

|   |                     |            |                           |
|---|---------------------|------------|---------------------------|
| Verh. Geol. B.-A.                       | Sonderheft G        | S. 199—213 | Wien, Oktober 1965        |
| Z. deutsch. geol. Ges.<br>Jahrgang 1964 | Band 116<br>2. Teil | S. 455—469 | Hannover,<br>Oktober 1965 |

## Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaiäer Alpen

Von KLAUS SCHMIDT \*)

Mit 7 Abbildungen

### Zusammenfassung

In dem vorliegenden Aufsatz wird die Schlingentektonik der südlichen Ötztaler Alpen beschrieben und der Mechanismus der steilachsigen Faltung erörtert. Die Schlingenbildung gehört sehr wahrscheinlich der variszischen Orogenese an. Die polymeramorphen Ortho- und Paragneise der Ötztaler Alpen weisen in einzelnen Bereichen eine alpidische Rekristallisation auf, von der vor allem der Schneeberger Zug erfaßt wurde (Schneeberger Kristallisation). Der Schneeberger Zug ist in den Schlingenbau einbezogen. Er ist also Bestandteil des Ötztaler Altkristallins und kann daher nicht als alpidische Schubmasse gedeutet werden.

### 1. Einleitung

Die Ötztal-Scholle bildet die größte allochthone Kristallinmasse der Ostalpen. Ihr Nordteil wird von einem E—W-streichenden Faltenbau beherrscht, ihr Südteil weist dagegen einen steilachsigen Faltungsstil auf, der unter der Bezeichnung „Schlingentektonik“ in die Fachliteratur eingegangen ist. Das Kristallin trägt am Westrand (Jaggl) und im Osten (Kalkkögel, Serleskamm, Tribulaun, Telfer Weiße, Moarer Weiße) noch Reste seiner ehemaligen mesozoischen Deckschichten, über denen im Osten die Quarzphyllite und das Karbon der Steinacher-Decke liegen (Abb. 1). Der Trias des Serleskammes ist außerdem die Blaser-Decke (Nor bis Lias) aufgeschoben, deren ursprüngliche Beziehung zur Steinacher-Decke noch unklar ist.

Die tektonische Stellung des Schneeberger Zuges bildet ein Problem für sich. Die Schneeberger Gesteine unterscheiden sich durch ihre lithologische Vielfalt und grobkristalline Entwicklung deutlich von den monotonen Gneis-Glimmerschiefer-Verbänden des Ötztaler Altkristallins und wurden daher häufig als Fortsetzung der Unteren Schieferhülle des Tauernfensters gedeutet (TERMIER, 1903, KLEBELSBERG, 1941). STAUB (1937, 1950) betrachtete den Schneeberger Zug dagegen als normal auflagernden Bestandteil der Ötz-Decke (Ötztaler Altkristallin). TOLLMANN (1963) vertritt neuerdings die Auffassung, daß es sich bei den Schneeberger Gesteinen um eine, nach dem alpidischen Hauptdeckentransport in das „mittelostalpine“ Altkristallin eingefaltete „oberostalpine“ Schubmasse paläozoischer Gesteine handelt. Da der Autor seine Meinung so nachdrücklich vertreten hat, daß der Eindruck entsteht, die Akten seien nunmehr endgültig über dem Schneeberger Zug geschlossen, scheint es mir notwendig, auf die nach wie vor bestehenden Probleme hinzuweisen.

\*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. KLAUS SCHMIDT, Geologisches Institut der Technischen Hochschule, 8 München 2, Arcisstraße 21.

Beide Einheiten: Ötztaler Altkristallin und Schneeberger Zug sind durch vorkristalline Bewegungen eng miteinander verbunden worden. Es soll im folgenden daher zunächst der Deformationsablauf im Altkristallin behandelt und dann das tektonische Schicksal des Schneeberger Zuges erörtert werden.

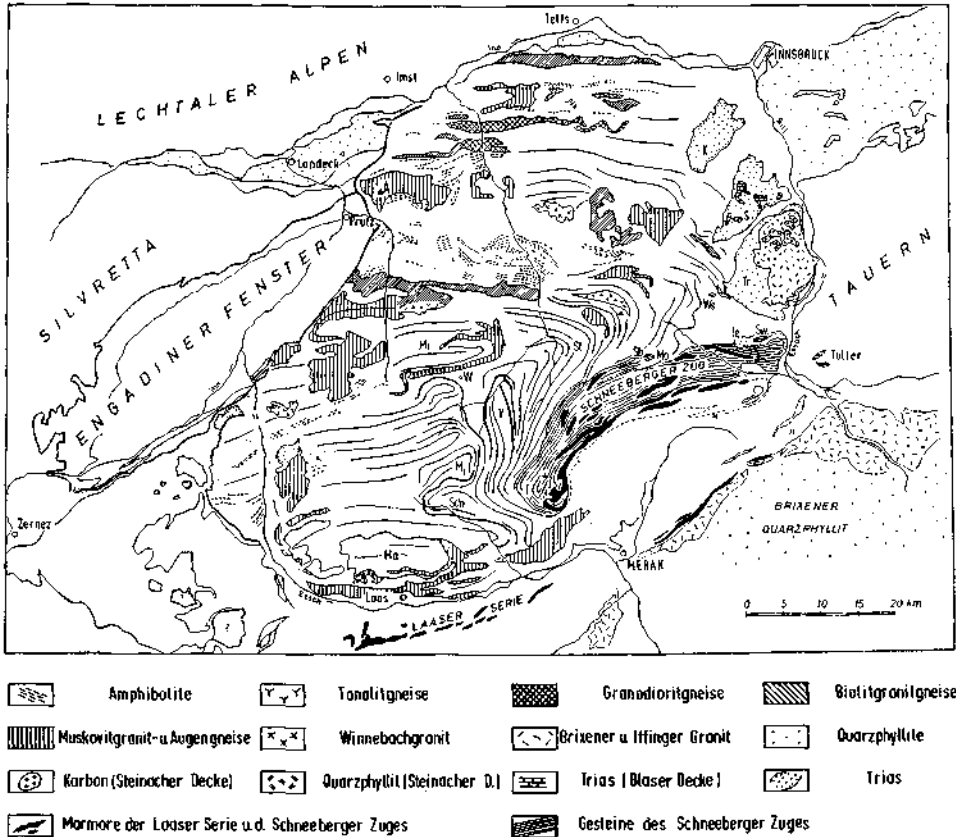


Abb. 1: Übersichtskarte der Ötztal-Scholle nach HAMMER (1929), SCHMIDEGG (1933) und VETTERS (1933).

(A) Aifenspitze, (K) Kalkkögel, (M) Marzell-Schlinge, (Ma) Matscher Decke, (Mi) Mittelberg-Schlinge, (Mo) Moarer Weiße, (S) Serleskamm, (Sb) Schneeberg, (Sch) Schlingenbögen des Schnalstales, (Sw) Schleyerwand, (St) Stubaiyer Schlinge, (T) Texel-Gruppe, (Te) Telfer Weiße, (Tr) Tribulaun, (V) Venter Schlinge, (W) Wildspitze, (Ws) Weißwand-Spitze.

## 2. Ötztaler Altkristallin

Der steilachsige Schlingenbau der südlichen Ötztaler Alpen ist von SCHMIDEGG (1933) erstmals erkannt und beschrieben worden. SCHMIDEGG unterschied dabei folgende tektonische Großformen: die Stubaiyer-, Venter-, Mittelberg- und die Marzell-Schlinge sowie die Schlingenbögen des Schnalstales (Abb. 1). Die größte Ausdehnung besitzt die Stubaiyer Schlinge. Ihr Nordschenkel folgt dem E—W-



Streichen der nördlichen Ötztaler Alpen, ihr SE-Schenkel schmiegt sich dagegen dem NE—SW streichenden Schneeberger Zug an und ist nach SE überkippt. Die Achsenfläche der steilachsigen Großfalte verläuft von der Weißwand-Spitze im NE zum Scheitel der Venter Schlinge ca. 30 km weiter im SW und biegt dann nach SSW um. Die Schlingenkonturen zeichnen sich durch schmale Amphibolit-, Gneis- oder Glimmerschieferzüge ab, ohne die eine Entwirrung der im wahrsten Sinne des Wortes *verwickelten* Strukturen kaum möglich wäre.

Das Interngefüge der Schlingen erscheint auf den ersten Blick ziemlich regellos. Bei näherem Studium gelingt es aber oft, das „Achsenchaos“ in Bereiche aufzulösen, deren Gefügeelemente durch systematische Rotationen ineinander überführt werden können. In den letzten Jahren habe ich daher im Rahmen einer Gemeinschaftsarbeit zusammen mit den Herren BAUMANN, FUCHS, HELBIG und KRÖNER vom Geologischen Institut der Technischen Hochschule München eine Neuaufnahme der südlichen Ötztaler Alpen Maßstab 1 : 10.000 begonnen. Nach den bisher vorliegenden Teilergebnissen weist die Venter Schlinge im extrem deformierten Kern der übergeordneten Stubai-Schlinge überaus interessante Gefügeverhältnisse auf, die einige Schlüsse auf den Mechanismus der Schlingenbildung zulassen.

Der Umriss der *Venter Schlinge* wird durch ein Muskovit-Granitgneisband markiert, das vom Pfossental her über die Diemkögel in das Venter Gebiet zu verfolgen ist, am Westhang des Venter Tales hinaufzieht und im NE von Vent auf der östlichen Talflanke nach S zurückbiegt. Die tektonischen Daten dieses Leitgesteinszuges ergeben für die Schlingenachse einen Wert von  $115^{\circ}/65^{\circ}$  W. Bezeichnend für die Architektur der steilachsigen Großfalte ist der Verlauf des Amphibolitzuges in ihrem Ostschenkel. Die Amphibolite ziehen als aufrechtstehendes, flachachsrig gefaltetes Gesteinsband von SE in die Schlinge hinein und tauchen dann mit steilen Achsen in die Tiefe (Abb. 2). Die gefalteten Kristallinverbände werden von E—W streichenden basischen Gängen durchbrochen, deren Intrusion also erst nach Abschluß der Faltung erfolgt sein kann.

Das Hauptgestein des Venter Gebietes bilden die in den Ötztaler Alpen weit verbreiteten Biotit-Plagioklasgneise. Die Paragneise zeigen häufig reliktsche Sedimentgefüge und sind auf das engste mit Glimmerschiefern verknüpft. Besonders auffällig und als tektonische Leitgesteine geeignet sind die granat-, staurolith- und disthenführenden Glimmerschiefertypen, in denen auch die verbreitete Albit-Oligoklas-Blastese besonders ausgeprägt ist.

Die Hauptschieferung  $s_1$  der Gesteine verläuft, soweit zu erkennen, der reliktschen Schichtung (ss) parallel. Ihre Anlage kann man vielleicht einer ersten Metamorphose und Deformation zuschreiben, deren Achsen nicht mehr identifizierbar sind. Eine weitere von Kristallisationsvorgängen begleitete Deformation ( $F_1$ ) führte dann zur Schlingenbildung und Faltung des  $s_1$ -Gefüges ( $B_1$ -Achsen) sowie zur Anlage einer überwiegend stoffdiskordanten weiteren Schieferung  $s_2$ , die häufig den Achsenflächen von  $B_1$  entspricht (Abb. 3).

---

Abb. 3: Reliktische Schichtung (ss) in den Paragneisen südwestlich der Lodner Hütte. Die Schieferung  $s_1$  liegt parallel ss und ist um  $B_1$  ( $150/48^{\circ}$  NW) gefaltet. Die Falten werden deutlich von der Schieferung  $s_2$  ( $55/48^{\circ}$  NW) geschnitten.

Abb. 4: Gekrümmte, flach liegende Falte bei Hintergrasln nördlich der Vernagt-Hütte. Das Streichen beträgt  $70^{\circ}$ , das Einfallen schwankt zwischen  $20^{\circ}$  SW und  $40^{\circ}$  NE (Photo H. FUCHS).

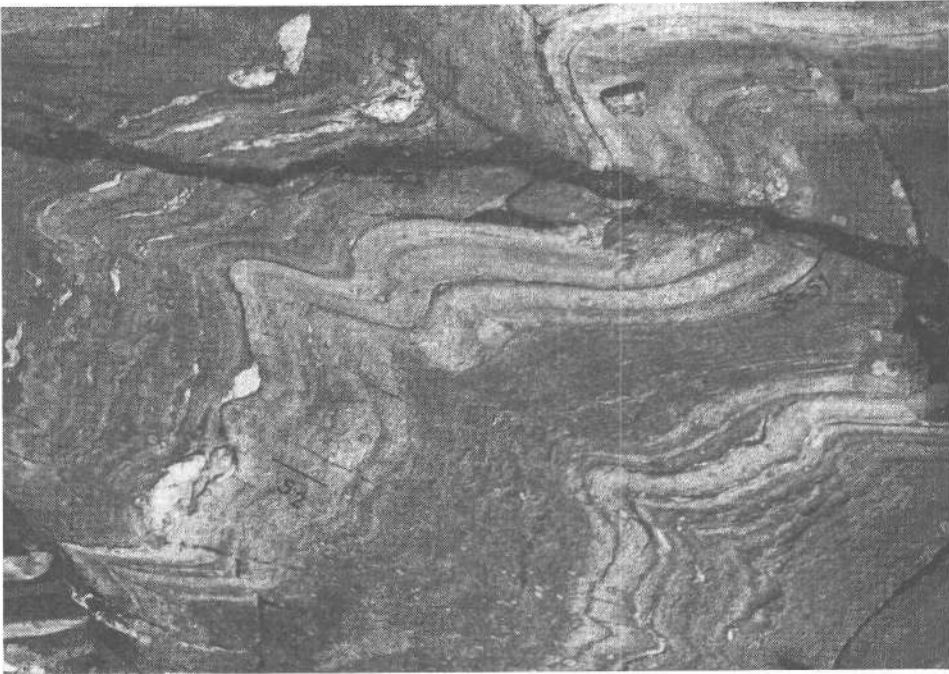


Abb. 3



Abb. 4



Die Schlingenbildung vollzog sich, wie bereits SCHMIDEGG (1933) erkannte, prä- bis parakristallin, mit anderen Worten: die gefügeprägenden Bewegungen wurden von der letzten Kristallisation überdauert.

Betrachten wir nun das Gesamtgefüge (Abb. 2). Die Raumlage der ersten Schieferung ( $s_1$ ) folgt naturgemäß der Schlingenkonfiguration. Von besonderem Interesse ist die Orientierung des  $B_1$ -Gefüges. Im Gurgler Tal streichen die Faltenachsen ( $B_1$ ) überwiegend NNE—SSW und fallen flach nach N und S ein. Südlich von Sölden biegen sie, den Scheitel der Stubaiäer Schlinge nachzeichnend, über N nach E—W um und behalten diese Richtung, wie auch ihre überwiegend flache Lage an der Nordflanke der Mittelberg-Schlinge bei. Vom Gurgler Tal nach W hin schwenken die Faltenachsen aber unter gleichzeitiger Versteilung nach NW und erreichen im Kern der Venter Schlinge wie auch im unteren Venter Tal nahezu Vertikalstellung.

Im Wildspitz-Gebiet, an der Westflanke der Venter Schlinge, streuen die Achsenrichtungen stark. Relative Altersunterschiede zwischen den Achsen einzelner Faltenbündel sind aber meist nicht festzustellen. Die starke Erweichung der Gesteine bedingt auch am Ostende der Mittelberg-Schlinge komplizierte Faltenknäuel und lokal einen migmatitähnlichen Gesteinshabitus (Sölden). Der Übergang in die flachachsigen Gebiete weiter im N ist wegen der Vergletscherung des Wildspitz-Kammes nur lückenhaft zu verfolgen. Im Vernagt-Fluchtkogel-Gebiet weiter westlich wird der tektonische Bau einfacher. Das Hauptstreichen der kristallinen Schiefer verläuft E—W und die zunächst noch steil einfallenden Achsen verflachen sich nach W hin. Allem Anschein nach zieht hier von W ein ziemlich einheitlicher E—W-Faltenbau heran, der mit Annäherung an die Venter Schlinge steil nach E abtaucht (Abb. 4, 5). Der Kern der Marzell-Schlinge ist durch ein komplexes, steil einfallendes Achsengefüge gekennzeichnet, das sich bis in die Hänge oberhalb des Stausees im Schnalstal verfolgen läßt.

Die Schieferung  $s_2$  streicht im Vernagt-Fluchtkogel-Gebiet ebenfalls E—W und fällt steil nach N ein. Die weiter südlich im Schneeberger Zug deutlich ausgeprägte Südvergenz scheint also ziemlich weit nach N in das Altkristallin hineinzureichen.

Die Achsengefüge im Kern und in den Randzonen der Venter Schlinge sprechen dafür, daß die zu Beginn der Faltung entstandenen mehr oder weniger flachen Achsen mit den  $s_1$ -Flächen zusammen rotierten und nach dem Schlingenkern hin in Bereiche zunehmend „steilachsiger Umschließung“, d. h. steilachsiger Faltung gerieten. Je nach der Mobilität der Gesteine kam es dabei zu Achsenüberprägungen oder völliger Neufaltung, in Bereichen verminderter Gesteinsanisotropie zu komplizierten polyaxialen Deformationen.

In diesem Zusammenhang sind die Untersuchungen WENKS (1955, 1963) in den Lepontinischen Alpen von Interesse, aus denen hervorgeht, daß Schlingen unter dem Einfluß aufsteigender Magma- und Wärmedome entstehen. Der Nachweis solcher Zusammenhänge ist in den Ötztaler Alpen wegen der Allochthonie der Gesteine schwer zu führen. Es steht aber fest, daß im Verlauf der variszischen Orogenese eine starke Granitisierung und palingene Auflösung älterer Paragesteine um sich griff, in deren Verlauf die Biotitgranit- und Tonalitgneise wie auch die Augen- und Flaserigneise der Ötztaler und Stubaiäer Alpen entstanden. Diese Prozesse scheinen allerdings bei der Schlingenbildung weitgehend abgeschlossen gewesen zu sein.

Das mikroskopische Bild der Gneise und Glimmerschiefer zeugt von einer mehrphasigen Kristallisationsgeschichte (SCHMIDT, 1965). Der prä- bis synkinematische Mineralparagenese gehören u. a. Quarz, Plagioklas (Ans-32), Biotit, Muskovit, Granat, Staurolith und Disthen an, der postkinematischen Paragenese Biotit, Muskovit, Chlorit, Pistazit-Klinozoisit. Diese Mineralassoziationen können zwar als Bildungen aufeinander folgender Akte der gleichen Faltung und Metamorphose gedeutet werden, gehören aber mit größerer Wahrscheinlichkeit verschiedenen Orogenesen an. Dafür sprechen folgende Tatsachen:

1. Die oberkarbonen Nöflachkonglomerate (Steinacher-Decke) enthalten Kristallingerölle, die in vielen Stücken dem ostalpinen Altkristallin gleichen. Nach den Untersuchungen KARLS (1955) müssen schon im Oberkarbon granatführende Biotit-Plagioklasgneise mit einer jüngeren (aber vortriadischen!) Albit-Chlorit-Paragenese sowie granitische Gneistypen abgetragen worden sein. Die entsprechende Metamorphose hat sich also spätestens im oder gegen Ende des Unterkarbons abgespielt. Die heute häufig anzutreffende Hellglimmer-Klinozoisit-Füllung der Orthogneis- und Amphibolit-Plagioklasen fehlt aber noch in den Geröllern. Auch das vortriadische Alter der Staurolithe scheint gesichert, da die Kalkkögel-Trias in den Stubai Alpen über staurolithführenden Glimmerschiefern liegt. Das gilt streng genommen aber nur, wenn die Abscherungen an der Triasbasis keine allzu großen Ausmaße haben.

2. Die Trias der Tribulaun-Gruppe und der Telfer Weißen zeigt im Gegensatz zu den Gesteinen der Kalkkögel stellenweise eine deutliche Metamorphose. Die Raibler Schichten sind z. T. in dunkle Biotitschiefer mit cm-großen Querschnittspalten umgewandelt und weisen gelegentlich auch eine Mikroklinneusprossung auf (KÜBLER & MÜLLER, 1962).

Sehr eindrucksvoll ist auch die Metamorphose der permotriadischen Basalkonglomerate im Gebiet von Schneeberg, deren nahezu unversehrte Quarzgerölle in einer Matrix aus granatführenden Biotit-Albit-Glimmerschiefern liegen. Man kann daher annehmen, daß während dieser Kristallisation auch in den unterlagernden Gneisen und Glimmerschiefern des Altkristallins entsprechende Mineralneubildungen (Albit, Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat) erfolgten.

Die Unterscheidung voralpidischer und alpidischer Kristallisation ist im Einzelfall sehr schwierig und bildet ganz allgemein ein Problem der Zentralalpen-Geologie. Nach den bisherigen Untersuchungen im Ötztalkristallin wird eine Quarz-Albit-Oligoklas-Biotit-Granat-Staurolith-Disthen-Paragenese der voralpidischen Laaser-Kristallisation, eine Albit-Granat-Hornblende-Chlorit-Ankerit-Paragenese der alpidischen Tauernkristallisation zugeschrieben (SANDER, 1912, 1929, SCHMIDEGG, 1933, KLEBELSBERG, 1935). An Stelle der Bezeichnung Tauernkristallisation sollte man aber in den Ötztaler Alpen besser von einer Schneeberger Kristallisation sprechen, da die Identität der Kristallisationsgeschichte zu beiden Seiten der Brenner-Linie noch nicht erwiesen ist.

Die Frage nach dem Alter des Schlingenbaues ist von SCHMIDEGG (1933, 1936, 1956) nicht eindeutig beantwortet worden, doch scheint der Autor gelegentlich an eine alpidische Faltung gedacht zu haben. KLEBELSBERG (1935) war dagegen vom voralpidischen, d. h. variszischen Alter der Schlingentektonik überzeugt. Zu dem gleichen Ergebnis kamen auch STRECKEISEN (1928) und WENK (1934) für die Schlingen im Südteil der Silvretta-Masse. Neuere Arbeiten stellen diese Auf-





Abb. 5: Steile Achsen ( $130/70^{\circ}$  NW) in Gneisen und Glimmerschiefern südlich des Vorderen Brochkogels (Photo H. FUCHS).



Abb. 7: Blick von W auf die Marmorzüge der Hohen Weißen und des Lodners. Die Marmore wechsellagern mit Paragneisen und Glimmerschiefern und biegen um eine  $40^{\circ}$  nach NW einfallende Achse aus NE (links) über N—S nach SE (rechts) um.



fassung wieder in Frage. AGTERBERG (1961) bringt die Schlingen der Ötztaler und die der weiter östlich gelegenen Deferegger Alpen mit einem alpidischen S—N-Schub in Zusammenhang und auch TOLLMANN'S (1963) tektonische Deutung des Schneeberger Zuges ist mit einer voralpidischen Schlingenbildung nicht in Einklang zu bringen. Meines Erachtens sprechen folgende Punkte zugunsten einer voralpidischen Schlingentektonik:

1. Die Scheitelzone der großen Stubaiäer Schlinge reicht nach den Aufnahmen SCHMIDEGG'S (HAMMER & SCHMIDEGG, 1932) bis unter die Tribulaun Trias. Steile Achsen treten auch östlich der Triasbedeckung auf (SCHMIDEGG, 1954), sie wurden von MIGNON (1948) und DRONG (1959) aus den mittleren Stubaiäer Alpen beschrieben und sind auch weiter im N im Sellrain zu finden. Die permotriadischen Schichtfolgen transgredierte also mit großer Wahrscheinlichkeit über steilachsige gefaltete Altkristallin.

2. Der Schlingenbau der südlichen Silvretta-Masse erfaßt Gesteine mit einem Biotit-Alter von  $306 \pm 13$  Mill. Jahren (JÄGER u. a., 1961). Bei der engen Beziehung zwischen Ötztal- und Silvretta-Kristallin spricht dieses Ergebnis ebenfalls für ein variszisches Alter der Ötztal-Schlingen.

3. Die diskordanten basischen Gänge sind weder in der Silvretta noch in den Ötztaler-Alpen in der auflagernden Trias zu finden, obwohl sie stellenweise, wie z. B. bei Schneeberg, unmittelbar neben triadischen Gesteinen kartiert wurden.

### 3. Schneeberger Zug

Die Frage nach der tektonischen Stellung des Schneeberger Zuges ist mit diesen Überlegungen eng verknüpft. Die Gesteine des Schneeberger Zuges ähneln der Unteren Tauernschieferhülle und unterscheiden sich durch Stoffbestand und Kristallisation vom umgebenden Altkristallin. Die inneren Teile des Zuges bestehen aus dunklen granatführenden Glimmerschiefern, die Randzonen aus einer bunten Folge von Amphiboliten, Marmoren, Hornblendegarbenschiefen, Kalkglimmerschiefern, Granatglimmerschiefern (Granatdurchm. bis 7 cm) und Quarziten. Zwischen den typischen Schneeberger Gesteinen und dem umgebenden Altkristallin vermittelt eine Zone aus Biotit-Porphyroblastengneisen. Diese „Grenzglimmerschiefer“ leiten im S so lückenlos in die Laaser Serie über, daß SCHMIDEGG (1933, S. 92) schrieb: „Man kann demnach den Schneeberger Zug, zum größten Teil wenigstens auch als Laaserserien mit Tauernkristallisation auffassen.“

Eine tektonische Grenzfläche zwischen Schneeberger Gesteinen und der Laaser Serie ist also nicht erkennbar. Die Quarzite westlich von Flodig gehören zur Randserie des Schneeberger Zuges und können nicht als Quarziteil (Permoskyth) auf einer regionalen Überschiebungsfäche gedeutet werden.

Tektonisch bietet der Schneeberger Zug das Bild eines enggefalteten nach S überkippten Synklinoriums. SANDER (1929, S. 87) hielt zwei tektonische Deutungen für diskutabel:

1. Der Schneeberger Zug ist eine nach S überschlagene komplizierte Mulde im Altkristallin.

2. Der Schneeberger Zug ist eine vom Altkristallin überschrittene Tauerndecke über Kalkphyllit. Sekundär gegen S emporgepreßt und als Fenster entblößt.

Der Nachweis, daß das SW-Ende des Schneeberger Zuges in den Schlingenbau der südlichen Ötztaler Alpen einbezogen ist (SCHMIDEGG, 1933) entschied aber zugunsten der ersten Deutung. TOLLMANN (1963) betrachtet nun die Schneeberger Gesteine als eingefaltetes Oberostalpin im mittelostalpinen Altkristallin. Er verbindet die Steinacher Decke mit den Kristallinschollen auf der Schleyerwand-Trias und den Schneeberger Gesteinen zu einer tektonischen Einheit, die das Altkristallin samt dem Brenner-Mesozoikum überfahren haben und im S mit dem Altkristallin verfaultet worden sein soll (Abb. 6). Das Südende wurde schließlich von der Tauernkristallisation erfaßt, in deren Verlauf die Bewe-

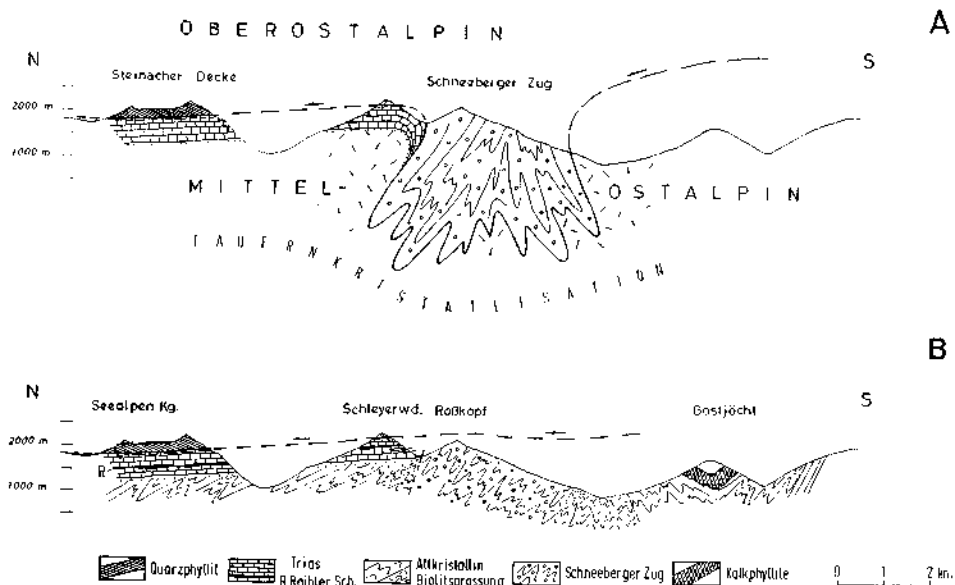


Abb. 6: Profil durch den Ostrand des Schneeberger Zuges. (A) Tektonische Deutung nach TOLLMANN (1963), (B) tektonische Deutung nach M. BAUMANN und K. SCHMIDT.

gungsspuren weitgehend rekristallisierten. Dieser eleganten Lösung gegenüber sind aber einige Bedenken anzumelden. Die Kristallinklippen der Schleyerwand bestehen im Gegensatz zu den Quarzphylliten der Steinacher-Decke aus quarzitischen Gesteinen und diaphthoritischen Granatglimmerschiefern vom Schneeberger Typ. Ferner verwies bereits SANDER (1929, S. 49) darauf, daß unmittelbar südlich der Schleyerwand am Ostabhang des Roßkopf neben den Schneeberger Gesteinen, phyllonitisierte Glimmerschiefer und auch Quarzphyllite auftreten. Nach den bisherigen Untersuchungen von Herrn BAUMANN im Gebiet der Telfer Weißen sind, entsprechend den Quarzphyllitenspänen in den Tribulaunkalken weiter nördlich (FRECH, 1905, KÜBLER & MÜLLER, 1962), Granatglimmerschiefer des Schneeberger Zuges auch in die Triaskalke der Schleyerwand eingeschuppt. Das spricht dafür, daß die alpinen Horizontaltransporte die Schneeberger Kristallisation zumindest überdauerten. Bei der Schleyerwand-Klippe handelt es sich daher sehr wahrscheinlich um abgeschürfte Schneeberger Gesteine, die von der überfahrenden Steinacher Decke nach N geschleppt

wurden (Abb. 6). Bei der Beurteilung der Lagerungsverhältnisse ist überdies zu berücksichtigen, daß in der weiteren Umgebung der Brenner Linie eine junge Bruchschollentektonik verbreitet ist. Damit hängt vermutlich auch das Absinken der tektonischen Linien nach dem Eisacktal zusammen (KÜBLER & MÜLLER, 1962). Die Bedeutung postkristalliner Brüche und Überschiebungen zeigt sich auch weiter westlich bei Schneeberg. Dort werden z. B. die Triasdolomite der Moarer Weißen deutlich von steilen Störungen begrenzt und die Biotit-Porphroblastengneise der Sprinzenwand von abgescherten Granatglimmerschiefern und Quarziten überlagert (SANDER, 1929, KLEBELSBERG, 1935, FÖRSTER, 1963).

Entscheidend für die Beurteilung der tektonischen Stellung des Schneeberger Synklinoriums ist vorerst allein die steilachsige Verfaltung seines SW-Endes. Die E—W bzw. NE—SW streichenden eng gefalteten Strukturen des Synklinoriums werden von einer Faltung überlagert, deren Achsen nach W hin aus der WNW—ESE-Richtung nach NNW—SSE rotieren und gleichzeitig immer steileres NW-Fallen annehmen. In der Texel Gruppe schließlich wurden die Schneeberger Gesteine zusammen mit den benachbarten Ötztaler und Laaser Paragneisen nach den Aufnahmen von Herrn HELBIG um  $150\text{--}160^\circ/40\text{--}55^\circ$  NW geneigte Achsen gefaltet (Abb. 7). Es entstand dabei eine Großfalte, die als Bestandteil des Ötztaler Schlingenbaues gelten kann (Abb. 2). Neben der übereinstimmenden Gefügeentwicklung weisen aber vor allem die Glimmerschiefer, die aus den Laaser Serien an der Südseite der Texel Gruppe nach N in die Venter Schlinge vorstoßen, auf großräumige tektonische Zusammenhänge hin (SCHMIDEGG, 1933). Das bedeutet aber, daß die Schneeberger Gesteine bereits voralpidisch mit den Ötztaler Paragneisen verfault wurden und nicht erst als alpidische Schubmasse an Ort und Stelle gelangt sein können.

Der Einfluß alpidischer Bewegungen auf die alte Tektonik ist im einzelnen schwer abzuschätzen. Die zahlreichen Brüche und lokal gehäuften Mylonitzonen, nicht zu vergessen die Phyllonite im Bereich des Etschtales, müssen als Ergebnisse alpidischer Schollenbewegungen angesehen werden. Ein großer Teil dieser jungen Bewegungsspuren folgt sehr wahrscheinlich alten Fugen und zeichnet die Linien der spätvariszischen Bruchtektonik nach. Trotzdem ist nicht auszuschließen, daß die alpidische Deformation in einzelnen Zonen begrenzte Extern- und Internrotationen älterer Gefüge erzwang. Solche Verstellungen sind vor allem im Schneeberger Zug zu erwarten, dessen starke alpidische Kristallisation auf eine verstärkte Bewegbarkeit der Gesteine schließen läßt.

Eine Abgrenzung der alpidisch umkristallisierten Bereiche steht noch aus. Die Schneeberger Kristallisation hat zwar im besonderen Maße nur den Schneeberger Zug und die angrenzenden Biotit-Porphroblastengneise erfaßt, ihre Spuren lassen sich aber an Hand von Biotit- und Hornblendesprossungen, falls es sich dabei nicht um analoge voralpidische Bildungen handelt, weit nach N und W in die Ötztalgneise hinein verfolgen. Sehr häufig sind die Hornblenden in Biotit-Chlorit-Pseudomorphosen umgewandelt. Deutliche Querbiotite treten vor allem in den granat- und staurolithführenden Glimmerschiefern, in den jungen basischen Gängen und in amphibolitischen Lagen auf. Die Plagioklase der Ganggesteine, Amphibolite und Orthogneise zeigen daneben eine typische Hellglimmer-Klinozoisit-Füllung. SCHMIDEGG (1933) vermutete auch, daß die Gurgler „Biotitschuppengneise“ ihren besonderen Habitus durch die alpidische Biotit-sprossung erhielten.

Die westlichen und nördlichen Teile der Ötztalscholle lagen offenbar bereits außerhalb des alpidischen Wärmedomes. Für die Orthogneise der Aifenspitze am NW-Rand erhielt KANTOR (1961) ein Alter von 285 Millionen Jahren, so daß die Isotopenverhältnisse von der alpidischen Metamorphose unberührt blieben. Für eine genauere Abgrenzung der alpidischen Kristallisationsbereiche sind die Altersbestimmungen abzuwarten, die die Geologische Bundesanstalt in Hannover zur Zeit durchführt. Die Ergebnisse werden vermutlich auch eine differenziertere Chronologie der tektonischen und petrogenetischen Geschichte des Ötztaler Altkristallins ermöglichen.

#### 4. Schlußfolgerungen

Die Ergebnisse dieser Überlegungen lassen sich in folgenden Punkten zusammenfassen:

1. Das polymetamorphe Kristallin der südlichen Ötztaler Alpen weist die Merkmale voralpidischer und alpidischer Kristallisationen auf. Die alpidische Metamorphose hat vor allem den Schneeberger Zug erfaßt.

2. Der Schneeberger Zug ist in den Schlingenbau der südlichen Ötztaler Alpen einbezogen.

3. Das Alter der steilachsigen Faltung (Schlingenbildung) ist mit großer Wahrscheinlichkeit variszisch.

4. Im Gebiet der Telfer Weißen und bei Schneeberg zeugen abgeschürfte Teile des Schneeberger Zuges von postkristallinen, nach N gerichteten Horizontalverschiebungen.

5. Die „Wurzel“ der Steinacher Quarzphyllite ist unbekannt. Ein unmittelbarer Zusammenhang von Steinacher Decke und Schneeberger Zug ist nicht zu belegen.

Völlig offen ist die Frage, ob der Schneeberger Zug in seiner heutigen Abgrenzung ursprünglich eine tektonische Einheit darstellte oder noch weiter gegliedert werden muß. Es bleibt ferner das Problem seiner Fortsetzung nach W hin, etwa in die Glimmerschiefer der Matscher Decke zu klären (SCHMIDEGG, 1933). Die vorliegenden Ergebnisse in einem größeren tektonischen Rahmen zu diskutieren ist noch verfrüht. SANDER (1929) schrieb, vor die gleichen Probleme gestellt und im Hinblick auf die üppig ins Kraut schießenden Alpensynthesen, treffend: „Was Synthesen durch die Interpretation erwünschter, aber weniger gesicherter Angaben und durch Übergehungen der für das angestrebte Bild unrichtigen und störenden Züge an Faßlichkeit und Beifall gewinnen, das pflegen sie an Lebensdauer einzubüßen.“

Eine umfassendere Zusammenschau wird erst möglich sein, wenn unsere Untersuchungen, vor allem aber die Neuaufnahmen italienischer Kollegen im Bereich der Kartenblätter Meran und Brixen zum Abschluß kommen.

Ich möchte hier Herrn Prof. G. DAL PIAZ (Padua) sehr herzlich für seinen großzügigen Schriftenaustausch danken. Herr Prof. ZANETTIN (Padua) war so freundlich, uns in seinem Arbeitsgebiet im Passeiertal zu führen. Ihm verdanken wir anregende Diskussionen.

## Literatur

- AGYERBERG, F. P.: Tectonics of the crystalline basement of the dolomites in North Italy. — *Geologica Ultraiectina*, 8, 232 S., Utrecht 1961.
- DAL PIAZ, G.: Sui rapporti geologici che intercedono fra la serie delle Cima Bianche di Telve e il complesso del Tribulaun, nella regione del Brennero. — *Estratto dagli Atti della Accad. Sci. Veneto-Trentino-Istriana*, 24, 14 S., Padova 1933.
- DRONG, H. J.: Das Migmatitgebiet des Winnebachgranits (Ötztal-Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. — *Tscherm. min. u. petr. Mitt.*, 7, S. 1—69, Wien 1959.
- FÖRSTER, H.: Die Blei-Zinklagerstätte Schneeberg in Südtirol. — *Diss. Techn. Hochschule Aachen* 1963.
- FRECH, F.: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. — *Wiss. Erg.-Hefte d. D. u. Ö. Alpenvereins*, 2, 98 S., Innsbruck 1905.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E., & WÜTHRICH, H.: Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 41, S. 255—272, Zürich 1961.
- KANTOR, J.: Beitrag zur Geochronologie der Migmatite und Metamorphite des westkarpatischen Kristallins (mit Bemerkungen über das Kristallin der Alpen). — *Geol. pracé*, 60, S. 303—318, Bratislava 1961.
- KARL, F.: Die Komponenten des oberkarbonen Nöflach-Konglomerates (Tirol). — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 48, S. 71—87, Wien 1955.
- KLEBELSBERG, R. VON: Geologie von Tirol. — 872 S. Borntraeger, Berlin 1935.
- KLEBELSBERG, R. VON: Der Westrand der Hohen Tauern. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 93, S. 282 bis 290, Hannover 1941.
- KÜBLER, H., & MÜLLER, W. E.: Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). — *Jb. geol. Bundesanst.*, 105, S. 173—242, Wien 1962.
- MIGNON, K.: Zur Petrographie und Tektonik der Biotitschiefer im oberen Längental. — *Inaug. Diss. Univ. Innsbruck* 1948.
- SANDER, B.: Über tektonische Gesteinsfazies. — *Verh. geol. Reichsanst.*, 1912, S. 249—257, Wien 1912.
- SANDER, B.: Erläuterungen zur geol. Karte Meran-Brixen 1 : 100.000. — *Schlernschriften*, 16, 111 S., Innsbruck 1929.
- HAMMER, W., & SCHMIDEGG, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Bl. Sölden und St. Leonhard, Wien 1932.
- SCHMIDEGG, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. — *Verh. geol. Bundesanst.*, 1933, S. 83—95, Wien 1933.
- SCHMIDEGG, O.: Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. — *Jb. geol. Bundesanst.*, 86, S. 115—149, Wien 1936.
- SCHMIDEGG, O.: Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches zwischen Innsbruck und Matrei. — *Tscherm. min. u. petr. Mitt.*, 4, S. 125—137, Wien 1954.
- SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 48, S. 271—295, Wien 1956.
- SCHMIDT, K.: Zum Schlingenbau tiefer Gebirgsetagen. — *Krystalinikum*, 3, S. 133—156, 1965.
- STAUB, R.: Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. — *Denkschr. schweiz. naturf. Ges.*, 72, S. 1—115, Zürich 1937.
- STAUB, R.: Betrachtungen über den Bau der Südalpen. — *Eclog. geol. Helv.*, 42, S. 215—408, Basel 1950.
- STRECKEISEN, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 8, S. 87—239, Zürich 1928.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse alpes. — *Bull. Soc. géol. France*, 4. Sér., 3, S. 711—765, Paris 1903.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. — 256 S., Wien 1963.
- WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvretta Kristallins. — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 14, S. 196—278, Zürich 1934.
- WENK, E.: Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 35, S. 311 bis 319, Zürich 1955.
- WENK, E.: Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen. — *Geol. Rundsch.*, 52, S. 754 bis 766, Stuttgart 1963.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt - Sonderhefte](#)

Jahr/Year: 1965

Band/Volume: [7](#)

Autor(en)/Author(s): Schmidt Klaus

Artikel/Article: [Zum Bau der südlichen Öztaler und Stubaier Alpen 199-213](#)