

B E O B A C H T U N G E N A M T A U E R N N O R D R A N D  
I M B E R E I C H V O N G E R L O S ( T I R O L ) .

Von O. Thiele.

Mit einer Karten- und Profiltafel (1:50.000).

Im Zuge der Neuaufnahmen am Tauernnordrand durch Dissertanten der Wiener Schule (8) untersuchte ich in den Sommern 1947-49 das Gebiet zwischen Gerlospaß und Gmünd (Einzugsgebiet der Gerlos östlich von Gmünd).

Meinem sehr verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. L. K o b e r bin ich für die Stellung dieser interessanten Aufgabe und die weitgehende Hilfe, die meiner Arbeit zuteil wurde, zutiefst zu Dank verpflichtet. Ebenso möchte ich nochmals Herrn Prof. H. L e i t m e i e r , Herrn Prof. A. K ö h l e r und Herrn Dozenten Ch. E x n e r für die wertvolle Unterstützung meiner Arbeiten wärmstens danken.

Zur Einführung gebe ich einen Überblick über das Gesamtgebiet, wobei ich mich kurz fassen kann, da schon von einem Großteil meines Arbeitsgebietes eine Arbeit von H. D i e t i k e r (3) vorliegt, die reichlich Detailbeobachtungen bringt. Im Folgenden werden dann einige Einzelergebnisse aus meiner Dissertation mitgeteilt, die mir besonders interessant erscheinen.

1. Teil :

Überblick über das Gesamtgebiet.

Es war in meiner Dissertation notwendig, das Arbeitsgebiet in drei großtektonische Elemente zu gliedern: in das Tiefe Pennin, das Hochpennin und das Unterostalpin. Diese Gliederung ist durch Faziesverschiedenheiten gerechtfertigt, welche hauptsächlich bei der Trias ins Auge springen, aber auch bei den vor- und nachtriadischen Serien vorliegen. (Siehe Seite 2!) Dazu muß jedoch betont werden, daß die Altersangaben fast durchwegs auf Grund lithologischer Vergleiche und tektonischer Schlüsse zustande gekommen sind. Lediglich die Altersbestimmung der Hauptzüge der unterostalpinen Trias erscheint durch Fossilfunde eindeutig gesichert. (Diploporen in der Krimmler Trias /Diener/, Rhät-Lumachellen in der Gerlos /Ohnesorge/).

	<u>Tiefes Pennin.</u>	<u>Hochpennin.</u>	<u>Unterostalpin.</u>
(Kreide?)	<u>Breccienserie</u> (Breccien stark hervortretend) wenige 100 m	<u>Kalkphyllite u.</u> Kalkglimmersch. m. Grünschf. (untergeordn. Liabdr.) viele 100 m	<u>Breccienserie</u> (Breccien stark hervortretend u. sehr mannigfaltig) wenige 100 m
<u>JURA</u>			
(Anis-Rhät)	<u>Hochstegenkalk</u> (reine Kalkfazies) wenige 100 m	<u>verkümmerte Tr.</u> (Rauhacke, Kalk) wenige 10 m	<u>gut gegliederte Tr.</u> (Rauh <sup>w</sup> ., Dolomit, Kalkschf. u. Kalke) 100 - 200 m
(unt. Trias)	<u>lichte Quarzite</u> u. <u>Graph. -</u> <u>qu.</u>	<u>grüne Quarzite</u> <u>schwarze Schf.</u>	<u>grüne Quarzite</u> <u>Porphyroide?</u>
<u>PERM</u>	<u>Porphyromat. -</u> <u>schfr.</u> 10 m      wenige 100 m	mehrere 100 m	viele 100 m
oberst. Karb.			
unt. Ob. - <u>KARBON?</u>	<u>Zentralgneis</u>	-	-

## 1. Das Tiefe Pennin.

Das tektonisch tiefste Glied unseres Gebietes ist der Wimmertalgneiskern. Er besteht aus einem porphyrisch struier-ten Flasergneis, der im Wimmertal in Form eines Buckels von 2,5 km Breite und 1 km Höhe aufgeschlossen ist, und aus dem darüberlagernden Hochstegenkalk (genaue Ausführungen darüber finden sich im 2. Teil dieser Veröffentlichung). Gneis und Hochstegenkalk tauchen nach Osten gegen das Schönachtal mit 25 - 30 Grad ab.

Die auf den Wimmertalgneiskern folgende Einheit, die aus metamorphen sandigen, mergeligen und tonigen Sedimenten sowie konglomeratischen Gesteinen besteht, nannte ich Schönachmulde (siehe auch 3. Teil dieser Publikation). Sie trennt den Wimmertalgneiskern von den Gneisen der Tuxer Hauptmasse, welche sich wie ein Lappen von Süden her etwa 5 km weit nach Norden über die beiden ersten Einheiten schlagen. Es sind dies granitische und granodioritische Gneise, geschiefert oder mehr stenglig struiert, Augengneise mit Feldspat-Augen (Größe rund 1 cm), mitunter auch völlig richtungslos körnige Typen. Im Norden, etwa ab der Höhe des Steinkares, sind die Gneise stark postkristallin durchbewegt, ja in den nördlichsten Partien (beim Hanger) kann man schon von ausgesprochener Mylonitisation sprechen. Diese Gneise werden vom Hochstegenkalk über-, zum Teil unterlagert (Rötler). Die beiden Kalkzüge vereinigen sich anscheinend im Schönachtal, von wo ab nur ein einziger Zug nach Westen zieht. Nach Norden folgt nun die Porphyrmaterialschieferschuppe. Sie besteht aus dem namengebenden, wahrscheinlich permokarbonen Schiefer (der aber auch, wenigstens zum Teil, ganz gut als Verwitterungsschutt des Zentralgneises gedeutet werden kann) und aus dem wieder darüberfolgenden Hochstegenkalk (3. Lage). Ferner stellte ich hierher die gegen Norden anschließende Liasbreccienserie; es sprechen nämlich die Aufschlüsse an der Brandrinne für die Annahme, daß sie dem Hochstegenkalk normal sedimentär auflagert. Diese Serie besteht aus grünen (meist kalkfreien) und schwarzen (im allgemeinen kalkigen) Phylliten, weiters aus Breccien mit kalkphyllitischer, seltener karbonatquarzitischer oder glimmermarmoriger Grundmasse und Komponenten von dunklen, mitunter mergeligen Dolomiten, seltener mit Quarzgeröll. Ein Quarzittrumm wurde gefunden. Die Breccien sind meist als Stengelbreccien ausgebildet. Am obersten Wilden Bach fand ich in dieser Serie in einem quarzreichen Kalk den Querbruch eines Crinoidenstielgliedes. Vorliegendes Gestein ist genau dasselbe, das H. Dietiker aus der Richbergkogelserie als Echinodermenbreccie beschrieben hat, und es muß auch sonst die außerordentliche Ähnlichkeit dieser Breccienserie mit der im Norden meines Aufnahmegebietes liegenden Richbergkogelserie betont werden.

## 2. Das Hochpennin.

Die vortriadischen Glieder des Hochpennins sind schwarze graphitische quarzreiche Schiefer (eventuell Karbon) und Serizitquarzite und grüne Arkosegneise (Perm und Untertrias?).

In diesen Quarziten, besonders aber an der Grenze gegen die nachtriadischen Serien, ist die hochpenninische Trias eingeschuppt, und zwar sind es stets kleine Linsen von Rauhwacken und lichtem Kalkmarmor.

Das nachtriadische Hochpennin läßt sich wieder in zwei Serien teilen: die südliche, die am Filzbach gut aufgeschlossen ist, ist neben Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern besonders reich an graublauen plattigen Kalken. Innerhalb dieser kalkigen Sedimente finden sich mehrere Schuppen von Grünschiefer (Chloritschiefer, oft calzit- und epidotreich). Die bei der Auerschlagalm auftretenden Breccien mit karbonatquarzitischer Grundmasse und Tüpfeln oder Fetzen von blau-schwarzem mergeligen Kalk gehören offensichtlich an die Basis dieser Serie. Die zweite Gruppe der nachtriadischen Gesteine des Hochpennins unterscheidet sich von der ersten durch das Fehlen der Grünschiefer und das Hervortreten von Karbonatquarziten sowie Ton- und Graphitschiefern. Sie ist größtenteils nördlich der Gerlos anzutreffen.

Die als Hochpennin zusammengefaßten Gesteine sind lediglich im Osten meines Arbeitsgebietes anzutreffen. Ihre Mächtigkeit, die hier ca. 3 km beträgt und auf Verschuppung und Anschoppung zurückzuführen ist, verringert sich bedeutend beim Überqueren des Schönachtales. Nördlich des Arbiskogels verlieren sich diese Gesteine ganz.

### 3. Die Unterostalpine Schuppenzone.

Ein Blick auf die geologische Übersichtskarte sagt, daß die Hauptmasse des Unterostalpins von den quarzitischen Gesteinen gebildet wird. Es sind dies zur Hauptsache Quarzite, Serizitquarzite und Serizitschiefer. Nach H. Dietiker handelt es sich hier um die Fortsetzung des "serizitischen grünen Porphyroids", das B. Sander vom Kaiserbrünnl beschreibt. Die eben genannten Gesteine dürften wohl Perm oder Untertrias darstellen.

Eine kleine Gruppe der auf der Karte als Quarzite ausgedehnten Gesteine mögen aber rhätisch oder nachrhätisch sein: Schwarze Schiefer, mit Pyritschiefern vergleichbar, Dolomitbreccien (oberhalb des Gerloser Waldes, oberer Larmerbach).

Innerhalb der Masse der Quarzite schwimmen nun gleichsam größere Züge und kleinere Schuppen von unterostalpiner Trias. Sie ist relativ gut gegliedert: Rauhwacke, plattige Kalkmarmore, schwarze Kalktonschiefer, helle Dolomite und blaue, massige Kalkmarmore. Eine genaue Stratigraphie kann jedoch nicht gegeben werden.

Die nördlichste Serie der Unterostalpinen Schuppenzone, die gegen Norden an den Innsbrucker Quarzphyllit grenzt, wurde nach H. Dietiker s. Richbergkogelserie genannt. Sie ähnelt sehr der Breccienserie vom Wilden Bach und der Brandrinne, ihre Breccien sind nur noch mannigfaltiger: Die

Grundmasse ist blauer, geädert oder gebänderter Kalk, lichter glimmeriger Marmor; oder sie ist kalkphyllitisch, quarz- und glimmerreich, in seltenen Fällen völlig kalkfrei (phyllitisch). Die Komponenten sind hauptsächlich Dolomite, meist licht oder dunkelgrau. Selten trifft man größere Mengen von Quarzkiesel, ausnahmsweise ein Kalkgerölle oder ein Quarzittrumm.

Für die oberen Partien der Richbergkogelserie sind grüne, oder rostrot und grün gescheckte kalkhaltige Phyllite mit Quarz- Calcitlagen oder -knauern bezeichnend.

Das Auftreten der Echinodermenbreccie und die weitgehende Übereinstimmung mit der penninischen Breccienserie wurde bereits erwähnt.

Unsere Serie kann, wie auch schon H. Dietiker betonte, mit großer Sicherheit als nachtriadisch angesehen werden: abgesehen von der Analogie mit vielen anderen nachtriadischen Breccienzügen des Radstätter und Tarntaler Gebietes, hat nun G. F r a s l (5) dieses Alter durch den Fund einer Kalkelge in einer Komponente einer Breccie sichergestellt.

Der anschließende Innsbrucker Quarzphyllit schließt das Arbeitsgebiet gegen Norden.

## 2. Teil:

### Der Zentralgneis des Wimmertales u. die Hochstegenkalkdiskordanz.

#### I. Stratigraphie.

##### 1. Die Zentralgneise.

Der Gneis des Wimmertales.

Schon F. B e c k e (1) scheidet auf dem dem Exkursionsführer beigegebenen Kärtchen im Norden des Tuxer Kernes porphyrtartigen Augengneis aus, der durch eine aplitische Randfazies von der Tuxer Hauptmasse abgetrennt ist. Vom Westen und vom Osten her schiebt sich außerdem noch ein Keil von Schieferhüllgesteinen zwischen die beiden Gneise. L. K o b e r (2) nennt den nördlichen Gneiskörper Ahorn-gneis. Er ist der tektonisch tiefste Kern der westlichen Hohen Tauern. Das Ostende dieses Gneises reicht mit 2,5 km Breite über das Wimmertal und tritt so in den Bereich meiner Kartierung. Der Gneis erreicht nicht mehr den Kamm zwischen Wimmer- und Schönsachtal, sondern taucht knapp vorher nach Osten ab. Nach dem Auftreten in meinem Arbeitsgebiet nenne ich ihn in den folgenden Ausführungen "Wimmertalgneis".

Der Wimmertalgneis ist ein stark geflaserter Augengneis. Die Biotitflatschen sind meist gut in einer Ebene angeordnet. Die kleinen Feldspat- und Quarzkörner (1-3 mm) werden vom Glimmer meist lidartig umschlossen, so daß im Längsbruch das Aussehen des Gesteines vom rehbraunen Biotit beherrscht wird. In dieser feinkörnigen Grundmasse liegen, insbesondere bei schwach oder kaum geschieferten Typen, größere Feldspate von 1-2 cm, extrem bis zu 5 cm.

Im allgemeinen sind die Feldspateinsprenglinge mehr oder minder gut eingeregelt und dabei meist schwach kantengerundet; in vielen Fällen aber zeichnen sie sich durch äußerst scharfe und kantige Begrenzung aus, sie stehen dann völlig regellos zu der in diesen Fällen allerdings stets schwachen Schieferung. An solchen Feldspaten sieht man bei makroskopischer Betrachtung die Glimmerlagen oft glatt abgeschnitten. Die meisten Großindividuen zeigen Karlsbader Verwilligung. Anscheinend treten diese Feldspateinsprenglinge im gesamten Wimmertalgneis auf. Gneispartien, die heute einsprenglingsfrei sind, gehören stets Zonen starker Verschieferung an, und wie wir sehen werden, sind auch in diesen Gesteinen u.d.M. Fragmente von zerbrochenen ehemaligen Mikrolinggroßindividuen gut zu erkennen. Abgesehen von der stärkeren Verschieferung und dem Fehlen der unversehrten Großfeldspate unterscheiden sich diese Gneise nicht von den übrigen.

W. H a m m e r (6) beschreibt starke postkristalline tektonische Durcharbeitung und Diaphthorese vom Nordrand des Wimmertalgneises, wo dieser gegen den Hochstegenkalk grenzt. In meinem Arbeitsgebiet läßt die breite Schutthalde der Koglerrinne leider kein Studium der Gneispartien zu, die sich direkt unterhalb des Kalkes befinden, doch sah ich an der Seihenscharte die von W. Hammer beschriebenen Gneisphyllonite: grünlich-graue, phyllitische Schiefer, die im Querbruch nur noch größere Quarzkörner erkennen lassen. Nach W. Hammer ist dieser phyllonitische Rand des Zentralgneises nur einige Meter mächtig.

Am oberen Ende der Koglerrinne (unterhalb der Riedlwd.) 10 m unterhalb des Hochstegenkalkes, von diesem nur durch wirr gefältelte Quarzite getrennt, steht ein Gneis mit vollkommen regellos angeordneten großen Feldspateinsprenglingen an. Diese sind hier allerdings etwas gerundet, zeigen aber doch noch sehr gut ihre Eigengestalt. Beachtenswert an diesem Gestein ist das Auftreten der Feldspateinsprenglinge so dicht unter dem schwach metamorphen Hochstegenkalk und die auffallend gute Erhaltung knapp unter der Bewegungsfläche Kalk - Gneis.

Mit diesem Hinweis habe ich bereits die Probleme um diese Feldspate angeschnitten (nämlich die Zeit und Art ihrer Bildung und ihr Verhältnis zur Durchbewegung), die später im Zusammenhang mit anderen Fragen unter einem größeren Gesichtswinkel betrachtet noch einmal aufgeworfen und behandelt werden. Um noch einiges Tatsachenmaterial zu bringen,

das als Grundlage zur Betrachtung dieser Probleme dienen soll, muß ich vorerst über die Untersuchungsergebnisse meines Schliffmaterials berichten:

1.) Schliff vom vorhin erwähnten Gestein am oberen Ende der Koglerrinne (10 m unterhalb v. Kalk):

Der große Feldspateinsprengling erweist sich als Porphyroklast eines schachbrettalbitisierten Miroklins. Das Großindividuum ist sehr reich an Plagioklaseinschlüssen. (Nach der Lichtbrechung handelt es sich um Albit.) Dieser Plag. ist gut eigen-gestaltlich, reich an Fülle (Glimmer) und nicht oder schlecht lamelliert. Seltener sind die Einschlüsse von Biotit. Fast sämtliche Einschlüsse sind nach den Wachstumsringen (aufrechten Prismenflächen) eingeregelt.

Der große Feldspat und ein kleiner Schachbrettalbit liegen in einem wirren Zerreibsel von feinschuppigem Glimmer und feinkörnigem Quarz. Als Glimmer finden wir sowohl braungrünen, mehr oder weniger ausgeblichenen Biotit, als auch farblosen Glimmer. Quarzgrus ist meist in Nestern angereichert. Die Feldspate, insbesondere das kleinere Individuum, grenzen zum Teil scharf gegen dieses wirr gefältelte Quarz-Glimmer-Zerreibsel. Innerhalb des letzteren ist an manchen Stellen Calcit auskristallisiert, und zwar bevorzugt an der Grenze gegen den großen Einsprengling.

2.) Schliff aus einer einsprenglinglosen Gneistype nördlich v. äußeren Lamperer.

Makroskopisch unterscheidet sich diese Type, abgesehen vom Fehlen der Einsprenglinge, nicht von den übrigen einsprenglingsreichen Gneistypen: Unter dem Mikroskop sehen wir, daß das Gestein innerlich stark zertrümmert ist. Der vorherrschende Gemengteil ist zum Teil stark gegitterter Miroklin-Mikroperthit, daneben tritt scharf lamellierter, mikrolithenreicher Plagioklas, Quarz sowie grünbrauner, ausgefränkter Biotit auf.

Die Feldspate sind zerdrückt und zermalmt und häufig werden sie - besonders die Plagioklase - mit Quarz und Glimmer zu einem Zerreibsel vermischt, das sich annähernd den Schieferungsflächen durch die besser erhaltenen Partien des Schliffes zieht. Ein Bruchstück eines großen Miroklin-Mikroperthits (Aderperthits) mit beginnender Albitisation liegt innerhalb des Schliffes. Die üblichen, nach den Prismen geregelten Plag-Einschlüsse sind diesmal gut lamelliert. Der Mikrolinporphyroklast ist nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt und mehrmals quergebrosen; die Klüfte sind mit Quarz wieder ausgeheilt.

3.) Dieser Schliff ist durch einen guterhaltenen Einsprengling gelegt; das Handstück stammte etwa aus der Mitte des Wimmertalgneiskernes. Makroskopisch sieht man die Glimmerlagen scharf am eigengestaltlichen Feldspat abschneiden.

Unter dem Mikr. erkennt man: Der Einsprengling ist wieder ein Mikroklinaderperthit und ein Karlsbader Zwillings; die perthitische Entmischung ist recht gering, Albitisation ist noch keine wahrzunehmen. Die gut lamellierten, an Glimmermikrolithen reichen Einschlußplagioklase und der seltenere Einschlußbiotit ist wie üblich eingeregelt. Die parallel zur Schieferungsrichtung liegende M-Fläche ist unversehrt, die t- und l-Fläche ist weniger gut erhalten, hier sind schon einige kleinere Wunden in den Kristallkörper gerissen. Die Masse, die den Mikrolin-Kristall umgibt und in welcher Mikrolin und Plag. wieder eine Rolle spielen, ist reich an Quarz, Biotit und Karbonat (sekundär). Der Glimmer schwenkt knapp vor Erreichen des Feldspatgroßindividuum aus der allgemeinen Schieferungsrichtung heraus und legt sich der Feldspatumgrenzung an. Der Feldspat hat sich also seiner Umgebung gegenüber passiv verhalten.

Die Schliffe 2) und 3) charakterisieren die beiden Hauptentstehungsformen des Wimmertalgneises. Naturgemäß gibt es zwischen diesen zwei Typen noch alle Übergänge und Abstufungen.

Unsere Mikrolingroßindividuen sind ein weitbekannter Typ. Erst in allerneuester Zeit wird diese Feldspatart von Ch. Exner (4) behandelt. Es handelt sich nach der Nomenklatur dieses Forschers um den Knaf 3, und er nimmt dafür im Gasteinertal alpidisches Wachstum an.

Das mir zur Verfügung stehende Schliffmaterial lieferte kein Anzeichen, das auf ein späteres Wachstum des Knaf 3 innerhalb des Gesteins hindeutet: stets sind die Feldspate älter als die beobachtbare Durchbewegung, nur war diese in vielen Fällen nicht so groß, daß dies zur Zerstörung der Feldspatgestalt geführt hätte.

Bemerkenswert aber ist, daß in besonderen Fällen die Einsprenglinge auch in offenkundig postkristallin stark deformierten Gesteinen auffallend wohlerhalten in der weichen glimmerreichen Grundmasse liegen, wobei die Glimmerschuppen auch oft quer auf die Feldspatbegrenzung stoßen (Schliff 1).

Gestützt auf diese Tatsachen und auf Überlegungen, die später dargelegt werden, betrachte ich diese Feldspate für älter als den tektonischen Bau, und es ist kein Grund vorhanden, anzunehmen, daß die Bildung des Knaf 3 zu einem anderen Zeitpunkt erfolgte als die Bildung des gesamten Gesteins, das uns heute als Wimmertalgneis entgegentritt.

## 2. Der Hochstegenkalk.

Auf der Kuppel des Wimmertalgneises liegt Hochstegenkalk, bw. seine Basisbildungen.

- a) Die Basisgesteine (lichte Quarzite, Graphitquarzite, Graphitschiefer, Turmalinquarzite und Rhäticischiefer):

Wenn man vom Schönachtal zum Übergangl (Halsscharte) hinaufsteigt, trifft man im inneren Popbergkar lichte körnige Quarzite, Graphitquarzite und Graphitschiefer an, in denen man einzelne, ca. 1 m mächtige Kalkzüge beobachten kann, die auf die Zugehörigkeit dieser Gesteine zum Hochstegenkalk hinweisen. Die gleiche Gesteinsgesellschaft läßt sich eine Strecke lang vom "Übergangl" beginnend nach Süden ins Wimmertal hinunter, sowie in einem 15 m mächtigen Band nach NW zum P 2256 hin verfolgen, von wo ab sie sich an der Basis des mächtigen Hochstegenkalkzuges befinden. Innerhalb dieses Bandes, etwa westlich unterhalb der Kralerspitze, tritt Turmalinquarzit und Rhäticischiefer auf. In der Koglerrinne wird die Untersuchung der Hochstegenkalkbasis durch die breite Schuttrinne erschwert, die den Kontakt zwischen Gneis und Kalk verdeckt. Nur selten trifft man hier auf Graphitquarzite. Die Unterscheidung der lichten Quarzite von Gneisphylloniten ist wegen der hier stattgefundenen Durchbewegung nicht immer sicher zu treffen. Die grünen Quarz-Serizit-Schiefer sind oft stark gefältelt, an andern Stellen finden sich in ihnen kleine Magnetitoktaeder und Zoisitleistchen.

Dieselben Gesteine mit Ausnahme der Turmalinquarzite und Rhäticischiefer kenne ich auch von der Seihenscharte als Hochstegenkalkbasis, weiters treten sie in den gesamten westlichen Hohen Tauern als Unterlage der Hochstegenkalkmassen auf, wie die Arbeiten von D e l P i a z (2), B. S a n d e r (9 und 10), H. D i e t i k e r (3) und G. F r a s l (5) zeigen.

- b) Der Hochstegenkalk im engeren Sinne.

Bekannt ist Einförmigkeit und schlechte Gliederbarkeit der Hochstegenkalkmassen. Normalerweise kann man in einem günstigen Profil, wie beim Zuge Wechsel-Hauerspitz, drei Kalktypen unterscheiden:

- 1.) An der Basis sind stark eisenschüssige und darum braun anwitternde dolomitische Kalke und, meist unter diesen, graublauer Kalksandstein typisch.
- 2.) Die Hauptmasse des Hochstegenkalkes bildet der relativ reine, im allgemeinen mehr oder weniger blaugrau gefärbte Kalk. Der Grad der Metamorphose variiert stark, ist aber im Durchschnitt nicht höher als bei den übrigen Kalkvorkommen meines Arbeitsgebietes (des Unterostalpins oder Hochpennins). Nicht näher horizontierbar ist das völlig untergeordnete Auftreten von weißem bis lichtgrauem

Dolomit (Koglerrinne und Ihnkarlhöhe).

3.) Als oberes Niveau sind bei unserem Zug geringmächtige gelbbraune tafelige Kalke auszuscheiden.

### 3. Die Gesteine der Schönschmulde.

Zur Schönschmulde faßte ich alle jene Gesteine zusammen, die den Wimmertalgneis mit einem Hochstegenkalk von der Tuxer Hauptmasse trennen. Es sind dies zur Hauptsache Schiefergneise, Quarzite und Kalksilikatgesteine. Einige Detailbeobachtungen aus dieser interessanten Zone werden im Teil 3 dieser Publikation mitgeteilt.

## II. T e k t o n i k.

### 1. Der Wimmertalgneiskern.

Das tektonisch tiefste Element meines Gebietes ist der Wimmertalgneiskern. Soweit man das aus meinem Gebiet heraus sehen kann, möchte ich ihn als autochthon betrachten.

Die rechte Flanke des Wimmertals zeigt ein natürliches Querprofil durch den Gneiskörper von 2,5 km Breite und fast 1 km Höhe. Seine Oberfläche bildet eine Kuppel von der Koglerrinne bis zum "Äußerem Plattlahner", die ihre Kulmination ca. 15 m unterhalb des "Übergangls" hat. Die S-Flächen, die im Feld stets gut hervortreten, sind durchwegs saiger, das Streichen ist ziemlich konstant um N 80° O.

Die genaue Abgrenzung des Gneiskörpers ist durch die Auflagerung des Hochstegenkalkes und seiner Basisgesteine gegeben. Vom Talgrund des Wimmertales vom Kogler bis P 2256 liegt der ca. 600 m mächtige Hochstegenkalk auf dem Gneis. Unten zeigt er 60° N-Fallen, nach oben liegt er flacher. Beim P 2256 biegt die Hauptmasse des Kalkes jäh aufwärts, so daß ihre untere Grenze am Grat zwischen Hauerspitz und Katzenkopf verläuft. Sie wird hier von Phylliten und "Konglomeraten" der Schönschmulde unterlagert. Ungeachtet der Aufbiegung bei P 2256 zieht nämlich ein durchschnittlich 20 m mächtiges Band von Hochstegenkalkbasisgesteinen und Kalk von hier aus mit ca. 25° Steigung weiter zum Übergangl und von diesem vorerst flach abwärts nach Süden. Westlich unter Punkt 2603 macht es einen Knick, fällt steil nach Süden ein und verliert sich oberhalb des "Söfners". Die Aufschlüsse dieser Gesteine im Popbergkar, in dessen Innern sich noch ein kleines Gneisfenster befindet, zeigen, daß der Gneis mitsamt seiner Hochstegenkalkbedeckung 25° bis 30° gegen das Schönachtal abtaucht.

Die Hochstegenkalkbasisgesteine und der Kalk liegen diskordant auf dem Wimmertalgneis. An der Koglerrinne verdeckt eine ca. 30 m breite Schuttrinne den Kontakt zwischen dem Gneis und der Kalkmasse. Schon die Anwesenheit dieser

Schuttrinne läßt auf einen Bewegungshorizont schließen, ebenso der Habitus der hier auftretenden Gesteine. Völlig anders ist aber das Bild, wenn man in den Bereich kommt, in dem nur mehr das schmale Band der Basisgesteine auf dem Gneiskörper liegt. Hier kann man die Schichtflächen des Gneises stellenweise bis auf zwei Meter fast senkrecht auf die fast flach liegenden Quarzite herankommen sehen. (Innerhalb dieser Strake ist die Grenze unklar.) Zwischen den beiden Gesteinen sind keine Anzeichen einer größeren Bewegung wahrzunehmen.

## 2. Die Schönachmulde.

Die Grenze der Schönachmulde gegen den Wimmertalgneiskern, deren Verlauf schon bekannt ist, ist eine Überschiebungsfläche. Auch die gegen die Hochstegenkalkhauptmasse (s. Hauerspitze - Sonnwand) ist eine tektonische.

Am Talboden des Wimmertals beim "äußeren Plattlahner" stehen die Schönachmuldengesteine steil und konform mit den Strukturen im Gneis und mit seiner Begrenzung. In den höheren Partien über der Gneiskulmination (Kugelater Hauer, Übergangl und Umgbg.) sind jedoch besondere Verhältnisse zu beobachten.

Über den flachliegenden Hochstegenkalkbasisgesteinen sind die Gesteine der Schönachmulde mit steilem S zick-zack gefältelt. Die Größenordnung dieser Fältelung ist 1 cm bis 1 dm.

Nach Norden hin bilden die Schönachgesteine einen Keil, der zwischen dem Wimmertalgneis und der Hochstegenkalkhauptmasse steckt, ein Dreieck, das durch die Punkte: Übergangl (2532) - P 2256 - Katzenkopf (2628) gegeben ist. Diese Verhältnisse sind von der gegenüberliegenden Talseite sehr schön zu sehen; es sieht unbedingt so aus, als ob dieser Keil der Schönachgesteine vom Süden her den Hochstegenkalk von seiner Unterlage (dem Wimmertalgneis) abgeschürft hätte, ganz ähnlich, wie das Hobelmesser einen Span vom Brett abhebt.

## III. Probleme.

### Hochstegenkalktransgression und variszischer Zentralgneis.

Vom Westabschnitt der Hohen Tauern wurde immer wieder bekannt, daß Hochstegenkalk diskordant auf Zentralgneis liegt. B. S a n d e r (9 und 10) weist dies im Els- und Langewandkar nach, W. H ä m m e r (6) im Wimmertal und in neuester Zeit G. F r a s l (5) bei den Sulzbachungen.

Bei den Diskordanzen im Tuxertal beschreibt B. S a n d e r Mylonisation, Phyllonisation in den obersten Partien des Gneises. An der Basis des Kalkes liegen Arkosegneise und Quarzite, stark tektonisch beansprucht. Obwohl B. Sander die

Schichtfolge Quarzit - Hochstegenkalk als normal sedimentär anspricht und auf die weite Verbreitung dieser Folge hinweist, spricht er sich nicht für eine sedimentäre Diskordanz aus.

G. F r a s l fand zwischen dem Unter-Sulzbachtal und Habachtal ein Kalkband von ca. 10 m Mächtigkeit, das diskordant auf den Gneisen der Sulzbachungen und der dazwischen eingeklemmten Schiefermulde liegt. Er hält es für wahrscheinlich, daß der Kalk mit seinen Basisbildungen auf dem kristallinen Grundgebirge sedimentiert wurde, von dem der Sulzbachrücken ein nach der Auflagerung des Kalkes geformter Teil ist. Sichere Anzeichen einer Transgression konnte Frasl nicht finden.

W. H a m m e r, der die Diskordanz im Wimmertal beschreibt, sah an der Koglerrinne Anzeichen einer größeren Bewegungsfläche und deutet die Auflagerung tektonisch. Entgegen ist W. Hammer das schmale Basisband, das bei P. 2256 von der Hochstegenkalkhauptmasse abzweigt und über dem ganzen Gneiskörper liegt. Auch hier findet man, wie bei G. Frasl, im Untersulzbachtal sowohl ober- wie unterhalb des Bandes Saigerstellung, und zwar im Zentralgneis echte saigere S-Flächen, in den Gesteinen oberhalb jedoch enge steilstehende Zick-Zack-Fältelung.

Allgemein wird die Diskordanz wohl so erklärt, daß dem steilstehenden Gneis, der sich mechanisch wie ein Block verhält, in disharmonischer Tektonik der Hochstegenkalk überschoben wurde.

Dagegen spricht aber folgendes:

In den gesamten westlichen Hohen Tauern, also im gesamten Gebiet, wo wir sicheren Hochstegenkalk überhaupt kennen, werden überall dieselben Basisbildungen beschrieben, mit denen der Hochstegenkalk dem Gneis auflagert. Von D a l P i a z, von B. S a n d e r, von W. H a m m e r und von G. F r a s l. Von Italien um das gesamte Tauernwestende herum bis in den Pinzgau - das sind fast 100 km - ist überall dieselbe Schichtfolge: Zentralgneis - geringmächtig Graphitquarzit und lichter Quarzit-Hochstegenkalk! Das kann doch kein Zufall sein! Bei einer Überschiebung von so großem Ausmaß, wie sie hier nötig wäre, kann die Schichtfolge nicht so konstant erhalten bleiben, daß überall normale Stratigraphie herrscht. Auch wäre der Untergrund nicht so verschont geblieben wie in unserem Fall, wo zwischen Hochstegenkalkbasisband und Gneis keine Anzeichen einer nennenswerten Bewegung zu erkennen sind und, wie beim Übergangl, zwei Meter unterhalb der Diskordanz der saigere, unversehrte Gneis ansteht. Der Hochstegenkalk, eine über 60 km lange Kalklage, kann allein nicht überschoben worden sein. Es müßte eine Einheit da sein, der er tektonisch und eventuell auch stratigraphisch zugehört. Das ist aber nicht der Fall. Die Gesteine im Hangenden haben tektonisch einen ganz andern Baustil als der Kalk selbst und können mit ihm nicht verbunden werden. Außerdem ist das Hangende des Kalkes in den einzelnen Gegenden sehr verschieden.

So bleibt als einzig mögliche Erklärungsart: Der Hochstegenkalk liegt transgressiv auf dem Zentralgneis.

Damit ergibt sich folgendes Bild:

Der Zentralgneis des Wimmertales hat bereits eine Gebirgsbildung (die variszische) und die darauffolgende Abtragung miterlebt. Auf diesem Sockel transgredierte Hochstegenkalk. Die Mächtigkeit betrug vielleicht 400 - 500 m. In der alpidischen Gebirgsbildung bildete der Gneis mit dem Hochstegenkalk im allgemeinen eine tektonische Einheit, doch wurde der Verband zwischen den zwei mechanisch so verschiedenen Gesteinen naturgemäß mehr oder weniger stark gestört. Im speziellen Fall im Wimmertal würde der Kalk im Süden vom Gneiskörper abgeschürft und im Norden angeschöpft. Nur die Hochstegenkalkbasis blieb mit einzelnen Kalkfetzen im Süden auf dem Gneis erhalten. Die Bewegung wirkte sich im Süden besonders innerhalb des Basisbandes aus, wobei dieses eine Art Schmiermittel zwischen dem Gneis und den darüberfahrenden Gesteinen bildete. Der Gneis selbst wurde infolgedessen von der Bewegung mehr geschont. Im Norden erfolgte die Bewegung zwischen Kalk und Gneis und dauerte länger an. Man findet daher eine stärkere Beanspruchung des Gneises, Mylonitbildung und Phyllonitisation.

Mit der Annahme der Hochstegenkalktransgression ist also der Gneis des Wimmertales variszisch. Alpin wurde er nur etwas seitlich zusammengedrückt und seine Oberfläche etwas emporgewölbt. Es spricht alles dafür, daß er autochton ist.

In diesem Zusammenhang muß ich noch die Fragen besprechen, die mit den großen Einsprenglingen des Wimmertalgneises zusammenhängen: In diesem Gneis ist die Erscheinung häufig, daß gut ausgebildete, kantige, 1-3 cm große Feldspatindividuen regellos eingesprengt sind und dabei oft quer zur Schieferung stehen, die durch die Biotitflatschen gegeben ist. Viele Forscher halten diese Feldspate für Produkte junger Kristallisation (Exner, 4), was sich aber nicht gut mit der Tatsache vereinbaren läßt, daß der darüberlagernde Hochstegenkalk auffallend geringe Metamorphose zeigt.

Dazu möchte ich feststellen: Diese Tatsache läßt sich keineswegs als Argument gegen den Sedimentärkontakt des Hochstegenkalks verwenden. Wenn man die Feldspate als alpin kristallisiert annimmt und den Kalk wegen seiner geringen Metamorphose erst in einer späteren Phase, nach dieser Kristallisation, überschoben denkt, so ergeben sich zwei schwerwiegende Fragen: Was lag früher auf dem Gneis und wo kam dies hin? Mit irgendetwas müßte der Gneis bedeckt gewesen sein, sonst hätte er diese hohe Kristallisation nicht erfahren können. Wieso ist dies nicht mehr da? Der Kalk kann dieses Etwas nicht abgeschürft haben, dazu ist er zu weich. Außerdem wäre es verwunderlich, daß auf so weite Strecken keine Spur von dieser jedenfalls hochmetamorphen ehemaligen Gneisbedeckung zu finden wäre.

So entstand meine Überzeugung:

Der Gneis des Wimmertals mit seinen wohlerhaltenen Mikroklineinsprenglingen ist eine alte voralpine Bildung, lediglich der Biotit und das damit gegebene S sowie die molekulare Umlagerung innerhalb der Feldspate (Schachbrettalbitisation) dürfte alpidisch sein.

### 3. Teil :

#### Beobachtungen an Gesteinen der Schönachmulde.

Die Schönachmulde enthält einige petrographisch besonders interessante Gesteine, welche zum Teil noch nicht bekannt sind. Deshalb möchte ich das Kapitel darüber etwas gekürzt wiedergeben.

##### a ) Quarzreiche Gesteine.

Bei einer Begehung der unteren Felshänge orogr. rechtsseitig des Wimmertals treten einem zwischen dem Wimmertalgneis, den wir am "äußeren Plattlahner" verlassen, und der Tuxer Hauptmasse, die wir kurz vor Talschluß treffen, nur quarzreiche Gesteine entgegen. W. H a m m e r (6) schied diese Serien auf seinem Übersichtsplan und im Profil als Serizitquarzite und Quarzitschiefer aus.

Am Boden des Wimmertals könnte man innerhalb dieser Gesteine drei Gruppen unterscheiden. Die südlichste verdient nach Feldbefund am ehesten die Bezeichnung Serizitquarzit. Es sind feinkörnige, leicht geschieferte Gesteine, durch den feinschuppigen Glimmer lichtgrün gefärbt. Der Feldspatgehalt ist mit freiem Auge nicht sicher zu erkennen, dürfte aber gegenüber Quarz sehr stark zurücktreten.

Die Gesteine der zweiten Gruppe verdienen schon die Bezeichnung Schiefergneis. Wieder feinkörnig und schwach geschiefert, tritt in ihnen der Hellglimmer etwas zurück, neben ihm treten kleinere Biotitschuppen auf. Schon im Handstück fallen inmitten des feinen Korns zahlreiche größere Feldspatpeltflächen auf. Ein für die Feldarbeit brauchbares Kennzeichen ist das Auftreten von vereinzelten weißen Flecken innerhalb der sonst lichtgrauen Masse des Gneises.

Bei der dritten, nördlichsten Gruppe, die aus gröber körnigen, stärker geschieferten Gesteinen besteht, wird wohl ein Teil aus stark zerscherten Zentralgneis hervorgegangen sein, doch ist eine Scheidung zwischen Schiefergneisen und Zentralgneisphylloniten im Felde nicht durchzuführen.

Am Kamm zwischen Blauen Schartl und Zillerkopf ist innerhalb der quarzreichen Gesteine eine Trennung in einzelne Typen kaum mehr durchzuführen, doch scheint am ehesten der

erst beschriebene Typus vorzuherrschen. Gegen Süden zu gleichen sich die Quarzite allmählich dem Zentralgneis an, eine scharfe Grenze ist zwischen beiden Gesteinen nicht zu ziehen. Dasselbe gilt für das Schönechtel.

b ) Die Gesteinsgesellschaft vom Blauen Schartl.

Im Bereich südlich des Schwarzen Kopfs und beim Blauen Schartl liegt die höchste und mannigfaltigste Mineralisation meines Gebietes vor. Die hier auftretenden Quarzite und schwarzen Schiefer sind fast durchwegs granatführend (das  $S_1$  der Granaten ist meist gegenüber dem  $S_0$  verlegt, doch ist auch Granatwachstum zu finden, das von der Durchbewegung nicht mehr berührt worden ist); häufig ist Querbiotitbildung zu beobachten. Einzig in meinem Arbeitsgebiet tritt an dieser Stelle grüne Hornblende in den Mineralbestand. Die ganze Gesteinsgesellschaft mit den verschiedenen Granat-Hornblendegesteinen (Gr.-Ho.-Glimmerschf. u.s.f.) erinnert an jene der Greiner Zone.

c ) Epidotreiche Gesteine (z. T. sehr karbonatreich).

Die im Folgenden beschriebenen Gesteine haben ihre Verbreitung im Althüttenkar, im südlichen Hüttenkar und nördlich und nordwestlich des Schwarzen Kopfes. Sie zeigen durchwegs sehr feines Korn und sind von grünlichgrauer und violettlichgrauer Farbe. Selten sind sie infolge ihres Epidotreichums zeisiggrün gefärbt. Fast in allen Gesteinen dieser Gruppe sind mehr oder weniger reichlich Rhomboeder eines Karbonates auskristallisiert. (Ankerit?)

Unter den lichten Gemengteilen herrscht fast immer der Feldspat (klarer Albit oder saurer Oligoklas) gegenüber dem Quarz stark vor. Die feinkörnige Quarz-Feldspatmasse ist stets stark ineinander verzahnt, in ihr liegen reichlich feine Schüppchen hellen Glimmers. Als dunkler Gemengteil ist stets der Epidot in beträchtlicher Menge vorhanden; manchmal tritt Magnetit, selten Strahlstein stark hervor.

Besonders interessant sind im Althüttenkar silberig grünlich-graue meist gefaltete feinkörnige Gesteine mit Karbonatporphyroblasten, in denen man häufig weiße aplitische Schlieren beobachten kann, die einen Kern von blaßrosafarbigem Calcit aufweisen. Die im Kartenteil befindliche Abbildung eines Handstückes zeigt die Erscheinungsform besser, als ich sie mit Worten beschreiben könnte. Ich kann mich daher auf die Erklärung dieser Zeichnung beschränken:

Partie I mit der im Handstück blaß braunrosa Farbe besteht zu ca. 80 % aus Calcit (Korngröße rund 0,2 mm), das restliche Fünftel sind hauptsächlich klare Albitkörnchen (0,05 mm).

Der weiße Saum (II) besteht aus einer feinkörnigen, mässig ineinander verzahnten Masse von Albit- und Quarzkörnern, wobei das Verhältnis Quarz zu Albit

von 1 : 1, bis 1 : 3 schwankt. Völlig untergeordnet sind Hellglimmer- oder Chloritschüppchen (zus. etwa 2 %) oder Karbonat (1 %).-

Die Gesteinspartien in unmittelbarer Umgebung der Schlieren (III) sind von zeisiggrüner Farbe, also sehr epidotreich. In ihr kristallisieren gelblichbraune Karbonatrhomboeder aus, die im Gegensatz zur Partie I nicht unter verd. HCl brausen.

Partie IV: 50,5 % Quarz+Albit, 25 % Hellglimmer, 22,5 % Epidot, 1 % Titanit und 1 % Karbonat. Das Quarz-Albit - Verhältnis ist wie bei Partie II 1 : 1 bis 1 : 3. Die Karbonatrhomboeder sind makr. dunkelgrau. Ein solcher Porphyroblast zeigt u.d.M. ein  $S_1$  von Epidot. ( $S_1 = S_e$ .)

Wie sind nun diese Schlieren zu deuten?

Eine Erklärungsart wäre die, daß bei zunehmender Metamorphose im Gestein der Calcit und die aplitische Quarz-Albit - Substanz mobil geworden ist und in Form dieser Schlieren zu wandern begonnen hat. Diese Ansicht sprach Herr Dozent Ch. E x n e r bei einem Gespräch über dieses Phänomen aus und es ist wohl die beste Deutung, die man dieser Erscheinung geben kann. - Auffallend ist jedoch, daß im Gestein selbst kein Calcit auftritt, dieser dort anscheinend nicht mehr bestandsfähig war, und daß die Art der Karbonate zonal bedingt ist: im Innern der Schlieren befindet sich Calcit (I), in der unmittelbaren Umgebung derselben (III) gelbliche Karbonatporphyroblasten, die Dolomit sein dürften, im Gestein selbst jedoch (IV) dunkelgraue Rhomboeder, die wahrscheinlich Ankerit sind. Wegen dieser Tatsache möchte ich die Frage aufwerfen, ob die aplitische Substanz (II) nicht als Reaktionssaum zwischen dem Gestein und dem unbeständig gewordenen Calcit aufgefaßt werden könnte, möge dieser nun als Marmorlinse oder -lage vorgelegen haben, oder, zuerst feiner im Gestein verteilt, aus dem Nebengestein ausgetrieben und hier - sagen wir an der Stelle der geringsten Metamorphose - konzentriert worden sein. Der aplitische Saum wäre dann eine Art "Front", die gegen den Calcit vorrückt und hinter sich nur mehr beständigere Karbonate in Form von neugesproßten Rhomboedern zurückläßt.

Der "K o r a l l e n g n e i s" :

Zu dieser Gesteinsgesellschaft gehört auch ein Gestein, das ich im Schutt des Schönachtales auf ca. 1730 m (ob. "Nasses Trot") gefunden habe: Innerhalb massiger feinkörniger Gesteinspartien (die weiß, rötl. und grau gescheckt, an Quarz und Albit reich sind und in denen man schon mit freiem Aug feinen Epidot und 1-3 mm große Karbonatrhomboeder erkennt) sind kalkreiche Lagen mit einer deutlichen, jedenfalls organischen Struktur: Aus einer Grundmasse, die zu mehr als die Hälfte aus Calcit besteht und daher grau bis graubraun rauh anwittert, treten runde bis ovale Querschnitte von lichten stengeligen Gebilden hervor, die aus einer Quarz-albitreichen feinstkörnigen Masse bestehen. Mitunter

wittern auch innerhalb kalkarmer Partien Kalkringelchen heraus. Der Durchmesser dieser Gebilde beträgt fast stets 4 bis 5 mm. Der äußere Habitus dieses Gesteinsgebildes ähnelt frappant rhätischen Stockkorallen (*Thekosmia clathr.*) EMER.

Wenn man jedoch dem Gestein durch Anschleifen näher-rücken will, muß man erkennen, daß man dabei auch nicht mehr erfahren kann, als auf der Auswitterung zu sehen ist. Ja im Dünnschliff sind überhaupt keine organischen Strukturen erkennbar. Man kann lediglich sehen, daß in einer äußerst feinkörnigen Masse, die aus Albit und Quarz besteht (ca. 3 : 1) mehr oder minder reichlich größere Körner von Quarz, Albit, Epidot und Karbonat schwimmen. Diese Partien haben ungefähr die Zusammensetzung: 52 % Albit, 29 % Quarz, 10 % Epidot, 7,6 % Karbonat und 1 % Magnetit. - Weiters gibt es jedoch Partien, die überwiegend aus Calzit bestehen (54 % Calzit u.s.f.).

Die feinen Albitkörner sind schwach miteinander verzahnt und klar, die großen Albite sind entweder auch klar oder durch Glimmerschüppchen leicht getrübt, selten sind sie einigermaßen gut lamelliert. Die Epidote sind oft förmlich durchlöchert von kleinen Feldspaten.

Eine gewisse Verwandtschaft im Mineralbestand mit der eben besprochenen Gesteinsgruppe zeigen die Gesteine, die gegen Norden anschließen und das Popbergkar umgeben, wenngleich sie auch im Feld einen ganz anderen Eindruck machen. Ihr Aussehen wird vom Biotit beherrscht, der in ihnen eine größere Rolle spielt und diese Gesteine je nach seiner Menge und Größe mehr oder weniger intensiv dunkelgrün färbt. Epidotminerale sind auch hier in größeren Mengen vorhanden. (Klinozoisit!)

#### d ) Konglomeratische Gesteine.

Innerhalb der Schönachmulde finden sich in verschiedenen Positionen konglomeratisch-brecciöse Lagen. Schon F. B e c k e (1) und W. H a m m e r (6) waren sie bekannt und letzterer nennt sie nach einem Fundort Hüttenkar-konglomerat.

Diese "Konglomerate" haben an den verschiedenen Fundpunkten sehr verschiedenes Aussehen. Am "Eisloch" und am Katzenkopf haben sie eine quarzphyllitische Grundmasse, in der Ankerit rhomboeder auswittern. An diesen Fundstellen sind sie stark verwalzt und oft schwer kenntlich. - Beim namengebenden Vorkommen im Hüttenkar ist die Grundmasse sehr kalk- und epidotreich, ja oft ist sie ein Epidosit mit 75 % Epidot. Sie ist gelblich-grün, rostbraun u.s.f.

Bei oberflächlicher Betrachtung möchte man meinen, daß die Komponenten des "Konglomerates" sehr verschiedener Art sind. Es gibt licht- und dunkelgraue und rote bis dunkelviolettliche Trümmer und Knödel. Stets sind sie jedoch äußerst

feinkörnig, nur bei den roten Brocken sind eventuell kleinere Glimmerflatschen zu erkennen. U.d.M. erkennt man jedoch, daß alle Komponenten, was immer sie auch makroskopisch für Farbe und Aussehen haben, von fast derselben Zusammensetzung sind: Überwiegender Gemengteil ist stets ein eigenartig leistenförmiger saurer Plagioklas, wie er mir in meinem Arbeitsgebiet sonst nicht mehr entgegengetreten ist. Fast stets ist ein schwarzes Erz (Magnetit) fein fleischmässig über den Schliff verteilt. Alle anderen Minerale wie Epidot-kl.Zoisit, Karbonat, Hellglimmer, Biotit und Chlorit sind augenscheinlich Neubildungen. Ihre Menge und ihr Verhältnis zueinander variiert sehr stark, sie fehlen auch oft ganz.

So besteht ein rötliches Gerölle zu über 80 % aus Feldspat, daneben 5,5 % Magnetit, 4 % Epidot+Klinozoisit, 1,5 % Titanit, dazu noch kleine Schüppchen hellen Glimmers und vereinzelt größere Biotit-schuppen, ganz oder teilweise in Chlorit umgewandelt. Quarz ist nur in Spuren vorhanden (= 3 Stück) und offensichtliche Neubildung.

Der Feldspat, der nach seiner Lichtbrechung saurer Oligoklas ist, ist von eigenartiger leistenförmiger Gestalt. Die Konturen der einzelnen Individuen verschimmen oft ineinander, ebenso ist die Lamellierung oft stark verschwommen, manchmal tritt lediglich eine undulöse Auslöschung auf, die sich quer zur Zone fortbewegt.

Das Erz ist fein über den Schliff verteilt. Auffallend sind dabei einzelne "Löcher", die erzfrei, jedoch von einem erzreichen Saum umgeben sind. In ihnen kristallisierte ein anderer, klarer scharf lamellierter saurer Oligoklas, und hier ist auch neben größeren Individuen von Biotit-Chlorit und Titanit der Quarz anzutreffen. -

Nach makroskopischem Befund hält man es für sicher, daß es sich um ein normales Konglomerat handelt, in das verschiedenartige Komponenten eingesedimentiert sind. Verschiedene Gerölle würde man für Eruptivmaterial, die meisten aber, und zwar die dunkelgrauen, feinkörnigen Brocken, würde man für metamorphe Sedimente (Tonschiefer und dergl.) halten.

Der mikroskopische Befund wirft aber diese Annahme völlig um. Die Tatsache, daß alle untersuchten "Gerölle" dieselbe Mineralzusammensetzung haben, kann nicht durch Stoffzufuhr erklärt werden, welche alle Gerölle gleichermaßen beeinflusst und umgewandelt hat, denn erstens stammen die untersuchten Komponenten einerseits aus dem Innern der Schönmulde (Hüttenkar) und andererseits von ziemlich außen gelegenen Partien derselben (auß. Popbergkar), wo sowohl die Metamorphose als auch die Grundmasse des "Konglomerates" eine grundverschiedene ist, und zweitens ist der Feldspat

der Gerölle und der Grundmasse ein vollkommen anderer, der Geröllfeldspat kann also auf keinen Fall eine Neubildung sein. Außerdem ist allen Komponenten noch deutlich der Charakter eines Eruptivgesteins erhalten geblieben.

Manches wird zu- und manches wird weggeführt worden sein, so daß über die Abkunft der Gerölle nicht Genaueres ausgesagt werden kann. Der große Gehalt an jenem eigenartigen Feldspat (er wird vielleicht ursprünglich basischer gewesen sein) ist auf alle Fälle primär und er zeigt den gemeinsamen Ursprung dieser Gerölle an.

So hat uns also die mikroskopische Untersuchung wieder Hammers Ansichten (31, S.279) zugeführt, wobei ich aber die Möglichkeit, daß es sich um eine "metamorphe tektonische Breccien- bzw. Konglomeratbildung innerhalb eines Eruptivgesteinslagers" handeln könnte, ausscheide, da ich Hammers Angabe von der "petrographischen Verwandtschaft der Geschiebe und der Grundmasse" keineswegs bestätigen kann. Ich vertrete die Ansicht, daß es sich um ein Tuffkonglomerat bzw. eine konglomeratische Umlagerung eines Erguß- oder Ganggesteines handelt.

#### a ) Die äußeren Partien der Schönachmulde

nördlich der Pasteinalm und jener Teil, der um den absinkenden Hochstegenkalk herumschwenkt und dann über die Kirchsitz nach Westen zieht, werden von quarzreichen Phylliten, grünen Quarzlagenphylliten, grünen silbrigglänzenden Glimmerschiefer (mit Ankeritrh) und grünen Quarziten bis Arkosegneisen aufgebaut.

#### Z u s a m m e n f a s s u n g .

Im untersuchten Bereich des Tauernnordrandes wurden folgende Einheiten unterschieden:

##### 1. Das Tiefe Pennin:

- a. Wimmertalgneiskern mit diskordant auflagernden Hochstegenkalk.
- b. Schönachmulde (verschiedenartige hochmetamorphe Sedimente).
- c. Gneise der Tuxer Hauptmasse, von Hochstegenkalk über-, z.T. auch unterlagert.
- d. Porphyrmaterialschieferschuppe. (Jungpaläozoikum, darauf Hochstegenkalk und eine Liasbreccienserie.)

2. Das Hochpennin: Vortriadische graphitische Schiefer, grüne Quarzite und Arkosegneise, eine stark reduzierte penninische Trias und mächtige Serien nachtriadischer Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und Kalke mit eingelagerten Grünschiefern.

3. Die Unterostalpine Schuppenzone: Massen von hauptsächlich permotriadischen Quarziten (mit Porphyroiden?), unterostalpine Tries und eine nachtriadische Breccienserie.

4. Die Quarzphyllitzone: Innbrucker Quarzphyllit.

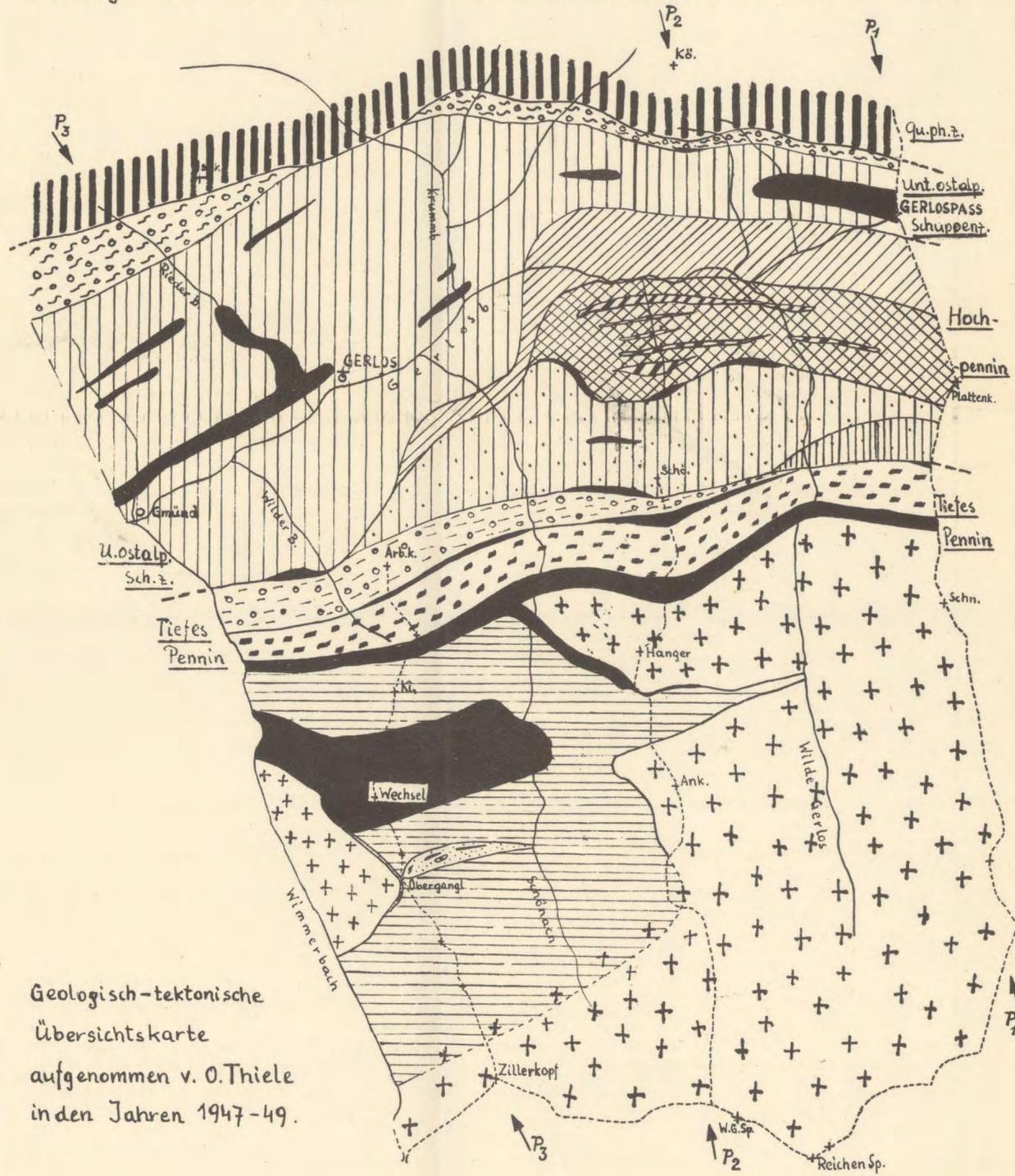
Das Zentralgneis- und Hochstegenkalkproblem wurde eingehender behandelt. Der Zentralgneis des Wimmertals wurde älter als Oberkarbon gedeutet, der Hochstegenkalk dürfte ursprünglich auf ihm transgrediert haben.

Im dritten Teil dieser Publikation wurden die Beobachtungen an den Gesteinen der Schönachmulde mitgeteilt. Hierbei wurde auf die Kristallisation von Granat, Querbiotit und grüner Hornblende im Bereich des Blauen Schartls hingewiesen; aus dem Althüttenkar wurden innerhalb epidotreicher Gesteine aplitische Schlieren mit Karbonatkern beschrieben, die aplitische Substanz wurde dabei als Reaktionssaum gedeutet. In einem ähnlichen Kalksilikatgestein wurden stockkorallenähnliche Gebilde gefunden, die für die hochmetamorphen kalkig - mergeligen Sedimente der Schönachmulde die Zugehörigkeit zum Mesozoikum wahrscheinlich machen. Die bereits bekannten konglomeratischen Gesteine im Althüttenkar u. a. O. wurden neuuntersucht und als Tuffkonglomerate angesprochen.

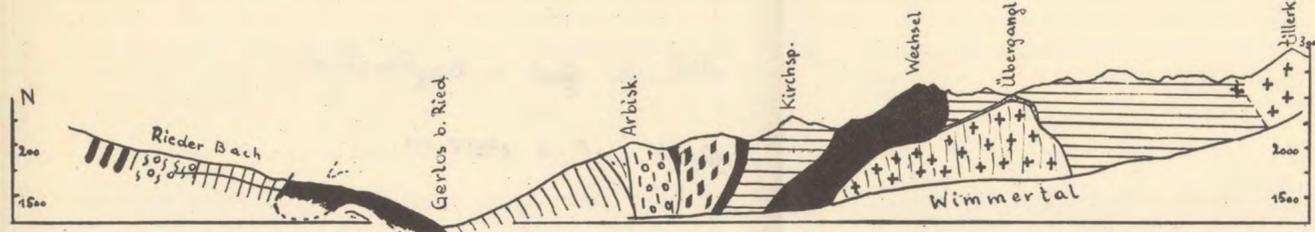
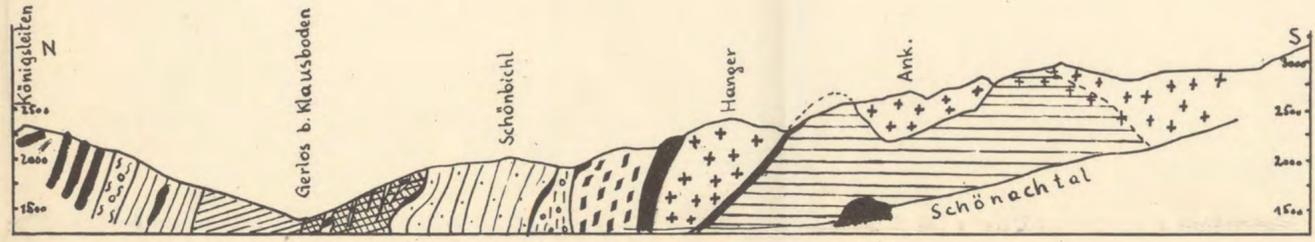
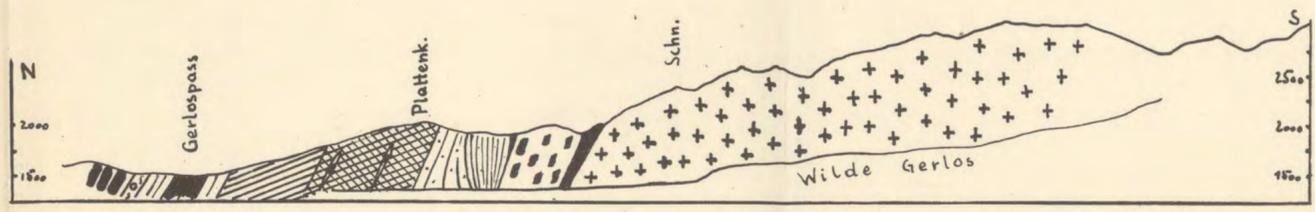
Literaturhinweise.

- (1) B e c k e , F. u. L ö w l , F., Exkursionen in den westlichen und mittleren Hohen Tauern. IX. Intern.Geol.Kongr. 1903.
- (2) D a l P i a z , G., Studii geologici sull'Alto Adige orientale etc. Mem.Ist.geol.Univ. Padova; Vol.X. 1934.
- (3) D i e t i k e r , H., Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mairhofen und Krimml. Diss. a.d. Eidgen.Techn.Hochsch.Zürich. 1938.
- (4) E x n e r , Ch., Die Feldspatporphyroblasten des alpidischen Granitisationhofes im Rathausberg-Unterbaustollen bei Badgastein. Anz.m.-nat.Kl.d.Öst.Ak.Wiss. Jahrg. 1949 Nr. 3.
- (5) F r a s l , G., Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. Unveröffentlichte Diss. Univ. Wien 1949.
- (6) H a m m e r , W., Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). Jb. Geol. B. A. 1936.
- (7) K o b e r , L., Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
- (8) K o b e r , L., Bericht über Arbeiten des Geolog. Inst. d. Univ. Wien. Verh. d. Geol. B. A. 1948, 4-6, Seite 90-92.
- (9) S a n d e r , B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (I. Bericht.) Denkschr. Ak. Wiss. Wien m.-nat.Kl. 82.Bd. 1911.
- (10) S a n d e r , B., Geologische Studien etc. (II.Ber.) Jb. Geol. St. A. 70. 1920.
- (11) T h i e l e , O., Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Gmünd. Unveröffentl. Diss. Univ. Wien. 1950.

Beilage zu: O. THIELE: BEOBACHTUNGEN AM TAUERNNORDRAND IM BEREICH VON GERLOS (TIROL)



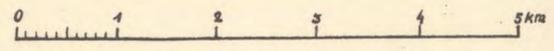
Geologisch-tektonische  
Übersichtskarte  
aufgenommen v. O. Thiele  
in den Jahren 1947-49.



Zeichenerklärung:

- |  |                            |
|--|----------------------------|
| <b>Quarzphyllitzone:</b>                   | <b>Tiefes Pennin:</b>      |
| ▨ Innsbrucker Quarzphyllit                 | ▨ Liasbreccienserie        |
| <b>Unterostalpine Schuppenzone:</b>        | ▨ Hochstegenkalk           |
| ▨ „Richbergkogelserie“                     | ▨ Hochstegenkalkbasisgest. |
| ▨ Trias                                    | ▨ Porphyrmaterialschf.     |
| ▨ Quarzite                                 | ▨ Gest. d. Schönachmulde   |
| <b>Hochpennin:</b>                         | ▨ Zentralgneis.            |
| ▨ Kalkphyllite u. K-quarz. m. Graph. Schf. |                            |
| ▨ Kalkphyllite u. Marmore m. Grünschf.     |                            |
| ▨ Trias                                    |                            |
| ▨ grüne Quarzite                           |                            |
| ▨ schwarze Schf. Karbon?                   |                            |

Maßstab 1: 50 000



Aplitische Schlieren mit  
Karbonatkern.  
Handstück. nat. Gr.  
Erkl. im Text.

