Bu 105

Die Hangbewegungen im Lugnez, am Heinzenberg und bei Schuders (Graubünden), Geologie und Geomechanik

INAUGURALDISSERTATION

der

Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Bern
zur Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von
Hans-Jakob Ziegler
von Bern und Burgdorf

Kantonsbibliothek
Graubünden
CHUR
1.5.1986

Von der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
auf Antrag von Herrn Prof. Dr. W. Nabholz angenommen

Bern, 6. Mai 1982

Der Dekan:
R. Scheffold
Prof. Dr. R. Scheffold

Druckerei der Universität Bern, 1984

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung und unter der Leitung von Prof.W.Nabholz am geologischen Institut der Universität Bern durchgeführt. Die Feldarbeiten wurden in den Sommermonaten der Jahre 1979-1981 verrichtet.

Zuallererst danke ich meinem Lehrer Prof.W.Nabholz ganz herzlich. Er war es, der mich in die Geologie der Bündnerschiefer einführte und sich immer Zeit nahm, mit mir auftretende Probleme zu erörtern. Seine während den gemeinsamen Feldbegehungen und in zahlreichen Diskussionen vermittelten Hinweise und Anregungen waren für das Entstehen dieser Arbeit unentbehrlich.

Mein spezieller Dank gilt auch Herrn Dr.P.Heitzmann für die vielen hilfreichen Diskussionen tektonischer Fragen und für die kritische Durchsicht des vorliegenden Manuskriptes.

Im weiteren ist es mir ein grosses Anliegen, all jene Personen zu erwähnen, die ebenfalls zum gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Ihnen allen sei herzlich gedankt.

- Die Herren Prof.F.Allemann, Prof.M.Frey, Prof.E.Niggli und Prof.Tj.Peters waren mit Hinweisen bei Einzelproblemen hilfreich.
- Herr Dr.H.Maurer hat viele wertvolle Ratschläge gegeben und war für eine kritische Durchsicht des Manuskriptes besorgt.
- Die Herren H.G.Locher und B.J.Brugmann ermöglichten die Durchführung der Felsversuche.
- Die Herren Dr.P.Fritz, Dr.W.Müller und Th.Arn unterstützten mich bei der numerischen Berechnung des geomechanischen Modelles.
- Meinen Studienkameraden, insbesondere E.Büchi, Dr.T.Lauber, Dr.P.Probst, Dr.E.Schläppi, Dr.A.Wildberger und R.Wyss, die in zahllosen Diskussionen meine Auffassungen kritisierten und ergänzten.

Danken möchte ich auch allen Angestellten des geologischen Instituts, vorab Frau K.Mürner, Frau H.Haas und den Herren E.Luginbühl und A.Werthemann.

In erster Linie möchte ich aber meinen Eltern danken, die mir mein langes Studium ermöglichten und auf deren Hilfe ich immer zählen konnte.

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

Vorwort

Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln

1. Einführung 1
   - 1.1. Problemstellung und geologische Uebersicht 1
   - 1.2. Klassifikationsprobleme und Definitionen 4
   - 1.3. Untersuchungsmethoden 7
     - 1.3.1. Mineralogische Untersuchungen 7
     - 1.3.2. Bautechnische Untersuchungen 8

2. Heinzenberg 10
   - 2.1. Einleitung 10
   - 2.2. Historischer Rückblick 11
   - 2.3. Lithologie 15
     - 2.3.1. Grava-Serie 16
     - 2.3.2. Tomül-Lappen 19
       - 2.3.2.1. Bärenhorn-Schiefer 19
       - 2.3.2.2. Nolla-Tonschiefer 21
   - 2.4. Tektonik und Metamorphose 26
     - 2.4.1. Schichtung und Schieferung 27
     - 2.4.2. Faltenaxen und Lineare 30
     - 2.4.3. Klüfte und Brüche 32
     - 2.4.4. Metamorphose 33
   - 2.5. Quartär 34
   - 2.6. Morphologie 36
   - 2.7. Mechanische Gesteinseigenschaften 40
     - 2.7.1. Einaxige Druckfestigkeit 41
     - 2.7.2. Felsscherversuch 41
   - 2.8. Bewegungsbild 44
     - 2.8.1. Gefüge 44
     - 2.8.2. Verschiebungsmessungen 46
     - 2.8.3. Gleitkreisberechnungen 51

3. Vergleich Heinzenberg-mittleres Lugnez 54
   - 3.1. Zusammenfassung der Geologie und Tektonik im mittleren Lugnez 54
   - 3.2. Unterschiede zwischen dem mittleren Lugnez und dem Heinzenberg 56

3.2.1. Unterschiede in der Morphologie 56
3.2.2. Unterschiede im Bewegungsbild 58

3.3. Das Alter der Schiefersackungen 66

3.4. Ueberprüfung der Definition der Schiefersackung 68

4. Schuders 69

4.1. Einleitung 69

4.2. Lithologie 70
4.2.1. Valzeina-Serie 70
4.2.2. Sassauna-Serie 72

4.3. Tektonik und Metamorphose 74
4.3.1. Schichtung und Schieferung 75
4.3.2. Faltenaxen und Lineare 77
4.3.3. Klüfte und Brüche 78
4.3.4. Metamorphose 79

4.4. Quartär 80

4.5. Morphologie 81

4.6. Mechanische Gesteinseigenschaften 83
4.6.1. Einaxige Druckfestigkeit 84
4.6.2. Felsscherversuch 84

4.7. Bewegungsbild 85
4.7.1. Verschiebungsmessungen 85
4.7.2. Gleitkreisberechnungen 93

4.8. Ueberprüfung der Definition der Schiefersackung 94

5. Vergleich Schiefersackung - Schieferrutschung 95

6. Geomechanisches Modell 98

6.1. Bewegungsart der Schiefersackung 99

6.2. Materialgesetze 100

6.3. Verwendetes Modell zur numerischen Berechnung 101

Zusammenfassung 105

Zitierte Literatur

Geologische Karten

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN, TABELLEN, BEILAGEN UND TAFELN

Textfiguren

Fig. 1: Geologisch-tektonische Uebersichtskarte mit eingezeichneten Untersuchungsgebieten 2
Fig. 2: Schematischer Aufbau des Felsschergerätes 9
Fig. 3: Tektonisches Schema der Adula-Decke 11
Fig. 4: Sperre Nr. 8 im Nollabett, links Zustand um 1890, rechts Zustand 1980 14
Fig. 5: Schichtreihe des Tomül-Lappens 20
Fig. 6: Grunddiagramm Karbonat - Quarz - übrige Mineralien 22
Fig. 7: Abhängigkeit der rekristallisierten Quarzkorngrösse vom Glimmergehalt 23
Fig. 8: Gefügediagramme 28
Fig. 9: Runzelschieferung in Nolla-Tonschiefer 30
Fig. 10: Kluftrose 32
Fig. 11: Nackentälchen mit Bischolsee, im Hintergrund Grataufsplitterung gegen den Lüschgrat hinauf 37
Fig. 12: Begradigtes Flussnetz der Nolla und Polarhistogramm der Flussrichtungen 39
Fig. 13: Resultate des Felsscherversuchs an der Probe Zi-80/23 42a
Fig. 14: Gefügediagramme der versackten Aufschlüsse 45
Fig. 15: Verschiebungen am Heinzenberg in der Zeit von 1929 bis 1973 49
Fig. 16: Verbauung Nr. 14 im Lüschbach 50
Fig. 17: Abhängigkeit der berechneten Sicherheit von der Tiefe in Profil 1 52
Fig. 18: Verschiebungen im mittleren Lugnez in der von 1887 bis 1973 61
Fig. 19: Höhen- und Lageänderung einiger Messpunkte im mittleren Lugnez 63
Fig. 20: Abhängigkeit der Verschiebungsgeschwindigkeit von der Niederschlagsmenge mit berechnetem Korrelationskoeffizient 64
Fig. 21: Schematische Bestimmung der totalen vertikalen Verschiebungsdistanz 67
Fig. 22: Gefügediagramme 76
Fig. 23: Schematische Darstellung der gegenseitigen Lage von s_1 und s_2 im Abrissgebiet 77
Fig. 24: Kluftrose 79
Fig. 25: Ansicht des obersten Abrisses oberhalb Sapra 81
Fig. 26: Begradigtes Flussnetz des Schraubaches und Polarhistogramm der Flussrichtungen 83
Fig. 27: Resultate des Felsscherversuchs an der Probe Zi-80/36 85
Fig. 28: Verschiebungen im Rutschgebiet von Schuders in der Zeit von 1942 (Triangulationspunkte seit 1918) bis 1964 88
Fig. 29: Abhängigkeit der Verschiebungsgeschwindigkeit von der Niederschlagsmenge 90
Fig. 30: Abhängigkeit der Verschiebungsgeschwindigkeit und des Fallwinkels der Verschiebungsrichtung von der Entfernung vom Abrissrand 92
Fig. 31: Verschiedene Kriechprofile mit und ohne Gleitvorgang auf der Unterlage 99
Fig. 32: Für die numerische Berechnung verwendetes geomechanisches Modell 101

Tabellen

Tab. 1: Quantitative mineralogische Zusammensetzung einiger Gesteine aus der Grava-Serie 18

Tab. 2: Quantitative mineralogische Zusammensetzung einiger Gesteine aus der Serie der Nolla-Tonschiefer 25

Tab. 3: Zusammenstellung der Hauptspannungsrichtungen, ermittelt aus Streckungslinear, Kluftmessungen und Flussrichtungen 40

Tab. 4: Zusammenstellung der Bewegungen der beobachteten Messpunkte am Heinzenberg 47

Tab. 5: Zusammenstellung der Bewegungen der beobachteten Messpunkte im mittleren Lugnez 60

Tab. 6: Quantitative mineralogische Zusammensetzung einiger Gesteine aus der Sassauna-Serie 73

Tab. 7: Zusammenstellung der Bewegungen der beobachteten Messpunkte in der Umgebung von Schuders 87

Tab. 8: Zusammenstellung der festgestellten Unterschiede zwischen Schiefersackung und Schieferrutschung 97

Tab. 9: Berechnete und gemessene Verschiebungen einiger Messpunkte 102

Beilagen

Beilage 1: Zusammenstellung der Versuchsresultate

Beilage 2: Koordinaten der Probeentnahmestellen

Beilage 3: Legende zu den Tabellen 1, 2 und 6

Tafeln

Tafel I: Geologische Karte des Heinzenbergs, 1:25'000

Tafel II: Geologische Profile Heinzenberg

Tafel III: Geologische Karte der Schiefersackung im mittleren Lugnez,1:25'000

Tafel IV: Geologische Profile Lugnez

Tafel V: Geologische Karte der Umgenung von Schuders und zwei schematische, geologische Profile, 1:10'000

Tafel VI: Beobachtete Massenverlagerungen in Schuders

1. EINFÜHRUNG

1.1. Problemstellung und geologische Uebersicht

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Untersuchung der am Heinzenberg und im mittleren Lugnez vorhandenen Hangbewegungen, wobei zu Vergleichszwecken auch diejenigen von Schuders genauer untersucht werden. Diese drei Rutschgebiete wurden gewählt, weil sie wegen ihrer Flächenausdehnung von Bedeutung sind (Lugnez: 30 km2, Heinzenberg: 45 km2, Schuders: 1.1 km2), weil ihre Hangbewegungen im Gegensatz zu vielen anderen Rutschgebieten in den Schweizer Alpen durch Jahrzehnte zurückreichende Präzisionsvermessungen im Detail bekannt sind und weil sie in der Literatur häufig zitiert werden. Aus dem untenstehenden Zitat von ZARUBA & MENCL (1969:2) lassen sich die folgenden beiden Aufgaben ersehen, die aus dieser Zielvorstellung hervorgehen:

"The best results of landslides studies can be achieved only by the combination of the two following approaches. The quantitative determination of the stability of slopes by the methods of soil mechanics must be based on a knowledge of the geological structure of the area, the detailed composition and orientation of strata, and the geomorphological history of the land surface. On the other hand, geologists may obtain a clearer picture of the origin and the character of sliding processes by checking their considerations against the results of static analyses and the research done by means of soil and rock mechanics."

Um diesem Anspruch möglichst gerecht zu werden, wurden die folgenden Methoden zur Untersuchung dieser Hangverformungen angewandt: detaillierte geologische und strukturelle Kartierungen, durch Luftbildauswertungen unterstützte morphologische Kartierungen, Bestimmungen der mechanischen Gesteinseigenschaften mit Laborversuchen, Auswertungen von langjährigen Verschiebungsmessungen und Stabilitätsuntersuchungen.

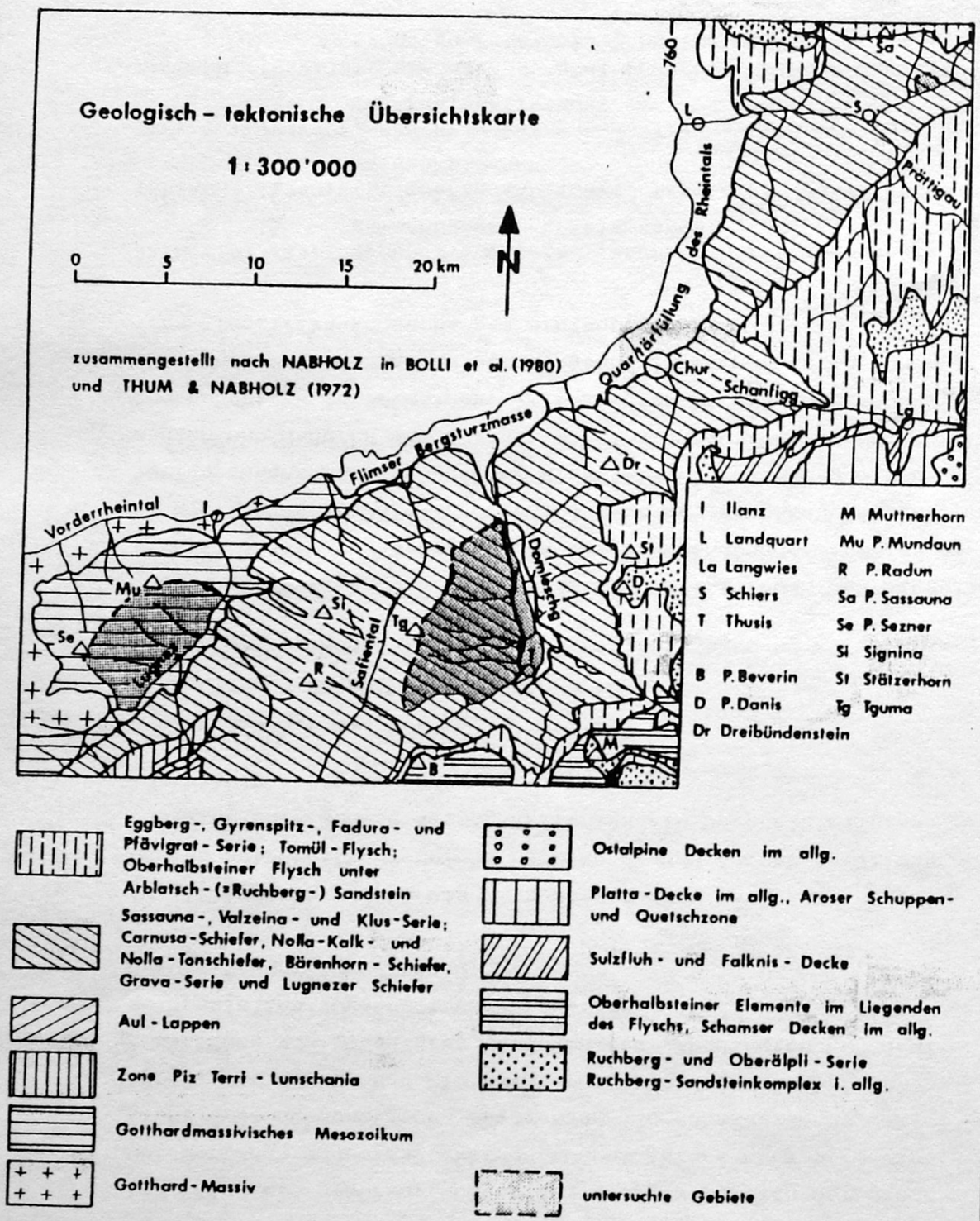


Fig. 1: Geologisch-tektonische Uebersichtskarte mit eingezeichneten Untersuchungsgebieten

Auf der geologisch-tektonischen Uebersicht von Fig. 1 sind die untersuchten Gebiete eingetragen. Der Heinzenberg bildet die linke Talflanke des Domleschg und wird von den Bündnerschiefern des Tomül-Lappens und im nördlichen Teil von den Kalkphylliten der Grava-Serie aufgebaut. Bei diesen beiden Einheiten handelt es sich um Sedimentserien der tiefpenninischen Adula-Decke, die in einer Teilmulde des Misoxer Troges abgelagert wurden. Die ersten Verschiebungsmessungen in diesem Gebiet wurden schon 1810 durchgeführt, wobei sie aber erst 100 Jahre später kontinuierlich vorgenommen wurden.

Die untersuchten Hangbewegungen im mittleren Lugnez (Lumnezia) befinden sich auf der linken Seite des Glenner (Glogn) zwischen Lumbrein im Süden und Porclas im Norden. Dieses Gebiet liegt in den Lias-Schiefern des gotthardmassivischen Mesozoikums, die dem nach Osten abtauchenden Gotthard-Massiv aufliegen und lithologisch sehr ähnlich ausgebildet sind wie Bündnerschiefer. Periodische Verschiebungsmessungen erfolgten hier seit 1887, dabei beschränkten sie sich zu Beginn auf das Einmessen der Kirchtürme der verschiedenen Kirchen im bewegten Gebiet.

Die Rutschung von Schuders liegt in einem nördlichen Seitental des Prättigau, das vom bei Schiers in die Landquart mündenden Schraubach gebildet wird. Aufgebaut wird dieses Gebiet durch die penninischen Prättigau-Schiefer, die die nördliche Fortsetzung des Tomül-Lappens darstellen. Verschiebungsmessungen wurden in Schuders seit 1918 durchgeführt.

Die drei untersuchten Gebiete liegen auf den Landeskarten 1 : 25'000 Bl. 1156 Schesaplana, Bl. 1176 Schiers, Bl. 1214 Ilanz und Bl. 1215 Thusis. Sofern nichts anderes vermerkt ist, entstammen sämtliche der verwendeten Gelände- und Ortsnamen sowie die Höhenangaben diesem Kartenwerk.

1.2. Klassifikationsprobleme und Definitionen

Die Massenbewegungen, zu denen die in dieser Arbeit untersuchten Beispiele gehören, können dem grossen Bereich der exogenen Vorgänge zugeordnet werden. Dabei ist es aber offensichtlich, dass orogenetische Bewegungen die entscheidende Tektonik, wie Bruch- und Kluftsysteme, Lage der Schichtflächen, Ausbildung von Schieferungsflächen etc., bedingten und damit zu speziellen Voraussetzungen führten, die die Massenbewegungen begünstigen können.

Im allgemeinen werden die Massenbewegungen nach 3 Hauptkriterien unterteilt, wobei je nach Autor und Aufgabenstellung das eine oder andere dieser Kriterien als Haupteinteilungsmerkmal betrachtet wird:

- nach der Materialart
- nach der Bewegungsgeschwindigkeit
- nach dem geomechanischen Charakter der Bewegung

Da bis heute schon viele verschiedene Definitionen und Klassifikationen der Massenbewegungen vorgenommen wurden, schien es sinnvoll zu sein, die in dieser Arbeit untersuchten Massenverlagerungen in eines dieser Klassifikationsschemen einzustufen und dadurch die Definition eines weiteren Massenverlagerungstyps zu vermeiden. Im folgenden wird nun versucht, die Hangbewegungen am Heinzenberg und im Lugnez in verschiedene Klassifikationsschemata einzuordnen:

HEIM (1932:45): Typus X (schiefe, langsame Abrutschungen zusammenhängender Felsmassen)

TERZAGHI (1950:84): Kontinuierliches, langsames (Fuss/Jahrzehnt) Massenkriechen

JÄCKLI (1957:52): Schieferrutschungen (langsame Bewegungen auf den Schichtflächen)

ALTMANN (1959:70): chronische, gleitende bis kriechende, tiefgründige Fels- bis Schuttbewegungen

TER-STEPANIAN (1966:159): ebenes, konsequentes Tiefkriechen

ZÁRUBA & MENCL (1969:32): Langzeit-Deformationen von Gebirgskörpern (Gravitationsrutschung) bis Felsrutschung entlang vorbestimmter Flächen

NEMČOK et al. (1972:74) tiefgreifendes Kriechen übergehend in Gleitungen im oberen Teil des Hanges, auch als Talzuschub und Sackung bezeichnet

LAATSCH & GROTTENTHALER (1972:312): Talzuschub

BUNZA (1975:17: Kriechen von Felsgesteinen - Talzuschub (grossräumig, langsam, d.h. unmittelbar nicht wahrnehmbar, steifplastisch, tiefgreifend. Kann im oberen Teil als Bergzerreissung nach AMPFERER (1939) und im unteren als Talzuschub nach STINI (1941) bezeichnet werden

GRUNERT (1978:231): Trennflächen- bis Schollenrutschung

Aus dieser Zusammenstellung gehen zwei wesentliche Probleme einer Systematik der Massenbewegungen klar hervor:

1. Eine Gliederung kann der Natur mit all ihren fliessenden Uebergängen und den vielen Einflussfaktoren nie ganz gerecht werden.

2. Es herrscht ein heilloses begriffliches Durcheinander auf dem Gebiet der Massenbewegungen, das wahrscheinlich darauf zurückzuführen ist, dass fast jeder an diesen Problemen interessierte Fachbereich eine eigene Terminologie entwickelt hat.

Im weiteren stellte sich auch heraus, dass die hier untersuchten Massenbewegungen nur schwer einzelnen Typen zugeordnet werden können und zum Teil mit zwei Klassifikationstypen bezeichnet werden müssen (zum Beispiel bei der Klassifikation von GRUNERT). Dabei werden die verschiedenen Klassifikationstypen meist durch unpraktisch lange Beschreibungen bezeichnet, was deren Anwendung sehr erschwert. Zusätzlich ergab sich, dass der Gebrauch einer Einteilung nach dem Bewegungsmechanismus, wie sie zum Beispiel NEMČOK et al. vornehmen, im Felde nicht sehr praktisch ist, da meistens ohne grössere Untersuchungen

kaum entschieden werden kann, welche Mechanismen wirksam sind. Wegen all diesen Gründen ist es sinnvoller, für die in dieser Arbeit untersuchten Massenbewegungen eigene Begriffe zu definieren.

In der Schweiz wird seit Jahrzehnten zwischen den Begriffen Sackung (tassement) und Rutschung (glissement) unterschieden (zum Beispiel in den Karten des geologischen Atlas der Schweiz seit Blatt 1, 1930 und früher schon in einzelnen Spezialkarten wie H. PREISWERK, Spez.K. 81, 1918, oder J. CADISCH & W. LEUPOLD, Spez.K. 94 B, 1928 oder P. BECK & E. GERBER, Spez.K. 96, 1925), und so lag es auf der Hand, für die in dieser Arbeit untersuchten Massenbewegungen, die sich zum Teil in grossen, unzerstörten Kompartimenten vollziehen, den Begriff Sackung zu verwenden. Andererseits sprachen aber die von HEIM (1932:44) gegebene Definition einer Sackung (darunter versteht er "langsame, steile bis senkrechte Absenkungen von Bergmassen, die, trotz der Bewegung als Ganzes, die gegenseitige Lagerung ihrer Gesteinsmassen nicht wesentlich ändern"), die eine grosse Vertikalkomponente bedingt, und jene von VARNES (1958:24), dass Sackungsbewegungen (englisch: slump) nicht entlang von präformierten Gleitflächen stattfinden, gegen den Gebrauch dieses Begriffes, da diese beiden Voraussetzungen weder im Lugnez noch am Heinzenberg zutreffen. Darum wird der von NABHOLZ (1975:38) erstmals erwähnte Begriff der Schiefersackung zur Charakterisierung dieser Hangbewegungen gewählt und folgendermassen definiert:

Unter einer Schiefersackung verstehen wir Felsmassen, die sich als relativ grosse Kompartimente, deren ursprünglicher Verband mehr oder weniger erhalten geblieben ist, langsam auf den Schieferungsflächen talwärts bewegen.

Im Unterschied zur Schiefersackung steht der Begriff Schieferrutschung von JÄCKLI (1957), der hier aber enger gefasst wird und in Anlehnung an HEIM (Typus XI) wie folgt ausgelegt wird:

Unter einer Schieferrutschung verstehen wir Felsmassen, die auf den Schieferungsflächen abgelöst werden und unter Zertrümmerung und Verstellung allmählich in einen sich talwärts bewegenden Trümmerstrom übergehen.

Im weiteren werden mit Schuttrutschungen Vorgänge bezeichnet, bei denen nach JÄCKLI (S. 50) Moränen, Verwitterungs-, Bergsturz-, Gehänge- oder Bachschutt aller Art beweg werden. Der wesentliche Unterschied zur Schieferrutschung liegt im Abrissbereich: Bei den Schieferrutschungen beginnt die Bewegung im Fels, der sich in grösseren Stücken und in zerfallenden Massen ablöst und damit laufend den Schuttstrom nährt. Im Gegensatz dazu erfolgen die Abrisse der Schuttrutschungen in schon vorhandenem Schutt. Für die untersuchten Gebiete kann der Unterschied insofern noch erweitert werden, als es sich bei den Schuttrutschungen fast ausschliesslich um sekundär ausgebildete Rutschungen handelt, die als Teile der viel grösseren Schiefersackung und Schieferrutschung betrachtet werden können.

1.3. Untersuchungsmethoden

1.3.1. Mineralogische Untersuchungen

Von den im Feld gesammelten Gesteinsproben wurden ungefähr 150 Dünnschliffe hergestellt und unter dem Polarisationsmikroskop untersucht. Zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit wurde die nach DICKSON (1966) abgewandelte, von EVAMY & SHEARMAN (1962) beschriebene Methode angewandt. Die quantitative Abschätzung der Mineralgehalte erfolgte auf optischem Wege mit Hilfe von Vergleichstabellen.

Zusätzlich wurden rund 40 Karbonatgehaltsbestimmungen vorgenommen, die teils mit dem Scheibler-Apparat (gasvolumetrisch) und teils mit dem Coulomat (Apparatur zur automatischen Durch-

ermöglicht. Dabei kann die Scherbeanspruchung über ein mechanisches Getriebe (8) in weiten Bereichen zeitlich reguliert werden. Die Normalkraft wird während dem Versuchsablauf nicht geändert. Sie kann sich stattdessen den Erfordernissen der Probe anpassen und wird als Reaktionskraft in Funktion der aufgebrachten Scherkraft dargestellt. Die untersuchten Proben wurden so eingebaut, dass die wahrscheinliche Scherfläche mehr oder weniger in eine Schicht- und Schieferungsfläche zu liegen kam (siehe VEDER 1979:74). Dabei wurden die Probenkörper ungetrennt eingebaut, damit auch Aussagen über die "echte Kohäsion" gemacht werden konnten.

Für den an einer Probe vom Heinzenberg durchgeführten Quellversuch wurde der Versuchskörper in eine Gummimembran eingepackt und so ins Felsschergerät eingebaut. Nach der Durchführung des Felsscherversuches in trochenem Zustand wurde in periodischen Zeitabständen durch die Membran hindurch H_2O in die Probe injiziert bis ein konstanter Quelldruck erreicht wurde. Daraufhin wurde der Felsscherversuch in nassem Zustand wiederholt, um Angaben über die Reduktion der Scherparameter infolge Nässung zu erhalten.

2. HEINZENBERG

2.1. Einleitung

Der Heinzenberg bildet die linke Talseite des Domleschg, der dritten weiten Talschaft des Hinterrheintales. Das Domleschg wird im Süden von der Via Mala und im Norden von der Talverengung von Juvalta abgeschlossen. Am südöstlichen Fuss des Heinzenbergs liegt der Bezirkshauptort Thusis (Fig. 1). Das untersuchte Gebiet lässt sich im Süden durch den Flusslauf

der Nolla (im obersten Teil der schwarzen Nolla) bis hinauf zum Glaspass, im Westen durch den Grat des Heinzenbergs mit Glaser Grat, Lüschgrat, Tguma, Mutta (Präzer Höhi) und Crest dil Cut, im Norden durch den Grat, der vom Crest dil Cut gegen Rothenbrunnen hinunterführt, und im Osten durch den Flusslauf des Hinterrheins abgrenzen.

Geologisch betrachtet liegt das Gebiet des Heinzenbergs ganz in den Bündnerschiefern des Tomül-Lappens und der Grava-Serie. Bei diesen handelt es sich um die höchsten tektonischen Einheiten der Sedimentserien der tiefpenninischen Adula-Decke (Fig. 3). Sie wurden in einer Teilmulde des Misoxer Trogs, der als die bedeutendste Sedimentmulde des östlichen Penninikums betrachtet werden kann, abgelagert. In diesem Trog kam es nach dem Lias und bis in die Kreide zu einer echten eugeosynklinalen Entwicklung mit basischem Vulkanismus. Nach der Ablagerung des Flyschs wurden diese Sedimente während der Alpenbildung weit über den Kristallinkern der Adula-Decke hinaus gegen Norden geschoben und heute finden sie sich vom Misox übers Safiental und Domleschg bis ins Prättigau.

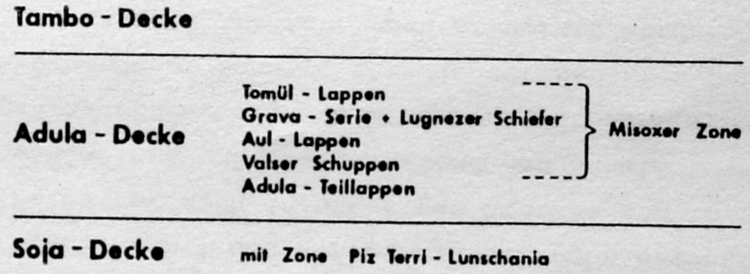


Fig. 3: Tektonisches Schema der Adula-Decke

2.2. Historischer Rückblick

Bei der Nolla handelte es sich bis zum Beginn dieses Jahrhunderts um einen der gefährlichsten, wenn nicht gar um den gefährlichsten Wildbach der Schweiz (MEISSER 1911). Aus

diesem Grund, und weil natürlich vor allem Katastrophen überliefert werden, existieren einige Aufzeichnungen über die Ausbrüche der Nolla. Andererseits besteht ein enger Zusammenhang zwischen der Schiefersackung am Heinzenberg und der Tätigkeit der Nolla, darum scheint es sinnvoll, kurz auf die überlieferten Ereignisse einzutreten. Ich möchte aber noch ein Zitat aus von SALIS (1892) über die Bedeutung der Nolla für den Rhein vorausschicken:

"Der Hinterrhein entströmt den Felsschluchten der Viamala und des verlorenen Loches im gewöhnlichen Zustande als klarer grüner Bergfluss; von der Brücke, welche am Fusse der mit den Ruinen der Burg Hohenrhätien gekrönten Felswand die Schynstrasse über das Thal führt, wird man, nach Süden sehend, durch den Anblick dieses schönen Wassers erfreut. Um so grösser ist das Erstaunen über die Metamorphose, welcher wir im Umwenden auf der andern Seite der Brücke begegnen; wie in einen Hinterhalt geraten, sehen wir den jugendlichen Rhein im Kampfe mit einem schwarzen Unhold, dessen Umklammerungen er, gegen den rechtseitigen Fels gedrängt, diesem entlang entfliehen zu wollen scheint. Doch er unterliegt, schmaler und schmaler wird der klare Wasserstreifen, und bald reicht die schwarze Fluth von Ufer zu Ufer. In dieser zu versinken ist in geringer Entfernung das Loos auch der nicht minder klaren Albula. Selbst der mächtige Vorderrhein mit Plessur und Landquart vermögen diese hässliche Färbung nicht zu überwinden; der Rhein bleibt der wüste schwarzgraue Strom bis zum Bodensee.

Dass die Nolla dies im gewöhnlichen Zustande zu vollbringen vermag, charakterisiert schon die Stellung dieses Wildbaches im Flussgebiet des Rheins, aber zum Ausserordentlichen steigert sich diese bei Hochwasser; dann wird er zur kolossalen Schuttlawine, die sich haushoch heranwälzt und einen mächtigen Damm über das Tal legt, hinter dem der Rhein zum See aufgestaut wird."

Ein sehr ausführlicher Rückblick über die von der Nolla verursachten Katastrophen und über die Sanierungsversuche dieses Wildbaches findet sich in MEISSER (1911). Deswegen wird hier nur eine Zusammenfassung der Ereignisse dargelegt.

16. Aug. 1585	Erste historisch belegte Katastrophe: die Nolla transportierte Blöcke so gross wie "Stubenöfen" und verwüstete das ganze Domleschg (siehe auch MONTANDON 1933).
21. Okt. 1705 16. Apr. 1706 ? 1707 1. Juli 1710 13. Mai 1711 5. Aug. 1719	Diese Nolla-Ausbrüche wurden durch "Hinunterrutschen von Gütern in Tschappina und der daherigen Verstopfung des Nollabettes daselbst" (von SALIS 1892) verursacht, und bewirkten Stauungen des Hinterrheins.
? 1802 ? 1805 20. Mai 1806 30. Nov. 1807	Die letzte dieser Katastrophen staute den Hinterrhein bis auf eine Höhe von 40 Fuss (rund 12 m); zerstörte die Fundamente der äussersten Häuserreihe von Thusis; beraubte neun Zehntel der Bürger von Sils ihres Grund und Bodens, und begrub das ganze Domleschg unter einer fast ununterbrochenen Geschiebedecke. Der als Experte berufene H.C. Escher von der Linth sah die Ursache in der Versikkerung des Wassers in die Schutthalden im Hintergrund des Nollatobels, die durch den abflusslosen Lüschersee, durch die Bewässerung der Weiden und durch die Waldrodungen stark gefördert wurde (siehe ESCHER von der LINTH 1809).
1810	Im Ried bei Obertschappina wurde ein planimetrischer Riss aufgenommen. Anschliessend wurde festgestellt, dass sich dieses Gebiet mit jährlich 13 3/4 Fuss (rund 4 m) ins Nollatal hinunter bewegte.
1817 1834	Erneute Ausbrüche der Nolla, die diesmal aber mit allgemeinen Hochwasserkatastrophen des Rheins einhergingen.
1825	Ingenieur Lanicca (Beauftragter des Kleinen Rates des Kanton Graubünden) sah folgendes als Ursache an: die Unterspülung der Berghänge durch die Nolla, die zu lockeren Ablösungen geneigte Beschaffenheit der Bergabhänge, die darauf einwirkenden Gewässer und der Mangel einer bedekkenden und befestigenden Pflanzendecke.
27. Sept. 1868 11. Sept. 1869 5. Aug. 1870 7. Sept. 1870	Weitere Ausbrüche, die jedesmal zu Stauungen des Rheins bis auf eine Höhe von 40 Fuss führten.
1871/1872	Es wurde mit dem Bau der Bachsperren begonnen.
11. Juni 1872	Die erste Sperre wurde durch Hochwasser schon zerstört.
3. Aug. 1874 15. Juli 1877	Erneute Nolla-Katastrophen.

1884/1885 Weitere Sanierungsarbeiten wurden in Angriff genommen: der Bau eines Hangkanals von der Schwarz Nolla zum Maidlitobel; die Verlegung des Zusammenflusses von Schwarz und Wiss Nolla mit einem Felskanal für die Wiss Nolla; Sohlensicherungen im Maidlitobel (unterhalb von Tschappina, zwischen Iela und Casiepis).

1894 Die Bauarbeiten für den Nollakanal, der die Kolmatierung des Domleschg fördern sollte, wurden begonnen (Tafel I).

1898 Linksseitige Terrainbewegungen zerstörten mehrere Sperren.

1899 Der Aufforstungsversuch auf 21 ha in L'Ogna (Lonja, Gde. Masein) und auf den Allmeindli (zwischen Im Boden und Iela, Gde. Tschappina) wurde gestartet.

1907 Der Felskanal zur Ableitung der Wiss Nolla wurde durch einen Felssturz am rechtsseitigen Hang verschüttet.

1908 Die Aufforstung auf der Allmeinde, am Büelen, am Stutz, im Ried und unterm Turm (zwischen Ober Gmeind und Pkt. 1662) wurde begonnen (total 121 ha).

1910 Der 190 m lange Stollen zur Entwässerung des Lüschersees wurde vollendet.

ab 1924 Mehrere Sperren im Nollabett wurden erneuert.

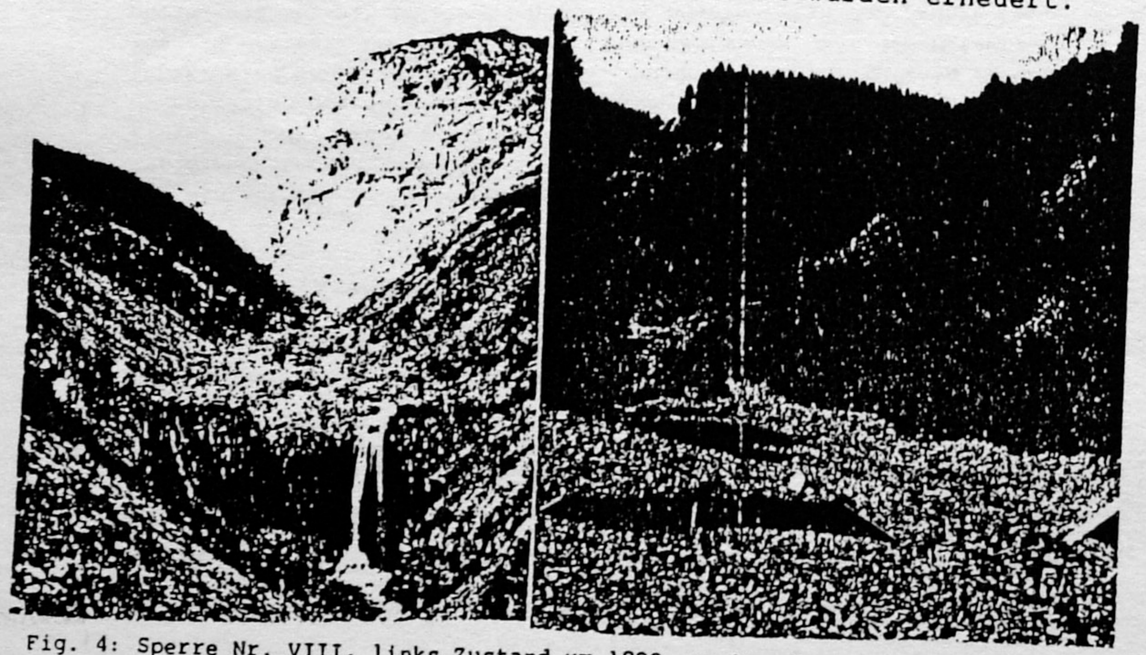


Fig. 4: Sperre Nr. VIII, links Zustand um 1890, rechts Zustand 1980

Juli 1938 Bergsturz vom Beverin, der 700'000 m3 Material in die Wiss Nolla hinunterbeförderte, dabei bewährten sich die Verbauungen.

16. Juli 1939 Nachsturz.

ab 1978 Während den Feldbegehungen konnten die neusten Arbeiten an den Bachverbauungen beobachtet werden. Einerseits handelte es sich um Erneuerungen und Erhöhungen der alten Sperren im Nollabett (Fig. 4), andererseits wurden nun auch am Lüschbach (vom ehemaligen Lüschersee über Ried in die Schwarz Nolla) zahlreiche Verbauungen erstellt.

Die Gesamtkosten für die Arbeiten zwischen 1870 und 1938 beliefen sich auf rund Fr. 2'348'000.-, von denen der Bund die eine Hälfte und der Kanton Graubünden die andere Hälfte bezahlte. Zusätzlich kamen noch Fr. 480'000.- für die Aufforstung dazu (siehe RAUCH 1941).

Bei der näheren Betrachtung der oben beschriebenen Ereignisse fällt sofort die Periodizität der Katastrophen auf. Daraus lässt sich schliessen, dass die Nolla während längeren Zeiten ihr Bett langsam aufschotterte, um dann bei einem speziell hohen Wasserstand das ganze Flussbett wieder auszuräumen. Dies lässt sich auch mit den von von SALIS (1892) beschriebenen Höhenänderungen des Flusslaufes bestätigen. Interessant sind auch die Daten der einzelnen Ausbrüche: es erfolgten Katastrophen vom Frühling bis in den Herbst, wobei aber eine Häufung in den im allgemeinen relativ regenreichen Monaten Juli, August und September festzustellen ist.

2.3. Lithologie

Der grösste Teil des Heinzenbergs wird vom Tomül-Lappen aufgebaut, nur nördlich einer ungefähren Linie Mutta (Präzer Höhi) - Realta ist die sich im Liegenden befindende Grava-Serie aufgeschlossen. Die tiefsten Schichtglieder des Tomül-Lappens mit Trias und fossilbelegtem Lias, ferner auch die Grünschieferzüge,

ner ziemlich vollständig rekristallisiert wurden. Aus diesem Grund lassen sich heute fast keine detritischen, deformierten, zerbrochenen oder Böhm'sche Streifen (Deformations-Knickbänder) führenden Quarzkörner mehr finden. Ob die Runzelschieferung auch zu einer wenigstens teilweisen Quarzrekristallisation geführt hat, kann nicht beurteilt werden, da sie vorwiegend in Gesteinspartien, die viele Phyllosilikate und wenig Quarz enthalten, ausgebildet ist. Dagegen wurde in diesen Partien immer neben älteren, verbogenen und gefalteten auch neu rekristallisierte und polygonal in Faltenscheiteln der Runzelschieferung angeordnete Glimmer gefunden. Diese Beobachtungen weisen darauf hin, dass die Kristallisation die Verformung bis ins jüngste Deformationsstadium begleitete.

2.5. Quartär

Nach JäCKLI (1980) lag das Domleschg zur Zeit der grössten Gletscherausdehnung im Würm unter einer Eisdecke von rund 1500 m Mächtigkeit. Auch HANTKE (1981) beschreibt, dass die Eisoberfläche im Würmmaximalstand bei Thusis über 2000 m.ü.M. lag. Aus diesen Angaben lässt sich schliessen, dass der ganze Heinzenberggrat mit Eis bedeckt war. Diese Folgerung lässt sich mit Feldbeobachtungen gut belegen, da Eratiker bis auf eine Höhe von ungefähr 1920 m.ü.M. gefunden wurden (zum Beispiel oberhalb von Inner Glas und auf der Alp Gronda). Die würmeiszeitliche Moränendecke wurde in den obersten Partien zum grössten Teil von Gehängeschutt bedeckt und durch die stattfindenden Bewegungen gegen das Tal zu transportiert, was auch die Erklärung dafür gibt, dass auf dem Grat selber keine Findlinge mehr beobachtet werden konnten (Tafel I). Bei diesen Eratikern handelt es sich vorwiegend um weiss anwitternde Triasdolomite, quarzitische Chloritschiefer und Rofnaporphyre, die aus den weiter südlich gelegenen Schamser Decken und der Suretta-Decke stammen. Vereinzelt wurden wandernde Findlinge beobachtet. Charakteristisch für diese sogenannten

Wanderblöcke sind talwärts liegende Stauchwülste und die bergwärts liegende, offene Grasnarbe, welche die Fahrspur anzeigt.

Am Ende der Würmeiszeit erfolgte noch das Churer Stadium, das zu einem erneuten Gletschervorstoss des Rheingletschers bis nach Chur führte. Während dieser Phase dürften nach HANTKE (1981) ausser dem Nollagletscher noch einige weitere Zungen vom Heinzenberg aus den Albula-Hinterrheingletscher erreicht haben, der S von Bonaduz auf einer Höhe von gut 850 m auf den Vorderrheingletscher traf. Spuren von diesen Lokalgletschern lassen sich aber im untersuchten Gebiet keine mehr feststellen. Dasselbe gilt auch vom Vorstoss des Nollagletschers während der Schlussvereisung etwa um 9000 v.Chr. JäCKLI (1980) konnte aber mit Hilfe der Moränenwälle an der NW-Flanke der Beverin-Kette die Endlage dieses letzten grösseren Vorstosses auf einer Höhe von ungefähr 800 m festlegen, das heisst etwa 1.4 km oberhalb der Einmündung der Nolla in den Hinterrhein.

Zwischen den Würmrückzugsphasen der Gletscher erfolgten die grossen Bergstürze im Vorderrheintal (Flims, Tamins), die indirekt zur Bildung der Bonaduzer Schotter führten und die noch vom Churer Stadium überfahren wurden, wie der Moränenschleier auf den Bergsturztrümmern beweist. Die 70 m mächtigen Bonaduzer Schotter sind als typische Flutablagerung ausgebildet (eine gute Beschreibung dieser Schotter findet sich bei PAVONI 1968). Sie wurden nach einem plötzlichen Auslaufen des von der Flimser Bergsturzmasse gestauten Ilanzer Sees (möglicherweise durch Wegschmelzen eines Toteispfropfens am Ausgang des Laaxer Tobels) hinabtransportiert und am Reichenauer Bergsturzriegel ins Domleschg abgelenkt (vgl. dazu ABELE 1974 : 140, NABHOLZ 1975 : 50). Anschliessend erfolgte eine rasche Erosion dieser Schotter durch den stark mäandrierenden Hinterrhein, so dass heute nur noch vereinzelte Reste der Bonaduzer Schotter an den Talseiten des Domleschg vorhanden sind (Tafel I). Die Ansicht von JäCKLI (1980), dass es sich bei

den Bonaduzer Schottern um Ablagerungen handelt, die in einen vom Taminser Bergsturz gestauten Domleschger See sedimentiert wurden, ist eher unwahrscheinlich, da sich nach NABHOLZ (1975) auch in der Vorderrheinschlucht und im Versamer Tobel Bonaduzer Schotter befinden.

Speziell zu erwähnen ist noch die Eintalung auf der W-Seite von Cresta und vom Tubenstein (von Cresta Lunga über Masein zur Lochmüli). Einerseits könnte es sich um eine glaziale Entwässerungsrinne handeln, und andererseits könnte es aber auch eine Fortsetzung der interglazialen Rheinschlucht von Crappasusta sein (siehe JÄCKLI 1980).

Als weitere Quartärbildungen können die vielen Quelltuffvorkommen am Heinzenberg (zum Beispiel oberhalb von Pkt. 1989, Pass zwischen Lüschgrat und Glaser Grat) und die grossen Bachschuttkegel beim Cruttiser Tobel, beim Porteiner Tobel und von der Nolla, die zum Teil den Bonaduzer Schottern aufliegen, betrachtet werden. Zusätzlich gilt es noch die seit 1892 auf den Rheinschottern künstlich kolmatierten Nollaschlämme und die Aufschotterungen hinter den Bachverbauungen der Nolla als anthropogen beeinflusste Quartärbildungen zu erwähnen.

2.6. Morphologie

Das Gebiet des Heinzenbergs lässt sich in vier voneinander getrennte Sackungsgebiete aufteilen, die von folgenden vier Hauptabrissen ausgehen (Tafel I): dem Glaser Grat, dem Lüschgrat, dem Gebiet Tguma - Präzer Höhi und dem Gebiet des Crest dil Cut. Die Hauptabrisse folgen einerseits der Streichrichtung der Schichten (SW-NE, vgl. mit Fig. 8a) und andererseits der vorherrschenden Kluftrichtung des Systems 5 (NNW-SSE, siehe Kap. 2.4.3.), was die Krümmungen im Verlauf der Wasserscheide bewirkt. Wegen diesen beiden vorherrschenden Abriss-

richtungen ergeben sich zwischen den einzelnen Gebieten Uebergänge mit vielen Intersektionen. Auf weite Strecken folgen die Abrisse der Wasserscheide, nur beim Crest dil Cut konnten Abrisse beobachtet werden, die über die Wasserscheide hinweg auf die W-Seite reichen. Sie führen zu einer Aufsplitterung der Grate, die durch Nackentälchen getrennt werden. In diesen Nackentälchen liegen zum Teil kleine Seen, wie zum Beispiel die Seen am Bischolpass (Fig. 11) oder der ehemalige Lüschersee. Diese Grataufsplitterung führt natürlich zu einer Erniedrigung und seitlichen Verschiebung der Wasserscheide (siehe JÄCKLI 1957).



Fig. 11: Nackentälchen mit Bischolsee, im Hintergrund Grataufsplitterung gegen den Lüschgrat hinauf

Anschliessend an die Nackentälchen folgt eine Zerrzone, die durch Zerrspalten, sekundäre Abrisslinien und davon losgelöste Gesteinspakete, die schichtparallel in grösserem Verband abrutschen, charakterisiert ist. Im mittleren Teil des Sackungshanges entstehen durch Zerrrisse und Stauchwülste eine grosse Anzahl von Geländewellen, die oft auch von Felsblöcken übersät sind. Somit entsteht in diesen Teilen der Sackung eine Zone, wo das Material intensiv aufgelockert und zerbrochen wird. Dazu kommt noch ein ausgeprägter Säbelwuchs der Bäume, der als weiteres Indiz einer Bewegung gedeutet werden muss.

Weiter hangabwärts drängt sich erneut eine Aufteilung des Heinzenbergs auf: einerseits in ein Gebiet das von der Nolla entwässert wird, und andererseits das ganze restliche Gebiet bis zur Linie Crest dil Cut - Trieg, das durch andere Zuflüsse des Hinterrheins entwässert wird. Das erstere ist deutlich gekennzeichnet durch die Erosionsanrisse am Hangfuss, die durch die ständige Materialwegführung der Nolla immer wieder aktiviert werden. In diesen Anrissen finden sich neben kleinblockigem Schutt immer noch Reste der Sackungskompartimente, die als Rippen und Felsköpfe aus dem Schutt hervortreten (zum Beispiel unterhalb von Ried und bei Canellis). Im Gegensatz dazu steht das nördlichere Gebiet, in dem der Fluss hier den stützenden Hangfuss nicht wegtransportiert. Dafür entsteht das typische Hangprofil von bewegten Hängen (siehe Profil Alp da Sarn - Cazis auf Tafel I): oben ist der Hang konkav (durch Massenabtrag) und kann nach AMPFERER (1939) als Bergzerreissung bezeichnet werden, unten ist er konvex (durch Massenzunahme) und kann nach STINI (1941) als Talzuschub bezeichnet werden.

Im grossen gesehen handelt es sich um ein relativ flaches Hanggefälle: es variiert von ungefähr 15^{o} (27%) im südlichen Teil bis gegen 25^{o} (47%) im Norden und beträgt im Mittel etwa 17^{o} (31%). Dieses Steilerwerden des Hanges von S gegen N ist auf den Wechsel der Lithologie zurückzuführen: Hanggefälle mit mehr als 20^{o} beginnen erst dort, wo die etwas kompetenteren Kalkglimmerschiefer der Grava-Serie aufgeschlossen sind (Tafel I). Zusätzlich stimmt diese Gefällszunahme auch mit dem Steilerwerden und dem leichten Abdrehen gegen NE der B_2-Faltenaxen und dem grösseren Einfallen der Schieferung überein (Fig. 8b und d). Wie schon oben festgestellt wurde, sind die Hänge nur in den obersten und untersten Partien wesentlich steiler. Daraus kann eindeutig geschlossen werden, dass die Ursache der Sackung nicht in einem zu grossen Gefälle liegt. Im weiteren ist auch kein eigentliches Ablagerungsgebiet, wie es etwa bei Bergstürzen vorhanden ist, erkennbar.

Es wurde versucht, mit Hilfe der von SCHEIDEGGER (1980) beschriebenen Methode, das neotektonische Spannungsfeld zu bestimmen. Fig. 12a zeigt das begradigte Flussnetz der Nolla, das als Grundlage zur Bestimmung der Flussrichtungen diente. Diese sind in Fig. 12b in einem Polarhistogramm mit einer Längeneinheit von 100 m dargestellt. In diesem Polarhistogramm sind zwei Maxima erkennbar, die zur Berechnung der Hauptspannungsrichtungen herangezogen wurden. Die Resultate dieser Be-

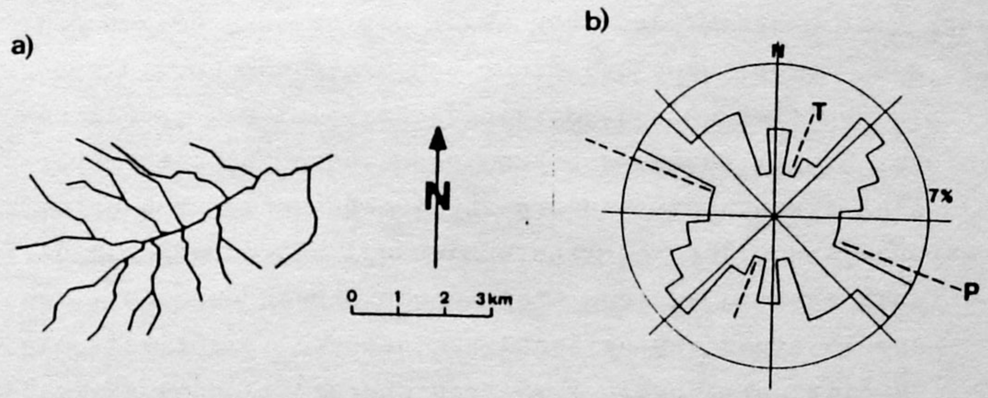


Fig. 12: a) Begradigtes Flussnetz der Nolla
b) Polarhistogramm der Flussrichtungen

	Max. 1	Max. 2	Winkel	P	T
Streckungslinear $l_{1,2\ str}$	-	-	-	129/1o	39
Klüfte	159/79	84/82	75	122/11	32/8
Flussrichtungen Nolla	152	68	84	11o	2o

Tab. 3: Zusammenstellung der Hauptspannungsrichtungen, ermittelt aus Streckungslinear, Kluftmessungen und Flussrichtungen

rechnung sind in Tab. 3 mit dem Streckungslinear $l_{1.2\ str.}$ und den Kluftmessungen zusammengefasst. Auffallend ist die sehr geringe Differenz der Werte, woraus geschlossen werden kann, dass die Hauptspannungsrichtungen seit der Bildung des Streckungslinears nur unwesentlich geändert haben. Sehr gut ist auch die Uebereinstimmung mit SCHEIDEGGER (1980), der bei der Untersuchung des Flussnetzes ges gesamten Hinterrheins auf Werte von 114° und 24° für die Hauptspannungsrichtungen kam, obwohl die beiden Maximas im Polarhistogramm in Fig. 12b nicht sehr deutlich hervortreten.

2.7. Mechanische Gesteinseigenschaften

Neben den mineralogischen Untersuchungen mit Hilfe von Dünnschliffen und Röntgenanalysen wurden die Gesteine auch felsmechanisch untersucht, um einige zum genaueren Studium der Schiefersackung notwendige Felskennwerte zu bestimmen. Die Versuche erfolgten an einem Glimmerschiefer bis -phyllit aus der Serie der Nolla-Tonschiefer nach den in Kapitel 1.4. beschriebenen Methoden. Die Untersuchungen beschränkten sich auf dieses Gestein, da der grösste Teil des Heinzenbergs von den Nolla-Tonschiefern gebildet wird, wie Tafel I zeigt, und die Glimmerschiefer, wie aus Kapitel 2.3.2. hervorgeht, den überwiegenden Anteil dieser Serie aufbauen. Die Versuchsresultate sind in Fig. 13 und auf Beilage 1 dargestellt.

2.7.1. Einaxige Druckfestigkeit

Von der Probe wurden zwei Versuchskörper hergestellt: beim einen lagen die Schieferungsflächen horizontal (d.h. senkrecht zur Kraftrichtung) und beim anderen vertikal (d.h. parallel zur Kraftrichtung). Wie aus Beilage 1 ersichtlich ist, beträgt die Druckfestigkeit bei der senkrecht zu den Schieferungsflächen liegenden Beanspruchung 30.4 MPa. Es bildete sich dabei ein treppenartiger Trennbruch aus. Bei der schieferungsparallelen Beanspruchung beträgt die Druckfestigkeit 20.9 MPa. Hier trat wegen der Ueberschreitung der Zugfestigkeit im Schieferungsverband ein lamellenartiger Spaltbruch auf, der sich durch ausknicken der einzelnen Schichten ausbildete. Im kleinen, begrenzten Partien des Versuchskörpers konnten auch Trennbrüche beobachtet werden, die aber immer mit denjenigen Bereichen zusammenfielen, in denen die Schieferungsflächen durch ihre Verfaltung nicht mehr parallel zur Beanspruchungsrichtung lagen.

Beim Vergleich mit den Proben aus dem Lugnez (Beilage 1) fällt sofort die kleinere Differenz zwischen den beiden gemessenen Festigkeiten auf. Die lässt sich gut mit der oben gemachten Beobachtung über die verfalteten Partien erklären. Aus demselben Grund gelten auch die in ZIEGLER (1979) gemachten Feststellungen, dass bei der schieferungsparallelen Beanspruchung die Lagerungsverhältnisse und die tektonischen Ereignisse, und bei der schieferungssenkrechten Krafteinleitung die reinen Materialeigenschaften (zum Beispiel der Quarzgehalt) massgebend sind, nur beschränkt.

2.7.2. Felsscherversuch

Die Versuchsresultate wurden in Fig. 13 in einem Schub-Normalspannungs-Diagramm dargestellt. Dabei wurden die einzelnen Schubkurven für beide Beanspruchungsrichtungen bei einer vorgegebenen Normalspannung gezeichnet. In ihrem Grenzspannungs-

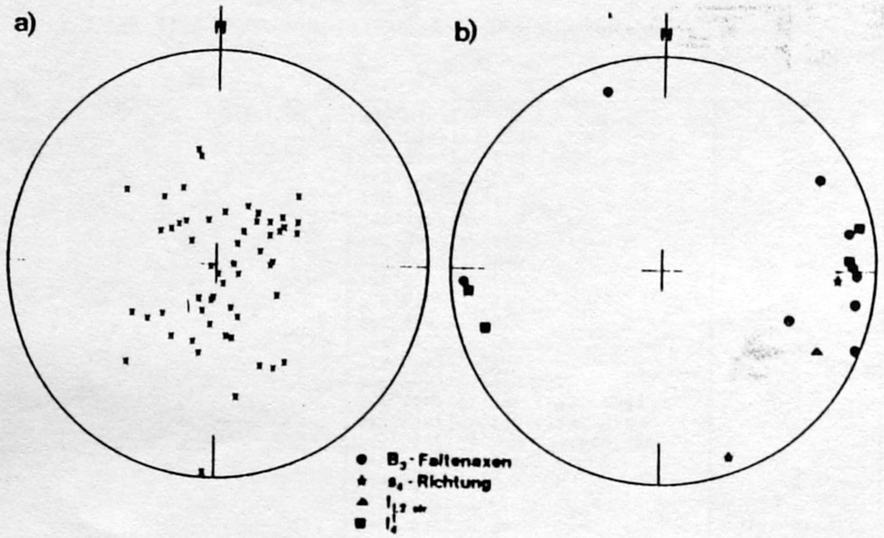


Fig. 14: Gefügediagramme der versackten Aufschlüsse.
Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel

a) s_1-Flächenpole
b) B_2-Faltenaxen, s_4-Richtung $l_{1.2\ str\ 9}\ l^{1}_{4}$

gen der einzelnen Sackungsblöcke völlig natürlich ist. Dasselbe gilt auch für die Faltenaxen und Lineare (Fig. 14b), wobei aber zu wenig Messungen durchgeführt werden konnten, um die obengemachte Beobachtung bestätigen zu können. Dieses Drehen der Schieferungsflächen weist daraufhin, dass durchgehende Gleitflächen vorhanden sind, die in ihren untersten Bereichen gegen oben ausstreichen.

Im Vergleich mit den Untersuchungen von ZISCHINSKY (1967) in Matrei im Osttirol fällt sofort auf, dass es sich hier keineswegs um Hakenwerfen handelt, wie aus der oben beschriebenen Schieferungslage hervorgeht. Dafür bestehen Aehnlichkeiten mit dem weiteren von ihm untersuchten Beispiel am Golmerhang im Montafon, wo die Schichten ebenfalls hangparallel einfallen, und seiner Meinung nach auch ein durchgehender Gleithorizont vorhanden ist.

2.8.2. Verschiebungsmessungen

Seit Beginn dieses Jahrhunderts wurden am Heinzenberg Messungen durchgeführt. Einerseits handelt es sich um die periodische Verifizierung der Vermessungspunkte III. Ordnung durch die Eidg. Landestopographie, die später durch das Kantonale Meliorations- und Vermessungsamt Graubünden weitergeführt wurden (Tab. 4a), und andererseits um systematische Kontrollmessungen in den Jahren 1910 bis 1931 durch das Eidg. Oberbauinspektorat (Tab. 4b). In Tab. 4a werden zusätzlich noch einige berechnete Werte aufgeführt. So wurden zur Berechnung der horizontalen Verschiebung die Beträge der einzelnen Messperioden zusammengezählt und daraus die jährliche Horizontalverschiebung errechnet. Anschliessend wurde mit Hilfe der jährlichen Höhenänderung ein Gleitwinkel berechnet, der über die ganze Dauer der Messung gemittelt wurde. In den beiden hintersten Kolonnen sind die totalen Verschiebungen, also Horizontal- und Vertikalverschiebungen zusammen, in Absolutwerten und in Verschiebungsgeschwindigkeiten (cm/Jahr) aufgeführt. Im weiteren wurden die Resultate der Messungen des Kantonalen Meliorations- und Vermessungsamtes Graubünden noch in einer Planskizze dargestellt (Fig. 15). Dabei werden die horizontalen Verschiebungsgeschwindigkeiten und -richtungen durch Pfeile repräsentiert, neben der Pfeilspitze steht der dazugehörende Betrag der jährlichen Höhenänderung.

Aus den beiden Tabellen ist sofort die grosse Abnahme der Verschiebungsgeschwindigkeit ersichtlich. Im Mittel betrug sie von 1910 - 1931 rund 15 cm/Jahr im südlichen Teil des Heinzenbergs (alle Messpunkte in Tab. 4b stammen aus diesem Gebiet), und verringerte sich von 1929 - 1973 auf ungefähr 5 cm/Jahr im selben Gebiet. Schon JäCKLI (1948) erwähnte eine Abnahme um etwa 20% zwischen 1923 - 1931 in dieser Gegend und diese Tendenz hat sich nun verstärkt weiter fortgesetzt. Im Gegensatz dazu stehen die Messpunkte aus der Umgebung von Präz und Sarn, wo keine Aenderung der Verschiebungsgeschwindigkeit

a)

Messpunkt (siehe Fig. 15)	Messperiode	Dauer der Messung a	Versch. von W→E cm	Versch. von N→S cm	Versch. horizont. cm	Versch. horizont. cm/a	Höhenänderung cm	Höhenänderung cm/a	Gleitwinkel °	Totale Versch. cm	Totale Versch. cm/a
Tristelalp T	1929-1973	44	86	53	1o1	2.3	-63	-1.4	-32	119	2.7
114	"	44	43	-	43	1.o	-11	-o.3	-14	44	1.o
115	"	44	94	-3	94	2.1	-3o	-o.7	-18	99	2.2
116	"	44	15	-6	16	o.4	+2*	o.3	-	2o	o.5
126	1929-1978	49	7	-1	18*	o.4	-3	-o.1	-	19	o.4
129	"	49	42	-3	54*	1.1	-8*	-o.3	-	55	1.1
133	1929-1973	44	6o	-13	61	1.4	-17	-o.4	-16	64	1.5
134	1929-1978	49	49	-1	5o*	1.o	-16*	-o.4	-	53	1.1
136	"	49	43	-1o	44	o.9	-3*	-o.2	-	46	o.9
143	1929-1973	44	53	29	6o	1.4	-2o	-o.5	-18	64	1.5
144	"	44	11	1	11	o.3	-13	-o.3	-5o	17	o.4
152	"	44	32	25	41	o.9	-37	-o.8	-42	55	1.3
163	"	44	69	-	69	1.6	-14	-o.3	-12	7o	1.6
165	"	44	74	3	74	1.7	1o	o.2	+8	75	1.7
185	"	44	182	45	188	4.3	-52	-1.2	-16	195	4.4
186	"	44	257	1o6	278	6.3	-62	-1.4	-13	285	6.5
187	"	44	283	161	326	7.4	-64	-1.5	-11	332	7.5
198	"	44	279	199	343	7.8	-7o	-1.6	-12	35o	8.o
2o2	"	44	172	14	173	3.9	-1o1	-2.3	-3o	2oo	4.5
2o4	"	44	278	1o4	297	6.7	-165	-3.8	-29	34o	7.7
2o6	"	44	312	63	318	7.2	-89	-2.o	-16	331	7.5
2o7	"	44	342	6o	347	7.9	-38	-o.9	-6	349	7.9
21o	"	44	4o	-14	42	1.o	-18	-o.4	-23	46	1.1
216	1954-1973	19	13	-37	39	2.1	-3o	-1.6	-38	49	2.6

* = Verschiebungen in gegenläufiger Richtung darin enthalten

b)

Koord. der Messpunkte	Messperiode	Verschiebung in cm/a
745,36o/172,34o	191o-1931	9
745,44o/172,o4o	"	9
745,46o/172,52o	"	14
745,6oo/172,o3o	"	15
745,81o/174,o6o (Tristelalp)	"	4
745,87o/172,44o (Pkt. 2o4)	"	18
746,11o/171,59o (Pkt. 2o6)	"	12
746,28o/172,94o	"	11
746,29o/172,3oo	"	2o
746,51o/172,56o	"	25
746,63o/171,8oo	"	19
746,65o/172,13o	"	19
746,92o/172,25o	"	24
747,o5o/171,8oo	"	18
747,9oo/172,46o	"	14
748,44o/173,76o	"	9
748,96o/172,44o	"	14
749,13o/171,85o	"	17
749,71o/172,6oo (Pkt. 187)	"	14
749,83o/172,23o	"	2o
75o,o4o/173,1oo	"	12

Tab. 4: Zusammenstellung der Bewegungen der beobachteten Messpunkte am Heinzenberg.

a) Daten vom Meliorations- und Vermessungsamt des Kt. Graubünden.

b) Daten aus JÄCKLI (1948).

festgestellt werden kann. Sie haben sich mit einer konstanten Geschwindigkeit von rund 1 cm/Jahr bewegt.

Die Ursache für die Abnahme der Verschiebungsgeschwindigkeit im Nollagebiet liegt wahrscheinlich in der gleichzeitigen Abnahme der Niederschlagsmenge um 100 mm/Jahr (Niederschläge der Station Thusis, von 1910 - 1931 im Mittel 1015 mm/Jahr und von 1931 - 1973 im Mittel 917 mm/Jahr). Als weiteren Grund dürfen wir wohl die langfristigen Auswirkungen der verschiedenen Sanierungen betrachten (Bachverbauungen der Nolla, Erstellung des Hangkanals, Trockenlegung des Lüschersees, Aufforstung unterhalb der Bruuchalp, siehe auch Kapitel 2.2.).

Aus Tab. 4a wurde noch die mittlere Verschiebungsrichtung aller Messpunkte berechnet. Sie fällt mit 17° in Richtung 106° ein und entspricht, was weiter nicht erstaunlich ist, der mittleren Hangrichtung. Zusätzlich passt diese Verschiegungsrichtung auch ausgezeichnet mit der in Kapitel 2.6. bestimmten grössten Beanspruchungsrichtung zusammen (Tab. 3).

Beim Betrachten der Fig. 15 fallen einem einmal die sehr grossen Verschiebungsgeschwindigkeiten im südlichen Heinzenberg auf (im Gegensatz zum nördlichen Teil). Daraus lässt sich schliessen, dass die Hangbewegungen durch den ständigen Abtransport des stützenden Böschungsfusses durch die Nolla stark gefördert werden. Interessant ist aber, dass sich die Hangbewegungen trotz den grossen Bachaufschotterungen im Nollabett (bis gegen 30 m, vgl. von SALIS 1892) und somit Erstellung eines künstlichen Böschungsflusses nicht aufhalten, sondern höchstens etwas verlangsamen liessen. Ihre Hauptfunktion dagegen, nämlich die gelegentlichen, murgangartigen Ausbrüche der Nolla mit Verwüstungen im ganzen Domleschg zu verhindern, erfüllten die Bachverbauungen aber bis jetzt. Wie die zerrissene Bachverbauung in Fig. 16 zeigt, ist der Aufwand für den Bau und vor allem für den Unterhalt dieser Verbauungen jedoch sehr gross.

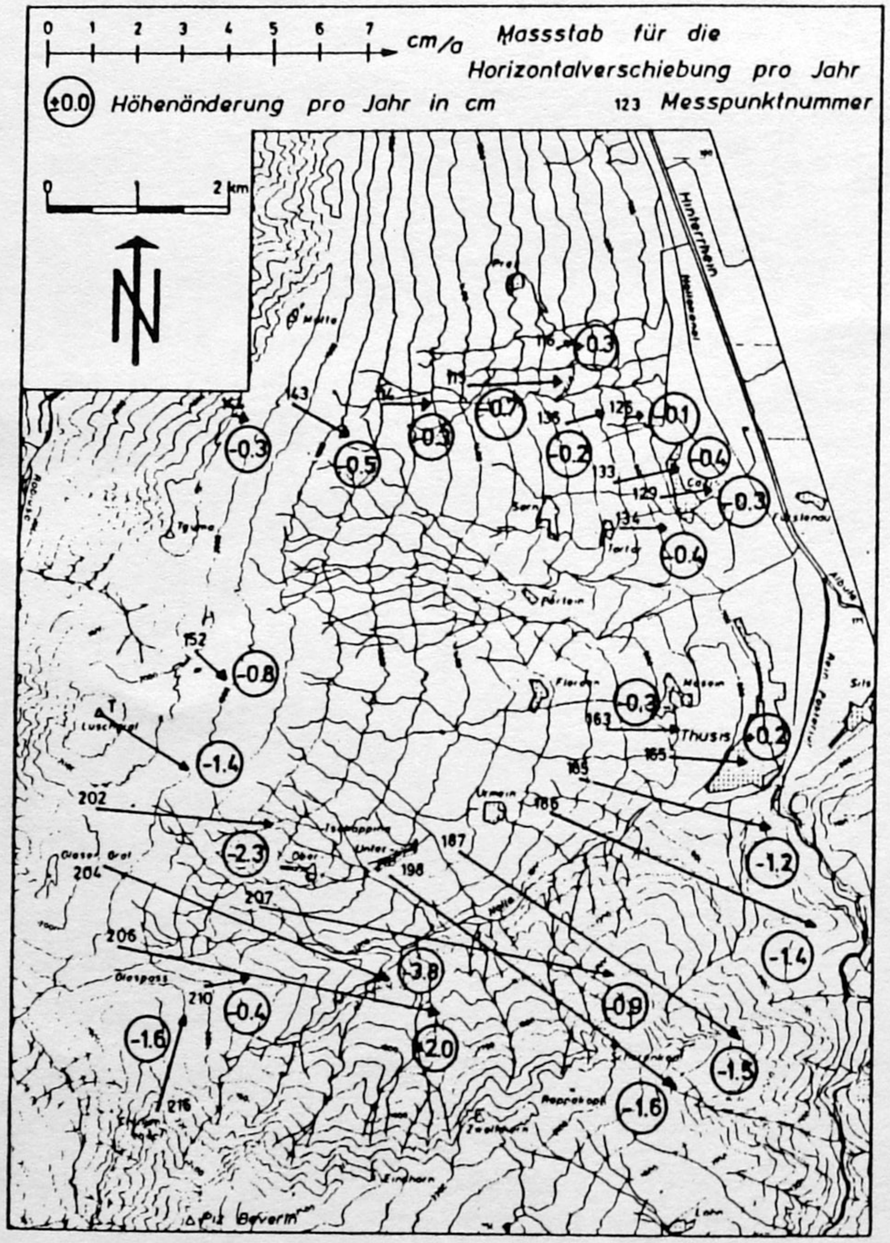


Fig. 15: Verschiebungen am Heinzenberg in der Zeit von 1929 bis 1973 zum Teil bis 1978)

Im weiteren sind in Fig. 15 die geringen oder sogar positiven Höhenänderungen aller Beobachtungspunkte, die sich im untersten Teil des Hanges befinden, auffallend. Aus diesen geringen Höhenänderungen ergeben sich auch die kleinen oder positiven, in Tab. 4a berechneten Gleitwinkel (zum Beispiel Pkt. 165). Im

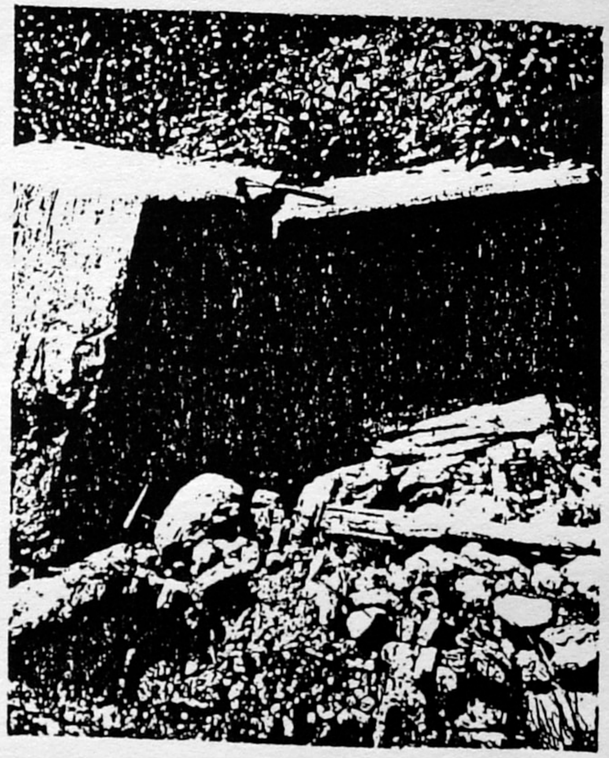


Fig. 16: Verbauung Nr. 14 im Lüschbach (Baujahr 1979). Aufnahme 18.8.1980

Gegensatz dazu stehen die grossen Gleitwinkel, die durchwegs in den obersten Hangpartien auftreten, wie zum Beispiel bei den Punkten 144 und Tristelalp, die auf der Wasserscheide liegen. Damit lässt sich schön zeigen, dass die Gleitfläche zuoberst einen relativ steilen, in der Mitte einen flacheren, ungefähr der Hangneigung und der Neigung der Schieferungsflächen entsprechenden, und zuunterst einen schräg gegen oben weisenden Verlauf nimmt, und somit sehr gut mit dem in Kapitel 2.8.1. beschriebenen Verhalten der Schieferungsflächen übereinstimmt.

Da die meisten Messpunkte nicht so periodisch vermessen wurden wie zum Beispiel im Lugnez, können nur ungenaue Angaben über die Veränderungen der Verschiebungen bezüglich Höhe und Rich-

nach der in Kapitel 2.4.3. erwähnten Methode bestimmt werden.

Wie aus dieser kurzen Zusammenfassung hervorgeht, bestehen keine bedeutenden Unterschiede in der lithologischen Beschaffenheit und dem tektonischen Aufbau des mittleren Lugnez und dem Heinzenberg. Dies erklärt auch die in Kapitel 2.7. festgestellte grosse Aehnlichkeit der mechanischen Gesteinseigenschaften.

3.2. Unterschiede zwischen dem mittleren Lugnez und dem Heinzenberg

3.2.1. Unterschiede in der Morphologie

Wenn man die beiden instabilen Talflanken im mittleren Lugnez und am Heinzenberg als gesamtes betrachtet (Tafel II und IV), fällt auf, dass die Hangneigung am Heinzenberg eher etwas grösser ist ($\sim 17^{o}$) als im mittleren Lugnez ($\sim 15^{o}$). Dies gilt vor allem für den nördlichen Heinzenberg, der eine Hangneigung bis gegen 25^{o} aufweist. Diese Beobachtung kann sicher auf die doch etwas kompetenteren Gesteine in diesem Bereich zurückgeführt werden. Daneben ist auch die unruhigere Geländelinie im Lugnez bemerkenswert, welche wahrscheinlich mit der Aufteilung in Kompartimente zusammenhängt (siehe übernächster Abschnitt). Im weiteren kann festgestellt werden, dass die im mittleren Lugnez vorhandene Gliederung der Talflanke in drei Stufen (zuunterst eine schluchtartige Steilstufe, anschliessend Geländeterrassen von etwa 1100 m.ü.M. bis 1300 m.ü.M. und zuoberst ein steiler Anstieg bis zur Wasserscheide) am Heinzenberg bis auf die schluchtartige Steilstufe im Bereich der Nolla nicht beobachtet werden konnte. Ob eine solche Aufgliederung einmal vorhanden war und durch die Sackungsbewegungen überdeckt wurde, oder ob es diese Aufgliederung nie gab, kann heute nicht mehr sicher entschieden werden. Die noch feststellbare Aufgliederung im Lugnez, wo ja ähnliche Bewegungen stattfinden (Kap. 3.2.2.), spricht aber eher dafür, dass es eine solche am Heinzenberg nie gab.

Beim Vergleich der beiden Karten (Tafel I und Tafel III) fällt sofort die unterschiedliche Flusslage auf. Im mittleren Lugnez fliesst der Glenner - mit kräftiger Erosionskraft - am Fuss der ganzen Schiefersackung entlang. Dies trifft dagegen nur für den südlichen Teil des Heinzenbergs zu, wo die Nolla in derselben Position anzutreffen ist. Nördlich von Thusis verläuft kein Fluss direkt am Hangfuss (der Hinterrhein - heute kanalisiert - befindet sich ungefähr 300 bis 1300 m östlich davon in der Mitte der Talebene). Wegen der talauswärts gelegenen Schwelle von Rothenbrunnen hat er seit Ende des Pleistozäns mehr kolmatiert als erodiert. Bemerkenswert ist nun, dass die sekundären Rutschungen, die zum Teil mit Erosionsanrissen verknüpft sind, ausschliesslich dort auftreten, wo der Fluss direkt am Hangfuss entlang fliesst. Daraus kann geschlossen werden, dass solche Sekundäruntersuchungen direkt von der Erosionsfähigkeit des Flusses, der immer wieder den stützenden Hangfuss wegtransportiert, abhängig sind. Andererseits zeigen die Bewegungen im nördlichen Heinzenberg, dass der Abtrag des stützenden Hangfusses sicher nicht als einzige Ursache der Schiefersackung zu betrachten ist. (Das Fehlen des Flusses hat dafür sicher einen Einfluss auf die oben erwähnten, steileren Hangneigungen am nördlichen Heinzenberg).

Beim Betrachten der Tafeln I, II, III und IV geht ein weiterer, wesentlicher morphologischer Unterschied hervor: die Aufteilung in einzelne Sackungskompartimente im mittleren Lugnez. Solche Kompartimente konnten am Heinzenberg weder mit Feldbegehungen noch durch photogeologische Auswertungen festgestellt werden. Die Kompartimentsgrenzen im mittleren Lugnez verlaufen vorwiegend parallel zu den Streichrichtungen der Hauptschieferung (damit auch parallel zu den Kleinfaltenaxen) und der späteren, zweiten Schieferung. Dagegen erfolgt am Heinzenberg

eine grossräumige Vierteilung des Sackungsgebietes (u.a. ebenfalls durch die Streichrichtung der Hauptschieferung verursacht, Kap. 2.6.), die wahrscheinlich dazu führte, dass im tieferen Bereich der Schiefersackung keine Kompartiment mehr entstanden sind. Zusätzlich spielt sicher auch eine Rolle, dass das dominierende Kluftsystem am Heinzenberg hangparallel verläuft (Kap. 2.4.3.) und damit natürlich die Ablösung parallel zum Grat stark beeinflusst. Im Gegensatz dazu steht das dominierende Kluftsystem im Lugnez senkrecht zum Hang (das heisst also parallel zur Fallrichtung des Hanges) und ist bedeutend weniger gut ausgebildet.

Die restlichen, in Kapitel 2.6. beschriebenen morphologischen Kennzeichen der Schiefersackung am Heinzenberg (wie Grataufsplitterung, Bildung von Nackentälchen, etc.), können im mittleren Lugnez ebenfalls beobachtet werden.

3.2.2. Unterschiede im Bewegungsbild

Wie am Heinzenberg (Kap. 2.8.1.) erfolgt auch die Schiefersackung im mittleren Lugnez auf den Schieferungsflächen. Ein Unterschied besteht darin, dass das am Heinzenberg für den ganzen Hang festgestellte Drehen der Schieferungsflächen (am Grat mehr oder weniger handparalleles Einfallen gegen NE), in der Mitte ungefähr flachliegende und am Hangfuss 10 - 20° gegen NW einfallende Schichten) im Lugnez schon innerhalb der einzelnen Kompartimente beobachtet werden kann.

In Tab. 5, die analog zur Tab. 4a aufgebaut ist, wurden die seit 1887 gemachten Verschiebungsmessungen zusammengestellt. Diese Messungen wurden von der Eidg. Landestopographie, dem Kantonalen Meliorations- und Vermessungsamt Graubünden und in verschiedenen Vermessungskursen des Instituts für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH Zürich durchgeführt. Sie ergaben sehr ähnliche Resultate wie diejenigen vom Heinzenberg, wie dies schon die mittlere Verschiebungsgeschwindigkeit, die ebenfalls rund 5 cm/a beträgt, zeigt. Auch die mittlere Verschiebungsrichtung ist mit 116° nur leicht unterschiedlich zu jener vom Heinzenberg (106°), was mit der ungefähr gleichen Hangexposition gut erklärt werden kann. Im etwas kleineren Fallwinkel dieser Verschiebungsrichtung (11° gegenüber 17° am Heinzenberg) wiederspiegelt sich natürlich die ein wenig flachere Hangneigung im Lugnez (vgl. mit Kap. 3.2.1.).

In Fig. 18 sind die Messpunktlokalitäten und die Messresultate mit Hilfe von Verschiebungsvektoren in einer Planskizze dargestellt. Es springt sofort ins Auge, dass die grössten Bewegungen im letzten Steilabfall, der zum Glenner hinterführt, stattfinden (zum Beispiel die Punkte 146, 1308, 0159 etc.). Dasselbe liess sich ebenso am Heinzenberg feststellen, wo die grössten Bewegungen im Steilabfall, der zur Nolla hinunterführt, beobachtet wurden (vgl. mit Fig. 15). Aus der oben gemachten Beobachtung lässt sich schliessen, dass die Bewegungen im Lugnez wenigstens teilweise durch die Tiefenerosion des Glenner ausgelöst werden, der dem ganzen Hang laufend den stützenden Fuss wegtransportiert. Diese Folgerung lässt sich mit Hilfe der zwischen 1945 und 1973 gemessenen Abflussmengen des Glenner bei Peiden-Bad überprüfen: Die mittlere jährliche Abflussmenge betrug zwischen 1945 und 1955 11.8 m3/sec. und die mittlere jährliche Verschiebungsgeschwindigkeit im selben Zeitraum 5.4 cm/a (Mittelwert von 17 Messpunkten). Im Jahre 1956 wurden die Zervreiler Kraftwerke in Betrieb genommen, was zu einer deutlichen Reduktion der mittleren jährlichen Abflussmenge auf 7.2 m3/sec. führte und dadurch natürlich eine Verminderung der Erosionskraft des Glenners von Uors an abwärts bewirkte. Von diesem Zeitpunkt an nahm auch die mittlere jährliche Verschiebungsgeschwindigkeit auf 4.7 cm/a ab (Mittelwert der gleichen Messpunkte für die Messperiode 1957-1973)[1]. Damit kann ein-

1) Leider war es nicht möglich für die Punkte 122, 124, 126 und † 126, die oberhalb des Zusammenflusses von Glenner und Valserrhein liegen, dies festzustellen, da die Messungen dieser Punkte nur bis 1954 durchgeführt wurden.

Messpunkt (vgl. Fig. 18)	Messperiode	Dauer der Messung	Versch. von W→E	Versch. von N→S	Versch. horizont.		Höhenänderung		Gleitwinkel	Totale Versch.	
		a	cm	cm	cm	cm/a	cm	cm/a	°	cm	cm/a
1235.2	1928-1973	45	161	74	179	4.0	+20	+0.4	+6	181	4.0
122	1930-1947	17	58	38	72	4.2	-14	-0.8	-11	76	4.5
124	1942-1947	5	39	17	43	8.6	-11	-2.2	-14	52	10.3
125	"	5	43	17	46	9.3	-15	-3.0	-18	54	10.8
ð126 Vigens	1887-1954	67	730	316	796	11.9	-76	-1.1	-5	809	12.1
126/7	1930-1954	24	94	52	109	4.5	-8	-0.3	-4	117	4.9
129	1941-1973	32	184	113	217	6.8	-21	-0.7	-6	218	6.8
ð132 Igels	1887-1973	86	557	268	620	7.1	-255	-3.0	-23	763	8.9
ð133 Vattiz	1941-1947	6	36	15	39	6.5	-8	-1.3	-12	41	6.8
134	1942-1973	31	167	78	184	5.9	-50	-1.6	-15	191	6.2
ð134 Rumein	1937-1973	36	216	112	244	6.8	-52	-1.4	-12	252	7.0
136	1930-1947	17	73	50	112	6.6	-19	-1.1	-10	114	6.7
146	1947-1973	26	513	134	531	20.4	-145	-5.6	-15	550	21.2
ð147 Pleiv	1887-1973	86	314	150	352	4.1	+5	+0.1	+1	362	4.2
147	1947-1973	26	85	35	98	3.8	-3	-0.1	-2	98	3.8
ð148 Villa	"	26	76	39	85	3.3	-2	-0.1	-1	85	3.3
150	1930-1955	25	101	101	145	5.8	-36	-1.4	-14	150	6.0
153	1947-1973	26	1		24*	0.9	-2	-0.1	-4	24	0.9
154	"	26	101	90	137	5.3	-29	-1.1	-12	140	5.4
ð155 Morissen	1887-1947	60	91	90	128	2.1	-	-	-	128	2.1
156	1947-1973	26	57	40	72	2.8	-19	-0.7	-15	75	2.9
157	"	26	55	91	115	4.4	-3	-0.1	-2	115	4.4
158	1930-1973	43	188	114	234	5.2	-75	-1.7	-19	240	5.6
159	1947-1973	26	7	11	22*	0.8	-2	-0.1	-4	24	0.9
ð159 Peiden	1887-1973	86	1'587	510	1'672	19.4	-343	-4.0	-12	1'820	21.2
ð160 Cumbels	1887-1967	80	151	121	201	2.5	-5	-0.1	-1	201	2.5
160	1947-1973	26	41	24	50	1.9	-12	-0.5	-13	52	2.0
161	"	26	13	20	26	1.0	-8	-0.3	-17	28	1.1
162	"	26	68	62	92	3.5	-18	-0.7	-11	94	3.6
163	"	26	-6	0	14*	0.5	+3	+0.1	+13	14	0.6
164	1947-1954	7	22	17	28	4.0	-8	-1.1	-16	29	4.1
165	"	7	29	24	38	5.4	-10	-1.4	-15	39	5.6
ð166 Valgronda	1887-1973	86	34	28	52*	0.6	-2	-0.1	-7	64	0.8
ð170 Igels	1937-1954	17	102	68	123	7.2	-9	-0.5	-4	125	7.3
701	1955-1973	18	40	49	64	3.5	-23	-1.3	-20	68	3.8
216	1945-1973	28	30	5	38*	1.4	-5	-0.2	-8	38	1.4
258	1947-1973	26	3	7	8	0.3	+2	+0.1	+15	8	0.3
260	"	26	17	19	25	1.0	-5	-0.2	-11	26	1.0
1107	1960-1973	13	-	-	13	1.0	-4	-0.3	-18	14	1.0
1120	"	13	-	-	44	3.4	-10	-0.8	-12	45	3.4
1125	"	13	-	-	47	3.7	-5	-0.4	-6	48	3.7
1207	"	13	-	-	55	4.2	-23	-1.8	-23	59	4.5
1213	"	13	-	-	80	6.1	-26	-2.0	-18	84	6.4
1222	"	13	-	-	56	4.3	-8	-0.6	-8	56	4.3
1227	"	13	-	-	53	4.1	-10	-0.8	-11	54	4.2
1308	"	13	-	-	125	9.6	-32	-2.5	-15	129	10.0
1315	"	13	-	-	63	4.8	-10	-0.8	-9	64	4.9

* = Verschiebungen in gegenläufiger Richtung darin enthalten

Tab. 5: Zusammenstellung der Bewegungen der beobachteten Messpunkte im mittleren Lugnez

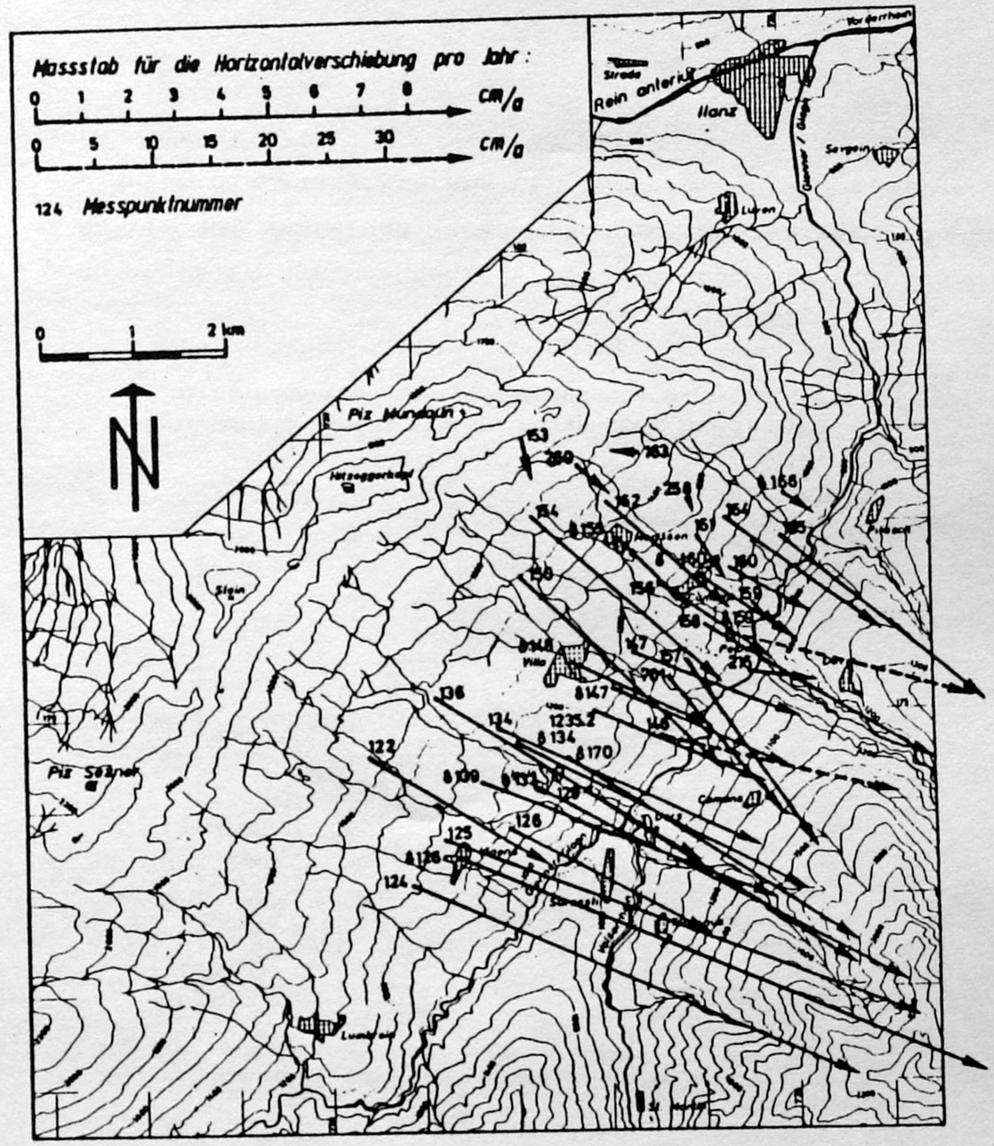


Fig. 18: Verschiebungen im mittleren Lugnez in der Zeit von 1887 bis 1973

deutig gezeigt werden, dass die Tiefenerosion des Glenners die vorhandenen Bewegungen fördert. Andererseits geht aber ebenso klar hervor, dass es sich sicher nicht um die einzige Ursache handelt (die prozentuale Abnahme der Abflussmenge ist rund

dreimal so gross wie jene der Verschiebungsgeschwindigkeit). Diese Berechnungen liefern eine weitere Bestätigung für die in Kapitel 3.2.1. geäusserten Feststellungen über den Zusammenhang der Flusslage mit den Bewegungen.

Leider war es wegen der grossen Anzahl von Messpunkten nicht möglich, die jährlichen Höhenänderungen ebenfalls in der Fig. 18 darzustellen. Es fällt aber trotzdem auf(Tab. 5), dass sich alle Beobachtungspunkte mit geringen oder sogar positiven Höhenänderungen entweder am Hangfuss oder am unteren Rand eines Kompartiments befinden (zum Beispiel die Punkte 1235.2, †δ147 (Kirche Pleiv), etc.). Diese Höhenänderungen führen natürlich zu den berechneten kleinen oder positiven Gleitwinkeln in Tab. 5. Dagegen befinden sich die Punkte mit grossen Gleitwinkeln meist am oberen Rand eines Kompartimentes. Auch dies stimmt sehr gut mit dem Heinzenberg überein, sofern man berücksichtigt, dass die dort für den ganzen Hang gemachten Beobachtungen im Lugnez schon innerhalb der einzelnen Kompartimente festgestellt werden können.

Im Gegensatz zum Heinzenberg stehen jedoch im Lugnez die Veränderungen der Verschiebungen bezüglich Höhe und Richtung. Die Höhenänderungen (Fig. 19a) lassen sich anhand der Kirche Pleiv (†δ147), die an der Front eines steifen Sackungskompartimentes liegt, wie folgt erklären: Die Gleitfläche beschreibt an ihrer Frontpartie einen nach oben gerichteten Bogen, darum erfolgten während längeren Zeiträumen Hebungen (1928-1941 Hebung um 13 cm, 1947-1957 Hebung um 15 cm). Anschliessend wird der vorderste Teil des Kompartimentes auf einer sekundären Gleitfläche losgelöst, was zu einer kurzfristigen Senkung führt (1941-1947 Senkung um 15 cm, 1967 - 1973 Senkung um 7 cm). Auch die in Fig. 19b dargestellten Richtungsänderungen einiger Messpunkte lassen sich auf Kippungen einzelner Sackungskompartimente zurückführen. Dabei lässt sich mit Hilfe der im Jahre 1954 erfolgten gleichzeitigen Aenderung der Verschiebungsrich-

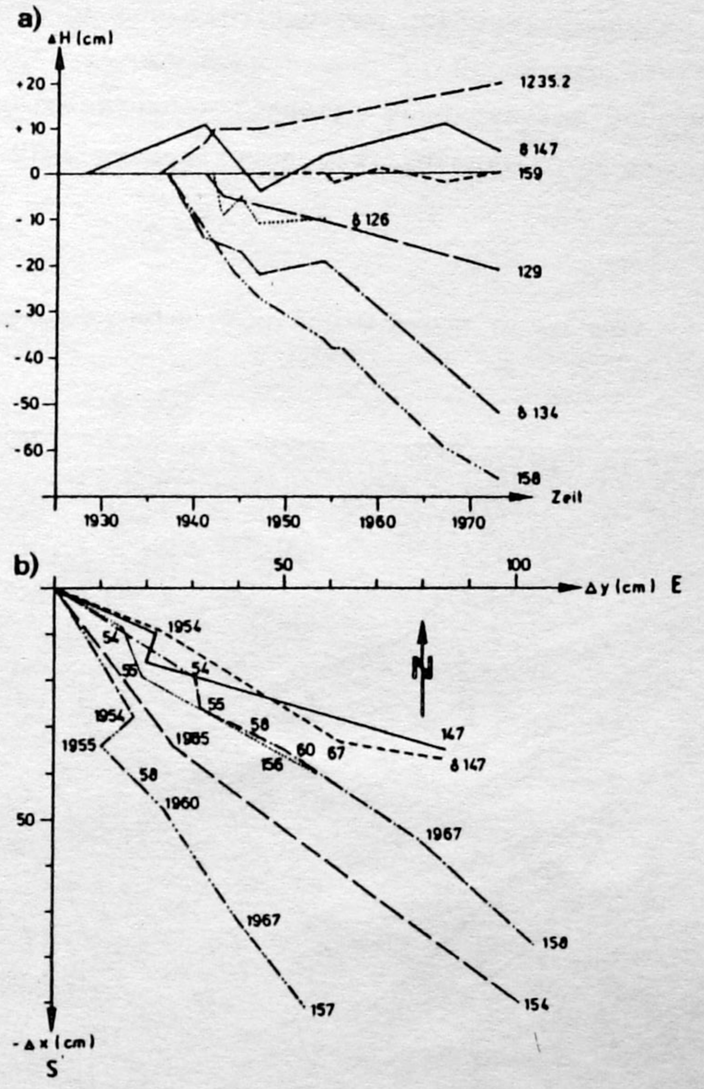


Fig. 19: a) Höhenänderung einiger Messpunkte im mittleren Lugnez
b) Lageänderung einiger Messpunkte zwischen 1947 und 1973

tung gegen SW der Punkte 147, 157 und 158 zeigen, dass diese 3 Punkte auf demselben Sackungskompartiment liegen müssen, was durch die Auskartierung der Kompartimente bestätigt wurde (Tafel III).

Neben den Veränderungen von Richtung und Fallwinkel der Verschiebungen können auch grosse Schwankungen der Verschiebungsgeschwindigkeit festgestellt werden. So variieren zum Beispiel die Werte für die Kirche Peiden (†159) zwischen 8 und 26 cm pro Jahr. Es liegt nun auf der Hand, die Ursache für diese Schwankungen in den Niederschlagsmengen zu suchen. Im Gegensatz zum Heinzenberg kann dies im Lugnez etwas detaillierter gemacht werden, da bedeutend mehr Messungen zur Verfügung standen. In Fig. 20 sind die für die einzelnen Messperioden berechneten Verschiebungsgeschwindigkeiten einiger Messpunkte (132, 147, 159) als Funktion der über dieselben Messperioden gemittelten Niederschlagsmengen der Messstationen Vrin und Ilanz eingezeichnet. Mit Hilfe einer Regressionsgeraden, die so durch die Punkteschar gelegt wurde, dass die Summe der Quadrate der Abweichungen der einzelnen Punkte von der Geraden (gemessen durch den vertikalen Abstand der Punkte und der Geraden) ein Minimum ist,

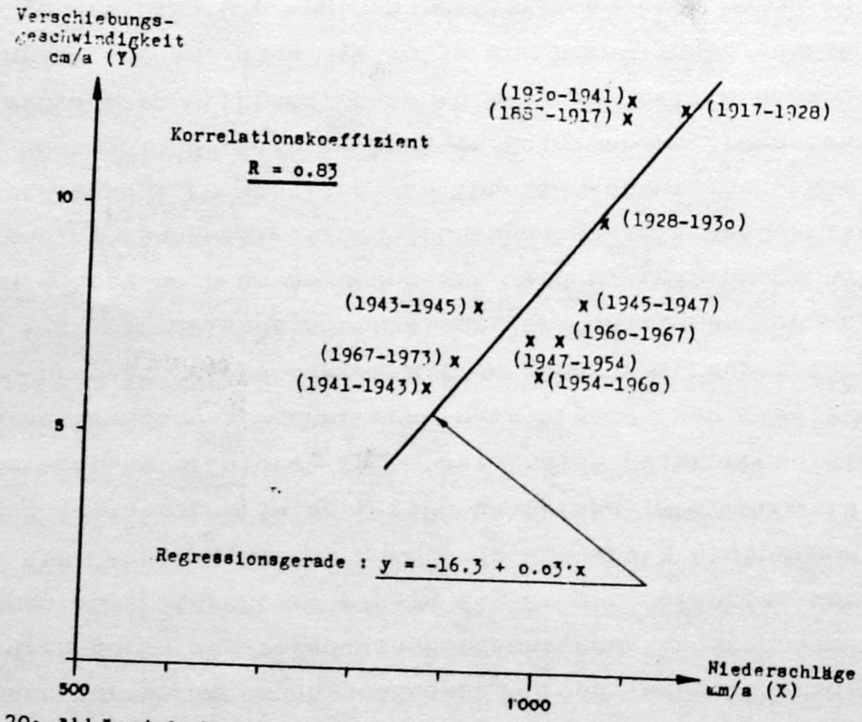


Fig. 20: Abhängigkeit der Verschiebungsgeschwindigkeit (Mittelwerte der Punkte 132, 147 und 159) von der Niederschlagsmenge (Mittelwerte der Stationen Vrin und Ilanz) mit berechnetem Korrelationskoeffizient (in Klammer: Messperiode)

konnte ein guter Korrelationskoeffizient von R = 0.83 berechnet werden. Daraus lässt sich nun schliessen, dass die Verschiebungsgeschwindigkeiten effektiv von den Niederschlagsmengen abhängig sind (je mehr Niederschläge desto grössere Verschiebungsgeschwindigkeiten). Es muss aber noch nachgetragen werden, dass einzelne Messpunkte, wie zum Beispiel die Kirchen Vigens, Igels und Pleiv (†126, †136, †147), diese Abhängigkeit weniger deutlich zeigen. Dies lässt sich damit erklären, dass die drei letztgenannten Punkte wenig hinter der Front von grossen Sackungskompartimenten liegen, die wahrscheinlich so tiefgründig sind, dass die Anderungen der Niederschlagsmenge viel langsamer zu Aenderungen der Verschiebungsgeschwindigkeit führen.

Nach den gleichen Methoden wie sie in Kapitel 2.8.3. beschrieben wurden, wurden im mittleren Lugnez ebenfalls Gleitkreisberechnungen durchgeführt. Dabei ergab sich, dass die Gleitflächen in einer mittleren Tiefe von rund 130 m liegen und somit eine etwas grössere Mächtigkeit der bewegten Masse bewirken als es am Heinzenberg der Fall ist (~100 m). Dagegen konnte auch im Lugnez festgestellt werden, dass eine Reduktion des Reibungswinkels infolge Wassersättigung praktisch genügt, um die Instabilität des ganzen Hanges zu erreichen. (Die kleinste Sicherheit gegen das Abrutschen wurde mit folgenden Annahmen berechnet: ein reduzierter Reibungswinkel von 16°, einer echten Kohäsion vom Betrag 0 und einer Porenwasserspannung von einem Fünftel des Ueberlagerungsdruckes).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass alle festgestellten Unterschiede im Bewegungsbild zwischen der Schiefersackung im mittleren Lugnez und jener am Heinzenberg auf die Aufteilung in einzelne Sackungskompartimente im Lugnez zurückgeführt werden können.

3.3. Das Alter der Schiefersackungen

Ueber den Zeitpunkt der Entstehung dieser Schiefersackungen können nur Vermutungen geäussert werden, wobei aber die groben Grenzen durch die folgenden Betrachtungen angegeben werden können: Am Heinzenberg müssen die Hangverformungen vor mehr als 400 Jahren begonnen haben, da die erste historisch belegte Katastrophe im Jahr 1585 stattfand (MONTANDON 1933). Andererseits erfolgten im Lugnez und am Heinzenberg die ersten Bewegungen sicher erst nach der letzten Vergletscherung, was vor rund 12'000 Jahren mit dem Ende des Churer Vorstosses der Fall war. Dieses Höchstalter der Schiefersackung kann am Heinzenberg noch etwas reduziert werden, weil es JÄCKLI (1980) gelang, Moränenwälle eines "schlusseiszeitlichen" Nollagletschers rund 1 km westlich von Thusis nachzuweisen. Das bedeutet, dass die Schiefersackung am Heinzenberg frühestens vor 10'000 Jahren entstand. Daneben muss zusätzlich noch berücksichtigt werden, dass die Nolla und der Glenner zuerst den stützenden Hangfuss wegtransportieren mussten bevor es zu den Schiefersackungen kam. Dies bedeutet zum Beispiel für den Glenner im Lugnez, dass er sich 70 bis 100 m in die Schotterterrassen von Uors eintiefen musste (NABHOLZ 1975).

Am Heinzenberg wurde mit Hilfe der jährlichen Höhenänderung eine Abschätzung des Entstehungszeitpunktes versucht, um das Alter der Schiefersackungen noch etwas mehr einzugrenzen. In den Profilen der Tafel II wurde die Höhendifferenz zwischen Grathöhe und heutiger, verlängerter Geländeoberfläche im Mittel mit 70 m bestimmt (Fig. 21). Unter der Annahme, dass die Geländeoberfläche vor dem Beginn der Schiefersackung um diesen Betrag höher lag und somit mit gleichmässiger Neigung direkt vom Grat wegführte, können diese 70 m als totale, vertikal zurückgelegte Verschiebungsdistanz angesprochen werden. Mit der Vertikalkomponente der mittleren Verschiebungsgeschwindigkeit der Messpunkte, die im obersten Teil der

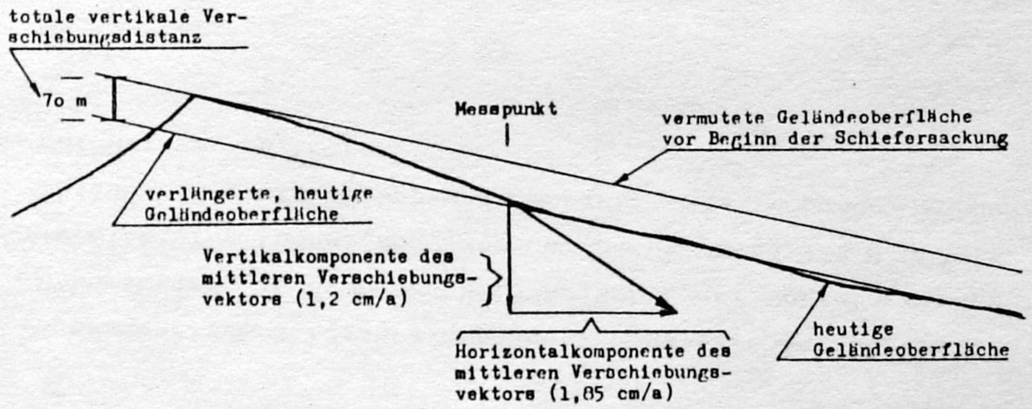


Fig. 21: Schematische Bestimmung der totalen, vertikalen Verschiebungsdistanz

Schiefersackung liegen, von 1.2 cm/a, lässt sich abschätzen, dass die Schiefersackung vor 5'800 Jahren entstanden sei.

NABHOLZ (1975:47) versuchte für die Schiefersackung im Lugnez auf ähnliche Art zu einem Resultat zu kommen. Aus der Lage der ausgeprägten Nackentälchen, die in einer Horizontaldistanz von 300 m unter dem Stein und unter dem Piz Mundaun liegen, schloss er, dass dies dem totalen Verschiebungsbetrag entspricht. Mit einer Verschiebungsgeschwindigkeit von 5.4 cm/a würde die Anlage der Abrissnischen am Kamm somit ungefährt auf das Jahr 3'600 v.Chr. fallen.

Erstaunlich ist die gute Uebereinstimmung dieser beiden Abschätzungen, wobei aber sofort angefügt werden muss, dass dies nur unter der Voraussetzung von konstanten Verschiebungsgeschwindigkeiten - was für den Heinzenberg nicht unbedingt gültig ist, wie in Kap. 2.8.2. gezeigt werden konnte - einen groben Richtwert angeben kann. Trotzdem kann gesagt werden, dass diese Abschätzungen Grössenordnungen ergaben, die durchaus plausibel erscheinen.

3.4. Ueberprüfung der Definition der Schiefersackung

Wie aus den Untersuchungen der Schiefersackungen am Heinzenberg und im mittleren Lugnez hervorgeht, muss die in Kapitel 1.2. aufgestellte Definition der Schiefersackung aus verschiedenen Gründen erweitert werden:

1. Am Heinzenberg konnte im Gegensatz zum Lugnez keine Aufgliederung in einzelne Sackungskompartimente festgestellt werden. Daraus lässt sich folgern, dass diese Einschränkung nicht unbedingt notwendig ist.

2. Da die Schicht- und Schieferungsflächen mehr oder weniger parallel liegen und im weiteren nicht ausgeschlossen werden kann, dass Bewegungen auch auf den Kluftflächen erfolgen (zumindest im Abrissgebiet ist dies sogar wahrscheinlich), ist es vorteilhafter, den allgemeineren Begriff der Diskontinuitätsfläche (anstelle von Schieferungsfläche) in der Definition zu verwenden.

3. Dank den Verschiebungsmessungen lässt sich die Geschwindigkeit der Bewegung noch etwas genauer abgrenzen, als dies mit dem Wort "langsam" möglich ist.

4. Mit den Gleitkreisberechnungen konnte gezeigt werden, dass die Bewegungen tiefgründig (mindestens 100 m) sein müssen. Es ist sicher sinnvoll, dies schon in der Definition zu berücksichtigen.

Unter Einbeziehung dieser vier Feststellungen muss nun die Definition der Schiefersackung folgendermassen lauten:

Unter einer Schiefersackung verstehen wir Felsmassen, die sich in ihrem ursprünglichen Verband, der mehr oder weniger erhalten bleibt, auf tiefliegenden Diskontinuitätsflächen mit einer Geschwindigkeit in der Grössenordnung von mm bis cm pro Jahr talwärts bewegen.

4. SCHUDERS

4.1. Einleitung

Das Rutschgebiet von Schuders liegt in einem rechten Seitental des Prättigaus, etwa 10 km nordöstlich von Schiers (Fig. 1). Begrenzt wird es im Süden vom Schraubach, im Nordwesten vom Grat, der zwischen Salginabach und Schraubach liegt und von Fradig gegen Cresta hinaufzieht, im Nordosten vom Dörfchen Schuders und im Osten von den Weilern Falmara und Camdura. Die Breite des bewegten Gebietes beträgt ungefähr 1 km, und es erstreckt sich vom Schraubachtobel mit einer Höhe von etwa 800 m.ü.M. bis hinauf auf 1400 m.ü.M. Die Fläche des Rutschgebietes ist somit ungefähr 1.1 km2 gross (horizontal gemessen).

Geologisch aufgebaut wird dieses Gebiet durch die penninischen Prättigauschiefer, bei denen es sich um Sedimente aus dem Misoxer Trog handelt (Fig. 1). BOLLI & NABHOLZ (1959) und THUM & NABHOLZ (1972) konnten zeigen, dass die Prättigauschiefer die nördliche Fortsetzung des Tomül-Lappens darstellen. In Bewegung befinden sich im Rutschgebiet von Schuders die steilstehenden Schichten der von NÄNNY (1948) als Sassauna-Serie ausgeschiedenen Einheit, die dank den oben erwähnten Untersuchungen als Aequivalent der Nolla-Kalkschiefer angesehen werden kann.

Die ersten Bewegungen wurden im Jahre 1902 beobachtet (siehe auch HUDER 1976). Seither hat die kontinuierliche Deformation nicht nur Kulturland und Wald, sondern auch Häuser und Ställe zerstört. Am meisten Probleme bietet aber die Strasse zwischen Cresta und Schuders, die sehr häufig in irgendeinem Teilstück neu verlegt werden muss. Aus diesem Grunde wurde im Jahre 1942 mit genauen Messungen begonnen (siehe Kapitel 4.7.). Zusätzlich sollten diese Verschiebungsmessungen auch dazu dienen, abzuklären, wieweit das Dörfchen Schuders gefährdet sei.

steinen der Sassauna- und der Valzeina-Serie nicht eindeutig festgestellt werden.

4.4. Quartär

Gemäss den Angaben von HANTKE (1981) lag die Eisoberfläche im Würmmaximalstand im Prättigau auf einer Höhe von 1820 m.ü.M. und während der Risseiszeit am Sassauna gar über 2000 m.ü.M. Trotzdem lassen sich im eigentlichen Rutschgebiet von Schuders keine Eratiker, und nur noch vereinzelte Reste von Moränen finden. Diese Beobachtung lässt sich sehr gut mit den vorhandenen, grossen Bewegungen erklären, die dazu führten, dass die ehemals vorhandenen Moränen ins Bachbett und anschliessend vom Schraubach weiter talauswärts transportiert wurden. Direkt neben dem bewegten Gebiet und vereinzelt auch innerhalb in Zonen, die sich kaum bewegen (zum Beispiel bei Fadiel), lassen sich dagegen ohne weiteres Gletscherablagerungen feststellen. Daraus kann nun geschlossen werden, dass schon bei einer Kartierung von Moränen und Gehängeschutt eine grobe Abgrenzung des Rutschgebietes möglich ist (Tafel V).

Neben den Moränen und Gehängeschuttmassen konnten im Schraubachbett als weitere Quartärbildungen noch anthropogen beeinflusste Aufschotterungen beobachtet werden. Die Bachverbauungen, die zu diesen Aufschotterungen führen, wurden in den Jahren 1978 - 1980 erneuert und zum Teil auch neu erstellt. Sie verkleinern den Geschiebetransport des Schraubachs und verlangsamen dadurch den Abtransport des Böschungsfusses. Dies wird allerdings keine allzu grossen Auswirkungen auf die Rutschung selber haben, da diese in ihren unteren Bereichen sehr flachgründig ist, und sich die Hangbewegungen vor allem in den oberen Bereichen vollziehen (Kapitel 4.7.1., Tafel V und VI). Die Hauptfunktion dieser Verbauungen liegt aber darin, grössere Rutschmassen im Bachbett zurückzuhalten und so Aufstauungen und nachfolgende Ausbrüche mit Ueberschwemmungen im Haupttal zu verhindern.

4.5. Morphologie

Das Rutschgebiet von Schuders lässt sich anhand der Massenverlagerung deutlich in zwei Teile gliedern (Tafel VI): einerseits in ein Massenabtragungs- und andererseits in ein Aufschüttungsgebiet. Wie aus den Profilen (Tafel V und VI) ersichtlich ist, verläuft die Grenze zwischen diesen beiden Zonen entlang einem gut sichtbaren Gefällsknick. Zusätzlich zu dieser Gliederung lässt sich der Abtragungsbereich durch die Hauptabrisse wiederum zweiteilen. Im folgenden wird nun die Hangmorphologie von oben nach unten etwas genauer beschrieben.

Der oberste Abrissrand folgt einer 20 bis 30 m hohen Felswand aus Gesteinen der Sassauna-Serie, die von Jahr zu Jahr etwas höher wird und leicht gegen NW zurückwittert (Fig. 25). Unterhalb dieser Felswand liegt eine Zone mit zahllosen Nackentälchen, klaffenden Zerrspalten, Stauchwülsten und Sekundärrutschungen. Zum Teil werden die Nackentälchen und die Zerrspalten durch den ständig entstehenden Blockschutt rasch wieder zugedeckt, so dass sich das Bild dieser Zone innerhalb



Fig. 25: Ansicht des obersten Abrisses oberhalb von Sapra

eines Jahres stark ändern kann. Im weiteren sind diese Nackentälchen zur Ausbildung von Vernässungsstellen prädestiniert, da in ihnen genügend Feinmaterial angesammelt wird, um die Durchlässigkeit zu verkleinern.

Auf einer Höhe von etwa 1280 m liegt ein zweiter grosser Abrissrand (Tafel V), der sich ebenfalls durch eine Felswand manifestiert. Diese Felswand besitzt eine Höhe von rund 10 m und besteht aus zerrütteten und zerbrochenen Mergelschiefern und Mergelkalken der Sassauna-Serie. Diese Wand bewegt sich gegen NW (Profile 11, 102, Tafel VI). Zusätzlich finden sich unter- und oberhalb von ihr wiederum zahllose Nackentälchen und Zerrspalten. Dieser oberste Bereich der Rutschung erstreckt sich bis etwa zur Fahrstrasse, die nach Schuders führt, hinunter. Die mittlere Hangneigung beträgt im Abtragungsgebiet zirka 24^{o} (48%).

Etwas unterhalb der Strasse auf einer Höhe von nicht ganz 1200 m folgt der dritte grosse Abrissrand, der ins Aufschüttungsgebiet der Rutschung überleitet. Dieser Abrissrand ist im Gegensatz zu den beiden weiter oben gelegenen in viele kleinere aufgegliedert und unterhalb von ihm lassen sich auch keine Nackentälchen mehr feststellen. Er führt in zwei grosse Schutthalden über, die zum Schraubach hinunterführen und durch den Felskopf von Fadiel, der sich nicht in Bewegung befindet (siehe Kap. 4.7.1.), getrennt werden. Dieser Bereich des Rutschhanges kann mit seinem oberflächlichen Abgleiten und Nachrutschen von durchnässtem, unbewachsenem Schutt mit Erosionsanrissen verglichen werden (JÄCKLI 1957). Die mittlere Hangneigung beträgt in diesem Gebiet rund 33^{o} (65%) und ist somit deutlich grösser als diejenige des Abtragungsgebietes.

Auch hier wurde nach der in Kapitel 2.6. beschriebenen Methode versucht, das neotektonische Spannungsfeld zu bestimmen. Fig. 26a zeigt das begradigte Flussnetz des Schraubaches und seiner Zu-

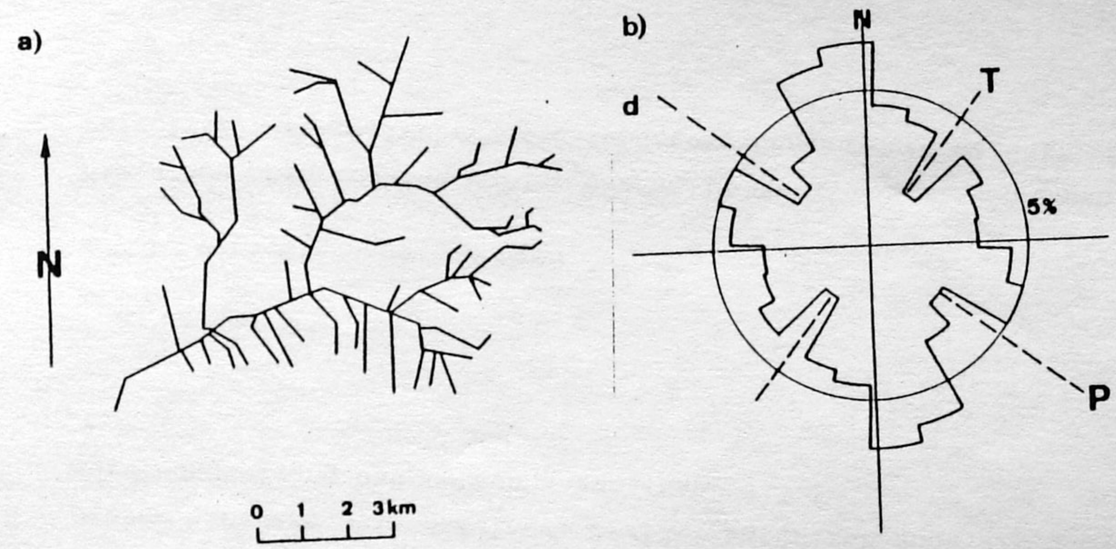


Fig. 26: a) begradigtes Flussnetz des Schraubachs
b) Polarhistogramm der Flussrichtungen

flüsse, und in Fig. 26b sind die mit einer Längeneinheit von 100 m gewichteten Flussrichtungen in einem Polarhistogramm dargestellt. Daraus konnten nun die beiden Hauptspannungsrichtungen mit folgenden Werten bestimmt werden: für die Richtung der grössten Hauptspannung (P) ein Azimut von 127^{o}, und für diejenige der kleinsten (T) ein solches von 37^{o}. Diese Richtungen stimmen sehr gut mit jenen überein, die aus den Kluftmessungen berechnet wurden (Kap. 4.3.3.).

4.6. Mechanische Gesteinseigenschaften

Wie schon die Gesteine vom Heinzenberg und aus dem mittleren Lugnez wurden auch diejenigen von Schuders felsmechanisch untersucht. Dabei erfolgten die Versuche an einem sandigen, stark kalkigen Mergel aus der Sassauna-Serie, in der, wie aus Tafel V ersichtlich ist und wie in Kapitel 4.2. gezeigt wurde, die Rutschung von Schuders liegt. Die Versuchsresultate sind in Fig. 27 und auf Beilage 1 dargestellt.

4.6.1. Einaxige Druckfestigkeit

Von der Probe wurden ebenfalls zwei Versuchskörper hergestellt und auf die gleiche Art untersucht wie jene vom Heinzenberg (Kap. 2.7.1.). Die Druckfestigkeit bei der senkrecht zu den Schieferungsflächen liegenden Beanspruchung beträgt 15.6 MPa und bei der schieferungsparallelen Beanspruchung 9.6 MPa (Beilage 1). Die Bruchflächen bildeten sich auf dieselbe Art aus wie diejenigen bei den Proben vom Heinzenberg.

Auffallend beim Vergleich mit den Versuchsresultaten vom Heinzenberg und vom Lugnez (Beilage 1) ist die geringe Druckfestigkeit bei der senkrecht zu den Schieferungsflächen liegenden Beanspruchung. Dies kann mit dem bedeutend kleineren Quarzgehalt gut erklärt werden. Zusätzlich spielt natürlich auch die intensivere Metamorphose (Kap. 2.4.4. und 4.3.4.), die in den Gesteinen vom Heinzenberg und aus dem mittleren Lugnez zu einer fast vollständigen Rekristallisation führte und damit eher zur Verfestigung beitrug, eine wesentliche Rolle. Dagegen ist die Druckfestigkeit bei der schieferungsparallelen Beanspruchung bei allen Proben etwa gleich gross, was weiters nicht allzu erstaunlich ist, da die Lagerungsverhältnisse und die tektonischen Ereignisse nicht sehr verschieden sind (Kap. 2.4. und 4.3.).

4.6.2. Felsscherversuch

Die Resultate des Felsscherversuchs sind auf Figur 27 und auf Beilage 1 dargestellt (die Erläuterung der mathematischen Auswertung findet sich in Kap. 2.7.2.). Auch diese Probe wurde so in den Felsscherapparat eingebaut, dass die entstehende Scherfläche in eine vorhandene Schieferungsfläche zu liegen kam.

Auffallend an den erhaltenden Resultaten sind die deutlich grösseren Werte. Die im Schubspannungs-Weg-Diagramm bestimmte Kohäsion ist rund doppelt so gross wie jene die für die Probe vom

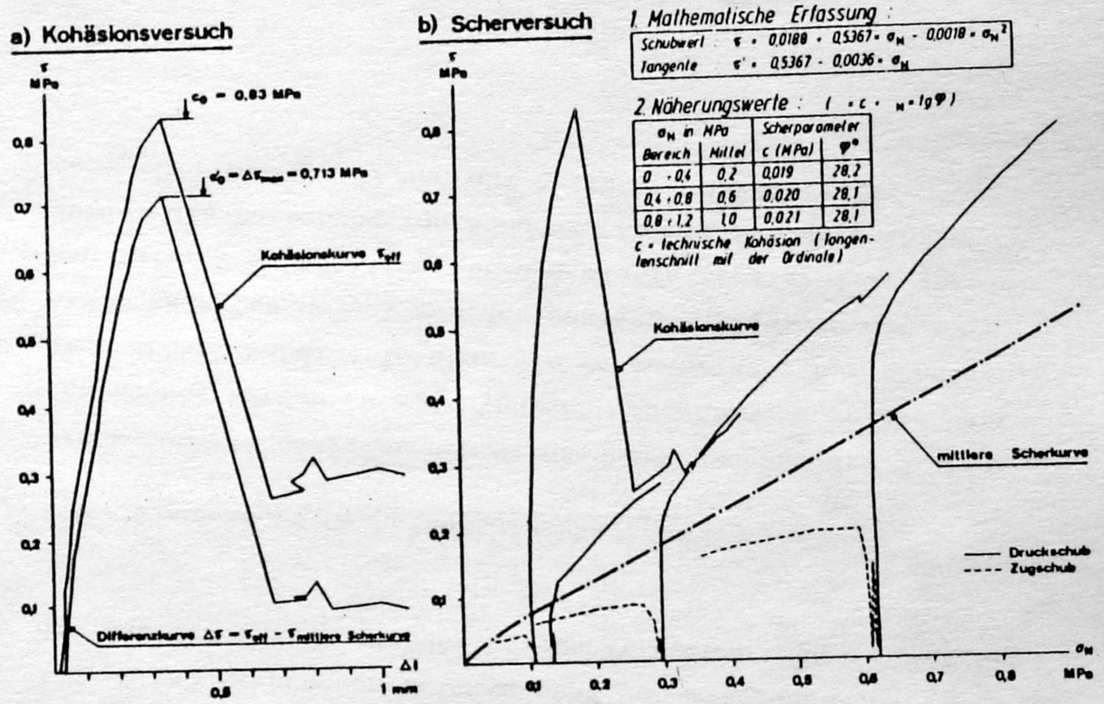


Fig. 27: Resultate des Felsscherversuchs an der Probe Zi-80/36 (sandiger, stark kalkiger Mergel aus der Sassauna-Serie)

Heinzenberg bestimmt wurde. Dies lässt sich mit der doch wesentlich anderen mineralogischen Zusammensetzung der Schieferungsfläche erklären. Wie aus Beilage 1 hervorgeht, liegt hier ein bedeutend kleinerer Gehalt an Schichtsilikaten vor, dagegen konnten Calcit und Quarz auf dieser Fläche nachgewiesen werden. Dieser grössere Reibungswinkel erklärt natürlich auch die grössere Hangneigung des Rutschhanges (Kap. 4.5.).

4.7. Bewegungsbild

4.7.1. Verschiebungsmessungen

Wie schon oben erwähnt wurde, werden im Rutschgebiet von Schuders seit 1942 systematische Verschiebungsmessungen durchgeführt. Sie

wurden seit Jahren vom Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH Zürich unter der Leitung von Prof. Dr. F. Kobold ausgeführt. Die letzten Daten, die zur Verfügung standen, stammen aus dem Jahr 1964 (Leider waren beim Meliorations- und Vermessungsmat des Kanton Graubünden keine neueren Daten verfügbar). Da die Messungen vom Gegenhang aus erfolgten, der sich mit ungefähr 5 mm/Jahr ebenfalls bewegt (KOBOLD 1960), und die Fehlerellipsen der Messungen ein Verhältnis von grosser Axe zu kleiner Axe von rund 4 cm zu 1.2 cm haben, können Verschiebungen nur als verbürgt betrachtet werden, wenn sie den Betrag von 12 cm überschreiten (KOBOLD 1965). Die Resultate dieser Messungen sind in Tabelle 7 und in Fig. 28 dargestellt, wobei in der Tabelle noch zusätzlich einige berechnete Werte aufgeführt werden, deren Berechnung in Kapitel 2.8.2. erläutert wurde.

Die mittlere totale Verschiebung pro Messpunkt im eigentlichen Rutschgebiet beträgt 184 cm/Jahr. Wie aus Tabelle 7 hervorgeht, erfolgten die Bewegungen vorwiegend von N gegen S, wie auch die mittlere Verschiebungsrichtung mit einem Azimut von 165° zeigt. Diese Richtung steht in einem Winkel von rund 35° zu den aus den Kluftmessungen und dem Flussnetz bestimmten Richtungen der grössten Hauptspannung. Die Vertikalverschiebungen sind im allgemeinen etwas kleiner als die Horizontalverschiebungen. Das führt zu einem mittleren Fallwinkel von 32°, der somit etwas grösser als die in Kapitel 4.5. bestimmte mittlere Hangneigung (24°) ist. Dies deutet entweder auf zusammendrückbares oder auf in Hangrichtung ausweichendes Material, was eine Beschleunigung der Bewegung in Hangrichtung ergibt.

Messpunkt (vgl. Fig. 27)	Messperiode	Dauer der Messung	Versch. von W → E		Versch. von N → S		Versch. horizont.		Höhenänderung		Gleitwinkel	Totale Verschiebung	
		a	cm		cm		cm	cm/a	cm	cm/a	°	cm	cm/a
Schu(F)	1918-1957	39	8		66		68*	1.7	-3o	1.3*		84	2.1
66(F)	1931-1957	26	1		1		7*	o.3	-2	o.4*		12	o.5
89	"	26	-5		4		15*	o.6	-13	-o.5		2o	o.8
9o(F)	1931-1964	33	4		1o		65*	2.o	-11	o.5*		66	2.1
ô 9o(F)	"	33	-1		1o		66*	2.o	+1	o.8*		71	2.2
91	1931-1957	26	4		33		34*	1.3	-15	-o.6	-24	37	1.4
138	1931-1956	25	4		-3		14*	o.6	-3	-o.1		14	o.6
139(R)	1931-1957	26	o		4		5*	o.2	-6	-o.2	-5o	8	o.3
HPI	1942-1964	22	26		1o3		12o*	5.5	-63	-2.9	-28	136	6.2
A5(R)	"	22	1'142		5'839		5'973	271.5	-5'449	-247.7	-42	8'o85	367.5
A9(R)	1942-1951	9	311		941		991	11o.1	-65o	-72.2	-33	1'185	131.7
A12(R)	1942-1957	15	548		2'997		3'o47	2o3.1	-1'382	-92.1	-24	3'346	223.o
B6(R)	1942-1951	9	136		1'o5o		1'o59	117.6	-1'391	-154.6	-53	1'748	194.3
B16(R)	"	9	382		1'543		1'59o	176.6	-512	-56.9	-18	1'67o	185.6
B19(R)	"	9	288		972		1'o14	112.6	-475	-52.8	-25	1'12o	124.4
B21(R)	"	9	426		873		984	1o9.3	-45o	-5o.o	-25	1'o82	12o.2
B25(R)	"	9	547		1'217		1'341	149.o	-591	-65.7	-24	1'466	162.8
C3(R)	"	9	154		952		964	1o7.1	-1'263	-14o.3	-53	1'589	176.6
C8(R)	"	9	183		1'386		1'4o1	155.7	-1'175	-13o.6	-4o	1'828	2o3.2
C11(R)	1942-1957	15	822		5'o3o		5'o97	339.8	-3'424	-228.3	-34	6'14o	4o9.3
C12(R)	1942-1951	9	833		2'o17		2'186	242.9	-1'493	-165.9	-34	2'647	294.1
4(R)	1945-1957	12	752		2'89o		2'989	249.1	keine Höhenangabe				
5(R)	1945-1951	6	7o		469		474	79.o	-176	-29.3	-2o	5o6	84.3
6(R)	1945-1964	19	82		342		355	18.7	-394	-2o.7	-48	53o	27.9
7alt(R)	1945-1956	11	159		1'479		1'489	135.4	-822	-74.7	-29	1'7o1	154.6
7neu(R)	1956-1957	1	49		6		49	49.4	-275	-275.o	-8o	279	279.o
11(R)	1945-1951	6	38		232		235	39.2	-36	-6.o	-9	238	39.6
14(R)	"	6	2		14		14	2.3	-4	-o.7	-16	15	2.4
15(R)	1945-1952	7	3		6		7	1.o	-4	-o.6	-3o	8	1.2
26(R)	"	7	2oo		718		745	1o6.4	-181	-25.9	-14	767	1o9.5
28(R)	1936-1951	15	132		836		846	56.4	-934	-52.3	-48	1'26o	84.o
29(R)	"	15	265		56o		619	41.3	-64o	-42.7	-46	89o	59.4
31(R)	1945-1957	12	593		1'981		2'o68	172.3	-1'419	-118.3	-35	2'5o8	2o9.o
32(R)	1945-1951	6	79		55o		556	92.7	-346	-57.7	-32	655	1o9.2
34(R)	"	6	236		425		486	81.o	-192	-32.o	-22	523	87.1
35(R)	"	6	172		482		511	85.2	-143	-23.8	-16	531	88.4
37(R)	1945-1964	19	1'916		5'895		6'2oo	326.3	-2'238	-117.8	-2o	6'592	346.9
48(R)	1945-1951	6	153		538		559	93.2	-362	-6o.3	-33	666	111.o
52(R)	1945-1964	19	1'416		4'542		4'763	25o.7	-3'o12	-158.5	-32	5'636	296.6
55(R)	1945-1951	6	1o1		186		212	35.3	-11o	-18.3	-27	239	39.8
57(F)	1951-1957	6	2		13		13	2.2	-3	1.8*		17	2.8
61	1945-1951	6	151		358		389	64.8	-3o1	-5o.2	-38	492	82.o
66(F)	1945-1957	12	16		-6		24*	2.o	-11	1.9*		33	2.8
7o	1945-1951	6	41		37		55	9.2	-12	-2.o	-12	57	9.4
73	1945-1957	12	16		5		21*	1.8	o	o.7*		23	1.9
76(F)	"	12	15		93		96	8.o	-1	o.4*		96	8.o
77	"	12	5		1o		12	1.o	+2o	+1.7	+59	23	1.9
78(F)	"	12	17		5		27*	2.3	-8	1.5*		33	2.7
79	1945-1951	6	14		-5		15	2.5	o	o	o	15	2.5
8o	1945-1957	12	o		6		18*	1.5	-13	-1.1	-36	22	1.8
81	1945-1951	6	-4		24		24	4.o	-3o	-5.o	-51	39	6.4
LT3o	1939-1957	18	-2		4		18*	1.o	-5	o.8*		23	1.3
LT31	"	18	-66		12		67	3.7	-22	-1.2	-18	71	3.9
LT32	"	18	-5o		1o		51	2.8	-8	-o.4	-8	52	2.9
LT33	"	18	4		58		59	3.3	-37	-3.5*		86	4.8
1o1	1956-1957	1	11		18		21	21.o	-3	-3.o	-8	21	21.o
1o2(R)	"	1	218		782		812	812.o	-159	-159.o	-11	827	827.o
1o3(R)	"	1	18o		582		6o9	6o9.o	-31o	-31o.o	-27	684	684.o
14M(R)	"	1	-19		o		19	19.o	o	o	o	19	19.o

Legende : R = Punkte im eigentlichen Rutschgebiet
F = werden als Festpunkte betrachtet
* = Verschiebungen in gegenläufiger Richtung darin enthalten

Tab. 7: Zusammenstellung der Bewegungen der beobachteten Messpunkte in der Umgebung von Schuders.

In Fig. 28 sind die einzelnen Messpunkte mit ihren totalen Verschiebungsgeschwindigkeiten in einer Planskizze dargestellt. Wegen der relativ grossen Anzahl der Messungen war es nicht möglich, die Verschiebungen mit Verschiebungsvektoren abzubilden, da sonst die Planskizze unlesbar geworden wäre. Trotz diesem Nachteil ist gut erkennbar, dass alle Punkte mit grossen Verschiebungsgeschwindigkeiten im auskartierten Rutschgebiet liegen, und dass die nähere Umgebung der Siedlung von Schuders praktisch keine Bewegungen aufweist. Einzig der Pkt. 101 passt nicht ganz in dieses Bild, wobei es sich bei ihm aber um einen Hausgiebel handelt, der nicht einwandfrei angezielt werden konnte. Auf der anderen Seite sind die Messpunkte 14, 14M und 15 mit ihren sehr

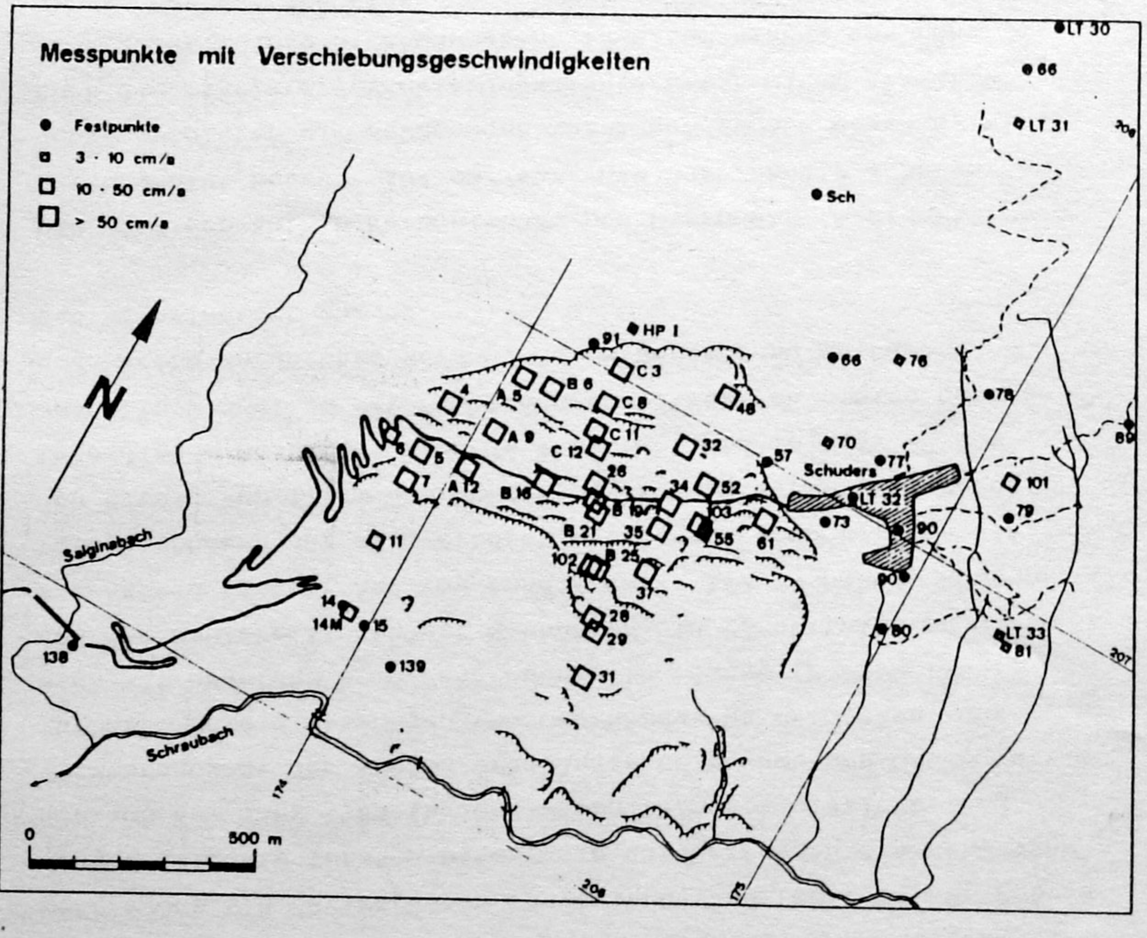


Fig. 28: Verschiebungen im Rutschgebiet von Schuders in der Zeit von 1942 (Triangulationspunkte seit 1918) bis 1964

geringen Verschiebungen bemerkenswert. Diese Punkte liegen bei der Stützmauer von Fadiel und zeigen, dass diese Mauer kaum bewegt wird. Daraus kann geschlossen werden (und damit die in Kap. 4.5. gemachte Aussage bestätigt werden), dass die bewegte Masse in ihrem unteren Bereich nur sehr flachgründig sein muss. Dies wird auch mit der weiteren Beobachtung unterstützt, dass nur wenig unterhalb dieser Mauer in der Tugrüfi der mehr oder weniger gesunde Fels sichtbar ist.
Auch der Punkt 139, der auf dem Felskopf von Fadiel (unterhalb des Hauptrutschgebietes) liegt, bewegt sich kaum und kann als Festpunkt betrachtet werden. Wie in Kapitel 4.4. erwähnt wurde, konnte diese "ruhende Insel" im Rutschgebiet schon anhand der dort vorhandenen Moränen erkannt werden.

In Fig. 29 wurde versucht, die Verschiebungsgeschwindigkeiten mit den Niederschlagsmengen zu korrelieren. Dabei standen einerseits die vier Jahre dauernden Niederschlagsmessungen in Schuders und andererseits die über einen grösseren Zeitraum erfolgten Messungen in Schiers zu Verfügung. Diese Niederschlagsmessungen wurden über dieselben Zeitintervalle gemittelt wie die Verschiebungsgeschwindigkeiten. Mit den Messungen von Schiersergab sich keine gute Uebereinstimmung, was weiters nicht erstaunlich ist, wenn man berücksichtigt, dass Schiers etwa 4 km südwestlich von Schuders im Haupttal liegt. Dagegen konnte mit den Niederschlagsmessungen, die direkt in Schuders gemacht wurden, eine ausgezeichnete Uebereinstimmung festgestellt werden. Wegen der geringen Anzahl der Messungen ist es aber nicht sinnvoll, eine Korrelation der Verschiebungsgeschwindigkeiten mit den Niederschlagsmengen zu berechnen. Trotzdem kann mit dieser Figur die von KOBOLD (1965) geäusserte Vermutung, dass die Verschiebungsgeschwindigkeiten sehr direkt von den Niederschlagsmengen abhängig sind, eindeutig bestätigt werden.

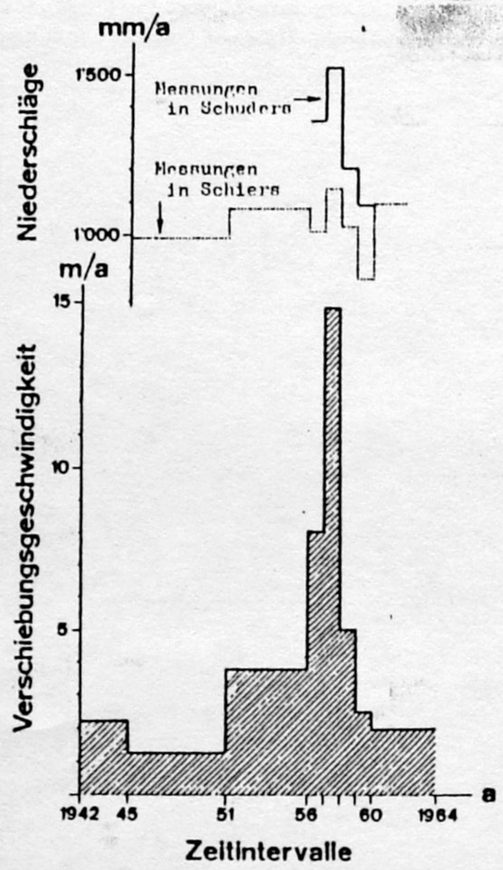


Fig. 29: Abhängigkeit der Verschiebungsgeschwindigkeit von der Niederschlagsmenge (Niederschläge der Messstationen in Schiers und Schuders, Verschiebungsgeschwindigkeiten als Mittelwert der Punkte A5, 37 und 52)

Im weiteren wurde auch versucht, die Veränderungen der Verschiebungsgeschwindigkeiten vom Abriss bis zum Schraubach hinunter anhand eines Distanz (vom Abriss)-Verschiebungsgeschwindigkeits-Diagrammes festzustellen (Fig. 30a). Dabei ergab sich ein Trend, der auf eine deutliche Abnahme der Verschiebungsgeschwindigkeit mit der Entfernung vom Abrissrand hindeutet. Dasselbe gilt auch für die Fallwinkel der Verschiebungsrichtungen, wie Fig. 30b zeigt. Daraus lässt sich nun folgendes schliessen: mit der Entfernung vom Abriss wird die Hangbewegung langsamer und flacher, was zu einer Stauung und Aufwölbung des Hanges führen muss. Diese Stauzone kann auf den Profilen der Tafeln V und VI am Gefällsknick, der sich auf einer Höhe von etwa 1200 m befindet, erkannt werden.

Neben den Verschiebungsmessungen wurden vom Institut für Geodäsie und Phtogrammetrie der ETH Zürich unter der Leitung von Prof. Dr. F. Kobold auch photogrammetrische Aufnahmen gemacht und ausgewertet. Diese Resultate sind auf Tafel VI in einer Karte mit 50-Meter-Höhenkurven für die Jahre 1946, 1958 und 1964 und in Profilen durch die einzelnen Messpunkte dargestellt.

Auffallend an dieser Zusammenstellung ist, dass sich die Geländelinien im Laufe der Zeit geglättet haben. Einerseits lässt sich das auf der Karte zum Beispiel an der Höhenkurve 1050 erkennen und andererseits noch viel ausgeprägter in den Profilen, wo die Geländelinien, die den Zustand von 1964 wiedergeben, bedeutend glatter und direkter verlaufen als diejenigen von 1958 und 1946. Im weiteren zeigt sich in einigen Profilen (zum Beispiel in Profil 4), dass Material, das in den Jahren 1946-1958 im oberen Teil abgetragen und im unteren angelagert wurde, zwischen 1958 und 1964 erneut abrutschte. Zusätzlich kann auch festgestellt werden, dass sich Mulden, die in der ersten Periode entstanden sind, in der zweiten wiederum aufgefüllt wurden (erkennbar zum Beispiel in Profil 5).

Zudem wurde versucht, mit Hilfe dieser Profile die bewegte Masse zu berechnen. Dabei ergab sich für die erste Messperiode von 1946 bis 1958 im Mittel ein abgetragenes Volumen von 180'000 m3/a und für die zweite ein solches von 330'000 m3/a. Ueber die ganze Messzeit (1946-1964) wurde im Mittel ein ab-

getragenes Volumen von 230'000 m3/a berechnet, was einem Würfel mit einer Kantenlänge von zirka 61 m entspricht. Mit einem geschätzten Raumgewicht von 2.2 t/m3 lässt sich daraus eine Masse von rund 500'000 t bestimmen, die pro Jahr abgetragen wird. Anhand der planimetrisch erfassten Abtragungs- und Aufschüttungsflächen in den Profilen konnte festgestellt werden, dass von diesen 230'000 m3 abgetragenem Material ungefähr 90% weiter unten am Hang wieder angelagert werden. Die restlichen 10% (~23'000 m3) werden in den Schraubach transportiert, der sich unterhalb der Anlagerungsflächen befindet. Diese Massenbilanz gilt aber für den gesamten Rutschhang und nicht für einzelne Profile, da sich das Material nicht nur ausschliesslich in Profilrichtung verschiebt, sondern auch von einem Profil ins daneben-liegende bewegt wird. Somit können in einzelnen Profilen, wie zum Beispiel in Profil 11 ohne weiteres grössere Aufschüttungen vorhanden sein.

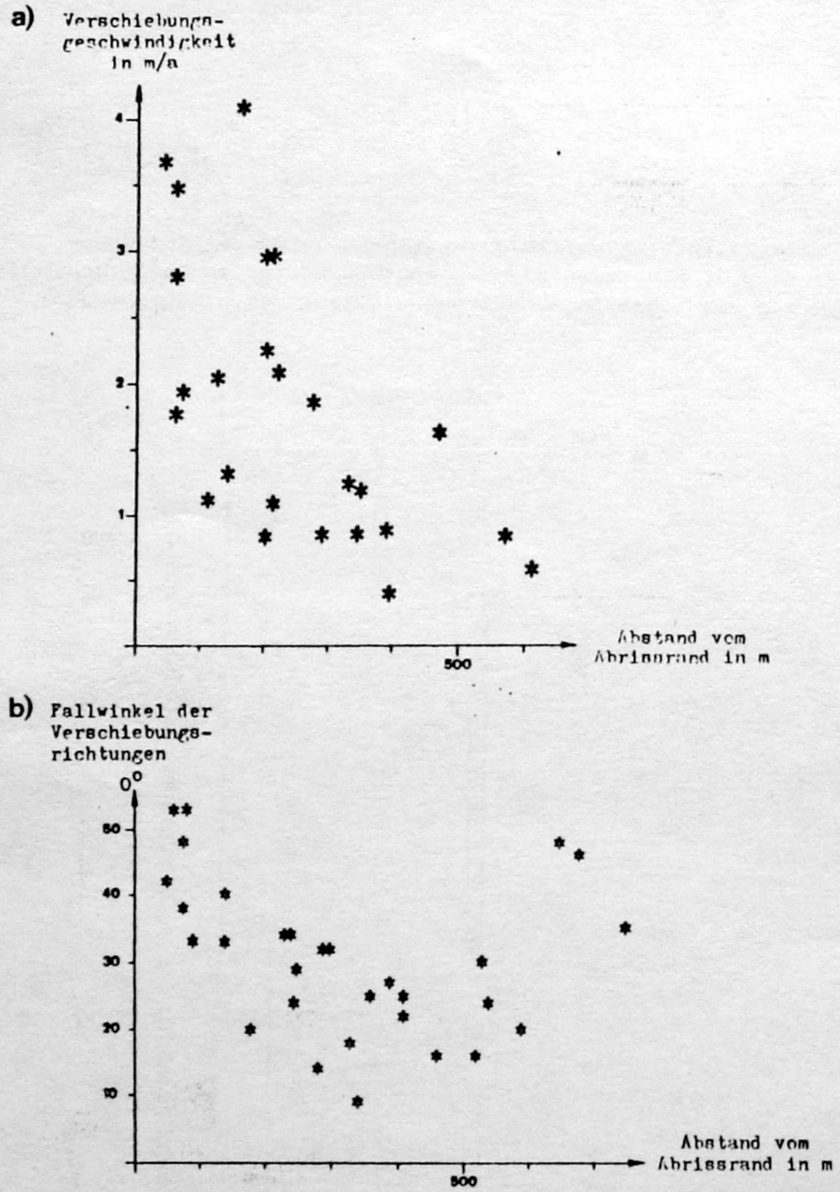


Fig. 30: a) Abhängigkeit der Verschiebungsgeschwindigkeit der Messpunkte von ihrer Entfernung zum Abrissrand.

b) Abhängigkeit des Fallwinkels der Verschiebungsrichtung von der Entfernung zum Abrissrand

Aus den Profilen liess sich auch die mittlere Mächtigkeit des bewegten Komplexes bestimmen. Sie beträgt 16.5 m und stimmt damit gut mit der von JÄCKLI (1957) geschätzen überein. Wie aus den Profilen hervorgeht, kann die Mächtigkeit im Abtragungsbereich aber wesentlich grösser (bis 40 m) und im Aufschüttungsbereich deutlich kleiner (zum Teil 1 bis 2 m) sein, als dieser Mittelwert.

4.7.2. Gleitkreisberechnungen

Die Gleitkreisberechnungen erfolgten nach der in Kapitel 2.8.3. beschriebenen Methode im Profil 11 (Tafel VI) für den Abtragungsbereich. Zusätzlich wurde die Hangstabilität im Profil 7 (Tafel V) für den gesamten Hang untersucht. Diese Berechnungen wurden mit stark wechselnden Parametern durchgeführt: das Raumgewicht wurde von 2.0 bis 2.2 t/m3, die Kohäsion c'_o von 0 bis 2.0 t/m2 und der Reibungswinkel von 28^o bis 35^o variiert. Dabei ergab sich für den Abtragungsbereich in Profil 11 immer eine Sicherheit F, die grösser als 1 war, sofern der Einfluss des Wassers (Porenwasserspannung und Sickerströmung) vernachlässigt wurde. Für die Stabilität des Gesamthanges wurde dagegen (ebenfalls ohne Wasser) ein sehr labiles Gleichgewicht mit Sicherheiten

um 1 herum festgestellt.

Aus diesen Berechnungen lässt sich nun der folgende Ablauf der Rutschung rekonstruieren: durch die Verwitterung wird die oberste Felswand aufgelockert. Da der im direkten Scherversuch bestimmte Reibungswinkel der Schieferungsflächen mit 28^{o} wesentlich kleiner ist als deren Einfallen (Fig. 22 und Fig. 27) und die gleichfalls im Scherversuch bestimmte Kohäsion (Beilage 1) nicht genügend gross ist, können die aufgelockerten Felsblöcke auf den Schieferungsflächen abgleiten und am Fuss der Wand eine Schutthalde aufbauen (Fig. 25). Durch Wasser (Niederschläge) wird die Stabilität dieser Schutthalde stark reduziert, und der ganze Abtragungsbereich setzt sich dadurch in Bewegung. Weil das Gleichgewicht des steilen Aufschüttungsbereiches sehr labil ist, und sobald Wasser hinzukommt, überhaupt keine Sicherheit gegen das Abrutschen mehr vorhanden ist, kann sich am Fuss des Abtragungsbereiches auch keine wesentliche Aufschüttung aufbauen, die diesen Bereich stabilisieren könnte. Diese aus den Berechnungen gezogenen Folgerungen werden durch die in Kapitel 4.7.1. erwähnte Feststellung, dass die in der Uebergangszone vom Abtragungs- zum Aufschüttungsbereich zwischen 1946 und 1958 erfolgten Aufschüttungen in der zweiten Beobachtungsperiode (1958-1964) wiederum abrutschten, bestätigt.

4.8. Ueberprüfung der Definition der Schieferrutschung

Aus den oben beschriebenen Untersuchungen der Schieferrutschung in Schuders geht hervor, dass die in Kapitel 1.2. aufgestellte Definition der Schieferrutschung noch in einem Punkt abgeändert werden muss: Es konnte gezeigt werden, dass die Ablösung der Felsmassen nicht nur entlang von Schieferungsflächen erfolgt, sondern auch entlang von Kluftflächen. Im weiteren kann man sich vorstellen, dass die Ablösung in anderen Fällen auch auf den Schichtflächen erfolgen kann. Aus diesem Grund ist es sicher nicht sinnvoll, die Beschränkung auf die Schieferungsflächen aufrechtzuhalten. Zusätzlich zur Definition von Kapitel 1.2. ist es noch notwendig, eine Angabe über die minimale Bewegungsgeschwindigkeit zu machen, damit eine Abgrenzung gegenüber der Schiefersackung bezüglich der Geschwindigkeit eindeutig ist. Darum wird der Begriff der Schieferrutschung nun neu wie folgt definiert:

Unter einer Schieferrutschung verstehen wir Felsmassen, die entlang von Diskontinuitätsflächen abgelöst werden und unter Zertrümmerung und Verstellung allmählich in einen sich talwärts bewegenden Trümmerstrom übergehen, wobei die Bewegungsgeschwindigkeit mindestens in der Grössenordnung von m/a liegt.

5. VERGLEICH SCHIEFERSACKUNG - SCHIEFERRUTSCHUNG

Die in den vorherigen Kapiteln herausgearbeiteten Eigenschaften der untersuchten Schiefersackungen und Schieferrutschung sind einander in Tab. 8 gegenübergestellt. Daraus lassen sich nun die wesentlichen Unterschiede klar ersehen. Vorausgeschickt muss noch werden, dass die in der Einleitung gemachte Voraussetzung bezüglich der Auswahl der untersuchten Gebiete einigermassen als erfüllt betrachtet werden kann: Aus den Kapiteln 2.3., 2.4., 2.7., 3.1., 4.2., 4.3. und 4.6. geht hervor, dass die drei Gebiete vom lithologischen (Gesteinsbeschaffenheit) und vom tektonischen Gesichtspunkt ausgesehen relativ ähnlich sind. Die einzige Ausnahme betrifft das Einfallen der Schieferungsflächen. In Schuders ist ein Winkel von ungefähr 40^{o} zwischen Hangneigung und Schieferungsfläche s_1, und ein solcher von immer noch etwa 15^{o} zwischen Hangneigung und Schieferungsfläche s_2 vorhanden. Demgegenüber

entspricht die Hangneigung im mittleren Lugnez und am Heinzenberg ziemlich genau dem Einfallèn der Hauptschieferungsflächen.

Ein wichtiger Unterschied zwischen Schiefersackung und Schieferrutschung liegt einmal in der Grösse des bewegten Gebietes und in der Mächtigkeit der bewegten Masse (Tab. 8). So ist die Fläche bei den Schiefersackungen etwa 30 - 40 mal grösser als bei der Schieferrutschung. Dasselbe gilt für die mittlere Mächtigkeit der bewegten Masse, die bei den Schiefersackungen nicht ganz 10 mal grösser ist. Aus diesen beiden Feststellungen ergibt sich das rund 20 mal grössere Volumen bei den Schiefersackungen.

Im weiteren besteht auch ein Unterschied in der mittleren Hangneigung, die in Schuders bedeutend grösser ist. Dies kann mit grosser Sicherheit auf das steilere Einfallen der Schieferungsflächen zurückgeführt werden (siehe oben). Es muss aber erwähnt werden, dass der Heinzenberg als Uebergang bezeichnet werden kann: am südlichen Heinzenberg ist die Hangneigung etwa gleich gross wie im Lugnez, am nördlichen (wo ebenfalls etwas grössere Fallwinkel der Schieferungsflächen vorhanden sind) entspricht sie dagegen derjenigen vom Abtragungsgebiet in Schuders.

Damit ist auch schon der nächste Unterschied angesprochen: die Unterteilung in Abtragungs- und Aufschüttungsgebiet, die nur bei der Schieferrutschung von Schuders möglich ist. Das ergibt natürlich ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal von Sackungen und Rutschungen: Sackungen lassen sich nicht in ein Abtragungs- und ein Aufschüttungsgebiet unterteilen.

Auf die Unterschiede bezüglich bewegtem Material und Gesteinsverband muss hier nicht näher eingetreten werden, da dies schon aus den in Kapitel 1.2. aufgestellten und in den Kapiteln 3.3. und 4.8. überprüften Definitionen hervorgeht.

	SCHIEFERSACKUNG		SCHIEFERRUTSCHUNG
	Mittleres Lugnez	Heinzenberg	Schuders
Höhe des bewegten Hanges	1'2oo m	1'4oo-1'5oo m	6oo m
Länge des bewegten Hanges	4,7 km	3,6-7,4 km	1,2 km
Horizontale Fläche des bewegten Gebietes	~3o km^2	~45 km^2	~1,1 km^2
mittlere Mächtigkeit	~13o m	~1oo m	~16 m
bewegtes Volumen	~4 km^3	~4,5 km^3	~o,2 km^3
mittlere Hangneigung	15°	15°(im S)-25°(im N)	Abtragungsgebiet : 24° Aufschüttungsgeb.: 33°
Winkel zwischen Hangneigung und Schieferung	o°	o°	4o°
Streichrichtung	± hangparallel	± hangparallel	± hangparallel
dominierendes Kluftsystem	± senkrecht zum Hang	leicht schief zum Hang bis hangparallel	± senkrecht zum Hang
bewegtes Material	Fels und Moräne		Fels ⟶ Schutt
Gesteinsverband	z.T. erhalten		zerstört
Unterteilung in Abtragungs- und Aufschüttungsgebiet	nicht möglich		ja
Verschiebungsgeschw.:			
Betrag	mm-cm/a		m/a
Fallwinkel	Abnahme mit Entfernung vom Abriss		Abnahme mit Entfernung vom Abriss
Verteilung über den Hang	Zunahme mit Entfernung vom Abriss		Abnahme mit Entfernung vom Abriss

Tab. 8: Zusammenstellung der festgestellten Unterschiede zwischen Schiefersackung und Schieferrutschung

Der wichtigste Unterschied zwischen Schiefersackung und Schieferrutschung liegt in der Verschiebungsgeschwindigkeit. Im Lugnez und am Heinzenberg wurden Verschiebungsgeschwindigkeiten in der Grössenordnung von mm bis cm pro Jahr und in Schuders solche von m pro Jahr, was einem Faktor 100 entspricht, gemessen. Auch die Verteilung dieser Verschiebungsgeschwindigkeiten über den Hang ist sehr verschieden. So lässt sich in

Schuders eine deutliche Abnahme der Geschwindigkeit mit der Entfernung vom Abriss feststellen (Fig. 30a). Dagegen konnte im Lugnez und am Heinzenberg eher eine Zunahme der Verschiebungsgeschwindigkeiten gegen den Hangfuss zu beobachtet werden (Tafeln II und IV), wobei aber die Frage, wieweit die im untersten Steilabfall sekundär ausgebildeten Schuttrutschungen diese Beobachtung verfälschen, nicht eindeutig beantwortet werden kann. Mit dem letztgenannten Hinweis ist ferner festgehalten, dass sich in den oberflächennahen Partien auf den Sackungsmassen häufig Sekundär-Rutschungen installieren.

Aus dem oben gesagten geht hervor, dass zur Unterscheidung der Schiefersackungen von den Schieferrutschungen die folgenden drei Kriterien herangezogen werden können:

- die Grösse des bewegten Gebietes und die Möglichkeit der bewegten Masse,
- das bewegte Material und der Gesteinsverband,
- die Verschiebungsgeschwindigkeit.

6. GEOMECHANISCHES MODELL

Dank den vorliegenden, langjährigen Verschiebungsmessungen wurde versucht, für die Schiefersackung ein geomechanisches Modell zu entwickeln. Zusätzlich können solche Hangverformungen als "Modellversuche der Natur" betrachtet werden und liefern nach CLAR (1960) Daten über die Gebirgseigenschaften. Diese Untersuchungen wurden mit Hilfe des rheologischen STAUB-2-Programms, das nach der Finit-Element-Methode arbeitet, an der ETH Zürich durchgeführt.

6.1. Bewegungsart der Schiefersackung

In der vorliegenden Arbeit wurde bisher auf die Erläuterung der Bewegungsart nicht speziell eingegangen. Dies wird nun im folgenden nachgeholt, wobei aber die durch das in der Literatur vorhandene, begriffliche Durcheinander entstehenden Schwierigkeiten nicht verschwiegen werden sollen.

Nach HAEFELI (1967) können die Kriechvorgänge in stationäre (mit zeitlich konstanter Kriechgeschwindigkeit und ohne Volumen- oder Formänderung) und nicht stationäre unterteilt werden. Dabei dient ihm das Lugnez als Beispiel für einen quasistationären Kriechvorgang. Mit Hilfe der räumlichen Verteilung der Kriechgeschwindigkeiten gelingt es ihm, eine weitere Unterteilung der Kriechvorgänge (Fig. 31) vorzunehmen:

- räumlich kontinuierliches Kriechen infolge Ueberschreitung einer kritischen Schubspannung (Kriechgrenze), die kleiner ist als die Restscherfestigkeit (Fig. 31a);
- räumlich diskontinuierliches (gleitendes) Kriechen auf einer oder mehreren Diskontinuitätsflächen, infolge Ueberschreitung der Restscherfestigkeit (Ueberschiebung, Fig. 31b);
- inneres Kriechen infolge Näherrücken der Körner, das heisst unter Verkleinerung des Volumens der kriechenden Masse (Verdichtung).

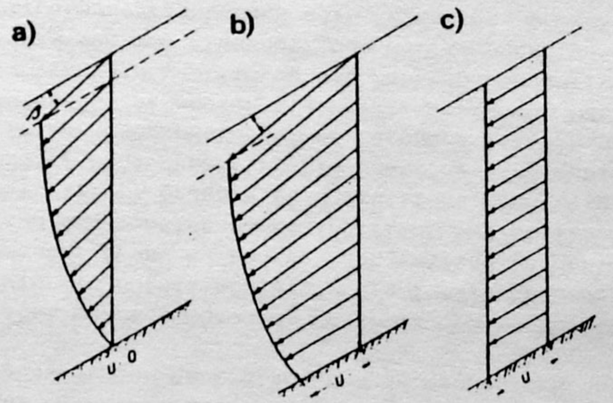


Fig. 31: Verschiedene Kriechprofile mit und ohne Gleitvorgang auf der Unterlage a) Kontinuierliches Kriechen, b) Diskontinuierliches Kriechen (Kriechen und Gleiten), c) Translatorisches Gleiten. (aus HAEFELI 1967, Bild 4)

Wobei sich aber sofort die Frage nach den Kosten stellt, da schon bei dem hier verwendeten Modell die Rechenzeiten relativ gross waren (aus diesem Grund erfolgten auch keine Berechnungen mit komplizierteren Modellen). Zusammenfassend lässt sich trotzdem sagen, dass die numerische Berechnung sicher eine geeignete Methode zur Untersuchung von solch grossen Hangverformungen ist, sofern es gelingt, dass geeignetste Modell zu finden.

ZUSAMMENFASSUNG

Anhand der drei Beispiele Lugnez, Heinzenberg und Schuders werden verschiedene Hangbewegungen geologisch und geomechanisch untersucht.

Im ersten Kapitel werden Geologie, Tektonik und Morphologie des Heinzenbergs, der in den Bündnerschiefern des Tomül-Lappens und der Grava-Serie liegt, beschrieben. Es konnte nachgewiesen werden, dass das tiefste Schichtglied des Tomül-Lappens (nördlich von Safien-Platz sind das die Bärenhorn-Schiefer) gegen N eine deutliche Mächtigkeitsabnahme zeigt und bei der Präzer Höhi auskeilt. Die Gesteine sind schichtungsparallel geschiefert, fallen mehr oder weniger hangparallel ein und werden von WSW-ENE verlaufenden Faltenaxen kleingefaltet. Durch Messungen der Streckungslineare, durch die Bestimmung der Hauptspannungsrichtungen aus dem Kluftsystem sowie aus dem Flussnetz der Nolla konnte gezeigt werden, dass sich die Hauptspannungsrichtungen seit Anlage des Streckungslinears nur unwesentlich veränderten.

Die mechanischen Gesteinseigenschaften der am Heinzenberg vorliegenden Gesteine wurden mit Druckfestigkeits- und direkten Scherversuchen bestimmt. Dabei wurde bei den Nolla-Tonschiefern ein Quelldruck von 0.275 MPa und eine Reduktion des Reibungswinkels von 23^{o} auf 16^{o} infolge Nässung festgestellt.

Durch eine detaillierte Auswertung der seit 1929 (1. Messung um 1810) kontinuierlich erfolgten Verschiebungsmessungen konnte gezeigt werden, dass sich die grosse Schiefersackung des Heinzenbergs heute mit ungefähr 5 cm pro Jahr talwärts bewegt, wobei die Geschwindigkeiten durch die um die Jahrhundertwende ausgeführten Sanierungsarbeiten abnahmen. Die Bewegungen erfolgen mehr oder weniger gleichmässig bezüglich Richtungs- und Höhenänderung und erstrecken sich über eine Fläche von 45 km2. Mit Stabilitätsberechnungen konnte bestimmt werden, dass die Gleitflächen, auf denen die Bewegungen vorwiegend erfolgen, in einer mittleren Tiefe von rund 100 m liegen, was eine bewegte Masse von 4.5 km3 ergibt. Als Folge der Bewegungen entstehen vor allem im untersten Teil Hangversteilungen, welche die Entstehung von sekundären Schuttrutschungen fördern.

Im nächsten Kapitel werden die Hangbewegungen im mittleren Lugnez mit denjenigen am Heinzenberg verglichen. Dabei ergaben sich bis auf wenige Ausnahmen sehr grosse Aehnlichkeiten. Alle festgestellten Unterschiede konnten darauf zurückgeführt werden, dass im Lugnez im Gegensatz zum Heinzenberg die Unterteilung in einzelne Sackungskompartimente deutlich ausgebildet ist. Mit Hilfe von Abschätzungen der zurückgelegten Verschiebungsdistanzen konnte der Zeitpunkt der Entstehung dieser Schiefersackungen auf etwa 3'500 v.Chr. geschätzt werden. Der Vergleich der Hangbewegungen im Lugnez und am Heinzenberg führte zu einer neuen Definition des Begriffes der Schiefersackung.

Im vierten Kapitel wird die Rutschung von Schuders, die in den penninischen Prättigauschiefern liegt und sich über eine Fläche von 1.1 km2 erstreckt, beschrieben. Sie entsteht in den Mergeln und Kalken der Sassauna-Serie, da der Reibungswinkel auf den Schieferungsflächen mit 28^{o} wesentlich kleiner ist als deren Einfallen (s_1 : 70^{o}, s_2 : 40^{o}). Beim Zutritt von Wasser wird die Instabilität der entstandenen Schutthalde erreicht und sie setzt sich auf Gleitflächen, die in einer mittleren Tiefe von 16 m liegen, in Bewegung. Es bewegen sich etwa 230'000 m3 mit einer mittleren Geschwindigkeit von 1.8 m pro Jahr, wobei die Verschiebungsgeschwindigkeit und der Fallwinkel mit der Entfernung vom Abriss abnehmen. Typisch für diese Rutschung ist die klare Aufteilung in ein Abtragungs- und ein Aufschüttungsgebiet. Diese Betrachtungen führten zu einer neuen Definition des Begriffes der Schieferrutschung.

In einem weiteren Kapitel werden die untersuchten Schiefersackungen und die Schieferrutschung miteinander verglichen. Dabei ergab sich, dass die drei folgenden Kriterien zur Unterscheidung herangezogen werden können: die Grösse des bewegten Gebietes mitsamt der Mächtigkeit der bewegten Masse, der Gesteinsverband (Fels oder Schutt) des bewegten Materials, sowie die Verschiebungsgeschwindigkeit.

Im letzten Kapitel wird ein geomechanisches Modell für eine Schiefersackung vorgestellt, das mit Hilfe der Finit-Element-Methode an den gemessenen Verschiebungen überprüft wurde. Dabei gelang es aber nicht, die berechneten Verschiebungen den gemessenen genügend genau anzugleichen.

LEBENSLAUF

Am 18. Oktober 1949 wurde ich, Hans-Jakob Ziegler von Bern und Burgdorf, als Sohn des Hans und der Marianne, geborene Zweiacker, in Bern geboren. In Bern besucht ich auch die Primarschule und im Spiegel (Gde. Köniz) die Sekundarschule, anschliessend wiederum in Bern die Realabteilung des Gymnasiums, wo ich im Herbst 1969 die Maturität Typus C bestand.
Bevor ich mich im Herbst 1970 an der Abteilung für Bauingenieure an der ETH Zürich immatrikulierte, absolvierte ich ein Praktikum auf der Autobahnbaustelle N6 Rubigen. Nach Beendigung des regulären Studiums von 8 Semestern wechselte ich im Herbst 1974 an die naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Bern und begann das Studium in Geologie. 1976 schloss ich das Nebenfach in Geographie, 1977 dasjenige in Mineralogie-Petrographie ab. Im Mai 1979 bestand ich das Lizentiat in Geologie-Paläontologie. Von 1979 bis 1982 war ich als Hilfsassistent von Prof.Dr.W.Nabholz am geologischen Institut angestellt. Verschiedene Male war ich während dem Studium bei der Firma Terrexpert AG mit Baugrunduntersuchungen und Felsversuchen beschäftigt.
Im Laufe des Studiums besuchte ich Vorlesungen und Praktika bei folgenden Dozenten : F.Allemann, E.Anderheggen, H.Bachmann, F.Balduzzi, H.Böhni, A.Bukowiecki, E.Dal Vesco, K.Dietrich, Th.Dracos, P.Dubas, P.Engel, Th.Erismann, M.Frey, H.-P.Friedrich, U.Gasser, H.Grob, G.Grosjean, F.Gygax, R.Heierli, R.Herb, C.Hidber, J.Huder, Th.Hügi, K.Hünermann, J.C.Hunziker, E.Jäger, R.Jagmetti, R.Jeltsch, F.Kobold, K.Kovari, T.Labhart, H.Läuchli, H.J.Lang, A.Matter, J.Maurer, Chr.Menn, B.Messerli, W.K.Nabholz, E.Niggli, W.Nowacki, J.L.Olsen, Tj.Peters, A.Pozzi, A.Rösli, M.Rotach, H.Scherrer, H.-R.Schwarz, E.Spiess, H.A.Stalder, R.Steiner, O.Stradal, A.E.Süsstrunk, E.Trüb, D.Vischer, Chr.Wehrli, R.Wullimann, O.Zweifel.

ZITIERTE LITERATUR

ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. - Wiss. Alpenvereinshefte, München, 25: 1-230.

ALTMANN, H.J. (1959): Bergstürze und Rutschungen in den Lütschinentälern. - Jahresber. d. Geograph. Ges. Bern, 44: 1-85.

AMPFERER, O. (1939): Ueber einige Formen der Bergzerreissung. - Sitzber. Akad. der Wiss., Wien, math.-nat. Kl., Abt. 1, 148/1: 1-14.

ARNI, P. (1926): Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. - Diss. Univ. Zürich.

BAUMER, A., FREY, J.D. JUNG, W. & UHR, A. (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez. - Eclogae geol. Helv. 54/2: 478-491.

BLUMENTHAL, M. (1931): Der Prättigauflysch und seine Stellung im Penninikum. - Eclogae geol. Helv. 24/2: 225-233.

BOLLI, H.M. & NABHOLZ, W.K. (1959): Bündnerschiefer und ähnlich fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien. - Eclogae geol. Helv. 52/1: 237-270.

BRUGMAN, B.J. (1977): Experimentelle Bestimmung der Gebirgsfestigkeit. - Schw. Bauztg. 95/42: 751-755.

BUNZA, G. (1975): Klassifizierung alpiner Massenbewegungen als Beitrag zur Wildbachkunde. - Interpraevent 1: 9-24.

CLAR, E. (1960): Gebirgsbau und Geomechanik. - Geol. u. Bauwes. 25/2-3: 186-190.

DICKSON, J.A.D. (1966): Carbonate identification und genesis as revealed by staining. - J. sed. Petr. 36: 491.

ESCHER von der LINTH, H.C. (1809): Etwas über Bergschlipfe, mit besonderer Hinsicht auf die Bergschlipfe im Nolla-Thal, hinter Thusis, und im Plessur-Thal, hinter Chur, in Bünden. - Der neue Sammler für Bünden, 1808/3: 1-32.

EVAMY, B.D. & SHEARMAN,D.J. (1962): The application of chemical straining techniques to the study of diagenesis in limestones. - Proc. geol. Soc. London, 1593-1602: 102.

FEHR, A. (1956): Petrographie und Geologie des Gebiets zwischen Val Zavragia - Piz Cavel und Obersaxen - Lumbrein (Gotthardmassivostende). - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 36/2: 349-452.

FREY, M. (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. - Sedimentology 15/3-4: 261-279.

FREY M. & WIELAND, B. (1975): Chloritoid in autochthon-paraautochthonen Sedimenten des Aarmassivs. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55/3: 407-418.

FRITZ, P. (1981): Numerische Erfassung rheologischer Probleme in der Felsmechanik. - ISETH, Mitt. 47: 1-97.

GRUNERT, S. (1978): Beitrag zur Nomenklatur und Systematik der Massenbewegungen an Hängen. - Zschr. für angew. Geol., 24/5: 230-235.

HAEFELI, R. (1961): Eine Parallele zwischen der Eiskalotte Jungfraujoch und den grossen Eisschildern der Arktis und Antarktis. - Geol. u. Bauw. 26/4: 191-213.

HAEFELI, R. (1967): Kriechen und progressiver Bruch in Schnee, Boden, Fels und Eis. - Schw. Bauztg. 85/1: 1-9, 21-29.

HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter. Bd. 2: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. - Ott, Thun.

HEIM, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben - Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 77/Beiblatt 20: 1-218.

HOBBS, B.E., MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. (1976): An Outline of Structural Geology. - Wiley, New York.

HUDER, J. (1971): Scherfestigkeit eines gebrochenen Bündnerschiefers. - Mitt. des Inst. für Grundbau und Bodenmechanik, ETH Zürich, 102: 1-6.

HUDER, J. (1976): Creep in Bündner Schist. -Laurits Bjerrum Mem. Vol., Oslo: 125-153.

HUDER, J. & LANG, H.J. (1974): Grundbau. Vorlesungsmanuskript ETH Zürich, 1972-1974, unpubl.

JÄCKLI, H. (1941): Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). - Eclogae geol. Helv. 34/1: 17-105.

JÄCKLI, H. (1946): Paläogeographische Studien im tiefpenninischen Flysch des Domleschg und Schams. - Eclogae geol. Helv. 39/2: 109-115.

JÄCKLI, H. (1948): Die Bodenbewegungen im Hinterrheintal und ihre bautechnischen Auswirkungen. - Schw. Bauztg. 66/37: 503-507.

JÄCKLI, H. (1957): Gegenwartsgeologie des Bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. - Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geot. S. 36: 1-136.

JÄCKLI, H. (1959): Strukturelemente penninischer Deckengebiete in ihrer gegenseitigen räumlichen und zeitlichen Lage. - Eclogae geol. Helv. 52/2: 563-576.

JÄCKLI, H. (1980): Das Tal des Hinterrheins. - Orell Füssli, Zürich.

JÄCKLI, H., STREIFF, V. & STAUB, R. (1938): Bericht über die Exkursion der schweizerischen Gesellschaft in das Gebiet der Schamser Decken. - Eclogae geol. Helv. 31/2: 429-442.

JUNG, W. (1963): Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthardmassivs. - Eclogae geol. Helv. 56/2: 653-754.

KOBOLD, F. (1960): Methoden und Ergebnisse der in den Jahren 1956 bis 1959 im Rutschgebiet von Schuders durchgeführten Verschiebungsmessungen. - Schw. Zschr. für Vermessung, Kulturtechnik und Photogrammetrie 10: 1-21.

KÖRNER, H. (1964): Schnee- und Eismechanik und einige ihrer Beziehungen zur Geologie. - Felsmech. und Ing. - Geol. 2/1: 45-67.

KOPP, J. (1925): Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. - Eclogae geol. Helv. 19/1: 151-158.

KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'Illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Coll. Nęuchâtel 18-21 avril 1966 "Etages Tectoniques".

LAATSCH, W. & GROTTENTHALER, W. (1972): Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifikation. - Forstw. Centr. bl. 91: 309-339.

MEISSER, S. (1911): Die Nolla und ihre Verbauung. - Jb. des SAC 46: 199-227.

MILNES, A.G. (1974): The structure of the Pennine zone (Central Alps): a new working hypothesis. - Bull. geol. Soc. Amer. 85/2: 1727-1732.

MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. - Eclogae geol. Helv. 70/1: 83-95.

MILNES, A.G. & SCHMUTZ, H.-U. (1978): Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps) - a field study. - Eclogae geol. Helv. 71/1: 19-33.

MONTANDON, F. (1933): Chronologie des grands éboulements alpin du début de l'ère chrétienne à nos jours. - Extr. des Matér. pour l'étude des Calamités 32: 271-340.

NABHOLZ, W.K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. - Eclogae geol. Helv. 38/1: 1-120.

NABHOLZ, W.K. (1975): Geologischer Ueberblick über die Schiefersackung des mittleren Lugnez und über das Bergsturzgebiet Ilanz - Flims - Reichenau - Domleschg. - Bull. Ver.schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 42: 38-54.

NABHOLZ, W.K. & VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). - Eclogae geol. Helv. 56/2: 755-808.

NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. - Diss. Univ. Zürcih, Fretz AG., Zürich.

NEMČOK, A., PAŠEK, J. & RYBÁŘ, J. (1972): Classification of landslides and other mass movements. - Rock Mech. 4/2: 71-78.

NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. - Fortschr. Miner., Stuttgart, 47/1: 16-26.

PANTIĆ, N. & GANSSER, A. (1977): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (vorläufige Mitteilung). - Eclogae geol. Helv. 70/1: 59-81.

PANTIĆ, N. & ISLER, A. (1978): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). - Eclogae geol. Helv. 71/3: 447-465.

PANTIĆ, N. & ISLER, A. (1981): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). - Eclogae geol. Helv. 74/3: 1063-1072.

PAVONI, N. (1968): Ueber die Entstehung der Kiesmassen im Bergsturzgebiet von Bonaduz - Reichenau (Graubünden). - Eclogae geol. Helv. 61/2: 494-500.

PROBST, Ph. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. - Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 153: 3-64.

RAUCH, G. (1941): Die Rheinkorrektion im Domleschg und die Nollaverbauung. - Wasser- u. Energiewirtsch. 33/11: 123-128.

von SALIS, A. (1892): Die Wildbachverbauung in der Schweiz. - Eidg. Oberbauinspektorat 2: 11-19.

SCHEIDEGGER, A.E. (1980): Alpine Joints and Valleys in the Light of the Neotectonic Stress Field. - Rock Mech., Suppl. 9: 109-124.

STAUB-2 (1981): Finit-Element-Programm zur statischen Analyse von Scheiben mit rheologischen Materialeigenschaften. - ISETH, Nov. 1981.

STINI, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. - Geol. u. Bauw. 13/3: 71-79.

STREIFF, V., JÄCKLI, H. & NEHER, J. (1976): Erläuterungen zum Atlasblatt 56 Andeer. - Kümmerly & Frey, Bern.

TER-STEPANIAN, G. (1966): Types of depth creep of slopes in rock masses. - Proc. of the First Congr. of the Int. Soc. of Rock Mech., Lisboa, 6/6: 157-160.

TERZAGHI, K. (1950): Mechanism of Landslides. - Geol. Soc. of Amer., Berkey Vol.: 83-123.

THUM, I. & NABHOLZ, W.K. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau - Lenzerheide - Oberhalbstein. - Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 144: 3-55.

TURNER, F.J. & WEISS, L.E. (1963): Structural analysis of metamorphic tectonites. - McGraw-Hill, New York.

VARNES, P. J. (1958): Landslide Types and Processes. - Landslide Engeneering Practice, Highway Research Board, Special Report 29: 20-47.

VEDER, Chr. (1979): Rutschungen und ihre Sanierung. - Springer, Wien

VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics. - Liverpool and Manchester geol. 23 (Centenary issue): 503-567.

VOLL, G. (1976): Structural Studies of the Valser Rhine Valley and Lukmanier Region and their Importance for the Nappe Structure of the Central Swiss Alps. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3: 619-626.

WILCKENS, O. (1920): Beiträge zur Geologie des Rheinwalds und von Vals (Adulagebirge, Graubünden). - Geol. Rdsch. 11: 44-101.

WILHELM, O. (1933): Geologie der Landschaft Schams (Graubünden). - Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 64: 1-32.

ZÁRUBA, Q. & MENCL, V. (1969): Landslides and their control. - Elsevier, Amsterdam.

ZIEGLER, H.-J. (1979): Geologische und felsmechanische Untersuchungen der Schiefersackung im mittleren Lugnez (GR.). - Liz.-Arbeit, Univ. Bern, unpubl.

ZISCHINSKY, U. (1967): Bewegungsbilder instabiler Talflanken. - Mitt. Ges. Bergbaustud. 17: 127-168.

ZISCHINSKY, U. (1969): Ueber Bergzerreissung und Talzuschub. - Geol. Rdsch. 58/3: 974-983.

Unveröffentlichte Daten der Eidg. Landestopographie, Prof. Dr. R. Conzett (geodätisches Institut ETH Zürich, 1973), Prof. Dr. R. Haefeli (Zürich, 1957), Prof. Dr. F. Kobold (geodätisches Institut ETH Zürich, 1955-1961, 1965), Meliorations- und Vermessungsamt Graubünden, Dr. R.U.Winterhalter (Zürich, 1948), E. Weber, R. Haefeli, Jenatsch + Hegland (1973).

GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Generalkarte der Schweiz 1 : 200'000, Blatt 7: Ticino (1955). Geol. Komm. Schweiz, Natf. Ges.

Geotechnische Karte der Schweiz 1 : 200'000, Blatt 4: St. Moritz - Bellinzona (1967), Schweiz. geotechn. Komm.

BECK, P. & GERBER, E. (1925): Geologische Karte Thun - Stockhorn, 1 : 25'000. Spez. Karte Nr. 96, Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges.

CADISCH, J. & LEUPOLD, W. (1928): Geologische Karte von Mittelbünden, 1 : 25'000, Spez. Karte Nr. 94 B, Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges.

PREISWERK, H. (1918): Geologische Karte des oberen Tessin und Maggia-Gebietes, 1 : 50'000 Spez. Karte Nr. 81, Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges.

STREIFF, V., JÄCKLI, H. & NEHER, J. (1971): Geologischer Atlas der Schweiz, 1 : 25'000, Atlasblatt 56 Andeer. Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges.

TRÜMPY, D. (1916): Geologische Karte des Flaknis, 1 : 25'000. Spez. Karte Nr. 79, Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges.

WEBER, F. (1922): Tektonische Uebersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthard-Massiv, 1 : 100'000. Mit Profiltafeln. Spez. Karte Nr. 101 A und 101 B, Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges.

WILHELM, O. (1929): Geologische Karte der Landschaft Schams, 1 : 50'000. Mit Profiltafeln. Spez.Karte Nr. 114 A und 114 B, Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges.

Zusammenstellung der Versuchsresultate

Mineralogische Zusammensetzung

Probe-Nr.	Gestein	Qz	Cc	Dol	Hgl	Chl	opP	mittl. Qzkorngr. mm	Mineralogie der Schieferungsfläche
Zi-78/32	Kalkglimmerschiefer (Serie der mausgrauen Kalkschiefer)	25	N	31	16	14	N	o.o4	Mu, Chl, Qz, MixLay Par/Mu
Zi-78/33	Tonschiefer (Serie der schwarzen Tonschiefer)	35	-	-	34	21	N	o.o1	Mu, Chl, Qz, MixLay Par/Mu
Zi-8o/23	Glimmerschiefer (Nolla-Tonschiefer)	29	-	-	32	37	N	o.o7	Chl, Mu, Par, MixLay Par/Mu
Zi-8o/36	Kalkmergel (Sassauna-Serie)	13	61	-	16	N	x	o.o2	Cc, Mu, Chl, Qz

Einaxige Druckfestigkeit

Probe-Nr.	Raumgewicht t/m^3	einaxige Druckfestigkeit ⊥ MPa	⊥ kg/cm^2	∥ MPa	∥ kg/cm^2
Zi-78/32	2.67	37.4	(381)	8.1	(83)
Zi-78/33	2.64	46.2	(471)	6.8	(69)
Zi-8o/23	2.68	3o.4	(31o)	2o.9	(213)
Zi-8o/36	2.63	15.6	(159)	9.6	(98)

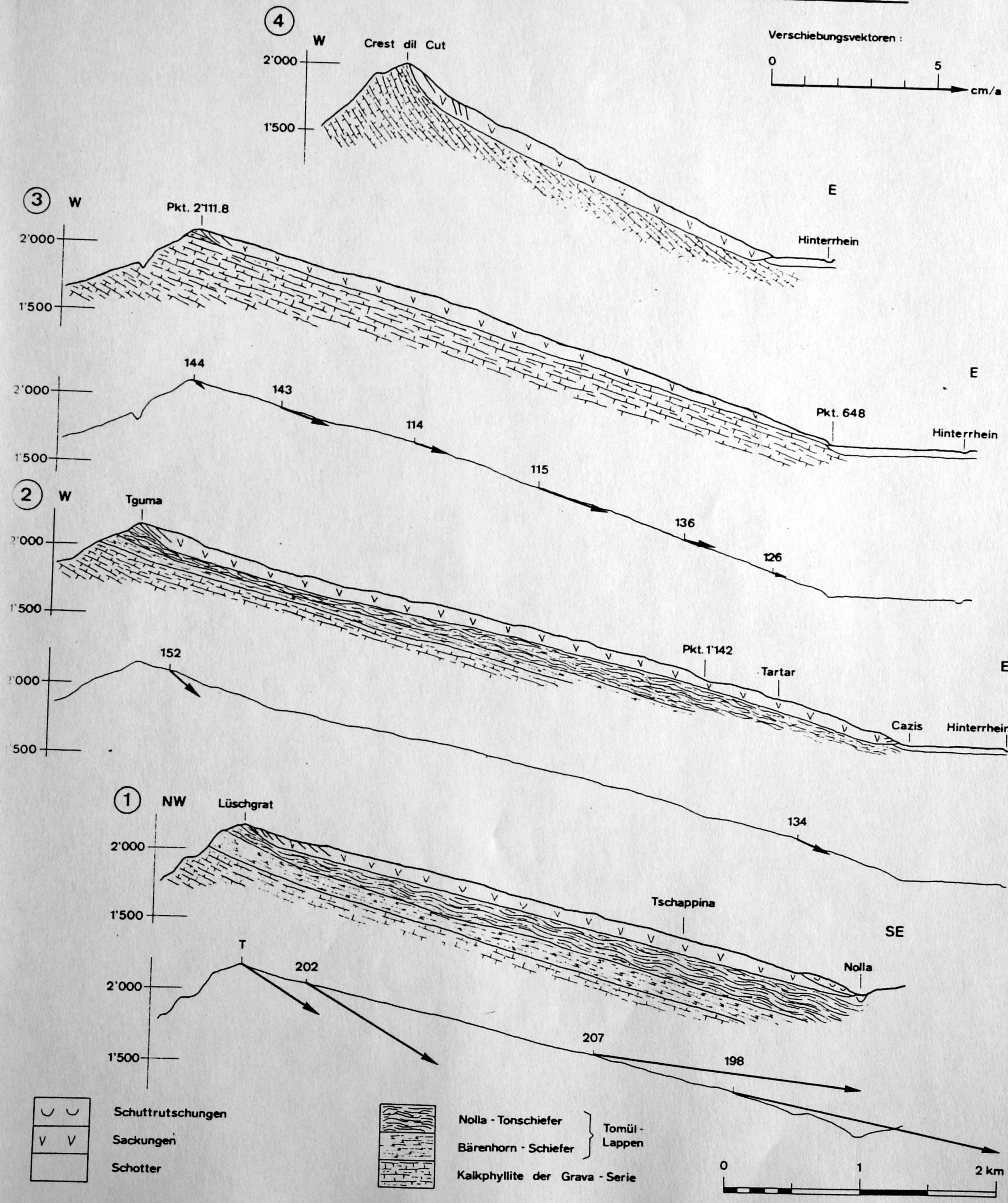
Verformungsmodule

Probe-Nr.	⊥ zur Schieferung V_{Erstb} MPa	V_{Erstb} kg/cm^2	V_{Entl} Mpa	V_{Entl} kg/cm^2	∥ zur Schieferung V_{Erstb} MPa	V_{Erstb} kg/cm^2	V_{Entl} MPa	V_{Entl} kg/cm^2	Poissonzahl ν
Zi-78/32	1'95o	(19'9oo)	3'55o	(36'2oo)	4'34o	(44'8oo)	5'89o	(6o'1oo)	o.o8
Zi-78/33	64o	(6'5oo)	1'19o	(12'1oo)	4'45o	(45'4oo)	-	-	o.o2

Schubwiderstand, Scherparameter

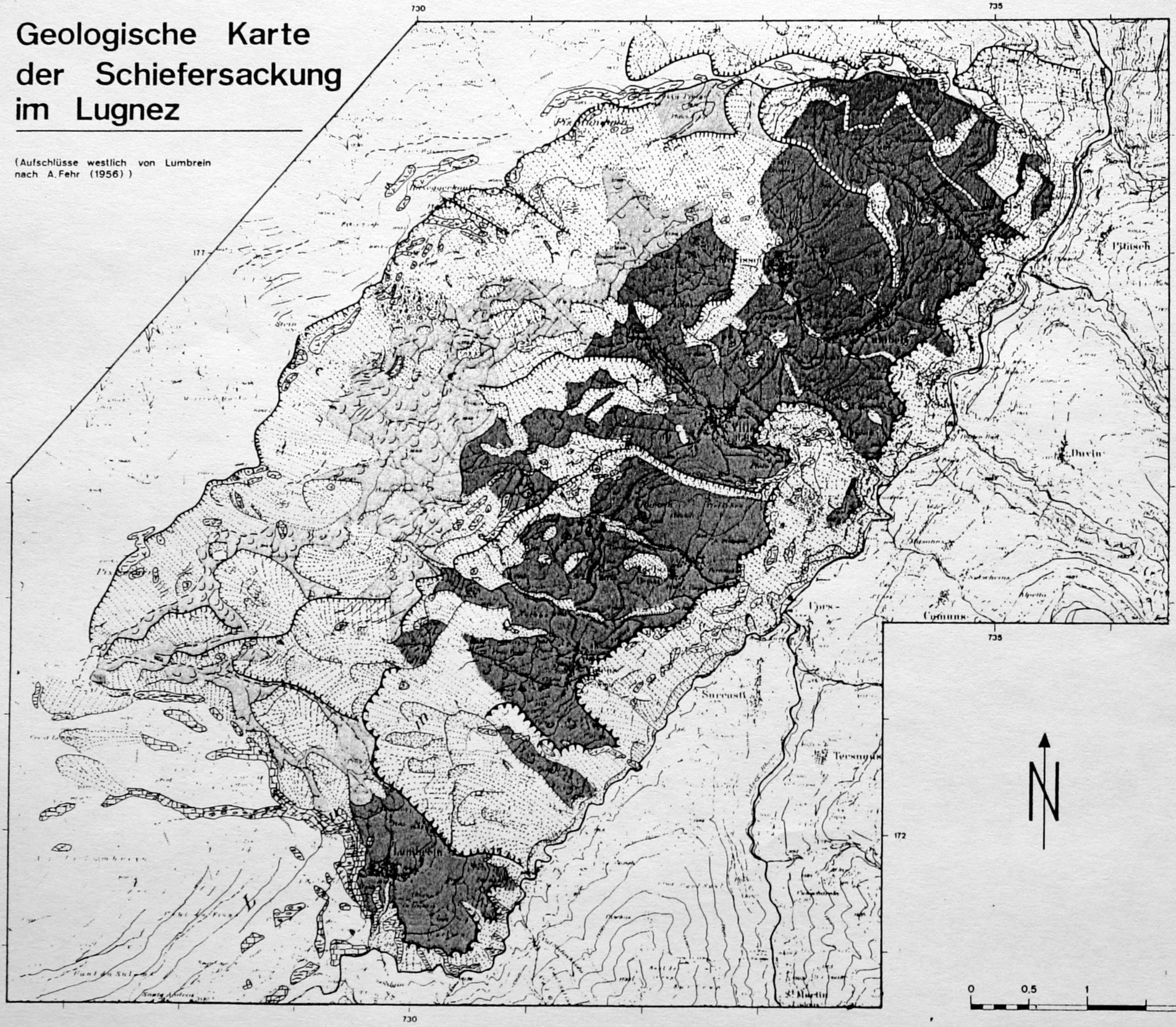
Probe-Nr.	echte Kohäsion c_o' MPa	c_o' kg/cm^2	Scherparameter Bereich o ÷ o.5 MPa c in MPa	φ	Bereich o ÷ 1.o MPa c in MPa	φ
Zi-78/32	o.129	(1.31)	o.o2	24°	o.o78	16.2°
Zi-78/33	o.128	(1.3o)	-	24.7°	o.o4	15.9°
Zi-8o/23	o.35	(3.59)	o.o27	22.8°	o.o29	22.5°
Zi-8o/23 nass	-	-	o.o15	16.2°	o.o24	15.7°
Zi-8o/36	o.713	(7.23)	o.o19	28.2°	o.o19	28.1°

Geologische Profile durch den Heinzenberg mit eingezeichneten Verschiebungsvektoren



Geologische Karte der Schiefersackung im Lugnez

(Aufschlüsse westlich von Lumbrein nach A. Fehr (1956))



Quartär

- a — Alluvionen
- Vernässungsstelle, Sumpf
- Erosionskante an Terrassen, z.T. durch Anrisse bedingt
- Hauptanrisse
- untergeordnete Anrisse
- Nackentälchen, Zugrisse
- Photolineamente (wie vermutete Nackentälchen, Brüche, Zerrspalten)
- Rutschung
- Sackung
- Gehängeschutt, z.T. mit Moräne vermischt
- Blockschutt, Bergsturzmaterial
- Lokalmoräne
- Talmoräne

Peidener Schuppenzone

- Trias

Gotthardmassivisches Mesozoikum

- Lias
- Trias

Permo - Karbon

- Ilanzer Verrucano

Gotthard - Massiv

- Kristallin i.a.

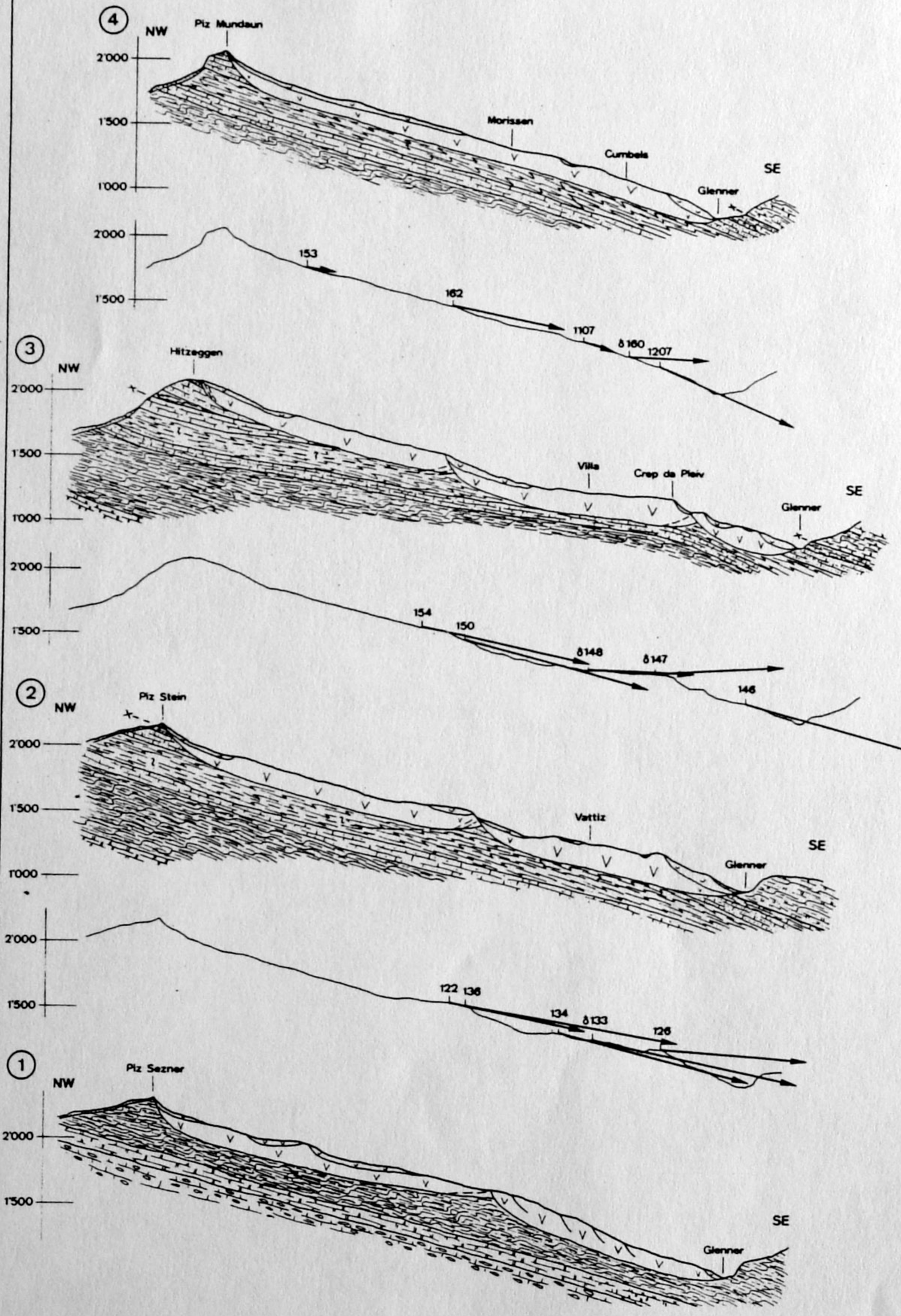
Zeichen

- Quellen (gefasst, ungefasst)
- 23 — Streichen und Fallen der Schichten
- eratische Blöcke

0 0,5 1 2 3 4 km

H.-J. Ziegler, 1979

Geologische Profile im mittleren Lugnez
mit eingezeichneten Verschiebungsvektoren



Quartär :

- Schuttrutschungen
- Sackungen
- Moräne und Gehängeschutt

Peidener Schuppenzone :

- Trias und Lias

Gotthardmassivischer Lias :

- Serie mit unruhiger Sedimentation
- Serie der groben Sandkalke und Quarzite
- Serie der mausgrauen, tonigen Kalkschiefer
- Serie der kieselig - sandigen Kalkschiefer
- Serie der schwarzen Tonschiefer

Gotthardmassivische Trias :

- Sericitphyllite, Quarzite, Rauhwacken

Permo - Karbon :

- Ilanzer Verrucano

Verschiebungsvektoren :

0 — 5 — 10 cm/a

0 — 1 — 2 — 3 km

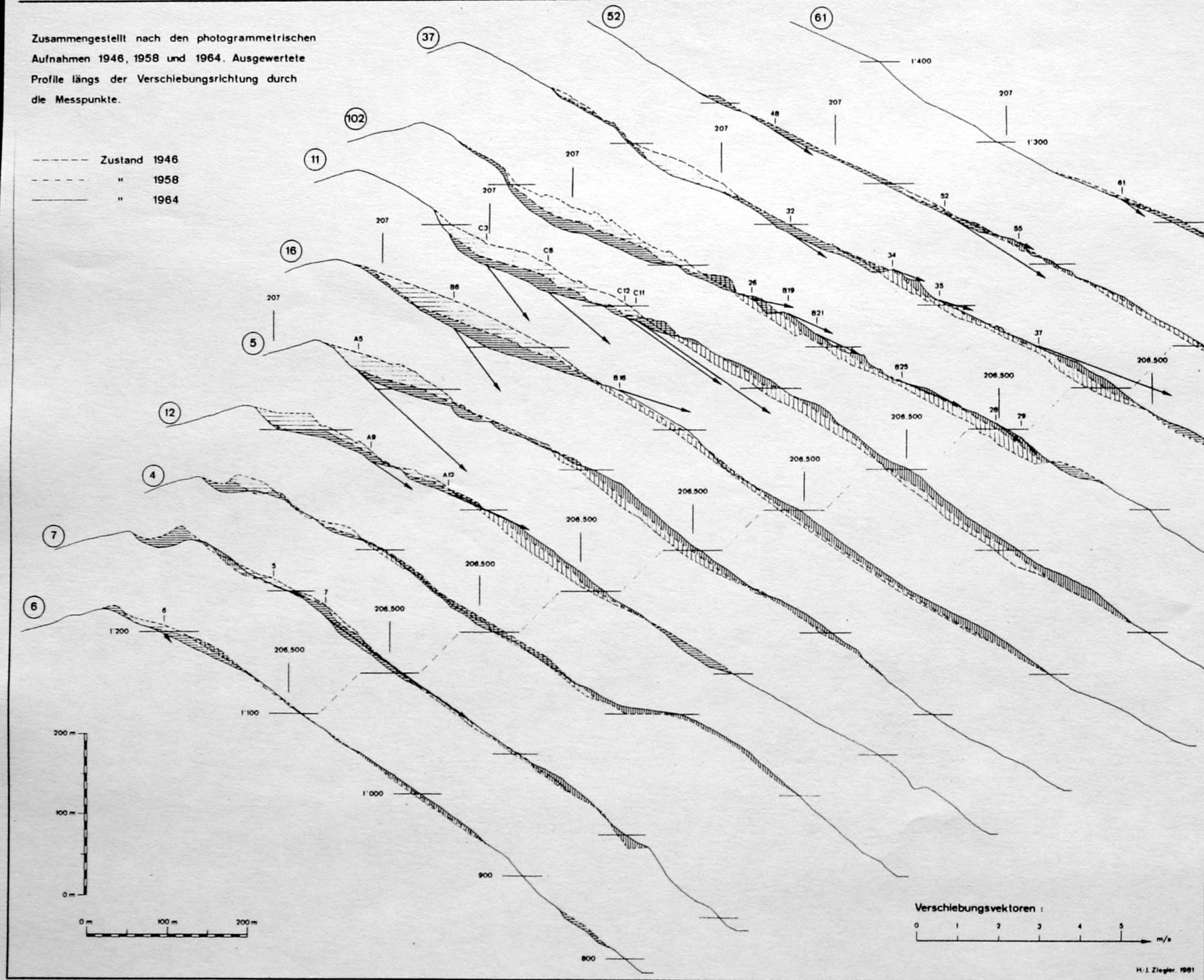
H. J. Ziegler, 1981

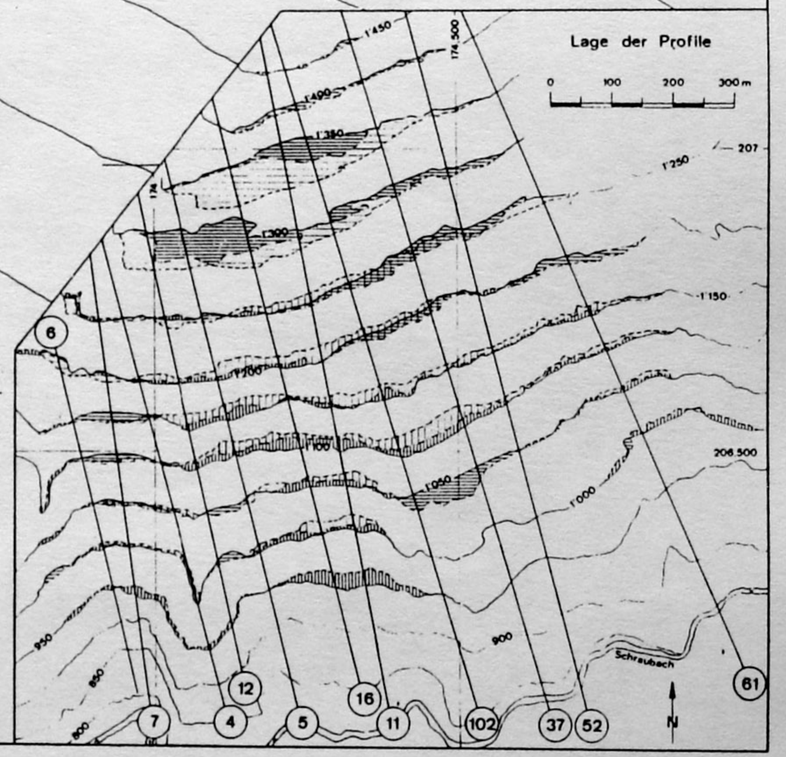
Beobachtete Massenverlagerung der Rutschung bei Schuders

Zusammengestellt nach den photogrammetrischen Aufnahmen 1946, 1958 und 1964. Ausgewertete Profile längs der Verschiebungsrichtung durch die Messpunkte.

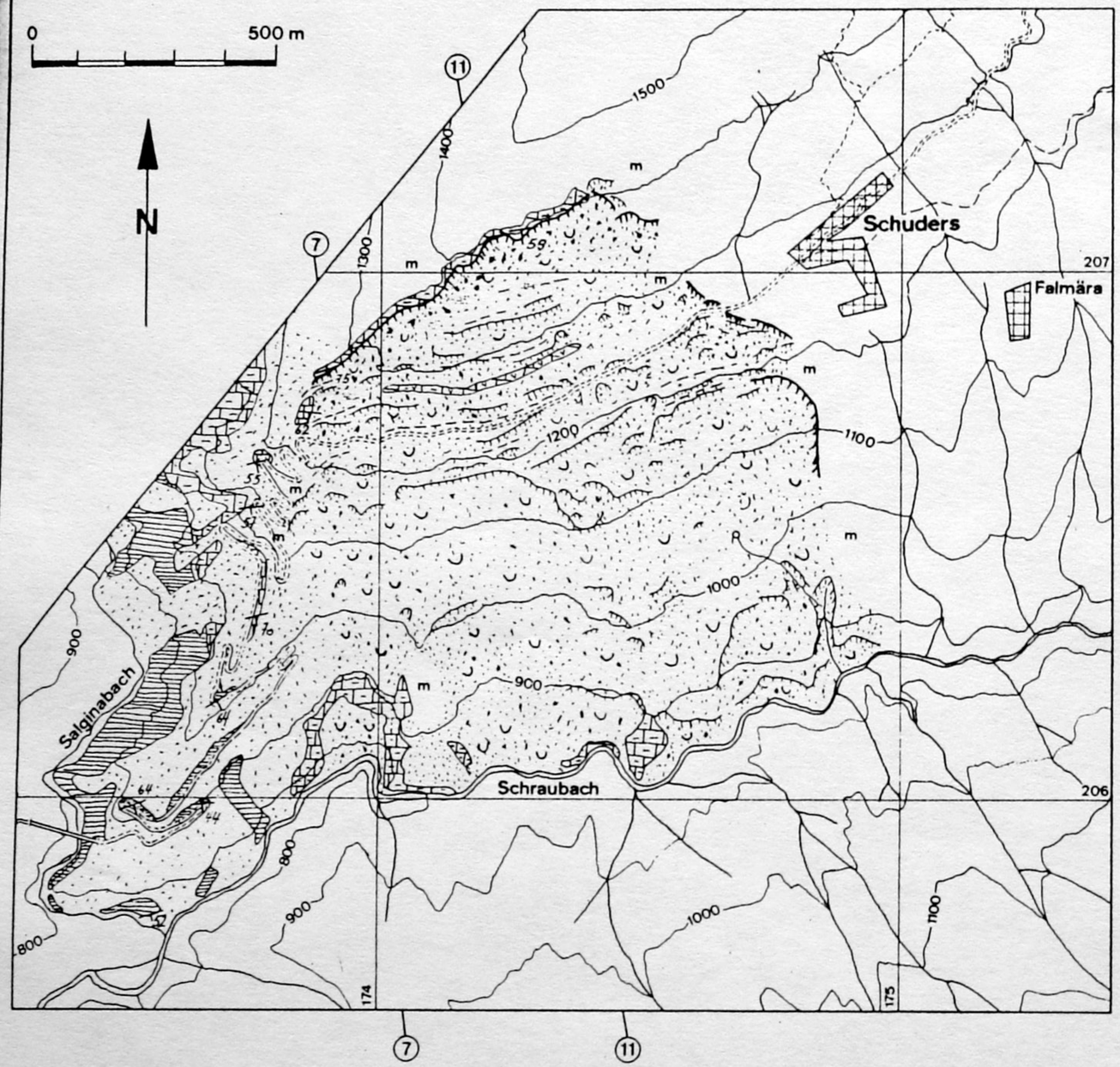
------ Zustand 1946
- - - - - " 1958
——— " 1964

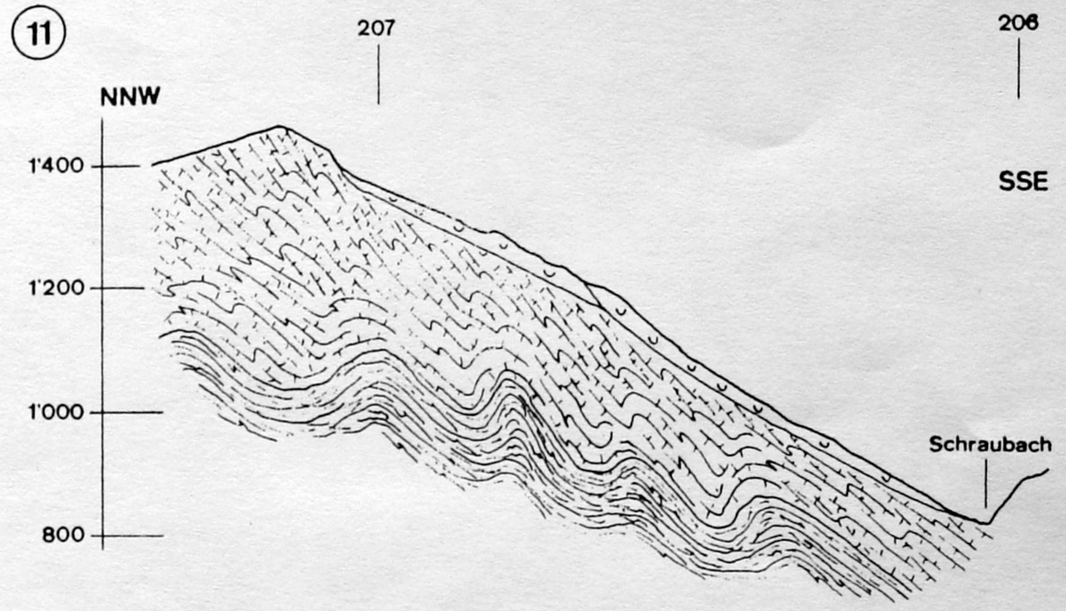
Abtrag 1946 - 1958
" 1958 - 1964
Aufschüttung 1946 - 1958
" 1958 - 1964

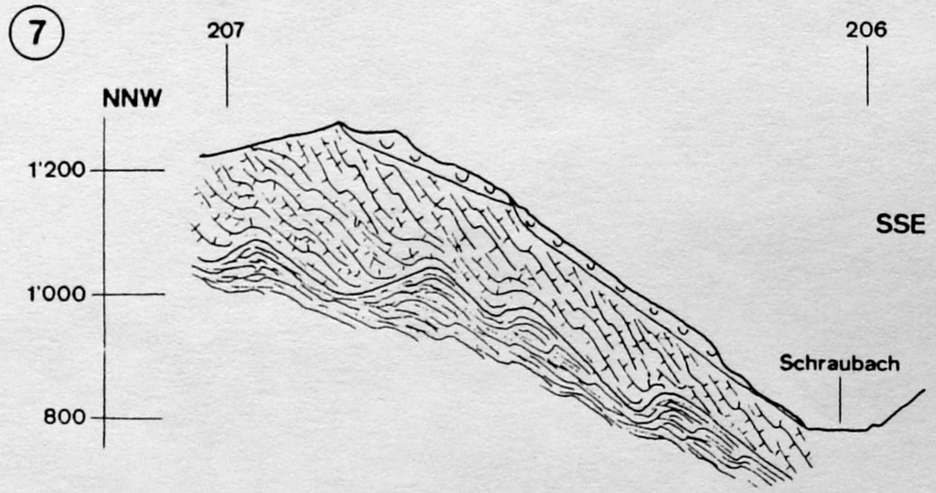




Geologische Karte und zwei schematische Profile der Rutschung in Schuders







Quartär

- Vernässungsstelle, Sumpf
- Hauptanrisse
- untergeordnete Anrisse
- Nackentälchen, Zugrisse
- Gehänge- und Blockschutt
- Rutschung
- versackte Prättigau - Schiefer
- m — Moräne

Prättigau - Schiefer

- Sassauna - Serie
- Valzeina - Serie

Zeichen

- Quellen
- 15 — Streichen und Fallen der Schichten

Legende zu den Profilen

- Rutschung
- Sassauna - Serie
- Valzeina - Serie

H.-J. Ziegler, 1981