

# Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol

VON JACQUES GEYSSANT

Mit 7 Abbildungen

*Schlüsselwörter*  
Zentralalpine Permotrias  
Nordalpine Trias  
Stubai Alpen  
Einwicklung  
Paläogeographie des Ostalpin

## Inhalt

Zusammenfassung . . . . .	377
Sommaire . . . . .	377
Einführung . . . . .	378
I. Die tieferen Schichtanteile der Triasserie des Südabfalles der Kalkkögelgruppe . . . . .	381
II. Die Triasserie im Liegenden der Raibler Schichten am Nordrand der Kalkkögelgruppe . . . . .	383
III. Die Serie A und B der Kalkkögelgruppe und ihr Auftreten im gleichen Profil . . . . .	385
IV. Die Tektonik des Kalkkögelmassivs . . . . .	388
V. Wesen und Ursprung der Serie B; ihre Einbeziehung in die paläogeographische Rekonstruktion der ostalpinen Einheiten . . . . .	390
Literatur . . . . .	395

## Zusammenfassung

Diese Studie befaßt sich mit dem mesozoischen Bergstock der Kalkkögel, der dem Ötztaler Kristallin einige Kilometer südlich der Nördlichen Kalkalpen bei Innsbruck aufliegt. Es wird die tektonische Natur des Kontaktes zwischen den Schichten in nordalpiner Fazies und jenen in zentralalpiner Fazies erwiesen, welche letztere in Form der mesozoischen Massive der Brenner-Region die normale Hülle des ostalpinen Kristallins bilden. Es werden die sich aus diesem Nebeneinander von mittelostalpinen Serien (im Sinne von A. TOLLMANN) und oberostalpinen Schichtfolgen ergebenden Komplikationen ins Auge gefaßt, besonders auch die ursprüngliche Lage der als zentralalpin (mittelostalpin) betrachteten Serie in bezug auf die nordalpine Serie der Nördlichen Kalkalpen (oberostalpin). Die ursprünglich südlichere Beheimatung dieser oberen Einheit in bezug auf die mittelostalpine Einheit steht mit dem palinspastischen Schema von A. TOLLMANN mehr in Einklang als mit jenem von R. TRÜMPY.

## Sommaire

Cette étude porte sur le petit massif mésozoïque des Kalkkögel, posé sur le massif cristallin de l'Ötztal à quelques kilomètres au sud des Alpes calcaires septentrionales. On y montre la

Anschrift des Verfassers: JACQUES GEYSSANT, Laboratoire de Géologie méditerranéenne associé au C. N. R. S. No. 145, „Groupe Méditerranée moyenne et orientale“. Département de Géologie Structurale de l'Université de Paris VI, Paris Ve; 4 Place Jussieu, Tour 26—0, E 1.

nature tectonique du contact entre des couches à faciès nord-alpin et d'autres à faciès centre-alpin qui constituent normalement les massifs mésozoïques de la région du Brenner, couverture du cristallin austro-alpin. On envisage les implications de cette juxtaposition de séries austro-alpines moyennes (au sens de A. TOLLMANN) et supérieures; en particulier la situation originelle des séries à faciès centre-alpin considérées (austro-alpin moyen) par rapport aux séries à faciès nord-alpin des Alpes calcaires septentrionales (austro-alpin supérieur). La situation méridionale de cette unité supérieure par rapport à l'unité austro-alpine moyenne est plus en accord avec le schéma palinspastique de A. TOLLMANN qu'avec celui de R. TRÜMPY.

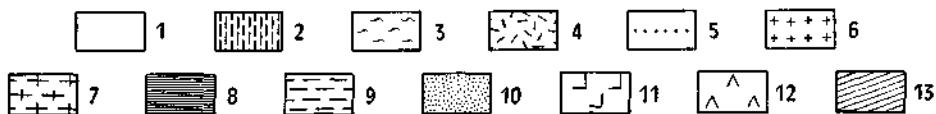
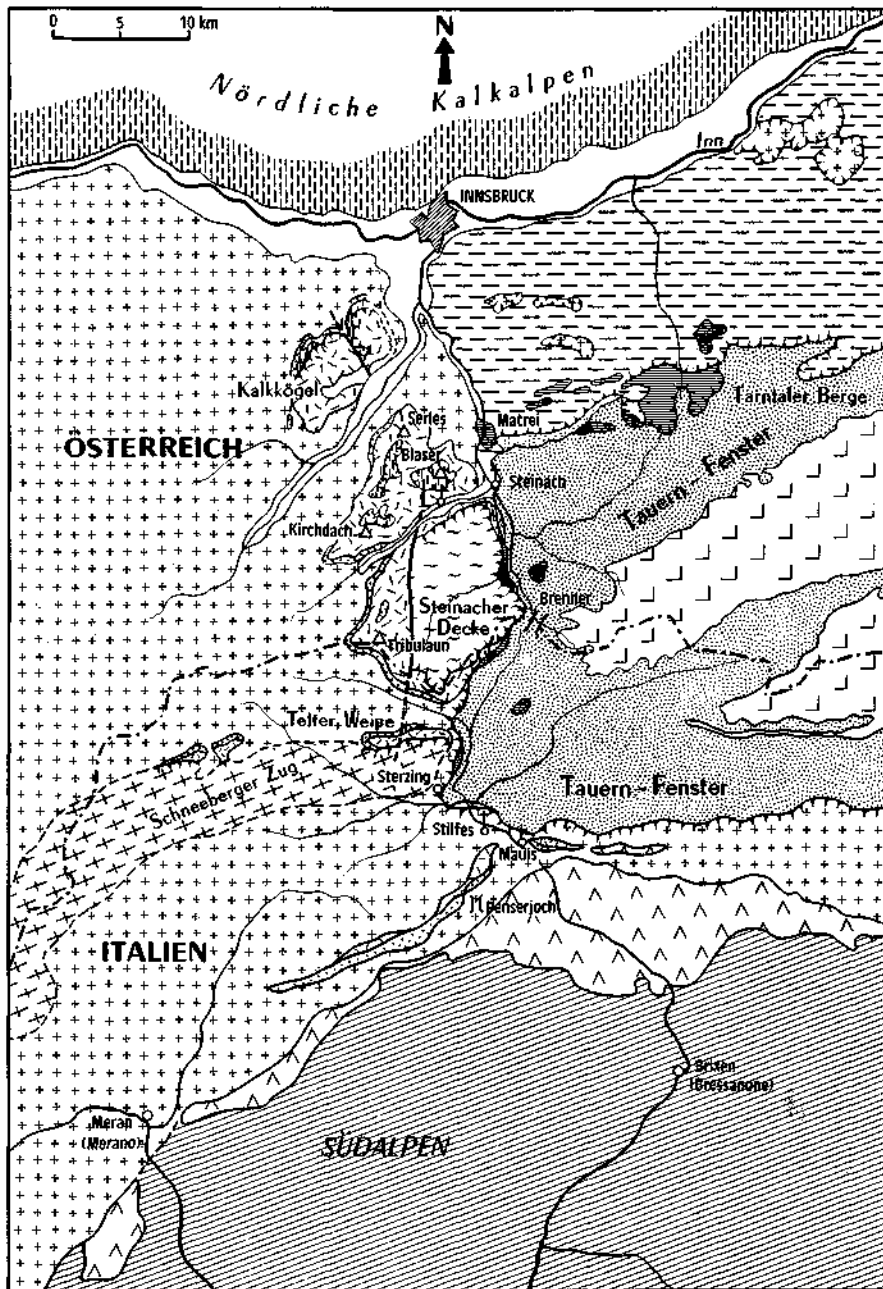
## Einführung

Die Kalkkögelgruppe liegt einige Kilometer SW von Innsbruck in den Stubaier Alpen gegenüber den Nördlichen Kalkalpen, die die Nordflanke des Inntales aufbauen (Abb. 1). Die Nähe dieser mesozoischen Massive hat die Auffassung von einer ursprünglichen Verwandtschaft dieser beiden Einheiten unmittelbar beeinflußt. Die Geologen der Universität Innsbruck haben sich seit sehr langer Zeit mit dem Studium dieses kleinen Gebirgsstockes (10 × 5 km) beschäftigt, der vom Kristallin gut begrenzt wird. Wir wollen nur die Namen von B. SANDER (1915), G. MUTSCHLECHNER (1933—1962) und aus jüngster Vergangenheit M. SARNTHEIN (1965) in Erinnerung rufen (Abb. 1).

In klassischer Zeit ist das Massiv als ein Rest der mesozoischen Bedeckung des Ötzkristallin-Sockels betrachtet worden, wobei diese Hülle durch die Erosion auf ihren Trias-Anteil beschränkt worden sei und augenscheinlich mit dem Sockel verbunden geblieben sei. Diese Charakterzüge gestatten demnach — nach der Hypothese von A. TOLLMANN (1959) — eine Zuordnung dieses Ensembles von Sockel und Hülle zur mittelostalpinen Einheit, ebenso wie bei den anderen Massiven der Stubaier Alpen (vgl. J. GEYSSANT, 1968, 1970, 1971) — Abb. 2.

Abb. 1. Vereinfachte Strukturkarte der Ostalpen im Querschnitt von Innsbruck (Brenner-Region).

- 1 Diluvium und Alluvium.
- 2 und 3 Oberostalpin:
  - 2 Mesozoikum.
  - 3 Paläozoikum, „Quarzphyllit“.
- 4 bis 7 Mittelostalpin:
  - 4 Mesozoikum.
  - 5 „Alpiner Verrucano“ (Permoskyth).
  - 6 Ötztaler Kristallin.
  - 7 Schneeberger Zug.
- 8 und 9 Unterostalpin:
  - 8 Mesozoikum.
  - 9 „Innsbrucker Quarzphyllit“ (Paläozoikum).
- 10 und 11 Pennin:
  - 10 Schieferhülle (Paläozoikum, Mesozoikum).
  - 11 Zentralgneis.
- 12 Tonalitische Intrusionen.
- 13 Südalpen (Kristallin und Hülle).



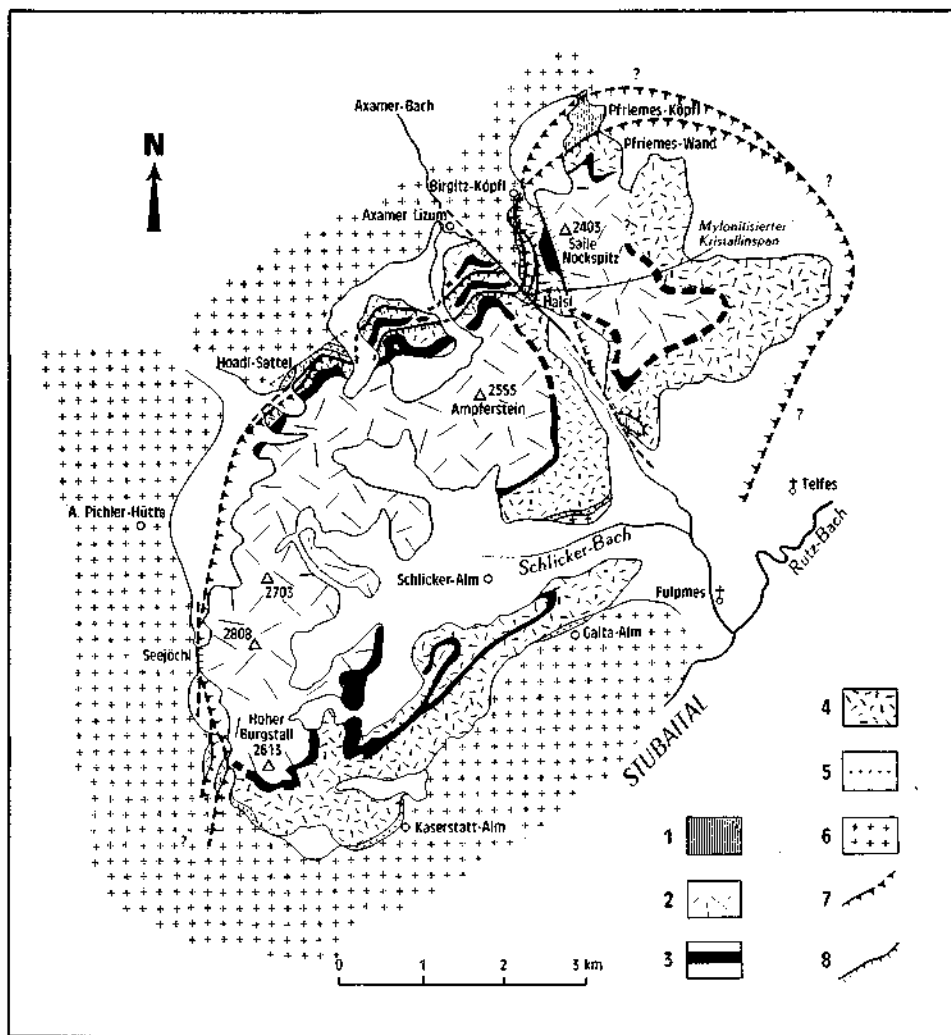


Abb. 2. Geologische Karte des Kalkkögel-Massivs.

- 1 Serie B, Oberostalpin:
  - Muschelkalk (Anis?) und Partnachschichten (Ladin).
- 2 bis 6 Serie A, Mittelostalpin:
  - 2 Hauptdolomit (Nor).
  - 3 Raibler Schichten (Karn).
  - 4 Wettersteindolomit (Ladin).
  - 5 „Alpiner Verrucano“ (Permoskyth).
  - 6 Ötztaler Kristallin.
- 7 Anormaler Kontakt.
- 8 Bruchlinie.

## I. Die tieferen Schichtanteile der Triasserie des Südabfalles der Kalkkögelgruppe

Diese Serie ist in allen drei Massiven — Tribulaun, Serles-Kesselspitz-Kirchdach und Kalkkögel (letzteres in bezug auf seinen Südteil) — sehr konstant ausgebildet.

1. Das Profil am Südrand der Kalkkögelgruppe (Abb. 3) am Fuß des Kleinen Burgstall bei dem Weg der Kaserstatt-Alm zeigt bei 1900 m Höhe den normalen stratigraphischen Kontakt zwischen dem Altkristallin-Sockel des Ötztal-Massivs (Gneis, Amphibolite und Granatglimmerschiefer) und der transgressiv auflagernden sedimentären Serie.

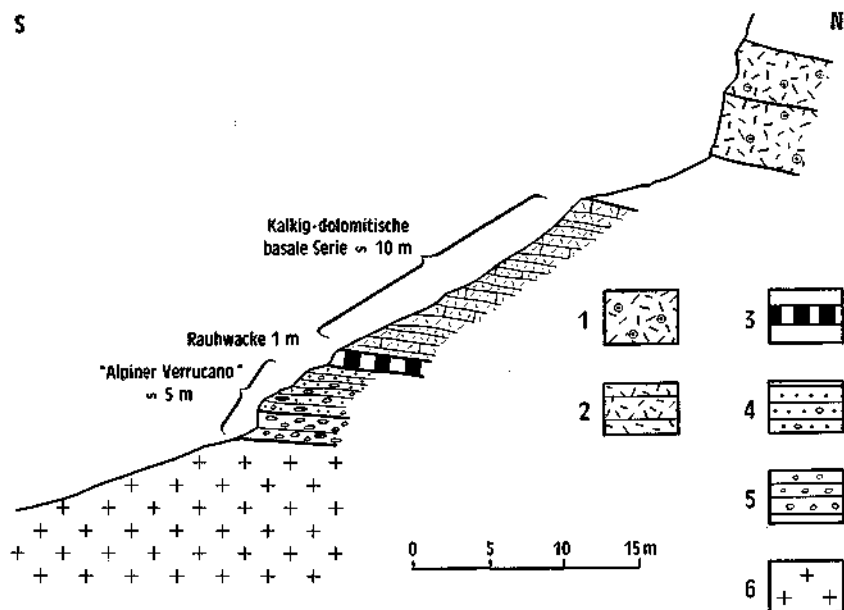


Abb. 3. Profil der Serie A bei der Kaserstatt-Alm in 1900 m Höhe.

- |  |  |
|--|--|
| 1 „Wettersteindolomit“ (Ladin).        | 5 Konglomerat und Quarzit (Permoskyth?). |
| 2 Grauer dünnbankiger Dolomit (Anis?). | 6 Ötztaler Kristallin.                   |
| 3 Rauhwacke (Unteranis?).              |  |
| 4 Quarzit (Skyth?).                    |  |

Diese letztgenannte Serie beginnt mit einigen Metern detritischer Gesteine. Zuerst begegnet man 2 bis 3 m Konglomerat mit einer 1 m mächtigen Bank aus weißen oder rosa-violetten Quarzgeröllen mit Durchmessern von einigen cm bis zu 10 bis 20 cm. Diese Gerölle sind tektonisch deformiert und haben eine bedeutende Längung etwa in Richtung  $110^\circ$  bis  $120^\circ$  und  $0^\circ$  erlitten. Die grünlich aussehende Matrix enthält neben Glimmer detritischen Ursprungs einen phyllitischen Anteil mit neugebildeten Glimmern (Chlorit, Serizit, Muskovit). Es folgen ungefähr 2 m weißer Quarzit, 5 bis 40 cm dick gebankt, der gegen oben

hin in zunehmendem Maß Karbonat-Detritus aufnimmt und welcher eine Schieferung zeigt, verbunden mit einer alpidischen Mineralsprossung von der Art, wie sie bereits im unterlagernden grobdetritischen Niveau zu beobachten ist. Die Schieferung liegt parallel zur stratigraphischen Schichtung.

Diese quarzreichen detritischen Gesteine sind lokal reich an Magnetitkörnern, besonders etwa 100 m westlich der Kaserstatt-Alm, wo sie im vorigen Jahrhundert bergmännisch ausgebeutet worden sind. Diese lokale Eisenanreicherung ist sekundären Ursprungs, denn sie betrifft gleichermaßen die Glimmerschiefer des Sockels in der Nähe des Kontaktes.

Diese transgressive detritische quarzitisches Serie mit rosa Quarzgeröllen ist charakteristisch für die zentralalpine Fazies (d. h. für die Fazies der Einheiten, die sich gegenwärtig in der Zentralzone der Ostalpen vorfinden: Pennin, Unter- und Mittelostalpin). Man bezeichnet in klassischer Art diese Schichten als „Alpiner Verrucano“ und stellt sie ins Permo-Skyth (oberes Perm-Werfenien), ohne paläontologische Beweise hierfür zu besitzen. Beachten wir die reiche Eisen-Mineralisation dieser Quarzite und Konglomerate in den mesozoischen Massiven der Stubai Alpen (besonders Pyrit und Magnetit).

Über diesen basalen Gliedern folgt eine kalkig-dolomitische Serie, dünnbankig geschichtet im Bereich von einigen Zentimetern bis rund 15 cm. Diese Serie ist im ersten Meter etwas rötlich gefärbt (und nimmt durch Verwitterung das Aussehen einer Rauhwacke an), wird dann grau mit bräunlicher Anwitterung. In diesen karbonatischen Schichten trifft man noch zahlreiche detritische Elemente an: Quarz, Glimmer und resedimentierten Dolomit.

Diese Serie läßt sich in einer Mächtigkeit von fast zehn Metern beobachten. Nach einer aufschlußlosen Strecke begegnet man einem hellgrauen, weiß anwitternden, grob gebankten (50 cm bis 1 m) Dolomit, reich an organischem Detritus (Korallen, Algen) und an Oolithen.

Diese ganze Serie hat kein bestimmbares Fossil geliefert, selbst nicht in der oberen Partie, obwohl diese an Algen-Querschnitten und Gastropoden-Resten reich ist — wenn auch B. SANDER (1913) von hier die Anwesenheit von „*Gyroporella pauciforata*“ gemeldet hat. Nach lithologischer Analogie stellt man die dunkle dolomitische Serie in das Anis, besonders zufolge von vergleichbaren Serien dieses Alters in den Tarntaler Bergen und Radstädter Tauern.

Die helle Dolomit-Formation ist jener vergleichbar, die unter der Bezeichnung „Wettersteindolomit“ des Ladin in den Nördlichen Kalkalpen bekannt ist. Es sei vermerkt, daß diese dolomitische Fazies (nicht so die kalkige) eine weite Verbreitung in dieser Epoche in allen Einheiten des Ostalpin aufweist. Man bezeichnet diese Dolomit-Formation in den Stubai Alpen auch als „Unteren Dolomit“ — im Gegensatz zum „Oberen Dolomit“ des Nor, der höher oben folgt.

2. Am Weg von Fulpmes zur Starkenburger Hütte bei der Galta-Alm, ungefähr 3 km NW vom zuvor genannten Punkt, trifft man die detritischen Basisschichten wiederum. Wie im vorher genannten Profil ist die Grenze zwischen sedimentärer Serie und Kristallin-Sockel durch zahlreiche Quellen markiert. Die Beziehungen zwischen den oben beschriebenen

Gliedern, den Konglomeraten und Quarziten, der braunen dolomitischen Serie und dem massiven, hell anwitternden Dolomit, sind schlecht sichtbar.

Der hellgraue grobbankige Dolomit verliert im Mittelabschnitt der Formation seine Schichtung, die Anwesenheit von oolithischer Struktur und gelegentlich von Brekzien (monogene synsedimentäre Brekzien) gemahnt an eine Riff-Sedimentation, ohne daß etwa hier ein echtes Riff vorhanden ist, wie M. SARNTHEIN (1965) denkt.

Zusammenfassend ergibt sich, daß die sedimentäre Serie am Südabfall des Kalkkögelmassivs sehr sicher dem Ötztaler Kristallin normal aufrucht und dessen Hülle bildet, wie es in den Massiven des Tribulaun und der Serles-Kirchdach-Kesselspitz-Gruppe die Regel ist. Wir bezeichnen in dieser Arbeit diese Schichtfolge als „Serie A“.

## II. Die Triasserie im Liegenden der Raibler Schichten am Nordrand der Kalkkögelgruppe

Das Profil der Pfirmeswand liegt am Abfall des Nordsporns des Saile-Nockspitz-Gipfels, von etwa 1800 m an aufwärts, wo noch Kristallin ansteht, bis 2103 m, wo die Raibler Schichten eine deutlich markierte Stufe bilden (Abb. 4).

Der Kristallinsockel besteht aus einem Zweiglimmergneis, dessen Foliation deutlich spürbar vertikal W-E verläuft.

Der Kontakt der sedimentären Serie mit dem Kristallin ist nicht sichtbar, die Anwesenheit von basalen detritischen Schichten (vermerkt durch B. SANDER) ist nicht sicher, nur einige zweifelhafte quarzitisches Blöcke im Abraum eines Einschnittes könnten ihre Existenz bestätigen.

1. Zunächst begegnet man einer pelitischen tonigen Serie und schwärzlich-grauen Mergeln, die mehr oder weniger reich an Kalk sind. Sie enthalten ein oder mehrere graublau, gut geschichtete Kalkniveaus. Die Faltung, die diese kalkig-mergelige Serie erfaßt hat, gestattet ebenso wie die Abwesenheit von Fossilien keine genaue stratigraphische Detailstudie. Dieses Ensemble ist etwa 50 m mächtig, die Mächtigkeit geht zum Teil auf die tektonische Komplikation zurück. Eine schwache Schieferung erscheint in den inkompetenten Niveaus im Bereich der Faltenscharniere. Diese Schieferung verläuft deutlich horizontal und korrespondiert gut mit den beobachtbaren Achsenebenen der liegenden Falten im Meterbereich.

2. Über diesen Schichten mit Mergel-Kalk-Vormacht findet man eine neue Serie vor, die sich grundsätzlich wie folgt zusammensetzt:

— Knollige Kalke in Bänken von 20 cm bis 1 m von blaugrauer bis lokal hellrosa Farbe. Die Kalke haben einen brekziösen Aspekt (durch SANDER, 1915, als Brekzien beschrieben), sie weisen kieselige Partien auf und sind reich an schlecht erhaltenen Fossilien: *Cidaris*, Brachiopoden, Bivalven.

— Dunkle plattige Kalke mit brauner Anwitterungsfarbe (sie weisen einen gewissen Dolomitgehalt auf).

— Tonige Pelite und gelblichbraune Mergel, die beige anwittern und mehrweniger pyrit-hältig sind.

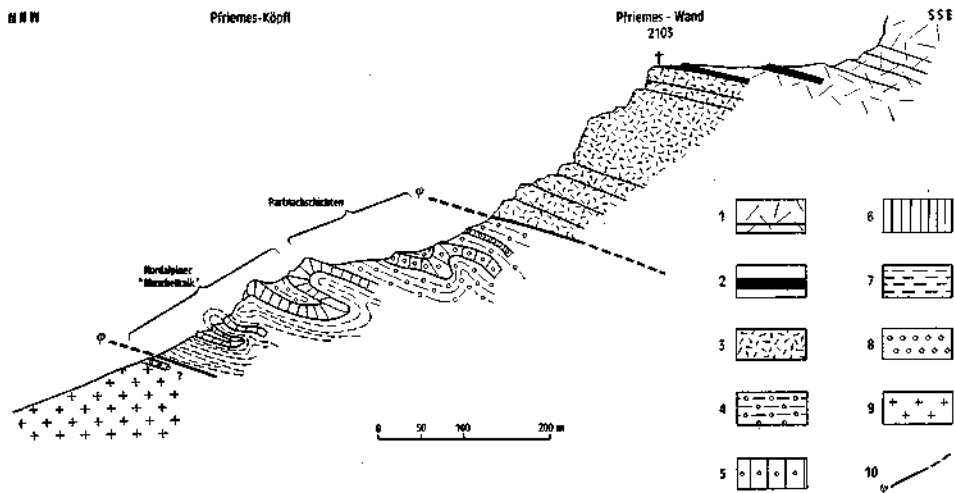


Abb. 4. Profil vom Pfiemes-Köpf zur Pfiemes-Wand.

- 1 „Hauptdolomit“ (Nor).
- 2 Raibler Schichten (Karn).
- 3 „Wettersteindolomit“ (Ladin).
- 4 Partnadschichten (Ladin).
- 5 Partnadschichten: Knollenkalk (Ladin).
- 6 Kalkiger nordalpiner „Muschelkalk“ (Anis?).
- 7 Mergelig-toniger nordalpiner „Muschelkalk“ (Anis?).
- 8 „Alpiner Verrucano“ (Permoskyth?).
- 9 Gneis des Ötztaler Kristallin.
- 10 Bedeutenderer anormaler Kontakt.

Alle diese Schichtglieder wiederholen sich mehrere Male, da sie an der gefalteten, im einzelnen schwer überblickbaren Folge teilnehmen. Der Faltenbau wurde durch Faltungen verschiedener Richtung in mindestens zwei Faltungsphasen geschaffen. Die Beobachtung einer als Antiform entwickelten Scharniere einer liegenden Falte, auf der sich eine Lineation auf der Schichtoberfläche zeigt (Lineation aus dem Verschnitt von Schichtfläche und einer Bruchschieferung älter als die Faltung), erweist deutlich die Überlagerung dieser tektonischen Phasen.

Wir halten hier die verschiedenen lithologischen Schichtglieder dieser Serie fest, ohne ihre ursprüngliche stratigraphische Ordnung erkennen zu können. Die mergeligen Niveaus haben Ammoniten geliefert (G. MUTSCHLECHNER, 1933): *Trachyceras aon* MÜNSTER, *Trachyceras triadicum* MOJSISOVICS, ferner kleine Halobien und besonders Daonellen: *Daonella* cf. *pichleri* MOJSISOVICS (B. SANDER, 1915).

3. Diese sedimentäre Serie, die wir gerade beschreiben, ist von der Metamorphose verschont geblieben, die beobachtete Schieferung ist geringfügig und zeigt keine Neubildung von Mineralen, orientiert nach diesen Schieferungsflächen.



Andererseits wurde diese Serie seit langem mit jenen der Trias der Nördlichen Kalkalpen verglichen:

— Die unteren tonigen, mergeligen oder kalkigen Schichten sind mit dem „alpinen Muschelkalk“ parallelisierbar; M. SARNTHEIN (1965) interpretiert einen 10 cm mächtigen Horizont aus grünen Mergeln als Äquivalent der bekannten Tuffite aus dieser Formation der Nördlichen Kalkalpen.

— Die oberen Schichten sind durch die Anwesenheit von knolligen, mehr oder weniger kieselligen Kalken charakterisiert und sind durch die oben erwähnten Fossilien als Ladin eingestuft. Sie sind lithologisch sehr gut den Partnachschichten vergleichbar, wie sie in den Nördlichen Kalkalpen in Bayern definiert sind.

Wir werden im folgenden dieses Ensemble von z. T. anisischen und ladinischen Schichten in nordalpiner Fazies als „Serie B“ bezeichnen.

4. Über dieser eben beschriebenen mergelreichen Serie (Serie B) lagert eine dolomitische Masse von etwa 230 m Mächtigkeit auf, gekrönt durch den Absatz im Niveau der pelitisch-sandigen Raibler Schichten.

Diese Serie ist hinsichtlich ihrer Sedimentologie gut durch M. SARNTHEIN (1965) studiert worden, der darin monogene synsedimentäre Brekzien erkannt hat, in denen die Dolomitblöcke wiederaufgearbeitet sind, und eine massive Riff-Formation von etwa 35 m Mächtigkeit. Dieser im allgemeinen helle, weiße bis lichtgraue Dolomit ist gut geschichtet, abgesehen von der als Riff interpretierten Masse. Man kann darin oolithische Strukturen, Crinoidenreste, Algen und Bivalvenquerschnitte erkennen. Wir erkennen darin den „Wettersteindolomit“ wieder, dem wir bereits am Südrand des Kalkkögelmassivs begegnet sind und der dort normal einer grauen, dünn-schichtigen, dolomitischen Serie aufruht. In diesem Profil im Norden lagert der Wettersteindolomit mit einem fast horizontalen anormalen Kontakt auf einer sehr deutlich unterschiedenen Serie auf, wir werden diesen Gegensatz in einem späteren Kapitel interpretieren.

Die tonigen Pelite und sandigen Partien der Raibler Schichten enthalten ein metallisch-graues, rostbraun anwitterndes karbonatisches Niveau, welches auf Algen (*Sphaerocodium*) zurückgehende Konkretionen enthält. Die Anwesenheit von *Cardita* (*Cardita* cf. *guembeli* PICHLER) in diesen Schichten im Serles-Kesselspitz-Kirchdach-Massiv gestattet, sie in das Karn einzustufen.

Es sei in Erinnerung gerufen, daß diese Serie sich mit dem norischen Hauptdolomit gegen Hangend fortsetzt.

### III. Die Serie A und B der Kalkkögelgruppe und ihr Auftreten im gleichen Profil

Die Serien A und B können sich in ein- und demselben Profil in der Mitte des Nordabfalles der Kalkkögelgruppe vorfinden:

1. Südlich des Hoagl-Sattels, unter dem Plateau des Hochtennbodens (2373 m) treffen wir an:

a) In einer komplexen Synform in Richtung 140° stellen sich folgende Schichtglieder ein:

- 2—4 m tonige Pelite und pyritführende schwarze Mergel;
- 2—5 m dunkelblaugraue Kalke;
- einige Meter hellere, graue bis weiße Knollenkalke;
- einige Meter gut geschichtete graue, beige anwitternde dolomitische Kalke.

Das weiche tonig-mergelige Niveau wiederholt sich, vielleicht handelt es sich auch um zwei verschiedene Niveaus.

Wir erkennen hier das charakteristische Ensemble der Schichten der Serie B wieder, mit seiner nordalpinen Fazies, zuvor von der Pfriemeswand beschrieben und teils zum anisischen alpinen Muschelkalk gehörig, teils zu den ladinischen Partnachschichten.

b) In den Rinnen unter dem Pfad zur A.-Pichler-Hütte kann man die Serie A beobachten, der die Serie B mit tektonischer Reduktion und mit anormalem Kontakt auflagert. Die hier gut aufgeschlossene detritische und karbonatische Serie A umfaßt folgende Glieder:

- Bei 2150 m stellt sich der diskordante stratigraphische Kontakt eines Konglomerates mit weißen oder rosa Quarzgeröllen auf dem Glimmerschiefer ein. Es folgen mit einem Dekameter Mächtigkeit grüne Quarzite, mit Konglomeratbänken alternierend, deren Komponentengröße sich gegen Hangend reduziert. Die detritischen Schichten sind reich an Pyrit (rostige Verwitterung und Schwefel-Ausblühungen), die Matrix zeigt eine Neubildung von Glimmern (Muskovit, Chlorit).
- Es folgen etwa 20 m schwärzlichgrauer, kakibraun anwitternder, dünnschichtiger (5—20 cm), beim Anschlagen häufig stinkender Dolomit;
- dann 10—15 cm bläulich-schwarzer, hellgrau verwitternder, grob gebankter (20—80 cm) Dolomit.
- Von neuem stellen sich einige Meter graue feinschichtige Dolomite ein.
- Schließlich folgen 5—10 m massiver Dolomit mit heller Anwitterung und grober Bankung.

Wir erkennen die Serie A mit zentralalpiner Fazies wieder, die wir vom Südrand der Kalkkögelgruppe mit Alpinem Verrucano und ihren basalen karbonatischen Schichtgliedern beschrieben haben.

c) Im Hangenden der Schichten mit nordalpiner Fazies, die zuvor im Abschnitt (a) beschrieben worden ist, trifft man an:

- Einige Meter massiven hellen Dolomit mit Algendetritus und oolithischer Struktur, der zuvor ins Ladin (Wettersteindolomit) gestellt worden ist;
- hierauf schwarze detritische Niveaus (tonige Pelite und sandige Lagen) der Raibler Schichten des Karn.

Es handelt sich hierbei also um die obere Partie der Serie A. Der massive Dolomit ist hier durch tektonische Ursachen sehr stark reduziert!

2. Im Nordabschnitt des Kalkkögelmassivs trennt südlich der Axamer Lizum der Halsl-Sattel den Gipfel Saile-Nockspitz vom Rest des Kammes, der sich vom Ampferstein bis zum Hohen Burgstall erstreckt.

In diesem Sattel erkennen wir bei allerdings schlechten Aufschlußverhältnissen in einer Mächtigkeit von etwa 30 m Elemente der Serie B: Schwarze Mergel, knollige Kalke und tonige Pelite, die Anlaß für eine Quelle bilden. Diese Schichten stoßen nach Westen an einem Bruch gegen den „Unteren Dolomit“ (Wettersteindolomit des Ladin der Serie A) der Nordflanke des Ampfersteins ab.

Sie sind durch den gleichen „Unteren Dolomit“ in der SW-Flanke von Saile-Nockspitz überlagert. Zwischen den Partnachsichten und diesem überschobenen Dolomit schaltet sich ein Mylonit-Span, reich an Quarz-Ausscheidungen, ein, der als ein Resultat der Zertrümmerung der Glimmerschiefer des Kristallinsockels gedeutet werden kann und der demnach gut die tektonische Natur des Kontaktes zwischen Serie B und Serie A unterstreicht.

Die Schichten der Serie B waren einer starken tektonischen Beanspruchung ausgesetzt und haben mindestens zwei Faltungsphasen erlitten, wie die zahlreichen verdrehten Lineationen auf den Faltschnarrien bezeugen. Die Gesamtheit dieser Schichten scheint eine gegen SE gerichtete Antiform zu bilden.

Die Elemente dieser Serie B setzen sich nach Norden fort, wobei sie sich auf einige wenige Meter Mächtigkeit reduzieren, u. zw. im Niveau eines Pfades, der zur Birgitzköpfl-Hütte führt. Sie lagern auf 2 bis 4 m Quarzit, einem Bestandteil der Serie A, der noch am unterlagernden Kristallin haftet.

Wir haben hier demnach noch die Serie B in tektonischer Position vor uns, als Schuppe in der Serie A eingeschaltet. Der Zusammenhang zwischen diesem Aufschluß auf der Westflanke des Saile-Nockspitz-Stockes und jenem der Pfriemeswand ist nicht zu sehen und existiert vielleicht auch nicht. Die Serie B kann total ausdünnen. Dies scheint bei der Birgitzköpfl-Hütte der Fall zu sein, wo man den direkten Kontakt zwischen dem „Unteren Dolomit“ der Serie A und dem Kristallin beobachten kann.

### 3. Südseite des Halsl-Sattels

Am Weg, der von Fulpmes zu diesem Sattel aufsteigt, kann man bei 1400 m Höhe eine schwärzliche mergelige Serie, begleitet von 3 bis 4 m knolligen Kalken beobachten, charakteristisch für die Partnachsichten der Serie B.

Auch dort nehmen die mergelig-kalkigen Elemente eine tektonische Position ein, in fast vertikaler Stellung eingeklemmt zwischen dem „Unteren Dolomit“ der Serie A, wieder ein Quellniveau bedingend.

4. Aus der Schlickerbachrinne, etwa 1 km westlich des zuvor genannten Punktes, beschrieb A. SPITZ (1919) die von ihm dort beobachtete sedimentäre Serie, die dem aus Glimmerschiefer und Gneis bestehenden Sockel des Ötztaler Kristallins aufruht. Diese Serie umfaßt im wesentlichen:

- „Verrucano“-Konglomerat mit weißen oder farbigen Quarzgeröllen, weiße bis grüne mehrweniger grobkörnige Quarzite.
- Dunklen, braun anwitternden, gut geschichteten Dolomit.
- Feinschichtigen, rötlichen, brekziösen Dolomit.
- Grobbankigen oder schlecht geschichteten hellgrauen Dolomit, überlagert durch das pelitisch-sandige Niveau der Raibler Schichten.

Wir haben demnach hier die Serie A mit zentralalpiner Fazies vor uns, die dem Kristallinsockel normal und ohne tektonische Einschaltung einer Schuppe der Serie B aufruht.

#### IV. Die Tektonik des Kalkkögelmassivs

1. Die Wände des Massivs, besonders jene beiderseits des Hauptkamms, bestehen im wesentlichen aus norischem Hauptdolomit, gut und grob-bankig geschichtet. Sie sind — weithin sichtbar — in horizontaler Lage geblieben. Die Raibler Schichten des Karn haben nicht als Abscherungshorizont funktioniert. Auf Grund dieser auffällig ruhigen Lagerung der Schichten der Obertrias könnte man leicht zur Schlußfolgerung neigen, daß das Kalkkögelmassiv eine Scholle der Hülle des Kristallinsockels des Ötztalsystems ist, das von der alpinen Tektogenese und von der Erosion dank der allgemeinen achsialen Absenkung im Bereich des Brenner-Querschnittes verschont blieb.

2. Aber die in den vorangehenden Kapiteln dargelegten Fakten haben uns auf die Existenz zweier verschiedener Tieftrias-Serien in diesem Massiv schließen lassen. Das Zusammenvorkommen dieser beiden Serien in ein- und demselben Profil und zusätzliche tektonische Beobachtungen zwingen uns, *a n o r m a l e K o n t a k t e* zwischen diese Serien zu legen.

Wenn wir an die geologische Karte des Massivs erinnern (Abb. 2), bemerken wir, daß die Serie B mit nordalpiner Fazies ausschließlich im nördlichen Teil des Bergstockes auftritt, wo sie teils zwischen dem Kristallin und der Serie A, teils innerhalb des Unterteiles der Serie A allein eingeschaltet ist. Wir werden demnach dazu geführt, einen anormalen Kontakt in der Stirnzone des Kalkkögelmassivs vom Hoagl-Sattel zum Pfriemeskopf zu legen. Dieser Kontakt verläuft fast flach vom Pfriemeskopf bis zum Halsl, wendet sich dann nach Westen zurück, u. zw. westlich der Störung, die von der Axamer Lizum bis S vom Halsl-Sattel verläuft. Der von uns verfolgte Kontakt liegt dort parallel zu einer Aufschiebung, die eine dritte Wiederholung der Raibler Schichten hervorruft. Einzig ein Span der Serie B in der Axamer-Bach-Schlucht bei 1900 m gestattet, den Hauptkontakt wiederzuerkennen, dem wir folgen, und der dort die Serie A über den Raibler Schichten schneidet. Am Hoagl-Sattel führt er gleicherweise die Schuppe der Serie B fast in Kontakt zum Karn heran (vgl. Kapitel II). Der letzte Aufschluß dieser Serie B zeigt sich einige hundert Meter südlich unter dem dolomitischen Sporn, der ein Denkmal zur Erinnerung an zwei Alpinisten trägt.

3. Andererseits haben wir auf einen normalen Kontakt zwischen der sedimentären Serie A und dem Kristallinsockel auf der Südseite des Massivs geschlossen. Demnach muß also das Kristallin in diese Störung, die wir eben beschreiben und von der wir die Einwurzelung suchen, einbezogen sein.

Auf der Westflanke des Massivs kennt man den unteren Abschnitt der Triasserie (einschließlich der Raibler Schichten) nicht, und am Seejöchl wird der Kontakt zwischen norischem Hauptdolomit und dem Sockel durch eine Störung repräsentiert (tektonische Brekzie im Dolomit).

Aber unter der Flanke W vom Hohen Burgstall kann man zwei Schuppen von Dolomit im Kristallinsockel beobachten, u. zw. etwa 20 und 60 m unter dem tektonischen Hauptkontakt vom überschiebenden, basal mylonitisierten Hauptdolomit und Kristallin (auf der Karte von HAMMER, 1929, vermerkt).

Die Verlängerung dieser Störung ist im Kristallin, abgesehen von dieser Schuppung, nicht zu fassen. Ihre Einwurzelung östlich des Massivs ist auf Grund der Aufschlußlosigkeit nicht sichtbar.

Die sichtbare Tiefe diese Einschuppung beträgt etwa 3 bis 4 km (Distanz zwischen Pfriemesköpfl und südlichem Aufschluß S vom Halsl-Sattel).

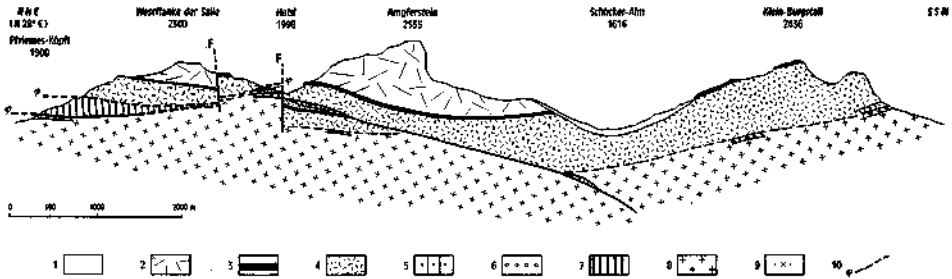


Abb. 5. Profil durch das Kalkkögelmassiv.

- 1 Diluvium und Alluvium.
- 2 „Hauptdolomit“ (Nor).
- 3 Raibler Schichten (Karn).
- 4 „Wettersteindolomit“ (Ladin).
- 5 Basale karbonatische Schichten (Anis?).
- 6 „Alpiner Verrucano“ (Permoskyth).
- 7 Partnachschieben (Ladin).
- 8 Ötztales Kristallin.
- 9 Mylonitisiertes Kristallin vom Halsl.
- 10 Anormaler Kontakt zwischen Serie A und Serie B.

Der schräg durchschneidende Kontakt betrifft also das Kristallin und ebenso die Triasserie, die darauf transgrediert (Abb. 5), ohne daß es zu einer schichtparallelen Abschiebung in bestimmten Niveaus gekommen ist. Die detritischen Basisschichten, der „Verrucano“ und Quarzit, sind noch auf dem Kristallinsockel haften geblieben. Der große Mächtigkeitsunterschied der Serie A, die mit dem Kristallinsockel noch unter der überschiebenden Serie B beiderseits der Bruchstörung beim Halsl verbunden geblieben ist, scheint anzudeuten, daß diese Störung die Rolle einer Rechts-Seitenverschiebung gespielt hat, wodurch das Ensemble Saile-Nockspitz-Pfriemesköpfl gegen Süden versetzt ist. Der Span aus mylonitisierendem phyllitischem Kristallin vom Halsl läßt sich leicht als ein Schürfling deuten, der unten dem überschiebenden Massiv verschleppt wurde. Vermerken wir schließlich noch die Synklinalstruktur des Massivs als Ganzes und die Bruchtektonik, die in späterer Phase den Hauptkontakt durchsetzt hat.

Nur P. FALLOT hatte in seiner Vorlesung über die Ostalpen im Jahr 1953/54 seine Zweifel über die tektonische Position des Kalkkögelmassivs geltend gemacht. Zum Zweck seiner paläogeographischen Rekonstruktionen bemerkte er S. 106: „On peut bien admettre que le Werfénien basal conglomeratique est resté

localement collé au socle sans que cela démontre la continuité de toute la série“ — was den Ausgangspunkt für die Interpretation der verschiedenen von uns studierten Profile bildete.

Wir werden P. FALLOT nicht in seinen Schlußfolgerungen folgen, da das Massiv der Kalkkögel parautochthon ist und nur ziemlich mäßig gegen Norden über die basalen Elemente seiner eigenen Serie und besonders über die Elemente einer fremden Serie versetzt ist, deren Ursprung wir zu finden versuchen werden.

### V. Wesen und Ursprung der Serie B; ihre Einbeziehung in die paläogeographische Rekonstruktion der ostalpinen Einheiten

Wir haben mehrfach den Gegensatz der zwei vorhandenen Serien herausgestellt: Serie A mit ihrer zentralalpinen Entwicklung und Serie B mit nordalpiner Fazies. In Übereinstimmung mit zahlreichen Autoren kann man annehmen, daß die Nördlichen Kalkalpen — wo man die Serien mit nordalpiner Fazies trifft — zur Gänze von Süden nach Norden überschoben sind, wobei sich ihre heutige Unterlage im wesentlichen aus Flysch aufbaut. Das Problem liegt demnach darin, die ursprüngliche Position dieser weiträumigen Schubmasse in bezug auf die benachbarten ostalpinen Einheiten zu erkennen und insbesondere ihre Beziehung zur sedimentären Hülle des Ötzkristallins in den Stubaier Bergen aufzudecken.

Wir erfassen jetzt die ganze Bedeutung der tektonischen oder aber atektonisch-normalstratigraphischen Position der Schichten der Serie B. Wenn diese Schichten in die Serie A normal eingeschaltet sind und noch dazu nur am Nordrand des mesozoischen Massivs der Stubaier Alpen vorkommen, legen sie einen von Süd nach Nord gerichteten Faziesübergang von der zentralalpinen in die nordalpine Entwicklung nahe. Treten sie hingegen in tektonischer Position auf, als Schuppe in Serie A eingeschaltet, so liefern sie kein Argument in bezug auf die relative Beheimatung der nord- und zentralalpinen Serien.

Halten wir fest, daß M. SARNTHEIN (1965) in einer stratigraphischen und sedimentologischen Studie der mitteltriadischen Serien der Nördlichen Kalkalpen N von Innsbruck und jener der Stubaier Alpen diese Einheiten so betrachtet, als ob sie autochthon wären oder zumindest paläogeographische Positionen innegehabt hätten, die ihrer gegenwärtigen geographischen Lage entsprechen. Die Unterschiede in den Serien werden demnach als seitliche Faziesabänderungen in einem Sedimentationsmilieu mit Riffen und Becken interpretiert. Diese Interpretation führt dazu, das von H.-J. SCHNEIDER (1964) gegebene Schema — das die Beziehungen zwischen den ladinischen Plattformsedimenten in Wettersteinkalkfazies und den Beckensedimenten in Partnachfazies in den Nordkalkalpen aufzeigt — auf das Ostalpin im allgemeinen zu erweitern.

1. Wir erinnern uns kurz der drei großen Hypothesen aus der letzten Zeit, die zur Erklärung der Herkunft der Nördlichen Kalkalpen ins Auge gefaßt worden sind:

- a) P. FALLOT (1954) hat unter Erkenntnis ihrer allochthonen Natur auf einem fremden Vorland daraus die sedimentäre Hülle des ostalpinen Sockels gemacht, in diesem Querschnitt also die Hülle des Ötzkristallinmassivs, wobei diese Sedimentdecke unter Einfluß der Schwerkraft nach Norden gegliitten sei. Dies zöge aber eine tektonische Denudation des ostalpinen Sockels nach sich und wir haben gesehen (vgl. Kapitel IV), daß dieser Autor die Existenz eines tektonischen Kontaktes an der Basis des Kalkkögelmassivs angenommen hat.
- b) A. TOLLMANN (1959) hat auf Grund der Individualität der Serien mit zentralalpiner Fazies und insbesondere jener der Hülle des ostalpinen Sockels im eigentlichen Sinne das Oberostalpin (im alten Sinn) gegliedert in das Mittelostalpin, charakterisiert durch diese mesozoische Hülle in zentralalpiner Fazies und in das Oberostalpin (in neuem Sinne), das die mesozoischen Serien in nordalpiner Fazies und das ihm verbundene Paläozoikum (Grauwackenzone usw.) umfaßt (Abb. 6).
- c) R. TRÜMPY hat in neuerer Zeit diese Gliederung in Mittel- und Oberostalpin in Frage gestellt, zumindest was den Teil der Ostalpen westlich des Tauernfensters betrifft. Die Stubai Alpen im speziellen würden dem Oberostalpin angehören und ursprünglich südlich der sedimentären Heimat der Nördlichen Kalkalpen gelegen gewesen sein (Abb. 7).

2. Wenn man die Gesamtheit der permomesozoischen Hülle des Ötzkristallins betrachtet, also sozusagen das Mittelostalpin im Sinne von A. TOLLMANN, vom Kalkkögelmassiv bis zur Trias der Telfer Weiße (Cima Bianca di Telfes), ist es schwer, hier einen Übergang zu den Serien der Nördlichen Kalkalpen zu finden.

Aber man sollte nicht die Existenz der Mauls-Stilfeses-Trias vergessen. Das Triasband von Mauls-Stilfes, im Kristallinsockel des Ostalpins eingeklemmt, stellt den südlichsten Zeugen dieser Hülle dar. Fast beim Penserjoch gelegen, reicht diese Trias nahe an die etliche hundert Meter mächtigen tertiären Intrusiva, die die Grenze zwischen dem ostalpinen Sockel und den Südalpen markieren (Tonalelinie). Die transgressive Serie über dem Gneis beginnt mit Quarziten und Konglomeraten mit Quarzgeröllen („Maulser Verrucano“ PICHLER's, 1871), die zur Permotrias gestellt werden. Die auflagernden karbonatischen Schichten sind besser entwickelt als im Kalkkögelmassiv, erreichen eine Mächtigkeit von 50 bis 100 m und scheinen mit einem Rauhwackenniveau einzusetzen (das an jenes im Profil des Südafalles des Hohen Burgstalles erinnert), welches A. TOLLMANN (1963) als ein ursprünglich gipshältiges oberskythisches Niveau interpretiert. Die gut geschichtete, graue bis schwarze kalkige Serie mit Übergängen in Dolomite und Brekzien, die das Rauhwackenniveau überlagert, erinnert an jene des Muschelkalkes der Nördlichen Kalkalpen (vgl. KLEBELSBERG, 1953, TOLLMANN, 1963). Man stellt sie ins Anis, ebenso wie die kalkig-dolomitische Schichtgruppe mit Übergängen zu tonig-mergeligen Gliedern, die darüber folgt. Die gegen Hangend folgende Dolomitmasse ist besser geschichtet als ihre Äquivalente auf den Kalkkögeln, und Fauna und Flora sind darin besser er-

halten, so daß sie eine präzisere Einstufung erlauben (vgl. SCHINDLMAYR, 1968 — besonders *Diplopora annulata* SCHAFFHÜTL und *Diplopora annulatissima* PIA des Ladin). Die Serie von Mauls-Stilfes zeigt unleugbar intermediären Charakter zwischen jenem der Serien mit zentralalpiner Fazies (mesozoische Massive der Stubaier Alpen) und jenem der Serien mit nordalpinen Zügen (Nördliche Kalkalpen). Außer der Verwandtschaft der anisischen Serien ist zu vermerken, daß die untere Partie der dolomitischen Serie des Ladin („Wettersteindolomit“) einige detritische Einschaltungen (Quarz, Ton) enthält, die als Anklänge an die Sedimentation der Partnachsichten der Beckenfazies in der nordalpinen Entwicklung gedeutet werden können.

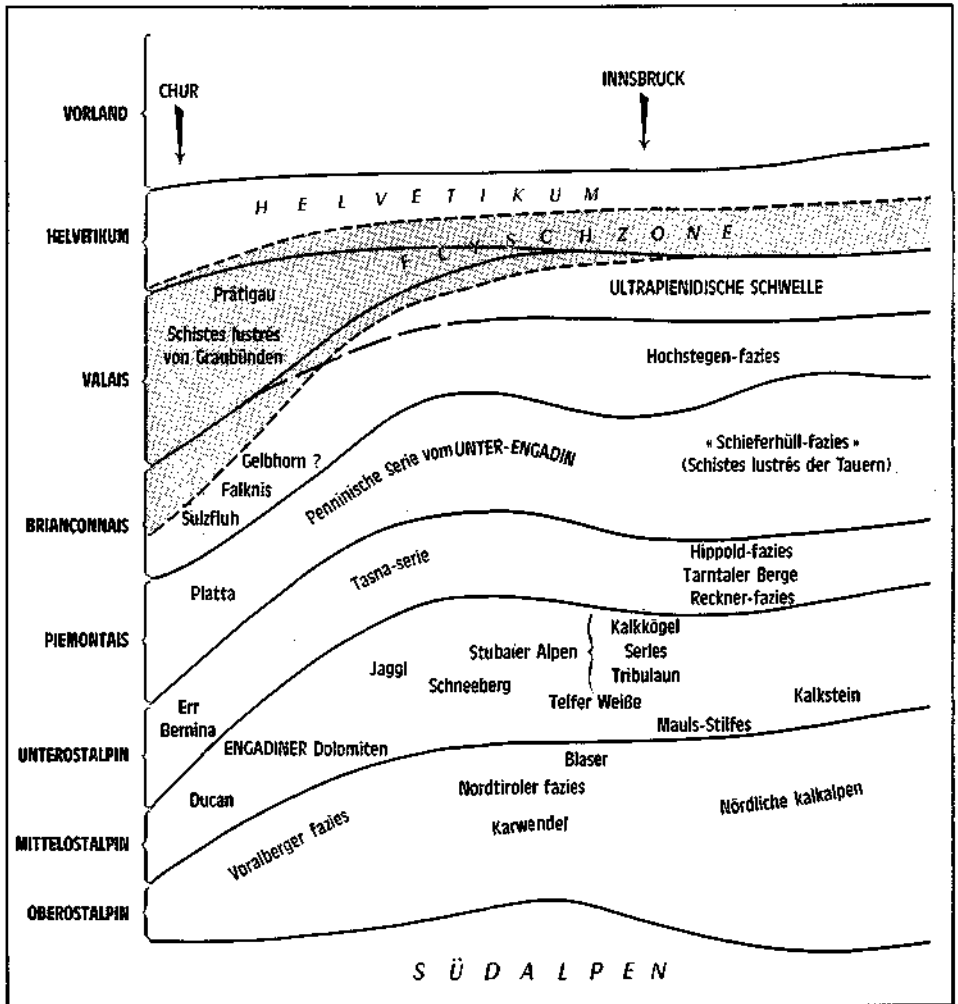


Abb. 6.  
Paläogeographische Karte der Ostalpen im Querschnitt von Innsbruck nach A. TOLLMANN, 1963.



Andererseits besitzt die Trias von Kalkstein bei Innervillgraten, südlich des mittleren Teiles des Tauernfensters gelegen, eine sehr ähnliche Position wie jene von Mauls-Stilfes. Dort kann man nach der Beschreibung von A. TOLLMANN (1963) noch eine gute Entwicklung und Vielfalt der basalen karbonatischen Schichten feststellen, die hier durch „*Physoporella minutula* nach E. KAMPTNER“ als Anis datiert sind. Dies läßt sich wie in Mauls-Stilfes als eine Ankündigung der vielfältigen nordalpinen Mitteltrias-Fazies auffassen.

B. ZANETTIN & E. JUSTIN VISENTIN (1971) betrachten die Gesteine vom „Schneeberger Komplex“ als nachherzynisch und äquivalent zur Hülle des Ötztaler Altkristallins, d. h. zur Triasserie des Mittelostalpin. Der

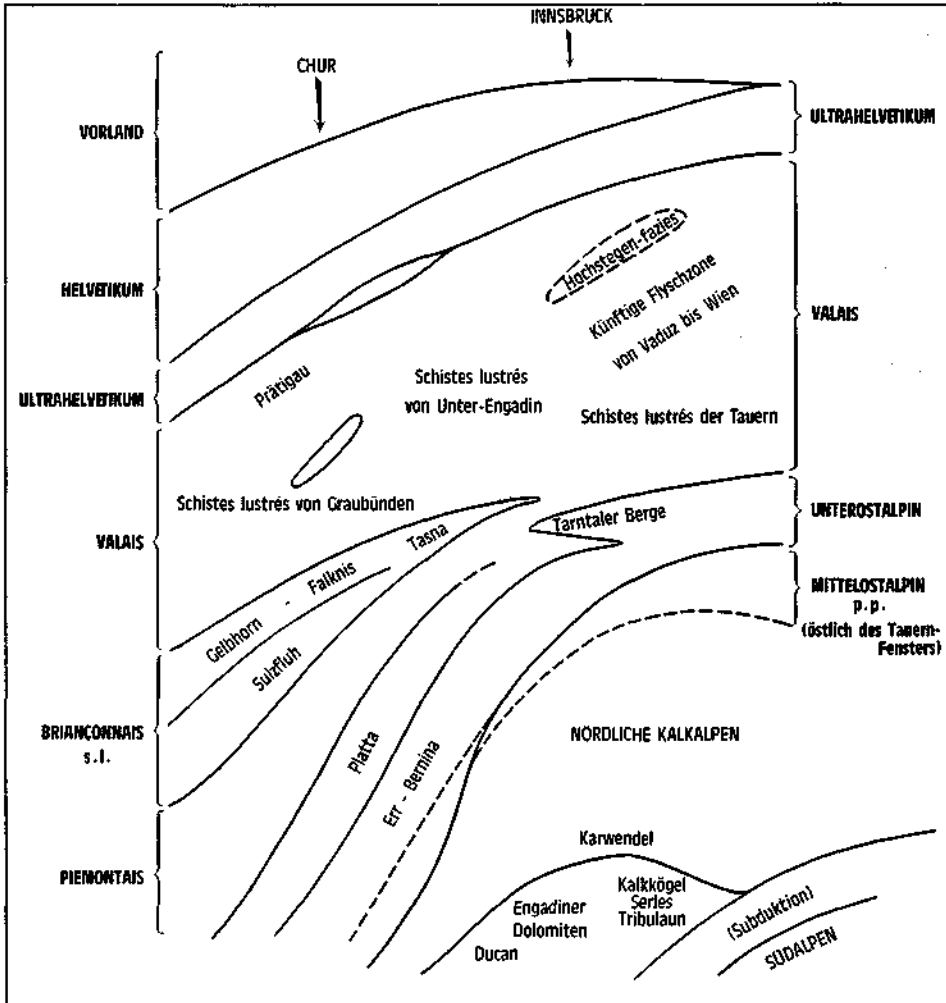


Abb. 7. Paläogeographische Karte der Ostalpen im Querschnitt von Innsbruck und westlich davon nach R. TRÜMPY, 1969.

große Unterschied zwischen der Triasfazies des Tribulaunmassivs und jener des „Schneeberg-Komplexes“ („Compleso di Monteneve“) wird auf einen rapiden Fazieswechsel zurückgeführt. Die typischen Triasserien des Mittelostalpins der Telferer Weiße (Cima Bianca di Telfes) und des Schneeberges (Monteneve) in einem zwar anormalen, aber direkten Kontakt mit dem kräftig metamorphen (Barrow-Faziestyp, Staurolith-Almandin-Subfazies) Kristallin des Schneeberges sprechen keinesfalls zugunsten des Triasalters des letzteren.

Es erschiene richtig, in diesem kurzen Überblick über die verschiedenen Ausbildungsarten der Hülle des mittelostalpinen Kristallinsockels westlich der Hohen Tauern die Triasserien der Engadiner Dolomiten und jene der Jaggl-Endkopf-Scholle (Cima di Termine) ins Auge zu fassen. Wir wollen hier aber nur festhalten, daß ihre Eigenständigkeit in bezug auf die gleichaltrigen kalkalpinen Serien gut umrissen ist (W. HESS, 1953, D. K. RICHTER, 1967). Ebenso wie bei den mit dem Sockel verbundenen Serien in den Stubaiern Alpen kann man im Ladin kein Äquivalent der mergelig-kalkigen Fazies der Partnachsichten feststellen.

3. Wenn man der gegenwärtigen Verbreitung der nordalpinen und der zentralalpinen, von uns erwähnten Trias Rechnung tragen und ebenso den Faziesanalogien, die zwischen den Nördlichen Kalkalpen und den Südalpen bestehen (Analogien, die seit dem vorigen Jahrhundert bekannt sind), entsprechen will, wird man dazu geführt, die paläogeographische Region des Mittelostalpin nördlich von jener des Oberostalpin einzuordnen. In dieser Hypothese wären die Schuppen der Serie B, die an der Basis des Kalkkögelmassivs eingeklemmt sind, Schollen der mesozoischen Serie des Oberostalpin, die in der Zeit ihrer Passage über diese mittelostalpine Einheit zurückgelassen worden sind. Erinnern wir uns, daß derartige Schollen und Einschuppungen von Spänen gerade auch in anderen Teilen der Stubaiern Alpen gut bekannt sind, so im Serles-Kesselspitz-Kirchdach-Massiv (die Trias der Blaserdecke, Lias und Rhät der Kesselspitze usw.). A. TOLLMANN (1963) hat den Mechanismus einer derartigen Einwicklung von Spänen der oberostalpinen Blaserdecke in den zentralen Teilen der Stubaiern Alpen auch graphisch dargestellt. Die Einschuppung dieser allochthonen Serie in die normale (Serie A) ist dergestalt eine geläufige Erscheinung im mesozoischen Massiv der Stubaiern Alpen (vgl. J. GEYSSANT, 1970, 1971).

4. Die Position der Partnachsichten im Massiv der Kalkkögel ist während der „réunion extraordinaire de la Société Géologique de France“ in Graubünden im Jahre 1969 zitiert worden. Tatsächlich wurden am Westrand der Ostalpen unter dem Silvrettakristallin, das die westliche Verlängerung des Ötztaler Kristallins darstellt, einige Schollen von Partnachsichten im Laufe der Exkursion durch die Herrn R. TRÜMPY, M. LEMOINE und A. TOLLMANN erkannt (vgl. Comptes rendus, S. 381). Man stimmte überein, darin Späne oder Zeugen der Nördlichen Kalkalpen zu sehen. Ihre Interpretation war damals aber durchaus verschieden (S. 384—385). R. TRÜMPY sah darin einen Beweis für die Überschiebung des Silvrettakristallins

auf die Nördlichen Kalkalpen, während A. TOLLMANN (vgl. auch Verh. Geol. B.-A., 1970) darin Späne erblickte, die die Kalkalpen als „Spurschollen“ zurückgelassen hatten, nachdem sie das Silvrettakristallin überquert hatten und schließlich durch letzteres in Sekundärbewegung eingewickelt worden waren. Wir sehen jedenfalls, daß eine bestimmte Analogie zwischen der Position der Partnachschichten unter dem Silvrettakristallin, also dem mittelostalpinen Kristallin, und jener der Partnachschichten unter der mesozoischen Hülle des gleichen Kristallins besteht. Die Hypothese eines Ursprunges aus einer Position über dem mittelostalpinen Kristallin ist für diese Schichten in der letztgenannten Situation, wie wir sie im Kalkkögelmassiv begeben, noch plausibler.

Als **Schl u ß f o l g e r u n g** können wir sagen, daß sich die Abgliederung einer oberostalpinen Schuppe im Massiv der Kalkkögel gut in das Strukturschema der Ostalpen einfügt, das von A. TOLLMANN (1959) vorgeschlagen worden ist, zumindest im Hinblick auf die relativen Positionen der höheren ostalpinen Einheiten. Das Problem aber kann nur gelöst werden, wenn man es in seiner Gesamtheit ins Auge faßt, d. h. von Graubünden bis zum Wiener Becken. Auch wäre es gefährlich, die in diesem Querschnitt aufgestellten Schlußfolgerungen für die gesamten Ostalpen zu verallgemeinern.

### Literatur

- FALLOT, P.: Vue synthétique des Alpes orientales. Leçons 1953/54 au Collège de France. — 265 S., 48 Abb., Paris 1953.
- FALLOT, P.: Les dilemmes tectoniques des Alpes orientales. — Ann. Soc. Géol. Belgique, 78, 147—170, 3 Abb., Bruxelles 1954.
- GEYSSANT, J.: Etude sur la stratigraphie et la tectonique du pic de Kirchdach etc. — Bull. Soc. Géol. France, (7) 7 (1965), 383—386, 2 Abb., Paris 1966.
- GEYSSANT, J.: Sur la structure du massif du Tribulaun (région du Brenner, Tyrol, Autriche). — Bull. Soc. Géol. France, (7) 10 (1968), 436—443, 3 Abb., Paris 1969.
- GEYSSANT, J.: Tectoniques tangentiellles successives dans les Alpes de Stubai au Tyrol (NW de Brenner, Autriche). — Revue Géogr. phys. Géol. dynam., (2) 13, 351—358, 4 Abb., Paris 1971.
- GEYSSANT, J.: La nappe du Blaser et son substratum (région du Brenner-Tyrol, Autriche). — Bull. Soc. Géol. France, (7) 12 (1970), 426—430, 2 Abb., Paris 1972.
- HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Ötztal. Mit Erläuterungen. Wien (Geol. Bundesanstalt) 1929.
- HESS, W.: Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und Valle di Fraéle (Graubünden). — Ecol. geol. Helv., 46, 39—142, 13 Abb., 2 Taf., 7 Beil.-Taf., Basel 1953.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — 872 p., 11 Taf., 1 Karte, Berlin (Borntraeger) 1935.
- KÜBLER, H., & MÜLLER, W. E.: Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai und Pferschtal (Tirol). — Jb. Geol. B.-A., 105, 173—242, Taf. 13—16 (1 geol. Kt. 1 : 31.750) Wien 1962.
- MUTSCHLECHNER, G.: Ein Ammonitenfund in den Partnachschichten an der Saile bei Innsbruck. — Verh. Geol. B.-A., 1933, 62—65, Wien 1933.
- MUTSCHLECHNER, G.: Zur Geologie der Saile bei Innsbruck. — Veröff. Mus. Ferdinandeum, 41 (1961), 37—48, Innsbruck 1962.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie von Tirol. I: Die Granitmasse von Brixen. — N. Jb. Miner. etc., 1871, 256—274, Stuttgart 1871.
- RICHTER, D. K.: Das Plawenkristallin, seine sedimentäre Bedeckung und sein kristalliner Rahmen im Südosten des Reschensees (Obervintschgau, Südtirol). — Unveröff. Diplom-Arb. Inst. Geol. TH München, 96 S., 44 Abb., 23 Taf., 5 Beil.-Taf., München 1967.

- SANDER, B.: Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen I., Kalkkögel. — Verh. Geol. R.-A., 1915, 140—148, 4 Abb., Wien 1915.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — Verh. Geol. B.-A., 1965, 119—162, 1 Taf., Wien 1965.
- SCHINDLMAYR, W. E.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Mauts-Stilfes in Südtirol. — Diss. Naturwiss. Fak. Univ. München. 113 S., 50 Abb., 13 Taf., 10 Beil., München (Photodruck) 1968.
- SCHMIDEGG, O.: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. — Verh. Geol. B.-A., 1964, 27—46, 3 Taf., Wien 1964.
- SCHNEIDER, H. J.: Facies differentiation and controlling factors for the depositional Lead-Zinc concentration in the Ladinian Geosyncline of the Eastern Alps. — Develop. in Sedimentology, 2, 29—45, 9 Abb., Amsterdam 1964.
- SPITZ, A.: Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. — Jb. Geol. R.-A., 68 (1918), 171—204, 7 Abb., Taf. 11, Wien 1919.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 1—62, 1 Taf., Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. — 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. — Verh. Geol. B.-A., 1970, 324—345, 2 Abb., Wien 1970.
- TRÜMPY, R., & HACCARD, D.: Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. Les Grisons. — Compte-rendu somm. Soc. Géol. France, 1969, 329—396, 22 fig., Paris 1969.
- ZANETTIN, B., & JUSTIN VISENTIN, E.: Considerazioni geologico-petrologiche sul „Tratto di Monteneve“ („Schneeberger Gesteinszug“) (Alto Adige). — Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 29, 1—41, 10 Abb., 1 Taf., Padova 1971.
- ZINKERNAGEL, U.: Die permotriadische Gesteinsreihe des Jaggl, sein tektonischer Bau und sein umrahmendes Kristallin westlich des Reschen-Sees (Obervinschgau, Südtirol). — Unveröff. Diplom-Arb. TH München, 64 S., 33 Abb., 7 Taf., München 1968.