

# **Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol**

Mechthild Enzenberg

9 Abb., 3 Tafeln (1 geol. Karte 1 : 10.000)

Anschrift:  
Mechthild Enzenberg  
Geologisches Institut der Universität  
Universitätsstraße 4  
6020 Innsbruck

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	17. Bd.	1966	S.5—50	Wien, Februar 1967
-------------------------------	---------	------	--------	--------------------

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung (Summary, Résumé) . . . . .	7
Vorwort . . . . .	9
Einleitung . . . . .	9
A. Stratigraphie	
I. Der Quarzphyllit . . . . .	10
II. Trias . . . . .	11
1. Permoskyth . . . . .	11
2. Mitteltrias . . . . .	12
3. Obertrias . . . . .	14
III. Jura . . . . .	16
1. Der Jura der Reckner-Serie . . . . .	16
a) Die Serie der Kalktonschiefer und Kieselkalke . . . . .	16
b) Die Serie der Kalktonschiefer und Breccien . . . . .	17
c) Die Breccie des inneren Lizumtales . . . . .	18
Zur Entstehung der besprochenen Jurabreccien . . . . .	20
d) Der Oberjura — Serie der Kieselschiefer . . . . .	20
Zur zeitlichen Einstufung des Jura der Reckner-Serie . . . . .	23
2. Der Jura der Hippold-Serie . . . . .	25
3. Der Serpentin . . . . .	29
B. Tektonik	
1. Die großtektonische Stellung des Tarntaler Mesozoikums . . . . .	32
a) Stellung zur Schieferhülle . . . . .	32
b) Verhältnis Mesozoikum—Quarzphyllit . . . . .	33
2. Zur Tektonik des Quarzphyllits . . . . .	36
3. Tektonik der mesozoischen Gesteine . . . . .	36
a) Die Basis-Serie . . . . .	37
b) Die Tarntaler Breccie i. e. S. . . . .	39
c) Die Reckner-Serie . . . . .	40
Literatur . . . . .	46
Beilagen . . . . .	Tafel 1 bis 3 . . . . .

### Zusammenfassung

Das Tarntaler Mesozoikum am NW-Rand des Tauernfensters wurde im Maßstab 1:10.000 neu aufgenommen. Aufrechte Schichtfolgen und die tektonischen Verhältnisse belegen die primär sedimentäre Auflage des Mesozoikums auf dem Innsbrucker Quarzphyllit. Durch lithologische Vergleiche und Diploporenfunde (Ladin) ließ sich die Existenz von Unter- und Mitteltrias nachweisen. Die Gipsvorkommen sind mit einer noch nicht sicher einstuftbaren Ausnahme an die Rauhwacken des untersten Anis gebunden. Die geringmächtigen Raibler Schichten umfassen alle für zentralalpines Karn charakteristischen Gesteine.

Im Jura wurde zwischen der breccienreichen Entwicklung der Hippold-Serie (Tarntaler Breccie i.e.S.) und der breccienarmen Reckner-Serie unterschieden, wobei innerhalb der Reckner-Serie noch eine Dreiteilung der Ausbildung des Unter- und Mitteljura gegeben ist: die Serie der Kalktonschiefer und Kieselkalke, die mit den Allgäu-Schichten verglichen wurde, die Serie der Kalktonschiefer und Breccien und schließlich die Breccie des innersten Lizum Tales. Die Breccien werden als Folge vertikaler Bodenbewegungen an der Wende Lias—Dogger gedeutet. Die petrographische Beschaffenheit der Breccie, ihr wechselnder Untergrund und ihre Verbreitung werden paläogeographisch und für eine zeitliche Einstufung ausgewertet.

Der Oberjura ist im ganzen Gebiet einheitlich durch die Serie der Kieselschiefer vertreten, die durch ein karbonatisches Band zweigeteilt wird. Eng verknüpft mit den Kieselschiefern sind die lagigen oder linsigen Serpentin Körper. Daraus ergibt sich die Zugehörigkeit des Serpentin zum Tarntaler Mesozoikum.

Aufgrund der stratigraphischen Untersuchungen konnte das Tarntaler Mesozoikum in drei übereinanderliegende tektonische Einheiten gegliedert werden. Die tiefste (=Basis-Serie) ist vor allem im N aufgeschlossen und zeigt steilen Faltenbau. Darüber liegt flach schüsselförmig die Einheit der Tarntaler Breccie i.e.S. Die höchste oder Reckner-Serie zeigt einen komplizierten Faltenbau, der im einzelnen besprochen wird.

Großtektonisch bilden Quarzphyllit und Mesozoikum eine untrennbare Einheit. Eine große Bewegungsbahn ist nur zwischen der Tarntaler Zone (+ Quarzphyllit) und der Schieferhülle zu suchen.

### Summary

The Mesozoic sedimentary rocks of the Tarntal Mountains at the NW end of the Tauernfenster were mapped on a scale of 1:10.000. The normal sequence of strata and the tectonic features prove the primary sedimentary superposition of the Mesozoic sedimentary rocks on top of the Innsbrucker Quarzphyllit. Lower and middle Triassic rocks were shown to exist by means of lithological investigations and by the discovery of diplopora. Gypsum deposits are commonly associated with the „Rauhwacken“ of the

lowest Anisian age. The Raibler sequence comprises all rocks characteristic of the Central-alpine Karnian stage.

During the Jurassic period two sequences, one rich in breccias (Hippold-Serie) and one poor in breccias (Reckner-Serie) can be distinguished. Within the Reckner-Serie the lower and middle Jurassic rocks can be subdivided as follows: the series of calcareous shales and siliceous limestones (comparable to the Allgäu-Schichten); the series of calcareous shales and breccias and the breccia of the innermost Lizum Valley. The breccias are supposed to have originated as a result of vertical movements of the ground at the end of the lower and beginning of the middle Jurassic epoch. The petrographic features and the distribution of the breccia and the different substrata were used for the reconstruction of the environment and for time-correlation.

The upper Jurassic epoch is represented by a sequence of siliceous shales divided by a layer of carbonate rocks. Associated with siliceous shales are lenticular bodies of serpentinite.

The stratigraphic investigations indicate that the Mesozoic sequence of the Tarntal Mountains can be divided into three superimposed structural units, the lowest (Basis-Serie) being a steeply folded unit exposed mainly in the North. Superimposed above in a subhorizontal position is the unit of the Tarntal breccia (s.s.). The uppermost or Reckner unit is very complexly folded.

Structurally the Quarzphyllit and the Mesozoic sequence constitute a unity. Traces of dislocations on a large scale must be looked for between the Tarntal-mass (+Quarzphyllit) and the Schieferhülle.

### Résumé

Du mésozoïque du Tarntal un nouveau levé géologique au 1 : 10.000 a été fait. Le mésozoïque est situé au bord nord-ouest des Schistes lustrés du Tauernfenster. Les séries stratigraphiques normales et la situation tectonique prouvent le repos en contact stratigraphique du mésozoïque sur le Quarzphyllit d'Innsbruck. On a pu montrer l'existence du Triasique inférieur et moyen par les comparaisons lithologiques et la découverte de Diplopores (Ladinien). Les gypses sont liés aux „Rauhwacken“ du Anisien inférieur. Les fort minces Raibler Schichten comprennent tous les membres caractéristiques du Carnien des Alpes centrales.

Au Jurassique on peut distinguer le faciès où dominant les brèches, c'est l'unité du Hippold (Brèche du Tarntal proprement dite) et le faciès moins bréchique de l'unité du Reckner. Cette dernière se compose de trois séries du Jurassique inférieur et moyen: la série de calcschistes et de calcaires siliceux, mise en relation avec les Allgäu-Schichten, la série de calcschistes et de brèches et en dernière la brèche de la vallée de Lizum. On explique les brèches comme une conséquence des mouvements verticaux entre le Lias et le Dogger. De la constitution pétrographique de la brèche, son différent soubassement et sa distribution résultent des données paléogéographiques et l'âge de la brèche.

Le Jurassique supérieur se présente dans toute la région en faciès siliceux. Il est coupé en deux par peu de mètres de roches carbonatiques. Les lentilles de serpentinite sont strictement liées aux bancs siliceux, ce qui prouve qu'elles font parti du mésozoïque du Tarntal.

Les données stratigraphiques ont conduit à constater une juxtaposition de trois unités tectoniques du mésozoïque. La plus basse (= Basis-Serie) se présente surtout au nord et montre une structure de plis serrés. La moyenne se compose de la brèche du Tarntal proprement dite et la plus haute, appelée Reckner Serie, est dominée d'une structure de plis assez compliquée.

Dans leur aspect structurel le Quarzphyllit et le mésozoïque forment une unité inséparable. Un grand chevauchement existe seulement entre le complexe du Tarntal (avec le Quarzphyllit) et les Schistes lustrés de la fenêtre des Tauern.

### **Vorwort**

Die vorliegende Arbeit wurde als Dissertation am Geologischen Institut der Universität Innsbruck eingereicht. Ziel der Untersuchungen war eine neue zusammenfassende Darstellung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des nordwestlichen Tauernrahmens mit einer geologischen Neuaufnahme 1 : 10.000. Als Kartengrundlage diente eine Vergrößerung aus der Österreichischen Karte 1 : 25.000 Blatt 149/1.

Die Geländearbeiten wurden in den Sommermonaten 1963—1965 durchgeführt.

Meinem verehrten Lehrer Prof. Dr. W. HEISSEL möchte ich an dieser Stelle für das stets erwiesene Interesse an meiner Arbeit und die zahlreichen Anregungen meinen aufrichtigen Dank aussprechen.

### **Einleitung**

Das untersuchte Gebiet liegt etwa 20 km südlich von Wattens (Inntal) in den Tuxer Voralpen. Es umfaßt dort im wesentlichen das Massiv der Tarntaler Köpfe, Lizumer Sonnenspitz und der beiden Reckner. Als östliche Begrenzung wurde der Lizum Bach gewählt, als südliche der Kammgrat der Pluderlinge. Die Linie Klammalm—Mölsjoch bildet die westliche Grenze des relativ gut erschlossenen Raumes. Im N reicht der Untersuchungsraum bis zum Mölserberg, der auch morphologisch den Kessel der Wattener Lizum abschließt.

Geologisch handelt es sich um das sogenannte unterostalpine Mesozoikum zwischen dem Innsbrucker Quarzphyllit und den Kalkphylliten des Tauernfensters, das in dem behandelten Raum als Tarntaler Mesozoikum bezeichnet wird.

Viele stratigraphische und tektonische Probleme standen trotz zahlreicher Einzeluntersuchungen noch offen und sollten nun aufgrund der

eingehenden Neuuntersuchungen ihrer Lösung nähergebracht werden. Aufbauend auf Vergleiche mit anderen zentralalpinen Profilen konnte z. B. die Trias mit all ihren Stufen nachgewiesen und gegliedert werden. Hauptaugenmerk galt der Entwicklung des Jura und zwar in gleichem Maß den schiefrigen wie den brecciösen Bildungen.

Mit Hilfe der genaueren stratigraphischen Gliederung wurde dann das komplizierte tektonische Konzept von E. HARTMANN geprüft bzw. eine neue Deutung des Bauplans versucht. Im Zusammenhang damit stehen einige Überlegungen zur großtektonischen Stellung der Tarntaler Zone.

## A. Stratigraphie

### I. Der Quarzphyllit

Die nördliche Umrahmung des Tarntaler Mesozoikums wird durch den Quarzphyllit gebildet. Dieser taucht weit unter das Mesozoikum ein, mit dem er am N-Rand (Basis-Serie s. Kap. Tektonik) noch in primär stratigraphischem Verband steht.

Petrographisch handelt es sich um einen Phyllonit nach SANDER, in welchem neben Quarz und Serizit Turmalin, etwas Chlorit (aus der Pennin-Gruppe), Apatit und Leukoxen-artige Umwandlungsprodukte als charakteristische Akzessorien nachgewiesen wurden.

Innerhalb des Phyllitkomplexes treten im untersuchten Raum als geringmächtige Einschaltungen Prasinitischeiefer, hellgraue Quarzite, blaugraue Bänderkalkmarmore, Fe-reiche Karbonate („Eisendolomit“ und Glimmerkalk) und Graphitschiefer mit allen Übergängen zu graphitischen Kieselgesteinen (Lyditen) auf.

Die zeitliche Einstufung des Quarzphyllits richtet sich nach der Auffassung von der tektonischen Stellung der Quarzphyllitzone. Sieht man im Quarzphyllit das stratigraphisch Liegende der Grauwackenzone i. e. S., so kommt nur ein altpaläozoisches bis präkambrisches Alter in Frage. Bei E. HARTMANN 1913, B. SANDER 1921, M. ENZENBERG 1965 und in vorliegender Arbeit wird die Ansicht vertreten, daß das Mesozoikum dem Quarzphyllit primär aufliegt. Dies kann zwar nicht das altpaläozoische bis präkambrisches Alter des Quarzphyllits widerlegen, doch scheint gegenüber der Vorstellung einer Schichtlücke zwischen Quarzphyllit und Tarntaler Mesozoikum im Umfang der gesamten Grauwackenzone i. e. S. jener eines selbständigen paläozoischen Sedimentationsraumes für die Quarzphyllitzone mit einer gegenüber der Grauwackenzone etwas abweichenden Fazies der Vorzug zu geben zu sein. Auch A. TOLLMANN 1963 b hält den Innsbrucker Quarzphyllit analog dem Radstädter Quarzphyllit für ein unterostalalpines Paläozoikum.

## II. Trias

### 1. Permoskyth

Die mesozoische Sedimentfolge setzt über dem Quarzphyllit mit permoskythischen Serizitquarzitschiefern und Quarziten ein, wobei die Quarzite liegend und hangend von Serizitquarzitschiefern begleitet sind. Die liegenden Schiefer werden nur wenige Meter mächtig oder können ganz fehlen. Die Quarzite variieren sowohl in der Korngröße als auch in der Art der Übergemengteile. Die Vorkommen vom Grat zwischen Nördl. Schober und Mölser Sonnen Spitze (im folgenden kurz Schober-Mölszug genannt) sind durchwegs feinkörnig, führen Apatit und Turmalin, oft auch Fe-reiches Karbonat. Büschelige Sprossung eines Fe-armen Klinochlors. Zum Unterschied von Basisquarziten weiter im E fehlt hier die Feldspatstreueung! In diesen Quarziten treten die im ganzen unterostalpinen Permoskyth so bezeichnenden rosa Quarzgeröllchen auf. Sie erreichen Durchmesser bis zu 3 cm. Ihre Farbe ist durch an Haarrissen feinstverteilten Hämatit bedingt. Vielfach wird das Rot als Relikt der dem gesamten Sediment im nichtmetamorphen Zustand eigenen Farbe gedeutet. Neben den Quarzgeröllchen treten auch serizitische Flatschen und dunkle phyllitische Schmitzen auf. Bemerkenswert sind die örtlich angereicherten, mit dem Hammer nicht ritzbaren schwarzen Geröllchen (z. B. westl. der Unbenannten). Sie erreichen bis zu 6 cm im längsten Durchmesser. In der Literatur werden diese Geröllchen ganz allgemein als Lyditgerölle im unterostalpinen Quarzit beschrieben. Dünnschliffe haben gezeigt, daß es sich dabei nur teilweise um Lydite handelt. Eine genaue Petrographie der Geröllchen soll demnächst gemeinsam mit der Bearbeitung der Geröll-führenden Triasbasis vom Penken (Zillertal) erscheinen.

Die hangenden Serizitquarzitschiefer bis Quarzserizitschiefer sind meist deutlich gebankt und durch lagenweise Anreicherung von Serizit gebändert. Sie führen neben rosa und weißen Quarzgeröllchen etwas Kalinatronfeldspat (Perthit, Mikroklin) und Plagioklas, accessorisch Turmalin, Apatit und Zirkon. Örtlich ist ihnen in höheren Teilen eine 20 cm mächtige Lage Karbonat-hältigen Quarzits eingeschaltet. Dunkel graugrüne serizitische Schiefer leiten allmählich in den Rauhackenkomplex über (Rötschiefer nach A. TOLLMANN 1964 c).

Das Hauptverbreitungsgebiet des Permoskyths liegt am N-Rand des Tarntaler Mesozoikums. Hier sind die Quarzite und Serizitquarzitschiefer vom Penken über den Hippold und die Lizum bis nach Matrei a. Br. zu verfolgen. Nur in einzelnen schmalen tektonischen Spänen treten sie auch zwischen Geier und Sägenhorst (= südl. des Geier, außerhalb der Kartel!) auf. Im Kartenbereich werden sie nie über 50 m mächtig. Bemerkenswert ist, daß über mächtigem Quarzit das Anis mit Kalken und Dolomiten fast ohne Rauhacken einsetzt, während im Liegenden der mächtigen Rauhacken (z. B. in den Roßböden, oberstes Mölstal) die Triasbasis stark reduziert ist.

E. HARTMANN 1913, stellt die ganze quarzitisches Abfolge einschließlich ihres Hangenden bis an die Basis des Hauptdolomits mit Vorbehalt in die

karnische Stufe. Er betont aber den stratigraphischen Zusammenhang der diskordant über paläozoisch gefaltetem Quarzphyllit auflagernden Quarzite und vermutet eine erst im Karn beginnende Sedimentation in den Tarn-taler Bergen. A. SPITZ 1919 und O. MEIER 1927 erkannten in den Quarziten Vertreter der tiefsten Trias und SPITZ zog Vergleiche zum Buntsandstein und Verrucano. O. MEIER stellt allerdings auch violette und grüne Schiefer des Jura an die Triasbasis und spricht von metamorphen Werfener Schichten.\*) R. SCHWINNER 1935 hält die Basisschichten für paläozoisch, wofür jeglicher Anhaltspunkt fehlt. Sowohl die zahlreichen Vergleichsmöglichkeiten mit anderen zentralalpinen Vorkommen als auch der Nachweis von Mitteltrias und typischen Raibler Schichten in den Tarntaler Bergen erlauben uns heute eine sichere Einstufung der Quarzite und Serizitquarzitschiefer in das Permoskyth. Zum Vergleich zentralalpiner Basisserien (siehe A. TOLLMANN 1964 c).

## 2. Mitteltrias

Die Mitteltrias ist im untersuchten Raum nie in einem vollständigen Profil aufgeschlossen. Dadurch wurde sie bisher überhaupt nicht oder nicht in ihrem vollen Umfang erkannt. E. HARTMANN 1913 hat ihre Schichtglieder teils den Raibler Schichten (Rauhwacken und rosa Kalke), teils dem Hauptdolomit (Ladindolomit) und teils dem Jura (Kalkschiefer) angegliedert. Lithologische Vergleiche einiger charakteristischer Schichtglieder mit fossilbelegten Triasprofilen vor allem der Radstädter Tauern (A. TOLLMANN seit 1956) ermöglichen uns heute, eine Prostratigraphie der Tarntaler Mitteltrias aufzustellen.

Die Schichtfolge beginnt über den skythischen Serizitschiefern mit gelblichen Rauhwacken (stark poröse Karbonatsandsteine), die als markanter stratigraphischer Horizont durch das ganze Unterostalpin zu verfolgen sind. Diese Rauhwacken führen an der Basis reichlich Serizitschiefer und Quarzphyllit als Komponenten. Während diese mit Entfernung von der Basis rasch abnehmen, reichen die gerundeten Quarzgeröllchen bis in höhere Niveaus. Die Rauhwacken werden mehrfach von cm- bis dm-mächtigen Dolomit- und Kalkschnürchen durchzogen. In einzelnen Aufschlüssen tritt in der Rauhwacke Gips auf (z. B. an der Brennerautobahn bei Matrei oder am Hippoldjoch), meist zeugen nur noch kleine Gipspingen u. a. Auswaschungserscheinungen von seiner ursprünglichen Existenz (Roßböden, oberstes Mölstal).

Am Nördl. Schober vertritt ein 30 m mächtiger rostrot anwitternder brecciöser Dolomit die Rauhwacke. Zum Teil verwittert er zu Zellen-dolomit. An der Mölser Sonnen Spitze sind geringmächtige Rauhwacken neben Dolomiten und Kalken entwickelt. Eine strenge Horizontierung der Gesteine ist nicht möglich.

---

\*) Südöstl. des Grauen Spitz über Lanersbach (Zillertal) liegen in den Quarziten solche bunten Schiefer, die jedoch mit den jurassischen Kieselschiefern nicht verwechselt werden können.



Im Hangenden der Rauhacken bzw. Dolomite sind helle (gelblich, grau oder rosa) Kalke und Bänderkalke zu erwähnen. Gelegentlich führen sie etwas Hornstein und können dann dem jurassischen Kieselkalk sehr ähnlich werden. Solche Konvergenzen sind im unterostalpinen Anis bzw. Jura mehrfach gegeben, und es bedarf meist des Verbandes im Profil für eine sichere Einstufung. Dies gilt z. B. auch für die über den hellen Kalken entwickelten tonig verunreinigten Bänderkalke bis Kalkschiefer. Sie werden etwa 20 m mächtig und zeigen einen Wechsel von schwach sandigen und dunkel blau-grauen reineren Kalken. Mit geringmächtigen hellen Dolomiten schließt dann die geschlossene Schichtfolge. Die Dolomite können mit den von A. TOLLMANN 1963 a als fazielle Vertreter des Trochiten-dolomits beschriebenen hellen anisischen Dolomiten verglichen werden.

An einigen Stellen ist das Hangende der erwähnten hellen, oft rötlichen Bänderkalke abweichend ausgebildet. Es treten dort Kalk-arme bis Kalk-freie dünnblättrige braungraue Tonschiefer bis maximal (SW des Kran-berges) 60 m Mächtigkeit auf. In einzelnen Lagen fällt ein größerer Gehalt an klastischen Glimmern auf. Die Tonschiefer führen gering-mächtige Dolomitbreccien und einige dunkle Kalkbänke. Das Hangende der Tonschiefer ist nirgendwo erschlossen, weshalb wir über ihr Alter nicht mehr als anisich, vielleicht noch ins Ladin (? Partnachschichten) reichend, aussagen können.

Mit Sicherheit der ladinischen Stufe zuordnen können wir einen Teil des von E. HARTMANN 1913 als Hauptdolomit und Kössener Dolomit kartierten Dolomits an der N-Seite der Klammspitze. Es handelt sich um einen kleinstückig brechenden, vorwiegend dunklen Dolomit, mit zahl-reichen Spatit-erfüllten primären Hohlräumen. In diesem Dolomit wurden erstmalig Algen gefunden, die als *Diplopora cf. annulata* bestimmbar wa-ren. (Herrn Dr. E. OTT, Pal. Inst. München danke ich für die Bestätigung dieser Bestimmung.)

Das Triasprofil der Kalkwand: die Kalkwand bildet die höchste Er-hebung in der östlichen Begrenzung des inneren Lizumtales. Sie wird aus einer Deckscholle von Reckner-Serie (s. Kap. Tektonik) über Tarntaler Breccie aufgebaut. Im Liegenden des rund 180 m mächtigen Hauptdolomits sind typische Raibler Schichten (s. nächstes Kap.!) in einer Mächtigkeit von nur wenigen Metern aufgeschlossen. Unter dem tiefsten teilweise san-digen Tonschieferband liegt eine rund 100 m mächtige Folge von Dolo-miten, an der Basis mit Gips und etwas Rauhacke. E. CLAR 1940 hat die ganze Folge vom Gips bis an den Hauptdolomit mit den Raibler Schichten im Hauptkamm der Radstädter Tauern verglichen.

Diese Trias im Liegenden der typischen Raibler Schichten ist von unten nach oben folgendermaßen aufgebaut:

- rein weißer Gips mit nur geringmächtigen Rauhacken und hellgrauen Kalken (Mikrit, keine Biogene, Gips im Lösungsrückstand),
- gelblich anwitternde unregelmäßig gebankte mergelige Dolomite mit grauen oder violetten Tonschieferschmitzen und geringmächtigen Ton-schieferzwischenlagen oder Linsen.

- Dunkle gebankte Mergelkalke mit großen Spatkalknestern und auffallend viel Pyrit.
- Dunkelgrauer, ungeschichteter Dolomit mit Spatit-erfüllten primären Hohlräumen, z. T. brecciös, seitlich und hangend in
- z. T. feingeschichtete helle Dolomite übergehend.
- Dunkler feingeschichteter Dolomit mit grobsandiger Verwitterung leitet zu den typischen Raibler Schichten über.

Im Schutt des ungeschichteten dunkelgrauen Dolomits konnten Handstücke mit reichlich Crinoiden gefunden werden. Die Stielglieder sind oft noch im Verband erhalten. Im Anschliff waren Korallen mit deutlicher Epithek und Septen zu sehen, ebenso schlecht erhaltene Algenreste. Die Lithofazies dieses Dolomits ist ununterscheidbar von jener der Diploporen führenden Ladindolomite der Klammspitze. Bemerkenswert sind auch die großen Ähnlichkeiten des Kalkwandprofils mit der Beschreibung der Mitteltrias des Twenger Wandzuges von A. TOLLMANN 1961 (p. 122). Wenn man zu allem noch die relativ große Mächtigkeit dieser Dolomitfolge an der Kalkwand berücksichtigt, so erscheint die Zugehörigkeit dieses Profils zur Mitteltrias (Anis und Ladin) am wahrscheinlichsten. Das Gipsvorkommen wäre dann zeitlich mit den oben genannten Aufschlüssen zu vergleichen, d. h. ungefähr an die Grenze Skyth—Anis zu stellen.

### 3. Obertrias

Raibler Schichten sind im Kartenbereich an der Klammspitze erhalten. Ihr ursprünglicher Verband ist in dem dort stark verstürzten Gelände nicht mehr zu erkennen. Es treten schwarze Tonschiefer, Sandsteine, dunkle Dolomite und geringmächtige Dolomitreccien auf. An der Kalkwand sind die gleichen Gesteinstypen in einem lückenlosen Profil aufgeschlossen. Die Basis bilden wenige Meter eines schwarzen Tonschiefers. Dieser führt sandige Linsen, die örtlich zu selbständigen Lagen anschwellen. (Die tonig-kieselige Grundmasse ist nur teilweise umkristallisiert. In ihr als Komponenten hauptsächlich Quarz, etwas Feldspäte, Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Turmalin, Zirkon, Pyrit). A. TOLLMANN 1958 beschreibt ebensolche Sandsteine aus den westlichen Radstädter Tauern und vergleicht sie mit dem Lunzer Sandstein. Hangend werden die Tonschiefer zunehmend mergelig und teils von im Frischbruch dunklen, meist hell (auch rötlich) anwitternden Dolomiten, teils von stark gelängten, im Binde-mittel mergelreichen Breccien (an der Klammsp. vorwiegend Dolomitreccien) überlagert. Wenige Meter dunklen Dolomits leiten schließlich in den Hauptdolomit über. Am N-Fuß der Kalkwand treten in höheren Teilen des Karn auch noch blaugraue Kalke mit gelängten Breccien auf.

An der Basis der Hohen Wand (innerstes Lizumtal), die im wesentlichen die westliche Fortsetzung des Hauptdolomits der Kalkwand darstellt, sind nebst dunklen spätigen Dolomiten geringe Vorkommen einer Breccie aus feinschichtigem, dunklem Dolomit aufgeschlossen. Sowohl der Dolomit als auch die Breccie lassen sich nicht mit dem Hauptdolomit und der ihm örtlich eingelagerten Breccie vergleichen. Vermutlich handelt es sich hier um Reste

eines höheren Raibler Niveau's, für welches sowohl dunkle Dolomite als auch Breccien charakteristisch sind.

Der Hauptdolomit der norischen Stufe ist nur an der Kalkwand mit seiner Liegend- und Hangendgrenze aufgeschlossen. Seine Mächtigkeit erreicht dort nicht ganz 200 m. Die scheinbar größere Mächtigkeit im Isslgraben wird durch das westliche Abtauchen des Dolomits vorgetäuscht. Über den Raibler Schichten ist der Hauptdolomit zuerst massig, in Hangenteilen deutlich gebankt und feingeschichtet. Bunte, meist hellgrüne Mergel und sedimentäre Breccien treten vereinzelt in Nestern im Dolomit auf. Sie sind nicht an ein bestimmtes Niveau innerhalb des Dolomits gebunden. Die sedimentären Breccien finden sich als Komponenten in der Jurabreccie der Reckner-Serie wieder.

Die Schichten der rhätischen Stufe wurden schon von E. HARTMANN 1913 wegen ihrer großen faziellen Anklänge an die Entwicklung in den Nördlichen Kalkalpen als Kössener Kalke und Kössener Dolomite bezeichnet. Etwas abweichend ist das tiefere Rhät ausgebildet, welches in den Tarntaler Bergen oft stark dolomitisch ist. Hierin unterscheidet es sich auch von der Entwicklung in den Radstädter Tauern, wo sich nach A. TOLLMANN 1963a (p. 100) die rhätischen Dolomite auf etliche Lagen im Oberrhätkalk beschränken.

Im großen ist in den Kössener Schichten eine Entwicklung von meist stark dolomitischen Kalken mit einzelnen Kalktonschiefer- und Tonschieferzwischenlagen über fossilreiche Kössener Kalke und Mergel (z. T. richtige Lumachellen) zu dunklen, meist etwas verunreinigten Kalkschiefern zu beobachten, die ihrerseits in die jurassischen Kalkschiefer überleiten. Die Parallelisierung der verschiedenen Rhätaufschlüsse aufgrund einzelner Schichtglieder dieser Abfolge stößt jedoch auf sehr große Schwierigkeiten. Dies aus zwei Gründen: Die Kössener Schichten als eine Flachwasserbildung sind nicht über große Räume einheitlich entwickelt, sodaß wir immer mit lateralen Faziesveränderungen rechnen müssen. Dazu kommt, daß wir an mehreren Stellen Ansätze zu kleinen Riffstutzen (Korallenstöcke) kennen, die im Wachstum den Mergellagen vorausziehen. Der zweite Grund liegt in der tektonischen Verformung, welche teilweise zu erheblicher Ausdünnung, andererseits aber zu bedeutender Anschoppung führte, wie z. B. im Vorkommen E unter dem Reckner. Die dort aufgeschlossene mehrfache Wiederholung von Gesteinstypen, an der auch Kalkschiefer des Lias beteiligt erscheinen, ist nicht zur Gänze als primäre Abfolge zu deuten. Inwieweit die mit sicheren Kössener Schichten wechselnden feinblättrigen Kalkschiefer dem Rhät oder dem Lias zuzuordnen sind, ist aufgrund der Übergänge zwischen beiden Stufen nicht immer zu entscheiden.

Am W-Abfall der Tarntaler Köpfe liegt das Rhät relativ ungestört zwischen Hauptdolomit und dem Jura. Seine Mächtigkeit beträgt dort 50 m.

Während die übrigen Vorkommen von Kössener Schichten fast durchwegs stärkerer tektonischer Beanspruchung ausgesetzt waren, die die Fossilreste bis zur Unkenntlichkeit zerstörte, zeichnen sich die beiden ge-

nannten, sowie das Vorkommen an der Kalkwand durch besonderen Reichtum an teilweise sehr gut erhaltenen Fossilien aus. E. HARTMANN 1913 gibt eine Aufstellung aller bis dahin gefundenen Fossilien, die zum Großteil von A. ROTHPLETZ bestimmt wurden. Die Fossiliste, die hier nicht wiederholt werden soll (s. E. HARTMANN 1913, p. 243—244), konnte nun durch einige Funde bereichert werden: eine *Cidaris*-Corona, *Thamnasirea* sp., *Astraomorpha confusa* Winkler, Gastropoden und Kleingastropoden, *Therbratulula piriformis* Suess, mindestens 2 Gattungen von Foraminiferen.

Die bei E. HARTMANN 1913 als *Thecosmilia fenestrata* Reuss angeführten Korallen sind z. T. noch als 40 cm hohe Stöcke erhalten. Die gleichen Korallen findet man aber auch den Mergelkalken in ss eingeschichtet. Eine dritte Möglichkeit ihrer Erhaltung ist die Zusammenballung der Korallen und anderer Fossilien zu stärker dolomitischen Komponenten in einem Bindemittel aus Kalkschlamm.

Als charakteristisches Gestein der Kössener Schichten seien schließlich noch die Oncolithe erwähnt, die unter den Tarntaler Köpfen und vor allem am W-Abfall des Oberen Tarntales recht häufig anzutreffen sind. Besonders an angewitterten Flächen treten die gelblichen dolomitischen Oncoide gegenüber dem blaugrauen Kalk deutlich hervor. Selbst in stark durchbewegtem Zustand bilden diese Oncolithe durch die zu schmalen Linsen ausgezogenen Dolomitanreicherungen einen markanten Leit-  
horizont.

### III. Jura

Der Jura der Tarntaler Berge gliedert sich deutlich in 2 Faziesbereiche: den breccienreichen Jura der Hippold-Serie und die Reckner-Serie mit geringerer Breccienbeteiligung. Hierin sind große Parallelen zu den Jurabildungen der Radstädter Tauern und des Engadins gegeben, worauf bereits A. SPITZ 1919, R. SCHWINNER 1935, E. CLAR 1940, A. TOLLMANN 1963 b u. a. hinwiesen.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich in erster Linie mit dem Jura der Reckner-Serie, doch soll auch der Jura der Hippold-Serie, soweit diese in den kartierten Raum hereinreicht, besprochen werden.

#### 1.) Der Jura der Reckner-Serie

Auch innerhalb der Reckner-Serie können wir noch Juraprofile mit fehlender oder nur sehr geringer Breccienbeteiligung von solchen mit wesentlichen Breccienbildungen unterscheiden. Im folgenden sollen drei charakteristische Profile durch den Unteren und Mittleren Jura der Reckner-Serie besprochen werden.

##### a) Die Serie der Kalktonschiefer und Kieselkalke:

Sie geht aus den Kössener Schichten ohne scharfe Grenze hervor, beginnend mit mergeligen Kalkschiefern und tonschiefrigen Zwischenlagen. Die Kalkschiefer führen einzelne Echinodermenbruchstücke, wenige Meter über ihrer Basis schmale Lagen oder Linsen von Echinodermenbreccie.

Hangend nimmt der Fossilgehalt rasch ab, es folgen eintönige, dünnblättrige Kalkschiefer, teils tonschiefrig, teils etwas sandig (Quarz und Feldspat) und in höheren Teilen mit Lagen oder langgezogenen Linsen von blaugrauem Kalk. In diesem Niveau treten auch häufig hell anwitternde Hornsteinschnüre auf. Neben dunklen Kalkspatnestern ( $\phi$  1—1,5 cm), die vermutlich auf Biogene zurückgehen, sind einige Funde von Belemnitenrostren zu erwähnen und der von A. P. YOUNG 1909 gefundene und von G. C. CRICK 1909 als *Arnioceras* cf. *Arnouldi* Dumortier bestimmte Ammonit.

Hangend gehen die Kalkschiefer allmählich in Kieselkalke über, die durch ihre helle Farbe und größere Festigkeit hervortreten. In deren tiefsten Lagen treten 1—3 dm mächtige Konglomeratlagen auf. Örtlich können diese auch fehlen. Die Kieselkalke werden von den Kieselschiefern des Oberen Jura überlagert.

### b) Die Serie der Kalktonschiefer und Breccien:

Dies ist eine in der Reckner-Serie weit verbreitete Jura-Entwicklung, die in tieferen Teilen keine Unterschiede zur oben beschriebenen zeigt. An die Stelle der Kieselkalke treten jedoch Kalk- und Dolomitbreccien. Sie setzen über den Kalktonschiefern, welche in Hangendteilen oft schon einzelne Dolomitkomponenten führen, ohne scharfe Grenze ein. An der Basis herrschen Typen mit kalkig-mergeligem Bindemittel vor, in welchem verschiedene Kalke und Dolomite (z. B. reichlich blaugraue Kalke des Rhätolias) als Komponenten auftreten. Die Kalkkomponenten sind in B bis zu langen Stengeln ausgelängt. Sie führen Crinoidenreste. Die Dolomitkomponenten zeigen wesentlich geringere Deformation. Quarzitkomponenten sind in diesem Niveau selten.

Die Kalk-Dolomitbreccie wird von einer fast reinen Dolomitbreccie überlagert, die sich durch sehr dichte Packung der Komponenten auszeichnet. Korngrößensortierung tritt nur an wenigen Stellen auf (z. B. Kranberg). Meist sind die nicht gerundeten Komponenten in Faustgröße, an der Tarnतालscharte erreichen helle Dolomite einige m<sup>3</sup>. Zwischen den Dolomitkomponenten treten mehrfach geringmächtige sandige Tonschieferlagen auf.

An einigen Stellen (z. B. im Unteren Tarntal) wurde die Breccie zwischen Kalkschiefern und Kieselschiefern ganz ausgequetscht oder in eine Art großer Boudins zerrissen.

Die beiden eben beschriebenen Profile zeigen den lückenlosen Übergang vom Rhät in den Lias und widerlegen für diese Bereiche eine Trockenlegung und die Bildung einer Schichtlücke. Das zweite Profil zeigt weiters, daß das Ereignis der Breccienbildung nicht, wie E. HARTMANN 1913 (p. 273) annimmt, die Jurasedimentation einleitete oder in verschiedenen Horizonten in die Kalktonschieferfazies eingreift, wie dies von E. CLAR 1937 und A. TOLLMANN 1959 a aus dem Hochfeindgebiet beschrieben wird. Die Breccien vertreten hier das Niveau der Kieselkalke und gehören somit dem mittleren Jura an.

Die zeitliche Einstufung der gesamten, nur spärlich Fossil-führenden Juraschichten beruht auf einem Vergleich mit weniger beanspruchten und paläontologisch besser belegbaren Profilen gleicher oder ähnlicher Lithofazies. Schon A. PICHLER 1859 und A. SPITZ 1919 (p. 73) stellten die Ähnlichkeit der Kalkschiefer mit den Fleckenmergeln bzw. mit den Allgäuschichten der Nördlichen Kalkalpen fest (vgl. auch H. HÖDLER 1964, p. 393). Abb. 1 bringt eine Gegenüberstellung unserer Profile und der detaillierten Aufnahmen der Allgäuschichten von V. JACOBSHAGEN 1964 und 1965 im W-Teil der Nördlichen Kalkalpen, ohne jedoch über Zusammenhang oder Nähe beider Sedimentationsräume etwas aussagen zu wollen.

Die Serie der Kalktonschiefer und Kieselkalke entspricht der Graufazies der Allgäu-Schichten (V. JACOBSHAGEN 1964), nach F. FABRICIUS 1962 also Sedimenten, die sich rasch auf schlecht belüfteten Meeresböden absetzten. Geringmächtige Crinoidenbreccien treten in dieser Fazies immer wieder auf, ohne daß deshalb von einer „Kalkfazies“ (A. ROTHPLETZ 1886) gesprochen werden kann. Vertreter dieser Kalkfazies sind aber vom Mieslkopf bekannt. Sie bestehen aus hellem Crinoidenkalk mit einer reichen Brachiopodenfauna, dem N-alpinen Hierlatzkalk vergleichbar.

#### c) Die Breccie des inneren Lizumtales:

Dieses Profil unterscheidet sich von den beiden vorangehenden durch das Fehlen von Kalkschiefern und Kalktonschiefen. Die Breccie schwankt in ihrer Mächtigkeit zwischen wenigen Metern und rund 80 m, nimmt aber in jedem Falle den gesamten Raum zwischen Hauptdolomit (in seltenen Fällen Rhät) und den Kieselschiefern ein.)\*

**Komponenten:** überwiegend Dolomit u. zwar reichlich Hauptdolomit und Hauptdolomit-Breccie, gelblich anwitternde Kössener Dolomite mit Fossilresten, verschiedene graue Dolomite, Oolithe vermutlich des Rhät, Rhät-Lumachellen, polymikte Dolomitbreccien. Sehr selten schwach gerundete helle und dunkle Kieselgesteine von nur wenigen cm im  $\phi$  (? Hornstein der liassischen Kalkschiefer).

**Korngröße:** durchschnittlich wenige cm im  $\phi$ , daneben aber alle Übergänge bis zu Sandgröße einerseits und seltener Dolomitkomponenten bis zu einigen m<sup>3</sup> anderseits.

**Herkunft und Rundung der Komponenten:** alle Komponenten können aus dem Tarntaler Mesozoikum bezogen werden, mit Nor und Rhät als Hauptlieferanten. (Vgl. dagegen die Konglomeratlagen der Allgäuschichten mit Material von Schwellen außerhalb der heutigen Nördlichen Kalkalpen!). Die geringe Transportweite wird auch durch die fehlende oder nur sehr schwache Abrundung der Komponenten bewiesen. Fluvialer Transport kann ganz ausgeschlossen werden, da weder Abplattung noch Sortierung nach der Widerstandsfähigkeit vorliegt. Nach der Einteilung von K. EISSELE 1957 sind die Rundungsgruppen II bis IV vertreten mit

---

\*) Über die zeitliche Einstufung siehe später.

dem Schwergewicht bei II und III. Die Komponenten gleichen Rundungsgrades sind nicht homogen über das Gesamtvorkommen verteilt.

**Matrix:** durch die sehr dichte Packung der Komponenten stark zurücktretend. Soweit beobachtet, besteht sie aus Dolomikrit, der sich zwischen größeren Komponenten besser erhalten hat, während er in den doloarenitischen Lagen von den Spatitkörnern größtenteils aufgezehrt wurde.

Nach C. W. SAMES 1965 setzt schon eine undeutliche Gradierung der Komponenten einen turbulenten Suspensionsstrom voraus. Zu echten Suspensionsströmen könne es jedoch nur bei entsprechendem Pelitgehalt kommen. Für die hier besprochene Breccie, die z. T. wohl ausgeprägte Gradierung, vgl. Abb. 4, jedoch nur geringe Mengen einer pelitischen Matrix aufweist, bleibt somit die Frage offen, ob die geforderte Pelitmenge ursprünglich gegeben war und wo sie heute zu suchen wäre. Bei den von SAMES untersuchten Beispielen komme dafür eventuell die Feinstfraktion der arenitischen Hangendeile in Frage. Im Falle unserer Breccie sind diese Arenite jedoch so geringmächtig, daß sie alleine nicht für eine Suspension ausgereicht hätten.

Auch für den Transport der Riesenblöcke ist neben der Geschwindigkeit die Beschaffenheit der Suspension, d. h. ihre Dichte maßgebend. Nur in einer dichten Suspension können die einige m<sup>3</sup> umfassenden Dolomitblöcke, wie sie an der Tarntalscharte und am S-Fuß der Tarntaler Köpfe zu sehen sind, transportiert worden sein.

**Bankung und Gradierung.** Die Breccie läßt fast durchwegs eine Bankung und in den einzelnen Bänken eine gradierte Schichtung erkennen. Vgl. Abb. 2. Die Bankmächtigkeit steigt von S (etwa 1 m bei P 2623) gegen N (auf 3 m und darüber) an. Ebenso nimmt die Gesamtmächtigkeit gegen N zu.

Auf dem Plateau bei P 2623 zeigen einige Breccienbänke eine besondere Form der Gradierung und Sortierung, die möglicherweise durch Überlagerung von Suspensionsströmen vor der vollständigen Sedimentation aus dem vorangegangenen zustande kamen. Die Bänke beginnen mit kleinen Komponenten, denen einzelne größere eingeschaltet sind. Sie werden nach oben anfangs aus immer größerem und allmählich wieder feinerem Material aufgebaut. Die Bankmitte zeichnet sich durch die höchsten Durchschnittswerte der Komponentengrößen aus (fast durchwegs Hauptdolomit). Vgl. Abb. 3.

Die Aufschlüsse am Hohen Lahner (Abb. 2 und 4) zeigen deutliche Bankung und normale aufrechte Gradierung des Materials bis zu feinsandigen Lagen. Diese Arenite setzen sich überwiegend aus Dolomitschlammkörnern zusammen, untergeordnet aus Dolospatit. Akzessorisch Quarz und etwas Turmalin. Die Dolomitschlammkörner zeigen eine außen beginnende Sammelkristallisation und wachsen auf Kosten der dolomitischen Matrix weiter, sodaß die einzelnen Körner oft schon ein geschlossenes Teilgefüge bilden.

**Untergrund:** Die Breccie liegt diskordant über einem reliefartigen Untergrund, als dessen stratigraphisch tiefstes Glied der Hauptdolomit der

Hohen Wand aufgeschlossen ist. Die Feinschichtung des Hauptdolomits zeigt flaches bis mittelsteiles S-Fallen, die Breccie fällt generell N. Die Grenze Breccie/Hauptdolomit ist unscharf; der Hauptdolomit zeigt ein schwaches Relief, über dem sich die Breccie mit an der Basis fast nur kleinen Hauptdolomit-Komponenten bildete. Hinweise auf Trockenlegung vor dem Absatz der Breccie sind nicht gegeben.

Östlich unter P 2539 bilden fossilführende Kössener Schichten die Basis der Breccie. Abgesehen von den jüngeren Verstellungen, die an dieser Stelle auch die Breccie erfaßt haben, müssen wir hier der Breccienbildung unmittelbar vorangegangene schollenartige Hebungen annehmen, denen zufolge Nor und Rhät auf engstem Raum zur Breccienbasis werden konnten. Der Südteil entspricht der gehobenen Scholle mit verstärkter Erosion, die den Hauptdolomit freilegte.

### **Zur Entstehung der besprochenen Jurabreccien**

Die Reckner-Serie mit den verschiedenen Jurafazies ist in eine große S-Falte gelegt (siehe Kap. Tektonik). Glättet man diese Falte aus, so erhält man die ursprüngliche Lage der einzelnen Jura-Profile zueinander und damit die ursprüngliche Faziesverteilung bzw. die paläogeographischen Verhältnisse des betrachteten Raumes im Jura. Das Maximum der der Breccienbildung unmittelbar vorangehenden selektiven Erosion lag an der Hohen Wand (innerstes Lizumtal). Wie bereits erwähnt, treten dort auf engstem Raum Hauptdolomit und Kössener als Breccienbasis auf. Mit zunehmender Entfernung von der Hohen Wand bilden dann Liasschiefer mit Crinoiden und Belemniten die Unterlage und schließlich treten geringmächtige Konglomerate erst an der Basis der Kieselkalke auf. Ob im Raum der Hohen Wand ursprünglich auch noch Liaskalkschiefer abgelagert wurden und dann erosiv entfernt, oder ob dort die Breccienbildung schon früher einsetzte (vgl. auch Profilsäulen der Abb. 1), ist nicht zu entscheiden. Durch Vertikalbewegungen entstanden einzelne Hochzonen mit verstärkter Erosion (vgl. R. TRÜMPY 1960 a und b; A. TOLLMANN 1964 b, p. 8 u. a.). Über das Alter der Bewegungen siehe nächstes Kapitel. Diese Hochzonen wurden von einer intensiven submarinen Erosion erfaßt (Trockenlegungen konnten in den Tarntaler Bergen nicht nachgewiesen werden) und lieferten den Schutt, der sich nach mehr oder minder weitem Transport als Suspensionsstrom schließlich in tieferen Teilen absetzte. Dabei kam es teilweise zur Sortierung des Materials nach der Korngröße. Die Aufeinanderfolge von gradierten Bänken beweist die Mehrphasigkeit solcher Schüttungen. Während sich im Faziesbereich der Serien b) und c) z. T. sehr mächtige Breccien bildeten, kamen abseits davon in ruhigerem Milieu die Kieselkalke zum Absatz (Serie a). Nur die an den Beginn der Kieselkalk-Sedimentation fallenden tektonischen Impulse waren intensiv genug, um kleinere Komponenten bis in das sonst ruhige Milieu zu entsenden.

### **d) Der Oberjura — Serie der Kiesel-schiefer**

Der Oberjura besteht im wesentlichen aus grünen, seltener roten Kiesel-schiefern, doch schließt der Serienbegriff auch karbonatische, kalkig-tonige, tonschiefrige sowie sandig bis konglomeratische Zwischenschaltungen ein.



## Die unteren Kieselchiefer

Diese entwickeln sich allmählich aus den Kieselkalken oder überlagern die Breccienfazies des Mitteljura, indem sich zwischen die hangendsten Breccienbänke bereits kieselige und sandige Tonschiefer einschalten. Am Hohen Lahner beginnt die Kieselchieferfolge mit einer gradierten Feinbreccienlage (Korngröße an der Basis 5—8 mm) aus Fe-Dolomiten, Quarz, Serizit, Pennin und einzelnen großen Hellglimmern. Hangend ist ein allmählicher Übergang über glimmerreiche sandige in tonig-kieselige Schiefer und schließlich in die festen Kieselchiefer gegeben.

Ein zweiter Typus von brecciösen Lagen ist ebenfalls für die untersten Meter der Kieselchieferserie charakteristisch. Es handelt sich um liegend und hangend scharf begrenzte Breccien von durchschnittlich 10—30 cm Mächtigkeit. Die scharfkantigen Komponenten bestehen vorwiegend aus Fe-reichen Dolomiten und sind nach ihrer Größe sortiert.

U. d. M.: in einer Matrix aus Fein Quarz und toniger Substanz mit hohem Karbonatgehalt liegen rein kieselige und Serizit führende kieselige Komponenten, undulöse Quarze, die randlich vom Karbonat angegriffen sind, Fe-hältige Dolospatite, Fe-hältige Dolomikrite, teilweise mit pellets; Reste organischer Strukturen wie kreisrunde Spatitnester im Mikrit, 1 Crinoidenbruchstück; rund und schlauchförmig angeordnete Kieselsubstanz von feinspätigem Karbonat begleitet, liegt im Mikrit. Die Mikrite wachsen auf Kosten der karbonatischen Matrix weiter. Klastische Glimmer als wellig verbogene Leistchen, Chlorit (Pennin und Klinochlor) umschließt gelegentlich opake Mineralien. Im Klinochlor Zirkone mit schönen pleochroitischen Höfen.

Diese Breccien sind ziemlich verbreitet. Ein solches Vorkommen an der Tarntalscharte ist für die Auflösung der Interntektonik der Recknerserie von großer Bedeutung; zeigt doch die inverse Gradierung, daß wir dort im inversen Mittelschenkel der Reckner S-Falte sind (s. Kap. Tektonik!).

Die eigentlichen Kieselchiefer sind im cm bis dm Bereich bankig entwickelt. An der Basis ist nur die grüne Ausbildung vertreten, hangend wechselt diese mit roten Lagen, bis schließlich rote vorherrschen. Sowohl in den grünen als auch in den roten Kieselpeliten konnten u. d. M. runde und ovale Pigment freie Flecken erkannt werden, deren Quarzkorn größer ist als jenes der pigmentierten Kieselpelite. Es werden hier Reste von Radiolarien vermutet.

Charakteristisch für die Kieselchiefer ist das häufige Auftreten von dunklen Mn-Schiefern bis zu 10 m Mächtigkeit. Diese sind oft weit zu verfolgen, zeigen intensive Verfaltung und geben damit ein Bild von dem Einengungsgrad der Kieselchiefer.

Im Anschliff ist zu erkennen, daß die schwarze Farbe der Mn-Schiefer an den Rand der Bänken und an Klüfte gebunden ist, von wo aus sie wolkig gegen das feste Gestein vorgeht. Es handelt sich um ein Mn-Hydroxyd, welches bei Verwitterung des Mn-reichen Karbonats entstand. Die im Schliff getroffenen Randpartien zeigen zwischen dem Mn-Hydroxyd noch die diffuse Kieselsäure.

Das Mn-Karbonat ist äußerst feinkörnig; es enthält Kieselsubstanz diffus und in Nestern angereichert. Im Karbonat Sammelkristallisationen.

Akzessorien: Hellglimmerschüppchen, Turmalin und Zirkon.

Hangend werden die unteren Kiesel-schiefer von einem nur wenige Meter mächtigen Band aus karbonatischen Gesteinen abgelöst. An der Basis treten hellgrüne oder gelbliche Kieselkalke auf. Diese zeigen häufig schmal linsenförmige graue oder weiße Kalkspatnester.

Über den Kieselkalcken oder diese ganz vertretend setzen tonige und sandige Kalkschiefer mit wenig deformierten Dolomitkomponenten und blaugrauen ausgelisten Kalkkomponenten ein. Diese Kalke sind reich an Fossilresten (Crinoidenstielglieder, dünnchalige Bivalvenreste) und entsprechen den Gesteinen des rhätoliassischen Grenzbereiches. Innerhalb des heute erhaltenen Tarntaler Mesozoikums läßt sich während der Sedimentation des Kiesel-schiefers keine so tiefgreifende Erosion nachweisen. Das Herkunftsgebiet dieser rhätoliassischen Kalke ist nicht bekannt.

Neben diesen Komponenten führenden Kalkschiefern treten auch richtige Feinbreccien als geringmächtige Lagen auf.

U. d. M.: In einer kieselig-kalkigen Grundmasse mit wechselnd hohem Fe-Gehalt treten Komponenten vorwiegend aus Kalkmikrit und -Spatit auf. Im Mikrit sind Biogenreste erkennbar.  $\phi$  der Komponenten 1—8 mm. Meist sind sie nur kantengerundet. Neben Kalkkomponenten treten auch tonige Flatschen und Fuchsit auf. Die opt. Daten von Fuchsit wurden freundlicherweise von Doz. Dr. O. Schulz (Min. Petr. Inst. Innsbruck) durch Einbettung bestimmt:  $n\alpha = 1,567$ ,  $n\beta = 1,600$ ,  $n\gamma \sim 1,612$ ,  $\parallel \sim 0,045$ .

Dieses karbonatische Band entspricht in Lithologie und Position dem „Aptychenkalk“ (E. CLAR 1937) der Hochfeindfazies in den Radstädter Tauern. Zur Altersfrage siehe später.

## Die oberen Kiesel-schiefer

Dies sind meist dunkle Mn- und Fe-reiche Kiesel-schiefer, die frei von Konglomeraten oder Breccien sind, wohl aber örtlich sandige Lagen aufweisen.

U. d. M.: In einem kieselig-tonigen Schiefer liegen in s angereichert große Chlorit- und Hellglimmerschüppchen, Quarz, etwas Feldspat, Stilpnomelan mit gesproßten Nadelbüscheln. Akzess.: Turmalin, Zirkon, Hämatit.

Neben reinen Kiesel-schiefern sind alle Übergänge zu kieseligen Tonschiefern gegeben.

Im Liegenden und in mehrfacher Wiederholung zwischen den Kiesel-schiefern schalten sich unterschiedlich mächtige Serpentin-körper ein. Die mit dem Serpentin und seinen Reaktionsprodukten zu den Kalk- und Kiesel-schiefern verbundenen Fragen werden im Kap. Serpentin behandelt.

An einer einzigen Stelle am östlichen Begrenzungs-Grat des Oberen Tarntales konnte über den oberen Kiesel-schiefern, aus diesen hervorgehend, eine geringmächtige Folge von dünn-schichtigen bis blättrigen Gesteinen wechselnder Zusammensetzung beobachtet werden. Es sind Übergänge von kalkfreien Tonschiefern über Kalk-Tonschiefer in Kalk-Arenite mit Quarz und etwas Feldspat, Hellglimmer, Turmalin, Zirkon und opaken Mineralien gegeben.

Mit diesen Gesteinen endet die sedimentäre Schichtfolge in der Reckner-Serie, und es muß offen bleiben, ob die Jura-Kreide-Grenze damit erreicht oder sogar überschritten wird.

Schon E. HARTMANN 1913, A. SPITZ 1919 und O. MEIER 1927 erkannten in den Kieselschiefern der Tarntaler Berge dem nordalpinen Radiolarit vergleichbare Gesteine. In vorliegender Arbeit wurden unter dem Begriff der Kieselschiefer-Serie neben reinen Kieselschiefern auch die Kieseltonschiefer, das schmale Kieselkalkband, sowie die gröber klastischen Zwischenlagen zusammengefaßt, weshalb ein direkter Vergleich mit nordalpinen Radiolariten nur für Teile dieser Serie zulässig ist. Auch mit der Radiolaritgruppe nach H. GRUNAU 1959 deckt sich unsere Serie nur teilweise. GRUNAU stellt in seine Gruppe Kieselschichten, kieselhaltige Mergelkalkschiefer, schwarze Schiefer und Kalkschiefer. Konglomeratische oder sandige Einschaltungen jedoch fehlen in seinen Profilen ganz. Für die Tarntaler Kieselschieferserie sind diese aber sehr charakteristisch und werfen die Frage nach der Herkunft des Materials auf. Der gute Erhaltungszustand der darin bis zu 50% einnehmenden Feldspäte spricht für relativ geringe Transportweite bzw. -dauer. Die Herkunft der Feldspäte aus dem Quarzphyllit erscheint aufgrund seines geringen Feldspatgehaltes ungläubhaft, müßte aber durch exakte Feldspatbestimmungen geprüft werden. Mehr Wahrscheinlichkeit kommt der Vorstellung zu, daß zur Zeit der Kieselschieferbildung eine Granit- oder Kristallinschwelle frei lag und das Material liefern konnte. Auf die räumliche Lage eines solchen Liefergebietes bzw. die Schüttungsrichtung kann aus dem kleinen hier behandelten Raum nicht geschlossen werden.

### **Zur zeitlichen Einstufung des Jura der Reckner-Serie**

Eine zeitliche Untergliederung des Tarntaler Jura nur nach den spärlichen Fossilfunden (nicht näher bestimmbare Crinoiden und Belemniten, 1 Ammonit) ist kaum durchführbar.

Vor gleichen Problemen standen die Bearbeiter des Radstädter Jura. In beiden Gebieten findet man in ungestörten Profilen fossilbelegtes Rhät als zeitlich fixiertes Liegendes, im Hangenden bieten sich die Radiolarite als Bezugshorizont an. Weder in den Radstädter Tauern noch in den Tarntaler Bergen kann das Alter der Radiolarite (Kieselschieferserie) durch Fossilien enger gefaßt werden. Man ist daher zu lithologischen Vergleichen mit besser belegbaren Profilen gezwungen.

So vergleicht E. CLAR 1937 im Hochfeindgebiet (Radst. Tauern) das über dem Unteren Radiolarit liegende „Aptychenkalkband“ mit den Crinoidenmarmoren und Kalkschiefern im Zehnerkar (Pleislingfazies der Radst. Tauern), die schon von C. DIENER 1897 aufgrund einiger in ihrem Liegenden geglückten Belemnitenfunde für Dogger gehalten wurden. Nach CLAR (p. 268) muß (demzufolge) in der gesamten Radiolaritserie (+ Aptychenkalk) ein Vertreter des mittleren und (nur) wahrscheinlich auch des oberen Jura gesehen werden. Dazu ist zu sagen, daß die zum Vergleich herangezogenen Marmore und Kalkschiefer des Zehnerkars ohne Kiesel-

schieferereinschaltung fossilführendem Rhät ungestört aufliegen und daher wenigstens für einen zeitlichen Vergleich mit Marmoren im Hangenden eines Radiolarits nicht herangezogen werden dürfen. Nach A. TOLLMANN 1956 (p. 157) und 1963 b Taf. 9, gehören die Kalkschiefer und Kalke des Zehnerkars nach Gesteinshabitus und Fossilführung zum Lias der Pleislingfazies, welche überhaupt nur bis in den Lias Zeta reichen soll. Damit fällt aber die Möglichkeit, den „Aptychenkalk“ des Hochfeindgebietes mit fossilbelegtem Dogger zu vergleichen und gleichzeitig aber auch eine Begründung, die Radiolaritserie mit dem Dogger beginnen zu lassen.

Auch nach A. TOLLMANN 1959 a (p. A 92) und 1963 b (p. 158) beginnen die Radstädter Radiolarite im Dogger und reichen in den Malm. Die Schiefer in ihrem Hangenden werden aus regionalen Gründen (siehe 1959 a p. A 92) ins Neocom eingestuft. Nach Tafel 9 in 1963 b hingegen können dieselben Schiefer auch noch Dogger sein, die Radiolarite darunter werden nur mit Dogger-Signaturen versehen. Die neue etwas abweichende stratigraphische Einstufung der Radiolarite und ihres unmittelbar Liegenden, die im folgenden noch zu erläutern ist, bringt aber auch neue Gesichtspunkte bezüglich der Zuordnung der jurassischen Breccienbildung zu einer (oder ? mehreren) der alpidischen Gebirgsbildungsphasen.

Nach E. CLAR 1937 (p. 266) und A. TOLLMANN 1959a (p. A 92) treten im Hangenden der Dolomit- und Quarzitbreccien des Hochfeindgebietes noch Lias-Kalkschiefer auf, weshalb die Breccien für liassisch gehalten werden. A. TOLLMANN 1964 b (p. 2), 1964 a (Taf. 8) und 1966 (p. 52 u. Tab. 1) sieht somit in der Türkenwandbreccie (Hochfeindgebiet) und mit ihr u. a. auch in der Tarntaler Breccie die Auswirkungen der mesokimmerischen Phase.

Die Untersuchungen in den Tarntaler Bergen haben nun gezeigt, daß hier im Hangenden der Breccie keine Liasschiefer entwickelt sind: In den Profilen der Serie a) (s. oben) treten die Breccien an der Basis der Kiesel-schiefer über rund 90 m Lias-Kalkschiefern, im Bereich der Serie b) zwischen Liasschiefern und Kieselschiefern auf, die Kieselkalke gänzlich vertretend. Ob nun die Breccienbildung der Serie b) und vor allem der Serie c) zeitlich auch noch mit einem Teil der Kalkschieferfazies der Serie a) gleichzusetzen ist, kann nicht entschieden werden. In ihren oberen Teilen jedenfalls vertritt die Breccie in der Serie b) und c) die Kieselkalke der Serie a) und muß mit diesen gleiches Alter haben.

Der Breccienreichtum im Jura unterscheidet die unterostalpine Fazies wesentlich von der nordalpinen. In vorliegender Arbeit wird versucht, einmal nicht die trennenden Elemente, sondern das Gemeinsame beider Juraentwicklungen herauszuheben, um damit der Zeitfrage näher zu kommen. In Abb. 1 wurden drei zentralalpinen Juraprofilsäulen vier Jura-profile aus den Allgäuer Alpen nach V. JACOBSHAGEN 1965 gegenübergestellt. Die von JACOBSHAGEN 1964 und 1965 betonten großen Züge in der Entwicklung der Allgäu Schichten von überwiegend kalkig (Ältere Allgäu Schichten) über vorwiegend mergelig (Mittlere Allg. Sch.) zu vorherrschend kalkig (Jüngere Allg. Sch.) sind auch in den Breccien-armen

Profilen der unterostalpinen Fazies deutlich erkennbar. Die Unterschiede zwischen unserer Serie a) und den Profilen nach JACOBSHAGEN erscheinen nicht größer als jene zwischen diesen, sodaß hier die Möglichkeit gesehen wird, lithofazielle und vor allem auch zeitliche Vergleiche zu ziehen.

Nach JACOBSHAGEN sind die Oberen Jüngerer Allgäu-Schichten bis ins obere Aalénien fossil belegt, aus den Obersten Jüngerer Allgäu-Schichten wurde in seinem Untersuchungsraum bisher nur von K. A. REISER 1920 ein *Macrocephalites (Dolikephalites) typicus* (BLAKE) bekannt, der unteres Callovien belegt. Aufgrund dieses Fundes sowie zahlreicher Belege für Oberdogger in verschiedenen Fazies der Nördlichen Kalkalpen (s. bei V. JACOBSHAGEN 1965 (p. 65)) stellt JACOBSHAGEN die Untergrenze der Radiolarite an die Wende Dogger/Malm. Folgen wir dieser hier sowie bei TRAUTH 1948, SPENGLER 1951, H. R. GRUNAU 1959 (Radiolarite jünger als Bajocien), R. BRINKMANN 1959 usw. vertretenen Auffassung über das Radiolaritalter auch mit den Tarntaler Vorkommen, so fallen die Kieselkalke im Liegenden der Radiolarite analog den Jüngerer Allgäu-Schichten in den Dogger (vgl. hierzu auch das Profil vom Muli-Schrofen (Brennermesozoikum) in H. KÜBLER und W. E. MÜLLER 1962, (p. 208—211)). Das bedeutet aber, daß auch die Breccie wenigstens in ihren oberen Teilen in den Dogger einzustufen ist bzw. durch Vertikalbewegungen an der Wende Lias/Dogger verursacht wurde. A. TOLLMANN 1964a (p. 85), 1964 b (p. 238) und 1966 (p. 54) bezeichnet die Bewegungen dieser Zeit als Hochalpine Phase, welche aber nur in den Kalkhochalpen wirksam gewesen sei. Das Auftreten der Breccie über teilweise mächtigem Lias mit Komponenten aus diesem, die fazielle Vertretung des Kieselkalkes durch die Breccie und hangend der Übergang der Breccie in die Kieselschiefer-Serie sprechen ihrerseits für ein nachliassisches Breccienalter.

Aufgabe weiterer Untersuchungen wird es sein, auch andere Jurabreccien auf ihre genaue Lage im Profil und ihre Komponenten zu prüfen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die unterostalpinen Jurabreccien verschiedenen Gebirgsbildungsphasen angehören.

## 2.) Der Jura der Hippold-Serie

Einleitend zum Kap. Jura wurde bereits die Trennung in Reckner-Serie und Hippold-Serie durchgeführt.\*) Dieser Gliederung liegen mehrere Beobachtungen zugrunde:

1. die tektonische Selbständigkeit des Hippoldjura, der das Mesozoikum der Reckner-Serie unterlagert,
2. die wesentlich ausgedehntere und andersartige Breccienentwicklung in der Hippold-Serie, die wir mit E. CLAR 1940 als Tarntaler Breccie i. e. S. bezeichnen wollen.

---

\*) Auf der geolog. Karte zeigen die Breccien des Hippoldjura eine eigene Signatur, während die Kalkschiefer und Kieselschiefer in den für die Reckner-Serie verwendeten Farben angelegt wurden. Dies mit Rücksicht auf die Lithologie.

**Verbreitung:** Das Hauptverbreitungsgebiet des Hippoldjura liegt in dem N-S-verlaufenden Kamm (Hippold - Kalkwand) östlich des hier behandelten Raumes. Die westlichen Ausläufer reichen noch ins Liegende der Reckner-Serie und sind dort mehrfach aufgeschlossen: am S-Fuß des Geier, von hier gegen W in die Knappenkuchl und gegen E ins innerste Lizumtal ziehend. In den genannten Vorkommen liegt der Hippoldjura zwischen der Reckner-Serie im Hangenden und den penninischen Kalkphylliten im Liegenden. (Die Abtrennung des Hippoldjura vom Penninicum ist oft recht schwierig, vor allem wenn die Hippold-Serie mit Breccien-armen Schiefnern einsetzt.) Weiter im N liegt der Hippoldjura zwischen Reckner-Serie und Basis-Serie (s. Kap. Tektonik), erreicht in der Schotteben noch größere Mächtigkeit und keilt gegen W aus.

Mächtiger Breccienaufschlüsse findet man auch am Mieskopf bei Matrei am Brenner und am Penken (Zillertal), vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN 1962. Sie gleichen lithologisch der Tarntaler Breccie i. e. S.

### **Beschreibung der Tarntaler Breccie i. e. S.:**

Jede Arbeit über die Tarntaler Berge berührt auch das Problem der Tarntaler Breccie. Als die ausführlichsten und wichtigsten seien jene von E. HARTMANN 1913, A. SPITZ 1919, E. CLAR 1940 und B. SANDER 1910 und 1941 genannt, denen nachfolgend nur als Ergänzung eigene Beobachtungen beigelegt werden können.

Von den durch die Kartierung erfaßten Aufschlüssen zeigen jene der Schotteben die größte Vielfalt. Dort treten grobe Breccien und Feinbreccien, Sandsteine\*), Kalk-freie Tonschieferlagen und tonig verunreinigte Kalke (Mikrit) in mehrfacher Wechsellagerung auf. Der rasche Wechsel und die

---

\*) Sandstein wird hier mit H. FÜCHTBAUER 1959 als Oberbegriff für alle silikatisch-detritischen Gesteine von Sandkorngröße verwendet (Quarzsandstein, Arkosen, Grauwacken und alle Übergänge)

#### **Erläuterungen zu Abb. 1:**

Die Profilsäulen der Radstädter Tauern sind von A. TOLLMANN 1963b) Taf. 9 übernommen, auf den Maßstab 1 : 2500 vergrößert und teilweise durch andere Signaturen dargestellt.

Die strichlierten Säulen deuten eine Fortsetzung des Profils im Aufschluß an.

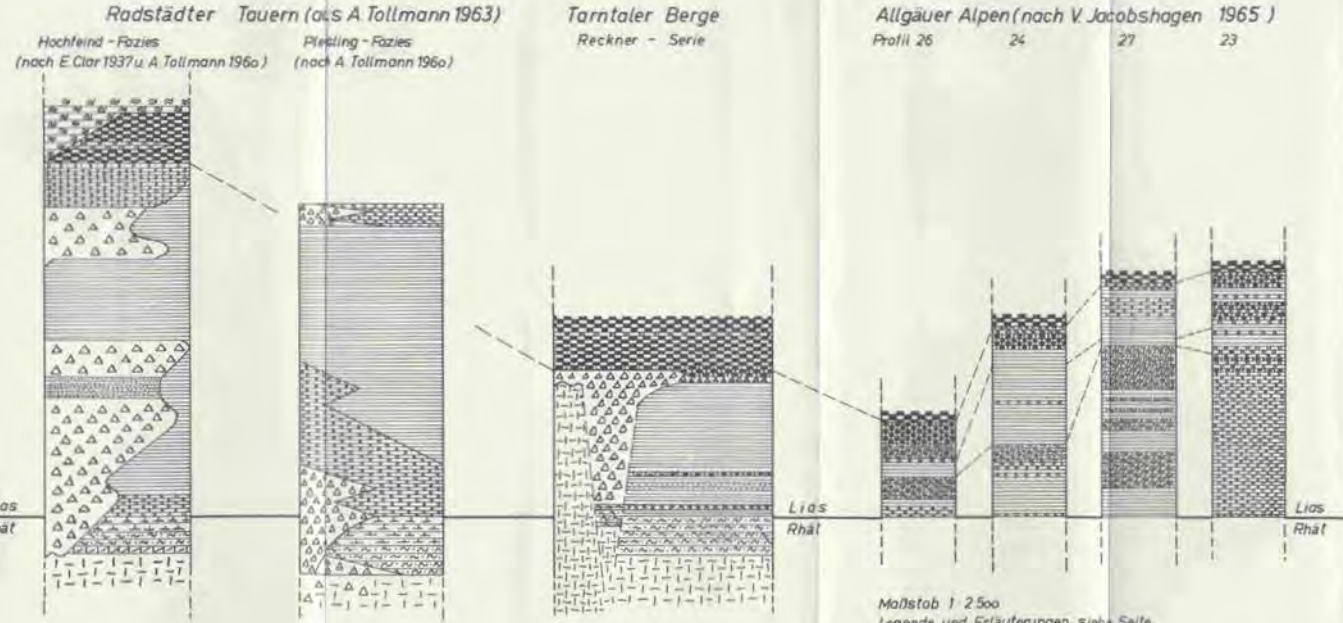
Die Profilsäulen der Allgäuer Alpen wurden nach den Beschreibungen von V. JACOBHAGEN 1965 etwas schematisiert gezeichnet. Die strichlierten Linien innerhalb der 4 Säulen stellen die Grenzen zwischen Älteren, Mittleren und Jüngeren Allgäuschichten dar. Die strichlierte Linie zwischen Radstädter, Tarn-taler und Allgäuer Profil verbindet nur den charakteristischen Bezugshorizont der Kieselschieferbasis. Das 5. Profil von JACOBHAGEN wurde nicht mit einbezogen: es erreicht die maximale Mächtigkeit der Allgäuschichten von 1500 m und entspricht dem Beckentiefsten. Für einen Vergleich mit zentralalpinem Jura, der immerwieder den Einfluß von Schwellen zeigt, schien es daher ungeeignet.

In den Profilsäulen der Tarntaler Berge sind die Serien a, b und c gemeinsam dargestellt. Die Mächtigkeiten entsprechen Durchschnittswerten. Mit Rücksicht auf den Zusammenhang zwischen Breccienbildung und Untergrund mußte die der Breccienbildung vorangegangene Tektonik grob schematisch angedeutet werden.

Vergleich des Unter- und Mitteljura in zentralalpiner und nordalpiner Fazies

Legende zu Abb. 1

-  Hauptdolomit (brecciös)
-  Plattenkalk
-  Rhätbreccien
-  Kössener Schichten
-  Oberrhätkalk
-  Jurakalke
-  Jura Breccien
-  Kalk-Mergel-Tonschiefer u. Fleckenmergel (sandig)
-  Fleckenkalke
-  Quarzit
-  Karbonatquarzit
-  Kieselkalk u. kieselige Kalke
-  Kalke mit Hornstein
-  Spatkalk
-  Kieselschiefer (Radiolarit) (sandig)
-  „Aptychenkalk“
-  Bänderschiefer



Maßstab 1:2500  
 Legende und Erläuterungen siehe Seite  
 Oktober 1966 M. Enzenberg

scharfe Begrenzung dieser jeweils nur wenige Meter mächtigen Lagen mögen E. HARTMANN hier zur Auffassung von tektonischer Verschuppung verleitet haben.

Die groben Breccien führen faustgroße Fe-reiche Dolomitkomponenten und Sandsteinkomponenten (durchschnittliche Länge 40 cm) von sehr unterschiedlichem Habitus. Sie sind meist feinkörnig und rein weiß, rötlich oder grünlich, teilweise führen sie Quarzkörner bis 1,5 cm im  $\phi$ . Nach der mikroskopischen Untersuchung sind diese Sandsteine als feldspathältige Quarzsandsteine (H. FÜCHTBAUER 1959) bzw. Quarzgrauwacken nach H. G. HUCKENHOLZ 1963 zu bezeichnen.

U. d. M.: Die serizitisch-kieselige Grundmasse zeigt nur teilweise Umkristallisation. In ihr als Komponenten undulöse Quarze mit offenem Teilgefüge, Kieselkomponenten, verschiedene, meist stark (in Serizit, Klinozoisit und Karbonat) zersetzte Feldspäte, etwas Muskowit, Fe-reiches Karbonat, Gesteinsbruchstücke; access. Erz, Biotit, Turmalin, Zirkon. Vereinzelt Albitsprossung.

Prozentuelle Verteilung: Quarz 62<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, Feldspat 11<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, Muskowit < 1<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, Karbonat 1<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, andere Gesteinskomponenten 3<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, Matrix 22<sup>0</sup>/<sub>0</sub>. Bei den 22<sup>0</sup>/<sub>0</sub> Matrix sind jene äußerst stark zersetzten Feldspäte inbegriffen, die nicht mehr als Komponenten abgrenzbar waren!

Diese Quarzsandsteine sind von richtigen Quarziten nur schwer unterscheidbar\*); daher wurden auch jene Breccien, deren Komponenten vor allem Sandsteine sind (z. B. an der Schotteben) unter dem Begriff der Quarzitschollenbreccie zusammengefaßt. In der Tarntaler Breccie östlich des Lizum Baches überwiegen in bestimmten Horizonten die quarzitischen Komponenten. Helle Quarzite, Serizitquarzite und Serizitquarzitschiefer sowie geröllführende (rosa Quarze und schwarze Kieselschiefer) Serizitquarzitschiefer bilden dort Riesenkomponenten (meist über 1 m<sup>3</sup>). Makroskopisch ist kein Unterschied zu den Permoskythquarziten zu sehen. U. d. M. hat sich gezeigt, daß die quarzitischen Komponenten Kalinatronfeldspäte (Perthit, Mikroklin) führen und an Stelle des im Raum der Tarntaler Berge an der Triasbasis häufigeren Turmalins reichlich Zirkon.

Untersuchungen am Penken haben ergeben, daß dort im Permoskyth eine intensive Schüttung von einer Kristallin-(oder Granit-)Schwelle erfolgte. Der Feldspatgehalt der quarzitischen Komponenten kann also nicht als Unterscheidungsmerkmal zwischen permoskythischen und eventuell jurassischen Quarziten herangezogen werden. Auch ein erster Test auf die Schweremineralführung von Permoskythquarziten und einigen Sandstein- und Quarzitkomponenten aus der Breccie brachte nur geringe Unterschiede, aus denen noch keine weiteren Schlüsse bezüglich des Alters gezogen werden dürfen. Frau Dr. G. WOLETZ (Geol. B.A. Wien) danke ich herzlich für die Durchführung der Analysen.

Es stellt sich somit die Frage: gibt es überhaupt eindeutige petrographische Kriterien für Permoskyth- bzw. Juraquarzite und welche sind

---

\*) Als Quarzsandsteine werden jene Sedimente bezeichnet, in deren Grundmasse die Umkristallisation zwar begonnen, jedoch noch nicht ganz durchgegriffen hat. Nach dem Schema von W. FRITSCH 1966 entspräche das Gestein in seiner metamorphen Überprägung der tieferen Anchizone.



diese? Können die erwähnten geröllführenden Quarzite als permoskythische Leitgesteine angesprochen werden oder gibt es etwa auch im Jura rosa Quarzgeröllchen? Mit Bestätigung der rosa Quarzgeröllchen als Leitmerkmal wäre erst ein sicherer Beweis für die Aufarbeitung der Triasbasis in der Jura-Breccie gegeben. Auf Fragen der diagenetischen Verfestigung der jurassischen Quarzsande und ihrer Wiederaufarbeitung als Komponenten in der Jura-Breccie soll in einer späteren Arbeit eingegangen werden.

Neben reineren Quarzsandsteinen und Feldspat-hältigen sind auch alle Übergänge zu sandigen Tonschiefern als Komponenten vertreten.

Die Dolomitkomponenten lassen deutliche Rundung erkennen, und auch die Sandstein- und Quarzitkomponenten weisen durch die Abstumpfung der Kanten auf Transport.

Sandsteine treten nicht nur als Komponenten in der Breccie auf. Sie bilden innerhalb dieser auch selbständige Lagen von einigen Metern Mächtigkeit und umschließen vereinzelt faustgroße Dolomite oder Dolomitbreccien. Örtlich sind sie von Karbonatquarziten begleitet. Die Quarzsandsteine gehen allmählich in bunte Grauwacken, seltener Arkosen (nach der eng gefaßten Definition von R. L. FOLK 1954) und Grauwackentonschiefer (nach H. HARDER 1954) über, die ebenso Dolomitkomponenten enthalten. [Quarz: Feldspat (Kalinatronfeldspat und Plagioklas) — 1 : 1, Serizit, Gesteinsbruchstücke, Chlorit, Biotit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Karbonat].

Im Hangenden der Grauwackentonschiefer treten in der Schotteben bei P 2202 stark gelängte Breccien mit kalkigem Bindemittel auf. Als Komponenten wurden gefunden: Quarzite, Kieselschiefer, Kieselskalke, Dolomite, dunkle Biomikrite mit Crinoiden und Bivalven, helle Biomikrite (glattschalige Muscheln, Kleingastropoden, Brachiopoden), helle Oncolithe.

In den Schrofen unter P 2202 sind der Tarntaler Breccie Kalkmikritlagen eingeschaltet. In diesen wurden teilweise gut erhaltene sternförmige Freßbauten mit 4—7 cm im  $\phi$  ( $\phi$  der einzelnen Äste 0,6—0,8 mm) gefunden. Es handelt sich um *Chondrites*-Formen. Vgl. Abb.5. Nach A. SEILACHER 1959 ist diese Form von Freßbau charakteristisch für Pelite des Flysches

---

Abb. 2:

Deutlich gebankte Breccie des Inneren Lizumtales. Einzelne Bänke keilen gegen S (links) aus.

Abb. 3:

Breccienbank von P 2632 über Hoher Wand. Die Komponentengröße nimmt — von einzelnen bes. groben Komponenten abgesehen — von der Bankmitte nach oben und unten ab.

Abb. 4:

Gradierte Breccie vom Hohen Lahner. Die feinsten Lagen bestehen aus Doloareniten.

Abb. 5:

Tonig verunreinigte Kalke (Mikrite) mit Freßbauten des Typus *Chondrites*. Aus der Tarntaler Breccie i.e.S.





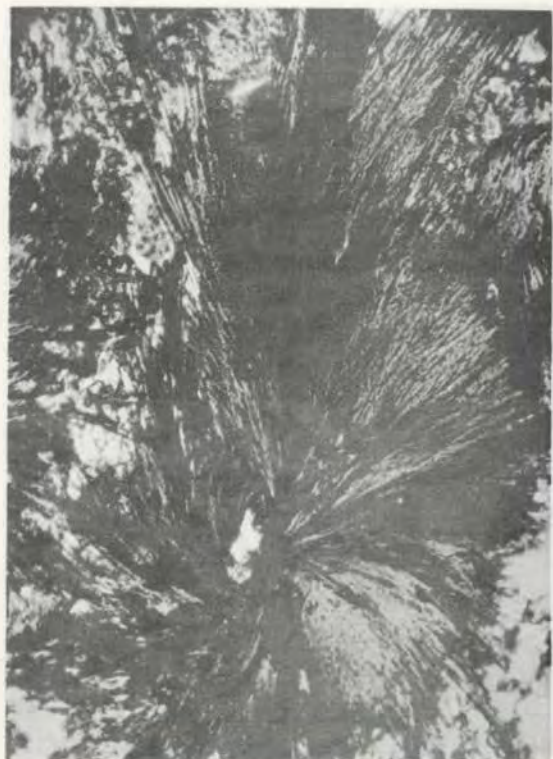
6



7



8



9

d. h. für ein in größerer Wassertiefe bei schlechter Durchlichtung sich bildendes Sediment. 1964 jedoch schreibt A. SEILACHER, daß Chondriten weder für die Fazies noch für die Tiefe charakteristisch seien. Für die Genese der Tarntaler Breccie ist dies insofern von Interesse, als dort Gesteine einer Stillwasserfazies mit groben Breccien wechsellagern.

Ein typisches Bild vom Jura der Hippold-Serie gibt auch das Profil an der Geier S-Seite. Durch einen schmalen Mylonitstreifen von den penninischen Kalkphylliten getrennt, beginnt die Folge mit 3 m Breccie aus kaum deformierten Dolomitgeröllen, stark gelängten Kalken und einigen tonigen Flatschen. Darüber folgen 3—4 m verschieferte Grauwacken, die von 6 m Kalkschiefern mit eingeschalteten Breccienlinsen überlagert werden. Über diesen liegen Kieselschiefer, in den unteren 5 m grün, dann rötlich und mit zahlreichen 1,5—2 cm mächtigen Manganschieferlagen. Die Kieselschiefer gehen hangend über in eine bunte Folge von Kalkschiefern, Kalktonschiefen und Breccien. Die Breccien führen reichlich Quarzitkomponenten. Das Profil wird hangend durch eine Störung abgeschnitten.

Im innersten Lizumtal östlich P 2325 ist die Grenze gegen das Pennin nur schwer faßbar. Im Liegenden der Quarzitschollenbreccie sind feinschichtige Grauwackenschiefer aufgeschlossen. Zwischen diesen und den sicher der Schieferhülle angehörenden Gesteinen liegt ein schmaler Streifen eines Quarzphyllits (mit etwas Feldspat, Turmalin, Zirkon und Apatit). In gleicher Position treten in der Knappenkuchl Quarzphyllite auf. Sie wurden auf der Karte eigens ausgeschieden, doch dürften sie (auch nach dem mikroskopischen Bild) am ehesten zur Schieferhülle gehören.

Die Untersuchungen an der Tarntaler Breccie mit einer Kartierung 1:10.000 ihres Hauptverbreitungsgebietes sind noch in vollem Gange. Daher wird vorerst verzichtet, auf genetische und paläogeographische Fragen einzugehen.

### 3.) Der Serpentin

E. HARTMANN brachte 1913 eine ausführliche petrographische Beschreibung des Serpentin und eine Zusammenstellung der älteren Literatur. In neuerer Zeit befaßte sich H. J. KOARK 1950 mit dem Reckner-Serpentin, den er dem Ochsner-Serpentin (Zillertal) gegenüberstellte. 1954 erschien von G. FISCHER und G. NOTHAFT eine Arbeit über die Natron-

Abb. 6:

Fensterserpentin mit typischer Felderteilung (Chrysotil  $\gamma$ ) und Rahmen (Chrysotil  $\alpha$ ) in feinstfasrigem, parallel orientiertem Chrysotil  $\gamma$ . Nikols gekreuzt.

Abb. 7:

Maschenserpentin. Die Maschenwände bestehen aus Chysotil  $\alpha$ . Die Maschenfülle zeigt parkett-artig angeordnete Chrysotilfasern. Nikols gekreuzt.

Abb. 8: Maschenserpentin. Nikols gekreuzt.

Abb. 9:

Natronamphibolsonnen, in Kieselschiefern nahe dem Serpentin gesproßt. Ohne Nikols.

Amphibol-Aegirinschiefer (= HARTMANN's Glaukophan-Schiefer) in Begleitung des Reckner-Serpentins.

Der Serpentin der Tarntaler Berge ist durch Hydratisierung eines Diallag-reichen Ultrabasits entstanden. Der Serpentin liegt durchwegs als Chrysotil  $\alpha$  und Chrysotil  $\gamma$  vor und kann nach seinen verschiedenen Ausbildungen in Faserserpentin, Maschenserpentin und Fensterserpentin (H. TERTSCH 1922) gegliedert werden. Den Serpentin durchschlagende Klüfte sind ebenfalls mit Chrysotil verheilt.

U. d. M.: Die farblosen Diallage sind teils von der Serpentinisierung unberührt, teils randlich und längs Rissen davon erfaßt, manchmal sind auch optisch gleich orientierte Diallagtrümmer eines ursprünglich einheitlichen Kristalls durch Serpentin völlig isoliert.

Zahlreiche Bastite zeigen noch die Spaltbarkeit und Absonderung // (100) der Pyroxene, aus denen sie entstanden. In manchen Fällen zeigt der sie pseudomorphisierende Chrysotil keine einheitliche optische Orientierung, in anderen wieder liegt das  $\gamma$  des Serpentins // zur Absonderung des Pyroxens. Vereinzelt zeigen die Bastite längs der Spaltbarkeit und Absonderung Bildung feinsten Hornblendennädelchen. Im Bastit häufig winzige Titanitkörnchen.

Chrysotil: häufig als Maschenserpentin ausgebildet, wobei die Wände aus Chrysotil  $\alpha$  ( $\alpha // a$  = Faserrichtung) mit schwachem Pleochroismus ( $\alpha$  hellgelb,  $\gamma$  blaßgrünlich) bestehen, die Maschenfülle zum Unterschied von den Fensterserpentinen keine Felderteilung sondern wesentlich komplizierteren Bau zeigt. Innerhalb der Maschen tritt meist auch etwas Erz auf. Gelegentlich stehen die Chrysotilfasern der Maschenfülle parkettartig angeordnet. Vgl. Abb. 7 und 8. F. ANGEL 1964 stellt für ähnliche Maschenfüllungen im Serpentin von Kraubath den Sammelbegriff Serpophit auf und hält es für wahrscheinlich, daß verschiedene Mineralien an dessen Aufbau beteiligt seien. Makroskopisch besonders dunkle und dichte Serpentine zeigen u. d. M. parallel orientierte feinste Chrysotilfasern (Fasernatur erst bei 400facher Vergrößerung erkennbar), die unter gekreuzten Nikols kaum aufhellen. In dieser Chrysotilmasse liegen selten einzelne, meist in Gruppen angeordnete Fensterserpentine. Vgl. Abb. 6.

### **Verbreitung und Stellung des Serpentins zum Tarntaler Mesozoikum**

Das Hauptvorkommen von Serpentin in der Tarntaler Zone liegt im Oberen Tarntal und baut dort die Gipfel des Lizumer- und Naviser Reckner sowie des Geier auf. Bedeutend geringeres Ausmaß erreichen die Vorkommen 400 m östlich der beiden Schoberspitzen und am S-Grat der Klammspitze. Die nächsten unterostalpinen Serpentine treten erst wieder am Mieslkopf und über Pfons bei Matrei auf.

Die aufgezählten Serpentine sind ausnahmslos an jurassische Schiefer des Unterostalpins gebunden und zwar treten sie frühestens im Hangenden der Unteren Kieselschiefer, meist als konkordante Lagen zwischen den Oberen Kieselschiefern auf, wobei einmal der Serpentin auskeilen kann (z. B. im E-Abbruch des Oberen Tarntales, s. Prof. 13, Taf. 2), ein andermal aber auch die Kieselschiefer blind im Serpentin enden, wie z. B. wenig östlich P 2707 im Oberen Tarntal. Im mächtigen Jura der Hippoldserie treten keine ultrabasischen Gesteine auf.

In der umfangreichen Literatur wurde immer wieder auf das Problem der Stellung des Serpentins zum unterostalpinen Mesozoikum eingegangen. A. P. YOUNG 1907 und E. HARTMANN 1913 sprechen sich für eine ultra-

basische Intrusion in die Tarntaler Gesteine aus, wobei HARTMANN die „Glaukophanschiefer“ um den Serpentin als Kontakterscheinung deutet. P. BLESER 1934 läßt offen, ob der Serpentin unterostalpin oder penninisch sei; er versucht an Beispielen aus ostalpinen Decken der Schweiz zu zeigen, daß die Sprossung der Alkalihornblende in Radiolariten unter epimetamorphen Bedingungen auch ohne Stoffzufuhr (Serpentinkontakt) möglich ist. R. STAUB 1924 hält den Serpentin für penninisch. H. J. KOARK 1950 schreibt p. 471, daß der Serpentin ein Glied der Oberen Schieferhülle sei und durch tektonischen Transport in seine heutige Umgebung gelangt sei. Auf p. 456 allerdings heißt es, die Serpentine vom Geier und Reckner seien stratigraphisch an das Tarntaler Mesozoikum gebunden. Die von HARTMANN als Kontaktbildungen gedeuteten Minerale können nach KOARK wie bei BLESER unabhängig vom Serpentin durch regionale Konzentration von Na und Fe entstehen.

Die Kartierung im Oberen Tarntal hat gezeigt, daß die Natronamphibol-sprossung in den Kieselschiefern überall am Serpentinrand ihr Maximum erreicht (Glaukophanschiefer bei HARTMANN) und mit Entfernung vom Serpentin sogar feldgeologisch erkennbar abnimmt. Im Oberen Tarntal treten direkt am Kontakt zum Serpentin dunkel blaugraue, sehr kompakte Gesteine auf, in denen Hornblendenadeln bis zu 1 mm Länge sprossen. In den anschließenden Kieselschiefern sind u. d. M. Natronamphibol-büschel oder -sonnen zu sehen, vgl. Abb. 9. Häufig tritt mit dem Amphibol auch Stilpnomelan in feinen Büscheln auf.

Die Natronamphibolsprossung darf nicht als Beweis für eine Intrusion des Serpentin (Intrusionskontakt) herangezogen werden. Doch weist die intensive Mineralsprossung um den Serpentin auf einen genetischen Zusammenhang. Die Amphibolbildung wird als Reaktionsaum zwischen den Kieselschiefern und dem Ultrabazit angesehen, der sich möglicherweise bei der Regionalmetamorphose gebildet hat.

Zu ähnlichen Reaktionsbildungen kam es auch in den Serpentin-nahen Karbonatgesteinen. Stengelig-fasriger Grammatit bildet oft einen wirren Filz. Sowohl das Karbonat als auch der in Lagen im Karbonat auftretende Serpentin wird stellenweise von Grammatit angegriffen.

Der Serpentin wird randlich häufig von Ophicalcit begleitet. Auf die Problematik seiner Entstehung wurde nicht eingegangen.

Die strenge Horizontgebundenheit des Serpentin von Pfons (bei Matrei) bis zum Geier sowie die Art seines Auftretens innerhalb der Kieselschiefer sprechen entschieden gegen einen tektonischen Transport des Serpentin aus der Schieferhülle in das Tarntaler Mesozoikum. Der Serpentin gehört zum Tarntaler Mesozoikum und ist das östlichste Vorkommen der im Schweizer Raum so häufigen unterostalpinen Ophiolithe oberjurassischen Alters.

Für die Art der Serpentinplatznahme werden heute ganz allgemein zwei Möglichkeiten diskutiert: Intrusionen oder tektonischer Transport aus dem Mantel. H. GRUNAU betont 1959, daß die Vergesellschaftung von Radio-larit und Ophiolithen zwar nicht gesetzmäßig, aber doch sehr häufig in

allen Weltteilen anzutreffen ist. Der Ophiolith wird als echte Geosynklinalbildung bezeichnet und z. T. sogar für die  $\text{SiO}_2$ -Zufuhr im Meerwasser verantwortlich gemacht, die zur Bildung mächtiger Radiolarite führte. Auch schon G. STEINMANN 1906 und J. CADISCH 1921 erwähnen das Auftreten konkordanter Serpentinlagen in Radiolariten. Diese so häufig beobachtete Vergesellschaftung von Serpentin und Radiolarit sowie das lagerartige quergriefflose Auftreten des Serpentin können mit der Vorstellung von der tektonischen Platznahme des Serpentin nicht erklärt werden.

## B. Tektonik

Die Tektonik des Tarntaler Mesozoikums läßt sich in zwei Fragenkreise gliedern, die gesondert behandelt werden müssen: die großtektonische Stellung des Mesozoikums

a) Stellung zur Schieferhülle

b) Verhältnis Mesozoikum—Quarzphyllit  
und der interne Bau des Mesozoikums mit den Hauptfragen nach Falten- oder Schuppenbau sowie der Selbständigkeit von Reckner- und Hippold-Serie.

### 1. Die großtektonische Stellung

Dank der wichtigen Position des Tarntaler Mesozoikums als ein Teil des unterostalpinen Tauernrahmens liegt uns heute eine ausgedehnte Literatur darüber vor. Da diese besonders das Verhältnis Mesozoikum—Quarzphyllit betrifft, soll bei dessen Besprechung auf die Literatur eingegangen werden.

Wenn in vorliegender Arbeit von der Tarntaler Zone als einem Unterostalpinen Mesozoikum gesprochen wird, so geschieht dies in Anlehnung an die moderne Literatur, jedoch vorerst ohne die sich daraus ergebende tektonische Folgerung. Wir verstehen also unter dem Unterostalpinen Tarntaler Mesozoikum jenen schmalen Trias—Jura-Streifen, der im Grenzbereich zwischen Schieferhülle und Quarzphyllitzone das Tauernfenster an seiner N- und NW-Seite begleitet.

a) Bezogen auf die Kalkphyllite der Oberen Schieferhülle gehört die Tarntaler Zone einem höheren tektonischen Stockwerk an. Dies geht schon aus dem allgemeinen Grenzverlauf zwischen beiden Bereichen hervor. Die Kalkphyllite tauchen gegen N ein. In ihrem Hangenden liegt der Quarzphyllit. Die Phyllite erfuhren nach der Überschiebung des Quarzphyllits über Kalkphyllit eine gemeinsame Beanspruchung und zwar eine Einengung (n. B. SANDER 1939 jüngste Beanspruchung mit EW-Achsen), wodurch die Grenzfläche zwischen beiden Einheiten verbogen wurde und im Bereich Schwarzer Schrofen-Klammalm demzufolge bald steil N, bald steil S fällt. Gegen S keilt der Quarzphyllit allmählich aus, bis die ihn überlagernden Trias—Jura-Schichten an die Überschiebungsbahn, die hier im S ziemlich gleichmäßig flach N fällt, heranstreichen. Auf die gelegentlich auftretenden Schwierigkeiten in der Trennung penninischer Kalkphyllit—

Unterostalpinen Jura wurde im stratigraphischen Teil hingewiesen. Trotz fazieller Konvergenzen können die beiden Serien nicht als ineinander übergehend gedeutet werden. Dagegen spricht das tektonische Übereinander.

Zahlreiche Messungen im Kalkphyllit des innersten Lizumtales ergaben ein Pendeln der B-Achse um die EW-Lage mit durchschnittlich 20° W-Fallen. Diese Lage gilt ebenso für den S-Fuß des Geier und die Untere Knappenkuchl. Das sei hier festgehalten, da wir demgegenüber im Quarzphyllit auch flach gegen E tauchende B-Achsen antreffen werden!

Über die Richtung, aus der Quarzphyllit und Unterostalpinen Mesozoikum über das Pennin gefahren sind, sollen hier keine theoretischen Überlegungen angestellt werden. Aus der Art der Überschiebungsfäche allein läßt sich dies nicht ablesen. Mehr Hinweise sind durch den inneren Bau der Reckner-Einheit gegeben, doch darüber später.

b) Ein zweiter Schlüsselpunkt für die großtektonische Stellung des Tarntaler Mesozoikums ist sein Verhältnis zum Quarzphyllit.

Schon in der älteren Literatur stehen sich hierüber im wesentlichen zwei Ansichten scharf gegenüber:

1. die Annahme, das Unterostalpine Mesozoikum tauche unter die Oberostalpine Quarzphyllit-Decke gegen N hinab. Hier sind zu nennen: L. KOBER, 1955; R. STAUB, 1924; O. MEIER, 1927 (Quarzphyllit ~ ME-alpin der Campodecke) u. a.
2. für eine teilweise (Hippold-Serie) primäre Auflage des Mesozoikums auf dem Quarzphyllit sprachen sich vor allem B. SANDER, 1911; E. HARTMANN, 1913 und A. SPITZ, 1919, aus. Auch P. BLESER, 1934, erwähnt eine normale mesozoische Sedimentbedeckung der Quarzphyllitdecke.

Aber auch in den neuesten Bearbeitungen gehen die Auffassungen auseinander. A. TOLLMANN 1959 b stellte den Innsbrucker Quarzphyllit analog zum Radstädter Quarzphyllit ins Unterostalpin, dessen hangendste und einzige inverse Decke dieser darstelle. Das inverse Mesozoikum unter dem Quarzphyllit ist dessen primärer Sedimentmantel. Dieser Auffassung folgt E. KRISTAN-TOLLMANN 1962 in der Arbeit über das Unterostalpin am Penken.

Im Gegensatz zu diesen Deutungen stehen die Darstellungen auf der neuen „Geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich“ (BECKMANNAGETTA, BRAUMÜLLER), 1964. Nach dieser taucht das Unterostalpin des Tarntaler Mesozoikums tektonisch unter die Quarzphyllitzone ab, die dem Oberostalpin angegliedert wird. Das Mesozoikum vom Mieslkopf, vom Mölstal und vom Hippold wird als tektonisches Fenster eingezeichnet.

Eine ähnliche Einstufung findet man bei O. SCHMIDEGG 1964, der im Quarzphyllit das stratigraphisch Liegende der Grauwackenzone i. e. S. sieht und die Pinzgauer Störung als Trennung zwischen Unterostalpinem Mesozoikum und dem Oberostalpinen Quarzphyllit angibt.



E. CLAR 1965 läßt die scharfe Trennung in Unterostalpin und Oberostalpin fallen, da die beiden Einheiten aus einer Überfaltung und diese begleitenden Zerschierung hervorgegangen seien. Der Innsbrucker Quarzphyllit entspricht nach dieser Darstellung dem inversen Hüllteil einer zerscherten Tauchstirn des Kristallins, das Mesozoikum wäre demnach vermutlich im Liegenden des Phyllits zu suchen.

Einen anderen Weg beschritt M. SARNTHEIN 1966 a und b durch den mikrofaziellen Vergleich der Mitteltrias der Nordkette, des Brennermesozoikums und der Tarntaler Zone. Seine paläogeographischen Rekonstruktionen (Riff- und Beckenfazies) berücksichtigen zwar einen geringen Vorschub der Öztaler Masse, im übrigen aber seien die drei angeführten Bereiche in ungefährer gegenseitiger Lagebeziehung wie im ursprünglichen gemeinsamen Sedimentationsraum.

In einer kurzen Notiz (M. ENZENBERG 1965) wurden bereits die Ergebnisse eigener Untersuchungen im Abschnitt zwischen Matri und Hippold zusammengefaßt. Dort und im stratigraphischen Teil dieser Arbeit konnte gezeigt werden, daß zwischen dem Quarzphyllit und dem Mesozoikum keine Deckengrenze gelegt werden kann. Neben den stratigraphischen Gründen dafür sind nun auch jene anzuführen, die sich aus der Lagerung ergeben. Der primär stratigraphische Verband zum Quarzphyllit ist nur für die tiefste Einheit des Tarntaler Mesozoikums, die Permotrias der Hippold-Serie, gegeben. Wo diese auftritt, wird sie vom Quarzphyllit begleitet, derart, daß wir die Abfolge Quarzphyllit — quarzitischer Serien — Rauhwacke, Kalke und Dolomite antreffen. Die so charakterisierten Aufschlüsse liegen am N-Rand des bearbeiteten Gebietes.

Faßt man den Quarzphyllit als tektonisch höher als das Mesozoikum auf, wie dies bei SCHMIDEGG oder in der neuen Geologischen Karte geschieht, so wird es schwierig zu erklären, daß der Quarzphyllit nie über den jüngsten Schichtgliedern, sondern stets in Verbindung mit Unter- bis Mitteltrias erscheint. Dazu kommt, daß der Quarzphyllit nur an einigen Stellen im Hangenden der Trias auftritt, wo er diese muldenförmig von N gegen S zu geschoben hat, wie etwa im Mölstal. Neben diesem wurden als Beleg für das Abtauchen des Mesozoikums unter den Quarzphyllit vielfach die Aufschlüsse am Hippold angeführt. Dort steht die Grenze am Kamm sehr steil bis etwas gegen S überkippt, biegt aber am W-Abfall des Kammes bald um und der Quarzphyllit zieht dann gegen S unter das Mesozoikum, um erst wieder im Bereich Torspitze—Hennensteigen in Form einer Aufsattelung den Kammgrat zu erreichen. Im Schober—Mölszug führte die junge Einengungstektonik zu sehr steilem Faltenbau, dessen Kerne Mitteltrias, die Sättel Quarzphyllit aufweisen. An den Schenkeln ist meist auch der Quarzit noch aufgeschlossen. Daraus ist abzulesen, daß diese letzte Beanspruchung jedenfalls ein aufrechtes Profil vom Quarzphyllit über Quarzit zu Anisdolomit vorfand. Gegen die Einstufung des Quarzphyllits als tektonisch höchste, inverse Decke mit einem mesozoischen Sedimentmantel sind weiters folgende Einwände zu machen: Der Quarzphyllit tritt nicht nur am N-Rand des Mesozoikums auf, sondern zieht gegen S oft weit unter dieses hinein. Torspitze—Hennensteigen sollen als erstes, die Knappen-

kuchl als zweites Beispiel genannt sein. Der Quarzphyllit der Knappenkuchl taucht zudem mit seiner Achse nach E unter das Mesozoikum der Reckner-Serie ein. Auch die Aufschlüsse von Mesozoikum am Mieslkopf liegen muldenförmig im Quarzphyllit und nicht unter diesem. Damit stehen wir im scharfen Gegensatz zur Darstellung der neuen Geologischen Übersichtskarte, auf der hier, sowie für die Vorkommen im Mölstal und am Hippold, wie schon erwähnt, tektonische Fenster gezeichnet sind.

Zu SCHMIDEGG's Pinzgauer Störung als Trennung zwischen Unterostalpin und Oberostalpin ist zu sagen, daß diese (= Salzach Längstalstörung) im E nach H. MOSTLER 1964 zum Teil sehr deutliche Mylonitzone zwar bis in die Gerlos zieht, daß sie aber bis heute gegen W nicht weiter verfolgt werden konnte. Eventuelle geringfügige Relativbewegungen an Inhomogenitätsflächen, die im Grenzbereich Phyllit — starrere Trias zu erwarten sind, dürfen nicht in diesem Sinn gedeutet werden. Die Frage nach einer möglichen westlichen Fortsetzung dieser im E so bedeutsamen Fuge muß vorerst noch unbeantwortet bleiben.

Mit der Feststellung, daß das Tarntaler Mesozoikum generell über dem Quarzphyllit liegt, treten im W für eine großtektonische Gesamtkonzeption, wie sie E. CLAR 1965 für den östlichen Abschnitt der Ostalpen vorlegte, weitere Probleme auf. Wenn man nämlich mit E. CLAR den Innsbrucker Quarzphyllit als den inversen Liegendteil der Phyllithülle um das Öztaler Kristallin betrachtet, bleibt zu klären, weshalb dann das Mesozoikum zwischen Kristallin und Phyllit auftritt und zwar weitgehend in aufrechten Sedimentpaketen. Wenn das Unterostalpin von den Nördlichen Kalkalpen als deren Stirnteil überwältigt wurde, selbst aber im großen und ganzen aufrecht liegt, kann die Überwältigung in diesem Abschnitt nicht durch Überfaltung, sondern eher durch Abscherung einzelner aufrechter Pakete erfolgt sein. Dabei bleibt zu untersuchen, wo die entsprechenden Scherbahnen liegen!

Zusammenfassend ist also zu bemerken:

1. Der südlichste Teil der Quarzphyllitzone trägt einen eigenen mesozoischen Sedimentmantel.
2. Beide gemeinsam bilden die Unterlage der übrigen mesozoischen Teileinheiten.
3. Bezeichnen wir das Mesozoikum als Unterostalpin, so trifft diese Einstufung auch für den Quarzphyllit zu, wenigstens für seinen S-Rand.
4. Die Deformation des Unterostalpins vollzog sich — B. SANDER wies bereits 1921 darauf hin — unter erheblicher Belastung. Eine solche wäre gegeben, wenn höhere Einheiten das Unterostalpin überwältigt hätten.

Der sichere Nachweis einer solchen Stockwerks-trennenden Überschiebungs- oder Scherbahn steht aber noch aus.

## 2. Zur Tektonik des Quarzphyllits

In unmittelbarer Nachbarschaft des Mesozoikums wurden auch im Quarzphyllit Flächen und Lineare gemessen. Dabei kam die Inhomogenität des Bereiches gegenüber der einheitlichen Achsenlage in den penninischen Kalkphylliten deutlich zum Ausdruck. Die ENE Richtung der Linearen entspricht der Achse einer jungen Einengung, die für den N-Rand des Mesozoikums charakteristisch ist und dort näher besprochen wird. Östlich des Lizum Baches konnte nur W-Fallen gemessen werden mit Werten zwischen 15 und 26°. Im Gebiet Roßkopf—Unbenannte hingegen tauchen die Achsen mit etwa denselben Werten gegen E ein, ebenso in der Knappenkuchl. In den Roßböden waren beide Richtungen auf engem Raum meßbar.

Eine zweite, wesentlich schwächer ausgebildete Lineare ist durch eine Fältelungsachse im Quarzphyllit gegeben. Sie zeigt bei unterschiedlichem Streichen Fallwerte bis zu 72° und liegt völlig asymmetrisch zur oben genannten. Da derartige Richtungen ausschließlich im Quarzphyllit gefunden wurden, werden sie für vormesozoisch gehalten.

Eine weit ausführlichere Darstellung der Flächen- und Achsengefüge findet sich bei B. SANDER 1939 und 1942. SANDER gelang es, drei Deformationspläne zu trennen und ihre Altersabfolge zu bestimmen.

Neben den Linearen wurden auch s-Flächen gemessen und  $\beta$  konstruktiv ermittelt. In Diagramm D<sub>1</sub> s. Tafel 3 sind alle diese Werte zusammengefaßt. Mit dem meßbaren B im NE-Quadranten fällt auch eine  $\beta$ -Häufung zusammen, eine zweite  $\beta$ -Häufung ohne B liegt im SW Quadranten.

## 3. Tektonik der mesozoischen Gesteine

Neben den oben erwähnten gefügekundlichen Studien von B. SANDER 1939 und 1942 sind über den inneren Aufbau des Mesozoikums die Arbeiten von E. HARTMANN 1913, A. SPITZ 1919, O. MEIER 1927 und P. BLESER 1934, zu nennen.

P. BLESER 1934 gliedert den Tauern N-Rand in die Matreier Schuppenzone (UE-alpine Keile im penninischen Kalkphyllit), die Tarntaler-Decke und die Quarzphyllit-Decke. Die Quarzphyllit-Decke stelle mit ihrem primären mesozoischen Sedimentmantel die Unterlage der Tarntaler Breccie (möglicherweise invers liegend) dar, über der erst die Tarntaler-Decke folgt. Diese sei durch Zerlappung einer Einheit in drei Schuppen zerlegt worden, die nach S hin ausdünnen. Der S-Grat des Geier bestehe aus einem einzigen zusammenhängenden Profil von Trias bis Malm.

O. MEIER 1927 wendet sich gegen eine Zweiteilung des Mesozoikums (s. bei SPITZ und HARTMANN) in Hippold- und Reckner-Serie als faziell und tektonisch selbständige Einheiten. In der Tarntaler Breccie vermutet er einen tektonischen Reibungshorizont anstelle eines stratigraphischen Gliedes und auch die Rauhacken der unteren Mitteltrias werden als Mylonit gedeutet.

HARTMANN und SPITZ haben sich eingehender mit den tektonischen Problemen befaßt.

HARTMANN unterscheidet ein „Basales Vorland“ von einem „Basalen Hinterland“, welches in drei Schuppen A, B<sub>1</sub> und B<sub>2</sub> gegliedert ist. Vorland und Hinterland seien aus einer großen liegenden S-Falte hervorgegangen, wobei der untere Schenkel zum Vorland, der inverse Mittel- und der Hangendschenkel zum Hinterland wurden. Entsprechend seiner Schuppengliederung zeichnet HARTMANN in der Karte und in den Profilen Überschiebungsbahnen, die teilweise im Gelände nicht nachweisbar sind, teils, wie wir sehen werden, Zonen stärkerer Relativverschiebungen an Inhomogenitätsflächen entsprechen. Die im Unteren Tarntal konvergierenden Faltenstirnen hat bereits SPITZ korrigiert. Nicht nur diese:

SPITZ bejaht HARTMANN's Gliederung in eine Reckner- und eine Hippold-Serie, wendet sich aber gegen die Selbständigkeit der drei Schuppen innerhalb der Reckner-Serie. Die Reckner-Serie, deren Komplikation in der Wirkung des EW-Schubes begründet sei, habe die Hippold-Serie von N nach S überfahren. Nach diesem Vorgang sei es zu kurzen, ebenfalls S-vergenten Überschiebungen am N-Rand des Mesozoikums gekommen, die die Hauptüberschiebung durchschneiden. Die Aufschlüsse im Mölstal werden bereits als vom Quarzphyllit gegen S zu geschobene Mulden gedeutet. Neben den dominierenden S-Schüben werden auch gegen N gerichtete Bewegungen (z. B. an der Torspitze) beschrieben.

Die eigenen Untersuchungen brachten nun folgende Ergebnisse.

Das Unterostalpin läßt sich in den Tarntaler Bergen in drei übereinanderliegende Einheiten untergliedern:

- |   |   |               |
|---|---|---------------|
| a) Quarzphyllit und Permotrias (= Basisserie) | } | Hippold-Serie |
| b) Tarntaler Breccie i. e. S.                 |   | n. SPITZ      |
| c) Reckner-Serie                              |   |               |

#### a) Die Basisserie

Unter diesem Namen verstehen wir die tiefste, über dem Pennin gelegene Unterostalpine Einheit. Sie ist charakteristisch für den N-Rand der Tarntaler Berge, zieht aber unter den höheren Einheiten auch gegen S, um erst allmählich auszukeilen.

Diese Serie umfaßt den Quarzphyllit mit allen beschriebenen Einschaltungen und dessen primären Sedimentmantel, der sicher bis ins Anis, möglicherweise ins Ladin reicht.

Wie bereits mehrfach erwähnt, handelt es sich um einen in NS-Richtung besonders stark eingengten Bereich. Dies war einerseits durch die s-Flächen-Messungen zwischen Mölser Scharte und der Unbenannten, andererseits an den im Luftbild erkennbaren Strukturen deutlich zu sehen. An der Linie Mölser Scharte—Mölssee und entlang des diesen entwässernden Baches scheinen die von W heranziehenden Strukturen abzuschneiden, östlich der Linie fällt der Quarzphyllit flacher gegen N. Als NW-Begrenzung des besonders eingengten Bereiches kann der Verlauf des Weges vom Mölser Hochleger zu den Roßböden genannt werden. Die Achsen dieser

letzten Deformation streichen zwischen 70 und 90° E und tauchen bis zu 25° nach E ein. Im Profil Mölser Scharte—Unbenannte wurden 35° E-Tauchen gemessen. Aus dieser Lage der Achsen erklärt sich auch das Ausheben der Triasmulden an der Mölser Scharte und an der Unbenannten nach W. Gegen E vergrößert sich der Muldentiefgang wesentlich, vgl. Anis südlich des Arbeseck. Durch das Abtauchen der Faltenachsen fällt wenig östlich der Unbenannten (nahe P. 2293) der Quarzphyllit zwischen der Mulde der Unbenannten und der südlich folgenden Mulde fast ganz aus. Die Aufschlüsse an der Militärstraße (Rauhwacken, Bänderkalke und Tonschiefer) zeigen ein inverses Profil und entsprechen dem überkippten Faltschenkel an der Unbenannten, der gegen S durch eine Störung begrenzt ist.

Der Quarzit des eben genannten Schenkels zieht, von anisischen Karbonatgesteinen begleitet, am Grat von der Mölser Sonnenspitze zum Nördlichen Schober. Die Aufschlüsse NW des Nördlichen Schober zeigen wiederum den Muldencharakter der Trias. Vgl. Prof. 11, Taf. 2. Das überkippte (60° N fallend) U- bis M-Trias-Profil über der Latterer Alm (SW unter dem Kranberg) entspricht dem N-Schenkel einer weiteren Mulde. Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse im Bereich des Schwarzen Schrofens erschweren dort das Verbinden der einzelnen kleinen Vorkommen von Quarzit und Rauhwacken, die aber jedenfalls noch der tiefsten tektonischen Einheit, unserer Basisserie, angehören.

### **Das Mesozoikum des obersten Mölstaes (Roßböden)**

Mit der durch Übergänge zu den Rauhwacken erwiesenen Einstufung der Kalke bis Kalkschiefer in die Mitteltrias, ist eine gegenüber HARTMANN's Konstruktionen wesentlich einfachere Deutung der Tektonik möglich geworden.

Am Mölsjoch taucht unter dem Quarzphyllit (sein s beträgt dort 70E/47N) ein geringmächtiges inverses Unter- bis Mittel-Trias-Profil auf: geringmächtiger Quarzit, Sandsteine, Kalkschiefer und ein heller Dolomit. An der Grenze des Dolomits zum Quarzphyllit östlich P. 2320 zeigt der Dolomit tektonische Zertrümmerung. Weiter nördlich fehlt der Dolomit. Es treten, besonders in den tieferen Bachanrissen, mächtige Rauhwacken auf, die örtlich in Kalke und Dolomite übergehen. Die zwischen 2120 und 2140 aufgeschlossene Rauhwacke wird hangend und liegend von Serizitquarzitschiefern begleitet. Somit zeigt der tiefere Teil des Aufschlusses ein aufrechtes, stark ausgedünntes Profil von Unter- bis Mitteltrias über Quarzphyllit. Ein stark eingengter Quarzitschiefer ohne erkennbare Relativbewegungen bildet den nördlichsten Triasaufschluß. Das etwas mächtigere inverse und das geringmächtige aufrechte Profil der Roßböden werden für die beiden Schenkel einer sehr flachen, gegen S geöffneten Mulde gehalten. Im inversen Hangendschenkel ist ausschließlich ein Relativsinn Hangendes gegenüber Liegendem nach S abzulesen. Dies sowohl im nördlichen Mulden teil an den Quarziten, Bänderkalken und Kalkschiefern, als auch am Mölsjoch. Die Achsenebenen der gefalteten Bänderkalke und Quarzite fallen ebenso N wie die Scherflächen der in Spitzfalten gelegten Kalkschiefer. Die Achsen pendeln um die Horizontale. Der Quarzphyllit im Hangenden

der Trias hat diese von N gegen S muldenförmig zugeschoben. Während der hangende Quarzphyllit relativ gleichmäßig N fallende s-Flächen aufweist, wurde der Quarzphyllit im Liegenden zu steilem, fast isoklinalem Faltenbau eingeeignet.

In  $D_2$  und  $D_3$  sind die s-Flächen-Messungen sowie eine B-Achse eingezeichnet.

$D_2$ : s-Flächen der gebankten blauen Aniskalke bis Kalkschiefer zwischen der Rauhwacke und dem Dolomit von P 2320. Die Kalke fallen gegen S unter die Rauhwacke ein.

$D_3$ : ist ein Sammeldiagramm der s-Flächen des Quarzits und der Kalkschiefer des nördlichen Muldenteiles.  $\beta$  und B der Kalkschiefer fallen nicht zusammen! Die s-Flächen-Pole von  $D_2$  und  $D_3$  besetzen einen Großkreis, der steil gegen WSW eintaucht.

#### b) Die Tarntaler Breccie i. e. S.

Wenn wir hier die Tarntaler Breccie als eine eigene tektonische Einheit darstellen, so muß gleich eingangs betont werden, daß dies vorläufig nur für den vorliegenden kartierten Abschnitt gültig ist, da das Hauptverbreitungsgebiet (Kamm Hippold—Kalkwand) noch nicht genügend eingehend untersucht ist. Obzwar zwischen Eiskarlspitzen und Hippoldjoch Breccie und Mitteltrias der Basisserie in nur geringer Entfernung voneinander angetroffen wurden, ist eine Aussage über den wahren Charakter der Grenze zwischen beiden Einheiten noch nicht möglich.

Im bearbeiteten zentralen Teil der Tarntaler Berge zieht die Breccie, örtlich noch von jurassischen Kalk- und Kieselschiefern begleitet, als relativ ungestörte Lage unter der höchsten Einheit, der Reckner-Serie, durch. Vgl. Profil 13 u. 16, Taf. 2. Ihre eigene Unterlage besteht teils aus der Basisserie (Schotteben), teils aus penninischen Kalkphylliten (südliche Knappenkuchl bis Pluderlinge). Je nach dem zur Verfügung stehenden Material ist die Liegendgrenze der Breccienserie von tonigem Mylonit (in der Schlucht S unter P 2202, Schotteben), mylonitisertem Dolomit (Junsjoch u. a. O.) oder stärkerer Durchbewegung der Grauwackenschiefer (Auf der Pluderlinge) begleitet. Entsprechend der im N stärker wirksamen Einengung des Gebietes zeigt hier die Breccienfolge stärkere Deformation. In den starrereren quarzitischen Lagen wirkt sich diese weniger aus; die Tonschieferzwischenlagen aber zeigen deutliche Verfaltung.

$D_4$ : bildet die Lage von s der Kalkschiefer am Fuß der Sonntagsrinne ab,  $D_5$ : das s der Breccie. Die Deformation beider Teilbereiche erfolgte unter annähernd gleichen Symmetriebedingungen.

Die Falten der Kalktonschiefer in der Breccie zeigen durchwegs den Relativsinn Hangendes gegenüber Liegendem nach N. Dieselbe Richtung ist auch an den Kieselschiefern von P 2208 über der Lizumer Hütte abzulesen, während am EGrat der Klammspitze (RecknerSerie) ab etwa 2200 durchwegs Hangendes gegenüber Liegendem nach S bewegt wurde (s. nächstes Kapitel).

Die Mn-hältigen kompakteren Lagen der Kieselschiefer von P 2208 zeigen generelles N-Fallen. Die sie durchkreuzenden Scherflächen, welche besonders in tonigen Partien deutlich sind, fallen durchwegs S. Sie zeigen Schleppungen der älteren Strukturen.

### c) Die Reckner-Serie

Unter diesem Namen wollen wir mit A. SPITZ die höchste tektonische Einheit des Unterostalpins im Raume der Tarntaler Berge verstehen. Sie entspricht nach der Gliederung HARTMANN's den Schuppen B<sub>1</sub> und B<sub>2</sub> sowie Teilen von A. Die Reckner-Serie baut das zentrale Massiv der Tarntaler Köpfe mit Unterem u. Oberem Tarntal bis zum Geier im S auf, ebenso den Großteil der Klammspitze, Mölser Sonnen Spitze, Nördl. und Südl. Schober bis zum Kranberg. Östlich des Lizumbaches finden wir als einzigen Rest der Serie die frei auf Tarntaler Breccie aufsitzende Deckscholle der Kalkwand. Tarntaler Breccie als Unterlage auch für den zentralen Teil haben wir im vorangehenden Teil schon angeführt. Doch treten auch Zonen auf, an denen unter Ausfall der Breccie die Reckner-Serie direkt über der Basis-Serie zu liegen kommt. Dies trifft für den NW-Teil zu. Hier grenzen Jura-Schiefer der Reckner-Serie an die Unter- bis Mitteltrias der Basis-Serie, was im Fall der Mitteltrias gelegentlich sogar zu Schwierigkeiten in der exakten Abtrennung beider führen kann. Während die Überschiebungsbahn im S flach schüsselförmig verläuft, wurde sie im N von der schon mehrfach erwähnten, dort stärker wirksamen Einengung betroffen. Nur so kann das Profil 11 (Nördl. Schober) erklärt werden. Die Verstellung der in Prof. 7, 8, 11 und 12 steil S fallenden Überschiebungsbahn im Abschnitt von Prof. 9 und 10 zu steil N ist auf junge Hangtektonik zurückzuführen. Mehrfache Gratteilung begleitet diese Erscheinung.

Durch die Überschiebungsbahn wird die Reckner-Serie an ihrer Basis diskordant abgeschnitten. Am S-Rand schaltet sich an dieser Grenze ein äußerst schmaler Schubspan von Unter- und Mitteltrias ein, der SW unter dem Staffelsee einerseits, auf 2677 am alten Weg Lizum—Geier andererseits wieder auskeilt. Gleichen stratigraphischen Umfangs sind die isoliert im Pennin steckenden Keile in dem vom Geier gegen S ziehenden Kammgrat. Es handelt sich dort um die „Tarntaler Mischungszone nach B. SANDER 1921 oder die „Matreier Schuppenzone“ nach P. BLESER 1934.

### Der interne Aufbau der Reckner-Serie

Die Reckner-Serie stellt den in sich kompliziertest gebauten Teil der Tarntaler Zone dar. Dementsprechend fehlt es auch nicht an verschiedensten Deutungsversuchen. HARTMANN's Gliederung in die drei Schuppen A, B<sub>1</sub> und B<sub>2</sub> wurde schon von SPITZ 1919 kritisiert. SPITZ bezweifelt die Selbständigkeit dieser Schuppen. Sein Versuch zur tektonischen Gliederung ist ein doppelter: 1. entweder lassen sich die Rhät-Jura-Gesteine über dem westlichen Lizumtal als Raibler einstufen (die Dolomitbreccien und Schiefer an der Basis werden jedenfalls als Raibler gedeutet), dann gäbe es keine Schuppenteilung; 2. oder aber es lassen sich nicht alle Rhät-

Jura-Reste wegdeuten, dann wäre eine Schuppengrenze entlang des im Jura auftretenden Rhätbandes weniger gekünstelt als eine mitten durch Jura verlaufende.

Die verfeinerte stratigraphische Gliederung der Schichtfolgen und Berücksichtigung geopetaler Gefüge lieferten die wesentlichen Unterlagen für den hier vorgelegten Lösungsversuch der tektonischen Verhältnisse.

In den vollständigsten Profilen an den Tarntaler Köpfen, bes. an deren W-Grat, treffen wir eine dreifache Wiederholung von charakteristischen Obertrias- und Jura-Gesteinsfolgen und zwar derart, daß die unterste aufrecht liegt, die mittlere invers und die oberste wieder aufrecht. Wir haben also keinesfalls ein dreifaches Übereinander von selbständigen aufrechten Schuppen. Die Art der angetroffenen Schichtwiederholung läßt vielmehr die wesentliche Beteiligung von Faltung am Aufbau erkennen.

Von den Tarntaler Köpfen gegen S besteht die Reckner-Serie aus einer flach liegenden S-Falte ( $B \sim 70^\circ E$ ), deren drei Schenkel im Bereich der Tarntaler Köpfe deutlich erkennbar sind. Der Liegendschenkel umfaßt Hauptdolomit bis hangende Kalkschiefer, der inverse Mittelschenkel hangende Kalkschiefer bis Rhät und der Hangendschenkel Rhät bis Kiesel-schiefer. Abgesehen von der inversen Schichtfolge des Mittelschenkels beweisen auch die gradierten Breccienlagen in den Kiesel-schiefern der Tarn-talscharte die inverse Lage. Im Hangendschenkel fehlen Breccienhorizonte und die Kalkschiefer, die im Mittelschenkel noch so mächtig sind. Rhät und Kiesel-schiefer werden nur von einem ganz geringmächtigen Kieselkalk-band getrennt.

Die hangenden Kalkschiefer im Kern der Mulde zwischen Liegend-schenkel und Mittelschenkel keilen gegen S allmählich aus. Ein Umbiegen im Muldenkern ist nicht zu beobachten und bei der hier gegebenen, teil-weise sehr intensiven laminaren Durchbewegung gar nicht zu erwarten. Nach N hin öffnet sich die Mulde und die hangenden Kalkschiefer erreichen am Eisenkarl ihre größte Mächtigkeit.

Die Gesteine des Südl. Schober sind als streichende Fortsetzung des Liegendschenkels der S-Falte aufzufassen.

Neben den dem S-Faltenbau zuzuordnenden Achsen treten schon im Liegendschenkel Deformationen um NS-Achsen deutlich hervor. So z. B. taucht der Hauptdolomit im Isslgraben ziemlich steil gegen W ab, um im Südl. Schober noch einmal emporzukommen. Im kleinen lassen sich diese Verbiegungen sehr schön an der schon von E. HARTMANN 1913 erwähnten „Pilzfalte“ im Hauptdolomit des Isslgrabens studieren.

Der Mittelschenkel zeigt besonders am E-Grat der Tarntaler Köpfe Deformationen um die NS Achse. Auf diese sind die komplizierten Schicht-wiederholungen Kössener Schichten—Kalkschiefer zurückzuführen. Gegen W klingt diese Verfaltung aus. Der Hangendschenkel zeigt kaum eine Beanspruchung mit NS-Achsen.

Im Raum der Tarntaler Köpfe bleiben noch die ausgeprägten NS streichenden Klüfte (ac) zu erwähnen, die zur Turmbildung der Tarntaler



Köpfe und den über 1 m breiten tiefen Schluchten im Jura westlich des Eisenkarl wesentlich beitragen.

Für den Raum südlich des Unteren Tarntales gilt im wesentlichen der oben beschriebene Bauplan. Auch hier sind, vor allem im E-Abbruch des Oberen Tarntales, die drei Schenkel der EW-streichenden  $\mathcal{S}$ -Falte zu erkennen. Am Hohen Lahner wird der Liegendschenkel von der Dolomitreccie und den dieser primär auflagernden Kieselschiefern gebildet. Ohne Zwischenschaltung von hangenden Kalkschiefern folgt über den intensivst verfäلتeten Kieselschiefern ein inverses Profil bis zum Hauptdolomit, der hier einen mächtigen Turm aufbaut. Über dem Hauptdolomit liegen die Schichten wiederum aufrecht bis zu den hangenden Kalkschiefern. An der W-Seite des Oberen Tarntales sind die Schenkel stark reduziert, es fehlen die Kieselschiefer im Muldenkern und der Hauptdolomit im Sattel (vgl. Prof. 16, Taf. 2). Diese Asymmetrie beruht einerseits auf der EW-Einengung, die ähnlich wie an den Tarntaler Köpfen vor allem im E deutlich zu erkennen ist, andererseits auf der im westlichen Oberen Tarntal bzw. im Dirschengröbl neben diesen EW-Bewegungen nicht unwesentlichen Beteiligung von Abscherung und Ausquetschung.

Über dem Hohen Lahner bilden — wie erwähnt — die Kieselschiefer den Muldenkern. Sie setzen sich gegen S bis über P 2623 fort, sind hier jedoch von dem Rhät des inversen Mittelschenkels unter Ausfall von Lias—Dogger überfahren und werden im S schließlich durch Störungen abgeschnitten. Im W liegt der Muldenschluß mit Kieselschiefern und Dolomitreccie wesentlich weiter im N. Etwa 80 m westlich des Weges vom Unteren ins obere Tarntal finden wir die letzten Aufschlüsse (vgl. Prof. 15a, Taf. 2 und Prof. 17, Taf. 1). Südlich davon gehen die Kalkschiefer des Liegendschenkels in jene des Hangendschenkels über. E. HARTMANN 1913 zieht hier mitten durch die Kalkschiefer seine Überschiebung II, die seine Schuppen  $B_1$  und  $B_2$  trennt. Die von ihm dort beschriebene Diskordanz erwies sich als Winkel zwischen den Schenkeln einer Spitzfalte, wie sie in den Kalkschiefern sehr häufig anzutreffen sind. Die Kössener Schichten im Liegenden der gesamten Kalkschiefer, d. s. also die Vorkommen der Isslköpfe und ihre südlichen Fortsetzungen, wurden gemeinsam mit den Kalkschiefern um NS-Achsen verfaltet; vgl.  $D_6$ . Die Kössener Schichten südlich P 2649 (auf der Karte fälschlich 2549) sind von den eben genannten durch einen schmalen Streifen von Kalkschiefern getrennt. Diese Kössener stellen die Fortsetzung des Sattelkerns unter der Lizumer Sonnenspitz dar, mit denen sie durch die Rhät-Aufsattelung westlich P 2593 im Oberen Tarntal verbunden sind. NE P 2636 keilt der Sattelkern mit Rhät aus, und es schließen sich die Kalkschiefer des Mittel- und des Hangendschenkels der großen  $\mathcal{S}$ -Falte. Die mächtigen Kalkschiefer im nördlichen Dirschengröbl bei P 2636 vertreten also alle drei Schenkel, die somit hier nicht mehr getrennt werden können.

Eine letzte Herausfaltung von Rhät zieht vom südlichsten Oberen Tarntal bis ins Dirschengröbl und keilt dort unter Schuttbedeckung bald wieder aus. Am W-Grat unter P 2638 fehlt jegliches Rhät. Auch nach E ist dieses Vorkommen nicht weiter verfolgbar.

Gehen wir noch weiter gegen S, so werden immer höhere Teile der Reckner-Serie von ihrer basalen Überschiebungsbahn abgeschnitten. Im Profil vom Geier-S-Grat treffen wir nur mehr auf die südlichsten Teile des Jura vom Oberen Tarntal.

Der Grat Tarntalscharte—Lizumer Sonnenspitz führt vom inversen Mittelschenkel zum Hangendschenkel der S-Falte und entspricht im wesentlichen dem E-Grat der Tarntaler Köpfe. Die unterste Wandstufe wird von Kalkschiefern gebildet, in denen mehrere Spitzfalten zu erkennen sind. Die Einengung dieses Bereiches erfolgte in NS und EW Richtung und führte zu tektonischer Anschoppung. Die Winkel zwischen den Schenkeln der Spitzfalten sind gering und in dem sehr brüchigen Gestein schwer exakt meßbar. Dafür konnten an den Kössener Schichten darüber und E unter der Lizumer Sonnenspitz die Falten mit annähernd NS-Achsen durchgemessen werden. In D<sub>13</sub> sind diese Messungen graphisch dargestellt.

Ebenso wie im Raum Tarntaler Köpfe zeigt der Jura des Hangendschenkels wesentlich ruhigere Lagerung. Im Oberen Tarntal und an seinem E-Abbruch kam es zu flachwelligen Verbiegungen um die Hauptachse (~ 70°E). Auf der Karte sind diese am Verlauf der Ausbißlinien in den Steilabbrüchen und an den Fallzeichen in den Kieselsschiefern des Oberen Tarntales abzulesen. Die EW-Bewegungen äußern sich nur mehr in dem gegen E steileren Aufbiegen des Jura. Nahe P 2593 im Oberen Tarntal fällt die Achse 26°W, auf der Lizumer Sonnenspitz 36°W.

Ein etwas komplizierterer Bau ist am Plateau E unter dem Lizumer Reckner gegeben. Der Hauptdolomit des Sattelkerns der großen S-Falte keilt schon westlich P 2539 aus. Die Kalke, Dolomite, Mergelkalke und Kalkschiefer am Plateau und in dessen E-Abbruch sind rhätisch oder noch jünger. Ihre große Mächtigkeit ist auf tektonische Anschoppung zurückzuführen. In D<sub>7</sub> und D<sub>8</sub> ist die Lage der s-Flächen zweier im 10er-Meterbereich wohlausgebildeter Falten dargestellt. Im stratigraphischen Teil haben wir schon darauf hingewiesen, daß im genannten Aufschluß eine mehrfache Schichtwiederholung gegeben ist, daß aber aufgrund der fraglichen Zuordnung der Kalkschieferbänder diese nicht als Leithorizont für einen Falten- oder Schuppenbau verwendet werden können.

Der Hauptdolomit des innersten Lizumtales und die nördlich anschließende dickbankige Dolomitreccie reagierten auf die tektonische Beanspruchung teilweise durch Bruch. An derartigen Störungen werden einmal Kieselsschiefer zwischen Hauptdolomit (südl. P 2623), einmal Kössener Schichten zwischen Breccie (P 2539) eingepreßt. Die Störungen sind von zahlreichen Harnischflächen begleitet. 80E/79S und 62E/79N sind die Daten der beiden die Rinne bei P 2539 begrenzenden Störungen, an denen der N-Teil gehoben wurde. D<sub>11</sub> zeigt die Lage der dünnbankigen Hangendteile der Breccie um P 2623, D<sub>12</sub> entspricht ungefähr dem gleichen Niveau im N unter den Tarntaler Köpfen. Hier wurde die Breccie um die Hauptfaltenachse deformiert.

Von den Tarntaler Köpfen gegen N tritt uns in der Reckner-Serie ein neues Bauprinzip entgegen. Das bisher flache oder flach S fallende s dreht

im Raum Eisenkarl ziemlich rasch bis zu 60°N. In den hangenden Kalkschiefern N unter den Tarntaler Köpfen ist dieses Umbiegen direkt erschlossen.

Von P 2478 im Eisenkarl gegen N liegen die Juraschiefer invers. Vgl. auch Prof. 3, Taf. 2 und Prof. 17, Taf. 1: über den vereinzelt Breccien führenden hangenden Kalkschiefern folgen bunte Kieselschiefer. Zwischen diesen und den nördlich anschließenden, ebenfalls Breccien und Phyllite umfassenden 15 m hangenden Kalkschiefern steckt eine schmale Linse aus Serpentin. Über den hangenden Kalkschiefern tritt noch ein letztes, 8 m mächtiges Kieselschiefer-Band auf und darüber ca. 10 m Kalkschiefer, wie sie für den Lias als charakteristisch beschrieben wurden. Über einem an Echinodermenbruchstücken reichen Horizont treten geringmächtige charakteristische Kössener Schichten in Form eines sehr schmalen Sattels auf und gehen hangend wie im Liegenden in erst noch Echinodermen-reiche Kalkschiefer und dann in Kalkschiefer mit sandigen Partien und Hornstein zwischen reineren blaugrauen Kalken über. Hier wird das Profil tektonisch begrenzt.  $D_9$  gibt die Messungen an den Kössener Schichten wieder,  $D_{10}$  die der nördlich anschließenden Kalkschiefer.  $\beta$  und B liegen nur wenige Grade auseinander und stimmen mit der Hauptfaltenachse der Reckner-Serie überein. Der Sinn der Relativbewegung jedoch ist entgegengesetzt dem weiter südlich. Der inverse Faltenschenkel mit dem Rhät im Kern wird am E-Grat der Klammspitze durch den dort eingeschuppten Dolomit gestört. Die Kalkschiefer passen sich randlich den steilen Begrenzungsflächen des Dolomits an und biegen erst bei P 2333 wieder in flaches N-Fallen um. Der erwähnte Dolomit stellt hier am E-Grat ebenso wie im N-Gehänge der Klammspitze, wo er von Raibler Schichten und Diploporendolomit begleitet wird, ein fremdes Bauelement dar. Ob es sich bei dem Vorkommen um den aufgeschuppten Untergrund der Rhät—Jura-Falte handelt oder aber um Gesteine aus der Basisserie, die vom N gegen S aufgeschoben bzw. eingepreßt wurden, ist schwer zu entscheiden. Der zweiten Deutung scheint mehr Wahrscheinlichkeit zuzukommen.

Nach den beschriebenen Beobachtungen läßt sich das Profil zwischen Tarntaler Köpfen und Klammspitze (vgl. Prof. 3 und 4, Taf. 2, Prof. 14, Taf. 2) als eine zweiseitig zugeschobene Mulde mit hangenden Kalkschiefern im Kern deuten. Der S-Teil der Mulde ist ident mit der Mulde der großen S-Falte der Reckner-Serie, der N-Teil wird durch den inversen Schenkel der Klammspitz-Falte gebildet. Unter den hangenden Kalkschiefern als jüngstem Schichtglied wölben sich im Eisenkarl Kieselschiefer auf. Diese setzen sich am Klammjoch fort, vereinigen sich dort mit den Kieselschiefern des Hangendschenkels der Mulde und schließen diese somit. Westlich des Klamm-Sees liegen die letzten Aufschlüsse von hangenden Kalkschiefern.

Die Übereinstimmung der Achse der Klammspitz-Falte mit der Achse der S-Falte der Reckner-Serie läßt deren einzeitige Entstehung vermuten, d. h. der beidseitige Zuschub der Mulde vom Eisenkarl muß während der allgemeinen Einengungstektonik der Reckner-Serie entstanden sein. Jüngere

S-vergente Aufschiebungen werden allein schon durch die Scholle von Mittel- und Obertrias der Klammspitze belegt, sind auch häufig an Schlepungen in den Juraschiefern der Klammspitz-Falte zu erkennen, können aber nicht allein für den Zuschub des nördlichen Muldenteiles verantwortlich gemacht werden.

Die nördlichsten Teile der Reckner-Serie liegen im Raum zwischen Kranberg-Südl. Schober-Mölser Sonnen Spitze-Klammjoch. Der fehlende Zusammenhang zwischen den einzelnen Aufschlüssen dieses Abschnittes erschwert die Auflösung des tektonischen Bauplanes. Die Profile 7—12, Taf. 2 und Prof. 14, Taf. 2, schneiden die genannte Zone.

Der Südl. Schober stellt die Fortsetzung des Liegendschenkels der S-Falte dar. B in den Kalkschiefern beträgt 53E/15W. Die Breccie am Gipfel ist über Vorkommen der Kuchlböden (z. B. P 2355) mit jener vom W-Grat der Tarntaler Köpfe auf 2520 zu verbinden. Die hangenden Kieselschiefer ziehen in einem schmalen Streifen vom Klammsee noch rund 600 m gegen W und werden von Glaukophanschiefern und stark zerrüttetem Serpentin begleitet. B der Kieselschiefer am Klammjoch 80E/24W.

Am Grat der Mölser Sonnen Spitze-Klammjoch treffen wir auf die Fortsetzung der Klammspitz-Falte. Im Kern ist eine doppelte Aufsattelung von Rhät zu erkennen. B 77E/5E. Im Nordschenkel richten sich die Schichten steiler auf und drehen schließlich auf steiles S-Fallen. Vgl. D<sub>14</sub>. Zum Unterschied von der Klammspitz-Falte umfaßt an der Mölser Sonnen Spitze der Nordschenkel den Jura bis zu den hangenden Kalkschiefern. Hier wird er dann von der basalen Überschiebungsbahn der Reckner-Serie abgeschnitten.

Der Jura Kranberg—Nördl. Schober liegt im Streichen der Falte der Mölser Sonnen Spitze. Wie die Profile 11 und 12 zeigen, bilden die Schiefer hier aber eine Mulde mit inverser Schichtfolge. B = 68E/23W. Diese Mulde liegt teils über Unter- und Mitteltrias der Basis-Serie, zur Hauptsache aber über Quarzphyllit. Vermutlich handelt es sich hier um die Einrollung der Stirn der Reckner-Serie bei deren Aufschub über Tarntaler Breccie bzw. Basis-Serie. Abgesehen von den Auswirkungen der jungen Hangtektonik in Prof. 9 und 10 (Basis-Serie, Reckner-Serie und die Überschiebungsbahn fallen plötzlich steil N), dreht das Schichtfallen von der Mölser Sonnen Spitze bis zum N-Schober; vgl. Prof. 7—12. Die Falte der Mölser Sonnen Spitze wird von der basalen Überschiebungsbahn diskordant abgeschnitten. Vgl. Prof. 17. Gegen W reichen die hangenden Kalkschiefer aber im N immer tiefer unter den älteren Jura, bis sie diesen schließlich (am Kranberg und Nördl. Schober) muldenförmig aufnehmen.

Zusammenfassend läßt sich die Tektonik der Reckner-Serie folgend darstellen: während der ersten intensiven Beanspruchung entstand unter großer Belastung die N-vergente S-Falte im S und im N eine einfache S-vergente Falte. Durch beide wurde die komplizierte Mulde vom Eisenkarl zugeschoben. Diese gefaltete Einheit wurde dann von ihrem Untergrund abgeschert und gegen N transportiert, wobei es im Stirnbereich zu lokalen Einrollungen kam. Spuren einer jüngeren, nochmaligen Ein-

gung sind allen tektonischen Stockwerken gemeinsam, also jünger als die großen Überschiebungen.

Für kleintektonische Untersuchungen bilden die Tarntaler Berge ein interessantes Studienobjekt. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnte diese Arbeitsweise nur in einzelnen Stichproben angewandt werden. Daraus ergab sich für die Richtung der Relativbewegungen senkrecht zur EW-Achse im N allgemein Hangendes gegenüber Liegendem nach S, im S vorwiegend Hangendes gegenüber Liegendem nach N und im mittleren Abschnitt (~ Tarntaler Köpfe — Tarntalscharte) beide Richtungen in gleicher Häufigkeit.

Detaillierte gefügekundliche Untersuchungen des gesamten Raumes wurden von B. SANDER 1942 durchgeführt und in zahlreichen Diagrammen dargestellt. Auf sie soll hier nochmals hingewiesen sein.

#### Literaturverzeichnis

- ANGEL, F. (1964): Petrographische Studien an der Ultramafit-Masse von Kraubath (Stmk.). — Mineral. Mitt. Bl., H. 2/1964, Joanneum, Graz.
- BECK-MANNAGETTA, P. u. E. BRAUMÜLLER (1964): Geologische Übersichtskarte der Rep. Österreich mit tekton. Gliederung 1 : 1,000.000. — Geolog. B. A. Wien 1964.
- BLESER, P. (1934): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. (Diss. Zürich). — Bull. de l'Inst. Grand-Ducal de Luxembourg, Archiv. nouv. Série, Année 1934, Tome XIII.
- BRINKMANN, R. (1959): Abriß der Geologie. II. Bd. Historische Geologie. 8. Aufl., Ferd. Enke, Stuttgart 1959.
- CADISCH, J. (1921): Geologie der Weißfluhgruppe — Beitr. z. Geolog. Karte der Schweiz, N. F. Lfg. 49/I.
- CLAR, E. (1937): Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sitz. Ber. Ak. d. Wiss., math.-ntw. Kl. Abt. I, 146. Bd., 7. u. 8. H., Wien 1937.
- CLAR, E. (1940): Die Tarntaler Breccie. — Sitz. Ber. Ak. d. Wiss., math.-ntw. Kl., Abt. I, 149. Bd., 1. u. 2. H., Wien 1940.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A. Wien, Sonderh. G., Wien 1965 und Zs. Dtsch. Geol. Ges. Jg. 1964, Bd. 116, 2. T., Hannover 1965.
- CRICK, G. C. (1909): Notes on two Cephalopods collected by Dr. A. P. Young on the Tarntaler Köpfe in Tirol — Geol. Magazine, Decade V, Vol. VI. No. 5 44, 1909.
- DIENER, C. (1897): Über eine Vertretung der Juraformation in den Radstädter Tauerngebilden. — Verh. Geol. R. A. Wien 1897.

- EISSELE, K. (1957): Kritische Betrachtung einer Methode zur Bestimmung des Rundungsgrades von Sandkörnern. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Jg. 1957, Stuttgart.
- ENZENBERG, M. (1965): Vorbericht über geologische Studien in den Tarn-  
taler Bergen (Tirol). — Anz. Ak. d. Wiss. Wien, math.-ntw. Kl., Jg. 1965,  
Nr. 9.
- FABRICIUS, F. (1962): Faziesentwicklung an der Trias-Jura-Wende in  
den mittleren Nördlichen Kalkalpen. Zs. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 113,  
Hannover 1962.
- FISCHER, G. und J. NOTHAFT (1954): Natriumamphibol-(Osannit-)  
Aegirinschiefer in den Tarntaler Bergen. — Tscherm. Min. Petr. Mitt.  
3. F., 4. Bd. (Festband Bruno Sander). Wien 1954.
- FOLK, R. L. (1954): The distinction between grain size and mineral-com-  
position in sedimentary-rock nomenclature. — J. Geology 62. 1954.
- FRITSCH, W. (1966): Zum Einteilungsprinzip der Gesteine nach dem Um-  
wandlungsgrad mit besonderer Berücksichtigung der Anchimetamor-  
phose. — N. Jb. Miner. Abh. 105, 2, Stuttgart 1966.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. —  
Erdöl und Kohle, 12. Jg. 1959, Nr. 8.
- GRUNAU, H. (1959): Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jung-  
mesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentralalpen.  
— Internat. Sedim. Petrograph. Series, Vol. IV, Leiden 1959.
- HARDER, H. (1954): Exkursionsführer zur 4. Internationalen Sedimento-  
logen-Tagung in Göttingen.
- HARTMANN, E. (1913): Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am W-Ende  
der Hohen Tauern. — Jb. Geol. R. A. Wien 1913, Bd. 63, 2. Heft.
- HÖLDER, H. (1964): Handbuch der Stratigraphischen Geologie Bd. IV. Jura.  
F. Enke, Stuttgart 1964.
- HUCKENHOLZ, H. G. (1963): A contribution to the classification of sand-  
stones. — Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar vol 85,  
Stockholm 1963.
- JACOBESHAGEN, V. (1964): Lias und Dogger im West-Abschnitt der Nördl.  
Kalkalpen. — Geologica Romana. Vol. III.
- JACOBESHAGEN, V. (1965): Die Allgäuschichten (Jura-Fleckenmergel)  
zwischen Wettersteingebirge und Rhein. — Jb. Geol. B. A. Wien,  
Bd. 108.
- KOARK, H. J. (1950): Die Serpentine des Ochsners (Zillertal) und des  
Reckners (Tarntal) als Beispiel polymetamorpher Fazies verschie-  
dener geologischer Stellung. — N. Jb. Min. Abh. 81, 3, 1950.
- KOBER, L. (1955): Bau und Entstehung der Alpen. — 2. Aufl., Wien,  
Deuticke 1955.

- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1962): Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 1961, Wien 1962.
- KÜBLER, H. und W. E. MÜLLER (1962): Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol) — Jb. Geol. B. A. Wien, 105, Wien 1962.
- MEIER, O. (1927): Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner (1922). — Mitt. Geol. Ges. Wien, XVIII, 1925, Wien, 1927.
- MOSTLER, H. (1964): Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und der sie begleitenden Gesteine. — Mitt. Ges. Geol.-Bergbaustud. Wien, 14, 1963, Wien 1964.
- PICHLER, A. (1859): Beiträge zur Geognosie Tirols. — Zs. Ferdinandeum Innsbruck, III. F., 8. H.
- REISER, K. A. (1920): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu I. — Geogn. Jh., 33, München 1920.
- ROTHPLETZ, A. (1886): Geologisch-paläotologische Monographie der Vilser Alpen. — Paläontographica, 33, Stuttgart 1886.
- SAMES, C. W. (1965): Zur Bildung konglomeratischer Mudflows und gradierter Konglomerate. — Max Richter Festschrift. Clausthal-Zellerfeld 1965.
- SANDER, B. (1910): Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe (Navistal, Tirol). — Verh. k.k. geol. R. A. Wien, Jg. 1910, Nr. 2.
- SANDER, B. (1911): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. 1. Bericht. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math.nrw. Kl., LXXXII.
- SANDER, B. (1921): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. 2. Bericht — Jb. Geol. St. A. Wien, LXX, 1920, 3. und 4. H.
- SANDER, B. (1939): Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes. — Zs. Dtsch. Geol. Ges., 91, Jg. 1939, H. 4.
- SANDER, B. (1941): Zur Petrographie der nachtriadischen Tarntaler Breccie (Ostmark). — Ber. R. St. Bod. Forsch. Wien, Jg. 1941.
- SANDER, B. (1942): Über Flächen- und Achsengefüge (W-Ende der Hohen Tauern). III. Bericht. — Mitt. R. A. Bod. Forsch. Wien, H. 4, 1942.
- SARNTHEIN, M. (1966a): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. 1. Fortsetz. — Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, 54. 1966.
- SARNTHEIN, M. (1966b): Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck. — Vortrag 56. Jahrestag Geol. Vereinig., Wien, Feber 1966.
- SCHMIDEGG, O. (1964): Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. — Verh. Geol. B. A. Wien, Jg. 1964, H. 1.

- SCHWINNER, R. (1935): Zur Stratigraphie der Tarntaler und Radstädter Berge. — Jb. Geol. B. A. Wien, 85.
- SEILACHER, A. (1959): Flysch und Molasse als Faziestypen. — Ecl. Geol. Helv., 51, Nr. 3. 1959.
- SEILACHER, A. und MEISCHNER, D. (1964): Fazies-Analyse im Paläozoikum des Oslo-Gebietes. — Geol. Rundschau, 54 Bd., H. 2, 1964.
- SPENGLER, E. (1951): Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. — In: F. X. Schaffer, Geologie von Österreich. 2. Aufl. Wien 1951.
- SPITZ, A. (1919): Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und des Tribulaunmesozoikums. — Jb. Geol. R.A. Wien 1918, 68, 1. und 2. H. Wien 1919.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz N. F. 52. Lfg.
- STEINMANN, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen. II, Die Scharfsteinsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. — Ber. Natf. Ges. Freiburg i. B., 16, 1905.
- TERTSCH, H. (1922): Studien am Westrand des Dunkelsteiner Granulitmassivs. — Tscherm. Min., Petr. Mitt. 35.
- TOLLMANN, A. (1956): Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). Vorbericht. — Verh. Geol. B. A. Wien 1956, H. 1.
- TOLLMANN, A. (1958): Geologie der Mosermanngruppe. — Jb. Geol. B. A. Wien, Jg. 1958, 101, H. 1.
- TOLLMANN, A. (1959a): Bericht über die geologischen Aufnahmen 1958 in den südlichen Radstädter Tauern. — Verh. Geol. B. A. Wien, Jg. 1959.
- TOLLMANN, A. (1959b): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des Zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 10, 1959.
- TOLLMANN, A. (1961): Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, Jg. 1960, Wien 1961.
- TOLLMANN, A. (1963a): Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 55, 1962, Wien 1963.
- TOLLMANN, A. (1963b): Ostalpensynthese. — Wien, Fr. Deuticke.
- TOLLMANN, A. (1964a): Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpathen. — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Wien, 14., 1963, Wien 1964.
- TOLLMANN, A. (1964b): Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. — Anz. Ak. d. Wiss. Wien, math.nrw. Kl., Jg. 1964, Nr. 10.



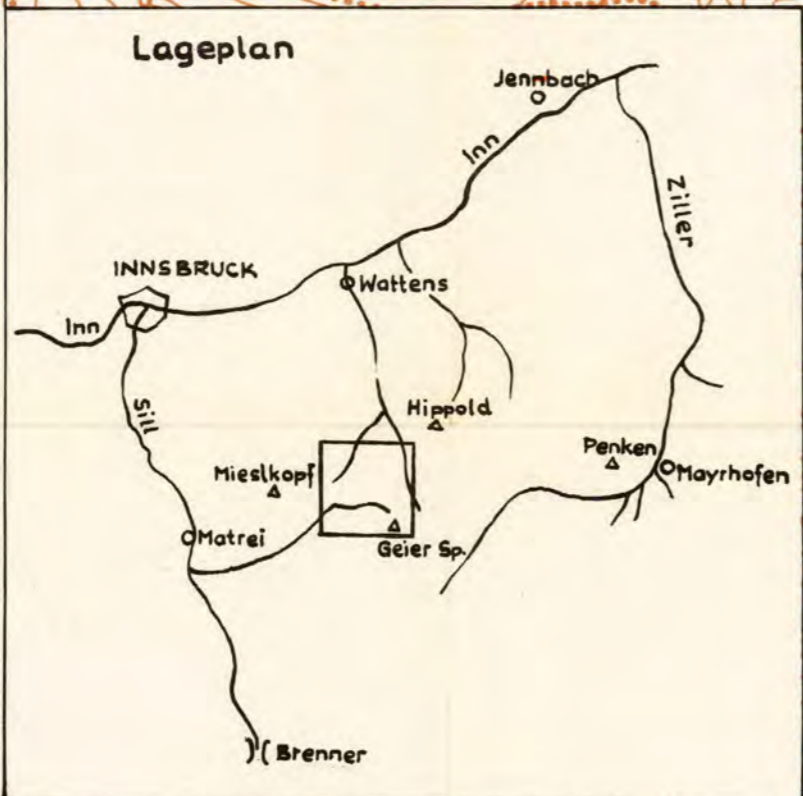
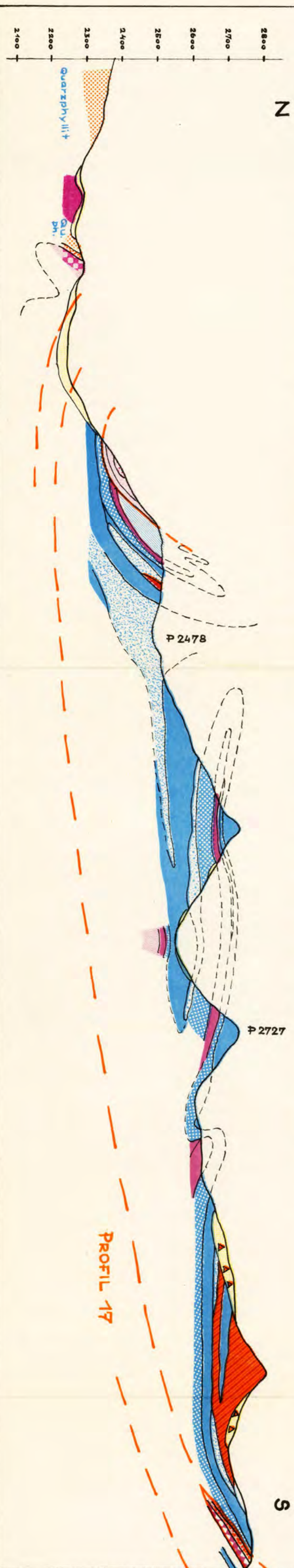
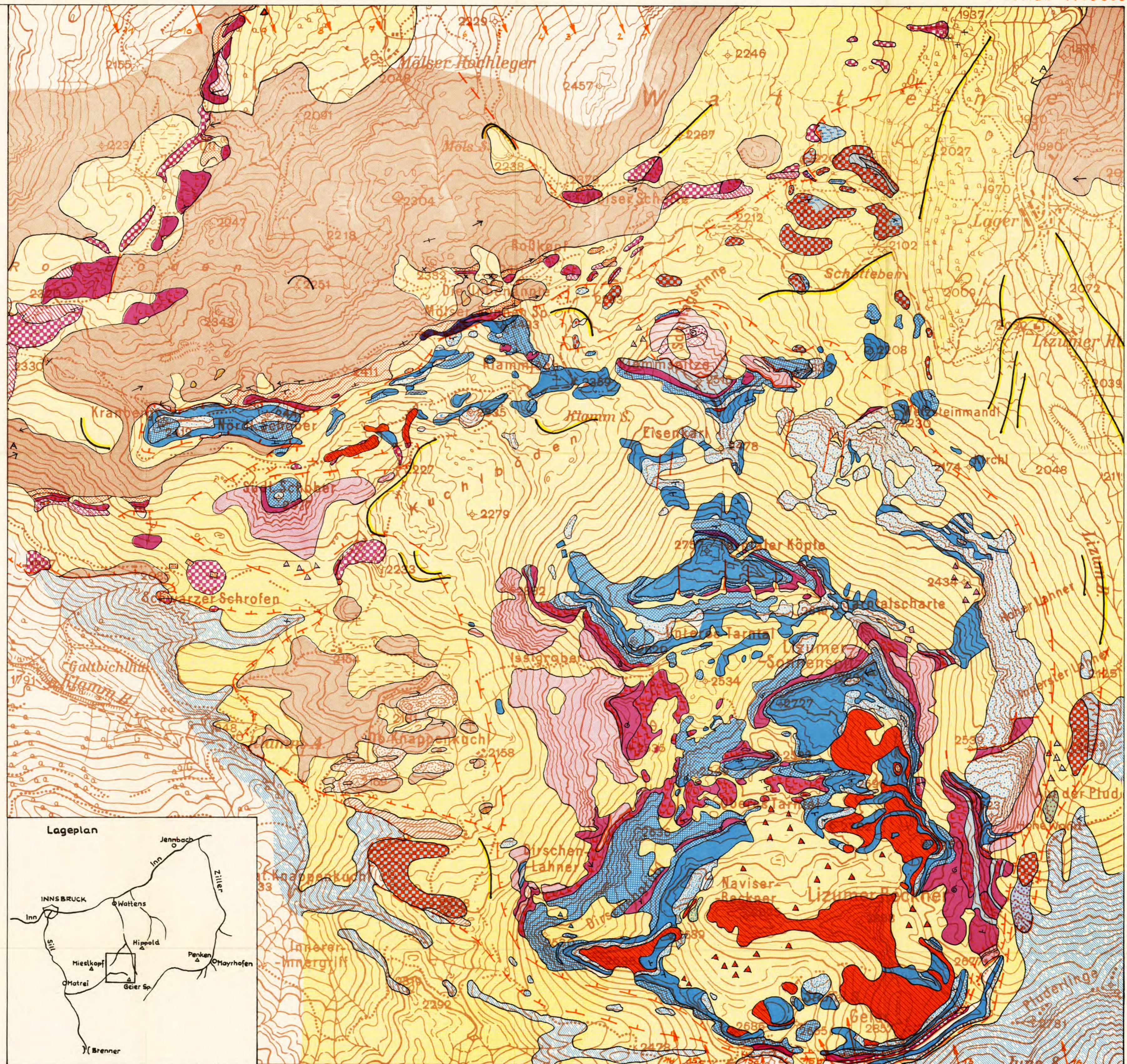
- TOLLMANN, A. (1964c): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1964, 5. Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpathen. — Geotekt. Forsch., H. 21, I—II, Stuttgart 1966.
- TRAUTH, F. (1950): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., Jg. 1948, H 10—12, Wien 1950.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. — Bull. Geol. Ges. Soc. America, vol. 71, 1960.
- TRÜMPY, R. (1960): Der Werdegang des Geosynklinale. — Geol. Rundsch. 50, 1960.
- YOUNG, A. P. (1907): On a Serpentine-rock from the mass of the Tarntaler Köpfe, Tirol. — Mineral. Magazine, v. XIV, Nr. 67.
- YOUNG, A. P. (1909): Structure and Physiography of the Tarntal Mass. — Geol. Magazine, N. S., Decade V, vo. VI, No. 542, 1909.

# GEOLOGISCHE KARTe DER TARNTALER BERGE

von MECHTHILD ENZENBERG

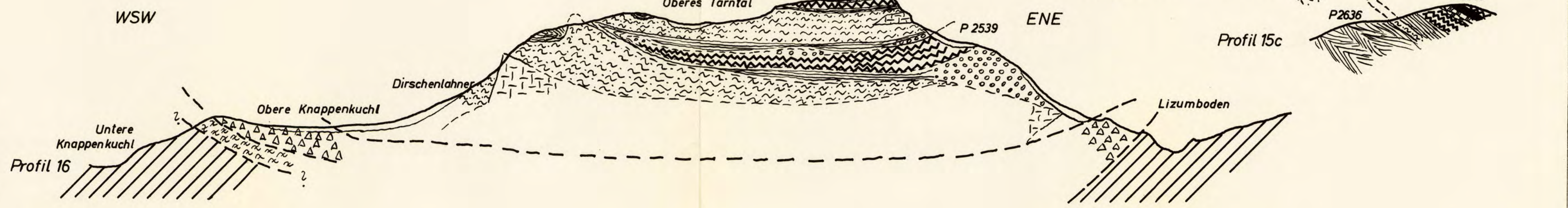
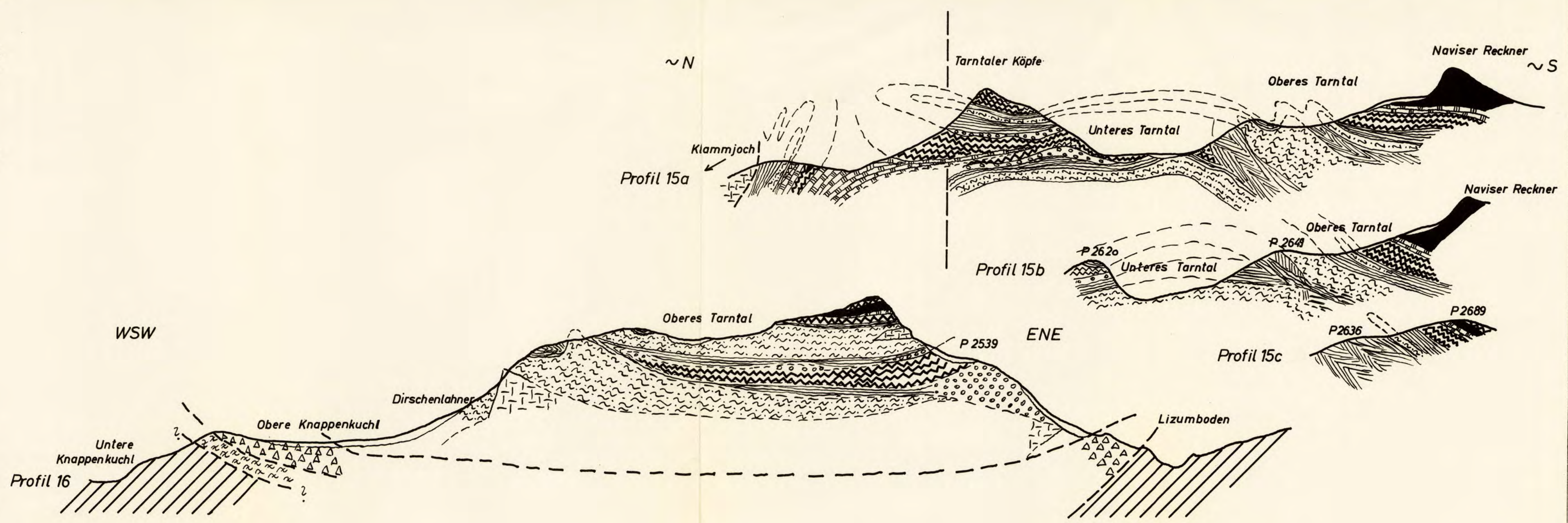
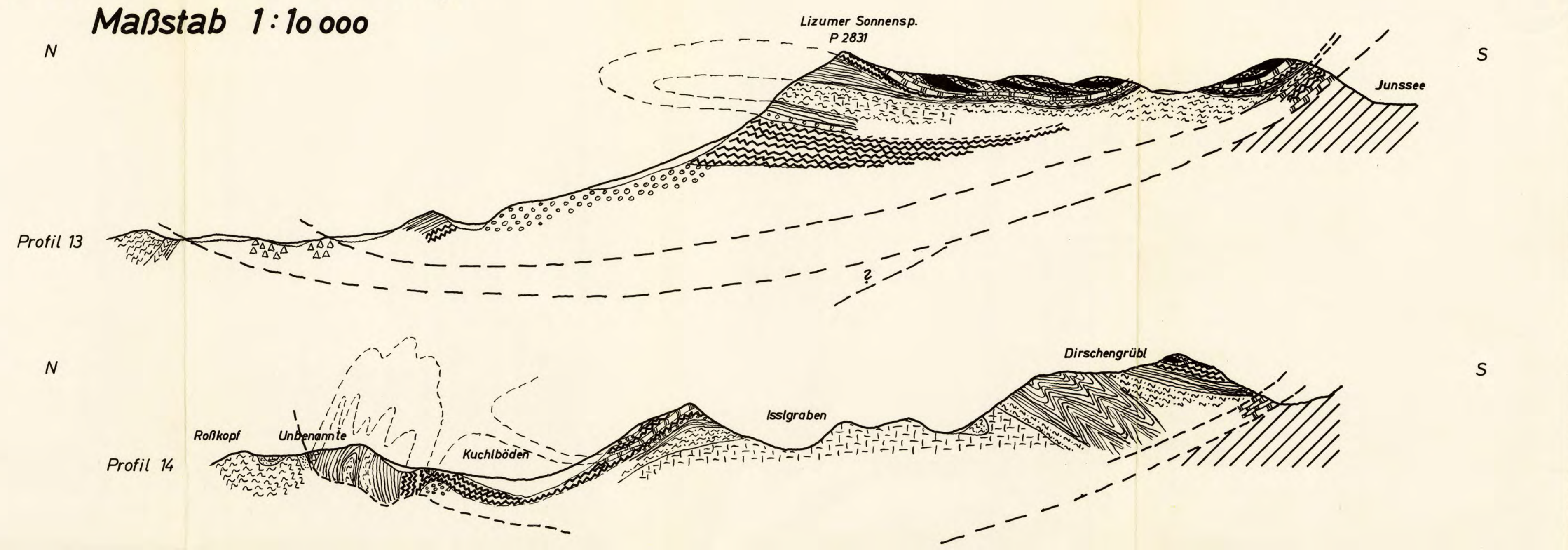
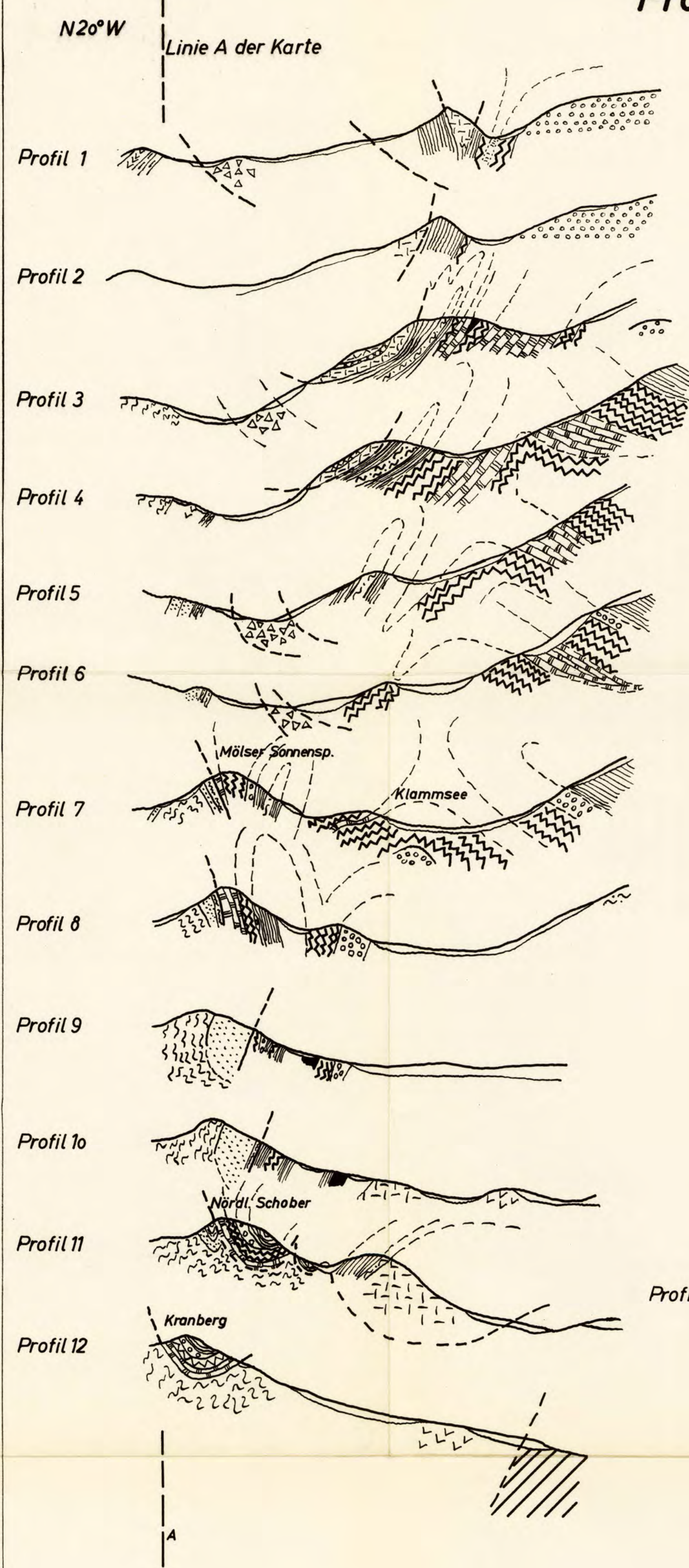
Aufgenommen in den Sommermonaten 1963-1965

Masstab 1:10000


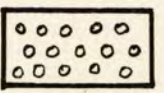
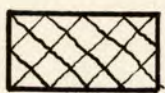
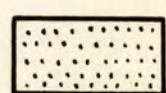
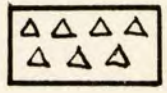
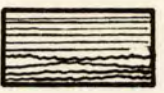
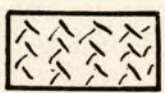
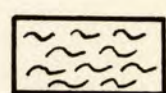
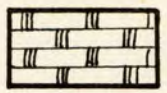
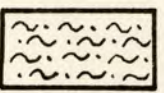
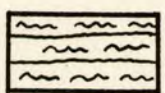
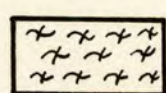

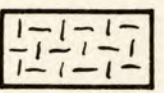
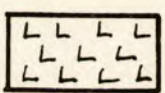
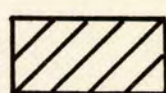


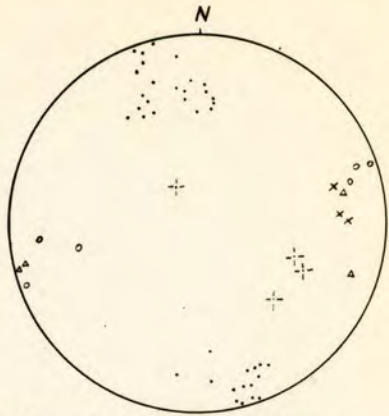
# Profile durch die Tarntaler Berge

## Maßstab 1:10 000

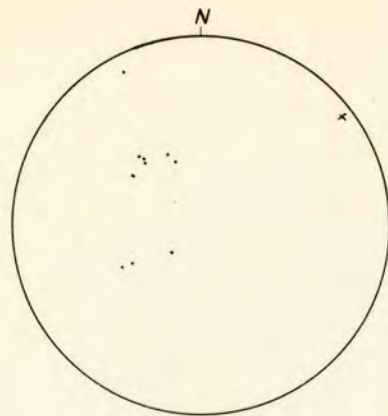


### Legende

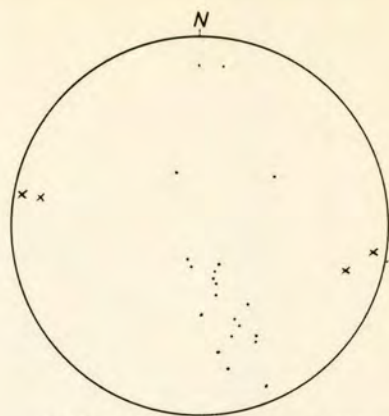
	Serpentin		Jura-Breccie der Reckner Serie		Raibler Schichten		Permoskyth-Quarzite
	Tarntaler Breccie i.e.S.		Lias Kalkschiefer		Diploporendolomit		Quarzphyllit
	Kalkschiefer u. Breccien		Kössener Schichten		Tonschiefer d.M.-Trias		Quarzphyllit fragl. Stellung
	Kieselschiefer		Hauptdolomit		Anis: Kalke, Dol., Rauhw.		Kalkphyllite, Pennin



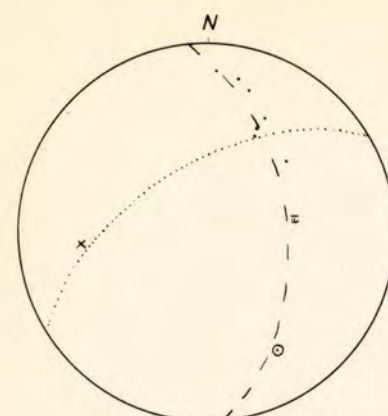
D1 Sammeldiagramm Quarzphyllit  
(Unbenannte-Klammjoch)



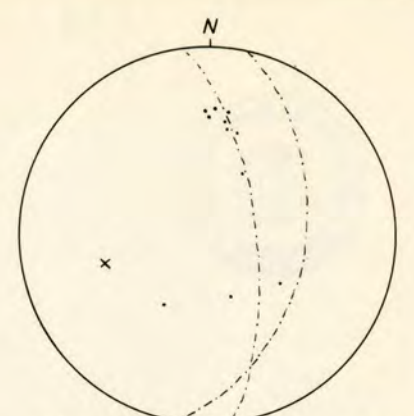
D2 Anis der Roßböden



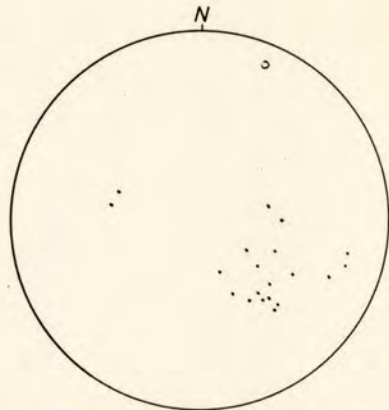
D3 U.- und M.-Trias der Mölstalmulde



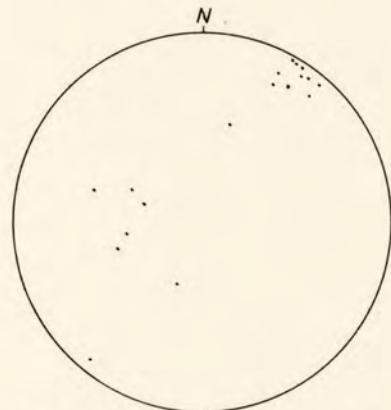
D4 Kalkschiefer unter Sonntagsrinne



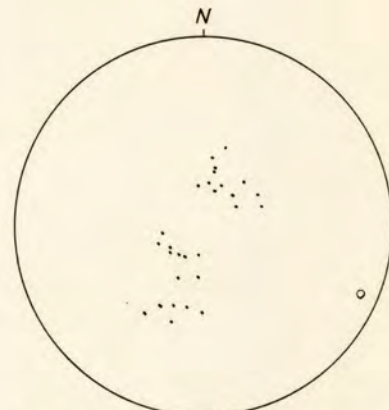
D5 Tarntaler Breccie E unter P2202



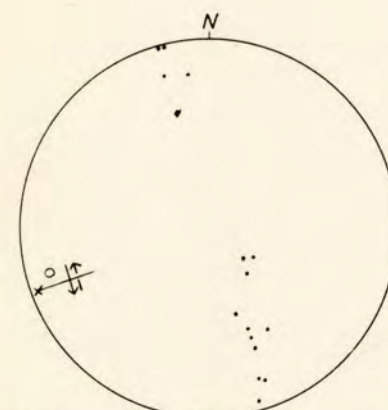
D6 Kössener Schichten im südl. Untertarntal



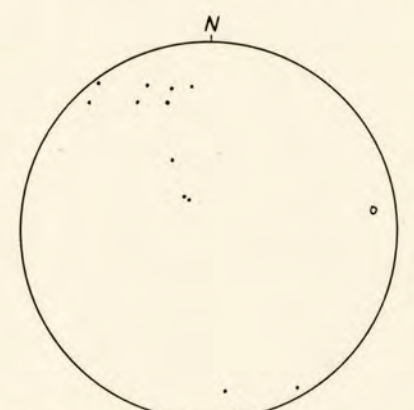
D7 Kössener Schichten E unter Lizumer  
Reckner



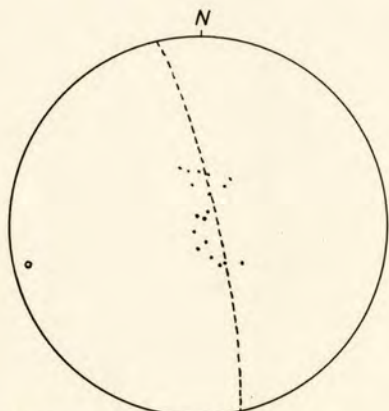
D8 Kössener Schichten E unter Lizumer  
Reckner



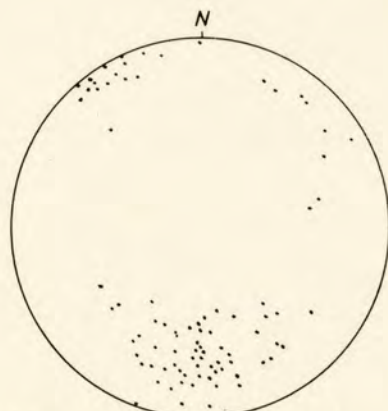
D9 Kössener Schichten der Klammspitze



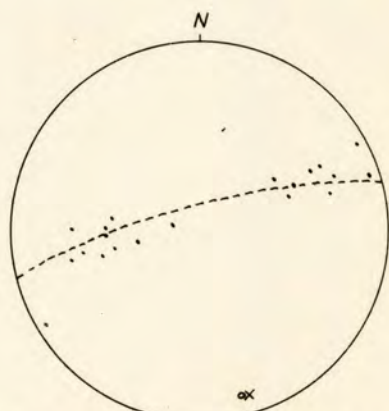
D10 Kalkschiefer der Klammspitze



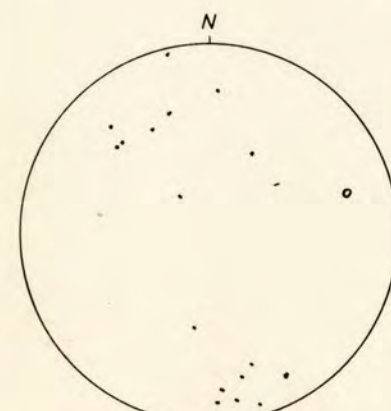
D11 Breccie über innerstem Lizumtal



D12 Breccie NE unter Tarntaler Köpfen



D13 Kössener Schichten E unter Lizumer  
Sonnenspitz



D15 Juraschiefer der Mölser Sonnenspitz

Legende:

- x B
- s-Pol
- △ α
- - - Fältelungs-b
- β

Erläuterungen im Text!