Bereich ihrer Grenzwerte. Sehr verschiedene Motive können dabei für die Umgangssprache maßgebend werden. So erhält etwa ein Felssturz, der schwere Schadenswirkungen an Siedlungen, Verkehrswegen, Kulturflächen oder Waldungen hervorruft viel eher die, auch in die wissenschaftliche Literatur übergehende Benennung „Bergsturz“, als ein anderes, wesentlich größere Mengen umfassendes Ereignis dieser Art, das sich fernab in einem entlegenen Berggebiet abspielt.

Im Bereiche der N-Flanke des Klostertales dürfte nun nach allem die wesentliche Voraussetzung aller in die Größenklasse „Bergsturz“ zu rechnenden Ereignisse, bzw. dort wo sich solche anzubahnen scheinen, und der Mehrzahl der sogenannten „Felsstürze“ in der so starken Wechsellagerung der Gesteinsschichten, besonders zwischen Arlberg- oder Muschelkalken einerseits und Partnachmergeln andererseits liegen. Weniger Klarheit besteht dagegen im einzelnen Fall bezüglich der unmittelbar auslösenden Ursachen, umso mehr als oft mehrere derselben zusammenwirken. Es sind dies sowohl allmähliche Schwerpunktverlagerung durch Nachgeben oder Abtragen der Unterlage bis zum Erreichen des kritischen Moments, außerordentliche Wasserdurchtränkung des Untergrundes, Frostwirkung u. a. m. Nicht unerwähnt darf schließlich bleiben, wenngleich in diesem Gebiet bisher in keinem einzigen Fall weder ein Zusammenhang damit nachzuweisen noch auch sehr wahrscheinlich ist, daß in der Arlbergfurche eine stark ausgeprägte seismische Linie verläuft<sup>11)</sup>.

Der bekannteste Bergsturz des Klostertales ist der sog. „Großtobel-Bergsturz“, der sich am 9. Juli 1892 um 3 Uhr morgens ereignete. Wohl reicht er in Größe und Wirkung bei weitem nicht an die in der Literatur als klassisch beschriebenen und zur Systematik herangezogenen Bergstürze der Schweizer Alpen oder an die beiden der Villacher Alpe (Dobratsch) in vorhistorischer und historischer Zeit (1348), jenen vom Tschirgant und am Fernpaß u. a. m. in den Ost- und Südalpen heran. Doch zeigt er alle für seine Gattung und ebenso alle für die speziellen Verhältnisse des Klostertales typischen Kennzeichen und stellt auf jeden Fall eines der bedeutendsten Ereignisse dieser Art innerhalb Österreichs in den letzten 100 Jahren dar. Bald nach seinem Eintritt wurde er auch von POLLAK<sup>12)</sup> und BLASS<sup>13)</sup> beschrieben. Seine Abrißnische liegt am rechtsseitigen Gehänge des oberen Großtobel in rd. 2100 m Höhe unterhalb des in fast 2300 m W—E verlaufenden Blisadonajochgrates. Sie befindet sich, 240 m lang, 43 bis 95 m hoch und 10 bis 20 m tief mit einem Rauminhalt von annähernd 400.000 m<sup>3</sup>, innerhalb saigerer, verschieden geschichteter Arlbergkalke, die den ganzen Gratbereich einnehmen. Hangabwärts, etwa von der Fußlinie der Abrißnische an, sind ihr ebenso saigere und von Dolomitbändern durchzogene Partnachmergel vorgelagert. Bereits vor dem Abbruch war an ihrem oberen Rand eine, allem Anschein nach schon seit längerem bestehende Trennkluft vorhanden und die später abgehende Scholle erschien gegenüber ihrer Rückwand etwas abgesunken. Merkliche Bewegungen dieser Scholle müssen jedenfalls schon im Jahre vor dem Eintritt des Ereignisses vor sich gegangen sein, da in den Runsen ihrer Außenwand im Herbst 1891 eine außerordentlich gesteigerte Steinschlagstätigkeit festzustellen war, die zeitweise sogar zu einem Dauervorgang wurde. Im

<sup>11)</sup> R. KLEBELSBERG, Geologie von Tirol, Berlin 1935, S. 383.

<sup>12)</sup> V. POLLACK, Der Bergsturz im „Großen Tobel“ nächst Langen am Arlberg vom 9. Juli 1892, Jb. d. Geol. Reichsanstalt, Bd. XLII, S. 661.

<sup>13)</sup> J. BLASS, Bericht über den am 9. Juli 1892 bei Langen am Arlberg niedergegangenen Bergsturz, Verh. d. Geol. Reichsanstalt, Jgg. 1892, S. 261.



wesentlichen dürfte dieser Bergsturz also durch allmähliche Schwerpunktverlagerung der sich langsam talwärts neigenden und einsenkenden Scholle, wobei die vorgelagerten Mergelschichten wohl auch nachgegeben haben, verursacht worden sein. Ob schließlich auch Folgewirkungen des ungewöhnlich schneereichen Winters 1891/92 oder Regenfälle des Frühsommers mit zur Auslösung des Bergsturzes beigetragen haben, muß allerdings dahingestellt bleiben. Die zu Tal gehenden Trümmer, unter denen sich bis zu 30 m<sup>3</sup> große Blöcke befanden, schürften von ihrer Sturzbahn noch Schutt und Hangverkleidung bis zum Anstehenden ab und schleppten diese, schätzungsweise an die 100.000 m<sup>3</sup> betragenden Materialmengen mit sich weiter. Nicht zuletzt fanden die Sturzmassen im Tobelhals eine ausgezeichnete Gleitbahn auf dem dort noch in beträchtlicher Menge lagernden Lawinenschnee, der wie ein Schmiermittel wirkte. Nach dem Austritt aus der Enge des Großtobel raste der Schuttstrom über dessen Schwemmkegel hinab, dabei die Eisenbahn- und die Straßentrasse zerstörend, fegte dann den Gegenhang fast 30 m hinauf und lief von da talabwärts bis er, 2100 m vom Anbruch entfernt, in 1080 m Höhe am Ortseingang von Klösterle endlich zum Stillstand kam. Die Trümmer zeigten übrigens auch auf ihrem rd. 150.000 m<sup>2</sup> großen Ablagerungsgebiet eine deutliche Gliederung in einen mittleren, am weitesten vorgestoßenen, und zwei seitliche Ströme. Der talaufwärts befindliche wurde dabei durch einen kleinen Gegenhang vor dem Tobelausgang am frühesten abgebremst, noch bevor er die Alfenz erreichte. In der Abrißnische selbst gingen dann noch durch einige Zeit kleinere Nachstürze vor sich.

An verschiedenen Stellen konnten in den letzten Jahrzehnten, bzw. können gegenwärtig an Spalten Bewegungen festgestellt werden, die möglicherweise auf sich anbahnende Bergstürze oder zumindest größere Felsstürze schließen lassen. So wurden z. B. vor dem 1. Weltkrieg in den Arlbergkalken des Bockberges, die im Liegenden wechselgelagerten Mergel und Muschelkalke haben, mehrfach solche Bewegungen verzeichnet, die seither allerdings zu einer, wenigstens vorläufigen Ruhe gekommen sind. Derzeit aktiv zeigen sie sich dagegen am Hintergasser Schroffen, der rd. 300 m über der Talsohle und unterhalb der Gafahr-Alm gelegen, talseitig in einer 80—100 m hohen Wand abfällt (Bild 1, Taf. VI). Die Unterlage dieser Wand besteht aus dünnblättrig verschieferten Partnachmergeln, während sie selbst überwiegend aus Muschelkalk mit einzelnen Wechsellagerungen besteht. Dieser Muschelkalk weist SE der Wand einen komplizierten Faltenbau auf. An der, fast genau entlang der 1000 m Höhenlinie verlaufenden Oberkante der Felswand findet sich nun ein, rd. 75 cm breiter und 1 m tiefer offener Spalt, der sich bergwärts etwa 20 m weit hinzieht (Bild 2, Taf. VI), aber auch im oberen Viertel der senkrechten Wand deutlich erkennbar ist. Die in diesem Spalt seit rund 20 Jahren angebrachten Beobachtungsmarken — in Gestalt zweier, entgegengesetzter und mit ihren Spitzen zueinander gerichteter Eisenstäbe — wiesen bis zum Jahre 1950 ein Auseinanderweichen von 7 mm in der Geraden und eine seitliche Verschiebung von 3 mm auf, wobei ein ausgesprochenes Drehmoment kenntlich wurde. Diese Bewegung ging allerdings nicht gleichmäßig vor sich. Neben Jahren völligen Stillstandes zeigen sich in anderen merkbare Veränderungen. So war im Jahre 1944 ein Maximum von 3 mm festzustellen, während 1949 die Verschiebung 1 mm betrug. Seitdem wurde wiederum, selbst unter Anwendung neuer, verfeinerter Meßmethoden, keine nennenswerte weitere Bewegung wahrgenommen. Ähnliche Ausmaße eines Voneinanderweichens sind schließlich auch an einer anderen, etwas seitlich von dieser Kluft befindlichen

waagrechten Spalte abzulesen, die 1909 mit Zement ausgegossen worden war. Ob nun an dieser Stelle wirklich mit einem Abbruch, dessen Sturzmasse schätzungsweise 50.000 m<sup>3</sup> Gestein betragen würde, in absehbarer Zeit zu rechnen ist, kann schwer vorausgesagt werden. Tatsache ist allerdings, daß sich an dieser Örtlichkeit bereits Bergstürze zugetragen haben. Im oberen Fünftel der Felswand befindet sich nämlich eine deutliche große Abrißnische und genau unterhalb von ihr im Talgrund die dazugehörige Trümmerhalde. Diese wiederum läßt erkennen, daß es sich hier um mindestens zwei verschiedene Abbrüche handeln muß, von denen der darunterliegende, ältere mutmaßlich postglazialen Alters ist, einer Epoche, in der das Klostertal mehrfach Schauplatz von Bergstürzen war.

Felsstürze und Steinschläge treten, soweit — wie schon weiter oben einschränkend hingewiesen wurde — vom Bahnbereich aus beobachtet werden kann, in drei Gebieten am stärksten gehäuft auf. Es ist dies einmal die, Hohe Wand und Laubrechen genannte Steillehne, westlich vom Ausgang des Wäldletobels am SE-Abfall der Batzig. Sie besteht überwiegend aus Arlbergkalken, teilweise durchsetzt mit Partnachmergeln. Dann die Steillehne unterhalb des Heuberges an der S-Flanke der Mehren-Alpe. Diese sind ebenfalls hauptsächlich aus Arlbergkalken, daneben aber auch, vor allem in den unteren Hangpartien, in ziemlichem Ausmaß aus, z. T. gipsführenden Raiblerschichten zusammengesetzt. Dagegen tritt der Anteil der Partnachmergel etwas zurück. Die natürlichen Verhältnisse sind hier allerdings an einer Stelle infolge eines Gipsbruches nicht unwesentlich verändert. Zuletzt schließlich, aber eigentlich an allererster Stelle zu nennen, folgen die ganzen Hänge unterhalb der Gafahr-Alm am S-Abfall des Rogelskopfes und anschließend die Lehnen unter den 2—300 m hohen Felswänden des Bockberges. Hier spielten sich auch die meisten der größeren Felsstürze der letzten Jahrzehnte ab. Folgende wären unter diesen besonders zu erwähnen: aus der Steillehne des Maslunwaldes — unterhalb der Gafahr-Alm — heraus rd. 800 m<sup>3</sup> Tonschiefer am 25. Februar 1910 nach längerem Regenfall, unmittelbar danach gefolgt von einem Murgang. In diesem Fall dürfte auch die starke Wasserdurchtränkung des Untergrundes als Folge vorangegangener, bzw. gleichzeitiger Schneeschmelze, zu der dann noch das Regenwasser hinzukam, das ihrige zum Eintritt des Ereignisses beigetragen haben. Ebenfalls im Winter vollzog sich der rd. 400 m<sup>3</sup> betragende Felssturz vom 31. Dezember 1924 am Hang unterhalb des Bockberges, unweit einer Stelle, an der sich schon am 2. Jänner 1892 eine Masse von rd. 500 m<sup>3</sup> losgelöst hatte. Dieses Vorkommnis ist allerdings wahrscheinlicherweise letztlich auf die Unterschneidung einer Felsplatte beim Bahnbau zurückzuführen. Unmittelbar aus den Wänden des Bockberges heraus wurden Felsstürze im April 1941 (rd. 4000 m<sup>3</sup>), am 27. Juni 1950 (rd. 140 m<sup>3</sup>) und im Mai 1951 wahrgenommen. Dabei konnten auch gute Beobachtungen über die von den Trümmern auf dem hier unbewaldeten Hang zurückgelegten Strecken angestellt werden. Im letztgenannten Fall kamen die äußersten Ausläufer, einzelne Blöcke, der in etwa 1430 m Höhe abbrechenden Sturzmasse fast 450 m tiefer, bis gegen 990 m herab. Ähnlich war es im Jahr vorher, wo von der Abbruchstelle in rd. 1450 m Höhe einige Blöcke bis in Bahnnähe, ungefähr 800 m hoch gelegen, herunterrollten. Die große Masse der Trümmer blieb allerdings schon auf einer Mähderwiese unterhalb der Wand, in einer Höhenlage zwischen 1300 und 1350 m liegen. Die bei beiden Ereignissen, unter verhältnismäßig günstigen Umständen, zurückgelegten äußersten Entfernungen des abgehenden

Materials sind überdurchschnittlich groß. Ansonsten liegen nämlich, von sehr hohen Felswänden abgesehen, die Mittelwerte der Absturzhöhen bei Felsstürzen und Steinschlägen an Steilhängen wesentlich darunter. Unter den in anderen Teilen der N-Flanke des Klostertales vor sich gegangenen größeren Felsstürzen ist in erster Linie der aus den Wänden unterhalb des Ferkele (2244 m), einem auch Fürgele genannten südl. Vorgipfel der Gamsbodenspitze, im Juni 1940 losgebrochene zu erwähnen. Seine Sturzmasse war von sehr bedeutendem Ausmaß und soll nach verschiedenen Schätzungen sogar jene des Groß-Tobel Bergsturzes übertroffen haben. Seine Trümmer kamen jedoch an keiner Stelle bis zum Haupttal selbst heraus. In seiner Ursache anthropogen nämlich in einem Steinbruch aufgetreten, war schließlich der, fälschlicherweise als „Walchlängen Bergsturz“ bezeichnete Abbruch größerer Mengen von Muschelkalk und Partnach-Schichten am 21. September 1931, unweit Langen am Südhang des Blasegg. Bei all den hier aufgeführten Beispielen sind die grundlegenden Voraussetzungen ihres Auftretens in den bereits geschilderten allgemeinen Lagerungsverhältnissen dieses Gebietes zu suchen. Die sie unmittelbar auslösenden Momente können jedoch, mit Ausnahme des sicher als Folge eines längeren Regens eintretenden Felssturzes vom Jahre 1910 im Maslunwald nur gemutmaßt werden.

Die an Anzahl ungefähr 140 Felsstürze und größeren Steinschläge, die in den Jahren 1884 bis 1955 im Bereich der Arlbergbahn-Westrampe als nennenswert verzeichnet wurden, sind selbstverständlich — vor allem in Bezug auf die letztgenannten — nur ein verschwindender Bruchteil dessen, was sich in dieser Hinsicht hier abspielt. Ein anschauliches Bild davon wie die Verhältnisse wirklich liegen, geben die Hangpartien oberhalb der Bahnlinie, die meist zweimal jährlich, nämlich im Frühjahr und Herbst, von der im Zwischenraum weniger Monate entstandenen Blockstreu wieder abgeräumt werden müssen. Diese neu hinzugekommenen Brocken und Steine liegen nicht selten über ein ziemliches Areal hin in überraschender Dichte beisammen. Ihre Entfernung soll ein weiteres unkontrollierbares Abrollen verhindern, das dann als sekundärer Steinschlag bezeichnet werden kann, im Gegensatz zu dem unmittelbar aus dem Anstehenden heraus erfolgenden primären<sup>14)</sup>. Gerade diese immer wieder frisch entstehenden Streulagen zeigen nun im Vergleich mit den diesbezüglichen Verhältnissen an anderen Bergbahnen in den Ostalpen, daß die nördlichen Gehänge des Klostertales, zumindestens für den noch nicht hochalpinen Bereich unterhalb rd. 2000 m Höhe, eine überdurchschnittlich starke Steinschlagstätigkeit aufweisen. Die häufige Wechsellagerung zwischen Mergel oder Schiefern und Kalken, verbunden mit der weitgehend saigeren Stellung der Schichten kann wohl auch in diesem Fall als Hauptursache dafür angesehen werden. Allerdings sind solche Lagerungsverhältnisse nicht unbedingt als entscheidende Voraussetzung für sehr häufigen Steinschlag zu nehmen, wie unter manchen anderen etwa das Beispiel des Engtales der Bregenzer Ache oder des Paß Lueg beweisen, wo in homogenen und ziemlich flach gebankten Gesteinsschichten eine nicht wesentlich geringere Felssturz- und Steinschlagstätigkeit in Erscheinung tritt als in dem behandelten Gebiet. Wie ganz allgemein zeigt auch hier der Steinschlag zwei jahreszeitliche Maxima seines Auftretens, nämlich im Frühjahr und Herbst, von denen das erstgenannte das wichtigere ist. Tageszeitlich liegt die größte Häufigkeit in

<sup>14)</sup> J. MATZNETTER, Über die Bedeutung und Notwendigkeit systematischer Steinschlaguntersuchungen, Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober-Festschrift), Wien 1953, S. 331.

den frühen Morgenstunden. Doch sind diese angegebenen Jahres- und Tageszeiten nur eben wahrnehmbare Maxima eines tatsächlich in jeder Epoche des Jahres und zu jeder Tagesstunde in beträchtlichem Ausmaße sich abspielenden Vorganges.

Unter den auslösenden Momenten scheint nun, worauf auch diese gewissen Zeiten etwas größerer Häufigkeit hinweisen, Frostsprengung an erster Stelle zu stehen. Doch kann auch hiebei nicht immer aus dem Zeitpunkt alleine auf eine solche geschlossen werden. Unter gewissen Umständen mag sich eine Frostsprengung, oder wenigstens ein bestimmter Anteil von Spalteneis an der Auslösung zeitlich sogar nicht unwesentlich zu verspäten, wie etwa jener, vor einigen Jahren Ende August am Bocktöbele eingetretene Fall beweist, wo sich an der mehrmeterhohen Rückfläche einer abgelösten Felsplatte noch beträchtliche Reste von Spalteneis befanden. Sehr häufig wird hier aber auch die Beobachtung gemacht, daß Steinschlag bei heftigerem Wind aufzutreten pflegt. Dies ist eine speziell für Steillehnen typische Erscheinung. Im Gegensatz zu hohen Felswänden sind hier nämlich die einzelnen Felspartien stellenweise in beträchtlichem Ausmaß mit Bäumen oder Buschwerk durchsetzt und so wird bei Sturm das Bewegungsmoment stärker als anderswo auf den Untergrund übertragen. An solchen Örtlichkeiten lösen auch Windbrüche fast regelmäßig Steinschläge mit aus. Als Folge von stärkeren Regenfällen schließlich kommen durch Fortwaschen ihrer Unterlage die losen Steine der Blockstreu häufig wiederum ins Rollen. Unter den verschiedenen Beispielen endlich, bei denen Steinschlag in Verbindung mit anderen Vorgängen auftrat, soll jenes vom März 1909 am Heuberg genannt werden, wo ein solcher zusammen mit Schnee und Holz als eine Art Lawine abging.

*Rutschungen* lockerer Massen kommen im ganzen Klostertal nur in sehr beschränktem Ausmaß vor. Ursache dessen ist vor allem das hier, wie bereits einleitend beschrieben, verhältnismäßig beschränkte Vorkommen glazialer Ablagerungen. Ein Vergleich mit anderen Alpentälern, wie dem Inntal und seinen Seitentälern mit ihren mächtigen Terrassensedimenten oder mit dem Salzachtal, in dessen Moränen und Schottern große Plaiken auftreten, ist daher nicht möglich. Auch im W der Arlbergfurche, besonders in der Gegend zwischen Pians und Landeck, treten diese Vorgänge an beiden Hängen wesentlich stärker in Erscheinung. Von den mit Moränen bedeckten Hangteilen abgesehen, scheint an der N-Flanke des Klostertales nur dort, wo im Untergrund die Schiefer und Mergel der Partnach-Schichten liegen, eine gewisse natürliche Disposition zu Rutschungen vorhanden zu sein. Aus dem ersten Jahrzehnt nach dem Bahnbau ist, fast unzweifelhaft als dessen Folge, eine größere Anzahl von Vorkommnissen dieser Art in der Nähe der Bahntrasse bekannt. Es ist dabei kaum anzunehmen, daß die Mehrzahl von diesen ohne die künstlich hervorgerufene Gleichgewichtsstörung im Hang je in Erscheinung getreten wäre. Um echte, also durch die natürlichen Verhältnisse des Hanges verursachte Brüche dürfte es sich jedoch allem Anschein nach bei jenen gehandelt haben, die im Juni und September 1910 beidemale nach ausgiebigen Regenfällen, am Fuße einer Felswand unterhalb der Gafahr-Alm und rd. 150 m oberhalb der Bahn auftraten und bei denen ganze Waldpartien mit abgesessen sind. Ähnlich scheint es sich auch bei jener Rutschung verhalten zu haben, die sich etwas östlich von hier im Februar 1928, auch nach Regen, am S-Hang des Maslun-Waldes ereignete. Typisch ausgeprägte große Blattrisse und breitflächige Rasenabschälungen kommen schließlich

immer wieder in den Hangverkleidungen der steilgeböschten Hälse fast aller Tobel vor.

Die *Murgänge* können, nach den Lawinen, als das für das Hochgebirge am meisten typische Elementarereignis betrachtet werden. Sieht man nämlich von dem doch nur sehr sporadischen Vorgang des Bergsturzes ab, so sind Felsstürze und Steinschläge zwar weit überwiegend, aber doch durchaus nicht unbedingt an das Hochgebirge gebunden. Bei den Rutschungen lockerer Massen jedoch — von ganz großen Bergschlipfen vielleicht abgesehen — kann von einer solchen Bindung überhaupt nicht gesprochen werden. Gewiß treten murenartige Erscheinungen gelegentlich auch in außeralpinen Bereichen auf, doch sind diese nicht nur verhältnismäßig selten, sondern auch in ihrer Auftretensweise von den eigentlichen Muren schon so verschieden, daß sie in diesem Zusammenhang unbeachtet bleiben können.

Einleitend wurde bereits das Verhältnis der Muren zu den Massenbewegungen im engeren Sinne umschrieben und andererseits auch auf ihre gewissen Ähnlichkeiten mit den Lawinen, vor allem in bezug auf die weitgehende Gemeinsamkeit der Örtlichkeiten ihres Auftretens sowie verschiedene Gleichheiten ihres Ablaufes hingewiesen. Sind nun die Muren einerseits gleich den eigentlichen Massenbewegungen auf ganz bestimmte Voraussetzungen betreffs der Beschaffenheit des Gesteinsuntergrundes und der Bodendecke angewiesen, so sind sie andererseits jedoch, genau so wie die Lawinen, an ganz spezielle Vorgänge der Witterung gebunden. Aus diesem Grunde treten daher auch Murgänge, gleich wie Lawinen, sehr häufig vergesellschaftet, d. h. annähernd gleichzeitig an einander benachbarten Orten innerhalb eines begrenzteren oder auch weiteren Gebietes auf. Ein weiteres Analogon zu den Lawinen besteht auch darin, daß sie sich an einer bestimmten Örtlichkeit mit großer Regelmäßigkeit fast jedes Mal bei Eintritt der witterungsmäßigen Voraussetzungen ereignen können, um aber andernorts eine ebensolche, absolut nicht vorausbestimmbare Unregelmäßigkeit an den Tag zu legen. Dabei kann auch eine Mure, sowohl wie eine Lawine, an ein und derselben Stelle innerhalb kurzer zeitlicher Abstände mehrmals niedergehen. Gleichermassen kommen aber auch jahrzehntelange Unterbrechungen vor. Sicher ist auch bei Steinschlägen und vor allem bei Rutschungen eine wahrnehmbare Häufung oder auch Vergesellschaftung bei bestimmten klimatischen Ereignissen wahrnehmbar, doch ist dies niemals so ausschließlich wie bei den beiden obgenannten Vorgängen der Fall.

Unter den, am häufigsten murenführenden Tobeln an der N-Flanke des Klostertales stehen weitaus der Mutten- und der Glongtobel voran. Ihnen folgen mit ziemlichem Abstand der Stelzis-, Radona-, Passür-, Anna- und Mühltoibel sowie das Bocktöbele und der Mühlbach bei Braz. Der Muttentobel zieht in steiler gerader Bahn, in den Felswänden am SW-Abfall der Mehren Alpe unterhalb der Althöhe (2028 m) ansetzend, zur Alfenz bei Dalaas herab. Sein verhältnismäßig beschränktes, aber mit einem großen Anteil an Anstehendem und Halden versehenes Einzugsbereich besteht überwiegend aus Arlbergkalken und Partnach-Schiefern und -Mergeln. Dagegen fehlt diesem, der sonst für die Murenbildung vielfach so maßgebliche Hauptdolomit, wie es z. B. besonders im Karwendel oder im Tennengebirge und auch anderswo der Fall ist. Wohl aber ist er in ziemlichem Maße im Gebiet des Glong-, Radona-, Stelzis- und Passürtobels vorhanden. Ausgenommen den letztgenannten, hat auch jeder von diesen ein größeres Einzugsbereich als der Muttentobel. Andererseits aber liegt bei jenem, und dies mag vielleicht dabei aus-

schlaggebend sein, der Ansatz des Tobelhalses höher oben und näher zum Anbruchgebiet als bei den anderen. Abgesehen von diesen ausgeprägten Murgängen kommen auch Murgänge in der vom Dürrenberg unterhalb der Grafenspitze herabführenden Schotterriese vor, wie sie sich u. a. etwa auch im sogen. „Reißenden Ranggen“ im Inntal zwischen Innsbruck und Telfs ereignen.

Die jahreszeitliche Verteilung der Murgänge im behandelten Gebiet kann als durchaus typisch angesehen werden. Die in den Jahren 1904—1955 verzeichneten Ereignisse <sup>15)</sup> fallen in folgende Monate:

Februar	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November
1	4	13	19	24	6	3	1

Bei den beiden Muren, die im Februar und im November eintraten, handelt es sich allerdings um ausgesprochene Ausnahmen. Während der erste Fall die bereits erwähnte Folgeerscheinung eines Abbruches größerer Schiefermengen betrifft (25. II. 1910), handelt es sich im zweiten um einen im Zusammenhang mit einer Lawine vorkommenden murenähnlichen Vorgang (24. XI. 1944). Unter den vier im Monat Mai eingetretenen Geschehnissen ereignete sich eines im Glongtobel als Folge einer außergewöhnlich raschen Schneeschmelze. Wenngleich ein derartiges Vorkommnis bis dahin im Bereich der Arlbergbahn-Westrampe noch nicht vermerkt worden war, so ist dies insofern doch nicht als Ausnahmeerscheinung zu werten, als derartiges andernorts gar nicht so selten geschieht. Dabei kann in einem solchen Fall vielleicht vermutet werden, daß eine Auslösung unter diesen Umständen durch aufbereiteten grusigen Dolomit erleichtert wird. Dies ist z. B. auch bei Murgängen nach Hagelschlag bis zu einem gewissen Grad anzunehmen. Die große Mehrzahl aller Muren im behandelten Gebiet jedoch kam, wie auch sonstwo weitaus überwiegend, im Gefolge schwerer Gewitter, wobei sie in der Regel vergesellschaftet niedergingen. Zu der recht häufigen Angabe, daß ein Murgang durch Hagelschlag ausgelöst worden sei, ist allerdings zu sagen, daß ein im Tale selbst beobachteter Hagel, gerade infolge von dessen strichweisen Auftreten, nicht unbedingt auch im Anbruchgebiet geherrscht haben muß.

Ein beträchtlicher Teil der aus den genannten Tobeln hervorkommenden Murgänge gelangt bis zur Alfenz hinab. Da aber, wie bereits früher ausgeführt wurde, das Klostertal nirgends übermäßig enge oder schluchtartig ist, so gab es bisher noch an keiner Stelle ähnliche Aufstauungen des Hauptgerinnes durch querliegende Barrieren von Murenmaterial, wie sie z. B. die große Mure von Werfen im Juli 1947 hervorrief oder wie sie etwa auch im Pustertal nicht gerade selten vorkommen. Allerdings wurde im beobachteten Zeitraum auch noch an keiner Mure eine nur annähernd so große Materialmenge abtransportiert, wie es gerade bei dem Beispiel von Werfen der Fall war. Dagegen kann in den letzten Jahren eine andere, anthropogen beeinflusste Erscheinung wahrgenommen werden. Durch die Stollenleitung zum Kraftwerk Braz wird der Alfenz in ihrem Mittellauf ein beträchtlicher Teil ihres Wassers entzogen. Wurden nun vorher die durch Muren zugeführten Geröll- und Schuttmassen ohneweiteres vom Fluß abtransportiert, so bleiben diese

<sup>15)</sup> Vor dem Jahre 1904 finden sich keine Erwähnungen von Murgängen an der W-Rampe der Arlbergbahn; es kann jetzt nicht mehr festgestellt werden, ob sich hier von 1884—1903 tatsächlich keine Murgänge ereigneten, oder ob solche, aus welchem Grund immer, einfach nicht verzeichnet worden sind.

nun in dessen Bett liegen, bis sie mittels geregelter Durchflutung entfernt werden<sup>16)</sup>).

Wie bereits weiter oben dargelegt wurde, sind bei einer Gesamtdarstellung der Vorgänge von Massenbewegungen innerhalb eines bestimmten alpinen Raumes auch jene durch Schneefall und Schneedecke bedingten mit in den Kreis der Betrachtung einzubeziehen. Es erscheint dies besonders in bezug auf die Örtlichkeit ihres Auftretens, ihrem Verhältnis zu den Massenbewegungen im engeren Sinne und zur Allgemeincharakteristik des Gebietes notwendig. Die weitaus überragende Stellung hierin kommt den *Lawinen* zu. Wie nun aus den Niederschlagsverhältnissen ersichtlich, gehört das Klostertal mit zu den schneereichsten Gebieten der Ostalpen. Die Lage im extremen Luv läßt es dazu allen Änderungen der Witterung, einem zur Auslösung von Lawinenabgängen sehr wesentlichen Umstand, besonders ausgesetzt sein. Hierzu treten schließlich, und nicht zuletzt, noch die Gegebenheiten des Reliefs, vor allem an seiner Nordflanke, mit ihren steilen Gehängen und ebensolchen Gefällskurven der Tobel, die ihrerseits wiederum aus einem meist weiten Sammelbereich hervortreten. Durch das Zusammentreffen dieser Voraussetzungen wird es nun erklärlich, daß das Klostertal eine etwa 7—8mal größere Lawinenhäufigkeit wie das Stanzertal im E der Arlbergfurche aufweist<sup>17)</sup>.

Insgesamt weist die nördliche Seite des Klostertales auf der nur 16 km langen Strecke vom W-Portal des Arlbertunnels bis Innerbrax rund 33 Bahnen mehr oder weniger regelmäßig in Erscheinung tretender Lawinen auf, von denen einige sogar entlang verschiedener Züge aufzutreten pflegen. Diese Lawinenbahnen sind nun durchaus nicht über diese Strecke gleichmäßig verteilt, sondern bis zu einem gewissen Ausmaß in Gruppen vereinigt. Weiters kommt den Grabenlawinen aus den Tobeln heraus nach Häufigkeit ihres Erscheinens eine größere Rolle als den unmittelbar über den Hang abgehenden zu. Nach W gehend, findet sich die erste große Massierung von Lawinenbahnen an der S-Flanke der Blisadona und des ihr vorgelagerten Blasegg. So bricht in rund 2300 m Höhe unterhalb des Blisadona Joches und seines westlich anschließenden Kammes — letzterer war auch Anbruchsbereich des Großtobel-Bergsturzes — die Großtobel-Lawine ab, während nach E zu die Äußere Passür-Lawine abfährt, die sich in ihrem Auslauf bei Langen mit der aus etwa 2600 m Höhe von unterhalb der Wasen- und Gruben-Spitze herabkommenden Inneren Passür-Lawine vereinigt. Das fast 2000 m hohe Blasegg schließlich besitzt in seinen oberen Partien ein gemeinsames Anbruchsgebiet für fünf verschiedene Lawinen, deren Bahnen enge beisammen liegen, es sind dies die Benediktentobel- (Bild 3, Taf. VII), die Walchlängentobel-, die Mörderloch-, die Simastobel- und die Längentobel-Lawine. Die breiteste Bahn unter diesen hat die Simastobel-Lawine, die auch in drei getrennten Zügen am unteren Talhang auszulaufen pflegt. Westlich vom Großtobelausgang reihen sich daran überwiegend Hanglawinen, deren Anbrüche sich in der etwas geringeren Höhenlage von rund 1500—1700 m befinden, und zwar am Steilhang des Blisadönele die Lawinen aus der Schwarzplatte und der Bachfalle sowie, durch den Wäldletobel getrennt, vom S- und SE-Abfall der Batzig her die Hohe Wand-, Lange Zug-, Laubrechen-, Schnän-, Reggl-, Hosen- und Wildentobel-Lawine. Die danach kommende, wenngleich verhältnismäßig seltener in Erscheinung tretende Streubach-Lawine stellt wiederum den Typ einer echten

<sup>16)</sup> Freundl. Hinweis von Herrn Ministerialrat Dr. A. KOCI in Wien.

<sup>17)</sup> J. MATZNETTER, Über die Lawinentätigkeit an der Arlbergbahn, Wetter und Leben, Jgg. 6, Wien 1954, H. 1—2, S. 24.

Grabenlawine dar. Die darauf folgenden Hanglawinen des Dürrenberges unterhalb des Grafenspitz brechen in etwa 1800 m Höhe an und fahren in mehreren Zügen zu Tal. Besonders häufig geschieht dies beiderseits entlang der Rohrleitung des Spullerseekraftwerkes und der, auch für Murgänge wirksam werdenden Schotterriese. Die Wirkung der Lawine kann nun gerade an diesem Steilhang besonders gut beobachtet werden, da diese hier den Wald bis auf nur 1150 m Höhe herabgedrückt haben.

Aus dem weitaus größten Sammelraum des Klostertalgebietes, nämlich zwischen Gamsbodenspitze und Gwend, kommt die Glongtobel-Lawine hervor, die allerdings am häufigsten unterhalb des Gwend in rund 2200 m entsteht. Bietet nun der Glongtobel seinerseits ein typisches Beispiel der gemeinsamen Örtlichkeit und der gleichen Bahn für Murgänge und Lawinen, so sind eigenümlicherweise der nahe gelegene Stelzis- und Radonatobel, die als Murenbringer von einiger Bedeutung sind, kein nennenswerter Schauplatz für Lawinen. Zwischen diesen beiden Tobeln kommen dann, von den unteren Partien des Tannecker, mehrere Lawinen, nämlich die Wörezer-, Annatobel-, Lärchenbühel- und Plattenwald-Lawine her. Die Annatobel-Lawine ausgenommen, brechen diese nur in 200—300 m Höhe über dem Talboden ab. Unter den Lawinenbahnen im westlichen Teil des Klostertales finden sich dann wiederum einige sehr ausgeprägte Beispiele lawinenführender Tobel. An erster Stelle sind davon am Abfall der Mehren-Alpe der Mühlen- und der Muttentobel zu nennen. Die Mühlentobel-Lawine bricht in rund 1600 m Höhe in den Wänden des Hundsfalls am sogen. Heuberg ab und kann in drei Zügen zu Tal gehen, während das Ursprungsgebiet der bei Dalaas auslaufenden Lawine des Muttentobels gegen 2000 m hoch knapp unterhalb der Alt-Höhe liegt. Im selben Bereich treten außerdem auch die Müller-Maiensäß-, die Gipsbruchtobel- und die Löcherwald-Lawine auf. Von den sonstigen Lawinenbahnen sind dann noch im Bereich des Rogelskopf-Süd-Abfalles die bei der Gafahr-alpe in rund 1200—1300 m entstehende Fünffingertobel-, dann die unterhalb des Rogelskopfes selbst in fast 2200 m Höhe losbrechende Schanatobel-Lawine sowie unmittelbar dazu benachbart die aus den Felswänden des Bockberges kommende Hanglawine des Bocktöbele und die aus verhältnismäßig geringer Höhe herabführende Bockschröffen-Lawine zu erwähnen.

Weitaus voran in bezug auf die Häufigkeit abgehender Lawinen steht der Mühlentobel, an dem in den Jahren von 1884 bis 1955 schon über 100 solcher Ereignisse festgestellt werden konnten. Es ist kaum bekannt, daß er im Falle stärkerer allgemeiner Lawinentätigkeit einmal nicht solcherart in Erscheinung getreten wäre. Bezeichnend für ihn ist auch, wofür er allerdings durchaus kein Einzelbeispiel darstellt, daß hier recht häufig die Lawinen in kürzestem, zeitlichem Abstand — manchmal von nicht einmal einer Stunde — einander folgen. Im Dezember 1947 z. B. gingen im Mühlentobel sieben Lawinen ab. Ihm folgen dann der Häufigkeit nach als Örtlichkeiten von Lawinenabgängen die beiden Passürtobel, Benediktentobel, Bachfalle, Langer Zug, Dürrenberg und Löcherwald sowie schließlich Gipsbruch- und Muttentobel. Neben diesen, in fast jedem nur einigermaßen lawinenreichen Winter aktiv werdenden Stellen gibt es auch solche, wo nur in Abständen von Jahrzehnten derartige Vorkommnisse zu verzeichnen sind. Ein Beispiel hiefür bietet u. a. die Lawine vom Hannesberg bei Langen, die in den Lawinentagen des Jänner 1951 erstmals seit Bestehen der Eisenbahn auftrat.

Von Mitte November bis tief in den April hinein können praktisch jederzeit Lawinen erwartet werden. Immerhin zeichnen sich aber dennoch gewisse



Hauptauftretenszeiten ab. Es ist dies einmal während der Vorweihnachtszeit im Gefolge der ersten größeren Schneefälle, bei denen sich manchmal eine verhältnismäßig mächtige Schneedecke über schon gefrorenem aber bis dahin von Schnee noch ganz unbedecktem Boden bildet. In diesem Fall ergibt sich dann infolge mangelnder Bindungsmöglichkeit eine für die Lawinenentstehung besonders geeignete Unterlage. Zu anderen Malen entstehen diese ersten Großschneefälle aus spätherbstlichen Starkregen heraus. Es kann auch in diesen Fällen zur Lawinenbildung kommen, wobei dann besonders ein zeitliches Zusammentreffen mit Steinschlägen und Rutschungen festzustellen ist. Bisweilen verlagern sich solche ausgebreitete Schneefälle des Frühwinters beachtlich in den November vor. Die seit Bestehen der Arlbergbahn frühest bekannten Lawinenabgänge ereigneten sich am 10. und 11. XI. 1951, wobei insgesamt acht Lawinen abgingen, davon drei alleine im Mühltofel. Außer in diesem vorgenannten Jahr ist die vorweihnachtliche Lawinentätigkeit besonders für die Jahre 1891, 1919, 1922 und 1947 hervorzuheben. Die zweite große Lawinenperiode umfaßt die Zeit von Jahresbeginn, etwa Heiligen drei Könige (6. Jänner), bis gegen das Ende der ersten Februardekade zu. Hiebe sind hauptsächlich die meist sehr beträchtlichen Neuschneemengen der hochwinterlichen Großschneefälle maßgebend. Diese Schneefälle treten überwiegend bei W- oder NW-Wetterlagen mit Einbrüchen verhältnismäßig warmer maritimer Luftmassen in kontinentale Kaltluftmassen oder umgekehrt auf<sup>18)</sup> und werden, wie bereits einleitend ausgeführt, im luvseitig gelegenen Klostertal besonders wirksam. Eine speziell günstige Voraussetzung für die Lawinenbildung ergibt sich vor allem dann, wenn infolge vorangehenden Temperaturrückganges ausgedehnte Gleitflächen über dem Altschnee vorhanden sind, wie es z. B. für die schweren Lawinenabgänge um den 20. Jänner 1951 festgestellt werden konnte<sup>19)</sup>. Besonders markante Beispiele für ausgebreitete und schwere Lawinenabgänge dieses Zeitabschnittes in den überhaupt die Mehrzahl der Ereignisse fällt, geben für das behandelte Gebiet die Jahre 1888, 1898, 1905, 1922, 1923, 1925, 1926, 1938, 1940, 1942, 1951, 1952 und 1954. Auffallend ist dabei die Tatsache einer recht ungleichmäßigen Verteilung und einer gelegentlichen Gruppierung in nahe aufeinanderfolgenden Jahren. Die dritte Periode beginnt dann gegen Ende Februar mit den großen Tauwettereinbrüchen und dauert bis in den April hinein an. Dabei gehen dann überwiegend Grundlawinen ab. Manchmal handelt es sich allerdings auch um die Folge vereinzelter spätwinterlicher Großschneefälle. Die in den letzten 70 Jahren späteste Lawine im Klostertal wurde am 4. Mai 1896 verzeichnet. Diese Lawinenperiode des Spätwinters und Vorfrühlings trat besonders in den Jahren 1896, 1897, 1907, 1915, 1926, 1944, 1945 und 1953 in Erscheinung.

Eine ganz allgemeine Erscheinung betreffend ist zu sagen, daß lawinenreiche Winter mit ebensolchen lawinenlosen abwechseln. Unter den ersteren sind im Klostertal zu nennen: 1891/92, 1892/93, 1894/95, 1895/96, 1897/98, 1903/04, 1906/07, 1921/22, 1922/23, 1923/24, 1928/29, 1930/31, 1934/35, 1937/38, 1939/40, 1941/42, 1943/44, 1944/45, 1950/51, 1951/52, 1952/53, 1953/54. Auch hiebei ist die zeitweise Gruppierung der Jahre auffallend, wobei die weit überdurchschnittliche Lawinentätigkeit der Jahre 1950—1954 besonders

<sup>18)</sup> M. SCHALKO- F. STEINHAUSER, Groß-Schneefälle in Österreich, Anhang 8 z. Jb. f. 1950 d. Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik in Wien, Wien 1951, S. 165.

<sup>19)</sup> W. FRIEDRICH, Die Ursachen der Lawinenkatastrophen im Jänner 51, Anz. d. math.-naturw. Klasse d. Österr. Akademie d. Wiss., Jgg. 1951, Nr. 6, S. 117.

ins Auge springt. Neben möglicher Zufälligkeit können dafür auch noch andere Ursachen allenfalls zur Erklärung herangezogen werden<sup>20)</sup>. Keine nennenswerte ausgebreitetere Lawinentätigkeit wiesen dagegen folgende Winter auf: 1884/85, 1886/87, 1899/1900, 1907/08, 1911/12, 1912/13, 1924/25 1929/30, 1938/39, 1948/49, 1954/55 und 1955/56. Ganz lawinenlos waren schließlich die Winter: 1885/86, 1888/89, 1889/90, 1893/94, 1917/18, 1926/27, 1932/33, 1935/36 und 1942/43. Die ausgebreitetsten gleichzeitigen Lawinenfälle traten zu folgenden Terminen ein: 8./9. II. 1888, 21. XII. 1891, 16. I. 1895, 8./9. III. 1896, 14. II. 1897, 19. II. 1898, 6./7. I. 1905, 11. III. 1907, 18.—20. III. 1907, 7. III. 1915, 23. XII. 1919, 9./10. I. 1922, 29./30. I. 1922, 8. XII. 1922, 1. II. 1923, 7./8. II. 1926, 27. u. 29. XII. 1928, 2. II. 1935, 12. I. 1938, 19./20. II. 1940, 26. I. 1942, 7. II. 1945, 20.—29. XII. 1947, 19.—21. I. 1951, 9./10. II. 1952 sowie 11./12. und 15./16. 1954.

Von diesen zuletzt angeführten Ereignissen sollen nur jene vom 11./12. I. 1954, als die schwersten bisher bekannten, noch etwas näher erläutert werden. Der Frühwinter 1953 verlief außergewöhnlich milde und schneelos. Bei Temperaturen im Tal bis zu 15° C kam es stellenweise sogar zur Bildung einer frischen Grasnarbe. In den Tagen vor Weihnachten gingen dann leichtere Schneefälle nieder und die Temperatur sank unter die 0° Grenze. Um die Jahreswende traten dann größere Kältegrade auf (Dalaas bis zu 12° C). Am 8. I. setzten neuerlich Schneefälle ein, die rasch an Heftigkeit zunahmen. Der Pegel im Bahnhof Dalaas, der vor deren Auftreten 35 cm Altschnee aufwies, zeigte am 10. I. 70 cm und am 11. I. abends bei weiterhin andauerndem Schneefall bereits eine Gesamtschneemenge von 140 cm an. Diese in kurzer Frist gefallenen Massen von Neuschnee lösten nun eine Kettenreaktion von Lawinenabgängen an der ganzen nördlichen Flanke des Klostertales aus. Schon in den Nachmittagsstunden des 10. Jänner und in der folgenden Nacht gingen einige vereinzelt Lawinen zu Tal. In den Morgenstunden des 11. setzte dann ein fast pausenloses Niedergehen ein, das bis zum frühen Morgen des 12. I. währte. Insgesamt wurden innerhalb von 22 Stunden, vom 11. I. 6 Uhr bis zum 12. I. 4 Uhr an der 23 km langen Strecke der Arlbergbahn von Langen bis Außerbratz 130 Lawinen gezählt. Eine kleinere Anzahl bloßer Schneerutschungen ist dabei allerdings schon mitgerechnet. Der größere Teil dieser Abgänge vollzog sich bereits in den Vormittags- und Mittagsstunden des 11. I. Nach einem merklichen Nachlassen in den späteren Nachmittagsstunden lebte dann die Lawinentätigkeit gegen Nacht wieder auf. Die katastrophale Lawine des Muttentobels selbst, die den Bahnhof Dalaas zerstörte und zehn Menschen das Leben kostete, raste am 12. I. 0 Uhr 26 zu Tal. Im einzelnen ergibt sich folgendes stundenweises Bild der Abgänge:

11. Jänner	Uhr VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII
	1	4	8	24	12	4	12	8	15	2	11	3
	Uhr XVIII	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII						
	1	0	7	2	3	2						
12. Jänner	0 Uhr	I	II	III	IV							
	3	1	4	2	1							

Allgemeine Schlüsse auf die tageszeitliche Häufigkeit der Lawinenabgänge dürfen aus dieser Verteilung allerdings umsoweniger geschlossen werden, als gerade bei Neuschnee der Zustand der Unterlage und die hinzugekommene

<sup>20)</sup> J. MATZNETTER, Die Lawinentätigkeit in den österreichischen Alpen, Geogr. Rundschau, 7. Jgg., 1955, H. 2, S. 47.

Schneelast gegenüber tageszeitlich bedingten Klimafaktoren fast alleine ausschlaggebend für die Lawinenbildung sind. Es kann aber auch sonst, beim Vergleich aller im Bereich der Arlbergbahn verzeichneten Lawinen, keine Tageszeit gefunden werden, die als einigermaßen lawinensicher gelten könnte. Bei den Vorgängen am 11./12. Jänner 1954 lösten sich vielerorts Lawinen oder Schneerutsche ab, wo sie ansonst unbekannt sind und mehrfach gingen die Schneemassen breiter Hangpartien gleichzeitig in Bewegung über.

Die sogen. *Schneerutschungen* sind, wie bereits früher gesagt wurde, einigermaßen mit den Blattbrüchen lockerer Massen zu vergleichen. Ihr Unterschied zu den eigentlichen Lawinen besteht im wesentlichen darin, daß ihnen eine lange und schmale Sturzbahn sowie eine dementsprechende Geschwindigkeitsentwicklung fehlt. Im allgemeinen laufen sie nicht mehr als 50—100 m hangabwärts. Sie sind im Grunde genommen infolge zu geringer Auslaufmöglichkeit im Anbruchsbereich steckengebliebene Lawinen. Dementsprechend können sie im Untersuchungsgebiet häufig an verhältnismäßig stark geböschten unteren Hangpartien festgestellt werden.

Die als *Schneedruck* bezeichnete Erscheinung sehr langsam, aber unter beträchtlicher Druckentfaltung abwärtswandernder Altschneemengen ist ihrerseits bis zu einem gewissen Grade mit dem Schuttgekriech oder Bodenfließen zu vergleichen. Auch sie tritt, örtlich begrenzt, gelegentlich hier auf und kann sogar zur Schadenswirkung an Gebäuden oder Anlagen führen.

Die einzelnen Vorkommensarten der Massenbewegungen im engeren sowie der hier zugerechneten im weiteren Sinne sind nun wohl in dem zum Beispiel genommenen Gebiet der N-Flanke des Klostertales nach Häufigkeit und Wirkung unterschiedlich vertreten. Doch sind sie, mit verhältnismäßig nur geringen Ausnahmen, jeweils typisch ausgebildet. Es kann dieses Gebiet daher in Gesamtheit mit gutem Grunde als Muster für das Auftreten von Massenbewegungen im alpinen, wenn auch nicht ausgesprochen hochalpinen Bereich genommen werden.

# FELSSTÜRZE und MURGÄNGE an der NORDFLANKE des KLOSTERTALES

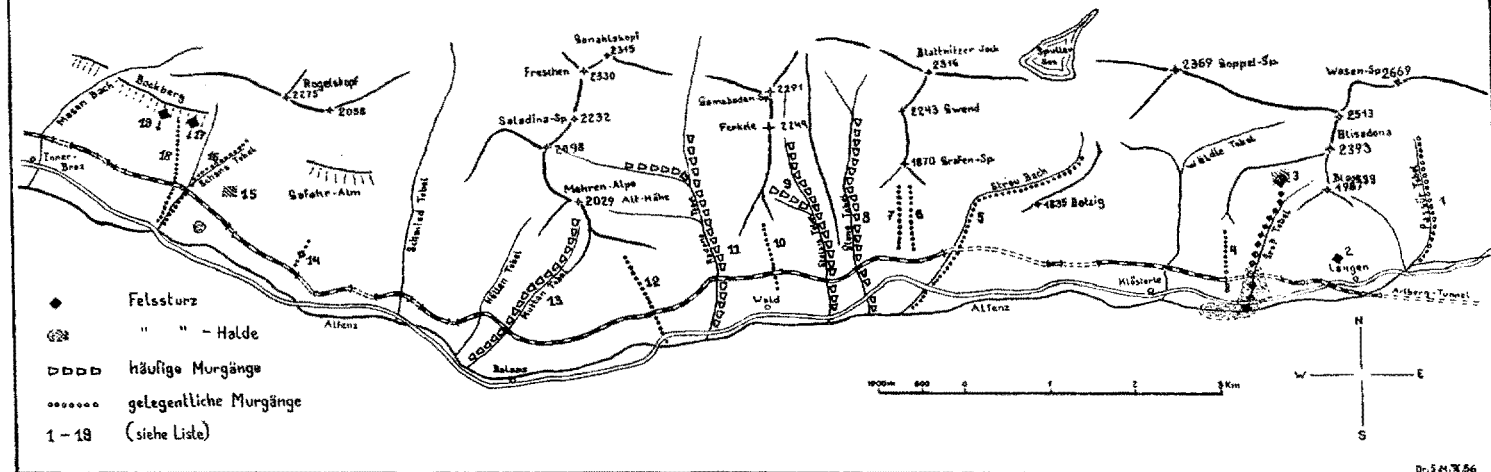


Abb. 1.

- |   |  |  |                                      |
|---|--|--|--------------------------------------|
| 1 Passürtobel-Mure  | 5 Streubach-Mure   | 10 Annatobel-Mure  | 15 Hintergasser Schroffen            |
| 2 sogen. „Walchlängen-Bergsturz“ (Sept. 1931)   | 6 Mure entlang der Trasse des Materialaufzuges zum Grafenspitz | 11 Radonatobel-Mure  | 16 Schanatobel-Mure                  |
| 3 Abrißnische, Sturzbahn und Ablagerungsgebiet des Großtobel-Bergsturzes (9. Juli 1892) | 7 Mure in der Grafenspitz-Schotterriease                       | 12 Mühltobel-Mure  | 17 Felssturz am Bockberg (Juni 1950) |
| 4 Mure aus der Schwarzplatte  | 8 Glongtobel-Mure  | 13 Muttentobel-Mure  | 18 Mure im Bockstöbele               |
|   | 9 Stelzistobel-Mure  | 14 Felssturz mit nachfolgender Mure im Maslunwald (Februar 1910) | 19 Felssturz am Bockberg (Mai 1950)  |

# LAWINENBAHNEN an der NORDFLANKE des KLOSTERTALES

nach Unterlagen von W. Puntscher

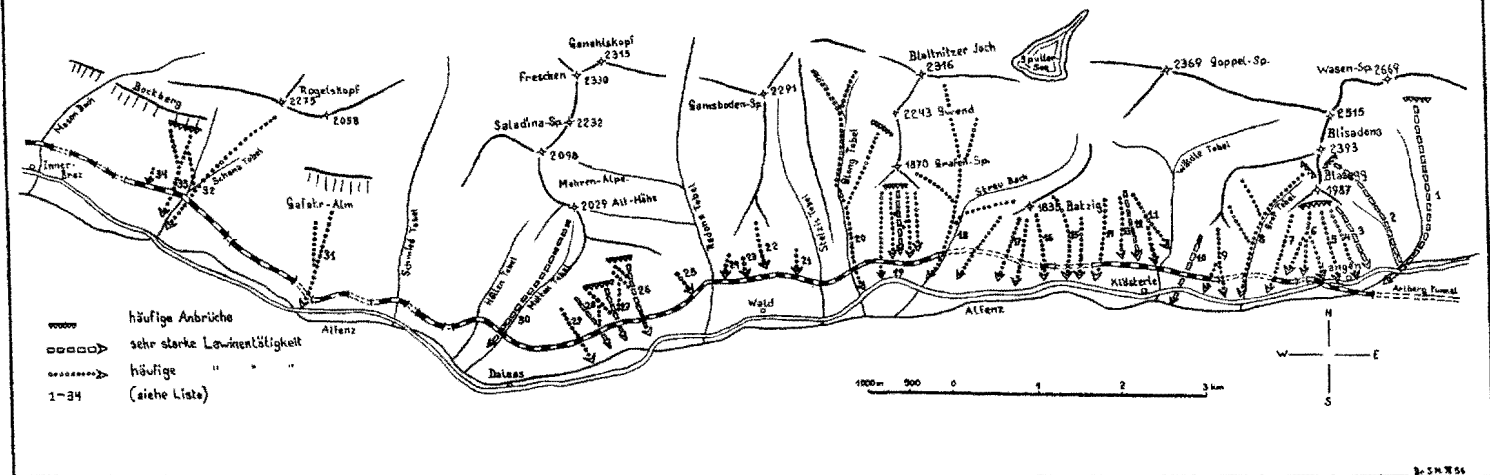


Abb. 2.

- |                                |                                  |                           |  |
|--------------------------------|----------------------------------|---------------------------|--|
| 1 Innere Passür-Lawine         | 10 Lawine aus der Bachfalle      | 18 Streubach-Lawine       | 27 Löcherwald-Lawine                       |
| 2 Äußere Passür-Lawine         | 11 Hohe Wand-Lawine              | 19 Dürrer Berg-Lawine     | 28 Gipsbruchtobel-Lawine                   |
| 3 Benediktentobel-Lawine       | 12 Langer Zug-Lawine             | 20 Glontobel-Lawine       | 29 Lawine über den Gipsbruchtobel-Aquädukt |
| 4 Walchlängentobel-Lawine      | 13 Laubrechen-Lawine             | 21 Wözezer-Lawine         | 30 Muttentobel-Lawine                      |
| 5 Mörderloch-Lawine            | 14 Schnän-Lawine                 | 22 Annatobel-Lawine       | 31 Fünffingertobel-Lawine                  |
| 6 Simastobel-Lawine            | 15 Schrottwald- und Reggl-Lawine | 23 Lärchenbühl-Lawine     | 32 Schanatobel-Lawine                      |
| 7 Längentobel-Lawine           | 16 Hosen-Lawine                  | 24 Plattenwald-Lawine     | 33 Bocktöbele-Lawine                       |
| 8 Großtobel-Lawine             | 17 Wildentobel-Lawine            | 25 Müller-Maiensäß-Lawine | 34 Bockschröffen-Lawine                    |
| 9 Lawine aus der Schwarzplatte |                                  | 26 Mühlentobel-Lawine     |  |



Aufnahme: Lueghofer  
Bild 1. Hintergasser Schroffen.



Aufnahme: Matznetter  
Bild 2. Rißbildung oberhalb des Hintergasser Schroffen.



Aufnahme: Lueghofer  
Bild 4. Typische Gesteinslagerung (Arlbergkalk) am Abhang des Bockberges.



Aufnahme: öBB-Lichtbildstelle  
Bild 3. Lawinenbahnen und Schutzbauten im Benediktentobel bei Langen.