

ZUR GEOLOGIE DES WOLFBACHTALES (SALZBURG/ÖSTERREICH)  
UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER MASSENBEWEGUNGEN



PROMOTION

- 8. JULI 1982

DISSERTATION  
zur Erlangung des Doktorgrades  
an der Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der  
Universität Salzburg

eingereicht von  
JOHANNES KLEBERGER  
Salzburg, 1982



1.194.381 - C

	Seite
ZUSAMMENFASSUNG . . . . .	1
1. VORWORT . . . . .	3
2. AUFGABENSTELLUNG . . . . .	4
3. TOPOGRAPHIE . . . . .	6
3.1. Die topographische Lage . . . . .	6
3.2. Die Morphologie . . . . .	6
4. ARBEITSMETHODEN . . . . .	11
4.1. Kartenunterlage und Kartierung . . . . .	11
4.2. Luftbildunterlagen und Luftbilddauswertung	11
4.3. Mineralogische und chemische Methoden . . . . .	12
5. ÜBERSICHT DER ERFORSCHUNGSGESCHICHTE . . . . .	14
6. BESCHREIBUNG DER GESTEINE UND GESTEINSKÖRPER . . . . .	25
6.1. Die Rauriser Phyllite . . . . .	25
6.2. Hellgrüne, feinblättrige Phyllite . . . . .	29
6.3. Quarzite . . . . .	30
6.3.1. Chlorit-Serizit-Quarzite . . . . .	30
6.3.2. Karbonatquarzite . . . . .	34
6.3.3. Graue, feingebänderte Quarzite . . . . .	38
6.4. Kalkphyllitgruppe . . . . .	46
6.4.1. Dunkelgraue, tafelige Kalkphyllite . . . . .	46
6.4.2. Kalkarme Kalkphyllite . . . . .	47
6.4.3. Gebänderte Kalkphyllite . . . . .	47
6.4.4. Kalkreiche Lagen in den Rauriser Phylliten . . . . .	48
6.4.5. Fossilfunde in den tafeligen Kalkphylliten . . . . .	50
6.5. Dolomitbreccien . . . . .	54
6.6. Hellgrüne Metaarkose . . . . .	55
6.7. Grüngesteine (Metabasite) . . . . .	57
6.7.1. Reliktführende Metabasite . . . . .	59
6.7.2. Feinkörnige Grüngesteine (Prasinite) . . . . .	80
6.7.2.1. Gleichmäßig feinkörnige Grüngesteine . . . . .	80
6.7.2.2. Gebänderte Grüngesteine . . . . .	81
6.7.3. Zur Chemie der Grüngesteine . . . . .	84
6.8. Serpentinrandgesteine . . . . .	96
7. BEMERKUNGEN ZUR METAMORPHOSE . . . . .	99
8. BEMERKUNGEN ZUR TEKTONIK . . . . .	103
8.1. Tektonische Position des Arbeitsgebietes . . . . .	103
8.2. Gefügedaten . . . . .	104

9. QUARTÄR . . . . .	106
10. LITERATURVERZEICHNIS (des ersten Teiles von p.1 - p.107)	108

T E I L 2: ÜBER DIE MASSENBEWEGUNGEN IM WOLFBACHTAL

1. ALLGEMEINE EINFÜHRUNG . . . . .	114
2. HISTORISCHER ÜBERBLICK . . . . .	116
3. EINTEILUNGSKRITERIEN DER MASSENBEWEGUNGEN . . . . .	117
4. METEOROLOGISCHE DATEN . . . . .	121
5. VORGANGSWEISE BEI DER ERFASSUNG DER MASSENBEWEGUNGEN . . . . .	123
6. MESSMETHODEN . . . . .	124
7. BESCHREIBUNG UND DISKUSSION DER EINZELNEN MASSENBEWEGUNGEN . . . . .	127
Nr.1 Labiler Hangbereich am ostschauenden Abhang des Achen Kopf Nord-Grates . . . . .	128
Nr.2 Translationsanbrüche mit seichten Plaiken am Achen Kopf Ost-Abhang . . . . .	130
Nr.3 Lockermassenkörper westlich der Bräuer Grund Alm . . . . .	132
Nr.4 Lockermassenkörper südwestlich der Bräuer Grund Alm . . . . .	134
Nr.5 Labiler Hangbereich nordwestlich der Jagdhütte Kote 1370 m . . . . .	138
Nr.6 Bergzerreißung im Bereich der Schreckalpshöhe . . . . .	140
Nr.7 Seichte Hangbewegung östlich der Schreckalpshöhe . . . . .	143
Nr.8 Tiefgründiges Hangkriechen westlich der Pichl Alm . . . . .	147
Nr.9 Talzus Schub im Talschluß des Wolfbachtals . . . . .	149
Nr.10 Translationsrutsch westlich des Reißrachs Kopfes . . . . .	174
Nr.11 Labiler Hangbereich nördlich der Bräuer Hoch Alm . . . . .	178
Nr.12 Erosionsgebiet nordwestlich der Steinbach Alm . . . . .	180
Nr.13 Talzus Schub westlich des Hirsch Kopf Nord-Grates . . . . .	183
Nr.14 Translationsrutschung östlich der Jagdhütte Kote 1370 m . . . . .	190
Nr.15 Zerrüttete Felswände am Hirsch Kopf . . . . .	193
Nr.16 Talzus Schub im Bereich der Mittleren Wangler Alm . . . . .	196
8. KLEINERE HANGBEWEGUNGEN . . . . .	200
9. ZUSAMMENFASSUNG (des zweiten Teiles von p. 114 - 205) . . . . .	202
10. LITERATURVERZEICHNIS (des zweiten Teiles von p.114 - 205)	206

BEILAGEN

- Nr.1. Karte der Massenbewegungen des südlichen Wolfbachtals (Maßstab 1 : 10.000)
- Nr.2 Geologische Karte des südlichen Wolfbachtals (Maßstab 1 : 10.000)
- Nr.3 Karte der Probenpunkte (Maßstab 1 : 25.000)
- Nr.4 Profilschnitte durch das Arbeitsgebiet

## ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit ist in zwei Hauptabschnitte untergliedert, wobei sich der erste mit einer geologischen Neuaufnahme des südlichen Teiles des Wolfbachtals (südlich von Taxenbach/Pinzgau) und seiner Umrahmung beschäftigt. Das gesamte Arbeitsgebiet liegt innerhalb der in Fuscher Fazies ausgebildeten jungen Schieferhülle der Hohen Tauern. Die Gesteine bestehen im wesentlichen aus der eugeosynklinalen Abfolge der Bündnerschiefer-Serie, in die verschiedene basische und ultrabasische Gesteinskörper (Ophiolithe) eingelagert sind. Diese Grüngesteinszüge wurden petrologisch und chemisch an ausgewählten Proben untersucht. Neben lichtoptischen kamen auch röntgenographische und naßchemische sowie Methoden mittels Elektronenstrahlmikrosonde zur Anwendung. Die Chemismen der Gesamtgesteinsanalysen an den Grüngesteinen weisen sowohl Affinitäten mit tholeiitischen (eher im Süden des Arbeitsgebietes) als auch mit alkalischen Basalten (vorwiegend im Nordteil) auf. Das Auftreten von Biotit in Metabasiten sowohl im Nordteil als auch im Südschnitt des Arbeitsgebietes wurde erstmals beschrieben. Neugebildete aktinolithische Amphibole erwiesen sich als weitverbreitet. In den Metasedimenten wurden häufig frisch gesproßte Paragonite und mixed-layer Paragonit/Phengit als alpidische, metamorphe Neubildungen nachgewiesen. An ausgewählten Metapeliten wurden 40 Messungen der Illit-Kristallinität (Index nach B.KUBLER, 1967) an Kornfraktionen  $< 2 \mu\text{m}$  durchgeführt. Der Mittelwert der Meßwerte liegt bei 3.2, die Streubreite zwischen 3.8 und 2.5 innerhalb der Standardabweichung. In den metamorphen Serpentinrandgesteinen konnte frisch gesproßter Talk beschrieben werden. Die vorliegenden Daten führten zur Einstufung des Grades der Metamorphose in die niedrig temperierte Grünschieferfazies (low-grade metamorphism nach H.G.F.WINKLER, 1979).

Inkalkreichen Metapeliten, den tafelig ausgebildeten Kalkphylliten des Drei Brüder - Bau Kogel - Zuges wurden bei gemeinsamen Begehungen mit J.J.SÄGMÜLLER in dessen Vorarbeitsgebiet Fossilien gefunden, wobei ein relativ gut erhaltener *Lamellaptychus cf. rectecostatus* (PET.) eine Einstufung dieser Metasedimente in den oberen Jura ermöglichte.

Die Lagerung der wesentlichen Gesteinszüge im Arbeitsgebiet ist einheitlich ausgebildet; es überwiegt ein Einfallen parallel zur Hauptschieferungsebene mittelsteil bis steil in Richtungen zwischen Nordwesten und Nordosten. Die Faltenachsen und Lineationen auf den s-Flächen zeigen im gesamten Arbeitsgebiet ein flaches bis mittelsteiles Einfallen in westliche Richtungen.

Der zweite Hauptabschnitt der vorliegenden Arbeit beschäftigt sich mit den im Wolfbachtal sehr häufig auftretenden Massenbewegungen. Etwa 20% des Arbeitsgebietes zeigen Erscheinungsformen solcher z.T. noch aktiven, vielfach aber schon zur Ruhe gekommenen Hangbewegungen. Die rezenten Bewegungszustände dieser Hangbereiche wurden mittels geophysikalischer, geodätischer sowie geologischer Methoden erfaßt und eine Karte der Massenbewegungen im Maßstab 1 : 10.000 wurde erstellt.

## 1. VORWORT

Im Herbst 1977 hat mich Prof.Dr. G.FRASL mit der Aufgabe betraut, einen Teilbereich der penninischen Schieferhülle der Hohen Tauern, das südliche Wolfbachtal und Teile seiner Umrahmung im Maßstab 1 : 10.000 geologisch zu kartieren und neu zu bearbeiten. Der Problemkreis, der mir dabei aufgezeigt worden war, erwies sich als sehr vielfältig. Es traten sowohl Fragestellungen auf, die Petrographie und Metamorphose betreffen, als auch solche, die zur Angewandten Geologie gehören. Ich danke Prof.Dr. G.FRASL für sein stetes Interesse an der vorliegenden Arbeit, ebenso für viele Anregungen und Hinweise. Für die Förderung dieser Arbeit durch viele Ratschläge in Labor und Gelände danke ich Prof.Dr. V. HÖCK. Frau Prof.Dr. E.KIRCHNER unterstützte diese Arbeit in dankenswerter Weise durch stete Hilfe im Röntgenlabor und viele fruchtbare Diskussionen. Doz.Dr. J.-M. SCHRAMM danke ich für seine freundschaftliche Hilfe, die durch Ratschläge und Anregungen besonders auch im Zusammenhang mit der Präparation und der Messung der Illit-Kristallinität an sedimentierten Schlammproben und die Überlassung der notwendigen Standards für die vorliegende Arbeit sehr förderlich war. Prof.Dr. G.TICHY gilt mein Dank für die Bestimmung der von J.SÄGMÜLLER und mir gefundenen Fossilien, Dr. W.VETTERS für die Unterstützung beim Mikroskopieren.

Vizedir. Hofrat Prof.Dr. T.E.GATTINGER und Dr. G.SCHÄFFER, Geologische Bundesanstalt Wien, danke ich herzlich sowohl für die finanzielle Unterstützung meiner Geländearbeiten durch das Geodynamik Projekt in den Jahren 1978, 1979 und 1980, als auch für die intensive Betreuung anlässlich gemeinsamer Begehungen und Diskussionen sowie der verschiedenen, zeitaufwendigen Meßarbeiten. Dipl.Ing. B.VECER, GBA Wien, leitete freundlicherweise die geoelektrischen Messungen und war bei der Auswertung behilflich.

Meinen Studienkollegen, vor allem Frau Mag.Dr. G.ANDORFER, D.BECHTOLD, Ing.M.BERNROIDER, Dr.A.DIMOULAS und J.SÄGMÜLLER danke ich für die zahllosen Diskussionen und Ratschläge, sowie für die häufige Unterstützung bei den Meßarbeiten im Gelände.

Besonderer Dank gilt schließlich meinen Eltern, die durch ihre wohlwollende Unterstützung mein Studium ermöglicht haben.

## 2. AUFGABENSTELLUNG

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, das vorgegebene Arbeitsgebiet möglichst umfassend mit Hilfe der verschiedensten geowissenschaftlichen Methoden zu bearbeiten und darzustellen.

- + Erster Schwerpunkt war die Erstellung einer geologischen Karte im Maßstab 1 : 10.000 . Prof.Dr.G.FRASL stellte freundlicherweise eine von ihm angefertigte, unveröffentlichte Manuskriptkarte im Maßstab 1 : 25.000, die Teile des Arbeitsgebietes bedeckte, zur Verfügung.
- + Das häufige Auftreten von labilen Hängen und vielfältigen, z.T. großflächigen Massenbewegungen gab den Ausschlag für eine gezielte geotechnische Bearbeitung. Es wurde eine Karte der Massenbewegungen im Maßstab 1 : 10.000 erstellt, die größeren Massenbewegungen wurden umfassend beschrieben; es wurde versucht, ihren Bewegungszustand zu erfassen. Diese Bearbeitung wurde mit kräftiger Unterstützung durch die Geologischen Bundesanstalt, Wien, durchgeführt und stellt ein eigenes Hauptkapitel der vorliegenden Arbeit dar.
- + Insbesondere die verschiedenen im Arbeitsgebiet auftretenden Grüngesteine (Metabasite) sollten näher untersucht werden. Vor allem im Lichte der jungen plattentektonischen Modellvorstellungen und der zahlreichen analytischen Daten aus den benachbarten Gebieten wurde diesem Themenkreis ein breiter Raum gewidmet.
- + Im Vordergrund stand auch die Erfassung des Metamorphosegrades, den die Grüngesteine und Metapelite im Laufe ihrer Entwicklung erlebt haben. Das Auftreten von fazieskritischen Mineralphasen wie Paragonit, Stilpnomelan oder Biotit wurde dabei besonders beachtet.

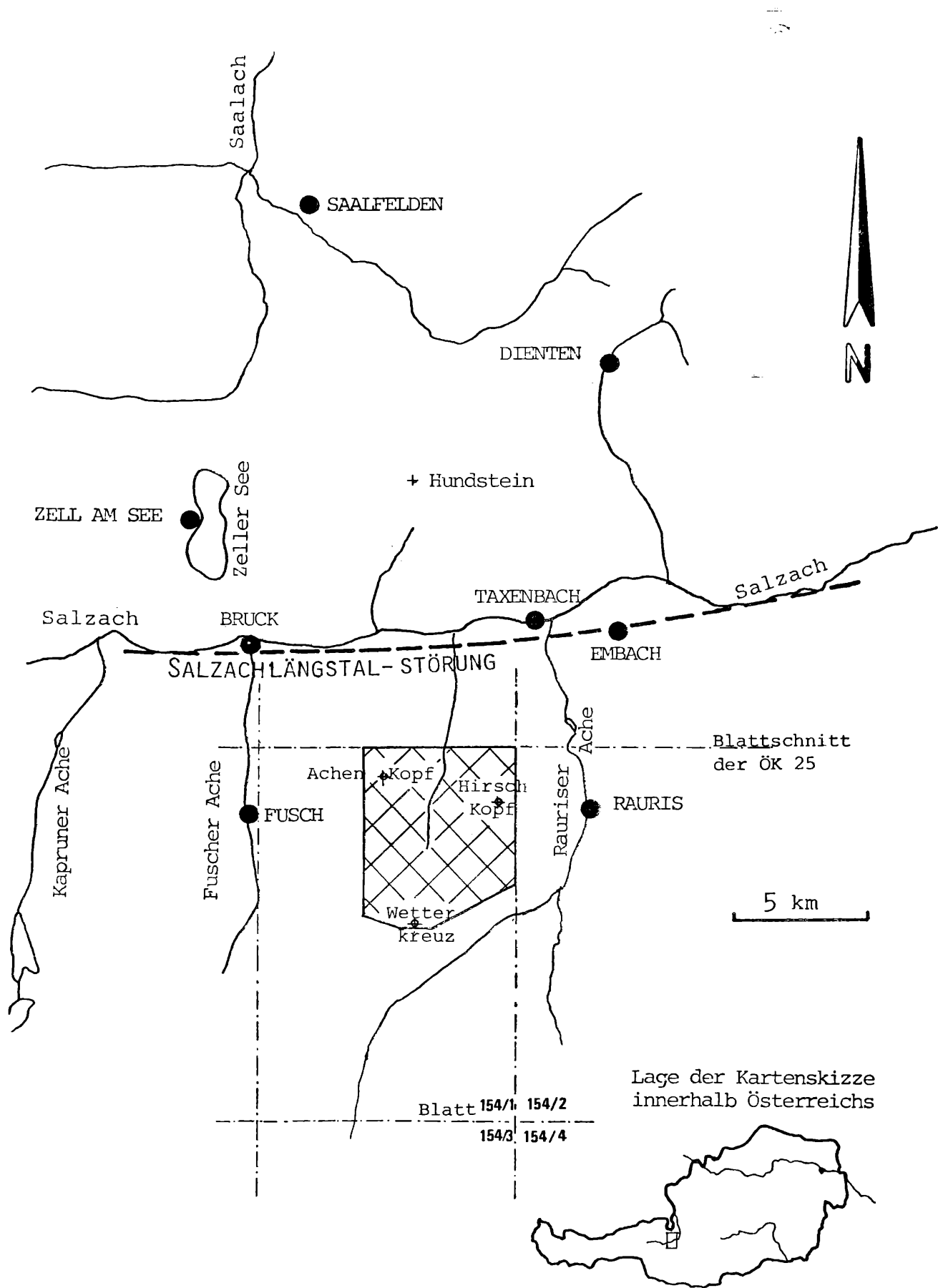


Abb. 1a: Lage des Arbeitsgebietes



### 3. TOPOGRAPHIE

#### 3.1. Die topographische Lage:

Das etwa 32 km<sup>2</sup> große Arbeitsgebiet liegt im Unterpinzgau (Bundesland Salzburg) südlich des Salzach-Längstales zwischen dem Fuscher Tal im Westen und dem Rauristal im Osten am Nordrand der Hohen Tauern. Es befindet sich zur Gänze auf Blatt 154, Rauris, der Österreichischen Karte 1 : 50.000 (ÖK 50). Es umfaßt das Nord-Süd gerichtete Wolfbachtal oberhalb einer Seehöhe von etwa 1200 m mit den beiden im Osten und Westen verlaufenden Nord-Süd gerichteten Graten und die höher gelegenen Hangbereiche der von diesen Graten in die Nachbartäler fallenden Flanken.

Die Begrenzung nach Norden liegt im Blattschnitt der Blätter 124, Saalfelden, und 154, Rauris. Dies ist die Linie, die im Osten etwa 200 m nördlich des Roß Kopfes beginnt und an der Oberen Wangler Alm und der Oberhaus Grund Alm vorbei in westlicher Richtung auf die Kote 1575 m im Schaidmoosgraben zuläuft. Die östliche Begrenzung des Arbeitsgebietes bildet die Linie Roß Kopf - Steinbach Alm - Seidlwinkl (sie entspricht dem östlichen Blattschnitt des Blattes 154/1, Bad Fusch, der ÖK 25). Im Süden endet das Gebiet im Bereich des Wetterkreuzes, welches zwischen der Kote 2234 m und der Kote 2250 m am Grat südlich der Reißrach Kopfes steht. Im Westen schließlich bildet eine Linie, die im Weixelbachtal auf etwa 1500 m Seehöhe beginnt und von dort in nördlicher Richtung an der Lohninger Alm vorbei durch das Sulzbachtal östlich des Breit Kopfes (einer der Drei Brüder) auf die Kote 1575 m im Schaidmoosgraben hinzieht (siehe auch Abb. 1a).

#### 3.2. Morphologie:

Das Tal des Wolfbaches ist eines der kleineren Täler des Tauernnordrandes. Die Morphologie des Bereiches rund um das Wolfbachtal ist wesentlich geprägt durch die unterschiedlichen Festigkeitseigenschaften der einzelnen Gesteinsvorkommen, die glaziale Formgebung (i.W. V-Talbildung) sowie die postglaziale Überformung (Abtragung und Massenbewegungen wie Talzus Schub etc.).

Nördliche Kalkalpen  
Grauwackenzone

Arbeitsgebiet  
Wolfbachtal:  
Junge  
Schiefer-  
hülle der  
Hohen Tauern



Abb. 1 b: Blick vom Südrand des Arbeitsgebietes (vom Grat zwischen der Breiteben Scharte und dem Breiteben Kopf in nördlicher Richtung auf das Wolfbachtal (untere Bildhälfte), die Grauwackenzone und die Nördlichen Kalkalpen (am Horizont befindet sich der Südrand der Nördlichen Kalkalpen mit dem Kamm zwischen Großem Hundstod und Hochkönig). Die Berge der Grauwackenzone ("Grasberge") weisen ähnliche morphologische Formen auf wie das Arbeitsgebiet in der penninischen, jungen Schieferhülle im Vordergrund der Abbildung.

Zwischen dem Nordrand des bearbeiteten Raumes und der Mündung des Wolfbaches in seinen Vorfluter, die Salzach, hat das Wolfbachtal einen deutlich V-förmigen Querschnitt. Südlich der Unteren Wangler Alm (Blatt 124, Saalfelden) nahe am Blattschnitt der Blätter ÖK 124/154 öffnet sich das Tal in einen wenige Hundert Meter breiten, sanft geneigten Talboden. Einen Kilometer weiter südlich befindet sich eine markante Stufe im Verlauf des Tales, bei der das Talniveau von 1240 m auf ca. 1340 m Seehöhe ansteigt. In diesem Abschnitt hat sich der Wolfbach z.T. einige Zehnermeter tief in quartäres Lockermaterial eingegraben. Südlich der Talstufe entwickelt der sich wieder öffnende Talboden mit etwa fünfhundert Metern die maximale Breite. Das Gefälle des Wolfbaches ist hier so gering, daß er in zahlreichen Schlingen über den anmoorigen Talboden mäandriert. Das sehr geringe Gefälle des Talbodens zwischen der Jagdhütte Kote 1370 m und der Kote 1421 m deutet auf eine mögliche Verlandung eines spät- bis postglazialen kleinen Sees in diesem Bereich hin.

Etwa ab der Kote 1421 m nach Süden verläuft das Gerinne in einer zum Ursprung des Wolfbaches immer tiefer eingegrabenen Erosionsrinne und das Tal schließt sich halbkreisförmig. Zwischen der Nordgrenze des aufgenommenen Gebietes und dem Tal-schluß des Wolfbachtals zeigt das Querprofil des Wolfbachtals eher U-förmige Querschnitte, die die Folge der glazialen Eintiefung und Ausräumung sind. Die Fußbereiche der Hänge sind jedoch abhängig von den Materialeigenschaften der anstehenden Gesteine (Verwitterungsfestigkeit, Glimmergehalt, Klüftung) an einigen Stellen in Richtung Talmitte gekrochen, sodaß einige Hangabschnitte in ihren alleruntersten Bereichen konvexe Profile aufweisen. Häufig bilden die von den Nord-Süd verlaufenden Graten beiderseits des Wolfbachtals kommenden Bäche Schwemmkegel, die im Bereich der erwähnten Talstufe, die unweit südlich der Oberhaus Grund Alm liegt, auch bedeutende Größe erreichen können.

Die Hangformen sind großteils geprägt vom Gesteinsbestand.

Im Arbeitsgebiet haben die phyllitischen Gesteine, besonders die Rauriser Phyllite, flächenmäßig den größten Anteil. Dadurch treten schroffe Formen wie Felswände wenig in Erscheinung und es überwiegen eher rundliche, bucklige Geländeformen. Nur in den Gratbereichen trifft man auch bei ihnen auf kleinere Felswände. Die Kalkphyllite und quarzitischen Phyllite (bei ihnen wirkt sich der phyllitische Habitus nicht so stark auf die Verwitterungsfreudigkeit aus), besonders aber die Grüngesteine neigen hingegen zu Wandbildung. So läßt sich schon bei der Betrachtung der Morphologie der geologische Aufbau des Arbeitsgebietes in den Grundzügen erkennen. Da der regionale geologische Bauplan ein relativ gleichmäßiges Ost-West Streichen aufweist, liegen an den beiden Nord-Süd verlaufenden Graten die markanteren Gipfel, die entweder aus Kalkphylliten, Quarziten oder aus Grüngesteinen aufgebaut werden, einander gegenüber. Kalkphyllite und z.T. quarzreiche Rauriser Phyllite bauen den höchsten Gipfel im Arbeitsgebiet auf, den 2260 m hohen Achen Kopf. Ihm gegenüber liegt am östlich vom Wolfbachtal gelegenen Grat der Bau Kogel mit 2224 m Seehöhe. Der nächste weiter im Süden gelegene Gesteinszug, der durch eine relative Verwitterungsresistenz hervortritt, ist der Kalkphyllitzug, der die Schreckalps Höhe und den Hirsch Kopf aufbaut. Der Gratbereich um die Schreckalps Höhe ist durch Bergzerreißung gekennzeichnet, die Felswände des Hirsch Kopfes zeigen sich von tiefreichenden, geöffneten Klüften durchzogen. Südlich dieses Kalkphyllitzuges wird die Form der Grate und Hänge wieder "ruhiger" und eher rundliche Formen herrschen vor, die für die dort liegenden Rauriser Phyllite typisch sind. Ein einige Hundert Meter mächtiger Grüngesteinszug, der vielfach wandbildend das Arbeitsgebiet mit Ost-West-Streichen durchzieht, tritt am Grat zwischen Sulzbach- und Wolfbachtal nördlich der Kote 2187 m und am Grat zwischen Wolfbachtal und Rauristal nördlich der Schwarzwand besonders in Erscheinung. Südlich anschließend folgt ihm ein ähnlich mächtiges Paket von Kalkphylliten, dem die Felswände des Tristenwand Kopfes und Teile des Schwarzwandgebietes angehören. Im Bereich dieser verwitterungsresistenteren Gesteine (gegenüber den Rauriser Phylliten) ist das glazial geformte U-förmige Profil des

Wolfbachtals noch weitgehend erhalten. In den dazwischen liegenden Gebieten mit weicheren Rauriser Phylliten sind die Hänge in ihren Fußbereichen vielfach glazial unterschnitten worden, dadurch neigen große Hangabschnitte zu (Massen-) Ausgleichsbewegungen und Talzuschub. Besonders deutlich werden diese Phänomene im halbkreisförmigen Talschluß des Wolfbachtals, wo ein ca. 2,7 Quadratkilometer großes Areal instabil ist, also eine Großhangbewegung vorliegt. Dort wird der Zusammenhang zwischen Hangstabilität und Gesteinsbestand verständlich, kommen doch außer einigen, maximal Meter- bis Zehnermeter-großen, zumeist isolierten Linsen von Grüngesteinen nur blättrige, dunkle Rauriser Phyllite vor, die z.T. vollkommen entfestigt sind und somit den Verwitterungseinwirkungen wesentlich weniger Widerstand entgegensetzen können als massige Felsgesteine.

#### 4. ARBEITSMETHODEN

##### 4.1. Kartenunterlage und Kartierung:

Als Unterlage für die geologische und die geotechnische Kartierung diente das Kartenblatt 154, Rauris, der ÖK 50, (1 : 50.000), herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien. Es wurde photographisch auf den Kartierungsmaßstab 1 : 10.000 vergrößert<sup>+</sup>. Zur Kontrolle der Lokalnamen wurde auch das nicht nachgeführte Blatt 154/1, Bad Fusch der ÖK 1 : 25.000 herangezogen. Die Seehöhen wurden bei der Geländearbeit mit einem THOMMEN-Höhenmesser ermittelt. Alle tektonischen Raumdaten wurden mittels eines zweikreisigen Geologenkompasses nach CLAR gemessen.

##### 4.2. Luftbildunterlagen und Luftbilddauswertung:

Zur Luftbilddauswertung wurden die Luftbilder Nr. 8719, 8720, 8721, 8722, 8872, 8873, 8874, 8875, 8876, 8899, 8900 und 8901 Operat: Rev.ÖK 151 - 154, Bildweite 21 x 21 cm, Bildmaßstab 1 : 9.000 bis 1 : 23.000, Flugmonate September und Oktober, aufgenommen durch das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen im Jahr 1962, verwendet. Die Auswertung der Luftbilder und die Übertragung der Informationen in die Karte wurde an einem Bausch & Lomb Ortho-Zoom-Transferscope der Geologischen Bundesanstalt in Wien durchgeführt. Die Luftbilddauswertung diente neben einer ersten Orientierung vor allem der Erkennung geologischer und morphologischer Strukturen besonders im Zusammenhang mit den zahlreichen Massenbewegungen. Sie erfolgte vor der Geländeaufnahme. Dadurch konnte bei der Geländearbeit das Ergebnis der Luftbilddauswertung überprüft, wo nötig korrigiert und schließlich bewertet und näher interpretiert werden. Dieser Arbeitsablauf hat sich als wesentlicher Beitrag für die Erfassung geologischer und geomorphologischer Groß- und Kleinformen erwiesen. Die Luftbilddbearbeitung und -übertragung ermöglichte es, auch kleinste Strukturen lagerichtig in die Karte, die vor allem im Bereich der Großhangbewegung im Talschluß des Wolfbachtals große Fehler aufwies und nur als relativ grobe Orientierungshilfe verwendet werden konnte, einzuzeichnen.

<sup>+</sup> Die Vergrößerung der Kartenunterlage wurde dankenswerterweise durch Herrn H.HASSFURTHER, Salzburg, durchgeführt, der mich auch bei den übrigen Dunkelkammerarbeiten kräftig unterstützt hat.

#### 4.3. Mineralogische und chemische Methoden:

Insgesamt wurden im Arbeitsgebiet und seiner Umrahmung etwa 170 Gesteinsproben genommen. Von 60 ausgewählten Proben wurden Gesteinsdünnschliffe hergestellt, die zur lichtoptischen Untersuchung des Mineralbestandes der Paragenesen und der Gefüge dienten.

Zur näheren Untersuchung des mitunter submikroskopisch feinen Mineralbestandes wurden die meisten der 170 Proben für die Röntgendiffraktometer-Analyse aufbereitet. Die gereinigten Proben wurden zuerst im Backenbrecher gebrochen, danach mit einer Labor-Schwingscheibenmühle ca. 20 - 30 sek (je nach Material, bis mit den Fingerspitzen keine Körnung mehr feststellbar war) gemahlen. Das Pulver der Gesamtgesteine wurde in Messing-Objektträger gepreßt und mit einem SIEMENS-Röntgendiffraktometer bei folgender Geräteeinstellung untersucht: Cu-Röhre, 35kV, 20mA, Ni-Filter. Wenn es notwendig und sinnvoll erschien, wurde das Gesteinspulver naß gesiebt, getrocknet und die Fraktion 0.020 mm bis 0.063 mm mit dem Magnetscheider (FRANTZ MAGNETIC SEPERATOR) in einzelne Mineralfraktionen getrennt. Diese wurden danach nochmals mit dem Röntgendiffraktometer analysiert.

Von 30 Gesteinsproben, vorwiegend Metapeliten wurden neben der oben aufgezeigten Aufbereitung auch Korngrößenfraktionen kleiner als 2 µm durch Aufschlännen im Atterbergzylinder gewonnen. Diese Feinfraktionen wurden auf Glas-Objektträger sedimentiert und luftgetrocknet. Der Gehalt an Phyllosilikaten wurde an diesen Präparaten qualitativ und semiquantitativ ermittelt, ebenso wurden die Illit-Kristallinitätswerte gemessen. Als Vergleichsstandards für diese Messungen dienten zwei angeschliffene Dachschieferplättchen aus dem Keuper der Glarner Alpen (Schweiz), die an Proben von B. KUBLER vorher geeicht worden waren. Prof.Dr.Martin FREY (Basel) hat diese Standards freundlicherweise Doz.Dr.J.-M.SCHRAMM zur Verfügung gestellt.

An einem pyroxenführenden Metabasit (Probe K82/78) wurden Mineralchemismen mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde (im

folgenden mit ESMS bezeichnet) analysiert. Untersucht wurden reliktsche Klinopyroxene, Amphibole, Biotite und Chlorite. Die Verrechnung der ESMS-Analysendaten erfolgte mittels der von J.W.COLBY (1969) und BENCE & ALBEE (1968) veröffentlichten Korrekturfaktoren bzw. -programmen am Rechenzentrum der Universität Salzburg.

An neun Proben, 8 Grüngesteinen und einem Serpentin-Randgestein, wurde der Gesamtgesteinschemismus mittels Röntgenfluoreszenzanalysen (Si, Al, Fe, Mg, Na, K, Ti, P, Cr, Mn und Zr) untersucht, die Si-Analysen wurden mit dem Spektralphotometer und die Na-Analysen durch Neutronenaktivierungsanalysen<sup>+</sup> kontrolliert. Die Präparation wurde nach folgendem Schema durchgeführt: Als erstes wurden an der Diamantsäge mm-dünne Gesteinsplättchen von frischem Probenmaterial hergestellt, d.h. die chemisch eventuell veränderte Verwitterungsrinde wurde entfernt. Diese Plättchen wurden zerbrochen und im Widia-Einsatz der Labor-Schwingscheibenmühle 2 Minuten lang gemahlen. Nach 24-stündiger Trocknung im Trockenschrank wurden 400 mg Probe und 2000 mg Schmelzmittel (Spectroflux bzw. Spectromelt von MERCK) eingewogen. Nach der Homogenisierung wurde die eingewogene Pulvermenge bei 1100°C 5 Minuten lang geschmolzen und zu Glasplättchen mit 3 cm Durchmesser gepreßt. Als Standards dienten in gleicher Weise hergestellte Glastabletten der internationalen geochemischen Gesteinsstandards BCR-1, BR, BHVO, AGV-1, GA, UB-N, DTS-1 und PCC. Die gemessenen Impulsraten wurden mit Hilfe des Korrekturprogrammes SUPERBE und dem Verfahren nach H.NORRISH und J.T.HUTTON (1969) verrechnet bzw. in Konzentrationen umgerechnet.

+ Am Atominstytut der Österreichischen Hochschulen in Wien wurden instrumentelle Neutronenaktivierungsanalysen auf Seltenerd-Elemente an insgesamt 14 Gesteinsproben durchgeführt. Alle Analysendaten mit Ausnahme der Na-Konzentrationen sind infolge eines Defektes der Rechenanlage des Atominstüttes vor der Korrekturverrechnung leider vernichtet worden. Doz.Dr.F.GRASS und Doz.Dr.F.BUCATELA sei für die freundliche Aufnahme an ihrem Institut an dieser Stelle herzlich gedankt.



## 5. ÜBERSICHT DER ERFORSCHUNGSGESCHICHTE

Während bis zur ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts über den mittleren und den östlichen Abschnitt der Hohen Tauern lediglich "geognostische" Reise- und Lokalbeschreibungen verfaßt worden waren, sind erste geologische Spezialkartierungen von LIPOLD und PETERS im Maßstab 1 : 75.000 im Jahre 1853 in einer Manuskriptkarte zusammengefaßt worden. STUR, PETERS und LIPOLD (1854) zeichnen erste Profile durch die zentralen Hohen Tauern. Dabei wird bereits zwischen Z e n t r a l g n e i s m a s s e n und einer S c h i e f e r h ü l l e unterschieden. Die "Kalkglimmerschiefer-Gruppe" wird als jüngeres Paläozoikum angesehen, braune Kalkphyllite aus der Schieferhülle werden bereits in das Mesozoikum gestellt.

Hingegen sehen DIENER und UHLIG (1903) die gesamte Schieferhülle der Hohen Tauern als paläozoische Schichtfolge an. Sie gliedern diese in eine untere s i l i k a t r e i c h e und eine obere k a r b o n a t r e i c h e S e r i e. Bis in diese Zeit wurden die Hohen Tauern allgemein als a\_u\_t\_o\_c\_h\_t\_o\_n angesehen.

Die große Wende brachte P. TERMIER (1903), er war der erste, der sich deutlich für den D e c k e n b a u in den Ostalpen und die F e n s t e r n a t u r der Hohen Tauern aussprach. Er stellte die Theorie auf, die Hohen Tauern seien ein tektonisches Fenster, in welchem die Gesteine der Schweizer Alpen, also der Westalpen wieder zum Vorschein kämen. Auf Grund lithologischer Vergleiche sprach er sich für ein m e s o z o i s c h e s Alter der Gesteine der oberen Schieferhülle der Hohen Tauern aus.

Ohne stratigraphische Aussagen zu machen, bearbeitete M. STARK (1912) die Petrographie besonders der Grüngesteinszüge der östlichen Hohen Tauern. Die Beobachtung der Wiederholung verschiedener lithologischer Einheiten veranlaßte ihn zur Einteilung einiger Decken. Es sind dies vom Liegenden zum Hangenden (im Bereich des Großarltales) :

- + Die Glimmerschiefer - Marmor-Decke, sie liegt über den Zentralgneismassen.
- + Die Decke der Kalkglimmerschiefer-Serie mit Quarziten und Serizitschiefern an der Basis und mit Einschaltungen von Grünschiefern und Serpentin in den Kalkglimmerschiefern und -phylliten.
- + Die Serie aus Quarziten, Serizitschiefern, Porphyroiden, Grünschiefern und Klammkalken bzw. -schiefern.
- + Die vierte und hangendste Einheit besteht aus Quarziten, Serizitschiefern, seltener Grünschiefern, einigen Kalken und Dolomiten, oft auch verwalkten Breccien und der Pyrit-schiefer-Gruppe.

L.KOBER (1922) gelangte in seinem Bericht "Über Bau und Entstehung der Ostalpen" zu einem ähnlichen Bild wie schon vorher M.STARK. Er unterscheidet im Liegenden die "Zentralgneisdecken", darüber die "Kalkphyllitdecken", die "Radstätter- oder Klamm-Decken" und schließlich als Hangendstes die "zwei-geteilte Ostalpine Decke".

R.STAUB (1924) beschrieb in seinem Werk "Bau der Alpen" eine stratigraphische Gliederung der Schieferhülle der Hohen Tauern, die im wesentlichen durch Vergleiche mit dem Pennin der Westalpen, welches damals bedeutend besser studiert war, zustande gekommen war. Er gliederte in:

- a) Penninischer Flysch (als jüngste Bildung)
- b) Bündnerschiefer-Ophiolithserie mit Liasbreccien, jünger als Trias
- c) Kalkig-dolomitische Trias
- d) Tafelige Quarzite an der Basis der Trias
- e) Karbonhorizont, dies sind gering metamorphe Graphitquarzite und -schiefer, Sandsteine und Arkosen
- f) Casannaschieferserie, dies sind quarzitisches Schiefer und Glimmerschiefer
- g) Tiefere, stark metamorphe Schichtserien (als älteste Bildung);

R.STAUB führte an, daß höherer Metamorphosegrad auch höheres Alter bedeuten würde.

Demgegenüber konnten H.P.CORNELIUS und E.CLAR (1939) nachweisen, daß einige von R.STAUB (1924) für "ein höheres Alter" typische Mineral-Paragenesen auch "jünger", also alpidisch ge-

bildet werden konnten. Die geologische und petrographische Bearbeitung des Großglockner-Gebietes durch diese beiden Autoren war absolut richtungsweisend. Sie erstellten eine genaue geologische Karte und eine monographische Gesteinsbeschreibung, die bis heute ihre musterhafte Gültigkeit in keiner Weise verloren haben. Es muß jedoch angeführt werden, daß die stratigraphischen Überlegungen in ihrer Monographie nicht mehr gänzlich dem heutigen Wissensstand entsprechen, zumal sie auch die Massen der kalkarmen Bündnerschiefer unter dem Namen "Dunkle Phyllite" oder auch "Fuscher Phyllite" sowie die verschiedenen Grüngesteine in das Paläozoikum einstuften.

A.HOTTINGER, der in den Jahren 1931 bis 1935 jenen Bereich der östlichen Hohen Tauern, welcher zwischen dem Salzachtal und dem Sonnblick-Hocharn-Gebiet liegt, untersucht hat, lehnte sich in der von ihm erstellten Deckengliederung eng an die Vorstellung R.STAUBs an. Die tektonische Gliederung nach A.HOTTINGER (1935) sah folgende Einheiten vor:

- 1) Die Glockner-Decke (Pennin)
  - a) Die Sonnblick-Decke
  - b) Die Modereck-Decke
  - c) Die Glockner-Schuppen
  - d) Die Matreier-Schuppen
- 2) Die Radstätter-Decken (Grisoniden, heute Unterostalpin)
- 3) Die Pinzgauer Quarzphyllite (Oberostalpin)

Seine stratigraphischen Vorstellungen entsprachen im wesentlichen dem bereits aufgeführten Schema nach R.STAUB (1924). Das in der vorliegenden Arbeit beschriebene Gebiet des Wolfbachtals und seiner Umgebung fällt mit A.HOTTINGERS "Nördlicher Matreier Zone" zusammen, die als nördlicher Gegenflügel zur Matreier Zone im heute gebräuchlichen Sinn zu verstehen ist. Für diesen Bereich erstellte er das folgende Standard-Profil:

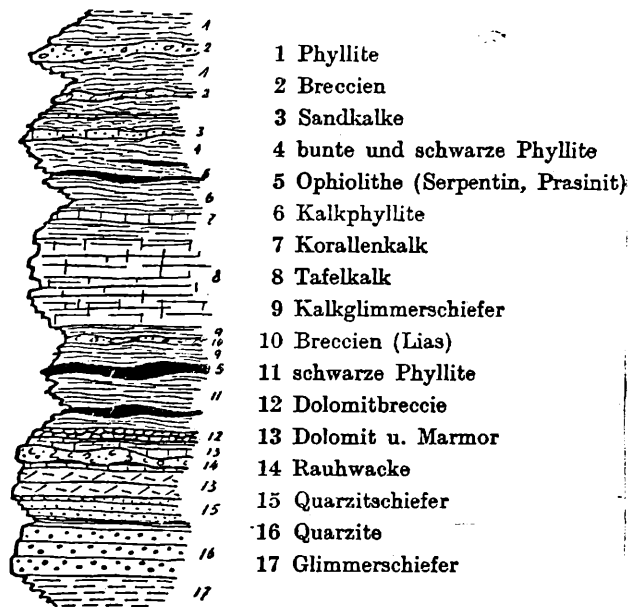


Abb. 2:  
Stratigraphisches  
Standard-Profil für  
das hiesige Arbeits-  
gebiet nach A.  
A.HOTTINGER (1935).

E.BRAUMÜLLER (1939) hat in seiner Arbeit "Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und dem Rauristal" die von H.P.CORNELIUS und E.CLAR (1939) für den westlich anschließenden Bereich der Hohen Tauern entwickelte tektonische und stratigraphische Ordnung weitgehend übernommen. Gemeinsam mit S.PREY (E.BRAUMÜLLER und S.PREY, 1943) kam er zu der Ansicht, daß sowohl die dunklen Phyllite der Fuscher Schieferhülle als auch die tektonisch und stratigraphisch diesen Phylliten gleichgesetzten (p.115, p.126ff, p.127 und p.129) dunklen Phyllite der Brennkogeldecke der unteren Schieferhülle angehören und vortriadisch, also paläozoisch sind. Die Kalkphyllite und die Grüngesteinszüge, die als mehrere hundert m mächtige Bänder in den Fuscher Phylliten eingelagert sind, wurden zur oberen Schieferhülle gezählt, die ihrerseits in das Mesozoikum gestellt wurde. Diese Erkenntnis war nach heutigem Wissenstand ein Rückschritt, denn A.HOTTINGER hatte aufgrund der bis in die Westalpen reichenden Übersicht seines Lehrers R.STAUB vorher schon jene zeitliche und räumliche Vorstellungen über die Bündnerschiefer gehabt, die den heutigen etwa entsprechen. E.BRAUMÜLLERs Idee war die einer sehr intensiven Verschuppung zwischen oberer und unterer Schieferhülle mit tektonischen "Spänen", "Deckschollen" und "Deckenstirnen". Am unmittelbaren Nordrand der Hohen Tauern schließlich grenzte er noch die aus Metapsammiten, Dolomiten und Quarziten aufgebaute "Sandstein-Breccien-

Abb. 3: (rechts)

Tektonische Übersichtskarte der mittleren Hohen Tauern nach E. BRAUMÜLLER und S. PREY (1943)

In der vorliegenden Arbeit untersuchtes Gebiet:

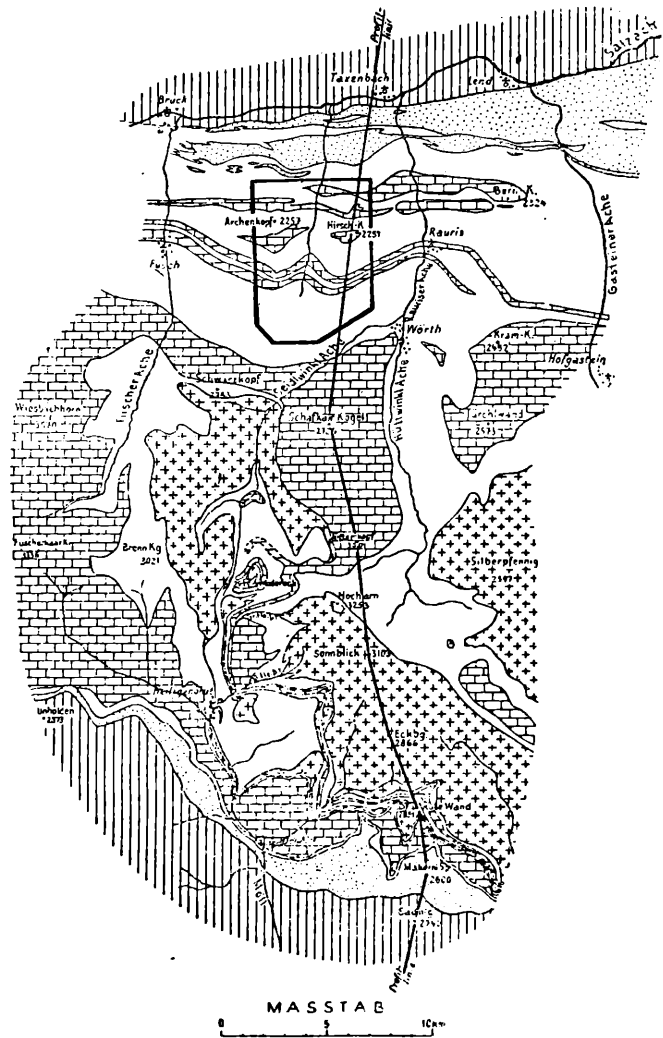
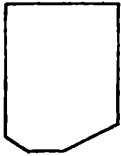
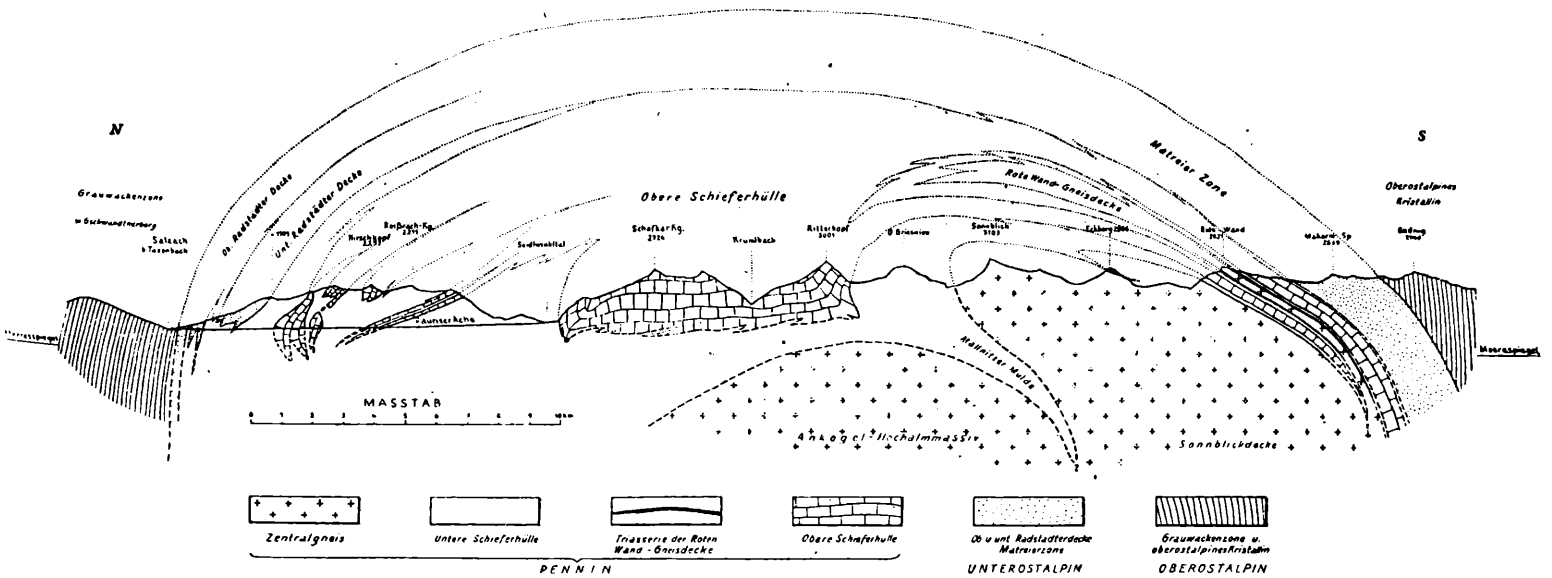


Abb. 4: (unten)

Tektonisches Profil durch die mittleren Hohen Tauern nach E. BRAUMÜLLER und S. PREY (1943). Die Lage der Profillinie ist in Abb. 3 eingezeichnet.



Tektonisches Profil durch die mittleren Hohen Tauern. Auf Grund eigener Aufnahmen und unter Benützung der Aufnahmen von A. HOTTINGER, L. KOBER, M. STARK und A. WINKLER entworfen von E. BRAUMÜLLER und S. PREY.

Decke" ab; sie wurde der unteren Radstätter Decke gleichgesetzt und die im Norden anschließenden Klammkalke wurden zur oberen Radstätter Decke gezählt, also auch dem Unterostalpin zugeordnet (siehe Abb. 3 und 4).

Wesentliche Beobachtungen und Neuerkenntnisse für die mittleren Hohen Tauern und somit für mein Arbeitsgebiet finden sich bei G.FRASL (1953, 1954, 1955 und vor allem 1958 ). 1954 berichtete er, daß auch er, wie übrigens schon A.HOTTINGER vorher nicht nur unter, sondern auch über der Seidlwinkltrias im wesentlichen eine mächtige Serie von Bündnerschiefern erkannte, und ich zitiere (1954, p.39-40): "Ich muß HOTTINGER auch recht geben, wenn er nicht nur unter der Seidlwinkltrias Bündnerschiefer kartierte, sondern auch darüber, in jenen tektonischen Einheiten, die CORNELIUS und CLAR zur gleichen Zeit in die "Brennkogeldecke", "Obere Schieferhülle" und "Nordrahmen-Zone" unterteilten. Alle diese Gesteinskörper bestehen auch meiner Ansicht nach - von geringmächtigen eingeschuppten Resten des triadischen und prätriadischen Untergrundes abgesehen - vorwiegend aus Bündnerschiefern: also auch die Schwarzphyllite der "Nordrahmenzone" (=Fuscher Phyllite von H.P.CORNELIUS) gehören dazu." G.FRASL trat also schon 1954 für eine im wesentlichen nach triadische Abfolge in diesem Raum ein, die sicherlich auch verschuppt ist. Er legte damit den Grundstein für eine wesentlich schlichtere Großtektonik, als es bis zu diesem Zeitpunkt die Lehrmeinung war, verbunden mit einer gewissen faziellen Differenzierung des Mesozoikums in den südlichen und den nördlichen Teilbereichen des Mittelabschnittes des Tauernfensters.

In aller Konsequenz dargestellt werden G.FRASLs grundlegende Gedanken in seiner "Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern" im Jahr 1958, die folgende tektonische und stratigraphische Gliederung beinhaltet:

- + Ältere, vormesozoische Serien:
  - A Altkristalline Gesteine
  - B Die "Habachserie"
- + Die jüngeren Serien:
  - C Die "Wustkogelserie" (? permisch-skythisch)
  - D Die Karbonatgesteine der Trias
  - E Die Bündnerschiefer-Serie (nachtriadisch)

Dieses Schema hat bis heute seine Gültigkeit behalten.

E.BRAUMÜLLER hat 1958 in einer geologisch-tektonischen Studie (E.BRAUMÜLLER & K.BISTRITSCHAN, 1958) die Vorstellung eines paläozoischen Alters der schwarzen Phyllite im Rauriser Gebiet (= Rauriser Phyllite nach G.FRASL, 1958) aufgrund der Beobachtung des allmählichen Überganges dieser Gesteine in Kalkphyllite in einem Stollenaufschluß aufgegeben, sodaß einem Abweichen von seiner Vorstellung der tektonischen Verzahnung und Verschuppung von "Unterer" und "Oberer Schieferhülle" bei Rauris (siehe Abb. 3 und 4) nichts mehr im Wege stand.

G.FRASL und W.FRANK nahmen 1966 eine genauere, faziell orientierte Gliederung der Bündnerschiefer-Serie in den Hohen Tauern vor. Sie unterschieden: die *B r e n n k o g e l f a z i e s*, die *G l o c k n e r f a z i e s* und schließlich die *F u s c h e r f a z i e s* der Bündnerschiefer-Serie. Es wurde angenommen, daß die Brennkogelfazies ursprünglich am weitesten im Norden und die Fuscherfazies am weitesten im Süden beheimatet war. Die Gesteine der dazwischen abgelagerten Glocknerfazies repräsentieren die Füllung des eigentlichen Geosynklinaltrog. Als Charakteristikum der Fuscherfazies der Bündnerschiefer-Serie wurde das Überwiegen der ursprünglich tonreichen über die kalkigen Sedimente und das vermehrte Auftreten von z.T. grobkörnigen Grüngesteinszügen, die noch Pyroxen- und Amphibolrelikte führen können, aufgezeigt. Ferner wurde in dieser Arbeit die Verschiedenheit der Gesteine der Schieferhülle eher durch ihre faziellen Unterschiede als durch einen komplizierten Deckenbau erklärt.

Seither wurden über das eigentliche Dissertationsgebiet keine umfassenden Arbeiten mehr veröffentlicht, doch betreffen großtektonische Studien und eine Vielzahl an Metamorphoseunter-

suchungen auch diesen Raum.

Die zeitliche Einstufung der wesentlichen tektonischen Ereignisse im Bereich des Tauernfensters ist von verschiedenen Autoren auch in jüngster Zeit nicht einheitlich vorgenommen worden. Für A.TOLLMANN (1975) vollzog sich der Zuschub des Tauernfensters, also die Überwältigung des penninischen Raumes durch die ostalpinen Decken schon im Vorcenoman in der sog. austrischen Phase, nach G.FRASL & W.FRANK (1966) sowie R.OBERHAUSER (1973) eher ab dem Campän bis in das Alttertiär in der intragosauischen Phase. In diesem Zusammenhang ist interessant, daß S.PREY (1975) einer älteren Vermutung entsprechend Metapsammite aus der ehemaligen "Sandstein-Breccien-Decke" (nach E.BRAUMÜLLER) näher beschreibt, die am Nordrand der penninischen Fuscher Schieferhülle unmittelbar nördlich meines Arbeitsgebietes vorkommen und dabei (wie schon vorher A.HOTTINGER entsprechend R.STAUB) deren große Ähnlichkeit mit dem Prättigau- und Oberhalbsteiner Flysch aus den Westalpen erwähnt, weshalb man : "unsere flyschartigen Serien als "penninischen Flysch" ansprechen könne". Er hält deswegen ein alttertiäres Alter für die Tauernüberschiebung für das wahrscheinlichste.

A.TOLLMANN (1975) sieht für die Hohen Tauern einen straffen Deckenbau verwirklicht, den er wie folgt einteilt:

Hangend:	Matreier Schuppendecke Glocknerdecke Modereckdecke Storzdecke (= Altes Dach Decke)
Liegend:	Zwei Zentralgneisdecken

Mein Arbeitsgebiet würde danach also wiederum zur Matreier bzw. Groöarler Schuppenzone gerechnet werden. Er schreibt dazu näher: " Als oberste, ganz in Schuppen, Späne und Gleitbretter zerrissene Fernschubmasse mit eigener penninischer Teilfazies ("Fuscher Fazies") stellt sich zwischen der Glocknerdecke im Liegenden und den unterostalpinen Radstätter Tauern im Hangenden zwischen Groöarl und Kaprun eine Zone ein, in der im schieferreichen Pennin bereits erste Späne von Unterostalpin eingeschuppt erscheinen". Danach würde das Baumaterial meines Arbeitsgebietes dem südlichsten Teil-trog des Penninkums entstammen.



Die jüngeren und jüngsten Konzepte bzw. Vorstellungen über die Baugeschichte der Ostalpen berücksichtigen fast alle die geotektonischen Erkenntnisse der Plattentektonik. So beschreibt V.J.DIETRICH (1976) ein plattentektonisches Modell für die alpidische Orogenese der Ostalpen, welches sich im wesentlichen auf die Vorkommen mesozoischer und tertiärer magmatischer und alpidisch metamorpher Gesteine in den Ostalpen stützt und hebt dabei folgende wesentliche Phasen hervor:

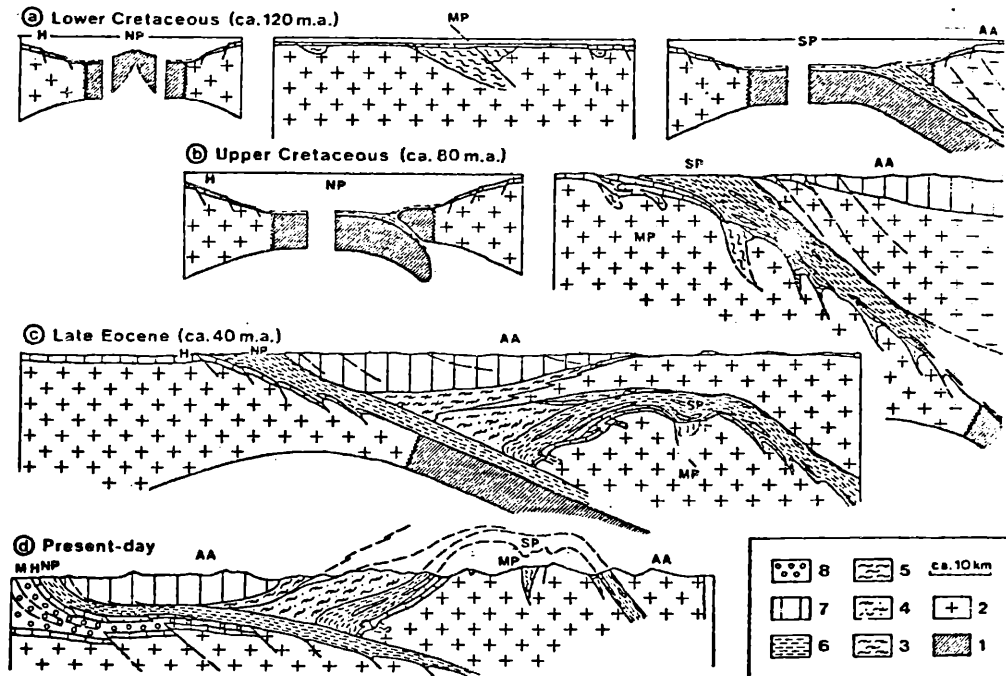
- |                           |   |
|---------------------------|---|
| + In der Trias:           | Ausbildung eines Flachmeeres, langsames Absinken des Untergrundes;  |
| + Im Dogger:              | Öffnung des penninischen Ozeans;  |
| + Malm bis Oberkreide:    | Maximalstadium des penninischen Ozeans;   |
| + Cenoman bis Eozän:      | Hauptsubduktionsphase;  |
| + Obereozän bis Oligozän: | Kollision der Kontinentalplatten, die ozeanische Kruste im penninischen Ozean ist vollständig verschwunden, der Bereich der Hohen Tauern beginnt sich zu heben; |

Die interne "Gleittektonik" meines Arbeitsgebietes würde also mit der Phase der Hauptsubduktion in die Zeit zwischen Cenoman und Eozän fallen, an welche sich die Aufwölbung der Hohen Tauern anschließt, die zum mittelsteilen bis steilen Nord-Fallen der s-Flächen und wahrscheinlich auch zur Prägung der flachen b-Achsen der Nordabdachung der Hohen Tauern geführt hat.

W.FRISCH (1978) stellte ein modifizierteres plattentektonisches Modell für die Ostalpen vor. In diesem Konzept finden wir drei nach Süden abtauchende Subduktionszonen, die während der alpidischen Orogenese aktiv gewesen sind. Zwei dieser Subduktionszonen werden Ozeanboden-Subduktionen zugeschrieben, die dritte (die der mittelpenninischen Zone nach W.FRISCH) ist als unter-schobene Vortiefe des späteren europäischen Kontinentalrandes zu verstehen.

N

S



- Zeichenerklärung:
- 1 Ozeanische Kruste
  - 2 Kontinentale Kruste (mit herzynischen Sedimentserien)
  - 3 Paläozoikum des Oberostalpins (Grauwackenzone)
  - 4 Paläozoische Gesteine des Unterostalpins
  - 5 Paläozoische Gesteine der Mittelpenninischen Zone (Venediger Decke)
  - 6 Ozeanische Sedimente (Flysch, Bündnerschiefer etc., Meso- und Känozoikum)
  - 7 Meso- und känozoische Bedeckung der kontinentalen Kruste
  - 8 Molasse = M
- AA = Ostalpin  
H = Helvetikum  
NP = Nordpennin  
MP = Mittelpennin  
SP = Südpennin

Abb.5 : Das plattentektonische Modell von W.FRISCH (1978)

Die Profile in Abb.5 sollen die Entwicklung der Ostalpen während der alpidischen Orogenese verdeutlichen. Die Lage der Profilschnitte befindet sich im westlichen Tauernfenster, das Profil d (present day) beginnt im Norden etwa beim Tegernsee und endet im Süden im Pustertal. Ein Unterschied zu einem entsprechenden Nord-Süd Profil im Bereich meines Arbeitsgebietes, also im westlichen Teil des Ostabschnittes des Tauernfensters, ist das Vorhandensein von paläozoischen Gesteinen des Unterostalpins zwischen dem Pennin der Hohen Tauern und den paläozoischen Gesteinen des Oberostalpins

der Grauwackenzone im Norden im Schnitt d (present day) von W. FRISCH. Nach diesem Autor waren die ostalpinen, helvetischen und penninischen Zonen bis in den frühen Jura Teile der eurasischen Kontinentalplatte. Im frühen Jura begann sich der Südpenninische Ozean zu öffnen, wobei die Bünderschiefer der späteren Glockner Decke sedimentiert wurden. Dies geschah hauptsächlich auf Ozeanböden bzw. in Tiefseegräben. Mit der Öffnung des Südpenninischen Ozeans brach die ostalpine kontinentale Kruste von der eurasischen Großplatte ab, der Südpenninische Ozean soll eine Fortsetzung des zentralen Atlantischen Ozeans dargestellt haben, der zur gleichen Zeit aufbrach. Zur Unterkreide begann die Subduktion des Südpenninischen Ozeans und zur Oberkreide war sie beinahe vollständig abgeschlossen. Mit der Bildung eines schmalen Beckens stellt sich die Sedimentation von karbonatreichen Sedimenten (Bündnerschiefer der Glockner Decke) in karbonatärmere und tonreichere Ablagerungen der Fuscher Fazies um, in der auch Flysch-Hinweise gefunden wurden (S.PREY, 1975). Das eigene Arbeitsgebiet wird also der Südpenninischen Zone zugerechnet.

## 6. BESCHREIBUNG DER GESTEINE UND GESTEINSKÖRPER

### 6.1. Die Rauriser Phyllite

Die Rauriser Phyllite stellen im bearbeiteten Gebiet wie überhaupt in den mittleren und östlichen Hohen Tauern ein flächenmäßig sehr weitverbreitetes Gestein dar. Sie sind epizonal metamorphe Produkte ehemaliger z.T. bituminöser Pelite. Die Bezeichnung Rauriser Phyllite geht auf G.FRASL (1958) zurück, der diesen Namen für alle n a c h t r i a d i s c h e n Phyllite im Bereich der Schieferhülle der Hohen Tauern vorschlug, deren große Mächtigkeit ebenso wie ihre typische innige Verbindung mit den anderen Gesteinsgliedern der Bündnerschiefer-Serie als charakteristische Eigenschaften anzusehen sind.

Im Bereich des Wolfbachtals treten die Rauriser Phyllite vorwiegend in zwei großen Schichtstößen auf, einmal im Südschnitt des Arbeitsgebietes südlich der Linie Tristenwand Kopf - Schwarzwand, also nahe dem Talschluß des Wolfbachtals, zum anderen im Mittelabschnitt des Arbeitsgebietes zwischen der Linie Kote 2117 m im Westen und dem Reißrach Kopf im Osten (als südliche Begrenzung) und einer Linie Achen Kopf - Kote 2176 m (als nördliche Grenze). Nördlich des Achen Kopfes und des Bau Kogels gibt es auch noch vereinzelte Vorkommen dieser Phyllite, doch sind diese nicht so gleichförmig und bei weitem nicht so mächtig wie die zuvor erwähnten. Häufig sind die Rauriser Phyllite durch Einschaltungen von Grüngesteinen oder Zwischenlagen von Quarziten sowie auch von Kalkphylliten unterbrochen. Dort, wo die Kalkphyllit- bzw. die Grüngesteinszüge ihre größten Mächtigkeiten erreichen, z.B. im Kalkphyllitzug Hirsch Kopf - Schreckalpshöhe, treten die Rauriser Phyllite nur vereinzelt als Zwischenlagen mit Mächtigkeiten im Meter- bis Zentimeterbereich auf.

Die Farbe dieser Gesteine kann im Handstück (im bergfeuchten Zustand) von glänzend schwarz über dunkelgrau bis vereinzelt auch mittelgrau variieren. Die s-Flächen weisen zumeist einen seidigen Glanz auf, der durch feinste Serizit-Schüppchen entsteht. Die

dunkle Farbe resultiert aus feinst im Gestein verteiltem kohligem (graphitischem ?) Pigment. Normalerweise sind die Phyllite karbonatarm bis -frei, jedoch können sie streckenweise auch kalkreicher werden bis hin zum kontinuierlichen Übergang in Kalkphyllite. Das Gestein kann vor allem durch Einflüsse der Verwitterung eine rostig braune Farbe annehmen, die vorwiegend durch den Fe-Gehalt gewisser Karbonatanteile und der Pyrite bedingt ist, wobei letztere sowohl mikroskopisch fein verteilt als auch bis zu cm-groß vorliegen können. Die Rauriser Phyllite können der Verwitterung im allgemeinen nur sehr wenig Widerstand entgegenzusetzen, sie zerfallen sehr rasch in bis zu mm-dünne Phyllitplättchen. Die aus den Rauriser Phylliten aufgebauten Gesteinszüge erscheinen bei einer ersten Übersichts-Geländebegehung äußerst homogen aufgebaut, doch die nähere Betrachtung zeigt, daß bereits in kleinen Bereichen die Gesteinszusammensetzung stark variieren kann. Demzufolge finden sich Lagen, die fast ausschließlich aus Serizit, Quarz und Albit aufgebaut sind; andere, in denen Karbonat meist in Form von Calcit hinzukommt bis hin zu Kalkphylliten. Dies ist vielmehr als Folge der primären Variation des Sedimentangebotes anzusehen als tektonischen Vorgängen zuzuschreiben. Es wurden einerseits mehr tonige Substanz andererseits eher tonmergelige bis mergelige Schlämme zur Ablagerung gebracht. Nimmt der Serizit-Gehalt der Rauriser Phyllite zugunsten des Quarz- und Albit-Gehaltes ab, liegen phyllitische Quarzite als metamorphes Produkt der ehemals siltigen Sedimentation vor. Die zumeist s-parallel eingeregelteten, mm- bis cm-mächtigen (selten auch dm-mächtigen) weißen Quarzbänder können häufig zu Knauern und Linsen ausgewalzt sein. So wie die meisten anderen Gesteinsgrenzen im bearbeiteten Gebiet sind auch die "Grenzen" der Rauriser Phyllite nicht scharf und deutlich ausgebildet. Es sind eher kontinuierliche Übergänge, die eine Veränderung in der ursprünglichen Sedimentation widerspiegeln. Bei derartigen Gesteinswechseln nehmen die Volumina bestimmter Mineralphasen fortschreitend zu, andere im gleichen Maße ab. Bei einer sehr dichten Probenahme zeigen sich dabei primäre Übergänge z.B. zu vulkanoklastischen Sedimenten, als welche ein Teil der angetroffenen Grünschiefer gedeutet werden kann, auch im Dünnschliff. Dabei nimmt

der Gehalt an Quarz, Hellglimmer (und evtl. Karbonat) bei gleichzeitiger Zunahme des Chlorit-, Albit- und Epidot/Klinozoisit-Anteiles ab. Diese Übergänge können auch makroskopisch beobachtet werden, wobei die Rauriser Phyllite zunehmend grünlich werden und schließlich in Grünschiefer übergehen, wie z.B. an der südlichen Begrenzung des Grüngesteinszuges, der nördlich der Schwarzwand und des Tristenwand Kopfes liegt, beobachtet werden kann. Dort findet man die oben beschriebene Zunahme von Chlorit, Albit und Epidot/Klinozoisit in einer mehrmaligen Wiederholung auf einigen hundert Metern Mächtigkeit. Diese Wechselfolge von Metatuff(it) und dunklem Phyllit geht wahrscheinlich auf eine nicht kontinuierliche Förderung und Umlagerung vulkanoklastischen Materiales bei fortdauernder Sedimentation der nicht vulkanischen Komponenten. Diese Wechsellagen bringen durch ihre oft nur dm- bis wenige m-mächtigen Lagen kartierungstechnische Probleme mit sich. Horizonte mit Mächtigkeiten unter einigen m konnten bei dem vorgegebenen Kartenmaßstab von 1 : 10.000 nicht mehr in die geologische Karte übernommen werden. Noch schwieriger gestaltete sich die Erfassung der "Grenzen" zwischen Kalkphylliten und Rauriser Phylliten, deren Festlegung im Gelände nur aufgrund einer gewissen Kartierungserfahrung erfolgen konnte.

Der durchschnittliche Mineralbestand der Rauriser Phyllite ist charakterisiert durch überwiegend Quarz und Hellglimmer mit wechselndem Gehalt an Albit, Calcit, Chlorit und akzessorischer Beteiligung von Turmalin, Limonit, Hämatit und kohligem Pigment. Diese Aufstellung beruht auf zahlreichen Röntgen-Diffraktometeruntersuchungen und den Dünnschliffbeobachtungen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein feiner Filz von Serizit-schüppchen, der die Quarz-, Albit- und Karbonatindividuen umschließt. Meist überwiegt ein straff s-paralleler Lagenbau aus Horizonten, in denen die Quarzkörner ein eng verzahntes Pflaster aufbauen und solchen, in denen die feinen Serizite überwiegen. Die oft noch syn- bis postkinematisch gesproßten Serizitindividuen zeigen in manchen Lagen keine bevorzugte Orientierung. Das kohlige (graphitische ?) Pigment ist vorwiegend an die serizitreicheren Lagen gebunden, wodurch bei ungefalteten Proben das streng planare Gefüge noch verdeutlicht wird. Die Dicke dieser feinen Lagen liegt im mm- bis cm-Bereich. Abgesehen von den feinen Schüppchen sind alle anderen

Körner mit ihrer längsten Erstreckung parallel zum  $s_2$  eingeregelt.

Es gibt jedoch neben den ungefalteten Rauriser Phylliten mit plattigem Habitus und planarem Gefüge im Dünnschliff auch gefaltete Varietäten. Im Handstück sehen diese Gesteine aus wie Produkte einer Biegefaltung, jedoch im Dünnschliffbereich wird deutlich, daß ein engständiges Scherflächengefüge an der Deformation maßgeblich beteiligt war. Die Deformation des älteren  $s_1$  kann soweit erfolgt sein, daß dieses  $s_1$ , also der ursprüngliche sedimentäre Lagenbau, heute ziemlich untergeordnet oder überhaupt nicht mehr zu erkennen ist. Diese Erscheinung tritt bei den quarzreichen und kalkreichen Phylliten häufiger auf als bei "reinen" Rauriser Phylliten. Auch das  $s_2$  ist vielfach einer weiteren Deformation unterworfen worden, wobei die Scherflächen ihrerseits verbogen wurden. Besonders gut wird das Mikrogefüge durch die Anordnung graphitpigmentreicher Hellglimmerlagen nachgezeichnet, die sowohl parallel  $s_1$  als auch  $s_2$  angeordnet sein können. An den  $s_2$ -Flächen wurde an vielen Stellen postkinematisch Quarz (sehr selten Karbonat) ausgeschieden, welcher ein engverzahntes Kornpflaster bildet.

Auffallend ist eine Größenzunahme von Albiten in den etwas gröberen Lagen der Rauriser Phyllite vom Norden zum Süden des Arbeitsgebietes. Im Nordabschnitt, also im Umfeld des Baukogels sind die Korngrößen der Albite in den Rauriser Phylliten zumeist so klein, daß sie mikroskopisch kaum sicher erkannt werden können. Einige Kilometer weiter im Süden, südlich des Reißbrach Kopfes hingegen treten in einigen Phyllitlagen bis zu mm-große Albit-Porphyroblasten auf. Dies kann auch als ein Zeichen einer Metamorphosezunahme innerhalb der Schieferhülle der Hohen Tauern (im Bereich des Arbeitsgebietes) von Norden nach Süden gewertet werden.

## 6.2. Hellgrüne, feinblättrige Phyllite

Diese Gesteine, die von E.BRAUMÜLLER (1939, p.102) mit dem Namen "Serizitschiefer" bezeichnet worden waren, treten im Arbeitsgebiet besonders in Erosionsgräben und kleinen Felsaufschlüssen zwischen etwa 1400 m und 1800 m Seehöhe östlich und südöstlich der Oberhaus Grund Alm am westschauenden Abhang des Grates zwischen Kote 2176 m und dem Hirsch Kopf auf. Sie finden sich dort als Meter- bis Zehnermeter-mächtige Lagen von hellgrünen, mürben, sehr dünnblättrigen, serizitreichen Phylliten eingeschaltet innerhalb einer mächtigen Abfolge aus Rauriser Phylliten. Gut aufgeschlossen kommen sie auch an der bergseitigen Böschung des Almweges zwischen der unteren und der mittleren Wangler Alm im Abschnitt zwischen der Wegkehre auf ca. 1460 m Seehöhe und der mittleren Wangler Alm selbst vor. An dieser Stelle zeigt sich ein sukzessiver Übergang von dunkelgrauen, gebankten Kalkphylliten im Liegenden in dunkelgraue bis schwarze Rauriser Phyllite auf einer Wegstrecke von ca. 150 m (dies entspricht einer wahren Mächtigkeit von etwa 75 m) über häufige, etwa Meter-mächtige Zwischenlagen von hellgrünen, milden, sehr feinblättrigen Phylliten und grauen, seidig glänzenden, feinblättrigen Phylliten.

In den hellgrünen, feinblättrigen Phylliten treten vorwiegend Serizit und Quarz auf, untergeordnet auch Albit, Chlorit und Pyrit. CORNELIUS & CLAR (1939, p.212) haben aus ähnlichen Gesteinen, die sie als "sehr feinblättrige, serizitreiche Schiefer" charakterisiert haben, auch Chloritoide beschrieben. Allerdings liegen die Vorkommen zwischen dem Kapruner und dem Fuscher Tal, also westlich des vorliegenden Arbeitsgebietes. PEER & ZIMMER (1980, p.430) verwendeten für entsprechende Gesteine die Bezeichnung "Chloritquarzschiefer bis Serizitphyllit", die sie östlich des Arbeitsgebietes zwischen dem Gasteiner und dem Großarl Tal hangend zu den "großen Schwarzphyllitmassen" (= Rauriser Phyllit) aufgefunden haben. Dort macht sich im Gegensatz zum Wolfbachtal ein grobklastischer Einfluß durch einen stark wechselnden Gehalt an Geröllkomponenten in den Chloritquarzschiefern bis Serizitphylliten bemerkbar.



### 6.3. Quarzite

Im Arbeitsgebiet bleiben die Mächtigkeiten und die Aufschlußgrößen der verschiedenen Quarzite, die alle innerhalb der Bündnerschiefer-Serie auftreten, mit einer Ausnahme, nämlich dem Chlorit-Serizit-Quarzit vom Bau Kogel eher klein. Sie werden im Folgenden entsprechend ihren Mächtigkeiten und der Häufigkeit ihres Auftretens näher besprochen.

#### 6.3.1. Chlorit-Serizit-Quarzit (vom Bau Kogel)

Gesteine dieser Art bauen einen großen Teil des Gipfelbereiches des Bau Kogels auf. Dies ist das Hauptvorkommen im bearbeiteten Gebiet, die Quarzite erreichen dort Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern. Unterbrochen wird die Abfolge häufig durch s-parallele Einschaltungen von m- bis Zehnermetermächtigen Kalkphyllitlagen und ebenso mächtigen Rauriser Phyllit-Lagen. Ein typisches Merkmal der grünlichgrauen, milchigen, feinkörnigen Chlorit-Serizit-Quarzite vom Baukogel sind dm-dicke, reinweiße s-parallel gelagerte Quarzbänder und -knauern. So ist das Kar zwischen dem Bau Kogel und dem Roß Kopf übersät von bis zu kindskopfgroßen, reinweißen derben Quarzblöcken, die aus den Chlorit-Serizit-Quarziten vom Baukogel ausgewittert sind (siehe dazu auch E.BRAUMÜLLER, 1938, p.86).

Der stoffliche Lagenbau dieses fein- bis feinstgeschichteten Gesteines entspricht im wesentlichen auch dem heute dominierenden s. Besonders am Ost-Grat des Bau Kogel kann man das Gestein im Aufschluß gut studieren. Dort ist dieser Quarzit das vorherrschende Baumaterial. Er ist häufig im cm- bis dm-Bereich mit mittelsteil in westliche Richtungen abtauchenden b-Achsen verfalt. Die oben erwähnten derben, reinweißen Quarzlagen sind mitverfalt worden. Der stark wechselnde Karbonatgehalt der einzelnen Quarzitlagen erschwert die Erfassung einzelner "Gesteinsgrenzen" im Zuge der Kartierung, deshalb ist die Ausscheidung Chlorit-Serizit-Quarzit (vom Baukogel) auf der geologischen Karte als ein Überbegriff zu verstehen. Er steht für das vorwiegende Auftreten des normalerweise karbonatarmen bis -freien

grünlichen Chlorit-Serizit-Quarzites verbunden mit s-parallelen Übergängen bzw. Einschaltungen von Kalkphylliten und seltener Rauriser Phylliten. Nur dort, wo diese Zwischenlagen Mächtigkeiten von mindestens etwa 10 Metern erreicht haben, war es möglich, die Vorkommen als eigene Ausscheidung in die Karte zu übernehmen.

Außerhalb dieses großen Vorkommens der Chlorit-Serizit-Quarzite am Bau Kogel selbst traten diese Gesteine nur noch in einigen, wenige m-großen Linsen in ählicher tektonischer Position wie am Bau Kogel selbst, an der Ostseite des Schaidmoosgrabens in einer Seehöhe von 1780 m als Einschaltungen in Kalkphylliten auf. Ihre Lagerung entspricht jener der umgebenden Kalkphyllite mit einem s um 010/70 und b-Achsen im cm-Bereich mit Werten um 280/15. Noch weiter westlich, am Nordabfall des Schafel Kopfes (=Mittags Kopf), der schon außerhalb des kartierten Gebietes liegt, befinden sich einige, nur wenige m mächtige Linsen dieses grünlichgrauen Quarzites eingeschaltet im mächtigen Kalkphyllitzug der Drei Brüder.

Im Handstück ist der Chlorit-Serizit-Quarzit blaß grünlichgrau und milchig matt, er zerbricht unter dem Hammer in cm-dicke Bruchstücke. Die s-Flächen sind z.T. etwas rauh mit feinsten Lineationen nach b-Achsen (im mm-Bereich und feiner). Im Querbruch wird eine ähnlich feine Bänderung sichtbar.

Unter dem Mikroskop (K7/78a) fällt sofort das sehr straff geordnete planare Gefüge auf. Feine ac-Klüfte haben das ss um Beträge im mm-Bereich versetzt, sie sind mit feinem Quarzpflaster wieder verheilt. Die Quarzkörner zeigen vorwiegend gestreckte Kornformen mit Längen bis zu 0.1 mm und Breiten bis zu 0.04 mm. In einigen s-parallelen Lagen gibt es ausnahmsweise auch größere Quarzindividuen. Ihre Kornränder sind kaum verzahnt, die Kanten eher abgerundet, ihre Auslöschung ist größtenteils undulös. Chlorit tritt in feinsten, streng s-parallel eingeregelt Blättchen auf. Diese zeigen einen Pleochroismus von farblos bis blaß grünlich. In einigen mm-dünnen und noch feineren Lagen sind die Chlorite zu Oxychloriten mit ihrer charakteristischen bräunlichgelben Farbe umgewandelt. Hellglimmer treten in dünnsten etwa 0.05 mm langen und 0.0025 mm dicken Blättchen auf. Sie sind schwach pleochroitisch von farblos bis blaß gelblich-grün und sind wie

auch die Chlorite vorwiegend streng s-parallel eingeregelt. Albite kommen häufig in den Chlorit-betonten Lagen vor. Es sind hypidiomorphe bis idiomorphe Individuen mit Kantenlängen bis zu 0.4 mm. Sie zeigen sehr breite Zwillingslamellen (Albitgesetz) oder sind überhaupt nicht verzwillingt. Typisch für sie ist ein ausgeprägtes Interngefüge ( $s_i$ ), aufgebaut aus feinsten Hellglimmer- und Quarzmikrolithen sowie z.T. beträchtlichen Mengen dunklen Pigmentes (graphitisch oder hämatitisch?), die dieses  $s_i$  verdeutlichen. In den Kernbereichen (siehe Abb.6) der Albite ist das  $s_i$  zumeist eben, randlich jedoch bei vielen Individuen verbogen. Dies spricht für eine Albitgenese unter verschiedenen Deformationsbedingungen. Die Kristallisation der Albite war anfangs eine reine Abbildungskristallisation, die aber in eine spät- bis postkristalline Phase mit schwacher Deformation des Gesteins überleitet. Während der Phase, in der die randlichen Bereiche der Albite gesproßt sind, wurden manche Körner bis zu 40 und 50° rotiert. Der Hauptteil der Deformation lief jedoch nach der Kristallisation ab, denn nach der Rotation der der Albite sind viele Individuen durch feinste Haarrisse, die s-parallel verlaufen, weiter deformiert worden, wobei der Bewegungssinn dieser Scherbewegung dem der Rotation entspricht. Die Deformation ist durch zerscherte Hellglimmermikrolithen gekennzeichnet, die entlang der Haarrisse in Albiten zu beobachten sind.



Abb. 6: Schwache syn- bis spätkristalline Deformation der Albite im Chlorit-Serizit-Quarzit vom Bau Kogel. Nach einer weitgehend konservativen Albit-Kristallisation wurden die Individuen gegen Ende der Kristallisation um ca. 30° rotiert. (K7/78a), Polarisationsfilter parallel;

Ein weiteres Handstück dieses Quarzites hat blaß bläulich-graue (durch Hämatit ?), milchige, z.T. mit kleinen Serizit-schüppchen besetzte s-Flächen. Der Bruch ist unregelmäßig. Das Gestein ist im mm- bis cm-Bereich straff gebändert. Vor allem im Querbruch fallen mm-feine hohlraumreiche Lagen auf, die wahrscheinlich auf ausgewittertes Karbonat zurückzuführen sind.

Im Handstück ist eine Faltung im cm- bis dm-Bereich zu erkennen. Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß das Gestein vorwiegend aus einem dichten Quarzkornpflaster aufgebaut ist. Die Quarzindividuen haben isometrische, polygonale Kornformen mit Korndurchmessern um 0.1 mm, ihre Auslöschung ist vorwiegend nicht undulös. Durchzogen ist dieses Quarzpflaster von feinen Quarz-Hellglimmer-Chlorit-Lagen, deren Quarze Korngrößen unter 0.03 mm haben. Diese dünnen Lagen haben sich bei der tektonischen Beanspruchung gegenüber dem gröberen Quarzpflaster inkompetent verhalten, d.h. sie wurden stark verfaltet und zerschert. Das Gefügebild wird durch dunkel pigmentierte Hellglimmer-Chlorit-Schnüre innerhalb der feineren Lagen nachgezeichnet. Die Hellglimmer weisen einen schwachen Pleochroismus von farblos bis blaß gelblich auf, sie sind als ganz feine Blättchen zwischen den Quarzindividuen gesproßt. Größtenteils wurden sie spät- bis postkristallin deformiert, wie ihre Verbiegung zeigt. Dort, wo Hellglimmer mit feinen Quarzkristallen und Chloriten dünne, schnurartige Lagen bilden, zeichnet sich die Deformation noch deutlicher ab. Schlingenförmige Scherfalten im Bereich unter 0.2 mm dominieren das Bild. Stellenweise sind die Chlorite zu Oxichlorit mit gelblich-braunen Eigenfarben und anomalen Interferenzfarben umgewandelt.

Der Pauschalmineralbestand dieses Chlorit-Serizit-Quarzites, der im Bereich des Bau Kogels im Arbeitsgebiet sein größtes Vorkommen hat, besteht aus:

Quarz

Hellglimmer

Chlorit

akzessorisch: Turmalin

Karbonat

Limonit

dunkles Pigment

Oxychlorit

### 6.3.2. Karbonatquarzit

Dieses Gestein bildet als Einlagerung im Rauriser Phyllit häufig Felswände und markantere Gratabschnitte. Es ist dadurch schon von weitem gut zu erkennen. Das Auftreten ist begrenzt auf kleinere lokale Linsen, wie z.B. an der in den Schaidmoos Graben abfallenden Flanke des Achen Kopfes und des nördlich anschließenden Grates (siehe auch Abb. 7). Am Grat nördlich des Hirsch Kopfes sind zahlreiche kleine, z.T. kaum Meter-mächtige Linsen eines solchen Karbonatquarzites s-parallel im umgebenden Rauriser Phyllit eingeschaltet. Auch im Streichen haben diese Vorkommen keine große Erstreckung, sie enden zumeist nach einigen Metern bis Zehnermetern. Gemeinsam ist allen Vorkommen die bekannte Karbonatreaktion mit kalter Salzsäure: Das starke Aufbrausen. Das Karbonat ist also wohl vorwiegend Calcit.

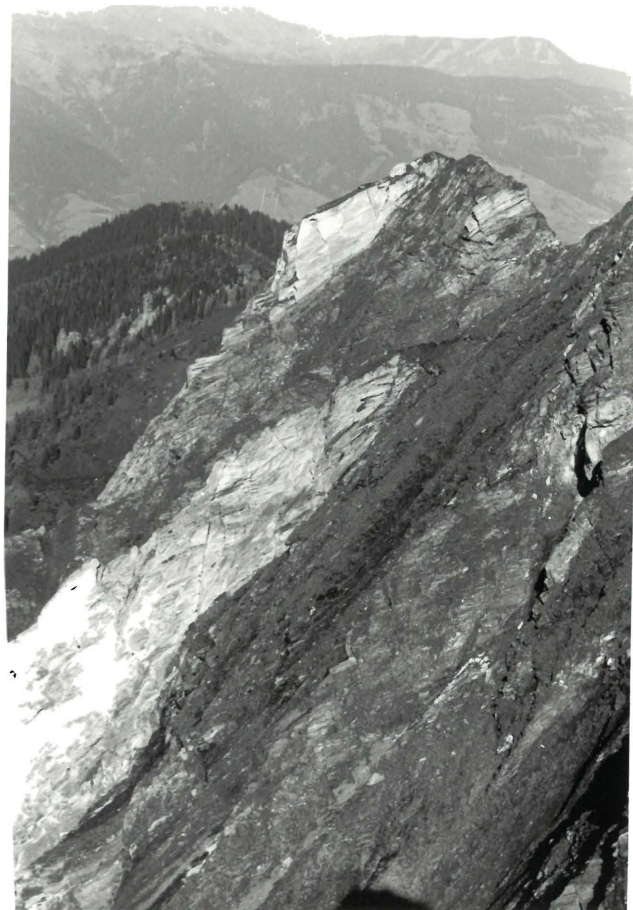


Abb. 7:

Durch die helle Gesteinsfarbe der Karbonatquarzite ergibt sich ein deutlicher Kontrast zu den umgebenden Rauriser Phylliten. Die Situation befindet sich nördlich des Gipfels des Achen Kogel, die Blickrichtung ist Nordnordwest. Zur weiteren Orientierung: Die vielfach bewaldeten Berge mit buckligen, runden Formen im oberen Bilddrittel gehören zur Grauwackenzone nördlich des Salzachlängstales.

Südlich des Reißbrach Kopfes sind in den Rauriser Phylliten einige, wenige Meter-mächtige Bänder von hellen Karbonatquarziten eingeschaltet. Der Aufschluß liegt auf 2170 m Seehöhe und ist infolge aktiver Hangtektonik entstanden. Es ist dort erkennbar, daß die Karbonatquarzite allseits mit Übergangsbereichen weniger m aus den Rauriser Phylliten hervorgehen. So ist ihre heutige Position innerhalb der Rauriser Phyllite eher die Folge einer sedimentären Ursache, also einer lokalen und kurzdauernden mehr karbonatisch-klastischen Einlagerung, wie z.B. der Bildung eines Quarz-Sand- bzw. Siltsteines mit karbonatischem Bindemittel als das Produkt tektonischer Vorgänge.

Im Handstück ist der helle, vorwiegend grünliche Karbonatquarzit ein ziemlich plattig brechendes, blaß grünliches bis bräunliches, fleckiges Gestein. Seine Oberflächen (s-Flächen) sind unregelmäßig gewellt, z.T. finden sich vor allem auf den Querbrüchen lagenweise Hohlräume, die durch ausgewitterte Karbonathorizonte entstanden sind.

Unter dem Mikroskop (K32/78) zeigen sich deutlich Spuren einer Durchbewegung. Feine Turmalinnädelchen sind kataklastisch zerbrochen, Hellglimmerindividuen oftmals verbogen. Dies sind deutliche Anzeichen spät- bis postkristalliner Tektonik. Das heute dominierende s stimmt nicht mehr mit dem ursprünglichen stofflichen Lagenbau überein. Dieser Lagenbau wird aus zwei gut unterscheidbaren Einheiten (Horizonten im Gestein) aufgebaut. Die einen Lagen bestehen aus einem größeren Calcit-Quarz-Pflaster. Die Calcitkristalle erreichen Durchmesser bis zu 0.8 mm, ihre Kornformen sind überwiegend hypidiomorph bis xenomorph, ihre Kornränder scharf begrenzt und gering verzahnt. An den Korngrenzen der Calcite und in den Kornzwischenräumen treten kleinere Quarz- und Albitkörner mit Korngrößen bis zu 0.1 mm auf. Die Dicke dieser Lagen beträgt im Durchschnitt einige mm.

Die anderen Lagen sind vorwiegend Hellglimmer-Quarz-betont, z.T. auch aus Hellglimmern, Quarzen, Chloriten und opaken Erzen aufgebaut. Sie zeigen eine deutliche Faltextur im Bereich von mm und darunter. Hellglimmer und Chlorite bilden einen dichten Filz, die Individuen sind häufig verbogen, also spät- bis postkristallin deformiert. Die Korngrößen der Mineralphasen der letztbeschriebenen Lagen sind wesentlich kleiner als die der ersteren. Die Quarz-Glimmer-Lagen verhalten sich gegenüber den karbonatreicheren im Gestein tektonischen Beanspruchungen gegenüber inkompetent. Sie sind durch tektonische Vorgänge häufig verbogen, gefaltet oder zerschert, sodaß sie im Schlibfbereich in einzelnen Linsen oder Wolken in den resistenteren Quarz-Karbonat-Lagen schwimmend erscheinen.

Als Ausgangsgestein kommt wohl am ehesten ein feinkörniger Quarzsandstein, der im mm- bis cm-Bereich lagig aufgebaut und mit einem kalkreichen Bindemittel verkittet war, in Frage.

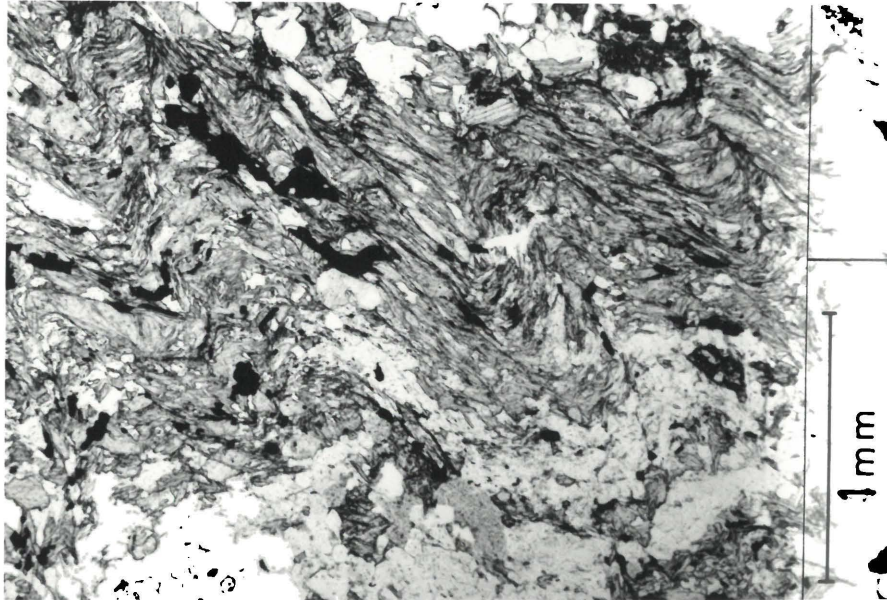


Abb. 8: Probe K32/78, Polarisationsfilter parallel. Im oberen Bildbereich ist eine relativ grobe Quarz-Karbonat-Lage zu erkennen. Darunter befindet sich eine vorwiegend aus Quarz, Hellglimmer und Chlorit aufgebaute Lage, die deutliche Deformationseinwirkungen zeigt. Einem älteren  $s_1$  (=ss), das ungefähr von rechts nach links verläuft, wurde ein jüngeres  $s_2$  (diagonal von rechts unten nach links oben verlaufend) aufgeprägt. Das Ergebnis zeigt Scher- und Biegefalten, es ist auch zur Verbiegung von Hellglimmerschüppchen gekommen (spät- bis postkristalline Deformation überwiegt).

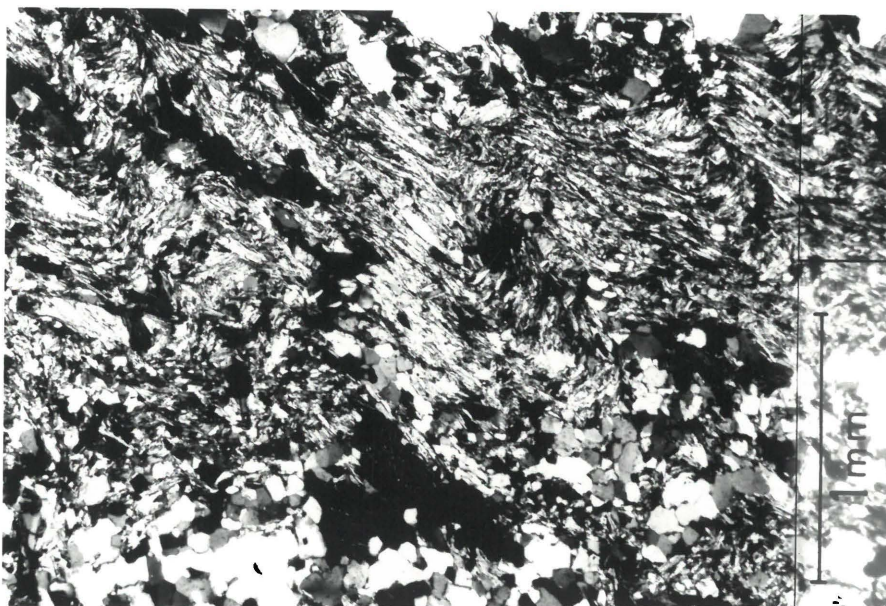


Abb. 9: Gleicher Dünnschliff wie Abb. 8, Polarisationsfilter gekreuzt;

Der Mineralbestand wurde sowohl röntgenographisch als auch optisch ermittelt. Er besteht aus ca. 45 Vol.% Calcit. Diese Calcite zeigen unter dem Mikroskop auffallend starke Druckzwillinglamellierungen, die Lamellen sind stellenweise verbogen. Die Kornränder sind häufig stark korrodiert. Einzelne Calcitindividuen sind von feinsten Limonitschüppchen durchstäubt, die bis zur Trübung der Calcitkristalle führen können. Quarze sind als Mikrolithen häufig anzutreffen. Etwa 45 Vol.% bestehen aus Quarz, wobei größere Individuen überwiegend zerbrochen sind, also von feinsten Haarrissen durchzogen sind. Eine undulöse Auslöschung überwiegt. Etwa 5 Vol.% bestehen aus Hellglimmerblättchen, die häufig verbogen oder geknickt sein können. Ca. 3 Vol.% bestehen aus Chlorit. Die Chlorite sind im Durchlicht beinahe farblos, sie haben eine geringe Doppelbrechung und graue Interferenzfarben, es dürfte sich um Klinochlor handeln. Die Individuen haben etwa die gleichen Größenverhältnisse wie die Hellglimmer, ihre maximale Länge übersteigt 0.1 mm nur selten. Sie treten auch meistens gemeinsam verwachsen auf, manchmal zeigt sich auch ein büschelförmiges Chloritwachstum. Der Gehalt an Albit beträgt ca. 1 Prozent; die syntektonisch gewachsenen Albite zeigen vielfach ein sigmoidal verbogenes  $s_1$  aus feinsten Hellglimmerschüppchen vereinzelt mit dunklem Pigment. Akzessorisch treten Limonit, Turmalin und opake Erze auf.

Mit Ausnahme der Albite, die vorwiegend in den gröberen, karbonatbetonten Lagen auftreten und die aufgrund ihres verbogenen  $s_1$  auf ein syn- bis posttektonisches Wachstum hinweisen, ist die Kristallisation im wesentlichen vor der Hauptdeformation abgelaufen. Wahrscheinlich ist das  $s_1$  der Albite ein Produkt einer älteren Durchbewegung mit anschließender Kristallisation, der dann die allgemeine postkristalline Hauptdeformationsphase nachfolgte, der auch die Hellglimmer- und Chloritschüppchen zum Opfer fielen.



### 6.3.3. Graue, feingebänderte Quarzite (Phyllitquarzite)

Diese Gesteine gehen durch kontinuierliche Übergänge aus den dunklen Rauriser Phylliten hervor. Sie bilden Linsen und auch kleinere Züge mit Mächtigkeiten, die einige Zehnermeter nur selten überschreiten. Diese Vorkommen sind z.B. etwa 100 m südlich des Reißrach Kopfes (Probe K31/78), wo dunkelgraue phyllitische, feingebänderte Quarzite zwischen Rauriser Phylliten nahe dem Grat aufgeschlossen sind. Nördlich des Hirsch Kopfes in der tiefsten Stelle am Grat stehen feingebänderte Quarzite (Probe K37/78) zwischen Kalkphylliten und den Rauriser Phylliten an, einige Hundert m weiter nördlich auf einer Seehöhe von 2210 m sind es nur cm-dünne Lagen des gebänderten Quarzites, die in etwas kalkreichere Rauriser Phyllite eingelagert sind. Sehr stark verfaltet sind solche Quarzite in einem Aufschluß auf ca. 1910 m Seehöhe oberhalb der Hütte Kote 1847 m, die nordöstlich des Hirsch Kopfes liegt. Das Gestein aus diesem Aufschluß bricht in cm-dünne feingefaltete Platten, deren s-Flächen mit gold-gelb glänzenden Serizitschüppchen besetzt sind (K52/78).

Im Handstück haben die Quarzite aller dieser Vorkommen ein ähnliches Aussehen. Seidiger Glanz auf den s-Flächen, blaß graue bis blaß grünlichgraue Farbe und mm-feine Bänderung im Querbruch ist ihnen gemeinsam.

Unter dem Mikroskop (K29/78) zeigen die Quarzkörner vorwiegend xenomorphe Kornformen mit deutlichen Grenzen zwischen den einzelnen Individuen. Die Auslöschung ist meistens nicht undulös, die Körner sind randlich häufig pflasterartig ineinander verzahnt. Die Korngrößen schwanken zwischen 0.1 mm und 0.3 mm. Im Schliffbereich wechseln Lagen mit vorwiegend größeren Korngrößen mit solchen, in denen feinere Quarzkörner dominieren, unregelmäßig ab. Hellglimmer treten in zwei verschiedenen Positionen im Schliffbereich auf. Einerseits sind sie in s-parallelen Lagen angereichert wobei ihre Korngrößen 0.1 mm in der Breite nicht überschreiten und die Individuen mit ihrer Längserstreckung parallel zum primären s eingeregelt sind. Andererseits finden sich zwischen den einzelnen Quarzkristallen und in den Zwischenkornräumen der Quarzlagen hellgelblich bis blaß grünlich pleochroitische neugesproßte Hellglimmer, die keine bevorzugte Einregelung erkennen lassen. Die ersteren, in Lagen angereicherten

Hellglimmerschüppchen lagern vielfach quer zum  $s_2$ . Durch eine größere Menge an kohligem (graphitischen ?) <sup>2</sup>Pigment s diese Hellglimmer-Chlorit-angereicherten Lagen bei der Betrachtung mit parallelen Polarisationsfiltern dunkel gefärbt, so das Mikrogefüge deutlich nachgezeichnet wird (siehe Abb. 1

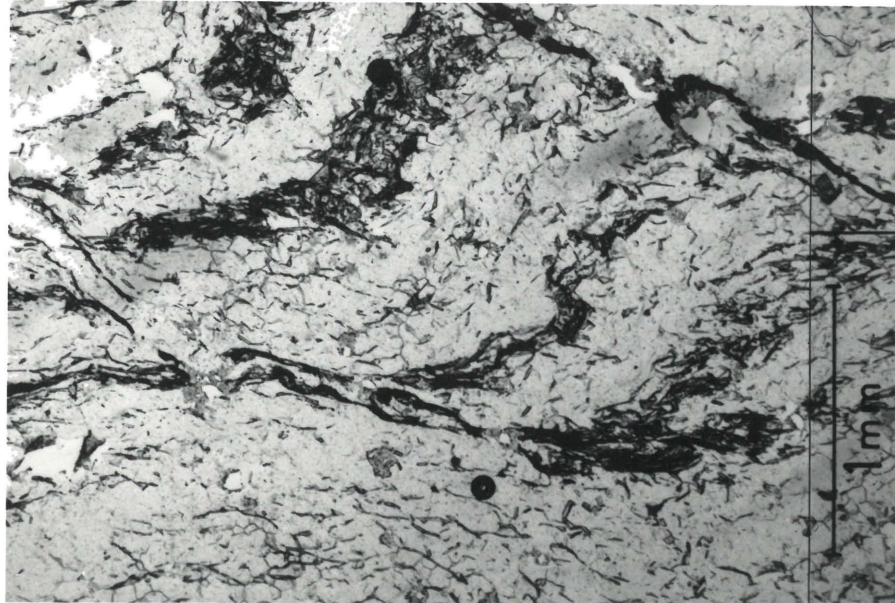


Abb. 10: Probe K29/78, Polarisationsfilter parallel; Gefüge d grauen, feingebänderten Quarzite (Phyllitquarzi im Dünnschliff, das ältere  $s_1$  verläuft ungefähr gonal von rechts oben nach links unten, das jün  $s_2$  bildet in der Schliffebene einen Winkel von bis  $80^\circ$  zum  $s_1$  und verläuft im Bild von rechts links leicht ansteigend.

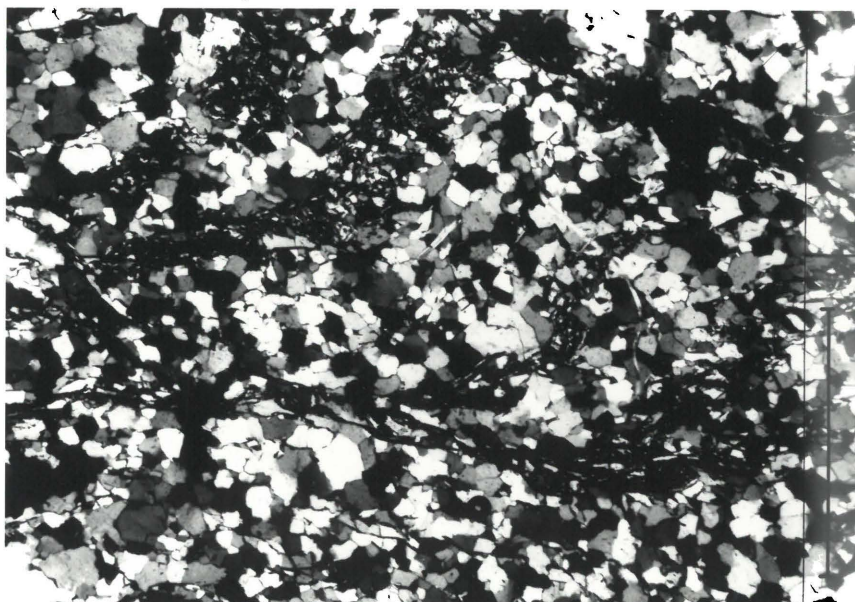


Abb. 11:

Probe  
K29/78  
mit  
gekreuzten  
Polarisations-  
filtern;

Die in den Hellglimmer-angereicherten Lagen befindlichen Glimmerindividuen sind oftmals verbogen oder geknickt. Sie sind als prae- bis synkinematisch in bezug auf die Hauptdeformationsphase zu deuten. Anders ist die Situation in den Quarzlagen, dort zeigen die Hellglimmer wesentlich seltener Deformationserscheinungen, es gibt nur vereinzelt verbogene Blättchen. Man kann daraus schließen, daß sich diese Lagen bei der Deformation kompetent gegenüber den Hellglimmer-angereicherten Lagen verhalten haben. Der pauschale Mineralbestand besteht aus: ca. 90 Vol.% Quarz, ca. 6 Vol.% Hellglimmer, etwa 3 Vol.% Chlorit. Als Akzessorien treten Turmalin mit vorwiegend idiomorphen, säuligen Kornformen und ihren hexagonalen Querschnitten auf, wobei eine Anreicherung in den Hellglimmer-betonten Lagen festzustellen ist. Die Korngrößen überschreiten 0.05 mm nicht. Ferner treten noch Hämatit und kohliges (graphitisches?) Pigment akzessorisch auf. Der Dünnschliff von K29/78 ist karbonatfrei.

Die Probe K31/78 hat im Handstück grau-braune, ziemlich matte s-Flächen, die relativ eben sind. Das Gestein zerbricht unter dem Hammer in einige cm-dicke Platten. Häufig treten  $s_1$ -parallele ( $s_1 = ss$ ) mm- bis cm- dicke derbe, weiße Quarzlagen auf, seltener gibt es ac-Klüfte, die mit Quarz verheilt sind. Unter dem Mikroskop lassen sich zwei Arten von Quarzpflaster unterscheiden. Das eine, dichtgepackte Quarzkornpflaster wird vorwiegend aus Quarzindividuen mit Korngrößen im Bereich von 0.05 mm bis 0.1 mm aufgebaut. Die Körner zeigen xenomorphe Formen, die scharf begrenzten Kornränder sind gering miteinander verzahnt. Viele Quarzkörner zeigen eine schwach undulöse Auslöschung und auch bei kleineren Kristallen manchmal Böhm'sche Streifung.

Das zweite dichte Quarzkornpflaster hat deutlich größere Korngrößen als das zuerst beschriebene, seine Korndurchmesser erreichen 0.3 mm. Die Individuen sind mit ihrer undeutlich erkennbaren Längserstreckung parallel zum  $s_1$  eingeregelt. Sie haben überwiegend eine undulöse Auslöschung und Böhm'sche Streifung. Diese Quarzlamellen (es sind dies Ebenen der Translationsdeformation, siehe auch B. SANDER, 1950, p. 139, Kap. Korndeformation) sind auch in völlig getrennten Quarzindividuen in gleicher Richtung angeordnet (siehe Abb. 14). Dies ist wahrscheinlich die Richtung der Hauptspannung der letzten Deformationsphase. Zwischen den Quarzindividuen finden sich an vielen Stellen Hämatitkristalle mit etwa 0.02 mm Größe. In dünnen  $s_1$ -parallelen Lagen konzentriert und in den Zwischenkornräumen des Quarzpfla-

sters treten feine Hellglimmerschüppchen mit Längen bis zu 0.1 mm und Dicken bis zu 0.03 mm auf. Vereinzelt finden sich auch Stilpnomelane gemeinsam mit Hellglimmern in etwa 0.05 mm dünnen  $s_1$ -parallelen Lagen. Die Stilpnomelane zeigen goldgelben bis bräunlichen Pleochroismus, manchmal haben die Stilpnomelan-Tafeln dünne, leistenförmige Querschnitte mit spitzen Enden. Einzelne Stilpnomelanindividuen treten auch zwischen den Quarzkörnern des Pflasters auf, dort können sie auch verbogen sein. Die von Hellglimmer und Stilpnomelan aufgebauten Lagen sind mit dunklem Pigment bestäubt. Akzessorisch tritt noch Turmalin mit einem Pleochroismus von farblos bis blaß olivgrün auf, er zeigt stengelförmige, idiomorphe Kornformen mit Längen bis zu 0.02 mm auf und liegt ohne bevorzugte Regelung oder Position im Gestein verteilt vor.

Der pauschale Mineralbestand von K31/78 :

ca. 95 Vol.% Quarz  
ca. 3 Vol.% Hellglimmer  
ca. 1 Vol.% Stilpnomelan

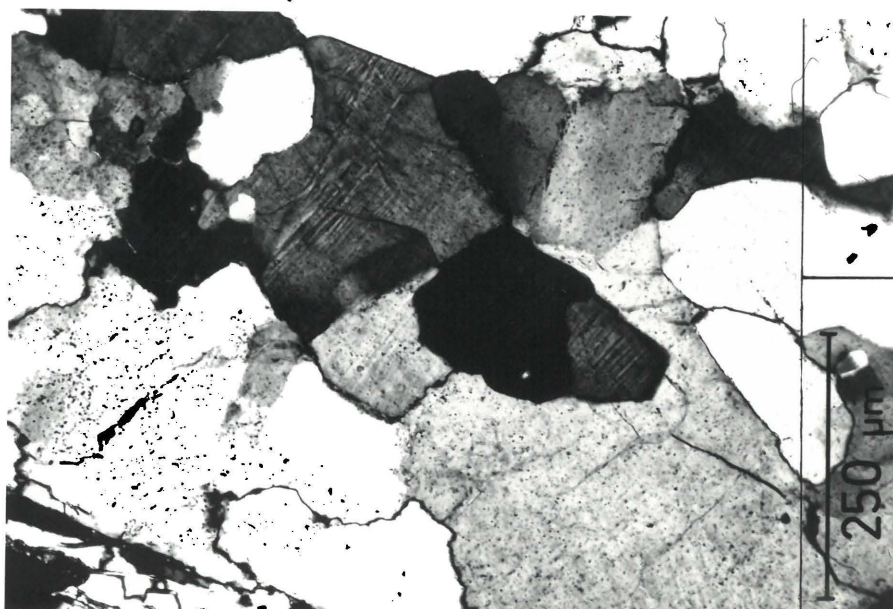
akzessorisch: Turmalin, Limonit, dunkles Pigment;

Der im Dünnschliff K31/78 optisch erfaßte Stilpnomelan konnte auch röntgenographisch in der Korngrößenfraktion  $< 2 \mu\text{m}$  nachgewiesen werden. Die Unsicherheit der optischen Identifikation von Stilpnomelan (leichte Verwechslung mit Oxychlorit und evtl. mit Biotit) ist damit ausgeschaltet.

Das Gefüge im Schliffbereich wird von einem planaren  $s_1$  (=ss) bestimmt; spitzwinkelig dazu verläuft ein jüngeres  $s_2$ , dessen Scherflächen an einigen Stellen das  $s_1$  deformiert und gefaltet (Scherfalten) haben.

Abb. 12:

Probe K31/78  
Böhm'sche  
Streifung der  
tektonisch  
beanspruchten  
Quarzkörner  
des größeren  
Quarzkorn-  
pflasters,  
Quarzlamellen  
sind ziemlich  
einheitlich  
orientiert.  
Polarisations-  
filter parallel;



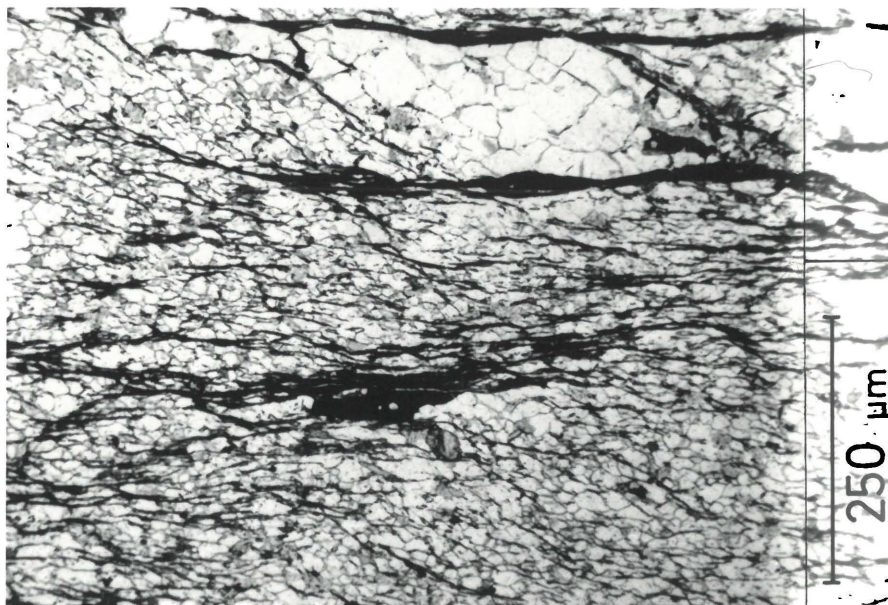


Abb. 13: Probe K31/78, Polarisationsfilter parallel; Linse aus grobem Quarzkornpflaster, umgeben von feinen, dunkel pigmentierten Hellglimmerschüppchen; darunter und darüber befindet sich das feinere Quarzkornpflaster mit vielen eingelängten, dunkel pigmentierten Hellglimmern. Das  $s_1$  (=ss) verläuft etwa horizontal, spitzwinkelig dazu (ungefähr von links oben nach rechts unten) ist das jüngere  $s_2$ , welches wesentlich schwächer als das  $s_1$  ist, zu erkennen.

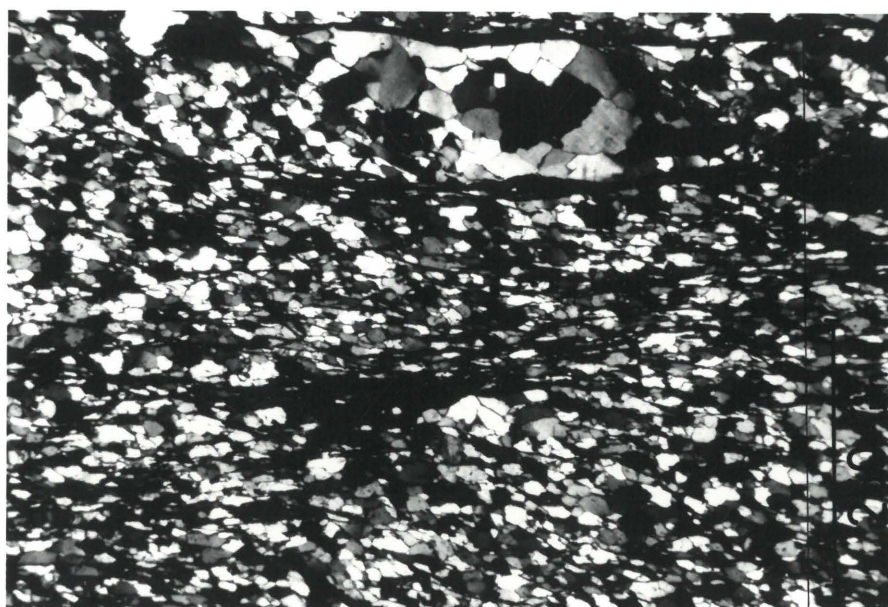


Abb. 14: Probe K31/78, Polarisationsfilter gekreuzt; Gleicher Ausschnitt wie auf Abbildung 13;

Etwa 350 m westlich des Reißbrachkopfes steht am westschauenden Hang auf einer Seehöhe von 1950 m ein feingebänderter Quarzit in einer kleinen, isolierten Felsrippe an. Dieses Vorkommen geht innerhalb weniger m aus dem Rauriser Phyllit hervor, ist selbst nur einige m mächtig und geht schließlich wieder kontinuierlich in Rauriser Phyllite über. Die Lagerung dieser kleinen Quarzitlinse entspricht mit einem  $s$  von 030/40 dem regionalen Bauplan mit seinem mittelsteilen Einfallen in nördliche bis nordöstliche Richtungen.

Das Handstück K42/78 ist aus diesem Vorkommen. Es hat dunkelgraue, glänzende, unregelmäßig geformte  $s$ -Flächen. Im Querbruch zeigen sich viele, sehr feine Hohlräume, die auf ausgewittertes Karbonat schließen lassen. Heute ist dieser Quarzit vollkommen karbonatfrei. Etwa senkrecht zum  $s_1$  ist das Gestein von mm-dünnen Quarzgängen, die dem  $s_2$  folgen, durchzogen.

Unter dem Mikroskop bilden die xenomorphen Quarzkörner ein dichtes, verzahntes Pflaster. Zwei Generationen von Quarzindividuen lassen sich unterscheiden. Die eine baut parallel zum  $s_1$  (=  $ss$ ) mm-dünne Lagen von feinen Quarzkristallen mit vorwiegend undulöser Auslöschung und Korngrößen um 0.02 bis 0.05 mm auf, in denen auch Chlorite, Albite und Hellglimmer, sehr vereinzelt auch Stilpnomelane, die parallel zum  $s_1$  eingeregelt sind, vorkommen. Die Chlorite sind fast farblos, an einigen Stellen auch dunkel pigmentiert, sie zeigen graue Interferenzfarben (wahrscheinlich Mg-Chlorite). Die Stilpnomelane zeigen dünntafelige Kornformen mit Längen bis zu 0.05 mm, auffallend sind ihr starker Pleochroismus von goldgelb bis bräunlich gelb und ihre hohen Interferenzfarben. Da die Stilpnomelane in ihren optischen Eigenschaften den oxidierten Chloriten sehr ähnlich sind, war es notwendig, sie auch röntgenographisch nachzuweisen. Während die Untersuchung des Gesamtgesteins im Röntgendiffraktometer keinen Hinweis auf Stilpnomelan gab, konnte seine Anwesenheit in der Fraktion  $< 2 \mu m$  nachgewiesen werden. Die Chlorite und Stilpnomelane treten meistens gemeinsam in Lagen auf, die etwa 0.05 mm dick sind.

Die andere Generation an Quarzindividuen bildet ein gröberes Quarzkornpflaster in "Klüften", die etwa senkrecht zum  $s_1$  stehen. Die größtenteils isometrischen Körner mit Korngrößen um 0.2 mm zeigen nur sehr selten undulöses Auslöschen, sie verfügen jedoch häufig über Böhm'sche Streifen. Das von ihnen gebildete Pflaster durchtrennt die oben beschriebene "1. Generation von Quarzen"

und die damit verbundenen Chlorit-Stilpnomelan-Lagen. Nur an wenigen Stellen innerhalb dieses Dünnschliffes finden sich "Schollen" des feineren, älteren Quarzkornpflasters im jüngeren, grobkörnigen Bereich.

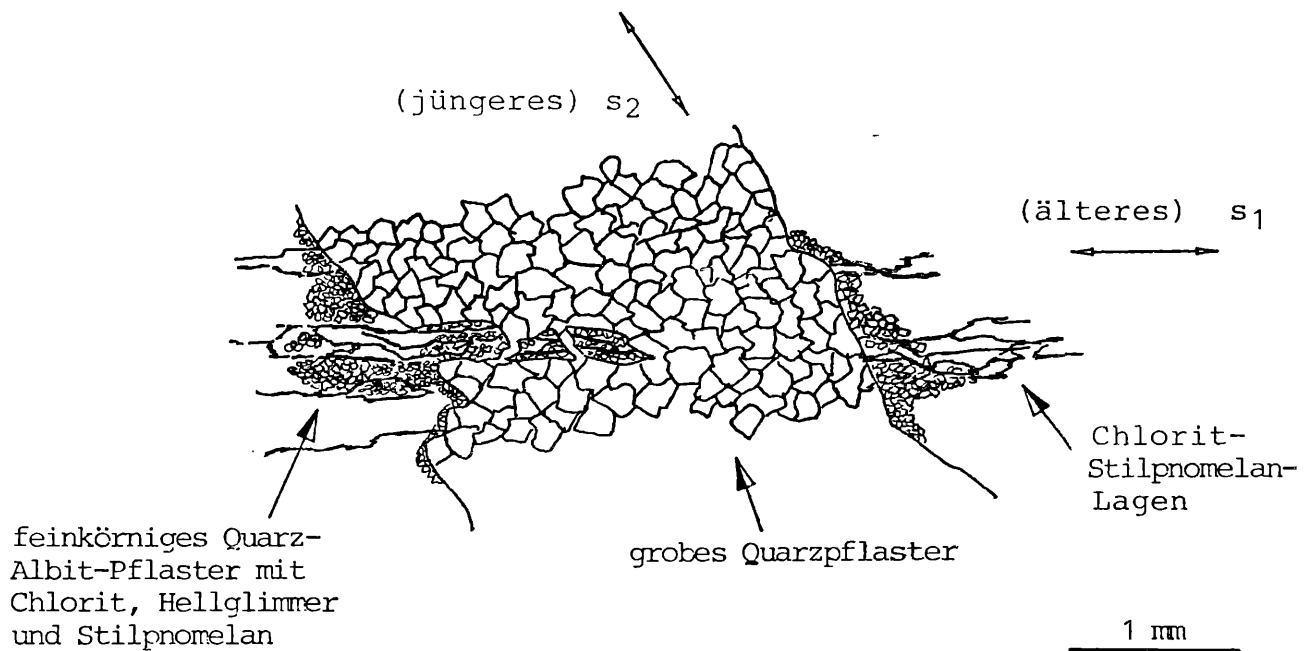


Abb. 15: Skizze zum Gefüge im Schriffbereich von Probe K42/78, feingebänderter Quarzit (phyllitischer Quarzit).

Folgende Kristallisations- bzw. Deformationsgeschichte läßt sich aus dem Schliffbefund ableiten: Ältester Bestandteil ist das feinkörnige Quarzpflaster, in dem auch Albite, Chlorite und Hellglimmer vertreten sind und die Stilpnomelane entstanden sind. Später kam es zur Deformation dieser feinkörnigen Lagen, Quarz wurde mobilisiert und baute Lagen aus gröber körnigem Quarzpflaster parallel s<sub>2</sub> auf. Als letzte Phase ist die Deformation dieses s<sub>2</sub>-parallel geregelten Quarzpflasters anzusehen, bei der es sich kompetent gegenüber dem feinkörnigen Quarzpflaster verhielt.

Auch die beiden folgenden Abbildungen zeigen das Mikrogefüge der feingebänderten Phyllitquarzite.

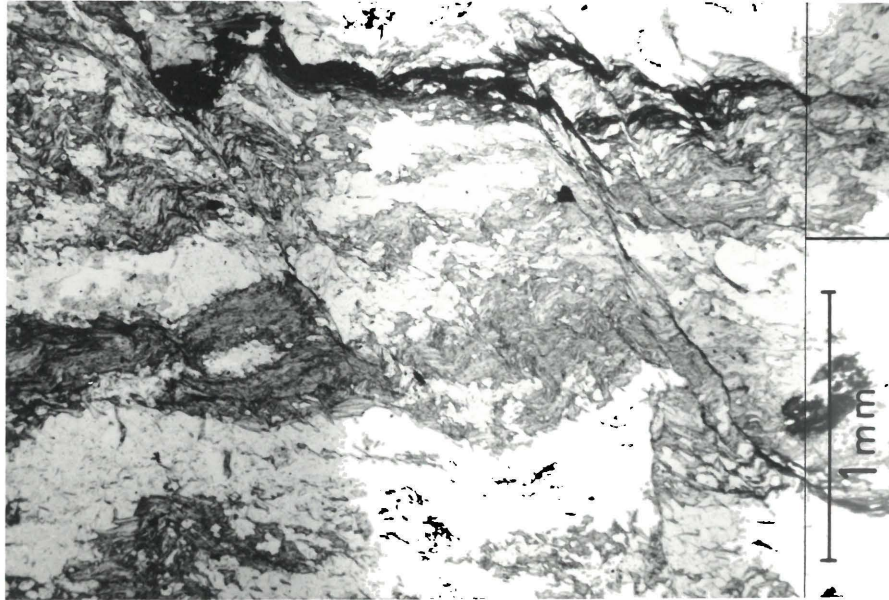
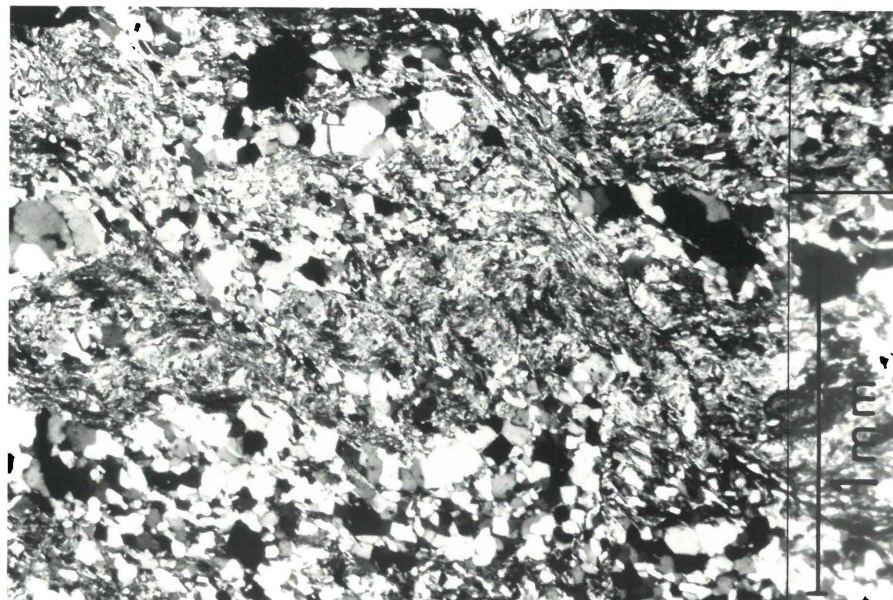


Abb. 16: Dünnschliff der Probe K42/78, Polarisationsfilter parallel; Am hellsten erscheint in dieser Abbildung das verzahnte Quarz- (und Albit-) Kornpflaster; in verschiedenen Grautönen sind die Chlorit-Hellglimmer-Quarz-Lagen abgebildet, die vor der Deformation parallel zu  $s_1$  angeordnet waren. In diesen feinkristallinen Lagen sieht man Biegefallen und Scherzonen, die durch die dunkle Pigmentierung sowie durch die stellenweise Oxidation der Chlorite deutlich nachgezeichnet werden. Die dominierenden Scherflächen verlaufen vorwiegend parallel zu  $s_2$ , wobei die Hauptdeformation entlang dieser Flächen nach der Kristallisation der Hellglimmer erfolgte, da diese häufig geknickt oder gebogen sind.

Abb. 17:  
Gleicher Ausschnitt wie Abb. 16 jedoch mit gekreuzten Polarisationsfiltern.





#### 6.4. Kalkphyllitgruppe

Morphologisch durch schroffe Formen, durch verstärkte Wandbildung und höhere Gipfelaufbauten treten die Kalkphyllite gegenüber den Rauriser Phylliten hervor. Es sind dies Gesteine mit phyllitischem bis plattigem Habitus und stark wechselndem Kalkgehalt, die im Arbeitsgebiet in verschiedenen Gesteinszügen vorwiegend in den folgenden Ausbildungen vorkommen:

##### 6.4.1. Dunkelgraue, tafelige Kalkphyllite

Eine Ausbildungsart ist die der dunkelgrauen, tafeligen Kalkphyllite, die durch ihren deutlich plattigen Habitus, ihre planen s-Flächen und ihre z.T. regelmäßige Bankung im cm-Bereich ausgezeichnet sind. Ihre Hauptverbreitung finden sie im nördlichen Abschnitt des Arbeitsgebietes, wo sie einen großen Kalkphyllitzug bilden, der im Nordwesten des bearbeiteten Gebietes den Gratbereich und den Nordabfall der Drei Brüder aufbaut, von dort nach Osten über den Achen Kopf in das Wolfbachtal hineinstreicht, im Bereich der Oberhaus Grund Alm unter Alluvionen verdeckt das Tal quert und schließlich gemeinsam mit den Chlorit-Serizit-Quarziten den östlich des Wolfbachtals gelegenen Grat im Bereich des Bau Kogels aufbaut. Diese Gesteine haben sich bei gemeinsamen Begehungen mit J.SÄGMÜLLER (J.J.SÄGMÜLLER, 1980; KLEBERGER et al., 1981) in dessen anschließendem Aufnahmegebiet im Bereich der Nordflanke der Drei Brüder südsüdöstlich der Erlhof Alm (ÖK 50, Blatt 124) als fossilführend erwiesen. Eine kurze Beschreibung der Fossilien erfolgt in Kapitel 6.4.5. Die Mächtigkeit dieses West-Ost streichenden Gesteinszuges ist mit mehreren hundert Metern im Maximum gegeben, schwankt jedoch stark.

Der nächst südliche Kalkphyllitzug, der die Gipfelbereiche der Schreckalpshöhe und des Hirsch Kopfes aufbaut, ist vorwiegend aus den gleichen dunkelgrauen, tafeligen Kalkphylliten gebildet, wie der nördlichste Zug (Drei Brüder). A.HOTTINGER (1935) nannte das Gestein "bankige Bündnerschiefer-Kalke", im Gegensatz zu den zuvor erwähnten Kalkphylliten der Drei Brüder, die er "Tafelkalk" bezeichnete. HOTTINGER bemerkt ferner, daß man alle Übergänge von den Kalkglimmerschiefern (diese Bezeichnung würde man heute wohl eher etwas höher metamorphen Metasedimenten zukommen lassen) über

glimmerführende Kalke bis zu den dunklen Tafelkalken, die höchstens auf den Schichtflächen noch etwas Glimmer (Serizit) erkennen lassen, vorfindet. Diese beiden großen Kalkphyllitzüge, die oft nur einen relativ geringen Glimmergehalt aufweisen, gehen auf eine überwiegend kalkige Sedimentation zurück.

#### 6.4.2. Kalkarme Kalkphyllite

Einen deutlich höheren Glimmergehalt als die dunkelgrauen, tafeligen Kalkphyllite zeigen die zumeist hell- bis mittelgrauen, bei stärkerer Verwitterung auch bräunlich gefleckten, "phyllitischen" (im Unterschied zu den tafeligen) Kalkphyllite. Sie bilden den nächst südlich gelegenen Kalkphyllitzug, der von Westen kommend in zwei, z.T. auch mehrere Lagen aufgeteilt über die Kote 2117 m sowie den Tristenwand Kopf und die Kote 2187 m ziehend das Wolfbachtal erreicht, schließlich östlich des Wolfbachtals über die Bräuer Hoch Alm einerseits und den Süd-Abfall der Schwarzwand andererseits in das Rauristal weiter verläuft. Diese Gesteinsausbildung ist von den Rauriser Phylliten durch die hellere Felsoberfläche und die relativ häufig auftretenden Felswände von weitem zu unterscheiden. Diese Kalkphyllite weisen einen unregelmäßigen Bruch auf, haben unruhig ausgebildete s-Flächen und zeigen im Querbruch eine feinschichtige Wechsellagerung von ursprünglich mehr kalkiger mit mehr tonreicher Substanz. Die mm-dünnen karbonatarmen bis -freien Lagen sind zum Großteil in einzelne, kleine Linsen zerschert (z.B. K34/78, K71/78).  
Unter dem Mikroskop: Quarz-betonte Lagen wechseln mit Calcit-betonten ab, die Dicke beider mitunter recht undeutlichen Lagen liegt im mm-Bereich. Die Calcit-Individuen zeigen vorwiegend xenomorphe Kornformen, eine auffallend intensive Druckzwillingslamellierung und glatte Kornränder. Sie bilden vielfach mit den xenomorphen, manchmal auch tropfenförmig ausgebildeten Quarzen ein eng verzahntes Kornpflaster. Die Quarz-Individuen löschen ausschließlich undulös aus und haben häufig Böhm'sche Streifung. Der phyllitische Habitus des Gesteines ist auf die mm-feinen Hellglimmer-(Muskovit und Paragonit laut Röntgendiffraktometer-Diagramm) und Chlorit- bzw. Oxychlorit-Lagen zurückzuführen. Diese sind z.T. durch dunkle (kohlige?) Substanz pigmentiert und zeichnen das planare bis wellig gefältelte Gefüge im Dünnschliff-Bereich deutlich nach. Akzessorisch treten noch Limonit, opake Erze und Turmalin auf.

#### 6.4.3. Gebänderte Kalkphyllite

Eine Zwischenstellung zwischen den tafeligen Kalkphylliten im Nordteil des Arbeitsgebietes und den kalkarmen Kalkphylliten

im Süden nehmen kleine, linsenförmige Körper aus dunkelgrauen Kalkphylliten ein. Aufgeschlossen sind sie z.B. am Kamm westlich des Wolfbachtals südlich des tafeligen Kalkphyllites der Schreckalps Höhe etwa 380 m nördlich der Kote 1978 m und am Grat östlich des Wolfbachtals in einer kleinen Linse ca. 340 m südlich des Reißbrach Kopfes. Dieser Kalkphyllit ist gekennzeichnet durch eine häufige Wechsellagerung von dunkelgrauen Kalklagen und blaß bräunlich-gelben, etwa cm-dicken Kalklagen. Letztere sind vielfach im mm- bis cm-Bereich gefältelt. Der durch diese "Bänderung" möglicherweise angedeutete stoffliche Lagenbau stimmt mit der heutigen Hauptschieferungsebene nicht überein. Die dunkelgrauen Anteile sind den dunkelgrauen, tafeligen Kalkphylliten zum Verwechseln ähnlich. Die Gesteinsausbildung ist sehr feinkörnig (z.B. K33/78, K74/78).

#### 6.4.4. Relativ kalkreiche Lagen in den Rauriser Phylliten

Schließlich gibt es noch eine weitere Form des Auftretens kalkiger Phyllite. Es sind dies die öfters in den Rauriser Phylliten vorkommenden kalkreichen Lagen, deren Verteilung ohne Regelmäßigkeit vorliegt und deren Übergänge zu den kalkarmen bis -freien Rauriser Phylliten kontinuierlich, d.h. ohne feldgeologisch systematisch erfaßbare Grenzen vor sich gehen. Die zahlreichen kleinen Vorkommen waren durch den vorgegebenen Maßstab und die Art der "Grenzen" in der beiliegenden geologischen Karte nicht konsequent über den gesamten Arbeitsbereich darstellbar, daher wurde auf eine eigene Signatur verzichtet. Grundsätzlich sind solche kalkreichen Lagen, deren Mächtigkeit im Normalfall im Meter-Bereich liegt, im Norden des Arbeitsgebietes etwas häufiger beobachtet worden als im Süden. Ihre Entstehung dürfte sedimentär bedingt sein, also durch eine stellenweise Calcitzunahme des sedimentierten Substrates während der Sedimentation des Ausgangsmaterials der Rauriser Phyllite. Mitunter können die Grenzen der kalkreichen Lagen auch relativ scharf sein, wie Abb. 18 zeigt. Die (letzte) tektonische Beanspruchung hat den Faltenkern aus dunklen Phylliten auf dieser Abb. wesentlich stärker deformiert (Scherung) als die kalkreiche Lage.



Abb. 18: Kalkreiche Lage im Rauriser Phyllit, Handstück K22/78, Fundort ca. 300 m östlich der Kaserer Alm, Seehöhe 1800 m. Biegefalte in einer kalkreichen, etwa dezimeter-dicken Lage innerhalb der dunklen Rauriser Phyllite, die den Kern der Falte aufbauen. Deutlich ist eine Scherflächenebene zu erkennen, die parallel zur Symmetrieebene (ac-Ebene) der Falte verläuft. Calcit-Bänder innerhalb der äußeren, karbonatreichen Lage wurden boudiniert (helle Linsen). Maßstab: Der Abstand zwischen zwei Teilstrichen entspricht einem Millimeter.

6.4.5. Fossilfunde in den tafeligen Kalkphylliten

Anlässlich gemeinsamer Begehungen mit J.SÄGMÜLLER in dessen Aufnahmegebiet, welches nordwestlich an das eigene Arbeitsgebiet angrenzt (siehe Abb.22), konnten an der Drei Brüder-Nordflanke verschiedene Fossilien gefunden werden. Es waren einerseits Spurenfossilien *Sabularia* sp., die auf einigen mm-dünnen, ehemals tonreichen Zwischenlagen der Kalkphyllite auftreten. Es handelt sich hierbei um geradegestreckte oder nur schwach gekrümmte, selten verzweigte, zylindrische Ausfüllungen von Grabgängen, welche das (Meta-)Sediment in unregelmäßigen Richtungen entlang von Schichtflächen (ehemaligen Bankungsfugen) durchziehen. Eine umfassendere Beschreibung ist in KLEBERGER et al. (1981) enthalten.



(Maßstab: Der Abstand zwischen zwei Teilstrichen entspricht einem mm).  
Abb. 19: Spurenfossilien *Sabularia* Sp., Fundort etwa 300 m südöstlich der Kote 1919 m, Rollstück;

Daneben wurden auch Überreste von Crinoiden, (*Crinoidea* gen. et spec. indet.) aufgefunden. Nach Prof.G.TICHY gehören die vorliegenden Arten zu den seit der Trias auftretenden *Articulata*,

die im Jura (Malm) mit über 250 Arten ihre Virenzperiode erreicht hatten. Die Höhe der Trochiten beträgt etwa 1,2 mm, ihr Durchmesser ca. 0,4 mm.

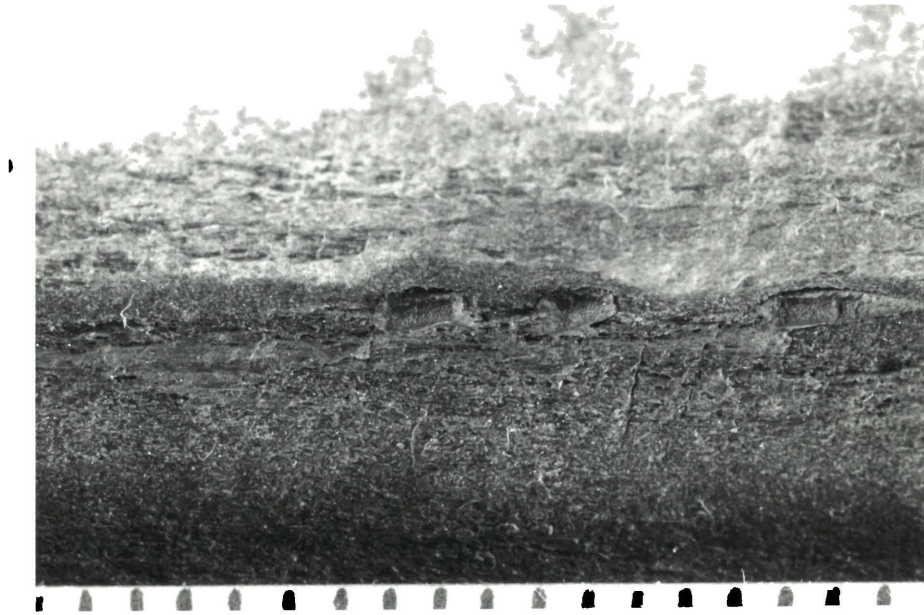


Abb. 20: Crinoiden-Stielglieder aus den dunkelgrauen, gebankten Kalkphylliten der Drei Brüder Nordflanke, Fundort ca. 320 m südöstlich der Kote 1919 m (Maßstab: Der Abstand zwischen zwei Teilstrichen entspricht einem Millimeter);

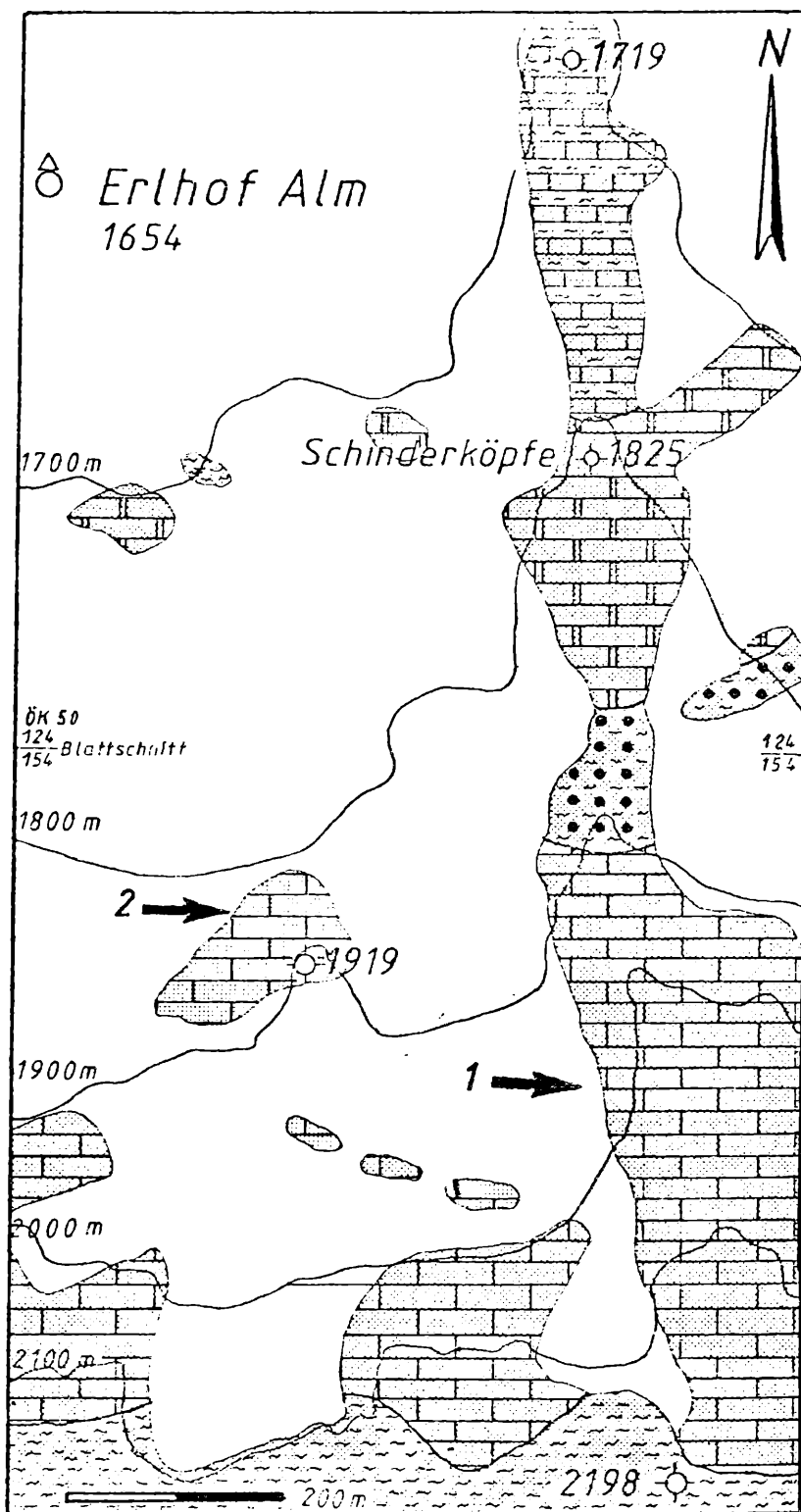
Als relativ am besten erhaltenes Fossil konnte ein Lamellaptychus cf. rectecostatus (PET.) von J. SÄGMÜLLER aufgefunden werden. Dieses nicht ganz vollständig erhaltene Exemplar ist nach Prof. G. TICHY ein relativ flachschaliger Vertreter eines Lamellaptychen, der zum Externrand ausstreichende Rippen aufweist. Dieser Typus ist nach S.M. GASIOROWSKY (1959, 1962) für die Aptychenzone VI (oberster Jura) charakteristisch. Von den tithonen Lamellaptychen, wie *L. rectecostatus* (PET.), *L. beyrichi* (OPP.), *L. studeri* (OOST.) und *L. submortiletti* TRAUTH kommt der Formenkreis von *L. rectecostatus* (PET.) dem vorliegenden Fund am nächsten. Die Länge des Exemplares beträgt ca. 15 mm, wobei etwa 1 mm, jener Teil zwischen Symphysen- und Externregion, fehlt. Die Breite beträgt 7 mm, der Quotient Länge zu Breite 2,2.



Abb. 21 : *Lamellaptychus* cf. *rectecostatus* (PET.), Fundort ca. 300 m südöstlich der Kote 1919 m, Rollstück der dunkelgrauen, tafeligen Kalkphyllite.

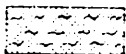
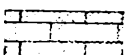
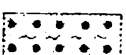
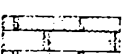
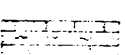
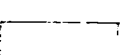

(Maßstab: Der Abstand zwischen zwei Teilstrichen entspricht einem Millimeter); Finder: J.SÄGMÜLLER

Mit diesem *Lamellaptychus* kann der dunkelgraue, tafelige Kalkphyllitzug, der von den Drei Brüdern über den Achen Kopf zur östlich des Wolfbachtals gelegenen Kote 2176 m zieht, eindeutig in den oberen Jura gestellt werden.



Nordwesteck der  
geologischen Karte  
des Wolfbachtals,  
Beilage 2 ;

Geologische Kartenskizze  
der Umgebung der Fossil-  
fundpunkte, vereinfacht  
nach J.J.SÄGMÜLLER (1980);

-  *Schwarzphyllit*
-  *Kalkphyllit*
-  *phyllitisch quarzitisches Abfolge*
-  *Dolomit*
-  *phyllitisch kalkige Abfolge*
-  *Quariär*
-  *Fossilfundpunkte*



#### 6.5. Dolomitbreccien

In kleinen Linsen vor allem im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes treten innerhalb der Rauriser Phyllite und der Kalkphyllite Dolomitbreccien auf. Diese Breccien können über ein rein karbonatisches (calcitisches) oder auch über ein Quarz-Calcit-Hellglimmer-Bindemittel verfügen, wobei die an zweiter Stelle erwähnte Matrix häufiger vorkommt. Als Komponenten gibt es vorwiegend weiße, hellbraune, dunkelbraune oder dunkelgraue Dolomitbruchstücke, sowie graue Kalke. Quarzkomponenten finden sich nur sehr untergeordnet. Die Kornformen der Komponenten sind zumindest zugerundet, häufig sind sie ausgewalzt, z.T. auch zerbrochen. Trotz ihres heterogenen Aufbaues weisen diese Gesteine häufig einen plattigen Habitus auf (z.B. K60/78. K61/78). Phyllitbruchstücke wurden als Komponenten nicht angetroffen, obwohl CORNELIUS & CLAR (1939) auch von solchen "Schieferbreccien" sprechen, die sie allerdings außerhalb des Arbeitsgebietes aufgefunden haben. Wie schon G.FRASL (1958, p.358) erwähnte, fehlen Grüngesteine (Metabasite) als Komponenten diesen Dolomitbreccien ebenfalls. Diese Tatsache läßt vermuten, daß die Grüngesteine erst nach der Bildung (Sedimentation) der Breccien entstanden sind. G.FRASL (1958, p.358) berichtet dazu: "Da jedoch die Breccienbildung allem Anschein nach fast auf die ganze Dauer der Bündnerschiefer-Sedimentation verteilt war, ist anzunehmen, daß die Masse der jungen Ophiolithe erst recht spät extrudiert und intrudiert sind".

Im Dünnschliff erweisen sich die Dolomitgerölle als trüb, wobei diese Trübung die Folge feinst verteilten Pigmentes innerhalb der Dolomikritmasse zu sein scheint. Die Grundmasse einer solchen Breccie besteht aus Calcit, Quarz, untergeordnet etwas Albit und Hellglimmer und akzessorisch Turmalin. Die Korngrößen von Quarz und Calcit wechseln sehr stark, deutlich kleiner sind die Albite; Hellglimmer treten in wirr gesproßten Einzelindividuen oder in verfalteten Paketen auf. Das Mengenverhältnis Grundmasse zu Komponenten wechselt stark.

## 6.6. Hellgrüne Metaarkose

Ein kleines Vorkommen einer hellgrünen, karbonatführenden Metaarkose befindet sich ca. 150 m nördlich der Schwarzwand auf 2130 m Seehöhe einige Meter westlich des Hauptgrates als Einschaltung zwischen feinkörnigen Grüngesteinen im Hangenden und einem Band dunkler Rauriser Phyllite im Liegenden. Dieser Aufschluß ist nur wenige Meter mächtig, die Arkoselage fällt dem regionalen Bauplan folgend mittelsteil nach Norden ein.

Im Handstück zeigt sich das plattig brechende Gestein mit rauhen Schichtflächen, im Querbruch lassen sich grau-weiße Lagen mit einigen Millimetern Dicke von den dazwischenliegenden dunkelgrünen Lagen, die eine maximale Dicke von einem Millimeter aufweisen, unterscheiden. Dieser Lagenbau ist parallel zum  $s_1$  (wahrscheinliches  $ss$ ) angeordnet, ein zweites  $s$  läßt sich im Handstück nicht erkennen.

Unter dem Mikroskop: Quarzkörner und Plagioklase bilden ein dichtes Pflaster. Die Quarzindividuen erreichen Durchmesser bis zu 0.3 mm; sie haben vorwiegend eine undulöse Auslöschung, ihre Kornformen sind meistens xenomorph und ihre Kornränder scharf begrenzt. Die Quarze zeigen häufig längliche Querschnitte; sie sind mit ihrer Längserstreckung parallel  $s_1$  eingeregelt. Die Plagioklase sind vorwiegend hypidiomorph und isometrisch ausgebildet; sie erreichen Durchmesser bis zu 0.7 mm. Vielfach zeigen sie Entmischungslamellen; an einigen Stellen läßt sich auch ein einfacher Zonarbau vermuten, der die kernnahen von den randlichen Bereichen unterscheidet. Während erstere reich sind an feinsten Einschlüssen bzw. Entmischungsphasen von teils Epidot/Klinozoisit und z.T. auch Mikrolithen, die lichtmikroskopisch nicht mehr auflösbar sind, lassen sich in den randlichen Bereichen keinerlei Mikrolithen feststellen. Wahrscheinlich sind die Kernbereiche der Plagioklase ehemals An-reicher gewesen und im Zuge der Metamorphose ist es zur Entmischung dieser Ca-reichen Kernzone gekommen (Epidot/Klinozoisit-Bildung). Die Anordnung der Chlorite in Form feiner Schnürchen und die regelmäßige lagige Konzentration kleiner Epidotkriställchen zeichnen das streng planare  $s_1$  nach. In einem Winkel von ca.  $20^\circ$  bis  $30^\circ$  zu diesem  $s_1$  steht eine jüngere Schieferung, das  $s_2$ . Dies dokumentiert sich in einer schwachen Versetzung einzelner Chloritlagen durch das  $s_2$ . Die letzte Deformation war postkristallin bezogen auf die Chloritbildung, einige Chloritindividuen sind durch die Scherbewegung entlang  $s_2$  verbogen. Das Karbonat (Calcit) wurde relativ spät ausgeschieden, es füllt völlig xenomorph Hohlräume zwischen Quarzen und Plagioklasen. An einigen Stellen zeigen die Calcite auch Epidot/Klinozoisit-Mikrolithen. Typisch für die Chloritindividuen ist ihr Pleochroismus von blaßgelb bis hellgrün, ihre Interferenzfarben sind vorwiegend olivgrün.

Ihr Habitus ist blättrig. In der Nähe der Chlorite, die vorwiegend in dünnen Bändern parallel zum  $s_1$  auftreten, finden sich häufig etwa 0.025 bis 0.05 mm große, z.T. zersetzte akzessorische Epidot/Klinozoisite.

Der Pauschalmineralbestand der Probe K95/78 besteht aus:

- ca. 45 % Quarz
- ca. 45 % Plagioklas
- ca. 5 % Calcit
- ca. 4 % Chlorit

Akzessorisch: Epidot, Klinozoisit, Hellglimmer, Zirkon, Orthit (randlich von Klinozoisit umgeben)  
Pyrit, großteils limonitisiert und ein Titanmineral (entweder Titanit oder Anatas);

Eine Deutungsmöglichkeit für dieses Gestein ist die Herleitung aus einem tuffogenen Sediment, nach dem Mineralbestand wahrscheinlich aus einer Eruptionsphase mit einem dazitischen Chemismus (Hinweis von Prof.G.FRASL).

## 6.7. Grüngesteine (Metabasite)

Unter der Bezeichnung Grüngesteine wurden bei der Bearbeitung die basischen Metavulkanite verschiedener Zusammensetzung erfaßt, die in der mächtigen Metasedimentabfolge der Bündnerschiefer-Serie, welche im Arbeitsgebiet nach G.FRASL (1958) und FRASL & FRANK (1966) in Fuscher Fazies ausgebildet ist, eingelagert sind. Im gesamten mittleren Abschnitt der Hohen Tauern und auch darüber hinaus wird ein Großteil von ihnen zusammen mit den häufig gemeinsam auftretenden Eklogiten und Serpentiniten als Ophiolith-Gesteine angesehen und z.T. als mögliche Überreste ozeanischer Kruste (BICKLE & PEARCE (1975), V.HÖCK (1980), HÖCK & MILLER (1980)) gedeutet. Im Arbeitsgebiet unterscheiden sich die Grüngesteinszüge und -linsen nicht nur in ihrer Größe und Form der Vorkommen, sondern auch in ihrem makroskopischen und mikroskopischen Bild und in ihrem Chemismus. Als erste, schon makroskopisch durchführbare Trennung sind die **r e l i k t f ü h r e n d e n** Metabasite, die vereinzelt noch Überreste einer magmatogenen Textur und reliktsche, magmatogene Mineralphasen aufweisen können, zu unterscheiden von den **f e i n k ö r n i g e n** Grüngesteinen, die keinerlei reliktsche Mineralphasen führen, also den Prasiniten i.e.S.. Der Begriff "Prasinit" ist nach Empfehlung von CORNELIUS & CLAR (1939, p.152) Grüngesteinen zuzuordnen, die als Hauptgemengteile Albit und Epidot enthalten, sowie Chlorit und/oder ein Glied der Hornblendegruppe aus der Reihe Tremolit-Aktinolith-Barroisit-Glaukophan führen. Gegenüber "Amphiboliten" besteht nach diesen beiden Autoren weder begrifflich noch in der Natur eine scharfe Grenze. V.HÖCK (1980, p.57) führt unter dem Begriff "Prasinit" zusätzlich zu den oben aufgeführten Mineralphasen noch Titanit an.

Die erste Gruppe, die reliktführenden Metabasite wurde von E.BRAUMÜLLER (1939, p.91ff) mit dem Überbegriff "Gabbroamphibolit" und den Untergruppen "Fleckenamphibolit", "Augenamphibolit", "Amphibolit mit brauner Hornblende" sowie "schiefrige und mylonitische Amphibolite" bezeichnet. Diese Gesteinsnamen sensu E.BRAUMÜLLER (1939) und CORNELIUS & CLAR (1939) sind als historische Begriffe zu verstehen, sie haben keinen Zusammenhang mit dem heute üblichen Amphibolit-Begriff im Sinne eines Metamorphosegrades, wie auch schon G.FRASL (1958, p.379) schreibt: "Man darf aber hier mit diesem Namen

nicht annehmen, daß dieses geschieferte Hornblende-Feldspat-Gestein einmal die Amphibolitfazies durchlaufen hätte;". Diese reliktführenden Metabasite treten in lokalen, sehr begrenzten Zügen mit wenigen Metern bis Zehnermetern Mächtigkeit auf, die vorwiegend nördlich der Linie Achen Kopf - Bau Kogel zwischen Rauriser Phylliten, Kalkphylliten, Quarziten und Prasiniten eingeschaltet sind. Ihr Streichen und Fallen entspricht dem regionalen Bauplan, also dem der umgebenden Metasedimente und Prasinite mit ihrem mittelsteilen Einfallen nach Nordnordosten bis Nordwesten. Die Vorkommen sind hauptsächlich am Grat nördlich des Bau Kogels und dessen beiden Flanken aufgeschlossen und werden talwärts sehr rasch von Hangschuttmassen überdeckt. Nördlich des Achen Kopfes streicht ein größeres Vorkommen etwa bei der Kote 2068 m senkrecht zur Kammlinie. Dieser Gesteinszug ist nach Osten hin bis in die Nähe des Talbereiches des Wolfbachtals aufgeschlossen (aus diesem Zug stammen auch die Proben K82/78 und K28/79, deren reliktsche Pyroxene mit der ESMS untersucht worden sind).

Das Hauptverbreitungsgebiet der feinkörnigen Grüngesteine liegt weiter im Süden des Arbeitsgebietes, es besteht großteils aus einem bis zu mehreren hundert Metern mächtigen Gesteinszug, welcher vom Bereich des Großarlal kommend über das Gasteinertal, das Rauristal südlich der Ortschaft Rauris über den Hoch Bühel und die Steinbach Alm in das Arbeitsgebiet hereinstreicht. Im östlichen Teil des bearbeiteten Gebietes ist dieser Zug an einigen Stellen in einzelne, Zehnermeter mächtige Lagen aufgespalten, wobei Rauriser Phyllite und Kalkphyllite zwischen den einzelnen Grüngesteinslagen auftreten. Vom Grat nördlich der Schwarzwand in Richtung Westen hin baut er die steilen Felswände um die Kote 2098 m auf. Östlich des Talgrundes des Wolfbachtals tritt er in einem Wald südöstlich der Pichl Alm in Form kleiner, isolierter Aufschlüsse wieder zutage, um dann gegen Westen zu am Grat nördlich des Tristenwand Kopfes zwischen der Kote 2178 m und der Kote 2117 m mit den gleichen Merkmalen und einer ähnlichen Mächtigkeit wie weiter im Osten nördlich der Schwarzwand wieder aufzutreten. (Dieser Gesteinszug entspricht einem Abschnitt des Metabasit-Gesteinszuges Nr.III in V.HÖCK (1980) und HÖCK & MILLER (1980).

Die weiteren Vorkommen der feinkörnigen Grüngesteine, die E.BRAU-MÜLLER (1939) mit den Bezeichnungen "Chloritprasinit" und "Hornblendeprasinit" belegt hatte, befinden sich z.T. auch in der Nordhälfte des Arbeitsgebietes, so z.B. am Achen Kopf Nordgrat nahe der Kote 2068 m, ebenso nördlich des Bau Kogels; also dort, wo die grobkörnigen Metabasite ihre Hauptverbreitung finden.

Südlich des Kalkphyllituzuges Tristenwand Kopf - Schwarzwand befinden sich innerhalb einer größeren Masse von Rauriser Phylliten verschiedene kleinere Vorkommen von im wesentlichen sehr feinkörnigen Grüngesteinen, so z.B. südlich der Unteren Hochberg Alm im Schüttbachtal, südwestlich der Breiteben Scharte am Grat zwischen dieser Scharte und der Breiteben Kopf, ebenso auch südlich des Breiteben Kopfes zwischen ihm und dem Wetterkreuz, schließlich südlich und südwestlich des Freudenend Kopfes bis hin zur Lohninger Alm. Diese relativ kleinen, maximal wenige Zehnermeter mächtigen, isolierten Vorkommen fallen deswegen auf, weil manche der einzelnen Linsen nicht, wie bei den anderen Grüngesteinsvorkommen im Arbeitsgebiet bisher zu beobachten war, etwa "konkordant" den umgebenden Metasedimenten eingelagert mittelsteil in nördliche Richtungen einfallen, sondern entweder eine söhlige Lagerung aufweisen oder flach nach Nordwesten einfallen. Es ist vorstellbar, daß diese relativ kleinen Prasinitkörper als metamorphe Produkte magmatischer Lagergänge, die sowohl parallel zur Schichtung des umgebenden Sedimentgesteines als Sills oder auch diskordant in Klüfte oder andere Trennflächen eindringend in Form von Dikes entstanden sein können, zu verstehen sind.

#### 6.7.1. Reliktführende Metabasite

Das Hauptvorkommen dieser Gesteinsgruppe, die vereinzelt magmatogene (ophitische) Texturreste und/oder magmatische Reliktmineralphasen aufweist, liegt nördlich der Linie Achen Kopf - Bau Kogel. Ein wesentlicher Gesteinszug verläuft ostnordöstlich der Kote 2068 m in etwa Ost-West-Richtung (Handstücke K82/78, K28/79). Aus diesem Vorkommen stammten wahrscheinlich auch die von G.FRASL (1954 und 1958, p.380) erwähnten und beschriebenen "intersertalen Albit-Stilpnomelan-Diabase" welche etwa 250 m nordnordöstlich der Oberhaus Grund Alm als Rollstück

beschrieben worden waren; sie wurden leider nicht wieder aufgefunden. Ohne sichere magmatische Reliktminerale (evtl. haben die Amphibole noch "alte Kerne") aber mit Anzeichen einer ophitischen Struktur, ophitischen Plagioklasbalken (z.B. Handstück K89/78) finden sich sehr vereinzelt auch Grüngesteinsvorkommen im Südteil des Arbeitsgebietes, nämlich innerhalb des großen Grüngesteinszuges nördlich des Tristenwand Kopfes, ca. 100 m nordöstlich der Hütte Kote 1707 m. Dieses Gestein ist im Handstück grün-weiß gefleckt, die Größe der unregelmäßig verteilten Flecken liegt im Zentimeterbereich. Es wird großteils aus bis zu 3 mm langen Plagioklasbalken aufgebaut, zwischen denen sich vorwiegend Epidot/Klinozoisitindividuen, dünne, wirr gesproßte Amphibolnadelchen und vereinzelt etwas Quarz und Chlorit befindet. Akzessorisch gibt es Apatitnadelchen mit einem Länge zu Breite Verhältnis von etwa 30 : 1, daneben Leukoxenanhäufungen und kleinste Titanitkörnchen.

Bei den Hauptvorkommen der reliktführenden Metabasite (aus dem Nordteil des Arbeitsgebietes) handelt es sich um grünliche bis grünlich-weiße, z.T. gefleckte, etwas schiefrige Gesteine mit welligen bis knotigen s-Flächen. Bei manchen Handstücken erkennt man dunkelgraue bis schwarze, 2 - 3 mm große, etwa quadratische Querschnitte von Pyroxenen, die in einer grünlich-weißen, filzigen Grundmasse schwimmen (entsprechend dem Begriff "Augenamphibolit" nach E.BRAU-MÜLLER (1939)) z.B. K82/78 und K28/79 400 bzw. 800 m nordwestlich der Oberhaus Grund Alm.

(K82/78): Bei der mikroskopischen Betrachtung fallen sofort die hypidiomorphen, bis etwa 3 mm (Querschnitt) großen Klinopyroxene auf. Ihr Habitus ist körnig, die Spaltbarkeit gut, sie sind im Durchlicht farblos und zeigen keinen Pleochroismus. Ihre optischen Eigenschaften wurden gemessen an Schnitten mit möglichst niedrigen Interferenzfarben. Sie sind optisch zweiachsig positiv, die Auslöschungsschiefe beträgt ca.  $45^{\circ}$ , die Dispersion ist  $V > R$ . Zonarbau oder Zwillingbildungen konnten nicht beobachtet werden. Die Klinopyroxene sind z.T. nur noch in einzelnen Bruchstücken vorhanden, entlang von Spaltrissen sind die einzelnen Individuen meistens zerbrochen. Entlang der Spaltflächen und Bruchzonen entstanden bevorzugt Neubildungen. Häufig sind diese zu "Schläuchen" aufgeweiteten Spaltrisse von feinblättrigem, blaßgrünen Chlorit und von farblos bis blaß bräunlichem Biotit ausgefüllt, daneben finden sich auch Amphibole. Die Größe der Biotitindividuen überschreitet eine Länge von 0.1 mm nur selten. Wie auch die Chlorite sind sie frei von lichtmikroskopisch auflösbaren Einschlüssen. Die aktinolithischen Amphibole sind vorwiegend hypidiomorph ausgebildet, sie zeigen Korngrößen kleiner als 0.1 mm, in Einzelfällen erreichen sie auch 0.25 mm. Sie haben einen stengeligen Habitus, eine sehr deutliche Spalt-

barkeit; sie haben weder Zwillingsbildungen, Zonarstrukturen noch Einschlüsse. Ihr Pleochroismus reicht von farblos bis blaßbraun-grünlich. Der optische Achsenwinkel beträgt ca.  $80^{\circ}$ , er wurde an ausgewählten Schnitten konoskopisch gemessen, Interferenzfarbe ist das Gelb erster Ordnung. Sie finden sich hauptsächlich an den Kornrändern der Klinopyroxene, z.T. sind sie vom Rand her in diese hineingewachsen. Ihre Anordnung ist einheitlich zum Kristallgitter bzw. zu den Spaltflächen der Klinopyroxene orientiert. (ESMS-Analysen der Pyroxene, Amphibole, Biotite und Chlorite folgen auf den nächsten Seiten). Vereinzelt treten Apatite auf, sie sind im Durchlicht farblos, haben idiomorphe bis hypidiomorphe, dünnsäulige Formen, sie sind meistens senkrecht zur c-Achse mehrmals zerbrochen. Ihre Länge geht selten über 0.4 mm hinaus, ihre Breite kaum über 0.05 mm. Das Verhältnis Länge zu Breite liegt bei ungefähr 1 : 8 bis 1 : 10. Ihre Auslöschung ist schwach undulös, ihr optischer Charakter ist manchmal undeutlich zweiachsig. Sie sind als magmatische Formrelikte anzusprechen.

Die feinkristalline Grundmasse des Gesteines wird aufgebaut aus Plagioklas, Hellglimmer, Chlorit, Epidot, Klinozoisit, vereinzelt etwas Quarz; Orthit, Leukoxen, Biotit und opake Erze treten akzessorisch auf. Bei den Plagioklasen überwiegen die hypidiomorphen bis xenomorphen Kornformen, die Größe der Individuen geht selten über 0.3 mm hinaus und liegt im Normalfall bei 0.1 mm im Durchmesser. Es herrschen grobe Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz vor. Die Kornränder zeigen vielfach "fingerförmige" Ausstülpungen zu anderen Plagioklasen hin. Auffallend sind die vielen ungeordneten, z.T. aber auch nach dem Gitterbau der Plagioklase geregelten Entmischungsmikrolithen von Hellglimmer und Epidot/Klinozoisit.

Die Hellglimmer der Grundmasse treten in feinsten Blättchen mit Längen im Bereich von 0.05 mm und kleiner auf. Auffallend ist ihr saumartiges Auftreten gemeinsam mit Chloriten und Amphibolen an den Kornrändern der Klinopyroxene. Die Chlorite sind feinblättrig ausgebildet und durch ihre blaßgrüne Eigenfarbe und die oliv-grüngrauen Interferenzfarben charakterisiert. Sie treten einerseits unregelmäßig in der Grundmasse auf, andererseits saumartig mit Hellglimmern und Amphibolen um die Klinopyroxene. Größere Individuen finden sich in Spaltrissen und Hohlräumen innerhalb der Klinopyroxene eng verwachsen mit Biotit. Epidot- und Klinozoisitindividuen zeigen hypidiomorphe bis xenomorphe, gedrungen stengelige Kornformen, die Längen von ca. 0.05 mm selten übersteigen. Deutlich treten ihre anomalen blauen und gelben Interferenzfarben in Erscheinung. Sie kommen sowohl in der Grundmasse als auch als Mikrolithen in Klinopyroxenen und Plagioklase vor. Nur akzessorisch gibt es Orthite, die durch ihren intensiven Pleochroismus von blaßgrau zu dunkel rotbraun auffallen; ihre Länge liegt bei etwa 0.02, ihre Breite meist unter 0.005 mm. Sie erscheinen zonar gebaut und finden sich regelmäßig von Klinozoisit umgeben, wo sie schwach pleochroitische Höfe erzeugen. Ebenfalls akzessorisch treten im Dünnschliff tropfenförmige Quarzindividuen mit Durchmessern um 0.001 mm auf, ihre Auslöschung ist vorwiegend undulös. Vereinzelt finden sich xenomorphe opake Erze.

Das Verhältnis Kristallisation zu Deformation weist bei den Hellglimmern auf eine überwiegend postkristalline Deformation hin, denn die feinen Hellglimmerblättchen sind häufig wellenförmig verbogen. Im Schliffbereich läßt sich keine bevorzugte Gefügeregelung erkennen, dennoch zerbricht das Gestein häufig plattig.



Aus dem Übergangsbereich von grobkörnigen Metabasiten in die umgebenden Metasedimente stammt die Probe K55/78, die man als "knotige" Varietät bezeichnen kann. Sie wurde aus einem, wenige Zehnermeter mächtigen Gesteinsband vom Grat nördlich des Baukogels genommen, welcher aus einer abwechslungsreichen Folge von Baukogel-Quarziten, Rauriser Phylliten, Kalkphylliten und Grüngesteinen aufgebaut wird. Das Gestein ist im Handstück blaß grünlich z.T. mit rostbraunen k-Flächen, undeutlich ausgeprägten, leicht welligen bis knotigen s-Flächen und einem unregelmäßigen Bruch. Im Querbruch zeigen sich mm-große, helle Flecken, die von Leukoxen-Titanit-Haufen herrühren, daneben gibt es dunkelgrüne "Knoten", wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Klinopyroxen, die von ballenartige Anhäufungen von Chloriten gebildet werden. Unter dem Mikroskop: Das Grundgewebe besteht aus einem feinen Filz von Phengit, Chlorit, z.T. Oxychlorit und Albit. In dieser Matrix schwimmen ballenförmige Chloritnester (Pseudomorphosen nach Klinopyroxen ?), in denen untergeordnet auch Titanit, Albit, Epidot/Klinozoisit sowie wirrstrahlig gesproßte, feinste Amphibolnadelchen vorkommen können. Neben den Chloritkonzentrationen gibt es noch unregelmäßig verteilte, dichte Leukoxen-Titanit-Knoten, die selten unzerstört, zumeist zerbrochen in das Grundgewebe eingesprengt sind. Ebenso wie diese Knoten sind auch die Pseudomorphosen nach Klinopyroxen vorwiegend zerbrochen und die Zwischenräume von der feinfilzigen Matrix ausgefüllt. Außerdem kommen Apatitnadelchen mit einem durchschnittlichen Länge:Breite Verhältnis von etwa 7 : 1 regellos im Dünnschliff verteilt vor. Sie sind zumeist senkrecht zur c-Achse mehrmals zerbrochen.

Dieses Gestein stellt wahrscheinlich eine Randbildung eines grobkörnigen Metabasites dar. Es ist vorstellbar, daß der randliche Teil eines solchen pyroxenführenden Gesteines in einer Sedimentmatrix eingebettet wurde. Sowohl Schliffbefund (Pseudomorphosen nach Klinopyroxen (?)) einerseits und hoher Grundmassenanteil, etwa 75 % phengitreiche Matrix) als auch die chemische Gesamtgesteinsanalyse (p. 87) mit ihrem deutlich niedrigeren  $\text{SiO}_2$ -Gehalt, deutlich höherem  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -,  $\text{FeO}^{\text{tot}}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt, als die anderen Grüngesteine) sprechen für eine "Verunreinigung" dieses Grüngesteins durch mergeliges Sedimentmaterial.

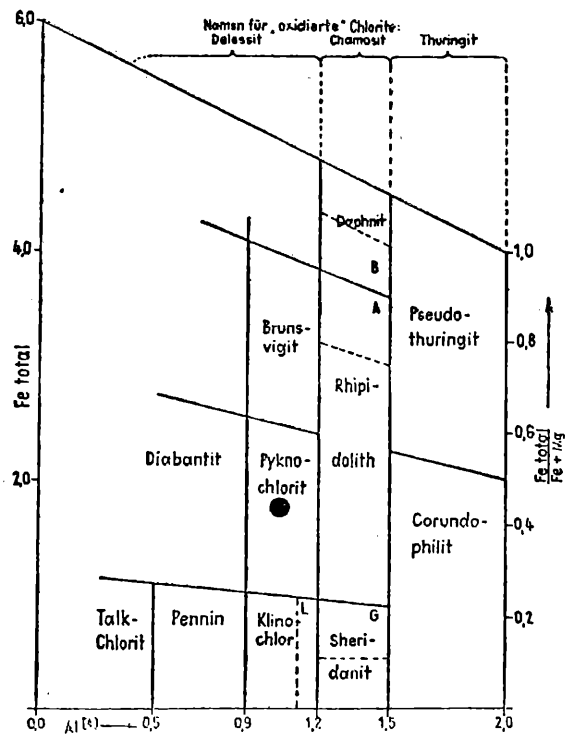
Mineralanalyse (ESMS) an Chlorit aus dem grobkörnigen Metabasit (Handstück K82/78):

Oxide: (in %)		Anzahl der Kationen: (Basis 28 O)	
SiO <sub>2</sub>	28.82	Si	5.926
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.32	Al <sup>IV</sup>	2.074
TiO <sub>2</sub>	0.06	Al <sup>VI</sup>	2.541
FeO <sup>+</sup>	19.00	Ti	0.010
MnO	0.28	Fe <sup>2+</sup>	3.278
MgO	19.27	Mn	0.058
CaO	0.04	Mg	5.926
Na <sub>2</sub> O	0.01	Ca	0.009
K <sub>2</sub> O	0.0	Na	0.005
H <sub>2</sub> O	n.b.	K	--
	<u>86.80</u>		

+ Das Gesamteisen wurde als FeO verrechnet.

Tab. 1: Chemische Analyse von Chlorit im Metabasit K82/78

Abb. 23: Darstellung des Chlorits aus K82/78 im Diagramm nach M.H.HEY (1954), verändert nach W.E.TRÖGER (1969, p.557). Der analysierte Chlorit ist nach M.H.HEY (1954) als "Pyknochlorit" zu bezeichnen.



Mineralanalysen (ESMS) an Biotiten (zwei Individuen) aus dem Metabasit K82/78:

Oxide in Prozenten:	Biotit 1	Biotit 2
SiO <sub>2</sub>	39.00	39.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.44	16.26
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.61
FeO +	16.68	15.83
MnO	0.21	0.20
MgO	14.46	14.28
CaO	0.05	0.35
Na <sub>2</sub> O	0.0	0.0
K <sub>2</sub> O	9.33	8.21
H <sub>2</sub> O	n.b.	n.b.
Summe	<u>96.49</u>	<u>94.98</u>

+ Das Gesamteisen wurde als FeO verrechnet.

Anzahl der Kationen (Basis 22 O):

Si	5,748	5.815
Al <sup>IV</sup>	2.252	2.185
Summe	8.00	8.00
Al <sup>VI</sup>	0.604	0.652
Ti	0.035	0.068
Fe <sup>2+</sup>	2.057	1.962
Mn	0.027	0.021
Mg	3.178	3.155
Summe	5.92	5.86
Ca	0.008	0.055
Na	--	--
K	<u>1.753</u>	<u>1.553</u>
Summe	1.76	1.61

Tab. 2: Chemische Analyse von Biotit aus dem Metabasit K82/78.

Nach W.E.TRÖGER (1969) sind die vorliegenden Biotite aufgrund ihres Fe<sup>tot</sup>/Mg-Verhältnisses von etwa 40:60 als Meroxene zu bezeichnen.

Chemische Analysen an Amphibolen aus dem Metabasit K82/78  
(ESMS):

Oxide in Prozenten	Amph.1	Amph.2	(Amph.1 stammt aus dem Saumbereich um die Klinopyroxene mit dir. Kontakt, Amph.2 ist filzig verwachsen mit Plagioklasen und Chlorit).
SiO <sub>2</sub>	55.65	55.40	
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.02	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.76	2.11	
MnO	0.21	0.24	
FeO +	10.50	9.96	
MgO	17.89	16.94	
CaO	12.95	13.05	
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.11	
K <sub>2</sub> O	0.03	0.19	+ Gesamteisen als FeO verrechnet.
Summe	<u>98.34</u>	<u>98.02</u>	

Anzahl der Kationen auf der Basis von 23 O:

Si	7.860	7.834
Al <sup>IV</sup>	0.130	0.166
Summe	7.99	8.00
Al <sup>VI</sup>	--	0.1852
Ti	0.003	0.003
Fe	1.240	1.178
Mg	3.767	3.571
Mn	0.026	0.029
Summe	5.04	4.99
Ca	1.960	1.977
Na	0.044	0.015
K	0.005	0.034
Gesamtsumme	<u>15.04</u>	<u>15.02</u>

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg+Fe} \quad 0.75 \quad 0.75$$

Tab. 3: Chemische Analysen an Amphibolen aus dem Metabasit K82/78.

Abb. 24:  
Darstellende Punkte der Amphibole aus K82/78 im  $Al^{IV} : Na + K$  Diagramm nach DEER et al. (1963, p.272);

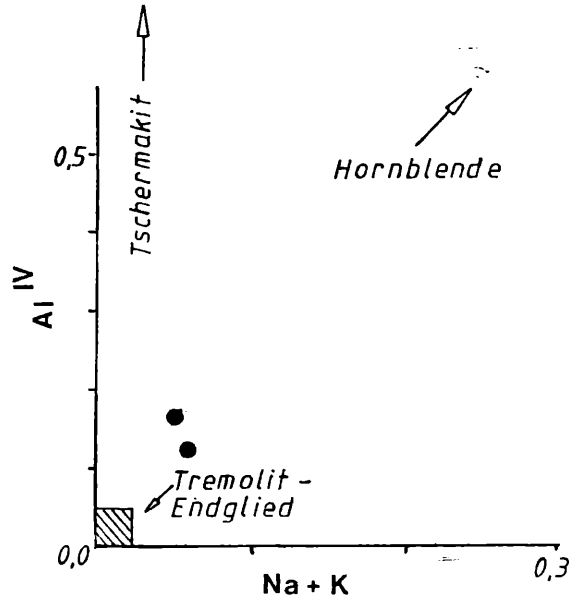


Abb. 25:  
Darstellende Punkte der Amphibole aus K82/78 im Ca:Mg:Fe Diagramm nach DEER et al. (1963, p.268);

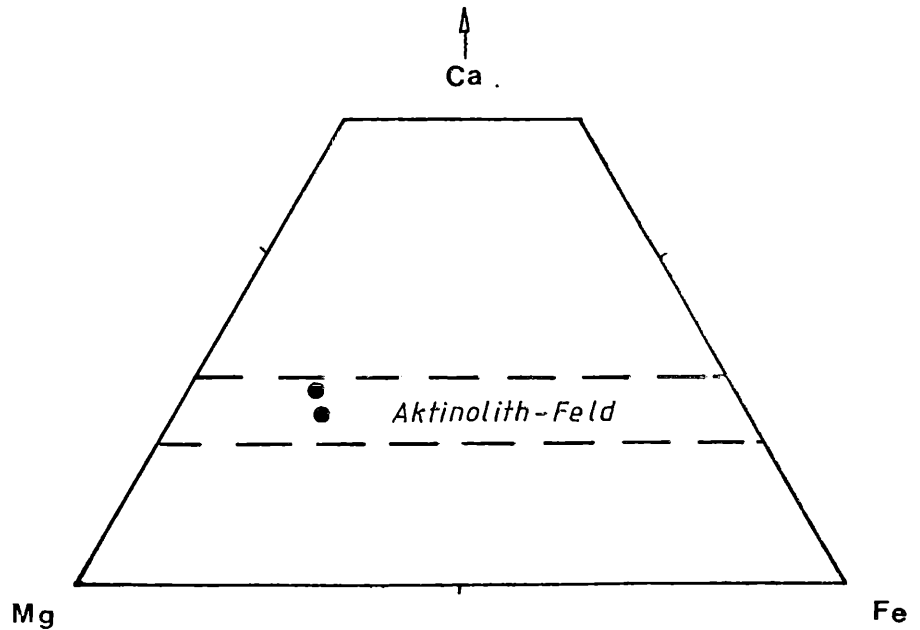
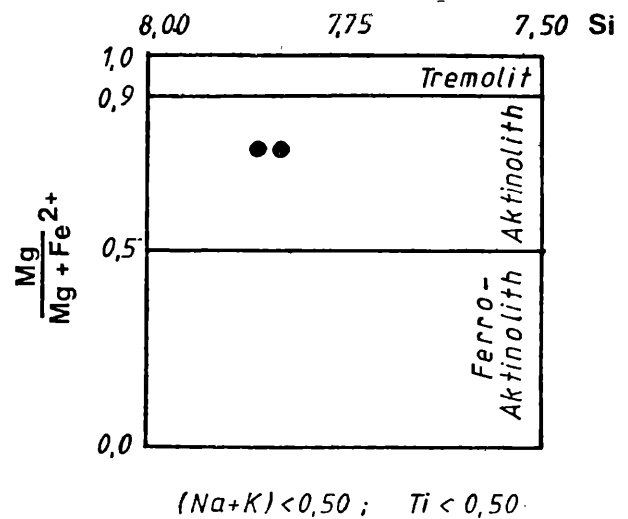


Abb. 26:  
Darstellende Punkte der Amphibole aus K82/78 im  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  Diagramm für "calcic amphiboles" nach B.E. LEAKE (1978, p.203).



Aus diesen drei Abbildungen geht hervor, daß die frisch gesproßten

Amphibole im Metabasit K82/78 als Aktinolithe zu bezeichnen sind.

Da die Mineralchemismen der magmatisch gebildeten Klinopyroxene trotz der inzwischen abgelaufenen Regionalmetamorphose relativ unverändert sein sollten, wurden die Pyroxene besonders intensiv mittels ESMS untersucht. Es gelangten fünf Körner zur Analyse, wobei bei jedem Korn mehrere Punkte gemessen wurden, line-scans und Bilder der Verteilung der rückgestreuten Elektronen angefertigt wurden. Diese Daten sollen gemeinsam mit den Ergebnissen der chemischen Analysen der Gesamtgesteine im folgenden einer vorsichtigen Interpretation zugeführt werden und damit weitere Informationen bezüglich der Herkunft der Grüngesteine im geotektonischen Sinn liefern. Zum Vergleich zu den chemischen Daten der Pyroxene aus dem Wolfbachtal werden zwei zusätzliche Pyroxenanalysen (ESMS) von benachbarten Gebieten, einmal aus dem nur wenige Kilometer weiter östlich gelegenen Rauristal (HÖCK et al., 1981), und zum anderen aus dem weiter im Osten gelegenen Großarlal (W.ZIMMER, 1978) mit betrachtet.

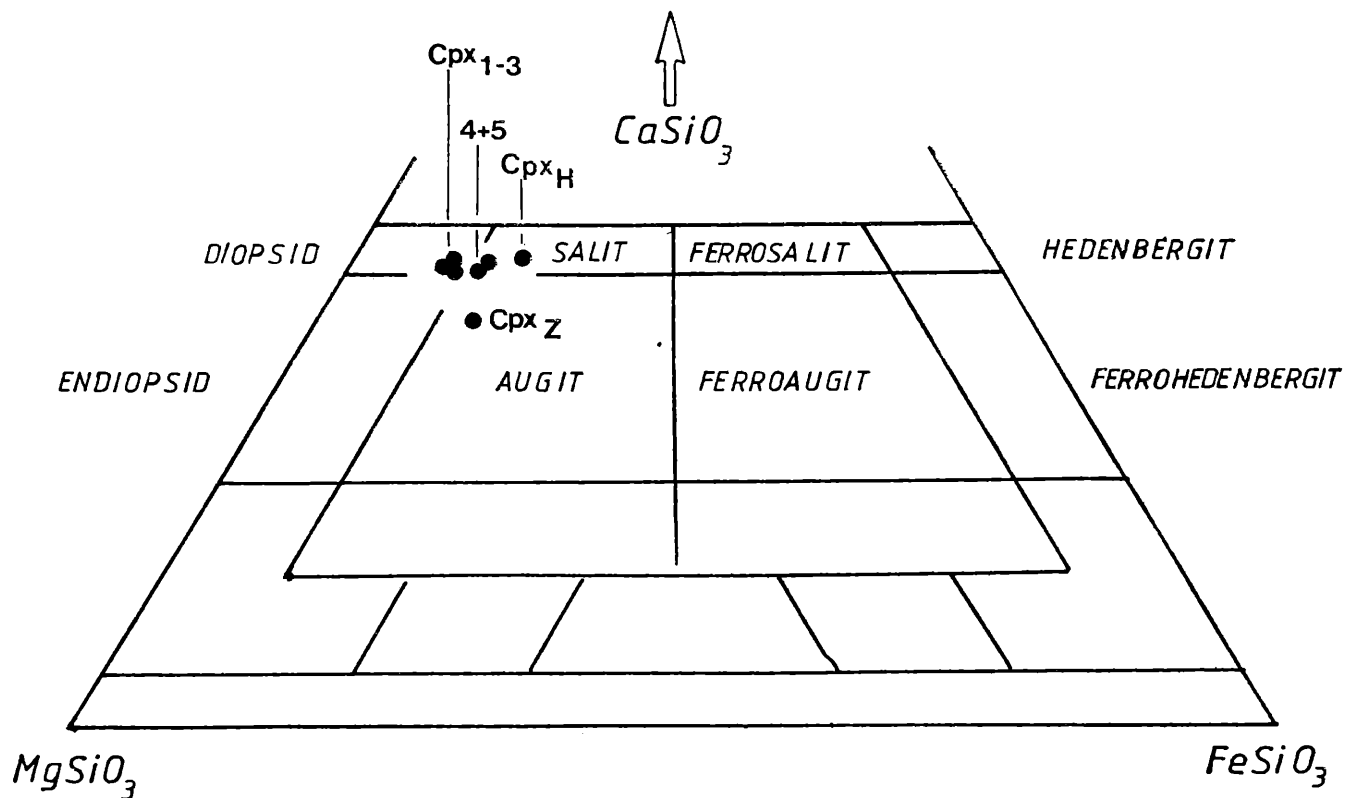


Abb. 27: Die Lage der Pyroxene im  $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$ - $CaSiO_3$  Diagramm nach DEER et al. (1978)  
Cpx 1 - 5 = Pyroxene aus dem Wolfbachtal  
Cpx H = Pyroxen aus dem Rauristal (HÖCK et al., 1981)  
Cpx Z = Pyroxen aus dem Großarlal (W.ZIMMER, 1978)

Chemische Analysen (ESMS) von Pyroxenen aus dem Metabasit K82/78 und zwei Vergleichsanalysen aus benachbarten Gebieten (aus der Literatur):

Tab. 4: Chemische Analysen von Pyroxenen aus dem Metabasit K82/78, sowie zwei Vergleichsanalysen aus benachbarten Gebieten.

Gew. %	Cpx <sub>1</sub>	Cpx <sub>2</sub>	Cpx <sub>3</sub>	Cpx <sub>4</sub>	Cpx <sub>5</sub>	Mittelwert <sub>1</sub>	Cpx <sub>H</sub>	Cpx <sub>Z</sub>	Mittelwert <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	52.06	51.70	51.79	52.97	53.02	52.31	50.47	54.88	52.41
TiO <sub>2</sub>	.93	.93	.90	1.47	1.52	1.15	.95	.78	1.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.97	2.92	2.72	3.26	3.32	3.04	2.34	1.91	2.78
MnO	.17	.14	.11	.12	.17	.14	.33	.26	.19
FeO*	5.76	5.53	5.69	6.15	6.12	5.85	10.46	6.92	6.66
MgO	16.03	16.11	16.14	14.16	13.93	15.27	12.94	16.10	15.06
CaO	21.56	21.57	21.42	21.46	21.41	21.48	21.96	19.73	21.30
Na <sub>2</sub> O	.23	.29	.31	.25	.23	.26	.23	.20	.25
K <sub>2</sub> O	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.03	.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.27	.14	.25	.04	.03	.15	n.b.	n.b.	.15
Summen	99.98	99.33	99.33	99.88	99.75	99.65	99.41	100.81	99.87

\* Das Gesamteisen wurde als FeO gerechnet.

Mittelwert<sub>1</sub> bedeutet arithmetisches Mittel aus Cpx<sub>1</sub> - Cpx<sub>5</sub> ;

Mittelwert<sub>2</sub> bedeutet arithmetisches Mittel aller Cpx-Analysen;

Analyse Cpx<sub>H</sub> nach HÖCK et al. (1981, p.21), Analyse Cpx<sub>Z</sub> nach W.ZIMMER (1978, p.96);

Tab. 5: Kationenverteilung der Pyroxene aus dem Metabasit K82/7 und aus zwei Vergleichsproben.

Kationenverteilung in Pyroxenen aus dem Metabasit K82/78 und aus zwei Vergleichsanalysen aus benachbarten Gebieten (Cpx<sub>H</sub> und Cpx<sub>Z</sub>), Basis 6 O.

	Cpx <sub>1</sub>	Cpx <sub>2</sub>	Cpx <sub>3</sub>	Cpx <sub>4</sub>	Cpx <sub>5</sub>	Cpx <sub>H</sub>	Cpx <sub>Z</sub>
Si	1.913	1.908	1.912	1.943	1.947	1.900	1.987
Al <sup>IV</sup>	0.087	0.092	0.088	0.057	0.053	0.100	0.013
Al <sup>VI</sup>	0.041	0.035	0.031	0.084	0.090	0.004	0.071
Ti	0.026	0.026	0.025	0.041	0.042	0.027	0.021
Fe <sup>2+</sup>	0.174	0.149	0.154	0.189	0.188	0.271	0.209
* Fe <sup>3+</sup>	0.003	0.022	0.022	0.0	0.0	0.058	0.0
Cr	0.008	0.004	0.007	0.001	0.001	n.b.	n.b.
Mg	0.878	0.886	0.888	0.774	0.762	0.726	0.869
Mn	0.005	0.004	0.003	0.004	0.005	0.011	0.008
Ca	0.849	0.853	0.847	0.844	0.842	0.886	0.765
Na	0.016	0.021	0.022	0.018	0.016	0.017	0.014
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
<hr/>							
Summe Tetraeder	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Summe Oktaeder	1.14	1.13	1.13	1.09	1.09	1.10	1.18
Summe gesamt	4.00	4.00	4.00	3.95	3.95	4.00	3.96

\* Das Fe<sup>2+</sup> : Fe<sup>3+</sup> Verhältnis wurde nach dem Verfahren von PAPIKE et al. (1974) berechnet.



Cpx <sub>1</sub>	0.17
Cpx <sub>2</sub>	0.16
Cpx <sub>3</sub>	0.17
Cpx <sub>4</sub>	0.20
Cpx <sub>5</sub>	0.20
Cpx <sub>H</sub>	0.31
Cpx <sub>Z</sub>	0.19

Tab. 6: Verhältnis  $\text{Fe}^{\text{tot}}/(\text{Fe}^{\text{tot}} + \text{Mg})$  der analysierten Pyroxene.

	Mol% Klinoenstatit (MgSiO <sub>3</sub> )	Mol% Klinoferrosilit (FeSiO <sub>3</sub> )	Mol% Wollastonit (CaSiO <sub>3</sub> )
Cpx <sub>1</sub>	46.12	9.30	44.58
Cpx <sub>2</sub>	46.41	8.94	44.65
Cpx <sub>3</sub>	46.48	9.19	44.33
Cpx <sub>4</sub>	42.87	10.44	46.69
Cpx <sub>5</sub>	42.70	10.52	46.78
Cpx <sub>H</sub>	38.56	14.39	47.05
Cpx <sub>Z</sub>	47.12	11.37	41.52

Tab. 7: Mol%-Verteilung Klinoenstatit, Klinoferrosilit und Wollastonit der analysierten Pyroxene und der Vergleichsanalysen.

Die relativ gute chemische Übereinstimmung der fünf Pyroxene aus dem Wolfbachtal mit den beiden Vergleichsanalysen (Cpx<sub>H</sub> aus dem Rauristal und Cpx<sub>Z</sub> aus dem Großarltal) kommt bei der Eintragung in das ternäre CaSiO<sub>3</sub> - MgSiO<sub>3</sub> - FeSiO<sub>3</sub> Diagramm (Abb. 27) zutage. Alle darstellenden Punkte liegen nahe beieinander im Grenzbereich der Felder Diopsid, Salit, Augit und Endiopsid. Betrachtet man den Quotienten aus  $\text{Fe}^{\text{tot}}/(\text{Fe}^{\text{tot}} + \text{Mg})$ , so bestätigt sich dies. Der Mittelwert der Pyroxene aus dem Wolfbachtal (Cpx<sub>1</sub> - 5) beträgt 0.18, der Quotient von Cpx<sub>H</sub> beträgt 0.19, nur derjenige von Cpx<sub>H</sub> liegt aufgrund des etwas höheren FeO<sup>tot</sup>-Gehaltes bei 0.31.

Mit Hilfe der Arbeiten von M.J. LeBAS (1962), NISBET & PEARCE (1977) und SCHWEITZER et al. (1979) wird nun versucht, einige Hinweise auf die Art des ursprünglichen Magmas bzw. die geotektonische Position

während der Entstehung dieser magmatischen Klinopyroxene zu gewinnen.

M.J.LeBAS (1962) hat über 110 Analysen von Pyroxenen mit bekannter Magmenherkunft untersucht und einige Diagramme zur Abgrenzung von "subalkalischen", "normalalkalischen" und "peralkalischen" Magmen vorgeschlagen. Als Ausschlußkriterien für die Verwendbarkeit von Klinopyroxenenanalysen für diese Verfahren gilt: Der Quotient aus  $\text{Ca}^{*10}/(\text{Ca}^{*} + \text{Mg} + \text{Fe}^{*})$  muß zwischen 35 und 55 betragen und derjenige aus  $\text{Fe}^{*10}/(\text{Ca}^{*} + \text{Mg} + \text{Fe}^{*})$  muß kleiner oder gleich 18 betragen ( $\text{Fe}^{*} = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$ ;  $\text{Ca}^{*} = \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ ). Diese Bedingungen wurden von den Cpx-Analysen aus dem Wolfbachtal und den beiden Vergleichsanalysen erfüllt.

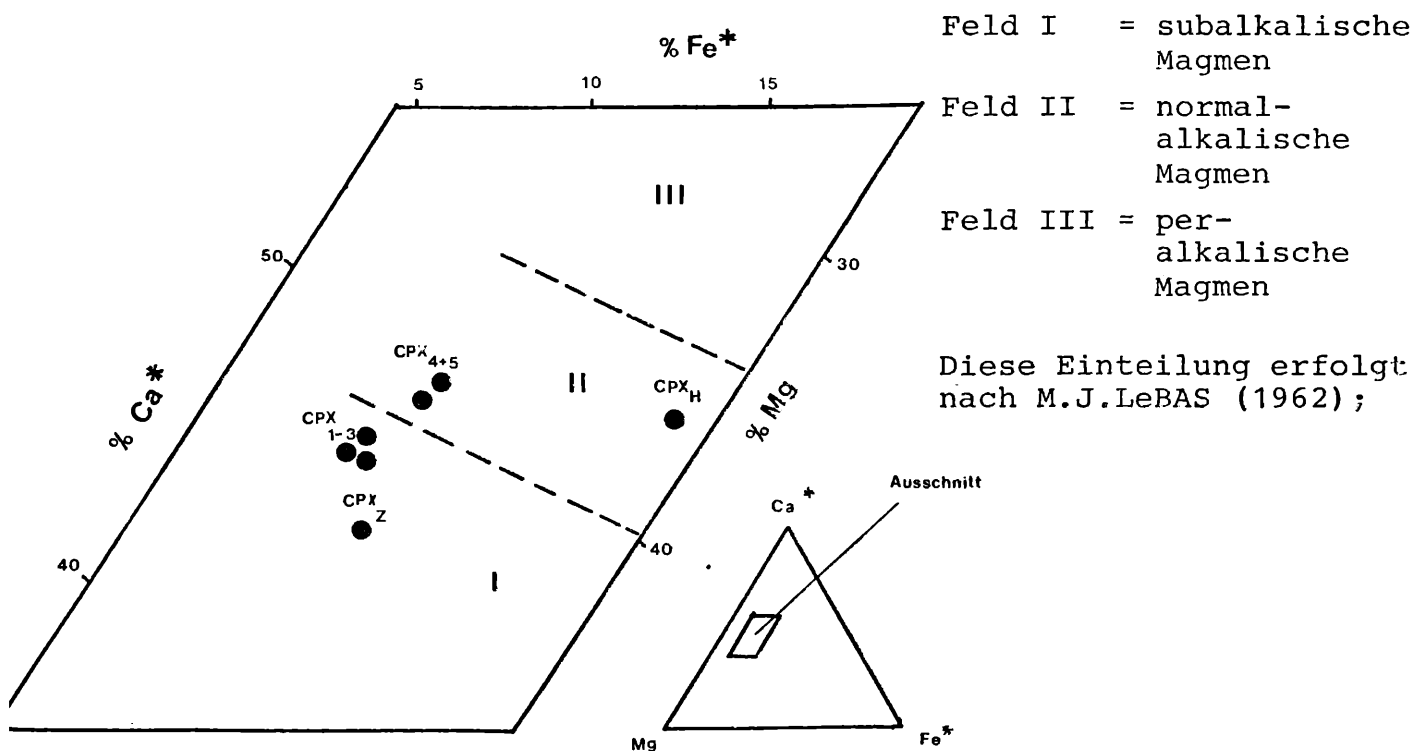


Abb.28 : Darstellende Punkte der Pyroxene aus dem Metabasit K82/87 und der beiden Vergleichsanalysen im  $\text{Ca}^{*} : \text{Mg} : \text{Fe}^{*}$  Diagramm nach M.J.LeBAS (1962, p.268)

Die Punkte von  $\text{Cpx}_1 - 5$  und  $\text{Cpx}_Z$  liegen relativ nahe beieinander, gemeinsam mit  $\text{Cpx}_H$  kommen sie in den Feldern I und II zu liegen, jedoch gibt die Verteilung kein klares Bild. Trägt man den Gehalt

an Silizium gegen den Aluminiumgehalt auf, so ergeben sich wie bei der vorhergegangenen Darstellung ( $Ca^* : Mg : Fe^*$ ) drei definierte Felder, in denen sich die tholeiitischen Gesteine, die High-Alumina-Gesteine und die Kalkalkaligesteine mit ihren relativ hohen  $SiO_2$ - und ihren relativ niedrigen  $Al_2O_3$  Gehalten (in den Klinopyroxenen) von den normal-alkalischen Magmen (z.B. Alkalibasalten) und den peralkalischen Magmen (z.B. den Nephelinbasalten) unterscheiden lassen.

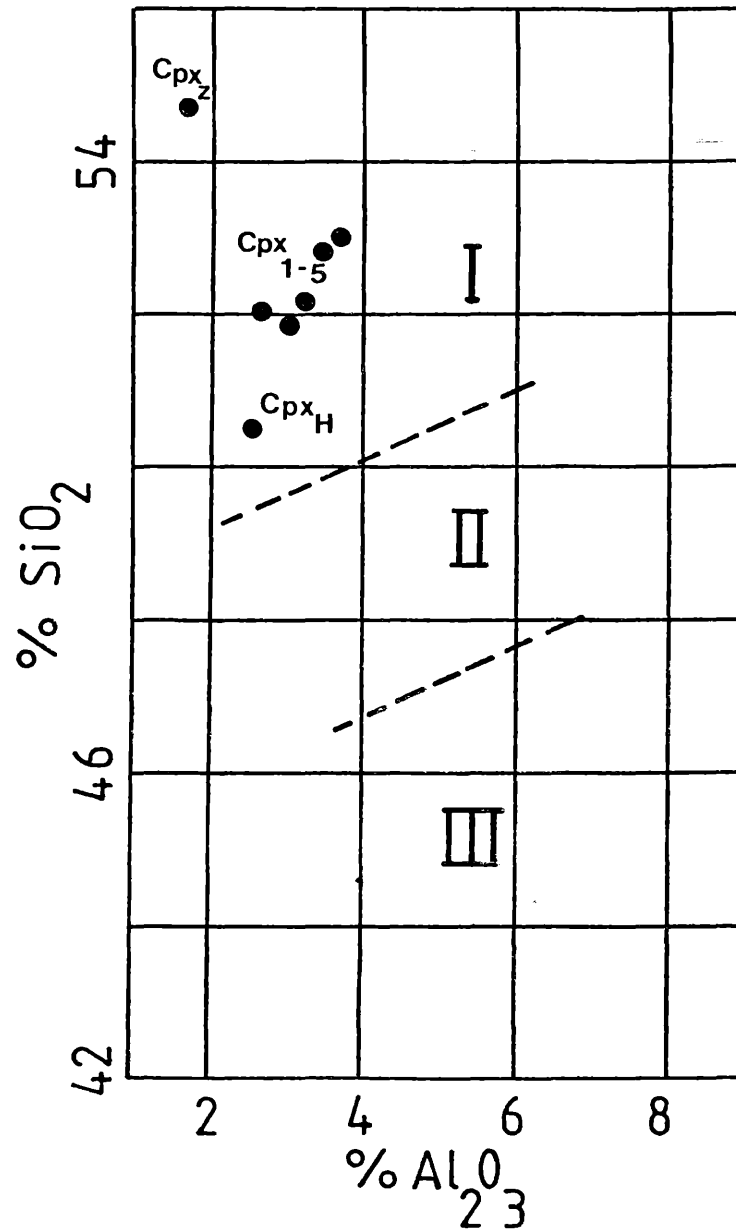


Abb. 29: Darstellende Punkte der Pyroxene aus dem Metabasit K82/78 und der beiden Vergleichsanalysen im  $SiO_2 : Al_2O_3$  Diagramm nach M.J.LeBAS (1962, p275). Einteilung der Felder I,II und III wie in der vorhergehenden Abbildung.

Bei dieser Darstellung kommen alle Klinopyroxene im Feld I, dem der nichtalkalischen Magmen zu liegen.

Als weiteres Unterscheidungskriterium führt M.J.LeBAS (1962) eine Histogramm-Darstellung auf, in welcher er die Häufigkeit des Quotienten aus  $Al^{IV} \times 100 / (Al^{IV} + Al^{VI})$  aus den drei verschiedenen Gesteinsgruppen untereinander aufträgt. Es ergibt sich darin eine deutliche Trennung der nichtalkalischen Magmen von den beiden anderen Gesteinsgruppen, deren Unterscheidung durch die relativ nahe beieinander liegenden Maxima erschwert wird.

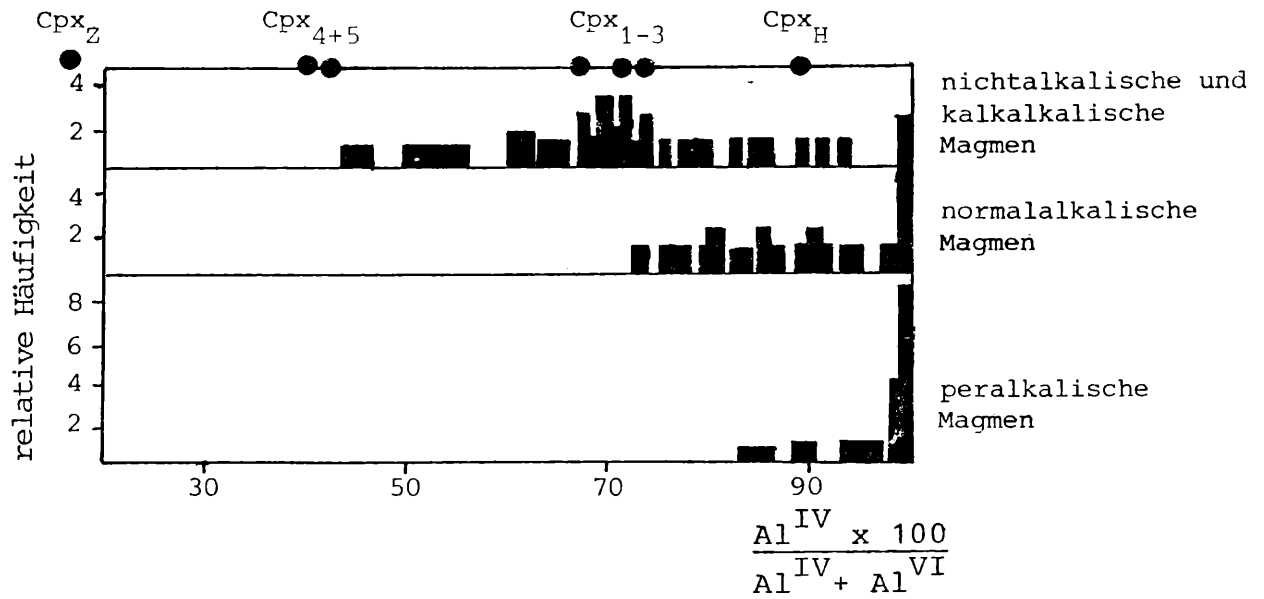


Abb.30: Darstellende Punkte der Pyroxene aus dem Metabasit K82/78 und der beiden Vergleichsanalysen im Histogramm Quotient aus  $Al^{IV} \times 100 / (Al^{IV} + Al^{VI})$  gegen relative Häufigkeit nach J.M.LeBAS (1962, p.279).

In dieser Darstellung fallen die Punkte von  $Cpx_1 - 3$  eindeutig mit dem Häufigkeitsmaximum der nichtalkalischen Magmen zusammen, die Punkte  $Cpx_4 + 5$  liegen im Randbereich dieser Magmengruppe,  $Cpx_H$  läßt sich nicht eindeutig zuordnen, ebenso auch  $Cpx_Z$ , der außerhalb der Darstellung zu liegen kommt.

$Cpx_1$	67.97
$Cpx_2$	72.44
$Cpx_3$	73.95
$Cpx_4$	40.43
$Cpx_5$	37.01
$Cpx_H$	90.00
$Cpx_Z$	15.36

Tab. 8 :  $Al^{IV} \times 100 / (Al^{IV} + Al^{VI})$  Werte der Klinopyroxene.

Eine weitere Möglichkeit mit Hilfe der Klinopyroxenchemismen Rückschlüsse auf das Stamm-Magma ziehen zu können, ist das  $Al_z : TiO_2$  Diagramm von J.M.LeBAS (1962). Auch bei dieser Darstellung setzt sich der bisherige Trend durch: alle Klinopyroxenanalysen aus dem Wolfbachtal und die beiden Vergleichsanalysen kommen im Feld I, dem der nichtalkalischen Magmen zu liegen.

	$Al_z$ -Wert in %	$TiO_2$ in %
Cpx <sub>1</sub>	4.35	0.93
Cpx <sub>2</sub>	4.60	0.93
Cpx <sub>3</sub>	4.40	0.90
Cpx <sub>4</sub>	2.85	1.47
Cpx <sub>5</sub>	2.65	1.52
Cpx <sub>H</sub>	5.00	0.95
Cpx <sub>Z</sub>	0.65	0.78

Tab. 9 : Tabelle der  $Al_z$ -Werte (prozentueller Anteil von  $Al_2O_3$  im Tetraeder) und des  $TiO_2$ -Gehaltes (in %) der Pyroxene aus dem Metabasit K82/78 und der Vergleichsproben.

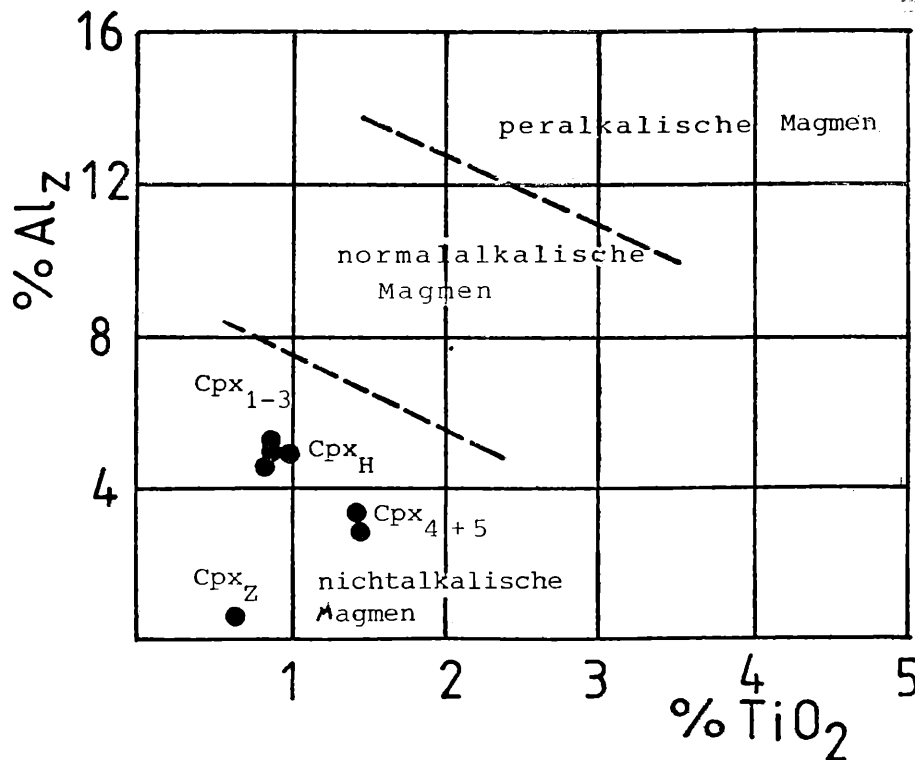


Abb. 31: Darstellende Punkte der Pyroxene aus dem Metabasit K82/78 und der Vergleichsanalysen im  $Al_z : TiO_2$  Diagramm nach M.J.LeBAS (1962, p.280).

Zusammenfassend wird festgestellt, daß die Klinopyroxene aus dem grobkörnigen Metabasit K82/78 bei der Anwendung der verschiedenen Diagramme, die J.M. LeBAS (1962) zur Unterscheidung bestimmter Magmentypen mit Hilfe des Pyroxenchemismus vorgeschlagen hat, aus einem "nichtalkalischen (bis normalalkalischen ?)" Magma abstammen. Daraus geht hervor, daß der Gesteinszug, aus dem die Probe K82/78 genommen wurde, zu der Gruppe der nichtalkalischen (bis schwach alkalischen ?) Magmen zu zählen ist.

NISBET & PEARCE (1977) haben in ihrer Arbeit 329 Analysen von "augitischen" Pyroxenen bekannter Herkunft untersucht und in zahlreiche Diagramme, mit deren Hilfe die geotektonische Position des "Stamm-Magmas" der Pyroxene erfaßt werden kann, verarbeitet. Die Klinopyroxenanalysen stammen aus vier Bereichen: es waren darunter 148 Analysen aus OFBs (Ozeanbodenbasalten), aus 73 VABs (Basalten von Inselbögen aktiver Kontinentalränder), aus 26 WPTs (Intra-Platten Tholeiitbasalten) und aus 82 WPAs (Intra-Platten Alkalibasalten). Das Unterscheidungsverfahren beruht auf der Untersuchung der statistischen Verteilung der acht wichtigsten Oxide der Klinopyroxene. Es wurden die Gehalte an  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , FeO (als Gesamteisen), MnO, MgO, CaO und  $\text{Na}_2\text{O}$  berücksichtigt.

Mittelwerte:

	Cpx <sub>1-3</sub>	Cpx <sub>4+5</sub>	Cpx <sub>1-5</sub> + Vergleichs- analysen	Cpx aus OFBs	Cpx aus VABs	Cpx aus WPTs	Cpx aus WPAs
$\text{SiO}_2$	51.85	53.00	52.41	51.7	50.7	51.4	49.2
$\text{TiO}_2$	.92	1.49	1.07	.76	.67	.94	1.77
$\text{Al}_2\text{O}_3$	2.87	3.29	2.78	3.1	3.3	3.2	4.1
$\text{FeO}^{\text{tot}}$	5.66	6.14	6.66	7.8	9.1	11.5	11.3
MnO	.14	.15	.19	.20	.26	.42	.43
MgO	16.09	14.05	15.06	16.5	15.3	14.8	10.9
CaO	21.52	21.44	21.30	19.4	19.8	17.1	20.5
$\text{Na}_2\text{O}$	.28	.24	.25	.21	.35	.47	1.17

Tab. 10: Mittelwerte der acht Hauptoxide von Pyroxenen aus dem Wolfbachtal (Spalten 1 und 2), dem Wolfbachtal gemeinsam mit den beiden Vergleichsanalysen (Spalte 3), sowie von augitischen Pyroxenen aus OFBs, VABs, WPTs und WPAs nach NISBET & PEARCE (1977, p.152).

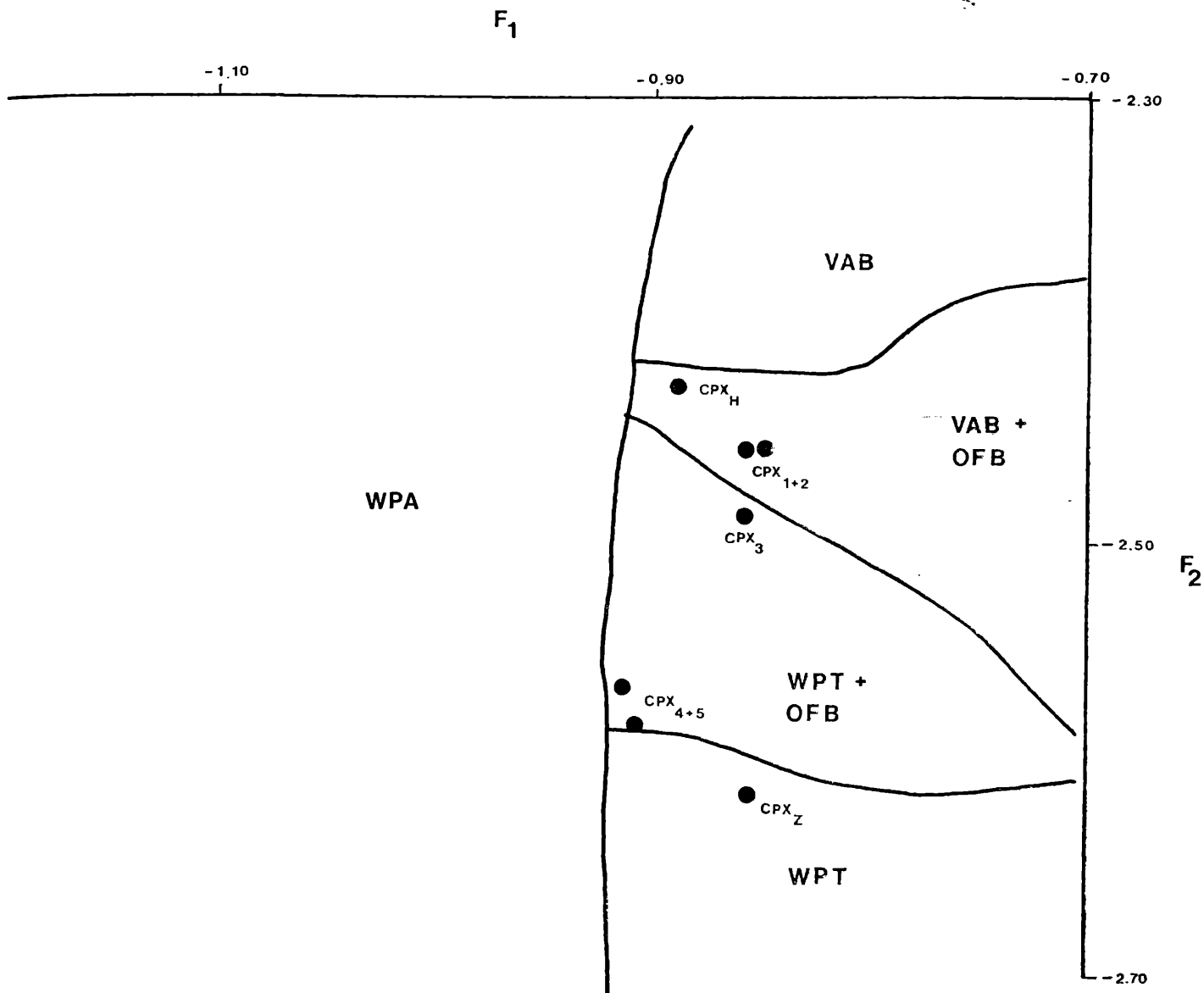


Abb. 32: Darstellende Punkte der Pyroxene aus dem Metabasit K82/78 und der beiden Vergleichsanalysen im  $F_1 : F_2$  Diagramm nach NISBET & PEARCE (1977, p.153).

Die hier angewendete Diskriminanz-Analyse geht auf J.A.PEARCE (1976) zurück. Die Funktion  $F_1$  setzt sich aus  $-0.012 \times \text{SiO}_2 - 0.0807 \times \text{TiO}_2 + 0.0026 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \times \text{FeO}^{\text{tot}} - 0.0626 \times \text{MnO} + 0.0087 \text{MgO} - 0.0128 \times \text{CaO} - 0.0419 \text{Na}_2\text{O}$  zusammen.  $F_1$  wird besonders vom  $\text{TiO}_2$ -,  $\text{CaO}$ - und  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalt der Pyroxene beeinflusst.

$F_2$  setzt sich aus  $-0.0469 \times \text{SiO}_2 - 0.0818 \times \text{TiO}_2 - 0.0212 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \times \text{FeO}^{\text{tot}} - 0.1435 \times \text{MnO} - 0.0029 \times \text{MgO} + 0.0085 \times \text{CaO} + 0.0160 \times \text{Na}_2\text{O}$  zusammen und wird besonders vom  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{TiO}_2$ -Gehalt dominiert. Mit Ausnahme des Pyroxens aus dem Großarl-tal ( $\text{Cpx}_2$ ) fallen alle dargestellten Pyroxene in das Feld der Ozeanboden-Basalte bzw. die Felder VAB + OFB und WPT + OFB. Daraus ergibt sich, daß WPAs, also Intra-Platten Alkalibasalte als Stamm-Magma der analysierten Pyroxene wahrscheinlich ausscheiden.

Eine wichtige Arbeit über den Chemismus von Klinopyroxenen aus Tiefseebasalten veröffentlichten SCHWEITZER et al. (1979). Diese Arbeitsgruppe hat insgesamt 1583 Pyroxenanalysen aus DSDP-Proben (Deep Sea Drilling Project), die aus den Bohrlöchern der "legs" 11, 15, 17, 34 und 37, welche sowohl im Atlantischen als auch im Pazifischen Ozean situiert waren, verarbeitet. Alle Analysen sind mit einer automatisierten ESMS (ARL EMX-SM) durchgeführt worden, das  $\text{Fe}^{2+} : \text{Fe}^{3+}$  Verhältnis wurde mittels der von PAPIKE et al. (1974) veröffentlichten Methode der

$$( \text{VI}_{\text{Al}} + \text{VI}_{\text{Fe}^{3+}} + \text{VI}_{\text{Cr}^{3+}} + 2\text{VI}_{\text{Ti}^{4+}} = \text{IV}_{\text{Al}} + \text{M}_2\text{Na} )$$

Ladungsgleichung errechnet. Die verwendeten Pyroxenanalysen mußten folgenden Bedingungen erfüllen:

1. Summe  $\text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}} = 2 \pm 0.02$  (Basis<sub>6</sub> O)
2. Summe der Oktaederkationen  $\text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Cr} + \text{Al}^{\text{VI}}$  größer 0.89 ;
3. Die  $\text{M}_2$  Belegung muß  $1.0 \pm 0.02$  betragen ;
4. Die Ladungsgleichung (siehe oben) muß  $\pm 0.02$  ausgeglichen sein ;

In den verschiedenen Diagrammen von SCHWEITZER et al. (1979) macht sich ein relativ starkes Überlappen der einzelnen zu unterscheidenden Felder der Basaltgruppen bemerkbar, jedoch bietet die Darstellung der Oxidverteilung (der Pyroxene) nach der relativen Häufigkeit, wie sie üblicherweise bei der Präsentation von REE-Analysen (Seltenerd-Elemente) gewählt wird, ein anschauliches und deutliches Bild. In der folgenden Abbildung wird der Chemismus der Klinopyroxene aus dem Metabasit K82/78 dem "typischen alkalischen" und dem "typischen tholeiitischen" Pyroxen nach SCHWEITZER et al. (1979) gegenübergestellt. Die Pyroxene aus K82/78 werden in drei Mittelwerten, einmal dem Mittel aus  $\text{Cpx}_1$  bis 3, dann dem von  $\text{Cpx}_4 + 5$  und schließlich dem Mittelwert aus allen Analysen dargestellt. Diese Einteilung erschien vernünftig, da die Analysen  $\text{Cpx}_1$  bis 3 gewisse Gemeinsamkeiten (niedrigerer  $\text{TiO}_2$ -Gehalt, höherer  $\text{Cr}_2\text{O}_5$ -Gehalt, höherer  $\text{MgO}$ -Gehalt als  $\text{Cpx}_4 + 5$ ) aufweisen, die sie gegenüber  $\text{Cpx}_{4+5}$



unterscheiden.

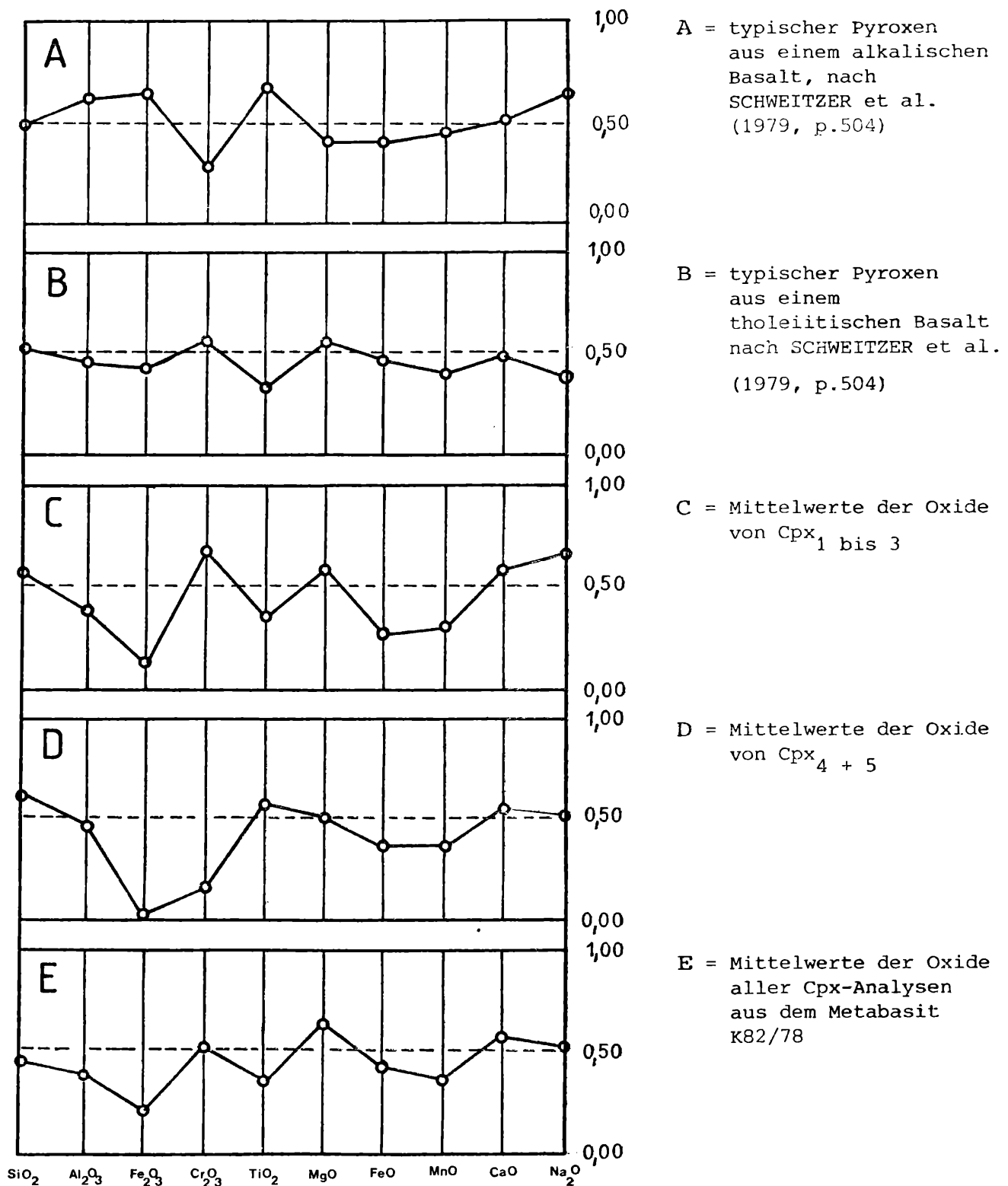


Abb. 33: Gegenüberstellung des Pyroxenchemismus in Form von Oxidverteilungskurven die auf den "Durchschnittspyroxen von SCHWEITZER et al. (1979, p.305ff) normalisiert wurden. Dieser Durchschnittspyroxen hat die Oxidverteilung 0.50, nähere Erläuterung und Chemismus der Durchschnittspyroxenes siehe Text.

Der "Durchschnittspyroxen" von SCHWEITZER et al. (1979) wurde als Mittelwert aus einer gleichen Zahl alkalischer und tholeiitischer Klinopyroxene errechnet. Er hat folgende Hauptelement-

zusammensetzung:	% SiO <sub>2</sub>	49.36	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.86	
	TiO <sub>2</sub>	1.36	
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.16	
	FeO	9.76	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.96	
	MnO	.24	
	MgO	13.98	
	CaO	19.03	
	Na <sub>2</sub> O	.23	
		<u>99.98</u>	(Fe <sup>2+</sup> : Fe <sup>3+</sup> nach PAPIKE et al., 1974)

Die "Normalisierung" auf diesem Pyroxen erfolgt derart, daß der Durchschnittspyroxen auf der 0.5 Linie dargestellt wird. Ist ein Oxid-Wert höher als der des Durchschnittspyroxenes, so ist er darüber aufzutragen, ist er geringer, so wird er unterhalb aufgetragen.

Die Analysen Cpx<sub>1</sub> bis 3, Diagramm C, zeigen Ähnlichkeiten mit den typischen Klinopyroxen aus einem tholeiitischen Basalt, besonders erkennbar im Abschnitt Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( >0.50) - TiO<sub>2</sub> ( <0.50) - MgO ( >0.50) des Diagrammes C. Die Analysen Cpx<sub>4</sub> + 5 (Diagramm D) hingegen zeigen Affinitäten zu den typischen Klinopyroxenen aus alkalischen Basalten, wie aus dem Abschnitt Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( <0.50) - TiO<sub>2</sub> ( >0.50) - MgO ( <0.50) erkennbar ist. Nicht in das "alkalische Bild" passen der Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Wert (0.00) und das Absinken des Kurvenendes durch den niedrigen Na<sub>2</sub>O-Gehalt. Das Diagramm, welches sich aus dem normalisierten Mittelwert aller Cpx-Analysen aus dem Metabasit K82/78 (Diagramm E) ergibt, zeigt Affinität wiederum zu einer tholeiitischen Klinopyroxenzusammensetzung.

Dieses Ergebnis steht in Einklang mit den Erkenntnissen von BICKLE & PEARCE (1975), die bei Grüngesteinen aus der Fuscher Fazies der Schieferhülle der Hohen Tauern, also dem gleichen Faziesbereich, aus dem auch die hier aufgezeigten Klinopyroxene stammen, sowohl alkalischen, als auch tholeiitischen Chemismus (mit Hilfe von Spurenelementen aus Gesamtgesteinsanalysen) nachgewiesen haben. Auch HÖCK & MILLER (1980) beschrieben bei Metabasiten aus der Fuscher Fazies der Schieferhülle sowohl Affinitäten zu tholeiitischen als auch zu alkalischen Basalten (siehe auch Gesamtgesteinsanalysen von Grüngesteinen aus dem Arbeitsgebiet, p. 87 ).

### 6.7.2. Feinkörnige Grüngesteine (Prasinite)

Die feinkörnigen Grüngesteine, die die Hauptmasse aller Grüngesteine (Metabasite) im Arbeitsgebiet darstellen, sind sowohl metamorph gewordene Laven oder Ganggesteine, als auch Metatuffe und Metatuffite. Ihre Farbe wechselt von dunkelgrün über hellgrün bis zu graugrün-gebändert, ihr Habitus kann sowohl phyllitisch, als auch massig sein. Morphologisch treten die Grüngesteinszüge zumeist wandbildend in Erscheinung, sie sind innerhalb des Arbeitsgebietes als relativ verwitterungsunempfindlich zu bezeichnen. Der Pauschalmineralbestand zeigt Albit, Chlorit, Epidot/Klinozoisit, Calcit; nicht immer, jedoch häufig auch aus Serizit, Amphibol, Quarz, Erzen und Leukoxen, vereinzelt tritt auch Biotit auf. Die Mengenverhältnisse wechseln sehr stark; einerseits gibt es lagig aufgebaute Grüngesteine, in denen Albit-Epidot/Klinozoisit-betonte Lagen mit Chlorit-betonten wechsellagern, andererseits können alle beteiligten Mineralphasen gleichmäßig im Gestein verteilt vorliegen.

#### 6.7.2.1. Gleichmäßig feinkörnige Grüngesteine

Ein derartiges Vorkommen befindet sich auf 1710 m Seehöhe an der bergseitigen Böschung des alten Almweges zwischen der mittleren und der oberen Wangler Alm am Nordrand des Arbeitsgebietes.

Im Handstück (W5/77, K8/78) hat das Gestein einen massigen Habitus, einen kantigen Bruch und bräunlich oxidierte s- und k-Flächen.

Kleine, längliche Hohlräume deuten auf ausgewitterte Karbonate hin.

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein gleichmäßig feinkörniger Aufbau. Die Körner sind vorwiegend mit ihrer Längserstreckung parallel zu einem undeutlichen, planaren s angeordnet. Auch die Verteilung der feinen Erznester und die Anordnung von Chloritanhäufungen (wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Klinopyroxen) nimmt auf dieses s gewisse Rücksicht durch subparallele Anordnung. Die Albite haben sehr unregelmäßige, lappige Kornränder, sind mäßig mit feinen Klinozoisit-Mikrolithen gefüllt und haben zumeist mehrere Zwillingslamellen. Amphibol+Chlorit-Pseudomorphosen (?) nach magmatisch gebildeten Pyroxenen sind schwach eingeregelt. Epidot/Klinozoisit ist in größeren Körnern regellos im Gestein verteilt; vereinzelt treten xenomorphe Karbonate auf, die jedoch an vielen Stellen ausgewittert sein können. Feinste Amphibolnadelchen einer zweiten (?) Amphibol-Generation liegen ohne bevorzugte Richtung überall im Dünnschliff. Akzessorisch treten Serizit, Leukoxen, Oxychlorit und Hämatit, sowie opake Erze auf. Alle Mineralphasen zeigen Deformationserscheinungen, selbst die wahrscheinlich sehr jungen Amphibolnadelchen sind stellenweise verbogen, sodaß eine schwache postkristalline Deformation vorliegt.

#### 6.7.2.2. Gebänderte Grüngesteine

Grüngesteine mit einer feinen, z.T. im mm-Bereich liegenden Bänderung treten vor allem im mächtigen Grüngesteinszug Tristenwand Kopf - Schwarzwand auf. Etwa 400 m südlich der Bräuer Hoch Alm beginnt ein Felsgrat, der gegen Südosten zum Hauptkamm nördlich der Schwarzwand zieht. Dieser Felsrücken ist vorwiegend aus feingeschichteten Grüngesteinen aufgebaut. Sie bestehen aus Albit, Epidot/Klinozoisit, Chlorit, Quarz, Karbonat, Hämatit, Magnetit, vereinzelt Titanit, Leukoxen, Serizit und Biotit. Im Handstück K27/78 (aus dem oben bezeichneten Felsrücken) wechseln einander Chlorit-Epidot/Klinozoisit-betonte und Albit-Epidot/Klinozoisit-betonte Lagen im mm- bis cm-Bereich ab. Albite sind stellenweise mit Chlorit, häufiger mit feinsten Epidot/Klinozoisit-Mikrolithen und feinen, grünen Amphibolnadelchen gefüllt. Biotite mit Pleochroismus von blaß grün bis flaschengrün treten regellos verteilt im Dünnschliff auf, sie sind häufig mit intensiv grünen Chloriten (Pennin) verwachsen, wobei ihre maximale Größe 0.2 mm kaum übersteigt. Vorwiegend in den Chlorit-betonten Lagen finden sich bis zu 5 mm (Diagonale) große, z.T. mehrfach zerbrochene Querschnittsflächen von Magnetitoktaedern, die von Chloritsäumen besonders in den Druckschatten umgeben sind. (Biotite siehe Abb. 34 und 35 ).

Der lagige Gesteinsaufbau geht wahrscheinlich auf eine Selektion bei der Sedimentation oder einer Resedimentation dieses Materiales zurück. Im Handstück K27/78 bauen die mm- bis cm-dicken Lagen Strukturen auf, die einer "Schrägschichtung" eines unmetamorphem Sedimentes sehr ähnlich sehen. Deutet man sie als ursprüngliches Sedimentationsmerkmal, so wäre dies als Hinweis für einen "air-fall" Transportmechanismus zu werten. Das Fehlen von Quarz, Karbonat und Hellglimmer als Haupt- und Nebengemengteil und die Hinweise auf den möglichen Sedimentationsmechanismus lassen für diesen feinkörnigen Prasinit eine Abstammung aus einem Metatuff in Erwägung ziehen.

Im gleichen Grüngesteinszug treten auch feingeschichtete Prasinite auf, die aus Metatuffiten hervorgegangen sind (z.B. K23/78, 1850 m Seehöhe, südlich der Bräuer Hoch Alm). Dieses plattig brechende, mm-dünn gebänderte Grüngestein zeigt schon makroskopisch

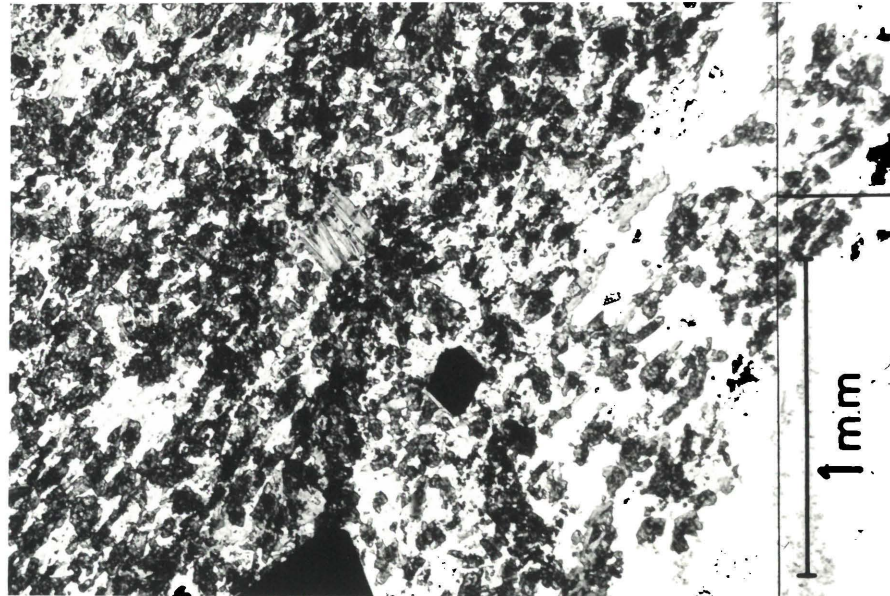


Abb. 34 : Gebändertes Grüngestein (Probe K27/78), Polarisationsfilter gekreuzt; in Bildmitte ein "Quer-Biotit" eng verwachsen mit Chlorit; am unteren Bildrand Querschnitt eines Magnetit-Oktaeders; das im Dünnschliff nur undeutlich erkennbare s verläuft im Bild von rechts oben nach links unten.

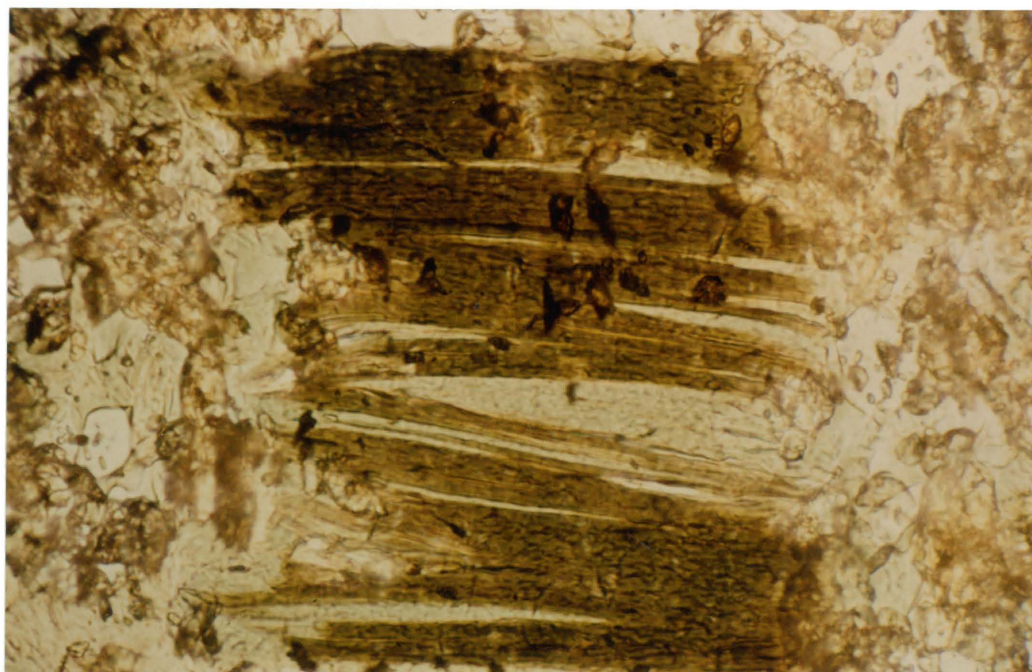


Abb. 35 : Ausschnitt aus Abb. 34, Polarisationsfilter gekreuzt; Biotit-Chlorit Verwachsung, Chlorit spaltet Biotit auf; die Grundmasse besteht aus Epidot/Klinozoisit, Chlorit und Albit;

verschieden aufgebaute Lagen. Es sind bräunlich-rosa färbige Calcit-betonte Lagen, grünlich-weiße Albit-Chlorit betonte Lagen und ganz feine, z.T. weniger als einen Millimeter dünne, dunkelgraue Lagen, die sich bei der Dünnschliffbetrachtung als besonders reich an feinsten opaken Erzen erwiesen. Das Gefüge ist im Dünnschliffbereich straff planar geregelt, Epidot/Klinozoisit, Albit und Chlorit liegen z.T. granoblastisch vor, nur die Calcit-betonten Lagen führen etwas größere Korngrößen. Die vorwiegend leistenförmigen opaken Erze zeigen keine Einregelung nach dem planaren  $s$ , welches wahrscheinlich den primären stofflichen Lagenbau abbildet. Dieses planare  $s$  ist mitunter schwach wellig verfaltet. Der Gehalt an Calcit und Quarz, der vorwiegend in den Calcit-betonten Lagen auftritt, spricht für eine gewisse Beteiligung von nicht vulkanischem, also epiklastischem Material bei der Sedimentation. Feinkörnige, z.T. gebänderte Prasinite mit wahrscheinlicher Metatuff- und Laven-Abstammung kommen vereinzelt auch im gleichen Aufschluß nur gering voneinander entfernt vor. So z.B. nahe der Steinbach Alm am bergseitigen Ende eines bei der Heim Alm (außerhalb des Arbeitsgebietes) beginnenden Schleppliftes. Dort befindet sich ein kontinuierlicher Übergang aus mm- bis cm-gebänderten Metatuffen (-tuffiten) (K51/78), die an der Basis des Aufschlusses lagern, zu eher massig wirkenden, makroskopisch ungeschichteten Prasiniten in den hangenden Partien auf einer Entfernung von zwei Metern.

Unter dem Mikroskop (K51/78) zeigt sich eine stark verfaltete Wechselagerung aus grobkörnigen Calcit-Quarz-Albit-betonten Lagen, deren Albite zumeist überhaupt nicht verzwillingt sind und nur selten Mikrolithen aus Calcit oder Epidot/Klinozoisit aufweisen, sowie aus Lagen, die wesentlich feinkörniger als die zuvorgenannten sind. Diese Lagen bestehen aus einem Epidot/Klinozoisit-Albit-Chlorit-Serizit-Titanit Gemenge. Die Albite aus diesen Lagen zeigen häufig Hellglimmer-Mikrolithen und eine feine Trübung, die auf viele Flüssigkeitseinschlüsse zurückzuführen sein kann. Chlorite und Serizite sind vielfach in feinsten Lagen zwischen die Albite und Epidot/Klinozoisite eingefaltet und verbogen. Es gibt also Anzeichen postkristalliner Deformation. Die a-c Klüfte sind calcitisch verheilt.

### 6.7.3. Zur Chemie der Grüngesteine

An acht Grüngesteinen aus dem Arbeitsgebiet wurden chemische Analysen der Hauptelemente und der Spurenelemente Cr und Zr durchgeführt (zusätzlich noch an einem Listwänit, Probe K62/78). Die Analysen wurden an der Röntgenfluoreszenzanlage des Instituts für Geowissenschaften der Universität Salzburg erstellt, Si wurde zusätzlich mit dem ebenfalls dort befindlichen Spektralphotometer bestimmt, Na wurde überdies mittels Neutronenaktivierungsanalysen (INAA), welche in Wien am Atominstitut der österreichischen Universitäten durchgeführt wurden, bestimmt (siehe auch Kap.4.3., Mineralogische und chemische Methoden). Die Probenbezeichnungen, Paragenesen und Fundorte gehen aus Tab. 11 hervor.

Vor allem in den letzten zehn Jahren wurden besondere Anstrengungen unternommen, mit Hilfe von geochemischen Methoden die ursprüngliche tektonische Situation basischer Gesteine zu erkennen. Vielfach wurden dabei Verfahren angewendet, welche die Gehalte an Haupt- und an Spurenelementen basischer Gesteine von bekannter Herkunft und geotektonischer Position mit Gesteinen unbekannter Herkunft vergleichen. Diese Methoden haben auch in den Ostalpen bereits Anwendung gefunden, z.B. durch BICKLE & PEARCE (1975) und durch HÖCK & MILLER (1980). Aus der zuletzt genannten Arbeit stammt auch die folgende Abbildung.

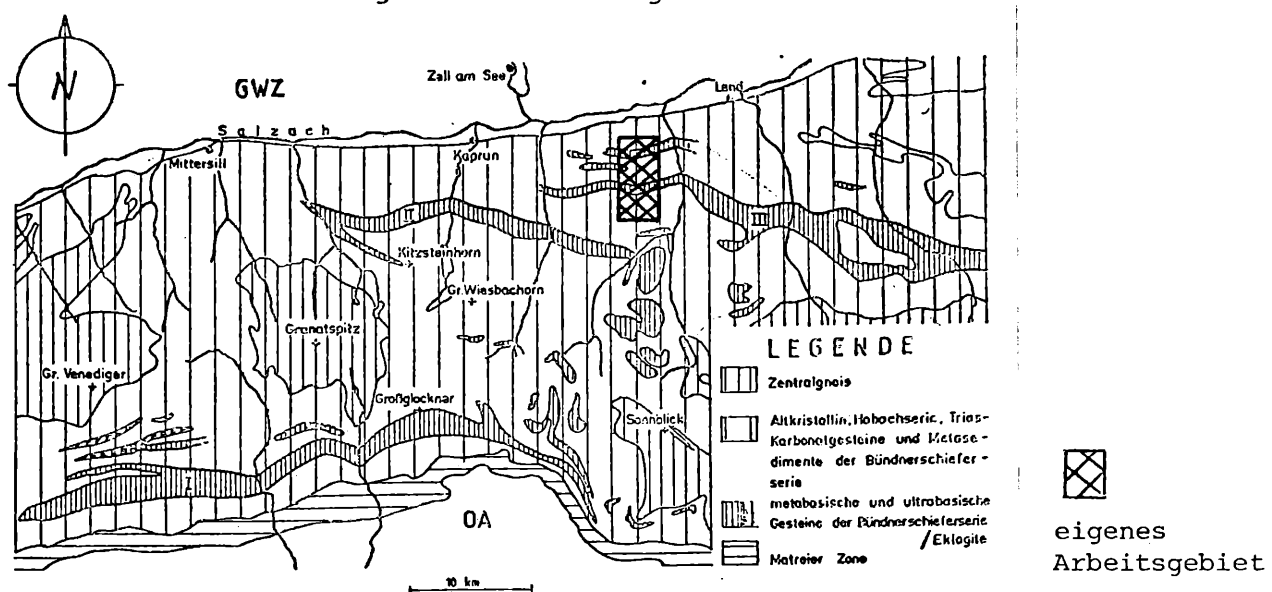
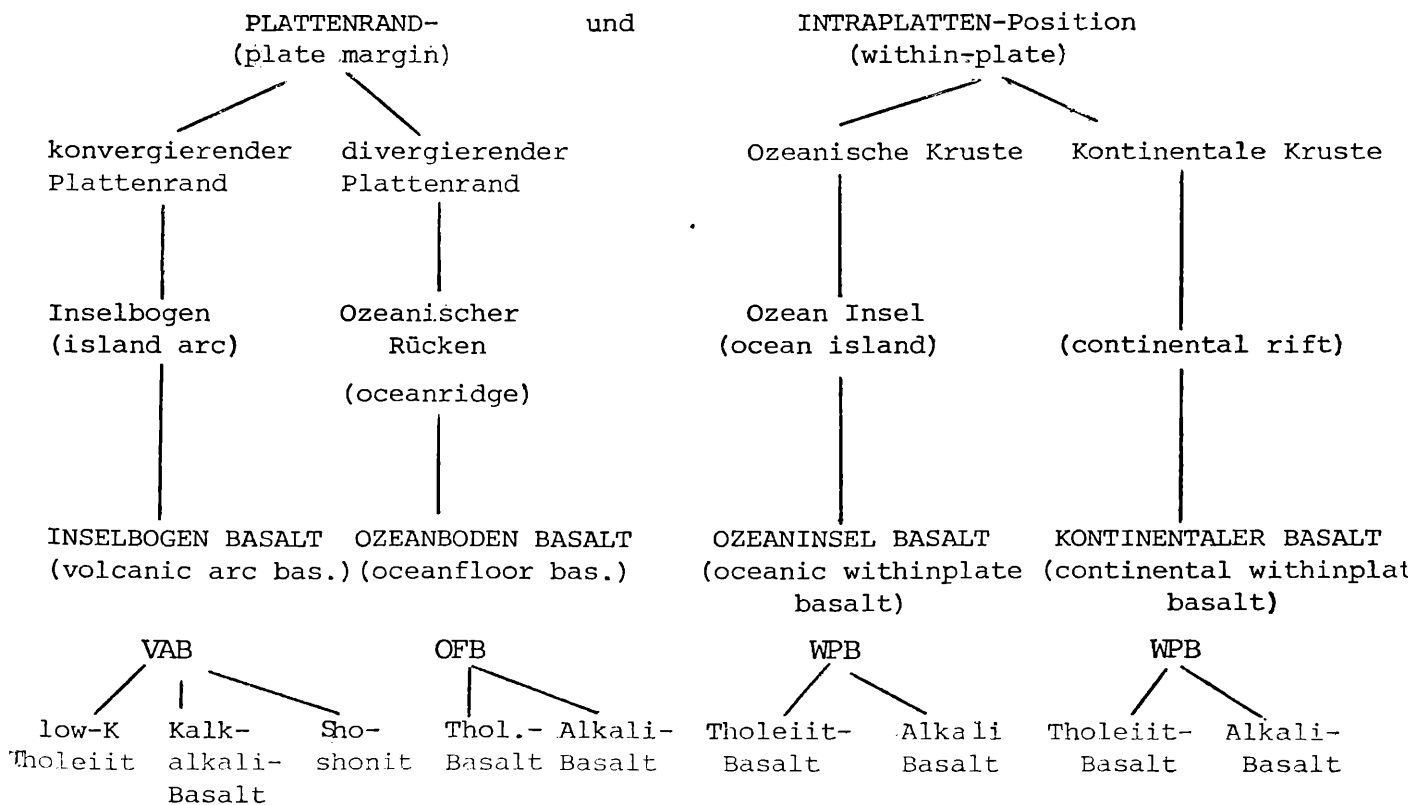


Abb. 36 : Geologische Übersichtsskizze der mittleren Hohen Tauern von HÖCK & MILLER (1980). Die Nummern I, II und III beziehen sich auf große Grüngesteins- und Ultrabasitkörper (siehe HÖCK & MILLER (1980, p82))

HÖCK & MILLER (1980) kommen zu dem Schluß, daß die beiden großen Grüngesteinszüge I und II, die sich einerseits südlich von Großvenediger und Großglockner befinden, zum anderen weiter im Norden zwischen Stubachtal und Seidlwinkltal verlaufen, Ozeanboden-Abkömmlinge sind, dagegen die Gesteine des Zuges III, der weiter im Nordosten liegt, teilweise tholeiitischen, teilweise alkali-schen Charakter aufweisen. Diesem Grüngesteinszug III gehört auch das große Grüngesteinsvorkommen im Südteil meines Arbeitsgebietes, der Zug nördlich Tristenwand Kopf und Schwarzwand an. Schließlich berichten HÖCK & MILLER (1980) noch, daß kleinere Vorkommen von Metabasiten in der Schieferhülle, die in Fuscher Fazies ausgebildet ist, Merkmale von "within-plate" Basalten aufweisen.

Wichtig für das Verständnis der Diskussion der Gesteinsanalysen ist die Klärung der verwendeten Begriffe, die der Beschreibung der geotektonischen Position dienen. PEARCE & CANN (1973) haben folgendes Schema zur Bezeichnung der verschiedenen "geotektonischen Positionen" vorgeschlagen, welches sich an plattentektonischen Vorstellungen und Erkenntnissen orientiert. Grundsätzlich wird unterschieden zwischen:





Probennummer:	Gestein:	Fundort:	Paragenese:
S+ K26/78	Feinkörniges Grüngestein (Prasinit)	ca. 700 m SSE Bräuer Hoch Alm, S.H. 2050 m	Ab, Cc, Chl, Q, Ep/Kzs Ser, Bio, Häm, Opake;
S K27/78	Feinkörniges Grüngestein (Prasinit)	ca. 800 m SE Bräuer Hoch Alm, S.H. 2060 m	Ab, Chl, Ep/Kzs, Bio, Mag, Q, Opake, Tit;
N+ K55/78	Reliktführender Metabasit mit Sedimentbeimengung	ca. 270 m N Bau Kogel, S.H. 2110 m	Ab, Chl, Oxy, Amph, Ser, Leuk, Tit, Ap, Cc, Ep/Kzs;
S K67/78	Feinkörniges Grüngestein (Prasinit)	ca. 100 m SE Kote 2117 m S.H. 2015 m	Ab, Chl, Ep/Kzs, Amph, Mag, Cc;
N K76/78	Reliktführender Metabasit	ca. 250 m N Kote 2068 m S.H. 1990 m	Ab, Chl, Ep/Kzs, Cc, Leuk Oxy, Amph, Q, Ap;
N K82/78	Reliktführender Metabasit	ca. 400 m NW Oberhaus Grund Alm, S.H. 1350 m	Ab, Cpx, Amph, Chl, Ser, Ep/Kzs, Bio, Leuk, Ap, Ort, Lim, Opake;
S K91/78	Feinkörniges Grüngestein (Prasinit)	ca. 600 m ENE Bräuer Hoch Alm, S.H. 1460 m	Ab, Cc, Chl, Q, Ep/Kzs, Opake;
S K96/78	Feinkörniges Grüngestein (Prasinit)	ca. 300 m N Schwarzwand S.H. 2190 m	Ab, Cc, Chl, Q, Ep/Kzs, Amph, Ser, Leuk, Opake;

Abkürzungen: Ab = Albit, Amph = Amphibol, Ap = Apatit, Bio = Biotit, Cc = Calcit, Chl = Chlorit, Ep/Kzs = Epidot/Klinozoisit, Häm = Hämatit, Leuk = Leukoxen, Lim = Limonit, Mag = Magnetit, Ort = Orthit, Oxy = Oxychlorit, Q = Quarz, Ser = Serizit, Tit = Titanit;

+ N = Grüngesteine aus dem Nordteil des Arbeitsgebietes, S = Grüngesteine aus dem Südteil,  
S.H. = Seehöhe

Tab. 11: Aufstellung der Grüngesteine, die einer chemischen Analyse zugeführt wurden sowie Liste ihrer Fundorte und Paragenesen;

Gew. %	K26/78	K27/78	K55/78	K67/78	K76/78	K82/78	K91/78	K96/78	54/70 (V.HÖCK, 1980)
SiO <sub>2</sub>	46.58	46.46	38.43	43.48	49.27	46.21	49.06	48.46	48.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.97	19.46	24.54	16.21	17.63	17.17	17.55	19.52	18.45
TiO <sub>2</sub>	1.23	2.18	2.54	1.83	1.43	1.48	1.50	1.49	1.79
FeO <sup>tot</sup>	7.19	11.62	12.39	9.07	8.51	9.78	4.99	7.62	9.20
MgO	2.46	2.87	8.85	2.08	6.84	11.79	7.53	4.25	6.12
MnO	0.06	0.15	0.00	0.15	0.13	0.15	0.19	0.13	0.13
CaO	10.03	9.03	2.41	15.75	7.15	4.98	9.55	10.11	7.13
Na <sub>2</sub> O	6.01	4.80	1.20	3.47	3.80	2.58	2.63	4.57	4.01
K <sub>2</sub> O	0.38	0.06	3.77	0.04	0.00	1.04	0.07	0.08	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.23	0.31	0.11	0.17	0.24	0.03	0.15	0.23
Glühverl.	8.63	2.69	6.09	7.07	4.84	3.33	6.32	3.30	n.g.
	98.60	99.55	100.53	99.26	99.77	98.75	99.42	99.68	95.36
Cr (ppm)	268	253	227	147	270	389	250	227	
Zr (ppm)	62	152	116	105	74	102	81	117	

Das Gesamteisen wurde als FeO gerechnet. Die Analyse 54/70 stammt aus V.HÖCK (1980, p.125), der Probenpunkt liegt am Nordrand des vorliegenden Arbeitsgebietes am Grat nördlich des Achen Kogels.

Tab.12: Chemische Analysen an Grüngesteinen aus dem Wolfbachtal

	K26/78	K27/78	K55/78	K67/78	K76/78	K82/78	K91/78	K96/78
Quarz							1.134	
Korund			14.768			3.363		
Orthoklas	2.278	.355	22.160	.238		6.225	.416	.474
Albit	25.276	29.006	10.101	9.409	32.229	22.114	22.348	30.645
Anorthit	15.697	31.432	9.878	28.947	31.119	23.439	36.084	32.607
Nephelin	14.262	6.329		10.928				4.408
Ilmenit	2.369	4.148	4.799	3.501	2.722	2.847	2.865	2.838
Apatit	.144	.546	.730	.262	.404	.576	.071	.356
Diopsid	29.031	10.185		37.615	2.726		9.139	13.877
Hypersthen			7.135		16.890	17.907	21.553	
Olivin	2.214	15.048	24.387		9.069	20.207		11.464

Tab. 13 : CIPW-Normen der chemischen Analysen an Grüngesteinen aus dem Wolfbachtal

Die erste graphische Darstellung zur Diskriminierung von Basalt-Chemismen, die aus einer ozeanischen Umwelt (=environment) stammen, und solchen, die aus einem nichtozeanischen Milieu abzuleiten sind, ist das  $\text{TiO}_2:\text{K}_2\text{O}:\text{P}_2\text{O}_5$ -Diagramm nach PEARCE et al. (1975).

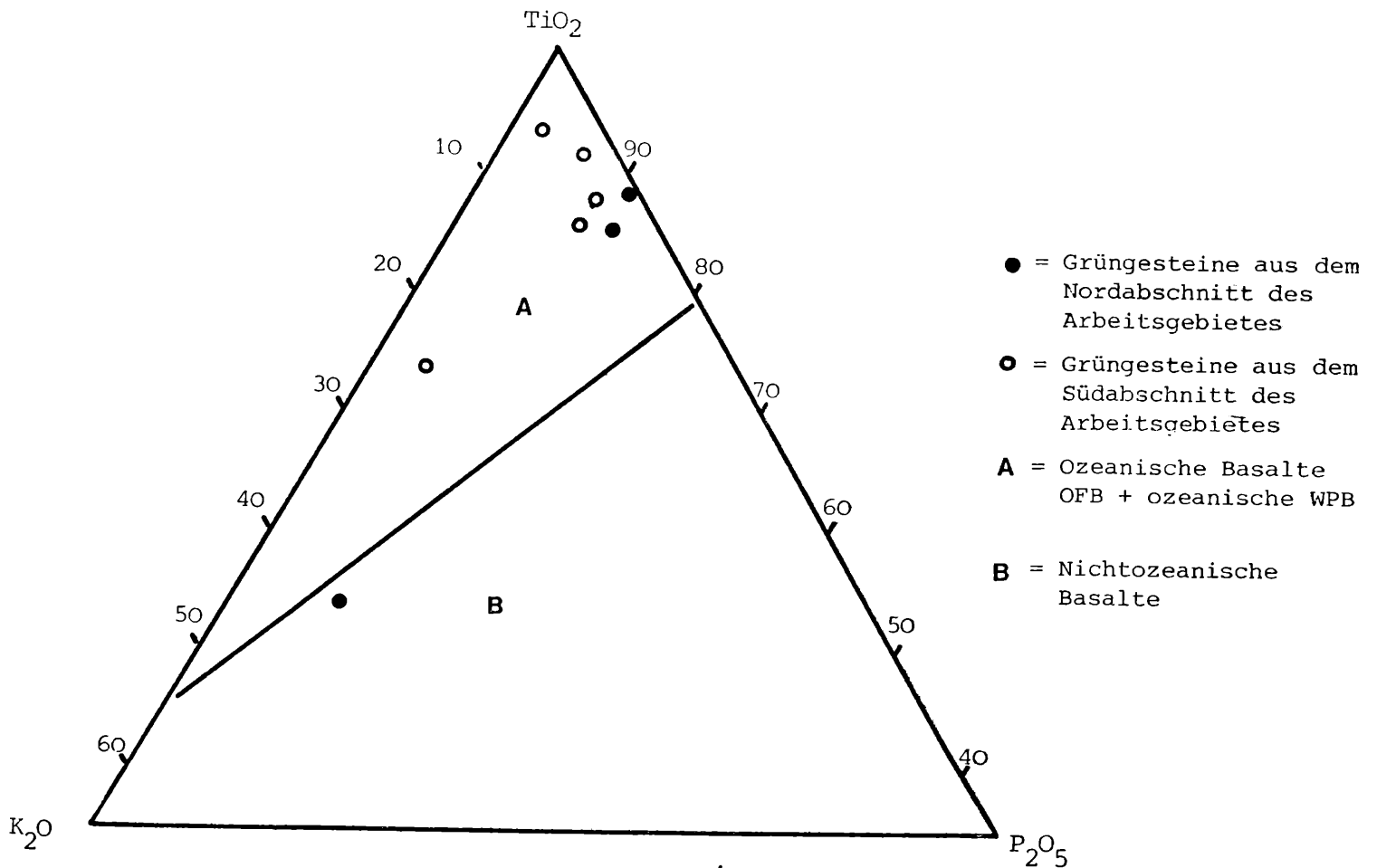


Abb. 37: Darstellung der Grüngesteine aus dem Wolfbachtal im ternären  $\text{TiO}_2:\text{K}_2\text{O}:\text{P}_2\text{O}_5$ -Diagramm nach PEARCE et al. (1975, p.421).

Dieses Diagramm sollte nur auf nichtalkalische "primitive" Basalte angewendet werden. Daher dürfen nur solche Basalte dargestellt werden, deren Gesamtalkaliengehalt im  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{MgO} : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  - Diagramm kleiner oder gleich 20% ist. Diese Bedingung erfüllen von den neun Grüngesteinsanalysen aus dem Wolfbachtal nur fünf (K55/78, K76/78, K82/78, K91/78 und 54/70) Die anderen vier Analysen übersteiger die erlaubten 20% Alkalien um 5% bis 19%. Sie wurden aber mit

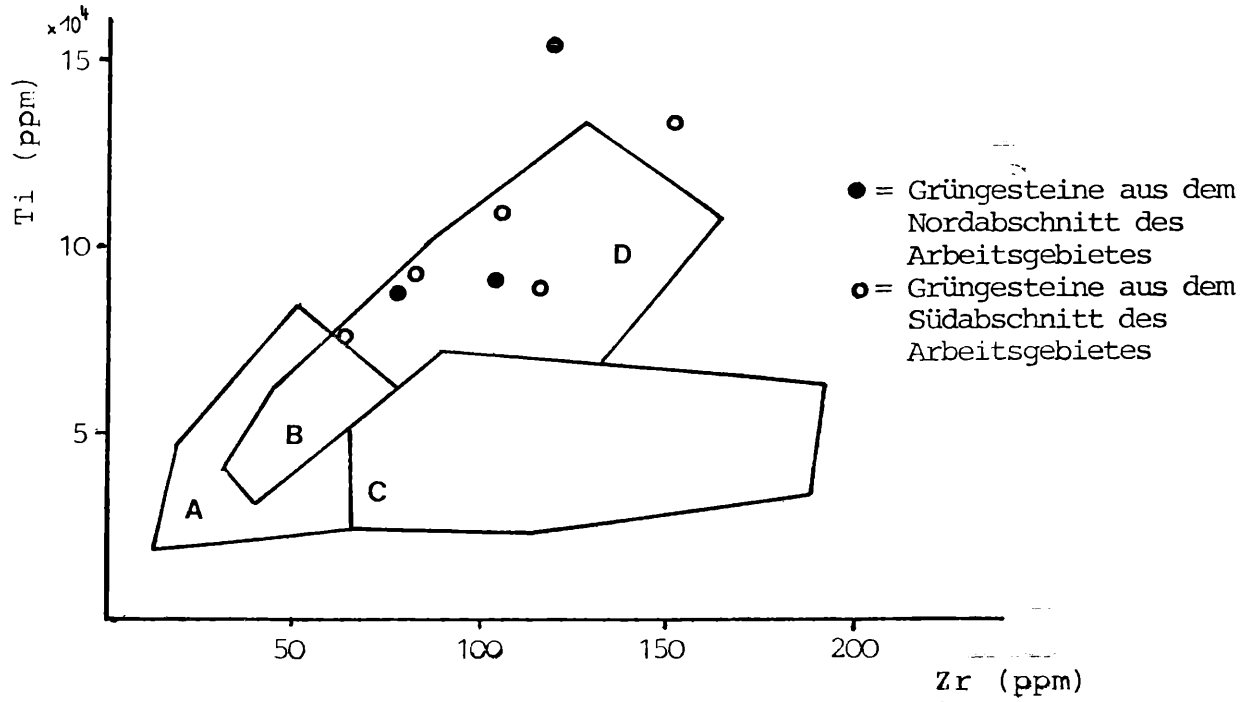
Vorbehalt dennoch aufgetragen, um den  $P_2O_5$ -Trend der Grüngesteine aus dem Wolfbachtal zu erläutern. Es ist zu beobachten, daß die Grüngesteine, die aus dem Südteil des Arbeitsgebietes stammen (in Tab. 11 mit einem S gekennzeichnet), die in den folgenden Abbildungen als offene Kreise dargestellt werden, überwiegend  $P_2O_5$  ärmer sind, als die Grüngesteine, die aus dem Nordteil des Arbeitsgebietes stammen (sie werden in den folgenden Abbildungen mit einem ausgefüllten Punkt gekennzeichnet).

Natürlich können Vorgänge nach der Magmengenese, wie z.B. submarine Verwitterung, Spilitisation und submarine Metamorphose bis zur Intensität einer Regionalmetamorphose in Grünschiefer-Fazies (MELSON & vanANDEL, 1966) die chemischen Verhältnisse verändern. Nach R.A.HART (1970) geht bei Reaktionen mit dem umgebenden Meerwasser Ti stärker als K und dieses stärker als P verloren. Dies bedeutet, daß die darstellenden Punkte im  $TiO_2:K_2O:P_2O_5$ -Diagramm durch Reaktionen mit dem Meerwasser vom Feld der OFBs und Ozeaninsel-Basalte in Richtung  $K_2O$ -Eck und vor allem  $P_2O_5$ -Eck bewegt werden. PEARCE et al. (1975) haben ebenso gezeigt, daß Verwitterungseinflüsse die darstellenden Punkte von Ozeanbasalten eher in das Feld der Basalte mit nicht ozeanischer Abstammung verschieben als umgekehrt, sodaß es unwahrscheinlich ist, daß verwitterte Basalte, die im Feld der OFBs und Ozeaninseln liegen, aus einem "nicht-ozeanischen" Milieu stammen. WINCHESTER & FLOYD (1976) berichten, daß von den Elementen Ti, P, Zr, Y und Nb nur P eine geringfügige Mobilität in den Verwitterungs- und Metamorphosevorgängen nach der Magmengenese hat. Daher werden diese Elemente von den beiden Autoren auch zur Unterscheidung von Grüngesteinen, Spiliten und Amphiboliten in gleicher Weise herangezogen, wie für frische, unverwitterte und unmetamorphe Basalte, um deren tholeiitische von den alkalischen Varietäten zu trennen.

Die nun folgenden Darstellungen beschäftigen sich mit der Verteilung der Hauptelemente Titan und Phosphor sowie der Spurenelemente Zirkon und Chrom. Als erstes wird das Titan gegen Zirkon-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973) zur Anwendung gebracht. Es ist nur unter der Voraussetzung sinnvoll einsetzbar, daß die zu diskriminierenden Basalte (bzw. Metabasite) von einer Plattenrandposition (siehe dazu p.85 unten links) stammen; über "within-plate"-Basalte wird keine Aussage getroffen.

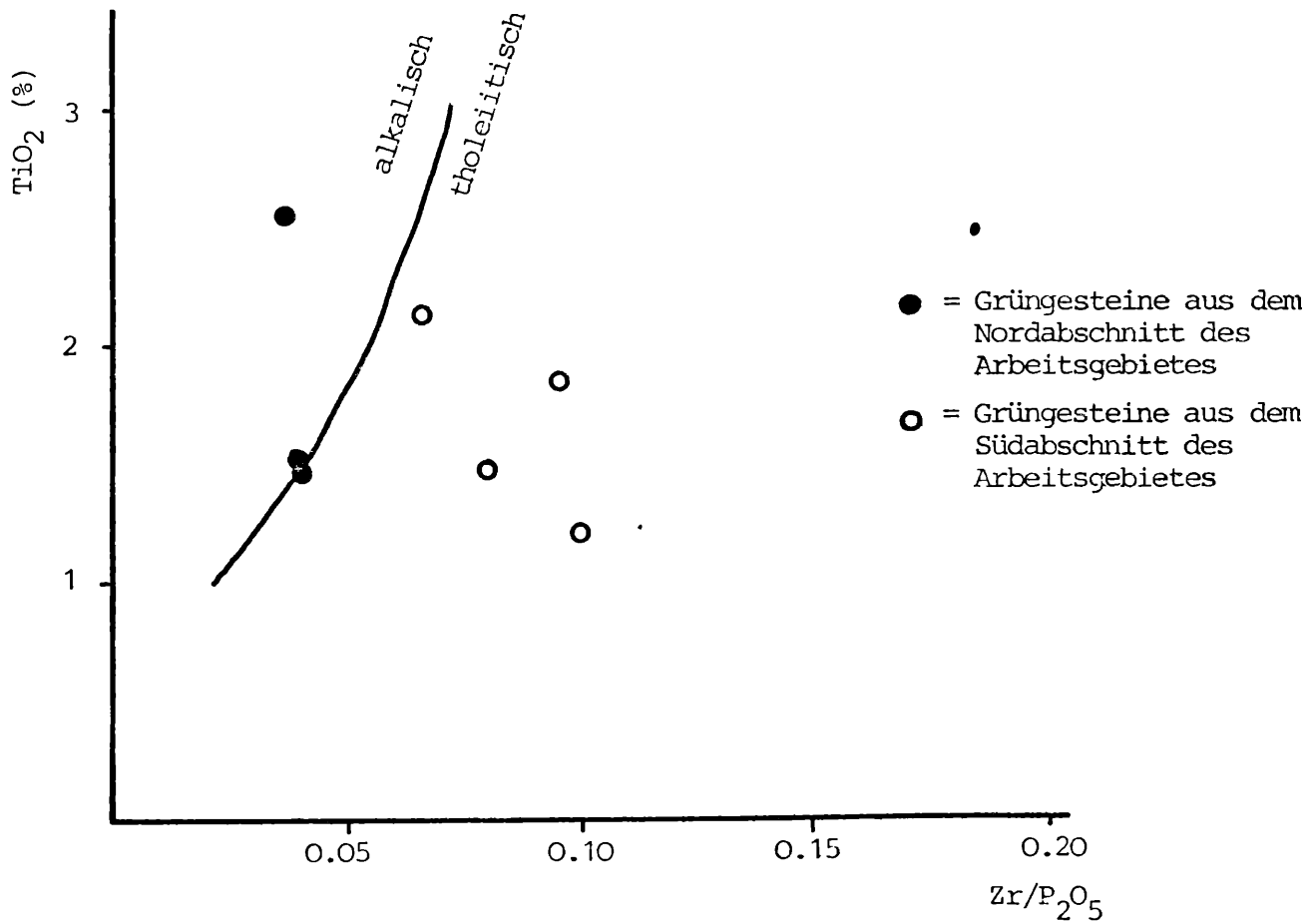
Aus der Darstellung der analysierten Grüngesteine aus dem eigenen Arbeitsgebiet geht nur hervor, daß keines dieser Gesteine als Abkömmling eines Inselbogenbasaltes anzusprechen ist (siehe Abb. 38).

Im  $\text{TiO}_2 : (\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5)$  - Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1976) können auch Grüngesteine, Spilite und Amphibolite aus aus entweder alkalischer oder tholeiitischer Herkunft unterschieden werden, wie es bei frischen Basalten möglich ist. Diese Unterscheidung dient nur der Erkennung des Abstammungsschemismus, nicht aber der geotektonischen Position. Ein Überlappen von Alkalibasalt- und Tholeiit-Feld ist aufgrund von ursprünglichen Mischchemismen der Basalte ("Übergangsbasalte"), sowie aufgrund einer magmatischen Differentiation und schließlich auch einer gewissen Mobilität der als "gering mobil" bis "immobil" bekannten Spurenelemente nach WINCHESTER & FLOYD (1976) unter Extrembedingungen möglich. Im  $\text{TiO}_2 : (\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5)$  - Diagramm (Abb. 39) zeigt sich ein unterschiedliches Verhalten der vielfach reliktführenden Metabasite aus dem Nordabschnitt des Arbeitsgebietes einerseits und der im wesentlichen feinkörnigen, reliktfreien Grüngesteine aus dem südlichen Bereich auf der anderen Seite. Die "nördlichen" Metabasite tendieren bei dieser Darstellung eher zum alkalischen Basalt, wohingegen die "südlichen" Grüngesteine deutliche Hinweise auf einen tholeiitischen Ursprungsschemismus zeigen.



Felder A + B = Low-K-Tholeiite  
 Felder C + B = Kalkalkali-Basalte Inselbogen-Basalte  
 Felder D + B = Ozeanboden-Basalte

38: Darstellung der Grüngesteine aus dem Wolfbachtal im Ti : Zr - Diagramm nach PEARCE & CANN (1973).



39: Darstellung der Grüngesteine aus dem Wolfbachtal im TiO<sub>2</sub> : Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1976).

Ein vergleichbares Bild zeigt sich auch in der folgenden Darstellung (Abb. 40), im  $P_2O_5$  : Zr - Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1976), wo ebenfalls die feinkörnigen Grüngesteine aus dem Südabschnitt des Arbeitsgebietes in das Tholeiit-Feld fallen und die Metabasite aus dem Nordteil im Grenzbereich zwischen tholeiitischem und alkalischem Chemismus liegen.

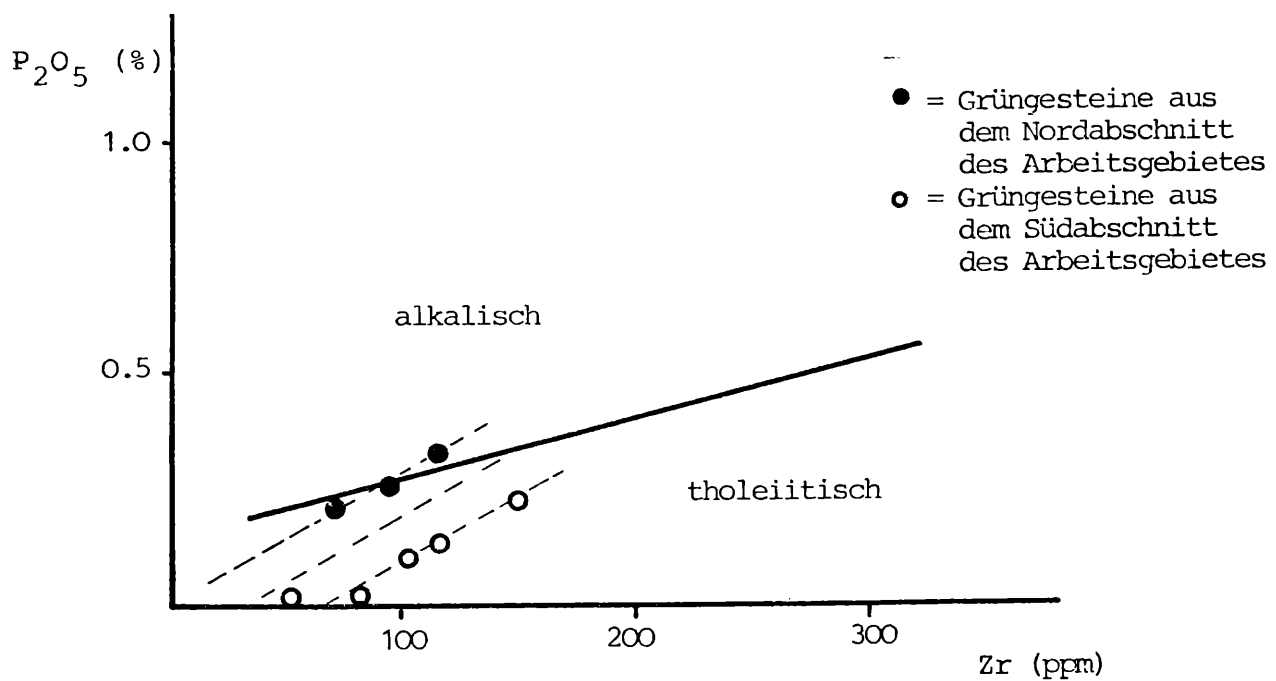


Abb. 40 : Darstellung der Grüngesteine aus dem Wolfbachtal im  $P_2O_5$  : Zr - Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1976).



In diesem Diagramm ( $P_2O_5 : Zr$ ) zeigt sich wieder die schon zu Anfang dieses Kapitels im  $TiO_2 : K_2O : P_2O_5$  - Diagramm festgestellte relative  $P_2O_5$ -Anreicherung der "nördlichen", vorwiegend grobkörnigen Metabasite gegenüber den feinkörnigen Grüngesteinen aus dem Südabschnitt des Arbeitsgebietes.

Betrachtet man die Titan- und Chromverteilung im Diagramm nach J.A.PEARCE (1975), so ergibt sich für alle Grüngesteine aus dem Wolfbachtal, von denen in der vorliegenden Arbeit chemische Analysen angefertigt wurden, der Nachweis, daß keine Inselbogen-Tholeiite vorliegen. Es sind entweder Ozeanboden-Basalte oder Intra-Platten-Basalte gewesen.

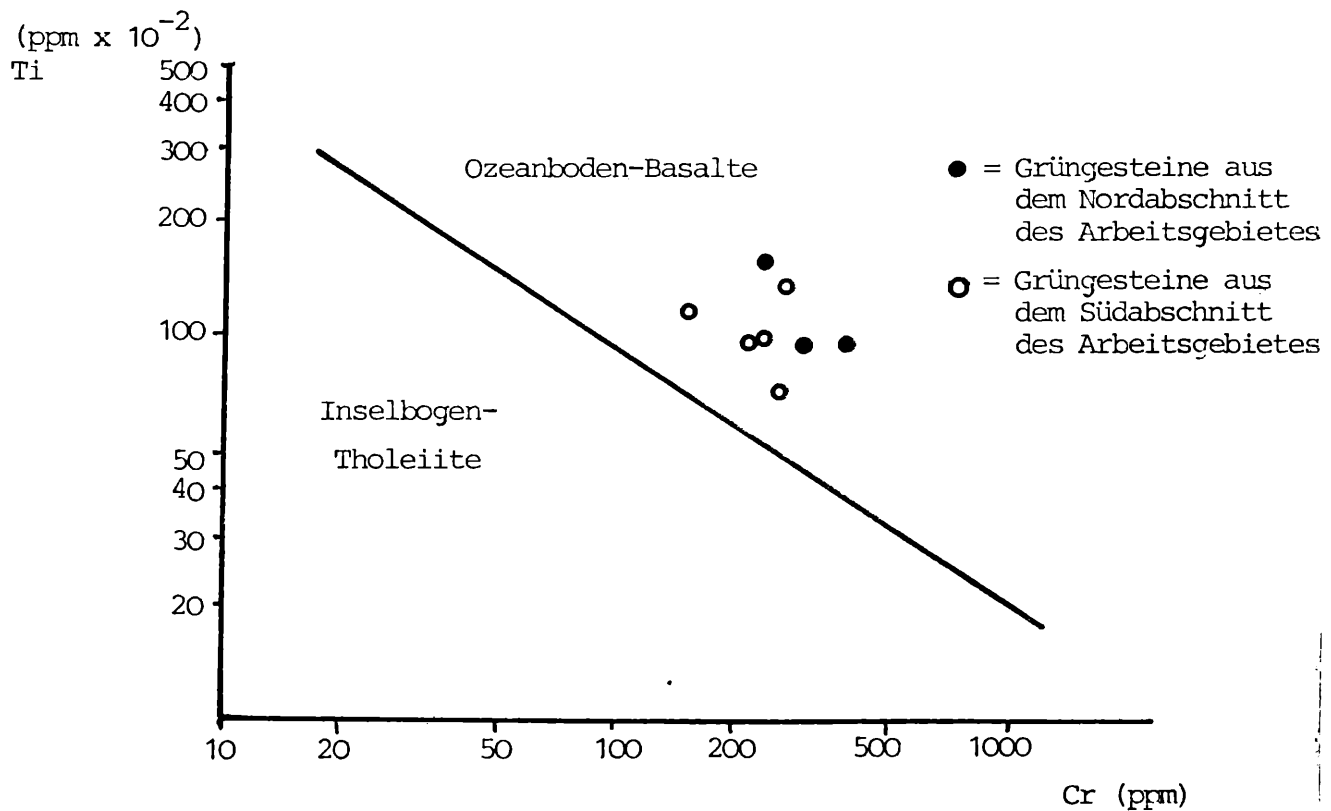


Abb. 41: Darstellung der Grüngesteine aus dem Wolfbachtal im Ti : Cr -Diagramm nach J.A.PEARCE (1975).

Für diese Darstellung gilt die gleiche Bedingung wie für das Ti : Zr - Diagramm (Abb.38 ) : WPBs werden nicht berücksichtigt.

Zusammenfassung: Bei der Darstellung der Grüngesteine aus dem Arbeitsgebiet mittels verschiedener Diagramme nach J.A.PEARCE (1975), daneben auch nach PEARCE & CANN (1973), PEARCE et al. (1975) und WINCHESTER & FLOYD (1976) zeigt sich, daß (nach dem  $TiO_2:K_2O:P_2O_5$ -Diagramm) zumindest für einen Teil der Grüngesteine ein ozeanisches Entstehungsmilieu (environment) wahrscheinlich ist. Es stellt sich heraus, daß im Falle des Vorliegens einer Plattenrand-Position der Basaltentstehung keine Inselbogenbasalte möglich sind (Ti:Zr- und Ti:Cr-Diagramm). Deutlich wird (in den Ti:Zr/ $P_2O_5$ - und  $P_2O_5$ :Zr-Diagrammen) die Affinität zu mehr tholeiitischen Chemismen im Süden des Arbeitsgebietes und zu mehr alkalischen Chemismen bei den grobkörnigen, z.T. reliktführenden Metabasiten im Nordabschnitt des Arbeitsgebietes. Auch die Untersuchungen an Klinopyroxenen aus den grobkörnigen Metabasiten aus dem Nordabschnitt des Arbeitsgebietes haben sowohl Hinweise auf tholeiitischen, als auch alkalibasaltischen Ausgangskemismus der Basalte ergeben. BICKLE & PEARCE (1975) haben für die betreffenden Grüngesteine eine WPB-Abstammung für wahrscheinlich angenommen und berichtet, daß in der Fuscher Fazies der Schieferhülle der Hohen Tauern neben hauptsächlich tholeiitischen Basalten auch Übergangsbasalte und Alkalibasalte als Edukte für die heutigen Grüngesteine vorkommen. Auch HÖCK & MILLER (1980) führen an, daß der Gesteinszug III (siehe Abb. 36), der nördlich des Tristenwand Kopfes und der Schwarzwand mein Arbeitsgebiet durchquert, also damit zu den "feinkörnigen" Grüngesteinen im Südabschnitt des Arbeitsgebietes gehört, teilweise tholeiitischen, teilweise alkalischen Chemismus aufweist, ferner kleinere Grüngesteinskörper im Bereich der Fuscher Fazies Merkmale von WPBs besitzen. Die in der vorliegenden Arbeit vorstellten chemischen Daten zeigen einerseits den Trend vom tholeiitischen Basaltchemismus zu einem Übergangs- bis Alkali-Chemismus von Süden nach Norden, andererseits das Vorliegen von Klinopyroxenen mit tholeiitischer und alkalischer Affinität in einem Handstück (reliktführender Metabasit K82/78) aus dem Nordabschnitt des Arbeitsgebietes.

## 6.8. Serpentinrandgesteine

Unter dieser Bezeichnung werden Talkschiefer (=Listwänite) und Ophikarbonate zusammengefaßt. In kleinen Linsen, deren Mächtigkeit im Bereich weniger Meter und deren laterale Erstreckung zu- meist im Zehnermeter-Bereich und darunter liegt, wurden diese Gesteine vorwiegend im Mittelabschnitt des Arbeitsgebietes im mächtigen Areal der Rauriser Phyllite zwischen dem Kalkphyllit- zug "Drei Brüder - Achen Kopf - Kote 2176 m" im Norden und dem zweiten großen Kalkphyllitzug "Schreckalpshöhe - Hirsch Kopf" im Süden angetroffen. Außerdem befindet sich ein geringmächtiger Gesteinszug von Listwäniten unmittelbar südlich (liegend) des mächtigen Grüngesteinszuges nördlich der Schwarzwand.

Die Talkschiefer sind Gesteine von meist blaß grünlicher Färbung; sie sind relativ weich und haben einen schiefrigen bis phyllitischen Habitus. Auffallend sind die z.T. mehrere Milli- meter großen Karbonatblasten (Dolomit oder Breunnerit) und ebenso große Pyritkristalle, die mitunter limonitisiert sein können. Diese Talk-Chlorit-Breunnerit-Schiefer sind nach H.LEITMEIER (1950, p.258ff) als Listwänite zu bezeichnen. Im Dünnschliff von K62/78 zeigt sich eine sehr feinkörnige Talk-Chlorit-Grundmasse mit einer straffen, s-parallelen Einregelung der Chloritschüppchen. In dieser Grundmasse schwimmen regellos verteilt vollkommen idio- morphe Karbonatkristalle (wahrscheinlich Breunnerit). Akzessorisch kommt noch feinkristallines, spießförmiges, opakes Erz vor, welches von Oxchlorit umgeben ist.

% SiO <sub>2</sub>	28.01	Spurenelemente:
TiO <sub>2</sub>	0.12	Cr 2511 ppm
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.98	Zr 0 ppm
*FeO	10.10	
MgO	28.24	
MnO	0.14	
CaO	1.44	
Na <sub>2</sub> O	0.00	
K <sub>2</sub> O	0.00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	
Glühverlust	12.99	
	<u>101.04</u>	

Tab. 14 : Chemische Analyse am Listwänit (Talkschiefer) K62/78.

\*FeO = Gesamteisen

Das nur wenige Meter neben K62/78 aufgesammelte Handstück K64/78 (Fundort: Kleiner Erosionsgraben am ostschauenden Hangfuß der Schreckalpshöhe ca. 350 m südlich der Hütte Kote 1365 m) besteht aus Talkschiefermaterial, welches mit einem Sedimentanteil aus Rauriser Phylliten durchmischt ist. Auffallend sind neben einem großen Quarzgehalt unregelmäßig im Dünnschliff verteilte "Pakete" von wellenförmig verbogenen Hellglimmer-Chlorit-Lagen, wie sie in den quarzreicheren Partien der Rauriser Phyllite sehr häufig zu beobachten sind.

Aus einer nur wenige Meter großen Talkschieferlinse ca. 200 m südlich der Kote 2176 m (am Grat zwischen Bau Kogel und Hirsch Kopf) stammen die beiden Proben K40/78 und K41/78. Im Dünnschliff zeigt K40/78 ein feinfilziges Gewebe aus Talk und Chlorit. Die Dolomitindividuen sind ausnahmslos in kleine Bruchstücke zerlegt, vereinzelt treten sehr feine Erzschnüre auf. Es herrscht eine starke Durchbewegung vor. Dieses Gestein ist aufgrund des Mineralbestandes als Ophidolomit zu bezeichnen. Wenige Dezimeter daneben fehlt Dolomit gänzlich (Probe K41/78), es ist lediglich ein sehr feiner Filz von Chlorit und Talk vorhanden, der starke Durchbewegung zeigt. Im Aufschluß war eine Vererzung mit Magnetit vorhanden (die Nadel des Geologenkompasses wurde abgelenkt), die Magnetitoktaeder erreichten wenige Millimeter an Größe.

Das einzige Gestein mit wahrscheinlichen Pseudomorphosen von Chlorit nach Serpentin wurden in einem Erosionsgraben östlich der Bräuer Grund Alm auf 1430 m Seehöhe in unmittelbarer Umgebung von Rauriser Phylliten angetroffen. Aus diesem Vorkommen stammt die Probe K10/78. Es ist dies ein Ophidolomit mit einer feinsbrecciosen Textur, der neben Talk, Chlorit und Dolomit auch etwas Quarz führt. Bei der Betrachtung des Dünnschliffes zeigen sich die bis zu mehreren Millimeter großen Dolomitkomponenten farblos, im Handstück sind sie blaß bräunlich gefärbt, ähnlich wie die Dolomitkomponenten der Dolomitbreccien der Bündnerschiefer. Die Kornränder der Dolomitkomponenten von K42/78 zeigen unregelmäßige Kornränder, die Kornzwischenräume sind durch Talk und Quarz, vereinzelt durch Chlorit ausgefüllt. Talk wächst sowohl innerhalb der Dolomitkomponenten als

auch von seinen Kornrändern ausgehend, weiters wächst er von den Kornrändern aus in die Quarzindividuen hinein.

An einer Stelle konnte im Dünnschliff K10/78 eine ca. 1 mm x 2 mm große Chloritkonzentration mit relativ glatten "Kornrändern" und beinahe quadratischem Querschnitt beobachtet werden, die in ihrer Kernzone eine -besonders deutlich bei paralleler Stellung der Polarisationsfilter beobachtbare- Maschenstruktur zeigt (Abb. 42 ). Diese Struktur setzt sich aus feinsten, rötlich gefärbten Limonitkörnchen zusammen. Nach V.DIETRICH (1972, p.52ff) deutet die Maschenstrukturierung auf einen (ehemaligen) Lizardit-Chrysotil-Serpentinit hin.

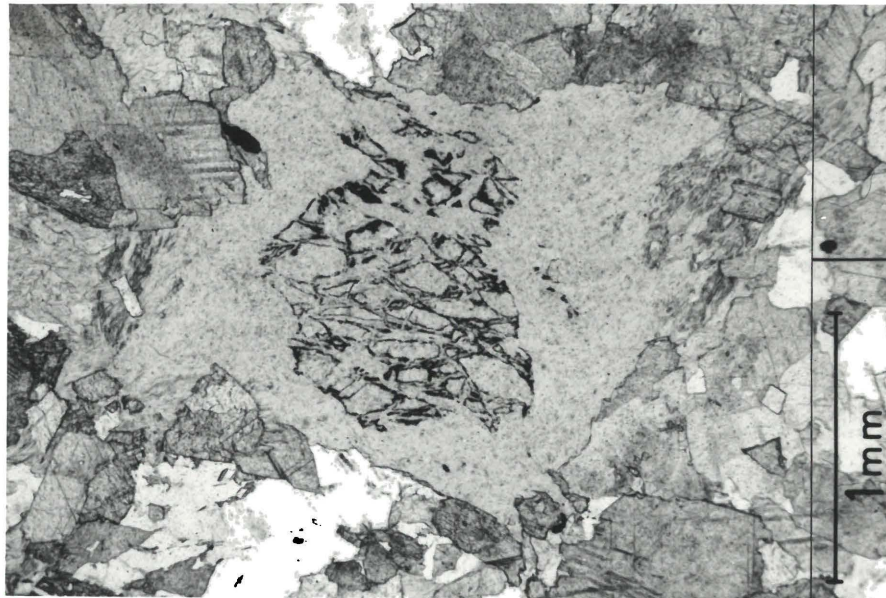


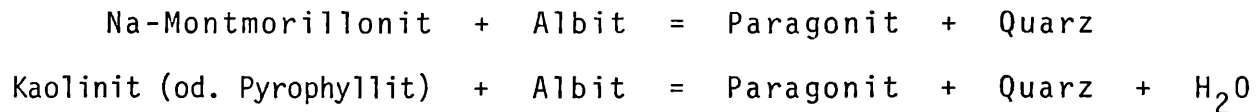
Abb. 42 : Dünnschliff der Probe K10/78, Polarisationsfilter parallel; In Bildmitte deutlich erkennbare Maschenstrukturierung in einer Chloritanhäufung, die als Pseudomorphose nach Serpentin gedeutet werden kann. Das umgebende Karbonat ist ausschließlich Dolomit.

## 7. BEMERKUNGEN ZUR METAMORPHOSE

Besonders in den beiden vergangenen Jahrzehnten wurde eine Fülle an neuen Daten zur Metamorphose in den mittleren Hohen Tauern veröffentlicht und interpretiert (z.B. CLIFF et al., 1971; V.HÖCK, 1974; V.HÖCK, 1980; HÖCK & HOSCHEK, 1980;). "The Penninic assemblage of the Tauern Window underwent Alpine syn- to posttectonic greenschist facies metamorphism. The grade of metamorphism increases towards the central parts" resumiert V.HÖCK (1980, p.123,124).

Im eigenen Arbeitsgebiet am Nordrand der Hohen Tauern weisen entsprechende Befunde auf "schwache Metamorphose" nach H.G.F.WINKLER (1979) hin. Diese Einstufung konnte sowohl an Metasedimenten als auch an Metabasiten und metamorphen ultrabasischen Gesteinen geprüft werden. Neben der röntgenographischen und optischen Untersuchung der Mineralvergesellschaftungen wurden an ausgewählten Metasedimentproben 40 Messungen der Illit-Kristallinität (Index nach B.KUBLER, 1967) der Korngrößenfraktion kleiner als 2  $\mu\text{m}$  durchgeführt. Der Mittelwert aller Messungen beträgt 3.2, die Streubreite liegt zwischen 3.8 und 2.5 innerhalb der Standardabweichung. Als Grenze zwischen Anchi- und Epimetamorphose gilt nach FREY et al. (1971) der Wert von 4.0. Damit fallen alle hiesigen Werte in das Feld der Epizone. Die typischen Mineralvergesellschaftung in den Metapeliten besteht aus Quarz, Albit, Hellglimmer (Phengit, Paragonit und einem mixed-layer Phengit/Paragonit, wie ihn M.FREY (1969) erstmalig beschrieb), Chlorit und Calcit. Stilpnomelan konnte vereinzelt in der Korngrößenfraktion kleiner als 2  $\mu\text{m}$  nachgewiesen werden. Pyrophyllit jedoch konnte möglicherweise infolge des Gesteinschemismus der Metapelite im gesamten Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden. Über die mixed-layer Phasen Phengit/Paragonit, die röntgenographisch durch die charakteristischen Linien bei 4.9  $\text{\AA}$  und bei 3.25  $\text{\AA}$  (entsprechend  $18.1^\circ$  und  $27.4^\circ 2\theta^\circ \text{CuK}\alpha$ ) erkannt wurden, berichtet H.G.F.WINKLER (1979, p.210): "This complex

phase may represent an intermediate stage in the transformation of mixed-layer illite-montmorillonite to paragonite + phengite + chlorite. Paragonite is first formed by very-low-grade metamorphism and persists to low- and medium-grade." Folgende Paragonit-bildende Reaktionen sind für das Arbeitsgebiet vorstellbar:



Beide Reaktionen werden von H.G.F.WINKLER (1979) für die Paragonitbildung in Metapeliten aufgeführt. Das Fehlen von Biotit in den Metapeliten des Arbeitsgebietes (Biotit tritt neugebildet in Grüngesteinen sowohl im Nordteil als auch im Südteil des Arbeitsgebietes auf) scheint im reichlichen Auftreten des Paragonites begründet zu sein: "At low-grade metamorphic conditions, paragonite does not occur together with biotite in common metapelites" berichtet H.G.F.WINKLER (1979, p.211).

Die Metabasite weisen im wesentlichen die beiden folgenden Mineralvergesellschaftungen auf:

Albit, Epidot/Klinozoisit, Aktinolith, Chlorit, ± Biotit, ± Calcit, ± Quarz, ± Hellglimmer und Titanit od. Leukoxen sind typisch für die "feinkörnigen Grüngesteine" (=Prasinite) im gesamten Arbeitsgebiet;

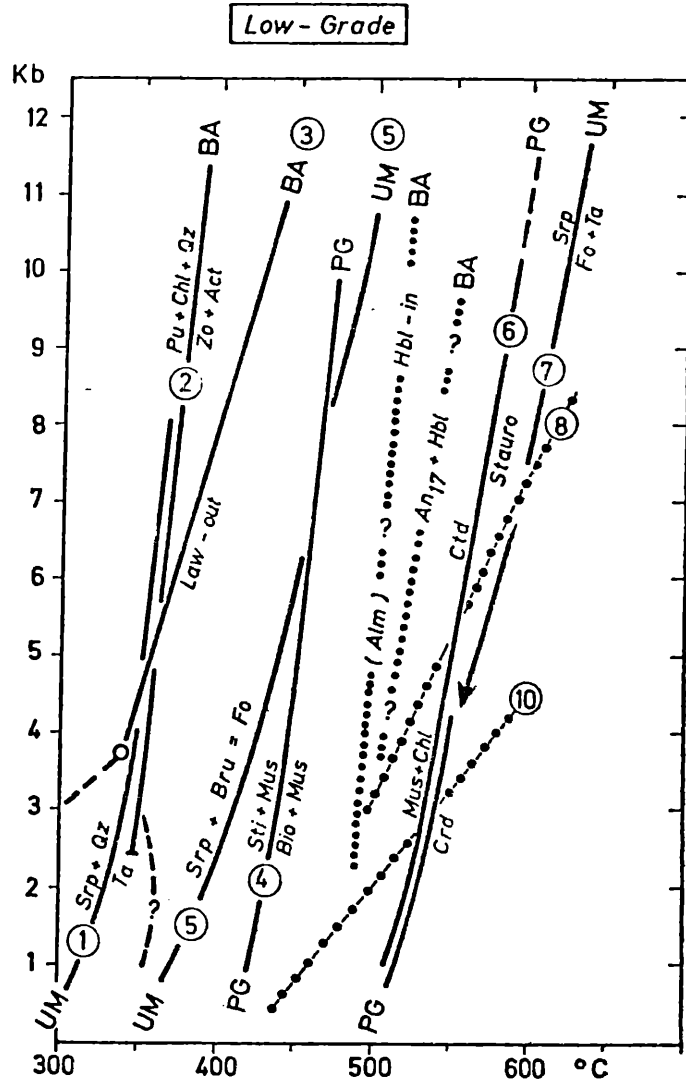
Albit, Epidot/Klinozoisit, Aktinolith, Chlorit, Biotit od. Stilpnomelan, reliktscher Pyroxen, ± Quarz, ± Hellglimmer und Titanit und/oder Leukoxen sind charakteristisch für die reliktführenden Metabasite vom Nordteil des Arbeitsgebietes, wobei Biotit sowohl innerhalb der reliktschen Klinopyroxene als auch in der Grundmasse auftritt. Biotit wurde eindeutig als (alpidische) Neubildung erkannt. Mineralanalysen von Biotit, Chlorit, Aktinolith und Klinopyroxen aus dem Metabasit K82/78 befinden sich auf den Seiten 63 - 69. Chr.EXNER (1979) erwähnt in einer Gegenüberstellung von Tauernnordrand und südlicher Grauwackenzone im Bereich zwischen Taxenbach und Lend,

daß alpidische Neubildungen von Stilpnomelan und Biotit aus den Metabasiten der Grauwackenzone dieses Bereiches bekannt sind, vom Tauernnordrand jedoch nur Stilpnomelan (abgesehen von grünen Biotitblättchen aus dem Bergsturzblockwerk südlich der Ruine Klammstein im Gasteiner Tal, die aber keine sichere metamorphe Mineralneubildung darstellen). Mit den zahlreichen Biotitfunden im Wolfbachtal existieren nun auch im Nahbereich südlich der Salzach-Längstalstörung alpidisch gesproßte Stilpnomelane und Biotite, womit, wie Chr.EXNER (1979) spricht, "der Unterschied kassiert" sein dürfte.

Aktinolithe sind in vielen Grüngesteinsproben aus dem gesamten Arbeitsgebiet als postkinematische Neubildungen aufzufinden. Die Metabasite aus dem südlichen Teil (im wesentlichen Prasinite) liegen in der Albit-Aktinolith-Chlorit-Zone (= der tiefer temperierten low-grade-zone nach H.G.F.WINKLER (1979), der dazu schreibt: "Die Paragenese Klinozoisit + Aktinolith + Chlorit + Quarz ist typisch für low-grade Gesteine, wenn Lawsonit fehlt". Das Mineral Lawsonit konnte im gesamten Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden.

In den Serpentinrandgesteinen zeigt das Vorhandensein der Paragenese Quarz + Talk an, daß bei der alpidischen Regionalmetamorphose Bedingungen erreicht worden waren, die oberhalb (rechts) der in Abb. 43 gezeigten Kurve (1) aufgetragen sind. Nach dem Dünnschliffbefund sprießt Talk einerseits von den Kornrändern her in Quarz und Dolomit hinein, andererseits wächst er auch innerhalb dieser beiden Mineralphasen.





Low-grade. For details see text. PG = pelites and graywackes.  
UM = ultramafic rocks. BA = basalts and andesites (mafic rocks).

Abb. 43 : Diagramm zur Darstellung charakteristischer Mineralreaktionen in der low-grade-zone nach H.G.F.WINKLER (1979,p.243);

Zusammenfassend sei aufgeführt, daß die angetroffenen Mineralvergesellschaftungen und die Illit-Kristallinitätswerte (Index nach B.KUBLER, 1967) der Gesteine aus dem Arbeitsgebiet für eine metamorphe Überprägung in der niedrig temperierten Grünschieferfazies sprechen. Damit wird die Ansicht von KLEBERGER & SCHRAMM (1980) weiter unterstützt, daß kein nennenswerter Unterschied in der jeweiligen Metamorphoseintensität nördlich und südlich der Salzach-Längstalstörung (also im Südteil der Grauwackenzone und den nördlichen Bereichen der Hohen Tauern) nachzuweisen ist.

## 8. BEMERKUNGEN ZUR TEKTONIK

### 8.1. Tektonische Position des Arbeitsgebietes

E.BRAUMÜLLER (1939) und BRAUMÜLLER & PREY (1943) haben innerhalb des Arbeitsgebietes (als einem Teilbereich der Fuscher Schieferhülle) zwei Decken unterschieden: die mesozoische "Obere Schieferhülle" und die paläozoische "Untere Schieferhülle". Diese beiden Einheiten sollten im vorliegenden Arbeitsgebiet intensiv ineinander verspießt und verschuppt vorliegen, zumal die Kalkphyllite und die Grüngesteine der "Unteren" und die Rauriser Phyll der "Oberen Schieferhülle" zugeordnet worden waren. Beide "Decken" enthalten heutiger Auffassung entsprechend (FRASL & FRANK, 1966) Teile der Bündnerschiefer-Serie in Fuscher Fazies und gehören daher einer einzigen Deckeneinheit.

Darüberliegend folgt gegen Norden eine vorwiegend psammitische bis psephitische Metasedimentserie, die von E.BRAUMÜLLER (1939) als "Sandstein-Breccien-Decke" bezeichnet und zu der unterostalpinen unteren Radstätter Decke gehörig angesehen wurde. Heute ist die penninische Herkunft (G.FRASL, 1958) dieser von CORNELIUS & CLAR (1939) noch zur "Nordrahmenzone", also zum ostalpinen Rahmen gezählten Serie, in der übrigens wiederholt auf Flysch-Merkmale (S.PREY, 1975 & 1977) hingewiesen wurde, allgemein anerkannt. FRISCH & POPP (1981) zeigten, daß diese inzwischen penninische Nordrahmenzone nicht nur im östlichen und mittleren Abschnitt des Tauernfensters vorhanden ist, sondern mit kurzen Unterbrechungen auch im Westteil des Tauernfensters bis zu dessen Westrand verfolgbar ist.

Nachdem das mesozoische Alter der Bündnerschiefer-Serie einschließlich der schwarzen Phyllite inzwischen allgemeine Anerkennung gefunden hat, sollten die stratigraphisch-tektonischen Begriffe "Untere" und "Obere Schieferhülle" im Sinne von BRAUMÜLLER & PREY (1943) den von G.FRASL (1958) nur stratigraphisch definierten Termini "alte" und "junge Schieferhülle" weichen. Unter dem Begriff "junge Schieferhülle" sind die Bündnerschiefer-Serie, die Karbonatgesteine der Trias und die permoskythische Wustkogelserie zusammengefaßt. Die darauf fußende tektonische Gliederung verneint einen Deckenbau innerhalb des vorliegenden Arbeitsgebietes, welches zur Gänze der "jungen Schieferhülle" angehört.

Nach den eigenen Aufnahmen kann auch an keiner Grenzfläche zwischen Gesteinskörpern oder innerhalb dieser im Arbeitsgebiet eindeutig von einer tektonischen Trennfläche von der Größenordnung einer Deckengrenze gesprochen werden. Die überwiegende Anzahl von "Grenzen" zwischen einzelnen Gesteinskörpern oder -zügen weist aufgrund allmählicher Übergänge von einem Gestein in das andere eher auf sedimentäre Zusammenhänge als auf tektonische Kontakte hin.

## 8.2. Gefügedaten

Schon bei einer oberflächlichen Betrachtung der geologischen Karte (Beilage 2) fällt der relativ unkomplizierte tektonische Bau des Arbeitsgebietes ins Auge, der sich auch bei der Aufnahme von Gefügedaten im Gelände durch einheitliche strukturelle Merkmale und gleichförmige Lagerungsverhältnisse dokumentiert hat. Diese Tatsache wurde bei der vorangegangenen Beschreibung der einzelnen Gesteine und Gesteinskörper insofern berücksichtigt, als häufig von einem "regionalen Bauplan" gesprochen wurde. Darunter ist das über den gesamten bearbeiteten Raum relativ gleichmäßige Einfallen der Hauptschieferungsflächen zu verstehen, welches durch Fallrichtungen zwischen Nordwest und Nordost und durch mittelsteile Fallwerte (siehe Abb. 44 und 45) gekennzeichnet ist. Ebenso einheitlich verlaufen auch die Lineationen auf den s-Flächen und die b-Achsen, die beinahe ausschließlich mit ca.  $5 - 45^{\circ}$  in westliche bis nordnordwestliche Richtungen einfallen. Diesem "regionalen Bauplan" folgend lagern auch die meisten Gesteinszüge und -körper mit Ausnahme einiger Grüngesteinsvorkommen im Südabschnitt des Arbeitsgebietes mittelsteil in nördliche Richtungen einfallend.

Das stoffliche s der Metasedimente, also die eigentliche sedimentäre Schichtung (=ss) ist im Aufschlußbereich nur sehr selten erfaßbar. Vereinzelt ist es jedoch bei der Dünnschliffbetrachtung besonders bei quarzreichen Phylliten, Quarziten und Kalkphylliten sowie Metatuffiten zu erkennen. Aus diesem Grund gibt es nur wenige Gefügedaten des ss, z.B.

zeigt der stoffliche Lagenbau eines quarzreichen Rauriser Phyllites unweit der Steinbach Alm (am Westrand des Arbeitsgebietes) ein steiles Südfallen.

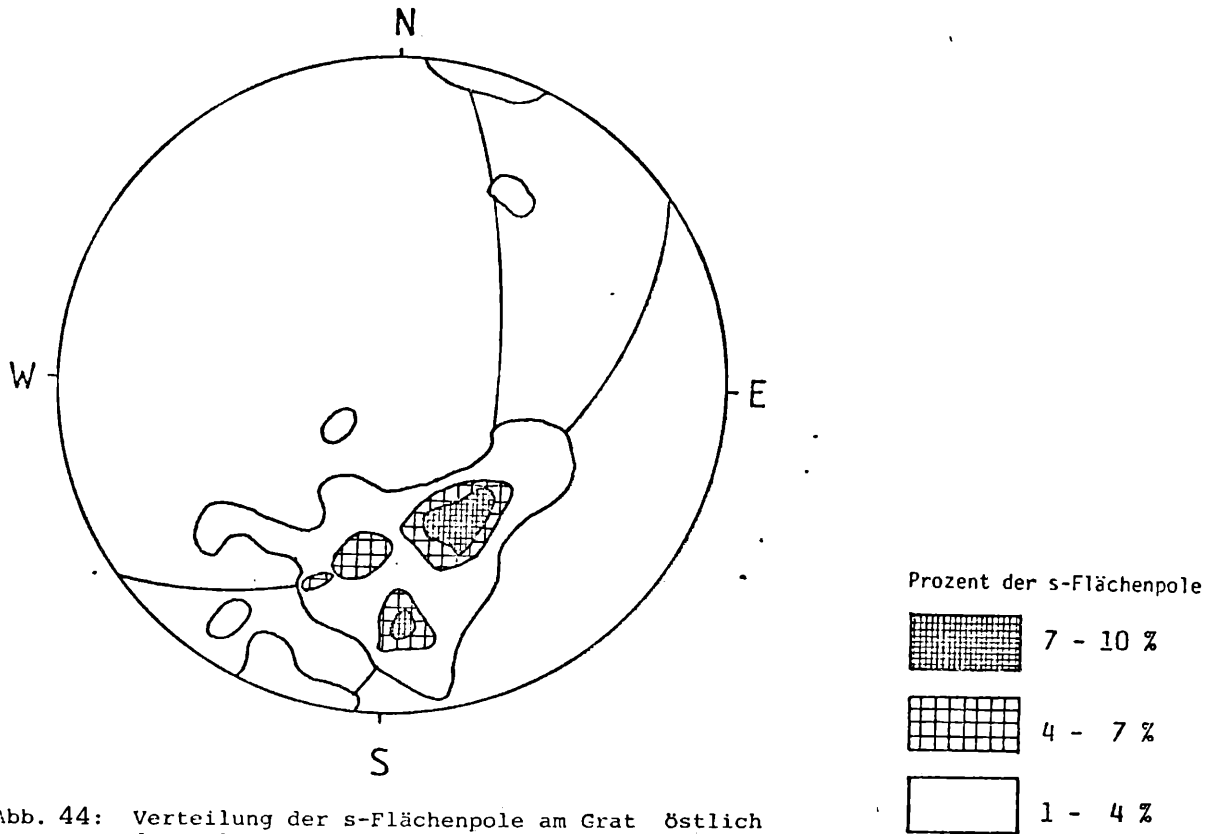


Abb. 44: Verteilung der s-Flächenpole am Grat östlich des Wolfbachtals (Grat zwischen Bau Kogel und Breitebenscharte); ca. 200 Meßwerte, untere Halbkugel des Schmidtschen Netzes;

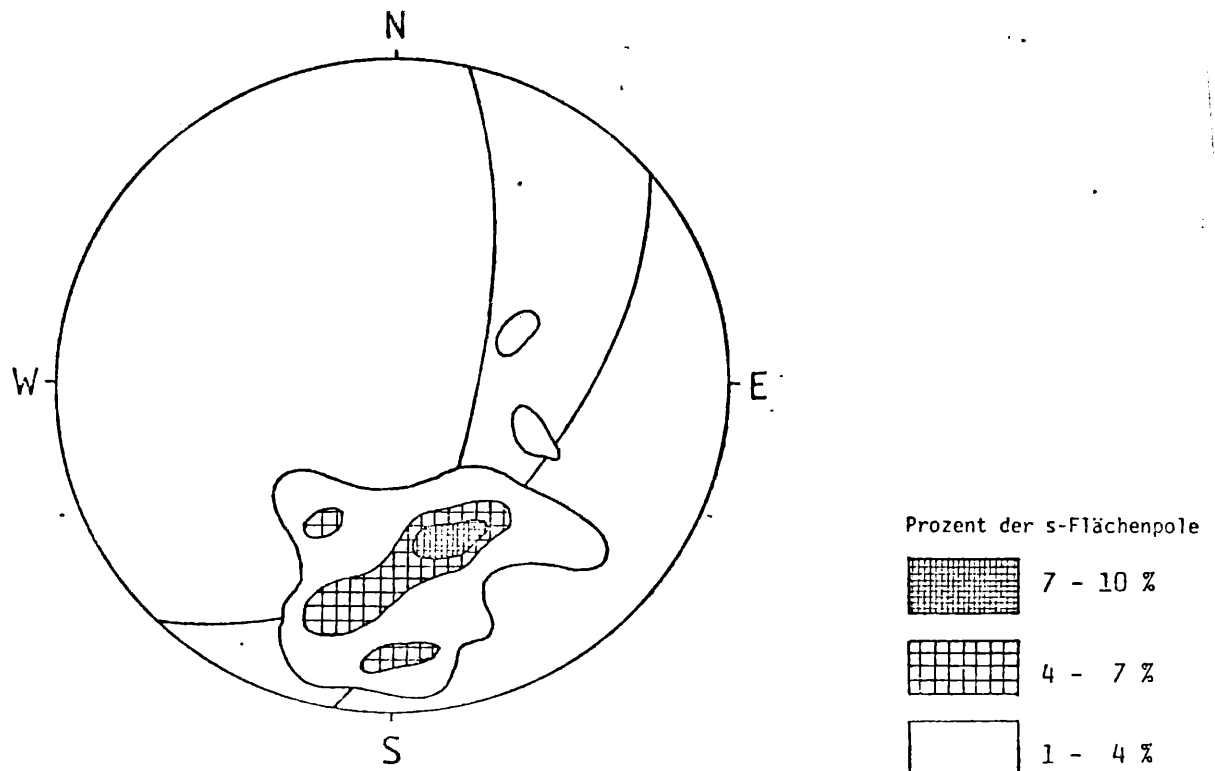


Abb. 45: Verteilung der s-Flächenpole am Grat westlich des Wolfbachtals (Grat zwischen Achen Kopf und Tristenwand Kopf); ca. 170 Meßwerte, untere Halbkugel des Schmidtschen Netzes;

## 9. QUARTÄR

Neben einigen, nur lokalen, z.T. hufeisenförmig ausgebildeten und sehr wahrscheinlich postwürm gebildeten Endmoränenwällen stellen häufig sehr großflächige (bis zu mehr als zwei Quadratkilometer) und tiefreichende Rutschungs- und Talzuschiebungsareale sehr auffällige quartärgeologische Erscheinungsformen im Arbeitsgebiet dar. Diesen Massenbewegungen, die eine wesentliche Ursache in der glazialen Tal- und Hangformung und zwar insbesondere durch die Übersteilung der Hangfüße haben, ist ein umfangreicher Abschnitt der vorliegenden Arbeit gewidmet (p. 114 bis 213).

Aufschlüsse von Grundmoränen sind im Arbeitsgebiet sehr selten. Ein sicheres Grundmoränenvorkommen befindet sich an der bergseitigen Böschung eines frisch angelegten Almerschließungsweges westlich der Steinbach Alm (am Ostrand des Arbeitsgebietes) auf einer Seehöhe von 1855 m. Es ist jedoch anzunehmen, daß darüberhinaus großflächige Hangbereiche mit einer Grundmoränenaufgabe bedeckt sind, die aber aufgrund von Boden- und Vegetationsbedeckung dem Betrachter verborgen bleibt.

Nicht aufgeschlossen ist ein mit geoelektrischen Methoden nachgewiesenes Vorkommen von Seetonsedimenten im hinteren Wolfbachtal, dessen Erstreckung wahrscheinlich vom Nahbereich der Kote 1421 m bis zur Verengung des Talquerschnittes nahe der Jagdhütte 1370 m reicht. Die Hauptursache der Entstehung dieser Stausedimente liegt in einer vermutlich sehr rasch entstandenen Abschnürung des Talgrundes durch Massenbewegungen in Form von Murschüben, die am ostschauenden Abhang des Achen Kopfes ihr Entstehungsgebiet hatten und zur Ausbildung eines (nicht mehr vorhandenen) Sees im hinteren Wolfbachtal geführt haben. Heute wird der Talgrund des hinteren Wolfbachtals durch tiefgründig vernäßte, anmoorige Böden bedeckt. Die Mächtigkeit der Seetone konnte nicht ermittelt werden (siehe p. 169, Geoelektrikprofil 7 ).

Morphologisch deutlich in Erscheinung treten die teilweise großflächigen Schutt- und Schwemmfächer. Sie finden sich im hinteren Sulzbachtal, im Talschluß des Schaidmoosgrabens, im Wolfbachtal zwischen der Oberhaus Grund Alm und der Kohlschneidt Alm zu beiden Talseiten und im Talschluß nahe der Kote 1421 m. In den Kammregionen treten trocken geschüttete Fächer unterhalb der Hirsch Kopfes infolge der starken Felszerrüttung auf, sie finden sich an den Abhängen des Bau Kogels ebenso wie an den Flanken des Kammes Achen Kogel - Drei Brüder.

10. LITERATURVERZEICHNIS (Auswahl) des ersten Teiles (p.1 - 107)

- BECHTOLD, D., KLEBERGER, J. & SCHRAMM, J.-M.: 1981, Zur Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg/Österreich - Ein Exkursionsführer.- Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 10, 305 - 353, 28 Abb., 6 Tab., Innsbruck.
- BERNROIDER, M.: 1980, Geologische-petrographische Bearbeitung des Gebietes südlich der Racherin.- 40 S., 17 Abb., 3 Tab., unveröffentlichte Vorarbeit am Inst.f.Geowiss.d.Univ.Salzburg, Salzburg.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L.: 1968, Empirical correction factors for the electron micro-analysis of silicates and oxides.- J.Geol., 76, 382 - 403, 11 Fig., 6 Tab., Chicago.
- BICKLE, M.J. & PEARCE, J.A.: 1975, Oceanic Mafic Rocks in the Eastern Alps.- Contrib.Mineral.Petrol., 49, 177 - 189, 6 Fig., 5 Tab., Berlin.
- BIRKS, L.S.: 1971, Electron Probe Microanalysis.- 190 S., mit Abb. und Tab., New York (Wiley).
- BISTRITSCHAN, K. & BRAUMÜLLER, E.: 1958, Die Geologie des Stollens Rauris - Kitzloch im Bereiche des Tauernnordrandes (Salzburg).- Mitt.Geol.Ges., 49, 85 - 106, 3 Taf., Wien.
- BRAUMÜLLER, E.: 1939, Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal.- Mitt.Geol.Ges., 30/31, 37 - 150, 1 Abb.i.Text, 4 Taf., Wien.
- BRAUMÜLLER, E. & PREY, S.: 1943, Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern.- Ber.d.Reichsamts f. Bodenforschg., Jg.1943, 113 - 140, 4 Abb., Wien.
- CANN, J.R.: 1970, Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks.- Earth.Planet.Sci.Lett., 10, 7 - 11, Amsterdam.
- CARMICHAEL, I.S., TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J.: 1974, Igneous Petrology.- 739 S., mit Abb. u. Tab., New York (McGraw Hill).
- CHATTERJEE, N.D.: 1973, Low-Temperature Compatibility Relations of the Assemblage Quartz-Paragonite and the Thermodynamic Status of the Phase Rectonite.- Contrib.Mineral.Petrol., 42, 259 - 271, 4 Fig., Berlin.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C.: 1971, Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reißbeck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps.- Jb.Geol.B.-A., 114, 121 - 272, 4 plates, 63 fig., Wien.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E.: 1939, Geologie des Großglocknergebietes (1.Teil).- Abh.Zweigst.Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung, 25, 1 - 3/5, 89 Textfig., 2 Taf., 1 Kt., Wien.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J.: 1978, Single-chain silicates.- 668 S., mit Abb. und Tab., London (Longman).

- DIETRICH, V.: 1972, Die sulfidischen Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten.- Beitr.Geol.Schweiz, Geotechn.Ser., Lfg.49, 128 S., 80 Fig., 13 Tab., 1 Taf., Bern.
- DIETRICH, V.: 1976, Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese.- Geotekt.Forsch., 50, 1/2, 1 - 84, 4 Abb., 3 Tab., 1 Kt., Stuttgart.
- EXNER, Chr.: 1979, Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend.- Jb.Geol.B.-A, 122, H.1, 1 - 73, 7 Abb., 3 Taf., Wien.
- FRASL, G.: 1953, Aufnahmen 1952 auf Blatt Rauris (154).- Verh.Geol.B.-A., Jg.1953, 31 - 35, Wien.
- FRASL, G.: 1954, Aufnahmen 1953 auf Blatt Rauris (154).- Verh.Geol.B.-A., Jg.1954, 38 - 42, Wien.
- FRASL, G.: 1955, Aufnahmen 1954 auf den Kartenblättern 154 (Rauris) und 152 (Matsch in Osttirol).- Verh.Geol.B.-A., Jg.1955, 22 - 26, Wien.
- FRASL, G.: 1958, Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern.- Jb.Geol.B.-A., 101, H.3, 323 - 472, 4 Abb., 1 Taf., Beilagen, Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W.: 1964, Exkursion 1/2: Mittlere Hohe Tauern.- Mitt.Geol.Ges., 57, H.1, 17 - 31, 1 Taf., Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W.: 1966, Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg.- Der Aufschluß, Sonderheft 15, 30 - 58, Heidelberg.
- FREY, M.: 1969, A Mixed-Layer Paragonite/Phengite of Low-Grade Metamorphic Origin.- Contr.Mineral.Petrol., 24, 63 - 65, 1 Fig., 1 Taf., Berlin.
- FREY, M.: 1970, The Step from Diagenesis to Metamorphism in Pelitic Rocks during Alpine Metamorphism.- Sedimentology, 15, Jg.1970, 261 - 279, 10 Fig., 1 Tab., Amsterdam.
- FREY, M. & NIGGLI, E.: 1971, Illit-Kristallinität, Mineralfazien und Inkohlungsgrad.- SMPM, 51, 489 - 506, Zürich.
- FRISCH, W.: 1975, Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer-Hauptkamm, Tirol).- Verh.Geol.B.-A. Jg.1974, 201 - 221, 5 Abb., Wien.
- FRISCH, W.: 1978, A plate tectonics model of the Eastern Alps.- In: CLOSS, H., ROEDER, D.H. & SCHMIDT, K.: Alps, Apennines, Hellenides. Geodynamic Investigations along Geotraverses.- pp.167 - 172, Stuttgart (Schweizerbart).
- FRISCH, W. & POPP, F.: 1981, Die Fortsetzung der "Nordrahmenzone" im Westteil des Tauernfensters.- Jahresbericht 1980 des Hochschulschwerpunktes S 15, H.2, 139 - 148, Leoben.
- GASIOROWSKI, S.M.: 1959, Succession of Aptychi Faunas in the Western Tethys during the Bajocian-Barremian Time.- Bull. de l'Academie Polonaise des Sciences, Sér. d. sci. chim., géol. et géogr. 7, (9), 715 - 722, 4 Abb., 1 Tab., Warszawa.
- GASIOROWSKI, S.M.: 1962, Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathian and their stratigraphical value.- Studia Geologica Polonica, 10, 134 S., 10 Abb., 6 Tab., 8 Taf., Warszawa.



- HÄBERLE, H.: 1969, Die Stilpnomelan-Mineralien in Österreich.-  
TMPM., 13, 85 - 110, Abb., 2 Tab., Wien.
- HART, R.A.: 1970, Chemical Exchange between seawater and deep ocean  
basalts.- Earth.Planet.Sci.Lett., 9, 269 - 279,  
Amsterdam.
- HART, S.R., GLASSLEY, W.E. & KARIG, D.E.: 1972, Basalts and sea floor  
spreading behind the mariana island arc.- Earth.Planet.  
Sci.Lett., 15, 12 - 18, 1 fig., 4 tab., Amsterdam.
- HAWKESWORTH, C.J., WATERS, D.J. & BICKLE, M.J.: 1975, Plate tectonics  
in the Eastern Alps.- Earth.Planet.Sci.Lett., 24, 405 - 413,  
3 fig., Amsterdam.
- HESS, H.H.: 1949, Chemical composition and optical properties of common  
clinopyroxenes.- Am.Min., 34, H.9/10, 621 - 666, 2 fig.,  
1 tab., 9 plates, Washington D.C..
- HÖCK, V.: 1974, Zur Metamorphose mesozoischer Metasedimente in den  
mittleren Hohen Tauern (Österreich).- SMPM, 54, 567 - 593,  
10 Fig., 5 Tab. im Text, Zürich.
- HÖCK, V.: 1980, On Alpine Metamorphism and Metamorphic Zoning in the  
Middle Part of the Tauern Window.- in: MATURA, A. & SUMMERS-  
BERGER, H.: 1980, Geology of the Eastern Alps - An Excursion  
Guide.- Abh.Geol.B.-A., 34, 103 - 170, 52 Fig., 10 Tab.,  
Wien.
- HÖCK, V.: 1980, Ophiolites in the Middle Part of the Hohe Tauern, Austria.-  
Ofioliti, Jg.1980, 5, H.1, 57 - 64, 1 fig., 1 tab.,  
Bologna.
- HÖCK, V.: 1980, Distribution Maps of the Alpine Metamorphism in the  
Penninic Tauern Window, Austria.- Mitt.Österr.Geol.Ges.,  
71/72, 119 - 127, 3 Abb., Wien.
- HÖCK, V. & HOSCHEK, G.: 1980, Metamorphism of mesozoic calcareous  
metasediments in the Hohe Tauern, Austria.- Mitt.Österr.  
Geol.Ges., 71/72, 99 - 118, 7 Abb., 2 Tab., Wien.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch.: 1980, Chemistry of mesozoic metabasites in the  
middle and eastern part of the Hohe Tauern.- Mitt.Österr.  
Geol.Ges., 71/72, 81 - 88, 7 Abb., Wien.
- HONNOREZ, J., BOHLKE, J.L. & HONNOREZ-GUERSTEIN, B.M.: 1978, Petrographi-  
cal and geochemical study of the low temperature submarine  
alteration of the basalt from Hole 396 B, LEG 46.- In:  
DMITRIEV, L., HEIRTZLER, J., et al., 1978. Initial Reports  
of the Deep Sea Drilling Project, 46, 299 - 329, Washington  
D.C. (US Government Printing Office).
- HOTTINGER, A.: 1935, Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-  
gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern.-  
Eclogae Geol.Helv., 28, Jg.1935, 249 - 368, 9 Fig., 3 Taf.,  
Basel.
- ISLER, A. & PANTIC, N.: 1980, "Schistes-lustres"-Ablagerungen der Tethys.-  
Eclogae Geol.Helv., 73, 799 - 822, 8 Abb., 2 Taf., Basel.

- KLEBERGER, J. & SCHRAMM, J.-M.: 1980, Ein Metamorphosehiatus an der Salzach-Längstalstörung? Ein Vorbericht.- Sitz.Ber.Akad. Wiss.Wien, Jg.1980, 5, 1 - 6, Wien.
- KLEBERGER, J.: 1981, Bericht 1978 über geologische Aufnahmen und hangtektonische Beobachtungen im Gebiet des Wolfbachtals auf Blatt 154, Rauris.- Verh.Geol.B.-A., Jg.1979, H.1, A 139 - 141, Wien.
- KLEBERGER, J. & BECHTOLD, D.: 1981, Haltepunkt 1/5.- Beitrag in: HÖCK, V. et al., 1981, Petrographie und Mineralogie der Grauwackenzone und der Nordabdachung der Hohen Tauern im Land Salzburg.- Fortschr.Mineral., 59, Beiheft 2, 3 - 37, 10 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J. & TICHY, G.: 1981, Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau/Salzburg).- Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 10, H.9, 275 - 288, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Innsbruck.
- KLEBERGER, J.: im Druck, Bericht 1979 über geologisch-petrographische Aufnahmen im penninischen Anteil des Wolfbachtals/Pinzgau und seiner Umrahmung auf Blatt 154, Rauris.- Verh.Geol.B.-A., Jg. 1980, H.1, Wien.
- KOBER, L.: 1922, Über Bau und Entstehung der Ostalpen.- Mitt.Geol.Ges., 5, H.4, 1 - 114, 6 Taf., Wien.
- KUBLER, B.: 1967, La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.- Etages tectoniques, Coll. Neuchâtel, 1/5 - 122, 12 Fig., Neuchâtel.
- LEAKE, B.A.: 1978, Nomenclature of amphiboles.- Can.Min., 16, H.4, 501 - 520, 5 Abb., Toronto.
- LEAKE, B.A.: 1978, Nomenclature of amphiboles.- Miner.Petrogr.Acta, 22, 195 - 224, 5 Abb., Bologna.
- LeBAS, M.J.: 1962, The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage.- Am.Jour.Sci., 260, 267 - 288, 5 fig., 2 tab., New Haven Conn. .
- LEIMSER, W. & PURTSCHELLER, F.: 1980, Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters.- Mitt.Österr. Geol.Ges., 71/72, 129 - 137, 2 Abb., 3 Tab., Wien.
- LEITMEIER, H.: 1950, Einführung in die Gesteinskunde.- 275 S., 100 Textabb., Wien (Springer).
- MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C.: 1980, Atlas of rock-forming minerals in thin section.- 97 S., mit Abb., London (Longman).
- MELSON, W.G. & van ANDEL T.J.: 1966, Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° N Latitude.- Marine Geology, 4, Jg.1966, 165 - 186, 8 fig., 8 tab., Amsterdam.
- MEIXNER, H.: 1958, Ein schönes Vorkommen von Stilpnomelan aus Osttirol.- Der Karinthin, 37, 279 - 283, Knappenberg.

- MIYASHIRO, A.: 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.- *Am.Jour.Sci.*, 274, 321 - 355, 18 fig., 5 tab., New Haven Conn. .
- MIYASHIRO, A.: 1975, Classification, characteristics, and origin of ophiolites.- *Jour.geol.*, 83, 249 - 281, 15 fig., 4 tab., Chicago.
- NISBET, E.G. & PEARCE J.A.: 1977, Clinopyroxene Composition in Mafic Lavas from Different Tectonic Settings.- *Contrib.Mineral. Petrol.*, 63, 149 - 160, 6 fig., 4 tab., Berlin.
- NOCKOLDS, S.R., KNOX, R.W. & CHINNER, G.A.: 1978, *Petrology for Students*.- 435 S., mit Abb. u. Tab., (Cambridge University Press) Cambridge.
- OBERHAUSER, R.: 1973, Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit.- *Geol.Rdsch.*, 62, H.1, 96 - 106, 3 Abb., Stuttgart.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R.: 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.- *Earth Planet. Sci.Lett.*, 19, 290 - 300, 9 fig., 1 tab., Amsterdam.
- PEARCE, J.A.: 1975, Basalt chemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus.- *Tectonophysics*, 25, 41 - 67,
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C.: 1975, The  $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$  Diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts.- *Earth Planet.Sci.Lett.*, 24, 419 - 426, 5 fig., 3 tab., Amsterdam.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C.: 1977, The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.- *Earth Planet.Sci.Lett.*, 36, 121 - 132, 7 fig., 3 tab., Amsterdam.
- PEER, H. & ZIMMER, W.: 1980, Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf - Großarlital).- *Jb.Geol.B.-A.*, 123, H.2, 411 - 466, 23 Abb., 7 Tab., 1 Taf., Wien.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H.: 1951, Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magmas.- *J.Geol.*, 59, H.10, 472 - 489, 8 fig., Chicago.
- PREY, S.: 1975, Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an den flyschartigen Serien des östlichen Tauernnordrandes.- *Verh.Geol. B.-A.*, Jg.1975, H.4, 291 - 295, Wien.
- PREY, S.: 1977, Flyscherscheinungen in den "flyschartigen Serien" des östlichen Tauernnordrandes.- *Verh.Geol.B.-A.*, Jg.1977, H.3, 312 - 320, 3 Abb., Wien.
- SÄGMÜLLER, J.J.: 1980, Geologie der Drei Brüder - Nordflanke, Salzburg/ Pinzgau.- Unveröff. Vorarbeit am Inst.f.Geowiss.d.Univ. Salzburg, Salzburg.

- SCHRAMM, J.-M.: 1977, Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) - Ein Zwischenbericht.- Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 7, H.2, 3 - 20, 8 Abb., 3 Tab., Innsbruck.
- SCHRAMM, J.-M.: 1980, Frühalpidische Metamorphose in Gesteinen der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen.- In: Jahresber. 1979 Hochschulschwerpunkt S 15, H.1, 77 - 82, Leoben.
- SCHMID, R.: 1981, Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments.- Geol.Rdsch., 70, H.2, 794 - 799, 1 Fig., 2 Tab., Stuttgart.
- SCHWEITZER, E.L., PAPIKE, J.J. & BENCE A.E.: 1979, Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts.- Am.Min., 64, 501 - 513, 14 fig., 5 tab.,
- SPRY, A.: 1979, Metamorphic Textures.- 350 S., 65 Abb., 10 Tab., (Pergamon Press) Oxford.
- STARK, M.: 1939, Entwicklungsstadien bei Krystallinen Schiefen (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstätter Serie im Arl- und Gasteinertal.- Sitz.Ber.Akad.Wiss.Wien, math.-natw.Kl., Abt. IIa, 148, H.1/2, 41 - 106, 1 Skizze, 3 Taf., Wien.
- STARK, M.: 1950, Die Grünschiefer der Kalkglimmerschiefer Grünschiefer Serie des Großarl- und Gasteiner Tales.- Sitz.Ber.Akad.Wiss.Wien, math.-natw.Kl., Abt.I, 159, 183 - 197, Wien.
- STAUB, R.: 1924, Der Bau der Alpen.- Beitr.geol.Karte d. Schweiz, 52, (N.F. 82), 272 S., 70 Abb., 2 Prof.-Taf., 11 Tab., Bern.
- STUR, D.: 1854, Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger.- J.B.Geol.R.-A., 5, 818 - 852, 1 Tab., (Taf., Wien.
- TERMIER, P.: 1903, Les Nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes.- Bull.Soc.geol.France, 4(3), 711 - 765, 4 Abb., 3 Taf., Paris.
- TRÖGER, W.E.: 1969, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale - Teil 2, Textband.- 822 S., 259 Abb., 16 Tab., (Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung) Stuttgart.
- TRÖGER, W.E.: 1971, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale - Teil 1, Bestimmungstabellen.- 4.Aufl., 188 S., mit Tab., (Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung) Stuttgart.
- TOLLMANN, A.: 1975, Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern.- N.Jb.Geol. Paläont.Abh., 148, H.3, 286 - 319, 1 Abb., Stuttgart.
- TOLLMANN, A.: 1977, Geologie von Österreich - Bd.1, Die Zentralalpen.- 766 S., 200 Abb., 25 Tab., (Deuticke) Wien.
- WINKLER, H.G.F.: 1979, Petrogenesis of Metamorphic Rocks.- 5.Aufl., 348 S., mit Abb. u. Tab., (Springer) New York/Heidelberg/Berlin.
- ZIMMER, W.: 1978, Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern bei Großarl.- Unveröff. Dissertation an der. Form.- und Natw.Fak. der Univ. Wien, 179 S., 69 Abb., 14 Taf., 4 Beil., Wien.

## ÜBER DIE MASSENBEWEGUNGEN IM WOLFBACHTAL

### 1. ALLGEMEINE EINFÜHRUNG

Das Arbeitsgebiet ist von einer Vielzahl verschiedenartiger und z.T. sehr großflächiger Massenbewegungen, aber auch kleinerer labiler Hangbereiche gekennzeichnet. Die vorliegende Bearbeitung setzt sich mit diesen geologisch jungen hangtektonischen Erscheinungsformen auseinander. Es wird versucht, über deren Gestalt und Dimension, deren räumliche Verteilung, sowie über eventuelle Zusammenhänge mit der Lithologie, dem Trennflächengefüge, der Großtektonik und anderen Faktoren, wie z.B. der Hydrogeologie oder anthropogenen Ursachen Aufschluß zu erlangen.

Zur Einführung in diese Bearbeitung werden einige allgemeine Bemerkungen über Auslösemechanismen von Hangbewegungen aufgeführt:

Hangbewegungen finden dann statt, wenn ein vormals stabiles oder zumindest indifferentes Gleichgewicht aller am Hang auftretenden Kräfte plötzlich oder allmählich in ein labiles übergeführt wird. Wenn also von der hangabwärts gerichteten Komponente des Gewichtes der (Fels- oder Schutt-) Massen die Gegenkraft aus der inneren Reibung und der Kohäsion überschritten wird, ist ein solcher labiler Zustand gegeben. Als Auslösefaktoren für eine derartige (Gleichgewichts-) Zustandsänderung können

- + meteorologische Ereignisse, z.B. Starkniederschläge, plötzliche Schneeschmelze etc.
- + Be- (Ent-) lastungsänderungen infolge Akkumulation und Erosion
- + Änderungen des Porenwasserdruckes
- + Großtektonische Ereignisse bzw. seismische Ereignisse

wirksam werden. Ein Zusammenwirken mehrerer Einzelfaktoren ist bei den meisten Massenbewegungen mehr als wahrscheinlich.

Eine der wesentlichen Voraussetzungen für die Entstehung von Massenbewegungen im kartierten Gebiet war die Übersteilung der Talflanken durch die Erosionstätigkeit der Gletscher. Solange die Eismassen in ihrem selbstgeformten Bett verweilten, hatten die Fußbereiche der Böschungen, die ihres natürlichen Widerlagers durch die glaziale Erosion beraubt worden waren, durch die Gletscher selbst ein stützendes Widerlager. Durch das Abschmelzen der großen Eismassen nach der letzten großen Vereisung (das letzte Hochglazial im Würm war vor etwa 20.000 Jahren, der Gletscherstand ähnlich dem heutigen herrscht seit etwa 10.000 Jahren) sind großflächige Hangbereiche instabil geworden. Bei vielen von ihnen ist der Umlagerungsprozeß heute bereits weitgehend abgeschlossen, einige zeigen aber auch noch rezent sichtbare und/oder meßbare Aktivitäten.

Nicht bei allen Hangbewegungen ist das dominierende Auslösemoment in der Veränderung der Morphologie durch die Erosion der Gletscher zu suchen, es gibt auch zahlreiche Fälle anderer natürlicher, aber auch anthropogener Ursachen. Das Unterschneiden von Hang- oder Böschungsfüßen durch die Erosionstätigkeit fließender Gewässer, katastrophale Wetterereignisse, seismische Ereignisse sind einige Beispiele solcher natürlicher Auslösemomente. Als wichtige Beispiele für die künstliche Auslösung von Massenbewegungen gelten z.B. die Aufbringung von künstlichen Lasten (Deponien), das Unterschneiden von Hangfußbereichen durch Böschungen etc., die Errichtung von Staubecken bzw. der Betrieb dieser Becken und die damit verbundenen statischen und dynamischen Veränderungen durch Aufstau und Wiederentleeren sowie land- und forstwirtschaftliche Fehlnutzung von Flächen. Alle diese künstlichen Auslösefaktoren werden allerdings nur dann wirksam, wenn die natürlichen Sicherheitsreserven des betreffenden Hanges gering sind.

Die Anlage von Wegen für Hochlagenaufforstung und Almwirtschaft, eine geringe land- und forstwirtschaftliche Nutzung sowie die Errichtung eines kleinen Einlaufbauwerkes für eine Wasserkraftanlage stellen die einzigen nennenswerten künstlichen Eingriffe im hinteren Wolfbachtal dar und sind, wie die Unter-

suchungen gezeigt haben, für die Stabilitätsverhältnisse der Hänge nur von sehr untergeordneter Bedeutung.

Die gegen das Rauristal geneigten Hänge des Grates zwischen Hirsch Kopf und Schwarzwand wurden durch mechanische Aufstiegshilfen und die Anlage einiger Skipisten für den Skitourismus erschlossen. Jedoch auch diese Eingriffe haben nicht zur Auslösung von Hangbewegungen geführt, da nach den Geländekorrekturen durch eine rasche Wiederbegrünung einer verstärkten Oberflächenerosion oder Durchnässung der Hänge Einhalt geboten wurde.

## 2. HISTORISCHER ÜBERBLICK

Die Zahl der Autoren, die in ihren Arbeiten Informationen über Massenbewegungen und Umweltkatastrophen geologischer Natur innerhalb meines Arbeitsgebietes berichten, ist sehr gering.

Erste Hinweise auf Rutschungen finden sich bei A.HOTTINGER (1935), p.352, in einer morphologischen Karte im Maßstab 1 : 200.000 (Morphologische Karte der Nordseite der östlichen Hohen Tauern). Bedingt durch den gewählten Maßstab und die andere Zielsetzung seiner Arbeit, im Textteil wird auf die Rutschungen im Wolfbachtal nicht eingegangen, ist der Informationsgehalt relativ gering.

Eine erste schriftliche Erwähnung von Hangbewegungen im Arbeitsgebiet finden sich bei G.FRASL (1954) in einem Aufnahmebericht für die Geologische Bundesanstalt. Er schreibt von "recht zahlreichen Bergzerreißungs- und Bergrutschgebieten im Schwarzphyllitbereich, sowie von Sackungen". Und weiter: "Viele Fälle von Talzusub (Stiny) wurden erkannt. So ist z.B. bei der Pichl-Alm im Wolfbachtal der innere Gesteinsverband der an Sprüngen talwärts abgesetzten Massen von etwa 1,5km<sup>2</sup> Fläche nur schwach gelockert worden und der Grundmoränenteppich ist mit verrutscht".

E.SEEFELDNER (1961) berichtet vom Wolfbachtal, daß "die geringe Standfestigkeit der dunklen Phyllite im Talschluß zur Entstehung eines 2km<sup>2</sup> großen Bergzerreißungsgebietes geführt hat". G.FRASL wird als Quelle für diese Angabe zitiert.

T.PIPPAN (1973) erwähnt Massenbewegungen an anderer, jedoch nicht genau lokalisierbarer Stelle innerhalb (?) des Arbeitsgebietes. Sie schreibt:"Am 6. September (1920, Anm. d. Verf.) gingen im Sulzbachtal an der rechten Seite des Fuscher Tales große Rutschungen und Muren nieder". Es ist nicht sicher, ob diese Hangbewegungen noch innerhalb des von mir bearbeiteten Gebietes liegen, da der Großteil der Abhänge des Sulzbachtales nicht mehr bearbeitet wurde.

### 3. ALLGEMEINE EINTEILUNGSKRITERIEN DER MASSENBEWEGUNGEN

Eine effiziente Beschäftigung mit Massenbewegungen setzt eine funktionsfähige Systematik voraus. Es gibt die Möglichkeit mit Hilfe verschiedener Einzelkriterien und einer Vielzahl von Kombinationen dieser zu einem Einteilungs- und Klassifizierungsschema zu gelangen. Bearbeiter aus unterschiedlichen Forschungsrichtungen, wie der Geologie, der Geomorphologie, der Geotechnik, den Ingenieurwissenschaften, der Wildbach- und Lawinenkunde etc. haben sich dieser Problematik bisher angenommen.

Die wichtigsten Einteilungskriterien sind:

- + die Geschwindigkeit und
- + die Geschwindigkeitsverteilung der bewegten Massen,
- + die Art des internen Verbandes dieser Massen,
- + die Geometrie, also ihre Form und Größe und
- + die mechanische Analyse .

G.BUNZA et al.(1976) schlagen als erstes Unterscheidungsmerkmal die Art der Bewegung, einerseits die "Massenselbstbewegung", andererseits die "Massenbewegung durch Massenschurf" vor,

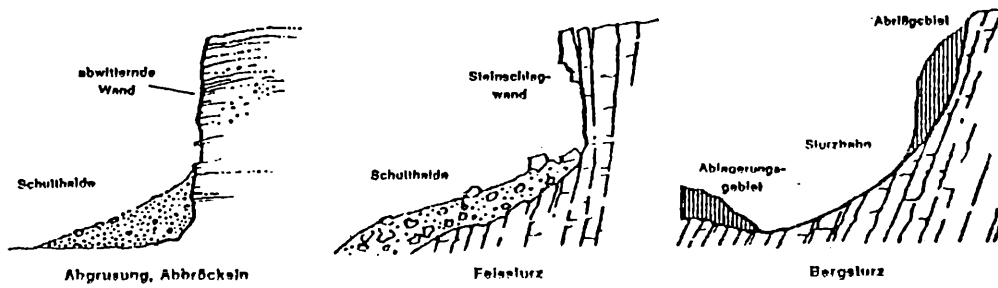


wichtig ist also die Lage des "Motors der Bewegung" im Gesamtsystem. Eine ähnliche Systematik baut auch C.ERSCINE (1973) auf mit der Einteilung in "Falls", "Slides" und "Flows", wobei die Form der Bewegungsfläche einerseits eben, also "planar" und andererseits gekrümmt, also "rotational" ausgebildet sein kann. Außerdem wird der Wassergehalt von trocken bis naß mit allen Zwischenstufen mitberücksichtigt. U.ZISCHINSKY (1967) schlägt eine Unterteilung in Gleitung und in Sackung bei bestimmten großräumigen Hangbewegungen vor, wobei es wesentlich auf das Vorhandensein oder das Fehlen einer durchgescherten Basisgleitfläche mit einem damit verbundenen deutlich unausgeglichenen Geschwindigkeitsprofil in die Tiefe ankommt. Grundsätzlich wichtig ist die genauere Betrachtung des bewegten Materiales und seines internen Verbandes. G.BUNZA et al. (1976) verwenden dazu eine Einteilung, die auf K.KEIL (1963) zurückgeht, sie berichten, daß Massenbewegungen stattfinden in:

- + dauerfesten Felsgesteinen, gleichbedeutend mit Festgesteinen im Sinne von K.KEIL (1963);
- + veränderlichfesten Gesteinen, gleichbedeutend mit pseudofesten, wetterempfindlichen Festgesteinen nach K.KEIL (1963). In diese Gruppe ist ein Teil der im Wolfbachtal angetroffenen phyllitischen Gesteine zu stellen. Es sind dies Gesteine, die der Wirkung des benetzenden Wassers nicht widerstehen können und sich dadurch entfestigen, (leichte Verwitterbarkeit).
- + Lockergesteinen, die sehr wechselnde Eigenschaften aufweisen können. Sie können vollkommen wasserdurchlässig aber auch vollkommen wasserundurchlässig sein. Es sind dies meistens Schuttkörper an Hängen und in Becken, Moränensedimente und Stausedimente in verschiedenen Positionen, äolische Sedimente etc.;
- + Böden, anorganische oder organische Böden;

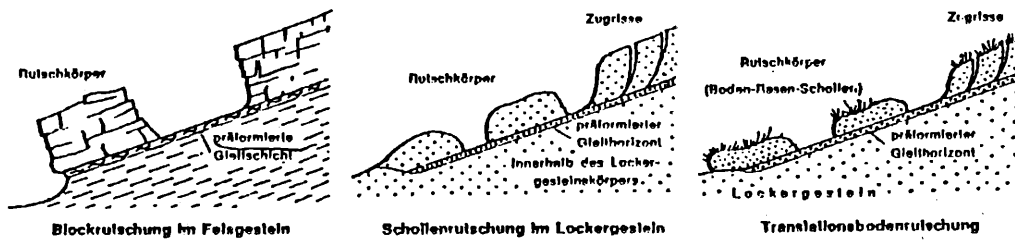
In der vorliegenden Arbeit wird eine Nomenklatur verwendet, die sich eng an G.BUNZA et al. (1976) anlehnt. Die folgenden Abbildungen sollen die meisten Begriffe zusätzlich erläutern.

## STURZE

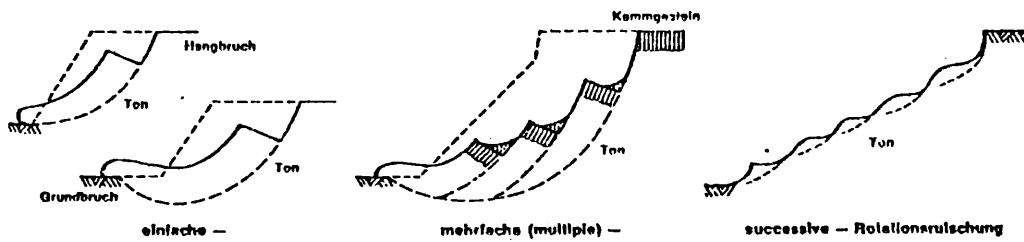


## RUTSCHUNGEN

### Translationsrutschungen



### Rotationsrutschungen



Nach HUTCHINSON, 1968, Fig. 1

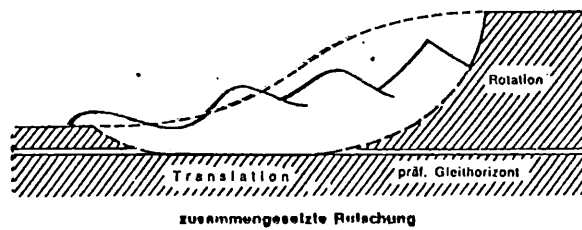
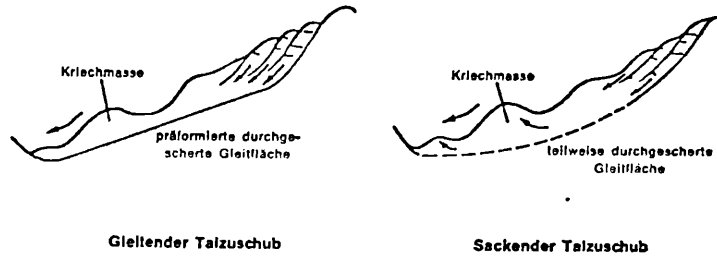


Abb. 46: Einfaches Schema zur Einteilung von Massenbewegungen nach G.BUNZA et al. (1976), (Fortsetzung siehe Abb. 47)

Diese Abbildung (Abb.46) sowie auch die folgende (Abb.47) dienen einer vereinfachten Begriffsklärung der bei der anschließenden Beschreibung und Diskussion der Massenbewegungen im Arbeitsgebiet verwendeten Termini.

## FLIESSBEWEGUNGEN

### Massenfließen



### Mantelfläßen

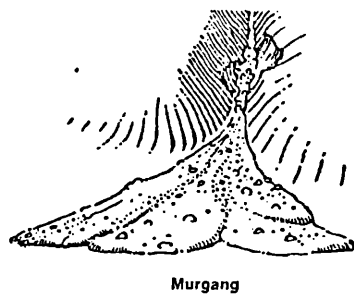
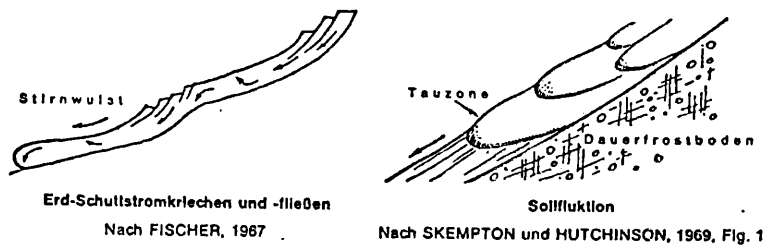
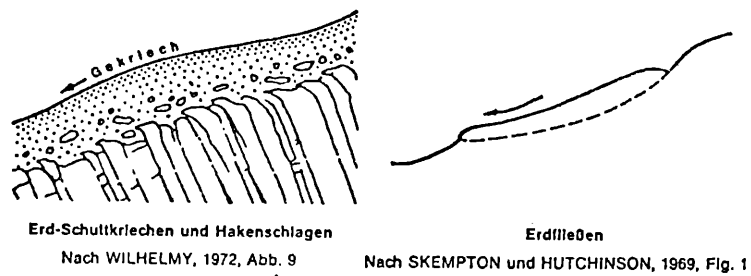


Abb. 47 : Fortsetzung des einfachen Schemas zur Einteilung von Massenbewegungen nach G.BUNZA et al. (1976)

4. METEOROLOGISCHE DATEN

Die Verwitterungsrate, der oberirdische und der unterirdische Abfluß und die Erosionsrate weisen einen engen Zusammenhang mit den meteorologischen Bedingungen auf, infolge dessen hängt auch die Stabilität der Hänge mit von diesen Größen ab. Das lokale Klima ist also ein wesentlicher Faktor für das Auftreten von Massenbewegungen. T.PIPPAN (1973) beschreibt für das Bundesland Salzburg die häufigen direkten Zusammenhänge von meteorologischen Ausnahmesituationen und dem Auftreten von Naturkatastrophen. Im folgenden wird aus den veröffentlichten Daten des Hydrographischen Dienstes in Österreich eine kurze Übersicht über die meteorologische Situation im Arbeitsgebiet gegeben. Diese Daten wurden einerseits im östlichen Nachbartal, dem Rauristal, in den Beobachtungsstellen Bucheben und Rauris und im Sonnblick-Observatorium am S-Ende des Rauristales und andererseits im westlichen Nachbartal des Wolfbachtals, dem Fuschertal, in der Beobachtungsstelle Fusch aufgezeichnet.

Tab. 15 : Jahresniederschlagswerte

Beobachtungs- stelle	Niederschläge in mm		langjähriger Jahresdurch- schnitt in mm <sup>+</sup>	Seehöhe in m über Adria
	1975	1976		
Sonnblick	1784	1777	kein Datum	3106
Bucheben	1233	897	1205	1140
Rauris	1053	939	1020	945
Fusch	1181	keine Daten		840

<sup>+</sup> Der langjährige Jahresdurchschnitt beruht auf Beobachtungen aus den Jahren 1931 bis 1960.

Man erkennt einen deutlichen Zusammenhang zwischen Höhenlage und Niederschlagsmenge. In den Tallagen ist die Jahresniederschlagsmenge besonders abhängig von lokal auftretenden Gewit-  
terniederschlägen, die oft auch Auslösemoment für Muren und ähnliche Massenbewegungen sind. Die Betrachtung der nächsten Tabelle (Tab.: 16) zeigt, daß in den vorliegenden alpinen Lagen

die größten Tagesmaxima (Niederschläge) infolge sehr heftiger lokaler Gewitter sogar über 5 % des durchschnittlichen Jahresniederschlages erreichen können.

Tab. 16 : Maximale Tages- und Monatsniederschlagswerte

Beobachtungs- stelle	größtes Tages- maximum in mm	Datum	größtes Monats- maximum in mm	Monat/Jahr
Sonnblick	128,6	12.09.1899	357	08.1966
Bucheiben	88,7	16.02.1925	388	08.1966
Rauris	95,6	04.11.1966	340	08.1966
Fusch	53,0	30.03.1975	214	07.1974

Die Betrachtung der größten Monatsmaxima zeigt, daß über 25 % des Jahresniederschlages innerhalb eines (zumeist Sommer-) Monats niedergehen kann.

Tab. 17 : Langjährige Jahresdurchschnittstemperaturen (Jahresmittel der Jahre 1901 - 1950)

Beobachtungs- stelle	Durchschnitts- temperaturen in °C	Seehöhe in m über Adria
Sonnblick	- 6,2	3106
Bucheiben	5,1	1140
Rauris	5,7	945
Fusch	kein Datum	840

Die Winterschneedecke dauert im Rauristal und im Wolfbachtal im Durchschnitt von Anfang Dezember bis Ende März. Nach M. ROLLER (1978) lagen im Rauristal die letzten Schneedecken bis Ende April und die ersten schon ab Ende Oktober. Die frostfreie Zeit im Bereich des Talbodens erstreckt sich im Rauristal (Beobachtungsperiode 1930 bis 1975) im Durchschnitt von 18. April bis 29. Oktober. In extremen Zeiten wurden aber noch am 10. Juni der letzte und schon am 8. September der erste Frost beobachtet. Somit ergibt sich vor allem in höheren Lagen eine bedeutende Anzahl von Tagen mit natürlichem Frost-Tau-Wechseln, die der Verwitterung der Gesteine starken Vorschub leisten.

## 5. VORGANGSWEISE BEI DER ERFASSUNG DER MASSENBEWEGUNGEN

In den Sommern 1976 und 1977 hatte der Verfasser sowohl in Kärnten im Altkristallin (nördlich des Drautales in Irschen), als auch in Oberösterreich (im Gebiet Hallstatt, Dachsteinplateau, Altaussee) bei der Errichtung von Meßstrecken zur Erfassung des Bewegungszustandes von Massenbewegungen und auch deren Vermessung im Auftrag der Fachabteilung Ingenieurgeologie der Geologischen Bundesanstalt, Wien, mitgearbeitet. Im Sommer 1977 erfolgten die ersten Übersichtsbegehungen im Gebiet des Wolfbachtals gemeinsam mit Dr.G. SCHÄFFER, GBA Wien, die schließlich zur Festlegung der Lage und der Art der zu verwendenden Meßeinrichtungen führten.

Im Herbst 1977 wurden drei insgesamt ca. 4,8 km lange Meßstrecken mittels Pflockreihen und drei Konvergenzmeßstrecken eingerichtet und zum Zwecke der Nullmessung ein erstes Mal vermessen. (Zur Methode siehe Kap.6);

In den Sommern 1978 und 1979 erfolgte neben der geologischen Feldaufnahme auch die Kartierung der geomorphologischen Merkmale der Massenbewegungen im Maßstab 1 : 10.000.

Durch die freundliche Unterstützung der Fachabteilung Ingenieurgeologie der GBA, Wien, wurden im Sommer 1978 einige geoelektrische Profile über die größte Massenbewegung im Arbeitsgebiet gemessen.

Im Frühjahr 1979 wurde eine intensive Luftbildauswertung durch den Verfasser an der GBA Wien durchgeführt, deren Ergebnisse bei den Geländebegehungen im darauffolgenden Sommer schon zur Verfügung standen. So war eine Überprüfung der Daten, die durch die Luftbildauswertung gewonnen worden waren, im Gelände möglich und einzelne Korrekturen konnten durchgeführt werden.

Die 1977 eingerichteten und zum ersten Male vermessenen Längenmeßstrecken wurden in den Sommern 1979 und 1980 nachvermessen.

## 6. MESSMETHODEN

Um genauere Kenntnisse über die rezente Dynamik und den Bewegungsablauf der Großhangbewegung im Talschluß des Wolfbachtals zu erlangen, wurden verschiedene Meßmethoden angewendet. Es waren einerseits Methoden, die Längenänderungen an der Hangoberfläche quantifizieren sollten, andererseits auch Methoden, die Einblick in den tieferen Aufbau der Rutschmasse bringen sollten.

### 6.1. Längenmessungen an der Hangoberfläche

Drei insgesamt 4.800 m lange Pflockreihen wurden senkrecht zum Hang verlaufend im Herbst 1977 eingerichtet. Als Meßpunkte dienen jeweils 80 cm lange, 7 x 7 cm starke, imprägnierte Hartholzpflocke, die an ihrem Kopf mit einem Kupfernagel als Meßmarke versehen sind. Die Profillinien wurden mittels Theodolith und Peilstangen im Gelände eingemessen. Die Pflocke wurden mindestens 60 bis 70 cm tief eingeschlagen um eine Veränderung bzw. ein Lockerwerden durch äußere Umstände zu vermeiden. Zur Vermessung diente ein 50 m langes Metallmaßband, die Ablesung erfolgte auf mm-Genauigkeit. Bei der Längenmessung wurde auch mehrmals am Tag die Lufttemperatur mittels Schleuderthermometer ermittelt, um die thermische Ausdehnung des Metallmaßbandes korrigieren zu können.

### 6.2. Konvergenzmessungen

Um die vermutete rezente Verengungstendenz des Grabenquerschnittes, der sich zwischen den aufeinander zu bewegten Stirnbereichen der Großhangbewegung im Talschluß des Wolfbachtals befindet, quantifizieren zu können, wurden in diesem Graben auf 1490 m und auf 1560 m Seehöhe zwei Meßdreiecke für eine Konvergenzmessung eingerichtet. Das bei guten Bedingungen auf 0.01 mm genau messende Konvergenzmeßgerät wurde von der Fachabteilung Ingenieurgeologie der GBA, Wien, zur Verfügung gestellt

Beschreibung des Gerätes: Zwischen zwei Konvergenzmeßbolzen, die im Gestein verankert (einzementiert) sind, wird mit dem Konvergenzmeßgerät ein Stahlmaßband vorgespannt. Die Spannung wird durch ein Federspannelement erzeugt und ist konstant. Die absolute Länge wird im mm-Bereich und darunter auf einer Meßuhr abgelesen, der cm-, dm- und m-Bereich wird direkt am Maßband abgelesen. Vor jeder Meßung ist eine Eichung des Gerätes in einem Stahl-Eichrahmen vorzunehmen (Abb. 49).

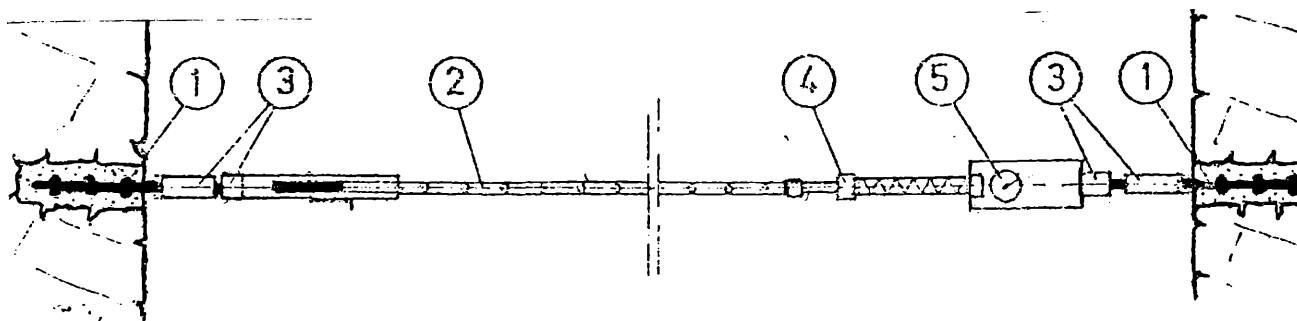


Abb. 48 : Skizze des Konvergenzmeßgerätes der Firma Interfels Salzburg/Bentheim, bei der Anwendung.  
(Erklärung der Ziffern siehe nächste Abbildung)

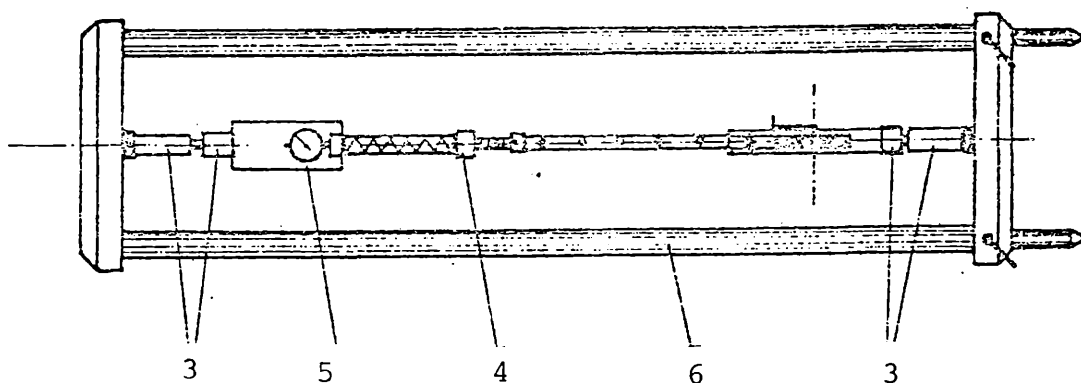


Abb. 49 : Skizze des Konvergenzmeßgerätes der Firma Interfels Salzburg/Bentheim, bei der Eichung. (Abb. nach einem Firmenprospekt, ebenso Abb. 48 )

- |                      |                       |
|----------------------|-----------------------|
| 1 = Konvergenzbolzen | 2 = Vergleichsband    |
| 3 = Kugelgelenke     | 4 = Federspannelement |
| 5 = Meßuhr           | 6 = Eichrahmen        |



### 6.3. Geoelektrische Messungen

An ausgewählten Stellen der Großhangbewegung im Tal-schluß des Wolfbachtals wurden nahe der Längenmeßprofile I und III (Lage siehe Abb. 59, p. 157) mit Hilfe der Fachabteilung Ingenieurgeologie der GBA Wien, die sowohl Personal (Dipl.-Ing. B. VECER) als auch das Gerät zur Verfügung stellte geoelektrische Sondierungen durchgeführt. Für wertvolle Hilfe bei der Interpretation der gewonnenen Daten danke ich Dipl.-Ing. Dr. E. BRÜCKL, Salzburg, sehr herzlich.

Die ausgeprägte Morphologie des betreffenden Hanges machte lange Meßauslagen leider unmöglich, die aber für eine tief reichende Information nötig gewesen wären. So verteilt sich die Gesamtauslage von 1280 m auf sieben einzelne Meßauslagen.

7. BESCHREIBUNG UND DISKUSSION DER EINZELNEN MASSEN-  
BEWEGUNGEN UND LABILEN HANGBEREICHE

Die im Arbeitsgebiet aufgenommenen und bearbeiteten Massenbewegungen und anderer labilen Hangbereiche werden in diesem Kapitel detailliert beschrieben, wobei in der Nordwest-Ecke des Arbeitsgebietes begonnen worden ist. Die einzelnen beschriebenen Bereiche sind entgegen dem Uhrzeigersinn fortlaufend durchnummeriert, die Nummern entsprechen denen, die auch in der Kartenbeilage 1, Geotechnische Karte des südlichen Wolfbachtals, verwendet wurden.

Die ausführliche Behandlung der einzelnen Massenbewegungen bzw. der labilen Hangbereiche ist wie folgt gegliedert:

- a) Lage und Größe (Flächenausmaß) der betroffenen Fläche;
- b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der aufgetretenen morphologischen Einzelphänomene;
- c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes (akut, beruhigt etc.);
- d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine;
- e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse;
- f) Vermessung (geodätische und geoelektrische Messungen);
- g) Abschließende Diskussion;

Nr.1 Labiler Hangbereich am ostschauenden Abhang des Achen Kopf Nord-Grates

a) Lage und Größe:

Der Hangbereich befindet sich zwischen 1860 m und ca. 2050 m Seehöhe. Die Entfernung zur ostsüdöstlich gelegenen Oberhaus Grund Alm beträgt ca. 1.200 m. Die betroffene Fläche ist ca. 37.000 m<sup>2</sup> groß.

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der aufgetretenen morphologischen Einzelphänomene:

Die Anzeichen, die für eine Labilität des Hangbereiches sprechen, beschränken sich auf hangparallele Stufen und kleine Abrißkanten, die nicht mit Schichtköpfen identisch sind. Diese Oberflächengestaltung des Hanges fällt bei der Geländebegehung viel weniger auf, als bei der Luftbilddauswertung.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Es sind keine Anzeichen für eine aktive Veränderung des momentanen Zustandes zu erkennen, d.h. diese Massenbewegung ist höchstens (noch) geringfügig aktiv oder bereits gänzlich zur Ruhe gekommen.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Der labile Hangbereich verfügt über Aufschlüsse von Metabasiten, Kalkphylliten, die lagenweise etwas brecciert sein können, sowie Rauriser Phylliten und vereinzelt Quarziten. Ein flächenmäßig großer Anteil ist von Hangschutt mit wechselnder Mächtigkeit überdeckt.

e) Gefügedaten und Lagerungsverhältnisse:

Die heute dominierende Schieferung  $s$  ( $= s_1$ ) fällt mittelsteil in nördlicher bis nordnordöstlicher Richtung ein. Die primäre sedimentäre Schichtung  $ss$ , die durch den stofflichen Lagerbau des Kalkphyllites dokumentiert ist, zeigt Werte um 040/60, fällt also etwas steiler in nordöstlicher Richtung ein. Das Trennflächengefüge weder des Aufschlußbereiches noch des Hand-

stückbereiches scheint Einfluß auf die Ausbildung der Hangstufen gehabt zu haben, da diese vorwiegend der Hangform angepaßt, parallel zur Hangoberfläche verlaufen.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Die beschriebenen vorwiegend durch die Luftbilddauswertung erkennbaren morphologischen Phänomene gehören zu dem Erscheinungsbild einer "Bergzerreißung". Der Tiefgang der Trennflächen, die an den Hangstufen ausstreichen, ist von der Oberfläche aus nicht zu erfassen, doch zeigt dieser Hang in seinem Hangfußbereich keinerlei Anzeichen, die auf eine tiefgründige und bis zum Talboden reichende Hangtektonik schließen ließen .

Nr. 2 Translationsanbrüche mit seichten Plaiken am  
Achenkopf Ost-Abhang

a) Lage und Größe:

Die Anbrüche befinden sich am ostschauenden Abhang des Achen Kopfes zwischen 1810 m und 1690 m Seehöhe ca. 1.000 m westsüdwestlich der Bräuer Grund Alm. Die betroffene Fläche hat ein Ausmaß von etwa 10.000 m<sup>2</sup>.

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Die Anrisse befinden sich auf einem mittelsteilen ostschauenden Hang, dessen Vegetations- und Bodenbedeckung evtl. durch verstärkte Einwirkung von Schnee- und Lawinenschurf abgeschert worden sind. Die betreffenden Flächen sind weder land- noch forstwirtschaftlich genutzt, sie befinden sich oberhalb der Baumgrenze. Unterhalb der ungleichmäßig geformten Anbruchsfläche treten aufgelockerte phyllitische Gesteine zutage. Es ist bisher nicht zu einem großvolumigen Massenabtrag gekommen. Der "Tiefgang" dieses schwach labilen Hangbereiches ist gering, die Auswirkungen enden wahrscheinlich schon wenige Meter unter der Hangoberfläche.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Der Zustand dieses labilen Hangbereiches ist derzeit keinesfalls als akut zu bezeichnen, doch können meteorologische Vorkommnisse wie plötzliche Starkniederschläge oder besonders lang anhaltende Niederschläge ebenso auch eine intensiv einsetzende Schneeschmelze aktivierend wirken.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Es sind nur Rauriser Phyllite von dieser seichten Translationsrutschung betroffen.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Die Oberfläche des labilen Hangbereiches zeigt keinen zusammenhängenden Gesteinsverband mehr.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Die oben kurz beschriebenen seichten Plaiken (= Translationsrutschungen) werden als Beispiele von relativ kleinflächigen labilen Bereichen aufgeführt. Sie sind im Vergleich zu den anderen bearbeiteten Massenbewegungen unbedeutend. Es ist jedoch wichtig festzustellen, daß bei geeigneten äußeren Bedingungen auch sehr kleinflächige labile Hangbereiche die Tendenz zur Vergrößerung aufweisen und die Gefährdung der tiefer im Tal liegenden Flächen mit sich bringen können.

Möglicherweise steht dieser labile Hangbereich mit einem von Ortsansässigen erwähnten alten Bergbau, der vom Verfasser jedoch nicht aufgefunden werden konnte, in Zusammenhang.

Nr. 3 Lockermassenkörper westlich der Bräuer Grund Alm,  
Deponie einer abgegangenen Mure (?)

a) Lage und Größe:

Der längliche Rücken befindet sich auf 1310 m bis 1590 m Seehöhe unmittelbar westlich der Bräuer Grund Alm am Hangfuß des Achen Kopf Ost-Abhanges. Seine Länge beträgt ca. 600 m , seine Breite im Durchschnitt 70 m bis 100 m .

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Der Lockermassenkörper ist als wallförmiger Rücken ausgebildet, der parallel zu seiner Längserstreckung von zwei kleinen Gerinnen begrenzt wird. Das talseitige Ende zeigt einen deutlich konvexen, also ausgebauchten Querschnitt. Das zeigt sich auch auf der ÖK 50, wo die Isohypsen in Richtung zum Tal hin "ausgebeult" sind, obwohl die Felslinie großräumig zurückweicht. Das konvexe Profil ist die Folge der Ausbildung einer Bewegungsstirn.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Die beschriebenen Lockermassen haben in ihrer heutigen Position bezogen auf den Transportmechanismus eines Murganges, der am ehesten zur Erklärung dieser Deponie in Frage kommt, aber auch eines Schutt- oder Erdstromes oder auch einer Rutschung einen Endzustand erreicht. Die Hangneigung in Bereich des Hangfußes reichte nicht mehr aus, einen Weitertransport der Massen zuzulassen. Als Lockermassenherd (=Feststoffherd) für Geschiebe im Zusammenhang mit größeren Abflußraten als den heutigen kommt jedoch auch die momentane Position der "Deponie" in Betracht.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

In einer feinkörnigen, mitunter bindigen Grundmasse befinden sich als Komponenten vorwiegend Rauriser Phyllite und Kalkphyllite, deren Durchmesser einen Meter nur selten übersteigt .

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

In den spärlichen Aufschlüssen ist überall eine vollkommen unregelmäßige Anordnung der Komponenten festzustellen. Der ursprüngliche Gesteinsverband ist durch die Umlagerung gänzlich aufgelöst worden.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Bei dem oben beschriebenen Körper handelt es sich wahrscheinlich um die natürliche Deponie einer Massenbewegung, die in einem Kar ESE des Achen Kogel Gipfels abgegangen ist und schließlich als Mure in seine heutige Position transportiert wurde. Ein sowohl räumlicher als auch zeitlicher Zusammenhang mit der Massenbewegung Nr. 4 ist wahrscheinlich. Möglicherweise handelt es sich bei beiden Lockermassenkörpern um das Produkt eines einzigen Vorganges, welches später durch ein Gerinne, das mit verschiedenen Ästen auf ca. 2100 m Seehöhe entspringt, in zwei Teilbereiche untergliedert worden ist.



Nr. 4 Lockermassenkörper südwestlich der Bräuer Grund Alm:  
Deponie einer abgegangenen Mure (?)

a) Lage und Größe:

Die Massen befinden sich auf 1285 m bis 1520 m Seehöhe. Das untere Ende befindet sich unmittelbar bei der Bräuer Grund Alm. Die Oberfläche ist ca. 300 m x 700 m groß, beträgt also ca. 0,21 km<sup>2</sup>.

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Die Gesamtform des Lockermassenkörpers zeigt sich als wallförmiger Rücken, der schräg zum Hang verläuft, und an seinem talseitigen Ende ein deutlich konvexes Profil aufweist. Die Oberfläche ist durch einige "Buckel" gekennzeichnet, die jedoch nicht als Anzeichen für Rutscherscheinungen, sondern durch größere Blöcke gedeutet werden. Die abgegangenen Massen haben zu einer Absperrung des Wolfbachtals geführt und eine markante Höhenstufe von ca. 100 m im Tallängsprofil hervorgerufen.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Heute liegt der konsolidierte Endzustand nach einer "schnellen" bis "sehr schnellen" Massenbewegung nach W.LAATSCH & W.GROTTENTHALER (1972) vor. (Siehe auch Bemerkungen bei Massenbewegung Nr.3, Kapitel c und g)

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Das Gesteinsmaterial ist vorwiegend aus Rauriser Phylliten und Kalkphylliten untergeordnet auch aus quarzitischen Phylliten und Quarziten bestehend. Die Korngrößenverteilung ist uneinheitlich, doch ergibt sich das Bild von gröberer Komponenten, die in einer stellenweise etwas bindigen Grundmasse schwimmen.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Der ursprüngliche Gesteinsverband ist durch den Transport vollkommen aufgelöst worden. Es ist keinerlei bevorzugte Orientierung der Komponenten zu erkennen.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Sowohl bei der Geländeaufnahme als auch bei der Luftbildauswertung fällt dieser Körper dem Betrachter durch seine Ausdehnung und seine Lage auf. Er trennt den Talboden des Wolfbachtals in zwei Niveaus. Das untere ist das der Oberhaus Grund Alm mit einer mittleren Höhe von ca. 1220 m, das nach Süden hin durch die Bildung junger Schwemmfächer bis an den Rand der Lockermassenkörper Nr. 3 und Nr. 4 ansteigt. Diese Fächer haben den Grund des Wolfbachtals in ganzer Breite aufgefüllt. Das obere Niveau beginnt südlich des Lockermassenkörpers Nr. 4 auf einer Seehöhe von ca. 1340 m im Bereich unterhalb der Jagdhütte (Kote 1370 m) und steigt dann sehr sanft auf einer Strecke von knapp 2 km auf eine Höhe von 1400 m an.

Da anzunehmen ist, daß auch das Wolfbachtal während der letzten großen Vereisung ausgeräumt (-schürft) worden war, muß diese Massenbewegung nach der letzten großen Vereisung abgegangen sein. Sehr wahrscheinlich führte der Abgang dieser Massen zu einer Abriegelung des Wolfbachtals über eine längere Zeit hinweg, sodaß es zur Ausbildung eines Sees südlich der Absperrung gekommen sein wird. Der Talbereich des "oberen Niveaus" wird mit Stausedimenten größerer Mächtigkeit aufgefüllt worden sein (siehe auch: Geoelektrische Messungen, p. 169 ). Zwischen dem Lockermassenkörper Nr. 4 und der Kote 1421 m nahe dem Talschluß befindet sich der Wolfbach auch heute noch in einer Umlagerungs- bzw. Auflandungsstrecke. Vor allem nahe der Kote 1421 m lagert er den Großteil der Geschiebefracht ab und beginnt in seinem weiteren Verlauf zu mäandrieren. In dieser Strecke ist keinerlei Sohl- oder Seitenerosion zu beobachten. Erst im Bereich des "Durchbruches" durch den absperrenden Riegel des Lockermassenkörpers Nr. 4, wo das Tallängsprofil auf einer Strecke von etwa 600 m einen Höhenunterschied von ca. 100 m überwindet, befindet sich eine markante Eintiefungsstrecke mit steilen Ufererosionsbereichen, Uferplanken und bedeutender Sohl-

erosion. Der anstehende Fels wird nicht angeschnitten. Unterhalb des Lockermassenkörpers Nr. 4 verläuft der Wolfbach ab einer Seehöhe von ca. 1260 m bis zum Nordrand des Arbeitsgebietes in einer Beharrungsstrecke, z.T. findet verstärkter Massenantransport aus den murstoßfähigen Seitengräben statt.

Einige Bemerkungen zum Mechanismus dieser Massenbewegung: Das Volumen der Lockermassen liegt bei sehr vorsichtiger Anschätzung der durchschnittlichen Mächtigkeit mit 30 m bei  $6.300.000 \text{ m}^3$  (bei einer Mächtigkeit von 50 m sind es  $10.5 \text{ Mio. m}^3$ ) Da außer einigen künstlichen Anschnitten durch den Güterwegebau keine größeren Aufschlüsse vorhanden sind an denen man die Lagerung und die Korngrößenverteilung studieren kann, ist die Information über den Hergang der Bewegung eher gering. Das Ausbruchs- bzw. Herkunftsgebiet liegt sehr wahrscheinlich in einem steilen Kar zwischen der Kote 2215 m und dem Gipfel des Achen Kopfes. Der Grad der Auflockerung durch den Transport ist hoch, es ist keinerlei ursprünglicher Verband mehr erhalten geblieben. Die Frage, ob der Mechanismus dem eines kurzzeitigen und sehr schnell ablaufenden Bergsturzereignisses zuzuschreiben ist oder dem eines langsamen bis mäßig schnellen Schuttstromes bzw. Murganges, ist bei den gegebenen Aufschlußverhältnissen nicht eindeutig zu beantworten. A.HOTTINGER (1935) interpretierte diesen Körper in einer Kartenskizze als "Bergsturz bzw. Rutschung" ohne im Text eine nähere Beschreibung zu abzugeben. Der hohe Auflockerungsgrad und vor allem das Fehlen von Blockhalden, die für Berg- und Felsstürze charakteristisch sind, können z.T. auch auf die spezifischen Materialeigenschaften der vorwiegend phyllitischen Gesteine (relativ weich, blättriger Habitus) zurückzuführen sein. Diese Gesteine können den Deformationskräften, wie sie beim Abgang eines Sturzes bzw. beim Aufprall entwickelt werden, wenig Widerstand entgegensetzen. Die Form des Lockermassenkörpers, die gegen die Schwemmfächer zu beiden Seiten deutlich begrenzt ist und einen länglichen wallartigen Rücken bildet, spricht eher für die Bildung durch einen langsamen bis mäßig schnellen Transport, also für einen Schuttstrom oder eine Mure. Eine Kombination aus Bergsturz und anschließendem fließenden Transport ist möglich.



Abb. 50: Blick vom Talboden nahe der Jagdhütte Kote 1370 m in nordwestlicher Richtung auf den Lockermassenkörper Massenbewegung Nr.4 .



Abb. 51: Blick vom Talschluß des Wolfbachtals in nördlicher Richtung. In Bildmitte (weiß umrandet) der Lockermassenkörper (Massenbewegung Nr. 4).

Nr. 5 Labiler Hangbereich (evtl. alte Sackungsmasse)  
nordwestlich der Jagdhütte Kote 1370 m

a) Lage und Größe:

Der Bereich liegt zwischen 1480 m und 1740 m Seehöhe zwischen 400 m und 800 m westlich der Jagdhütte Kote 1370 m am ostschauenden Abhang des Achen Kopfes. Die betroffene Fläche beträgt ca. 50.000 m<sup>2</sup>.

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Unterhalb einer im Gelände undeutlich, im Luftbild jedoch gut erkennbaren Abrißkante liegt ein Gebiet mit flacherer Hangneigung, als die Umgebung sie aufweist. Diese Fläche mit gleichmäßig sanfterer Neigung stellt möglicherweise die Oberfläche einer alten Sackungsmasse dar. Das Gesteinspaket ist wahrscheinlich entlang einer Schichtfläche bzw. einer Staffel von Schichtflächen in nördlicher oder nordnordöstlicher Richtung abgesackt.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Die heutige Situation kann als zur Ruhe gekommen bezeichnet werden. Es konnten bei der Geländeaufnahme keine Anzeichen, die auf eine momentan akute Instabilität schließen lassen, beobachtet werden. Eine Aktivierung dieses wahrscheinlich postglazialen, einaktigen Vorganges in nächster Zeit wird als eher unwahrscheinlich erachtet.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Das abgesackte Gesteinspaket besteht vorwiegend aus Rauriser Phylliten mit untergeordnet kalkphyllitischen Partien, vereinzelt auch quarzitischen Lagen.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Die betroffenen Gesteine sind aufgelockert und von einer Schutt- bzw. Bodendecke überlagert. Es konnten daher keine Gefügemessungen durchgeführt werden. Die wahrscheinliche Bewegungsebene liegt jedoch parallel zur regionalen Hauptschieferungsebene. Es wird angenommen, daß die Anlage dieser Schieferung (  $s_1$  )

eine entscheidende Rolle für die Entstehung dieser Massenbewegung gespielt hat.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Die oben kurz charakterisierte Massenbewegung, die bei einer ersten Geländebegehung wohl kaum Beachtung finden würde, da sie sehr unauffällig ist, dürfte ein wesentliches Auslösemoment in der Lagerung der Gesteine (mittelsteiles Nord- bis Nordost-Fallen) und in den spezifischen Materialeigenschaften der phyllitischen Gesteine (hohe Teilbeweglichkeit entlang der s-Flächen) gehabt haben.

Durch die erodierende Wirkung des Gletschereises wurde im Hangfußbereich das natürliche Widerlager dieser Massen abgetragen. Bei dem Zusammentreffen verschiedener Auslösemomente, wie z.B. auch großer Niederschlagsmengen, die das Gewicht erhöhen und die Kohäsion sowie die innere Reibung herabsetzen, wurde das Gleichgewicht zwischen der rückhaltenden Kraft und der hangabwärts gerichteten Komponente des Gewichtes der Felsmassen zugunsten der zweiten verschoben und die Masse setzte sich wahrscheinlich sehr langsam in Bewegung.

Eine ähnliche Situation finden wir auch im sogenannten "Kar'l", einem Almboden ca. 1 km westlich der Oberhaus Grund Alm in einer Seehöhe von 1620 m bis 1900 m vor. Dieses Kar verläuft in südwest-nordöstlicher Richtung. Es folgt also nicht einer Linie senkrecht zum Hang, wie das üblicherweise zu erwarten wäre, sondern der Verschneidung von Morphologie und regionalem s. Eventuell verdankt auch dieses Kar seine Entstehung bzw. Vergrößerung einer Massenbewegung.

Nr. 6            Bergzerreißung, im Bereich der Schreckalpshöhe,  
Gratvervielfachung

a) Lage und Größe:

Die Gratzzerlegung und -vervielfachung reicht an der in das Sulzbachtal schauenden Flanke der Schreckalpshöhe vom Gipfelbereich mit einer Seehöhe von 2135 m bis etwa auf 2000 m herab. Am Grat zwischen der Schreckalpshöhe und dem nördlich gelegenen Achen Kopf reichen die Anzeichen der Hangtektonik ca. 250 m über die Kote 2215 m hinaus. An der in das Wolfbachtal schauenden Hangflanke ziehen Gräben, die mit den Spalten der Gratzzerlegung unmittelbar zusammenhängen, bis auf eine Seehöhe von 1750 m herab und am Grat südlich der Schreckalpshöhe reichen die Zerlegungserscheinungen bis etwa 650 m vom Gipfel.

Diese Höhen- und Entfernungsangaben beziehen sich nur die oberflächlich sichtbaren Zerreißungserscheinungen. Der Wirkungsbereich dieser Großhangbewegung geht sehr wahrscheinlich an der dem Wolfbachtal zugeneigten Hangflanke bis in das Talniveau herab. Die Länge der Deformationserscheinungen am Grat beträgt ca. 1.500 m.

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Der Nord-Süd verlaufende Kamm westlich des Wolfbachtals ist im Bereich um die Schreckalpshöhe durch Bergzerreißungserscheinungen vielfältig gegliedert. An der Stelle der stärksten Deformationen treten hintereinander gestaffelt vier einzelne "Grate" auf, d.h. mindestens drei aktive Trennflächen sind im Laufe dieser Hangbewegung wirksam geworden. Alle diese Trennflächen fallen steil in Richtung Osten (Wolfbachtal) ein. Im Norden schneiden die Flächen unmittelbar südlich der Kote 2215 m den Grat, wobei sie nach Osten umschwenken und in Richtung Wolfbachtal ausstreichen. Die einzelnen "Täler" zwischen den Graten, also die Ausbißflächen der Diskontinuitätsflächen sind großteils mit relativ frischen Schutt erfüllt (siehe auch J.KLEBERGER, 1981).

Die im Gratbereich aktiven Trennflächen bzw. Bewegungsflächen lassen sich oberflächlich nicht bis zum Talboden hin verfolgen. Im Norden liegt ca. 1 km westlich der Kohlschneidt Alm

ein zerütteter Bereich, der sehr wahrscheinlich mit dem Trennflächensystem des Gratbereiches in Verbindung steht. Ununterbrochen zieht ein "Ausläufer" einer Bergzerreißungsspalte bis auf eine Höhe von 1950 m den Hang zum Wolfbachtal herab. Im Süden der Schreckalpshöhe beschränken sich die Spalten bzw. Mehrfachgrate auf den Nahbereich des Hauptgrates.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Bei einer derartigen Massenbewegung ist es ohne geeignete Meßeinrichtungen schwierig, den momentanen Bewegungszustand zu quantifizieren. Die Bewegung geht zweifellos sehr langsam vor sich, sodaß innerhalb des doch relativ kurzen Beobachtungszeitraumes von vier Jahren kaum sichtbare Veränderungen vorkommen. Möglich ist, daß mit der großen Bergzerreißung auch seichtere Massenbewegungen in Verbindung stehen. Bei näherer Betrachtung des Gratbereiches fällt auf, daß die kleinen "Täler" zwischen den Doppel- bzw. Vielfachgraten von relativ frischem Schuttmaterial bedeckt sind. Die wenige Meter hohen Felswände an den Seiten der Gräben liefern diesen frischen Schutt durch Abwittern. Die trocken geschütteten kleinen Schutthalden sind häufig nicht von einer Boden- und Vegetationsdecke überzogen, d.h. daß trotz der geringen Größe der abwitternden Felsbereiche immer wieder soviel frisches Schuttmaterial anfällt, um eine Bodenbildung an der Oberfläche der Schuttlagen zu verhindern und eine Vegetationsbildung unmöglich zu machen. Diese Tatsache ist sicher als Argument für eine gewisse rezente Aktivität der Bergzerreißung anzusehen.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Vorwiegend sind im cm- bis dm-Bereich bankige Kalkphyllite, untergeordnet auch Rauriser Phyllite von dieser Großhangbewegung betroffen.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Das Gefüge im Aufschlußbereich entspricht dem regionalen Bauplan; die s-Werte liegen im Gratbereich der Schreckalpshöhe zwischen s 340/65 und 350/60; sie sind durch die Bankung der



Kalkphyllite gut nachgezeichnet. Eine Gefügerotation, wie sie im Zusammenhang mit einer Großhangbewegung zu erwarten gewesen wäre, hat sich nicht bestätigen lassen. Die Hangbewegung hat große Gesteinspakete unter Beibehaltung ihrer ursprünglichen Gefügerorientierung versetzt.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Die Anlage dieser Großhangbewegung ist mit großer Wahrscheinlichkeit postglazial. Der Stil der Bewegung kommt dem einer Sackung in weiten Bereichen näher als dem einer Gleitung (U.ZISCHINSKY, 1969). Es ist zu einer talwärtsgerichteten Bewegung einzelner Gesteinspakete gekommen, die aber nicht an einer einzigen, durchgescherten basalen Gleitfläche abgelaufen ist, bzw. abläuft, wie es für eine Gleitung notwendig wäre, sondern an einer Anzahl von Diskontinuitätsflächen, die zwar relativ konzentriert auftreten, aber nicht vollständig durchgeschert wirksam geworden sind. Die Gesamtbewegung findet also in mehreren Teilbewegungen statt, wie es für eine sackende Massenbewegung typisch ist.

Nr. 7      Seichte Hangbewegung östlich der Schreckalpshöhe  
Schuttstromkriechen

a) Lage und Größe:

Unmittelbar westlich der Hütte Kote 1365 m im Wolfbachtal liegt das talseitige Ende des bewegten Schuttkörpers auf einer Seehöhe von etwa 1370 m. Das bergseitige Ende befindet sich in einem Kar auf einer Höhe von ca. 1950 m etwa 300 m ostnordöstlich der Schreckalpshöhe. Die Länge der Schuttmasse beträgt ca. 1100 m, die Breite im oberen Teil durchschnittlich 70 m, im unteren bis zu 300 m .

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Der seichtgründige Schuttkörper fällt besonders bei der Betrachtung vom Gegenhang aus bzw. im Luftbild auf. Der Körper hat die Umrisse einer Zunge, die in Talnähe in zwei durch einen kleinen Graben voneinander getrennten Schubstirnen aufgeteilt ist und dort ein konvexes Hangprofil zeigt. In einem Längsprofil durch diesen Lockermassenkörper lassen sich morphologisch zwei Bereiche voneinander abgrenzen. Der obere hat eine ziemlich gleichmäßige Hangneigung von etwa  $33^{\circ}$ , und die Mächtigkeit des Körpers dürfte etwa im unteren Zehnermeterbereich liegen. Die Felslinie verläuft wahrscheinlich parallel zur Hangoberfläche. Der untere Bereich zeigt in Talnähe einen konvexen Längsschnitt d.h. die Mächtigkeit der Lockermassen nimmt in diesem Abschnitt in Richtung zur Bewegungsstirn etwas zu (siehe Abb. 53).

Im oberen Abschnitt ist die Hangoberfläche durch kleine Plaiken gekennzeichnet, der untere Abschnitt weist einige großzügige, parallel zur Stirn verlaufende Buckel auf.

Der gesamte Körper ist an beiden Seiten durch sanft geböschte Gräben begrenzt, die erst in Talnähe wasserführend sind.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Auch aufgrund der geringen Geschwindigkeitsrate dieser seichten Massenbewegung lassen sich nur wenige Anzeichen, die für eine rezente Aktivität sprechen, beobachten.

Anzeichen einer solchen Aktivität sind die vielen kleinen, z.T. wenige Meter langen, z.T. halbkreisförmigen Anrisse im oberen Abschnitt (siehe Abb. 52). Die Bodenbedeckung ist an Zugrissen zerstört worden, es sind seichte Plaiken (=Translationsbodenrutschungen) entstanden. Als wesentliche Ursache ihrer Entstehung sieht Th.SCHAUER (1975) die kriechende oder gleitende Bewegung der Schneedecke an, die sowohl durch ihre Auflast als auch durch festgefrorene Pflanzengruppen die Bodendecke beschädigen und schließlich gänzlich abscheren. Mit der Entfernung der Boden- und Vegetationsdecke gelangt verstärkt Oberflächenwasser in die Lockermassen, wodurch die Bewegung dieser Massen aktiviert werden kann.



Abb. 52: Oberer Abschnitt der Massenbewegung Nr.7, Blick in Richtung Westen. Ausbildung seichter Plaiken und Anrisse.



Abb. 53: Unterer Abschnitt der Massenbewegung Nr.7, Blick Richtung Osten. Konvexes Vorwölben des Hangfußes gegen den Talgrund des Wolfbachtals.

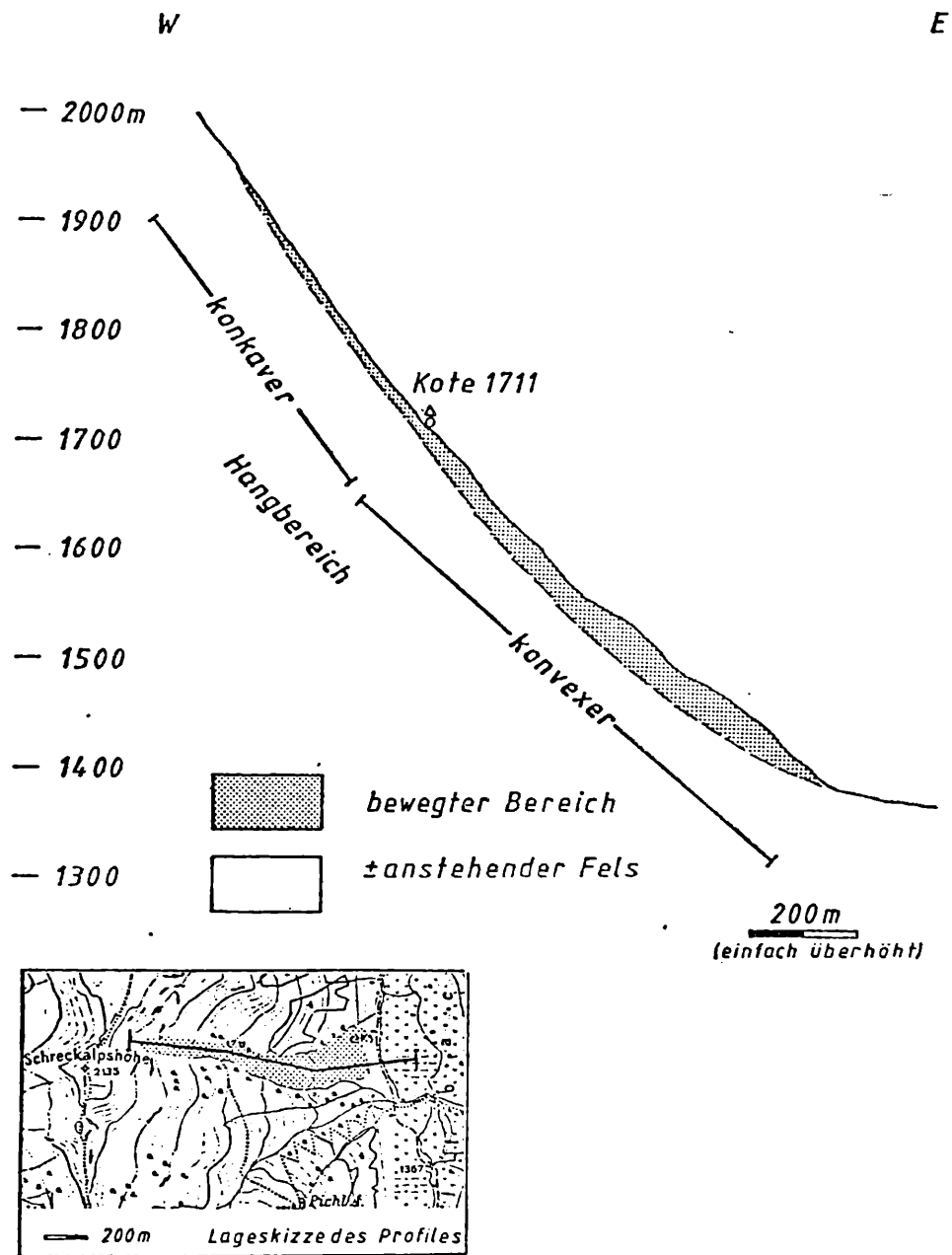


Abb. 54: Längenschnitt durch die Massenbewegung Nr.7

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Im Schuttmaterial finden sich hauptsächlich Komponenten aus Rauriser Phylliten, Kalkphylliten und vereinzelt quarzitischen Phylliten sowie diversen Grüngesteinen.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Der ursprüngliche Gesteinsverband ist vollkommen aufgelöst, das Material wurde vollständig umgelagert. Die Korngrößen reichen vom Schluff bis in den Blockbereich, wobei in der Kiesfraktion eine gewisse Häufung zu bestehen scheint. In den Flanken kleiner Erosionsrinnen ist eine in etwa hangparallele Schichtung durch die Anordnung der vorwiegend phyllitischen (blättrigen) Komponenten zu beobachten.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Die wahrscheinlich seichtgründige Massenbewegung stellt im kartierten Gebiet eine Besonderheit dar, da derartige Hangbewegungen an anderer Stelle im Arbeitsgebiet nicht beobachtet wurden. Die Art der Bewegung ist als Schuttstromkriechen zu bezeichnen, wobei die Geschwindigkeitsrate im Bereich von mm oder cm pro Jahr geschätzt wird, mit der die Schuttdecke auf der glazial geformten und geglätteten Felsoberfläche talwärts kriecht. Als mobilisierender Faktor ist der Einfluß des Oberflächenwassers anzusehen. Im oberen Abschnitt hat sich kein ausgeprägtes Entwässerungsnetz ausgebildet, wie es in benachbarten Hangabschnitten vorliegt. Es ist zu vermuten, daß ein großer Teil des Niederschlagswassers in der Boden- und Schuttdecke versickert und hauptsächlich an deren Basis, der Felsoberfläche, die durch den phyllitischen Habitus der Gesteine eher wasserstauend wirkt, abfließt. Dadurch kommt der Grenzfläche Anstehendes - Lockermasse eine wesentliche Rolle im Bewegungsbild zu.

W. LAATSCH & W. GROTTENTHALER (1972) weisen darauf hin, daß in der Natur sämtliche Mischtypen und Übergangsformen der von ihnen aufgestellten Systematik der Massenbewegungsarten vorkommen. Ihre Systematik teilt die Massenbewegungen hauptsächlich nach der Bewegungsgeschwindigkeit und der Art der Bewegung (Gleiten, trockenes Kriechen, Rutschen, Stürzen, steifplastisches Kriechen und quasiviskoses Fließen, sowie Massenschurf bzw. Massentransport) ein. Die seichtgründige Massenbewegung Nr. 7 ist nach dieser Systematik, die auch G. BUNZA et al. (1976) mitverarbeitet haben, als Schuttstromkriechen zu bezeichnen. W. LAATSCH & W. GROTTENTHALER (1972) verwenden bei der Beschreibung der Bewegung des Schuttstromkriechens den Begriff "gletscherartig", der auf die Massenbewegung Nr. 7 besonders zutrifft. Dem "Nähr"-gebiet eines Gletschers entspricht der obere Bereich zwischen etwa 1950 m und 1700 m Seehöhe, dort treten häufig Zugrisse und kleinere Plaiken auf. Die Mächtigkeit der Schuttdecke ist geringer als in Talnähe. Als "Zehr"-gebiet wäre der talnahe Bereich zu bezeichnen, der unterhalb 1700 m Seehöhe beginnt und in den beiden konvex gewölbten Stirnbereichen im Talniveau des Wolfbaughtales endet. Besonders deutlich wird die Ähnlichkeit mit einem Gletscher bei Betrachtung vom Gegenhang aus oder der stereoskopischen Luftbildbetrachtung (siehe Abb. 54, Längsschnitt).

Nr. 8 Tiefgründiges Hangkriechen westlich der Pichl Alm

a) Lage und Größe:

Der betroffene Bereich liegt zwischen 300 m und 800 m westlich der Pichl Alm in einer Höhe von etwa 1600 m bis 1920 m . Die Fläche beträgt ca.  $0,25 \text{ km}^2$  .

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Kennzeichnend für diesen Massenbewegung ist ein meist schräg zur Falllinie verlaufendes System von seichten, also maximal m-tiefen Gräben und wallartigen Rücken, die den Hang unregelmäßig überziehen.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Bei der Bearbeitung im Gelände haben sich keine Hinweise gezeigt, die auf eine rezente Dynamik dieser Massenbewegung schließen lassen.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Es ist eine Abfolge aus Rauriser Phylliten, Kalkphylliten und feinkörnigen Metabasiten betroffen.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Im höher gelegenen Bereich dieser Massenbewegung ist der anstehende Fels aufgelockert, darunter bedecken Schutt und Böden das Anstehende. Die Auflockerung und wahrscheinlich sehr langsame Kriechbewegung im Fels haben keine erkennbaren Veränderungen in der räumlichen Gefügestellung bewirkt.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Diese Massenbewegung ist ein typisches Beispiel für eine postglaziale Einstellung auf ein neues Kräftegleichgewicht,

die bislang ohne Gefährdung des betroffenen Raumes vor sich geht. Abgesehen von den spärlichen bereits geschilderten Merkmalen, die im Zuge der Kartierung und der Luftbilddauswertung aufgenommen wurden, deutet wenig auf einen labilen Hangbereich hin. Der Hangfuß an der Westseite des Wolfbachtals zwischen der Kote 1421 m und den Schwemmfächern nordöstlich der Pichl Alm scheint von der Massenbewegung Nr. 8 nicht mehr in Mitleidenschaft gezogen worden zu sein. Die Südwest - Nordost verlaufende untere Begrenzung des kriechenden Hanges (Nr. 8) ist wahrscheinlich eine Folge des Verschneidens der regionalen Hauptschieferung (mittelsteiles Nord-bis Nordnordost-Fallen) und der sattelförmigen Geländeoberfläche. Ein Einfluß der Hauptschieferungsebene auf die Anlage von Gleit- bzw. Bewegungsflächen labiler Hangbereiche oder Massenbewegungen war schon bei der Massenbewegung Nr. 5 zu beobachten.



Nr. 9 Talzus Schub im Talschluß des Wolfbachtals

a) Lage und Größe:

Diese Hangbewegung reicht vom Talboden in etwa 1420 m Seehöhe bis in die Gratregion mit Höhen um 2200 m. Die Begrenzung stellt eine Linie Kote 1421 m - Tristenwand Kopf - Freudenend Kopf - Breiteben Kopf - Breiteben Scharte - Kote 1421 m dar. Die Gesamtfläche beträgt ca. 2,7 km<sup>2</sup>, der Tiefgang reicht wahrscheinlich in den Hundert-Meter-Bereich.

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Der Talschluß des Wolfbachtals beschreibt die Form eines nach Norden hin geöffneten Halbkreises, der in seiner Gesamtheit durch die Großhangbewegung erfaßt worden ist. Das Gelände weist eine Vielzahl verschiedener morphologischer Merkmale, wie Gratzlerlegung, Abrißkanten, hangparallelen Gräben (als Ausbißlinien von Bewegungsflächen), Nackenseen, Erosionsrinnen, Wällen etc., auf.

Als erstes folgt die Beschreibung des westlichen Abschnittes (westlich des Wolfbaches):

Unterhalb der Felswände des Tristenwand Kopfes und des Freudenend Kopfes (siehe Abb. 55) folgt ein flach geneigter Hangabschnitt. Am Rand dieses Hangabschnittes befindet sich die obere Begrenzung der bewegten Masse. Unterhalb der Verebnungsfläche beginnt die Eintiefung der Erosionsrinnen und die markante Oberflächengestaltung der Massenbewegung. Hangstufen von 20 Höhenmetern sind keine Seltenheit (siehe Abb. 56), zwischen den einzelnen Stufen haben sich häufig Nackenseen gebildet (siehe Abb. 56). Die Gestalt der Oberfläche bleibt nun bis auf eine Höhe von etwa 1750 m ähnlich, darunter scheint sich die Masse bis zum Wolfbach hin etwas zu konsolidieren. Die Erosionsrinnen vereinigen sich, die Hangoberfläche ist nicht mehr so stark wie in den höheren Regionen von Hangstufen gekennzeichnet. Die Flächen sind nun großteils bewaldet, wobei die Bäume keine ausgeprägten Säbelwucherserscheinungen



Abb. 55: Der Nordwestteil der Großhangbewegung Nr. 9 am Tal-  
schluß des Wolfbachtals. Am rechten oberen Bildrand  
der Tristenwand Kopf, links daneben der Freudenend Kopf,  
darunter liegen die morphologisch vielfältig geglieder-  
ten Rutschmassen.



Abb. 56: Blick aus 2020 m Seehöhe etwa 400 m ESE des Tristenwand  
Kopfes auf die Massenbewegung, in Bildmitte befindet  
sich der Breitenben Kopf. Man beachte die Hangstufen  
und die Nackenseen.



Abb.57: Höhe 2020 m etwa 400 ESE des Tristenwand Kopfes, Blickrichtung W, deutliche Abgrenzung vom Anstehenden zur Rutschmasse schon aufgrund der Morphologie.

aufweisen.

Beschreibung des Ostabschnittes (östlich des Wolfbaches):  
Dieser Teilbereich, der östlich der gedachten Linie Kote 1421 m - Wolfbach - Kote 1739 m - Breiteben Kopf liegt, machte bei der Geländeaufnahme und aufgrund der Luftbildauswertung einen ruhigeren Eindruck als der oben beschriebene Westabschnitt. Dennoch begegnet man den ausgeprägten Formen einer Großhangbewegung schon beim Aufstieg über den Almweg von der Kote 1421 m zur Kendlhof Alm (Kote 1689 m). Dieser Weg überquert einige steile Hangstufen, die von kleinen Felswänden aus Kalkphylliten gebildet werden. Doch sind diese Felsrippen keine Aufschlüsse des unbewegten Anstehenden, sondern durch die Großhangbewegung aufgelockerte Felsbereiche, deren interner Verband besser erhalten geblieben ist als in der Hauptmasse der Hangbewegung. Die Felsrippen gehören dem großen Kalkphyllitzug Tristenwand Kopf - Schwarzwand an. Im Bereich der Kendlhof Alm befinden sich ausgeprägte Verebnungen, in denen sich anmoorige Böden gebildet haben. Berg- und talseitig werden sie von steilgeböschten Schuttwällen begrenzt. Die maximale Sprunghöhe zwischen den Absetzungsstufen beträgt ungefähr 10 Höhenmeter.

Die Längsrichtung dieser Strukturen ist hangparallel angeordnet, also ungefähr in Nordost-Südwest-Erstreckung. Oberhalb 1750 m Seehöhe beruhigt sich die Morphologie, es herrschen kleinere unauffällige Buckel vor, die keine bevorzugte Orientierung aufweisen. Die Tiefe der Entwässerungsrinnen nimmt in Fließrichtung gleichmäßig zu. Der Übergang vom Anstehenden zum - heute ziemlich unbewegten - Gleitmaterial der Großhangbewegung geht allmählich vor sich. Der Beginn der z.T. tief eingegrabenen Erosionsrinnen liegt auf etwa 1800 m bis 1900 m Seehöhe, wobei es keinen ausgeprägten Quellhorizont gibt. Der Kammbereich zwischen der Schwarzwand und der Breitebenscharte ist gekennzeichnet durch eine Abfolge aus feinblättrigen grauen Rauriser Phylliten, die mittelsteil in nördlicher bis nordwestlicher Richtung einfallen und unterhalb des Grates auf der in das Wolfbachtal schauenden Flanke bis zu 60 Höhenmeter hohe Felsaufschlüsse (evtl. eine Hauptbewegungsfläche) bilden. Darunter befinden sich Schutthalden. Der Gratbereich von der Breitebenscharte bis zum Breiteben Kopf wird nicht nur aus Rauriser Phylliten aufgebaut, auch einige längliche Linsen aus zumeist "feinkörnigen" Metabasiten treten dort auf. Etwa 500 m westlich der Breitebenscharte bedeckt eine Grobblockhalde, die vorwiegend aus diesen Grüngesteinen besteht, den in Richtung Wolfbach schauenden Hang bis zu einer Höhe von 1880 m. Von diesem Bergsturz bis zur Breitebenscharte zeigen der Grat und der anschließende Hangbereich kaum Spuren einer Bewegung. Diese Tatsache kann auch auf einen stabilisierenden Einfluß der beinahe söhlig liegenden Metabasite zurückzuführen sein.

Der Gipfelaufbau des Breiteben Kopfes ist durch steile Felsbereiche aus Rauriser Phylliten bestimmt, in denen sich deutliche Zerlegungserscheinungen abbilden. Zwischen der Kote 2148 m und dem Gipfel selbst haben sich Mehrfachgrate gebildet, die besonders im Luftbild leicht zu erkennen sind. Im Gipfelbereich des Breiteben Kopfes vereinigen sich die beiden das Wolfbachtal begrenzenden Grate zu einem einzigen weiter nach Süden ziehenden Kamm. Auf diesem Kamm tritt etwa 150 m südlich des Breiteben Kopfes eine Ost-West streichende Rinne auf, die mit der Bergzerreißung des Breiteben Kopfes in Verbindung steht. Der Nordabfall

ist als steile Felsflanke aus Rauriser Phylliten aufgebaut, die eine Gefügebrauflockerung erkennen lassen. Diese Felsflanke stellt wahrscheinlich eine wichtige Bewegungsfläche dar.



Abb. 58: Verebnungsfläche ca. 100m südöstlich der Kendlhof Alm in 1700 m Seehöhe. Diese Fläche ist tiefgründig vernäbt, sumpfig, z.T. auch anmoorig. In diesen Bereichen des östlichen Abschnittes der Großhangbewegung Nr. 9 am Talschluß des Wolfbachtals haben sich bei den Längenmessungen (Profil III) größere Längenänderungen eingestellt. (Siehe Tab. 20 )

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Neben den Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse und den Auflockerungsgrad der Gesteine geben die Daten, die durch die Einrichtung von Längenmeßprofilen gewonnen werden konnten, die besten Aussagen über den momentanen Bewegungszustand dieser Massenbewegung. Da beinahe der gesamte Körper der Großhangbewegung von einer Schutt- bzw. Bodenbedeckung überzogen ist, bieten sich die einzigen Gesteinsaufschlüsse an den Flanken der Erosionsrinnen und des hintersten Wolfbaches selbst. Bei der Betrachtung dieser Aufschlüsse zeigte sich, daß vereinzelt größere

Felsbereiche ungestört in der großen Masse der stark aufgelockerten dunklen Rauriser Phyllite "schwimmen", der Zusammenhang zum Anstehenden jedoch fehlt. Diese geschonten Felspartien bestehen oft auf karbonatreicheren Phylliten bis Kalkphylliten, sehr selten aus Metabasiten. Die überwiegende Masse dieser Großhangbewegung ist durch den Transport sehr stark aufgelockert, sodaß nur sehr vereinzelt noch zusammenhängende Bereiche, in denen man noch einen ursprünglichen Gesteinsverband erkennen kann, in den Phylliten übriggeblieben sind. In der Stirnregion der beiden sich aufeinander zu bewegendem Teilbereiche der Großhangbewegung, also im Erosionsgraben des Wolfbaches, sind vor allem am orographisch rechten Ufer auf 1500 m Seehöhe Faltenstrukturen in feinschichtigen Rauriser Phylliten zu beobachten, die möglicherweise durch die Hangbewegung erst entstanden sind. Es sind dies Biegefalten mit Schenkellängen im m- bis Zehnermeterbereich.

Einen guten Einblick in die heutige Dynamik dieser Massenbewegung geben die Meßdaten der Längenmessungen, die im Kapitel f) aufgeführt und diskutiert sind. An einigen Stellen dieser Hangbewegung haben sich innerhalb von drei Jahren Längenänderungen im dm-Bereich bei einer Meßabschnittslänge von 50 m ergeben.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Die überwiegende Masse der umgelagerten Gesteine besteht aus Rauriser Phylliten. Wie bei den anderen Massenbewegungen, die in der vorliegenden Arbeit behandelt werden, stellt sich auch und vor allem bei dieser Hangbewegung ein Zusammenhang zwischen Lithologie und Neigung zu Hangbewegungen heraus. Nur untergeordnet wurden auch karbonatreichere Phyllite und Metabasite umgelagert, doch ist bei diesen eher bankigen bis massigen (im Vergleich zum Rauriser Phyllit) Gesteinen die Art der Auflockerung des Gefüges und des anschließenden Transportes durch eine Hangbewegung eine andere, als bei Gesteinen mit stark phyllitischem Habitus. Die Metabasite, die zwischen Breiteben Scharte und Breiteben Kopf auftreten, wurden durch das fehlende Widerlager, das die glazial

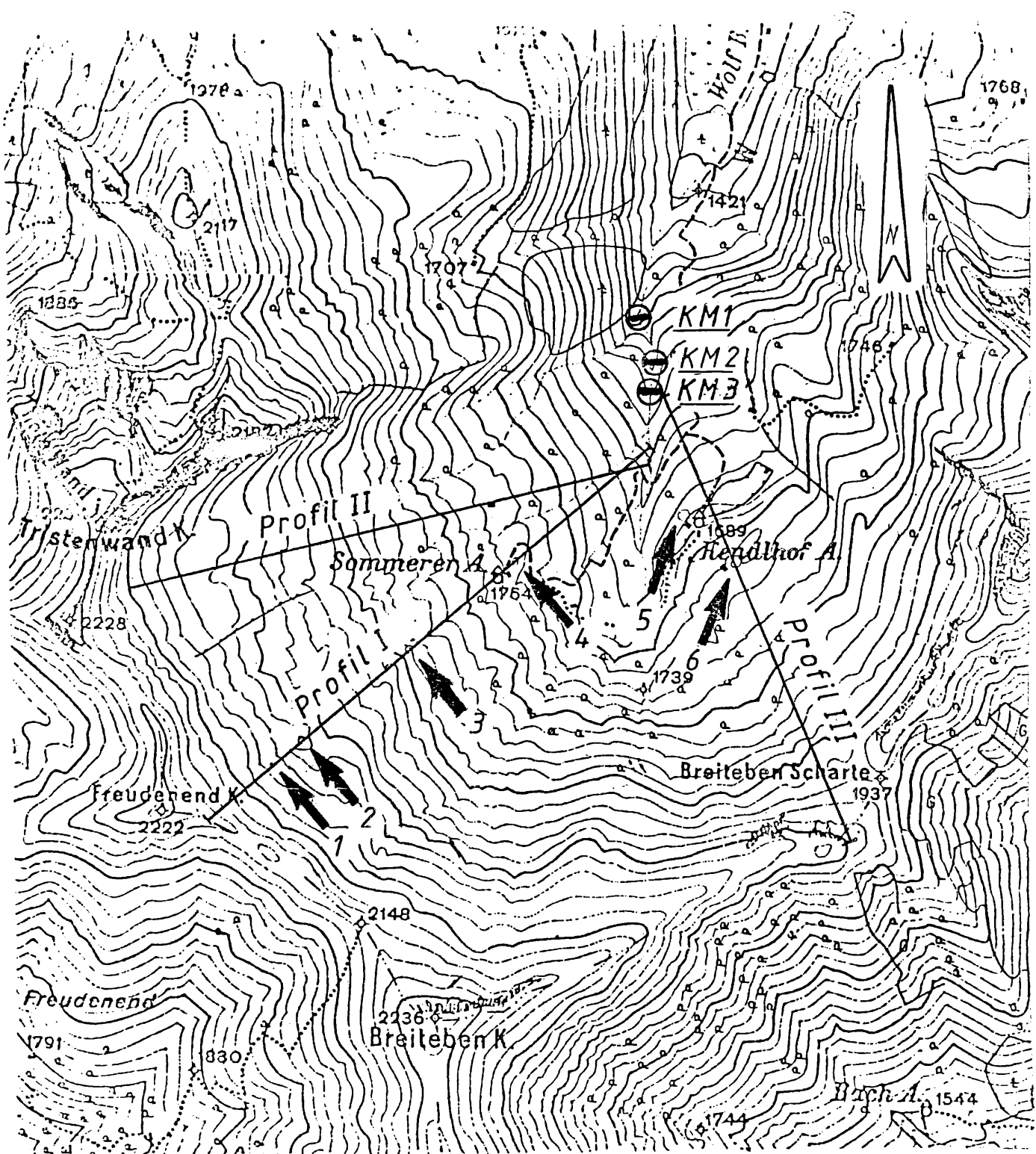
erodierten oder durch Hangbewegungen abgegangenen Massen bildeten, in einzelne Kluftkörper mit Kantenlängen im Meter-Bereich zerlegt. Solche Blöcke "schwimmen" südwestlich der Breiteben Scharte auf der Oberfläche der Hangbewegung. Ein ähnliches Verhalten zeigen auch die Kalkphyllite, welche die nördliche Begrenzung des Talzuschubes im Talschluß des Wolfbaches bilden. Im Westabschnitt dieser Massenbewegung weisen die Kalkphyllite keine Auflockerungserscheinungen auf, die mit dem Talzuschub in Zusammenhang gebracht werden könnten; östlich des Wolfbaches, wo der Weg von der Kote 1421 m zur Kendlhof Alm die Steilstufe überwindet, erscheinen Randbereiche des Kalkphyllitzuges Tristenwand Kopf - Schwarzwand geringfügig aufgelockert.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Innerhalb der bewegten Massen dieses Talzuschubes lassen sich aufgrund der starken Gefügebrauchung und Durchbewegung, besonders aber durch die Schuttbedeckung nur sehr vereinzelt Daten des Gefüges ermitteln. Diese Werte weisen zumeist eine gute Übereinstimmung mit den "regionalen Bauplan", der mittlsteiles bis steiles Einfallen in nördliche Richtungen zeigt, auf. Im Bereich der steilgeböschten Erosionsrinne des Wolfbaches zwischen 1500 m und etwa 1640 m Seehöhe jedoch sind die Aufschlußverhältnisse innerhalb der Rutschmasse am orographisch rechten Ufer als gut zu bezeichnen. Auf ca. 1500 m Seehöhe wurden Falten beobachtet, die wahrscheinlich durch den Talzuschub entstanden sind. Die s-Flächen der dort aufgeschlossenen schwarzen, z.T. auch graphitisch abfärbenden Rauriser Phyllite, die feinblättrig zerschert sind, fallen an einem Schenkel mit Werten um 295/85 bis 330/80 ein, stehen z.T. auch saiger mit einem Nordost-Südwest-Streichen, und fallen am anderen Schenkel mit Werten um 160/85 ein. Solche s-Werte treten innerhalb ungestört liegender Gesteinskörper im Arbeitsgebiet nicht auf. In ca. 1560 m Seehöhe beträgt das s an der rechten Flanke des Grabens, in dem der Wolfbach verläuft, etwa 050/25 bis 055/35. Auch diese s-Werte zeigen einen Einfluß des Talzuschubes auf die Lage der Hauptschieferungsebene an.

Abb. 59:

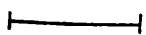
Lage der Meßeinrichtungen und der Geoelektrik-Profile im hinteren Wolfbachtal



— = 200m



Konvergenzmeßstrecken KM 1 bis KM 3



Längenmeßstrecken Profile I bis III



Geoelektrik-Profile Nr. 1 bis Nr. 6



f) Meßwerte: (Vermessung und Geoelektrik)

Im Sommer und Herbst 1977 wurden mit Unterstützung der Fachabteilung Ingenieurgeologie der GBA, Wien, und der tatkräftigen Mithilfe einiger Studienkollegen drei Längenmeßprofile in Form von Pflockreihen eingerichtet. Die Gesamtlänge betrug 1977 4.801,65 m. Die Nullmessung erfolgte gleichzeitig mit der Errichtung. Die Lage dieser Meßstrecken, der drei Konvergenzmeßstellen und der geoelektrischen Profile ist in Abb. wiedergegeben. Es werden nun die Ergebnisse der Längenmessungen in Tabellen wiedergegeben und anschließend diskutiert.

P r o f i l I :

Lage: Zwischen 2170 m Seehöhe etwa 200 m südöstlich des Freudenend Kopfes und 1590 m Seehöhe etwa 300 m nordnordwestlich der Kendlhof Alm.

Zahl der Teilstrecken: 44

Gesamtlänge: 1.758,26 m im Jahr 1977

Tab. 18 :

Seehöhe des oberen Punktes: in m	Meßabschnitt:	Distanzen in m			signifikante Veränderung:
		1977	1979	1980	
2170	1 - 2	49,900	49,910	49,910	
2145	2 - 3	40,660	40,670	40,660	
2125	3 - 4	42,115	42,125	42,120	
2108	4 - 5	8,610	8,605	8,600	
2100	5 - 6	36,655	36,635	36,630	
2083	6 - 7	49,930	49,930	49,920	
2075	7 - 8	49,265	49,265	49,272	
2050	8 - 9	48,800	48,800	48,783	
2030	9 - 10	33,910	33,920	33,915	
2035	10 - 11	22,983	22,983	22,998	
2028	11 - 12	49,215	49,225	49,210	
2008	12 - 13	49,300	49,300	49,293	
2000	13 - 14	44,030	44,030	44,040	
1990	14 - 15	46,430	46,425	46,410	
1980	15 - 16	13,285	13,285	13,288	
1970	16 - 17	46,560	46,570	46,570	
1950	17 - 18	8,420	8,420	8,420	
1950	18 - 19	37,800	37,790	37,747	-53 mm
1935	19 - 20	43,980	43,950	43,950	
1915	20 - 21	32,040	32,020	32,040	
1905	21 - 22	49,830	49,800	49,745	-85 mm
1880	22 - 23	3,070	3,060	3,060	
1880	23 - 24	47,370	47,380	47,360	

Tab. 18 , Fortsetzung

Seehöhe des oberen Punktes in m	Meßabschnitt	Distanzen in m			signifikante Veränderung:
		1977	1979	1980	
1870	24 - 25	49,560	49,552	49,553	
1855	25 - 26	48,000	47,970	48,030	
1838	26 - 27	38,115	38,115	38,102	
1825	27 - 28	49,390	49,370	49,340	-50 mm
1815	28 - 29	48,180	48,180	48,188	
1795	29 - 30	49,720	49,752	49,825	+105 mm
1780	30 - 31	49,920	49,910	49,827	-93 mm
1775	31 - 32	44,030	44,005	43,980	
1765	32 - 33	49,340	49,395	49,395	+55 mm
1735	33 - 34	13,640	13,635	13,690	+50 mm
1730	34 - 35	36,970	36,950	36,907	-63 mm
1715	35 - 36	39,105	39,105	39,102	
1710	36 - 37	18,640	18,645	28,656	
1690	37 - 38	42,845	42,855	42,845	
1675	38 - 39	50,050	50,068	50,030	
1655	39 - 40	30,440	30,430	30,430	
1653	40 - 41	48,560	48,580	48,785	+225 mm
1645	41 - 42	49,545	49,525	49,477	-68 mm
1630	42 - 43	49,715	49,650	49,613	-102 mm
1625	43 - 44	49,295	49,270	49,230	-65 mm
1590	44 - 45	49,045	49,960	----	

Bei der ersten Kontrollmessung im Jahr 1979 ergaben sich bei zwei der insgesamt 44 Teilstrecken signifikante Längenänderungen von mehr als 50 mm. Es waren dies die Teilstrecke 32 - 33 mit 55 mm und die Teilstrecke 42 - 43 mit 65 mm. Bei der Nachmessung im Jahr 1980 waren es zehn Teilstrecken, die seit 1977 ihre Länge um mehr als 50 mm verändert hatten. Diese Teilstrecken, die vor allem talnahe konzentriert sind, kennzeichnen die mobileren Zonen innerhalb der Großhangbewegung. Auf der Hangoberfläche wirkt sich die Bewegung sowohl in Streckenverkürzungen als auch in -dehnungen aus. Da die Hänge im Talschluß des Wolfbachtals zum großen Teil von Hangstufen gegliedert sind und sich die Ortsveränderungen an der Hangoberfläche mit Hangstufen korrelieren lassen, ist anzunehmen, daß eben diese Hangstufen Ausbisse von Bewegungsebenen oder -zonen darstellen.

P r o f i l II :

Lage: Zwischen 2100 m Seehöhe etwa 200 m nordöstlich der Kote  
2228 m und 1610 m Seehöhe ca. 230 m nordnordwestlich  
der Kendlhof Alm.

Zahl der Teilstrecken: 42

Gesamtlänge: 1.598,01 m im Jahr 1977

Tab. 19:

Seehöhe des oberen Punktes in m	Meßabschnitt:	Distanzen in m			signifi- kante Ver- änderung:
		1977	1979	1980	
2100	1 - 2	27,830	28,530	28,697	+867 mm
2085	2 - 3	49,110	48,460	48,349	-761 mm
2072	3 - 4	49,310	49,298	49,272	
2052	4 - 5	49,245	49,245	49,239	
2028	5 - 6	49,555	49,550	49,505	
2025	6 - 7	46,700	46,700	46,693	
2020	7 - 8	4,570	4,580	4,605	
2018	8 - 9	50,080	50,075	----	
2015	9 - 10	41,185	41,245	----	+60 mm
2000	10 - 11	41,450	41,470	41,595	+145 mm
1985	11 - 12	43,360	43,410	----	+50 mm
1970	12 - 13	31,215	31,215	----	
1962	13 - 14	26,580	26,595	----	
1960	14 - 15	39,800	39,860	39,910	+110 mm
1960	15 - 16	49,330	49,320	49,235	-95 mm
1960	16 - 17	25,695	25,695	25,695	
1945	17 - 18	43,880	43,880	43,965	+85 mm
1910	18 - 19	44,370	44,395	44,320	-50 mm
1895	19 - 20	38,410	----	----	
1890	20 - 21	18,175	----	----	
1890	21 - 22	49,695	49,652	49,583	-112 mm
1870	22 - 23	39,590	39,615	39,625	
1850	23 - 24	48,610	48,590	48,572	
1830	24 - 25	2,720	2,720	2,727	
1830	25 - 26	49,590	49,595	49,613	
1805	26 - 27	22,370	22,490	22,810	+440 mm
1790	27 - 28	46,280	46,132	45,820	-460 mm
1770	28 - 29	33,975	33,967	33,970	
1770	29 - 30	24,310	24,305	24,310	
1755	30 - 31	44,950	44,950	44,950	
1745	31 - 32	49,225	49,205	49,230	
1740	32 - 33	48,180	48,140	48,132	
1735	33 - 34	49,115	49,135	49,118	
1710	34 - 35	26,915	26,915	26,900	
1700	35 - 36	10,020	10,025	10,025	
1695	36 - 37	36,865	36,872	36,865	
1680	37 - 38	49,010	49,012	49,197	+187 mm
1663	38 - 39	49,465	49,553	49,596	+131 mm

Tab. 19, Fortsetzung

Seehöhe des oberen Punktes in m	Meßabschnitt	Distanzen in m			signifikante Veränderung
		1977	1979	1980	
1648	39 - 40	48,880	48,857	48,795	-85 mm
1630	40 - 41	42,290	42,300	42,284	
1622	41 - 42	29,630	29,655	29,692	+62 mm
1618	42 - 43	26,477	26,670	26,716	+239 mm

Bei der ersten Kontrollmessung im Jahr 1979 ergaben sich bei neun Teilstrecken Längenänderungen, die größer als 5 cm waren, bei fünf Teilstrecken waren die Längenänderungen größer als 10 cm gegenüber 1977. Die zweite Nachmessung 1980 wies 14 Teilstrecken mit einer Längenänderung größer als 5 cm gegenüber 1977 auf, und 10 davon waren größer als 10 cm ausgefallen. 1980 konnten sieben Teilstrecken wegen beschädigter oder ausgerissener Pflöcke nicht mehr nachgemessen werden. Die stärkste Längenänderung wies einen Betrag von 867 mm gegenüber 1977 bzw. 167 mm gegenüber 1979 auf. Es ist dies die Teilstrecke 1 - 2 an der bergseitigen Begrenzung der Großhangbewegung, also der Grenze zwischen Rutschmasse und anstehendem Fels. Die scheinbar "ungleichförmige" Geschwindigkeitsrate (Bewegung von 1977 bis 1979 um 700 mm, von 1979 bis 1980 um 167 mm) dürfte auf den relativ kurzen Beobachtungszeitraum von nur drei Jahren zurückzuführen sein (J. KLEBERGER, im Druck, (b) ). Die durchschnittliche Bewegungsrate dürfte bei einem bis zu wenigen dm im Jahr im Bereich des bergseitigen Ausbisses der Grenzfläche anstehender Fels - Rutschmasse liegen.

Die weiteren Teilstrecken mit größeren Längenänderungen markieren die Ausbißflächen rutschungsinterner Bewegungsbereiche. Es handelt sich dabei nicht um scharf begrenzte Flächen, sondern um Zonen höherer Teil-Beweglichkeit (siehe auch Profil I).

Die Gesamtaktivität der Bewegung ist vor allem im oberen Bereich des Profiles II deutlich stärker als im vergleichbaren Abschnitt von Profil I. Dieses Ergebnis aus den Längenmessungen steht in Einklang mit der „geologischen und geotechnischen Geländeaufnahme“, die schon aufgrund der stärker gegliederten

Morphologie und der tiefgründigen Auflockerung erwartet worden war. Der Rand der bewegten Masse gegen den anstehenden Fels war bei Profil I aufgrund des Geländebefundes nicht genau zu lokalisieren und hat sich auch durch die Messungen nicht orten lassen. Es ist zu vermuten, daß im Bereich des bergseitigen Endes von Profil I ein eher kontinuierlicher Übergang von bewegter Masse zu unbewegtem anstehenden Fels vorliegt.

Am talseitigen Ende von Profil II liegt eine Häufung von einzelnen Meßabschnitten mit stärkeren Längenänderungen. Dies kann mit einigen im Luftbild gut erkennbaren Nord-Süd bzw. Nordnordwest-Südsüdost streichenden Hangstufen im bewaldeten linken Uferbereich des Wolfbaches und mit der verstärkten Sohl- und Seitenerosion dieses Gerinnes zusammenhängen, wie auch für das unmittelbar benachbarte Profil I zu vermuten ist. Der Wolfbach befindet sich dort in einer ausgeprägten Eintiefungsstrecke, die als Hinweis auf eine permanente Hebung und eine dauernde seitliche Einengung gewertet werden kann. Hinweise auf rezente (relative) Hebungsbewegungen innerhalb der Hohen Tauern geben SENFTL & EXNER (1973) sowie T.E.GATTINGER (1978).

Profil III :

Lage: Zwischen 2000 m Seehöhe nahe der Breiteben Scharte  
und 1580 m Seehöhe nordnordwestlich der Kendlhof Alm.

Zahl der Teilstrecken: 35

Gesamtlänge: 1.445,375 m im Jahr 1977

Tab. 20 :

Seehöhe des oberen Punktes in m	Meßabschnitt	Distanzen in m			signifi- kante Ver- änderung
		1977	1978	1980	
2000	1 - 2	36,085	36,085	36,100	
1990	2 - 3	48,990	48,990	48,995	
1975	3 - 4	49,845	49,840	49,820	
1955	4 - 5	48,345	48,350	48,325	
1940	5 - 6	47,670	47,650	47,640	
1925	6 - 7	49,135	49,180	49,233	+98 mm
1910	7 - 8	49,280	49,230	49,173	-107 mm
1890	8 - 9	49,570	49,580	49,560	
1880	9 - 10	49,780	49,770	49,780	
1855	10 - 11	44,520	44,510	44,503	
1835	11 - 12	49,490	49,490	49,478	
1828	12 - 13	49,175	49,185	49,170	
1798	13 - 14	48,635	48,630	48,615	
1778	14 - 15	49,840	49,840	----	
1760	15 - 16	48,470	48,490	----	
1740	16 - 17	27,800	27,790	27,770	
1735	17 - 18	20,850	20,840	20,840	
1730	18 - 19	17,100	17,120	17,110	
1730	19 - 20	44,890	44,895	44,983	+93 mm
1730	20 - 21	12,660	12,625	12,530	-130 mm
1720	21 - 22	49,170	49,170	49,190	
1705	22 - 23	31,050	31,150	31,140	+90 mm
1705	23 - 24	19,510	19,505	19,510	
1710	24 - 25	32,170	32,160	32,170	
1700	25 - 26	49,645	49,680	49,810	+165 mm
1680	26 - 27	45,810	45,740	45,623	-187 mm
1675	27 - 28	33,315	33,350	33,352	
1670	28 - 29	50,135	50,160	50,200	+65 mm
1650	29 - 30	48,775	48,740	48,680	-95 mm
1645	30 - 31	48,960	48,955	48,958	
1635	31 - 32	48,895	48,895	48,892	
1630	32 - 33	18,895	18,950	18,940	
1625	33 - 34	49,580	----	----	
1615	34 - 35	49,170	----	----	
1585	35 - 36	30,165	30,580	30,510	+345 mm

Bei der ersten Nachmessung dieses Profiles im Jahr 1978 ergaben sich bei vier von 35 Teilstrecken Längenänderungen, die größer als 50 mm waren, bei zwei von ihnen betrug die Längenänderung mehr als 100 mm. Bei der erneuten Nachmessung im Sommer 1980 waren es zehn Teilstrecken, die eine Längenänderung von mehr als 50 mm gegenüber 1977 aufwiesen, fünf von ihnen sogar mehr als 100 mm .

Bei diesem Meßprofil läßt sich durch die Meßergebnisse keine markante Trennfläche zwischen dem unbewegt anstehenden Fels und der derzeit bewegten Masse belegen. Die gratnächsten Meßabschnitte mit einer Veränderung in der Größenordnung von 100 mm in drei Jahren liegen zwischen den Profilpunkten Nr. 6 und Nr. 7 (98 mm auf einer Strecke von 49 m) und zwischen den Profilpunkten Nr. 7 und Nr. 8 (107 mm auf einer Strecke von 49 m). Nach dem Befund der Messungen wäre hier die von oben gesehen erste aktive Bewegungszone, die dem eigentlichen oberen Rand der Massenbewegung entsprechen könnte. Aus der Geländeaufnahme und der Luftbildauswertung geht jedoch hervor, daß die obere Begrenzung der Großhangbewegung höher oben in Gratnähe liegt und der Übergang von anstehendem Fels zu bewegtem aufgelockertem Material kontinuierlich vorsich geht. Diese beiden Meßabschnitte, Strecke Nr. 6 bis Nr. 7 und Nr. 7 bis Nr. 8 liegen also schon innerhalb der Rutschmasse. Ein ähnliches Bild zeigt sich auch beim oberen Beginn von Meßprofil I, wo ebenfalls eine Übergangszone vom unbewegt Anstehenden zur derzeit bewegten Masse besteht, die nicht durch aktuelle Bewegungen, die sich in den Meßergebnissen gezeigt hätten, lokalisierbar ist.

Etwa 100 m bis 250 m südöstlich der Kendlhof Alm ist die Hangoberfläche durch die Großhangbewegung deutlich gegliedert worden. In diesem Bereich befinden sich hangparallel streichende Wälle, die vorwiegend aus Phyllitschutt aufgebaut sind. Zwischen diesen länglichen Rücken liegen Verebnungsbereiche (siehe Abb.58) mit tiefgründigen Vernässungen und anmoorigen Böden. Im Nahbereich dieser Hangstufen bzw. -treppen haben sich seit 1977 in den einzelnen Profilabschnitten Längenänderungen bis zu 187 mm auf einer Meßstrecke von 45 m eingestellt. Diese Bewegungsrate

läßt bei dem vorhandenen Material (phyllitisches Lockermaterial) an der Hangoberfläche keine Zerrklüfte oder geöffneten Spalten entstehen. Die Bodenbedeckung bzw. die Lockermassen der Hangbewegung selbst lassen sich steifplastisch deformieren und können dadurch kleinräumige Bewegungsspuren an der Hangoberfläche relativ flexibel ausgleichen. Große Strukturen, wie z.B. die bereits erwähnten Hangtreppen der Kendlhof Alm zeigen, daß das Material in Dimensionen von Zehner- oder Hundertermetern nicht gleichmäßig plastisch reagiert, sondern große Teilkörper innerhalb der Großhangbewegung bildet, die sich relativ zueinander verschieben.

Der ursprüngliche Gesteinsverband, wie er vor der Bewegung geherrscht hat, ist zumindest einige Zehnermeter tief -wahrscheinlich sogar wesentlich tiefer- stark aufgelockert.

Im untersten Meßabschnitt von Meßprofil III, der am orographisch rechten Rand der Erosionsrinne des Wolfbaches liegt, zeigte sich bei der ersten Kontrollmessung 1979 eine deutliche Längenänderung (Dehnung) von über 400 mm auf einer Strecke von ca. 30 m. Bei der zweiten Nachmessung im Jahr 1980 wurde keine weitere Dehnung sondern eine Verkürzung um 70 mm gegenüber 1979 festgestellt. Diese scheinbare „Umkehr“ in der Bewegung ist mit einem durch die Bacherosion bedingten Wandern des Fußpunktes im ersten Jahr und in den Folgejahren mit einem Nachrücken bzw. -sacken der weiter hangaufwärts gelegenen Teilkörper zu erklären.



### Ergebnisse der Konvergenzmessungen:

Der Graben, durch den der Wolfbach zwischen ca. 1450 m und 1650 m Seehöhe fließt, teilt die Großhangbewegung in einen westlichen und einen östlichen Teilbereich. Im Verlauf dieses Grabens treffen die beiden Teilbereiche stirnseitig aufeinander. Der Winkel, den deren Bewegungsvektoren miteinander einschließen, ist im Maximum etwas größer als  $90^{\circ}$ . Der Westabschnitt der Großhangbewegung, der zwischen Tristenwand Kopf - Freudenend Kopf und dem Breiteben Kopf seinen Ursprung (undeutlich ausgebildeter Abrißbereich) nimmt, bewegt sich durchschnittlich etwa in Richtung  $060^{\circ}$  (Ostnordosten). Im Süden unterhalb des Breitebenkopfes ist die Hauptbewegungsrichtung die Nordrichtung. Etwa dort liegt auch die undeutliche Scharung zwischen dem West- und dem Ostabschnitt.

Der Ostabschnitt bewegt sich in Richtungen zwischen  $000^{\circ}$  (Nord) beim Breitebenkopf und ca.  $330^{\circ}$  (NNW) im Bereich der Kendlhof Alm. Das Aufeinandertreffen dieser Bewegungsvektoren im Bereich der Erosionsrinne des Wolfbaches ließ auf eine Relativbewegung der Flanken zueinander schließen. Um das Ausmaß dieser Bewegung auch quantitativ erfassen zu können, wurden im Herbst 1977 drei Meßquerschnitte nahe der Sohle des Wolfbaches auf etwa 1490 m, auf 1540 m und 1560 m Seehöhe eingerichtet. Das hierfür notwendige Gerät, nämlich das Konvergenzmeßgerät mit den Metallbolzen, wurden von der Fachabteilung Ingenieurgeologie der GBA, Wien, zur Verfügung gestellt. Die Lage der Konvergenzmeßquerschnitte ist in Abb. 59 p. 157 wiedergegeben.

#### KM 1 Meßbereich Wolfbachtal 1490 m Seehöhe:

Zwischen den Uferböschungen, Westufer Bolzen Nr.1 und Ostufer Bolzen Nr.2, betrug der Abstand am 20.10.1977 6.447,33 mm. Bei der Nachmessung am 1.8.1978 betrug der Abstand 6.446,33 mm. Die Verkürzung innerhalb von knapp über neun Monaten betrug einen Millimeter auf einer Strecke von 6,44 m. (Es wurde jeweils fünfmal gemessen und daraus der Mittelwert gebildet.)

Bei diesem Meßbereich ist zu beachten, daß der Meßbolzen Nr.1 am linken Ufer des Wolfbaches in der Härtlingsrippe des Kalkphyllites des Tristenwand Kopfes angebracht wurde, sodaß die gemessene Aktivität nur auf die Bewegung des Ostabschnittes (orographisch rechtes Ufer) zurückzuführen ist.

KM 2 Meßbereich Wolfbachtal 1540 m Seehöhe

Zwischen dem Bolzen Nr.3 am Ostufer und dem Bolzen Nr.4 am Westufer betrug die Distanz am 20.10.1977 4.176,31 mm. Bei der Kontrollmessung am 1.8.1978 betrug sie schließlich 4.165,15 mm. Der Abstand hatte sich somit um 11,16 mm verkürzt. Um diesen Betrag sind die Flanken des Wolfbachtals in 1540 m Seehöhe einander angenähert worden.

KM 3 Meßbereich Wolfbachtal 1560 m Seehöhe

Zwischen den Meßbolzen Nr.5 am Ostufer und Nr.6 am westlichen Ufer betrug der Abstand am 20.10.1978 3.397,69 mm. Bei der Kontrollmessung am 1.8.1978 wurden 3.353,79 mm am Gerät abgelesen. Die beiden Meßpunkte wurden innerhalb des Beobachtungszeitraumes von etwas mehr als neun Monaten um 43,90 mm aufeinanderzubewegt.

Diskussion:

Meßbereich KM 1 weist eine Veränderung um einen Millimeter auf. Diese geringe Veränderung ist einerseits auf den unbewegten Bezugspunkt am Westufer zurückzuführen (dort steht unbewegter Fels an, der zur nördlichen Umrahmung des Talzuschubes gehört), andererseits befindet sich der Meßbolzen Nr.2 zwar noch im bewegten Bereich, jedoch in einer Randposition.

Die Meßbereiche KM 2 und KM 3 hingegen lassen deutliche Annäherungstendenzen der beiden Hangflanken erkennen. Das Ausmaß dieser Bewegungen beträgt 1,1 cm bzw. 4,4 cm auf einer Strecke von 4,2 m bzw. 3,4 m. Diese Ergebnisse stehen in Einklang mit den Meßreihen auf der Hangoberfläche (Profile I, II und III).

### Ergebnisse der geoelektrischen Messungen

Die geoelektrischen Messungen wurden mit einem "EARTH RESISTIVITY METER" der Type GSMS (Hersteller: Geophysik München) durchgeführt. Die Lage der geoelektrischen Sondierungen ist in Abb.58 wiedergegeben.

Das Geoelektrik-Profil 1 verläuft ca. 380 m ostnordöstlich des Freudenend Kopfes in einer Seehöhe von 2050 m, die Länge der in etwa hangparallel ausgebrachten Auslage beträgt 120 m. Nach der geologischen Geländeaufnahme und der Luftbildauswertung befindet sich die Position des Geoelektrik-Profiles 1 nahe der oberen (bergseitigen) Begrenzung der Großhangbewegung. Dem Ergebnis der geoelektrischen Messungen zufolge liegt bereits 3,7 m unterhalb der Geländeoberfläche ein Horizont mit einem spezifischen Widerstand von  $0 \Omega\text{m}$  bzw. wenig darüber. Dieser Wert spricht für kaum oder gar nicht aufgelockerte (Rauriser) Phyllite. Die Überdeckung mit stark aufgelockertem Material ist also nur 3,7 m mächtig. Da die Meßauslage wegen der stark gegliederten Morphologie (steile Erosionsrinnen) nicht verlängert werden konnte, reicht die Information aus den Messungen nur in eine Tiefe von 10 m. Ob unterhalb dieser 10 m nochmals ein stark aufgelockerter Bewegungshorizont auftritt, ist ungewiß, jedoch wahrscheinlich.

Das Geoelektrik-Profil 2 verläuft etwa 460 m nordöstlich des Freudenend Kopfes in einer Seehöhe von 2020 m, die etwa hangparallel ausgebrachte Meßauslage war 280 m lang. Unterhalb von etwa 0,3 m Bodenbedeckung folgt bis auf eine Tiefe von 35,8 m stark aufgelockertes Material, darunter lagern dann (Rauriser) Phyllite. Die Information reicht bis in eine Tiefe von 45 m. Ob innerhalb der Phyllite selbst noch etwa oberflächenparallele Bewegungszonen liegen, läßt sich nicht mit Sicherheit aussagen (siehe auch Geoelektrik-Profil 1).

Das Geoelektrik-Profil 3 verläuft ca. 320 m südöstlich der Sommerer Alm in einer Seehöhe von 1880 m mit einer Auslagenlänge

von 90 m hangparallel. Die dort angetroffenen Verhältnisse sind sehr ähnlich jenen von Geoelektrik-Profil 1. In einer Tiefe von 4,2 m tritt bereits phyllitischer Fels auf. In dieser Position ist die Wahrscheinlichkeit noch wesentlich größer als schon bei Profil 1, daß die Hangbewegungen innerhalb der bei diesen seichten Geoelektrik-Sondierung unzerstört wirkenden Rauriser Phyllite wirksam geworden sind und zwar mit etwa oberflächenparallelen Ablösungsflächen in einigen Zehnermetern Tiefe.

Die Geoelektrik-Profile 5 und 6 wurden östlich des Wolfbaches im Ostabschnitt der Großhangbewegung gemessen. Profil 5 liegt 50 m nordwestlich der Kendlhof Alm und Geoelektrik-Profil 6 befindet sich 200 m südöstlich dieser Alm; die Höhenlagen sind 1660 m bzw. 1720 m, die Auslagenlängen der jeweils hangparallel ausgebrachten Meßauslagen betragen 280 bzw. 400 m. Unterhalb einer jeweils 0,8 m mächtigen Bodenbedeckung folgen zwei Horizonte, die ohne zusätzliche Aufschlüsse (z.B. Bohrung) oder auch seismischer Messungen nicht eindeutig angesprochen werden können. Ab einer Tiefe von etwa 60 m stellt sich der feste Fels, also geoelektrische Werte, die schon vom Westabschnitt (Geoelektrik-Profile 1,2,3 und 4) vom Rauriser Phyllit bekannt sind. Bei Profil 6 herrscht zwischen einer Tiefe von 9,2 m und 59,2 m ein Horizont mit einem spez. Widerstand von  $340 \Omega \text{ m}$  vor. Dieser Wert entspricht nach freundl. mündlicher Mitteilung von Dr.E.BRÜCKL einem ungestörten Metabasit, jedoch wies er ausdrücklich darauf hin, daß die ausschließliche Information durch den spezifischen Widerstandswert nicht ausreicht, um eine gesicherte Gesteinsansprache durchführen zu können. Vergleicht man diese Position mit den Verhältnissen südöstlich der Breiteben Scharte, so erscheint die Möglichkeit eines solchen Metabasitkörpers von lokaler Erstreckung nicht unwahrscheinlich, gibt es doch am Grat südöstlich der Breiteben Scharte einige z.T. sehr begrenzte Linsen relativ feinkörniger Grüngesteine.

Das Geoelektrik-Profil 7 wurde im Talboden des Wolfbachtals ca. 800 m nördlich der Kote 1421 m angelegt. Die Auslage war infolge eines Gewitters nur 20 m lang. Das Profil sieht wie folgt aus: Unterhalb von etwa 0,4 m stark durchfeuchtetem Boden folgt ein Horizont, der einen hohen Schluffanteil besitzt. Darunter, ab einer Tiefe von etwa 6,7 m setzt eine Schicht mit einem spezifischen

Widerstand von 42  $\Omega$ m ein. Dieser Widerstandswert entspricht dem von Seetonen. Diese Tatsache unterstützt die schon an früherer Stelle geäußerte Vermutung, daß das obere Niveau des Wolfbachtals, dies ist die relativ breite Talebene zwischen der Jagdhütte Kote 1370 m im Norden und der Kote 1421 m im Süden, postglazial von der Massenbewegung Nr. 4 abgeriegelt und aufgestaut worden ist. Nach der Absperrung ist es zur Bildung eines kleinen Sees gekommen, der auch mit Stausedimenten wie Seetonen gefüllt worden ist.

Diskussion der geoelektrischen Messungen:

Mit Hilfe der Daten aus den Geoelektrik-Profilen konnte die schwankende Mächtigkeit der obersten Auflockerungszone bzw. Schuttbedeckung der Großhangbewegung festgestellt werden. Ab einer Tiefe von 3,7 m nahe dem oberen Rand der Massenbewegung und 60 m im Zentralbereich trifft man auf phyllitische Gesteine.

Ob innerhalb der Phyllite in tieferer Position ausgeprägte Bewegungszonen vorliegen, konnte mittels geoelektrischer Methoden weder nachgewiesen noch ausgeschlossen werden, da einerseits die Information aus den Messungen nicht in solche Tiefen reicht und andererseits derartige Bewegungszonen nicht unbedingt zu Änderungen des spezifischen Widerstandswertes der phyllitischen Gesteine führen müssen. Vom Gesamtbild dieses Talzuschubes ist es jedoch sehr wahrscheinlich, daß sich Spuren der Bewegung auch bis in größere Tiefen, also den Hundert-Meter-Bereich, erstrecken. Die hohe Teilbeweglichkeit der phyllitischen Gesteine kann besonders parallel zu den Schieferungsflächen (die im gesamten Arbeitsgebiet mittelsteil bis steil in nördliche Richtungen einfallen) größere Bewegungen auch ohne einzelne, konzentrierte Bewegungszonen oder -flächen zulassen.

g) Diskussion:

Die Massenbewegung Nr. 9 stellt mit einer Oberfläche von etwa  $2,7 \text{ km}^2$  bei weitem die größte derartige Erscheinung im bearbeiteten wie auch im benachbarten Bereich dar. Als begünstigend für die Anlage dieser Großhangbewegung war das beinahe ausschließlich vertretene phyllitische Gesteinsmaterial, der Rauriser Phyllit mit seinen typischen Eigenschaften veränderlichfester Gesteine (= pseudofeste, wetterempfindliche Festgesteine nach K.KEIL, 1963), die zu einer intensiven Verwitterungsfähigkeit führen. Die wenigen kleinen Metabasitlinsen haben keinen Einfluß auf die Stabilität im Talzuschubgebiet.

Mit Hilfe verschiedener Meßmethoden wurde die Dynamik dieses Talzschubes, die derzeit an seiner Oberfläche örtlich sogar Geschwindigkeiten von dm/Jahr erreicht, im Normalfall aber mm/Jahr oder cm/Jahr nicht übersteigt, untersucht. Der Talzuschub kann also nicht als "bereits zur Ruhe gekommen" bezeichnet werden. Jedoch stellt die aktuelle Geschwindigkeitsrate keinerlei akute Gefährdung für Mensch und Natur dar. Hangbewegungen mit derartiger Bewegungsrate bleiben mitunter lange unerkannt. Bei einer drastischen Klimaveränderung, die mit einer Erhöhung der Niederschlagsmengen verbunden ist, kann es zu einer Intensivierung der Bewegung durch eine Erhöhung des Porenwasserdruckes und eine verstärkte Erosion in den ohnedies schon sehr steilen Flanken des Stirnbereiches der Großhangbewegung kommen. Die Geschiebefracht des Wolfbaches würde aufgrund des hohen Lockermassenpotentials im Oberlauf, also südlich der Kote 1421 m, deutlich zunehmen.

Eine Einordnung in die Nomenklatur von G.BUNZA et al. (1976) ergibt die Bezeichnung **S a c k e n d e r T a l z u s c h u b**. Der Begriff Talzuschub geht auf J.STINI zurück und ist in G.BUNZA et al. (1976) wie folgt definiert: "Es handelt sich um großräumige, langsame, unmittelbar nicht wahrnehmbare steifplastische, tiefgreifende Kriechbewegungen von Felsgesteinen unter dem Einfluß der Gravitation zum Tal hin, wobei oberflächennahe Lockermaterialien und die Vegetationsdecke mitbewegt werden. Die Kriechbewegung kann sich über Jahrzehnte und Jahrhunderte erstrecken."

Sehr wesentlich sind die Begriffe großräumig, tiefgreifend und langsam, denn durch sie werden die Unterschiede zwischen großen Felsgleitungen oder Sackungen und einem Talzus Schub charakterisiert, wobei der Geschwindigkeit und der Größe wohl die wesentliche Bedeutung zukommen.

Zum Begriff der Sackung erklärt U.ZISCHINSKY (1967) : "Ist der Anteil der kontinuierlichen Deformation (kontinuierlich bezogen auf die Größenordnung des deformierten Körpers) in Verhältnis zu der diskontinuierlichen Bewegung und die absolute Größe der Geschwindigkeit "gering", dann spricht man von einer Sackung, wobei der Abrißbereich durchaus den Charakter einer Gleitung besitzt".

Gerade das zuletzt Gesagte, nämlich das Auftreten von Abschnitten, die Merkmale und Eigenschaften einer Gleitung (im Gegensatz zu einer Sackung) aufweisen - so die durchgescherte Abrißfläche im Nordwest-Bereich dieser Großhangbewegung - , haben den Verfasser<sup>+</sup> dazu bewogen, für die betroffene Massenbewegung die Ähnlichkeit mit einer Gleitung zu diskutieren, zumal die heutigen Kenntnisse über das Gesamtgebiet, sowie auch der Meßergebnisse eine genauere Ansprache der Art der Bewegung zulassen.

Abschließend und zusammenfassend die Charakteristika und Größenverhältnisse der Großhangbewegung Nr. 9 :  
Die Oberfläche beträgt ca.  $2,7 \text{ km}^2$ . Bei vorsichtiger Schätzung des Tiefganges - mit Hilfe der Geoelektrik konnte keine eindeutige Tiefenlage einer oder mehrerer Gleitflächen erfaßt werden, der Übergang von Bewegtem zu Unbewegtem geht kontinuierlich vor sich - mit durchschnittlich etwa 50 m beträgt das Volumen der bewegten Massen etwa 135 Millionen Kubikmeter. Wahrscheinlich geht der Wirkungsbereich weiter in die Tiefe. Die Geschwindigkeitsrate erreicht an der Oberfläche der Massenbewegung im Bereich der Abrißkante die Größenordnung von dm/Jahr, an anderen Stellen der Oberfläche liegt sie bei mm- bis cm/Jahr.

+ J.KLEBERGER (1981)



Abb. 60: Blick vom Gipfel der Schwarzwand in westlicher Richtung. Im rechten oberen Bildausschnitt ist der aus Kalkphylliten aufgebaute Tristenwand Kopf zu erkennen, im rechten unteren Bild Drittel befindet sich die Sommerer Alm.



Abb. 61: Massenbewegung Nr. 10, Translationsrutsch an der Westflanke des Reißrach Kopfes, Blick nach Norden. Im Vordergrund Gratverdopplung mit Ausbildung eines Nackensees, im linken Bildhintergrund oberhalb des Schneefeldes eine Hangstufe, die als Ausbißfläche eines Bewegungshorizontes gedeutet wird. (Zur besseren Orientierung: Am rechten oberen Bildrand befindet sich das Gipfelkreuz des Reißrach Kopfes)



Nr. 10 Translationsrutsch an der westlichen Flanke des  
Reißbrach Kopfes

a) Lage und Größe:

Die Massenbewegung befindet sich in ca. 1825 bis 2200 m Seehöhe. Sie erstreckt sich entlang des Grates zwischen einem Punkt etwa 350 m südwestlich und einem weiteren 600 m nördlich des Reißbrachkopfes und dem anschließenden westschauenden Hang. Die Oberfläche beträgt etwa  $0,32 \text{ km}^2$ .

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Der betreffende Hang liegt oberhalb der Baumgrenze und ist nur mit niedrigem Bürstlinggras und Beerenheidegewächsen bewachsen. Als auffälliges Merkmal kennzeichnet den Hang eine Vielzahl subparalleler, jedoch nicht hangparalleler, seichter Gräben (Tiefe im m-Bereich). Ihr Verlauf fällt von Süden nach Norden etwa mit  $1 : 10$ . Ihre Länge kann 100 m übersteigen, ihre Deutlichkeit in ihrem Verlauf schwanken. Im südlichsten Bereich dieser Massenbewegung erreicht ein solcher Graben den Grat und mündet dort unter einem Winkel von  $65^\circ$  in einen weiteren ein, der in etwa gratparallel verläuft. An dieser Stelle liegt eine Gratverdopplung (-zerlegung) vor. Ähnliche Erscheinungen treten nördlich des Reißbrach Kopfes bis etwa 250 m südlich der Kote 2097 m auf. Abgesehen vom obersten (gratnächsten) Bereich befindet sich in den Gräben kein anstehender Fels. Vom Talgrund des Wolfbachtals sind sie durch den bis weit in den Sommer liegenden Schnee gut erkennbar. Die Hangneigung beträgt durchschnittlich  $35^\circ$ .

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Vor allem im Gratbereich deutet frisches, nicht von Böden oder Vegetation bedecktes Schuttmaterial auf eine rezente Aktivität dieser Hangbewegung hin. Da die Bewegungsrate nicht sehr groß (kaum mehr als mm- bis cm/Jahr) sein dürfte, reagiert die Boden- und Vegetationsdecke weitgehend plastisch auf die an der Oberfläche vorwiegend auftretenden Zugdeformationen. Nur im oberen

Abschnitt der Hangbewegungen, wo der Bewegungscharakter z.T. auch einer Rotation entspricht, ist es zu Rissen der Boden- und Vegetationsdecke gekommen, der anstehende Fels tritt zutage.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Die gesamte Hangbewegung liegt in einer Abfolge aus Rauriser Phylliten, eine Ausnahme stellt der Südrand der Massenbewegung dar. Dort sind auch m-mächtige Quarziteinlagerungen in den dunklen Phylliten betroffen (dieser Bereich ist am unteren Bildrand von Abb. 62 wiedergegeben):

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Die Rauriser Phyllite fallen mit Werten um 340/55 ungefähr senkrecht zum Nord-Süd-Verlauf des Grates ein. Die feinen b-Achsen, sie liegen im mm- bis cm-Bereich, liegen zwischen 290/35 und 295/30. Durch die Hangbewegung fand zumindest im Gratbereich, also dort wo die deutlichsten oberflächlichen Anzeichen der Hangbewegung vorliegen und auch die einzigen Aufschlüsse des anstehenden Felses sind, keine Gefügeumprägung statt.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Abgesehen von ihren oberen, gratnahen Abschnitten, die viel Ähnlichkeit mit einer Rotationsbewegung aufweisen, entspricht diese Hangbewegung einem Translationsrutsch. G.BUNZA et al. (1976) geben an, daß solche Translationsrutsche am häufigsten in veränderlichfesten Gesteinen auftreten. Bei dem vorliegenden Hang ist die Hangneigung, abgesehen von den Sprüngen bzw. Gräben, gleichbleibend. Wir finden also keine konkave Gestaltung eines "Abrißgebietes" und keine konvexe des "Hangfußbereiches" vor. G.BUNZA et al. (1976) berichten zu den Formen von Translationsrutschen in Fels- und Lockergesteinen folgendes: "Eine Zone des Auftriebes wie bei Rotationsrutschungen am Zungenende fehlt, es bilden sich höchstens Stauchwälle und Verebnungszonen, speziell

bei Translationsrutschen in Lockergesteinen. Daraus ergibt sich, daß nach Überwindung der Scherfestigkeit im oberen Hangteil und dem Rutsch eine Stauch-Druck-Beanspruchung an der Stirn der abgeglittenen Masse erfolgt". K.KEIL (1959) zufolge nimmt der Gleitwiderstand entlang der Bewegungsfläche(n) von oben, den höheren, gratnahen Bereichen nach unten hin zu. Dadurch stützt sich die Masse durch sich selbst ab. Auch am vorliegenden Hang nehmen die Anzeichen einer Massenbewegung von oben nach unten hin ab, d.h. die Masse konsolidiert sich in Richtung Tal.

Die Eigenart der Ausbruchsformen , die nicht hangparallel, sondern leicht geneigt über den Hang ziehen, kann durch die Raumstellung der Hauptschieferungsebene, die ungefähr mit 340/55 verläuft und deren Verschneidung mit dem in Richtung 170/350 verlaufenden Grat mitbedingt sein.

Die Doppelgratbildungen südlich und nördlich des Reißbrach Kopfes hängen mit dieser Hangbewegung unmittelbar zusammen. Sind sind als Ausbißflächen von Bewegungsebenen anzusprechen.



Abb. 62 : Kleine, grabenförmige Ausbißfläche eines Bewegungshorizontes; Blickrichtung NNW, Massenbewegung Nr. 10



Abb. 63 : Grasnächste Bewegungsfläche von Massenbewegung Nr. 10  
Blickrichtung Süden.



Abb. 64 : NNW-SSE-verlaufender kleiner Graben;  
in Bildmitte Geologenhammer als Maßstab. Mittlerer  
Bereich von Massenbewegung Nr. 10.

Nr. 11 Labiler Hangbereich nördlich der Bräuer Höch Alm

a) Lage und Größe:

Der Hangabschnitt befindet sich in einer Seehöhe von ca. 1490 m bis etwa 1940 m am westschauenden Abhang des Grates zwischen Reißbrach Kopf und Kote 2097 m in einer undeutlich ausgeprägten morphologischen Mulde nördlich der Bräuer Hoch Alm. Die obere Begrenzung stellt die Massenbewegung Nr. 10 dar. Talseitig ist die Hangbewegung etwa 250 m westlich der Kote 1385 m begrenzt. Die Oberfläche beträgt ungefähr  $0,22 \text{ km}^2$ .

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Die Oberfläche dieses Körpers ist vorwiegend durch buckelige Kleinformen und verstreut liegendes Blockwerk gekennzeichnet. Rundlich geformte, niedrige Rücken (m-Bereich) und breite Gräben, die in etwa senkrecht zum Hang verlaufen, gliedern die beiden unteren Drittel des Lockermassenkörpers. Das verbleibende obere Drittel ist durch Hangstufen gegliedert, welche bei der Luftbildbetrachtung deutlicher auffallen, als bei der Geländebegehung. Diese Stufen können mit Vorsicht als "liegendebliebene Teilschollen" der weiter abgegangenen, tiefer unten liegenden Hauptmasse gedeutet werden.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Hinweise auf aktuelle rezente Bewegungen konnten nicht beobachtet werden, jedoch ist nicht auszuschließen, daß noch seichte, kriechende Bewegungen auftreten können.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Es liegen keine Festgesteinsaufschlüsse vor, das Lockermaterial ist uneinheitlich aus dunklen Phylliten, Kalkphylliten, massigen und gebänderten Metabasiten bzw.-tuffiten aufgebaut.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Der Verband dieses Körpers ist zumindest nahe an dessen Oberfläche vollkommen aufgelöst. Eine bevorzugte Orientierung bzw. Lagerung von einzelnen Komponenten bzw. Korngrößen war nicht zu beobachten.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Der folgende Ablauf erscheint für die beschriebene Hangbewegung Nr. 11 wahrscheinlich: Glazial umgelagertes Lockermaterial hat sich im Kar nordöstlich der Kote 2098 m angesammelt (dort befinden sich heute einige der spätglazialen (?) Lokalmoränenwälle des Arbeitsgebietes). Durch einen geringen Winkel der inneren Reibung evtl. in Verbindung mit starken Niederschlägen ist es zu Kriechbewegungen gekommen, wobei Teilkörper nicht mittransportiert worden sein können. Oberflächlich ist Material durch vereinzelte Felssturz- und Lawinen- bzw. Schneeschurftätigkeit antransportiert worden.

Zwischen 1490 m und 1560 m Seehöhe am talseitigen Ende ist die Oberfläche des Lockermassenkörpers stark vernäbt. Es gibt flächenhafte Wasseraustritte. Wahrscheinlich ist die Überlagerung der Rauriser Phyllite, die vorwiegend wasserstauend wirken, nahe dem talseitigen Ende der Massenbewegung nur noch sehr gering.

Nr. 12      Erosionsgebiet zwischen der Steinbach Alm  
und der Kote 1786 m.

a) Lage und Größe:

Der Lockermassenkörper befindet sich am ostschauenden Abhang des Grates zwischen Reißbrach Kopf und Hirsch Kopf in ca. 1700 m bis 1810 m Seehöhe etwa 200 m nordwestlich der Steinbach Alm bzw. 100 m südöstlich der Kote 1786 m .  
Die Fläche beträgt etwa 70.000 m<sup>2</sup> .

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Die Oberfläche des Körpers ist von einer Vielzahl kleiner, d.h. mehrere dm- bis maximal m-tiefer Erosionsrinnen gekennzeichnet, die senkrecht zum Hang verlaufen. Die Anlage dieser Rinnen zeigt an, daß das Gesteinsmaterial zumindest oberflächennah aufgelockert ist. Der Längsschnitt durch den betreffenden Hangabschnitt zeigt eine konvexe Gestalt, welche auf Kriechbewegungen hindeutet.

Wahrscheinlich ist das Lockermaterial (Lokalmoränenmaterial?) durch eine "sehr langsame" Bewegung in seine heutige Position verlagert worden. Zahlreiche kleinere Quellaustritte nahe der talseitigen Basis des Lockermassenkörpers deuten auf einen wasserstauenden Horizont hin, möglicherweise ist dies die Felslinie. Im südlichen Bereich dieses Lockermassenkörpers häufen sich Risse in der Bodenbedeckung, dabei treten aufgelockerte Rauriser Phyllite zutage. Es kommt zur Ausbildung von seichten Translationsbodenrutschungen (Plaiken), die eine Größe von einigen m<sup>2</sup> selten überschreiten (siehe Abb. 65 ). Diese Zerstörung der Boden- und Vegetationsdecke, die ein wichtiger Schutz vor größeren Erosionsereignissen ist, geht vorwiegend auf die Tätigkeit von Schnee- bzw.- Lawinenschurf zurück.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Die derzeitige Bewegungsaktivität muß als "zur Ruhe gekommen" bezeichnet werden. Oberflächennahe Erscheinungen, wie z.B. Schurf in seichten Erosionsrinnen sowie die Ausbildung kleinräumiger, maximal einige Dezimeter tief reichender Translationsbodenrutschungen kennzeichnen diesen Hangbereich als Erosionsgebiet.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Der aus stark aufgelockertem Material bestehende Hangabschnitt zeigt in den Gräben und Plaiken Gesteinsschutt von Rauriser Phylliten und untergeordnet quarzitischen Phylliten und Kalkphylliten.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Der ursprüngliche Gesteinsverband ist aufgelöst.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Es handelt sich bei dem betrachteten Körper wahrscheinlich um eine geringfügig umgelagerte Lokalmoräne. Besondere Bedeutung kommt ihm nur durch seine Eigenschaft als Feststoffherd zu, zumal die natürliche Erosion relativ rasch voranschreiten kann.





Abb. 65: Blick in Richtung Süden auf das Erosionsgebiet auf einer wahrscheinlich durch Kriechbewegungen umgelagerten Lokalmoräne(?) zwischen der Steinbach Alm und der Kote 1786 m. Im mittleren Bildabschnitt sind die in Falllinie verlaufenden Erosionsrinnen zu erkennen. Im linken Bilddrittel fallen die vielen, etwa quadratmetergroßen Translationsbodenrutsche (Plaiken) auf.

Nr. 13 Talzus Schub westlich des Grates zwischen Kote 2008 m -  
Kote 2176 m - Hirsch Kopf.

a) Lage und Größe:

Der großflächige Hangbereich liegt am westschauenden Hang des Wolfbachtals zwischen einer Seehöhe von 1270 m im Nordwesteck und ca. 1850 bis 1900 m im Südostbereich. Die genaue obere Begrenzung ist infolge des kontinuierlichen Überganges von "Bewegtem" zu "Unbewegtem" nicht erfaßbar.

Die in die Ebene projizierte Fläche beträgt ungefähr 1,4 km<sup>2</sup>. (Diese Zahl ist nur als Größenordnung zu verstehen, da die bergseitige Begrenzung nicht deutlich definiert ist).

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Der betreffende Hangbereich fällt vor allem durch sein markant entwickeltes Längsprofil auf. Unterhalb des Grates zwischen der Kote 2176 m und dem Hirsch Kopf ist der Hang überwiegend konkav ausgebildet, in den talnahen Bereichen sind konvex gewölbte Hangfüße zu beobachten. Betrachtet man ein Längsprofil von der Kote 2097 m zur Kohlschneidt Alm im Wolfbachtal, so kommt ein ausgeprägter Konkavbereich zwischen dem Grat und einer Seehöhe von etwa 1900 m zu liegen, darunter beträgt die Neigung der Hangoberfläche gleichmäßig ca. 20° bis hin zu einer kleinen Steilstufe zwischen 1600 m und 1700 m Seehöhe, darunter beginnt der konvex gegen das Tal gewölbte Hangfuß, der bis in das Talniveau des Wolfbachtals reicht (siehe Abb. 66). Betrachtet man den Verlauf der Isohypsen, so fällt auf, daß diese vor allem unterhalb einer Seehöhe von etwa 1500 m zwischen den einzelnen, z.T. viele hundert m von einander entfernten Erosionsgräben stark in Richtung Tal hin "ausgebaucht" sind. Eine weitere großräumige Betrachtung des Isohypsenverlaufes zwischen dem anstehenden, unbewegten Kalkphyllitzug, der östlich der Oberhaus Grund Alm über die Kote 2008 m zur Kote 2176 m zieht und dem einige Kilometer weiter im Süden liegenden Grüngesteinszug, der in etwa von der Kote 1421 m im Talschluß des Wolfbachtals über die Kote 2089 m

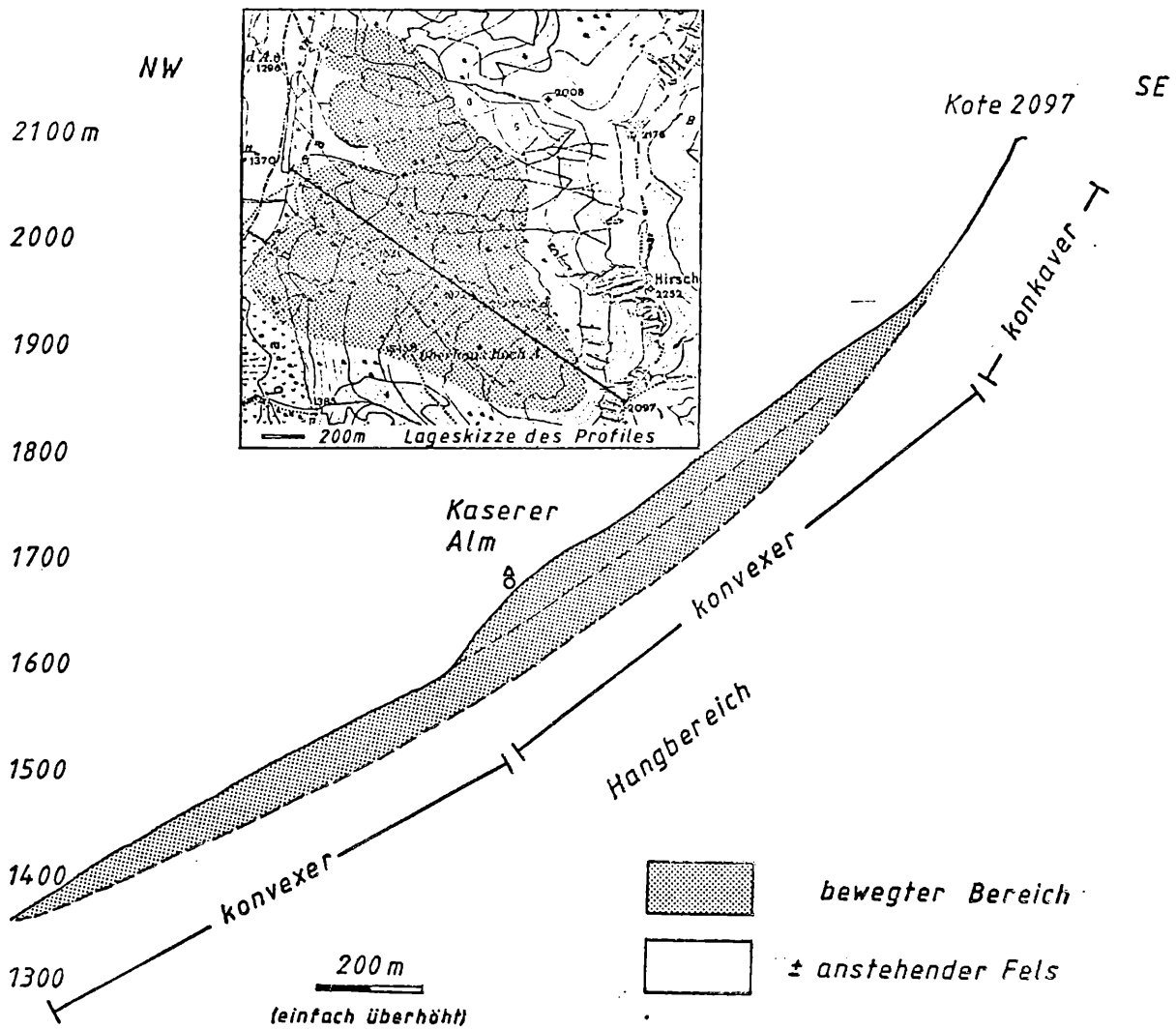


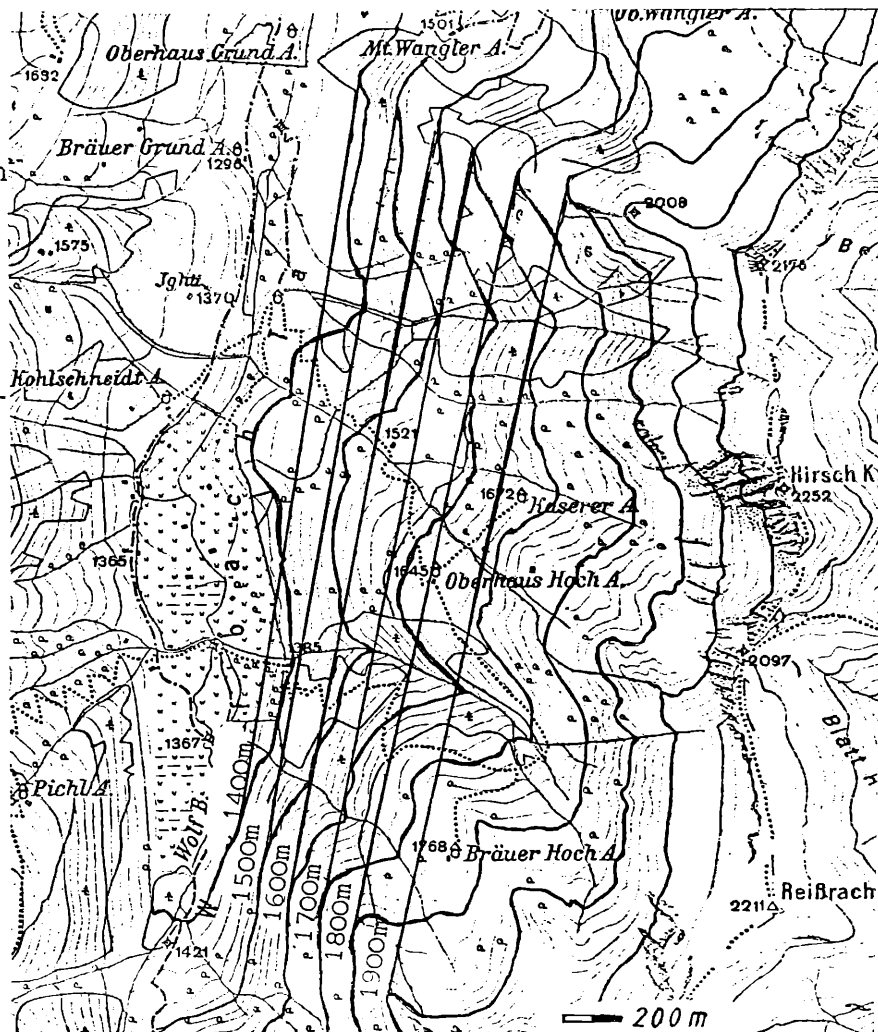
Abb. 66: Schematischer Längenschnitt durch den Talzusub westlich des Grates von der Kote 2008 m über die Kote 2176 m zum Hirsch Kopf.

in Richtung Rauristal hin zieht - beide genannten Gesteinszüge verengen als "Härtlingszüge" den offenen Talquerschnitt des Wolfbachtals, da sie der glazialen Erosion und den nachfolgenden Massen(ausgleichs)bewegungen in einem stärkeren Maße standhalten konnten, als die dazwischenliegenden Phyllitgebiete - erhärtet die Vermutung, daß westlich des Grates Kote 2176 m - Hirsch Kopf ein großflächiges Talzuschubareal liegt. Insgesamt weichen die natürlichen Isohypsen von einem geradlinig konstruierten theoretischen Verlauf in Richtung Grat zurück (siehe Abb. 67 ). Dieses Massendefizit ist vorwiegend auf die spezifischen Materialeigenschaften, nämlich die leichte Verwitterbarkeit und "Ausräumbarkeit" durch glaziale und postglaziale Erosion der dort vorkommenden Rauriser Phyllite, also veränderlichfester Gesteine, gegenüber den stabileren und verwitterungsresistenteren Kalkphylliten und Grüngesteinen zurückzuführen. Die veränderlichfesten

Abb. 67:

Vergleich der natürlichen Isohypsen mit einem konstruierten geradlinigen Verlauf, der als idealisierte Ausgangssituation der postglazialen Hanggestaltung angenommen werden kann. Die Hundertmeterlinien wurden zwischen zwei "Härtlingszügen", dem Kalkphyllitzug östlich der Oberhaus Grund Alm im Norden und einem Grüngesteinszug östlich der Kote 1421 m im Süden geradlinig verbunden.

(Nähere Erläuterung im Text).



Gesteine unterliegen einer höheren Flächenerosionsrate und sind wesentlich anfälliger auf viele Arten von Massenbewegungen. Betrachtet man den Verlauf der 1400 m und der 1500 m Isohypsen, so stellt man fest, daß diese gegenüber einer idealisierten geradlinigen Anlage nicht ausschließlich zurückweichen, sondern im Bereich der Kote 1521 m und unterhalb in Talrichtung vorspringen. Dies ist zugleich der Bereich, in dem der Talzus Schub am weitesten gegen das Tal hin vorgedrungen ist (siehe Abb. 67 ).

Unterhalb der Felswände zwischen Hirsch Kopf und Kote 2097 m, sowie noch etwa 250 m weiter im Süden davon haben sich große Mengen an Blockschutt postglazial angesammelt. Im Kar zwischen dem Hirsch Kopf und der Kote 2097 m befindet sich auf 2020 m Seehöhe eine Verebnung, die vollkommen mit Blockwerk aus Kalkphylliten bedeckt ist. Wahrscheinlich ist diese Ansammlung an Blockwerk das Produkt eines größeren Bergsturzereignisses, bei dem der heute "fehlende" Materialkeil zwischen dem Gipfel des Hirsch Kopfes und der Kote 2097 m abgegangen ist. Die Almregion zwischen der Oberhaus Hoch Alm, der Kaserer Alm und einer Seehöhe von etwa 1900 m ist morphologisch gekennzeichnet durch die Bildung einer Buckellandschaft, die einerseits durch oberflächennahe Hangbewegungen andererseits aber auch durch eingelagerte große Bergsturzböcke entstehen kann. Nördlich der Kaserer Alm ist auf einer Seehöhe von ca. 1660 bis 1740 m eine Anhäufung von Wasseraustritten zu beobachten. Die darunterliegenden Hangabschnitte sind durch ihr zungenartiges Vorspringen in Talrichtung auffällig, ebenso auch durch ihre kleinförmig gegliederte Morphologie (siehe Abb. 68 ).

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Abgesehen von einem kleinen Teilbereich, der in Talnähe etwa 500 m bis 800 m östlich der Jagdhütte 1370 m liegt und der als Massenbewegung Nr.15 noch detailliert beschrieben wird, gibt es in diesem großflächigen Talzus Schub keinerlei Anzeichen auf rezente stärkere Aktivität. Derartige kriechende oder fließende Bewegungen im Fels müssen nicht zu Deformationen an der Hangoberfläche führen, die die Vegetationsdecke und die Bodenkrume zerstören. Die Abbildung 69 zeigt eine in 1680 m Seehöhe befind-

liche Lärche, die durch ihren ausgeprägten Krumm- oder Säbelwuchs auffällt.



Abb. 68 : Talbereich des Talzuschubgebietes westlich des Hirsch Kopfes. Blick in Richtung Osten auf den konvex gewölbten Hangfuß.

Abb. 69 :  
Säbelwuchs einer Lärche  
ca. 1000 m südöstlich  
der Bräuer Grund Alm.  
Die Bodendecke wird  
vorwiegend bruchlos  
deformiert.



Etwa die Hälfte aller größeren Bäume im Einflußbereich dieses Talzuschubes zeigt Säbel- und Krümmwucherscheinungen. Damit lassen sich zumindest sehr seichte rezente Kriechbewegungen nachweisen.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Dieser Talzuschub liegt in einem überwiegend aus Rauriser Phylliten aufgebauten Gebiet. Es liegt zwischen einem Kalkphyllitzug im Norden, der im Fuscher Tal beginnt und über die Drei Brüder und den Achen Kopf in das Wolfbachtal zieht, von dort über einen markanten Felsrücken zu den Koten 2008 m und 2176 m in Richtung Rauristal weiter zieht und einem weiteren Kalkphyllitzug im Süden, der westlich des Wolfbachtals den Gipfelbereich der Schreckalpshöhe aufbaut, von dort gegen das Wolfbachtal vielfach durch Lockergesteine bedeckt ist und östlich des Wolfbaches erst wieder im Gipfelbereich des Hirschkopfes in Erscheinung tritt. In den dazwischenliegenden Rauriser Phylliten treten untergeordnet auch Quarzite und karbonatreiche Lagen auf, deren Fortsetzung in Streichrichtung jedoch meistens nicht weitreichend ist. Sehr vereinzelt finden sich auch Talkschiefer und Ophikarbonatgesteine, die linsenförmig etwa gleichlaufend zur Hauptschieferungsebene in die Rauriser Phyllite eingeschaltet sind, wie auch lokale Vorkommen von hellgrünen Phylliten.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

In den talnahen Bereichen dieses Talzuschubes sind Felsaufschlüsse nur in wenigen tief eingegrabenen Erosionsgräben vorhanden. Dort weist die Schieferung mit Werten um  $s\ 020/55$  eine gute Übereinstimmung mit den Gefügewerten aus talnahen Bereichen auf, die um  $s\ 350/70$  bis  $s\ 010/85$  schwanken. Der Talzuschub scheint keine deutliche Verstellung des Flächengefüges bewirkt zu haben.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Im Bereich zwischen der Kote 2176 m und dem Gipfel des Hirsch Kopfes liegt westlich unterhalb des Grates ein sackender Talzuschub vor. Die Massen haben sich postglazial im Talabschnitt gegenüber der Kohlschneidt Alm und der Jagdhütte Kote 1370 m wahrscheinlich einige Hundert Meter weit talwärts bewegt. Die Abgrenzung von "Bewegtem" zu "Unbewegtem" ist bergseitig sowohl aus Kartierung als auch aus Luftbildauswertung nur ungefähr möglich, da der Talzuschub nach oben hin kontinuierlich in den unbewegten Fels übergeht. Oberflächlich sind große Bereiche mit Bodenkriechen zu beobachten. Der "Tiefgang" dieses Talzschubes ist wahrscheinlich wesentlich geringer als derjenige des Talzschubes im Talschluß des Wolfbachtals (Massenbewegung Nr.9), denn es ist nicht zur Ausbildung großer Hangstufen und tiefer Erosionsrinnen wie im Talschluß des Wolfbachtals gekommen. Die Bewegung geht an internen Teilbewegungsflächen, die in großer Zahl vorhanden sind, vor sich. Es gibt keine weitreichenden, durchgescherten Bewegungsflächen oder Basisgleitflächen, wie sie für einen gleitenden Talzuschub typisch wären.



Abb. 70 : Blick von der Kohlschneidt Alm in Richtung Osten auf den konvex gewölbten Stirnbereich des Talzschubes (Massenbewegung Nr. 13). Der Talquerschnitt ist durch die vorgedruckenen Massen postglazial verengt worden.



Nr.14 Translationsrutschung innerhalb des Talzuschubes westlich des Grates zwischen Kote 2008 m - Kote 2176 m - Hirsch Kopf (Massenbewegung Nr.13).

a) Lage und Größe:

Die Rutschung befindet sich etwa 500 m bis 800 m östlich der Jagdhütte Kote 1370 m im Hangfußbereich des Talzuschubes (Massenbewegung Nr.13). Die Fläche beträgt etwa 20.000 bis 25.000 m<sup>2</sup>, die Höhenlage etwa zwischen 1370 m und 1550 m Seehöhe.

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Die durchschnittliche Hangneigung im betroffenen Gebiet beträgt ca. 28°. Die Vegetationsdecke ist an vielen Stellen zerstört und erodiert. Die auftretenden phyllitischen Gesteine bilden unterhalb dieser Plaiken einige Halden, die stufenförmig abgesetzt sind. Die Transportentfernung der Gesteinsbruchstücke ist gering, sie liegt im Zehnermeter-Bereich. Der Ausbruchsrand ist unregelmäßig, er verläuft jedoch ungefähr parallel zur Verschneidung von Schieferungsflächen und Hangoberfläche.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Der derzeitige Bewegungszustand ist als aktiv bewegt zu bezeichnen. Die Größe der Ausbruchsfläche hat sich in den Jahren 1977 bis 1980 vergrößert. Das absolute Maß der Veränderung läßt sich nicht feststellen, doch sind die frischen Anrisse im Boden und das vielfach nicht vegetations- und bodenbedeckte Schuttmaterial ohne nahegelegene Felswände als potentielle Schuttspender Beweis für eine rezente Aktivität.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

In Bewegung gerieten Rauriser Phyllite und hellgrüne Phyllite, die durch den Talzuschub (Nr.13) aufgelockert worden sind.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Die gemessenen Gefügewerte, s-Flächen und b-Achsen, stimmen mit den regionalen Werten gut überein.

Abb. 71:

Blick von Südosten auf die Translationsrutschung (Nr.14). Die hellen, von Boden und Vegetation entblößten Stellen in der Bildmitte markieren den Ausbruchsrund. Darunter lagern abgeglittene Gesteinsplatten. Diese Translationsrutschung wird bergseitig und an den beiden Flanken vom Talzuschub (Nr.13) umgeben, talseitig befinden sich Schwemmfächer.



Abb. 72: Ausschnitt aus der Ausbruchsfläche der Translationsrutschung (Nr.14). Die ehemals etwa einen Dezimeter mächtige Bodenbedeckung ist vollkommen erodiert, die darunterliegenden phyllitischen Gesteine erweisen sich als deutlich entfestigt und aufgelockert.

f) Vermessung:—

g) Diskussion:

Die beschriebene Massenbewegung ist als lokale, aktuelle Translationsrutschung im lockeren Fels zu bezeichnen. Sie steht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem großflächigen Talzus Schub (Massenbewegung Nr.13), der sie nach oben hin (in Richtung Osten) umschließt. Sie scheint sich momentan in einem Entwicklungsstadium zu befinden, da innerhalb von drei Jahren eine Vergrößerung sichtbar geworden ist. In Verbindung mit starken Niederschlägen ist mit einer weiteren Vergrößerung zu rechnen.

Nr. 15 Zerrüttete Felswände am Hirsch Kopf

a) Lage und Größe:

Vom Hirsch Kopf (Kote 2252 m) an dessen felsiger Westflanke bis auf etwa 1900 m Seehöhe hinabziehend, dabei im Norden etwa 100 m nördlich des Hirsch Kopfes beginnend und im Süden im Bereich der Kote 2097 m endend, ist eine ca. 0.15 km<sup>2</sup> große Felspartie stark zerrüttet.

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Auffallend ist eine starke Klüftung und damit verbundene Zerrüttung besonders an den westschauenden Hängen des unmittelbaren Gipfelbereiches des Hirsch Kopfes. Die betreffenden Kalkphyllite sind in große Kluftkörper zerlegt, deren Kantenlängen im Meter- bis Zehnermeterbereich liegen. Diese Zerlegung erfolgt einerseits an steilstehenden Nord-Süd-streichenden Klüften, andererseits an einer senkrecht dazu, also Ost-West-streichenden, ebenfalls steilen, Kluftschar. Besonders die erstgenannten Klüfte sind vielfach bis zu mehreren Metern geöffnet, sodaß vor allem im Gipfelbereich einzelne Felssäulen von Zehnermetern Größe nebeneinander stehen. Unterhalb der Felswände des Hirsch Kopf West-Abfalles liegt ein Areal, welches mit Bergsturzblockwerk übersät ist, dessen Einzelblöcke Kantenlängen von mehreren Metern aufweisen. Am Steilhang, der vom Fuß der Wände in west-südwestlicher Richtung herabzieht, gibt es mehrere große Schuttfächer, die vorwiegend "trocken" durch rege Steinschlag-tätigkeit geschüttet worden sind.

c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Der derzeitige Zustand dieses aufgelockerten, stark geklüfteten Felsareales wirkt labil und offensichtlich nicht in Ruhe befindlich. Gewiß sind die Felswände des Gipfelaufbaues einer starken physikalischen Verwitterung

ausgesetzt, sodaß eine andauernde Schutzzufuhr für die Block- und Schutthalden an den Wandfüßen auch ohne Hangtektonik zu erklären wäre. Jedoch ist der Grad der Auflockerung, der Klüftung und Kluftöffnung dieser Kalkphyllite wesentlich stärker als bei den vielen anderen Kalkphyllitaufschlüssen im bearbeiteten Gebiet. Mit dem Absturz größerer Felsmassen muß vor allem bei Erdbebenwirkung gerechnet werden.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Dieser labile Hangbereich wird ausschließlich aus Kalkphylliten aufgebaut. Sie gehören zu einem Gesteinszug, der auch westlich des Wolfbaches von einer größeren Massenbewegung (Nr.6, Bergzerreißung im Gebiet der Schreckalpshöhe) betroffen ist. Die Kalkphyllite brechen zumeist relativ plattig, sie sind wesentlich fester als die Rauriser Phyllite.

e) Gefügedaten bzw. Lagerungsverhältnisse:

Das s der Kalkphyllite des Hirsch Kopfes liegt zwischen 350/45 und 010/55, vereinzelt auftretende Falten im m-Bereich weisen b-Achsen auf, die um 280/10 einfallen. Die Hauptkluftscharen streichen einerseits etwa Ost-West mit vorwiegend steiler bis saigerer Stellung der Kluftflächen, andererseits etwa Nord-Süd mit Fallrichtungen zwischen  $90^{\circ}$  und  $110^{\circ}$  und Fallwinkeln von ca.  $75^{\circ}$  bis zur Saigerstellung. Viele der Klüfte sind Meter-weit geöffnet und weisen einen hohen Durchtrennungsgrad auf.

f) Vermessung: —

g) Diskussion:

Die Tatsache, daß die Felszerrüttung und dadurch verstärkte Erosion vor allem am westschauenden Abhang des Hirschkopfes ausgebildet ist, kann mit zwei Faktoren zusammenhängen. Zum ersten befindet sich westlich des betroffenen Bereiches ein großer Talzuschub (Massenbewegung Nr.13) Diese Erscheinung ist eine Reaktion auf ein glazial verändertes Gleichgewicht des Hanges bedingt durch die Ausräumung des Talgrundes, die Entfernung des Hangfußes, danach erneutes Einstellen auf den material- und gefügeabhängigen natürlichen Böschungswinkel auch durch Massenbewegun-

gen . Durch diesen Talzus Schub kommt es auch im Gipfelbereich bzw. am Grat zu Spannungsumlagerungen, die entfestigend wirken. Zum zweiten lösen besonders sommerliche Gewitterniederschläge, die innerhalb kürzester Zeit bis über ein Fünftel des durchschnittlichen Jahresniederschlages mit sich bringen können (siehe Kap. 4, Meteorologische Daten), einen hohen Massenabtrag. Diese Gewitterfronten kommen vorwiegend aus westlicher bis nordwestlicher Richtung und bleiben nicht selten an den Nord-Süd verlaufenden Graten, wie z.B. am Grat Bau Kogel - Hirsch Kopf - Schwarzwand hängen, wo sie einen Teil ihrer Niederschläge abgeben.

Die Art der auftretenden Bewegungen, vorwiegend als Sturz bzw. Fall ist charakteristisch für dauerfeste Felsgesteine (im Sinne von G.BUNZA et al., 1976) bzw. Festgesteine (im Sinne von K.KEIL, 1963). Der Kalkphyllitstock des Hirsch Kopfes öffnete bei Entlastung und Massenabtrag im Hangfußbereich sein Trennflächengefüge. Infolge von Gravitation kommt es zu Massenbewegungen, die als "sehr schnelle" Fels- oder Bergstürze vor sich gehen, oder auch als Felsgleitung ablaufen im Gegensatz zu den vorwiegend kriechenden oder fließenden Bewegungen der veränderlichfesten Gesteinen, wie z.B. den Rauriser Phylliten.

Die am Osthang des Hirsch Kopfes auftretenden kleinen Gräben oder Leisten mit hangparallelem Verlauf können auf eine Bewegung innerhalb der Schuttdecke des Hanges zurückzuführen sein, sie hängen möglicherweise aber auch mit der Felszerrüttung des Hirsch Kopfes (Massenbewegung Nr.15) und dem westlich davon liegenden Talzus Schub (Massenbewegung Nr.13) zusammen.

Nr.16 Talzus Schub im Bereich der Mittleren Wangler Alm.

a) Lage und Größe:

Dieser labile Hangbereich hat seine obere Begrenzung in einer morphologischen Mulde auf ca. 1930 m Seehöhe und reicht bis auf 1220 m Seehöhe in den Talboden des Wolfbachtals unterhalb der Oberhaus Grund Alm herab. Die südliche Begrenzung bildet der Kalkphyllitzug, der von der Oberhaus Grund Alm in östlicher Richtung über die Koten 2008 m und 2176 m in Richtung Rauris Tal zieht. Die Begrenzung nach Norden liegt größtenteils außerhalb des kartierten Gebietes im Bereich eines Erosionsgrabens, der nördlich der Wangler Grund Alm rechtsufrig auf einer Seehöhe von 1195 m in den Wolfbach mündet. Die Oberfläche dieser Massenbewegung beträgt innerhalb des bearbeiteten Gebietes etwa 0.42 km<sup>2</sup>.

b) Beschreibung des Erscheinungsbildes und der morphologischen Einzelphänomene:

Bei flüchtiger Betrachtung zeigt die Hangoberfläche keine besonders auffälligen Merkmale, die auf einen Talzus Schub hinweisen würden. Jedoch sind im Zuge der Luftbildbetrachtung und -auswertung und der genauen Geländekartierung verschiedene morphologische und geologische Details erfaßt worden, die für eine labile Situation dieses Hanges sprechen. Der Hang läßt sich durch die Luftbildbetrachtung in drei Abschnitte gliedern; diese Einteilung erscheint auch bei der Betrachtung des Längsprofils (Abb. 73) vernünftig. Der oberste Teilbereich ist morphologisch eine Geländemulde, die von 1930 m auf 1530 m Seehöhe reicht. Darunter bis auf eine Seehöhe von 1500 verflacht sich die Hangneigung, dies ist der mittlere Hangbereich. Der dritte Abschnitt liegt schließlich unterhalb 1500 m Seehöhe und reicht bis in den Talgrund. Kennzeichnend für ihn ist ein deutlich konvex geformtes Längsprofil. Dieser vorgewölbte Hangfuß ist wahrscheinlich die Ursache für den gegen Nordwesten gerichteten Knick im Verlauf des Wolfbaches westlich der Wangler Grund Alm. Der unterste Abschnitt ist oberflächlich durch sanfte Buckel gegliedert, die als Anzeichen von Hangbewegungen gedeutet werden.

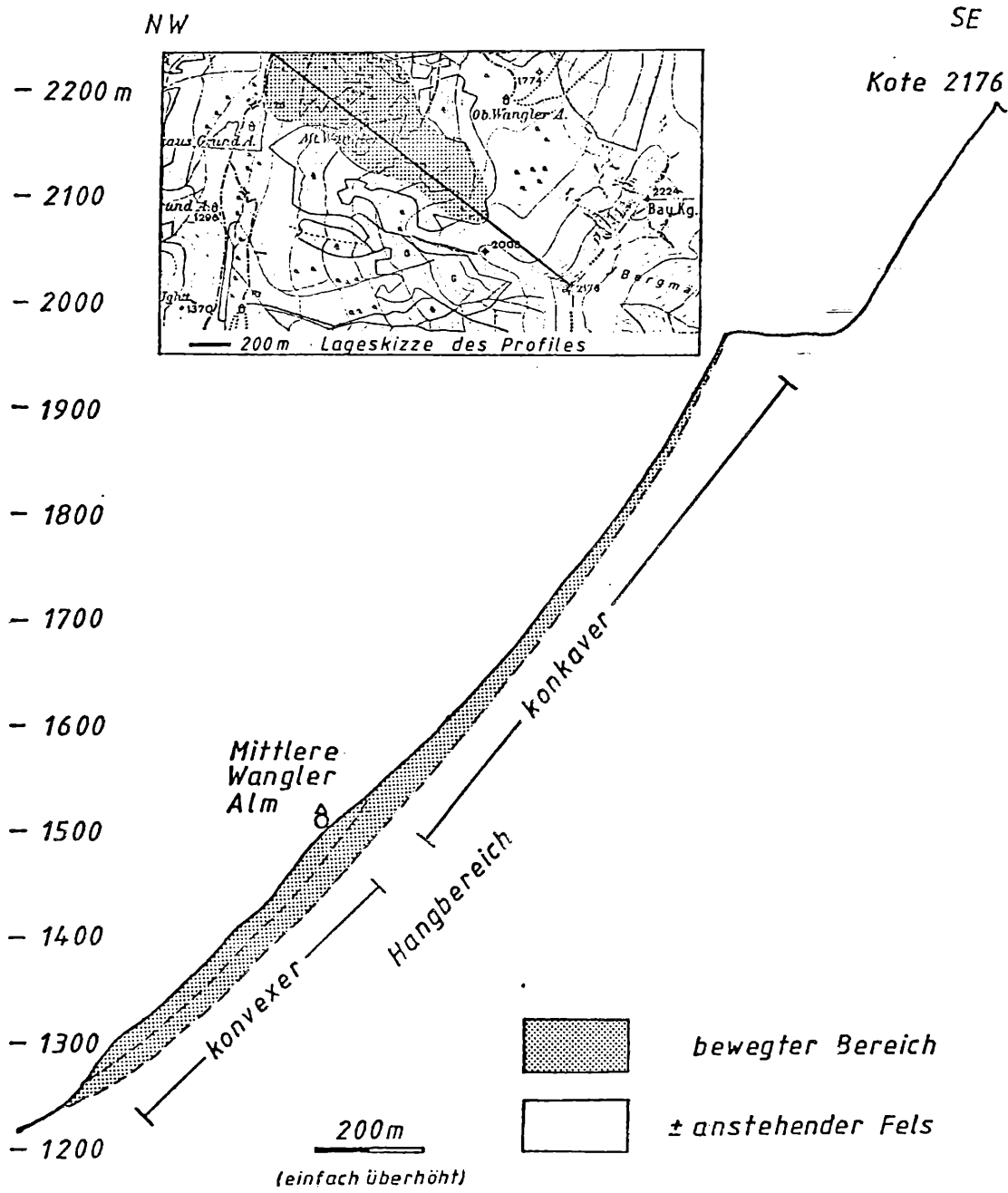


Abb.: 73 Schematisches Längsprofil durch den Talzusub im Bereich der Mittleren Wangler Alm (Nr.16). Die auffällige Verflachung auf 1960 m Seehöhe ist ein Schnitteffekt der Profillinie mit der Morphologie, nämlich einem Seitengrat und einem Kar nordwestlich der Kote 2176 m. Da die Profillinie oberhalb von 1960 m Seehöhe nicht mehr in Falllinie verläuft, ist diese Verflachung nur scheinbar.



c) Charakterisierung des aktuellen Zustandes:

Es wurden keine Anzeichen gefunden, die auf eine stärkere rezente Aktivität dieser Hangbewegung schließen lassen, jedoch gibt es Hinweise auf oberflächennahe Restbewegungen im obersten und im unteren Teilbereich. Nahe der bergseitigen Begrenzung sind einige, mehrere m große halbkreisförmige Anrisse in der Bodenbedeckung mit darunter befindlichen Plaiken angetroffen worden. Diese Erscheinungen müssen jedoch nicht mit einer tiefgründigen Massenbewegung wie z.B. einem Talzus Schub in Verbindung stehen, sie können bei geeigneten lithologischen Verhältnissen auch im Zusammenhang mit Schnee- und Lawinenschurf entstehen. Unterhalb der Mittleren Wangler Alm zeigt sich nicht nur durch die bucklige Morphologie des Hanges, sondern auch in den künstlichen Anschnitten, die im Zuge der Errichtung eines Güterweges zur Oberen Wangler Alm gemacht worden waren, die geringe Standsicherheitsreserve des Hanges. Der Weg ist bereits wenige Jahre nach seiner Errichtung von vielen Böschungsanbrüchen berg- und auch talseitig stark angegriffen worden. Die Bodendecke befindet sich an vielen Stellen in latentem Kriechzustand. Die meisten Bäume, es sind überwiegend die flachwurzelnden Fichten, zeigen Krumm- oder Säbelwuchs. Wenige m unter der Hangoberfläche befindet sich im Bereich der Mittleren Wangler Alm ein stark durchfeuchteter Horizont. Wird dieser durch künstliche Böschungen angeschnitten, sind großflächige Wasseraustritte die Folge, die weiter labilisierend wirken, da die Wässer nicht gefaßt worden sind.

d) Beschreibung der im wesentlichen betroffenen Gesteine:

Vorwiegend sind karbonatarmer dunkle Rauriser Phyllite und ihre Hangschuttbedeckung von der Massenbewegung erfaßt worden. Diese Phyllite verfügen dort über grau glänzende, graphitisch abfärbende s-Flächen, sind z.T. reich an vollkommen verwitterten Pyriten und haben oft s-parallele mm dünne quarzitisches Lagen. In den spärlichen, z.T. künstlichen Aufschlüssen sind sie stark aufgelockert, häufig ist der Gesteinsverband vollkommen aufgelöst. Der Übergang vom anstehenden Fels zur bewegten Masse läßt sich entlang des Almweges von der Unteren zur Mittleren Wangler Alm auf 1460 m bis 1480 m Seehöhe gut verfolgen, er geht kontinuierlich vor sich.

e) Gefügedaten bzw Lagerungsverhältnisse:

Der innere Verband der Phyllite ist zumindest oberflächen-  
nahe aufgelöst, wobei sich der Tiefgang der Entfestigung  
möglicherweise bis in den Zehnermeter-Bereich erstreckt.  
Innerhalb der Bedeckung aus locker gelagertem Schutt lagern  
die vorwiegend dünntafelig bis unregelmäßig plattig gebrochenen  
Phyllitbruchstücke häufig in etwa parallel zur Hangoberfläche.

f) Vermessung:--

g) Diskussion:

Die vorliegende Hangbewegung entspricht einem relativ  
lokalen sackenden Talzuschub. Die Eigenart der sackenden  
Bewegung läßt sich im gut aufgeschlossenen Übergang von den im  
Liegenden befindlichen Kalkphylliten zu den durch den Tal-  
zuschub in Umlagerung befindlichen, hangenden Rauriser Phyl-  
liten beobachten. Dieser Übergang geht ohne Ausbildung  
von konzentrierten Gleit- oder Scherzonen<sup>+</sup> allmählich vor  
sich. Die Hangbewegung befindet sich derzeit in einem relativ  
inaktiven Bewegungsstadium, jedoch reagiert die Schuttbe-  
deckung der Hangoberfläche mit Anbrüchen und lokalen Rut-  
schungen auf künstliche Eingriffe, wie z.B. die Errichtung  
von Hanganschnitten oder das Schütten von Dämmen (künstliche  
Auflast), wie im Zusammenhang mit dem Almwegebau beobachtet  
werden konnte. Ähnliche Eingriffe können in besonders nieder-  
schlagsreichen Jahren auch größere Hangbewegungen initiieren.

+ Durchgescherte, basal und höher liegende Gleit- bzw.  
Scherzonen sind ein wesentliches Merkmal von Gleitungen  
und gleitenden Talzuschüben (siehe U.ZISCHINSKY, 1967,1969)

## 8. KLEINERE HANGBEWEGUNGEN

Im kartierten Gebiet fanden sich neben den bisher beschriebenen 16 größeren Massenbewegungen und labilen Hangabschnitten auch eine Vielzahl kleinerer Hangbewegungen und Erosionsbereiche, die aufgrund ihrer Kleinheit oder ihrer geringen Bedeutung nicht in die geotechnische Karte im Maßstab 1 : 10.000 aufgenommen werden konnten. Großflächiges Bodenfließen und Solifluktuationsbereiche südlich des Achen Kopfes, südlich der Schreckalpshöhe, südöstlich des Grates Breiteben Kopf - Breiteben Scharte und südwestlich sowie nordöstlich des Baukogels wurden jedoch in die Karte eingezeichnet. Auffallend ist in den Bereichen ohne Hangbewegungen die häufige Ausbildung von rachelartigen Erosionsrinnen vor allem in den Rauriser Phylliten.



Abb.74 : Hangbereich an der Südflanke der Drei Brüder westlich des Achen Kogel, Blick Richtung westnordwest, Einfall der Rauriser Phyllite mittelsteil in nördlicher Richtung (im Bild nach rechts). Die rachelartig aufgefiederten zumeist trocken liegenden Erosions- bzw. Entwässerungsrinnen sind durch die Schatten gut zu erkennen.



Abb. 75 : Blick von der Kote 2234 m (nördlich des Wetterkreuzes am Südrand des Arbeitsgebietes) in nordwestlicher Richtung auf löffelförmige, relativ seichte Translationsanbrüche in einem aus Rauriser Phylliten (mit Ausnahme einiger lokaler Metabasitlinsen) aufgebauten Gebiet mit nur sehr geringmächtiger Schuttbedeckung.

9. ZUSAMMENFASSENDER BETRACHTUNG DER MASSENBEWEGUNGEN IM ARBEITSGEBIET, ZUSAMMENHANG ZWISCHEN LITHOLOGIE UND HANGSTABILITÄT

Die Gesamtfläche des bearbeiteten Gebietes beträgt in die Ebene projiziert etwa 32 km<sup>2</sup>, wovon ca. 6.3 km<sup>2</sup>, das entspricht 20 % der Gesamtfläche, von postglazialen Massenbewegungen betroffen sind. Ordnet man diese Flächen den einzelnen lithologischen Einheiten zu, so ergibt sich eine deutliche Abhängigkeit der Hangstabilität, also der Häufigkeit der Hangbewegungen von der auftretenden Lithologie.

Tab.21 : Von Hangbewegungen betroffene Flächen und deren lithologische Einheiten.

Fläche	%-Anteil der Gesamtfläche <sup>+</sup>	vorwiegend vertretene Gesteine
5.1 km <sup>2</sup>	ca. 81	Rauriser Phyllite und deren Schuttmaterial
0.5 km <sup>2</sup>	ca. 8	Rauriser Phyllite und Kalkphyllite und deren Schutt
0.2 km <sup>2</sup>	ca. 3	Kalkphyllite und deren Schutt
0.3 km <sup>2</sup>	ca. 5	Grüngesteine, Rauriser Phyllite, Kalkphyllite und deren Schutt
0.2 km <sup>2</sup>	ca. 3	Moränenmaterial und/oder Rauriser Phyllite bzw. ihr Schutt

+ Gesamtfläche bedeutet: Gesamte von Massenbewegungen oder labilen Hangbereichen betroffene Fläche im Arbeitsgebiet (6.3 km<sup>2</sup>)

Der hohe Flächenanteil der Rauriser Phyllite ist z.T. auch durch die starke Verbreitung dieser Gesteine, bedecken sie doch mehr als 50% des bearbeiteten Gebietes, zu erklären. Dennoch ist die verstärkte Tendenz dieser veränderlichfesten Gesteine gegenüber allen anderen lithologischen Einheiten im Arbeitsgebiet zu Hangbewegungen zu neigen, überaus deutlich. Die Art dieser Bewegungen ist meistens eine sackende bzw. kriechende, das Flächenmaß erreicht die Dimension von Talzuschüben nicht selten. Innerhalb dieser Gesteinsgruppe haben die Hänge im Arbeitsgebiet nach dem letzten Abschmelzen des Gletschereises die markantesten

Veränderungen erfahren. Der Massenabtrag bzw. die Massenumlagerung ist am weitesten fortgeschritten; dies macht sich auch im vielfach konkaven Verlauf der Isohypsen (bezogen auf die Falllinie) in gratnahen Hangabschnitten bemerkbar. In Talnähe sind große Massen an aufgelockerten Rauriser Phylliten angelagert worden. Die Hangfußbereiche sind durch Talzuschiebmechanismen häufig gegen die Talmitte vorgewölbt.

Die Kalkphyllite haben sich im Vergleich zu den Rauriser Phylliten als wesentlich standfester erwiesen. Ihre Deformation erfahren sie vorwiegend an den s-parallel eingelagerten, mm- bis cm-mächtigen dunklen karbonatarmen bis -freien Phyllitzwischenlagen, an denen sich das Trennflächengefüge leicht öffnen kann und/oder Gleitbewegungen durch den niedrigen Scherwiderstand stattfinden können. In dieser Gesteinsgruppe ist die Art der Bewegung auf Erscheinungsformen der Bergzerreißung, also Gratvervielfachung, Felszerrüttung, Sperrauflockerung des Trennflächengefüges mit vereinzelt nachfolgenden Fels- oder Bergstürzen beschränkt. An den Stellen, wo karbonatreiche Phyllite und Rauriser Phyllite im m- bis Zehnermeter Bereich wechsellagern, reagieren die karbonatreichen Phyllite sehr ähnlich den veränderlichfesten Gesteinen mit kriechenden, sackenden oder seltener gleitenden Bewegungen.

Die Grüngesteine, deren Habitus im Arbeitsgebiet von massigen über plattige bis hin zu schiefriegen Varietäten wechselt, haben bezogen auf die gesamte bearbeitete Fläche eine etwas geringere Verbreitung als die zuvor beschriebenen Kalkphyllite. Sie erwiesen sich als stabilste, d.h. gegenüber Massenbewegungen am wenigsten anfällige Gesteinsgruppe. Bei diesen Gesteinen, die wie die Kalkphyllite zu den Felsgesteinen (im Sinne von K.KEIL, 1963) gehören, überwiegt bei Massenbewegungen die Bewegungsart von Fels- oder Bergstürzen. Zahlreiche Blockhalden in den Karen nördlich der Kote 2089 m, nordöstlich der Schwarzwand und beiderseits der Kote 2117 m sind stumme Zeugen davon.

Tab. 22 : Übersicht der beschriebenen Massenbewegungen im Wolfbachtal.

Nummer der Massenbewegung	Zustand	Gesteine*	Art der Massenbewegung	Fläche in km <sup>2</sup> in
1	ruhig <sup>+</sup>	Kalkphyllite, Grüngesteine, Rauriser Ph.,	Zerrüttung	0.037
2	aktiv <sup>+</sup>	vorw. Rauriser Phyllite,	Translationsrutschung	0.013
3	ruhig	Rauriser und Kalkphyllite,	Rutschung od. Mure	0.060
4	ruhig	Rauriser und Kalkphyllite,	Rutschung od. Mure	0.21
5	ruhig	Rauriser Ph., z.T. Kalkph.,	Sackung (?)	0.05
6	aktiv	Kalkphyllite, z.T. Rauriser Phyllite,	Bergzerreißung	0.22
7	aktiv	Rauriser Ph., Hangschutt,	Schuttstromkriechen	0.15
8	ruhig	Grüngesteine, Kalk- u. Rauriser Phyllite,	Sackung (?)	0.25
9	aktiv	vorw. Rauriser Phyllite,	Talzus Schub	2.7
10	aktiv	Rauriser Ph.,	Translationsbewegung	0.32
11	ruhig	Rauriser Ph. Moränenmaterial,	Translationsbewegung	0.22
12	ruhig	Moränenmaterial(?)	Rutschung (?)	0.07
13	ruhig	Rauriser und Kalkphyllite,	Talzus Schub	1.4
14	aktiv	Rauriser Ph.,	Translationsrutschung	0.02
15	aktiv	Kalkphyllite,	Zerrüttung	0.15
16	ruhig	Rauriser Ph.,	Talzus Schub	0.42

+ "ruhig" bzw. "aktiv" bedeuten: Keine Anzeichen rezenter Bewegung erkennbar bzw. Anzeichen rezenter Bewegung erkennbar oder Bewegung durch Messungen bestätigt.

\*: In der Spalte Gesteine sind die überwiegend von der Massenbewegung betroffenen Gesteinsarten aufgeführt.

Eine sichere Trennung der an Rauriser Phylliten reichen Lockermassen, die durch Hangbewegungen umgelagert wurden und solchen, die als Moränenmaterial von Hangbewegungen erfaßt worden waren, ließ sich nicht an allen Stellen des Arbeitsgebietes durchführen (z.B. Nr.12).



10. LITERATURVERZEICHNIS DES ZWEITEN TEILES (MASSENBEWEGUNGEN)

- ABELE, G.: 1969, Vom Eis geformte Bergsturzlandschaften.- Z.f.Geomorphologie, Suppl.Bd.8, 119 - 147, mit Abb., Stuttgart.
- ABELE, G.: 1971, Verbreitungskarte von Bergstürzen in den Alpen.- Umschau in Wissenschaft und Technik, Jg. 1971, H.25, 940 - 941, Frankfurt.
- ABELE; G.: 1974, Bergstürze in den Alpen.- Wiss.Alpenvereinshefte, 25, 1 - 230, 73 Abb., 3 Kt., 4 Tab., München.
- ALKER, A., HAAS, H. & HOMANN, D.: 1969, Hangbewegungen in der Steiermark.- Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum Graz, Mitteilungsheft 30, 3 - 35, 29 Abb., Graz.
- AMPFERER, O.: 1926, Über einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie.- Z.f.Geomorphologie, 1, 83 - 104, Stuttgart.
- AMPFERER, O.: 1939, Über einige Formen der Bergzerreißung.- Sitz.Ber.Akad.Wiss.Wien, mathem.-natw.Kl., 148, H.1/2, 1 - 14, 7 Fig., Wien.
- AMPFERER, O.: 1940, Zum weiteren Ausbau der Lehre der Bergzerreißungen.- Sitz.Ber.Akad.Wiss.Wien, mathem.-natw.Kl., 149, H.1/2, 51 - 70, 10 Textfig., Wien.
- AMPFERER, O.: 1941, Standbilder der Bergzerreißungen.- Natur und Volk.- 71, H.5, 247 - 262, 13 Abb., Frankfurt/Main.
- AMPFERER, O.: 1941, Berzerreißung im Inntalraume.- Sitz.Ber. Akad.Wiss.Wien, mathem.-natw.Kl., 150, H.3/6, 97 - 114, 15 Textfig., Wien.
- ASCHER, H.: 1953, Bergzerreißung und Hangrutsche an einem Beispiel aus der baugeologischen Praxis.- Geologie und Bauwesen, 20, H.1, 115 - 119, 6 Abb., Wien.
- AULITZKY, H.: 1968, Über die Ursachen von Unwetterkatastrophen und den Grad ihrer Beeinflußbarkeit.- Centralblatt f.d. gesamte Forstwesen, 85, H.1, 2 - 32, mit Abb., Wien.
- AULITZKY, H.: 1970, Der Enterbach (Inzing in Tirol) am 29.Juli 1969: Versuch der Analyse eines Murabganges als Grundlage für die Neuerstellung einer zerstörten Wildbachverbauung.- Wildbach und Lawinenverbauung, Z.d.Ver. d.Dipl.-Ing.d.Wildb.- und Lawinenverbauung Österreichs, 34, H.1, 31 - 68, mit Abb., Wien.
- AULITZKY, H.: 1973, Vorläufige Wildbach-Gefährlichkeits-Klassifikation für Schwemmkegel.- 100 Jahre Hochschule für Bodenkultur, Bd.IV, Teil 2, 114 - 117, Ver.z.Förd.d.forstl.Forschung in Österreich, Wien.

- BAUMGARTNER, P. & MOSTLER, H.: 1978, Zur Entstehung von Erd- und Schuttströmen am Beispiel des Gschliefgrabens bei Gmunden (Oberösterreich).- Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 8, Festschrift W.HEISSEL, 113 - 122, 6 Abb., 4 Fot., Innsbruck.
- BENDEL, L.: 1944, Ingenieurgeologie. Ein Handbuch für Studium und Praxis, erste Hälfte.- 832 S., 586 Textabb., Wien (Verlag Springer).
- BENDEL, L.: 1948, Ingenieurgeologie. Ein Handbuch für Studium und Praxis, zweite Hälfte.- 832 S., 620 Textabb., Wien (Verlag Springer).
- BENDER, F.: 1981, Angewandte Geowissenschaften.- Bd.1, 628 S., 241 Abb., 9 Taf., 97 Tab., Stuttgart (Verlag F.Enke).
- BERNHaupt, P.: 1980, Zum Problem der Bodenerosion am Beispiel der Planner Alm, Wölzer Tauern, Steiermark.- Int. Symposium INTERPRAEVENT 1980 Bad Ischl, 1, 291 - 308, 15 Abb., Bad Ischl.
- BOLT, B.A., HORN, W.L., MACDONALD, G.A. & SCOTT, R.F.: 1975, Hazards from Landslides.- S. 148 - 197 in: Geological Hazards.- 328 S., 116 Abb., Wien - New York (Verlag Springer).
- BRANDECKER, H.: 1971, Die Gestaltung von Böschungen in Lockermassen und Fels.- Strassenwesen, H.3, 1 - 59, 33 Abb., Wien.
- BRÜCKL, E.: 1977, Die Erfassung von Hangbewegungen im Fels durch geophysikalische Methoden.- Straßenforschung, H.82, 78 S., 63 Abb., 2 Tab., Wien (Bundesministerium f. Bauten und Technik).
- BUNZA, G.: 1975, Klassifizierung alpiner Massenbewegungen als Beitrag zur Wildbachkunde.- Int. Symposium INTERPRAEVENT 1975 Innsbruck, 1, Fachbereich I, 9 - 24, Innsbruck.
- BUNZA, G.: 1975, Gefahrenherde im Gebiet des Kal serbaches (Osttirol) und ihre Kartierung.- Int. Symposium INTERPRAEVENT 1975 Innsbruck, 1, Fachbereich II, 329 - 343, Innsbruck.
- BUNZA, G.: 1975, Geomorphologische Kartierung und Beurteilung von Wildbachgebieten mit unterschiedlichen Lockermassen.- Int.Symposium INTERPRAEVENT 1975 Innsbruck, 2, 9 S., 24 Abb., Innsbruck.
- BUNZA, G. & KARL, J.: 1975, Erläuterungen zur hydrographisch-morphologischen Karte der Bayerischen Alpen 1 : 25.000 . Bayer.Landesamt f. Wasserwirtschaft, Sonderheft, VII + 68 S., 64 Abb., 3 Kt. im Text, 2 Kt., München.
- BUNZA, G.: 1976, Analyse und Kartierung von Bodenbewegungen und Erosionsvorgängen in alpinen Gebieten.- Jb. d. Ver. zum Schutze der Alpenpflanzen und -Tiere, Jg. 1976, 25 S., 7 Kt., 14 Abb., München.
- BUNZA, G., KARL, J. & MANGELSDORF, J.: 1976, Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde (mit einem Beitrag von P.SIMMERSBACH).- Schriftenreihe d. Bayer. Landesst.f.Gewässerkunde, H.11, VII + 128 S., 86 Abb., 1 Tf., München.

- BUNZA, G.: 1978, Bewegungsablauf und Sanierungsmöglichkeiten von Erdströmen.- Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 8, Festschrift W.HEISSEL, 209 - 225, 6 Abb., Innsbruck.
- CARNIEL, P., HAUSWIRTH, E.K. ROCH, K.H. & SCHEIDEGGER, A.E.: 1975, Geomechanische Untersuchungen in einem Rutschungsgebiet im Felbertal in Österreich.- Verh. Geol.B.-A., Jg. 1975, H.4, 305 - 330, 31 Abb., Wien.
- CLAR, E.: 1959, Gebirgsbau und Geomechanik.- Geologie und Bauwesen, 25, H.1, 186 - 190, Wien.
- CLAR, E.: 1963, Gefüge und Verhalten von Felskörpern in geologischer Sicht.- Felsmechanik und Ingenieurgeologie, 1, H.1, 4 - 15, 6 Abb., Wien.
- CLAR, E. & HORNINGER, G.: 1964, Übersichtsexkursion Baugeologie.- Mitt.Geol.Ges.Wien, 57, H.1, 107 - 145, 10 Abb., 1 Taf., Wien.
- CLAR, E.: 1965, Über den geologischen Gegensatz von Gestein und Fels.- Mitt.Inst.Grundbau u. Bodenmechanik TH Wien, H.6, 41 - 53, 13 Abb., Wien.
- CLAR, E. & WEISS, P.: 1965, Erfahrungen im Talzusub des Magnesitbergbaues auf der Millstätter Alpe.- Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte, 110, H.12, 447 - 460, 19 Abb., Wien - New York.
- CLAR, E. & ZISCHINSKY, U.: 1968, Stauraum Durlaßboden: Geologie der Hänge.- Österreichische Zeitschrift f. Elektrizitätswirtschaft, 21, H.8, 397 - 405, 1 Kt., Wien - New York.
- EISBACHER, G.H.: 1979, Cliff collapse and rock avalanches (sturzstroms) in the Mackenzie Mountains, north-western Canada.- Canadian Geotechnical Journal, 16, N.2, 309 - 334, 30 Fig., Ottawa.
- ERSCINE, C.F.: 1973, Landslides in the Vicinity of the Fort Randall Reservoir, South Dakota.- Geological Survey Professional Paper 675, 65 S., 32 Fig., 8 Tab., 5 Taf., Washington D.C..
- FELSER, K. & KAHLER, F.: 1965, Die Bildung schmaler Felskämme durch Bergzerreißung und Talzusub.- Mitt. Geogr.Ges.Wien, 98, 204 - 208, Wien.
- FISCHER, K.: 1965, Murkegel, Schwemmkegel und Kegelsimse in den Alpentälern (unter besonderer Berücksichtigung des Vintschgaues).- Mitt.Geogr.Ges.München, 50, 127 - 159, München.
- FISCHER, K.: 1967, Erdströme in den Alpen.- Mitt.Geogr. Ges.München, 52, 231 - 246, München.
- FRASL, G.: 1954, Aufnahmen 1953 auf Blatt Rauris (154).- Verh.Geol.B.-A., Jg.1954, H.1, 38 - 42, Wien.

- FUCHS, A.: 1956, Über Bergstürze bei Lanersbach (Tuxer Tal, Tirol).- Mitt.Geol.Ges.Wien, 48, 29 - 32, Wien.
- FÜRLINGER, W.L.: 1972, Mechanismus einer Hangbewegung in Quarzphylliten und dessen Kontrolle im gefügeäquivalenten Modellversuch.- Geol.Rdsch., 61, H.3, 871 - 882, Stuttgart.
- GATTINGER, T.E.: 1978, Aktuelle Krustenbewegungen in den Alpen und ihre Bedeutung für das Baugeschehen.- Rock Mechanics, Suppl.Bd.6, 17 - 23, Wien.
- HAEFELI, R.: 1944, Erdbaumechanische Probleme im Lichte der Schneeforschung. 4.Zerreißfestigkeit, Kohäsion und Scherfestigkeit von Lockergesteinen im Zusammenhang mit praktischen Aufgaben.- Schweizer Bauzeitung, 123, Nr.5, 49 - 52, Zürich.
- HAEFELI, R.: 1967, Zum progressiven Bruch in Schnee, Boden, Fels und Eis.- Felsmechanik und Ingenieurgeologie, 5, H.1, 17 - 88, Wien.
- HEIM, A.: 1932, Bergsturz und Menschenleben.- Vierteljahresschriften der Naturforschenden Gesellschaft Zürich, 77, 1 - 218, mit Abb., Zürich.
- HOLZ, H.-W.: 1966, Talzus Schub an flachen Hängen.- Geol. Mitt., 6, BREDDIN-Festschrift, 87 - 114, 16 Abb., Aachen.
- HORNINGER, G.: 1958, Einiges über Talzuschübe und deren Vorzeichnung.- Geologie und Bauwesen, 24, H.1, 37 - 45, 3 Abb., Wien.
- HORNINGER, G.: 1959, Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten.- Verh.Geol.B.-A., Jg.1959, H.3, A112 - A115, Wien.
- HOTTINGER, A.: 1935, Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern.- Eclogae Geol.Helv., 28, 249 - 368, 3 Taf., 9 Textfig., Basel.
- HYDROGRAPHISCHER DIENST: 1951, Die Lufttemperaturen in Österreich im Zeitraum 1901 - 1950.- Hydrogr. Dienst in Österr., Beitr.z.Hydrogr. Österr., H.23, Hydrogr. Zentralbüro im BMfLuFw, Wien.
- HYDROGRAPHISCHER DIENST: 1980, Hydrographisches Jahrbuch von Österreich 1976.- 84, Hydrogr. Zentralbüro im BMfLuFw, Wien.
- JOHN, K.W. & DEUTSCH, R.: 1974, Über die Anwendung der Lagenkugel in der Geotechnik.- In: Festschrift Leopold MÜLLER-SALZBURG, 137 159, 25 Abb., Karlsruhe.
- KARL, J.: 1961, Blaikenbildung auf Allgäuer Blumenbergen.- Jb.d.Ver. zum Schutze der Alpenpflanzen und -Tiere, 26, 54 - 62, München.

- KARL, J. & MANGELSDORF, J.: 1971, Typen des fluviatilen Abtrages in den nördlichen Ostalpen.- Int. Symposium INTERPRAEVENT 1971 Villach, 1, Themenkreis I, 23 - 33, Villach.
- KARL, J. & MANGELSDORF, J.: 1975, Die Wildbachttypen der Ostalpen.- Int.Symposium INTERPRAEVENT 1975 Innsbruck, 1, Fachbereich II, 397 - 406, Innsbruck.
- KEIL, K.: 1959, Geotechnik.- 3.Aufl., 1456 S.- 1650 Abb., 74 Tab., (VEB Wilhelm Knapp Verlag) Halle/Saale.
- KEIL, K.: 1963, Grundlegende Eigenschaften der Fels- und Festgesteine: Kriterien und Beispiel.- Felsmechanik und Ingenieurgeologie, 1, H.1, 207 - 213, 7 Abb., Wien.
- KIENHOLZ, H.: 1977, Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1 : 10.000 von Grindelwald (mit einem Beitrag von W.SCHWARZ).- Geographica Bernensia, G4, 191 S., 23 Abb., 17 Tab., 26 Fig., Bern.
- KIESLINGER, A.: 1958, Restspannung und Entspannung im Gestein.- Geologie und Bauwesen, 24, H.2, 95 - 112, 21 Abb., Wien.
- KLEBERGER, J.: 1981, Bericht 1978 über geologische Aufnahmen und hangtektonische Beobachtungen im Gebiet des Wolfbachtals auf Blatt 154, Rauris.- Verh.Geol. B.-A., Jg.1979, H.1, A139 - A141, Wien.
- KLEBERGER, J.: im Druck (a), Bericht 1979 über Untersuchungen an Massenbewegungen im Gebiet des Wolfbachtals/Pinzgau auf Blatt 154, Rauris.- Verh.Geol.B.-A., Jg.1980, H.1, Wien.
- KLEBERGER, J.: im Druck (b), Bericht 1980 über technisch-geologische Untersuchungen an einer Großhangbewegung im Wolfbachtal/Pinzgau auf Blatt 154, Rauris.- Verh. Geol.B.-A., Jg.1981, H.1, Wien.
- KLEBERGER, J.: im Druck (c), Erläuterungen zu Blatt Nr. 124, Saalfelden, der Karte der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren der Republik Österreich (1 : 50.000).- 3 Tab., 20 Abb., Geol.B.-A., Wien.
- KLEBERGER, J.: im Druck (d), Karte der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren der Republik Österreich (1 : 50.000), Blatt Nr.124, Saalfelden.- Geol. B.-A., Wien.
- KNOBLICH, K.: 1967, Mechanische Gesetzmäßigkeiten beim Auftreten von Hangrutschungen.- Z.f.Geomorphologie, N.F., 11, 286 - 299, 8 Abb., Stuttgart.
- LAATSCH, W. & GROTTENTHALER, W.: 1972, Typen der Massenverlagerungen in den Alpen und ihre Klassifikation.- Forstw.Centralblatt., 91, H.6, 309 - 339, 12 Abb., München.

- LAUFFER, M., NEUHAUSER, E. & SCHÖBER, W.: 1971, Der Auftrieb als Ursache von Hangbewegungen bei der Füllung des Gephatschspeichers.- Öst.Ingenieurz., 116, H.4, 101 - 113, 11 Abb., Wien.
- LÓPEZ PRADO, J. & PENÁPINTO, J.L.: 1979, Problems involved in the Preparation of Geotechnical Maps at a scale of 1 : 25.000.- Bull.IAEG, 19, 84 - 87, 1 table, Krefeld.
- MILLIES-LACROIX, A.: 1981, Classification des Talus et Versantes instables.- Bull.Liaison Pont et Chaussees, Special X, 55 - 62, 3 Abb., 1 Tab., Paris.
- MORAWETZ, S.: 1964, Zur Entstehung von Buckelwiesen.- Z.f. Geomorphologie, 8, 60 - 63, Stuttgart.
- MOSER, M.: 1973, Analyse des Ausbruchsbildes bei den Hochwasserkatastrophen der Jahre 1965 und 1966 im mittleren Lesachtal (Kärnten).- Carinthia II, 163/83, 179 - 236, 19 Abb., 3 geotechnische Karten, Klagenfurt.
- MÜLLER, L.: 1958, Geomechanische Auswertungen gefügekundlicher Details.- Geologie und Bauwesen, 24, H.1, 4 - 21, 14 Abb., Wien.
- MÜLLER, L.: 1963, Die Standfestigkeit von Felsböschungen als spezifisch geomechanische Aufgabe.- Felsmechanik und Ingenieurgeologie, 1, H.1, 50 - 71, 17 Abb., Wien.
- MÜLLER, L.: 1964, Der Felsbau.- Bd.1, 626 S., 307 Abb., 22 Taf., Stuttgart (Verlag F.Enke).
- MÜLLER, L.: 1964, The Rock Slide in the Vayont Valley.- Felsmechanik und Ingenieurgeologie, 2, H.3-4, 148 - 212, 28 Fig., Wien.
- MÜLLER-SALZBURG, L.: 1969, Geomechanische Auswirkungen von Abtragungsvorgängen.- Geol.Rdsch., 59, H.1, 163 - 178, 11 Abb., Stuttgart.
- MÜLLER-SALZBURG, L. & LÖTTERS, G.: 1974, Eine Rutschung am Rande eines geologischen Grabens.- Rock Mechanics, Suppl.Bd.3, 53 - 67, 10 Abb., Wien.
- MÜLLER-SALZBURG, L.: 1975, Die Bedeutung der Gefügekunde für Ingenieurgeologie und Geomechanik.- Rock Mechanics, Suppl.Bd.4, 1 - 9, Wien.
- PAŠEK, J.: 1967, Schollenartige Hangbewegungen.- Mitt.Ges. Geol.Bergbaustud., 18, 367 - 378, 16 Abb., Wien.
- PIPPAN, Th.: 1963 Beiträge zur Frage der jungen Hangformung und Hangabtragung in den Salzburger Alpen.- Nachr. Akad.Wiss., II., mathem.-phys.Kl., 63, Nr.11, 163 - 183, mit Abb., Göttingen.
- PIPPAN, Th.: 1973, Die Bedeutung meteorologischer Faktoren für die Auslösung gegenwärtiger geomorphologischer Prozesse am Beispiel des Landes Salzburg.- In: Beitr.z.Klimatologie, Meteorologie und Klimamorphologie, Festschr. TOLLNER, 169 - 191, 2 Tab., 2 Abb., Salzburg (Selbstverlag d. Geogr.Inst.d.Univ.Salzburg).

- PIRKL, H.R.: 1972, Quartäre gravitativtektonische Gefüge-  
umprägung der Tauernschieferhülle im unteren Möll-  
tal zwischen Kaponig- und Riekengraben (Kärnten).-  
Verh.Geol.B.-A., Jg.1972, H.2, 268 - 280, 9 Abb.,  
Wien.
- REUTER, F., KLENGEL, K.J. & PAŠEK, J.: 1978, Ingenieurgeologie.-  
451 S., 263 Abb., 133 Tab., 1 Beil., Leipzig (VEB  
Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie).
- ROLLER, M.: 1978, Der phänologische Jahresablauf in einem  
Tal der Hohen Tauern in 1000 m Seehöhe.- Arbeiten  
aus der Zentralanstalt f.Meteorologie u. Geodynamik,  
H.32, 96/1 - 96/4, 1 Abb., 6 Tab., Wien.
- RICHTER, H.: 1960, Die Wildbachkatastrophen des Jahres 1959.-  
Öst.Wasserwirtschaft, 12, H.3, 55 - 62, Wien.
- SANDER, B.: 1948, Einführung in die Gefügekunde geologischer  
Körper.- Bd.1, 215 S., 66 Abb., Wien (Verlag  
Springer).
- SANDER, B.: 1950, Einführung in die Gefügekunde geologischer  
Körper.- Bd.2, 409 S., 153 Abb., 166 Diagr., 8 Taf.,  
Wien (Verlag Springer).
- SCHAUER, Th.: 1972, Zur Blaikenbildung in den Alpen.-  
Schriftenreihe d.Bayer.Landesamtes f.Wasserwirtschaft,  
H.1, VII + 30 S., 9 Abb., 13 Bilder, 9 Tab., München.
- SEEFELDNER, E.: 1961, Salzburg und seine Landschaften - Eine  
geographische Landeskunde.- 573 S., 67 Abb., 24 Fig.,  
Stuttgart/Salzburg (Verlag Das Bergland-Buch).
- SENFTEL, E. & EXNER, Chr.: 1973, Rezente Hebungen der Hohen  
Tauern und geologische Interpretation.- Verh.Geol.  
B.-A., Jg.1973, 209 - 234, 3 Abb., Wien.
- SMOLTCZYK, U.: 1980, Grundbau Taschenbuch.- Teil 1, 3.Auflage,  
598 S., Berlin/München (Verlag W.Ernst & Sohn).
- SPAUN, G.: 1979, Tunnelbau und Talzuschub.- Rock Mechanics,  
Suppl.Bd.8, 333 - 348, 13 Abb., Wien.
- STINY, J.: 1910, Die Muren - Versuch einer Monographie mit  
besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in den  
Tiroler Alpen.- 139 S., 34 Abb., Innsbruck (Wagner's  
scher Universitätsverlag).
- STINY, J.: 1922, Technische Geologie.- 789 S., 463 Abb.,  
1 geol. Übersichtskarte, Stuttgart (Verlag F.Enke).
- STINY, J.: 1926, Zur Frage der Doppelgrate.- Z.f.Geo-  
morphologie, 1, 299 - 301, Leipzig.
- STINY, J.: 1929, Zur Kenntnis und Abwehr von Rutschungen.-  
Geologie und Bauwesen, 1, 190 - 201, 4 Abb., Wien.
- STINY, J.: 1931, Die geologischen Grundlagen der Verbauung  
der Geschiebeherde in Gewässern.- 121 S., 40  
Textabb., Wien (Verlag Springer).

- STINY, J.: 1934, Zur Landformenkunde des Glocknergebietes.- Geol.Rdsch., 25, 378 - 383, 2 Abb., Berlin.
- STINI, J.: 1941, Unsere Täler wachsen zu.- Geologie und Bauwesen, 13, 71 - 79, 3 Abb., Wien.
- STINI, J.: 1942, Nochmals der "Talzuschub".- Geologie und Bauwesen, 14, 10 - 14, 1 Abb., Wien.
- STINI, J.: 1952, Neuere Ansichten über "Bodenbewegungen" und ihre Beherrschung durch den Ingenieur.- Geologie und Bauwesen, 19, 31 - 54, 4 Abb., Wien.
- STINI, J.: 1952, Talzuschub und Wildbachverbauung.- Geologie und Bauwesen, 19, 135 - 136, Wien.
- STOCKER, E.: 1971, Hanguntersuchungen in der Kreuzeckgruppe (Kärnten).- Diss.d.Univ.Graz, 14, 166 S., 26 Abb., 20 Bilder, 5 Anlagen, Wien (Verlag Notring).
- TERZAGHI, K.C. & PECK, R.B.: 1948, Soil mechanics in engineering practice.- 556 S., mit Abb., New York (John Wiley & Sons).
- TERZAGHI, K.C.: 1950, Mechanism of Landslides.- in PAIGE, S.: Application of geology to engineering practice.- Geol.Soc.Am., Berkey Vol., 83 - 123, New York.
- UCIK, H.U.: 1974, Bergstürze, Talzuschub und Wildbäche - einige Ergebnisse der Intergralanalyse Liesertal.- Kärntner Naturschutzblätter, 13, 31 - 47, 6 Abb., Klagenfurt.
- YOUNG, A.: 1961, Characteristic and limiting slope angles.- Z.f.Geomorphologie, N.F.5, 126 - 131, Stuttgart.
- YOUNG, A.: 1964, Slope profile analysis.- Z.f.Geomorphologie, Suppl.Bd.5, 17 - 27, Stuttgart.
- VEDER, C.: 1979, Rutschungen und ihre Sanierung. (Mit Beiträgen von Fritz HILBERT).- 231 S., 116 Abb., 4 Tab., Wien/New York (Verlag Springer).
- ZARUBA, Q. & RYBAR, J.: 1970, Pleistozäne Rutschungen in den Neovulkaniten NW Böhmens.- Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 19, 281 - 286, 5 Abb., Wien.
- ZARUBA, Q. & MENCL, V.: 1972, Landslides and their control.- Developements in geotechnical engineering, 2, IX + 214 S., 155 Abb., 2 Taf., 1 Kt., Amsterdam (Elsevier).
- ZISCHINSKY, U.: 1967, Bewegungsbilder instabiler Talflanken.- Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 17, 127 - 168, 7 Abb., 7 Taf., 3 Kt., 2 Stereoluftbilder, Wien.
- ZISCHINSKY, U.: 1969, Über Bergzereißung und Talzuschub.- Geol.Rdsch., 58, H.3, 974 - 983, 7 Abb., Stuttgart.
- ZISCHINSKY, U.: 1969, Über Sackungen.- Rock Mechanics, 1, H.1, 30 - 52, 8 Abb., Wien.
- ZISCHINSKY, U.: 1969, Rheologie und Felsmechanik aus geologischer Sicht.- Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Suppl.Bd.V, 21 - 32, 2 Abb., Wien.



## Curriculum vitae

Am 13. Juni 1954 wurde ich in Salzburg als zweiter Sohn des Ingenieurs Wilhelm A. Kleberger und seiner Frau Elfriede Kleberger geboren. Die ersten Lebensjahre wuchs ich in Heidelberg, Wien und Salzburg auf, wo ich 1960 auch die erste Volksschulklasse absolvierte. Die zweite und dritte Volksschulklasse besuchte ich in Steinbach/Attersee (Oberösterreich), die vierte Klasse in Oberwinter (Rheinland-Pfalz, Deutschland). Von 1964 bis 1972 war ich Schüler am Nicolaus-Cusanus Gymnasium (naturwissenschaftlicher Zweig) in Bonn-Bad Godesberg, wo ich auch die Hochschulreife (Matura) erlangte. Anschließend begann ich mit dem Studium der Fächer Geologie (HF) und Petrographie (NF) an der Universität in Salzburg.

- 1975 Teilnahme an der Forschungsfahrt nach West- und Zentralanatolien der geowissenschaftlichen Institute der Univ. Salzburg und Teilnahme an der Süditalien-Exkursion der geowissenschaftlichen Institute der Ruhr-Universität Bochum.
- 1976 Vor 1.3. bis 30.6.1976 Praktikums<sup>m</sup>tätigkeit bei der Geophysikfirma PRAKLA-SEISMOS, Hannover, an verschiedenen Einsatzgebieten in Süddeutschland und in der Zentrale in Hannover.
- 1976 Seit 1976 bis heute Tätigkeit als Auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Kartierungsgebiete: Blatt 66, Gmunden, Nördliche Kalkalpen und Blatt 154, Rauris, Hohe Tauern.
- 1977 Besuch des Kurses für Felsbau der Fachhochschule Nienburg/Hannover in Hannover (März 1977). Beginn der Dissertationsarbeit im Wolfbachtal.
- 1978 Seit 1978 Mitarbeit am Geodynamik-Projekt und an zahlreichen Rohstoff-Forschungsprojekten im Bundesland Salzburg.
- 1979 Von November 1979 bis September 1980 Vertragsbediensteter im Röntgenlabor (Röntgenfluoreszenz) des Instituts für Geowissenschaften bei Frau Prof. E.KIRCHNER.

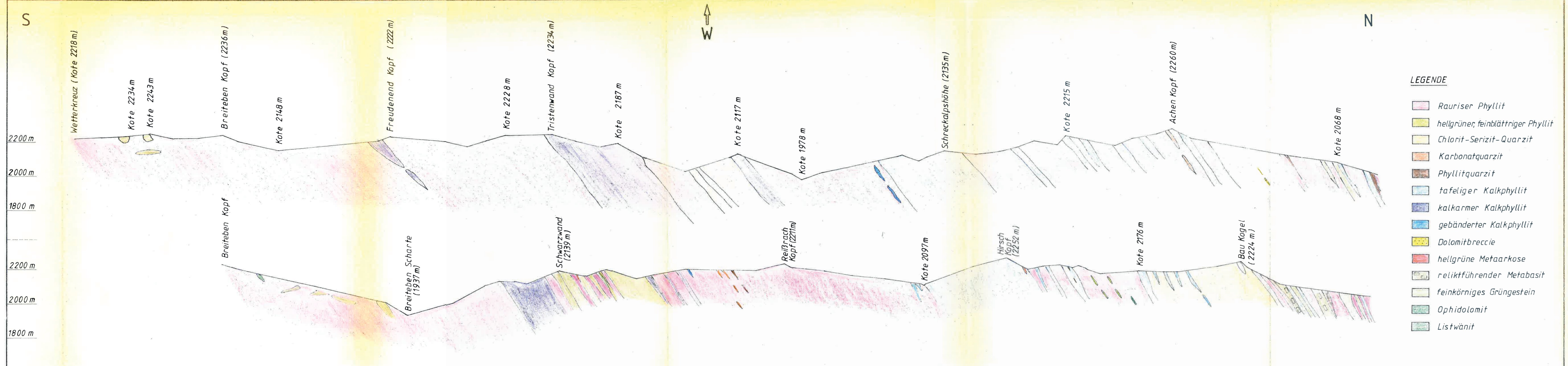
Salzburg, im Mai 1982

- ANDORFER, G. & KLEBERGER, J.: 1977, Bericht 1976 über Aufnahmen von mittel-triadischen-neokomen Schichtfolgen in der Langbathzone und am Nordrand des Höllensteingebirges.- Verh.Geol.B.-A., Jg.1977,H.1, A65 - A67, Wien.
- ANDORFER, G. & KLEBERGER, J.: 1978, Zur Geologie der Langbathzone.- Jahrb. Univ.Salzburg, Jg.1975 - 1977, 116 - 119, Salzburg.
- ANDORFER, G. & KLEBERGER, J.: 1979, Bericht 1977 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet der Langbathzone auf Blatt 66, Gmunden.- Verh.Geol.B.-A., Jg.1978, H.1, A67 - A69, Wien.
- KLEBERGER, J. & SCHRAMM, J.-M.: 1980, Ein Metamorphosehiatus an der Salzach-Längstalstörung? .- Sitz.Ber.Akad.Wiss.Wien, math.-natw.Klasse, Jg.1980, 5, 1 - 6, Wien.
- KLEBERGER, J.: 1981, Bericht 1978 über geologische Aufnahmen und hangtektonische Beobachtungen im Gebiet des Wolfbachtals auf Blatt 154, Rauris.- Verh.Geol.B.-A., Jg.1979, H.1, A139 - 141, Wien.
- KLEBERGER, J. & BECHTOLD, D.: 1981, Haltepunkt 1/5 .- Beitrag in: V.HÖCK et al, 1981: Petrographie und Mineralogie der Grauwackenzone und der Nordabdachung der Hohen Tauern im Land Salzburg.- Fortschr.Mineral., 59, Beiheft 2, 3 - 37, Stuttgart.
- KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J.J. & TICHY, G.: 1981, Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau/Salzburg).- Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 10, H.9, 275 - 288, Innsbruck.
- BECHTOLD, D., KLEBERGER, J. & SCHRAMM, J.-M.: 1981, Zur Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg - Ein Exkursionsführer .- Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 10, H.11, 305 - 353, Innsbruck.
- BECHTOLD, D., BERNROIDER, M., FRASL, G., HÖCK, V., KLEBERGER, J., STEYRER, H.P. & VETTERS, W.: 1982, Suche und Beurteilung von Dekorgesteinen (Plattengneis und Plattengneis) im Bundesland Salzburg.- Arch.f.Lagerst.forsch.Geol.B.-A., 1, 19 - 28, Wien.

## Im Druck befindliche Arbeiten:

- ANDORFER, G. & KLEBERGER, J.: Bericht 1979 über geologische Kartierungen in den Nördlichen Kalkalpen im Bereich des Höllengebirgsnordrandes und der Langbathzone auf Blatt 66, Gmunden.- Verh.Geol.B.-A., Jg.1980, H.1, Wien.
- KLEBERGER, J.: Bericht 1979 über geologisch-petrographische Aufnahmen im penninischen Anteil des Wolfbachtals/Pinzgau und seiner Umrahmung auf Blatt 154, Rauris.- Verh.Geol.B.-A., Jg.1980, H.1, Wien.
- KLEBERGER, J.: Bericht 1979 über Untersuchungen an Massenbewegungen im Gebiet des Wolfbachtals/Pinzgau auf Blatt 154, Rauris.- Verh.Geol.B.-A., Jg.1980, H.1, Wien.
- KLEBERGER, J.: Bericht 1980 über technisch-geologische Untersuchungen an einer Großhangbewegung im Wolfbachtal/Pinzgau auf Blatt 154, Rauris.- Verh.Geol.B.-A., Jg.1981, H.1, Wien.
- ANDORFER, G. & KLEBERGER, J.: Bericht 1980 über geologische und stratigraphische Detailuntersuchungen im Bereich der Langbathzone und des Höllengebirges (Nördliche Kalkalpen) auf Blatt 66, Gmunden.- Verh. Geol.B.-A., Jg.1981, H.1, Wien.
- KLEBERGER, J.: Karte der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren der Republik Österreich (1 : 50.000) Blatt Nr. 124, SAALFELDEN.- Geol.B.-A., Wien.

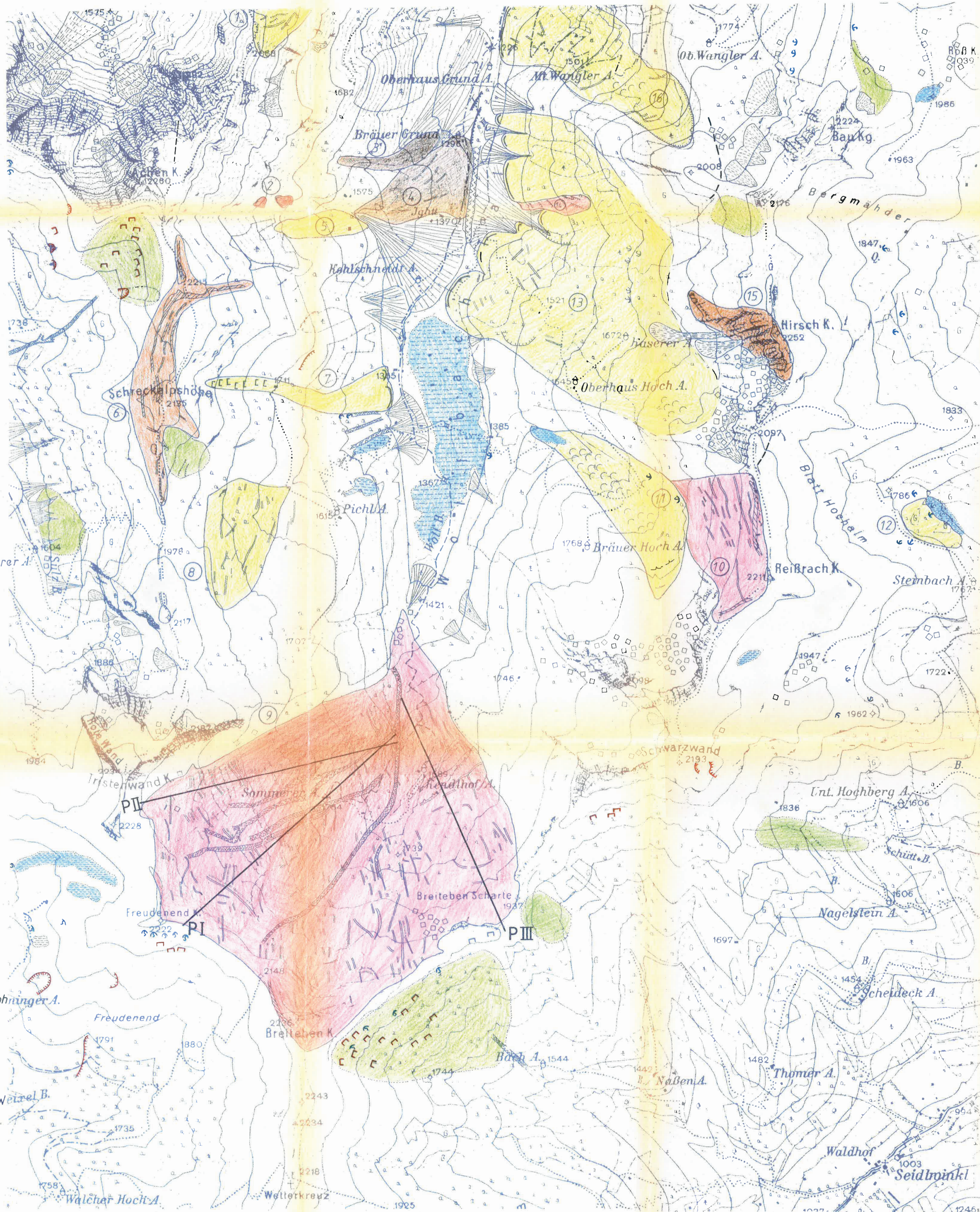
- KLEBERGER, J.: Erläuterungen zu Blatt Nr. 124, SAALFELDEN der Karte der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren der Republik Österreich (1 : 50.000).- Geol.B.-A., Wien.
- MÜLLER, P.-J., BECHTOLD, D. & KLEBERGER, J.: Erfassung ausgewählter Schottervorkommen im Flachgau/Nord, Salzburg - Rohstoffforschung SA - 16 f/1981 .- Arch.f.Lagerst.forsch. Geol.B.-A., Wien.



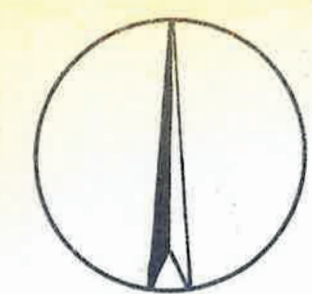
GEOLOGISCHE PROFILSCHNITTE DURCH DIE BEIDEN WESTLICH UND ÖSTLICH DES WOLF - BACHTALES VERLAUFENDEN GIPFELZÜGE

vertikaler und horizontaler Maßstab : 1:10.000





- Bereiche mit aktiven Hangbewegungen
- Bereiche schwach- bis inaktiver Hangbewegungen
- Zerrüttete Zone im Fels
- Bodenfließen
- (ältere) Murensedimente
- aktive Murenrinne
- Doppelgratbildungen
- Hangstufen
- Rücken und Wälle
- Gräben
- Stauwülste kriechender Hänge
- aktive Abrißkanten
- vorgezeichnete Abrißkanten
- Translationsanrisse
- Buckelwiese
- Erosionskante
- verstärkte Ufererosion (Wildbachstrecke)
- Schuttfächer
- Schwemmfächer
- Blockwerk
- Quellaustritte
- tekt. Störung (vermutet)
- Vernässungsgebiet
- Moor, Anmoor
- 1 Nummer der im Textteil näher beschriebenen Massenbewegung
- PI Meßprofil (geodätisch)



250 m

## Karte der Massenbewegungen des südlichen Wolfbachtals

(Salzburg/Österreich)

im Maßstab 1:10.000

aufgenommen von

J. KLEBERGER

in den Jahren 1978 - 1980