

SERIENGLIEDERUNG, METAMORPHOSE UND
TEKTONIK DES HOCHARNGEBIETES
(Rauristal/Salzburg)

229 Seiten

90 Abb.

1 Tab.

11 Taf.

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
an der
Philosophischen Fakultät
der
Universität Wien

vorgelegt
von
Johann Alber
Wien, 1976.

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

VORWORT UND DANK	4
PROBLEMSTELLUNG	5
ZUSAMMENFASSUNG	8
ÜBERSICHT ÜBER DIE IM ARBEITSGEBIET AUFTRETENDEN GE-STEINSSERIEN, IHR ALTER UND IHRE GEOLOGISCHE POSITION ..	11
PETROGRAPHIE DER SERIEN	15
1. ZENTRALGNEIS DES SONNBLICKKERNES	15
1.1 Metagranit	16
1.2 Meta-Lamprophyrgänge im Metagranit	21
1.3 Biotitführender Amphibolit	23
2. AUTOCHTHONE UND PARAUTOCHTHONE HÜLLE DES SONNBLICK-KERNES (Paläozoikum)	24
2.1 Die Paragneis-Vulkanitabfolge	24
2.1.1 Glimmerschiefer-Paragneise	29
2.1.1.1 Dunkle Glimmerschiefer und Quarzite	29
2.1.1.2 Granat-, Chlorit-, Muskowitglimmerschiefer	32
2.1.1.3 Hornblende- und Chlorit-führender Biotit-schiefer	34
2.1.1.4 Granatführender Biotitparagneis	36
2.1.1.5 Granatführender Biotit-Chlorit-Muskowitgneis	38
2.1.2 Albit-Plagioklasgneise	40
2.1.2.1 Kalifeldspatführende Plagioklasgneise	41
2.1.2.1.1 Kalifeldspatführender Zweiglimmer-Plagioklas-gneis	42
2.1.2.1.2 Muskowit-Epidot-Biotitgneis mit Kalifeld-spatführung	44
2.1.2.2 Granatführende Albit- bzw. Plagioklasgneise	45
2.1.3 Metabasite	49
2.1.3.1 Biotit-Amphibolite	50
2.1.3.2 Karbonatführender Biotit-Hornblendegneis	53
2.1.3.3 Chloritprasinit	56
2.1.3.4 Granatführender Kalzit-Albit-Biotit-Musko-wit-Chloritschiefer (Prasinit)	58
2.1.3.5 Hornblendeführender Prasinit (Tuffit) mit vulkanischen Plagioklasrelikten (Meta-kristalltuffit)	59
2.1.3.6 Muskowitführende Biotit-Epidotschiefer bis -gneise	61
2.2 Genese der Glimmerschiefer-Paragneis-Vulka-nitabfolge	62
2.3 Dunkle Glimmerschieferfolge mit klastischen Strukturen	77
2.3.1 Biotitparagneis	83
2.3.2 Hornblende-Biotitparagneis mit Geröllen (Tufftikonglomerat)	87
2.3.3 Karbonatreiche Chlorit-Biotit-Serizitschiefer	93
2.3.4 Graphitquarzite und Graphitschiefer	93
2.4 Genese der dunklen Glimmerschiefer mit kla-stischen Strukturen	94
2.5 Serie der Hellglimmerschiefer	97
2.5.1 Granat-Chlorit-Chloritoid-Muskowitglimmer-schiefer	98
2.5.2 Hornblende-Prasinit	100
2.6 Genese der hellen Glimmerschiefer mit Chlo-ritoidführung	101

3. DAS PERMOMESOZOIKUM ÜBER DER PARAUTOCHTHONEN	
SONNBLICKHÜLLE	102
3.1 Wustkogelserie (Permoskyth)	102
3.2 Genese der Wustkogelserie	106
3.3 Gesteine der Seidlwinkl-Trias	107
3.3.1 Kalkmarmor	118
3.3.2 Dolomitmarmor	118
3.3.3 Chloritoidschiefer (Metamorphe Quartenschiefer)	119
3.4 Bündnerschiefer-Serie	120
3.4.1 Bündnerschiefer in Brennkogelfazies	122
3.4.1.1 Dunkle Phyllite (Schwarzschiefer)	122
3.4.1.2 Quarzite	124
3.4.1.3 Karbonatführende Quarzite und Karbonatquarzite	125
3.4.1.4 Breccien	126
3.4.1.5 Bündnerschiefergneise	128
3.4.1.5.1 Phengit-Metaarkosegneis	133
3.4.1.5.2 Mikroklinführender Hellglimmerquarzit	135
3.4.1.5.3 Phengit-Albitblastengneis z.T. Albitporphyroblastenschiefer	136
3.4.1.5.4 Kalifeldspatführender Hellglimmer-Karbonatquarzit	136
3.4.2 Bündnerschiefer in Glocknerfazies	137
3.4.2.1 Kalkglimmerschiefer	138
3.4.2.2 Prasinite (Albit-Chlorit-Epidot)	139
3.4.2.3 Serpentinrandgesteine (Chlorit-Talk-Tremolitschiefer)	141
4. QUARTÄRE BEDECKUNGEN	142
4.1 Abgerutschte Gesteinsmassen, Bergsturz, Blockwerk	142
4.2 Moränen	142
5. METAMORPHOSE	144
5.1 Allgemeine Übersicht	144
5.2 Definition Amphibolitfazies	145
5.3 Detailbeispiele	147
5.3.1 Plagioklas	147
5.3.2 Biotit	149
5.3.3 Epidotminerale	149
5.3.4 Chloritoid	150
5.3.5 Granat	151
5.3.6 Chlorit	153
5.4 Schlußfolgerungen	153
6. ZUR ALTERSEINSTUFUNG DER SERIEN	154
6.1 Die Glimmerschiefer-Paragneis-Vulkanigarfolge	154
6.2 Die Serie der hellen Glimmerschiefer mit Granat und Chloritoid	157
6.3 Die permomesozoischen Serien	157
7. TEKTONIK	160
7.1 Bisherige Situation	161
7.2 Neue Interpretation	165
7.2.1 Sonnblick-Gneiskern mit der auto- bis parautochthonen Hülle	167
7.2.1.1 Gneislamelle 1	175

7.2.1.2	Gneislamelle 2	177
7.2.1.3	Autochthones Mesozoikum über dem Paläozoikum des Grieswies Schwarzkogels, der Gries- wies Mähder und der Ritterkar Alm	179
7.2.2	Überschobene Einheiten (Perm - O.Jura und Unterkreide) in Form einer riesigen Lie- gendfalte ausgebildet (Rote Wand - Ritter- kopf-Falte)	184
7.2.2.1	Gneislamelle 3 (Trogereck-Lamelle)	184
7.2.2.2	Gneislamelle 4 (Rote Wand-Modereck-Decke)	190
7.2.3	Argumente für die Ansicht, daß Glockner- und Seidlwinkldecke gemeinsam eine rie- sige Liegendfalte bilden	191
7.2.3.1	Antiklinalkern	191
7.2.3.2	Tauchantiklinale der Trias	192
7.2.3.3	Tauchantiklinale der Brennkogel- und Glock- nerserie	196
7.2.3.4	Gefügebeobachtungen zum Beleg der Tauchanti- klinale	197
7.2.3.5	Gedanken zu einigen Details von S.PREY, 1943	200
7.2.4	Versuch einer Interpretation der Entwicklungs- geschichte der großen liegenden Falte ...	202
7.2.5	Zusammenhang der Mallintzer Mulde mit dem Bereich des Ritterkopfes	204
7.3	Tektonisches Gefüge	205
LITERATURVERZEICHNIS		215
VERZEICHNIS DER PROFILTAFELN UND BEILAGEN		229
Curriculum vitae		230

V O R W O R T

Das Dissertationsthema wurde mir freundlicherweise von Prof. Ch. EXNER auf Vorschlag von Doz. W. FRANK angeboten. Für seine Unterstützung und Hilfe möchte ich mich recht herzlich bedanken. W. FRANK gilt mein ganz besonderer Dank für die Hilfe, die er mir in vielen Diskussionen und auch Exkursionen zuteil werden ließ. Ebenso möchte ich allen jenen danken, die meine Arbeit durch Kritik, Ratschläge, Hinweise und Anregungen unterstützt haben, Herr Prof. H. WIESENEDER und Doz. W. RICHTER vom Mineralogisch-Petrographischen Institut in Wien, Doz. W. FRISCH vom Geologischen Institut. Ebenfalls danke ich meinen Kollegen für vielfältige Hilfe.

Zu Dank verpflichtet bin ich auch dem Österreichischen Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für die finanzielle Unterstützung der Geländearbeit im Jahre 1972.

PROBLEMSTELLUNG

Das Arbeitsgebiet um den Hocharn wurde zuletzt von Ch. EXNER (1946 - 1959) auf der geologischen Karte der Sonnblickgruppe dargestellt und in den Erläuterungen dazu ausführlich beschrieben (Ch. EXNER 1964).

Infolge der komplizierten Gebirgsstruktur und Serienzusammensetzung blieben hier noch einige Probleme offen, deren Detailuntersuchungen in der Dissertation G. MALECKI und in der vorliegenden Arbeit aufgenommen wurden.

Eine wichtige Aufgabe meiner Dissertation, die sich mit dem Gebiet im Umkreis des Hocharn über dem Talkessel von Kolm Saigurn befaßt, war, auf Grund einer genauen Detailkartierung zu erörtern, ob im Bereich der paläozoischen Serien mehrere tektonische Lamellen (Gneislamelle 1 und Gneislamelle 2 im Sinne von Ch. EXNER, 1964) bestehen, oder ob es sich um eine zusammengehörige Wechselfolge von sedimentogenen und vulkanischen Gesteinen handelt.

Eine zweite, besonders wichtige Frage meiner Dissertation, die sich mit dem Gebiet im Umkreis des Hocharn über dem Talkessel von Kolm Saigurn befaßt, war folgende:

Ist die Masse der Kalkglimmerschiefer und Prasinit des Ritterkopfes (=Obere Schieferhülle i.e. S. bzw. Glocknerdecke im Sinne von Ch. EXNER 1964, tektonische Karte) an ihrer Basis durch eine tektonische Fläche erster Ordnung (= Deckengrenze) im Bereich der Grieswies Mähder begrenzt (Abb. 1a) oder ist ein Teil der Glocknerdecke um die Seidlwinklrias und den sie umhüllenden Brennkogeljura herumgefaltet ? (Abb. 1 b).

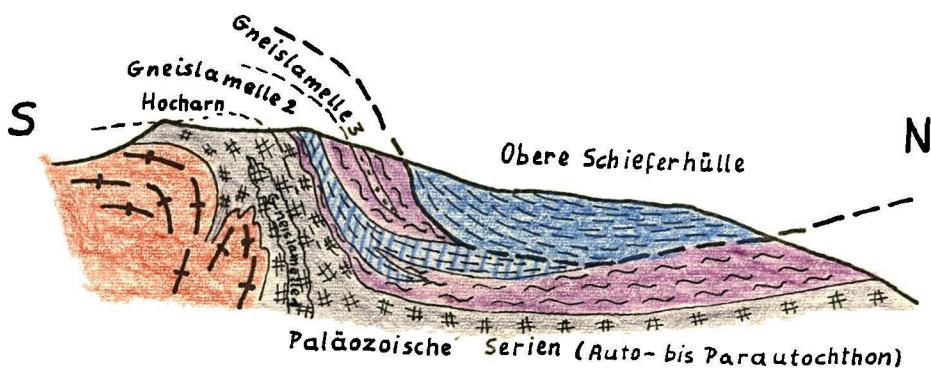


Abb. 1 a: N-S Schnitt durch den Hocharn und die Grieswies Mähder: Tektonisches Konzept nach Ch. EXNER, 1964. Erklärungen im Text (Maßstab 1:50.000).

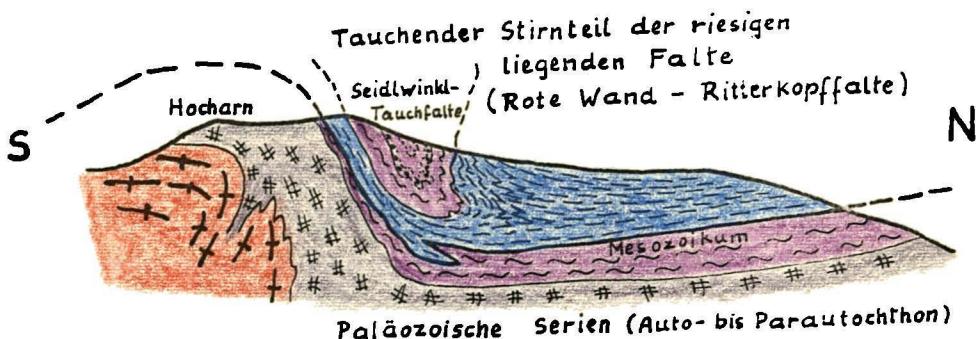


Abb. 1 b: Derselbe Schnitt wie in Abb. 1a. Neues tektonisches Konzept in diesem Bereich nach eigenen Ergebnissen.

Sollte sich durch die detaillierte Kartierung dieser gefährlichen und schwer begehbar Flanke der Grieswies Mähder die Faltenstruktur als verwirklicht herausstellen, so ist damit eine der größten liegenden Falten innerhalb der Tauernschieferhülle kartierungsgemäß erfaßt worden. Dies gilt unter der Voraussetzung, daß der Kalkglimmerschieferzug unter der Rote Wand - Modereckdecke im Bereich südlich und südwestlich des Sonnblick-Zentralgneiskörpers, d.i. im Bereich des Zirknitztales,

der beiden Fleißtäler und im NW im Krumltal, in untrennbarem Zusammenhang mit dem Kalkglimmerschieferzug südlich der Triasmulde der Grieswies Mähder steht, was ja durch die Kartierung von Ch. EXNER 1962 gut belegt erscheint. Wenn diese Faltenstruktur verwirklicht ist, hat dies weittragende Konsequenzen für die tektonische Struktur der Schieferhülle über dem Sonnblickkern und der Mallnitzer Mulde.

Im Sinne der Vorstellungen von S. PREY, 1943, S.136, G. FRASL & W. FRANK 1966, S.48, hätte in diesem Fall die Glocknerdecke die ihr ursprünglich vorgelagerte Seidlwinkldecke (Trias und Jura in Brennkogelfazies) überfahren und beide gemeinsam wären dann zu einer liegenden Falte riesigen Ausmaßes ausgewalzt worden.

Von diesen Überlegungen ausgehend, stand daher eine möglichst genaue Detailkartierung und lithologische Seriengliederung im Vordergrund.

Mit dieser Felduntersuchung und der weiteren Probenauswertung sollte auch zur primären Serienzusammensetzung und Entstehung bzw. auch zur Altersfrage der paläozoischen Gesteine des Arbeitsgebietes beigetragen werden. Ebenso auch das Schliffmaterial für die Erfassung des Metamorphosegrades ausgewertet werden.

Z U S A M M E N F A S S U N G

Das von mir bearbeitete Gebiet liegt in den Hohen Tauern im Einzugsbereich der Rauriser Hüttwinkelache und des Krumltales im S und SW, es baut den Hohen Sonnblick, Hocharn, Ritterkopf und den E-schauenden Hang des Kamms zwischen Krumlkeeskopf im S und dem Gamskarkogel im N, der das Krumltal vom Seidlwinkeltal trennt, auf.

Geologisch ist dies der Bereich des NW-Endes der Sonnblickgruppe und eines Teiles der NW-SE streichenden Mallnitzer Mulde.

Auf dem Sonnblick Gneiskern liegt eine Sedimentenhülle aus autochthonem bis paraautochthonem Paläozoikum. Dieses vorwiegend konkordant auf dem Zentralgneis aufliegende Paläozoikum besteht aus einer Serie von dunklen Glimmerschiefern mit Paragneis- und Graphitquarziteinlagerungen, und einer Serie von hellen Albitgneisen und dunklen Amphiboliten und allen Zwischengliedern. Diese treten derart miteinander in Wechsellagerung auf, daß man sie als zusammengehörige Folge betrachten kann.

Somit kann man die vormetamorphe Situation so deutlich, daß die Sedimentation von tonigen und sandigen Gesteinen mit Ergüssen von quarzdazitischen und quarzandesitischen Laven und deren Tuffen, die häufig miteinander interferieren, wechselt.

Auf Grund des Vergleichs dieser Wechsellagerungen mit ähnlichen Vorkommen der Habachserie und anderer paläozoischer Serien in den Ostalpen, wäre ein altpaläozoisches Alter dieser Serie nicht ganz auszuschließen.

Es folgt eine wohl z.T. etwas abgescherte Serie von Paragneisen, dunklen Glimmerschiefern und Hornblende-Konglomeratgneisen (Tuffitkonglomerat, vergleichbar mit dem Gainfeldkonglomerat von F. KARL, 1954) und Tuffiten, die auf Grund des guten Vergleichs mit der Greinerserie und mit entsprechenden Serien der Ostalpen ins Jungpaläozoikum einzustufen sein dürfte.

Den Abschluß dieser paläozoischen Gesteinsgruppen bildet die Serie der Hellen Glimmerschiefer - im Talgrund von Kolm Saigurn mächtig ausgebildet - die wohl ein Altersäquivalent des alpinen Verrucano darstellen.

Darauf liegen Reste von Trias und Bündnerschiefern in Brennkogelfazies, die am ehesten als auto- bis paraautochthone mesozoische Linsenzüge gedeutet werden können. Aus den Kartierungsergebnissen ist es nun klar geworden, daß über diesen auto- bis paraautochthonen Einheiten eine riesige Liegendifalte ausgebildet ist, die weit aus dem S im Mölltal durchgehend bis zum Ritterkopf entwickelt erscheint. Diese Falte beinhaltet im Kern Permoskyth mit beiderseitig symmetrischer Abfolge von Seidlwinklrias, Brennkogel- und Glocknerserie. Der Liegendschenkel der Glocknerserie ist bis auf wenige Meterzehner ausgedünnt, hängt aber mit der Hauptmasse am Ritterkopf in den Wänden der Grieswies-Mähder laufend zusammen. Der Muldenschluß bzw. der tauchende inverse Muldenschluß (Tauchsattel) der Seidlwinklrias mit Permoskyth im Kern, mit Kalkmarmoren, Dolomiten und Quartenschiefern ist W oberhalb der Rohrmoser Alm im Krumltal aufgeschlossen und umlaufend von Brennkogelquarziten eingehüllt. Diese inverse Muldenstruktur ist in den Wandaufschlüssen der Grieswies-Mähder bei Kote 2716 nochmals deutlich erkennbar, wo der Kern der Brennkogelserie umlaufend von Kalkglimmerschiefern der Glocknerfazies umgeben ist.

Der Zusammenhang des Permoskyths dieses Bereiches mit dem der südlichen Fortsetzung im Fleißtal und Mölltal ist im Bereich der Seppen-Alm NE von Heiligenblut durch extreme Ausdünnung fast abgerissen.

Im Krumltal und an der Grenze zwischen Brennkogel- und Glocknerserie im Seidlwinkltal und bei Ferleiten stecken öfters permotriadischen Gesteinen ähnliche Späne und Linsen in der Brennkogelserie und an der Grenze zwischen Brennkogel- und Glocknerserie.

Einige dieser Arkosegneisspäne könnte man auf Grund des vorliegenden Verbandes, der durch primäre Übergänge und Wechsellagerungen schon primär stratigraphisch erscheint, als jurassische Bündnerschiefergneise deuten, wie man auch einige kleinere Dolomitlagen in diesem Bereich auf Grund des Verbandes als resedimentierte Dolomite betrachten könnte (untersucht?).

Somit wäre in diesem Bereich das komplizierte System mit den Gneislamellen durch einen relativ einheitlichen Bau abgelöst, da es auch im Bereich der paläozoischen Schieferhülle auf Grund der Detailkartierung und Serienuntersuchung nicht mehr notwendig ist, mehrere Gneislamellen abzutrennen, sondern die ganze paläozoische Hülle als eine durchgehende Abfolge von primär übereinanderliegenden Schichtgliedern zu betrachten ist, wobei einzelne Teile natürlich lokal gegeneinander etwas verschoben oder etwas abgesichert sein können.

Der gesamte Verformungsstil weist auf ein extrem plastisches Verhalten der Gesteine bei der Einengung und bei der Prägung des nun vorliegenden Gebirgsbaues hin. Man betrachte da z.B. die extreme Ausdünnung und Längung des liegenden Kalkglimmerschieferschenkels der Glocknerfalte.

Der Zusammenhang dieser Faltenstruktur mit der SE - Fortsetzung der Mallnitzer Mulde ist kompliziert und derzeit noch nicht befriedigend gelöst.

ÜBERSICHT ÜBER DIE IM ARBEITSGEBIET AUFTRETENDEN GESTEINSSERIEN, IHR ALTER UND IHRE GEOLOGISCHE POSITION

1. Zentralgneis :

Er baut zum größten Teil die Steilwände des Sonnblick auf, die Umgebung des Zirmsees, die unteren Wandpartien der Süd- und Westflanken des Hocharn und die unterste Wandpartie westlich des Krumlkeeses.

Der Sonnblickzentralgneis bildet einen walzenförmigen Körper mit flachem SW-Schenkel und steiler bis überkippter NE-Stirne (Ch. EXNER 1964).

Die B-Achse dieser Gneiswalze streicht SE-NW und hat im bearbeiteten Gebiet flaches bzw. bis zu 20° nach NW geneigtes Einfallen. An der heutigen Oberfläche ist der Sonnblick-Gneiskern mit einer Länge von 24,5 und einer maximalen Breite von 8 km erschlossen.

Die tektonische Struktur des NW-Teiles des Sonnblickgneiskörpers ist nach Ch. EXNER in der Stirnregion stark aufgesplittert und es spaltet sich hier noch ein Teilkörper, die sogenannte Knappenhauswalze ab, die in der annähernd streichenden Fortsetzung der Mölltalstörung liegt (Ch. EXNER 1962 c).

Bisher wurde auf Grund der geologischen Übersicht im allgemeinen ein Eindringen der Zentralgneisschmelzen zur Zeit des Jungpaläozoikums im Karbon angenommen (EXNER 1964). Zu dieser Altersfrage siehe die Diskussion auf S. 155.

2. Auto- und parautochthone Hülle des Sonnblickkernes:

Über dem Sonnblick-Zentralgneiskern folgt direkt auflagernd eine Serie von dunklen Glimmerschiefern und Schwarphylliten mit Paragneislagen und Einlagerungen und Übergängen zu grünlichgrauen Serizit-Chlorit-Muskowitschiefern.

Es kommen auch Graphitquarzite vor, an vulkanogenen Gesteinen gibt es Metabasitlagen, die auch mit hellen plagioklasführenden Gneisen wechsellagern. Selten gibt es auch kalkige Lagen in den Sedimentabkömmlingen und auch in den Prasiniten. Es handelt sich hier offenbar um paläozoische Serien (vermutlich Altpaläozoikum, vgl. S. 155.).

Im stratigraphischen Verband folgt über dieser soeben besprochenen Metabasit/Plagioklasgneis/dunkle Glimmerschieferfolge eine ebenfalls graphitführende Serie mit deutlich klastischem Einfluß und noch erkennbaren Geröllstrukturen (? O. Karbon ?). Sie leitet zur kartenmäßig gut abtrennbaren Hellglimmerschieferfolge mit Granat, Chlorit, und Chloritoid über, die hier auch einige Metabasitlagen enthält und auf Grund ihrer Lithologie und des Chemismus dem tieferen Anteil des Verrucano entsprechen dürfte.

3. Die permomesozoischen Serien über der paraautochthonen Sonnblickhülle:

Die folgenden Serien sind öfters großräumig und auch in kleinen Bereichen verschuppt und verfaltet. Die Einstufung ins Mesozoikum ist zumeist sicher durchführbar, die Trennung der Permotrias und der Bündnerschieferfolge ist lithologisch klar, eine genauere Einstufung ist für manche Züge aber nicht erreichbar.

In meinem Gebiet ist die tektonische Zersplitterung und Schuppung so weit vorgeschritten, daß ein Normalprofil nur bruchstückhaft erkennbar ist und die vermutlich recht altersverschiedenen Schichtglieder wechselweise miteinander in Kontakt treten.

Ohne auf diese tektonische Komplikation hier einzugehen, kann man folgende Schichtgruppen erkennen:

Permoskyth

Trias

Bündnerschiefer: Brennkogelserie

Glocknerserie

Permo-skythische Gesteine Wustkogelserie

Es treten Arkosegneise und -quarzite (ehemalige Arkosesandsteine) W oberhalb der Rohrmoser Alm im Krumltal und in der Ritterkopf W-Flanke eindeutig mit Gesteinen der Seidlwinklrias verbunden auf, wobei auch ein stratigraphisch fortlaufender Verband noch stellenweise vorliegt.

Einige mitten in der Brennkogelserie auftretende und den permo-skythischen Gesteinen sehr ähnliche Gneise dürften auf Grund des Verbandes eher zu den Bündnerschiefern gestellt werden.

In einem theoretischen Normalprofil folgt über dem Permoskyth die karbonatische Trias und dann die Bündnerschiefer.

Triasgesteine:

Solche Gesteine sind sehr gut beobachtbar am Kamm zwischen P. 2781 des Leist-Riegels und P. 2661 der Goldlacklscharte. Sie bestehen aus dunkelgrauem Kalkmarmor, gelbem, feinkörnigen Dolomit, gelber Rauhwacke, weißem Quarzit (? Keuper ?).

Dieser Gesteinszug steht in zusammenhängendem Verband mit der Seidlwinklrias W oberhalb der Rohrmoser Alm, wo noch die Schichtfolge der typischen Seidlwinklrias vorliegt mit Kalkmarmor, Dolomit, Rauhwacke, lichtem Chloritoidphyllit (=Quartenschiefer).

Die isoliert auftretenden basalen Dolomitlinsenzüge, die unmittelbar über dem Paläozoikum liegen (rund um das Krumlkees, Grieswies Schwarz-Kogel), dürften Überreste der ehemaligen autochthonen Triasbedeckung über dem Paläozoikum darstellen.

Bündnerschiefer:

Unter diesen Gesteinsserienbegriff fallen eine Reihe von Gesteinsglieder, die auf Grund der verschiedenen Entwicklung in zwei verschiedene Faziestypen eingereiht werden können:

Gesteine der Brennkogelfazies:

Diese Gesteine folgen stratigraphisch direkt über der Seidlwinklrias und bilden weiße Quarzite, bräunliche Karbonatquarzite, Schwarzschiefer, dolomitgeröllführende Quarzite, Serizitquarzite, Hellglimmerschiefer, Albitporphyroblastenschiefer und untergeordnet Kalkglimmerschiefer. Es treten auch alle Übergänge von Kalkglimmerschiefern zu kalkfreien dunklen Phylliten, zu Dolomitbreccien und Karbonatquarziten auf.

Außerdem scheinen zwei größere Phengit-Arkosegneiszüge (der eine 200 m S der Rohrmoseralm durch Wechsellagerung mit Schwarzphylliten, Quarziten und Kalkglimmerschiefern stratigraphisch verbunden, der zweite, größere Zug von Phengit-Arkosegneisen, Albitporphyroblastenschiefern und Quarziten, der weiter südlich im Krumltal bei Kote 1892 den Krumlbach quert) auf Grund der Wechsellagerung und primär stratigraphischen Übergänge mit den benachbarten Schwarzphylliten und Kalkglimmerschiefern zur Brennkogelserie zu stellen zu sein.

Gesteine der Glocknerfazies:

Diese Serie ist ganz überwiegend aus Kalkglimmerschiefern und Prasiniten aufgebaut, wobei die Kalkglimmerschiefer Übergänge in Kalkmarmore, kalkärmere und selten fast kalkfreie dunkle Phyllite, Serizitschiefer und Quarzite aufweisen.

Diese Serien wurden, wie allgemein angenommen wird, im Jura und vielleicht z.T. auch in der Kreide abgelagert.

Die Gesteine der Glocknerfazies bauen hauptsächlich die Wände der Grieswies Mähder auf, wobei Kalkglimmerschiefer dominieren, und den Ritterkopf, wo die Ophio-

lithserie im oberen Teil stark an Mächtigkeit zunimmt. Die Serie quert das Krumltal bei der Bräuhütte und streicht NW-wärts zum Schaflegerkopf und Edlenkopf hinauf und steht hier in unmittelbarem Zusammenhang mit der Decke der Oberen Schieferhülle (H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939) im engeren Sinne.

P E T R O G R A P H I E D E R S E R I E N

1. ZENTRALGNEIS DES SONNBLICKKERNES

In den Bereichen meiner Kartierung, in der der Sonnbllickzentralgneis auftritt, herrscht mittelkörniger Granitgneis mit bis einige cm großen Feldspäten, die sehr oft etwas ausgewalzt sein können, vor. In den tieferen Lagen hat das Gestein makroskopisch eher regellos mittelkörnige Textur. Biotit ist homogen im Gestein verteilt.

Wir befinden uns in einem Bereich, wo infolge der Durchbewegung des Gneiskörpers die Feldspäte schon etwas gelängt und zerbrochen sind. Lineation (linear-zeilenartige Anordnung von Quarz- und Feldspatschnüren und Glimmerelongation) parallel zur Faltenachse ist sehr gut erkennbar.

Die Stirnzone des Gneiskörpers ist in Teilkörper aufgesplittet und verfaltet, deren einer die "Knappenhauswalze" (Ch. EXNER 1964) darstellt. Dieser Gneisteilkörper ist oberflächlich vom Hauptgesteinsskörper durch dunkle Glimmerschiefer, Paragneise und Metabasite, die synklinal dazwischen liegen, abgetrennt und verläuft nördlich vom Hauptgneiskörper parallel dazu. Er taucht am N-Rand des Pilatus-Keeses, nordwestlich P.2266 tunnelförmig unter die dunklen Glimmerschiefer des Hocharns unter.

Petrographisch gesehen handelt es sich um Metagranit mit Biotit - Hellglimmer und Epidotführung.

1.1 Metagranit

Im Gebiet um den Zirmsee herum liegt der Zentralgneis flach bis söhlig und die Gesteine besitzen ein oft noch annähernd regellos körniges Gefüge. Man kann in diesem Bereich beobachten, wie das Gestein in Bänke zerlegt ist und die einzelnen Bänke sind wiederum durch fast senkrecht zueinander angeordnete Kluftsysteme in Blockwerk zerlegt. Die Hauptkluftrichtungen stehen annähernd quer bis senkrecht zur Hauptachse der Sonnblickwalze, etwa $320/85^{\circ}$ und $110/80-85^{\circ}$. Das Gestein selbst ist z.T. nur wenig verschieferter, eher massiger Metagranit des Sonnblickkernes.



Abb. 2 Metagranit, z.T. bereits mit deutlicher Paralleltextur ausgebildet, am S-Rand des Pilatuskeeses S P. 2266.



Abb. 3 Grobkörniger Metagranit aus dem Sonnblick-Zentralgneis.
Handstück aus dem Bereich am S-Rand des Pilatus-Keeses



Abb. 4 Feinkörniger Metagranit aus demselben Bereich wie Abb. 3.

U.d.M.: Die Plagioklase und randliche Partien der Kalifeldspäte und auch Quarzzeilen weisen oft Kornzerkleinerung auf. Der Orthoklas ist in flauen Mikroklin umgewandelt, was auch bei den Granitgneisen im Großen Fleißtal und am N-Rand des Krumlkeeses beobachtet werden konnte. Der Hauptglimmer ist Biotit; Hellglimmer tritt nur als Nebengemengteil auf, ab und zu tritt er stark in den Vordergrund.

Kalifeldspat: (4 mm - 2 cm) Flauer Mikroklin mit Karlsbader Verzwillingung. Faserader- und fleckenperthitische Entmischung. Plagioklasrelikte mit Hellglimmerfülle sind unregelmäßig eingeschlossen. Die Kornformen sind unregelmäßig. Teilweise herrscht auch Myrmekitbildung. Junger Plagioklas und Quarzkleinkornpflaster verdrängte den Knauf vom Rand her. Kleine Hellglimmer (0,01 mm) bilden manchmal eine lockere Fülle.

Plagioklas: Polysynthetisch verzwillingter Typus ist vorherrschend. Wechselnd stark gefüllte Körner, die von Quarz und jungem Plagioklas aufgezehrt und zu zerlappten Gebilden umgestaltet werden. Die Fülle ist Hellglimmer und Klinzoisit, die abwechslungsweise vorherrschenden können. Meistens haben die Plagioklase einen mehr oder minder breiten füllungsfreien Randsaum, der höheren An-Gehalt (um 25 %) besitzt als der gefüllte Kernbereich (mit 6 - 8 % An Gehalt). Hellglimmer bildet oft größere Blättchen im Plagioklas, die durch Sammelkristallisation aus den Füllungsmikrolithen entstanden sein dürften. Es treten auch kleine, junge, einschlußfreie und polysynthetisch verzwillingte Plagioklase (mit An-Gehalt um 25 %) und unverzwillingte kleinkörnige Plagioklase im Kleinkornpflaster auf.

Quarz: (0,1 - 1 mm) bildet xenomorphe Körner und Inseln als verzahntes und deutlich undulöses Mosaik.

Biotit: (bis 1 mm) x = hellgelb, z = grünlichbraun bis dunkelbraun mit Korrosionsrändern, selten Parallelverwachsungen mit Chloritlamellen (Fe-Prochlorit), manchmal gebleichte Reaktionssäume zwischen Biotit und Hellglimmer.

Titanitspindeln entlang der Spaltlamellen, die vermutlich aus älteren Sagenitausscheidungen in Biotit hervorgegangen sind. Pleochroitische Höfe um Zirkon und Epidot.

Ferner: Hellglimmer als Mikrolithe in Plagioklas, größere 0,3 - 0,6 mm Blätter im Grundgewebe, meist zusammen untergeordnet mit Biotit, Titanit, Klinzoisit, Granat, Apatit, Orthit und Karbonat.

Im Bereich N des Zirmsees gibt es Bereiche, in denen der Metagranit mit Kalifeldspatvormacht in konkordanten Lagen abwechselt mit Bereichen, die man als Plagioklasaplitgneis bezeichnen könnte. Letzterer hat größeren Hellglimmergehalt, deutlich ausgeprägte s-Flächen und überwiegende Vormacht an Plagioklas. Deutliche Plagio-

klasaugen mit Hellglimmermikrolithen werden von mm Lagen von Hellglimmern umflossen. Weiters gibt es dort in SH 2570 m sehr feinkörnigen, viel Granat führenden Quarzitgneis, der den Habitus eines Metaquarzites besitzt. Er besteht zu 90 % aus 0,2 mm feinem Quarz und Plagioklas, welcher selten auch polysynthetische Verzwillingung zeigt. Alle Körner sind deutlich gelängt und gleich groß. Granat bildet parakristalline Blasten, die ein Netz bilden, das siebförmig voll von Quarz, Plagioklas, etwas Biotit und Epidot ist. Biotit hat x = hellgrün, y = dunkelgrünrot, z = dunkelolivvioletten Pleochroismus und bildet vereinzelte dünne Blätter. Es hat den Anschein, daß in diesem Bereich eine Zone stärkerer Durchbewegung und Zerscherung vorliegt, wobei das Granitgefüge gänzlich zerstört wurde aber die Kristallisation die Bewegung überdauert hat (z.B. Granat bildet meist langgestreckte Blasten).

A. STECK (1966) hat bei der Bearbeitung von Granitgneisen in den Schweizer Alpen festgestellt, daß Granat an Scherflächen und tektonisch stark beanspruchten Zonen im Granit besonders häufig auftritt.

An der Grenze des Granitgneises der Knappenhauswalze zum auflagernden Amphibolit zeigt sich (N-Rand des Pilatus Keeses) besonders auf der N-einfallenden Seite öfters ein diskordanter Kontakt, offensichtlich entsandte der Granit diskordante Gänge in die umhüllenden Gesteine. Allerdings ist dieser Bereich nur stückweise aufgeschlossen, sodaß die Dimensionen solcher diskordanter Gänge nicht festgelegt werden konnten. Die Diskordanz zeigt sich so, daß die Grenze zwischen Granitgneis und Amphibolit zur Zeit der Intrusion des Granites schon vorgelegen hat und der Granit in diesen Amphibolit diskordante Gänge entsendet hat.



Abb. 5 Probe aus dem Grenzbereich zwischen Knappenhauswalze und überlagerndem Amphibolit am N-Rand des Pilatus Keeses in SH. 2300 m. Die Abb. zeigt den diskordanten Kontakt zwischen Granitgneis und Amphibolit. Der Granit ist in den bereits vorgelegenen Amphibolit eingedrungen.

Bei der alpidischen Metamorphose wurden dann beide Körper in gleicher Weise durch dasselbe Schieferungssystem überprägt, das übrigens auch in den übrigen Hüllgesteinen auftritt. Der Amphibolitzug, von einigen Metern (4 - 8 m) Mächtigkeit, liegt nämlich am Touristenweg von der Goldzech-Scharte zum Hocharn direkt auf dem Zentralgneis auf, verschwindet N davon unter dem Moräenschutt, steht dann genau E der Goldzechscharte über dem Zentralgneis, nun in saigerer Lagerung wieder an und verläuft parallel dazu bis zum Pilatus Kees, liegt auf der Knappenhauswalze über dem Pilatus Kees, wie bereits erwähnt, auf, teilweise tektonisch ausgedünnt, infolge der Bewegungen bei der alpidischen Orogenese. An manchen Stellen stecken dm - m - mächtige Gneislinsen einige m vom Hauptkörper getrennt in den sehr stark verfalteten Hüllgesteinen, die Spitzfalten (dm- mehrere Meterzehner-Bereich) hauptsächlich mit N-Vergenz zeigen.

1.2 Meta-Lamprophyrgänge im Metagranit:

In der Gegend um den Zirmsee durchschlagen drei metamorphe basische Gänge diskordant den Granitgneis. Sie wurden als "Gangfloitite" von A. KIESLINGER (1936) petrographiert. Ebenso hat Ch. EXNER (1964, S.23-26) diese "Gangfloitite" ergänzend genau kartiert und beschrieben.

Das Streichen dieser Gänge verläuft ca. parallel der Richtung der Zentralgneiswalze.

Im obersten Bereich des Ganges NW des Zirmsees in SH 2600 m wurde ein Gang an einer Scherzone im Granitgneis sekundär geknickt, wobei die obere Partie nach NE verlagert wurde. An dieser Scherzone ist der Granitgneis stark verschiefert und z.T. in Gneisphyllonit und "Weißschiefer" Serizitschiefer umgewandelt, der "Gangfloitit" in Biotitepidotschiefer umgewandelt. Ch. EXNER (1964, S.24)zeichnet und beschreibt diesen Bereich sehr detailliert.

Petrographie des "Gangfloitites"

Hellgrünes, feinkörniges Gestein mit deutlich erkennbarem dunklen Biotit, Hornblende und Plagioklas. Makroskopisch mutet das Gestein verhältnismäßig massig, regellos ungeschiefert an, die Minerale scheinen nicht eingeregelt zu sein. Mikroskopisch wird dieses Bild bestätigt.

U.d.M.:

Plagioklas: (An 25 %): polysynthetisch verzwillingte Plagioklase, z.T. mit Füllungsmikrolithen von Klinozoisit und Epidot. Der Großteil der Plagioklase ist in Kleinkornpflaster aufgelöst.

Braune Hornblende: x = gelb, z = braun 13 - 16° Auslöschungsschiefe, bildet idioblastische Querschnitte von schmutzig bräunlicher Farbe, oft zersetzt, mit Titaniteinschlüssen und feinem Pigmentstaub. Außen herum ist oft ein hellgrüner Anwachssauum aus einer jüngeren grünen Hornblende. Die braunen Hornblenden sind wohl magmatische Relikte.

Grüne Hornblende: x = hellgrün gelb, z = (blau)grün, bildet Xeno- bis Hypidioblasten im Gestein, aber auch hellgrünen Saum um die braune Hornblende; ist wahrscheinlich jünger als braune Hornblende und aus dieser durch Umwandlung hervorgegangen.

Klinozoisit: farblos bis leicht gelblichgrüne Farbe mit anomalen Interferenzfarben. Bildet Füllungsmikrolithe in Plagioklas und hypidioblastische Körner im gesamten Grundgewebe.

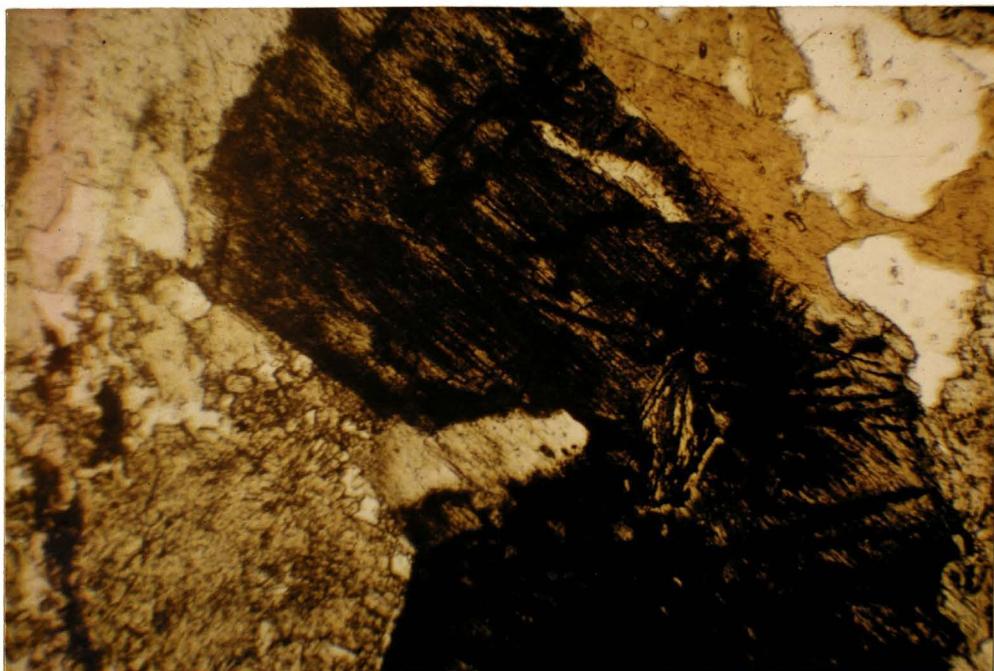


Abb. 6 Braune Hornblende, von grüner Hornblende umwachsen (ca. 120 x vergr. ohne Pol.).

Biotit: x = gelblichgrau, z = hellbraun, Pleochroismus.
Einschlüsse von Titanitspindeln und Klinozoisit.
Radioaktive Höfe um Zirkon.

Chlorit: x = farblos, z = leicht grünlich, optisch positiv.
Bildet meist große Flatschen. Zum Teil scheint er aus brauner Hornblende hervorgegangen zu sein.
Er enthält auch Einschlüsse von Klinozoisit.

Orthit: Hypidioblastische Exemplare mit einem Kern, der deutlichen dunkelbraunen bis gelbbraunen Pleochroismus besitzt und außen von farblosem Klinozoisitrand oder Amphibolsaum umgeben ist.

Titanit: Meist als Einschluß und Umwandlungsprodukt in brauner Hornblende und in Biotit.

Erz: Opake Körner in Hornblende und Biotit, rhomboedrisches Karbonat.

Ferner: Quarz, Apatit und braunes Pigment.

Gefüge: Annähernd regellos körnig, an manchen Stellen nur z.T. linear ausgeprägtes Parallelgefüge. Man erkennt noch verhältnismäßig gut das Primärgefüge eines Ganggesteins.

1.3 Biotitführender Amphibolit

An der NNE-Flanke des Sonnblickstockes ziehen zwei Amphibolitzüge im Zentralgneis-Hauptkörper, eingelagert von ESE nach WNW, die ca. 200 m NW von P. 2905 der Piatatus Scharfe in SH 2880 bzw. 400 m NW P. 2905 in SH 2800 unter dem Eis verschwinden.

Es handelt sich hauptsächlich um einen Biotit-Amphibolit. Das Gestein ist dunkelgrün mit deutlichen Anzeichen von Schieferung, die vor allem durch die Paralleltextur von Biotit und Hornblende gezeichnet ist. Das Gestein ist mittel- bis feinkörnig. Hornblenderelikte einer älteren Paragenese konnten keine beobachtet werden. Ich verzichte hier auf eine mikroskopische Beschreibung und verweise auf die Beschreibung desselben Amphibolittypus in der Metabasitabfolge in den paläozoischen Serien in Kapitel 2.1.3.1.

Diese Amphibolitzüge ließen in den von mir zugänglichen Bereichen keine Anzeichen von Diskordanz feststellen, sondern liegen parallel zur Schieferung des Zentralgneises in diesen eingelagert. Kontaktwirkungen zwischen Granitgneis und Amphibolit konnten im Gelände keine festgestellt werden.

2. AUTOCHTHONE UND PARAUTOCHTHONE HÜLLE DES SONNBLICKKERNES (PALÄOZOIKUM)

Auf dem Sonnblickgneis lagern im Arbeitsgebiet zunächst verschiedene Gesteine unbekannten Alters konkordant auf. Auf Grund des Verbandes und der sedimentären Wechsella-gerungen können hier drei vermutlich altersmäßig und fa-ziell verschiedene Gesteinsgruppen zusammengefaßt werden:

Paragneis-Vulkanitabfolge
Glimmerschiefer-Paragneise
Albitgneise-Plagioklasgneise
Metabasite
Dunkle Glimmerschiefer mit klastischen Strukturen
Hellglimmerschieferfolge

Es ist das ein petrographisches Gliederungsprinzip, das über ein relatives stratigraphisches Alter noch nichts aussagt.

2.1 Die Paragneis-Vulkanitabfolge

Die aus meiner Kartierung gewonnene Einsicht des Zu-sammenhangs aller dieser Gesteinstypen zu einer einheit-lichen Folge unterstützt die hier von mir vertretene Auf-fassung, daß der ganze vom Zentralgneis bis zum Grieswies-Schwarzkogel reichende einige 100 m mächtige Schichtstoß heute nur als alpidisch metamorphes Paläozoikum vorliegt.

Alle diese Gesteine haben nach meinen Ergebnissen nur eine erkennbare aufsteigende Metamorphose. Aus dem Mineralbestand ergibt sich kein Anhaltspunkt für eine höhere Metamorphose als die alpidische. Eine schwache vor-alpidische soll aber damit nicht ausgeschlossen werden.

Es handelt sich bei dieser Serie um dunkle Glimmer-schiefer mit einzelnen Paragneislagen, die häufig Ein-schaltungen von Graphitquarziten, hellen Glimmerschiefern und metamorphen sauren sowie basischen und z.T. auch kalk-führenden Effusiven und Tuffiten aufweisen.

Meine eigenen Beobachtungen haben mich zur Auffassung geführt, daß die hier von Ch. EXNER (1964) bezeichneten "Injektionserscheinungen" in den "Neubaugneisen" nicht metamorpher Natur (durch Differentiation entstanden) sind, noch "aplitische Injektionen" vom Zentralgneis her darstellen, sondern aus der vulkanischen Phase der Eruptivfolge stammen und die als "Orthogneise" bezeichneten Typen einerseits als Arkosen, andererseits als Abkömmlinge saurer Vulkanite anzusehen sind.

Am Touristenweg zwischen Naturfreundehaus Neubäu und Sonnblick, 200 m SSW P.2408 südlich der Leidenfrostwände sind dunkle Glimmerschiefer und Graphitquarzite, Biotitparagneise und zwei Amphibolitzüge zwischen dem südlich davon liegenden Hauptkörper des Sonnblickzentralgneises und dem Gneis der Knappenhauswalze muldenförmig eingewickelt. Die Serie ist durch die gesamte Sonnblicknordwand zu verfolgen und umhüllt das Ende der Knappenhauswalze nördlich des Pilatus Keeses. Diese Umhüllung wird durch den umlaufenden Amphibolitzug auch auf der Karte gut sichtbar. Die Glimmerschiefer-Paragneis-Metabasitserie streicht weiter gegen NW, dreht dann bei der Kote 2898 aus etwa saigerer in söhlige bis flach S-fallende Lagerung ein, indem sie sich der Antiklinalform des Sonnblickkernes anschmiegt. Der Großteil dieser Serie wird im weiteren Bereich gegen Norden vom Hocharnkees überdeckt und kommt nördlich des Krumlkeeses zum Teil noch einmal zum Vorschein.

Es konnten einige durch die ganze Serie durchgehende Profile aufgenommen werden, die sich auch recht gut korrelieren lassen (vgl. Prof. 1-9).

Eine mehr oder weniger geschlossene Abfolge der paläozoischen Serien, SE unterhalb des Hocharnkeeses aufgeschlossen, ist in den Profilen 1 - 4 dargestellt. Im liegenden Bereich herrschen die dunklen Glimmerschiefer vor, die aber immer wieder mit dünnen hellen Paragneislagen und karbonatführenden Biotithornblendegneisen in Wechsel-lagerung stehen.

In etwas höherem Niveau wird der Anteil an hellem
saurem und dunklem basischem Material größer.

Offenbar ist die Serie durch in der Art und Menge
von Ort zu Ort rasch wechselnde Einschaltungen von ba-
schem und saurem vulkanogenem Material in eine einför-
mige, tonige (Schwarzphyllite) Geosynklinalsedimenta-
tion entstanden.

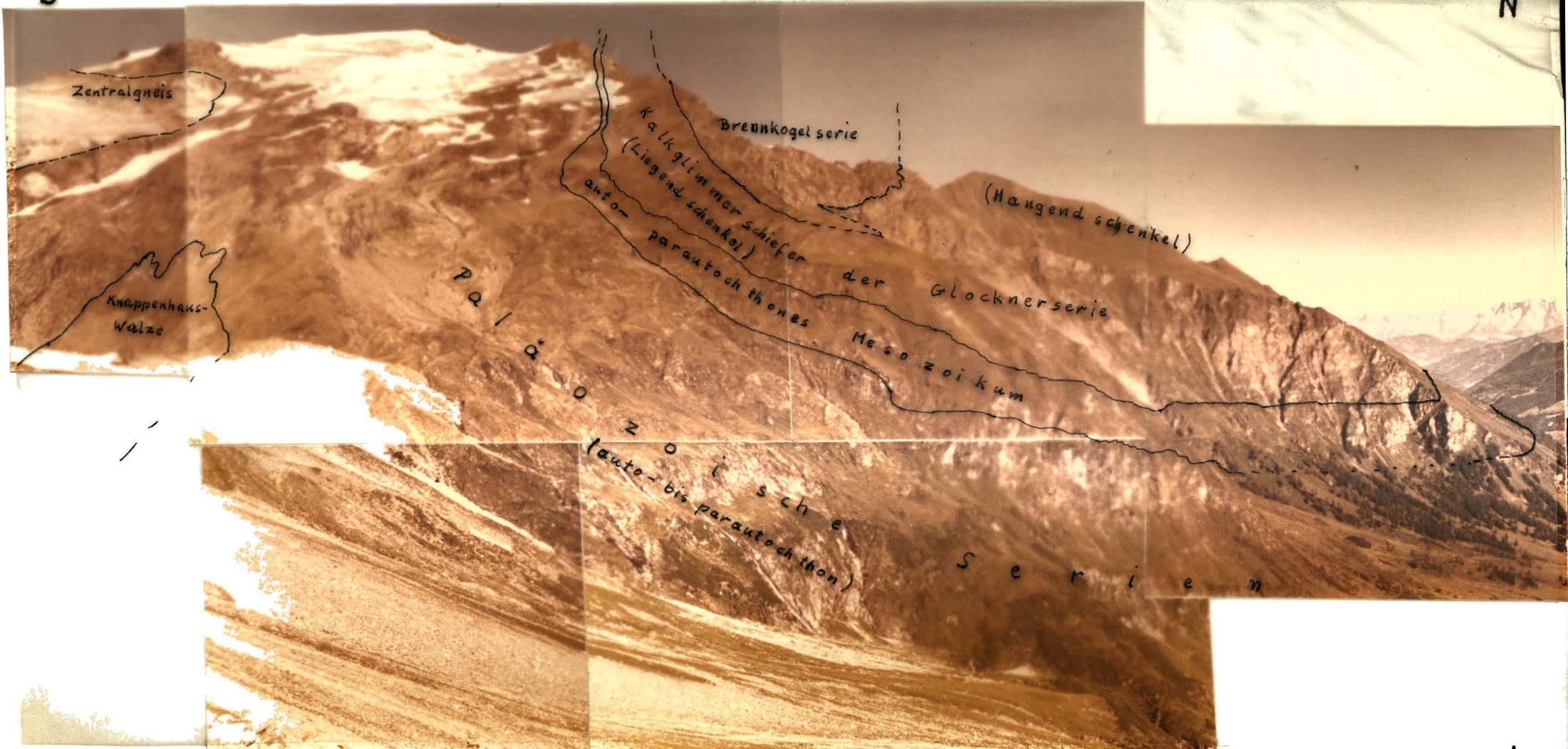


Abb.7: Ansicht vom Naturfreundehaus Neubau nach W bis N.
 Links: Hocharn - Grieswies Schwarzkogel mit paläozoischen Serien.
 Rechts: Grieswies Mähder (vorne) und Ritterkopf (hinten), aus
 Bündnerschiefern aufgebaut.



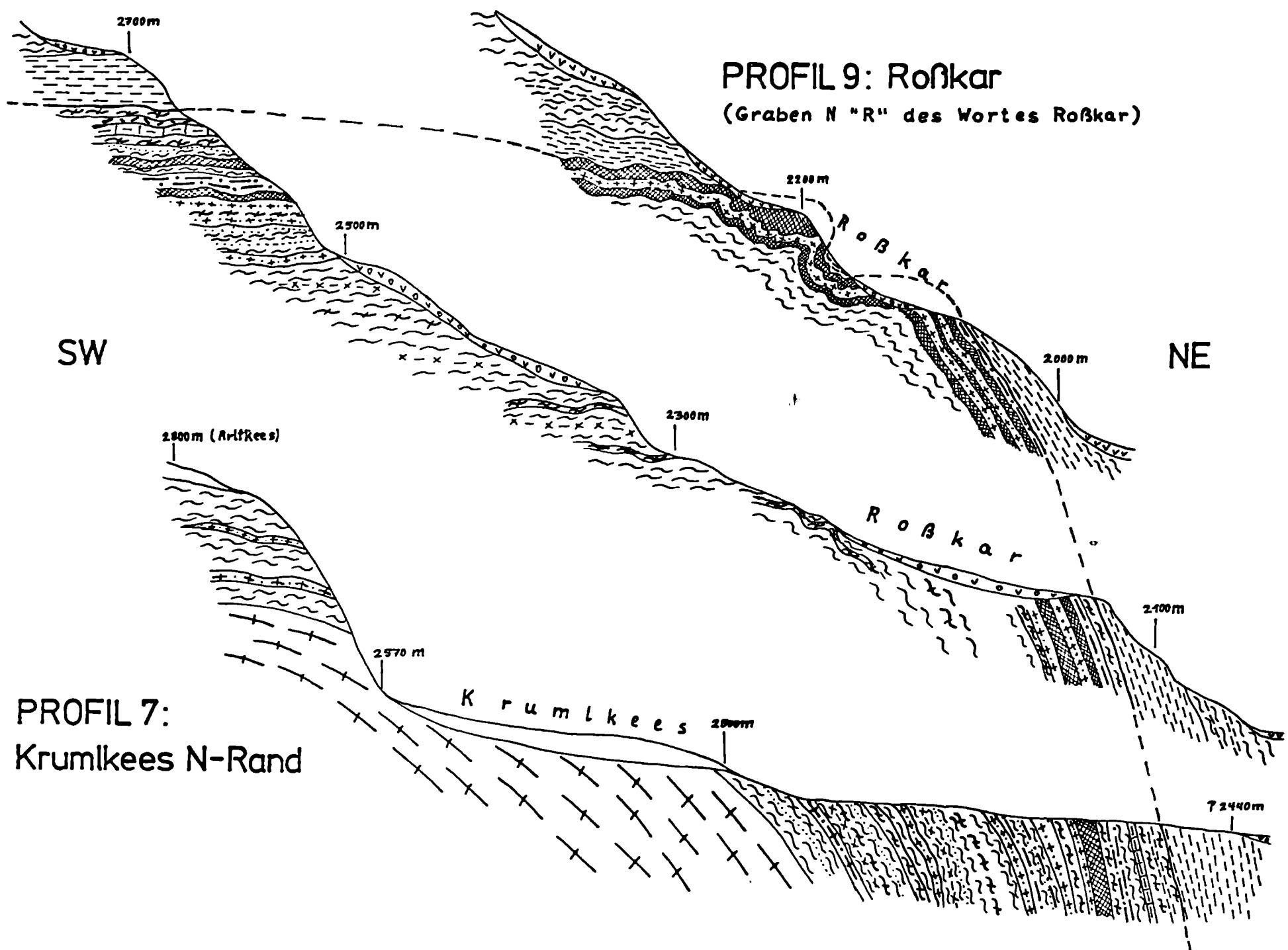
Abb.7: Ansicht vom Naturfreundehaus Neubau nach W bis N.
Links: Hocharn - Grieswies Schwarzkogel mit paläozoischen Serien.
Rechts: Grieswies Mähder (vorne) und Ritterkopf (hinten), aus
Bündnerschiefern aufgebaut.

PROFILE DURCH DIE PALÄOZOISCHEN SERIEN
IM NW DES HOCHARN

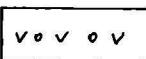
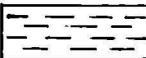
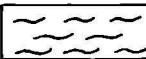
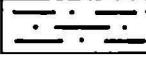
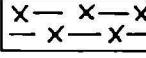
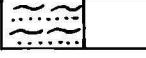
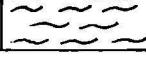
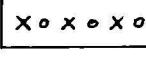
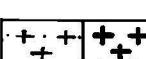
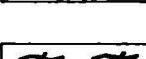
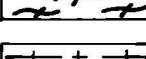
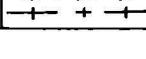
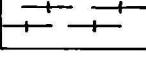
PROFIL 8: Roßkar – Arltkees

(Graben bei "k" des Wortes Roßkar)

1 5000



LEGENDE zu den Profilen durch die paläozoische
Metasediment-Metavulkanitserie (Profile 1-9):

-  Schutt
-  Kalkglimmerschiefer (mesozoisch)
-  Schwarzphyllit (mesozoisch) - Quarzit
-  Dolomit, Kalkmarmor
-  Hellglimmerschiefer, z.T. mit Granat und Chloritoid
-  Paragneise
-  Graphitschiefer - Graphitquarzit
-  Dunkle Glimmerschiefer
-  Konglomeratgneis, Hornblendegneis (Tuffitkonglomerat)
-  Biotit-Amphibolit, Prasinit, Hornblendegneis
-  Karbonatreiche Biotit-Chlorit-Epidotschiefer, z.T. Hornblende führend
-  Albit-, Plagioklasgneise; Biotit-Epidot reiche Plagioklasgneise
-  Epidot-Biotitgneise und -Schiefer
-  Kalifeldspatreiche Augengneise als konkordante Lagen im dunklen Glimmerschiefer und in Amphiboliten
-  Granitgneis, Metagranit
-  Phyllonitsch zerscherter Granitgneis

2.1.1 Glimmerschiefer-Paragneise

Die dunklen Glimmerschiefer, die wohl ein etwas stärker metamorphes Äquivalent der Habachphyllite (G.FRASL, 1958; W. FRANK, 1965) darstellen, bilden die Hauptmasse der sedimentogenen Gesteine über dem Sonnblickzentralgneis am Hocharn und am Nordrand des Krumlkeeses.

Sie treten vor allem im Liegenden der Vulkanitabfolge auf, sind aber auch in diese letztere (ofters) eingeschaltet. Diese Gegebenheit läßt darauf schließen, daß der Vulkanismus sich zum Teil untermeerisch abspielte und manche kalkigen Lagen durch Ausfällung aus dem Meerwasser infolge Erhitzung entstanden sein könnten.

Aus dieser Glimmerschiefer-Paragneis-Gruppe kann man folgende Gesteinstypen abtrennen

2.1.1.1 Dunkle Glimmerschiefer und Quarzite

Im sedimentären Anteil der auto- und parautochthonen Schieferhülle über dem Zentralgneis, der hauptsächlich als dunkler, Biotitporphyroblasten-führender Glimmerschiefer und Paragneis ausgebildet ist, schaltet sich immer wieder ein fast schwarzer, dünnplattiger bis schiefriger Quarzit ein, der sowohl in schwarzen Glimmerschiefer als auch in hellen Quarzit und sogar in Paragneis übergehen kann.

Teilweise kann man sogar Gradierung beobachten (Abb. 8 und 9, Prof. 7 am Krumlkees-Nordrand SH 2480 m, Prof. 4 Hocharn SE-Flanke unterhalb des Gletschers SH 2700 m).

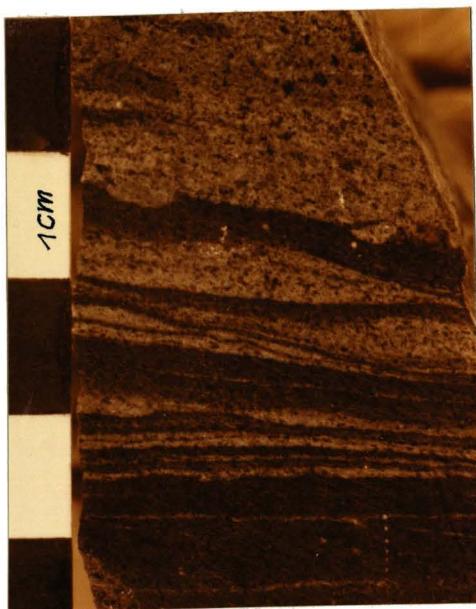


Abb. 8 Feine Wechsel-lagerung von Para-gneis- und dunklen Glimmerschieferla-gen z.T. kann man auch Gradierung fest-stellen. Krumlkees N-Rand, 2400 m Seehöhe.

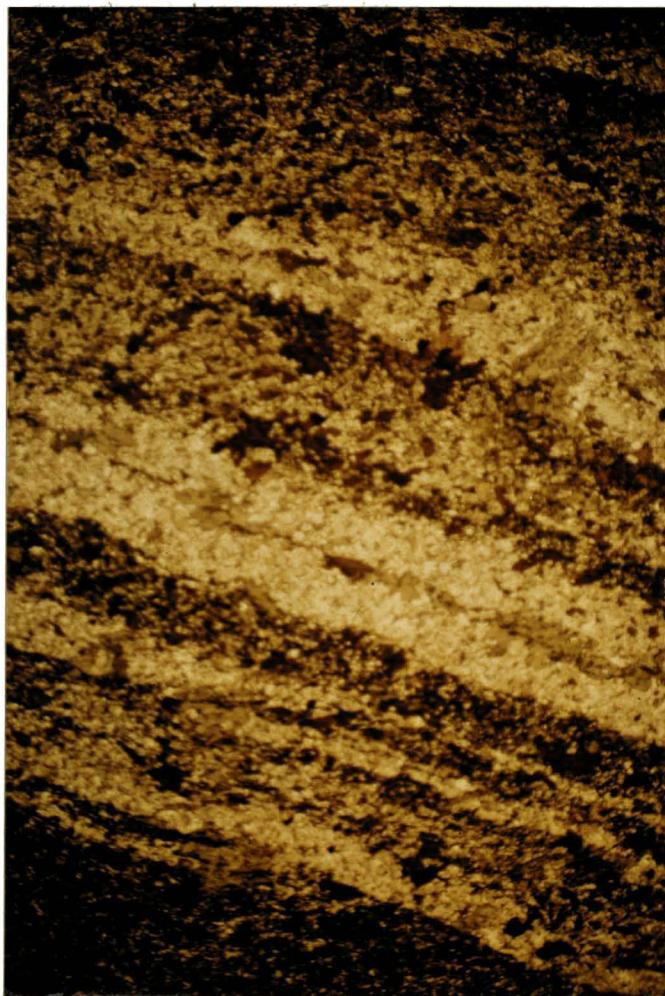


Abb. 9
Dünnschliffbild aus
einem Teilbereich
des vorigen Bildes
(ca. 35 x + Pol)

Die Mächtigkeit dieser Quarzit- und Paragneis-Einschaltungen schwankt zwischen cm-Lagen und mehreren dm mächtigen Bänken.

U.d.M.: Es zeigt sich ein einfaches Bild. Wesentlichster Gemengteil ist Quarz. Er bildet eckige, nur z.T. schwach verzahnte Körner (0,05 - 0,2 mm), manchmal auch in s gelängt. Diese sind mit diffus verteiltem Graphit imprägniert. Muskowit und auch Biotit sind wohl stets vorhanden (Blättchen von 0,1 - 0,5 mm), meistens in dünnen Lagen, oft aber auch dem Quarz untergemengt. Auch die Glimmer umschließen Pigmentzüge oder sind davon total durchsetzt. Oft kommen noch kleine, idiomorphe Granate, Klinzoisit, Titanit, Pyrit und Apatit vor. Vereinzelt treten auch pigmentführende Körner von Plagioklas auf, mit oft verdrehten Pigmentzügen.

Paralleltextur herrscht stets vor, es gibt aber auch Biotitblasten, die schräg zum Pigment-s gewachsen sind. Oft nehmen Hellglimmer und Biotit mengenmäßig zu, bis sie über Quarz sogar überwiegen, der dann auf Linsen und dünne Lagen beschränkt ist. In den Glimmerlagen sind dann feiner Granat (0,01 - 0,2 mm), Apatit (0,01 - 0,2 mm) und viel Pigment in feinster Verteilung.

Oft besteht ein Wechsel in den Glimmerlagen:

viel Biotit - wenig Serizit

viel Serizit - wenig Biotit

viel Chlorit - wenig Glimmer

Quarz: glatte und undulöse, verzahnte Körner; oft in selbständigen Lagen und Linsen etwas größer; in Glimmerlagen und als Einschlüsse in Plagioklasen feinkörnig.

Plagioklas: bildet meist Ballenalbite, selten auch mehrfach verzwillingte Körner, meistens aber einfache verzwillingte und nicht verzwillingte Typen. Er ist meist reich an Einschlußzügen von Glimmern (Hellglimmer, selten Biotit), Klinzoisit, Apatit und insbesondere opakem Pigment. Das Wachstum fand vor und während der Deformation und häufig auch nach dieser (vergleiche die Pigmenteinschlußzüge an den Plagioklasen) statt.

Hellglimmer: ist farblos, leicht gequält, weist oft Spitzfaltung auf, bildet im Albit auch feine, zerfetzte Züge, die ebenso wie die Pigmentzüge dort spitzgefaltet sein können. Hellglimmer hat s. aus reichlich opakem Pigment, Klinzoisit, Titanit. Er bildet selten auch größere, neugesproßte Blätter.

Biotit: x = gelbgrau, z = dunkelrotbraun, häufig mit s. aus opakem Pigment; er bildet auch Verwachsungen mit Chlorit. Querbiotite führen ebenfalls s-paralleles Pigment.

Chlorit: x = blaßgraugrün, z = blaß gelblich, optisch positiv, fast farblos, mit normaler Interferenzfarbe, es handelt sich wahrscheinlich um magnesiumreichen Klinochlor; er zeigt oft Verwachsungen mit Biotit.

Klinozoosit: bildet manchmal einzelne linsige Ansammlungen entlang der Glimmerlagen (Metasomatose) und selten Einschlüsse in Plagioklasen.

Opake Substanz: bildet durchwegs sehr dichte Züge in den Glimmerlagen, an der Grenze zwischen Glimmer- und Quarzlagen und in den Plagioklasen.

Ferner: Apatit, Turmalin, Erz.

2.1.1.2 Granat-, Chlorit-, Muskowitglimmerschiefer

Dieses eigentlich auffallende hellgrün- bis silbrig-weiße, schieferige weiche Gestein tritt in dieser dunklen Glimmerschiefer-Paragneis-Vulkanitserie immer wieder in dünnen und auch mächtigeren Zügen auf, besonders südlich unterhalb des Hocharnkeeses und nördlich des Krumlkeeses. Das Gestein variiert in seiner Ausbildung zwischen phyllitischen Chlorit-Muskowitschiefern und muskowitischen Quarziten, je nachdem der Quarz- und Albitgehalt oder der glimmerige Anteil vorherrschen. Oft wechseln beide Ausbildungen in Form von mm bis cm-dünnen Lagen, oft gibt es auch allmähliche Übergänge. Manchmal können sie auch Karbonatgehalt besitzen, der dann in Form von kleinen Linsen und Schlieren, braun verwitternd, ausgebildet ist. Pyrit tritt oft in mm-großen Würfeln auf, Granat ist oft in mm bis cm-großen Porphyroblasten ausgebildet, sein Anteil variiert allerdings, manchmal tritt er als Hauptgemengteil auf, sodaß sich die einzelnen Individuen fast berühren oder er kann überhaupt zurücktreten, sodaß er nicht mehr mit freiem Auge zu erkennen ist und auch im Bereich eines Dünnschliffes praktisch nicht mehr zu erfassen ist. Die Mächtigkeit dieser Hellglimmerschieferzüge kann von einigen cm bis zu 10 m ansteigen.

U.d.M.:

Quarz: zeigt meist verzahnte Körner verschiedener Größe, meist 0,1 - 1 mm, er kann aber auch fast ganz fehlen.

Plagioklas: ist auch meist in untergeordneter Menge vorhanden. Er bildet meist in s gelängte, mehrere mm lange, z.T. sogar verbogene Körner mit Einschlüssen von Muskowit, Epidot, Graphit, Magnetit, Quarz in

Tröpfchenform, der Hellglimmer nur in zerfransten Fetzen.

Der Plagioklas, der hier Albit ist, schneidet meist die Schieferung glatt ab, aber die Einschlüsse setzen sie im Inneren des Plagioklases fort, sind oft intensiv feingefältelt. CORNELIUS & CLAR, 1939, S.52, bezeichnen diese Faltenbildungen der Einschlüsse im Albit als voralbitische Fältelungen und den Albit als posttektonischen "Eindringling".

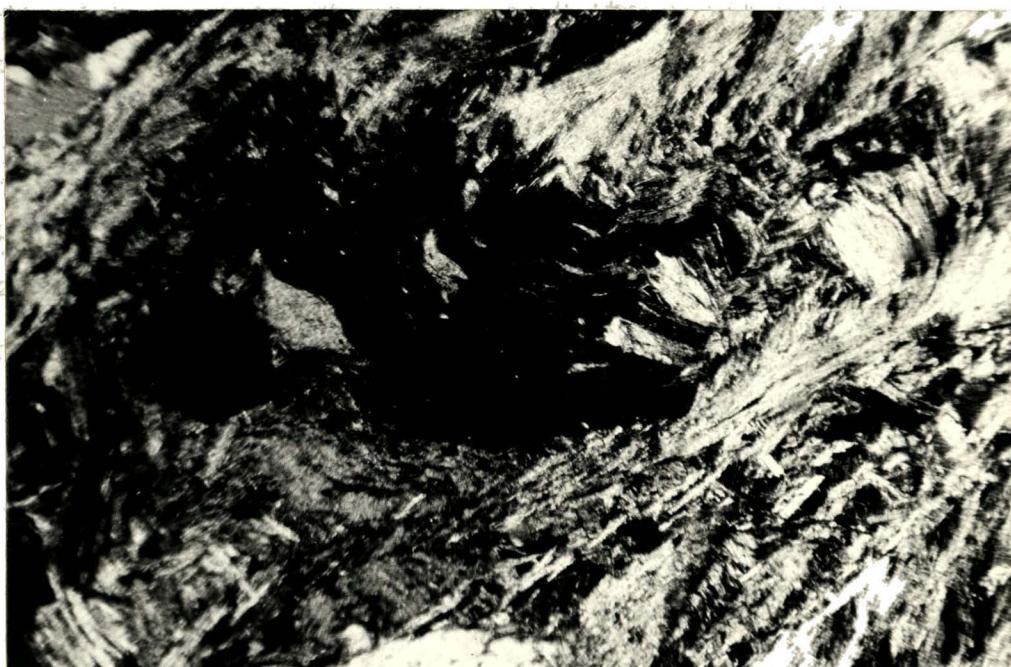


Abb. 10: Albit (dunkel) im Hellglimmerschiefer mit den Hellglimmern mitverfaltet.
"Voralbitische Fältelungen" der Einschlüsse im Albit (ca. 60 x 7 Nic.).

Hellglimmer: bildet farblose, meist verbogene, gequälte, dünnlamellige Blätter, oft intensiv mit Chlorit verwachsen und verschuppt, jedoch nicht immer gleichmäßig, sondern fleckenhaft.

Meist begleiten ihn auch Einschlüsse und Einschlußzüge von Epidot, Titanit, Turmalin, Rutil, Klinozoisit und Graphitpigment, Pyrit und Magnetit. Er bildet, wie schon erwähnt, zerfetzte Einschlußzüge im Plagioklas.

Chlorit: x = farblos, z = hellgrüner, optisch positiver Klinochlor in Bereichen, wo auch etwas Biotit auftritt.

Ansonsten, und zwar in den meisten Fällen, ist er intensiv grün gefärbt, optisch negativ, wahrscheinlich die Fe-reiche Variante des Mg-Fe-Chlorites: Rhipidolith. Er ist oft um Granat herum und im Granat in Rissen ausgebildet, wohl als Zersetzungprodukt.

Granat: isotrop, meist idiomorph und farblos bis leicht rosa gefärbt. Oft ist er auch in langgezogenen Leisten vorhanden. Er besitzt meist reichlich Einschlüsse von Quarz, Magnetit, Chlorit. In einigen wurden sogar Chloritoideinschlüsse festgestellt, und zwar liegt dieser Glimmerschiefer ziemlich im Hangenden der ganzen Serie in der Nähe der Grenze zu den mesozoischen Serien.

Turmalin: bildet oft langgestreckte idiomorphe Säulchen.

Klinozoisit und Epidot: treten oft in linsenförmig angeordneten Zügen und Aggregaten als Einschlüsse in den Hellglimmerlagen und im Chlorit auf.

Biotit: tritt immer nur als Nebengemengteil auf, nie dort, wo Chloritoid im Granat als Einschluß steckt. Er ist meist x = graugelb, y = grünlichbraun, z = dunkelbraun ausgebildet.

Weiters treten noch in variierenden Mengen auf:

Titanit, Pyrit, graphitisches Pigment, Magnetit, Apatit, Rutil und Karbonat.

Gefüge: Parallelgefüge, lepidoblastisch, meist auch Formregelung durch Wachstum nach der besten Wegsamkeit, z.B. die Plagioklase sind in s langgestreckt, die Granate sind aber in den überwiegenden Fällen idiomorph, die Glimmer weichen ihnen aus und winden sich um sie herum.

Die Bewegung erfolgte in den meisten Fällen para- bis präkristallin. Allerdings deuten Quälungen der Muskowite auf postkristalline Beanspruchung hin.

2.1.1.3 Hornblende- und Chlorit-führender Biotitschiefer

Dieser Gesteinstyp tritt vorwiegend als 5 cm bis mehrere dm-mächtige Einlagerungen (Wechsellegerungen) in pigmentierten Biotitglimmerschiefern und Quarz-Plagioklasreichen Lagen auf, und zwar vor allem in der Nähe der Metabasite und stellt vielleicht einen Übergangsbereich zwischen den Sedimenten und den Vulkaniten dar. Es sind hauptsächlich mittelgraue, bräunlichgrünlich anwitternde Gesteine, deren Grundgewebe hauptsächlich aus (0,15 mm) Quarz und Plagioklaskorngefüge, 20 % Biotit (0,2 mm), 0 bis 12 % Hornblende (0,2 mm) und 15 % Chlorit (1 - 2 mm) besteht.

Das Gefüge ist deutlich schiefrig, Minerale meist in s eingeregelt, es treten aber viele Querbiotite und Querchlorite auf.

In cm Abständen sind diese Gesteine oft intensiv

von graphitischen mm-dünnen Pigmentlagen durchzogen, die durch alle Minerale (auch durch quergespreßte) hindurchziehen. Oft treten helle, etwas gröberkörnige Lagen auf (0,3 mm), die fast nur aus Quarz und Plagioklas bestehen und auch untergeordnet Hellglimmer, Biotit und Karbonatkörner (7 %) führen. Es kommen noch grünlichgraue Lagen (im mm-cm Bereich) vor, die Quarz, Plagioklas, viel Chlorit, Biotit, feine grünblaue Hornlende (0,1 mm) und Klinzoisit, Titanit, Erz, viel Apatit und Granat führen, die immer sehr feinkörnig (0,05 - 0,1 mm) auftreten.

U.d.M.:

Plagioklas: Bildet z.T. xenoblastische, verzahnte Körner und Kornaggregate; öfters auch Einfachzwillinge nach dem Albitegesetz, mit Einschlüssen von Klinzoisit, Hornblende, Apatit und oft auch der übrigen Gemengteile und Graphitzügen. Oft tröpfchenförmige Quarzeinschlüsse, Titanitzüge und Zirkon. An ca. 25 %.

Quarz: Klare oft undulöse xenoblastische Körner, meist mit Plagioklas verzahnt, in hellen Lagen meist das Hauptmineral.

Biotit: x = hellgelb, z = dunkelbraun; Pleochroismus; häufig treten Porphyroblasten auf, die z.T. etwas zerbrochen und zerrissen sind, oft von Graphitzügen durchzogen und oft auch randlich von Titanitspindeln und Klinzoisitzügen begleitet werden und diese auch als Einschlüsse führen.

Oft ist er mit farblosem bis leicht grünlichem Klinochlor verwachsen.

Chlorit: x = farblos, z = leicht graugrünlich, optisch positiv, mit normalen Interferenzfarben. Bildet Porphyroblasten; oft mit Biotit parallelverwachsen. Bildet oft auch 5 mm große linsenartige Aggregate, zusammen mit Quarz und Biotit, die schachbrettartig miteinander verwachsen sind (vgl. Abb. 11). Einschlüsse von Klinzoisit und Apatit.

Klinzoisit: farblos, Säulchen und Körner als Einschlüsse.

Hellglimmer:

farbloser, feinkörniger Serizit als Einschlüsse und dem Grundgewebe untergeordnet.

Hornblende: x = farblos, z = schwach grünblaugrün.

Karbonat: rhomboedrische Körner, oft wesentlicher Anteil am Grundgewebsaufbau.

Ferner: Titanit, Apatit, Granat, Erz und Graphit.

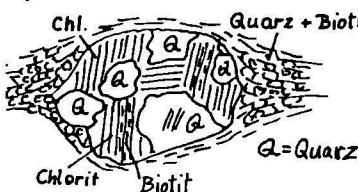


Abb. 11

Erklärung im Text

2.1.1.4 Granatführender Biotit-Paragneis

Dieser Gesteinstypus ist im gesamten Bereich in der Hocharn-SE-Flanke unterhalb des Hocharnkeeses in Glimmerschiefer und Metabasite eingeschaltet. Ein ganz ähnliches Gestein ist auch im Steinkarl, im Paragneiskomplex, öfters anzutreffen.

Es handelt sich um ein mittelgraues, selten auch etwas pigmentiertes, mittel- bis feinkörniges Gestein (0,05 - 0,3 mm Korngröße), mit deutlich erkennbarer Paralleltextur und schon im Handstück erkennbarem Chlorit und Biotit, die untergeordnet aber auch in beträchtlichen Mengen vorhanden sind und dem Gestein zuweilen ein dunkelgrau bis dunkelgrünes Aussehen verleihen.

Die dm - 1/2 m mächtigen, sehr hellen Lagen wechseln oft mit dunkleren glimmerreichen feinkörnigeren Lagen. Manchmal kann man sogar einen leichten Übergang von kleinen zu etwas größeren Korngrößen und Gradierungen bemerken, der sich öfters wiederholt und im Farbenunterschied äußert. Gröbere, hellere Lagen haben 0,2 - 0,3 mm Korngröße, mit untergeordnet Biotit und Chlorit, Muskowit und viel kleinen idiomorphen Granat und Apatiten. Feine Lagen bestehen oft aus (0,02 mm) feinem Quarzkorngefüge mit wenig Albit, sehr wenig Glimmer und viel Apatit und Granat.

Es treten auch einige mm große Körner und Kornaggregate aus Quarz und Feldspat auf, die mit Apatit und ganz feinen idiomorphen Granaten angefüllt sind. Die Bänderung ist somit ein unzweifelhaft sedimentäres Element und deutlich erkennbar vorhanden.



Abb. 12 Gebänderte Paragneise; Bänder haben scharfe Untergrenze und fließende Obergrenze zur Tonlage. Hocharn SE-Flanke SH 2700 m E P.2898.

U.d.M.:

Plagioklas: ist poikiloblastisch mit Quarzlinsen und manchmal mit Klinzoisit und etwas Hellglimmerflittern, (Pigment), viel Apatit, Granat, und Erz gefüllt. Er ist unverzwilligt. Einige wenige Großplagioklase in einem feinen Grundgewebe. An-Gehalt 18 - 23 %.

Quarz: Unregelmäßig verzahnte Körner, oft auch diskelförmig gelängt, bilden die Hauptmasse der hellen Gemengteile. Einige etwas größere Körner und Kornaggregate haben öfters s. aus feinem Pigment und Hellglimmer, das nicht mit dem se übereinstimmt.

In anderen großen granulierten Aggregaten ist viel idioblastischer Apatit in feinen sechseckigen, grünlichen Körnern.

Biotit: x = hellgrau-gelb, z = rotbrauner Pleochroismus.

Bildet ganze Lagen meist zusammen mit Chlorit, oft auch mit diesem verwachsen und randlich mit Titanitkränzen, Einschlüssen von Titanit, Rutil, Klinozoisit und zuweilen auch opakem Pigment.

Chlorit: 1. + , farblos bis leicht grünlichgelb, mit normalen Interferenzfarben, meist in langgezogenen Blausten, parallel der Schieferung ausgebildet und oft mit Biotit verwachsen. Er hat ebenfalls Einschlüsse von Klinozoisit, Apatit, eventuell Pigment.

2. auch optisch negativer Pennin ist zuweilen vorhanden.

Granat: kleine, idiomorphe Kornanhäufungen in größeren Aggregaten aus Plagioklas.

Apatit: bildet ebenfalls wie der Granat kleine, idiomorphe Kornanhäufungen, er unterscheidet sich vom Granat durch seine grünliche Farbe und durch die viel niedrige Lichtbrechung.

Karbonat: bildet kleine Kornfüllungen in Zwickeln.

Ferner: Titanit, Rutil, Turmalin, graphitisches Pigment, Erz, Muskowit.

2.1.1.5 Granatführender Biotit-Chlorit-Muskowitgneis

Dieser Gesteinstyp findet sich einmal z.B. als ca. 2 m mächtige Lage am Touristenweg von der Goldzechscharte zum Hocharn in SH 2990 m über dem Zentralgneis (siehe Profil 5) und liegt diesem an der Stelle direkt auf. Dieser Bereich ist stark zerschert und durchbewegt.

Weiters findet man das Gestein am Kälbergrat über dem Zentralgneis in SH 2960 m und in SH 2990 m noch einmal, in sehr mächtige dunkle Glimmerschiefer eingeschaltet (siehe Profil 6).

Ebenfalls findet man denselben Typus in der Hocharn-SE-Flanke in SH 2700 m (Profil 4) in Verbindung mit karbonatreichem saurem Vulkanit und Amphibolit, am Krumlkees N-Rand SH 2500 m in Verbindung mit Glimmerschiefern und hornblendeführenden Lagen (Profil 7).

Es handelt sich um ein öfters auch stark tektonisch beanspruchtes Gestein mit mm-cm mächtigen helleren Lagen, die zum Großteil aus gröberkörniger (0,25 mm) Quarz-Feldspatmatrix und feinem Hellglimmer und Granat mit Apatit

bestehen. Die dunkleren Lagen sind hauptsächlich aus (0,2 - 1 mm) Biotit, Muskowit und Chlorit mit viel opakem Pigment aufgebaut, Apatit und Granat durchsetzen sehr feinkörniges Quarz-Feldspatgewebe (0,02 - 0,05 mm).

Oft ist auch bei den hellen Quarz-Feldspat-reicherden Lagen noch ein Wechsel in der Korngröße festzustellen (0,3 mm bzw. 0,03 mm, deutlich sortiert).

Besonders die Phyllosilikate zeigen eine scharfe Regelung, die auch in plattiger Absonderung der Gesteine zum Ausdruck kommt.

U.d.M.:

Plagioklas: bildet meist Einfachzwillinge oder unverzwilligte Xenoblasten, auch polysynthetisch verzwilligte Körner die z.T. Hellglimmermikrolithen führen und wohl Relikte sind. Es treten auch klare, polysynthetische Zwillinge auf mit 18 - 22 % An-Gehalt.

Einige große rundliche Plagioklaskörper haben deutliches s, aus graphitischem und staubartigem Pigment, das quer zum s verdreht ist.

Oft führen die Plagioklase auch Einschlußzüge von Quarz, etwas Klinozoisit und Hellglimmer, Apatit und Granat. An-Gehalt 18 - 22 %.

Quarz: bildet rundliche bis xenoblastische, oft auch undulose, schwach 2-achsige Körner mit mäßiger intergranularer Verzahnung.

Biotit: x = hellgraugelb, z = dunkelbraun-rotbraun; randlich oft etwas unregelmäßig korrodiert, mit Chlorit parallelverwachsen und mit Titanit, Rutil- und Pigmentstaubeinschlüssen. Bildet oft durchgehende dünne Lagen, s-parallel; in feineren Lagen finden sich oft nur kleine Schmitzen. Querbiotit tritt nur selten auf.

Hellglimmer: farblos; in schwankender Menge. Oft bildet er relativ dicke durchgehende Zeilen, wobei er immer auch von Biotit und Chlorit begleitet und mit diesen zuweilen auch subparallel verwachsen ist (0,2 - 1 mm Korngröße). Ansonsten sind kleine Serizitblättchen im Grundgewebe üblich. Einschlüsse von Titanit, Erz, Graphit und Rutil.

Chlorit: 1. +, x = farblos-grau, z = schwach graugrünlich, Pleochroismus mit normalen Interferenzfarben, ein wohl Mg-reicher, Fe-ärmerer Klinochlor. Er bildet meist s-parallel, 1 mm lange, bis 0,25 mm breite Blätter, vielfach auch mit Muskowit und Biotit verwachsen.

2. Zuweilen tritt ein noch Fe-ärmerer Pennin auf, der anomal blaue Interferenzfarben aufweist und mit dem Klinochlor intensiv subparallel verwachsen ist.

Granat: bildet hypidioblastische, oft etwas zerbrochene Körner (0,2 mm) öfters mit Quarzeinschlüssen, selten mit Chloriteinschlüssen.

Karbonat: meist Fe-hältig, in Zwickeln und Knauern.

Apatit: bildet oft kleine, hexagonale Querschnitte, manchmal von Granat nur durch die geringere Lichtbrechung zu unterscheiden. In manchen Partien bildet er sehr konzentrierte Anhäufungen im Plagioklas-Quarzgefüge, besonders in Großaggregaten.

Ferner: Titanit; Turmalin: Säulchen auf den s-Flächen (1 - 2 cm), Klinozoisit; Zirkon: bildet pleochroitische Höfe im Chlorit und Biotit; Erz, Graphitpigment.

2.1.2 Albit-Plagioklasgneise

Unter dieser Bezeichnung möchte ich Gesteine, die sich durch einen besonders hohen Albit- oder Plagioklasgehalt und noch mehr zurücktretender Chlorit- und Glimmergehalt auszeichnen, zusammenfassen.

Das Ergebnis der Schliffbefunde deutet darauf hin, daß die Gesteine auf verschiedene Weise entstanden sein dürften. Man kann, obwohl der Mineralbestand nur unwe sentlich wechselt, eine Reihe unterschiedlich aussehender Typen erkennen, die ineinander übergehen. Damit war es aber nicht möglich und auch nicht sinnvoll, eine weitere Untergliederung bei der Kartierung durchzuführen, da dabei nur eine willkürliche Typenkartierung entstanden wäre.

Wahrscheinlich hat hier die Metamorphose aus verschiedenen Ausgangsgesteinen zu ähnlichen oder weitgehend gleichen Endprodukten geführt.

Es handelt sich hauptsächlich um hellgrau bis weiße, feldspat-quarz-reiche Gneise mit einer zu 80 - 90 % aus Plagioklas und Quarz bestehenden Grundmasse, die mehr oder weniger Hellglimmer und/oder Biotit führen, welche zuweilen nur einige Prozente betragen, zuweilen aber auch stärker in den Vordergrund treten können. In einigen Fällen ist auch Chlorit beigemengt, der oft mit den Glimmern parallelverwachsen ist (z.B. in einigen Gneislagen am N-Rand des Krumlkeeses, Profil 7 und 8).

Die Gliederung wird durch Plagioklassprossung oft

deutlich. Einige Plagioklasgneise am SE-Hang des Hocharn oberhalb der Lachegg Klamm und südlich vom Naturfreundehaus Neubau entsprechen diesem Typus.

Oft treten Hellglimmer als Glimmermineral dem Quarz-Plagioklasgrundgewebe untergeordnet oder in einzelnen dünnen Lagen in den Vordergrund. Dann erscheint eine deutliche Schieferung.

Manchmal treten beide Glimmer gleichzeitig in ziemlich gleicher Menge auf, sind dann meist von beträchtlichem Gehalt von Epidotmineralen begleitet (z.B. im Profil 4 am Hocharn SE-Hang, in Profil 2 oberhalb der Lachegg Klamm und in den sehr glimmerreichen Typen in Profil 8 Arlthöhe-Nordabfall).

Vereinzelt tritt in einigen Lagen dieser Plagioklasgneise auch grüne Hornblende auf, die bis zu 10 % der Gemengteile ausmachen kann.

Granat tritt auch meistens in Form von kleinen (1-3 mm) Idioblasten auf (besonders im Profil 4 am Arltkees N-Hang) oder als ganz kleine, 0,1 mm große Körnchen in beträchtlicher Menge als Einschlüsse in großen, linsenförmig ausgelängten Quarz-Plagioklasaggregaten, oder in feinkörnigen Lagen als Hauptgemengteil mit Quarz, Albit und Apatit.

Die großen Granate sind meist poikiloblastisch gefüllt von Quarzkörnchen, Chlorit, Apatit, Biotit und Muskowit. Selten zeigen sie randliche Umwandlung zu Chlorit.

2.1.2.1 Kalifeldspatführende Plagioklasgneise

Unter diesem Namen fasse ich eine Gruppe von grani-toiden Gesteinstypen zusammen, die im Liegenden der paläozoischen Schieferhülle nahe dem Zentralgneis auftreten, aber mit den Glimmerschiefern z.T. und mit intermediären und basischen Gesteinen in derartigem Verbande stehen (vielfache dünnbankige Wechsellagerungen und Übergänge), daß ich sie als primäre Einschaltungen in die Metasediment-Meta-Vulkanitabfolge betrachte (Profil 5, Goldzechscharte-Hocharn).

Aus dieser Gesteinsgruppe sind folgende Einzeltypen zu beschreiben

2.1.2.1.1 Kalifeldspatführender Zweiglimmer-Plagioklas-gneis

Zu dieser Gesteinsgruppe möchte ich vor allem drei helle Gesteinszüge am Touristenweg von der Goldzechscharte zum Hocharn oberhalb SH 2990 m zählen, die mit Amphiboliten und dunklen Glimmerschiefern in Verbindung stehen (siehe Profil 5). Der Kontakt ist gut aufgeschlossen, die Grenzen sind scharf, weisen aber keine tektonischen Bewegungsbahnen auf.

Am N-Rand des Krumlkeeses ist das Gestein in SH 2400 m südlich Kote 2525 als 2 m-mächtige Einschaltung im dunklen Glimmerschiefer vorhanden.

Südlich des Grieswies-Schwarzkogels tritt derselbe Gesteinstyp in SH 3050 m am Gletscherrand über dunklen Glimmerschiefern auf, in Verbindung mit Chlorit-Muskowit-Albitgneis, ebenso am Ostrand in SH 1900 m am S-Rand der Grieswies Alm, der aber deutlich Gerölle führt (eventuell O.Karbon oder Permarkose), von dunklen Glimmerschiefern unter- und von Muskowit-Albitgneis überlagert wird.

Dazu rechne ich auch noch einen Kalifeldspat-führenden Zweiglimmergneis, der am Aufstiegs weg von Kolm-Saigurn zum Naturfreundehaus Neubau in SH 2100 m ansteht.

Dieses Gestein ist hauptsächlich mittelkörnig mit Korngrößen bei 0,6 mm des Grundgewebes, in welchem 5 mm bis cm große Kalifeldspataugen auftreten, die rund bis augenförmig gelängt sind und s_i besitzen. Das Grundgewebe besteht aus klar erkennbarem Quarz und Plagioklas, oft granuliert und ausgewalzt und oft linsenförmig gelängte (mm-Bereich) Aggregate bildend, mit xenoblastisch intergranular verzahnten Körnern, die von Hellglimmer und Biotit umflossen werden. Das Gestein ist gestengelt und geschiefert.

U.d.M.:

Plagioklas: neben kleinen, unverzwillingten, rundlichen Albiten treten etwas größere (1 - 1,5 mm) polysynthetisch verzwilligte Plagioklase (=Albitgesetz, seltener Periklingesetz) auf, die intensive Fülle von Hellglimmermikrolithen aufweisen und untergeordnet auch Klinzoisitmikrolithe führen. Es dürfte sich dabei um magmatische Relikte handeln. Am Rande scheinen sie oft kataklastisch zerbrochen, in ein feines xenoblastisches Körnermosaik überzugehen. Der Rand der Plagioklase ist meistens frei von Mikrolithen und oft amöboid, vorwiegend in s weitergewachsen. Der An-Gehalt dieses Randes ist höher als der des Kernes und beträgt bei 20 - 25 % An. Benachbarte Glimmer sind dabei gestaucht. Unverzwillingte Ballenalbite sind meist füllungsfrei.

Kalifeldspat: Diese sind schon mit freiem Auge auffallend. Sie können mehrere mm große Augen bilden, die immer in s etwas gelängt erscheinen. Es handelt sich um Mikrolithe z.T. mit Faser-, Flecken-, Aderperthite-Erscheinungsform. Sie enthalten oft Einschlüsse von gefüllten alten Plagioklasen und größeren Glimmern.

Oft treten sie auch als Schachbrettalbite auf, dann meist intergranular im Grundgewebe, aber etwas größer ausgebildet als die übrige Grundgewebssubstanz. Die großen Kalifeldspataugen mit den Einschlüssen sind immer scharf abgegrenzt und rundlich, mit deutlichem Rand, meist von Glimmerhäuten umflossen. Auf die Genese der Kalifeldspate wird im Kapitel 2.2 (Genese) näher eingegangen, hier ist zu sagen, daß für die ursprüngliche Gesteinsbildung drei Möglichkeiten zu diskutieren sind: 1) Arkosegneis; 2) lagenhafte Intrusion; 3) tektonische Lamellen.

Hellglimmer: farblos (bis leicht grünlich), meist in dünnen Lagen und mit Biotit verwachsen im Quarz-Feldspat-Gewebe. Manchmal weisen sie Quälungs- und Stauungsmikrolithe auf. Einschlüsse von Titanit, Klinzoisit.

Biotit: x = hellgelb, z = rotbraun, nicht chloritisiert. Ofters sind beide Glimmer parallelverwachsen. Als Einschlüsse treten Titanitspindeln und Klinzoisit entlang von Spaltrissen auf.

Klinzoisit: selten als Mikrolith in Plagioklasen, hauptsächlich aber tritt er entlang von Glimmerlagen, oft in beträchtlichen Mengen auf.

Quarz: bildet undulöse, intergranular verzahnte, xenoblastische Körner und Aggregate, die oft durch + gleichzeitiges Auslöschen die Bildung von "Überindividuen" erkennen lassen.

Karbonat: intergranular als Zwickelfüllung und als Einschluß im Feldspat; oft auch als Hauptgemengteile; an Spaltrissen führt er Klinzoisit und Erz.

Granat: (0,07 - 0,1 mm) kleine Idioblasten, teils zerbrochene, mit Quarz und Chlorit und Pigment zersetzte Körner.

Chlorit: nur Zersetzungsprodukt aus Granat und Biotit.

Ferner: Titanit, Apatit und Erz.

2.1.2.1.2 Muskowit-Epidot-Biotitgneis mit Kalifeldspatführung.

Dieser Gesteinstypus kommt hauptsächlich am Grat nördlich der Goldzechscharte in SH 3030 m im Bereich von 4 m Mächtigkeit, und zwar in mehrfacher dünnbankiger Wechsellagerung mit Biotit-Epidotschiefern vor, die im Kapitel 2.1.1.3 beschrieben sind. Es ist auch durchaus ein primärer Kontakt und Übergang festzustellen (Profil 5).

Es handelt sich um ein mittel- bis dunkelgraues Ge-stein mit feinkörnigem Grundgewebe aus braunem Biotit mit hellen Quarz-Feldspataggregaten (0,2 - 0,5 mm), in das deutlich größer hervortretende, gelbgrau anwitternde Kalifeldspäte (0,6 - 1,2 mm) mit Internstrukturen eingestreut sind.

U.d.M.:

Knaf: bildet rundliche, etwas gelängte, augenförmige, meist entmischt Körner (0,6 - 1,2 mm) aus Faserperthit, Ader-, Fleckenperthit, halb abgerundet, halb eckig, von Glimmern umflossen. Sie haben Quarz- und gefüllte Plagioklaseinschlüsse. Einige Plagioklase, die als Einschlüsse im Knaf liegen, besitzen Fülle von Klinzoisitmikrolithen. An manchen Stellen (Hocharn SE des Gletschers, 2700 m). Es treten große, poikiloblastisch zertröpfelte Feldspäte auf, die ausgewalzt sind und vielleicht ehemalige Myrmekitflecken sein könnten.

Plagioklas: Polysynthetisch verzwilligte Körner, meist ohne Fülle, wenige mit einem An-Gehalt um 26 %. Einige haben auch eine Fülle von Klinzoisit- und nur wenig Hellglimmernmikrolithen.

Quarz: (0,2 - 0,4 mm) xenoblastische intergranular verzahnte Körner im Grundgewebe.

Biotit: x = gelb, z = dunkelbraun; bildet langgestreckte Blätter und Leisten, oft zerrissen; Titanitspindeln und Epidot entlang von Spaltlamellen und entlang der Biotitlagen.

Muskowit: farblos, im Grundgewebe untergeordnet; oft zusammen mit Biotit in einzelnen Lagen.

Orthit: Kern: x = braun, z = dunkelrotbraun mit farblosem Klinzoisitrand (0,6 mm).

Klinzoisit: als Mikrolithen im Plagioklas (0,2 mm) und entlang der Glimmerlagen und als Einschluß in diesen auftretend.

Granat: Apatit, Titanit: Einschluß in Biotit und entlang der Glimmerlagen als Nebengemengteile.

Ferner: Graphit, Erz.

2.1.2.2 Albit- bzw. Plagioklasgneise

Diese Gesteine machen die Hauptmasse der in der Plagioklasgneis-Amphibolitabfolge auftretenden hellen sauren Gesteine (Profile 1 - 9) aus. Die Art und Weise des Auftretens und der Wechsellagerungen mit basischen Gesteinen und der sehr sehr geringe K-Gehalt dieser hellen sauren Gesteinslagen, wie sich aus den chemischen Analysen ergeben hat, läßt mich zur Ansicht kommen, daß es sich um dazitische Gesteine handeln könnte. Näheres wird darüber im Kapitel über die Genese dieser Gesteine gesagt.

Zuweilen haben diese Gesteine weißes, porzellanartiges Aussehen, wenn auch Glimmer- und Chloritgehalt untergeordnet auftritt, erscheinen sie grünlich. Viel Chlorit auf den s-Flächen verleiht den Gesteinen ein grünlich gesprenkeltes Aussehen. Man erkennt schon im Handstück deutliche Körnelung (Korngrößen 0,2 - 0,4 mm) und Rekristallisation von zerbrochenen ehemaligen Großkristallen.

Hellgraue, feinkörnige (0,3 mm) Quarz-Feldspatlagen wechseln oft mit wenig Biotit (2 - 3 %) und fast keinem Klinozoisit führenden dünkleren Lagen und mit solchen aus 15 % Biotit und 10 % Klinozoisit, in welchen größere Plagioklasaggregate mit Einschlüssen aus Klinozoisit eingebettet sind. Der Wechsel vollzieht sich im cm- bis in den dm-Bereich.

In den Quarz-Feldspat-reichen, hellen Lagen herrscht feine, unregelmäßig verzahnte, oft undulöse Kornstruktur vor, wo oft 0,5 mm bis größere (1 mm) eng verzwillingte Plagioklase auftreten, die im Kern ganz feine, kaum mehr erkennbare Mikrolithen aus Klinozoisit besitzen.

Allerdings sind diese Plagioklaskörper nicht scharf abgegrenzt, sondern wachsen ins allgemeine Quarz-Feldspat-Grundgewebe hinein. Alle Körner sind granuliert. Plagioklas enthält oft zonare Einschlüsse von Klinozoisit und Quarz.

U.d.M.:

Quarz: ist immer Hauptgemengteil und tritt in Form von xenoblastischen, oft undulösen, mit Plagioklas verzahnten Körnern und in lagigen Gruppen im Grundgewebe auf. Oft bildet er Einschlüsse in Plagioklas.

Plagioklas: bildet z.T. unverzwilligte Körner, z.T. Einfachzwillinge, die bis 1 mm groß sein können, und Phänokristalle, die von Quarz durchsiebt erscheinen.

Sie führen oft Einschlüsse aus Hellglimmer, Kalzit, Apatit, Turmalin, Titanit und Klinozoisit. Spaltbarkeit ist öfters in einer Richtung zu erkennen. Selten ist auch ein schwacher Zonarbau in den Plagioklasen angedeutet (innen 5 - 6 % An-Gehalt, außen 18 - 23 %). Zuweilen enthalten sie Klinozoisit, ganz feine grüne Hornblende, Quarztropfen, Chlorit und Kalzit.

Muskowit: farblos, meist in schön ausgebildeten Blättern und Leisten, oft auch etwas gequält und verbogen, auch Querglimmer bildend. Teils tritt er lagenförmig auf, teils ist er im Quarz-Feldspatgewebe enthalten. Öfters ist er mit Chlorit parallelverwachsen, manchmal auch mit Biotit. Einschlüsse von Titanit, Klinozoisit, Quarz, die aber auch ganze Kränze um ihn herum bilden können.

Chlorit: x = gelbgrau, z = grün, anomal blaue Interferenzfarbe, optisch negativer Rhipidolith mit Hellglimmer und Biotit verwachsen. Oft tritt auch optisch positiver Klinochlor auf. Er ist auch in Rissen von und um Granat herum.

Biotit: x = hellgraugelb, z = dunkelbraun; mit Einschlüssen von Titanit, Klinozoisit, Rutil und Apatit. Oft Verwachsungen mit Hellglimmer und Chlorit, selten Orthit.



Abb. 13. Granätreicher chloritführender Plagioklas-gneis im Roßkar SH 2500 m.

Granat: bildet 0,2 - 1 mm große Blasen, oft zerbrochen und gelängt, mit serizitisierten und Biotit- und Chlorit-gefüllten Rissen.

Karbonat: als Einschluß im Plagioklas und im Grundgewebe.

Orthit: brauner Kern mit farbloser Klinzoisithülle.

Klinzoisit: zuweilen als Einschluß in Plagioklasen; zuweilen begleitet er in linsenartigen Zügen die Glimmerlagen und bildet in Glimmern auch Einschlüsse.

Titanit: bildet ebenfalls oft angereicherte Einschlußzüge.

Rutil, Apatit, Erz: bildet manchmal beträchtlichen Anteil in Grundgewebslinsen von Quarz und Plagioklas.

Zu dieser Gruppe möchte ich noch einen Plagioklasgneis beschreiben, der wahrscheinlich reliktische vulkanogene Plagioklase führt.

Dieses Gestein wurde nur an der Hocharn SE-Flanke unterhalb des Gletschers östlich P. 2898 (Profil 4) in Verbindung mit Glimmerschiefern und mit karbonatführendem Biotit-Hornblende-Chlorit-Prasinit gefunden. Es handelt sich um ein hellgraues lagiges Gestein mit gut erkennbaren braunen Biotitblättchen und makroskopisch lang ausgewalzt erscheinenden hellen Gemengteilen (Feldspat). Feinere Lagen wechseln öfters mit größeren (cm-mm-Bereich), in deren gleichmäßig körniges Grundgewebe unregelmäßig deutlich größere Kristalle aus Plagioklas eingestreut sind (Einsprenglinge). Diese sind meist s-parallel augenartig langgezogen (6 mm - 1 cm) und haben im Druckschatten ein Mosaik aus neugebildetem Quarzgewebe.

U.d.M.:

Die Großplagioklase (5 mm) sind deutlich verzwillingt nach Albit- und Periklingesetz, selten auch nach dem Bavenogesetz. Solche komplexen Zwillinge kennt man üblicherweise nur aus Vulkaniten. Sie sind meist gefüllt mit Hellglimmermikrolithen (60 %), etwas Biotit, Apatit, wenig Klinzoisit. Oft weisen sie Klüfte quer zum s auf, die mit Kalkspat ausgefüllt sind. An-Gehalt, um 18 - 20 %.

Die Glimmer sind sehr gut erhalten, wenig beansprucht. Wäre das Gestein ein Phyllonitisierungsprodukt aus Zentralgneis, so würden die Biotite sicherlich nicht so erhalten geblieben sein.



Abb. 14 Großplagioklase in feiner vulkanisch-tuffitischer Matrix aus Quarz, Albit und Biotit (ca. 35 x +Pol) Hocharn-SE-Flanke SH. 2700 m, E Kote 2898.

Biotit: x = hellgelb, z = dunkelrotbraun, weist keinerlei Zersetzungerscheinungen auf, nur einige Einschlüsse von Titanit und Rutil.

Hellglimmer: farblos, bildet lagenweise Anreicherungen, umfließt Feldspateinsprenglinge, ohne jedoch stark gequält zu sein (0,3 mm).

Chlorit: farblos, optisch positiver Klinochlor, selten mit Biotit verwachsen.

Karbonat: bildet z.T. xenoblastische Körner im Grundgewebe und füllt Klüfte.

Klinozoisit: Einschlüsse in Plagioklas.

Titanit, Erz.

Gefüge: In feiner Matrix stecken große Plagioklase mit Klüften und Zerbrechungsstrukturen. Oft sind die Plagioklase in Zeilen angeordnet.

2.1.3 Metabasite

Metabasite haben einen großen Anteil an der paläozoischen Serie unseres Kartierungsgebietes. Ein großer Teil der vom Gletscher freigelegten Hänge im SE unterhalb des Hocharn Keeses wird von ihnen aufgebaut. Sie stehen immer in Wechsellagerung mit einer großen Anzahl von Chloritschiefern und Hellglimmerchloritschiefern und hellen Gneisen, die schon durch die enge Verknüpfung mit den Prasiniten an den Rändern ebenfalls auf ihre vulkanische und tuffitische Natur hinweisen.

Die Metabasite verzahnen sich aber auch mit Sedimenten, die als dunkle und helle Glimmerschiefer und Paragneise und schiefrige Quarzite vorliegen. Der Übergang geschieht durch alle möglichen Gesteine aus der Reihe der Hornblende-Biotit-Amphibolite, Hornblendeprasinite, Chlorit-Amphibolite, Chlorit-Prasiniten, Biotit-Chlorit-Plagioklasschiefer, Chlorit-Muskowit-Albitschiefer, Karbonat-hältige Biotit-Chloritschiefer, Hellglimmerschiefer, Biotit-Epidotschiefer, dunkle Glimmerschiefer und Quarzite.

Das Bild der Verzahnung von basischen und sauren Eruptiven und Sedimentgesteinen wird deutlich, wenn man die Verbreitung im Gelände betrachtet.

Im SE-Teil unseres Kartierungsgebietes S vom Naturfreundehaus Neubau überwiegen die hellen Plagioklasgneise mit wenigen Amphiboliten und Prasiniten.

Weiter westlich in den Wandaufschlüssen oberhalb der Lachegg-Klamm nimmt der Anteil der Metabasite zu und im Bereich SE unterhalb des Hocharn Keeses bilden die Metabasite bereits mächtige Züge. Hier treten fast alle Typen auf.

Im Umkreis des Hocharngipfels sind nur mehr wenige Amphibolite und einige Chloritschiefer-Gesteinszüge ausgebildet (Chloritprasinite, Hornblendeamphibolite, Biotit-Hornblendegneise), die hellen Plagioklasgneise sind fast nicht mehr vorhanden. Weiter im NW, nördlich und westlich des Krumlkeeses treten diese Typen etwas in den Hintergrund, dafür kommen dort chloritreiche Schiefer vor, die sich mit

Sedimenten und sauren Tuffiten verzahnen. Allerdings dürfte auch eine tektonische Verschuppung und Großfaltung die Mächtigkeit der Serie am SE-Hang des Hocharn etwas vergrößert haben. Die Gesteine liegen dort intensiv verfaltet und oft als Stengeltektonite vor (Abb. 15).



Abb. 15: Intensiv nordvergent verfalteter Bereich mit feiner Wechsellagerung von basischen (dunklen, grünlichen) und sauren (hellen) Lagen.

2.1.3.1 Biotit-Amphibolite

Diese sind die am weitesten verbreiteten Gesteine der Metabasite in der paläozoischen Serie meines Kartierungsgebietes. Trotzdem sind sie sehr einförmig ausgebildet. Die Unterschiede liegen meist nur in der wechselnden Korngröße in verschiedenen Gefügeausbildungen und in einem schwankenden Biotitgehalt. Die Schieferung erscheint öfters auf Grund der geringen Korngröße und eines häufigen poikiloblastischen Gefüges nicht besonders gut ausgeprägt. Mitunter lässt sich ein Lagenbau verschieden mächtiger Partien, die sich nur durch geringe Ausbildungsun-

terschiede gegeneinander abheben, erkennen. Wechselnder Biotitgehalt zeichnet oft deutliche Bänderungen. Ein weiteres Kriterium für einen deutlicheren Lagenbau stellen häufige feinkörnige Plagioklasgneis-Einschaltungen dar. Diese hellen Lagen sind sehr verbreitet und ich schließe mich für diesen Bereich der Ansicht von W. FRANK (Diss. 1965, S.86 und 87) über die hellen Lagen in den Hornblende-prasiniten in der Habachserie an, daß man nicht von "injizierten" Prasiniten und "nicht injizierten" Prasiniten sprechen kann, sondern daß die ganze Abfolge darauf hindeutet, daß es sich bei den sauren Lagen eben um dünne, saure Vulkanite handelt (siehe auch das Kapitel 2.2 über die Genese).

Diese Gesteine sind im ganzen Bereich dunkelgrün, manchmal etwas graugrün-dunkelgrün gebändert, verhältnismäßig schwer und zäh. Neben der vorherrschenden Hornblende sind öfters grauweiße feldspatige Zeilen und Partien und dunkelbraune Biotitzeilen zu erkennen. Sie sind im ganzen sehr feinkörnig (0,1 - 0,6 mm). Paralleltextur ist oft deutlich, oft durch häufigen Wechsel von grünen und grauweißen Lagen gekennzeichnet. Plattige Absonderungen sind meist eine Parallelerscheinung dazu.

U.d.M.:

In einem feinkörnigen Hornblende-Biotitgewebe liegen öfters Plagioklase, die mehr oder minder einschlußreich sind. Hornblende: (0,05 - 0,6 mm), x = graugelblich, z = mattgrün bis blaugrün. Die Auslöschungsschiefe Z:c beträgt 12 - 15°, das entspricht etwa dem Bereich der barroisitischen Hornblende im Sinne von E. TRÖGER (1969). Einigermaßen gut ausgebildet sind meist nur die feinkörnigen Typen, etwas größere sind meist unregelmäßig, zerfressen, oft sind sie mit Biotit und auch mit Chlorit verwachsen, manchmal bilden sie mit Klinozoisit und Plagioklas zusammen Aggregate von ganz feinkörnigem Geflecht (ähnlich wie "Diablastik").

Sie sind vorwiegend in s eingeregelt, eine Regelung nach b läßt sich nicht feststellen.

Plagioklas: (0,2 - 0,5 mm), in ganz seltenen Fällen tritt er in größeren Körnern auf mit Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz und mit Klinozoisitfüllung. Die übrigen Plagioklase sind feinkörnige, einschlußfreie Oligoklase mit An-Gehalt von 25 - 28 %.

Oft zeigt eine schmale Randzone etwas höhere Lichtbrechung (Oligoklas) während der Kern wohl An-ärmer sein dürfte. Nähere Bestimmungen sind leider nicht möglich, weil die Individuen so feinkörnig und meist unverzwilligt und ohne Spaltrisse sind.

In einigen ganz feinkörnigen Bereichen mit Korngrößen bei 0,1 - 0,2 mm treten einige übergroße (1 mm) Plagioklase mit Albite- und Periklinzwillingen und Klinozoisiteinschlüssen auf, die idiomorphe Gestalt dieser Plagioklase ist noch ziemlich erhalten, sie sind etwas zerdrückt, vielleicht handelt es sich hier um ehemalige "Einsprenglinge" in einem sehr feinkörnigen Vulkanit.

Der An-Gehalt dieser großen Plagioklase beträgt ca. 25 %.

Quarz: bildet meist kleine, xenoblastische Körner in den helleren Partien und Einschlüssen in den Plagioklasen. Häufig tritt er in größeren Aggregaten und ausgelängten Knauern auf, die vollkommen einschlußfrei sind.

Klinozoisit: (0,02 - 0,1 mm) farblos, mit anomal blauen Interferenzfarben, Fe-ärmer Klinozoisit. Er ist fast stets in untergeordneten Mengen im Gestein vorhanden, in feldspatärmeren Partien kann er sogar zum Hauptgegen teil werden (Profil 1).

Er bildet feine Einschlüsse im Plagioklas und etwas größere Körner untergeordnet im Gestein verteilt, als Einschluß im Biotit und im Chlorit. In manchen Partien bildet er ganz feinkörnige (0,02 mm) größere Ansammlungen, immer von Hornblendeaggregaten umgeben und in Gestalten, die vermutlich auf ehemalig hoch anorthithältige Plagioklas(kerne) zurückgehen dürften.

Biotit: x = gelbgrau, z = dunkelbraun, bildet 0,25 bis über 1 mm lange Blätter und Leisten, die hauptsächlich in s eingeregelt sind. Häufig treten Verwachsungen mit Chlorit und mit Hornblende auf. Entlang von Spaltlamellen enthält er oft erzhaltige Trübungen und Umwandlungen, Einschlüsse von Titanitspindeln, Klinozoisit und Rutil.

Manchmal sind die Lamellen sogar etwas verbogen, was wohl auf schwache Bewegung nach der Kristallisation schließen lässt.

Chlorit: (0,1 - 0,3 mm), optisch positiv, x = farblos, z = leicht grünlich, lässt auf schwach Fe-hältigen Mg-reichen Klinochlor schließen, die Interferenzfarben sind normal graugrünlich. Er bildet z.T. langgestreckte Leisten, die oft mit Biotit verwachsen sind, aber auch quergesproßte Rosetten und Büschel. Er ist ziemlich häufig vorhanden, es lässt sich nicht sagen, ob er hauptsächlich auf Kosten des Biotits und der Hornblende gesproßt ist, oder ob er schon ursprünglich einen wesentlichen Bestandteil darstellte.

Allerdings sprechen die orientierten Verwachsungen mit Biotit und Hornblende für eine sekundäre Umwandlung daraus. Er führt viele Einschlüsse von Klinozoisit.

Titanit: (0,1 - 0,4 mm), bildet farblose, oft randlich pig-

mentierte briefkuvertförmige, aber auch rundliche und eckige Körner und Aggregate mit hoher Licht- und Doppelbrechung. Z.T. durchzieht ein fast unauflösbares Filzwerk von wohl Rutil, Titanit mit bereichsweise farblos-braunem Pleochroismus das Grundgewebe.

Karbonat: tritt in manchen Bereichen, besonders in den helleren, weniger hornblendereichen Partien intergrangular als Nebengemengteil auf.

Granat: tritt in idiomorphen feinen Körnern an manchen Stellen auf.

Ferner: Apatit, Rutil, opake Substanz und Erz.

Gefüge: Gewöhnlich herrscht rein kristalloblastische Struktur vor. Am häufigsten ist ein streifiges Parallelgefüge: Lagen und Linsen von (hauptsächlich) Hornblende wechseln mit solchen von Plagioklas und Quarz.

Chlorit, Biotit, Klinozoisit, Titanit lehnen sich dabei mehr an die Hornblendelagen an. Die Bänderung ist mehr oder minder verschwommen, sie kann aber auch sehr scharf sein, z.B. (Profil 4) am SE-Hang des Hocharn in SH 2700 m.

2.1.3.2 Karbonatführender Biotit-Hornblendegneis

Dieser Gesteinstyp unterscheidet sich vom Amphibolit vor allem durch die hellere Farbe und den viel höheren Gehalt an Plagioklas und Quarz und mm- bis cm-dünne Einlagerungen von Biotitglimmerschieferbändern.

Das Gestein ist hellgrau grünlich mit hellgrauen und dunkleren grünen Bereichen, je nach den Mengen von Hornblende und Klinozoisit. Auf den s-Flächen erkennt man auch kleine schwarze Biotitschüppchen.

Eine deutliche Durchbewegung und Schieferung des Gesteines ist an den s-Flächen erkennbar.

U.d.M.:

Plagioklas: feine, unregelmäßig verzahnte Körner (0,3 -0,5 mm), die oft klar, einschlußfrei und mit Quarz verzahnt sind, bilden die Grundmatrix des Gesteins, in dem oft etwas gröbere rundliche Plagioklaseinsprenglinge von Hornblende und Biotit umgeben darinnenliegen und meist feinkörnigen Klinozoisit und andere nicht mehr identifizierbare Minerale enthalten, die meist im Kern der Plagioklase konzentriert sind. An-Gehalt: Kern: 8 %, Hülle 25 %. Die Plagioklase sind meist Einfachzwillinge nach Albitesgesetz. Es gibt aber auch polysynthetische Zwillinge, die echte Klinozoisitmikrolithenfüllung besitzen. Als Einschlüsse können sie auch Hornblende enthalten.

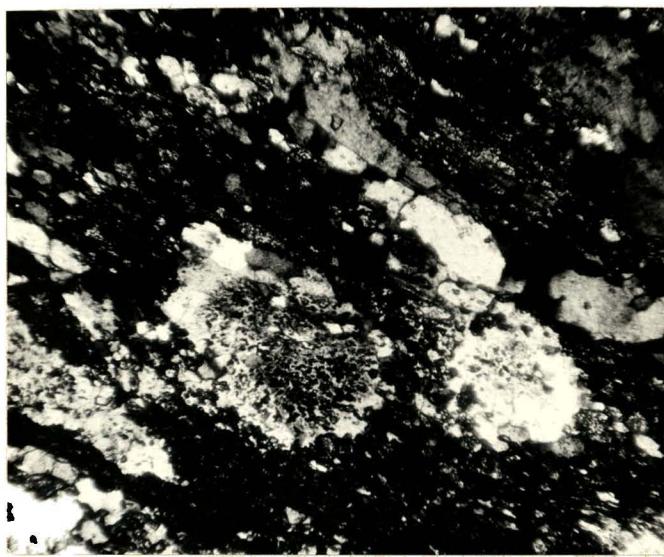


Abb. 16 Plagioklas (hell) intensiv durchdrungen von Klinozoisit in Amphibolit. (Hornblende dunkel) Hocharn SE-Flanke 2700 m (ca. 120 x + Pol.).

Manchmal ist noch eine "Diablastik"-ähnliche Struktur aus Plagioklas/Grundform, Klinozoisit und Hornblende erhalten, vermutlich ein Relikt eines älteren Plagioklases mit höherem An-Gehalt.

Quarz: bildet kleine, klare bis undulöse Körner (0,3 mm), die als Hauptgemengteil Anteil am Grundgewebsaufbau haben.

Klinozoisit: (0,05 - 0,1 mm) bildet oft haufenförmige Konzentrationen, oft sind auch vereinzelte Körner über die gesamte Matrix verteilt. Intensiv mit Hornblende verzahnte und verwachsene kleine Klinozoisitkörner und Kornhaufen geben oft ein Netzwerk von bis 1 mm großen Haufen, in deren Zentrum oft ein größerer Hornblendekristall sitzt ("Diablastik").

Biotit: x = gelblich, z = braun, bildet Blätter, die oft subparallel mit Hornblende verwachsen sind; sie enthalten noch oft Titanitspindeln und Rutilnadeln.

Hornblende: 2-, x = farblos gelblichgrau, z = grünlich-bläulichgrüner Pleochroismus; Auslöschungsschiefe um 18°. Bildet meist idioblastische Körner mit gut erkennbaren Spaltrissen, aber auch langgestreckte Leisten, die deutlich in s, aber weniger in b eingegrenzt sind. Sie bilden im Querbruch nicht ein Kreuz und quer zusammenhängendes Netzwerk, wie bei den eigentlichen Amphiboliten des Gebietes, sondern sind lagenweise angeordnet (0,2 - 0,6 mm).

Karbonat: ist in großen rhomboedrischen Körnern (0,5 - 1 mm) über das Gestein verteilt mit Einschlüssen von Quarz, Plagioklas und auch Hornblende. Ist meist xenomorph, hingegen Quarz aber idiomorph.

Titanit: getrübte Körner und Kornaggregate, die manchmal schwach bräunlichen Pleochroismus haben.

Ferner: Chlorit, opake Substanz, Erz und Apatit.

Oft beobachtet man eine feine Wechsellagerung (im cm- und dm-Bereich) von hornblendereichen, dunklen, grünen Lagen, die auch (Muskowit) Chlorit, Biotit und Klinozoisit führen und helleren Lagen, die hauptsächlich Quarz, Plagioklas, wenig Biotit, Chlorit und Spuren von Klinozoisit führen, an Übergängen, die hauptsächlich Klinozoisit führen und wenig Hornblende, Plagioklas und Chlorit.

Siehe dazu folgende Abb. 17 und mikroskopische Beschreibung.

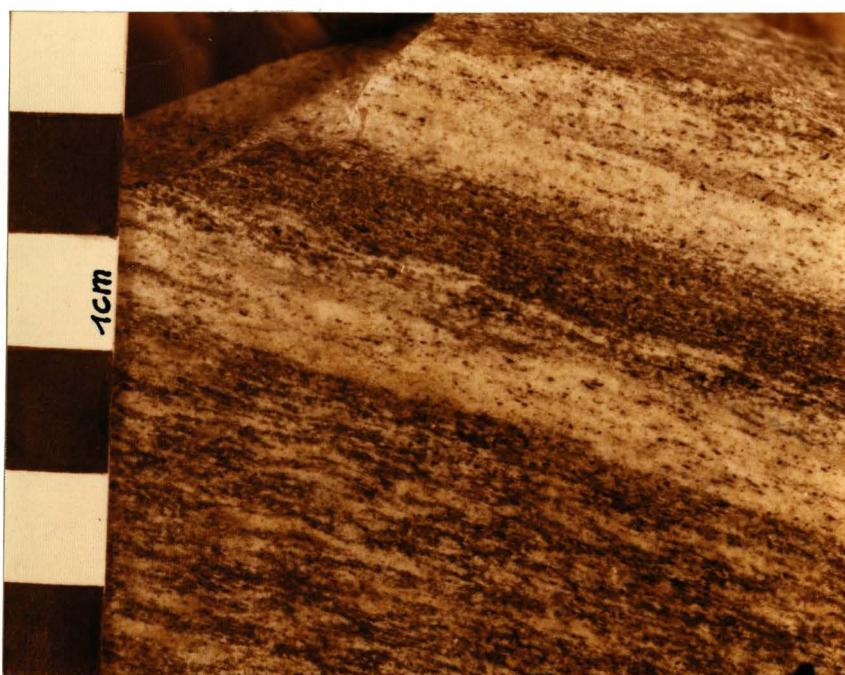


Abb. 17 Feine Wechsellagerung zwischen dünnen Albitegneislagen und Amphibolitlagen.
Hocharn SE-Flanke SH 2700 m (Profil 4).

U.d.M.: Wechsellagerung (Bänderung)

- 1 cm grüne Lage mit 10 % Biotit, 30 % Klinozoisit, 30 % Hornblende, 30 % Plagioklas; dann scharfe Grenze.
- 1 cm helle Quarz-Plagioklaslage mit 5 % Biotit und Chlorit, ca. 1 % Klinozoisit, Apatit. Es folgt ein allmählicher Übergang.
- 1 cm (0,01 mm große Körner) Klinozoisitlage
- 0,6 mm Lage 25 % Klinozoisit und Biotit
- 1 mm Chlorit-Hornblende-Klinozoisitfels mit sehr wenig Plagioklas
- 2 mm (Biotit) Chlorit-Klinozoisit-Hornblende-Plagioklasschiefer

- 2 mm, 7 % Chlorit, 30 % Klinzoisit, 40 % Hornblende, 23 % Plagioklas, Amphibolitlage
- 1,5 mm Übergangsbereich mit 10 % Hornblende
- 1 mm, 75 % Klinzoisit, 15 % Plagioklas, Rest Chlorit, Biotit; Es folgt eine fast scharfe Grenze
- 1 cm helle Lage mit Quarz-Plagioklas, nur noch Spuren von (0,02 mm) Klinzoisit, der abnimmt, ca. 5 % Biotit und Chlorit.

Die Plagioklas-Quarzlagen weisen Korngrößen von 0,1 - 0,2 mm auf. Hornblenden sind bis 1 mm groß. Klinzoisit bildet bis 0,05 mm große Körner, die meistens zu rundlichen bis langgezogenen Haufen vereinigt sind.

2.1.3.3 Chloritprasinit

Dazu zähle ich alle Gesteinstypen, die sich vom Amphibolit einmal durch die hellere Farbe und den stärkeren Glanz auf den s-Flächen unterscheiden. Sie unterscheiden sich weiters durch einen sehr hohen Gehalt an Chlorit, oft auch an Karbonat, Pistazit bzw. Klinzoisit. Sie haben hellgrüne Farbe, sind sehr feinkörnig, deutlich schiefrig bis zu glimmerschieferartiger Textur und führen, schon mit freiem Auge deutlich erkennbar, Chlorit und Albit bzw. Plagioklas.

Öfters ist auch ein stark wechselnder Gehalt an Hornblende (Aktinolith) vorhanden. Die Mengenverhältnisse der Minerale können stark wechseln.

Neben Übergängen zu Hornblendepräsiniten und -Amphiboliten sind vor allem auch die Übergänge zu den Chloritmuskowitalbitschiefern durch eine relative Muskowitführung zu erwähnen. Plagioklas ist viel auffälliger als bei den Hornblendeamphiboliten und überwiegt oft den Chlorit. Biotit tritt meistens auch auf. Verbreitet ist auch ein gewisser Karbonatgehalt, der in diffusen Linsen, Bändern und dünnen Lagen das Gestein durchsetzt.

Weiters kann ein im cm-m-Bereich schwankender Lagenbau vorhanden sein.

Wie bei den Hornblendeamphiboliten und Hornblende-

gneisen sind auch oft Lagen feinkörniger Plagioklasgneise eingeschaltet.

U.d.M.:

Hauptmineral dieses Gesteins ist der Chlorit, der ein hauptsächlich fast farbloser, Mg-reicher Prochlorit, oft aber auch Fe-reicher Rhipidolith sein kann. In karbonatreichen Typen umschließt er oft die Karbonatkörner und Linsen, oft ist das Gestein in dünne Lagen untergliedert, wobei Lagen aus fast reinem Kalzit mit Lagen aus Klinochlor, Amphibolit, Klinozoisit und Biotit und auch geringe Mengen von Quarz und Plagioklas abwechseln. Biotit kann in manchen Bereichen den Chlorit sogar überwiegen.

Die Korngrößen reichen von 0,05 - 0,1 mm, bei Quarz und Plagioklas, Hornblende und Klinozoisit in feinkörnigen Gesteinstypen, bis 1 mm, bei Chlorit, Kalzit und Biotit.

Plagioklas: (0,1 - 0,6 mm) bildet meist Einfachzwillinge und Rundlinge, Albit, mit Einschlußzügen von Quarz, oft auch Epidot, Klinozoisit, Hornblende, Karbonat und Titanit. Oft bildet er nur ein feines (0,05 mm) Kleinkorngefüge.

Chlorit: optisch negativ, x = hellgrau gelb, z = dunkelgrün, Fe-reicher Rhipidolith, mit anomal blauer Interferenzfarbe, oft tritt auch optisch positiver Prochlorit auf, mit grauen bis violettbraunen Interferenzfarben. Er führt meistens viele Einschlüsse von Klinozoisit, Erz, ist oft mit Biotit verwachsen, oft auch, wenn vorhanden, mit Hornblende.

Biotit: x = hellgelb, z = dunkelrotbraun, grünlichbraun, oft mit Chlorit parallelverwachsen, ebenso mit Hornblende. Querbiotite sind keine Seltenheit. Manchmal sind Biotite auch olivfarben bis grün. Sie führen meistens Einschlüsse von Titanit, Klinozoisit, Epidot, Erz und Rutil.

Hornblende: x = graugelb, y = hellgrün, z = dunkelgrün bis bläulichgrün. Bildet Leistchen und Körner, oft mit Chlorit und Biotit in einem Netzwerk verflochten und Kalzit, Epidot und Albit einschließend.

Oft nur vereinzelt zwischen den Kalzitkörnern oder in den Kalzitlagen eingestreut.

Quarz: (0,02 - 0,05 mm) bildet nur ganz feine, xenoblastische Körner im Grundgewebe oder Einschlüsse im Kalzit und Chlorit.

Karbonat: der Anteil am Gesteinsaufbau kann sehr variieren, von einzelnen Körnern bis zu größeren Linsen und dünnen Lagen.

Epidot: kann oft bis 0,5 mm große Idioblasten bilden, ansonsten als Einschluß in Albit. Er ist farblos, meist Klinozoisit oder eisenarmer Pistazit. Oft kann er fast zum Hauptgemengteil werden.

Ferner: Titanit, Klinozoisit, Apatit und Erz.

2.1.3.4 Granatführender Kalzit-Albit-Biotit-Muskowit-Chloritschiefer (Prasinit)

Dieses Gestein kann man am Kälbergrat (Profil 6), in der SE-Flanke des Hocharn (Profil 3 und 4), am Arltkees Nordrand (Profil 8), am Krumlkees N-Rand (Profil 7) antreffen. Es ist ein fein- bis mittelkörniges, in frischem Zustand hellgraugrün gesprengeltes Gestein, mit silbriggrau-bräunlichen Anwitterungskrusten und braunen Karbonatschlieren. Ebenso erkenntlich sind 1 - 2 mm große Granate. Schieferung ist deutlich ausgeprägt. Das Gestein bildet 5 cm dicke Lagen bis 1/2 m Bänke. Manchmal sind deutlich erkennbare größere Albitporphyroblasten ausgebildet. Muskowit und Chlorit und Biotit wechseln oft mengenmäßig ab. Schon makroskopisch lässt sich oft eine Bänderung (mm-Bereich) oder auch ein seitlicher Übergang von quarzalbitreichen Lagen, Kalzitlagen (mm - cm) und Hellglimmer-Chlorit-Biotitlagen erkennen. Diese Tatsache deutet auf ein tuffitisches Ausgangsgestein hin.

U.d.M.:

Wie schon im Anstehenden, zeigt sich auch unter dem Mikroskop ein feiner Lagen- und Linsenbau. In weniger gestengelten Bereichen herrscht dieser Lagenbau von mehr - minder gleich ausgebildeten Mineralen mit deutlichem Parallelgefüge. In durchbewegten Bereichen treten Albitporphyroblasten mit verdrehtem s_i auf, Korngröße liegt bei 0,5 mm.

Plagioklas: unverzwillingte Xenoblasten, meist kleine Körner, Einfachzwillinge nach Albit. Rundlinge mit Einschlüssen von Klinozoisit, Hellglimmer, Titanit, Epidot, opaker Substanz (oft beträgt ihre Korngröße bis 1,4 mm). Es treten auch einige polysynthetische Zwillinge auf. Das s_i ist oft verdreht (parakristallin). Epidotblasten darinnen können bis 0,8 mm groß werden.

Quarz: bildet mengenmäßig verzahnte Körner. Der mengenmäßige Anteil variiert. Er kann bis zu 20 % des Gesteins ausmachen, er kann aber auch nur geringfügig vorhanden sein.

Muskowit: farblos, nicht gequält, neue Blasten und Einschlüsse im Plagioklas.

Chlorit: optisch positiv, farbloser Klinochlor, er ist meist in großen Büscheln ausgebildet, oft auch mit Biotit und Muskowit verwachsen. Manchmal kann er etwas schwach grün gefärbt sein.

Granat: 2 mm, poikiloblastische Einschlüsse des Grundgewebes, verlegt und oft extrem deformiert.

Biotit: x = schwach graugelb, z = dunkelbraun, manchmal leicht olivgrün.

Meist nur in dünnen Leistchen mit Chlorit verwachsen. Oft auch zusammen mit linsenförmig angeordneten Aggregaten aus Klinozoisit oder Epidot, was vielleicht ein Hinweis auf retrograde Umwandlung von Biotit in Klinozoisit ist.

Klinozoisit: bildet meist Einschlüsse in Plagioklas und in Biotit und Chlorit. Oft bildet er 0,8 mm große Idioblasten.

Epidot: wie Klinozoisit.

Karbonat: als Grundgewebssubstanz intergranular und lagenartig.

Ferner: Titanit, Apatit, Graphit und Erz.

2.1.3.5 Hornblendeführender Prasinit (Tuffit) mit vulkanischen Plagioklasrelikten (Metakristalltuffit?)

Dieser Gesteinstypus tritt vornehmlich in den anstehenden Wandaufschlüssen (zwischen SH 1780 und 1870) der Lacheegg Klamm und in der Umrandung des Steinkarls (zwischen SH 1780 und 1870 m) auf. Man findet ihn meistens in Wechsellagerung mit helleren, saureren Gneisen, die kaum oder keine Hornblende führen, mit Albitgneisen und mit karbonathältigen Chlorit-Biotit-Plagioklasschiefern. Es handelt sich wohl um eine Folge von vulkanischem und tuffitischem Material, an dem auch Sedimente beteiligt sind. Über die ursprüngliche Klassifizierung kann man kaum mehr etwas aussagen.

Es handelt sich um ein dunkelgrünes, schiefrig, dünnplattiges bis lagig brechendes Gestein mit mm-dünnen Lagen mit viel feiner Hornblende, Biotit, Quarz-Feldspatgewebe. Darinnen liegen oft deutlich hervorstechende cm-lange Linsen und Körner aus Feldspat, die mit vulkanischen Einsprenglingen (Phänoblasten) verglichen werden können.

Ofters sind auch (0,5 - 1 mm große Karbonatkörper eingestreut.

U.d.M.:

Das Grundgewebe der dunklen Lagen besteht zu 30 - 40 % aus feiner Hornblende, 40 % Quarz-Feldspat, 10 - 15 % Biotit (bis 1 mm), in welchem bis mehrere mm große reliktische Plagioklaseinsprenglinge (Zwillinge nach Albit-, Periklin-, Bavenoergesetz) liegen, die ganz feine Hellglimmermikrolithe besitzen.

Plagioklas: Die 2 - 3 mm großen Plagioklase sind oft auch zerbrochen, ihre Klüfte wurden durch granulierte Quarz ausgefüllt. Manchmal sind derartige große Einsprenglinge lagenweise angehäuft, sie sind nicht gut eingegrenzt, aber manche Plagioklase haben Einschlüsse von idioblastischem sechseckigem Apatit.

Hornblende: 0,05 - 0,1 mm; x = farblos bis blaßgelbgrün, z = dunkelgrün-bläulichgrün. Bildet kleine in s eingegrenzte, sehr feinkörnige Leisten. Die Anreicherung erfolgte lagenweise in dichterem und spärlicherem Gehalt. In dunkleren Lagen ist über 40 %, in helleren Lagen 10 % Hornblende.

Biotit: (0,5 - 1 mm); x = hellgelb, z = dunkelrotbraun mit Schlagstrahlen, an denen er etwas korrodiert ist. Am Rande meist unregelmäßig abgegrenzt und korrodiert. Enthält Titaniteinschlüsse.

Chlorit: x = farblos, optisch positiv, Fe-arm Klinochlor, nur sehr wenig vorhanden, mit Biotit selten parallelverwachsen.

Titanit (Leukoxen): farblos bis dreckig braun, verunreinigt. Bildet große, drachenförmige Aggregate im Grundgewebe.

Karbonat: (0,5 - 1 mm). Opakes Erz.



Abb. 18: Großplagioklas (Albit, 8 % An) in feinkörniger Matrix aus Hornblende, Quarz, Plagioklas, Biotit und etwas Karbonat. (Ca 35 x + Pol).
Erfurter Weg, SH. 1800 m.

2.1.3.6 Muskowitführende Biotit-Epidotschiefer bis -Gneise

Diese Gesteine treten häufig in Wechsellagerung und auch mit Feldspat-führenden sauren Gneisen auf und sind am Rande von Amphiboliten eingeschaltet.

Die dunkelgrau-grünlichen Gesteine mit braungelben Anwitterungsfarben sind oft in cm-Abständen mit 1 - 2 mm dünnen konkordanten Quarzlagen durchzogen, besitzen ein Grundgewebe, das aus grobem Biotit, z.T. Hellglimmern besteht, die immer sehr feinkörnig sind, und meistens in einem sperrigen Gefüge und sich auch überkreuzend miteinander koexistieren. Quarz und Plagioklas treten in unterschiedlichen Mengenanteilen auf, oft überhaupt nur als Einschlüsse, oft als Zwickelfüllungen im Glimmer-Epidotgewebe. Meistens sind die Biotit-Epidotlagen durchzogen von mm-dünnen konkordanten, sehr feinkörnigen (0,1 mm) Quarz-Feldspatzeilen (50 % Qz-Fspl), die aber ebenso einen beträchtlichen Anteil der übrigen Grundwegebssubstanz führen, (20 % Biotit, etwas Muskowit und Klinozoisit). Klinozoisit bildet oft 0,5 - 1 mm große Idioblasten. Auch Plagioklas bildet ab und zu größere "Einsprenglinge", die mit Klinozoisit gefüllt sind.

U.d.M.:

Plagioklas: bildet hauptsächlich (0,15 - 0,2 mm) unverzwilligte bis einfach verzwilligte Körner und verzahnte Kornaggregate, die oft mit ganz feinen (0,01 mm) grünlichen Epidotmineralien und mit 0,05 mm Klinozoisiten und Apatit gefüllt sind. Diese sind meist auch in s eingeregelt. An-Gehalt ca. 20 - 25 %.

Quarz: ist in kleinen (0,05 mm) Körnern xenoblastisch verzahnt mit Plagioklas.

Biotit: x = gelbgrau, z = rotbraun (0,5 mm) hat oft pol-kiloblastische Textur in bezug auf die Einschlüsse; am Rande sind sie zuweilen etwas zerfranst und von Titanitspindeln begleitet. Sie treten oft mit Hellglimmer in einem sperrigen Gefüge mit spitzem Winkel zueinander auf. Sie enthalten Einschlüsse aus Titanit, Rutil, Klinozoisit und Zirkon, die auch pleochroitische Höfe bilden können.

Hellglimmer: sind meist ganz feinkörnig farblos und filzig wirrstrahlig angeordnet.

Epidotmineralien: sowohl Fe-hältige, etwas grünliche, hoch doppelbrechende Epidote als auch Fe-arme Klinzoisite mit anomaler blauer Interferenzfarbe. Sie bilden sowohl Mikrolithe in Plagioklas als auch kleine Einschlüsse in Biotit und 0,2 - 0,6 mm große Idioblasten, die wie Einsprenglinge wirken.

Orthit: bildet bis 0,8 mm große Idioblasten mit braun-gelb-pleochroitischem Kern, der Verzwilligung zeigt, und von klarem farblosem Klinzoisitrand umgeben ist.

Granat: mit Einschlüssen von Apatit, Klinzoisit, Serizit und Erz.

Apatit: Einschlüsse in Plagioklasen und Granat.

Titanit: bildet oft Spindelzüge entlang des Biotits.

Ferner: Turmalin, Zirkon, Erz und Karbonat.

2.2 Genese der Glimmerschiefer-Paragneis Vulkanitabfolge:

Wie aus der Beschreibung der Serien, aus der Kartenaufnahme und den Detailprofilen zu ersehen ist, treten Glimmerschiefer und Paragneise vornehmlich im Liegenden und Hangenden der Eruptivabfolge, z.T. aber auch in diese eingeschaltet auf.

Sowohl aus der Kartierung und der Profilaufnahme als auch aus den mikroskopischen Untersuchungen geht hervor, daß im ganzen Serienkomplex die Glimmerschiefer, Paragneise, Quarzite, sauren und basischen metamorphen Gesteine z.T. derart miteinander in Wechsellagerung treten, daß man annehmen kann, daß es sich um eine geosynklinale Abfolge handelt, die z.T. mit der Magdalensbergserie (G. RIEHL-HERWIRSCH, 1965) oder zu einem geringen Teil mit der Habachserie (G. FRASL, 1958; W. FRANK, Diss. 1965) verglichen werden kann.

Die Frage, in welchen Bereichen und in welcher Reihenfolge die Serien aufrecht oder verkehrt liegen, ist unter den jetzt hervortretenden Umständen nicht leicht oder z.T. überhaupt nicht zu beantworten, denn daß in diesem z.T. intensiv isoklinal verfalteten und verschuppten Komplex auch Wiederholungen vorkommen dürften, ist anzunehmen.

Außerdem hat die Metamorphose in diesem Bereich der zentralen Hohen Tauern doch einen relativ hohen Grad erreicht, sodaß mit wenigen Ausnahmen der ursprüngliche

Mineralbestand zerstört und verwischt wurde.

Der Glimmerschiefer-Paragneiskomplex wurde wohl in einem etwas küstenfernen marinen Sedimentationsbecken abgelagert, dessen normale Sedimente durch Pelite, die heute als dunkle Glimmerschiefer vorliegen, repräsentiert werden und in die oft Lydite (nun Graphitquarzite) eingelagert sind.

Teilweise gab es auch Zufuhr von stärker klastischem Material in rhythmischen Perioden (Grauwacken, Sande), die heute als Paragneise und Quarzite vorliegen und den teilweise flyschartigen Sedimentationsrhythmus der Serie bedingen



Abb. 19 : Bänderung von hellen Paragneislagen und dunklen Graphit-Biotitschiefern.
Hocharn SE-Flanke 2500 - 2700 m (Profile 3 u.4)

Wohl schon sedimentär angelegte Strukturen in Form von Gradierungen, Wechsellagerungen und allmähliche Übergänge von groben quarzfeldspatreichen, zu feineren glimmersreichen und stark pigmentierten Lagen wurden ebenfalls festgestellt. Die Bänderung reicht von mm - bis in den dm-Bereich.

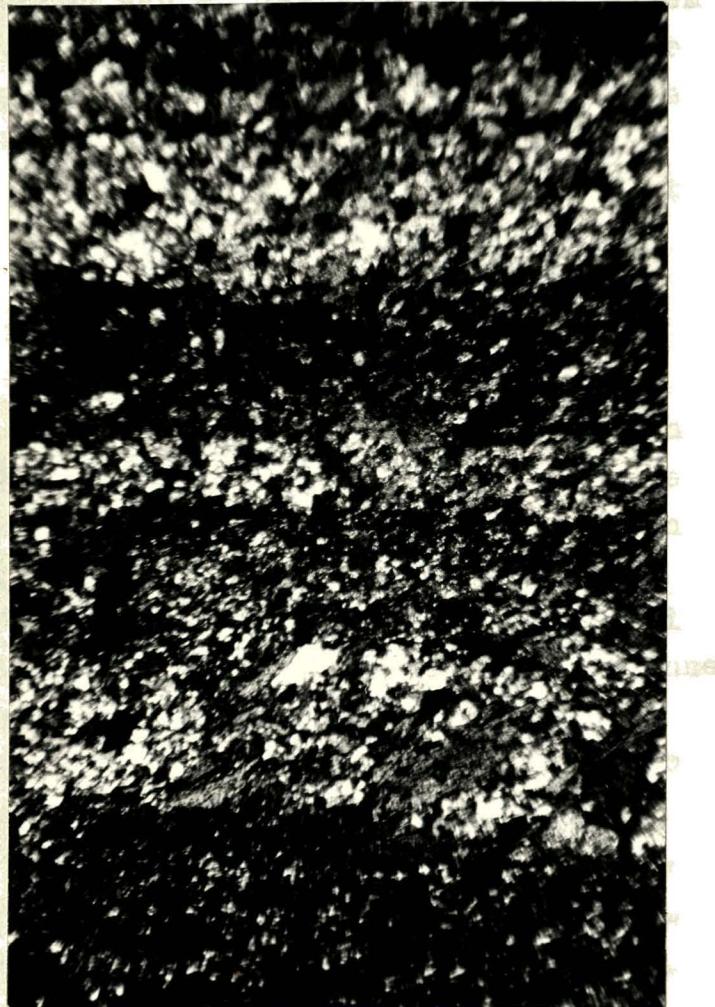


Abb.20: Gradierte Schichtung in Glimmerschiefer-Paragneis-Wechsellagerung am Krumlkees N-Rand SH. 2700 m, (Profil 7) (ca. 35 x + Pol.)

Konkordante Hornblende- und Chlorit-Epidotlagen und -Linsen gehen wohl auf ehemalige Tuff- und Tuffiteinschaltungen zurück, die den späteren basischen Vulkanismus andeuten. J. LOESCHKE (1970, S.93) beobachtet und beschreibt ähnliche Verhältnisse im Paläozoikum der Karawanken. Auch die nicht so seltene Karbonatführung steht vermutlich im ursächlichen Zusammenhang mit vulkanischen Prozessen.

Offenbar ist die Serie durch in der Art und Menge von Ort zu Ort rasch wechselnde Einschaltungen von basischem und saurem vulkanogenen Material in eine einförmige tonige (Schwarzphyllite und Glimmerschiefer) Geo-synklinalsedimentation entstanden.

Für die Entstehung der leukokraten kalifeldspatführenden sauren Gesteine, die vor allem in der Nähe des Zentralgneises in den dunklen Glimmerschiefer eingeschaltet auftreten, können wenigstens drei Möglichkeiten in Betracht gezogen werden:

Arkoselagen, z.T. im Verband mit verschwemmttem Effusiv-material

s-parallele Granitlagergänge

Tektonische Lamellen

Von den Aufschlußverhältnissen her könnte man am Touristenweg von der Goldzechscharte zum Hocharn (Profil 5) über dem Zentralgneis die zwei untersten, mehrere m mächtigen granitoiden Einlagerungen (Kap. 2.1.1.1) in dunkle Glimmerschiefer und Amphibolite als tektonische Granit-Gneisspäne betrachten, was ohne weiteres möglich ist, zumal sie wahrscheinlich unter dem Schutt auskeilen und 100 m weiter nordöstlich im selben Niveau nicht mehr auftreten.

Diese Deutung wird durch den Aufschluß einer ähnlichen Situation weiter im NW in den Wandpartien westlich des Krumlkeeses erhärtet. Siehe Abb.21.



Abb. 21: Konkordante Gneislagen im dunklen Glimmerschiefer. Lokalität: Wandaufschlüsse W des Krummlkeeses SH. 2500 - 2800 m.

Aus diesem Aufschluß geht deutlich hervor, wie eine 2 m mächtige helle Lage direkt aus dem Zentralgneiskörper hervorgeht und dann konkordant im dunklen Glimmerschiefer weiterzieht und mit diesem mitverfaltet wird. Der Aufschluß zeigt aber auch, daß es sich wahrscheinlicher um einen Granitlagergang handeln kann.

Der Kalifeldspat-führende Biotit-Epidot-Plagioklasgneis (Kap. 2.1.1.2) ist jedoch derart intensiv mit Biotit-Epidotschiefern und -gneisen (von G. FRASL, 1958, S.426 als intermediäre Vulkanite gedeutet) verbunden, und in die dunklen Glimmerschiefer einbezogen, daß ich ihn als primäre Einlagerung ansehe, d.h. die Wechsellaagerung ist primär vulkanisch-magmatisch-sedimentär.

Dieses Gestein hat aber große Ähnlichkeit, ja es ist in Textur, im Handstück und im Mikroskop direkt mit einem Gestein zu vergleichen, das am Zirmsee konkordant im Zentralgneis eingelagert ist und ebenfalls alten Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, neuen Plagioklas, viel Epidot und Biotit führt. Vielleicht handelt es sich in beiden

Fällen um eine etwas intermediäre, konkordante Einlagerung von tonalitisch-dioritischem Material. M. RAITH (1971, S.173) diskutiert eine ähnliche Situation im Hundskehlgrund (östlicher Zillertaler Hauptkamm) und meint, daß es sich ebenfalls um eine Vulkanitserie handelt. G. FRASL (1958, S.426-431) hat auf die große Verbreitung intermediärer Effusiva in der Habachserie aufmerksam gemacht. F. KARL (1956, S.49-50) verfolgte diese Gesteine in weiten Bereichen, fand sie mit Ophiolithen vergesellschaftet und nimmt Quarzkeratophyre und Tuffite als Ausgangsmaterial an.

H.P. CORNELIUS (1939) schied unseren Biotit-Epidot-Plagioklasgneisen gleichartige Gesteine als Tonalitgneise auf der Glocknerkarte aus. Er fand darin ebenfalls Plagioklas und Feldspatrelikte. In einem unveröffentlichten Gutachten über den Stollen Schneiderau-Wirtenbach, das H. ASCHER (1953, S.327) erwähnt, bezeichnet er sie nur mehr ungenetisch als biotitreiche Glimmerschiefer-Gneise. W. FRANK (Diss. 1965, S.88-93) beschreibt diese Gesteinstypen in der Habachserie als Biotit-albit(episode)gneise, mit Übergängen zu Hornblende-prasiniten und muskowitreiche Ausbildungstypen mit Übergängen zu biotitführenden Chlorit-prasiniten und deutet sie auf Grund der primären Verknüpfung mit den Ophiolithen und anderen vulkanogenen Gesteinen (Albitgneise) der Habachserie und auf Grund der im größeren Bereich wechselhaften Ausbildung vulkanogener Herkunft.

Da auch in meinem Arbeitsgebiet diese Biotit-Epidot-Plagioklasgneise und -schiefer in ähnlicher Verbreitung und Vergesellschaftung mit sauren und basischen Gesteinen auftreten, finde ich es als nächstliegendes Argument, sie als intermediär vulkanische Gesteine und ihre Tuffite, z. T. mit verschwemmten Effusivmaterial vermischt, zu deuten.

Die hellen Glimmerschiefer (Kap. 2.1.1.3), die in den dunklen Glimmerschiefern und in der Eruptivabfolge auftreten, sind wohl mit diesen gleichartig, nur vollzog sich ihre Ausbildung in anderen Räumen, unter anderen Bedingun-

gen als im Schwarzschiefermilieu.

Zu den Chloritmuskowitplagioklasschiefern und zu den Plagioklasgneisen und Albitgneisen zeigen sich vielfache Beziehungen. Alle diese Gesteine sind untereinander und mit der Eruptivfolge durch primären Zusammenhang verbunden.

Durch die Detailkartierung entsteht oft der Eindruck, daß die Metabasite mit hellen Chlorit-Hellglimmerschiefern und mit plagioklasreichen Schiefern interferieren, daß Chlorit-Hellglimmerschiefer und Metabasite sich seitlich vertreten und verschiedene Übergangstypen ausbilden.

Diesen Zusammenhang glaube ich am besten so deuten zu können, daß man hier eine Verzahnung der Eruptiva mit Tuffiten und ihren Aufbereitungsprodukten annimmt. Die hellen Glimmerschiefer wären dann als die letzte Stufe der Aufbereitung der Effusivgesteine anzusehen, besonders der in der Nähe auftretenden sauren Gesteine.

W. FRANK (Diss. 1965) hat für ähnliche Gesteinstypen in der Habachserie ebenfalls eine derartige Deutungsmöglichkeit vorgeschlagen. Man könnte noch anführen, daß W. FRITSCH (1961) im Gebiet von St. Veit/Glan (Kärnten) gleichartige, weniger metamorphe Gesteine wie die hellen Albitgneise und Glimmerschiefer, die aus Keratophyren hervorgehen, beschrieben und als saure Vulkanite und ihre Aufbereitungs- und Umwandlungsprodukte bezeichnet (gedeutet) hat.

Für die Genese der Hellglimmer-Chlorit-Plagioklasschiefer (Kap. 2.1.3) glaube ich folgende Deutung für möglich zu erachten:

Die Art des Auftretens und die Wechsellagerungen und die Übergänge zu den Eruptiva auf der einen Seite und den Sedimenten auf der anderen Seite weist auf ein mit Sedimentmaterial verunreinigtes vulkanisches Ausgangsgestein hin. W. FRANK (Diss. 1965) versucht für gleichartige Gesteine der Habachserie eine Herkunft durch Aufbereitung von basischem Material in Erwägung zu ziehen.

Über den Vorgang der Mengung des Materials selbst kann man hier bloße Vermutungen anstellen.

Ich möchte nur kurz auf die Arbeit von J. LOESCHKE (1970, 1973) hinweisen, in der altersähnliche, weniger metamorphe Gesteine behandelt werden und deren Ergebnis unsere Ansicht bezüglich der Genese eigentlich bestens untermauert.

Die Aufbereitung der Diabase bzw. deren Tuffe auf der einen Seite und ebenso des sauren vulkanogenen Materials auf der anderen Seite mag zu einer relativen Anreicherung von Feldspat und zur Zerstörung bzw. zum Abtransport eines Großteils der mafischen Gemengteile bzw. zur Vermischung zwischen saurem und basischem Material geführt haben. Aus der Verunreinigung durch das Sediment entstanden dann Muskowit, Quarz und Karbonat. Lagen basischer intermediärer und saurer Tuffe und Tuffite und reinen Sedimentmaterials sind in die solcherart entstandenen Ablagerungen noch dazu eingeschaltet.

Für die Deutung der hellen Albitgneise bzw. Plagioklasgneise in der Metabasitabfolge und die größeren Albitgneise bzw. Plagioklasgneiskomplexe können drei Möglichkeiten in Frage kommen:

Saure Vulkanitlagen (Andesite-Dacite)

Sedimenteinschaltungen in die basischen Effusiva
Entstehung während der Metamorphose durch "metamorphe Differentiation"

Zur Deutung der hellen, sauren Lagen in den Prasiniten der Glocknergruppe wurden bei H.P. CORNELIUS und E. CLAR (1939) aplitische Injektionen mit nachfolgender metamorpher Veränderung diskutiert.

Ch. EXNER (1964) bezeichnet die hellen Lagen z.T. als Migmatite, z.T. als Blastomylonite, die aus Orthogneisen hervorgegangen sind und z.T. als aplitische Injektionen.

W. FRANK (Diss. 1965) nimmt für die Albitgneise der Habachserie vulkanogenes Ausgangsmaterial an. Ich möchte

mich dieser Deutung anschließen, weil in meinem Arbeitsgebiet eine ähnliche Wechselsequenz von Albit-Plagioklasgneisen mit Metabasiten vorliegt. Es klingt wohl paradox anzunehmen, daß der Sonnblick-Granitpluton fast keine aplitische Injektionen in die darüberliegenden dunklen Glimmerschiefer entsendet und die viel höher darüberliegenden Amphibolite so intensiv aplitisch injiziert hat. Außerdem habe ich nirgends so große diskordante Aplite oder Zufuhrkanäle für die konkordanten Aplite entdecken können. Ebenfalls ist es nicht notwendig, diese Serie als eine vom Zentralgneis abgescherte tektonische Lamelle zu deuten.

Die Aufschlußverhältnisse und der Verband der Glimmerschiefer und der Paragneise mit den Metabasiten und hellen Plagioklasgneisen und ebenso das Vorhandensein eines Plagioklasgneises mit komplexverzwillingten Plagioklaseinsprenglingen, die normalerweise nur für Vulkanite in Betracht kommen (Abb. 14), gestattet es, viel einfacher für die Plagioklasgneis-Metabasitgruppe eine primäre Herkunft aus einer Eruptivabfolge anzunehmen.



Abb.22: Oberteil der E-Flanke des Hocharn (ca. ab See-höhe 2300 m) mit vorwiegend aus hellen Plagio-klasgneisen, Amphiboliten, Prasiniten und Glimmerschiefern aufgebauten Gesteinen, deren Wechsel in verschiedenen Farbunterschieden wiedergegeben ist.
Ganz links im Hintergrund die Hocharn-Spitze, rechts der Grieswies-Schwarz-Kogel (3115 m).

Ein weiterer Gesichtspunkt ist die Erkenntnis, daß der gesamte Komplex der autochthonen und parautochthonen Serie über den Sonnblickzentralgneis in meinem Arbeitsgebiet keine höhere Metamorphose als die alpidische besaß. Wenn man dies als gesichert hinnimmt, so ist eine so große Räume erfassende Aplitinjektion unwahrscheinlich. Die andere Möglichkeit der Entstehung durch Differentiation möchte ich ablehnen, weil es unmöglich ist

anzunehmen, daß ein Stoffaustausch unter diesen Metamorphosebedingungen in derartiger Dimension vor sich gehen konnte, daß ein Lagenbau von derart mächtigen Einzellagen entstanden wäre.



Abb.23: Beispiel von Wechsellagerung zwischen grünen, basischen Gesteinen (Vulkaniten) und hellgrauen sauren Plagioklasgneisen, in den vom Eis blankgefegten Aufschlüssen in der SE-Flanke des Hocharn.

Die Entstehung der Plagioklasgneise als Abtragungsprodukt eines Kristallingegebietes ist wohl unwahrscheinlich, weil es wohl kaum eines gegeben haben kann, das reine Albitegneise bzw. Plagioklasgneise liefert, die noch dazu in Vergesellschaftung einer geosynkinalen Eruptivserie auftreten.



Abb. 24: Kleiner Ausschnitt aus Abb. 23.

Somit scheint die dritte Möglichkeit, saures, vulkanogenes Produkt als Ausgangsmaterial anzunehmen, am einfachsten und naheliegendsten zu sein.

Man kann sie wohl als die in Form von Tuffen und als verschwemmtes Material eingeschalteten Produkte von einem in der Nähe tätigen, schon nach der sauren Seite tendierenden Vulkanismus ansehen. Eine andere Möglichkeit ist die Annahme, daß saures Material in einer Spätphase innerhalb des basischen Vulkanismuskomplexes in Form von Eruptivbreccien, quergreifenden und s-parallelens Gängen aufgedrungen ist, wozu die Metadiabasserie am Christofberg (Magdalensbergserie) nach G. RIEHL-HERWIRSCH, 1965, eine ausgezeichnete Parallelle darstellt. A. RITTMANN (1960, S.55) interpretiert die hellen Albitgneise (Aplogneise) der Alpen als ignimbritisch entstandene Vulkanit- und Tuffabkömmlinge. M. RAITH (1971, S.167 und S.173) leitet äquivalente Gesteine aus den vormesozoischen Gesteinen des Wildalpengebietes (Venedigergebiet) im östlichen Zillertaler Hauptkamm ebenfalls vom sauren Vulkanismus ab und bezeichnet sie als saure Meta-Vulkanite und Meta-Tuffite auf Grund von

komplexverzwillingten Plagioklaseinsprenglingen, die normalerweise nur in Vulkaniten auftreten.

H. MOSTLER (1968) erwähnt in der westlichen Grauwackenzone saure-, intermediäre - und basische Vulkanite, wobei sich saure und basische Anteile die Waage halten. Unmittelbare Übergänge von Vulkaniten in Karbonatgesteine, die durch Conodonten datiert wurden, gestatten eine stratigraphische Einstufung ins Altpaläozoikum.

Im Raume Kitzbühel erwähnt MOSTLER auch Hinweise auf Ignimbritnatur der Porphyroide.

Auch F. KARL (1953, 1962) beschreibt und deutet Aplogneise als saure Metavulkanite bzw. Meta-Tuffite aus den vormesozoischen Gesteinen des Wildalmgebietes in der nördlichen Schieferhülle des Venedigergebietes.

Nach dem Vergleich mit den Nomenklaturwerken von E. TRÖGER (1960) und A. STRECKEISEN (1967) dürfte es sich wahrscheinlich um eine Abfolge von dacitischem und andesitischem Vulkanitmaterial und deren Tuffen handeln.

Ausgehend also von der Wechsellagerung der Plagioklasgneise mit den Metabasiten, dem Serienvergleich und der geologisch-petrographischen Gesamtsituation halte ich es für wahrscheinlich, daß der Lagenbau schon zur Zeit der Bildung der Gesteine durch einen Vulkanismus von alternierend andesitischem bzw. dacitischem und basaltischem Chemismus entstanden ist.

Dem Einwand, wie es denn zu einer gleichzeitigen Bildung von basischen und sauren Vulkaniten dieser Art am gleichen Ort kommen könne, kann man eine Arbeit von BARKER & PETERMANN 1974 entgegenstellen, die zeigen, daß Wechselseitigkeiten von Plagioklas-Quarz-Gneisen und Amphiboliten mit tholeiitischem bzw. kaliarmem dacitischem Chemismus ein weit verbreitetes Glied präkambrischer Greenstone-Belts sind.

Obwohl im Paläozoikum kaum noch der gleiche Zustand der Krustenentwicklung geherrscht haben mag wie im Präkambrium, überrascht doch die gleichartige Erscheinungsform der Vulkanitfolgen. Um über eine eventuelle Ähnlichkeit in der che-

mischen Zusammensetzung oder über eine Abkunft der Vulkane im Sonnblickgebiet von der Kruste oder dem oberen Mantel etwas auszusagen, müßte man noch über eine Menge unterstützender Spurenelementanalysen verfügen, die mir noch nicht zur Verfügung stehen.

W. FRANK, W. NOWY & S. SCHARBERT 1975 kommen auch durch die Bearbeitung von Rb/Sr Gesamtgesteinalterwerteⁿ aus der Gleinalpe (Ostalpines Altkristallin) zu der eben erwähnten Anschauung, sie nehmen für die Entstehung der stofflichen Bänderung zwischen Amphiboliten und Plagioklasgneisen eine primäre - meist tuffogene - Schichtung an, da dünne Amphibolitlagen über viele Meter und Meterzehner unzerrissen in dem sauren Material erhalten geblieben sind.

Beim Vergleich mit ähnlichen Serien in den Ostalpen kommen letztgenannte Autoren zur Ansicht, daß die auffällige Verbindung dieser Metabasitabfolge mit kaliarmen sauren Gneisen sich in den meisten Verbreitungsgebieten des altpaläozoischen Vulkanismus bzw. der damit korrelierbaren Serien wiederfindet. So seien gewisse Bänderamphibolite der Schobergruppe, des Ötztaler Kristallins (CH. MILLER, 1971) und der Silvrettamasse möglicherweise gleicher Entstehung, ebenso ähnliche Serien in den Hohen Tauern, die Habachserie bzw. Störzserie.

Schlußfolgerung:

All die Vergleiche mit anderen Gebieten der Ostalpen und entsprechenden Bereichen in den Tauern (Habach Serie, Greiner Serie) lassen mich zur Ansicht kommen, daß diese bisher beschriebene Serie der auto- bis parautochthonen Schieferhülle ins Paläozoikum zu stellen ist und nur ein etwas höher metamorphes Äquivalent der Habachserie darstellt.

Einige chemische Analysen aus der Wechsellagerungsserie zwischen hellen Plagioklasgneisen und dunklen Amphiboliten ergaben Werte, die auf eine Herkunft aus Quarz-Daziten und Quarz-Andesiten schließen lassen, ^{u.a.} wie es

Chemische Analysenwerte von zwei Plagioklasgneisproben (A 265, A 298) und einer Amphibolitprobe (A 289) aus der Glimmerschiefer-Paragneis-Vulkanitserie in der Hoch-arn SE-Flanke in SH 2700 m (Profil 4):

	A 265 Albitgneis Gew.%	A 298 Albitgneis Gew.%	A 289 Amphibolit Gew.%
SiO ₂	75,01	78,43	47,86
Al ₂ O ₃	11,74	12,73	19,08
Fe ₂ O ₃	1,80	1,59	9,12
MgO	0,26	0,38	7,10
CaO	0,68	0,42	6,10
Na ₂ O	5,81	5,28	3,65
K ₂ O	0,10	0,68	0,96
TiO ₂	0,11	0,12	0,70
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,04
H ₂ O	0,03	0,06	0,09
CO ₂	<u>0,33</u>	<u>0,68</u>	<u>1,66</u>
	95,89*	100,39	96,36*

Niggli Werte:

si	492	523	119
al	45	50	28
fm	13	13	46
mg	0,22	0,31	0,6
c	5	3	16
alk	37	34	10
k	0,01	0,01	0,14
ti	0,4	0,8	1,34
p	0,0	0,0	0,4
h	0,8	1,2	0,8
CO ₂	3,1	6,0	5,7

Analyse von
H. Röhr
nab dem Boden

Die chemischen Analysenwerte weisen nach NOCKOLDS, 1954, für die Proben A 265 und A 298 auf einen dazitischen bis quarzdazitischen Chemismus und für die Probe

* Die zum Teil geringe Gesamtsumme geht zum Teil vermutlich auf einen Fehler in der SiO₂-Bestimmung zurück.

A 298 auf einen andesitischen bis quarzandesitischen Chemismus hin. Der relativ hohe Al_2O_3 Gehalt und der eher niedrige TiO_2 Gehalt der amphibolitischen Gesteine läßt vermuten, daß viel tuffitisches Material an ihrem Aufbau beteiligt sein dürfte, nach YODER & TILLEY (1962, S.362) lassen sich diese Werte allerdings gut mit Al-reichen Basalten (high alummia basalts) vergleichen.

2.3 Dunkle Glimmerschieferfolge mit klastischen Strukturen

Diese Serie schließt an die (in Kap. 2.1 und 2.2) besprochene Serie im N an und ist eigentlich erst in den untersten Wandpartien der Lachegg Klamm und der Umrahmung des Steinkarl aufgeschlossen. Dort liegt sie allerdings bereits überkippt flach SW-fallend.

Sie streicht weiter gegen S und SE zu den Wandpartien im S über dem Barbara-Fall und zu den Wandpartien über den Melcherböden im SE von Kolm Saigurn, wo schon G. MALECKI (Diss. 1972) in seinem Oberen Paragneiskomplex eine detaillierte Bearbeitung geliefert hat.

Der Übergangsbereich von der Glimmerschiefer-Paragneis-Vulkanitfolge zu dieser Serie ist nicht genau festlegbar, weil gerade dieser Bereich nicht aufgeschlossen zu sein scheint oder in den Wandpartien liegt, die unter normalen Umständen nicht zugänglich sind. Es ist auch möglich, daß diese Serie über dem in Kap. 2.1 und 2.2 beschriebenen Paläozoikum jetzt abgeschert darüberliegt, zumal weiter im NW, im Grieswies Schafkar und gegen den Grieswies Schwarzkogel hinauf jene Serie bis fast an die Bündnerschiefer-serien heranreicht und von diesen nur durch eine 5 - 8 m mächtige Granat-Chloritoid-führende Glimmerschieferlage abgetrennt wird.

Diese Serie wurde wahrscheinlich nach NE abgeschert und überkippt z.T. noch verschuppt und verfaltet und z.T. sogar überfahren und eingewickelt. (Siehe Profile 10-16).

Im südwestlichsten Aufschlußbereich dieser Serie, in den Hängen um die Lacheegg Klamm herrscht vorderhand noch Verfaltung und Verschuppung bzw. Verzahnung mit basischen Tuffiten, die aber z.T. saures Material führen und deutliche Einsprenglingsrelikte besitzen. Diese in die dunklen Glimmerschiefer und z.T. in helle Gneise eingeschalteten Tuffite treten vor allem im oberen Teil der Lacheegg Klamm auf, also im stratigraphisch Liegenden der Serie.

Weiter gegen den Wandfuß am Ende dieser Tuffit-Sediment-Serie tritt eine mächtigere geröllführende Lage auf, wobei die Gerölle aus allen möglichen Materialien bestehen können, aus feinkörnigen, hornblendeführenden Quarz-Feldspatbrocken, reinen rundlichen Quarzgerölle, Feldspatgerölle, pigmentierten Quarzitbrocken, Glimmerschieferflatschen usw.

Das Grundgewebe ist Biotit-Hornblendegneis, oft auch mit schwankendem Hornblendegehalt.

In der Fortsetzung unseres Gebietes gegen NE, oberhalb der Melcher Böden, hat G. MALECKI (Diss. 1972, S.112 ff.) auch einige Abarten von Biotitparagneis über Serizitgneis, Glimmerschiefern bis zu pigmentierten Quarziten und Schiefern beschrieben. Allerdings erwähnt er in diesem verkehrt liegenden, von ihm bezeichneten "Oberen Paragneiskomplex" keinen Geröllgneis, wohl aber in dem in bezug auf die Hellglimmerschieferserie symmetrisch darunter aufrecht liegenden "Unteren Paragneiskomplex".



Abb. 25: Biotit-Paragneis mit dünnen Bänken von pigmentierten Serizitschiefern und Graphitquarziten. Steinkarl N-Rand SH 1700 m

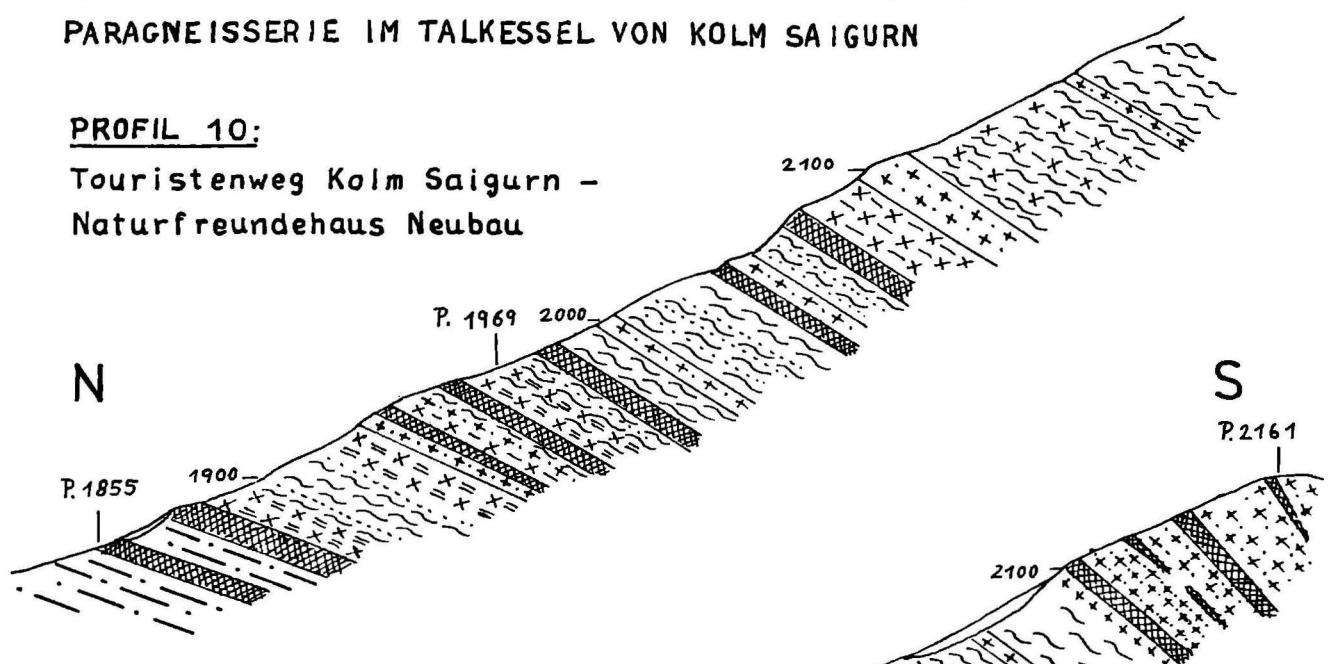
Der Geröllgneis ist als Aufbereitungsprodukt der orographisch überkippt über ihm – stratigraphisch unter ihm – liegenden Sedimente und Eruptivgesteine zu betrachten. Zwischen diesen beiden könnte eine Schichtlücke gelegen sein, die möglicherweise das Devon umfaßt.

Somit würde die Grenze zwischen vermutlichem Alt- und Jungpaläozoikum im Steinkarl N-Rand in SH 1750 m, am Steinkarl S-Rand bei SH 1775 m weiter gegen SE und weiter im Osten am Aufstiegsweg von Kolm Saigurn zum Naturfreundehaus Neubau ca. in SH 1970 m verlaufen.

PROFILES DURCH DIE JUNGPALÄOZOISCHE GLIMMERSCHIEFER -
PARAGNEISERIE IM TALKESSEL VON KOLM SAIGURN

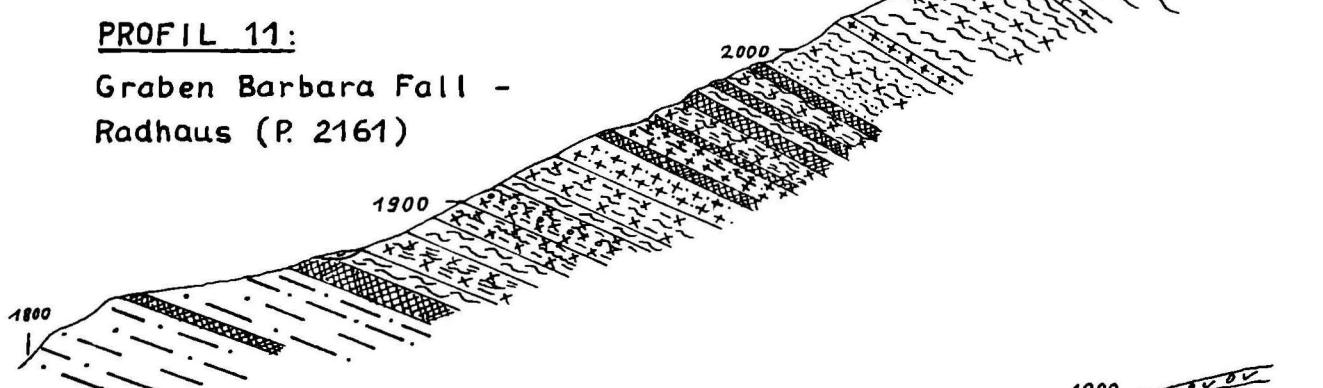
PROFIL 10:

Touristenweg Kolm Saigurn -
Naturfreundehaus Neubau



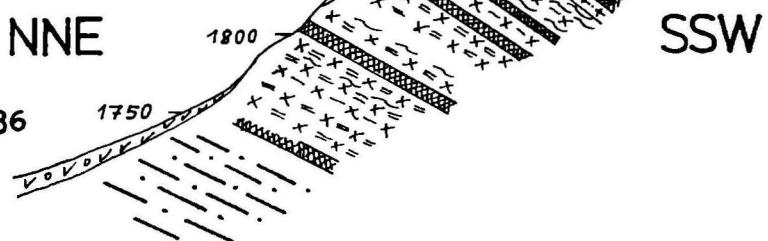
PROFIL 11:

Graben Barbara Fall -
Radhaus (P. 2161)



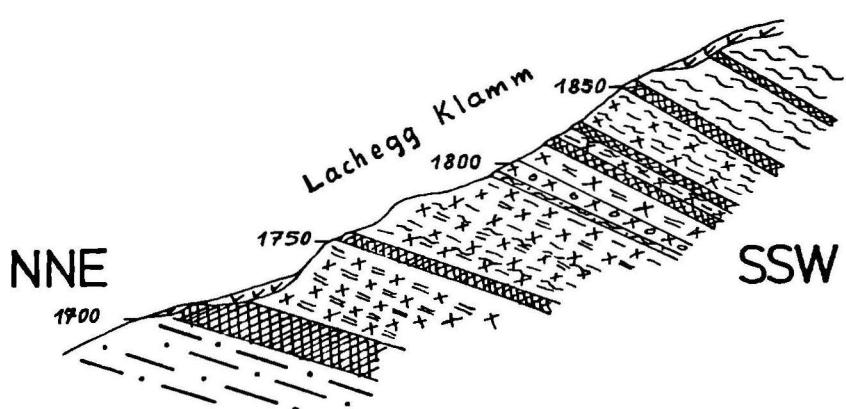
PROFIL 12:

Erster Graben W Kote 1886
SW von Kolm Saigurn



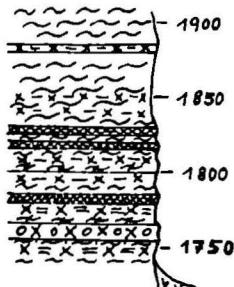
PROFIL 13:

Lacheegg Klamm



1: 5000

PROFIL 14:
Steinkarl S-Rand

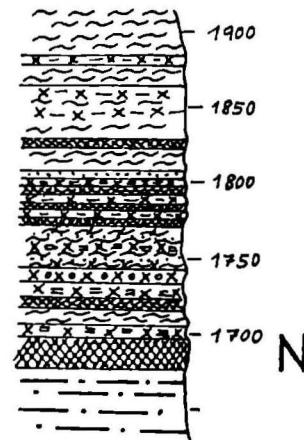


1 5000

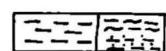
PROFIL 16:

Sockel der Grieswies Mäder
S-Rand der Grieswies-Alm

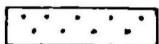
PROFIL 15:
Steinkarl N-Rand



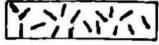
Legende: Jungpaläozoische Serien:



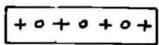
Kalkglimmerschiefer phyllitische
quarzitische (mesozoisch)



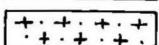
Quarzit



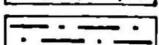
Dolomitmarmor und Kalkmarmor



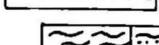
Albitporphyroblastenschiefer



Albitgneis



Hellglimmerschiefer mit Granat und Chloritoid



Dunkle Glimmerschiefer und Phyllite mit Einlagerungen von Graphitquarziten

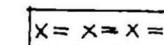


Amphibolite, sehr feinkörnige Chlorit-Biotit-Karbonat-Hornblendegneise und Metatuffite

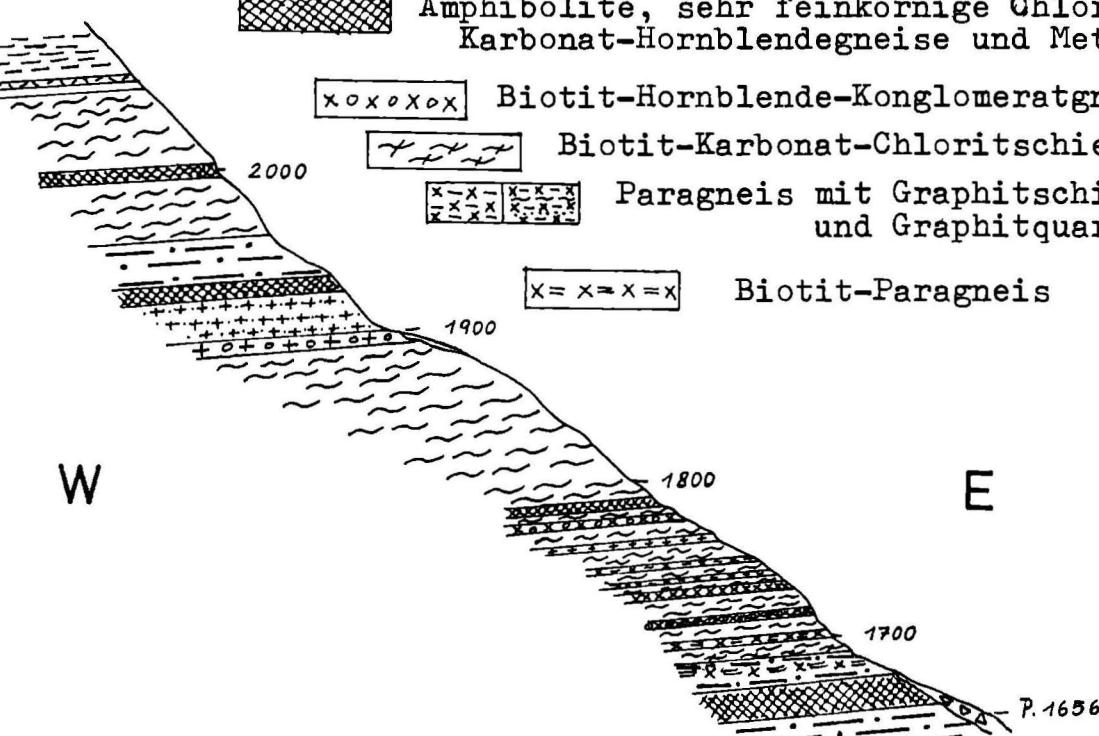
Biotit-Hornblende-Konglomeratgneis

Biotit-Karbonat-Chloritschiefer

Paragneis mit Graphitschiefern und Graphitquarziteinlagen



Biotit-Paragneis



Der Übergang vom geröllführenden Hornblende-Biotit-paragneis vollzieht sich in der Art, daß zuunterst hornblendereichere Lagen und gröbere Gerölle auftreten, während gegen das stratigraphisch Hangende hin die Gerölle kleiner werden und verschwinden und ebenso die Hornblende ausbleibt.

Das Gestein geht über Bänderungen in pigmentierte Biotitschiefer über und schließlich folgen Graphitquarzite und -schiefer. Dann folgt Biotitparagneis, welcher oft lagenhafte Differenzierungen aufweist, d.h. helle Paragneislagen, die ehemals klastische Sedimente waren, gehen über (cm-mehrere dm-mächtige) karbonathältige Biotit-Serizitschiefer in Graphitquarzite über. Diese Rhythmen wiederholen sich mehrfach in verschiedenen Mächtigkeiten (cm-m-Bereich).

Das Hauptleitgestein ist ein heller grauer oft weißer, je nach Biotitgehalt öfters auch bräunlicher, fuchsitführender Biotitparagneis.

2.3.1 Biotitparagneis

Dieser Gesteinstypus ist meistens ebenflächig, mittel- bis hellgrau, auf dessen Schieferungsflächen manchmal Serizitlagen mit eingestreuten großen Biotitporphyroblasten zu erkennen sind. Hauptsächlich aber markiert brauner Biotit das s, spärliche, leuchtend grüne Fuchsitflecken von verschiedenen Dimensionen (mm - cm) geben dem Gestein öfters einen smaragdgrünen Glanz, im großen gesehen ist der Fuchsit aber nur akzessorisch vorhanden. Das Quarzfeldspatgewebe ist sehr feinkörnig und gibt dem Gestein oft eine sehr helle Farbe und eine ziemliche Festigkeit.

Oft herrscht lenticulare Textur, Biotitlagen umrahmen mehrere mm-cm große Grundgewebslinsen. In solchen Linsen sind auch Feldspäte, die im sonstigen Grundgewebe nicht vorkommen und nicht diesem Gesteinstyp entsprechen und auch ungleich größer als die Grundgewebskomponenten sind (Abb. 26 und 27).

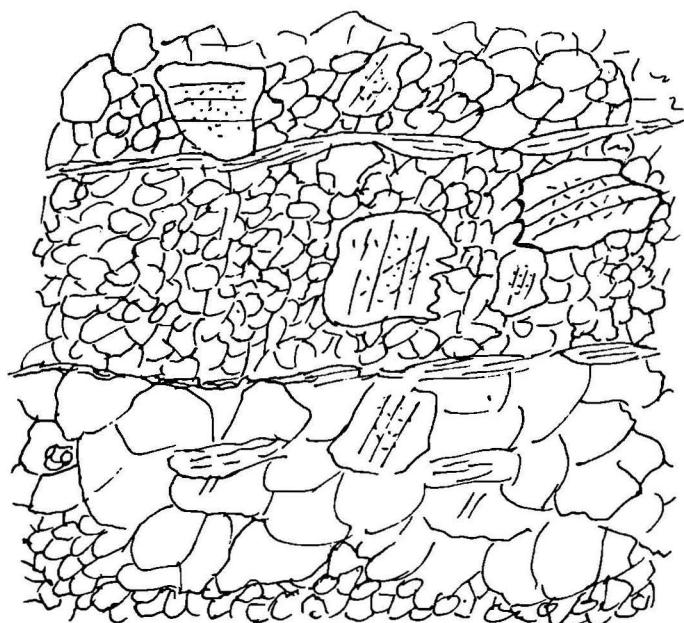


Abb. 26: Klastische Plagioklase (alte Plag. mit Hellglimmermikrolithen) in feinkörniger quarzreicher Matrix des Biotit-Paragneises. Die Matrix zeigt noch lagenweise eine gewisse Differenzierung in der Korngröße (ca. 35x vergr.)
Lokal: Steinkarl N-Rand, SH 1750 m.



Abb. 27: Foto aus demselben Bereich wie Abb. 26.
Ca. 35 x vergr.
+ Pol.

In bestimmten Rhythmen, in cm bis m Dimensionen abwechselnd, treten in diesem Gestein mehr oder minder pigmentierte Biotit-Serizitschiefer von dunkelgrauer bis graubrauner Farbe auf, die den Habitus von Glimmerschiefern besitzen. Oft ist schon makroskopisch eine feine Wechsellagerung von hellen (0,5 - 10 cm), hauptsächlich Quarz-(0,3 mm) und Plagioklas-führenden Lagen mit spärlichem Biotit, Chlorit und Serizit, dunklen Lagen aus viel Biotit, Hellglimmer, Chlorit, Albit, Granat, Apatit, alles mit viel Pigment durchsetzt. Die dunklen glimmerreichen Lagen sind intensiv von schräg zu s verlaufenden Transversalklüften und Scherflächen durchzogen. Die Glimmer wurden dabei oft gequält und zeigen Vererzungen entlang dieser Scherflächen. Die Strukturen setzen sich materialbedingt nicht in die hellen Quarzitlagen fort (Abb. 28).

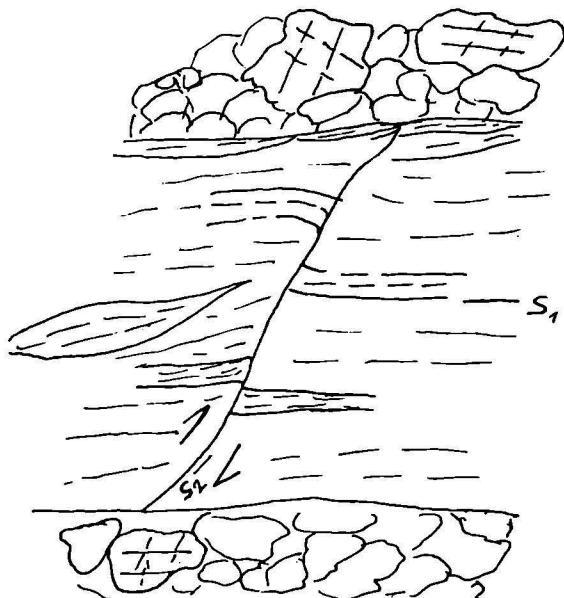


Abb.28: Transversalklüfte und Scherflächen, die innerhalb der weichen glimmerreichen Lagen auftreten und feine Lagen gegeneinander etwas versetzen. Setzen sich materialbedingt nicht in den spröden, quarzitischen Lagen fort. Ca. 35 x vergr.
Lok.: wie bei Abb. 26

U.d.M.: Feinkörniges Grundgewebe aus Quarz und Feldspat (55 % Quarz, 45 % Plagioklas), welches von größeren Biotitporphyroblasten durchsetzt ist. Zuweilen ist es durchzogen von Zeilen größerkörnigen Quarz-Feldspatpflasters, in denen der Biotit meist fehlt. Oft sind im Grundgewebe auch wechselnde Mengen von Apatit und Turmalin enthalten. Oft wechseln stark pigmentierte Biotit-Serizitlagen mit Lagen feinen Quarz-Feldspatpflasters ab. Oft wird auch eine feine lenticulare Textur sichtbar, wobei Biotitblasten Grundgeweblinsen aus Quarz-Feldspat umrahmen. Vereinzelt kommen Feldspate vor, die ungleich gr-

ßer sind als die Grundgewebskomponenten, darunter befinden sich Schachbrettalbite und polysynthetisch verzwilligte Plagioklase. Es hat den Anschein, als wären diese Linsen und Körner aus Geröllen hervorgegangen. Einige Plagioklase haben verbogene Zwillingslamellen, die auf tektonische Beanspruchung hinweisen (Abb. 29).

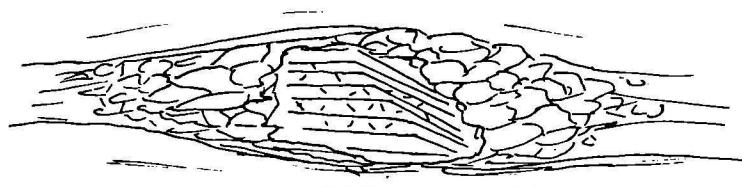


Abb. 29: Klastische Großplagioklase in feinkörnigem quarzitischem Grundgewebe zeigen oft verbogene Zwillingslamellen (ca. 35 x vergr., Lok.: wie bei Abb. 26).

Plagioklas: (0,2 - 0,4 mm), unverzwilligte und einfache verzwilligte Körner, feinkörnig, oft mit Einschlüssen von Erz, Apatit, Granat und Graphit; vereinzelt treten größere Körner im Kleinkornpflaster auf, polysynthetisch verzwilligt und mit wenig Hellglimmermikrolithen; sie stechen vom übrigen Grundgewebe ab und sind oft auch nicht eingeregelt, indem sie rings von Kleinkornquarzgrus umgeben sind.

Quarz (0,08 - 0,3 mm): bildet verzahntes, öfters lagenweise größer- und feinkörnig wechselndes Kleinkorngewebe, das klastische Feldspäte umhüllt.

Biotit: x = hellgelb, z = dunkelbraun, ungequält, oft Quersprossungen bildend; an Scherzonen ist er deutlich verbogen mit dunkelbraunen Limonitlamellen an den Spaltflächen. Er führt häufig Einschlüsse von Titanit, Klinozoisit und bildet auch Parallelverwachsungen mit Chlorit.

Hellglimmer: farblos, wenige Schüppchen im Grundgewebe, bildet oft mehrere mm lange, 0,5 mm breite Haufen bzw. Aggregate, in denen er meist mit Chlorit und Biotit verwachsen ist und oft auch etwas Quälungen aufweist.

Chlorit: x = farblos-grau, z = leicht graugelbgrünlich, fast farblos, Mg-reicher Klinochlor, oft mit Biotit parallelverwachsen.

Ferner: Apatit: bildet oft gehäufte Ansammlungen in Plagioklas-Quarzaggregaten und in pigmentierten Lagen. Turmalin, Titanit, Erz, Karbonat, Klinozoisit, Granat.

Das Gestein ist bezüglich der meisten Gemengteile präkristallin deformiert.

An der Grenze zu pigmentierten Schiefern und Graphit-Quarziten wird das Gestein oft karbonat-, chlorit- und biotitreicher und geht oft in cm-mächtige Kalzit-Chlorit-Biotit-Quarzschiefer über, die dann den Übergang mit scharfer Grenze zu den Graphitglimmerschiefern und Graphitquarziten bilden.

2.3.2 Hornblende-Biotit-Paragneis mit Geröllen (Tuffit-Konglomerat)

Das Grundgewebe dieser Gesteine ist im wesentlichen dasselbe wie beim Biotit-Paragneis, nur kommt noch spärlich vorhandene Hornblende dazu.

Sehr feinkörnige Matrix mit größeren (2 - 5 mm) Quarzgeröllen, Plagioklas (Mikroklingerölle) und Aggregaten, die im Handstück und im Aufschluß wie Gerölle aussehen.

5 mm bis 10 cm große Aggregate (Gerölle) von Quarz und Plagioklas, z.T. abgerundet, z.T. zerbrochen, z.T. rekristallisiert mit Reliktstrukturen von Hellglimmermikrolithen und etwas undeutlichem s quer zum allgemeinen s des Gesteins.

Die Gerölle liegen in einem Grundgewebe von Quarz, Plagioklas, und oft mit Fe-armem Chlorit verwachsenem Biotit, Hornblende, Granat und Apatit sind in linsenförmigen Aggregaten sehr stark angereichert. Sehr deutlich steht ein mehrere Meter mächtiges Vorkommen von Geröllgneis W der Lachegg Klamm in Seehöhe 1760 m an. Es treten dort zwei voneinander etwas verschiedene Typen auf. Einerseits liegt ein Gestein vor, dessen Matrix aus sehr feinem Quarz-Feldspatgewebe und sehr viel Biotit und auch Hellglimmer gebildet wird, die Gerölle hauptsächlich aus rundlichen und linsigen Quarzkörnern und aus linsig bis rundlichen Albitgneisbruchstücken bestehen. Ein zweiter Typus ist ein sehr festes zähes Gestein, das durch seine graugrüne Farbe, die linsige Textur, und durch zahlreiche in feiner Grundmasse steckende, meist linsig ausgelängte aber auch rundliche Körner von fremder

Substanz, die mehrere cm erreichen können, gekennzeichnet ist.

Das Zwischenmittel dieses grünen Geröllgneistypus enthält lagen- und linsenweise biotit-hornblendereiche und quarzfeldspatreiche Partien.

In einem Aufschlußbereich gibt es gleichartige Gesteinskomponenten von mikroskopischen Dimensionen und solche von Querschnitten bis zu 15 cm, das spricht gegen Aufbereitung durch Transport. Ebenfalls wechselt die Packungsdichte öfters, indem Bereiche mit nahezu keiner Zwischenmasse neben Stellen liegen, wo von Geröll zum anderen bis zu Meter Abstände liegen.

Zwischenmittel

Äußerst feinkörniges Quarz-Feldspatpflaster wechselt linsen- und lagenweise mit sehr feinkörniger Hornblende-Biotit-Substanz. Im Quarz-Feldspatpflaster sind oft auch Biotit- und Hornblendeporphyrblasten eingebaut, ebenso wie die Biotit-Hornblendelagen von feinkörnigem Quarz-Feldspatgewebe wechselweise durchdrungen sein können. In Biotit-Hornblendelagen treten auch öfters Anhäufungen von Titaniten auf, ebenso Klinozoisit. Fuchsitschmitzen finden sich auch in spärlichen Aggregaten.

Gerölle

Weiße Plagioklasgneisgerölle, die sich von der Matrix schon durch die ungleich größere Korngröße abheben. Sie bestehen zum größten Teil aus verzwilligten Plagioklasen, die vulkanischer Natur sein dürften. (Abb. 30 - 33).

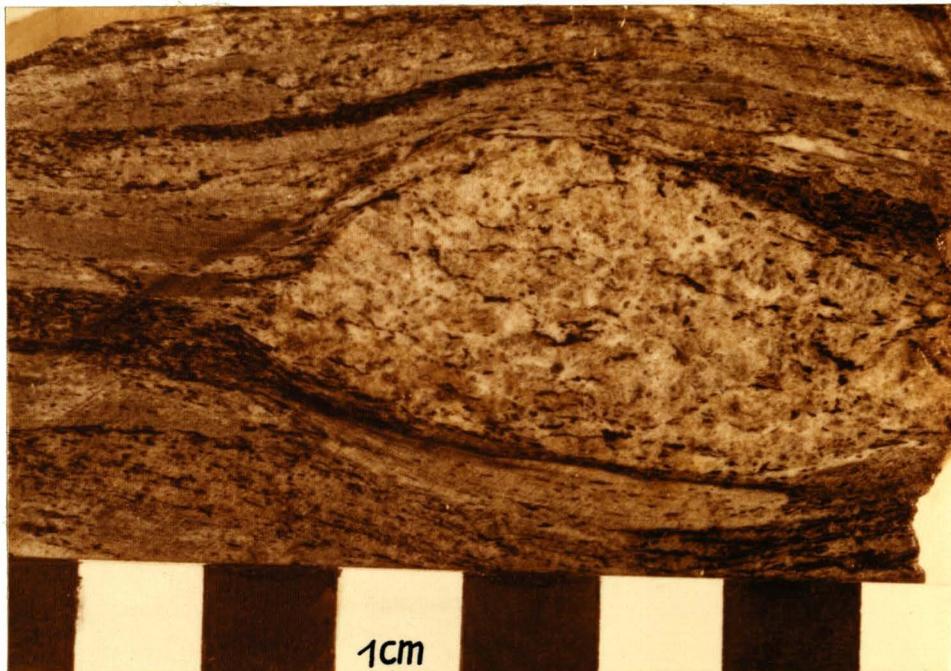


Abb. 30: Rundlich- bis linsig gelängtes Geröll aus Plagioklasgneis im Geröllgneis des Steinkarl.
Lok.: 100 m W Lachegg Klamm, SH. 1760 m, Kalm Saigurn.

Plagioklasgneisgerölle mit Schachbrettalbiten und einem beträchtlichen Anteil an Biotit und Hellglimmer. Bei einigen konnte auch etwas unklar ein Gefüge festgestellt werden, das mit dem allgemeinen Gefüge des Gesteines nicht übereinstimmt.

Dunkelgrüne, dichte Gerölle, die hauptsächlich aus feinkörniger, grüner Hornblende mit viel Titanit bestehen. Nur untergeordnet treten auch Biotit und Plagioklas und etwas Quarz auf.

Dunkelgrün-braungrüne Gerölle mit Biotit und Plagioklas. Oft tritt der Biotit so in den Vordergrund, daß man von Biotitfels sprechen könnte oder von Biotitschiefer, je nachdem Plagioklas und Quarz hervor oder zurücktreten.

Schließlich treten noch linsenartige, ausgewalzte, fast lagige dunkelgraue bis schwarze Komponenten auf, die aus Quarz und graphitischer Substanz mit geringen Anteilen von Plagioklas und Biotit und Hellglimmern bestehen.



Abb. 31: Geröllgneis: Helle Plagioklasgneise, feinkörnige grüne Hornblendegneise und Biotitschieferkomponenten in einer feinen Grundmasse aus Hornblende, Plagioklas und Quarz. Lokalität: wie Abb. 30.

Das Gestein zeigt auch noch lagigen Bau: cm-dünne, ganz feinkörnige (0,02 mm) graphitische Biotit-Quarzitlagen wechseln mit hauptsächlich ebenso feinkörnigen Quarz-Plagioklaslagen mit Biotit- und Hornblendeeinschaltungen, Lagen von fast reinem Quarzit und gröberkörnigen Biotitgneislagen, die alle auszukeilen scheinen.

Auch mehrere mm große gelängte Aggregate und Anhäufungen von Biotit, Hornblende, Klinozoisit und Plagioklas heben sich deutlich abgerundet vom feinen Grundgewebe ab.

Es gibt noch mm-große Aggregate aus Quarz und Plagioklas die von 0,01 - 0,02 mm großem Granat und Apatit vollgespickt sind.

U.d.M.:

Plagioklas: Einige größere (bis 1 mm) nach Albitesgesetz engverzwilligte Plagioklase liegen in einem ganz feinkörnigen Grundgewebe aus undulösen xenoblastischen, verzahnten Quarzen. Die Plagioklase haben oft verbogene Zwillingslamellen, die auf tektonische Beanspruchung hinweisen.

Sie haben meist auch noch Spuren von Hellglimmermikrolithen. Meist treten komplexer verzwilligte Plagioklase haufenweise zu Aggregaten angeordnet in sehr feinkörniger Matrix von Hornblende, Biotit, Quarz und Plagioklas auf. Sie scheinen dann zerbrochen, wobei Klüfte mit feinkörnigem Quarz und Karbonat ausgeheilt sind.



Abb. 32: Helle Albitgneisgerölle und Quarzgerölle in einer feinen Grundmasse von Serizit-Biotit-Quarz und Albit. Lok.: W-Lachegg Klamm-Steinkarl-Südrand.

Quarz bildet meist xenoblastische, verzahnte Körner, oft auch große gerundete Kornhaufen, die man als Gerölle dichten könnte.

Biotit: x = hellgrau gelb, z = dunkelrotbraun mit Titanit und Rutileinschlüssen längs der Schlagstrahlen.

Chlorit: zwei Generationen:

a) optisch negativ, x = gelbgrau, z = hellgrün, etwas Fe-reiche Variante, Rhipidolith, oft mit Biotit parallelverwachsen.

b) optisch positiv, aber ebenso leicht grünlicher Pleochroismus, aber mit normaler grüngrauer bis bräunlicher Interferenzfarbe.

Beide sind oft intensiv miteinander verwachsen und z.T. aus Biotit hervorgegangen, mit dem sie auch noch verwachsen sind.

Hornblende: (0,1 mm) x = graugelb, z = blaugrün, Barroisit-Typ, sehr feine Leisten und Säulchen, s-parallel.

Klinozoisit: Einschluß in einigen Plagioklasen, in Biotit und auch öfters als Aggregate zusammen mit Biotit, Hornblende und Plagioklas.

Titanit: bildet oft traubige Aggregate und Schnüre.

Ferner: Apatit, Granat, Karbonat, Graphit, opakes Erz.

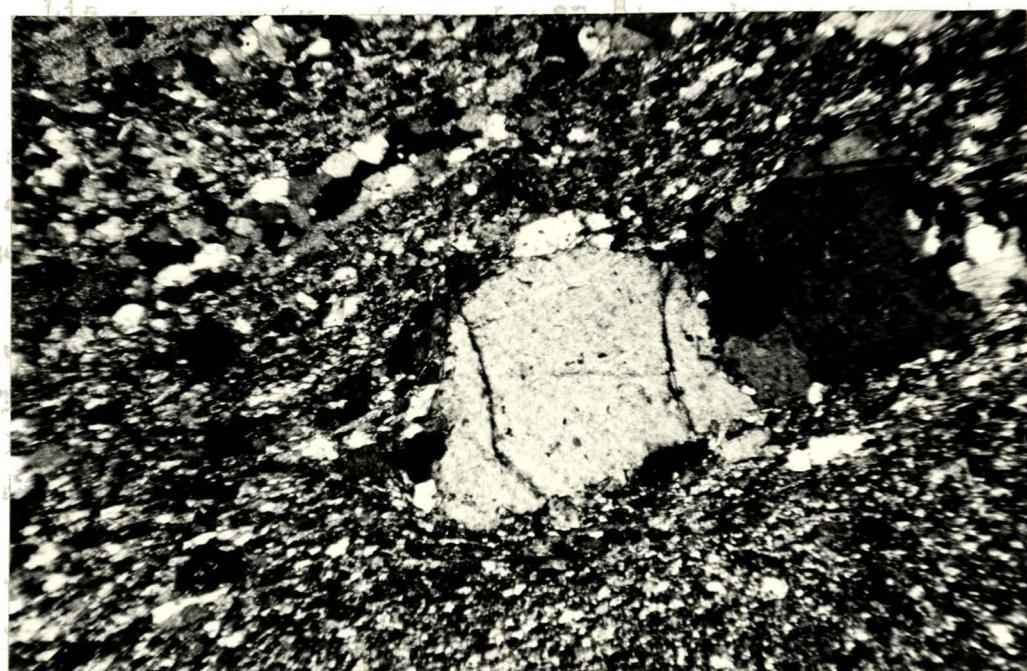
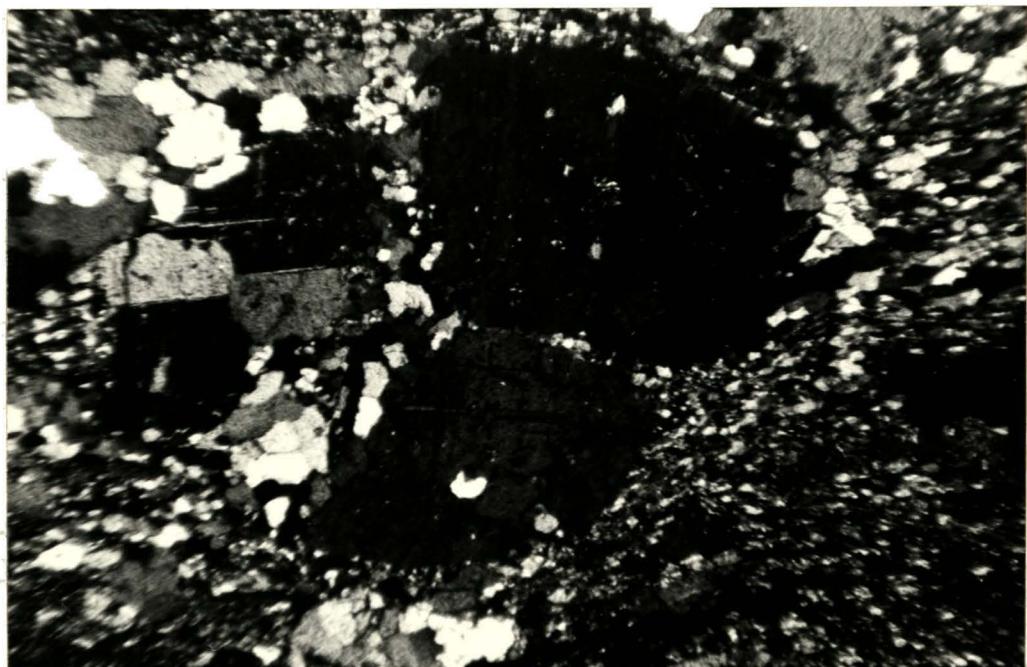


Abb. 33 a und b: Geröll (Lapillum) das in feiner Quarz-Albit-Hornblendematrix liegt und nur aus Plagioklas besteht. Man erkennt deutlich die tuffitische Natur dieses Gesteins (ca. 60 x verg. + Pol.)
Lok.: Steinkarl S-Rand SH 1760 m



2.3.3 Karbonatreiche Chlorit-Biotit-Serizitschiefer

Diese Gesteine treten in den Biotitparagneisen hauptsächlich in Partien auf, die zu dunklen Glimmerschiefern und Graphitquarziten überleiten. Sie sind im frischen Bruch meist hellgrau, und wittern braun an, auf den Schieferungsflächen haben sie meist einen dicken Serizitbelag mit beträchtlichem Anteil an Biotit. Auch Turmalin ist vorhanden. Das Grundgewebe ist aus feinkörnigem Quarz und feinschuppigem Hellglimmer und wird von paralleltextruierten Biotitporphyroblasten durchsetzt. Oft treten Quarzzeilen in der Verlängerung eines Biotitporphyroblasten auf. Oft sind diese Schiefer von opaken Schmitzen und Körnern durchzogen, oft ist sehr viel graphitisches Pigment enthalten, besonders im Übergangsbereich zu den Graphitquarziten, die als nächste Gruppe beschrieben werden.

2.3.4 Graphitquarzite und -schiefer

Ab und zu treten innerhalb der Paragneise und der Biotitschiefer immer nur in cm-dm-Lagen, dunkelblaugraue bis schwarze Graphitquarzite und -schiefer auf, die immer einen beträchtlichen Gehalt an Biotit aufweisen. Echte Lydite wurden keine entdeckt.

Im Handstück ergeben sich keine Unterschiede zu den gleichen Gesteinen der altpaläozoischen Glimmerschieferserie. Plattige, ebenschiefrige Ausbildung ist die Regel. Sie unterscheiden sich von den biotitreichereren Schiefern aber nur durch etwas höheren Quarz- und Apatitgehalt und vor allem durch die intensive Durchtränkung mit einem feinen Pigment.

U.d.M.:

Quarz: (0,05 - 0,2 mm) er bildet ein mehr-minder gleichförmiges Pflastergefüge mit glatten Korngrenzen, manchmal ist er undulös. Durchgehende Pigmentanhäufungen und Serizit-Biotitzeilen zeichnen ein deutliches s.

Pigment ist sowohl im Korn als auch an den Korngrenzen gelegen, vielfach tritt es auch in serizit-biotitreichen Bereichen auf. Der Pigmentgehalt kann bis 15 % ansteigen.

Akzessorien: Hellglimmer, idiomorpher Granat (0,05 - 0,1 mm) mit pigmentiertem Kern und Saum, Klinochlor, Biotit, Erz, Hämatit, Limonit zu Korngrenzen und in Biotitrisen.

2.4 Genese der dunklen Glimmerschiefer mit klastischen Strukturen.

Der oft rhythmische Wechsel von Biotit-Paragneisen und dunklen pigmentierten, Apatit- und Granat-reichen Glimmerschiefern lässt auf flyschartige Ablagerungsbedingungen schließen, wie sie im Karbon häufig geherrscht haben.

G. RIEHL-HERWIRSCH (1972, S.129) gibt einen genauen Situationsbericht über die Verhältnisse des Karbons im Raum Christofberg-Steinbruchkogel in Kärnten: "Die Oberkarbon-sandsteine sind graue Quarzfeldspatsandsteine mit Schmitzen und dünnen Lagen von grauem Tonmaterial. An den ss-Flächen findet sich meist reichlich Pflanzenhäcksel." Nach der bestimmten Flora wurden diese Gesteine ins Westfal D gestellt.

Nachdem die Paragneise mit den oftmaligen dünnen dunklen Graphitschiefer-einschaltungen in meinem Kartierungsgebiet besonders im unteren Bereich des Talkessels von Koll Saigurn am ehesten mit solchen O.Karbonhorizonten verglichen werden können, liegt nichts im Wege, sie auch als solche zu deuten, zumal im stratigraphisch Hangenden, hier allerdings tektonisch überkippt und verkehrt darunterliegend, die mächtige Hellglimmerschiefer-serie einer wahrscheinlich permischen Verrucanoabfolge entsprechen dürfte (Kap.2.5).

Außerdem tritt in dieser Serie ein Geröllgneishorizont auf, der wieder, allerdings auch nur einen serienmäßigen Vergleich mit anderen Gebieten der Ostalpen zuläßt.

Das Material des Geröllgneises dürfte wohl vulkanisch-tuffitischer Herkunft sein.

Einerseits liegen Großplagioklase in einer feinkörnigen Matrix aus Hornblende, Plagioklas und Quarz, und man könnte diese Plagioklase auch als Kristalleinsprenglinge

eines Vulkanits oder Tuffits deuten. Andererseits kommen auch allothigene Komponenten vor, die unbedingt den Schluß auf fremde Herkunft mit sich ziehen; ob man sie alle oder einige, vielleicht auch keine davon als Bomben oder Lapilli deuten kann, bleibt dahingestellt.

BECKE (1896), WINKLER-HERMADEN (1923) EXNER (1957) und MALECKI (1972) deuten den Geröllgneis der Bockhartscharte, der ein Äquivalent unseres Geröllgneises darstellt, als sedimentogen entstanden und leiten die sauren Gerölle aus Apaliten bzw. die basischen Gerölle aus basischen Gängen ab, letztere zufolge von Ähnlichkeiten mit den im Naßfelder Achen-tal und am Radhausberg anstehenden Metalamprophyren.

EXNER (1949) beschreibt auch die Beteiligung von pegmatoidem Material am Aufbau dieser Gesteine.

Übrigens weist das von F. KARL (1954) beschriebene Gainfeldkonglomerat sehr große Ähnlichkeit in der Ausbildung und in der Stoff- und Komponentenzusammensetzung mit dem hier beschriebenen Geröllgneis auf. F. KARL bezeichnet das Gainfeldkonglomerat, petrographisch als metamorphosiertes Tuffitkonglomerat, das aus mechanischer Anlagerung und vulkanischen Vorgängen, nachkonglomeratischer Formung mit gleichzeitiger epithermaler Kristallisation entstanden ist. Das Geröllmaterial bezieht KARL aus der Grauwackenzone, in der es ja selbst auftritt, und aus voralpin metamorphen Albite-gneisen.



Abb. 34: Zum Vergleich sei hier die Abbildung einer Probe aus dem Gainfeldkonglomerat bei Bischofshofen gebracht, die mir Kollege F. PAUSWEG freundlicherweise zur Verfügung stellte. A = Albitgneisgeröll, H = Komponente aus sehr feinkörniger Hornblende und Chloritfilzwerke, K = Kalkmarmorgeröll, G = Grundgewebe aus Quarz, Hornblende, Chlorit.

Noch ein Vergleich unserer Serie wäre anzuführen, und zwar mit der "Greinerserie" im W der Hohen Tauern, in der ebenfalls ein sehr ähnlicher Geröllgneis auftritt, jener vom Pfitscher-Joch (P. BAGGIO & Gp. DE VECCHI, 1966.)

Die dunklen Glimmerschiefer und der rhythmische Wechsel von Paragneisen und graphitischen Lagen, ebenfalls das Vorhandensein eines ähnlichen Geröllgneises in jener Serie wie in meinem Gebiet, lassen es naheliegend erscheinen, für beide Serien ähnliche Ausgangsbedingungen und Ablagerungsräume anzunehmen. P. BAGGIO & Gp. DE VECCHI (1966) nehmen ein permokarbones Alter für die Greinerserie an.

2.5 Serie der Hellglimmerschiefer

Ich werde darauf verzichten, auf diese Serie näher einzugehen, da sie von Ch. EXNER 1964, S.49 und von G. MALECKI (Biss. 1972, S.98-110) sehr ausführlich und detailliert behandelt und beschrieben worden ist.

Aus den in Kap. 2.3 besprochenen Biotit-Serizitschiefern entwickelt sich die Serie der Hellglimmerschiefer ("Glanzschiefer" WINKLER-HERMADEN 1926, "helle mineralreiche Glimmerschiefer" Ch. EXNER 1964). Den Übergang von der deutlichen Transgressionsserie des Karbons zur Verrucano-Serie der Hellglimmerschiefer bilden Wechsellegerungen von Biotitserizitschiefern, Prasiniten und Hellglimmerschiefern.

Diese Serie baut die untersten Wandpartien im südlichen Talabschluß von Kolm Saigurn auf. Auf der geologischen Karte wurden diese Gesteine nicht weiter unterteilt. Diese Serie fällt flach nach SW ein. Man kann diese Gesteine am Touristenaufstiegs weg von Kolm Saigurn zum Naturfreundehaus Neubau oder zum Niedersachsenhaus bis in SH 1860 m verfolgen, wo sie an der Obergrenze von einem Prasinitzug abgegrenzt wird, ebenso wie in den Nordaufschlüssen des Stein-karl NW von Kolm Saigurn, wo die hellen Glimmerschiefer ca. in SH 1670 von einem Prasinitzug überlagert werden, der die Grenze zur Serie der dunklen Glimmerschiefer mit klastischen Strukturen und Paragneisen darstellt.

Die Serie wirkt im Gelände sehr eintönig, aber bei genauerer Beobachtung kann man an senkrechten Wandaufschlüssen auch schon makroskopisch lagenweise abwechselnde Bereiche unterscheiden, Hellglimmerschiefer mit viel Granat

Hellglimmer ohne Granat
einzelne cm bis dm-dünne dunkelgrüne Lagen aus karbonat- und hornblendehältigem Material, sogenannte Hornblende-Prasinitzüge.

Hellglimmerschiefer mit Granat, bei denen der Chlortoid nur in gerollten Granatporphyroblasten Einschlüsse bildet, schließt die paläozoischen Serien am E-Abhang des Grieswies-Schwarzkogels nach oben gegen die mesozoischen Serien ab.

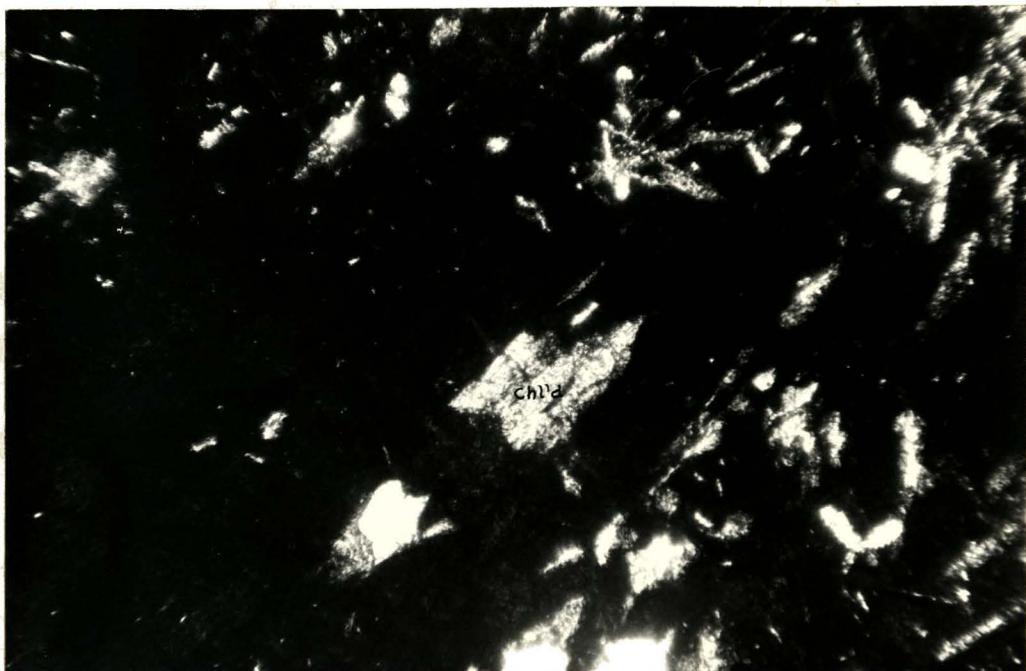


Abb. 35: Granat mit Chloritoideinschluß (feine bläuliche Körner) im Hellglimmerschiefer (ca. 150 x vergr. + Pol.) S-Rand der Grieswies Alm. SH 1950 m.

2.5.1 Granat-Chlorit-Chloritoid-Muskowitglimmerschiefer

Das Gestein ist hellgraugrünlich mit deutlich erkennbarem, mm-großen, schwarzen Magnetitknoten und dunkelgrünen Chloritoidbutzen. Die s-Flächen sind mit Serizithäuten belegt, der Chlorit zeichnet darauf oft deutliche Lineationen ab, die sowohl SE-NW als auch E-W-Richtung aufweisen. Im Querbruch zeigen sich dünne, quarzreiche Lagen im Wechsel mit Chlorit- bzw. Serizitlagen

U.d.M.:

Oft erkennt man Wechsel von Quarz-Feinkornlagen mit Hellglimmerlagen, in welchen Chlorit und Chloritoid, parallelverwachsen, häufiger eingelagert sind als im Quarzgewebe.

Hellglimmer: zwei Typen:

- 1) stark zergliettener, äußerst feinschuppiger Typ.
- 2) Muskowit, neugesproßt ohne Quälungsmerkmale. Er säumt den feinschuppigen Serizit ein und sproßt wohl auf dessen Kosten.

Chlorit: x = gelblichgrün, z = grün. Anomale blauviolette Interferenzfarben und optisch negativer Charakter

deuten auf Fe-Rhipidolith hin, ist meistens in Verbindung mit Chloritoid und Quarz. Er ist neugesproßt und häufig auch in heterokinetischen Räumen hinter Erzleisten und -körnern.

Chloritoid: oft idioblastisch ausgebildet, deutlicher Pleochroismus in den drei Indikatrixrichtungen, x = olivgrün, y = schieferblaugrau, z = gelbgrün, leicht anomale Interferenzfarben. Häufig Zwillingsbildung und Verwachsungen mit Chlorit und Quarz.

Sehr häufig tritt er am Rande zwischen Hellglimmer und Quarzkornpflaster auf.

Quarz: dichtes, feinkörniges Pflaster mit leichter Undulosität. Geringe Beanspruchung.

Magnetit: große (bis mehrere mm), allerdings meist xenoblastisch zerglittene Magnetitkörner, opak, häufig in Verbindung mit Chloritoid.

Granat: bis 5 mm groß, lagenweise in der Serie angeordnet, idiomorph. Rotation (parakristallin) ist am verlegten s_i oft deutlich zu erkennen. Sie beginnt meist im letzten Drittel der Granatsprossung, dann sehr stark. Der fertiggewachsene Granat wurde aber nicht mehr verdreht. s_i aus Quarz- und Chloritoid, letzteres meist nur, wenn Chloritoid im Grundgewebe nicht vorkommt.

Randlich sind oft Zersetzungerscheinungen im Chlorit festzustellen.



Abb. 36: Granat mit s_i aus Quarz, welches relativ zu s_e um fast 90° gedreht wurde. Der Granat wurde hier para- bis postkristallin gerollt. Probe aus dem Hellglimmerschiefer, E-Flanke des Grieswies Schwarzkogel SH 1950 m (ca. 60 x, ohne Pol.)

2.5.1 Hornblende-Prasinit

Er ist ein mittelkörniges, graugrün-dunkelgrünes Ge-stein mit bis zu 7 mm langen Hornblendestengeln auf der Schieferungsfläche. Weiters ist Biotit in Blasten vorhan-den, viel Karbonat, das von eisenschüssigen Spalten durch-zogen ist und Quarz-Feldspatpflaster im Querbruch zu erken-nen.

Die Textur ist schiefrig. In einem Grundgewebe aus fein-körnigem Quarz-Albitpflaster liegen große Hornblenden und Biotitblasten und Chlorit. Epidot kann bis zu 0,6 mm lange Blasten bilden. Auch der Reichtum an rhomboedrischen Karbo-nat ist hoch.

U.d.M.:

Manchmal wechseln Lagen aus Hornblende und Chlorit mit La-gen aus Epidot und Biotit, obwohl natürlich auch in den Horn-blendelagen untergerodnet Biotit auftritt.

Hornblende: intensiver Pleochroismus, x = gelbgrün, y = dun-kelgrün, z = blaugrün, barroisitische Hornblende.

Die Hornblenden sind nach s ausgerichtet, Regelung nach b ist nicht vorhanden, wie man am Handstück leicht sieht. Deutliche Spaltrisse auch // zu (001), Zwillin-ge nach (100).

Chlorit: x = hellgrün, z = gelblich optisch positiv, büsche-lige Aggregate, auch Leisten. Umbildung aus Biotit und Verwachsungen mit diesen sind häufig.

Biotit: x = gelb, z = dunkelbraun-schmutziggrünbraun, oft fleckiges Aussehen, oft auch gut ausgebildet und hohe Doppelbrechung. Verwachsungen mit Hornblende und Chlo-rit.

Plagioklas: Einfachzwillinge nach Albit, mit Einschlüssen des Grundgewebes. An-Gehalt ca. 6 - 18 %.

Quarz: undulös, in Calcit glatt auslöschend.

Epidot: oft schöne Idioblasten, bis 0,6 mm Größe, nicht sel-ten zonar gebaut, sehr hohe Interferenzfarben. Sind oft zeilenmäßig angeordnet.

Karbonat: vielfach getrübt durch Fe-schüssige Substanz, Quarz im Calcitgefüge.

Ferner: Apatit, Titanit und Erz.

2.6 Genese der hellen Glimmerschiefer mit Chloritoidführung

In dieser Serie tritt ein Mineral, Chloritoid, auf, das sowohl für die Grünschieferfazies kritisch ist als auch nur unter ganz bestimmten chemischen Bedingungen gebildet werden kann.

Nach HOSCHECK (1967) bildet sich Fe-Al-hältiger Chloritoid aus ehemaligen tonigen Sedimenten mit hohen Fe^{2+} und Al-Gehalt wenn $Fe^{2+} > Mg$ ist.

Folgende Paragenesen treten auf:

Muskowit + Quarz + Chlorit + Chloritoid

Muskowit + Quarz + Chlorit + Chloritoid \pm Albit \pm Epidot
Ebenso ist ein Fe^{2+} -reicher almandinreicher Granat ausgebildet:

Muskowit + Chloritoid + Almandin + Quarz \pm Chlorit \pm
Albit \pm Epidot

Die Metamorphose hält sich in diesem Bereich in der höhertemperierten Grünschieferfazies:

Quarz - Albit - Epidot - Almandin - Subfazies.

Das Fehlen von Biotit hat hier vermutlich chemische Ursachen, zu hoher Al_2O_3 -Gehalt. Siehe H.G.F.WINKLER (1967, S.100, Fig. 25, hier in Abb. 37 dargestellt).

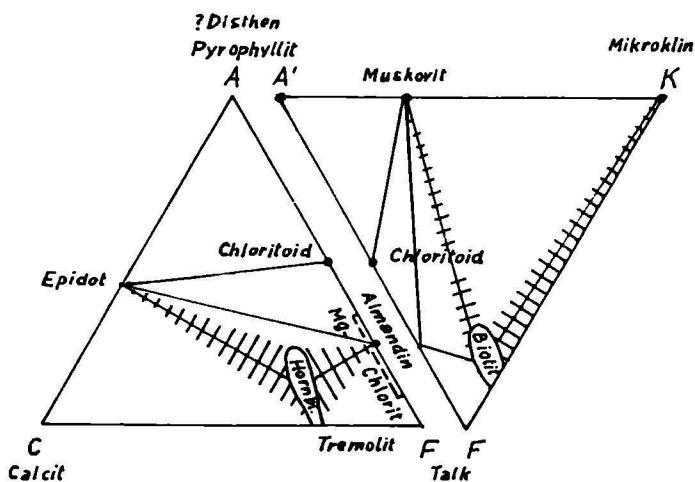
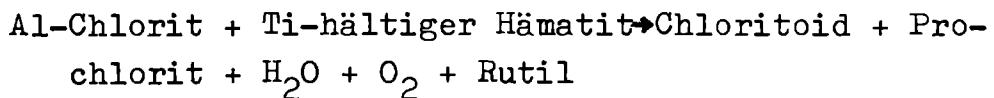


Abb. 37: zeigt die in der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies der Grünschieferfazies auftretenden Mineralparagenesen, zu denen Quarz und \pm Albit hinzutreten, Chloritoid und Biotit schließen sich gegenseitig aus, was im A'FK-Diagramm der Abb. durch die Trennungslinie Muskowit-Almandin bzw. Muskowit-Chlorit graphisch sehr deutlich wird (aus Fig. 25, S.100, H.G.F.WINKLER, 1967).

M. FREY (1968) hat Keuperablagerungen in bezug auf die Metamorphose tonmineralogisch untersucht und festgestellt, daß sich Chloritoid in der Epizone nach folgender Mineralumsetzung bildet:



Man kann also sagen, daß für die Hellglimmerschiefer-serie terrigene Tongesteine in Betracht kommen, in die hier etliche mergelige und auch Gesteine vulkanischen Ursprungs eingelagert waren.

3. DAS PERMO-MESOZOIKUM ÜBER DER PARAUTOCHTHONEN SONNBLICKHÜLLE

Über die Schichtfolge im Mesozoikum des Glocknergebietes gibt es eine Anzahl beachtlicher Vorarbeiten, wo-von hier nur die grundlegendsten angeführt seien, H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939; A. HOTTINGER, 1935; G. FRASL, 1958; G. FRASL & W. FRANK, 1964; G. FRASL & W. FRANK, 1966; W. FRANK, 1969 etc.

G. FRASL (1958) hat vielleicht zum erstenmal etwas Übersicht in diese Serien gebracht. Nach der von ihm verwendeten Nomenklatur kann man in meinem Kartierungsgebiet drei Großeinheiten unterscheiden:

"Wustkogelserie" (Permoskyth)
Triasgesteine (Seidlwinklatrias)
Bündnerschieferfolge

3.1 "Wustkogelserie" (Permoskyth)

Diese Gesteine werden nach dem Wustkogel (2507 m) im Hintergrund des Seidlwinkltales benannt, wo sie an der Basis der Karbonatgesteine der Seidlwinklatrias charakteristisch ausgebildet sind. Diese Serie ist durch eine Gesteinsausbildung charakterisiert, zu der grünliche Quarzite, Arkosegneise und Hellglimmerschiefer gehören, bei denen der

grünliche Farbton selten einem reinen Weiß Platz macht. Nach G. FRASL (1958) treten bei diesen Gesteinen auch Porphyrgesteine führende Phengitschiefer und Phengitgneise auf.

In meinem Kartierungsgebiet werden die Gesteine der "Wustkogelserie" vor allem von dem Gesteinszug aufgebaut, der N vom Gamskarkogel aus dem Seidlwinkltal in den Bereich des Kruml-Tales zieht und im Kern der Karbonatgesteine der Seidlwinklrias auftritt, die dort W der Rohrmoser Alm den mächtigen Rücken zwischen Gamskarkogel (2588 m) und Schafleger Kopf (2792 m) aufbaut. Dieser permoskythische Gesteinszug wird hauptsächlich von Arkosegneisen aufgebaut.

In der weiteren Fortsetzung nach SE im Krumltal ist ein Phengit-Arkosegneis an der Ritterkopf-W-Flanke bei Kote 1976 an der Basis von Trias-Karbonatgesteinen und noch einmal 400 m weiter im SE davon aufgeschlossen, wobei die Schichten dort allgemein SW-Fallen haben.



Abb. 38: Ansicht vom Hocharn nach NW ins Krumltal, Unterer Keesboden mit Rohrmoser Alm beim Talknick. Kammzug zwischen Krumltal und Seidlwinkltal. Von links: Gamskarkogel, Sag Kogel, Schafleger Kopf, Edlenkopf.

grünliche Farbton selten einem reinen Weiß Platz macht. Nach G. FRASL (1958) treten bei diesen Gesteinen auch Porphyrgesteine führende Phengitschiefer und Phengitgneise auf.

In meinem Kartierungsgebiet werden die Gesteine der "Wustkogelserie" vor allem von dem Gesteinszug aufgebaut, der N vom Gamskarkogel aus dem Seidlwinkltal in den Bereich des Krumltales zieht und im Kern der Karbonatgesteine der Seidlwinklrias auftritt, die dort W der Rohrmoser Alm den mächtigen Rücken zwischen Gamskarkogel (2588 m) und Schafleger Kopf (2792 m) aufbaut. Dieser permoskythische Gesteinszug wird hauptsächlich von Arkosegneisen aufgebaut.

In der weiteren Fortsetzung nach SE im Krumltal ist ein Phengit-Arkosegneis an der Ritterkopf-W-Flanke bei Kote 1976 an der Basis von Trias-Karbonatgesteinen und noch einmal 400 m weiter im SE davon aufgeschlossen, wobei die Schichten dort allgemein SW-Fallen haben.



Abb.38: Ansicht vom Hocharn nach NW ins Krumltal, Unterer Keesboden mit Rohrmoser Alm beim Talknick. Kammzug zwischen Krumltal und Seidlwinkltal. Von links: Gamskarkogel, Sag Kogel, Schafleger Kopf, Edlenkopf.

Alle übrigen, den permoskythischen Arkosegneisen und Arkoseschiefern und Quarziten ähnlichen Gesteine, die in meinem Gebiet im Krumltal und N vom Grieswies-Schwarzkogel in der Brennkogelserie auftreten, werden im Zusammenhang mit dieser besprochen.

Die Wustkogelserie stellt eine Serie von Metaarkosen und Quarziten dar, die meist reichlich Feldspatklastika führen. Grünliche Phengitschiefer bis plattige, phengitreiche Arkosegneise mit massenhaft reliktischen Kalifeldspaten von 0,5 - 2 mm Größe, und grünlich-weiße plattige Phengitquarzite, die eher feinkörnig sind, und einen hohen Feldspatgehalt besitzen, queren den Kamm zwischen Seidlwinkltal und Krumltal N des Gamskar-Kogels und fallen dort in Richtung auf die Rohrmoser-Alm steil nach E ab.

Typisch für den ganzen Bereich ist das Auftreten von hellgrünem Phengit und mehr oder minder vorhandenen Kali-feldspatgerölle. Die Matrix ist vorwiegend quarzitisch, in zweiter Linie tonig und meist kalkfrei, wobei aber doch ab und zu bis zu 5 % Karbonatgehalt auftreten kann.

Das in meinem Kartierungsgebiet auftretende Permoskyth ist nur an einer Stelle der Ritterkopf-W-Flanke, bei Kote 1976 an der Basis von Trias-Karbonatgesteinen und 400 m weiter SE davon noch einmal in derselben Position aufgeschlossen.

Es handelt sich dabei um einen hellgrünen, mittelkörnig- bis feinkörnigen Arkosegneis mit etwas größeren Kali-feldspatklastikas eingestreut.

U.d.M.:

In einem eher feinkörnigen Grundgewebe von Quarz und Phengit liegen deutlich gröbere Kalifeldspäte, meist mit Mikroklingitterung. Lineation ist sehr gut ausgeprägt.

Kalifeldspat: Meist nicht eingeregelt, oft mit einem s₁ quer zum s₂, meistens deutlich abgerundet und umgrenzt von feinkörniger Matrix aus Quarz und Hellglimmer. Die Korngröße der Kalifeldspäte beträgt 0,5 - 2 mm, oft auch bis 0,5 cm. Im Kern sind sie oft, oder meistens getrübt durch Haufen von Staubtropfen, oft auch Ader- und Fleckenperthite, am Rande haben sie meist deutliche Mikroklingitterung.

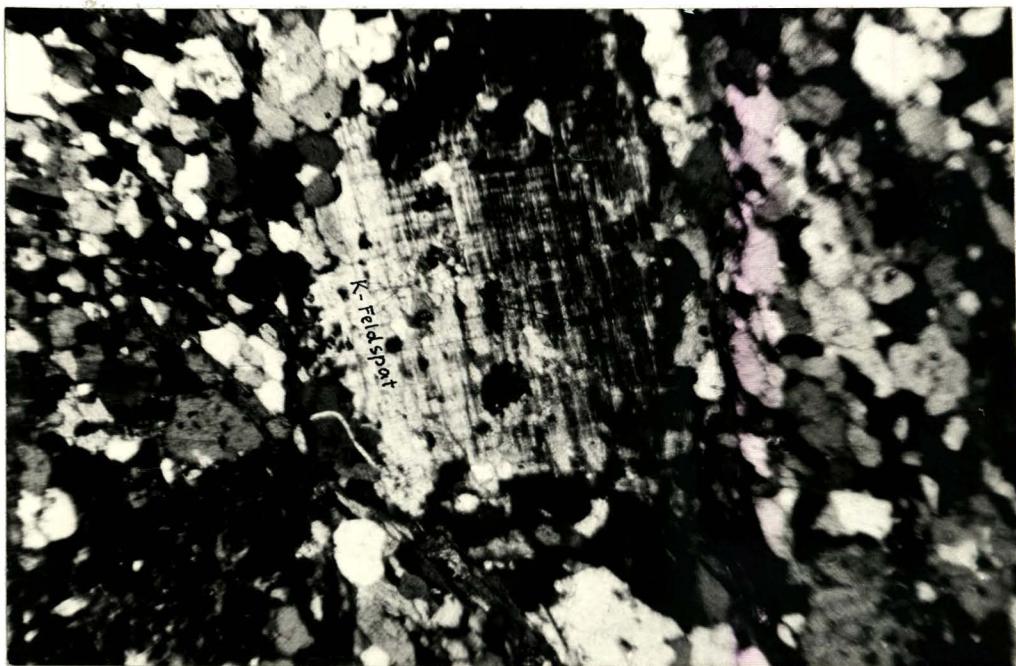


Abb.39: Dünnschliffphoto aus der Wustkogelserie.

Quarz: stark verzahntes Kornpflaster, meist mehr oder weniger deutlich undulös. Durchschnittliche Korngröße 0,2 mm. In den Quarzgeröllen können die Überindividuen bis 2 mm groß werden.

Plagioklas: bildet meist zerlappte Körner mit rundlich länglichen Quarz- und Muskowiteinschlüssen. Einige Plagioklasse lassen polysynthetische Zwillingslamellen erkennen.

Hellglimmer: x = farblos, z = graugrün, leicht schmutziger grüner Pleochroismus und Einschlüsse von Titanit, Rutil, Erz. Ist oft mit olivgrünem bis bräunlich-grünem Biotit verwachsen und enthält auch Einschlüsse von gelbbraunem pleochroitischem Orthit.

Ferner: Biotit, Apatit, Orthit, Epidot, Titanit, Karbonat, Erz, Turmalin und Zirkon.

3.2 Genese der Wustkogelserie:

G. FRASL beschreibt 1955, S.23 am Ostabfall des Wustkogels Arkosegneise mit faustgroßen Geröllen aus hellen Massengesteinen, deren Herkunft aus Quarzporphyr im Mikroskop auch auf Grund der Feldspat- und Quarzeinsprenglinge erkannt wurde. Auch z.T. noch rosa gefärbte Kalifeldspäte sind dazwischen eingestreut, die auch aus Graniten stammen können.

Die grünlichgrauen Hellglimmer dieses Arkosegneises sind stark doppelbrechend, in einem Achsenwinkel von $2 V_x = 26^\circ$ (Phengit) und deutlich pleochroitisch. Die Glimmer der übrigen Vorkommen von Quarziten und Schiefern in diesem Niveau gleichen ebenfalls diesen Phengiten.

FRASL (1958) bezeichnet diese Gesteine, die von L. KOBER (1922 und 1938) in seinen Karten als "Zentralgneis der Modereckdecke" eingetragen wurden, als eindeutige Paragesteine.

Sie dürften wahrscheinlich hauptsächlich aus Sandsteinen, Arkosen und Tonschiefern entstanden sein, nur vereinzelt geröllführend. Charakteristisch ist für diese Schieferserie der grüne Farnton, grünlichgrau bis weiß, während die graphitische graue bis schwarze Färbung in sonst ähnlichen Schiefern und Quarziten auf die Zugehörigkeit zu anderen Serien (Habachserie oder Bündnerschieferserie) schließen lässt.

Wahrscheinlich liegt in der Wustkogelserie die metamorphe Ausbildung einer Wechselserie vor, die z.T. aus kontinentalem Perm (Grödener Sandstein) und z.T. aus skythischen Ablagerungen der Buntschieferfazies oder der teilweise tonigen Werfener Fazies ausgebildet war.

Die biotit-chloritreichen Lagen dürften vielleicht aus basischeren Tuffeinsteuungen hervorgegangen sein. Auch ist die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß sich teilweise Arkosegneise, metamorphe Keratophyre und Tuffite am Aufbau beteiligten.

3.3 Gesteine der Seidlwinkl Trias

Die Seidlwinkltrias wurde von CORNELIUS und CLAR (1939) als der Hauptbestandteil einer eigenen Decke, der Seidlwinkldecke, aufgefaßt. G. FRASL (1958, S. 394) hat einen Liegend- und einen Hangendschenkel einer weithinreichenden liegenden Falte unterschieden, deren Kern von der Wustkogelserie (Arkosegneisen, Arkoseschiefern, grünen Phengitschiefern und weißem Quarzit) gebildet wird.

Die Seidlwinkl Trias stellt nach G. FRASL & W. FRANK (1964) das am reichhaltigsten gegliederte Triasvorkommen in den Hohen Tauern dar. Durch die Kombination vieler Profilstücke konnte von letztgenannten Autoren ein einigermaßen gesichertes Normalprofil aufgestellt werden, das in folgender Abbildung 40 kurz wiedergegeben wird.

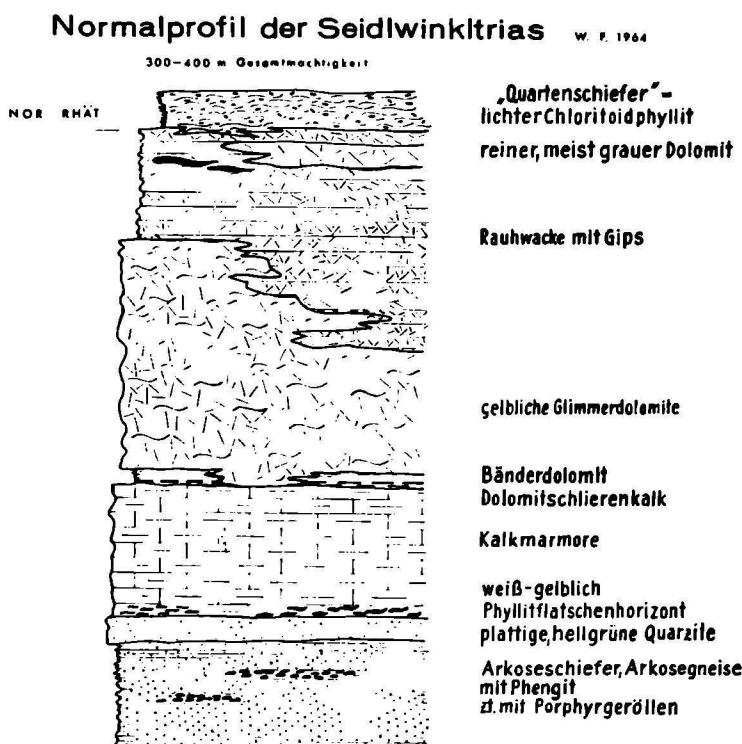
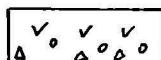
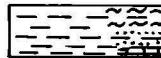
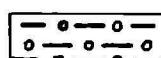
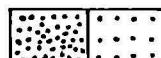
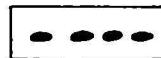
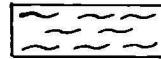
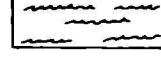
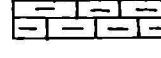


Abb.40: Normalprofil der Seidlwinkltrias, gezeichnet von W. FRANK, 1964.

Das mächtigste Vorkommen von sicher triadischen Gesteinen in meinem Kartierungsgebiet und zugleich die direkte Fortsetzung der im W im Seidlwinkltal mächtig ausgebildeten Seidlwinkltrias bilden Kalkmarmore, Dolomite und Quarzite und Chloritoidphyllite, die über den Grat zwischen Gamskar Kogel P. 2588 m und 300 m nördlich Sag Kogel aus dem Seidlwinkltal ins Krumltal herüberstreichen, direkt bei der Rohrmoser-Alm ihre Stirne haben, um welche herum sich die jurassischen Quarzite der Bündnerschieferserie verbinden.

Legende zu den Profilen aus den mesozoischen
Serien (Profile 17 - 19)

-  Schutt
-  Serpentin und Serpentinrandgesteine
-  Prasinit
-  Kalkglimmerschiefer, z.T. ^{phyllitisch}
^{quarzitisch}
mit Marmorbändern
-  Bündnerschiefergneise: Arkosegneise, Albitporphyroblastenschiefer
-  Quarzit - Karbonatquarzit
-  Dolomitbreccie
-  Schwarzphyllit
-  Chloritoidschiefer, Quartenschiefer (Keuper)
-  Dolomitmarmor - Rauhwacke
-  Kalkmarmor
-  Wustkogelserie, Permoskytharkosegneis und Quarzit
mit Phengit

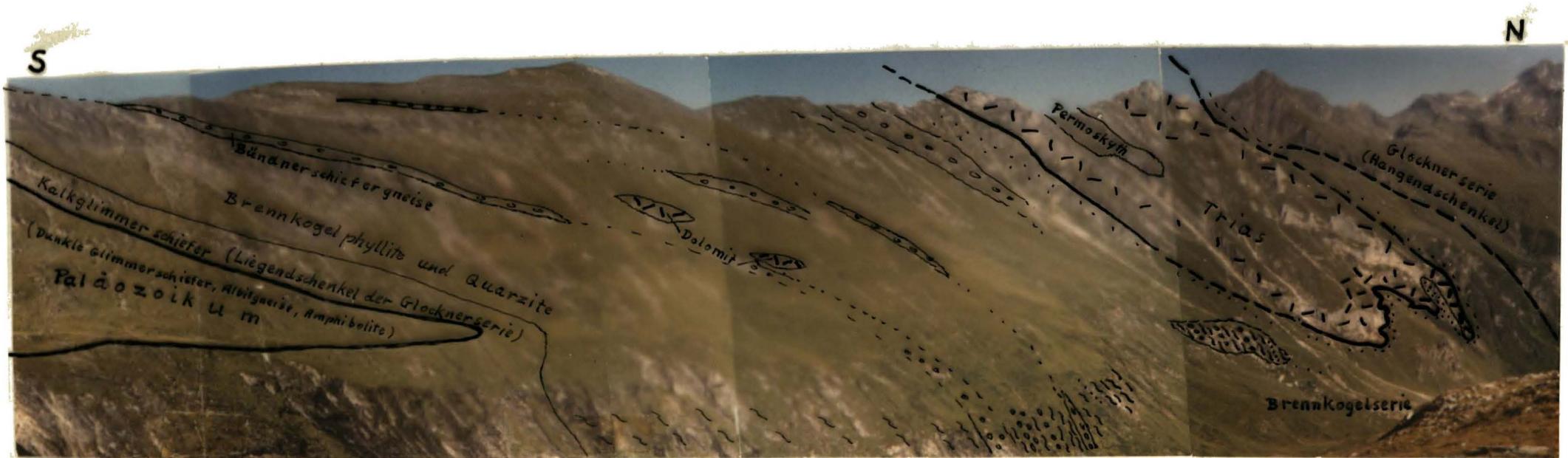


Abb. 41: Ansicht der Westseite des Krumltales: Wasserfallalm; rechts unten: Rohrmoser Alm, darüber die Triasmulde zwischen Gamskarkogel und Sag Kogel. Rechts daneben Schaflegerkopf und Edlenkopf.

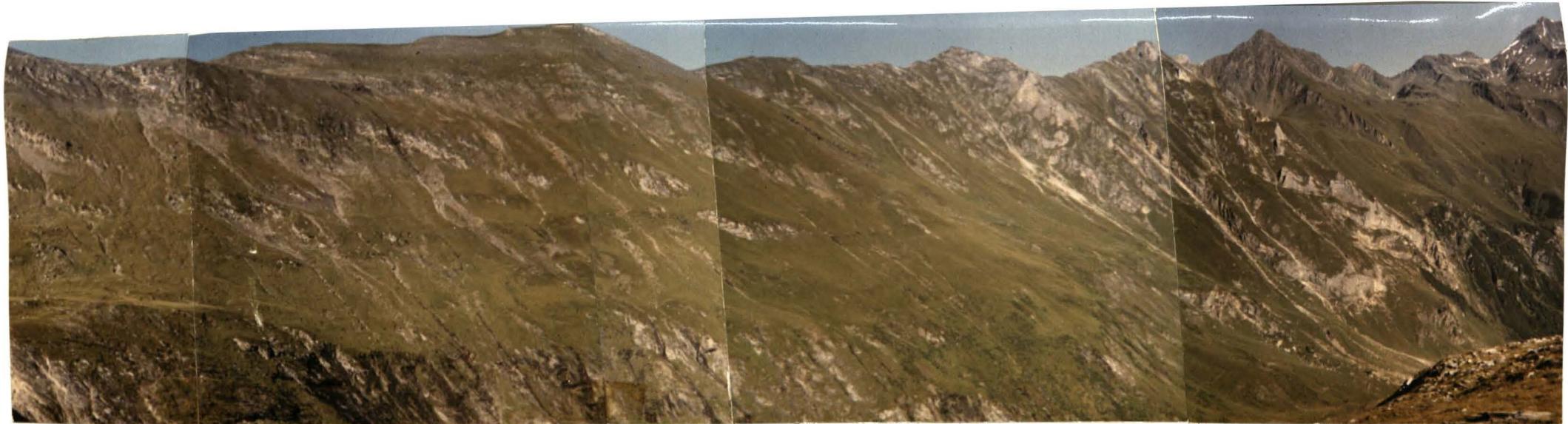


Abb.41: Ansicht der Westseite des Krumltales: Wasserfallalm; rechts unten: Rohrmoser Alm, darüber die Triasmulde zwischen Gamskarkogel und Sag Kogel. Rechts daneben Schaflegerkopf und Edlenkopf.

Der Liegendschenkel der Trias ist hier nur geringmächtig (20 - 50 m) erhalten, während der Hangendschenkel viel mächtiger ist und im wesentlichen alle Gesteine der Seidlwinklatrias aufweist. Den Kern dieses bei der Rohrmoser-Alm stirnenden Tauchsattels der Seidlwinklatrias bilden Arkosegneise der Wustkogelserie, der gleich nördlich der Scharfe des Gamskars, auf 2500 - 2520 m Höhe mit steilem Osteinfallen vom Seidlwinkltal herüberstreicht und etwas E davon in den Wänden des Gamskarkogels stirnt.

Weitere Vorkommen, die die Fortsetzung dieser Serie nach SE bilden, sind an der W-Flanke des Ritterkopf südlich Kote 1976 schleifend am Hang nur in Gräben aufgeschlossen und haben in diesem Bereich bereits SW-Einfallen. Südlich der Goldlackl Scharfe, zwischen Kote 2781 und 2661 ist das östlichste Vorkommen dieser Tauchfalte aufgeschlossen (vgl. Profil 18).

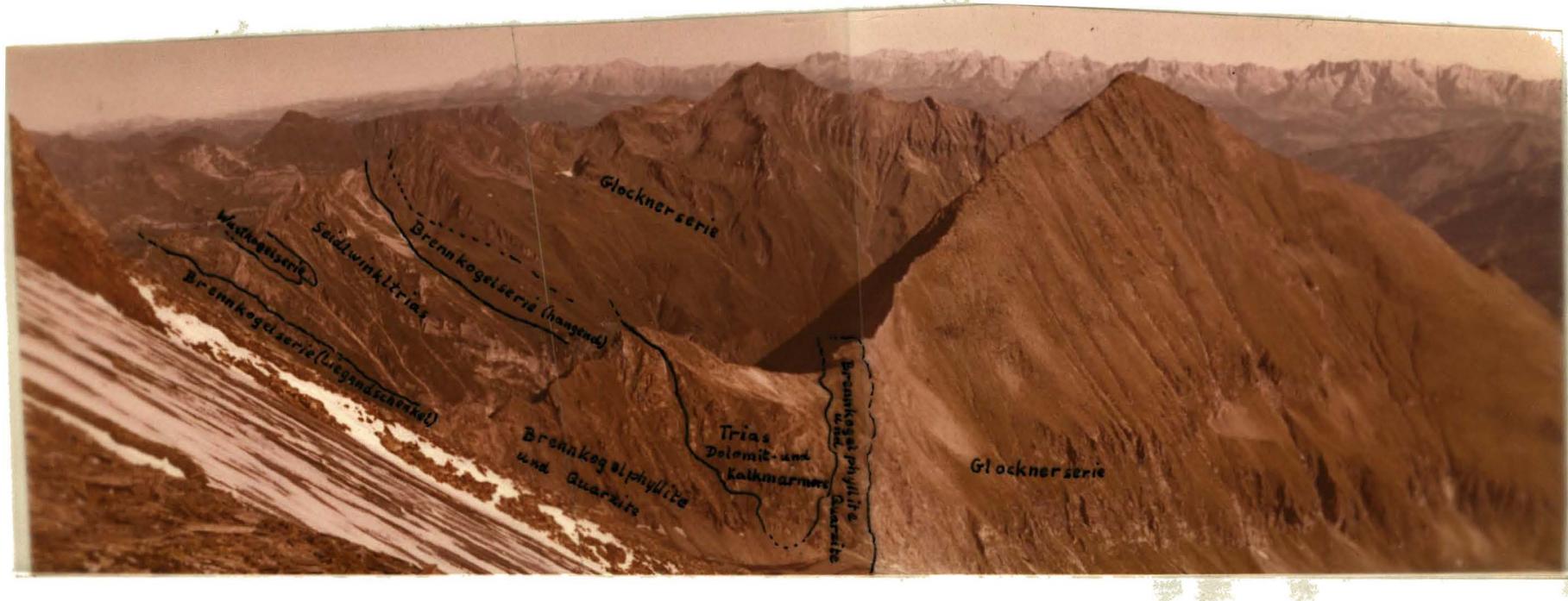


Abb. 42: Im Vordergrund: Kamm bei der Goldlackl Scharte, rechts Ritterkopf.
Im Hintergrund: Kamm zwischen Gamskarkogel (links) und Edlenkopf (rechts).



Abb.42: Im Vordergrund: Kamm bei der Goldlackl Scharte, rechts Ritterkopf.
Im Hintergrund: Kamm zwischen Gamskarkogel (links) und Edlenkopf (rechts).

Im Kartierungsgebiet folgen in einigen Profilen an mehreren Niveaus über den auto- und parautochthonen paläozoischen Serien dünne, oft zerrissene Lagen und Linsen karbonatischer Schiefer, Kalke, Dolomite und Quarzite.

Die Mächtigkeiten und Ausdehnungen dieser, der Seidl-winklrias ähnlichen Gesteine sind sehr unterschiedlich. Ihre Abgrenzung gegen das Liegende ist deutlich durch die darunterliegenden Hellglimmerschiefer und Albitgneise.

Sie sind aber meistens mit den darüberliegenden Schwarphylliten, Kalkglimmerschiefern, Karbonatquarziten, Serizit-Chloritschiefern und auch mit prasinitischen Gesteinen verschuppt oder darin linsenartig eingeschaltet und bilden auch Breccien (Dolomitgerölle in quarzitischer, oft auch in chlорitisch-karbonatischer Matrix).

Ch. EXNER (1957 und 1964) stellt diese Linsenzüge in die Trias und benutzt sie auch zur tektonischen Grenzziehung zwischen den Gneislamellen.

Ihr öfters gemeinsames Auftreten mit Paragneisen und dunklen Phylliten, die zur Bündnerschieferserie gehören, könnte auch als Hinweis für umgelagerte, resedimentierte Triaskarbonate gewertet werden, wobei natürlich nicht ganz auszuschließen ist, daß daneben einige Dolomit- und Marmor-linsen noch als echte Triasspäne in der Serie stecken.

Ein geringmächtiges Vorkommen (von 0,5 - 3 m) von Dolomit streicht 200 m westlich der Arlthöhe vom Groß Fleiß Tal über den Tauern Hauptkamm ins Krumltal. Im Liegenden des Dolomites ist 2 m Quarzit, im Hangenden Kalkglimmerschiefer, der durch das Krumltal und nördlich des Grieswies Schwarzkogel vorbei bis in die Wände der Grieswies Mähdere verfolgbar ist.

Am N-Rande des Arltkeeses in SH 2710 m steckt wieder eine 1 - 2 m mächtige Dolomitlinse über Hellglimmerquarzit, auf den Dolomit folgen wiederum Kalkglimmerschiefer (vgl. folgendes Profil).

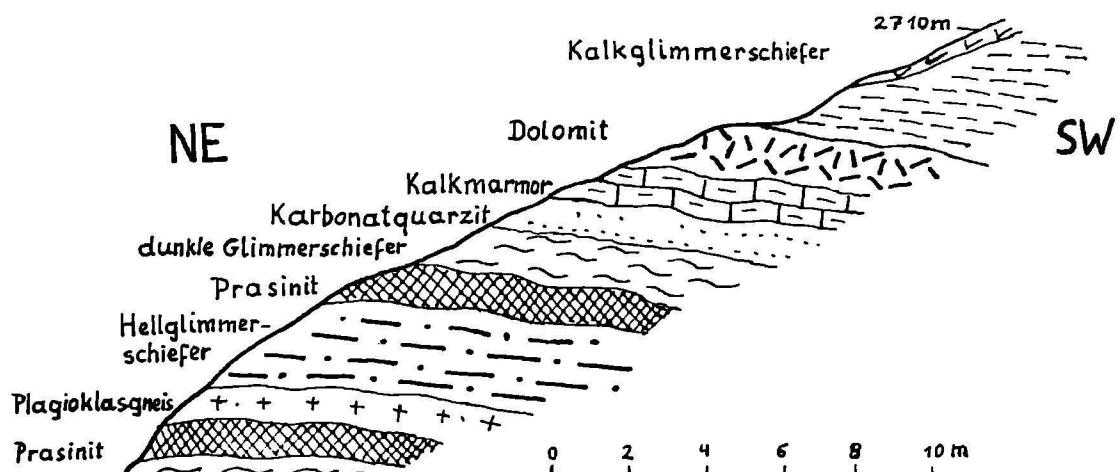


Abb.43: Profil 200 m SE Kote 2781 am N-Rand des Arltkeeses.

Diese Dolomitlage setzt sich gegen N ins Roßkar fort und bildet dort in SH 2300 m eine 2 - 3 m mächtige Lage zwischen Prasiniten und Kalkglimmerschiefern.

Am Krumlkees-N-Rand folgen in SH 2500 m über der paläozoischen Hellglimmerschieferserie dunkelgraue Kalk-Marmore mit Chloritschiefern und Dolomitbreccien vermischt.

Hier könnte es sich um einen Rest der autochthonen Triasbedeckung handeln oder um Karbonate im Zusammenhang mit paläozoischen Prasiniten.

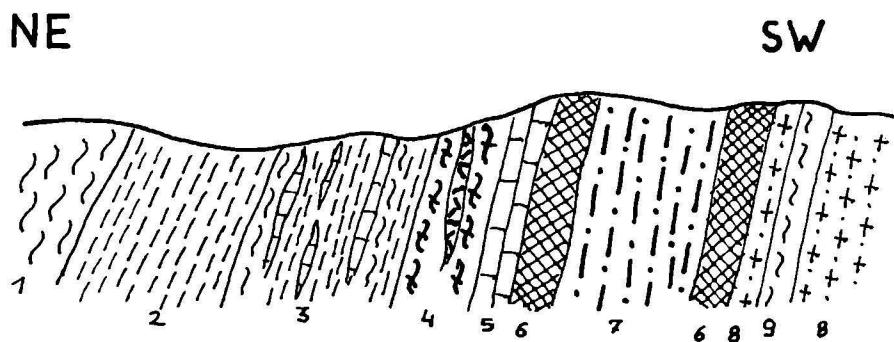


Abb. 44: Profil an der Grenze zwischen paläozoischen und mesozoischen Serien am N-Rand des Kruml-Keeses bei Kote 2525.

- 1 Schwarzphyllite (Brennkogelserie)
- 2 Übergangsbereich zwischen Schwarzphylliten und Kalkglimmerschiefer
- 3 Kalkglimmerschiefer mit Marmorlinsen und kleinen Marmorlagen
- 4 Chloritschiefer mit Dolomitlinsen
- 5 Kalkmarmor
- 6 Prasinit, Chloritschiefer
- 7 Hellglimmerschiefer (paläozoisch)
- 8 Albitgneis
- 9 dunkle Biotit-Serizitglimmerschiefer (paläozoisch)

200 m nördlich des Grieswies-Schwarzkogels ist auch an der Grenze zwischen Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit, den ich zur Bündnerschieferserie rechne, 2 m gelber Dolomitmarmor eingeschaltet.

An dieser Stelle gewinnt man den Eindruck, daß die Dolomitlage als ein zur Bündnerschieferserie gehörendes Glied zu betrachten ist, zumal am Grat 200 m westlich nur mehr eine Dolomitbreccie ansteht (vgl. Profil 18).

Am S-Rand der Grieswies Alm am Fuße der Grieswies Mäder bei P. 2085 m deutet Ch. EXNER (1964) im selben Niveau (5 m) Serizitquarzit und Dolomit, zwischen Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer eingeschaltet, als Triasgesteine. Die Situation dort zeigt folgende Abb. 45.

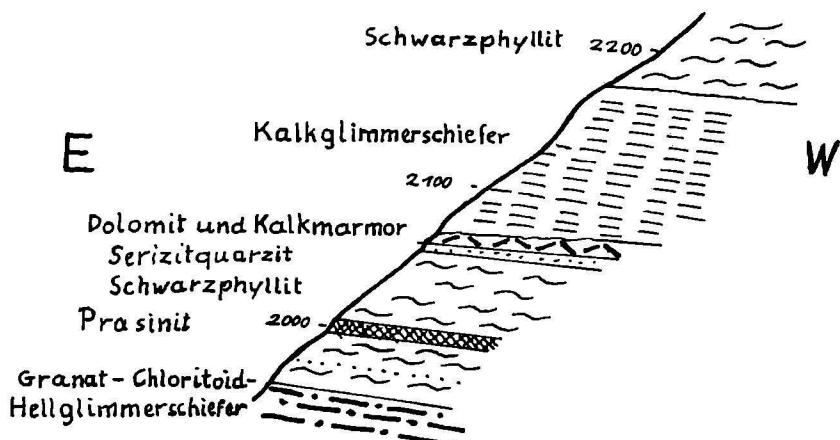


Abb. 45: Profil am S-Rand der Grieswies-Alm, bei Kote 2085 m.

Über paläozoischem Granat-Chlorit-Chloritoid-Hellglimmerschiefer folgen zunächst Schwarzphyllite mit einer dünnen Prasinitlage eingeschaltet. Darüber folgt serizitreicher Karbonatquarzit, 2 m Dolomit- und Kalkmarmor und darüber Kalkglimmerschiefer der Glocknerserie.

Ein anderer Horizont, in dem auch spärliche Reste von Dolomit in Form von Linsen von einigen Metern bis zu einigen Zehnermetern Länge vorkommen, liegt mitten in der Brennkogelserie, und zwar meistens in Begleitung oder in der Nähe eines Arkosegneis- und -quarzitzuges, der nördlich des Krumelkogels Kopfes, 200 m nördlich Kote 2781 m unter Schutt auftaucht, von dort gegen N über die Wasserfallalm in den Unteren Keesboden zieht und auf der gegenüberliegenden E-Seite des Krumeltas gegen SE zum Grat zwischen Grieswies-Schwarzkogel und

Goldlackl-Scharte hinaufzieht und der wohl zur Brennkogelserie zu stellen sein dürfte, aus einem Grunde, der bei der Beschreibung dieser Serie und im Kapitel über die Tektonik näher diskutiert wird.

Um solche Dolomitschollen oder Linsen handelt es sich bei zwei Aufschlüssen von je 10 m Länge und 2 - 3 m Mächtigkeit in der Wasserfallalm, 150 und 200 m östlich Kote 2564 der Wasserfallhöhe (siehe Abb. 48). Diese zwei Dolomitschollen stecken mitten in jungem Schwarzphyllit, der wiederum mit weißen Quarziten und Albitporphyroblastenschiefen im Verbande steht. Siehe dazu Abb. 41 (Foto) und das Profil 21, S. 130.

Dieser Bereich ist ansonsten leider schlecht aufgeschlossen, außerdem herrscht sicherlich auch intensive Spitzfaltung und auch lokale Verschuppung.

An anderen Stellen dieses Horizontbereiches gibt es Dolomitbreccien mit quarzitischem Bindemittel in Verbindung mit Arkosegneisen und Schwarzphylliten, und zwar auf der gegenüberliegenden Talseite des Krumltales in SE-Fortsetzung dieses Gesteinszuges etwa 300 m W Kote 2781 und am Grat zwischen ebengenannter Kote und Grieswies-Schwarzkogel, ca. 350 m südlich Kote 2781. Auf diesen Bereich wird bei der Besprechung der Brennkogelserie und vor allem der Breccien und der Bündnerschiefergneise noch näher eingegangen.

Ich möchte nur darauf hinweisen, daß in der Literatur über das Glocknergebiet schon öfters darauf hingewiesen wurde, daß Kalkmarmore und Dolomite sukzessive in Breccien übergehen können (vgl. E. CLAR, 1939, S.124 f.; E. BRAU-MÜLLER, 1939, S.75, 103, 129; G. FRASL, 1958, S.358).

3.3.1 Kalkmarmore

Es sind hellgrau-weißliche, seltener graublächliche grobkörnige (Korngröße 0,5 - 1 mm) Gesteine. Glimmer fehlt fast vollständig, außer in einzelnen Lagen und auf den s-Flächen. Quarz ist mit freiem Auge überhaupt nicht zu erkennen. Pyrit und schwaches Pigment ist öfters vorhanden.

Die sichtbaren s-Flächen haben einen Abstand von einigen cm bis über einen m. Es bestehen auch Übergänge zu den im folgenden beschriebenen Dolomitmarmoren, doch bleibt es offen, ob diese stratigraphische oder tektonische Einschaltungen darstellen.

3.3.2 Dolomitmarmore

Gegenüber den Kalkmarmoren ist einmal die geringere Korngröße der auffälligste Unterschied (0,02 - 0,04 mm).

Die Farbe ist meist lichtgelb, selten rein weiß und hat auch Übergänge zu hell- bis bläulichgrau. Oft treten auch hell-dunkel Lamellierungen auf; in solchen Bereichen treten oft cm-große, weiße, braun verwitternde Linsen und Knötchen auf, die aus sehr grobspätigem Kalzit, untergeordnet von Quarz begleitet, bestehen. Diese Typen sind meist dünnlagig (einige cm). Selten kommen Bereiche vor, in die silbrig-grüne Flatschen und Blättchen aus Hellglimmer eingestreut sind. Das feinkörnige Dolomitgewebe ist öfters durchsetzt von knäueligen Hellglimmeranhäufungen, in denen Pigment und Leucoxen stecken. Weiters treten in diesen oft pigmentreiche Epidote und Quarze auf.

Manchmal bekommen stark tektonisch mitgenommene Dolomite rauhwackiges Aussehen. So z.B. in der Goldlackl Scharre.

Äquivalente von "Quartenschiefern" (H.P. CORNELIUS und E. CLAR 1939, S.116; G. FRASL und W. FRANK 1964) wur-

den im Zusammenhang mit Dolomiten W oberhalb der Rohrmoser Alm festgestellt. Auf Dolomit folgt invers von oben nach unten lichtgrüner Chloritoidphyllit (= Quartenschiefer) und darauf jurassischer weißer Quarzit.

3.3.3 Chloritoidschiefer

Diese Schiefer sind zwischen der karbonatischen Seidl-winklrias und den Juraquarziten W oberhalb der Rohrmoser Alm in SH 1850 - 1900 m aufgeschlossen (vgl. Abb. 75).

Sie bilden hier die Umrahmung der Tauchfalte der Seidl-winklrias. Ihre Ausbildung reicht von seidig glänzenden, hellgrünlich-weißen Schiefern mit dunklen Chloritoidporphyroblasten bis zu intensiv grünen, glänzenden Chloritoidphylliten. Sie wechsellaagern mit weißen Quarziten, mit denen sie auch intensiv verfaltet sind, wobei die Detailstrukturen hier auf einen inversen Liegendschenkel hinweisen (vgl. Abb. 80, S. 197 im Kap. über Tektonik).

Dieses Gestein besitzt ebenflächige Paralleltextur mit zahlreichen kleinen dunklen Flecken auf der Schieferungsfläche, die sich als Chloritoid herausstellen. Dichtes, parallelagiges Serizit-Chloritgewebe, in welches lagenweise Quarz eingestreut ist.

U.d.M.:

Quarz: bildet etwas gelängte, z.T. schwach undulöse, xenomorphe Körner, die einesteils im Serizitgewebe verstreut liegen, andernteils sich zu zusammenhängenden Lagen gruppieren.

Hellglimmer: farblos, sehr feinschuppig, Serizit; einzelne größere Leisten zwischen Quarzkörnern.

Chloritoid: x = grün, y = graublau, grünlichblau, z = gelblich; charakteristischer Pleochroismus, etwas anomale Interferenzfarben; meistens 0,05 mm große Leistchen. Diese sind oft mit

Chlorit: verwachsen, der aber auch im Serizitgewebe und zwischen den Quarzen auftritt. x = gelblich, z = grün, (-); Interferenzfarbe deutet auf Fe-reichen Prochlorit hin.

Ferner: Apatit, Epidot, opakes Erz.

3.4 Bündnerschiefer-Serie

Über den paläozoischen Serien und den Horizonten, die als fragliche Triasreste in Form von einzelnen Linsen über diesen auftreten, folgen in meinem Kartierungsgebiet mächtige dunkle, kalkarme Phyllite, Quarzite, Karbonatquarzite, Dolomitbreccien mit quarzitischem Bindemittel, Kalkglimmerschiefer mit einzelnen Marmorlagen und eine Reihe von prasinitischen Gesteinen, die allgemein als Bündnerschiefer (G.FRASL 1953 b; 1958, S.353) - jurassisches bis altkretazischen Alters - auf Grund der ähnlichen Ausbildung der gleichaltrigen Gesteine wie in den unter- bis mittelpenninischen Decken von Wallis, Tessin und Graubünden, aufgefaßt werden.

Nach G. FRASL & W. FRANK (1964) werden diese Bündnerschiefer in zwei Serien gegliedert, in eine kalkarme "Brennkogelserie", vielfach grobklastische Sedimente als Aufarbeitungsprodukt von Triasgesteinen führend, und in eine kalkreiche "Glocknerserie" mit überwiegend Kalkglimmerschiefern und einem mächtigen Komplex von ophiolithischen Gesteinen.

Die Bündnerschiefer bauen in meinem Kartierungsgebiet den Bereich N P.2378 m im Grieswies Schafkar, die Grieswies Mähder, den Ritterkopf und dessen Verbindungsgrad zum Hocharn, das Roßkar - und den gesamten Kamm N Krumlkees-Kopf, bis zum Sagkogel, der das Seidlwinkltal vom Krumltal abgrenzt.

Dazu rechne ich das durchgehende Band von Kalkglimmerschiefern in Begleitung von Schwarzphyllit und Prasiniten, das nahe über den paläozoischen Serien im Liegenden des Modereck-Arkosegneises westlich vom Arltkogel, von SW heraufstreichend, den Tauern-Hauptkamm überquert und ins Roßkar im Krumltal hinunter, von dort zum NNW Grat der Grieswies Mähder hineinzieht und sich dort mit dem mächtigen Kalkglimmerschiefern und mit denen des Ritterkopfes und des Edlen-Kopfes nordwestlich außerhalb meines Kartenbereiches verbindet.

Auf diesem Band liegt eine ganze Reihe von dunklen Phylliten und verschiedenen Quarziten und Breccien mit einem eingefalteten Permoskythlappen und der Seidlwinklrias als Muldenkern.



Abb.46: Ansicht vom Hocharn gegen W bis NNW:

Kamm links von vorn nach hinten: Arlthöhe, Krumlkeeskopf, Ht. Modereck.

Kamm im Vordergrund, von links: Krumlkeeskopf, Wasserfallhöhe, Gamskar-kogel, Sag Kogel, Tiefe Scharte. Mitte links: Wustkogel.

Mittelhintergrund: Kamm zwischen Seidlwinkltal und Fuschertal.

Hintergrund links: Glocknergruppe, Hintergrund rechts: Nördliche Kalk-alpen.

3.4.1 Bündnerschiefer in Brennkogelfazies

Zur Brennkogelfazies zählen vor allem kalkarme Gesteine, vorwiegend dunkle Phyllite, helle Quarzite, Karbonatquarzite, Serizitquarzite, Dolomitgeröll-führende Quarzite und vielleicht auch Arkosegneise.

Diese charakteristischen Gesteine der Brennkogelserie bauen vor allem den gesamten Kammbereich nördlich des Krumlkees-Kopfes-Wasserfallhöhe-Gamskar-Kogel (P. 2588 m) und dessen Unterbau auf. In der Wasserfallalm und auf der E-Seite des Krumltales, im Bereich S des Leist Riegel sind diese Gesteine auch mit Arkosegneisen, Albitporphyroblastenschiefern und Kalkmarmoren verzahnt (vgl. Profile 17, 18, 19, 20, 21, 22). Am NNE Grat des Grieswies-Schwarzkogels ist bei Kote 2716 ebenfalls eine Reihe von Brennkogelserie-Gesteinen dieser Serie mit einem Rest eines Bündnerschiefer-Arkosegneisbandes muldenförmig in die Kalkglimmerschiefer der Glocknerserie eingefaltet (vgl. Profil 17 und Abb. 71). Dieses Gestein ist die streichende Fortsetzung desselben Gesteinszuges von der Wasserfallalm im Krumltal.

3.4.1.1 Dunkle Phyllite (Schwarzschiefer)

Sie bieten ein relativ einheitliches Bild. Es handelt sich um dunkel pigmentierten Serizitphyllit bis Quarzserizitphyllit, der üblicherweise als Schwarzphyllit bezeichnet wird.

Das Gestein ist dunkelgrau-blaugrau bis silbergrau glänzend, sehr häufig mit braunen Limonitflecken. Der Zusammenhalt an der Schichtfläche ist sehr gering, daher die blättrige Absonderung. Selten sind aus dem feinschuppigen Grundgewebe hervortretende Porphyroblasten festzustellen. Es handelt sich dann um Granat mit Einschlusswirbel oder ganz selten um Albit. So z.B. in den Grieswies-Mähdern. Der Mineralbestand ist zur Hauptsache Hellglimmer, der aus feinschuppigem Serizit besteht, größere Glimmerblättchen sind selten

und enthalten sehr viel Graphitpigment. Auf den s-Flächen bilden sie Runzelungen und Lineationsstrukturen. Oft können die Phyllite sehr quarzreich werden und sind dann heller und leiten zu geschiefereten Quarziten über. Sie können ab und zu auch wenig bis gar kein Pigment besitzen und erscheinen dadurch heller.

Sie können aber auch einen beträchtlichen Anteil an Karbonat aufnehmen, das oft überhand nimmt und dann dünne Kalkschiefer- bis Kalkglimmerschieferlagen ausbildet. Diese sind im Gelände durch weniger Pigmentgehalt in hellbräunlichen Zügen zu erkennen. So z.B. in der Wasserfallalm, im Roßkar und in den Grieswies Mähdern. - Die dunklen Phyllite stehen oft auch in feinen Wechsellagerungen mit Serizitquarziten, dünnen Kalkglimmerschieferbändern, Marmorbänkchen und Albitporphyroblastengneisen. So z.B. in der Wasserfallalm, Oberer Keesboden (vgl. Profil 21, 22), NW Grat des Grieswies Schwarzkogels (vgl. Profil 18). Diese Wechsellagerung dürfte in der Regel sicher primär sedimentär sein, wenn auch die heutige Anordnung durch die starke Tektonisierung (Verschuppung, Verfaltung und Ausdünnung) bedingt ist. Am Kamm südlich der Goldlackl-Scharte, bei P. 2781 m sind die Phyllite so intensiv mit Triasmarmor verfaltet, daß anscheinend ein (tektonisch bedingter) Übergang entstand.

Feldspatgehalt ist für gewöhnlich in den Phylliten nicht erkennbar, im Dünnschliff geringfügig. Als Ausnahmen kommen aber stark chlorithältige Lagen vor, die merklich Albit führen. Vermutlich stellen sie tuffitisch verunreinigte Partien dar.

U.d.M.: (Die Mengen der Hauptgemengteile schwanken in weiten Grenzen).

Quarz: (0,1 - 0,5 mm) feiner Grus und mäßig verzahntes Quarzpflaster oder rundliche Einzelkörner im Kalzitgefüge. Undulösität wechselnd; oft beträchtlich gelängt (Regelung). Einschluß in Granat, in dessen Druckschatten angereichert.

Hellglimmer: farblos, schuppig; feinkörniges (0,01 mm) Gefüze mit wandernder Auslöschung, in dem auch größere

Muskowite aufsprossen. Häufig parakristalline Defor-
mation. Stark pigmentiert und von limonitischen Lösun-
gen durchtränkt. Parallelverwachsungen mit Chlorit.

Chlorit: gelblich-grünlich, ganz schwach pleochroitischer
Klinochlor (+) und Pennin (-). In einem Fall auch Pro-
chlorit mit einem Haufwerk von Rutilnadelchen und Pig-
ment.

Albit: nur ganz selten in dünnen Lagen; als Ballenalbit un-
ter Aufzehrung von Muskowit, Chlorit, und Karbonat neu
gesproßt. Einschlußzüge von Epidot, Hellglimmer, Erz,
Pigment, Quarz und Karbonat. Sogar schmale inverszonare
Ränder können auftreten.

Granat: bis 3 mm große Porphyroblasten mit verdrehten und
wirbelartigen Einschlußzügen von graphitischem Pigment,
Quarz, selten auch Hellglimmer.

Karbonat: xenomorpher Kalzit mit Zwillingslamellierung,
Quarz oft als tropfenförmiger Einschluß. Muskowit als
Blättchen an den Kornrändern. Oft treten Einschlüsse
von stark pigmentierten Klinzoisiten auf. Daneben auch
ankeritisches Karbonat mit wenig Zwillingslamellen und
starker Infiltration durch Fe-Erz.

Ferner: Klinzoisit, Epidot, Turmalin, oxyd. Fe-Erz, Pyrit,
Apatit, Titanit, Pigment.

Dieser Mineralbestand bleibt bei den meisten Schwarz-
phyllittypen im wesentlichen erhalten. Eine Änderung er-
fährt vor allem der Anteil an Quarz, der bewirkt, daß hin
und wieder dünne, quarzitische Partien den Phylliten einge-
lagert sind. Auch Chlorit kann stellenweise einen beträcht-
lichen Anteil erreichen, der eine tuffitische Ausgangsnatur
des Gesteins rechtfertigen würde (so z.B. am NNW Grat des
Grieswies Schwarzkogels und im Roßkar). Abzutrennen sind
diese diffusen kleineren Ausbildungen im allgemeinen nicht.
Auch die dünnen Kalkglimmerschieferlagen bleiben meistens
untergeordnet.

Es treten aber eine Reihe von mächtigen Quarziten und
Breccien auf, die unbedingt ausgeschieden und gegliedert
werden können. Es sind dies folgende Typen.

3.4.1.2 Quarzite

(Krumlkees-Kopf E- und N-Abhang, Wasserfallalm-
Rohrmoser-Alm: Umrahmung der Trias.

Gräben im Gamskarl, Leist-Riegel bei P.2781,
Umrahmung der Trias; Grieswies Mähder, vgl. Abb. ;
Profil 19).

Bilden meist Bänke von mehreren dm bis m Mächtigkeit
als Einschaltungen in die dunklen Phyllite. Es handelt

sich dabei um ein feinkörniges, hellgrau-weißes Gestein, öfters sehr durchbewegt und verfaltet. Besteht hauptsächlich aus xenoblastisch verzahntem Quarzgewebe, nur selten untergeordneten Plagioklasen ohne Verzwillingung und Einschlüssen. Das feine Quarzkornpflaster wird von einigen Hellglimmerleisten durchzogen, vereinzelt verbinden diese sich zu ganz feinen Serizitlagen parallel s.

Die durchschnittliche Korngröße beträgt 0,1 mm. Öfters sind die Glimmerlagen mit graphitischem Pigment erfüllt (meist nur mm-dünne Partien), mit bis zu 20 % Graphitgehalt, diese Lagen erscheinen dann schon makroskopisch schwarz.

Eine genauere Vorstellung vom Aussehen einiger Quarzite vermittelt am besten die Beschreibung in der Glocknermonographie von H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939.

3.4.1.3 Karbonat-führende Quarzite

In frischem Zustand rein-weißes, bei Verwitterung gelb-braun imprägniertes Gestein mit xenoblastisch verzahnten, sehr feinen Grundgewebskörnern aus Quarz und einem beträchtlichen Anteil an Kalzit.

Der Karbonatgehalt ist meist homogen über das gesamte Gestein verteilt. Die Gesteine sind in Aufschlüssen meist bankig, durch Serizitbelag bedingt. Es gibt auch Partien, wo das Karbonat nur in Form von einzelnen braun verwitternden Körnchen vorhanden ist. Oft ist ein bänderiger Wechsel von karbonatfreien und karbonatführenden Quarziten zu beobachten.

In der Wasserfall-Alm in SH 2380 - 2400 m (Profil 21) gehen diese öfters in Quarzitschiefer über und bilden mit ihnen Wechsellagerungen, wie mit dunklen Phylliten.

Diese Quarzitschiefer unterscheiden sich von den vorhergehenden Quarziten oft nur durch sehr geringe Schieferungsflächenbildung, die mit silberhell-glänzenden Serizitbelägen überzogen sind. Oft sind diese Beläge nur fleckenhaft verteilt, dadurch wird der Bruch nicht blätterig, sondern

bröckelig. Der Karbonatgehalt kann hier auch beliebig variieren, meist aber ist er nur sehr gering.

Auf den s-Flächen sind oft auch Turmalinnädelchen ausgebildet.

Der Mineralgehalt besteht zu 70 - 80 % aus Quarz, 10 - 15 % Karbonat, bis zu 10 % Serizit; ferner sulfid. Erz, Graphitpigment, Turmalin, Apatit.

Karbonatquarzite (= sensu stricto), in denen das Karbonat mit wesentlichem Anteil den Quarz begleitet, gibt es im kartierten Gebiet eigentlich nur wenig. Es sind meist dünne Einschaltungen in die dunklen Glimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer, in der Wasserfallalm im tektonisch Hangenden des Arkosegneiszuges ca. in SH 2350 m und am Leistriegel bei P. 2781 m. Die Menge des Karbonates bedingt infolge leichterer Verwitterung eine rauhe Oberfläche, braune Färbung und sandigen Zerfall.

Karbonatquarzite sind in der Wasserfallalm bei P. 2553 m mit den quarzitischen Dolomitbreccien sehr eng verbunden und diese Verbindung ist wohl schon primär stratigraphisch.

3.4.1.4 Breccien

Dolomitbreccien mit hauptsächlich quarzitischer Matrix sind am NNW Grat des Grieswies Schwarz-Kogels 150 m südlich P. 2781 m im Liegenden des Arkosegneiszuges aufgeschlossen (Abb. 47). Nach dem Arkosegneis folgt dunkler Phyllit, in welchem 2 m Breccie eingeschaltet sind. Es ist ein Band von gelbweißem, bankigem, schwach karbonathältigem Quarzit mit ganz wenig feinem Serizit, mit Schollen von dichtem, dunkelgrauem Dolomit, die cm- bis mehrere dm-Größe erreichen.



Abb.47: Dunkelgraues, ausgelängtes Dolomitgeröll in heller quarzitischer Matrix. NNW-Grat des Grieswies Schwarzkogel, 150 m südlich P.2781.

Der Breccienzug verschwindet gegen NW unter Gehängeschutt und Moräne.

350 m weiter NW steht an seiner Stelle gelbweißer Kalkmarmor an. In der Wasserfallalm treten Dolomite und Quarzite an seine Stelle.

Das Aussehen der Breccien deckt sich mit denen, die CORNELIUS & CLAR (1939, S.124) in der Glocknermonographie beschrieben und die weite Verbreitung derselben in vielen, oft sehr kleinen Vorkommen, erkannten.

G. FRASL (1953 b; 1958, S.358) fand Dolomitblöcke mit bis 1 m Durchmesser (in der Königstühlalm westlich des Seidlwinkltales) in den Breccienlagen. Es ist daher auch möglich, daß einige, von Ch. EXNER (1964) als Triasdolomite und Kalkmarmore ausgeschiedene Gesteinsschollen entlang des geringmächtigen Arkosegneiszuges im Krumltal als in die Bündnerschiefer resedimentierte Triasschollen gedeutet werden könnten.

Es ist auch möglich, daß diese Dolomite und Kalke direkt in die Breccien übergehen oder die Breccien aus ihnen hervorgehen.

Nach G.FRASL (1958, S.358) und E.CLAR (1939, S.124 f.) gehen die Breccien an manchen Stellen durch Überhandnehmen der feinen Fraktionen und durch langsames Aufhören der Einstreuung der groben Fraktionen sukzessive in andere Gesteine derselben Serie über. Dasselbe Ausklingen der Gerölleinstreuung ist von E.BRAUMÜLLER (1939, S.75, 103, 129) im Arkosesandstein, in Kalken und Kalkphylliten und wieder von E. CLAR (1939, S.127) in Knotenschiefern der Brennkogeldecke beobachtet worden. Diese Übergänge in andere Gesteine derselben Serie sind beim Krumlkeeskopf besonders ausgeprägt und so stetig, daß man nur willkürliche Grenzen in die Karte einzeichnen kann. Das dürfte auch ein Hinweis auf die Zusammengehörigkeit der ganzen Serie sein.

3.4.1.5 Bündnerschiefergneise

Diese mit jungen, z.T. Dolomitgerölle führenden Schwarzphylliten, Quarziten und Kalkglimmerschiefern offensichtlich wegen der gemeinsamen Sedimentation des Ausgangsmaterials durch Übergänge verbundenen, feldspatreichen Gesteine sind z.T. aus Arkosen entstanden (G.FRASL, 1958). Als Bündnerschiefergneise bezeichnet FRASL auch solche Gneise, die hauptsächlich durch Albitisierung aus feinkörnigeren kalkfreien Bündnerschiefern hervorgegangen sind, für die aber wegen ihres Mineralbestandes von hauptsächlich Feldspat, dann Quarz und wenig Glimmer sowie auch wegen ihrer beachtlichen Festigkeit und nur geringen Schiefrigkeit die Bezeichnung "Albitporphyroblastenschiefer" nicht mehr gut paßt. Beide Arten von Bündnerschiefergneisen sind nach G.FRASL (1958) im hinteren Seidlwinkltal z.T. in kilometerlangen Lagen vorhanden (FRASL, 1953 b, 1954 a).

Von solchen Bündnerschiefergneisen wird ein Vorkommen aufgebaut, das mit den Bündnerschiefergneisen (FRASL, 1958) am Hinteren Modereck und deren N Fortsetzung N der Weißenbachscharte auf 6 km Länge bis zum Wasserfall des Spritzbaches im Seidlwinkltal zusammenhängt, und dessen Ausläufer

500 m südlich des Gamskarkogels (2588 m) den Grat zwischen Seidlwinkltal und Krumltal quert, von dort gegen E in Richtung zur Rohrmoser Alm hinunterziehend unter Schutt verschwindet und in SH 2000 m noch einmal mit Quarzit, Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefern in primärem Verband steht. Der hauptsächlich aus Albitporphyroblastenschiefern bestehende Gneiszug ist auf Grund der Übergänge und Wechsellaagerung mit Schwarzphylliten, Karbonatquarziten und Dolomitgerölle führenden Quarziten wohl zu den Bündnerschiefern zu stellen. Siehe dazu auch die Abb. 41 und Profil 20.

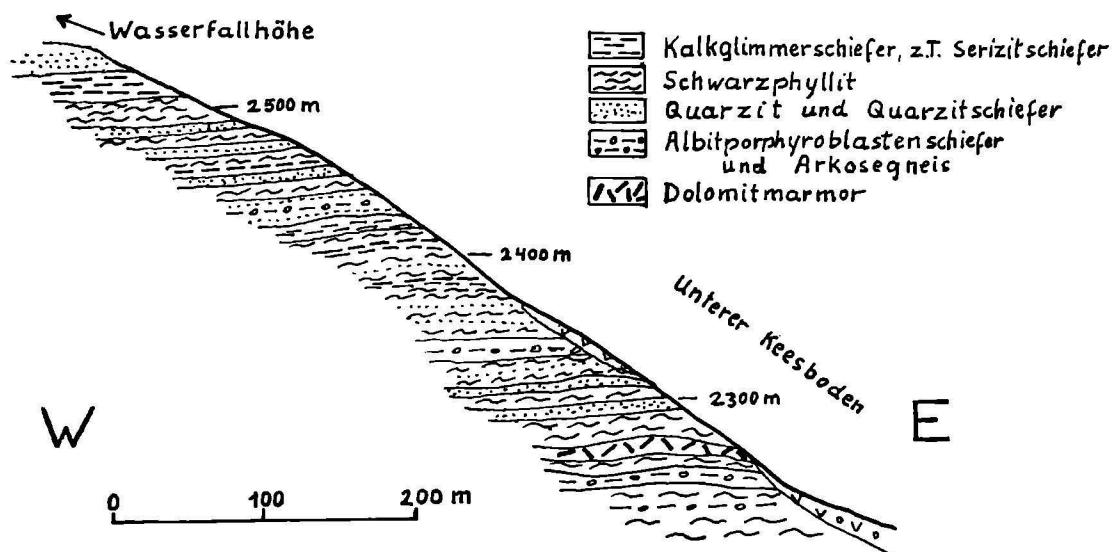


Abb. 48a: Profil 21: Wasserfallalm 200 m E Kote 2564 (Wasserfallhöhe). Bündnerschieferserie (Brennkogelserie) in der Westflanke des hinteren Krumltales.

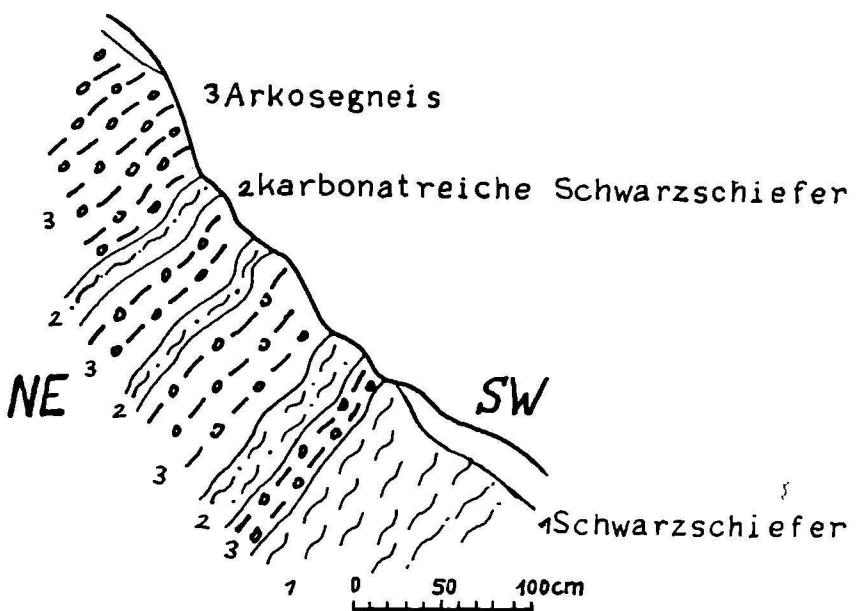


Abb. 48b: Detailprofil aus dem Übergangsbereich von den Arkosegneisen zu Schwarzphylliten der Brennkogelserie. Unterer Keesboden, E-Seite des hinteren Krumltales. SH 2100 m N Kote 2076.

Profil 22: Oberer Keesboden 300m SE Kote 2553

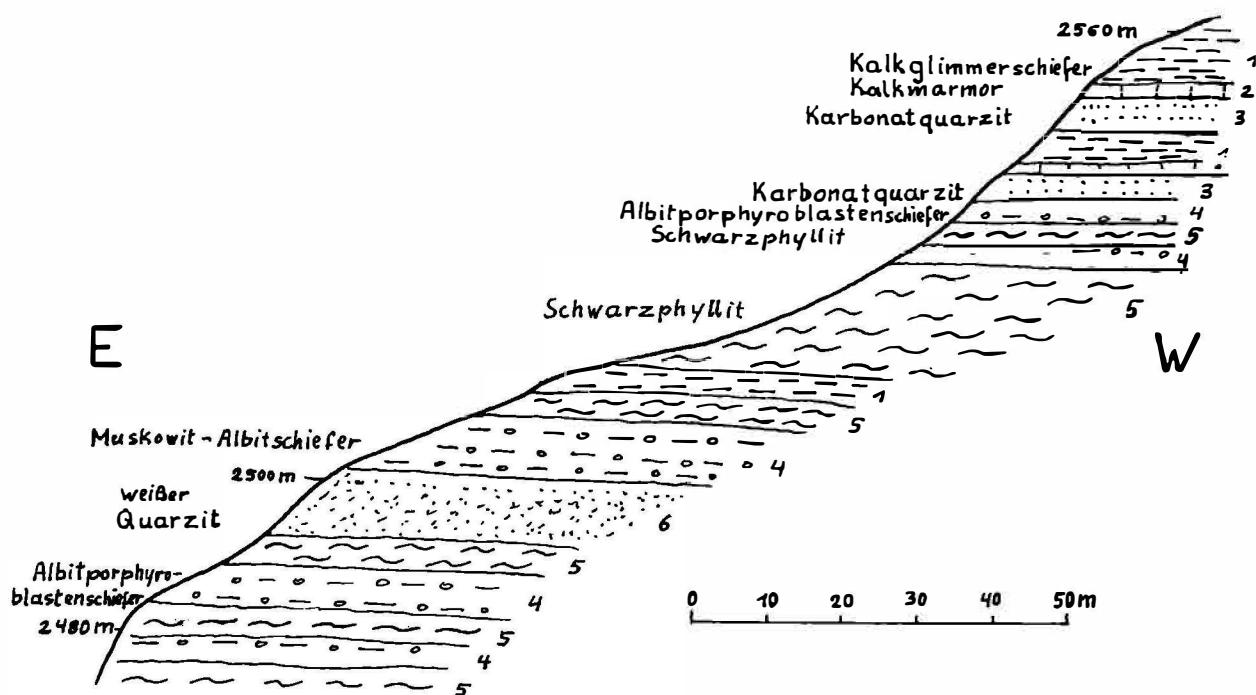


Abb.49: Profil im Oberen Keesboden

Ein weiters Vorkommen von Bündnerschiefergneisen, das den permoskythischen Gesteinen sehr ähnlich ist, stellt der Paragneise, Quarzite und Hellglimmerschiefer umfassende Zug dar, der nördlich des Krumlkees-Kopfes, östlich unter P. 2781 m unter Schutt auftaucht und nach Ch. EXNER (1964, S.63-64) die Fortsetzung des südlich des Hinteren Moderecks auskeilenden Phengit-Mikroklingneises darstellen soll.

Er streicht zur Wasserfallalm im Krumltal, in den unteren Keesboden, und zieht an der E-Flanke des Krumltales aufwärts gegen SE, wo er den NNW-Grat des Grieswies-Schwarzkogels 300 m südlich P. 2781 quert (vgl. Profil 18) und zuletzt am Grat über den Grieswies Mähdern NE vom Grieswies-Schwarzkogel in SH 2760 m steil N-fallend in die Wand zieht und etwas nördlich davon in SH 2660 m, nun S-fallend, am Grat wieder als m-dünne Lage auftaucht, indem er eine Mulde (Tauchsattel) bildet. Siehe Abb. 79 und Prof. 17.

G. FRASL (1958) fand anlässlich einer gemeinsamen Exkursion mit Prof. Ch. EXNER in den in jungen Schwarzphyllit überleitenden Arkosegneisen des Krumltales SE P. 1743, die unseren letztgenannten Vorkommen entsprechen, dieselben z.T. getrübten Kalifeldspatrelikte wie im Bündnerschiefergneis beim Spritzbachfall.



Abb. 50: Kalifeldspatgerölle-führender Phengit-Albit-schiefer. 150 m südlich P. 2781 am NNW-Grat des Grieswies Schwarzkogels.

Dieser Gesteinszug ist übrigens öfters auch von einzelnen Dolomit- und Kalkmarmorschollen begleitet, z.B. in der Wasserfallalm auf der W-Flanke des Krumltales, wo auch Arkosegneise, weiße Quarzite und Phengit-Albit-Porphyroblastenschiefer mit Schwarzphylliten, hellen Serizitquarziten, Kalkglimmerschieferlagen und Kalkmarmorbänken vergesellschaftet und oft in Wechsellagerung auftreten (vgl. Prof. 21 und 22).

Diese Situation läßt annehmen, daß die Paragneise und Quarzite zur Bündnerschieferserie dazugehören.

Am NNW-Grat des Grieswies-Schwarzkogels wird der Arkosegneiszug im Liegenden von Dolomitbreccien und im Hangenden von Kalkglimmerschiefern und Schwarzphylliten und hellen Quarziten begleitet.

3.4.1.5.1 Phengit-Metaarkosegneis

Dieses Gestein ist vom Unteren Keesboden bis Grieswies Mähder zu verfolgen und tritt in der Mitte des Zuges auf. Der Großteil besteht aus hellgrünen bis grauen massigen Arkosegneisen, die ihre Farbe dem blaßgrünen Hellglimmer, Phengit, verdanken (Phengitgneise, Ch EXNER, 1964).

Die Klastika sind verschieden groß ausgebildet. Es wechseln häufig etwas größer klastische Lagen mit Lagen, die fast keinen Feldspat führen, ab.

U.d.M.:

Kalifeldspat: Meist nicht eingeregelt, oft mit s. quer zum s., etwas eckig, aber doch abgerundet und deutlich umgrenzt von feinkörniger Matrix aus Quarz und Hellglimmer. Die Bruchstücke betragen mehrere mm bis 0,5 cm. Sie sind oft im Kern Ader-, Fleckenperthit, öfters mit Serizitmikrolithen und am Rande mit deutlicher Mikroklingitterung. Entlang der Mikroklinleisten wurden oft im Zuge der Metamorphose neue leistenförmige Plagioklaseinschlüsse gebildet (siehe Abb. 51a).



Abb. 51a:

Klastischer Kalifeldspat im feinkörnigen Grundgewebe aus Quarz und Albit und Phengit (ca. 35 x vergr. + Pol).
Sonstige Erklärung im Text.

Selten sind im Kalifeldspat auch zonar angeordnete Serizitzüge und gegen den Rand hin harte Mikroklin-gitterung zu sehen (Abb. 51b).

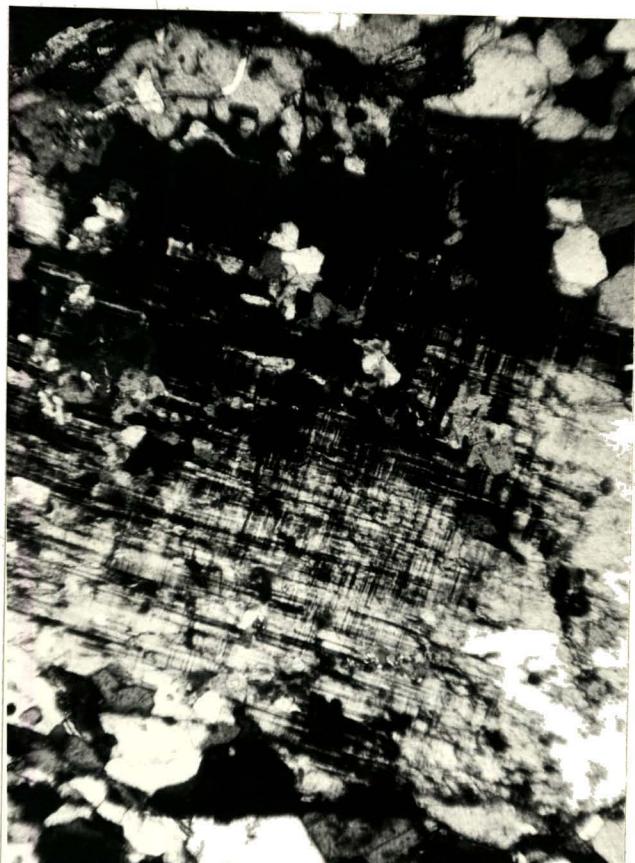


Abb. 51b.:

Hartgegitterter
klastischer Mik-
roklin mit einer
feinen Trübung
(ca. 35 x + Pol.)

Auch Einschlüsse von verzwillingten Hellglimmer-Mikrolithen-reichen Plagioklasen kommen vor. Das Grundgewebe besteht hauptsächlich aus feinkörnigem (0,2 mm) Quarz-Albitpflaster und 0,3 - 0,5 mm großen Hellglimmern (Phengit), die die teils eckigen, teils schwach abgerundeten, deutlich größeren Feldspäte umfließen. Die Einschlüsse sind Phengit, Serizit, Karbonat, Apatit, Plagioklas, Quarz und Pigmentstaub.

Quarz: stark verzahntes Kornpflaster, meist mehr oder weniger deutlich undulös. Durchschnittliche Korngröße 0,2 mm. In den Quarzgeröllen können die Überindividuen bis 2 mm groß werden.

Plagioklas: Oft hat es den Anschein, als ob ursprünglich große Körner, die noch Zwillingsslamellen erkennen lassen, in ein feines, hellglimmerübersättigtes Haufwerk kleiner Albite und Quarze zerfallen wären. Typische Plagioklas-III-Relikte fanden sich nicht. Sie bilden meist zerlappte Körner mit granophyrischen rundlich-länglichen Quarz- und Muskoviteinschlüssen. Neben vollständigen Neubildungen könnte es sich hier teilweise um eine Umsetzung der alten Plagioklase zu Albit unter gleichzeitigem Ein-

wandern von Quarz handeln, eine Vermutung, die nicht bewiesen werden kann.

Hellglimmer: x = farblos, z = graugrün, leicht schmutzig-grüner Pleochroismus und Einschlüsse von Titanit, Rutil, Erz. Ist oft mit olivgrünem bis bräunlichem Biotit (0,05 mm) verwachsen und enthält auch Einschlüsse von gelb-braunem pleochroitischem Orthit.

Ferner: Apatit, Orthit, Epidot, Titanit, Karbonat, Biotit, Erz, Turmalin und Zirkon.

3.4.1.5.2 Mikroklinführender Hellglimmerquarzit (Grat zwischen Grieswies Schwarzkogel und Goldlacklscharte im südlichen Bereich)

Dieses Gestein tritt oft in Wechsellagerung mit dem Arkosegneis auf. Es bricht meist in Platten von 2 - 5 cm Stärke und bis 1 m Durchmesser. Bedingt wird diese Plattenbildung durch die Anordnung der Glimmerlagen.

U.d.M.:

Das Grundgewebe besteht aus einem sehr feinkörnigen Quarz-Albitpflaster (0,05 - 0,15 mm Korngröße), in welchem oft bis 2 mm große Körner aus Quarz und zuweilen Mikroklin, und Plagioklas mit Einschlüssen von Quarz und Hellglimmer stecken.

Albit: meist xenoblastische, einschlußfreie Körner im Grundgewebe. Auch einzelne mehrere mm große Körner mit polikloblastischen Einschlüssen aus Quarz, Hellglimmer, sie enthalten oft ein deutliches s, das eindeutig quer zum s verläuft, das in Form von Hellglimmern und Quarz diese groben Körner umfließt. Auch einschlußfreie poly-synthetisch verzwillingte Plagioklase treten spärlich auf.

Hellglimmer: (0,2 mm) x = farblos, z = grünlich, sowohl unregelmäßig im Grundgewebe als auch lagenförmig angeordnet. Karbonat mit Dichroismus und Erzgehalt an Spaltflächen.

Kalinatronfeldspat: meist mit xenomorphen Umrissen, nur wenig einzelne Leisten vorhanden; getrübt mit trübungsfreiem Randsaum.

Meist Fleckenperthit, wenig hart gegitterter Mikroklin.

Ferner: Apatit, Titanit, opakes Erz (Magnetit?) und Linomit.

3.4.1.5.3 Phengit-Albitblastengneis, z.T. Albitporphyroblastenschiefer (In der Wasserfallalm und südlich Gamskarkogel).

Er besteht hauptsächlich aus Albit, der oft zu großen Porphyroblasten neugesproßt ist und aus Hellglimmer. Ab und zu können sogar Partien auftreten, die bis 15 % Biotit führen. Man sollte sie dann eher Biotit-Albitporphyroblastenschiefer nennen. In diesen Bereichen ist der Biotit olivgrün bis dunkelgrün-rotbraun. Dieser Gesteinstyp ist durchwegs ausgebildet und besonders der südlichste abgespaltene Teilkörper in der Wasserfallalm wird davon aufgebaut.

U.d.M.:

Plagioklas: Verzwilligungen sind häufig nach dem Albit- und Periklingesetz ausgebildet; bilden Porphyroblasten aus mit xenoblastischen Umrissen, poikiloblastischen Einschlüssen von Quarz und Hellglimmer.

Quarz: bildet meist längliche Einschlüsse im Albit; wenige xenoblastisch verzahnte Körner, selten undulös.

Hellglimmer: leicht pleochroitisch, graugrünlich (Phengit) mit Pigmentbestäubung.

Biotit: x = gelb, y = olivgrün, z = braungrün.

Ferner: Titanit, Apatit, Karbonat, Orthit, Epidot, und Magnetit.

3.4.1.5.4 Z.T. Kalifeldspat-führender Hellglimmer-Karbonat-Quarzit

Dieses Gestein steht hauptsächlich am Grat oberhalb der Grieswies Mähder an, wo der Muldenschluß der Brennkogelserie aufgeschlossen ist.

Es ist partienweise sehr kompakt, stellenweise sehr durchbewegt, kleingefältelt, und in diesen Partien herrschen die Glimmerlagen vor, die dann stark gequält, und mit rekristallisierten größeren Blasten verwachsen sind. Es zeigt sich, daß die Kristallisation die Bewegung überdauert hat. Es handelt sich um ein hellgrau- bis grünes, infolge der Durchbewegung sehr schiefriges, oft dünnblätteriges Gestein mit viel Hellglimmer und deutlich erkennbaren bis 1 - 2 mm großen Knoten (ehemaligen Geröllen) aus Quarz und Feldspat.

U.d.M.:

Quarz: Pflaster aus undulösen, xenoblastischen Körnern, durchsetzt von Hellglimmer und rhomboedrischem Karbonat, das zuweilen auch kompakte Lagen bildet, mit Einschlüssen von Hellglimmer und Quarz. Darin sind oft größere getrübte Kalifeldspäte, Fleckenperthit und einzelne Mikrokline.

Mikroklin: meist kleine, xenomorphe, in s gelängte Körnchen, auf das Grundgewebe beschränkt.

Hellglimmer: meist schwach grünlicher Pleochroismus, hauptsächlich zu Glimmerlagen vereinigt. Einschlüsse von Erz und Pigment.

Biotit: x = hellgelb, z = braungrün, oft mit Hellglimmer verwachsen.

Ferner: Karbonat, Titanit, Erz und Apatit.

3.4.2 Bündnerschiefer in Glocknerfazies

Diese mächtige Serie bildet, nach den neuesten Kartierungsergebnissen in den Grieswies-Mähder und im Krumltal, eine riesige liegende, nach NE überkippte Falte, die in ihrem Kern die Brennkogelserie, die Gesteine der Seidlwinkl-trias und das Permoskyth enthält. Die Serie baut den mächtigen Stock des Ritterkopfes, die diesem vorgebauten Grieswies-Mähder und eine dünne, durchgehende Kalkglimmerschieferlamelle im Krumltal auf, die nach meinem Kartierungsbe-fund mit der Hauptmasse der Glocknerdecke in Zusammenhang steht und sich ununterbrochen in den Kalkglimmerschieferzug unter der Rote Wand-Modereckgneislamelle fortsetzt (Ch. EX-
NER, 1964).

Die Grenze zwischen der Brennkogelserie (bzw. Seidl-winkl-triasgesteinen) und der Hauptmasse der Glocknerserie verläuft in unserem Kartierungsgebiet ungefähr N von P.2716 am Kamm der Grieswies-Mähder über die Goldlackl-Scharte (P.2662) ins Krumltal, 50 m nördlich der Rohrmoser Alm (P.1686) vorbei und hinauf zum Grat ungefähr in der Mitte zwischen Sag Kogel und Schafleger Kopf.

Die Gesteine in Glocknerfazies sind hauptsächlich Kalkglimmerschiefer mit Einschaltungen von mächtigen Prasiniten, wenigen dunklen Phylliten, Serizit-Chloritschiefern und Serpentinrandgesteinen.

3.4.2.1 Kalkglimmerschiefer

Sie sind, wie bereits erwähnt, in den Grieswies-Mähdern und am Ritterkopf mächtig ausgebildet und häufig mit Prasiniten verzahnt. Sie bestehen aus Kalzit, etwas xenomorphem, undulösem Quarz, farblosen Hellglimmerschuppen, die oft auch mit Chlorit parallelverwachsen sind, Pigment und Erz. Im frischen Zustand sind sie blaugrau bis grauweiß, je nach Pigmentgehalt, der eine deutliche sedimentäre Bänderung im cm-dm-Rhythmus erkennen lässt. Ihre Festigkeit wechselt ebenfalls je nach Gehalt an Hellglimmern und Quarz, welche ebenfalls oft eine Bänderung hervorrufen. Die verwitterte Erscheinungsform dieser Kalkglimmerschiefer ist graubraun bis braun, durch den wesentlichen Anteil an sulfidischem Erz (Pyrit) bedingt. Die Oberfläche ist dann sandig-rauh, griffig. Sie bilden gerne steile Wände, die von senkrechten ausgewitterten Klüften zergliedert werden und oft durch Wind und Wasser rundgeschliffene Pfeiler bilden.

Häufig besteht eine enge Beziehung dieser Kalkglimmerschiefer zu Schwarzphylliteinlagerungen, die mit ihnen verzahnt sind und sowohl seitlich, als auch senkrecht zur Lagerung in sie übergehen. Des öfteren finden sich geringmächtige (0,1 - 0,5 m) Marmorbänkchen und -linsen als Einlagerungen in den Kalkglimmerschiefern, wie z.B. nördlich unterhalb des Krumlkeeses in Seehöhe 2400 m, südöstlich unterhalb des Grieswies-Schwarzkogels am E-Rand des Hocharn Keeses. In den mehrere 100 m hohen Wänden der Grieswies Mähder kann man weithin sichtbare m-mächtige, mehrere m lange Linsen und Knauern von gelbweißem Quarz beobachten, die vor allem in tektonisch sehr beanspruchten Zonen im unteren Bereich der Kalkglimmerschiefer auftreten. Am Grat der Grieswies Mähder zum Ritterkar finden sich auch Chloritschiefer- und Quarziteinlagerungen in den Kalkglimmerschiefern. Südwestlich oberhalb der Rohrmoser Alm in Seehöhe 1900 m kann man in dem in die Brennkogelserie eingeschalteten Kalkglimmerschiefer cm-dünne, oft mehrere dm-lange Linsen und "Ausschwitzungen" von gelbweißem spätigem Kalkmarmor

und deutlich herauswitterndem Dolomit beobachten, die Kleinfältelungsstrukturen besonders gut abbilden. In diesen Strukturen erkennt man auch oft Hinweise für inverse Liegendschenkel (vgl. Abb. 80 S. 197).

3.4.2.2 Prasinit (Albit-Chlorit-Epidot)

Diese Gesteine bauen zum Großteil den Oberteil des Ritterkopfes, die walzen-, keil- und halbmondförmigen Körper (vgl. Profile Ch. EXNER, 1964, Tafe. 2), die an der SE-Flanke als grüngraue Einschaltungen im Kalkglimmerschiefer weithin sichtbar sind, und die bankförmigen Einlagerungen im Kalkglimmerschiefer in den NE-Abhängen des Ritterkopfes auf. Es handelt sich um grüngraue, oft auch gelblichgrüne Gesteine, die aus einem Netzwerk von grüner Hornblende, Chlorit, Albit, Epidot und Titanit bestehen. Oft ist auch eine Bänderung durch Unterschiede in der Mineralzusammensetzung auffällig. Dieser Lagenbau geht wohl auf eine ehemalige Tuffschichtung zurück. Der hohe Epidotgehalt, der die Gesteinsfarbe mehr gegen gelbgrün verändert, tritt oft in leuchtenden Lagen, Adern und mehrere m langen Linsen auf. Zahlreiche unscharf begrenzte Albitflecken, von größeren Säulen Epidot ohne auffällige Bevorzugung einer Richtung durchwachsen. Chlorit ist sehr reichlich vorhanden.

U.d.M.:

Das Gestein zeigt intensive Durchbewegung, Spitzfaltung und Wirbelbildungen. Unter den dunklen Gemengteilen tritt Hornblende öfters zugunsten von Biotit und Chlorit zurück.

Hornblende: (0,2 mm); x = nahezu farblos, z = graugrün-grasgrün, wahrscheinlich aktinolithische bis barroisitische Hornblende; stark zerglitten und kataklastisch zerlegt. Oft als Einschluß in Albit.

Chlorit: (bis 1 mm); zwei verschiedene Typen:

1. sehr Fe-ärmer Prochlorit (+)
2. Pennin mit wechselndem optischen Charakter im selben Aggregat.

Beide Chlorite haben die gleiche Eigenfarbe, schwach pleochroitisch x (z) = blaßgrün, z (x) = farblos.

Divergentstrahlig Aggregate und Einzelpakete, oft mit Biotit parallelverwachsen.

Epidot: (bis 1 mm große Säulen); Fe-reicher Pistazit in gut ausgebildeten Säulchen oft gleichmäßig über den Schluß verteilt. Merklicher Pleochroismus, oft mit Zwillingsbildung. Auffällig sind Einschlüsse im Kern. Der Kernbereich hat auch meist höhere Doppelbrechung. Die Einschlüsse (0,05 - 0,02 mm) sind wohl Quarz und/oder Albit, daneben Erz und Rutil. Karbonat als Zwickelfüllung.

Biotit: x = gelblich, z = olivgrün. Oft schräg zur Schieferungsrichtung, doch selten typische Querbiotite.

Albit: (0,4 - 0,6 mm); nicht verzwillingte, selten einfach-verzwillingte, unregelmäßig geformte Körner mit vielen Einschlüssen aller übrigen Gemengteile des Grundgewebes. Oft tritt er in Form einer Grundmasse auf, in die die übrigen Gemengteile eingebettet sind.

Karbonat: ist öfters in Zwickeln ausgebildet, manchmal lapig-buchtig im Albit. Oft kommt es auch vor, daß er lagenweise mit Hornblende-Chloritlagen abwechselt.

Ferner: Titanit, Rutil, Apatit, sulfid. Fe-Erz.

Zum Ophiolithmaterial der Glocknerserie zählen auch noch einige Aktinolith- und Chlorit-führende Gesteinstypen und karbonatführende Albit-Epidot-Chloritschiefer. Weiters kommen auch Serpentin-Randgesteine vor, wie Aktinolithschiefer, Chlorit-Talk-Tremolitschiefer.

Die Aktinolithschiefer, die in einem kleinen Vorkommen in den Grieswies Mähdern bei Kote 2484 auftreten, weisen glänzende, hellgrüne Nadeln und Stengel verschiedener Größe bis zu mehreren cm-Länge einigen mm-Dicke auf. Die Aktinolithen treten meist wirrstrahlig auf, mit Einschlüssen von Klinozoisit und Titanit. Selten werden sie noch von einem ganz feinen Hellglimmer begleitet. Ab und zu kann auch Biotit und Chlorit auftreten; öfters ist auch Albit vorhanden, der sogar mengenmäßig überhand nehmen und mehrere mm-große Porphyroblasten ausbilden kann. Im Aufschluß unterscheiden sich letztere Chlorit-Albitporphyroblastenschiefer von dunklen Phylliten oft nur durch ihren geringen Pigmentgehalt und die grünliche Farbe. In den Albite sind Einschlüsse des Grundgewebes meist gedreht, was auf Drehung der Albite während ihres Wachstums hinweist.

Oft durchziehen opake Erzlamellen oder Pigmentzeilen die Chloritlagen, auch Titanit, Karbonat und Apatit können noch hinzutreten. Diese letzteren Gesteine treten als dm-m-Bänke auf.

3.4.2.3 Serpentinrandgesteine

In der Goldlackl-Scharte, 30 m N P.2661 m tritt zwischen Kalkglimmerschiefern eine 2 m mächtige Lage von Chlorit-Talk-Tremolitschiefer auf. Es handelt sich wahrscheinlich um eines der "Serpentinrandgesteine", das hier in isolierter Form auftritt.

Im Aufschluß hat dieses das Aussehen eines feinkörnigen bis hellfaserigen, glimmerschieferartigen homogenen Gesteines von hellgrüner bis leuchtend bläulichgrüner Farbe.

Ein weiteres Vorkommen dieses Gesteines steht am Weg zur Rohrmoser Alm 100 m NE der Hütte als 3 cm-dicke Lage innerhalb der Brennkogelserie an.

U.d.M.:

Farblose Amphibole, die flecken-, aderförmige und randliche Umwandlungerscheinungen zeigen und den Hauptteil des Gesteins ausmachen, werden von farblosem bis schwach grünlichem Chlorit (Pennin und Klinochlor) begleitet. Daneben tritt sehr feinkörniger Talk? auf.

Amphibol: (im Röntgen-Diffraktometer als Tremolit bestimmt); farblose Stengel bildend; von den Rändern gegen das Innere wird dieser Tremolit von Adern und Flecken durchzogen, die aus einem niedrig lichtbrechenden und hoch doppelbrechenden, feinkörnigen Mineral bestehen. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesem Mineral um

Talk?: sehr feinkörnig, niedrig lichtbrechend und hoch doppelbrechend, farblos. In drei Röntgen-Diffraktometeraufnahmen von diesem angereicherten Mineral konnte dieses noch immer nicht eindeutig bestimmt werden. Im Mikroskop erscheint es jedoch als eindeutiges Zersetzungspunkt des Tremolit, in ader- und fleckenförmigen Einschlüssen, zu sein. Auch randlich geht der Tremolit zerfranst in dieses Mineral über. Sollte es Talk sein, muß man annehmen, daß der Ca-Gehalt ins Nebengestein (Kalkglimmerschiefer) abgewandert ist.

Chlorit: 1. (+), farblos, mit normalen Interferenzfarben, Mg-Klinochlor, strahlig und büschelig ausgebildet. Er ist oft parallelverwachsen mit 2. optisch (-), schwach grünlichem Pennin mit anomal blau-violetten Interferenzfarben. Wohl auch ein Umwandlungsprodukt von Tremolit.

Titanit (Leukoxen): bräunlich verunreinigte Körner bilden Grundgewebeinschlüsse.

Ferner: opakes Erz.

Es konnte kein Plagioklas oder Quarz beobachtet werden. Es handelt sich also um eines der bekannten "Serpentinrandgesteine", das hier in isolierter Form auftritt.

4. Q U A R T Ä R E B E D E C K U N G E N

4.1 Abgerutschte Gesteinsmassen, Bergsturz, Blockwerk (Quartäre Bedeckungen)

Bei der zeitlichen Einstufung dieser quartärgeologischen Körper halte ich mich ebenso wie bei der der Moränen an die Aussagen von Ch. EXNER, da ich keine speziellen Untersuchungen diesbezüglich gemacht habe und daher nichts Neues hinzufügen kann. Für die Rutschungen und Bergstürze des Gebietes Ritterkar-Alm-Bodenhaus nimmt Ch. EXNER (1958) unsicher interstadiales Geschehen an.

Postglazial hingegen erfolgten nach EXNERs Meinung die Bergstürze der W-Flanke des Hüttwinkeltales. Nach dem Prinzip des Abreißens der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferplatte über den Schwarzphylliten gingen die Bergstürze der Grieswies und des Steinkarl beim Lacheegg-Graben nieder.

Zeitlich ähnlich erfolgten wohl auch die kleinen Bergstürze im SW der Rohrmoser Alm gegen Gamskarkogel hinauf und der Bergsturz in der Ritterkopf W-Flanke, wobei dort nicht genau abzugrenzen ist, was Bergsturz- und was Moränenmaterial sein könnte.

4.2 Moränen

Die Moränen in der Ritterkar Alm, dann im Steinkarl beim Lacheegg-Graben (Kolm Saigurn) und vielleicht auch die unteren Blockmoränenwälle NW des Gamskarls in der Ritterkopf W-Flanke könnten, da sie Übergänge zwischen den Erscheinungsformen von Bergsturz und Endmoräne bilden, die für das Daunstadium in dieser Gegend charakteristisch sind (Ch. EXNER, 1958), in ebendieses Stadium zu stellen sein. Vielleicht sind ehemalige vorhandene Daun-Endmoränen im Kessel von Kolm Saigurn von postglazialen Bergstürzen überdeckt.

Ein von Flechten und Rasen bewachsener Seitenmoränenwall südlich des Naturfreundehauses Neubau, in der SE-Ecke meiner geologischen Karte, dürfte in das Jahr 1820 zu stellen sein. Sein Verlauf schmiegt sich an den des südlich parallelverlaufenden Walles aus dem Jahre 1850 an, der unbewachsen ist

und von REISSACHER (1863) und A. PENCK (1897) in die Zeit um das Jahr 1850 eingestuft wird.

Der Moränenwall südlich und östlich P.2408 am E-Rand des Kleinen Sonnblickkeeses ist unbewachsen und wohl auch in die Zeit um das Jahr 1850 zu stellen.

Die Moränen des Grieswies-Tauern können nicht genau eingestuft werden. Ebenso ist das Alter verschiedener Moränen im Ritterkar und im Krumltal in der Wasserfallalm, im Roßkar und im Gamskar unsicher.

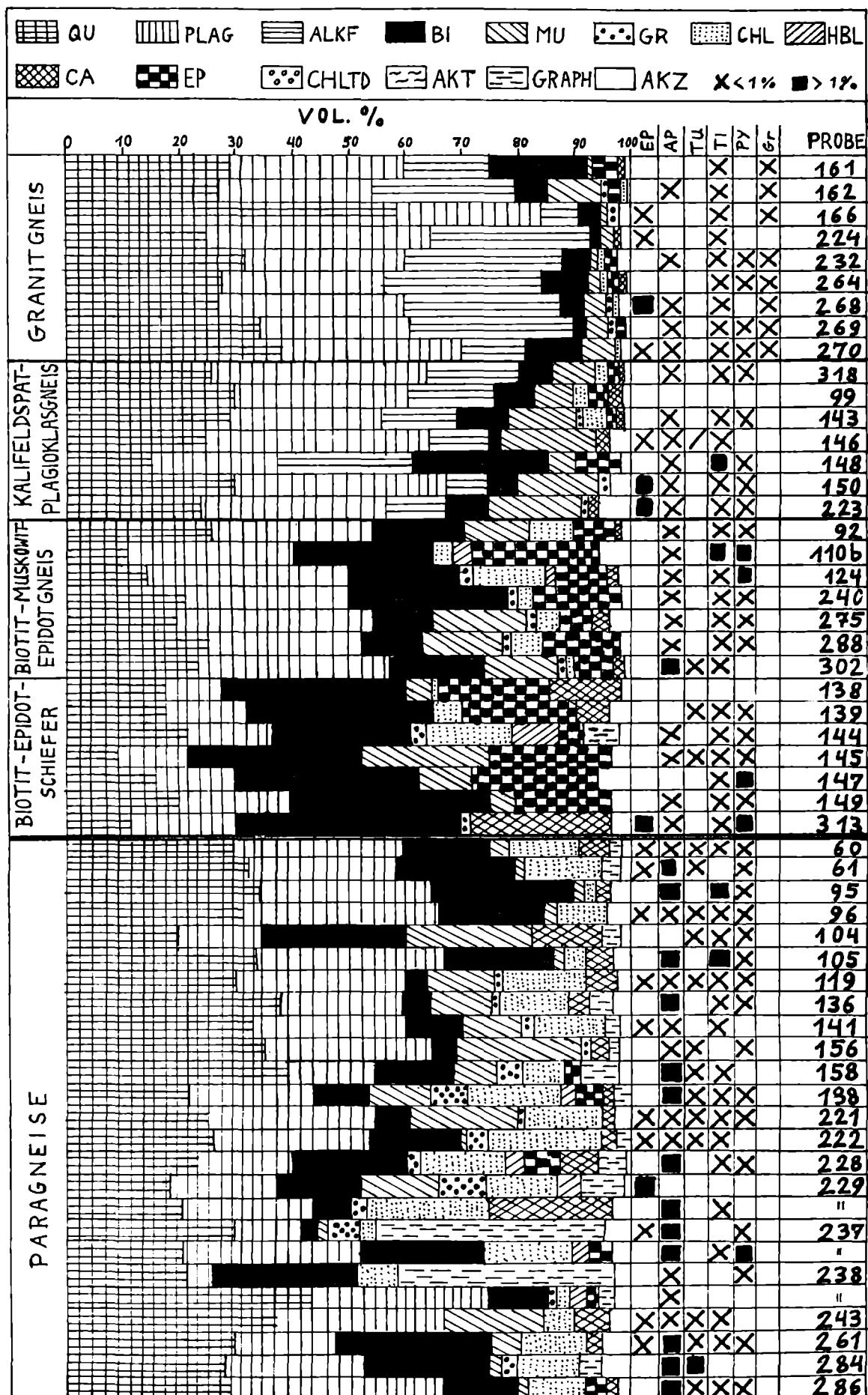
Die Seitenmoränen der Gletscherzung aus dem Zeitraum um das Jahr 1850 im Pilatus Kees sind sehr gut ausgeprägt und weithin sichtbar. Unter dem Schutt des Pilatuskeeses liegen noch Toteismassen begraben.

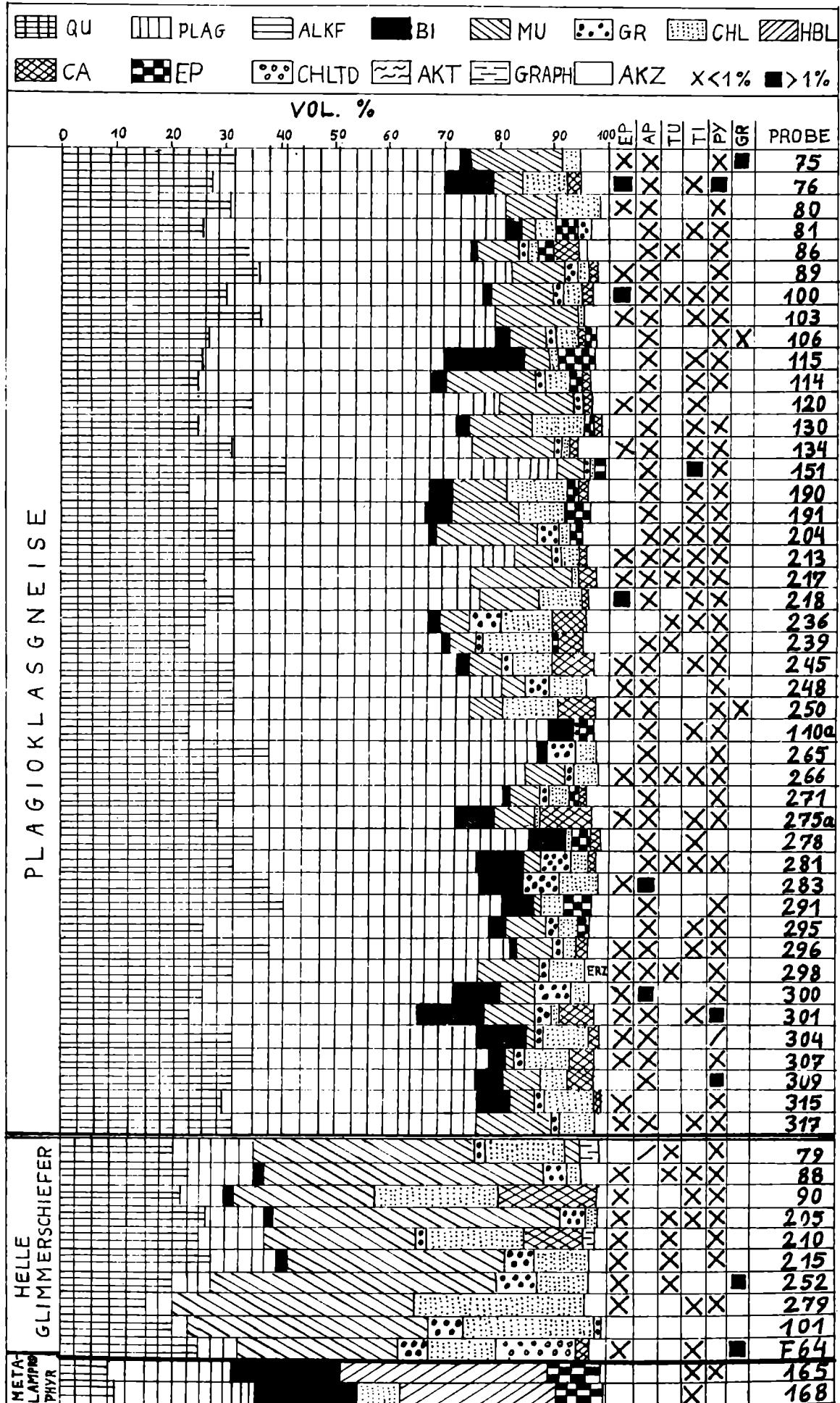
Am N-Rand des Krumlkeeses kann man die allgemeine Ausbreitung der Vegetation feststellen. Im Vorfeld des Krumlkeeses zeigt der 4 - 6 m hohe Endmoränenwall aus der Zeit um 1917 - 1920 bei 2250 m Seehöhe eine gut erhaltene Stirne.

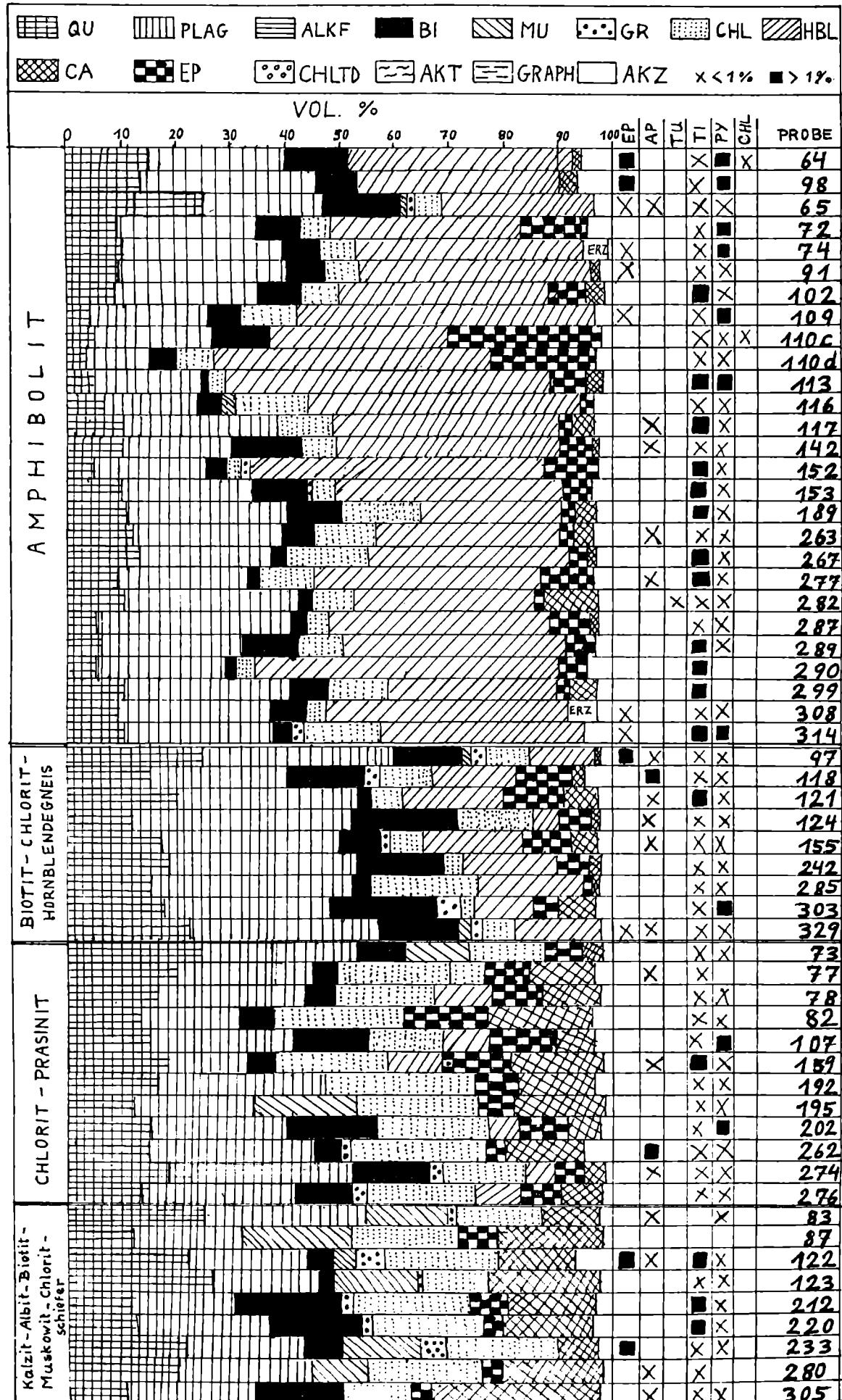
Die 20 - 40 m hohe, östliche, rechte Seitenmoräne reicht mit ihrer Stirne bis 2170 m Seehöhe ins Roßkar hinab. Im unteren 1 km langen Teil ist dieser Wall sehr gut erhalten und entwickelt, die untere Hälfte ist stark mit Gras bewachsen, nach oben wird der Bewuchs immer spärlicher. In 2250 - 2300 m Seehöhe wird er bis 40 m hoch und unbewachsen. Ch. EXNER stellt ihn in die Zeit um das Jahr 1850. Ein Teil der linken Seitenmoräne aus der Zeit um das Jahr 1850 ist auch auf dem Felsgesimse westlich davon erhalten.

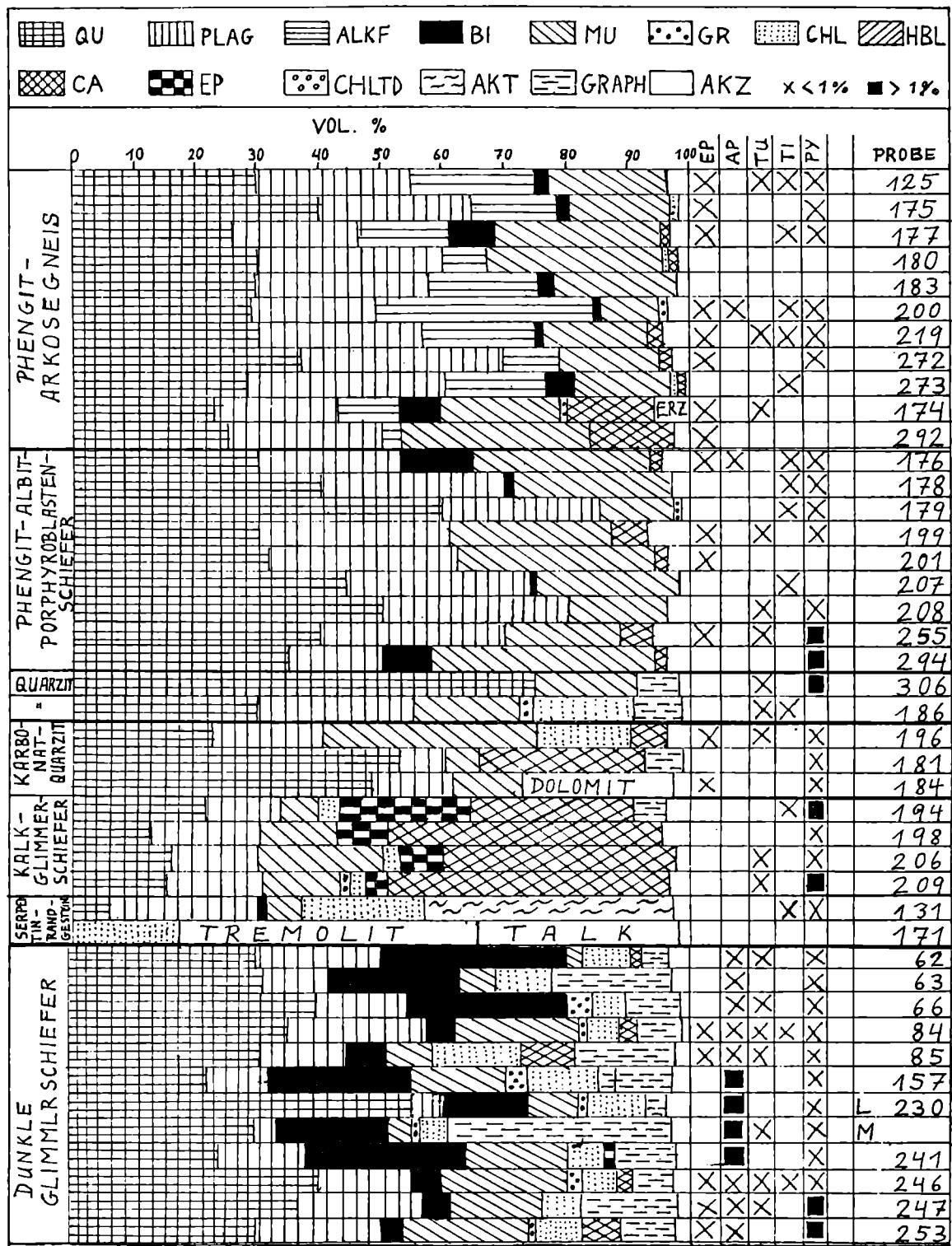
Den großen Endmoränenwall um das Goldzechkees stellt Ch. EXNER (1964) in die Zeit um das Jahr 1850, hingegen ist das Alter der großen Blockmoräne östlich des Zirmsees nicht genau festzulegen.

Tabelle 1: Graphische Darstellung des Mineralanteiles der wichtigsten Gesteine









5. METAMORPHOSE

5.1 Allgemeine Übersicht

Abgesehen von den Plagioklasmessungen wurden keine spezifischen Untersuchungen der metamorphen Mineralparagenesen durchgeführt. Die folgenden Ausführungen gründen sich nur auf Feld- und Schliffuntersuchungen. Obwohl das Kartierungsgebiet nicht sehr groß ist, ist doch eine merkliche Variation im Metamorphosegrad von der höher temperierten Grünschieferfazies bis zum Übergang in die beginnende Amphibolitfazies feststellbar. Im folgenden wird das Auftreten einiger Minerale und allgemeine Gesichtspunkt besprochen.

Weitaus die meisten Mineralparagenesen müssen als Um- und Neubildungen während der mehrphasigen Tauernkristallisation angesehen werden. Das zeigen die Schliffuntersuchungen und auch die Gefügebeobachtungen. Denn auch in der paläozoischen Serie herrscht das gleiche Gefüge wie in den mesozoischen Serien und es wurde darüber hinaus kein älteres Gefügeelement festgestellt.

Die in den Gesteinsbeschreibungen enthaltenen Hinweise auf reliktische Plagioklase bzw. Kalifeldspäte könnten in einigen Fällen Hinweise auf eine ältere Metamorphose sein. Ihr Auftreten und z.T. auch ihre Erscheinungsform (komplexe Zwillingsgesetze wie in Vulkaniten üblich) legt es aber nahe, daß es sich eher um magmatische Relikte (aus Vulkaniten, intrusiven Lagergängen und klastischen Relikten aus Eruptivgesteinen) handelt.

Gesicherte Relikte (wie Pseudomorphosen nach Staurolith, Disthen, alten Hornblenden...) einer voralpinen Amphibolitfazies in der paläozoischen Serie, wurden nicht gefunden.

Eine schwache Metamorphose des älteren Paläozoikums vermutlich bis in die Biotit-Zone, mit einem ausgeprägten Thermogradienten ist ja auch wahrscheinlich, schon allein wegen der Nähe zum Sonnblickzentralgneis. Zeugen dieser Metamorphose wie auch der Kontaktwirkung des Zentralgneises wurden aber offenbar von dem alpinen Ereignis weitgehend verwischt und überholt.

5.2 Definition Amphibolitfazies

Gemäß den alten Definitionen (BECKE 1903, S.33, 1921, S.217, 222; ESKOLA, 1920, S.155; siehe auch ANGEL, 1967, Taf.I) entspricht das erste Auftreten von deutlich An-hältigem Plagioklas dem Übergang Epi-/Mesozone und der Grenze Grünschiefer/Amphibolitfazies.

In unserem Bereich stellt der Isograd Hornblende + Plagioklas ($An > 17\%$) diesen Schnitt dar. Diese Grenze stimmt aber nicht mit der Übergangszone Chloritoid/Staurolith überein, dessen erstes Auftreten in der mittleren Oligoklas-Amphibolitzone geschieht (E. NIGGLI, 1965). Diese Reaktion wird z.B. von H.G.F. WINKLER, 1967, als Beginn der Amphibolitfazies definiert. Ob also in der paläozoischen Schieferhülle um den Sonnblick die Amphibolitfazies erreicht wurde, ist somit eine Nomenklaturfrage. Die Verwendung des Erstauftretens von Staurolith (H.G.F. WINKLER, 1967) hat den Nachteil, daß ein für dessen Bildung geeigneter Gesteinschemismus nur selten zur Verfügung steht, während es sehr viel mehr Gesteine gibt, in denen sich Plagioklas bilden kann. Allerdings ist auch für die Plagioklasbildung die Paragenese von ausschlaggebender Bedeutung und man kann nur chemisch und paragenetisch gleichartige Gesteinsserien vergleichen. Es ist daher zweckmäßig, nicht von einer scharfen Grenzziehung zwischen den beiden Fazien, sondern von einem Übergangsbereich zu sprechen, der hier jedenfalls erreicht wurde (vgl. auch TURNER, 1968, S.303 f.).

Jedenfalls waren die pT-Bedingungen nahe der Obergrenze der Stabilität von Chloritoid, worauf die Einschlüsse von Chloritoid im Granat hinweisen, und vor allem der vereinzelte Fund von einem Staurolith aus der SW-lichen *alten* Fortsetzung unseres Paläozoikums durch Ch. EXNER (1964).

Wir müssen daher damit rechnen, daß im höchst temperierten Bereich unseres Gebietes Temperaturen im Bereich von $500 - 540^{\circ}\text{C}$ geherrscht haben (E. WENK & F. KELLER, 1969; E. WENK, 1958, 1962, 1967).

Eine weitere interessante Frage ist, ob die Mineralzonen, die in unserem Gebiet annähernd parallel den Seriengrenzen verlaufen und damit in der Flanke von Sonnblick und Hocharn senkrecht stehen, schon vor der letzten Versteilung der Sonnblickwalze ihre Position erreicht hatten, und damit ihre heutige Steilstellung z.T. eine tektonische Erscheinung ist.

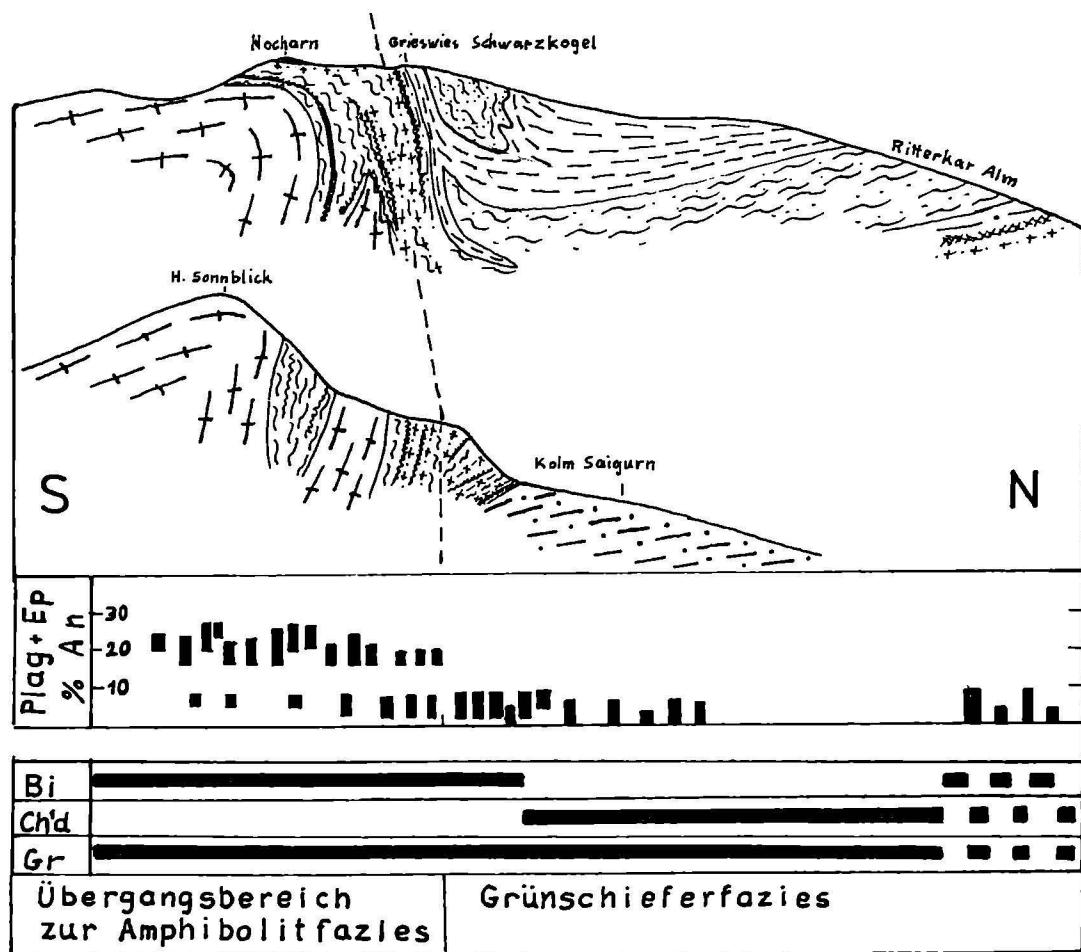


Abb.52: N-S-Profil mit Metamorphosezonen

Die Mineralsprossung hat durchwegs die Durchbewebung überdauert. Im gesamten gesehen herrscht überall progressive Metamorphose vor, wenn man von einigen Chloritisierungen von Biotit und Granat absieht. Die Granatgrenze verläuft ungefähr parallel der Seriengrenze zwischen Paläozoikum und

und Mesozoikum. Allerdings beginnt der Übergang noch in den obersten 50 m der paläozoischen Serien. Die untersten Partien (einige Meterzehner) der dunklen Brennkogelphyllite in den südlichsten Wandfußaufschlüssen der Grieswies Mähder über den jungpaläozoischen Chloritoid-Hellglimmerschiefern enthalten noch Granat. Etwas höher hinauf reichen noch die Albitsprossungen (20 m).

Biotit tritt in diesen oberen Partien nicht mehr auf, was aber durchaus durch den Chemismus bedingt sein kann (vgl. V. HÖCK, 1975). In den Arkose-führenden Bündnerschiefern im Krumltal tritt noch Biotit und Phengit auf, allerdings herrscht dort ein für dieses Mineral günstiger Chemismus.

In den Bündnerschiefern der Glocknerserie und z.T. noch der Brennkogelserie zeigt sich eine geringfügig schwächere Metamorphose. Die in den Kalkglimmerschiefern eingeschlossenen Ophiolithe weisen viel aktinolithische Hornblende, Chlorit, Epidot, Albit und Karbonat auf, während gemeine Hornblende zurücktritt.

5.3 Sehen wir uns einige Detailbeschreibungen von Mineralen an

5.3.1 Plagioklas

Gefüge und Chemismus der Plagioklase werden durch zwei ^{tektonischen} Dinge bestimmt: durch die Ausgangszusammensetzung und -form und durch eine jüngere syn- bis posttektonische Kristallblastese, der Tauernkristallisation (B. SANDER, 1911; Ch. EXNER, 1964).

Im Zentralgneis sind prätauernkristalline Plagioklase noch gut zu erkennen, aber kaum in den umgebenden Hüllgesteinen. Im ersten Akt der Tauernkristallisation wurden die magmatischen Plagioklase zu Albit-Oligoklas und einer Fülle von Klinozoisit, Hellglimmer und selten auch Karbonat umgesetzt. Auch die Plagioklase der umgebenden Hüllgesteine,

besonders einiger Plagioklasgneise und Amphibolite zeigen eine tauernkristalline Umbildung, wenn auch oft nur mehr selten erkennbar; manche Plagioklase der Amphibolite haben bis zu 40 % Klinzoisitfülle, was bedeutet, daß sie ehemals sehr basisch waren, ob sie schon ehemals metamorph oder vulkanogen waren, ist in den meisten Fällen nicht mehr zu erkennen. Nur in einigen gut erhaltenen Partien sind noch vulkanische Plagioklasrelikte mit komplizierten Zwillingsbildungen erhalten (in den Metakristalltuffiten).

Vermutlich mit einem zeitlichen Hiatus folgen auf den ersten Akt der Tauernkristallisation eine Verdrängung und Umwachsung der gefüllten Plagioklase durch basischeren Oligoklas. Bei der Verdrängung der gefüllten Feldspäte durch den jüngeren Oligoklas wird die Mikrolithenfülle zum Großteil mitverdrängt bzw. diese bildet dann neue größere Körner von Epidot/Klinzoisit und Hellglimmer im Grundgewebe.

Als Ca-Lieferanten kommen die verdrängten Epidotmineralien in Frage. Reaktionen zwischen Epidot und Plagioklas sind öfters zu beobachten und würden eine solche Annahme stützen. Ein Freiwerden des Ca bei der verbreiteten Biotitisierung der Hornblenden ist ebenfalls in Betracht zu ziehen.

Mit der Bildung der inverszonaren Oligoklasränder wachsen in der Grundmasse klare, selbständige Oligoklase mit 22 - 30 % An-Gehalt im höchsttemperierten Bereich unseres Gebietes, womit hier die niedrigsttemperierte Zone der Amphibolitfazies erreicht wurde. Alle Stadien dieser Plagioklasentwicklung sind nur mehr in den seltenen, tektonisch wenig beanspruchten Gebieten zu beobachten, die im Arbeitsgebiet wegen der intensiven Durchbewegung nur noch an wenigen Stellen vorhanden sind.

Im Zustand dieser intensiven Deformation zeigen die Plagioklase einen körnigen Zerfall und die ursprünglichen Kornformen und der magmatische Zonarbau sind dann nur mehr undeutlich an der Verteilung der Mikrolithen zu erkennen.

5.3.2 B i o t i t

Eine mögliche Erklärung für die intensivere Parallelverwachsung von Biotit mit Muskowit in den Muskowit-Biotit-Plagioklasgneisen wäre vielleicht, daß in einer frühalpinen Phase in diesen Gesteinen (aus altem Muskowit und Biotit, EXNER 1964) zuerst Phengit gebildet wurde, der während des späteren Temperaturanstieges der Tauernmetamorphose zur charakteristischen Parallelverwachsung Anlaß gab. Vermutlich ist aber Hellglimmer heute noch phengitisch, es liegen allerdings keine Untersuchungen über den Phengitgehalt der Hellglimmer, die diese Meinung bestätigen oder widerlegen, vor.

In den paläozoischen Gesteinen sind die Biotite rötlichbraun bis braun, manchmal etwas grünlichbraun und haben Einschlüsse von Titanitmineralien und Klinozoisit.

Ob ein Teil dieser Biotite alte, vermutlich voralpine oder magmatische Relikte sind die sich den pT-Bedingungen der Tauernmetamorphose angepaßt haben, läßt sich nicht mit Sicherheit belegen. Die rötlichbraune Farbe allein und die Einschlüsse sagen nichts darüber aus, zumal keine richtigen Entmischungen (Sagenitgitter) beobachtet werden konnten.

Bündnerschiefer und permomesozoische Gesteine haben grünen Biotit, der erst alpidisch neugesproßt ist. Allerdings sind die meisten braunen Biotite der paläozoischen Serien sicherlich auch alpidisch neu gewachsen.

5.3.3 E p i d o t m i n e r a l e

Epidot-Klinozoisit-führende Gesteine (Prasinite-Amphibolite) sind gute Metamorphoseindikatoren (vgl. auch E. WENK & F. KELLER, 1969). Im Bereich der niedrigtemperierten Grünschieferfazies in Albit-Amphiboliten beeinflußt die Ca-Konzentration den An-Gehalt nicht, sondern manifestiert sich in einem höheren Gehalt an Klinozoisit, Epidot oder Kalzit. Erst nach Überschreiten bestimmter pT-Bedingungen wird die Grenze An 17 % überschritten und der Epidot-Gehalt kann den An-Gehalt der Plagioklase beeinflussen.

In meinem Gebiet tritt im höhertemperierten Bereich mit An 17 % Klinozoisit als Epidotmineral auf, im niedriger temperierten Bereich tritt nur mehr Epidot auf. Mit abnehmendem Metamorphosegrad, d.h. mit abnehmendem An-Gehalt der Plagioklase nimmt der Fe^{3+} -Gehalt der Epidote zu. Es gibt auch einen Übergangsbereich, der an der Grenze der beiden Metamorphosezonen liegt. Offensichtlich geht diese Erscheinung auf vermehrten Einbau von Fe^{3+} in die Hornblenden zurück. Auch CLIFF, NORRIS, OXBURGH (1971) beschreiben ähnliche Situationen.

5.3.4. Chloritoid

Dieses Mineral ist ein für die Grünschieferfazies kritisches Mineral. Es hat einen hohen Fe^{2+} -Gehalt, Mn- und Al-Gehalt, wenn $Fe^{2+} > Mg$ ist. Mg ist vorhanden, weil Chlorit immer zusammen mit Chloritoid auftritt. Im Chlorit ist das Verhältnis Mg/Fe^{2+} aber viel größer als im Chloritoid.

Biotit tritt in diesen Gesteinen nicht auf, dafür aber der Granat. Diese Mineralparagenese ist in ähnlich zusammengesetzten Gesteinen häufig, so auch in den Quartenschiefern (H.P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939), die allerdings in unserem Gebiet keinen Granat haben.

Das Fehlen von Biotit hat offensichtlich chemische Ursachen, indem die Gesteine sehr Al_2O_3 reich sind und die darstellenden Punkte auf der linken Seite der tie-line von Granat/Muskowit im A'KF-Diagramm liegen (siehe H.G.F. WINKLER, 1967, S.102, Abb.25).

Paragenesen:

$mu + qz + chl + chl'd$

$mu + chl + qz + chl'd \pm ab \pm ep$

$mu + chl'd + alm + qz \pm chl \pm ab \pm ep$

Aus Mergeln:

$cc + ep + hbl \pm qz$

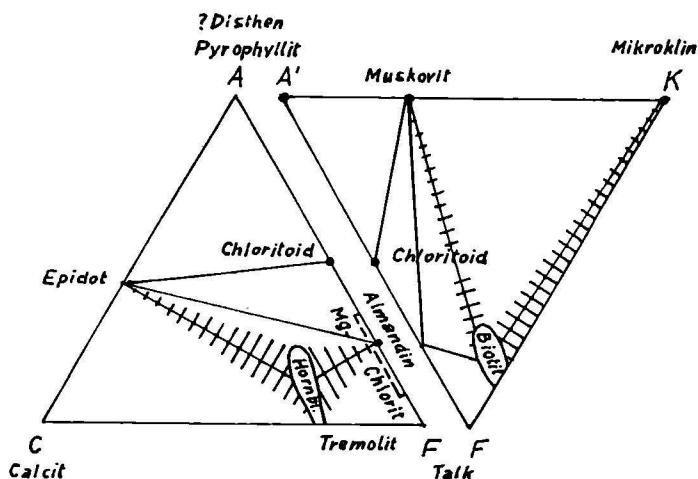


Abb.53: zeigt die in der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies der Grünschieferfazies auftretenden Mineralparagenesen, zu denen Quarz und + Albit hinzutreten. Chloritoid und Biotit schließen sich gegenseitig aus, was im A'FK-Diagramm der Abb. durch die Trennungslinie Muskowit-Almandin bzw. Muskowit-Chlorit graphisch sehr deutlich wird (aus Fig.25, S.100, H.G.F.WINKLER, 1967).

Im Bereich der chloritoidführenden Hellglimmerschieferserie des Jungpaläozoikums tritt auch noch Granat (Almandin) auf. In den höherliegenden Quartenschiefern, die ebenfalls Chlorit und Chloritoid führen, ist kein Granat vorhanden. Dieser Unterschied könnte auch chemische Ursachen haben.

V. HÖCK (1975) hat die Phyllosilikate der Bündner-schiefer untersucht und festgestellt, daß dort, wo Chlo-ritoid auftritt, aus chemischen Gründen ein Biotit oder Stilpnomelan existieren kann.

5.3.5 Granat

tritt in fast allen paläozoischen Gesteinen einschließlich dem Zentralgneis (dort besonders auf Scherflächen) und dem paläozoischen Chloritoid-Chlorit-Hellglimmerschiefer auf. Er ist neugesproßt und zeigt selten Zersetzungerscheinungen, die man als Entmischungen deuten könnte, da sie

eher auf Verwitterung als auf regressive Metamorphoseerscheinungen zurückzuführen sein dürften.

Im Bereich des Grieswies Schafkar und in den südlichen Wandfußpartien der Grieswies Mähder tritt der Granat auch noch in den untersten Partien der Brennkogelphyllite auf, die in diesem Bereich etwas karbonatreicher sind.

In dem Bereich der Hellglimmerschieferserie, dort wo der Chloritoid nur mehr als Einschluß im Granat vorkommt, dürften die pT-Bedingungen nahe der Obergrenze der Stabilität von Chloritoid geherrscht haben.

Aus einer Probe des Hellglimmerschieferzuges, der vom Grieswies Schafkar 150 m N Kote 2085 in S 1950 m in die Grieswies -Alm hineinzieht, wurde ein Granat in der Mikrosonde auf das Verhalten von MnO und FeO untersucht. Dabei stellte sich heraus, daß der Granat im Kern einem Spessartin ähnlich ist mit 13 Gew. % MnO-Gehalt. Gegen den Rand des Granates nimmt der MnO-Gehalt kontinuierlich ab, ganz am Rande besitzt der nun almandinreiche Granat nur mehr 5 Gew. % MnO. Der FeO-Gehalt nimmt hingegen vom Kern (28 Gew. % FeO) gegen den Rand hin (40 Gew. %) kontinuierlich zu.

Dieses Verhalten von MnO und FeO in einem Granat (Gehaltszunahme des einen bei gleichzeitiger Abnahme des anderen) weist auf eine progressive Metamorphose hin. Es handelt sich um einen während der alpinen Metamorphose gewachsenen Granat. Im Kern des Granates, also am Beginn des Granatwachstums, als noch ein größeres MnO Angebot vorhanden war, konnte bei höheren Temperaturen mehr MnO eingebaut werden als gegen den Rand des Granates, wo die Temperaturen schon etwas abgesunken waren.

Im feinen Mikroskop der Mikrosonde (600 fache Vergr.) konnten auch feine Einschlüsse von Apatit, Titanit und Chloritoid im Granat festgestellt werden.

5.3.6 Chlorit

Die in den paläozoischen, höher metamorphen Serien auftretenden Mg-reichen Chlorite gehen gegen N mit abnehmender Metamorphose sukzessive in Fe-Prochlorite über.

Die häufigen lamellaren Parallelverwachsungen von Biotit und Chlorit sind vermutlich Ausdruck für die Koexistenz dieser beiden Minerale.

R. WETZEL (1975) hat die Chlorite aus dem Bereich der mittleren Grünschieferfazies bis zum Übergang zur Amphibolitfazies der Monte-Rosa-Decke auf ihren Chemismus und die physikalischen Parameter untersucht und sie mit den optischen Daten verglichen und festgestellt, daß sowohl Mg-Fe als auch Al vom Gesteinschemismus beeinflußt werden.

Den Chloritchemismus könne ein mikroskopierender Mineraloge anhand von Interferenzfarben, Doppelbrechung und ^{Charakter} Elongation gut abschätzen. Es bleiben aber noch offene Fragen nach der Beziehung zwischen Gesteinschemismus und Chloritchemismus, nach dem Verhältnis der Chlorite zu den koeexistierenden Mineralien, nach den Reaktionen, an denen Chlorite beteiligt sind und nach der Abhängigkeit des Chloritchemismus von den Metamorphosebedingungen.

5.4 Schlußfolgerungen:

Die metamorphe Fazies der alpidischen Metamorphose wird im Arbeitsgebiet durch den Anorthitgehalt der Plagioklase aus Paragenesen mit Hornblende und Epidotmineralien gekennzeichnet. Da in unserem Bereich der Isograd Hornblende + Plagioklas (An 17 %) den Übergang von der Epi- zur Mesozone und die Grenze Grünschiefer/Amphibolitfazies darstellt, können wir auch ungefähr etwas über die pT-Bedingungen aussagen, die in diesem Bereich geherrscht haben.

Diese waren jedenfalls nahe der Obergrenze der Stabilität von Chloritoid, worauf die Einschlüsse von Chloritoid im Granat in den hellen Glimmerschiefern an der Grenze der paläozoischen zu den mesozoischen Serien im Bereich E des Grieswies-Schwarzkogels hinweisen.

Wir müssen daher damit rechnen, daß im höchsttemperierten Bereich unseres Gebietes Temperaturen im Bereich von etwa 500 - 540°C geherrscht haben.

Im niedriger temperierten Bereich, nämlich im Bereich der höhertemperierten Grünschieferfazies, herrschten dementsprechend etwas niedrigere Temperaturen von etwa 450-500°C.

6. ZUR ALTERSEINSTUFUNG DER SERIEN

In diesem Kapitel wird das Alter der auto- bis parautochthonen, offenbar paläozoischen Serien sowie das zentrale Verhältnis Paläozoikum/Sonnblick-Zentragneis diskutiert und nicht zuletzt auch auf einige neu gemachte Beobachtungen in den Bündnerschieferserien hingewiesen, die mir für eine Vereinheitlichung des komplizierten tektonischen Aufbaues sehr wichtig erscheinen.

6.1 Die Glimmerschiefer-Paragneis-Vulkanitabfolge:

G. FRASL (1958) definierte die Habachserie in den Hohen Tauern als eine paläozoische Geosynklinalserie, die aus schwarzen Phylliten, hellen Glimmerschiefern und Quarziten sowie großen Massen von Metabasiten, aber auch aus intermediären und sauren Vulkaniten besteht. Der von G. FRASL gegebenen Beschreibung des Serieninhaltes und den Überlegungen über das mögliche Alter, ebenfalls der von W. FRANK (Diss. 1965) versuchten Deutung bezüglich der Genese des sauren und basischen Stoffbestandes möchte ich mich anschließen und dem nur insofern noch beifügen, indem ich auf inzwischen gemachte Arbeiten hinweise, die in weniger metamorphen Serien der Ostalpen mit ähnlichem Stoffbestand gemacht wurden und deren Ergebnisse eine derartige Deutung untermauern (vgl. J. LÖSCHKE, 1970, 1973; J. LÖSCHKE & J. ROLSER, 1971; W. FRITSCH, 1962; G. RIEHL-HERWIRSCH, 1965, 1968; R. GROSCHOPF, 1969; M. RAITH, 1971; G. MORTEANI, 1971; H. MOSTLER, 1968; usw.).

Für die Habachserie i.e.S., die den obengenannten Serieninhalt aufweist, nimmt W. FRANK (1965) auf Grund der von G.FRASL angeführten Parallelen mit der Kitzbüheler Grauwackenzone und der Magdalensbergserie in Kärnten ein vermutliches Alter von Ordovic bis Devon an (E.CLAR, W.FRITSCH, H.MEIXNER, A.PILGER & R.SCHÖNENBERG, 1963; R.GROSCHOPF, 1969). Dieses Alter könnte auf Grund der Vergleichbarkeit mit eben genannten Serien auch für die ältere paläozoische Gesteins serie in unserem Gebiet (mit den sauren und basischen Vulkaniten) in Frage kommen.

Da ich keine serienmäßigen chemischen Untersuchungen an den Metavulkaniten anstellte, ist ein ins Detail gehender Vergleich mit anderen paläozoischen Serien der Ostalpen nicht durchführbar; zudem hat eine von S gegen N schwach abnehmende Metamorphose im Übergangsbereich von der niedrigtemperierten Amphibolitfazies zur höhertemperierten Grünschieferfazies und eine kräftige Druchbewegung und Verschieferung den primären Mineralbestand und die primären Vulkanitgefüge bis auf ganz wenige Ausnahmen völlig zerstört und umgewandelt. Daher war es mein Bestreben, durch die Detailkartierung und die genaue Beschreibung der Serien und die Feststellung der Metamorphosebedingungen den Charakter des Serienaufbaues herauszuarbeiten und durch die Beschreibung der Vielzahl von Typen ~~für~~ Vergleiche mit ähnlichen Gesteinen in anderen Bereichen des Tauernfensters zu schaffen.

Zum zeitlichen Verhältnis zwischen Paläozoikum und Sonnbllick-Zentralgneis ist die Tatsache von Bedeutung, daß in der Hocharn-SE-Flanke zwischen Knappenhauswalze und dem darüberliegenden basalen Metabasitzug teilweise ein diskordanter Kontakt besteht und der Metagranit diskordante Aplite und Gänge in die Amphibolite entsendet hat. Das bedeutet, daß der Zentralgneis jünger ist als die darüberliegenden Metabasite.

In dem Gerölle führenden Hornblende-Biotitgneis, der in den S-Rand-Aufschlüssen des Steinkarls bei Kclm Saigurn gut aufgeschlossen ist, kommen Gerölle von Metabasiten und Plagioklasgneisen, aber auch Kalifeldspat führende Gneis-

gerölle, die von Vulkaniten oder Subvulkaniten, vielleicht auch von Zentralgneis-ähnlichen Gesteinen stammen dürften, vor. Diese Gegebenheit besagt aber nur, daß der Geröllgneis jünger ist als die obengenannten Vulkanite und Paragneise und Glimmerschiefer, aus denen die Gerölle vielleicht stammen könnten.

Vergleicht man die von mir als "Glimmerschiefer-Paragneise" bezeichnete Serie (unter teilweiser Weglassung der Vulkanitfolge) mit der von P. BAGGIO & Gp. de VECCHI (1966) beschriebenen "Greinerserie" ("Elemento tettonico del Greiner"), so ergeben sich einige übereinstimmende Merkmale.

Die dunklen Glimmerschiefer und der rhythmische Wechsel von Paragneisen und graphitischen Lagen, ebenfalls das Vorhandensein eines ähnlichen Geröllgneises in jener Serie, wie in meinem Gebiet, lassen es naheliegend erscheinen, für beide Serien ähnliche Ausgangsbedingungen und Ablagerungsräume anzunehmen.

BAGGIO und De VECCHI nehmen ein permokarbones Alter für die Greinerserie an. S. 17: "Aus unseren Feldbeobachtungen manifestiert sich die Existenz einer kontinuierlichen Stratigraphie durch alle oben beschriebenen Greinerhorizonte hindurch; die serienmäßige Abfolge beginnt mit den graphitischen Granatglimmerschiefern, die das älteste Glied (Karbon?) darstellen, auf die die Konglomeratgneise (Geröllgneise) und die karbonatischen Paragneise, wahrscheinlich permischen Alters, abgelagert sind, während Quarzite, Marmore und Trias-Dolomite die jüngsten Areale aufbauen."

Sehr ähnliche Verhältnisse kann man in manchen Bereichen der Paragneis-Serie in meinem Kartierungsgebiet feststellen (z.B. Hocharn SE-Flanke zu einem Teil, in den untersten Aufschlüssen um die Lacheegg-Klamm und des Steinkarl und am Aufstiegsweg von Kolm Saigurn zum Naturfreundehaus Neubau oberhalb 1850 m Seehöhe.

Das Vorhandensein des Geröllgneises im Steinkarl/Lacheegg-Klamm-Bereich erhärtet die Ansicht von der Gleichartig-

keit zumindest eines Teils der hier auftretenden Gesteine mit der Greinerserie. Allerdings ist mit dem Auftreten von mächtigen sauren und basischen Vulkaniten in den tiefer über dem Zentralgneis liegenden dunklen Glimmerschiefern ein Element vorhanden, das zumindest den Versuch eines Vergleiches mit einem Teil der altpaläozoischen Habachserie nicht ausschließt.

Da die Glimmerschiefer im Liegenden der Vulkanitmassen nur vereinzelt dünne Paragneisbänder und -lagen führen, die mächtigen Paragneiszüge erst im Hangenden dieser Vulkanite auftreten, möchte ich die Möglichkeit eines altpaläozoischen Alters für eben diesen liegenden Bereich der autochthonen Serie in meinem Arbeitsgebiet zumindest zur Diskussion stellen.

6.2 Die Serie der hellen Glimmerschiefer mit Chloritoid und Granat:

Diese Serie kann man auf Grund der Gesamtsituation der Schichtfolge, der Vergesellschaftung mit Porphyroid (metamorpher Quarzporphyr) im Gasteiner Naßfeld (Ch. EXNER, 1964, S.50) als permisch annehmen. Man kann diese Serie mit dem Verrucano der Ostalpen vergleichen (vgl. A. TOLLMANN et al., 1972).

6.3 Die permomesozoischen Serien:

Die typischen Arkosegneise, Paragneise und Quarzite, die an der Basis der Seidlwinklrias liegen (Krumltal westlich über der Rohrmoser Alm, und ein Rest an der Ritterkopf-W-Flanke in ca. 2000 m Seehöhe), dürften ohne Zweifel ins Perm-Skyth zu stellen sein, da dieser Gesteinszug die direkte Fortsetzung der von G. FRASL (1958) genau untersuchten Wustkogelserie darstellt. Bei dieser genau der Seidlwinkl-Permatrias entsprechenden Schichtfolge dürfte bezüglich des Alters also kein Zweifel mehr bestehen.

Ebenso werden die darüber folgenden Schwarzphyllite, Quarzite, Breccien, Kalkglimmerschiefer und Ophiolithe bereits allgemein als Bündnerschiefer bezeichnet. In unserem Gebiet und überhaupt in den Tauern unterscheidet man noch genauer (seit G. FRASL & W. FRANK, 1964) zwischen der Brennkogelserie mit den Phylliten, Quarziten, Breccien, Arkosen und der Glocknerserie mit den mächtigen Kalkglimmerschiefern und Ophiolithen. Für diese Serien wird ein nach-triatisches Alter angenommen.

Außerdem machte ich im Arbeitsgebiet, besonders im Krumltal noch eine Feststellung, die auch G. FRASL (1953, S.32) bereits aussprach. Nämlich, daß bestimmte Arkosegneis-züge derart mit den Brennkogelphylliten und Breccien im Verbande stehen, daß sie als Bündnerschiefergneise angesprochen werden können, und folglich in den Jura einzustufen wären.

Zur Frage, wie es in der Brennkogelfazies zu Arkosegneisablagerungen gekommen ist (Fortsetzung der Gneislamelle 3 im Sinne von Ch. EXNER, 1964, im Krumltal):

Im mengenmäßig bedeutendsten Gestein des Komplexes, dem Schwarzphyllit, kann man im zusammenhängenden Aufschluß alle Übergänge vom kalkarmen Schwarzphyllit bis zum Kalkglimmerschiefer beobachten. Oft sind darin auch Dolomitgerölle eingestreut, die verschieden groß sein können. Manchmal wird das Material sandiger bis quarzitisch, und an verschiedenen Stellen kann man auch Übergänge zu Arkosegneis-lagen feststellen. G. FRASL (1953, S.32) nennt in diesem Zusammenhang auch Arkosegneise, in denen angewitterte Kalifeldspäte in alpidischer Zeit weiter gewachsen sind. Diese Arkosegneise sind in meinem Kartierungsgebiet derartig mit Schwarzphylliten, Kalkglimmerschiefern und weißen Quarziten, oft auch mit Dolomitgerölle-führenden karbonatquarzitischen und kalkigen Lagen durch Übergänge verbunden (vgl. Profile 21, 22 in der Wasserfallalm, in der Rohrmoser Alm, im unteren Keesboden, usw.), daß sich die Ansicht aufdrängt, daß hier nur Spielarten einer im wesentlichen zeitlich und räumlich geschlossenen Sedimentation vorliegen. Dieselbe

Vermutung hatte G. FRASL (1953, S.32) bei einem Arkose-gneiszug im Seidlwinkl-Tal, der ziemlich genau in der westlichen Fortsetzung des von mir hier beschriebenen Gneisbandes liegt.

Es kann ja sein, daß bei einer posttriadischen Transgression sowohl die Trias als auch deren granitischer Untergrund aufgearbeitet und nicht weit daneben wieder abgelagert wurde. Das wäre so zu verstehen, daß beim eigentlichen Öffnen des penninischen Eugeosynkinaltropes Bruch-staffeln entstanden, an denen permotriadische Gesteine mit-samt ihrem granitischen Untergrund über die Wasseroberflä-che gelangten und im Brandungsbereich aufgearbeitet wurden.

7. TEKTONIK

Auf Grund meiner Detailkartierung im NW der Sonnblickgruppe, wo sich auch einige Schlüsselstellen für die tektonische Gliederung dieses Abschnittes der Hohen Tauern befinden, bot sich in einigen Fällen die Möglichkeit einer Neuinterpretierung des tektonischen Baues und seiner Entstehung an.

Um den komplizierten Sachverhalt dem Leser verständlicher zu machen, möchte ich zunächst die bisherigen Ansichten behandeln.

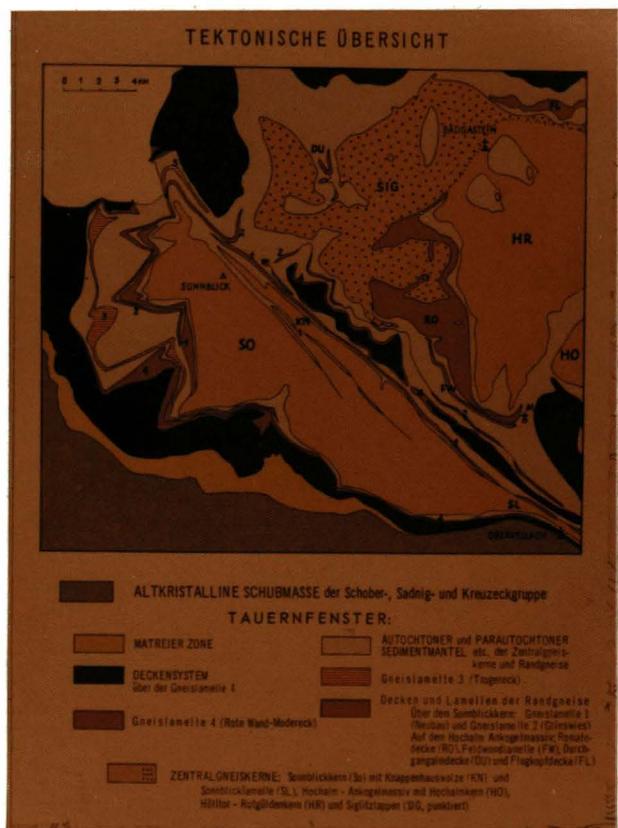


Abb. 54:

Tektonische Über-
sicht von Ch. EXNER
1962 (Geologische
Karte der Sonn-
blickgruppe)

7.1. Bisherige Situation

EXNER bezeichnet die über dem Sonnblick-Zentalgneis aufliegenden dunklen Glimmerschiefer und Paragneise und die hellen, sauren und dunklen basischen Einlagerungen als "Zentrale Schieferhülle" des Sonnblick-Kernes. Die Glimmerschiefer und Paragneise (auf meiner geologischen Karte dunkelviolett ausgeschieden) nennt er z.T. "autochthone bis parautochthone Schieferserie" über dem Sonnblick-Gneiskern und nimmt für einen Großteil dieser Serie jungpaläozoisches Alter an. Für die sauren und basischen Einlagerungen in diesem Glimmerschiefer-Paragneiskomplex nimmt er z.T. altpaläozoisches bis präkambrisches Alter an, auf Grund des Vergleiches mit einem Rest von "Altem Dach" auf dem Zentalgneis im Kleinen Fleißtal, das er mit dem "ostalpinen Altkristallin" vergleicht.

Mächtigere saure und basische Einlagerungen in den Paragneisen und Glimmerschiefern werden von EXNER als "Gneislamellen" 1 und 2 ausgeschieden.

Zwischen Sonnblick-Gneiskern und Hochalm-Ankogel-Massiv zieht die "Mallintzer Mulde" mit ihrer mesozoischen Füllung durch, die durch das Anpressen des Sonnblickkernes und seiner N vorgelagerten Teilwalzen ihre Form bekam.

Im Bereich dieser Mulde sind dünne, jedoch im Streichen über viele Kilometer verfolgbare Gneiskörper zu beobachten; diesen "Gneislamellen" widmet EXNER 1964 einen Großteil seiner Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe.

Die "Gneislamellen" sind nach Ch. EXNER tangential über den Sonnblickkern hinweg verfrachtete "Altkristallinreste", Reste des "Alten Daches", bzw. Granitgneise, die z.T. eine mehr oder weniger ungestörte Sedimentauflage haben können. In diesen Fällen handle es sich um richtige Deckennatur, in anderen Fällen handle es sich bloß um entlang vielleicht weniger bedeutender Bewegungsflächen aufgeschuppte Späne (Gneislamelle 2 und Gneislamelle 3).

Ch. EXNER (1964) stellt wohl im Hinblick auf die Meinung von G. FRASL (1958) fest, daß es noch einen anderen Standpunkt gäbe, nämlich "in den mächtigen penninischen Schiefern eine verhältnismäßig ungestörte Schichtfolge zu vermuten, innerhalb welcher die Gneislamellen als metamorphe Vulkani te (Laven und Tuffe), verfestigte Arkosen, granitisierter Flysch, die "Trias"-Wiederholungen z.T. als Resedimentationen und ähnliches zu deuten seien".

In dem von mir kartierten Gebiet beschreibt EXNER 1964 vier "Gneislamellen", nämlich die "Deckennatur besitzende" "Gneislamelle 1" im Liegenden, die als "Sandkopf-Neubaudecke" und in weiterer Fortsetzung nach N über dem Hochalm-Ankogelmassiv als "Durchgangalmdecke" bezeichnet wird.

G. MALECKI (Diss. 1972, S. 166) meinte aber, daß die beiden auf Grund der recht verschiedenen Zusammensetzung des Gneismaterials nicht zu parallelisieren seien. G. MALECKI bezeichnet die "Durchgangalmdecke" als eine "parautochthone Decke" über dem Siglitzgneiskern. G. MALECKI (Diss. 1972, S. 165): "Durch das Andrängen der Sonnblickwalze wird die Mallnitzer Mulde stark eingeengt und Teile ihres Sedimentinhalts samt Anteilen des Zentralgneisuntergrundes ausgepreßt. In diesem Falle sind nur geringe Überschiebungsweiten zu erwarten, wie auch das auslösende Moment nur lokale Bedeutung hat".

Nach Ch. EXNER (1964, S. 31-38) ist die "Gneislamelle 1" als ein dünner, aber über weite Strecken verfolgbarer Gneiskörper im Hangenden der Sonnblickwalze vorhanden und von dieser durch schmale, jünger autochthone Schieferserien getrennt.

Als Abkömmling geringerer Bedeutung der "Gneislamelle 1" erklärt EXNER seine "Gneislamelle 2", auch "Grieswies-Lonza-Lamelle" genannt, wegen der "vollständigsten" Ausbildung am Grieswies-Schwarzkogel und am Lonza-Köpfl südöstlich außerhalb meines Kartierungsgebietes. Das Material dieses, nach EXNER bloß ~~als~~ stockwerkmäßig höheren Teilbereiches der Sandkopf-Neubaudecke ("Gneislamelle 1"), besteht hauptsäch-

lich aus Albitgneisen, Prasiniten, Tuffiten, Paragneisen und Glimmerschiefern, also im Grunde besteht kein Unterschied zu den Gesteinen der "Gneislamelle 1" und der autochthonen Schieferserie über dem Sonnblickgneis.

EXNER schreibt, die "Gneislamelle 2" sei eine in einem frühen Zustand des Deckentransportes mechanisch abgespaltene "Partie der Neubau-Decke". Er schreibt weiter, Aufschuppungen von Granitgneis und Altkristallin seien nur an einzelnen Stellen zu beobachten und sonst dürfte bloß eine lokale Verschuppung eines durchgehenden Schichtverbandes vorliegen.

Eine weitere "Gneislamelle" scheidet EXNER im W-Teil der Sonnblickgruppe aus, die "Gneislamelle 3". "Wir geben der "Gneislamelle 3" den Namen "Trogereck-Lamelle" nach der offensichtlich als verschuppte Liegendifalte entwickelten Ausbildung am Trogereck (P. 2731) zwischen Sandkopf und Stanziwurten. Die Bezeichnung von S. PREY: "Modereck-Decke" für Lamelle 3 wollen wir nicht übernehmen. Es hat sich im Zuge unserer Kartierung herausgestellt, daß die Albitporphyroblastenschiefer des Vorderen Moderecks und des Sockels des Hinteren Moderecks im Sinne von L. KOBER die Fortsetzung der Lamelle der Roten Wand darstellen (Lamelle 4)" (Ch. EXNER, 1964, S.64). Zur "Gneislamelle 3" stellt EXNER den Biotit-Phengit-Mikroklinaugengneis bei der Fleiß-Kapelle im Groß Fleißtal und den 200 m mächtigen Phengit Mikroklinaugengneis des Weißenbach-Kares westlich außerhalb meines Kartierungsbereiches, wo "Gneislamelle 3" infolge von Faltung um N-S-Achse bedeutend verdickt ist und durch tektonische Anschnuppung eine Mächtigkeit von 200 m erreicht" (EXNER, 1964, S.68). Südlich des Hinteren Moederecks keilt "Gneislamelle 3" nach EXNER (1964) aus. "Sie setzt wieder in der W-Flanke des Kruml-Tales in Begleitung von Quarzit und Dolomitmarmor in Seehöhe 2700 m zwischen Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer (oben) ein. Die Stelle befindet sich genau östlich P. 2781" (EXNER, 1964, S.69). An diesem Punkt streicht diese Lamelle in den Bereich meiner geologischen Karte und tritt mitten in der Brennkogelserie auf.

Begleitgesteine der "Gneislamelle 3" sind laut EXNER wenige "Trias"-Reste, Schwarzphyllite und Kalkglimmerschiefer.

Schließlich bezeichnet EXNER (1964, S.72) ein Gneisband, das "aus dem Mölltal bei Raufen längs der SW-Flanke der Sonnbllickgruppe über die Rote Wand und Stanziwurten bis westlich der Weißenbach-Scharte verfolgbar ist, "als Gneislamelle 4" (Rote Wand - Modereck-Decke). Sie verbreitert sich im Einzugsbereich des Seidlwinkl-Tales (Wustkogel, Diesbachkar) und streicht beim Gamskar-Kogel in den Bereich des Krumltales" (EXNER, 1964, S.72) und somit in die NW-Ecke meines Kartenblattes. "Im Gebiete der Mallnitzer Mulde ist sie im umlaufenden Streichen dieser Synklinale verfolgbar. Sie hebt zwischen Niedersachsenhaus und Riffelhöhe gegen NW in die Luft aus" (EXNER, 1964, S.72).

Das Gesteinsmaterial der "Gneislamelle 4" ist vorwiegend ein mittel- bis kleinkörniger, Mikroklin oder Albit oder beide Feldspäte führender, ebenflächiger parallel-schiefriger, grünlicher Gneis, meist Phengitgneis; auch Albitporphyroblastenschiefer treten auf.

EXNER (1964, S.74) glaubt, daß es sich um "Blastomylonite nach ursprünglichen Granitgneisen von der Art der Tauern-Zentralgneise" handelt. Allerdings räumt er auch ein, daß auch "eine Mitbeteiligung von Arkosen, Tonen und Quarzsanden "permischen" Alters am Aufbau des Ursprungsgesteines der Phengitgneise, Phengitschiefer und Phengitquarzite" wahrscheinlich sei und "untergeordnet können "permische" Keratophyre und Porphyre am Aufbau der Phengitgneise von Gneislamelle 4 beteiligt sein" (EXNER, 1964, S.75).

EXNER, 1964, schreibt weiter: "Lamelle 4 ist die am großartigsten entwickelte Gneislamelle. Sie bildet die Basis eines höheren von SW gegen NE aufgeschobenen Deckensystems (Glockner-Einheit, bestehend aus Seidlwinkelserie, Brennkogelserie und sogenannter "Oberer Schieferhülle" des Glocknergebietes)".

Die Schiefer in Begleitung von "Gneislamelle 4" nennt EXNER auch "Deckensystem über der Gneislamelle 4, Glocknerserie".

Somit ergibt sich bei EXNER (1964) folgendes Bild:

Ein riesiges, in seiner stratigraphischen Abfolge aufrechtes Deckensystem ("Deckensystem der Gneislamelle 4, Glocknerserie" EXNER 1964) mit Gneisspänen an der Basis. Darunter hauptsächlich paläozoische Serien mit z.T. beträchtlicher Verfrachtung und Laminierung und im Zuge des großen Horizontaltransportes hineingespülten Gneislamellen verschiedener Herkunft.

Ohne hier auf die älteren Ansichten von A. WINKLER-HERMADEN, 1923, 1924, 1926; L. KOBER, 1912, 1922, 1938 einzugehen, sei noch auf die Arbeit von S. PREY (1938, 1943) hingewiesen, in der die Existenz einer riesigen Liegendfalte mit dem Rote Wand-Modereck-Gneis im Kern, umhüllt von Brennkogelgesteinen (damals noch als paläozoisch angesehen) und nachtriadischen Kalkglimmerschiefern als wahrscheinlich angesehen wurde.

Auf dieselbe Möglichkeit hat auch W. FRANK (1969, S. 107) hingewiesen.

Diesen Unterschied der Ansichten durch neue Beobachtungen aufzuklären war eine der Fragestellungen meiner Arbeit.

7.2. Neue Interpretation

In meinem Bereich des Sonnblickgebietes möchte ich auf Grund der Kartierungsergebnisse folgende tektonische Einheiten (z.T. in ähnlicher Abgrenzung wie Ch. EXNER, 1964) unterscheiden:

7.2. 1. Sonnblick-Gneiskern mit der auto- bis parautochthonen Hülle

Dazu rechne ich die dunkle Glimmerschiefer-Paragneis-Vulkanitabfolge über dem Zentralgneis, die besonders in der Hocharn-SE-Flanke gut aufgeschlossen ist, ebenso die Glimmerschiefer-Paragneisserie mit dem Geröllgneishorizont in den untersten Wandbereichen um Koll Saigurn.

Auch den in den Grieswies-Mähdern im untersten Teil der Wände mächtig ausgebildeten mesozoischen Schwarzphyl-

lit-Quarzitzug, der hier über der paläozoischen Serie der Hellglimmer-Chloritoidschiefer liegt, möchte ich als autochthonen Teil der Brennkogelserie zu diesem Komplex stellen.

7.2 2. Eine überschobene Einheit mit Schichtgliedern, die vom Perm bis in den oberen Jura, vielleicht auch noch weiter reichen.

Nach meinen Kartierungsergebnissen im Bereich der Grieswies-Mähder und besonders im Krumltal und nach dem Studium der Profile von Ch. EXNER (1964) im S und W der Sonnblickgruppe, die z.T. außerhalb meines Kartierungsbereiches liegen, bildet diese gesamte Einheit tatsächlich eine riesige liegende Falte, die ununterbrochen von Gropenstein im unteren Mölltal bis ins Seidlwinkltal und in mein Kartierungsgebiet im Krumltal und in die Grieswies-Mähder/Ritterkopf verfolgbar ist.

Den Kern dieser liegenden Falte mit reduziertem Liegendschenkel der Glocknerserie bildet das Permoskyth der Wustkogelserie, um dieses herum ist die Seidlwinklrias mit reduziertem Liegendschenkel fast durchgehend im Hangenden und im Liegenden des Permoskyths zu verfolgen. Um die Seidlwinklrias herum ist die Brennkogelserie mit dunklen Phylliten, hellen Quarziten, wenigen Kalkglimmerschiefern und Arkosegneisen aufgeschlossen.

Um die Brennkogelserie herum ist die Glocknerserie im Hangenden und im Liegenden durchgehend mit Kalkglimmerschiefern und Prasiniten verfolgbar, der Liegendschenkel ist jedoch extrem ausgedünnt.

Die Gegenüberstellung der beiden tektonischen Karten (Abb.54 und Taf.3) soll die unterschiedlichen Deutungen veranschaulichen.

7.2.1 Sonnblick-Gneiskern und seine auto- bis parautochthone Hülle

Nachdem Ch. EXNER (1964) die Struktur des Sonnblick-Zentralgneiskernes sehr ausführlich bearbeitet und beschrieben hat und sich bei meiner Kartierung keine neuen erwähnenswerten Beobachtungen ergeben haben, will ich es dabei beenden lassen, für diesen Teil auf die Arbeit von EXNER hinzuweisen und nur der Vollständigkeit halber ganz kurz einige Bemerkungen dazu geben.

Der Sonnblick-Granit ist ein recht einheitlicher, massiger Biotitgranit, häufig mit großen Kalifeldspaten und mit sauren und basischen Gängen (vgl. Gangfloitite am Zirmsee). Die Intrusion und Platznahme des Sonnblick-Granites erfolgte (so die bisherige allgemeine Annahme) irgendwann im Karbon, oder sogar noch im Perm, er hat also variszisches Entstehungsalter. Bei der alpidischen Metamorphose wurde er in den heutigen Sonnblick-Zentralgneis umgewandelt, und nahm epi- bis mesozonalen Mineralbestand an. Im inneren, weniger tektonisch beanspruchten Teil hat er noch den Habitus eines massigen Metagranites, in den obersten Bereichen zeigt er oft Scherzonen, die zu einer deutlichen Einregelung verschiedener Minerale führten (K. SCHMIDT, 1957; Ch. EXNER, 1964).

K. SCHMIDT (1957) führte Korngefügeanalysen aus und fand Quarzachsengürtel, die der megaskopischen Hauptliniätion als Großkreise zugeordnet sind. Auch die Basisnormalen von Muskowit zeigen konforme Gürtel.

Die Hauptachse weist eine Zersplitterung in Teilkörper auf, ein solcher Teilkörper des Sonnblickgneises ist die "Kappenhauswalze", die dem Hauptkörper nördlich vorgelagert ist. Sie ist laut EXNER (1962 c und 1964) die streichende Fortsetzung der Sonnblicklamelle des unteren Mölltales und liegt zusammen mit den übrigen Teilkörpern, den Wurtenkeilen, annähernd in NW-Fortsetzung der Mölltalstörung.

Im Sonnblick-Gneiskern beobachtet man domförmigen Gewölbeschluß der breiten Sonnblickwalze. Der Scheitel des Sonnblickgewölbes ist in den obersten Aufschlüssen SE unterhalb des Hocharn-Keeses besonders deutlich zu erkennen.

Rund um den Zirm-See und am Kälbergrat sind die S-Flächen noch schwach SW-fallend (siehe Diagramm), am Touristenweg zum Hocharn oberhalb der Goldzech-Scharte stehen die s-Flächen söhlig, 150 bis 200 m nördlich davon neigen sie sich schnell gegen NE und gehen binnen kürzester Distanz in fast saigere Stellung über. Manchmal sind sie sogar überkippt steil S-fallend, wie z.B. in der Sonnblick-N-Wand und N oberhalb des Pilatus Keeses, zwischen Sonnblickgneis Hauptmasse und Knappenhauswalze.

Durch die breite domförmige Wölbung bedingt, entstehen oft die eigenartigen horizontalen Bankungskuppen und -treppen, wie z.B. (500 m) südlich vom Naturfreundehaus-Neubau oder um den Zirmsee herum, oder die Gneisbänke in der Hocharn-W-Flanke.

Die Knappenhauswalze zeigt ihren Gewölbeschluß deutlich N oberhalb des Pilatus-Keeses.

Am Kontakt zu den überlagernden Biotit-Amphiboliten und dunklen Glimmerschiefern zeigen sich Strukturen, die auf Zusammenpressen und Hineinpressen einzelner, dm bis mehrere m ausgedehnter Gneiskörper in die umhüllenden Gesteine hinweisen. Ein weiterer Hinweis für die sehr starke Zusammenpressung dieses Bereiches während der alpinen Orogenese sind im Zentralgneis die diskordant zu den überlagernden Schiefern verlaufenden sekundären Fugen, die steiler als die s-Flächen der Hüllgesteine verlaufen, wie folgende Abb. 55 aus den Wandaufschlüssen W des Krumlkeeses zeigt.



Abb.55: Im Vordergrund die Wandaufschlüsse westlich des Krumlkeeses. Links im Vordergrund die Arlthöhe, dahinter der Krumlkeeskopf. Rechts davon das Diesbach-Kar und der Wustkogel.

Auch in den Aufschlüssen der Knappenhauswalze 200 m NW P.2266, NW-Rand des Pilatuskeeses, treten derartige Strukturen am Zentralgneisrand auf (Abb.56).

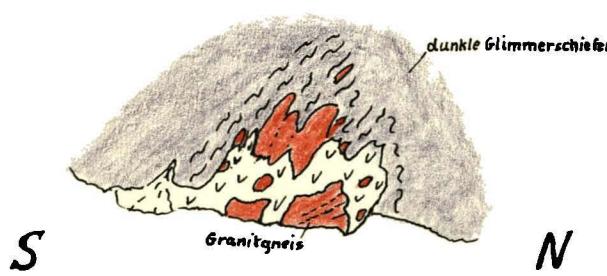


Abb.56: Aufschlüsse 200m NW Kote 2266 des Pilatus Keeses. Das Gewölbe des Granitgneises der Knappenhauswalze zeigt extreme Deformationswalzen. Die Deformationsachse verläuft ca. senkrecht zur Blattebene.

Die lokale Verschuppung von zwei bis drei Zentralgneiskeilen mit Amphibolit am Touristenweg N oberhalb der Goldzechscharte könnte vielleicht durch solche Fugenbildung zu- stande gekommen sein.

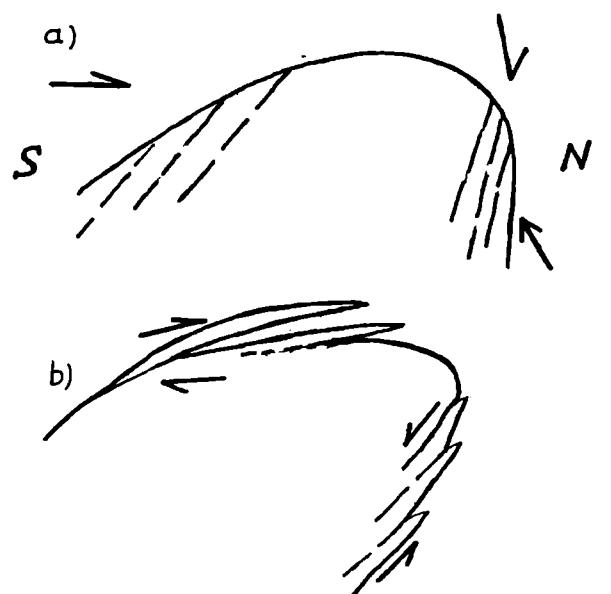


Abb. 57:

a) zeigt, wie es am Sonnblickkörper durch Einengungsdruck zur Ausbildung einiger Gneiskeile gekommen sein könnte. Zuerst bildeten sich im Randbereich im S und N Fugen, die schräg zur Druckrichtung verlaufen.

b) Bei stärkerer Einengung kam es zu Internrotation und Verschiebung im Sinne der angegebenen Pfeilrichtungen. Diese Interpretation gebe ich für die Strukturen an der Knappenhauswalze im N des Pilatuskeeses.

Die darüberliegenden plastischeren Ablagerungen reagierten auf derartige Beanspruchung anders und bildeten bankinterne Kleinfältelungsstrukturen, die ebenfalls auf starke Zusammenpressung deuten (Abb. 58).

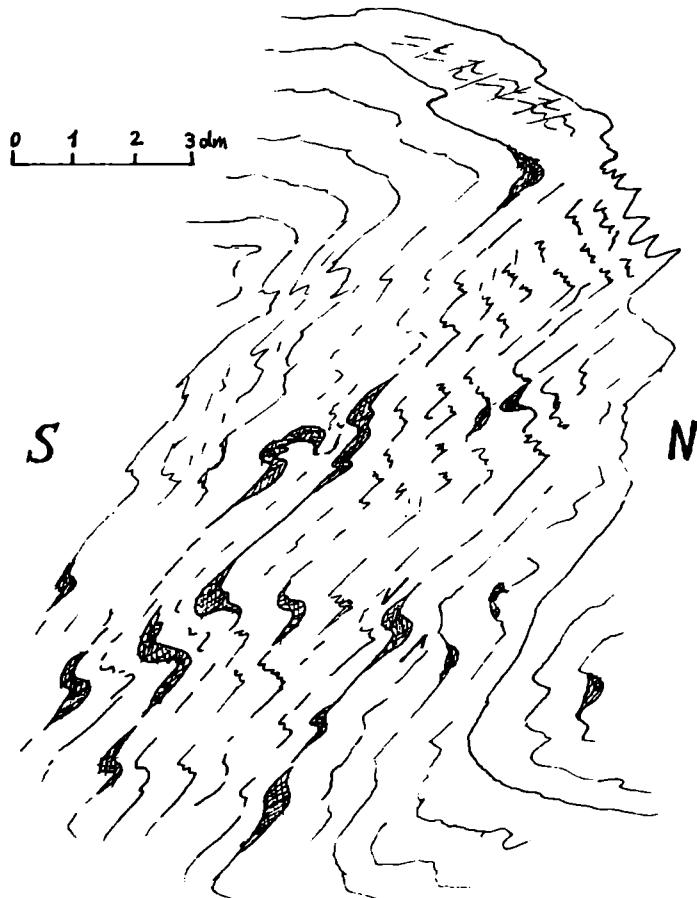


Abb. 58: "Großfalte", die beim plastischen Verhalten der dunklen Glimmerschiefer noch in Kleinfältelungen zerlegt wurde, die auf hohe Zusammenpressung dieser Zone bei der Gebirgsbildung hinweisen. Nach dem mikroskopischen Befund ging diese Kleinfaltung parakristallin vor sich.
Wand W oberhalb Lachegg Klamm (SH 1460 m).

Die Abbildung besagt, daß nach der allgemeinen Faltung die Einengung noch weitergegangen sein muß, und bei plastischen Gesteinen die feinen S-vergenten Fältelungsstrukturen, bei schieferigen Gesteinen aber Transversalschieferung bewirkt hat.

Beim spröden Zentralgneis entstanden hingegen die Zerrfugen.



Abb.59: Photo im Bereich der hellen Albitgneise: N-vergentte Falten in Kleinfältelungen zergliedert.

Über dem Sonnblick-Zentralgneis, der offensichtlich ein variszischer Granit ist, liegen paläozoische Gesteine von Glimmerschiefern, Paragneisen und basischen und sauren Erup- tivgesteinen, die von den Lagerungsverhältnissen her, wie sie in dem von mir bearbeiteten Gebiet vorliegen, eine ein- heitliche, vielleicht etwas verfaltete und lokal verschuppte Abfolge darstellen.

Diese paläozoischen Gesteine stellen den gefundenen An- haltspunkten zufolge eine aufrechte Serie dar, die jetzt im NE-Schenkel der Sonnblickwalze senkrecht aufgerichtete (Bereich des Hocharn-N- und E-Flanke, Sonnblick N- und E- Flanke) bis überkippte Lagerung aufweisen.

Dann folgt die rhythmisch klastische Serie von dunklen Glimmerschiefern, Quarziten, Paragneisen und Geröllgneisen, die vorwiegend mit tuffitischen Gesteinen in Verbindung stehen, welche auch meist das Bindemittel dieser Geröllgneise darstellen. Nach den Vergleichen mit vielen anderen ähnlichen Bereichen in den Alpen, stellen diese einen permokarbonischen Horizont dar.

Das letzte Glied der autochthonen paläozoischen Sedimentbedeckung über dem Zentralgneis bilden die vermutlich dem tieferen Verrucano zugehörigen hellen Glimmerschiefer mit Granat und Chloritoid, die am Grieswies Schwarzkogel, im Krumltal und in der E-Flanke des Grieswies Schwarzkogels in SH 1950 m, 100 m N Kote 2085 m normal aufrecht lagern, im Bereich des Steinkarl und im Kessel von Kolm Saigurn - offenbar verkehrt darunterliegen, wie man aus den Kartierungsverhältnissen schließen kann.

Daraus ergibt sich folgendes Bild

Sonnblickkern mit autochthoner paläozoischer Hülle und praktisch fehlenden jungen, mesozoischen Schichtgliedern, die nur in der Mallnitzer Mulde und ihrer NW-Fortsatzung vorhanden sind.

Darüber folgen in einer riesigen Liegendifalte entwickelt, die überschobenen permomesozoischen Serien der Seidlwinklrias, der Brennkogel- und der Glocknerserie, wie folgende Skizze erläutern soll (Abb. 60):

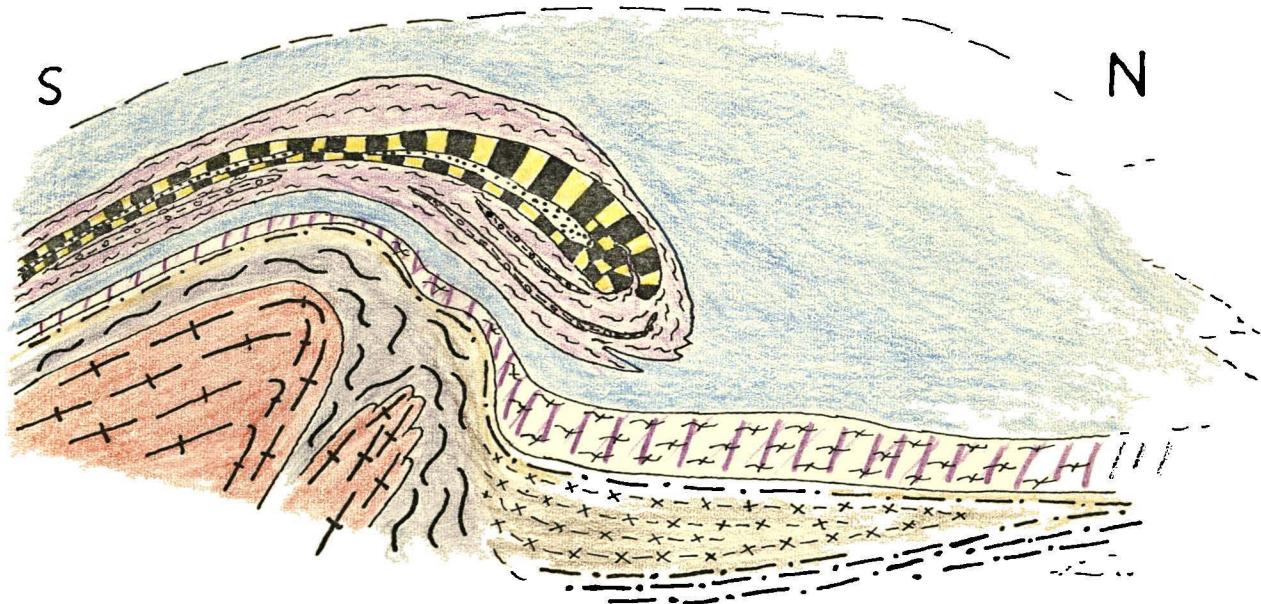
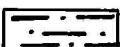
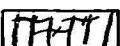
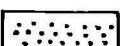


Abb.60: Schematischer Schnitt durch den zentralen Bereich der Hohen Tauern am Hocharn.

-  Zentralgneis
-  paläozoische Glimmerschiefer-Paragneis-Vulkanitfolge
-  permokarbonische Paragneise mit Geröllhorizont
-  Granat-Chloritoid-Hellglimmerschieferserie (Verrucano)
-  autochthone Bündnerschiefer der Mallnitzer Mulde
-  Wustkogelserie
-  Seidlwinklrias
-  Brennkogelserie
-  Arkosegneise der Brennkogelserie
-  Glocknerserie

Für das Fehlen der permischen und mesozoischen Bedeckung auf dem Sonnblickkern kann man zwei Interpretationen anführen

1. Das geschilderte tektonische Bild ist Ausdruck für den relativen Nordtransport der Gesteinsmassen in der Schieferhülle der Tauern. Das würde bedeuten, daß die jüngeren Serien ab dem Perm über dem Sonnblickkern abgeschert und in der Mallnitzer Mulde angehäuft wurden.
2. Die zweite, grundsätzlich andere Interpretation wäre folgende:

Der Sonnblickkern stellt eine jungvariszische Intrusion dar und man könnte in diesem Zusammenhang schon mit einer komplizierten Verteilung der Gesteinsserien im vormesozoischen Untergrund rechnen, und zwar insoferne, als vor der Transgression der karbonatischen Trias Inseln von schwach metamorphen Gesteinen, die von permischen Graniten intrudiert worden sind, existieren und dazwischen Mulden, die mehr oder weniger gleichzeitig von permischen Gesteinen aufgefüllt worden sind.

Diese Ausgangssituation ist dann natürlich noch von der alpinen Tektonik gewaltig umgestaltet worden, die ja auch die teilweise inverse Lagerung von dunkler, klastischer Serie (fragliches Karbon?) und Verrucano im Bereich des Steinkarl zeigt.

Ganz ähnlich wie Ch. EXNER (1964) möchte ich die Schwarphyllit-Quarzit-Serie E unterhalb des Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Komplexes vom Ritterkopf als autochthone, mesozoische Bedeckung der Gneiskerne und ihrer jungvariszischen Schiefermulden betrachten. Dieses Bündnerschiefermaterial in Brennkogelfazies ist übrigens am Eingang des Krumltales gut zu studieren, spärliche Triasreste kommen zwischen dieser Bündnerschiefer-Folge und dem Verrucano vor, zumeist sind es allerdings nur Permoskyth-Quarzite.

Bevor nun die Entwicklung und Entstehungsgeschichte der über diesem auto- bis parautochthonen Bereich folgenden riesigen Liegendfalte besprochen wird, möchte ich auf meine Beobachtungen zur Genese der einzelnen "Gneislamellen" noch im speziellen eingehen.

7.2.1.1 Gneislamelle 1

Nach meinen Beobachtungen handelt es sich dabei um eine Wechsellagerung von Plagioklasgneisen und Amphiboliten, ohne merkliches Hinzutreten von K-feldspatführenden Orthogneisen. Ich selbst habe dabei keine Relikte für Altkristallin gefunden. Diese Wechsellagerung verbindet sich untrennbar mit der Gesteinsabfolge nördlich und südlich davon, daher sehe ich selbst im untersuchten Gebiet keine Notwendigkeit einer tektonischen Abtrennung dieses durch seinen auffälligen Gesteinsrhythmus heraustretenden Gesteinspaketes, wie folgendes Profil in der Hocharn-SE-Flanke, in 2700 m SH aufgenommen, zeigt:

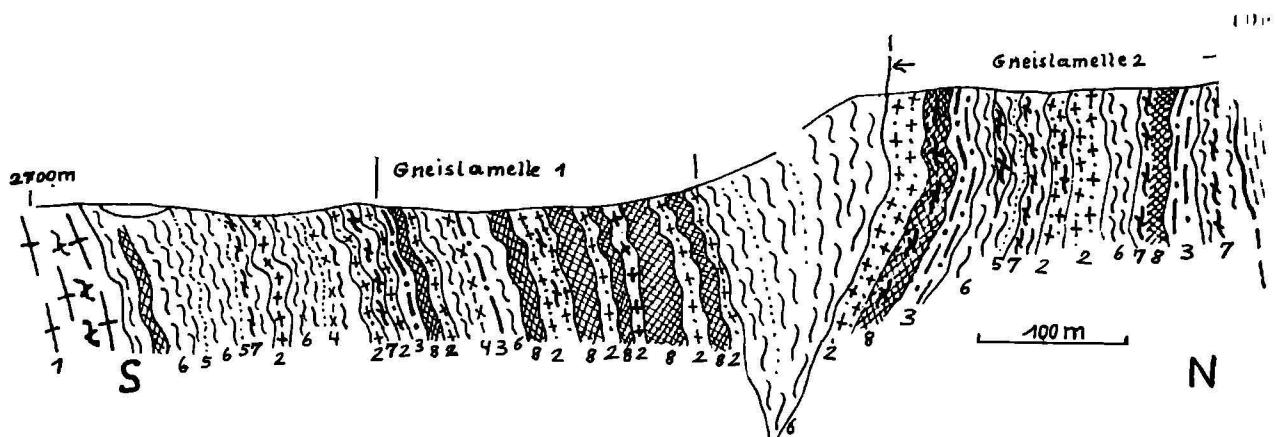


Abb.61: Profil in der Hocharn SE-Flanke, SH 2700 m.

- 1 Granitgneis
- 2 Plagioklasgneis; z.T. mit Hellglimmereinlagen
- 3 Hellglimmerschiefer mit Chlorit
- 4 Paragneise
- 5 Quarzit; z.T. mit Schwarzschieferereinlagen
- 6 dunkle Glimmerschiefer; z.T. quarzitisch
- 7 Chlorit-Epidotschiefer, oft sehr karbonatreich
- 8 Amphibolite; Prasinite

Nach meiner Ansicht hat daher die Gneislamelle 1 im untersuchten Gebiet keine tektonische Selbständigkeit und gehört zur autochthonen Hülle des Sonnblickkernes.

Auch das Vorkommen eines schmalen Kalkglimmerschieferzuges in der weiteren Fortsetzung im SE der Gneislamelle 1, im Bereich der Strahköpfe und des Rissieck und SE der Feldsee-Scharte Steinerhütten, wo auch "Trias"-Kalkmarmore und

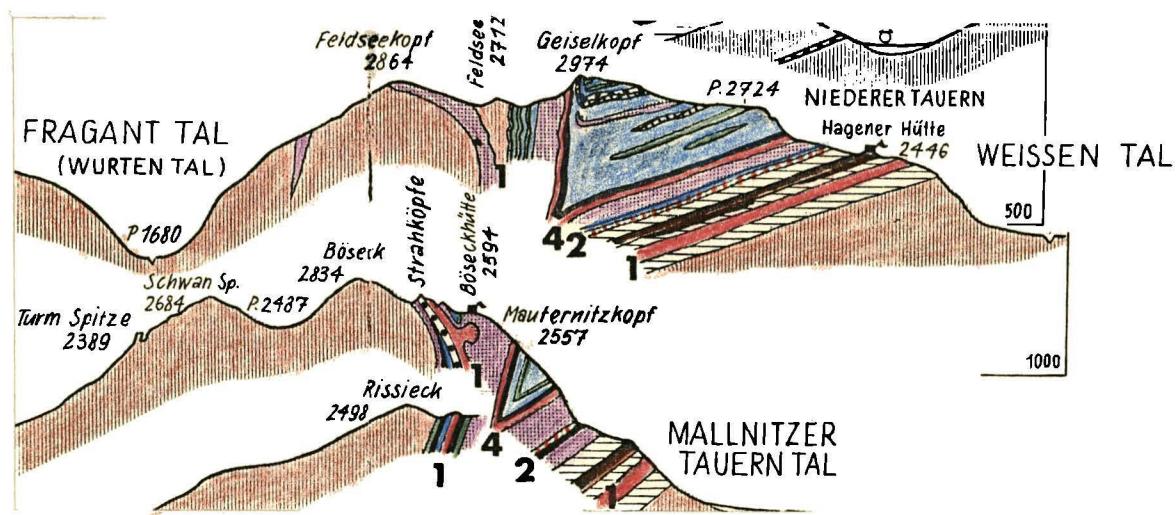


Abb. 62: Profile von Ch. EXNER, 1964, im Bereich der Strahköpfe und des Rissieck (Mallnitzer Tauern).

- [Serpentin pattern] Serpentin
- [Dark green pattern] Grünschiefer
- [Blue pattern] Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit
- [Purple pattern] Schwarzschiefer, Schwarzphyllit
- [Black pattern] Dolomitbreccie
- [Solid black] Kalkmarmor
- [White with black lines] Rauhwacke und Dolomitmarmor
- [Dotted pattern] Quarzit
- [White with horizontal lines] heller Glimmerschiefer
- [White with diagonal lines] Albitgneis und Albitporphyroblastenschiefer der Gneislamellen
- [Red pattern] Mikroklinaugengneis der Gneislamellen 1 bis 4
metamorpher basischer Gang im Gneis des Sonnblick-Kernes (beim Zirm-See)
- [Dark red pattern] Orthogneis und Altes Dach des Sonnblick-Kernes
und des Hochalm-Ankogel-Massivs

Dolomitmarmore vorkommen (Ch. EXNER, 1964, S.44 f.), ist meines Erachtens kein zwingender Grund, diese Lamelle durch größeren Transport aus dem Süden zu beziehen. Dieser schmale Kalkgesteinszug könnte ja auch durch eine lokale Faltung oder Schuppung von oben her in seine heutige Position gekommen sein. EXNER (1964, S.124) selbst drückt sich bei der Deutung dieser Gesteine auch sehr vorsichtig aus und räumt auch ein, daß es im europäischen Vor-Caradoc Tremolit-führende Dolomitmarmore, Quarzite, Kalkmarmore, Dolomit-Flaserkalkmarmore und Schwarzschiefer (z.B. Serie von Canaveilles in den Ostpyrenäen (G. GUITARD, 1963; A. AUZTRAN, G. GUITARD & E. RAGUIN, 1963) gibt und auch in nächster Nähe der Tauern, an der Basis des Murauer Paläozoikumsähnliche Gesteine auftreten.

7.2.1.2 Gneislamelle 2:

Bei diesem Gesteinspaket handelt es sich nach meinen Untersuchungen auch wiederum um eine Wechsellagerung von Albit-, bzw. Plagioklasgneisen, Albitporphyroblastenschiefern, Prasiniten, Karbonat-reicheren dunklen Glimmerschiefern, hellen Glimmerschiefern mit Chloritoid und Biotitparagneisen.

Auch für diesen Bereich kann man aus dem Profil in der Hocharn E-Flanke, welches auf der vorigen Seite abgebildet ist, ersehen, daß sich diese Wechsellagerung ebenfalls untrennbar mit der darunterliegenden Gesteinsabfolge verbindet. Diese Serie dürfte hauptsächlich von jüngeren paläozoischen Gesteinen (Perm) aufgebaut werden. Sie schließt, wie aus verschiedenen Profilen zu ersehen ist (Profil 4, 7, 8, 9, 16, 23) meist durchgehend mit einem über 8 m mächtigen Paket von hellen Glimmerschiefern und Quarziten, z.T. auch Albitporphyroblastenschiefern ab.

Zur weiteren Erläuterung sei hier noch ein Profil über einen Ausschnitt aus dieser Serie am N-Rand des Krumlkees, in SH 2450 m dargestellt

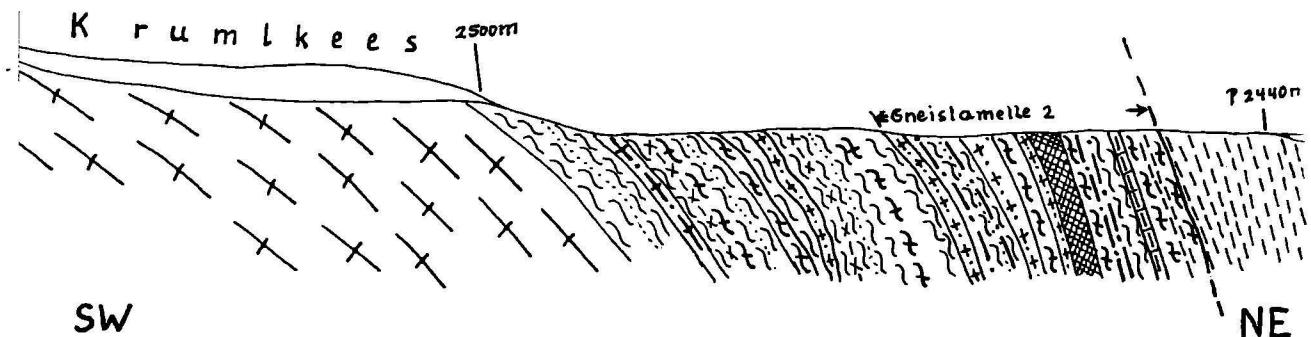


Abb.63: Profil am Krumlkees N-Rand, in 2450 m Seehöhe aufgenommen; Maßstab 1 : 5000

Legende: Siehe Profiltafel auf S. 28.

Noch ein Hinweis scheint mir wichtig zu sein, der meine Deutung der Gneislamelle 2 untermauern könnte; es handelt sich um die Aufschlußverhältnisse am Fuße der Grieswies Mähder im N der Grieswies-Alm, ab SH 1600 m aufwärts. Ein K-Feldspat-führender Augengneis mit sehr wenig Glimmer geht in kleinkörnigen Biotit-Albit-Kalifeldspat-Augengneis über und dann beiderseits (unten und oben) sukzessive durch dm-m Wechsellagerungen in Amphibolit, um schließlich von rhythmischen Paragneis-dunkle Glimmerschiefer-Wechsellagerungen abgelöst zu werden; schließlich endet die Serie nach oben mit einem Prasinit- und Chloritoid-Hellglimmerschieferband.

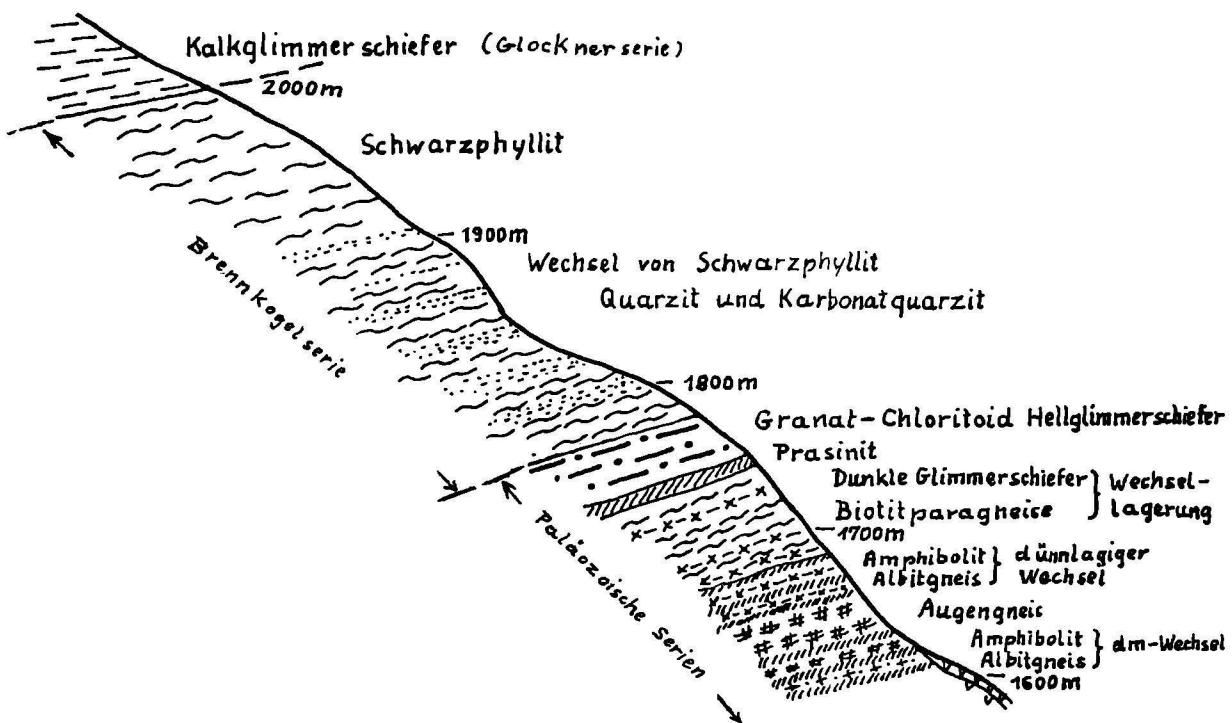


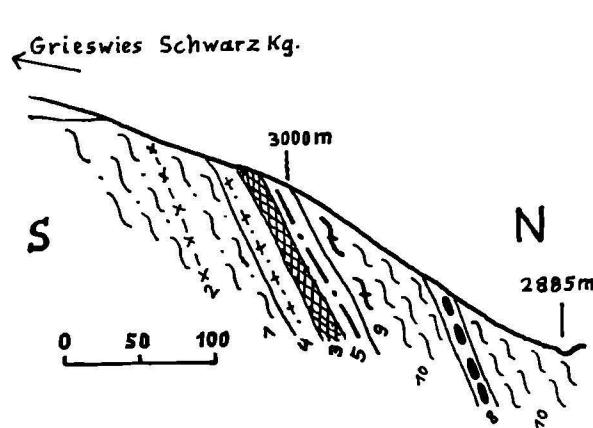
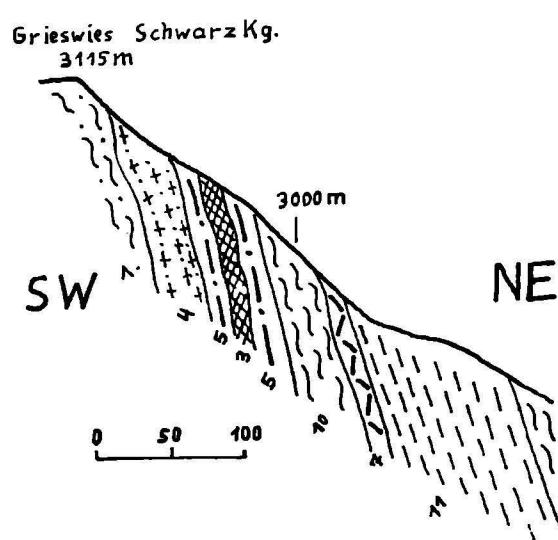
Abb. 64: Profil in den nördlichsten Aufschlüssen der Grieswies Mähder und der Grieswies-Alm.

7.2.1.3 Autochthones Mesozoikum über dem Paläozoikum im Bereich des Grieswies-Schwarzkogels, der Grieswies Mähder und der Ritterkar-Alm.

Auf diesem Band aus den in diesem Bereich jüngsten paläozoischen Gesteinen des Verrucano lagern über 100 m mächtige Schwarzphyllite und Quarzite der Brennkogelserie (Bündnerschieferserie) siehe vorige Abb. 64.)

Diesen Teil der Bündnerschiefer in Brennkogelfazies mit Quarziten, Karbonatquarziten, Dolomitbreccien mit quarzitischem Bindemittel aber auch mit Chlorit-Hellglimmerschiefer-Bindemittel, mit dünnen Arkoseeinlagerungen und mit schmalen Bänkchen aus Kalkglimmerschiefern stelle ich zur autochthonen mesozoischen Sedimentbedeckung dieses Teiles der Mallnitzer Mulde und deren N-Fortsetzung. Somit lassen sich die einzelnen "Trias"-Restvorkommen zwischen paläozoi-

schen Serien und diesem Teil der autochthonen Brennkogel-
serie, angefangen 500 m E der Bogenitzen Scharte im S des
Sonnblickkernes, im Bereich des Sand Kopfes, 150 m westlich
der Arlthöhe, im Bereich des Roßkars auf der W-Seite des
hinteren Krumltales, das Dolomitmarmorvorkommen 100 m N
des Griesweis Schwarzkogels (siehe nächste Abb. 65), und
schließlich das Dolomitvorkommen (2 m) zusammen mit Karbonat-
quarzit in der E-Flanke des Grieswies Schwarzkogels bei Kote
2085 m auch als autochthone Sedimentauflage auf der Hülle
des Sonnblickkernes erklären.



Legende

- 11 Kalkglimmerschiefer
- 10 Schwarzphyllit
- 9 Karbonatreiche Chloritschiefer
- 8 Dolomitbreccie
- 7 Dolomitmarmor
- 6 Kalkmarmor
- 5 Granatglimmerschiefer
- 4 Albitgneis
- 3 Amphibolit
- 2 Chloritschiefer
- 1 Dunkle Glimmerschiefer und Paragneise

Allerdings treten vermeintliche "Trias"-Vorkommen sehr oft auch bereits mitten in der Brennkogelserie auf. Dies könnte einerseits die Auswirkung einer kräftigen Durchbewegung und Verschuppung dieses Bereiches sein.

Eine zweite Deutung für diese Dolomitmarmorvorkommen innerhalb der Brennkogelserie wäre die bereits im Kapitel über die Genese und über die Alterseinstufung angeführte Ansicht der Resedimentation während der Ablagerung der Brennkogelserie.

Am wahrscheinlichsten ist jedenfalls, daß die Triasvorkommen in diesem Niveau während des N-Transports der darüberlagernden Glocknerfalte an deren Basis mitgeschleift und ausgequetscht wurden. Diese Deutung scheint mir am ehesten für folgende Vorkommen zuzutreffen. Die kleinen Dolomitvorkommen im W des Sandkopfes (Abb. 66a) und an der Basis des Kalkglimmerschieferzuges in der Richardswand im Kleinen Fleißtal (siehe Abb. 66 b, nach Ch. EXNER, 1964, Taf. 6, Fig. 4 und Fig. 7).

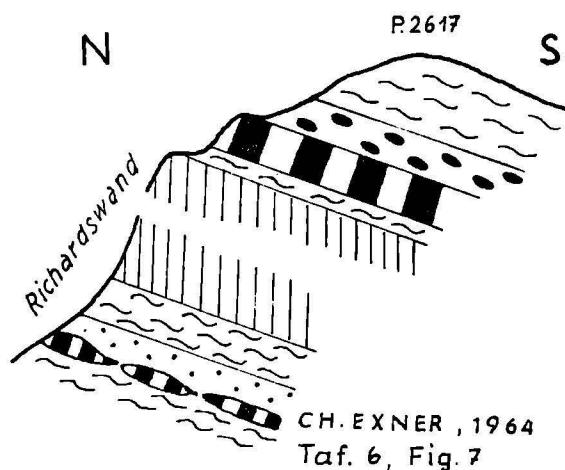
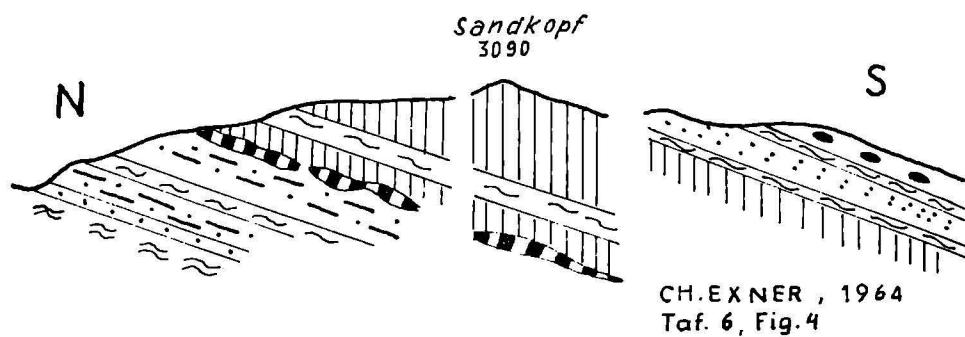
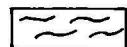
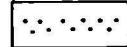
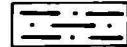


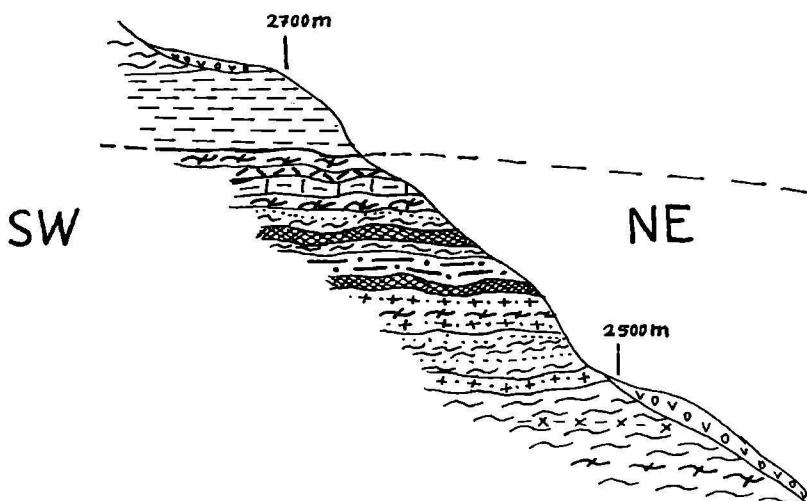
Abb. 66a: Profil am Westabfall des Sandkopfes.

Abb. 66b: Profil durch die Richardswand im Kleinen Fleißtal.

Legende:

-  Kalkglimmerschiefer
-  Schwarzphyllit
-  Dolomitbreccie
-  Quarzit
-  Dolomitmarmor
-  Hellglimmerschiefer
-  Weißschiefer

Weiters das Dolomitvorkommen 150 m W der Arlthöhe am Grat W des Hocharn, und in dessen Fortsetzung nach NE in der W-Flanke des hinteren Krumltales W oberhalb des Roßkars in SH 2600 m bis hinunter in SH 2500 m (siehe Abb. 67)



Legende: siehe Seite 28.

Abb. 67: Profil in der W-Flanke des hinteren Krumltales W oberhalb des Roßkars in SH 2500 bis 2800 m. Das Profil zeigt, daß es sich bei dem Dolomitvorkommen sowohl um autochthone, auf paläozoischem Untergrund abgelagerte "Trias" handeln könnte, das Chloritschiefervorkommen im Hangenden davon kann ja auch ein zur Glocknerserie gehöriger Anteil der tektonisch darüber liegenden Glocknerfalte sein.

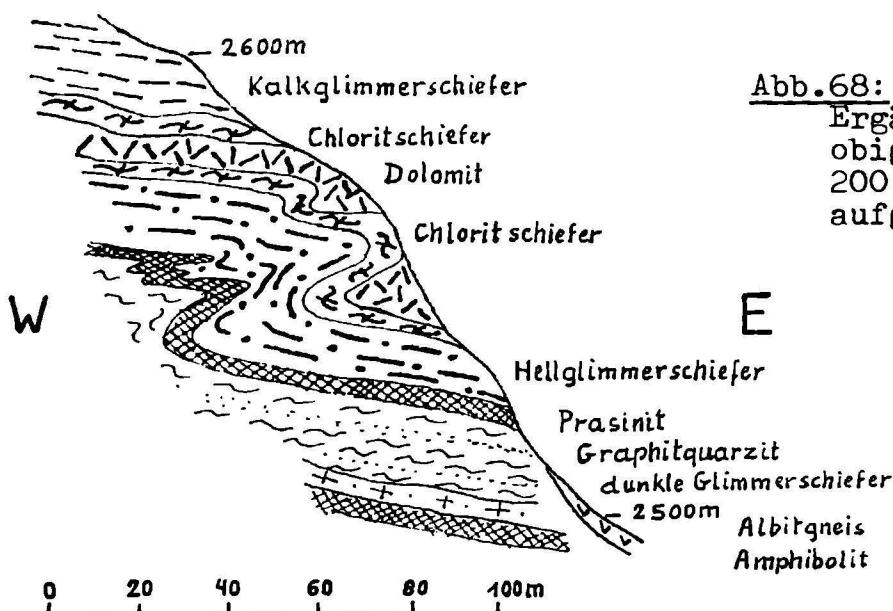


Abb. 68: zeigt eine Ergänzung zum obigen Profil, 200 m N davon aufgenommen.

Noch ein Wort zu den Aufschlußverhältnissen in der Richardswand (siehe Abb. 66):

Das Dolomitvorkommen im Hangenden des Kalkglimmerschieferzuges der Richardswand kann auch bei der ersten Überschiebung der Glocknerserie samt Untergrund auf die Brennkogelserie zustande gekommen sein. Darauf werde ich im nächsten Kapitel noch einmal bei der Besprechung der "Gneislamelle 3" zurückkommen.

7.2.2 Überschobene Einheiten (Perm-O.Jura, U.Kreide) in Form einer riesigen Liegendifalte ausgebildet (Rote Wand - Ritterkopf-Falte)

7.2.2.1 Gneislamelle 3:

Bei der Gneislamelle 3 ist die Interpretation schwierig und ungelöst. Einerseits gibt es Beobachtungen, die dafür sprechen, daß dieser Gneiszug wegen seiner engen Wechsellagerung mit den Bündnerschiefern verbunden ist und somit einen Bündnerschiefer-Arkosegneis darstellt, wie z.B. aus dem folgenden Profil in Abb. 69 im Krumltal, Unterer Keesboden E-Seite in SH 2100 m, genau 200 m N Kote 2076 zu ersehen ist.

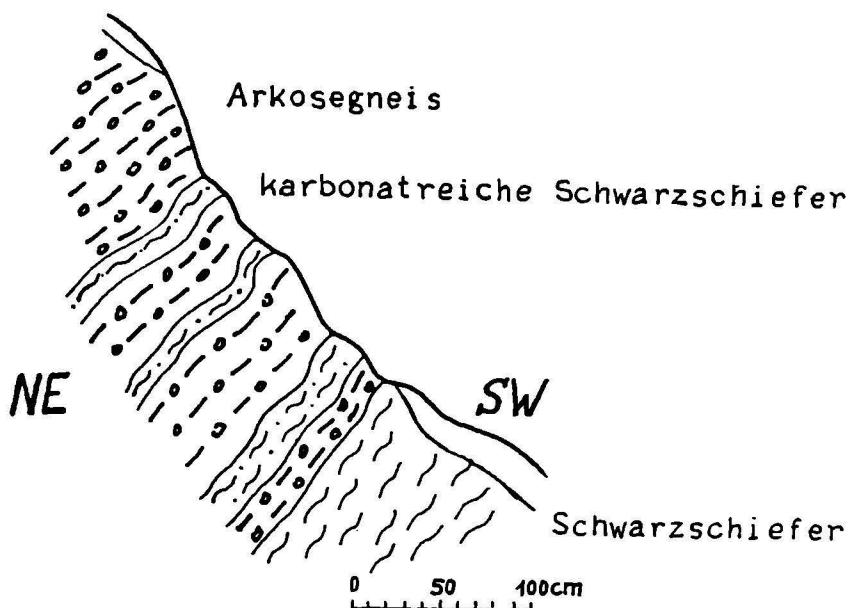


Abb.69: Detailprofil aus dem Übergangsbereich von den Arkosegneisen zu den Schwarzphylliten der Brennkogelserie, E-Seite des hinteren Krumltales, Unterer Keesboden, 200 m N Kote 2076.

Das folgende Profil (Abb.70) E der Wasserfallhöhe zeigt den rhythmischen Wechsel und verschiedenste Übergänge zwischen den verschiedenen Gesteinstypen der Brennkogelserie mit einzelnen (Einstreuungen) Einlagerungen von Arkoseschiefern, Albitporphyroblastenschiefern und auch dolomitischen Partien.

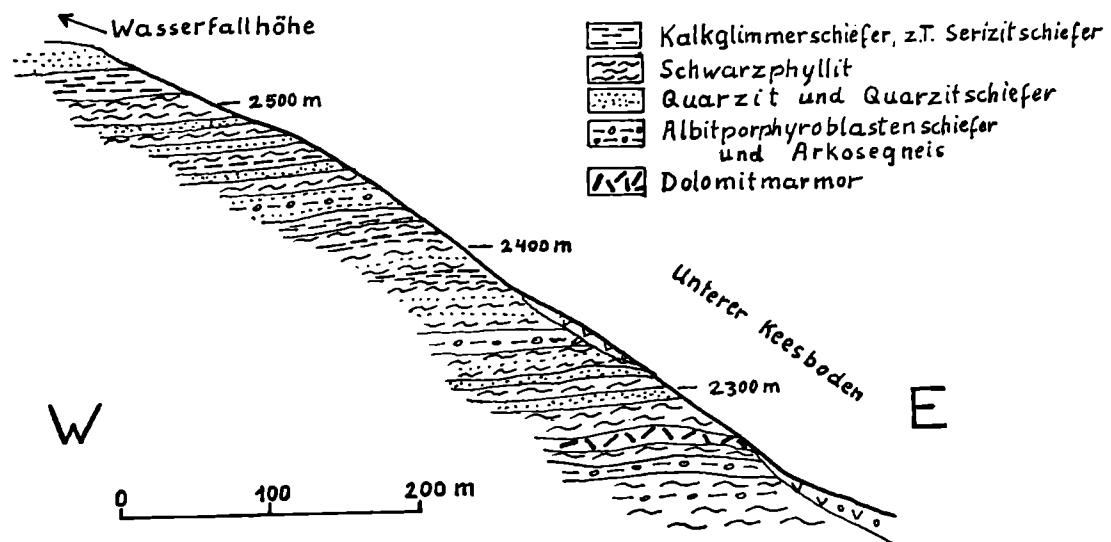


Abb.70: Profil 21 aus der Brennkogelserie im hinteren Krumltal, 200 m E der Kote 2564, Wasserfallalm.

Auch aus diesem Profil gewinnt man den Eindruck, daß die ganze aufgezeigte Serie von Gesteinstypen, die durch Übergänge miteinander verbunden sind, eher schon primär eine Wechsellagerung bildet, die Arkosegneise also somit Bündnerschiefergneise sind.

Aber in Gebieten solch intensiver, tektonischer Durcharbeitung sind vielleicht solche Beobachtungen nicht sehr zwingend und da es am Oberrand der Gneislamelle 3 (Unterer Keesboden; N Kote 1892) auch Stellen gibt die stark an einen Orthogneis erinnern, könnte es sich auch um eine tektonisch in die Bündnerschieferserie eingeschaltete Permoskythlamelle, eventuell auch mit Beteiligung des früheren Untergrundes von Permoskyth handeln. Die tektonische

Auflösung des Gebietes ist wesentlich einfacher, wenn die stratigraphisch-sedimentäre Deutung zuträfe.

Im Falle einer tektonischen Einschaltung der räumlich begrenzten Gneislamelle 3 ist sie vermutlich bei der ersten Überschiebung der Glocknerserie auf die Brennkogelserie durch die Einspülung und spätere weitere Überfahrung eines Permoskythspanes zustandegekommen. Dieser größere Ge steinszug mit Arkosegneisen, Albitporphyroblastenschiefern und Quarziten, den EXNER als Vertreter der Gneislamelle 3 hier im Krumltal deutet, zieht vom Bereich E unterhalb der Kote 2781 nördlich des Krumlkeeskopfes hinunter gegen N in die Wasserfallalm, quert das Krumltal im Unterer Keesboden N Kote 1892 und zieht an der E-Seite nach SE zum Grat NW des Grieswies-Schwarzkogels und ist auch noch am Grat NE des Grieswies-Schwarzkogels in SH 2780 m steil NE-fallend anzutreffen und 200 m weiter N in einem nur mehr m-dünnen Band, aber nun SW-fallend (steil) wieder am Grat aushebend (Abb.71).



Abb. 71: Grieswies-Mähdere NE-Grat bei Kote 2716: Ausheben der Brennkogelserie im Kern der Glockner-Liegend-falte (Tauchsattel) (Ansicht von der Sonnblick-N-Wand aus).

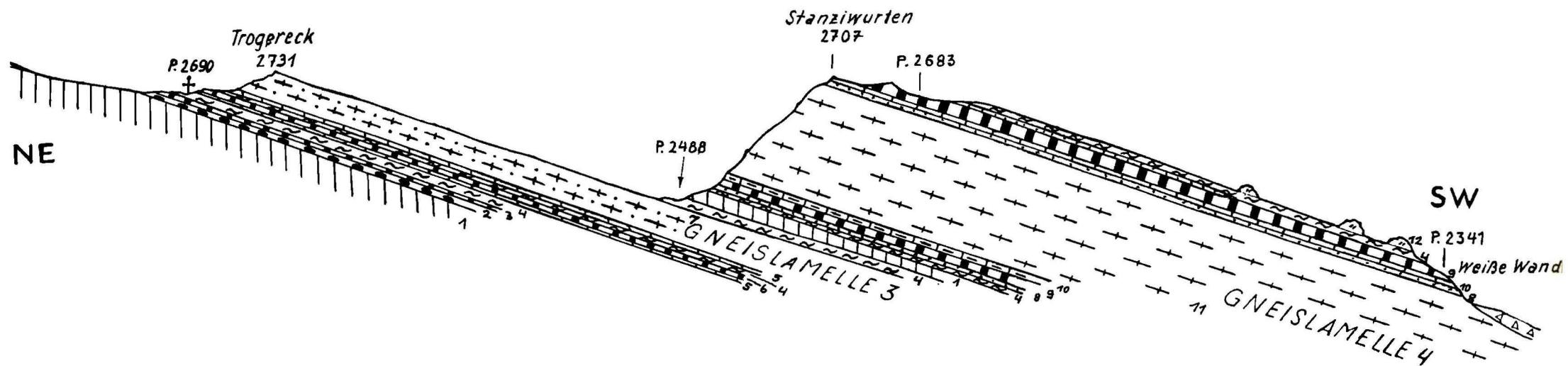


Abb.72: Profil am Kamm Sandkopf -Trogerek - Stanziwurten (von Ch. EXNER, 1964, Tafel 6, Fig. 3). Gneislamelle 4 (Permoskyth) mit symmetrischer Trias- schichtfolge; darunter, mitten in der Brennkogelserie, Gneislamelle 3.

1 Kalkglimmerschiefer	7 Albitporphyroblastenschiefer
2 Dolomitbreccie	8 Quarzit
3 Grauer Dolomit	9 Dolomitmarmor
4 Schwarzphyllit	10 Kalkmarmor
5 Kalkphyllit	11 Phengit-Mikroklingneis
6 Tektonisches Mischgestein aus Quarzit, Rauhwacke, Dolomit-Kalkmarmor und Schwarzphyllit	12 Serpentin

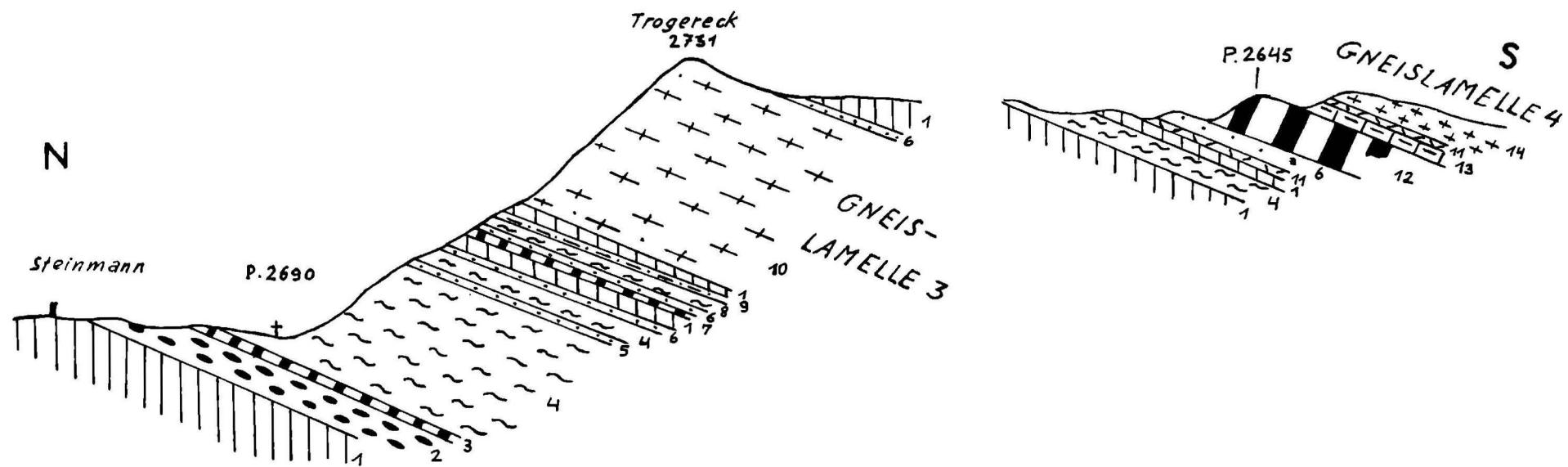


Abb.73: (Profil von Ch. EXNER, 1964, Taf. 6, Fig. 6): Gneislamelle 3 am Trogereck innerhalb der Bündnerschieferserie (Brennkogelfazies).

1 Kalkglimmerschiefer	8 Glimmerschiefer mit Chloritoidporphyroblasten
2 Dolomitbreccie	9 Heller Glimmerschiefer
3 Grauer Dolomit	10 Albitporphyroblastenschiefer und Mikroklin-Phengitgneis
4 Schwarzphyllit	11 Rauhwacke
5 Karbonatquarzit	12 Dolomitmarmor
6 Quarzit	13 Kalkmarmor
7 Tektonisches Mischgestein aus Quarzit, Rauhwacke, Dolomit-Kalkmarmor, Schwarzphyllit und Kalkphyllit.	14 Phengitgneis mit Mikroklin und Albit

Das weitere Vorkommen der Gneislamelle 3 ist nach den Kartierungen von Ch. EXNER, 1962 in einer deutlich etwas höheren Position als die eben besprochene dünne, und auskeilende Lamelle im Krumltal (siehe geol.Kt.d.Sonnblickgruppe, Ch.EXNER, 1962).

Weiters ist leider die klare Abtrennung des Gneiszuges vom Fleißtal von dem Gneiszug von der Stanziwurten durch die großen Schuttmassen auf der E Seite des Mölltales verhüllt.

Sicherlich ist aber in diesem Bereich die Abtrennung der Gneislamelle 3 von Gneislamelle 4 wichtig und richtig, weil Gneislamelle 4 im Bereich der Stanziwurten von symmetrischer Triasschichtfolge begleitet wird (siehe Abb. 72, S. 187, wo die Darstellung von Ch. EXNER, 1964, Taf.6, Fig. 3 wiedergegeben wird), der petrographisch ähnliche Gneiszug im Fleißtal aber unter der Seidlwinklrias inmitten von Bündnerschiefern liegt. Die Fortsetzung der Gneislamelle 4 in der Seidlwinklrias, der Permoskythkern ist wiederum beiderseits von einer symmetrischen Triasschichtfolge begleitet.

Es könnte aber sein, daß der Gneiszug im Fleißtal ein isolierter abgesplitterter Zug ist, der nicht im Zusammenhang mit dem Albitgneiszug unterhalb des Trogerecks steht. Dieser Albitgneiszug am Trogereck könnte ein Bündnerschiefergneis sein (Abb. 73; Tafel 6, Figur 6, EXNER, 1964).

Die "Triasvorkommen" darunter inmitten von Kalkglimmerschiefern und Schwarzphylliten könnten ebenfalls resedimentierte Dolomite sein.

Für den Gneiszug der Gneislamelle 3 im Groß Fleißtal bietet sich offensichtlich nur die tektonische Einschaltung innerhalb der Bündnerschieferserie als vernünftige Lösung an. Diese tektonische Einschaltung könnte beim gleichen Vorgang passiert sein wie die Einschaltung der Lamelle 3 im Bereich der Wasserfallalm, soferne diese tatsächlich tektonisch erfolgte (siehe Entwicklungsschema, Taf. 7).

7.2.2.2 Gneislamelle 4 (Rote Wand-Modereck-Decke)

"Die Lamelle 4 ist aus dem Mölltal bei Raufen längs der SW-Flanke der Sonnblickgruppe über die Rote Wand und Stanziwurten (siehe Abb. 64, S.179, und Abb.71, S.186) bis westlich der Weißenbachscharte verfolgbar (29 km). Sie verbreitert sich im Einzugsbereich des Seidlwinkltales (Wustkogel, Diesbachkar) und streicht beim Gamskarkogel in den Bereich des Kruml-Tales" (Ch. EXNER, 1964, S.72).

Folgende Vorkommen gehören meiner Meinung nach nicht zur Gneislamelle 4:

Das Arkosegneisvorkommen SW der Rohrmoser Alm 200 m SW Kote 1794 zeigt in den Aufschlüssen oberhalb des Bergsturzmaterials Übergänge zu Kalkglimmerschiefern und zu weißen Quarziten. Es herrscht mehrmaliger Wechsel im dm-bis m-Bereich. Man kann den Übergang schon im Gelände gut erkennen. G. FRASL (1958, S.372) beschreibt die weitere Fortsetzung dieses Gneiszuges 500 m südlich des Gamskarkogels über den Grat ins Seidlwinkltal ebenfalls eindeutig als Bündnerschiefergneis. Ebenfalls stellt G. FRASL an dieser Stelle die Gneislagen S des Moderecks zu den Bündnerschiefergneisen, weil sie durch Übergänge mit diesen verbunden sind. Diese Lagen brauchen demnach von ihrer Umgebung nicht abgetrennt werden und gehören nicht zur Gneislamelle 4.

Hingegen bilden die Phengitquarzite und Arkosegneise der Wustkogelserie im Muldenkern der Seidlwinklrias die Fortsetzung der Rote Wand - Modereck - Lamelle aus dem südlich anschließenden Bereich.

Der Zusammenhang dieser Lage ist im Abschnitt des Tauernberg und der Seppen-Alm NE von Heiligenblut durch extreme Ausdünnung (die Trias wird auf wenige 10er m ausgedünnt) und Zerreißung des Permoskyths unterbrochen (siehe Abb.45, tektonische Karte von Ch. EXNER, 1962).

Die weiteren Vorkommen dieses Faltenkernes sind im Seidlwinkltal erschlossen, reichen über dem Gamskarkogel ins Krumltal, wo über der Rohrmoser Alm der tauchende Antiklinalschluß noch erkennbar ist. In der weiteren Fortsetzung

ist dieser Falten scheitel gerade noch am Hang der Ritterkopf-W-Flanke, bei Kote 1976, Permoskyth umhüllt von Trias Dolomit und Kalkmarmor, (Abb.76), aufgeschlossen. Damit endet die Gneislamelle 4 nach E (vgl. Abb.54, tektonische Karte).

7.2.3 Argumente für die Ansicht, daß Glockner- und Seidlwinkldecke gemeinsam eine riesige Liegendifalte bilden:

7.2.3 1. Antiklinalkern

Die südliche Fortsetzung des Permoskyths im Kern der Seidlwinklrias bildet die Gneislamelle 4 im Bereich der Stanziwurten, die ebenso auf sich wie unter sich schön symmetrisch die gleiche Schichtfolge trägt (vgl. die Profile von Ch. EXNER, 1964, Taf.6, Fig.3 (Abb.72) 5, 6, 8, 9; und vgl. ebenso die Tafel 7, Fig. 2 und 3 im Bereich der Roten Wand, wo wiederum die Gneislamelle 4 den Kern einer symmetrisch um sie ausgebildeten Seidlwinklserie bildet Abb.74)

Abb.74: Profil Bogenitzens Scharte - Rote Wand bzw. SSE-Grat der Roten Wand (nach Ch. EXNER, 1964, Taf. 7, Fig.2 und Fig.3)
Legende wie bei Abb.72 und 73.

ist dieser Faltenscheitel gerade noch am Hang der Ritterkopf-W-Flanke, bei Kote 1976, Permoskyth umhüllt von Trias Dolomit und Kalkmarmor, (Abb.76), aufgeschlossen. Damit endet die Gneislamelle 4 nach E (vgl. Abb.54, tektonische Karte).

7.2.3 Argumente für die Ansicht, daß Glockner- und Seidlwinkldecke gemeinsam eine riesige Liegendifalte bilden:

7.2.3 1. Antiklinalkern

Die südliche Fortsetzung des Permoskyths im Kern der Seidlwinkltrias bildet die Gneislamelle 4 im Bereich der Stanziwurten, die ebenso auf sich wie unter sich schön symmetrisch die gleiche Schichtfolge trägt (vgl. die Profile von Ch. EXNER, 1964, Taf.6, Fig.3 (Abb.72) 5, 6, 8, 9; und vgl. ebenso die Tafel 7, Fig. 2 und 3 im Bereich der Roten Wand, wo wiederum die Gneislamelle 4 den Kern einer symmetrisch um sie ausgebildeten Seidlwinklserie bildet Abb.74)

Fig.2 Profil der Bogenitzen Scharte

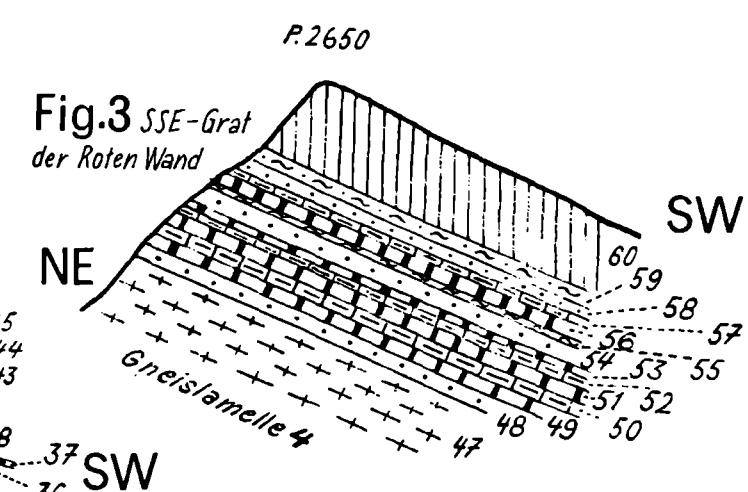
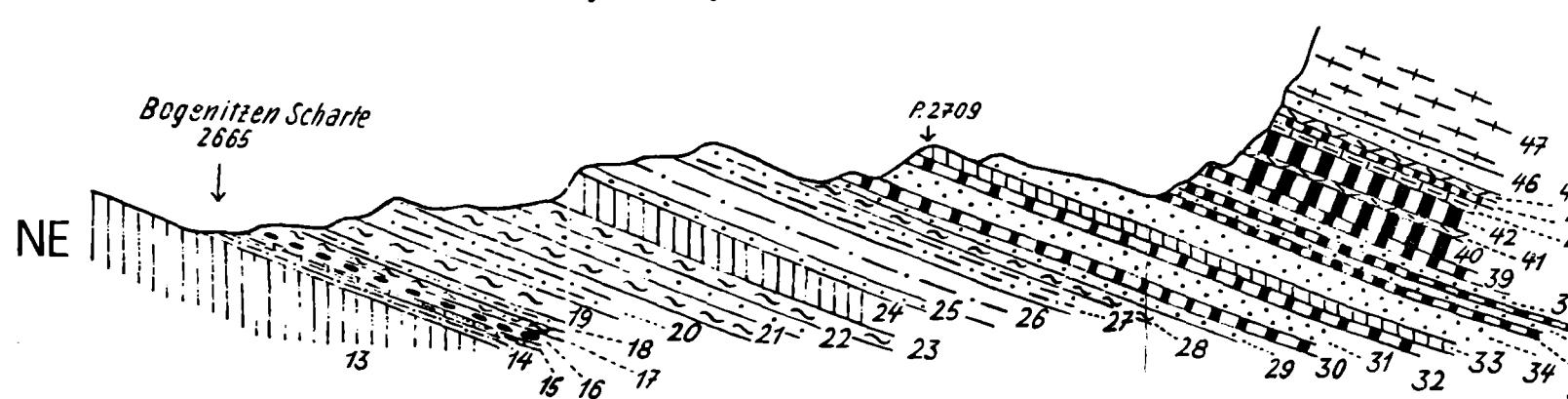


Abb.74: Profil Bogenitzen Scharte - Rote Wand bzw. SSE-Grat der Rote Wand (nach Ch. EXNER, 1964, Taf. 7, Fig.2 und Fig.3)
Legende wie bei Abb.72 und 73.

Das Profil zeigt deutlich die symmetrische Schichtfolge beiderseits des Rote Wand-Gneises (=Permoskyth), der das älteste Schichtglied darstellt, gegen das Hangende wie gegen das Liegende hin folgen Trias und Juragesteine, also immer jünger werdende Gesteinsglieder einer aufrechten Schichtfolge.

Diese Gegebenheit ist ein deutliches Argument für das Vorhandensein einer riesigen Liegendifalte, die sich von diesem Bereich bis ins Seidlwinkl- und Krumltal erstreckt und dort ihre Stirn hat.

In der Seidlwinklrias selbst ist der Antiklinalkern des Permoskyths (=Wustkogelserie) im Seidlwinkltal zweimal aufgeschlossen, einmal auf der dem Wustkogel im N gegenüberliegenden Flanke des Seidlwinkltales auf rund 2100 m Höhe bis zur Baumgartlalm und Hirzkaralm Hirzkarhütte, wo am N-Ende des ganzen Zuges bei "k" der Kartenbezeichnung "Hirzkaralm" das Permoskyth seine Stirne hat und von karbonatischer Trias umlaufend umgeben wird.

Die östliche Fortsetzung desselben Permoskyths ist in ganz entsprechender Lagerung, symmetrisch von Seidlwinklriasgesteinen umgeben, auf der gegenüberliegenden Flanke des Seidlwinkltales vorhanden, und zwar beginnend mit der Stirne im N unter dem Rettenkar bei P. 2060 m, im felsigen Westabfall des Schaflegerkopfes, des Sagkogels und der unbenannten Spitze P.2615. Dieses Permoskyth zieht dann nach SE bis fast an den Gipfel des Sagkogels hinauf und überquert den Kamm zum Krumltal östlich der Seen des Gamskarls, in SH 2500 - 2520 m, wovon es in Richtung auf die Rohrmoser Alm steil nach NE abfällt und in den Wänden seine Stirne hat und umlaufend von Triaskarbonatgesteinen umgeben wird (G.FRASL, 1958, S.345-346).

7.2.3 2. Tauchantiklinale der Trias

Im Seidlwinkltal verbinden sich die Karbonatgesteinsmassen der Trias, die sich in der Hauptsache im Hangenden der genannten Triasbasisgesteine befinden, mit jenen des Liegendschenkels, der unter der Hirzkarhütte vorbei wieder

nach S zieht. Nach einer Unterbrechung durch das Bergsturzgelände ist im Graben NW der Baumgartl HA. zufällig auf 1820 m Höhe die Liegengrenze des Arkosegneises der Wustkogelserie gegen Marmor und Dolomit aufgeschlossen (G.FRASL, 1958, S.394).

Die östliche Fortsetzung dieser Großfalte ist auf der E-Seite des Seidlwinktales aufgeschlossen. Das Permoskyth stirnt in dem kleinen Blockfeld N unter dem Rettenkar unter P. 2060. Der Liegendschenkel der Trias ist hier höchstens 50 m mächtig, zieht aber 2 1/4 km lang durch bis zum Gamskarkogel (2588 m) und dort ins Krumltal hinunter, wo er sich W oberhalb der Rohrmoser-Alm in den Wandaufschlüssen um das Permoskyth herum mit dem Hangendschenkel ununterbrochen verbindet.

PROFIL 20 Grat zwischen Krumltal und Seidlwinktal

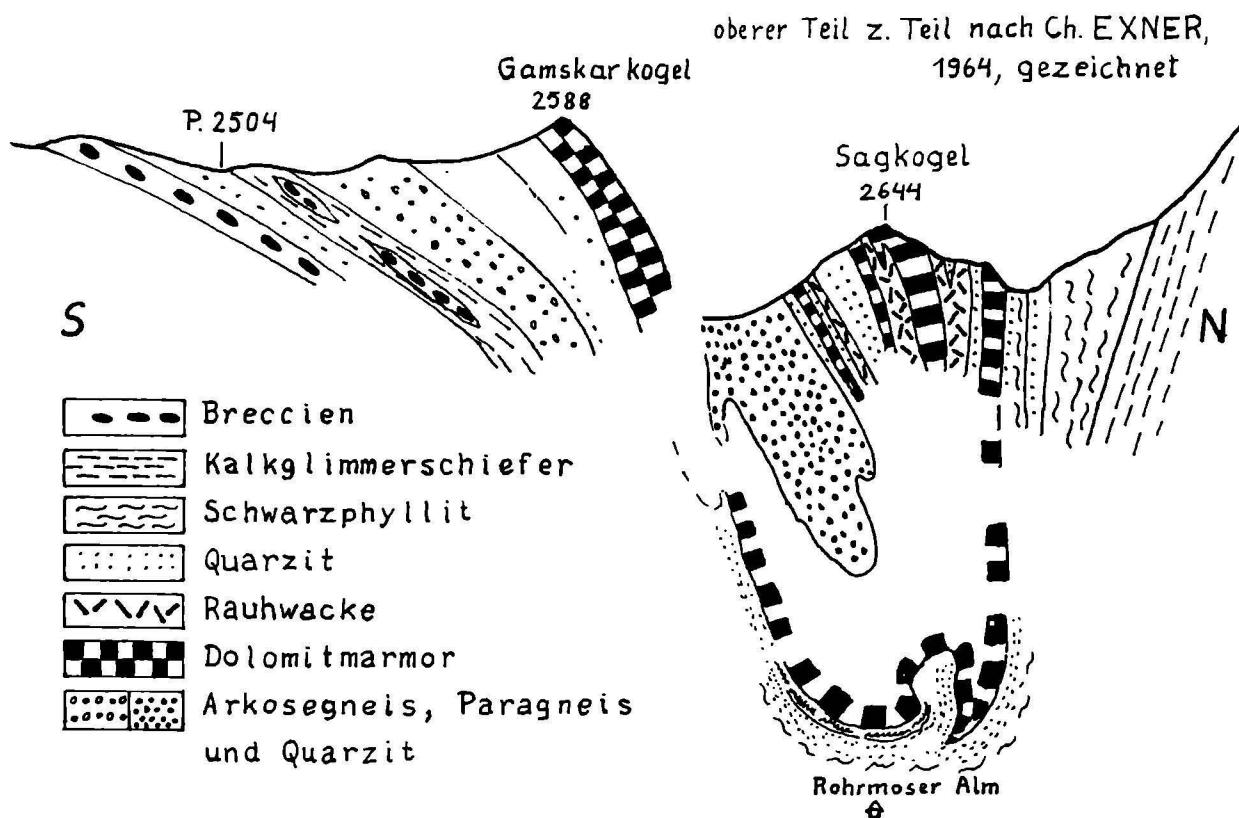


Abb.75: Erklärung auf der nächsten Seite

Abb.75: Profil durch den Kamm W oberhalb der Rohrmoser-Alm, der das Krumltal vom Seidlwinkltal trennt (oberer Teil nach Ch.EXNER, 1964 gezeichnet). Der Schnitt zeigt deutlich die Struktur einer Tauchantiklinale, deren Kern aus Permoskyth-Arkosegneis von karbonatischer Trias umlaufend umhüllt wird. Die Stirne der Trias ist ca. in 1850-1900 m Seehöhe aufgeschlossen. Um die Triasgesteine herum sind weiße Quarzite des Jura und dunkle Phyllite mit geringen Kalkglimmerschieferinschaltungen durchgehend zu verfolgen.

Im Bereich SW der Rohrmoser Alm fallen die s-Flächen steil nach NE ein, im Graben E unterhalb der Rohrmoser Alm sind die s-Flächen in den um die Seidlwinklrias herumziehenden Bündnerschiefer-Quarzitenflach bis flach SW-fallend. NE der besagten Stelle gehen diese wieder in steile, SW fallende Lagerung über.

Weiter im SE im Bereich des Gamskares, an der Ritterkopf-W-Flanke bei Kote 1976 in SH 2020 m berührt die Faltenform der Seidlwinklrias gerade noch schleifend den Hang. Das allgemeine s zeigt steiles SW-Fallen. Auf Kalkglimmerschiefer liegen stratigraphisch verkehrt Jura-Schwarzphyllite mit Einlagerungen von Quarziten, ca. 10 - 15 m, 6 - 8 m graue Dolomite, 1 m Kalkmarmor, 2 m grüngrauer Permoskyth-Arkosegneis. Hier zeigt sich deutlich, wie aus der Abb.76 ersichtlich ist, daß die Permotriasgesteine auf Bündnerschiefern schwimmen und allseitig ausheben.

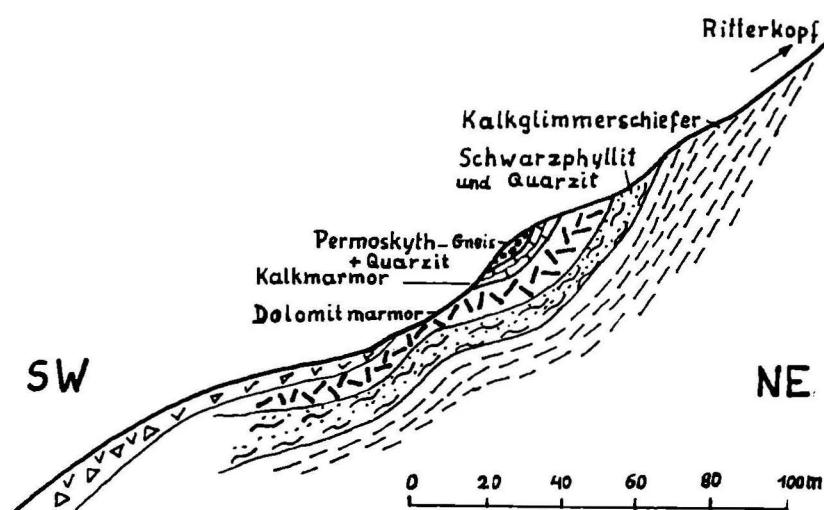


Abb.76: Erläuterung siehe im Text.

Die in der folgenden Abb.77 dargestellte Situation im Gamskar in SH 1920 m, in der SW-Fortsetzung des vorherigen Profiles zeigt, daß in diesem Bereich eindeutige Muldenstruktur vorliegt, wobei die ältesten Gesteine (Permotrias) invers im Kern der Mulde liegen und Brennkogel- und Bündnerschieferserie nach außen den Muldenabschluß bilden.

Der Liegendschenkel der Trias ist bis auf wenige m bis Meterzehner reduziert, die Brennkogelserie ist lokal an dieser Stelle der Stirnfront auch lokal ausgedünnt und ausquetscht.

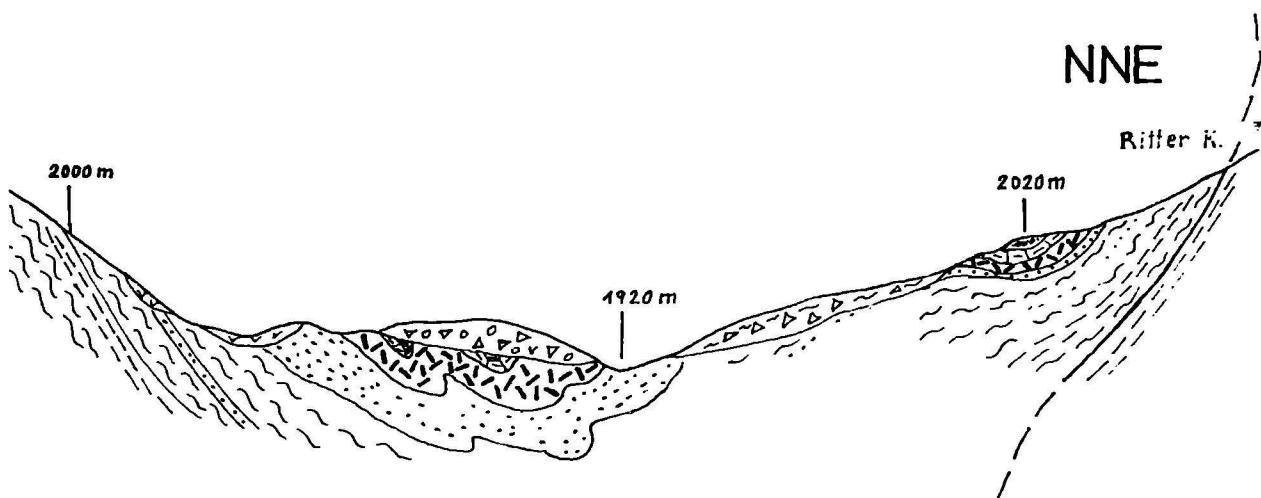


Abb.77: Profil im Unterer Keesboden gegen Ritterkopf

	Bergsturzmaterial, Blockmoräne; Hangschutt
	Kalkglimmerschiefer
	Schwarzphyllit
	Dolomitbreccie
	Bündnerschiefergneis
	Quarzit, z.T. Karbonatquarzit
	Rauhwacke
	Dolomitmarmor
	Kalkmarmor
	Permoskyth-Arkosegneis

Wie das Profil der Goldlackl-Scharte zeigt (Abb.78), ist dort nur mehr die Seidlwinklrias mit mehrfacher tektonischer Wiederholung von Dolomit und Kalkmarmor, auch Jura? Quarzit-Einschaltungen vorhanden, das Permoskyth wurde an dieser Stelle nicht angetroffen. Der Verlauf der Schichtglieder

in der E-Flanke der Scharte zeigt wiederum, daß die Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllite nach SW unter die Trias einfallen.

GRAT N GRIESWIES SCHWARZ- KOGEL - GOLDLACKL SCHARTE

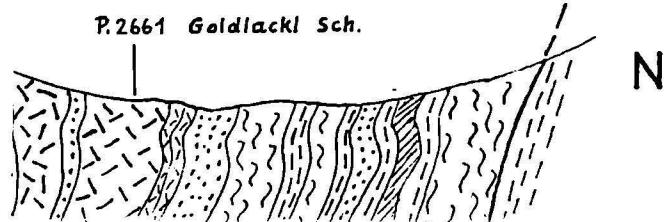


Abb. 78: Profil am Grat NW Grieswies-Schwarzkogel - Goldlackl Scharte.

Legende wie bei voriger Abb. 77.

7.2.3 3. Tauchantiklinale der Brennkogel- und Glocknerserie:

Schließlich zeigen auch die Aufschlußverhältnisse am Grieswies Schwarzkogel-NE-Grat bei Kote 2716 (siehe Abb. 79), daß der Kalkglimmerschieferzug über dem Paläozoikum am Grieswies-Schwarzkogel durch Faltung mit der Hauptmasse der Kalkglimmerschiefer in den Grieswies-Mähdern und am Ritterkopf direkt in Zusammenhang steht - man kann in ihm herumgehen, wobei im besagten Aufschlußbereich die Brennkogelserie den Kern dieser Liegendfalte (Tauchsattel) bildet.

in der E-Flanke der Scharte zeigt wiederum, daß die Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllite nach SW unter die Trias einfallen.

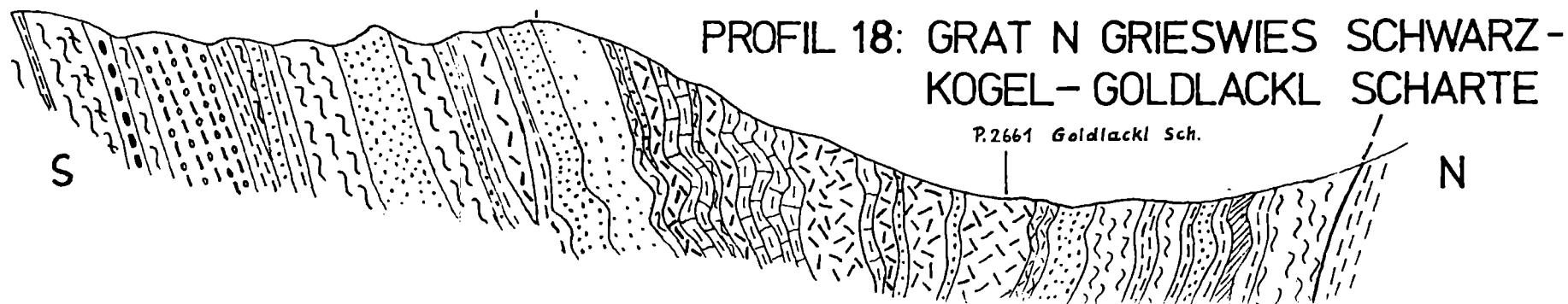


Abb.78: Profil am Grat NW Grieswies-Schwarzkogel - Goldlackl Scharte.
Legende wie bei voriger Abb. 77.

7.2.3 3. Tauchantiklinale der Brennkogel- und Glocknerserie:

Schließlich zeigen auch die Aufschlußverhältnisse am Grieswies Schwarzkogel-NE-Grat bei Kote 2716 (siehe Abb. 79), daß der Kalkglimmerschieferzug über dem Paläozoikum am Grieswies-Schwarzkogel durch Faltung mit der Hauptmasse der Kalkglimmerschiefer in den Grieswies-Mähdern und am Ritterkopf direkt in Zusammenhang steht - man kann in ihm herumgehen, wobei im besagten Aufschlußbereich die Brennkogelserie den Kern dieser Liegendifalte (Tauchsattel) bildet.

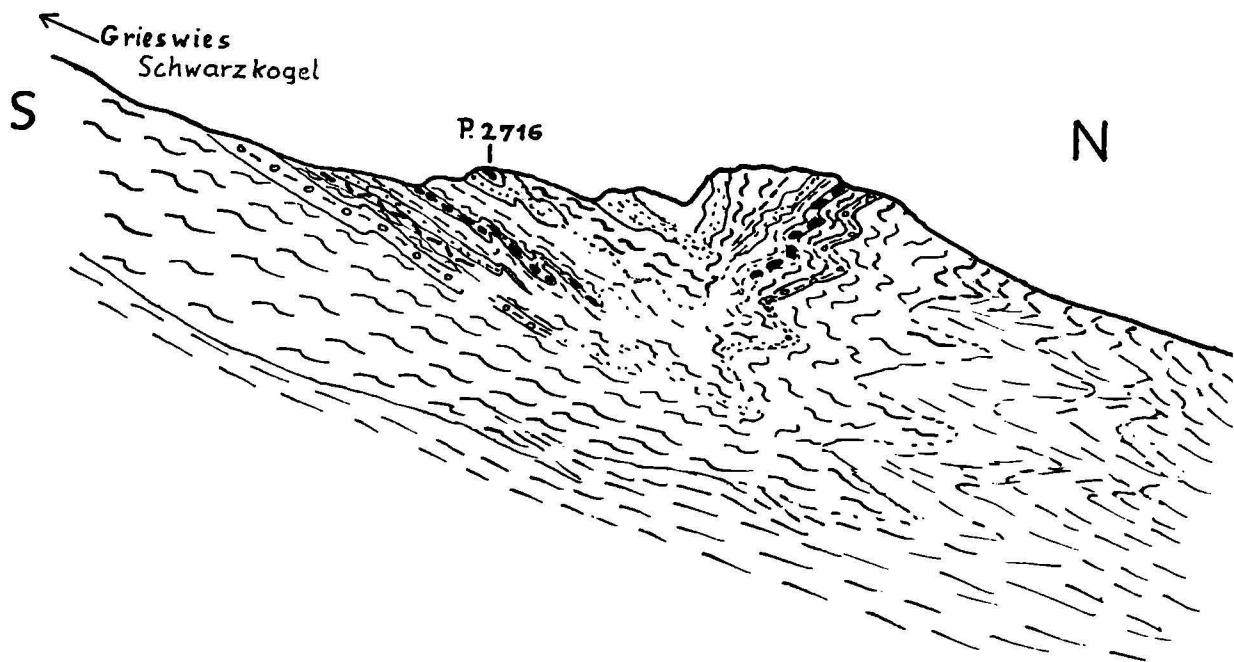


Abb.79: Profil am Grieswies-Schwarzkogel-NE-Grat.

Legende wie in Abb.77.

Schnitt durch die Tauchantiklinale der Brennkogelserie.

Der schmale Kalkglimmerschieferzug wird also zu einem stark verkümmerten Liegendschenkel einer riesigen Faltenstruktur (vgl. S. 202).

7.2.3 4. Gefügebeobachtungen zum Beleg der Tauchantiklinale:

Westlich oberhalb der Rohrmoser-Alm in SH 1950-2000 m, im Bereich der Stirne des Trias-Tauchsattels wurden Schleppfalten gefunden, die normalerweise in Liegendschenkeln von Falten auftreten.

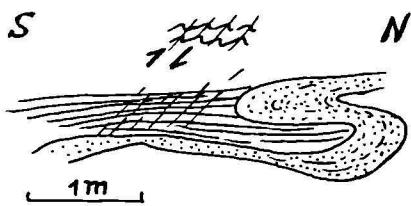


Abb.80a: zeigt Isoklinalfaltung in weißen Quarzitlagen in Quartenschiefern, die in dünnbankigem Wechsel stehen. Die Lagerung

ist flach. Die Chloritoidschiefer haben Schieferung in Achsenebene zugeordnet zur Faltung B 320/15. Die jüngere Transversalschieferung (Bewegungssinn durch Pfeile gekennzeichnet) hat N-vergenten Bewegungssinn. Nach der Faltung ist die Einengung weitergegangen und hat die Transversalschieferung be-

wirkt. Die Quarzite zeigen materialbedingt die Transversalschieferung nicht.

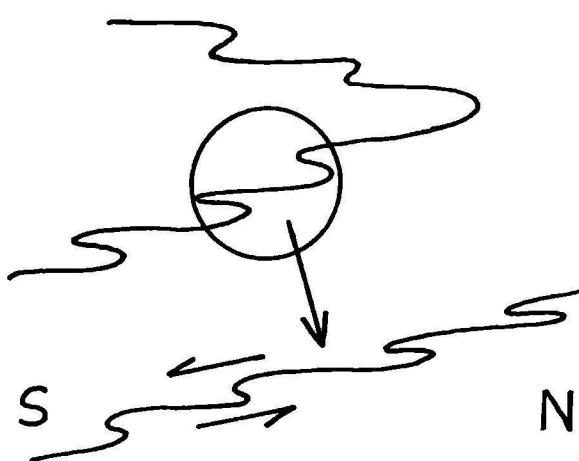


Abb. 80b: zeigt zur Großform (liegende Falte) zugeordnete S-vergente Schleppfalten im Liegendschenkel der Seidlwinklatriasfalte. Die eigentliche Vergenz der Großfalte ist gegen NE gerichtet. Der in nebenstehender Abb. 80b aufgezeigte Bewegungssinn ist auch für die in Abb. 80a gezeichnete Schleppfalte geltend, eine zur NE-vergenten Großform zugeordnete S-vergente Schleppfalte.

geltend, eine zur NE-vergenten Großform zugeordnete S-vergente Schleppfalte.

Fassen wir noch einmal kurz die Beobachtungen und Argumente für eine riesige Liegendifalte im Bereich der mesozoischen Schieferhülle über dem Hocharn zusammen:

1. Es herrscht Symmetrie beiderseits der Rote Wand-Modereck-Decke (Gneislamelle 4 nach Ch. EXNER, 1964). Die Faltenform der Seidlwinklatrias mit Permoskyth im Kern ist im Seidlwinkltal und im Krumltal aufgeschlossen.
2. Der Faltenschluß der karbonatischen Seidlwinklatrias, die im Seidlwinkltal noch unter der Talsohle geschlossen ist, ist bei der Rohrmoser Alm unmittelbar sichtbar aufgeschlossen, sie wird durchgehend umhüllt von Quarziten der Brennkogelserie (vgl. Abb. 75, S. 193).

In der weiteren Fortsetzung im Gamskarl ist diese Faltenform gerade noch schleifend am Hang erhalten und man erkennt deutlich, wie die Kalkglimmerschiefer unter diese Trias und Brennkogelserie nach SW zu, also invers einfalten.

In den Aufschlüssen bei Kote 1976 in der Ritterkopf W-Flanke ist wiederum der Kern von Permoskyth unmittelbar aufgeschlossen und wird von der karbonatischen Trias

(vgl. Abb. 76 und 77, S. 194-195) umgeben.

An der Goldlackl Scharte ist der letzte Aufschluß der Triastauchfalte erreicht, allerdings ist die eigentliche Umbiegung hier vom Schutt verhüllt.

Der geringmächtige Dolomitzug S davon ist am ehesten als eine lokale Absplitterung von der Hauptmasse zu betrachten.

3. In der Fortsetzung der oben erwähnten Tauchantiklinale ist auch der Faltenschluß in der Brennkogelserie in der E-Flanke des Grieswies-Schwarzkogel eindeutig aufgeschlossen.
4. Als nächste Lage zieht auch die dünne Lage des Kalkglimmerschiefers aus dem Krumltal aus der inversen Position untrennbar in das Verbreitungsgebiet der Hauptmasse der Kalkglimmerschiefer-Ophiolithserie des Ritterkopfes hinein (vgl. Abb. 79, S. 197 und Serienkarte).

Auch die Struktur der Deckenstirn von Wörth (BRAUMÜLLER & PREY, 1943) könnte in diesem Zusammenhang als ein weiteres unterstützendes Argument verwendet werden. Allerdings ist derzeit noch unklar, inwieweit im Bereich der Deckenstirn von Wörth eine echte Verfaltung einer Tauchfalte vorliegt oder eine zumindest teilweise Verzahnung der Kalkglimmerschiefer mit den umgebenden Phylliten. Dieses Gebiet liegt jedoch außerhalb meines Arbeitsgebietes. Im Zusammenhang damit steht auch die Frage, ob die Basis der Glocknerserie E und NE des Ritterkopfes aufrechte oder inverse Lagerung besitzt (wie es mir wahrscheinlicher erscheint; vgl. dazu auch Taf. 6).

Betrachtet man die geologische Karte und die Serienkarte (Taf. 2) im Bereich des Grieswies Schafkars, so könnte man der Meinung sein, daß der Kalkglimmerschieferzug aus dem Krumltal (=Liegendschenkel der Glocknerserie) sich nur in den Kalkglimmerschieferzug S der Kote 2458 fortsetzt und durch eine tektonische Trennfuge, die allerdings nur im Kalkglimmerschiefer verlaufen würde, von der Hauptmasse des Ritterkopfes getrennt ist. Die Wandflucht in der diese Situation aufgeschlossen ist, war nicht begehbar. Im Lichte der Gesamtsituation und infolge des Weiterstreichens der

liegenden parautochthonen Bündnerschiefer (siehe Taf.2) unter diesem Kalkglimmerschieferzug scheint mir ein solcher Einwand nicht stichhaltig.

Obige Argumentation führt somit zu einem ganz ähnlichen tektonischen Bild wie es schon früh von S. PREY gegeben wurde.

7.2.3.5 In Braumüller & Prey 1943 schreibt S. PREY (S.133-136) in seinem Artikel über "Die Verwurzelung der Schieferhülle in den Deckenkernen des Sonnblickgebietes:"

(S.133): "Die ununterbrochene Verbindung der wesentlich kalkfreien, meist dunklen Glimmerschiefer mit den dunklen Phylliten des nördlichen Teiles des Tauernfensters (H.P.CORNELIUS "Fuscher Phyllite", 1935), legt es nahe, die Beziehungen dieser Deckenstirne bei Wörth mit den Deckenkernen des Sonnblickgebietes zu beleuchten ..."

(S.134): "Die Schlüsselstellung für die Verbindung der Gesteine des Gebietes um Wörth ist der Ritterkopf (3001m), der das Südende der breiteren Kalkglimmerschiefermasse südwestlich von Wörth und westlich von Hüttwinkeltal bildet. Seine Kalkglimmerschiefer liegen im E auf dunklen Phylliten und Glimmerschiefern auf, im W aber auf der hauptsächlich aus Trias, dunklen Schiefern und Quarziten bestehenden Schuppenzone des oberen Seidlwinkl- und Krumltales (=Rote Wand- und Modereckdecke). Von weitem Da sich der Kalkglimmerschiefer von hier nach W zum Kamm südlich der Wasserfallhöhe und zum Krumkeeskopf (3095 m) verfolgen lässt, von wo aus wir ohne Unterbrechung ins Liegende der Modereck- und Rote Wanddecke (=Fleißdecke und Seidlwinkldecke bei A. HOTTINGER, 1935) gelangen (S. PREY, 1938), andererseits gegen NW eine ununterbrochene Verbindung mit den im Hangenden derselben Einheiten gelegenen Kalkglimmerschiefern der Glocknergruppe besteht, so sind Faltung und Streichen im Ritterkopf Ausdruck der Umbiegung der Kalkglimmerschiefer um die Deckenstirn des Seidlwinkl-Gebietes."

(S.134): "..., wo sich am Kandlspitz in der Glocknergruppe wieder flachere Lagerung einstellt und sich die Kalkglimmer-

schiefer im Wiesbachhorn bis zum Großglockner weitläufiger ausbreiten. Und von da an verfolgen wir sie mühelos ins Hangende des Gneis-Triasbandes der Roten Wand.

Vom Ritterkopf streichen die Kalkglimmerschiefer andererseits in die unter der Modereck- und Rote-Wand-Gneisdecke und über dem Zentralgneismassiv des Sonnblcks gelegene und ohne Unterbrechung bis Groppenstein im Mölltal verfolgbare Synklinale, ..."

(S.136): "Ein harmonisches Bild entsteht dann, wenn wir die dunklen Phyllite als älteres und die Kalkglimmerschiefer als jüngeres Schichtglied auffassen, die zusammen große liegende Falten bilden

Im Falle der Rote-Wand-Gneisdecke besitzt diese Gesteinsgesellschaft (Gneis-Trias) nun eine große Selbständigkeit, die wohl mit der verhältnismäßigen Starrheit der Gesteine begründet werden muß, die sie befähigt, gemeinsam die Rolle des Deckenkernes in der großen liegenden Falte des westlichen Sonnblcksgebietes zu übernehmen.

Die Schieferhülle, die im Süden des Sonnblcks nur geringe Mächtigkeiten erreicht, breitet sich bekanntlich im Norden desselben und zwischen den Zentralgneismassiven des Sonnblcks und der Granatspitze weitläufiger aus, wie H.P. CORNELIUS bemerkt, scheinbar ein Grundzug der Schieferhüllentektonik. Es äußert sich darin die Wirkung des Zentralgneismassivs als entgegenstehendes Hindernis, das der Druck der Gebirgsbildung wohl umzuformen, aber nicht zu entfernen vermochte. Der freie und auch etwas geschützte Raum nördlich des Massivs füllte sich dann mit den Serien der Schieferhülle."

Diese Ansicht von S. PREY (1943) entspricht somit sehr gut dem Ergebnis meiner Felduntersuchungen.

Die von S. PREY noch als paläozoisch betrachteten dunklen Phyllite, die zwischen Trias und Kalkglimmerschiefer eingeschaltet sind, sind inzwischen allgemein als jurassische Brennkogelserie bekannt und somit vereinfacht sich auch das Bild von den kompliziert vermuteten tektonischen Vorgängen.

Zur Veranschaulichung sei hier noch das Profil von S. PREY wiedergegeben.

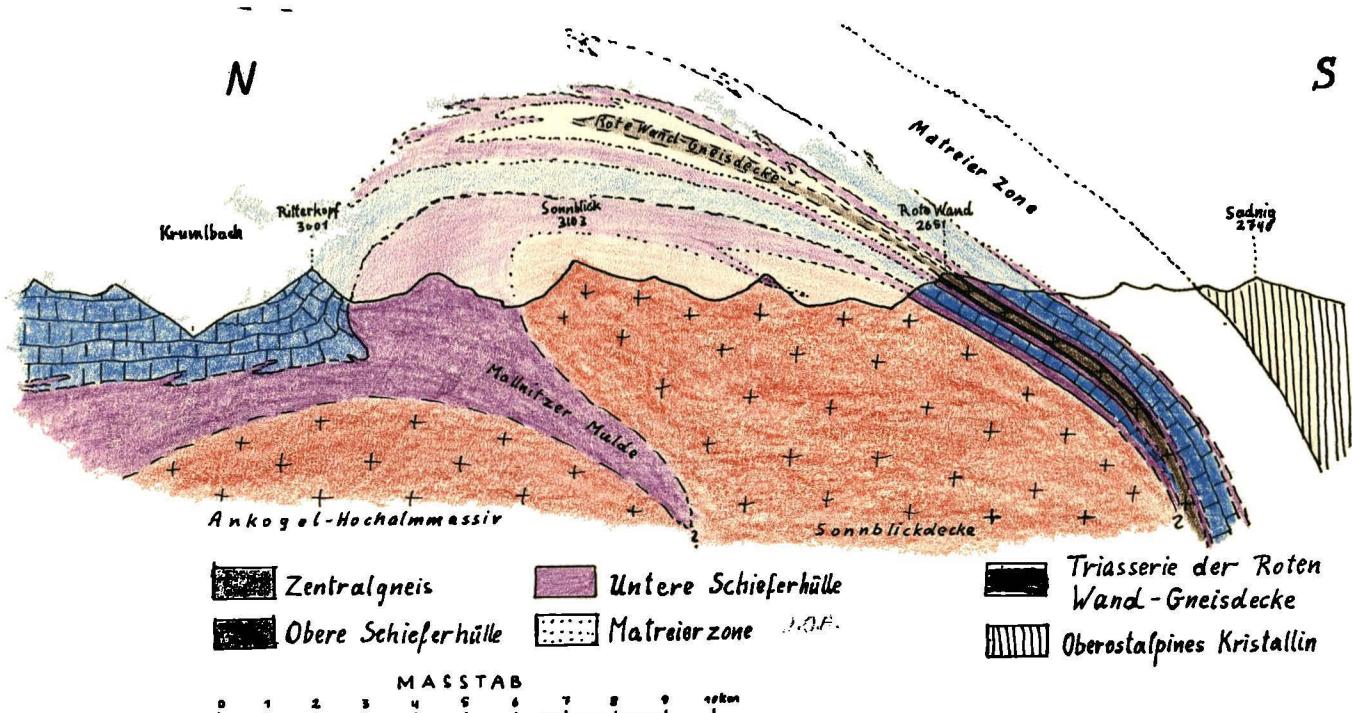


Abb.81: Profil durch den Tauernhauptkamm im Sonnblickgebiet (von S. PREY, 1943).

7.2.4 Versuch einer Interpretation der Entwicklungs geschichte der großen liegenden Falte:

In der faziellen Gliederung der nachtriadischen Sedimente zeichnet sich folgende Gliederung nach den Ideen von Ch. EXNER, A. TOLLMANN, G. FRASL & W. FRANK und meinen eigenen Ergebnissen ab:

Als ursprünglich nördlichste Zone innerhalb des Ablagerungsraumes unseres Gebietes ist wohl die Brennkogelserie anzusehen, die aus schwarzen Phylliten mit klastischen Einschaltungen charakterisiert werden kann. Ihre Sedimentation schließt z.T. an jene der Seidlwinklrias an, z.T. wurde die Serie auf jungpaläozoischen Gesteinen abgelagert.

Südlich daran anschließend gelangte die mächtige Kalkglimmerschiefer-Ophiolithserie (=Glockner-serie, G. FRASL,

1958) mit einem Bereich von unbekannter Überlagerung und Überlappung mit der Brennkogelserie zur Ablagerung.
Verzerrung

Für die tektonische Geschichte der mesozoischen Serien im westlichen Sonnblickgebiet dürfte folgendes schematisches Bild zutreffen. Die Glocknerserie wurde mit Resten ihrer Triasunterlagerungen von S her auf die im Ablagerungsraum im N anschließenden Bündnerschiefer in Brennkogelfazies aufgeschoben und in dieser tieferen Einheit die Faltenstruktur der heutigen Seidlwinklfalte angelegt.

Bei der Überfahrung der Brennkogelfazies samt unterlagern der Trias durch die Glocknerserie sind zunächst die Triaslin sen von Ferleiten in ihre prinzipielle heutige Situation gekommen, ebenso wie ihre weitere Fortsetzung nach E.

Im gleichen Vorgang könnten auch einzelne Späne aus der ehemaligen Unterlagerung der Glocknerserie in die Brennkogelserie hineingequetscht worden sein (z.B. Gneislamelle 3 im Bereich der Wasserfallalm und deren Fortsetzung nach SE bis in den Bereich der Grieswies Mähder als eine Interpretationsmöglichkeit).

Im Zuge der weiteren Verformung dieses Deckenstapels könnte sich eine lokale Verfaltung ausgebildet haben und diese lokale Verfaltung wurde dann durch extreme Ausdünnung und Auswalzung zur heutigen riesigen Liegendifalte.

Diese Interpretation (siehe Zeichnung) ermöglicht es, den N-Teil der Glocknerdecke durchaus als stratigraphisch aufrechte tektonische Serie zu betrachten und nicht auch im Zuge dieser Verfaltung zu invertieren.

Dieses Beispiel der Liegendifalte (man könnte ihr auch einen Namen geben, vielleicht "Rote Wand-Ritterkopffalte") ist ein Hinweis auf den besonders fließenden Verformungsstil während des späteren Stadiums der Durchbewegung in der alpidischen Orogenese.

Ein Punkt bleibt noch zu besprechen, und zwar folgender: Es gibt unter dem Kalkglimmerschiefer-Liegendschenkel eine Reihe von nur sehr kleinen Triaslin sen, die aber immer wieder in der gleichen Position auftreten.

Es handelt sich einmal um den Bereich Sandfeld-Kopf-Sand-Kopf, wo Ch. EXNER (1964) über einer Schichtfolge von variszischem Granit, altem Dach, oberkarbonisch-unterpermischen Glimmerschiefern, permoskythischen Quarziten mit Arkosen, einige Meter triadischer Rauhwacke, Dolomites und Kalkes beschreibt; über diesen Gliedern sind nach Ch. EXNER auch noch z.T. Gesteine der Brennkogelfazies vorhanden.

Im Bereich westlich der Arlthöhe, dann nördlich des Arltkeeses und im Roßkar treten einige Dolomit- und Kalkmarmollinsen unmittelbar über paläozoischen Gesteinen unterhalb des Kalkglimmerschieferzuges auf, der den Liegendschenkel der großen "Rote Wand-Grieswiesfalte" darstellt. Die kleinen Dolomit-Kalkmarmorvorkommen 50 m N des Griesweis-Schwarzkogels und an dessen E-Abhang bei Kote 2085 sind ebenfalls in diesem Niveau vorhanden. Außerdem treten hier darüber Gesteine der Brennkogelserie auf, die in diesem Bereich als autochthon bis parautochthon angenommen werden.

Es kann also angenommen werden, daß diese kleinen Triaslinsen vielleicht im Zusammenhang mit der Gesamtsituation als total zerscherte Reste der ehemaligen autochthonen Triasbedeckung auf dem Sonnblickkern zu interpretieren sind.

7.2.5 Im Zusammenhang mit der neuen tektonischen Interpretation ist der Zusammenhang der Mallnitzer Mulde mit dem Bereich des Ritterkopfes, wieder unbefriedigend geworden. Es erhebt sich die Frage, mit welcher Gneislamelle im Bereich des Ritterkopfes die Gneislamelle vom Niedersachsenhaus zu verbinden ist. Hier gibt es verschiedene Möglichkeiten.

Eine mögliche Interpretation für den Zusammenhang ist folgende:

Der Kalkglimmerschiefermuldenkern in der Mallnitzer Mulde entspricht der Hauptmasse der Oberen Schieferhülle bzw. Glocknerdecke im Bereich des Ritterkopf und das Scharnier der Liegendifalte ist in diesem Bereich der Mallnitzer Mulde nicht mehr zu sehen, es wäre im heutigen erodierten Bereich zu suchen. Damit erhält der Gneiszug vom Niedersachsenhaus eine Position an der Basis der riesigen Deckenfalte, in der ein

äquivalenter Gneiszug an der E-Seite des Rauriser-Hüttwinkeltales fehlt. Die Bündnerschiefer N des Niedersachsenhauses könnten dann Äquivalente der autochthonen bis paraautochthonen Bündnerschiefer vom Ausgang des Krumltales sein.

Diese paraautochthonen Bündnerschiefer können dabei durchaus einig km verschoben sein und die Trias dazu ausgequetscht worden sein (vgl. Abb. 62, S.176).

Alle anderen möglichen Interpretationen haben die Schwierigkeit, daß man die Faltenachse der Liegendifalte aus dem Krumltal heraus stark nach N verbiegen müßte.

7.3 Tektonisches Gefüge

Es wurden zwar keine speziellen Gefügeuntersuchungen vorgenommen, doch wurde bei der Kartierung versucht, eine möglichst vollständige Übersicht über s-Flächen und B-Achsenlagen zu gewinnen und dieses Gefügeinventar mit den größeren tektonischen Vorstellungen in Beziehung zu bringen.

Die Gefügekarte zeigt, daß im Arbeitsgebiet eine einheitliche B-Tektonik vorherrscht. Die B-Achsenrichtungen und ebenfalls die B-Lineationen verlaufen fast im gesamten Gebiet und im Bereich der Sonnblickwalze SE-NW (Sonnblickrichtung). Im SE-Bereich gibt es nach SE eintauchende B-Achsen, im Bereich des Naturfreundehauses Neubau verlaufen sie z.T. flach oder sowohl nach SE als auch nach NW eintauchend. Im NW-Bereich des Sonnblickkernes gibt es eine Hauptrichtung mit NW-Eintauchen und eine jüngere Überprägung mit NNE-SSW-Verlauf der Achsen, wobei sich der Einfluß der Glocknerrichtung mit N-S-Strukturen bemerkbar macht (Groß Fleißtal, Krumlkees Kopf).

Folgendes Sammel-Gefügediagramm (Abb.82) aus dem Bereich der paläozoischen Serien, in der Umgebung vom Naturfreundehaus Neubau aufgenommen, zeigt, daß in diesem Bereich der Achsenverlauf nicht nur nach NW oder nur nach SE eintauchend ausgeprägt ist, sondern es treten auch interne und lokale Achsenverbiegungen in horizontaler als auch in vertikaler Richtung auf (vgl. Abb.82).

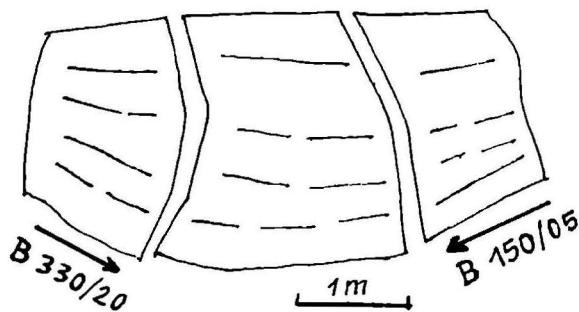


Abb.82: Kleine Achsenverbiegung innerhalb einer Gneiswalze der hellen Plagioklasgneise.

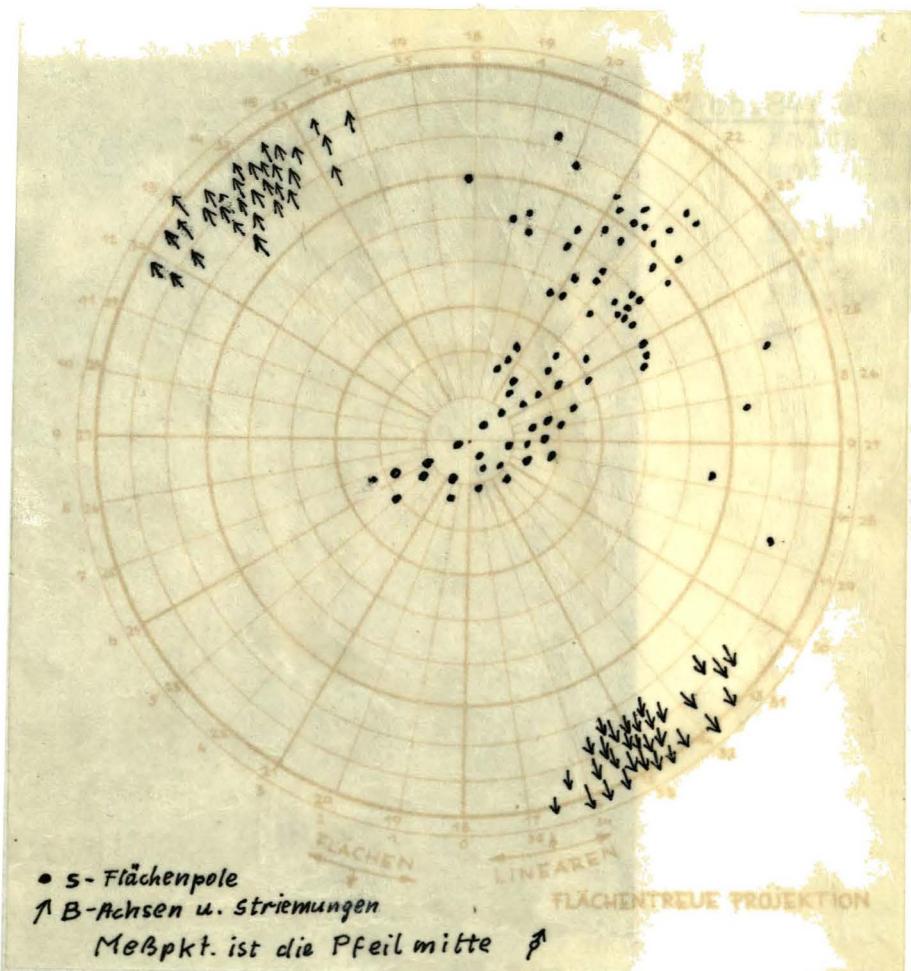


Abb.83: B-Achsen, Striemungen und s-Flächendiagramm im Bereich Barbara-Fall - Naturfreundehaus Neubau - Sonnblick.

Gesteine mit geringerer Gleitfähigkeit (Plagioklasgneise, Augengneise) als z.B. die Glimmerschiefer bilden meist sten-gelige B-Tektonite mit Rotationen (Rotationstektonite, R-Tektonite), deren Deformationsmechanismus B. SANDER (1948, S.163) eingehend beschreibt. Hier sei betont, daß dabei Externrotation die wichtigste Rolle spielt.

Die weicheren Schiefer mit viel größerer Gleitfähigkeit (dunkle Glimmerschiefer, helle Glimmerschiefer, Schwarzphyl-lite) bilden materialbedingt vorwiegend S-Tektonite, in Faltenkernen treten aber auch R-Tektonite auf (durch besonders starken Einengungsdruck) ebenso tritt in diesem Material vorwiegend die Transversalschieferung auf, die spitzwinkelig schräg zum allgemeinen s verläuft und oft N-vergenten Bewegungssinn zeigt, daneben kommen N-vergente Faltungsstruktu-ren (Abb.84) vor.

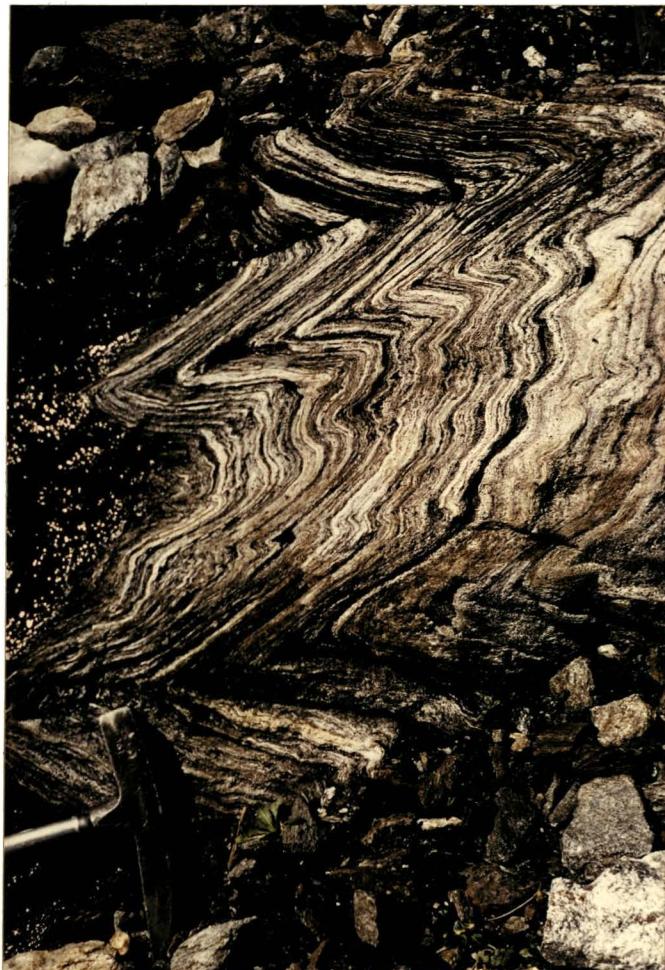


Abb.84: Eine größere Falte im Paragneis und Glimmerschiefer ist noch in Klein-fältelungen zerlegt. Hocharn E-Flanke in SH 2500 m.

Mehrere m und Meterzehner-große N-vergente Falten haben oft S-vergente Schleppfalten im liegenden Schenkel dieser Großfalten. Diese S-vergenten Strukturen sind immer ein wichtiges Argument für Liegendschenkelbereiche von Falten. Solche Strukturen kann man in den Wandaufschlüssen W oberhalb der Lachegg Klamm im Bereich der dunklen Glimmerschiefer und Plagioklasgneise und Amphibolite des Paläozoikums öfters beobachten (vgl. Abb.85).

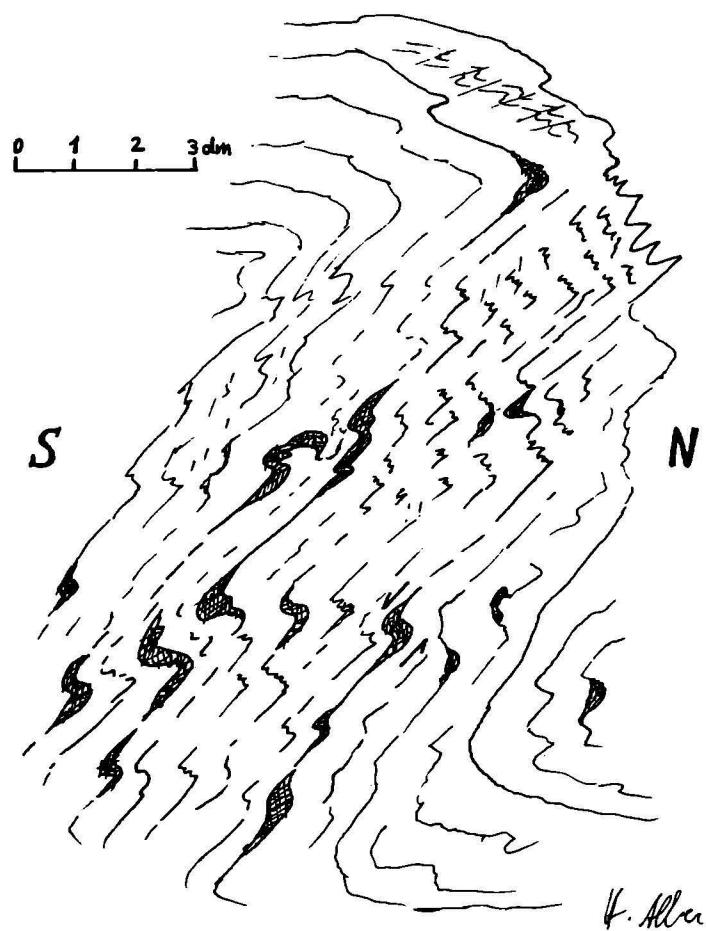


Abb.85: N-vergente Großfalte die beim plastischen Verhalten der dunklen Glimmerschiefer noch in S-vergente Kleinfältelungen zerlegt wurde.
Weitere Erklärung im Text. Wandaufschlüsse W oberhalb der Lachegg Klamm, SH 1950 - 2000 m.

In diesem Bereich und in der gesamten Hocharn-SE-Flanke bis zum Hocharnkees kann man Großfalten (Meterzehner bis mehrere Meterzehner-Bereich) beobachten, wobei es meist zu stark NE geneigten bis fast liegenden Falten bis Isoklinalfaltenausbildungen kommt. In den Liegendschenkelbereichen bilden sich dann solche in Abb. 85 und 80 aufgezeichnete S-vergente Strukturen, die durch den mit Pfeilen aufgezeigten Bewegungssinn zustandekommen.

Ähnliche Strukturen habe ich bereits bei der Besprechung der riesigen Liegendifalte der Seidlwinkl- und Bündnerschieferserie im Bereich der Rohrmoser Alm beschrieben und abgebildet (vgl. Abb. 80, S. 197 und 198). Südvergente Falten sind auch in Karte und Ansicht dargestellt.

Die Plagioklasgneise im Bereich der autochthonen Hülle über dem Sonnblickkern und besonders im NE-Schenkel zeigen oft fast modellhafte R-Tektonik mit Walzenbildung und tauftozonaren s-Flächen. Auch in diesen Bereichen treten oft kleine Achsenverbiegungen innerhalb einer Walze auf (vgl. Abb. 82, S. 206). Ähnliche Achsenverbiegungen äußern sich in den anders reagierenden Schwarzschiefern in gekrümmten ac-Fugen.

Das Sammel-Gefügediagramm aus der Hocharn-E-Flanke (Abb. 86) zeigt, daß die B-Achsen in diesem Bereich ziemlich einheitlich nach NW ($15-20^{\circ}$) eintauchen und die s-Flächen der hier besonders häufig auftretenden überkippten Falten rotieren um die regionalen B-Achsen.

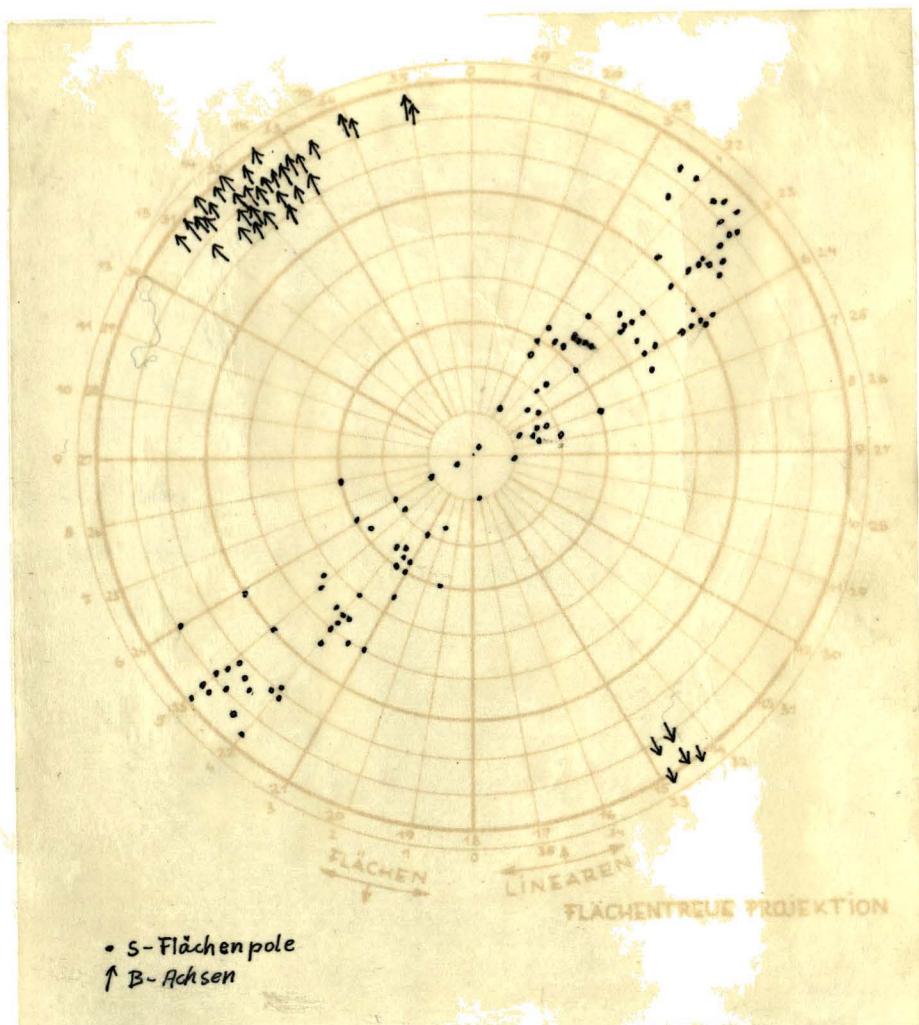


Abb.86: Gefüge-Sammeldiagramm aus der Hocharn ESE-Flanke im Bereich der paläozoischen Sediment-Vulkanit-Serie.

Folgendes Diagramm aus dem Bereich um die Lachegg Klamm bei Kote 1753 (Abb.87) kann man in den Chloritoid-führenden Hellglimmerschiefern des Verrucano und in den Paragneisen oft noch neben der Sonnblick-Haupt-Achsenrichtung eine wahrscheinlich ältere Lineation erkennen, die in E-W verlaufenden Mineralelongationen (Chlorit, Biotit) zum Ausdruck kommt.

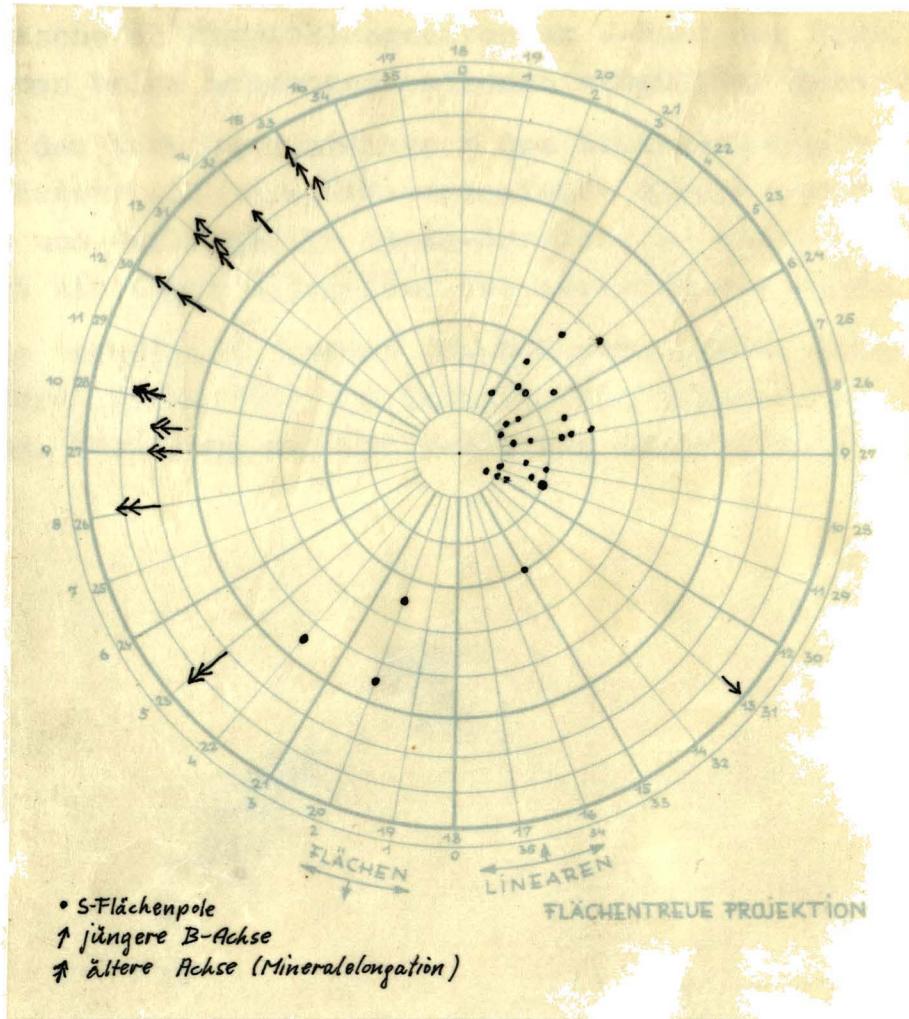


Abb. 87: Gefüge-Sammeldiagramm aus dem Bereich bei Kote 1753 N der Lachegg Klamm: Neben der NW verlaufenden Haupt-B-Achsenrichtung ist noch eine E-W verlaufende Lineation in Form von Mineralelongationen ausgeprägt.

Im W des Sonnblcks, W vom Zirnsee und im Groß Fleißtal (Abb. 89) sind bereits die jüngeren N-S-Achsenprägungen der Glocknerdepression zu bemerken. Es treten neben NW verlaufenden B-Achsen und Lineationen bereits N - S verlaufende Lineationen auf. Auch am W-Rand des Kruml Keeses kann man solche jüngeren S-N-Achsenüberprägungen neben den älteren NW-Achsen erkennen (vgl. Abb. 88).

Die ältere NW-Achse äußert sich in einer Elongation von Muskowit und Biotit in den dunklen Glimmerschiefern, die

jüngere überprägte S-N-Achse zeigt weitspannige Wellungen im cm, dm-m-Bereich, Knitterung im cm-dm-Bereich. In den plastischeren Plagioklasgneisen am W-Rand des Krumlkeeses kann man beide Achsengenerationen ausgeprägt beobachten.

In den Karbonatquarziten N des Krumlkees-Kopfes bei Kote 2781 äußert sich die WNW-verlaufende ältere Achse in Flaserzügen und Wellungen im cm-dm-Bereich, an einer anderen Stelle ist sie durch Elongation der Serizithäute charakterisiert.

Die vermutlich jüngere SSW-NNE-verlaufende Achse ist einmal durch Elongation von Serizit, ein anderes Mal durch Knitterung, Striemung auf den s-Flächen ausgebildet

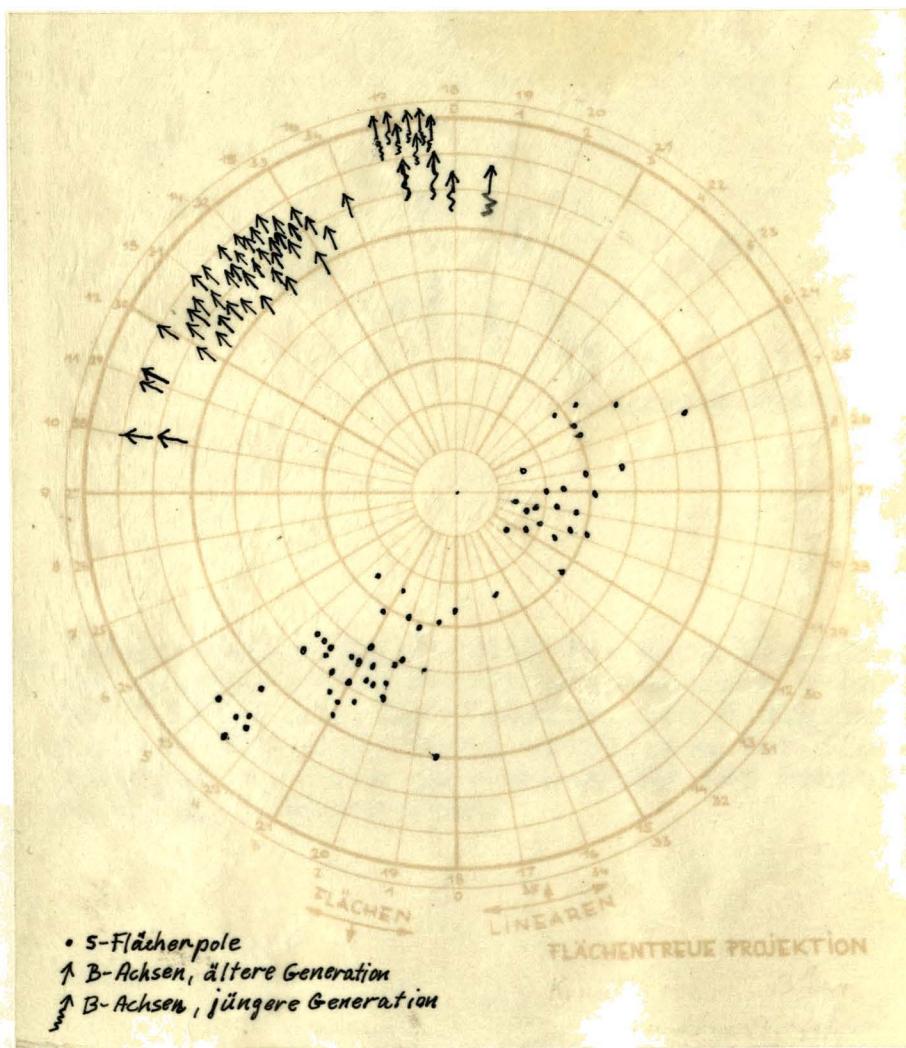


Abb. 88. s-Flächen- und B-Achsen-Gefügediagramm aus dem Bereich W des Krumlkeeses.
Man erkennt an der jüngeren Achsenüberprägung deutlich den Einfluß der im W anschließenden Glockner-depression.

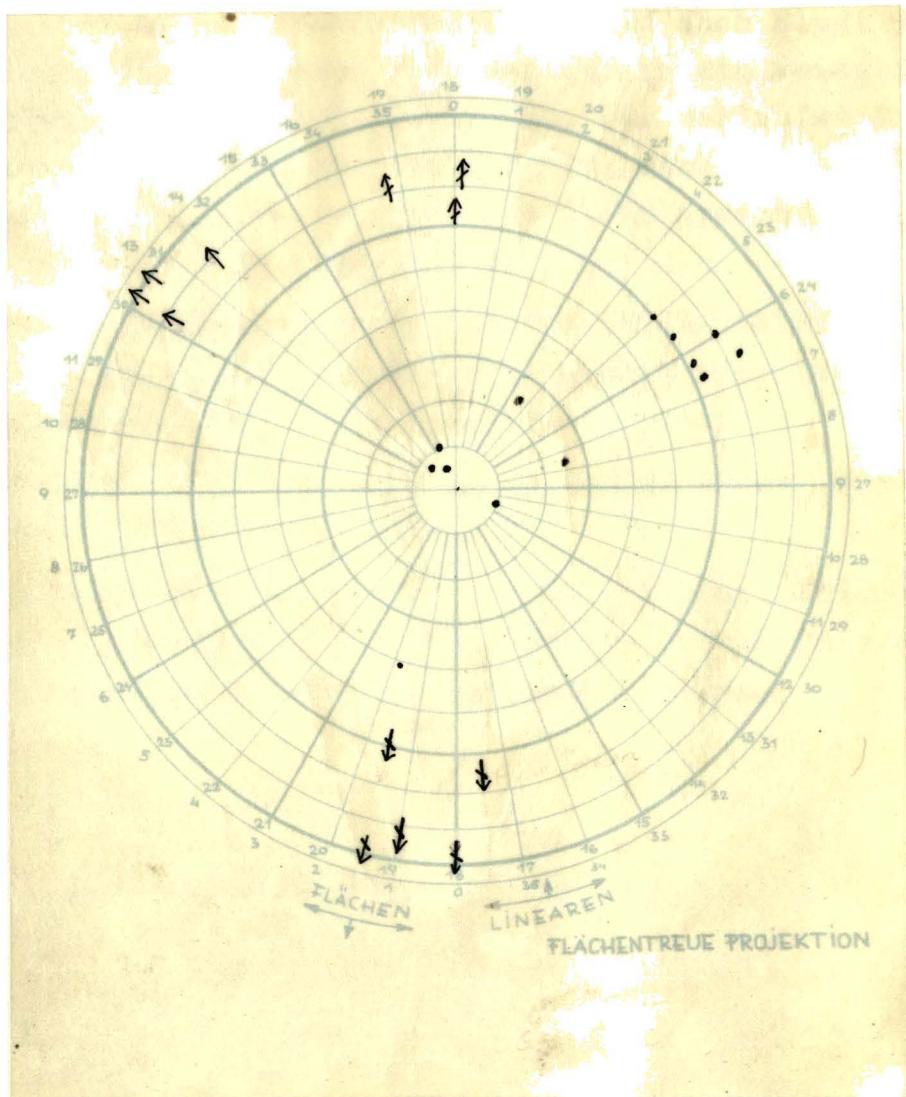


Abb. 89: Gefügediagramm im Bereich des Groß Fleißtales und Heiligenblut. Die NW verlaufenden B-Achsen mit Sonnblickrichtung werden nach N umgelenkt und die NS verlaufenden Strukturen der Glockner-richtung beginnen sich gegenüber der Sonnblick-richtung durchzusetzen.

Klüfte :

Im Bereich meines Arbeitsgebietes sind auch Kluftsysteme ausgebildet, die alle mehr oder weniger in ein Bewegungssystem einzuordnen sind (vgl. Abb. 90). Sie verlaufen durchschnittlich fast senkrecht zur B-Achse, sind also meist ac-Fugen, die öfters auch, wie bereits S. 206 erwähnt und abgebildet, etwas verbogen sein können.

Es handelt sich also um Zerrklüfte und Reißklüfte, die nach der Achsenprägung, dieser aber symmetrisch zugeordnet, bei der späteren Entlastung aufgerissen sind.

Das Hocharngebiet ist auch wegen seiner vielen Mineralklüfte bei den Sammlern bekannt.

Auch Erze wurden in diesem Bereich abgebaut, Gold an der Goldzeche, am Goldlackl, wo noch mehrere Holzreste von ehemaligen Stollen am Rande des Gletschers zeugen.

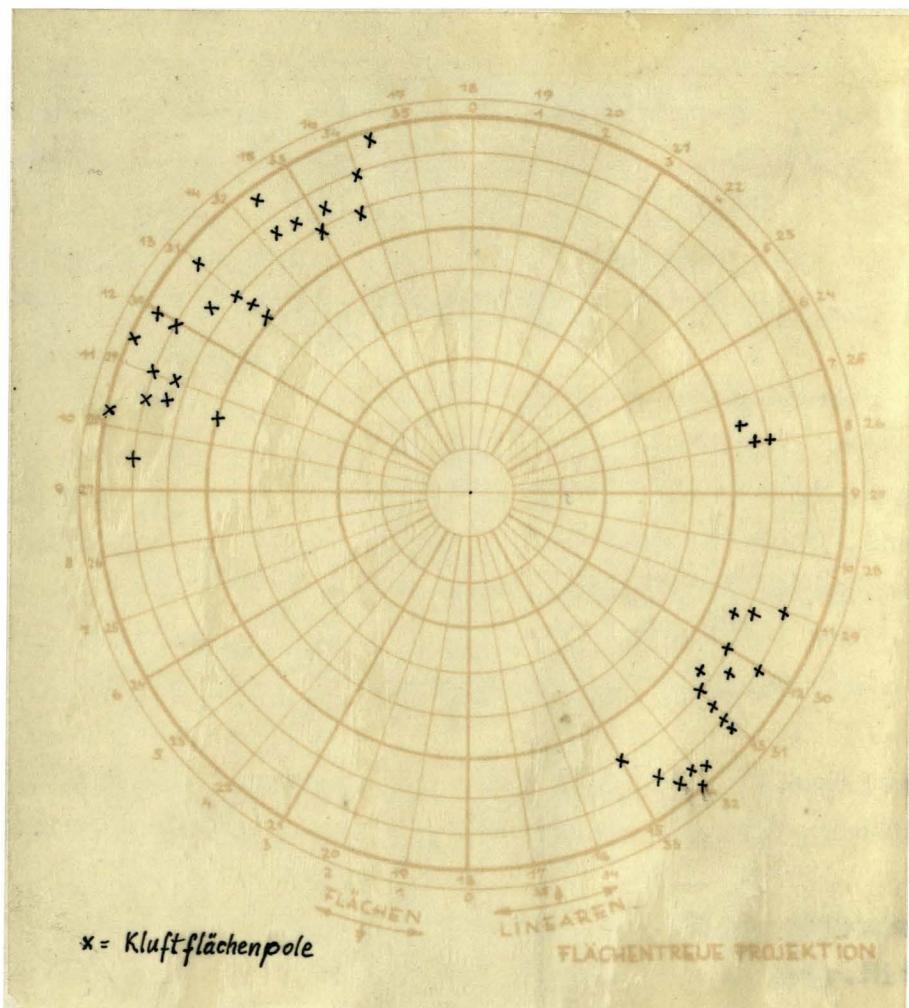


Abb. 90: KluftflächenPol-Diagramm aus dem gesamten Gebiet, vorwiegend an der Hocharn/E-Flanke. Man kann Kluftflächenmaxima jeweils gut einem B-Achsenmaximum zuordnen. Man kann sie als ac-Fugen betrachten.

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

ACKERMAND,D. & KARL,F., 1972: Experimental Studies on the Formation of Inclusions in Plagioklases from Metatonalites, Hohe Tauern, Austria. - Contrib.Miner. & Petrol., 35, 11-21, Berlin.

ALKER,A. et al., 1962: Ein Vorschlag zur qualitativen (und quantitativen) Klassifikation der kristallinen Schiefer. Ein Symposion. - N.Jb.Miner.Mh., 4, 163-172, Stuttgart.

AMSTUTZ,G., 1968: Spilites and spilitic rocks. In Hess, H. and Poldervaart, A. (ed.).- Basalts, 2, 737-753, Interscience New York.

ANGEL,F., 1930: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. - Mitt.Naturw.Ver.Stmk., 67, 36-52, Graz.

- 1954: Petrochemie der Hochalm-Ankogel-Gesteine.- Jb. Geol.B.-A., 97, 1-16, Wien.

- 1955: Über die spilitischdiabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone N-Tirols und des Pinzgaues. - Mitt. Geol.Ges., 48, 1-15, 2 Taf., Wien.

ANGEL,F. & WEBER,A., 1971: Vom Sismondin und seinen Muttergesteinen aus dem obersten Melnikar, Hochalm-Ankogelgruppe (Kärnten).- Der Karinthin, 64, 208-219, 5 Abb., Klagenfurt.

AYRTON,St.N., & RAMSAY,J.G., 1974: Tectonic and Metamorphic Events in the Alps.- Schweiz.Min.Petr.Mitt., 54, 609-639, 11 fig., Zürich.

BAGGIO,P., 1969: La formazione mesozoica pennidica dei calcescisti con ofioliti delle Valli di Vizze, Fundres e Valles, nell'Alto Adige orientale. - Mem.Mus.Tridentino Sci.Naturali, 17, 3, 207-248, 2 Abb., 2 Taf., Trento.

BAGGIO,P. & DE VECCHI,G.P., 1966: Risultati preliminari di ricerche geologico-petrografiche nell'alta Valle di Vizze (Alto Adige).- Studi Trentini Sci. Naturali, Sez. A, 43, 13-24, 1 Taf., Trento.

BARKER,F. and PETERMAN,Z.E., 1973: Bimodal Tholeiitic-Dacitic Magmatism and the Early Precambrian Crust.- Precam.Res., 1, 1-12, 3 fig., Amsterdam.

BEARTH,P., 1958: Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums.- Schweiz.Min.Petr.Mitt., 38, 363-373, 2 Abb., 1 Tab., Zürich.

- 1963: Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee.- Schweiz.Min.Petr.Mitt., 43, 269-286, Zürich.
- 1974: Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der Westalpen. - Schweiz.Min.Petr.Mitt., 54, 2/3, 385-397, Zürich.

BECKER,L.P. & SCHUHMACHER,R., 1972: Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Steiermark.- Mitt.Geol.Ges., 65, 1-32, Wien.

BERAN,A., 1969: Beiträge zur Verbreitung und Genesis phengitführender Gesteine in den Ostalpen.- Tschermaks Miner. Petr.Mitt., 13, 115-130, 2 Abb., Wien.

BRAUMÜLLER,E., 1939: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal.- Mitt.Geol.Ges., 30, 1937, 37-150, Wien.

BRAUMÜLLER,E. & PREY,S., 1943: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern.- Ber.R.A.f.Bodenf. (Geol.B.-A., Wien), 113-140, 4 Abb., Wien.

BURRI,C., 1959: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage (Methoden von P. NIGGLI). - Birkhäuser Verlag, 334 S., Stuttgart.

CARMICHAEL,I.S.E., TURNER,F.J. & VERKOOGEN,J.: Igenous Petrology- 739 S., Mc.Graw-Hill Book Company.

CLAR,E., 1932: Modereckdecke oder Rote Wandgneisdecke ? - Verh.Geol.B.-A., 1932, 153-157, 1 Abb., Wien.

- 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen.- Verh.Geol.B.-A., Sonderheft G, 11-35, 2 Abb., 4 Taf., Wien.

CLAR,E. FRITSCH,W., MEIXNER,H., PILGER,A. & SCHÖNENBERG,R., 1963: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) VI.- Carinthia II, 73 bzw. 153 Jhg., 23-51, 7 Abb., Klagenfurt.

CLIFF,R.A., NORRIS,R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT,R.C., 1971: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps.- Jahrb.Geol.B.-A., 114, 121-272, 63 Abb., 4 Taf., Wien.

CORNA,O., 1972: Über das Vorkommen jurassisches-unterkretazischer Palynoflora in der Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen, Österreich). - Geologicky Zbornik, Geologica Carpathica, 23, 1, 353-359, 4 Taf., Bratislava.

CORNELIUS, H.P. & CLAR, E., 1939: Geologie des Großglocknergebietes, I. Teil.- Abh. Zweigst. Wien Reichsstelle Bodenforsch. (Geol.B.-A.), 25, 306 S., 89 Abb., 2 Taf., 1 Kt., Wien.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J., 1963: Rock-Forming-Minerals.- Vol. 1-5, 1788 S., London.

DE VECCHI, GP. & PICCIRILLO, E., 1968: Le ofioliti mesozoiche associate ai calcescisti negli Alti Tauri sud-occidentali (Valli di Vizze e di Fundres, Alto Adige).- Mem. Mus. Tridentino Sci. Naturali, 17, 99-152, 4 Abb., 2 Taf., Trento.

DIETRICH, V., VUAGNAT, M. & BERTRAND, J., 1974: Alpine Metamorphism of Mafic Rocks. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, 291-323, 2 fig., 1 tab., 1 plate, Zürich.

EXNER, Ch., 1949: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren genetische Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern.- Tscherm. Min. Petr. Mitt., (3) 1, 197-284, 21 Abb., Wien.

- 1949: Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterstollens zwischen Gasteiner- und Rauristal.- Sitzber. Akad. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I., 158, 375-420, 4 Abb., Wien.
- 1952: Geologische Probleme der Hohen Tauern.- Verh. Geol. B.-A., Sh. C, 86-95, 1 Kte., Wien.
- 1956: Geologische Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000.- Geol. B.-A., Wien.
- 1957: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000.- Geol. B.-A., 168 S., 8 Abb., 8 Taf., Wien.
- 1962: Geologische Karte der Sonnblickgruppe 1:50.000.- Geol. B.-A., Wien.
- 1964: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1:50.000.- Geol. B.-A., Wien, 170 S., 8 Abb., 9 Taf., Wien.
- 1964: Sonnblickgruppe (östliche Hohe Tauern), (Exkursionsführer).- Mitt. Geol. Ges., Wien, 57, H. 1, 33-48, Wien.
- 1965: Phengit in Gesteinen der östlichen Hohen Tauern.- Carinthia II, 75 (155), 80-89, Klagenfurt.
- 1966: Tauern-Westalpen. Ein Vergleich.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, 1-21, Wien.

- Orthit in den Gesteinen der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern).- Tscherm.Min.Petr.Mitt., 11, H.3-4, 358-372, 11 Abb., Wien 196
- Staurolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern.- Verh.Geol.B.-A., 1967, 98-108, Wien 1967.
- 1971: Über Oligoklasblasten in metamorphen Schiefern der östlichen Hohen Tauern und Umgebung. - *Carinthia* II, Sh.28, 221-238, 5 Abb., Klagenfurt.
- 1974: Fortschritte der geologischen Forschung im Tauernfenster (Österreich und Italien).- Zbl.Geol.Paläont. I, 1973, H.5/6, S.323-346, Stuttgart.

EXNER, Ch. & FAUPL, P., 1970: Die Anorthitgehalte der Plagioklase in einigen Gesteinsgruppen der zentralen Ostalpen.- Verh.Geol.B.-A., 1970, 245-266, 3 Taf., Wien.

FRANK, W., 1965: Zur Geologie des Guggernbachtales (= Lützelstubachtal, mittlere Hohe Tauern). - Unveröff.Diss.Phil. Fak.Univ.Wien, 189 S., 6 Beilagen, Wien.

- 1969: Geologie der Glocknergruppe. (Aus:) Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe.- Wiss.Alpenvereins-H., 21, 95-111, 3 Abb., 1 Tab., München.
- 1972: Permoskyth im Pennin der Hohen Tauern (Seidlwinkeldecke östlich der Großglockner-Hochalpenstraße).- Verh. Geol.B.-A., 1972, 151-153, 1 Abb., Wien.

FRANK, W., HOINKES, G., MILLER, Ch., PURTSCHELLER, F., RICHTER, W. & THÖNI, M., 1973: Relations between Metamorphism and Orogeny in a Typical Section of the Indian Himalayas (NW-Himalaya: S-Lahul, Kulu; Himachal Pradesh; First Comprehensive Report).- Tscherm.Min.Petr.Mitt., 20, 303-332, 13 Abb., Wien.

FRANK, W., NOWY, W. & SCHARBERT, S. (1975): Altpaläozoisches Alter der Amphibolit/Plagioklasgneisserie und Rb/Sr-Glimmerdaten aus der Gleinalpe (Ostalpines Altkristallin).- (In Vorbereitung), Wien.

FRASL, G., 1953: Aufnahmen 1952 auf Blatt Rauris (154).- Verh. Geol.B.-A., 1953, 31-35, Wien.

- 1954: Aufnahmen 1953 auf Blatt Rauris (154). - Verh.Geol. B.-A., 1954, 38-42, Wien.
- 1955: Aufnahmen 1954 auf den Kartenblättern 154 (Rauris) und 152 (Matrei in Osttirol).- Verh.Geol.B.-A., 1955, 22-26, Wien.

- 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern.- Jb.Geol.B.-A., 101, 323-472, 1 Taf., 4 Abb., Wien.
- 1960: Zum Stoffhaushalt im epi- bis mesozonalen Pennin der mittleren Hohen Tauern während der alpinen Metamorphose. - Geol.Rdsch., 50, 192-203, Stuttgart.
- FRASL,G. & FRANK,W., 1964: Mittlere Hohe Tauern (Exkursionsführer).- Mitt.Geol.Ges., Wien 57, 17-31, 1 Taf., Wien.
- 1966: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg.- Der Aufschluß, Sh. 15, 30-58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Heidelberg.
- 1969: Bemerkungen zum zweiteiligen geologischen Panorama von der Edelweißspitze (Großglockner-Hochalpenstraße). (Aus:) Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe.- Wiss.Alpenvereins-H., 21, 112-114, 2 Taf., München.
- FREY,M., 1969: Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet.- Beitr.Geol.Karte Schweiz, N.F., 137, 160 S., Bern.
- 1974: Alpine Metamorphism of Pelitic and Marly Rocks of the Central Alps.- Schweiz.Min.Petr.Mitt., 54, 489-506, 4 Fig., Zürich.
- FREY,M., HUNZIKER,J.C., FRANK,W., BOCQUET,J., DAL PIAZ,G.V., JÄGER,E. and NIGGLI,E., 1974: Alpine Metamorphism of the Alps.- A Review.- Schweiz.Min.Petr.Mitt., 54, 247-290, 1 Abb., 2 Taf., Zürich.
- FRIEDRICHSEN,H., MÜLLER,G. & STAHL,W., 1973: Sauerstoff-Isothopenuntersuchungen an Mineralen eines metamorphen Profils der Hohen Tauern, Österreich. - Contrib.Miner. & Petrol., 40, 159-168, Berlin.
- FRISCH,W., 1968: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol).- Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 18, 1967, 287-336, 10 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Wien.
- 1970: Geologie und Petrographie des Felbertauern-Straßentunnels (Osttirol). - N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 134, 267-282, 2 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Stuttgart.

FRITSCH,W., 1961: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nord-westlich von St. Veit a.d.Glan in Kärnten. - Geologie 10, 67-80, Berlin.

- 1961 a: Über eine keratophyrische Pillow-Lava (Kissenlava) bei St.Veit/Glan.- Carinthia II, 71, bzw. 151.Bd., 51-52, Klagenfurt.

FRITSCH,W., MEIXNER,H. & WIESENEDER,H., 1967: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer - 2. Mitteilung. - N.Jb.Miner.Mh., 12 (1967), 364-376, 6 Abb., Stuttgart.

FYFE,W.S., TURNER,F.J. & VERHOOGEN,J., 1958: Metamorphic reactions and metamorphic facies. - Geol.Soc.Amer.Mem., 73, 259 S., Geol.Soc.Amer.1958.

GREEN,T.H. and RINGWOOD,A.G., 1968: Genesis of the calc-alcaline rock suite. - Contrib.Miner. & Petrol., 18, 105-162, Berlin.

GREEN,T.H., 1972: Crystallisation of calc-alcaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. - Contrib.Miner.&Petrol., 34, 150-166, Berlin.

GUNDLACH,H., KARL,F. & MÜLLER,G., 1967: Vergleichende geo-chemische Untersuchungen an ost- und südalpinen Graniten, Granodioriten und Tonaliten. - Contrib.Miner. & Petrol., 16, 285-299, 5 Abb., 2 Tab., Berlin.

GROSCHOPF,R., 1970: Zur Petrographie und Tektonik des schwach metamorphen Altpaläozoikums im NE-Klagenfurter Becken. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 19, 215-278, 20 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Wien.

HAWKESWORTH,C.J., WATERS,D.J. & BICKLE,M.J., 1975: Plate tectonics in the Eastern Alps.- Earth Plan. Sci.L., 24, 405-413, Amsterdam.

HÖRMANN,P.K. & RAITH,M., 1971: Optische Daten, Gitterkonstanten, Dichte und magnetische Suszeptibilität von Al-Fe (III)-Epidoten. - N.Jb.Miner.Abh., 116, 41-60, 8 Abb., 6 Tab., Stuttgart.

HÖCK,V., 1969: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). - Jb.Geol.B.-A., 112, 153-195, 8 Abb., 3 Taf., Wien.

- 1970: Zur Kristallisationsgeschichte des penninischen Alt-kristallins beim Spannagelhaus (Tuxer Hauptkamm, Tirol).- Verh.Geol.B.-A., 1970, 316-323, 1 Taf., Wien.

- 1974: Zur Metamorphose mesozoischer Metasedimente in den mittleren Hohen Tauern (Österreich). - Schweiz. Min.Petr.Mitt., 54, 567-593, 10 Abb., 5 Tab., Zürich.
- HÖRMANN, P.K., MIGNON, K. MORTEANI, G. & RUDAN, P., 1971: Untersuchungen an Kugelgraniten aus den Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich). - Tscherm.Min.Petr.Mitt., 16, 156-172, 10 Abb., 3 Tab., Wien.
- HÖRMANN, P.K. & MORTEANI, G., 1972: Mineralogical and Chemical Composition of some Carbonate Minerals from the Zillertal Alps, Tyrol (Austria). - Tscherm.Min.Petr.Mitt., 17, 46-59, 10 Abb., 1 Tab., Wien.
- HOERNES, S., 1973: Untersuchungen zur Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern (Österreich). - Tscherm.Miner.Petr. Mitt., 20, 81-106, Wien.
- HOSCHECK, G., 1967: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. - Contr.Miner & Petrol., 14, 123-162, Berlin.
- 1969: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. - Contr. Miner. & Petrol., 22, 208-232, Berlin.
- HOTTINGER, A., 1935: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnbllick-Hochalpgruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. - Ecl.Geol.Helv., 28, 250-368, 3 Taf., 9 Abb., Basel.
- HUTCHINSON, Ch. S., 1974: Laboratory Handbook of petrographic techniques. J.Wiley & Sons, 1974, New York - London - Sydney - Toronto, 527 S.
- JÄGER, E. 1970 a: Rb-Sr- Systems in Different Degrees of Metamorphism. - Ecl.Geol.Helv., 63, 163-172, Basel.
- 1970 b: Radiometrische Altersbestimmung in der Erforschung metamorpher Prozesse. - Fortschr.Mineral., 47, 77-83, Basel.
- 1971: The History of Central and Western Europe. - Auszug aus: Rendiconti della Soc.Italiana di Miner. e Petrol., Vol.XXVII, 241-247. Roma.
- 1973: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. - Ecl.geol.Helv., 66, 11-21, Basel.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O., 1969: Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). - Tscherm.Miner.Petr.Mitt., 13, 251-272, 2 Abb., 3 Tab., Wien.

KARL,F., 1953 a: Das Gainfeldkonglomerat bei Bischofshofen (Nördliche Grauwackenzone) und seine Beziehung zu einigen Konglomeraten in den Tauern und den Westalpen. - Anz. Öster.Akda.Wiss. math.-natw.Kl., 90, 1953, 1, Wien.

- 1954: Das Gainfeldkonglomerat, ein Tuffitkonglomerat aus der Nördlichen Grauwackenzone (Salzburg). - Verh.Geol.B.-A., 1954, 222-233, Wien.

- 1952-1963: Aufnahmsberichte 1952-1963. - Verh.Geol.B.-A., 1953-1964, Wien.

- 1959: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. - Jb.Geol.B.-A., 102, 1-192, Wien.

- 1960: Über das Alter der Granite in den Hohen Tauern. - Geol.Rdsch., 50, 499-505, Stuttgart.

- 1966: Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteinsystematische Stellung tonalitisch-granitischer Gesteine. - Tscherm.Miner.Petr.Mitt., 11, 413-438, 12 Abb., Wien.

KLEBELSBERG,R.v., 1940: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertals (Tirol). - Zeitschr.dt.geol.Ges., 92, 582-586, 1 Abb., Berlin.

KOBER,L., 1912: Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. - Sitzber. Akad.Wiss.Wien, math.-natw.Kl., I, 121, 105-119, Wien.

- 1922: Das östliche Tauernfenster. - Denkschr. Akad.Wiss. Wien, math.-natw.Kl., 98, 201-242, Wien.

KURZE,M., 1970: Zur Quarzgefügeregelung in Bewegungszonen. - Mber.Dt.Akad.Wiss.Berlin, 12, 207-219, 1 Abb., 2 Taf., Berlin.

LAMBERT,R.St.J., 1970: A Potassium-Argon Study of the Margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. - Ecl.geol.Helv., 63, 197-205, 2 Abb., 2 Tab., Basel.

LAUBSCHER,H.P., 1970: Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. - Schweiz.Min.Petr.Mitt., 50, 565-596, Zürich.

LEAKE,B.E., 1964: The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. - J.Petrol., 5, 238-254, Oxford.

LOESCHKE,J., 1970: Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). - Oberrh.geol.Abh., 19, 73-100, 12 Abb., Karlsruhe.

- 1973: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen.- N.Jb.Miner.Abh., 119, 1, 20-56, 14 Abb., 9 Tab., Stuttgart.
- LOESCHKE,J. & ROLSER,J., 1971: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). - Zeitschr.dt.geol. Ges., 122, 145-156, 4 Abb., 2 Tab., Hannover.
- LOESCHKE,J. & WEBER,K., 1973: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). - N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 142, 1, 115-138, 7 Abb., 5 Tab., Stuttgart.
- MATURA,A., 1967: Zur Geologie des Türchlwand-Kramkogel-Gebietes (SE Wörth im Rauristal, Salzburg). - Mitt.Ges. Geol.Bergbaustud., 17, 87-126, 1 Abb., 2 Taf., Wien.
- MALECKI,G., 1972: Zur Geologie des Silberpfennig-Gebietes, Hohe Tauern (Salzburg). - Unveröff.Diss. Phil.Fak.Univ. Wien,- 202 S., 60 Abb., 19 Beil., Wien.
- MORTEANI,G., 1971: Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilluptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). - Verh.Geol.B.-A., 1971, 287-314, 8 Abb., 7 Tab., Wien.
- MOSTLER,H., 1968: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 18, 89-150, Wien.
- MÜLLER,G., 1965: Akzessorische Zirkone aus Gesteinen der Venedigergruppe in den Hohen Tauern und ihre Bedeutung für die Fragen zur Genese dieser Gesteine. - Geol.Jb., 83, 497-516, 3 Tab., 2 Taf., Hannover.
- MÜLLER,G. & LENZ,H., 1966: Die Rubidium-Gehalte einiger Biotite des Venediger-Kristallins.- Verh.Geol.B.-A., 1966, 14-17, 1 Tab., Wien.
- NIGGLI,P.,1948: Gesteine und Minerallagerstätten I.- Birkhäuser Verlag, 540 S., Basel.
- NE:1960: Mineralzonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen.- Int.geol.Congr.Copenhagen, 13, 132-138, Copenhagen.
- NIGGLI,E. & NIGGLI,C., 1965: Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Stauroolith, Disthen, Sillimanit). - Ecl.geol.Helv., 58, 335- 368, Basel.

NOBLE,D.C., 1962: Plagioclase unmixing and the lower boundary of the amphibolite facies. - *Jour.Geol.*, 70, 234-240, 4 Abb., Chicago, III, 1962.

NOCKOLDS,S.R., 1954: Average chemical compositions of some igneous rocks.- *Bull.of the Geological Soc. Amer.*, 65, 1007-1032, New York.

NOLLAU,G., 1969: Kleintektonische Strukturen am Südweststrand des Tauernfensters und ihre Einbeziehung in großtektonische Konzepte. - *Geol.Rdsch.*, 58, 755-788, 12 Abb., Stuttgart.

OBERHAUSER,R., 1964: Zur Frage des vollständigen Zuschubs des Tauernfensters während der Kreidezeit.- *Verh.Geol. B.-A.*, 1964, 47-52, 3 Abb., Wien.

- 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum.- *Jb.Geol.B.-A.*, 111, 115-145, Wien.
- 1973: Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit.- *Geol.Rdsch.*, 62, 96-106, 3 Abb., Stuttgart.

OXBURGH,E.R. & TURCOTTE,D.L., 1974: Thermal Gradients and Regional Metamorphism in Overthrust terrains with special Reference the Eastern Alps. - *Schweiz.Min.Petr.Mitt.*, 54, 641-662, 8 Abb., Zürich.

PICCOLI,G., 1967: Lo studio geologico delle vulcaniti basiche. (Breve aggiornamento bibliografico). - Estratto dalla Rivista "Stromboli", N.10, Nuova serie, 27 p., Messina.

PIRKL,H.P., 1972: Quartäre gravitativtektonische Gefügeprägung der Tauernschieferhülle im unteren Mölltal zwischen Kaponig- und Riekengraben (Kärnten). - *Verh.Geol.B.-A.*, 1972, 268-280, 9 Abb., Wien.

PRAEHAUSER-ENZENBERG,M., 1972: Das Permoskyth vom Penken (Zillertal).- *Verh.Geol.B.-A.*, 1972, 167-170, 1 Abb., 1 Tab., Wien.

PREY, S., 1938: Modereckdecke und Rote-Wand-Gneisdecke.- *Verh. Geol.B.-A.*, 1938, 190-192, Wien.

PROSSNIGG,W., 1969: Untersuchungen an granitoiden Gesteinen und Amphiboliten der Gleinalpe (Steiermark).- Unveröff. Diss., Phil.Fak.Univ.Graz.

PURTSCHELLER, F., 1969: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins.-
Tscherm.Miner.Petr.Mitt., 13, 35-54, 9 Abb., Wien.

RAASE,P., 1971: Bericht 1970 über die Aufnahmen im unteren Zillergrund und im Tuxbachüberleitungsstollen (Blatt 150, Zell am Ziller, und 149, Lanersbach).- Verh.Geol.B.- A., 1971, A 62-65, Wien.

- 1972: Petrographie und Geologie des oberen Zillergrundes und Sondergrundes (Zillertaler Alpen, Österreich).- Diss., Chr.-Albrechts-Univ. Kiel, 164 S., Kiel.

RAASE,P., KARL,F. & MORTEANI,G., 1971: Zur Kennzeichnung der alpidischen Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern.- Fortschr.Miner. 49, Bh.1, 70-71.

RAITH,M., 1969: Peristerite aus alpidisch metamorphen Gneisen der östlichen Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich). - Contr. Miner. & Petrol., 21, 357-364, 6 Abb., Berlin.

- 1970: Schachbrettoligoklas in alpidisch metamorphen Gneisen der östlichen Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich).- Tscherm.Miner.Petr.Mitt., 14, 141-153, 6 Abb., 2 Tab., Wien.

- 1971: Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertaler Hauptkamm (Tirol, Österreich). - Verh.Geol.B.-A., 1971, 163-207, 8 Abb., 5 Tab., Wien.

RIEDMÜLLER,G. & SCHWAIGHOFER,B., 1970: Mineralumwandlungen und Neubildungen in Myloniten der Oschenikseestörung (Kärnten, Österreich). - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 19, 315-328, 11 Abb., Wien.

- 1971: Elektronenoptische Untersuchung von Kaoliniten aus Myloniten der Oschenikseestörung (Kärnten, Österreich).- Carinthia II, Sh. 28, 253-258, 7 Abb., 1 Tab., Klagenfurt.

RIEHL-HERWIRSCH,G., 1970: Zur Altersstellung der Magdalens-bergserie, Mittelkärnten, Österreich. - Mitt.Ges.Geol. Bergbaustud., 19, 195-214, 7 Abb., 1 Kt.(Taf.10), Wien.

RITTMANN,A., 1960: Vulkane und ihre Tätigkeit. - F.Enke Verl., 336 S., 113 Abb., 2 Taf., Stuttgart.

- 1967: Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen. - Geol.Rdsch., 57, 277-295, Stuttgart.

ROST,F., 1971: Die alpinotypen Ultramafitite und ihre Bedeutung für den Tiefgang der alpinen Orogenese. - Verh. Geol.B.-A., 1971, 266-286, 9 Abb., Wien.

SANDER,B., 1920: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (II. Bericht). - Jb.Geol.St.-A., 70, 273-296, 1 Kt., 1 Profiltaf., Wien.

- 1921: Zur Geologie der Zentralalpen (Mit Beiträgen von O. AMPFERER & E.SPENGLER). - Jb.Geol.St.-A., 1921, 71, 173-225, 6 Abb., 1 Kt., Wien.

- 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper.- Teil 1, 215 S., Springer Wien-Innsbruck.

SASSI,F.P., 1972: The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps.- Tscherm.Miner.Petr.Mitt., 18, 105-113, 2 Abb., Wien.

SCHROLL,E., 1966: Zur Geochemie der seltenen Elemente in granitoiden Gesteinen. - Tscherm.Miner.Petr.Mitt., 11, 317-347, 7 Abb., Wien.

SCHMIDEGG,O., 1961: Geologische Übersicht der Venedigergruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. KARL und O. SCHMIDEGG.- Verh.Geol.B.-A., 1961, 35-55, 1 Abb., 1 Taf., Wien.

SCHMID,K., 1957: Petrotektonische Studien im Gebiete des Sonnblick-Kernes.- Tscherm.Miner.Petr.Mitt., 6, 188-205, 12 Abb., Wien.

SCHWANDER,H. & WENK,E., 1957: Studien mit der Röntgen-Mikrosonde an basischen Plagioklasen alpiner Metamorphite.- Schweiz.Min.Petr.Mitt., 47, 225-234, Zürich.

SENFTL,E. & EXNER,Ch., 1973: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation.- Verh.Geol.B.-A., 1973, 209-234, Wien.

STARK,M., 1912: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. - Sitzber. Akad. Wiss. math.-natw.Kl., Abt.I, 121, 195-226, Wien.

STECK,A., 1966: Petrographische und tektonische Untersuchungen am zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp-Griesighorn. - Beitr.geol.Karte Schweiz, N.F. 130 (160.Lfg.), 100 S., 44 Abb., 6 Tab., Bern.

STECK,A. & BURRI,G., 1971: Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen.- Schweiz.Min.Petr.Mitt., 51, 534-538, Zürich.

- 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks.- N.Jb.Miner.Abh., 107, 144-240, Stuttgart.

STRENS,R.G., 1965: Stability and relations of Al-Fe-epidotes.- Miner.Mag., 35, 464-475, London.

THIELE,O., 1970: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern.- Verh.Geol.B.-A., 1970, 230-244, 1 Abb., Wien.

TOLLMANN,A., 1963: Ostalpensynthese.- 256 S., 23 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.

- 1965: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen.- Verh.Geol.B.-A., Sh. G, 103-133, 1 Abb., Wien.

- 1973: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. - 404 S., Springer Wien.

TROMMSDORFF,V., 1966: Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. - Schweiz.Min.Petr.Mitt., 46, 431-460, Zürich.

TROMMSDORFF,V., SCHWANDER,H. & PETERS,Tj., 1970: Mangansilicate der alpinen Metamorphose in Radiolariten des Julier-Bernina-Gebietes. - Schweiz.Min.Petr.Mitt., 50, 539-545, 4 Abb., 5 Tab., Zürich.

TROMMSDORFF,V. & EVANS,B.W., 1972: Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell Tonalite Aureole (Italy).- Am.Jour.Sci. 272, 423-437, 5 Abb., 7 Tab., New Haven, Conn.

- 1974: Alpine Metamorphism of Peridotitic Rocks. - Schweiz. Min.Petr.Mitt., 54, 333-352, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Zürich.

TRÖGER,W.E., 1971: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. - Teil 1, Bestimmungstabellen. - 188 S., Schweizerbart, Stuttgart.

- 1969: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.- Teil 2 Textband. - 822 S., 16 Tab., 259 Abb., Stuttgart.

TURNER,F.J., 1968: Metamorphic petrology. - 403 S., Mc.Graw Hill, New York.

TURNER,F.J. & VERHOOGEN,J., 1960: Igneous and metamorphic petrology.- 2.ed., 694 S., 117 Abb., 38 Tab., Mc.Graw Hill, New York, Toronto, London.

WENK, E., 1958: Über Diskontinuitäten in Plagioklasserien metamorphen Ursprungs. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 38, 494-498, 1 Abb., Zürich.

- 1962: Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 42, 139-152, Zürich.

- 1963: Zur Definition von Schiefer und Gneis. - N. Jb. Miner. Mh., 5, 97-107, Stuttgart.

WENK, E. & KELLER, F., 1969: Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 49, 157-198, 10 Abb., 4 Tab., 1 Verzeichn., 2 Taf., Zürich.

WETZEL, R., 1974: Hornblenden aus der Albit- bis Albitoligo- klaszone zwischen Zermatt und Domodossola. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, 151-207, 36 Abb., 7 Tab., Zürich.

- 1973: Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 53, 273-298, 18 Abb., 6 Tab., Zürich.

WIESENER, H., 1971: Gesteinsserien und Metamorphose im Ost- abschnitt der östlichen Zentralalpen. - Verh. Geol. B.-A., 1971, 344-357, Wien.

WINKLER-HERMADEN, A., 1926: Geologische Probleme in den öst- lichen Hohen Tauern, I. Teil. - Jb. Geol. B.-A., 76, 245-322, 2 Taf., Wien.

WINKLER, H.G.F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. - 2. Aufl., 237 S., 53 Abb., 12 Tab., Springer, Berlin-Hei- delberg-New York.

- 1970: Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stages, and of a clas- sification based on isogrades in common rocks. - N. Jb. Miner. Mh., 1970, 189-248, 9 Abb., Stuttgart.

- 1974: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. - 4. Aufl., 320 S., Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

YODER, H.S., 1973: Contemporaneous Basaltic and Rhyolitic Magmas. - Am. Min., 58, 153-171, New York.

YODER, Jr., & TILLEY, C.E., 1962: Origin of Basalt magmas: An experimental study of Natural and synthetic Rock Sy- stems. - Jour. of Petrol., Vol. 3, 342-532, 50 Abb., 53 Tab., 10 Taf., Oxford.

VERZEICHNIS DER PROFILTAFELN UND BEILAGEN

Tafel 1 Geologische Karte 1:10.000

Tafel 2 Serienkarte der westlichen Sonnblickgruppe
1:50.000

Tafel 3 Tektonische Karte der westlichen Sonnblick-
gruppe 1:50.000

Tafel 4 Strukturkarte des Hocharngebietes

Tafel 5 Kulissenprofile durch die westliche Sonn-
blick-Hocharngruppe 1:25.000

Tafel 6 Entwicklungsschema der Großfaltenstruktur im
Bereich westlich des Hohen Sonnblick

Tafel 7 Panorama

Tafel 8 Profile durch die paläozoische Metasediment-
Metavulkanitserie im E des Hocharn 1:5.000

Tafel 9 Profile durch die paläozoischen Serien im Nord-
westen des Hocharn, 1:5.000

Tafel 10: Profile 10 - 16 durch die jungpaläozoischen
Glimmerschiefer-Paragneisserie im Talkessel
von Kolm Saigurn, 1:5.000

Tafel 11: Profile durch die mesozoischen Serien im hinte-
ren Krumltal, 1:5.000

L e b e n s l a u f

Als zweites von fünf Kindern des Johann und der Anna Alber (geb. Egger) wurde ich am 28. 3. 1944 in Meran/Italien geboren.

Ich besuchte die Volksschule in Hafling/Südtirol, Mittelschule und Humanistisches Gymnasium absolvierte ich in einer bischöflichen Privatschule in Dorf Tirol und Brixen. Im Oktober 1966 legte ich die Reifeprüfung an der staatlichen Mittelschule/Lyzeum in Bruneck/Südtirol, ab.

1966 - 1968 unterrichtete ich an staatlichen Mittelschulen in St. Leonhard i. Passeier und in Mals/Südtirol und absolvierte den Präsenzdienst beim italienischen Heer.

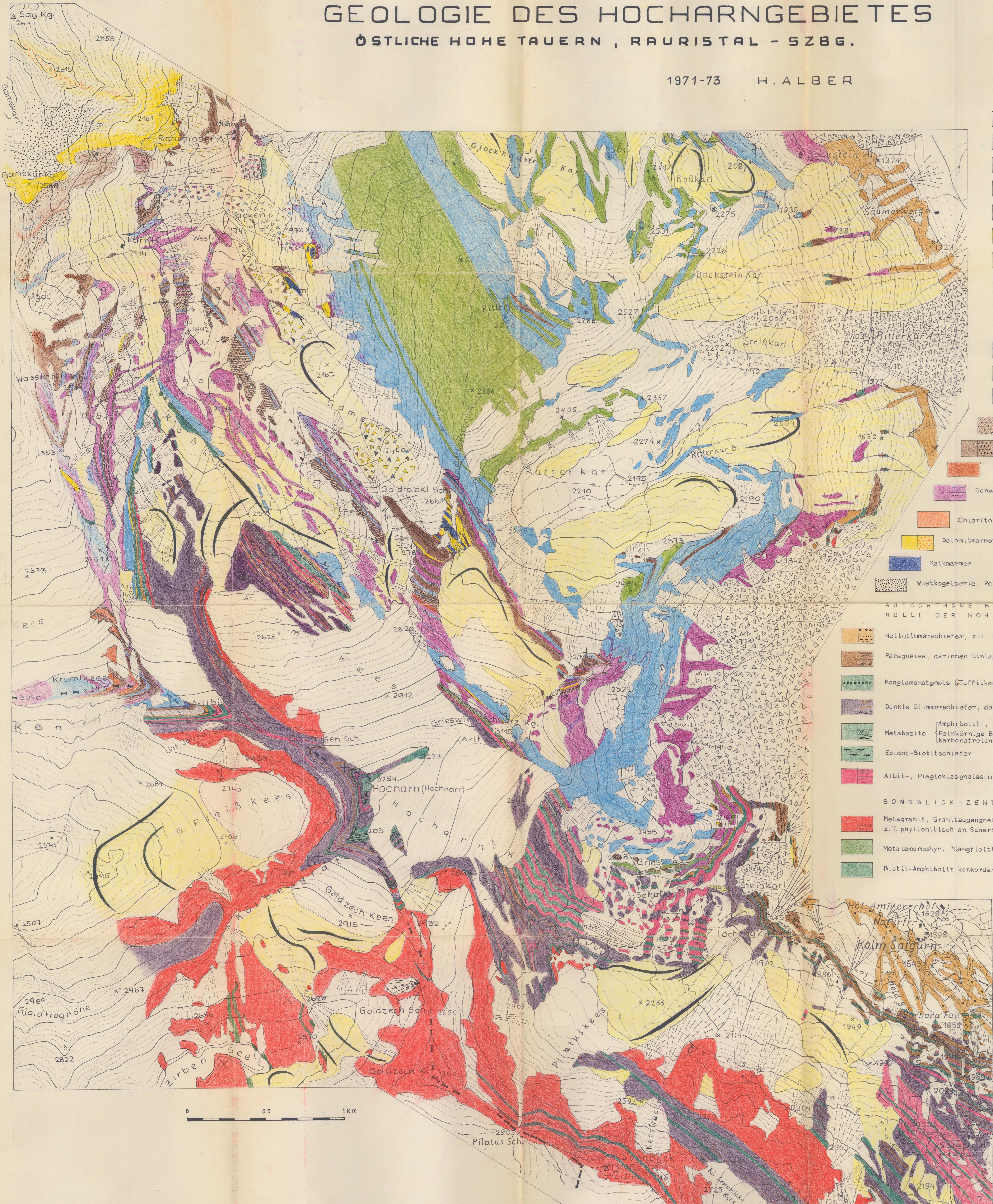
Im Oktober 1968 immatrikulierte und inskribierte ich Geologie/Petrologie an der Universität in Wien. Im Sommer 1971 erhielt ich von Herrn Prof. Dr.Ch.EXNER auf Vorschlag von Herrn Doz.Dr.W. Frank mein Dissertationsthema.

Seit Dezember 1973 bin ich bei Herrn Doz.W.Frank halbtägig im Aufbereitungslabor für radiometrische Altersbestimmung beschäftigt.

GEOLOGIE DES HOCHARNGEBIETES

ÖSTLICHE HOHE TAUERN, RAURISTAL - SZBG.

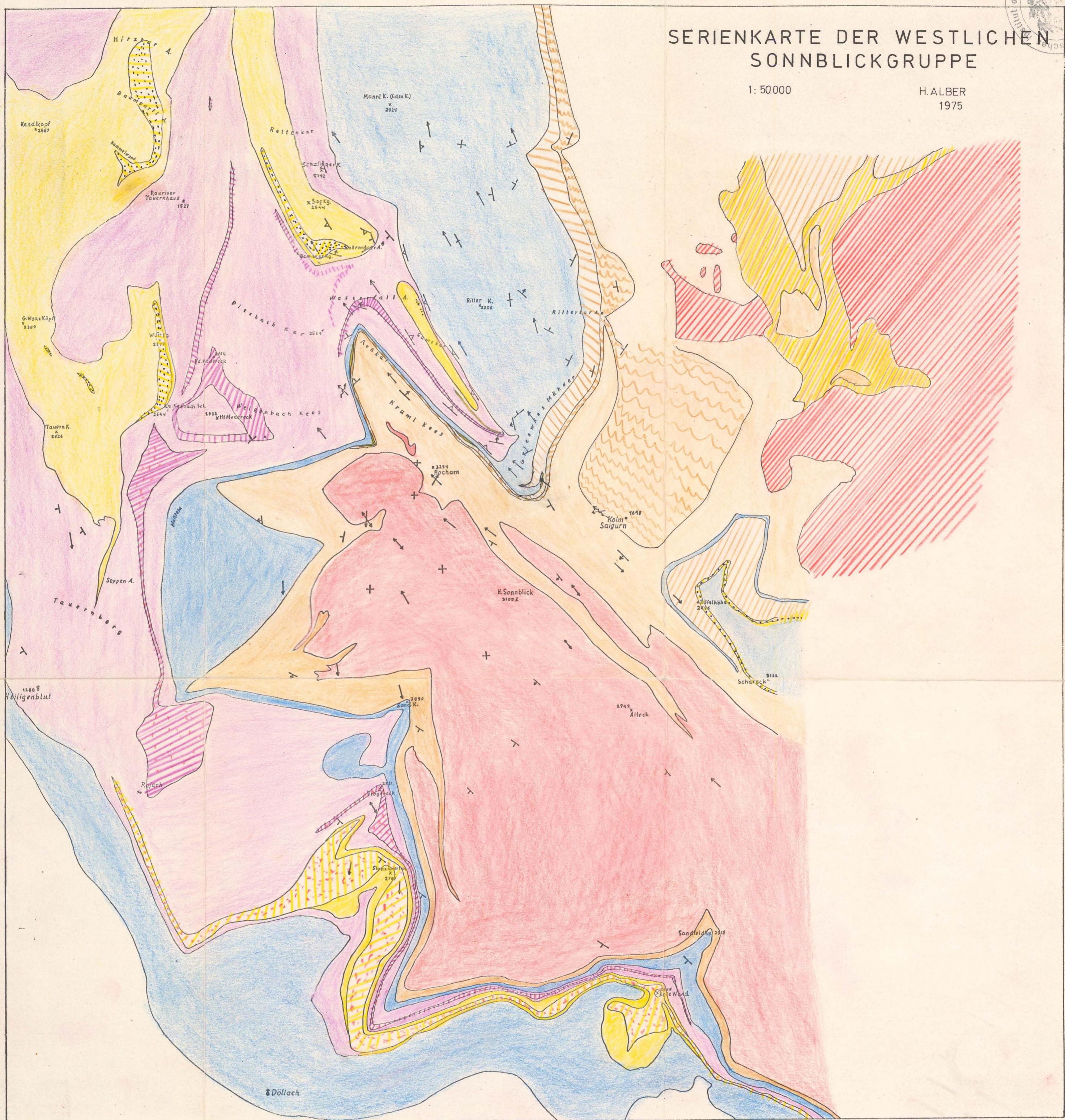
1971-73 H. ALBER



SERIENKARTE DER WESTLICHEN
SONNBLICKGRUPPE

1: 50.000

H. ALBER
1975



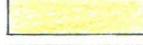
Legende zur Serienkarte der westlichen Sonnblickgruppe:
(Maßstab 1 : 50.000)

Ü B E R S C H O B E N E E I N H E I T E N :

Permomesozoikum, in Form einer riesigen Liegendfalte
ausgebildet : ROTE WAND - RITTERKOPFFALTE :

-  Glocknerserie
-  Brennkogelserie, mit Bündnerschiefergneisen und
Trogereckgneis
-  Seidlwinklrias
-  Wustkogelserie und Rotewandgneis

A U T O C H T H O N E und P A R A U T O C H T H O N E
S E D I M E N T H Ü L L E über dem Zentralgneis:

-  Bündnerschiefer
-  Trias in Form von Angertalmarmoren
-  Paläozoikum (Altpaläozoikum bis Karbon)
-  Verrucano

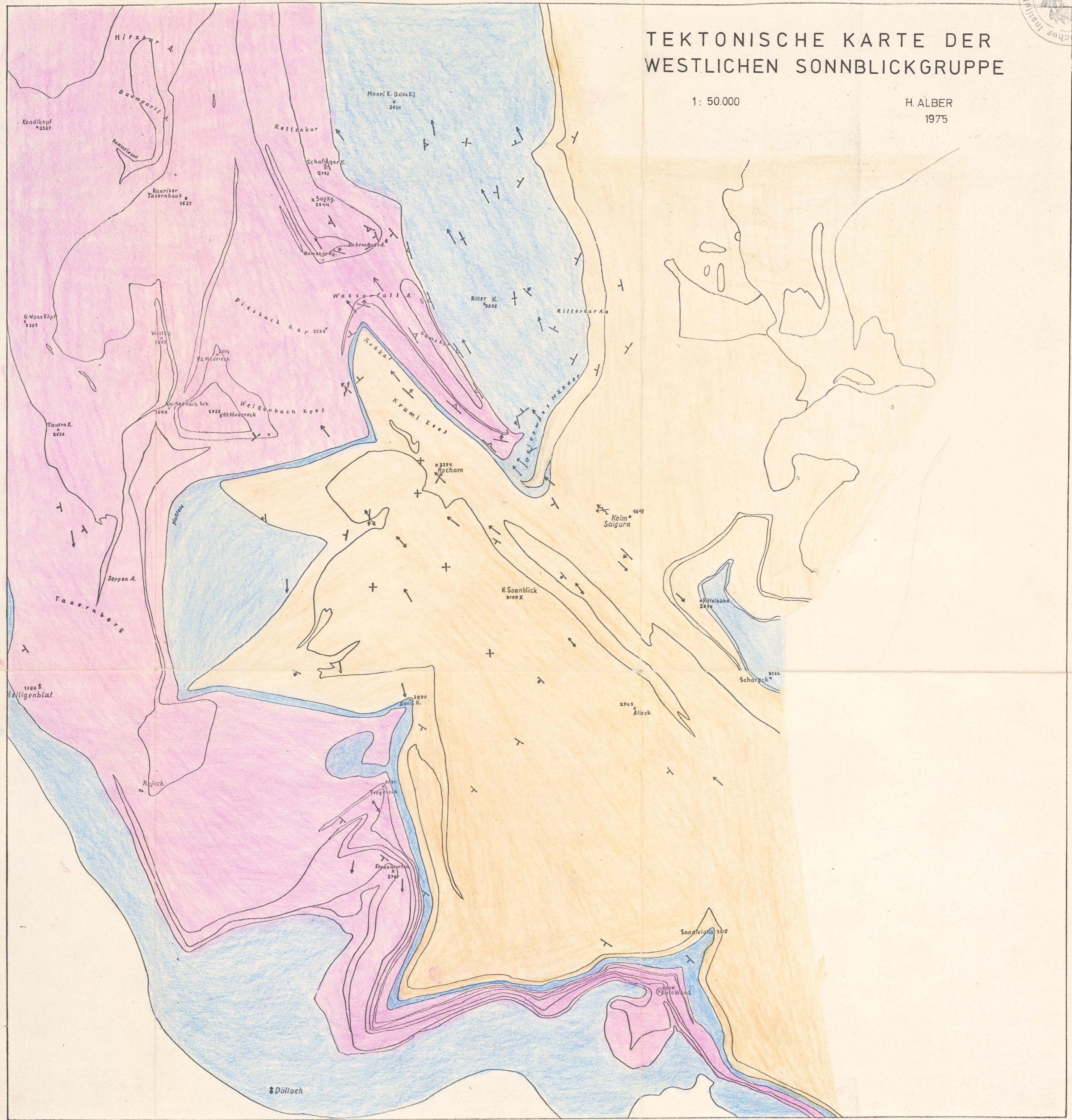
Z E N T R A L G N E I S K E R N E :

-  Sonnblick-Zentralgneis und Knappenhauswalze
-  Siglitzgneis

TEKTONISCHE KARTE DER WESTLICHEN SONNBLICKGRUPPE

1 : 50.000

H. ALBER
1975



Legende zur Tektonischen Karte der westlichen
gruppe: (Maßstab: 1 : 50.000)



 Glocknerdecke

 Seidlwinkldecke

Brennkogelserie
Trias
Wustkogelserie



Sonnblick-Zentralgneiskern

autochthones Mesozoikum
Paläozoische Schieferhüll
Granitgneis des Sonnblick
und Siglitzgneis

Schichtung und Schieferung:

-  Horizontale Lage
-  Fallen 6 - 30°
-  Fallen 31 - 60°
-  Fallen 61 - 85°
-  Saigere Stellung

Lineation:

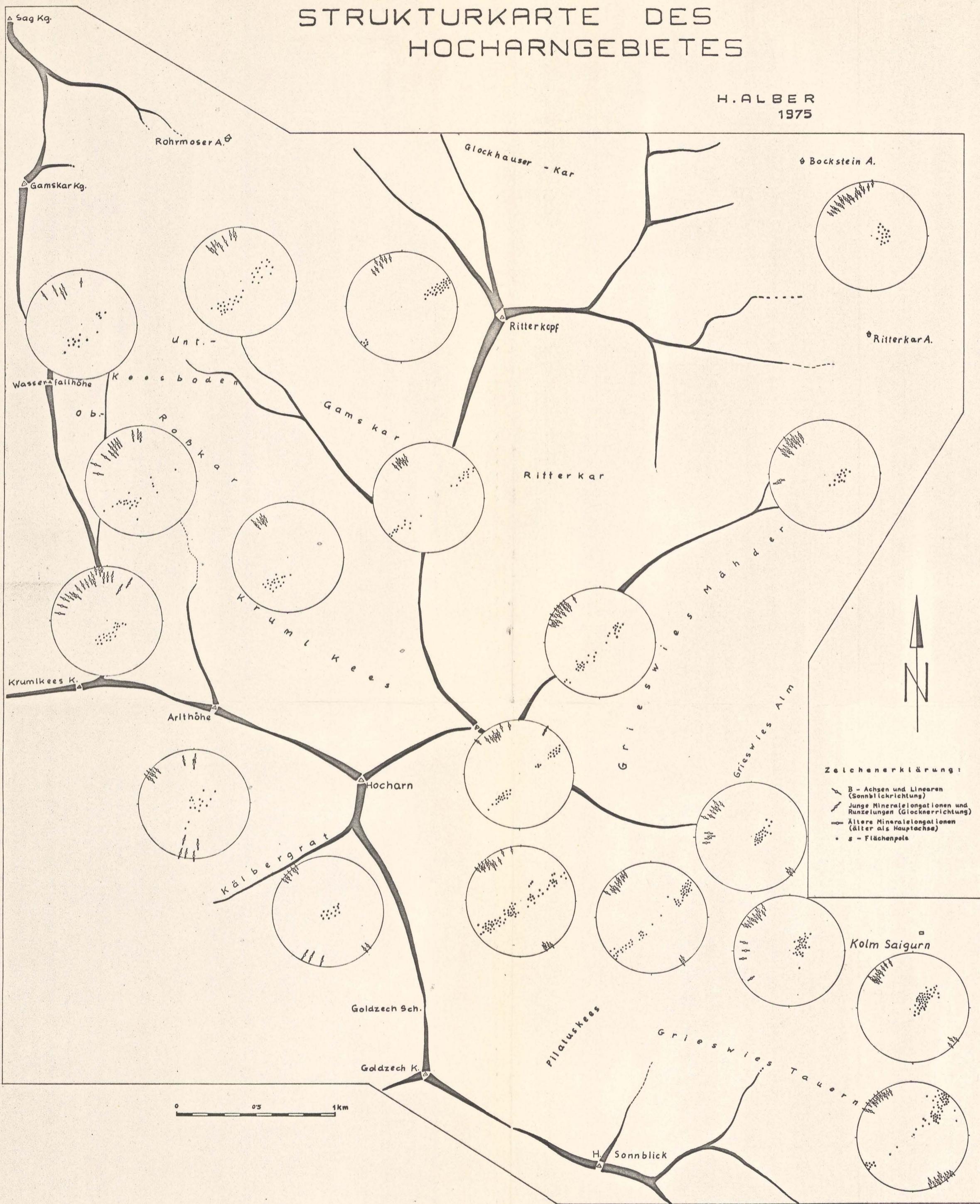
-  Horizontale Lage
-  Neigung 6 - 30°
-  Neigung 31- 60°

 Überprägung einer jüngeren auf einer älteren Lineation:

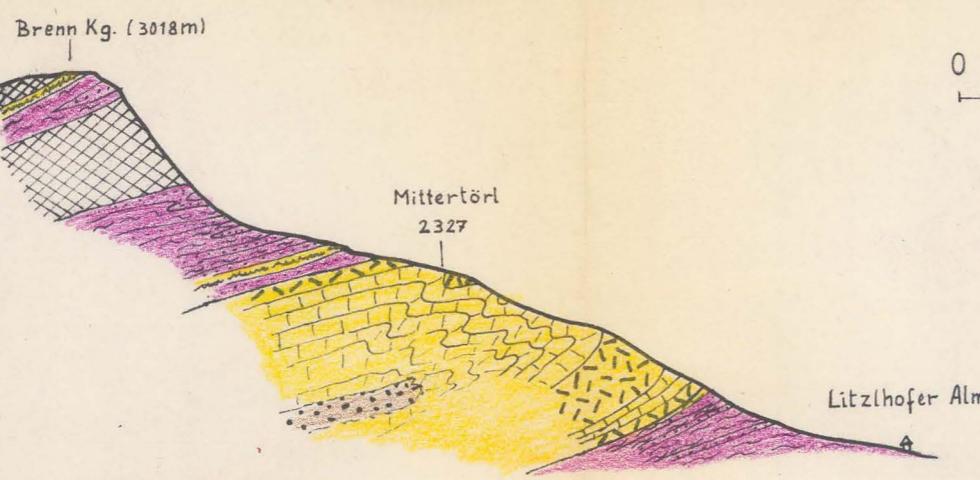
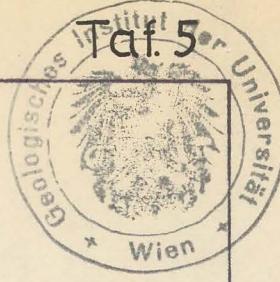
-  Jüngere Lineation
-  Ältere Lineation
-  Prägung zweier Lineationen ohne erkennbaren Altersunter-
schied

STRUKTURKARTE DES HOCHARNGEBIETES

H. ALBER
1975



PROFILE DURCH DIE WESTLICHE SONNBLICK- HOCHARNGRUPPE

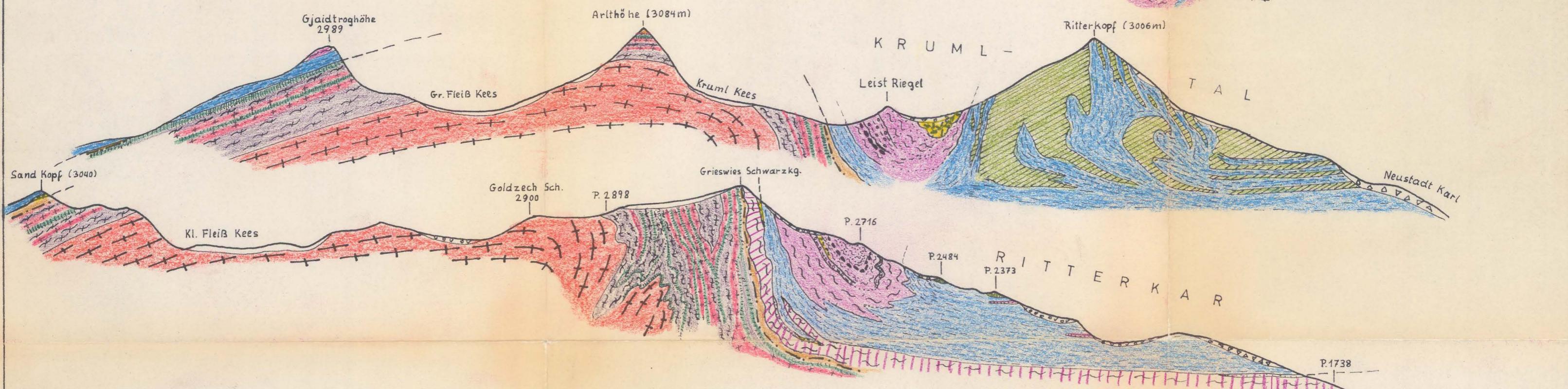
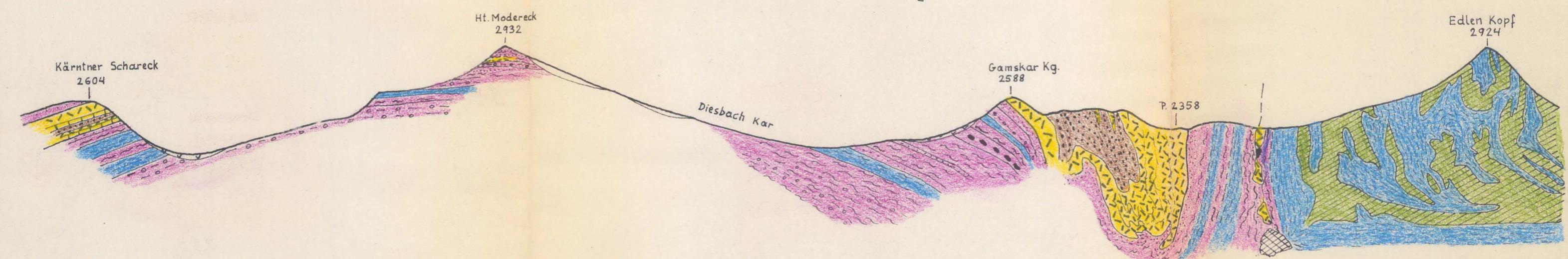
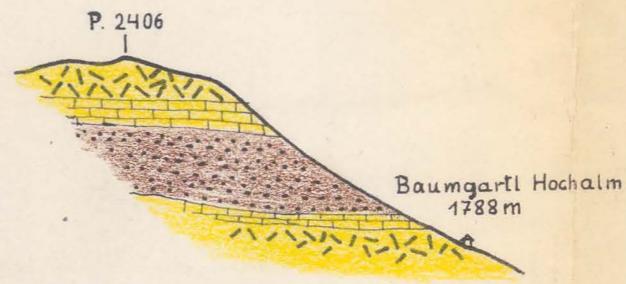


0 0,5 1 1,5 2 km

H. ALBER 1975

z.T. ergänzt nach E. CLAR, 1953; Ch. EXNER, 1962, 1964;
G. FRASL, 1958, G. MALECKI 1972

SEIDLWINKLTAL



H Ü T T W I N K E L T A L



LEGENDE:

◆◆◆◆◆ Serpentin	Glocknerserie
◆◆◆◆◆ Prasinit	
◆◆◆◆◆ Kalkglimmerschiefer	
◆◆◆◆◆ Schwarphyllit	Brennkogelserie
◆◆◆◆◆ Quarzite - Arkosegneise	
◆◆◆◆◆ Dolomitbreccien	
◆◆◆◆◆ Chloritoidschiefer	Seidlwinkl- serie
◆◆◆◆◆ Kalkmarmor	
◆◆◆◆◆ Dolomit und Rauhwacke	
◆◆◆◆◆ Wustkogelserie	

◆◆◆◆◆ Hellglimmerschieferserie	auto- und parautochthones Paläozoikum
◆◆◆◆◆ Dunkle Glimmerschiefer und Paragneise	
◆◆◆◆◆ Albitgneise	
◆◆◆◆◆ Amphibolite und andere basische Vulkanit- und Tuffitabkömm- linge	
◆◆◆◆◆ Sonnblick-Zentralgneis	

Entwicklungsschema der Großfaltenstruktur im Bereich westlich des Hohen Sonnblick (Salzburg)

at. 6
H. ALBER 1976
Geologisches Institut der Universität Salzburg

O. Jura - U. Kreide:

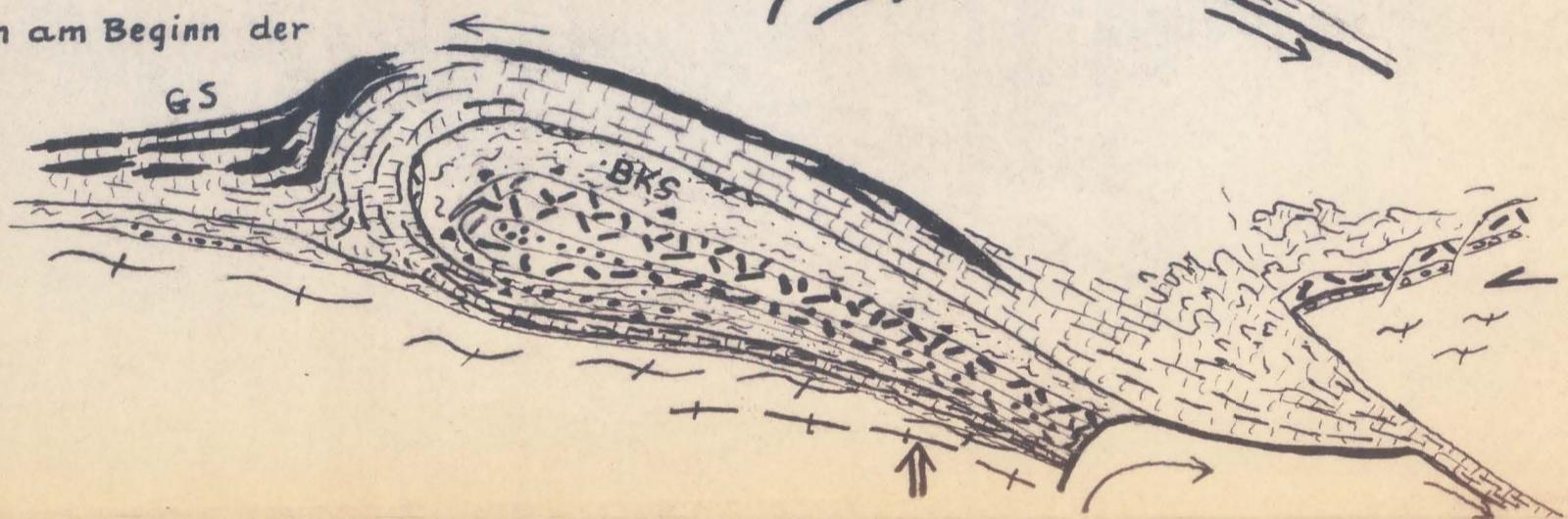
GS



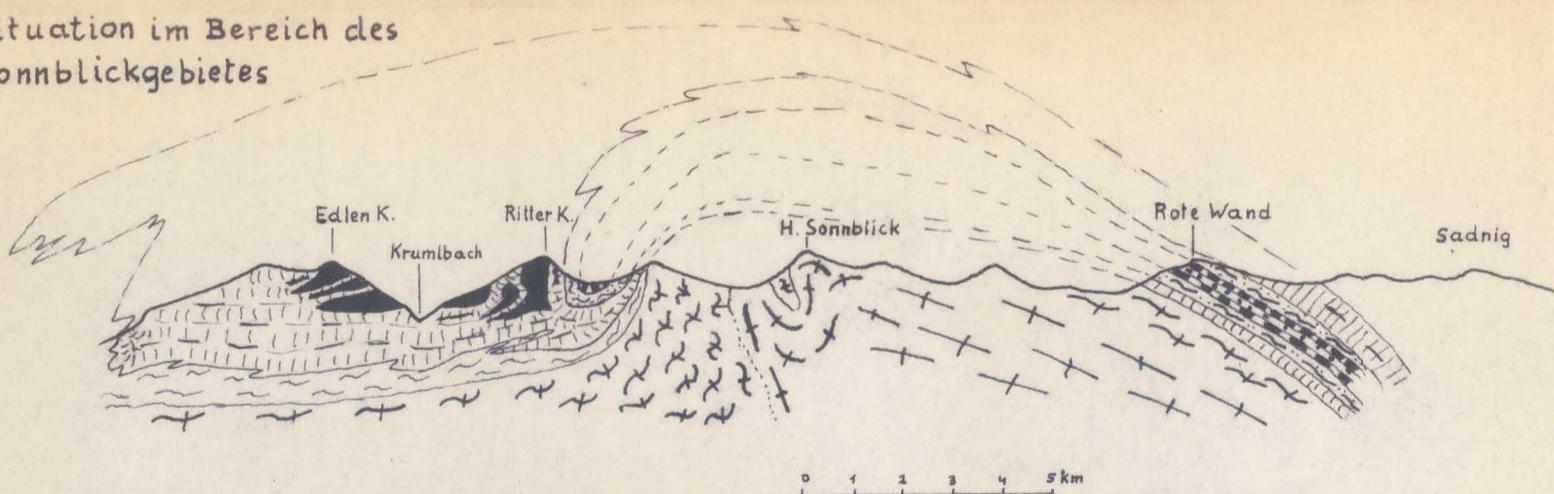
M. KREIDE: Überfahrung der BKS durch die GS:



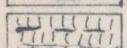
Situation am Beginn der Hebung:



Situation im Bereich des Sonnblickgebietes



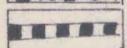
Ophiolithe



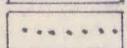
Kalkglimmerschiefer } Glockner Serie



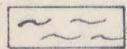
Brennkogelserie



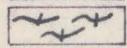
Seidlwinklrias



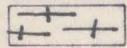
Wustkogelserie + Rotewandgneis



autochthones Mesozoikum in der Mallnitzer Mulde



Paläozoikum



Sonnblick-Zentralgneis

BKS = Brennkogelserie ; GS = Glockner Serie

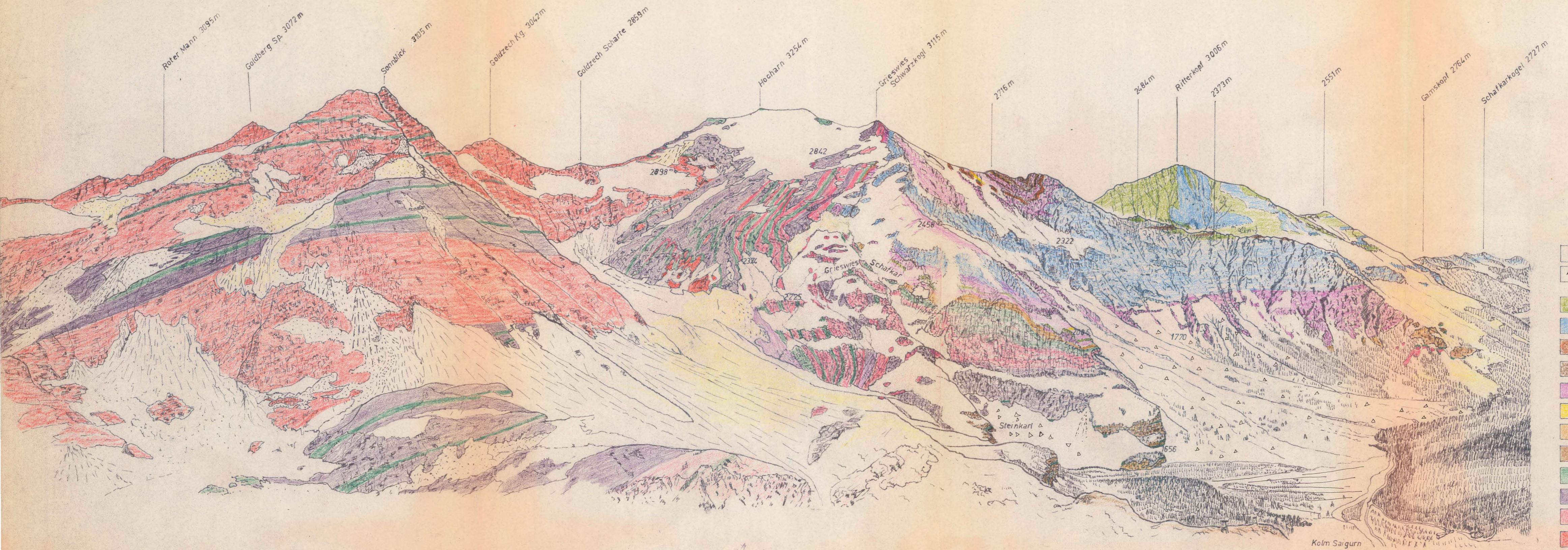
PANORAMA vom HOHEN GOLDBERG (P.2331) 500 m südöstlich des NATURFREUNDEHAUSES NEUBAU

1/3 Rundblick von SÜDWESTEN über WESTEN nach NORDEN. Nach eigenen Photographien und eigenen geologischen Aufnahmen gezeichnet von H. ALBER 1975

SÜDWESTEN

WESTEN

NORDEN



Legende

	Hangschutt und Schuttgöpel, Mänen
	Bergsturz, Sackungsmassen
	Prasinit
	Kalkglimmerschiefer
	Bündnerschiefergneise
	Quarzite, Brecien
	Dunkle Phyllite
	Dolomit und Kalkmaror (Mittelerias)
	Helliglimmerschiefer
	Paragneise, Konglomeratgneise
	Metabasite
	Dunkle Glimmerschiefer
	Albitgneise
	Zentralgneis

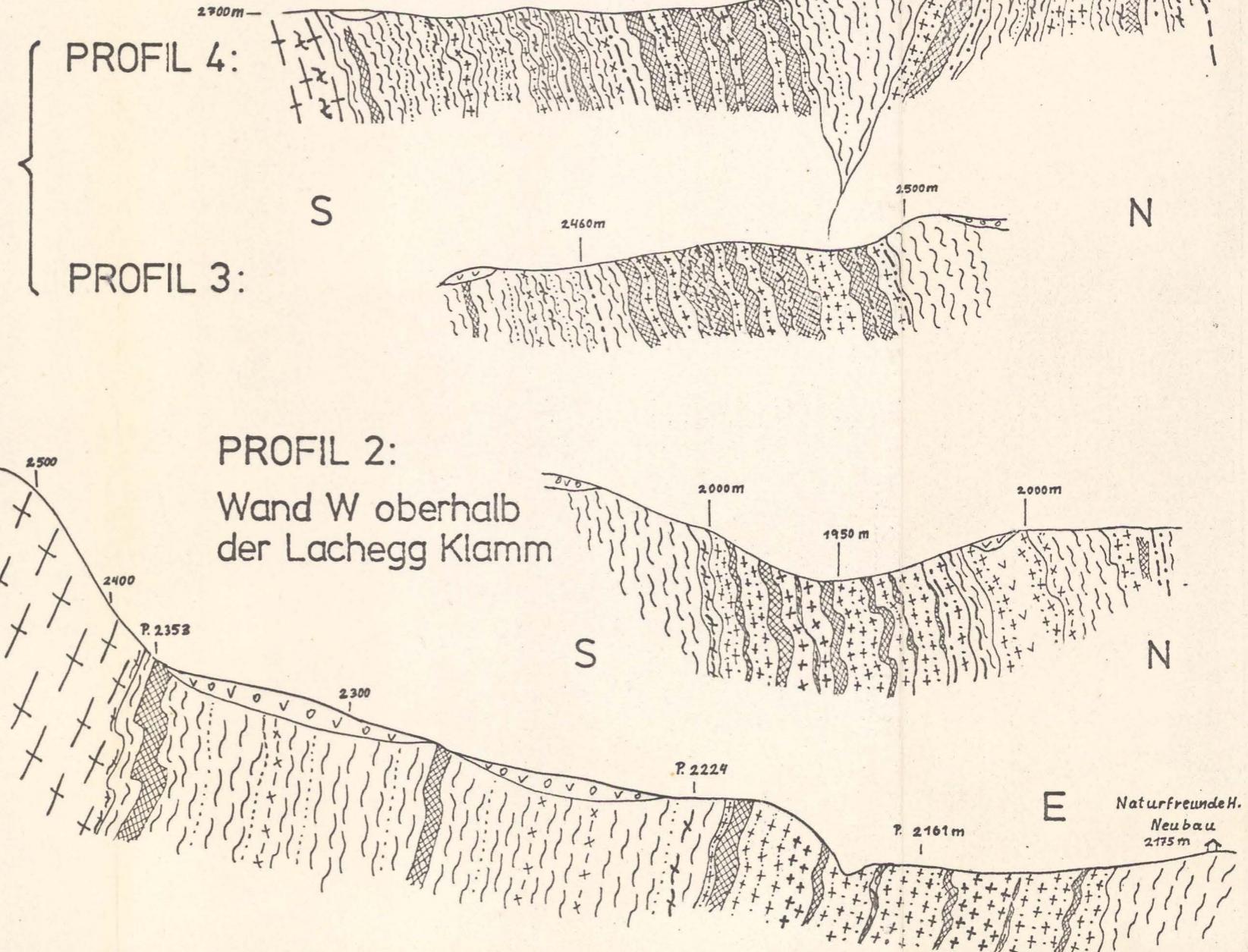
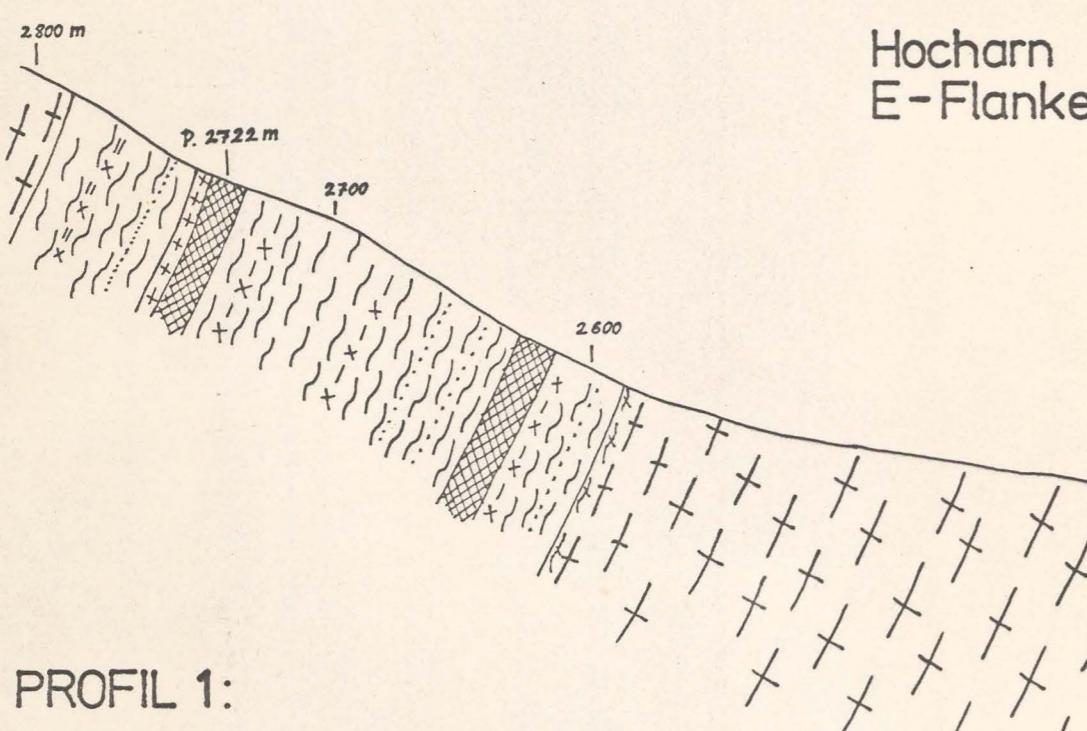
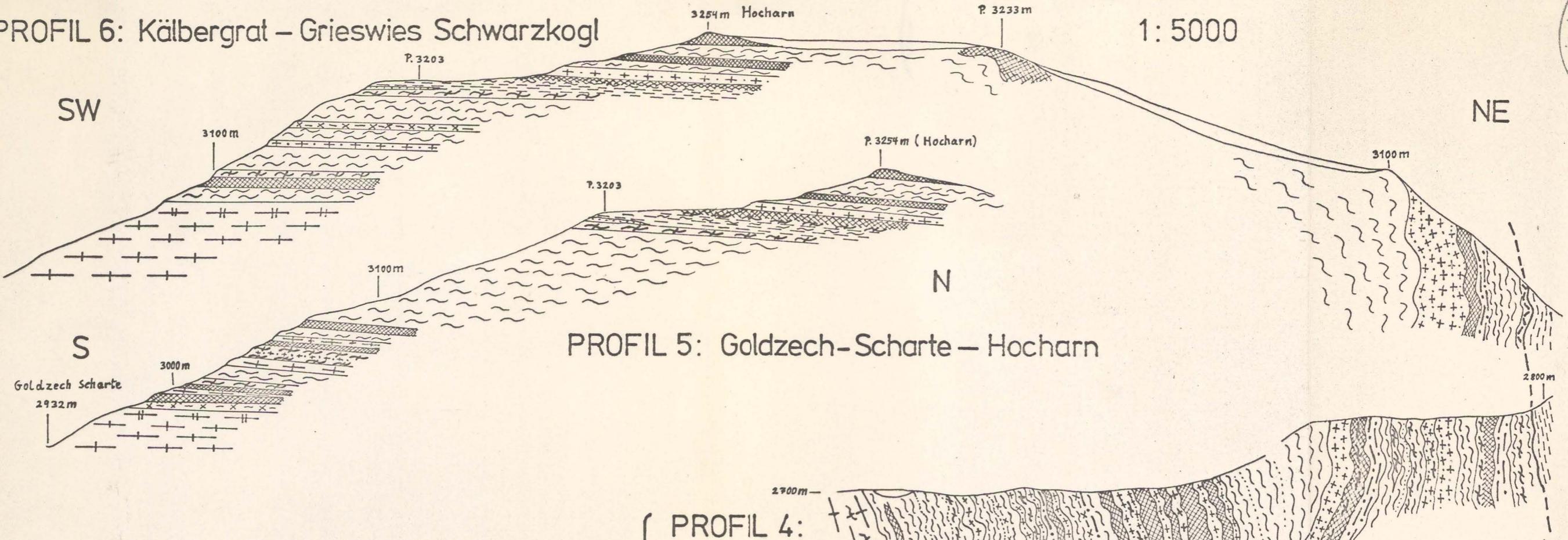
Bündnerschiefer

Vormesozoische Schieferhülle

PROFILE DURCH DIE PALÄOZOISCHE METASEDIMENT-METAVULKANITSERIE IM E DES HOCHARN

PROFIL 6: Kälbergrat – Grieswies Schwarzkogl

1: 5000



PROFILE DURCH DIE MESOZOISCHEN SERIEN IM HINTEREN KRUMLTAL
UND NÖRDLICH DES GRIESWIES SCHWARZKOGELS

1: 5000

PROFIL 19: UNTERER KEESBODEN (Kote 2076) –
RITTERKOPF W-FLANKE (Kote 1976)

