

and muscovite define a weak schistosity. Thin foliae of quartz and feldspar are of finer grain (0.2 mm) than the rest. Accessory epidote, sphene, iron oxide and apatite.

2279

Hohenweg, 300 m northeast of Mindener Hütte. Coarse leucocratic augen-gneiss with 1.5 cm euhedral microclinised orthoclase, Carlsbad-twinned and weakly perthitic, containing euhedral albite crystals up to 1 mm. Quartz, albite and microcline in 0.1 mm groundmass, with rare eyes of quartz (0.5 mm) up to 1 cm long. Biotite and muscovite common in thin foliae and a few randomly orientated crystals (relative age not clear). Accessory epidote, chlorite, sphene and apatite.

2303

At foot of cliffs southwest of Mallnitz. Massive biotite-granite of granosyenite-gneiss type. 70% orthoclase micropertthite (slightly microclinised) up to 1 cm, euhedral, with Carlsbad twins. Primary oligoclase (about An⁸⁰) 10%. Quartz, secondary albite and K-feldspar form fine-grained aggregate between primary orthoclase crystals. Aggregates of biotite and iron-rich epidote appear to be pseudomorphs after hornblende. Accessory sphene, apatite, iron oxide and calcite. Texture igneous (granitic), foliation very weak.

In general in the Central Gneisses, the augen form 10—20% of the rock, and consist of weakly perthitic K-feldspars with optical properties indicating partially microclinised orthoclase. They are seen to be in all stages of break-up, recrystallising as microcline, usually untwinned, and albite. Primary albite may be "porphyritic" but is usually of smaller grain-size than the K-feldspars. This albite commonly contains small euhedral crystals of iron-rich epidote, indicative of a formerly higher anorthite content; the epidote is usually accompanied by a small quantity of muscovite. Primary iron-rich epidote is rare, but both muscovite and biotite are present. The only sign of hydrothermal alteration is rare chloritisation of biotite: no kaolinisation or sericisation of the feldspars has been found, while tourmaline, topaz and other late-stage minerals are absent. Iron oxides and zircon are rare, but sphene is a prominent accessory. Reactions and replacements are confined to exsolution phenomena in the feldspars, with a rare development of myrmekite.

The granosyenite-gneisses are all richer in K-feldspar and poorer in quartz than the granite-gneisses; the K-feldspar is usually highly perthitic and is Carlsbad-twinned. The characteristic biotite-epidote aggregates are found in nearly all specimens. All stages between massive rocks of igneous character to well-banded gneisses may be found in this group: in thin section this change is marked by a progressive replacement of the igneous micropertthites by granular aggregates of microcline and albite. Igneous textures and Carlsbad twins, indicative of magmatic crystallisation, are much better preserved in the granosyenite-gneisses than in the rest of the complex.

Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung

VON OSKAR SCHMIDEGG

(mit 3 Tafeln)

Die folgenden Ausführungen beruhen auf Beobachtungen, die ich bei Kartierungen und Einzelbegehungen im Laufe der Zeit seit meiner geologischen Aufnahme des Blattes Sölden — St. Leonhard machen konnte, so besonders im Gebiete des unteren Silltales, im Stubai, im unteren Pitztal und im Kaunertal, wo ich Gelegenheit hatte, für den Bau von Wasserkraftwerken geologische Aufnahmen durchzuführen.

Auch auf manche unveröffentlichte Ergebnisse von Begehungen auf der Südseite der Ötztaler Alpen im Vintschgau wird zurückgegriffen, deren weitere Ausarbeitung seinerzeit wegen der Kriegsereignisse zurückgestellt werden mußte. Das Material ist dann größtenteils einem Bombenangriff zum Opfer gefallen.

Über die Umgrenzung der Ötztaler Masse hat W. HAMMER 1933 eine Arbeit veröffentlicht, die größtenteils auf eigene Erfahrung beruhte und in der das damals Bekannte zusammengefaßt wurde. Manches davon wird hier wiederholt, das in neueren Synthesen noch zu wenig Beachtung gefunden hat.

Zum Bau der Ötztaler Alpen

Die Masse der Ötztaler Alpen*) besteht zum überwiegenden Teile aus hochkristallinen Schiefeln. Es sind sowohl Orthogneise und Amphibolite als auch Paragneise und Glimmerschiefer. Bei letzteren lassen sich manche größere geschlossene Serien herausheben, die reich an Muskowit sind und in der Regel tonerdereiche Mineralien führen: Granat, Staurolith und Disthen. Sie lassen sich als wahrscheinlich etwas jüngere Serie betrachten, sind aber in den Bau der Ötzmasse, auch den Schlingenbau mit einbezogen. Hierzu gehören besonders die Glimmerschiefer im östlichen Sellrain und die Granatglimmerschiefer im Bereich des Similaun, die in einem Schlingenkern auftreten. Sie können in das Niveau der Laaser Glimmerschiefer gestellt werden, allerdings fehlen ihnen die Marmore.

Noch etwas jünger ist auch die Serie des Schneeberger Zuges, der hauptsächlich aus Granatglimmerschiefern besteht, aber auch viele Marmorlagen und basische Einschaltungen führt, anzusehen, die in ihrem Westende ebenfalls in den Schlingenbau miteinbezogen ist. Sie hebt sich an der Texelgruppe mit 45° nach NE bis N geneigten Achsen heraus und reicht nach NE bis zum Eisacktal an den Rand der Ötzmasse. Die Quarzphyllite der Steinacher Decke am Nöflachjoch stellen, durch den Einschnitt des Pflerschtales getrennt, ihre nördliche Fortsetzung dar. Bemerkenswert ist im Schneebergzug die Metamorphose: eine starke Kristallisation von Granat, Biotit, Hornblende u. a. die von B. SANDER zur Tauernkristallisation gestellt wurde. Sie reicht allmählich ausklingend weit in das umgebende Ötzkristallin, die Steinacher Decke wurde davon nicht mehr erfaßt.

Auf dem Ötztaler Kristallin liegt noch eine mesozoische Deckplatte als Rest einer früheren sedimentären Bedeckung. Es ist der Jaggl im SW und das Brennermesozoikum im NE, das aus einer größeren Sockelplatte (Kalkkögel — Serleskamm und Tribulaun) mit einer Schichtfolge von Perm bis Jura und der aufgeschobenen Blaserdecke, die nur stark mylonitisierten Hauptdolomit bis Lias enthält. Mit der Unterlage ist die Sockelplatte durch Geröllgneise verbunden, die am Tribulaun schon hochkristallin sind, wie überhaupt die Kristallisation von N nach S zunimmt (Querbiotite in den Raibler Schichten des Tribulaun). In den Kalkkögeln sind dagegen größere Bewegungen an der Basis erfolgt. In der Fortsetzung der Tribulauntrias nach S sind eine Reihe von Triasvorkommen zwischen Ötzkristallin und Schneebergzug eingeklemmt, die von der Schleyerwand nach W bis zur Schneeberger Weiße überreichen.

Über das Brennermesozoikum legt sich noch die karbonführende Steinacherdecke, die stark mit ihrer Unterlage verzahnt ist.

Innerhalb der kristallinen Schiefer der Ötztaler Masse lassen sich im großen zwei Bereiche unterscheiden, die sich zwar nicht scharf trennen lassen, aber doch in ihrem Gesteinsbestand gut unterscheidbar sind, auch in ihrem Bau Verschiedenheiten aufweisen. Der nördliche Bereich ist dadurch gekennzeichnet, daß in ihm reichlich teilweise recht mächtige Granitgneise verschiedenster Art und auch Amphibolite eingelagert sind.

An einer Linie, die ungefähr vom Langtauferer Tal zur Wildspitze und Zwieselstein das Windachtal zieht, folgt der südliche Bereich, der überwiegend aus Paragneisen und Glimmerschiefern besteht, in dem nur wenige und dann meist stark ausgewalzte Orthogneise und Amphibolite eingeschaltet sind.

*) Hier immer einschließlich der damit eine vollständige Einheit bildenden Stubaier Gruppe gemeint.

Während im nördlichen Bereich ein Bau mit vorwiegend E—W-verlaufenden steilauferichtenen, zum Teil allerdings auch flachen, Gesteinslagen herrscht, in dem die B-Achsen in gleicher Richtung flach liegen, besteht in der Mitte der Ötztaler Alpen, in der Gegend der Hochtäler von Vent und Gurgl ein großräumiger Schlingenbau mit steilachsigen Umbiegungen, in den auch die eingelagerten Orthogneise und Amphibolite, sowie auch die Glimmerschiefer einbezogen sind. Ihm entspricht eine stellenweise sehr intensive Verfallung bis in das Kleingefüge.

Näheres über den Bau des Nordbereiches ist bei W. HAMMER 1929, über den Bereich des Schlingenbaues bei O. SCHMIDEGG 1933 zu finden.

Einen anderen Bau weist die südlichste Zone der Ötztaler Alpen auf, die die dem Hauptkamm vorgelagerten Berge zwischen Matschtal und Schnalstal aufbaut, und zwar S einer Linie, die von Burgeis über Glieshof und Unser Frau im Schnalstal führt. Hier folgt auf die kristallinen Schiefer des Hauptkammes zunächst ein Streifen stark durchbewegter und diaphthoritischer Schiefer, von H. HAMMER als Phyllitgneise bezeichnet. Darüber legt sich von S her die Matscherdecke. Diese besteht aus Biotitglimmerschiefern mit turmalinführenden Pegmatiten und Marmoren, einer Serie, wie sie sonst im Ötzkristallin nicht vorkommt, wohl aber weiter S des Vintschgau. Sie wird von Granat-führenden Phylliten unterlagert. Beide Gesteinszüge der Matscherdecke stehen nach W bei Mals in das Vintschgau herab und verschwinden ungefähr gegenüber der Schling-Überschiebung. Nach E streichen sie über den Schlingenbau der altkristallinen Schiefer des unteren Schnalstales in die Luft aus.

In den Nordgehängen des Vintschgau treten Züge von phyllitischen Gesteinen auf — es sind anscheinend Synklinen — in denen von W. HAMMER (1931, S. 184) Perm und von A. SPRZ Quarzphyllit vermutet wurde. Sie liegen innerhalb der sonst hier herrschenden Augengneise und Phyllitgneise.

Im unteren Schnalstal reichen die Ötztaler Gneise mit Schlingentektonik weiter nach S, biegen um das Westende des Schneeberger Zuges herum und vereinigen sich mit den von S den Vintschgau kommenden Gneisen zu dem stark eingegengten „Südlichen Gneiszug“ der dann an der Nordseite des Pustertales weiterzieht (Pustertaler Gneiszug).

Die Verformungen im Ötztaler Kristallin sowohl die nach den steilen, als auch die nach flachen Achsen — mit Ausnahme der Zone der Gneisphyllite im S — sind im wesentlichen von der Kristallisation überholt worden, was in Falten besonders deutlich der Biotit, auch die Hornblende zeigt.

Dieser vorkristalline Bau ist jedoch von einer jüngeren nachkristallinen Beanspruchung überholt worden, die aber im allgemeinen keine größeren Verformungen erzeugte, außer einigen Blattverschiebungen und im S die Phyllitgneiszone.

Auch die in den Ötztaler Alpen häufigen Diabasgänge, die sonst die alte vorkristalline Tektonik schneiden, sind von der wahrscheinlich alpidischen Bewegung erfaßt worden.

Die Bildung der Schlingen ist jedenfalls in größerer Tiefe erfolgt, und zwar an bereits aufgerichteten E—W-streichenden Gesteinszügen, in die bereits die Intrusivmassen eingedrungen waren, die heute als saure Augengneise, Biotitgranitgneise oder Orthoamphibolite vorliegen.

Die Faltenachsen des steilachsigen Baues werden in ihre Umgebung manchmal unvermittelt durch einen Bereich mit flachen Achsen abgelöst, manchmal gehen

sie allmählich in einen solchen über, entweder durch eine Übergangszone, in dem die Achsen weniger ausgeprägt sind, oder auch durch Überprägungen. N des Schneeberger Zuges, zwischen Ridnaun- und Pflerschtal, legen sich die Steilachsen nach E hin mit westlichem Einfallen allmählich flacher. Nach S bildet die Phyllitgneiszone des Schnalstaes diesen Übergang durch Aufprägung nachkristalliner Verformung mit horizontalen Achsen, die dann auch in der Matscherdecke und ihrer phyllitischen Unterlage herrschend sind.

Auch in nördlichen Teilen der Ötzmasse, in der Tektonik der E—W-Achsen, konnte ich an einzelnen Stellen Spuren steilachsiger Verfaltungen beobachten. Ein starke Verbiegung der Gesteinszüge kam besonders an der NE-Seite der Ötzmasse im unteren Stubai zustande, wo das Streichen, das weiter im W (Hochedergruppe) noch E—W-lich verläuft, allmählich in SE und SSE abbiegt. Es ist konform der im oberen Stubaital von S bis Ranalt noch wirksamen Stubai Schlinge. Die steilachsige Verfaltung ist in der Biegung des äußeren Stubaitales gering und nur vereinzelt zu beobachten. Auch am W-Rand finden sich solche Abbiegungen, nur in geringerem Maße, am Kamm W Feichten gehen sie auch bis SSW. Erwähnenswert ist eine vielleicht damit im Zusammenhang stehende, flache B-Achsenrichtung N—S im Kaunertal, und zwar in der Amphibolitmasse S Feichten.

Der Ostrand der Ötztaler Masse

Das Gebiet des unteren Silltales, wo zu Zeiten W. HAMMERS noch keine neueren geologischen Aufnahmen bestanden, ist nun inzwischen zum großen Teil von mir neu kartiert worden, worüber auch 2 kurze Arbeiten vorliegen (1953 und 1954). Ich konnte damals den Sillbruch als eine steilstehende Störungszone mit Myloniten und Vertonung des Quarzphyllites nachweisen, und zwar zwischen Stefansbrücke und Mühlthal.

Seitdem sind neue Aufschlüsse entstanden, die weiteren Einblick gewährten und zu neuen Ergebnissen führten.

Die Tongrube Stefansbrücke (Profil 1) besteht, wie seinerzeit schon beschrieben, aus stark vertontem Quarzphyllit, der aber noch sein bisheriges Gefüge aufweist. Dadurch, daß jetzt zur Schottergewinnung der in mächtiger Folge darüber gelegene Terrassenschotter abgebaut wird, ist es eher möglich auch den vertonten Quarzphyllit weiter zu gewinnen. In den höheren Bereichen traten nun Einlagerungen von Chloritschiefer zutage, die bei EW-Streichen mit etwa 30° nach S einfallen. Sie sind naturgemäß nicht vertont, aber stark gepreßt. Während der Hauptabbau vom Tälchen des Sommerbachl ausgeht, also von N aus, ist nun ein neues Abbaugelände von SE her angesetzt worden, das zunächst nur in geringer Ausdehnung auch Quarzphyllit angefahren hat, der mit 20° nach S einfällt. Er ist hier weniger vertont. Wenn der Quarzphyllit dieser Aufschlüsse noch immer 100 m (N—S gerechnet) vom Stubai Gneis entfernt ist, ist doch schon im Gegensatz zu der bisher mehr lotrechten Lage ein Einfallen nach S in Richtung unter die Stubai Gneise, die im nächsten Graben weiter im S anstehen, festzustellen. Ob das schon mit der Überschiebung selbst zusammenhängt, ist noch nicht sicher zu sagen, aber wahrscheinlich. Die neueren Aufschlüsse beim Abbau der Tongrube, die während der Drucklegung dieser Arbeit noch besichtigt werden konnten, deckten in diesem Bereich auch Stubai Kristallin auf. Ein nach S führender Weg schnitt unter den Terrassenschottern auf eine Länge von etwa 30 m stark nachkristallin durchbewegte und von Störungen durchsetzte diaphthoritische Gneise an. An ihrer rostfarbenen

Anwitterung gut kenntlich ziehen sie anscheinend (dies ist noch nicht klar zu übersehen) keilförmig nach oben in die vertonten Phyllite hinein. Umgekehrt dürfte eine graue phyllitische Lage in den Gneisen einem Keil aus Quarzphyllit entsprechen. Auch die Überschiebungsfläche selbst als glatte Grenzfläche zwischen vertontem Quarzphyllit und in dunkle Serizitschiefer umgewandelten Gneis war freigelegt. Sie fällt hier flach nach E ein.

Wenn auch nicht aufgeschlossen, doch sicher erkennbar ist der Sillbruch auf der E-Seite des kleinen Burgstall, des Rückens zwischen Ruetz- und Silltal (Profil 3). Hier ist eine Mulde eingesenkt, durch die eine Zufahrtsstraße zum Elektrizitätswerk Innsbruck führt, die durch Rutschungen in Mitleidenschaft gezogen wurde. Bohrungen ergaben, daß hier graublaue Tone, wie bei der Tongrube Stefansbrücke, die Ursache der Rutschungen sind. Sie stellen sicher auch vertonten Quarzphyllit dar und liegen unter einer Oberflächenschichte aus Hangschutt, der von den darüber anstehenden Terrassenschottern stammt. Die Mulde hat etwa 100 m Breite und ist im N von festen flachliegenden Quarzphylliten begrenzt, der in steilen Felsen zur Sill abfällt, nach S von einer einige Meter hohen Wandstufe aus Stubai Gneisen, mit Richtung N 70° W. Es liegt hier also jedenfalls wieder die Silltalstörung zugrunde, als stark vertonte Zone, die in Richtung N 50° W verläuft, wenn man sie mit der Tongrube Stefansbrücke verbindet. Auf der W-Seite des Kl. Burgstall sind keine Aufschlüsse in diesem Bereich vorhanden, nur etwa 70 m S dieser Zone ein Amphibolit mit Schiefergneis, 50 m weiter nördlich Quarzphyllit mit Chloritschiefer (Profil 2).

In der Verlängerung nach E führt die Störungszone genau in den Sill-Lauf, der hier einen Knick in E—W-Richtung macht (Profil 4). Die Zone unterfährt damit die Europa-Brücke, und zwar zwischen den beiden großen Pfeilern. Der südliche Pfeiler, der etwas über der Talsohle am Hang liegt, steht auf Stubai Gneis, der infolge der Nähe des Sillbruches stark zerrüttet ist, weshalb die Fundierung auch einige Schwierigkeiten verursachte, der nördliche unweit des Ufers in Quarzphyllit, der hier auch stark zerschert war. Näheres über die geologischen Befunde ist mir nicht bekannt. Die geologische Betreuung wurde von Doz. Dr. A. FUCHS durchgeführt.

E der Europabrücke sind rechts der Sill bei Ausschachtungsarbeiten für eine Wasserfassung unter diluvialen Ablagerungen ebenfalls graue Tone wie bei der Stefansbrücke in einer Mindestbreite von 30 m zu Tage getreten.

Die weitere Richtung des Sillbruches führt nun in eine weite offene mit Hanglehmen erfüllte Mulde, in der das von Patsch herabkommende Dorfbach fließt. Wenig oberhalb in etwa 775 m SH steht Quarzphyllit mit Chloritschiefer an, der keine stärkeren Anzeichen von jungen Störungen aufweist. Gneise sind hier nur auf der anderen Talseite zu finden. Weiter muß die Störung unter der Schotterterrasse von Kehr durchziehen, an deren Steilhängen, nunmehr also auch rechts der Sill, Gneise anstehen.

Der nächste Aufschluß des Sillbruches befindet sich am Ruckschreiner Bach, und zwar an dessen N—S verlaufendem Unterlauf, wo die Aufschlüsse von Gneis und Quarzphyllit sich bis auf 10—20 m nähern (Profil 5 und 6). Hier steht an der E-Seite in wenigen Metern Breite blaugrauer Ton an. Nach SW schließen an ersichtlich steiler Grenzfläche unmittelbar quarzitisches Stubai Gneis an. Weiter im NE folgt ungestörter flachliegender Quarzphyllit.

Die Grenzfläche zieht nun weiter in ESE-Richtung. Knapp unter dem Bahnhof Patsch sind in einer Wegkehre zerrüttete Gneise aufgeschlossen, während kaum 20 m entfernt hinter der Bahnstrecke Phyllite mit Chloritschiefern anstehen

(Profil 7). Die weitere Fortsetzung führt durch die Schotterterrasse von St. Peter in das Mühlthal. Hier reicht besonders an der E-Seite der Sillschlucht der Gneis hinauf bis an den Terrassenrand (ca. 900 m SH), ebenso im Mühlthal. Der Quarzphyllit steht erst 400 m taleinwärts an (Profil 8).

Erst oberhalb des Wächterhauses Punkt 857 kommen sich Gneis und Quarzphyllit wieder sehr nahe (Profil 9). Die Grenze zwischen beiden verläuft nun fast N—S und überschreitet im spitzen Winkel unterhalb des genannten Wächterhauses die Sill (Profil 10).

An der Sill selbst stehen dunkle Quarzphyllite in flacher Lagerung an, die noch relativ gut erhalten sind und nur leicht blätterig zerfallen. Eine darin enthaltene Quarzitlage streicht gleich der Sill 50° W und fällt mit etwa 40° SW ein. Höher hinauf sind die Phyllite jedoch zunehmend stärker aufgelockert und zerfallen stark blätterig. Das Grenzgebiet ist hier relativ gut erschlossen.

Etwa 30 m über der Sill setzen mit undeutlicher Grenze die Gneise ein. Es sind stark mylonitische, an Hellglimmern reiche Gneise, die hier ebenfalls flach liegen mit einer Striemung und Kleinfältelung, die mit ihrer B-Achse $N\ 30^\circ$ W liegt, also ganz entsprechend dem von mir schon früher (1953) festgestellten generellen Streichen der Stubaier Gneise in diesem Gebiet.

Infolge der starken Zerrüttung beider Gesteine in diesem Grenzgebiet läßt sich ohne ausgedehntere Grabungen nicht mit Sicherheit sagen, ob die Grenzfläche hier flacher einfällt oder steil steht. Für kurze Erstreckungen wenigstens scheint beides vorhanden zu sein. Eine tonige Mylonitzone, wie weiter im N, ist hier nicht mehr vorhanden. Der steilstehende Siltalbruch klingt also hier oder schon etwas weiter im N aus bzw. geht in die flacher liegende Überschiebung über.

Weiterhin liegt die Grenzfläche zwischen Quarzphyllit und Stubaier Gneisen wieder unter den Terrassenschottern und ist zunächst nicht aufgeschlossen. Etwas eingengt wird die Möglichkeit ihrer Lage im Bereich des Gschleirser Baches, wo der Gneis nördlich davon stark nach E ausbuchtet (Profil 11). Die Lage und Art der Grenzfläche ist unklar, doch erscheint hier ein flacheres Einfallen nach W eher gegeben. Bei steiler Stellung müßte man eine Biegung derselben annehmen. Der Abstand der beiden Gesteinsarten, die nirgends stärker gestört sind, beträgt in Mindestentfernung 30 m. Im Bacheinschnitt selbst ist der Quarzphyllit in 920 m SH aufgeschlossen.

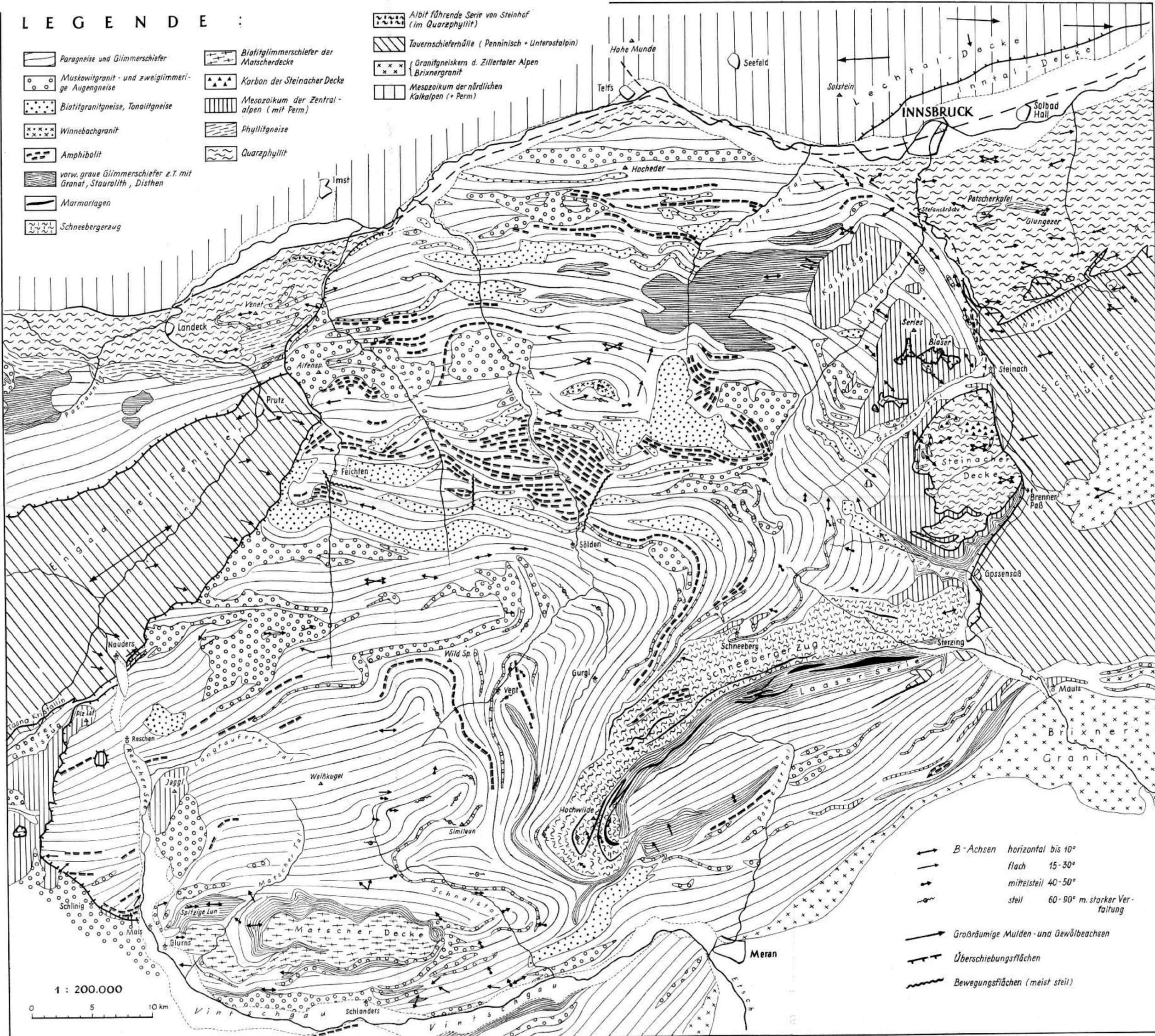
Nun steigt der Quarzphyllit auf der linken Talseite stark an. Er steht N und S vom Samerhof an der Straße an und ein kleines Vorkommen noch in den Wiesen oberhalb des Hofes in 930 m SH. Stubaier Gneis steht darüber erst in 1000 m SH an. Dazwischen liegen am Weg, der nach Rinderberg hinaufführt, gut aufgeschlossen verschiedene Gesteine, die typisch für die unterostalpine Tarntaler Serie sind (Profil 12 und 13). Ich habe schon 1954 darauf hingewiesen. Es sind gelbe Rauhwacken, die wohl zur Trias gehören, mit Gips (an der Wegkehre), dunkelgrüne Schiefer mit Quarziten, wahrscheinlich Jura. Im untersten Teil des Weges, wenig über 900 m SH, stehen dunkle, etwas kalkige Schiefer an. Ich konnte hier horizontale B-Achsen in E—W-Richtung messen. Typische Juragesteine mit etwas Serpentin stehen auch weiter südlich am Weg, der von der Straße zum Schloßwald hinaufführt (Profil 14). Im weiteren Verlauf nach S stehen sie zwar verdeckt, doch sicher mit dem ausgedehnteren Vorkommen am Matreier Schloßhügel mit dem bekannten Serpentin in Verbindung.

In diese Gesteine ist oberhalb des Samerhofes zu Untersuchungen für die Trassierung der Autobahn ein Stollen vorgetrieben worden, der von Dr. MIGNON aufgenommen wurde und den ich auch besichtigen konnte. Er ist

LEGENDE :

- Paragneise und Glimmerschiefer
- Muskowitgranit- und zweiglimmerige Augengneise
- Biotitgranitgneise, Tonalitgneise
- Winnebachgranit
- Amphibolit
- vorw. graue Glimmerschiefer z.T. mit Granat, Staurolith, Disthen
- Marmorlagen
- Schneebergerzug
- Biotitglimmerschiefer der Matscherdecke
- Karbon der Steinacher Decke
- Mesozoikum der Zentralalpen (mit Perm)
- Phyllitgneise
- Quarzphyllit

- Albit führende Serie von Steinhof (im Quarzphyllit)
- Tauernschieferhülle (Penninisch + Unterostalpin)
- Granitgneisern d. Zillertaler Alpen Brixnergranit
- Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen (+ Perm)



- B-Achsen horizontal bis 10°
- B-Achsen flach 15-30°
- B-Achsen mittelsteil 40-50°
- B-Achsen steil 60-90° m. starker Verteilung
- Großräumige Mulden- und Gewölbeachsen
- Überschiebungsflächen
- Bewegungsflächen (meist steil)

1 : 200.000
0 5 10 km

gegen die darüber liegenden Stubai Gneise vorgetrieben, hat sie zwar nicht erreicht, zeigt aber doch, daß die Tarntaler Serie sehr wahrscheinlich darunter hineinzieht.

Während auf der Westseite der Sill beim Einlaufbecken dünnblättrige Quarzphyllite anstehen, tauchen 200 m weiter südlich in der Sill selbst und am Ostufer unter einer Bank aus diluvialen Konglomerat grüne und grauviolette Schiefer und Quarzite der Tarntaler Serie auf. Bemerkenswert sind hier steilachsige Verfaltungen, während sonst, auch weiter sillaufwärts bis zum Matreier Schloßhügel flache WNW-Achsen vorherrschen.

Damit ist das **Tauernfenster** selbst erreicht, das mit seinen Gesteinen als Tauernwestende (B. SANDER 1920) zwischen Matrei und Sterzing nach W unter die Ötztaler Decke untertaucht. Die oberste Hüllserie bildet die unterostalpine Tarntaler Serie, die hier durch Einschaltungen von Kalken, Quarziten und Serpentin gekennzeichnet ist. Darunter folgt dann die Obere Schieferhülle mit den hier recht mächtigen und einförmigen Kalkphylliten mit Einschaltungen von Chloritschiefern (bei Gries a. Br.).

Darüber liegt als westlicher Rahmen die Ötztaler Decke, auf ihr in diesem Bereich die Deckplatte des Brennermesozoikums und als weiteres Stockwerk darüber die selbst wieder zweigeteilte Steinacher Decke (SCHMIDEGG 1946).

Das Ötzkristallin hat hier nur noch eine Mächtigkeit von etwa 200 m, ist also gegenüber den enormen Massen im Inneren des Gebirges durch die Last der darübergeschobenen Decken erheblich ausgewalzt.

Im Bereich des Nöblach Joches wird es noch schmaler und ist, soweit aus den hier spärlichen Aufschlüssen zu ersehen ist, wahrscheinlich nur mehr in einzelnen Linsen vorhanden.

Am Weg nach Nöblach, wo dieser die Tarntaler Quarzite erreicht, und auch unter der Felper Quelle, stehen phyllonitische Schiefer an, die dem Quarzphyllit sehr ähnlich sehen. Der Lage nach unter der Triasplatte müßte es stark phyllonitisches Altkristallin sein, was durchaus möglich ist. Doch könnte man auch an einen Rest der ehemaligen Auflage von Quarzphyllit auf dem Kristallin denken.

Deutliche Gneise finden sich anstehend oberhalb der Häuserzeile von Nöblach am Rande des Lärchenwaldes. Es sind quarzreiche Paragneise. Etwas N davon liegt wenig tiefer ein Aufschluß von Serpentin, der schon dem Unterostalpin zuzurechnen ist.

Im weiteren Bereich bis zum Brenner fehlen noch genauere Aufnahmen. Größere Aufschlüsse sind nicht zu erwarten, doch können einzelne Linsen vorkommen.

Zwischen Brenner und Gossensaß zeichnet B. SANDER im Kärtchen zum Exkursionsführer 1913 ein schmales Band von „Pflerscher Glimmerschiefer“ (im N als Quarzphyllit), das im Gehänge W des Brenner unter den Triaskalken und über einer tektonischen Wiederholung von unterer Schieferhülle durchzieht. Diese Glimmerschiefer ziehen weiter in das Pflerschtal, wo sie das Hangende des weiter nach W im Talinnern auftauchenden altkristallinen Gneises bilden. Im Becken von Gossensaß sind sie am Überschiebungsrand und damit die Verbindung nach S verdeckt.

S Gossensaß setzt aber wieder Kristallin ein, das mit Amphibolit im Taleinschnitt bis 100 m N Sterzing aufgeschlossen ist.

Das Brennermesozoikum keilt mit der Trias der Schleyerwand über dem Ötzkristallin nach unten (und S) aus und der Schneeberger Zug bildet nunmehr das unmittelbar Hangende des Altkristallins.

Im Talkessel von Sterzing fehlen Aufschlüsse im Bereich des Altkristallins. Ob eine Verbindung mit dem südlichen Gneiszug vorhanden ist, läßt sich nicht ersehen, ist aber wahrscheinlich.

Zusammenfassend kann über den Ostrand der Ötztaler Masse gesagt werden, daß eine steile Bruchlinie von N her nur bis etwa Mühlthal sich nachweisen läßt, weiterhin ist sie mindestens weniger ausgeprägt. Jedenfalls ist sie von Steinach an bis etwa in die Gegend von Gossensaß, in welchem Abschnitt die Aufschlüsse besser sind, nicht mehr vorhanden. Der Keil unterostalpiner Gesteine (Tarntaler Serie), der beim Samerhof aufgeschlossen ist, hat nichts mit der Silltalstörung zu tun, sondern ist beim Vorschub der Ötztaler Masse mitgeschleppt und ausgewalzt worden.

Nordrand der Ötztaler Masse

Der Sillbruch zieht, wie schon beschrieben, vom Silltal beim Sillwerk mit N 50° W unter dem Kl. Burgstall durch gegen die Tongrube W der Stefansbrücke. Bei dieser ist keine ausgesprochene steilstehende Störungszone sichtbar, wohl aber ist der ganze Bereich stark gestört und vertont und z. T. auch steilgestellt, was bei der sonstigen flachen Lagerung des Quarzphyllites auch eine „Störung“ und ein Anpassen an eine steilstehende Bewegungszone bedeutet. Wo die wahrscheinlich vorhandene steilstehende Bruchzone durchzieht, ist nicht ersichtlich, entweder in dem etwa 200 m breiten aufschlußlosen Raum zwischen den weiter im S zutage tretenden Stubai Gneisen und dem Quarzphyllit, oder sie könnte auch weiter nördlich im Quarzphyllit selbst durchstreichen, worauf die steilstehenden Schieferungsflächen im dortigen Phyllit im Gegensatz zu den flacheren s-Flächen weiter im S des Phyllites hinweisen würden.

Von hier an bedecken ausgedehnte und mächtige Schotterablagerungen mit Moränen den ganzen Bereich der Grenzzone bis zum Inntal. Doch gibt es einige Aufschlüsse. Am nächsten kommen sich die beiderseitigen Aufschlüsse bei Geroldsbach E Götzens. In der Bachschlucht steht in flacher Lagerung Quarzphyllit an, der eine Achsenrichtung von N 75° E aufweist (entsprechend gleichen Richtungen im Silltal), die aber weiter in der Schlucht nach abwärts in N 50° E dreht. Die Aufschlüsse endigen 540 m östlich des genannten Hofes. Die Gneise stehen an dem Rücken, der von Götzens nach E zieht, noch bis kurz vor dem Ort an. Seine s-Flächen streichen ENE. Die B-Achsen fallen jedoch nach ESE mit 10—30° ein, weiter gegen Götzens hin steiler bis 50 und 75° (Beginn einer steilachsigen Tektonik). Es verbleibt somit ein Zwischenraum von 650 m. Hier muß also die Grenzfläche, sei es als Bruch, sei es als Überschiebung, in irgendeiner Form durchziehen. Sie leitet mit Richtung WNW in das Inntal, das sie etwa bei Kematen erreicht und mündet damit in das Inntal ein, dem ja wahrscheinlich eine steilstehende Störungszone entspricht.

Die „Inntallinie“, an der sich im S Gneise, im N das Kalkgebirge gegenüberstehen, streicht nun WNW bis Telfs. Es ist sehr wahrscheinlich, daß in diesem nicht sichtbaren Streifen mit einer Breite von ½—1 km Grauwacken und besonders Quarzphyllit unter der Inntalanschüttung noch vorhanden ist, wie es ja auch weiter im W an der dort erschlossenen Grenze Kristallin—Kalkalpen der Fall ist. Quarzphyllit taucht wieder bei Polling am Nordrand der Ötztaler Gneise auf, wird S Telfs bis 1150 m mächtig und verschmälert sich weiter

nach W, ebenso vom Inntal (= Inntalstörung) abgeschnitten, bis er SW Rietz verschwindet.

Nach TH. OHNESORGE (1905) gehen die Quarzphyllite ganz allmählich über Granatphyllit—Phyllitglimmerschiefer in Glimmerschiefer und Gneise über. Also besteht ein ununterbrochener Zusammenhang der Quarzphyllite mit den Gneisen, der eine ursprüngliche sedimentäre Auflagerung des Ausgangsgesteines der Quarzphyllite auf die Gneise annehmen läßt.

Bei Telfs macht das Inntal einen Knick und zieht weiter aufwärts nach WSW, und damit auch die vermutliche Störungszone. Sie biegt also in Telfs um ungefähr 40° um, bzw. es sind zwei Störungen, die sich hier scharen, wobei wahrscheinlich ein Störungsbündel in NNW- und NNE-Richtung in die Kalkalpen ausstrahlt (Steinbergklamm und Kochental). Die Gesteinszüge der Öztaler Gneise mit dem Quarzphyllit werden dabei schräg abgeschnitten, wie auch entsprechend schon in dem unterhalb Telfs WNW verlaufenden Abschnitt.

Auch die ungefähr E—W verlaufenden Großfaltenzüge der nördlichen Kalkalpen werden durch die Inntalstörung schräg abgeschnitten, worauf auch schon O. AMPFERER (1930) hinwies. In gleicher Weise, vielleicht noch etwas deutlicher, werden auch die Muldenzüge des Karwendels durch die große Störung des Unterinntales in spitzem Winkel abgeschnitten (SCHMIDEGG 1951).

Dieses schräge Abschneiden beweist zunächst nur, daß im Inntal eine große lotrechte Störung mit großer Sprunghöhe verläuft und die vermutlich mit Begleitgesteinen (Grauwackenzone?) unter den Talschottern begraben ist. Über den Bewegungssinn läßt sich zunächst nichts entnehmen, doch konnte ich an parallel verlaufenden Störungen im Stollen S Imst und auch am Öztalenausgang Harnische beobachten, die einen Bewegungssinn: das Nördliche nach abwärts, zeigten. Aber auch durch die Annahme, daß die Kalkalpen von S herangeschoben wurden, sich also nicht unter die Öztaler Masse fortsetzen können, ergibt sich, daß die Kalkalpen gegenüber der Öztaler Masse abgesunken sind.

W Roppen setzt wieder Quarzphyllit am Nordrand der Ötzmasse ein. Hier ist aber nicht wie bei Telfs ein allmählicher Übergang vorhanden, sondern der stark durchbewegte Quarzphyllit grenzt, wie der Aufschluß im Walderbachtal zeigt, mit steil S fallender Bewegungsfläche an Biotitgranitgneise des Öztaler Kristallins, die ebenfalls — in überkippter Lagerung — steil nach S einfallen. Auch der Quarzphyllit fällt nahe der Grenzfläche steil nach S, weist aber weiter im W (im benachbarten Waldelebachtal) auch flacheres Einfallen auf. Der Kontakt mit dem weiter W auch auf die Südseite des Inntales streichenden Kalkgebirge ist im Bereich von Wald nicht erschlossen.

Westrand der Öztaler Masse

Der Überschiebungsrand der Ötzmasse biegt bei Wald nach SSW ab und die nunmehr WSW streichenden Gesteinszüge heben über dem Quarzphyllit in die Luft aus. Die Granite sind an der Überschiebung stark mylonitisiert, aber wieder verfestigt. Die Schiefergneise sind schlecht erschlossen; wo sie sichtbar sind, aber auch stark gestört. Die Zeichnung HAMMERS auf Blatt Landeck wird in diesem Bereich nicht ganz den Tatsachen gerecht, da die Quarzphyllite nicht in die Ötzmasse hineinstreichen, sondern an der Überschiebung abgeschnitten werden. Das gleiche gilt auch für die Störungsflächen, doch setzen innerhalb der Ötzmasse gerade an dieser Stelle etwas phyllonitische Schiefergneise mit Bewegungsflächen fort. Sie sind hier jedoch schlecht erschlossen.

Der Überschiebungsrand der Ötzmase setzt sich als deutlich erkennbarer Erosionsrand weiterhin zunächst, wie schon angegeben, SSW, später nach S und SSE abschwinkend bis in den Bereich des Engadiner Fensters fort.

Von einem E—W-Schub sind im ganzen Bereich keine Anzeichen zu beobachten. Die B-Achsen im Quarzphyllit streichen E—W oder auch WNW—ESE.

Der Landecker Quarzphyllit, der die Venetgruppe aufbaut, gleicht ganz dem Innsbrucker Quarzphyllit, einschließlich der typischen Einlagerungen. Vom Augengneis, der in zwei mächtigen Lagen im Phyllit des Venet eingeschaltet ist, betont schon W. HAMMER (1918), daß er im „Eruptivverband mit dem Quarzphyllit“ stehe. Die Augengneislagen sind auch nicht von Paragneisen begleitet. Wohl aber ist es möglich, daß sie über migmatitische Bildungen in den Quarzphyllit übergehen. Diese Zonen sind aber durch jüngere Bewegungen, die sich besonders an diesen Inhomogenitätsflächen stark ausgewirkt haben, verwischt. Die im Innsbrucker Quarzphyllit vorkommenden Augengneise gleicher Art (Schwazer Augengneis) liegen mehr an der Grenze zu den Wildschönauer Schiefnern.

Die gneisige Zone von Steinhof („Gneisphyllite“), die nach W hin N der Venet Alpe in den Steilhängen auskeilt, die W. HAMMER (1918) eher als eine von der Unterlage der Phyllite herausgeförderte Schuppe ansieht, ist nach neueren Beobachtungen (O. SCHMIDEGG 1959) als eine sedimentäre Einlagerung im Quarzphyllit anzusehen. Sie unterscheidet sich durch ihren Feldspatgehalt (kleine Albite) und auch vielfach reichlichen Erzgehalt vom übrigen Quarzphyllit. Sie ist nicht durch Bewegungsflächen vom übrigen Quarzphyllit getrennt, sondern geht im allgemeinen allmählich in sie über.

W. HAMMER ließ diese Möglichkeit zwar auch noch offen, wurde aber zur Annahme als Einschuppung vor allem dadurch verleitet, daß gerade in der Fortsetzung in der Ötzmase ein Schieferkeil zwischen Granitgneisen liegt, als deren Fortsetzung er die Gneise von Steinhof ansah. Es geht aber dazwischen die Überschiebungsfläche hindurch.

Die Grenzzone des Quarzphyllites gegen die nördlichen Kalkalpen liegt nun hier nicht mehr unter Talanschüttungen verborgen, da der Inn in diesem Gebiet sich in die Kalkalpen selbst eingeschnitten hat. Die Aufschlüsse sind allerdings sehr spärlich, da ausgedehnte Schutt- und Moränenbedeckung gerade in dieser Zone große Bereiche verhüllt.

Durch die Stollenbauten der TIWAG für das Kraftwerk Prutz-Imst, bei denen der Druckstollen vom Kalkbereich quer durch die ganze phyllitische Zone getrieben wurde, ergab sich ein durchgehender Aufschluß, den aufzunehmen ich Gelegenheit hatte (SCHMIDEGG 1959).

Die ganze Zone steht steil und ist mit vertikalen Bewegungsflächen, die Ostwest streichen, intensiv durchbewegt.

Es zeigte sich, daß zwischen Kalkalpen und Quarzphyllit eine Gesteinsserie eingeschaltet ist, die aus meist sehr dünnblättrigen phyllitischen Schiefnern besteht, die mit großer Wahrscheinlichkeit als der Grauwackenzonen angehörig erkennbar waren.

Sie sind von anderer Farbe wie der Quarzphyllit. Sie wechselt zuweilen und ist manchmal im großen auch fleckig. Es sind hellgraue bis schwarze Phyllite, wobei in letzteren lagenweise auch Quarzgerölle vorkommen (Karbon?), dann kommen auch gelbliche bis grünliche Phyllite vor. Gegen den Quarzphyllit ist ein allmählicher Übergang mit deutlichen Verschuppungen vorhanden. Auch nach N hin ist der angrenzende Verrucano (schiefrige Quarzkonglomerate) mehr-

fach in die Phyllite eingeschuppt. Der **Buntsandstein**, der in den Geländeaufschlüssen meist breiter ist, ist im Stollen nur schmal und steht zwischen glatten lotrechten Bewegungsflächen.

Die phyllitischen Grauwackenschiefer sind auch hier im Gelände sehr schwer zu erkennen und bei der Geländeaufnahme auch zunächst nicht erkannt worden. Im Stanzer Tal gibt **O. AMPFERER** das Vorkommen von „bunten Phylliten“ an. Die Angabe „bunt“ würde nach der Beschaffenheit im Stollen auf Grauwackenschiefer schließen lassen. Nach mündlicher Mitteilung von **O. REITHOFER** sollen es jedoch Quarzphyllite sein.

Auch innerhalb des Kalkgebirges sind steilstehende Bewegungsflächen vorhanden und starke Mächtigkeitsschwankungen mit sicher tektonischer Ursache. Der südlich des Inn gelegene Streifen der Kalkalpen bildet eine eng zusammengeklappte Mulde mit Jura im Kern, nicht, wie **O. AMPFERER** (1930) annahm, zwei Decken.

Der ganze Bereich vom Quarzphyllit bis in den südlichen Streifen der Kalkalpen ist intensiv nach steilen Flächen und vertikalen Richtungen durchbewegt. Es ist eine annähernd kontinuierliche Schichtfolge vorhanden, die, vor allem in der Tiefe, stark eingengt ist. Nirgends läßt sich eine Bewegungsfläche durchlegen, die größere Einheiten trennen würde und einer Deckengrenze entsprechen könnte. Im ganzen ist es eher eine **Bewegungszone**, deren Bewegungsflächen sich auf verschiedene Glieder verteilen, die aber ihre stratigraphischen Zusammenhänge bewahrt.

In seinem Hauptteil bildet der Quarzphyllit eine große Mulde mit flachem Kern, die aber nach der Tiefe stark eingengt ist. Nach S folgt Phyllitgneis, der die am Nordrand des Ferwall nach W hinziehende **Phyllitgneiszone** **W. HAMMERS** bildet. Es scheint sich hier um eine schon sedimentär begründete Übergangszone zwischen Quarzphyllit als jüngerer Serie und altkristallinen Gneisen als ältere Unterlage handeln. Durch das Vorwalten von an Glimmern reicheren Gesteinen wirkte sie als Bewegungszone und wurde im Ferwallgebiet auch zum Teil von Altkristallin überfahren.

Nahe dem Überschiebungsrand der Ötzmasse im Bereich von Piller bis hinauf zur Gogles A. liegen die Phyllitgneise ihrerseits wieder wie eine große Platte auf dem Quarzphyllit, sind aber selbst stark verfaltet und auch mit dem Quarzphyllit verzahnt.

Bei **Puschlin** ist eine **Triasserie** eingeklemmt, die in ihrer Gesteinsfolge auch **Verrucano** enthält. Sie bildet, wie schon **W. HAMMER** betont, eine nach unten geschlossene **Synklina**, die gegen die Tiefe des Inntales endigt, auf der anderen Talseite wieder einsetzt und sich bis zur **Thialspitze** fortsetzt. Nach **W. HAMMER** ist sie mehrfach verschuppt, also auf verschiedene Bewegungsflächen verteilt.

Die nun folgenden Gneise sind im Querschnitt des Inntales als schmaler ($\frac{3}{4}$ km breiter) Ausläufer der **Silvrettadecke** vorhanden. Es sind hier stark diaphthoritische Paragneise und Augengneise. Das altkristalline Dach des Engadiner Fensters steht also hier steil und zieht so unter die Schubbahn der Ötzmasse hinein, von ihr nach oben abgeschnitten. Erst weiter im W legt sich die Schubbahn der Silvrettadecke wieder flacher. Wie schon **W. HAMMER** (1931) und **O. REITHOFER** festgestellt haben, gehen die Phyllitgneise in das Silvrettakristallin über. Es ist keine durchgehende trennende Grenze vorhanden. Die Metamorphose nimmt dabei nach S vom Quarzphyllit bis zu den Silvrettagneisen allmählich zu.

Die ganze eben dargestellte Gesteinsfolge vom Quarzphyllit über Phyllitgneis

mit eingeschuppter Triassynklinalität bis zum Silvrettakristallin verschwindet mit ENE-Streichen unter der darübergeschobenen Ötzmasse. Der Überschiebungsrand ist in dieser vielfach stark mylonitisiert, besonders in den Granitgneisen, und als solcher daher gut erkennbar.

Vom Kaunerberg bis in die Gegend N Nauders liegt die Ötzmasse unmittelbar auf den Gesteinen des Engadiner Fensters, das aus penninischen Bündner Schiefer mit einer Randzone von Unterostalpin besteht. Schon H. P. CORNELIUS hat 1942 festgestellt, daß die B - A c h s e n (Faltenachsen und Streckungsachsen) der oft sehr stark verfalteten Schiefer nicht mit der diagonalen SW—NE gerichteten Aufwölbung übereinstimmen, sondern mehr E—W ($N 60^{\circ} W$ bis $N 75^{\circ} E$) streichen, neben solchen mit ungefähr $N 25^{\circ} W$. Es ist also die Hauptbewegung des Deckenschubes, mit der die Bündnerschiefer verformt wurden, in ungefähr S—N-Richtung erfolgt, in geringerem Ausmaße auch wohl als B²-B-Bewegungen in ungefähr E—W-Richtung, genauer nach den Messungen von CORNELIUS WSW—ENE. Die Anzahl der Messungen ist allerdings, wie auch CORNELIUS selbst zugibt, noch verhältnismäßig gering, doch sind dadurch die wesentlichen Grundzüge erfaßt, wie sich nach neueren Beobachtungen von MIGNON und SCHMIDEGG, die noch unveröffentlicht sind, ergibt.

Im Bereich beiderseits des Kaunertales, wo das Kaunertalkraftwerk der Tiroler Wasserkraftwerke im Bau ist, sind umfangreiche Stollenbauten durchgeführt worden und noch im Gange. Diese haben ausgezeichnete Aufschlüsse längs des ganzen Tales im Berginnern geschaffen (Stollenaufnahme K. MIGNON) und im Verein mit einer neuen gründlichen Obertagskartierung (O. SCHMIDEGG) neue wesentliche Ergebnisse gezeitigt, besonders da auch die Überschiebungsfäche der Ötzmasse auf das Engadiner Fenster gequert wurde.

Die Überschiebungsfäche zeigte sich im Stollenaufschluß recht glatt und ebenflächig, dürfte aber im weiteren Verlauf doch unebener sein und ist sicher auch stellenweise von Querstörungen vielfach versetzt. Das Ötztaler Kristallin ist weitgehend, im allgemeinen bis zu einer Entfernung von 200 bis 300 m, stark zerschert und größtenteils mylonitisiert, doch kommen auch festere Inseln verschonten Gesteins in diesem gestörten Bereich vor. Die Bündner Schiefer hingegen sind bis unmittelbar an die Überschiebungsfäche heran von Mylonitisierungen verschont. Sie sind nur sehr intensiv durchbewegt, jedoch kaum stärker als es auch in Bereichen weiter ab von der Überschiebung zu beobachten ist.

Es kommen jedoch stellenweise auch weiter entfernt von der Überschiebungszone größere Mylonitzonen vor, die als Störungen zu betrachten sind, die von der Überschiebungsfäche selbst abzweigen, und zwar spitzwinkelig. Der Stollen hat eine solche Störungszone durchfahren (W Feichten), in der ein Schubspan eines dunklen dolomitischen Kalkes mitgeschleppt wurde. Dieser fällt flach nach S ein und gehört wahrscheinlich dem Muschelkalk der unterostalpinen Randzone an. Die Geländeaufnahmen zeigten keinen derartigen Schubspan, auch keine entsprechende Mylonitzone, denn diese, der in Frage kommende Bereich, ist hier durch Schutt verdeckt. Die Karten W. HAMMERS zeigen solche Schubspäne aus dem Engadiner Fenster erst weiter ab am Nordrand am Silvrettakristallin bei Asters und dann erst wieder in der Gegend S von Nauders.

Die Störzone, die im Stollen W Feichten angefahren wurde, setzt sich auch östlich des Kaunertales in das Verpeital hinein fort. An dessen Südhang hat der dort vorgetriebene Zuleitungsstollen auch eine ausgedehnte Mylonitzone angefahren, die dem Hang entlang streicht. Sie hat hier seinerzeit einen

größeren Bergrutsch ausgelöst, der dann die ganze Mylonitzone verdeckt hat.

Hinsichtlich der näheren Einzelheiten der durch die geologischen Aufnahmen bei Planung und Bau des Kaunertalkraftwerkes gewonnenen Erkenntnisse wird auf die beabsichtigte Veröffentlichung verwiesen (O. SCHMIDEGG, K. MIGNON, A. FUCHS).

Bei den in den nächsten Jahren geplanten Stollen der Bachüberleitungen sind noch weitere Aufschlüsse zu erwarten. Die Überschiebungsfläche soll damit noch zweimal durchstoßen werden.

Beim Vergleich der Silvrettadecke und der Ötzmasse zeigt sich, daß die Überschiebungsfläche ersterer viel steiler einfällt als die der Ötzmasse, meist mit etwa 50° besonders am Nordende des Fensters im Bereich des Inntales und weiter im E mit 80° und fast lotrecht. Daraus ist zu schließen, daß die Serien des Engadiner Fensters sich nach N nicht mehr weit fortsetzen.

Die Schubfläche der Ötzmasse hingegen fällt mit $25\text{--}30^\circ$ nach E ein, ist also flacher.

Bemerkenswert ist auch, daß der Rand der Silvretta-Kristallins stark von verfestigten Gang-Myloniten durchsetzt ist (Pseudotachilite), die im Ötzkristallin fehlen. In diesen sind es hauptsächlich unverfestigte Mylonite. Demnach scheint die Überschiebung der Silvrettadecke unter größerer Belastung erfolgt zu sein als die der Ötzaldecke. Das entspricht ja auch der Lage der Silvrettadecke unter der Ötzaldecke.

Die Grenze der Ötzmasse verläuft vom Kaunertal an der Aufwölbung des Engadiner Fensters entlang und schneidet die im allgemeinen E—W-streichenden Gesteinszüge der Schiefergneise mit den eingelagerten Granitgneismassen schräg ab. Doch ist an einigen Stellen ein Anpassen der Gesteinszüge an den Fensterrand zu beobachten, nach G. MÜLLER (mündliche Mitteilung) an der Südseite der Aifenspitze auch Schlingenbau. Im allgemeinen ist aber doch der Rand der Ötzmasse zum Engadiner Fenster als Erosionsgrenze zu betrachten, und die Ötzmasse hat früher noch weiter nach W gereicht.

Etwa im Bereich Nauders verläßt der Rand der Ötzmasse die Bündnerschiefer des Engadiner Fensters und es schiebt sich zunächst ein schmaler Keil von Silvretta-Kristallin ein. Auf diesen folgt dann die Sedimentserie und das Altkristallin der Scarl- und Umbraildecke.

Besonders hier erweist sich der Rand der Ötzmasse als ein ausgesprochener Erosionsrand, dadurch, daß einzelne Deckschollen von Ötzkristallin (Lischanna Südgrat, Piz Cornet u. a.) auf der tieferen Einheit liegen.

Die Überschiebung, als Schlinig-Überschiebung bekannt, biegt nun nach SE gegen den Vintschgau, wo sie unter dessen Talanschüttungen verschwindet.

Südbegrenzung der Ötztaler Masse

Die Lage des Südrandes der Ötztaler Masse ist nicht ganz eindeutig. Die Fortsetzung der Schlinig-Überschiebung als Deckengrenze ist fraglich und wird bei den verschiedenen Versuchen zur Alpensynthese unterschiedlich angenommen. R. STAUB hatte sie 1923 im Nordgehänge des Vintschgau den Phyllitsynklinalen entlang gezogen, dann quer über das untere Schnalstal in den Bereich des Schneeberger Zuges. Da nach den neuen Aufnahmen von B. SANDER und O. SCHMIDEGG (1933) diese Lage der Deckengrenze nicht mehr haltbar war, zog R. STAUB sie 1937 dem Vintschgau entlang und dann in den südlichen Gneiszug. Bei L. KOBER (1955) geht die Grenze schräg SW—NE den Vintschgau, wobei sie natürlich

einen großen Teil der Gesteinszüge schräg schneidet, ohne daß hier eine vor-gezeichnete Linie vorhanden wäre. A. TOLLMANN (1963) zeichnet in seiner Übersicht keine Deckengrenze mehr zwischen der Ötztaler Masse und dem Kristallin S des Vintschgau. Es wird alles mittelostalpin.

Jedenfalls besteht aber mindestens eine Teildeckengrenze des Ötzkristallins gegen die südlich folgenden Teildecken, die wahrscheinlich, soweit sie noch vorhanden ist, dem Vintschgau folgen wird, dann aber nach E zu nach und nach ausklingen dürfte. Wir nähern uns hier im Streichen aus dem Deckenbereich immer mehr dem Wurzelland.

Im südlichen Gneiszug des Pustertales ist es schon sehr schwierig, eine Deckengrenze zu finden, und solche Versuche haben meist fehlgeschlagen. Als Deckengrenzen werden die Züge von Mesozoikum angenommen, die aber vielfach nur auf eine gewisse Erstreckung andauern und dann ohne ersichtliche Fortsetzung endigen, wie dies z. B. bei der Trias von Fartleis (B. SANDER 1929) und beim Triaszug von Kalkstein der Fall ist, der sicher keine Deckengrenze darstellt. Letzterer wird von einem Schlingenbogen quer abgeschnitten. Man kann viel eher annehmen, daß das Mesozoikum Reste ehemaliger Deckplatten darstellt, die muldenförmig eingequetscht wurden und dann entweder eine Synklinale mit symmetrischer Anlage oder mit einseitigem Bau als einfache Schichtplatte bilden.

Bereich E des Silltales

E des Silltales breitet sich die Zone des Innsbrucker Quarzphyllites aus, nach R. KLEBELSBERG (1935) zur Grauwackenzone im weiteren Sinne gehörig. Sie reicht vom Inntal nach S bis in die Gegend von Matrei und hat damit eine Breite von 13 km.

Sie weist vorwiegend flache Lagerung auf, die nach S allmählich ansteigt, was durch Einlagerungen von Kalkbänken und Chloritschiefern in den sonst sehr einförmigen Quarzphylliten deutlich wird (Bereich Arztaal—oberstes Navistal). Der südlichste Streifen der Quarzphyllitzone ist stark eingeeengt und in Falten gelegt. Die Faltenachsen verlaufen um E—W (O. SCHMIDEGG 1954).

Bei Schwaz taucht N des Quarzphyllites von W her aus der Tiefe die Serie der Wildschönauer Schiefer mit hier mächtigen Einschaltungen von Dolomit (Schwazer Dolomit) auf. Auch basische Gesteine kommen vielfach vor (Diahas Serpentin usw.). An der Grenze treten Augengneise aus (Schwazer Augengneis). Steilachsige Tektonik verknüpft hier Quarzphyllite, Augengneis und Wildschönauer Schiefer (SCHMIDEGG 1943).

Im Gebiet S Hopfgarten ist der Quarzphyllit in einem großen Lappen nach N über den Wildschönauer Schiefer vorgeschoben und erreicht fast den Buntsandstein. Gegen den Pinzgau verschmälert sich die Zone des Quarzphyllits und verschwindet unter den Wildschönauer Schiefern in den Talanschüttungen des Pinzgau.

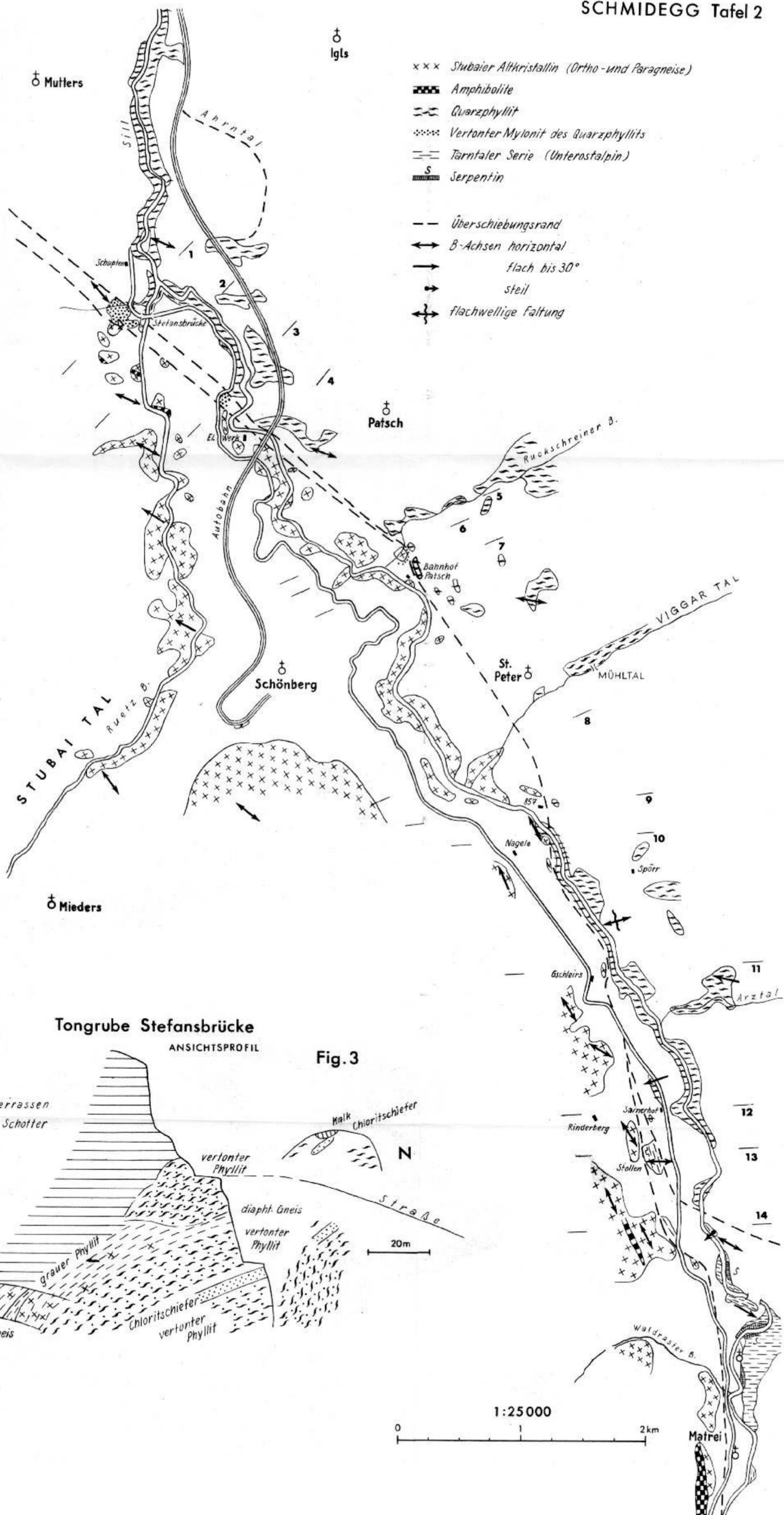
Auch am Patscherkofel und weiter nach E bis fast zum Glungezer liegen, wie schon erwähnt, auf den Quarzphylliten höher kristalline Schiefer: Gneise und Glimmerschiefer mit Staurolith, der allerdings oft in einen feinen Glimmerfilz umgewandelt ist. Sie entsprechen altkristallinen Gesteinen der Ötzmasse bzw. Silvretta. Mit dem Quarzphyllit sind sie durch Übergänge verbunden, durch eine Zone von phyllitischen Gneisen, ähnlich wie am Nordrande der Silvretta. Es kommen auch vereinzelt mylonitische Zonen oder Gänge (Pseudotachylite) vor, doch ist keine durchgehende Bewegungsfläche,

DER ÜBERSCHIEBUNGSRAND DER
ÖZTALER MASSE IM UNTEREN SILLTAL

GEOLOGISCHE KARTE VON OSKAR SCHMIDEGG

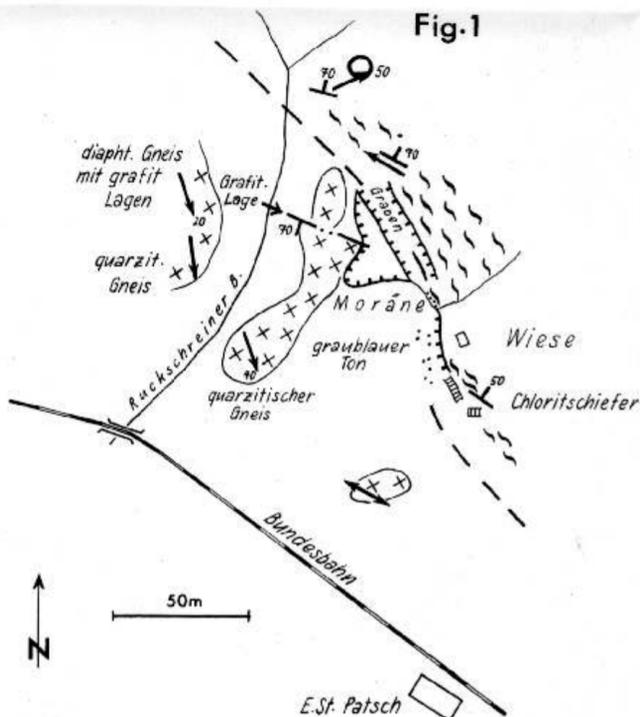
- xxx Stubaier Altkristallin (Ortho- und Paragneise)
- Amphibolite
- Quarzphyllit
- Vertonter Mylonit des Quarzphyllits
- Tarntaler Serie (Unterostalpin)
- Serpentin

- Überschiebungsrand
- B-Achsen horizontal
flach bis 30°
- steil
- flachwellige faltung



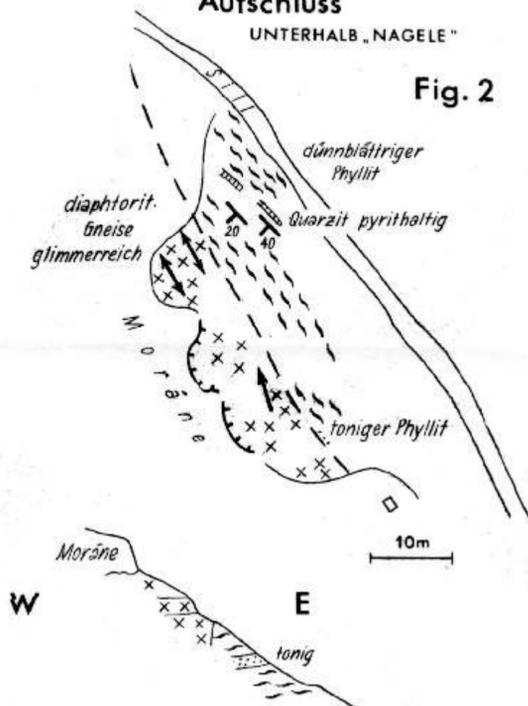
Aufschluss N E.ST.PATSCH

Fig. 1



Aufschluss
UNTERHALB „NAGELE“

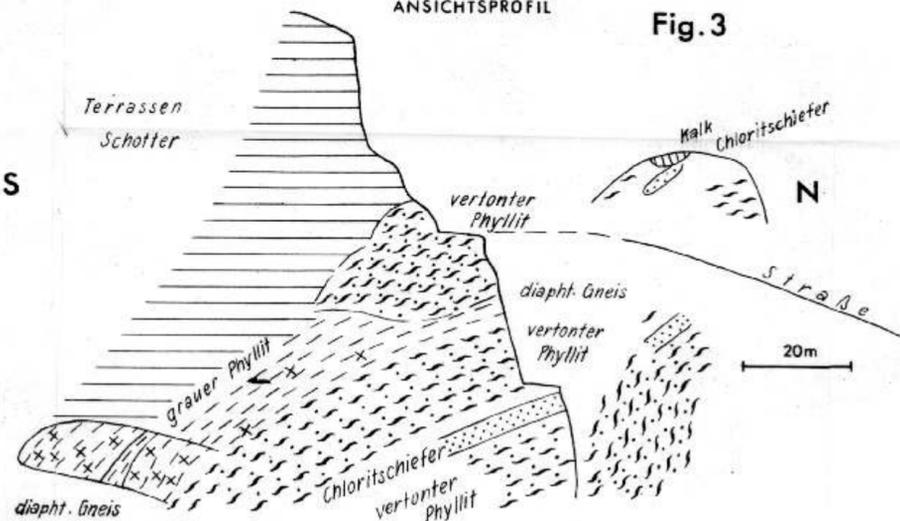
Fig. 2



Tongrube Stefansbrücke

ANSICHTSPROFIL

Fig. 3



wie sie einer aufgesetzten Deckkappe entsprechen würde, vorhanden. Mylonitische Gangbildungen konnte ich auch innerhalb der Glimmerschiefer finden (am Gipfel).

Schwach gneisige Gesteinstypen kommen auch in halber Höhe des Patscherkofels innerhalb der Quarzphyllite vor, auch eine Lage mit Staurolith an der Südseite im Viggartal, gleich denen am Gipfel.

Aus diesen Beobachtungen geht somit hervor, daß die im Gipfelbereich aufliegenden höher kristallinen Gneise wahrscheinlich keine selbständige Decke darstellen, sondern daß sie in Form einer überschlagenen Falte hinaufgekommen sind, also verkehrt liegen, wobei die ehemals daraufliegenden Phyllitgneise und Quarzphyllit nunmehr ihre Unterlage bilden. Die Stellung der eingeschalteten Glimmerschieferlage ist noch nicht ganz klar. Hier ist erst die weitere im Gange befindliche Kartierung abzuwarten.

Eine ähnliche Auflagerung wie am Patscherkofel stellte die Kappe der Steinbergkogelschiefer (im Pinzgau bei Neunkirchen) dar, die auch nach TH. OHNE-SORGE von höher kristallinem Schiefer gebildet wird, die dem Quarzphyllit aufliegen.

Die Deckscholle des Patscherkofels liegt zwar tatsächlich höher als die Basis der Ötzmasse, gehört aber mit dem darunter liegenden zugehörigen Quarzphyllit unter die Ötzmasse. Es ist also ein Gegenstück zur Silvrettateildecke, das man mit ihr unter der Ötzmasse durch verbinden oder wenigstens ihr tektonisch gleichsetzen kann.

Deckenbeziehungen

Der Nordrand der Ötzmasse ist durch 2 größere Störungen gegeben, die in stumpfem Winkel zueinanderstehen und an denen die nördlichen Kalkalpen gegenüber der Ötzmasse stark abgesunken sind, vielleicht etwas staffelförmig, im ganzen aber um einen Betrag, der mindestens die Höhe der Ötztaler Berge in diesem Bereich umfaßt, also etwa 2—3 km. Vorausgesetzt, daß man annimmt, daß die Kalkalpen einem höheren Niveau als die Ötzmasse angehören.

O. AMPFERER nahm 1930 an, daß die Ötztaler Masse weiter nach N über die Kalkalpen vorgedrungen ist, und dabei die Kalkalpen im Bereich des Seefelder Sattels niedergedrückt hätte. Die tektonische Einmuldung im Bereich des Sattels von Seefeld zwischen dem Wettersteingewölbe der Hohen Munde im W und dem ebenfalls aus Wettersteinkalk bestehenden Gewölbe des Solstein im E wäre durch die Last der aufgeschobenen Ötzmasse zustande gekommen.

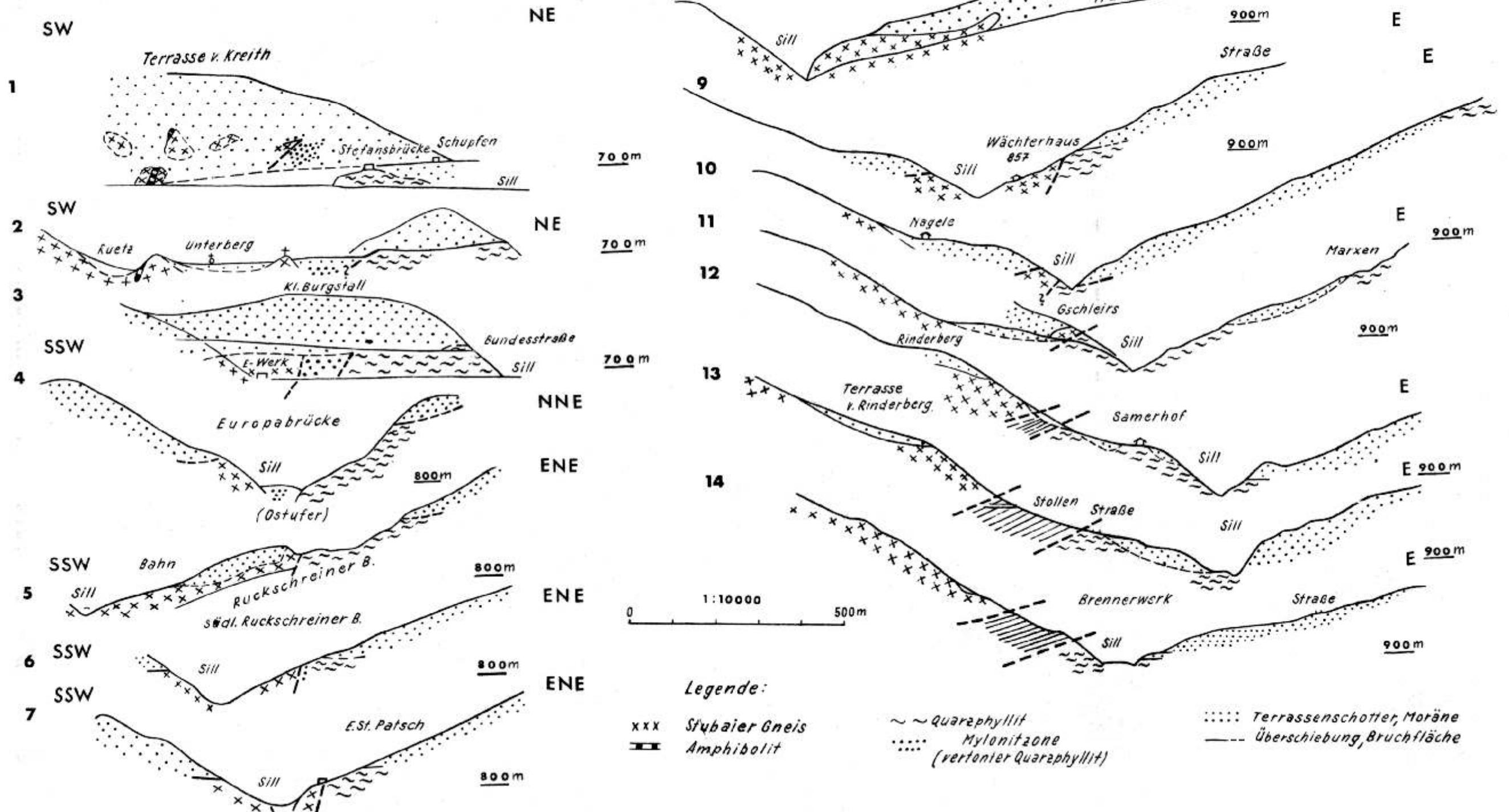
Dagegen spricht aber, daß die Einmuldung weniger durch eine örtliche Belastung, sondern wie die N—S-Achsen in den Raibler Schichten zeigen, durch eine Einengung in E—W-Richtung zustande gekommen ist, wie sie bei E—W-Schüben in den nördlichen Kalkalpen häufig ist.

Außerdem liegt die am weitesten vorreichende Stirn der Ötzmasse nicht der Einsenkung gegenüber. Der Nordrand der Ötzmasse zeigt in seiner Struktur eine Bogenform, deren am weitesten nach N ausbiegender Teil etwa der starken Aufwölbung der Hohen Munde gegenüberliegt, während gegenüber dem weiter östlich liegenden Seefelder Sattel in der Ötzmasse schon ein Abbiegen der Strukturen nach SE hin vorhanden ist.

Es wäre jedoch möglich, daß ein höherer Lappen, am ehesten Grauwackenzone (etwa Quarzphyllit), auf die Kalkalpen übergeschoben wurde, in ähnlicher Weise wie im selben Meridian weiter im S die Steinacher Decke. Es ist jedoch nicht anzunehmen, daß die Ötztaler Masse als solche den nördlichen Kalkalpen aufgeschoben wurde.

QUERPROFILE ZUR GRENZE STUBAIER GNEISE-QUARZPHYLLIT IM SILLTAL

O. SCHMIDEGG



An den beiden Seitenrändern der Ötzmasse tritt die Überschiebungsfläche sichtbar aus, und zwar aus dem Erosionsrand. Nur im unteren Silltal liegt der Austritt in der Tiefe und schneidet an einer Vertikalstörung den Silltalbruch ab, der aber nur eine Fortsetzung der Inntalstörung (vom Oberinntal) darstellt. Hier ist aber die Quarzphyllitzone gegenüber der Ötzmasse gehoben, gegen die Kalkalpen aber auch abgesunken.

Der Quarzphyllit, der im mittleren Teil des Nordrandes bei Telfs vorgelagert ist, gehört unmittelbar zur Ötzmasse selbst, da er ja durch Übergänge mit ihr verbunden ist.

Dagegen sind die Quarzphyllitserien im W und E durch tektonische Grenzen, meist durch Überschiebungsflächen, z. T. auch durch Bruchflächen von der Ötzmasse getrennt. Der Landecker Quarzphyllit ist aber mit dem Silvrettakristallin durch Übergänge über die Phyllitgneisserie verbunden, wobei das Kristallin durch Überkippung teilweise darauf liegt. Die Landecker Phyllitzone gehört also zur Silvretta-Teildecke, der tieferen Einheit der ehemaligen Silvretta-Ötzmasse.

Die Zone des Innsbrucker Quarzphyllites ist ebenfalls durch tektonische Grenzen abgetrennt, z. T. durch eine Bruchlinie. Es ist natürlich denkbar, daß es der früher auf der Ötzmasse selbst gelegene Phyllit ist, der abgeglitten und dann überfahren wurde, wahrscheinlicher ist aber die Verbindung mit der Silvretta.

A. TOLLMANN hat in der Ostalpensynthese 1963 in Anlehnung an L. KOBER (1955) in einer beiliegenden Karte eine Übersicht über den Deckenplan der Ostalpen gegeben, wobei auch einige Umänderungen gegenüber KOBER vorgenommen wurden. Es ergeben sich darin Beziehungen zwischen manchen Bauelementen, die mit den Beobachtungen nicht immer ganz übereinstimmen.

Silvretta und Ötzmasse wurden von TOLLMANN beide als mittelostalpin bezeichnet, was nunmehr dem Rechnung trägt, daß beide als Teildecken einer größeren Kristallineinheit angehören. Die im N der Silvrettadecke folgende Phyllitgneiszone wird mit der Landecker Phyllitzone und den ganzen nördlichen Kalkalpen zum Oberostalpin gerechnet. Es müßte also zwischen Silvrettakristallin und Phyllitgneiszone eine Hauptdeckengrenze durchziehen. Beide gehen aber, wie oben ausgeführt wurde, ineinander über. Die Triaslinen beiderseits des Inntales sind aber, wie HAMMER schon betonte, nur schmale synklinale Einschaltungen, die nicht bis in die Tiefe reichen.

Die Zusammenfassung von Quarzphyllit mit den nördlichen Kalkalpen als eine zusammengehörige Folge kann ich besonders auf Grund der Stollenaufnahmen S Imst bestätigen.

Zur Landecker Phyllitzone wird auch noch der Phyllit von Telfs dazugerechnet, der aber eng mit dem Kristallin der Ötzmasse verbunden ist.

Der Innsbrucker Quarzphyllit, von R. STAUB als mittel- bis oberostalpin angesehen, wird von A. TOLLMANN, wie auch schon von L. KOBER, zum Unterostalpin gerechnet und mit dem angrenzenden Unterostalpin der Tarntaler Serie und der Krimmler Trias verbunden. Hierzu ist zu bemerken, daß zwischen diesen beiden aber als bedeutende Störungslinie die weitreichende P i n z g a u e r S t ö r u n g zieht, die die Grauwackenzone vom Tauernfenster trennt. Beide mit ganz verschiedenem Bau. Dagegen wird der Schwazer Augengneis mit den übrigen Augengneiskörpern im Quarzphyllit, wie bei KOBER zu einer eigenen Decke, die mittelostalpin ist, gemacht und damit der Ötzmasse zugeteilt.

Die Wildschönauer Schiefer mit den darauf liegenden Kalkalpen würden dann als oberostalpin zum Landecker Quarzphyllit gehören. Die Wildschönauer Schiefer stimmen jedoch in ihrer Beschaffenheit durchaus nicht mit dem Quarzphyllit von Landeck überein, das gilt vielmehr für den Innsbrucker Quarzphyllit. Die Wildschönauer Schiefer sind weniger metamorph, was auch für ihre Einlagerungen (Grünschiefer) gilt, als der Quarzphyllit. Auch enthalten sie kennzeichnenderweise oft sandige Lagen. Im Handstück oft schwer unterscheidbar, sind sie doch im großen, wenn man sie einmal kennt, gut trennbar.

Der Schwazer Augengneis, der nahe der Obergrenze mehr im Quarzphyllit liegt, kann diesem wohl angehören. Augengneise kommen öfters ja in Quarzphyllit vor, wie z. B. die mächtigen Augengneise im Quarzphyllit des Martelltales. Ich verweise auch auf den Venet, wo der Augengneis allerdings randlich stark mylonitisch ist, also eher als Einschuppung gedeutet werden könnte. Wahrscheinlich dürfte auch hier die Mylonitisierung doch mehr auf die Inhomogenitätsfläche zurückzuführen sein. Bei einem starren Körper innerhalb eines sehr durchbewegten Mediums kann dies leicht vorkommen.

Schließlich ist der Schwazer Augengneis eng mit dem Quarzphyllit verbunden, gemeinsam einer steilachsigen Verfaltung unterworfen worden. Für die Deutung als eigene Decke, die dem Ötztaler Kristallin angehören soll, erscheint es auch merkwürdig, daß nur Augengneise vertreten sind und bei allen Vorkommen nirgends eine Spur von anderen Gesteinen der Ötzmasse, vor allem von Paragneisen, die doch einen wesentlichen Bestandteil des Ötzkristallins bilden, vorhanden sind.

Die Teilung der Grauwackenzone in drei Decken, wie sie A. TOLLMANN bringt, kommt somit den Gegebenheiten nicht gerecht. Weder sind große durchziehende Flächen vorhanden, an denen deckentrennende Bewegungen anzunehmen sind, noch sprechen die gesteinsmäßigen Vergleiche für die geforderten Beziehungen.

Es scheint sich doch eher um eine kontinuierliche Schichtfolge vom Quarzphyllit bis zu den Kalkalpen zu handeln.

Für den Bereich des Ötztaler Kristallins zwischen unterem Kaunertal und Pitztal, hat G. MÜLLER (nach W. MEDWENITSCH 1962) eine Einteilung in „Zonen“, die teilweise auch „Teildecken“ genannt werden, angegeben.

Wenn hier „Decken“ vorhanden sein sollen, können sie höchstens variszisch sein. Für diese würde nach G. MÜLLER etwa die schwimmende Granitgneismasse des Schweikert sprechen. Doch würde ich dies eher für eine Überfaltung (ohne Gleitbahnen) halten. Eine deckenmäßige Abtrennung der Granitgneismassen von den Paragneiszonon ist schon wegen des Migmatit- und sonstigen Kontakthofes, der besonders bei den Biotitgranitgneisen meistens vorhanden ist, nicht möglich. Die junge Bewegungsfläche mit dem Schubspan aus Kalk bei Feichten geht mitten in Zone 4 hinein.

Zum Vorschub der Ötztaler Masse

Der Vorschub der Ötztaler Masse ist in wenigstens zwei deutlich unterschiedenen Phasen erfolgt. Eine ältere steht mit dem Schlingenbau im Zusammenhang, denn das Abbiegen an den beiden Seiten ist wohl als Zurückbleiben der Gesteinszüge an den beiden Seitenrändern beim Vorschub zu werten (O. SCHMIDEGG 1933) und damit auch zum Schlingenbau zu stellen. Es ist auch wie dieser selbst, vor der Hauptkristallisation erfolgt. Die zweite wesentlich jüngere Phase ist durch Mylonitbildungen gekennzeichnet, die nicht mehr verheilt sind. Dazu gehört sicher auch die Ausbildung der Mylonitzone mit eingeschlepptem Schub-

span von unterostalpinem Kalk W Feichten. In gleicher Weise sind auch anschließend Brüche wie Silltalbruch mit Mylonitbildungen entstanden.

Wann die Ausbildung der Schlingen und damit auch die übrigen entsprechenden Formungen der Ötztaler Alpen mit horizontaler Achse vor sich gegangen sind, läßt sich nicht genau angeben. In einer Zusammenstellung verschiedener Altersbestimmungen nach der Isotopenmethode, besonders aus den Karpathen, hat J. KANTOR das Alter für einen „Biotitaugengneis“ mit 285 Millionen Jahren angegeben. Es ist allerdings nicht ganz klar, wohin im Genaueren dieser Augengneis zu stellen ist. Ob zu den zweiglimmerigen Augengneisen oder den Biotitgranitgneisen. Es ist sogar ein Paragneis mit großen Albitporphyroblasten möglich, wie sie etwa bei der Vernagthütte vorkommen. Das Alter ist somit variszisch, doch sind diese Bestimmungen wegen der Metamorphose für das wahre Alter nicht immer ganz zutreffend. Jedenfalls ist der Schlingenbau vor der Tauernkristallisation entstanden, aber auch vor einer früheren Kristallisation, die durch die kristalline Ausbildung der Laaser Glimmerschiefer (SANDER 1929) gekennzeichnet ist (Laaser Kristallisation), aber nicht immer scharf von der Tauernkristallisation abzutrennen ist. Er ist auch vor dem Eindringen der in den Ötztaler Alpen so häufigen Diabasgänge erfolgt, da diese in oft E—W-verlaufenden Zügen den Schlingenbau quer schneiden, dagegen erst nach der Sedimentation der relativ jüngeren Glimmerschiefererien, wozu auch der wohl altpaläozoische Schneeberger Zug gehört. Dieser hat überhaupt eine eigenartige Stellung. An seinem Westende ist er mit allerdings nur mehr 45° nach E einfallenden Achsen in den Schlingenbau, also einer älteren Tektonik, einbezogen. Im E sendet er eine Decke nach N über die Trias und hat Trias an seinem Nordrand eingeklemmt. Hier ist also die Tektonik sicher nachtriadisch. Der Übergang zwischen ihr und dem vortriadischen Bau ist durch die Tauernkristallisation, die später darübergegangen ist, verwischt.

In den leicht teilbeweglichen Schiefeln des Schneeberger Zuges hat sich wahrscheinlich die jüngere Tektonik weiter ausgewirkt als es dem Großbau entspricht und ihre Auswirkungen werden auch in diesem als Überprägungen vorkommen.

Daß der Schneeberger Zug an Material und Metamorphose gleich wie Untere Schieferhülle ist, hat schon B. SANDER (1920 a) betont, und ich konnte es bei meinen Aufnahmen von Blatt Sölden nur bestätigen. Ich stimme aber durchaus mit A. TOLLMANN (1963) überein, daß der Schneeberger Zug nicht ident mit penninischer Unterer Schieferhülle ist, also nicht eine Fortsetzung derselben ist. Die Metamorphose (Tauernkristallisation) hat er ja erst erlitten, als er schon über dem Ötztaler Kristallin lag. Ob er nun als mittel- oder oberostalpin zu bezeichnen ist, ob er also schon zum Ötztaler Kristallin gehört, möglicherweise von weiter aus dem S herangeschoben, oder von einer anderen Kristallindecke (also ob er als mittel- oder oberostalpin zu bezeichnen ist), lasse ich dahingestellt, denn hier weiter im E im Bereich des südlichen Gneiszuges, wo die kristallinen Teildecken sich allmählich in ihrer Wurzel vereinigen, verliert so die Unterscheidung von mittel- und oberostalpin allmählich ihren Wert.

Für die Tauernkristallisation ist eine Wärmefront anzunehmen, die von einem in der Tiefe intrudierten jüngeren Granit entsprechend dem Venediger Tonalitgranit ausging. Daß die Tauernkristallisation hier im Schneebergzug so kräftig ausgebildet ist, ist wohl einerseits auf die größere Bereitschaft der Glimmerschiefer hiezu, als auch wahrscheinlich auf das höhere Empordringen des Granits, nach A. TOLLMANN auch auf die geringere Mächtigkeit des Ötztaler Kristallins, worüber wir aber wenig wissen.

Die Bewegungen gingen in der älteren voralpidischen Phase im allgemeinen S—N vor sich, (B-Achsen N 70 E—N 70 W) mit Ausnahme des Bereiches im SE, in dem der Schlingenbau herrscht.

Für diesen muß man von E—SE her gerichtete Bewegungen annehmen, wobei das Herandrängen des Dinaridenblocks wirksam war. Für die E—W gerichteten Bewegungen zeugen die steilachsigen Verfaltungen mit zum Teil Schlingenbau beiderseits der Pustertaler Linie, die ich vor allem im nördlichen Bereich in den Villgratener Bergen im Altkristallin des Gneiszuges und im Quarzphyllit nachweisen konnte. Aber auch südlich dieser Hauptbewegungsfläche in der Gegend von Bruneck konnte ich steilachsige Verfaltungen beobachten, die randlich dem Brixener Granit von Kontakterscheinungen überholt sind. Auf diese Änderungen und Verbiegungen des Streichens hat schon FURLANI-CORNELIUS 1919 hingewiesen. Auch die flachen N—S-Achsen in der Gegend von Brixen gehören zu den Auswirkungen von E—W-Bewegungen.

Da auch in einer weiter im N befindlichen Linie innerhalb der jungen oberen Schieferhülle in ihrer „Wurzelzone“ steilstehende Verfaltungen festgestellt wurden (O. SCHMIDEGG, F. KARL, Aufnahmeberichte 1956), sind auch in jüngeren Phasen noch derartige Bewegungen erfolgt, die den alten Bahnen nachgingen.

Auch bei der Ausbildung der Ötztaler Schlingen, die durch diesen Anshub von E her erfolgte, sind sicher alte s-Flächen eines früheren Baues mitbenutzt worden. Stellenweise kam es zu einer örtlichen Steigerung der Schlingenbildung, zu „Wirbelbildungen“. Wie am Ramolkogel, hier mit Glimmerschiefern im Kern.

Von SE her setzte im Bereich des südlichen Gneiszuges (Passeier Tal) eine starke Anpressung von SE her ein, die über den Schneeberger Zug bis in den Schlingenbereich (Venter Schlinge) bei Gurgl wirksam war. Hier konnte ich die Ausbildung eines Streißgefüges mit rhombischer Symmetrie im Korngefüge feststellen, im Gegensatz zum monoklinen Gürtelgefüge innerhalb der Schlingen. Die s-Flächen sind mit den eingeregeltten Biotiten sehr ebenflächig. Auch die starke Einengung des südlichen Gneiszuges, die von hier ab gegen E hin herrscht, ist auf diese Anpressung zurückzuführen, ferner die Rückfaltung des Schneeberger Zuges und angrenzender Zonen mit dem allgemeinen Einfallen nach NW.

Da, wie schon gesagt, bei jüngeren Bewegungen die alten Bahnen und Wegsamkeiten wieder aufleben, ist es im besonderen Fall nicht immer leicht, das Alter einer Bewegung festzustellen. Hier ist das Verhältnis zur Kristallisation zu beachten. Es sind wahrscheinlich bei den eben geschilderten Bewegungen auch jüngere nachtriadische dabei. Zu den sicher nachtriadischen gehören die Teildeckenbewegungen in höheren Bereichen, die auch noch Trias miterfaßt oder überdeckt haben, wie die Steinacher Decke mit der Blaserdecke. Wahrscheinlich ist auch die Matscherdecke auf eine mindestens in ihrer letzten Auswirkung jüngere Bewegung zurückzuführen.

Auch andersgerichtete Bewegungspläne gehören in weiterer Folge hinzu, wie die im Brennermesozoikum vorkommenden mit NW—SE-Achsen (A. FUCHS 1939, O. SCHMIDEGG 1957), dann die von S über SE nach E drehende Bewegung im Karbon und Quarzphyllit der Steinacher Decke (SCHMIDEGG 1949). E—W-Bewegungen fanden sich auch in höheren Bereichen des oberen Vintschgaues (an der Spitzigen Lun), wie ich dort 1935 beobachten konnte.

Fast überall finden sich im Kristallin der Ötztaler Alpen die Spuren letzter nachkristalliner Beanspruchungen, in manchen Bereichen mehr, in anderen weniger. Es sind zwar keine größeren, das ganze Gefüge verformenden Bewegungen, sondern sie sind meist als verschieden starke Überprägungen in einzelnen

Bereichen zu erkennen. Größere Ausmaße können sie örtlich durch Blattverschiebungen erhalten.

Wahrscheinlich in gleicher Phase erfolgte der Beginn einer allgemeinen rück-schreitenden Metamorphose (Diaphthorese), die die Gesteine teilweise erfaßt hat, meist ohne daß Bewegungen damit verbunden waren. Es sind dies hauptsächlich die Chloritisierung von Biotit, Umwandlung von Granaten, von Staurolith und Disthen, dann auch von Feldspat.

Verwendetes Schrifttum

- AMPFERER, O. 1930: Über den Südrand der Lechtaldecke zwischen Arlberg und Ötztal. Jb. Geol. B. A., S. 408.
- CORNELIUS, H. P. (1942): Zur Kleintektonik im „Engadiner Fenster“. Berg. d. R. A. f. Bodenf., S. 1—3.
- DRONG, H. J. (1959): Das Migmatitgebiet des „Winnebachgranit“ (Ötztal—Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. Tschermarks min. u. petr. Mitt. 3. Folge, Band 7.
- DÜNNER, H. (1934): Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. Winterthur.
- FUCHS, A. (1939): Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westlich des Brenners). Jb. d. Rst. f. Bodenf., Zw. Wien.
- FURLANI, M. (1919): Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack und Pensertal in Tirol. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Bd. 97.
- HAMMER, W. (1914): Das Gebiet der Bündner Schiefer im oberen Inntal. Jb. d. Geol. R. A. Wien.
- (1918): Die Phyllitzzone von Landeck. Jb. d. Geol. B. A. Wien.
- (1929): Der granitische Kern der Stubai-Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen. Jb. d. Geol. B. A.
- (1931): Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. Verh. d. Geol. B. A.
- KANTOR, J. (1961): Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des west-karpatischen Kristallins. Mit Bemerkungen über das Kristallin der Alpen. Geologické Prace, Bratislava, Zosit 60, S. 303—317.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Geologie von Tirol. Borntraeger, Berlin.
- (1941): Der Westrand des „Tauernfensters“. Ztschr. d. D. Geol. Ges., Berlin, Bd. 93.
- OHNESORGE, TH. (1905): Die vorderen Kühltaler Berge. Verh. d. Geol. R. A.
- MEDWENITSCH, W. (1962): Zur Geologie des Unterengadiner Fensters. (Österr. Anteil). Ecl. Geol. Helv., Vol. 55.
- MEIER, O. (1925): Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 18.
- MIGNON, K. (1958): Zur Tektonik zweier Gesteinsgruppen im Kaunertal und Pitztal. Verh. d. Geol. B. A.
- SANDER, B. (1913): Geol. Exkursion durch die Tuxer Alpen und Brenner. Geologische Vereinigung Leipzig.
- (1920 a): Tektonik des Schneebergerzuges zwischen Sterzing und Meran. Jb. d. Geol. B. A.
- (1920 b): Geologische Studien am Westende der Tauern. Jb. Geol. B. A.
- (1921): Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. Geol. B. A.
- (1929): Erläuterungen der geologischen Karte Brixen — Meran. Schlern Schriften Nr. 16.
- SCHMIDEGG, O. (1933): Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. Verh. Geol. B. A.
- (1936): Steilachsige Tektonik und Schlingenbau an der Südseite der Tiroler Zentralalpen. Jb. Geol. B. A.
- (1943): Der geologische Bau des Bergbaugebietes von Schwaz. Jb. R. A. f. Bodenf. Berlin 1942, S. 189.
- (1949): Der geologische Bau der Steinacher Decke. Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum Innsbruck.
- (1951): Patscherkofel bei Innsbruck, im Geolog. Führer zu den Exkursionen Verh. d. Geol. B. A. Sonderheft A. S. 123.
- (1953): Die Silltalstörung und das Tonvorkommen bei der Stefansbrücke. Verh. d. Geol. B. A.
- (1954): Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches zwischen Innsbruck und Matrei. Tschermarks min. u. petr. Mitt. 3. Folge, Band 4.
- (1959): Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). Jb. d. Geol. B. A.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen, Versuch einer Synthese. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, N. F. 52, Bern.

- (1937): Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges., Bd. 72.
WENK, E. (1934): Der Gneiszug Pra Puter — Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Ötztaldecke. Ecl. Geol. Helv., Vol. 27.

Geologische Karten:

- Geol. Spez. Karte 1 : 75.000 d. Geol. R. A. bzw. B. A.:
W. HAMMER: Blätter Glurns-Ortler, Nauders, Landeck, Ötztal.
Th. OHNESORGE: Blatt Zirl—Nassereith.
O. SCHMIDEGG: Blatt Sölden—St. Leonhard.
Carta geologica delle tre Venezie:
B. SANDER: Blätter Brixen, Meran.

Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit

VON R. OBERHAUSER, Wien

Mit 3 Abbildungen

In neuester Zeit wiederum mit Nachdruck vertretene Auffassungen über einen frühen Zuschub des Tauernfensters (W. MEDWENITSCH 1962, A. TOLLMANN 1963) bewegen zu einer Zusammenfassung von Argumenten, die bisher in der Diskussion wenig in den Vordergrund getreten sind, aber doch zu einer nicht unwesentlichen Schwerpunktsverlagerung im Gesamtbild führen könnten. Wir gehen hiebei von der West-Ostalpengrenze aus, beziehen weiter neue Gesichtspunkte aus der Geologie des Flysches und der ostalpinen Kreide ein und interpretieren von diesem Tatsachenkreis aus den Zeitablauf der Tauerntektonik.

Der Vorarlberger Flysch und wahrscheinlich auch Teile der in der Wildflysch-Zerrüttungszone liegenden Gesteine in Vorarlberg sind penninisch und in denselben Fazies-Großraum einzuordnen, wie der Prätigauflysch (siehe F. ALLEMANN 1956, M. RICHTER 1956, E. CLAR 1962, R. HERB 1962, P. SCHMIDT-THOME 1962).

Dafür sprechen folgende Tatsachen: Sowohl der Prätigauflysch, der Flysch in Liechtenstein und der Flysch Vorarlbergs liegen in gleicher tektonischer Position rund um den Rhätikon unter dem Ostalpin. Sie zeigen charakteristische Flyschfazies und sind sich in ihren gleich alten Bildungen ähnlich — und zugleich grundsätzlich verschieden von gleich alten Gesteinen der Falknis-Sulzfluhdecke, sowie des Normal-Süd- und (oder) Ultra-Helvetikums. Neueste Kartierungsergebnisse in Vorarlberg lassen auch nördlich des Rhätikons ausgedehnte Vorkommen von Prätigauflysch vermuten, welche sich zwischen Wildflysch und Vorarlberger Flysch einschalten. Das belegt, daß der Vorarlberger Flysch ins höhere Penninikum gehört. Im Helvetikum beginnt die Flyschfazies erst im Alttertiär.

Niemand kann daran zweifeln, daß die ostalpine Flyschzone von Vorarlberg bis Wien tektonisch und stratigraphisch eine Einheit darstellt. Sie ist demnach durchgehend penninisch. Auch den Flysch in Vorarlberg überlagernde unterostalpine Elemente sollten sich weiter nach Osten unter den Kalkalpen verfolgen lassen. Vielleicht ist auch die St. Veiter Klippenzone unterostalpin oder zumindest diesem verwandt (siehe S. PREY 1960, 1962).