

DIE WUSTKOGLSERIE DES TAUERNFENSTERS
MITTLERE UND WESTLICHE HOHE TAUERN
ÖSTERREICH

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften
im Fachbereich Geowissenschaften
der Westfälischen Wilhelms-Universität
zu Münster

vorgelegt von
Rolf Buhr
aus
Bremen
1981

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	
Zusammenfassung	
1. Einleitung	9
1.1 Lage des Arbeitsgebietes	9
1.2 Problemstellung	10
1.3 Arbeitsmethoden	10
1.4 Historischer Überblick	15
1.5 Geologischer Überblick	17
2. Petrographie	22
2.1 Allgemeines	22
2.2 Petrographie der Wustkoglsrie insgesamt	23
2.2.1 Makroskopisch	23
2.2.2 Mikroskopisch	24
2.3 Gliederung der Wustkoglsrie	29
2.3.1 Allgemeines	29
2.3.2 Untere Wustkoglsrie	30
2.3.2.1 Verbreitung	30
2.3.2.2 Mächtigkeiten	30
2.3.2.3 Gesteinsausbildung	31
2.3.2.3.1 Makroskopisch	31
2.3.2.3.2 Mikroskopisch	31
2.3.3 Untere Mittlere Wustkoglsrie	31
2.3.3.1 Verbreitung	31
2.3.3.2 Mächtigkeiten	32
2.3.3.3 Gesteinsausbildung	32
2.3.3.3.1 Makroskopisch	32
2.3.3.3.2 Mikroskopisch	33

	Seite
2.3.4 Obere Mittlere Wustkoglsrie	35
2.3.4.1 Verbreitung	35
2.3.4.2 Mächtigkeiten	36
2.3.4.3 Gesteinsausbildung	36
2.3.4.3.1 Makroskopisch	36
2.3.4.3.2 Mikroskopisch	37
2.3.5 Obere Wustkoglsrie	40
2.3.5.1 Verbreitung	40
2.3.5.2 Mächtigkeiten	40
2.3.5.3 Gesteinsausbildung	41
2.3.5.3.1 Makroskopisch	41
2.3.5.3.2 Mikroskopisch	42
2.4 Alterseinstufung	44
2.5 Metamorphose	46
2.5.1 Allgemeines	46
2.5.2 Metamorphosestufe	46
2.5.3 Auswirkungen auf das Edukt	48
3. Profile	49
3.1 Allgemeines	49
3.2 Profilbereich Wolfendorn	50
3.2.1 Allgemeines	50
3.2.2 Tektonik	50
3.2.3 Mächtigkeiten	50
3.2.4 Gesteinsausbildung	51
3.2.4.1 Obere Mittlere Wustkoglsrie	51
3.2.4.2 Obere Wustkoglsrie	53
3.3 Profilbereich Tuxer Joch	55
3.3.1 Allgemeines	55
3.3.2 Tektonik	55
3.3.3 Mächtigkeiten	57
3.3.4 Gesteinsausbildung	57
3.3.4.1 Untere Mittlere Wustkoglsrie	57
3.3.4.2 Obere Mittlere Wustkoglsrie	59

	Seite
3.4 Profilbereich Tettensjoch	63
3.4.1 Allgemeines	63
3.4.2 Tektonik	63
3.4.3 Mächtigkeiten	64
3.4.4 Gesteinsausbildung	64
3.4.4.1 Obere Mittlere Wustkoglsrie	64
3.4.4.2 Obere Wustkoglsrie	66
3.5 Profilbereich Penken	68
3.5.1 Allgemeines	68
3.5.2 Tektonik	68
3.5.3 Mächtigkeiten	69
3.5.4 Gesteinsausbildung	70
3.5.4.1 Untere Mittlere Wustkoglsrie	70
3.5.4.2 Obere Mittlere Wustkoglsrie	72
3.5.4.3 Obere Wustkoglsrie	74
3.6 Profilbereich Gerlostal-Südseite	76
3.6.1 Allgemeines	76
3.6.2 Tektonik	76
3.6.3 Mächtigkeiten	77
3.6.4 Gesteinsausbildung	78
3.6.4.1 Untere Mittlere Wustkoglsrie	78
3.6.4.2 Obere Mittlere Wustkoglsrie	79
3.6.4.3 Obere Wustkoglsrie	81
3.7 Profilbereich Gerlostal-Nordseite	83
3.7.1 Allgemeines	83
3.7.2 Tektonik	83
3.7.3 Mächtigkeiten	84
3.7.4 Gesteinsausbildung	85
3.7.4.1 Untere Wustkoglsrie	85
3.7.4.2 Untere Mittlere Wustkoglsrie	86
3.7.4.3 Obere Mittlere Wustkoglsrie	87
3.7.4.4 Obere Wustkoglsrie	88

	Seite
3.8 Profilbereich Salzbachtal	90
3.8.1 Allgemeines	90
3.8.2 Tektonik	90
3.8.3 Mächtigkeiten	91
3.8.4 Gesteinsausbildung	91
3.8.4.1 Obere Mittlere Wustkoglsrie	91
3.8.4.2 Obere Wustkoglsrie	93
3.9 Profilbereich Seidlwinkltal	95
3.9.1 Allgemeines	95
3.9.2 Tektonik	95
3.9.3 Mächtigkeiten	95
3.9.4 Gesteinsausbildung	96
3.9.4.1 Obere Mittlere Wustkoglsrie	96
3.9.4.2 Obere Wustkoglsrie	97
4. Faziesanalyse, Sedimentationsbedingungen und paläogeographische Deutung	99
4.1 Allgemeines	99
4.2 Sedimentationsverhältnisse	100
4.3 Paläogeographische Deutung	104
5. Stellung der Wustkoglsrie innerhalb zeit- gleicher Äquivalente	106
Literaturverzeichnis	110
Anhang	
Anlagen	

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist mir von Herrn Prof. Dr. H. MILLER übertragen worden, bei dem ich mich an dieser Stelle für die stete Förderung während der Durchführung sowohl im Gelände als auch im Institut bedanken möchte. Insbesondere möchte ich die Freiheit hervorheben, die mir bei der Bearbeitung des gestellten Themas gewährt wurde. Für petrographische Fragestellungen stand mir Dr. M. REISSINGER dankenswerterweise mit Rat und Diskussionen zur Verfügung.

Sehr aufschlußreich und nützlich war die enge Zusammenarbeit mit meinen Kommilitonen M. HEINISCH, H. LEDOUX und R. ROTH, für deren ständige Hilfsbereitschaft ich mich bedanke.

Ferner danke ich den Mitarbeitern des Mineralogischen Institutes, den Herren Prof. Dr. D. STÖFFLER, R. BORCHARD sowie Frau HÜBNER, bei der Hilfestellung hinsichtlich der erzmikroskopischen und röntgenologischen Untersuchungen.

Allen weiteren Hochschullehrern, Mitarbeitern und Kommilitonen des Geologisch-Paläontologischen Institutes Münster möchte ich für die Unterstützung, die fachliche Kritik und den praktischen Rat danken, mit dem sie zum Gelingen der Arbeit beitrugen.

Nicht zuletzt möchte ich mich für die finanzielle Unterstützung, die die Arbeit überhaupt ermöglicht hat, bei meinen Eltern und meiner Frau bedanken; nicht unerwähnt bleiben soll, daß meine Frau auch sämtliche Schreibarbeiten übernahm.

Zusammenfassung

Die Gesteine der Wustkoglsrie an der Basis der Glocknerdecke des Penninikums sind in ihrer gesamten Verbreitung bearbeitet worden.

Dabei ist erstmals eine Gliederung der Serie vorgenommen worden, die für das gesamte Verbreitungsgebiet Gültigkeit hat. Die Serie untergliedert sich in Untere, Mittlere und Obere Wustkoglsrie; der mittlere Teil ist weiter unterteilt in einen hämatitfreien und einen hämatit- und z.T. karbonatführenden Horizont.

Die Gesteine der Unteren Wustkoglsrie bestehen aus grauen, graublauen und untergeordnet grünen Phylliten.

Die Gesteine der Mittleren Wustkoglsrie bestehen aus hellgrünen bis grünen (Quarzit-)Schiefern, dunkelgrünen Schiefern - Quarzitschiefern mit vereinzelt phyllitischem Charakter und hellgrünen Quarziten.

Die Gesteine der Oberen Wustkoglsrie bestehen aus vorwiegend hellgrünen bis weißen Quarziten, die in den obersten Teilen schiefrige, karbonatische Lagen enthalten können.

Eine Faziesanalyse der Ausgangsgesteine ergibt folgendes Bild:

Ein überwiegend granitisches Liefergebiet schüttet im Perm kontinentale, feinsandige Sedimente auf die nördlichen Vorländer der Tethys.

Aufgrund der häufigen Fazieswechsel in räumlicher Hinsicht muß man auf ein unruhiges Paläorelief schließen, welches aus Senken und Schwellen besteht.

Während der limnisch-fluviatilen Sedimentation unter ariden bis semiariden Bedingungen muß es häufig zu Stillwasserphasen gekommen sein.

Die schlechte Sortierung sowie der hohe Feldspatgehalt deuten auf kurze Transportwege hin.

Zu Beginn der Trias setzt eine Meerestransgression ein,
die die Sedimente besser aufarbeitet und homogenisiert.

Abschließend läßt sich sagen, daß die Wustkogelserie
ein permotriassisches Verbindungsglied zwischen germa-
nischer und alpiner Fazies darstellt.

1. Einleitung

1.1 Lage des Arbeitsgebietes

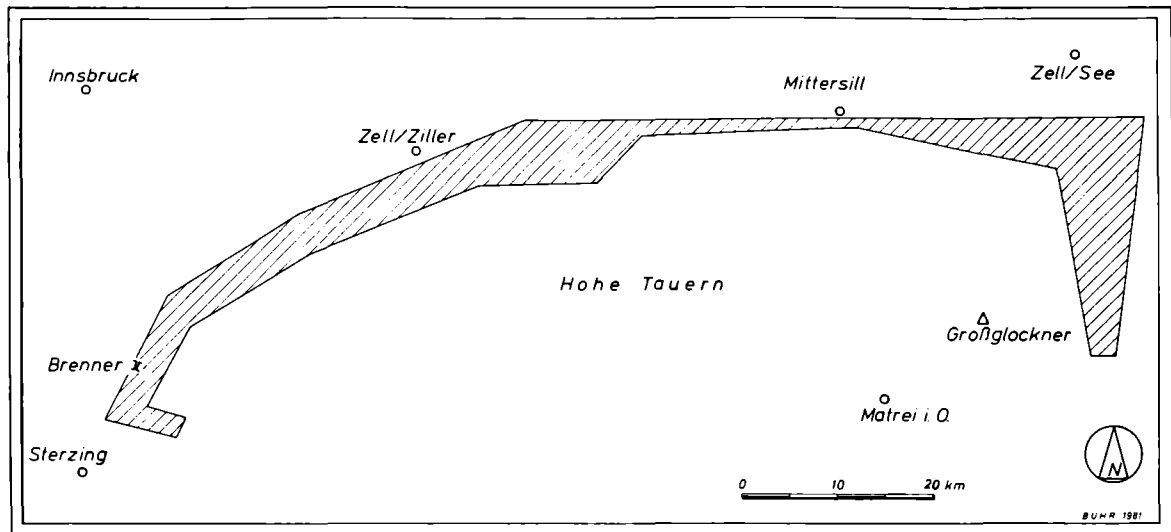


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes (schraffiert)

Das Arbeitsgebiet befindet sich geographisch gesehen am nördlichen Rand der Hohen Tauern in den Österreichischen Ostalpen. Es reicht vom Brennerpaß im Westen bis zum Seidlwinkl-tal im Osten, knapp östlich der Großglockner Hochalpenstraße. Das entspricht einer W-E-Entfernung von ca. 140 km. Die maximale Breite des zu bearbeitenden Streifens beträgt 5 - 6 km.

Das Arbeitsgebiet ist gebunden an die Verbreitung der penninischen Schieferhülle, die die kristallinen Kerne der Hohen Tauern umgibt. Innerhalb dieser Schieferhülle tritt die Wustkoglsérie jedoch nicht überall auf. Sie beschränkt sich im wesentlichen auf den Bereich der westlichen und mittleren Hohen Tauern, und auch innerhalb dieses Verbreitungsbereiches gibt es zwei Kern- und zwei Randbereiche. Als Kernbereiche wären zu nennen das Gebiet zwischen Tuxer Joch und Penken im Tuxer Tal sowie das Gebiet des Gerlostales. Randbereiche sind im Westen der Raum Wolfendorn auf italieni-

scher Seite, im Osten die Südflanke des Salzachtales mit vereinzelt Vorkommen sowie das hintere Seidlwinkltal mit zwei Lokalitäten, wovon die am Wustkogel die Typlokalität ist.

1.2 Problemstellung

Die Wustkogelserie ist eine Basisserie in der penninischen Schieferhülle. Sie gibt Auskünfte über die Verhältnisse im Penninikum an der Wende Paläozoikum/Mesozoikum.

Da es bislang keine zusammenfassende Bearbeitung der Wustkogelserie gegeben hat, war es an der Zeit, diese aus mehreren Gesteinstypen bestehende Mischserie über das gesamte Verbreitungsgebiet zu untersuchen.

Grundlage der Arbeit war eine genaue Aufnahme des Gesteinsbestandes der Serie sowie eine lithologische Beschreibung. Darauf aufbauend wurde angestrebt, erstmalig eine Gliederung der Wustkogelserie vorzunehmen, die für die gesamte Serie Gültigkeit besitzen sollte.

Im Anschluß daran sollte versucht werden, in räumlicher wie zeitlicher Hinsicht für diesen Gesteinskomplex ein Sedimentationsmodell zu entwickeln. Dieses Faziesmodell wiederum ist Teil eines gesamtpaläogeographischen Bildes des Ostalpenraumes zum Zeitpunkt Permo-Skyth.

1.3 Arbeitsmethoden

Die Arbeitsmethoden lassen sich in Feld- und Labormethoden aufteilen.

Im Gelände wurden an geeigneten Stellen Profile gelegt, Proben genommen und die Lagerungsverhältnisse gemessen.

Eine Schwierigkeit ergab sich bereits beim Aufsuchen der Serie. Da keine einheitliche Kartierung über das Verbreitungsgebiet der Wustkogelserie vorlag, mußte auf Kartierungen früherer Bearbeiter zurückgegriffen werden, die jedoch immer nur kleine Geländeabschnitte bearbeitet hatten und die Wustkogelserie auch nicht immer als lithologische Einheit

in ihren Karten ausgewiesen hatten. Folglich war es häufig nötig, Kartierungen erst nach meinen Gesichtspunkten zu überarbeiten, lithologische Einstufungen zu überprüfen und die Ergebnisse der früheren Bearbeiter auf einen einheitlichen Stand zu bringen.

Die Profile und Proben wurden bereits im Gelände beschrieben.

Im Labor wurden zur weiteren Untersuchung aus den Proben Dünn- und Anschliffe gefertigt. Diese Arbeiten waren sehr zeitaufwendig, da sie von mir selbst vorgenommen wurden. Das hatte jedoch den Vorteil, daß jeder einzelne Schliff eine maximale Aussagekraft erhielt.

Die mikroskopischen Untersuchungen sind mit einem Polarisationsmikroskop der Firma LEITZ SM-LUX-POL durchgeführt worden.

Die Dünnschliffbeschreibung erfolgte nach einem festen Schema. Ich habe ein Formblatt speziell zur Aufnahme der Dünnschliffdaten entwickelt, die für die Gesteine der Wustkogelserie relevant sind. Die Daten sind in der Weise aufbereitet, daß eine Weiterverarbeitung per Computer möglich wäre mit Hilfe der Faktorenanalyse.

Der Modalbestand wurde flächenanalytisch durch das Punktzählverfahren ermittelt, und zwar mit einem automatischen Pointcounter der Firma SWIFT.

Die Geröllmessungen erfolgten durch ein Integrationsokular. Dabei wurde bei deformierten Geröllen über den Flächeninhalt der ehemalige Korndurchmesser ermittelt.

Die Erzanalysen sind im Mineralogischen Institut auf einem Polarisationsmikroskop der Firma ZEISS mit Opakilluminator durchgeführt worden. Über einen Digitalwandler wurde die Reflexionsintensität an einen Computer weitergeleitet, der dann den Reflexionskoeffizienten mit Mittelwert, Varianz und Standardabweichung ausdrückte.

Dankenswerterweise stellte mir Prof. Dr. D. STÖFFLER sein Labor zur Verfügung.

Die Röntgenanalysen wurden ebenfalls im Mineralogischen Institut mit einer JAGO-Kamera (fokussierende monochromatische Kamera; CuK_1 -Strahlung) durchgeführt.

Mit Hilfe der gewonnenen Feld- und Labordaten wurden im $M = 1:2.500$ morphologische und im $M = 1:1.000$ Säulenprofile gezeichnet. Die letzteren wurden zwecks besserer Handhabung zur Korrelation auf $M = 1:2.000$ verkleinert.

Die Profile wurden anhand von mir selbst ermittelter Baudaten und mit Hilfe von Literaturdaten geglättet.

Daraufhin ist die Wustkogelserie lithostratigraphisch gegliedert worden.

Es folgte eine Zusammenstellung der Säulenprofile mit den wahren ermittelten Mächtigkeiten im Maßstab 1:2.000.

Diese Säulenprofile sind unter Berücksichtigung der Metamorphosestufe in Profile der sedimentären Edukte umgesetzt worden. Aus dieser Übersicht ließ sich lateral wie vertikal ein Faziesmodell entwickeln.

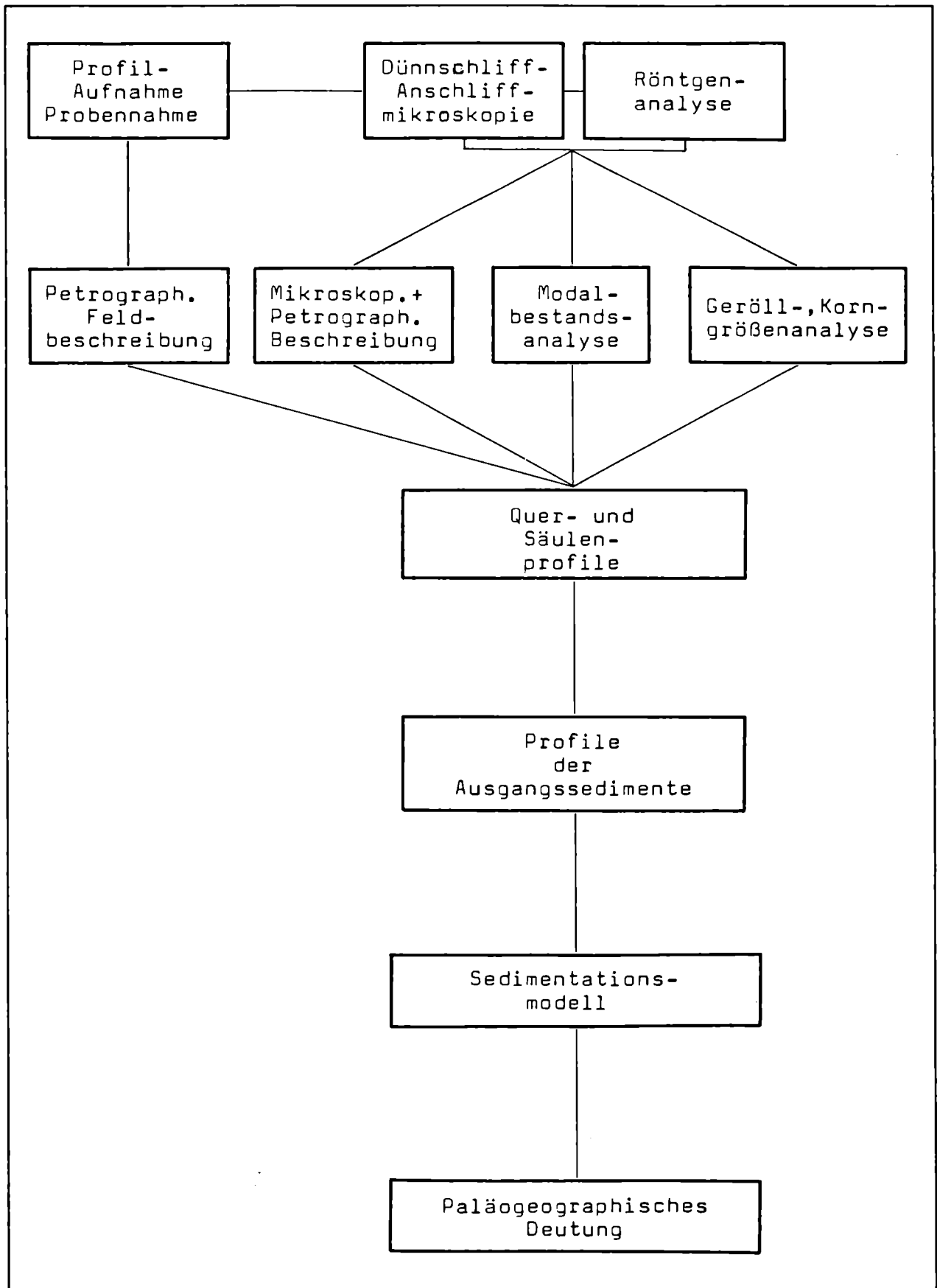


Abb. 2: Flußdiagramm der Arbeitsmethoden

P R O F I L :	S C H L I F F N R . :
Mineralbestand: Quarz....% Alkalifs....% Plag....% Fs i.a....% Glimmer....% Chlorit....% Karbonat....% Apatit....% Zirkon....% Epidot....% Turmalin....% Rutil....% Haematit....% Erz....%	
QUARZ	Farbe :klar <input type="radio"/> getrübt <input type="radio"/> röt.viole <input type="radio"/> rel. KG :gleich <input type="radio"/> wechsel <input type="radio"/> porphyrob <input type="radio"/> Kornform:idiomorph <input type="radio"/> hypidiomo <input type="radio"/> xenomorph <input type="radio"/> Auslösch:undulös <input type="radio"/> fleckig <input type="radio"/> sprunghaf <input type="radio"/> glatt <input type="radio"/> Einschlü:..... <input type="radio"/> Blasenrei <input type="radio"/> Korros.Sc <input type="radio"/> Böhm.Stre <input type="radio"/> Rupturen:verheilt <input type="radio"/> unverheil <input type="radio"/> abgedrift <input type="radio"/> Generatio <input type="radio"/>
ALKALIFELDSPAT	Farbe :klar <input type="radio"/> getrübt <input type="radio"/> rel. KG :gleich <input type="radio"/> wechsel <input type="radio"/> porphyrob <input type="radio"/> Kornform:idiomorph <input type="radio"/> hypidiomo <input type="radio"/> xenomorph <input type="radio"/> Auslösch:glatt <input type="radio"/> undulös <input type="radio"/> fleckig <input type="radio"/> Zwilling:unverzwill <input type="radio"/> einfache <input type="radio"/> polysynth <input type="radio"/> MikroGitt <input type="radio"/> Entmisch:Fleckenpe <input type="radio"/> Aderperth <input type="radio"/> Schbretta <input type="radio"/> Generatio <input type="radio"/> Einschlü:..... <input type="radio"/> Zonarbau <input type="radio"/> Säume <input type="radio"/> Rupturen:verheilt <input type="radio"/> unverheil <input type="radio"/> abgedrift <input type="radio"/> verbogen <input type="radio"/>
PLAGIOKLAS	Farbe :klar <input type="radio"/> getrübt <input type="radio"/> rel. KG :gleich <input type="radio"/> wechsel <input type="radio"/> porphyrob <input type="radio"/> Kornform:idiomorph <input type="radio"/> hypidiomo <input type="radio"/> xenomorph <input type="radio"/> Auslösch:glatt <input type="radio"/> undulös <input type="radio"/> fleckig <input type="radio"/> Zwilling:unverzwill <input type="radio"/> einfache <input type="radio"/> polysynth <input type="radio"/> Albitgese <input type="radio"/> Perikling <input type="radio"/> Entmisch:Fleckenpe <input type="radio"/> Aderperth <input type="radio"/> Schbretta <input type="radio"/> Generatio <input type="radio"/> Einschlü:..... <input type="radio"/> Zonarbau <input type="radio"/> Säume <input type="radio"/> autigAlbi <input type="radio"/> Rupturen:verheilt <input type="radio"/> unverheil <input type="radio"/> abgedrift <input type="radio"/> verbogen <input type="radio"/> An-Gehal:..... %
HELLGLIMMER	Farbe :klar <input type="radio"/> grünlich <input type="radio"/> pleochroi <input type="radio"/> rel KG :gleich <input type="radio"/> wechsel <input type="radio"/> porphyrob <input type="radio"/> Kornform:idiomorph <input type="radio"/> hypidiomo <input type="radio"/> xenomorph <input type="radio"/> optChara:positiv <input type="radio"/> negativ <input type="radio"/> Einschlüs <input type="radio"/> Begleitmi Verteilu:Einzelsch <input type="radio"/> Querglimm <input type="radio"/> Glimmerzü <input type="radio"/> 2Vx
GERÖLLE	Bestandt:..... Form :deformier <input type="radio"/> gelangt <input type="radio"/> gequetsch <input type="radio"/> Verhältni .../... Rupturen:verheilt <input type="radio"/> unverheil <input type="radio"/> abgedrift <input type="radio"/> Mörtel Durchmes:.....
GEFÜGE	Textur :richtulos <input type="radio"/> Lagentext <input type="radio"/> sphärolit <input type="radio"/> homogGef:granoblas <input type="radio"/> lepidobla <input type="radio"/> porphGef:granoblGM <input type="radio"/> lepidobGM <input type="radio"/> Einspren:Plagiokla <input type="radio"/> Orthoklas <input type="radio"/> Quarz <input type="radio"/>
Schiefer	S1 <input type="radio"/> S2 <input type="radio"/> S3 <input type="radio"/> S4 <input type="radio"/> Form :Kerntyp <input type="radio"/> Flankenty <input type="radio"/> Phyllonit <input type="radio"/> Sediment:Wechsella <input type="radio"/> sedimentä <input type="radio"/> segregati <input type="radio"/>

Abb. 3: Formblatt zur petrografischen Dünnschliffbeschreibung

1.4 Historischer Überblick

Im Jahre 1924 beschreibt STAUB erstmals aus dem Vergleich mit dem Schweizer Penninikum ein detailliertes Profil aus dem Penninikum der Ostalpen; dabei stuft er allerdings den permischen Anteil der späteren Wustkogelserie ins Karbon ein.

Zur gleichen Zeit, 1922 bis 1938, wird von KOBER (s. FRASL 1958: 331) eben diese eindeutige Paragesteinslage als Zentralgneis der Modereckdecke beschrieben.

In den Jahren 1931/1935 wendet ein Schüler STAUBS, A. HÖTTINGER, dessen Gliederung an und gliedert den permoskythischen Basalkomplex in Blätter- und Tafelquarzite.

1938 überträgt DIETIKER, ebenfalls ein Schüler STAUBS, diese Gliederung aus den mittleren Hohen Tauern in das westlich gelegene Gerlostal, beläßt es jedoch bei der alten Alters-einstufung.

Ein Jahr später erscheint die auf rein petrographischen Daten fußende Glocknermonographie von CORNELIUS und CLAR (1939), in der u.a. glimmerreiche, quarzitisches Arkosen aus dem hinteren Seidlwinkltal beschrieben werden.

Ebenfalls im Jahre 1938 beschreibt BRAUMÜLLER, ein Schüler von SUESS, im Einklang mit CORNELIUS und CLAR, weiße Serizitquarzite und grünliche Serizitschiefer aus dem Fuscher und Rauriser Tal, die er teils zur Fuscher Schieferhülle, teils schon zur unterostalpinen Breccien-Sandsteinzone zählt.

1949 bearbeitet SCHMIDEGG etwas weiter westlich in der Krimmler Gegend u.a. eine Serie grüner Quarz-Serizitgrauwacken, die an der Basis der Trias vorkommen.

F. KARL liefert 1951 eine kurze petrographische Bearbeitung der Serie aus dem Gerlostal.

1958 führt FRASL erstmals eine neue Seriengliederung in den mittleren Hohen Tauern ein. In dieser Gliederung, die durch „Jüngere und Ältere Serien“ gekennzeichnet ist, beschreibt er einen Basalkomplex unter der Seidlwinkltrias, der er permoskythisches Alter zuordnet. Diesem Basalkomplex, der im hinteren Seidlwinkltal sehr gut aufgeschlossen ist, gibt

er den Namen Wustkoglsrie entsprechend einem Berg südlich des Rauriser Tauernhauses, dessen Gipfel aus diesen Gesteinen gebildet wird. Mit der Wustkoglsrie läßt er die „Jüngeren Serien“ beginnen.

1966 befassen sich FRASL und FRANK erneut mit der Wustkoglsrie und liefern den Versuch einer faziellen Deutung.

In der Zeit von 1963 bis 1978 befaßt sich TOLLMANN am Rande seiner den Gesamtalpenraum umfassenden Arbeiten mit der Wustkoglsrie. Er bezeichnet sämtliche permoskythischen Ablagerungen als alpinen Verrucano und Skythquarzit.

In den Jahren 1968/69 befassen sich FRISCH und HÖCK in ihren Dissertationen mit der Serie und liefern Detailkartierungen im Raume Lanersbach bzw. Tuxer Joch. Aufgrund des Vergleiches mit der Arbeit von FRASL übertragen sie dessen Seriengliederung z.T. in die westlichen Gebiete der Hohen Tauern. Sie stellen die Serie an die Basis der jüngeren Schieferhülle. Phengit-Arkose-Gneisen an der Basis der parautochthonen Schieferhülle geben sie ebenfalls den Namen Wustkoglsrie.

THIELE bearbeitet in den Jahren 1970 bis 1976 erneut das Gerlostal und liefert Detailkartierungen, bezweifelt jedoch zeitweise (1970: 233) das permoskythische Alter dieser Serie.

1971 arbeitet KNEIDL im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux und befaßt sich hauptsächlich mit tektonischen Fragen der Serie.

Arbeiten neueren Datums werden schwerpunktmäßig im Gebiet Tuxer Tal - Gerlostal vorgenommen, nicht so sehr dagegen bei der Typlokalität im hinteren Seidlwinkltal.

Zu nennen sind die Arbeiten der Schüler MILLERS und FRISCHS, die sich zum Ziel gesetzt haben, eine genaue Detailkartierung für den Bereich Wolfendorn - Gerlosplatte zu liefern.

1.5 Geologische Übersicht

Die Ostalpen sind Teil des Nordstammes einer alpidischen Gebirgsplatte, die im Westen mit der Betischen Kordillere einsetzt. Über die Balearen und Ostkorsika setzt sich diese Kette in den West- und Ostalpen fort. Die Fortsetzung nach Osten erfolgt über den Karpatenbogen, den Pontus und Kleinen Kaukasus bis hin zum Inneren Himalaya; von dort erstreckt sie sich über das Tibetplateau weiter nach Osten (vgl. TOLLMANN 1978: 329-331).

Der palinostatische Ablauf war wie folgt:

Die Sedimente dieser Gebirgskette gelangen in dem nach Westen vorstoßenden Tethysmeer zur Ablagerung. Dieser E-W gerichtete Meeresarm teilt den einstigen Großkontinent Pangaea in eine nördliche Laurasische Platte und eine südlichere Gondwana-Großscholle.

Dabei entsteht eine E-W gerichtete tropische Meeresstraße, die die Verbindung zwischen westlichem und östlichem Pazifik herstellt.

In diesem sich öffnenden Ozean, der durch den Rest einer kontinentalen Scholle - Kreios-Platte - in einen nördlichen und einen südlichen Trog getrennt wird, kommt es im jetzigen Bereich der Ostalpen zu einer Differenzierung in faziell verschiedene Sedimentationsbecken. Diese W-E gerichteten Zonen gliedern sich von Norden nach Süden wie folgt:

Die Böhmisches Masse mit ihren westlichen Ausläufern - Vindelizisches Land - wird im Süden durch das Helvetikum und Ultrahelvetikum begrenzt.

Daran schließt sich das Penninikum an, welches weiter westlich noch durch eine Schwelle - Briançonnais - zweigeteilt ist. Einem nordpenninischen Valais-Trog steht ein südpenninischer Piemontais-Trog gegenüber. Im Bereich des Tauernfensters existiert nur noch die Fortsetzung der Briançonnais-Schwelle, hier Hochstegenzone, sowie die östliche Verlängerung des südpenninischen Troges, der östlich des Rechnitzfensters auskeilt.

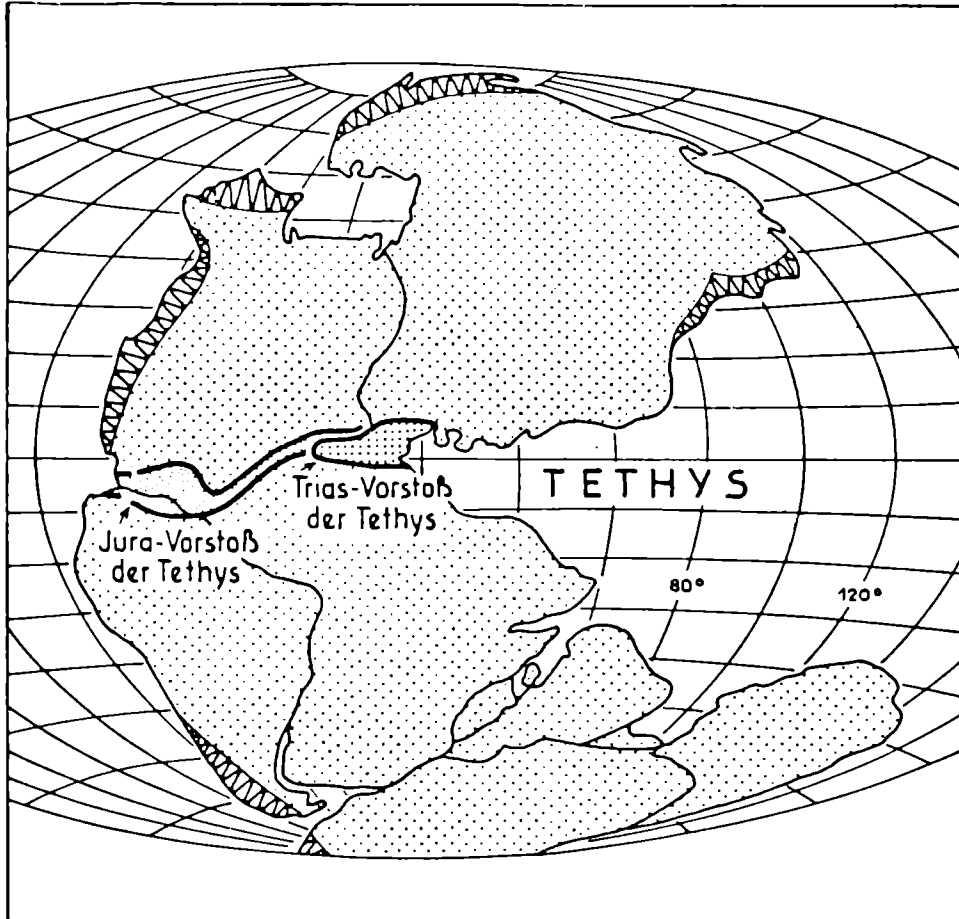


Abb. 4: Phasenhafte Entwicklung der Tethys in der Trias und im Jura (aus TOLLMANN 1978: 336)

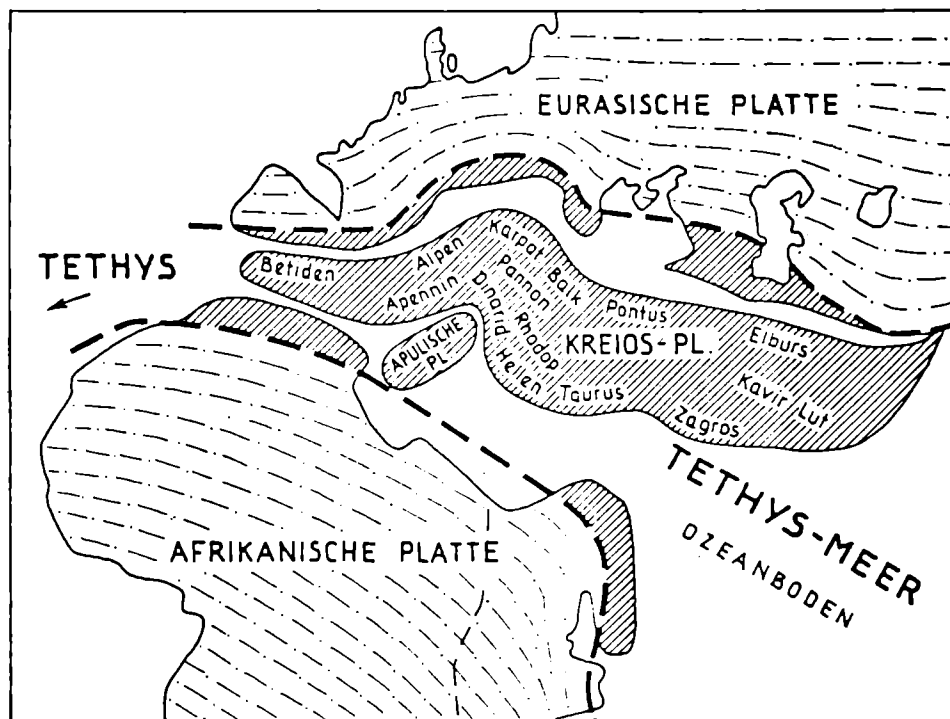


Abb. 5: Differenzierung der Tethys in der Zeit des Jura und der Kreide (aus TOLLMANN 1978: 340)

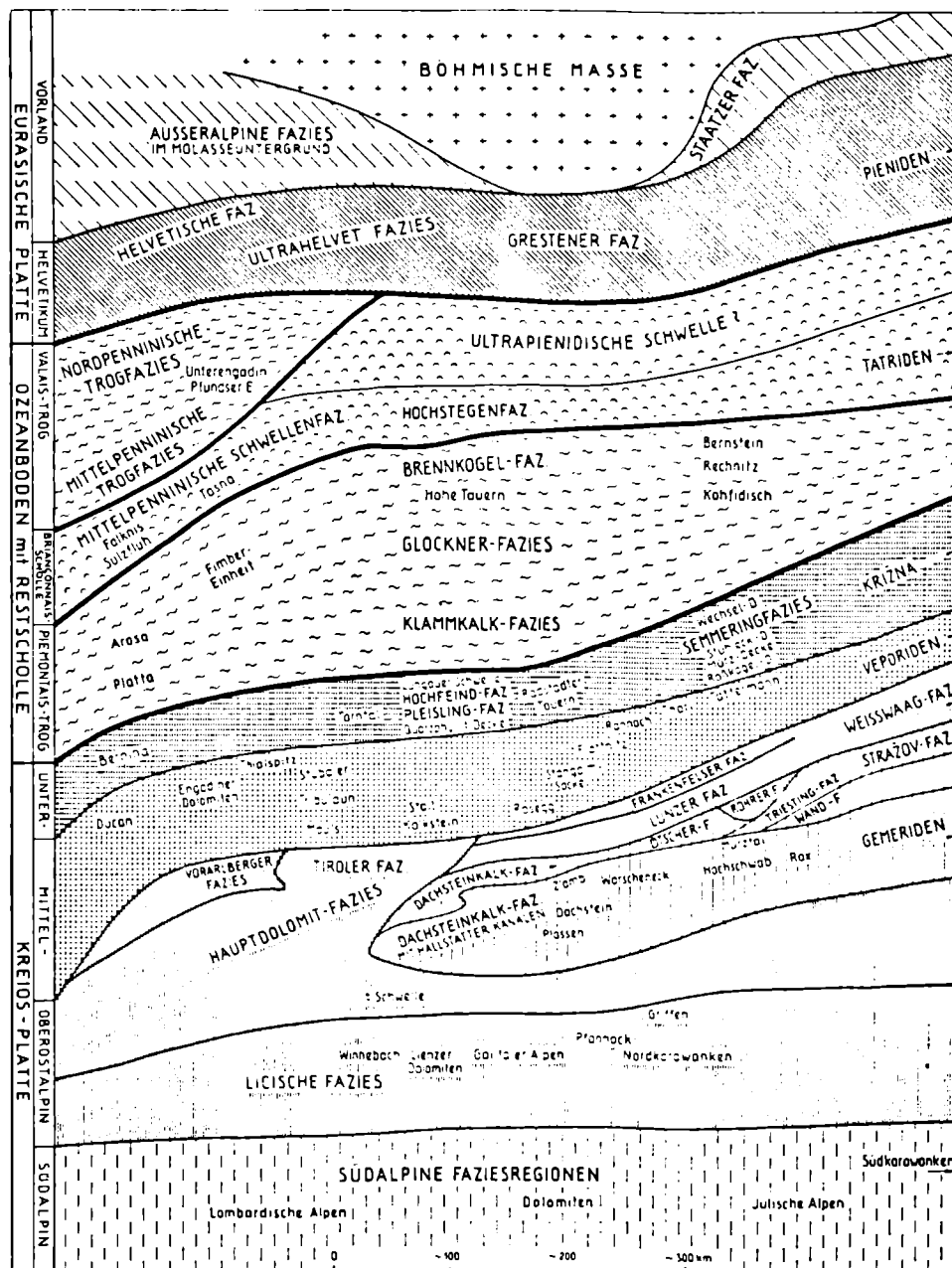


Abb. 6: Fazieszonen nach Abwicklung des ostalpinen Deckenbaues (aus TOLLMANN 1978: 300)

Der nördliche Trog endet im Bereich der Westalpen.
 An den penninischen Trog schließt sich südlich der ostalpine
 Faziesbereich an, der seinerseits in Unter-, Mittel- und Ober-
 ostalpin geteilt ist.

Darauf folgt das Südalpin; ein Faziesbereich, der wie das Ostalpin auf der o.g. Kreios-Platte sedimentiert wurde. Zu Beginn der Trias öffnet sich das Tethysmeer und dringt weiter nach Westen vor. Dabei kommt es zur Überflutung der nördlichen Vorländer. Die Tethys selbst differenziert sich durch das Entstehen eines neuen Zwischenkontinents = Kreios -. Nachdem in der tieferen Unterkreide die größte Ausdehnung erreicht ist, kommt es im Verlauf der mittleren und oberen Kreide zum Zusammenschub dieses Ozeans. Krustenmaterial und Sedimentserien werden subduziert.

Der penninische Geosynklinaltrogl schiebt sich von Norden unter die ostalpine Kontinentalscholle bei gleichzeitiger Abscherung des Ostalpines.

Zum gleichen Zeitpunkt wird der südliche Teil der Europäischen oder Laurasischen Platte subduziert.

Während dieser Vorgänge werden einzelne Großeinheiten zerschert und von Süden her z.T. fernüberschoben. Es kommt zum typischen Deckenbau.

Das Tauernfenster nimmt in diesem Rahmen folgende Stellung ein:

Im Innersten des Fensters tritt voralpidisches Grundgebirge zutage mit Ähnlichkeiten zur Böhmischem Masse. Diesem Grundgebirge liegt eine Schieferhülle auf, die Untere Schieferhülle = Wolfendorndecke.

Darüber liegt von Süden fernüberschoben die Obere Schieferhülle - Glocknerdecke - des Penninikums.

Den äußeren Rahmen des Fensters bildet das Unterostalpin, welches seinerseits noch vom Mittel- und Oberostalpin überfahren wurde.

An der Basis der Oberen Schieferhülle liegt die permoskythische Wustkogelserie, die den Beginn der Sedimentation im Penninikum markiert.

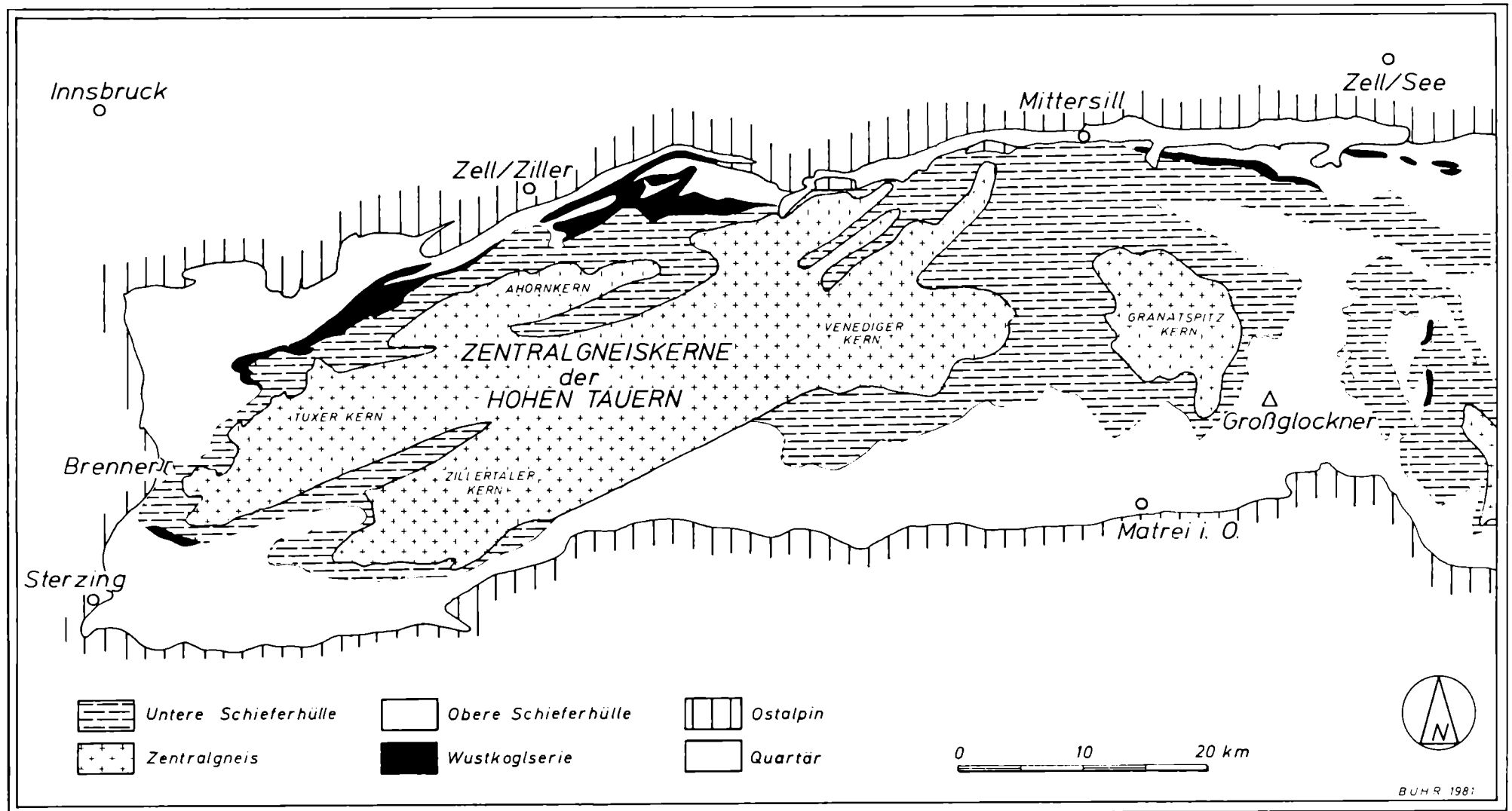


Abb. 7: Geologische Übersicht des westlichen und mittleren Tauernfensters

2. Petrographie

2.1 Allgemeines

Da die Gesteine der Schieferhülle des Tauernfensters keine Fossilien enthalten, in sehr vielfältiger Weise ausgebildet sind und sich aufgrund primär sedimentärer sowie sekundär tektonischer Verhältnisse sehr schlecht über einen räumlich wie zeitlich größeren Abschnitt korrelieren lassen, ist erstmalig G. FRASL (1950) dazu übergegangen, mehrere Gesteinstypen mit diversen Varietäten zu größeren Einheiten zusammenzufassen. Auf diese Art und Weise hat er eine sinnvolle Gliederung der Schieferhüllgesteine vornehmen können, die sich in verschiedene Gesteinsserien untergliedert.

Die einzelnen Gesteinsserien beinhalten eine Vielfalt einzelner Gesteinstypen, die isoliert betrachtet nicht nur in einer Serie auftreten können. Erst die Vergesellschaftung eines Gesteinstyps mit anderen sowie die tektonische und stratigraphische Stellung zu Nachbargesteinen klärt die Serienzugehörigkeit.

In jüngerer Zeit sind zwar Untersuchungen dahingehend angestellt worden, diese Seriengliederung neu zu überarbeiten und eine Verfeinerung der Untergliederungen zu treffen, jedoch besitzt die FRASL'sche Seriengliederung heute noch Gültigkeit. Dieser Umstand ist nicht zuletzt darauf zurückzuführen, daß die Gesteine der Schieferhülle bis auf den Perisphinctenfund im Hochstegenkalk (v. KLEBELSBERG 1940, MUTSCHLECHNER 1956) keine Fossilien mit Leitwert beinhalten, die eine genaue stratigraphische Zuordnung des Gesteins zulassen würden.

2.2 Petrographie der Wustkoglsrie insgesamt

2.2.1 Makroskopisch

Im folgenden möchte ich das breite Spektrum der in der Wustkoglsrie auftretenden Gesteine beschreiben. Die Bezeichnung der Gesteine erfolgt nach dem SYMPOSIUM (1962).

Der überwiegende Anteil der Wustkoglsrie wird aus karbonatfreien, hellgrünen bis grünen, seltener dunkelgrünen Quarzitschiefern bis Quarzglimmerschiefern gebildet, in denen die Hauptbestandteile Quarz und Hellglimmer sind. Nur in sehr seltenen Fällen bilden diese Gemengteile nicht den Hauptbestand.

Die Bankung dieses Quarzitschiefers liegt vorwiegend im m- bis dm-Bereich, kann aber auch bis in den cm-Bereich hineingehen. Ebenso findet man massig ausgebildete Varietäten. In einer häufig auftretenden Bänderung sind noch reliktsche Strukturen eines Sediments angedeutet. Einsprenglinge aus Quarz und Feldspat können dem Gestein eine weiße Tüpfelung geben, die für weite Teile der Wustkoglsrie charakteristisch ist. Der Durchmesser dieser Klastika liegt in der Regel unter 2,0 mm. Größere Gerölle sind selten, jedoch kommen vereinzelt Gerölldurchmesser bis zu 6 cm vor.

Lagenweise kann Quarz durch Segregationserscheinungen angereichert werden und boudiniert werden. Die Quarzknuern liegen vorwiegend in den Faltenscheiteln.

Bei einer entsprechenden Verkleinerung der Glimmerminerale bekommt das Gestein einen phyllitischen Charakter. Die Übergänge zwischen den Phylliten und Schiefern sind fließend, allerdings kommt es in den Phylliten vereinzelt zu anderen Gesteinsfarben. So können u.a. auch graue, grau-blaue oder selten grau-violette Farbtöne auftreten. Diese phyllitischen Gesteine sind fast ausschließlich geröllfrei.

In einigen Fällen steigt bei den Quarzit- bis Glimmerschiefern der prozentuale Anteil des häufig vorhandenen Feldspats auf über 20 %, so daß es sich dann um hellgrüne bis grüne Gneise handelt.

Eine weitere Gesteinsausbildung besteht aus hellgrünen bis weißen, teilweise hellgrauen Glimmer- bzw. Feldspatquarziten. Diese Quarzite sind in der Regel recht homogen ausgebildet und ohne Geröllführung. Nur ganz vereinzelt finden sich Quarzgerölle, die die übliche Korngröße des ehemaligen Sedimentes übersteigen; deren Durchmesser liegt jedoch noch unter 1 cm. Die ehemalige Sedimentstruktur ist an einigen Stellen noch etwas erhalten, allerdings nur bei relativ grobkörnigen Sedimenten, deren Korngröße in der Grobsand- bis teilweise Feinkiesfraktion liegt.

Die Quarzite sind allgemein gut gebankt, vorwiegend im cm- bis dm-Bereich. Aufgrund der Kompetenz der Quarzitschichten sind diese selten so stark spezialgefaltet wie die weniger stabilen Quarzitschiefer und Quarzphyllite. Auch die Schieferung ist nur schwach ausgeprägt.

Neben den oben beschriebenen Gesteinstypen kommen sämtliche Übergangsgesteine vor, da die einzelnen Gesteinsausbildungen fließend ineinander übergehen.

Außerdem können diese Gesteinstypen in engräumigen Wechselagerungen miteinander auftreten.

Nur lokal ausgebildet sind karbonat- und chloritführende Gesteine, die an bestimmte Horizonte gebunden sind.

2.2.2 Mikroskopisch

Unter dem Mikroskop stellt sich die Wustkoglserie etwas einheitlicher dar. In Abhängigkeit vom Mineralbestand ist das Gefüge granoblastischer oder lepidoblastischer Natur.

Häufig befinden sich diese beiden Gefügetypen in Wechselagerung miteinander. Oft liegen in diesen Grundmassen Einsprenglinge und Gerölle aus Quarz und Feldspat. Das Gefüge nimmt dann einen porphyrischen Charakter an.

Aufgrund der metamorphen Überprägung ist die Textur zum größeren Teil lagig, da die Komponenten eine Auslängung senkrecht zur maximalen Hauptbeanspruchung erfahren haben, und längliche oder schichtige Minerale sich entsprechend

eingeregelt haben.

Nur Partien mit granoblastischem Gefüge zeigen eine richtungslose Textur.

In einem Schliff ist es gehäuft zu einer Neubildung von Turmalinnadeln gekommen, die strahlig miteinander verwachsen sind und so dem Gestein teilweise eine sphärolithische Textur geben. Hierbei handelt es sich um einen Luxullianit (s. ROTH 1980: 15).

Außer den bereits genannten Mineralen Quarz, Feldspat, Hellglimmer sowie Chlorit und Karbonat treten noch auf: Zirkon, Hämatit, Turmalin, Epidot, Apatit und Biotit. GESTERKAMP (1981: 19) beschreibt außerdem vereinzelt Chloritoid in der Wustkoglsrie.

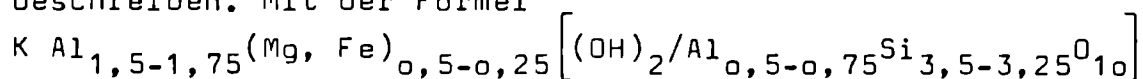
Quarz tritt mit einer wechselnden relativen Korngröße in allen Schliffen auf. Er ist farblos, milchig, xenomorph, bisweilen rötlich ausgebildet und bildet sowohl mit einer dichten Pflasterstruktur die Grundmasse als auch mit Porphyroblasten sowie Porphyroklasten einen Teil der Einsprenglinge. Postkristallin deformierte Quarzkörner sind häufig miteinander verzahnt, zeigen undulöses Auslöschen, eine Böhm'sche Streifung und auch eine leichte Einregelung. Größere Körner sind oft zu Flatschen ausgewalzt, haben vereinzelt auch ein kataklastisches Gefüge und Einschlüsse von Blasenreihen und Korrosionsschläuchen. Quarzkörner mit den zwei letztgenannten Eigenschaften dürften vulkanischer Herkunft sein. Um die Porphyroklasten liegen häufig Mörtelkränze.

Daneben existiert eine Zone, in der die Quarze eine glatte Auslöschung zeigen und nicht symplektisch miteinander verwachsen sind, sondern in Form eines Mosaikgefüges. Diese Ausbildung ist häufig auch im Druckschatten größerer Gerölle zu beobachten.

Hellglimmer findet man bis auf sehr wenige Ausnahmen in allen Gesteinen der Wustkoglsrie als zweiten Hauptgemengteil neben dem Quarz. Die farblosen bis grünlichen, pleochroitischen Glimmerplättchen kommen hauptsächlich in bandartigen

bis zopfartigen, oft serizitischen Zügen vor, in denen auch häufig die eingestreuten Schwerminerale liegen; sie treten aber auch als Einzelschuppen oder als Querglimmer auf. Sie geben dem Gestein die charakteristische grüne Farbe. Die genaue Analyse der Hellglimmerminerale zeigt, daß es sich in den meisten Fällen um Phengit handelt. Nur die Glimmer in den Proben aus der Unteren Schieferhülle bestehen aus Muskovit.

Da der Phengit ein zwar häufiges, aber selten genauer beschriebenes Mineral ist, möchte ich ihn etwas ausführlicher beschreiben. Mit der Formel



bildet er ein Mittelglied zwischen Muskovit und Seladonit.

Im Kationenkomplex kann das zweite Al-Atom durch Mg und untergeordnet Fe ersetzt werden. Zum anderen ist der Phengit gegenüber dem Muskovit schwach Si-haltiger.

Aufgrund des unterschiedlichen Chemismus treten zum Muskovit auch Unterschiede in den optischen Eigenschaften auf. Der Achsenwinkel $2V_x$ liegt zwischen 24° - 36° , also geringer als bei Muskovit üblich. Ferner haben größere Glimmerplättchen eine apfelgrüne Eigenfarbe und einen merklichen Pleochroismus.

Zur sicheren Identifizierung habe ich eine Röntgenanalyse vorgenommen. Da der Phengit bislang noch nicht in der ASTM-Kartei aufgeführt ist, mußten die d-Werte des Pulverdiagramms mit Werten aus der Literatur verglichen werden. Die von mir ermittelten d-Werte deckten sich sehr gut mit denen eines „Green Mica“ aus den Grandfather Mountains, North Carolina, USA (FOSTER et al. 1960) und mit dem Glimmer „Mariposit“ aus der Mother Lode Fault Zone, Mariposa County, USA (HEINRICH & LEVINSON 1955).

Diese Vergleiche ergeben, daß es sich beim untersuchten Phengit um eine chromhaltige Varietät handelt mit ca. 0,2 - 0,8 Gew.-% Cr_2O_3 .

Phengit entsteht konstruktiv aus illitischen Tonmineralien

pelitischer Sedimente, aber auch destruktiv aus Feldspäten, die der Serizitisierung unterliegen.

Faziell ist der Phengit in pelitischen Schiefern unterhalb der Biotit-Isograde stabil (s. auch TRÖGER 1969: 513).

Ein Feldspatgehalt ist in vielen untersuchten Proben vorhanden, jedoch nimmt er gegenüber Quarz und Glimmer immer eine untergeordnete Rolle ein. Es handelt sich vorwiegend um Plagioklas (Albit) mit einem Anorthitgehalt bis zu 7 %.

Alkalifeldspat tritt nicht sehr häufig auf. In der Regel handelt es sich um Mikroklineinsprenglinge. Die Alkalifeldspäte sind oft stark getrübt und serizitisiert. Sie zeigen eine Mikroklingitterung und häufig mikroperthitische Entmischungserrscheinungen, die zu Flecken- oder Aderperthiten führen.

Einfache Zwillingsbildungen sind sehr selten.

Plagioklas kommt in hypidiomorphen bis xenomorphen Kornformen vor. In vielen Plagioklasen sind Hellglimmermikrolithe zu verzeichnen; nur untergeordnet kann es zur Ausbildung von Klinozoisitmikrolithen kommen. Folglich wird der ursprüngliche An-Gehalt kaum über dem jetzigen gelegen haben.

Vereinzelt findet man eingeschlossene Quarztropfen sowie Domänen von antiperthitisch eingelagertem Mikroklin.

Randlich können die Plagioklase Zerfallerscheinungen zeigen, zum einen zu einem Gemenge aus Quarz und Phengit, zum anderen kann sich an den Rändern Albit neu bilden und den alten Plagioklas verdrängen.

Die oft vorkommende polysynthetische Zwillingslamellierung nach dem Albit- und Periklingesetz kann durch eine postkristalline Beanspruchung verbogen sein. Darauf ist auch das undulose Auslöschen zurückzuführen.

Neben der bereits erwähnten randlichen Albitneubildung kommt es vereinzelt auch zu authigenen Albitneubildungen innerhalb des Quarzpflasters. Solche jungen Albite sind farblos und ungetrübt, haben eine rundliche Kornform und sind unzwillingt.

Die Chlorite kommen nur in wenigen bearbeiteten Schlifffen vor. Sofern sie nicht Nester bilden, sind sie parallelverwachsen mit den Glimmermineralen. Seltener treten sie in Einzelschuppen auf. Die Eigenfarbe der Chlorite liegt zwischen schwachgrün bis dunkelgrün mit auffallendem Pleochroismus. Neben anomal braunen Interferenzfarben (Mg-Fe-Chlorite) mit optisch positivem Charakter treten etwa in der gleichen Häufigkeit anomal grau-blaue bis violette („entenblaue“) Interferenzfarben (Fe-Mg-Chlorite) mit optisch negativem Charakter auf.

Unter der Voraussetzung, daß die Chlorite in dem häufig vertretenen Bereich 60 - 75 Mol-% AL⁽⁴⁾ liegen (TRÖGER 1967: 569), gehören die erstgenannten in die Pennin-Klinochlor-Grochaut-Gruppe, die letzteren in die Ripidolith-Gruppe.

Das Karbonat tritt vorwiegend in diffuser Form in Zwickeln zwischen Quarz und Feldspat auf. Es kann lagenweise stärker angereichert sein. Vereinzelt kann es aber auch zur Bildung von hypidiomorphen bis idiomorphen Ankeritkristallen gekommen sein, die teilweise nur randlich, teilweise aber auch ganz in Brauneisen zersetzt sind.

Die in den Gesteinen teilweise bis zu 5 - 6 % vorkommenden opaken Minerale sind gesondert untersucht worden:

Bei der vorhandenen Phase handelt es sich zum einen um eine erdige Abart des Hämatits mit kolloidmorphem Aufbau und narbiger, grübchenhafter Oberfläche. Zum anderen kommen auch länglich-prismatische Plättchen vor, die im Querschnitt eine stengelig-nadelige Form zeigen. Beide Varietäten sind im Durchlicht opak, haben jedoch bei schräg auffallendem Licht in den dünnsten Plättchen und an den Rändern einen rubinroten Innenreflex, der typisch ist für Hämatit.

Die Untersuchung der Strichfarbe ergibt rote bis rotbraune Farben; in feinstem Pulver ist die Erzphase unmagnetisch. Die erzmikroskopische Untersuchung ergibt Reflexionsintensitäten zwischen 25 - 28 %. Das Spektrum der Intensität von Hämatit beträgt für die benutzte Wellenlänge des Lichtes

25 - 30 %. Somit erhärtet die Erzmikroskopie die bereits im Durchlicht ermittelte Identität des Hämatits.

Die Minerale Apatit, Zirkon, Epidot, Turmalin und Biotit treten nur untergeordnet als Akzessorien bzw. im Schwermineralspektrum auf.

2.3 Gliederung der Wustkoglsrie

2.3.1 Allgemeines

Eine Gliederung der Wustkoglsrie, die das gesamte Verbreitungsgebiet umfaßt, hat bisher niemand vorgenommen.

Diejenigen Bearbeiter, deren Untersuchungen auf petrographischen Erkenntnissen beruhen, beschreiben häufig eine Zweigliederung in einen unteren schiefrigen Arkosegneis oder Serizit- oder Quarzitschiefer sowie in einen stark quarzitäen Schiefer bis reinen Quarzit, die beide einen hellgrünen bis grünen Farbton besitzen.

Es erscheint mir sinnvoll, diese Zweiteilung auch zu übernehmen, jedoch ergibt sich die Notwendigkeit, unter diesen beiden Einheiten eine dritte auszugliedern, die allerdings nur im Gerlostal zu finden ist. Diese weitere Einheit ist unbedingt der Wustkoglsrie zuzurechnen aufgrund der stratigraphischen wie tektonischen Situation; sie läßt sich aber nicht zwanglos einer der o.g. Einheiten zuordnen. Folglich habe ich drei Gesteinsparagenesen in der Wustkoglsrie ausgeschieden: Die Untere Wustkoglsrie, die bislang noch nicht beschrieben wurde, die Mittlere Wustkoglsrie, die aufgrund der Dünnschliffuntersuchungen in einen hämatitfreien und einen hämatitführenden Horizont aufgeteilt werden kann, und die Obere Wustkoglsrie, die in der Literatur als triassischer Teil der permoskythischen Wustkoglsrie gilt.

Was für die Wustkoglsrie im Großen gilt, gilt für die einzelnen Glieder im Kleinen: In jeder Einheit treten eine Vielzahl von Gesteinen auf, die nur in einer bestimmten Vergesellschaftung charakteristisch sind für die Unterabschnitte der Serie.

Die einzelnen Teile der Wustkoglsrie sollen im folgenden hinsichtlich ihrer geographischen Verbreitung, ihrer Mächtigkeit und ihrer Petrographie in vertikaler und horizontaler Richtung beschrieben werden.

2.3.2 Untere Wustkoglsrie

2.3.2.1 Verbreitung

Die Verbreitung der Unteren Wustkoglsrie beschränkt sich auf das Gebiet des Gerlostales. In diesem Bereich wird sie allerdings nur von einem Profil, dem Richbergprofil, angeschnitten. Die Profile Schönberger Bach und Weißbachlprofil behalten mangels geeigneter Aufschlüsse keine Untere Wustkoglsrie.

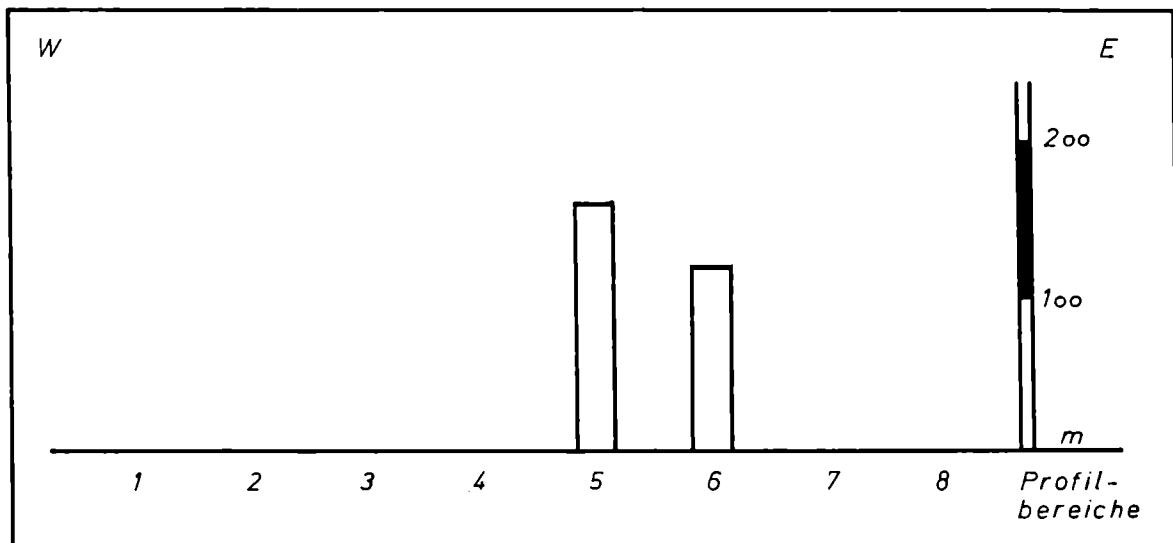


Abb. 8: Mächtigkeitsverteilungen der Unteren Wustkoglsrie

2.3.2.2 Mächtigkeiten

Da die Untere Wustkoglsrie nur punktuell am Richberg aufgeschlossen ist, lassen sich keine Aussagen über die Schwankungen der Mächtigkeiten in diesem Bereich machen. Die Mächtigkeit der Serie beträgt am Richberg ca. 120 m.

Da das Unterlager der Wustkoglsrie in keinem Fall aufgeschlossen ist, handelt es sich nur um die Mindestmächtigkeit.

2.3.2.3 Gesteinsausbildung

2.3.2.3.1 Makroskopisch

Die Untere Wustkoglsrie besteht vorwiegend aus graublauen Phylliten, die sehr wenig erosionsbeständig sind und schmierig verwittern.

Das Gestein hat einen sehr einheitlichen Charakter, der nur durch die vereinzelte Einschaltung von grünen Phylliten unterbrochen wird.

Eine Geröllführung ist makroskopisch nicht zu beobachten. Typisch ist die feine Schieferung und Knickfaltung. Häufig kommt es zu Quarzausschwitzungen.

2.3.2.3.2 Mikroskopisch

Auch mikroskopisch macht die Untere Wustkoglsrie einen einheitlichen Eindruck. Der Modalbestand setzt sich aus Quarz mit ca. 50 %, Glimmer mit ca. 42 % und einem Feldspatgehalt von bis zu 3 % zusammen. Es handelt sich ausschließlich um Plagioklas.

Ein Gehalt an Hämatit liegt zwischen 2 - 4 %.

Das metamorphe Gefüge ist in der Regel homogen lepidoblastisch mit einer lagigen Textur.

Eine schwache Geröllführung ist nur in den hangenden Partien zu verzeichnen; dabei handelt es sich ausschließlich um Quarzgerölle mit einem Korndurchmesser zwischen 0,35 - 0,7 mm.

2.3.3 Untere Mittlere Wustkoglsrie

2.3.3.1 Verbreitung

Die untere Mittlere Wustkoglsrie setzt im Westen erst in der Gegend des Tuxer Joch ein, keilt danach im Bereich des Tettensjoch wieder aus, um am Penken erneut einzusetzen. Von hier an ist sie durchgehend aufgeschlossen bis zum Ostende des Gerlostales, wo sie ausdünnert und im weiteren Verlauf der Wustkoglsrie nach E nicht mehr aufgefunden wurde. (Siehe Kap. 2.3.4.1, Abb. 9)

2.3.3.2 Mächtigkeiten

Entsprechend der differenzierten Verbreitung der unteren Mittleren Wustkoglsrie variieren die Mächtigkeiten. Sie setzt im Osten mit ca. 230 m ein und keilt danach aber wieder aus. Am Penken setzt sie mit ca. 140 m wieder ein und schwillt bis zum Richberg auf eine Mächtigkeit von 280 m an. Östlich des Richbergs tritt sie nur noch im Riederbach mit ca. 30 m auf, um dann noch weiter östlich gänzlich zu verschwinden.

Da bis auf den Richberg das Unterlager der unteren Mittleren Wustkoglsrie nicht aufgeschlossen ist, handelt es sich bei den o.g. Angaben nur um Mindestmächtigkeiten. Lediglich am Richberg ist es möglich, die wahre Mächtigkeit zu ermitteln.

2.3.3.3 Gesteinsausbildung

2.3.3.3.1 Makroskopisch

Die untere Mittlere Wustkoglsrie beginnt im Westen mit einem Quarzitschiefer mit wechselnden quarzitischen Anteilen. Das im dm- bis m-Bereich gebankte Gestein nimmt je nach Zusammensetzung einen grünen bis hellgrünen Farbton an. Vereinzelt ist noch die ehemalige Korngröße des Ausgangssediments zu beobachten.

Dieser Quarzitschiefer setzt sich nach Osten hin fort; allerdings schalten sich Bänke ein, die aus einer grünen Grundmasse mit Quarz- und Feldspateinsprenglingen bestehen. Ferner treten dunkelgrüne, fein gebänderte, schiefrige Lagen auf, die sich durch keine Geröllführung auszeichnen.

Der Quarzitschiefer kann nach Osten auch in einen hellgrünen bis grünen, massigen Quarzit übergehen. Ganz im Osten tritt der massige, hellgrüne bis grüne Quarzit wieder in den Hintergrund. Stattdessen wird die Serie aus einem grünen Quarzitschiefer gebildet, der abwechselnd feldspat- und glimmerreiche Lagen führt. Dieses Gestein ist im cm- bis dm-Bereich gebankt

und engständig geschiefert. Eine Geröllführung setzt erst im Bereich Penken ein; es handelt sich in der Regel um Feldspatgerölle sowie rote und glasklare Quarzgerölle, deren Durchmesser meist unter 1 cm liegt.

Vereinzelt kommen Quarzgerölle mit einem Durchmesser von 5 - 6 cm vor.

In den östlichen Verbreitungsgebieten der unteren Mittleren Wustkoglsrie hat die Geröllführung einen stark wechselnden Charakter: Geröllfreie Bereiche liegen in enger Wechsella- gerung mit geröllführenden Bereichen. Die Korngröße der Ge- rölle liegt jedoch nur bei 1 - 2 mm. Zu den hangenden Partien ist generell eine Zunahme der Geröllführung zu beobachten, während die Schieferigkeit des Gesteins abnimmt.

2.3.3.3.2 Mikroskopisch

Der Mineralbestand der unteren Mittleren Wustkoglsrie liegt in einem relativ engen Bereich. Die wesentlichen Gemengteile werden aus Quarz und Glimmer in wechselnden Anteilen gebildet. In den westlichen Profilen schwanken die Mineralanteile recht stark; es ist in zwei Sequenzen eine Zunahme des Quarzgehaltes von den unteren zu den oberen Schichten zu beobachten bei gleichzeitiger Abnahme des Glimmeranteiles. Gegen Osten ist eine generelle Zunahme des Quarzes auf Kosten des Glimmers zu verzeichnen, gleichzeitig wird der Mineralbestand inner- halb der unteren Mittleren Wustkoglsrie konstanter, d.h. es kommt nicht mehr zu den ausgeprägten Wechsella- gerungen.

Dritter Gemengteil ist in allen Schliffen Feldspat. Es handelt sich bis auf wenige Ausnahmen um Plagioklas. Im Westen ist der Feldspatgehalt am stärksten (bis zu 20 %), allerdings ist er hier auch starken Schwankungen entsprechend der bereits be- schriebenen Wechsella- gerungen unterworfen. Gegen Osten nimmt der Feldspatgehalt generell ab und zeigt auch ein konstanteres Verhalten in seinem prozentualen Anteil.

Das Profil Rettelwand läßt sich in diese Beschreibungen nicht einbinden, da es - wie bereits beschrieben - eine Sonderstel-

lung einnimmt. Hier kommen neben den genannten Mineralen noch Chlorit, Epidot und Karbonat in kleinen Mengen vor. Allerdings geschieht dieses auf Kosten des Hellglimmers, der hier nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Das Gefüge ist im wesentlichen lepidoblastischer Natur und je nach Vorkommen an Einsprenglingen porphyrisch oder homogen. Die lepidoblastischen Gefüge sind mit einer Lagentextur ausgestattet, während das seltenere granoblastische Gefüge überwiegend eine richtungslose Textur hat.

In der Geröllführung läßt sich in horizontaler Richtung keine Tendenz hinsichtlich der Menge und der Korngröße feststellen. In den stark wechsellagernden Schichten im Westen scheint sich das Geröllspektrum zu vergrößern, und zwar nach oben hin.

2.3.4 Obere Mittlere Wustkoglserie

2.3.4.1 Verbreitung

Die obere Mittlere Wustkoglserie ist der Teil der Wustkoglserie, der räumlich die größte Ausdehnung und Verbreitung hat. In der Glocknerdecke ist sie überall vorhanden. Nur in wenigen Profilen ist sie nicht aufgeschlossen, wobei dies auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist.

Bei den beiden korrespondierenden Profilen am Wolfendorn ist sie am Flatschjöchel nicht vorhanden, hingegen am Profil Friesenbergscharte macht sie das gesamte Profil aus.

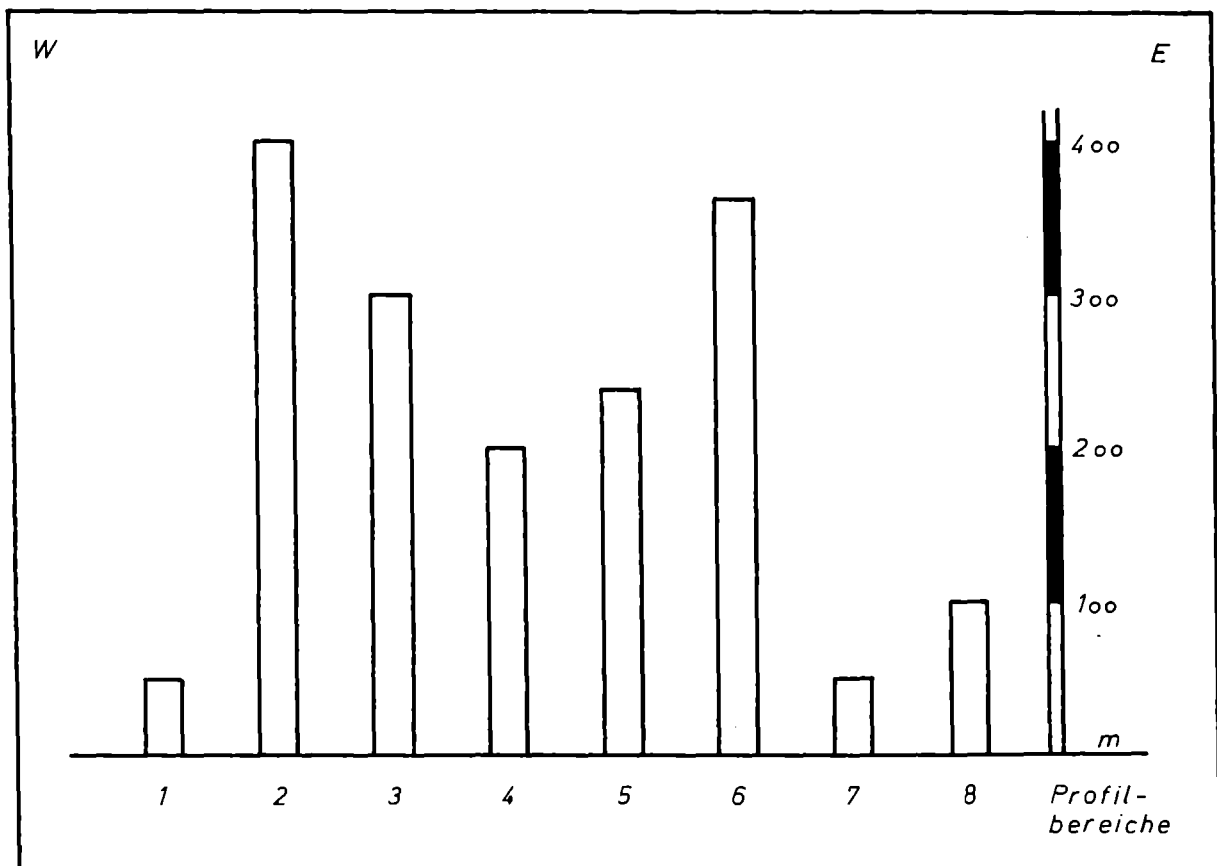


Abb. 9: Mächtigkeitsverteilungen der Mittleren Wustkoglserie

2.3.4.2 Mächtigkeiten

In ihrer horizontalen Verbreitung ist die obere Mittlere Wustkogelserie starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen, wobei in den westlichen Profilbereichen jedoch eindeutig ein Kernbereich festzustellen ist.

Die Serie beginnt im westlichsten Profil an der Kalkwandstange mit 30 m und schwillt dann sukzessive nach Osten an. Im Profil am Tettensjoch, wo sie den größten Teil der Profilmächtigkeit ausmacht, erreicht sie eine Mächtigkeit von 370 m. Im Profilbereich Penken schrumpft die obere Mittlere Wustkogelserie abrupt auf eine Mächtigkeit zusammen, die zwischen 30 und 120 m liegt. Im weiteren Verlauf der Serie liegt die Mächtigkeit zwischen 100 - 150 m. Östlich des Gerlostales, im Salzachtal, schrumpft die Mächtigkeit wieder auf 30 - 60 m zusammen, erreicht an der Hummelwand noch einmal knapp 100 m und ist am Wustkogel aufgrund tektonischer Umstände nicht mehr vorhanden.

Bei den Mächtigkeitsangaben handelt es sich im wesentlichen um gesicherte Werte, da das Unterlager der oberen Mittleren Wustkogelserie in der Regel aufgeschlossen ist. Lediglich im Profilbereich Tettensjoch und in den Bereichen Salzachtal und Seidlwinkltal im Osten beginnen die Schichten mit der oberen Mittleren Wustkogelserie, so daß es sich hier um Mindestangaben der Mächtigkeit handelt.

2.3.4.3 Gesteinsausbildung

2.3.4.3.1 Makroskopisch

Ganz im Westen beginnt die obere Mittlere Wustkogelserie mit einem grüngrauen bis hellgrünen, gebänderten Glimmerquarzit, der in der Petrographie schon Anklänge an die Gesteine der Oberen Wustkogelserie zeigt. Dieser plattige, im dm- bis m-Bereich gebankte Glimmerquarzit hat jedoch die der oberen Mittleren Wustkogelserie eigene Hämatit- und Karbonatführung. Weiter gegen Osten wird die Serie aus den normalen

hellgrünen Quarzitschiefern gebildet, die in Wechsellagerung mit dunkleren, glimmerreicheren, stärker chloritführenden und helleren, quarzitreicheren Partien treten können. Vereinzelt können die Schiefer einen phyllitischen Charakter annehmen.

Das Gestein ist vorwiegend im m- bis dm-Bereich gebankt. Im Profil Tettensjoch sind leicht karbonatführende Schichten in die obere Mittlere Wustkoglsrie eingeschaltet.

Während sich im westlichen Verbreitungsgebiet die Serie relativ bunt und inhomogen in ihrer Petrographie darstellt, ist sie im östlichen Teil wesentlich homogener in ihrer Ausbildung. In den mittleren Bereichen Tettensjoch und Penken tritt der quarzitime Charakter etwas in den Hintergrund, dafür ist die schiefrige Komponente stärker ausgebildet.

Die Bankung geht gegen Osten zunehmend in den dm-Bereich über.

Sofern in der oberen Mittleren Wustkoglsrie eine Geröllführung zu verzeichnen ist, so beschränkt sie sich auf die oberen Schichten, oder aber es ist eine Zunahme der Geröllführung zu den oberen Schichten hin festzustellen.

In den mittleren Profilbereichen Penken und Gerlostal ist die Geröllführung nicht so stark wie in den östlichen und westlichen Randbereichen.

Die Größe der Gerölle liegt vorwiegend im mm-Bereich, kann selten aber auch größer werden. Dann sind die Gerölle oft zu Flatschen ausgequetscht.

Neben weißen Quarz- und Feldspatgeröllen existieren auch noch rötliche Quarzgerölle.

2.3.4.3.2 Mikroskopisch

Der Mineralbestand der oberen Mittleren Wustkoglsrie verfügt über das breiteste Spektrum der gesamten Serie.

Wie in der darunterliegenden unteren Mittleren Wustkoglsrie bilden Quarz und Hellglimmer in der Regel die wesentlichen Bestandteile des Mineralbestandes. Dabei ist festzustellen,

daß Quarz zugunsten des Glimmers von den westlichen und östlichen Randbereichen zu den zentraleren Bereichen hin leicht abnimmt. In vertikaler Richtung ist bei diesen beiden Mineralen kein eindeutiger Trend zu verzeichnen.

Feldspat ist in fast allen Proben vorhanden, jedoch liegt der prozentuale Anteil im wesentlichen unter 10 %. Dabei handelt es sich fast ausschließlich um Plagioklase. Vereinzelt kann der Anteil allerdings bis auf 20 % ansteigen, wobei der Kalifeldspatanteil davon dann bis zu 4 - 5 % ausmachen kann.

Eindeutige Tendenzen in der Feldspatführung sind weder in horizontaler noch in vertikaler Richtung zu erkennen. Charakteristisch für die obere Mittlere Wustkogelserie sind eine Hämatit- und Karbonatführung, die sich jedoch nicht gleichmäßig über die gesamte Serie erstrecken. Sofern die Gesteine nicht durchgehend hämatitführend sind, beschränkt sich die Hämatitführung im Westen schwerpunktmäßig auf die unteren Teile, im Osten auf die oberen Schichten. Das Hämatit kann akzessorisch verteilt sein, kann aber auch bis auf maximal 16 % ansteigen.

Karbonat ist hauptsächlich nur lagenweise angereichert, dann allerdings auch mit Anteilen bis zu 60 %. Die Karbonatführung ist in der Weise mit der Hämatitführung gekoppelt, daß sie sich entweder in den gleichen, jedoch immer obersten hämatitführenden Schichten befindet, oder aber in den Schichten, die direkt darüber liegen.

Weitere Gesteinsbestandteile sind Chlorit und Epidot, die zwar nicht durchgängig auftreten, jedoch wenn, dann in stark hämatit- und karbonatführenden Schichten.

Der Chloritgehalt kann bis zu 30 % ausmachen, während der Epidotgehalt, sofern überhaupt vorhanden, in der Regel nur bei 1 - 2 %, maximal bei 6 % liegt.

Die Mineralien Biotit, Apatit, Zirkon und Turmalin treten bis auf wenige Ausnahmen nur akzessorisch auf.

Biotit beschränkt sich hauptsächlich auf Proben aus der leicht höher metamorphen Wolfendorndecke.

Das Gefüge der oberen Mittleren Wustkogelserie hat keinen einheitlichen Charakter. Neben homogenem Gefüge tritt in gleicher Häufigkeit ein porphyrisches Gefüge auf mit wechselweise granoblastischer oder lepidoblastischer Grundmasse. Auch die Textur kann richtungslosen oder lagigen Charakter haben.

Die Korngrößen gemessener Gerölle liegen größtenteils um 1 - 2 mm. Unter dem Mikroskop zeigen sich vorwiegend die westlichen Bereiche geröllführend, hingegen die östlichen fast durchgehend geröllfrei.

Eine Korngrößenzu- oder -abnahme kann man weder in horizontaler noch in vertikaler Richtung feststellen.

2.3.5 Obere Wustkoglsrie

2.3.5.1 Verbreitung

Die Obere Wustkoglsrie ist über das gesamte Untersuchungsgebiet verbreitet; lediglich der Bereich Tuxer Joch macht eine Ausnahme. Kernbereiche der Oberen Wustkoglsrie sind der Penken und das Gerlostal.

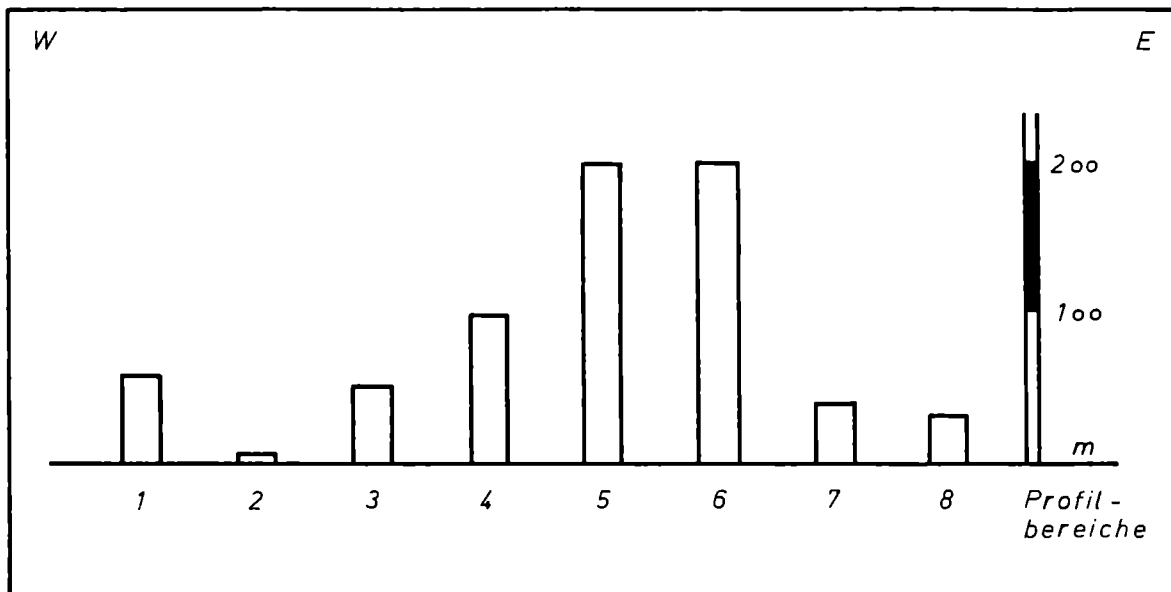


Abb. 10: Mächtigkeitsverteilungen der Oberen Wustkoglsrie

2.3.5.2 Mächtigkeiten

Im Westen setzt die Obere Wustkoglsrie an der Kalkwandstange mit 60 m Mächtigkeit ein, keilt am Tuxer Joch vollkommen aus und setzt am Tettensjoch mit ca. 50 m wieder ein. Am Penken erreicht sie eine Mächtigkeit von 110 m, die sich im Gerlostal auf 250 m erhöht. Im östlichen Gerlostal ist bereits wieder ein Rückgang auf 80 m festzustellen. Über das Salzachtal setzt sich dieser Rückgang fort. Im Seidlwinkltal liegt die Mächtigkeit dann nur noch bei knapp 30 m.

Da bis auf das Wustkoglprofil und die korrespondierenden Profile aus der Wolfendorndecke überall das Unterlager aufgeschlossen ist, und die Obergrenze häufig durch einen sedimentären Übergang zur Mitteltrias gekennzeichnet ist - es fehlt die tektonische Rauhwacke -, dürfte es sich bei den o.g. Mächtigkeiten um wahre Angaben handeln.

2.3.5.3 Gesteinsausbildung

2.3.5.3.1 Makroskopisch

Innerhalb der Gesteine der Wustkoglserie liegen diejenigen der Oberen Wustkoglserie in der homogensten Ausbildung vor. Sie sind im Gegensatz zu den tieferen Teilen der Wustkoglserie durchgehend wesentlich quarzreicher, kompakter und erosionsbeständiger; Wechsellagerungen treten nicht in der Häufigkeit wie in der Mittleren und Unteren Wustkoglserie auf. Im Westen beginnt die Obere Wustkoglserie mit einem hellgrünen Glimmerquarzit bis Quarzitschiefer mit plattigem, bis dünnbankigem Charakter, in dem vereinzelt reine weiße Quarzlagen eingeschaltet sind. Nach Osten nimmt der quarzistische Anteil stark zu. Das Gestein geht sukzessive über in einen hellgrünen bis weißen Quarzit, der sowohl grobkörnige als auch feinkörnige Lagen enthält, im dm- bis m-Bereich gebankt ist und in den feineren Lagen eine Bänderung aufweist, in den gröberen Lagen geröllführend ist. Im östlichen Bereich des Arbeitsgebietes nimmt das Gestein wieder einen schiefrigen Charakter an und deckt sich in der Gesteinsausbildung in etwa wieder mit den hellgrünen Glimmerquarziten bis Quarzitschiefern im Westen. Im mittleren Bereich des Arbeitsgebietes, dort wo die Obere Wustkoglserie ihre stärksten Mächtigkeiten erreicht, kann es in den obersten Lagen zur vereinzeltten Einschaltung von schiefrigen bis phyllitischen, dunkelgrünen Schichten kommen. Zugleich ist an diese obersten Schichten in einigen Profilen das Auftreten von karbonatischen Lagen gekoppelt, die den beginnenden Übergang zur kalkigen Sedimentation der Karbo-

natischen Mittel-Trias ankündigen.

In einigen Proben ist noch die Korngröße des Ausgangsgesteins zu erkennen, welches in der Grobsand- bis Feinkiesfraktion liegt. Größere Gerölle sind nur selten vorhanden. Vorwiegend handelt es sich um klare, manchmal rötliche Quarze.

2.3.5.3.2 Mikroskopisch

Der Mineralbestand der Oberen Wustkoglsrie setzt sich zu einem großen Prozentsatz aus Quarz zusammen.

Im Westen beginnen die Gesteine mit einem Anteil von 60 %. Dieser Anteil steigt in den mittleren Bereichen auf teilweise über 90 % an. In den östlichen Profilen im Salzachtal und Seidlwinkltal sinkt er wieder auf 60 - 70 % ab. Die Hellglimmerminerale verhalten sich gegenläufig. Randlich besitzen die Gesteine einen höheren Glimmergehalt, der im zentralen Verbreitungsbereich der Oberen Wustkoglsrie auf unter 10 % zusammenschrumpft. Ausnahmen sind die obersten schiefriigen Schichten, in denen der Hellglimmergehalt auf Kosten des Quarzes vereinzelt bis auf 60 % steigen kann. Häufig wird der Mineralbestand nur durch diese beiden Minerale gebildet. Feldspat ist im wesentlichen nur in den mittleren Profilbereichen vertreten. Er übersteigt selten 10 % und ist immer in geringerem Maße vertreten als die Hellglimmer.

Eine Ausnahme bildet das Schönberger Bach-Profil. Dort erreicht er in den obersten wechselgelagerten Schichten einen Anteil von 30 % in den glimmerarmen Bereichen. Es handelt sich ausschließlich um Plagioklas. Nur in einer Probe ist ein nennenswerter Alkalifeldspatanteil von 6 % bei einem Gesamtfeldspatanteil von 12 % vorhanden.

In den o.g. wechselgelagerten obersten Schichten der Wustkoglsrie, die vom Mineralbestand her gesehen bunter und vielfältiger sind als die normale Obere Wustkoglsrie, tritt sporadisch Karbonat auf, das dann allerdings auch bis

auf 45 % ansteigen kann, ausgenommen in dünneren Lagen. An diese Karbonatvorkommen sind in den östlichen Bereichen auch Chlorit und seltener Epidot gebunden. Der Chloritgehalt kann bis auf knapp 20 % anwachsen, während Epidot nie die 10 % - Marke überschreitet.

Zirkon, Erz, Apatit und Turmalin kommen fast ausschließlich in akzessorischer Form vor.

Das Gefüge ist im wesentlichen granoblastischer Natur mit einer richtungslosen Textur. Die etwas glimmerreicheren Partien tendieren mehr zu einer Lagentextur mit einer lepidoblastischen Grundmasse. Ferner wechselt das Gefüge je nach Häufigkeit der Einsprenglinge zwischen porphyrisch und homogen.

Bei der Geröllführung schwankt die Korngröße im Bereich bis zu 3 mm. Die Gerölle beschränken sich auf den westlichen und mittleren Bereich, der Osten stellt sich geröllfrei dar.

In den geröllführenden Bereichen läßt sich häufig eine Vergrößerung zu den oberen Schichten hin feststellen.

2.4 Alterseinstufung

Wie bei fast allen Gesteinen des Tauernfensters ist die Frage nach dem genauen Alter der Wustkoglsrie mit vielen Schwierigkeiten und großen Unsicherheiten behaftet.

Da die Gesteine fossilifer sind, ist man aufgrund lithologischer Vergleiche mit datierbaren Gesteinen früher u.a. der Auffassung gewesen, die Serie habe permokarbonates Alter. Nach einem Perisphinctenfund von v. KLEBELSBERG (1939) und dessen endgültiger Alterseinstufung in den unteren Malm durch MUTSCHLECHNER (1956) war es möglich, die Gesteine der Schieferhülle des Tauernfensters in Bezug auf den Hochstegenmarmor, in dem der Ammonit in der Nähe von Mayrhofen gefunden wurde, stratigraphisch etwas genauer einzustufen.

Der Wustkoglsrie ist daraufhin permoskythisches Alter zugeordnet worden. Dieses Alter ist auch von neueren Autoren anerkannt und übernommen worden. Lediglich THIELE stellte zwischenzeitlich das permoskythische Alter der Gesteine in Frage und schlug 1970 in seiner Arbeit zur Stratigraphie der Schieferhülle des Tauernfensters, ohne sich jedoch festlegen zu wollen, aufgrund der tektonischen Stellung der Wustkoglsrie zwischen Triaskarbonaten und jurassischer Bündner Schieferserie obertriassisches Alter vor. In seinen folgenden Arbeiten revidierte er seine Meinung wieder und schloß sich der allgemeinen Auffassung an.

1974 wurden von SCHÖNLAUB et al. neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor veröffentlicht, die die vorherigen Angaben und stratigraphischen Deutungen erhärteten.

Größere Bedeutung für die stratigraphische Einstufung der Wustkoglsrie haben die Funde von Crinoidenstielgliedern aus den Dolomitgesteinen der Kalkwandstange direkt oberhalb der Wustkoglsrie durch FRISCH (1975).

Die Artbestimmung der Crinoidenstielgliederreste durch KRISTAN-TOLLMANN ergibt, daß es sich um *Encrinus lilii-formis* (LAMARCK) und *Dadocrinus gracilis* (v. BUCH) handelt. Das läßt die stratigraphische Aussage zu, daß es sich um

(mittel ?)-anisches Alter handelt und somit die höchsten Schichten der Wustkoglsrie nicht über skythisches Alter hinausreichen.

Damit möchte ich mich der Meinung anschließen, daß die quarzitishe Obere Wustkoglsrie dem Skyth zuzuordnen ist und die Mittlere und Untere Wustkoglsrie den permischen Anteil darstellen.

Die Frage nach der Untergrenze der Serie muß nach dem heutigen Kenntnisstand offengelassen werden.

SKYTH RÖT?	OBERE WUSTKOGLSRIE	<p>----- schiefrige, karb. Lage -----</p> <p>vorwiegend hellgrüne-weiße QUARZITE</p>
	MITTLERE WUSTKOGLSRIE	<p>hellgrüne-grüne QUARZITSCHIEFER dunkelgrüne SCHIEFER-QUARZITSCHIEFER teilweise phyllitisch hämatit- und karbonatführend hellgrüne QUARZITE</p> <p>hellgrüne QUARZITSCHIEFER dunkelgrüne SCHIEFER-QUARZITSCHIEFER teilweise phyllitisch hellgrüne QUARZITE</p>
PERM	UNTERE WUSTKOGLSRIE	<p>graue-graublaue PHYLLITE grüne PHYLLITE</p>

Abb. 11: Stratigraphie der Wustkoglsrie

2.5 Metamorphose

2.5.1 Allgemeines

Das Metamorphosegeschehen des Tauernfensters hat in mehreren Phasen stattgefunden.

Nach einem ersten Höhepunkt mit einer Hochdruckmetamorphose (8 - 11 kb, 500 - 550 °C) im kretazisch - alttertiären Zeitraum, die auf die orogenen Vorgänge an Subduktionsfronten zurückzuführen ist (TOLLMANN 1978:319), kommt es zur Abschwächung der druckbetonten Phase.

In der eozänen Hauptphase erreicht die Tauernmetamorphose die Grünschiefer- bis Amphibolitfazies mit Drücken um 5 kb und einer umsichgreifenden thermischen Beeinflussung.

Ch. MILLER hat insgesamt fünf Phasen ausgliedern können (s. TOLLMANN 1977:31, 38o).

Die Wirkung der Metamorphose ist in den nördlichen unterostalpinen Gesteinen am geringsten, so daß man bereichsweise von einer Anchimetamorphose sprechen kann.

2.5.2 Metamorphosestufe

Für die Gesteine der Oberen Schieferhülle werden Temperaturen von 420°C bei einem Druck von ca. 7 kb angenommen. Das entspricht nach WINKLER (1976) der beginnenden Grünschieferfazies (low grade metamorphism) bzw. der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies. Charakteristisch für diese Subfazies ist das Fehlen von Biotit; ferner hat sich aus den illitischen Tonmineralen noch kein Muskovit, sondern Phengit gebildet. Gleichzeitig kann an diesem Mineral der Übergang 'very low grade metamorphism' zu 'low grade metamorphism' festgemacht werden. Nach der Methode von KUBLER (in WINKLER 1976:73) ist der Grad der Kristallinität des Illits bzw. Phengits ein Grad der Metamorphosestufe, da die Kristallinität mit steigenden Temperaturen ebenfalls wächst, um dann schließlich in Muskovit überzugehen.

Ansonsten kann die Unterscheidung 'very low grade-' - 'low

grade metamorphism' in Peliten nicht vorgenommen werden, da diese ohne mafische Komponenten nicht sehr fazieskritisch sind und die diagnostischen Minerale fehlen (WINKLER 1976:72, 237). Auch der An-Gehalt der Plagioklasse mit 4 - 5 % belegt die Grünschieferfazies.

Insgesamt kommt die fazielle Stellung der Metamorphose dem Barrow-Typ am nächsten; es läßt sich allerdings eine dem Barrow-Typ unübliche verstärkte Druckeinwirkung durch eine relativ größere Versenkungstiefe feststellen (FRASL & FRANK 1966: 54).

Nach der Darstellung WINKLERS entspricht der o.g. Druck einer Versenkungstiefe von ca. 25 km.

2.5.3 Auswirkungen auf das Edukt

Die Wustkogelserie ist im wesentlichen aus Sandsteinen, Arkosen, Grauwacken und Tonen hervorgegangen. Von diesen haben die Tone die größte Veränderung durch die Metamorphose erfahren, während die anderen Edukte sich der Metamorphose gegenüber relativ resistent erwiesen haben. Mineral- und Gefügerelikte der Tonminerale sind verlorengegangen, hingegen sind Bänderungen bisweilen erhalten geblieben. Aus den Tonbestandteilen ergibt sich in der unteren Grünschieferfazies häufig die Mineralparagenese Muskovit+Quarz+Chlorit; mergelige Partien gehen über in die Paragenese Calcit+Epidot/Biotit+Chlorit+Quarz+Muskovit; kieselige Karbonate wandeln sich um in Calcit+Dolomit+Chlorit+Quarz.

Aus den Plagioklasen der feldspatführenden Sedimente können durch den randlichen Zerfall und Rekristallisation neue Albite gebildet werden. Ferner werden je nach ursprünglichem An-Gehalt Plagioklase mehr oder weniger stark serizitisiert.

Klastische Kalifeldspäte können durch die Na-Metasomatose umgewandelt werden in Schachbrettalbite.

Zu erwähnen ist noch die Neusprossung von sphärolithisch angeordneten Turmalinnadeln, die zur Bildung von Luxullianiten geführt hat. HÜCK (1969) äußert die Vermutung, daß das hierzu benötigte Bor bereits sedimentär vorhanden war und nicht erst durch Stoffwanderung zugeführt wurde.

3. Profile

3.1 Allgemeines

Aufgrund der großen Anzahl der Profile erscheint es ratsam, diese zu Gruppen zusammenzufassen, zumal direkt benachbarte Profile starke Ähnlichkeiten aufweisen in Hinsicht auf die Gesteinsausbildung, Mächtigkeiten und tektonische Lagerungsverhältnisse.

Die einzelnen Profile sind folgenden Bereichen zugeordnet:

1. Wolfendorn
2. Tuxer Joch
3. Tettensjoch
4. Penken
5. Gerlostal - Südseite
6. Gerlostal - Nordseite
7. Salzachtal
8. Seidlwinkltal

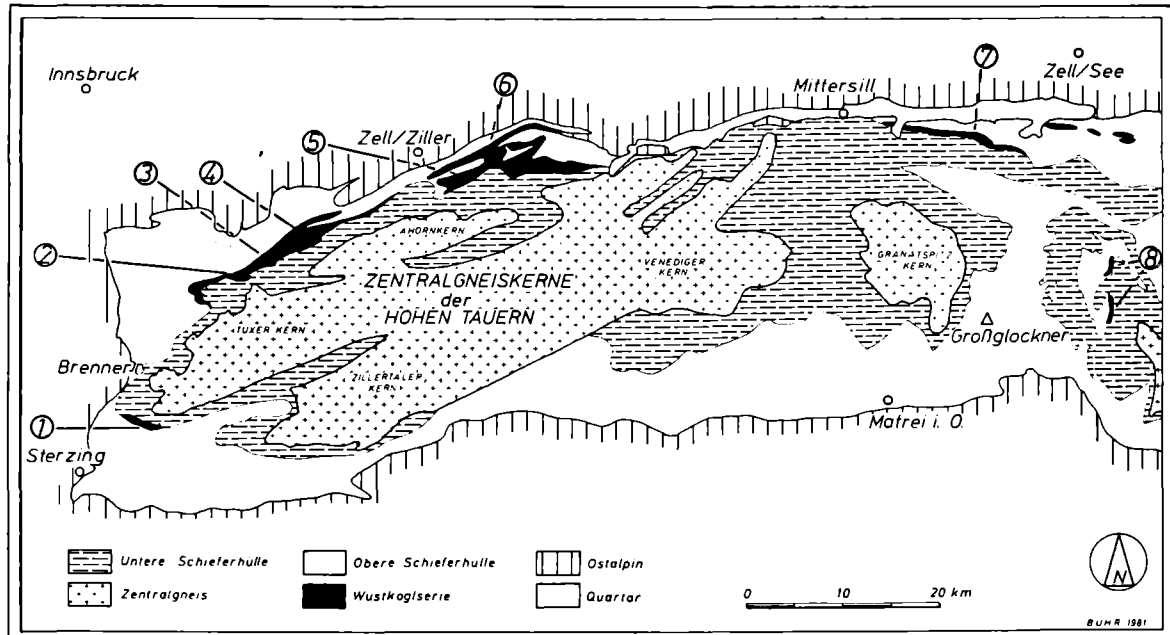


Abb. 12: Geologische Übersicht und Verbreitung der Wustkogelserie mit Eintragung der 8 Profilbereiche

3.2 Profilbereich Wolfendorn

3.2.1 Allgemeines

Der Profilbereich Wolfendorn liegt am westlichen Ende des Tauernfensters auf italienischer Seite in Südtirol. Er besteht aus zwei Profilen, die auf der Kammlinie zwischen dem Wolfendorn (2776 m) und der Kalkwandstange (2387 m) liegen.

Der Wolfendorn selbst markiert die Grenze Österreichs zu Italien.

Die Profile liegen ca. 2,5 km südöstlich der Brennerautobahn und haben einen Abstand von ca. 2 km zueinander.

Das Profil Flatschjöch1 liegt in der Wolfendorndecke, das Profil Kalkwandstange ist der Glocknerdecke entnommen (s. FRISCH 1975: 205).

3.2.2 Tektonik

Geologisch gesehen befinden wir uns schon in der Südabdachung des Tauernfensters, allerdings des Tuxer Kerns, dem nach Südosten noch der Zillertaler Kern folgt. Getrennt sind diese beiden Kerne durch die Greiner Schieferhülle.

Die Schichten fallen mit $10 - 20^{\circ}$ nach Südwesten ein; an der Kalkwandstange etwas stärker ($20 - 30^{\circ}$).

3.2.3 Mächtigkeiten

Das Profil Kalkwandstange hat eine Mächtigkeit von 110 m; das Profil Flatschjöch1 nur eine von 12 m.

Da die Schichten nicht gefaltet sind, entsprechen die Angaben der einfachen Mächtigkeit der Wustkog1serie, wobei an der Kalkwandstange ein 20 m mächtiger eingeschuppter Span Bündner Schiefer abzuziehen ist.

Das Profil Kalkwandstange setzt sich aus 60 m Oberer Wustkog1serie sowie 30 m oberer Mittlerer Wustkog1serie zusammen.

Das Profil Flatschjöch1 umfaßt, sofern man den Bereich aus

der Wolfendorndecke der Wustkoglsrie zurechnet, nur Obere Wustkoglsrie.

3.2.4 Gesteinsausbildung

3.2.4.1 Obere Mittlere Wustkoglsrie

Die oberen Teile der Mittleren Wustkoglsrie bestehen aus einem relativ homogenen Quarzitschiefer bis Quarzit.

Die Gesteinsfarbe variiert zwischen grüngrau und hellgrün. Häufig ist das Gestein sehr eng gebändert, stellenweise führt es reine weiße Quarzlagen.

Die Bänderung besteht aus glimmerreicheren und glimmerärmeren Partien.

Das Gestein hat einen plattigen Charakter; es ist im m- bis dm-Bereich gebankt.

Die Geröllführung setzt sich zusammen aus Quarz und Feldspat; der Durchmesser der einzelnen Gerölle liegt zwischen 1 - 4 mm. Dabei kommen sowohl gelängte als auch zu Flatschen ausgewalzte Gerölle vor.

Der Mineralbestand der oberen Mittleren Wustkoglsrie ist ebenfalls recht homogen und schwankt nur in geringen Grenzen. In allen Proben dominiert der Quarzgehalt mit Anteilen von 62 - 67 %. In den oberen Schichten ist eine leicht steigende Tendenz erkennbar.

Der Glimmergehalt liegt zwischen 25 - 32 % mit nach oben abnehmender Tendenz.

Die Feldspäte folgen dem Trend des Glimmers; ihr Gehalt liegt zwischen 6 - 9 %. Dabei erreicht der Kalifeldspatgehalt einen Anteil zwischen 1 - 2 %.

In diesem Mineralbestand kommt in der untersten Probe noch ein Karbonatanteil von 1,3 % vor.

Akzessorische Anteile sind Hämatit und Zirkon in der obersten Schicht, Biotit in der untersten Schicht.

Die Textur der Gesteine wechselt zwischen richtungslos und lagig. An die richtungslose Textur, die gebunden ist an die glimmerärmeren Partien, ist eine homogene vorwiegend granoblastische Grundmasse gekoppelt.

Die Lagentextur hat ein porphyrisches Gefüge mit lepidoblastischer Grundmasse.

Die Geröllführung besteht vorwiegend aus Quarz und Feldspat; leicht untergeordnet sind die Gesteinsbruchstücke, die aus Quarz und Feldspat bestehen. Das mengenmäßige Verhältnis ist 4 : 5 : 3.

Die Kornfraktion liegt zwischen 0,7 - 3,5 mm, wobei die Gesteinsbruchstücke eindeutig die gröberen Fraktionen besetzen.

Aufgrund der metamorphen und tektonischen Beanspruchung sind die Gerölle stellenweise bis zu einem Verhältnis 1 : 4 ausgelängt oder deformiert.

Rupturen sind ebenfalls vorhanden; dabei kommt es manchmal zur Abdriftung einzelner Bruchstücke, aber auch zur Verheilung der Rupturen vorwiegend mit Quarz.

Wegen der starken Beanspruchung und Deformation sind Aussagen über den Rundungsgrad nicht möglich.

Die Ausgangsgesteine der oberen Mittleren Wustkogelserie sind feinkörnige, sandige Sedimente mit tonigen Beimengungen.

Aufgrund der Metamorphose lassen sich keine Angaben darüber machen, ob es sich um einen Schluff oder einen Feinsand handelt.

Die Nebengemengteile liegen im Grobsandbereich, und die untersten Schichten sind so unsortiert, daß die Fraktionen sich vom Mittelsandbereich bis zum Feinkiesbereich erstrecken.

3.2.4.2 Obere Wustkoglsrie

Die Obere Wustkoglsrie besteht aus einem grünlichen Quarzitschiefer mit plattigem bis dünnbankigem Charakter. Zwischengeschaltet sind reine Quarzitlegen. Die Schichtflächen zeigen feine Glimmerbelege und eine leichte Riffelung (270/13).

Es ist eine Quarzgeröllführung zu beobachten, deren Korngröße zwischen 1 - 2 mm liegt.

Einen anderen Charakter hat die Lithologie der Oberen Wustkoglsrie der Wolfendorndecke (Flatschjöchl). In einen im cm-Bereich gebankten, hellgrünen bis weißen, reinen Quarzit schalten sich kalkige Bänke ein, die sukzessiv einen Übergang zur kalkigen Sedimentation der Karbonatischen Trias herstellen. Die tektonische Rauhwaacke, die sich häufig zwischen die Wustkoglsrie und die Karbonatische Trias schaltet, fehlt hier in der Wolfendorndecke.

Der Mineralbestand der Oberen Wustkoglsrie der Glocknerdecke besteht aus einem Quarzanteil von 40 - 54 %; die oberen Schichten sind die quarzreicheren.

Der Glimmergehalt nimmt entgegengesetzt zum Quarz von 54 auf 42 % ab.

Während die oberen Schichten noch einen Feldspatgehalt von 4 %, davon 1,3 % Kalifeldspat, führen, sind die unteren Teile feldspatfrei. Dafür enthalten sie Chlorit (2 %), Zirkon (3 %), Hämatit (2 %), Turmalin (0,6 %) und akzessorisch Apatit.

Diese Mineralien haben eine seifenartige Anreicherung erfahren.

Das metamorphe Gefüge hat eine Lagentextur sowie eine lepidoblastische Grundmasse, die in den unteren Schichten homogen, in den oberen Schichten porphyrisch ist.

Die Geröllführung beschränkt sich auf die feldspatführenden oberen Partien. Die Gerölle bestehen zum überwiegenden Teil aus Quarz, untergeordnet Feldspat, mit Korngrößen bis 2 mm. Das Maximum der Korngröße liegt eindeutig zwischen 1 - 2 mm. Es kommen sämtliche Stadien der Deformation vor, jedoch keine Rupturen.

Sedimentär bedingte Wechsellagerungen sind auch im Dünnschliff zu beobachten.

Der Mineralbestand der Oberen Wustkoglsrie am Flatschjöchl ist wesentlich quarzreicher (85 - 95 %). Der Glimmergehalt fällt von 20 % auf knapp 5 % in den oberen Schichten.

Feldspat tritt nur akzessorisch auf.

Eingeschaltet sind karbonatführende Lagen. Zuungunsten des Quarzgehaltes führen diese Gesteine einen Karbonatanteil von 45 %. Akzessorisch tritt Apatit auf.

Die Textur der Gesteine ist lagig mit einer homogenen granoblastischen Grundmasse.

Eine Geröllführung ist in diesen Quarziten nicht zu erkennen.

Wechselagerungen finden zwischen kalkangereicherten und kalkfreien Partien statt.

Die Gesteine der Oberen Wustkoglsrie sind im Profil Kalkwandstange aus feinsandigen bis schluffigen Sedimenten hervorgegangen, die einen starken Tonanteil sowie grobsandige und untergeordnet mittelsandige Beimengungen besitzen. In den untersten Schichten handelt es sich um einen Ton mit feinsandigen Beimengungen.

Im Profil Flatschjöchl ist das Sediment wesentlich reifer, der Tongehalt geringer und die Sortierung besser. Es handelt sich um einen tonigen Feinsand, der auch nicht mehr die schwache Feldspatführung aufweist wie das andere Profil. In diesen Feinsand sind mergelige Partien eingeschaltet, die den Übergang zu einer kalkigen Sedimentation anzeigen.

3.3 Profilbereich Tuxer Joch

3.3.1 Allgemeines

Der Profilbereich Tuxer Joch liegt im hinteren Tuxer Tal, ca. 3 km südwestlich Hintertux und ca. 16 km nordöstlich des Bereiches Wolfendorn.

Der Bereich umfaßt vier Einzelprofile, wobei das Profil Weiße Wand aus den "Radiolariten" HÜCKS (1969: 169) stammt, die FRISCH (in FRISCH, W. et al. 1979: 4) der Wustkoglsrie zurechnet.

Die Profile sind 1 - 2 km voneinander entfernt.

Die Profile Reisköpfl und Schwarze Pfanne liegen in der Glocknerdecke; das Profil Friesenbergscharte stammt aus der Wolfendorndecke.

Das Auflager der drei Profile ist jeweils der Basiskalk der Karbonatischen Trias. Beim Profil Friesenbergscharte ist das Unterlager nicht aufgeschlossen. Die beiden anderen Profile werden teilweise von Karbonatischer Trias, teilweise von Bündner Schiefer unterlagert, da die Kalke stellenweise auskeilen, bzw. tektonisch weggequetscht sind.

3.3.2 Tektonik

Im Gegensatz zum vorher beschriebenen Bereich ist die tektonische Situation etwas komplizierter.

Die Schichten fallen mit ca. 45° nach NNW ein, da wir uns hier bereits an der Nordseite des Tauernfensters befinden.

Die Glocknerdecke liegt in Form eines nördlich einfaltenden isoklinal gefalteten Tauchsattels vor, dessen Achse nach Westen aushebt.

Dieser Tauchsattel ist in sich wieder spezialgefaltet, so daß im Profil Schwarze Pfanne die Karbonatische Trias nochmals angeschnitten wird.

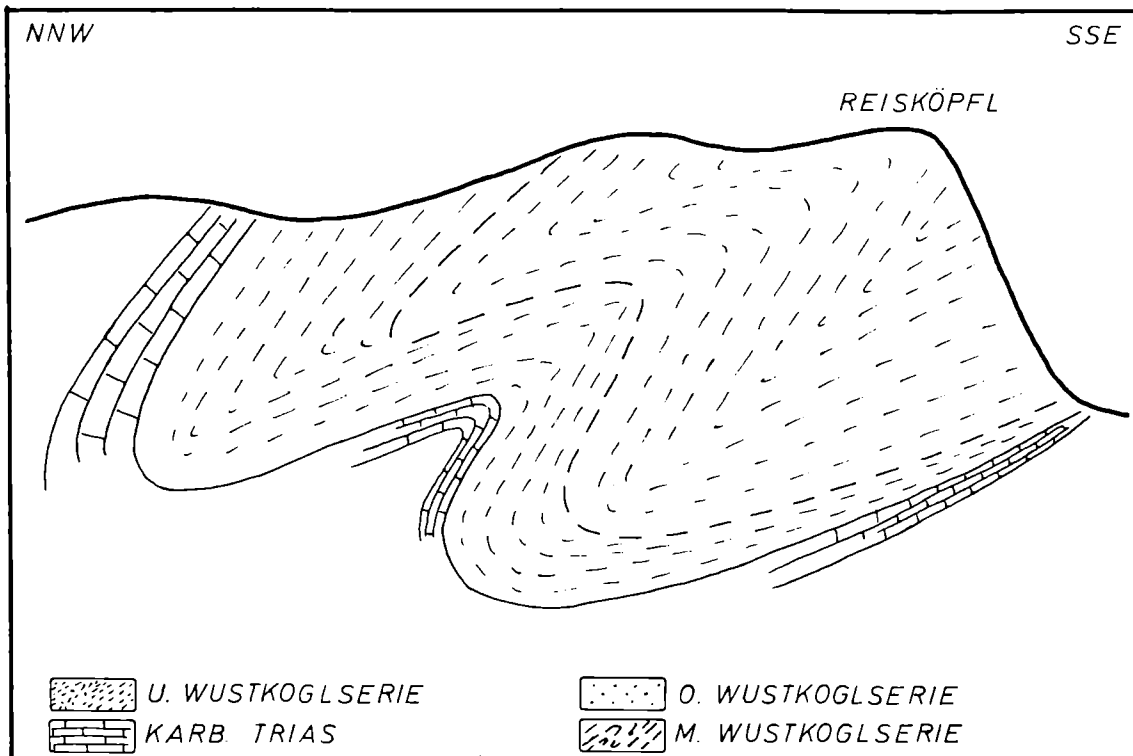


Abb. 13: Unmaßstäbliche tektonische Skizze Bereich Tuxer Joch

Das Profil Friesenbergscharte liegt in einfachen, nicht-gefalteten Lagerungsverhältnissen vor, wobei jedoch das Unterlager, der Zentralgneis, vom Gefrorne Wand Kees verhüllt ist.

3.3.3 Mächtigkeiten

Aufgrund der Sattelstruktur ergibt sich eine Verdoppelung der wahren Mächtigkeiten.

Nach Abwicklung der Tektonik beträgt die gesamte Mächtigkeit der Wustkoglsrie ca. 420 m; diese sind im Profil Reisköpfl ganz aufgeschlossen.

Die Wustkoglsrie setzt ein mit der Mittleren Wustkoglsrie, die hier 400 m mächtig ist; davon sind ca. 170 m der oberen Mittleren Wustkoglsrie zuzurechnen. Die Obere Wustkoglsrie ist nur ca. 20 m mächtig, an der Friesenbergsscharte sowie in der Schwarzen Pfanne fehlt sie ganz.

Das Profil Weiße Wand nimmt eine Sonderstellung ein. Es sind hier nur 10 - 15 m mächtige Gesteinspakete in Bündner Schiefer zwischengelagert. Diese Gesteine sind jedoch nicht der Wustkoglsrie zuzuordnen. Es handelt sich hier um resedimentierte Wustkoglsrie, wie man sie auch oberhalb der Kalke des Profils Reisköpfl findet (LEDOUX, frdl. mdl. Mitt.).

3.3.4 Gesteinsausbildung

3.3.4.1 Untere Mittlere Wustkoglsrie

Die untere Mittlere Wustkoglsrie ist ein Quarzitschiefer mit wechselnden quarzitischen Anteilen. Entsprechend pendelt die Farbe zwischen dunklen und hellen Grüntönen.

Das Gestein ist im dm- bis m-Bereich gebankt, teils aber auch massig ausgebildet und stark geklüftet.

In den Quarzlagen ist eine braunverwitternde Feldspatführung zu beobachten.

Stellenweise ist noch die ehemalige Korngröße des Ausgangssediments zu erkennen (1 - 3 mm). Die Körner sind z.T. schlecht gerundet.

Bei erhöhter Glimmerführung nimmt der schiefrige Charakter des Gesteins stark zu.

Der Mineralbestand der Gesteine ist gekennzeichnet durch stark schwankende Anteile.

Der Quarzanteil bewegt sich zwischen 22 - 72 % mit einer generellen Zunahme zu den obersten Schichten.

Noch größeren Schwankungen ist der Glimmergehalt unterworfen; er liegt zwischen 12 - 75 %. Dabei verläuft die Abnahme nicht gleichmäßig von unten nach oben, sondern findet in zwei gleichartig ausgebildeten sedimentären Sequenzen statt. Nachdem in der unteren Sequenz die Abnahme bis zu den glimmerärmsten Partien stattgefunden hat, setzt erneut eine glimmerreichere Partie ein, die dann ebenfalls durch eine sukzessive Abnahme des Gehaltes gekennzeichnet ist.

Der Feldspatgehalt liegt zwischen 2 - 20 %. Zusammen mit dem Quarz steigt er auf Kosten des Glimmers in den o.g. Sequenzen. Die untere Sequenz ist akzessorienfrei. In der oberen Sequenz dagegen ist Zirkon in allen Proben stabiler Gemengteil.

Das metamorphe Gefüge besitzt in den glimmerreichen Gesteinen eine Lagentextur mit lepidoblastischer, untergeordnet granoblastischer Grundmasse. Dabei kann das Gefüge sowohl homogen als auch porphyrisch sein. Die glimmerärmeren Gesteine haben eine richtungslose Textur mit vorwiegend homogen granoblastischem Gefüge.

Die Geröllführung besteht zu wechselnden Anteilen aus Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücken. Generell ist eine Zunahme der Korngröße nach oben zu verzeichnen, die verursacht wird durch eine Verstärkung der Anteile der Gesteinsbruchstücke, die immer die größeren Fraktionen besetzen. Quarz- und Feldspatgerölle liegen vorwiegend in den kleineren Fraktionen.

Desgleichen ist eine Vergrößerung des Feldspatanteils gekoppelt an eine Verschiebung des Korngrößenmaximums in den größeren Bereich.

Die Deformation der Gerölle bewegt sich in gemäßigten Grenzen; Verquetschungen stärksten Ausmaßes kommen nicht vor. Rupturen sind z.T. mit Quarz und Glimmer verheilt; oft sind Partikel abgedriftet.

Die sedimentären Wechsellagerungen größeren Ausmaßes, die makroskopisch zu beobachten sind, sind auch im Dünnschliffbereich zu erkennen.

Die Ausgangsgesteine der unteren Mittleren Wustkoglsrie bestehen aus einer Wechsellagerung von tonigen und sandigen Sedimenten. Dabei ist festzustellen, daß Tone mit fein- bis grobsandigen Beimengungen sukzessive in Sande mit tonigen Beimengungen übergehen.

Diese Veränderung des Sedimentes von quarzarmen, tonreichen zu quarzreichen, tonarmen Gesteinen findet zweimal statt.

Feldspatführend sind in aller Regel nur die sandigen Partien, bei denen es sich um einen teils stark tonigen, teils schwach tonigen Fein-Mittelsand handelt, der grobsandige und in den obersten Schichten feinkiesige Beimengungen führt.

3.3.4.2 Obere Mittlere Wustkoglsrie

Die obere Mittlere Wustkoglsrie ist ein in der Regel hellgrüner Quarzitschiefer, der in Wechsellagerung tritt mit dunkleren, glimmerreicheren, chloritführenden und helleren, quarzitischen Partien. Diese Wechsellagerung kann bis in den Bereich einer feinen Bänderung übergehen.

Das Gestein ist im dm- bis m-Bereich sehr gut gebankt. Feste, weniger geschieferte Partien haben einen größeren Geröllanteil und erhöhte Feldspatführung, die bei Verwitterung zu typischen braunen Nestern führt.

Außer weißen Feldspat- und Quarzgeröllen existieren noch leicht rötliche Quarzgerölle. Die Korngröße erreicht einen Durchmesser bis zu 5 mm. In den feinkörnigen Partien liegen makroskopisch sichtbare Turmalinnadeln (0,5 x 5 mm).

Die Gesteine haben wulstige Schichtoberflächen mit Glimmerbelegen; fraglich sind Reste von Rippelmarken - auf einer Schicht (340/70) eine ?Rippel? (300/40).

Stellenweise ist das Gestein stark spezialgefaltet.

Die Gesteine im Profil Friesenbergsscharte sind etwas homo-

gener und aufgrund der höheren Metamorphosestufe grau bis vereinzelt grauviolett. Sie sind auch weniger quarzitisch.

Der Mineralbestand der Gesteine ist starken rhythmischen Schwankungen unterworfen.

Der Quarzgehalt beginnt in den unteren Partien mit knapp 30 % und steigt auf 75 %.

Der Glimmergehalt beginnt mit 60 %, nimmt aber auf 40 % ab und ist in den obersten Schichten gar nicht mehr vertreten.

Ein Feldspatgehalt von 10 % ist in allen Proben enthalten. Nur die glimmerfreien Proben haben Feldspatgehalte von bis zu 26 %.

Mit abnehmendem Glimmergehalt steigt der Chloritanteil von 6 auf 12 %. Gleichzeitig mit dem Chlorit setzt eine erhöhte Hämatitführung ein. Sie erreicht Anteile zwischen 6 und 13 %.

Akzessorisch tritt Zirkon auf.

Etwas differenzierter stellt sich das Profil Schwarze Pfanne dar. Es sind nur die obersten Schichten in einer bunten engen Wechsellagerung aufgeschlossen.

Quarz zeigt einen stark schwankenden, aber generell abnehmenden Trend von 60 auf 25 % auf. Dagegen nimmt der ebenfalls stark schwankende Glimmergehalt generell zu von 10 - 15 % auf 30 - 60 %.

An eine Zunahme des Quarzes ist das Auftauchen von Feldspat gebunden. Es werden Werte bis zu 22 % erreicht; dabei können bis zu 5 % Kalifeldspat sein.

Chlorit tritt mit Werten um 6 % nur in den obersten Schichten auf; ebenfalls Hämatit mit 6 - 12 %.

Die obersten Schichten können Zwischenlagen haben, in denen ein Karbonatanteil von bis zu 50 % auftritt.

Akzessorisch kommt Apatit, Zirkon und Turmalin vor, wobei die beiden ersteren in einer Probe angereichert sind und sogar mit 2,6 % (Zirkon) bzw. 0,6 % (Apatit) vertreten sind.

Das Profil Friesenbergsscharte deckt sich weitgehend mit dem

des Reisköpfls, jedoch handelt es sich beim Glimmer wegen der höheren Metamorphosestufe nicht um Phengit, sondern um Muskovit. Auf die gleiche Ursache ist das Vorhandensein von Biotit zurückzuführen.

Das metamorphe Gefüge der Gesteine ist im Profil Reisköpfl mit einer richtungslosen Textur ausgestattet. Gleichfalls überwiegt das Gefüge mit granoblastischer Grundmasse, wobei die höheren Schichten zu homogenem Gefüge neigen, die unteren Schichten zu porphyrischem Gefüge.

Anders verhält es sich in der Schwarzen Pfanne. Die Textur ist bis auf die karbonatischen oberen Horizonte lagig. Das Gefüge ist in Verbindung mit feldspatführenden Horizonten porphyrisch mit granoblastischer bis lepidoblastischer Grundmasse.

Die Geröllführung beschränkt sich hauptsächlich auf das Profil Schwarze Pfanne. Die Gerölle setzen sich zu annähernd gleichen Teilen aus Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücken (Quarz und Feldspat) zusammen. Die Korngröße erreicht einen Durchmesser von bis zu 5 mm mit nach oben abnehmender Tendenz. Das Maximum der Durchmesser beginnt zwischen 1 - 2 mm, steigt auf 2 - 3 mm und sinkt dann in den obersten Schichten auf 1 mm ab.

Deformationen kommen in allen Stadien vor; Rupturen sind teilweise mit Quarz verheilt.

Auch im Schliffbereich sind sedimentäre Wechsellagerungen zu beobachten.

Das Ausgangsgestein der oberen Mittleren Wustkogelserie ist ein feldspatführender, fein-mittelsandiger Ton, der sukzessive in ein feinsandiges Sediment ohne Tongehalt übergeht.

Die oberen Partien zeigen eine merkliche Hämatitführung sowie eine stärkere Feldspatführung. Aufgrund des geringen Korngrößenspektrums scheint das Sediment gut sortiert zu sein. Weniger gut sortiert stellt sich das Edukt der Gesteine im Profil in der Schwarzen Pfanne dar; in enger

Wechsellagerung liegen tonige und sandige Sedimente.
Die obersten Partien zeigen lagenweise auch mergeligen
Charakter.

3.4 Profilbereich Tettensjoch

3.4.1 Allgemeines

Der Profilbereich Tettensjoch befindet sich 2 - 3 km südöstlich Lanersbach. Es handelt sich um die nordöstliche Fortsetzung der Wustkoglsrie vom Tuxer Joch, die hier schräg über den Tuxbach streicht. Im Anschluß an den Bereich quert die Serie erneut den Tuxbach, der hier ein Knie bildet, um dann in den Bereich Penken hineinzustreichen. Die Entfernung zum Tuxer Joch beträgt 5,5 km.

Der Bereich besteht aus vier Einzelprofilen, die jedoch zu zwei Profilen zusammengefaßt werden können.

Im südwestlichen Teil liegt das Profil Loschbodenalm, 2 km weiter nordöstlich das Profil Tettensjoch/Am Flach. Die Serie gehört der Glocknerdecke an (vgl. FRISCH 1967, 1973/74). Sowohl das Liegende als auch das Hangende bilden die Karbonate der Mitteltrias. Allerdings sind diese Schichten mangels geeigneter Aufschlüsse nicht von jedem Profil erfaßt worden.

3.4.2 Tektonik

Die Schichten der Wustkoglsrie fallen mit ca. 50° nach Südosten ein. Es handelt sich um inverse Lagerungsverhältnisse. Lediglich die unterlagernden Kalke im Profil Loschbodenalm machen eine Ausnahme. Sie fallen mit ca. 45° nach Nordwesten ein.

Der bereits am Tuxer Joch erkennbare Tauchsattel läßt sich nach Nordosten weiterverfolgen und bildet auch hier das tektonische Inventar. Die liegende Flanke dieses Sattels ist ein wenig reduziert.

3.4.3 Mächtigkeiten

Die Gesamtmächtigkeit der Wustkoglsrie liegt am Profil Tettensjoch/Am Flach unter Berücksichtigung des Faltenbaues bei 430 m. Das Profil Loschbodenalm ist etwas weniger mächtig, nämlich 350 m.

Die Profile setzen mit der oberen Mittleren Wustkoglsrie ein. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 300 m (Loschbodenalm) und 340 m (Tettensjoch/Am Flach).

Die Obere Wustkoglsrie hat in beiden Profilen etwa eine Mächtigkeit von 50 m, jedoch läßt sich das Profil Loschbodenalm in dem Bereich der Oberen Wustkoglsrie mangels Geländebegebarkeit nicht beproben.

3.4.4 Gesteinsausbildung

3.4.4.1 Obere Mittlere Wustkoglsrie

Die Profile Tettensjoch und Loschbodenalm beginnen mit oberer Mittlerer Wustkoglsrie. Das Gestein besteht aus einem Quarzitschiefer, der aus einer Wechsellagerung von stärker glimmerführenden geschiefertten Partien und schwächer glimmerführende quarzreicheren Partien besteht. Die Gesteinsfarbe schwankt zwischen grün, hellgrün und fast weiß. Auf den Schichtflächen liegen häufig Glimmerbelege. Vorwiegend an die stärker geschiefertten Partien sind Quarzausschwitzungen gebunden.

Die Gerölle aus Quarz und Feldspat sind zu Bändern und Flatschen ausgequetscht. Vereinzelt Gerölle erreichen einen Durchmesser bis zu 2 - 3 cm. Ansonsten liegt die durchweg vorhandene Geröllführung im mm - Bereich.

Die Schichten sind tektonisch stark beansprucht und zeigen neben der Spezialfaltung noch eine Querfaltung im dm-Bereich.

Der Quarzanteil der oberen Mittleren Wustkoglsrie schwankt zwischen 35 - 60 %. Gebunden an diese Schwankungen ist der Glimmeranteil. Im antiproportionalen Verhältnis zum Quarz bewegt sich der Glimmeranteil zwischen 30 - 55 %. Eine Probe macht allerdings eine Ausnahme; bei einem isolierten

Auftreten von Karbonat (50 %) geht der Glimmeranteil auf 2 % zurück.

Der Feldspatanteil zeigt einen relativ stabilen Charakter. Er unterliegt keinerlei Schwankungen, sondern bewegt sich um 12 - 15 % mit schwach abnehmender Tendenz zu den jüngeren Schichten. Es handelt sich ausschließlich um Plagioklas.

Bemerkenswert ist die Hämatitführung der unteren Hälfte der oberen Mittleren Wustkogelserie. Der prozentuale Anteil steigt von 1 % kontinuierlich auf 6 %. Die Hämatitführung endet abrupt mit dem Einsetzen der Karbonatführung. Oberhalb des Karbonathorizontes ist die Serie hämatitfrei. Den gleichen Charakter hat die Epidotführung; Sie setzt mit 1 % ein und steigt auf 3 %. Unterhalb des Karbonathorizontes endet sie ebenfalls abrupt.

Eine Probe des Profils Tettensjoch enthält noch Apatit mit 0,6 %. Dieser Horizont läßt sich auch im Profil Loschbodenalm wiederfinden, allerdings tritt dort Apatit nur akzessorisch auf. Auch der stark ausgeprägte karbonatführende Horizont ist im Profil Loschbodenalm nur untergeordnet ausgeprägt.

Als fast durchgehender akzessorischer Gemengteil tritt Zirkon auf.

Die Gesteine haben eine lagige Textur sowie ein porphyrisches Gefüge mit lepidoblastischer Grundmasse. Lediglich der Karbonathorizont macht eine Ausnahme. Aufgrund des hohen Karbonatanteiles und des geringen Glimmeranteils zeigt das Gestein unter dem Mikroskop eine richtungslose Textur mit einem homogenen granoblastischen Gefüge.

Die bereits beschriebene makroskopisch zu beobachtende Wechsellagerung läßt sich bis in den mikroskopischen Bereich hinein verfolgen. Quarzreichere Lagen lösen glimmerreichere Lagen ab. Das ist vorwiegend auf sedimentären Ursprung zurückzuführen. Untergeordnet kommt es zu segregativen Erscheinungen. In Dünnschliffdimensionen sind wechselgelagerte Schichten z.T. stark gefaltet.

Zur Geröllführung ist folgendes zu sagen: Im wesentlichen bestehen die Gerölle aus Quarz. Untergeordneten Charakter haben die Feldspatgerölle. Vereinzelt tauchen Gesteinsbruchstücke bestehend aus Quarz und Feldspat auf, die dann aber in den Bereich der gröberen Fraktionen fallen, während sich die Quarz- und Feldspatgerölle in den Fraktionen bis zu 2 mm bewegen.

Die Deformation der Gerölle reicht von nicht deformiert bis zu stark gequetscht. Rupturen sind in aller Regel nicht nachzuweisen.

Die Ausgangsgesteine der oberen Mittleren Wustkoglsrie sind überwiegend sandige Sedimente; nur vereinzelt handelt es sich um sandige Tone, die in Wechsellagerung mit sandigen Mergeln liegen. Die feinsandigen Sedimente sind schlecht sortiert; sie haben einen beträchtlichen Tongehalt und grobkörnige bis feinkiesige Beimengungen. Feldspatführend sind fast alle sandigen Schichten. Die Hämatitführung ist in den unteren Partien vorhanden; mit Einsetzen der mergeligen Sedimentation endet die Hämatitführung.

3.4.4.2 Obere Wustkoglsrie

Die Obere Wustkoglsrie ist nur im Profil Tettensjoch aufgeschlossen. Sie zeigt einen sehr homogenen Charakter. Es handelt sich um einen hellgrünen bis grünen Quarzit bis Quarzitschiefer.

In einer feinen, mikrokristallinen Grundmasse schwimmen Quarz- und Feldspatgerölle. Vereinzelt erreichen sie eine Größe von bis zu 5 mm. Einige der Quarzgerölle sind leicht rosa gefärbt. Die glimmerführende Grundmasse ist oft nicht geschiefert. Die Bankung liegt im dm- bis m-Bereich. Bei abnehmender Geröllführung ist eine zunehmende Bänderung hellgrüner bis weißer und dunkelgrüner Gesteine zu erkennen. Aufgrund der feinen Bänderung ist eine Spezialfaltung im cm-Bereich zu beobachten. In diesem Falle sind eingelagernde Gerölle leicht gequetscht.

Im Gegensatz zur Mittleren Wustkoglsrie ist ein Anstieg

des Quarzgehaltes auf ca. 60 % sowie ein Rückgang des Glimmergehaltes auf ca. 30 % zu verzeichnen. Der Feldspatanteil setzt die bereits begonnene Tendenz fort, liegt jedoch konstant bei 11 %. Dabei macht der Kalifeldspatanteil ca. 2 % aus.

Akzessorisch treten Zirkon, Epidot und Hämatit auf.

Das Gestein hat ein porphyrisches Gefüge mit lepidoblastischer Grundmasse sowie eine lagige Textur.

Die Geröllführung der Oberen Wustkogelserie ist beachtlich. Es handelt sich im wesentlichen um Quarzgerölle, zu einem Drittel um Gesteinsbruchstücke aus Quarz und Feldspat. Die Größe der Quarzgerölle liegt fast ausschließlich unter 1,5 mm, während sich die Gesteinsbruchstücke zwischen 1,5 - 3 mm bewegen.

Abhängig von der Größe der Gerölle ist der Deformationsgrad. Die Gesteinsbruchstücke zeigen eine stärkere Quetschung als die Quarzgerölle.

Die zu beobachtenden Rupturen sind z.T. mit einem Mörtel aus Quarz und Glimmer verheilt; vereinzelt sind Partikel abgedriftet.

Das Ausgangsgestein der Oberen Wustkogelserie ist ein feldspatführender, toniger Feinsand mit überwiegend mittel- bis grobsandigen, weniger feinkiesigen Beimengungen.

3.5 Profilbereich Penken

3.5.1 Allgemeines

Der Profilbereich Penken liegt auf der Nordseite des Tuxer Tales zwischen den Ortschaften Finkenberg und Vorderlanersbach. Die Entfernung zum Profilbereich Tettensjoch beträgt 4 km.

Der Profilbereich umfaßt vier Einzelprofile; zwei davon - Gschößalm und Legerbach - stoßen einander und ergänzen sich zu einem Gesamtprofil.

Die Profile liegen parallel zueinander im Abstand von 1 bis 1,5 km auf der Südseite des Penken (2095 m). Die Reihenfolge der Profile von Ost nach West ist:

Penken-Altenstall; Penken-Sessellift; Penken-Gschößalm/Legerbach.

Alle Profile gehören der Glocknerdecke an. Die Liegend- wie Hangendschichten der Wustkogelserie sind Kalke der Karbonatischen Trias.

3.5.2 Tektonik

Die Schichten fallen mit $45 - 55^{\circ}$ nach NNE ein.

Die Glocknerdecke ist an dieser Stelle in Form eines Tauchsattels gefaltet. Im Kern dieses Sattels liegt die Wustkogelserie, die ihrerseits aus zwei kleineren Tauchsatteln besteht. Die dazwischen liegende Mulde ist nicht voll ausgebildet, sondern während der Überschiebung über die Kerne des Tauernfensters zerschert. Der Hangenteil dieses Doppelsattels ist dem Liegendsattel überschoben. Dabei ist ein Span Karbonatischer Trias in die Schichten der Wustkogelserie des Liegendsattels eingeschuppt worden, so daß ein 20 m mächtiges Schichtpaket Karbonatischer Trias diskordant zwischen Mittlerer und Oberer Wustkogelserie lagert.

Die westlicheren Profile Altenstall und Sessellift schneiden die eingemuldeten Kalke nicht an.

Im östlichen Profil Gschößalm/Legerbach sind sowohl die

eingemuldeten Kalke als auch die diskordante Einschuppung aufgeschlossen.

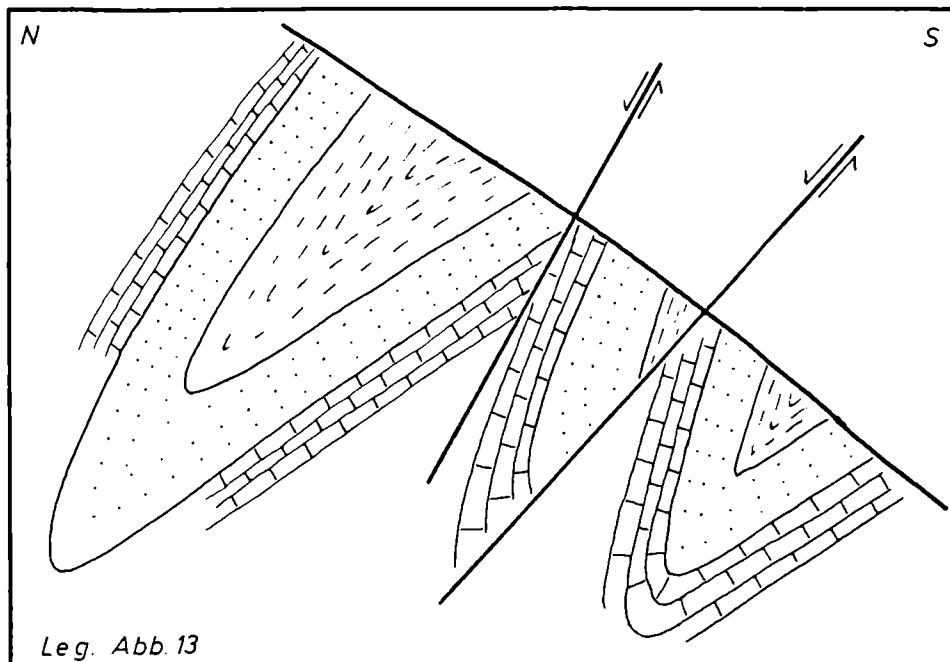


Abb. 14: Unmaßstäbliche tektonische Skizze Bereich Penken

3.5.3 Mächtigkeiten

Der beschriebene Faltenbau läßt die Mächtigkeit der Wustkoglserie auf das Drei- bis Vierfache ansteigen.

Für das Profil Altenstall beträgt die wahre Gesamtmächtigkeit 300 m, für das Profil Sessellift 340 m und für das östlichste Profil Gschößalm/Legerbach 250 m.

Alle drei Profile setzen mit der Mittleren Wustkoglserie ein. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 180 und 220 m. Davon macht der Anteil der oberen Mittleren Wustkoglserie im westlichen und östlichen Profil 30 - 40 m aus. Im mittleren Profil Sessellift ist diese Einheit 120 m mächtig.

Die Obere Wustkoglserie ist ca. 110 - 120 m mächtig, dünnt jedoch nach Osten hin aus. Im Profil Gschößalm/Legerbach beträgt sie nur noch ca. 50 m.

3.5.4 Gesteinsausbildung

3.5.4.1 Untere Mittlere Wustkoglsrie

Alle drei Profile des Bereichs Penken beginnen mit der unteren Mittleren Wustkoglsrie. Diese besteht aus einem hellgrünen bis grünen Quarzitschiefer mit sowohl groben als auch feinkörnigen Lagen. Zwischengeschaltet in diese Wechsellagerung sind Bänke mit Quarz- und Feldspateinsprenglingen, die in einer grünen Grundmasse schwimmen, sowie dunkelgrüne, feingebänderte, schiefrige Lagen, die sich dadurch auszeichnen, daß sie keine Gerölle führen. Die übrigen Partien kennzeichnen sich durch eine starke bis sehr starke Geröllführung.

In den geröllführenden Partien wechseln grobe und feine Lagen. In der Regel sind die hellgrünen Varietäten geklüftet und gut gebankt im dm- bis m-Bereich. Je nach Gesteinsbeschaffenheit sind die Schichten spezialgefaltet oder auch weitläufig verbogen. Das hat stellenweise zu Quarzboudinagen in den Faltenscheiteln geführt.

Die Gerölle setzen sich in der Regel aus Feldspäten sowie roten und glasklaren Quarzgeröllen zusammen. Der Durchmesser der meisten Gerölle liegt unter 1 cm. Vereinzelt kommen allerdings im Profil am Sessellift Quarzgerölle mit einem Durchmesser von 5 - 6 cm vor.

Der Mineralbestand der unteren Mittleren Wustkoglsrie ist am Penken sehr konstant. Es tritt lediglich Quarz, Feldspat und Glimmer mit meßbaren prozentualen Anteilen in Erscheinung.

Der Quarzgehalt unterliegt mit Ausnahme des Profils Gschößalm kaum irgendwelchen Schwankungen. Er beträgt ca. 55 - 65 % mit leicht zunehmender Tendenz zu den hangenderen Partien sowie abnehmender Tendenz in lateraler Hinsicht in den östlicheren Profilen (48 - 50 %). Im Profil Gschößalm unterliegt er im antiproportionalen Verhältnis mit dem Glimmergehalt einer Schwankungsbreite von 20 - 60 %.

Der Glimmergehalt beginnt im Westen durchgehend mit 30 - 35 % und steigt gegen Osten auf 40 - 50 %. Das Profil Gschößalm bildet wieder eine Ausnahme; hier bestätigt sich zwar generell die Zunahme des Glimmers, jedoch schwankt sein Anteil im Gegensatz zu den zwei anderen Profilen zwischen 30 - 75 %. Die Schwankungen des Feldspatgehaltes unterliegen in vertikaler Hinsicht in den einzelnen Profilen keinen erkennbaren Gesetzmäßigkeiten. In lateraler Ausdehnung verhält es sich wie folgt:

Der Feldspatgehalt beginnt im Westen mit konstant ca. 8 % ohne Kalifeldspatanteil und steigt dann auf ca. 8 - 14 % mit ca. 2 % Kalifeldspatanteil. Im östlichsten Profil erreicht er bei stark schwankenden Gehalten Spitzenwerte bis zu 20 %. In diesen Spitzenwerten beträgt der Kalifeldspatanteil dann maximal 4 %.

In fast allen Profilen kommen Zirkon und Hämatit als akzessorische Gemengteile vor. Epidot tritt nur in zwei Proben auf, wobei es allerdings im Profil Altenstall einen Gehalt von 1,1 % erreicht. Turmalin ist nur in einer Probe enthalten.

Beim metamorphen Gefüge überwiegt die Lagentextur. Vereinzelt zeigen Schliffe richtungslose Textur, die meist an einen geringen Hellglimmergehalt gebunden ist. Alle Schliffe haben ein porphyrisches Gefüge mit lepidoblastischer Grundmasse. Als Einsprenglinge treten vorwiegend Quarz und Plagioklas, selten Kalifeldspat auf.

Die Geröllführung der unteren Mittleren Wustkogelserie ist in diesem Abschnitt zumindest für die beiden westlichen Profile sehr reichhaltig. Die in den Schliffen zu beobachtenden Korndurchmesser liegen alle unter 3 mm, wobei eindeutig das Maximum im Bereich zwischen 1 - 2 mm liegt. Jedoch ist dieses Maximum abhängig von der Zusammensetzung des Geröllspektrums. Quarzgerölle, die relativ häufig vorkommen, liegen in feineren Kornfraktionen; Feldspatgerölle, deren mengenmäßiges Auftreten stark schwankt und die nur in einer einzigen Probe den größten Anteil ausmachen, haben generell Korndurchmesser über 1 mm.

Genauso verhält es sich mit den Gesteinsbruchstücken aus Quarz und Feldspat, die ebenfalls nur in einer Probe den

größten Anteil stellen. Ansonsten sind sie mengenmäßig starken Schwankungen unterworfen. Die gemessenen Korngrößen der Gesteinsbruchstücke schwanken zwischen 1,5 - 3 mm.

Die Gerölle liegen allesamt in mehr oder weniger deformierter Form vor, jedoch sind sie in den seltensten Fällen sehr stark ausgewalzt.

Rupturen sind zu beobachten, wobei die verheilten Rupturen mit Quarzmörtel ausgefüllt sind. Stellenweise sind Partikel abgedriftet.

Das Ausgangsgestein der unteren Mittleren Wustkoglsrie ist ein toniger bis stark toniger Feinsand, der mittel- bis grobsandige, vereinzelt feinkiesige Beimengungen hat. Dieser Feinsand geht nach Osten unter Zunahme des Tongehaltes in einen feinsandigen Ton über, in den stellenweise noch sandige Lagen eingeschaltet sind.

Die im Westen schwache Feldspatführung nimmt nach Osten zu. Die Sedimente sind dort feldspatführend. In gleicher Weise ist von Ost nach West eine Verbesserung der Sortierung zu beobachten.

3.5.4.2 Obere Mittlere Wustkoglsrie

Die obere Mittlere Wustkoglsrie am Bereich Penken ist ein hellgrüner Quarzitschiefer, der sich zum einen durch eine starke Schieferung, zum anderen durch eine charakteristische Mineralzusammensetzung auszeichnet. Das Gestein kann teilweise sehr phyllitischen Charakter annehmen und ist insofern nicht sehr verwitterungsresistent.

Der Mineralbestand ist ergänzt durch eine starke Hämatitführung, Karbonatlagen und stellenweise Chlorit.

Örtlich ist die obere Mittlere Wustkoglsrie nur sehr wenig mächtig ausgebildet. Sie kann aber auch erhöhte Mächtigkeit, z. B. am Sessellift mit ca. 120 m, erreichen; dann ist sie sehr vielfältig in ihrer Gesteinsausbildung und in der Mineralzusammensetzung in sowohl horizontaler als auch vertikaler Hinsicht. Sie führt Gerölle bis zu einer Größe

von 6 cm, die stark verquetscht sind und hauptsächlich aus Quarz bestehen.

Der Quarzgehalt liegt zwischen 30 - 70 %, der Glimmergehalt zwischen 20 - 55 % und der Feldspatanteil zwischen 0 - 12 %; der Chloritgehalt erreicht Werte bis zu 30 %, Karbonat bis zu 18 % und Hämatit bis zu 12 %.

Starkes Ansteigen der Gehalte der drei letztgenannten Minerale geht meistens auf Kosten des Glimmergehaltes.

Die akzessorischen Gemengteile weisen keine Unterschiede zur unteren Mittleren Wustkoglsrie auf.

Die Textur der Gesteine ist lagig, lediglich glimmerarme Varietäten zeigen ein richtungsloses Gefüge, welches dann auch granoblastisch ist. Ansonsten überwiegt porphyrisches Gefüge mit lepidoblastischer Grundmasse.

Eine Geröllführung ist im Dünnschliff nur in den zwei westlichen Profilen zu beobachten. Das Maximum der Korngrößen liegt unter 2 mm, allerdings kann die Korngröße bis auf 4 - 5 mm ansteigen.

Der Bestand der Gerölle setzt sich in einem buntgemischtem Verhältnis aus Quarz-, Feldspatgeröllen und Gesteinsbruchstücken zusammen. Karbonatführende Proben enthalten in ihren Geröllen bzw. Gesteinsbruchstücken ebenfalls Karbonat (sekundärer Calcit).

Die Gerölle zeigen sämtliche Stadien der Deformation oder Zerbrechung mit verheilten und unverheilten Rupturen.

Die Ausgangsgesteine der oberen Mittleren Wustkoglsrie sind tonige bis feinsandige Sedimente mit einer z.T. beträchtlichen Fe-Führung, in die mergelige Zwischenlagen eingeschaltet sind.

Die Feldspatführung der Sedimente ist durchgehend schwach; von West nach Ost findet eine Verbesserung der Sortierung statt.

3.5.4.3 Obere Wustkogelserie

Die Obere Wustkogelserie ist in allen drei Profilen sehr einheitlich ausgebildet. Es handelt sich um einen weißen bis hellgrünen Quarzit. Lateral können dünne Quarzitschiefer bzw. Phyllite zwischengeschaltet sein, die dann eine kräftige Grünfärbung annehmen.

Der Quarzit enthält sowohl grobe als auch feinkörnige Lagen, ist im dm- bis m-Bereich gut gebankt und fein gebändert. Die Geröllführung ist hauptsächlich an die groben Lagen gekoppelt.

Der Korndurchmesser liegt bei 2 - 4 mm, selten bis 1 cm. Das Gestein macht insgesamt einen sehr harten und homogenen Eindruck.

Der Mineralbestand der Oberen Wustkogelserie bewegt sich nur in engen Grenzen.

Der Quarzgehalt macht den größten Teil aus. Er liegt bei 80 % und ist relativ konstant. Nur in den vereinzelt eingeschalteten Zwischenlagen geht er zu Gunsten des Glimmers herunter auf 30 - 40 %.

Der Glimmergehalt liegt fast konstant bei 15 - 20 %. Nur in den Zwischenlagen steigt er auf ca. 65 %. In diesen Schichten sind Quarz und Glimmer die einzigen Bestandteile.

Der Feldspatanteil ist in den einzelnen Profilen ebenfalls relativ konstant. Er reicht von ca. 4 % am Altenstall über 12 % am Sessellift bis zu 8 % am Profil Gschößalm.

Der Kalifeldspatanteil des Feldspates liegt selten über 2 %. Akzessorische Gemengteile sind Hämatit und Zirkon, die sich ausschließlich auf die stark glimmerführenden Zwischenlagen beschränken.

Die Gesteine haben eine in Abhängigkeit vom Glimmergehalt richtungslose bis lagige Textur und im wesentlichen porphyrisches Gefüge. Die Grundmasse kann sowohl lepidoblastischer als auch granoblastischer Natur sein.

Einsprenglinge sind hauptsächlich Quarz und Plagioklas, seltener Kalifeldspat.

Die Geröllführung besteht in wechselnden Verhältnissen aus Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücken. Die Korngröße erreicht Durchmesser bis zu 4 mm. Das Maximum der Korngröße schwankt im Bereich bis 2 mm.

Die Quarz- und Feldspatgerölle erstrecken sich über das gesamte Korngrößenspektrum, während die Gesteinsbruchstücke vorwiegend den gröberen Korngrößensbereich besetzen. Die Geröllführung der Gesteine am Penken ist generell beträchtlich, verstärkt sich aber noch in den oberen Schichten des Profils Altenstall.

Die vorhandenen Rupturen sind stellenweise unverheilt und abgedriftet, vereinzelt sind sie aber auch mit Quarzmörtel verheilt.

In allen Proben sind sedimentär bedingte Wechsellagerungen zu beobachten.

Das Ausgangsgestein der Oberen Wustkogelserie ist ein nicht sehr gut sortiertes, schwach feldspatführendes bis feldspatführendes, feinsandiges Sediment, das nur einen geringen Tongehalt aufweist. Allerdings wird diese relativ eintönige feinsandige Sedimentation durch eine einmalige Tonlage unterbrochen. Die Beimengungen des Feinsandes liegen vorwiegend in der Grobsand- bis Feinkiesfraktion.

Die Tonlage ist feldspatfrei.

3.6 Profilbereich Gerlostal-Südseite

3.6.1 Allgemeines

Der Profilbereich Gerlostal-Südseite liegt südlich der Straße Zell - Gerlos zwischen den Gasthäusern Ötschenwirt und Kühle Rast. In diesem Bereich quert der Hauptteil des Zuges der Wustkogelserie in SSW - NNE - Richtung das an dieser Stelle E - W verlaufende Gerlostal. Der Bereich beginnt im Westen mit den Profilen Rettelwand und Gerlossteinbach; er setzt sich fort über das Profil Schönberger Bach zum Weißbachl.

Der Abstand der Profile zueinander beträgt jeweils 2 km; die Entfernung zum Profilbereich Penken liegt bei 7 km. Alle Profile gehören der Glocknerdecke an.

Das tektonisch Liegende ist im Süden die Kaserer Serie (THIELE 1976: 81), im Norden die Karbonatische Trias. Die Hangendschichten sind, bedingt durch die tektonische Situation, nicht aufgeschlossen.

3.6.2 Tektonik

Das Einfallen der Schichten ist nicht einheitlich.

Im Profil Rettelwand fallen sie mit 30° - 45° nach Süden ein. Die Schichten im Gerlossteinbach beginnen im Süden des Profils mit einem starken Südeinfallen, teilweise sogar mit saigerer Stellung. Am Nordende des Profils fallen die Schichten mit ca. 70° nach Norden ein.

Umgekehrt verhält es sich im Profil Weißbachl. Es beginnt im Süden mit Einfallwerten von 50° - 60° nach Norden. Gegen Norden verflachen die Schichten. Im nördlichen Bereich des Profils fallen sie dann mit ca. 50° nach Süden ein.

Im Profil Schönberger Bach ist die tektonische Situation in den unteren Bereichen wie am Weißbachprofil, jedoch beginnt es im Süden mit Schichten, die 50° - 80° nach Süden überkippt sind. Der liegende Faltenbau, den man im Bereich Tuxer Joch und im Bereich Penken in Stirnfalten-

position vorfindet, läßt sich hier weiter verfolgen. Es ist allerdings nicht die Stirn des Tauchsattels aufgeschlossen, sondern der Liegendschenkel, der in sich stark spezialverfaltet ist. Der Hangendschenkel ist erodiert. Im nördlichen Teil des Profils Weißbachl ist der Schenkel gerissen und verdreht. Die abgerissene Scholle ist den Kalken der Karbonatischen Trias überschoben.

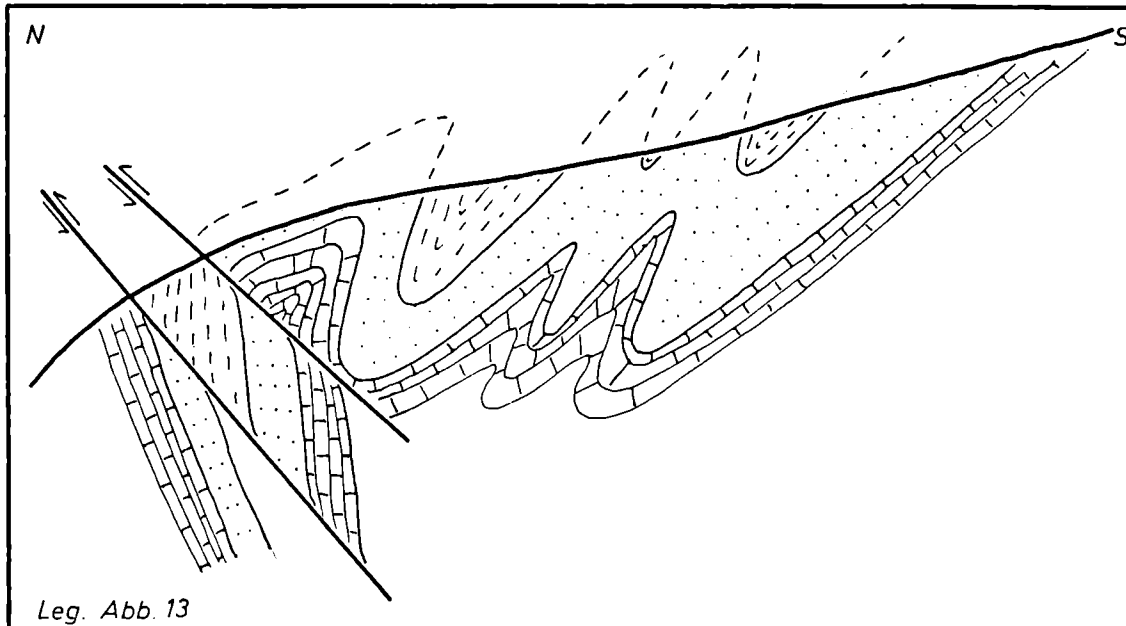


Abb. 15: Unmaßstäbliche tektonische Skizze Bereich Gerlostal-Südseite

3.6.3 Mächtigkeiten

Die aufgeschlossenen Mächtigkeiten der Wustkogelserie sind in diesem Bereich beträchtlich, jedoch reduziert sich die wahre Mächtigkeit des Weißbachprofils nach Glättung des Faltenbaues von 1400 m auf 350 m.

Das ebenfalls mächtige Schönbergerbach-Profil hat eine wahre Mächtigkeit von 450 m. Die beiden anderen Profile nehmen eine Sonderstellung ein. Das Profil Rettelwand mit ca. 300 m Mächtigkeit läßt sich nicht in die anderen Profile einreihen, da man es als zurückgebliebene Scholle betrachten muß. Das Profil Gerlossteinbach (150 m Mächtigkeit) verläuft fast genau auf einer Querstörung und ist

deshalb für Mächtigkeitsangaben nicht geeignet (THIELE 1974: Kartenbeilage).

Die Profile Rettelwand und Schönberger Bach beginnen mit unterer Mittlerer Wustkoglsrie (200 m, bzw. 70 m), die in den beiden anderen Profilen nicht aufgeschlossen ist. Die obere Mittlere Wustkoglsrie ist an der Rettelwand 70 m, im Schönberger Bach und Weißbachl ca. 150 m mächtig.

Obere Wustkoglsrie ist im Gerlossteinbach mit einer Mächtigkeit von 150 m, im Schönberger Bach und Weißbachl mit 230 m aufgeschlossen. Im Profil Rettelwand fehlt diese ganz.

3.6.4 Gesteinsausbildung

3.6.4.1 Untere Mittlere Wustkoglsrie

Die untere Mittlere Wustkoglsrie der Profile Rettelwand und Schönberger Bach besteht im wesentlichen aus einem hellgrünen bis grünen, massigen Quarzit, der lokal auch als Quarzitschiefer ausgebildet ist. Stellenweise führt dieses Gestein gelb heragswitternde Feldspateinsprenglinge und ausboudinierte Quarzknauern. Eine Probe aus dem Rettelwandprofil beinhaltet ein einzelnes größeres Quarzgeröll (5 - 6 cm). Ansonsten sind die Proben geröllfrei. Auffallend ist in den oberen Partien an der Rettelwand eine vermehrte Feldspat- und Chloritführung.

Der Mineralbestand ist relativ konstant. Nur im Rettelwandprofil zeigen die oberen Partien schon Anklänge an die buntere obere Mittlere Wustkoglsrie.

Der Quarzanteil der einzelnen Gesteine ist beträchtlich. Er liegt durchgehend zwischen 60 - 75 %. Gegen Osten ist eine leicht abnehmende Tendenz zu erkennen.

Ebenso beständig ist der Glimmeranteil. In den unteren Partien liegt er im Westen bei 20 % und nimmt nach Osten hin auf 30 % zu, Anders ist es mit den hangenden Schichten an der Rettelwand: Zugunsten des Feldspate, Chlorit- und Epidotgehaltes sinkt der Glimmeranteil auf 3 % ab.

Der Feldspatgehalt, bei dem es sich ausschließlich um Plagioklas handelt, liegt zwischen 6 und 16 %. Es ist sowohl eine Zunahme des Gehaltes in östlicher Richtung als auch zu den hangenden Partien zu verzeichnen.

Bemerkenswert ist in den hangenden Schichten der Rettelwand der bereits erwähnte Chloritgehalt, der hier 15 % ausmacht, sowie ein leichter Karbonatanteil von 1 % und ein Epidotgehalt von 5 %.

Als Akzessorien treten Zirkon und Hämatit sowie als Besonderheit in den hangenden Partien der Rettelwand noch Turmalin auf.

Im Dünnschliff zeigen die Gesteine eine lagige Textur, die bei entsprechendem Absinken der Glimmermineralanteile Anklänge an eine richtungslose Textur zeigen. Es überwiegt ein homogenes Gefüge, das bei entsprechendem Mineralbestand granoblastischen oder lepidoblastischen Charakter annimmt.

Eine Geröllführung ist bei allen Proben unter dem Mikroskop nicht zu beobachten. Die stellenweise vorhandene Bänderung aus quarzreichen Lagen und Chlorit-Epidot-Quarzlagen ist auf sedimentären Ursprung zurückzuführen.

Das Ausgangsgestein der unteren Mittleren Wustkoglsrie ist ein feldspatführender toniger Feinsand, der recht gut sortiert ist. Am Rettelwandprofil liegt darüber noch ein mergeliger Feinsand, der schon Anklänge an die Fe-führenden Sedimente der Mittleren Wustkoglsrie zeigt.

3.6.4.2 Obere Mittlere Wustkoglsrie

Die obere Mittlere Wustkoglsrie ist im Bereich Gerlostal Südseite in den drei Profilen Rettelwand, Schönberger Bach und Weißbachl aufgeschlossen. Die Gesteine, die diesen Teil der Mittleren Wustkoglsrie ausmachen, sind sehr variantenreich. Neben den üblichen grünen bis hellgrünen Quarzitschiefern treten blättrige, grüne Quarzphyllite, aber auch z.T. geröllführende grüne und graue Glimmerschiefer auf, in die vereinzelt karbonatführende Lagen eingeschaltet sind. Allen Gesteinen gemeinsam ist die für diese Teile der Wust-

koglsérie typische Hämatitführung.

Wie bereits in den vorhergehenden Profilbereichen beschrieben, wiederholt sich hier die Vielfältigkeit des Mineralbestandes, was besonders in den Akzessorien zum Ausdruck kommt.

Der Quarzgehalt der Gesteine liegt trotz der Vielfalt der Gesteinsausbildungen konstant bei ca. 50 %. Eine Ausnahme machen die grauen Glimmerschiefer im Liegenden des Weißbachlprofils. Hier liegt der Quarzgehalt nur bei ca. 30 %.

Der Hellglimmergehalt der Gesteine liegt bei ca. 40 %.

Ganz im Osten, im Weißbachl, schwankt der Glimmergehalt zwischen 35 - 70 %.

Der Feldspatgehalt spielt in allen Profilen eine untergeordnete Rolle. Es handelt sich nur um Plagioklas (Albit) mit einem Anteil von weniger als 5 %.

Ein Karbonatanteil ist nur im Rettelwandprofil zu verzeichnen (1 %). Im Weißbachlprofil tritt es nur akzessorisch in den höchsten Partien der oberen Mittleren Wustkoglsérie auf. Alle untersuchten Proben haben einen Hämatitgehalt, der generell bei 3 - 4 % liegt.

Akzessorische Bestandteile sind im Profil Rettelwand Chlorit und Turmalin, in den östlicheren Profilen Zirkon und Apatit. Eine Probe enthält darüber hinaus klastischen Biotit; eine andere, bereits oben erwähnte Probe enthält Karbonat.

Unter dem Mikroskop zeigen die Gesteine der oberen Mittleren Wustkoglsérie eine vorwiegend lagige Textur.

Das Gefüge ist in jedem Fall lepidoblastisch; sofern Einsprenglinge vorhanden sind, ist es porphyrisch, ansonsten homogen.

Stellenweise sind die Gesteine im mikroskopischen Bereich stark spezialgefaltet. Dabei kommt es in den Faltenscheiteln zu Quarzanreicherungen.

Bereichsweise ist dieser Teil der Serie geröllführend; so in dem Profil am Schönberger Bach und verstärkt in den oberen Teilen des Profils am Weißbachl. Die Korngröße liegt unter 2 mm. Bei den Geröllen handelt es sich fast ausschließ-

lich um Quarze, die nur gering deformiert sind.

Die Ausgangsgesteine der oberen Mittleren Wustkoglserie sind vorwiegend stark tonige, Fe-führende Feinsande mit z.T. gröberen Beimengungen.

Die generell gute Sortierung nimmt von West nach Ost etwas ab. Im Osten geht der Feinsand in den unteren Teilen in einen feinsandigen Ton über, im Westen hat er einen leicht mergeligen Charakter.

3.6.4.3 Obere Wustkoglserie

Die Obere Wustkoglserie tritt nur in den drei östlichen Profilen auf, wobei das Profil Gerlossteinbach nicht repräsentativ ist, da es im Bereich einer Störungszone liegt. Es soll hier nicht mit beschrieben werden, reiht sich aber gut in die anderen Profile ein.

Die Obere Wustkoglserie besteht überwiegend aus einem weißen bis hellgrünen Quarzit, der in den obersten Teilen wechselagert mit einem grünen, teilweise weißgrauen Quarzitschiefer. Diese Quarzitschiefer können übergehen in kalkige Quarzitschiefer.

Das Gesteinspaket zeichnet sich durch eine enge Spezialfaltung aus, wobei es in den Faltenscheiteln zu Quarz- und untergeordnet Chloritanreicherungen kommen kann. Die Schichten sind im cm- bis dm-Bereich gebankt.

Der Mineralbestand der Quarzite, die in der Oberen Wustkoglserie den Hauptanteil ausmachen, ist sehr konstant. Überwiegender Gemengteil ist Quarz mit einem Anteil von 85 - 92 %.

Hellglimmer ist auch in allen Proben vertreten, allerdings nur mit einem Anteil von 4 - 10 %.

Ebenso hat jede Probe einen geringen Feldspatanteil, der aber auch nur 4 - 8 % ausmacht. Es handelt sich ausschließlich um Plagioklas (Albit).

Das Spektrum der Akzessorien ist ebenfalls sehr gleichbleibend. Alle Proben haben eine schwache Zirkon- und Hämatitführung.

Anders verhält es sich mit den höchsten Schichten der Oberen Wustkogelserie. Sie zeigen signifikant andere Eigenschaften in der Gesteinsausbildung und im Mineralbestand.

Wechselgelagert mit dem bereits beschriebenen Quarzit treten wesentlich quarzärmere Varietäten auf (30 - 60 %).

Stattdessen kann der Glimmergehalt bis auf 55 % ansteigen. Ebenso schwankend verhält sich der Feldspatanteil (15 - 30 %), wobei der Anteil an Kalifeldspat, sofern überhaupt vorhanden, nur bei 1 % liegt.

Die glimmerarmen, feldspatreichen Partien haben zusätzlich noch einen Karbonatanteil von 8 %.

Die Akzessorien sind sehr vielfältig; Hämatit und Zirkon ist in fast allen Schichten vorhanden; zusätzlich kommen noch chloritführende, turmalin- und apatitführende Lagen sowie nur hämatitführende Lagen vor.

Das Gefüge des Quarzits hat porphyrischen Charakter mit granoblastischer Grundmasse. Die Textur ist in der Regel richtungslos. Das gilt auch für die feldspatreichen Varianten, die allerdings ein homogenes granoblastisches Gefüge haben.

Die phyllitischen glimmerreichen Partien haben ein porphyrisches Gefüge mit lepidoblastischer Grundmasse und eine lagige Textur. Die unter dem Mikroskop zu beobachtende Geröllführung beschränkt sich auf die Quarzite des Weißbachs. In erster Linie handelt es sich um Quarzgerölle mit einem Korndurchmesser bis zu 4 mm. Das Maximum der Durchmesser ist jedoch kleiner als 2 mm. Daneben existieren Feldspatgerölle, die allerdings nie größer als 2 mm sind.

Absolut untergeordnet sind die Gesteinsbruchstücke aus Quarz und Feldspat. Bemerkenswert ist, daß die Gerölle durchweg keine Deformation aufweisen.

Das Ausgangsgestein der Oberen Wustkogelserie ist ein reifes, quarzreiches, feinsandiges Sediment mit geringfügig gröberen Beimengungen und nur leicht tonigem Anteil. Darüber folgt eine bunte Wechselfolge aus sandigen Tonen, Mergeln, Kalkmergeln und z.T. mergeligen, tonigen Feinsanden. Bemerkenswert ist in diesem Teil der Oberen Wustkogelserie die starke Feldspatführung der ansonsten feldspatfreien Sedimente am Schönberger Bach.

3.7 Profilbereich Gerlostal-Nordseite

3.7.1 Allgemeines

Der Profilbereich Gerlostal-Nordseite schließt sich im Streichen ostwärts an den vorhergehenden Bereich an. Er liegt auf der Nordseite des Gerlostales zwischen dem Wandbach und dem Krumbach.

Der Bereich besteht aus drei Profilen; im Westen beginnend mit dem Richbergprofil, 2 km weiter östlich liegt das Profil Rieder Bach, weitere 3,5 km weiter östlich das Profil Krumbach. Die Profile liegen in dem gleichen Wustkoglerienzug wie der vorhergehende Bereich. Die Entfernung der Profilbereiche beträgt nur 1,7 km, allerdings sind sie durch das Tal der Gerlos getrennt.

Die beprobten Bereiche gehören der Glocknerdecke an.

Als Liegendschichten werden durch die Profile sowohl Bündner Schiefer als auch Karbonatische Trias angeschnitten.

Im Richberg- und Rieder-Bach-Profil ist das Hangende jeweils Richbergkoglerie (s. DIETIKER 1938: 83-109). Das Krumbachprofil hat als Liegendschichten Kalke der Karbonatischen Trias, als Hangendschichten Bündner Schiefer.

3.7.2 Tektonik

In allen drei Profilen fallen die Schichten mit unterschiedlichen Beträgen nach Norden ein. Da die Profile Rieder Bach und Krumbach nur Teile der Falten widerspiegeln, ist es sinnvoller, nur das Richbergprofil ausführlicher zu beschreiben. In diesem ist der gesamte tektonische Bau aufgeschlossen. Der bereits erwähnte Tauchsattel liegt hier ebenfalls vor.

Im Gegensatz zum Profilbereich Gerlostal-Südseite liegt dieser Bereich näher an der Faltenstirnposition. Der Tauchsattel ist untergliedert in drei übereinandergeschobene Teilsättel. Dabei hat der Hangendsattel den jeweils liegenden Überfahren, was zu einem Schuppenbau geführt hat. In der obersten Schuppe ist der Sattel fast vollständig erhalten. Lediglich der liegende Schenkel ist etwas verquetscht.

In den beiden unteren Schuppen ist der hangende Schenkel des jeweiligen Sattels an der Überschiebungsbahn weggeschert worden, so daß nur noch der Kern des Sattels mit den unterlagernden Schichten aufgeschlossen ist.

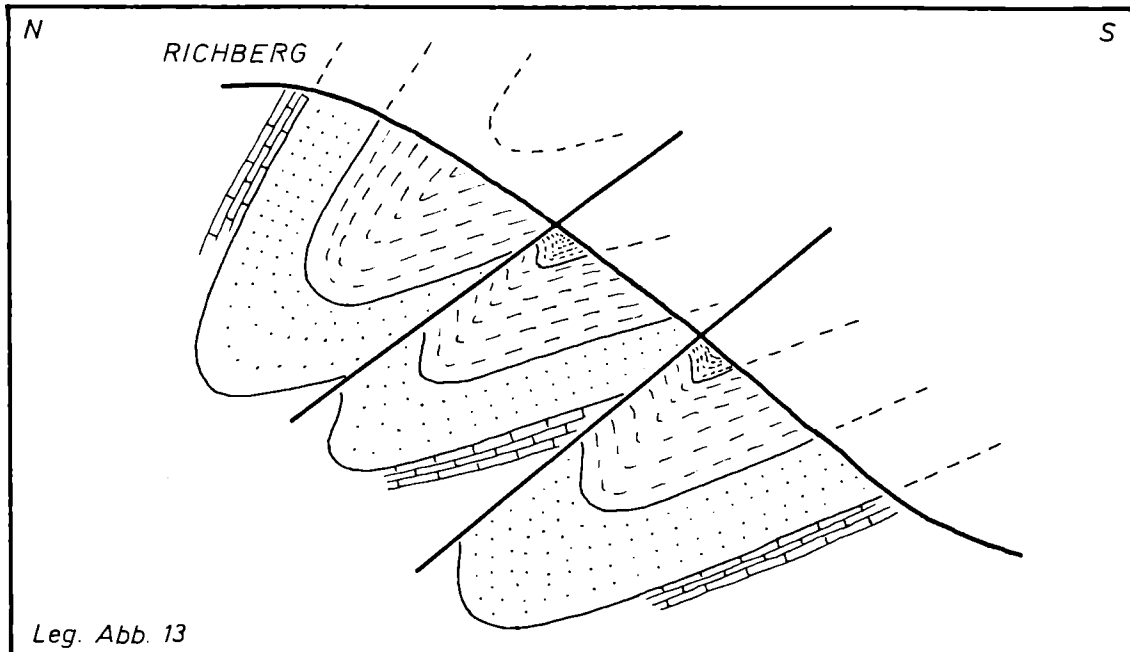


Abb. 16: Unmaßstäbliche tektonische Skizze Gerlostal-Nordseite

3.7.3 Mächtigkeiten

Wie bereits im tektonischen Teil erwähnt, ist die Wustkoglsérie im Richbergprofil mit 2900 m am umfassendsten aufgeschlossen.

Die wahre Gesamtmächtigkeit der Serie beträgt fast 700 m.

In den beiden übrigen Profilen ist die Serie nur 220 m (Rieder Bach), bzw. 190 m (Krummbach) mächtig.

Die Serie beginnt am Richberg mit 120 m Untere Wustkoglsérie.

Es ist die einzige Stelle, an der Untere Wustkoglsérie angeschnitten wird. Über dieser liegt 380 m mächtig das Paket der Mittleren Wustkoglsérie. Dieser Teil ist auch im Rieder Bach aufgeschlossen, allerdings nur mit 140 m Mächtigkeit.

Der obere Teil der Mittleren Wustkoglsérie macht in beiden Profilen ca. 100 m aus.

Die Obere Wustkoglsrie ist in allen drei Profilen aufgeschlossen. Am Richberg und im Krumbach ist sie etwa 190 m mächtig; im dazwischenliegenden Profil Rieder Bach dagegen nur 80 m.

3.7.4 Gesteinsausbildung

3.7.4.1 Untere Wustkoglsrie

Die Untere Wustkoglsrie, die nur am Richberg aufgeschlossen ist, ist gekennzeichnet durch eine Wechsellagerung aus vorwiegend graublauen sowie grünen Phylliten, die sehr wenig erosionsbeständig sind und schmierig verwittern. Typisch ist weiterhin eine feine Schieferung und Knickfaltung.

Ausgesprochen häufig sind Quarzausschwitzungen.

Dieser Teil der Wustkoglsrie hat einen sehr einheitlichen Charakter, der nur durch die vereinzelte Einschaltung von grünen Phylliten unterbrochen wird. Makroskopisch ist keine Geröllführung zu beobachten.

Auch unter dem Mikroskop bestätigt sich die Einheitlichkeit der Serie in diesem Teil.

Der Quarzgehalt liegt konstant bei 50 - 52 %.

Ebenso konstant liegt der Glimmergehalt bei 42 - 44 %.

Ein geringer Feldspatgehalt von 3 % ist nur in den oberen Schichten der Unteren Wustkoglsrie vorhanden (Plagioklas).

Der Hämatitgehalt steigt von 2 % in den tieferen Schichten auf knapp 4 % in den höheren Schichten.

Akzessorisch kommt Zirkon in der gesamten Mächtigkeit vor, Turmalin und Feldspat treten als Akzessorien nur in den tieferen Schichten auf.

Das metamorphe Gefüge ist bis auf eine Ausnahme in den höheren Partien homogen lepidoblastisch mit einer lagigen Textur.

Eine schwache Führung gröberkörniger Beimengungen tritt nur in den hangenden Partien auf. Es handelt sich ausschließlich um Quarzkörner mit einem Korndurchmesser zwischen 0,35 - 0,7 mm.

Die Gerölle zeigen alle Stadien der Deformation mit unverheilten Rupturen und abgedrifteten Partikeln.

In Schliffgröße sind Wechsellagerungen sedimentären Ursprungs zu beobachten.

Das Ausgangsgestein der Unteren Wustkoglsrie ist ein homogener, stark toniger, Fe-haltiger Feinsand mit schwach mittelsandigen Beimengungen.

3.7.4.2 Untere Mittlere Wustkoglsrie

Die unteren Teile der Mittleren Wustkoglsrie sind ebenfalls nur im Richbergprofil aufgeschlossen. In stark verkümmerter Form tauchen sie nur noch am Rieder Bach auf.

Die untere Mittlere Wustkoglsrie besteht aus einem grünen Quarzitschiefer mit wechselnden Feldspat- und glimmerreichen Lagen. Das Gestein ist engständig geschiefert, die Klüfte sind mit Quarz verfüllt. Die Bankung liegt im cm- bis dm-Bereich. Die Geröllführung hat stark wechselnden Charakter: Stark geröllführende Bereiche lösen schwächer geröllführende Bereiche ab. Es handelt sich um relativ kleine Gerölle mit Durchmessern von 1 - 2 mm. Zu den oberen Schichten ist eine Zunahme der Geröllführung festzustellen, während die Schieferigkeit der Gesteine abnimmt. Besonders auffällig ist dieses Phänomen im Profil Rieder Bach zu beobachten, wo die Schichten in geröllfreier phyllitischer Ausbildung beginnen und als geröllführende Quarzitschiefer enden.

Unter dem Mikroskop bestätigt sich die in der Unteren Wustkoglsrie festgestellte Beständigkeit.

Der Quarzgehalt liegt wieder bei 50 %; zweiter Hauptgemengteil ist der Glimmer mit ca. 42 %.

Der Feldspatgehalt steigt auf knapp 10 % an.

Im Rieder Bach sind die Verhältnisse etwas anders: Zugunsten des Quarzes hat der Glimmergehalt abgenommen auf 32 %.

Akzessorische Bestandteile sind Hämatit und Zirkon.

Das metamorphe Gefüge der unteren Mittleren Wustkoglsrie hat eine richtungslose Textur, wobei das porphyrische Gefüge in Abhängigkeit des Glimmergehaltes eine granoblastische oder lepidoblastische Grundmasse besitzen kann.

Eine Geröllführung ist nur in den Schichten am Richberg zu beobachten. Es sind im wesentlichen Quarzgerölle mit Korndurchmessern bis 2 mm. Die Gerölle sind nur schwach deformiert.

Das Ausgangsgestein der unteren Mittleren Wustkoglsrie ist ein feldspatführender, stark toniger Feinsand mit mittel- bis grobsandigen Beimengungen, die eng wechsellagernd auftreten.

3.7.4.3 Obere Mittlere Wustkoglsrie

Die oberen Schichten der Mittleren Wustkoglsrie gehen sukzessive aus den unteren Partien hervor. Es handelt sich durchweg um die gleiche Gesteinsausbildung, die jedoch am Richberg etwas quarzitischer wird, während am Rieder Bach eine gegenläufige Tendenz zu beobachten ist. In beiden Fällen ist es ein engständig geschieferter, grüner, im cm- bis dm-Bereich gebankter Quarzitschiefer, der am Rieder Bach einen etwas phyllitischen Charakter annehmen kann.

Der Quarzgehalt der Gesteine liegt am Richberg konstant bei 58 %, während er am Rieder Bach von 54 auf 46 % zu den jüngeren Schichten hin abnimmt. Gleichzeitig steigt der Glimmergehalt von 43 auf 48 %, während er am Richberg ebenfalls konstant bei 36 % liegt.

Der Feldspatgehalt liegt in beiden Profilen zwischen 4 - 8 %; dabei ist generell eine steigende Tendenz zu den oberen Schichten hin zu beobachten.

Der Hämatitgehalt beträgt am Richberg 1 %; Zirkon, der sonst nur akzessorisch vorkommt, erreicht am Rieder Bach einen Gehalt von 1 %. Als zusätzliches Akzessorium führen die stark zirkonhaltigen Schichten Turmalin.

Die Gesteine haben fast ausschließlich Lagentextur mit porphyrischem Gefüge und einer lepidoblastischen Grundmasse. Die Geröllführung ist in fast allen Proben annähernd gleichmäßig. Während am Richberg vorwiegend Quarzgerölle den Bestand ausmachen, ist am Rieder Bach neben den ebenfalls vorwiegenden Quarzgeröllen auch eine wechselnde Beteiligung von

Feldspatgeröllen und Gesteinsbruchstücken zu beobachten. Die Korndurchmesser liegen hauptsächlich in den Fraktionen unter 2 mm, wobei die Maxima in den kleineren Bereichen bis zu 1 mm liegen. Am Richberg sind im unteren Bereich der oberen Mittleren Wustkoglsrie auch Durchmesser bis zu 4 mm gemessen worden.

Die Gerölle zeigen alle Stadien der Deformation; stark deformierte Gerölle treten jedoch nur selten auf.

Auch unter dem Mikroskop sind Wechsellagerungen sedimentären Ursprungs zu beobachten.

Stellenweise vorhandene Rupturen sind mit Quarzmörtel verheilt. Vereinzelt erkennt man abgedriftete Partikel.

Das Ausgangsgestein der oberen Mittleren Wustkoglsrie ist ein relativ schlecht sortierter, stark toniger Feinsand.

Größere Körner erreichen häufig die Feinkiesfraktion.

Das Sediment hat einen schwachen Feldspatgehalt und den für diese Sedimente charakteristischen Fe-Gehalt.

3.7.4.4 Obere Wustkoglsrie

Die Schichten der Oberen Wustkoglsrie, die in allen drei Profilen auftreten, stellen sich einheitlich als ein vorwiegend weißer bis hellgrüner Quarzit dar, der nur im Rieder Bach eine schiefrige Zwischenlage aufweist. Er ist im dm-Bereich gut gebankt, nur schwach gefaltet und kaum geschiefert. Vereinzelt beobachtet man ausboudinierte Quarzlagen. Klüfte sind z.T. wieder mit Quarz verfüllt.

Die Schichten sind durchgehend stark geröllführend; überwiegend handelt es sich um Quarzgerölle mit Durchmessern bis zu 1 cm. Diese Quarzgerölle können rötlich gefärbt sein. Der Mineralbestand der Oberen Wustkoglsrie wird geprägt durch den deutlichen Anteil von Quarz.

Im Richberg-Profil, das die quarzreichsten Varianten der Oberen Wustkoglsrie führt, liegt der Quarzgehalt zwischen 80 und 96 %. Weiter nach Osten nimmt der Gehalt um ca. 10 % ab.

Der Hellglimmergehalt liegt am Richberg bei etwa 4 - 10 % und steigt im Osten auf 20 - 25 % an. Eine Ausnahme bildet die bereits vorher erwähnte Zwischenlage am Rieder Bach: Dort liegt der Glimmergehalt bei fast 50 %, wodurch der Quarzgehalt entsprechend geringer bei etwa 48 % liegt. Bis auf die obersten Schichten am Richberg, die feldspatfrei sind, ist immer ein leichter Feldspatgehalt festzustellen, der zwischen 6 und 12 % liegt. Dabei steigt der Kalifeldspatanteil, wenn überhaupt vorhanden, nie über 1 %. Akzessorisch tritt die stabile Vergesellschaftung Hämatit und Zirkon in allen Proben auf. Am Krumbach führen die oberen Schichten noch akzessorisch Karbonat.

Das metamorphe Gefüge ist porphyrisch, die Textur hauptsächlich richtungslos. Die Grundmasse ist vorwiegend granoblastisch; bei steigendem Glimmergehalt kann sie lepidoblastischen Charakter annehmen.

Eine Geröllführung ist in allen Proben vorhanden.

Die Durchmesser der Gerölle steigen bis auf 5 mm, wobei die Kornfraktion 1 - 2 mm eindeutig den Schwerpunkt bildet.

Das Spektrum besteht vorwiegend aus Quarzgeröllen. Feldspatgerölle und Gesteinsbruchstücke mit den Komponenten Quarz und Feldspat treten nur untergeordnet auf. Vereinzelt fehlen diese ganz.

Bei der Deformation der Gerölle läßt sich folgende Beobachtung machen: Die Stärke der Deformation ist abhängig von der Geröllgröße.

Das Ausgangsgestein der Oberen Wustkogelserie ist ein relativ tonarmes, feinsandiges Sediment mit einer schlechten Sortierung. Die gröberen Beimengungen liegen vorwiegend im Mittel- bis Grobsandbereich, können jedoch auch feinkiesig werden.

Vereinzelt sind die Sedimente feldspatführend.

In den höheren Partien kann es zur einmaligen Einschaltung eines stark tonigen Feinsandes kommen.

3.8 Profilbereich Salzachtal

3.8.1 Allgemeines

Zwischen dem Profilbereich Gerlostal und dem Profilbereich Salzachtal liegt eine Entfernung von 37 km, in der die Wustkoglsrie nicht aufgeschlossen ist. Daran schließt sich der Bereich Salzachtal an, der zwischen dem Stubachtal im Westen und dem Kapruner Tal im Osten am Südrand des Salzachtals liegt. Auch hier ist die Wustkoglsrie nicht durchgehend aufgeschlossen, sondern tritt nur in isolierten Vorkommen auf (FRASL 1958: Kartenbeilage).

Es sind dies von Westen nach Osten die Profile Stubache, Hauptmannsbach, Aisdorfer Bach, Mühlbach und Dietersbach. Die Profile Aisdorfer Bach und Mühlbach sind mangels geeigneter Profile nur durch Lesesteine belegt, was bei der Beurteilung der Aussagekraft zu berücksichtigen ist.

Die Entfernung der parallel zueinander in N - S - Richtung verlaufenden Profile liegt zwischen 2 und 4 km.

Hangendschichten sind die Kalke der Karbonatischen Trias. Liegendschichten sind, sofern aufgeschlossen, die Phyllite der Habachserie. Die beprobten Schichten gehören der Glocknerdecke an.

3.8.2 Tektonik

Die Schichten fallen alle mit ca. 70° nach Süden ein und sind überkippt. Lediglich das Profil Stubache zeigt saigere bis 70° nach Norden kippende Schichten. Auch in diesem Bereich läßt sich der Tauchsattel weiterverfolgen. Er nimmt jedoch nur einen schmalen Ausbiß ein. Man befindet sich wieder in der Nähe der Faltenstirn; die Liegendschenkel des Sattels sind teilweise verkümmert oder gar nicht vorhanden.

3.8.3 Mächtigkeiten

Die Gesamtmächtigkeit der Wustkoglsrie liegt bei den fünf Profilen zwischen 60 und 100 m. Die Profile Stubache, Hauptmannsbach und Dietersbach beginnen mit oberer Mittlerer Wustkoglsrie. Die Mächtigkeit liegt zwischen 30 und 40 m. Beim Profil Dietersbach im Osten steigt sie auf 60 m. Die Obere Wustkoglsrie hat im Westen in der Stubache 50 m Mächtigkeit. Zum Hauptmannsbach hin nimmt sie ab auf 30 m und steigt bis zum Dietersbach wieder auf 50 m an. Die Profile Aisdorfer Bach und Mühlbach lassen sich aufgrund ihrer geringen Aussagefähigkeit nicht genau zuordnen.

3.8.4 Gesteinsausbildung

3.8.4.1 Obere Mittlere Wustkoglsrie

Die Gesteine der oberen Mittleren Wustkoglsrie bestehen in den Profilen Stubache, Hauptmannsbach und Dietersbach aus einem grünen bis dunkelgrünen Quarzitschiefer. Er ist fein gebändert und im dm-Bereich gut gebankt. Es kommt immer wieder zu Einschaltungen stark geröllführender Partien mit Korndurchmessern zwischen 1 - 3 cm. Die Schichten sind stark spezialgefaltet. In den Faltenscheiteln kommt es häufig zu Quarzanreicherungen.

Die Schwankungen des Farbtones zwischen grün und dunkelgrün sind auf den wechselnden Chloritgehalt zurückzuführen.

So variantenreich, wie sich die Lithologie makroskopisch darstellt, verhält sich auch der Mineralbestand im mikroskopischen Bereich.

Hauptbestandteil ist in allen Proben Quarz. Im Profil Stubache schwankt er zwischen 45 - 75 %, am Hauptmannsbach beträgt der Anteil 70%, am Dietersbach schwankt er wieder zwischen 35 - 65 % mit steigender Tendenz zu den oberen Partien hin.

Ein Hellglimmergehalt ist an der Stubache überhaupt nicht zu verzeichnen, am Hauptmannsbach liegt er bei 20 %, am Dietersbach schwankt er zwischen 15 und 35 %.

Der Feldspatgehalt zeigt keinen einheitlichen Charakter. Während an der Stubache die untersten Schichten 10 %, die obersten Schichten 2 % Plagioklas besitzen, fehlt der Feldspatanteil am Hauptmannsbach gänzlich. Am Dietersbach beginnt er mit 2 %, steigt auf 4 - 6 % und sinkt wieder auf 1 % ab.

Alle Profile zeichnen sich durch einen gewissen Chloritgehalt aus, der verstärkt in den unteren Partien der oberen Mittleren Wustkogelserie auftritt und von Westen nach Osten abnimmt. Während das Stubacheprofil Chloritanteile von 12 - 28 % hat, sinkt der Anteil am Hauptmannsbach auf 6 %; weiter im Osten liegt der Chloritanteil bei 4 - 6 %, die oberen Teile sind chloritfrei.

Das Auftreten von Karbonat unterliegt keinen erkennbaren Gesetzmäßigkeiten. Während die Profile an der Stubache und am Dietersbach Karbonat führen (6 - 12 %, bzw. 14 - 28 %), ist das Profil Hauptmannsbach frei von Karbonat.

An der Stubache ist noch Turmalin (3 %) und Epidot (2,2 %) vertreten sowie Hämatit mit 0,6 %. Zirkon tritt nur akzessorisch auf.

Am Hauptmannsbach steigt der Hämatitanteil auf 3 %, der Zirkonanteil auf 1,2 %. Daneben treten Apatit und Turmalin akzessorisch auf.

Am Dietersbach tritt Hämatit nur akzessorisch auf, Zirkon ist gar nicht vorhanden. Stattdessen gibt es wieder Epidot (1,2 %) und Biotit (1,8 %).

Einheitlicher als der Mineralbestand stellt sich das Gefüge dar. Es hat eine lagige Textur mit einer homogenen lepidoblastischen Grundmasse. Einsprenglinge tauchen nur vereinzelt auf.

Die makroskopisch zu beobachtende Geröllführung läßt sich im mikroskopischen Bereich nicht weiterverfolgen.

Wechselagerungen sedimentären Ursprungs bestehen aus Karbonatlagen, Quarzlagen und Glimmer-Chlorit-Biotitlagen.

Das Ausgangsgestein der oberen Mittleren Wustkogelserie ist ein Fe-führender, toniger bis schwach toniger Feinsand, häufig

mit einem schwach mergeligen bis mergeligen Charakter. Es kommt immer wieder zur Einschaltung geröllführender Lagen mit Gerölldurchmessern zwischen 1 - 3 cm. Eine Feldspatführung ist selten zu beobachten.

3.8.4.2 Obere Wustkoglsrie

Die Obere Wustkoglsrie besteht in diesem Bereich aus einem weißlichen Quarzit, dem untergeordnet schiefrige Anteile beigemischt sein können, die dann dunkelgrüne Farbtöne zeigen. Der Quarzit ist im dm- bis m-Bereich gut gebankt und vereinzelt geröllführend mit Korngrößen von 1 - 2 cm.

Hauptbestandteil der Gesteine ist Quarz mit von West nach Ost abnehmendem Gehalt (75 - 55 %).

Dagegen steigt der Hellglimmergehalt von 30 auf 45 % an. Nebengemengteile sind am Hauptmannsbach Feldspat mit 6 % und Chlorit mit 2 %; am Dietersbach Feldspat mit 4 %.

Neben diesem Quarzit bis Quarzitschiefer existiert an der Stubache ein Schiefer mit 20 % Feldspat, 20 % Chlorit und 25 % Karbonat; der Quarzgehalt ist entsprechend verringert. Am Dietersbach setzt sich eine Probe aus den Quarziten aus ca. 80 % Quarz, 10 % Chlorit, 2 % Karbonat und 8 % Epidot zusammen.

Akzessorische Gemengteile sind Hämatit und Zirkon.

Trotz der hohen Quarzgehalte ist das Gefüge im wesentlichen mit einer Lagentextur ausgestattet. Es treten sowohl homogene als auch porphyrische Gefüge auf, die entsprechend der Mineralzusammensetzung eine lepidoblastische oder granoblastische Grundmasse haben.

Im mikroskopischen Bereich ist keine Geröllführung zu beobachten.

Es existieren Wechsellagerungen sedimentären Ursprungs zwischen quarzangereicherten und quarzärmeren Lagen.

Das Ausgangsgestein der Oberen Wustkoglsrie ist in der Regel toniger bis stark toniger Feinsand. Der Unterschied zum Edukt der oberen Mittleren Wustkoglsrie liegt im mangelnden Fe-Gehalt.

Das Sediment kann stellenweise einen mergeligen Charakter annehmen bzw. in einen feinsandigen Mergel übergehen, der dann feldspatführend ist.

3.9 Profilbereich Seidlwinkltal

3.9.1 Allgemeines

Der Profilbereich Seidlwinkltal liegt ca. 2 km östlich der Großglockner Hochalpenstraße zwischen Fuscher Törl und Hochtor im hinteren Seidlwinkltal. Der Bereich besteht aus zwei Profilen, von denen das am Wustkogel die Typlokalität ist (s. FRASL 1958: 343).

Das Profil Hummelwand liegt nördlich des Wustkogels auf der nordwestlichen Seite des Seidlwinkltals. Die Entfernung zum vorhergehenden Profilbereich beträgt 17 km. Die beiden Profile liegen in einem Abstand von 4 km.

Mit diesem Profilbereich endet das bearbeitete Gebiet, da in den östlichen Hohen Tauern keine Wustkogelserie mehr aufgeschlossen ist.

Die Gesteine der Serie liegen eingebettet in die Seidlwinkldecke, die der Glocknerdecke zuzuordnen ist.

Sowohl Hangend- als auch Liegendsschichten sind Mitteltriaskarbonate der Seidlwinkldecke.

3.9.2 Tektonik

Die Schichten liegen fast söhlig, bzw. fallen mit wenigen Grad nach ENE ein. Die Wustkogelserie bildet den Kern einer flachliegenden Falte aus Karbonaten, die nach ENE unter die Gesteine der Bündner Schiefer abtaucht. Der Faltenbau liegt in ungestörter Form vor. Lediglich der liegende Schenkel der Falte ist leicht reduziert.

3.9.3 Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten in diesen beiden Profilen variieren relativ stark. Das Profil Hummelwand ist 140 m mächtig, das Profil am Wustkogel nur knapp 30 m. Im Hummelwandprofil ist die obere Mittlere Wustkogelserie und die Obere Wustkogelserie aufgeschlossen. Das Wustkogelprofil beinhaltet nur Obere Wustkogelserie.

Die Mächtigkeit der oberen Mittleren Wustkoglsrie beträgt im Hummelwandprofil ca. 110 m.

Die Mächtigkeit der Oberen Wustkoglsrie beträgt in beiden Profilen 30 m.

3.9.4 Gesteinsausbildung

3.9.4.1 Obere Mittlere Wustkoglsrie

Im Bereich Seidlwinkltal ist die obere Mittlere Wustkoglsrie nur an der Hummelwand aufgeschlossen. Trotz einer geringen Schieferung und einer nicht unbedeutenden Glimmerführung vermitteln diese grünen, im dm-Bereich gut gebankten Gesteine den Eindruck eines Quarzits. Makroskopisch sichtbar ist eine Geröllführung aus rötlichen und farblosen Quarzen; die Korngröße und Anzahl verringert sich zu den obersten Partien. Das Gestein hat einen sehr homogenen Charakter, allerdings nehmen stärker glimmerführende Partien einen dunkleren Farbton an.

Vereinzelt kommt es zu kopfgroßen Quarzeinlagerungen, die auf Boudinage, vorwiegend in Faltenscheiteln, zurückzuführen sind.

Der Mineralbestand der oberen Mittleren Wustkoglsrie zeichnet sich durch einen sehr konstanten Quarzgehalt aus. Dieser liegt bei knapp 50 %.

Der Hellglimmergehalt ist stärkeren Schwankungen unterworfen. Die Serie beginnt mit einem Anteil von 25 %. Auf Kosten des Feldspatgehaltes steigt sie auf 50 % und nimmt in den oberen Schichten wieder ab auf 38 %.

Antiproportional verhält sich der Gehalt an Feldspat. Die Serie beginnt mit ca. 27 %, nimmt ab auf 4 %, um dann bei abnehmendem Glimmergehalt wieder auf 14 % anzusteigen.

Bemerkenswert ist in den stark feldspatführenden Teilen der Kalifeldspatanteil, der in etwa die Hälfte des gesamten Feldspatanteiles ausmachen kann (6 - 12 %).

Die unteren Partien weisen einen Karbonatanteil von knapp 4 % auf. In den höheren Schichten endet die Karbonatführung.

Darüber setzt die für die oberen Teile der Mittleren Wustkoglserie charakteristische Hämatitführung ein. Der Anteil liegt bei 1 %. Die obersten Schichten führen kein Hämatit.

Akzessorische Gemengteile sind nicht zu beobachten.

Das metamorphe Gefüge hat durchgehend eine lagige Textur.

Die stark feldspatführenden Partien zeigen ein porphyrisches Gefüge mit lepidoblastischer Grundmasse. Die feldspatarmen Anteile haben eine homogene lepidoblastische Grundmasse.

Die unter dem Mikroskop zu beobachtende Geröllführung beschränkt sich auf die feldspatführenden Schichten. Die Korngröße erreicht in den unteren Partien einen Durchmesser bis zu 4 mm, während sie in den oberen Schichten über einen Durchmesser von 2 mm nicht hinauskommt. In allen Fällen liegt das Maximum der Korngröße bei 1 - 2 mm.

Inhaltlich dominieren die Feldspatgerölle über die Quarzgerölle, die hier teilweise rötliche Farben annehmen.

Die Gerölle sind in der Regel nicht sehr stark deformiert.

Rupturen sind nur in den unteren Partien zu beobachten.

Verheilte Rupturen sind mit Quarz und Karbonat verfüllt.

Vereinzelt treten abgedriftete Partikel auf.

Das Ausgangsgestein der oberen Mittleren Wustkoglserie ist ein mäßig sortierter, feldspatführender bis feldspatreicher, toniger Feinsand, in den eine stark tonige, gut sortierte Fe-führende Feinsandlage eingeschaltet ist.

Unter dieser Feinsandlage kann es im hämatitfreien Bereich noch zur Bildung schwach mergeliger Sedimente kommen.

Die Beimengungen der mäßig sortierten Feinsande liegen überwiegend in der Grobsandfraktion.

3.9.4.2 Obere Wustkoglserie

Die Gesteine der Oberen Wustkoglserie sind in beiden Profilen aufgeschlossen. Es handelt sich um einen hellgrünen bis weißen Quarzit, der am Wustkogl aufgrund des steigenden Glimmergehaltes in einen Quarzitschiefer übergeht. Die Gesteine sind im cm-Bereich gut gebankt und nur schwach geschiefert.

Vereinzelte sind bräunlich verwitternde schmale Lagen zwischengeschaltet. Ansonsten macht das Gestein einen sehr homogenen Eindruck.

Makroskopisch ist nur eine leichte Geröllführung zu beobachten. Es handelt sich um sehr kleine Quarzgerölle, deren Korngröße bei 1 mm und darunter liegt.

Unter dem Mikroskop wird der homogene Eindruck, den das Gestein makroskopisch macht, unterstützt. Dominierender Gemengteil ist Quarz mit einem Anteil von ca. 80 %. Der Hellglimmeranteil liegt in den Quarziten bei 15 %. Nur in den obersten Quarzitschiefern am Wustkogel steigt er auf Kosten des Quarzgehaltes auf 30 % an.

Dritter Gemengteil ist der Feldspat mit einem Anteil von 2 - 4 %, der zum Wustkogel hin leicht ansteigt.

Zusätzlich zu den bereits aufgeführten Mineralen führen die Quarzitschiefer lagenweise einen schwachen Karbonatanteil von 1,3 %.

Akzessorischer Gemengteil ist nur Zirkon, der aber nur in den Proben am Wustkogel festzustellen ist.

Das metamorphe Gefüge hat einen homogenen granoblastischen Charakter; untergeordnet tritt lepidoblastische Grundmasse auf.

Die Textur ist in den hellgrünen, leicht schiefrigen Partien lagig; die reinen weißen Quarzite haben eine richtungslose Textur.

Unter dem Mikroskop ist keine Geröllführung zu beobachten. Sedimentär eingeschaltete karbonatführende Zwischenlagen sind in den Quarzitschiefern des Wustkogel zu verzeichnen.

Das Ausgangsgestein der Oberen Wustkogelserie ist ein überwiegend schwach toniger bis toniger Feinsand mit guter Sortierung und schwacher bis kaum erkennbarer Feldspatführung.

4. Faziesanalyse, Sedimentationsbedingungen und paläogeographische Deutung

4.1 Allgemeines

Erste Betrachtungen über ein genaueres Sedimentationsmodell der Wustkoglsrie sind erst möglich, seit über die postvariszische Palinspastik, also die gedachte Rückabwicklung der tektonischen Bauteile der Ostalpen in ihre ursprüngliche Lage, weitgehend Einigkeit herrscht.

Anfänge sind bei FRASL (1958/1966) zu finden.

Die Gerölle der Wustkoglsrie stammen für ihn aus einem groben Quarzporphyr; einem roten Kalifeldspateinsprengling ordnet er eindeutig granitische Herkunft zu. Als Ausgangsediment der Wustkoglsrie nimmt er kontinentales Perm in Art des Grödener Sandsteins an; der Skythquarzit ist aus Schichten in Art der Buntsandsteinfazies oder aber der tonigeren Werfener Schichten hervorgegangen.

FRASL & FRANK (1966: 40): „...im Permoskyth (breitete sich, Anm. d. Verf.) auf der damaligen flachen Landfläche unter aridem Klima und mit wechselnder Beteiligung eines seichten Meeres eine auf weite Strecken gleichartige Schuttdecke von hauptsächlich Quarzsanden und Arkosen aus...“; gleichzeitig wird eine Beteiligung von vulkanischem, quarzporphyrischem Material angenommen.

Etwas eingehender befaßt sich FRISCH (1967) in seinem Arbeitsgebiet mit den Ablagerungsbedingungen der Wustkoglsrie. Für ihn besteht das Edukt der Serie aus einer Arkose bis Subarkose, wobei die Subarkose größere Anteile hat. Diese Arkosen haben eine vorwiegend quarzitische, erst in zweiter Linie tonige Matrix und sind aufgearbeiteter plutonischer Gesteinsbestand mit syngenetischer vulkanischer Beteiligung (FRISCH 1967: 311-312). Er betrachtet die Wustkoglsrie als „...das Produkt riesiger terrestrischer Schlammströme, wie sie in ariden Gebieten vorkommen, während die weißen Quarzite des Skyth die marine Transgression markieren.“ (FRISCH 1974: 212). Diese Schlammströme haben sich in Sen-

ken auf einer Peneplain des variszischen Gebirges - Fortsetzung der Böhmisches Masse - abgelagert (FRISCH 1973/74: 16). Beendet wird die Sedimentation der Wustkoglsriede an der Reichenhaller Wende - Skyth/Anis - nach FRISCH (1976: 380); dort schlägt die terrestrisch beeinflusste Sedimentation um in eine karbonatische.

Globalere Überlegungen stellt TOLLMANN (1965) in seiner Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen an, in der er neben großräumigen Fazieszonen mit überraschend weitreichender Konstanz in der Ausbildung bestimmter Schichtglieder und Schichtfolgen „...namentlich im nord- und südalpinen Faziesraum auch kleinräumige Faziesverzahnungen und raschen Faziesübergang quer und längs zum Streichen der Zonen“ beschreibt (TOLLMANN 1965: 129).

Im folgenden beschreibe ich für die gesamte Wustkoglsriede die genauen Faziesbedingungen im Rahmen der Möglichkeiten und stelle sie in einen größeren paläogeographischen Rahmen.

4.2 Sedimentationsverhältnisse

Untere Wustkoglsriede:

Die Sedimentation der Edukte der Wustkoglsriede beginnt im Perm im Bereich des Gerlostales mit einer kontinentalen, überwiegend sandigen Fazies mit einem starken Tonanteil. Die Homogenität der Gesteinsausbildung setzt relativ ruhige konstante Sedimentationsbedingungen voraus. Bemerkenswert ist eine leichte konstante Fe-Führung der Sedimente sowie eine mäßige bis gute Sortierung der Sande.

Mittlere Wustkoglsriede:

Der o.g. Schüttung folgt eine sehr unruhige Phase. In der ersten Hälfte dieser Schüttungsphase erweitert sich der Sedimentationsraum stark nach Westen und nimmt sehr viel Schüttungsmaterial auf. Häufig kommt es zum Absatz überwiegend toniger Sedimente. Die Fazies ist geprägt von engen Wechsellagerungen mit sehr buntem Inhalt.

Generell läßt sich sagen, daß die tonige Fazies ihre schwerpunktmäßige Verbreitung im Westen des Ablagerungsraumes hat, während die mehr sandige Fazies auf die östlichen Bereiche beschränkt ist.

Dazwischen liegt eine schwach angedeutete Schwellenfazies mit geringeren Mächtigkeiten, in der sich die beiden Typen verzahnen.

In der zweiten Hälfte dieser Schüttungsphase kommt es erneut zu einer Beteiligung eisenschüssiger Sedimente. Zugleich müssen marine Einflüsse stattfinden, die einerseits zu mergeligen Zwischenlagen führen, andererseits vereinzelt relativ reife sandige Sedimente lokal einschalten.

Während zu Beginn der Sedimentation die Sande fast feldspatfrei sind, kommt es nun zu einer stärkeren Beteiligung subarkosischen bis arkosischen Materials.

In der ersten Hälfte dieser Schüttungsphase läßt sich ein leicht abnehmender Feldspatanteil nach Osten verzeichnen. Zugleich wird die im Westen stark schwankende Feldspatführung gegen Osten konstanter.

In der zweiten Hälfte sind hinsichtlich der Feldspatführung keine Tendenzen in horizontaler wie in vertikaler Verbreitung zu verzeichnen. Diese Tatsache unterstützt die These einer unruhigen, von Wechsellagerungen geprägten, engräumigen Faziesverzahnung sowie eines in seinem Bestand sehr inhomogenen Schüttungsmaterials, das nur einen schwankenden Fe-Gehalt gemein hat.

Obere Wustkogelserie:

Gegen Ende des Perm zu Beginn der Trias setzt endgültig ein mariner Einfluß ein; eine Transgression verbreitet sich über das gesamte Sedimentationsgebiet und löst die überwiegend kontinentale Sedimentation ab.

Die größten Sedimentmächtigkeiten sind wieder im Gerlostal abgelagert worden; d.h., daß das Sedimentationsbecken in diesem Bereich das meiste Schüttungsmaterial aufnehmen konnte, bzw. sich am schnellsten absenkte.

Die Sedimente liegen in einer sandigen Fazies vor und erreichen im becken tiefsten Bereich ihre größte Maturität. Das äußert sich in einer großen Homogenität zum einen, zum anderen im hohen Quarzanteil. Dieser steigt bis über 90 %.

Die Feldspatführung und der tonige Anteil dieser feinsandigen Sedimente liegen jeweils bei knapp 10 %.

Wechselagerungen finden nicht durch Materialwechsel, sondern nur durch Korngrößenunterschiede statt. Daraus ist auf einen häufigen Wechsel des Energieniveaus des Milieus bei gleichem Schüttungsmaterial zu schließen.

Zu den Beckenrändern nimmt die Reife des Sedimentes sukzessive ab. Sowohl der tonige Anteil als auch die Feldspatführung steigen.

Zum Abschluß der Sedimentation der Oberen Wustkogelserie kommt es zu einer Verflachung des Energieniveaus; es werden in den beckeninnersten Bereichen Tone abgelagert, stellenweise zeichnet sich schon der Beginn der karbonatischen Sedimentation der mittleren Trias in Form von dünnen Kalkbänkchen ab. Ähnliche Sedimentationserscheinungen beschreibt GWINNER (1955) in seinem Beitrag zur Entstehung des südwestdeutschen Buntsandsteins. Dabei geht er davon aus, daß sich Schuttfächer mit der üblichen Faziesdifferenziation in Psaphite, Psammite und Pelite bilden. Diese Schuttfächer werden aufgrund steigender Reliefenergie erneut kurzfristig umgelagert und beckenwärts transportiert, da die Ränder dieser Primärschuttkegel mit in die Abtragung einbezogen werden. Durch mehrmaliges Schwanken der Reliefenergie kommt es zu den beschriebenen Wechselagerungen und engen Verzahnungen, die teilweise zu „inversen Schuttkegeln führen“ können (GWINNER 1955: 12-27).

Die makroskopische Geröllführung der Wustkogelserie ist hinsichtlich der Sedimentologie nicht sehr aufschlußreich, da zu wenig Gerölle zu untersuchen sind, um nähere Aussagen machen zu können.

Die mikroskopische Geröllführung, die eigentlich nur die

gröberen Fraktionen eines schlecht sortierten feinkörnigen Sediments betrifft, läßt folgende Rückschlüsse zu: Die meisten Gerölle befinden sich im westlichen und mittleren Bereich des Sedimentationsraumes. Nach Osten nimmt die Zahl der zu untersuchenden Gerölle stark ab. Das bedeutet, daß von West nach Ost zunehmend eine gewisse Sortierung stattfindet. Die Korngröße liegt vorwiegend im Mittel- bis Grobsandbereich, allerdings reicht sie häufig noch in die Feinkiesfraktion hinein.

In der Feinsand- und Siltfraktion sind keine Korngrößen zu messen, da aufgrund der Metamorphose die Quarz- und Feldspatkörner dieser Größe nicht in ihrer annähernd ursprünglichen Form erhalten sind. Allerdings ist anzunehmen, daß sich die meisten Korngrößen in diesen beiden Fraktionen befinden und somit mikroskopisch geröllfreie Bereiche relativ gut sortierte Silte bis Feinsande sind. Innerhalb eines einigermaßen konstanten Mineralbestandes kommt es dennoch häufig zu Wechsellagerungen gutsortierter und weniger gutsortierter Bereiche, wobei vereinzelt zu den oberen Schichten einer Schüttungsphase die Sortierung schlechter wird.

Andere sedimentäre Merkmale wie Rippelmarken, gradierte Schichtungen, Schrägschichtungen sowie milieuanzeigende Fossilien oder deren Spuren sind nicht vorhanden oder durch die Metamorphose total vernichtet.

4.3 Paläogeographische Deutung

Abschließend möchte ich aufgrund der o.g. faziesanalytischen Daten im Zusammenhang mit den paläogeographischen Bedingungen folgenden Sedimentationsraum als Synthese darstellen:

Die Sedimente der Wustkoglerie werden in limnisch-fluviatilem Milieu unter ariden bis semiariden Bedingungen abgelagert. Die gut sortierten, geröllfreien, feinsandigen Einschaltungen weisen auf eine eventuelle äolische Beteiligung hin. Der Materialtransportweg kann aufgrund der schlechten Sortierung, des stellenweise hohen Feldspatgehaltes und der geringen Aufarbeitung nicht groß gewesen sein. Das Paläorelief muß wegen der vielen engräumigen Fazieswechsel aus Senken und Schwellen bestehen, die stellenweise in Kontakt miteinander stehen, stellenweise abgeschlossene Faziesräume sind. Immer wieder muß es zu Stillwasserphasen kommen, in denen sich Tone ablagern können.

Diese Faziesräume liegen im küstennahen Tethys-Bereich, der durch vereinzelte Meeresstransgressionen beeinflusst wird, was durch Einschaltungen kalkiger Sedimentation belegt werden kann. Im Zuge der Ausdehnung der Tethys nach Westen zu Beginn der Trias werden auch die nördlichen Vorländer endgültig überflutet. Es kommt zu einer Homogenisierung des Sedimentmaterials durch bessere Aufarbeitung sowie weit übergreifende einheitliche Fazies.

Gegen Ende des Skyths breitet sich nochmals kurzfristig eine Stillwasserfazies aus (alpines Röt?), in der Tone abgelagert werden, ehe das Gebiet endgültig zum Flachwasserbereich wird mit der karbonatischen Sedimentation der mittleren und oberen Trias.

Eine Kratonische Tektofazies mit 'red beds' geht über in eine Orogene Tektofazies (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970: 99). Das Liefergebiet ist in der Fortsetzung der Böhmisches Masse, dem Vindelizischen Land zu suchen; es muß sich aufgrund der Geröllzusammensetzung um ein vorwiegend saures, kristallines Gestein granitischer Zusammensetzung handeln.

Auch die stabile Schwermineralparagenese Zirkon, Turmalin, Apatit sowie das Fehlen von Granat unterstützen diese Theorie.

Ganz vereinzelt kann es eine Beteiligung vulkanischen Materials gegeben haben, jedoch ist nicht zu belegen, ob es sich um direkt eingestreutes Material handelt, oder ob es sich um umgelagertes Material handelt.

5. Stellung der Wustkoglsrie innerhalb zeitgleicher Äquivalente

An der Wende Paläozoikum/Mesozoikum werden die Ablagerungen der Permtrias aufgrund der Paläogeographie in kontinentale und marine Sedimente unterteilt. Das spiegelt sich auch in den Schichten wider, die der Wustkoglsrie zeitgleich sind und sie paläogeographisch umrahmen.

In der alpidischen Geosynklinale der Ost- und Westalpen sind die permotriassischen Schichten limnisch-fluviatiler Natur mit örtlich seichtmarinen Einflüssen. Es handelt sich im wesentlichen um die Schichten des alpinen Verrucano, die das Oberrotliegende und den Zechstein vertreten, sowie Tafelquarzite des Skyth, die häufig mit Lokalnamen versehen werden (z.B. Semmeringquarzit, Lantschfeldquarzit, Ladiser Quarzit). Häufig werden diese Quarzite noch überlagert von Alpinem Röt des Campil.

Der Verrucano ist in seiner petrographischen Ausbildung ähnlich der Unteren und Mittleren Wustkoglsrie. Die Skythquarzite entsprechen denen der Oberen Wustkoglsrie.

In der Schweiz werden rote Konglomerate, Sandsteine und Schiefer des Perm mit dem Namen 'Verrucano' belegt. Die darüber lagernden triassischen Sedimente werden sehr oft mit der germanischen Fazies der Trias parallelisiert. Entsprechend ist die Schweizer Untergliederung der Trias der germanischen angelehnt. So entspricht die untere Trias mit ihren Quarziten dem Buntsandstein und auch der Oberen Wustkoglsrie, der Rötidolomit dem Muschelkalk und die Quartenschiefer dem Keuper.

Im südalpinen Faziesraum wird das höhere Perm durch den Grödener Sandstein und die Bellerophonschichten vertreten. Darüber lagern im Skyth die Werfener Schichten, die teilweise noch in Seiser Schichten und Campiler Schichten untergliedert sind.

Während Grödener Schichten und Bellerophonschichten die zeitlichen Äquivalente der Unteren und Mittleren Wustkogls-

	FAZIESZONE	HÖHERES PERM		SKYTH	
		Socio-Stufe	Bellerophon-Stufe	Seis	Campil
		Oberrotliegendes	Zechstein		
HELVE-TISCHE FAZIES	Helvetische Fazies	Festland, keine Ablagerungen bekannt			
ZENTRALALPINE FAZIES	Pennin: Hochstegen-Fazies	Alpiner Verrucano: sehr geringmächtig (Hochstegen-Quarzitschiefer, Blätterquarzit)		Skyth-Quarzit (Hochstegen-Quarzit, Tafelquarzit) einige m mächtig	
	Pennin: Bündner-Schiefer-Fazies	Alpiner Verrucano: bis 150 m, mit Quarzporphyr-Geröllen (Wustkogel-Serie ohne Hangendquarzit)		Skyth-Quarzit (Tafelquarzit) wenige m mächtig	
	Unterostalpin	Alpiner Verrucano: bis 150 m mächtig, mit Porphyroidlagen (Verrucano ± Quarzporphyr im Schweizer Anteil)		Semmeringquarzit: über 200 m mächtig Lantschfeldquarzit: über 150 m mächtig Ladiser Quarzit Buntsandstein im Schweizer Anteil	Alpiner Röt: bis 20 m (Rauhacken-Serie) im W mit Gips
	Mittelostalpin	Alpiner Verrucano: bis etliche hundert m, mit Quarzporphyr-Geröllen u. Porphyroidlagen (Bannach-Serie, Tattermann-Schiefer) (Maulser Verrucano) (Verrucano im Schweizer Anteil)		Semmeringquarzit über 100 m mächtig (Pseudosemmering-Quarzit) (Thörler Quarzit, Plattequarzit) Buntsandstein im Schweizer Anteil bis über 400 m mächtig	Alpiner Röt: etliche 10 m (Rauhacken-Serie) („Campiler Niveau“, „oberer Buntsandstein“, „Pflanzenquarzit“ + Rauhacke im Schweizer Anteil: bis 50 m)
NORDALPINE FAZIES	Kalk-Voralpin und Tiroler-Voralberger Kalkalpen	Prebichl-Schichten und westl. Äquivalente	Haselgebirge: über 100 m, mit Gips, Anhydrit, Salz, <i>Bellerophon</i> -Dolomit	Werfener Quarzit: einige 100 m	Buntsandstein im W: bis 500 m Werfener Schiefer in E: einige 100 m Oberskyth-Serie im W mit Sst., Mergel, Rauhacke, Gips
	Kalk-Hochalpin mit Hallstätter Zone	Grödener Schichten? im Hallstätter Salzberg vermutet	Haselgebirge: einige 100 m, mit Gips, Anhydrit, Salz, Melaphyr und <i>Bellerophon</i> -Dolomit	Werfener Schiefer: über 200 m mächtig mit Seiser und Campiler Fauna	Werfener Kalk mit Obercampiler Fauna
	Kärntner Schollen in nordalpiner Fazies	Grödener Schichten: bis 1000 m mächtig, mit Quarzporphyr-Geröllen (Griffener Schichten)		Werfener Schichten bis 400 m	„Gipsgebirge“ des Langenberg-Tunnels
	Drauzug (Gailtaler- u. Lienzer Dolomiten)	Grödener Schichten: bis 1000 m mächtig, mit Quarzporphyr-lagen + Gips, 30 m <i>Bellerophon</i> -Schichten		Werfener Schichten bis 200 m	Oberer Werfener Schichten mit Rauhacken
SÜDALPINE FAZIES	Karnische Alpen	Grödener Schichten 40 m	Bellerophon-Schichten 200 m	Werfener Schichten: 90 m Seis: graue, sand. Mergel, sand. Dolomit, Gastropodenoolith	Campil: rote Schiefer, Oolithe, Sst., Dolomit, Kalk Werfener Plattendolomit: 100 m, weiter im S

Abb. 17: Vergleich der Fazieszonen (nach TOLLMANN 1964: 293)

serie darstellen, sind die Werfener Schichten mit der Oberen Wustkogelserie zu korrelieren.

Hier treten erstmalig gravierende Unterschiede in der Petrographie auf. Bei den Grödener Schichten handelt es sich um überwiegend marine, sandige Sedimente (BUGGISCH *et al.* 1976: 681); die Bellerophonschichten bestehen aus flachmarinen Karbonaten und Dolomiten mit Gipseinlagerungen. Die Werfener Schichten sind zwar wie die Obere Wustkogelserie marine Sedimente, allerdings in toniger, mergeliger und dolomitischer Fazies.

In den nördlichen Vorländern der alpidischen Geosynklinale liegt die Vindelizische Schwelle, die lange Zeit landfest war, und davor die Germanische Senke Süddeutschlands mit kontinentalem Perm. Das Perm ist vertreten durch Rotliegendensedimente und terrestrischen Zechstein in den südlichen Bereichen (FALKE 1971), die in Trögen abgelagert worden sind (z.B. Naab Trog bei Weiden/Oberpfalz). Die Rotliegendesedimente bestehen aus Arkosen, Konglomeraten, Brekzien, Sandsteinen und Fanglomeraten, die als Abtragungsschutt in festländischen Senken in feuchtwarmem bis semimaridem Klima sehr schlecht sortiert abgelagert werden.

Der terrestrische Zechstein - oder auch Permotrias - besteht aus roten Tonsanden, Sandsteinen, Arkosen, Fanglomeraten etc., die unter gleichen Bedingungen, aber mittlerweile ariderem Klima, abgelagert werden.

Diese Fazies geht dann in die Buntsandsteinfazies über.

Wie die Vergleiche mit den permotriassischen Sedimenten der engeren paläogeographischen Nachbarschaft zeigen, hat die Wustkogelserie größere Ähnlichkeit, sowohl was die Petrographie als auch die Sedimentationsbedingungen betrifft, mit den kontinentalen Ablagerungen in der germanischen Fazies, obwohl die penninische Geosynklinale eindeutig dem alpidischen Faziesraum angehört und die Vindelizische Schwelle als trennendes Element dazwischenliegt.

Das bedeutet, daß zum Zeitpunkt des Perm der Einfluß der sich öffnenden Tethysgeosynklinale noch nicht den penninischen Ablagerungsraum erreicht hat, sondern dieser ganz unter dem Einfluß der germanischen Fazies steht. Erst zu Beginn der Trias zieht sich die germanische Trias endgültig in die süddeutsche Senke zurück und überläßt das Penninikum dem marinen Einfluß der Tethys. Im Gegensatz dazu sind die ost- und südalpinen Bereiche schon während des Perms in der Einflußsphäre der Tethys.

Literaturverzeichnis

- BARTH, T.F.W., & CORRENS, C.W. & ESKOLA, P. (1939):
Die Entstehung der Gesteine.- 422 S.;
Berlin (Springer).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1964):
Erläuterungen zur Geologischen Karte von
Bayern.- München.
- BETECHTIN, A.G. (1971):
Lehrbuch der speziellen Mineralogie.-
5. erg. Auflg., 683 S.; Leipzig (VEB
Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie).
- BRAUMÜLLER, E. (1939):
Der Nordrand des Tauernfensters zwischen
dem Fuscher- und dem Rauristal.- Mitt.
Geol. Ges. Wien, 30, 1937: 37-150; Wien.
- BRINKMANN, R. (Hrsg.) (1967):
Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, Bd. 3.-
630 S.; Stuttgart (Enke).
- BRINKMANN, R. (Hrsg.) (1974):
Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, Bd. 1.-
2. Auflg., 532 S.; Stuttgart (Enke).
- BUGGISCH, W. (1974):
Die Bellerophonschichten der Reppwand
(Gartnerkofel) (Oberperm, Karnische Alpen)
Untersuchungen zur Fazies und Geochemie.-
Carinthia II, 164./84. Jahrgang: 17-26:
Klagenfurt.
- BUGGISCH, W., & FLÜGEL, E., & LEITZ, F. & TIETZ, G.-F. (1976):
Die fazielle und paläogeographische Ent-
wicklung im Perm der Karnischen Alpen und
in den Randgebieten.- Geol. Rdsch. 65, H.2:
649-690; Stuttgart.
- CADISCH, J. (1953):
Geologie der Schweizer Alpen.-
2. Auflg., 480 S.; Basel (Wepf & Co.).
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939):
Geologie des Großglocknergebietes (1. Teil).-
Abh. Zwst. Wien Reichsst. Bodenf., 25:
1-305; Wien.
- DIETIKER, H. (1938):
Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen
Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol).-
Diss., 132 S.; Zürich (ETH).

- DIETRICH, V.J. (1976):
Plattentektonik in den Ostalpen -
Eine Arbeitshypothese.- Geotekt. Forsch.,
5: 1-84; Stuttgart.
- DIETRICH, V.J. & FRANZ, U. (1976):
Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen:
ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung).-
Geol. Rdsch., 65: 361-374; Stuttgart.
- FALKE, H. (1971):
Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms
in Süddeutschland.- Abh. hess. L.-amt Boden-
forsch., 6: 223-234; Wiesbaden.
- FALKE, H. (ed.) (1975):
The Continental Permian in Central, West,
and South Europe.- 352 S.; Dordrecht
(D. Reidel).
- FELLERER, R. (1966):
Zur Geologie des Südrandes der nördlichen
Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg
(Lechtöcher Alpen).- Z. dt. geol. Ges.,
116: 832-858; Hannover.
- FOSTER, L.D., & BRYANT, B. & HATHAWAY, J. (1960):
Iron-Rich Muscovitic Mica From The Grand-
father Mountain Area, North Carolina.-
Amer. Miner., 45: 839-851; Menasha.
- FRASL, G. (1959):
Zur Seriengliederung der Schieferhülle in
den mittleren Hohen Tauern.- Jb. Geol. B.-A.
Wien, 101: 323-472; Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966):
Einführung in die Geologie und Petrographie
des Penninikums im Tauernfenster mit beson-
derer Berücksichtigung des Mittelabschnittes
im Oberpinzgau, Land Salzburg.- Sonderheft
15: 58 S.; Heidelberg.
- FRISCH, W. (1968):
Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach
und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Ziller-
tal, Tirol).- Mitt. Ges. Geol. Bergbau-
stud., 18, 1967: 237-336; Wien.
- FRISCH, W. (1974):
Die stratigraphisch-tektonische Gliederung
der Schieferhülle und die Entwicklung des
penninischen Raumes im westlichen Tauern-
fenster (Gebiet Brenner-Gerlospaß).-
Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67 (1973/74):
9-20; Wien.

- FRISCH, W. (1975):
Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des
Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn
(westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol).-
Verh. Geol. B.-A. Wien, Jg. 1974, 2-3:
201-221; Wien.
- FRISCH, W. (1976):
Ein Modell zur alpidischen Evolution und
Orogenese des Tauernfensters.- Geol. Rdsch.,
65: 375-392; Stuttgart.
- FRISCH, W., & MESSNER, K. & POPP, F. (1979):
Berichte 1979 über Untersuchungen im west-
lichen Tauernfenster.- 10 S.; Wien/München.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970):
Sediment-Petrologie, Teil II - Sedimente
und Sedimentgesteine.- 726 S.; Stuttgart
(Schweizerbart).
- GESTERKAMP, A. (1981):
Die Geologie am Ramsberg (Zillertaler Vor-
alpen, Tirol).- unveröff. Dipl.-arbeit,
76 S.; Münster (Univ.).
- GWINNER, M.P. (1955):
Beitrag zur Entstehung und Paläogeographie
des südwestdeutschen Buntsandsteines.-
Jber. u. Mitt. oberrh. Ver., 37: 12-28;
Stuttgart.
- GWINNER, M.P. (1971):
Geologie der Alpen.- 2. Auflg., 477 S.;
Stuttgart (Schweizerbart).
- HEINRICH, E.W. & LEVINSON, A.A. (1955):
Studies in the Mica Group; Polymorphism among
the High-Silicia Sericites.- Amer. Miner.,
40: 983-995; Menasha.
- HÖCK, V. (1969):
Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch
und Olperer (Zillertal, Tirol).- Jb. Geol.
B.-A. Wien, 112: 153-195; Wien.
- HOTTINGER, A. (1931):
Über geologische Untersuchungen in den zen-
tralen Hohen Tauern.- Eclogae geol. Helv.,
24: 167-190; Basel.
- HOTTINGER, A. (1935):
Geologie der Gebirge zwischen der Sonnenblick-
Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den öst-
lichen Hohen Tauern.- Eclogae geol. Helv., 28:
294-368; Basel.

- KARL, F. (1951):
Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal (Tirol).- Tscherm. Mitt., 3.F., 3: 198-246; Wien.
- KARL, F. (1952):
Analytisch-tektonische Studien an Gesteinen des Gerlostales (Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone, Ostalpen).- N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1952: 5-24; Stuttgart.
- KLEBELSBERG, R. v. (1940):
Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol).- Z. dt. geol. Ges., 92: 582-586; Berlin.
- KNEIDL, V. (1971):
Geologische Untersuchungen am NW-Rand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol, Österreich).- Diss., 75 S.; Erlangen-Nürnberg (Univ.).
- KOBER, L. (1922):
Das östliche Tauernfenster.- Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. 98: 201 S.; Wien.
- LAGALLY, U. & MILLER, H. (1974):
Der Nordrand des Tauernfensters bei Vorderlanersbach (Tirol).- N. Jb. Geol. Pal. Mh., Jg. 1974: 374-384; Stuttgart.
- LAMMERER, B., & FRUTH, I., & KLEMM, D.D., & PROSSER, E. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1976):
Geologische und geochemische Untersuchungen im Zillertal und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertal).- Geol. Rdsch., 65: 436-459; Stuttgart.
- LEDOUX, H. (1979):
Die Geologie zwischen Hochwartspitz und Tuxer Joch (Tuxer Tal, Tirol).- unveröff. Dipl.-arb., 131 S.; Münster (Univ.).
- LEMCKE, K. (1955):
Die Fazies der Kontinentalen Trias in der Bohrung Scherstetten 1.- Geol. Bavarica 24: 97-99; München.
- MILLER, H. & VELS, B. (1977):
Das Penninikum zwischen Hoserbach und Penkengipfel nordöstlich von Vorderlanersbach (Tirol).- Münst. Forsch. Geol. Paläont., 43: 121-142; Münster.
- MORTEANI, G. (1971):
Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilluptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol).- Verh. Geol. B.-A. Wien, Jg. 1971, 2: 287-314; Wien.

- MÜLLER, G. & RAITH, M. (1973):
Methoden der Dünnschliffmikroskopie.-
Clausth. Tekt. H., 14: 131 S.; Clausthal-
Zellerfeld.
- MUTSCHLECHNER, G. (1956):
Über das Alter des Hochstegenkalkes bei
Mayrhofen (Zillertal).- Mitt. Geol. Ges. Wien,
48, 1955: 155-165; Wien.
- OBERHAUSER, R. (Hrsg.) (1980):
Der Geologische Aufbau Österreichs.-
700 S.; Wien u. New York (Springer).
- REINECK, D. & SINGH, I.B. (1975):
Depositional Sedimentary Environments.-
439 S.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- ROEDER, D. (1976):
Die Alpen aus plattentektonischer Sicht.-
Z. dt. geol. Ges., 127: 87-103; Hannover.
- ROTH, R. (1980):
Die Geologie der Bündner-Schiefer-Serie
des Junsbaches (Tuxer Tal/Tirol).- unveröff.
Dipl.-arb., 87 S.; Münster (Univ.).
- SCHMIDEGG, O. (1949-1954):
Aufnahmeberichte 1947-53 im Gebiet von Gerlos.-
Verh. Geol. B.-A. Wien, 1949, 1951, 1952, 1953,
1954; Wien.
- SCHMIDT, K. (1976):
"Subfluenz" und "Subduktion" in den Alpen.-
Z. dt. geol. Ges., 127: 53-72; Hannover.
- STAUB, R. (1924):
Der Bau der Alpen.- Beitr. Geol. Karte Schweiz,
82, N.F. 52: 272 S.; Bern.
- SYMPOSIUM (1962):
Ein Vorschlag zur qualitativen und quanti-
tativen Klassifikation der Kristallinen
Schiefer.- N. Jb. Min. Mh., 1962: 163-172;
Stuttgart.
- THIELE, O. (1970):
Zur Stratigraphie und Tektonik der Schiefer-
hülle der westlichen Hohen Tauern.-
Verh. Geol. B.-A. Wien, Jg. 1970, 2: 230-244;
Wien.
- THIELE, O. (1974):
Tektonische Gliederung der Tauernschiefer-
hülle zwischen Krimml und Mayrhofen.-
Jb. Geol. B.-A. Wien, 117: 55-74; Wien.

- THIELE, O. (1976):
Der Nordrand des Tauernfensters zwischen
Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol).-
Geol. Rdsch. 65: 410-421; Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1963):
Ostalpensynthese.- 256 S.; Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1964):
Das Permoskyth in den Ostalpen sowie das
Alter und die Stellung des "Haselgebirges".-
N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1964, 5: 270-299;
Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1965 a):
Faziesanalyse der alpidischen Serien der
Ostalpen.- Verh. Geol. B.-A. Wien, Sh. G:
103-133; Wien.
- TOLLMANN, A. (1965 b):
Die Fortsetzung des Brianconnais in den
Ostalpen.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 2:
469-478; Wien.
- TOLLMANN, A. (1968 a):
Die Grundbegriffe der deckentektonischen
Nomenklatur.- Geotekt. Forsch., 29: 26-
59; Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1968 b):
Die paläogeographische, paläomorphologische
und morphologische Entwicklung der Ostalpen.-
Mitt. österr. geogr. Ges. Wien, 110: 224-
244; Wien.
- TOLLMANN, A. (1975):
Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters
und die Neugliederung des Deckenbaues der
Hohen Tauern.- N. Jb. Geol. Pal. Abh., 148,
H. 3: 286-319; Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977):
Die Bruchtektonik Österreichs im Satelliten-
bild.- N. Jb. Geol. Pal. Abh., 153, H. 1:
1-27; Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1978):
Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und
der plattentektonische Mechanismus des medi-
terranen Orogens.- Mitt. österr. geol. Ges.
Wien, 69: 291-351; Wien.
- TRÖGER, W.E. (1967):
Optische Bestimmung der gesteinsbildenden
Minerale - Tl. 2 - Textband.-
2. Auflg., 822 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

- TRÜGER, W.E. (1971):
Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale - Tl. 1 - Bestimmungstabellen.-
4. Auflg., 188 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WEBER, K. (1972):
Die Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge.- N. Jb. Geol. Pal. Abh., 141:
333-363; Stuttgart.
- WACHROMEJEV, S.A. (1954):
Erzmikroskopie.- 240 S.; Berlin (VEB Verlag Technik).
- WILLIAMS, H., & TURNER, J. & GILBERT, C.M. (1954):
Petrography, An introduction to the study of rocks in thin sections.- 406 S.; San Francisco (Freemann and Company).
- WINKLER, H.G.F. (1976):
Petrogenesis of Metamorphic Rocks.-
334 S., 4. Ed.; New York, Heidelberg, Berlin (Springer).

ANHANG

Erläuterungen zum Anhang

1. Liste der Profile

- 1 Schwarze Pfanne Verlängerung
- 2 Schwarze Pfanne
- 3 Reisköpfl
- 4 Loschbodenalm
- 5 Tettensjoch Gipfel
- 6 Tettensjoch Am Flach Verlängerung
- 7 Tettensjoch Am Flach
- 8 Penken Altenstall
- 9 Penken Gschößalm
- 10 Penken Sessellift
- 11 Weißbachl
- 12 Schönberger Bach
- 13 Rieder Bach
- 14 Richberg
- 15 Kalkwandstange
- 16 Hummelwand
- 17 Wustkogel
- 18 Weißbachl Verlängerung
- 19 Krumbach
- 20 Penken Legerbach
- 21 Flatschjöchl
- 22 Hohe Pfannscharte
- 23 Weiße Wand Radiolarite
- 24 Gerlossteinbach
- 25 Stubache
- 26 Hauptmannsbach
- 27 Mühlbach
- 28 Aisdorfer Bach
- 29 Friesenbergsscharte
- 30 Dietersbach
- 31 Weiße Wand
- 32 Rettelwand

2. Legende zum Anhang

qu	Quarz
kf	Alkalifeldspat
pg	Plagioklas
gl	Hellglimmer (Phengit)
ch	Chlorit
ca	Karbonat
ap	Apatit
zr	Zirkon
ep	Epidot
tu	Turmalin
hm	Hämatit
er	Erz
bi	Biotit

Schliff		Mineralbestand in %											Gefüge	Textur	Grundmasse		
Nr.		qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu	hm				er	bi
1/ 1		48	5	13	34				x	x			x		porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
1/ 1a		43	4	18	35					x	x		x		porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
1/ 2		43	5	12	40				x			x	x		porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
1/ 2a		19			81			x	x		x		x		homog.	lagig	lepidobl.
1/ 3		34	7	8	1	15						44	x		homog.	richtungslos	granobl.
1/ 4		43	1	9	46	1	x	x	x				x		porph.	lagig	lepidobl.
1/ 5a		81	1	9	9				x				x		homog.-porph.lag.-richtgl.		granobl.
1/ 5b		58	8	9	24				x				x		homog.-porph.richtungslos		granobl.
1/ 5c		88	2	1	9			x	x				x		homog.-porph.richtungslos		granobl.
1/ 5d		16			80				x		x	2	1		homog.	lagig	lepidobl.
1/ 5e		88	:		12							x			homog.-porph.lag.-richtgl.		granobl.
2/ 1		47	4	10	39				x	x		x	x		porph.	lagig	lepidobl.
2/ 2		43	5	13	39				x				x		porph.	lagig	lepidobl.
2/ 3		71		3	25				x		x		x		porph.	lagig	granobl.
2/ 3a		62	x	5	32								x		porph.	lagig	granobl.
2/ 4		56	2	8	34								x		porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
2/ 5		43		1	56				x				x		homog.	lagig	lepidobl.
2/ 5a		66		1	33						x		x		homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
2/ 6		43	4	16	36										porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
2/ 6a		51	3	13	19		3		x			6	5		homog.-porph.richtungslos		granobl.
2/ 7		55	4	15	6	4	9					x	7		homog.	richtungslos	granobl.

Schliff Nr.	Mineralbestand in %											Gefüge	Textur	Grundmasse	
	qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu	hm				er
2/ 7a	27	5	5	2		59			x		1		homog.	richtungslos	granobl.
2/ 7b	36	3	12	3o	7		x		x		12		homog.	lagig	granobl.
2/ 7c	46	5	16	33				x	x				porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
2/ 7d	35			61			1	3			x	x	homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
2/ 8a	44	2	14	34					7	x			porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
2/ 8b	62	7	16	14			x						porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
2/ 8c	62	6	5	26			x	1		x			homog.-porph.	lagig	granobl.
2/ 9a	68	2	1o	19				1		x			homog.-porph.	lag.-richtgl.	granobl.
2/ 9b	71	2	11	16			x						porph.	richtungslos	granobl.
2/ 9c	75	1	13	1o			x			x			homog.-porph.	richtungslos	granobl.
2/ 9d	51	2	11	36									porph.	richtungslos	lepidobl.
3/ 1a	76	1	7	1	13		x			1	1		homog.	richtungslos	granobl.
3/ 1b	56		28			x					16		homog.	richtungslos	granobl.
3/ 1c	42	x	9	38	4						6		homog.	richtungslos	granobl.-lepidobl.
3/ 2a	27	1	1o	62			x			x			porph.	lag.-richtgl.	granobl.-lepidobl.
3/ 2b	63	3	12	2o			x	2					porph.	lag.-richtgl.	granobl.-lepidobl.
3/ 2c	43	7	12	38			x						porph.	richtungslos	granobl.-lepidobl.
3/ 2d	44	4	8	44									porph.	lagig	lepidobl.
3/ 2e	36	2		62			x						porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
3/ 2f	4o	3	9	48			x						homog.-porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
3/ 2g	22	x	2	76			x						porph.	lagig	lepidobl.

Schliff Nr.	Mineralbestand in %											Gefüge	Textur	Grundmasse		
	qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu	hm				er	bi
3/ 2h'	76	2	13	9										homog.	richtungslos	granobl.
3/ 2h''	74	2	16	9										homog.	richtungslos	granobl.
3/ 2i	36	x	8	55				x						homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
3/ 3a	70	3	10	17										homog.-porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
3/ 4	41	1	14	44				x		x				porph.	lagig	lepidobl.
4/ 1	46	1	5	45	3			x						porph.	lag.-richtgl.	granobl.-lepidobl.
4/ 2	53		2	45				x						homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
4/ 3a	58	2	13	27				x						porph.	lag.-richtgl.	granobl.-lepidobl.
4/ 3b	43	1	3	52				x						homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
4/ 3c	60	2	6	32		x	x		x	x				porph.	lag.-richtgl.	granobl.-lepidobl.
5/ 1a	67	x	6	27		x	x	x	x	x	x			porph.	richtungslos	granobl.
5/ 1b	53	1	3	42		x	x			1				homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
5/ 2	59	x	6	34			1	x		x				homog.-porph.	lagig	granobl.
5/ 3a	55	x	9	22		x	x	14	x	x	x			homog.-porph.	lagig	lepidobl.
5/ 3b	57	1	21	16			x	5						porph.	richtungslos	granobl.
5/ 3c	42		1	57			x			x				homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
6/ 1a	58	2	9	30			x	x		x				porph.	lagig	lepidobl.
6/ 1b	47	1	11	39			x	1		x				porph.	lagig	lepidobl.
7/ 1a	43	1	5	4	47				x	x				homog.	richtungslos	granobl.
7/ 1b	50	x	13	28	x	x	x	3	x	6				porph.	lagig	lepidobl.
7/ 1c	35	1	16	42		1	x	1	x	4				porph.	lagig	lepidobl.

Schliff Nr.	Mineralbestand in %											Gefüge	Textur	Grundmasse	
	qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu	hm				er
7/ 1d	58	x	11	28				x	1		x	1	porph.	lagig	lepidobl.
7/ 1e	52	1	8	39				x	x		x	x	porph.	lagig	lepidobl.
7/ 1f	34	1	8	57				x			x	x	porph.	lagig	lepidobl.
7/ 1g	49		2	48	1	x	x			x	x		homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
7/ 1h	48	2	9	35	2	x				4	x		homog.-porph.	lagig	lepidobl.
7/ 1i	42	3	19	36				x			x	x	homog.-porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
7/ 2a	17	x	7	76		x	x		x	x	x	x	homog.-porph.	richtungslos	lepidoblastisch
7/ 2b	56	2	14	28				x		x		x	porph.	richtungslos	granobl.-lepidobl.
7/ 2c	45	2	13	40				x				x	porph.	lagig	lepidobl.
8/ 1	73	3	9	15				x					porph.	richtungslos	granobl.-lepidobl.
8/ 2a	73	4	11	12									porph.	lagig	lepidobl.
8/ 2b	63	2	10	25				x				x	porph.	richtungslos	lepidobl.
8/ 3a	47	1	6	46									porph.	richtungslos	lepidobl.
8/ 3b	83	2	11	4									porph.	richtungslos	granobl.
8/ 3c	32	2	8	58				x					porph.	lag.-richtgl.	lepidobl.
8/ 4a	82	2	1	15				x				x	porph.	lag.-richtgl.	granobl.-lepidobl.
8/ 4b	67	2	7	24								x	porph.	richtungslos	lepidobl.
8/ 5a	65	6	7	22				x		x	x		porph.	lagig	lepidobl.
8/ 5b	37			63				x					homog.	lagig	lepidobl.
8/ 5c	81	2	3	14		x						x	porph.	richtungslos	granobl.
8/ 5d	82	1	2	15									porph.	lagig	granobl.

Schliff Nr.	Mineralbestand in %											Gefüge	Textur	Grundmasse	
	qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu	hm				er
8/ 6a	57	2	8	33								x	porph.	lagig	lepidobl.
8/ 6b	41	3	5	51				x					homog.	lagig	lepidobl.
8/ 6c	7o	5	5	19				x					porph.	richtungslos	granobl.-lepidobl.
8/ 6d	56	1	6	37				x				x	porph.	lagig	lepidobl.
8/ 6e	66	1	6	27				x					porph.	richtungslos	lepidobl.
8/ 7a	34	2	9	55				x				x	porph.	richtungslos	lepidobl.
8/ 7b	74	5	1o	11									porph.	richtungslos	granobl.-lepidobl.
8/ 7c	57	2	5	34				x	1			x	porph.	lagig	lepidobl.
8/ 8a	77	11	7	5								x	homog.-porph.	richtungslos	granobl.
8/ 8b	48	1	1	5o				x				x	homog.-porph.	lagig	lepidobl.
9/ 1a	57	2	6	35				x				x	porph.	richtungslos	lepidobl.
9/ 1b	78	1	4	17									porph.	lag.-richtgl.	lepidobl.
9/ 2a	79	2	6	13				x				x	porph.	lagig	lepidobl.
9/ 2b	57	3	7	2o	2			x	x			1o	homog.	richtungslos	granobl.-lepidobl.
9/ 3a	28	1	7	64				x	x			x	porph.	richtungslos	lepidobl.
9/ 3b	45	5	13	37				x				x	porph.	lagig	lepidobl.
9/ 3c	19	x	4	77				x				x	porph.	lagig	lepidobl.
9/ 3d	91		2	7								x	porph.	lagig	granobl.
9/ 4a	33	2	12	53				x				x	porph.	lagig	lepidobl.
9/ 5a	53	3	12	32				x	x				porph.	lagig	lepidobl.
9/ 5b	57	2	5	36									porph.	lagig	lepidobl.

Schliff Nr.	Mineralbestand in %											Gefüge	Textur	Grundmasse		
	qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu	hm				er	bi
9/ 5c	66	x	21	1		9							3	porph.	richtungslos	granobl.
9/ 5d	43	x	10	47										porph.	lagig	lepidobl.
9/ 5e	64	x	5	30		x		x						porph.	lagig	lepidobl.
10/ 1	89	x	3	8										porph.	richtungslos	granobl.
10/ 2a	44	x	6	50				x		x				porph.	lagig	lepidobl.
10/ 2b	44	1	12	42				x	x					porph.	richtungslos	lepidobl.
10/ 2c	48	2	4	46		x			x		x			porph.	lagig	lepidobl.
10/ 3	44	2	12	42				x						porph.	richtungslos	lepidobl.
10/ 4	35	1	6	54	3			x		x		1		porph.	lagig	lepidobl.
10/ 5	39	x	7	32	6	16		x	x					porph.	lagig	lepidobl.
10/ 6	38		1	18	28	x							14	homog.-porph.	lagig	lepidobl.
10/ 7a	35		x	65				x						homog.	lagig	lepidobl.
10/ 7b	75	2	10	13										porph.	richtungslos	granobl.
11/ 1a	60		x	36	1		x	x		x	x	3		homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
11/ 1b	90			10										porph.	richtungslos	granobl.
11/ 2	89			11										porph.	richtungslos	granobl.
11/ 3a	45	3	9	38	1	1		x		x		3		homog.-porph.	lagig	lepidobl.
11/ 3b'	30			10		50		x	10	x	x			homog.	lag.-richtgl.	granobl.-lepidobl.
11/ 3b''	30	5	8	5		52				x				homog.	richtungslos	granobl.
11/ 4	79	1	10	10										porph.	lagig	lepidobl.
11/ 5a	31		1	68				x						homog.	lagig	lepidobl.

Schliff Nr.	Mineralbestand in %											Gefüge	Textur	Grundmasse	
	qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu	hm				er
11/ 5b	56	1	12	31		x		x		x	x		porph.	lagig	lepidobl.
12/ 1a	28	1	13	56	1			x			x		porph.	lagig	lepidobl.
12/ 1b	53	2	31	7	x	7		x		x			homog.	richtungslos	granobl.
12/ 2	84	x	8	8				x			x		porph.	richtungslos	granobl.
12/ 3	49	x	3	45			x	x		3		x	porph.	lagig	lepidobl.
12/ 4	60	x	8	31				x					porph.	lagig	lepidobl.
13/ 1a	72	1	3	24							x		porph.	lag.-richtgl.	granobl.-lepidobl.
13/ 1b	49	x	3	48				x			x		porph.	lagig	lepidobl.
13/ 2a	46	1	7	46							x		porph.	lagig	lepidobl.
13/ 2b	53	x	3	42				1		x	x		porph.	lagig	lepidobl.
13/ 2c	66	2	7	25				x			x		porph.	richtungslos	granobl.
14/ 1a	91			8						1	x		porph.	richtungslos	granobl.
14/ 1b	96			4									porph.	richtungslos	granobl.
14/ 1c	79	x	7	14				x			x		porph.	richtungslos	lepidobl.
14/ 2a	59	1	5	34				x		1			porph.	richtungslos	lepidobl.
14/ 2b	50	x	7	43						x	x		porph.	richtungslos	lepidobl.
14/ 2c	58	x	7	34						1	x		porph.	lagig	lepidobl.
14/ 3a	52	x	2	43				x				3	homog.-porph.	lagig	lepidobl.
14/ 4a	59	x	4	35								2	porph.	richtungslos	lepidobl.
14/ 4b	60	x	4	36				x			x		porph.	lag.-richtgl.	lepidobl.
14/ 4c	58	x	6	36		x				x	x		homog.	lagig	lepidobl.

Schliff Nr.	Mineralbestand in %											Gefüge	Textur	Grundmasse		
	qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu	hm				er	bi
14/ 4d	62	1	6	28				x		x	3		porph.	lagig	lepidobl.	
14/ 4e	56	1	1	41				x			x		porph.	lagig	lepidobl.	
14/ 5a	43	x	4	52				x			x		porph.	lagig	lepidobl.	
14/ 5b	51	x	4	45				x			x		porph.	lagig	lepidobl.	
14/ 5c	92		x	8							x		porph.	richtungslos	lepidobl.	
14/ 5d'	86		6	7									porph.	lag.-richtgl.	granobl.	
14/ 5d''	87		5	8									porph.	lag.-richtgl.	granobl.	
14/ 6a	55		x	44				x		x	1		homog.	lagig	lepidobl.	
14/ 7a	79	x	5	15							x		homog.	lag.-richtgl.	granobl.	
14/ 7b	66	x	5	30							x		porph.	lagig	lepidobl.	
14/ 7c	64	2	5	29					x				porph.	lag.-richtgl.	lepidobl.	
14/ 7d	41	2	10	47				x	x				porph.	lag.-richtgl.	lepidobl.	
14/ 7e	81	2	9	6				x			x		porph.	lagig	lepidobl.	
15/ 1a	53	1	3	42				x					porph.	lagig	lepidobl.	
15/ 1b	keine Daten, da keine Präparationsmöglichkeiten															
15/ 1c	40			52	2			x	3		1	2		homog.	lagig	lepidobl.
15/ 1d	81	x	3	10				x				1	5	homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
15/ 1e	67	2	7	24				x			x			homog.	richtungslos	granobl.-lepidobl.
15/ 1f	62	1	4	31		1		x					x	porph.	lagig	lepidobl.
15/ 2a	65	1	21	12							1			porph.	lagig	lepidobl.
15/ 2b	65		1	34								x	x	homog.	lagig	lepidobl.

Schliff Nr.	Mineralbestand in %											Gefüge	Textur	Grundmasse	
	qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu	hm				er
15/ 2c	80	1	16	3									x	homog.-porph.lagig	granobl.-lepidobl.
15/ 2d	58	1	21	20									x	porph. lagig	lepidobl.
16/ 1a	83	x	1	16										homog.-porph.lagig	granobl.-lepidobl.
16/ 1b	48	4	11	37										porph. lagig	lepidobl.
16/ 1c	47	x	3	48		1						1		homog. lagig	lepidobl.
16/ 1d	45	14	15	23		3								porph. lagig	lepidobl.
16/ 1e	48	1	4	38		7			x			2		homog. lagig	lepidobl.
17/ 1a	65	1	1	32		1		x						homog. lagig	granobl.-lepidobl.
17/ 1b	81	x	4	15				x						homog. richtungslos	granobl.
17/ 1c	83	x	2	15										homog. lagig	granobl.
17/ 1d	66	1	6	27		x								homog. lagig	granobl.-lepidobl.
18/ 1a	88	x	7	5				x						porph. richtungslos	granobl.
18/ 2a	69	1	9	21										porph. richtungslos	granobl.-lepidobl.
18/ 2b	85	1	3	10				x				x		porph. lag.-richtgl.	granobl.-lepidobl.
18/ 3a	56	x	5	36		x						2		porph. lagig	lepidobl.
18/ 3b	27	1	1	68			x	x				4		homog. richtungslos	lepidobl.
18/ 4a	53	2	13	31										porph. richtungslos	lepidobl.
18/ 4b	73	3	14	10								x		porph. richtungslos	granobl.-lepidobl.
18/ 4c	62	7	31	x				x						homog. richtungslos	granobl.
18/ 4d	20			80										homog. lagig	lepidobl.
19/ 1a	83	x	13	4										porph. lagig	granobl.

Schliff		Mineralbestand in %										Gefüge	Textur	Grundmasse			
Nr.		qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu				hm	er	bi
19/	1b	68	1	9	22		x						x		porph.	richtungslos	lepidobl.
20/	1a	54	x	15	29		2		x		x				porph.	richtungslos	lepidobl.
20/	2	45	5	6	44		x		x						porph.	lagig	lepidobl.
20/	3	61		x	38										homog.	lagig	lepidobl.
20/	4	65	x	11	2	10	10						2		homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
20/	5'	40	x	19	26	9						6			porph.	lagig	lepidobl.
20/	5''	39		18	27	10						5			porph.	lagig	lepidobl.
20/	6	46			50	2			x		2		x	x	homog.	lag.-sphärol.	granobl.-lepidobl.
20/	7	94			6				x		x				homog.	richtungslos	granobl.
21/	1	95		x	5										homog.	lagig	granobl.
21/	2	82		x	18										homog.	lagig	granobl.
21/	3	34			22		44	x							homog.	lagig	granobl.
22/	1	85				7	5					1	2		homog.	lag.-richtgl.	granobl.
22/	2	33	x	10	23	28			3	1		1			homog.-porph.	lagig	lepidobl.
22/	3	37		x	60		3					x			homog.	lagig	lepidobl.
23/	1'	37			28	9	25					x	1		porph.	lagig	lepidobl.
23/	1''	36			27	10	23						2		porph.	lagig	lepidobl.
24/	1a	97			33										porph.	richtungslos	granobl.
24/	1b	37		10	38	7	8					x	x		homog.	lagig	lepidobl.
24/	2a	23			67					10			x		homog.	lagig	lepidobl.-nematobl.
24/	2b	6			15		79					x	x		homog.	lagig	granobl.

Schliff		Mineralbestand in %										Gefüge	Textur	Grundmasse			
Nr.		qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu	hm	er	bi			
24/ 3		96			4										porph.	lag.-richtgl.	granobl.
24/ 4		74			26										porph.	richtungslos	granobl.
25/ 1a'		34		19		21	24		2		x	x			homog.-porph.	richtungslos	granobl.
25/ 1a''		33	x	20		20	26		1		x	x			homog.-porph.	richtungslos	granobl.
25/ 1b		73			27		x					x			homog.	lagig	lepidobl.
25/ 2		78		2		13	6		x	x		x	1		homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
25/ 3		44		11		27	13		2	3	x	x			porph.	richtungslos	lepidobl.
26/ 1		72	6	5	17				x						porph.	richtungslos	granobl.
26/ 2		70		x	20	6		x	1		x		3		homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
26/ 3		56	x	5	37	2			x			x			homog.-porph.	lagig	granobl.-lepidobl.
27/ 1		48		x	37	15							x		homog.	lagig	granobl.-lepidobl.
28/ 1		11		16	2	11			60						homog.	richtungslos	granobl.-lepidobl.
29/ 1'		53			46	x			x				1		homog.	lagig	lepidobl.
29/ 1''		51			48								1		homog.	lagig	lepidobl.
29/ 2		35			60				x	x	x		4	1	homog.	lagig	lepidobl.
29/ 3		45		9	44		1						x	1	homog.-porph.	lagig	lepidobl.
30/ 1		38		2	25	7	25		1		x	x	2		homog.	lagig	lepidobl.
30/ 2		59	x	4	27	8	1						1		homog.	lagig	lepidobl.
30/ 3		63		3	17	5	11						1		homog.	lagig	lepidobl.
30/ 4'		53		2	32		13					x	x		homog.-porph.	lag.-richtgl.	lepidobl.
30/ 4''		51		1	33		14		x			x	x		homog.	lagig	lepidobl.

Schliff Mineralbestand in %

Nr.	Mineralbestand in %											Gefüge	Textur	Grundmasse		
	qu	kf	pg	gl	ch	ca	ap	zr	ep	tu	hm				er	bi
30/ 5	79				10	2		x	9					homog.	lagig	granobl.
30/ 6	51	x	4	45				x						homog.-porph.lag.-richtgl.		lepidobl.
31/ 1	38	1	8	42	2			2	x	1	x	6		homog.	lagig	lepidobl.
31/ 2'	48	x	7	34		6		1	x	2		2		homog.	lagig	lepidobl.
31/ 2''	47		7	33		7		1	x	2		3		homog.	lagig	lepidobl.
32/ 1	48	x	4	44	x	3		x		x		1		homog.-porph.lagig		lepidobl.
32/ 2	59		16	3	15	1		x	5	x		x		homog.	lagig	granobl.
32/ 3	75	x	4	21								x		homog.-porph.lag.-richtgl.		granobl.-lepidobl.

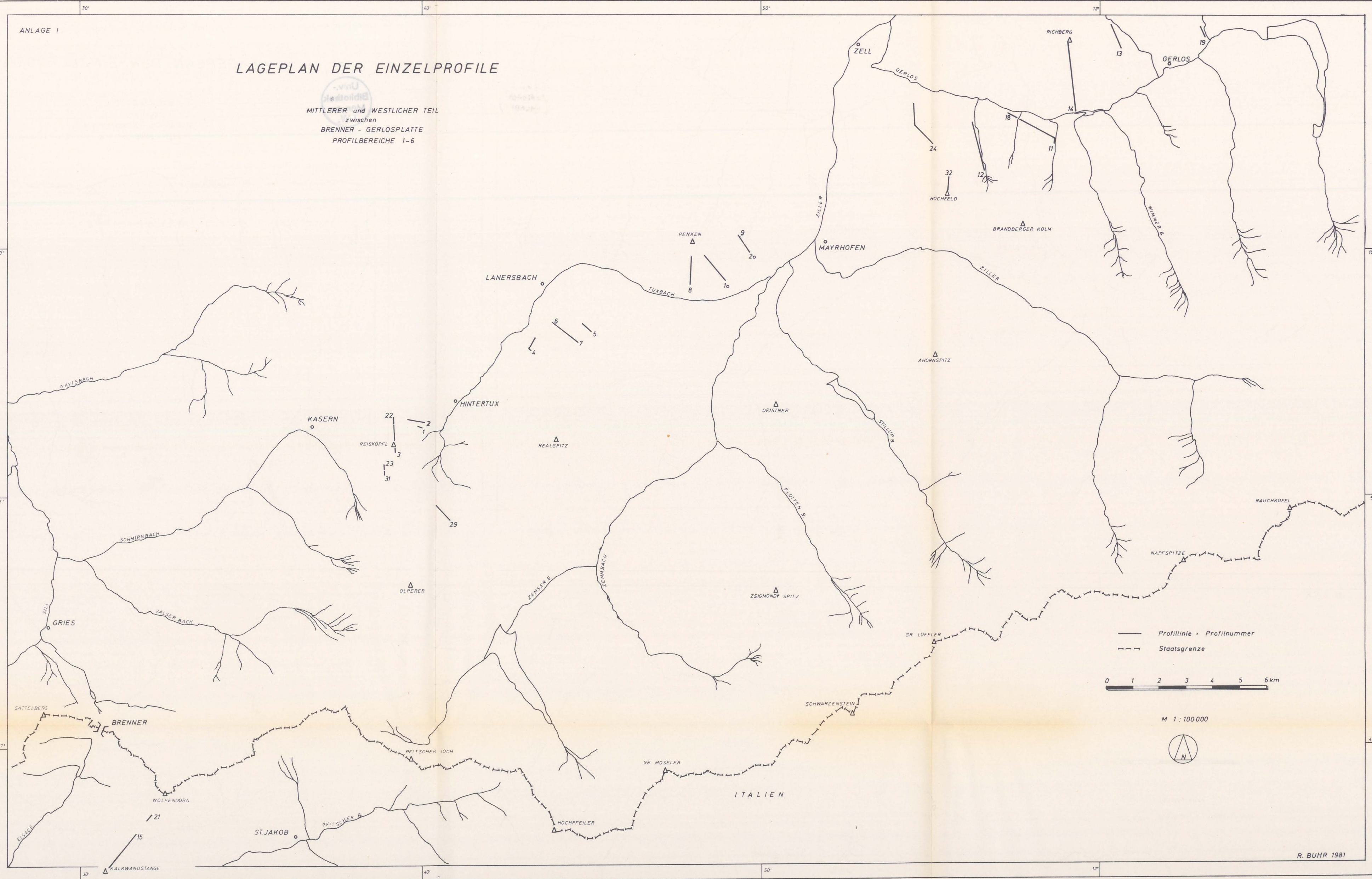
Tabellarischer Lebenslauf

Familienname:	Buhr
Vorname:	Rolf
Geburtsdatum:	11.10.1951
Geburtsort:	Bremen
Name des Vaters:	Fritz Heinrich Buhr
Beruf des Vaters:	Architekt
Name der Mutter:	Erika Buhr, geb. von Hollen
Beruf der Mutter:	Hausfrau
Familienstand:	verh. seit dem 17.12.1976
Name der Ehefrau:	Annegret Buhr, geb. Meyer
Beruf der Ehefrau:	Lehrerin
Kinder:	Teite Anika Buhr, geb. a, 5.2.1979
Einschulung:	10.4.1958, Grundschule an der Melanchtonstr., Bremen
Übergang zum Gymnasium:	25.4.1962, math.nat. u. neusprachl. Gymnasium an der Parsevalstr., Bremen
Abschluß:	Abitur am 19.5.1971
Einberufung zum Wehr-, bzw. Zivildienst	1.6.1971 15.11.1971
Entlassung:	30.11.1972
Studienbeginn:	WS 1972/73 an der Westfälischen Wilhelms- Universität Münster im Fachbereich Geo- wissenschaften, Fach Geologie
Vordiplom:	31.1.1975
Diplom:	14.2.1978
Beginn der Dissertation:	April 1978
Thema:	Die Wustkogelserie des Tauernfensters Mittlere und westliche Hohe Tauern Österreich

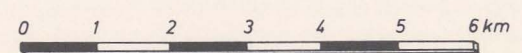
ANLAGE 1

LAGEPLAN DER EINZELPROFILE

MITTLERER und WESTLICHER TEIL
zwischen
BRENNER - GERLOSPLATTE
PROFILBEREICHE 1-6

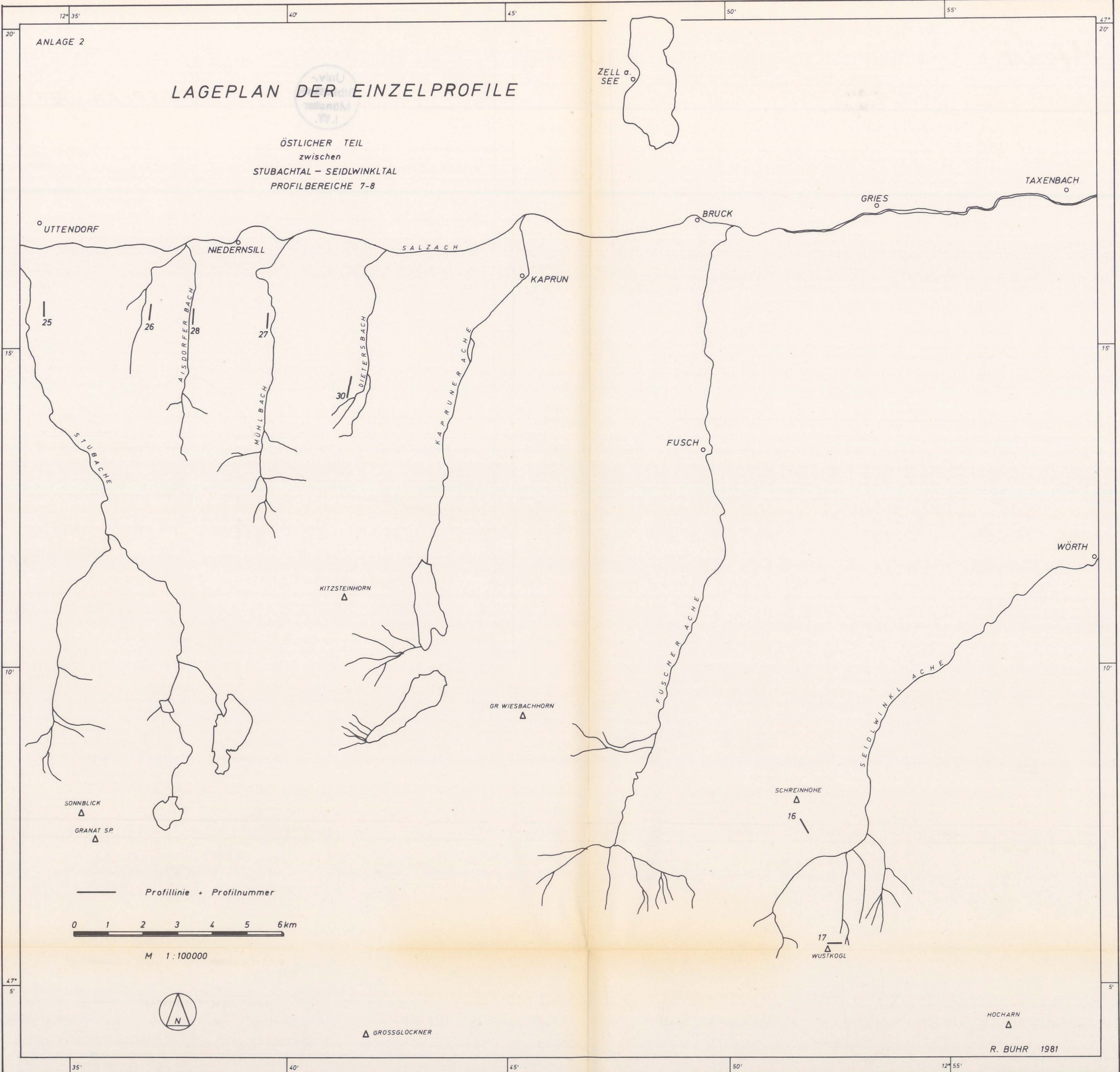


— Profilinie + Profilnummer
 - - - Staatsgrenze



M 1 : 100 000





LAGEPLAN DER EINZELPROFILE

ÖSTLICHER TEIL
zwischen
STUBACHTAL - SEIDLWINKLTAL
PROFILBEREICHE 7-8

Profillinie + Profilnummer

0 1 2 3 4 5 6 km

M 1:100000



△ GROSSGLOCKNER

HOCHARN
△

R. BUHR 1981

MÄCHTIGKEITSVERTEILUNG

DER EDUKTE DER WUSTKOGLSERIE

